ИЗБРАННЫЕ ТРУДЫ

МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ

и школа молодых ученых по измерениям, моделированию
и информационным системам для изучения окружающей среды

enviromis 2016

INTERNATIONAL CONFERENCE

and Early Career Scientists School
on Environmental Observations, Modeling and Information Systems

SELECTED PAPERS

Организаторы Enviromis 2016

- Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН
- Институт вычислительной математики РАН
- Научно-исследовательский вычислительный центр МГУ
- Томский государственный университет

Благодарим за финансовую поддержку

Проект РФФИ 16-35-10203 мол_г

Мегагрант Минобрнауки РФ No14.B25.31.0026
«Внетропический гидрологический цикл в современном и будущем климате: неопределенности и предсказуемость»
(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН)

Enviromis 2016 organizers

- Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS
- Institute for Numerical Mathematics RAS
- Research Computing Center of Moscow State University
- Tomsk State University

Aknowledgements:

RFBR project 16-35-10203 mol_g

Mega-grant of Minestry of Education and Science of Russian Federation No14.V25.31.0026
«Extra-tropical hydrological cycle in the current and future climate: uncertainties and predictability»
(P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS)

© ИМКЭС СО РАН, 2016 **ISBN 978-5-89702-362-2**

Издательство Томского ЦНТИ. Лиц. ИД № 05060 от 14.06.2001 г. Отпечатано в Томском ЦНТИ. Лиц. ПД № 12-0084 от 16.04.2001 г.
Подписано в печать 16.06.2016 г. Заказ № 509. Тираж 200 экз. Россия, 634021, г. Томск, пр. Фрунзе, 115/3.

СЕКЦИЯ 1

Мониторинг климатических изменений
в Северной Евразии

SESSION 1

Monitoring of Climate Changes
over Northern Eurasia

SYNCHRONISM AS AN ESSENTIAL PROPERTY OF THE CLIMATIC SYSTEM OF THE EARTH

[1]Tartakovsky V.A., [1]Krutikov V.A., [1,2]Volkov Yu.V., [1]Cheredko N.N., [1]Ogurtsov L.A.

[1]Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
[2]Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia
E-mail: post@imces.ru

On the Earth, reasoning from experience, natural and climatic processes are significantly initiated and controlled by external forcing. It has a complex structure, but the Sun is a major contributor, acting directly and adjusting the other cosmic influences. Strengthening of the Sun's magnetic field is accompanied by an increase in the number of dark areas in the chromosphere, named sunspots. A combination of the sunspot numbers and sunspot groups has been chosen as a comprehensive indicator of solar activity. Series of the indicators are called the Wolf numbers, and they have no physical dimensions.

Assessing the observed facts, we shall have to formulate the principle: «external forcing inherently initiates and synchronizes elementary processes in the geospheres». In fact, doing so, we mean that the empirical regularities are more generally than it may seem at first sight.

Distinctive features of the problem to be solved are taken into account more by different variants of informal classification, based on the optimization of objective functions of an empirical nature. In such approaches, the decomposition of the original set into subsets is performed. Each subset contains as strongly as possible related elements, and the relationship between elements of different subsets must be weaker. Analysis of the data series of the surface temperature from weather stations of Eurasia have been performed with use of analytic signals. The climatic classes are allocated by comparing the phase of the temperature series (as synchronicity indicator) with an estimated phase during iterations. This computing technology is first applied to the climatic classification.

In origin and due to inadequate measurements, natural and climatic processes consist of heterogeneous components, which are not always known. We support above principle by a formal definition: «synchronicity of processes is manifested in the coincidence of their essential signs», which it is necessary to define reasonably. Thus, the synchronism is selected as an essential factor in solar-terrestrial relations. Use is made of the orthogonal CS- and NS-components of Wolf numbers and the processes under study that differ in the coincidence and non-coincidence of their essential signs. These components are revealed the latent essence of the phenomenon, and between them the information from the original data is redistributed without any distortion. To calculate these components, algorithms based on the Fourier transform were developed.

We present our theory and supporting algorithms to be applied for the synchronous analysis of series of average monthly Wolf numbers and the series of average monthly temperatures measured at 818 weather stations in the Northern Hemisphere of the Earth from 1955 to 2010. The solar activity is considered as input forcing, the temperatures at the weather stations as output reaction, and the Earth is the black box under possible diagnostic. The input-output link is appeared as consequence of the productive hypothesis of synchronicity, its utility is clear confirmed by the following results.

The CS- or NS-components of the Wolf numbers and temperature series have significant correlation coefficients in the range from weak to strong values for small samples, typical for the minimum period of stability of the climate. The histograms of the original temperature series coincide with the histograms of their components over long continuous ranges of temperatures, excluding the range of about ± 3°C. The second initial moments of both the components of the Wolf numbers display the climate geography, and fall into two ranges, the width and the distance between which is about 30% of the possible changes. The relationship between the CS-components of the Wolf numbers and temperature series can be interpreted as an inflow of energy from the Sun, and between the NS-component - as an energy outflow. The distribution of the inflow and outflow of solar energy over the weather stations undergoes jumps from about 27% in January to 39% in May, excluding July and August.

By the approach, new properties of solar-terrestrial relations were revealed; and it was not found any inconsistencies with the well-known notions of the climatic processes. The approach is informative; it describes the manifestation of the forcing and corresponds to the climate geography, and it is suitable for the analysis of series under observation at this time.

СИНХРОНИЗМ КАК СУЩНОСТНОЕ СВОЙСТВО КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ЗЕМЛИ

[1]Тартаковский В.А., [1]Крутиков В.А., [1,2]Волков Ю.В., [1]Чередько Н.Н., [1]Огурцов Л.А.

[1]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
[2]Томский политехнический университет, Томск, Россия
E-mail: post@imces.ru

Современные прогностические модели, используют огромный вычислительный ресурс. Несмотря на это, оправдываемость прогноза состояния климатической системы не может преодолеть предел предсказуемости более месяца. Приемлемы лишь краткосрочные прогнозы погоды. Не решены проблемы среднесрочного и долгосрочного прогноза. Изменения климата характеризуются лишь возможными сценариями, существенно отличными друг от друга.

Причины происходящих изменений климата до сих пор однозначно не определены, хотя, совершенно очевидно, прямое и косвенное антропогенное влияние на геосферу. С другой стороны, значимы естественные факторы изменения климата, что признано в четвертом докладе Межправительственной группы экспертов по изменению климата.

Прогноз динамики сложных систем, к которым относится климатическая система Земли, состоящих из множества взаимосвязанных подсистем, осложнен недостаточным описанием процессов, характеризующихся широким спектром временных и пространственных масштабов, элементами накопления и запаздывания, большим количеством обратных связей. В конечном итоге это приводит к неустойчивости решений систем уравнений, ошибка растет быстрее некоторого расстояния от начального состояния, возникает известный «эффект бабочки» Э. Лоренца.

В этой связи целесообразно актуализировать феноменологический подход и использовать данные климатических наблюдений для исследования внутренней структуры и динамики климатических параметров. Более глубокое понимание этих процессов создаст новые предпосылки для моделирования климатической системы и выявления закономерностей её функционирования в глобальном и региональном масштабах.

Будем исходить из опыта, по которому природно-климатические процессы, протекающие на Земле, инициируются и регулируются внешним вынуждающим воздействием, которое имеет сложную структуру, но основной вклад в него вносит Солнце, непосредственно и как регулятор иных космических влияний. Солнечная активность проявляется в наблюдаемых нестационарных явлениях в хромосфере. Усиление магнитного поля Солнца сопровождается возрастанием числа темных областей – солнечных пятен. Линейная комбинация числа пятен и групп пятен носит название чисел Вольфа. Какой-либо размерности они не имеют. Существуют сомнения о возможности применения чисел Вольфа для характеристики солнечной активности. Астрономы ведут подсчет пятен около 400 лет, на данный момент, эти ряды наблюдений наиболее продолжительны, доступны исследователю, дают представление о масштабах колебания солнечной активности, имеют высокую корреляцию с другими солнечными и космическими эффектами [1]. Этот уникальный ряд инструментальных данных о космосе следует рассматривать как комплексную характеристику, как индикатор солнечной активности.

Выделим синхронность как сущностный фактор солнечно-земных связей [2]. Опыт говорит о согласованности составляющих вынуждающего воздействия и различных природно-климатических процессов. Цикличность движений в солнечной системе проявляется на Земле в постоянной смене времен года, дневного прогрева и ночного охлаждения. Гиперболизация опытных фактов позволяет сформулировать новый принцип: «по своей природе внешнее вынуждающее воздействие синхронизует инициированные им элементарные процессы в геосферах». Рассматриваются два варианта реализации этого принципа.

Можно рассматривать синхронность как сфазированность изучаемых процессов и провести декомпозицию исходного множества на подмножества, содержащие сильно связанные элементы, а связь между элементами различных подмножеств должна быть при этом слабее. Для задачи классификации климата введена в рассмотрение фаза температурных рядов как фактор их общей изменчивости. С этой целью применен формализм аналитического сигнала. Одно из преимуществ применения фазы обусловлено тем, что изменения температуры, характеризующие локальные климатические особенности, невелики в сравнении с годовым ходом температуры. Однако именно эти изменения необходимо выделить для классификации. В случае анализа фазы колебания, процедура устранения годового хода температуры из исходного ряда сводится к удалению одной линейной функции для всего анализируемого интервала.

Различная степень нагрева поверхности вращающейся Земли, трансформирующаяся крупномасштабными циркуляционными процессами и локальными географическими условиями, дает возможность выдвигать гипотезу географической обусловленности фазовой модуляции колебаний параметров клима-

та, которая подтверждается видом спектра мощности исходных данных, где проявляются четыре моды на частотах, кратных несущей частоте.

Ранее алгоритм был протестирован по данным приземной температуры 332-х метеостанций Евразии [3]. Теперь он реализован для периода 1956-2010 гг. в Северном полушарии. Классификация происходила путем вычисления фазовых оценок для каждого температурного ряда из общей выборки и выделения групп с согласованными изменениями этих оценок. В качестве меры согласованности выбран коэффициент корреляции. Группы фаз, удовлетворяющие заданному уровню корреляции, по завершению итерационного процесса формируют «типовую фазу» как предел внутри группы. Эксперимент, проведенный для выборки из 818 рядов среднемесячных температур, показал сходимость итерационного процесса до уровня вычислительной точности.

С увеличением дробности разбиения на классы проявляется большее влияние региональных факторов, но каждый класс несет информацию о глобальных сигналах. Исходное 818-мерное пространство температурных рядов сократилось до 17-мерного пространства типовых фаз, соответствующих климатическим особенностям территорий, где изменения температуры происходят синхронно. Далее по полученным типовым фазам можно выводить основные для соответствующей территории (класса станций) закономерности отклика на внешний сигнал и географическую обусловленность его трансформации.

Преимуществом предложенного способа классификация климата является, в первую очередь, ее объективность, использование точно измеряемых данных, отсутствие необходимости использования биоклиматических данных. Несмотря на то, что описанный алгоритм, реализован только на данных приземной температуры, климатические классы, в общем, соответствуют закономерностям классической классификации климата по Кёппену. Выявлено некоторое расширение к северу климатических границ более теплых территорий. Таким образом, происходит перестройка пространственной структуры полей климатических параметров вместе с изменением синхронности колебаний природно-климатических процессов в условиях меняющегося климата, что есть следствие перехода системы в новое качественное состояние.

Синхронность есть проявление положительной связи между воздействием и реакцией, когда действует отрицательная связь, возникает антисинхронность. В природе обе этих ситуации реализуются совместно. Солнце обеспечивает приток энергии на Землю, но в каждой конкретной точке существует как приток, так и сток этой энергии.

Внешнее вынуждающее воздействие инициирует в геосферах природно-климатические процессы и поэтому должно проявляться в сходстве их существенных признаков, которые надо ввести. В качестве существенных признаков выбраны знаки коэффициентов рядов Фурье анализируемых процессов. Вводятся CS- и NS-составляющие рядов чисел Вольфа и исследуемых процессов, отличающиеся совпадением и несовпадением существенных признаков. Составляющие представляют собой некоторые сущности, без искажения перераспределяющие между собой информацию из исходных данных, при этом выявляются новые свойства исследуемых процессов.

Процедуру для попарного разделения рядов на такие составляющие назовем «декомпозицией по выбранному ряду». Выбранным рядом в данном случае является ряд чисел Вольфа, характеризующий солнечную активность для всей планеты. Эта декомпозиция выделяет из пары рядов составляющие с экстремальной корреляцией: CS-составляющие с положительной, NS-составляющие с отрицательной. Между собой эти составляющие ортогональны. Эти свойства также являются основанием для выбора знаков коэффициентов преобразования Фурье в качестве существенного признака синхронности. Положительная корреляция CS-составляющих и отрицательная корреляция NS-составляющих характеризуют их разнонаправленное действие в геосистеме. Следствием этого является небольшой коэффициент корреляции исходных рядов солнечной активности и температуры.

Теория применена для декомпозиции рядов чисел Вольфа и температуры с 818 метеостанций Северного полушария Земли в интервале с 1955 по 2010 год. Получены следующие результаты. Отношения между CS-составляющими рядов чисел Вольфа и температуры можно интерпретировать как приток энергии от солнца, а между NS-составляющими - как сток энергии. Одноименные составляющие рядов чисел Вольфа и температуры имеют значимые коэффициенты корреляции в диапазоне от слабых до сильных значений при небольших выборках, характерных для минимальных периодов стабильности климата. Солнечная энергия в годовом ходе распределяется по двум диапазонам, ширина и расстояние между которыми составляет около 30% возможных изменений. Гистограммы исходных температурных рядов совпадают с гистограммами их компонент на длительных непрерывных интервалах температур, за исключением диапазона примерно ±3°C (рис.1) Вторые начальные моменты обеих компонент чисел Вольфа отображают климатическую географию, и попадают в два диапазона, ширина и расстояние между которыми составляет около 30% от возможных изменений. Получена региональная асимметрия усвоения температурным полем солнечного сигнала. Выявленные энергоэффективные зоны Северного полушария совпали с известными энергоактивными зонами климатической системы (рис. 2). Распределение притока и стока солнечной энергии по метеостанциям испытывает скачки, примерно 27% в январе и до 39% в мае, за исключением июля и августа.

На данный момент ясного представления о природных процессах и управляющих их эволюцией факторов не существует. Учесть все влияния в моделях невозможно. Однако, учет особенностей и механизмов согласованности процессов в различные периоды времени и территориально, позволит получать новые прогнозные признаки. Необходима дальнейшая детальная разработка комплекса вычислительных алгоритмов и программного аппарата для решения поставленных задач, преимущественно нацеленного на использование суперкомпьютерных технологий, встроенных в общую систему мониторинга комплексной эколого-климатической оценки состояния среды обитания.

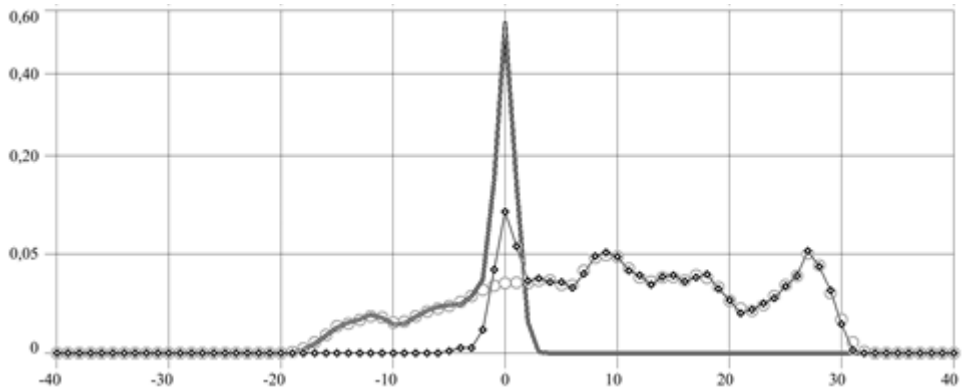


Рис.1. Гистограммы годовых средних температурных рядов и их составляющих в интервале от 1956 до 2010 года: температура за исследуемый период (○○); CS-составляющая (–◇–); NS-составляющая (═)., нормированная среднеквадратичная разность на участках сближения кривых не превышает 3 - 4%. По оси ординат степенной масштаб с показателем ½, по оси абсцисс температура, интервал разбиения равен 1°С.

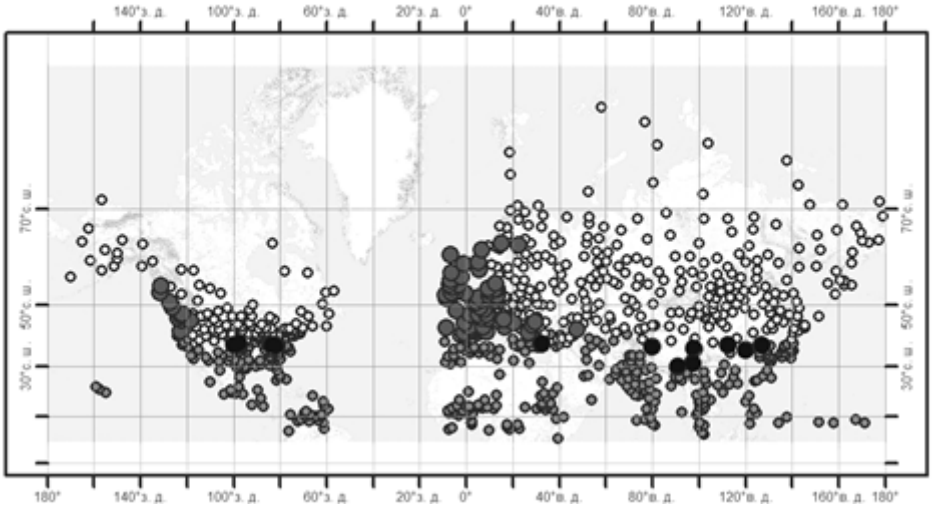


Рис.2. Пространственное распределение средних январских температур Северного полушария за период 1956-2010 гг. Средне серый маркер – станции с положительными средними температурами (тропический и субтропический пояс); белый – станции с отрицательными средними температурами; темно серый – положительные температуры в районах наибольшего влияния теплых течений (Гольфстрима, Аляскинского, Северо-Тихоокеанского); черный – отрицательные температуры в поле положительных температур.

Литература:

1. Hathaway D.H. The Solar Cycle // Living Rev/ Solar Phys. 2010. 7. 65 p.
2. Тартаковский В.А. Синхронный анализ рядов чисел Вольфа и температуры с метеостанций Северного полушария Земли // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28. № 2. С.182-188.
3. Тартаковский В.А., Крутиков В.А., Волков Ю.В., Чередько Н.Н Классификация климата путем анализа фазы температурных рядов // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28. № 8. С. 711-718.

ИССЛЕДОВАНИЕ УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА И МЕТАНА В ГЛОБАЛЬНОМ И РЕГИОНАЛЬНОМ (СИБИРЬ) МАСШТАБАХ: ОБЗОР

[1]Беликов Д.А., [2]Максютов Ш.М., [1]Старченко А.В.

[1]Томский государственный университет, Томск, Россия
[2]Национальный институт экологических исследований, Цукуба, Япония
E-mail: dmitry.belikov@nies.go.jp; shamil@nies.go.jp; starch@math.tsu.ru

Глобальное потепление является одной из важнейших проблем современности, которая вызвана усилением парникового эффекта атмосферы. Концентрации основных парниковых газов (углекислого газа и метана) со времен начала научно-технической революции в 1850-х выросли на 31 % и 149 % соответсвенно, что обусловлено, прежде всего, антропогенным влиянием. В тоже время, углекислый газ и метан играют ключевую роль в геохимическом цикле углерода, объединяющем комплекс процессов, в ходе которых происходит перенос углерода между различными геохимическими резервуарами - оболочками Земли. Геохимический цикл углерода всегда происходит через атмосферу и гидросферу, поэтому влияет на окружающую среду и биосферу. Изменения цикла углерода играли и продолжают играть ключевую роль в эволюции на Земле, поэтому изучение углеродного цикла является актуальной научной задачей. В работе представлен обзор современных методов исследования эмиссии и стоков основных парниковых газов (оксида углерода, метана), а также углеродного цикла.

Натурные измерения являются основным источником данных о концентрациях парниковых газов и других параметрах экосистем. В последние десятилетия плотность сети станций, созданных для мониторинга парниковых газов в атмосфере, была увеличена. Измерения на борту судов и самолетов становятся доступными. Появляются специализированные спутники для мониторинга из космоса. Растущие объемы данных обеспечивают огромный потенциал для численного анализа, прямого и обратного моделирования. Оптимальное применение больших массивов данных наблюдений требует применения более сложных математических моделей, более точных и производительных вычислений.

Для оценки пространственного и временного распределения источников и стоков углерода, используются методы обратного моделирования, которые способны расчитать потоки углерода, используя географически разреженные измерения концентраций парниковых газов (CO_2, CH_4) в атмосфере. Первые успешные попытки обратного моделирования углекислого газа в атмосфере были предприняты в конце 1980-х и начале 1990-х. Развитие вычислительной техники и численных методов позволило значительно усовершенствовать методологию. Однако, несмотря на прогресс, недавние исследования показали необходимость дальнейшего уточнения.

В Сибири сосредоточены значительные запасы растительной биомассы и почвенного органического углерода, что делает этот регион одним из крупнейших хранилищ углерода в мире. Точные оценки потоков углерода в Сибири крайне важны для понимания глобальных и региональных циклов углерода, а также для прогнозирования будущих изменений в Сибирском углеродном цикле. Предсказано, что будущее потепление в высоких широтах позволит высвободить дополнительные объемы CO_2 из сибирской вечной мерзлоты, что обеспечит положительную обратную связь на изменение климата. Сибирский регион характеризуются обширностью и труднодоступностью территорий, многообразием ландшафтов и слабой изученностью. Это определяет особенности исследования парниковых газов в Сибири.

A STUDY OF CARBON DIOXIDE AND METHANE IN THE GLOBAL AND REGIONAL (SIBERIA) SCALES: AN OVERVIEW

[1]Belikov D.A., [2]Maksyutov S., [1]Starchenko A.

[1]Tomsk State University, Tomsk, Russia
[2]National Institute for Environmental Studies, Tsukuba, Japan
E-mail: dmitry.belikov@nies.go.jp; shamil@nies.go.jp; starch@math.tsu.ru

Global warming is one of the most important problems of our time, which is caused by enhanced atmospheric greenhouse effect. Since the beginning of the technological revolution in 1850 concentrations of the main greenhouse gases (carbon dioxide and methane) are increased by 31% and 149% respectively primarily due to anthropogenic influence. Carbon dioxide and methane play a crucial role in the geochemical carbon cycle con-

necting a complex processes in which carbon is transferred between different geochemical reservoirs - shells of the Earth. Geochemical carbon cycle always occurs through the atmosphere and hydrosphere, so it impacts on the environment and biosphere. Changes in the carbon cycle have been playing a key role in the evolution of the world. Therefore the study of the carbon cycle is the actual scientific task (IPCC, 2014). This work presents an overview of modern methods to study the emission and sink of greenhouse gases (carbon dioxide and methane), and therefore the carbon cycle.

Many studies have used "bottom-up" or "top-down" approaches to accurately estimate current carbon fluxes. "Bottom-up" approaches include direct flux measurement and process-based ecosystem modeling. Flux observations are usually made by a static chamber method (Glagolev et. al., 2011) or eddy covariance measurements (Papale et. al., 2006). Substantial progress in estimating the sources and sinks has been made through combining local observations of emissions with land unit inventories, satellite data or other relevant statistical information.

However, sites, networks, and opportunities for direct observations are still sparse owing to physical and logistical limitations. A number of studies using both analyses of available observed data and numerical modelling have been carried out (e.g. Slater and Lawrence, 2013). Various numerical modelling schemes have been developed to treat physical and biogeochemical processes on and below the land surface. Some of these processes are site-specific or process-oriented, while others are implemented as components of atmosphere–ocean coupled global climate models (AOGCMs), or Earth system models (ESMs) to interact with the overlying atmosphere. Among these processes, snowpack, ground freezing/thawing, and carbon exchange are the most relevant and important processes in terrestrial process models.

A "top-down" approach is inverse modeling using atmospheric transport models and atmospheric greenhouse gases observations. To estimate the spatial and temporal distribution of carbon sources and sinks, inverse methods are used to infer carbon fluxes from geographically sparse observations of the atmospheric greenhouses gases mixing ratio (Tans et al., 1989). The first comprehensive efforts in atmospheric inversions date back to the late 1980s and early 1990s (Enting and Mansbridge, 1989). With the increase in spatial coverage of observations and the development of three-dimentional (3-D) tracer transport models, a variety of numerical experiments and projects have been performed by members of the so-called "TransCom" community of inverse modelers (e.g., Denning et al., 1999; Gurney et al., 2002). A number of studies have proposed improvements to the inverse methods of atmospheric transport, i.e. the efficient computation of the transport matrix by the model adjoint, use of monthly mean GLOBALVIEW ground-based data, development of an ensemble data assimilation method, flux inversion at high temporal (daily) and spatial (model grid) resolution, using satellite data to constrain the inversion, and development of a new observational screening technique.

In recent decades, the density of the observational network established to monitor greenhouse gases in the atmosphere has been increased, and more measurements taken onboard ships and aircraft are becoming available (Karion et al., 2013; Tohjima et al., 2015). Satellite observations of the column-averaged dry-air mole fraction of greenhouse gases have the potential to significantly advance our knowledge of greenhouse gases distributions globally and provide new information on regional sources and sinks. Observations are available from space-based instruments such as the SCanning Imaging Absorption SpectroMeter for Atmospheric CHartographY (SCIAMACHY; Bovensmann et al., 1999), the Greenhouse gases Observing Satellite (GOSAT; Kuze et al., 2016; Yokota et al., 2009), and the Orbiting Carbon Observatory-2 (OCO-2; Crisp et al., 2004). These satellites provide unprecedented spatial coverage of the variability in greenhouse gases around the world, with the exception of Polar Regions and areas with dense clouds. These observations are, however, limited by the orbit of the satellites, which typically measure in the local afternoon.

Ground-based Fourier Transform Spectrometer (FTS) observations available from the Total Carbon Column Observing Network (TCCON) provide dense temporal resolution and are more precise and accurate than space-based instruments (Wunch et al., 2011). However, the number of ground-based FTS sites is limited, with just 23 operational sites and several approved for the future. These sites are sparsely distributed, and Siberia, Africa, South America, and the oceans from middle to high latitudes are poorly covered. Despite this limitation, FTS observations are used to validate satellite retrievals in order to assess bias, variability, and other key parameters.

Being one of the largest carbon reservoirs in the world, the Siberian carbon sink however remains poorly understood due to the limited numbers of observation. The Center for Global Environmental Research (CGER) of the National Institute for Environmental Studies (NIES) of Japan, with the cooperation of the Russian Academy of Science (RAS), began periodic, precise aircraft measurements of vertical profiles from the planetary boundary layer (PBL) to the lower free troposphere over Surgut (SUR) in 1993, Yakutsk (YAK) in 1996, Novosibirsk (NOV) in 1997 and Berezorechka (BRZ) in 2002. Similar measurements were carried out from aircraft at altitudes of up to 4000 m over Zotino (ZOTTO) in central Siberia from 1998 to 2005 by the Max Planck Institute for Biogeochemistry. In addition, CGER/NIES and RAS constructed a new Siberian tower network (eight towers in western Siberia and one in eastern Siberia at Yakutsk), Japan-Russia Siberian Tall Tower Inland Observation Network (JR-STATION) in 2002 to observe regional and short-term variations of greenhouse gases (CO_2 and

CH_4) (Sasakawa et al., 2010). High-quality, continuous measurements began at the Zotino Tall Tower Observatory at ZOTTO in April 2009.

Eddy covariance data from Siberian sites are representing the main ecosystem types: a natural grassland-steppe, regenerating grassland and abandoned fields near Hakasia in southern Central Siberia; a bog, a pine forest, a mixed forest and a Siberian fir forest near Zotino in Central Siberia; a larch and a pine forest near Yakutsk in Eastern Siberia; a typical tundra site near Chokurdakh in Northeastern Siberia; and a tussock sedge tundra site on a floodplain near the latitudinal tree line near Cherskii in the far northeast of Siberia (Dolman et al., 2012).

For CH_4 emissions in Siberia, primary reference for in situ observations was the estimate of Glagolev et al. (2011). This product consists of both a database of over 2000 individual chamber observations from representative landforms at each of 36 major sites over the period 2006–2010 and a map of long-term average emissions created by applying the mean observed emissions to the wetlands map as a function of wetland type.

Siberian is target region for a multidisciplinary, multiscale and multicomponent research programs (i.e. the Pan-Eurasian Experiment (PEEX) program (Kulmala et al., 2015), Arctic Climate Change Research Project "Rapid Change of the Arctic Climate System and its Global Influences 2011-2016" [http://www.nipr.ac.jp/grene/e/grene_E.pdf]), which are aiming at resolving the major uncertainties in Earth system science and global sustainability issues concerning the Arctic and boreal pan-Eurasian regions.

References:

1. Bovensmann, H., Burrows, J. P., Buchwitz, M., Frerick, J., Noël, S., Rozanov, V. V., Chance, K. V., and Goede, A. P. H.: SCIAMACHY: Mission objectives and measurement modes, J. Atmos. Sci., 56, 127–150, 1999.
2. Crisp, D., Atlas, R. M., Bréon, F.-M., Brown, L. R., Burrows, J. P., Ciais, P., Connor, B. J., Doney, S. C., Fung, I. Y., Jacob, D. J., Miller, C. E., O'Brien, D., Pawson, S., Randerson, J. T., Rayner, P., Salawitch, R. S., Sander, S. P., Sen, B., Stephens, G. L., Tans, P. P., Toon, G. C., Wennberg, P. O., Wofsy, S. C., Yung, Y. L., Kuang, Z., Chudasama, B., Sprague, G., Weiss, P., Pollock, R., Kenyon, D., and Schroll, S.: The Orbiting Carbon Observatory (OCO) mission, Adv. Space Res., 34, 700–709, 2004.
3. Denning, A. S., Holzer, M., Gurney, K. R., Heimann, M., Law, R. M., Rayner, P. J., Fung, I. Y., Fan, S., Taguchi, S., Friedlingstein, P., Balkanski, Y., Taylor, J., Maiss, M., and Levin, I.: Three-dimensional transport and concentration of SF6: a model intercomparison study (TransCom-2), Tellus B, 51, 266–297, 1999.
4. Dolman, A. J., Shvidenko, A., Schepaschenko, D., Ciais, P., Tchebakova, N., Chen, T., van der Molen, M. K., Belelli Marchesini, L., Maximov, T. C., Maksyutov, S., and Schulze, E.-D.: An estimate of the terrestrial carbon budget of Russia using inventory-based, eddy covariance and inversion methods, Biogeosciences, 9, 5323-5340, doi:10.5194/bg-9-5323-2012, 2012.
5. Enting, I. G., and Mansbridge, J. V., Seasonal sources and sinks of atmospheric CO2: Direct inversion of filtered data, Tellus B, 41B, 111–126, doi: 10.1111/j.1600-0889.1989.tb00129.x, 1989.
6. Glagolev, M., Kleptsova, I., Filippov, I., Maksyutov, S., and Machida, T.: Regional methane emission from West Siberia mire landscapes, Environ. Res. Lett., 6, 045214, doi:10.1088/1748-9326/6/4/045214, 2011.
7. Gurney, K. R., Law, R. M., Denning, A. S., Rayner, P. J., Baker, D., Bousquet, P., Bruhwilerk, L., Chen, Y.-H., Ciais, P., Fan, S., Fung, I., Gloor, M., Heimann, M., Higuchi, K., John, J., Maki, T., Maksyutov, S., Masarie, K., Peylin, P., Prather, M., Pak, B. C., Randerson, J. R., Sarmiento, J., Taguchi, S., Takahashi, T. and Yuen, C.-W.: Towards robust regional estimates of CO2 sources and sinks using atmospheric transport models, Nature, 415, 626–630, 2002.
8. IPCC 2014: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects, Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by: Barros, V. R., Field, C. B., Dokken, D. J., Mastrandrea, M. E., Mach, K. J., Bilir, T. E., Chatterjee, M., Ebi, K. L., Estrada, Y. O., Genova, R. C., Girma, B., Kissel, E. S., Levy, A. N., MacCracken, S., Mastrandrea, P. R., and White, L. L., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2014.
9. Karion, A., Sweeney, C., Wolter, S., Newberger, T., Chen, H., Andrews, A., Kofler, J., Neff, D., and Tans, P.: Long-term greenhouse gas measurements from aircraft, Atmos. Meas. Tech., 6, 511-526, doi:10.5194/amt-6-511-2013, 2013.
10. Kulmala, M., Lappalainen, H. K., Petäjä, T., Kurten, T., Kerminen, V.-M., Viisanen, Y., Hari, P., Sorvari, S., Bäck, J., Bondur, V., Kasimov, N., Kotlyakov, V., Matvienko, G., Baklanov, A., Guo, H. D., Ding, A., Hansson, H.-C., and Zilitinkevich, S.: Introduction: The Pan-Eurasian Experiment (PEEX) – multidisciplinary, multiscale and multicomponent research and capacity-building initiative, Atmos. Chem. Phys., 15, 13085-13096, doi:10.5194/acp-15-13085-2015, 2015.
11. Kuze, A., Suto, H., Shiomi, K., Kawakami, S., Tanaka, M., Ueda, Y., Deguchi, A., Yoshida, J., Yamamoto, Y., Kataoka, F., Taylor, T. E., and Buijs, H.: Update on GOSAT TANSO-FTS performance, opera-

tions, and data products after more than six years in space, Atmos. Meas. Tech. Discuss., doi:10.5194/amt-2015-333, in review, 2016.
12. Papale, D., Reichstein, M., Aubinet, M., Canfora, E., Bernhofer, C., Kutsch, W., Longdoz, B., Rambal, S., Valentini, R., Vesala, T., and Yakir, D.: Towards a standardized processing of Net Ecosystem Exchange measured with eddy covariance technique: algorithms and uncertainty estimation, Biogeosciences, 3, 571–583, doi:10.5194/bg-3-571-2006, 2006.
13. Sasakawa, M., K. Shimoyama, T. Machida, N. Tsuda, H. Suto, M. Arshinov, D. Davydov, A. Fofonov, O. Krasnov, T. Saeki, Y. Koyama, and S. Maksyutov, Continuous measurements of methane from a tower network over Siberia, Tellus 62B, 403–416, 2010.
14. Slater, A. G. and Lawrence, D. M.: Diagnosing present and future permafrost from climate models, J. Climate, 26, 5608–5623, doi:10.1175/JCLI-D-12-00341.1, 2013.
15. Tans, P. P., Conway, T. J., and Nakazawa, T.: Latitudinal distribution of the sources and sinks of atmospheric carbon dioxide derived from surface observations and an atmospheric transport model, J. Geophys. Res., 94, 5151–5172, 1989.
16. Tohjima, Y., Terao, Y., Mukai, H., Machida, T., Nojiri, Y., & Maksyutov, S.: ENSO-related variability in latitudinal distribution of annual mean atmospheric potential oxygen (APO) in the equatorial Western Pacific. Tellus B, 67. doi:http://dx.doi.org/10.3402/tellusb.v67.25869, 2015.
17. Wunch D., Toon, G.C., Blavier, J.-F.L., Washenfelder, R.A., Notholt, J., Connor, B.J., Griffith, D.W.T., Sherlock, V., and Wennberg, P.O.: The Total Carbon Column Observing Network, Phil. Trans. R. Soc. A 369, 2087–2112, doi:10.1098/rsta.2010.0240, 2011.
18. Yokota, T., Yoshida, Y., Eguchi, N., Ota, Y., Tanaka, T., Watanabe, H., and Maksyutov, S.: Global concentrations of CO2 and CH4 retrieved from GOSAT: First preliminary results, SOLA, 5, 160–163, doi:10.2151/sola.2009-041, 2009.

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК МОРЯ ЛАПТЕВЫХ, ОБУСЛОВЛЕННОЙ ВЛИЯНИЕМ РЕЧНОГО СТОКА И СОСТОЯНИЕМ АТМОСФЕРЫ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД

Голубева Е.Н., Платов Г.А., Малахова В.В., Якшина Д.Ф., Крайнева М. В.

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия
E-mail: elen@ommfao.sscc.ru

Мы представляем результаты моделирования состояния вод моря Лаптевых на основе трехмерной численной региональной модели океана и морского льда с использованием данных реанализа атмосферы. Основной задачей являлось исследование распространения пресной теплой воды реки Лены на шельфе моря Лаптевых. Результаты численных расчетов показывают взаимосвязь между изменчивостью солености поверхностных вод и состоянием атмосферной динамики региона. Численная модель воспроизводит две основные траектории движения поверхностных вод, обусловленные атмосферной циркуляцией региона: циклоническую и антициклоническую. При циклоническом типе летней циркуляции происходит распространение пресных речных вод в восточном направлении. В период антициклонической циркуляции интенсивный поток, направленный на север, обеспечивает перенос пресных речных вод к внешней зоне шельфа.

Поток тепла, поступающий с водами реки Лены, обеспечивает дополнительное таяние льда в регионе моря Лаптевых (10% по сравнению с вкладом атмосферы). Наибольшие значения температурных аномалий, вызванных речным стоком, моделируются в непосредственной близости от дельты реки. Распространение этих аномалий на шельфе моря Лаптевых зависит от направления циркуляции воды в летний сезон.

Важно, что мы получили положительные аномалии температуры, обусловленные речным стоком, в придонном слое шельфовой зоны. Появление положительных аномалий температуры может оказывать влияние на состояние субаквальной мерзлоты. Влияние тепла, поступающего в летний период с водами реки Лены и распространяющегося осенью вдоль побережья в придонном слое, на тепловой режим донных отложений в районе дельты было подтверждено численными расчетами. Деградация верхнего слоя субаквальной мерзлоты происходит наиболее быстро в прибрежной зоне шельфа и в районах, подверженных влиянию речного стока.

STUDY OF THE IMPACT OF ATMOSPHERIC FORCING AND RIVER DISCHARGE ON THE LAPTEV SEA SUMMER HYDROGRAPHY AND SUBMARINE PERMAFROST STATE

Golubeva E., Platov G., Malakhova V., Iakshina D., Kraineva M.

Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia
E-mail: elen@ommfao.sscc.ru

Introduction

The Laptev Sea summer circulation is characterized by an intensive interaction between the marine water masses of the Arctic Ocean and the river run-off and depends mostly on the atmosphere dynamics and the state of the ice cover [1]. During spring and early summer the Siberian shelf seas are covered with ice and, the increased river runoff promotes the development of the low salinity eastward current, originating from the Lena River Delta and following the coast from west to east, extending to the Chukchi Sea. As the ice melts, the atmosphere dynamics starts to play an increasingly important role. The observational data reveal that the wind forcing makes the Laptev Sea hydrography and primary fresh water transport be highly variable [2-4]. In contrast to the studies of the salinity distribution in the Arctic shelf waters, due to the influence of the river runoff, minor attention has been paid to the issue associated with the study of the role of the heat coming from the river waters. Increasing the water temperature in the Laptev Sea shelf can affect not only the basic hydrological components, but also the state of the sediments, which are primarily composed of the permafrost [5]. In this paper, we are trying to evaluate the thermal effect of the Lena River on the shelf water and the subsea permafrost state on the basis of numerical modeling.

The method of investigation

The investigation was based on the coupled regional the Arctic and the Atlantic ocean-ice model [6] developed in the Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics (Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences).The horizontal grid size in the Arctic varies from 10 to 25 km. The model version used here has 38 unevenly spaced

vertical levels and minimum depth of the shelf zone was taken to be 20 m. Driven with the daily atmospheric forcing from 1948 to 2012 [7], the model allowed us to simulate the climate changes in the Arctic Ocean caused by variations in the atmosphere circulation.

Two numerical experiments were carried out to study the river heat flux effect on the shelf water hydrography and submarine permafrost state. In Exp. 1 the zero heat flux at the sea-river boundary was taken, as we considered the river temperature to be the same as the shelf water temperature. In Exp. 2 the Arctic rivers temperature data from [8] were used at the boundary points corresponding to the river estuaries.

It is assumed that the submarine permafrost on the Laptev Sea shelf was formed on the land during the glacial period when the sea level was decreasing. To study the permafrost dynamics we set a paleogeography scenario of the last glacial climatic cycle (the last 120 thousand years). We use a heat transfer model in sediments taking into account the phase transitions for the calculation of the thermal field in the sediments and the definition of the upper and lower boundaries of the permafrost zone. Mathematical equations of the model and the paleogeography scenario to estimate the generation and degradation of the permafrost at the East Arctic shelf are given in [9]. In our calculations, the condition at the upper boundary of the spatial domain is specified by the bottom water temperature obtained in the course of the simulation based on the numerical ice-ocean model.

Numerical results

The results of the 3D modeling present the spatial-temporal variability of the summer hydrological fields on the Laptev Sea shelf. Numerical model simulated the periods of cyclonic and anticyclone surface circulation (Figure 1). The eastward flow in our experiments is detected during the cyclonic atmospheric circulation (see Figure 2c). The salinity front develops in surface waters and spreads along the coast of the Laptev and the East Siberian Seas. In the case of forming a local cyclone in the eastern part of the Laptev Sea, the salinity front can be oriented along the New Siberian Islands (see Figure 2b). During this period the salinity increases in the central part of the Laptev Sea due to the influx of more saline water from the middle Arctic zone. During the anticyclonic summer circulation in the Laptev Sea (see Figure2a), the salinity front is oriented according to the prevailing wind field. The front can be shift to the north-east or north-west (see Figure 2b). An intensive northward flow in the central part of the sea transports fresh water towards the edge of the shelf zone. The inflow of more saline and colder water is simulated in the eastern part of the sea in the bottom layer.

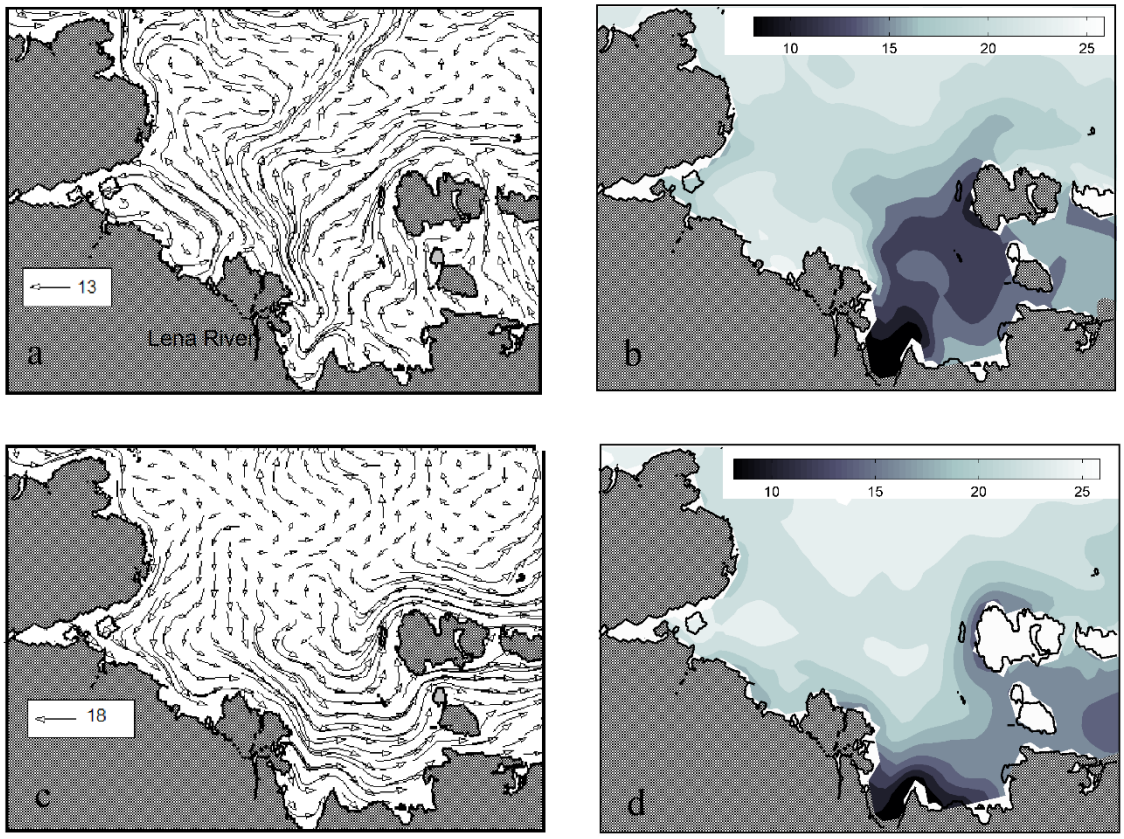


Figure 1. Simulated monthly averaged (august) surface circulation (a,c) and salinity (b,d) during anticyclonic (a,b) and cyclonic period (c,d)

The primary effect from the river heat flux could be seen on the sea ice state. The most important difference between the two experiments was obtained in the region of the Lena River Delta. The results simulated show a decrease in the ice thickness caused by the river heat in the vicinity of the Lena River Delta in spring and in summer. In June, the heat coming with the river water results in the ice melting in the immediate vicinity of the river. Anomalies of the ice thickness during this period reach 50 cm with an average ice thickness of 2 m in this region. Moreover, ice compactness in this region is reduced by 10 %. For the sea ice, this heat is most important at the beginning of the summer season, because in the next period a rise in the air temperature plays the major role in the ice melting process, and a difference between the experiments is not observed. According to our numerical simulations, the heat input coming from the Lena River waters as compared to the contribution of the atmosphere to the Laptev Sea region is estimated from 5 to 10% in different periods.

The significant result for this region is an anomaly occurring every year in the bottom layers in the autumn months. The spatial distribution of anomalies shows that this heat comes from region, nearest to the Lena Delta and is transported by the coastal eastward flow consistently simulated in the autumn period. The contact with rather warm waters and their penetration into the permafrost is the factor accelerating the degradation process of permafrost. In Exp. 2, we numerically investigated the response of the submarine permafrost to warming on the shelf with the influence of warm drainage of the Lena River. Changes in the ground temperature in the permafrost zone show up in its gradual increase until a depth of 8 m from the bottom surface. The ground temperature at a depth of 1 m in Exp. 1 was observed to be 0 ^{o}C; in Exp. 2 it increased up to 1.5^{o}C due to the infiltration of an extra heat signal. An increase in the bottom temperature in the area of Lena River in experiment Exp. 2 increases the layer of thawing by 2 m. The average speed of thawing of the permafrost was increasing from 9 to 12 cm per year, due to an increase in the bottom sediments temperature in summer period.

Conclusion

We have simulated the hydrography of the Laptev Sea region based on the three-dimensional numerical regional ice-ocean model using the atmosphere reanalysis data. Spreading the fresh and warm water from the Lena River over the Laptev Sea shelf was of our primary interest. Numerical results show the evidence of the relationship between the variability of the summer surface salinity over the Laptev shelves and the atmospheric circulation, which was established on the basis of observations. The heat flux from the Lena River ensures addi-

tional 10% to the ice melting as compared to the contribution of the atmosphere to the Laptev Sea region. The highest values temperature anomalies, caused by the river run-off are simulated in the vicinity of the Lena River Delta. Spreading of these anomalies over the Laptev Sea shelf depends on the direction of the water circulation in summer season.

We obtained the warm temperature anomalies in the bottom layer of the coastal region. The thawing of the permafrost from top depends on the sea water temperatures near the sea floor. The simulation of the permafrost shows that a significant change in the permafrost depth occurs at the seafloor warming in the Arctic Sea. The submarine permafrost degradation from above is the most rapid in the near-shore coastal zone of the shelf and in the areas affected by the Lena River outflow. The influence of a heat signal in the bottom layer of water on the thermal regime of the bottom sediments in the area of the river delta was verified by the numerical calculations. The research has shown that an increase in the bottom temperature by 1-2 ^{o} C in the summer period brings about a growth of the speed of the submarine permafrost thawing in the area of warm river currents.

Acknowledgments. This investigation is supported by RFBR under Grants 14-05-00730a, 15-05-02457a and German Federal Ministry of Education and Research (BMBF, Project LenaDNM", Grant identifier 01DJ1400).

References:

1. Dobrovolskii A.D., Zalogin B.S. The Seas of the USSR.{{Moscow University, 1982 (In Russian).
2. Dmitrenko I., Kirillov S., Eicken H., Markova N. Wind driven summer surface hydrography of the eastern Siberian shelf // Geophys. Res. Lett. - 2005. - Vol. 32. {{ L14613, doi:10.1029/2005 GL023022.
3. Dmitrenko I.A., Kirillov S.A., Tremblay L.B. The long-term and interannual variability of summer fresh water storage over the eastern Siberian shelf: Implication for climatic change // J. Geophys. Res.-2008.- Vol. 113.- C03007, doi:10.1029/2007JC004304.
4. Bauch D., Dmitrenko I.A., Wegner C., Holemann J., et al. Exchange of Laptev Sea and Arctic Ocean halocline waters in response to atmospheric forcing // J. Geoph. Research. - 2009. - Vol. 114. - C05008, doi:10.1029/2008JC005062.
5. Nicolsky D.J., Romanovsky V.E., Romanovskii N.N., et al. Modeling sub-sea permafrost in the East Siberian Arctic Shelf: The Laptev Sea region // J.Geophys. Res.- 2012. - Vol. 117. - F03028, doi:10.1029/2012JF002358.
6. Golubeva E.N., Platov G.A. Numerical Modeling of the Arctic Ocean Ice System Response to Variations in the Atmospheric Circulation from 1948 to 2007// Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. -2009. - Vol. 45, No. 1. - P. 137-151.
7. NCEP/NCAR reanalysis. - http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml.
8. Whitefield J., Winsor P., McClelland J., Menemenlis D. A new river discharge and river temperature climatology data set for the pan-Arctic region// Ocean Modelling. - April, 2015. - Vol. 88.- P. 1-15.
9. Malakhova V.V., Golubeva E.N. Modeling of the dynamics subsea permafrost in the East Siberian Arctic Shelf under the past and the future climatechanges // Proc. SPIE. 20th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. - 2014. - Vol. 9292. - 92924D, doi:10.1117/12.2075137.

MODERN PALUDIFICATION ON VASUYGAN MIRE

[1]Inisheva L.I., [2]Kobak K.I., [3]Inishev N.G.

[1] Tomsk State Pedagogical University, Tomsk, Russia
[2] State Hydrological Institute , Saint-Petersburg, Russia
[3] Tomsk State University Tomsk, Russia
E-mail: inisheva@mail.ru

It should be noted that our understanding of the peat and carbon accumulation rates and the paludification rate during the Early Holocene (different time intervals) is more comprehensive when compared with the rate of the bog formation process for the last 100 years.

In this article were analyzed the paludification rate and the carbon accumulation in peat during the Holocene (and different its periods). The recent carbon net-accumulation rate was calculated on model by R.Clymo (modified by I.Turchinovich) on Vasuygan Mire (VM).

According to experts, two main methods can be used to determine the current accumulation rate of carbon in bog ecosystems. One of them involves offsetting the carbon balance in the ecosystem, based on determining the primary productivity of bog plants (NPP), and measuring the flows of the CO_2 and CH_4 gases (the emission from the soil surface) and the removal of carbon by bog waters. The other approach implies making use of the models for the peat and carbon accumulation processes, based on historical data on the functioning of the bog ecosystem together with data on the density of the peat profile, age, etc.).

Results from determining the current carbon accumulation rate in bogs using the balance method are highly limited. A positive example may be provided by our investigations in Western Siberia on the ridges of the VM. By studying over a number of years the net primary production (NPP), the emission of gases from the soil surface, CO_2 and CH_4, and the removal of carbon by bog waters, it was shown that the overall carbon flow rate in the bog ecosystems used in the study is considerably below the level of photosynthetic net accumulation, 77.4 and 125 g C/m^2 per year, respectively (the mean values for the entire period of observation). A major portion of carbon losses is due to the emission of carbon dioxide (averaging 69 g C/m^2 per year, or 55.2% of NPP) and methane whose share is considerably smaller (0.3–6.5 g C/m^2 pear year, or 2.7% of NPP). The experimentally determined removal of carbon by bog waters that includes dissolved organic matter constitutes 5.5% of NPP (6.9 g C/m^2 per year). This led to the conclusion about a predominance of the process of carbon accumulation in the peatland, and about the ongoing progressive peat formation process. According to our estimates, the carbon accumulation rate averages 48 g C/m^2 per year.

The model of vertical growth of bogs as developed for investigating raised bogs has been recently practiced widely in calculations. Our calculations used the values of net productivity, the acrotelm thickness, and the density of absolutely dry matter in the acrotelm from published data [Elina, G.A., Kuznetsov, O.L. and Maksimov, A.I., 1984, Kuz'min, G.F., 1993, Bazilevich, N.I., 1993, Botch, M.S., Kobak, K.I., Kol'chugina, T.P., and Vinson, T., 1947].

The contemporary carbon accumulation rate (with 51.7% being the mean carbon content in absolutely dry matter) varies from 10,3 g C/m^2 per year for polygonal bogs to 51.7 g C/m^2 per year for low-level grass bogs. The estimates were made without taking into consideration the losses of organic matter in the layer of peatland that was formed over the lifetime of the bog, and we believe that the values are somewhat overestimated.

There is no question that the World Ocean is the main "consumer" of atmospheric carbon dioxide. The intensity of net sink to bog ecosystems is very small, and this should be taken into consideration when developing strategies aimed at a curtailment of unfavorable consequences of global climate warming.

СОВРЕМЕННОЕ ЗАБОЛАЧИВАНИЕ НА ВАСЮГАНСКОМ БОЛОТЕ

[1]Инишева Л.И., [2]Кобак К.И., [3]Инишев Н.Г.

[1]Томский государственный педагогический университет, Томск, Россия
[2]Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург, Россия
[3]Томский государственный университет, Томск, Россия
E-mail: inisheva@mail.ru

В условиях увеличения содержания углерода в атмосфере наиболее ценными являются биогеоценозы, которые способны поглотить больше CO_2 из атмосферы и как можно меньше возвратить обратно. Таковыми и являются болота. Как отмечает Г.А. Заварзин [9], по содержанию устойчивого ($C_{орг}$) почвы на единицу площади экосистемы России располагаются в ряд: болота, степи, леса. Вот поэтому растущие болота являются уникальными в наземной биоте экологическими системами, связывающими на длительный период CO_2 атмосферы и этому вопросу посвящены многие работы [6, 11, 18, 21 и др.].

Целью данного сообщения ставились анализ скорости аккумуляции углерода в голоцене и определение современных скоростей аккумуляции углерода на Васюганском болоте. Подробная информация о ВБ приведена в [19].

Многолетние стационарные исследования включали изучение поступления и выделения углерода. Надземную продукцию определяли укосным методом, подземную – методом монолитов. Чистая первичная продукция рассчитывалась как сумма надземной и подземной продукции. Газовый режим изучался «peepers» методом. Для измерения эмиссии CO_2 и CH_4 использовался камерный метод. Газовый состав анализировали на хроматографе «Кристалл-5000.1. В качестве модельного объекта для исследований стока углерода поверхностным стоком была принята катена на территории ВБ. Прирост торфа за весь период голоцена проведен по результатам абсолютных датировок нижних и верхних границ слоев торфяных отложений соответствующей мощности. В случае отсутствия абсолютных датировок, возраст сло-

ев определялся по результатам палинологического анализа. Современные скорости аккумуляции углерода и линейного прироста торфа определяли также по модели Климо в модификации И.Е. Турчинович.

Согласно [10] массовое развитие болот на Западно-Сибирской равнине относится к началу атлантического периода, характеризующегося оптимальными климатическими условиями для процесса торфообразования. В атлантический период отмечается и формирование ВБ, которое 500 лет назад состояло из 19 отдельных болот, сейчас, вследствие разрастания этих участков, образовался единый массив, где 25 % занимаемой территории имеет возраст не более 500 лет при нижнем пределе возраста 9000 лет [13].

Для определения современной скорости аккумуляции углерода в болотных экосистемах использованы два основных метода [7, 14, 20]: 1 – сведение баланса углерода в экосистеме, 2 – использование моделей процессов аккумуляции торфа и углерода, базирующихся на исторических сведениях о функционировании болотной экосистемы [16].

Рассмотрим прирост торфа за весь период голоцена. Скорость накопления торфа в ВБ в раннем голоцене была равна 0.5 мм/год; в среднем голоцене 0.4 – 0.7 мм/год, а в позднем – 0.88 мм/год [15]. На современном этапе факторы заболачивания, отмеченные выше, сохраняются. Но из подчиненного ландшафта болото превращается в автономный ландшафт.

Как обстоят дела с процессом заболачивания на ВБ в настоящее время? Рассмотрим результаты определения современной скорости аккумуляции углерода на ВБ балансовым методом. В БГЦ катены в разные по климатическим условиям годы NPP (NPP- чистая первичная продукция биогеоценоза) изменяется в пределах от 206 до 337 г $м^{-2}год^{-1}$ (табл. 1), а его распределение по БГЦ катены выглядит следующим образом: осоково-сфагновый – 240, сосново-кустарничково-сфагновый с низкой сосной -284, сосново-кустарничково-сфагновый с высокой сосной – 258 г $м^{-2}год^{-1}$.

Исследование эмиссии CO_2 и CH_4 на болоте показало, что средние значения интенсивности выделения CO_2 и CH_4 составили от автономной к трансаккумулятивной позиции катены составили 48, 51, 90 г $См^{-2}год^{-1}$ (табл. 1). Большая часть потерь углерода обусловлена эмиссией диоксида углерода (в среднем 69 г $См^{-2}год^{-1}$, или 55,2 % NPP) и метана, доля которого значительно меньше (0,3-6,5 г $См^{-2}год^{-1}$, или 2,7% NPP).

Таблица 1. Элементы углеродного баланса в БГЦ катены Васюганского болота

Биогеоценоз, микроландшафт	**Годы по ГТК**	**Поступление углерода, г $м^{-2}$ $год^{-1}$ (г $См^{-2}$ $год^{-1}$)**	**Выделение углерода (CO_2+CH_4) г $См^{-2}год^{-1}$**	**Депонирование углерода, г $См^{-2}год^{-1}$**
Осоково-сфагновый, мохово-травяной	0,51	206 (99)	66	33
	1,02	293 (140)	45	95
	1,34	222 (106)	33	73
	Среднее	240 (115)	48,0	67,0
Сосново-кустарничково-сфагновый с низкой сосной, мохово лесной	0,51	337 (162)	61	101
	1,02	301 (145)	60	85
	1,34	214 (102)	31	71
	Среднее	284 (136)	50,7	85,6
Сосново-кустарничково-сфагновый с высокой сосной, мохово-лесной	0,51	251 (121)	80	41
	1,02	277 (133)	111	22
	1,34	245 (117)	79	38
	Среднее	258 (124)	90,0	33,3
Среднее для всей катены		260 (125)	76,6	61,9

Вынос углерода и его динамика с территории обычно определяются по расходу воды и его концентрации в замыкающем створе водосбора. Для определения выноса с частных площадей водосбора

(ландшафтов) необходимо иметь пункты наблюдений за стоком воды и концентрацией химических элементов, что практически невозможно на заболоченных водосборах. Поэтому для прогноза выноса углерода была разработана математическая модель выноса химических веществ с поверхности водосборного бассейна и их движения по русловой сети. Расчеты по модели за вегетационный период с гидротермическим коэффициентом Селянинова 1,26 показывают, что вынос углерода с болотными водами в виде гуминовых веществ (290 кг/(км^2 в год) достигает в отдельные периоды 98% от общего выноса углерода болотным стоком, при этом наибольшая доля принадлежит углероду фульвовых кислот (5790 кг/(км^2 в год). Потери углерода с болотными водами, определенный экспериментально и подтвержденный расчетом по модели, составляет 5,5% NPP при среднем значении выноса 6900 кг/км^2 в год.

На основании результатов, приведенных в табл. 1, можно сделать вывод о преобладании аккумуляции углерода в торфяной залежи (55 г См$^{-2}$год$^{-1}$) и соответственно прогрессирующем торфообразовательном процессе на ВБ в современный период. Но важно отметить, что скорость процесса торфообразования можно охарактеризовать как невысокую.

Наши ранние исследования на ВБ показали, что максимальная величина линейной скорости торфонакопления в голоцен составляет 1,1 мм/год, что обусловлено значительной биологической продуктивностью БГЦ лесного, древесно-травяно-мохового типов. В эвтрофно-травяных микроландшафтах, процесс торфонакопления также замедлен – 0,73 мм/год и более интенсивно протекает только в сосново-кустарничковых сфагновых фитоценозах – до 1,64 мм/год. Последующие работы [8, 12] показали вертикальный прирост торфа на ВБ в следующих величинах 0,74–0,80 мм/год [5].

Для определения современной скорости аккумуляции углерода в болотных экосистемах может быть использована модель процессов аккумуляции торфа и углерода, базирующаяся на исторических сведениях о функционировании болотной экосистемы (вместе с данными о плотности торфяного профиля, его возрасте и т.д.) [16]. Модель вертикального роста болот, разработанная для исследования верховых болот [17], в последние годы широко применяется при расчетах и для других типов болотных экосистем. Согласно этой модели, с нашими дополнениями были проведены расчеты прироста торфа в некоторых типах болот современную эпоху (Табл. 2). В расчетах использованы значения нетто-продуктивности, мощности деятельного слоя, плотности абсолютно сухого вещества в деятельном слое по литературным данным [2, 3, 4, 5].

Таблица 2. Прирост торфа в некоторых типах болот

Тип болот	**Продуктивность фитомассы, кг/(м^2 год) (АСВ)**	**Плотность торфа в деятельном слое, кг/м^3 (АСВ)**	**Мощность деятельного слоя, м**	**Константа разложения, Аа, в год**	**Поток органического вещества в деятельный слой, кг/(м^2 год), (Рс), (АСВ)**	**Линейный прирост торфа, мм/год**
Аапа	0,14–0,54	65–90	0,1–0,3	0,02–0,06	0,058	0,46–0,53
Грядово-мочажинные верховые	0,43–0,52	30–50	0,38–0,44* 0,42–0,49 р	0,01–0,05	0,070	0,88–0,93
Верховые облесенные: европейская часть Западная Сибирь	0,30–0,63 0,21–0,63	30–50	0,49–0,54* 0,47–0,58 р	0,01–0,04	0,063–0,079	1,00–1,10 0,79–0,84
Низинные (лесные)	0,78	140	0,85	0,06	0,02	0,10–0,20
Низинные травяно-лесные	0,72	100-110	0,49	0,01	0,10	0,70–0,90

Примечания: * данные полевых наблюдений, р – расчетные данные, АСВ – абсолютно сухое органическое вещество.

Значения параметра Аа для исследуемых типов болот оценены нами с помощью модели вертикального роста болот. Современная скорость аккумуляции углерода (при среднем содержании углерода в абсолютно сухом веществе 51,7 %) колеблется от 10,3 г См$^{-2}$год$^{-1}$ в полигональных болотах до 51,7 г См$^{-2}$ год$^{-1}$ в низинных травяных болотах. Так как расчет выполнен без учета потерь органического вещества в торфяной залежи, мы полагаем, что они несколько завышены.

Таким образом, проведенные исследования по балансу БГЦ катены показали, что на ВБ преобладает аккумуляция углерода в торфяной залежи и соответственно торфообразование прогрессирует в современный период, но активность его протекания характеризуется замедленным темпом. На основании модели вертикального роста болот была рассчитана современная скорость аккумуляции углерода, которая изменяется от 10,3 г $См^{-2}$ $год^{-1}$ в полигональных болотах до 51,7 г $См^{-2}$ $год^{-1}$ в низинных травяных болотах.

Изменения температуры в начале XXI столетия под влиянием усиления парникового эффекта сопоставимы с ее изменениями на границе позднеледниковья – голоцена, и быстрое потепление климата на этой границе может быть представлено как возможный аналог флуктуации климата и окружающей среды в первой четверти XXI века. Учитывая это, можно предположить, что процесс болотообразования интенсифицируется в предстоящие десятилетия в северных регионах России, а интенсивность торфонакопления достигнет бореально-позднеатлантического уровня.

Литература:

1. Базилевич Н.И. Биологическая продуктивность экосистем Северной Евразии.– М.: Наука, 1993, 140 с.
2. Базилевич Н.И., Титлянова А.А. Биотический круговорот на пяти континентах. Азот и зольные элементы в природных наземных экосистемах. – Новосибирск, СО РАН, 2008, 381 с.
3. Болота Западной Сибири /под ред. К.Е. Иванова, С.М. Новикова. – Л. :Гидрометеоиздат, 1976, 448 с.
4. Боч М.С., Кобак К.И., Кольчугина Т.П., Винсон Т.С. Содержание и скорость аккумуляции углерода в болотах бывшего СССР. – Бюллетень МОИП, отд. Биол., 1994, Т. 99, Вып. 4, с. 59–70.
5. Васильев С.В. Скорость торфонакопления в Западной Сибири. Динамика болотных экосистем Северной Евразии в голоцене. – Петрозаводск, Карельский научный центр РАН, 2000, с. 56–59.
6. Вомперский С.Э., Цыганова О.П., Глухова Т.В., Валяева Н.А. Вертикальный прирост торфа на болотах России в голоцене по данным радиоуглеродных датировок // Динамика болотных экосистем Северной Евразии в голоцене. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2000, с. 53–55.
7. Вомперский С.Э. Роль болот в круговороте углерода. Биогеоценотические особенности болот и их использование: – XI чтения памяти акад. В.Н. Сукачева, М.: Изд-во РАН, 1994, с. 5–37.
8. Головацкая Е.А. Потоки углерода в болотных экосистемах южной тайги Западной Сибири: автореф. дисс. д-р. биол. наук. Красноярск, 2013, 33 с.
9. Заварзин Г.А. Цикл углерода в природных экосистемах России. – Природа, 1994, № 7, с. 15
10. Инишева Л.И., Березина Н.А. Возникновение и развитие процесса заболачивания на Западно-Сибирской равнине // Вестн. Том. гос. ун-та, 2013, № 366, с. 172–179.
11. Калюжный И.Л., Лавров С.А., Влияние гидрологического режима на потоки двуокиси углерода на олиготрофном болотном массиве северо-запада России. – Метеорология и гидрология. 2007, № 6, с. 84–92.
12. Лапшина Е.Д.Болота Западной Сибири: авт.. дисс ..д-р. биол. н.. – Томск, 2004, 37 с.
13. Нейштадт М.И., Малик М.И. Прошлое, настоящее и будущее западносибирских болот. – Природа. 1980, №11, с. 11–20.
14. Турчинович И.Е., Кобак К.И., Кондрашева Н.Ю. Торопова А.А. Моделирование многолетних скоростей торфонакопления разными типами болот северо-запада России. Динамика болотных экосистем Северной Евразии в голоцене. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2000, с. 60–62.
15. Хотинский Н.А., Девирц А.Л., Маркова Н.Г. Возраст и история формирования болот восточной окраины Васюганья. Бюлл. МОИП отд. биологии, 1970, № 5, с. 82-92.
16. Clymo R.S. Assessing the accumulation of carbon in peatlands // Northern peatlands in global climate change. FDITA. –Helsinki: Publ. of Academy of Finland, 1996, pp. 207–212.
17. Clymo R.S. Limits to peat bog growth. – Phil. Trans. Royal Soc., 1984, vol. 303b, pp. 605–654.
18. Heyer J., Berger U., et. al. Methane emissions from different ecosystem structures of the subarctic tundra in Western Siberia during midsummer and during the thawing period. – Tellus, 2002, vol. 54B, pp. 231–249.
19. Inisheva L.I., A.A. Zemtsov, S.M. Novikov. Vasyugan Mire. Natural Conditions, Structure and functioning. – Tomsk, State Pedagogical University Press, 2011, 160 p
20. Maltby E., Proctor M.C.F. Peatlands: their nature and role in the biosphere. – Global peat resources, 1996, pp. 11–20.
21. Vitt D.H., Beilman D.V., Halsey L.A. Spatial and temporal trends in carbon storage of peatlands of continental western Canada through the Holocene. – Canadian Journ. of Earth Science. 2000, № 37, pp. 283–287.

HYDROTHERMAL CONDITIONS AT THE SOUTH OF EAST SIBERIA DURING THE ONGOING WARMING

[1,2]Voropay N.N., [1]Maksyutova E.V., [2]Ryazanova A.A.

[1] V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia
[2] Institute of monitoring of climatic and ecological systems SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: voropay_nn@mail.ru, emaksyutova@yandex.ru, raa@scert.ru

The intense increase in mean air temperature observed since 1976. Siberia is a region with the most severe ongoing climate change. In these circumstances, the monitoring of extreme weather events (eg, drought) is relevant. To evaluate the moisture conditions we used D.A.Ped' index (Si). The monthly air temperature and precipitation from 19 weather stations were used for index calculation from May 1976 to September 2010. Weather stations are located in the south of East Siberia (50-60˚ N 90-120˚ E). Irkutsk weather station during the period 1976-2010 shows an increase in the number of droughts. During the same period on the entire territory of the south of East Siberia the number of drought is more than excessive moisture periods. Increasing in Si index is observed. The maximal statistically significant trend (0.4-0.6 / 10 years) is observed in May (at 6 from 19 stations). The conditions of the preceding cold period have no effect on the values of Si index calculated for individual months of the growing season. Significant correlation coefficients (0.47-0.85) were obtained between the Si index and hydrothermal conditions of the current and the previous months. In other cases the correlation was not statistically significant.

The characteristics of the snow cover, rainfall and air temperature in the winter-spring period preceding the growing season were analyzed. The significant positive trends in the study area exist for the May temperature (0.5-0.9 ºC / 10 years) and the sum of positive temperatures in May (14-28 ºC / 10 years). The southern part of the Central Siberian Plateau has a tendency to increase the number of days with temperatures above zero in March (1-3 days / 10 years) and the sum of positive temperatures in April (5-16 ºC / 10 years). The stable transition of air temperature over 0 ºC shifts into early dates on 1-7 days every 10 years.

ГИДРОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НА ЮГЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ В ПЕРИОД ПРОДОЛЖАЮЩЕГОСЯ ПОТЕПЛЕНИЯ

[1,2]Воропай Н.Н., [1]Максютова Е.В., [2]Рязанова А.А.

[2]Институт географии им. В. Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия
[1]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
E-mail: voropay_nn@mail.ru, emaksyutova@yandex.ru, raa@scert.ru

Современные изменения глобального климата характеризуются потеплением конца XX в. – начала XXI в. (начиная со второй половины 1970-х годов). Сибирь является регионом с наиболее выраженными изменениями климата. В этих условиях актуальным является мониторинг экстремальных природно-климатических явлений, к числу которых относятся засухи и избыточное увлажнение. Для оценки условий увлажнения в работе использован индекс Д.А.Педя (S_i), являющийся нормированным показателем соотношения температуры воздуха и сумм атмосферных осадков.

Для каждого многолетнего периода обобщения характерны свои средние значения температуры воздуха и атмосферных осадков, их квадратические отклонения и аномалии рассматриваемых величин, которые характеризуют экстремальность природно-климатических условий. А следовательно, при изменении периода исследования изменяются и величины индекса Д.А. Педя. Данное обстоятельство не влияет на тенденции изменения и различия условий увлажнения разных ландшафтов, но серьезно отражается на оценке повторяемости засушливых явлений.

Информационной основой данной работы являются суточные данные о температуре воздуха и атмосферных осадках на 19 метеорологических станциях, расположенных на юге Восточной Сибири (50-60˚ с.ш. 90-120˚ в.д.) с мая по сентябрь за период интенсивного глобального потепления (1976-2010 гг.). В административном отношении территория исследования включает южные районы Красноярского края, Иркутскую область, республику Бурятия, Забайкальский край, в физико-географическом – южную часть Средне-Сибирского плоскогорья, Предбайкалье и Забайкалье. Станции расположены в долинах рек. Горные районы не освещены, в анализе использована только станция Инга, которая относится к предгорьям

Восточного Саяна. Использованы исходные ряды с минимальным (не более 5%) количеством пропусков в данных.

Для станции Иркутск, имеющий наиболее длительный период метеорологических наблюдений, мы рассмотрели зависимость индекса засушливости и их трендов от периода обобщений. Для анализа использовали индекс Д.А. Педя (S_i) за 1891–2010 гг. и 1976–2010 гг.

В Иркутске за период 1891-2010 гг. явления слабой и средней интенсивности отмечались во все месяцы вегетационного периода с повторяемостью 12-18 и 5-7 % соответственно; сильной – в мае-августе с повторяемостью 3 %. Избыточное увлажнение слабой и средней интенсивности также отмечалось во все месяцы вегетационного периода с повторяемостью 11-17 и 6-8 %, соответственно; сильной интенсивности – с повторяемостью 1-3 %, при отсутствии в июне. Выявлено увеличение засушливости, поскольку изменения индекса Д.А. Педя (S_i) во все месяцы вегетационного периода положительные, а наиболее значимые и наибольшие по величине отмечались в мае (0,2 единиц/10 лет при вкладе тренда 0,20).

Рассмотрим гидротермические условия за 1976–2010 гг. внутри периода 1891–2010 гг. (рисунок). Именно к периоду последних 35 лет (1976-2010 гг.) относится увеличение засушливости (более 50 %): слабой интенсивности – в сентябре, средней – в июне и сентябре. Сильные засухи в мае и июне отмечались только в последние 35 лет. Вклад более 50 % избыточного увлажнения за 1976–2010 гг. внутри периода 1891–2010 гг. отмечался в явлениях средней интенсивности в июле.

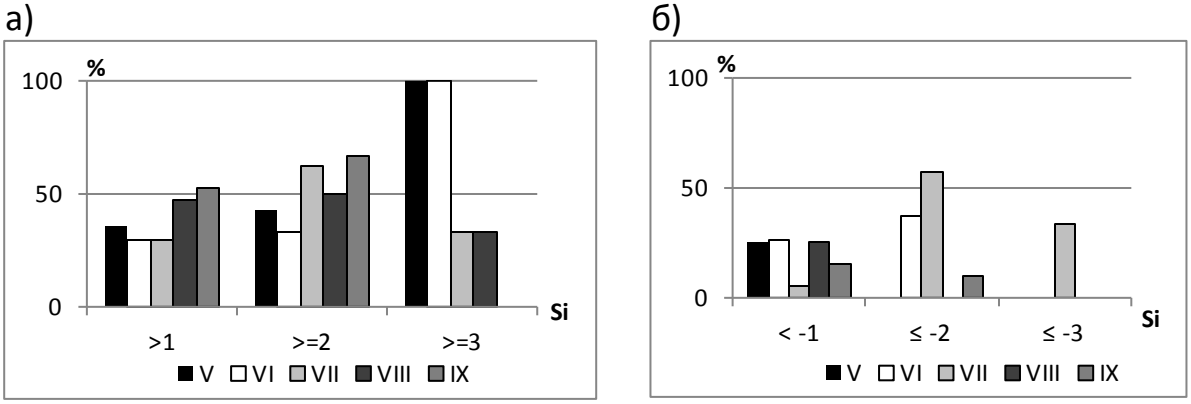


Рисунок. Индекс S_i (ст. Иркутск): а) засухи, б) избыточное увлажнение за 1976-2010 гг. в % от 1891-2010 гг.

Если отдельно за период наибольшего потепления 1976-2010 гг. рассчитать индекс S_i, для Иркутска, то получим следующее соотношение повторяемости засушливых условий и избыточного увлажнения. Засухи слабой и средней интенсивности отмечались во все месяцы вегетационного периода с повторяемостью 11-26 и 6-11% соответственно; сильной – в период июнь-июль с повторяемостью 3 %. Повторяемость избыточного увлажнения слабой интенсивности составила 3-26 % с максимумом в августе, средней интенсивности – 3-11 %, сильной интенсивности – 6 % в июле и сентябре при отсутствии в остальные месяцы.

Анализ гидротермических условий на всей рассматриваемой территории показал, что общее количество засушливых месяцев (сумма всех станций) больше, чем переувлажненных в течение всего вегетационного периода (таблица). При этом повторяемость периодов сильного и среднего переувлажнения больше, чем периодов со средней и сильной засухой.

Таблица. Общее количество засух и периодов избыточного увлажнения за 1976-2010 гг.

	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
Засуха					
Слабая ($1 < S_i \le 2$)	96	102	99	86	102
Средняя($2 < S_i \le 3$)	25	11	10	8	12
Сильная($3 < S_i$)	-	1	2	3	-
Избыточное увлажнение					
Слабое ($-2 \le S_i < -1$)	91	81	60	73	79
Среднее ($-3 \le S_i < -2$)	19	22	25	14	14
Сильное ($S_i < -3$)	-	4	9	8	10

Результаты регрессионного анализа свидетельствуют о неравномерном распределении статистически значимых трендов S_i по территории в пределах вегетационного периода. Максимальное их количество приходится на май – на 6 из 18 метеостанций наблюдается увеличение S_i (0,4-0,6 ед./10лет). В июле количество засух увеличивается только на трех станциях Предбайкалья (Нижнеудинск, Иркутск, Киренск) и на метеостанции Баргузин. В июне и августе засушливость увеличивается на 1 и 2 станциях, соответственно. В сентябре статистически значимых изменений не наблюдается. Если рассматривать изменения по регионам, то можно отметить, что увеличение засушливости в южной части Средне-Сибирского плоскогорья наблюдается только в мае (исключение – метеостанция Енисейск, август – 0,38 ед./10 лет). В Предбайкалье – в мае и июле. В Забайкалье значимые тренды отмечены лишь на метеостанциях Баргузин (июль – 0,57 ед./10 лет) и Могоча (май – 0,45; июнь – 0,38 ед./10лет).

Условия предшествующего холодного периода мало влияют на величину индекса S_i, рассчитанного за отдельные месяца периода вегетации, что подтверждается результатами корреляционного анализа – в большинстве случаев коэффициенты линейной корреляции статистически не значимы. В редких случаях наблюдается зависимость индекса S_i в мае от суммы осадков за ноябрь-март (5 случаев), суммы температур выше 0˚С в марте (5 случаев). В основном же значимые коэффициенты корреляции (0,47-0,85) были получены между индексами S_i и гидротермическими условиями предшествующего и текущего месяцев (сумма осадков, средняя месячная температура воздуха, сумма температур воздуха выше 0˚С), при этом, связь с осадками обратно пропорциональная, с характеристиками температурного режима – прямо пропорциональная.

Кроме рассчитанных индексов S_i за май-сентябрь проанализированы характеристики снежного покрова, режим осадков и температуры воздуха за зимне-весенний период, предшествующий периоду вегетации. Анализ тенденций выше указанных характеристик показал наличие значимых положительных трендов на всей территории по средней месячной температуре за май (0,5-0,9 ˚С /10лет) и сумме положительных температур за май (14-28 ˚С/10 лет). Кроме того, в южной части Средне-Сибирского плоскогорья увеличивается количество дней с температурой воздуха выше нуля в марте (1-3 дня/10 лет) и в Забайкалье сумма положительных температур за апрель (5-16 ˚С/10 лет). Вышеуказанные факты можно считать следствием изменения дат устойчивого перехода температуры воздуха через 0˚С. По всей территории наблюдается сдвиг к более ранним датам на 1-7 дней каждые 10 лет. При этом статистически значимыми являются изменения (3-7 дней/10 лет) на половине метеорологических станций.

Работа была частично поддержана проектом РФФИ 14-05-00502 и проектом базового финансирования СО РАН, Программа VIII.80.2.

AN INFLUENCE OF BIOTEMPERATURE AND PRECIPITATION CHANGING ON BIOCENOSIS OF EURASIA

Vysotskaya G.S.

Institute of Computational Modeling SB RAS, Krasnoyarsk, Russia
E-mail: g_vys@rambler.ru

An analysis of climatic changings shows that the processes are not homogeneous in the different regions of Eurasia. Trends of basic climatic parameters do not coincide for different seasons and time intervals.

According to the Holdridge scheme a biotemperature and annual precipitation sum are the main climatic parameters that define vegetation types. The most of biotemperature and annual precipitation sums trends are positive. But it is unclear how it influences on vegetation types. For example, from 1970 to 2011 a biotemperature at the Ermakovskoye meteostation increased by 1.5°C (fig. 1). However such increasing cannot make change the vegetation type, because the biotemperature at the Ermakovskoye meteostation was about 6°C. That is a lower limit for a class "moist forest" in Holdridge scheme. Its upper limit is 12°C.

In this paper monthly means temperatures Climatic Research Unit grid data (0.5°×0.5°) over the period from 1936 to 2012 were used. Means of biotemperatures and annual precipitation sums over 12 year periods in moving regime were calculated. An area between 40° -140°E and 50°-50°N was chosen for the investigation. For every longitude segment win the width 0.5° parts of total area with climatic conditions corresponding to the Holdridge classes were calculated with respect to different grid elements areas on different latitudes.

Different types of the tundra and the forest were united and over the period from 1970 to 2012 trends were calculated that demonstrate how parts of climatic classes corresponding to “tundra”, “forest” and “steppe” changed. As it is shown in the figure 2 trends of areas of zones with climate suitable for the growth of the forest

mainly are positive, trends of areas of zones with climate suitable for the tundra mainly are negative. The distribution of trends of areas of zones with climate suitable for the steppe is more complicated. They are mostly negative to the west from 90°E and positive to the east from this longitude.

Also 3 regions were chosen: the northern part of Eurasia between 40° - 140°E and 50° - 80°N, middle Asia and a part of Northern Siberia between 40° - 83°E and 37° - 60°N and a zone around the lake Baikal 105°-125°E and 45° - 55°N. Over the period between 1912 and 2012 for every zone it was calculated what part corresponds to main Holdridge classes.

In the northern part of Eurasia a zone with climate suitable for the growth of the forest increased by 10% of the total area. An area of the tundra decreased, an area of the steppe did not change (fig.3). In Central Asia the process of the climate changing was not monotonic. An area with climate suitable for the growhof the forest decreased but after 1942 began to grow and returned to the previous level to 2012. An area of the desert decreased by 7% and an area of the desert scrub increased by 5% (fig. 4).

In the eastern circulation sector a region between 105°-125° E and 45° - 55° N was chosen. It includes the lake Baikal and the northern part of Mongolia and China. In this region an area with climate suitable for the growth of the forest decreased by 20% of the total area with major changes during the last decades. An area of the steppe increased by 10% and an area of desert scrub also increased by 10% (fig.5). Zones with a desert climate range less then 1-2%, do not grow and their dynamics does not include inthe plot.

So the climatic changes are very dependent on a circulation zone where they situate. As result it is possible to state that observed climatic changes do not influence uniquely negative or positive on biocenosis if we consider the whole territory of Siberia.

ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ БИОТЕМПЕРАТУРЫ И ОСАДКОВ НА БИОЦЕНОЗЫ ЕВРАЗИИ

Высоцкая Г.С.

Институт вычислительного моделирования СО РАН, Институт биофизики СО РАН, Красноярск, Россия
E-mail: g_vys@rambler.ru

Анализ изменений климата показывает, что в разных районах Евразии процессы протекают неравномерно. Тренды основных климатических параметров не совпадают для разных сезонов и временных интервалов. Особенности циркуляции атмосферы над ее континентальной частью таковы, что в зависимости от годового хода осадков ее можно разделить на три долготных сектора - западный, переходный и восточный (Алисов, 1956, Берсенева 2006). Кроме того, если в зимний период среднемесячные температуры растут почти на всей территории Сибири, то в период вегетации такого повсеместного потепления нет. Тренды сумм осадков также разнонаправлены. Подобная ситуация осложняет исследования влияния изменений климата на биоценозы.

В соответствии со схемой Холдриджа (Holdridge, 1967) основными климатическими факторами, определяющими тип растительности, являются биотемпература и годовая сумма осадков.

$$t_{\text{био}} = \frac{\sum\limits_{t_{\text{средняямесячная}} > 0} t_{\text{средняямесячная}}}{12}$$

Тренды биотемператур на территории Сибири в основном статистически достоверно положительны, тренды сумм осадков по большей части положительны. При этом открытым остается вопрос компенсирует ли увеличение годовой суммы осадков повышение температуры в конкретном районе, приведет ли понижение годовой суммы осадков при повышении температуры к изменению типа растительности. Например, с 1970 по 2011гг. на метеостанции Ермаковское биотемпература возросла на 1.5°C, тем не менее даже без учета изменений суммы осадков такой рост не может привести к изменению типа растительности поскольку в 1970 году биотемпература на метеостанции Ермаковское (рис. 1) составляла около 6°C, что является нижней границей для класса "moist forest" по Холдриджу при верхней границе 12°C.

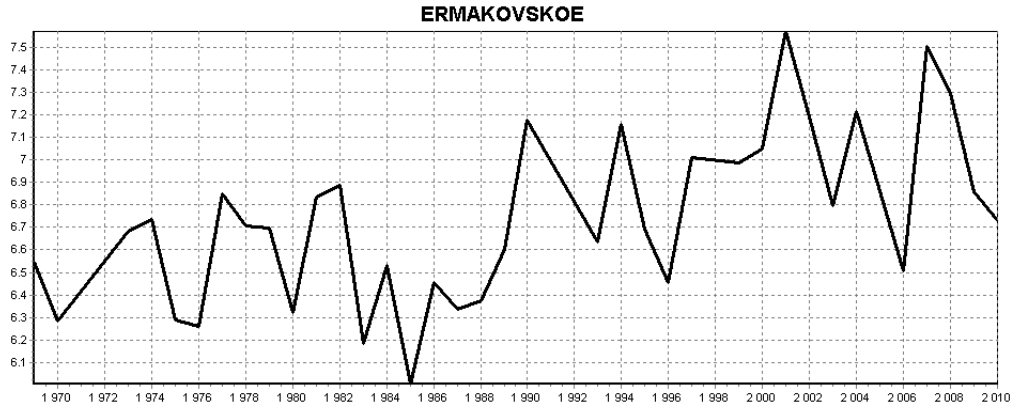


Рисунок. 1. Динамика биотемпературы на метеостанции Ермаковское

В данной работе использованы данные по среднемесячным температурам и осадкам с сайта meteo.ru за период с 1936 по 2012 гг и среднемесячные температуры Северного полушария по данным Climatic Research Unit с разрешением 0.5°×0.5° за период с 1912 по 2012 гг. Были вычислены средние значения биотемператур и сумм осадков за 12 лет в скользящем режиме, поскольку кратковременные флуктуации явно не могут привести к смене типа биоценоза. Для исследования была выбрана область между 40° и 140° в.д. ограниченная с юга 50°с.ш. и для каждого долготного сегмента шириной 0.5° вычислена доля площади с климатическими условиями, соответствующими классам по схеме Холдриджа, с учетом различной площади элементов сетки на разных широтах. Основными типами биоценозов для данного региона являются различные типы тундр, влажный и мокрый лес, а также степь.

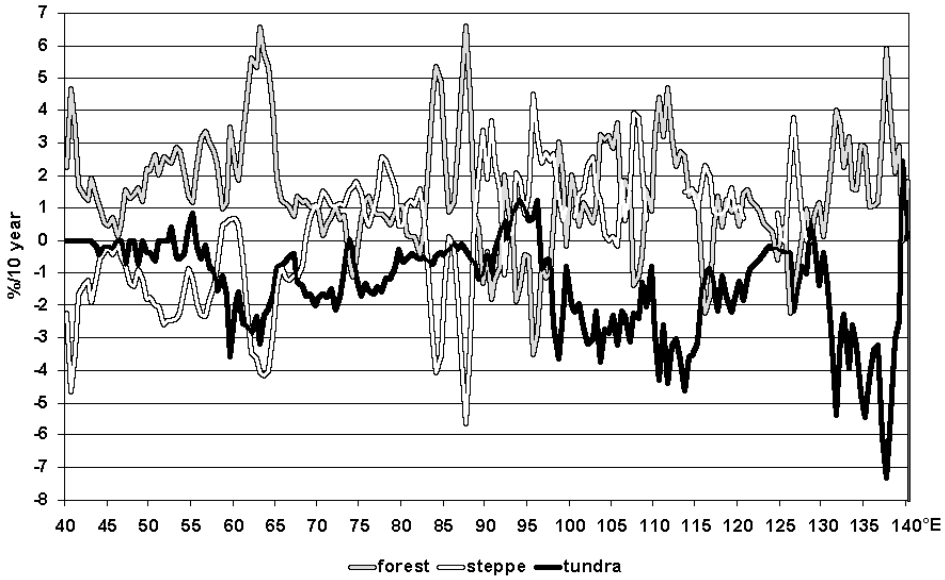


Рисунок 2. Тренды изменений соотношения площадей основных климатических классов по Холдриджу на долготных сегментах между 40° и 140° в.д. за период с 1970 по 2012гг.

На приведенном выше рисунке 2 различные типы тундры и разновидности леса объединены в единые классы и за период с 1970 по 2012 гг. вычислены тренды, показывающие как менялось соотношение площадей климатических классов, соответствующих данным биоценозам, а также степи. На Европейской части России и на Урале в этот период происходили изменения климата способствующие сокращению площади степей и увеличению площади лесов при этом в Европейской части России сокращения площадей тундры не происходило, тогда как на Урале такое сокращение произошло. На территории Западной Сибири произошло увеличение площади степей и леса при уменьшении площади тундры, при этом в ее восточной части увеличилась доля площадей с климатическими условиями подходящими для произрастания леса и соответственно уменьшилась зона степей. В Восточной Сибири сокращалась доля площади с климатическими условиями соответствующим различным разновидностям тундры и возрастала доля площади, пригодной для существования леса и степей.

Для более полного изучения изменений климата на территории Евразии были выделены 3 района: северная часть 40° - 140° в.д. и 50° - 80° с.ш., Средняя Азия и часть Западной Сибири 40° - 83° в.д. и 37° - 60° с.ш. и Прибайкалье 105°-125° в.д. и 45° - 55° с.ш.

На севере Евразии зона с климатом, пригодным для произрастания лесов за 100 лет возросла на 10% от общей площади. При этом произошло сокращение зоны тундр, но увеличения зоны степей не произошло (рис. 3).

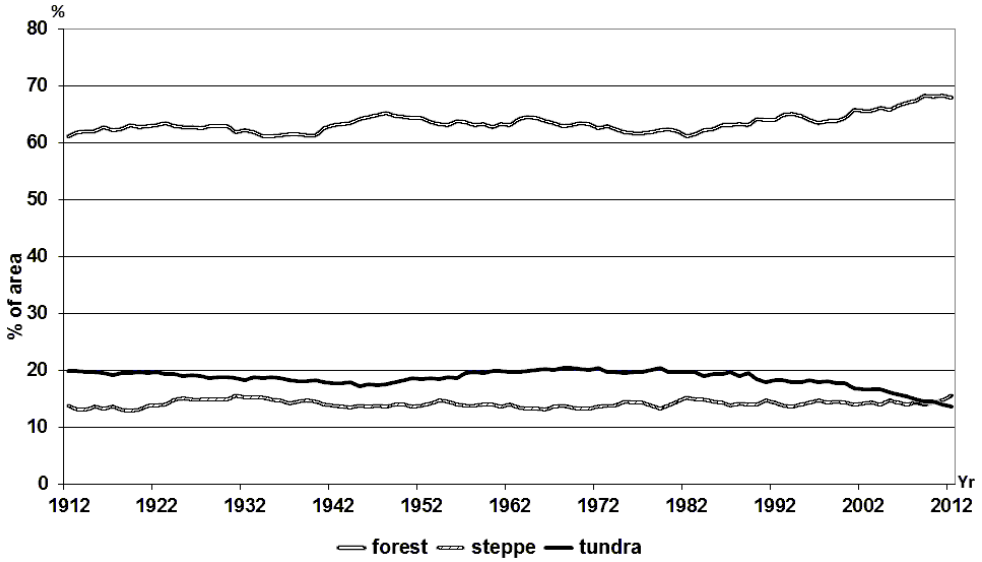


Рисунок 3. Изменения соотношения площадей основных климатических классов по Холдриджу в районе между 40° - 140° в.д. и 50° - 80° с.ш. за период с 1912 по 2012гг.

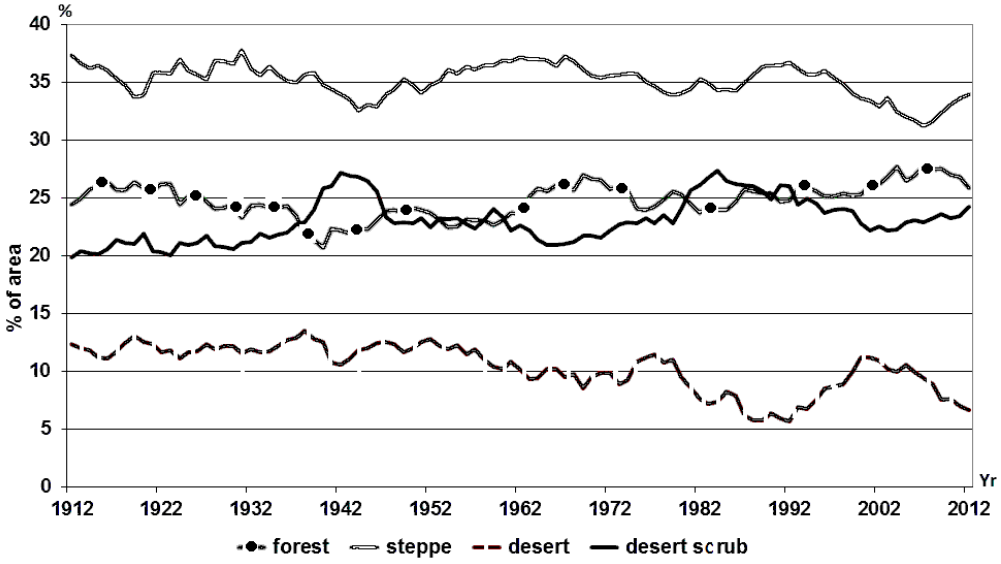


Рисунок 4. Изменения соотношения площадей основных климатических классов по Холдриджу в районе между 40° - 83° в.д. и 37° - 60° с.ш. за период с 1912 по 2012гг.

В Средней Азии процесс изменений климата не был столь монотонным. Зона с климатом, пригодным для произрастания лесов сначала сокращалась, но после 1942 года снова начала возрастать и за 100 лет вернулась к прежнему уровню. При этом произошло сокращение зоны пустынь и несмотря на ее кратковременное расширение за 100 лет она скратилась на 7% от общей площади, также незначительно сократилась зона степей, и на 5% выросла зона пустынных кустарников (рис. 4).

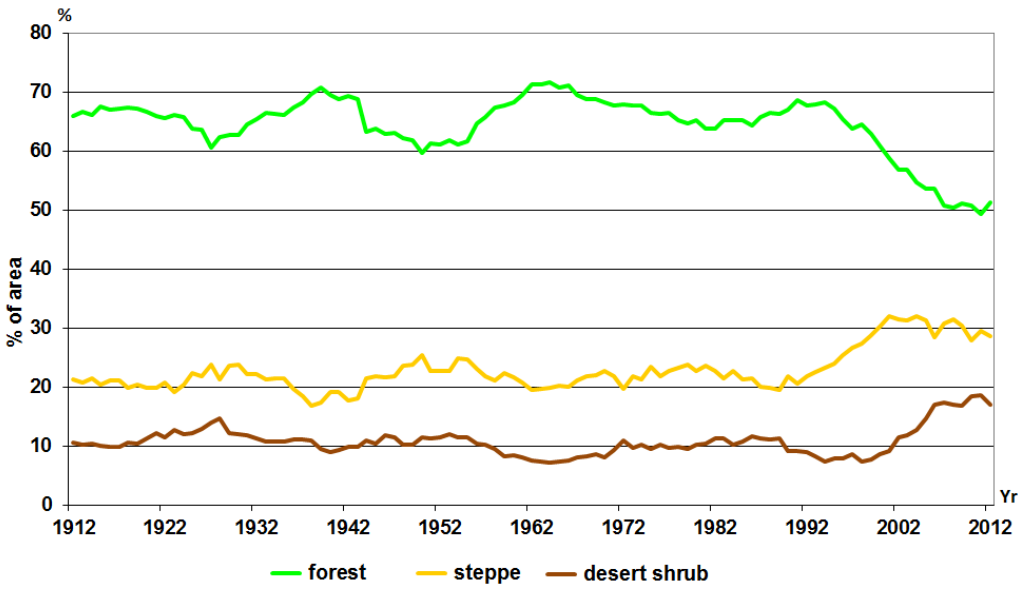


Рисунок 5. Изменения соотношения площадей основных климатических классов по Холдриджу в районе между 105°-125° в.д. и 45° - 55° с.ш. за период с 1912 по 2012гг.

В восточном циркуляционном секторе был выделен район, включающий Прибайкалье и север Монголии и Китая между 105°-125° в.д. и 45° - 55° с.ш. В этом районе зона с климатом, пригодным для произрастания лесов за 100 лет сократилась на 20% от общей площади при этом основные изменения произошли в последние десятилетия. При этом произошло расширение зоны степей на 10% и увеличение зоны пустынных кустарников на 10% (рис. 5). Зоны с климатом, способствующим появлению пустынь, составляют в этом районе 1-2%, рост их не наблюдался, и на графике они не отражены.

Таким образом характер изменений климата очень сильно зависят от принадлежности к циркуляционной зоне. При этом степень проникновения дальневосточного муссона на запад может существенно варьировать (Корниенко, 1975, Кузнецова, 1983).

В результате можно сделать вывод, что наблюдаемые изменения климата не оказывают однозначно негативного или позитивного влияния на биоценозы, если рассматривать территорию Сибири в целом.

Литература:

1. Алисов Б.П. Климат СССР - М. - Высшая школа. – 1956. - С104.
2. Береснева И.А. Климаты аридной зоны Азии. – 2006. – С287
3. Корниенко В.И. О западной границе летнего муссона Восточной Азии. – Тр. ДВНИГМИ, 1975, вып. 51
4. Кузнецова Л.П. Атомсферный влагообмен над территорией СССР. – М. – Наука. – 1983. – С. 21-39
5. Holdridge, L.R. (1947) Determination of world plant formations from simple climatic data. Science, 105, 367—368.

THE TRENDS OF THE WIND CHARACTERISTICS OVER THE TERRITORY OF THE VOSTOCHNY COSMODROME

[1,2]Zolotukhina O., [3]Zolotov S., [1]Gorbatenko V.

[1]Tomsk State University, RussIA
[2] Baikonur cosmodrome
[3]Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems of SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: Zolot_ol@mail.ru

Prior to the full commissioning of the Vostochny cosmodrome is important to study the wind characteristics in the layer from the earth's surface up to an altitude of 25 km.

The purpose of this paper is to identify the trends in long-term series of the wind characteristics on the territory of the Vostochny cosmodrome with help the upper-air sounding data (for the period 1985–2014) and the NCEP/NCAR reanalysis (for the period 1948–2014).

As a result of the preliminary studies carried out according to the upper-air sounding was isolated layer 7-14 km, where the highest average and maximum wind speed were observed. Comparative analysis of upper-air sounding and the NCEP-NCAR reanalysis in this layer according to Pearson statistically significant differences are not found.

The highest wind speed in this layer occur in October and November, and the lowest wind speeds are observed in June and July, and due to the fact that high-altitude frontal zone moves in the summer in more northern areas.

Analysis of long-term trends in the layer of 7-14 km showed that the average annual wind speed in the investigated period of time practically unchanged. However, in February and September there is the maximum positive statistically significant trend of wind speed 0.5-0.8 m/s per decade by increasing meridional wind. In May, the maximum negative significant trend of wind speed (-0.5 m/s per decade) is observed due to the weakening of the western migration.

From the 1970s on the territory of the Russian Federation noted strengthening zonal transport, which in the study area wasn't found. According our studies, the predominant west wind there is in the area of the Vostochny cosmodrome in the layer of 7-14 km in an average annual scale, but with a significant negative trend (-0,1 ‰ per decade). However, in the lower stratosphere (14-20 km) there are significant trends strengthening winds westerly direction by an average of 0,15 ‰ per decade.

The results of the research are next points:

1. The largest annual wind speeds are observed in autumn (October, November), the lowest in the summer in line with the position of the high-altitude frontal zone.
2. Long-term trends in annual average wind speed in the upper troposphere over the territory of the Vostochny cosmodrome have not been identified.
3. The most statistically significant increase in the wind velocity observed in February and September that offset by a decrease in velocity in May and July.
4. Spring and summer long-term decrease in the wind speed in the upper troposphere is due to the weakening of the zonal component.
5. The winter wind rate increase is accompanied by increased north meridional component in the upper troposphere. The western wind transfer virtually unchanged in the autumn.
6. In the layer of the lower stratosphere (14-20 km) is seen intensification of the zonal component of the wind speed.
7. Quasi-cyclic durations of 15 and 24 years are found in the long-term variability of average wind speeds due to the repeatability of the main synoptic processes specific to the region in February, May and September.

ТЕНДЕНЦИИ ВЕТРОВОГО РЕЖИМА НАД ТЕРРИТОРИЕЙ КОСМОДРОМА «ВОСТОЧНЫЙ»

[1,2]Золотухина О.И., [3]Золотов С.Ю., [1]Горбатенко В.П.

[1]Томский государственный университет, Россия
[2]ФГУП «Центр эксплуатации объектов наземной космической инфраструктуры» - «Космический центр Южный», Байконур
[3]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
E-mail: Zolot_ol@mail.ru

До полного ввода в эксплуатацию космодрома «Восточный» важно изучить особенности формирования и распределения параметров ветра у поверхности земли и в свободной атмосфере, а также выявить наличие или отсутствие долговременных тенденций в характеристиках ветра над исследуемыми районами. Кроме параметров ветра так же необходимо учитывать наличие в атмосфере опасных конвективных явлений погоды, которые могут оказать влияние на ход выполнения работ с ракетами космического назначения (РКН) в период их подготовки, транспортировки и во время пуска [2]. Такие исследования особенно актуальны в связи с тем, что климат в последние десятилетия меняется, меняются элементы его составляющие [1]. Каковы параметры ветра в районе космодрома «Восточный» в тот или иной период суток, месяца, года без специальных исследований сказать невозможно. Справочники по характеристикам ветра над Амурской областью содержат информацию в лучшем случае 80-х годов прошлого

столетия. Даже на картах ветровых нагрузок разного рода СНИПов, территория, на которой расположен космодром «Восточный», чаще всего помечена как зона не изученности. Поэтому актуальность представленных исследований сомнений не вызывает.

Целью настоящей работы является выявление направленных тенденций в многолетнем ходе характеристик ветра над территорией космодрома «Восточный» по данным аэрологического зондирования и данным реанализа NCEP/NCAR.

Для достижения цели решено ряд задач: проведен сравнительный анализ данных аэрологического зондирования и реанализа, выявлены многолетние тенденции характеристик ветра в свободной атмосфере.

Материалом для исследования послужили данные аэрологического зондирования атмосферы на станции Благовещенск за период 1985–2014 гг. для высот от поверхности земли до 25 км и данные реанализа NCEP/NCAR для 17 стандартных уровней атмосферы (до 10 гПа) за период 1948–2014 гг [7].

В результате предварительного исследования определены слои с максимальной скоростью и повторяемостью максимальных значений скорости ветра (7-14 км) в районе космодрома (см. публикацию «Скорость ветра в свободной атмосфере над территорией космодрома «Восточный», настоящего сборника).

Таблица 1. Средние значения скорости ветра по данным аэрологического зондирования

Слой (км)	Средняя месячная скорость ветра (м/с)/среднее квадратическое отклонение												
	Дек.	Янв.	Фев.	Мар.	Апр.	Май	Июн.	Июл.	Авг.	Сен.	Окт.	Ноя.	Год
7-10	20/11	20/11	22/11	21/12	22/13	22/13	15/10	14/10	17/11	21/12	24/12	24/12	20/12
10-14	19/8	20/9	21/9	19/9	19/10	17/13	13/8	16/10	20/12	21/10	22/10	22/9	19/10

Поскольку в данных реанализа каждый километр слоя рассмотреть не предоставляется возможным, выделенный нами слой (7-14 км) поделен на два: 7-10 км и 10-14 км. Сравнительный анализ результатов аэрологического зондирования (табл. 1) и реанализа (табл. 2) в слое 7-14 км согласно критерию Пирсона статистически значимых расхождений не обнаружил.

Данные реанализа позволят выявить в этих слоях наличие или отсутствие долговременных тенденций в характеристиках ветра над исследуемыми районами и судить об изменении циркуляционных процессов.

Таблица 2. Средние значения скорости и направления ветра по данным реанализа и коэффициенты их многолетних трендов

Слой (км)	Средняя месячная скорость ветра (м/с)/среднее квадратическое отклонение												
	Дек.	Янв.	Фев.	Мар.	Апр.	Май	Июн.	Июл.	Авг.	Сен.	Окт.	Ноя.	Год
7-10	21/4	19/4	20/4	20/3	22/4	21/4	15/3	15/4	18/4	19/4	23/4	24/4	20/4
10-14	20/4	19/4	20/4	20/4	20/5	19/4	14/3	17/4	22/5	21/4	23/4	24/4	20/4
	Коэффициенты многолетних трендов скорости ветра (м/с/10 лет)												
7-10	0,2	0,2	0,7	0,4	-0,2	-0,4	0,2	0,0	-0,2	0,6	0,2	0,2	0,1
10-14	0,0	0,1	0,8	0,3	-0,4	-0,6	-0,1	-0,2	-0,3	0,5	0,1	0,0	0,0
Преобладающее направление ветра и тренд (‰/10 лет)													
7-10	ЗСЗ (-)	ЗСЗ (-)	ЗСЗ (-)	ЗСЗ (-)	З (-0,2)	З (-0,3)	З (-0,1)	ЗЮЗ (-0,2)	ЗЮЗ (-0,1)	З (-)	З (-)	З (-)	З (-0,1)
10-14	ЗСЗ (-)	ЗСЗ (-)	ЗСЗ (0,1)	ЗСЗ (-)	З (-0,1)	З (-0,2)	ЗСЗ (-0,1)	З (-0,2)	ЗЮЗ (-)	З (-)	З (-)	З (-)	З (-0,1)

*полужирным курсивом выделены значения значимые с вероятностью не менее 95 %
**(-) отсутствие статистически значимых трендов

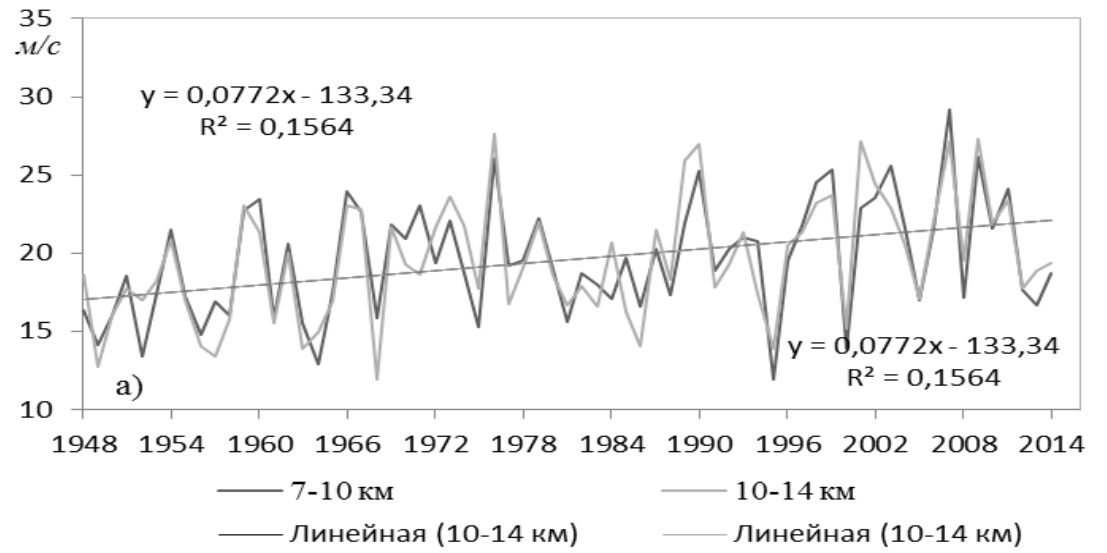
Наибольшие скорости ветра во всей толщине рассматриваемых слоев приходятся на октябрь-ноябрь месяцы, наименьшие скорости наблюдаются в июне и июле и обусловлены тем, что ВФЗ летом смещается в более северные районы, ослабевает западный перенос в целом и циклоническая активность в том числе [3].

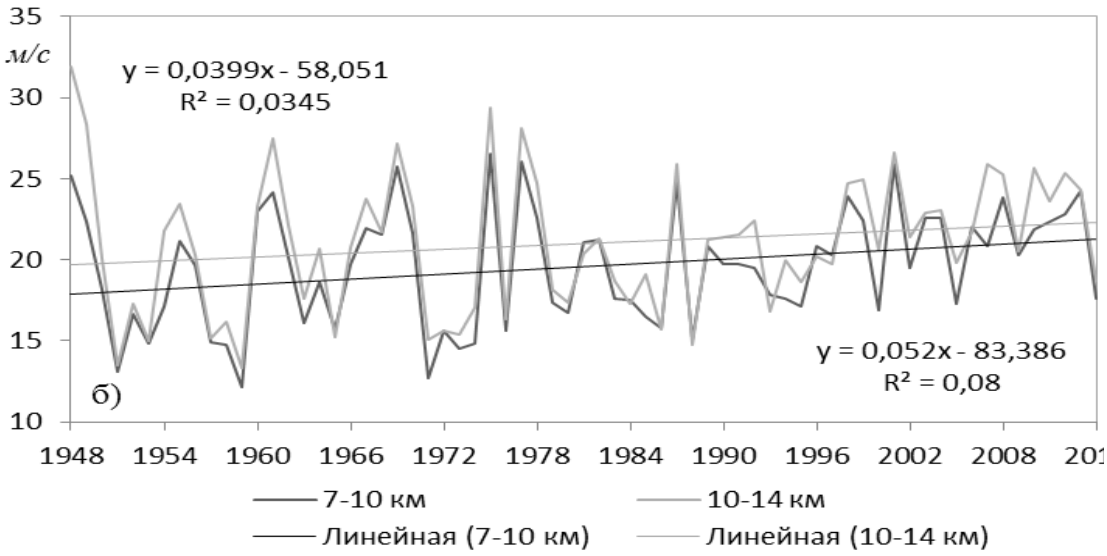
Анализ коэффициентов многолетних трендов (табл. 2) в слое 7-14 км показал, что, среднегодовая скорость ветра на исследуемом промежутке времени практически не меняется. Но в феврале и сентябре (табл. 2) наблюдается максимальный положительный статистически значимый тренд скорости ветра 0,5-0,8 м/с/10 лет, причем за счет усиления меридионального переноса (его ЗСЗ составляющей). В мае мак-

симальный отрицательный значимый тренд скорости ветра (-0,5 м/с/10 лет) наблюдается за счет ослабления западного переноса. Сравнивая с результатами, полученными для европейско-азиатского севера России можно заметить, что для слоя около 9 км в среднегодовых значениях, как и в [6] наблюдается положительная статистически значимая тенденция к увеличению скорости ветра (в среднем на 0,2 м/с/10 лет).

Согласно [4] с середины 1970-х годов на территории Российской Федерации замечено усиление зонального переноса. По данным настоящих исследований в районе космодрома «Восточный» в слое 7-14 км в среднем годовом масштабе преобладает западный ветер, но с отрицательным значимым трендом (-0,1‰/10 лет). Однако в нижней стратосфере (в слое 14-20 км) над исследуемой территорией отчетливо прослеживается тренд усиления ветров западного направления в среднем на 0, 15 ‰/10 лет (причем все значения трендов являются значимыми). Тем не менее, в феврале и сентябре в слое 7-14 км преобладает ЗСЗ-З ветер без выраженных трендов. В мае (7-14 км) наблюдается ослабление западной составляющей (в среднем на -0,2 ‰/10 лет) за счет увеличении северных направлений в верхней тропосфере и нижней стратосфере. Это происходит потому, что над Дальневосточным регионом наблюдается ячейка обратной меридиональной циркуляции, которая характеризуется в летние месяцы южными потоками в слое от подстилающей поверхности до уровня 2-3 км и северными потоками в верхней тропосфере и нижней стратосфере [5].

Рассмотрим детальнее месяцы, в которые были обнаружены максимальные тренды скорости ветра (рис. 1). На фоне общей тенденции увеличения скорости ветра в феврале и сентябре можно заметить наличие некоторой квазициклической составляющей. При помощи автокорреляционной функции, обнаружено, что статистически значимыми с вероятностью 95 % являются циклы продолжительностью 13 лет и 24 года, как в среднегодовом значении скорости ветра, так и в месячном (февраль, сентябрь, май). Однако этот результат можно считать предварительным, так как для обнаружения циклов необходимы ряды более длительных наблюдений за скоростью ветра.





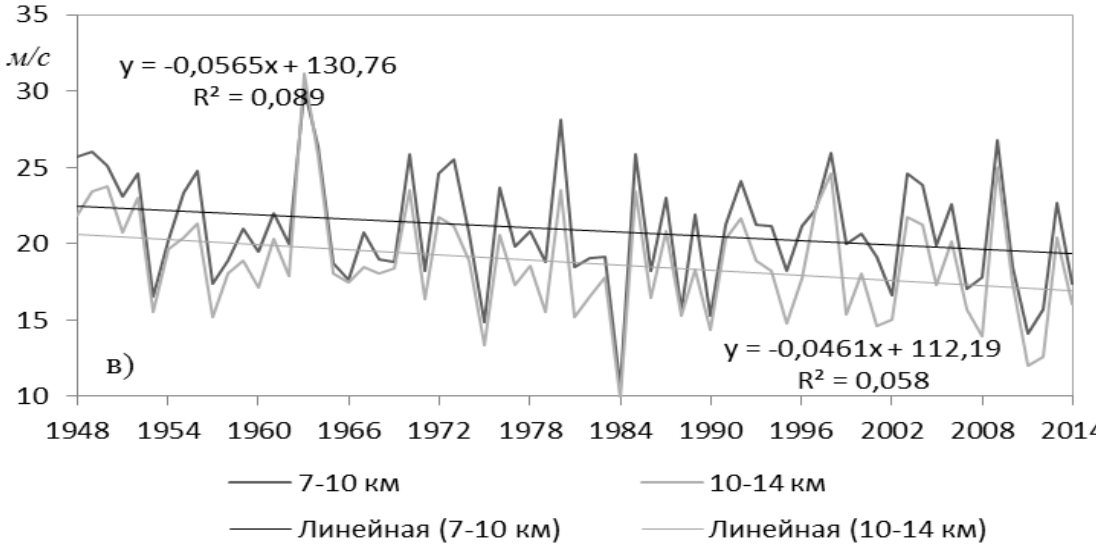


Рис.1 Многолетние изменения средней скорости ветра в феврале (а), сентябре (б) и мае (в) на космодроме «Восточный» в слое 7-14 км

Таким образом, по результатам проведенных исследований можно утверждать, что:

В годовом ходе наибольшие скорости ветра наблюдаются осенью (октябрь, ноябрь), наименьшие летом в соответствие с положением ВФЗ.

Долговременных тенденций среднегодовых значений скорости ветра в верхней тропосфере над территорией космодрома «Восточный» не выявлено.

Наибольшее статистически значимое увеличение скорости ветра замечено в феврале и сентябре, которое компенсируется уменьшением скоростей в мае и июле.

Весеннее и летнее долговременное уменьшение скорости ветра в верхней тропосфере обусловлено ослаблением зональной составляющей.

Зимние увеличение скорости в верхней тропосфере сопровождается усилением меридиональности с северной составляющей. Осенью скорости западного переноса в многолетнем режиме практически не изменяются.

В слое нижней стратосферы (14-20 км) замечено усиление зональной составляющей скорости ветра.

В многолетней изменчивости средних значений скорости ветра обнаружены квазициклические периодичности 15 лет и 24 года, обусловленные повторяемостью основных синоптических процессов, характерных для региона в феврале, мае и сентябре.

Литература:

1. Горбатенко В.П., Ипполитов И.И., Логинов С.В., Поднебесных Н.В. Исследование циклонической и антициклонической активности на территории Западной Сибири по данным реанализа NCEP/DOE AMIP-II и синоптических карт //Оптика атмосферы океана, 2009. - т.22 - № 1. с. 38-41.
2. Горбатенко В.П., Громницкая А.А., Золотухина О.И. Термодинамические условия образования опасных конвективных явлений в районе космодрома «Восточный» // Вестник Томского государственного университета, 2015, № 400, с. 330–336.
3. Граховский Г.Н. Евсеев М.П. Репинская Р.П. Долгопериодные колебания барических полей в системе общей циркуляции атмосферы / РГГМУ, 2005, 99 с.
4. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Оценка изменении климата на территории Российской Федерации // Метеорология и Гидрология, 2009, № 11, с. 15–29.
5. Гутерман И.Г. Распределение ветра над северным полушарием / Л.: Гидрометеоиздат, 1965, 252 с.
6. Мещерская А.В., Ермин В.В., Баранова А.А., Майстронова В.В. Изменение скорости ветра на Севере России во второй половине XX века по приземным и аэрологическим данным // Метеорология и гидрология, 2006, № 9, с. 46–59.
7. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R. et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // Bull. Amer. Meteorol. Soc., 1996, vol. 77, No. 3, p. 437–471.

MODERN TRENDS IN THE REGIONAL CLIMATE OF SIBERIA

Il'in S.N., Komarov V.S., Lomakina N.Ya., Lavrinenko A.V.

V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: gfm@iao.ru, lnya@iao.ru

It is known that the average global surface air temperature has risen more than 0.80°C in the past 100 years [1]. However, the observed warming occurs irregularly in time and space: the global warming speed during 1901-2005 was about 0.075°C/10 decade, whereas it was 0.23°C/10 decade for 1981-2005. In addition, it is noted that there was no any significant increase in the average surface air temperature trend during 1950-1970 and 1998–2007, despite an increase in concentrations of greenhouse gases [1].

The work presents the results of the study of long-term changes in average seasonal surface air temperature in the Siberian region for the last 43 years (from 1973 to 2015), as well as for the periods from 1973 to 2005 (when there was the most intense global warming) and from 2006 to 2015 (the period of global warming slowdown or even a cooling in some regions) [2, 3].

According to the data of the 8-term observations of 62 meteorological stations in Siberian region (http/www.ncdc.noaa.gov/) values of average surface air temperatures and linear trends of its long-term changes were calculated for each station and for the four seasons and for the three periods mentioned above.

Analysis of the research results showed that there is considerable spatial, temporal and seasonal variability of linear trends in average seasonal surface air temperature over the Siberian region during the period from 1973 to 2015. Especially this variability appears in the last decade during the spring and winter seasons, and partly autumn. The stable positive trend in average seasonal surface air temperature is observed over the entire territory of Siberia for the spring when the trend value increases in the direction from south to north, and in the polar latitudes the intensity of the trend in average surface air temperature exceeds 0.40°C/decade. In the winter period, on the contrary, in the last decade decrease in the rate of warming is observed in the Arctic, although the general positive trend in surface air temperature remains in the rest territory of the Siberian region. In the autumn during the last decade, a noticeable cooling with an intensity of up to -0.40°C/decade is observed almost in the entire territory of Western Siberia and in the south-western part of Eastern Siberia.

Thus, winter and spring seasons have made major contribution to the rise in surface air temperature over the territory of the Siberian region during the period from 1973 to 2015. A cooling in the Arctic regions of Siberia in the winter season as well as a cooling in the Western Siberia and in the south-western part of Eastern Siberia in the autumn season made the greatest contribution to reducing the intensity of the warming over the last decade.

References:

1. Change 2007: The Physical Science Basis / Eds. Solomon S., and coauthors , New York: Cambridge University Press, 2007. 996 p
2. Climate Sherstyukov B.S. Changes, variability and climate fluctuations. Obninsk: RIHMI-WDC, 2011. 294 p.
3. Perevedentsev Yu.P. Climate Theory. Kazan: Kasan University Press, 2009. 501.

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНОГО КЛИМАТА СИБИРИ

Ильин С.Н., Комаров В.С., Ломакина Н.Я., Лавриненко А.В.

Институт оптики атмосферы им.В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия
E-mail: gfm@iao.ru, lnya@iao.ru

Хорошо известно, что средняя приземная температура воздуха для глобального масштаба поднялась более чем на 0,8°С за последние 100 лет [1]. Однако, наблюдаемое потепление не происходит равномерно во времени и пространстве: его скорость в течение 1901-2005 гг. составляла около 0,075°С/10 лет, в то время как в течение 1981-2005 гг. - около 0,23°С/10 лет. Кроме того, отмечено, что в периоды 1950-70 гг. и 1998-2007 гг. отсутствовало какое-либо значимое увеличение тренда средней приземной температуры, несмотря на увеличение концентрации парниковых газов [1].

В настоящей работе проведено исследование долговременных изменений среднесезонной приземной температуры воздуха на территории Сибирского региона за последние 43 года (1973-2015 гг.), а также за периоды 1973-2005 гг. (когда отмечалось наиболее интенсивное глобальное потепление [2-6]) и 2006-2015 гг. (период замедления глобального потепления или даже его похолодания в отдельных регионах [5-8]).

По данным 8-срочных наблюдений 62 метеорологических станций Сибирского региона (http/www.ncdc.noaa.gov/) для каждой станции были вычислены значения среднесезонной приземной температуры воздуха и линейные тренды ее долговременных изменений для четырех сезонов и для трех периодов: 1973-2015 гг., 1973-2005 гг. и 2006-2015 гг. Для зимы данные наблюдений усреднялись за декабрь прошлого года и январь и февраль текущего. Для весны, соответственно, - за март, апрель, май, для лета – июнь, июль, август и осени – сентябрь, октябрь, ноябрь. Первоначально данные для каждой станции усреднялись на месячном интервале. В случае, если за определённый месяц все данные отсутствовали, тогда пропущенное среднемесячное значение для определённого года заменялось средним месячным значением, вычисленным как среднее арифметическое на всём рассматриваемом интервале с 1973 по 2015 год. Количество пропусков данных для отдельных станций составляло от 0 до 18 месяцев за весь период наблюдений, а длительность выборки равна 516 месяцев. Для наглядности представления результатов были использованы картографические изображения пространственного распределения линейных трендов или интенсивностей изменения среднесезонных значений приземной температуры воздуха. Значения уклонов трендов температуры, полученные для каждой из 62 станций, были интерполированы в узлы регулярной сетки с шагом 100×100 км. Общий размер сетки составил 47×28 точек. В качестве схемы интерполяции использовался подход средневзвешенной оценки по k-ближайшим точкам наблюдений с использованием алгоритма фильтра Калмана. При этом было выбрано k=3.

Рассмотрим полученные результаты, проанализировав особенности долговременных изменений приземной температуры воздуха, наблюдаемые над территорией Сибири за последние 43 года (1973-2015 гг.), а также за период наиболее интенсивного глобального потепления (1973-2005 гг.) и период снижения темпов глобального потепления или похолодания в отдельных регионах (2006-2015 гг.). О характере полученных трендов можно судить из рисунков 1-3, на которых даны пространственные распределения интенсивностей линейных трендов среднесезонной приземной температуры воздуха, построенные по данным 62 метеорологических станций Сибирского региона, для четырех сезонов (зимы, весны, лета и осени) и для трех перечисленных периодов.

Как видно из рисунка 1, за весь 43-летний период с 1973 по 2015 гг., на всей рассматриваемой территории и во все сезоны преобладают положительные тренды среднесезонных приземных температур воздуха, не превышающие 0,05°C/10 лет. Причем, весной интенсивность потепления увеличивается, но не превышает 0,1°C/10 лет. Осенью во всех арктических широтах Сибирского региона, а зимой в арктических широтах лишь Западной Сибири интенсивность положительных трендов варьирует в пределах от 0,05 до 0,1°C/10 лет. Кроме того, зимой на территории всей Сибири, присутствуют отдельные области со слабо отрицательными трендами изменения температуры, не превышающими -0,05°C/10 лет.

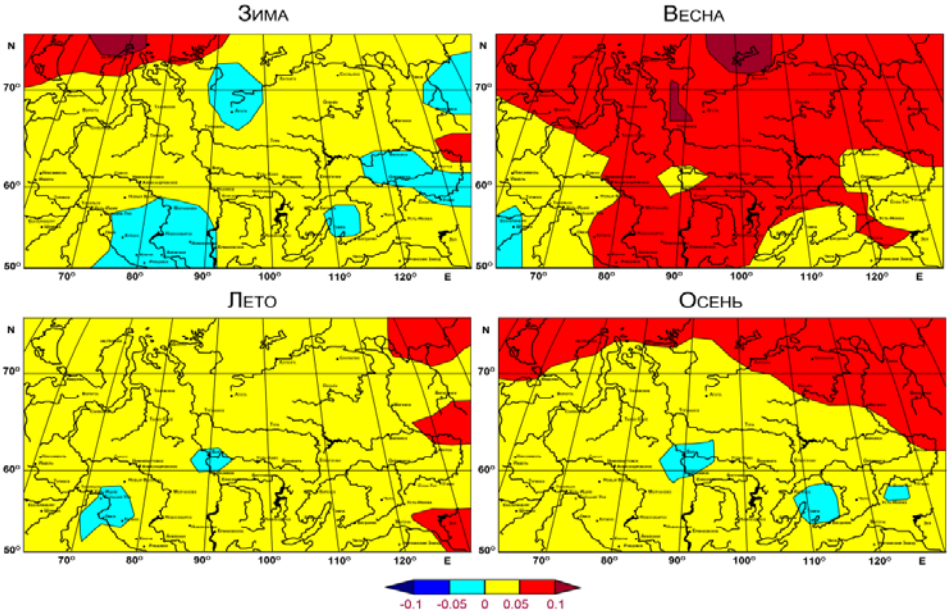


Рисунок 1. Пространственное распределение интенсивностей линейных трендов долговременного изменения среднесезонной приземной температуры воздуха на территории Сибирского региона за период 1973-2015 гг.

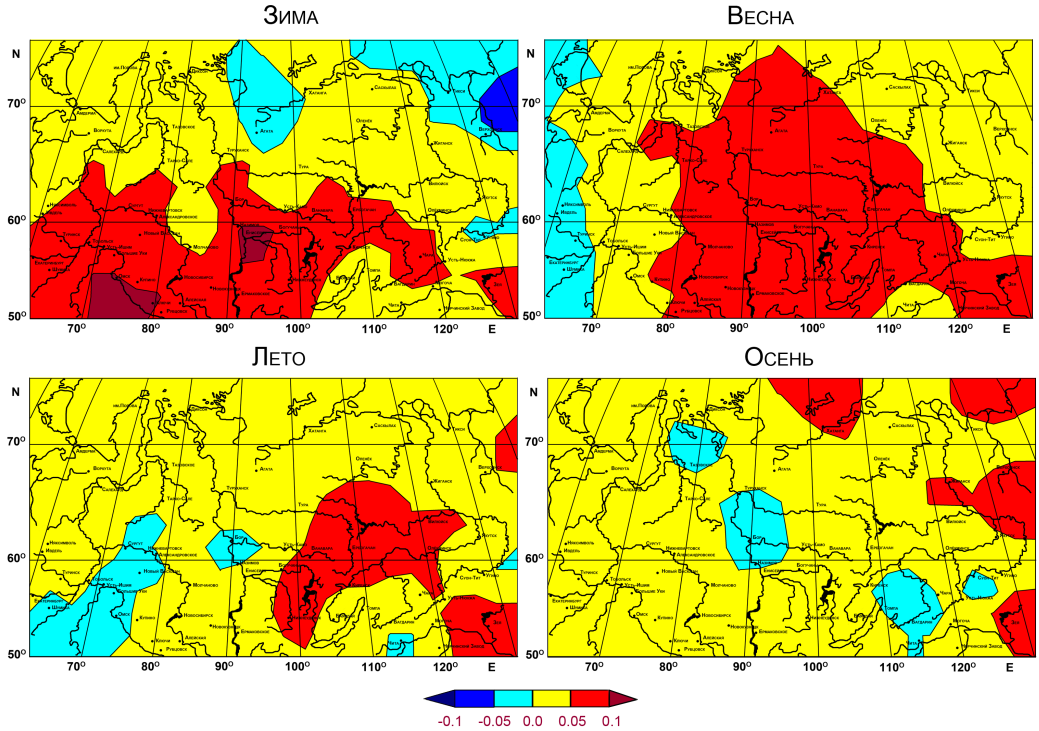


Рисунок 2. Пространственное распределение интенсивностей линейных трендов долговременного изменения среднесезонной приземной температуры воздуха на территории Сибирского региона за период 1973-2005 гг.

Как видно из рисунка 2, в период с 1973 по 2005 гг., когда наблюдалось увеличение интенсивности потепления, положительные тренды изменения приземной температуры воздуха наблюдаются во все сезоны и на всех широтах Сибирского региона, хотя их пространственное распределение отличается от периода 1973-2015 гг. Основное потепление отмечается, как и в предыдущем случае, весной, при этом наибольшая интенсивность (0,05-0,10°С/10 лет) наблюдается в центральных районах Сибирского региона. Над остальной частью Сибири интенсивность весеннего потепления не превышает 0,05°С/10 лет, а в крайних ее западных областях прослеживаются слабые отрицательные температурные тренды. Значительный рост интенсивности тренда приземной температуры, до 0,10°С/10 лет и более, также отмечается зимой в умеренных широтах Сибири, за исключением Забайкалья. Летом и осенью, практически во всем регионе наблюдается слабое потепление с интенсивностью, не превышающей 0,05°С/10 лет, за исключением отдельных областей, в которых имеет место слабое похолодание с интенсивностью до -0,05°С/10 лет или потепление, с интенсивностью, превышающей 0,05°С/10 лет.

На рисунке 3 приводится пространственное распределение интенсивностей линейных трендов среднесезонной приземной температуры воздуха за период с 2006 по 2015 гг., когда наблюдалось замедление её роста. Первое, что необходимо отметить, это крайняя неравномерность в распределении интенсивностей изменения температуры как по сезонам, так и в пространстве. А второе, это существенное увеличение абсолютного значения интенсивности тренда температуры, наблюдаемого за этот период, поскольку рассматриваемый период включает всего 10 лет (2006-2015 гг.) и заметно короче, чем период (1973-2005 гг.), что влияет на увеличение амплитуды изменения абсолютной величины интенсивности изменения температуры.

Из рисунка 3 видно, что весной на всей территории наблюдается положительная тенденция изменения приземной температуры воздуха, причём его интенсивность растёт монотонно с юга на север и в арктических районах превышает значение 0,40°С/10 лет. Зимой в умеренных широтах Сибири преобладают также положительные тренды приземной температуры с максимумом более 0,40°С/10 лет в центральных областях. В то же время, зимой, в арктических районах всего Сибирского региона, а осенью над всей территорией Западной Сибири и юго-западом Восточной наблюдаются отрицательные температурные тренды с интенсивностью около -0,10 - -0,30°С/10 лет и даже более -0,40°С/10 лет (по абсолютной величине). Тренды в интервале с 2006 по 2015 год изменили знак на отрицательный, хотя общее потепление продолжилось. Летом значительных отклонений от тенденций для других периодов не наблюдалось: почти на всей рассматриваемой территории тренды среднесезонной приземной температуры воздуха были положительными и не превышали 0,20°С/10 лет.

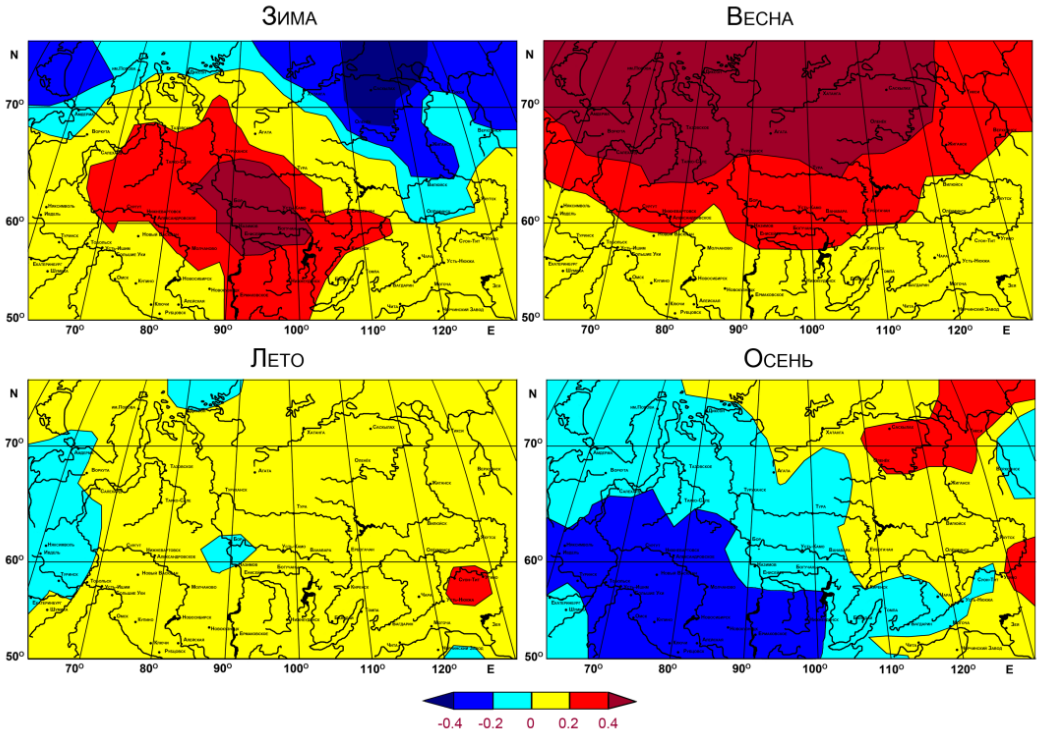


Рисунок 3. Пространственное распределение интенсивностей линейных трендов долговременного изменения среднесезонной приземной температуры воздуха на территории Сибирского региона за период 2006-2015 гг.

Результаты исследования интенсивностей линейных трендов среднесезонной приземной температуры воздуха за период с 1973 по 2015 гг. для Сибирского региона позволяют сделать вывод о том, что имеет место значительная пространственная, временная и их сезонная изменчивость на рассматриваемой территории. Особенно эта изменчивость проявляется в последнее десятилетие в течение весеннего и зимнего сезонов и, отчасти, осеннего. На территории всего Сибирского региона для весны характерна устойчивая положительная тенденция изменения среднесезонной приземной температуры воздуха, абсолютное значение которой растёт в широтном направлении с юга на север, достигая в полярных широтах максимума, превышающего 0,40°С/10 лет, что может быть следствием таяния арктических льдов и общим снижением снегового покрытия на рассматриваемой территории. В зимний период, наоборот, в последнее десятилетие в арктических широтах наблюдается снижение темпов потепления, хотя общая положительная тенденция изменения приземной температуры воздуха остаётся на остальной территории Сибирского региона. В осенний период последнего десятилетия почти на всей территории Западной Сибири и в юго-западной части Восточной Сибири наблюдается заметное похолодание с интенсивностью до - 0,40°С/10 лет.

Таким образом, в повышении приземной температуры воздуха над территорией Сибирского региона, наблюдаемом за период с 1973 по 2015 гг., основной вклад давали зимний и весенний сезоны. Наибольший вклад в понижение интенсивности потепления за последнее десятилетие внесло похолодание в зимний сезон в арктических областях Сибири, а также в осенний сезон на территории Западной Сибири и отчасти юга Восточной Сибири.

Литература:

1. Climate Change 2007: The Physical Science Basis / Eds. Solomon S., and coauthors , New York: Cambridge University Press, 2007. 996 p.
2. Жеребцов Г.А., Васильева Л.А., Коваленко В.А., Молодых С.И. Долговременные изменения температуры и теплосодержания тропосферы в XX в. // Оптика атмосферы и океана. 2008. Т.21. №6. С.473 478.
3. Шерстюков Б.С. Сезонные особенности изменений климата за 1970-2011 гг. // Анализ изменений климата и их последствий. Труды ВНИИГМИ–МЦД, 2012, вып.176. С.3-12.
4. Шерстюков Б.С. Изменения, изменчивость и колебания климата. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 2011. 294 с.
5. Переведенцев Ю.П. Теория климата. Казань: изд. Казан. ун-та, 2009. 501 с.
6. Шерстюков Б.С., Салугашвили Р.С. Новые тенденции в изменениях климата северного полушария Земли в последнее десятилетие // Труды ВНИИГМИ-МЦД, 2010. Вып.175. С.43-51.

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.942-951.
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 1. Изменение среднегодовой температуры // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т.24. №8. С.684-690.

IDENTIFYING THE LINKS BETWEEN THE MELTING OF GLACIERS OF THE SOUTH-EASTERN SIBERIA AND THE SYNOPTIC CONDITIONS DURING ABLATION

[1]Osipova O.P., [2]Osipov E.Y.

[1]V.B. Sochava Institute of Geography of SB RAS, Irkutsk, Russia
[2]Limnological Institute of SB RAS, Irkutsk, Russia
E-mail: olga@irigs.irk.ru

Using monthly bulletins of the Irkutsk Center for Hydrometeorology and Environmental Monitoring for June–August 2000–2013, a synoptic analysis was made of the atmospheric circulation in the area of the east Sayan ridge and the Baikal ridge (BR). In the area we studied only glaciers located on two high-mountain massifs of the southeastern edge (51.7–52.58 N, 98.8–100.68 E), Topografov peak (PT) and the Munku-Sardyk (MS). The MS (3491 m), located on the Russia– Mongolia border, is the highest peak of east Sayan. PT (3089 m) is the highest massif of meridional axis of the Bolshoy Sayan ridge. Narrow BR, with summits up to 1900–2200 m, stretches along the western coast of Lake Baikal. The highest peak is Chersky mountain (2588 m) located in the central part of the ridge. There are two small glaciers on the southeast slope of Chersky mountain, in the upper reaches of the Kurkula river (55.0–55.18 N, 108.78 E). The 2001–2013 sum of positive temperatures (SPT) record, as a proxy of snow/ice ablation, has been obtained for the high-mountain glaciarized Munku-Sardyk massif, East Sayan Mountains and Baikal ridge using daily NCEP/NCAR reanalysis data.

The SPT (and ice melt) demonstrates a significant decreasing trend, with the highest values in 2001, 2002, 2007, 2010 and the lowest in 2013. We have investigated relationships between potential summer ablation and synoptic-scale conditions over the study area. According to the analysis of synoptic maps and isobaric fields (NCEP/NCAR reanalysis), the HYSPLIT model and temperature measurements on glacier the relationships between ice/snow ablation and circulation processes in the troposphere have been investigated. It has been established types of circulation characterizing more intensive ablation and minimal ablation. Increased summer ablation is associated with anticyclonic pressure field, secondary anticyclones with cloudless weather conditions, and low gradient field. Reduced ablation is strongly correlated with Arctic air invasions, cyclonic pressure field, and southern cyclones entailed the advection of cold air masses. Statistically significant correlations have been found between the SPT data and meridional circulation intensity and cyclonic/anticyclonic activity. Variability of regional atmospheric circulation conditions in the early 21st century resulted in change of high-mountain snow/ice melt regime and could lead to future change of the East Sayan glaciers and Baikal ridge glaciers.

ВЫЯВЛЕНИЕ СВЯЗЕЙ МЕЖДУ ТАЯНИЕМ ЛЕДНИКОВ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И СИНОПТИЧЕСКИМИ УСЛОВИЯМИ В ПЕРИОД АБЛЯЦИИ

[1]Осипова О.П., [2]Осипов Э.Ю.

[1]Институт географии им. В.Б.Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия
[2]Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия
E-mail: olga@irigs.irk.ru

Введение

Для диагноза и прогноза климатических изменений нужно исследовать динамику атмосферной циркуляции, благодаря которой происходит регулирование и усиление всех крупнейших колебаний климата. Большой научно-практический интерес в оценке направленности климатических тенденций в отдельных регионах Земного шара, представляет климат горных районов, где есть ледники - важнейшие составляющие водного баланса, одни из самых чувствительных показателей изменения климата. Горные ледники расположены в удаленных областях, где метеостанций мало или вообще нет. В таких случаях

колебания климата можно оценить по текущему режиму этих ледников, который определяется климатическими условиями сезонов аккумуляции и абляции.

Цель нашего исследования – выявление взаимосвязей между циркуляционными механизмами в нижней тропосфере и таянием ледников Восточного Саяна и Байкальского хребта.

Район исследования и методы исследования

Восточный Саян – горная система на юге Восточной Сибири протяженностью более 1000 км. Наши исследования были сосредоточены на наиболее высоком массиве Мунку-Сардык, расположенном на крайнем юго-востоке Восточного Саяна. В настоящее время на Мунку-Сардыке имеется три ледника общей площадью 0,63 км^2 [1]. Байкальский хребет расположен вдоль западного побережья оз. Байкал. Его вершины достигают 1900-2200 м, а средняя высота – 1700 м. На Байкальском хребте имеется два маленьких ледника общей площадью около 0,6 км^2 [2, 3]. Ледник Черского расположен на юго-восточном склоне хребта у подножья его высочайшего массива – горы Черского (2588 м). Второй ледник находится в соседнем каре, он активно деградирует и разделился на две части. Эти ледники были впервые обнаружены и исследованы в 1970-80 годах [4]. Однако циркуляционные механизмы обуславливающие динамику ледников ранее не исследовались.

В качестве исходных данных для анализа полей давления использовались ежесуточные приземные карты и карты барической топографии на высотных уровнях 500, 700 и 850 гПа за июнь–август 2001–2013 гг. Температурный режим ледниковой зоны исследовался по данным измерений термохронами, установленными вблизи ледника Перетолчина на высоте 2647 м и данным реанализа NCEP/NCAR [5]. Объектами синоптического анализа являлись воздушные массы, атмосферные фронты, циклоны, антициклоны и другие формы барического рельефа. Рассчитаны суммы положительных температур (СПТ) на уровне ледниковой зоны за 2001-2013 гг. СПТ – один из индексов интенсивности абляции на леднике. Для летних периодов в исследуемые годы определялись типичные синоптические ситуации, соответствующие периодам с максимальной и минимальной потенциальной абляцией, определяемой по суммам положительных температур на средней высоте ледниковой зоны. Направления переноса воздушных масс в районы исследования анализировались по модели обратных траекторий HYSPLIT (http://ready.arl.noaa.gov/hypub-bin/trajasrc.pl).

Результаты

В летние периоды с 2001 по 2013гг. над хребтом МС в 45% случаев наблюдалось циклоническое, в 30% - антициклоническое и в 25% - малоградиентное барические поля (рис.1а). За рассмотренный период над ледниковой зоной проходили 78 циклонов и 14 антициклонов. Высокие циклоны смещались на ледниковую зону в основном с севера и северо-запада, низкие - с запада и юго-запада, а траектории средних циклонов были разнонаправленные. Высокие малоподвижные антициклоны составили 5% от общего количества. Вторжение антициклонов на исследуемую территорию чаще всего происходило с юга и юго-запада, реже – с юго-востока. Малоградиентное барическое поле наблюдалось над областью исследования в общей сложности 312 дней. В летний период над Байкальским хребтом преобладает циклоническое барическое поле (рис.1б). У поверхности земли в районе исследования чаще всего наблюдается малоградиентное поле низкого давления. На высотных картах (АТ-700, АТ-500) прослеживаются гребни и ложбины. За исследуемый период в районе хребта наблюдались 71 циклон и 21 антициклон. Частные циклоны, как и такого же рода антициклоны, составили 70% от их общего количества. Период действия частных барических образований составляет один-два дня. В большинстве случаев это самостоятельные байкальские антициклоны и циклоны.

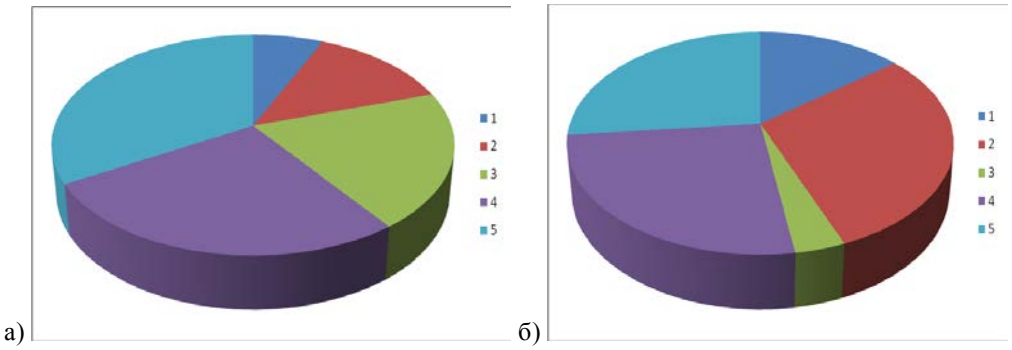


Рис.1 - Типы барических образований, наблюдавшиеся над районом исследования за июнь-август 2001-2013гг., а) хребет Мунку-Сардык; б) Байкальский хребет; 1 - циклоны; 2 - циклоническое поле; 3 - антициклоны; 4 - антициклоническое поле; 5 - малоградиентное барическое поле.

Вторжение антициклонов происходило чаще всего с запада и северо-запада, циклонов – с юга, юго-востока, юго-запада и запада. Наибольшая непрерывная продолжительность действия наблюдалась у циклонического поля, а минимальная - у малоградиентного барического поля по типу антициклонического. Прослеживалась активная фронтальная деятельность над ледниковой зоной хребта МС и менее активная – над Байкальским хребтом (табл.). Чаще всего через ледниковую зону проходили теплые фронты, их пик наблюдался в 2002г. В 2 раза реже, чем теплые, проходили холодные фронты. В 2013г. через районы исследования прошло максимальное количество холодных фронтов.

Таблица - Повторяемость (в днях) атмосферных фронтов, типов адвекции, и воздушных масс за июнь-август 2001-2013гг.*

Год	Фронты			Адвекция		ТВМ
	ФО	ХФ	ТХ	Х	Т	
2001	3/4	8/4	15/6	26/25	66/67	20/14
2002	6/5	5/3	29/12	20/18	72/74	22/16
2003	4/8	5/4	14/7	54/37	38/55	21/17
2004	4/2	8/2	15/5	55/20	37/72	22/10
2005	1/1	3/1	12/3	62/34	30/58	27/10
2006	4/2	3/2	10/4	47/34	45/58	25/15
2007	2/-	3/3	14/1	45/41	47/51	18/7
2008	1/2	3/1	14/2	45/41	47/51	20/13
2009	1/3	3/1	7/1	34/44	58/48	26/19
2010	4/11	9/4	7/9	46/36	46/56	19/12
2011	7/1	4/1	17/5	55/46	37/46	27/20
2012	-/5	6/-	15/2	43/46	49/46	24/27
2013	3/2	14/7	8/-	61/52	31/40	14/10
Всего	40/46	74/33	177/57	593/474	603/722	285/152

- ФО - фронт окклюзии, ХФ - холодный фронт, ТФ - теплый фронт, Х -адвекция холода, Т - адвекция тепла, ТВМ - теплая влажная воздушная масса, в числителе – данные наблюдений в районе Мунку-Сардык, в знаменателе – на Байкальском хребте.

Согласно модели HYSPLIT, доминирующим направлением для летних периодов с максимальными СПТ в район Байкальского хребта являлось западное и юго-западное (80% случаев) и северо-западное (20% случаев). В наиболее холодное лето (2013 г.) преобладающим направлением в 90% случаев являлось северное и северо-западное. В район Мунку-Сардык для аналогичных периодов воздушные массы имели западное и северо-западное (70%) направления и в 30% - юго-западное.

На основе рассчитанных СПТ за исследуемый период (2001-2013 гг.), можно классифицировать летние сезоны на три группы – с высокой (2001, 2002, 2007, 2010 гг.), с низкой (2013 г.) и умеренной (2003-2006, 2008, 2009, 2011 и 2012 гг.) абляцией. Максимальное значение СПТ (1152 °С на МС и 448,4 на БХ) было в 2002 г., а минимальное (787 и 178,6 °С соответственно) в 2013 г. Суммы положительных температур на Байкальском хребте и Восточном Саяне за исследованный период демонстрируют отрицательный тренд, что, по всей видимости, приводит к снижению интенсивности абляции в ледниковой зоне. Изменение повторяемости различных типов циркуляции влечет за собой смену погодных условий и климатического режима, что отражается на эволюции ледников Восточного Саяна.

Заключение

В целом летний период характеризуется ослаблением западного переноса, усилением и увеличением продолжительности меридиональных циркуляционных процессов, как южных, так и северных. Комплексный анализ циркуляционных механизмов и температурного режима ледниковой зоны Байкальского хребта и высокогорного массива Мунку-Сардык позволил выделить синоптические условия, способствующие различной интенсивности таяния ледников этих областях. Наибольшее таяние наблюдалось при антициклоническом барическом поле и частных антициклонах, сопровождающихся положительными температурами и ясной, безоблачной погодой. Минимальное таяние происходило на фоне циклонического барического поля и арктических циклонов, прохождение которых в летний сезон приводит к понижению температуры воздуха, особенно в области холодного фронта. Умеренное таяние отмечалось при малоградиентных барических полях циклонического и антициклонического типов. Преобладание меридиональных процессов над зональными привело к необычной структуре циркуляции атмосферы в XXI веке, что в дальнейшем может повлиять на температурный режим, а значит и на баланс массы ледников Байкальского хребта и Восточного Саяна.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 15-05-04525-а.

Литература:
1. Новая инвентаризация ледников в юго-восточной части Восточного Саяна / Э.Ю. Осипов [и др.] // Лед и снег. 2013. №3 С. 45-54.
2. Osipov E.Yu., Osipova O.P. Mountain glaciers of southeast Siberia: current state and changes since the Little Ice Age // Annals of Glaciology. – 2014. – 55(66). – P. 167-176.
3. Осипов Э.Ю., Осипова О.П. Динамика оледенения в горах юга Восточной Сибири за последние 160 лет // Лед и снег. – 2015. – №2 (130). – С. 33-41.
4. Алешин Г.В. Современные ледники и их рельефообразующее значение на Байкальском хребте // География и природные ресурсы. – 1982. – № 4. – С. 133–136.
5. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R. et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // Bull. Amer. Meteor. Soc. — 1996. — Vol. 77. — P. 437–470.

INFLUENCE OF THE NORTH ATLANTIC DIPOLE ON CLIMATE CHANGES OVER EURASIA BASED ON OBSERVATIONS, REANALYSES, AND CMIP5 MODELS

Serykh I.V.

Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia
E-mail: iserykh@ocean.ru

We calculated fields of differences of the ocean-atmosphere characteristics between the negative (1950-1976 and 1999-2014) and positive (1977-1998) phases of the North Atlantic Oscillation (NAO) in the region of the North Atlantic and Eurasia. We analyzed data of the near-surface temperature, sea-level pressure, wind speed, heat content of the ocean upper 700-m layer, water temperature and salinity at different depths, currents speed, sea-level anomalies, latent, and sensible heat fluxes from the ocean to the atmosphere. The analysis of these data has shown the existence of a thermal dipole in the North Atlantic upper 1500-m layer, which can be interpreted as an oceanic counterpart of the atmospheric NAO. In order to identify the dynamics of this North Atlantic Dipole (NAD) its index was considered as an average temperature of the ocean layer 400-700 meters depths difference between regions (30°-45° N; 80°-30° W) and (50°-70° N; 70°-20° W). We assume that the NAD index is a factor of the possible physical mechanism of the regional ocean-atmosphere system variability, which in its turn could produce a draw effect on the recent climate of Eurasia. As a result, we revealed that heat contents variations in the 700-m layer in these two regions are in the opposite phase. Because of its high energy, the event appears to have a significant impact on the regional environment.

We selected the data for the analysis from independent sources, which are currently considered as the most reliable among the lengthy monthly global databases, and are used by the scientists all over the world. In order distinguish the main modes of the North Atlantic and Eurasia climate variability at different levels of the atmosphere we used the average monthly fields of the NCEP/NCAR Reanalysis over 2.5°x2.5° grid resolution in 1948-2014. We analyzed the 3-month average fields of the heat content anomalies in 0-700 m layer and ocean temperature anomalies at different levels in the period 1955-2014 with a resolution of 1°x1°, prepared by the National Oceanographic Data Center (NODC). Also, the temperature and salinity of the ocean were analyzed at 24 different depths of the Ishii Ocean Analyses Project monthly data in the period 1945-2012. These data were used to estimate the heat losses in the top layer of the ocean. We present a qualitative assessment of the transfer of heat from the ocean to the atmosphere characteristic of the main modes of the North Atlantic climate variability. Also the OAFlux data (NOAA) were used for the analysis of the quantitative changes in latent and sensible heat fluxes from the ocean to the atmosphere in the period 1958-2014. Climate variability of the sea level anomalies in the period 1993-2014 was analyzed on the basis of the AVISO satellite altimetry data. The sea surface temperature was investigated based on the HadISST (1ºx1º), ERSST V4 (2ºx2º), and COBE SST2 (1ºx1º) databases. We analyzed monthly average resolution 5°x5° field measurement data of the sea level atmospheric pressure (HadSLP2) and near-surface temperature (CRUTEM4), prepared by the Met Office Hadley Centre. The geostrophic wind fields were prepared on the basis of the atmospheric pressure, which were used to verify and supplement the NCEP/NCAR wind data. The results, obtained on the basis of the atmospheric pressure, wind, and temperature, were verified according to the 20th Century Reanalysis, ERA-20C and JRA-55 databases.

Dipole spatial structure from observations datasets and reanalyses were compared with the results of the Historical Experiment from the climate models of the CMIP5 project. It is found that several climate models reproduce dipole spatial structure of the near-surface temperature and sea level pressure anomalies similarly to these fields in the reanalyses considered. However, the phase diagrams of the gradient of near-surface temperature and sea level pressure between the Azores High and Island Low from climate models do not separate on subsets as the observation diagrams. Keeping in mind the prognostic goals we supposed that this result could be

essential for revealing the relationships between the climatic parameters of the Eurasian continent and the thermodynamic processes in the specific areas of the North Atlantic Ocean.

ВЛИЯНИЕ СЕВЕРО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ДИПОЛЯ НА ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА ЕВРАЗИИ ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ, РЕАНАЛИЗАМ И МОДЕЛЯМ CMIP5

Серых И.В.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия
E-mail: iserykh@ocean.ru

Для региона Северной Атлантики и Евразии построены и исследованы поля гидрофизических и метеорологических характеристик, относящиеся к периодам отрицательных (1950-1976 и 1999-2014 гг.) и положительной (1977-1998 гг.) фаз Северо-Атлантического Колебания (САК). Исследованы данные приповерхностной температуры, атмосферного давления на уровне моря, скорости ветра, теплосодержания верхнего 700-метрового слоя океана, температуры и солености воды на различных глубинах, скорости течений, аномалий уровня моря, потоков скрытого и явного тепла из океана в атмосферу. Полученные поля оказались достаточно хорошо согласованными между собой и дополняют друг друга, что дает возможность получить представление о гидрометеорологических условиях рассматриваемого региона. Анализ этих полей показал, что в верхнем 1500-метровом слое вод Северной Атлантики существует температурный диполь, климатической значение которого в определенном смысле может быть интерпретировано в качестве океанического аналога атмосферного САК. Предложен индекс Северо-Атлантического Диполя (САД) как разности средней температуры слоя океана на глубинах от 400 до 700 метров (на которых дипольная структура выражена наиболее ярко) между регионами положительной (30º-45º с.ш.; 80º-30º з.д.) и отрицательной (50º-70º с.ш.; 70º-20º з.д.) аномалий этой характеристики. Высказаны предположения о возможном физическом механизме внутренних колебаний в системе взаимодействия океан-атмосфера Северной Атлантики на периоде 60-70 лет.

Введение

Есть основания полагать, что короткопериодная изменчивость современного климата в существенной степени связана с антропогенными факторами [IPPC, 2007]. Наряду с этим в данном процессе, несомненно, участвуют и естественные факторы, например, такие как изменение количества тепла, поступающего из океана в атмосферу [Chu, 2011]. Косвенным свидетельством существования данного эффекта является тот факт, что в середине 1970-х годов теплосодержание верхнего слоя вод Северной Атлантики существенно изменилось, в результате чего, вероятно, произошла смена климатического сценария в указанном регионе [Byshev et al., 2011]. К данному типу событий следует отнести также повышение теплосодержания воды в районе Гольфстрима в период 1980-1995 [Zhai and Sheldon, 2012]. Существенная энергетическая значимость такого рода гидрометеорологических событий говорит о том, что отмеченные колебания гидрофизического режима Северной Атлантики не могут не оказывать непосредственного влияния на климат Северо-Американского и Евро-Азиатского континентов [Arguez et al., 2009].

В силу наличия прямых и обратных связей в динамике глобальной климатической системы крупномасштабные изменения интенсивности и направленности тепловых потоков в структуре взаимодействия океана и атмосферы определенным образом влияют на термобарические характеристики таких центров действия атмосферы, как Исландский циклон и Азорский антициклон [Gulev et al., 2013]. По-видимому, вследствие этого в середине 1970-х годов произошла смена фазы САК, что привело к изменениям количества циклонов и приповерхностной температуры воздуха в регионе Северной Атлантики, а также потоков тепла из этого региона на Евро-Азиатский континент [Jung et al., 2003]. В рамках настоящей работы мы попытались выявить физический механизм, определяющий эти события, уделив основное внимание термохалинной циркуляции вод Атлантического океана (Atlantic Meridional Overturning Circulation – AMOC).

Материалы наблюдений и методика их обработки

Для анализа были выбраны материалы из независимых источников, данные которых в настоящее время считаются одними из самых надежных среди наиболее полных глобальных баз среднемесячных данных. Анализировались среднемесячные поля атмосферного давления на уровне моря (HadSLP2) и приповерхностной температуры (CRUTEM4), подготовленные английским Центром Met Office Hadley с пространственным разрешением 5ºx5º за период 1850-2014. Для получения климатической картины ветра на различных уровнях использованы среднемесячные поля с разрешением 2.5ºx2.5º реанализа NCEP/NCAR за период 1948-2014. Результаты, полученные по атмосферному давлению, ветру и приповерхностной температуре проверялись по данным американского реанализа «20 век» (20th Century

Reanalysis) за 1871-2011, европейского реанализа ERA-20C (1900-2010) и японского реанализа JRA-55 (1958-2013).

В композиционный анализ были включены средние за 3 месяца поля с разрешением 1°x1° аномалий теплосодержания верхнего 700-метрового слоя океана и средних аномалий температуры воды на 16 различных глубинах (0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 600 и 700 метров) за период 1955-2014, предоставленные Национальным океанографическим центром данных (NODC). Для более точной количественной оценки использованы данные температуры и солености океана на 24 различных глубинах до 1500 метров по ежемесячным данным Ishii Ocean Analyses Project за период 1945-2012. Исследовалась термохалинная циркуляция северной части Атлантического океана и изменения глубины верхнего деятельного слоя (глубокая конвекция). Под верхним деятельным слоем океана понимается приповерхностная часть толщи океанских вод, подверженная непосредственному воздействию атмосферных процессов, и сама, в свою очередь, влияющая на состояние атмосферы посредством турбулентного энерго-массообмена. Анализировались данные скорости течений с разрешением 1°x1° из базы данных GECCO2. Для анализа изменений потоков скрытого и явного тепла из океана в атмосферу за период 1958-2014 использованы данные OAFlux (NOAA). Климатическая изменчивость уровня Атлантического океана за период 1993-2014 исследована по базе данных спутниковой альтиметрии AVISO. Изменения температуры поверхности океана (ТПО) за период 1950-2014 были исследованы по данным из трех различных массивов: HadISST (1°x1°), ERSST V4 (2°x2°) и COBE SST2 (1°x1°).

Для анализа рассчитывались средние поля описанных выше характеристик отдельно для периодов отрицательных (1950-1976 и 1999-2014) и положительной (1977-1998) фаз САК [Hurrell and Deser, 2009]. Затем из среднего поля за выбранный период вычиталось среднее поле за предыдущий. Получившаяся разность полей наглядно демонстрирует изменения, произошедшие между выбранными периодами. Полученные по данным наблюдений и реанализов результаты сравнивались с результатами совместных моделей океана и атмосферы, доступных в рамках проекта CMIP5 (эксперимент Historical). Из 47 исследованных моделей выбраны те, которые наиболее близко описывают рассматриваемые процессы. Поскольку в климатических моделях фазы квази-шестидесятилетнего колебания не всегда совпадают с фазами из данных наблюдений, была применена техника отображения исследуемых характеристик на фазовой плоскости. Для этого на шкале абсцисс отображались изменения градиента между Азорским и Исландским центрами действия атмосферы одного параметра (например, приповерхностной температуры), а на шкале ординат другого (например, атмосферного давления на уровне моря).

При построении графиков рядов использовано 12-летнее и 6-летнее сглаживание скользящим средним. Сезонный ход удален путем вычитания климатических среднемесячных значений выбранных характеристик по всему имеющемуся временному интервалу. Все расчеты производились с помощью специально разработанного нами программного комплекса для пространственно-временного анализа глобальных вековых массивов гидрометеорологических характеристик.

Обсуждение результатов анализа

На полученном поле разности атмосферного давления на уровне моря между периодами 1977-1998 и 1950-1976 в Северной Атлантике, прежде всего, обращают на себя внимание отрицательная аномалия севернее 60 параллели и положительная южнее, что соответствует положительной фазе САК. В рассчитанном по полю давления геострофическом ветре хорошо видны соответствующие этой барической структуре циклоническая циркуляция с центром на востоке Гренландии и в Гренландском море, а также антициклонический вихрь в районе западнее Азорских островов. Кроме того характер аномального ветрового поля указывает на то, что в период 1977-1998 в атмосфере имело место усиление северо-восточного пассата и западного переноса вдоль 60° с.ш. Аномалии скорости ветра на уровне 1000 гПа хорошо согласовано с полем геострофического ветра, с поправкой на поверхностное трение. Наблюдается усиление западного переноса вдоль 60 параллели, усиление пассата и положительная аномалия южного ветра в районе Саргассового моря. Поле разности скорости ветра на уровне 850 гПа между периодами 1977-1998 и 1950-1976 напоминает поле ветра на уровне 1000 гПа, но с более ярко выраженными циклонической и антициклонической аномалиями, которые соответствуют полю атмосферного давления. Также на более высоком уровне от земной поверхности (850 гПа а не 1000 гПа) западный перенос вдоль 60 параллели менее отклонен поверхностным трением на север в сторону области пониженного давления, а направлен практически на восток, на Евро-Азиатский континент.

Поле разности средней ТПО северной части Атлантического океана между указанными двумя периодами хорошо согласуется с полем разности атмосферного давления на уровне моря и скорости ветра. Отчетливо выделяется область отрицательных аномалий ТПО в море Лабрадор, южнее Гренландии и северо-восточнее острова Ньюфаундленд. Данное явление можно объяснить усилением холодного Лабрадорского течения под влиянием циклонической аномалии ветра, а также региональным выхолаживанием верхнего слоя океана в результате зимней конвекции и соответствующего увеличения теплоотдачи океана в атмосферу. Данная аномалия находится в регионе усиления приповерхностного западного ветра вдоль 60 параллели, откуда это тепло переносилось на Евро-Азиатский материк, где в середине 1970-х начался хорошо известный резкий рост приповерхностной температуры. Также обращает на себя внима-

ние положительные аномалии ТПО в области Гольфстрима. Согласно нашим расчетам, данное явление может быть связано как с усилением пассатного ветра, так и с положительной аномалией южного ветра в районе Саргассового моря. Оба этих фактора обладают однонаправленным эффектом, создающим дополнительный нагон теплых тропических вод в Мексиканский залив, что, несомненно, влияет на термодинамические характеристики стокового течения, выходящего в Атлантический океан из Флоридского пролива.

На поле разности теплосодержания 0-700 метрового слоя океана между периодами 1977-1998 и 1955-1976 виден диполь в районе встречи Гольфстрима и Лабрадорского течения. Его решено было назвать Северо-Атлантический Диполь (САД). Поля разности температуры и солености океана на различных глубинах до 1500 метров показали, что данная структура наиболее ярко выражена на глубинах от 400 до 700 метров. Нами был предложен индекс Северо-Атлантического Диполя как разность средней температуры 400-700 метрового слоя океана между регионами (30º-45º с.ш.; 80º-30º з.д.) и (50º-70º с.ш.; 70º-20º з.д.). Он отличается от индекса Атлантической Мультидекадной Осцилляции (АМО), который рассчитывается как средняя аномалия ТПО Северной Атлантики, а не разность температуры глубинного слоя воды между двумя регионами. Также при расчете индекса АМО возникает нетривиальный вопрос удаления линейного хода, который решается различными способами и влияет на итоговый ряд. Предложенный индекс САД рассчитывается как градиент между двумя регионами, и проблемы удаления линейного тренда, связанного с глобальным потеплением, не возникает. Индекс САК рассчитывался нами как разность средних аномалий атмосферного давления на уровне моря между 2 регионами: Азорского антициклона (20º-40º с.ш.; 70º-10º з.д.) и Исландского циклона (60º-80º с.ш.; 60º-0º з.д.). То есть два индекса САК и САД дополняют друг друга, поскольку рассчитываются соответственно как разность атмосферного давления и температуры слоя океана практически между одними и теми же регионами, и характеризуют состояние большей части системы океан-атмосфера Северной Атлантики, а не отдельную её атмосферную или океаническую часть. Интересные особенности демонстрирует более чем полувековой ход индексов САК и САД, индексы практически квазисинхронны, индекс САК совсем немного опережает САД на периоде около 60 лет, то есть в данном случае поле атмосферного давления перестраивается раньше температуры океана. Но сильного временного смещения между предложенным нами индексом САД и хорошо известным индексом САК нами не обнаружено, в то время как фазы колебания индекса АМО сильно смещены (около 10 лет) относительно индекса САК [Polyakov et al., 2010].

Заключение

Особого внимания заслуживает то факт, что в регионах Исландского минимума и Азорского максимума описанные выше циклоническая и антициклоническая аномалии циркуляции атмосферы и сокращение и увеличение теплосодержания океана в соответствующих регионах происходят согласованно и квазисинхронно. Благодаря чему аномалии западного переноса вдоль 60 параллели то увеличивают, то уменьшают вынос тепла с Атлантического океана на материк, и климат в Европе и Сибири становиться то более морским, то более континентальным. Стремительное потепление климата на Евро-Азиатском континенте начавшееся в 70-ые годы прошлого столетия можно связать с усилением в этот период переноса тепла из Северной Атлантики на материк, которое хорошо просматривается на полученных полях. А наблюдающееся после 1999 года замедление этого потепления может быть связано с сокращением поступления тепла из северной части Атлантического океана на территорию Евразии.

Литература:

1. Arguez A., O'Brien J.J. and Smith S.R. Air temperature impacts over Eastern North America and Europe associated with low-frequency North Atlantic SST variability. (2009). Int. J. Climatol. 29: 1–10.
2. Byshev V.I., Neiman V.G., Romanov Yu.A., Serykh I.V. Phase variability of some characteristics of the present-day climate in the Northern Atlantic region. Doklady Earth Sciences, 2011, Vol. 438, No. 2, pp. 887–892.
3. Chu, Peter C. Global upper ocean heat content and climate variability Ocean Dynamics. Ocean Dynamics, Volume 61, Issue 8, August 2011. p.1189-1204. ISSN: 1616-7341.
4. Gulev S.K., Latif M., Keenlyside N., Park W., Koltermann K.P. (2013) North Atlantic Ocean control on surface heat flux on multidecadal timescales. Nature 499:7459, 464-467.
5. IPCC, 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of WG1 to the IV Assessment Report of the IPCC // Eds. Solomon S. et al. Cambridge, UK and New York, NY, USA. 996 p.
6. Hurrell, J.W., and C. Deser, 2009: North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. J. Mar. Syst., 78, No. 1, 28-41.
7. Jung, T., M. Hilmer, E. Ruprecht, S. Kleppek, S.K. Gulev, and O. Zolina. 2003. Characteristics of the recent eastward shift of interannual NAO variability. J. Climate, 16, 3371-3382.
8. Polyakov I.V., Alexeev V.A., Bhatt U.S., Polyakova E.I., Zhang X. (2010) North Atlantic warming: patterns of long-term trend and multidecadal variability. Climate Dynamics 34:2-3, 439-457.
9. Zhai, Xiaoming, Luke Sheldon, 2012: On the North Atlantic Ocean Heat Content Change between 1955–70 and 1980–95. J. Climate, 25, 3619–3628.

FEATURES OF COLD AND WARM PERIODS IN THE DEPRESSIONS OF THE SOUTH-WEST BAIKAL REGION

[1]Vasilenko O.V., [2]Voropay N.N.

[1]V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia
[2]Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: oksa_na85@mail.ru, voropay_nn@mail.ru

Monitoring of air temperature at Tunkinskaya and Mondinskaya depressions is a part of integrated geographical studies of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences (Irkutsk). Year-round observations of air temperatures are carried out with using of electronic temperature sensors. Sensors were mounted at 55 observation sites located at different altitude a.s.l. Each site has a specific landscape characteristics. 43 model sites are located in the Tunkinskaya depression at altitudes from 718 to 2119 m a.s.l., 12 sites – in the Mondinskaya depression at altitudes from 1274 to 2325 m a.s.l. The air temperature was recorded each 3 hours synchronously with standard measurements at weather stations.

The date when the temperature transit through a certain value was calculated for each site. The duration of periods with a temperature above and below the specified values (0, ±5, ±10, ±15, ±20 ºC), the average air temperature, the sum of temperatures were calculated.

Mondinskaya depression is a highly situated has a smaller area than the Tunkinskaya depression. In Mondinskaya depression warm period starts later, the average temperature and the sum is smaller than in the Tunkinskaya depression. For example, the vegetation period in Mondinskaya depression begins later by 20 days, the average temperature of the vegetation period is less by 4.3^{0}C, the sum of temperatures above 5^{0}C is less by 423^{0}C than for the Tunkinskaya depression. In Mondinskaya depression daily air temperature higher than 15 ^{0}C was not observed. In Tunkinskaya depression the period when the daily temperature is above 15 ^{0}C continues 30-40 days.

Siberian anticyclone over the territory exists during the cold period. Temperature inversions occur often. The slopes are warmer than the central part of the depression. The daily air temperature on the slopes of the Tunkinskaya depression is 8.5 ^{0}C higher than in the center of the depression. The daily air temperature on the slopes of the Mondinskaya depression is 4.5 ^{0}C higher than in the center of the depression. The central part of the Mondinskaya depression is 5^{0}C warmer than the central part of the Tunkinskaya depression. Major differences between the depressions are observed when the air temperature falls below -20 °C. In the center of the Tunkinskaya depression this period starts earlier and its duration is more than in the Mondinskaya depression. On the slopes of the Tunkinskaya depression air temperature does not drop below -20 °C. Thus, in the Tunkinskaya depression cold period is longer, air negative temperatures are lower, the sum of negative temperatures is more than in Mondinskaya depression.

ОСОБЕННОСТИ ХОЛОДНОГО И ТЕПЛОГО ПЕРИОДА В УСЛОВИЯХ КОТЛОВИННОГО РЕЛЬЕФА ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

[1]Василенко О.В., [2]Воропай Н.Н.

[1]Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия
[2]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
E-mail: oksa_na85@mail.ru, voropay_nn@mail.ru

Влияние рельефа горных котловин на климат чрезвычайно велико и сказывается на режиме всех метеорологических элементов. Горно-котловинный ландшафт, в зависимости от орографии, оказывает влияние на процессы циркуляции, что в свою очередь в значительной степени влияет на формирование температурного режима в различные сезоны года. Застой холодного воздуха в зимнее время в пониженных формах рельефа приводит к нарушению обычного изменения температуры с высотой (падение на 0,6 ºС/100 м) и развитию сильнейших инверсий с мощностью инверсионного слоя более 1000 м и градиентом -13ºС/100 м. В теплый период года наблюдается обычное понижение температуры воздуха с высотой, но в зависимости от особенностей орографии котловины градиент температуры воздуха имеет различную величину, а в ночные часы инверсионное распределение [Nadezhda N.Voropay, 2015]. Кроме того глубиной и степенью замкнутости котловин определяется годовая амплитуда температуры воздуха и даты наступления холодного и теплого периодов.

Для сравнения характеристик холодного и теплого периода в условиях горно-котловинного рельефа, на основе натурных круглогодичных наблюдений температуры воздуха в котловинах юго-западного Прибайкалья [Василенко, 2015], были рассчитаны даты устойчивого перехода через определенные значения (0, ±5, ±10, ±15, ±20 ºС), продолжительность периодов с температурой выше и ниже заданных значений, средняя температура воздуха каждого периода, суммы температур.

Расчеты были проведены для 43 площадок расположенных на территории Тункинской котловины в интервале высот 718-2119 м и 12 в Мондинской котловине в интервале высот 1264-2325 м. Площадки расположены таким образом, что образуют профиль включающий склоны разной экспозиции и центральную часть котловин.

Теплый период (температура воздуха выше 0 ^{0}С) на территории Тункинской котловины наступает 18-19 апреля и длится 176-178 дней, исключение составляют площадки, расположенные на склоне южной экспозиции. Здесь продолжительность теплого периода достигает 201 дня. Наиболее высокие значения средней температуры воздуха за теплый период отмечены в днище котловины 10,8-12,7 ^{0}С, тут же наибольшие суммы положительных температур 1905,5-2239,8 ^{0}С. На склонах эти показатели уменьшаются от подножья и далее по склону. На южном макросклоне сумма положительных температур воздуха у подножья (875 м) равна 2009,3 ^{0}С, средняя температура за теплый период 9,9 ^{0}С, на верхней границе значения уменьшаются до 924,9 ^{0}С и 8,2 ^{0}С, соответственно.

Начало вегетационного периода (температура воздуха выше +5 ^{0}С) приходится на 23-24 апреля, исключение – площадки, расположенные на склоне южной экспозиции выше 1420 м над ур.м. Здесь начало вегетационного периода смещается на 1 июня, а на высоте 1970 м на 10 июня. Максимальная продолжительность периода с температурой воздуха выше +5 ^{0}С наблюдается в днище котловины (164 дня), минимальная – на верхней площадке (1970 м) южного склона (89 дней). Средняя продолжительность периода вегетации по территории котловины 150 дней. Наибольшие значения средней температуры воздуха (11,8 - 13,7^{0}С) и суммы температур выше +5 ^{0}С также были отмечены в днище котловины (1911-2185,8 ^{0}С). На склонах эти показатели уменьшаются с высотой до 831,8 ^{0}С и 9,3 ^{0}С на высоте 1970 м.

Период с температурой воздуха выше +10 ^{0}С начинается 1 июня – синхронно во всех точках наблюдения в днище котловины, и длится 99-100 дней. На склонах начало перехода через +10 ^{0}С запаздывает на 10 дней до середины склона (1210 м) и далее с высотой сдвигается на конец июня – начало июля. На этих высотах сокращается и продолжительность периода до 60-70 дней. На высоте 1970 м периода с температурой воздуха устойчиво выше +10 ^{0}С не наблюдается. Сумма температур за этот период на склонах равна 1389,7 ^{0}С у подножья и уменьшается до 727,3 ^{0}С на высоте 1735 м. Среднее значение температуры воздуха также уменьшается с высотой от 15,4 ^{0}С до 11,9 ^{0}С соответственно. В днище котловины эти показатели выше, суммы температур выше +10 ^{0}С здесь варьируют в пределах от 1662,7 ^{0}С до 1422,5^{0}С, среднее значение за период 16,8-14,6 ^{0}С.

Дата устойчивого перехода температуры воздуха через +15 ^{0}С приходится на 16-18 июля, продолжительность периода в пределах днища котловины – 44-49 дней, на южном и северном склонах 29-33 дня. Период с температурой воздуха превышающей +15 ^{0}С был отмечен до высоты 1210 м. Средние температуры воздуха за указанный период на склонах и в пределах днища котловины не имеют значительной разницы. В днище котловины средняя температура воздуха 16,0-17,9 ^{0}С, на южном и северном склонах от 15,6-17,1 ^{0}С. Несмотря на небольшие различия в средних показателях, суммы температур в днище котловины и на ее склонах имеют более значимую разницу. Так сумма температур выше +15 ^{0}С в днище котловины 583,5-964,7 ^{0}С, у подножья склонов – 565 ^{0}С, на высоте 1210 м – 495,4 ^{0}С

Таким образом, на территории Тункинской котловины в теплый период года наиболее прогретым является днище, здесь отмечены максимальные значения средней температуры воздуха, количество дней с температурой выше 0, 5, 10, 15 ^{0}С, а также суммы температур воздуха за указанные периоды. На склонах эти показатели убывают с высотой, в результате на верхней границе наблюдений (1970 м) температура воздуха не превышает 10 ^{0}С, а с середины склона (1420 м) 15 ^{0}С. Склон южной ориентации является не на много теплее, чем северной, разница между характеристиками микроклимата местами незначительна.

В Мондинской котловине теплый период начинается со второй половины апреля (20.04-24.04) и длится в среднем 163-170 дней, за исключением верхней точки наблюдений, на высоте 2325 м дата перехода температуры воздуха через 0 ºС смещается на вторую половину мая (20.05), соответственно сокращается продолжительность теплого периода до 137 дней. Средняя температура воздуха в течение безморозного периода колеблется в пределах 6-9,5 ºС, максимум отмечен в центральной части котловины (1274 м), минимум на южном склоне. С высоты 2105 м средняя температура за теплый период не превышает 6,5 ºС и значительно уменьшаются суммы положительных температур (до 883,5 на Н =2325 м).

Начало вегетационного периода, в центральной части Мондинской котловины (1274–1356 м), наступает 13-14 мая, продолжительность – 140 дней. С увеличением высоты дата перехода средней суточной температуры воздуха через 5 ºС смещается, в среднем на 4 дня на каждые 100 метров. Таким образом, на высоте 2325 м вегетационный период начинается со второй половины июня (15.06), его про-

должительность 86 дней. При этом средняя температура воздуха на площадках мало отличается и составляет 9,5-11,6 ºС. Максимальная сумма положительной температуры воздуха за этот период наблюдается в центральной части котловины (1488 - 1535ºС), с высотой это значение уменьшается до 780 ºС (2325 м).

Начало периода с температурой воздуха выше 10 ^{0}С также зависит от высоты над уровнем моря. В центральной части котловины средняя суточная температура воздуха переходит через 10 ^{0}С 15 июня (продолжительность периода 87 дней), по мере увеличения высоты дата перехода сдвигается на более поздние сроки. Так на высоте 1627 м начало периода с температурой воздуха выше 10 ^{0}С – 9 июля, продолжительность – 70 дней, а на высоте 2325 м – 19 июля с продолжительностью 26 дней. Средняя температура воздуха при этом равна 11,5 ^{0}С, максимальные значения наблюдаются в центральной части котловины (13,5^{0}С), минимальные на склонах (10,5 ^{0}С). Также на склонах котловины отмечены минимальные суммы температур воздуха, на высоте 2325 м это значение достигает 274 ^{0}С, в днище котловины сумма активных температур значительно выше (1159 ^{0}С).

В течении теплого периода, на территории Мондинской котловины, отсутствуют периоды когда средняя суточная температура воздуха устойчиво превышает 15 ^{0}С и 20 ^{0}С.

Благодаря тому, что Мондинская котловина более замкнута и высоко расположена, теплый период здесь значительно короче и наступает в более поздние сроки, по сравнению с Тункинской котловиной. Также значительные различия имеют средние значения температуры воздуха и сумма температур.

Период с отрицательной температурой воздуха в днище Тункинской котловины на всех исследуемых точках наступает синхронно – 12 октября и длится в течение 158-160 дней. На склонах же, даты устойчивого перехода смещаются на 4-5 ноября, также сокращается период с отрицательной температурой воздуха до 135 дней. В период с отрицательной температурой воздуха в пределах днища Тункинской котловины были отмечены наиболее низкие значения средней температуры воздуха (от -11,4 до -16 ^{0}С) и суммы температур ниже 0 ^{0}С (от -1823,4 до -2547,9 ^{0}С). Склоны в холодный период являются более прогретыми, средняя температура воздуха и суммы температур ниже нуля с высотой становятся выше, наиболее интенсивно это повышение наблюдается на склоне южной экспозиции. Здесь у подножья средняя температура воздуха за холодный период равна -12,6 ^{0}С, сумма отрицательных температур -1705 ^{0}С, далее по склону эти показатели повышаются до высоты 1735 м (Тср.= -7,5 ^{0}С, сумма -1440^{0}С).

Дата устойчивого перехода через -5 ^{0}С в днище котловины приходится на первые числа ноября (06.11-13.11), продолжительность периода с температурой ниже -5 ^{0}С 121-128 дней. На склонах даты устойчивого перехода через -5 ^{0}С сдвинуты на более поздний срок, на склоне южной экспозиции от подножья (875 м) и до высоты 950 м дата устойчивого перехода через -5 ^{0}С – 23 ноября, далее по склону дата смещается на 5-7 декабря, на склоне северной экспозиции на 3 декабря. На склонах сокращается и продолжительность периода с температурой воздуха ниже -5 ^{0}С, от 96 до 111 дней. Средняя температура воздуха за указанный период на территории днища котловины варьирует в пределах -19,0…-14,3^{0}С, сумма температур достигает -2462,9 ^{0}С. На склоне южной экспозиции значительно теплее, средняя температура у подножья равна -14,6^{0}С и повышается до середины склона (1420 м), где становится максимальной (-12,7^{0}С), те же тенденции роста были отмечены в суммах температур ниже -5 ^{0}С, -1619^{0}С (подножье склона) и -1223,6 ^{0}С (1420 м).

Период с температурой воздуха ниже -10 ^{0}С в днище котловины начинается с 24 ноября и длится в течении 99-110 дней, средняя температура воздуха в этот период колеблется от -16 ^{0}С до -21 ^{0}С, минимальная сумма температур ниже -10 ^{0}С в днище котловины -1581,7^{0}С, максимальная достигает -2324,8 ^{0}С. На склонах котловины эти показатели значительно сдвинуты на более поздние сроки. Даты перехода на южном склоне от подножья (875 м) и до высоты 1070 м приходятся на 8-10 декабря, далее по склону, а также на склоне северной экспозиции период температуры воздуха ниже -10 ^{0}С начинается с 4 января. Средняя температура воздуха на южном склоне, в выше указанный период, изменяется от -15,6 ^{0}С (подножье) до -12,7 ^{0}С (середина склона 1420 м) далее по склону температура опускается до -16,7 ^{0}С. Похожая картина наблюдается и в суммах температур ниже -10 ^{0}С, у подножья это значение равно -1484 ^{0}С далее, на высоте 1210 м сумма изменяется до -904,2 ^{0}С, и снова начинает расти с высотой до -1321,9 ^{0}С на уровне 1970 м.

В первой половины декабря температура воздуха на территории Тункинской котловины начинает опускаться ниже -15 ^{0}С: в днище котловины 8-10 декабря, на склонах сдвигается на более поздний срок. От подножья (875 м) и до высоты 950 м устойчивый переход через -15 ^{0}С наблюдался 6 января, далее по склону и до верхней площадки дата устойчивого перехода сдвигается до 24 января. Значительно отличаются показатели продолжительности периода с температурой ниже -15 ^{0}С, на склонах и в днище котловины. В пониженных формах рельефа период с температурой воздуха ниже -15 ^{0}С длится в течении 84-91 дня, на склонах это значение гораздо ниже. Наблюдается сокращение дней от 44 (у подножья) до 22 дней на середине склона, затем снова происходит увеличиваться до 43 дней на верхней границе исследования (1970 м). Также значительная разница наблюдается в показателях средней температуры воздуха и суммы температур в днище котловины. Средняя температура воздуха в пониженных формах рельефа колеблется в пределах от -16,7 ^{0}С до -22,7 ^{0}С, суммы температур за выше указанный период равна -

1402…-2064,9 ^{0}С. На южном склоне средние значения температуры не имеют столь выраженной амплитуды, с высотой средние показатели изменяются от -18,1 до -19,5 ^{0}С. Сумма температур также изменяется с высотой, у подножья склона она равна -858,7^{0}С до высоты 1210 м это значение уменьшается до -419^{0}С, на верхней границе (1970 м) снова увеличивается до -811,6^{0}С.

Период с температурой воздуха устойчиво перешедшей ниже предела -20 ^{0}С наблюдается в днище котловины и у подножья склонов. С высоты 946 м (южный склон) и 1405 м (северный склон) средняя суточная температура воздуха не опускается ниже -20 ^{0}С. В пониженных формах рельефа и у подножья склонов температура устойчиво опускается ниже -20 ^{0}С 25-27 января (продолжительность периода 22-26 дней), исключение – площадки, расположенные в центральной части котловины, в пределах луговоозерно-болотных фаций. Дата устойчивого перехода через -20 ^{0}С на этих площадках 6 января, соответственно продолжительность периода увеличивается до 44 дней. Средняя температура воздуха в этот период достигает -26,8 ^{0}С, а сумма температур варьирует в пределах -475,6 …-1178,9 ^{0}С.

Таким образом, в холодный период года на территории Тункинской котловины на возвышенных участках значительно теплее, по сравнению с пониженными формами рельефа. Особенно этот контраст выделяется среди значений средней температуры воздуха в днище котловины и на склоне южной экспозиции на высотах 1070-1420м в период, когда температур воздуха устойчиво опустилась ниже -10^{0}С. Это происходит благодаря развитию в высокогорных районах Восточной Сибири мощных термических инверсий в холодное время года. Кроме того в период, когда температура воздуха устойчиво опускается ниже -20 ^{0}С, начинают проявляться особенности термического режима в пониженных формах рельефа, обусловленные различными ландшафтными условиями.

Холодный период в Мондинской котловине наступает 12-13 октября и длится от 247 дней (южный склон) до 166 дней (центральная часть котловины). Средняя температура воздуха в течение холодного периода минимальна в центральной части котловины (-12 ^{0}С), на склонах температура изменяется в пределах от -8,5 ^{0}С (южный) до -9,5 ^{0}С (северный).

В начале ноября (4 ноября) с высоты 2100 м на южном склоне и 1403 м на северном склоне температура воздуха устойчиво опускается ниже -5 ^{0}С. У подножья склонов и в центральной части котловины дата устойчивого перехода смещается на вторую половину ноября (22 ноября). Продолжительность этого периода колеблется в пределах от 106 дней (центральная часть котловины) до 138 дней (северный и южный склоны). При этом склоны котловины более прогреты (-10,7 ^{0}С) по сравнению с днищем (-15,5 ^{0}С).

Период, когда средняя суточная температура воздуха опускается ниже -10 ^{0}С начинается 7-12 декабря. Продолжительность периода 83-96 дней, при средней температуре воздуха -15,5-17,5 ^{0}С. Сумма отрицательных температур составляет -904,2-1694 ^{0}С.

Дата устойчивого перехода через -15 ^{0}С, на южном склоне Мондинской котловины приходится на 23 января. На северном склоне и в днище котловины дата устойчивого перехода – 4 января. Период со средней суточной температурой воздуха ниже -15 ^{0}С длится 42-63 дня, на склоне южной ориентации он менее продолжителен, соответственно и сумма отрицательных температур ниже (-732 ^{0}С), чем в днище (-1229 ^{0}С) и на северном склоне (-1160 ^{0}С). Значения средней температуры воздуха за этот период не имеют существенной разницы между склонами и днищем котловины и варьируют в пределах -18 -19 ^{0}С.

Начало периода со средней суточной температурой воздуха ниже -20 ^{0}С наступает синхронно на всех площадках исследования (2 февраля). Продолжительность периода 14 -18 дней, при средней температуре воздуха -21,0 -23,4 ^{0}С, сумма отрицательных температур составляет 350 -590 ^{0}С

В течение холодного периода в Мондинской котловине температура воздуха не имеет столь значительного различия между центральной частью и ее склонами, как в Тункинской котловине. Благодаря замкнутости и небольшой площади, инверсии здесь не имеют большого градиента температуры. Поэтому склоны Мондинской котловины холоднее склонов Тункинской, но при этом более высокорасположенное днище Мондинской котловины в среднем на 5 ^{0}С теплее днища Тункинской.

Литература:

1. Nadezhda N.Voropay, Oxana V.Vasilenko. Temperature inversions in the mountain-hollows landscapes of southwestern Pribaikalie/ International Geographical Union Regional Conference «GEOGRAPHY, CULTURE AND SOCIETY FOR OUR FUTURE EARTH», 17-21 August 2015, Moscow, Russia. Book of abstracts. – P. 1148.
2. Василенко О.В., Воропай Н.Н. Особенности формирования климата котловин Юго-Западного Прибайкалья. // Известия РАН. Серия географическая. №2 – 2015, -с. 104-111. Москва Изд-во Наука.

MAPPING OF THE AIR TEMPERATURE FIELD OF THE TUNKA VALLEY ON THE LANDSCAPE BASE

Vasilenko O., Istomina E.

V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia
E-mail: oksa_na85@mail.ru, elenaistoma@gmail.com

Air temperature is one of the most important climate characteristics, which is used for climate research, investigation and modeling of vegetation, hydrological parameters and other landscape components as well as geosystems entirely. The goal of this research is investigation and mapping of the seasonal air temperature regime of different landscapes of Tunka valley. For the research we use landscape map of the area on the level of group of facies (Istomina, 2012) as well as thermochron devices.

For the analysis of air temperature regime of different landscapes we used year-round time air temperature data for 2013 from 37 key areas. For each class of facies of the landscape map mean daily and monthly air temperature characteristics were calculated (table) and maps of mean monthly air temperature of the most cold (January) and the most warm (July) months of the year were made.

According to the annual mean air temperature values landscapes of the bottom of the valley are colder than landscapes of slopes. Temperature regimes of landscapes in summer and in winter are different. In winter landscapes of the central part of the valley are characterized by the lowest values of air temperature (class of cryohydromorphic meadow-wetland facies -27,6 °C), and the landscapes of the ridges – by the highest temperature (-15,7 C°) due to winter temperature inversions. In summer there is opposite situation (air temperature change from 17,2 °C in the bottom of the valley to 9,6 on the slopes of the ridges). Therefore the temperature regime is influenced more by common physiographic conditions, altitudinal zonation, bolson effect than by the local landscape conditions. But more detailed analysis of the temperature regime of landscapes with considering of mean day and hourly rhythms on the level of groups of facies is required.

КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ПОЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА ТУНКИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ НА ЛАНДШАФТНОЙ ОСНОВЕ

Василенко О.В., Истомина Е.А.

Институт географии им. В.Б.Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия
E-mail: oksa_na85@mail.ru, elenaistoma@gmail.com

Температура воздуха является одной из важнейших климатических характеристик, используемой для изучения климата, исследования и моделирования растительности, гидрологических параметров, различных компонентов ландшафтов, а также геосистем в целом. Исследования характеристик температуры воздуха становится особенно актуальным в последние десятилетия в связи с изменением климата.

Основной опыт изучения климата горно-котловинных ландшафтов Восточной Сибири приходится на период с 1960 по 1980 гг. В это время активно развивались стационарные, а также экспедиционные наблюдения за природными процессами и закономерностями их формирования (Караушева, 1977., Природные режимы…1976., Геосистемы предгорий…1979., Башалханова, 1989). Исследований микроклиматических особенностей ландшафтов в Тункинской котловине до этого не проводилось.

Данные метеостанций часто становятся основой для исследований климата. Станции, наблюдающие температуру на территории Тункинской долины, расположены на равнинных открытых участках. Анализируя данные этих станций очень сложно судить о климате горных районов, а также исследовать микроклимат территории. Можно лишь проследить общие закономерности.

В данной работе ставится задача исследования особенностей сезонного хода температуры воздуха различных ландшафтов Тункинской котловины и изучения механизмов взаимодействия температурных характеристик и ландшафтных условий территории на локальном уровне.

Тункинская котловина находится на стыке хребтов Тункинские гольцы и Хамар-Дабан, относится к зоне островного распространения многолетнемерзлых толщ и характеризуется высокой континентальностью климата. Годовая сумма осадков в центральной части днища котловины относительно невелика и увеличивается к ее бортам. В связи с существенными природными отличиями центральной части котловины и ее горного обрамления территория исследования характеризуется разнообразием ландшафтных условий, форм рельефа и почвообразующих пород, а также длительной историей хозяйственного освоения. Все это позволяет на компактной территории исследовать большое разнообразие ландшафтов (от

гольцовых и горнотаежных до степных) и их температурных особенностей, изучать проявление котловинных эффектов.

Начиная с 2006 г. в Тункинской котловине проводятся полустационарные комплексные ландшафтные, в т.ч. климатические (Воропай и др., 2011, Истомина, Василенко, 2015) исследования. Создана геоинформационная система территории исследования, содержащая топографичесие карты, цифровую модель рельефа (SRTM), разновременные космические снимки Landsat 5, 7, SPOT 4, а также имеющиеся мелкомасштабные геологические и ландшафтные карты территории.

Создана ландшафтно-типологическая карта территории на уровне групп фаций М 1: 200 000 (Истомина, 2012). Анализ температурного режима ландшафтов производится в разрезе выделов вышеуказанной карты.

Территория исследования представлена фациями 30 групп, относящимися к девяти классам фаций (рисунок), четырем группам геомов: Гольцовые байкало-джугджурские: 1 класс сублитоморфных и гольцовых фаций (сосново-лиственничных с кедром лесов); 2 класс сублитогидроморфных фаций. Горнотаежные байкало-джугджурские (хр. Тункинские гольцы): 3 класс сублитоморфных фаций (кедрово-лиственничных лесов). Горнотаежные южносибирские: 4 класс субпсамоморфных фаций (сосновых лесов). Центрально-азиатские степные геосистемы: 5 класс гидроморфных лугово-болотных фаций; 6 класс субгидроморфных остепненно-луговых фаций долины р. Иркут; 7 класс антропогенных фаций. Горнотаежные байкало-джугджурские (хр. Хамар-Дабан): 8 класс сублитоморфных фаций; 9 класс сублитоморфных плакорных фаций (Рисунок 1).

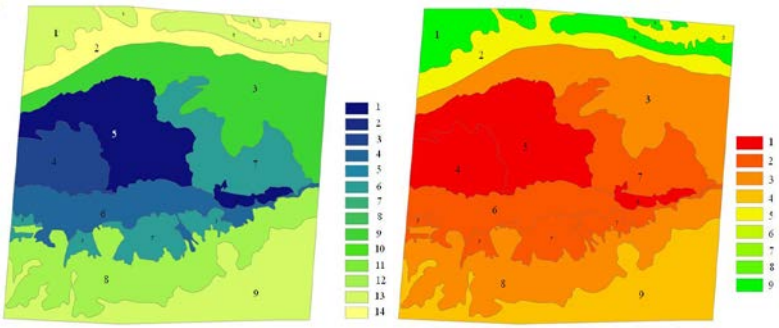
Для получения подробной пространственно-временной картины распределения температуры воздуха на исследуемой территории нами используются датчики-термохроны, которые позволяют решить задачи исследования климата на локальном уровне. Эти датчики представляют собой полностью защищенный двухканальный электронный самописец (логгер), накапливающий в собственной энергонезависимой памяти значения температуры и/или относительной влажности, окружающей его корпус среды, с привязкой к реальному времени.

На данный момент на территории расположено около 40 площадок на высоте от 806 м до 2119м. Датчики установлены таким образом, что образуют так называемое поперечное сечение от правого до левого борта котловины. Датчики-термохроны запрограммированы на измерения с периодичностью сбора показаний через каждые 3 часа, синхронно с измерениями на метеостанциях и установлены на высоте 2 м. над уровнем поверхности почвы. Информация с датчиков считывается один раз в год.

Для анализа микроклиматических особенностей температурного режима воздуха различных ландшафтов, нами были использованы круглогодичные данные за 2013 год, срочной температуры воздуха, с 37 площадок наблюдений. Далее для каждого класса фаций были рассчитаны средние суточные и средние месячные значения температуры воздуха (Таблица 1), и представлены в виде карт средних месячных значений температуры воздуха для самого холодного (январь) и теплого (июль) месяцев (Рисунок 1).

По данным метеостанции Тунка, расположенной в центральной части котловины было произведено сравнение средних месячных температур воздуха за период с 1980-2010 гг. и за 2013 год. Показано, что 2013 год не являлся аномальным, не выбивается из многолетнего ряда наблюдений и, таким образом, может быть использован для анализа.

Средняя годовая температура воздуха на территории Тункинской котловины колеблется в пределах от -1,5 (склоны) до -2,6 (центральная часть). Наиболее холодным и теплым месяцами являются январь и июль, средняя месячная температура воздуха котловины в эти месяцы равна -20,3 С° и 15,3 С° соответственно. Эти значения является средними по данным со всей территории котловины и не отображают особенностей микроклимата в отдельных типах ландшафтов.



а б

Рисунок 1. Пространственное распределение средней месячной температуры воздуха в пределах различных классов фаций Тункинской котловины: а – распределение средней месячной температуры воздуха (ºС) в январе: 1- -27- -28; 2 - -26- -27; 3 - -25- -26; 4- -24 - -25; 5- -23 - -24; 6- -22 - -23; 7- -21 - -22; 8- -20 - -21; 9- -19 - -20;

10- -18 - -19; 11- -17 - -18; 11- -16 - -17; 12- -15 - -16; 13- -14 - -15; б - распределение средней месячной температуры воздуха (ºС) в июле: 1 – 17 -18; 2 - 16 -17; 3 - 15 - 16; 4 – 14 - 15; 5 – 13 -14; 6 – 12 -13; 7 – 11 -12; 8 – 10 - 11; 9 – 9 -10

Таблица 1. Средняя месячная температура воздуха в пределах различных классов фаций Тункинской котловины

Класс фаций	Количество датчиков	Диапазон высот, м.	Средняя месячная температура января, °С	Средняя месячная температура июля, °С
1	2	1968 - 2120	-15,7	9,6
2	4	1070 - 1735	-14,3	13,9
3	6	770 - 848	-19,4	15,7
4	4	766-806	-25,5	17,2
5	10	717-729	-27,6	17
6	4	720-721	-24,8	16,9
7	3	714-890	-22,7	16,8
8	3	980 – 1190	-16,7	15,3
9	1	1405	-15,7	14,7

Микроклиматические особенности распределения температуры воздуха в различных ландшафтах Тункинской котловины наиболее четко проявляются в зимний период, разница между самым теплым и самым холодным классом фаций составляет 13°С.

Так, самые низкие средние месячные температуры воздуха в январе были отмечены в ландшафтах центральной части котловины: это класс криогидроморфных лугово-озерно-болотных фаций (-27,6 °С), класс субпсаноморфных фаций сосновых лесов (-25,5 °С), класс субгидропсамоморфных лугово-степных фаций долины Иркута (-24,8 °С), класс антропогенных фаций днищ котловин остепненно-луговые (-22,7 °С).

Следует отметить большую разницу температур (5 °С) между различными фациями, расположенными в днище котловины. Наименьшими температурами характеризуются криогидроморфные фации, что обусловлено, на наш взгляд, наличием сезонной мерзлоты, а также низкими абсолютными высотами (715-720 м). Иркут, а также наличие соснового леса не оказывает значительного отепляющего эффекта в зимнее время, температура здесь близка к средним значениям по котловине. Наиболее высокой температурой характеризуются фации антропогенного класса.

При продвижении от центра котловины к ее бортам средние значения температуры воздуха повышаются. На хребте Тункинские гольцы средняя месячная температура января меняется от -19,4 С° в предгорье (класс сублитоморфных фаций кедрово-лиственничных и сосновых лесов), затем к середине склона повышается до -14,3 С° (класс сублитоморфных фаций сосново-лиственничных с кедром лесов), а в гольцовом поясе понижается до -15,7 С°. На хребте Хамар-Дабан средняя месячная температура января в нижней части склона составляет -16,8 С° (класс сублитоморфных фаций лиственничных лесов) и повышается до -15,8 С° в средней части склона (класс сублитоморфных плакорных фаций). Таким образом, ландшафтные условия на склонах не оказывают влияния на среднемесячные температуры января, дифференциация температуры по склону объясняется наличием температурных инверсий.

Распределение по классам фаций средних месячных температур июля более однородно, чем в январе. Разница между самым теплым и самым холодным классом фаций составляет 7,5 °С, а без учета гольцового класса фаций хребта Тункинские гольцы - 3°С. Наиболее прогретыми являются классы фаций расположенные в центральной части котловины, средние месячные значения температуры воздуха здесь составляют 16,9 – 17,2 С для классов фаций сосновых лесов, лугово-болотоных, долинных, а также антропогенных фаций. В отличие от распределения средней месячной температуры воздуха в январе, разница между значениями для этих классов фаций незначительна (0,3 С). Незначительная разница среднемесячной температуры лесных и открытых котловинных ландшафтов может свидетельствовать о том, что охлаждающее влияние леса в летнее время незначительно.

На хребте Хамар-Дабан средняя месячная температура июля в нижней части склона составляет 15,3 С° (класс сублитоморфных фаций лиственничных лесов) и снижается до 14,8 С° в средней части склона (класс сублитоморфных плакорных фаций). На хребте Тункинские гольцы средняя месячная температура июля меняется от 15,8 С° в предгорье (класс сублитоморфных фаций кедрово-лиственничных и сосновых лесов), затем к середине склона понижается до 14,0 С° (класс сублитоморфных фаций сосново-лиственничных с кедром лесов), а в гольцовом поясе понижается до 9,6 С°. Таким образом, относительно января трансформируется картина изменения средних значений температуры от центра котловины к ее бортам: котловина более прогрета летом, значения температуры уменьшаются при переходе к горнотаежным ландшафтам, с высотой температура падает, хотя и не значительно.

Таким образом, проведено исследование и картографирование сезонной температуры воздуха различных ландшафтов Тункинской котловины в разрезе классов фаций. Показано, что по средним годовым значениям температуры ландшафты, расположенные в центральной части котловины являются более холодными, чем ландшафты бортов котловины, однако, температурные режимы ландшафтов в летний и зимний период сильно отличаются. Зимой наиболее низкими значениями температуры характеризуются ландшафты центральной части котловины, наиболее высокой – ландшафты склонов хребтов, что обуславливается наличием зимних температурных инверсий; летом наблюдается обратная картина. Следовательно, на температурный режим в первую очередь влияют не столько характеристики ландшафта, в котором проводятся измерения, сколько общие физико-географические условия, наличие высотной поясности, котловинные эффекты. Однако, требуется более детальный анализ температурного режима ландшафтов, с учетом средних суточных и внутрисуточных ритмов на уровне классов и групп фаций.

Список используемой литературы.

1. Башалханова Л.Б., Буфал В.В., Русанова В.И. Климатические условия освоения котловин Южной Сибири. – Новосибирск.: Изд-во Наука, 1989. – 149 с.
2. Воропай Н.Н., Истомина Е.А., Василенко О.В. Исследование температурного поля земной поверхности Тункинской котловины с использованием космических снимков Landsat// Оптика атмосферы и океана, 2011. - №1, том 24, – С. 67-73.
3. Геосистемы предгорий Западного Саяна. / Отв. ред. В.В Буфал, И.А. Хлебович. – Новосибирск.: Изд-во Наука, 1979. – 320 с.
4. Истомина Е.А., Геоинформационное картографирование ландшафтов Тункинской котловины на основе метода факторально-динамической классификации // Геодезия и картография, 2012. - №4. – С. 32-39.
5. Истомина Е.А., Василенко О.В. Геоинформационный анализ температурного поля ландшафтов Тункинской котловины с использованием космиечских снимков Landsat и наземных данных // География и природные ресурсы, 2015. - №4, - С. 162-170.
6. Караушева А.И. Климат и микроклимат района Кодар Чара Удокан. – Л.: Гидрометеоиздат, 1977. – 125 с.
7. Природные режимы степей Минусинской котловины. / Отв. ред. И.А. Хлебович, В.В. Буфал. – Новосибирск.: Изд-во Наука, 1976. – 233 с.

WIND SPEED IN THE FREE ATMOSPHERE OVER THE TERRITORY OF THE COSMODROME «VOSTOCHNIY»

Zolotukhina O.

Tomsk State University, cosmodrome Baikonur
E-mail: Zolot_ol@mail.ru

The documentation for space rockets is focused on the information on the frequency average and maximum wind characteristics. According to statistics at the cosmodrome «Baikonur» and «Plesetsk» not less than once in five years the start of the space rocket has been postponed due to weather reasons. Meteorological parameters close to critical (wind speed greater than 30 m/s) take place 5-7 times per year.

User documentation for space rockets is focused on the information on the frequency average and maximum wind characteristics. These characteristics are defined more than 30 years ago, and may change in a period of global warming.

The aim of this work is to study the characteristics of the wind velocity in the upper-air over the territory of the cosmodrome «Vostochniy» and the selection of layers with maximum values, which constitute a danger for the space rockets launches.

In this paper the analysis of wind direction and wind speed, based on the upper-air sounding of atmosphere was submitted. The analysis of wind characteristics from the earth's surface up to the height of 25 km, around of cosmodrome «Vostochniy» for the period 1985 – 2014 is presented. Variations of average and maximum value of wind speed and wind shear in the layer from earth's surface to 25 km are submitted for each month. Layers with wind speeds representing a danger for launches of space rockets are defined.

The results of the research are next points:

The highest average and maximum wind speed take place at heights from 7 to 14 km;

Thickness of the layers with the maximum speed can reach 5-10 km in all seasons except summer. In summer, it rarely reaches a thickness of 5 km. The presence of long layers with wind speeds greater critical found in October, November, December and January;

The number of days with wind speeds do not exceed a critical value, the best are the summer and spring seasons. The average wind speed in the summer months in the layer from the surface to 25 km does not exceed 23 m/s;

The highest average wind speed observed in November at altitude 8 kilometers and reaches 26 m/s;

The maximum speed observed at an altitude of 7-11 km in all seasons of the year;

The highest maximum wind speed (84 m/s) was registered in December 2002, at an altitude of 11 km;

during the summer and autumn, the maximum wind speed is 75-80 m/s, and only in the winter (December) reaches values in excess of 80 m/s;

Months with minimal repetition of dangerous wind speeds (15-20%) are June and July, the months with high repeatability: February, October and November (30-35%);

The most favorable season for space rocket launches are spring and summer. In these seasons critical wind velocity values observed in not more than 25% of all days.

The received information of wind characteristics features in the investigating region can be considered for the space rockets exploitation in this territory.

СКОРОСТЬ ВЕТРА В СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЕ НАД ТЕРРИТОРИЕЙ КОСМОДРОМА «ВОСТОЧНЫЙ»

Золотухина О.И.

Томский государственный университет, ФГУП «Центр эксплуатации объектов наземной космической инфраструктуры» - «Космический центр Южный»
E-mail: Zolot_ol@mail.ru

Каждая конкретная операция выполнения работ по подготовке и пуску ракет космического назначения (РКН) имеет определённые ограничения по скорости ветра, которые отражены в эксплуатационной документации на каждую конкретную РКН.

Согласно статистике на космодромах «Байконур» и «Плесецк» не реже, чем раз в пять лет переносятся пуски РКН по метеорологическим условиям. В тоже время значения метеорологических параметров близких к критическим (выше 30 м/с), установленным эксплуатационной документацией на каждое конкретное изделие, при которых требуется проведение детального моделирования поведения РКН в полете, фиксируются 5-7 раз в год [5].

Поскольку эксплуатационная документация на РКН ориентирована на повторяемость средних и максимальных характеристик ветра (скорость и направление ветра, максимальная скорость ветра, сдвиг ветра), определенных более 30 лет назад [6], крайне актуально исследовать их современную повторяемость в свободной атмосфере над территорией космодромам «Восточный». Целью настоящей работы является изучение характеристик скорости ветра в свободной атмосфере над территорией космодрома «Восточный» и выделение слоев с максимальными значениями, представляющими опасность для пусков РКН.

Ветровой режим над территорией космодрома «Восточный» изучался за период предшествующий наблюдаемому изменению климата [8] и мог несколько измениться в последние десятилетия, в связи с изменчивостью циркуляционных процессов, определяющих основные элементы климата [2, 3]. Анализ многолетних изменений параметров ветра на территории России, [1] показал, что скорость приземного ветра в течение 1936-2006 гг. почти на всей территории России имела тенденцию к уменьшению при увеличении повторяемости слабого ветра и уменьшении повторяемости более сильного [4, 7]. В то же время, динамика характеристик ветра в свободной атмосфере изучалась не столь активно. Для выявления особенностей изменения скорости ветра в свободной атмосфере в районе космодрома «Восточный» проведен анализ скорости ветра от поверхности земли до высоты 25 км по данным зондирования атмосферы с аэрологической станции Благовещенск за период 1985 – 2014 гг.

В табл. 1 представлена изменчивость (σ) средней скорости в разные месяцы года в слое от поверхности земли до высоты 25 км. Значение σ во всем рассматриваемом слое велико, что свидетельствует о неустойчивости средних значений. Выделить месяцы с относительно устойчивыми значениями исследуемой характеристики оказалось практически невозможным.

Таблица 1. Характеристики скорости ветра (м/с) от поверхности земли до 25 км над территорией космодрома «Восточный»

Высота (км)	Средняя месячная скорость ветра/среднее квадратическое отклонение												
	Дек.	Янв.	Фев.	Мар.	Апр.	Май	Июн.	Июл.	Авг.	Сен.	Окт.	Ноя.	Год
0	2/2	2/2	2/2	2/2	3/2	3/2	2/1	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2	2/2
0,5	8/4	7/5	8/4	7/5	8/4	7/4	6/5	6/4	6/4	8/4	8/5	8/4	7/4
1	8/4	9/6	9/4	9/5	10/5	9/5	8/4	7/4	8/6	9/5	10/5	9/5	8/5
1,5	9/4	9/4	9/4	9/4	10/5	10/5	8/4	7/4	8/	9/5	10/5	9/4	8/4
2	10/4	10/4	10/4	10/4	10/5	10/5	9/5	8/4	8/4	10/5	10/4	10/5	9/5
3	12/6	12/5	12/5	11/5	11/6	11/6	9/5	8/5	9/5	11/5	12/5	12/7	10/5
4	14/7	14/7	14/7	13/7	13/8	13/7	10/5	9/5	10/5	13/6	14/5	15/7	12/7
5	16/8	16/8	17/8	15/8	15/9	15/8	11/6	10/6	11/8	14/7	17/7	18/9	14/8
6	19/10	18/10	20/10	18/10	18/11	17/10	12/7	10/7	12/8	16/9	20/8	21/11	16/9
7	20/11	19/11	22/12	20/12	20/12	19/11	13/8	12/7	13/8	18/10	21/10	23/12	18/10
8	21/11	20/11	22/12	22/13	23/13	23/14	15/10	13/10	16/11	21/12	24/11	26/13	20/12
9	21/11	20/10	22/11	22/12	23/14	23/14	16/10	15/11	18/12	22/12	25/13	24/12	20/12
10	19/10	19/10	21/10	21/12	23/14	22/13	17/11	17/12	21/14	23/12	25/13	23/12	20/12
11	19/9	19/9	21/9	20/9	20/11	19/12	16/10	18/12	22/14	23/11	22/12	21/9	19/11
12	19/8	20/9	22/9	19/8	18/10	17/10	13/9	17/11	21/13	22/10	21/10	20/8	19/9
13	19/8	20/9	21/9	19/8	17/8	15/8	10/6	13/9	18/10	20/8	20/9	20/8	18/8
14	19/8	22/9	22/8	18/8	16/8	13/7	8/5	13/8	19/9	19/7	20/8	20/8	18/8
15	20/9	23/9	22/8	19/9	16/8	13/8	7/4	9/5	14/6	17/6	19/8	20/7	17/7
16	20/9	23/10	22/8	17/9	15/8	11/6	6/4	8/4	12/6	15/5	18/7	20/7	17/7
17	22/9	25/10	22/9	20/10	14/8	10/7	5/3	5/3	9/4	12/5	18/6	21/7	17/7
18	21/9	23/11	19/8	17/9	14/8	8/6	4/2	4/2	6/3	10/4	17/6	21/7	16/6
19	23/10	26/12	20/10	19/11	13/9	7/7	4/2	4/2	4/3	9/4	17/6	23/7	16/7
20	21/10	22/11	17/9	16/9	13/9	6/5	4/2	5/2	4/2	8/7	16/5	23/8	15/7
21	23/12	24/13	17/9	16/11	11/9	5/5	5/2	5/2	3/2	7/4	16/6	24/9	16/7
22	24/13	24/14	15/10	17/11	11/9	4/5	5/2	6/2	4/2	6/4	16/6	23/9	16/7
23	23/14	22/14	15/10	16/12	12/9	6/5	6/2	7/2	4/2	6/4	15/6	23/10	16/7
24	25/15	24/15	14/11	17/10	11/8	5/5	7/2	8/2	5/3	6/4	15/6	19/11	15/8
25	25/16	23/15	14/11	16/10	12/9	6/4	8/3	10/2	5/3	6/4	15/7	22/12	16/8

На рис. 1 представлены результаты сравнений максимальных значений скорости ветра в разные сезоны года. Проанализировав табл. 1 и рис. 1 выявлены следующие особенности распределения характеристик ветра с высотой:

– наибольшие средние и максимальные скорости ветра зафиксированы на высотах от 7 до 14 км;

– толщина слоев с максимальными скоростями может достигать 5-10 км в любое время года, кроме лета, когда она редко достигает толщины даже в 5 км. Наличие столь мощных слоев со скоростями ветра больше критических замечено осенью в октябрь и ноябрь (рис. 1 г) и зимой в декабре и январе (рис. 1 а);

– по числу дней со скоростями ветра, превышающими критические значения, самыми спокойными являются летний и весенний сезоны. Средние скорости ветра в летние месяцы в слое от поверхности земли до 25 км не превышают 23 м/с;

– наибольшая средняя скорость ветра замечена в ноябре высоте 8 км и достигает 26 м/с (табл. 1);

– максимальные скорости в течение всего года наблюдались на высоте 7-11 км (рис. 1);

– наибольшая максимальная скорость ветра (84 м/с) зарегистрирована в декабре 2002 года, на высоте 11 км (рис. 1 а);

– если рассматривать изменение максимальной скорости ветра по сезонам, то можно утверждать, что она практически одинакова весной, летом и осенью и составляет 75–80 м/с, только зимой (в декабре) замечены скорости ветра, превышающие 80 м/с (рис. 1);

– наименьшие значения как средней, так и максимальной скоростей ветра регистрировались в приземном слое атмосферы во все сезоны года.

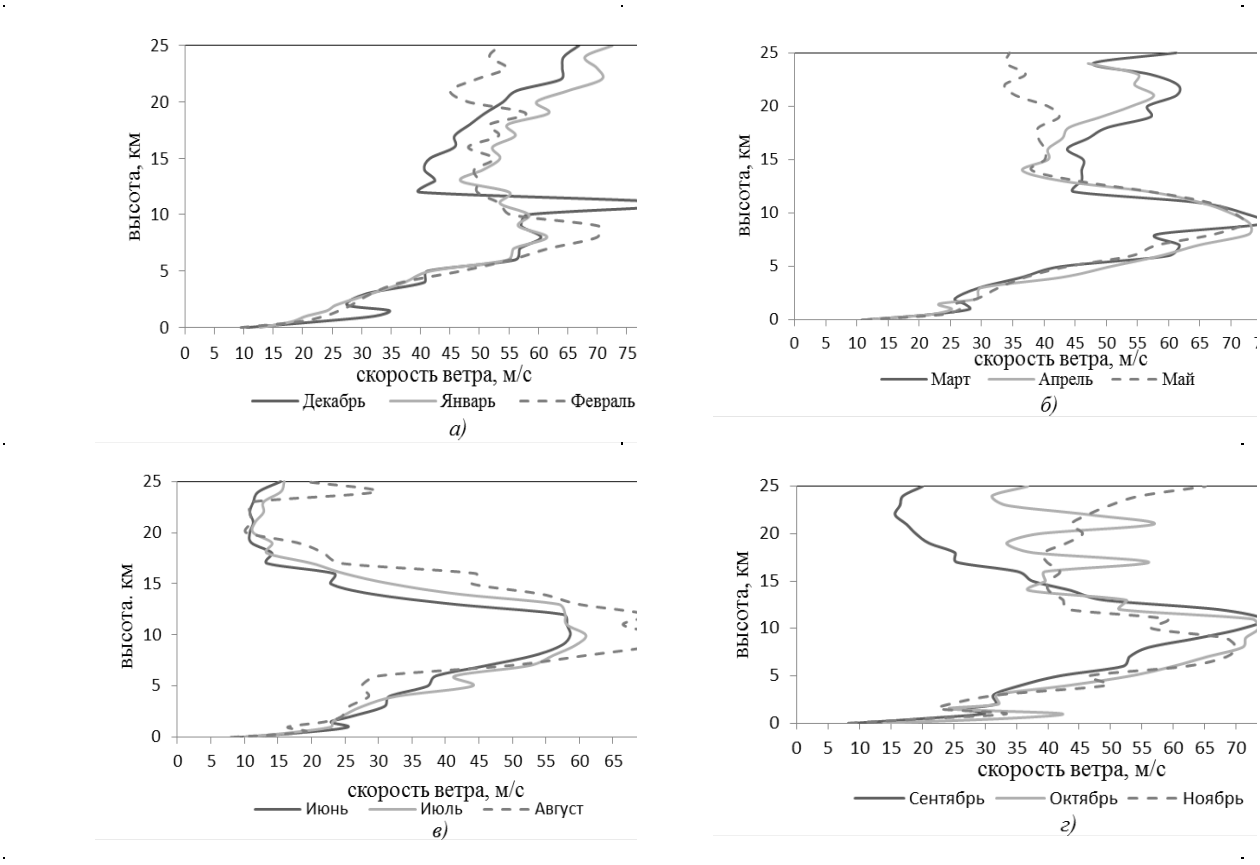


Рис. 1 Изменение максимальной скорости ветра в зимний (а), весенний (б), летний (в) и осенний (г) периоды над территорией космодрома «Восточный»

Сравнивая повторяемость скоростей ветра по градациям (табл. 2) в пределах высот, где были замечены наибольшие средние и максимальные скорости ветра (7-14 км), можно сказать что, для района космодрома «Восточный» месяцами с минимальной повторяемостью опасных скоростей ветра (15-20 %) являются июнь и июль, месяцы с высокой повторяемостью: февраль, октябрь и ноябрь (30-35 %).

Таблица 2. Повторяемость значений скорости ветра по градациям (%)

Высота (км)	Градации скорости м/с														
	30-39	40-49	50-59	60-69	≤ 70	30-39	40-49	50-59	60-69	≤ 70	30-39	40-49	50-59	60-69	≤ 70
	Декабрь					Январь					Февраль				
7	13	5	0,6	–	–	9	4	0,7	0,2	–	14	8	1,8	0,2	–
8	14	7	1,3	0,2	–	14	5	0,8	0,3	–	14	7	2,7	0,3	–
9	13	5	1,3	–	–	12	3	1,2	–	–	15	5	3	0,7	–
10	10	3	0,7	0,5	0,2	10	3	0,2	0,1	–	12	2	0,5	–	0,3
11	9	2	0,5	–	0,3	10	0,9	0,2	–	–	14	3	0,2	–	0,4
12	8	1	0,4	–	–	13	0,5	0,1	–	–	12	2	0,2	–	0,2
13	8	1	0,5	–	–	12	1,8	0,2	–	–	12	2	0,2	–	0,2
14	9	1	0,5	–	–	19	3	0,2	–	0,2	13	2	0,3	–	0,2
Март						Апрель					Май				
7	12	5	2	0,5	–	11	6	1	0,5	–	11	4	1	0,2	–
8	13	6	2	0,5	–	14	9	3	1	0,2	14	9	3	0,5	–
9	12	4	2	0,7	–	12	10	4	2	0,2	13	9	2	0,5	–
10	13	5	1	0,8	0,2	12	8	4	2	–	12	7	3	0,7	–
11	12	2	0,3	–	–	11	6	2	0,5	0,2	8	6	2	0,3	–
12	10	1	–	–	–	6	2	1	–	–	7	2	1	0,2	–
13	9	1	–	–	–	5	1	0,5	–	–	5	1	–	–	–

14	8	1	–	–	–	4	0,5	–	–	–	3	0,5	–	–	–
Июнь						Июль					Август				
7	4	1	–	–	–	3	0,5	0,3	–	–	3	1	0,2	–	–
8	5	2	0,5	–	–	5	2	0,3	0,1	–	8	2	1	0,2	–
9	6	3	0,5	0,2	–	6	4	0,4	0,2	–	10	5	1	0,2	–
10	6	5	0,5	–	–	8	6	1	0,4	–	10	7	3	0,2	–
11	6	3	0,4	–	–	10	5	2	–	–	12	8	3	0,4	–
12	4	1	0,2	–	–	10	3	1	–	–	12	7	3	0,2	–
13	0,5	0,2	–	–	–	4	1	–	–	–	9	5	1	–	–
14	0,3	–	–	–	–	3	0,5	–	–	–	8	3	0,5	–	–
Сентябрь						Октябрь					Ноябрь				
7	9	2	0,3	–	–	12	4	1	0,5	–	15	8	1,5	0,8	–
8	17	5	2	–	–	18	9	2,5	1	0,1	18	11	2	0,8	0,2
9	15	7	2	0,3	–	16	9	3	1	0,2	18	7	3	0,7	0,2
10	16	6	3	0,5	0,1	17	9	3	1	0,2	17	6	3	0,4	0,2
11	15	5	1,5	0,6	0,2	14	5	1	–	–	13	3	1	0,2	–
12	12	4	1,2	0,4	–	12	3	0,5	–	–	11	2	1	–	–
13	10	2	0,5	–	–	9	1	0,5	–	–	8	1	0,5	–	–
14	8	1	–	–	–	9	0,5	–	–	–	10	0,5	–	–	–

По результатам анализа характеристик в свободной атмосфере над территорией космодрома «Восточный» получено:

Максимальные значения скорости ветра наблюдаются в слое 7-14 км.

Наиболее благоприятными сезонами для проведения пусков РКН являются весенний и летний. В эти сезоны критические значения скорости ветра наблюдаются не более чем в 25 % от всех дней.

Полученная информация об особенностях скорости ветра в исследуемом районе может учитываться при развитии космической отрасли на данной территории.

Литература:

1. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. – М.: Росгидромет, 2014, 61 с.
2. Горбатенко В.П., Ипполитов И.И., Кабанов М.В., Логинов С.В., Поднебесных Н.В., Харюткина Е.В. Влияние атмосферной циркуляции на температурный режим Сибири. – Оптика атмосферы и океана, 2011, Том 24, №. 1, с.15-21.
3. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Оценка изменении климата на территории Российской Федерации. – Метеорология и Гидрология, 2009, № 11, с.15-29.
4. Журавлев Г.Г. Динамика метелей Томской области в современный период // Вестник Томского государственного университета, 2013, № 369, с. 181–187.
5. Золотухина О.И., Горбатенко В.П., Вареник П.А. Характеристики ветра в свободной атмосфере над территорией космодрома «Байконур». – Труды ГГО, 2015, № 578. с. 174–191.
6. Золотухина О.И., Горбатенко В.П., Вареник П.А. Характеристики ветра в дни пусков ракет космического назначения на космодроме «Байконур». – Труды ГГО, 2015, № 576, с. 114-129.
7. Кижнер Л.И., Серая Н.Ю. Изменение режима ветра в Томске в начале XXI века // Труды ГГО, 2015, № 576, с. 102–113.
8. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Выпуск 18. Казахская ССР. Книга 2. Части 1-6, Л.: Гидрометеоиздат,1989, 440 с.

ISOTOPIC COMPOSITION OF WINTER PRECIPITATION IN TRANSITION ZONE OF THE ALTAI

Malygina N.S., Eirich A.N., Papina T.S.

E-mail: natmgn@gmail.com

Spatial and temporal heterogeneity of relation between isotopes of oxygen and hydrogen in precipitation is one of the tools used for climate prediction in general circulation models, e.g., in ECHAM5. The input parameters for models of the given class are primarily the results obtained from the GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation), the stations of which within Russia are very sparse and are located predominantly in the low-

lands. Therefore, the simulation involves the results of the isotopic composition of the snow cover, the formation of which is rather complicated since the initial isotopic composition of precipitation is subjected to metamorphization due to the change of environmental conditions and sedimentation kinetics. The research is aimed at the study of peculiarities of the formation of isotopic composition of winter precipitation and snow cover in transition zone of the Altai.

The samples of atmospheric precipitation in the transition zone of the Altai were taken from November 2014 to March 2015. The isotopic composition of precipitation varied from -17.3‰ to -30.6‰ for $\delta^{18}O$ and -122.7‰ to -235.0‰ for δD. The weighted average for winter period of 2014-2015 amounted -21.4‰ for $\delta^{18}O$ and -162.2‰ for δD that was in good agreement with the results presented in IsoMAP – Isoscapes, Modelling, Analysis, and Prediction (the difference is less than 1‰ for $\delta^{18}O$ and 6‰ for δD). During a period of maximum snow accumulation (early March 2015) the integral layer-by-layer sampling of snow cover was conducted within a 50- km radius of precipitation sampling point. The sampling data showed a nonsignificant difference (not more than 2‰ for $\delta^{18}O$ and 11‰ for δD) for isotopic composition of integral samples of snow cover and atmospheric precipitation in winter 2014-2015.

Based on the synoptic analysis of precipitation for winter period of 2014-2015, eight elementary synoptic processes (ESP) were specified, for which the weighted average of precipitation isotopic composition was calculated. The comparison of the weighted average of precipitation for the eight ESP with the results of the isotopic composition of eight layers of the snow cover corresponding to the time of their formation with ESP showed a high consistency in the changes of $\delta^{18}O$ (r^2 not less than 0.87) and the lower one for d_{exc} (r^2 not less than 0.48). Lower consistency for d_{exc} may be associated with cryogenic fractionation of the isotopic composition of the snow cover layers due to huge temperature swings (up to 26°C during the day) during the breaks in precipitation.

Despite the occurrence of cryogenic metamorphization in the snow cover layers, the results of investigation of the isotopic composition of atmospheric precipitation and snow cover during winter period of 2014-2015 in the transition zone of the Altai showed a high consistency. Therefore, it is possible to use the isotopic composition of the snow cover as an alternative source of information on the isotopic composition of winter precipitation in the transition zone of the Altai.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ЗИМНИХ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ В ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЕ АЛТАЯ

Малыгина Н.С., Эйрих А.Н., Папина Т.С.

Химико-Аналитический центр ИВЭП СО РАН, Барнаул, Россия
E-mail: natmgn@gmail.com

Пространственная и временная неоднородность соотношений изотопов кислорода и водорода в атмосферных осадках является одним из инструментов, использующимся при прогнозировании климатических изменений в моделях общей циркуляции атмосферы, например, в ECHAM5. Входными параметрами для моделей данного класса, в первую очередь, является результаты, полученные сетью GNIP – Global Network of Isotopes in Precipitation. Постоянный мониторинг содержания стабильных изотопов в атмосферных осадках GNIP начала проводить, начиная с 1961 года. При этом на обширной территории Российской Федерации в разное время одновременно функционировало не более 40 станций, проводивших отбор проб атмосферных осадков хотя бы в течение года и более [http://www.naweb.iaea.org/napc/ih/IHSresources_ gnip.html]. К сожалению, после 2000-х гг. в нашей стране непрерывный мониторинг изотопного состава атмосферных осадков в соответствии с рекомендациями международной сети GNIP практически не проводился. Научных исследований по этой тематике выполнялось крайне мало, и охватывали они преимущественно европейскую равнинную часть России [Брезгунов и др., 1998; Васильчук и др., 2005; Васильчук и др., 2006; Васильчук, Чижова, 2010; Чижова и др., 2015].

Связь между отношением стабильных изотопов кислорода ($\delta^{18}O$) и водорода (δD) в атмосферных осадках определяется эмпирической зависимостью, получившей название глобальная линия метеорных вод (ГЛМВ, $\delta D=8\times\delta^{18}O+10$) [Craig, 1961; Rozanski et al., 1993]. По отклонению изотопных отношений $\delta^{18}O$ и δD от ГЛМВ можно оценить процессы изотопного фракционирования в изучаемом регионе, которые описываться своей локальной линией метеорных вод (ЛЛМВ), т.е. региональным соотношением $\delta^{18}O$ и δD в атмосферных осадках. Расчетный показатель – дейтериевый эксцесс ($d_{exc}=\delta D-8\times\delta^{18}O$), предложенный В. Дансгором [1964] на основе ГЛМВ-зависимости для характеристики региональных особенностей атмосферного водяного пара или атмосферных осадков, успешно применяют для идентификации их источников [Merlivat and Jouzel, 1978; Fricke and O'Neil, 1999].

Целью настоящих исследований стало изучение особенностей формирования изотопного состава зимних атмосферных осадков в переходной зоне Алтая, расположенной на стыке Приобского плато, Предалтайской равнины, Бийско-Чумышской возвышенности и Салаирского кряжа. Переходная зона Алтая является перспективным районом исследования, так как простирается в преддверии основных орографических барьеров Алтая и служит ареной схождения океанических и континентальных воздушных масс, обуславливающих широкое варьирование изотопного состава атмосферных осадков, в том числе и внутри сезона.

Отбор проб атмосферных осадков проводили с ноября 2014 по март 2015 года в переходной зоне Алтая (15 км на северо-восток от г. Бийска). Непосредственно после отбора пробы атмосферных осадков, растаивали в закрытом контейнере, а затем упаковывали в герметичные пробирки и до отправки в лабораторию хранили в холодильнике.

Анализ состава стабильных изотопов ($\delta^{18}O$, δD) был выполнен в Химико-аналитическом Центре ИВЭП СО РАН (г. Барнаул). Последовательность выполнения анализа была следующей: пробы поступивших в лабораторию атмосферных осадков фильтровали, а затем помещали в герметично закрывающиеся виалы. Определение стабильных изотопов выполняли методом лазерной абсорбционной ИК-спектрометрии на приборе PICARRO L2130-i, оснащенном системой WS-CRDS (Wavelength-Scanned Cavity Ring Down Spectroscopy). Использование технологии (WS-CRDS) позволяет устранить спектральные наложения [http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2014/ EGU2014-14973.pdf], и достигнуть высокой точности и воспроизводимости определения δD и $\delta^{18}O$ в анализируемых образцах. Точность измерения δD и $\delta^{18}O$ (1σ, $n = 5$) составила ±0,4 ‰ и ±0,1 ‰, соответственно. В качестве внутренних стандартов использовали пробы воды, откалиброванные относительно Международного стандарта V-SMOW-2 (МАГАТЭ).

Полученные значения изотопного состава атмосферных осадков зимнего сезона 2014-2015 гг. изменялись в большом диапазоне и составляли от -17,3‰ до -30,6‰ для $\delta^{18}O$, от -122,7‰ до -235,0‰ для δD и от 0,1‰ до 16,32‰ для d_{exc} (рис.1.).

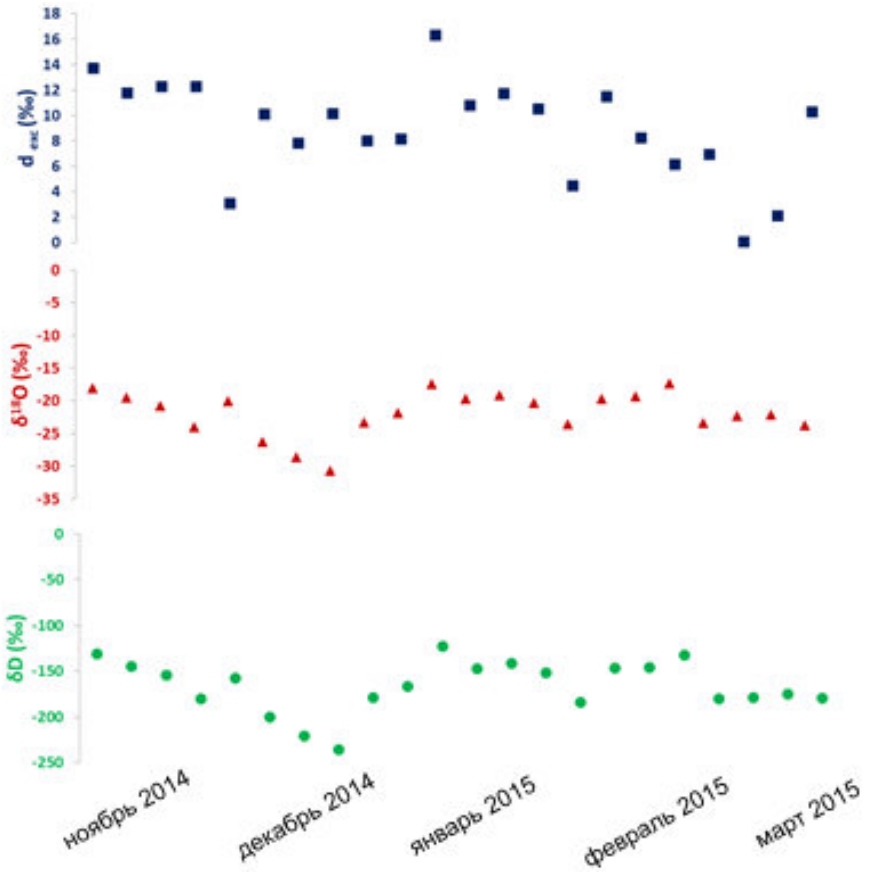


Рис.1. Состав стабильных изотопов атмосферных осадков в переходной зоне Алтая в зимний сезон 2014-2015 гг.

Рассчитанная локальная линия метеорных вод атмосферных осадков холодного сезона описывается следующим уравнением регрессии: $\delta D=8.22\times\delta^{18}O+13,84$ (r^2 =0,98), при этом ЛЛМВ холодного сезона 2014-2015 гг. расположена выше ГЛМВ (рис. 2), что указывает на влияние изотопного фракционирования при формировании зимних атмосферных осадков в переходной зоне Алтая.

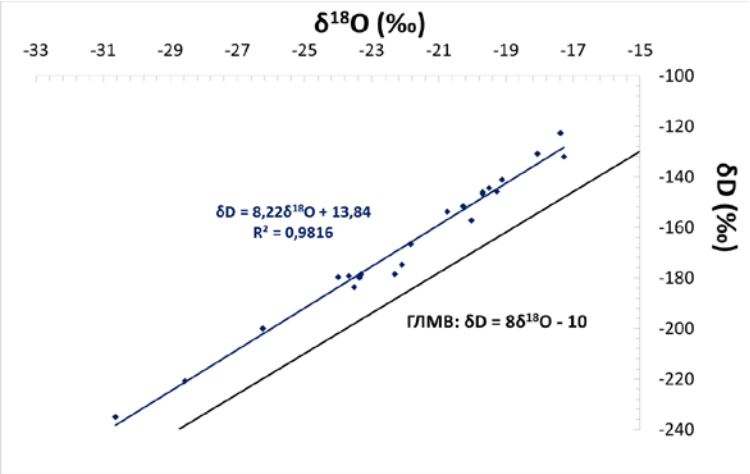


Рис.2. ЛЛМВ для зимнего сезона 2014-2015 гг. в переходной зоне Алтая (синяя линия) и ГЛМВ (черная линия).

Средневзвешенные значения изотопного состава атмосферных осадков за зимний сезон 2014-2015 гг. составили -21,4‰ для $\delta^{18}O$ и -162,2‰ для δD, что хорошо согласуется (разница менее 1‰ для $\delta^{18}O$ и 6‰ для δD) со средними результатами для переходной зоны Алтая за период с ноября по март (1990-2000 гг.), представленными в IsoMAP – Isoscapes, Modelling, Analysis and Prediction [http://wateriso.utah.edu/ waterisotopes/index.html].

Однако при сопоставлении ежемесячных значений изотопного состава представленных в IsoMAP (рис. 3), прослеживаются значительные отличия от средневзвешенных месячных значений атмосферных осадков зимнего сезона 2014-2015 гг.

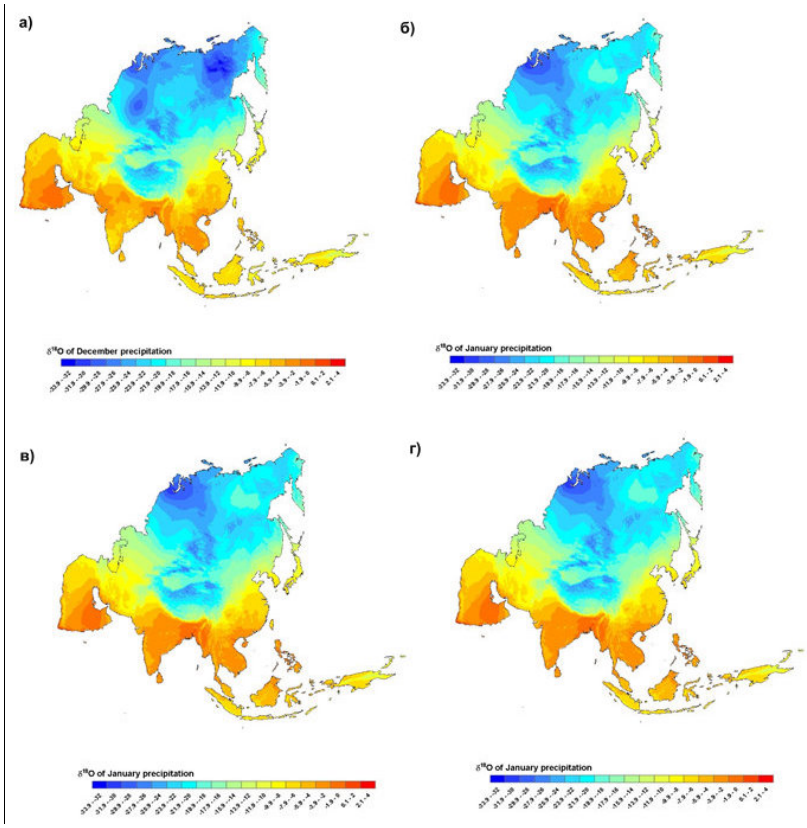


Рис. 3. Карто-схема значений $\delta^{18}O$ в атмосферных осадках декабря (а), января (б), февраля (в), марта (в) [http://wateriso.utah.edu/waterisotopes/index.html].

Так, для ноября месяца измеренные нами и представленные в IsoMAP значения $\delta^{18}O$, практически не отличались (разница менее 1‰), в то время как для декабря разница уже составила 5‰ для $\delta^{18}O$ (рис. 3.а). Изотопные значения $\delta^{18}O$ для января отличались мало, в то время как значения d_{exc} отличались почти на 10‰ и по данным IsoMAP d_{exc}=2‰ (рис. 3.б), что позволяет говорить о существенном изотопном фракционировании атмосферных осадков, результаты представлены в IsoMAP. Для февраля наблюдается аналогичная январю картина (рис. 3.в), а вот в марте наоборот, измеренные значения $\delta^{18}O$ превышают представленные в IsoMAP результаты почти на 4‰, в то время как значения d_{exc} IsoMAP превышают измеренные значения на 6‰ (рис. 3.г).

Таким образом, полученные результаты изотопного состава зимнего сезона 2014-2015 гг. для переходной зоны Алтая в целом за сезон согласуются с результатами, представленными в IsoMAP, в основу которых положены интерполированные данные сети GNIP.

CHANGING CLIMATE EXTREMES IN WESTERN SIBERIA: TENDENCIES AND DISTRIBUTION

[1]Ogurtsov L., [1]Cheredko N., [2]Volkova M., [2]Zhuravlev G.

[1]Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
[2]Tomsk State University, Tomsk, Russia
E-mail: 1991leon@mail.ru, natnik@imces.ru, mv2101@mail.ru

In recent decades, an increase in the number of climate extremes occurs against the background of global warming and this situation is of growing concern worldwide. Assessing changes in climate extremes poses unique challenges, not just due to the intrinsically rare nature of these events, but because they invariably happen in conjunction with disruptive conditions.

Climate extremes in temperature and precipitation are among the most important characteristics of modern climate. Thus, the extreme values of temperature and precipitation affect human health, air pollution, fire hazard, the state of infrastructure in the communal services and transport work. The society has to adapt to critical levels of climate impact, which is possible through regular assessments of the changes. Trends and distribution of indices indicate regional variations, including on the vast territory of Western Siberia, that require a more detailed study, taking into account the latest data.

This paper presents the analysis results of the space-time structure of temperature and precipitation extreme indices. Four indicators were chosen to represent temperature indices: frequency of cold days (TX10p) and nights (TN10p), frequency of warm days (TX90p) and nights (TN90p). Eight indicators were used to study precipitation indices: the maximum daily precipitation (R1d), the maximum five-day precipitation total (R5d), Simple Daily Intensity (SDII), the number of days precipitation ≥10 mm / day (R10mm), the number of days precipitation ≥15 mm / day (R15mm), the number of days with precipitation ≥5 mm / day at negative temperature (R5mm), the amount of heavy precipitation (R95p) and Total annual precipitation (PRCPTOT).

For calculating the indices we used daily data of the All-Russian Hydrometeorological Data Research Institute - International Data Centre for the period 1951-2010 for 55 meteorological stations in Western Siberia.The period under study was divided into two 30-year intervals: 1951-1980 and 1981-2010 for assessing the trends. Determination of the statistical significance of the differences was performed using the Student's t-test. To evaluate the consistency of changes on the territory of the criteria discussed we applied the principal components analysis, developed by Karl Pearson in 1901 [3]. To identify areas in Western Siberia that are similar to each other with respect to the variability of criteria we used cluster analysis.

The results show a decrease in the frequency of cold days and nights for the period 1981-2010 as compared to the period 1951-1980. Conversely, we found a slight increase of warm extreme temperatures (both days and nights). The tendencies of extreme precipitation indices indicate a high irregular distribution in Western Siberia. Oppositely directed trends revealed in different parts of the region. Results show negative trends for all extreme indices of precipitation only in the northern part of the territory considered. The study found here a decrease in the number of days with precipitation of different intensity, in particular, on two days for R10 and R15mm. Very likely, due to the reduction of extreme precipitation have decreased in the annual precipitation (by 30 mm at some weather stations). Under the influence of the annual precipitation the daily intensity index SDII showed a negative trend which amounted up to -0.4 mm/day. The south territory is characterized by a growth of precipitation indices. Thus, indices of the number of days with precipitation of various intensities increased by 1-2 days. Probably, the growth of these indices influenced an increase of heavy precipitation (R95p) and the annual precipitation (up to the maximum of 60 mm).

Using the principal components analysis, we found that the temperature indexes have a relatively high synchronicity of changes in the studied territory. This fact may be due to the contribution of large-scale process-

es such as astronomical or circulation ones. On the other hand, the analysis of the extreme precipitation shows inconsistency in its changes within the territory. The total contribution of the first two components into the variability of precipitation criteria is approximately 35%. This may confirm that local factors and the features of cyclonic activity over different parts of the selected area impact significantly on the formation of precipitation. Each index contains three taxons which agree with the spatial distribution of the long-term average index values for the period 1951-2010. We suggest that the component and the cluster analysis can be used to identify how various external factors influence the precipitation and temperature regime.

ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЭКСТРЕМУМОВ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: ТЕНДЕНЦИИ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ

[1]Огурцов Л.А., [1]Чередько Н.Н., [2]Волкова М.А., [2]Журавлев Г.Г.

[1]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
[2]Томский государственный университет, Томск, Россия
E-mail: 1991leon@mail.ru, natnik@imces.ru, mv2101@mail.ru

Увеличение повторяемости и интенсивности экстремальных климатических явлений в условиях изменяющегося климата является одной из основных проблем в последние десятилетия. Региональные оценки экстремальных климатических условий необходимы как для понимания неопределенностей в отношении наблюдаемых тенденций, так и для разработки сценариев изменения климата с более высоким разрешением и адаптационных мероприятий в связи с усиливающимся воздействием на человеческие и природные системы.

С конца 1990-х годов проводятся различные региональные исследования, касающиеся экстремальных показателей температуры и осадков, которые дают убедительные доказательства, что глобальное потепление связано с существенным изменением экстремумов. Экстремальные значения температуры воздуха влияют непосредственно на состояние здоровья людей, показатели загрязнения воздуха, влияют на устойчивость и прочность строительных конструкций, рабочие характеристики техники, во многом определяют экологическую ситуацию территории (пожароопасность, уровень загрязнения), состояние инфраструктуры жилищно-коммунального хозяйства (ЖКХ) и других отраслей экономики. Интенсивные осадки приводят к затоплениям городских и сельскохозяйственных территорий, размывам дорожного полотна, оползням, а также трудно прогнозируемым дождевым паводкам на реках. Интенсивные или продолжительные осадки в виде снега ограничивают или блокируют движение различных видов транспорта, передвижение пешеходов, затрудняют деятельность большинства предприятий.

Анализ изменений экстремальных температур летнего и зимнего сезонов на территории РФ [1] с середины 1970-х гг. показывает, что на большей части территории страны изменения индексов экстремумов происходят в соответствии с общим потеплением: повторяемость экстремально теплых эпизодов растет, холодных – уменьшается; растут пороги как положительных, так и отрицательных экстремумов. Тенденции в области экстремальных осадков показывают гораздо более низкую пространственную когерентность. Основной вывод в докладе относительно осадков состоит в том, что экстремально сильные осадки растут на большей части территории страны.

Целью настоящей работы является оценка пространственно-временной структуры экстремальных значений в полях температуры воздуха и атмосферных осадков на территории Западной Сибири. Материалом для исследований послужил банк суточных метеорологических данных – ВНИИГМИ-МЦД. Количественные оценки климатических показателей экстремальности были получены по данным суточной температуры воздуха (максимальной и минимальной) и суточных сумм осадков за период 1951 - 2010 гг. на 55 станциях рассматриваемого региона (55 – 74° с.ш., 60 – 90° в.д). В рамках исследования рассчитаны климатические показатели экстремальности (индексы), в том числе, разработанные и рекомендованные ВМО [www.clivar.org]. Для оценки экстремальных температурных условий были выбраны следующие индексы: Повторяемость холодных ночей (TN10p), холодных дней (TX10p), теплых ночей (TN90p) и теплых дней (TX90p). Для характеристики поля экстремальных осадков были рассчитаны: максимальная сумма осадков за сутки (R1d), максимальная пентадная сумма осадков (R5d), суточный индекс интенсивности осадков (SDII), число суток с осадками ≥10 мм/сутки (R10mm), число суток с осадками ≥15 мм/сутки (R15mm), число суток с осадками ≥5 мм/сутки при температуре <0°C (R5mm), сумма сильных осадков (R95p) и годовая сумма осадков (PRCPTOT). Индексы R15mm и R5mm были сформулированы с учетом климатических особенностей исследуемого региона [2]. Проведена оценка тенденций изменения и сопряженности полученных рядов индексов с использованием компонентного анализа, позволяющий, также, выявлять ведущие факторы в изменчивости любого климатического параметра. Для выявления

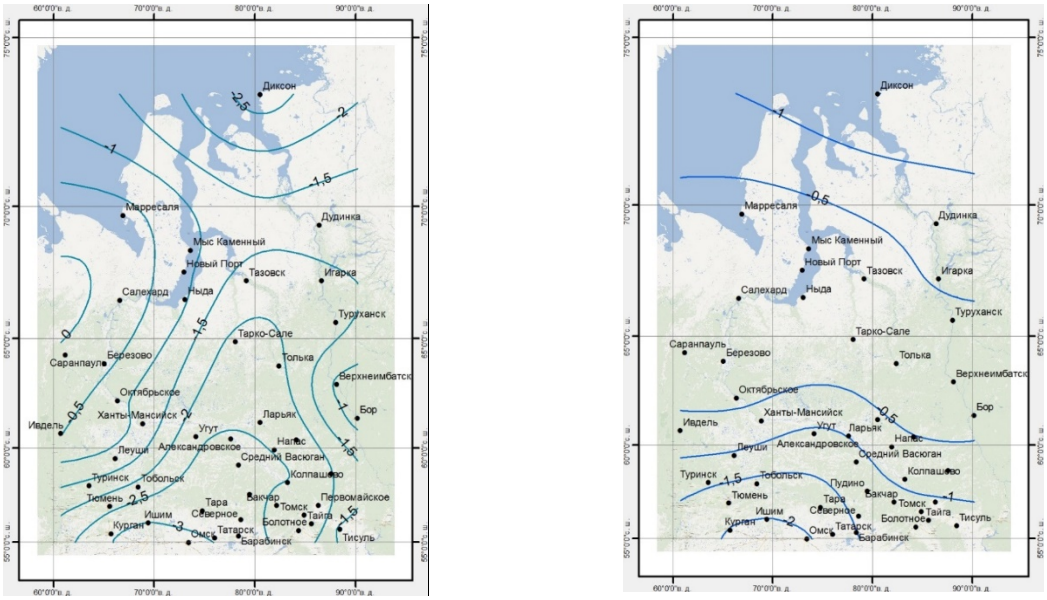
районов в Западной Сибири, схожих между собой по вариабельности критериев был применен кластерный анализ, который позволяет естественно структурировать исходные данные на различающиеся по степени согласованности изменений группы станций. Для кластеризации использовали метод k-средних (k-mean) и метод восходящей иерархической классификации.

Для оценки изменения рассчитанных индексов, период 1951-2010 гг. был разбит на два 30-летних периода 1951-1980 гг. и 1981-2010 гг. соответственно. На каждой станции была вычислена разница между средними значениями за периоды 1951-1980 гг. и 1981-2010 гг. по каждому показателю. Выбор 30-летних периодов обусловлен наличием достоверных рядов за последние 60 лет по большей части станций, а также возможностью принять период 1951-1980 гг. за базовый, когда в среднем по России не происходило значимых изменений климата. Выяснение статистической значимости полученных различий проводилось с на основе t-критерия Стьюдента. На основе полученных в ходе исследования данных были построены карты современного (1981-2010 гг.) распределения и карты изменения средних значений индексов температуры воздуха за период 1981-2010 гг. по сравнению с периодом 1951-1980 гг. На карты наносились только статистически значимые различия.

Исследование показало, что за последние 30 лет произошло уменьшение повторяемости холодных ночей и дней (рис.1), так на юге Западной Сибири повторяемость холодных ночей снизилась на 3 % (11 дней). Повторяемость теплых дней повысилась на 1 - 2 %. Повторяемость теплых ночей увеличилась до 2 % (7 дней) на севере и юго-западе территории.

Изменения экстремальных показателей атмосферных осадков за последние 30 лет на территории Западной отличаются повышенной вариабельностью и, как правило, имеют очаговый характер. Так, на севере территории (севернее 60° с.ш.) за последние 30 лет наблюдаются отрицательные тенденции в экстремальных показателях атмосферных осадков. В ходе исследования здесь обнаружено уменьшение числа суток с осадками разной интенсивности: для индексов R10mm и R15mm – на 1-2 дня. Отмечается снижение максимальных сумм осадков: R1d, R5d – на величину до 6 мм, R95p – до 40 мм. Уменьшение экстремальных показателей оказало влияние на годовое количество осадков, которое также снизилось, на некоторых станциях разница между периодами составила до 30 мм. Под влиянием годовой суммы осадков (PRCPTOT входит в расчет индекса SDII) отрицательную тенденцию показал индекс суточной интенсивности SDII (до -0,4 мм/сутки).

Южные районы территории в большей части характеризуется ростом индексов атмосферных осадков. Так, индексы числа дней с осадками различной интенсивности (R10mm, R15mm, R5mm) увеличились на 1-2 дня. Вероятно, рост данных индексов способствовал росту суммы сильных осадков (R95p) на величины до 40 мм и увеличению годового количества осадков (PRCPTOT) – до 60 мм. Отмечается рост максимальных суточной и пентадной сумм осадков: R1d – с максимальным значением на 2 мм/30 лет, R5d – на 6 мм/30 лет, что ведет к росту суммы сильных осадков R95p на величины до 20 мм. В среднем, на 1 день повысилось число дней с осадками ≥10 мм.



(а) (б)

Рисунок 1 – Распределение изменения повторяемости холодных ночей (TN10p) (а) и холодных дней в году (TX10p) (б) в году (%) в 1981-2010 гг. по сравнению с 1951-1980 гг.

Применение компонентного анализа для оценки синхронности изменения температурных критериев по территории показало высокую пространственную согласованность. Так ряды индексов холодных дней (TX10p) и ночей (TN10p) можно достаточно полно описать тремя компонентами(82,1 % и 79,8 % дисперсии исходного ряда, соответственно). Что же касается теплых дней (TX90p) и ночей (TN90p), то уровень суммарного вклада в дисперсию ряда трех первых компонент существенно ниже и составляет 63,6 % и 57,3%, что свидетельствует о более высоком вкладе местных факторов в формировании экстремально высоких дневных и ночных значений температуры воздуха. Таким образом, можно сделать вывод о том, что наблюдаемые изменения температурных экстремумов формируются процессами глобального масштаба.

Компонентный анализ критериев экстремальности режима осадков исследуемой территории показал его высокую неоднородность, что можно связать со значительным определяющим влиянием местных условий станции на режим осадков, большой протяженностью территории с севера на юг и преобладанием различных форм атмосферной циркуляции над разными ее частями, прежде всего особенностями циклонической активности. Наибольшую согласованность показал индекс годового количества осадков (PRCPTOT), где три компоненты описывают 54,2 % дисперсии. Доля объясненной тремя первыми компонентами остальных критериев изменчивости осадков находится в пределах 26–41%.

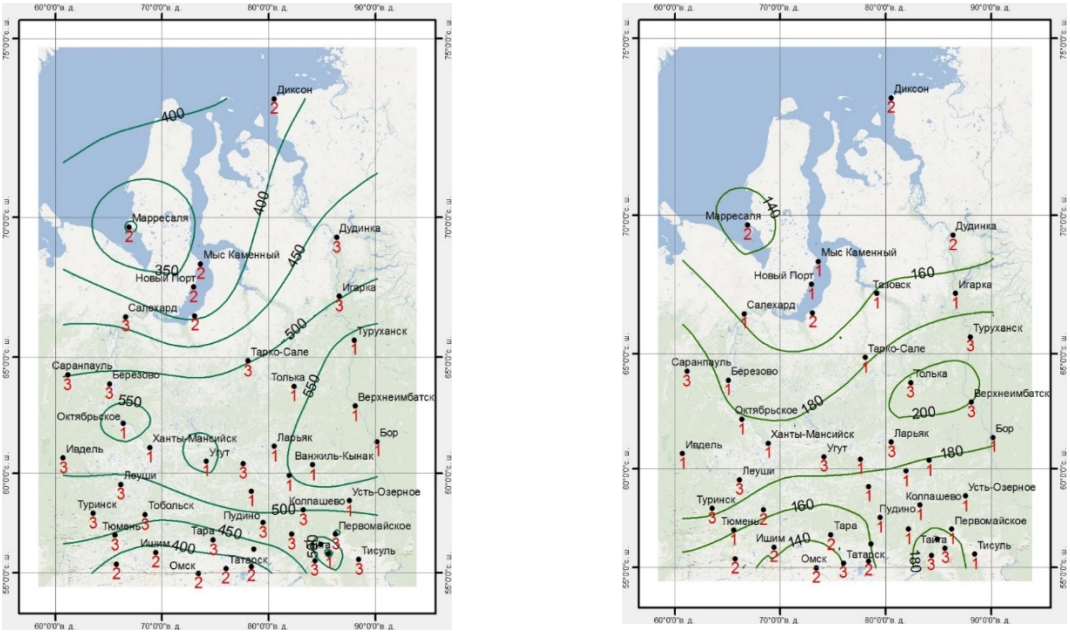


Рисунок 2 – Распределение классов на основе метода k-средних: слева – для критерия PRCPTOT, справа – для критерия R95p

В результате применения кластерного анализа получено разделение на 3 класса для каждого критерия (пример для двух индексов – на рис.2). Распределение классов достаточно хорошо согласуется с распределением средних многолетних значений рассматриваемых критериев.

Подход к оценке пространственно-временной структуры полей экстремальных характеристик климата с использованием кластерного и компонентного анализа позволяет выявлять схожие между собой совокупности по нескольким признакам и факторам, характеризующиеся согласованностью динамики рассмотренных параметров, соответствующие мезомасштабным географическим районам. Также, снижение размерности признакового пространства позволяет формировать ряды данных для дальнейшего анализа пространственно-временной структуры полей параметров климата без потери информации о взаимосвязи между переменными, что существенно снижает вычислительные затраты.

Литература:

1. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации // Росгидромет. 2014. 1004 с.
2. Волкова М.А., Чередько Н.Н., Соколов К.И., Огурцов Л.А. Современная пространственно-временная структура поля экстремальных осадков на территории Западной Сибири // Вестн. Том. гос. ун-та. 2015. № 390. С. 202-210.

SIBERIAN HIGH BEHAVIOR AGAINST A BACKGROUND OF EXTREMELY INCREASE AND FOLLOWING DECREASE ANTHROPOGENIC LOAD

[1,2]Martynova Yu.V., [1,2,3]Krupchatnikov V.N., [2]Kharyutkina E.V., [2]Loginov S.V.

[1]Siberian Regional Hydrometeorological Research Institute, Novosibirsk, Russia
[2]Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
[3]Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia
E-mail: FoxyJ13@gmail.com

The Siberian High (SH) determines the winter atmospheric conditions for the most part of Asia. Moreover, it interacts with main atmospheric centers of action of Northern Hemisphere such as Arctic High, Icelandic Low, the Azores High. Global climate change affects different climate system compounds, generally, and SH, particularly. The SH intensity (SHI) standard deviation increase against the atmospheric CO_2 concentration raise according to RCP 8.5 has been shown by Fei L.I. and G. A. O. Yong-Qi in 2015 (till 2100 the CO_2 concentration exceeds pre-industrial value 2.6 times). But the mean SHI doesn't significantly changed. However, it is still unknown the SH behavior against the further anthropogenic load raise. And there is nothing information about reversibility of this SH behavior.

This study is devoted to determination and estimation of the potential SH response to the extremely intensive global climate change.

Global large-scale climate system model of intermediate complexity "Planet Simulator" (Fraedrich K. et al., 2005) was used for this investigation. Variation of the global climate conditions was set by extend climatic scenario that based on the RCP 8.5 and consists of 4 parts: (1700-2005) atmospheric CO2 concentration was set according to «Historical simulation» protocol of CMIP5; (2006-2299) the CO2 concentration was raise according to RCP 8.5; (2300-2999) the CO2 concentration was fixed at the level of 2300; (3000-4000) the CO2 concentration was declined to preindustrial value by one of 2 ways: (a) it decreased till the preindustrial value during the first 100 years and then fixed at this level or (b) it decreased till the preindustrial value during whole this time period. This extended climatic scenario allows to simulate the extremely increase and following decrease anthropogenic load. The SHI was determined as a mean over the region 40-65N 80-120E sea level pressure (Panagiotopoulos F. et al., 2005).

The changes of not only SHI standard deviation but also one's mean value against the extremely anthropogenic load variation have been shown in this study. The SHI declines when atmospheric CO2 concentration increases and recovers when the CO2 concentration decreases. Moreover, the SHI response to the global climate variation is not the same for the all winter months. The most strong response is appeared for the December, less strong one is for January, and the response is almost absence for February. Generally, the SH shows the significant persistency to the global climate perturbance.

This study is partially supported by the SB RAS project VIII.80.2.1, by the RFBF grants 16-35-00301, 14-05-00502, 16-05-00558 and by the grant of the RF President MK-5969.2015.5.

ПОВЕДЕНИЕ СИБИРСКОГО АНТИЦИКЛОНА НА ФОНЕ ЭКСТРЕМАЛЬНОГО УВЕЛИЧЕНИЯ И ПОСЛЕДУЮЩЕГО СНИЖЕНИЯ АНТРОПОГЕННОЙ НАГРУЗКИ

[1,2]Мартынова Ю.В., [1,2,3]Крупчатников В.Н., [2]Харюткина Е.В., [2]Логинов С.В.

[1]Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Новосибирск, Россия
[2]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
[3]Институт вычислительной Математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия
E-mail: FoxyJ13@gmail.com

Сибирский антициклон (СА) привлекает внимание ученых уже давно. Эти исследования посвящены изучению поведения как самого антициклона, так и связанных с ним атмосферных процессов. СА представляет собой мощное барическое образование, определяющее атмосферные условия в течение зимнего сезона почти на всей территории Азии (Сазонов Б.И., 1991). В частности, он определяет интенсивность и продолжительность морозного периода в Сибири. Кроме того, данное барическое образование находится в тесном взаимодействии с основными центрами действия атмосферы Северного полуша-

рия: Арктическим антициклоном, Исландским минимумом, Азорским максимумом (Морозова С.В., 2013). Вариация поведения СА тесно связана с процессами атмосферной динамики и вариацией температуры между поверхностью и средней тропосферой. На СА в значительной степени оказывает влияние нисходящий распространяющийся сквозь тропосферу воздушный поток, на который, в свою очередь, оказывает существенное влияние Арктическое колебание (АК). Положительная (отрицательная) фаза АК вызывает значительное замедление (усиление) нисходящего потока, который оказывает существенное влияние на поведение СА (Gong G. et al., 2002; Крупчатников В.Н. и др., 2009; Мартынова Ю.В. и Крупчатников В.Н., 2010).

Глобальные климатические изменения оказывают существенное влияние на различные компоненты климатической системы. В частности, было показано, что при росте концентрации углекислого газа в атмосфере согласно климатическому сценарию RCP 8.5 вплоть до 2100 года (по RCP 8.5 к 2100 году концентрация CO2 в атмосфере превышает доиндустриальное значение примерно в 2.6 раза) существенно увеличивается стандартное отклонение интенсивности СА, при этом само среднее значение интенсивности СА существенно не изменяется (Fei L.I. and G. A. O. Yong-Qi, 2015). Однако, остается неясным, как будет вести себя СА при дальнейшем нарастании антропогенной нагрузки, и кроме того немаловажно знать насколько обратимыми будут произошедшие с СА изменения.

Данная работа посвящена определению и оценке потенциального отклика СА на экстремально интенсивные глобальные климатические изменения.

Исследования в рамках настоящей работы базируются на данных моделирования, полученных с помощью глобальной крупномасштабной модели промежуточной сложности Planet Simulator (Fraedrich K. et al., 2005). Указанная модель состоит из ряда модулей разной сложности: атмосферного, океанического, почвенного, биосферного, модулей для моделирования морского льда и поверхности суши. Являясь моделью промежуточной сложности, модель «Planet Simulator» позволяет осуществить моделирование достаточно продолжительного периода за разумное расчетное время, и при этом дает возможность оценить величину и общую динамику исследуемых процессов. Вариация глобальных климатических условий задавалась с помощью расширенного климатического сценария, в основу которого был положен наиболее агрессивный базовый климатический сценарий RCP 8.5 (**http://climate.uvic.ca/EMICAR5**; Moss et al. 2010). Использованный для исследования сценарий состоит из 4 частей:

1700-2005 гг: концентрация атмосферного CO2 задана согласно протоколу CMIP5 «Historical simulation»;

2006-2299 гг.: рост концентрации углекислого газа задан согласно наиболее агрессивному сценарию RCP8.5;

2300-2999 гг.: значение концентрации CO2 зафиксировано на уровне 2300 г.;

3000-4000 гг.: падение концентрации атмосферного CO2, задаваемое одним из двух способов:

линейно снижается до преиндустриального значения за 100 лет (3000-3099 гг.), затем фиксируется на этом уровне до конца моделирования (3100-4000 гг.);

линейно снижается до преиндустриального значения вплоть до конца моделирования (3000-4000 гг.).

Данный сценарий позволяет оценить отклик климатической систем, в целом, и отдельных ее параметров, в частности, не только на увеличение антропогенной нагрузки, но и на ее снятие. С помощью указанного сценария была осуществлена имитация экстремального роста и последующего снижения антропогенной нагрузки.

При расчете было использовано горизонтальное разрешение T42 (~2.5° x 2.5°), по вертикали в атмосфере было задано 10 σ-уровней, самый верхний из которых располагается на высоте 10 гПа. В почве было задано 5 уровней на глубинах 0.4 м, 0.8 м, 1.6 м, 3.2 м, 6.4 м от поверхности. Шаг по времени составлял 20 минут модельного времени. Моделирование было проведено для всего определенного сценарием периода — с 1700 г. по 4000 г.

Интенсивность Сибирского антициклона в рамках данного исследования определялась, как среднее по территории 40° – 65° с.ш. и 80° – 120° в.д. атмосферное давление, приведенное к уровню моря (Panagiotopoulos F. et al., 2005).

В ходе исследования было выявлено, что при экстремально сильном изменении антропогенной нагрузки меняется не только стандартное отклонение интенсивности СА, но и само среднее значение интенсивности. При росте концентрации углекислого газа в атмосфере происходит снижение интенсивности СА, а при последующем уменьшении концентрации CO2 в атмосфере — восстановление интенсивности СА. Кроме того, интенсивность СА проявляет неравномерный в ходе зимнего сезона отклик на вариацию климатических изменений. Наибольший отклик проявляется в декабре, существенно меньший — в январе, и почти полностью отсутствует в феврале. В целом необходимо отметить, что в условиях поставленного эксперимента СА проявил существенную устойчивость к вносимым возмущениям.

Работа выполнена при поддержке проекта СО РАН VIII.80.2.1, грантов РФФИ 16-35-00301, 14-05-00502, 16-05-00558 и гранта Президента РФ МК-5969.2015.5.

Литература:

1. Fei L.I. and G. A. O. Yong-Qi The Project Siberian High in CMIP5 Models // Atmospheric and Oceanic Science Letters. 2015. V. 8, No. 4, pp. 179-184.
2. Fraedrich K., Jansen H., Kirk E., Luksch U., and Lunkeit F., 2005, The Planet Simulator: Towards a user friendly model // Meteorol. Zeitschrift, 14, 299-304.
3. Gong, G., D. Entekhabi, and J. Cohen A large-ensemble model study of the wintertime AO-NAO and the role of interannual snow perturbations // J. Climate. 2002. V. 15, pp. 3488–3499.
4. Moss R. et al. 2010 The next generation of scenarios for climate change research and assessment. // Nature 463(7282): 747-756. doi: 10.1038/nature08823.
5. Panagiotopoulos F. et al. Observed trends and teleconnections of the Siberian high: A recently declining center of action // Journal of climate. 2005. V. 18, No 9, p. 1411-1422.
6. В.Н. Крупчатников, В.И. Кузин, Е.Н. Голубева, Ю.В. Мартынова, Г.А. Платов, А.И. Крылова Исследование гидрологии и динамики растительности климатической системы северной Евразии и Арктического бассейна. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Том 45, № 1, 2009, с. 123 – 144.
7. Мартынова Ю.В., Крупчатников В.Н. О некоторых особенностях динамики общей циркуляции атмосферы в условиях глобального изменения климата // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. – Т. 51. - № 3. – С. 346-357.
8. Морозова С.В. Комплексный анализ основных центров действия атмосферы Северного полушария // Изв. Саратовского университета. Нов. Сер. Сер. Науки о Земле. 2013. Т. 13, вып. 1. с. 38-44.
9. Сазонов Б.И. Суровые зимы и засухи / Б.И. Сазонов. - Л.: Гидрометиздат, 1991. - 240 с.

MULTIFUNCTIONAL HORIZONTALLY SCALABLE DISTRIBUTED DATA-PROCESSING TECHNOLOGY PLATFORM FOR THE ANALYSIS AND PREDICTION OF CLIMATIC PROCESSES

[1]Sorokin V.A., [2]Volkov Yu.V., [1]Sherstnyova A.I., [1]Botygin I.A.

[1]National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia
[2]Institute of monitoring of climatic and ecological systems SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: vas1@tpu.ru, yvvolkov@tpu.ru, sherstneva@tpu.ru, bia@tpu.ru

At the present time climate change researches are actual, great interest among the specialists was aroused in the study of multidimensional geophysical data and the detection of certain dependencies. Changes of natural and climatic processes as a rule, are cyclical in nature and, therefore, can fully explored by the methods of spectral analysis of signals. The basic characteristic of oscillatory processes is the phase. Unlike the amplitude, which characterizes the value of the variable parameter, the phase gives information about the frequency of this change in time. On the basis of the phase you can build new estimates, determine the laws of behavior of investigated parameters at some intervals, and apply methods and algorithms of cluster analysis.

The paper describes the algorithm of extraction of geophysical structures in the source field, allowing spatial characteristics to decompose the analyzed space into regions with similar behavior of the investigated parameters. The algorithm is based on structuring various expansions (season, anomaly, etc.) geophysical fields and provides a variety of information about the investigated object in the form of sets of parameters of the selected structures. Such information, together with associated empirical relationships between parameters is considered as a generalized experimental characteristics of the studied object and forms the basis for the hypotheses and models its behavior.

In particular, the study of mean monthly temperature series generated over 55 years by 333 meteorological stations showed that changes to such data during the study period form the oscillatory process with quasiperiods in one year. To describe the weather are of interest temperature changes deviating from the annual cycle. However, their consistent selection difficult. Studies have shown that the frequency spectrum of the temperature oscillation process is narrowband and for the majority of weather stations has one mod that allows the use of causality and to introduce phase fluctuations. The annual component of the phase is a linear function, which was removed from the phase using the least squares method on the interval of 55 years. The remaining phase fluctuations, after removal from the phase the annual component, allow a consistent study their consistent behavior or synchrony, using as a measure of this characteristic the coefficient of Pearson correlation.

Relative to the series of surface air temperature, the developed algorithm allows to identify climatic patterns that have agreed to the change of temperature field, to draw conclusions about the homogeneity of climate

in a particular locality, and to consider climate change over time by analyzing the displacement of the typical groups. In addition, the structural model of the space weather parameter designed to provide the ability to compress primary data without significant loss of the semantic significance of the studied meteorological series.

РАЗРАБОТКА И ИССЛЕДОВАНИЕ ИТЕРАТИВНОГО ПАРАЛЛЕЛЬНОГО АЛГОРИТМА ФОРМИРОВАНИЯ СКРЫТЫХ ФУНКЦИОНАЛЬНО-ДЕТЕРМИНИРОВАННЫХ СТРУКТУР ДЛЯ КЛАССИФИКАЦИИ И АНАЛИЗА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

[1]Сорокин В.А., [2]Волков Ю.В., [1]Шерстнёва А.И., [1]Ботыгин И.А.

[1]Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия
[2]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
E-mail: vas1@tpu.ru, yvvolkov@tpu.ru, sherstneva@tpu.ru, bia@tpu.ru

В настоящее время, в связи с глобальными изменения климата, большой интерес вызывает изучение многомерных геофизических данных и выявление в них закономерностей. Изменения природно-климатических процессов, как правило, имеют циклический характер и, следовательно, в полной мере могут исследоваться методами спектрального анализа сигналов. Базовой характеристикой колебательного процесса является фаза. В отличие от амплитуды, характеризующей величину изменяемого параметра, фаза отражает информацию о периодичности этого изменения во времени. На основе фазы можно строить новые оценки, определяющие законы поведения исследуемых параметров за определенные временные интервалы, а также применять методы и алгоритмы кластерного анализа [1,2].

Исследование среднемесячных температурных рядов, полученных за 55 лет на 333 метеостанциях, показало, что изменения таких данных за исследуемый период формируют колебательный процесс с квазипериодом в один год. Для описания сезонных изменений представляют интерес отклонения температуры от годового цикла. Однако их непротиворечивое выделение затруднено [3]. Исследования показали, что частотный спектр температурного колебательного процесса является узкополосным и для большинства метеостанций имеет одну моду, что позволяет использовать условия причинности и ввести фазу колебания [4]. Годовая составляющая фазы представляет собой линейную функцию, которая удалялась из фазы на интервале 55 лет. Оставшиеся флуктуации фазы, после удаления из фазы годовой составляющей, позволяют непротиворечиво исследовать их согласованное поведение или синхронность, применяя в виде меры этой характеристики коэффициент корреляции по Пирсону.

Для расчета фаз каждого температурного ряда был реализован алгоритм, обобщенная схема которого представлена на рисунке 1.

Этап 1: Spline. Входные данные, в виде температурного ряда, интерполируются сплайном до размера массива, равного степени двойки.

Этап 2: FFT. Для представления цифрового ряда в виде суммы выбранных косинусоидальных и синусоидальных функций (переход из временного пространства в частотное) используется дискретное преобразование Фурье (в нашем случае БПФ).

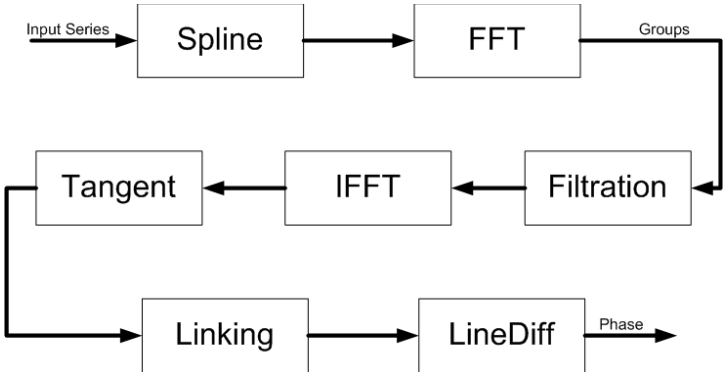


Рис. 1. Общая схема алгоритма расчета фазы температурного ряда

Этап 3: Filtration. Для подавления шума используется медианная фильтрация. Одномерный медианный фильтр основан на эвристическом методе обработки и представляет собой скользящее окно, охватывающее нечетное число элементов.

Этап 4: IFFT. Для возвращения из частотного пространства во временное применяется обратное преобразование Фурье.

Этап 5: Tangent. С помощью формализма аналитического сигнала вычисляется фаза ряда в виде аргумента отношения действительной части к мнимой части. Полученная фаза на данном этапе представляет собой главные значения функции acrtg в пределах годичного периода.

Этап 6: Linking. Вычисление непрерывной функции фазы на всем интервале наблюдения,

Этап 7: LineDiff. Из полученной непрерывной функции фазы вычитается линейная составляющая и получаются фазовые флуктуации данного температурного ряда.

Для того, чтобы сгруппировать станции со схожим климатом был разработан алгоритм сравнения их фаз путем расчета попарного коэффициента корреляции для каждой из фаз, полученных ранее, получении типовых фаз на их основе и конечной группировки станций по их фазам.

На рисунке 2 приведена обобщенная схема расчета типовых фаз.

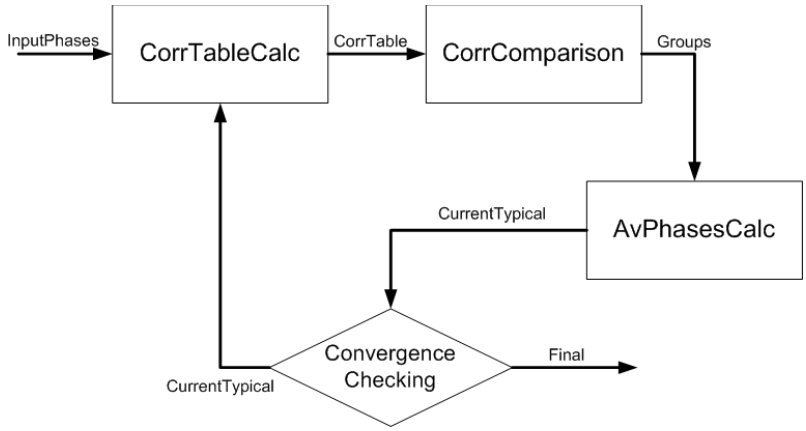


Рис. 2. Обобщенная схема расчета типовых фаз

Этап 1: Вычисленные фазы для каждой из групп подаются на вход узла CorrTableCalc, где высчитывается попарный коэффициент корреляции.

Этап 2: Полученная таблица корреляции фаз передается в узел CorrComparison. Здесь формируются группы из тех температурных рядов, которые имеют с формирующим группу рядом коэффициенты корреляции выше заданного уровня.

Этап 3: На основе сформированных групп в узле AvPhasesCalc рассчитываются типовые фазы текущей итерации как среднеарифметическая оценка первого уровня.

Описанные процедуры включались в итеративный процесс, в котором входными данными были типовые фазы предыдущего уровня, а выходными – типовые фазы следующего уровня для каждого температурного ряда, и, соответственно, для каждой метеостанции. При этом, группы изменялись в соответствии с заданным пороговым критерием, главным образом за счет включения элементов, не входивших в данную группу на предыдущем шаге. Задаваемый порог определяет размер группы и связность исходных фаз с текущей в процессе итераций.

Все вычисления алгоритма делятся на два этапа: подготовительная часть – расчет фазы температурных рядов, основная часть – фазовая группировка.

Рассмотрим возможность параллельного вычисления этих этапов.

В случае подготовительного этапа, так как расчет фазы происходит линейно, то есть следующий этап выполняется на основе результатов предыдущего этапа (рис. 1), параллельное вычисление внутри алгоритма невозможно. Однако, исходя из того, что должно обрабатываться множество температурных рядов (от трехсот и более) целесообразным является параллельная подготовка каждого ряда.

В общем случае параллельное вычисление, основанное на модели MapReduce, представлено на рисунке 3.

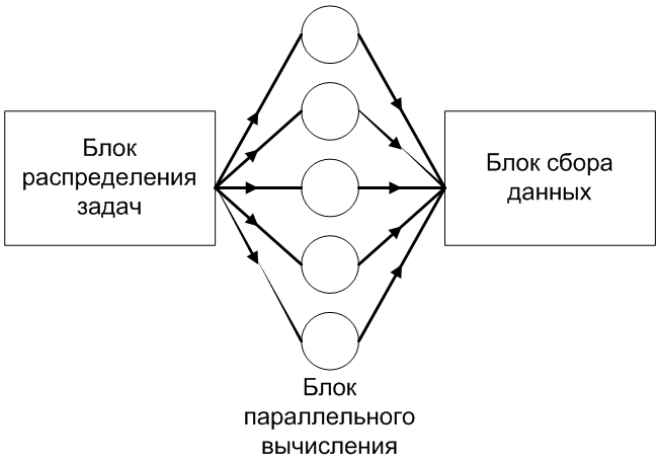


Рис. 3. Обобщенная схема параллельного расчета

Таким образом, блок распределения задач декомпозирует входные данные по доступным мощностям для параллельного расчета фазы температурных рядов, после чего полученные результаты на каждом узле собираются в блоке сбора данных и подготавливаются для дальнейшего анализа.

Для параллельного расчета фазовой группировки – так как этот процесс (рис 2.) итеративен, то на каждой итерации используются данные, полученные на предыдущем этапе, а это значит, что параллельное выполнение всего блока невозможно.

На данном этапе представляется возможным параллельное вычисление внутри алгоритма. Выделим на блок-схеме фазовой группировки этапы, подходящие для распределения цветом (рис. 4), в каждом таком блоке подразумевается использованием общей схемы параллельного расчета (рис. 3).

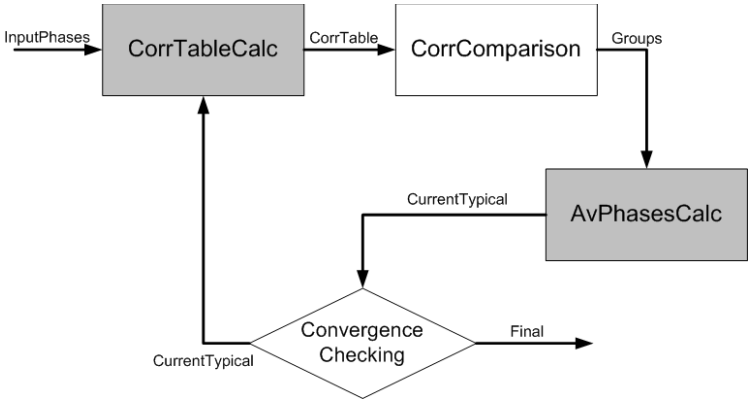


Рис. 4. Распараллеливание этапа расчета фазовой группировки

Таким образом, на каждой итерации расчет таблицы корреляции может быть распределен между доступными вычислительными мощностями, затем, после сбора полученных данных в единую таблицу, на основе анализа итоговой таблицы возможно параллельное вычисление типовых фаз.

Заключение. Применительно к рядам приземной температуры воздуха, разработанный алгоритм позволяет выделять климатические структуры, имеющие согласованные изменения температурного поля, делать выводы об однородности климата в той или иной местности, а также рассматривать изменения климата со временем путем анализа смещения типовых групп.

Литература:

1. Кластеризация // MachineLearning.ru URL: http://www.machinelearning.ru/wiki/index.php?title= Кластеризация (дата обращения: 26.02.2016).
2. Обзор алгоритмов кластеризации данных // Хабрахабр URL: https://habrahabr.ru/post/101338/ (дата обращения: 26.02.2016).
3. Ю.В. Волков, В.А. Тартаковский Региональная группировка данных, полученных на метеостанциях Евразии // Энергетика: Эффективность, надежность, безопасность. - Томск: ООО "СКАН", 2013. – С. 177-178.
4. Вакман Д.Е., Вайнштейн Л.А. Амплитуда, фазы частота - основные понятия теории колебаний // Успехи физических наук. 1977. 123. Вып.4. С. 657.

ATMOSPHERIC CIRCULATION FEATURES IN THE BAROCLINITY ZONES OF THE NORTHERN HEMISPHERE

[1]Kharyutkina E.V., [1]Loginov S.V., [1,2]Martynova Yu.V.

[1]Institute of monitoring of climatic and ecological systems SB RAS, Tomsk, Russia
[2]Siberian research hydrometeorological institute of Roshydromet, Novosibirsk, Russia
E-mail: kh_ev@imces.ru

The main goal of this study is to estimate the changes of atmospheric circulation characteristics in the baroclinity zones of the Northern Hemisphere at the end of XX and at the beginning of XXI centuries and their influence on the global climate change.

Fields of baroclinic instability parameter were calculated for the Northern Hemisphere (Eady parameter). Such approach has allowed us to reveal the fields of baroclinity, to define the changes in its intensity for the period of the end of XX – beginning of XXI centuries, and the variability of advection. In addition, it was revealed that global circulation indices have changed their phase during the first decade of XXI century: NAO index – from positive to negative and SCAND – conversely, from negative to positive.

Reanalysis datasets such as ERA-Interim and JRA-55 over the period 1979-2014 were used for calculations. Mathematical modelling methods were used to estimate the dispersion field of wind speed meridional component and meridional heat fluxes over the Northern Hemisphere.

Thus, the analysis of statistical estimations of atmospheric circulation characteristics in baroclinity zones and their relationships with variability of zonal, meridional and vortex circulation, which includes synoptic scale, was carried out for the Northern Hemisphere.

The work is supported by the grant of the RF President МК-5969.2015.5.

ОСОБЕННОСТИ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ В ЗОНАХ БАРОКЛИННОСТИ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

[1]Харюткина Е.В., [1,2]Мартынова Ю.В., [1]Логинов С.В.

[1]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
[2]Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Новосибирск, Россия
E-mail: kh_ev@imces.ru

Изменения циркуляции выявляются через поля зональной и меридиональной составляющих скорости ветра в нижней тропосфере, а также характеристик вихревой циркуляции.

В ряде работ [1,2] показано, что долгопериодные изменения в системе атмосфера - океан – криосфера, которые вызывают изменения в структуре крупномасштабной циркуляции, приводят к перераспределению тепла и влаги.

Особый интерес представляют волны синоптического масштаба и связанные с ними синоптические вихри. Наибольшую роль в процессе возникновения таких атмосферных вихрей играет бароклинная неустойчивость, то есть неустойчивость потока с горизонтальным градиентом температуры и, следовательно, с вертикальным градиентом скорости ветра в поле силы Кориолиса. Другим видом неустойчивости является баротропная неустойчивость, то есть неустойчивость потоков с горизонтальным сдвигом скорости ветра в поле силы Кориолиса.

Целью данной работы является оценка изменений характеристик циркуляции атмосферы в зонах бароклинности Северного полушария в конце XX и начале XXI веков и степени их влияния на климат.

Для Северного полушария были рассчитаны поля параметра бароклинной неустойчивости (параметр Eady). Это позволило выявить области бароклинности, определить изменения их интенсивности, а также изменчивость адвективного переноса. Получено, что в зимний сезон области наибольших значений параметра бароклинной неустойчивости располагаются в Тихом и Атлантическом океанах, при этом в начале XXI века интенсивность зоны в Тихом океане ослабевает, в то время, как в Атлантическом, наоборот, растет. В этот период изменения произошли и в характеристиках атмосферной циркуляции. Анализ межгодовой изменчивости индексов циркуляции выявил следующие особенности: со второй половины 90-х годов для индекс Арктической осцилляции (AO) обозначился переход от положительной фазы индекса к отрицательной, а для Скандинавского индекса (SCAND) – переход от отрицательной к

положительной. Так как индексы циркуляции представляют собой главные компоненты разложения поля аномалий геопотенциала по эмпирическим ортогональным функциям на уровне 700 гПа, поэтому был проведен анализ особенностей пространственного распределения собственных векторов, связанных с развитием описанных выше циркуляционных механизмов [3]. В последние десятилетия наблюдается уменьшение области максимальных значений собственного вектора индекса АО (первой главной компоненты), расположенной над Атлантикой и Европой, а также смещение в пространстве центров действия индекса SCAND (девятой главной компоненты).

В качестве исходных данных использовались базы данных реанализа ERA-Interim (http://www.ecmwf.int/en/research/climate-reanalysis/era-interim/) и реанализа JRA-55 (http://jra.kishou.go.jp/JRA-55/index_en.html) с 1979 по 2014 гг. С помощью методов математического моделирования также проводился расчет полей дисперсии меридиональной составляющей скорости ветра и меридиональных потоков тепла для Северного полушария. Выявлено влияние глобальных климатических изменений на динамику шторм треков в зависимости от сезона.

Таким образом, рассчитаны статистические оценки изменений характеристик атмосферных процессов в зонах бароклинности и проанализированы их связи с изменчивостью зональной, меридиональной и вихревой циркуляции, в том числе и синоптического масштаба, в Северном полушарии.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ МК-5969.2015.5.

Литература:

1. Бышев В.И., Кононова Н.К., Нейман В.Г., Романов Ю.А. Особенности динамики климата Северного полушария в XX столетии // Доклады АН. 2002. Т. 384. № 5. С. 674-681.
2. Попова В. В., Шмакин А. Б. Влияние северо-атлантического колебания на многолетний гидротермический режим Северной Евразии. I. Статистический анализ данных наблюдений // Метеорология и гидрология. 2003. № 5. с. 62-74.
3. Barnston A. G., Livezey R. E. Classification, Seasonality, and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns // Monthly Weather Review. 1987. № 6. P. 1083-1126.

RESEARCH OF THE QUALITY OF REPRESENTATION OF THE SIBERIAN HIGH INTENSITY IN REANALYSIS DATA

[1]Khudyakova T.A., [2,3]Martynova Yu.V.

[1]Tomsk State University, Russia, Tomsk, Lenin av., 36, http://tsu.ru
[2]Siberian Regional Hydrometeorological Research Institute, Novosibirsk, Russia, Soviet, 30, http://sibnigmi.ru
[3]Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Russia, Tomsk, Academic av., 10/3, http://imces.ru
E-mail: tat.khudyakova@yandex.ru, FoxyJ13@gmail.com

The Siberian High (SH) is the most intensive pressure system which is formed over Eurasia during wintertime. Particularly, SH regulates an intensity and duration of frosts in Siberia. This pressure system has a strong connection with another atmospheric centers of action of the Northern Hemisphere such as Arctic High, Icelandic Low, the Azores High.

This study is devoted to the estimation of the quality of representation of the Siberian High Intensity (SHI) in different reanalysis data and to the determination of the reanalysis that represents SHI in the best way.

The observations and ECMWF ERA-Interim, NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis (Reanalysis-2), NCEP CFSR, JRA-55, MERRA reanalysis data were used for this investigation. Before this study there have not been made the examination of correspondence between these reanalysis and observations data in a case of SH.

SHI was determined as a mean sea level pressure averaged over the region 40–65N 80–120E (SHIa – Siberian High Intensity area-averages). It was obtained that all considered reanalysis, excluding MERRA, shows a similar with the observations SHIa time variation. At the same time, they overestimate the mean SHIa and underestimate its standard deviation for the considered time period (1979-2004). But in general SHIa obtained on a base of the reanalysis CFSR, ERA-interim, JRA-55, NCER2 and the observations correspond to each other quite well. MERRA underestimates the mean SHIa, comparing to the observations. But, at the same time, the well correspondence between SHIa time variation obtained on a base MERRA and observations was obtained.

Obtained result shows that for 1979-2004 CFSR, ERA-interim, JRA-55 and NCER2 reanalysis represent the SHIa by the best way. There is quite well correspondence between reanalysis and observation data (in term

of SHIa) for whole winter season, generally, and for each winter month, particularly. And the absolute mean difference between observational and reanalysis SHIa does not exceed 3 hPa.

This work is supported by RFBR grant 16-35-00301.

ИССЛЕДОВАНИЕ КАЧЕСТВА ВОСПРОИЗВЕДЕНИЯ ИНТЕНСИВНОСТИ СИБИРСКОГО АНТИЦИКЛОНА ПО ДАННЫМ РАЗЛИЧНЫХ РЕАНАЛИЗОВ

[1]Худякова Т.А., [2,3]Мартынова Ю.В.

[1]Томский государственный университет, Россия
[2]Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Новосибирск, Россия
[3]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
E-mail: tat.khudyakova@yandex.ru, FoxyJ13@gmail.com

Введение.

Сибирский антициклон является сезонным проявлением циркуляции атмосферы. От его мощности зависит, насколько низко опустится температура воздуха зимой на территории Сибири, на сколько, соответственно, суровой будет зима, а также как долго будет продолжаться морозный период [1]. Велика его роль и в формировании всего механизма общей циркуляции атмосферы в Северном полушарии Земли [2]. Сибирский антициклон не существует изолировано, а является частью единого механизма общей циркуляции атмосферы, находясь, в тесном взаимодействии с другими центрами действия Северного полушария [3, 4]. Важность исследования этого мощного антициклона усиливается еще и тем, что в условиях меняющегося климата, характер поведения антициклона может также меняется и очень важно понимать и характер этих возможных изменений.

Влияние Сибирского антициклона проявляется на обширной территории материка Евразии. В результате многолетних наблюдений за данным барическим образованием была выделена область его господства в зимний период: между 40° – 65° с.ш. и 80° – 120° в.д. Занимая обширные площади, Сибирский антициклон имеет в своей структуре множество других мелкий барических образований, которые на протяжении период его действия непрерывно сменяют друг друга [5]. Так, например, Л.Г. Данилов в 1902 году пришёл к выводу, что Сибирский антициклон представляет собой подвижную систему антициклонов. Также, в 1950 году, С.П. Хромов отметил, что Сибирский максимум является постоянным, и зимой в его зоне через каждые 4-5 дней наблюдаются регулярные движения ядер высокого давления. Тем не менее, антициклон, являясь сезонным барическим образованием в поле среднего многолетнего атмосферного давления, прослеживается и в более короткие периоды осреднения, а именно: в зимние сезоны и месяцы отдельных лет [5].

Исследования в рамках данной работы основаны на двух типах данных: данных реанализов и данных метеорологических наблюдений. Данные метеорологических наблюдений в настоящий момент являются источником наиболее точной информации о состоянии атмосферы, но они нерегулярны по пространству и, зачастую, по времени, что существенно может снизить точность определения характеристик поведения Сибирского антициклона. Данные реанализов, напротив, лишены такого недостатка, как нерегулярность. Однако они могут иметь различия с данными наблюдений, а также между собой, причины которых заключены в использовании в моделях, с помощью которых осуществляется формирование реанализов, различного рода упрощений, параметризации и численных схем, заведомо вносящих в расчеты вычислительные погрешности.

Данная работа посвящена оценке качества воспроизведения интенсивности Сибирского Антициклона различными реанализами, и определению реанализа, наилучшим образом воспроизводящего указанную характеристику.

Данные и методика исследования.

Исследование основано на данных метеорологических наблюдений [6] и данных реанализов ECMWF ERA-Interim [7], NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis (Reanalysis-2) [8], NCEP CFSR [9], JRA-55 [10], MERRA [11]. Необходимо отметить, что указанные реанализы ранее не подвергались проверке на согласованность с данными метеонаблюдений и между собой в контексте интенсивности Сибирского антициклона.

Опираясь на работу [12], были выбраны для исследования 7 метеорологических станций (Таблица 1), имеющих наименьшее количество пропусков в данных измерений за рассматриваемый период (с 1979 по 2004 годы).

Таблица 1. Метеорологические станции, выбранные для исследования SHI.

Номер станции	Название	Широта	Долгота	Высота над ур. моря, м
307580	Чита	52.1	113.3	685
292630	Енисейск	58.5	92.2	78
248170	Ербогачён	61.3	108.0	282
307100	Иркутск	52.3	104.4	485
302300	Киренск	57.8	108.1	261
292310	Колпашево	58.3	82.9	76
234720	Туруханск	65.8	98.0	37

В рамках данного исследования интенсивность Сибирского антициклона определялась согласно предложенной в работе [12] методике, как среднее по территории 40° – 65° с.ш. и 80° – 120° в.д. атмосферное давление, приведенное к уровню моря. Таким образом, рассчитывалась характеристика интенсивности Сибирского антициклона на основе давления, приведённого к уровню моря. Далее для этой характеристики будет использоваться обозначение SHIa (Siberian High Intensity area-averages).

Результаты.

Все, за исключением MERRA, рассмотренные реанализы дают схожий временной ход SHIa, видна хорошо выраженная синхронность (рисунок 1). Все они немного завышают средние значения и занижают среднеквадратическое отклонение (СКО) SHIa (таблицы 1 и 3), но в целом, хорошо согласуются с данными метеорологических наблюдений. Наиболее точно воспроизводится период с 1979 по 1989 годы, где значения SHIa, полученные на основе данных реанализов (ERA-Interim, CFSR, JRA-55 и NCER2) наиболее близки к SHIa, полученным по данным метеонаблюдений.

Реанализ MERRA занижает средние значения SHIa по сравнению с данными наблюдений (таблица 1 и 3), при этом временная изменчивость согласуется с данными метеорологических наблюдений (рисунок 1). Это особенно ярко выражено в период с 1979 по 1994 годы. В период после 1994 года реанализ начинает воспроизводить значения SHIa значительно ближе к данным метеонаблюдений, чем до 1994 г.

Таблица 2. Среднее и среднеквадратическое отклонение SHIa за период 1979-2004, полученное по данным метеорологических наблюдений и реанализов, [гПа].

Среднее	Декабрь	Январь	Февраль	Зимний сезон
Наблюдения	1026,06	1027,83	1026,62	1026,84
CFSR	1028,24	1029,27	1026,89	1028,13
ERA-Interim	1027,92	1029,13	1026,98	1028,01
JRA-55	1027,98	1029,18	1027,36	1028,17
MERRA	1024,12	1025,30	1024,28	1024,57
NCER2	1027,46	1029,00	1027,11	1027,86
Среднеквадратическое отклонение	Декабрь	Январь	Февраль	Зимний сезон
Наблюдения	4,1	4,6	4,2	2,5
CFSR	3,0	2,4	2,9	1,7
ERA-Interim	2,8	2,5	3,1	1,7
JRA-55	2,9	2,5	3,1	1,7
MERRA	2,8	2,3	2,9	1,6
NCER2	2,6	2,5	2,7	1,5

Таблица 3. Средняя за период 1979-2004 разница между SHIa, полученной по реанализам и данным метеорологических наблюдений, [гПа].

	Декабрь	Январь	Февраль	Зимний сезон
CFSR	2,18	1,44	0,27	1,29
ERA-Interim	1,86	1,30	0,36	1,17
JRA-55	1,92	1,35	0,74	1,33
MERRA	-1,94	-2,53	-2,34	-2,27
NCER2	1,40	1,17	0,49	1,02

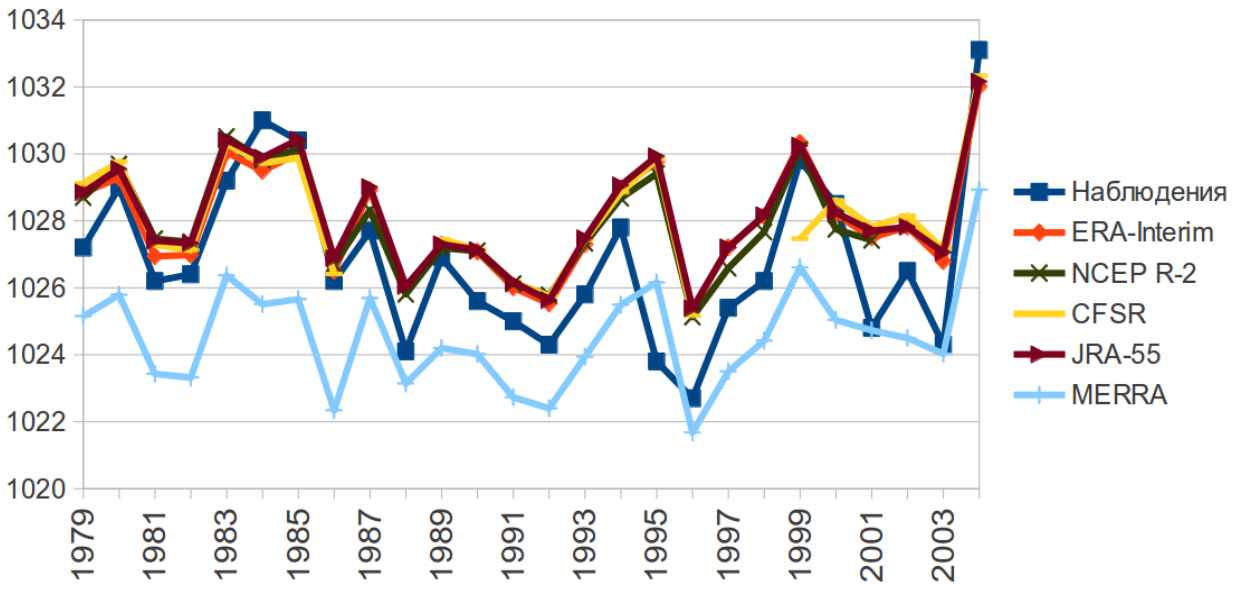


Рисунок 1. SHIa для зимнего сезона по данным метеонаблюдений и реанализов за период с 1979 по 2004 год, [гПа].

Заключение.

В работе показана способность выбранных реанализов воспроизводить интенсивность Сибирского антициклона. Из результатов исследования можно сделать вывод, что для периода 1979-2004 гг. наиболее адекватно воспроизводят такую характеристику интенсивности как SHIa реанализы CFSR, ERA-interim, JRA-55 и NCER2. Они показывают хорошую согласованность результатов с данными метеонаблюдений для всего зимнего сезона, в целом, и для каждого отдельного зимнего месяца, в частности. Для каждого зимнего месяца наилучшим образом воспроизводящим среднее значение SHIa оказались разные реанализы. В декабре и январе SHIa лучше всего воспроизводится реанализом NCER2, в феврале — CFSR. Необходимо отметить, что средняя за период 1979-2004 абсолютная разница между SHIa, полученной по реанализам и данным метеорологических наблюдений не превышает 3 гПа.

Данное исследование показывает, что рассмотренные реанализы подходят для исследования Сибирского антициклона как в отдельные зимние месяцы, так и в зимний сезон, в целом. При проведении подобных исследований, для выбора подходящего реанализа, необходимо уделять особое внимание тому, для какого месяца (или сезона, в целом) планируется проводить данное исследование. Также, качество воспроизводимости интенсивности Сибирского антициклона можно заметно повысить, используя ансамбль нескольких реанализов.

Данная работа поддержана грантом РФФИ 16-35-00301.

Литература:

1. Сазонов Б.И. Суровые зимы и засухи / Б.И. Сазонов. - Л.: Гидрометиздат, 1991. - 240 с.
2. Сезонные и многолетние изменения параметров Сибирского антициклона / Василевская Л.Н., Журавлёва Т.М., Манько А.Н. / / Труды ДВНИГМИ 2002 – Вып. 150 – С. 87–102.
3. Морозова С.В. Комплексный анализ основных центров действия атмосферы Северного полушария // Изв. Саратовского университета. Нов. Сер. Сер. Науки о Земле. 2013. Т. 13, вып. 1. с. 38-44.
4. Исследовать изменчивость Сибирского антициклона как одного из звеньев общей циркуляции атмосферы северного полушария *[Текст]: отчет о НИР (заключит.): 42-44 / СибНИГМИ; рук. Завалишин Н.Н.; исполн.: Завалишин Н.Н. [и др.]. – Новосибирск, 2011. – 121 с. – № ГР 01200965496.*
5. Дегтев А.В. Роль сибирского антициклона в погодном и климатическом режиме Предбайкалья и Забайкалья. // Изв.Забайкал.фил.Геогр.об-ва СССР; 1970; Т.6, вып.6: 43-69.
6. Quayle, R.G., 1989: The Wolbach Dataset for Global Climate Monitoring - Philanthropy and Climatology. Bull. Amer. Meteor. Soc., 70(12), 1570.
7. Simmons, A, S. Uppala, D. Dee, and S. Kobayashi, 2007: ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. Newsletter 110 - Winter 2006/07, ECMWF, 11 pp.
8. Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J Woollen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter, 2002: NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2), Bull. Amer. Meteor. Soc., 83, 1631-1643.

9. Saha, Suranjana, et. al., 2010: The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. Bull. Amer. Meteor. Soc., 91(8), 1015-1057 (DOI: 10.1175/2010BAMS3001.1).
10. Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. J. Met. Soc. Jap., 93(1), 5-48 (DOI: 10.2151/jmsj.2015-001).
11. Rienecker, M.M., M.J. Suarez, R. Gelaro, R. Todling, J. Bacmeister, E. Liu, M.G. Bosilovich, S.D. Schubert, L. Takacs, G.-K. Kim, S. Bloom, J. Chen, D. Collins, A. Conaty, A. da Silva, et al. (2011), MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications. *J. Climate*, 24, 3624-3648, doi:10.1175/JCLI-D-11-00015.1.
12. Panagiotopoulos F. et al. Observed trends and teleconnections of the Siberian high: A recently declining center of action // Journal of climate. 2005. V. 18, No 9, p. 1411-1422.

IMPACT ASSESSMENT OF CURRENT CLIMATE CHANGES ON THE OB RIVER RUNOFF

Shestakova E.N.

Arctic and Antarctic Research Institute, Russian State Hydrometeorological University, Saint-Petersburg, Russia
E-mail: lenny.marlya.spb@gmail.com

Rational water management planning must be provided with taking into account both the anthropogenic impact on water resources, and natural changes. It is an important in connection with the growth of economic activity in the basins of major rivers flowing into the Arctic Ocean, as well as in connection with the observed climate changes.

The question of anthropogenic impact on the water quality of the rivers flowing into the Arctic Ocean is well studied. Nevertheless the impact of climate change on river flow is studied not enough. This is due primarily to the limited amount of actual observations, imperfect models of climate change at global and regional levels, existing approaches to evaluating the drain part of the water balance in the basins of major rivers due to differences in the conditions of runoff formation over the entire length of the watercourse. In this paper, a comparison of water flow variability with the change of a number of climate variables is made on an example of one of the largest Siberian waterways - Ob River for the maximum possible period of instrumental observations. There are revealed patterns of communication and there are given recommendations for long-term planning of water management.

As a result of this work, the following conclusions were obtained:

1. Observations of the average annual temperature and precipitation in the water basin indicate that the number of long-term significant trends cannot be reliably established.

2. Despite the warming on a global scale and the projected increase in water according to the Atmospheric and Oceanic General Circulation models (ECHAM4 / OPYC3, HadCM3 et al.) there is a consistent alternation of dry and wet phases caused by natural fluctuations. For example, since 2002, reduced water availability has been observing on Ob River near Salekhard, influencing the state of fish stocks.

3. It is not possible to establish the unidirectional changes throughout the basin using comparative analysis of the characteristics of the annual Ob River runoff for two periods - 1936-1978 and 1979-2005 years - through a variety of methods. Statistically significant trends were found only for the runoff in the forest-steppe zone. This can be explained by the fact that at present, the greatest change in mean annual air temperature is observed in the continental areas of the Upper and Middle Ob water basins. The relative changes in annual precipitation for these areas are higher than they are in the lower reaches of the Ob River and they are in range from 0.4 to 0.8% per year. This explains the fact that the river flow emerging here is also undergoing more powerful changes in a positive way than they are in the lower reaches (of the order of 0.4% per year below the Ob River - Barnaul).

4. Due to the fact that the Ob River is a major transit watercourse, increased runoff, which occurs in the upper reaches, has not significant effect on the annual flow of the river.

5. Since the identified trends in temperature and precipitation are not significant in the Ob River basin, as well as possible changes in the macro-circulation processes in the region, we cannot affirm that runoff will increase in the Ob basin in the future.

6. Planning of water management should be based on the prediction of water availability phases, affecting the various sectors, such as the fishing activities on the municipal sector, the oil and gas industry and shipping.

7. It is necessary to develop the monitoring network, which includes further development of hydrological observation network and to use after that forecasting the quantity and quality of water resource.

ОЦЕНКА ВОЗДЕЙСТВИЯ СОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА СТОК РЕКИ ОБЬ

Шестакова Е.Н.

Российский Государственный Гидрометеорологический Университет, Санкт-Петербург, Россия
E-mail: lenny.marlya.spb@gmail.com

Введение.

Планирование рациональной водохозяйственной деятельности, учитывающей как антропогенное влияние на водные ресурсы, так и изменения природного характера, является важной задачей в связи с ростом хозяйственной активности в бассейнах крупных рек, впадающих в Северный Ледовитый океан, а также в связи с наблюдаемыми климатическими изменениями.

Если вопрос антропогенного влияния на качество водных ресурсов рек, впадающих в Северный Ледовитый океан к настоящему времени достаточно хорошо изучен [1;2], то влияние климатических изменений на сток рек при планировании водохозяйственной деятельности во многом изучено явно недостаточно. Это связано, прежде всего, с ограниченным объемом фактических наблюдений, несовершенством моделей климатических изменений на глобальном и региональном уровнях, существующих подходах к оценке стоковой составляющей водного баланса в бассейнах крупных рек в связи с различиями в условиях формирования стока по всей длине водотока [3-6].

В настоящей работе на примере одного из крупнейших сибирских водотоков – реки Обь, - проводится сопоставление изменчивости водного стока с изменением ряда климатических параметров для основного русла и притоков за максимально возможный срок инструментальных наблюдений, выявляются закономерности их связи и даются рекомендации по долгосрочному планированию водохозяйственной деятельности.

Согласно данным Института водных проблем РАН, существует две тенденции возможных будущих изменений гидрологических характеристик крупных рек. Во-первых, повышение температуры воздуха вызывает сокращение объемов годового стока вследствие увеличения испаряемости. Во-вторых, увеличение осадков оказывает влияние на рост объемов стока. Чувствительность к тому или иному климатическому фактору определяется условиями бассейна [7].

Согласно «Оценочному докладу об изменениях климата и последствиях на территории Российской Федерации» [6] за период с 1978 по 2005 год произошло увеличение суммарного стока рек, относящихся к бассейну Северного Ледовитого океана, таких как Енисей, Обь, Лена, Колыма, Северная Двина, Печора по сравнению с прошлым периодом с 1946 по 1977 годы. Таким образом, в связи с наблюдаемыми изменениями в стоке рек на территории Российской Федерации прогнозируется увеличение водных ресурсов в регионах с достаточным и избыточным увлажнением, то есть в бассейне Северного Ледовитого океана.

В коллективной монографии «Водные ресурсы России и их использование» отмечается как увеличение изменчивости стока, так и в целом общее его увеличение, связываемое с повышением количества осадков и снижением испаряемости. За 1978-2000 годы в европейской части России особенно заметно увеличение водности в меженные периоды, особенно в зимний. В азиатской части России значимые тренды зимнего стока отмечаются не повсеместно [8].

На фоне общего увеличения стока рек на территории России некоторые модели указывают на возможность уменьшения стока Оби к концу XXI века в основном из-за его уменьшения в верховьях, что является следствием ослабления зонального переноса в тропосфере и снижением эффективности переноса атмосферных осадков вглубь материков [9].

Материалы и методы

Для анализа многолетней изменчивости стока реки Оби были привлечены данные Гидрологических ежегодников и данные электронной базы данных A Regional, Electronic, Hydrographic Data Network For the Arctic Region [10]. При оценках климатических изменений в исследуемом регионе были использованы данные ВНИИГМИ-МЦД [11].

Оценка многолетней изменчивости стока реки Оби проводились при использовании графических методов (построения интегрально-разностных кривых) и статистических методов (оценка на однородность и оценки значимости трендов) на основе данных наблюдений на гидропостах, равномерно расположенных в бассейне реки Обь и находящихся в трёх природных зонах: лесотундре, лесной зоне и лесостепи. В результате, было отобрано 13 створов с рядами наблюдений с 1936-го по 2005 год (Рисунок 1).

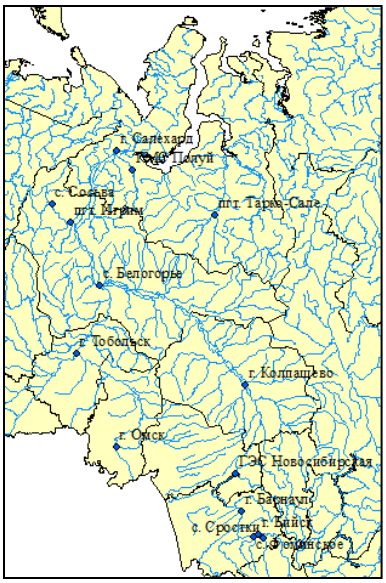


Рисунок 1 – Схема расположения гидропостов в бассейне реки Обь, отобранных для дальнейшего анализа: 1 - р. Обь – г. Салехард; 2 - р. Обь – с. Белогорье; 3 -р. Обь – г. Колпашево; 4 - р. Обь – Новосибирская ГЭС; 5- р. Обь – г. Барнаул; 6 - р. Обь – с. Фоминское; 7 - р. Полуй – ГМС Полуй; 8 - р. Пяку-Пур – с. Тарко-Сале; 9 - р. Северная-Сосьва – с. Сосьва; 10 - р. Северная Сосьва – пгт Ирим; 11 - р. Иртыш – г. Тобольск; 12 – р. Иртыш – г. Омск; 13 - р. Бия – г. Бийск; 14 - р. Катунь – с. Сростки.

Результаты и их обсуждение

Анализ временных рядов данных наблюдений за стоком на отобранных створах позволил сделать ряд выводов.

В целом, для стока р. Обь по всей длине водотока характерны синхронные колебания и совпадение пиков маловодных и многоводных лет (с. Фоминское, г. Барнаул, Новосибирская ГЭС, г. Колпашево, с. Белогорье, г. Салехард). Для створа р. Обь – г. Колпашево, несмотря на наличие тех же фаз, наблюдаются две тенденции: увеличение водности до 1961 года и заметный спад с 1973. В промежутке наблюдается две фазы: уменьшение стока до минимума 1973 года, совпадающего с минимумами на других постах, и дальнейшее увеличение. Одной из возможных причин является сокращение стока крупных притоков Оби – р. Томь и р. Чулым выше поста в г. Колпашево

Синхронные колебания характерны для реки Катунь и реки Бия, а также верхней Оби. С 1999 года для реки Бия характерна маловодная фаза в отличие от Катуни и Оби. Такой характер колебаний связывается с факторами формирования стока. Ввиду высокой зависимости от количества осадков и малой значимости грунтового стока сток реки Бия подвержен большим колебаниям (C_v=0,2). Сток нижней Оби и р. Северная Сосьва имеет также синхронные колебания. Для р. Полуй характерна затянувшаяся маловодная фаза с 1987 по 2001 год. Для других рек она закончилась в 1990 году.

Выявлена неоднородность средних значений стока и дисперсий в ряде г. Омск – р. Обь, неоднородность средних - г. Колпашево – р. Обь, неоднородность дисперсий - г. Барнаул – р. Обь, г. Бийск – р. Бия и с. Сростки – р. Катунь. Для выборки г. Колпашево – р. Обь неоднородность исследовалась в [12] и было установлено, что она является следствием изменений стока крупных притоков р. Чулым и р. Томь, то есть обусловлена естественными причинами и не связана с воздействием Новосибирского водохранилища. Остальные ряды, для которых была выявлена неоднородность, находятся в лесостепной зоне, где изменчивость стока выше, а естественная зарегулированность ниже, чем в лесной зоне.

Нарушение однородности сезонного стока выявлено для створа г. Омск – р. Иртыш во все сезоны, г. Салехард – р. Обь – в зимний период (по критерию Стьюдента), на реке Северная Сосьва – в летне-осенний период (критерий Фишера), на створе г. Барнаул – р. Обь – в зимний период (критерий Стьюдента) и весенний (критерий Фишера). Таким образом, не выявлено однозначных тенденций в нарушении однородности рядов наблюдений по сезонам.

Для современного периода потепления (с 1979 года) положительные тренды стока реки Оби и её притоков не являются значимыми. Сезонные тренды, носящие положительный характер, значимы только для постов в лесостепной зоне (г. Омск, г. Барнаул), но в разные периоды.

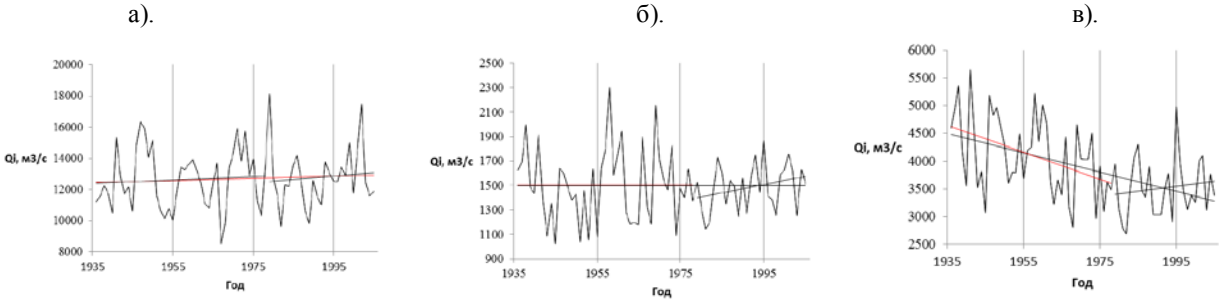


Рисунок 2 – хронологические графики среднегодовых расходов реки Обь на створах: а). р. Обь – г. Салехард; б). р. Обь – г. Барнаул; в). р. Обь – г. Колпашево.

Данные наблюдений за среднегодовыми температурами и осадками на исследуемом водосборе свидетельствуют о том, что в многолетнем ряду значимые тенденции не могут быть достоверно установлены. Такая же ситуация характерна для стока реки Оби и её притоков.

Что касается климатических изменений, то в настоящее время, наибольшее изменение среднегодовых температур воздуха наблюдается в континентальных районах на водосборах Верхней и Средней Оби. Относительные изменения годовых сумм осадков для данного района несколько выше этого показателя в низовьях Оби и колеблются от 0,4 до 0,8% в год. Это объясняет тот факт, что формирующийся здесь речной сток претерпевает также несколько большие изменения в положительную сторону, чем в нижнем течении (порядка 0,4%/год ниже створа р. Обь - г. Барнаул). Согласно различным климатическим моделям и сценариям изменение среднегодового стока реки Оби до 2050 года может составить от 1 до 10% (ECHAM4/OPYC3, HadCM3 и др.) [13].

Заключение

Сравнительный анализ характеристик годового стока Оби за два периода - 1936-1978 и 1979-2005 годы, - с помощью различных методов не позволил установить однонаправленных изменений по всему бассейну р. Обь. Статистически значимые тренды отмечены только для стока в лесостепной зоне. Это может быть объяснено тем, что в настоящее время, наибольшее изменение среднегодовых температур воздуха наблюдается в континентальных районах на водосборах Верхней и Средней Оби, а также относительные изменения годовых сумм осадков для данного района выше этого показателя в низовьях Оби и колеблются от 0,4 до 0,8% в год. Это объясняет факт большего увеличения формирующегося здесь речного стока, чем в нижнем течении (порядка 0,4%/год ниже створа р. Обь - г. Барнаул).

В связи с тем, что р. Обь является крупным транзитным водотоком, увеличение стока, происходящее в верхнем течении, не оказывает значительного влияния на годовой сток реки.

Выявленные тенденции изменения температур и количества осадков в бассейне реки Обь не являются значимыми. В связи с тем, что в данном регионе возможны изменения в макроциркуляционных процессах, нельзя однозначно утверждать, что в будущем произойдет увеличение стока в Обском бассейне.

Планирование водохозяйственной деятельности должно основываться на прогнозировании фаз водности, влияющих на различные отрасли, такие как рыбопромысловую деятельность, на коммунально-бытовую сферу, нефтегазовую отрасль и судоходство.

Для развития прогнозирования количества и качества водных ресурсов необходимо развитие сети мониторинга, который включает в себя дополнительное развитие гидрологической сети наблюдений.

Литература:

1. Брызгало В.А., Иванов В.В., Замятин В.Ю., Макеев В.М. Чрезвычайные экологические ситуации в районах Российского Севера (учебное пособие). СПб.: Изд-во ГПА. – 2004. – 82 с.
2. Никаноров А. М., Иванов В. В., Брызгало В. А. Реки Российской Арктики в современных условиях антропогенного воздействия. – Ростов-на-Дону: Изд-во «НОК», - 2007. - 280 с.
3. Болгов М.В. О приоритетных наравлениях научных исследований для реализации водной стратегии Российской Федерации на период до 2020 года // Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов: Материалы Третьей всероссийской конференции с международным участием. Барнаул, 24-28 августа 2010 г. - Барнаул: Изд-во АРТ, 2010. С. 631-633
4. Бэйтс Б.К., Кундцевич З.В., С. У, Палютикоф Ж. П. (ред.), Изменение климата и водные ресурсы. Технический документ Межправительственной группы экспертов по изменению климата, Секретариат МГЭИК, Женева, - 2008.
5. Малик Л. К. Факторы риска повреждения гидротехнических сооружений. Проблемы безопасности / Л. К. Малик ; отв. ред. Н. И. Коронкевич ; Рос. акад. наук, Ин-т географии. М.: Наука, 2005.
6. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Техническое резюме. М., - 2008.
7. Исследования чувствительности стока крупных рек Арктического бассейна к изменениям климата : отчет о НИР (заключит.)/ [Электронный ресурс]// Институт водных проблем РАН. - отв. исполн. Гельфан А.Н. – Москва, 2012. – 103 с. URL: http://www.pik-potsdam.de/~valen/swim_manual/Lena-report_end.pdf (дата обращения: 28.01.2015.)
8. Водные ресурсы России и их использование/ Под ред. проф. И.А. Шикломанова. - СПб.: Государственный гидрологический институт, - 2008. – 600с.
9. Хон В.Ч., Мохов И.И. Гидрологический режим бассейнов крупнейших рек Северной Евразии в XX-XXI вв. // Вод. ресурсы. - 2012. - Т. 39, № 1. - С. 3-12.
10. A Regional, Electronic, Hydrographic Data Network For the Arctic Region [База данных]./Режим доступа: http://www.r-arcticnet.sr.unh.edu/ Дата обращения: (20.11.14)
11. «Аисори – удаленный доступ к ЯОД-архивам» [Электронный ресурс] // ВНИИГМИ-МЦД Доступ к данным: http://aisori.meteo.ru/ClimateR (Дата обращения: 20.02.2015).
12. Методические рекомендации по оценке однородности гидрологических характеристик и определение их расчётных значений по неоднородным данным. – Санкт-Петербург, 2010. – 162 с.
13. ACIA (Arctic Climate Impact Assessment), 2005: Impacts of a Warming Arctic. Scientific Report. Cambridge University Press, Cambridge, 1042 pp.

СЕКЦИЯ 2

Климатическое
и метеорологическое моделирование

SESSION 2

Climate and Weather Modeling

THE SCENARIOS OF LONG-TERM CLIMATE CHANGE IN THE GEOGRAPHIC AREA OF THE AMU DARYA RIVER BASIN ON PROJECTIVE DATA CMIP5

[1]Arushanov M.L., [2]Gafurov Z.

[1]Research Hydrometeorological Institute, Tashkent, Uzbekistan
[2]International Water Management Institute, Tashkent, Uzbekistan
E-mail: mikl-arushanov@rambler.ru

We study the problem of long-term climate change in the basin Amudarya up to 2100 year based on the analysis of the dynamics of the entropy production of the climate system, and based on the predictions of climate change within the framework of the project CMIP5 INMCM4.0 using climate models. The main feature of the dynamics of the surface on the climate model INMCM4.0 air temperature - the presence of a positive trend, ie the steady increase in temperature on the time period 2006-2099 years, amounting to 2100 ≈5°C. This estimate of temperature rise for a given geographical area is disastrous, especially with respect to water degradation.

The entropy model of the climate system, indirectly characterizing the temperature dynamics in the time period 2006-2099 years, gives the opposite result, ie, gradual temperature drop with short stationary states. As used in the present work climate model, mainly focused on the consideration of the effect of anthropogenic factors on the changes in temperature and external (astronomical) factors, in practice, are not included, the result of the numerical model should only be considered as a contribution of anthropogenic factors in the dynamics of the temperature, ceteris paribus. On the other hand, in calculating the entropy production is not anthropogenic component has been accounted for, but only a natural part of its dynamics, ceteris paribus. Thus, the two components, defining the long-term dynamics of temperature on the time period of 2006 -2099 years, have different signs, which greatly understates the real increase in temperature with respect to the numerical model. Moreover, there is reason to believe, taking into account the work H. I. Abdusamatov that the natural component, aimed at reducing the global temperature at a given time period, exceed the anthropogenic contribution.

The results can be integrated into the strategy of long-term planning of agriculture in Central Asia.

СЦЕНАРИИ ДОЛГОВРЕМЕННЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ БАССЕЙНА РЕКИ АМУДАРЬИ ПО ПРОЕКТИВНЫМ ДАННЫМ CMIP5

[1]Арушанов М.Л., [2]Гафуров З.

[1]Научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Ташкент, Узбекистан
[2]International Water Management Institute, Tashkent, Uzbekistan
E-mail: mikl-arushanov@rambler.ru

Введение

В современных условиях развития экономики, как базиса развития общего прогресса, на первый план выдвигается решение задачи прогноза изменений климата. Согласно оценкам межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК), в последние десятилетия значительный вклад в эти изменения вносит антропогенное воздействие [7,15,16]. Вопрос о преобладающей составляющей – естественной или антропогенной в причине наблюдаемого глобального потепления остается открытым, разделивший ученых на два лагеря [12,13,15]. Однако имеются существенные физические предпосылки, указывающие на превалирующую составляющую естественной природы.

Математически климат определяется как статистический ансамбль состояний, принимаемый климатической системой за достаточно большой интервал времени [13]. В общем случае под ансамблем понимается не только множество состояний, но и некоторая вероятностная мера, заданная на этом множестве и определяющая вероятность того, что система может находиться на некотором подмножестве данного множества. В работе [13] климатическая система рассматривается в фазовом пространстве, т.е. «климат – это распределение вероятностей на фазовом пространстве климатической системы». Таким образом, определение климата основано на вероятностной мере, не включающей физического содержания и, тем самым, несущее в себе некоторую неопределенность. Действительно, выше цитированное определение климата включает выражение «… за достаточно большой интервал времени», который уточняется в виде рекомендации ВМО, составляющий, как минимум, 30-летний период осреднения. В работах [3,18] эта неопределенность на основании энтропийного подхода исключается путем введения объективного (количественного) критерия изменчивости климата, формализующего понятие «климат».

Проблемы воспроизведения и прогноза изменений климата, в отличие от классических проблем физики, имеют свою особенность: они не допускают прямого физического эксперимента. Более того, в силу специфических характеристик климатической системы (например, атмосфера и океан – это тонкие плёнки), лабораторные эксперименты представляются также весьма проблематичными. Для детального изучения реальной климатической системы имеется лишь ограниченный набор параметров траектории системы протяжённостью в несколько десятков лет, в течение которых проводились достаточно полные натурные измерения. Поэтому единственный способ изучения причин изменчивости климата и его прогнозирования состоит в математическом моделировании на основании уравнений гидротермодинамики и их решения численными методами.

В начале 2000-х годов был заявлен международный проект CMIP3 по воспроизведению современного климата и прогнозу его изменений с помощью совместных моделей атмосферы и океана. В 2004–2005 гг. проводились эксперименты по сценариям, предложенным МГЭИК [8,15]. Всего в проекте принимали участие 23 совместные модели, созданные в разных странах и имеющие различные параметры. Результаты, полученные с помощью этих моделей, положены в основу прогноза изменений климата в XXI в. в 4-м оценочном докладе МГЭИК [15], получившем большой общественный резонанс. Расчёты современного климата и его изменений в XX в., а также вероятных изменений климата в XXI–XXII вв. с помощью версии модели INMCM3.0 представлены в статье [7].

В настоящее время разработана версия модели INMCM4 [7], включенная в программуCMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project), по результатам которой подготовлен 5-й отчёт МГЭИК [16]. Интегрированная модель CMIP5 использована в данной работе применительно к бассейну реки Амударьи.

Поскольку проблема понятия «климат» весьма актуальна, равно как и проблема причин изменчивости климата, следуя [3,18], остановимся на вопросе формализации понятия «климат» подробнее.

Количественная характеристика климата

Климатические изменения необходимо рассматривать как результат функционирования открытой термодинамической системы [6], элементы которой обмениваются веществом, энергией и импульсом. Свойства открытых систем описываются наиболее просто вблизи состояния термодинамического равновесия. Если отклонения от термодинамического равновесия не велико, то неравновесное состояние можно охарактеризовать теми же параметрами, что и равновесное, но не с постоянными для всей системы значениями, а зависящие от времени [5]. Степень неупорядоченности такой открытой системы, как и системы в равновесном состоянии, характеризуется энтропией. Термодинамические силы (отклонения термодинамических параметров от их равновесных значений) вызывают в системе потоки энтропии и вещества, что приводит к росту энтропии системы – производству энтропии. В замкнутой изолированной системе, согласно второму закону термодинамики, энтропия возрастает, стремясь к своему максимальному значению, а производство энтропии к нулю. В открытой системе, возможны стационарные состояния с постоянной энтропией при постоянном производстве энтропии. И. Пригожиным доказана теорема [5] согласно которой при стационарных состояниях в открытой системе производство энтропии минимально. Данная теорема является прямым указанием на возможность строгой формализации понятия «климат». Действительно, средние погодные условия в течение определенных периодов на планете, характеризуемые согласно классическому определению [11] как климат этого периода, можно рассматривать как стационарное состояние открытой системы. Тогда на основе теоремы И. Пригожина на этом временном интервале производство энтропии будет минимально. Таким образом, «скачки» значений производства энтропии между незначительными ее изменениями на интервале определенной длительности являются индикаторами, характеризующие состояние климатической системы на данном отрезке времени. Такие «скачки» в силу определенной инерционности климатической системы не могут быть подобны поведению δ-функции Дирака, а достигают своего экстремума в течение определенного интервала времени. Эти интервалы определяют некоторый переходной климатический период.

В работе [8] было показано, что мерой в климатообразующей открытой системе планет со своими атмосферами с мощными диссипативными процессами, включающие громадные потоки вещества и энергии является приток отрицательной энтропии (негэнтропии) приходящей солнечной и уходящей тепловой радиации планеты. Уравнение энергетического баланса планеты

$$B = F_8 - F_T = S_0 \pi R^2 (1 - A) - 4\pi R^2 \sigma_B T_e^4 \quad (1)$$

включает поглощенный от Солнца поток радиации F_8 и излученный поток тепловой радиации F_T (поток тепла из недр Земли пренебрежительно мал по сравнению с указанными потоками). В (1) S_o – солнечная постоянная, связанная со светимостью Солнца L_8 соотношением $L_8 = S_o \cdot 4 \cdot l^2$ (l – расстояние Земли от Солнца), R – радиус Земли, A – интегральное сферическое альбедо, T_e – эффективная температура Земли, σ_B – постоянная Стефана-Больцмана. Средний за год баланс энергии близок к нулю, то есть планета в единицу времени теряет столько же энергии, сколько получает

$$V\frac{d\overline{E}}{dt} = B \cong 0 \quad (2)$$

где $\overline{E}$ - средняя энергия единицы объема, V – объем атмосферы и активного слоя вблизи поверхности Земли, на который воздействует солнечная радиация.

Уравнение (1) не содержит меры неравновесных процессов. В термодинамике необратимых процессов их мерой служит рост энтропии. Когда состояние планеты близко к квазистационарным условиям рост энтропии S

$$\frac{dS}{dt} = \frac{1}{T}\frac{dU}{dt} + \frac{P}{TV}\frac{dV}{dt} - \sum_k \frac{\mu_k}{T}\frac{\partial n_k}{dt}, \quad (3)$$

где U – внутренняя энергия системы, V – объем системы, μ_k, n_k – химический потенциал и концентрации k-го компонента, достаточно мал, то есть на планете в течение длительного времени средние климатические условия сохраняются устойчивыми. Эти квазистационарные условия, выдерживающиеся на соответствующем периоде времени и следует считать климатом данного периода. Спрашивается: «каким образом при наличии мощных диссипативных необратимых процессов на Земле энтропия открытой системы в течение длительных периодов практически не меняется?». Для ответа на этот вопрос заметим следующее. В приращении энтропии dS необходимо различать два члена [14]: первый d_eS описывает перенос энтропии через границы системы, второй d_iS означает энтропию, произведенную в системе как меру функционирования диссипативных процессов (рис.1). В силу аддитивности энтропии, имеем

$$dS = d_eS + d_iS,\ d_iS \geq 0. \quad (4)$$

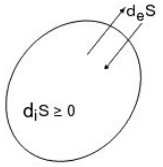


Рис. 1. Открытая система, в которой d_iS означает производство энтропии, а d_eS – обмен энтропией между системой и внешней средой.

Перенос энтропии через границы системы генерируется потоком F_8, испущенным с поверхности Солнца $4\pi R_8^2$ (R_8 - радиус Солнца), который распределяется у Земли на сферу $4\pi l^2$

$$f_8 = \sigma_B T_8 \left(\frac{R_8}{l}\right)^2 \quad (5)$$

Радиация, испускаемая с единицы площади поверхности Земли с температурой T_e в полупространство, несет поток энергии

$$f_T = \sigma_B T_e^4. \quad (6)$$

Принимая в первом приближении Солнце и Землю абсолютно черными телами, получено [8], что приток радиационной энтропии на планету равен

$$d_eS \cong \Delta S_e = \frac{4\pi R^2}{3}\left[\frac{f_8(1-A)}{T_8} - \frac{f_T}{T_e}\right], \quad (7)$$

где T_8 – температура солнечной радиации, определяемая из уравнения (5), T_e – равновесная температура Земли, определяемая из (1) и (6).

На основании наблюденных данных [19] $F_8 \approx F_T$ выражение (7) можно записать в виде

$$\Delta S_e \approx \frac{4}{3}F_8\left[\frac{1}{T_8} - \frac{1}{T_e}\right]. \quad (7a)$$

Ответ на поставленный выше вопрос заключен в неравенстве $T_e < T_8$, то есть приток энтропии на Землю, как следует из (7а), отрицателен. Таким образом, рост энтропии d_iS уравновешивается притоком отрицательной $\Delta(-S_e)$ энтропии (негэнтропии), возникающей за счет различия энтропий поглощенной солнечной и излученной тепловой радиации.

В атмосфере Земли, где распространяется поток солнечной радиации f_8 и тепловой радиации f_T, радиация теряет в единице объема

$$\Delta S_r = \frac{4}{3}\left(-\nabla\frac{f_{\square}}{T_{\square}} - \nabla\frac{f_T}{T}\right), \quad (8)$$

а вещество получает

$$\Delta S_m = \frac{1}{T}\left(-\nabla f_8 - \nabla f_T\right), \quad (9)$$

где $\nabla = \vec{i}\frac{\partial}{\partial x} + \vec{j}\frac{\partial}{\partial y} + \vec{k}\frac{\partial}{\partial z}$ – оператор Гамильтона.

С учетом (4), (8), (9) производство энтропии Δ(S) в единице объема атмосферы Земли запишется в виде

$$\sigma(S) = \Delta S_m - \Delta S_r = -\frac{1}{T}\left(\nabla f_8 + \nabla f_T\right) + \frac{4}{3}\left(\frac{\nabla f_8}{T_8} + \frac{\nabla f_T}{T}\right). \quad (10)$$

При стационарных состояниях: $-\nabla f_8 = \nabla f_T$, тогда

$$\sigma(S) = \frac{4}{3}\left(-\nabla f_8\right)\left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_8}\right). \quad (10a)$$

На основании выше изложенного можно дать строгое физическое определение климата [3,18]: Климат – это открытая периодически меняющаяся термодинамическая система, сохраняющая состояние стационарности или близкое к нему, на определенных интервалах времени.

Для проведения численного эксперимента рассматривался слой атмосферы до высоты 20 км. Производство энтропии рассчитывалось как интеграл по слою от (10):

$$\sigma(S) = \int_0^Z \left[-\frac{1}{T}\left(divf_8 + divf_T\right) + \frac{4}{3}\left(\frac{divf_8}{T_8} + \frac{divf_T}{T}\right)\right] dz. \quad (11)$$

Результаты численного эксперимента по расчету динамики производства энтропии климатической системы планеты приведены на рис. 2. Как видно из рисунка, в течение последних 309 лет в климатической системе планеты наблюдаются четыре переходных периода различной продолжительности. Отличительная особенность первой половины периода (около 150 лет) состоит в том, что стационарные состояния более продолжительны, чем переходные. И наоборот, последнее 150-летие характеризуются длительными переходными периодами и непродолжительными стационарными состояниями.

Приведенные на рис. 2 продолжительности стационарных состояний, хорошо согласуются с принятой классификацией динамики климата на периоде времени 1700-2010 годы.. Так, продолжительные стационарные состояния климатической системы между 1700 и 1850 годами с незначительными по времени переходными периодами хорошо согласуются с так называемым «малым ледниковым периодом» [12]. Современное состояние климатической системы (рис. 2) находится в стадии переходного периода после ее последнего стационарного состояния между 1940 и 1980 годами.

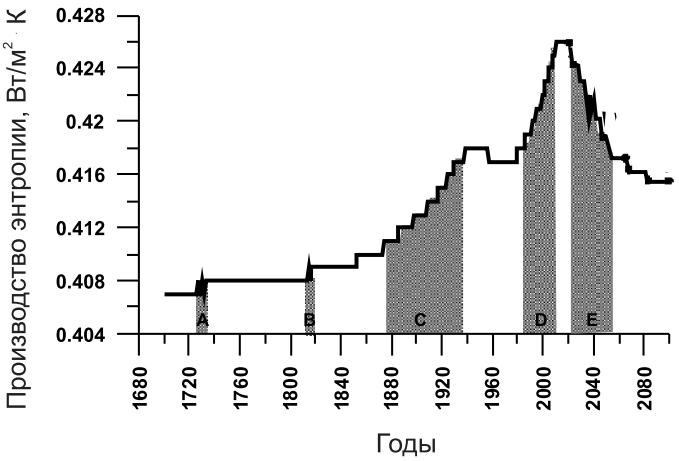


Рис. 2. Динамика производства энтропии, как объективный показатель изменчивости климатической системы. Примечание: A, B, C, D, E – переходные периоды, между стационарными состояниями климатической системы; –●–● – прогноз динамики производства энтропии на периоде 2010 – 2100 годы

Применяя подход [10] для расчета солнечной радиации для безоблачной атмосферы на основе астрономических эфемерид DE406 с учетом вековых возмущений астрономических элементов (долгота перигелия, эксцентриситет, наклон оси вращения Земли) получена выборка солнечной радиации за период 2010 – 2100 годы, которая использовалась для расчета прогноза производства энтропии на этом периоде (рис. 2). В результате выполненных расчетов на основании (10) оказалось, что 2010 -2020 годы – годы стационарного состояния климатической системы с максимальным производством энтропии относительно других предшествующих периодов. Далее, производство энтропии климатической системы начинает уменьшаться вплоть до 2100 года с непродолжительными стационарными состояниями.

Долговременная динамика климата в бассейне реки Амударьи по проективным данным CMIP5

Центральная Азия является одним из наиболее чувствительных регионов на наблюдаемые климатические изменения, связанные с глобальным потеплением и усыханием Аральского моря. Как следствие, стратегически важные для средней Азии ледники, представляющие главный источник поверхностных вод речного стока и практически все ресурсы чистой воды в регионе, деградируют и вовсе исчезают. Отмечается уменьшение количества осадков, а выпавшие на равнине осадки расходуются на испарение, и лишь очень небольшая их часть идет на пополнение подземных вод [9].

Амударья – самая крупная трансграничная река в Центральной Азии с площадью водосбора около $3x10^5$ км^2 и длиной 2540 км, является основным источником орошения. Под действием глобальных климатических изменений возрастают риски нарушения устойчивости жизнедеятельности, устойчивого использования природных ресурсов – основ долгосрочного развития данного региона. Для обеспечения устойчивого социально-экономического развития и устойчивого развития ключевых экосистем необходима информация о долговременной динамике климатической системы в целом и применительно к бассейну реки Амударьи, в частности (рис. 3).

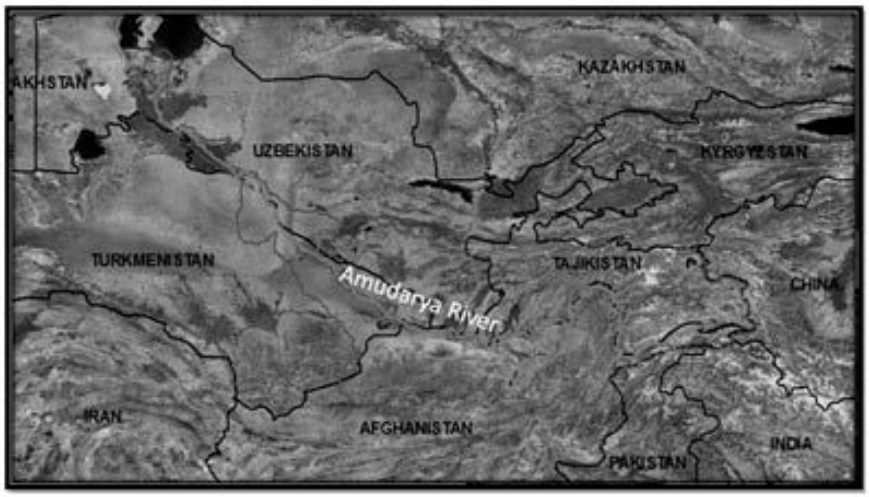


Рис. 3. Область исследований.

Данные и используемая методика. В качестве базовой методологии принята методика, в основе которой лежит дайнсекейлинг регионального климата (CORDEX – Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment) применительно к бассейну реки Амударьи. Согласно этой методики [15] численное решение прогностической системы дифференциальных гидротермодинамических уравнений осуществляется по согласованным сеточным областям высокого пространственного разрешения с шагом 30-50 км. Применительно к бассейну реки Амударьи используемая в данной работе сеточная область показана на рис. 4. Кроме того, на рис.4 приведена сеть метеорологических станций, данные с которых использовались для оценки и коррекции результатов прогностической климатической модели.

В качестве входных данных в соответствии с требованиями модели использовались многолетние данные о температуре, скорости ветра и осадков по территории, представленной на рис. 4. По многолетним данным были рассчитаны климатические значения вышеуказанных метеорологических величин. Оценка и коррекция климатических прогнозов в области бассейна реки Амударьи производилась путем сравнения модельных результатов с результатами объективного анализа метеорологических величин, выполненного по данным метеорологических станций (66 метеостанций) в этой области. Объективный анализ выполнялся с помощью оптимальной интерполяции [4]:

$$f_k = \sum_{i=1}^{n} p_i f_i, \quad (12)$$

где f_k – искомое значение метеовеличины в k-ом узле регулярной сетки, f_i – значения метеовеличин (i=1,2,…, n), с метеостанций, ближайших к k-му узлу сетки, p_i – весовые коэффициенты, определяемые из системы алгебраических уравнений:

$$\sum_{j=1}^{n} \mu_{ij} p_j, = \mu_{ki}, \ (i=1,2,\ldots,n), \quad (13)$$

В (13) пространственная корреляционная функция интерполируемой метеовеличины.

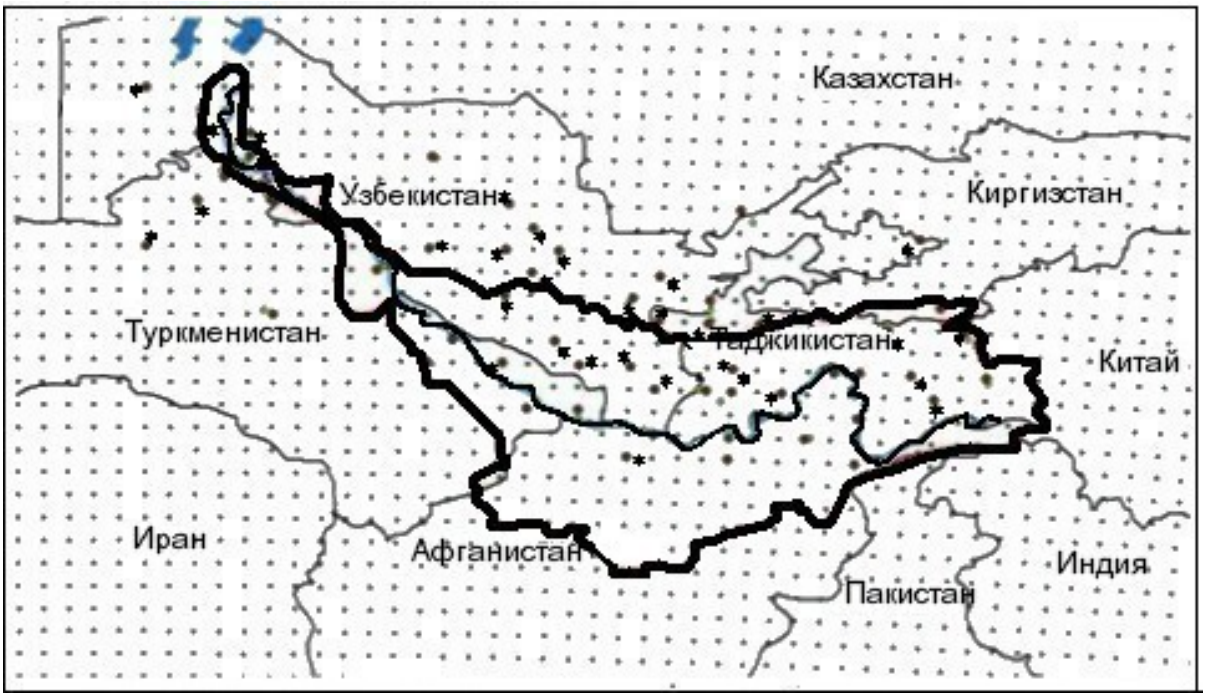


Рис.4. Регулярная сетка, по которой выполнялись модельные расчеты и используемые метеостанции для коррекции модельных результатов.
Услов. обозначения:
— административные границы; ▬ бассейн р. Амударьи; ∿ р. Амударья; * ближайшие к узлам сетки метеостанции; • узлы регулярной сетки; ∗ метеостанции.

Коррекция прогнозов по климатической модели выполнялась с учетом расхождений, полученных в результате интерполяционной процедуры в узлы регулярной сетки по ближайшим к ним метеорологическим станциям и модельных результатов по формулам:

$$\overline{\Delta}_m = \frac{1}{L}\frac{1}{N}\sum_{k=1}^{L}\sum_{i=1}^{N}\left(f_{mi}^{mod} - f_{mi}^{int}\right)_k, (14)$$

$$f_m^{/} = f_m^{mod} + \overline{\Delta}_m, \ (15)$$

где f_{mi}^{mod} - модельное значение величины f в m-ом месяце i-го года (i=1, 2,…,10, т.е. с 2006 по 2015 годы) в k-ом узле, f_{mi}^{int} - аналогичное интерполированное значение, $f_m^{/}$ - скорректированное модельное значение.

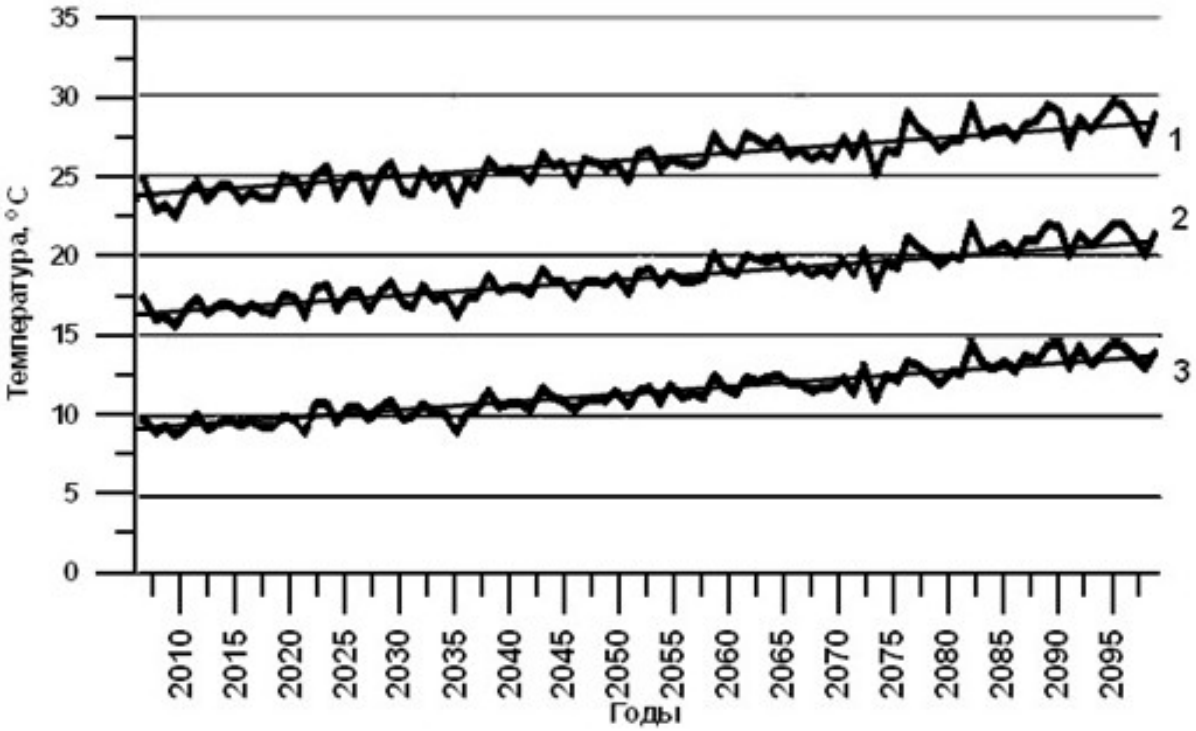


Рис. 5. Прогноз динамики климатической температуры до 2100 года.
Примечание: 1 – максимальная температура; 3 – минимальная температура; 2 – средняя годовая температура; линейный тренд.

Полученные результаты. На рис. 5 показана динамика приземной температуры воздуха в бассейне реки Амударьи, рассчитанной по климатической модели на периоде времени с 2006 по 2099 годы. Основная особенность временного распределения температуры – наличие положительного тренда, т.е. неуклонного роста температуры на данном периоде, составляющий к 2100 году $\Delta_t \approx 5^oC$. Такая оценка роста температуры для данной географической области является катастрофической, прежде всего, с точки зрения деградации водных ресурсов. Поскольку используемая в данной работе климатическая модель, главным образом, ориентирована на учет влияния антропогенных факторов на изменения температуры, а внешние (астрономические) факторы учтены в значительно меньшей степени, то данный результат следует рассматривать лишь как вклад антропогенных факторов в динамику температуры при прочих равных условиях. Если же обратиться к рис. 2, то характер динамики производства энтропии, косвенно характеризующий динамику температуры на периоде времени 2006-2099 годы, прямо противоположный рис. 5. Как следует из (10) при вычислении производства энтропии не была учтена антропогенная составляющая, а только естественная составляющая в ее динамике при прочих равных условиях. Таким образом, две составляющие, определяющие долговременную динамику температуры на периоде времени 2006 -2099 годы имеют различные знаки, что в значительной степени занижает рост температуры, даваемый численной моделью. Более того, есть основания считать [1,2,17], что естественная составляющая, направленная на уменьшение глобальной температуры на данном периоде времени, превзойдет по абсолютной величине рост антропогенной составляющей (согласно рис. 2 значительное уменьшение производства энтропии).

В заключении можно отметить, что полученные здесь результаты могут быть учтены в стратегии долговременного планирования сельского хозяйства стран Центральной Азии.

Литература:

1. Абдусаматов Х. И. О долговременных скоординированных вариациях активности, радиуса, светимости Солнца и климата //Тр. междунар. конф. "Солнечная активность и космические лучи после смены знака полярного магнитного поля Солнца. 2002. С. 13-18.
2. Абдусаматов Х. И. Солнце определяет климат // Наука и жизнь. 2009. N1. С. 34-40.
3. Арушанов М. Л. Климатический спектр планеты Земля. – Ташкент: НИГМИ, 2010. – 160с.
4. Гандин Л. С. Объективный анализ метеорологических полей. – Л.: Гидрометеоиздат. – 1963. – 207с.
5. Гленсдорф П., Пригожин И. Термодинамическая теория структуры, устойчивости и флуктуаций. – М.: Мир, 1973. – 280с.

6. Де Гроот С., Мазур П. Неравновесная термодинамика. – Мир, 1964. – 456с.
7. Дымников В.П., Лыкосов В.Н., Володин Е.М. Моделирование климата и его изменений: современные проблемы // Вестник РАН, том 82, № 3. 2012. – С. 227–236.
8. Изаков М. Н. О возможности измерения со спутников притока радиационной негэнтропии на землю для экологических исследований // Исследование Земли из космоса, 1991. N4. – С. 3-15.
9. Кабылбеков У. К. Ледники источник влаги, здоровья, энергии и стабильности в Центрально-Азиатском регионе. – Бишкек : Доклад в ООН. 20014. - 56с.
10. Костин А. А., Федоров В. М. Расчет приходящей на верхнюю границу атмосферы солнечной радиации на основе астрономических эфемерид DE406 http://www.solar-climate.com/sc/mtd.htm
11. Монин А. С. Прогноз погоды, как задача физики. – М.: Наука, 1969. – 183с.
12. Монин А. С., Шишков Ю. А. История климата. – Л.: Гидрометеоиздат, 1979. – 407с.
13. Монин А. С., Сонечкин Д. М. Колебания климата. – М. Наука, 2005. – 192с.
14. Пригожин И. От существующего к возникающему. – М.: Наука, 1985. – 327с.
15. Отчет о Достижениях Всемирной Программы Исследования Климата // Женева: Объединенный Штаб Планирования ВПИК. – 2011. – 60с.
16. Пятый отчет МГЭИК http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg3/.
17. Abdussamatov H. I. About the long-term coordinated variations of the activity, radius, total irradiance of the Sun and the Earth's climatic // Proc. IAU Symposium №223 Cambridge: Univ. press. – 2004. – PP. 541-542.
18. Arushanov M. L. Natural causes of climate change of the planet Earth.– Hamburg: Lambert Academic Publishing (LAP). 2012. – 184p.
19. Hartman D. C., Ramanathan V., Berroir A., Hunt G. E. Earth radiation budget data and climate research // Rev. Geophys, 1986. V. 24. N2. – PP. 439-468.

DEVELOPMENT OF LAND COMPONENT IN CLIMATE MODEL OF INM RAS

[1]Bogomolov V., [2,3]Stepanenko V., [3,4]Toropov P., [5]Volodin E., [2,5]Mortikov E.

[1]Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
[2] Research Computing Center, Moscow State University, Moscow, Russia
[3] Faculty of Geography, Moscow State University, Moscow, Russia
[4] Institute of Geography RAS, Moscow, Russia
[5] Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia
E-mail: verminrus@mail.ru

Land surface schemes (LSS or terrestrial models) are a crucial component of both Numerical Weather Prediction (NWP) and Climate Modelling. Permafrost regions pose specific challenges for LSSs. Permafrost itself is a crucial feature that can be simulated well only when in-soil phase transitions together with snowpack are realistically represented. The complexity of the problem is demonstrated by the huge range of simulated present-day permafrost coverage by CMIP5 models (4-25*10^6 km^2, Slater and Lawrence, 2013). Note, that LSS from INMCM4 model is characterized by the largest number of computational layers in soil (23) among the CMIP5 models, enabling the detailed reproduction of the vertical heat transfer, freezing and melting (Volodin and Lykossov, 1998a,b). The permafrost state in INMCM4 is sensitive to small-scale features at the land-atmosphere interface like moss layer (Machul'skaya and Lykosov, 2009). Therefore, one can foresee a potential for improvement of permafrost simulation in the model via inclusion new effects at the land-atmosphere interface like special treatment of snow in forests or modify the surface flux schemes to better calculate surface energy fluxes under stable stratification (e.g., Zilitinkevich et al., 2013).

It is important that permafrost landscapes are characterized by specific hydrological regime, demonstrated by abundance of lakes and wetlands. Lakes (mostly underlain by permafrost) and wetlands occupy a significant portion of Western Siberia territory. They not only modify the thermodynamic interaction between land and the atmosphere but also serve as significant sources of greenhouse gasses (Tranvik et al., 2009), however studying greenhouse gasses' emissions is not a focus of this study.

Lakes haven't been recognized as significant "actors" in the climate system, as they cover less than 4% of the land surface. However, regional thermodynamic and dynamic effects of lakes on weather and climate are important for most of Canada, Finland, Western Siberia and other regions (Dutra et al., 2010; Martynov et al., 2012; Eerola et al., 2014). This motivated inclusion of thermodynamic lake models into many NWP and climate models (Martynov et al.,2012; Dutra et al., 2010; Mironov et al., 2010; Subin et al., 2012; Rontu et al., 2012).

Few attempts have been made to develop lake models, incorporating not only thermodynamics and turbulence, but also biogeochemistry in order to simulate CH4 and CO2 in natural water bodies (Stepanenko et al., 2011; Kessler et al., 2012; Tan et al., 2015; Stepanenko et al., 2016).

The project team includes the developers of the INMCM4 land surface scheme and a sophisticated lake model (TLPM model, see details in the Appendix). The multilayer soil model, snow scheme, and lake model are among the most detailed models available so far in the community for respective natural systems.

References:

1. Slater, A.G. & Lawrence, D.M., 2013. Diagnosing Present and Future Permafrost from Climate Models. Journal of Climate, 26(15), pp.5608–5623.
2. Dirmeyer, P.A., Peters-Lidard, C. & Balsamo, G., 2015. Land-atmosphere interactions and the water cycle. In Seamless prediction of the earth system: from minutes to months. pp. 145–154.
3. Volodin E.M., Lykossov V.N., 1998. Parameterization of heat and moisture processes in soil-vegetation system. 1. Description and calculations using local observational data. Izvestia, atmospheric and oceanic physics, V.34, N4, p.453-465.
4. Machul'skaya, E.E. & Lykosov, V.N., 2009. Mathematical modeling of the atmosphere-cryolitic zone interaction. Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics, 45(6), pp.687–703. Available at: http://link.springer.com/10.1134/S0001433809060024.
5. Zilitinkevich, S.S. et al., 2013. A Hierarchy of Energy- and Flux-Budget (EFB) Turbulence Closure Models for Stably-Stratified Geophysical Flows. Boundary-Layer Meteorology, 146(3), pp.341–373. Available at: http://link.springer.com/10.1007/s10546-012-9768-8.
6. Tranvik, L.J. & others, 2009. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate. Limnol. Oceanogr., 54(6), pp.2298–2314.
7. Dutra, E. et al., 2010. An offline study of the impact of lakes on the performance of the ECMWF surface scheme. Boreal Environment Research, 15, pp.100–112.
8. Martynov, A. et al., 2012. Interactive lakes in the Canadian Regional Climate Model, version 5: the role of lakes in the regional climate of North America. Tellus A, 64. Available at: http://www.tellusa.net/index.php/tellusa/article/view/16226/xml.
9. Eerola, K. et al., 2014. Impact of partly ice-free Lake Ladoga on temperature and cloudiness in an anticyclonic winter situation – a case study using a limited area model. Tellus A, 66. Available at: http://www.tellusa.net/index.php/tellusa/article/view/23929/xml.
10. Mironov, D. et al., 2010. Implementation of the lake parameterisation scheme FLake into the numerical weather prediction model COSMO. Boreal Environment Research, 15(2), pp.218–230.
11. Subin, Z.M. et al., 2012. Boreal lakes moderate seasonal and diurnal temperature variation and perturb atmospheric circulation: analyses in the Community Earth System Model 1 (CESM1). Tellus A, 64. Available at: http://www.tellusa.net/index.php/tellusa/article/view/15639/xml.
12. Rontu, L. et al., 2012. Data assimilation and parametrisation of lakes in HIRLAM. Tellus A, 64. Available at: http://www.tellusa.net/index.php/tellusa/article/view/17611/xml.
13. Stepanenko, V.M. et al., 2011. Numerical modeling of methane emissions from lakes in the permafrost zone. Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics, 47(2), pp.252–264. Available at: http://link.springer.com/10.1134/S0001433811020113.
14. Kessler, M.A., Plug, L.J. & Walter Anthony, K.M., 2012. Simulating the decadal- to millennial-scale dynamics of morphology and sequestered carbon mobilization of two thermokarst lakes in NW Alaska. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences, 117(G2), p.n/a–n/a. Available at: http://doi.wiley.com/10.1029/2011JG001796.
15. Tan, Z., Zhuang, Q. & Walter Anthony, K., 2015. Modeling methane emissions from arctic lakes: Model development and site-level study. Journal of Advances in Modeling Earth Systems, p.n/a–n/a. Available at: http://doi.wiley.com/10.1002/2014MS000344.
16. Stepanenko, V., Mammarella, I., Ojala, A., Miettinen, H., Lykosov, V., and Vesala, T.: LAKE 2.0: a model for temperature, methane, carbon dioxide and oxygen dynamics in lakes, Geosci. Model Dev., 9, 1977-2006, doi:10.5194/gmd-9-1977-2016, 2016.
17. Brown, J., O. J. Ferrians Jr., J. A. Heginbottom, and E. S. Melnikov, Eds., 1997: Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground-Ice Conditions. U.S. Geological Survey in Cooperation with the Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Circum-Pacific Map Series CP-45, scale 1:10,000,000, 1 sheet.
18. Heginbottom, J. A., J. Brown, E. S. Melnikov, and O. J. Ferrians Jr., 1993: Circumarctic map of permafrost and ground ice conditions. Proceedings of the Sixth International Conference on Permafrost, Vol. 2, South China University of Technology Press, 1132–1136.

РАЗВИТИЕ БЛОКА МОДЕЛЕЙ ДЕЯТЕЛЬНОГО СЛОЯ СУШИ В КЛИМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ИВМ РАН

[1]Богомолов В.Ю., [2,3]Степаненко В.М., [3,4]Торопов П.А., [5]Володин Е.М., [2,5]Мортиков Е.В.

[1]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
[2]Научно-исследовательский вычислительный центр МГУ имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия
[3]Географический факультет МГУ имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия
[4]Институт географии РАН, Москва, Россия
[5]Институт вычислительной математики РАН, Москва, Россия
E-mail: verminrus@mail.ru

Для развития блока моделей деятельного слоя суши в климатической модели ИВМ РАН были реализованы основные направления развития. Первое, разработка программного обеспечения схемы деятельного слоя (СДС): создание явного интерфейса для соединения модели как с моделью климата INMCM, так и другими атмосферными моделями (например, SL-AV), с данными реанализа, или локальных данных метеорологических измерений, реализация кода СДС как в однопроцессорном, так и в многопроцессорном режимах, разработка удобного пользовательского интерфейса, а также руководства пользователя.

Второе, для учета теплоёмкости водоемов, турбулентного характера теплообмена в них и их участия в формирования потоков скрытого и явного тепла в атмосферу был разработан блок расчета характеристик водоемов в составе модели земной системы ИВМ РАН включающий параметризации термогидродинамики озера и подробной цифровой карты внутренних водоемов включающей данные по пространственному распределению водоемов, и по их глубинам (http://www.flake.igb-berlin.de/ep-data.shtml).

Третье, развитее модели горных ледникиов как важного типа растительного покрова в климатической системе. Они имеют особое значение для радиации, поверхносной температуры и радиационного баланса в высоких широтах, и в высоких гористых регионах в более низких широтах. Как пример, ледяное покрытие тибетского плато - решающий фактор для летнего теплового тибетского антициклона, важного для индийской динамики муссона. Это диктует развитие численных моделей, представляющих горные ледники в схемах поверхности земли СДС. До сих пор есть немногие СДС, где динамика горных ледников была уже включена. В нашу СДС модели будет включена разрабатываемая модель ледника, не только способной к представлению воздействия ледника на климат, но также и моделированию динамики площади ледника в зависимости от климатических условий.

На данный момент в существующую совместную модель общей циркуляции атмосферы и океана ИВМ РАН (Володин и др., 2010) была интегрирована модель озера LAKE (Степаненко и др., 2011) с обратным взаимодействием.

Для возможности совместной работы моделей INMCM4 и LAKE, в модели LAKE k-epsilon параметризация была заменена параметризацией расчета коэффициента диффузии Хендерсон-Селлерс (Hendersson-Sellers, 1985), так как эксперименты показали схожее с минимальными различиями воспроизведение потоков с поверхности, а также термодинамического режима поверхности водоема для обеих схем турбулентного перемешивания, при существенном различии в шаге по времени ~60 минут для первой и ~10 мин для второй и как следствие в затратах вычислительных ресурсов.

Численные экспериментов с параметризацией Хендерсон-Селлерс показали, что перемешивание в водоеме происходит только для случаев нейтральной и устойчивой стратификации, для случая же неустойчивой стратификации, когда температура на дне озера выше, нежели на поверхности озера перемешивание водоема не происходит. Эта ситуация возможна в озерах с высокой прозрачностью и небольшой глубиной порядка 5 метров, так как приходящая солнечная радиация прогревает дно водоема, вследствие чего нижние слои водоема остаются нагретыми за счет аккумулированного тепла в почве водоема, а верхние слои в свою очередь охладились. Для таких случаев была введена схема перемешивания водоема при условии неустойчивой плотностной

С изменой моделью INMCM были проведены численные эксперименты для глобальных расчетов на исторический период второй половины XX века. Анализировалась разница между значениями температуры поверхности и потоками тепла для старой параметризации водоемов в INMCM и новой параметризацией (LAKE), осредненными за год.

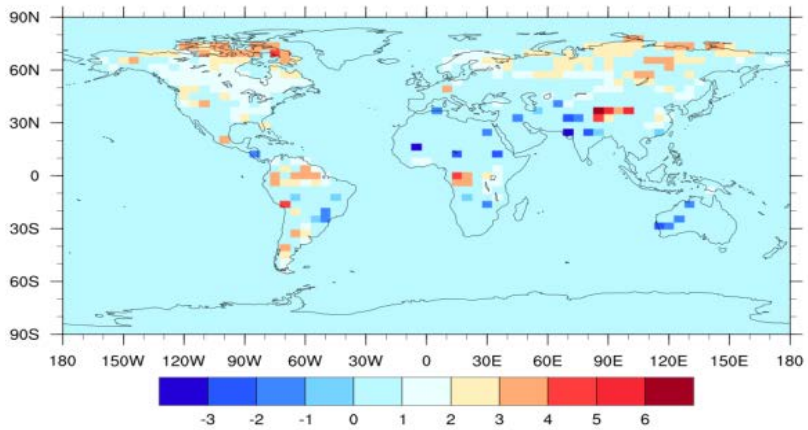


Рис.4. Разница среднегодовых температур поверхности водоемов и поверхности суши в ячейке, 1981

Из данного анализа следует, что существенная разница сохраняется и при осреднении, причиной этому может являться то, что накопление тепла в модели LAKE происходит более интенсивно, нежели в старой параметризации, где у водоема нет собственной дополнительной теплоемкости, а профиль температуры, как и для других типов, рассчитывается с молекулярной теплопроводностью. В реальности же, так же как и в модели LAKE, у воды альбедо и коэффициент шероховатости значительно ниже, чем у большинства типов суши, т. е. больше солнечной радиации накапливается в виде тепла в водоемах. Особенно этот эффект значителен в низких широтах, где суммарная солнечная радиация наиболее велика.

Литература:

1. Mironov D., Ritter B., Schulz J.,Buchhold M., Lange M., Machulskaya E. 2012. Parameterisation of sea and lake ice in numerical weather prediction models of the German Weather Service. Tellus A 2012, 64, 17330, DOI: 10.3402/tellusa.v64i0.17330.
2. H. Kheyrollah Pour, C. Duguay, A. Martynov, L. C. Brown. 2012. Simulation of surface temperature and ice cover of large northern lakes with 1-D models: a comparison with MODIS satellite data and in situ measurements. Tellus A 2012, 64, 17614, DOI: 10.3402/tellusa.v64i0.17614.
3. L. Rontu, K. Eerola, E. Kourzeneva, B. Vehviläinen. 2012. Data assimilation and parametrisation of lakes in HIRLAM. Tellus A 2012, 64, 17611, DOI: 10.3402/tellusa.v64i0.17611.
4. Богомолов В.Ю., Гордов Е.П., Крупчатников В.Н. Моделирование региональных полей метеорологических величин с высоким пространственным шагом. Горный информационно-аналитический бюллетень, 2009, Выпуск Кузбасс-2, с. 50-53. Pr 50, 66.
5. Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В. Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана INMCM 4.0. Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 4. С. 448-466.
6. В.М. Степаненко, Е.Е. Мачульская, М.В. Глаголев, and В.Н. Лыкосов. Моделирование эмиссии метана из озер зоны вечной мерзлоты. Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 47(2):275–288, 2011.
7. IPCC. 2013. Working Group I Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report (AR5), Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, Switzerland.
8. V.M. Stepanenko, A. Martynov, S. Goyette, X. Fang, M. Perroud, and D. Mironov. First steps of a lake model intercomparison project. Boreal Environment Research, 15:191–202, 2010.
9. V.M. Stepanenko, A. Martynov, K.D. Johnk, Z.M. Subin, M. Perroud, X. Fang, F. Beyrich, D. Mironov, and S. Goyette. A one-dimensional model intercomparison study of thermal regime of a shallow, turbid midlatitude lake. Geosci Model Dev, 6:1337–1352, 2013.
10. Stepanenko Victor, Klaus D. Johnk, Machulskaya Ekaterina, Perroud Marjorie, Subin Zack, Nordbo Annika, Mammarella Ivan, and Mironov Dmitri. Simulation of surface energy fluxes and stratification of a small boreal lake by a set of one-dimensional models. Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography, 66, 2014.
11. Kourzeneva, E., Asensio, H., Martin, E. and Faroux, S. 2012. Global gridded dataset of lake coverage and lake depth for use in numerical weather prediction and climate modeling. Tellus A. 64, 15640. DOI: 10.3402/tellusa.v64i0.15640.
12. Wilson M.F., Henderson-Sellers A. A global archive of land cover and soils data for use in general circulation climate models. J. Climatology 1985, V5, N119-143.

DETECTION OF MOISTURE CONTENT OF THE TROPOSPHERE ON GPS MEASUREMENTS IN THE BAIKAL REGION

[1]Dembelov M.G., [1]Bashkuev Yu.B., [2]Loukhnev A.V., [2]Loukhneva O.F., [2]Sankov V.A.

[1]Institute of the physical material sciences SB RAS, Ulan-Ude, Russia
[2]Institute of the Earth's crust SB RAS, Irkutsk, Russia
E-mail: mdembelov@yandex.ru

Continuous GPS measurements on Baikal geodynamic testing ground provide uninterrupted atmospheric data in the form of total Zenith troposphere delay (ZTD) in addition to high-precision geodesy. Nowadays a continuously operating GPS network consisted of 9 permanent observation points was created in the Baikal region. Total zenith troposphere delay is the sum of "dry" or hydrostatic (ZHD) and "wet" (ZWD) component. The hydrostatic delay is well modeled surface barometric measurements in place of the reception. "Wet" delay mainly depends on the amount of atmospheric water vapor content in the troposphere. Data for ZWD can detect the total amount of water vapor (IWV) and the amount of precipitable water (PW) above the point of measurement. Water vapor plays an important role in atmospheric processes; it is the most variable of all the parameters of the troposphere. The distribution of water vapor is closely associated with the distribution of clouds and rainfall. "Wet" component, ZWD is allocated of the total delay ZTD, it is defined by the current properties of the troposphere above each GPS receiver. The ZWD parameter is almost proportional to the amount of moisture content of clouds over the GPS point, there is the possibility of using GPS network measurements for continuous remote sensing of the atmosphere. The use of GPS networks for the purposes of weather forecasting is quite justified, because at the present time continue to get thicker permanent GPS networks that are built primarily for high-precision positioning [1].

The method of revelation of the amount of water vapor from GPs data on tropospheric zenith delay is considered in the report.

ВЫЯВЛЕНИЕ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ ТРОПОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ GPS ИЗМЕРЕНИЙ В БАЙКАЛЬСКОМ РЕГИОНЕ

[1]Дембелов М.Г., [1]Башкуев Ю.Б., [2]Лухнев А.В., [2]Лухнева О.Ф., [2]Саньков В.А.

[1]Институт физического материаловедения СО РАН, Улан-Удэ, Россия
[2]Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия
E-mail: mdembelov@yandex.ru, loukhnev@crust.irk.ru

Перманентные GPS измерения, выполняемые на Байкальском геодинамическом полигоне, помимо высокоточной геодезии дают непрерывные атмосферные данные в виде полной тропосферной зенитной задержки (ZTD). В Байкальском регионе в настоящее время создана непрерывно действующая GPS сеть из 9 постоянных пунктов наблюдения. Полная тропосферная зенитная задержка является суммой «сухой» или гидростатической (ZHD) и «влажной» (ZWD) компонент. Гидростатическая задержка хорошо моделируется поверхностными барометрическими измерениями в месте приема сигнала. «Влажная» задержка в основном зависит от количества содержания атмосферного водяного пара в тропосфере. Данные по ZWD позволяют выявить количество суммарного водяного пара (IWV) и количество осаждаемой воды (PW) над пунктом измерений. Водяной пар играет важную роль в атмосферных процессах, это наиболее вариабельный из всех параметров тропосферы. Распределение водяного пара тесно связано с распределением облаков и дождевых осадков. «Влажная» компонента ZWD выделяется из полной задержки ZTD, она определяется текущими свойствами тропосферы над каждым GPS приемником. Параметр ZWD практически пропорционален количеству влагозапаса облаков над GPS пунктом, возникает возможность использования сети GPS измерений для постоянного дистанционного зондирования атмосферы. Использование GPS сетей для целей прогноза погоды является вполне оправданным, так как в настоящее время продолжают уплотняться перманентные GPS сети, создаваемые в первую очередь для высокоточного позиционирования [1].

Суммарный водяной пар (IWV) в атмосфере над данной точкой земной поверхности определяется в виде вертикально интегрированной массы водяного пара в расчете на единицу площади. Соответствующая суммарному водяному пару высота колонки жидкой воды (PW), м, которая может быть осаждена, находится из соотношения $PW=IWV/\rho$, где ρ - плотность воды, кг/м^3. Параметр ZWD можно записать в виде [2]:

$$\mathrm{ZWD} = 10^{-6} k_2 \int_0^{\infty} \frac{e}{T^2} dh \quad , \quad (1)$$

где $k_2=3{,}73\cdot10^5$ - вторая рефракционная константа, $К^2$/мбар; T – абсолютная температура, К; e – упругость водяного пара, мбар, h – высота над точкой наблюдения, м.

По определению параметр «средневзвешенной температуры» T_m над пунктом приема сигнала вводится в виде отношения [2,3]:

$$T_m = \frac{\int_0^{\infty} \frac{e}{T} dh}{\int_0^{\infty} \frac{e}{T^2} dh} . \quad (2)$$

Для нормальных атмосферных условий запишем выражение для специальной газовой постоянной для водяного пара R_W [2]:

$$\frac{eV}{mT} = \frac{e}{\rho_{WV} T} = R_W \quad . (3)$$

Здесь ρ_{WV} – плотность водяного пара, кг/м^3; $R_W \approx 4{,}6$ Дж·К$^{-1}$кг$^{-1}$.

Учитывая соотношения (2) и (3), а также определение для суммарного пара $\mathrm{IWV} = \int_0^{\infty} \rho_{WV} dh$, формулу (1) можно представить как:

$$\mathrm{ZWD} = 10^{-6} \frac{k_2}{T_m} R_W \mathrm{IWV} \quad . (4)$$

С помощью формулы (4) можно выявить текущий уровень суммарного водяного пара по данным «влажной» задержки ZWD. Сам параметр ZWD выявляется из первичных данных по ZTD путем вычитания из них данных по ZHD, которые в свою очередь рассчитываются по формуле Саастамоинена [2]: ZHD=0,002277·T.

В качестве примера на рис. 1 показаны линейные регрессии соотношений приземной температуры (T) и средневзвешенной температуры (T_m), определенной по данным вертикальных зондирований атмосферы (до 35 км от земной поверхности) и рассчитанной по формуле (2), для пунктов Усть-Баргузин и Ангарск за 2014 и 2015 гг. Такое представление позволяет говорить о том, что «средневзвешенная температура» до высоты верхней тропосферы над пунктом измерений может быть выявлена по данным приземной температуры воздуха.

На рис. 2 приведены сравнительные графики изменения влагосодержания тропосферы в виде уровня осаждаемой воды (PW) над пунктом ULAZ (Улан-Удэ) в теплое время года по метеорологическим данным, учитывающим приземную температуру и упругость водяного пара, и по обработанным данным GPS измерений. Коэффициент взаимной корреляции приведенных графиков составил 0,89. В среднем отличие данных по суммарному водяному пару составило 3,4 кг/м^2.

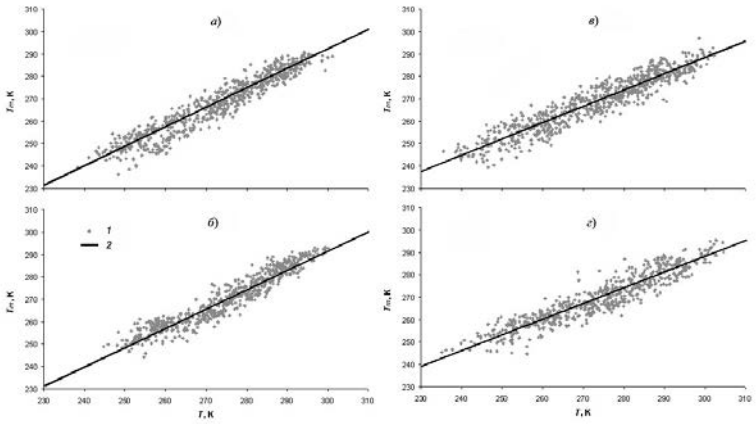


Рис. 1. Зависимости параметров T и T_m, выявленные по данным метеорологических зондирований:
a – Усть–Баргузин 2014 г. (T_m=31,14+0,87·T); b - Усть–Баргузин 2015 г. (T_m=33,4+0,86·T);
c - Ангарск 2014 г. (T_m=70,27+0,73·T); d - Ангарск 2015 г. (T_m=78,3+0,7·T).

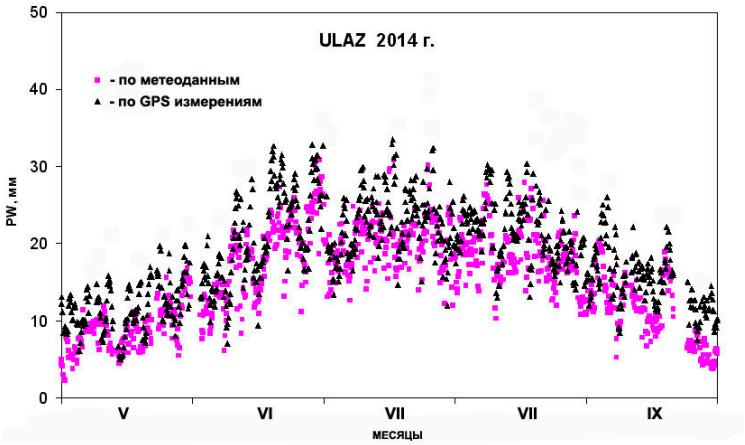


Рис. 2. Графики изменения влагосодержания тропосферы в виде уровня осаждаемой воды (PW) над пунктом ULAZ с мая по сентябрь 2014 г. по метеорологическим данным и по данным GPS измерений.

По обработанным данным GPS измерений за весь 2014 г. в пункте GPS наблюдения ULAB (г. Улан-Батор) выявлен годовой ход параметра ZTD. Значения ZWD выявлены путем вычитания значений ZHD из данных по ZTD. По формуле (4) определены значения суммарного водяного пара в виде осаждаемой воды (PW) в пункте наблюдения ULAB. На рис. 3 показаны значения влагосодержания тропосферы в масштабе осаждаемой воды (PW) и уровни атмосферных осадков, накопленных за текущие 6 часов наблюдений в г. Улан-Батор (www.rp5.ru). Высокий уровень PW не всегда вызывает выпадение осадков из-за недостаточности в том момент степени насыщения паров. Повышение уровня влагосодержания соответствует выпадениям осадков, как правило, при резком понижении температуры воздуха и наличии восходящих потоков воздушных масс [4]. Можно довольно четко наблюдать соответствие выпадения осадков повышению уровня влагосодержания и резкому понижению приземной температуры.

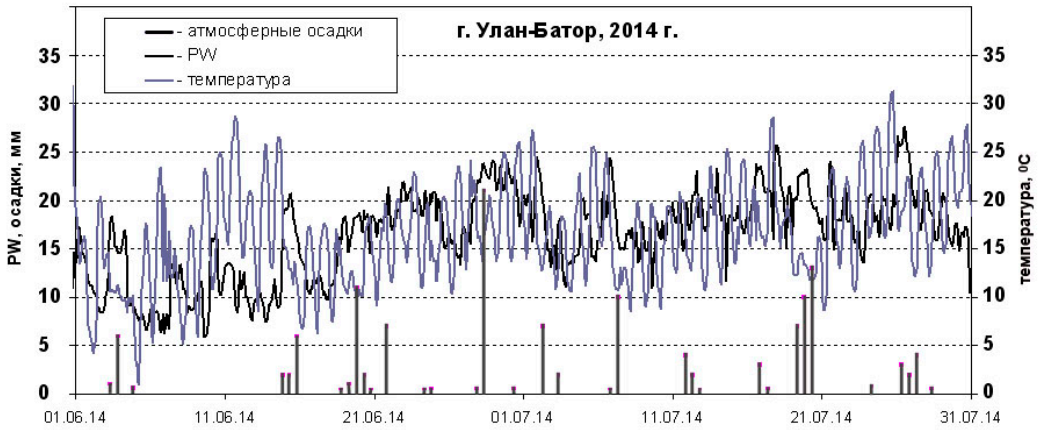


Рис. 3. Графики влагосодержания (PW), уровней накопленных за 6 часов осадков и температурного хода в г. Улан-Батор в июне-июле 2014 г.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Министерства образования и науки РБ в рамках научного проекта № 15-45-04449-р_Сибирь_а.

Литература:

1. Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., и др. Современные горизонтальные движения и сейсмичность южной части Байкальской впадины (Байкальская рифтовая система) // Физика Земли. 2014. - № 6. С. 70-79.
2. Bevis M. et al. GPS meteorology: remote sensing of atmospheric water vapor using the global positioning system // J. of Geoph. Res. vol. 97, no d14, P. 15787-15801. 1992.
3. Davis J. et al. Geodesy by radio interferometery: effects of atmospheric modeling errors on the estimates on baseline lengths // Radio Science, vol. 20, no. 6, P. 1593-1607. 1985.
4. Марченко О.Ю., Мордвинов В.И., Антохин П.Н. Исследование долговременной изменчивости и условий формирования атмосферных осадков в бассейне реки Селенга // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25. - № 12. с. 1084-1090.

КРИТЕРИЙ СОГЛАСИЯ КОЛМОГОРОВА ДЛЯ $\acute{S}$-СИММЕТРИЧНЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ В КЛИМАТИЧЕСКОМ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОМ МОДЕЛИРОВАНИИ

Зенкова Ж.Н., Ланшакова Е.А.

Томский государственный университет, Россия
E-mail: thankoff@fpmk.tsu.ru

Статистические процедуры обработки данных являются неотъемлемой частью климатического и метеорологического моделирования. Критерий согласия Колмогорова – один из наиболее широко используемых критериев в задачах идентификации распределений исследуемых непрерывных случайных величин, таких как уровень осадков, сила ветра и пр.

В данной работе авторы рассматривают проблему проверки гипотез согласия критерием Колмогорова с привлечением дополнительной информации о $\acute{S}$-симметрии функции распределения. Приводится формулы точного распределения статистики Колмогорова при гипотезе и альтернативе, асимптотического распределения при гипотезе, а также пример, показывающий, что дополнительная информация позволяет увеличить мощность критерия.

Рассматривается задача проверки гипотезы H_0^S: $F(x)=G(x)$, $F,G\in\Xi^S$, $\forall x\in\mathbf{R}$, против альтернативы H_1^S: $F(x)=V(G(x))$, $F,V,G\in\Xi^S$, $\forall x\in\mathbf{R}$, где Ξ^S – класс $\acute{S}$-симметричных функций распределения (ф.р.).

Определение. Если для $c_1<c_2<\ldots<c_k$, $i=\overline{1,k}$, k>1, $p_i=F(c_i)=F(c_i+0)$, $p_0=F(c_0)=0$, $p_{k+1}=F(c_{k+1})=1$, $j=\overline{1,k}$ и $x\le c_{j+1}$ ф.р. F(x) удовлетворяет условию:

$$F\left(\max\{x,S_j(x)+0\}\right)=p_{j+1}-\frac{p_{j+1}-p_j}{p_j}F\left(\min\{x,S_j(x)+0\}\right), \qquad (1)$$

где $S_j(x)$ – непрерывные монотонно убывающие функции, $\left(S_j\right)^{-1}(x)=S_j(x)$, $x\le c_{j+1}$, $j=\overline{1,k}$, $S_j(c_i)=c_i$, $i=\overline{1,k}$, $S_j\left(c_{j+1}\right)=c_0$, то ф.р. F(x) обладает свойством $\acute{S}$-симметрии.

Если k = 1, $p_1=F(c_1)=0.5$, $S_1(x)=2c_1-x$, то получим классическое определение симметрии относительно c_1: $F(x)=1-F(2c_1-x)$.

Модифицированная с учетом свойства (1) статистика определяется как $d_N^S=p_1\sup\limits_{x\in\mathbf{R}}\left|F_N^S(x)-G^*(x)\right|$, где $G^*(x)=G(x)/p_1$, $F_N^S(x)$ – эмпирическая ф.р., построенная k раз симметризованной выборке $X^*=\left(X_1^*,\ldots,X_N^*\right)$, где для $i=\overline{1,N}$, $X_i^*=X_i^{(k)}$, $j=\overline{1,k}$, $X_i^{(j)}=\min\left\{X_i^{(j-1)},S_{k-j+1}\left(X_i^{j-1}\right)\right\}$, $X_i^{(0)}=X_i$.

Асимптотическое распределение статистики d_N^S для z >0 определяется формулой

$$\lim_{N\to\infty}\mathrm{P}\left(\sqrt{N}d_N^S<z\right)=\sum_{k=-\infty}^{+\infty}(-1)^k\exp\left\{-2k^2\left(\frac{z}{p_1}\right)^2\right\}.$$

Найдены примеры ф.р. и функций $S_j(x)$, позволяющие утверждать, что привлечение дополнительной информации об $\acute{S}$-симметрии ф.р. приводят к увеличению мощности модифицированного критерия Колмогорова по сравнению с классическим.

Таким образом, использование дополнительной информации при проведении статистической обработки улучшает качество климатического и метеорологического моделирования.

KOLMOGOROV GOODNESS-OF-FIT TEST FOR $\dot{S}$ -SYMMETRIC DISTRIBUTIONS IN CLIMATE AND WEATHER MODELING

Zenkova Zh.N., L.A. Lanshakova

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia
E-mail: thankoff@fpmk.tsu.ru

Introduction

Climate and weather modeling is a complex task which involves a wide range of different methods and techniques (Stocker, 2011; McGuffie, Henderson-Sellers, 2005). The most important of them is a statistical data treatment (Hennemuth et al., 2013; von Storch, Zwiers, 1999; Haltiner, Williams 1980). It allows describing, analyzing and forecasting weather processes, helping to detect and scientifically prove implicit, subtle climate changes.

Despite the plenty of observations and collected information in the field of weather and climate modeling, there are many problems dealing with inaccuracy of resulted issues (Lupo, Market, 2002; Martner, Politovich, 1999; Zhu, Halton, 2014), because statistically it is impossible to find exact values. So there are many researches devoted to improvement of statistical procedures. In (Zenkova, 2015) it is given a short review of methods which allows to increase an accuracy of statistical treatment using additional and auxiliary information, especially for incomplete and censored data (Klein, Moeschberger, 2010).

In this paper authors considered a new definition of $\dot{S}$-symmetry of cumulative distribution function (c.d.f.) and used it in modification of Kolmogorov goodness-of-fit test. The distributions of modified statistic were given for null and alternative hypotheses for asymptotical and non- asymptotical cases. An example of power increasing is given.

Kolmogorov goodness-of-fit test for $\dot{S}$-symmetric distribution

The classical test (Kolmogorov, 1933) solves weather the unknown cumulative distribution function (c.d.f.) F(x) of a sample $X=(X_1,X_2,...,X_N)$ is equal to a hypothetical c.d.f. G(x). It is based on statistics $d_N = \sup\limits_{x\in\mathbf{R}}\left|F_N(x)-G(x)\right|$, where $F_N(x)$ is empirical distribution function (e.d.f.) (D'Agostino, Stephens, 1986). The asymptotical null distribution of d_N can be calculated for z >0 by means of the formula:

$$\lim_{N\to\infty}\mathrm{P}\left(\sqrt{N}d_N<z\right)=K(z)=\sum_{k=-\infty}^{+\infty}(-1)^k e^{-2k^2z^2}. \qquad (1)$$

In this paper the authors considered the hypothesis:

$$H_0^S:\ F(x)=G(x),\ F,G\in\Xi^S,\ \forall x\in\mathbf{R},$$

against

$$H_1^S:\ F(x)=V(G(x)),\ F,V,G\in\Xi^S,\ \forall x\in\mathbf{R},$$

where Ξ^S is a set of $\dot{S}$-symmetric c.d.f.

Definition. If for $c_1<c_2<...<c_k$, $i=\overline{1,k}$, k >1, $p_i=F(c_i)=F(c_i+0)$, $p_0=F(c_0)=0$, $p_{k+1}=F(c_{k+1})=1$, for $j=\overline{1,k}$ and $x\le c_{j+1}$ c.d.f. F(x) satisfies the conditions:

$$F\left(\max\{x,S_j(x)+0\}\right)=p_{j+1}-\frac{p_{j+1}-p_j}{p_j}F\left(\min\{x,S_j(x)+0\}\right), \qquad (2)$$

where $S_j(x)$ are continuous monotonically decreasing functions, $(S_j)^{-1}(x)=S_j(x)$, $x\le c_{j+1}$, $j=\overline{1,k}$, $S_j(c_i)=c_i$, $i=\overline{1,k}$, $S_j(c_{j+1})=c_0$, then c.d.f. F(x) is $\dot{S}$-symmetric c.d.f.

For k = 1, $p_1=F(c_1)=0.5$, $S_1(x)=2c_1-x$ we can obtain classical symmetry of c.d.f. around c_1: $F(x)=1-F(2c_1-x)$.

For testing the hypothesis H_0^S it can be used the modified Kolmogorov statistic

$$d_N^S = p_1 \sup_{x\in\mathbf{R}} \left| F_N^S(x) - G^*(x) \right|, \tag{3}$$

where $G^*(x) = G(x)/p_1$, $F_N^S(x)$ is e.d.f. based on k times symmetrizied sample $X^* = \left(X_1^*, \ldots, X_N^*\right)$. Here for $i = \overline{1,N}$ $X_i^* = X_i^{(k)}$, $X_i^{(j)} = \min\left\{X_i^{(j-1)}, S_{k-j+1}\left(X_i^{j-1}\right)\right\}$, $j = \overline{1,k}$, $X_i^{(0)} = X_i$. It is easy to prove that random variable X_i^* has c.d.f. $F^*(x) = \min\left\{F(x)/p_1, 1\right\}$.

The distribution of d_N^S can be calculated for $F(x) = V(G(x))$, $y > 0$, by the following formula:

$$P\left(d_N^S < y\right) = \mathrm{N!det}\left[\frac{\left(0 \vee \left\{1 \wedge \frac{V(p_1 b_i)}{p_1}\right\} - \left\{1 \wedge \frac{V(p_1 a_j)}{p_1}\right\}\right)^{j-i+1}}{(j-i+1)!}\right]_{i,j=\overline{1,N}}, \tag{4}$$

where $a_i = 1 \wedge \left\{0 \vee \frac{i}{N} - \frac{y_1}{p_1}\right\}$, $b_i = 0 \vee \left\{1 \wedge \frac{i-1}{N} + \frac{z_1}{p_1}\right\}$, $i = \overline{1,N}$,

$$y_j = \max\left\{y_{j+1}, \frac{p_j}{p_{j+1} - p_j} z_{j+1}\right\},\ z_j = \min\left\{z_{j+1}, \frac{p_j}{p_{j+1} - p_j} y_{j+1}\right\},\ j = \overline{1,k},\ y_{k+1} = z_{k+1} = y.$$

If in (4) V(t) = t then it allows to find the null distribution of d_N^S. The asymptotical null distribution of modified statistic (3) can be calculated for z >0 as

$$\lim_{N\to\infty} \mathrm{P}\left(\sqrt{N} d_N^S < z\right) = K\left(\frac{z}{p_1}\right),$$

here $K(z)$ is as in (1).

Example

The uniform c.d.f. U(x) is satisfied (2) if for arbitrary $c_1 = p_1$, $0 < p_1 < 1$,

$$S_1(x) = \begin{cases} 1 - \frac{1-p_1}{p_1} \cdot x, & 0 \le x \le c_1, \\ \frac{1-x}{1-p_1} \cdot p_1, & c_1 < x \le 1. \end{cases}$$

For $x \in [0,1]$ let consider a hypothesis H_0^S: $F(x) = U(x) = x$ against H_1^S: $F(x) = U_1(x)$, where for integer m >0

$$U_1(x) = \begin{cases} p_1\left(\frac{x}{p_1}\right)^m, & x \in [0, p_1], \\ 1 - (1-p_1)\left(\frac{1-x}{1-p_1}\right)^m, & x \in (p_1, 1]. \end{cases}$$

Function $U_1(x)$ is also satisfied (2) for the same $S_1(x)$. The plots of functions $U(x)$ and $U_1(x)$ for $c_1 = p_1 = 0.8$ are demonstrated on fig. 1.

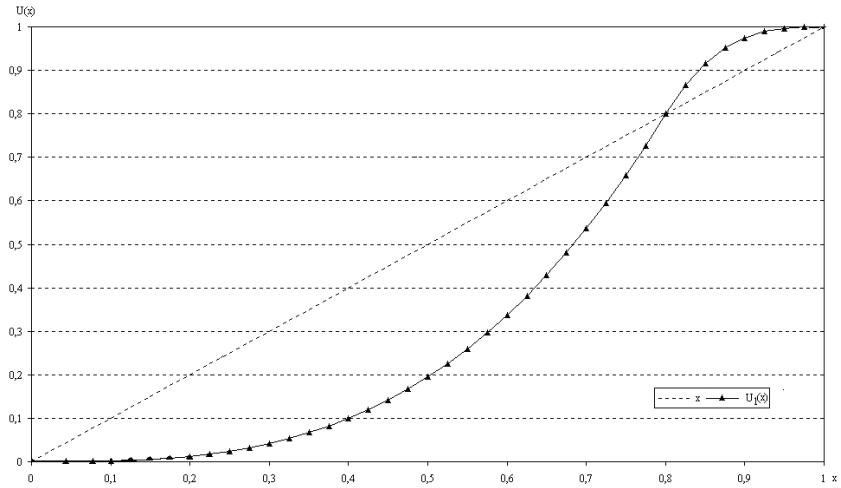


Fig.1. $U(x)$ and $U_1(x)$ for $c_1 = p_1 = 0.8$

The dependences of powers of modified (Ws) and non-modified (W) tests from a sample size N for p-value = 0.05, m = 3, p_1 = 0.7 are shown on fig. 2. It is obvious that modified test is more powerful than classical one.

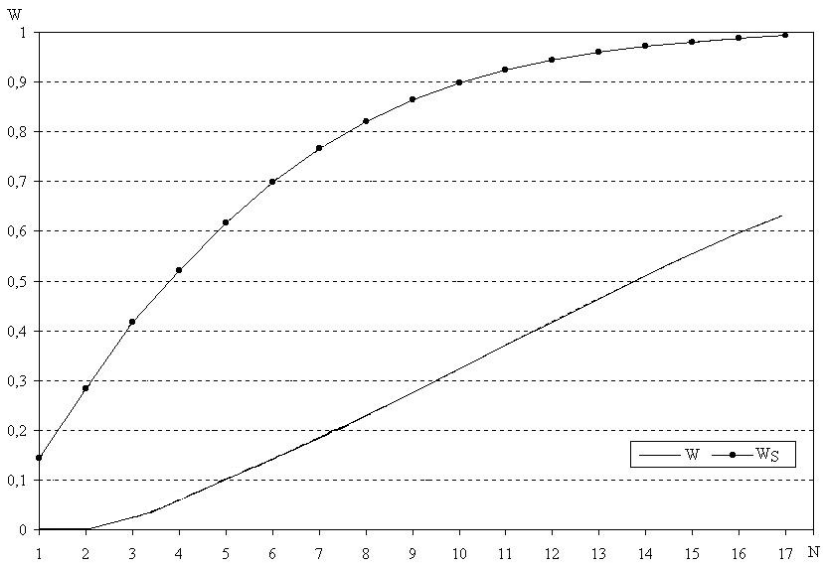


Fig. 2. The powers of Kolmogorov goodness-of-fit tests: modified (Ws) and non-modified (W) for p-value = 0.05, m = 3, p_1 = 0.7

Conclusions

In the paper the new definition of $\acute{S}$-symmetric cumulative distribution function was given, it was considered the way of involving the additional information about $\acute{S}$-symmetry to modify Kolmogorov goodness-of-fit test. The precise null and alternative distributions and asymptotical null distribution of the modified statistic are given. It was demonstrated the example which prove that the modification of the statistic helps to increase the power of the new test.

Therefore, using additional information about $\acute{S}$-symmetry allows to construct more effective and powerful statistical procedures that also can be very profitable in climate and weather modeling, because it can help to find more accurate and precise results of data treatment, obtain better forecasting and increase certainties of issues.

References:

1. D'Agostino R.B., Stephens M.A. (1986) Goodness-of-fit-techniques. New York: Dekker – 576 p.
2. Haltiner, G.J., Williams, R.T. (1980) Numerical Prediction and Dynamic Meteorology. Wiley, 477 pp.
3. Hennemuth, B., Bender, S., Bülow, K., Dreier, N., Keup-Thiel, E., Krüger, O., Mudersbach, C., Radermacher, C., Schoetter, R. (2013) Statistical methods for the analysis of simulated and observed climate

data, applied in projects and institutions dealing with climate change impact and adaptation. CSC Report 13, Climate Service Center, Germany
4. Klein, J., Moeschberger, M. (2010) Survival Analysis: Techniques for Censored and Truncated Data, Springer, 551 p.
5. Kolmogorov, A. (1933) Sulla determinazione empirica di una legge di distribuzione. Giornale dell' Instuto Italiano degli Attuari, 4:83–91
6. Lupo, A.R., Market, P.S. (2002) The application of a simple method for the verification of weather forecasts and seasonal variations in forecast accuracy. Weather and Forecasting 17: 891-897.
7. Martner, B.E., Politovich, M.K. (1999) Five-day temperature forecasts from Denver television stations and newspapers. National Weather Digest 23: 9-20.
8. McGuffie K., A. Henderson-Sellers (2005) A Climate Modeling Primer, 3rd ed., John Wiley, 296 pp.
9. Stocker, T. (2011) Introduction to Climate Modeling, Springer, 179 pp.
10. von Storch, H., Zwiers, F.W. (1999) Statistical Analysis in Climate Research, Cambridge University Press, Cambridge, 484 pp.
11. Zenkova Z.N. (2015) Censored data treatment using additional information in intelligent medical systems. New Operational Technologies (NEWOT'2015): Proceedings of the 5th International Scientific Conference «New Operational Technologies», AIP Conf. Proc., V. 1688, 040002
12. Zhu, A.W., Halton P. (2014) A Method for Improving the Accuracy of Weather Forecasts Based on a Comprehensive Statistical Analysis of Historical Data for the Contiguous United States. Journal of Climatology & Weather Forecasting, April, 2014

EXPERIENCE OF STOCHASTIC SIMULATION OF INTERANNUAL VARIABILITY OF SELECTED CHARACTERISTICS OF THE ATMOSPHERE AND HYDROSPHERE: OPPORTUNITIES AND PROBLEMS

Ignatov A., Chekmarev A.

V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia
E-mail: ignatov@irigs.irk.ru, cvv32@yandex.ru

Currently, there remains a practical need to clarify the forecasts of hydrological and meteorological parameters, with lead times from one month to one year or several years. We try to contribute to the solution of this problem. Our way is the building stochastic a model describing the joint dynamics of a select group of variables which characterize the state of the atmosphere and hydrosphere of the Earth with time resolution from month to year. It is assumed, that such dynamics is formed in a planetary scale under possible influence on it row of space factors. For building models use typically time series of a sufficiently large group of characteristics differing from each other by physical sense, by geographic coordinates and by area of spatial averaging. Selecting characteristics is based on the availability of data about their dynamics in the past, the practical relevance of variables, expectations more explicit manifestations of physical regularities in the correlations between them. The values of these characteristics in table of data are set with the constant time step. The solution of a task is looked for in the form of system of stochastic ratios between the chosen variables. The values of the variables in these ratios can be shifted relative to each other in time. The ratios between variables included in such a system, have not to contradict the available data on temporal dynamics of the corresponding characteristics.

In our case the necessary materials for the simulation were mostly taken from Internet sources of information about the temporal dynamics of characteristics of the atmosphere and hydrosphere. Some data were obtained from other researchers in the framework of scientific cooperation. We limited the total number of elected characteristics by the number 1000. The values of the variables were set in the table of data with an annual time step. To solve the task we have developed specialized technology implemented in the software package "Stochastic simulation" (www.irigs.irk.ru/work.html).

This package gives developers models the following basic possibilities:

- forming any list of variables of model;
- direct using of real data (with gaps and different accuracy of existing estimates) in the task of simulation;
- forming different procedures of selection of the most appropriate predictors for a forecasted variable;
- a set of standardized operators for approximating dependence from arbitrary number arguments;
- creating the operators with the unique mathematical structure for simulation specific relationships between the variables;

- using various means of control and calculation of reliability of developed models;
- possibility of organizing the independent work of researchers on search and modeling of individual regularities;
- forming a general model of the joint dynamics as a system of private stochastic relationships of prognostic and diagnostic character between groups of variables;
- applying constructed models (both private and joint dynamics) for prediction calculations.
- Experience in the construction of a model of the joint dynamics of selected variables allows to call also the main problems, namely:
- the weakness of the stochastic relations between values of hydrological and meteorological variables used in the prognostic models;
- the big uncertainty in the choice of optimal dependences;
- a considerable number of significant errors in the available for using data;
- the high sensitivity of the procedures applied for the selection of predictors and operators to the contents of used data;
- the need for significant computational resources required for automated selection of the best according to statistical criteria models on large data arrays;
- the need, as a rule, expert control results automated modeling;
- the insufficient number of experts having at the same time a deep knowledge in the simulation technology and subject area studies.

ОПЫТ СТОХАСТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ МЕЖГОДОВОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ИЗБРАННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ: ВОЗМОЖНОСТИ И ПРОБЛЕМЫ

Игнатов А.В., Чекмарев А.А.

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия
E-mail: ignatov@irigs.irk.ru, cvv32@yandex.ru

В настоящее время сохраняется практическая потребность в уточнении прогнозов гидрометеорологических характеристик с заблаговременностью от месяца до года или до нескольких лет. Мы пытаемся внести свой вклад в решение этой проблемы на пути построения стохастической модели, описывающей совместную динамику избранной группы переменных, характеризующих состояние атмосферы и гидросферы Земли с разрешением по времени от месяца до года. При постановке задачи предполагается, что такая динамика формируется в планетарном масштабе при возможном влиянии на нее ряда космических факторов. Для построения подобных моделей обычно используются временные ряды достаточно большой группы характеристик, различающихся между собой физическим смыслом, географической привязкой и пространственным осреднением. Характеристики подбираются с учетом наличия доступных данных об их динамике в прошлом, практической значимости прогнозных оценок выбираемых переменных, ожидания более четкого проявления физических закономерностей во взаимосвязях между ними. Значения таких характеристик задаются с одинаковым шагом по времени на всем периоде, по которому имеются данные об их изменчивости. Решение задачи моделирования ищется в форме системы стохастических соотношений между выбранными переменными. Значения переменных в таких соотношениях могут быть сдвинуты относительно друг друга по времени. Каждое из соотношений, включаемых в систему, не должно противоречить имеющимся сведениям о временной динамике соответствующих характеристик.

В нашем случае необходимые материалы для задачи моделирования были взяты, в основном, из доступных через Интернет источников сведений о временной динамике характеристик атмосферы и гидросферы. Отдельные данные были получены от других исследователей в рамках научного сотрудничества. Общее количество избираемых характеристик мы ограничили числом 1000. Значения переменных были заданы с годовым шагом по времени. Для решения задачи была разработана специализированная технология, реализованная в пакете программ «Стохастическое моделирование» (www.irigs.irk.ru/work.html). Использование данного пакета предоставляет разработчикам моделей следующие основные возможности:

- формировать по желанию пользователей пакета произвольный список переменных модели;
- непосредственно использовать в задаче моделирования реальные данные (ряды разной длины, с пропусками внутри рядов и разной точностью имеющихся оценок) о значениях переменных;
- формировать различные процедуры подбора наиболее подходящих предикторов для прогнозируемых переменных;
- применять набор стандартизованных операторов регрессии, аппроксимирующих моделируемые зависимости от произвольного числа аргументов;
- формировать при необходимости операторы с оригинальной математической структурой для моделирования отдельных специфических взаимосвязей между переменными;
- использовать различные средства контроля и учета надежности разрабатываемых моделей;
- организовать параллельную работу исследователей по поиску и моделированию частных закономерностей;
- формировать общую модель совместной динамики как систему частных стохастических соотношений прогностического и диагностического характера между отдельными группами переменных;
- использовать построенные модели (как частные, так и совместной динамики) для прогностических расчетов.
- Опыт работы по построению модели совместной динамики избранных переменных позволяет назвать также проблемы, возникающие в процессе ее выполнения. В качестве главных проблем можно выделить:
- слабость прогностических стохастических связей между гидрометеорологическими переменными, заданными с годовым шагом по времени;
- большая априорная неопределенность в выборе оптимальных моделей;
- наличие значительного количества существенных ошибок в доступных для использования данных;
- чувствительность процедур выбора наиболее подходящих предикторов и операторов к содержанию используемых данных;
- потребность в существенных вычислительных ресурсах, требуемых для автоматизированного отбора лучших по статистическим критериям моделей, на больших массивах данных;
- необходимость, как правило, экспертного контроля результатов автоматизированного моделирования;
- недостаточное количество экспертов, обладающих одновременно достаточно глубокими знаниями, как в технологии моделирования, так и в предметной области исследования.

Прокомментируем перечисленные возможности.

Формирование абсолютно произвольного списка переменных модели допустимо только для чисто эмпирического подхода к моделированию. В реальных же ситуациях произвольность списка ограничивается разработчиком модели, исходя из его экспертных представлений о важности выбираемых переменных для решаемой задачи и ожидания их статистической связности. Однако использование стохастического аппарата моделирования позволяет заменять причинно зависимые переменные на их индикаторы. Наблюдаемая сила статистической взаимосвязи между индикаторами обычно меньше, чем между причинно связанными переменными, но такая замена значительно облегчает подбор эмпирических данных для разрабатываемой модели.

Применяемые в пакете алгоритмы моделирования используют сведения об оценке значения переменной и о нормативной ошибке такой оценки для каждого значения всех переменных. При отсутствии сведений об ошибке, оценка значения полагается точной. При отсутствии значения оценка ошибки задается, исходя из наблюдаемого размаха изменчивости имеющихся оценок значений переменной. Такой подход позволяет использовать в задаче моделирования реальные временные ряды, имеющие различную длину, пропуски внутри рядов и оценки значений одной и той же переменной, заданные с разной точностью.

Программа «Стохастической моделирование» предоставляет пользователю возможность формировать гипотезы о вероятных предикторах для выбранной зависимой переменной с разным объемом проверяемых за одно задание комбинаций (от одной до многих тысяч). Параметры постановки задачи поиска наиболее подходящей комбинации определяют содержание процедуры, с помощью которой будет решаться эта задача. Для каждой постановки задачи такая процедура формируется индивидуально на основе стандартных алгоритмов, выполняемых в некоторой их нестандартной последовательности.

Применяемый набор стандартизованных операторов позволяет осуществлять гладкую (с ненулевыми производными по аргументам до 2-го порядка) аппроксимацию искомых регрессионных зависимо-

стей от произвольного числа аргументов. Операторы, использующие численные локальные оценки таких производных, способны адаптироваться к произвольному виду зависимости аппроксимируемых регрессий от аргументов стохастической функции. Для избранных задач в инструментарий программы могут быть включены операторы с оригинальной математической структурой для моделирования отдельных специфических взаимосвязей между переменными.

Важным параметром регрессионной модели, пусть даже удачно аппроксимирующей прошлые данные, является вероятность правомерности ее применения для прогностических расчетов. Такая вероятность называется надежностью модели. В использованной программе имеются различные средства оценки, контроля и учета надежности разрабатываемых моделей.

Построение модели совместной динамики сотен переменных, закономерные взаимосвязи между которыми априори неизвестны, представляет собой достаточно громоздкую задачу. Для ускорения процесса ее решения желательно распределить эту работу среди многих исследователей. Пакет программ «Стохастическое моделирование» позволяет организовать такую параллельную работу исследователей по поиску и моделированию частных закономерностей формирования изменчивости отдельных характеристик. Результат каждого такого исследования запоминается в форме стандартизованного описания модели зависимости выбранной переменной от ее предикторов. Множество частных стохастических соотношений прогностического и диагностического характера между отдельными группами переменных при выполнении совместных расчетов объединяется в систему большей или меньшей степени связности. В совокупности с использованными для построения моделей данными такая система и представляет собой модель совместной динамики.

Построенные модели являются инструментом для прогностических расчетов. Для их выполнения в программу должны быть загружены исходные данные и описание построенных моделей. При использовании одной частной модели значения предикторов зависимой переменной должны быть заданы из внешних источников. При совместном прогнозировании используются все построенные модели, описания которых хранятся в базе моделей, и предсказываются значения не только предиктантов, но и предикторов. Это позволяет организовать итерационный процесс совместного прогнозирования переменных модели совместной динамики на произвольное число шагов по времени. Однако целесообразное число таких шагов ограничивается скоростью нарастания ошибки прогноза с увеличением его заблаговременности.

Теперь детальнее о проблемах, которые имеют место при построении модели совместной межгодовой изменчивости избранных характеристик атмосферы и гидросферы. Основной проблемой, ограничивающей возможности прогнозирования названных характеристик, является слабость прогностических связей между годовыми значениями этих характеристик. Это означает, что предшествующие оценки таких характеристик определяют их будущие значения с недостаточной для практики точностью. Попытки использовать в качестве дополнительных предикторов космические или геофизические факторы не привели пока к заметным успехам. Быстро и кардинально решить эту проблему в рамках используемой парадигмы, по-видимому, невозможно. Реальным представляется путь постепенного улучшения качества прогнозов за счет:

- уточнения исходных данных и учета их фактического качества,
- сочетания использования эмпирических данных и экспертных представлений модельеров о моделируемом объекте,
- выбора и объединения в ансамбли лучших частных моделей,
- минимизации потерь исходной информации при моделировании и прогностических расчетах и т.д.

Даже если используемые исходные эмпирические данные достаточно точно, отражают прошлую динамику соответствующих избранных характеристик, выбор наилучшей комбинации предикторов для зависимой переменной представляет большую проблему. Это связано с тем, что число возможных комбинаций таких предикторов чрезвычайно велико, а при увеличении числа проверяемых комбинаций на ограниченных выборках данных возрастает вероятность принять случайную статистическую связь за закономерную зависимость. Такая вероятность тем выше, чем слабее искомые зависимости. В программе предусмотрены различные приемы сокращения числа проверяемых комбинаций предикторов при выборе оптимальной модели. Все эти приемы, так или иначе, основываются на априорном определении (по содержательным или формальным критериям) предпочтительности предикторов перед окончательным выбором их рекомендуемой комбинации.

В процессе моделирования выявляется немалое количество существенных ошибок или сбоев в используемых для моделирования эмпирических данных. Наличие таких ошибок значительно затрудняет и замедляет процесс моделирования. Процедура их выявления и исправления, как правило, требует различных, часто нестандартных, действий со стороны разработчика в течение всего процесса построения модели. Однако это необходимая работа, так как неисправленные ошибки существенно ухудшают результаты моделирования. Для облегчения поиска сбойных данных в программу включен ряд инструментов, помогающих разработчику модели выполнять эту работу.

Опыт поиска оптимальных моделей, соответствующих реальным данным, показывает, что поверхность критерия выбора модели не имеет выраженного экстремума. В первую очередь это касается выбора комбинации предикторов. В меньшей степени, но подобная ситуация наблюдается и при выборе оптимального оператора регрессии. Такая ситуация обуславливает высокую чувствительность процедур выбора наиболее подходящих предикторов и операторов к малым вариациям используемых данных. Для преодоления последствий такой чувствительности приходится применять различные приемы, делающие процесс моделирования более долгим и сложным.

Совокупность перечисленных проблем делает задачу автоматизированного моделирования совместной динамики достаточно большой группы характеристик весьма громоздкой и требующей существенных вычислительных ресурсов. Однако, даже при наличии таких ресурсов, результаты автоматизированного моделирования, как правило, необходимо подвергать экспертному контролю со стороны разработчиков модели, так как использования только статистических критериев для подтверждения качества модели часто оказывается недостаточно. С необходимостью такого контроля связана еще одна проблема – малое количество экспертов, обладающих одновременно интересом к данной задаче, достаточно глубокими знаниями в области технологии моделирования и в обсуждаемой предметной области исследования.

Наличие перечисленных проблем не является фатальным для рассматриваемой задачи. Однако их преодоление требует серьезной и обширной работы по улучшению данных о динамике исследуемых процессов, совершенствованию технологии моделирования, обучению пользователей, в частности, нашей программы, формированию групп заинтересованных экспертов и так далее.

JOINT RESEARCH OF THE NORTHERN HEMISPHERE SURFACE PRESSURE AND AIR TEMPERATURE FIELDS

1Kataev S.G., [2]Kataeva S.S., [3,4]Ivanova E.V.

[1]Tomsk State Pedagogical University, Tomsk, Russia
[2]Tomsk State University, Tomsk, Russia
[3]Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
[4]Tomsk Architectural Construction University, Tomsk, Russia
E-mail: sgkataev@sibmail.com, sskataeva@sibmail.com, ehllai@rambler.ru

Joint research of different meteorological fields will be more productive if values of the measured parameters exist in the same points. For the solution of this task we offer the approach consisting of consecutive application of procedures of classification and interpolation of the studied data fields. At the same time classification is understood as the procedure allowing to break all set of objects into classes, being guided by a certain rule of reference of concrete object to a certain class. Spatial interpolation represents broadcast of properties of the field on the sites which aren't captured by measurements. Combined use of the specified procedures allows to receive and describe structure of data fields. It should be noted that classification and interpolation well supplement each other and increase efficiency of all approach. So, for example, as it has been shown in [1-2], carrying out a clustering of the initial geophysical field gives the chance with higher quality to carry out interpolation procedure; the average square mistake at mutual interpolation decreases by 20-30%.

Our approch consists of 3 stages.

Classification [3] initial fields and determination of the limits of each class.

Generation uniform for all considered fields of a set of virtual points and carrying out for each of them procedures of optimum interpolation for modified Ganding [4] method, with selection only of those points which belong spatially to the same class, as the interpolated point.

Classification of the new fields. If the set of all points forms the regular grid which is completely covering the studied area, then classes received as a result of secondary classification will cover it completely, forming structure of the field.

The described algorithm has been applied at research of fields of surface temperature and pressure over the northern hemisphere. Introduction to interpolation of procedure of the accounting of a class association and generation of virtual points significantly improve the accuracy of reproduction of signals on basis points. So, in the reviewed example of SKO has decreased from value 3.20MPa till 1.54 MPa, i.e. it is more, than twice. The classification enables to improve the interpolation, and the interpolation, in their turn, permits solve the problem of finding of interclass borders.

References:

1. Kataev, S.G., Kataeva S.S., Kuskov, A.I. [2013] Use of classification in a problem of spatial interpolation. Izv.Vus. Fizika. T.56, No. 9/2, 235-238
2. Kataev, S.G., Kataeva S.S., Ivanova E.V. The description of structure of the meteorological field on the basis of combined use of procedures of classification and interpolation. In the book: XI Siberian meeting on klimato-environmental monitoring. Institute of monitoring of climatic and ecological systems of the Siberian Branch of the Russian Academy of Science. Tomsk, 2015. Page 30-31.
3. Kataev, S.G., Kataev, M.YU., [2012] Mathematical formalism and algorithm of structuring multidimensional data. Polzunovsky sbornik, No. 2/1, 99-103.
4. Ganding, L.S., Kagan, R. L. [1963] Statistical methods of interpretation of meteorological data. L., Gidrometeoizdat, 287.

СОВМЕСТНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПОЛЕЙ ПРИЗЕМНОГО ДАВЛЕНИЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НАД СЕВЕРНЫМ ПОЛУШАРИЕМ

[1]Катаев С.Г., [2]Катаева С.С., [3,4]Иванова Э.В.

[1]Томский государственный педагогический университет, Томск, Россия
[2]Томский государственный университет, Томск, Россия
[3]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
[4]Томский государственный архитектурно-строительный университет, Томск, Россия
E-mail: sgkataev@sibmail.com, sskataeva@sibmail.com, ehllai@rambler.ru

Введение.

Часто в геофизических исследованиях встречается ситуация, когда на одной территории измеряются различные параметры, но в разных точках. Очевидно, что интерпретация была бы лучше, если бы разные геофизические параметры фиксировались в одних и тех же пространственных точках, поскольку это дает возможность выявлять дополнительные количественные закономерности между изучаемыми полями. Все это говорит о необходимости решать задачу приведения путем интерполяции разнородных геофизических данных, полученных на одной территории, к единой сетке точек.

Для решения этой задачи мы предлагаем подход, состоящий из поэтапного применения процедур классификации и интерполяции поля геофизического параметра (ГП). При этом под классификацией понимается процедура, позволяющая разбить все множество объектов на классы, руководствуясь определённым правилом отнесения конкретного объекта к определенному классу. Пространственная интерполяция представляет собой трансляцию свойств поля на участки, не охваченные измерениями. Совместное применение указанных процедур позволяет получать и описывать структуру полей данных. Надо отметить, что классификация и интерполяция хорошо дополняют друг друга и усиливают эффективность всего подхода. Так, например, как было показано в [1-2], проведение кластеризации исходного геофизического поля дает возможность более качественно проводить процедуру интерполяции; средняя квадратичная ошибка при взаимной интерполяции уменьшается на 20-30%.

Формулировка задачи и основные этапы решения.

Пусть на исследуемой территории произведены измерения сигнала F_l^k для каждого из M_s типов геофизических величин, причем каждая из них фиксировалась на своей сетке точек с координатами $\left(x_l^k, y_l^k\right)$, $l=\overline{1,N_k}$; $k=\overline{1,Ms}$. В общем виде измеренный сигнал геофизического параметра k представим в виде вектора $F_l^k=(f_1^k, f_2^k,..., f_{M_k}^k)$, $l=\overline{1,N}_k$. Можно сформулировать следующую задачу: найти структуру всех изучаемых геофизических полей на данной территории. Ранее, для решения этой задачи в случае единственного ГП нами была предложена процедура, состоящая из нескольких этапов.

Классификация поля [3] исходного сигнала и определение пространственных границ между классами. При этом предполагается, что многоугольники, определяющие границы классов должны быть выпуклыми.

Генерация единого для всех рассматриваемых полей множества виртуальных точек и проведение для каждой из них процедуры оптимальной интерполяции по методу Гандина [4], с отбором только тех пунктов, которые принадлежат пространственно тому же классу, что и интерполируемая точка. В результате получается набор дополнительных пространственных точек

$X'_{ij}, i=1,...,k'_x,\ j=1,...,k'_y;\ k'_x \cdot k'_y = N'$, обладающих интерполированными значениями сигнальных функций.

Классификация нового поля, состоящего из $N_k + N'$ векторов сигнала. Если набор всех точек $X_l + X'_{ij}$ образует регулярную сетку, полностью охватывающую исследуемую область, то получаемые в результате вторичной классификации классы будут ее полностью покрывать, формируя структуру поля.

Проводя указанные этапы для каждого в отдельности ГП, мы получим структуры всех исследуемых полей. Причем, в общем наборе виртуальных точек X'_{ij} у нас будут сигналы всех ГП, что позволит проводить разнообразные дополнительные совместные исследования.

Пример.

Исследование полей приземного давления и температуры воздуха над Северным полушарием

Исходные данные: а) временные ряды за 46 лет в 288 пунктах измерения (спутниковые данные, равномерная сетка 16 точек на широту) среднемесячных значений приземного давления P над территорией Северного полушария; б) временные ряды за 56 лет на 818 метеостанций среднемесячных значений приземной температуры T в Северном полушарии.

В соответствие с описанной выше методикой на первом этапе была проведена классификация исходных полей данных. Было выделено 44 класса, как для поля давления, так и для температуры.

Далее была сгенерирована более густая равномерная сеть X'_{ij}, состоящая из 2040 точек, охватывающая все Северное полушарие, и в этих точках получены путем интерполяции значения давления и температуры. Проведена с использованием процедуры взаимной интерполяции проверка качества интерполяции полей T и P для всех точек X'_{ij}. Для этого были рассчитаны с использованием процедуры взаимной интерполяции пространственные распределения среднеквадратичных ошибок (СКО) для P и T. Были получены следующие результаты. СКО исходного поля, (только для базовых точек), для давления в результате применения процедуры взаимной интерполяции без учета классового деления дает величину 3.20 MPa; с учетом классов – 2.87 MPa. Эта же величина при взаимной интерполяции всех базовых и виртуальных точек равна 1.54 MPa. Т.е. точность (качество) интерполяции при этой процедуре возрастает в более чем 2 раза и можно говорить о корректной трансляции поля давления на территории, не охваченные измерениями. Для температуры соответствующее уменьшение СКО равно, примерно 20%, т.е., в целом, улучшение качества также наблюдается, но не такое существенное, как для давления. На рисунке 1 приводятся, в качестве иллюстрации, пространственные распределения СКО для полей давления и температуры. Видно, что и для температуры и для давления существуют области с аномальным, не связанным с окружающими ареалами, поведением параметров. И, наконец, проведена классификация (как для годового хода, так и отдельно за каждый месяц) полей P и T для новой сетки. Результаты классификации для годового хода помещены на рисунке 2. Анализ рис. 2 показывает, что средняя годовая температура воздуха имеет очаговый характер. Очаг минимальных температур расположен в районе Верхоянск-Оймякон и моря Лаптевых.

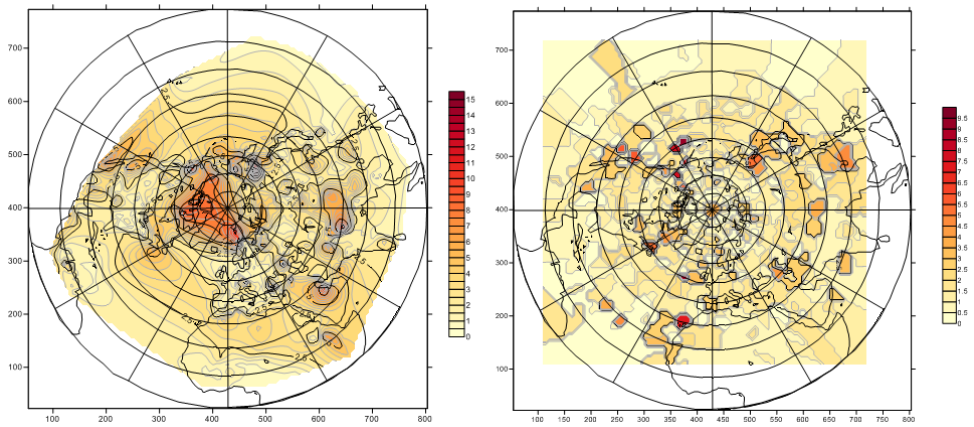


Рисунок 1. Пространственное распределение СКО температуры для только базовых (818) станций (левый фрагмент) и СКО давления для всех базовых и виртуальный точек (правый фрагмент). Северное полушарие.

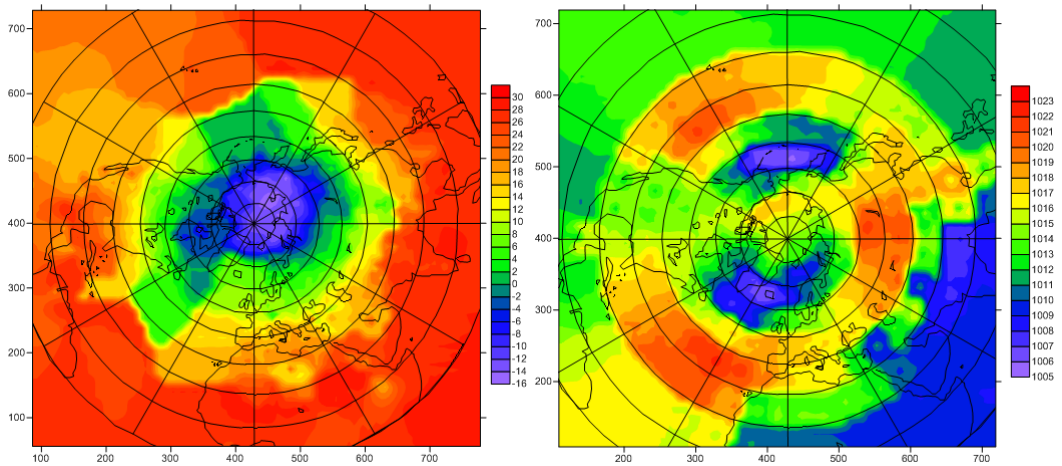


Рисунок 2. Результат классификации поля температуры воздуха (левый фрагмент) и давления (правый фрагмент). Цветом выделены среднеклассовые значения температуры и давления.

Гребень тепла в Атлантическом океане (выделен зеленым цветом) образует отдельный класс, который расположен практически меридионально и связан с влиянием Гольфстрима. Наибольшую территорию Северного полушария занимает один класс (выделен красным цветом), который располагается в южных широтах Северного полушария и имеет зональных характер распределения.

Классификация поля давления показывает и подтверждает тот факт, что в структуре циркуляции атмосферы над Северным полушарием имеют место две хорошо выраженные в течение всего года циркуляционные системы – Северо-Атлантическая, представленная Исландским минимумом (выделен синим цветом) и Азорским максимумом давления (красный цвет), и Северо-Тихоокеанская, включающая в себя Алеутский циклон(выделен синим цветом) и Гавайский антициклон(выделен красным цветом). Знание структуры поля (расположение и характеристики классов) позволяет не только получить крупномасштабную картину, но и достаточно просто проводить анализ и получать нетривиальные выводы, оперируя среднеклассовыми значениями. В качестве иллюстрации такого анализа на рисунке 3 приводится динамика размаха полей температуры и давления. Под размахом понимается разность среднеклассовых параметров между классами с максимальным его значением и минимальным. Величина размаха характеризует контрастность поля метеопараметра, чем выше размах, тем сильнее степень контрастности. Так, из рисунка 3 можно видеть, что наблюдается устойчивость классовой структуры и для Т и для Р за все три периода и устойчивое поведение минимальных и максимальных среднемесячных значений. Появляющиеся отличия в структуре классов не носят устойчивого трендового характера. Отсюда можно сделать вывод: изменения климатической системы, происходящие на планете, на уровне среднемесячного усреднения не проявляются.

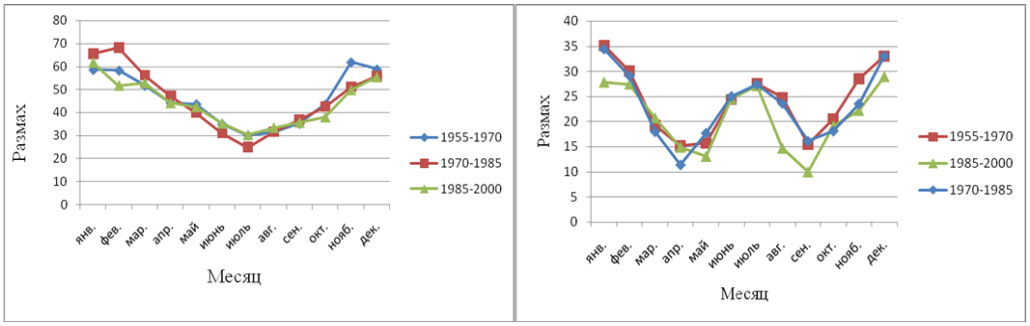


Рисунок 3. Временная динамика «размаха» классов для температуры (слева) и давления (справа) за 3 периода времени

Выводы

Классификация дает возможность улучшить интерполяцию, а интерполяция, в свою очередь, позволяет решить проблему нахождения межклассовых границ.

Введение в интерполяцию процедуры учета классовой принадлежности и генерация виртуальных точек существенно улучшают точность воспроизводства сигналов на базисных пунктах. Так, в рассмотренном примере СКО уменьшилась со значения 3.20MPa до 1.54 MPa, т.е. больше, чем в 2 раза.

Анализ пространственного распределения СКО и изменения СКО при включении в процедуру взаимной интерполяции виртуальных станций позволяют судить о корректности трансляции сигнала по территории.

Предлагаемый в работе подход не привязан к физической природе измеряемого сигнала и исследуемого геофизического поля, и в этом плане он универсален. Можно надеяться, что данный подход будет полезным в разнообразных исследованиях, связанных с анализом пространственного распределения сигналов.

Литература:

1. Катаев, С.Г., Катаева С.С., Кусков, А.И. [2013] Использование классификации в задаче пространственной интерполяции. Известия Вузов «Физика», Т.56, №9/2, 235-238
2. Катаев С.Г., Катаева С.С., Иванова Э.В. Описание структуры метеорологического поля на основе совместного применения процедур классификации и интерполяции. В книге: XI Сибирское совещание по климато-экологическому мониторингу Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН. Томск, 2015. С. 30-31.
3. Катаев, С.Г., Катаев, М.Ю., [2012] Математический формализм и алгоритм структурирования многомерных данных. Ползуновский вестник, № 2/1, 99-103.
4. Гандин, Л.С., Каган, Р.Л.[1963] Статистические методы интерпретации метеорологических данных. Л., Гидрометеоиздат, 287.

АНАЛИЗ ВАРИАЦИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Кузин В.И., Лобанов А.С.

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия
E-mail: kuzin@sscc.ru

В работе представлены исследования по анализу температуры поверхности Тихого океана (ТПО) на основе данных реанализа NCEP/NCAR для периода 1948 -2002 гг. [1].

В работе используются два метода. Первый является классическим анализом естественных ортогональных функций (ЕОФ). Анализ данных на основе ЕОФ позволяет выделить наиболее сильный сигнал межгодовой изменчивости ТПО в тропиках Тихого океана такой как Эль-Ниньо и Ля-Нинья и реконструировать его на основе первых гармоник. Это указывает на то, что аномалии в периоды экстремальных событий в тропиках определяются первыми гармониками и в промежуточные периоды существуют более сложные процессы формирования аномалий. Изменчивость аномалий ТПО в субтропиках и в субполярных регионах на временных масштабах квазидесятилетних колебаний ТПО (PDO) [2, 3] заглушается сильным тропическим сигналом. Эти процессы влияют не только на атмосферные условия над Тихим океаном, но осуществляют климатическое влияние на материки [4, 5, 6].

Для выявления этих процессов в изменчивости ТПО Тихого океана использовался метод кластерного анализа. Кластерный анализ представляет собой способ объединения данных в классы (кластеры) по критерию корреляции между пространственными или временными точками. Анализ пространственного распределения кластеров позволил выделить типичные структуры в изменчивости ТПО Тихого океана между восточными и западными зонами океана, а также между субтропическими и субполярными районами в продолжении Куросио. При этом выделяется сигнал квазидесятилетней изменчивости ТПО, которые может идентифицироваться как проявление сигнала PDO.

ANALYSIS OF THE TROPICAL AND NORTH PACIFIC SST VARIATIONS

Kuzin V.I., Lobanov A.S.

Institute of Computational Mathematic and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia
E-mail: kuzin@sscc.ru

1. Introduction

In this paper we present the results of the analysis of the sea surface temperature (SST) based on the data of the NCEP/NCAR datasets for the period of 1948 - 2002 [1]. For the analysis conducted, two methods are generally used. The first one is a classical empirical orthogonal (EOF) analysis. Such an analysis allows one to distinguish the strongest signal of the inteannual variability such as the El-Nino and the La-Nina events and to reconstruct them with the use of the first few harmonics with a high enough accuracy. This fact shows that the extreme events in the tropics are determined by the first EOF modes, but there exist more complicated processes of forming the anomalies in the periods between these extreme events, so for the reconstructing of the anomalies we need much more EOF modes (the results are not presented in the paper).

The variability in the mid and high latitudes with the decadal variability of the Pacific SST, so-called PDO [2, 3], cannot be assigned precisely, because it is damped by a strong signal in the tropics. These processes influence not only the atmospheric conditions above the Pacific ocean, but have also climatic signal in the continents [4, 5, 6].Therefore, to separate these signals, the cluster method is used. The cluster analysis is a method for the uniting data to classes (clusters)by the correlation criterion between the spatial or the temporal points. The results obtained show that except a signal in the tropics, there exist well-manifested inter-decadal modulated signals in the Kuroshio Extension region and in the subpolar gyre.

2. The EOF analysis of the SST.

The Empirical Orthogonal Functions analysis for the period of 1948-2003 was made on the basis of a classical approach of calculations of Eigen numbers and eigenvectors of a covariance matrix of the monthly averaged data. The SST data were taken from the NCEP/NCAR dataset. The treated Pacific Ocean domain was chosen embedded into the rectangular domain [122.5E – 70.5W, 29.5S – 60.5N]. The analysis of the EOF was made with an extracted climatic state. The further calculated EOF shows that a maximum contribution to the SST anomalies gives the first mode, which represents the seasonal variation. The second mode represents a typical picture of the SST distribution during the El-Nino and the La-Nina events presented in Fig. 1.

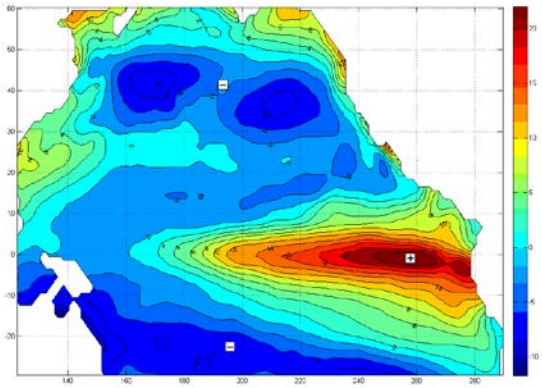


Fig. 1. The EOF-2 mode. Interannual variability (the El-Nino, La-Nina events).

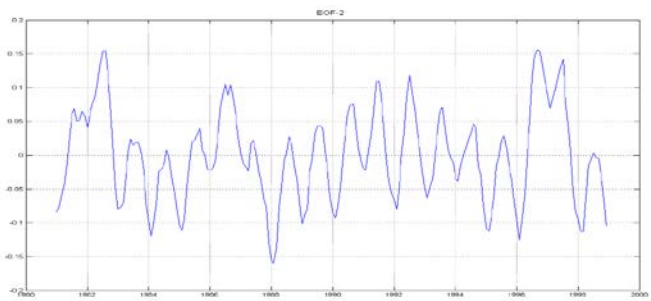


Fig. 1a. The temporal variations of the EOF-2. The positive values of the curve correspond to the El-Nino event, the negative ones - to the La-Nina event (see the sign of Mode 2)

The temporal variations (Fig. 1a) are presented for the period 1981 – 1998. This period is characterized by the occurrence both by the El-Nino events (the warm phase in 1982, 1987 and 1997) and the La-Nina event (the cold phase in 1988).

At the next step, our objective was to study the possibility of reconstructing the SST anomalies fields for different events with the use of the rejected number of the EOF. The calculations of the reconstruction of the SST anomaly field by the EOF harmonics for different periods: a) El-Nino event – December, 1982, b) Intermediate period –September, 1984, c) El-Nino event –– November, 1997 shows the following. During the periods of the extreme events (El-Nino, La-Nina), the anomalies fields in the tropics can be reconstructed by the first four EOF modes (the seasonal variations were extracted) with a high enough accuracy. However, in the periods between the extreme events (for example, in 1984) the reconstruction of anomalies needs the vastly greater number of harmonics (more than 150) for obtaining a reasonable accuracy. This means that the main state in this period

is governedby the climatic state, whereas the anomalies are described by more complicated processes. The accuracy of the reconstruction of the SST anomalies in the mid-latitudes is sufficiently low, because it is damped by a stronger signal in the tropics. This fact initiates the use of the second method to separate a signal in the mid-latitudes, i.e. the cluster analysis.

3. The Cluster analysis of the SST

The cluster analysis is a method for combining the data by the correlation criterion between the spatial or the temporal points [7, 8]. The cluster analysis method allows one to solve the following problems:

To classify objects with allowance for the main features of these objects;

To check ahypothesis about the occurrence of a certain structure in the aggregate of the objects;

To create a new classification for poorly investigated events, when it is necessary to establish relations in the aggregate and to introduce some structure into it.

For the cluster analysis, the monthly averaged SST data were adopted from the NOAA dataset for the period of 1948-2002.

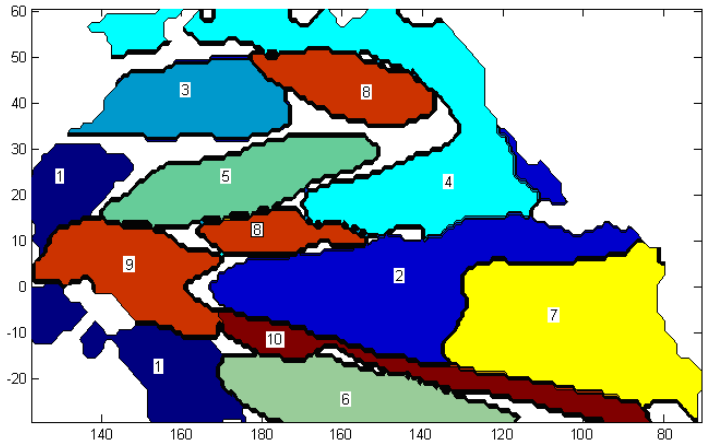


Fig. 2. Distribution of ten classes in the spatial classification.

4. Spatial classification.

The objective is to divide our set consisting of m temporary series $F(t, x_i), i = \overline{1, n}$ into a certain number of $k << n$ subsets (classes) in such a way that each realization $F(t, x_i)$ would belong to some class $p\,(p = \overline{1, k})$. All of the classes should consist of the well-correlated realizations. To each class, one can attribute the "center" of a class as some "ideal" point $Z_p(t)$, which represents its class, and each point of the class is correlated with this point better than with each other point. The next step is the so - called "cleaning". We choose some level of correlation in classes (for example, 0.7) and extract all the points in each class with correlation with the center of the class lower than this level. As a result, all the points of the Pacific Ocean will consist of k domains with n_i points $(n_1 + n_2 + ... + n_k \le n)$, for which each center will represent a temporal variability in this class. The relation between classes may be investigated by making the correlation between their centers.

The algorithm is recursive. First of all, two classes are formed, then three classes, etc. The number of classes was chosen to be equal to ten. In Fig. 10, the distribution of ten classes after "cleaning" is represented. One can see that there are separated a few classes of the tropical zone, the eastern upwelling zone and a number of classes in the subtropical zone. The correlation analysis for the centers of the classes gives the highest correlation between the classes in the tropical zone (0.79), the positive correlation with the tropics and the Eastern coastal upwelling zone (0.42) and a weak negative correlation with the Eastern tropics and the Kuroshio Extension region (-0.32).

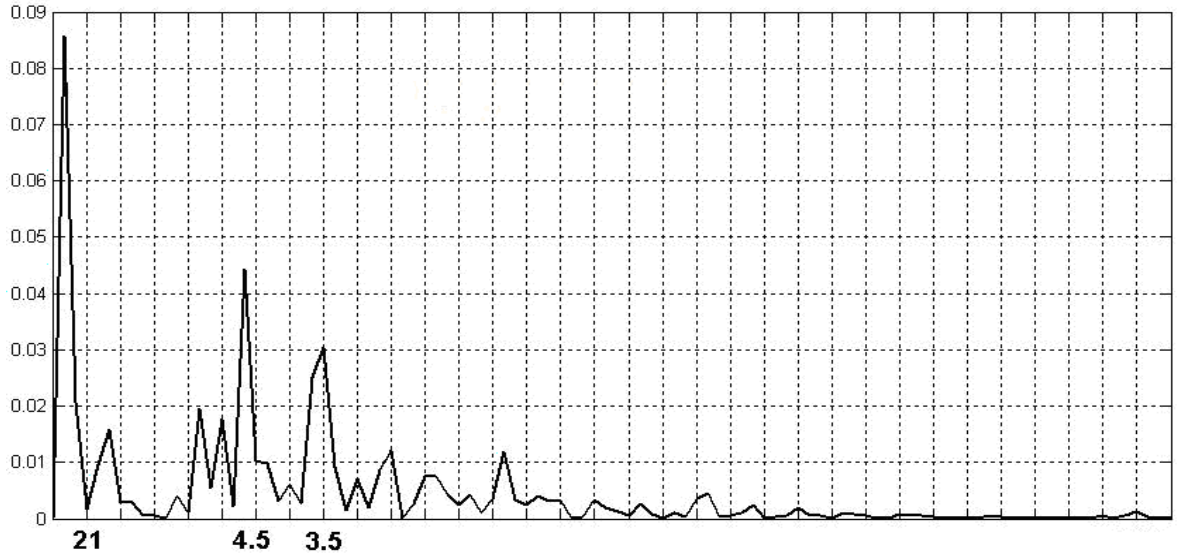


Fig. 3. Spectrum of the variability of the class 7. The periods of variations 25, 4.5 и 3.5 years are presented.

References:

1. NCEP/NCAR dataset http://dss.ucar.edu/datasets/ds090.0/docs/papers/Tchng/
2. Mantua N.J., Hare R.S., Zhang Y., Wallace J.M., Francis R.C. "A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production". Bulletin of the American Meteorological Society. 1997. 78. 6. 1069–1079.
3. Biondi F., Gershunov A., Cayan D.R. "North Pacific Decadal Climate variability since 1961". Geophys. Letters. 2001. 1. 5-10.
4. Salinger M. J., Renwick J.A. and Mullan A.B. "Interdecadal Pacific Oscillation and south Pacific climate". Int. J. Climatol. 2001. 21. 1705–1721.
5. Krishnan R. and Sugi M. "Pacific decadal oscillation and variability of the Indian summer monsoon rainfall". Climate Dynamics. 2003. 21. 233–242.
6. Jin Fei-Fei. "A Theory of Interdecadal Climate Variability of the North Pacific Ocean–Atmosphere System". Journal of Climate. 1997. 10. 8. 1821–1835.
7. Efimov V.V., Prusov A.V. and Shokurov M.V. "Patterns of interannual variability defined by a cluster analysis and their relation with ENSO". Q. J. R. Meteorol. Soc. 1995. 121. 1651-1679.
8. Xu Rui, Wunsch II Donald. "Survey of Clustering Algorithms". IEEE Transactions on Neural Networks. 2005. 16.

MESOSCALE HIGH-RESOLUTION MODELING OF EXTREME WIND VELOCITIES OVER THE WESTERN WATER AREAS OF RUSSIAN ARCTIC

Platonov V., Kislov A.

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
E-mail: vplatonov86@gmail.com, avkislov@mail.ru

Wind velocity at the boundary layer has strong spatio-temporal variability, therefore its correct simulation is still associated with significant errors. It is especially relevant to Arctic seashores with complicate surface and to poor data areas. One of the ways to reduce errors is the mesoscale modeling. Many studies [6, 4, 5, 8] has shown definite advantage of mesoscale atmospheric models in the reproduction of wind velocity pattern against the most modern reanalyses.

In [11] many interesting features of wind velocity statistical distribution were revealed. Wind velocity extremes are belonging to different general samples, each described by Weibull distribution. These sets of extremes were called as 'black swans' and 'dragons' [8, 9], at that 'dragons' exceeds 'swans' 10 – 30 % (by the same quantile 0,99). These extremes and specifications could be reproduced by the mesoscale modeling only.

In this study, the climate version of COSMO model (COSMO-CLM) was used. It is well-known non-hydrostatic regional atmospheric model developed by German Weather Service (DWD) and CLM-Community

[1]. The COSMO-CLM model was applied for many case-studies simulation of the most extreme winds observed over the Russian Arctic basin during the last 15 years. Many cases were presented for further modeling: 15 – 17.12.1997, 29 – 30.10.2000, 26.01.2002, 05.02.2003, 12.12.2013.

Model runs were performed for the unified 'large' domain with spatial resolution of 0.12^0, covered the Barents Sea, part of Kara Sea, northern European territory of Russia and the surrounding water areas. Driving conditions came from ERA-Interim reanalysis (~0.75^0 resolution). After that, the downscaling technology was performed for the different 'small' domains (resolution of ~2.8 km), inside the 'large' domain. Standard configuration of COSMO-CLM model (version 5.0) was applied: Runge-Kutta integration scheme with 5th advection order; 40 vertical levels; prognostic TKE-based scheme for turbulence, etc. [2]. Runs continued for a week for the most cases including extreme situations observed near the middle of the period.

Analyze has shown that model reproduces the synoptic-scale dynamics and general synoptic-scale wind velocity patterns well as both with the 0.12^0 km, and 2 – 3 km resolutions. Model with 2.8 km resolution succeed to reproduce detailed spotty wind pattern, caused by local orography or/and dynamic factors. On the one hand, the model underestimates observed mean values and wind gusts over seashores up to 4 – 5 m/s systematically. On the other hand, it could be interpreted as follow: such extreme speeds of air particles (15 – 20 m/s and more) does not make much physical sense to focus on wind velocity at a certain point. Therefore, we can consider wind velocity values for some surrounding area, according to the distance, corresponding to wind velocities. Taking into account these reasons, we can ascertain, that COSMO-CLM model reproduces wind velocity pattern quite adequately, but using the resolution 5 km and less, only.

With respect to revealing many differences between 'swans' and 'dragons' situatons, there were found out no clear distinctions. It could be associated with a poor sample of cases. We can assume it caused by the rare overlay of large-scale synoptic factors and many local meso- and microscale factors (surface, coastline configuration etc.). In the future, further studies of the extreme wind speeds genesis in the Arctic, such as the 'black swans' and 'dragons', necessary to focus on nonhydrostatic high-resolution modeling using downscaling techniques.

МЕЗОМАСШТАБНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ СКОРОСТЕЙ ВЕТРА С ВЫСОКИМ РАЗРЕШЕНИЕМ НАД ЗАПАДНЫМИ АКВАТОРИЯМИ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

Платонов В.С., Кислов А.В.

Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия
E-mail: vplatonov86@gmail.com, avkislov@mail.ru

Исследование генезиса и моделирование экстремальных гидрометеорологических условий в Российской Арктике является одной из актуальных задач в связи с растущим интересом к освоению шельфовых нефтегазовых месторождений, развитием судоходства по Северному Морскому Пути и сопутствующей портовой инфраструктуры. Важнейшей составляющей этих условий является ветровой режим над акваториями и прибрежными территориями.

Поле ветра в приземном слое обладает сильной пространственно-временной изменчивостью на самых различных масштабах, поэтому корректное воспроизведение экстремальных его характеристик атмосферными моделями по сей день далеко не всегда удовлетворительно. В особенности это касается прибрежных областей со сложным рельефом, а также слабо освещённых гидрометеорологическими наблюдениями. В ряде работ продемонстрировано, что результаты анализа и прогноза гидрометеорологических полей в ряде регионов Арктики зачастую недостаточно адекватны наблюдениям. Например, в [6], где выполнено сравнение различных реанализов в точках станций, расположенных севернее 60° с.ш., показано, что в большинстве точек величины ошибок значительны, а коэффициенты корреляции незначимы. Эти выводы подтверждают необходимость и актуальность использования данных регионального моделирования атмосферы с высоким разрешением в Арктике, в частности, для задач воспроизведения экстремальных скоростей ветра. В [4, 5, 8] отмечается, что уменьшение горизонтального разрешения региональных моделей (WRF или HIRHAM) приближает спектр скорости ветра к известному закону «-5/3», однако на мезомасштабе занижения по сравнению с наблюдениями достигают существенных величин. Тем не менее, мезомасштабное моделирование однозначно демонстрирует более адекватное описание поля экстремальных скоростей ветра по сравнению с современными реанализами.

В работе [11] был проанализирован обширный массив наблюдений на арктических метеостанциях и выявлены некоторые любопытные особенности статистического распределения скорости ветра. Было показано, что массив экстремумов содержит данные, принадлежащие к двум различным генеральным совокупностям, каждая из которых надежно описывается распределением Вейбулла. Используя сложив-

шуюся в мировом научном сообществе специальную метафорическую терминологию [8, 9], эти наборы экстремумов были названы «чёрными лебедями» и «драконами», причем за наибольшие экстремумы отвечают именно «драконы», превосходящие «лебедей» на 10 – 30% (при одном и том же квантильном уровне 0,99). Возникла задача анализа каких-либо особенностей, своеобразных отличий ситуаций, относящихся к разным выделенным типам.

Прежде всего, в [11], была проведена оценка воспроизведения подобных экстремумов моделью ИВМ РАН 4.0. Оценки показали, что горизонтальное разрешение глобальных климатических моделей не позволяет определять экстремальные скорости ветра, отнесённые к типу «драконы». Поэтому анализ и исследование генезиса «чёрных лебедей» и «драконов» целесообразно проводить на более мелком – мезомасштабе.

В данной работе для регионального моделирования атмосферы с высоким разрешением использовалась мезомасштабная негидростатическая модель COSMO-CLM (версия 5.0). Это климатическая версия региональной мезомасштабной модели COSMO, разрабатываемая одноимённым консорциумом (Consortium for Small-scale Modeling), включающим в себя национальные службы прогноза погоды ряда стран, в том числе РФ (Росгидромет). Развитие климатической версии модели осуществляется в рамках международного научного сообщества CLM-Community [1], она основана на тех же описаниях динамики, физических параметризациях и численных решениях, которые реализованы в оперативной COSMO. Главные отличия климатической версии модели от оперативной заключаются в ряде модификаций и расширений, предназначенных для долговременных численных экспериментов, таких как большая глубина моделируемого слоя подстилающей поверхности и учет сезонного хода параметров подстилающей поверхности [3, 7].

Негидростатическая модель COSMO-CLM основана на уравнениях Навье-Стокса, описывающих динамику сжимаемой жидкости во влажной атмосфере. Модельные уравнения решаются на вращающейся сетке «широта-долгота» с координатами (λ, φ). Вращающаяся система координат преобразуется из географических координат (λ_g, φ_g) путем смещения северного полюса. Полюс может быть размещён таким образом, что экватор проходит через центр модельной области. Таким образом, минимизируется проблема сходимости меридианов в точке полюса для любой ограниченной модельной области по земному шару. В роли вертикальной координаты выступает гибридная величина μ (σ-z система), представленная σ-координатой от земной поверхности (Z_0) до промежуточного уровня Z_F, а выше уровня Z_F – обычной Z-координатой. Такое представление вертикальных координат позволяет избежать проблем, связанных с неоднородностью рельефа подстилающей поверхности.

Численная схема реализована на сетке Аракавы типа C. По умолчанию используется двухуровневая схема интегрирования по времени Рунге-Кутты, с расщеплённым подавлением акустических и гравитационных волн, дискретизация адвективных членов 5-го порядка. Турбулентность параметризуется одномерной TKE схемой замыкания 2,5 порядка; схема параметризации переноса в приземном слое основана на турбулентной кинетической энергии, включает ламинарно-турбулентный слой шероховатости. Это позволяет разделить модельные значения на твёрдой поверхности и уровне шероховатости. Более подробное описание физики и динамики модели и параметризаций подсеточных процессов можно найти на сайте модели [2].

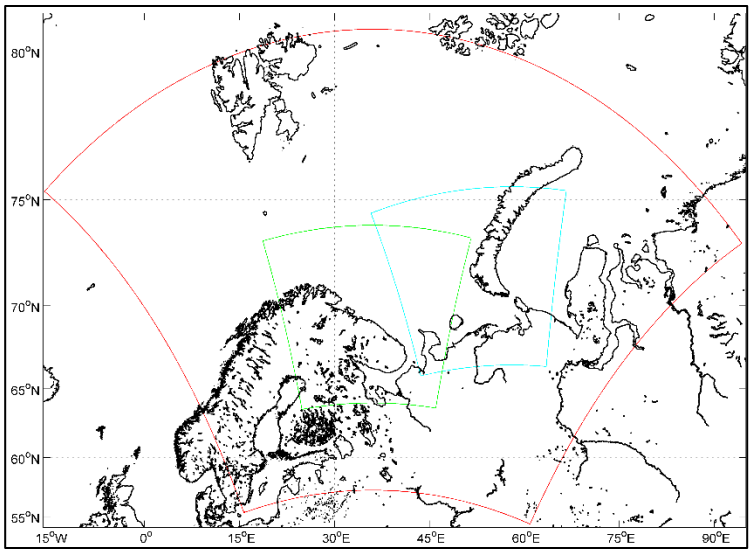


Рис. 1. Модельные области, использованные для расчётов. Большая область с красной границей – с шагом 18 км, маленькие – с шагом 2,8 км.

Постановка экспериментов включала в себя выбор конфигурации модели, начальных данных, горизонтального и вертикального разрешения, модельной области, использование технологии даунскейлинга («вложенных сеток»).

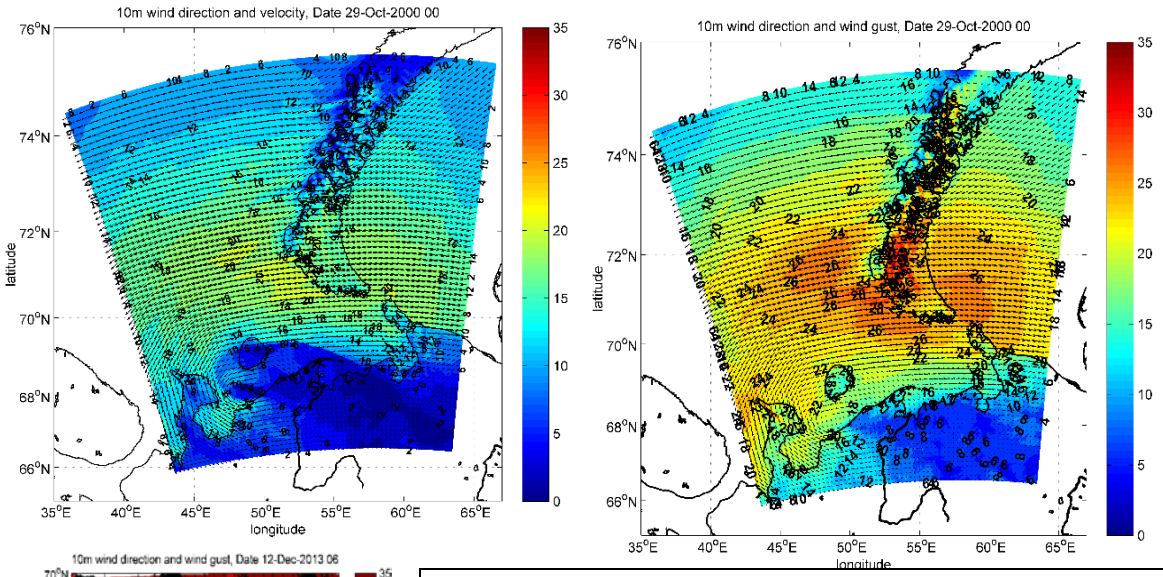
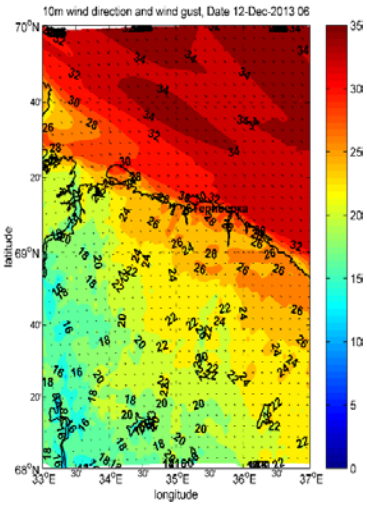
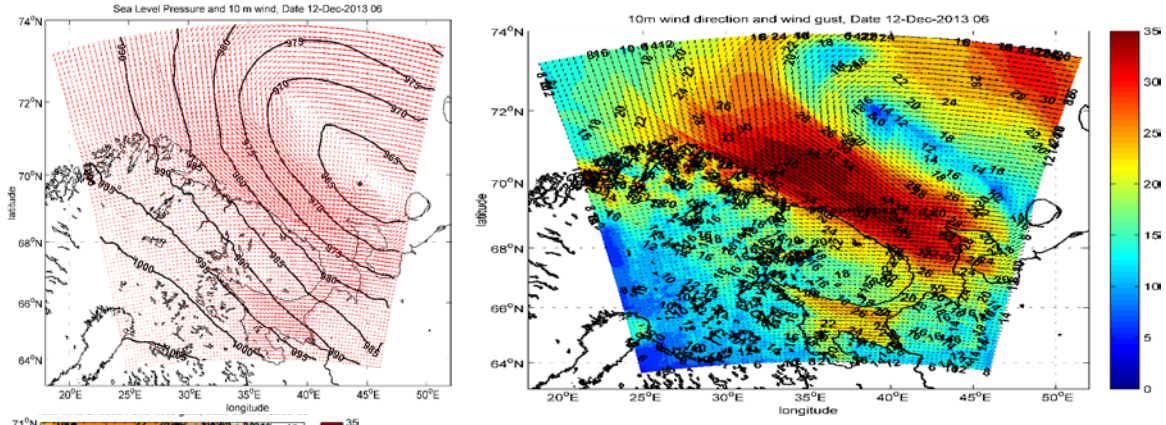


Рис. 2 а,б,в. Поле направления и скорости ветра 29.10.2000 в 00 СГВ, средняя за 10 минут (м/с, слева, а) и порывы (м/с, справа, б), детализированная карта (внизу, в).



В данном исследовании в основном применялась следующая схема: горизонтальное разрешение модели – 0.12^0, начальные данные – реанализ ERAInterim (~0.75^0), 40 модельных уровней по вертикали, в большинстве случаев использовался даунскейлинг до разрешения 2,8 км. Модельная область охватывала акваторию Баренцева и части Карского морей и прилегающих акваторий, севера ЕТР (рис. 1). Конфигурация модели – стандартная, с использованием приведённых выше параметров. В каждом эксперименте граничные данные реанализа поступали каждые 6 часов. Было выбрано несколько ситуаций для проведения числен-



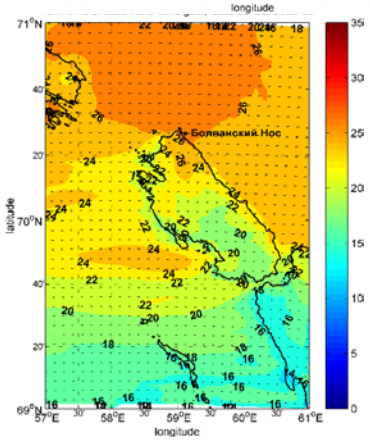


Рис. 3 а,б,в. Поле приземного давления и направления ветра 12.12.2013 в 06 СГВ (гПа, слева, а), направление ветра и порывы (м/с, справа, б), детализированная карта (внизу, в).

ных экспериментов с мезомасштабной негидростатической моделью COSMO-CLM: 15 – 17.12.1997, 29 – 30.10.2000, 26.01.2002, 05.02.2003, 12.12.2013. Период каждого эксперимента составлял 7 дней, с тем расчётом, чтобы рассматриваемое экстремальное событие оказалось в середине этого периода.

Перейдём к анализу результатов модельных расчётов по описанным экспериментам. В первую очередь, следует отметить, что во всех случаях динамику процессов синоптического масштаба

(циклогенез) модель воспроизвела очень хорошо. Это было выявлено при сравнении результатов моделирования с архивом синоптических карт. Далее проанализируем воспроизведение мезомасштабных особенностей атмосферной циркуляции в каждой ситуации. Рассмотрим случай с экстремальными ветрами 29 – 30 октября 2000 г. (рис. 2). В данной ситуации наблюдалось усиление скоростей ветра над южной оконечностью Новой Земли, и в проливе Карские Ворота. Регион находился на северо-восточной периферии мощного циклона, перемещавшегося по югу Баренцева моря. Мощные СВ ветры были ориентированы вдоль Карских Ворот, а также инициировали резкие катабатические ускорения и порывы ветра на юго-западном побережье Новой Земли (рис. 2а,б). Средние скорости ветра в проливе достигали 20 м/с, с порывами до 24 – 26 м/с. На приведённых картах видна пятнистость поля ветра над островами и прибрежными территориями, а также полосы усиленного ветра над акваториями в Баренцевом море. Очевидно, это возмущения мезомасштаба. На детализированных картах (рис. 2в) также хорошо видны неоднородности поля ветра, по-видимому, связанные с гидродинамическим влиянием суши и ускорением ветрового потока в проливе.

Другая ситуация, наблюдавшаяся 12.12.2013, 06 СГВ, характеризовалась максимальными скоростями ветра из рассматриваемых и наиболее близко воспроизведёнными моделью. Мощный циклон (с давлением в центре <965 гПа, рис. 3а) перемещался с СВ на ЮЗ Баренцева моря, сильно сгущённые изобары располагались квазипараллельно береговой линии. Такое сочетание факторов и длительное сохранение этой ситуации, очевидно, способствовало формированию таких чрезвычайных аномалий скорости ветра (рис. 3б). Причём область максимальных ветров сохранялась на сотни километров от берега, в открытом море. Более детальная карта (рис. 3в) демонстрирует также очень существенный горизонтальный сдвиг ветра через береговую линию: 12 – 20 м/с в средних скоростях, 26 – 32 м/с в порывах. При оценке качества воспроизведения моделью скоростей ветра стоит обратить внимание на следующие особенности. Учитывая, что станция Териберка располагается на берегу залива и возле крутого холмистого берега, недооценка и занижение моделью реально наблюдавшихся скоростей ветра могут быть обусловлены этими местными условиями. Кроме того, принимая во внимание, что при скорости 12 – 15 м/с, частица воздуха «пробегает» за 10 минут 7 – 9 км, т.е. как минимум 3 узла сетки модели, можно заключить, что в таком горизонтальном масштабе модель вполне удовлетворительно воспроизводит детализированное поле ветра.

Анализ этих и других случаев показал, что с горизонтальным разрешением 2 – 3 км динамику объектов синоптического масштаба и общую структуру поля ветра модель воспроизводит хорошо. Важным обстоятельством является то, что мезомасштабная модель COSMO-CLM оказалась способна воссоздавать над морем и вблизи побережий скорости ветра, приближающиеся к наблюдаемым экстремальным значениям.

С разрешением 2,8 км модели удаётся воспроизвести детальное пятнистое поле ветра, обусловленное, как правило, местными орографическими или динамическими факторами. С одной стороны, модель систематически занижает реально наблюдавшиеся средние значения скорости ветра и порывов на морском побережье до 4 – 5 м/с. С другой стороны, при таких скоростях перемещения частицы воздуха (15 – 20 и более м/с) акцентирование внимание на воспроизведении характеристик в конкретной точке не имеет большого физического смысла. Поэтому для оценки правомерно рассматривать некоторую область в окрестности данной точки, в пределах которой частица успевает переместиться за ~10 минут. Отталкиваясь от таких рассуждений, можно констатировать, что с пространственным разрешением порядка первых километров модель воспроизводит скорости ветра вполне адекватно.

Что касается задачи по выявлению генетических различий между выделенными типами экстремальных скоростей ветра, то в первом приближении явных отличий выявить не удалось. Частично это связано с пока недостаточной выборкой рассмотренных случаев. Однако, можно предположить, что к появлению подобного рода событий приводит редкое наложение крупномасштабных синоптических факторов (ориентация сильно сгущённых изобар в перемещающихся мощных барических образованиях относительно береговой линии) и ряда местных мезо- и микромасштабных факторов (рельеф, конфигурация береговой линии и др.). В перспективе дальнейших исследований генезиса экстремальных скоростей ветра в Арктике, таких как «чёрные лебеди» и «драконы», необходимо ориентироваться на негидростатические модели высокого разрешения с использованием технологии даунскейлинга.

Литература:

1. CLM Community site http://www.clm-community.eu/
2. COSMO Model documentation http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/default.htm
3. Böhm U., Kuecken M., Ahrens W., Block A., Hauffe D., Keuler K., Rockel B., Will A. CLM – The Climate Version of LM: Brief Description and Long-Term Applications. COSMO Newsletters, No. 6, 2006, pp. 225 – 235.
4. Frehlich R., Sharman R. The use of structure functions and spectra from numerical model output to determine effective model resolution. Mon. Wea. Rev., Vol. 136, pp. 1537 – 1553, 2008.

5. Larsen X. G., Ott S., Badger J., Hahmann A. N., Mann J. Recipes for Correcting the Impact of Effective Mesoscale Resolution on the Estimation of Extreme Winds. J. of Appl. Met. And Clim., 2012, Vol. 51, pp. 521 – 533.
6. Lindsay R., Wensnahan M., Schweiger A. and Zhang J. Evaluation of Seven Different Atmospheric Reanalysis Products in the Arctic. J. Climate, 27, pp. 2588 – 2606, 2014.
7. Rockel B., Will A. and Hense A. The Regional Climate Model COSMO-CLM (CCLM). Meteorologische Zeitschrift, Vol. 17, No. 4, pp. 347 – 348, 2008
8. Skamarock, W. C. Evaluating mesoscale NWP models using kinetic energy spectra. Mon. Wea. Rev., 2004, Vol. 132, pp. 3019 – 3032.
9. Sornette D. Dragon-Kings, Black Swans and the prediction of crises. – International Journal of Terraspace Science and Engineering, №2 (1), pp. 1–18, 2009
10. Taleb N.N. The black swan: The impact of the highly improbable fragility. New York, Random House, 300 p., 2010
11. Кислов А.В., Матвеева Т.А., Платонов В.С. Экстремумы скорости ветра в Арктике. Фундаментальная и прикладная климатология, 2015, №2, с. 63 – 80.

RADIOMETEOROLOGICAL MAPPING CONDITIONS OF REFRACTION IN THE TROPOSPHERE

Batueva E.V.

Institute of Physical Materials Science SB RAS, Ulan-Ude, Russia
E-mail: elizavlad@mail.ru

Radio meteorological mapping of various physical and climatic regions is acquiring topical importance in connection with the need of rapid diagnosis and forecast of radio wave propagation features in ground layers of atmosphere.

There are 146 stations of aerological radio sounding distributed unevenly over the territory of the former USSR, including 57 stations in the European part, 14 stations in the Middle Asia and 75 stations in Siberia.

The isoline maps were developed on the basis of database on radio meteorological parameters of ground atmosphere, based on the values of main meteoelements up to 3000 m above the level of 146 stations. The set comprises up to 20 maps, characterising spatial distribution of average and average square deviations of ground values of refractivity, vertical gradient, main meteoelements in different times of the day (morning, noon, evening and night) of the middle months in four seasons of the year. It also includes 4 maps of average monthly values of the said parameters.

So, while sufficient data is available on vertical distribution of radio meteorological parameters over the aerological radio sounding stations in the European part, the vast, not casily accessible or remote territories in tundra part of Siberia, Trans-Arctic Region and the Far East practically cannot be adequately characterized by a limited number of stations where our preliminary studies show the most interesting spatial-temporal distributions of radio meteorological parameters.

To make it more graphic and practically applicable radio meteorological parameters can be conveniently presented as isoline maps.

The second block of the database contains the calculated mean values of atmospheric refractivities for radio waves with regard to all those meteorological elements mentioned, as well as their standard deviation values at the same heights and grouped into months and time of day.

The third block of the database is a summary of the mean values of vertical gradients of refractivity and their standard deviation in tropospheric layers of varying thicknesses and heights of the lower border layer, which are grouped into a time zone in the same manner as the previous blocks.

Automated method of constracting radio meteorological maps was utilized in producing a set of isoline maps on atmospheric refractivity N. The above maps were developed on the basis of database on radio meteorological parameters of ground atmosphere, based on the values of main meteoelements up to 3000 m above the level of stations. The set comprises up to 20 maps, characterising spatial distribution of average and average square deviations of ground values of refractivity in different times of the day (morning, noon, evening and night) of the middle months in four seasons of the year. It also includes 4 maps of average monthly values of the said parameters.

РАДИОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ УСЛОВИЙ РЕФРАКЦИИ В ТРОПОСФЕРЕ

Батуева Е.В.

Институт физического материаловедения СО РАН, Улан-Удэ, Россия
E-mail: elizavlad@mail.ru

Радиометеорологическое картографирование различных физико-климатических регионов становится весьма актуальным в связи с необходимостью оперативного диагноза характеристик распространения радиоволн в приземных слоях атмосферы. Радиофизические карты могут служить основой для перспективного планирования работы радиоэлектронных средств в заданном районе, а также для решения оперативных задач по прогнозу радиофизических полей при работе радиосистем с заданными характеристиками [1].

Картографирование — один из заключительных этапов обработки радиометеорологической информации. Осуществляется тщательный анализ данных с классификацией станций по условиям местоположений. Особое внимание обращается на данные, отклоняющиеся от преобладающего среднего фона. В распределении характеристик, изменяющихся под влиянием подстилающей поверхности, возможны существенные различия даже на малых расстояниях. В связи с этим при построении карт важно выбрать интервал изолиний. Интервал определяется с таким расчетом, чтобы колебания картографируемого элемента по отдельным станциям укладывались между изолиниями, не превышая двойной средней квадратичной ошибки средних. Проведение изолиний — наиболее важный элемент картографирования [2,3].

На территории России и бывших союзных республик располагались 146 станций аэрологического радиозондирования, которые были распределены весьма неравномерно: 57 станций в Европейской части, 14 в Средней Азии и 75 - в Сибири. Таким образом, если имелись достаточные сведения о вертикальном распределении радиометеорологических параметров над станциями аэрологического радиозондирования в Европейской части, то они из-за весьма малого количества станций практически слабо характеризовали огромную труднодоступную и отдаленную территорию тундровой части Сибири, Заполярья и Дальнего Востока, где по нашим исследованиям [4,5] наблюдаются наиболее интересные пространственно-временные распределения радиометеорологических параметров.

Карты изолиний построены на основе базы данных радиометеорологических параметров приземной атмосферы, составленной по значениям основных метеоэлементов до 3000 м над уровнем станций. В блок входят 20 карт, характеризующих пространственное распределение среднего и среднеквадратического отклонения приземных значений показателя преломления, вертикального градиента и основных метеоэлементов в различные времена суток (утро, день, вечер и ночь) центральных месяцев четырех сезонов года. Также в указанный комплект входят по 4 карты, характеризующие среднемесячные значения рассматриваемых параметров.

База данных состоит из отдельных блоков (рис. 1). Каждый блок представляет собой файл, который может пополняться информацией по мере ее поступления, частично корректироваться или уничтожаться при обнаружении ошибок в данных. Каждый из блоков включает в себя следующую информацию:

- данные аэрологических наблюдений в форме таблиц ТАЭ-16 и ТАЭ-3;
- усредненные десятилетние данные радиозондирования.

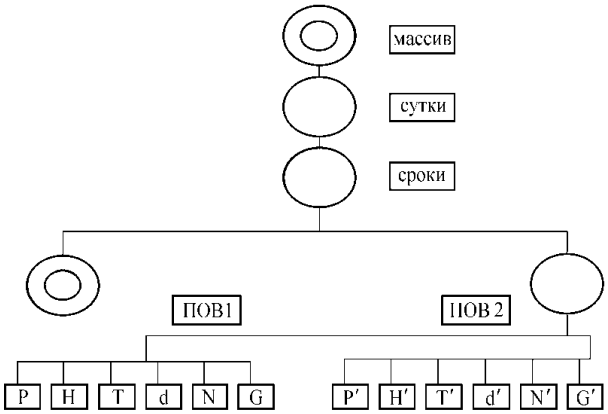


Рис. 1. Структура информационного массива.

Массив данных содержит информацию за три года, что определяется типом поставленной задачи. Группа ГОД включает в себя примерно 120 групп СУТКИ. Группа СУТКИ состоит из четырех групп СРОКИ, т.е. включает информацию за четыре срока наблюдений. Группы ПОВ1 и ПОВ2 состоят соответственно из 5 и 6 основных элементов. Группа СРОКИ состоит из 5 групп ПОВ1 и 9 групп ПОВ2. Записи в файле СРОКИ расположены в возрастающей последовательности значений ключевых элементов: год, месяц, день, срок наблюдения. Основная задача информационной базы данных — это накопление массивов данных, их обработка и интерпретация по запросам пользователей.

Для наглядности и практического применения радиометеорологических параметров удобно представить их в виде карт изолиний. Введем следующие обозначения:

$f(\theta_i, \lambda_i)$ - произвольный измеряемый над станцией зондирования радиометеорологический параметр;

θ_i, λ_i - географические координаты станций; (θ_i - широта, λ_i - долгота).

Тогда можно записать систему линейных алгебраических уравнений

$$f(\theta_i, \lambda_i) = \sum_{n=1}^{N} \sum_{m=0}^{n} \left[a_n^m \cdot \cos(m\lambda_i) + b_n^m \cdot \sin(m\lambda_i) \right] P_n^m(\theta_i), i = 1 \ldots M, \qquad 1)$$

где $P_n^m(\theta_i)$ - присоединенные полиномы Лежандра степени n и порядка m, заданные в нормировке Грамма-Шмидта; $\theta = \Phi - 90°$, Φ - географическая широта; M - количество станций; a_n^m, b_n^m - неизвестные коэффициенты.

Решение системы линейных алгебраических уравнений (1) относительно неизвестных a_n^m, b_n^m позволяет получить информацию о радиометеорологическом параметре в любой точке с координатами (θ, λ) над исследуемой территорией.

Система уравнений (1) была решена методом наибольших вкладов, разработанных авторами [6]. Точность решения системы уравнений (1) зависит от длины аппроксимирующего ряда (1). При n=8, N=50 среднеквадратичная погрешность составляет ~ 0,2%.

В докладе приведены результаты построения радиометеорологических карт, полученных из радиометеорологической базы данных. Наблюдения характеризуются однородностью способов зондирования (радиозонды А-22, РКЗ-1), что обеспечило относительную равноточность результатов зондирования и достаточную репрезентативность результатов статистической обработки метеоэлементов.

Можно выделить четыре уровня концептуального моделирования баз данных для целей радиометеорологического картографирования.

Первый уровень – моделирование пространственного распределения изучаемых параметров или системное рассмотрение основной проблемы исследования. Результатом является общая схема, которая описывает основные параметры и факторы, влияющие на их вариации.

Второй уровень – моделирование блоков, серий, наборов карт, которые оптимально отражают основные составляющие исследуемых радиометеорологических параметров. На этом уровне основной единицей моделирования является тематическая карта, которая освещает распределение одного из метеопараметров.

Третий уровень – моделирование тематического содержания отдельной карты, которая раскрывает проблему. Этот уровень содержит информацию о модели тематических данных и определяет способы картографического изображения.

Четвертый уровень – моделирование составляющих тематического содержания отдельной карты. Эта процедура предусматривает формирование новых составляющих базы данных на основе преобразования существующей информации с помощью графических схем анализа данных.

Таким образом, создание базы данных тематического картографирования выделяется из общей технологии поддержки картографических баз данных наличием соподчиненных элементов содержания и базируется на структурно – графических схемах классического картографического моделирования [7].

Средние значения температуры, давления и влажности, а также их стандартные отклонения на разных высотных уровнях до 3000 м в отсчете от уровня станции, сгруппированные по всем месяцам года и по срокам суток (утро, день, вечер, ночь и среднесуточные по всем срокам) составляют отдельный блок радиометеорологической базы данных.

Второй блок базы данных содержит пересчитанные по метеоэлементам средние значения показателей преломления атмосферы для радиоволн, а также значения их стандартных отклонений на тех же высотах, и сгруппированные по месяцам и временам суток.

В отдельный, в третий блок базы данных, сведены средние значения вертикальных градиентов коэффициента преломления и их стандартные отклонения в различных по мощности тропосферных слоях с

различными высотами нижней границы слоя, которые сгруппированы во временной области аналогичным с предыдущими блоками образом.

По автоматизированному методу построения радиометеорологических карт построен блок карт изолиний показателей преломления атмосферы N. Указанные карты получены на основе базы данных радиометеорологических параметров приземной атмосферы, составленной по значениям основных метеоэлементов до 3000 м над уровнем станций. В блок входят по 20 карт, характеризующих пространственное распределение средних и среднеквадратических отклонений приземных значений показателя преломления в различные времена суток (утро, день, вечер и ночь) центральных месяцев четырех сезонов года. Также в указанный комплект входят по 4 карты, характеризующие среднемесячные значения рассматриваемых параметров.

В докладе приводятся карты изолиний показателя преломления атмосферы, построенные по результатам средних значений четырех сезонов года. Как и ожидалось, показатель преломления тропосферы N, также как определяющие их метеорологические параметры температуры, давления и влажности подвержены пространственно-временной вариации. Наблюдается достаточно сложное пространственно-неоднородное распределение показателя преломления на севере и восточных регионах Сибири с несколькими локальными участками, где изолинии замкнуты вокруг "полюсов холода" - станции Оймякон.

В Европейской части аналогичные территории с замкнутыми изолиниями отсутствуют, наблюдается в основном их широтное расположение.

Средние величины вертикальных градиентов коэффициента преломления и их стандартные отклонения в оболочке базы данных рассчитаны в таких приземных слоях атмосферы как 2:300 м, 2:600 м, 2:900 м, 2:1500 м, 2:2000 м, 2:3000 м и в приподнятых слоях 300:600 м, 300:900 м, 300:1200 м, 300:1500 м, 300:2000 м, 300:3000 м, а также в слоях выше 600 м и 900 м. По результатам этих вычислений построены соответствующие карты изолиний, характеризующие различные сезоны года и времена суток.

С увеличением толщины рассматриваемого тропосферного слоя, а также с ростом высоты его нижней границы значения вертикальных градиентов коэффициента преломления убывают независимо от времени суток и сезона года. Анализ сравнения карт вертикальных градиентов с одновременными картами приземных значений коэффициента преломления свидетельствует в целом о существовании между ними некоторой статистической взаимосвязи.

Изучение суточных изменений пространственного распределения вертикальных градиентов показывает на их слабое изменение в зимний период в резко-континентальных регионах севера и востока Сибири, что является следствием доминирующего влияния Сибирского антициклона наряду с регионами Заполярья, где в этот период года наблюдается полярная ночь.

Построены карты изолиний вертикальных градиентов коэффициента преломления, построенные по результатам среднемесячных значений четырех сезонов года (январь, апрель, июль, октябрь). Вокруг "полюса холода" - станции Оймякон наблюдается серия замкнутых изолиний высоких значений вертикальных градиентов коэффициента преломления.

Литература:

1. Радиоклиматический тропосферный атлас Тихого океана / Под ред. Г.С. Шарыгина. Томск: Томский госуниверситет систем управления и радиоэлектроники. – 2000. – 171 с.
2. Берлянт А.М. Картография. – М.: Аспект Пресс. – 2002. – 336 с.
3. Лурье И.К. Основы геоинформационного картографирования. – М: Изд-во Московского ун-та. – 2000. – 143 с.
4. Batueva E.V. The analysis of radio sonde measurements at sub-arctic continental aerological stations Proc. of SPIE OPT-ENG. – 2009. – V. 7296, 7296 – OL.P. 6.
5. Батуева Е.В., Дарижапов Д.Д. Статистические модели тропосферы на основе базы аэрологических данных // Вестник ВСГТУ. – 2010. – № 1. – С. 52-58.
6. Базаржапов А.Д., Матвеев М.И., Мишин В.М. Геомагнитные вариации и бури. – Новосибирск: Наука. – 1979. – 248 с.
7. Путренко В.В. Базы данных тематического картографирования в составе инфраструктур пространственных данных // Материалы IX научной конференции по тематической картографии. – Иркутск, 2010. – Т.1. – С. 56-59.

ПРИМЕНЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ СХЕМ ЗАРЯЖЕНИЯ ГИДРОМЕТЕОРОВ В МОДЕЛИ ЭЛЕКТРИЗАЦИИ КУЧЕВО-ДОЖДЕВЫХ ОБЛАКОВ ДЛЯ ПРОГНОЗА ГРОЗОВОЙ АКТИВНОСТИ

Губенко И.М., Рубинштейн К.Г.

ФГБУ «Гидрометцентр России», Москва, Россия
E-mail: img0504@yandex.ru, k.g.rubin@googlemail.com

В работе обсуждается применение модели электризации кучево-дождевых облаков для прогноза грозовой активности. Приведено описание уравнений модели. В качестве входных данных используются результаты расчетов параметров атмосферы по модели WRF-ARW (Weather Research and Forecast). Представлены оценки качества прогноза гроз по предложенной модели электризации с разными механизмами генерации зарядов (безындукционным, индукционным и комплексным). Исследовалось влияние различных механизмов генерации электрических зарядов, возникающих в конвективном облаке, на процессы образования молний. В результате получено, что безындукционный механизм генерации зарядов, является наиболее эффективным и вносит наибольший вклад в процессы инициирования молниевых разрядов. Приведены и проанализированы показатели оправдываемости прогноза гроз с помощью разработанной модели.

В заключении подведены итоги исследования, изложены его основные положения, сделаны выводы.

Исследование выполнено при финансовой поддержке грантов РФФИ А 14-08-01105, А 15-05-02395 и А 16-05-00822.

APPLICATION OF DIFFERENT CHARGING MECHANISMS OF HYDROMETEORS IN ELECTRIFICATION MODEL OF CUMULONIMBUS CLOUDS TO THE THUNDERSTORM FORECAST

Gubenko I.M., Rubinstein K.G.

Hydrometeorological Research Centre of Russian Federation (Hydrometcentre of Russia), Moscow, Russia
E-mail: img0504@yandex.ru, k.g.rubin@googlemail.com

Introduction. Thunderstorm study is one of the main research fields of the atmospheric electricity. Prediction of "cloud-to-ground" lightning discharges is the most important aspect since they are the greatest threat to human, technical devices and engineering structures. Besides there is a close relationship between physical processes in convective clouds (electrification, charge separation, formation of the electric field, phase transitions of moisture, enlargement of the cloud droplets, precipitation). This relationship significantly affects on all aspects cloud evolution. For this moment the electric field of the atmosphere is insufficiently studied. That is why thunderstorm forecast methods mainly are based on atmospheric instability analysis. However, such techniques do not explicitly consider electrical processes occurring in convective clouds. The objectives of this study are:

1. Physical and mathematical description of the cumulonimbus (Cb) electrification model. The model uses the forecasts of numerical predictive mesoscale model WRF-ARW (Weather Research and Forecast) and allows to predict the parameters of the atmospheric electric field (total volume charge, potential and electric field intensity) including specific to thunderstorm activity.
2. Analysis of simulated parameters of the atmospheric electric field for the cases when the simulated thunderstorm cells coincide with observed thunderstorm cells.
3. Comparison of the prognostic values of electrical breakdown with the thunderstorm observations.

Model description. Cb electrification model is a set of equations describing the processes of the generation and separation of electric charges in convective clouds, constants and profiles of meteorological data. The process of charge generation is described by equations taking into account the diameters of interacting hydrometeors (snow, ice particles, graupels, cloud droplets), the fraction of colliding particles, the resulting charge from a collision/merger, gravitational and turbulent speeds of particles' sedimentation and air temperature [2, 3, 10, 20, 21]. The model includes the equations describing non-inductive, inductive mechanisms of charging and its combination – the integrated scheme. Diffusion charging is neglected due to the fact that despite the high content of

light ions in Cb their contribution to the space charge is insignificant because the difference between the concentrations of positive and negative ions is small [16]. Hallett-Mossop mechanism is not examined because it is significant when ice crystal concentration exceeds the concentration of cloud droplets in a few dozen times (such cases in the experiment were not observed) [15].

Non-inductive charging occurs when graupels collide with snow crystals in the presence of supercooled water. A large particle has a negative charge and the smaller one – the positive charge of the same magnitude. Charge separation under the influence of gravitational forces will cause of positively charged top of Cb and negative at the bottom. The cause of the charge generation is the collision between different hydrometeors (in particular graupels and snow particles, graupels and ice crystals). Pair wise interaction between other hydrometeors is neglected because of the smallness of the charge generated as a result of their interactions [10, 15, 20, 21]. *Inductive* charge mechanism occurs when the hydrometeors are polarized by the atmospheric electric field. Interacting particles have the shape of a sphere or ellipsoid, different diameters, the particles collide tangentially, and the electric field is uniform and quasi-stationary [16]. The negatively charged smaller particles slide over the surface of the large particles and then coming off and getting a positive charge [16]. Subsequently the polarized charges start to separate in a gravitational field [14, 21]. Inductive charging of solid or liquid particles is possible at the initial stages of Cb electrification and do the negligible contribution to the electrification processes also (short-term interaction of the particles leads to their small charge) [6, 14].

The *input data* for the electrification model (meteorological data profiles) are obtained by the hydrodynamic mesoscale model WRF-ARW. We used the model WRF-ARW v.3.4.1 with a horizontal resolution of 18 km and 41 vertical levels. The model configuration includes the following parameterizations: microphysics – Thompson scheme [18], the long-wave and short-wave radiation – RRTMG, surface and boundary layers – MYNN, soil – Noah, convection – Betts-Miller-Janic scheme [5]. The input data for electrification model are profiles of fraction of snow, ice particles and graupels, cloud water content, air temperature and vertical wind component in the layer 1020-300 hPa.

Ice crystals are treated as monodisperse distributions, graupels and snow particles are assumed to have inverse exponential size distributions of diameter [7, 9]. *Gravitational speeds* of the snow particles and graupel sedimentation and *turbulent coagulation speed* are calculated using formulas from papers [7, 9, 16, 19]. Since the difference between the gravitational sedimentation speed of ice and vertical velocity component is negligible then we take the gravitational speed of ice equal to the vertical wind velocity component [9].

Non-inductive mechanism of the charge generation implies the interaction of solid hydrometeors (ice crystals+graupels, particles of snow+graupels) [10, 20, 21]:

$$S = \int_0^\infty \int_0^\infty \frac{\pi}{4} \delta q_{1,2} (1 - E_{1,2}) \left| V_1 - V_2 \right| \times (D_1 + D_2)^2 n_1(D_1) n_2(D_2) dD_1 dD_2 \quad , (1)$$

where S – non-inductive charge generation between the interacted solid hydrometeors, C/m^3·s; $\delta q_{1,2}$ – charge produced in one collision, C; $E_{1,2}$ – collision coefficient of hydrometeors; $V_{1,2}$ – speed of the gravitational sedimentation of hydrometeors, m/s; $D_{1,2}$ – diameter of particles, m.

Charge $\delta q_{1,2}$ produced in one collision is calculated using equation from [10, 11, 20, 21].

The equation of the *inductive charging* occurring due to interactions between graupels and cloud droplets [1, 11-13, 21]:

$$S = (\frac{\pi}{4}) E_{1,2} E_r D_1^2 V_1 n_2 \alpha \cdot [(\frac{\pi^3}{2} D_1^2 \varepsilon E_z \cos\theta - (\frac{\pi^2}{6}) \delta q_g \frac{D_2^2}{D_1^2}] \quad , (2)$$

where S – inductive charge generation between the interacted graupels and cloud droplets, C/m^3·s; E_r=0,1 – probability of collision of cloud droplets; α=0,022 – proportion of cloud droplets colliding tangentially; V_1 – graupel gravitational sedimentation speed, m/s; n_2 – cloud particles concentration; ε – permittivity of air; cosθ=0,84 – cosine of the angle between the cloud droplets and graupels; E_z – vertical component of the electric field intensity, kV/m; δq_g – charge produced in one collision between graupels, C.

Transport equation of the *volume charge* [10, 11, 20, 21]:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\frac{\partial (\rho w)}{\partial z} + \nu \frac{\partial^2 \rho}{\partial z^2} + S \quad , (3)$$

where w– effective particle speed, m/s; ν=500 – turbulent diffusion coefficient, m^2/s.

To approximate the spatial derivatives of the equation (3) we used the central differences of second order. The boundary conditions are periodic conditions on the coordinates x and y, the lower boundary value of space charge density is zero.

The *electric potential* Φ of all grid points are calculated by solving Poisson equation [11, 20, 21]:

$$\nabla^2 \varphi = -\frac{\rho_t}{\varepsilon_0}, \quad (4)$$

where φ – electric potential, V; ρ_t – total space charge density, C/m^3; ε_0=8,8542·10^{-12} F/m – electric constant.

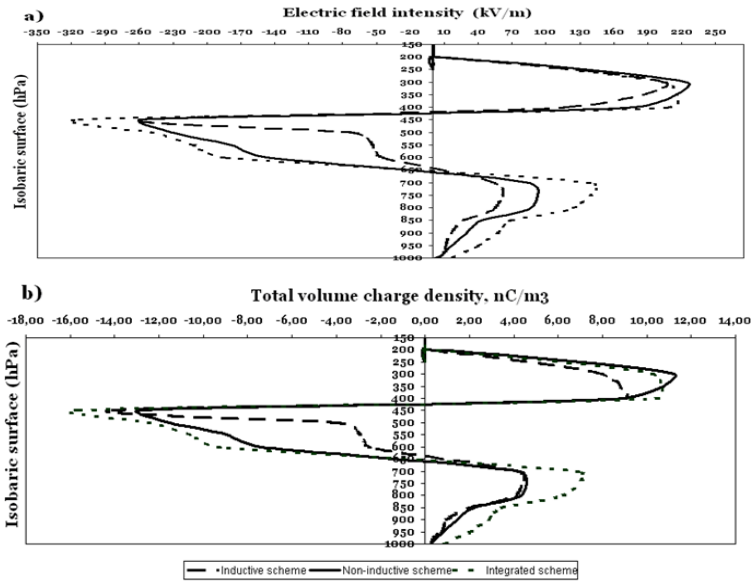
The *electric field E (kV/m)* is calculated by solving the negative difference of the electric potential [10, 11, 20, 21]:

$$E = -\nabla^2 \phi \quad (5)$$

Simulation results and validation. The possibility of using the electrification model for the thunderstorm forecast is studied in this paper. For the quality assessment of the thunderstorm forecast calculated from the electrification model was chosen Russian Central Federal District (CFD) for May 13 - August 31, 2013. Statistical estimations are made using synoptic station network and Worldwide Lightning Location Network (WWLLN) data [8]. The total number of observed thunderstorms by the network of synoptic stations and WWLLN is 1105. The total number of forecasts is 8809. The number of thunderstorms predicted by the electrification model based on non-inductive, inductive and integrated mechanisms of charge generation and matched with the observed data equal to 781, 528 and 682 respectively. Validation of the electrification model includes calculation of the common accuracy, accuracy of thunderstorm availability, accuracy of the absent thunderstorms and Piercy-Obukhov's criterion (Table 1) [4]. According to the Table 1 the accuracy of the thunderstorm forecast given by the electrification model based on the non-inductive charging scheme showed the best results: accuracy of the absence of the thunderstorm is 0,95, common accuracy is 0,79, Piercy-Obukhov's criterion is 0,50.

Table 1. Accuracy of Cb electrification model based on three charge generation schemes

Accuracy of electrization model, units	Non-inductive scheme	Inductive scheme	Integrated scheme
Common accuracy	0,79	0,74	0,70
Accuracy of thunderstorm availability	0,33	0,44	0,24
Accuracy of absent thunderstorm	0,95	0,91	0,91
Piercy-Obukhov's criterion	0,50	0,39	0,39



The process of charge separation in the simulated Cb is also studied. The average vertical profiles of the electric field intensity and the total volume charge in cases where the simulated thunderstorm cell coincided with the observed thunderstorms cells were analyzed (Fig. 1).

Figure 1. Charge structure in the simulated Cb by the electrification model based on three charge generation schemes during the thunderstorm: (a) vertical profile of the electric field intensity, kV/m; (b) vertical profile of the total volume charge, nC/m^3.

The profiles of the electric field intensity and space charge density obtained by the electrification model have a structure with predominance of positive charge at the top of the cloud, negative – in the middle and positive – in the bottom of Cb. For the case of application of the non-inductive scheme the maximum value of the atmospheric field intensity is 224 kV/m at the top of Cb (~ 300 hPa). It corresponds to the total value of the space charge of 11.3 nC/m^3. In applying of the inductive mechanism of charge generation electric characteristics of the Cb are: the maximum positive value of field intensity is 206 kV/m at the top of the cloud. The value of the charge density at the same level is 10.3 nC/m^3. At the bottom of the cloud the negative charges are dominated. The minimum value of the electric field intensity is -257 kV/m (corresponding volume charge density is -12.8 nC/m^3). The maximum value of the field intensity of a positively charged cloud top (for the case of the integrated scheme) is 209 kV/m at ~300 hPa. At the same level the total volume charge is equal to 10.4 nC/m^3. In general the charge distribution, values of the space charge density and electric field intensity do not contradict the results presented in [11, 17, 21].

Conclusions. It is shown that the effect of non-inductive charging makes a significant contribution to the lightning discharge initiation process. The accuracy of the thunderstorm forecast given by the electrification model based on the non-inductive charging scheme showed the best results: accuracy of the absence of the thunderstorm is 0.95, common accuracy is 0.79, Piercy-Obukhov's criterion is 0.50. Generated non-inductive charge due to the collision between solid hydrometeors is higher than the inductive charge generated by the interaction of graupels and cloud droplets. The profiles of the electric field intensity and space charge density obtained by the electrification model have a structure with predominance of positive charge at the top of the cloud, negative – in the middle and positive – in the bottom of Cb.

This work was supported by the RFBR (Russian Foundation for Basic Research) under grants A 14-08-01105, A 15-05-02395 and A 16-05-00822.

References:

1. Aufdermauer A.N., Johnson D.A. (1972). Charge separation due to riming in a electric field. – Q.J.R., Meteor. Soc., vol. 98, pp. 369-382.
2. Gardiner B., Lamb D. and Pitter R. (1986). Measurements of initial potential gradient and particle charges in a Montana summer thunderstorm. – J. Geophys. Res., 90, N D4, pp. 6079-6086.
3. Gaskell W. (1981). A laboratory study of the inductive theory of thunderstorm electrification. – Quarterly Journal of Royal Meteorological Society, 107, N 454, pp.955-966.
4. Guidance document. Methodical instructions. Conducting production (operational) testing of new and improved methods of meteorological forecasts and heliophysics. 52.27.284-91 RD. (1991). Moscow Hydrometeorology Committee under the Cabinet of Ministers of the USSR, 149 pp.
5. Janjic Z. I. (1994). The step–mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer and turbulence closure schemes. Mon. Wea. Rev., vol. 122, pp. 927-945.
6. Jennings S.G. (1975). Electric charging of water drops in polarizing electric fields. - J. Electrost., vol.1, pp. 15-25.
7. Latham J. and Mason B.J. (1962). Electrical charging of hail pellets in a polarizing electric field.- Proc. R. Soc. London, Ser. A., 266, pp. 387-401.
8. Lay E.H. (2008). Investigating lightning-to-ionosphere energy coupling based on VLF lightning propagation characterization. – University of Washington, Seattle, Washingtom State, USA.
9. Lyn Y., Farley, R. and Orville H. (1983). Bulk parameterization of snow in a cloud model. – Journal of climate and applied meteorology, vol. 22, pp. 1065-1092.
10. MacGorman D. R., Straka J. M. and Ziegler C.L. (2001). A lightning parameterization for numerical cloud models. - J. Appl. Meteor., 40, pp. 459-478.
11. Mansel E. R., MacGorman D.R., Ziegler C.L. and Straka J. (2005). Charge structure and lightning sensitivity in a simulated multicell thunderstorm. – J. Geophys. Res., 110, pp.12-20.
12. Mason J. (1988). The generation of electric charges in fields in thunderstorms. – *Proceedings of the Royal Society of London. – Series A, Mathematical and Physical Sciences*, vol. 415, N 1849, pp. 303-315.
13. Moore C.B. (1975) Rebound limits on charge separation by falling precipitation. – J. Geophys. Res., vol. 80, pp.2658-2662.
14. Sartor J.D. (1981). Induction charging of clouds. – J. Atmos. Sci., 38, pp. 218-220.
15. Saunders C. (2008). Charge separation mechanisms in clouds. In planetary atmospheric electricity. – New York: Springer, pp. 335–353.
16. Shishkin N.S. (1964) Clouds, rain and thunderstorm electricity. - L., Hydro-Gidrometeoizdat. , 403 pp.
17. Stolzenburg M., Marshall T.C. (1998). Charged precipitation and electric field in two thunderstorms. - J. Geophys., Res., vol. 103. N D16. pp. 19777-19790.
18. Thompson G., Rasmussen R. M. and Manning K. (2004). Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I. – Phys., Sci., pp.74-86.
19. Wisner C., Orville H. D., Myers C. (1972) A numerical model of a hail-bearing cloud. – J. Atmos. Sci., vol. 29, pp. 1160–1181.
20. Zhao, P., Yin Y., Xiao H. (2015). The effects of aerosol on development of thunderstorm electrification: A numerical study. –Atmospheric Research, 153, 376-391, doi: 10.1016/j.atmosres.2014.09.011.
21. Ziegler C., J. D. MacGorman and P. Ray (1991). A model evaluation of noninductive graupel-ice charging in the early electrization of a mountain thunderstorm. – J. Geophys. Res., 96, N D7, pp. 12833-12855.

USING THE AUTOMATIC SYSTEM OF CLOUD DETECTION BASED ON SATELLITE INFORMATION FOR THE PROBLEM OF THE SYNOPTIC CONDITIONS ANALYSIS

Kostornaya A.A., Antonov V.N., Zakhvatov M.G.

Siberian State Research Center "Planeta" (SRC "Planeta"), Novosibirsk, Russia
E-mail: kostornaya@rcpod.ru, avn@rcpod.siberia.net, zahvatov@rcpod.ru

In order to predict the climate several decades into the future, we need to understand many aspects of the climate system, one being the role of clouds in determining the climate's sensitivity to change. Besides, clouds have always been signs of the weather to come. Scattered white cumulus clusters sailing across a field of blue promise a dry summer afternoon. Massive dark thunderheads portend crop-damaging wind and rain. Today meteorologists scan the moving cloud patterns in satellite images to give daily weather forecasts with much greater accuracy than ever before.

The paper presents the results of using The Clouds from AVHRR Extended System in Siberian State Research Center "Planeta". The Clouds from AVHRR Extended System (CLAVR-x) is a processing system developed at NOAA/NESDIS and UW/CIMSS for generating quantitative cloud products in real-time from the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) [1]. Fig. 1 briefly describes CLAVR-x algorithms. Fig. 2-3 gives a brief results of the comparisons CLAVR-x products with synoptic data, data accepted from environmental satellite CALIPSO - lidar CALIOP (similar to the [2]) and with data of the Doppler weather radar "Barabinsk". There are conclusions of the accuracy map of cloud classification, cloud height and cloud temperature on the top for different seasons and different types of clouds. Weather conditions have been identified leading to false detection of the cloud.

References:

1. Heidenger, A. The clouds from AVHRR Extended User's Guide. Version 5.4.1 / A. Heidenger // NOAA/NESDIS Center for Satellite Applications and Research (STAR). – 2014. – 60 c.
2. Heidinger, A. K. A naive Bayesian cloud-detection scheme derived from CALIPSO and applied within PATMOS-x / A. K. Heidinger, A. T. Evan, M. J. Foster, A. Walther // Journal of Applied Meteorology and Climatology. – V. 51. – Issue 6. – 2012. – C. 1129–1144.

ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ АВТОМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ДЕШИФРИРОВАНИЯ ОБЛАЧНОСТИ НА ОСНОВЕ СПУТНИКОВОЙ ИНФОРМАЦИИ В ЗАДАЧЕ АНАЛИЗА СИНОПТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Косторная А.А., Антонов В.Н., Захватов М.Г.

Сибирский центр ФГБУ "НИЦ "Планета", Новосибирск, Россия
E-mail: kostornaya@rcpod.ru, avn@rcpod.siberia.net, zahvatov@rcpod.ru

Введение.

В 20-21 столетии многократно возросло влияние человеческой деятельности на природу, что повлекло за собой резкое повышение интереса к природным явлениям, их количественным характеристикам и повторяемости. Существенно возрос и интерес к погоде и климату, важным составным элементом которых являются облака. Специалистами различных областей науки и техники, в большей или меньшей степени соприкасающихся с атмосферой, осознано, что дальнейшее развитие их работ в существенной мере тормозится недостатком сведений об облаках – геометрических, физических, географических характеристиках, пространственно-временной изменчивости их параметров и т.д. Острая необходимость в таких сведениях появилась у работ в области прогнозирования погоды, изучения климата и его моделирования, активных воздействий на атмосферные процессы, космических исследований, и т.д. Кроме глобального влияния на климат облачность позволяет идентифицировать состояние атмосферы на текущий момент времени – разнообразие форм облачности напрямую связано с изменениями, протекающими в атмосфере.

Методика автоматического детектирования облачности. Общие сведения.

ФГБУ «Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии «Планета» является ведущей организацией, которая осуществляет оперативный спутниковый мониторинг и участвует в ос-

новных национальных и международных программах, связанных с использованием данных дистанционного зондирования Земли, в том числе и в оперативной гидрометеорологии.

Современные метеорологические спутники позволяют получать информацию об облачности синхронно, однородно и с возможностями перекрытия значительной доли поверхности Земли. По данным спутниковых наблюдений возможно наблюдение за степенью покрытия небосвода, сочетанием их форм, глобальном распределении и пр. В последние десятилетия разрабатывается большое количество технологий позволяющих осуществлять автоматическое дешифрирование облачных полей и получать информацию о характеристиках облачности на основе данных дистанционного зондирования. Конечные тематические продукты, в отличие от данных наземных наблюдений, не являются субъективными, и позволяют с высокой точностью определять параметры облачности, на основе многочисленных расчетов алгоритмов. Многие из уже существующих методов и технологий обнаружения облачности находятся в прямой зависимости от времени года и суток, что представляет собой существенный недостаток для оперативного использования конечной продукции и мониторинга динамики развития синоптических процессов.

Однако, методика, основанная на официальных алгоритмах NOAA по определению облачности и ее характеристик для геостационарных и низкоорбитальных спутников (Clouds from AVHRR Extended) и созданная на основе современных достижений в различных научных дисциплинах, позволяет получать карты метеопараметров облачности круглосуточно в течение года [1]. Исходные спутниковые данные подвергаются поэтапной обработке (рисунок 1), включающей в себя множественные калибровки, оценки качества данных, сравнение их с достоверными данными других спутников и расчетами многочисленных моделей, в большинстве случаев исключающей получение некачественных результатов. Кроме того, дополнительный учет особенностей облачности средних широт позволил с высокой точностью производить разделение массивов по морфологическим классам ВМО.

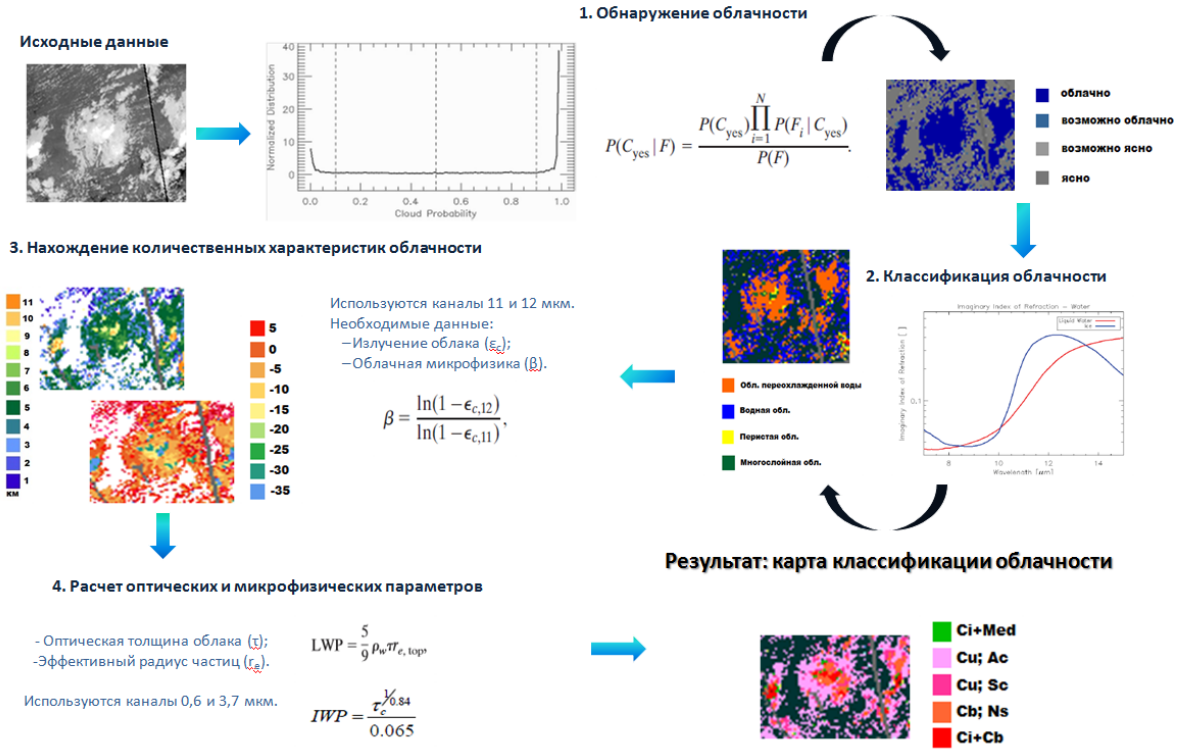


Рисунок 1. Краткая схема создания карт метеопараметров.

Полученные продукты (карты классификации облачности, температуры и высоты ВГО) позволяют отслеживать крупномасштабные облачные массивы, небольшие локальные скопления и оценивать характер атмосферных процессов. Наглядно визуализированные карты характеристик облачности могут быть применимы в оперативной работе синоптика как для диагноза так и для прогноза погоды.

Оценка оправдываемости продуктов методики.

Для обеспечения потребителей качественной и достоверной информацией научным центром "Планета" были проведены различные оценки оправдываемости получаемых продуктов.

Первичная оценка качества рассчитанных параметров облачности проводилась на основе данных наземной наблюдательной сети (приземные и кольцевые карты погоды за ближайшие сроки). При сравнении, учитывающем зоны осадков и различные характеристики общего режима атмосферных процессов (грозы, шквалы и пр), классификация облачности показала высокую достоверность данных. Более де-

тальная оценка точности результатов расчета методики проводилась на основе продуктов космического аппарата CALIPSO (лидара CALIOP) и данных допплеровского метеорологического радиолокатора (ДМРЛ) "Барабинск".

Для проведения сравнения с данными лидара были найдены периоды тандемной съемки спутников NOAA-19 и CALIPSO за 2014 г. Использовались как табличные наборы данных (level-2) для статистического сравнения, так и визуализированные данные в виде профилей общего ослабления рассеяния (level-1). Сравнение облачных массивов и их параметров проводилось вдоль трасс КА CALIPSO по аналогии с [2].

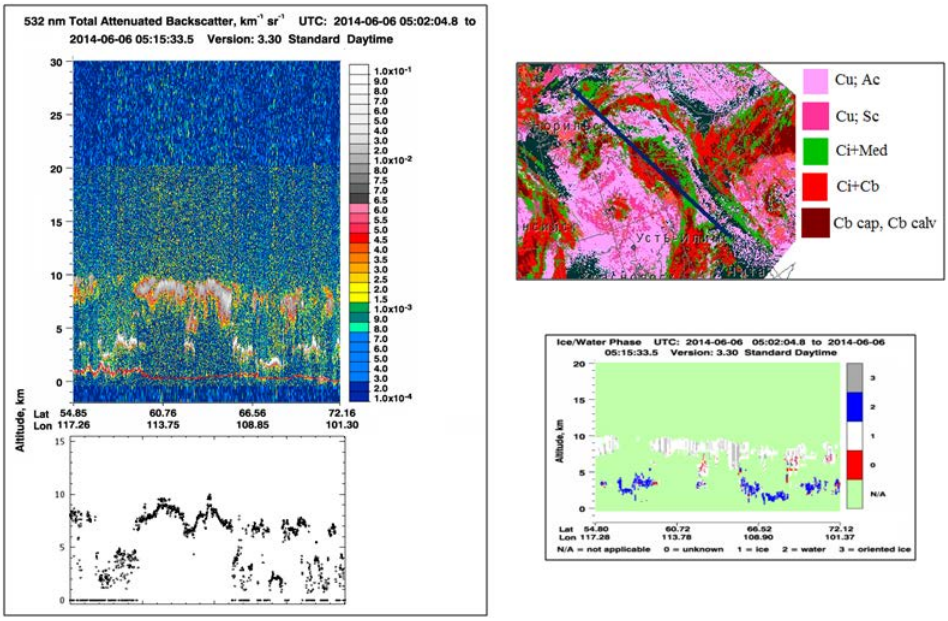


Рисунок 2. Сравнение результатов расчета высоты ВГО методикой с данными лидара CALIOP, 6.06.2014. Слева – профиль общего обратного рассеяния CALIOP вдоль трассы и профиль, построенный по данным методики о высоте ВГО; справа – фрагмент карты типов облачности, с наложенной на нее трассой CALIPSO, и профиль фазового состояния облачности по данным CALIPSO.

В зависимости от сезона года методика показала различные значения оправдываемости, с максимумом в летний период. Точности расчета высоты и температуры ВГО колеблются от 78 до 96% для различных типов облачности, что является неплохим результатом при учете различных разрешающих способностей приборов. Сопоставление данных с большой широтной протяженностью позволило оценить точность обнаружения облачности для крупномасштабные облачные массивы (линии фронтов) и барических образований (циклоны различных стадий развития).

Валидация на основе данных Барабинского ДМРЛ проходила с 1 июня 2015г. по 31 декабря 2015г. Испытание проводилось путем сравнения параметров облачности над территорией Барабинского ДМРЛ с картами параметров облачности на основе информации со спутников (NOAA-19, NOAA-18 и MetOp-B) над территорией охватом около 250 км (рисунок 3).

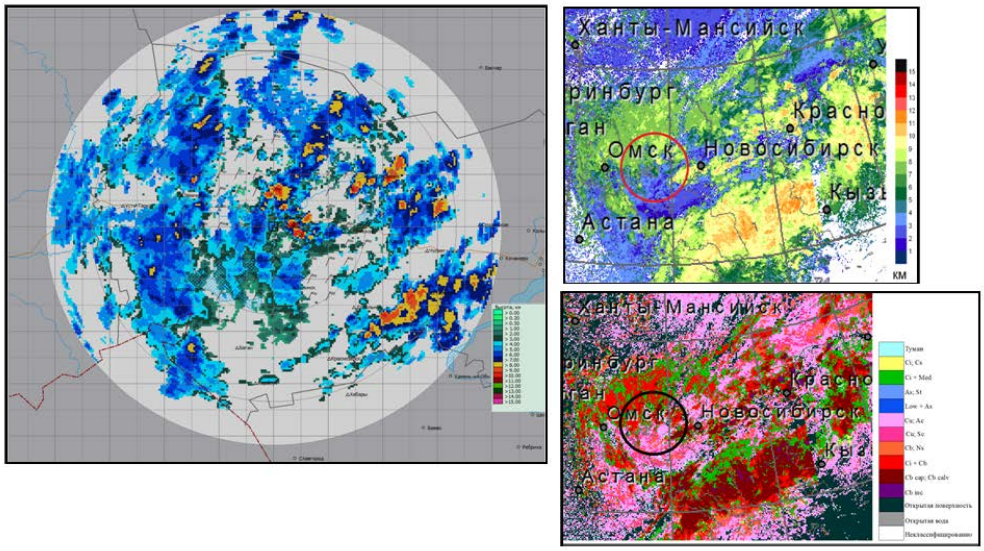


Рисунок 3. Сопоставление продуктов методики и данных ДМРЛ, 13.08.2015. Слева - зона охвата ДМРЛ, 08-39 GMT; справа - облачность над территорией охвата ДМРЛ по данным наблюдений КА NOAA-19, 08-37 GMT.

В результате сопоставления массивов облачности небольшого масштаба сделаны выводы о точности детектирования локальных грозовых ячеек в летний период, отмечена высокая чувствительность методики к улавливанию развития кучево-дождевой облачности с течением времени за счет увеличения конвекции и турбулентного обмена, а также к обнаружению тонкой перистой облачности как предвестника приближающейся линии фронта. Выявлены условия погоды, приводящие к ложному детектированию облачности методикой и расхождениям в данных высоты и температуры ВГО.

Исследования по увеличения надежности работы методики продолжаются, но уже сейчас продукты можно использовать для мониторинга динамики развития синоптических процессов.

1. Heidenger, A. The clouds from AVHRR Extended User's Guide. Version 5.4.1 / A. Heidenger // NOAA/NESDIS Center for Satellite Applications and Research (STAR). – 2014. – 60 с.
2. Heidinger, A. K. A naive Bayesian cloud-detection scheme derived from CALIPSO and applied within PATMOS-x / A. K. Heidinger, A. T. Evan, M. J. Foster, A. Walther // Journal of Applied Meteorology and Climatology. – V. 51. – Issue 6. – 2012. – C. 1129–1144.

ANALYSIS OF HYDROLOGICAL COMPONENTS OF THE SIBERIAN REGION FOR THE XXI CENTURY

[1]Kuzin V.I., [1,2]Lapteva N.A.

[1]Institute of Computational Mathematic and Mathematical Geophysics SD RAS, Novosibirsk, Russia
[2]FBR Institution "State Research Center of Virology and Biotechnology "Vector", Koltsovo, Russia
E-mail: kuzin@sscc.ru

A climatic model of the river runoff with 1/3 degree resolution is presented in the paper. The model is the linear reservoir one i.e., each cell in which is either a reservoir or a cascade of reservoirs. The velocity of fluid from a cell depends linearly on the inflow to the cell and on the slope of the cell it is inversely proportional to a distance between two cells. The flow is separated into the surface flow, the river runoff and the ground flow, the letter being determined in accord with the ground surface model. In the model proposed the influence of the wetland and lakes is included.

The Siberian region in the model is divided into eleven river watersheds : Ob– Irtysh, Yenisei, Lena, Pur, Sambur, Khatanga, Anabar, Olenek, Yana, Indigirka, Kolyma. This paper presents the results of calculations by the linear reservoir model of the climatic river runoff for the Siberian region. For the verification of the model in question the measurements data as well as the MERRA reanalysis data for the XX-th century were used. For the XXI-st century the calculations by the data of the INM, CRNM, GFDL, HadGEM, MIROC5, MPI models of the scenario RCP 8.5 of the Project CMIP5 IPCC were done.

АНАЛИЗ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ СОСТАВЛЯЮЩИХ СИБИРСКОГО РЕГИОНА ДЛЯ XXI ВЕКА

Кузин В.И., Лаптева Н.А.

[1]*Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия*
[2] *ФБУН ГНЦ ВБ «Вектор», Кольцово, Россия*
E-mail: kuzin@sscc.ru

Введение.

Особый интерес специалистами в последнее время уделяется региональным характеристикам гидрологического цикла в средних широтах. Речные стоки для сибирских рек во второй половины XX века на данных реанализа MERRA были рассчитаны в работах [1]. В дальнейшем представляло интерес рассмотреть проекцию развития гидрологических характеристик и, в частности, речного стока в XXI веке на основе данных расчетов по моделям проекта CMIP5. Настоящая работа посвящена рассмотрению отдельных аспектов этой проблемы [2]. В ней обсуждаются результаты расчетов, проведенные по климатической модели речного стока на основе данных результатов шести моделей для XXI века проекта CMIP5 программы МГЭИК. Для всех моделей наблюдается положительный тренд. Это инициировало проведение анализа гидрологических характеристик для каждой из моделей в течение столетия для каждого сезона.

Результаты моделирования и анализа.

Модель речного стока покрывает Сибирский регион по долготе от Урала до Дальнего Востока и по широте от Северного Казахстана до Северного Ледовитого океана. При проведении численных экспериментов по климатической модели речного стока использовано разрешение, составляющее 1/3 градуса по широте и долготе соответственно. Модель является линейной резервуарной моделью [3, 4]. Модель детально была описана в работах [1, 5]. В ней учитывались бассейны рек: Обь-Иртыш, Ангара-Енисей, Лена, Пур-Таз, Хатанга, Анабар, Оленек, Яна, Индигирка, Колыма. Верификации модели проведена на данных реанализа MERRA для периода 1980-2011 гг. Контрольными являлись данные R-ArcticNET [http://www.r-arcticnet.sr.unh.edu/v4.0/index.html] для XX века. Для работы модели необходимо задание входных параметров, таких как осадки, испарение, переходы из жидкой в твердую фазы и обратно, инфильтрация в почву. Эти характеристики взяты из базы данных IPCC (cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5) по результатам расчетов по моделям INM-CM5, CNRM-CM5, GFDL-ESM2M, MIROC5, HadGEM-ES, MPI-ESM для периода 2006 – 2100 гг. Численные эксперименты были проведены по моделированию межгодовой изменчивости стока Сибирских рек в XXI веке. При этом наблюдается положительный линейный тренд стока для бассейна Северного Ледовитого океана, что может являться откликом на климатические изменения в Сибири, приводящие к росту стока сибирских рек, наблюдаемых в последние десятилетия (Рис. 1).

Для выяснения факторов, влияющих на увеличение речного стока, был проведен анализ сезонных изменений климатических и гидрологических характеристик Сибири в каждой из моделей.

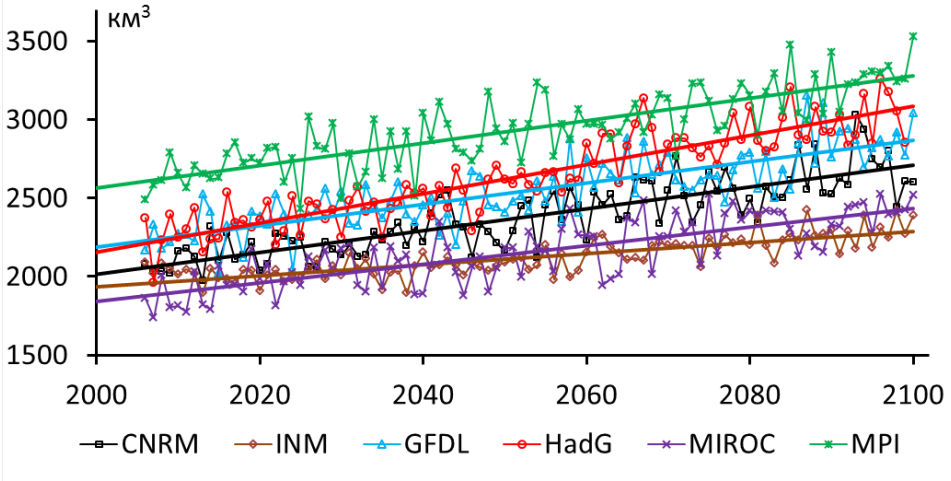


Рис.1. Межгодовая изменчивость стока Сибирскихрек для шести моделей по проекту CMIP5 сценария RCP-8.5.

На Рис. 2 представлены изменения гидрологических характеристик для бассейнов сибирских рек, впадающих в Северный Ледовитый океан, за период с 2006 по 2100 год. Была проведена оценка таких компонентов, как осадки, испарение, разность осадков и испарения и влагонаполнение. Влагонаполнение в модели состоит из трех параметров: осадки - испарение + приток воды за счет таяния снега. Как видно из рисунка для всех шести моделей все характеристики имеют тенденцию к возрастанию.

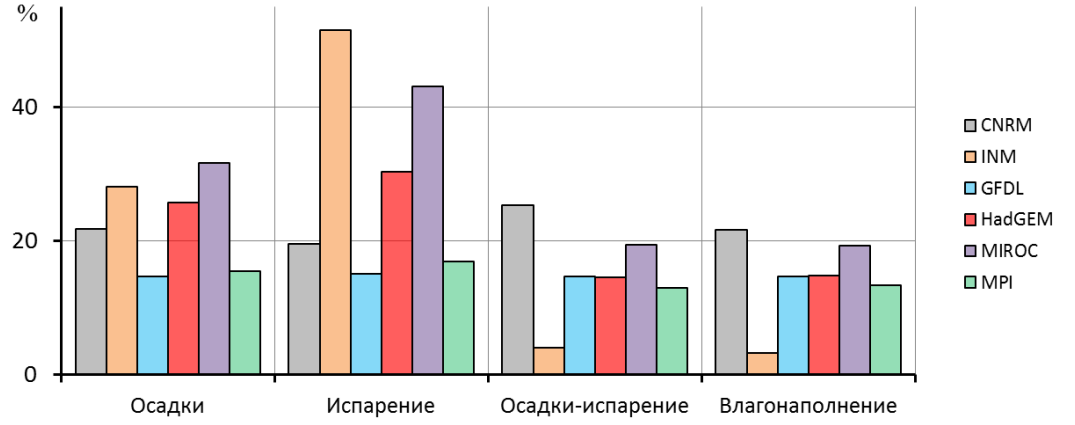


Рис. 2. Процентное изменение гидрологических характеристик для Северного Ледовитого океана в течение XXI века.

На Рис. 3 представлены расчеты анализа сезонных изменений гидрологичнских составляющих притока воды в Северный Ледовитый океан на основе модели MPI-ESM. Представлена оценка таких характеристик, как осадки, испарение, разность осадков и испарения и влагонаполнение. Отличия характеристик, формирующиеся в течение столетия, представлены в виде абсолютных величин и их разностей между собой. Как видно, из рисунка зимой идет возрастание по всем параметрам, весной в меньшей степени, летом происходит уменьшение по влагонакоплению, а осенью идет максимальное увеличение по всем компонентам в сравнении с остальными сезонами.

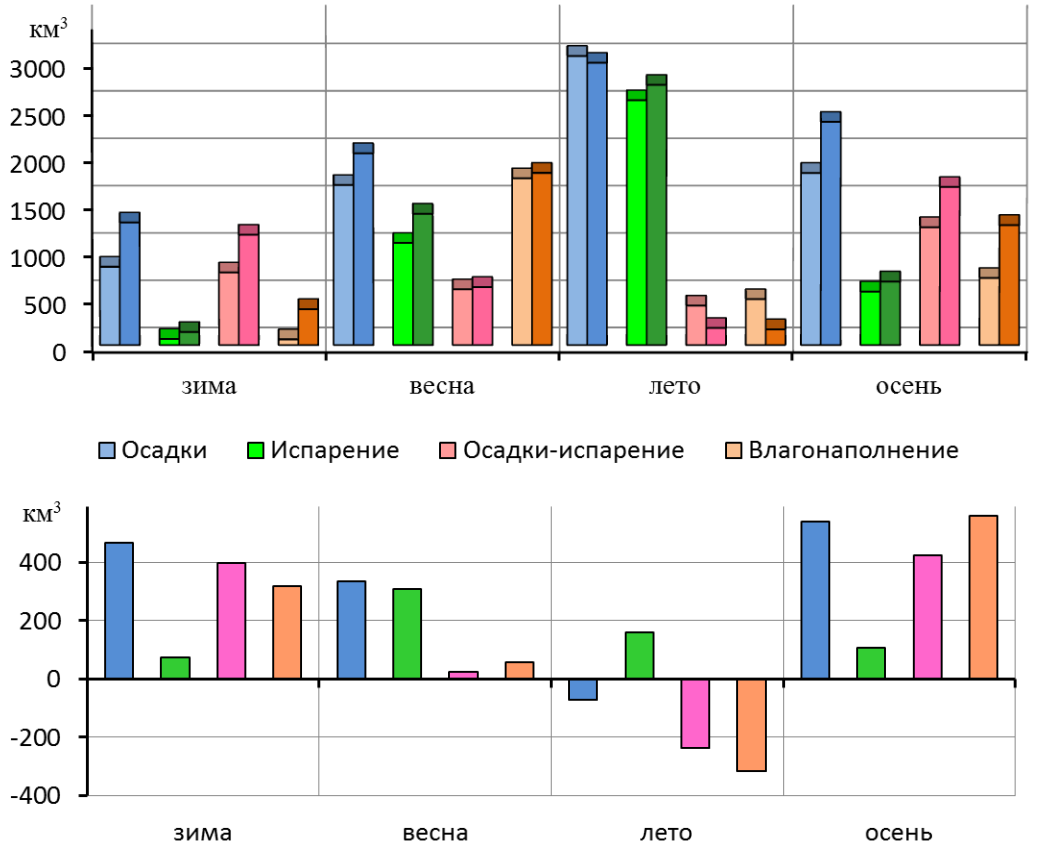


Рис. 3. Изменения гидрологических составляющих по сезонам в течение XXI века.

Анализ показал, что наибольший вклад в увеличение гидрологических характеристик, формирующих сток, дают сезоны зима и осень при умеренном росте весной. Летний период характеризуется отрицательным трендом. Эти характеристики определяют общий положительный тренд речного стока в XXI веке.

Работа поддержана программами президиума РАН 16.6., 17.6 и грантом РФФИ 14-05-00730.

Литература:

1. Кузин В.И., Лаптева Н.А. Математическое моделирование стока основных рек Сибири // Оптика атмосферы и океана. - Т. 27. - № 06. -2014. - С. 525–529.
2. Shiklomanov I.A., Shiklomanov A.I., Lamers R.B., Peterson B.J., Vorosmarty C.J. The dynamics of river water inflow to the Arctic Ocean // Proc. NATO Advanced Research Workshop on the Freshwater Budget of the Arctic Ocean. Tallin, Estonia. 2000. P. 281-296.
3. Бураков Д.А. К оценке параметров линейных моделей стока // Метеорология и гидрология. – 1989. - № 10, с. 89-95.
4. Кучмент Л.С. Математическое моделирование речного стока. - Л.: Гидрометеоиздат, 1972. – 190 с.
5. Кузин В.И., Лаптева Н.А. Математическое моделирование климатического речного стока из Обь-Иртышского бассейна // Оптика атмосферы и океана. - 2012. - Т. 25. - № 06. - С. 539–543.

SIMPLIFIED EXTENDED KALMAN FILTER ASSIMILATION OF SOIL MOISTURE FOR THE SL-AV GLOBAL MEDIUM-RANGE WEATHER FORECAST MODEL

[1,2]Makhnorylova S.V., [3,2]Tolstykh M.A.

[1]Siberian Regional Hydrometeorological Research Institute, Novosibirsk, Russia
[2]Hydrometeorological Research Centre of Russian Federation, Moscow, Russia
[3]Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia
E-mail: adm@sibnigmi.ru, tolstykh@m.inm.ras.ru

The implementation of the Simplified Extended Kalman Filter (SEKF) for deep soil moisture initialization in the SL-AV global atmosphere model is described. Special attention is paid to the calculation of the observation operator and analysis increment. SL-AV screen-level parameters' forecasts with SEKF and optimal interpolation initialization methods are compared. It is demonstrated that the usage of the assimilation algorithm improves model forecast quality for screen-level temperature and humidity.

The deep soil moisture conditions at the Earth's surface controls land-atmosphere fluxes of water and energy. To improve soil moisture analysis screen-level variables were assimilated into the SL-AV by means of the simplified extended Kalman filter (SEKF). Although optimal interpolation (OI) assimilation method has proven to be reliable in the operative version of the global atmosphere model SL-AV [1,2], SEKF allows to consider meteorological and soil conditions implicitly and to include both screen-level information and satellite data. The main advantage of SEKF against other assimilation techniques (Extended Kalman filter, Ensemble Kalman filter or 4D-VAR) is cheaper computation [5,7].

Current version of the SL-AV has 0.9° x 0.72° horizontal resolution and 28 vertical levels [3]. Surface analysis is independent from atmosphere analysis and has 6-h assimilation window. SL-AV uses ISBA (Interactions between Surface, Biosphere and Atmosphere model) land surface scheme [9,10]. SEKF was embedded into this parameterization.

SEKF was developed for the screen-level data assimilation (temperature and relative humidity), which can be used directly in neither ISBA nor other land surface model. Linear observation operator H is used to translate observation variables to forecast variables. Deep soil moisture forecast vector $\mathbf{w}_t^b$ and analysis vector $\mathbf{w}_{t-1}^a$ are :

$$\mathbf{w}_t^b = M_{t-1}\left[\mathbf{w}_{t-1}^a\right], \quad (1)$$

$$\mathbf{w}_{t-1}^a = \mathbf{w}_{t-1}^b + \mathbf{K}_{t-1}\left[\mathbf{y}_t^o - H\left(\mathbf{w}_{t-1}^b\right)\right], \quad (2)$$

$$\mathbf{K}_{t-1} = \mathbf{B}\mathbf{H}^T\left(\mathbf{H}\mathbf{B}\mathbf{H}^T + \mathbf{R}\right)^{-1}. \quad (3)$$

M_{t-1} - SL-AV (ISBA) non-linear equations;

$\mathbf{w}_{t-1}^b$ - background deep soil moisture vector at the time moment *t-1*;

$\mathbf{y}^{o}_{t-1}$ - observation vector at the time moment *t-1*;

$\mathbf{K}_{t-1}$ - Kalman matrix at the time moment *t-1*;

$\mathbf{B}$ - background covariance error matrix;

$\mathbf{R}$ - observation covariance error matrix ;

$\mathcal{H}$ – non-linear observation operator;

$\mathbf{H}$ - linear observation operator (linearization of $\mathcal{H}$).

$$\mathbf{B} = \left(\sigma^2_{w_b}\right) \text{ (4)}, \quad \mathbf{R} = \begin{pmatrix} \sigma^2_{T_{2M}} & 0 \\ 0 & \sigma^2_{RH_{2M}} \end{pmatrix} \text{ (5)}.$$

$$\sigma^2_{\mathrm{T}_{2\text{м}}} = 2K, \sigma^2_{\mathrm{RH}_{2\text{м}}} = 10\%, \quad \sigma^2_{w_b} = 0.01 м^3 / м^3 \text{ [10]}.$$

Monthly averaged SL-AV forecast errors of screen-level parameters obtained with the usage of SEKF and OI were compared for June 2015 and July 2014. Mean absolute errors of screen-level temperature and root-mean square errors of screen-level relative humidity for Europe and Asia regions of Northern hemisphere were estimated. The advantage of the SEKF forecast over OI is increasing with the increase of the forecast time interval. Temperature and relative humidity forecast improvements for SEKF over OI were observed for both months and achieved 1°C and 11% respectively.

УСВОЕНИЕ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ ПОЧВЫ МЕТОДОМ УПРОЩЕННОГО РАСШИРЕННОГО ФИЛЬТРА КАЛМАНА В МОДЕЛИ СРЕДНЕСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ПОГОДЫ ПЛАВ

[1,2]Махнорылова С.В., [2,3]Толстых М.А.

[1]Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Новосибирск, Россия
[2]Гидрометцентр России, Москва, Россия
[3]Институт вычислительной математики РАН, Москва, Россия
E-mail: adm@sibnigmi.ru, tolstykh@m.inm.ras.ru

1.Введение.

Взаимодействие между атмосферой и подстилающей поверхностью на суше определяется процессами обмена тепла и влаги за счет турбулентных потоков, на которые, в свою очередь, влияет количество воды, находящейся в корневой зоне почвы [4,12]. Неточная оценка величины влагосодержания подстилающей поверхности может привести к ошибкам прогноза приземной температуры до нескольких градусов Цельсия [6,11]. При этом бо́льшее влияние на качество прогноза приземных характеристик численной модели оказывает инициализация полей влаги в глубоких слоях почвы, а не в поверхностных. Это объясняется тем, что почва на уровне корневой зоны обладает бо́льшей влагоемкостью, а изменения ее влагосодержания имеют более долговременную память.

В этой работе для улучшения анализа состояния почвы усваивались наземные наблюдения приземных температуры и относительной влажности. Усвоение этих характеристик методом оптимальной интерполяции доказало свою надежность и эффективность и в настоящее время используется во многих численных моделях прогноза погоды, в том числе и в оперативной версии глобальной модели атмосферы ПЛАВ [1,2]. Преимущества метода SEKF перед ОИ заключаются в учете неявным образом состояния подстилающей поверхности, метеорологических условий, а также в возможности интегрировать в анализ не только данные наземных наблюдений, но и спутниковую информацию. Упрощенный расширенный фильтр Калмана (Simplified Extended Kalman Filter - SEKF) практически не уступает в качестве инициализации полей влажности подстилающей поверхности расширенному фильтру Калмана (Extended Kalman filter- EKF) [5] и ансамблевому фильтру Калмана (Ensemble Kalman filter - EnKF) [7], однако требует намного меньших вычислительных затрат.

В настоящей работе описана инициализация полей влажности глубоких слоев почвы с помощью ассимиляции приземных наблюдений методом упрощенного расширенного фильтра Калмана для версии глобальной модели атмосферы ПЛАВ, предназначенной для среднесрочного прогноза погоды, а также представлены результаты оценки работы алгоритма в зимний и летний периоды.

2. Упрощенный расширенный фильтр Калмана.

Используемая в работе версия глобальной модели атмосферы ПЛАВ имеет горизонтальное разрешение 0.9 x 0.72 ° по долготе и широте (примерно 75 км в средних широтах) и 28 уровней по вертикали [3]. Анализ характеристик подстилающей поверхности в ней происходит независимо от атмосферного и рассчитывается 4 раза в сутки в 00, 06, 12 и 18 часов ВСВ ежедневно.

Подстилающая поверхность в модели ПЛАВ параметризуется схемой ISBA [9,10], в которую для анализа влажности глубоких слоев почвы была внедрена реализация SEKF.

В общем виде SEKF представляет собой частный случай EKF, разработанный [8] путем введения некоторых упрощений, а именно:

-- ошибки фоновых полей (первого приближения) считаются климатологическими (т.е. в них отсутствуют изменения);

-- отсутствует учет модельных ошибок и ошибок анализа.

SEKF был разработан в первую очередь для ассимиляции приземных наблюдений (температуры и относительной влажности), которые не являются прогностическими переменными ни в модели ISBA, ни в других моделях поверхности и растительности и таким образом не могут быть усвоены напрямую. Вследствие этого SEKF использует линейный оператор H для установления связи между значениями наблюдений и прогностическими переменными, перенося последние в пространство измерений. Прогностический вектор $\mathbf{w}_t^b$ и вектор анализа $\mathbf{w}_{t-1}^a$ влажности глубоких слоев почвы вычисляются согласно уравнениям:

$$\mathbf{w}_t^b = M_{t-1}\left[\mathbf{w}_{t-1}^a\right], \quad (1)$$

$$\mathbf{w}_{t-1}^a = \mathbf{w}_{t-1}^b + \mathbf{K}_{t-1}\left[\mathbf{y}_t^o - H\left(\mathbf{w}_{t-1}^b\right)\right], \quad (2)$$

$$\mathbf{K}_{t-1} = \mathbf{B}\mathbf{H}^T\left(\mathbf{H}\mathbf{B}\mathbf{H}^T + \mathbf{R}\right)^{-1}. \quad (3)$$

M_{t-1} - нелинейные уравнения состояния прогностической модели (ISBA);

$\mathbf{w}_{t-1}^b$ - вектор фонового состояния влагосодержания почвы глубоких слоев в момент времени *t-1*;

$\mathbf{y}_{t-1}^o$ - вектор наблюдений в момент времени *t-1*;

$\mathbf{K}_{t-1}$ - матрица Калмана в момент времени *t-1*;

$\mathbf{B}$ - ковариационная матрица фоновых ошибок;

$\mathbf{R}$ - ковариационная матрица ошибок наблюдений;

H – нелинейный оператор наблюдений;

$\mathbf{H}$ - линейный оператор наблюдений (линеаризация H).

$$\mathbf{B} = \left(\sigma_{w_b}^2\right) \quad (4), \quad \mathbf{R} = \begin{pmatrix} \sigma_{T_{2M}}^2 & 0 \\ 0 & \sigma_{RH_{2M}}^2 \end{pmatrix} \quad (5).$$

На диагонали $\mathbf{R}$ располагаются дисперсии ошибок, равные $\sigma_{\mathrm{T_{2M}}}^2 = 2K, \sigma_{\mathrm{RH_{2M}}}^2 = 10\%$, $\mathbf{B}$ в данном случае состоит из одного элемента $\sigma_{w_b}^2 = 0.01 м^3/м^3$ [10].

В общем случае оператор H, переносящий значения вектора состояния $\mathbf{w}_t^b$ в пространство наблюдений, является нелинейным. Однако, используя гипотезу о линейности, мы можем выразить его с помощью разложения в ряд Тэйлора первого порядка (6) и затем преобразовать, применив метод конечных разностей (7) [8]:

$$H(\mathbf{w} + \delta\mathbf{w}) = H(\mathbf{w}) + \mathbf{H}\delta\mathbf{w}, \quad (6)$$

$$\mathbf{H} = \frac{H(\mathbf{w} + \delta\mathbf{w}) - H(\mathbf{w})}{\delta\mathbf{w}}. \quad (7)$$

где $\delta\mathbf{w}$ - возмущение влагосодержания глубоких слоев почвы;

$\mathbf{H}$ -Якобиан оператора наблюдений (линеаризованный модельный оператор наблюдений).

Использование $\mathbf{H}$ позволяет создавать динамические коэффициенты, которые зависят от условий в каждом узле сетки, и приводит к относительно простой интеграции дополнительных типов наблюдений в SEKF (например, к включению в анализ спутниковых наблюдений).

Для подготовки анализа полей влагосодержания W_p с применением SEKF в глобальной модели ПЛАВ был применен следующий алгоритм. Небольшие возмущения $\delta\mathbf{w}$, в нашем случае равные 0.01м^3/м^3, добавляются к вектору состояния влагосодержания глубоких слоев почвы $\mathbf{w}_{t-1}^b$ в момент времени *t-1* и отнимаются от него же, в результате чего получаются поля $\mathbf{w}_{t-1}^b + \delta\mathbf{w}$ и $\mathbf{w}_{t-1}^b - \delta\mathbf{w}$. От двух возмущенных и одного невозмущенного полей состояния влагосодержания глубоких слоев почвы в момент времени *t-1* производится прогноз приземных характеристик в момент времени *t*, после чего определяется их чувствительность к изменениям во влагосодержании почвы, которую характеризуют Якобианы $\mathbf{H}^+$ и $\mathbf{H}^-$. Обозначив прогностическое поле приземной температуры воздуха, полученное при положительных возмущениях, T_{2M}^1, при отрицательных - T_{2M}^2, при их отсутствии - T_{2M}, а поле относительной влажности воздуха на уровне 2 метра соответственно RH_{2M}^1, RH_{2M}^2, RH_{2M}, получим:

$$\mathbf{H}^+ = \begin{pmatrix} \dfrac{T_{2M}^1 - T_{2M}}{\delta w} \\ \dfrac{RH_{2M}^1 - RH_{2M}}{\delta w} \end{pmatrix}, \quad \mathbf{H}^- = \begin{pmatrix} \dfrac{T_{2M}^2 - T_{2M}}{-\delta w} \\ \dfrac{RH_{2M}^2 - RH_{2M}}{-\delta w} \end{pmatrix}. \quad (8)$$

Итоговый Якобиан в нашем случае будет равен (9).

$$\mathbf{H} = \frac{\mathbf{H}^+ + \mathbf{H}^-}{2}. \quad (9)$$

Затем фоновые модельные значения проецируются в пространство наблюдений (2). Разница этих величин, посредством применения матрицы Калмана, переносится обратно на сетку модели (3). Полученный вектор инкрементов $\mathbf{K}_{t-1}\left[\mathbf{y}_t^o - \mathrm{H}\left(\mathbf{w}_{t-1}^b\right)\right]$ вместе со значениями фонового поля влагосодержания $\mathbf{w}_{t-1}^b$ составляют вектор анализа $\mathbf{w}_{t-1}^a$ (2). Применив к нему уравнения модели M_{t-1}, получим поле первого приближения для следующего анализа $\mathbf{w}_t^b$ (1).

3. Результаты прогнозов приземной температуры и влажности

Для оценки влияния SEKF на качество прогнозов приземных характеристик модели ПЛАВ были рассчитаны средние абсолютные (RCOA) ошибки ежедневных прогнозов приземной температуры T_{2M} и среднеквадратические ошибки (RMSE) относительной влажности воздуха RH_{2M} для прогнозов, стартовавших в 12 часов ВСВ для различных регионов Северного полушария. Также был проведен анализ ошибок прогнозов, возникающих при применении метода оптимальной интерполяции (ОИ), реализованного в текущей версии модели ПЛАВ для рассматриваемых периодов.

Для всех рассматриваемых территорий и в январе, и в июле прогноз T_{2M} и RH_{2M} улучшился при применении расширенного фильтра Калмана по сравнению с методом оптимальной интерполяции, при этом летом повышение качества прогнозов заметнее. В теплый период с увеличением заблаговременности ошибки прогнозов обоих приземных параметров увеличиваются, прослеживается зависимость качества прогноза от времени суток. Наименьшие ошибки в прогнозе T_{2M} и RH_{2M}, как при использовании SEKF, так и при ОИ, наблюдаются летом в течение первых суток прогноза, зимой - в течение третьих. Наибольшее уменьшение ошибок T_{2M} по сравнению с оценкой прогнозов, полученных при использовании метода оптимальной интерполяции, в январе достигает 1.0°С на территориях и Европы, и Азии, для прогнозов RH_{2M} улучшение незначительно. С увеличением заблаговременности преимущество прогнозов T_{2M} и RH_{2M} с SEKF увеличивается. Если для 12-тичасовой заблаговременности прогнозов в июле для обеих рассматриваемых областей улучшение качества прогноза составляло от 0.1 до 0.2 °С и до 2% для RH_{2M}, то для 72-тичасовой заблаговременности прогноза T_{2M} уменьшение RCOA уже варьировалось от 0.95 до 0.97°С в зависимости от территории, а RMSE RH_{2M} - от 8% до

11%. Это показывает, что несмотря на деградацию качества прогноза при использовании SEKF со временем, применение нового метода ассимиляции улучшает результаты модели на срок до 3-х суток.

4. Заключение.

В блок инициализации данных модели ПЛАВ был внедрен модуль усвоения приземных характеристик методом упрощенного расширенного фильтра Калмана (SEKF) для анализа влагосодержания глубоких слоев почвы вместо метода оптимальной интерполяции, применяемой в версии оперативной модели. Анализ остальных характеристик почвы (T_s, T_p, W_s, W_{si}, W_{pi}, W_l, S_n) осуществлялся по-прежнему. В отличие от метода оптимальной интерполяции SEKF позволяет учитывать состояние почвы и атмосферы, а также, в будущем, усваивать данные спутниковых наблюдений за влажностью почвы. Анализ среднемесячных средних абсолютных (RCOA) ошибок ежедневных прогнозов приземной температуры T_{2M} и среднеквадратических ошибок (RMSE) относительной влажности воздуха RH_{2M} для июля 2014г и января 2015г. показал их уменьшение для обоих месяцев, более выраженное в июле. Таким образом, применение SEKF для усвоения T_{2M} и RH_{2M} в блоке анализа состояния почвы позволило существенно повысить качество прогнозов приземных характеристик модели ПЛАВ на период до 3-ех суток по всем рассматриваемым регионам.

Работа выполнена в Гидрометцентре России, при частичной поддержке гранта Российского научного фонда 14-37-00053 (раздел 3).

Литература:

1. Богословский Н.Н., Толстых М.А. Реализация схемы усвоения для почвенных переменных в глобальной полулагранжевой модели прогноза погоды. - Вычислительные технологии, 2006, т.11, спецвыпуск, ч.3, с. 20-25.
2. Богословский Н.Н., Шляева А.В., Толстых М.А. Усвоение почвенных и приземных переменных в глобальной полулагранжевой модели прогноза погоды. - Вычислительные технологии, 2008, т.13, спецвыпуск, с.111-116.
3. Толстых М.А., Желен Ж.-Ф., Володин Е.М. и др. Разработка многомасштабной модели атмосферы ПЛАВ. - Метеорология и гидрология, 2015, №6, с.26-36.
4. Calvet J.-C. and Noilhan J. From near-surface to root-zone soil moisture using year-round data. - J. Hydrometeorol.,2000, vol. 1, pp. 393–411.
5. Draper C., Mahfouf J.-F. and Walker J. An EKF assimilation of AMSR-E soil moisture into the ISBA surface scheme. - J. Geophys. Res., 2009, vol. 114, p.7356 - 7380.
6. Drusch M., Viterbo P. Assimilation of screen-level variables in ECMWF's Integrated Forecast System: A study on the impact on the forecast quality and analyzed soil moisture. - Mon. Weather Rev., 2007, vol.135, pp.300–314.
7. Fairbairn D., Barbu A. L., Mahfouf J.-F., Calvet J.-C. and Gelati E. Comparing the Ensemble and Extended Kalman Filters for in situ soil moisture assimilation with contrasting soil conditions. - Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., 2015, vol. 12, pp. 7353–7403.
8. Mahfouf J.-F., Bergaoui K., Draper C., Bouyssel C., Taillefer F., and Taseva L. A comparison of two online soil analysis schemes for assimilation of screen-level observations. - J. Geophys.Res, vol.114, 2009, pp. 7355- 7368.
9. Noilhan J., Mahfouf J.-F. The ISBA land surface parameterization scheme. - Global and Planetary Change, 1996, vol. 16, pp. 145-159.
10. Noilhan J., Planton S. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. - Mon. Wea. Rev., 1989, vol. 117, pp. 536-549.
11. Rhodin A., Kucharski F., Callies U., Eppel D.P., Wergen W. Variational soil moisture analysis from screen-level atmospheric parameters: Application to a shortrange weath.- Q.J.R.Meteorol.Soc., 1999, vol.125, pp.2427-2448.
12. Shukla J., Mintz Y. Influence of land-surface evapotranspiration on the earth's climate. - Science, 1982, vol.215, pp.1498–1501.

SIMULATION OF THE ARCTIC AND NORTH ATLANTIC OCEAN CLIMATIC CIRCULATION BY THE INM-IO MODEL IN THE CORE-II FRAMEWORK

[1,2,3]Ushakov K.V., [1,2]Grankina T.B., [3,2,1]Ibrayev R.A.

[1]P.P Shirshov Institute of Oceanology RAS
[2]Hydrometeorological Centre of Russia, Moscow, Russia
[3]Institute of Numerical Mathematics, Moscow, Russia
E-mail: ushakovkv@mail.ru, grankina@gmail.com, ibrayev@mail.ru

A numerical experiment on the simulation of the North Atlantic and Arctic ocean water circulation in 1948-2007 is performed with the INM-IO global ocean model of 0.25º spatial resolution. Boundary conditions are specified by atmospheric data, radiation fluxes and bulk formulae of the CORE-II protocol. Main elements of the large-scale mean ocean circulation are analyzed and compared with the WOA09 data and results of other models.

ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ОКЕАНСКИХ ВОД АРКТИКИ И СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ МОДЕЛЬЮ ИВМ-ИО ПО ПРОТОКОЛУ CORE-II

[1,2,3]Ушаков К.В., [1,2]Гранкина Т.Б., [3,2,1] Ибраев Р.А.

[1] Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия
[2]Гидрометцентр России, Москва, Россия
[3] Институт вычислительной математики РАН, Москва, Россия
E-mail: ushakovkv@mail.ru, grankina@gmail.com, ibrayev@mail.ru

Модель Мирового океана и постановка эксперимента.

Решение современных задач океанологии требует понимания многочисленных физических процессов в различных средах, что невозможно без применения математического моделирования. Для совершенствования моделей необходима их постоянная верификация по данным наблюдений и сравнение с результатами других моделей.

Численная модель Мирового океана ИВМ–ИО [1] разработана для исследования циркуляции вод в широком диапазоне пространственных и временных масштабов. Полная система уравнений трёхмерной динамики океана в приближениях Буссинеска и гидростатики аппроксимирована методом конечных объёмов на сетке типа B в вертикальных *z*-координатах. Поверхность раздела воздух-вода – свободная с описанием потоков тепла, импульса и воды по балк-формулам протокола CORE [2]. Состояние морского льда описывается с помощью встроенной термодинамической модели.

В данном эксперименте использована глобальная трёхполярная горизонтальная сетка с разрешением 0.25º в сферической части. Для расчёта переноса импульса применена схема центральных разностей, для переноса тепла и соли – схема с коррекцией потоков. Переменный коэффициент горизонтальной диффузии взят пропорциональным шагу сетки, коэффициент бигармонической диффузии пропорционален третьей степени шага. Соответствующие значения на экваторе равны 1000 м^2/с и -2.8·10^{11} м^4/с. Коэффициент горизонтальной вязкости задаётся по методу Смагоринского с множителем C^2=2.5^2 [3]. Фоновое значение на экваторе равно 2060 м^2/с. Для бигармонической вязкости множитель равен 1, фоновое поле нулевое.

Вертикальная дискретизация включает 49 горизонтов. Шаг по времени составляет 10 минут для бароклинных процессов. Расчёт баротропной динамики выполняется отдельно путём решения уравнений мелкой воды с шагом 25 секунд. Вертикальное перемешивание параметризуется по схеме Манка-Андерсона с включением конвективного приспособления. Фоновые значения вертикальных вязкости и диффузии составляют 10^{-4} и 10^{-6} м^2/с, максимальные значения в районах с малым числом Ричардсона равны 10^{-2} и 10^{-3} м^2/с. За исключением вертикального турбулентного перемешивания все процессы описаны с помощью явных численных методов, что позволило эффективного распараллелить модель под управлением Программного комплекса совместного моделирования [4].

Постановка эксперимента соответствует протоколу CORE-II, определяющему среднесуточные нисходящие радиационные потоки, среднемесячные осадки и речной сток, а также суточный ход пара-

метров атмосферы (температуры, влажности и ветра на высоте 10 м) за 60-летний период 1948-2007 гг. по данным реанализа и спутниковых наблюдений. Начальные поля температуры и солёности взяты равными среднегодовым полям климатологии WOA09. Для достижения квазиравновесного состояния выполняется расчёт пяти 60-летних циклов подряд. Анализируются поля, осреднённые за последние 20 лет эксперимента. Сравнение результатов с данными WOA09 и данными моделей [2], полученными с теми же атмосферными условиями и балк-формулами, позволяет сделать предположения о механизмах возникновения отклонений модельных решений от данных наблюдений.

Результаты расчётов.

Климат Северной Атлантики и Арктики существенно определяется меридиональной циркуляцией вод (МЦ). На рис. 1(а) показано распределение функции тока атлантической МЦ, полученное по данным расчётов модели ИВМ-ИО. Значение функции равно среднему интегральному переносу воды в южном направлении на данной широте через вертикальное сечение от дна до данной глубины. Максимум функции составляет около 21 Св, что попадает в верхнюю часть разброса результатов моделей низкого разрешения [2] (8–28 Св) и превышает 18 Св, полученные со средним и высоким разрешением, например, в [5]. Глубины максимума в различных работах обычно близки (около 900-1100 м), в то время как широты заметно различаются: 45ºN у нас, 30-55ºN в [2] и 30-35ºN в [5]. Сравнение различных работ показывает, что сдвиг максимума на север, вероятно, связан с завышением глубин перемешивания в море Лабрадор и бассейне Ирмингера.

На рис. 1(б) приведено сравнение вертикального профиля МЦ в Атлантике на широте 26.5ºN по данным ИВМ-ИО и моделей [2] за 2004-2007 гг., а также по данным программы RAPID за апрель 2004 – март 2008 гг., взятым также из [2]. Функция тока задаётся здесь как перенос воды на север между поверхностью и выбранной глубиной. Поэтому на дне она может быть отличной от нуля, что соответствует вкладу в МЦ от течения через Берингов пролив и потоков воды на поверхности океана. Несмотря на неопределённости в оценке RAPID (использование динамического метода, коррекция поля скорости для получения нулевой функции тока на дне), можно с большой долей уверенности утверждать, что модель ИВМ-ИО, так же как и большинство моделей в [2], показывает заниженные интенсивность МЦ и глубину проникновения Североатлантической глубинной воды (СГВ). Основным источником СГВ являются плотные воды северных морей, перетекающие через Гренландско-Шотландский хребет. Модель NCAR в [2], параметризующая этот процесс, показала глубину, близкую к данным RAPID.

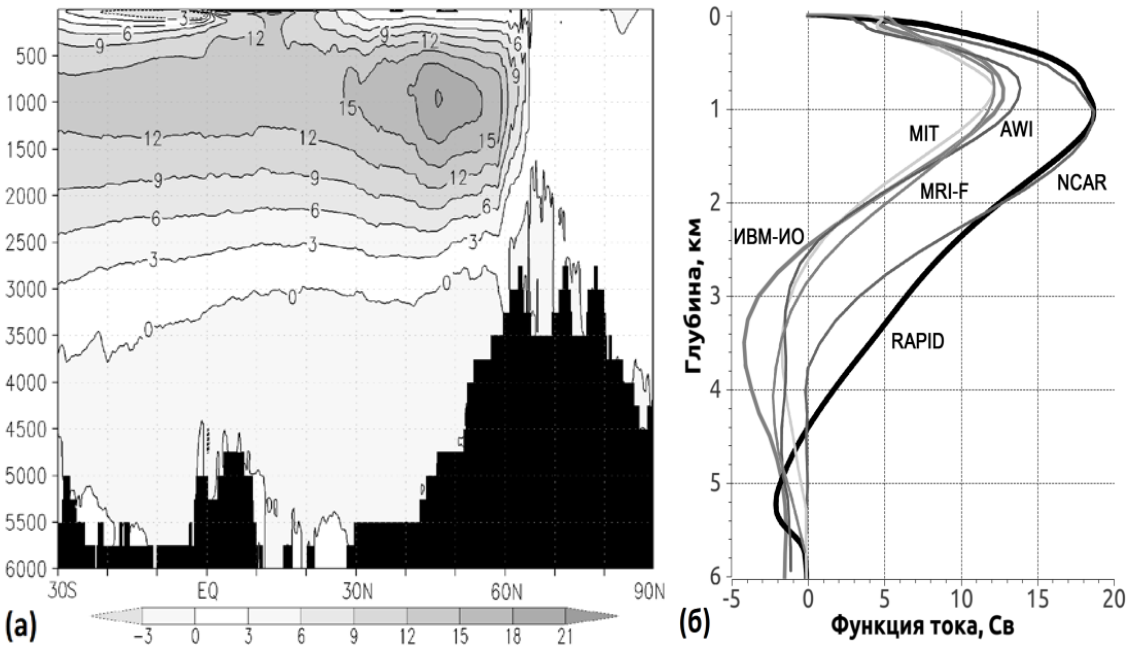


Рис. 1. Функция тока атлантической МЦ по данным расчёта модели ИВМ-ИО: (а) распределение по широте и глубине, (б) вертикальный профиль на широте 26.5ºN в сравнении с данными моделей [2] и программы RAPID.

На рис. 2 приведено распределение атлантического меридионального переноса тепла (МПТ) по результатам ИВМ-ИО в сравнении с данными из [2]: результатами моделей, неявным расчётом МПТ по климатологии поверхностных данных [6] и оценками по данным измерений [7,8]. Результат достаточно близок к наблюдениям, в то время как большинство из 18 моделей в [2] показывают более низкие вели-

чины. В [9] в качестве возможной причины занижения модельного МПТ при реалистичных (или даже завышенных) величинах МЦ названы размытый термоклин и недостаточная глубина проникновения СГВ. Графики имеют положительный наклон в районе 45-55ºN из-за потока атмосферного тепла, стремящегося исправить занижение поверхностной температуры (см. рис. 3). Около 65ºN выброс графика ИВМ-ИО вызван, по-видимому, завышением расхода холодного Восточно-Гренландского течения.

Рассмотрим отклонения температуры и солёности от данных WOA09, осреднённые по глубине верхнего 700-метрового слоя (рис. 3). Тёплые солёные воды у побережья Северной Америки и холодные распреснённые в средних широтах океана, присутствующие также во многих моделях [2], свидетельствуют о смещении на север точки отрыва Гольфстрима от континентального склона и о зональном направлении Северо-Атлантического течения в районе Субполярного круговорота. Обширное распреснение в Гренландском море, вероятно, вызвано завышенным образованием льда зимой и последующим увеличенным потоком пресной талой воды летом. Пресная вода блокирует вертикальное перемешивание, что проявляется в потеплении в этом районе на глубинах 500-2000 м.

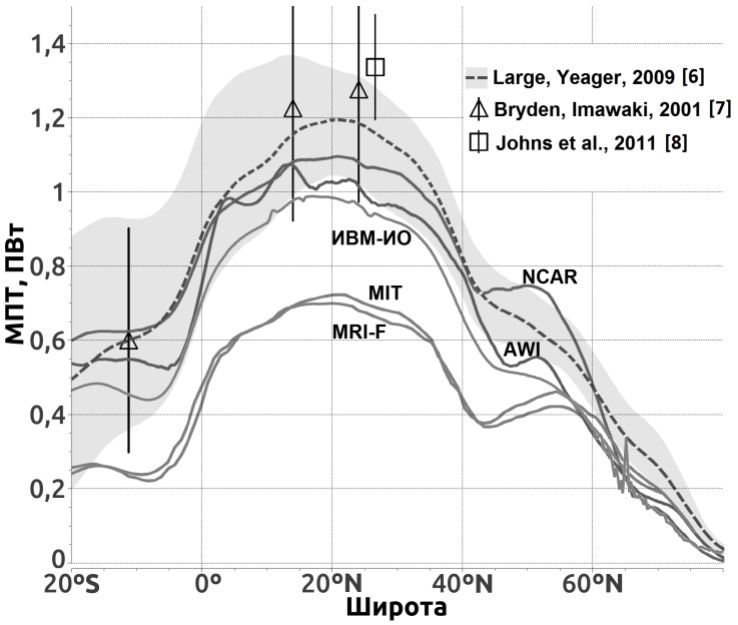


Рис. 2. Меридиональный перенос тепла в Атлантическом океане по данным модели ИВМ-ИО, моделей [2], расчётам [6] и оценкам [7,8].

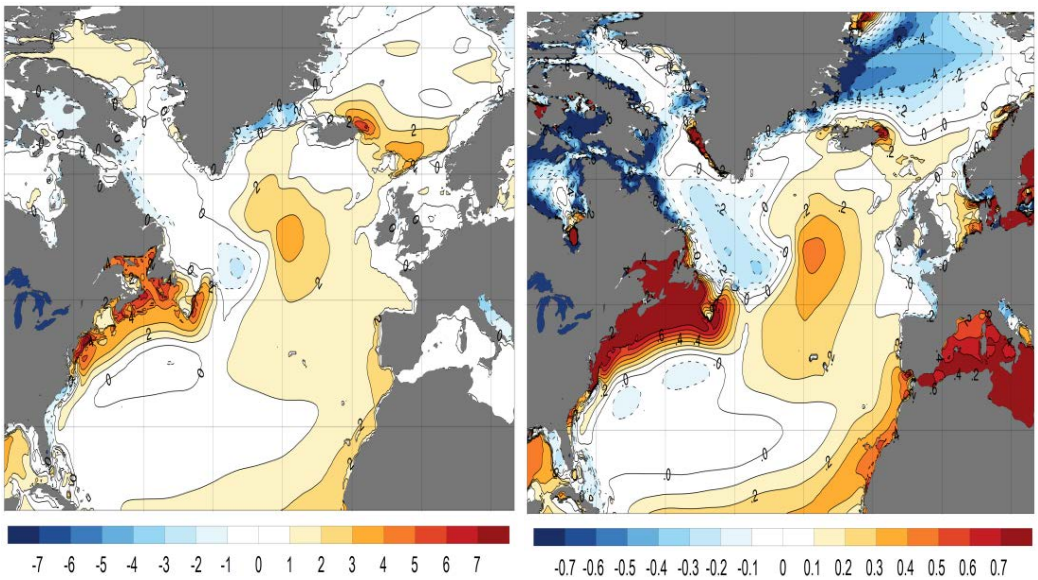


Рис. 3. Отклонения температуры (°C) и солёности (psu) от среднегодовых полей WOA09, осреднённые по верхнему слою океана глубиной 700 м.

В районе 60ºN вертикальное перемешивание, напротив, интенсивно, что проявляется в опускании тёплой и солёной атлантической воды. Скорость Восточно-Гренландского течения южнее Датского пролива завышена: средний расход воды через пролив в данном эксперименте равен 5.8 Св, в то время как измерения и вихреразрешающие модели дают величину 3-4 Св [10]. Это способствует ошибочному возникновению прибрежной холодной пресной воды южнее пролива. Тёплая и солёная вода, простирающаяся через тропическую Атлантику до глубин 1000-2000 м, оказалась характерной для модели ИВМ-ИО, также как и для большинства моделей в [2]. Это может указывать на недостаточность разрешения для воспроизведения апвеллинга, а также на ошибки в атмосферных или океанских (климатических) данных.

Дальнейшие работы будут связаны с настройкой модели в вихредопускающем режиме, усовершенствованием параметризаций и переходом к высокому разрешению. Расчёты проведены с использованием ресурсов суперкомпьютерных комплексов МСЦ РАН и МГУ им. М.В. Ломоносова.

Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда (проект №14-27-00126) в ФГБУН Институте вычислительной математики РАН.

1. *Ушаков К.В., Ибраев Р.А., Калмыков В.В.* Воспроизведение климата Мирового океана с помощью массивно-параллельной численной модели // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.– 2015.– 51,4.– С.416-436.
2. *Danabasoglu G., Yeager S. G., Bailey D. et al.* North Atlantic Simulations in Coordinated Ocean-ice Reference Experiments phase II (CORE-II). Part I: Mean States // Ocean Modelling.– 2014.– 73.– P.76-107.
3. *Griffies S.M., Hallberg R.W.* Biharmonic Friction with a Smagorinsky-Like Viscosity for Use in Large-Scale Eddy-Permitting Ocean Models // Mon. Wea. Rev.– 2000.– 128,8.– P.2935–2946.
4. *Калмыков В.В., Ибраев Р.А.* Программный комплекс совместного моделирования системы океан-лед-атмосфера-почва на массивно-параллельных компьютерах // Выч. мет. и прогр.– 2013.– 14.– С.88-95.
5. *Marzocchi A., Hirschi J.J.-M., Penny Holliday N. et al.* The North Atlantic subpolar circulation in an eddy-resolving global ocean model // JMS.– 2015.– 142.– P.126-143.
6. *Large W., Yeager S.* The global climatology of an interannually varying air–sea flux data set // Clim. Dyn.– 2009.– 33,2-3.– P.341-364.
7. *Bryden H., Imawaki S.* Ocean heat transport // Int. Geo. Ser.– 2001.– 77.– P.455-474.
8. *Johns W. E., Baringer M. O., Beal L. M.* Continuous, Array-Based Estimates of Atlantic Ocean Heat Transport at 26.5°N // J. Clim.– 2011.– 24,10.– P.2429-2449.
9. *Msadek R., Johns W.E., Yeager S.G. et al.* The Atlantic meridional heat transport at 26.5°N and its relationship with the MOC in the RAPID array and the GFDL and NCAR coupled models // J. Clim.– 2013.– 26,12.– P.4335–4356.
10. *Мошонкин С.Н., Филюшкин Б.Н.* Влияние придонных гравитационных течений в проливах на водные массы Северной Атлантики // Водные массы океанов и морей (К 100-летию А.Д. Добровольского). МАКС пресс.– 2007.– С.130-146.

THE RELIABILITY OF RAINFALL FORECAST METHODS APPLIED IN OPERATIONAL PRACTICE, OF THE FGBU «WEST-SIBERIAN ADMINISTRATION FOR HYDROMETEOROLOGY AND ENVIRONMENTAL MONITORING»

Tunaev E.L., Torubarova G.P.

FGBU «West-Siberian administration for Hydrometeorology and environmental monitoring», Novosibirsk, Russia
E-mail: eug_t@mail2000.ru

On-site activities of the FGBU "West-Siberian ahem" and its affiliates to forecast precipitation by weather forecasters used automated methods and technologies that are developed in the FGBU "SibNIGMI", the Hydrometcentre of Russia and the international consortium COSMO.

The aim of this work is to conduct an analysis of the skill of various methods of forecast precipitation in the area of activities of the FGBU "West-Siberian ahem" to further optimize the use of these methods and technologies.

Thus, in the course of the work done were received:

The forecast precipitation better than is justifies by the fact of their existence. Often so-called reinsurance is happened.

The distribution of probability of the forecast of the fact and amount of precipitation during time of day isn't the same. For Novosibirsk the forecast of the availability of precipitation for all methods and models had the

best results during the daytime, the predictability of precipitation was almost unchanged during the day. In the case of heavy precipitation the models are often wrong. The most important reason is the fact that they do not always take into account the influence of frontal systems and their dynamics during the day. Also seen a General pattern for the southern stations (Barnaul, Kyzyl-Ozek), expressed in the fact that the skill in predicting both the fact and the amount of precipitation changes little during the day.

There is a pronounced dependence of the weather forecast from the physico-geographical position the territory for which the forecast is given. This is clearly reflected in the forecasts of the author V. M. Losev. The skill in predicting precipitation at stations such as Tomsk, Novosibirsk and Barnaul higher than in Gorno-Altaisk, and at or below than in Kemerovo.

The correctness of all methods has a distinct annual year. The least skill in predicting precipitation falls in the summer months. The reason for that may be the fact that in the summer over the studied area dominated by cyclonic activity [4-5] and the dynamics of the fronts considered weak. Another reason for M. b. the fact that reanalysis data used for the forecasts according to the methods of the authors of the hydrometcentre of Russia, and Shinigmi consortium COSMO slightly worse than reflect the characteristics of the cyclones, than manual tracking [6].

The reliability of the methods is concentrated in the interval from 70 to 90 %, the model author Losev has the best performance according to the degree of stability of the prediction. In the first half of the year, almost all methods have a similar distribution of skill, but in the second half of the year there is an increase of variability from month to month, this is particularly evident in the COSMO model, and models the authors Bagrov and Vasil'eva noted some increase in the predictive quality of the material.

ОПРАВДЫВАЕМОСТЬ МЕТОДОВ ПРОГНОЗА ОСАДКОВ, ПРИМЕНЯЕМЫХ В ОПЕРАТИВНОЙ ПРАКТИКЕ ФГБУ «ЗАПАДНО-СИБИРСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ»

Тунаев Е.Л., Торубарова Г.П.

ФГБУ «Западно-Сибирское УГМС», Новосибирск, Россия
E-mail: eug_t@mail2000.ru

На территории деятельности ФГБУ «Западно-Сибирское УГМС» и его филиалов для составления прогноза осадков синоптиками используются автоматизированные методы и технологии, которые разработаны в ФГБУ «СибНИГМИ», Гидрометцентре России, а также международным консорциумом COSMO.

Целью данной работы является проведение анализ оправдываемости различных методов прогноза осадков на территории деятельности ФГБУ «Западно-Сибирское УГМС» для последующей оптимизации использования этих методов и технологий.

Анализ оправдываемости прогнозов осадков по технологиям: «WSIBMZ» (метод «Регион») [1], метод прогноза зимних осадков ФГБУ «СибНИГМИ» (авт. М.Я. Здерева), модель ГМЦ России (авт. В. М. Лосев, А.Н. Багров, П.П. Васильев) [2], был проведен за период январь – декабрь 2015 года. Кроме того, был проведен анализ оправдываемости прогнозов осадков по модели международного консорциума COSMO (для России это COSMO RU). Анализ проводился по пяти административным центрам территории Управления заблаговременностью 24-36 часов, всего рассмотрено 353 случая. В работе были использованы оценки по следующим станциям: по Новосибирской области - Учебная, Томской - Томск, Кемеровской - Кемерово, Алтайскому краю - Барнаул, Республике Алтай – Кызыл-Озек. Все эти станции привлечены к оценке прогнозов по международному коду КН-01.

Согласно [3], оценка прогнозов осадков осуществляется по двум критериям: факт выпадения осадков и их интенсивность.

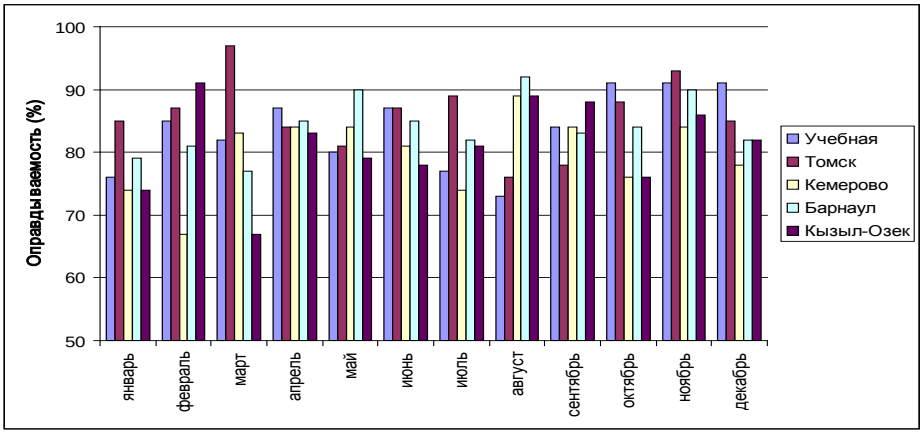


Рис. 1. Оправдываемость прогноза осадков по модели ГМЦ РФ авт. П.П. Васильева

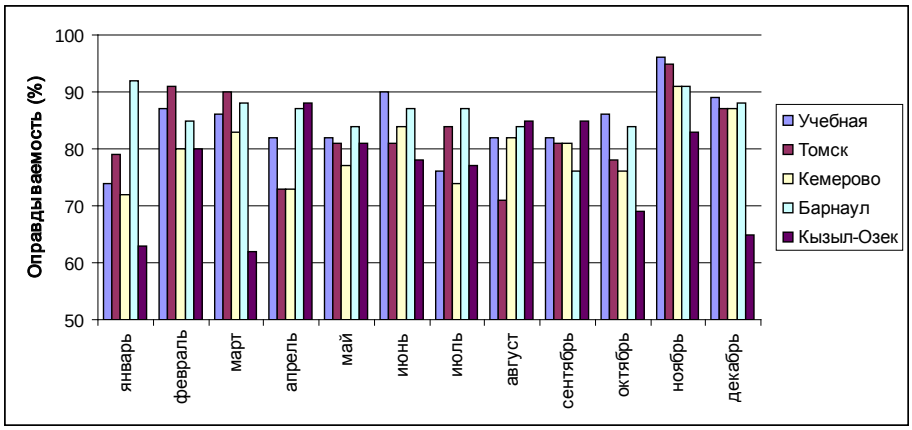


Рис. 2. Оправдываемость прогноза осадков по модели ГМЦ РФ авт. В.М. Лосева

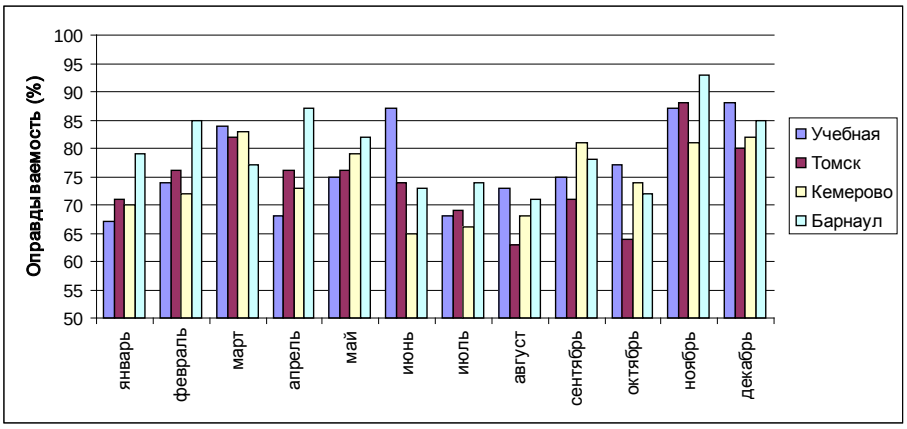


Рис. 3. Оправдываемость прогноза осадков по модели СибНИГМИ

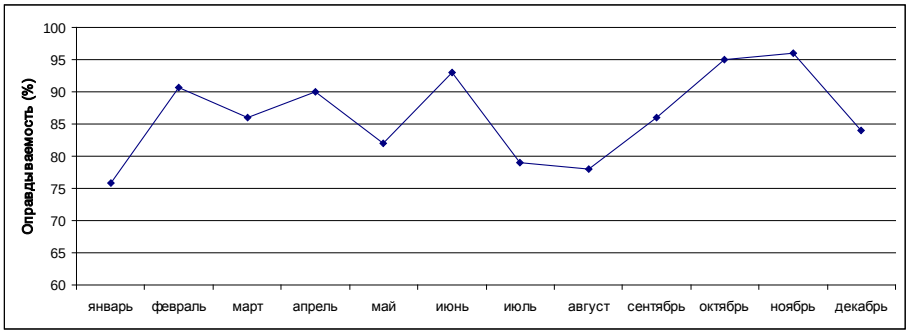


Рис. 4. Оправдываемость прогноза осадков по модели COSMO RU для территории Новосибирска

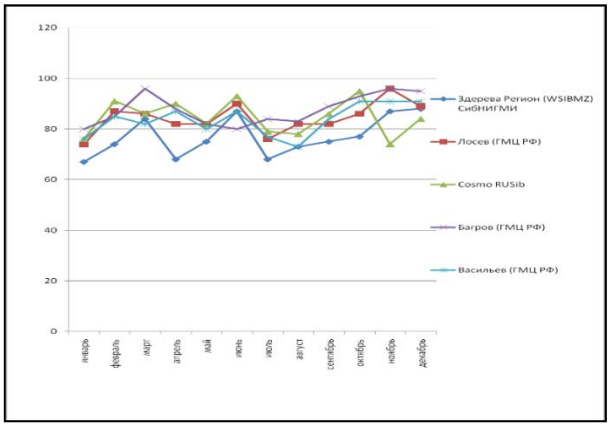


Рис. 5. Сравнительная оценка общей оправдываемости осадков по различным моделям за период январь-декабрь 2015 год по г. Новосибирску (станция Учебная)

Таким образом, в ходе проделанной работы было получено:

Прогноз количества осадков оправдывается лучше факта их наличия. Зачастую происходила так называемая перестраховка, а именно в прогнозах давались осадки от следов до небольших, которые фактически отсутствовали, что сразу же влияло на оправдываемость факта осадков (оправдываемость в этих случаях падала до 0%), а на количестве это сказывалось в меньшей степени (оправдываемость опускалась только до 50%).

Распределение оправдываемости прогноза факта и количества осадков во времени суток не одинаково. Для Новосибирска прогноз наличия осадков (их факта) для всех методов и моделей имел лучший результат в дневное время, оправдываемость количества осадков практически не изменялась в течение суток. Но в случае с сильными осадками модельные прогнозы зачастую ошибаются (оправдываемость в эти дни падает ниже 50 %). Важнейшей причиной тому является тот факт, что они не всегда учитывают влияние фронтальных систем и их динамику в течение суток. Также замечена общая закономерность для южных станций (Барнаул и Кызыл-Озек), выражающаяся в том, что оправдываемость прогнозов как факта, так и количества осадков слабо меняется в течение суток.

Существует ярко выраженная зависимость прогноза погоды от физико-географического положения территории, для которой дается прогноз. Это ярко отражено на прогнозах автора В.М. Лосева. Оправдываемость прогнозов осадков по таким станциям как Томск, Новосибирск и Барнаул выше, чем у Горно-Алтайска, и на уровне или ниже чем у Кемерово.

Оправдываемость всех методов имеет ярко выраженный годовой ход. Наименьшая оправдываемость прогнозов осадков приходится на летние месяцы. Причиной тому может служить тот факт, что летом над исследуемой территорией преобладает циклоническая деятельность [4-5], а динамика фронтов учитывается слабо. Другой причиной м.б. тот факт, что данные реанализа, используемые для прогнозов по методикам авторов Гидрометцентра России, СибНИГМИ и консорциума COSMO несколько хуже отражают характеристики циклонов, чем мануальный трекинг [6].

Оправдываемость большинства методов концентрируется в интервале от 70 до 90 %, причем модель автора Лосева имеет наилучшие показатели по степени стабильности прогноза (разброс в сторону лучших и худших прогнозов наименьший). В первую половину года почти все методы имеют похожее распределение оправдываемости, но во второй половине года происходит увеличение изменчивости показателей от месяца к месяцу, особенно это проявляется у модели COSMO, а у моделей авторов Багрова и Васильева отмечается даже некоторое повышение качества прогностического материала. Модель «Регион» имеет ту же закономерность, но уступает по всем показателям остальным моделям, отставая на 5-10 %.

Литература:

1. М.Я. Здерева, Н.В. Аникина, М.В. Виноградова. Результаты испытания метода и технологии расчета комплексного прогноза температуры воздуха, осадков и индекса пожарной опасности по административным районам Алтайского края, Томской, Кемеровской областей и Ханты-Мансийского автономного округа на 1-5 суток // Информационный сборник. Результаты испытания новых усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. Гидрометеорологический научно-исследовательский центр России. – 2012. – № 39. – С. 101-109.
2. П.П. Васильев, Е.Л. Васильева, Г.К. Веселова, И.А. Горлач. Метод прогноза преобладающей минимальной и максимальной температуры воздуха, детализированного по территории семи федеральных округов России и республики Беларусь // Информационный сборник. Результаты испытания новых усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. Гидрометеорологический научно-исследовательский центр России. – 2009. – № 36. – С. 43-57.
3. Наставление по краткосрочным прогнозам погоды общего назначения. Руководящий документ РД 52.27.724 – 2009. Обнинск: «ИГ – СОЦИН», 2009, 62 с.

4. Горбатенко В.П., Ипполитов И.И., Поднебесных Н.В. Циркуляция атмосферы над Западной Сибирью в 1976-2004 гг. //Метеорология и гидрогеология.- 2007.- № 5.- С.28-36.
5. Горбатенко В.П., Ипполитов И.И., Логинов С.В., Поднебесных Н.В., Харюткина Е.В. Роль циркуляционных факторов в потеплении климата Сибири// Вестник Томского государственного университета, 2011. - т. - № 346. - С. 174-180.
6. Горбатенко В.П., Ипполитов И.И., Логинов С.В., Поднебесных Н.В. Исследование циклонической и антициклонической активности на территории Западной Сибири по данным реанализа NCEP/DOE AMIP-II и синоптических карт //Оптика атмосферы океана, 2009. - т.22 - № 1. - с. 38-41.

AIR TEMPERATURE ESTIMATION OVER THE DIFFICULT TERRAIN IN THE TUNKA DEPRESSION

[1]Chupina O.S., [2,3]Voropay N.N.

[1]Tomsk State University, Tomsk, Russia
[2]V.B.Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia
[3]Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail:chupina.ru.3@mail.ru, voropay_nn@mail.ru

Weather stations in mountain areas are located in the river basin. The air temperature in the mountains is different from the temperature at these weather stations. Therefore, many scientists study the features of the climate in the mountains. Expedition observations of meteorological characteristics are conducting and new methods for temperature field calculation are developing. Air temperature data are restored to assess the temperature variations of the remote areas in time and space.

For example, V.V. Sevastyanov has developed method for calculation of the long-term monthly air temperature field at heights of 500, 1000, 1500, 3000, 5000 m a.s.l. in the Altai and Sayan mountains. Calculations were made for 1961 - 1971 years.

In this study the monthly air temperatures, which were obtained by V.V. Sevastyanov, were compared with the measured average monthly temperatures. The measured temperatures were obtained during the field studies on the territory of the Tunka Depression in 2013. Difference between the calculated and the measured temperatures varied from -12.1 to +6.7 °C in winter and from -1.8 to +2.1 °C in summer. We used the data for June, July and August from 2009 to 2015 for the six closest upper-air stations (Emelyanovo, Angarsk, Barnaul, Kyzyl, Nizhneudinsk, and Khakassia). We calculated the monthly air temperature at different heights - 730, 1500, 3000, 5500, 9000 m a.s.l. by the Sevastyanov method. Difference between calculated and the measured temperature is an average of 0.5°C and varied from -1.7 to +2.8 °C.

The air temperature in the free atmosphere (above 1500 m) calculated basing on data for 1961-1971 does not differs significantly from the present values. Hence, in the upper atmosphere temperature condition does not change.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПОЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НАД СЛОЖНЫМ РЕЛЬЕФОМ В РАЙОНЕ ТУНКИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ

[1]Чупина О.С., [2,3]Воропай Н.Н.

[1] Томский государственный университет, Томск, Россия
[2] Институт географии им.В.Б.Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия
[3] Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
E-mail:chupina.ru.3@mail.ru, voropay_nn@mail.ru

При изучении климатических, погодных условий и физических процессов в атмосфере горных районов, исследователи в настоящее время сталкиваются с определенными трудностями. Это вызвано, прежде всего, недостатком имеющейся в распоряжении необходимой информации. Обычные поля метеорологических величин в горах искажаются под влиянием орографии и местной адвекции, при этом возникает необходимость учитывать это влияние путем уточнения методики расчета климатических показателей [1].

Изучением особенностей климата в горных районах заинтересовано множество ученых. Проводятся экспедиционные наблюдения за метеорологическими характеристиками, разрабатываются методики расчета температурных полей, которые помогают восстановить данные, получить общую оценку температурного режима над труднодоступными районами во временном и пространственном разрешении.

Особенным интересом пользуется изучение вертикального профиля температуры воздуха. На температуру воздуха в горном рельефе влияет множество факторов, начиная от типа подстилающей поверхности, заканчивая особенностями местной циркуляции. Кроме того свой отпечаток на распределении температуры с высотой откладывает инверсионная деятельность, ярко выраженная в зимний период, вызванная скольжением холодного воздуха со склонов в котловину, в безоблачную и безветренную погоду.

Касаясь температурного режима в свободной атмосфере, где не учитывается шероховатость подстилающей поверхности, следует отметить, что он будет отражать общие процессы, сформированные под воздействием только основных климатообразующих факторов над исследуемой территорией.

Территория нашего исследования находится в пределах юго-западной части Байкальской рифтовой зоны в Южно-Сибирской физико-географической области. На зональные особенности климата этого региона накладываются местные условия, обусловленные сочетанием высокогорного рельефа и относительно пониженных межгорных впадин, широтной ориентацией основных орографических элементов, региональными особенностями атмосферной циркуляции. Тункинский хребет и одноименная система впадин протягиваются на 175 км в широтном направлении. Хребет представляет собой горное сооружение с резко расчлененным альпинотипным рельефом. Все метеорологические станции расположены в долинах рек и не дают представления о климатическом режиме в пределах господствующих здесь высокогорных форм рельефа. [2]. С 2009 г. на территории котловины в рамках комплексных географических исследований ИГ СО РАН ведутся наблюдения за температурой воздуха в диапазоне высот 720-2000 м над ур.м. с помощью электронных термодатчиков DS-1922 [3].

Задача исследования – изучить температурный режим на разных высотах в пределах Тункинской котловины. Для достижения поставленной цели необходимо восстановить данные по всей площади котловины. Так как в нашем распоряжении имеются только данные наблюдений в днище котловины и на ее склонах предлагается использовать методику, разработанную В.В. Севастьяновым по расчету температуры воздуха в горных районах Алтая и Саяна, в которой он использует данные с сети аэрологических и наземных метеорологических станций [1].

В.В. Севастьяновым были рассчитаны поля многолетних средних месячных температур воздуха на высотах 500, 1000, 1500, 3000, 5000 м над ур. м. Выбраны аэрологические станции, находящиеся на расстоянии 2000-3000 км от точки, в которую следовало интерполировать значения. Многолетние среднемесячные значения температуры воздуха за период 1961-1971 гг. с этих станций использованы в расчетах. Координаты станций переводились в декартовую систему, далее вычислялись весовые коэффициенты A_0, A_1, A_2, отражающие поле температуры воздуха на разных высотах над исследуемой территорией. Коэффициенты были получены с помощью системы линейных уравнений (1).

$$\begin{cases} A_0 \cdot N + A_1 \cdot \sum_{i=1}^{N} x_i + A_2 \cdot \sum_{i=1}^{N} y_i = \sum_{i=1}^{N} T_i, \\ A_0 \cdot \sum_{i=1}^{N} x_i + A_1 \cdot \sum_{i=1}^{N} x_i^2 + A_2 \cdot \sum_{i=1}^{N} x_i \cdot y_i = \sum_{i=1}^{N} x_i \cdot T_i, \\ A_0 \cdot \sum_{i=1}^{N} y_i + A_1 \cdot \sum_{i=1}^{N} x_i \cdot y_i + A_2 \cdot \sum_{i=1}^{N} y_i^2 = \sum_{i=1}^{N} x_i \cdot T_i, \end{cases} \quad (1)$$

N - число влияющих станций, выбранных для расчета поля температуры; x и y – прямоугольные координаты станций; T- температура воздуха.

На следующем этапе по формуле (2) рассчитывалась температура воздуха над изучаемой территорией:

$$T(x, x) = A_0 + A_1 \cdot x + A_2 \cdot y. \quad (2)$$

Тункинская котловина является частью расчетной области. Рассчитанные среднемесячные значения (по данным с 1961 по 1971 гг.) сравнивалась со среднемесячными температурами, которые были получены в ходе экспедиционных работ на территории Тункинской котловины в 2013 году. Для анализа выбраны измерительные площадки, которые находятся примерно на той же высоте, где есть рассчитанные значения температуры воздуха. Самая низкая точка – метеостанция Тунка (720 м над ур. м.), самая высокая – верхняя граница леса (1970 м над ур. м.).

Таблица 1. Средние месячные температуры воздуха на различных высотах

Месяц \ Н, м	Расчетные (1961-71 гг.)				Измеренные (2013 г.)			
	500	1000	1500	2000	720	950	1420	1970
I	-15,8	-13,3	-15,7	-17,8	-27,9	-17,9	-14,1	-15,7
II	-13,9	-12,6	-15,8	-18,7	-22,7	-15,3	-15,6	-17,9
III	-6,9	-6,1	-8,8	-11,9	-10,5	-6,2	-8,0	-10,8
IV	2,1	-1,5	-4,4	-8,1	1,6	2,2	-0,3	-4,6
V	9,1	7,8	4,5	0,8	9,1	9,2	6,6	2,3
VI	16	13,5	10,4	6,9	14,5	13,7	11,7	7,3
VII	18,9	16,8	13,9	10,2	17,1	15,5	13,9	9,6
VIII	17,2	14,1	11,7	8,2	16,6	15,0	13,8	9,9
IX	9,2	7,3	5,1	1,6	7,4	6,8	5,4	1,6
X	2,3	-1	-3	-5,8	-0,9	0,2	0,0	-3,5
XI	-8,3	-8,7	-11,3	-14,3	-7,9	-4,8	-4,1	-7,8
XII	-15,6	-13,8	-15,5	-18	-19,0	-12,1	-8,5	-11,3

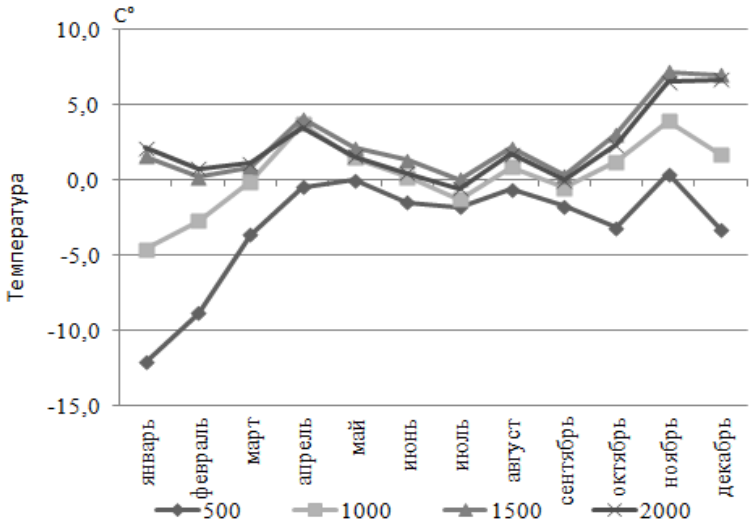


Рис. 1 – Разница температур воздуха между расчетными и за 2013 год.

За холодный период начиная с ноября и до конца февраля расчетная и измеренная температура воздуха отличается сильнее, чем за теплый. Максимальная разница в январе –12,1 ºС, с мая по сентябрь разница температур варьируется от 0 до 2,1 ºС (Рис. 1). Максимальные значения разницы в зимний период объясняются активной инверсионной деятельностью в горной местности.

Такие отклонения могут быть обусловлены несоответствием периодов. С 70-х гг. XX века по настоящее время наблюдается повышение глобальной температуры воздуха [4]. И для расчета температурного поля за 2013 г. корректнее использовать современные данные. В связи с этим по методике В.В.Севастьянова были рассчитаны те же самые весовые коэффициенты за летние месяцы (табл. 2). Использованы данные о температуре воздуха с 2009 по 2015 год на разных высотах (730, 1500, 3000, 5500, 9000 м над ур. м.), по шести ближайшим аэрологическим стациям - Емельяново, Ангарск, Барнаул, Кызыл, Нижнеудинск, Хакасия [5].

Таблица 2. Весовые коэффициенты по данным 2009 – 2015 гг.

месяц	Коэффициенты	Высота (м)				
		730	1500	3000	5500	9000
июнь	A_0	16,6	11,1	0,7	-0,7	-42,46
	A_1	-0,07	0,1	0,0	0,0	-0,01
	A_2	-0,5	-0,6	-0,5	-0,3	0,33

июль	A_0	18,5	12,9	2,2	-14,6	-41,19
	A_1	-0,01	0,1	-0,1	0,3	0,15
	A_2	-0,51	-0,6	0,4	-0,4	-0,21
август	A_0	16,3	11,3	0,9	-15,2	-42,2
	A_1	-0,1	0,05	0,1	0,7	0,05
	A_2	-0,7	-0,8	-0,5	-0,3	-0,18

С помощью полученных коэффициентов была рассчитана температура воздуха над исследуемой территорией за теплый период. Так как результаты расчета отражали температурный режим свободной атмосферы без учета подстилающей поверхности, вводилась соответствующая поправка.

Среднемесячная температура на метеорологической станции Тунка (720 м над ур. м.) за 2009–2015 гг. сравнивалась с рассчитанной температурой за тот же промежуток времени и с рассчитанной температурой с учетом коэффициентов за 1961–1971 гг. (табл. 3). Результаты, полученные при использовании современных данных, дают меньшие отклонения от измеренных значений, погрешность рассчитанных данных с фактическими примерно полградуса.

Таблица 3. Среднемесячная температура воздуха на станции Тунка

	июнь	июль	август
Среднемесячная 2009-2015 гг.	15,1	17,2	14,9
Расчет с учетом коэффициентов 2009 – 2015 гг.	15,8	17,6	14,5
Расчет с учетом коэффициентов 1960 – 1970 гг	13,5	16,8	14,1

Разницы между рассчитанными температурами за период (2009-2015 гг.) и измеренными за 2013 г. на склоне стали меньше, в среднем на 0,1 ºС (табл. 4). Возможно, при использовании весовых коэффициентов за конкретный, например 2013, год отклонения расчетных температур будут еще меньше.

Таблица 4. Температура воздуха на южном макросклоне Тункинской котловины

Месяц \ H, м	Расчетные (2009-15 гг.)				Измеренные (2013 г.)			
	730	1000	1500	2000	720	950	1420	1970
VI	15,8	14,7	12,7	9,0	14,5	13,7	11,7	7,3
VII	17,6	16,8	15,1	10,0	17,1	15,5	13,9	9,6
VIII	15,3	13,8	11,0	7,5	16,6	15,0	13,8	9,9

Полученная, при использовании данных 1961-1971 гг., температура в свободной атмосфере (выше 1500 м) мало отличается от современных значений, из этого следует, что с течением времени в верхних слоях атмосферы температурный режим мало изменился. Данная методика хорошо подходит для расчета среднемесячных температур воздуха, на точность полученных результатов огромное влияние оказывает количество аэрологических станций и частота их расположений, чем больше станций, тем достовернее будут значения температуры воздуха в точке, где нужно восстановить данные.

Работа проведена при финансовой поддержке ИОО РГО и ООО «Премьер-Энерго» (Договор № 16/03/02).

Литература:

1. Севастьянов В.В. Климат высокогорных районов Алтая и Саян. – Томск: изд-во Томского Университета, 1998. – 201 с.
2. Белоусов В.М., Будэ И.Ю., Радзиминович Я.Б. Физико-географическая характеристика и проблемы экологии юго-западной ветви Байкальской рифтовой зоны. – Иркутск, 2011. – 120 с.
3. Гигрохрон [Электронный ресурс] URL: http://www.elin.ru (дата обращения 15.04.2013)
4. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России: температура воздуха. Обнинск: Изд-во ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». – 2012. – 194 с.
5. Данные аэрологического зондирования [Электронный ресурс] URL: http://weather.uwyo.edu (дата обращения 20.02.2016).

СЕКЦИЯ 3

Геосферно-биосферные взаимодействия
и отклик наземных экосистем Северной Евразии
на климатические изменения

SESSION 3

Biosphere-geosphere interaction and response
of terrestrial ecosystems of Northern Eurasia
to climate change

MONITORING OF HIGH ALTITUDINAL TERRESTRIAL ECOSYSTEMS IN THE RUSSIAN ALTAI MOUNTAINS

Timoshok E.E., Timoshok E.N., Nikolaeva S.A., Savchuk D.A. Filimonova E.O., Skorokhodov S.N., Bocharov A.Yu.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: timoshokee@mail.ru, ten80@mail.ru, sanikol1@rambler.ru, savchuk@imces.ru, smelena82@mail.ru, bochar74@mail.ru

The mountains are unique in many senses. They include altitudinal belts similar to the climatic zones and high biodiversity on species and ecosystem levels. They are also important source of resources and often provide vital services for both mountain and lowland communities. Monitoring of different showings of the mountain environments considered to be very important. Several monitoring networks (GLOCHAMORE, GLORIA, MIREN) are centered on mountain studies.

We are performing monitoring of the mountain ecosystems and have 5 observatories around the Altai mountains. We monitor relatively stable ecosystems of older mountain forests, changing ecosystems of forest-tundra ecotones and forming ecosystems on fluvioglational deposits and forelands of the valley glaciers. All studies are performing along altitudinal gradients, from valley bottoms (2150 m a.s.l.) to the tops of watershed ridges (2500 m a.s.l).The primary monitoring approach is direct observations of multiple showings. We are monitor structure of tree and shrub storeys, growth and seed production of indicator species: *Pinus sibirica* (Siberian stone pine) and *Larix sibirica* (Siberian larch), regeneration of indicator species, ground cover dynamics and biodiversity. Monitoring investigations are complemented by dendroclimatologic, reprochronological, botanical, phytosociological and population studies. The choice of showings and their diversity significantly forestall similar western investigations. For example, optimal level of biosphere monitoring suggested by GLOCHAMORE includes such showings as species list, cover and/or abundance of species, general type of vegetation, cover of moss layer, presence of dung for estimation of grazers activity) and treeline altitude detected through satellite image deciphering. The other programs (like GLORIA and MIREN) are limited with the species presence and abundance. Such choice of the showings may be considered as very basic from the Russian point of view.

Our primary observatory is mountain glacier basin Aktru, which is representatative for the Altai, by climatic, glaciological and botanical peculiarities. This basin has a long history of studies and a large number of records: existing data was gathered through glaciological (sporadic since 1911, permanent since 1952) and hydrological (since 1964) monitoring.. The ecosystem monitoring is performing since early 2000s.

The most substantial results were achieved during monitoring of old-age siberian stone pine forests situated in lower parts of Aktru valley slopes. This forests formed about 1000 years ago and remained relatively stable during three global cooling period, including the maximal cooling of mid XVIII – early XIX centuries. In the modern period these forests include four generations of trees with ages 440-480, 270-380 and 80-170 years; the youngest generation consist of young trees with age below 50 years. Beyond these generations these forests include singular older trees with age up to 830 years, which have settled down in 1150-1350. The minimal regeneration survivability was detected during the strongest cooling of mid XVIII – early XIX centuries. The stability of forests is determined by very wide ecological amplitude of *Pinus sibirica* and *Larix sibirica*. The vessel plant biodiversity in these forests consist of approximately 100 species and remains relatively stable during all period of monitoring.

The second set of substantial results was produced by monitoring of forest-tundra ecotones. The treeline ecotone which exist on altitudes 2200-2500 m a.s.l. are actively colonizing by both *Pinus sibirica* and *Larix sibirica*. Colonization of the modern ecotone have begins immediately after the ending of the last maximal cooling. The lower parts of the ecotone were colonized by Siberian stone pine in 1883-1943, by Siberian larch in 1882-1924. The upper part was colonized by stone pine in 1931–1951 and by larch in 1907–1941. Most of singularly growing *Pinus sibirica* specimen were settled in 1935–1943 and singular *Larix sibirica* specimen have colonized ecotone in 1927–1939. The treeline has moved up 40-100 m (up to 2390 m a.s.l.) between mid XIX century and 1960s. In the last 40 years treeline has moved 20-90 meters higher. Advancement of trees turned to be species-specific: the current upper line of Siberian stone pine is 2480 m a.s.l and upper line of Siberian larch is 2420 m a.s.l.. Currently only *Pinus sibirica* participate in colonization of the forest-tundra ecotone. The ecosystems of the ecotone are involved in the secondary succession; total biodiversity of the ecotone consist of 137 vessel plant species.

МОНИТОРИНГ НАЗЕМНЫХ ЭКОСИСТЕМ В ВЫСОКОГОРЬЯХ РУССКОГО АЛТАЯ

Тимошок Е.Е., Тимошок Е.Н., Николаева С.А., Савчук Д.А., Филимонова Е.О., Скороходов С.Н., Бочаров А.Ю.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН? Томск, Россия
E-mail: timoshokee@mail.ru, ten80@mail.ru, sanikol1@rambler.ru, savchuk@imces.ru, smelena82@mail.ru, bochar74@mail.ru

В условиях современных глобальных изменений климата мировое научное сообщество обратило особенное внимание на горы. Причины этого многочисленны, в их число входят гипотеза «раннего отклика биоты на климатические изменения», уникальность горных областей, как регионов с высоким ландшафтным, экосистемным и видовым разнообразием, обусловленным наличием вертикальной поясности, роль гор как источника важных водных, минеральных и биологических ресурсов, необходимых для благосостояния населения.

Мониторинг различных элементов гор как единой системы, является одним из важнейших аспектов современной науки, на нем сосредоточены усилия многих сетей: GLOCHAMORE, GLORIA, MIREN [1], формирующейся в настоящий момент сети GNOMO, а также тысяч исследователей по всему миру.

Наши 15-летние мониторинговые исследования проводятся в высокогорьях Русского Алтая, в пределах которого используются горные полигоны в ороклиматических условиях трех модельных хребтов: Северо-Чуйского (Актру, Корумду), Южно-Чуйского (Аккол, Джазатор) и Катунского (Аккем).

На пяти горных полигонах в модельных экосистемах на эколого-ценотических профилях по высотным градиентам от днища долин (2150 м) до основных водоразделов хребтов (2500 м), в сопряженных системах «авангардные высокогорные леса–экотоны», проводится весь спектр наблюдений за структурой древесного и кустарникового ярусов, процессами роста и семеношения индикаторных видов, появлением и выживанием их подроста, динамикой напочвенного покрова, изменением видового разнообразия. В ходе исследований используется комплекс дендрохронологических, дендроклиматических, репрохронологических, флористических, геоботанических, популяционно-онтогенетических методов.

Основным полигоном, наблюдения в котором носят регулярный характер, является горно-ледниковый бассейн Актру. Выбор бассейна как основного полигона был во многом обусловлен высокой степенью его репрезентативности по климатическим, гляциологическим [2], флористическим показателям, долгой историей исследований, наличием для бассейна качественных данных климатического и гляциологического мониторинга и сравнительно невысокой нарушенностью входящих в него экосистем. Бассейн расположен на высотах 2150-2500 м, имеет холодный высокогорный (среднегодовая температура –5,2°С) и влажный климат (осадки в среднем 521 мм/год) с долгой и холодной зимой. Во флоре бассейна представлено 50% перигляциальных видов Алтае-Саянской горной области и 30% всей высокогорной флоры Алтая в целом [3].

История исследований бассейна во многом уникальна для Алтая. Бассейн был открыт проф. Томского Императорского университета В.В. Сапожниковым в 1898 г. В 1911 г. он установил на границе ледника Малый Актру репер, что сделало возможной уникальную для Алтая реконструкцию отступания ледника в начале XX в. Становление гляциологического, гидрологического и климатического мониторинга в бассейне связано с именем проф. Томского государственного университета М.В. Тронова, под руководством которого в 1952 г. был начат гляциологический, а в 1964 г. – постоянный климатологический мониторинг. Во время международного Геофизического года (1957-1958 гг.) исполнительный комитет ЮНЕСКО выбрал бассейн Актру одной из 8 гляциологически и метеорологически репрезентативных территорий бывшего СССР.

Методологической основой экосистемного мониторинга является предположение о центральной роли автотрофного блока в экосистемах, комплексный подход и представление об уровнях организации живого вещества. Центральным объектом мониторинга были выбраны автотрофные блоки экосистем(растительные сообщества). Основой для выбора послужило то, что именно автотрофный блок экосистемы подвержен прямому климатическому воздействию, существенно влияет на динамику почв и животного населения, а также в силу исключительной важности его состояния для стабильности экосистемы в целом.

Основой комплексного подхода является одновременное наблюдение за значительным числом переменных с целью всесторонней оценки изменений наблюдаемых объектов. Подобные наблюдения позволяют получить информацию, недоступную при мониторинге отдельных показателей. Так, например мониторинг возрастной структуры популяций индикаторных видов, дополненный дендроклиматическими исследованиями позволяет получить представление об истории динамики сообществ при предшествующих изменениях климата, и отклика на предыдущие воздействия, например, похолодание XVIII-XIX вв.

Выбор объектов мониторинга был осуществлен на основе представлений об уровнях организации живого вещества. Наш мониторинг осуществляется на организменном, популяционном и экосистемном уровнях.

В качестве основного объекта мониторинга на организменном и популяционном уровне были выбраны индикаторные виды – кедр сибирский (*Pinus sibirica* Du Tour) и лиственница сибирская (*Larix sibirica* Ledeb.), отличающиеся высокой экосистемной значимостью – эдификаторы или доминанты растительных сообществ с большой продолжительностью жизни, четко различимыми стадиями жизненного цикла, а также наличием группы показателей климатического отклика на уровне особи и популяции (радиальный прирост, семеношение, возрастная структура древесного яруса, жизненная форма и т. д.).

Основными объектами мониторинга на экосистемном уровне являются фитоценозы: фрагменты старовозрастных лесов вблизи морен ледников и на дне долины (2100–2300 м), переживших последнее максимальное похолодание; фоновые для Алтая лиственничные леса на бортах долины (2100–2250 м); вовлеченные во вторичную сукцессию фитоценозы лесотундрового экотона (2200–2500 м) и формирующиеся фитоценозы на молодых моренах ледников Малый, Левый-Большой Актру (2200–2500 м над ур. м.).

Для мониторинга современного состояния, а также для ретроспективной оценки состояния индикаторных видов кедра сибирского и лиственницы сибирской на организменном и популяционном уровне особый интерес представляют крайне редкие на Алтае авангардные старовозрастные лиственнично-кедровые леса, сформировавшиеся около 1000 лет назад, пережившие за этот период в приледниковой зоне три периода значительных похолоданий, в том числе и максимальное за последнее тысячелетие похолодание середины XVIII- начала XIX вв. [4]. В древесном ярусе этих лесов абсолютно господствует кедр, до 80– 90% его состава.

На основе мониторинга состояния индикаторных видов в этих авангардных лесах установлены особенности адаптации кедра к условиям высокогорий и выявлено 6 жизненных форм этого вида. По численности преобладает форма одноствольного (одно- и многовершинного) дерева. Реже встречаются формы: малоствольное и куртинообразующее дерево, живой валежник, живой пень, крайне редко кустовидная форма. Одноствольные и малоствольные деревья преобладают (более 95%) в сомкнутых и разреженных лесах. Особи других форм приурочены к рединам и периферии лесных массивов или растут одиночно.

В возрастной структуре старовозрастных лесов выделены четыре основных генерации кедра и лиственницы: первая – 440–480 лет, появившаяся в 1530-1570 гг., вторая – 270–380 лет, в 1630-1730 гг., третья – около 80-170 лет, в 1840-1930 гг. и четвертая, представленная в основном подростом кедра, возрастом менее 50 лет; возобновление же лиственницы было неудовлетворительным и практически исчезло в начале текущего столетия. В этих лесах в настоящее время изредка встречаются деревья кедра, сохранившиеся от предыдущих генераций, возраст которых достигает 650-730 и даже 830 лет, появившихся в 1150-1350 гг. Минимальная сохранность подроста отмечена для периода максимального за последнее тысячелетие похолодания, что определило разрыв в 100 лет между второй и третьей генерациями деревьев.

Радиальный прирост деревьев явился основой для длительных (более 500 лет) дендроклиматических реконструкций температур вегетационного периода с высоким разрешением (1 год). Сопряженный анализ возрастной структуры лесов и полученной нами динамики реконструированных температур показал, что новые поколения деревьев появлялись в периоды потеплений климата разной продолжительности.

Исследования подчиненных ярусов старовозрастных лесов выявили высокое флористическое разнообразие в составе кустарникового и травяно-кустарничкового ярусов, где отмечено более 100 видов сосудистых растений. 15-летний мониторинг этих ярусов показал значительную стабильность их состояния в наблюдаемый период.

Высокая устойчивость таких лесов к климатическим изменениям в значительной степени определяется тем, что по важнейшим экологическим факторам: термическому, увлажнению, активному богатству почв, условия высокогорий Северо-Чуйского хребта оптимальны для кедра и лиственницы и находятся в пределах диапазона оптимума, рассчитанного для их ареалов [5].

Наиболее ярко выраженной зоной раннего отклика наземных экосистем на региональные и глобальные изменения климата являются лесотундровые экотоны (2200-2500 м), где в современный период по численности преобладает кедр (60–80%), доля лиственницы менее значительна (20–40%).

В этих, экстремальных для деревьев условиях выделено 7 жизненных форм кедра. В количественном отношении здесь преобладают 2 формы – одноствольное и малоствольное дерево, значительно реже встречаются 5 других: дерево с «юбкой», кустовидная и стланиковая формы и многоствольное дерево, крайне редко – живой валежник. Особи кедра растут как группами, так и одиночно. Большинство этих форм встречаются на всех высотных уровнях экотона, и только особи стланиковой формы приурочены к его верхней части. По границе распространения одноствольных и малоствольных деревьев проходит репродуктивная граница кедра.

Возрастная структура насаждений кедра и лиственницы в сообществах экотона отличается от структуры нижележащих авангардных лесов. В группах деревьев выявлены 3 основных генерации: первая – 90-130 лет, вторая – 60-80, третья (подрост) – менее 50 лет. Они сформировались в 1860-1950 гг. Заселение

нижней части экотона кедром происходило в 1883–1943 гг., лиственницей – в 1882–1924 гг., а его верхней части – позднее: кедром – в 1931–1951 гг., лиственницей – в 1907–1941 гг. Большая часть одиночно растущих особей кедра появилась в 1935-1943 г., лиственницы – в 1927-1939 гг.

В современную регрессивную фазу малой ледниковой эпохи (последние 160 лет) границы групп деревьев продвинулись по абсолютной высоте на 40-120 м (до 2390 м), от которых в последние 40 лет границы отдельных деревьев и подроста поднялись еще на 20-90 м (кедр до 2480 м, лиственница - до 2420 м). В период современного потепления климата вверх по склонам продвигается лишь подрост кедра.

Мониторинг кустарникового и травяно-кустарничкового ярусов экотонных сообществ позволил выявить высокое флористическое разнообразие (137 видов) сосудистых растений и значительную стабильность состава и структуры ярусов в период наблюдений.

На молодых моренах долинных ледников Малый и Левый-Большой Актру (2200-2500 м), где в последние 160 лет активно протекают постгляциальные сукцессии с формированием первичных фитоценозов, выявлены 3 основные стадии. В составе первичных фитоценозов участвует 182 вида сосудистых растений. В формировании первичной растительности по мере удаления от современных языков ледников к фронтальным моренам середины XIX в. возрастает роль лиственницы сибирской. Наиболее значительна она на третьей стадии, на моренах ледника Малый Актру, отложенных более 100 лет назад, где возраст самых старых особей лиственницы достигает 97 лет. Здесь обнаружены особи трех генераций этого вида: первая – 90 лет, вторая – 60-65 лет, третья (подрост) – 30-50 лет (1910-1980 гг.). В период современного потепления климата на моренах, с возрастом более 50 лет поселяется только кедр.

Проводимые нами в высокогорьях Русского Алтая мониторинговые исследования существенно опережают зарубежные аналоги. Например, раздел биосферного мониторинга программы GLOCHAMORE, на оптимальном (наиболее полном из предлагаемых) уровней ее реализации [1] предусматривает всего лишь 7 показателей, характеризующих живое вещество: видовой состав, проективное покрытие и/или обилие видов, тип растительности, доля покрытия мохового яруса, количество экскрементов (для косвенного учета травоядных животных), наличие некоторых видов беспозвоночных животных, а также высота границы леса, определяемая на основе дешифрирования космоснимков. Программы GLORIA и MIREN, в теории созданные для биосферного мониторинга и мониторинга инвазий, включают, единственный связанный с живой природой показатель – список видов с учетом обилия. По отечественным представлениям это очень немного.

Зарубежные дендрохронологические исследования, как правило, проводятся оторвано от мониторинга растительности и служат в основном источником климатической информации, без оценки отклика на предшествующие изменения, для проведения которой необходимо существование методики популяционных исследований, до сих пор не ассимилированной зарубежной наукой.

Литература:

1. Grabherr G., Gurung A.B., Dedleu J.-P. at al. Long-term Environmental Observations in Mountain Biosphere Reserves: Recommendations from the EU GLOCHAMORE Project, Long-term Environmental Observations in Mountain Biosphere // Mountain Research and Development, 2005 – Vol. 25, №. 4. – pp. 376-385.
2. Тронов М.В. Ледники и климат. Л.: Гидрометиздат, 1966. 408 с.
3. Тимошок Е.Е., Нарожный Ю.К., Диркс М.Н., Скороходов С.Н., Березов А.А. Динамика ледников и формирование растительности на молодых моренах Центрального Алтая. Томск: Изд-во НТЛ, 2008. 208 с.
4. Окишев П.А., Адаменко М.Ф., Нарожный Ю.К. Динамика ледников и климата в горах южной Сибири // Региональный мониторинг атмосферы. Часть 4. Природно-климатические изменения. Томск, 2000. С. 164-199.
1. 5.Поликарпов Н.П., Чебакова Н.М, Назимова Д.И. Климат и горные леса Южной Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. 225 с.

MODELING THE EFFECT OF TEMPERATURE CHANGES ON PLANT LIFE-FORM DISTRIBUTION ALONG A TREELINE ECOTONE IN THE TROPICAL ANDES

Arzac A.[1], Chacón-Moreno E.[2], Llambí LD.[2], Dulhoste R.[3], Olano JM.[4]

[1]*Institute of Fundamental Biology and Biotechnology, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia*
[2]*Instituto de Ciencias Ambientales y Ecológicas (ICAE), Universiad de los Andes, Venezuela*
[3]*AEESP Saint-Genès La Salle, France*
[4]*EU de Ingenierías Agrarias, IUGFS-Universidad de Valladolid, Soria, Spain*
E-mail: aarzac@gmail.com

Treeline ecotone in the Tropical Andes is characterized by a complex transition boundary between high mountain forest and grassland páramos vegetation, very sensitive to climate conditions. Current global warming trends may lead to an upslope shift of plant species in the treeline and modify its altitudinal position. In this work, we employed and adaptation of Herdberg´s (1964) life-form classification system for tropical alpine environments, to analyse the effect of altitude and slope orientation on plant life-form distribution and asses the dynamics and structure of the tropical treeline under climate change scenarios (focussed in temperature changes for the years 2040 and 2060). The study was carried out along and altitudinal gradient of 250 m (between 3300 to 3550 m of altitude) from the upper forest-line in the Venezuelan Andes. We found clear distributional patterns for each life-form in terms of altitude and slope orientation; trees decreased in abundance with altitude and distance to the continuous forest, being replaced by tussock grasses, small sclerophyllous shrubs and caulescent rosettes with elevation. Interestingly, pubescent and non-pubescent caulescent rosettes showed a contrasting distribution in terms of elevation and aspect, indicating that attributes affecting leaf thermal balance can influence plant spatial distribution patterns across the ecotone. Projection models under future climate scenario reflected differential responses on the rate of change for each plant life-form. Models suggest an upslope shift of woody species over tussock grasses and caulescent rosettes, increasing their density and altitudinal range; this could be associated with a change in grassland páramo structure where woody species begin to dominate in warming scenarios. The analysis of plant life-form distribution facilitates the characterization of changes in the vegetation composition in the tropical treeline from a more functional perspective, allowing the assessment of the dynamics of dominant forest elements (such as trees and tall shrubs) above the treeline.

Introduction.

Altitudinal treelines are very sensitive to climatic drivers (Holtmeier & Broll, 2005 Glob Ecol Biogeogr). The effect of temperature on alpine vegetation, treeline dynamics, changes in species richness and vegetation shifts have been widely documented (Körner, 1999 Book; Sanz-Elorza *et al.*, 2003 Ann Bot; Camarero & Gutiérrez, 2004 Clim Chang; Körner & Paulsen, 2004 J Biogeogr; Körner, 2012 Book; Pauli *et al.*, 2012 Science). However, most of the studies on treeline structure and dynamics have been implemented in temperate zones, and the response of tropical mountain vegetation (particularly treeline dynamics) to climate remains scarcely studied.

The increase in terrestrial temperature during the last hundred years (Stocker *et al.*, 2013 Book chap; IPCC, 2014 Rprt) is leading to large shifts in species distribution (Pearson & Dawson, 2003 Glob Ecol Biogeogr). This trend may be exacerbated due to the expected increase in the speed of global warming over the current century (Le Treut *et al.*, 2007 Book chap; IPCC, 2014). Sharp climatic gradients over short geographic distances make mountain vegetation particularly sensitive to novel climatic conditions; unveiling how climate controls species distribution is critical to understand how mountain vegetation in general and the tropical Andean treeline in particular, may respond to climate change.

The tropical Andes constitute the largest tropical mountain region worldwide and one of the major biodiversity hotspots, harbouring more than 20,000 endemic plants (Myers *et al.*, 2000 Nature; Young *et al.*, 2002 Bot Rev; Swenson *et al.*, 2012 BMC Ecol). Moreover, the vegetation in the high tropical Andes provides important ecosystem services such as carbon storage, soil fertility regulation and water supply (Price, 2003 For Chron; Chimner & Karberg, 2008 Mires & Peat; Harden *et al.*, 2013 Ann Assoc Am Geogr; Molina *et al.*, 2015 Hydrol Earth Syst Sci). However, tropical Andean vegetation cover is highly threatened by changes in climate and land use (Malcom *et al.*, 2006 Conserv Biol; Young, 2009 Ann Mo Bot Gard; Feeley & Silman, 2010 Glob Chang Biol).

In the northern Andes, the treeline ecotone corresponds to a complex and species rich transition boundary between continuous high mountain forests and grasslands "páramos" (Bader *et al.*, 2007a Arct Antarct Apl Res; Ramírez *et al.*, 2009 Ecotropicos); species richness peaks at the upper limit of the high mountain forest (Vareschi, 1992 Book; Yánez, 1998 Rev Forest Ven; Ramírez *et al.*, 2009; Llambí *et al.*, 2013 Book Chap). Its altitudinal position varies between 2800 to 3600 m depending of the region. Changes in species composition and diversity are associated to shifts in the dominant plant life-forms (PLF), with trees and tall shrubs being replaced by tussock grasses, small sclerophyllous shrubs and caulescent rosettes with altitude (Hofstede *et al.*, 1998 Rev Lit; Arzac *et al.*, 2011 Ecotropicos).

In this study, we used an adaptation of Herdberg´s (1964 Acta Phytogeogr Suec) life-form classification system, to develop multiple-regression models for the current distribution of the dominant PLF across a tropical treeline and to evaluate the possible effect of temperature changes on their distribution under climate change scenarios. The adaptations introduced to the classification system, allowed us to explore the importance of adaptive traits with a direct influence on the leaf thermal/radiation balance (i.e. leaf pubescence), in modulating the spatial distribution of emblematic PLF in the northern páramos. We hypothesized that (*i*) dominant PLF respond differently to altitude and slope orientation, influencing treeline vegetation structure and the spatial distribution of vegetation belts; and (*ii*) PLF respond differently under temperature increase scenarios, modifying vegetation physiognomy across the treeline ecotone.

Study area and sampling design.

The study area was located along an altitudinal gradient from 3300 to 3550 m of altitude near La Aguada station of the Mérida cable car system, in the forest-páramo ecotone at the Sierra Nevada mountain range (Mérida, Venezuela), within the limits of the Sierra Nevada National Park (Fig. 1A). Mean temperature is 7.1 °C and annual precipitation is 1811 mm (La Aguada weather station, 3452 m of altitude).

For the PLF selection, we considered pubescence in caulescent rosettes as a morphological characteristic with a clear adaptive value related with contrasting adaptive strategies. Five plant life-forms were chosen for further analysis based on their relative abundance and structural importance in defining the major vegetation physiognomic types across the treeline ecotone: Caulescent pubescent rosettes (CPR), caulescent non-pubescent rosettes (CNR), sclerophyllous shrubs (SS), tussock grasses (TG) and trees (T).

To quantify the cover of each PLF, six samplings transects were selected along the altitudinal gradient, just above the upper limit of continuous forest (approximately 3300 m of altitude). The sampling was carried out during July and August 2007 and transects were placed in the dominant slope orientations in the area -North, Norwest and West- with two transects per orientation. Over each transect, 11 sampling units separated by 25 m in altitude were placed regularly along the gradient. Each sampling unit consisted of two 10 m long lines separated by 2 m. PLF cover was measured using the point quadrat method (Greig-Smith, 1983 Book), sampling 50 points per line separated by 20 cm each.

Distribution models and climate change scenarios.

Two spatial variables (altitude and slope orientation) were considered for the models according to previous studies (Bader & Ruijten, 2008 J Biogoegr; Arzac *et al*., 2011). Altitude values were replaced with temperature values using the linear regression model: *temperature = 27.98 – 0.006 * altitude* (Suárez del Moral & Chacón-Moreno, 2011 Ecotropicos); this allowed us to create distribution models under temperature change scenarios. All models were produced using ITC-ILWIS 3.3 a remote sensing and GIS software. Nonlinear multiple regression models were performed to analyze the response of cover for each plant life-form (dependent variable) as a function of altitude and slope orientation (independent variables)

To determine the possible response of the PLF in new temperature scenarios, projections based on climate change models used in the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change (AR5) (IPCC, 2013 Rprt) were run. We employed the projections for temperature expressed as anomalies with respect to the reference period 1986-2005, for RCP4.5, RCP6.0 and RCP8.5 analyzed in two periods of 30 years (2025 to 2055 and 2045 to 2075), the models were focused on 2040 and 2060 respectively (IPCC, 2013).

Results and discussion.

Our results indicated that within an altitudinal gradient of 250 m, PLF showed distribution patterns highly influenced by altitude and slope orientation, with a pronounced decrease of trees abundance with altitude. Multiple regression models suggested a strong link between both variables and PLF cover values.

TG were the dominant PLF in the study area with cover values of 84.02 % followed by CNR (9.79 %), SS (6.85 %), CPR (5.23 %), and T (4.64 %). Additionally, PLF distributional patterns showed differences in their optimal distribution limits along the gradient, albeit with some range overlap. CPR and SS showed the highest optimum altitudinal distribution (3489 and 3476 m of elevation), while TG and CNR showed lower values for their optimum altitudinal distribution (3455 and 3425 m of elevation respectively). Finally at the bottom of the gradient, tress showed the lowest optimal altitudinal distribution (3390 m of elevation).

Vegetation distribution models and climate change scenarios.

PLF spatial distribution patterns showed clear differences in the surface and altitudinal range they covered within the study site (Fig. 1B-F). CPR and SS were constrained to the upper limit of the gradient and the models predicted predominant cover values between 15-20% for CPR and between 8-12 % in the case of SS. With a wider distributional range (centered on intermediate elevations along the gradient), CNR rosettes showed cover values between 4-16 %. The models predicted higher cover for CPR in West facing slopes opposed to CNR, which showed higher covers in North facing slopes. Trees were restricted to low elevations and their cover was also influenced by slope orientation with higher cover values (4-6 %) in Norwest facing slopes, showing the treeline

limit to lie between 3280-3340 m of elevation. On the other hand, TG showed the highest relative cover values across the gradient (60-90 %, except at very low elevations).

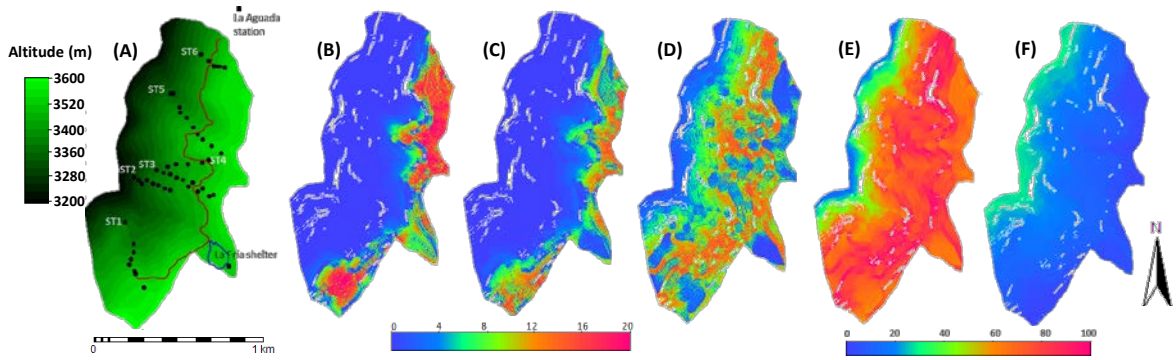


Figure 1. Digital elevation model (DEM) of the study site and spatial distribution models showing the percentage of surface cover for the selected PLF in the sampling site, under current climate conditions. (A) DEM of study site, (B) Caulescent pubescent rosettes, (C) sclerophyllous shrubs, (D) caulescent non-pubescent rosettes, (E) tussock grasses and (F) trees. Colors represent the percent cover.

The distribution of trees is especially relevant in the context of this study, since sampling was carried out immediately above the continuous forest-line, just in the contact zone with the grassland páramos. The highest tree cover value was found at the lower limit of the gradient in Northwest facing slopes, associated with lower incidence of solar radiation in the study area. Bader & Ruijten (2008) found a fluctuation of Andean treeline position as a function of slope orientation in the Andes (Central Ecuador). They reported lower position of the treeline in slopes with higher solar radiation incidence, and proposed this could be linked with low temperature photoinhibition of tree seedlings. Seedling establishment beyond the tropical treeline is mainly limited by temperature and solar radiation (Bader *et al*., 2007b Plant Ecol) but colonization of trees species that seem to be well adapted to the conditions outside closed forests (e.g. *Diplostephium*) may occur above the treeline (Llambí *et al*., 2013).

Adaptations such as leaf trichromes may be responsible for the contrasting distribution pattern observed for both caulescent rosettes types. Although CPR and CNR belong to the same plant life-form in Hedberg´s (1964) classification scheme, CPR showed higher cover values in the upper limit of the gradient and were mainly associated to West facing slopes, characterized by lower mean average temperatures in our study area; in contrast, CNR showed higher cover at lower elevations in North facing slope. In fact, leaf pubescence has been shown to influence the leaf energy balance, reducing the absorption of solar radiation (Rada *et al*., 1985 Plant Cell Environ; Vareschi, 1992; Meinzer *et al*., 1994 Book Chap; Azócar & Rada, 2006 Book). Additionally, pubescent rosettes show a freezing avoidance strategy, through mechanisms such as the protection of organs through insulating structures (e.g. marcescent leaves) and supercooling (Squeo *et al*., 1996 Oecologia; García-Varela & Rada, 2003 Acta Oecol). Small leaf size in sclerophyllous shrubs could also be interpreted as an adaptive strategy favored at higher elevations in the páramo, decreasing the leaf area exposed and increasing drought resistance (Vareschi, 1992; Ely & Torres, 2003 Plantula).

The TG (dominant PLF in the area) reached maximum cover values close to 90 %, showing a fairly uniform spatial pattern across different elevations and slope orientation. This distributional pattern suggests that the studied altitudinal range is within the optimal environmental envelope for this life-form, at least in these relatively humid páramos.

Despite several factors (e.g. precipitation, dispersion and migration rates) could be responsible of plant distribution under climate change scenarios, in this work simple spatial distribution models were developed and only changes in temperature were analyzed. Overall, models predicted an upslope migration of PLF as a response of temperature increments; these results are supported by vegetation shift described on high Andean areas (Feeley *et al*., 2011 J Biogeogr; Feeley, 2012 Glob Chang Biol; Morueta-Holme *et al*., 2015 Proc Natl Acad Sci USA). Models suggested a displacement of woody species across the grassland, increasing its density and altitudinal range (Fig. 2A-F). This would be associated with a change in grassland páramo structure where woody species begin to be dominant (Fig. 2G-L).

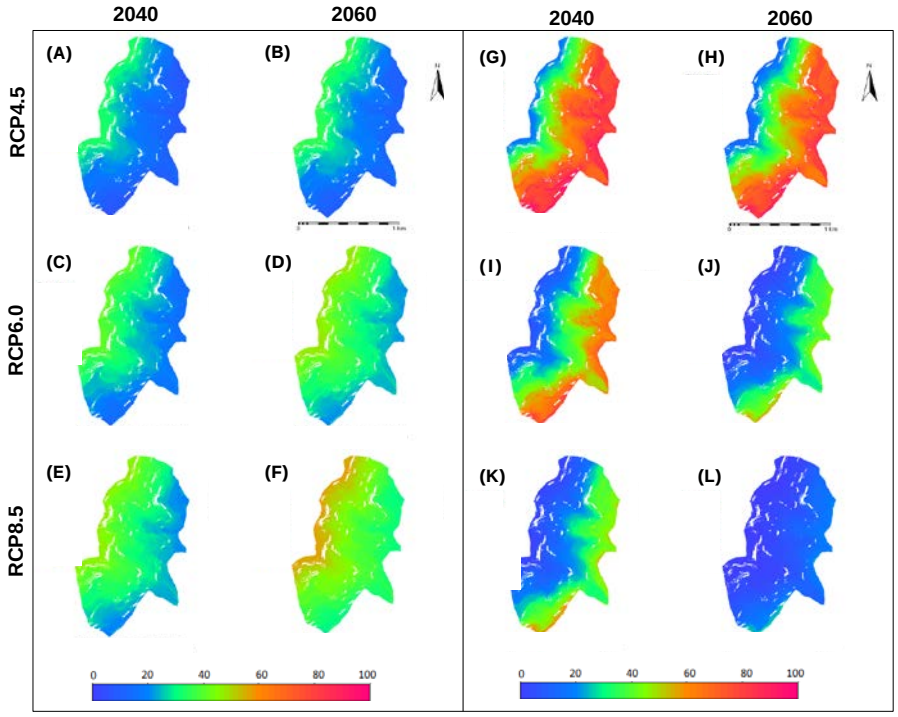


Figure 2. Cover distribution models for tress (A-F) and tussock grasses (G-L) under climate change scenarios for the study site. The Representative Concentration Pathway (RCP) and the future time periods are indicated. Colors represent the percent cover. Temperature increments: 0.7 ºC (A & G), 0.9 ºC (B & H), 1.3 ºC (C & I), 1.9 ºC (I & J), 1.8 (E & K) and 2.6 (F & L).

Several authors have predicted upslope shifts (Suárez del Moral & Chacón-Moreno, 2011; Tovar *et al.*, 2013 PLoS ONE) and population size expansion (Feeley & Silman, 2010) of high mountain forest species as a consequence of climate change on Andean ecosystems. The expansion of forest usually is linked with the reduction of population size of other páramo species (Feeley & Silman, 2010; Tovar *et al.*, 2013). However, the expansion of trees above the treeline will depend on the ability of individuals to settle outside forest boundaries, where climate conditions are different (Llambí et al. 2013).

ЗАГРЯЗНЕНИЕ И ДЕГРАДАЦИЯ ПОЧВ БАССЕЙНА ОЗЕРА МИРОВОГО НАСЛЕДИЯ

[1,2]Белозерцева И.А., [3]Энхтайван Дангаа

[1]Институт географии им В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия
[2]Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия
[3]Институт географии академии наук Монголии, Улан-Батор, Монголия
E-mail: belozia@mail.ru, taivan_geog@yahoo.com

Уникальность объекта исследования определяется наличием на его территории самого глубокого и чистого озера планеты, объекта всемирного наследия - Байкала. На основе многолетних исследований на территории России и Монголии составлена карта деградации и загрязнения почв на территории бассейна оз. Байкал. Фоновую основу данной карты составляет дифференциация почвенного покрова по условиям его самоочищающей способности, регулируемой процессами миграции и аккумуляции химических элементов. В этом отношении самые крупные подразделения территории – ландшафтно-геохимические области. Они выделены по рубежам крупных литолого-геоморфологических структур и биоклиматическим условиям. Более дробные подразделения территории – ландшафтно-геохимические провинции, выделенные по комплексу факторов потенциального загрязнения почв и их деградации в ходе разных видов природопользования. К числу этих факторов относится зональная и высотно-поясная специфика биоклиматических условий, определяемых гидротермическими параметрами территории. Критерии определения дифференциации территории по интенсивности миграции вещества (ИМВ) – рельеф и абсолютная высота (АВ) местности. Слабая ИМВ свойственна низменно-равнинным поверхностям при абсолютной высоте < 400 м; средняя – низким плато при абс. выс. 400–600 м; высокая ИМВ – крутым склонам гор при абс. выс. 600–1000 м; интенсивная – среднегорьям с абс. выс. > 1000 м. Широко распространенным на данной территории горно-котловинным ландшафтам свойственна контрастная миграция – от интенсивной до слабой.

Интегральная характеристика почвенной среды, являющейся депонирующей в отношении загрязнителей, заключена в геохимических классах, обозначенных индексами типоморфных элементов. Они отражают свойственные разным ландшафтам щелочно-кислотные и окислительно-восстановительные условия среды – главные факторы действия в почвах миграционно-аккумулятивного механизма и формирования тех или иных геохимических барьеров, на которых могут осаждаться элементы-загрязнители. На основании критериев оценки самоочищающей способности почв с учетом размещения на территории функционирующих в настоящее время источников промышленных выбросов в окружающую среду проведена оценка степени опасности ее техногенно-химического загрязнения. На фоне установленной по природным факторам степени потенциальной опасности загрязнения почвенного покрова показаны основные источники загрязнения. Это промышленные предприятия и котельные городов Слюдянка, Байкальск, Северобайкальск, Нижнеангарск, Листвянка, Улан-Удэ, Гусиноозерск, Петровск-Забайкальский, Кяхта, Улан-Батор, Дархан, Эрдэнэт, Зуунмод и др. На карте показаны зоны загрязнения почвенного покрова с превышением ПДК поллютантов, их валовые выбросы, промышленные источники и их вклад в загрязнение атмосферы. Ореолы загрязнения, в 1–10 раз превышающего значения ПДК по сумме приоритетных токсичных элементов (I—III класса опасности), оконтурены линейным картознаком. Количество выбросов в атмосферу изображено круговой диаграммой для источников с выбросами более 1 тыс. т/год. В диаграмме обозначена доля разных отраслей промышленности в валовых выбросах (%). Ореолы с источниками выбросов менее 1 тыс. т/год занимают небольшую площадь и в данном масштабе обозначены точечными знаками. Условными знаками отмечены земли горнодобывающей промышленности (карьеры, терриконы, отвалы и др.). Наиболее значительные по площади и интенсивные по степени нарушения почвенного покрова и геологической среды объекты зафиксированы в Гусиноозерском и Эрденецогт угленосных бассейнах. Исходя из интенсивности развития водноэрозионных и дефляционных процессов и, соответственно, разной нарушенности почвенного профиля, а также по результатам оценки площадного развития всех типов эрозионных процессов, на карте штриховкой показано три степени деградации земель: слабая, средняя, сильная. В Байкальском регионе в разной степени эродировано 24 % освоенных земель, на территории Республики Бурятия – до 42 %, в Ольхонском районе Иркутской области – 47 %, а в некоторых районах Монголии – более 60 %.

SOIL CONTAMINATION AND DEGRADATION OF POOL OF THE LAKE OF WORLD HERITAGE

[1,2]Belozertseva I.A., [3]Enkhtaivan D.

[1]V.B. Sochava Institute of Geografy SB RAS, Irkutsk, Russia
[2]Irkutsk state university, Irkutsk, Russia
[3]Institute of geography of an academy of sciences of Mongolia, Ulaanbaator, Mongolia
E-mail: belozia@mail.ru, taivan_geog@yahoo.com

On the basis of long-term researches in territory of Russia and Mongolia mapping degradation and pollution of soils in territory of pool of lake Baikal is carried out (Figure). The background basis of the map is the differentiation of the soil cover according to the conditions of its self-purification capacity, controlled by the processes of migration and accumulation of chemical elements. In this regard, the largest territory units are landscape-geochemical areas (Table 1). They are distinguished based on the boundaries of the major lithologic-geomorphological structures and bioclimatic conditions.

More fractional territory subdivisions are landscape-geochemical provinces, singled out based on a complex of factors of potential contamination of soils and their degradation in the process of different types of nature management. Among these factors is the zonal and altitude-belt specificity of bioclimatic conditions, determined by hydrothermal parameters of the territory. The possibility of involving elements-pollutants of the environment into the biological cycle and the food chain of living organisms depends on them. The rate of development of biochemical processes of pollutants transformation in the soil medium and neutralization of their toxic action also depends on the amount and ratio of heat and moisture. Another equally important factor of self-purification of the soil cover is a water migration of material. Criteria for determining the differentiation of the territory according to the intensity of material migration (IMM) are topography and true altitude (TA) of the area. Weak IMM is peculiar to lowland plain surfaces with TA below 400 m; medium IMM – to low-mountain relief terrain, and high and low plateau with TA from 400 to 600 m; high IMM – to middle altitudes and steep slopes with TA of 600-1000 m; and intensive IMM – to high mountains with TA above 1000 m. Mountain-depression landscapes widespread within the given territory are characterized by contrast migration: from intense to weak.

Geochemical classes, denoted by the indices of typomorphic elements, contain the integral characteristics of the soil medium, which is depositing with respect to the pollutants. The classes reflect alkaline-acid and redox conditions of the environment peculiar to different landscapes: the main factors of functioning of the migration-accumulation mechanism in soils and formation of various geochemical barriers, where elements-pollutants may deposit. Based on these main criteria for evaluating the self-purification capacity of soils taking into account the location of currently functioning sources of industrial emissions into the environment within the territory, an assessment of the hazard level of its technogenic-chemical pollution was made. Against the background of the degree of the potential hazard of soil contamination estimated according to the natural factors, the main sources of pollution are shown. They are industrial and boiler facilities of the towns of Slyudyanka, Baikalsk, Severobaikalsk, Nizhneangarsk, Listvyanka, the city of Ulan-Ude, Gusinoozersk, Petrovsk-Zabaikalsk, Kyakhta, Ulaanbaatar, Darkhan, Erdenet, Zuunmod, etc. Virtually all industrial complexes are located in the conditions with insufficient self-purification of the environment, and those ones, emissions of which are heading toward the Baikal depression, represent a factor of environmental risk for it. The map shows the areas of soil contamination with the exceedance of pollutants MPC, their total emissions, industrial sources, and their contribution to the air pollution. The pollution halos, 1-10 times exceeding the MPC values in the sum of the priority toxic elements (hazard class I-III), are contoured with linear map sign. Emission rates into the atmosphere are presented in a pie chart for the sources with emissions of more than 1 thousand tons per year. The proportion (%) of different industries in the gross emissions is marked in the diagram. Halos with the emission sources of less than 1 thousand tons per year cover a small area, and in the given scale they are marked with conventional signs.

Significant contribution to the mechanical degradation and contamination of the soil cover in the Lake Baikal basin, rich with various mineral resources, is made by their industrial development. Conventional signs mark the lands of mining industry (quarries, terricones, dumps, etc.). The most significant in size and intensive in the degree of disturbance of the soil cover and the geological environment are objects, registered in the Gusinoozersky and Erdenetsogt coal basins.

Under the conditions of a complex geomorphological structure of the territory, non uniform particle-size distribution, and often thin profile of soils, degradation processes are dominated by linear and sheet erosion. Based on the intensity of development of water-erosion and deflation processes and, therefore, on the soil profile of different disturbance, as well as according to the results of evaluating the areal development of all types of erosion processes, three degrees of land degradation are shown on the map in shading: slight, moderate, and severe. They were determined by the share of the main categories of eroded soils as a percentage of the agricultural lands area. Twenty-four percent, up to 42%, 47%, and more than 60% of developed lands are eroded in varying degrees in the Baikal region, in the territory of the Republic of Buryatia, in the Olkhon district, and in some areas of Mongolia, respectively.

As a result of a special analysis and assessment of the pasture condition, three categories of the degree of their degradation are distinguished in the map "Pasture degradation", namely: low, moderate, and high. In the legend of the map the diagnostic features of pasture degradation are presented (Table 2). The predominant part of pastures, experiencing moderate anthropogenic impact, is classified as slightly or moderately disturbed. On the whole the map is the basis for preventing the development of dangerous geo-ecological situations in the region, for organizing environmental activities, and for optimization management of the biogeochemical environment of the population life activity.

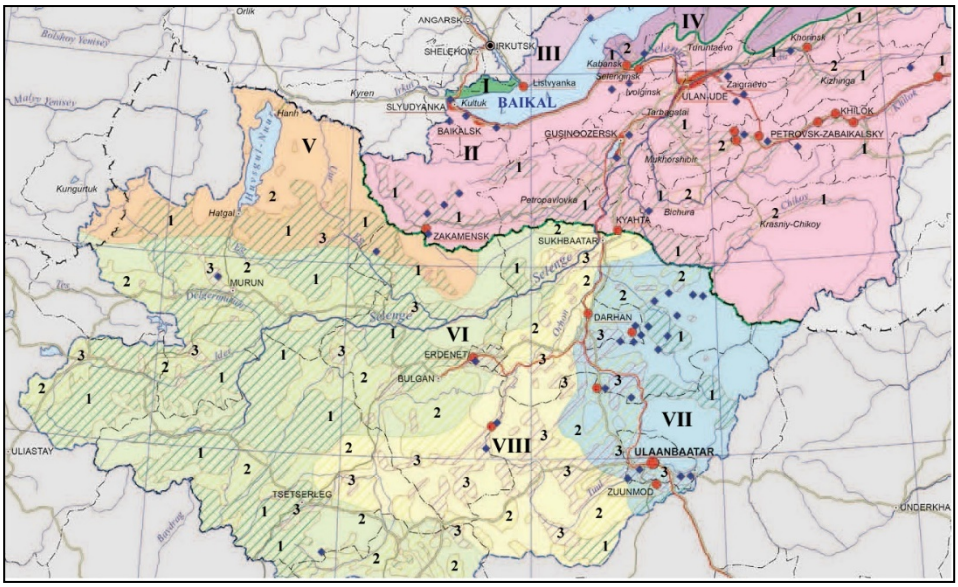


Figure. Map fragment "Soils degradation and contamination"

Legend
The degree of excess over the maximum permissible concentration (MPC) of toxic substances in soil
a) - Urban areas
b) - Settlements
- 1-10 MPC
- Lands damaged by mining (open pits, waste piles, dumps, and so on)

Contribution of to total emission, %

Contribution of industries to total emission, %

- electric power (hydro- and heat power) industry
- mining
- ferrous and non-ferrous metallurgy
- machine manufacturing
- shipbuilding
- chemistry and petrochemistry
- wood-working, forest and paper –and-pulp industry
- construction materials manufacturing
- consumer goods industry
- food processing
- contribution of motor transport to total emission, %

Continuation of a Legend

Table 1. Natural differentiation of the territory and potential threat of pollution to the soil

Natural region	Natural province	Soils	Geochemical classes	Intensity of material migration	Potential threat of techno-genic and chemical pollution
South Siberian	I- East Sayan mountain taiga	Soddy-podzolic soils, illuvial ferrous podzol, podzolized brown soil, coarse humus, incl. mold humus	Transitional from acidic to calcium coupled with acid [H-Ca] with [H]	Contrast (from moderate to high)	From moderate to weak
	II Khamar Daban-South Baikal mid-mountain taiga, forest-steppe, and mountain-depression and steppe	Brown soils, soddy brown soils, coarse humus brown soils, podzol, cryogenic soils, lithogenic soils, carbon lithogenic mold humus, gray metamorphic black soils, black soil-like, quasi-gley black soils, chestnut soils, light humus, alluvial soils with patchy solonetz and salt marshes	Acidic, transitional from acidic to calcium, ferrous oxide, calcium, patchy solonetz and salt marsh [H, H-Ca, O-Fe], [Ca], and [Ca-Na-Cl, SO]	Contrast (from weak to high)	From strong to weak
Baikal-Dzhug-dzhur	III Baikal mid-mountain, piedmont, low-mountain mid-taiga	Peat-brown soils, brown soils (incl. podzolized brown soils), coarse humus brown soils, soddy brown, soddy-podzolic and chestnut soils	Calcium and transitional from acidic to calcium [Ca, H-Ca]	Medium	Medium

	IV- Baikal-Dzhugdzhur high-mountain and mid-taiga, depression and valley	Typical brown and coarse humus brown soils, soddy brown, podzolic soils, soddy-podzolic (gley) soils, podzolic, coarse humus brown soils, lithogenic soils, petrogenic soils, carbon-lithogenic mold humus soils, gley soils, peat-eutrophic soils, alluvial, chestnut and gray metamorphic soils	Acidic and ferrous oxide, partially transitional from acidic to calcium [H, O-Fe], [H-Ca]	Intensive	Very weak
Khangai	V- Khovsgol high-mountain-depression	Cryo-lithogenic coarse humus soils, cryo-lithogenic mold and dark humus soils, dark humus lithogenic soils, cryogenic soils, soddy-brown soils, dark humus, patchy mountain dark-chestnut thin rank soils, alluvial, humus-hydro-metamorphic and peat-eutrophic soils	Calcium and transitional from acidic to calcium [Ca, H-Ca]	High and medium	Weak and medium
	VI- Khentei high-, mid-, and low-mountain, mountain and valley	Cryogenic soils, cryo-lithogenic coarse humus soils, soddy-brown soils, dark humus, mountain dark-chestnut thin rank soils, dark humus metamorphic soils, mountain black disperse-carbon thin rank soils with dark-chestnut, alluvial, and patchy peat-eutrophic soils	Calcium and transitional from acidic to calcium [Ca, H-Ca]	Medium	Medium
	VII- Khangai high- and mid-mountain taiga, mountain and valley, sporadically forest-steppe	Cryo-lithogenic mold-dark humus soils, cryo-lithogenic coarse humus soils, dark humus lithogenic soils, cryogenic siols, soddy-brown soils, mountain dark-chestnut thin rank soils, mountain black disperse-carbon thin rank soils, dark-chestnut, chestnut, and chestnut hydro-metamorphic soils, dark humus, black soils, mold hydro-metamorphic soils (incl. saline), humus hydro-metamorphic (incl. saline), peat-eutrophic and alluvial	Acidic and ferrous oxide, partially transitional from acidic to calcium [H, O-Fe], [H-Ca]	Intensive	Very weak
	VIII- Orkhon-Tuul forest-steppe and steppe	Dark chestnut, mountain dark chestnut thin rank soils, mountain black disperse-carbon thin rank soils, chestnut, dark-chestnut, and chestnut hydro-metamorphic soils, dark humus hydro-metamorphic (incl. saline), mold hydro-metamorphic soils (incl. saline), peat-eutrophic, alluvial, wind-blown sand, patchy solonetz and salt marshes	Calcium and transitional from acidic to calcium, patchy solonetz and salt marsh [Ca, H-Ca], [Ca-Na-Cl, SO]	Contrast (from weak to high)	Very weak

Table 2. Degree of degradation of agricultural soils

	Diagnostic symptoms of soils degradation of ploughlands	Diagnostic symptoms of degradation of pasture soils environment	Soils erosion of ploughlands and pastures, % of the total area of agricultural lands	Degree of degradation of agricultural soils
1-	All genetic horizons of soils are preserved in the soils profile	Small soils compaction within the background, reducing the productivity of below-ground biomass to 1,6 times	< 10	Low

2-	Low-lying genetic horizons of the upper part of the profile (agri-soils, agri-black soils etc.) are preserved under the plough layer	Soil compaction to 1,21 g/cm³, a decrease in below-ground biomass to 5 times	10-25	Moderate
3-	Deeply transformed soils. There are transformed genetic horizons or rock (agri-soil) in their profile under the plough level	Soil compaction to 1,46 g/cm³, the destruction of the sod horizon, below-ground biomass decrease up to 22 times	> 25	High

AGE STRUCTURE IN HIGH ELEVATION FORESTS AND RADIAL GROWTH TREES *PINUS SIBIRICA* AND *LARIX SIBIRICA* IN KATUNSKY RANGE (ALTAI MOUNTAINS)

Bocharov A.

Institute of Monitoring of and Climatic Ecological Systems SB RAS, Tosmsk, Russia
E-mail: bochar74@mail.ru

Our primary research goals were identification of age structure of pinus-larix mixed forest and studying of climate response of *Pinus sibirica* du Tour and *Larix sibirica* Ledeb through radial growth of trees of high-altitudinal forests and postglacial surfaces of mountain glacier basin Akkem (Katunsky range).

The investigations were performed on altitudes 2000–2500 m a.s.l. in the observatory in the Akkem basin. The *Pinus* sibirica and *Larix* sibirica are primary tree species of the basin forests. Western slope of the Akkem basin is moister, than eastern one. *Pinus* is more abundant in the Western slope forests and *Larix* is more common on the west slope. Forest-tundra ecotone contains young *Pinus* and *Larix* stands. The forelands are colonized mostly by Larix sibirica.

We have performed investigations of the dynamics of the age structure of Larix and Pinus stands for the last 550 years. The modern warming was identified in the 1980s. Forests of western slope include 3 generations of *Pinus sibirica* and only 1 generation of *Larix sibirica*. Average age of oldest *Pinus* generation is 350 years, the average age of the single Larix generation us 290 years. Second and third generation of Pinus have average ages 158 and 67 years. The forest-tundra ecotone of the western slope consist mostly from Pinus, average tree age is about 80 years. More arid east slope includes 3 generation of *Pinus* and *Larix*. Age of *Pinus* trees on this slope may be as high as 617 years, and the age of first-generation *Larix* trees on the one is up to 550 years. Average age of the second generations of *Pinus* and *Larix* is 131 years and 249 years. The ages of third generation is 50 and 96 years correspondingly. The forest-tundra ecotone of the east slope include only Larix trees with average age 94 years.

During the foreland studies the singular *Larix* trees was found in 1 km from the glacier tongue. The average age of these trees are 65 years. The average age of *Larix* trees on the distance 1360–1620 m is 89-103 years. The age structure of forests in 2 km of modern tongue position is identical to previously described slope forests.

We have built generalized tree-rings chronologies for high-altitudinal forests. Their length is 595 years for *Pinus* and 490 years for *Larix*. For the foreland trees 105 years Larix-based chronology was built. Analysis of the data on the radial growth has allowed investigating influence of climatic factors on tree growth in the Katunsky range conditions. The climate-induced change of radial growth and the influence of growing season temperatures on the *Larix sibirica* and *Pinus sibirica* are similar. The june and july temperatures have most important influence on radial growth (correlation coefficient R is from +0,3 to +0,57). The precipitation have strongest impact during late spring and early summer (R = +0.35 for May and +0,55 for June).

The reconstruction allowed us to fetch out the main periods of previous climate response: increase of radial growth and temperatures in the mid XV, XVII and first quarter of XVIII centureies correlates with settling of first generations of *Pinus* and *Larix* on all studied stands. Improvement of growth conditions in the mid and late XIX century caused cilonuzation of numerous *Pinus* and *Larix* trees of second generation. Third generation has settled during the warming of the early and mid XX century. Currently forming of new generation may be observed. Thus young trees have colonized ecotone during the modern warming (late XX – early XXI century).

ВОЗРАСТНАЯ СТРУКТУРА ВЫСОКОГОРНЫХ ЛЕСОВ И РАДИАЛЬНЫЙ РОСТ КЕДРА И ЛИСТВЕННИЦЫ КАТУНСКОГО ХРЕБТА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Бочаров А.Ю.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
E-mail: bochar74@mail.ru

Изучение возрастной структуры высокогорных лесов и радиального роста деревьев позволяет охарактеризовать особенности пространственно-временных закономерностей развития этих лесов, судить об изменениях климатического режима и лесорастительных условий, оценить состояние древостоев в настоящем и прогнозировать их развитие в будущем. Эта проблема становится еще более актуальной в период глобальных климатических изменений (Briffa et al., 1998; Mann et. al., 1999; IPCC, 2007).

Основные задачи исследований заключались в определении возрастной структуры кедрово-лиственничных древостоев и анализе радиального роста деревьев кедра *(Pinus sibirica)* и лиственницы (*Larix sibirica*) в высокогорных лесах и на молодых постгляциальных поверхностях горно-ледникового бассейна Аккем (Катунский хребет) с целью получения новой информации о климатическом отклике этих видов.

Исследования проводились на абсолютных высотах 2000-2500 м в модельном бассейне р. Аккем. Основными лесообразующими породами являются лиственница сибирская и кедр сибирский. На более влажном западном склоне долины р. Аккем преобладают кедровые, на более сухом восточном – лиственничные леса; в экотоне лес-тундра – молодые насаждения кедра и лиственницы; на молодых постгляциальных поверхностях – молодые насаждения лиственницы. На высотных профилях проведен анализ возрастной структуры насаждений лиственницы сибирской и кедра сибирского, с учетом значений коэффициента вариации по возрасту (Семечкин, 1970), в условиях похолоданий и потеплений климата за последние 550 лет, инструментально зафиксированного на Алтае с 80-х годов XX в. На основе анализа данных по радиальному приросту деревьев этих индикаторных видов, с использованием стандартных дендрохронологических методов (Holmes, 1983, Methods…, 1990), выявлена степень влияния климатических факторов на рост деревьев в условиях Катунского хребта.

Анализ возрастной структуры высокогорных лесов на западном и восточном склонах долины позволил установить сходство и различие кедровых и лиственничных древостоев. В лесах западного склона выделено 3 возрастных поколения кедра и одно – лиственницы (рис. 1А): первое, основное, со средним возрастом деревьев кедра 350 лет (высота 11,2 м, диаметр ствола 38,5) и лиственницы 290 лет (высота до 15,1 м, диаметр ствола 27,8 см), второе и третье поколения представлены только кедром со средним возрастом деревьев 158 лет (средняя высота деревьев 11,7 м, диаметр ствола – 25,2 см) и 67 лет (высота 6,7 м, диаметр 12,7 см), соответственно. В ландшафтном экотоне «лес–тундра» на этом склоне молодые насаждения сформированы в основном кедром, со средним возрастом деревьев 80 лет (средний диаметр – 11,9 см, высота – 5,1 м); лиственница в их составе встречается единично.

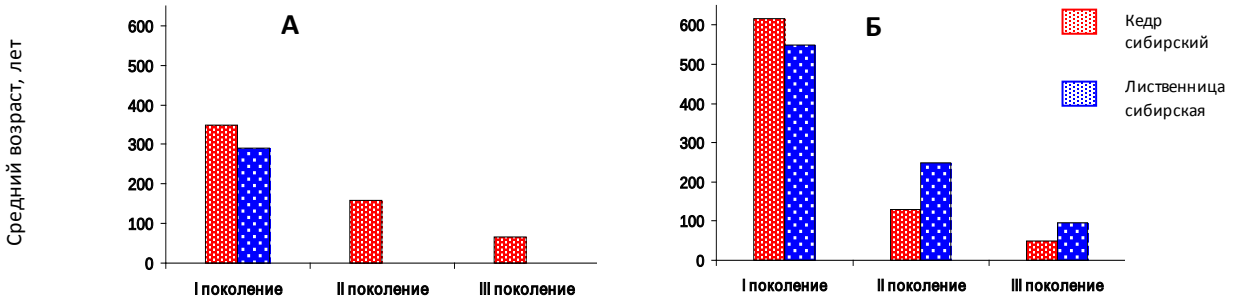


Рис. 1. Возрастная структура высокогорных лесов на западном (А) и восточном (Б) склоне долины р. Аккем, северный макросклон Катунского хребта.

На более сухом восточном склоне в древесном ярусе высокогорных лесов представлены 3 возрастных поколения кедра и лиственницы (рис. 1Б): первое, основное, со средним возрастом деревьев кедра 617 лет, лиственницы – 550 лет (средняя высота деревьев кедра 12,6 м, лиственницы 15,2 м, диаметр ствола 96,7 и 50 см), второе поколение кедра – со средним возрастом 131 год, лиственницы – 249 лет (средняя высота кедра 9,7 м, лиственницы 15 м, диаметр ствола 33,7 и 37 см соответственно), третье поколение кедра – со средним возрастом 50 лет, лиственницы – 96 лет (средняя высота кедра 3,5 м, лиственницы 10

м, диаметр ствола 5,1 и 19,1 см соответственно). В ландшафтном экотоне «лес–тундра» молодые насаждения на этом, более сухом склоне, сформированы только лиственницей (средний возраст деревьев – 94 года, средний диаметр – 20,4 см, высота – 6,7 м); кедр отсутствует.

В ландшафтном экотоне «лес-молодые постгляциальные поверхности» первые отдельно стоящие деревья или биогруппы лиственницы (рис. 2) с возрастом деревьев до 65 лет (средний диаметр 10,2 см, высота 4,6 м) отмечены на расстоянии около 1 км от языка ледника Родзевича; на расстоянии 1360-1620 м от него средний возраст деревьев лиственницы увеличивается до 89-103 лет (средний диаметр 17,2-27,4 см, высота 6,6-10,8 м); на расстоянии 1750 м отмечены небольшие участки еловых насаждений с участием кедра; средний возраст наиболее старой генерации деревьев ели – 312 лет, кедра – 168 лет. На расстояние более 2 км от ледника распространены леса описанные выше.

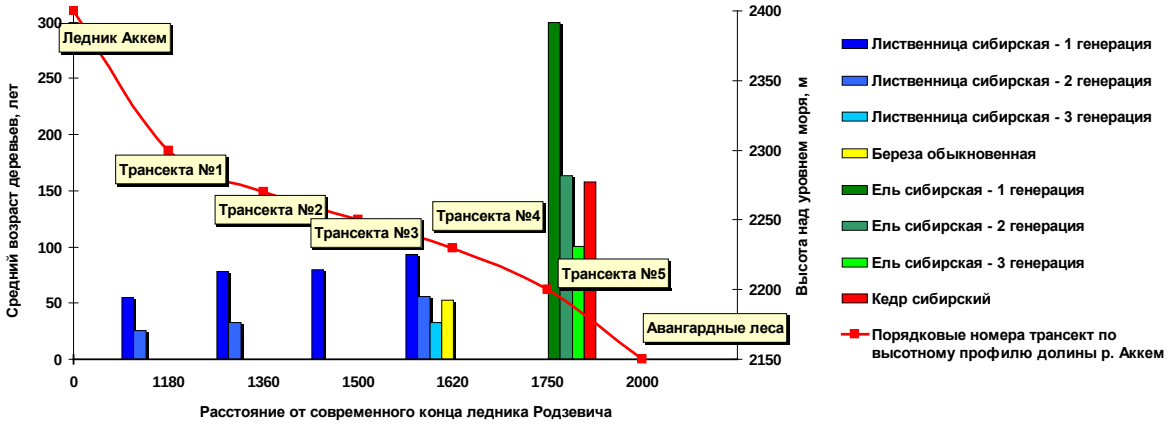


Рис. 2. Возрастная структура биогрупп деревьев лиственницы в ландшафтном экотоне «лес-молодые постгляциальные поверхности» в зависимости от удаленности от современного конца ледника Родзевича.

Для высокогорных лесов построены обобщенные древесно-кольцевые хронологии длительностью 595 лет по кедру и 490 лет по лиственнице, а также для ландшафтного экотона «лес-молодые постгляциальные поверхности» – 105 лет по лиственнице.

Анализ динамики радиального прироста индикаторных видов – лиственницы и кедра, показал, что в период современного потепления климата (рис. 3) изменчивость прироста двух пород достаточно синхронна, а величина прироста деревьев кедра, в силу более благоприятных для этого вида условий в высокогорных лесах, на 16% больше, чем у лиственницы; прироста лиственницы в экотоне «лес-молодые постгляциальные поверхности» на 15% больше, чем в авангардных лесах, в связи с более молодым ее возрастом.

Коэффициент чувствительности полученных хронологий радиального прироста составляет 0,21 для кедра и 0,29 для лиственницы, что позволяет провести корректный дендроклиматический анализ.

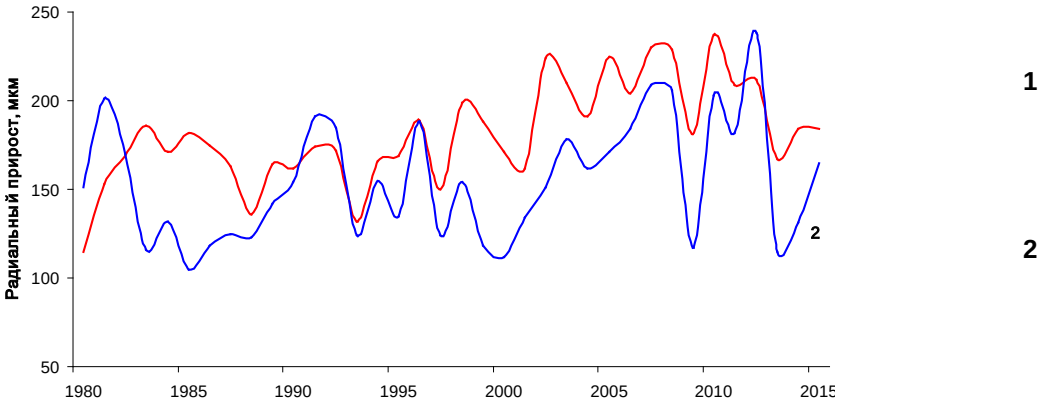


Рис. 3. Динамика радиального прироста деревьев кедра сибирского (1) и лиственницы сибирской (2) в высокогорных лесах на северном макросклоне Катунского хребта, в модельном бассейне р. Аккем, в период современного потепления климата.

На основе дендроклиматического анализа влияния изменений климата на радиальный прирост деревьев кедра и лиственницы установлено, что в условиях криогумидного климата Катунского хребта вли-

яние температур вегетационного периода сходно. Основной вклад в изменчивость прироста деревьев вносят температуры июня и июля (корреляция от +0,3 до +0,57). Влияние осадков больше проявляется на изменчивости радиального прироста кедра, чем на этот показатель у лиственницы. Отклик радиального прироста деревьев кедра на изменение осадков весны–начала лета – положительный (R=+0,35 в мае и +0,55 в июне).

На основе проведенной дендроклиматической реконструкции выявлены наиболее выраженные периоды повышений и понижений летних температур за последние 550 лет: периоды значительного длительного потепления отмечены в середине XV и XVI вв., начале и середине XVII в., середине первой половины XVIII в., середине XVIII и XIX вв., на рубежах XVIII-XIX и XIX-XX вв., в конце XX вв.; похолодания – на рубеже XV-XVI вв., в конце XVI и XVII вв., во второй половине XVIII в., в середине первой половины XIX в., в начале и середине второй половины XX в.

Сопряженный анализ динамики радиального прироста, реконструированных температур и возрастной структуры высокогорных лесов, ландшафтных экотонов «лес–тундра», «лес–молодые постгляциальные поверхности» показал, что увеличение прироста и температур в середине XV, XVII вв. и первой четверти XVIII в., соотносится с появлением деревьев первого – старшего возрастного поколения кедра и лиственницы на всех обследованных участках лесов; улучшение условий произрастания в середине и конце XIX в. привело к появлению значительного количества близких по возрасту деревьев кедра и лиственницы, отнесенных ко второму возрастному поколению; потепление в начале и середине XX в. – деревьев третьего поколения. В настоящее время идет формирование молодого поколения кедра из подроста, появившегося в период повышения температур во второй половине XX в. Данные результаты сходны с ранее проведенные исследованиями лесов северного макросклона Северо-Чуйского хребта (Бочаров, 2011а, 2011б, Бочаров, Савчук, 2015).

Литература:

1. Бочаров А.Ю. Высокогорные леса Центрального Алтая: Таксационная структура и радиальный рост. Saarbrucken, 2011а. 212 с.
2. Бочаров А.Ю. Структура и динамика высокогорных лесов Северо-Чуйского хребта (Горный Алтай) в условиях изменений климата. Вестник Томского гос. ун-та. 2011б. № 352. С. 203–206.
3. Бочаров А.Ю., Савчук Д.А. *Larix sibirica* на верхней и нижней границах своего произрастания (Северо-Чуйский хребет, Горный Алтай). Растительный мир Азиатской России. 2015. № 3. С. 22-29.
4. Семечкин И.В. Динамика возрастной структуры древостоев и методы изучения. Вопросы лесоведения. Красноярск, 1970. Вып. 1. С. 422–445.
5. Briffa R.K., Jones Ph.D., Schweingruber F.H. Summer temperature pattern over Europe: A reconstruction from 1750 A.D. based on maximum latewood density indices of conifers. Quaternary Research. 1998. Vol. 30. P. 36–52.
6. Holmes R.L. Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurements. Tree-Ring Bull. 1983. Vol. 44. P. 69–75.
7. Mann M.E., Bradley R.S., Hugnes M.K. Northern Hemisphere temperatures during the past millennium: Inferences and uncertainties, and limitations. Geophys. Res. Lett. 1999. Vol. 26, № 6. P. 759–762.
8. Methods of dendrochronology: Applications in the environmental sciences / Cook E.R., Kairukstis L.A., eds. Dordrecht–Boston–London, 1990. 394 p.
9. IPCC 2007. Climate Change 2007. 4 Assessment report. Intergovernmental panel on climate change. 2007. Chap. 6. P. 434–497.

THE RESULTS OF THE COMPREHENSIVE STUDY OF SIBERIAN SPRUCE (*PICEA OBOVATA* LEDEB.) SEEDLINGS RESPONSE TO UV-B RADIATION EXPOSURE

Korotkova E.M., Zuev V.V., Zueva N.E., Bender O.G., Pavlinsy A.V., Pravdin V.L.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: katia_sova@mail.ru

Currently, mass focal drying of coniferous forests of the Northern Hemisphere is a widespread planetary phenomenon. Forest drying is a complex process which depends on a number of natural and anthropogenic factors. The most common causes of forest drying are forest diseases, exposure to pathogens and pests attacks, to which weakened forests are more susceptible. One of the factors weakening the plant is short-wave UV-B radiation that

can reach the Earth's surface at the ozone layer depletion. The aim of the present study was to investigate the effect of additional UV-B radiation exposure on the state of conifers.

The experiment was carried out on spruce seedlings during the period from June to August of 2015. The test plants were divided into two groups: one experimental and one control group. The seedlings were planted in plastic containers and placed in the experimental room with access for the background solar radiation and natural ventilation. The experimental group of plants was exposed to UV-B radiation at a wavelength of 308 nm for 4 hours daily. The plants received daily a dose of additional ultraviolet radiation comparable to a 30% deficit of ozone in the atmosphere for Tomsk. Both groups of plants were further exposed to PAR (photosynthetically active radiation) from fluorescent phytolamps. Soil moisture, air humidity, the chlorophyll fluorescence response, photosynthesis and transpiration were measured in both groups. The needles were sampled to analyze water content. Measurements of photosynthesis, needles transpiration and water content were taken from the same seedlings of the current and previous year. The fluorescence response was taken from seedlings with denser 2-year old needles. Air temperature and humidity were measured in the room at the same time.

The analysis of the photosynthesis rate showed that during the first twenty days after the onset of exposure, CO_2 absorption in the control group and the experimental group with 1-year-old and 2-year-old needles had no significant differences. After twenty days of UV-B radiation exposure, photosynthetic processes occurred in the needles of different ages with different activity. Thus, photosynthesis intensity of the 1-year-old needles in the experimental group was 29 % lower than that in the control group, and photosynthesis intensity of the 2-year old needles was 35% lower. The study of the transpiration rate showed that it changed simultaneously with variations in photosynthetic activity. So, the reduction in transpiration of 1-year-old and 2-year-old needles was 15 % and 30 %, respectively.

Despite the transpiration variation, needle water content in both, the control and experimental group, had no significant differences. This suggests that transpiration variation is probably due to plant stomata closure aimed at the preservation of moisture reserves under stress conditions. At the optimum moisture, soil drying dynamics in the experimental group was higher than that in the control group, which may indicate moisture accumulation by the plant. This leads to a reduction of soil moisture available to plants. The chlorophyll fluorescence response in the experimental plant group showed photosynthesis degradation and plant stress.

The experiment showed the negative impact of UV-B radiation on photosynthesis in the needles of different ages. Chlorophyll fluorescence response also reveals the negative changes in the photosynthetic apparatus in the experimental plant group. The additional UV-B radiation exposure led to an increase in water consumption, reducing the level of soil moisture available to plants. Thus, the set of adverse effects due to an extra dose of UV - B radiation exposure, can be manifested not only directly, resulting in the weakening by inhibiting photosynthesis, but also indirectly, i.e. creating a moisture deficit in the soil.

РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО ЭКСПЕРИМЕНТА ПО ИССЛЕДОВАНИЮ ФУНКЦИОНАЛЬНОГО СОСТОЯНИЯ САЖЕНЦЕВ ЕЛИ СИБИРСКОЙ (*PICEA OBOVATA* LEDEB.) ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ УФ-*B* РАДИАЦИИ

Короткова Е.М., Зуев В.В., Зуева Н.Е., Бендер О.Г., Павлинский А.В., Правдин В.Л.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
E-mail: katia_sova@mail.ru

В настоящее время наблюдается интенсификация процессов деградации и усыхания хвойных лесных массивов Северного полушария. Причинами этого явления могут быть различные факторы природного и антропогенного происхождения. Наиболее часто усыхание происходит в результате болезней леса, воздействия фитопатогенов и атак насекомых-фитофагов на лесные древостои. В большинстве случаев вероятность поражения дерева зависит от его иммунитета, так как, в ослабленном состоянии оно в большей степени подвержено риску заболевания и заселения вредителями.

Одним из факторов ослабления растений является коротковолновая УФ-*B* радиация, способная достигать поверхности Земли при истощении озонового слоя. Длительное, превышающее синоптический период, воздействие, повышенных доз УФ-*B* радиации на темнохвойные негативно отражается на процессе фотосинтеза, приводит к изменению состава пигментного комплекса, вызывает морфологические изменения листовых пластин [1]. Данное исследование, цель которого состоит в изучении влияния повышенных доз УФ-*B* радиации на фотосинтетические процессы, транспирацию растений и увлажненность почвы, является этапом большого цикла работ по исследованию воздействия УФ-*B* радиации на состояние хвойных деревьев на примере саженцев ели сибирской (*Picea obovata* Ledeb.) [1, 2, 3].

Эксперимент, начало которого было приурочено к окончанию роста ветвей, проводился в течение периода активной вегетации с 1 июня по 28 августа 2015 года. Отобранные для исследований 7-летние саженцы ели сибирской, выращенные на полигоне Курлек ИМКЭС СО РАН, были разделенные на 2 группы – контрольную и экспериментальную, по 11 растений в каждой, и помещены в отдельные пластиковые контейнеры с однородной по составу почвой. Эксперимент проводился в специально оборудованной комнате, разделенной перегородкой на два одинаковых бокса. Доступ к саженцам фоновой солнечной радиации обеспечивался через постоянно открытые, ориентированные в южном направлении, окна, что одновременно позволяло осуществлять естественную вентиляцию боксов. Дополнительный уровень фоновой фотосинтетически активной радиации (ФАР) обеспечивался люминесцентными фитолампами Hagen Sun-Glo (Япония), создающими излучение по своим спектральным характеристикам близкое к мягкому дневному свету (цветовая температура 4200К). Фотопериод составлял 7 часов (10:00 – 17:00). Экспериментальная группа растений ежедневно в течение 4-х часов (11:00 – 15:00) подвергалась дополнительной экспозиции повышенных доз коротковолновой УФ-В радиации, в качестве источника которой использовалась XeCl -эксилампа барьерного типа с узким максимумом на длине волны 308 нм, располагавшаяся на расстоянии 70 см от верхнего яруса растений обеспечивая уровня облученности ~ 1 Вт/м^2, что фактически соответствует приземному уровню УФ-*В* радиации на данной длине волны в условиях 30 % истощения общего содержания озона.

Для адаптации к новым условиям растения были помещены в боксы за 3 недели до начала эксперимента. Чтобы оценить влияние биологически активной части спектра УФ-В радиации, в течение всего эксперимента в обеих группах растений измерялись влажность почвы, интенсивность наблюдаемого фотосинтеза и транспирации, флуоресцентный отклик хлорофилла, отбирались пробы для анализа влагосодержания хвои. Измерения интенсивности фотосинтеза, транспирации и влажности хвои производились на одних и тех же побегах текущего и прошлого года, для измерения флуоресцентного отклика использовалась побеги с более плотной двухлетней хвоей. В боксах фиксировались температура и влажность атмосферного воздуха.

На начало эксперимента влажность почвы в контейнерах была одинаковой. В дальнейшем для оценки динамики высыхания поливы осуществлялись в одно и то же время в одинаковом объеме. Замеры влажности почвы производились ежедневно с помощью почвенного влагомера 1 раз в сутки в 17:30.

Измерения CO_2-газообмена и транспирации хвои осуществлялись с использованием листовой камеры и портативного инфракрасного газоанализатора Li-6400XT (LI-COR, США) с открытой системой. Освещенность в листовой камере 200 мкмоль/(м^2·с), величина, характерная для ФАР под пологом елового леса [4], обеспечивалась системой фотодиодов (6400-02B LED). Листовая камера, внутри которой поддерживалась температура (24±2)°С продувалась атмосферным воздухом, скорость потока составляла 400 мкмоль/с. В течение всего эксперимента измерения проводили на одних и тех же побегах первого порядка ветвления с интервалом в 7-10 дней в период времени с 15:00 до 17:00. Для расчета интенсивности фотосинтеза и транспирации по окончании эксперимента побеги аккуратно срезались, однолетняя и двухлетняя хвоя высушивались в сушильном шкафу в течение 48 часов при температуре 100 °С. Сухой вес хвои пересчитывался на площадь листовой поверхности по методике Цельникер Ю.Л. [5].

Для возбуждения и регистрации фотосинтетической флуоресценциии хлорофилла использовалась система, состоящая из источника возбуждающего излучения, представляющего собой сборку из 8-ми светодиодов с рабочей длиной волны 465 нм, силой света – 1000 мкд, и углом расходимости светового излучения – 30°, и приемника флуоресцентного сигнала. Подача светового импульса на растение осуществлялась управляющим компьютером, флуоресцентный отклик растения улавливался приемником и через АЦП передавался на компьютер в виде спектра флуоресценции.

На рис.1 показана динамика интенсивности наблюдаемого фотосинтеза (а) и транспирации (б) хвои первого и второго года, изменение общего содержания воды в хвое (в) контрольной и опытной групп растений за период наблюдений.

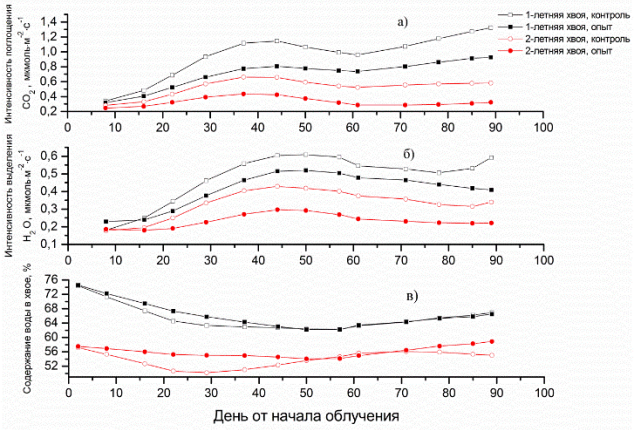


Рис. 1. Динамика интенсивности наблюдаемого фотосинтеза (а) и транспирации (б), изменение общего содержания воды (в) хвои саженцев ели сибирской контрольной и экспериментальной групп (временные ряды сглажены FFT-фильтром по 3 точкам)

Наличие контрольной группы саженцев позволило выявить сезонную динамику исследуемых параметров. На рис 1 (а, б) явно проявляется синфазность изменений в контрольной и опытной группах, при этом в хвое первого года

процессы фотосинтеза и транспирации протекают более интенсивно. В течение первых двух недель различия интенсивности фотосинтеза и транспирации у саженцев контрольной и опытной групп фактически не проявляются, однако на более поздних сроках угнетающее влияние повышенных доз УФ-В радиации становится очевидным. Так, в опытной группе по сравнению с контрольной интенсивность фотосинтеза для хвои 1 и 2 года снизилась на 29% и на 35%, интенсивность транспирации – на 15% и 30%, соответственно.

Исследования влагосодержания показали, что оводненность хвои 1 года на 15÷23 % выше, чем хвои 2 года. Сезонные изменения общего содержания воды в листовых пластинах происходят в противофазе с изменениями интенсивности фотосинтеза и транспирации, и более выражены для хвои 2 года. Однако в целом, вне зависимости от дополнительного воздействия УФ-В радиации, за период наблюдений они незначимы и не превысили 11 % для хвои 1 года и 2÷4 % для хвои 2 года. Вероятно, более низкая интенсивность транспирации саженцев в опытном варианте обусловлена устьичным закрытием, является реакцией растения на стрессовый фактор и направлена на сохранение запасов влаги.

Скорость изменения влажности почвы на фоне изменчивости внешних параметров, температуры и влажности воздуха, представлена на рис. 2 а. На рис.2 б показана динамика скорости изменения влажности почвы в контейнерах с контрольными и опытными растениями, а также в контрольном контейнере, в котором УФ-В облучению подвергалась почва.

Очевидно, что темпы высыхания почвы обусловлены как изменениями температуры и влажности воздуха, так и интенсивностью процессов фотосинтеза и транспирации (рис.1 (а,б)). Максимальные скорости высыхания почвы регистрировались при высоких температурах и низких значениях влажности атмосферного воздуха в период, соответствующий наибольшей интенсивности фотосинтеза и транспирации.

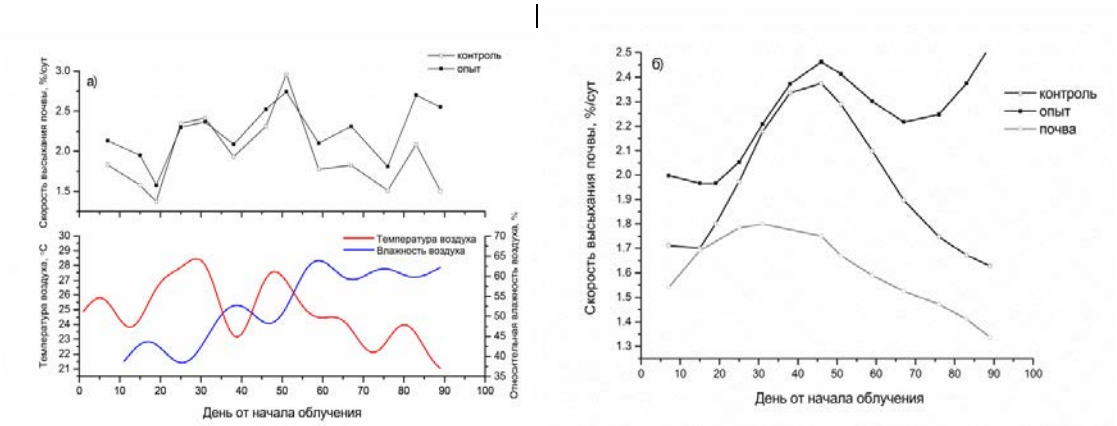


Рис. 2. Скорость изменения влажности почвы, динамика температуры и относительной влажности воздуха (временные ряды сглажены FFT-фильтром по 7 точкам) (а). Динамика скорости изменения влажности почвы в контейнерах с контрольными и опытными растениями и почвы в контрольном контейнере (б) (временные ряды сглажены FFT-фильтром по 3 точкам).

Постепенное уменьшение скорости высыхания почвы, начиная с 60-х суток проведения эксперимента, в контейнере с контрольными саженцами вызвано сезонным понижением температуры и повышением влажности атмосферного воздуха. Понижение скорости высыхания почвы в контейнере с опытными растениями выражено слабее. Кроме того в течение двух последних недель эксперимента в опытном контейнере регистрировалось существенное повышение скорости высыхания почвы. Различия в тенденции изменения данного параметра могут быть связаны исключительно с влиянием повышенных доз УФ-В радиации, когда поддерживая необходимый для жизнедеятельности уровень оводненности хвои, растения увеличивают аккумуляцию почвенной влаги. Средняя за период наблюдений скорость высыхания почвы в контейнере с контрольными саженцами составляла (1,95±0,45) %/сут., в контейнере с опытными растениями – (2,27±0,39) %/сут. В контрольном контейнере без растений, где почва подвергалась воздействию тех же доз радиации, что и экспериментальные растения, средняя скорость высыхания почвы имела ту же динамику, что и в контейнере с контрольными растениями (рис 2 б), и составляла (1,62±0,46) %/сут.

На рис. 3 представлена динамика флуоресцентного отклика хлорофилла, являющегося показателем состояния ФСА (фотосинтетического аппарата) растения. Отношение флуоресцентного отклика на длинах волн 685 и 740 нм чувствительно к внешним условиям и является параметром, часто используемым для идентификации экологического стресса.

Рис.3. Динамика отношения флуоресцентного отклика хлорофилла на длинах волн 685 и 740 нм.

У исследуемого растения контрольной группы кривая отношения флуоресцентных сигналов на длинах волн 685 и 740 нм отражает сезонный ход интенсивности фотосинтетических процессов хвои (рис.1 а). Она характеризуется спадом флуоресцентного отклика на длине волны 685 нм на протяжении 2-х месяцев, т.е. росту интенсивности фотосинтеза, с незначительным подъемом в течение последнего месяца наблюдений.

Флуоресцентная кривая растения из экспериментальной группы ведет себя иначе: на протяжении первых 2х месяцев регистрировался постепенный рост величины отношения 685/740 нм, с переходом в состояние близкое к насыщению, что свидетельствует о нарушении фотосинтетических процессов (рис.1 а), в частности о подавлении электронного транспорта в реакционных центрах фотоситемы II.

Так, длительное превышение среднесезонного приземного уровня коротковолновой УФ-*B* радиации является следствием депрессии озоносферы. Полученные результаты показывают, что в период активной вегетации влияние повышенных доз коротковолновой УФ-В радиации в течение времени, превышающего синоптический период, оказывает угнетающее действие на процессы фотосинтеза хвои 1 и 2 года ели сибирской. Реакция растения на стрессовый фактор проявляется в снижении интенсивности транспирации и, вероятно, связано с устьичным закрытием, что позволяет растениям сохранять оводненность хвои. Кроме того, поддерживая необходимое для жизнедеятельности содержание воды в хвое, растения увеличивают потребление почвенной влаги, что при длительном воздействии проявляется в повышении скорости высыхания почвы на фоне понижения температуры и повышения влажности воздуха.

Литература:

1. Зуев В.В., Зуева Н.Е., Зотикова А.П., Бендер О.Г., Правдин В.Л. Комплексные исследования отклика фотосинтетического аппарата ели сибирской (PiceaobovataLedeb.) на воздействие УФ-В-радиации // Журнал Сибирского федерального университета. Биология. 2010. Вып. 3. С. 391-406.
2. Зуев В.В., Зуева Н.Е., Гришаев М.В. Сезонные вариации флуоресценции сосны обыкновенной по данным измерений на Сибирской лидарной станции // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 22. № 01. С.42-48.
3. Зуев В.В., Зуева Н.Е., Гришаев М.В. Влияние коротковолновой ультрафиолетовой радиации на флуоресценцию древесных растений // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 22. № 07. С.714-721.
4. Коренные еловые леса Севера: биоразнообразие, структура, функции. – СПб.: Наука, 2006. 337 с.
5. Цельникер Ю.Л. Упрощенный метод определения поверхности хвои сосны и ели // Лесоведение. 1982. № 4. С. 85-88.

HOLOCENE CLIMATE CHANGE SIGNALS IN THE PEAT DEPOSIT OF FLOODPLAIN TERRACE SWAMP, SOUTH OF WESTERN SIBERIA, USING MULTI-PROXY APPROACH

[1]Kurina I.V., [1]Veretennikova E.E., [2]Il'ina A.A.

[1]Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
[2]Institute of Petroleum Chemistry SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: irina.kuryina@yandex.ru

In this study the peat deposit of floodplain terrace swamp (further "swamp") are investigated using multi-proxy approach. The goal of our research is to reveal the Holocene climate change signals in the peat deposit of floodplain terrace swamp.

Complete vertical peat deposit was collected from floodplain terrace swamp, located in the left bank of the Bakchar river in southern taiga zone of West Siberia. The area of the open woodless part of the swamp is 120 ha. The peat deposit thickness is 350 cm. According to age-dating the investigated swamp deposit dated 8500 ca yr BP. The peat deposit is formed by minerotrophic peat. We applied the multi-proxy approach including the following methods: radiocarbon dating, macrofossil analysis, rhizopod analysis, the humic acids spectral characteristics and ash analysis. The local conditions of swamp surface wetness were reconstructed from the data on the degree of peat humification (Ih) and water table depth (WTD) calculated on the basis of rhizopod analysis.

Multi-proxy approach allows us to distinguish three main stages in the floodplain terrace swamp development. Each stage is characterized by defined climatic conditions and corresponds to a specific period in the Holocene. Swamp formation began in the Atlantic period with wet climate. At this time, the water levels increase in the river caused the regular waterlogging of the young mire. There was the tendency to cooling and humidity decline in the Subboreal period. It led to water level decrease in the river and to the weakening of its influence on the mire. At the same time intensive peat accumulation guaranteed the accumulation water content in the peat. For this reason it led to the surface wetness increase. At this stage of mire formation the autogenous factor prevailed. The mire water level decreased in the end of Subboreal – in the beginning of Subatlantic period and hydrological condition variations were observed. At this stage such hydrological variations can not be explained by influence of autogenous factors. In our opinion they are caused by changes wet climate conditions because peat properties are change gradually and have the same trend of direction.

Thus, the climatic variations are recorded in the swamp deposit. We make the conclusion that the climate has a strong influence on swamp development.

ОТРАЖЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ГОЛОЦЕНЕ В СВОЙСТВАХ ТОРФЯНОЙ ЗАЛЕЖИ НИЗИННОГО БОЛОТА НА ЮГЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСНОГО ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

[1]Курьина И.В., [1]Веретенникова Е.Э., [2]Ильина А.А.

[1]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
[2]Институт химии нефти СО РАН, Томск, Россия
E-mail: irina.kuryina@yandex.ru

Торфяные залежи болот являются ценным природным объектом, хранящим информацию об условиях прошлого. Болота очень распространены на территории Западно-Сибирской равнины. В подзоне южной тайги наряду с верховыми болотами, которые занимают преимущественно водораздельные пространства, большую распространенность получили и низинные болота. Они обычно приурочены к долинам рек и занимают поймы и первые террасы [1].

Несмотря на большое число экспедиций по болотам центральной части Западно-Сибирской равнины в 60-70-х гг. прошлого столетья [4], сведения о развитии низинных террасных болот остаются немногочисленными.

Представляет интерес не только история развития низинных болот, но и их чувствительность к воздействию изменений климата.

Цель нашего исследования – выявление отклика свойств торфяной залежи низинного болота на климатические вариации в голоцене.

Для исследований нами выбран болотный массив Самара, расположенный на первой надпойменной террасе левого пологого берега реки Бакчар (56°55' с.ш., 82°30' в.д.). Район исследований находится в пределах южнотаежной подзоны Западной Сибири на левобережье реки Оби. Открытая часть болота занимает площадь около 120 га. Торфяной разрез заложен на расстоянии 100 м от окраины болотного массива в ерниково-осоково-гипновом фитоценозе. Мощность торфяной залежи в данной точке составляет 350 см. Торфяные отложения подстилаются карбонатными суглинками и глинами.

Отбор образцов торфа на болоте произведен ручным геологическим буром ТБГ–1 послойно с интервалом 10 см.

Радиоуглеродное датирование образцов торфа выполнено в лаборатории геологии и палеоклиматологии кайнозоя в Институте геологии и минералогии СО РАН Л.А. Орловой и в лаборатории биоинформационных технологий ИМКЭС СО РАН Г.В. Симоновой на Quantulus 1220 (350 см - 7620 ± 130 лет; 270 см - 4740 ± 40; 210 см - 4255 ± 40; 170 см - 3865 ± 40; 70 см - 3045 ± 40). Полученные даты откалиброваны при помощи программы CALIB 7.1. (http://calib.qub.ac.uk/calib/). В дальнейшем по тексту используются данные калиброванного возраста в системе исчисления BP (от настоящего времени).

Ботанический анализ торфа проведен по стандартной методике к.б.н. Е. М. Волковой (Тульский государственный университет, г. Тула). Зольность торфа определена путем сжигания в соответствии с требованиями ГОСТа 11306-83.

Для выявления локальной динамики увлажнения на исследуемом участке применен метод определения степени гумификации торфов (индекс Ih) [8] и реконструкции показателя глубины уровня болотных вод (УБВ) по данным ризоподного анализа.

Для ризоподного анализа из каждого слоя торфяного разреза (шаг 10 см) взяты пробы сырого торфа объемом 2-3 $см^3$. Подготовка этих проб к анализу проводилась стандартным методом [5]. Пробы просматривали под бинокулярным световым микроскопом при 200-400-кратном увеличении, в каждой из них насчитывали не менее 300 экземпляров раковинок амеб. Обнаруженные раковинки идентифицировали при помощи определителей [2, 6].

Расчет уровня болотных вод (УБВ) произведен на основе экологических оптимумов видов раковинных амеб по отношению к УБВ при помощи переходной функции [9] (программное приложение PAST 1.87). Экологические видовые оптимумы определены в ходе исследования сообществ раковинных амеб, населяющих данное болото в современных условиях (объем обучающей выборки составил 45 проб с поверхности болота).

В качестве индикаторов условий прошлого использованы и отдельные физико-химические параметры структуры гуминовых кислот (ГК): оптическая плотность ГК при разных длинах волн E_{465} и E_{650} и рассчитанный на их основе коэффициент E_4/E_6 и отношение оптических плотностей полос поглощения при $A_{2925}(C_{alif})$ и $A_{1640}(C_{ar})$ по данным ИК-спектроскопии. Значения этих параметров обусловлены термодинамической обстановкой, при которой формировались гуминовые кислоты, и не меняются с течением времени. В сухих и теплых условиях образуются ГК, отличающиеся низкими значениями коэффициента E_4/E_6 и отношения C_{alif}/C_{ar}; в холодных и влажных условиях – наоборот, высокими значениями коэффициентов [3].

Извлекали ГК 0,1 н раствором NaOH без нагревания, осаждали из экстракта 10% раствором HCl, отмывали водой до нейтральной реакции и высушивали при комнатной температуре. Регистрацию электронных спектров поглощения 0,001%-ных водных растворов ГК проводили на УФ-спектрофотометре **UVIKON 943 в диапазоне длин волн 190-700 нм.** Регистрацию ИК-спектров ГК проводили на ИК-Фурье-спектрометре Nikolet 5700, анализ образцов проводили по методу прессования с KBr в отношении 1:100 соответственно, в интервале значений частоты от 500 до 4000 $см^{-1}$.

Возраст торфяных отложений в точке отбора разреза составляет 8500 кал. лет. Торфяная залежь целиком сложена низинным торфом. Нижний слой торфа (350–210 см) – низинный травяной, (210–60 см) – низинный гипново-осоковый с прослойкой гипнового торфа (180–140 см), верхний слой залежи (60–0 см) сложен низинным травяным и осоковым видами торфа.

Результаты реконструкции гидрологических условий на болоте выявили высокий уровень согласованности динамики показателей УБВ и Ih торфа (рис.). Увеличение значений этих показателей отражает периоды снижения обводненности болота, а уменьшение – повышения уровня обводненности. Важно отметить, что отдельные вариации показателей УБВ и Ih соответствуют кратковременным (вековым) колебаниям влажности климата, выявленным для данного района исследования в другой работе [7].

Количество ГК в торфе в исследуемом разрезе меняется в широком диапазоне (от 41,71 до 151,37 мг/кг торфа) (рис.). Период 8500–6200 кал.л.н. характеризуется низким содержанием ГК, затем чего их количество постоянно росло, за исключением периода 4500–4200 кал. л. н., когда количество ГК резко уменьшилось.

Коэффициент E_4/E_6 характеризуется низкими значениями в периоды 7400–7000, 5200–4600, 3200–2300 кал. л. н. Согласно данным ИК-спектроскопии, ГК этих слоев характеризуются увеличением доли ароматических фрагментов и соответственным уменьшением отношения C_{alif}/C_{ar} (рис.). Такая «зрелая» структура ГК указывает на то, что процесс гумусонакопления происходил в теплых условиях при пониженном уровне обводненности болота.

Высокие значения коэффициента E_4/E_6, свидетельствующие о крайне низкой ароматичности ГК и разветвленном строении периферической части молекулы, выявлены в периоды 6600–5200, 4300–3800, 3500–3300 кал. л. н. Отличительной чертой ГК торфов, сформированных в эти временные интервалы, особенно 4300–3800 кал. л. н., является высокое значение отношения C_{alif}/C_{ar}, которое достигло практически 1, что является свидетельством развитости периферической части молекулы при малом участии связей бензоидных структур. Такие характеристики ГК могут свидетельствовать, что их образование пришлось на более холодные и влажные условия.

В целом, тренд гумусонакопления, отражающийся в соответствующих свойствах ГК, хорошо согласуется с трендом палеогидрологического режима (УБВ и Ih), что подтверждает взаимообусловленность этих двух процессов.

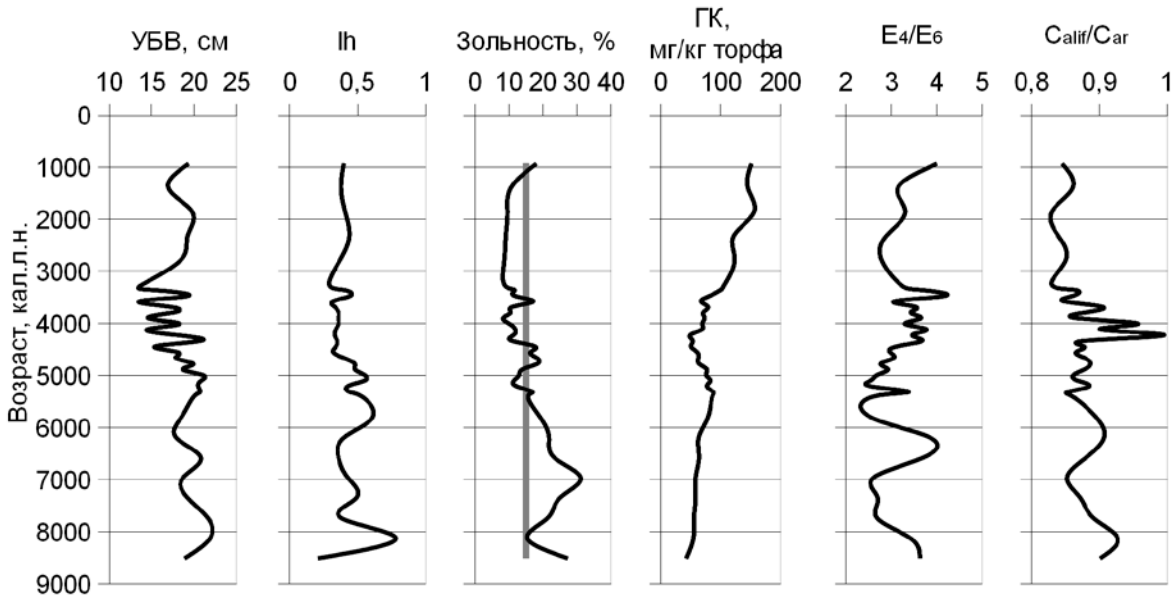


Рис. Динамика значений гидрологических показателей (УБВ, Ih), зольности, содержания ГК и физико-химических параметров структуры ГК (E_4/E_6, C_{alif}/C_{ar}) в торфяном разрезе болота Самара.
Линией серого цвета обозначено пороговое значение нормальнозольных торфов.

В целом, выделено несколько этапов формирования торфяных отложений. Начальный этап болотообразования на исследуемом участке (8500–4600 кал. л. н.) соответствует по времени атлантическому периоду голоцена, который отличался более влажными и теплыми условиями по сравнению с современными [7]. Анализ свойств ГК позволил установить, что формирование торфяной залежи происходило в теплых условиях. Показатели УБВ и Ih отражают довольно влажные условия среды на болоте. Наблюдаются колебания значений Ih и УБВ, однако, в общем, их значения повышены. На данном этапе торфяная залежь отличалась небольшой мощностью. Болото подвергалось сильному влиянию реки. Происходили его регулярные подтопления речной водой во время половодий. Вместе с водами реки осуществлялся дополнительный привнос минеральных компонентов на болото, что отразилось на повышении зольности торфов (до 31%). Кроме того, постоянный приток речных наносов препятствовал аккумуляции гумусовых веществ, поэтому придонные слои торфа отличаются низким содержанием ГК. Также возможен постоянный вынос ГК из профиля формирующейся залежи болота. Таким образом, локальный экзогенный фактор имел первостепенное значение на данном этапе формирования болота. Влияние климата выражалось в изменении уровня притока поступающих на болото вод, который, в конечном счете, зависит от количества осадков.

Второй этап в формировании торфяной залежи (4600–3500 кал. л. н.) соответствует суббореальному периоду голоцена. В это время климат в целом становится суше и холоднее [7]. Изменение физико-химических свойств структуры ГК отражает изменение тепла и влаги в этот период и показывает, что развитие торфяной залежи происходило в условиях меньшей теплообеспеченности. Несмотря на снижение влажности климата, на болоте наблюдается наиболее высокий уровень обводненности за всю историю формирования торфяной залежи. Значение Ih уменьшается, колебания не выражены, значения УБВ варьируют, однако в среднем показатель УБВ становится ниже. По-видимому, нарастание торфяной залежи способствовало аккумуляции большого объема воды в торфе и привело к локальной переобводненности данного участка на террасе. Влияние реки ослабло, так как поверхность болота стала выше уровней ежегодных паводков. С другой стороны, уменьшение общей увлажненности климата для региона в целом привело к снижению уровня воды в реке. Роль этих процессов отразилась и на поступлении минеральных веществ на болото, в результате чего были сформированы торфа со свойственной конституционной зольностью растений-торфообразователей. Таким образом, на данном этапе ключевая роль принадлежит эндогенному фактору болотообразовательного процесса.

Третий период формирования торфяной залежи (3500–0 кал. л. н.) соответствует концу суббореального – субатлантическому периодам голоцена. В это время климатические условия характеризуются значительными кратковременными колебаниями температуры и влажности [7]. Степень обводненности болота, судя по значениям УБВ и Ih, несколько снижается, наблюдаются вариации его водного режима. Наиболее вероятно, эти вариации зависят от уровня поверхностного стока, который в свою очередь определяется колебаниями влажности климата. Также наблюдается и варьирование значений физико-химических параметров структуры ГК. На этом этапе колебания водного режима не могут быть объяснены эндо-

генными причинами болотообразования. На наш взгляд, они обусловлены изменениями влажности климата. Потому что при эндогенном болотообразовании свойства торфяной залежи меняются постепенно и однонаправленно.

Климатические условия голоцена отразились в различных свойствах торфяных отложений низинного болота. Мы пришли к заключению, что роль климата была существенной в течение всего формирования торфяной залежи. На первом этапе высокая влажность климата способствовала запуску болотообразовательного процесса, а также обусловила повышенную обводненность реки и ее сильное влияние на формирующееся болото; затем более значимым оказался эндогенный фактор болотообразования, так как изменение климатических условий привело к ослаблению действия реки; на следующем этапе влияние флуктуаций климата на свойства торфяной залежи снова стало более явным.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-34-60057) и гранта Томского научного центра СО РАН.

Литература:

1. Барышников М.К. Осоково-гипновые болота Западного Васюганья // Бюлл. Института луговой и болотной культуры им. проф. В.Р.Вильямса. М., 1929. С. 1–38.
2. Гельцер Ю. Г., Корганова Г. А. , Алексеев Д. А. Практическое руководство по идентификации почвенных тестаций. М.: Изд-во Московского университета, 1985. 84 с.
3. Дергачева М.И., Зыкина В.С. Органическое вещество ископаемых почв. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1988. 129 с.
4. Лисс О.Л., Березина Н.И. Болота Западно-Сибирской равнины. М.: Изд-во Московского университета, 1981. 208 с.
5. Мазей Ю.А., Блинохватова Ю.В., Ембулаева Е.А. Особенности микропространственного распределения почвообитающих раковинных амеб в лесах Среднего Поволжья // Аридные экосистемы, 2011. Т. 17. № 46. С. 37–46.
6. Мазей Ю.А., Цыганов А.Н. Пресноводные раковинные амебы. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2006. 300 с.
7. Blyakharchuk T.A. Western Siberia, a review of Holocene climatic changes // Journal of Siberian Federal University. Biology. 2009. № 1 (2). P. 4–12.
8. Chambers F.M., Blackford D.W., Yu Z. Methods for determining peat humification and for quantifying peat bulk density, organic matter and carbon content for palaeostudies of climate and peatland carbon dynamics //Mires and Peat. 2011. Vol. 7 (2010/11). P. 1–10.
9. ter Braak C. J. F., van Dam H. Inferring pH from diatoms: a comparison of old and new calibration methods // Hydrobiologia. 1989. 178. P. 209–223.

MID-TAIGA GEOSYSTEMS OF THE CENTRAL SIBERIA UNDER CLIMATE CHANGE

Medvedkov A.A.

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
E-mail: a-medvedkov@bk.ru

The middle taiga zone is a part of the periphery of the permafrost zone, in which natural landscapes show highly mosaic character, since they have formed under complex geological, geomorphological, and geocryological conditions of the region. The first stage of the study included the processing of hydrometeorological data of local hydrometeorological observatories and All_Russia reference books with the aim to reveal parameter fluctuations of the temperature regime in the Central Siberian region since the beginning of the XX century. The field studies (2008–2014) included landscape–geoenvironmental inventory of natural components on transects via the main types of forest, swamp, and burnt catenas in the left-and right-bank parts of the Yenisei Siberia, boreal taiga subzone. The route profiling was carried out along transects across and along the geomorphological catena, taking into account conjugated relief surfaces, most diverse in morpholithogenic, soil–geographic, and landscape respects. Detail landscape descriptions along the route were accompanied by the determination of the upper boundary of permafrost with the use of a probe; diag-nostics of permafrost and nonpermafrost processes was carried out. Test geobotanic sites 20 × 20 m were analyzed on the route to determine the composition, quality, density, and age of the timber stand (with the use of an increment borer).

In the course of route surveys, special attention was paid to field studies of the landscape structure of key areas, taking into account the specifics of surface deposits and the character of their geomorphological differentiation; landscape indication of permafrost natural–territorial complexes (NTC) and ranking landscape complexes

into permafrost and nonperma-frost. The comprehensive analysis of such data made it possible to identify and outline (at the level of complex stows) the landscape complexes most vulnerable to various external impacts (including climatic).

In addition, the field studies included monitoring different types of permafrost and nonpermafrost stows in terms of the specifics of their response to climate warming, which were compared with the data obtained in the course of field studies in the 1970s, 1980s, 1990s, and 2000s.

Special attention was paid to observations of specific informative natural objects and phenomena.

—Stone streams. In the zones of occurrence of active stone streams, the specifics of local overgrowing by moss–lichen cover were studied, and the number of unstable boulders was determined. For lowactivity, closed stone streams, the degree and character of forestation and the specifics of stand timber, in particular, the share of inclined trees, were determined. Succession changes in the taiga vegetation within the relatively stale covers and stonestream–defluction (block structures with loam colmatage) were examined;

—Soliflual deposits. The signs of weakening or degeneration of solifluction were assessed, including the presence of inclined trees with vertical tops, as well as the overgrowth of solifluction hollows–disruptions in the above-soil cover. The cases of replacement of solifluction slopes and glacises on river banks by local landslides–creeps because of a recession of permafrost roof and an increase in the instability of bank massifs;

—Relic permafrost relief forms. the cryogenic morphosculpture of the Upper Pleistocene forms of solifluction origin, the signs of thermokarst, and the features of their landscape occurrence were analyzed. Analogous modern formations were sought for and studied;

—Undergrowth of parvifoliate species (birch, aspen). The causes of explosive rise of the undergrowth of parvifoliate species in dark and light coniferous for-ests were studied and analyzed, in particular, in the habitats that have not been typical of such before.

The ecotone under consideration is situated in the western part of the Central Siberian Plateau and the eastern margin of the West Siberian Plain. The response to climate warming causes changes in the permafrost–landscape conditions, exodynamic processes, the production of natural systems and affects the life support of the local population. The understanding of processes taking place in a permafrost ecotone is of importance for assessing the changes in modern boreal landscapes in the Northern Eurasia and the state of its natural–environmental resources in the future.

СРЕДНЕТАЁЖНЫЕ ГЕОСИСТЕМЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ СИБИРИ В УСЛОВИЯХ МЕНЯЮЩЕГОСЯ КЛИМАТА

Медведков А.А.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Россия
E-mail: a-medvedkov@bk.ru

Подзона средней тайги – часть периферии криолитозоны (мерзлотный экотон), в которой природным ландшафтам свойственна высокая мозаичность, так как они сформированы в сложных геологических, геоморфологических и геокриологических условиях региона.

Цель исследования – ландшафтно-геоэкологическая оценка состояния среднетаежных ландшафтов Приенисейской Сибири в условиях изменения природной среды и климата.

Материалы и методы исследования.

На начальном этапе работы проанализированы гидрометеорологические данные местных гидрометобсерваторий и общероссийских справочников для выявления флуктуации параметров температурного режима в Центрально-Сибирском регионе с начала XX в.

В рамках полевых работ (2008–2014 гг.) проводилась ландшафтно-геоэкологическая инвентаризация природных компонентов на трансектах через главные типы лесных, болотных, гаревых катен в пределах левобережной и правобережной частей Приенисейской Сибири подзоны средней тайги. Маршрутное профилирование осуществлялось по трансектам, заложенным вкрест и по геоморфологической катене, с учетом сопряженных поверхностей рельефа, наиболее разнообразных в морфолитогенном, почвенно-геогра- фическом и ландшафтном отношении. Детальные ландшафтные описания по маршруту сопровождались выяснением положения верхней границы многолетней мерзлоты с помощью щупа, проводилась диагностика мерзлотных и немерзлотных процессов. По ходу маршрута закладывались тестовые геоботанические площадки 20 × 20 м, где определялись такие параметры, как состав, бонитет, сомкнутость и возраст древостоя (с помощью буравы Пресслера).

В ходе маршрутных исследований особое внимание уделялось полевому изучению ландшафтной структуры ключевых участков с учетом специфики поверхностных отложений и характера их геоморфологической дифференциации; ландшафтной индикации мерзлотных природно-территориальных комплексов (ПТК) и ранжированию ландшафтных комплексов на "мерзлотные и "немерзлотные". Комплексный анализ такой информации позволил выявить и оконтурить (на уровне сложных урочищ) наиболее уязвимые ландшафтные комплексы для разного рода внешних воздействий (в том числе и климатическим).

Наряду с этим в ходе полевых исследований проводился мониторинг разных типов мерзлотных и немерзлотных урочищ по специфике их отклика на потепление климата, которые сопоставлялись с данными, полученными С.П. Горшковым в ходе полевых работ в 70-х, 80-х, 90-х и 2000-х годах XX в. Особое внимание уделялось наблюдениям за конкретными информативными природными объектами и явлениями:

а) Курумы. В условиях распространения активных курумов изучались особенности локального зарастания мохово-лишайниковым покровом, подсчет обилия глыб в неустойчивом положении. Для слабо активных, закрытых курумов – производилось оценка степени и характера залесенности, особенностей древостоя, в частности обилия деревьев в наклонном положении. Фиксировались сукцессионные изменения таежной растительности в пределах относительно стабильных покровов курумо-дефлюкция (глыбовники, кольматированные суглинком);

б) Солифлюкционные наплывы. Оценивались признаки ослабления или вырождения солифлюкции: наличие у наклонных деревьев вершин, имеющих вертикальное положение, а также зарастание солифлюкционных ямок-разрывов в напочвенном покрове. Выявление случаев замещения солифлюкционных склонов и гласисов на берегах рек локальными оползнями-сплывами из-за понижения кровли вечной мерзлоты и увеличения неустойчивости береговых массивов;

в) Реликтовые мерзлотные формы рельефа. Анализировалась криогенная морфоскульптура верхнеплейстоценовых форм солифлюкционного происхождения, следы термокарста и особенности их ландшафтной приуроченности. Производился поиск и изучение аналогичных образований современного возраста;

г) Подрост мелколиственных пород (береза, осина). Производилось изучение и анализ причин вспышки распространения подроста из мелколиственных пород в темнохвойных и светлохвойных типах леса, в частности в местообитаниях, которые ранее были не типичны для таковых.

Результаты и их обсуждение.

Выявлено, что наиболее уязвимые к потеплению климата ПТК расположены в пределах переходной зоны между ландшафтами ледниковой и внеледниковой зон: темнохвойно-таежные ландшафты ледниковых равнин и мохово-лишайниковые курумовые преимущественно лесного яруса.

Темнохвойно-таежные ландшафты ледниковых равнин.

В территориальном отношении данные ландшафтные комплексы располагаются в пределах средней тайги на восточной окраине Западно-Сибирской низменности, а также - в низовьях Подкаменной Тунгуски, на западной окраине Среднесибирского плоскогорья, которая представлена ступенчато-холмистой ледниковой равниной. В ходе наших исследований выявлено, что наименее устойчивая высокотемпературная (-1^{0}С и выше) мерзлота приурочена к ландшафтным урочищам низких вершинных поверхностей и пологих склонов, сложенных глинами, суглинками, с включениями отдельных валунов, а также алеврито-тонкопесчаными отложениями ледникового комплекса.

В таких ландшафтных комплексах с середины 1990-х гг. по настоящее время кровля мерзлоты ушла вглубь на 1,5-2 м, местами и более, начался активный процесс деградации многолетнемерзлых пород, что связано с прогревом многолетнемерзлой толщи до 0^{0}С. Обычно эти места переувлажнены, в их пределах распространена низкорослая редкостойная кедрово-еловая и кедрово-елово-лиственничная тайга, часто с примесью березы на торфянисто-глеевой мерзлотной почве с мохово-кустарничковым и местами лишайниковым напочвенным покровом. Дневная поверхность в таких урочищах моделируется медленной солифлюкцией (вязкопластическим течением грунта) площадного характера. Следы деградации многолетнемерзлых пород нашли визуальное отражение в облике вышерассмотренных мерзлотных ландшафтов: исчезла вода в солифлюкционных окнах-разрывах; появились упавшие деревья с целиком выворочённой корневой системой стелящегося типа при потере опоры в виде твердого, мерзлого субстрата, что особенно характерно для березы, и для некоторых хвойных. Как результат - увеличение форм рельефа биогенного происхождения в ландшафтах подзоны островной мерзлоты.

Курумовые ландшафты лесного яруса.

Курумы - грубообломочные склоновые образования из скальных пород, получившие в рамках изучаемого региона основное распространение в правобережной части Приенисейской Сибири, т.е. в пределах Среднесибирского плоскогорья и Енисейского кряжа. В курумах лесной яруса мерзлота отступает активнее, чем в пределах мерзлотного редколесья ледниковых равнин. Основные ландшафтно-геокриологические изменения в курумах предопределены в значительной степени экспозиционным фактором. В

первую очередь изменения хорошо выражены на склонах южной и западной экспозиции: вытаял между глыбами гольцовый лед, местами образовались впадины глубиной до 1 м и исчезли подповерхностные холодные ручейки, которые функционировали за счет гольцового льда. Происходит зарастание протаявших курумов лишайниками, кустарничками и отдельными деревьями. Отмечено, что в низовьях Подкаменной Тунгуски незалесенные курумы даже на экспозиционно холодных склонах утратили гольцовый лед. Протаявших курумов много в северной части Енисейского кряжа и западе Среднесибирского плоскогорья вплоть до русла р. Нижняя Тунгуска. Пояс протаявших курумов доходит в среднем до абсолютной высоты - 400 м.

На основе анализа собранных материалов мы предполагаем, что в курумах подзоны средней тайги в условиях потепления климата развиваются защитные реакции отрицательных обратных связей. На первой стадии происходит вытаивание гольцового льда и постепенное зарастание курумов мхами, лишайниками, древесными породами. При постепенном зарастании курума мелкозем накапливается, заполняет ниши между глыбами и образуется более полноценный почвенный профиль A_1-AB-C, буротаежной скелетной почвы. Отмечено, что в местах концентрации черных накипных лишайников усиливается накопление мелкозема и скорость зарастания курума. Определенную роль в эволюции почвенного покрова курумов выполняет солифлюкция. Солифлюкционные наплывы локализовано увеличивают мощность торфорастительного слоя и количество мелкозема. В таких участках мощность почвенного профиля достигает максимальных значений (до 25-30 см). Также, по-видимому, с увеличением среднегодовой температуры воздуха увеличивается активность микроорганизмов, способствующая биогеохимическому выветриванию и обогащению мелкозема органическими продуктами своей жизнедеятельности. При дальнейшем накоплении мелкозема буротаежная скелетная переходит в торфянистую буротаежную почву, увеличивается доля дисперсных отложений и мощность олиготрофно-торфяного слоя, возрастает обводненность курума и его изоляция от нижнего слоя воздуха. На второй стадии - происходит формирование «висячих» торфяных болот, по мере формирования, которых отмечается агградация мерзлоты за счет увеличения льдистых пород.

Категории устойчивости мерзлотных ландшафтов.

Наши исследования показывают, что за период 1980-2014 гг. в Центральной Сибири лишь высокотемпературная мерзлота подверглась деградации: курумы во всех подзонах таежной криолитозоны, но без захвата верхнего пенеплена, а высокотемпературная мерзлота в пелитовых породах - только в подзоне островной мерзлоты и южнее.

Более устойчива к потеплению мерзлота в днищах глубоких долин и на крутых склонах северных и восточных румбов, имеющих низкую теплообеспеченность. Кровля мерзлоты остается пока стабильной на верхнем плато запада Средней Сибири с абсолютными отметками 550-700 м. В пределах яруса расчленения между верхним пенепленом и нижней поверхностью выравнивания мерзлотные условия меняются. В подзоне островной мерзлоты, т.е. вне плейстоценовой ледниковой зоны и на ее южной периферии опускание кровли мерзлоты в глинистых породах фиксируется на абсолютных отметках 500-550 м, в 180 км на восток от долины Енисея. Однако севернее всего на 100-110 км в нижнем течении р. Бахта в подзоне прерывистой мерзлоты признаки ее деградации не обнаружены, кроме упомянутых курумов на склонах западной и южной экспозиции.

В связи с этим в изучаемом нами районе можно выделить три типа урочищ по степени подверженности потеплению климата:

В пределах малоустойчивых урочищ (хорошо теплообеспеченные гласисы, привершинные склоны на дисперсных отложениях) происходит быстрое (10-15 см/год) увеличение мощности деятельного слоя и интенсификация солифлюкции. В пределах устойчивых урочищ (плохо теплообеспеченные склоны, гласисы и гласисо-поймы) мощность деятельного слоя возросла незначительно, а в высокоустойчивых урочищах («висячие» болота и залесенные поймы крупных рек) она осталась без изменений.

Рассматриваемый экотон располагается на западе Среднесибирского плоскогорья и восточной окраине Западно-Сибирской низменности. Здесь реакция на потепление климата не только вызывает изменение мерзлотно-ландшафтных условий, экзодинамических процессов, продуктивности природных систем, но и влияет на жизнеобеспечение местного населения. Понимание происходящих процессов в пределах мерзлотного экотона важно для оценки изменений современных ландшафтов бореальной зоны Северной Евразии и состояния ее природно-экологических ресурсов в будущем.

POSSIBILITIES OF AVALANCHE DATING IN THE AKTRU GLACIER BASIN (THE ALTAI MOUNTAINS)

Nikolaeva S.A., Savchuk D.A.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk,
E-mail: *sanikol1@rambler.ru, savchuk@imces.ru*

Avalanches in mountains are a power environmental factor changing ecosystems. The high avalanche activity occurs in the Aktru glacier basin (Severo-Chuisky Range, the Altai Mountains, Russia). The tree rings are a good tool for dating geomorphological events. In the paper some results of dendrochronological dating of avalanches are described for two avalanche basins located on the left slope of the valley near the Aktru geographic station (50°04' N, 87°45' E).

Siberian stone pine (*Pinus sibirica*) and Siberian larch (*Larix sibirica*) trees were selected with stem and crown injuries (wood wounds and broken stems, stem tops and lateral branches) on the edge of the avalanche cones. These trees were marked on the satellite images of the avalanche cones. The cores or cross-sections were taken through the uninjured and injured sections of the stems and the broken branches. In 2015 over 120 wood specimens (cores or cross-sections) of 36 trees were collected. The different wood defects took into account on the specimens.

Tree-ring widths as a basis of radial growth in the trees were measured by LINTAB tree-ring measurement station with TSAP software with resolution of 0.01 mm. The built tree-ring rows of every radii were cross dated.

Analysis of tree response on the mechanic injuries indicated that tree stems decreases normally the radial growth to growth stop but, in contrast, branches replaced the stem after its destruction increase abruptly. After synchronization all the radii each other the follow diagnostic features – 1) the missing tree-rings in the stem injuries, the broken branches and the died trees for the last years, 2) the same missing tree-rings in the tree specimens for the last years in the past, and 3) the abrupt and oppositely directed changes in the radial growth of the broken stem and branches replaced them – allow us to date avalanches with high probability.

Location of the injured trees in the avalanche cone and injure types were the indicators of avalanche power and path in the cone. For 35 years before the present 12 avalanches were detected in the cone No 1 and 3 avalanches did in the cone No 2 by dendrochronological data. The number of avalanche years was more in the last two decades (since 1996/1997 till 2014/2015) than in the previous decade (since 1980/1981 till 1995/1996).

The avalanches of 2009/2010 and 2010/2011 were power because were detected by many trees in all sectors of the avalanche cone No 1. The avalanches of 1996/1997 and 1997/1998 were weaker, main snow mass stopped on the transit area near forest line.

The injured scars in the trees remain little and they detect difficultly in the distant past. For instance, the power avalanche in spring of 1966 in the avalanche cone No 1 was detected by age of trees growing here which was 15 years and younger. The survived trees by 2015 were 10-15 m height. Thus, since 1966 till 2010 no power avalanches were happened in this sector of the cone. The first broken stem tops in the trees were observed after winters of 2009/2010 and 2010/2011.

The missing tree-rings during two years consecutively for XIX and the first half of XX centuries (1932-1933, 1872-1873, 1855-1856, and 1834-1835) on cores of 200-400-year trees on the left edge of the avalanche cones No 1 can be possibly an evidence of the past avalanches.

To continue the such study we need to take new specimens to examine responses of trees of different ages on geomorphological impacts and to specify the diagnostic detected features of avalanches and their limitations.

ВОЗМОЖНОСТИ ДАТИРОВКИ СХОДА ЛАВИН В ГОРНО-ЛЕДНИКОВОМ БАССЕЙНЕ АКТРУ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Николаева С.А., Савчук Д.А.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
E-mail: sanikol1@rambler.ru, savchuk@imces.ru

Лавины в горах являются мощным экологическим фактором. При их сходе элементы экосистем изменяются вплоть до полной смены доминатов растительности в лесном поясе. Горно-ледниковый бассейн Актру (Северо-Чуйский хребет, Центральный Алтай) характеризуется высокой лавинной активностью.

Здесь выделено 52 лавинных очага, в том числе 15 над массивами леса, максимум схода лавин над которыми приходится на весну (апрель). Правый (западно-северо-западный) борт долины р. Актру более крутой (до 70º) и имеет лавиносборы средней величины с небольшим объемом сходящих лавин. Левый борт (восточно-юго-восточный) долины имеет более выположенный рельеф (25-40º). Его лавинносборы достигают больших величин, в результате чего с левого борта сходят крупные лавины. Их деятельность прослеживается не каждый год и очень сильно зависит от количества снега, накопившегося в течение зимнего сезона [1-2 и др.].

Деревья там, где они растут, являются удобным объектом для индикации обвально-осыпных явлений (сели, лавины, камнепады, обвалы, оползни и т.п.). Значительные по силе геоморфологические события преобразуют окружающий ландшафт и «записываются» в древесно-кольцевые летописи деревьев. Их годичные кольца могут служить надежным инструментом для датировки таких событий в прошлом [3-4]. В докладе изложены некоторые результаты дендрохронологического датирования схода лавин на примере двух лавинных бассейнов, расположенных по левому борту долины в районе географической станции Актру Томского государственного университета (50°04' с.ш., 87°45' в.д.).

Для датировки схода лавин по периферии лавинных конусов отбирались деревья кедра сибирского (*Pinus sibirica* Du Tour) и лиственницы сибирской (*Larix sibirica* Ledeb.), у которых имелись повреждения ствола и кроны (обдиры коры с обнажением древесины ствола, обломы вершин и отдельных ветвей, сломанный ствол и т.п). Для оценки пространственных особенностей схода лавин такие деревья фиксировались на спутниковых снимках этих лавинных конусов. У поврежденных деревьев буравом брались керны в нижней части ствола (для получения рядов радиального прироста деревьев и определения их возраста) и через поврежденные участки ствола, а также спилы в основании обломанных ветвей, в основании ствола у погибших деревьев и через поврежденные участки стволика у подроста. Всего в 2015 г. было собрано более 120 древесных образцов (спилов и кернов) с 36 деревьев.

Ширина годичных колец образцов как основа радиального прироста деревьев измерялась на полуавтоматическом комплексе LINTAB с программой TSAP с точностью 0,01 мм. Полученные ряды радиального прироста для каждого радиуса образца перекрестно датировались друг с другом с целью их синхронизации и определения наличия выпавших колец.

Реакция деревьев на повреждающее воздействие большой массы движущегося лавинного материала различается в зависимости от силы такого воздействия и возраста деревьев. У крупных 150-400-летних деревьев, растущих по периферии лавинного конуса, эта масса, как правило, сдирает часть коры и луба ствола и ломает ветви. Поврежденные участки ствола засмоляются, а затем либо верхние слои древесины в такой ране подсыхают, и ствол прекращает свой рост, либо эти участки начинают зарастать новыми слоями древесины. На графиках радиального прироста таких деревьев либо отсутствуют годичные кольца последних лет – 2010-2015 гг., либо имеются аналогичные участки в прошлом – 1932-1933 гг. (рис. 1А, *б*). У сломанных деревьев (рис. 1 Б, *в*) и в основании сломанных ветвей (рис. 1 В, *г*) годичные кольца древесины не образуются.

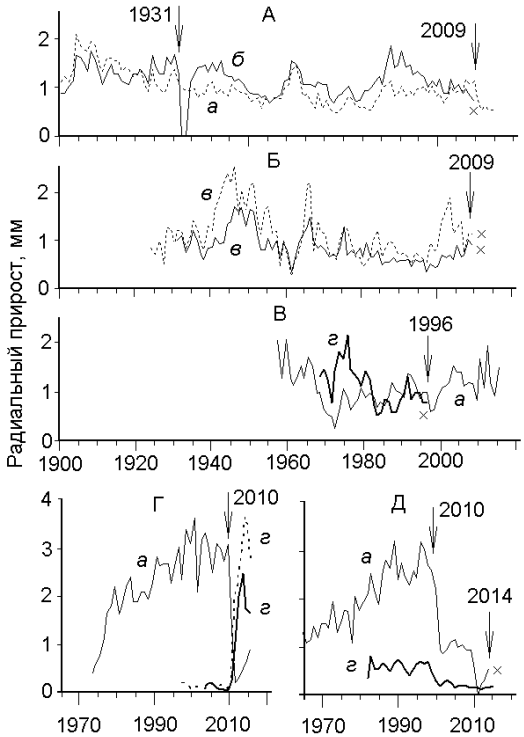


Рис. 1. Примеры динамики радиального прироста деревьев кедра и лиственницы с лавинного конуса № 1 с различными типами повреждений:
А – дерево кедра, у которого есть поврежденные в зимние периоды 2009/2010 гг. и 1931/1932 гг. участки ствола, Б – сломанные в основании ствола в 2009/2010 гг. два дерева лиственницы, В – дерево лиственницы с обломанными в 1996/1997 гг. нижними ветвями, Г – дерево кедра с обломанной в 2010/2011 гг. вершиной, Д – дерево кедра с сильно поврежденными в 2014/2015 гг. стволом и кроной. Керн/спил взят через: *а* – неповрежденный участок ствола (есть кора и луб), *б* – поврежденный участок ствола (оголенная древесина), *в* – участок ствола погибшего дерева, *г* – погибшую (В) и растущую (Г, Д) ветви.
Стрелкой показан последний год роста ствола или ветви (А, Б, В, Д) или год, предшествовавший его резкому изменению (А, Г, Д); крестиком отмечены древесные образцы стволов и ветвей, прекративших рост.

Молодые деревья начали появляться на отдельных участках территории лавинного конуса № 1 50-65 лет назад. На момент обследования у некоторых из них отсутствовала верхняя часть ствола и кроны, а от оставшейся части ствола сохранилось всего 3-7 м, что в 2-5 раз

меньше высоты деревьев с целыми стволами (10-15 м). У деревьев со сломанной вершиной боковые ветви из нижерасположенных мутовок начинали усиленно расти вверх. Прирост ствола таких деревьев после воздействия лавины резко снижается, а боковых ветвей, замещающих сломанную часть ствола, наоборот, резко увеличивается (рис. 1 Г, *а* и *г* соответственно).

Аналогичная картина в динамике радиального прироста наблюдается и у обследованных экземпляров кедра высотой 1-2 м. Поскольку слом стволиков у 1-2-метровых кедров осуществляется достаточно близко к поверхности субстрата, то в будущем керны, взятые в основании стволов таких деревьев, будут соответствовать бывшей замещающей материнский ствол ветви. На графиках прироста стволов деревьев, выросших из такого подроста, вместо его резкого падения будет наблюдаться обратная картина – его резкое увеличение в течение нескольких лет.

Если происходит не только облом вершины дерева, но и облом большей части боковых ветвей, т.е. в надземной части продолжают функционировать только отдельные ветви кроны, то годичные кольца древесины в основании сохранившихся ветвей продолжают формироваться (рис. 1 Д, *г*), тогда как в нижней части ствола они в течение некоторого времени не образуются (рис. 1 Д, *а*).

Таким образом, после синхронизации древесных образцов друг с другом использование совокупности таких признаков как (1) отсутствие годичных колец в последние годы на стволе в районе повреждения, у сломанных ветвей или погибших деревьев, (2) отсутствие годичных колец на образцах древесины в течение нескольких лет в прошлом, (3) резкие и противоположно направленные изменения прироста сломанного ствола и замещающих его ветвей, – позволяют с большой вероятностью датировать сход лавин.

По пространственному распределению на лавинном конусе поврежденных в тот или иной год деревьев и типам повреждений судили о силе лавины и маршруте ее прохождения по конусу. За последние 35 лет по дендрохронологическим данным зафиксировано прохождение 12 лавин по лавинному конусу № 1 и 3 лавин – № 2 (рис. 2). Следует отметить, что из-за особенностей строения лавинного конуса № 2 выявление времени схода лавин по дендрохронологическим данным здесь оказалось затруднено. На этих конусах, с двух разных сторон охватывающих один лесной массив, лавины отмечены в разные годы. Только в один зимне-весенний период (1997/1998 гг.) лавины зафиксированы на обоих конусах. На лавинном конусе № 1 в последние годы (1996/1997-2014/2015 гг.) увеличилась частота схода лавин по сравнению с предыдущим периодом (1980/1981-1995/1996 гг.): 5,3/10 и 1,3/10 лет соответственно.

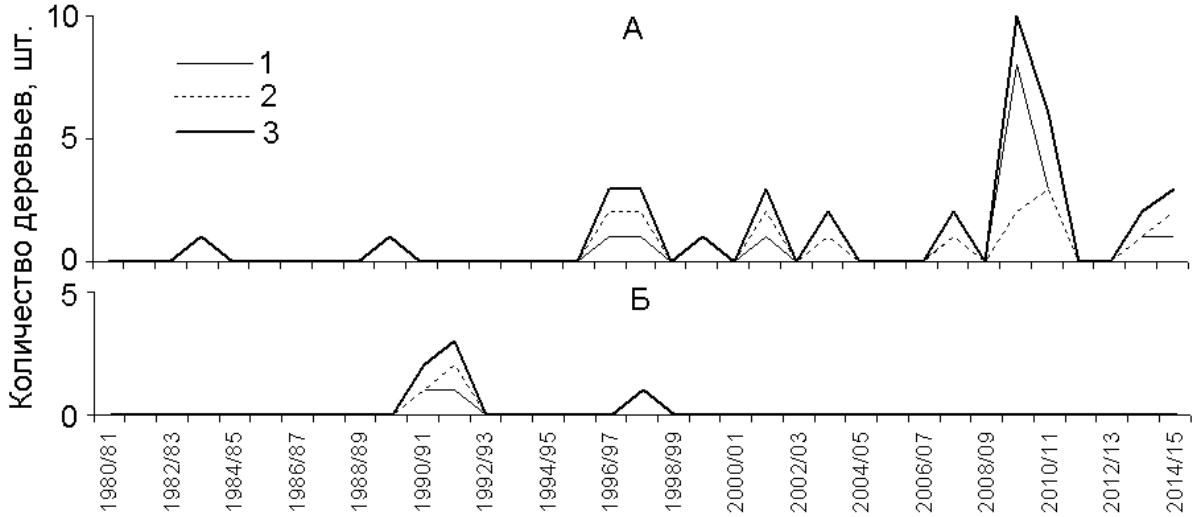


Рис. 2. Частота проявления диагностических признаков схода лавин в лавинных конусах № 1 (А) и № 2 (Б) по левому борту долины р. Актру.
Количество обследованных (А – 28, Б – 6 экземпляров) деревьев: 1 – с повреждениями ствола и погибших, 2 – с резким изменением прироста и сломанными ветвями, 3 – суммарное.

Лавины 2009/2010 и 2010/2011 гг. были достаточно мощными, т.к. были зафиксированы большим количеством деревьев (рис. 2) во всех частях лавинного конуса № 1. Они дошли до поймы реки, уничтожив часть деревьев из лиственничного леса на флювиогляциальных отложениях. Основной поток лавины 2009/2010 гг. (сухая лавина сошла 31.12.2009 г.) прошел слева от осевой части конуса, а 2010/2011 гг. – справа, соответственно. Лавины 1996/1997 и 1997/1998 гг. были более слабыми, основная масса снега остановилась в зоне транзита, у верхней границы леса, а до нижней части лавинного конуса, т.е. зоны аккумуляции снега, дошла, по-видимому, ударная волна, сломав только отдельные ветви деревьев.

Чем дальше в прошлое, тем меньше сохраняется следов на деревьях от прохождения лавин, и они труднее распознаются. Так, в лавинном конусе № 1 М.А. Душкиным [1] отмечен сход крупной лавины

весной 1966 г., которая не только закрыла весь обширный конус выноса, но и вывалила и частью срезала деревья 200-летнего леса, проделав обширную просеку. В.И. Кравцовой [2] в верховьях р. Актру по дендрохронологическим данным с трех деревьев выделены сходы 6 лавин: в 1948, 1952, 1954, 1958, 1961 гг., в том числе и в 1966 г. Воздействие лавины 1965/1966 гг., по нашим данным, можно оценить по деревьям кедра, которые выросли за пределами массива сомкнутого леса – в зоне транзита лавинного материала в правой стороне лавинного конуса № 1. На момент схода лавины эти деревья имели возраст 15 лет и меньше, а их высота была не более 1 м. Скорее всего, эти деревца находились под снегом и не были серьезно повреждены вышеупомянутой лавиной. К 2015 г. эти деревья уже достигли высоты 10-15 м. Это свидетельствует о том, что с 1966 по 2010 гг. по этому участку лавинного конуса не проходили достаточно сильные лавины, способные сломать верхнюю часть ствола. Первые сломанные вершины у деревьев появились после зимних периодов 2009/2010 и 2010/2011 гг.

Наличие в древесных образцах 200-400-летних деревьев, растущих по периферии левой части лавинного конуса № 1, выпавших годичных колец в течение двух лет подряд в XIX в. и первой половине XX в. (1932-1933, 1872-1873, 1855-1856 и 1834-1835 гг.), возможно, также свидетельствует о прохождении здесь лавин в прошлом.

Еще один способ активно используется для датировки схода лавин в горах [2, 5 и др.]. Это – коэффициент эпиксилии стволов деревьев, предложенный для оценки склоновых процессов В.И. Турманиной [6]. С помощью динамики этого коэффициента В.И. Кравцовой [2] на примере одного спила восстановлены даты схода лавин в верховьях р. Актру с начала XIX в. до 1970 г. Годы возможного прохождения лавин в прошлом, восстановленные нами для одного лавинного бассейна, не соответствуют периодам повышенной лавинной активности, полученные В.И. Кравцовой, что требует более детального анализа применимости различных дендрохронологических методов датировки геоморфологических событий прошлого.

Изложенные результаты по датировке схода лавин в горно-ледниковом бассейне Актру (Горный Алтай) предполагают продолжение таких работ (дополнительный отбор древесных образцов и изучение особенностей реагирования деревьев разного возраста на геоморфологические воздействия). Это позволит уточнить дендрохронологические признаки индикации схода лавин и границы их применения.

Литература:

1. Душкин М.А. Лавины в верховьях долины Актру // Гляциология Алтая. Томск, 1974. Вып. 8. С. 39-59.
2. Ревякин В.С., Кравцова В.И. Снежный покров и лавины Алтая. Томск: Изд-во ТГУ, 1977. 216 с.
3. Горчаковский П.Л., Шиятов С.Г. Фитоиндикация условия среды и природных процессов в высокогорьях. М.: Наука, 1985. 209 с.
4. Schweingruber, F. Tree rings and environment. Dendroecology. Berne-Stuttgart-Vienna: Paul Haupt Publ. 1996. 609 p.
5. Быков Н.И. Опыт использованитя центрографического метода в дендроиндикационных исследованиях // Изв. Алтайск. гос.ун-та. 1998. № 1 (5). С. 109-112.
6. Турманина В.И. Использование некоторых морфолого-анатомических особенностей деревьев для индикации склоновых процессов // Теоретические вопросы фитоиндикации. Л.: Наука, 1971. С. 151-154.

SEASONAL AND ANNUAL VARIABILITY OF COEFFICIENT OF DEGREE OF FIRE-DANGER OF OB AND TOM INTERFLUVES AT THE PRESENT PERIOD

Panchenko E.M.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: pakatya@sibmail.com.

Climate change is one of the most important international problems of the 21st century. The most dangerous consequences of the global climate warming are droughts and the forest fires. Forest fire is a difficult complex of the physical and chemical factors operating on all levels of an ecosystem.

Wildfires annually cause serious damage to environment. Determinative parameters for defining of natural degree fire danger of the territory are weather and climate characteristics. Fire danger in the woods of the territory of research is defined by natural features of the territory. There are several criteria for determination of fire danger in the woods on the basis of the meteorological indicators connecting inflammability of the woods and temperature, precipitation, wind force, etc. We used the coefficient of degree of fire-danger.

Weather and climatic conditions in the territory of Russia are characterized by spatial heterogeneity and have the expressed regional character. Object of research is of the territory Ob and Tom interfluves near the large city of Tomsk. In the climatic relation the territory of research is rather uniform and is formed under defrosting influence of the Ob and Tom Rivers. Average annual temperature near – 1.3 ºC. The features of regional climate are the cold winter and hot dry summer.

The average annual fire-dangerous season makes 100-110 days and lasts since the beginning of May and to the second decade of September. The maximum number of the fires happens in June and July.

According to reports, in all territory of the country, for the whole year and during all seasons, except winter, warming climate continues. We have calculated coefficient of fire danger to the period from 2005 to 2015. Summarizing results of the carried-out analysis of database of coefficient of degree of fire-danger calculated for the period of 2005-2015 it is necessary to allocate that now because of the global warming for May the serious period of fire danger with the 3 and 4 classes of fire-danger. There is a lot of precipitation in June and in connection with this month by criterion of coefficient of degree of fire-danger is considered how less dangerous. But recent years July (by this criterion) becomes critically fire-dangerous season. Augustus characterized by frequent precipitation and it is possible to consider as the quiet period, but in September the fire-dangerous situation becomes critical. On the considered period of the last 10 years observed the growth of coefficient of fire danger.

According to this investigation it is possible to draw the main conclusion that at influence of factors, such as the observed warming of regional climate, change of the hydrological regime and the amplifying intensive development of the area as recreational residential suburb, Ob and Tom interfluves needs to be carried to the area characterized by average and high degree of fire danger.

ВНУТРИСЕЗОННАЯ И МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОЭФФИЦИЕНТА ПОЖАРООПАСНОСТИ ОБЬ-ТОМСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ

Панченко Е.М.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
***E**-mail: pakatya@sibmail.com*

В настоящее время изменение климата является одной из важнейших международных проблем XXI века. В течение XXI века высока вероятность ускорения динамики наблюдаемых изменений климата [1]. Климатические изменения в последние десятилетия проявляются в виде сильных температурных, циркуляционных и гидрологических аномалий. Подобные длительные аномалии, характеризуются засушливыми условиями летних сезонов в средних широтах [2]. К числу наиболее опасных последствий общего потепления климата относятся засухи и пожары. Развитию режимов пожаров способствует то, что в теплые месяцы года с ростом температуры общее количество осадков в целом уменьшается [2].

Лесной пожар – это сложный комплекс физических и химических факторов, действующих на все уровни экосистемы. Лесные пожары ежегодно наносят серьезный ущерб окружающей среде. Глобальное изменение климата может привести к увеличению частоты лесных пожаров, расширению ареала их распространения и долгосрочной деградации лесных биоценозов [3, 4]. А это может пагубно сказаться на экологической и ресурсообразующей функциях лесов, так как именно сосновые леса имеют воздействие на глобальный бюджет углерода и химию атмосферы, являясь неотъемлемой частью круговорота веществ и энергии на Земле.

В настоящее время общепризнано, что одним из основных параметров, определяющих природную пожарную опасность территории, являются характеристики погоды и климата.

Методы исследования.

Существует несколько критериев для определения пожарной опасности в лесах на основе метеорологических показателей, связывающих горимость лесов и температуру, осадки, силу ветра и т.д.

В службе лесного хозяйства Российской Федерации применяется расчет пожарной опасности по гидротермическому коэффициенту пожарной опасности В.Г. Нестерова (КПО Нестерова). Этот коэффициент представляет собой кумулятивную сумму произведений температуры воздуха и дефицита влажности (выраженного через разницу температуры воздуха и температуры точки росы) и вычисляется по следующей формуле [6]:

$$КПО_n = \sum_{j=1}^{n} t_j (t_j - \tau_j),$$

Где КПО – коэффициент пожарной опасности за каждый день с нарастающим итогом; n – количество дней без осадков или с осадками менее 2,5 мм; t – температура воздуха за срок, ближайший к 12 ч местного времени; τ – температура точки росы за тот же срок. Суммирование производится по последовательным дням без осадков теплой половины года по суткам с положительной температурой.

Для расчетов привлечены метеорологические данные станции города Томск [7, 8].

Объект исследования.

Объектом исследования является Обь-Томское междуречье, находящееся рядом с городом Томск. Площадь района – 364 тыс. га, с населением – 32 тыс. чел. Пожарная опасность в лесах территории исследования определяется природными особенностями территории – значительной долей хвойных лесов, развитым горимым надпочвенным покровом. Средняя лесистость территории района – 55%. Покрытая лесом площадь составляет 202 тыс. га из них хвойные – 103.3 тыс. га, в т. ч. площадь спелых и перестойных лесов – 44175 га, в т.ч. хвойных – 11184 га [5]. Район исследования расположен вблизи крупного населенного пункта и испытывает большую рекреационную нагрузку.

Результаты исследования.

Погодные и климатические условия на территории России характеризуются пространственной неоднородностью и имеют выраженный региональный характер.

В климатическом отношении территория исследования достаточно однородна и формируется под отепляющим влиянием рек Оби и Томи. Среднегодовая температура около – 1.3°С. Продолжительность зимнего периода 145 дней. Годовое количество осадков составляет 550-650 мм. Осадки превышают испарение примерно на 100 мм. Особенностью является холодная зима и жаркое сухое лето. Среднегодовой пожароопасный сезон составляет 100-110 дней и длится с начала мая и до второй декады сентября. Наибольшее число пожаров происходит в июне и июле, на эти месяцы приходится соответственно 36,8% и 28,6% от среднего числа пожаров в год и 52,8% и 19,0% по выгоревшей площади.

Согласно отчетам [9] по-прежнему, на всей территории страны, в целом за год и во все сезоны, кроме зимы, продолжается потепление.

Мы рассчитали коэффициент пожарной опасности для периода с 2005 года по 2015 год. Для оценки класса пожарной опасности нами была использована уточненная таблица, представленная для Новосибирской области Главным управлением охраны и защиты леса и утвержденная Министерством лесного хозяйства РСФСР в 1976г с учетом сезонных особенностей и характера лесных горючих материалов (таблица 1) [6].

Таблица 1. Шкала пожарной опасности в лесу по условиям погоды с учетом поправок для Новосибирской области

Период пожароопасного сезона	Верхняя граница КПО				
	Классы				
	I	II	III	IV	V
весенне-летний от схода снежного покрова до 9 июня	150	700	2000	10000	>10000
летний с 10 июня по 31 августа	550	2000	5500	10000	>10000
летний-осенний с 1 сентября до снежного покрова	200	800	1400	10000	>10000

Выводы.

Суммируя результаты проведенного анализа данных КПО, рассчитанных для периода 2005-2015 гг, следует выделить, что в настоящее время из-за общего потепления на май приходится серьезный период пожароопасности, где зачастую реализуются 3 и 4 классы КПО. Причем, необходимо особо отметить, что в это же период после более раннего схода снежного покрова открываются большие пространства сухой травы и лесной подстилки, что увеличивает вероятность возникновения природных пожаров. Более того, именно в это время начинаются интенсивные работы на дачах, приусадебных участках и сельскохозяйственных территориях, неизменно сопровождающихся палами.

В июне, как правило, отмечается достаточное количество осадков и в связи с этим этот месяц по критерию КПО можно рассматривать, как менее опасный. В последние годы июль (по критерию КПО) становится критически пожароопасным сезоном. Август, характеризующийся частыми осадками в этом аспекте можно считать спокойным периодом, но уже в сентябре пожароопасная ситуация становится критической.

На рисунке 1 представлено среднее значение КПО (конец апреля–сентябрь) для всего периода 2005-2015 гг.

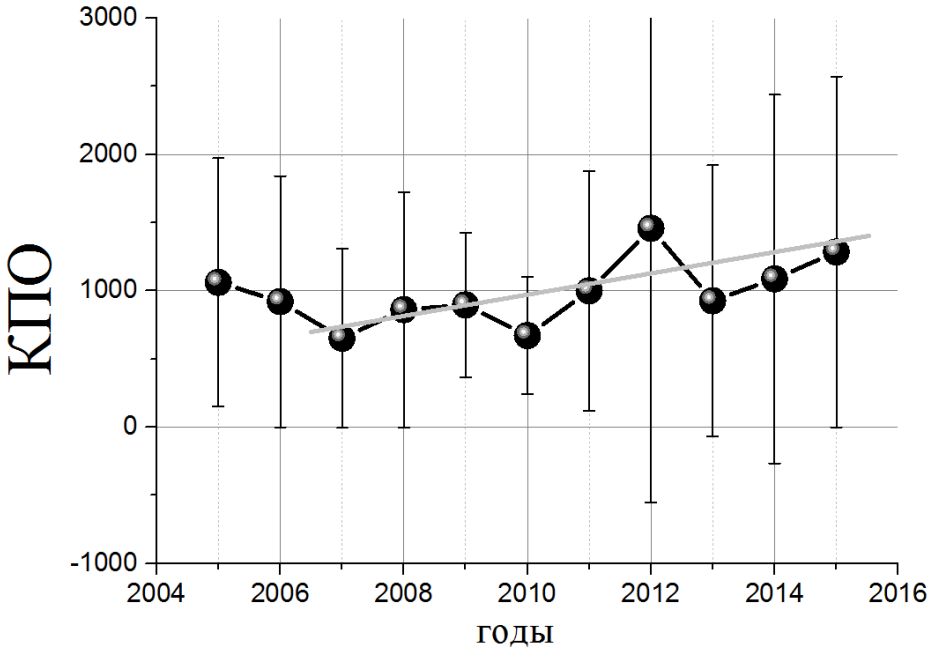


Рис. 1. Среднее значение КПО за 2005-2015 гг.

Как видим, на рассматриваемом отрезке времени последних 10 лет наблюдается рост коэффициента пожарной опасности. Отсюда, можно сделать основной вывод, что при совокупном воздействие факторов, таких как наблюдающееся потепление регионального климата, изменение гидрологического режима и усиливающееся интенсивное освоение района, как рекреационной пригородной зоны, Обь-Томское междуречье уже необходимо отнести к району, характеризуемому средней и высокой степенью пожарной опасности.

Литература:

1. Климатическая доктрина Российской Федерации РФ No 861-рп от 17 декабря 2010 г. Текст Доктрины: www.kremlin.ru/acts/6365 (дата обращения 02.02.2016).
2. Мохов И.И., Чернокульский А.В. Региональные модельные оценки риска лесных пожаров в азиатской части России при изменениях климата – География и природные ресурсы, 2010, №2, с. 120-126.
3. Liu Z, Wimberly MC. Direct and indirect effects of climate change on projected future fire regimes in the western United States. – Science of the Total Environment, 2016 Jan ;542(Pt A)
4. Lisa M. Fultz, Jennifer Moore-Kucera, Josefine Dathe, Marko Davinic, Gad Perry, David Wester, Dylan W. Schwilk, Sandra Rideout-Hanzak, Forest wildfire and grassland prescribed fire effects on soil biogeochemical processes and microbial communities: Two case studies in the semi-arid Southwest. – Applied Soil Ecology, 2016, March, Volume 99, pp 118–128.
5. Лесной план Томской области от 30.12.2008. Томск, 2008.
6. Здерева М.Я., Виноградова М.В. Среднесрочный прогноз степени пожарной опасности в лесах по метеорологическим условиям. – Метеорология и гидрология, 2009, №1, С.16-26.
7. Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Александрова Т.М. Описание массива данных суточной температуры воздуха и количества осадков на метеорологических станциях России и бывшего СССР (TTTR). Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014620942 http://meteo.ru/data/162-temperature-precipitation#описание-массива-данных (дата обращения 12.12.2015).

8. Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Александрова Т.М. Описание массива данных характеристики снежного покрова на метеорологических станциях России и бывшего СССР. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014621201 http://meteo.ru/data/165-snow-cover#описание-массива-данных (дата обращения 12.12.2015).
9. Климатические условия на территории России. http://meteo.ru/pogoda-i-klimat/93-klimaticheskie-usloviya/179-klimaticheskie-usloviya-na-territorii-rossii (дата обращения 17.03.2016).

DETAILED RECONSTRUCTION OF THE FUNCTIONAL STATE OF CENTRAL YAMAL KHASYREY AS A RESPONSE TO LOCAL CONDITIONS AND REGIONAL CLIMATE CHANGES DURING THE LATE HOLOCENE

[1]Preis Yu.I., [1]Simonova G.V., [2]Slagoda E.A.

[1]Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
[2]Earth Cryosphere Institute SB RAS, 625026, Tyumen, Russia
E-mail: preisyui@rambler.ru, eslagoda@ikz.ru

Predictions of the natural landscape changes made on the basis of high-resolution paleoclimatic and paleoecological reconstructions are actual in light of current climate changes. Detailed reconstructions of mire functional state of Western Siberia tundra are absent.

The goal of current work is to carry out a reconstruction of paleophytocoenoces, water regimes and cryogenic conditions of upper Holocene khasyrey of Central Yamal as a response to changes of the level of the lake waters and regional climate of the late Holocene according to the detailed data of complex studies of peat deposits.

The peat cut of khasyrey from Lake Sokhonto area of the Central Yamal (84°50'04" E, 69 °08'57"N) was studied and dated (6 dates of ^{14}C). The peat cut has the depth of 80 cm.

High resolution data of composition of macrofossil plant remains, degree of decomposition (R), ash-content (A), density (P) of peat and its organic matter (OM) and $\delta 13C$ in peat cellulose, with a step of 0,5-3,5 cm or 8-50 (77) years, are obtained for the first time for the peat cut of the Western Siberia tundra.

Quality of radiocarbon dates is confirmed with a good coherence of trends and extrema of $\delta 13C$ in peat cellulose with data of summer temperatures reconstruction of Yamal [1].

Frequent and abrupt changes of paleophytocoenoces, considerable variation of peat properties (R – 5-35%, A – 6,2-43,1%, P – 25-240 g/dm^3) and relation of their maximum values to the periods of cryogenic conditions change are revealed.

Reconstruction of the functional state of Central Yamal khasyrey by complex of bioindicators has been carried out. 15 stages of paleophytocoenoces, water regimes and cryogenic conditions changes of khasyrey are revealed for the 1300-year period of its formation. All identified stages have intra century and century scale. The water regimes and cryogenic conditions of these stages are in agreement with regional climate reconstructions data [2, 3] and the solar activity periods. We have differentiated 2 periods in which khasyrey surface was wet: 952-843 (Medieval Maximum); 273 cal. yr. BP - till 2003 yr. (Maunder Minimum, Dalton Minimum, warming between them and warming after Little Ice period). The khasyrey surface was drained maximally during 4 periods: 1099-1065 and 1037-984 (dry cooling); 719-652 (beginning of Wolf Minimum); 542-434 cal. yr. BP (beginning of Spörer Minimum). Formation of palsa took place during 542-434 cal. yr. BP. The possibility that seasonal palsa formation took place during periods of 1099-1065 and 719-652 cal. yr. BP is high. Reduction of seasonal thawing depth took place during 136-91 cal. yr. BP (Dalton Minimum). Drainage of a khasyrey surface in a consequence of dumping of waters of the khasyrey lake during the wet warm periods took place between 869 and 843 cal. yr. BP; after 2003 yr. Thus, climate changes in the Western Siberia tundra were the main cause of pulsating nature of hasyreis in contrast to the more southern areas. Climate influence was direct, through the hydrothermal regime, and indirect, through a thaw-permafrost state of peat deposit and the water table regime of the lake.

References:

1. Hantemirov R.M. The dynamics of woody vegetation and climate changes in the north of Western Siberia. Author. diss. Ph.D. Ekaterinburg, Publishing House UB RAS, 2009. – 42 p.
2. Blyaharchuk T.A., Klimanov V.A. Successions of marsh vegetation and climate according to a study of two peat bogs in the south of Western Siberia // The structure and development of wetland ecosystems and the reconstruction of the paleogeographic conditions: Abstracts. X All-Union seminar tours. – Tallinn: Publishing House EAS, 1989. – P. 45–49.

2. Volkova V.S., Gnibidenko Z.N., Goryacheva A.A. Holocene climatic rhythm of the central part of the West Siberian Plain (palynology, magnetism) // Basic regularities of global and regional changes of climate and natural environment in the Late Cenozoic Siberia. – Novosibirsk: Publishing House of the Institute of Archeology and Ethnography SB RAS, 2002. – P. 48-57.

ДЕТАЛЬНАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ФУНКЦИОНАЛЬНОГО СОСТОЯНИЯ ХАСЫРЕЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЯМАЛА КАК ОТКЛИК НА ИЗМЕНЕНИЯ ЛОКАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ И РЕГИОНАЛЬНОГО КЛИМАТА ПОЗДНЕГО ГОЛОЦЕНА

[1]Прейс Ю.И., [1]Симонова Г.В., [2]Слагода Е.А.

[1]Институт мониторинга климата и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
[2]Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия
E-mail: preisyui@rambler.ru, eslagoda@ikz.ru

В свете современных изменений климата прогнозы изменения природных ландшафтов на ближайшие столетия по данным высокоразрешающих палеоклиматических и палеоэкологических реконструкций актуальны. Детальные реконструкции функционального состояния болот тундры Западной Сибири отсутствуют.

Цель – провести реконструкцию палеофитоценозов, водных режимов и криогенных условий верхнеголоценового хасырея Центрального Ямала, как отклик на изменения уровня вод озера и регионального климата по данным детальных комплексных исследований торфяных отложений.

Район исследования находится на центральном Ямале, в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород, на границе типичных и южных тундр. Объект исследования – хасырей, расположенный на III-й террасе Ямала, в районе озера Сохонто (69°08'57.17" с.ш., 84°50'04" в.д.). На поверхности хасырея, выражены разделенные плоскими канавами выпуклые полигоны размером 3-5 м, на которых произрастают карликовая березка (*Betula nana*), багульник болотный (*Ledum palustre*), брусника (*Vaccinium vitis-ideae*), морошка (*Rubus chamaemorus*), пушица шейхцера (*Eriophorum scheichzeri*), осока (*Carex rariflora*). Напочвенный покров из сфагновых топяных (*Sphagnum majus, S. balticum, S. squarrosum)* и гипновых (*Polytrichum yuniperinum, Dicranum angustum, Oncophorus Wahlenbergii, Aulacomnium palustre*) мхов разреженный.

Детально (с шагом 0,5-3,5 см) изучена торфяная залежь расчистки Sh-4a-14 борта озера хасырея. В качестве индикаторов гидрологического режима болотного экотопа и климата использованы: ботанический состав, степень разложения (*R*), плотность (*P*), зольность (*A*) торфа. Реконструкция криогенных процессов в торфяных отложениях выполнена на основе знаний о закономерностях влияния этих процессов на сукцессии растительных сообществ и свойства торфа болот современной криолитозоны. Хронология торфонакопления основана на 6-ти радиоуглеродных датах, полученных жидкостно-сцинтилляционным методом с использованием спектрометра-радиометра Quantulus 1220 (ТомЦКП). Расчеты возрастов и данные по динамике торфонакопления выполнены по калиброванным датам с учетом плотности органического вещества торфа. Для ревизии полученных дат проведено послойное определение $\delta^{13}C$ в целлюлозе торфа с помощью изотопного масс-спектрометрического комплекса на базе масс-спектрометра Delta V Advantages (ТомЦКП), совмещенного с элементным анализатором Flash 2000 и сравнение полученных данных с реконструкцией летних температур по Ямалу [1]. Для выявления климатической обусловленности стадий-смен функционального состояния хасырея проводилась визуальная синхронизация экстремумов и трендов изменения данных долговременных рядов биоиндикаторов и палеоклиматических кривых по лесной зоне Западной Сибири [2, 3]. Влияние спуска озера диагностировалось по резкому характеру обсыхания поверхности хасырея в условиях влажного климата.

В результате установлено, что в расчистке Sh-4a-14 торфяная залежь имеет глубину 80 см, сложена топяными торфами, состоит из многочисленных тонких прослоек торфа разного ботанического состава. При этом четко выделяется три слоя, имеющие возраст: около 1294, 720 и 385 кал. лет назад (л. н.), резко различающиеся по свойствам, соответственно: $R_{ср}$ – 13, 17 и 7 %, $P_{ср}$ – 122, 224 и 74 г/дм^3, $A_{ср}$ – 12,2, 29,1 и 12,4 % и скоростью аккумуляции органического вещества торфа: 37, 83 и 58 г/м^2 в год. Торф с глубины 70 см мерзлый со льдом-цементом и гнездами льда. Под торфом залегают песчаные суглинки, супесь и пески пылеватые.

Основными торфообразователями являлись осоки (*Carex rotundata, C. rariflora), пушица (Eriophorum scheichzeri),* аэро- и субгидрофитные мхи: *Warnstorfia fluitans, Sphagnum squarrosum* и *S. majus.* Изменение водного режима приводило, в основном, лишь к изменению соотношения обилия этих трав и мхов, а также появлению растений–мезофитов. По комплексу индикаторов выявлено 7 этапов и 15 стадий-смен функционального состояния хасырея за последний 1300-летний период.

I этап, 1294-1099 кал. л. н. – зарастание озера сплавиной в условиях сильного обводнения и сезонного промерзания. Нижезалегающие осадки озера, вероятнее всего, находились не в промерзшем состоянии. Этап закончился переполнением озера и сбросом вод в условиях резкого векового потепления.

1 стадия, с 1294 кал. л. н. – сильно обводненное моховое сообщество из субгидрофитов в прохладных условиях конца похолодания около 1325 кал. л. н., вероятно сухого.

2 стадия, с 1192 кал. л. н. – максимально обводненное гипновое сообщество из аэрогидрофитов, отложившее торфа минимальной *R*, в условиях возрастания влажности климата.

II этап, 3 стадия, 1099-984 кал. л. н. – средне обводненное осоково-пушицево-гипновое сообщество. Понижение уровня болотных вод (УБВ) и озера (УО) в сухой экстремум похолодания [3]. Наиболее сильное обсыхание поверхности, происходило в начале и конце стадии: около 1099 (индицируется резким повышением *R, A* и наличием *Oncophorus Walhenbergii*) и 1008 кал. л. н. (следами пожара и наличием ерника). Вполне вероятно, что пожару способствовал переход поверхности хасырея в хорошо дренированные условия при промерзании и сезонном пучении. В середине стадии, 1065-1037 кал. л. н., сформировалось более обводненное моховое сообщество с *Warnstorfia fluitans, Sphagnum platyphillum* и *Meesia triquetra, вероятно в условиях* внутривекового влажного потепления.

III этап, 4 стадия, 984-843 кал. л. н. – сильно обводненная гипновая сплавина, значительное повышение УБВ и УО в период влажного потепления – Средневекового климатического оптимума [1-3]. В конце стадии (с 869 кал. л. н.) – осоково-моховое сообщество со *Sphagnum squarrosum.*

IV этап, 843–434 кал. л. н. – прогрессирующее осушение в связи со спуском озера и криогенными процессами в торфяных и подстилающих минеральных отложениях в условиях преимущественно сухого похолодания. Это подтверждаются сукцессиями растительности и значительным повышением *R, P* и *A* торфа. Высокая *A* торфа указывает на поступление эолового песка, летом с развеваемых водоразделов, и делювия, весной с талыми водами. Именно этому этапу соответствует увеличение глубины сезонного промерзания, многолетнее промерзание слоя торфа, сопровождающееся морозобойным растрескиванием, ростом ледяных жил и пучением полигональных торфяников. Похолодания этапа близки по возрасту к 2 известным похолоданиями: минимумами Вольфа (670–610 кал. л.н.) и Шперера (530-410 кал. л. н.), первое из которых (740–620 кал. л. н. [2, 3]) в лесной зоне Западной Сибири также было сухим, а второе (565-420 кал. лет назад [3]) – влажным. Этап разделяется на 5 стадий.

5 стадия, с 843 кал. л. н. – средне обводненное осоково-пушицево-моховое сообщество с *Warnstorfia fluitans и Sphagnum squarrosum.* Возрастание обилия осок и пушицы, *R* и *P* торфа в условиях понижения УО и УБВ сначала при еще теплом и влажном климате, а затем при направленном похолодании и аридизации.

6 стадия, с 719 кал. л. н. – слабо обводненное осоково-пушицевое сообщество с *Carex rotundata.* Исчезновение мхов, появление ерника, вересковых кустарничков, морошки, резкое возрастание *R, P* и *A* торфа в условиях сухого похолодания. Вполне вероятно промерзание и кратковременное пучение многолетнемерзлого бугра (ММБ). Конец этой стадии и начало следующей совпадают с минимумом Вольфа (670-610 кал. л. н.)

7 стадия, с 652 кал. л. н. – более обводненное осоково-пушицево-моховое сообщество с хорошо развитым моховым покровом из аэро- и субгидрофитов *Drepanocladus aduncus, Warnstorfia fluitans и Sphagnum squarrosum.* Повышение обводненности в условиях потепления, но все еще недостаточно влажного [2], могло быть вызвано поступлением влаги из деградирующего ММБ.

8 стадия, с 542 кал. л. н. – слабо обводненное осоково-пушицевое сообщество с ерником, морошкой и *Polytrichum yuniperinum.* Резкая смена на более мезофильное сообщество, максимальные значения *R, P* и *A* торфа свидетельствуют о значительном обсыхании поверхности в период похолодания и некоторого повышения влажности климата [2]. Началось многолетнее промерзание и формирование ММБ пучения.

9 стадия, с 465 кал. л. н. – хорошо дренированное сообщество ММБ с ерником, морошкой, моховым покровом из мезофитов *Polytrichum yuniperinum* и *Dicranum angustum.* Формирование и существование ММБ по времени совпадает с минимумом Шперера, одним из наиболее продолжительных и холодных периодов позднего голоцена. Судя по значительному нарушению структуры торфа и максимальному для разреза показателю *A* на глубине 33,5 см, ММБ существовал более продолжительное время, чем расчетное.

Этап V, 434–330 кал. л. н. – деградация многолетней мерзлоты в условиях влажного потепления.

10 стадия, с 434 кал. л. н. – более обводненное моховое сообщество со *Sphagnum lenense*, сформировавшееся при деградации ММБ в период влажного потепления [2]. Стадия завершилась формированием термокарстового озерка.

11 стадия, с 384 кал. л. н. – менее обводненное осоково-пушицевое сообщество, сформировавшееся при зарастании озерка в условиях некоторой аридизации и максимальных температурах для данного этапа.

Этап VI, с 330 кал. л. н. – обводнение котловины, функционирование озера (глубиной немного более 2 м), образование сильно обводненных сплавин: моховой, а затем – сфагновой, в условиях преимущественно влажных потеплений и похолоданий. На этом этапе произошло оттаивание мерзлого торфа до глубины 0,5 м, частичное вытаивание сверху ледяных жил с образованием просадок, затеков торфа и выпуклых полигонов, локальное снижение верхней границы многолетнемерзлых пород. Торфонакопление происходило

в талом состоянии, в условиях относительно стабильно высоких уровней болотных вод и сезонного промерзания.

12 стадия, с 330 кал. л. н. – сильно обводненные мезотрофные сообщества осоково-пушицево-сфагновой и моховой сплавин со *S. squarrosum* и *Warnstorfia fluitans* в условиях влажного климата, теплого, а затем холодного – минимума Маундера (305-235 кал. л. н.). Повышению обводненности, вероятно способствовал также процесс деградации мерзлоты и окружающих суходолов.

13 стадия, с 224 кал. л. н. – сильно обводненное мезотрофное сфагновое сообщество со *S. squarrosum* в условиях влажного потепления и похолодания – минимума Дальтона (160-115 кал. л. н.). Уменьшение глубины сезонного протаивания в конце этой стадии способствовало олиготрофизации растительности на последующей.

14 стадия, с 91 кал. л. н. – сильно обводненное мезоолиготрофное пушицево-сфагновое сообщество с ерником и доминированием олиготрофного *Sphagnum majus*, в основном в условиях направленного потепления после Малого ледникового периода. Начало стадии совпадает с концом минимума Дальтона.

Этап VII, 15 стадия, с ~ -53 кал. л. н., то есть после 2003 г. – слабо обводненное ерниково-кустарничково-моховое сообщество со S. majus и примесью мезофитных и гидромезофитных гипновых мхов, в условиях резкого понижения УБВ в связи со сбросом вод озера в современный период.

Таким образом, детальность исследования и датирования торфяных отложений хасырея позволила получить данные по внутривековой и вековой динамике его функционального состояния. Выявлен чуткий отклик исследованного хасырея на климатические изменения верхнего голоцена. За 1350-летний период формирования хасырея выявлено 7 крупных этапов и 15 стадий внутривекового и векового масштабов изменения функционального состояния хасырея: палеофитоценозов, водных режимов и криогенных условий. Водные режимы и криогенные условия этих стадий хорошо согласуются с данными реконструкций регионального климата [2,3] и периодами солнечной активности. Наиболее влажными были периоды: 952-843 (Средневековый Климатический Оптимум), 273 кал. л. н.- до 2003 г. (минимумы Маундера, Далтона, потепления между ними и после Малого Ледникового периода до настоящего времени); максимально дренированными: 1099-1065 и 1037-984 (сухое похолодание), 719-652 (начало минимума Вольфа), 542-434 кал. л. н. (начало минимума Шперера). Формирование ММБ пучения происходило 542-434 кал. л. н. Высока вероятность кратковременного формирования ММБ или бугра сезонного пучения – 1099-1065 и 719-652 кал. л. н. Уменьшение глубины сезонного протаивания имело место 136-91 кал. л. н. (минимум Далтона). Обсыхание поверхности хасырея в следствии сброса вод озера хасырея в теплые влажные периоды имело место между 869 и 843 кал. л. н., после 2003 г. Выявлено, что в тундровой зоне, в отличие от более южных зон, влияние изменений климата является главной причиной пульсирующего характера развития хасыреев. Влияние климата было прямым, через его гидротермический режим, и косвенным, через талоемерзлое состояние торфяных отложений и уровенный режим озера.

Работа выполнена при поддержке Базового проекта ИМКЭС СО РАН VIII.80.2.3. и гранта РНФ № 14-17-00131.

Литература:

1. 1.Хантемиров Р.М. Динамика древесной растительности и изменений климата на севере Западной Сибири в голоцене: Автореф. дис. … д-ра биол. наук. Екатеринбург, И-во Уро РАН, 2009. – 42 с.
2. Бляхарчук Т. А., Климанов В. А. Сукцессии болотной растительности и климат по данным исследования двух торфяников на юге Западной Сибири // Структура и развитие болотных экосистем и реконструкция палеогеографических условий: Тезисы докл. X Всес. семинара-экскурсии. – Таллинн: Изд-во АН Эстонии, 1989. – С. 45–49.
3. 3.Волкова В.С., Гнибиденко З.Н., Горячева А.А. Климатическая ритмика голоцена центральной части Западно-Сибирской равнины (палинология, магнетизм) // Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири. – Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2002. – С. 48–57.

MONITORING OF ECOSYSTEM PROCESSES IN THE HIGH-ALTITUDINAL FOREST-TUNDRA ECOTONES OF THE SEVERO-CHUISKIY RANGE (CENTRAL ALTAI)

Timoshok E.N., Filomonova E.O., Timoshok E.E.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: ten80@mail.ru

Monitoring of the mountain tree lines and forest lines is one of the most prominent approaches in the monitoring of the modern global changes. One of the reasons behind this monitoring is the early response of mountain

nature and similarities between northern and mountain treelines (Grace, Berniger, Nagy, 2002), what allows to consider mountain ecotones as a model of northern forest-tundra macroecotone.

Our monitoring studies, performed at our primary observatory at the glacier mountain basin Aktru (Cenrral Altai, Severo-Chuicky range) was expanded with ecological studies of the ecotone. We have fetched out that between upper tree line and forest line exist tree reproduction line, which may be more important than upper tree line as a monitoring showing.

Our records suggest that altitude of the tree line is dependent on exposition. We have detected upper tree line on altitudes of 2380–2420 m a.s.l. on east-south-east and 2220–2470 m a.s.l. on north-west-north slopes on Aktru valley. Forest line exist on altitudes 2180–2350 m a.s.l. The current forest line is significantly lower than forest line of the last warming prior Little Ice Age. The expedition of M.V. Tronov made in 1936 (Tronov, 1939) found dead trees on altitudes up to 2300 m, but we also found dead tree remains on altitudes up to 2400 m a.s.l., what suggest it is altitude of the ecotone during the last warming. Young trees found in 1936 suggest colonization of modern ecotone by trees had begun immediately after ending of maximal cooling in the early-mid XIX century and continuing up to modern day. Some trees of lower part modern ecotone have 3 to 4 centuries age and definitely outlive this cooling, but most definitely colonize ecotone in the XX century. Age structure studies allowed us fetched out than speed of movement of the ecotone upwards was 0,17–0,25 m/year during XX century.

We have assumed the influence of ecological factors is similar to the optimal below forest line and do not allow existence of the plants above tree line. In this case between both natural boundaries the tree reproduction line has to exist. We have detected presence of this line on the altitudes 2350–2390 m a.s.l, what corresponding to upper boundary of trees group presence.

Investigation of similarities between northern and upper treelines allowed us understand the upper treeline is totally different from northern, since maximal range of seed distribution (both by animals and wind) generally do not exceed several hundred meters from generative trees (Evstigneev, 2013; Molchanov and Shimanyuk, 1949, Shiyatov et al., 2005).. This range is very large for mountain basins and negligible for vast areas of northern parts of a continent. Therefore monitoring of northern treeline per se have a little meaning. Monitoring of regenerative boundary is much more important, since it represent actual moving of tree species up by the lope or northward by the latitude. Unfortunately accurate monitoring of this boundary by the means of remote sensing is near to impossible. The rough way of tracking this boundary by remote sensing is detecting of tree groups.

МОНИТОРИНГ ЭКОСИСТЕМНЫХ ПРОЦЕССОВ В ЛЕСОТУНДРОВОМ ЭКОТОНЕ СЕВЕРО-ЧУЙСКОГО ХРЕБТА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛТАЙ)

Тимошок Е.Н., Филимонова Е.О, Тимошок Е.Е.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
E-mail: ten80@mail.ru

Исследования динамики верхней границы леса и верхней границы дерева проводятся в горах многих стран, включены в базовый блок программы глобального мониторинга GLOCHAMORE [1], проводящейся более чем в 50 странах при поддержке MAB и являются одним из важнейших аспектов мониторинга глобальных изменений. Одной из существенных причин внимания, уделяемого лесотундровому экотону, является сходство границ леса и дерева, проходящих в горных лесотундровых экотонах с аналогичными границами, проходящими в пределах лесотундровой зоны – континентального макроэкотона [2]. Наличие подобного сходства, позволяет рассматривать высокогорный экотон как природную модель северной границы леса.

Мониторинг верхней границы леса проводится в ряде высокогорных бассейнов, однако наиболее детальные наблюдения были проведены в долине р. Актру (Центральный Алтай, горно-ледниковый бассейн Актру).

Горно-ледниковый бассейн Актру расположен на северном макросклоне Северо-Чуйского хребта. По данным метеостанции Актру (2150 м над ур. м.) для бассейна характерные низкие среднегодовые (-5,2°C) и летние (7,7–9,6°C) температуры. Вегетационный период короткий, не более 3 месяцев, при этом на протяжении всего периода возможны заморозки и снегопады. Уровень суммарной солнечной радиации достаточно высок и составляет 540 МДж/м^2, количество осадков составляет в среднем 521 мм/год по данным метеостанции, 1000 мм/год по данным гидрологического контроля стока ледников. Основная часть осадков приходится на летние месяцы. В течение всего года преобладают ветры южного и юго-западного направления. Распределение снега неравномерное, что обусловлено метелевым и лавинным переносами, а также, вероятно, отличиями в снегозадерживающей роли различных экосистем бассейна [3, 4, 5, 6, 7).

Мониторинг границы леса проводится на абсолютных высотах 2200–2500 м по левому (восточно-юго-восточный) и по правому (западно-северо-западный) бортам долины р. Актру с 2004 года.

В ходе проведенных исследований, включавших мониторинг границы дерева, границы групп деревьев и границы сомкнутых лесов было установлено, что лесотундровые экотоны имеет более сложную структуру, чем принято считать. Применение к этим границам элементов теории сукцессий, предложенных Ф. Клементсом [8] и В.Н. Сукачевым [9] позволило понять, что между подвижной границей дерева и подвижной границей сомкнутого леса существуют репродуктивная граница, отслеживание которых представляет значительный научный интерес.

Экологический смысл верхней границы дерева состоит в том, что на ней напряженность экологических факторов минимально отличается от пессимальной. В подобных условиях растения, как правило, не способны давать урожай и воспроизводиться, а их популяции целиком зависят от существующего потока семян. В силу зависимости популяций от существующих извне источников семян, положение границы дерева является малопригодным для использования в качестве модели северной границу леса. Причиной этого является невозможность построения зависимости, обусловленная несопоставимостью дальности переноса семян. Как зоохорный, так и анемохорный перенос семян кедра и лиственницы составляет сотни метров и нет оснований полагать, что в условиях равнины перенос будет идти на большие расстояния [10, 11]. Дальний перенос семян также возможен, однако, как правило, носит единичный характер, и его результатом скорее будет одиночное дерево в составе отличного фитоценоза, которое, даже при условии наличии пыльцы, не сможет воспроизвести себя из-за субпессимальности условий.

Верхняя граница сомкнутого леса, с экологической точки зрения, отделяет высоты ниже которых напряженность экологических факторов, находятся в оптимуме, что позволяет лесным видам деревьев (в условиях Сибири – в первую очередь лиственнице) успешно доминировать, эдифицировать биогеоценозы и воспроизводиться. Эта граница имеет реальное биогеографическое значение, совпадающее со значением северной границы леса, в силу чего может рассматриваться как природная модель последней.

Между этими границами, проходит еще одна граница, мониторинг которой осуществлен нами впервые, а именно – граница устойчивого самоподдержания ценопопуляций или репродуктивная граница кедра и лиственницы. С экологической точки зрения, эта граница отделяет зону с субпессимальными условиями от зоны с субоптимальной напряженностью экологических факторов, то есть условиями, в которой успешно заселившиеся особи способны самостоятельно размножаться. Именно изменение высоты этой границы может послужить природной моделью продвижения лесных биомов на север, так как устойчивый захват местообитания, происходящий в ходе вторичной сукцессии, немыслим без размножения заселившихся в этом местообитании видов.

Несмотря на перспективность мониторинга высоты репродуктивной границы, как важного показателя, отражающего продвижение деревьев в область с более близкими к пессимальным климатическими условиями, ее мониторинг связан с рядом сложностей. Одной из важнейших проблем является непригодность методов дистанционного зондирования для контроля за ее изменением. Несмотря на то, что применение космоснимков высокого разрешения с ГИС-системами, включающими рельеф местности, позволяет выявлять высоту, на которой встречаются относительно крупные одиночные деревья, группы деревьев и граница леса, обнаружить факт плодоношения этот метод пока что не способен. Таким образом, мониторинг этой границы возможен лишь посредством прямых наблюдений.

Исследование функциональной зависимости высоты этой границы от факторов среды показало, что основными факторы, влияющие на ее продвижение вверх при условии единообразия климатических изменений, зависят от

мезорельефа, в особенности крутизны склона;

наличия местообитаний в которых возможно заселение этих видов – так например, большинство древесных видов плохо колонизирует осыпи, формирующие эдафическую границу леса, которая не может быть преодолена до определенной стадии первичной сукцессии, проходящей на эти осыпях;

изменения почвы под воздействием климата;

режимом нарушений, в первую очередь обвалов, осыпей, камнепадов и лавин.

Наши исследования в долине р. Актру показали, что настоящий момент граница сомкнутого леса проходит на высотах 2180–2250 м над. ур. м. на восточно-юго-восточном склоне и 2170–2350 м над ур. м. на западно-северо-западном склоне, и составлена как деревьями кедра сибирского (*Pinus sibirica* Du Tour), так и лиственницы (*Larix sibirica* Ledeb.); граница групп деревьев проходит на высотах 2300–2350 м над ур. м. на восточно-юго-восточном склоне и 2200–2390 м над ур. м. на западно-северо-западном склоне. Граница одиночных деревьев проходит на высотах 2380–2480 м над ур. м. на восточно-юго-восточном и 2240–2470 м над ур.м. на западно-северо-западном склоне, при этом граница распространения кедра сибирского приблизительно на 50 м выше, чем граница распространения лиственницы. Большинство особей кедра и лиственницы, обнаруженные выше границы групп деревьев, представляет собой подрост. Репродуктивная граница, регистрируемая как максимальная высота, на которых происходит формирование женских стробил у кедра, по-видимому, проходит на высоте около 2350–2390 м на ур. м. независимо от экспозиции склона, что приблизительно по верхней границе распространения групп деревьев.

Современное положение границы распространения групп деревьев значительно ниже предполагаемого положения деревьев в период предыдущего потепления. Экспедиция М.В. Тронова [12] в 1936 г. обнаружила мертвые деревья на высотах свыше 2300 м над ур. м. Остатки мертвых деревьев, обнаружены на высотах вплоть до 2400 м над ур. м., что позволяет предположить, что именно на этой высоте находился экотон во время последнего потепления. Молодые деревья, обнаруженные той же экспедицией М.В. Тронова, показали, что движение экотона вверх, по-видимому, началось сразу после конца максимального похолодания начала-середины XIX в. Заселение молодых деревьев в лесотундровый экотон происходило в течение всего XX в. В нижней части современного экотона обнаружены также деревья, заселившиеся в него в XVIII–XIX вв., но большая часть деревьев, обнаруженных в экотоне заселились в него в середине XX в. [13]).

Скорость продвижения вверх границы дерева и границы устойчивого самоподдержания значительно отличаются на склонах разной ориентации и крутизны. Так, большая крутизна восточно-юго-восточного склона долины р. Актру способствует недостатку влаги, неблагоприятному режиму нарушений (более частые лавины, камнепады), менее благоприятному влиянию почвы, обусловленному задерновыванием и худшими водоудерживающими свойствами, что осложняет прорастание семян кедра и лиственницы и приводит к тому, что пессимальный режим сохраняется более длительное время, и движение границ вверх замедляется. Менее крутой западно-северо-западный склон имеет лучшее снегоудержание, лучшее увлажнение почвы, что приводит к развитию мохово-лишайникового и дриадового покрова, оказывающего положительное межвидовое действие: кедровка, распространяющая семена кедра, предпочитает запасать их в таком покрове. Кроме того подушки дриады хорошо удерживают семена лиственницы и защищают семена и всходы, задерживая для них снег и влагу. В условиях восточно-юго-восточного склона границы сомкнутого леса и оказались ниже на 20–30 м, несмотря на существующие изменения климата.

Если принять, что основное движение верхней границы дерева и репродуктивной границы на западно-северо-западном склоне вверх началось после 1894 г. (возраст старейших деревьев в нижней части современного лесотундрового экотона, заселившихся в конце XIX в. составлял в 2013 г. 119 лет), то можно установить, что средняя скорость продвижения границ вверх составила около 0,17–0,25 м/год. Граница сомкнутого леса осталась практически неизменной, что может быть связано, с тем, что развитие почв в нижней части экотона еще не достигло уровня, необходимого для продвижения вверх зоны оптимума.

Проверка этой гипотезы была осуществлена посредством фитоиндикации с применением стандартных экологических шкал И.А. Цаценкина [14]. Среднее увлажнение и активное богатство почвы местообитаний кедра и лиственницы в авангардных лесах вблизи границы сомкнутых лесов равны 68 и 7,5 ступеням соответственно. В лесотундровом экотоне среднее увлажнение местообитаний этих видов равно 66 ступени, активное богатство 8,5 ступени. Более высокое активное богатство почв в экотоне, по-видимому, является кажущимся. Возможность кажущегося богатства следует из наличия сильной корреляции между активным богатством и pH, и аналогичного явления обнаруженного нами на моренах ледника Малый Актру. Таким образом, для почв экотона характерны несколько худшие влагоудерживающие свойства и более щелочная реакция, по-видимому, выходящая за пределы оптимума для кедра и лиственницы. Вероятно, в ходе колонизации влагоудерживающая способность почвы будет расти, а pH снизится из-за грубого гумуса, образующегося вследствии появления в почве продуктов гумификации хвойного опада (в первую очередь фульвокислот). В этом случае молодые деревья, заселяющиеся в экотон, выполняют важную экологическую роль, участвуя во вторичной сукцессии как источники почвенных изменений. Необходимость подобного изменения почв может также оказать влияние на продвижение лесов на северной границе леса.

Литература:

1. Grabherr G., Gurung A.B., Dedleu J.-P. et al. Long-term Environmental Observations in Mountain Biosphere Reserves: Recommendations from the EU GLOCHAMORE Project, Long-term Environmental Observations in Mountain Biosphere // Mountain Research and Development, 2005 – Vol. 25, №. 4. – pp. 376-385.
2. Grace J., Berninger F., Nagy L. Impacts of Climate Change on the Tree Line // Annals of botany, 2002, – Vol. 90. Iss 4. – pp. 537-544.
1. 3.Тронов М.В., Тронова Л.Б., Белова Н. И. Основные черты климата горноледникового бассейна Актру // Гляциология Алтая.– Томск. 1965. – Вып.4. – С. 3-49.
3. Шмыглева Г.М. Некоторые особенности метеорологического режима скального склона в горно-ледниковом бассейне Актру // Гляциология Алтая. Томск. 1978. – Вып. 14. – С. 143-151.
4. Ледники Актру (Алтай).– Л., 1987. – 119 с.
5. Севастьянов В.В. Климат высокогорных районов Алтая и Саян. – Томск, 1998. –201 с.
6. Бочаров А.Ю. Распределение снега в верхней части лесного пояса горно-ледникового бассейна Актру (Центральный Алтай) // Десятое Сибирское совещ. по климато-экологическому мониторингу: Тез. росс.конф. – Томск, 2013.– с. 29-31.
7. Clements F. Plant succession: an analysis of the development of vegetation. – Washington: Carnegie institution of Washington, 1916.- 512 pg.

8. Сукачев В.Н. Растительные сообщества (введение в фитосоциологию). – Л.; М.: Книга, 1928. – 232 с.
9. Молчанов А. А., Шиманюк А. П. Восстановительные процессы на концентрированных лесосеках. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1949. –127 с.
10. Шиятов С.Г., Терентьев М.М., Фомин В.В. Пространственно-временная динамика лесотундровых сообществ // Экология, 2015, –№2.– С. 83-90
11. Тронов М.В. Ледники горного узла Биш-Иирду // Труды Том. ун-та, 1939. Т. 95: География. – С. 1–30.
12. 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.
13. Цаценкин И.А., Савченко И.В., Дмитриева С.И. Методические указания по экологической оценке кормовых угодий тундровой и лесной зон Сибири и Дальнего Востока по растительному покрову. М. 1978. 302 с.

INTEGRATED MONITORING IN RUSSIA AND FOREIGN COUNTRIES: STATE AND PERSPECTIVES

Timoshok E.N., Timoshok E.E.

Institution of Monitoring of Climatic and Ecological systems SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: ten80@mail.ru, timoshokee@mail.ru

The modern world scientific community generally accepted conception of integrated monitoring as a main approach for monitoring of complex systems and their relationships. The integrated monitoring allows identifying and assessing many processes which cannot be monitored directly via single-showing monitoring.

The post-Soviet and Western monitoring programs are different despite share some common ideas. The western programs are mostly related with combination of wide mechanistic monitoring and remote sensing what produces a large stream of numerical data on hydrosphere and atmosphere. Remote sensing allows control of some variables on ecosystems (like boundaries and type of plant communities or altitude of tree line), but direct observations which is necessary to understand how ecosystems change under impacts exist only on basic level. The good examples of the western way of monitoring are GLOCHAMORE and GLORIA programs. Optimal level of showings monitored under GLOCHAMORE program includes 5 atmosphere, 14 cryosphere, 25 hydrosphere and only 6 biosphere showings. The showings used for biosphere monitoring are quite simple from the point post-Soviet perspective. The GLORIA is much simpler. All gathered data is quantitative, provide a little of true empirical meaning and provide little or no retrospective information for assessment of previous impacts like Little Ice Age. The used approach has significantly inferior cost-effectiveness, what make its usage almost impossible in developing countries.

The post-Soviet programs, similar to the one of Laboratory of dynamics and stability of ecosystems (LDSE) of IMCES RAS are concentrated on multi-multidisciplinary monitoring of a single object. LDSE efforts are concentrated on wide studies of autotrophic component of ecosystems. Monitoring covers 7 showing groups and about 30 showings. All data are gathered only through direct observation. The produced data are mostly empirical. Significant part of them is qualitative, though may be converted to quantitative form. Many of showings monitored are almost unknown in the western countries, because of strong impact of cultural and language barriers.

The workshop which was organized in Reno, USA (Timoshok, 2014, Greenwood, 2014) has provided some insights on current state of monitoring: it has become obvious that integrated monitoring is necessary for answer on modern challenges. The programs which use long-term monitoring work better than short ones, even with large number of sites. The preoccupation with predictions and forecasts have led West to 'big data' path, but lack of empirical investigations make western monitoring less effective, less valid and less capable in detecting of the drivers of changes. The new trend of monitoring is attempts of inclusion of human-dimensions to monitoring.

The attempts to forecast probable paths of development of the monitoring in the XXI century were made during the same workshop. The international group consisting of scientists from USA, Russia and developing countries had come to some conclusions. It is obvious that inclusion of human dimensions in integrated monitoring is necessary because of strong human impact on ecosystems and human dependence on them. Methods for monitoring of socio-ecological systems probably have to be developed in the near future. Existence of many points mechanistically monitored is not a substitute for long-term direct observations for some minimally necessary number of representative points. This approach may provide advantages of the long-term monitoring with the ability to detect changing of the drivers. The integration between Eastern and Western approaches is necessary, because

both approaches may compensate weak sides of each other. Development of common protocols for all areas of monitoring is necessary. The comprehensive integrated monitoring needs a balance between technological/mechanical, empirical and remote sensing solutions. Technological/mechanical and remote sensing solutions may quickly obtain lots of observations but not that useful without verification by empiric solutions and direct observation. Empirical methods are slower, but more direct, cost-effective and reliable.

СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ КОМПЛЕКСНОГО МОНИТОРИНГА В РОССИИ И ЗА РУБЕЖОМ.

Тимошок Е.Н., Тимошок Е.Е.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
E-mail: ten80@mail.ru, timoshokee@mail.ru

К настоящему времени стало очевидно, что мониторинг отдельных показателей недостаточен для решения многих прикладных и фундаментальных научных задач. Устоявшиеся программы специализированного мониторинга с выраженным прикладным значением, например, метеорологический и гидрологический мониторинг, необходимые для прогноза погоды и получения данных о климате и его изменении, сохраняют свое значение. В настоящее время комплексность стала неотъемлемой частью отечественных и зарубежных мониторинговых исследований. Одной из важнейших причин этого является то, что комплексный мониторинг позволяет получить информацию, которая не может быть получена при мониторинге отдельных показателей, и при использовании которых невозможна оценка реакции экосистем на глобальные изменения [1].

Несмотря на развитие комплексного подхода отечественные и западные программы мониторинга природы значительно отличаются. Легче всего понять эти отличия на примере программ мониторинга существующих международных сетей GLOCHAMORE (Global Changes in Mountain Regions) и GLORIA (Global Observation Research Initiative in Alpine Environments) и программы мониторинга высокогорных экосистем, разработанной и использующейся в течение последних 15 лет в лаборатории динамики и устойчивости экосистем ИМКЭС СО РАН. Эти три программы являются в значительной степени репрезентативными для отечественного и зарубежного мониторинга.

Программа GLOCHAMORE является одной из наиболее детальных зарубежных программ комплексного мониторинга глобальных изменений в горных условиях, развернута в 2003-2005 гг., и выполняется на охраняемых природных территориях (включая 28 горных биосферных заповедников) более чем в 50 странах при поддержке UNESCO-MAB. Программа мониторинга включает 3 блока: криосферу, гидросферу и наземные экосистемы и три уровня: базовый, расширенный и оптимальный [2].

В рамках базового уровня осуществляется мониторинг:
температуры и осадков (постоянно);
глубины снежного покрова (ежедневно при наличии);
длины и площади ледников (раз в несколько лет);
встречаемости вечной мерзлоты (раз в несколько лет);
стока и температуры воды (постоянно);
pH и теплопроводности воды (раз в несколько дней);
эпилитных диатомовых водорослей (ежегодно);
видового состава растительных сообществ;
а также проводятся
фотосъемка ландшафтов (периодически);
космосъемка ландшафтов (периодически);

Оптимальный уровень включает еще 15 гляциологических и17 гидрологических показателей. Мониторинг собственно экосистем на этом уровне присутствует в исключительно ограниченном варианте и включает только:
видовой состав;
проективное покрытие и/или обилие видов;
тип растительности;
доля покрытия мохового яруса;
количество экскрементов (для косвенного учета травоядных животных);
наличие некоторых видов беспозвоночных животных.

При создании программы GLORIA в 2004 г. [3,4] предполагалось, что она будет направлена на мониторинг экосистемных изменений, однако перечень показателей, которые отслеживаются в ее рамках:

видовой состав (ежегодно);

температура воздуха у поверхности (постоянно);

фотосъемка ландшафта (периодически),

настолько невелик, что ее практически невозможно считать программой комплексного мониторинга экосистемных изменений.

Программа мониторинга ЛДУЭ ИМКЭС основывается на том, что растительный блок экосистем, является климатически детерминированным их компонентом, фиксирующим солнечную энергию, обеспечивающим ее передачу по дальнейшим звеньям трофической цепи, а также в значительной степени определяющим развитие почвы (совместно с прямым действием климата и материнской породы). Центральным объектом мониторинга являются высокогорные сообщества и индикаторные виды, в качестве которых выбраны виды с очень большой экологической значимостью: кедр сибирский и лиственница сибирская. Эти виды являются эдификаторами экосистем, обеспечивают их стабильность и играют важную управляющую роль в их функционировании. В настоящее время проводится мониторинг следующих показателей:

радиальный рост индикаторных видов;

семенная продуктивность индикаторных видов;

структура популяций индикаторых видов;

возобновление индикаторных видов – мониторинг процесса их воспроизводства;

динамика типов растительности, видового состава, обилия и покрытия видов сосудистых растений (включая мхи), входящих в разные ярусы длительно существующих (коренные и производные леса), формирующихся (молодые морены и флювиогляциальные отложения) и относительно быстро меняющихся изменяющихся под действием климатических изменений (лесотундровый экотон) фитоценозов;

видовой состав основных типов экосистем;

глубины снежного покрова;

а также проводится

регулярная фотосъемка сообществ.

Данные мониторинга дополняются дендроклиматологическими реконструкциями, позволяющими понять реакцию экосистем на изменения климата в прошлом [1].

Основной полигон, на котором проводятся наши мониторинговые исследования, расположен в высокогорьях Северо-Чуйского хребта (Центральный Алтай) в горно-ледниковом бассейне Актру, особенностью которого является наличие в нем достаточно длительной истории климатического (с 1964 г.) и гляциологического мониторинга (с 1952 г.) и функционирование в нем новой автоматической метеорологической станции ИМКЭС-ТГУ.

Таким образом, как зарубежный, так и отечественный подходы к мониторингу отличаются комплексностью и мультидисциплинарностью, однако комплексность понимается по разному. Вариант комплексного подхода, используемый ЛДУЭ, ориентирован на всесторонний мониторинг наиболее важного компонента экосистем (автотрофного блока), включая ретроспективную оценку, построенную на дендроклиматических и иных реконструкциях. Вариант GLOCHAMORE предполагает всестороннюю оценку глобальных изменений и включает мониторинг климата, гидросферы, криосферы и биоты.

Оба варианта комплексного подхода четко демонстрируют отличия: российский вариант ориентирован на всесторонний мониторинг одного объекта (автотрофный блок), а зарубежный – на охват максимального числа взаимосвязанных объектов (климат, гидросфера, криосфера, биота).

Важнейшими причинами столь низкой представленности мониторинга экосистем в программе GLOCHAMORE и высокой в программе ЛДУЭ, являются отличия в философии и методологии мониторинга [6,7]. При условии идентичности методов гидрометеорологического и гляциологического мониторинга, для России характерно опережающее развитие методологии прямых наблюдений за экосистемами и анализа эмпирических данных об их состоянии, что позволяет отслеживать большее число показателей. Среди философских отличий необходимо отметить более высокий уровень рационализма зарубежных исследований и большую эмпиричность отечественных. Частным следствием этого является отличие приоритетных методов прогнозов – в зарубежной практике прогноз динамики экосистем осуществляется в первую очередь на основании математических моделей, в то время как отечественный подход позволяет также прямой прогноз, построенный на анализе эмпирических данных. Немалое значение имеют и различия в финансировании науки [5], а также некоторое техническое опережение в области средств аппаратного мониторинга, характерное для развитых Европейских стран и США. Лучшее финансирование позволяет иметь больший штат и более доступные сенсоры, делает более доступным дистанционное зондирование.

Очевидно, что объединение сильных сторон отечественного и зарубежного мониторинга может дать значительное преимущество в качестве и разрешении получаемых данных и прогнозов. Однако, какой именно должна быть программа комплексного мониторинга? Попытка дать ответ на этот вопрос была сделана во время круглого стола, проводившегося на конференции "Mountain observatories: A global fair and

workshop on Socio-Ecological systems" в 2014 г. (г. Рено, Невада, США). Группа, включавшая представителей США, России и развивающихся стран (Колумбия и Уганда), сделала следующие выводы.

1. Современное состояние комплексного мониторинга

Развитие комплексного мониторинга отмечено повсеместно, однако в разных странах в это понятие зачастую вкладывается разный смысл. Главной общей идеей является мониторинг значительного числа показателей, благодаря чему можно получить результаты, недостижимые при мониторинге отдельных показателей.

Долгосрочные программы мониторинга позволяют получить результаты более высокого качества, чем краткосрочные.

Единой схемы мониторинга экологических систем не существует, несмотря на то, что многие исследователи проводят мониторинг сходных показателей.

Современные западные сети мониторинга в настоящей момент ориентированы на увеличение количества записей, получаемых аппаратными средствами, прогноз и предсказание, но при этом недооценивают роль эмпирической информации, которая может быть получена только при прямых наблюдениях.

Существуют культурные и методологические различия между Западными (США, современная Европа, ряд развивающихся стран) и пост-советскими (Россия, СНГ, ряд развивающихся стран) системами мониторинга. Западная система направлена на рационализацию, математические методы, моделирование и аппаратный мониторинг. Пост-советская в большей степени ориентирована на обработку эмпирических данных и прямые наблюдения, при этом она имеет большую экономическую эффективность при локальном мониторинге. Системы разделены культурными и лингвистическими барьерами.

Социальные системы до сих пор не включены в существующие системы мониторинга, хотя и являются достаточной силой, способной влиять на климат и экосистемы на локальном, региональном и глобальном уровнях.

2. Возможное развитие комплексного мониторинга

Назрела ситуация, требующая включения в комплексный мониторинг методов исследований влияния человека на социо-экологические системы. Невысокий уровень развития подобных методов требует разработки целостной системы показателей, характеризующей состояние социальной составляющей социо-экологических систем.

Интеграция и формирование единого протокола будет полезным для большинства программ мониторинга. Формирование протокола потребует времени, так как необходимо понять, что является общим, что различно, и что нужно всем. Интеграция пост-советских и западных подходов может быть одной из основ для разработки единой методической основы мониторинга, так как оба подхода могут компенсировать недостатки друг друга.

Множество точек аппаратного мониторинга не является заменой долгосрочных наблюдений с минимально необходимым количеством репрезентативных участков. Применение долгосрочных наблюдений в дальнейшем позволит соединить преимущества долгосрочного мониторинга с возможностью эффективного обнаружения механизмов изменений.

Всеобъемлющий интегрированный мониторинг требует достижения равновесия между аппаратными, прямыми и спутниковыми наблюдениями. Аппаратные и спутниковые наблюдения позволяют быстро получить большие объемы данных, но не особенно эффективны без верификации посредством эмпирических методов и прямых наблюдений. Эмпирические методы более прямы, экономически выгодны и надежны.

Разработка действительно эффективной системы мониторинга экологических и социо-экологических систем является одной из приоритетных задач XXI века, и одной из первых попыток получить такую систему является создание сети GNOMO (Global Network of Mountain Observatories), в настоящий момент находящейся на стадии выбора методологии исследований и составления их программы. Авторы принимают участие в разработке этой программы как приглашенные эксперты.

Литература:

1. Тимошок Е.Е., Тимошок Е.Н. Современное состояние мониторинга экосистемных изменений в условиях гор // XI Сибирское совещание по климато-экологическому мониторингу: Тезисы докладов – Томск, 2014. – С. 168-169.
2. Grabherr G., Gurung A.B., Dedleu J.-P. at al. Long-term Environmental Observations in Mountain Biosphere Reserves: Recommendations from the EU GLOCHAMORE Project, Long-term Environmental Observations in Mountain Biosphere // Mountain Research and Development, 2005 – Vol. 25, №. 4. – pp. 376-385.
3. Draft revision of the GLORIA Field Manual [Электронный ресурс], June, 2011. Режим доступа: http://www.gloria.ac.at/downloads/GLORIA_Chapter8_Draft Update_201106.pdf 1.3.2016. – Загл. с экрана.
4. GLORIA Field Manual: Multi-summit approach. – Luxembourg: Office for Official Publications of the European Communities, 2004. – 85 p.

5. Greenwood G. Summary of summaries. [Электронный ресурс], October, 2014. Режим доступа: http://mri.scnatweb.ch/en/mri-global-events/2014-07-1619-reno-usa-mountain-observatories/synthesis/2437-mtnobservatoriessummaryofsummaries/file_1.3.2016. – Загл.с экрана.
6. Timoshok E.E., Timoshok E.N., Nikolaeva S.A, Savchuk D.A,, Dirks M.N., Bocharov A.Yu, Flimonova E.O. Integrated monitoring of the high-altitudinal areas of the Central Altai // Mountain observatories: A global fair and workshop on Socio-Ecological systems. – Reno, 2014. – P. 111.
7. Timoshok E.N. A problem of compatibility of methods in natural sciences // Mountain observatories: A global fair and workshop on Socio-Ecological systems. – 2014 – P. 133.

ACCUMULATION OF HEAVY METALS IN MARSH PLANTS AS A RESULT OF THE FIRES

Gashkova L.

Siberian Research Institute of Agricultural and Peat – branch of Siberian Federal Scientific Centre of Agricultural Biotechnology, Tomsk, Russia
E-mail: gashkova-lp@rambler.ru

Drainage reclamation, which results in a sharp decrease in the bog water level, the transformation of plant communities, micro-relief becomes one of the main causes of fires in mires. The main danger is the peat fires in the neighborhood of the large settlements. As a result of the fires a lot of pollutants released into the air, which for many years been associated with plants and stowed away in the peat deposits. To assess the impact of the fires on the accumulation of heavy metals by plants were examined 29 sites located in the Tomsk region, with varying degrees of disturbance, two of which were suffered by peat fires.

At all sites the plants samples, water and an upper layer of the peat were taken. The analysis of the Pb, Cd, Zn and Cu contents was carried out by voltammetric method.

The results demonstrated that the absolute values of the heavy metals content are more dependent from the specific conditions of each site than from the type and degree of disturbance.

Our results of Pb, Cd, Zn and Cu contents in the plants from the mires sites affected by the fire indicate that the average concentration of these metals is related to published data for the unpolluted areas of Western Siberia. Comparing the average values of the sites after a fire and the rest of our data showed that the content of elements in plants is highly variable. The largest change was observed for Cu and Cd contents, which sharply increase in the areas after a fire than in other sites. The content of Pb and Zn in plants remains almost at the same level at the both types of areas.

Thus, at the studied mires sites affected by fire the concentration of Cu and Cd in the active form accessible for plants was being increased, it proved by the growing level of these elements content in the plants than in similar sites without fire.

НАКОПЛЕНИЕ ТЯЖЁЛЫХ МЕТАЛЛОВ БОЛОТНЫМИ РАСТЕНИЯМИ В РЕЗУЛЬТАТЕ ПОЖАРОВ

Гашкова Л.П.

Сибирский научно-исследовательский институт сельского хозяйства и торфа – филиал Сибирского федерального научного центра агробиотехнологий РАН, Томск, Россия
E-mail: gashkova-lp@rambler.ru

Осушительная мелиорация, проводившаяся на болотах Томской области, вызвала не только резкое снижение уровня болотных вод, трансформацию растительных сообществ, микрорельефа, но и стала одной из основных причин возникновения торфяных пожаров (Гашкова, Синюткина, 2014). При сгорании растений и торфа в воздух высвобождается множество загрязняющих веществ, которые в течение многих лет связывались растениями и откладывались в торфяной залежи. Последствиями такого высвобождения является изменение геохимической структуры болота.

Целью данной работы было выяснить характер изменения миграции таких микроэлементов, как Zn, Cd, Pb и Cu на болотах после пожара. Для оценки влияния пожаров на накопление тяжёлых металлов растениями были исследованы 29 участков в пределах 11 болот в Томской области, с различной степенью нарушенности, на двух из которых были обнаружены следы пожаров в поверхностных слоях торфяной залежи. Участки, пострадавшие от пожаров, находятся на террасе р. Обь, на болоте Тёмное, примерно в 30 км от г. Северск, и в Обь-Томском междуречье, в 15 км на юго-запад от г. Томска.

На всех обследованных участках в июле 2014 г. отобраны пробы растений-доминантов каждого яруса (n=225), верхнего слоя торфа и болотной воды. Анализ на содержание Pb, Cd, Zn и Cu проводился вольт-амперометрическим методом (ГОСТ Р 51301-99). Для сравнения интенсивности накопления микроэлементов растениями для каждого вида рассчитаны растительно-водные коэффициенты и коэффициенты биологического поглощения.

В процессе обработки полученных данных выяснилось, что средние значения концентрации исследуемых элементов не превышают опубликованных данных для незагрязнённых территорий Западной Сибири (Таблица).

Таблица. Среднее содержание тяжёлых металлов в растениях

Элемент, мг/кг	Наши данные		(Таланов и др., 2012)	(Экогеохимия…, 1996)	(Ильин, 1991)	(Московченко, 2012)	(Бахнов, 1986)	(Карпенко, 2014)
	После пожара (n=15)	Без пожара (n=210)						
Zn	67,2	63,9	65,6	34,5	53,3	51	76,9	-
Cd	0,2	0,04	0,7	0,1	0,8	0,11	-	-
Pb	1,16	0,96	0,7	5,9	4,1	3,0	-	5,5
Cu	3,0	1,5	6,2	10,0	8,6	7,4	3	5,6

Примечание: Для литературных данных посчитаны средние значения

При сравнении полученных результатов по содержанию Pb, Cd, Zn и Cu в растениях для участков болот, пострадавших от пожара, и для участков, на которых не было пожара, выяснилось, что содержание этих элементов в растениях сильно варьирует. Наибольшие изменения наблюдаются для Cu и Cd, концентрация которых резко возрастает на участках после пожара, при этом содержание Pb и Zn в растениях остаётся примерно на том же уровне (рисунок).

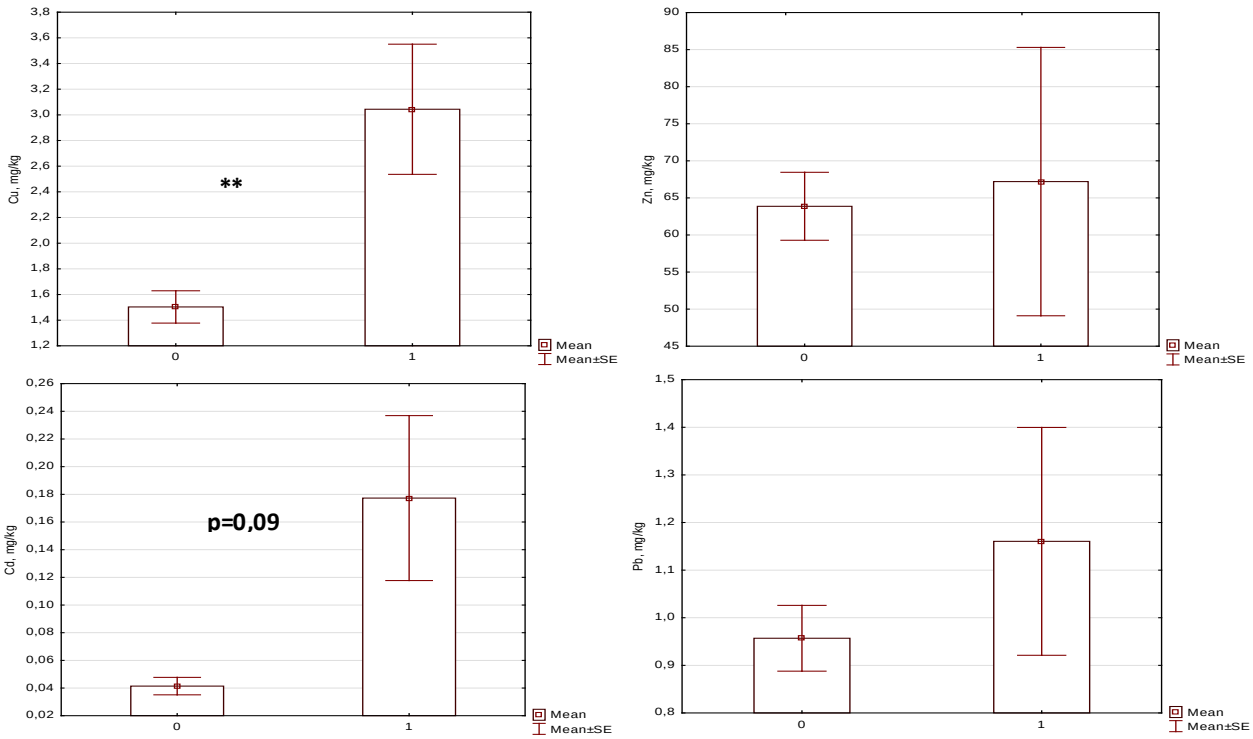


Рисунок. Сравнение содержания тяжёлых металлов в растениях на тех участках, где не было пожара (0), с содержанием на участках после пожара (1)

Сравнение коэффициентов биологического поглощения и растительно-водных коэффициентов показало, что для Pb и Zn их увеличение не было статистически значимым, в то же время для Cu их увеличение значимое (U тест = -2,81; p=0,002) и Cd (U тест = -2,81; p=0,02) на участках после пожара. Повышение значений этих коэффициентов свидетельствует о возрастании концентрации подвижных форм элементов в болотной воде и торфяной залежи.

Таким образом, на участках болот после пожара возрастает содержание Cu и Cd в растениях, что вызвано более активным поглощением их растениями. Увеличение концентрации этих элементов в растениях может являться индикатором произошедшего на участке торфяного пожара.

Литература:

1. Бахнов В.К. Биогеохимические аспекты болотообразовательного процесса. Новосибирск: Наука, 1986. 192 с.
2. Гашкова Л.П., Синюткина А.А. Оценка трансформации осушенного верхового болота (на примере участка Бакчарского болотного массива) // Вестник Томского государственного университета. Биология. 2015. №1(29). С. 164-179 doi: 10.17223/19988591/29/11
3. Ильин В.Б. Тяжелые металлы в системе почва-растение. Новосибирск, Наука, 1991 г, 151с.
4. Таланов А.А., Круглов Д.С., Фурса Н.С. Масс-спектрометрическое определение элементного состава различных органов голубики / Российский медико-биологический вестник им. академика И.П. Павлова. 2012. № 1. С. 121-126.
5. Экогеохимия Западной Сибири. Тяжелые металлы и радионуклиды / под ред. Полякова Г.В. Изд-во СО РАН. НИЦ ОИГГМ, Новосибирск, 1996, 248 с.
6. Московченко Д.В., Моисеева И.Н., Хозяинова Н.В. Элементный состав растений уренгойских тундр. Вестник экологии, лесоведения и ландшафтоведения. 2012. № 12. С. 130-136.
7. Бахнов В.К. Биогеохимические аспекты болотообразовательного процесса. Новосибирск: Наука, Сиб отд., 1986. 193 с.
8. Карпенко Л.В. Диагностика экологического состояния растительности болот в условиях аэротехногенного загрязнения. Вестник Красноярского государственного аграрного университета. 2014. № 5. С. 112-115.

ОСОБЕННОСТИ УРОВЕННОГО РЕЖИМА ОЗЕРА БАЙКАЛ

Дабаева Д.Б., Цыдыпов Б.З., Гармаев Е.Ж.

Байкальский институт природопользования СО РАН, Улан-Удэ, Россия
E-mail: dabaevadarima@gmail.com

Рассмотрены история и проблемы регулирования уровня оз. Байкал. Выполнен анализ изменения уровня озера, амплитуды колебаний и полезного притока воды за весь период инструментальных наблюдений на Байкале (1898-2015 гг.). Обсуждаются основные причины и следствия чрезвычайного маловодья в бассейне озера в 2014-2015 гг.

После строительства Иркутской ГЭС оз. Байкал представляет собой искусственное водохранилище. До строительства Иркутского гидроузла (в естественных условиях) отметки озера колебались в пределах до 2,17 м. За период эксплуатации Иркутской ГЭС до 2001 г. уровень Байкала 17 раз превышал отметку в 457,0 м (здесь и далее используется Тихоокеанская система высот – ТО) и 18 раз опускался ниже отметки 456,0 м. После принятия в 2001 г. Постановления Правительства РФ № 234 уровень колебался в метровом диапазоне (456,0÷457,0 м), но 25.02.2015, впервые после 2001 г., опустился ниже отметки 456,0 м. Это является, в первую очередь, следствием установившегося в середине 90-х годов прошлого века маловодного периода, который является рекордным по продолжительности с начала эксплуатации Иркутского гидроузла.

Проведен анализ метеорологических рядов температуры воздуха и атмосферных осадков в целом по бассейну оз. Байкал на основе исходных данных метеостанций и глобальных геопространственных баз данных метеопараметров Climate Research Unit – CRU (пространственное разрешение 0,5°×0,5°), WorldClim (30 угловых секунд). Установлен статистически значимый тренд увеличения температуры и уменьшения количества осадков. Так, среднегодовая температура воздуха в бассейне р. Селенги за последние 75 лет увеличилась на 2,29 °С, а среднегодовая сумма осадков уменьшилась на 41,4 мм. Рост температуры наблюдается для всей территории бассейна оз. Байкал. Выделено два периода увлажнения: 1980-1998 гг. – влажный; 1999-2015 гг. – засушливый. Влажный период характеризуется положительными трендами суммы осадков практически для всего бассейна оз. Байкал, при этом наибольшие темпы роста отмечены

для хр. Хамар-Дабан – 14 мм/год и района Среднего Байкала – 10 мм/год. В засушливый период 1998-2015 гг. наблюдается отрицательная динамика количества выпавших осадков для всего бассейна оз. Байкал. Экстремальное снижение увлажнения отмечается для хр. Хамар-Дабан и составляет -30 мм/год. В бассейнах рр. Верхняя Ангара и Баргузин темпы снижения достигают значений -18 мм/год. На многолетние колебания речного стока воздействуют в большей мере, чем другие элементы водного баланса, атмосферные осадки.

Рассмотрено формирование водных ресурсов на водосборной территории Монголии (67 % водосбора р. Селенги). Выполнен анализ приточности воды в оз. Байкал. Установлено, что сток рр. Верхняя Ангара и Баргузин в последние 20 лет остается в пределах многолетней нормы, а р. Селенги– уменьшается. Вместе эти 3 реки дают 70 % годовой приточности воды оз. Байкал. Установлена хорошая согласованность между колебаниями притока в оз. Байкал и стоком р. Селенги, которая подтверждается высокими значениями коэффициентов корреляции между рассматриваемыми величинами: за период наблюдений (1934-2014 гг.) – 0,85, за маловодные периоды (1954-1958, 1976-1982, 1996-2015 гг.) – 0,68.

Минимальный сток в маловодные периоды, как и годовой сток, имеет тенденцию к снижению.

Именно непрерывная серия пониженного стока обеспечила отрицательный тренд минимального стока. Таким образом, приточность водных ресурсов в оз. Байкал в последние годы является рекордно минимальной за весь период инструментальных наблюдений.

PECULIARITIES OF LAKE BAIKAL WATER LEVEL REGIME

Dabaeva D.B., Tsydypov B.Z., Garmaev E.Z.

Baikal Institute of Nature Management SB RAS, Ulan-Ude, Russia
E-mail: dabaevadarima@gmail.com

The history and problems of regulating of the level of Lake Baikal were considered. The analysis of changes of water level, fluctuation range and useful inflow over the observation period (1898-2015) were carried out. In this study the main causes and effects of extreme water shortage in the basin of the lake in the 2014-2015 biennium are discussed.

After the building of the Irkutsk hydroelectric power station (1956) Lake Baikal has become an artificial water reservoir, as its level is determined mostly rather the interests of hydroenergetics than natural factors. It should be noted that since 1996 Lake Baikal is the site of World Natural Heritage by UNESCO. Due to the fact that the Baikal is an artificial reservoir, it can lose this honorary status, this may lead to statement of the inclusion of Lake Baikal to the list of World Heritage in Danger.

The factual water levels in natural conditions (1903-1959) ranged from 454.93 m (historical minimum recorded in 1904) to 457.10 m (maximum recorded in 1869). In regulated conditions (1960-2015) minimal mark was registered in 1982 (455.27 m), the maximum was registered in 1988 (457.42 m). Hereinafter Pacific system of heights is used.

Average annual useful inflow into the lake during the observation period (1900-2015) is 1872 m^3/s, in the natural conditions (1900-1956) – 1916 m^3/s, the minimum average annual inflow to the lake was observed in 1903 – 1106 m^3/s, the maximum in 1932 – 3251 m^3/s, in over-regulated period 1960-2015 – 1824 m^3/s, the minimum inflow was recorded in 1979 – 1244 m^3/s, the maximum in 1973 – 2848 m^3/s [2].

At controlled outflow of Lake Baikal it may gradually lose its uniqueness and over time this can lead to the loss of biodiversity up to the complete disappearance of many species. Exceeding the level of 457.0 m, during the high-water years in the middle of 90th years of the last century, low-lying coastlines of east coast were destroyed (coastal forests, recreation zones, beaches and coastal constructions), widespread environmental damage throughout the natural and biological complex of lake system was caused. Apart it should be noted the real threat of complete destruction of the island ridge Yarki that separates the open Baikal from Verkhneangarsky shallows. When approaching the lake level to the mark 457.0 m and a corresponding wave of activity for 3-5 days Yarki island group would be flooded as a result Lake Baikal would increase to the north up to 40-50 km and Verkhneangarsky sor and delta of the Kichera river, the Upper Angara river will completely disappear. Cold Baikal water will destroy all unique ecosystem of shallow waters in the delta of the Upper Angara and the Kichera including Verkhneangarsky omul race. At the same time all the parameters of the lake water bowl and consequently the level regime will change [1].

The results of extremely low level of Lake Baikal are following:
regime changes of groundwater and groundwater lowering;
violation of the existing mechanisms of Baikal water purification;
reduction in water exchange sor system with open Baikal;
the increase in average temperatures and heavy overgrowth of shallow water;

the death of aquatic organisms on the shore of the lake and the coastal system as a result of drying and supercooling of habitats, which are responsible for the processing of organic matter;

peat fires in the delta of Selenga river.

The warm period in 2015 was characterized by big defeat of forests from fires in the Republic of Buryatia. The dynamics of forest fires on the lands of the State Forest Fund of the Republic for the period from 1936 to 2015 was analyzed. According to the Federal Forestry Agency of the Republic of Buryatia from April to October of 2015 the territory of the State Forest fires were exposed area of 750,500 hectares, that exceeds the "norm" by 12 times! The total damage caused by forest fires was 20.46 billion rubles (according to minimum rates of payment for standing timber) and 203.36 billion rubles (according to the auction prices of standing timber). Be appreciated that the calculations do not include the basic costs of firefighting.

Before the construction of the Irkutsk hydroelectric complex (in natural conditions) the level of the lake varied in the range up to 2.17 m. For exploitation period of the Irkutsk Hydroelectric Power Station (until 2001) the level of the lake was higher than the mark of 457.0 m 17 times and fell below 456 m 18 times. After the adoption of the Russian Federation Government Resolution № 234 in March 26, 2001 "On the limit values of the water level in Lake Baikal in the implementation of economic and other activities" (hereinafter – the Decree № 234) the level fluctuated in the meter range (456.0÷457.0 m), but on February 25, 2015, for the first time since 2001, it dropped below the mark of 456.0 m. This is primarily the result of the low water period, which was established in the middle of 90th years of the last century that was the highest rate ever recorded. The situation with low-water level in Lake Baikal basin escalated in June of 2014, continued throughout the summer and autumn of the last year and will continue in 2016. With a certain degree of probability it can continue in the following years.

The minimum mark in the lake – 455.86 m – was observed on 26-28 April 2015. Further with the beginning of the spring flood the filling of Lake Baikal began. The critical minimum level – 456.0 m – was restored on June 5, 2015. The maximum level of water Lake Baikal was 456.30 m (Fig. 1), which is the lowest value since 2001.

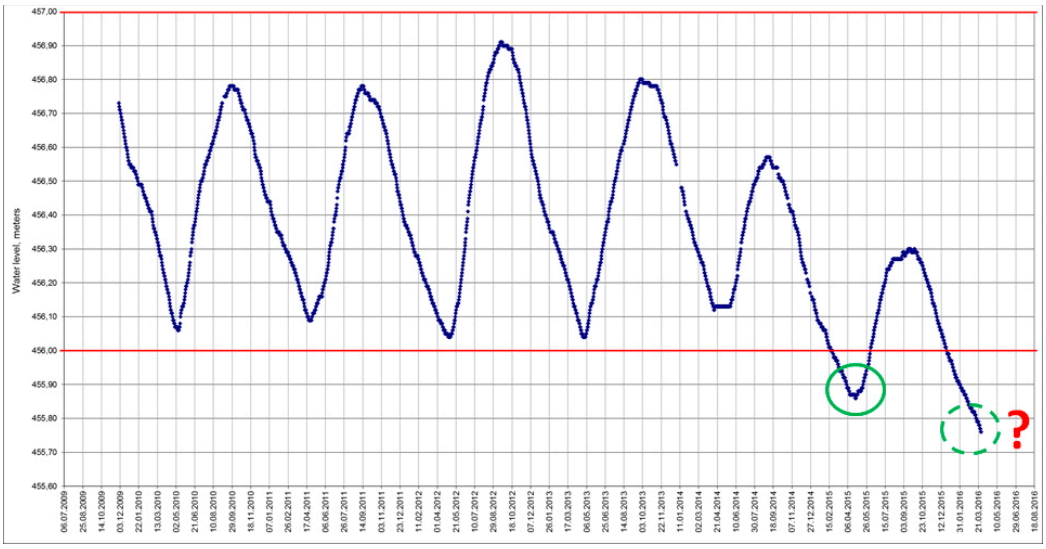


Fig. 1. Average water level of Lake Baikal (2009-2016)

Due to the anomalously high air temperatures and the almost complete absence of rainfall, inflow of water into the lake in the last 2015 was extremely low. The volume of inflows in 2015-2016 aquicultural years expected to be close to a minimum, which observed in the 1903-1904 years and amounted 34.7 km^3. In the current aquicultural year, inflow is expected to reach 35.3 km3 at long time average annual value of the normal equal to 61.9 km^3. Thus, the useful inflow deficit could reach more than 26 km^3.

The average level of Lake Baikal and discharge by reservoir for 2015-2016 years was analyzed:

2015 year: 456.0 m with a recession – February 19, 2015, 456.0 m at rise – June 5, 2015 (108 days duration);

2016 year: 456.0 m with a recession – December 26, 2015, if the water drawdown happens at last year's scenario, the forecast duration will be 162 days (up to June 5, 2016 – 456.0 m).

An analysis of the meteorological series of air temperature and precipitation in the whole lake Baikal basin carried out that based on the initial data of meteorological stations and global geospatial meteorological database of Climate Research Unit – CRU (spatial resolution of 0.5×0.5 angle degree). A statistically significant trend of increasing temperature and decreasing rainfall was installed. Two humidification periods were allocated: the period 1980-1998 years – wet; 1999-2015 years – dry. The wet period is characterized by positive trends of precipitation totals for almost the whole lake Baikal basin, with the highest growth rate observed for ridge Khamar-Daban – 14 mm/yr, and the area of Middle Baikal – 10 mm/yr. There is a negative trend in the number of precipitation

for Lake Baikal basin during the dry season 1998-2015 years. Extreme reduction in moisture is marked for ridge Khamar-Daban and makes -30 mm/yr. The rate of decline in basins of the Upper Angara and the Barguzin rivers reaches -18 mm/yr. At the long-term fluctuations of river flow rather the effects of precipitation than other elements of the water balance affect.

Thus, the average annual precipitation decreased by 41.4 mm, and the mean annual air temperature in the Selenga river basin increased by 2.29 °C (let us note that simultaneously the annual average temperature throughout the world increased by 1.2 °C) over the past 75 years. At the same time, 10 of the warmest and 5 of the 10 driest years in the period 1940-2014 years occurred the period after 1996. The increase in temperature is observed for the whole pool area of Lake Baikal, while areas with low growth of surface temperature rates are interspersed with areas with high growth rates, both in latitudinal and longitudinal directions. Consider the amount of precipitation during the summer months at the gauging stations of three main rivers feeding the Baikal. On the Barguzin and Upper Angara rivers rainfall is at the normal range, but there is a decrease in rainfall on the Selenga river.

For the spatial distribution pattern of precipitation on the territory of the study, data from a global base of interpolated WorldClim climatic data with a spatial resolution of 30 arc seconds (approximately 1 kilometer) used. The data is averaged by months for the period from 1950 to 2000 [3].

The analysis of the inflow of water into the Baikal is made. The minimum and maximum water flows, the volume flow of major rivers of Lake Baikal basin were considered. It was found that the runoff of the Upper Angara river and the Barguzin river has remained within the long-term average rate, while the Selenga river reduces at the moment and now stands at 65 % of normal during the last 20 years. Together these three rivers provide 70 % of the annual inflow of Lake Baikal. It was established that the level of the lake is almost depends on the water content of the Selenga river. A good alignment between the inflow fluctuations in Lake Baikal and runoff of the Selenga river was established, which is confirmed by the high values of correlation coefficients between these variables: for the observation period (1934-2014 years) – 0.85, with the dry periods (1954-1958, 1976-1982, 1996-2014) – 0.68 [2].

According to gauging stations and dendroclimatic stations, a spatio-temporal reconstruction of river flow parameters in the Selenga river basin has spent. As a result, water flow model reconstruction of Selenga river and its tributaries – rivers Uda, Khilok, Chikoy, Dzida, Orkhon and Kharaa – was obtained. For individual watercourses the time-series until 1666 has been restored. This allowed to reveal regularities of moisture fluctuations in Baikal Asia in retrospect. The obtained statistical model reconstruction of runoff of Selenga river basin represents to 55% of the average annual flow variations. A detailed chronological comparison of historical chronicles and moisture regime on the basis of the reconstruction of the water regime has conducted. Analysis of historical chronicles is an indirect verification of the received time-series for the reconstruction of water flow in the Selenga river basin. For the forest-steppe regions of Baikal Asia limiting factor for tree growth is the precipitation, which form the runoff Selenga river basin [4].

The formation of water resources in the catchment area of Mongolia which accounts for 67 % of the watershed district Selenga was considered. The dynamics of rivers flow of the Selenga and the Orkhon, its main tributary, was studied. High-water period on the Selenga river was observed from 1979 to 1995. In recent years shallow period in the Selenga river basin is observed. Thus for the last 20 years in Mongolia dried up about 700 rivers and 450 lakes, according to the Institute of Meteorology and Hydrology of Mongolia (Ulaanbaatar). The Government of Mongolia intends to start construction of hydroelectric power station "Shuren", designed in the middle reaches of the main riverbed of the Selenga. Furthermore HPS "Shuren" is planned to build hydroelectric power plants on the tributaries of the Selenga – Orkhon, and Delgermuren and Egiin-Gol. Let us note that such actions of Mongolia and the World Bank violate international convention on transboundary waters and a number of other international agreements. When the final decision of Ulaanbaatar on the construction of hydroelectric power station Lake Baikal will be fully controlled, adjustable not only outflow, and the inflow of water.

At March 28, 2016, the level of Lake Baikal is at the mark 455.76 m, which is 16 cm lower than on this date in 2015 and at 24 cm below the minimum limit set by the Russian Federation Government Resolution № 234 dated March 26, 2001.

The minimum flow in dry periods, as well as the annual flow, tends to decrease. It is a continuous series of low flow provided a negative trend of the minimum flow.

Thus, the inflow of water into Lake Baikal in recent years is the minimum record for the whole period of instrumental observations.

References:

1. Arnold K. Tulokhonov, Yendon Zh. Garmaev, Bair Z. Tsydypov. Spatial and temporal dynamics of the Baikal coastal line caused by control of the lake level regime // Geography, environment, sustainability. 2013. N 2 (6). pp. 20-27.
2. Bychkov I.V., Nikitin V.M. Water-level regulation of Lake Baikal: problems and possible solutions // Geography and Natural Resources. 2015. N 3. pp. 5-16. (*In Russian*).
3. Hijmans R.J., Cameron S.E., Parra J.L., Jones P.G., Jarvis A. Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas // International Journal of Climatology. 2005. N 25. pp. 1965-1978.

4. Runoff reconstruction of major rivers of the Selenga river basin. Certificate of state registration database № 2013621267, Russian Federation. Proposal № 2013620567 / Garmaev E.Zh., Andreev S.G.; Rightholder: Baikal Institute of Nature Management SB RAS; Receipt date: 06.06.2013; Registered in the Registry Database: 26.09.2013. (*In Russian*).

FLORISTIC ANALYSIS OF HABITATS IN DIFFERENT ZONES OF AVALANCHE BASIN IN AKTRU RIVER VALLEY

Dirks M.N.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: marina_dirks@mail.ru

Avalanche processes are often in the Central Altai high mountains.

On the mountain slopes with regular avalanche influence there are plant communities with species composition different from that of adjacent forests that indicates habitats with specific ecological conditions.

The aim of the investigation was to conduct floristic analysis of habitats in different zones of avalanche basin in the headstream of the Aktru river (50°05', 87°45', Severo-Chuisky range).

Observed avalanche basin is one of the largest basins in the periglacial zone on the left slope of the Aktru river valley. It is a matted cone 20° on average. Plant communities occurred in zones of transit and accumulation of the avalanche basin at the 2150-2350 m a. s. l. Geobotanical descriptions of plant communities of the avalanche basin and that of adjacent mountain forest belt and forest-tundra ecotone were made. On the base of geobotanical descriptions floristic lists for the avalanche basin, its zones of transit and accumulation, and for forest communities were composed. Comparative analyses of taxonomic structure, ecological-geographical groups, ecological groups, biomorphological groups for floristic lists were conducted.

Conclusions about peculiarities of the habitats on the observed avalanche basin were as follows.

Larger number of species of vascular plants and their biomorphological groups in the territory of the avalanche basin argues about higher diversity of the habitats here then that in the mountain forest belt and the forest-tundra ecotone and connects with a big mechanical work of avalanches. Within the avalanche basin more extensive transit zone, situated on the tree line, is characterized by higher diversity of habitats.

More significant role of alpine and mountain species which are mainly psychrophytes and petrophytes in the floristic list of the avalanche basin shows habitats are colder and more stony here then ones in the neighboring forests communities. Such kinds of habitats are determined by the absence of tree storey, higher snow cover, accumulation of detritus.

Higher percent of species of wide ecological amplitude (mountain-plain plurizonal, mountain-plain steppe) which are mainly mesophytes, xerophytes and petrophytes in the floristic list of the zone of transit of the avalanche basin in comparative with that of the zone of accumulation indicates habitats of the first are contrast by ecological conditions. This contrast is provided for orographic features of the zone (slopes of different exposition, higher day and annual solar radiation).

Higher significance of species of mountain forest and arctic-alpine groups, psychrophytes and hygrophytes belonging mostly to shrubs and gramineous plants in the floristic list of the zone of accumulation shows habitats are characterized by higher humidity and coldness here connected with longer melting of snow and flowing nearby stream.

ФЛОРИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МЕСТООБИТАНИЙ В РАЗНЫХ ЗОНАХ ЛАВИННОГО БАССЕЙНА В ДОЛИНЕ Р. АКТРУ

Диркс М.Н.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
E-mail: marina_dirks@mail.ru

Лавинные процессы широко развиты в высокогорьях Центрального Алтая. При своем движении лавины оказывают значительное влияние на рельеф и растительный покров гор. Однако работ по изучению лавинной деятельности на Алтае немного (Душкин, 1974; Ревякин, Кравцова, 1977).

На участках горных склонов с регулярным воздействием лавин, развиваются сообщества, флористический состав которых существенно отличается от таковых на прилегающих, не подверженных влиянию лавин, участках, что является отражением того, что в лавинных бассейнах формируется комплекс местообитаний со специфическими экологическими условиями.

Целью исследования было провести флористический анализ местообитаний в разных зонах лавинного бассейна в долине р. Актру.

Верховья долины р. Актру (50°05' с.ш., 87°45' в.д.) расположены на северном макросклоне Северо-Чуйского хребта (Центральный Алтай) и характеризуются значительными абсолютными высотами (до 4070 м над ур. м.), расположением на пути влажных воздушных масс, развитым оледенением (Тронов и др., 1965).

Склоны долины в приледниковой зоне имеют существенные различия по геоморфологии, экспозиционным условиям и характеру лавинной деятельности (Душкин, 1974). Правый склон западно-северо-западной экспозиции имеет уклон до 70°. Здесь преобладают лавиносборы средней величины, лавины сходят довольно часто. Левый восточно-юго-восточный склон более пологий (25-40°). Лавиносборы этого склона крупные, лавины сходят реже.

Для проведения исследования был выбран один из наиболее крупных лавинных бассейнов, расположенный в приледниковой зоне на левом склоне долины р. Актру в районе географической станции «Актру» Томского государственного университета. Лавинный бассейн представляет собой задернованный конус аккумуляции со средним уклоном 20°. В пределах бассейна растительность развита в зонах транзита и аккумуляции на абсолютных высотах 2150-2350 м. Для анализа местообитаний лавинный бассейн в зависимости от зон и рельефа был разделен на поперечные полосы, в пределах которых были сделаны геоботанические описания всех представленных растительных сообществ по стандартной методике. Были привлечены также геоботанические описания примыкающих к лавинному бассейну, но не подверженных влиянию лавин, сообществ горно-лесного пояса (кедровый и лиственнично-кедровый лес) и лесо-тундрового экотона (биогруппа кедра). На основе геоботанических описаний были составлены обобщенные списки видов сосудистых растений для всего лавинного бассейна, отдельно для его зон транзита и аккумуляции, а также для лесных сообществ. Проведен сравнительный анализ полученных флористических списков по таксономической структуре, эколого-географическим группам (Ревушкин, 1988), экологическим группам (Куминова, 1960) и группам жизненных форм (Серебряков, 1962, 1964).

На территории лавинного бассейна в его зоне транзита, занимающего верхнюю часть конуса аккумуляции, на склонах южной и юго-восточной экспозиции встречаются преимущественно закустаренные разнотравные лесные луга, на восточном склоне – кустарниковые заросли с доминированием березки кустарниковой и можжевельника сибирского. Зону аккумуляции занимают в основном заросли березки кустарниковой, в ее нижней части в сочетании с ивами, в верхней – с можжевельником сибирским. В центральной части в обеих зонах бассейна на каменистом субстрате представлены разреженные разнотравно-кустарниковые сообщества.

В непосредственной близости от лавинного бассейна на верхней границе леса (2350 м) расположена биогруппа кедра с закустаренным разнотравно-злаковым напочвенным покровом. В горно-лесном поясе (2150-2300 м) расположены фрагменты кедрового разнотравно-злаково-зеленомошного и лиственнично-кедрового закустаренного разнотравно-бруснично-зеленомошного лесов.

Во флористическом списке (ФС) лавинного бассейна было зарегистрировано 104 вида сосудистых растений из 72 родов и 34 семейств (табл.). В сравнении с примыкающими сообществами горно-лесного пояса и лесо-тундрового экотона, в которых насчитывается 65 видов сосудистых растений из 52 родов и 31 семейства, видовое разнообразие сообществ лавинного бассейна в 1,5 раза выше. Во ФС зоны транзита (84 вида, 63 рода, 32 семейства) по сравнению с таковым зоны аккумуляции (74 вида, 54 рода, 30 семейств) лавинного бассейна представлено несколько больше видов. Наиболее крупные по числу видов семейства во ФС лавинного бассейна и лесных сообществ одни и те же – розоцветные, злаковые, сложноцветные, лютиковые с некоторой разницей в их долевом участии. Состав преобладающих семейств зоны транзита и зоны аккумуляции лавинного бассейна сходен и близок к таковому для всего лавинного бассейна, однако ФС первой отличается наличием сложноцветных, а второй – гвоздичных.

В результате сравнительного анализа по эколого-географическим группам было установлено, что во всех сравниваемых ФС наибольшее число видов содержат горно-равнинные лесные, альпийские, горно-равнинные плюризональные и горные виды. ФС лавинного бассейна отличается заметно большей долей альпийских и горных видов, а ФС лесных сообществ – горно-равнинных лесных и аркто-альпийских. Сравнение ФС зоны транзита и зоны аккумуляции лавинного бассейна показало, что первый характеризуется бо́льшим процентом горно-равнинных плюризональных и горно-равнинных степных, а второй – горно-лесных и аркто-альпийских видов.

Сравнительный экологический анализ показал, что наибольшую роль во всех ФС играют мезофиты и психрофиты, затем следуют петрофиты, ксерофиты и гигрофиты. Во ФС лавинного бассейна по сравнению с таковым лесных сообществ больше участие психрофитов и петрофитов и меньше остальных групп

видов. Во ФС зоны транзита отмечено больше ксерофитов, мезофитов и петрофитов, во ФС зоны аккумуляции – гигрофитов и психрофитов.

Сравнение распределения видов по группам жизненных форм выявило, что ФС лавинного бассейна содержит большее число групп жизненных форм (за счет суккулентно-листовых, монокарпиков и однолетников), чем ФС лесных сообществ. Также больше групп жизненных форм представлено в ФС зоны транзита лавинного бассейна по сравнению с ФС зоны аккумуляции.

Во всех ФС абсолютно преобладают травянистые поликарпики. Во ФС лавинного бассейна по сравнению с таковым лесных сообществ среди поликарпических растений выявлено больше стержнекорневых и короткокорневищных и меньше длиннокорневищных и кистекорневых видов растений. Такое же распределение установлено для ФС зоны аккумуляции в сравнении с таковым зоны транзита.

Во ФС лавинного бассейна и лесных сообществ отмечено почти равное участие древесных растений. ФС зоны аккумуляции лавинного бассейна по сравнению с таковой зоны транзита характеризуется большей долей видов древесных растений, в основном за счет большего участия кустарниковых видов. Также в ФС зон аккумуляции отмечено больше плотнокустовых видов (злаки).

Проведенный сравнительный анализ флористических списков лавинного бассейна и сообществ горно-лесного пояса и лесо-тундрового экотона, зоны транзита и аккумуляции лавинного бассейна позволил сделать следующие заключения о характере местообитаний обследованного лавинного бассейна.

Большее число зарегистрированных на территории лавинного бассейна видов сосудистых растений, а также групп жизненных форм свидетельствует о большем разнообразии представленных здесь местообитаний, чем в горно-лесном поясе и лесо-тундровом экотоне, что связано со значительной механической работой лавин. В пределах лавинного бассейна б*о*льшим разнообразием местообитаний отличается более протяженная по абсолютной высоте зона транзита, находящаяся на стыке горно-лесного и горно-тундрового поясов.

Более значительная роль во ФС лавинного бассейна альпийских и горных видов, являющихся преимущественно психрофитами и петрофитами по экологическим требованиям, говорит о том, что местообитания лавинного бассейна в целом более холодные и каменистые, чем соседствующие местообитания, занятые лесными сообществами. Такой характер местообитаний определяется отсутствием древесного яруса, большей глубиной снежного покрова, накоплением снесенного лавинами обломочного материала.

Более высокий процент во ФС зоны транзита по сравнению с таковым зоны аккумуляции лавинного бассейна видов с широкой экологической амплитудой – горно-равнинных плюризональных, а также горно-равнинных степных, которые представлены в основном мезофитами, ксерофитами и петрофитами, указывает на то, что местообитания здесь довольно контрастны по экологическим условиям. Контрастность местообитаний обеспечивается орографическими особенностями зоны (наличием склонов разной экспозиции, большей освещенностью в течение суток и года).

Большее значение во ФС зоны аккумуляции горно-лесных и аркто-альпийских видов, психрофитов и гигрофитов, главным образом, относящихся кустарникам и злакам показывает, что местообитания здесь характеризуются большей влажностью и холодностью, что связано с более длительным таянием здесь снега, а также протекающим рядом ручьем.

Таблица. Структура флористических списков

	Флористический список			
	Лавинный бассейн	Лесные сообщества	Зона транзита лавинного бассейна	Зона аккумуляции лавинного бассейна
Таксономическая структура				
Видов	104	65	84	74
Родов	72	52	63	54
Семейств	34	31	32	30
Эколого-географическая структура				
Альпийская	21,2	12,3	19	18,9
Аркто-альпийская	4,8	7,7	3,6	5,4
Горно-гипоарктическая	1,9	1,5	1,2	1,4
Горно-лесная	6,7	6,2	7,1	9,5
Горно-степная	1	1,5	1,2	1,4
Горная	12,5	9,2	11,9	13,5
Горно-равнинная лесная	28,8	38,5	31	31,1
Горно-равнинная степная	5,8	6,2	7,1	4,1
Горно-равнинная плюризональная	17,3	16,9	19,9	14,9
Экологическая структура				
Ксерофиты	12,5	15,4	14,3	10,8

Мезофиты	31,7	38,5	34,5	33,8
Гигрофиты	4,8	6,2	3,6	6,8
Психрофиты	30,8	23,1	27,4	29,7
Петрофиты	20,2	16,9	20,2	18,9
Биоморфологическая структура				
Деревья	1,9	3,1	1,2	2,7
Кустарники	22,1	20	22,6	24,3
Кустарнички	1,9	1,5	1,2	2,7
Полукустарники	1,9	3,1	2,4	1,4
Стержнекорневые	10,6	7,7	9,5	8,1
Короткокорневищные	19,2	16,9	20,2	14,9
Длиннокорневищные	12,5	16,9	13,1	13,5
Кистекорневые	7,7	9,2	8,3	6,8
Плотнокустовые	5,8	9,2	3,6	8,1
Рыхлокустовые	5,8	6,2	6	8,1
Клубневые	1,9	1,5	2,4	1,4
Луковичные	2,9	3,1	3,6	2,7
Корнеотпрысковые	2,9	1,5	2,4	4,1
Суккулентно-листовые	1	0	1,2	0
Монокарпики	1	0	1,2	1,4
Однолетники	1	0	1,2	0

Литература:

1. Душкин М.А. Лавины в верховьях долины Актру // Гляциология Алтая. – Томск: Изд-во Томск. гос. ун-та, 1974. – Вып. 8. – С. 39-59.
2. Куминова А.В. Растительный покров Алтая. – Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1960. – 450 с.
3. Ревушкин А.С. Высокогорная флора Алтая. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1988. 320 с.
4. Ревякин В.С., Кравцова В.И. Снежный покров и лавины Алтая. – Томск: Изд-во Томск. гос. ун-та, 1977. – 215 с.
5. Серебряков И.Г. Жизненные формы растений и их изучение // Полевая геоботаника. – М.-Л.: Наука, 1964. – Т. 3. – С. 146-205.
6. Серебряков И.Г. Экологическая морфология растений. – М.: Высшая школа, 1962. – 377 с.
7. Тронов М.В., Тронова Л.Б., Белова Н.И. Основные черты климата горноледникового бассейна Актру // Гляциология Алтая. Томск: Изд-во Томск. гос. ун-та, 1965. вып. 4. С. 3-49.

ДИНАМИКА РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА СЕМИАРИДНОЙ ЗОНЫ МОНГОЛИИ ПО РАЗНОВРЕМЕННЫМ СНИМКАМ LANDSAT (НА ПРИМЕРЕ ДАРХАНСКОГО МОДЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА)

Жарникова М.А., Алымбаева Ж.Б., Гармаев Е.Ж.

Байкальский институт природопользования СО РАН, Улан-Удэ, Россия
E-mail: rita_zharnikova@mail.ru

Выявление динамики растительного покрова произведено на эталонном участке по разновременным снимкам платформы Landsat. Модельный полигон площадью 19 км^2 расположен в 3 км юго-западнее г. Дархан, в пределах семиаридной климатической зоны.

Использованные в работе разновременные исходные снимки содержат одинаковые наборы спектральных каналов и получены приблизительно в одинаковый период фазы развития растительности, т.к. при выборе снимков большое значение было уделено сезону съемки. При выявлении динамики растительности были учтены и антропогенные изменения ландшафтов, что также требует анализа нескольких разновременных снимков.

Для отражения современного состояния растительного покрова в семиаридной зоне закартирован выбранный модельный полигон методом геоботанических профилей по предварительно отдешифрированному снимку Landsat. Составленная карта отражает современное состояние растительного покрова и его горизонтальную структуру, что предоставляет необходимый материал для мониторинга изменений на выбранном ключевом участке.

В процессе картографирования ключевого участка выявлено 9 гомогенных и 7 гетерогенных категорий. В ряду элементарных хорологических единиц выявлены микрокомбинации, которые характеризуются определенным набором фитоценозов, закономерно повторяющихся в пространстве. Среди них выделены простые и сложные комплексы, а также сочетания.

Современный растительный покров практически везде представлен модифицированными сообществами, многие из которых являются стадиями деградационных сукцессий, сформировавшихся в результате постоянного выпаса скота.

При анализе разновременных снимков несомненно представляют интерес смещения границ сложных комплексов и сочетаний. На снимках 1990 и 2010 гг. наблюдается значительное увеличение площадей, занятых сочетаниями и комплексами злаковых сообществ (ковыльных, змеевковых и др.). Это обусловлено тем, что в эти периоды годовое количество осадков составляет 411 мм в 1990 г. и 489 мм в 2010 г., что значительно превышает общую норму осадков, характерную для данного района исследования. Предположительно в данные годы в целом растительный покров был значительно лучше, соответственно пастбища модельного полигона использовались менее интенсивно, что позволило коренным сообществам улучшить свои позиции. В менее увлажненные периоды увеличивается доля участия активно-дигрессионных видов (*Carex duriuscula, Potentilla acaulis*) и на месте коренных сообществ распространяются твердоватоосоковые и лапчатковые фитоценозы. К наиболее стабильным можно отнести холоднополынно-карагановые степи, являющиеся также дигрессионными вариантами настоящих степей, но в данном случае, имеющим более сложенный комплекс с определенной экологической приуроченностью. Стоит отметить, что участие в составе сообществ разнотравья и бобовых крайне мало.

Таким образом, разновременные мультиспектральные снимки Landsat позволяют проследить динамику растительности, связанную с климатическими изменениями и антропогенным воздействием, а также дают материал для прогнозирования трансформации ландшафтов в целом.

THE DYNAMICS OF THE VEGETABLE COVER OF MONGOLIAN SEMIARID ZONE ACCORDING TO THE MULTI-TEMPORAL LANDSAT IMAGERY (THE CASE OF DARKHAN CITY MODEL POLYGON)

Zharnikova M.A., Alymbaeva Zh.B., Garmaev E.Zh.

Baikal Institute of Nature Management SB RAS, Ulan-Ude, Russia
E-mail: rita_zharnikova@mail.ru

Climate changes and irrational nature management lead to the transformation of vegetable cover. During the last decades an increased grazing pressure on ecosystems has changed nature balance because of higher vulnerability of semiarid and arid ecosystems, entailing their degradation and desertification [1].

Today extremely great consideration is given to spatial and temporal dynamics of steppe plant associations in order to estimate their reactions to the present climate changes.

Mongolia has a unique complex of natural and climatic conditions and inimitable landscapes. Which have been causing interest for the scientists of different specialties for ages. Mongolian ecosystems have been studying for decades [4]. When investigating Mongolian steppes the main tasks were aimed at transformation processes identification, including soil and vegetation degradation. These investigations are reflected in the numerous scientific papers of such scholars as Yunatov A.A. (1974), Lavrenko E.M. (1970, 1978, 1980), Banzragch D., Karamisheva Z.V., etc. (1978), Kazantseva T.I., etc. (1988, 2012), Dashnyam B., etc. (1974).

The climate of dry Mongolian steppes is characterized by strongly pronounced continentally which is caused due to the location of the country in the centre of Eurasian mainland. This type of climate is formed under the influence of a whole number of factors. The location of dry steppes, further to the South than 50º North latitude, is conductive to a great amount of solar radiation during the vegetation period. But isolation from the main moisture sources leads to climate aridization. Precipitation deficit increases on the background of the climate aridity [2].

Vegetable cover dynamics identification was performed in the reference area. The model field is situated three kilometers further southwest from Darkhan city within the scope of semiarid climatic zone [9]. In terms of botany and geography the field is a part of the Orkhon-Nizhny Selenginsk mountain and forest-steppe subprovince of Central Asian (Daurian-Mongolian) subregion. The territory of the province is characterized by some specifics in relation to climate, which can be explained by the location of its winter ranges Northwestern winds coming from the Asian anticyclone center on its eastern periphery, several weaken their withering influence and east summer winds coming from the Pacific Ocean on the north eastern periphery moisten and temper the summer heat [3]. Some, though weakened influence Pacific monsoon. The biggest part of the area is situated in the portioned slopes

of small-altitude Orkhon-Kharaa River interfluve (absolute altitude marks 810-870 m) The model field is partially located at the eastern part of Bayan-Daba mountain foot and on the second Kharaa River terrace above the flood plain. The area is notable for its steppe, pea shrub, gramineous coldwood vegetation growing in stony, low-power, dark chestnut, farinose calcareous soils [7].

One of the methods permitting to study vegetation state and dynamics is the analysis of multi-temporal satellite images. A precondition for the vegetation dynamics retrospective assessment, stimulated the researches, is the availability of the long-term history data from the Landsat satellite imagery, which have a free access via Internet in terms of Global Land Cover Facility Program (http://glovis.usgs.gov). The resolution of the images taken by scanning systems TM, ETM+ from the Landsat satellite is 30 m. These scanning systems began working after 1982. In the 1970s the system MSS functioned, its spatial resolution was 80 m, but it may not be enough for vegetation cover deciphering in terms of the large-scale mapping. The initial images have the same spectral band, moreover, they are taken approximately in the same period of vegetation development stage, because we gave a great attention to the season of shooting. It is very important to use the images of different years but approximately the same dates during the same season, otherwise there is a danger to mistake the seasonal changes for the long-term changes [5]. When identifying the vegetation dynamics we also took into account the man-made landscape changes, which require the analysis of the several multi-temporal images as well.

Table 1. Characteristics of the experimental set of satellite data

№	Satellite system and spectroradiometer	Date	The combination of channels
1	Landsat-8, OLI	2014	7:5:3
2	Landsat-7, ETM+	2000	7:4:2
3	Landsat-5, TM	2010	7:4:2
4	Landsat-5, TM	1990	7:4:2
5	Landsat-4, MSS	1989	7:4:2

An automated deciphering has been carried out during the research. The Linking of the deciphered multi-temporal data for every site and an identification of the changes were performed via the software ArcGIS 10.2.1 (Fig. 1).

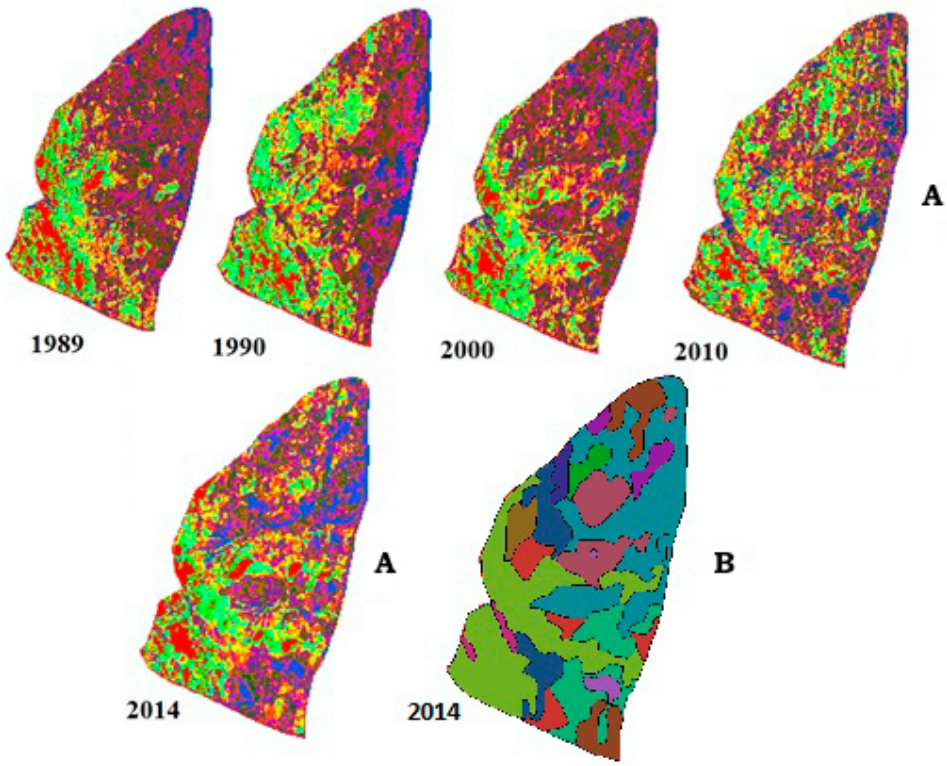


Fig. 1. A) The results of the automated classification of Landsat images by Isodata classification;
B) Map of vegetation Darkhan model polygon

The chosen model field of the preliminarily deciphered Landsat image 2014 shooting was mapped. A large-scale map of vegetation on this territory was created using the method of geobotanical profiles. The map legend is built on the base of ecological and geographic principles, reflecting a connection between steppes and landscape features of the territory, taking into account the phitocoenotic, floral peculiarities of vegetable cover.

The legend structure corresponds to the typological differentiation of vegetable cover. The-biggest subtitles of the structure correspond to the typological criteria of the vegetation of different size, such as vegetation type, group, class, formation [8].

While mapping of the key site, both homogeneous and heterogeneous categories were identified. In this particular test site found 9 homogeneous units (feather grass, sedge et al.) and 7 heterogeneous community. Among the elementary chorologic units, microcombinations with a defined set of community, naturally repeating in the space, were found [6]. Among them there are ethers and esters complexes and combinations.

According to E.M. Lavrenko this area is characterized by the proliferation of herb-bunchgrass mainly Stipa (*Stipa capilata with S. baicalensis*), low-bunchgrass-herb-stipa and fescue (*Festuca lenensis*) steppes on dark chestnut soils, which were followed by meadow-grass and forb herbage-feather grass (*Stipa baicalensis, Carex pediformis, Festuca kryloviana*) involving *Pentaphylloides (Dasifora) fruticosa*) steppes on mountain chernozems and grass-forb meadows steppefied (*Bromopsis inermis, Carex pediformis* et al.) on the meadow dark chestnut soils [7].

The map reflects the present state of vegetation cover and its horizontal structure. It is a necessary material for the monitoring of the changes in the chosen area. Almost everywhere the current vegetation cover is presented by modified communities, many of them are the stages of degradational successions, formed as a result of constant (seasonal and year-round) cattle grazing. Because of the overgrazing the vegetation of these landscapes is on the stage of middle digression. Vegetable species are in bad vital condition. General projective herbage doesn't grow under 40%, while the average value is 15-20 %. Assessment of the species coenotic value was made basing on activity of the species. Comparative analysis of middle projective herbage showed, that 4 species have maximal coenotic value: *Carex duriuscula* (C.A. Meyer), *Caragana microphylla* (Pall.) Lam., *Artemisia frigida* (Willd), *Potentilla acaulis*. Their middle projective herbage is quite big (6-10 %). It is established that coenotic value of these species considerably change in the communities of different types of relief.

In the analysis of multi-temporal images for us, no doubt is of interest to offset the boundaries of complex systems and combinations. The images in 1990 and 2010 there is a significant increase in the areas occupied by combinations of complexes and communities cereals (feather grass etc.). This is due to the fact that in these times the annual rainfall is 411 mm in 1990 and 489 mm in 2010, which greatly exceeds the characteristic of the study area. Presumably in the data during the whole vegetation was significantly better, respectively polygon modeling pastures are used less intensively, allowing indigenous communities to improve their position. In less wet periods increases the share of active-digression species (*Carex duriuscula, Potentilla acaulis*) and on-site Indigenous communities spread community featuring sedges and cinquefoil. The most stable include cold *Artemisia frigida – Caragana microphylla*, are also embodiments of the present digression steppes, but in this case, having a built complex with certain environmental confinement. It should be noted that participation in the communities of grasses and legumes are very few.

The received data prove the possibility to use satellite images to study natural territories. Global long-term Landsat imagery which are accumulated by the present time can be found on the free access via Internet. Moreover, they give a great opportunity to get the retrospective assessment of vegetation cover dynamics.

References:

1. Bazha S.N., Gunin P.D., Danzhalova E.V., Kazantseva T.I., Bayasgalan D., Drobyshev Yu.I. Contemporary processes of degradation of pastoral steppe ecosystems in Mongolia // Ecological consequences of biosphere processes in the ecotone zone of Southern Siberia and Central Asia / Proc. Intern. Confer. Ulaanbaatar, 2010. Vol. 1. pp. 59-64.
2. Beresneva I.A. Arid climate zones of Asia. M., 2006. 286 p. (*In Russian*).
3. Grubov V.I. Key to Identification of Vascular Plants of Mongolia. Leningrad: Nauka. 1982. 443 p. (*In Russian*).
4. Gunin P.D., Miklyaeva I.M., Bazha S.N., et al. Peculiarities of degradation and desertification of the herbal communities of forest steppe and steppe ecosystems of Southern Transbaikalia // Arid ecosystems. 2003. N 9 (19-20). pp. 7-21. (*In Russian*).
5. Kazantseva T.I., Bazha S.N., Gunin P.D. et al. Aridization climate and desertification of pasture ecosystems the southern part of the basin of the Selenga // Global and regional features of transformation of ecosystems of the Baikal region / Mater. Ros.- Mong. Sympos. Ulaanbaatar. 2008. pp. 68-74. (*In Russian*).
6. Karamysheva Z.V., Volkova E.A, Rachkovskaya E.I., Sumerina I.Y. Vegetation map of the Mongolian People's Republic // Geobotanical mapping. L., 1987. pp. 5-26. (*In Russian*).
7. Lavrenko E.M., Karamysheva Z.V., Nikulin R.I. Eurasian Steppe. L., 1991. 144 p. (*In Russian*).

8. Ogureeva G.N., Suslov E.G. Basis of legends mesoscale vegetation map of Moscow Region // Environmental Studies in Moscow and the Moscow region. Condition of vegetation. Protection of Nature. M., 1992. pp. 139-163. (*In Russian*).
9. Tulokhonov A.K., Tsydypov B.Z., Voloshin A.L., Batueva D.Zh., Chimeddorzh C. Spatio-temporal characteristics of vegetation arid and semiarid climatic zones of Mongolia based on vegetation index NDVI // Arid Ecosystems. 2014. Vol. 20. N 2 (59). pp. 19-29. (*In Russian*).

RECONSTRUCTION OF VEGETATION USING MICROBIOMORFOLOGICAL ANALYSIS OF SOILS

Klimova N.V., Dyukarev A.G., Pologova N.N.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: klimnin@sibmail.com

The pedocomplex with modern and 4 buried soils corresponding to different landscape-climatic conditions was studied in the southern taiga zone using microbiomorfological analysis. The pedocomplex is located in the wide valley of the brook Kireeva, which separates sandy-loam terrace of river Ob and loamy interfluvial plain. The terrace is occupied by pine forests with herb cover. The plain is overgrown with birch forests with admixture of conifers (pine, and rare spruce) and tall-herb cover. The herb-grass meadow with dominating of meadow grasses (*Elytrigia repens*, *Phleum pratense*, etc.) developes in the valley.

Microbiomorfological analysis was carried out for humus horizons. The major share of microbiomorfological fraction of investigated soils comprise phytoliths and plant detritus. Besides shells of diatoms, sponge spicules, pollen and amoeba shells are found in small quantities in some soils. This message focuses on the analysis of phytolith complexes, which allow reconstructing plant communities.

The upper (modern) soil contains phytolith complex, in which smooth elongates and trichomes are dominated with small amount of polylobates. Such a set corresponds to the modern meadow with dicotyledonous herbs and meadow grasses. The phytoliths of conifers in small quantities seem to be imported from the terrace. Also fan-shaped and bulliforms are found together with shells of diatoms and few spicules of sponges, that indicate increased hydration.

In the underlying first buried soil the concentration of phytoliths is several times higher than modern. Bilobates and polylobates share increases, also spiny elongates and rondels appear. All signs are characteristic of more southern meadow with participation of steppe grasses. Found fan-shaped and bulliforms indicate wet conditions.

The phytolith complex of the second buried soil is very similar to modern. A slight increase in the share of conifer phytoliths and the trichomes characteristic of forest grasses may indicate greater forest area. Microbiomorfs – indicators of increased moisture are absent. The features of phytoliths comlex, fulvic-humic humus composition and signs of podzol process along with soddy process indicate dry and relatively cold conditions of soil formation.

The microbiomorf content of the third (III) buried soil is very low (minimal). Smooth elongates and trichomes are dominated. Grass phytoliths (polylobates) are rare. Fan-shaped, bulliforms and few spicules of sponges are found. The number of conifer phytoliths, considering the small total phytoliths number, is close to the modern and does not allow us to diagnose confidently wood conditions. All signs show that marshy measow (possibly forest) was developed.

The phytolith complex of the fourth paleosoil (IV) is similar to the complex of the third buried soil and allows recognizing marshy meadow. The phytoliths of conifers and forest grasses could be brought from the terrace.

Thus, wetland meadow, forest with herb cover, wet meadow with steppe elements and modern herb-grass meadow were developed in the formation stages of pedocomplex, fixed in buried humus horizons. Each of the plant communities were formed in climate conditions, corresponding to different subzones of the modern vegetative cover of West Siberia – from southern taiga up to forest-steppe.

РЕКОНСТРУКЦИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ПО ДАННЫМ МИКРОБИОМОРФНОГО АНАЛИЗА ПОЧВ

Климова Н.В., Дюкарев А.Г., Пологова Н.Н.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
E-mail: klimnin@sibmail.com

Наземные экосистемы реагируют на изменение климатических факторов закономерным изменением состава, структуры и свойств своих компонентов, в частности растительного и почвенного, что выражается в явлении широтной зональности, хорошо прослеживаемом на территории Западной Сибири. Эти закономерности широко используются в палеоэкологических исследованиях при изучении палеопочв и растительности, позволяя косвенно восстанавливать и климатические условия прошлого. Удобным объектом для палеоэкологических реконструкций являются почвы овражно-балочных систем, в которых дневные почвенные горизонты периодически погребаются и, выходя из-под влияния почвообразовательных процессов, сохраняют признаки, соответствующие экологическим условиям на момент погребения (Александровский, 1996; Гольева, 2001). Существует множество методов, направленных на изучение отдельных свойств палеопочв (Память почв, 2008). В данной работе основное внимание уделяется анализу фитолитов - окремневших клеток растений, составляющих основу микробиоморфной фракции минеральных почв и позволяющих реконструировать растительные палеосообщества.

В качестве объекта исследования взят сложный комплекс почв на юге таежной зоны, который включает кроме современной четыре погребенные почвы, отражающие разные ландшафтно-климатические эпохи. Педокомплекс расположен в 4 км восточнее с. Киреевск в широкой долине ручья – левого притока р.Киреева. Долина разграничивает третью террасу р. Обь, сложенную супесчаными отложениями, и суглинистую междуречную равнину. Современная поверхность долины на 32 м превышает меженный уровень Оби. Согласно ландшафтно-географическому районированию район исследований входит в подзону подтайги (лиственно-лесную) (Дюкарев с соавт., 1997). Господствующая растительность террасового комплекса – сосновые травяные леса, суглинистой равнины – высокотравные березняки с примесью хвойных пород (сосны, и реже ели). В долине развит разнотравно-злаковый луг, в котором доминируют пырей ползучий (*Elytrigia repens*) и тимофеевка луговая (*Phleum pratense*). Анализ микробиоморф проведен в гумусовых горизонтах современной и погребенных почв. Выделение микробиоморфной фракции проводилось по стандартной методике в соответствии с рекомендациями (Гольева А.А., 2001). Полученные препараты смотрели под оптическим микроскопом в глицерине при увеличении 400. В каждом образце насчитывалось не менее 400 частиц. Для количественной оценки содержания фитолитов использовалась относительная величина – количество частиц в одной капле образца. Интерпретация результатов проведена согласно экологической классификации фитолитов А.А. Гольевой (2001).

Основную долю микробиоморфной фракции исследованных почвенных образцов составляют фитолиты, и растительный детрит. В некоторых образцах обнаружены также в незначительном количестве спикулы губок и панцири диатомовых водорослей, пыльца, единичные раковинки амеб. В данном сообщении основное внимание уделено анализу фитолитных комплексов почв. В современной и погребенных почвах они различаются в большей или меньшей степени, сильно варьирует общее содержание фитолитов в исследованных образцах (рисунок).

В фитолитном комплексе современной почвы преобладают фитолиты, продуцируемые двудольными травами (гладкие палочки) и луговыми злаками (трихомы и в меньшей степени полилопастные частицы). Перечисленные формы характерны для лугов и светлых травяных лесов подтаежной подзоны (Гольева, 2001; Kamanina, 1997). Фитолитный комплекс соответствует развитому здесь разнотравно-злаковому фитоценозу с доминированием луговых злаков: пырея ползучего (Elytrigia repens) и тимофеевки луговой (Phleum pratense). Составляющие незначительную долю комплекса фитолиты лесных злаков и хвойных, вероятно привнесены с третьей террасы, где произрастают сосновые леса. Это хорошо согласуется с повышенной долей песчаной фракции в гранулометрическом составе современной почвы. Присутствие фитолитов влаголюбивых растений (тростник, камыш), а также в небольшом количестве (2.3% фракции микробиоморф) панцирей диатомовых водорослей и единичных спикул губок, так же как и свойства почв, указывает на условия повышенного увлажнения при формировании этой почвы.

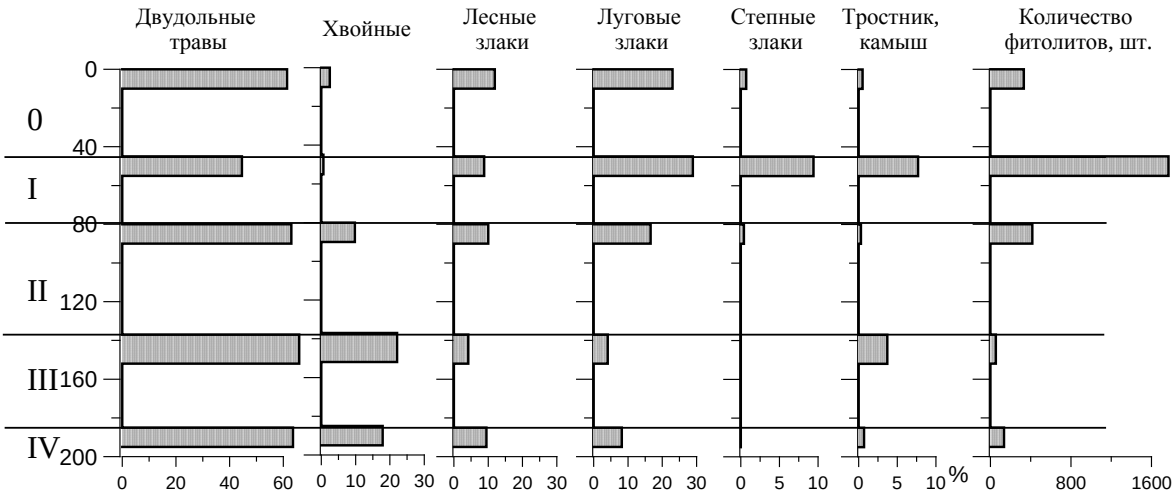


Рисунок. Фитолитные комплексы современной и погребенных почв Киреевского педокомплекса

Фитолитный комплекс нижележащей погребенной (I) почвы по набору и соотношению форм фитолитов также соответствует лугу (луговых форм значительно больше, чем лесных). Однако по сравнению с комплексом современной почвы, в нем увеличивается доля полилопастных частиц в составе фитолитов луговых злаков, а также появляются фитолиты, характерные для степных злаков – зубчатые палочки и пластинки, трапециевидные и усеченные конусовидные частицы. Кроме того, в несколько раз увеличивается общее содержание фитолитов в образце, что, с одной стороны, является следствием повышенного участия злаков в составе существовавшего тогда луга, поскольку они продуцируют окремневшие частицы в больших количествах по сравнению с другими группами растений. С другой стороны, повышенная концентрация фитолитов в целом свойственна почвам под более южными растительными сообществами с максимальным содержанием в обыкновенных черноземах под остепненными лугами (Kamanina, 1997; Гольева, 2001). По этим признакам исследованная погребенная почва, вероятно, формировалась при более теплых, чем современные, климатических условиях. Учитывая сравнительно небольшую долю «южных» степных форм в фитолитном комплексе, можно предположить, что она соответствует лугу зоны лесостепи. Наличие в небольшом количестве веерообразных и крупных многогранных форм (тростник, камыш) свидетельствует об условиях повышенного увлажнения почвы в тот период. Соответствие первой погребенной почвы аккумулятивным ландшафтам лесостепи подтверждается гуматным составом гумуса. Также следует отметить, что часть фитолитов в образце – полностью или частично черные, вероятно, в результате пожаров. Завершение данного почвообразовательного цикла пожарами подтверждается и формированием на поверхности первого погребенного горизонта супесчаных отложений, на которых затем развивалась современная почва.

Содержание фитолитов в образце второй (II) погребенной почвы сравнимо с содержанием их в современной почве. Фитолитный комплекс также сходен с современным: в нем доминируют формы двудольных трав (гладкие палочки) и луговых злаков (в основном трихомы). Некоторое сокращение доли двулопастных и полилопастных частиц в составе луговых форм и одновременное увеличение количества фитолитов лесных злаков и хвойных может быть следствием большего распространения лесов в период формирования этой почвы, что косвенно указывает на более холодные климатические условия. В отличие от современной почвы в исследованном гумусовом горизонте отсутствуют панцири диатомовых водорослей и спикулы губок, а также фитолиты влаголюбивых растений (тростника, камыша). Перечисленные особенности фитолитного комплекса, фульватно-гуматный состав гумуса и признаки развития подзолистого процесса наряду с дерновым указывают на формирование второй погребенной почвы в более сухих и сравнительно холодных условиях.

В фитолитном комплексе третьей (III) погребенной почвы преобладают формы двудольных трав (гладкие палочки). Доля фитолитов злаков очень мала, что свидетельствует о невысоком их обилии в составе существовавшего тогда фитоценоза и отчасти объясняет очень низкую концентрацию фитолитов в исследованном образце, поскольку двудольные травы в отличие от злаков, как правило, продуцируют их в небольших количествах. В то же время, обнаружены микробиоморфы – индикаторы повышенного увлажнения местообитаний (фитолиты тростника, камыша, единичные спикулы губок). В отношении фитолитов хвойных необходимо отметить, что с учетом очень низкого общего содержания окремневших частиц в образце третьей погребенной почвы количество их оказывается сопоставимо с современным, что не позволяет уверенно диагностировать существование обширных группировок лесной растительности в эту эпоху. В целом, из структурных признаков почв, состава гумуса и особенностей фитолитного комплекса следует, что в долине был развит заболоченный луг (возможно, лес), а почвообразование протекало

в избыточно влажных условиях по дерново-глеевому и перегнойно-глеевому типу. По совокупности признаков можно определить эту эпоху как холодную и относительно влажную.

Фитолитный комплекс самой древней (IV) палеопочвы, также как и почвы (III), отличается бедностью. Представлены главным образом формы двудольных трав (гладкие палочки) и примерно в равной степени фитолиты лесных и луговых злаков (трихомы и единичные полилопастные частицы). Как и в вышележащей почве, количество фитолитов хвойных, учитывая низкую концентрацию окремневших частиц в образце, довольно мало и не может четко указывать на широкое распространение лесной растительности. Вероятно, лес был развит на склонах, откуда фитолиты лесных злаков и хвойных могли быть принесены в ходе эрозионных процессов. Присутствие фитолитов влаголюбивых растений (тростник, камыш) свидетельствует о повышенном увлажнении местообитаний. В целом, по морфологическим признакам почв, составу гумуса и набору фитолитов можно диагностировать заболоченный луг, формировавшийся в условиях избыточного грунтового увлажнения.

В целом, полученные результаты анализа фитолитных комплексов хорошо согласуются с данными по составу гумуса и морфологической структуре исследованных почв. По данным микробиоморфного анализа выявлено, что фитолитные комплексы современной и погребенных почв соответствуют различным фитоценозам. Проведенный анализ показал, что на разных этапах формирования педокомплекса, зафиксированных погребенными почвенными горизонтами, были развиты: заболоченный луг, травяной лес, влажный луг со степными элементами, современный луговой фитоценоз. Реконструированные фитоценозы соответствуют различным зонам (подзонам) современного растительного покрова Западной Сибири. Существование их на исследованной территории в отдельные периоды формирования почвенного профиля свидетельствует о менявшихся климатических условиях, вызывавших смещение границ зон (подзон),– от более холодных (возможно южнотаежных) до более теплых (лесостепных). Однако следует отметить, что реконструкции влажности климата не столь определенны в связи с положением исследованного почвенного профиля в аккумулятивной позиции ландшафта, где влияние влажности климата во многом экранируется локальными особенностями водного режима.

Литература:

1. Александровский А.Л. Отражение природной среды в почве // Почвоведение.– 1996.– № 3.– С. 277–287.
2. Гольева А.А. Фитолиты и их информационная роль в изучении природных и археологических объектов. М. и др., 2001.– 200 с.
3. Дюкарев А.Г., Пологова Н.Н., Лапшина Е.Д., Березин А.Е., Льготин В.А., Мульдияров Е.Я. Экология регионального природопользования. Препринт 2. Природно-ресурсное районирование Томской области. Томск: Изд-во «Спектр» ИОА СО РАН, 1997.– 40 с.
4. Память почв: почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий / Отв.ред. В.О. Таргульян, С.В. Горячкин. М.: Изд-во ЛКИ, 2008.– 692 с.
5. Kamanina I.Z. Phytoliths data analysis of soils of different landscape zones // First European Meeting on phytolith research (Madrid, September 23–26 September, 1996) / Pinilla, A., Juan-Tresseras, J., Machado, M.J. (eds.). Madrid, 1997.– CSIC.– Monografia 4.– P. 23-32.

BIOCLIMATIC EXTREME EVENTS OF SUMMER SEASON IN SEVASTOPOL DURING 2012 – 2014 YRS. PERIOD

Nikiforova M.P.

Crimean Federal University Vernadsky, Sevastopol, Russia
E-mail: nikiforovamp@yandex.ru

According to the Concept of Sevastopol strategic development until 2030 y. mandatory visit to Sevastopol must be included in all the secondary school curricula across the whole country. Due to this, at the forefront solution of problem of territory bioclimatic resources evaluation with extreme events repetition analysis, as well as the calculation of acclimatization loads that arise when a person moved from different Russia regions to Sevastopol, was placed. The present work is devoted to the study of bioclimatic extreme events of summer season in Sevastopol during 2012-2014 yrs. period.

As the factual material standard meteorological observations on terms in Sevastopol for the 2012-2014 yrs. were used. To evaluate bioclimatic extreme events of summer season most commonly various types of equivalent

effective temperatures and derived indexes are used. In this paper, evaluation of bioclimatic extreme events repetition of summer season in Sevastopol was based on analysis of radiative equivalent effective temperature (REET) changes in 2012-2014 yrs. and Heat Index (HI) of Steadman for the open sun.

It was found, that the average values (2012-2014 yrs.) of meteorological parameters in May - September in Sevastopol are in the range of comfortable conditions for the person. For example, monthly mean temperature exceeds 25 °C (the start value for Heat Indices evaluation) only in July 2012 during the entire period under consideration. Diurnal course of the daily mean temperature shows that such situation starts at the end of July – early August, with the maximum on July 25 – 27,9 °C.

The most comfort conditions from the point of view of REET values were observed in Sevastopol in May, declining sharply in June – August. For example, in July and August the repeatability of comfortable weather situations reached only a 5 – 10% of cases. In July was observed the maximum number of days, when on the open sun there is an average probability of obtaining heat and sunstroke. Taking into account the physiological characteristics of the child body such probability is even higher. It is also established, that in July – August, there are days when the HI values correspond to "Danger" gradation. For example, in July 2012 and August 2014 there were 9 such days. This suggests, that holding outdoors excursion activities for pupils is better in May, June or September, and in July and August it is better to focus on visiting indoors excursion objects. Analysis of the daily HI course showed that, despite the fact that the maximum day temperatures are observed around 13-16 h., maximum and, most of all, extreme HI values are observed around 16-19 hours.

Thus, it was found that the highest occurrence probability of bioclimatic extreme events of summer season in Sevastopol is typical for July and August, in the daily course – around 16 h. In addition to "temperature" approach, evaluation of extreme values associated with wind loading, and the severe weather emergence is necessary.

ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ БИОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ ЛЕТНЕГО СЕЗОНА В Г. СЕВАСТОПОЛЬ ЗА ПЕРИОД 2012-2014 ГГ.

Никифорова М.П.

Крымский федеральный университет имени В.И. Вернадского, Севастополь, Россия
E-mail: nikiforovamp@yandex.ru

В 2014 г. Агентством стратегических инициатив и Правительством Российской Федерации была утверждена Концепция стратегического развития г. Севастополь до 2030 г. Согласно ей одна из основных целей развития города, которая должна быть достигнута к 2030 г. – это создание в г. Севастополь Федерального центра исторического и военно-патриотического туризма. В рамках этой задачи обязательное посещение г. Севастополь будет включено в общеобразовательные школьные программы по всей стране, и уже летом 2015 г. Севастополь посетили первые группы школьников из г. Белгород.

В связи с этим на первый план выходит решение задачи оценки биоклиматических ресурсов местности с анализом повторяемости экстремальных явлений, а также расчет акклиматизационных нагрузок, возникающих при перемещении человека из разных регионов России в г. Севастополь. Особую актуальность таким исследованиям придает также детский контингент планируемых туристических групп. В виду того, что Крымский полуостров и г. Севастополь, в частности, являются одними из самых южных областей России, наибольший интерес решение вышеприведенных задач представляет для летнего сезона, именно в этот период, как следует из Концепции, планируется приезд наибольшего количества групп школьников. Настоящая работа посвящена исследованию экстремальных биоклиматических явлений летнего сезона в г. Севастополь за период 2012-2014 гг.

В качестве исходного материала использованы данные стандартных метеорологических наблюдений по срокам в г. Севастополь за 2012-2014 гг., которые получены из электронной базы данных «Расписание погоды» [1].

Как следует из [2], в летний сезон основным метеорологическим элементом, регулирующим комфортность ощущений человеком погоды, является температура. Сочетание высоких температур (более 25 °С в тени), определенных значений влажности воздуха, скорости ветра и высокие дозы солнечного облучения могут создавать опасные и порой экстремальные биоклиматические ситуации. Для их оценки существует большое количество комплексных биоклиматических показателей [3]. Для летнего сезона наиболее распространенными являются различные виды эквивалентно-эффективных температур, а также производных от них индексов. В настоящей работе оценка повторяемости экстремальных биоклиматических явлений летнего сезона в г. Севастополь проведена на основе анализа изменчивости за 2012-2014 гг. значений радиационной эквивалентно-эффективной температуры (РЭЭТ) и индекса жары Стедмена (ИЖ).

РЭЭТ — мера теплового ощущения обнаженного человека, подверженного солнечному облучению; характеризуется показателем, отражающим комплексное воздействие на человека температуры, влажности и скорости движения воздуха (ветра), интенсивности суммарной солнечной радиации. В соответствии с рекомендациями И.В. Бутьевой [4] РЭЭТ может быть рассчитана по формуле:

РЭЭТ = 0,83*ЭЭТ + 12 °С, (1)

где ЭЭТ – эквивалентно-эффективная температура, рассчитанная по формуле Миссенарда:

$$ЭЭТ = 37 - \frac{37 - t}{0{,}68 - 0{,}0014 f + \frac{1}{1{,}76 + 1{,}4 \cdot v^{0{,}75}}} - 0{,}29t\left(1 - \frac{f}{100}\right) . \quad (2)$$

Комфортная зона по РЭЭТ: для раздетого человека 20,3 – 24,7 °С; для одетого 19,7 – 23,6 °С.

ИЖ – комплексный показатель, который был разработан Р.Г. Стедманом в 1978 г. Формула расчета ИЖ выведена на основе регрессионного анализа с использованием большого числа метеорологических и физиологических факторов. Получаемые с ее применением значения, по сути, отражают температуру, которая реально ощущается человеком при данных величинах метеорологических элементов. Расчет ИЖ производится по формуле:

$$ИЖ = -42{,}379 + 2{,}04901523 \cdot T + 10{,}14333127 \cdot U - 0{,}224755417 \cdot T \cdot U - 6{,}83783 \cdot 10^{-3} \cdot T^2 -$$
$$- 0{,}05481717 \cdot U^2 + 1{,}22874 \cdot 10^{-3} \cdot T^2 \cdot U + 8{,}5282 \cdot 10^{-4} \cdot T \cdot U^2 - 1{,}99 \cdot 10^{-6} \cdot T^2 \cdot U^2 , \quad (3)$$

где T – температура воздуха (°F), U – относительная влажность (%). Коэффициенты в формуле (3) приведены для температуры в градусах Фаренгейта. Полученные значения по стандартной формуле переводятся в температуры в градусах Цельсия и сравниваются с градациями в соответствии с табл. 1. Расчет ИЖ по формуле (3) дает значение индекса в тени, для открытого солнца к полученному значению прибавляют 8 °С и также сравнивают с градациями в соответствии с табл. 1.

Табл. 1 Категории опасности в зависимости от значений ИЖ

Значение ИЖ, °С	Категория опасности	Возможные нарушения в самочувствии
27 – 32	Внимание	При физических нагрузках возможно утомление
32 – 41	Предельная осторожность	Средняя вероятность мышечных судорог, теплового и солнечного удара, спазма судорог от перегрева
41 – 54	Повышенная опасность	Высокая вероятность мышечных судорог, теплового истощения и солнечного удара
>54	Чрезвычайная опасность	Тепловое истощение, солнечный удар

В табл. 2 приведены среднемесячные значения метеорологических параметров за май – сентябрь (расширенный летний сезон) 2012-2014 гг. в г. Севастополь. На рис. 1 показаны среднемноголетние значения (за 2012-2014 гг.) среднесуточной температуры за май – сентябрь.

Табл. 2 Среднемесячные значения метеорологических параметров за май – сентябрь 2012-2014 гг. в г. Севастополь

Параметр	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
2012 г.					
Температура, °С	18,3	22,4	25,5	23,8	19,8
Атмосферное давление, мм.рт.ст.	759,3	761,0	759,1	760,0	762,7
Относительная влажность, %	80	71	66	69	75
Скорость ветра, м/с	2	3	3	3	2
2013 г.					
Температура, °С	19,3	21,7	23,6	24,3	17,4
Атмосферное давление, мм.рт.ст.	759,6	758,6	758,9	760,0	760,0
Относительная влажность, %	67	76	74	68	72
Скорость ветра, м/с	3	3	3	3	3
2014 г.					
Температура, °С	17,4	20,7	24,5	24,5	19,8
Атмосферное давление, мм.рт.ст.	760,0	758,9	757,9	758,9	760,4
Относительная влажность, %	77	78	72	68	71
Скорость ветра, м/с	3	3	3	3	4
2012-2014 гг.					
Температура, °С	18,3	21,6	24,7	24,2	19,3

Атмосферное давление, мм.рт.ст.	759,5	759,5	758,6	759,5	761,2
Относительная влажность, %	74	75	70	68	73
Скорость ветра, м/с	3	3	3	3	3

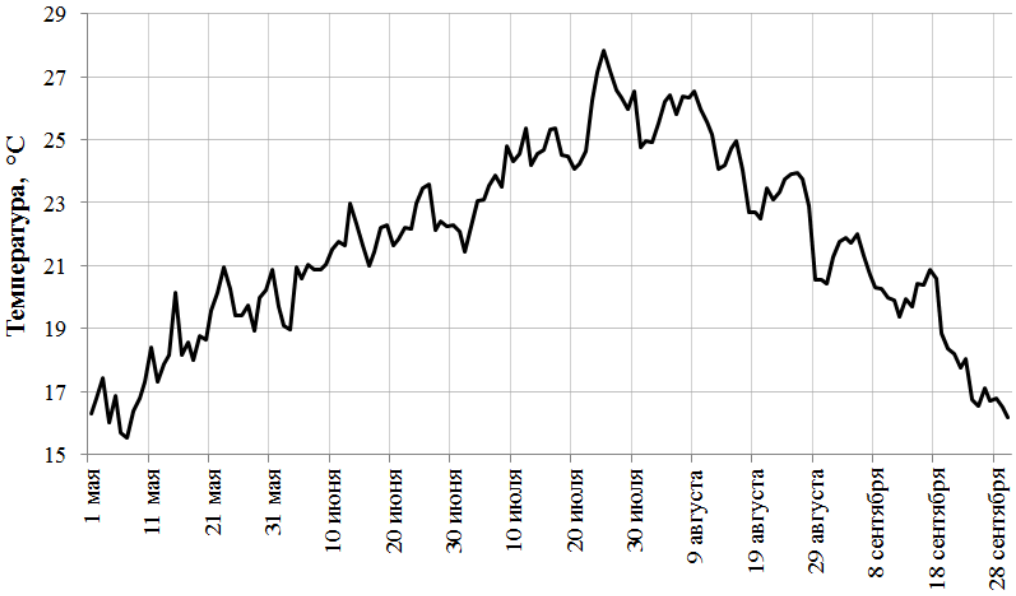


Рис. 1 Временной ход среднемноголетних значений (2012-2014 гг.) среднесуточных температур в летний сезон в г. Севастополь

Как видно из табл. 2 и рис. 1, осредненные значения метеорологических параметров в мае – сентябре 2012-2014 гг. в г. Севастополь лежат в пределах комфортных для человека условий. Так, превышение 25 °С (порог, при котором начинают рассчитываться показатели жары) среднемесячной температуры за весь рассматриваемый период наблюдалось только в июле 2012 г. Временной ход среднесуточных температур (рис. 1) показывает, что такая ситуация складывается в конце июле – начале августа, с максимумом 25 июля – 27,9 °С.

Анализ значений биоклиматических показателей РЭЭТ и ИЖ по метеорологическим срокам для летнего сезона 2012-2014 гг. в г. Севастополь показал, что, несмотря на, казалось бы, незначительные превышения температур опасные и экстремальные биоклиматические ситуации наблюдаются достаточно часто. На рис. 2 приведена повторяемость (количество дней, соответствующих градации, деленное на общее число дней за месяц) градации «комфортно» по значениям РЭЭТ для каждого месяца, осредненная за период 2012-2014 гг.

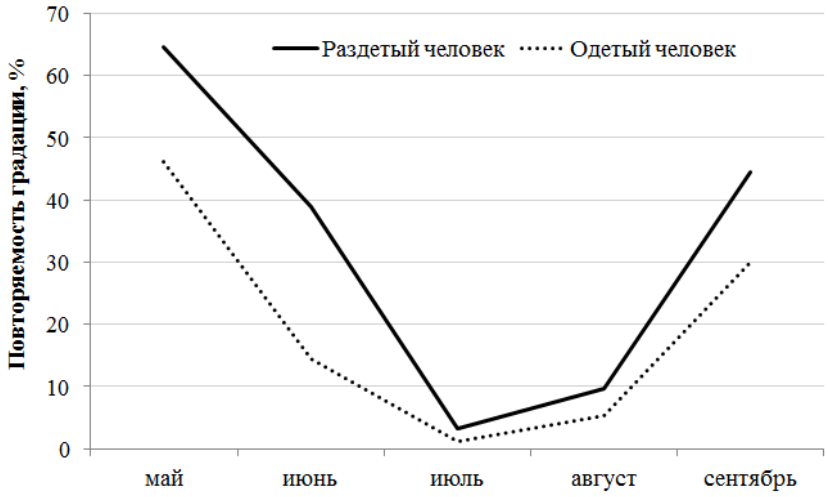


Рис. 2 Повторяемость градации «комфортно» по значениям РЭЭТ в мае – сентябре (среднее за 2012-2014 гг.) в г. Севастополь

Из рис. 2 следует, что наиболее комфортные условия с точки зрения значений РЭЭТ в г. Севастополь наблюдаются в мае, резко снижаясь в июне – августе, так в июле и августе повторяемость комфортных погодных ситуаций наблюдается только в 5 – 10% случаев. Чтобы оценить потенциальную опасность в такие периоды были рассчитаны значения ИЖ. Учитывая большое количество солнечных дней, а также то, что большинство запланированных в рамках Концепции стратегического развития мероприятий будут проводиться на открытом воздухе, имеет смысл анализировать значения ИЖ для открытого солнца, т.е. к результату, полученному по формуле (3), прибавляется 8 °С. На рис. 3 приведено количество дней, когда значение индекса ИЖ попадает в градацию «предельная осторожность».

Рис. 3 Количество дней за месяц, когда значения ИЖ за некоторый метеорологический срок попадают в градацию «предельная осторожность»

Из рис. 3 следует, что в июле наблюдается максимальное количество дней, когда на открытом солнце существует средняя вероятность получения теплового и солнечного удара. Учитывая физиологические особенности детского организма, такая вероятность еще выше. Также установлено, что в июле – августе наблюдаются дни, когда значения ИЖ попадают в градацию «опасность». Так, в июле 2012 г. таких дней насчитывалось 9, также как и в августе 2014 г. Это говорит о том, что планирование экскурсионных мероприятий для школьников на открытой местности лучше осуществлять в мае, июне или сентябре, а в июле и августе сосредоточиться на посещении экскурсионных объектов внутри помещений. Анализ суточного хода значений ИЖ показал, что, несмотря на то, что максимальные за день температуры наблюдаются в районе 13-16 ч., максимальные и, чаще всего, экстремальные значения ИЖ характерны для периода 16-19 ч.

Таким образом, установлено, что наибольшая вероятность возникновения экстремальных биоклиматических ситуаций в летние месяцы в г. Севастополь наблюдается в июле и августе, в суточном ходе – в районе 16 ч. Кроме «температурного» подхода предлагается также оценивать экстремальные значения, связанные с ветровой нагрузкой, и появление опасных метеорологических явлений в виде штормов и гроз.

Литература:

1. База данных «Расписание погоды». URL: http://rp5.ru (дата обращения 01.03.2016).
2. Зенченко Т.А. Методика анализа временных рядов данных в комплексной оценке метео- и магниточувствительности организма человека // Экология человека. 2010. №2. С.3-11.
3. Исаев А.А. Экологическая климатология. М.: Научный мир, 2003. 458 с.
4. Бутьева И.В. Методические вопросы интегрального анализа медико-климатических условий / И.В. Бутьева, Т.Г. Швейнова // Комплексные биоклиматические исследования. 1988. №3. С. 97-108.

ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЯ ЛАНДШАФТОВ ЗАСУШЛИВЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОН ПО БАЙКАЛО-ГОБИЙСКОМУ ТРАНСЕКТУ НА ОСНОВЕ ВРЕМЕННЫХ СЕРИЙ NDVI И НАТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Саяпина Д.О., Жарникова М.А., Цыдыпов Б.З., Гармаев Е.Ж.

Байкальский институт природопользования СО РАН, Улан-Удэ, Россия
E-mail: chipa832@mail.ru

В рамках выполнения научно-исследовательских работ по различным проектам СО РАН и Президиума РАН в 2008-2015 гг. заложен ряд модельных полигонов и ключевых участков натурного мониторинга геосистем для изучения динамики процессов деградации и опустынивания земель с засушливыми климатическими условиями в различных широтных зонах (51-44° с.ш.) по меридиональному трансекту (105-107° в.д.). Данное исследование позволило выявить основные факторы и тренды развития процессов деградации и опустынивания земель в различных климатических зонах по Байкало-Гобийскому трансекту.

Наиболее чувствительным компонентом к воздействию опустынивания на ландшафты является растительность. Выполнены крупномасштабные работы по выявлению и анализу изменения растительного покрова засушливых климатических зон России и Монголии с использованием комплекса натурных и дистанционных исследований.

Для модельных полигонов, расположенных в сухой субгумидной, семиаридной, аридной и экстрааридной климатических зонах России и Монголии вдоль меридионального трансекта, построены графики временного хода (2001-2015 гг.) вегетационного индекса NDVI и карты его разновременных значений за первую половину сентября с 25-летним интервалом времени (1990-2015 гг.) по космическим снимкам Landsat TM, ETM+ и OLI. Оценка временной динамики растительности проведена по архивным данным спутникового сервиса мониторинга состояния растительности «Вега» Института космических исследований РАН (Москва). Выявлены особенности значительной межгодовой изменчивости индекса NDVI. Проведена натурная ландшафтная индикация выделенных ареалов NDVI, подкрепленная анализом растительности по экологическим группам по засухоустойчивости.

Маской для выделения границ ключевых участков послужили полученные во время полевых работ GPS-треки границ участков, конвертированные впоследствии в векторные шейп-файлы.

С целью проведения морфометрического анализа рельефа тестовых участков построены и проанализированы (в совокупности с данными натурных наблюдений) карты гипсометрии, уклонов и экспозиции склонов на основе глобальной цифровой модели рельефа SRTM v. 4.

Всего выполнено 180 полных геоботанических описаний, проведены геоботанические профили, заложены мониторинговые площадки, определена биологическая продуктивность характерных фитоценозов. Для первичной сортировки описаний и их обработки с использованием экологических шкал используется программное обеспечение ИБИС. Получены сводные таблицы видового состава, географические и эколого-биоморфологические спектры, виды ранжированы по шкалам увлажнения и богатства, засоленности почв, дан экологический статус сообществам. При идентификации видового состава растительности использованы конспект флоры и определители растений Монголии и Бурятии.

Почти по всей территории выделенных полигонов прослеживается дигрессия растительности за данный период. В данных климатических зонах Центральной Азии происходят разные тренды развития процессов опустынивания, связанные как с климатическими колебаниями (преимущественно аридизацией), так и с антропогенным воздействием.

LANDSCAPE DYNAMICS ASSESSMENT OF DRY CLIMATIC ZONES ON THE BAIKAL-GOBI TRANSECT FROM NDVI TIME SERIES AND FIELD INVESTIGATIONS

Sayapina D.O., Zharnikova M.A., Tsydypov B.Z., Garmaev E.Zh.

Baikal Institute of Nature Management SB RAS, Ulan-Ude, Russia
E-mail: chipa832@mail.ru

Introduction.

Land degradation and desertification processes are widespread in natural and economic territories of Russia and Mongolia. Over 85% of the Mongolian territory is located in dry climate zones: dry sub-humid, semiarid, arid,

and extra-arid. The vegetation is the first experience the impact of desertification [4], and that's why investigation of its changes have a particular importance.

Our research deals with vegetation dynamics of dry climatic zones of Russia and Mongolia from NDVI time series analysis and field investigations. We cooperated with Prof. Chimeddorj from the Mongolian State University of Agriculture (Ulaanbaatar) and Dr. Udval from Research Institute of Animal Husbandry (Ulaanbaatar). A number of model monitoring polygons has been established in different latitudinal zones of the Mongolian territory according to the longitudinal transect (105°-107° E, 51°-44° N). These polygons include a wide range of territories with dry climate conditions. This work revealed the main factors, agents, and trends of development for desertification processes in different climate zones.

Two model polygons were considered in Central Mongolia: 1) the Kharaa River downstream basin and the Orkhon River right feeder; 2) the central part of Dundgovi aimag (Mid-Gobi). The first polygon is situated in a semiarid climate zone with grassland and bunchgrass steppes. The second is located in an arid climate zone; from botanical and geographical points of view, its main feature is the prevalence of desertified steppes.

Materials and methods.

The temporal dynamics of the vegetation was estimated using archive geoportal data of the Russian Space Research Institute, Russian Academy of Sciences (IKI RAS) for the period of 2001-2015. NDVI areas were mapped with satellite images for the first half of September for a 25-year period from 1990 to 2015.

Necessary multispectral images made by the spectro radiometer TM (Landsat-5 satellite) and the spectro radiometer OLI (Landsat-8) were downloaded from the geoportal of the US Geological Survey, using GloVis search (http://glovis.usgs.gov) for the selected polygons (for Kharaagol polygon path = 132, row = 26; for Mid-Goby polygon path = 131, row = 28).

Height radar data of the Digital Elevation Model SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) were downloaded from the FTP-server of the U.S. Geological Survey. To conduct relief morphometric analysis, a number of the corresponding morphometric maps were established and analyzed (along with the data of field observations): hypsometry, slopes, and aspects. Also, topographic modeling of three-dimensional images was conducted.

Over the last decades, remote sensing methods, especially satellites, have provided opportunities to organize immediate vegetation monitoring. Of particular importance in the establishment of a system of remote sensing monitoring is the possibility of organizing completely automated satellite data processing. Over the last years, such technologies were actively being established and developed in IKI RAS. They allowed the creation and actualization of the archive of constant satellite observations on the territory of Russia and adjoining states for the period from 2000 until the present. The basis of automatized technologies established by IKI RAS is the analysis of the temporal variation of the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) and its comparison with the index variation of the previous years [5].

While identifying vegetation species, Mongolian [3] and Buryatia [1] key to identification of plants were used.

Semiarid climate zone.

Among the desertification types discovered by FAO-UNEP [2], on the greater part of the Selenge River basin, especially in its Mongolian part, the vegetation cover degradation is the most widely spread. It is revealed in structural changes of the steppe, forest steppe, and pasture phytocenosis, the successions of their species by synanthropic ones, and decreased projective cover and grass height. In places with the highest development of degradation and land desertification processes caused by poorly populated pine *Pinus sylvestris L.* and drought resistant elms *Ulmus pumila L.* in the Kharaagol sandy area (absolute height values of 735-815 m).

According to the scheme of the landscape and the ecological district division [6] located in the central part of the Selenge River basin, the Kharaagol model polygon is situated in an area of high ecological intensity, caused by both natural and anthropogenic factors. Let us consider the key site of 19.16 km^2 situated in the northern part of the Kharaagol polygon, 3 km southeast of the Darkhan city. The biggest part of this site, located on the separated slopes of low hill terrain of the Orkhon-Kharaagol interfluve (maximal height marks are 810-870 m), has steppe caragana-cereal-fringed sagebrush (*Artemisia frigida – Leymus chinesis – Caragana microphylla*) vegetation. As geobotanical studies have shown, the small-leaved caragana *Caragana microphylla (Pall.) Lam.* dominates in the projective vegetation cover (17-20 %). Fringed sagebrush, *Artemisia frigida Willd.* is also widely spread, as well as Chinese wild rye *Leymus chinensis (Trin.) Tzvelev*, etc. Most of the land is used as pasture.

Using access to the satellite monitoring service "Vega" to monitor the vegetation condition, average NDVI curves were built for the Kharaagol key site for the first 15 years of the twenty-first century [5]. Some nonuniformity of the NDVI distribution was observed throughout the years, caused by different climate conditions. It should be pointed out that in 2007, 2008 and 2012, the NDVI values were rather high, 0.6, which is related to the higher values of temperature and moisture regime during the summer months of these years. The important feature of the system «Vega» is a possibility of the research with meteorological information. It gives the chance to receive spatial distribution of meteorological parameters for any date of the vegetation period. The average summer value of the NDVI in 2011 was 0.45 for this site, which proves sparse vegetation during this year.

NDVI indices were calculated and visualized for the territory of the key site, based on Landsat TM multi-spectral space images made for September data of a 25-year difference: 1990 and 2015. While conducting field measurements, GPS-tracks were prepared for the site's borders, which were later converted into vector shape files, functioning as a mask for marking the borders of the sites. The NDVI areal mapping with a 0.1 pitch was conducted only within the limits of marked closed polygons.

Comparing the NDVI images, there is a digression of vegetation conditioned mainly by a high pasture load. In September of 1990, most of the site (53 %) had 0.3-0.4 NDVI values, while in September of 2010, 86 % of its area was 0.2-0.3.

In the field expedition studies of 2011-2015, a natural landscape indication of NDVI areas with different values was conducted. The natural and anthropogenic factors of the dynamics of their changes were studied. The territories of plowed fields, cleared by harvests, and the areas of steppe slope pastures in the stage of high digression, caused by cattle overgrazing and characterized by a projective vegetation cover of under 50 %, correspond to NDVI values of 0.1-0.2 dated September 8, 2010, taking in 8 % of the territory.

The most common NDVI value for September is 0.2-0.3. These are the prevailing split slope erosion denudation steppe landscapes with motley grass vegetation (*Leymus chinesis – Artemisia frigida + Potentilla acaulis – Caragana microphylla*). Because of cattle overgrazing, the vegetation of these landscapes experiences average digression; the value of its projective cover is mostly 65-70 %. Of the total projective vegetation cover, the small-leaved pea tree *Caragana microphylla (Pall.) Lam.* takes 17-20 %. Another 15-16 % is taken by the Chinese lyme grass *Leymus chinensis (Trin.) Tzvelev*, 12-13 % is taken by frigid sagebush *Artemisia frigida Willd*, and 9-10 % is taken by the stemless bloodroot *Potentilla acaulis L.*

NDVI values of 0.3-0.4 can be observed for only 6 % of the site area, in hollows and the far western and upper (absolute height marks of 810-870 m) parts of the slopes. The projective cover of the phytocenoses vegetation reaches 80-85 %. Among popular species, there are *Carex duriuscula C.A. Mey.*, which takes 27-33 % of the projective vegetation cover, the small-leaved caragana *Caragana microphylla (Pall.) Lam.* takes 30-33 %, the *Chinese lyme Leymus chinensis (Trin.) Tzvelev* takes 10 %, and the sage-leaf mullein *Phlomis tuberosa L.* takes 10 %.

In September 1990, some of these phytocenoses located in the western part of the area had NDVI values of 0.4-0.55. To all appearances, these phytocenoses had considerable projective cover (around 90-97 %); the highest share belonged to ling, feather grass, and mixed grasses, *Phlomis tuberose L.* in particular. It was proved by studies conducted on territories adjacent to the key site. The reason for phytocenosis digression is also cattle overgrazing.

A different picture is observed in the southern area of Kharaagol model polygon located on the sand massif of the Kharaa River left bank, 18 km south of steppe key area. In 2010, areas of the territories with NDVI values of 0.2-0.3 and 0.3-0.4 decreased somewhat compared to 1990, but areas with 0.1-0.2 values increased sufficiently (twice). This proves a tendency of vegetation cover degradation, similar to that in the northern part of the polygon.

Natural landscape studies conducted in 2008-2015 on the Kharaagol sandy area and its surrounding areas showed that the main factor of degradation of the vegetation covering it is the grazing and drift of farm animals, primarily sheep and goats, as well as horses and cattle to a lesser extent. Comparative analysis of changes in NDVI values with climate parameters (amount of atmospheric condensation, temperature indices, and relative humidity) did not reveal a correlative dependence for the 20-year period.

The natural landscape indication of NDVI areas with different values on this massif showed that the NDVI values of 0.1-0.2 appear mostly on barchans, dunes, and desert inter-barchan and inter-dune reductions with traces of intensive cattle grazing with a projective vegetation cover of 3-15 %. Sand areas with a projective vegetation cover up to 3 % have NDVI values of 0-0.1. The prevailing NDVI values for most of the massif, 0.2-0.3, correspond to those for the cover of pine (*Pinus sylvestris L.*) and small elms (*Ulmus pumila L.*). The current decrease in area as compared to 1990 is conditioned not only by farm animal grazing and drift but also by illegal deforestation in some parts and weak reforestation. Denser pine forests with a lot of shrubs make up 14-15 % of the sand massif area. They are located in the top southern part (absolute height marks are 780-815 m), with the NDVI values of 0.3-0.4.

According to the Mongolian State National Statistics Committee [6], a tendency to increase the number of farm animals was observed on the territories of Selenge and Darkhan-Uul aimags in 2000s. Express surveys conducted for arats having a household within the territories of the Kharaagol model polygon showed that nearly half of them immigrated here (to be closer to main market of animal products) with their herds in the 2000s from other periphery Mongolian aimags, the western (mostly) and Gobi.

Arid climate zone.

On the territory of Dundgov aimag (Mid-Gobi), moving from north to south, there is a gradual landscape substitute: desertified steppes of semi-deserts are changed for deserts with saxaul (*Haloxylon sp.*). Studies showed that in conditions of insufficient moisture (an annual sum of atmospheric condensation less than 100 mm on the territory of Ulziit somon of the southern part of Dundgov aimag, a maximal value of 150 mm in the north, or a complete absence of fresh surface water), Gobi landscapes are affected by degradation processes easily, especially by the physical weathering, deflation, and degradation of vegetation. Even though the general pasture load is low

on the territory of Dundgov aimag because of the rather low density of the animal base, the soil surface is trodden around bases within a 0.5-0.7 km radius, and there is hardly any vegetation cover (projective cover from 0 to 1 %).

Up north from the aimag center Mandalgovi, southern dry steppe landscapes dominate. They are located on 70-80 % of the territory. Desertified steppes take up 10-20 %, while saline and alkali saline soil comprise under 8 %. South from Mandalgovi, within the limits of the Mid-Gobi model polygon, desertified steppe landscapes prevail (65-75 %). The southern steppes take up 20-30 %, and the saline ones comprise less than 9 % of the territory.

The average NDVI value for the last decade aggregated for the model Mid-Gobi polygon is 0.12, which proves poor vegetation. Comparison of natural geobotanical studies conducted in 2011-2015 and the results for ecological groups of the Gobi areas of 2010 proves this conclusion, representing the increased share of euxerophyte plants in projective cover for different areas at 12-15 %, indicating continuous invasion of euxeropyte desert species of plants in the north. Thus, the share of euxerophytes has increased in the projective cover from 77 % in August 2010 to 96 % in August 2012 on the key site situated in the lowland, stony, desertified steppes 20 km south of Mandalgovi.

The tendency of xerophytization of Gobi vegetation shows NDVI index analysis of the Mid-Gobi territory polygon from Landsat TM images made in September 1990 and 2011. Thus, if in September 1990, 75 % of the polygon area had a 0.0-0.1 NDVI value, in September 2011, 92 % of the areas had values of 0.0-0.1 values. The natural landscape indication of areas conducted with different NDVI values showed that most (92 % of the area) values 0.0-0.1 can be observed in stony desertified steppes with predominant *Allium polyrrhizum Turcz. ex Regel*, which was popular in the southern Gobi areas in the 1990s. Areas with NDVI values of 0.1-0.2 currently comprising only 8 % of the Mid-Gobi polygon area are observed for ling and needle grass (*Achnaterum splendens – Carex duriuscula*) genuses of saline, stone-free valleys.

Meteorological data analysis proved that in the 2000s there was more severe drought during the summer periods than in the previous century, which, in our opinion, is the main factor for the digression tendency in the Gobi vegetation.

Conclusions.

The performed studies for different channels of optical range, using methods based on the consideration of differences in spectral reflection, together with field natural changes, prove that the degradation of the vegetation cover is increasing. Remote sensing methods, based on the analysis of spatial and temporal differentiation of biophysical vegetation parameters, quickly allow a determination of areas of ecological intensity conditioned by the degradation of vegetation cover and desertification.

Cattle overgrazing is observed on the studied areas. It conditions overload for pastures and leads to the digression of their vegetation cover. Therefore, livestock farmers and other land users have to use pasture rationally, changing grazing areas from time to time and thus regulating the grazing rotation.

References:

1. Anenkhonov O.A., Pykhalova T.D., Osipov K.I., et al. Key to Identification of the Plants in Buryatia. Ulan-Ude: Buryat Science Center. 2001. 670 p. (*In Russian*).
2. FAO/UNEP. Provisional Methodology for Desertification Assessment and Mapping. Rome. 1981. 83 p.
3. Grubov V.I. Key to Identification of Vascular Plants of Mongolia. Leningrad: Nauka. 1982. 443 p. (*In Russian*).
4. Gunin P.D., Miklyaeva I.M., Bazha S.N., et al. Peculiarities of degradation and desertification of the herbal communities of forest steppe and steppe ecosystems of Southern Transbaikalia // Arid ecosystems. 2003. N 9 (19-20). pp. 7-21. (*In Russian*).
5. Lupyan E.A., Savin I.Y., Bartalev S.A., et al. Satellite service "Vega" for monitoring of vegetation conditions // Modern Problems of Earth's remote sensing. 2011. N 8 (1). pp. 190-198. (*In Russian*).
6. Mongolian Statistical Yearbook 2009. Ulaanbaatar: Mongolian National Statistical Office. 2010. 448 p.

РАСТИТЕЛЬНЫЕ СООБЩЕСТВА КОНТАКТА СРЕД КАК ИНДИКАТОРЫ ДИНАМИКИ КЛИМАТА ВО ВРЕМЕНИ И ПРОСТРАНСТВЕ

[1]Сизых А.П., [2]Гриценюк А.П.

[1]Сибирский институт физиологии и биохимии растений СО РАН, Иркутск, Россия
[2]Сельскохозяйственная академия им. В.Р.Филиппова, Улан-Удэ, Россия
E-mail: alexander.sizykh@gmail.com, gap1958@mail.ru

Использование методов определения долговременных трендов динамики формирования растительности на фоне климатических изменений преобретает все большую актуальность на современнном этапе оценки развития природных систем. Это ставит перед исследователями ряд проблем, от выбора концептуальных основ до понятийно-терминологического оформления выделяемых процессов и состояний растительности разных природных сред. Решение такой задачи неизбежно приводит к необходимости внесения корректив в понимание существуюших процессов, происходящих в растительном покрове, что позволяет наметить вектор их развития в системе природных факторов определенной территории. В результате появляются основания для определения возраста, места и роли текущих состояний растительных сообществ в сукцессионных системах. Для этого необходимо выявление особенностей состава и сложения растительных сообществ, связанных с динамикой климата с определением периодов гомеостаза экосистем, особенно для растительных сообществ контрастных природных условий.

Оптимальные значения разнообразия растительных сообществ, равно как и биосистем в целом, зависят от количества ресурса в среде, степени стабильности и эволюционного развития сообществ, обусловленных экологическими, микроэволюционными и эволюционными процессами.

В настоящее время нет единого подхода к определению смысловой нагрузки понятия «экотон» при характеристике структуры растительного покрова контрастных (переходных) природных условий. Отчасти это связано с недостаточной разработанностью критериев, определяющих ранг данного понятия. В результате этот термин применяется при характеристике переходного состояния как растительности целой природной зоны (Walter, Box, 1976), так и опушки леса (Кучерова, Миркин, 2001). Экотоном в ряде случаев выступает и зона лесостепей (Неронов, 2008; Veble et al. , 1988). В этом случае мы имеем инверсию термина, когда разные по генезису и структуре растительные сообщества, отражающие различные физико-географические условия, неоднозначность реакций на динамику климата при формировании растительности определенной территории становятся объектами одного ранга в типизации сообществ при их классификации. Последнее, как известно, является основой выявления структурно-динамической организации растительности конкретных физико-географических условий территории.

Еще большая неопределенность существует в отношении термина «парагенез», используемого при характеристике пространственно-временной организации растительности. Если в геологии, географии, геоморфологии, геохимии и почоведении он является достаточно состоявшимся (Мильков, 1966, 1986), то по отношению к растительности примнение понятия «парагенез» до настоящего времени находится в области теоретических разработок в попытках характеризовать сложную организацию сообществ отдельных территорий (Евдокимов, 1979; Васильев, 2007).

Установление классификационной принадлежности растительных сообществ контакта сред, их реакции на динамику климата во времени и пространстве требует своего решения и исследования в этом направлении всегда актуальны как с научной, так и с практической точек зрения, поскольку дают возможность более обоснованно оценить современное состояние и прогнозировать изменения структуры растительного покрова обширных территорий на фоне современных изменений климата.

Целью исследований стало выявление особенностей пространственно-временной организации растительных сообществ - экотонов между высотными поясами, зональной лесостепью и зональной степью, а также растительных сообществ, отражающих парагенез в структуре определенных типов растительности природных зон Байкальской Сибири, обширной части Восточной Сибири. Основной задачей исследований являлось определение реакции растительных сообществ, формирующихся в условиях экстразональности степей в границах лесного типа растительности, сообществ, формирующихся на границе лесостепной и степной природных зон и растительных сообществ контакта «лес-подгольцовый пояс», «лес-горная тундра», как индикаторов вектора формирования межзональных, межвысотно-поясных и внутризональных растительных сообществ на фоне изменчивости климата в современных физико-географических условиях развития растительности Байкальской Сибири.

PHYTOCENOSES AT ENVIRONMENTS CONTACT SITES AS PROXIES OF CLIMATE DYNAMICS IN TIME AND SPACE

[1]Sizykh A.P., [2]Gritsenuk A.P.

[1]Siberian Institute of Plants Physiology and Biochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia
[2]Filipov Agricultural Academy, Ulan-Ude, Russia
E-mail: alexander.sizykh@gmail.com, gap1958@mail.ru

Usage of methods for determination of long-term trends of the dynamics of vegetation formation on the background of climate changes becomes more and more important at modern stage of the assessment of natural systems development. This causes to researchers a series of problems from choice of conceptual base to notions and terms of the processes identified and of state of vegetation of different environments. Solution of such a task results inevitably in necessity to correct the understanding of existing processes occurring in the vegetation cover. It allows to establish a direction of their development in the system of natural factors of any territory. As a result, we have base for determination of age, site and role of current state of phytocenoses in successional systems. It is necessary for this to reveal the peculiarities of phytocenoses composition and formation due to climate dynamics and to determine a period of ecosystems homeostasis, especially for phytocenoses of contact natural conditions. Optimal values of phytocenoses diversity, like one of whole biosystems, depend on the amount of resource in the environment, on stability degree and on evolutional development of cenoses due to ecological, micro-evolutional and evolutional processes.

At present, there is no united approach to determination of the sense of the notion "ecotone" while characterizing the structure of vegetation cover of contrast (transitional) environmental conditions.

This is partly due to an insufficient development of criteria determining the range of this notion. As a result, this term is used while characterizing a transitional state both of a whole natural zone (Walter, Box, 1976), and of a forest edge (Kucherova, Mirkin, 2001). In several cases, a forest-steppe zone is also called an ecotone (Neronov, 2008, Veble et al., 1988). In this case, there is a term inversion, when different by their genesis and structure phytocenoses reflecting different physical and geographical conditions and uneven responses to climate dynamics at vegetation formation on any territory become subjects of the same range while classifying and type determining of cenoses. It is known that the latter is a base for revealing of structural-dynamic of vegetation organization under concrete physical and geographical conditions of a territory.

There is more uncertainty for the term "paragenese" used for characteristics of spatial and temporal organization of vegetation. In geology, geography, geomorphology, geochemistry and pedology it is firmly determined (Mil'kov, 1966, 1986), but concerning vegetation, use of the notion "paragenese" is until present time in a theoretical field attempting to characterize a complex organization of cenoses at some territories (Yevdokimov, 1979; Vasilyev, 2007).

Determination of classification of phytocenoses at environments contact site, of their response onto climate dynamics with time and in space requires its solution. Studies in this field are always important both from scientific and from practical viewpoint as they allow to assess more correctly their modern state and to forecast changes in vegetation cover structure at wide territories on the background of modern climate changes.

Changes of climatic situation in Central Siberia and other regions of Russia during last decades are confirmed by data of studies performed. In particular, they suggest processes of dark coniferous species invasion; these are mainly Pinus sibirica Du Tour, Picea obovata Ledeb., Abies sibirica Ledeb. invading the zone of dominance of Larix sibirica Ledeb. in the Ob' and Yenisey Rivers basins forming stable canopy and undergrowth consisting of dark coniferous species in larch forests during last 30 years. There are simultaneous processes of forest invasion into isolated (extrazonal) steppes, the role of dark coniferous trees increases in the structure of light coniferous forests; the former ones dominate in the undergrowth and in the second stand synfolium. The structure of soil cover, the character of soil formation and data of recent paleogeographical studies allow to suppose that extrazonal steppe cenoses of the region are mainly temporary and reflect the specifics of the forests dynamics and evolution being proxies of occurred changes and of modern trends of climate dynamics in the whole Baikalian Siberia. It is to notice due to this fact that there are at present very ambiguous, sometimes contradictory opinions concerning climate changes forecast, and consequently, peculiarities of vegetation formation on its background. For example, in there is a forecast of climate cooling phase during next 20-30 years. Based on modeling of vegetation variability under the condition of definite climate dynamics, there is a forecast of shift of the boundary of taiga zone northward and of forest-steppe zone widening. In the dissertation by N.M. Chebakova, the author suggest on the base of built model that at further warming, the vegetation zones will be shifted with trend of forest-steppe zone widening northward.

During Holocene, there were spatial changes of cenoses structure under different natural conditions. Upper forest boundary varied during last 8.5 ky in North Europe, when the forest grew 200 m higher than at present. Siberian mountains and ecotones "forest – steppe" in South Ural were characterized by boundary shifts between

forest and mountain tundra, between forest and steppe. For a time, V. N. Sukachev suggested that forests were displaced by steppes during subboreal (xerothermal) period (within 2-3 ky BP) before the beginning of subatlantic period. In South Ural, the steppes were covered with larch forests during more humid subatlantic period. This is suggested by the presence of open larch forests in "steppe glades" on the slopes of Il'men' Ridge of south-eastern expositions of southern spurs of Ural. Since last hundred years there is a trend to considerable shifts of height and zonal boundaries due to climate change. Some shifts of upper forest boundary are found out in particular for Sayan upland during last several years. There is forest invasion (mainly of Pinus sibirica De Tour, Abies sibirica Ledeb.) into mountain tundra. It is to notice that spatial and temporal variations in the phytocenoses structure in ecotones "forest – mountain tundra" under modern natural climatic conditions are appropriate both for Ural mountains and for Khibins mountain system.

There are many forecasts of development of vegetation at transitional natural conditions on the background of climate dynamics: from change of zonal vegetation boundaries to forest invasion to watersheds in ecotones "forest – mountain tundra"; there are suggestions that forest will be replaced by steppe vegetation groups at contact site of zonal forests and steppes. There are recent publications with results of studies of probable changes in spatial structure of vegetation with shift of zonal and subzonal vegetation boundaries for different regions at diverse scenarios of climate changes. It is suggested that shifts of boundaries of vegetation subzones resulting from thermal conditions of vegetation periods may be positive – warming with change of conditions determining modern boundaries of subzones northward or with keeping of ones existing nowadays in different regions of European Russia and Siberia. There is also influence of climate change onto deserting of Kazakhstan zonal steppes, formation of steppe landscapes in North Caucasus and development of dry steppes in Mongolia.

All above listed suggestions are based on the assessment of links of zonal vegetation with the sum of active temperatires, but the researchers do not take into account moistening conditions with time – one of main environmental factor determining spatial stratigraphy in vegetation structure. This is especially important for the conditions of environments contact, for zone of transition of vegetation type both from latitudinal and from height belt viewpoints in vegetation cover organization. There are in Baikalian Siberia trends towards considerable changes of climate during last decades; it is to notice its main parameters – heterogeneity of spatial and temporal precipitation dynamics (trends to shift of main precipitations amount towards late summer and autumn in different areas of the region). A stable increase of main annual temperatures with the rate of 0.2-0.5 °C for a 10-year period is noticed. This is by one order of magnitude higher than found out for the whole Northern Hemisphere. At the same time, there of a decrease of continental characteristics of the climate in the region due to decrease of annual temperature amplitudes. There are trends to relative and multidirectional decrease of mean annual precipitations amount, especially in October-April with a maximum in December. Another proxy of climate change in the region during Holocene (during last 11,500 years) is as well diatom algae composition in bottom sediments of closed water bodies in some regions of Baikalian Siberia. It is shown here that increase of diatoms concentration due to increase of thaw water income into the lake induces the increase of mean annual temperatures during different Holocene periods in the region.

In the whole Baikalian Siberia there are as well processes concerning dynamics of increase of snow cover thickness and of maximal snow stocks during last 40 years for forest-steppe territories and for last 50 years in taiga zone. It is indicated that snow stocks and thickness are uneven for concrete territories in the region due to their physic-geographical and biogeographical conditions with a trend towards a relative decrease of snow cover time, especially for forest-steppe territories of Pre-Baikal. Decrease of snow cover presence time suggests, by the authors, increase of winter temperatures in the region. Such trends in snow cover formation in the Baikal region correlate with data of studies of climate dynamics for the whole North Eurasia.

Climate dynamics, at which processes of shift of natural (geographical) zones or of height belts as of definite environments are possible, results both in change of their boundaries and in polyzonal differentiation of vegetation, where cenoses of environments contact site themselves (transitional natural conditions), in our opinion, indicate changes in the structure of vegetation zonal types (and height belts) at climate change.

An established direction of changes in vegetation structure on the background of climate dynamics in Baikalian Siberia is based on the data of studies of cenoses forming under the conditions of natural zones contact (vegetation types), height belts and extrazonality determined as ecotones and paragenesis. Phytocenoses revealed due to such studies – ecotones and cenoses reflecting paragenesis (subject) in vegetation structure allowed to indicate in a rather detailed way past and present conditions of vegetation formation; they can serve as models for the forecast of development of phytocenoses at wide territories at existing climate dynamics, as well as while its scenarios vary in space and with time. Below we consider concrete, the most typical (of course, not all studied ones) examples of phytocenoses – ecotones and of cenoses reflecting paragenesis in vegetation stucture, and indicating changing climate in Baikalian Siberia.

References:

1. Vasilyev S.V. Paragenesis // Forest and swamp landscapes of West Siberia,Tomsk:
2. Scientific and Technical Literature of RAS SB, 2007. – pp. 24-29.
3. Yevdokimov L.A. Materials on paragenesis of flora and vegetation at phytocenotic level. On

4. Morphology and Dynamics of Vegetation Cover // Scientific Issues of Kuybyshev
5. Pedagogical Institute,1979. – Vol. 7. - № 229. – pp. 11-16.
6. Mil'kov F.N. Paragenetic landscape assemblages // Scientific issues of Voronezh Branch
7. of USSR Geographical Society, Voronezh, 1966. – pp. 6-18.
8. Mil'kov F.N. Physical Geography. Doctrine on Landscapes and Geographical Zonality,
9. Voronezh: VSU Publishing House, 1986. – 328 p.
10. Kucherova S.V., Mirkin B.M. On methods for analysis of forest margins ecotones //
11. Ecology, 2001 .- № 5. – pp. 339-342.
12. Neronov V.V. Zonal ecotones of North Eurasia: studies history and structural functional
13. organization Success of Modern Biology, 2008. – Vol. 1 .- № 128. – pp. 35-51.
14. Veble Th. T., Lorenz D.C. (1988) Recent vegetation change along the forest/steppe ecoton of Northern
15. Patagonia // Annals of the Association of American Geographers,1988. – Vol. 78. - № 1. – pp. 93–111.
16. Walter H., Box E. (1976) Global classification of natural terrestrial ecosystems // "Vegetatio", 1976. – Vol. 32. - № 2. – pp. 75-81.

MOSAIC STRUCTURE OF WEST SIBERIA SOURTHERN TAIGA SUBZONE MIRE

Sinyutkina A., Maloletko A.

Siberian Research Institute of Agricultural and Peat – branch of Siberian Federal Scientific Centre of Agricultural Biotechnology, Tomsk, Russia
E-mail: ankalaeva@yandex.ru

Mire ecosystems, accumulating carbon in the form of peat deposits in direct gas exchange with the atmosphere, play a key role in the dynamics of the global carbon cycle. The mosaic of mire facies influence on the functioning of the biotic circulation and it is the main factor of uncertainty of emission and absorption of greenhouse gases assessment within the wetlands. The mosaic structure means the spatial differentiation within elementary geosystems (facies), determined by the characteristics of mire microrelief. The goal of the paper is to define of relations microelevations and microdepressions based on an assessment of quantitative characteristics of the mire microrelief of the southern taiga subzone of West Siberia. The objects of research are natural and anthropogenic changes the pine-shrub-sphagnum bog facies of six sample sites located in the basins of the rivers Chaya, Ket and Nibega. Field research included surveying of the microrelief profile with geodetic level and tacheometer. More than 800 measurements were carried out in increments of 0.5 m. Statistical analysis include the calculations of differential distribution curve, kurtosis, skewness and others. Studies have shown that pine-shrub-sphagnum bogs of key areas within the southern taiga subzone of West Siberia is characterized by normal distribution of heights with proportional distribution of positive and negative shapes in the native sites and the prevalence of certain negative forms on drained sites. Microrelief of native wetlands compared with drained has lower values of the dismemberment (standard deviation of native mires, σ=8,58; standard deviation of dried mires mires, σ=8,58), the oscillation amplitude in the range of the confidence interval (amplitude of native mires, A=29 cm, amplitude of dried mires, A=35) and is characterized by a predominance of the heights about the mean surface (interval from -5 to 5 cm include 50 % of surface).

МОЗАИЧНОСТЬ БОЛОТНЫХ ФАЦИЙ ЮЖНО-ТАЕЖНОЙ ПОДЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Синюткина А.А., Малолетко А.А.

Сибирский научно-исследовательский институт сельского хозяйства и торфа – филиал Сибирского федерального научного центра агробиотехнологий РАН, Томск, Россия
E-mail: ankalaeva@yandex.ru

Болотные экосистемы, аккумулируя углерод в виде торфяных залежей при непосредственном газообмене с атмосферой, играют ключевую роль в динамике глобального цикла углерода. Внутренняя мозаичность болотных фаций оказывает влияние на функционирование биотического круговорота и является главным фактором неопределенности оценок эмиссии и поглощения парниковых газов в пределах заболоченных территорий (Завалишин, 2015). Под мозаичностью понимается пространственная дифференциация

внутри элементарной геосистемы (фации), определяющаяся главным образом характеристиками микрорельефа болота. Целью работы является определение характерных соотношений площадей микроповышений и микропонижений на основе оценки количественных характеристик микрорельефа болот южно-таежной подзоны Западной Сибири.

Объектами исследования являются естественные и антропогенно измененные сосново-кустарничково-сфагновые верховые болотные фации шести модельных участков, расположенные в бассейнах рек Чая, Кеть и Нибега. Полевые исследования включали съемку профиля вертикального сечения горизонта формирования микрорельефа с помощью нивелира и/или тахеометра. Всего выполнено более 800 измерений с шагом 0,5 м. Статистический анализ данных таксационных измерений микрорельефа модельных участков включал расчёт средней ординаты профиля горизонта формирования микрорельефа (x) и построение дифференциальной кривой распределения высот микрорельефа w(x), определение среднеквадратического отклонения и коэффициента асимметрии. Среднеквадратическое отклонение характеризует степень расчлененности поверхности болота (Наставления, 1990), коэффициент асимметрии отражает относительное преобладание либо выпуклых, либо вогнутых в плане форм поверхности болота. Положительная асимметрия означает преобладание вогнутых форм с отрицательной плановой кривизной, при асимметрии, равной нулю, положительные и отрицательные формы имеют пропорциональное распределение.

Проведенные исследования показали, что микрорельеф естественных сосново-кустарничково-сфагновых верховых болот кочковатый, образован слившимися моховыми подушками с низкими понижениями, в которых встречаются пушицевые кочки. Средняя высота положительных форм составляет 25-30 см, средний размер колеблется от 0,4-0,5 м до 1,5-2 м и более. Склоны моховых подушек пологие, часто слабо выраженные. Отрицательные формы представляют собой узкие межкочья размером от 0,1–0,2 до 2–3 м (рисунок 1). Для микрорельефа естественных болот характерен нормальный закон распределения высот, коэффициент асимметрии равный нулю соответствует пропорциональному распределению положительных и отрицательных форм относительно средней поверхности. Высотные отметки в интервале 5-(-5) см занимают около половины поверхности фаций Доверительный интервал при уровне значимости p=0,05 охватывает колебания высот от -14,7 до 14,1 см относительно средней поверхности. Среднеквадратическое отклонение колебаний высот модельных участков изменяется в пределах от 4,65 до 10,37 при среднем значении 8,58 (рисунок 2, таблица).

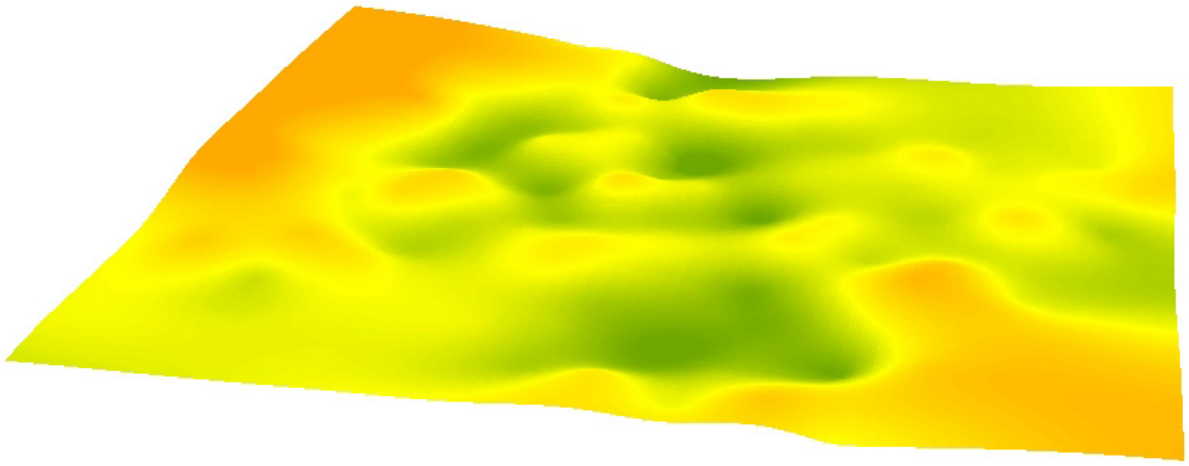


Рисунок 1 – Цифровая модель микрорельефа участка (5×5 м) на естественном болоте в бассейне р. Чая (зелёным цветом показаны высоты ниже средней поверхности)
Figure 1 – Digital model of microrelief of the site (5 × 5 m) in a native bog in the river basin of Chaya (green color shows the height of the surface below the average)

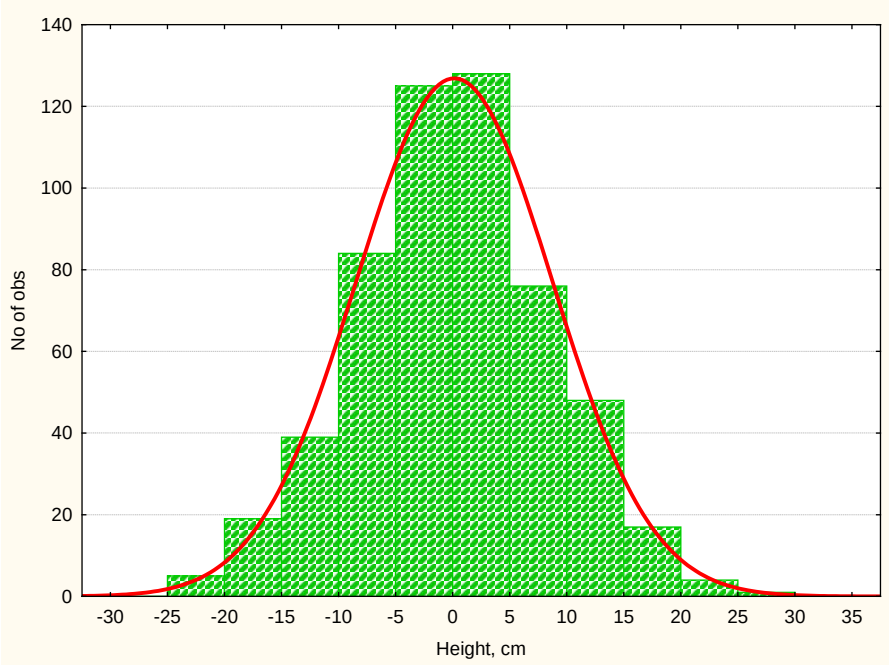


Рисунок 2 – Распределение высот микрорельефа естественных сосново-кустарничково-сфагновых болот
Figure 2 – Distribution of microrelief heights of native pine-shrub-sphagnum bogs

Таблица – Показатели микрорельефа осушенных и естественных сосново-кустарничково-сфагновых болот

Показатели микрорельефа	Естественные болота	Осушенные болота
Амплитуда, см	49,6	52,5
Среднеквадратическое отклонение, σ	8,58	10,48
Коэффициент асимметрии, λ_1	-0,007	0,16
Коэффициент эксцесса, λ_2	-0,09	-0,49
Критерий Лиллиефорса	более 0,20	менее 0,20

Осушенные участки отличается крупными размерами форм микрорельефа, что, вероятно, определяется низким уровнем болотных вод в первые годы после осушения, увеличением продуктивности растительности в понижениях, а как следствие – увеличение скорости торфонакопления и слияние моховых подушек в единые формы крупных размеров (Гашкова, Синюткина, 2015). Высота положительных форм составляет 30–50 см, размеры. Размеры положительных форм достигают 5 м в длину. Отрицательные формы рельефа представлены узкими и извилистыми межкочьями, достигающими 5 м в длину. Склонно положительных форм преимущественно пологие, на отдельных участках встречаются крутые не покрытые растительностью (рисунок 3).

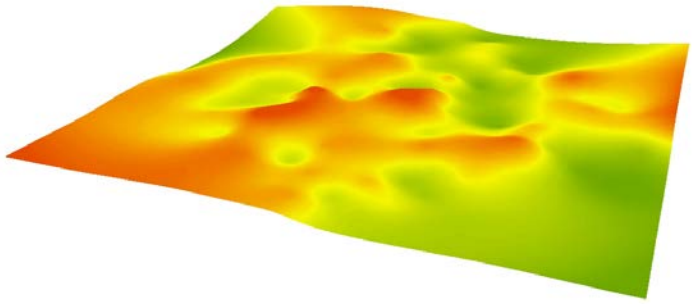


Рисунок 3 – Цифровая модель микрорельефа осушенного участка (5×5 м) в бассейне р. Чая (зелёным цветом показаны высоты ниже средней поверхности)
Figure 1 – Digital model of microrelief of the site (5 × 5 m) in a drained bog in the river basin. Chaya (green color shows the height of the surface below the average)

Для микрорельефа осушенных болот характерна положительная асимметрия распределения высот и преобладание участков ниже средней поверхности. В сравнении с естественными болотами, для осушенных характерны большие значения амплитуды колебаний высот расчлененность рельефа (рисунок 4, таблица). Доверительный интервал при уровне значимости p=0,05 охватывает колебания высот от -16,2 до 18,7 см. Высоты около средней поверхности в интервале 5-(-5) см занимают всего около 30 % (рисунок 5).

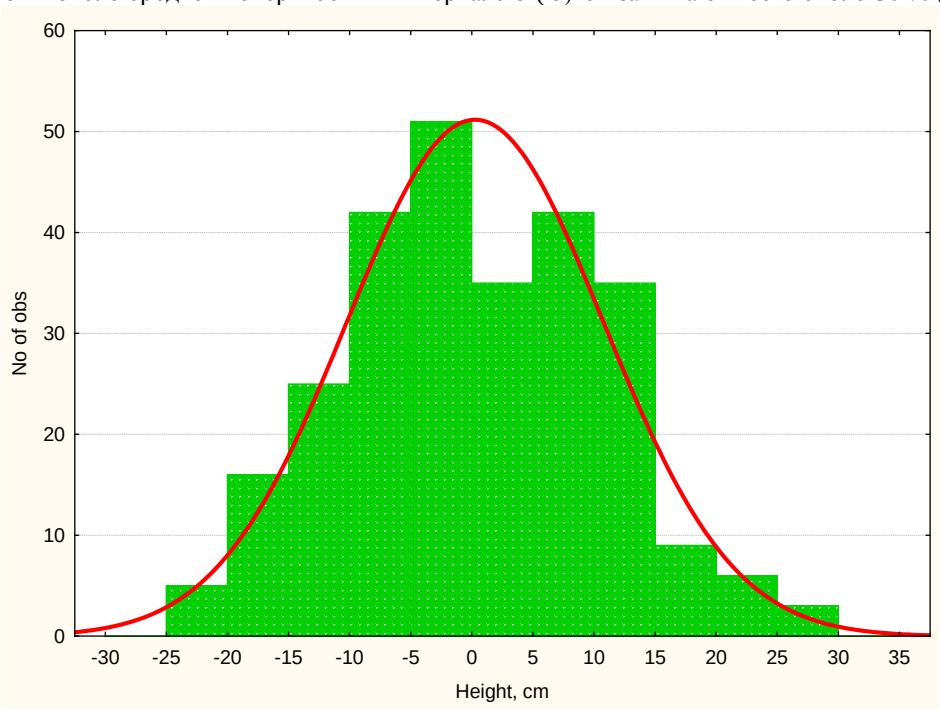


Рисунок 4 – Распределение высот микрорельефа осушенных сосново-кустарничково-сфагновых болот
Figure 2 – Distribution of microrelief heights of a drained pine-shrub-sphagnum bogs

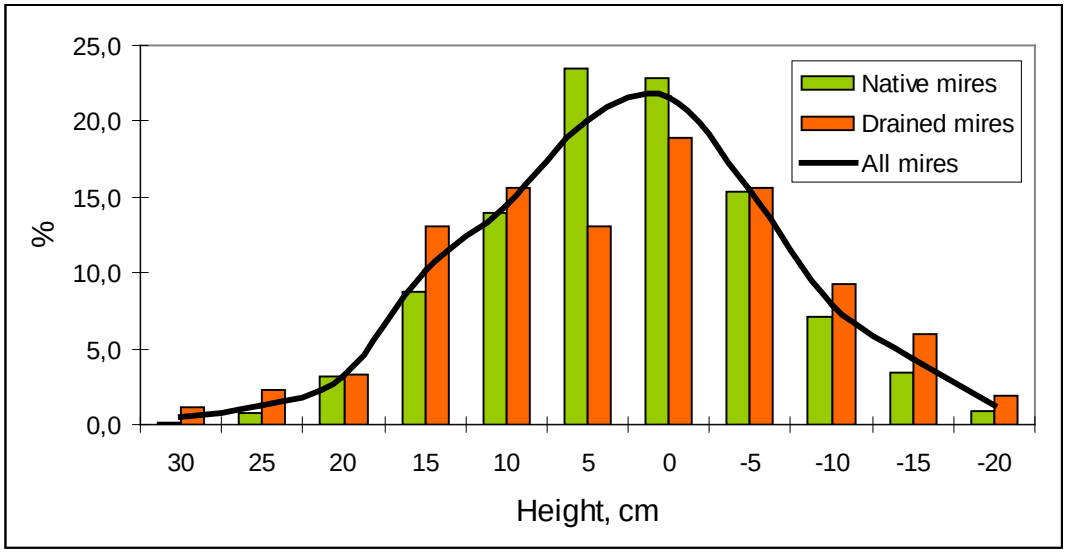


Рисунок 5 – Частота встречаемости высот микрорельефа сосново-кустарничково-сфагновых болот
Figure 5 - Frequency of the microrelief height pine-shrub-sphagnum bogs

Таким образом, проведенные исследования показали, что для сосново-кустарничково-сфагновых болот ключевых участков в пределах южно-таежной подзоны Западной Сибири характерен нормальный закон распределения высот с пропорциональны распределением положительных и отрицательных форм на естественных участках и некоторым преобладанием отрицательных форм на осушенных. Микрорельеф естественных болот по сравнению с осушенными имеет меньшие значения расчленения, амплитуды колебаний в пределах доверительного интервала и характеризуется преобладанием высот около средней поверхности.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 16-07-01205 А.

Литература:

1. Гашкова Л.П., Синюткина А.А. Оценка трансформации осушенного верхового болота (на примере участка Бакчарского болотного массива) // Вестн. Том. гос. ун-та. Биология. 2015. № 1 (29). С. 164-179
2. Завалишин Н.Н. Влияние мозаичности ландшафтов на биотический круговорот болотных экосистем бореальной зоны Западной Сибири при изменениях климата и хозяйственных воздействиях // Проблемы изучения и использования торфяных ресурсов Сибири, 2015. С. 76-79
3. Наставления гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 8: Гидрометеорологические наблюдения на болотах. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 360 с.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ СОДЕРЖАНИЯ ХЛОРОФИЛЛА «А» В ОЗ. БАЙКАЛ МЕТОДАМИ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Содномов Б.В., Цыдыпов Б.З., Гармаев Е.Ж.

Байкальский институт природопользования СО РАН, Улан-Удэ, Россия
E-mail: sodnomov@binm.ru

Хлорофилл «а» – основной пигмент зеленых растений, включая все группы водорослей. Этот параметр является основным показателем биомассы фитопланктона. Для оценки хлорофилла «а» выбран подход, основанный на использовании спектральных характеристик излучения в синем и зеленом диапазонах спектра. В работах [1,2] показано, что данные ДЗЗ (дистанционного зондирования Земли) имеют высокую степень корреляции с наземными измерениями концентрации хлорофилла «а» (R^2 = 0,7-0,72).

Используя спутниковые снимки спектрорадиометра MODIS по данным каналов 10 (синий цвет, длина волны – 483-493 нм) и 12 (зеленый цвет, 546-556 нм), была определена концентрация хлорофилла «а» согласно методике Ocean Color Chlorophyll (OC) v6, представленной в работе [3].

Спутниковые данные показывают пространственную неоднородность акватории озера по содержанию хлорофилла. К районам с постоянно высоким содержанием хлорофилла «а» относятся часть оз. Байкал, расположенная напротив дельты Селенги, заливы Провал, Сор и Чивыркуйский. К районам с низким содержанием хлорофилла относятся Южная, Средняя и Северные котловины Байкала, пролив Малое море, Баргузинский залив.

Для определения зависимости между концентрацией хлорофилла «а» и температурой были загружены метеоданные и построены температурные поля средней температуры за 14 дней. Для сравнения уровня концентрации хлорофилла «а» были выбрано 27 точек в заливах Черкалов Сор, Провал, Чивыркуйский и Баргузинский, а также по трансекте от дельты р. Селенги к западному берегу оз. Байкал.

Были выбраны 3 дня 2010 г.: 13 июня, 23 августа и 28 сентября. Используя продукт MOD11, была определена температура поверхности оз. Байкал, в частности, в выбранных точках. Проведено сопоставление концентрации хлорофилла «а» и средней температурой за 14 дней до выбранной даты.

В начальный период вегетации есть корреляционная зависимость между средней температурой и концентрацией хлорофилла «а» (R^2 = 0,495). К концу августа зависимость ослабляется (R^2 = 0,26). К концу сентября температурные поля выравниваются, температура поверхности в целом падает, концентрация хлорофилла незначительно падает, а корреляционная зависимость исчезает.

Выводы.

1. Определено, что заливы Провал, Сор и Чивыркуйский являются районами с повышенным содержанием хлорофилла «а». Концентрация хлорофилла «а» на поверхности оз. Байкал максимальна к концу июля.

2. Обнаружена зависимость содержания хлорофилла «а» от температуры в начальный период вегетации водной растительности.

DETERMINATION OF THE CHLOROPHYLL «A» CONCENTRATION IN LAKE BAIKAL USING REMOTE SENSING METHODS

Sodnomov B.V., Tsydypov B.Z., Garmayev E.Zh.

Baikal Institute of Nature Management SB RAS, Ulan-Ude, Russia
E-mail: sodnomov@binm.ru

Introduction.

Chlorophyll "a" is the main pigment of green plants, including all groups of algae. This parameter is a key indicator of phytoplankton biomass. To estimate the chlorophyll "a" we chose an approach based on using of the spectral characteristics of the reflection in the blue and green spectral ranges. Satellite data in the optical scanners allow evaluating the optical properties of water in the surface layer. It allows calculating the important biogeochemical parameters such as concentration of chlorophyll and suspended matter, vegetation indices. In [1,2] it was shown that remote sensing data have a high correlation with ground measurements of the chlorophyll "a" concentration (R^2 = 0.7-0.72).

As part of the civil law contract №18-GK/FTsP-B-2014 from 05.11.2014 for the implementation of scientific research and experimental design work on the realization of the federal target program "Protection of Lake Baikal and the socio-economic development of the Baikal natural territory for 2012-2020" it was required to determine the concentration of chlorophyll "a" in the Baikal. Based on images from the MODIS Terra spectroradiometer determination of the spatial and temporal dynamics of the concentration of chlorophyll "a" changes was carried out.

Materials and methods.

MODIS sensor consists of two scanning spectrometers, one of which (MODIS-N) is directed to the nadir and shooting axis of the other (MODIS-T) may be rejected. This instrument provides images in 36 discrete bands of the spectrum from 0.4 to 14.5 microns. Images in two bands (620-670 and 841-876 nm) have a resolution of 250 m, the five bands of visible and near infrared range have a resolution of 500 m, and the rest (0.4 to 14.4 micron range) - 1000 m. The size of the MODIS images of the scene for the Baikal region is about 1500 x 1000 km.

The data were obtained from the MODIS Terra satellite by NASA Ocean Color project (http://oceancolor.gsfc.nasa.gov). The satellite data are collected since 2000, with high periodicity (daily) that allows to perform a retrospective analysis of satellite data. In particular, it allows offering a way to assess the concentration of chlorophyll "a" in Lake Baikal.

MODIS 1B-level images were selected from the US Geological Survey website (http://lp.daac.usgs.gov), i.e. pictures are with geometric and radiometric correction and georeference. Using the "MODIS Reprojection Tool Swath", the selected images were reprojected from the MODIS default sinusoid projection to the geographic. Further, using the ready-made products MOD6 and MOD35, clouds areas were cut from pictures.

Using channels 10 (blue wavelength, 483-493 nm) and 12 (green, 546-556 nm), concentration of chlorophyll "a" for 2010-2014 years was determined by the Ocean Color Chlorophyll method (OC) v6, presented in [3].

Results.

The satellite data show the spatial inhomogeneity of the lake waters in the case of the content of chlorophyll. The areas with consistently high chlorophyll "a" concentration are located around the Selenga delta and the bays: the Proval, the Sor Cherkalovo and the Chivyrkuisky. Areas with a low content of chlorophyll are South, Central and North Basin of Lake Baikal, the Small Sea strait, the Barguzin Bay.

An analysis of the temporal dynamics of chlorophyll "a" in the Baikal by the satellite data shows that the maximum concentration of the chlorophyll "a" in the analyzed period observed in the 2011. The minimum values are detected in the 2013. In areas with a high content of chlorophyll "a" a large dynamic of changes of chlorophyll concentrations is detected, which may indicate their greater sensitivity to changes of environmental factors (Fig. 1). The distribution of tones depends on concentration chlorophyll "a": the lighter the site, the less concentration.

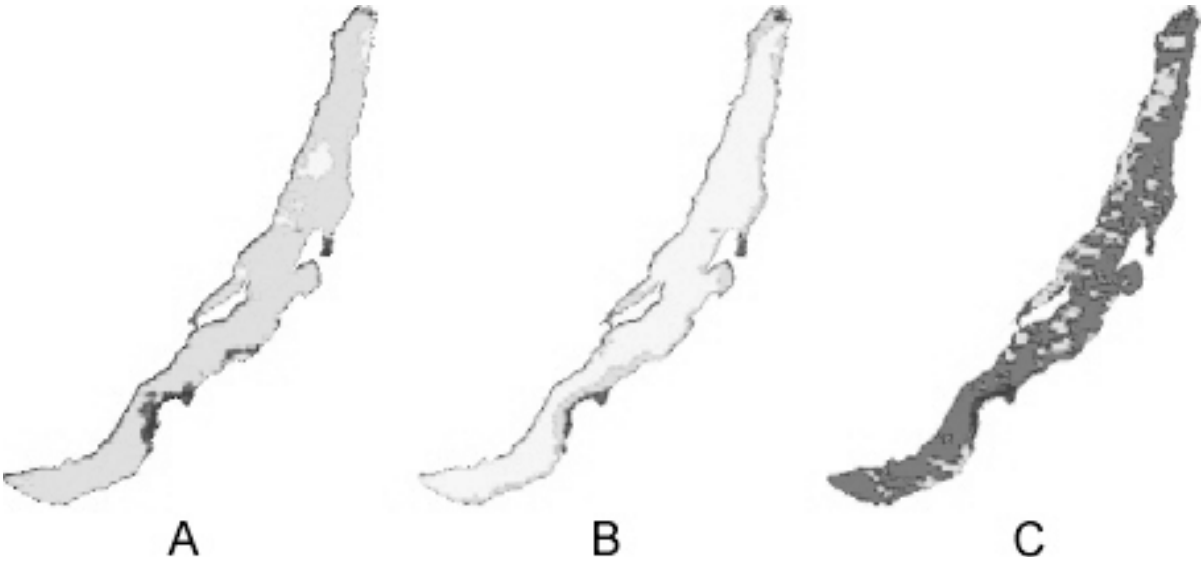


Fig. 1 – Distribution of chlorophyll "a" in surface waters of the lake Baikal:
A - 09.2010, B – 07.2011, C - 08.2012

The average content of chlorophyll "a" in areas with a high content exceeds 1.5-2 times the average content of chlorophyll in areas with low content. Thus, in areas with the high content of chlorophyll average concentrations are 2.87-3.39 mg/m^3, and in areas with the low content of chlorophyll average concentrations are 1.91-2.22 mg/m^3. The difference between these two areas can be explained by objective factors: a shallower depth, water temperature increased and probably a higher content of nutrients (nitrogen and phosphorus).

It should be noted that areas with a high content of chlorophyll "a" have conditions that are potentially correct to the toxic species of cyanobacteria and the breeding of filamentous charophyte green algae Spirogyra, which is especially dangerous for the ecosystem of the Baikal.

Areas of the Baikal with high chlorophyll "a" concentration are under a high anthropogenic load, because are of great interest from the point of view of recreational activity.

To determine the relationship between the concentrations of chlorophyll "a" and the temperature the weather data were downloaded. Temperature fields of average temperature for 14 days are created. 27 points is chosen in the bays the Sor Cherkalovo, the Proval, the Chivyrkuisky, the Barguzinsky and on the transect from the Selenga delta to the western shore of the Baikal for comparison concentration chlorophyll "a".

3 days in 2010 are selected: June 13, August 23 and September 28. Using a product MOD11 the surface temperature of Lake Baikal was determined. MOD11 is MODIS product for determining the land surface temperature and emissivity (LST/E). The picture is taken every day, with a resolution of 1 km. The following table 1 shows a comparison of the chlorophyll "a" concentration and an average temperature of 14 days before the chosen date.

Table 1. The chlorophyll "a" concentration and an average temperature

Point	June 13		August 23		September 28		Place
	chl_a, mg/m^3	T, °	chl_a, mg/m^3	T, °	chl_a, mg/m^3	T, °	
1	3	15.13	4	7.43	4	8.65	Proval bay
2	2.5	14.32	4	16.00	3	8.52	
3	2	7.96	2.5	11.92	2	9.61	Near delta area
4	2.5	7.59	2.5	11.67	2.5	9.05	
5	2.5	5.86	2.5	10.43	2.5	8.86	
6	3	8.68	3	11.52	2	8.86	
7	3	10.28	2.5	12.47	3	9.02	
8	3	11.32	3	12.89	2.5	9.80	
9	2	4.67	2	10.16	2	9.66	Transect in "open" lake
10	2	2.58	2	9.64	2	9.39	
11	2	2.65	2.5	10.00	2	9.58	
12	2	2.20	2.5	10.38	15	9.13	
13	2	2.63	2	10.29	15	9.52	

14	2	2.72	2	10.51	15	9.54	
15	2	3.21	2	10.75	15	8.82	
16	4.5	15.71	4	15.16	4	9.64	Sor Cherkalovo bay
17	4.5	11.26	3	12.78	2.5	9,75	
18	3	15.58	4	15.18	4	9.39	
19	3.5	18.19	5	16,45	3.5	9,95	
20	3.5	15.03	4	14.60	4	9.52	
21	3	3.88	4	16.05	3.5	10.51	Chivyrkuisky bay
22	2.5	4.65	3	15.70	3.5	10,21	
23	2.5	1.70	2.5	14.65	3.5	10.41	
24	2.5	1.74	2	14.35	4	9.38	
25	2	3.34	2	13.33	2.5	10.81	Barguzinsky bay
26	15	2.75	2	12.87	15	11.49	
27	2	2.60	2	13.76	15	10.16	

In the first period of the algae growing there is a correlation between the average temperature and the concentration of chlorophyll "a" (R^2 = 0.495). In the end of August the dependence is weaker (R^2 = 0.26). In the end of September temperature fields are aligned, the surface temperature generally falls, the chlorophyll concentration slightly falls, and the correlation disappears.

Conclusions.

1. It has been determined that the bays the Proval, the Sor Cherkalovo and the Chivyrkuisky are areas with high concentration of chlorophyll "a". The concentration of chlorophyll "a" on the surface of Lake Baikal is maximized in the end of July.

2. The chlorophyll "a" depends on the temperature in the initial period of vegetation of aquatic vegetation. In the end of vegetation period this depend is disappears.

References:

1. Heim B., Fietz S., Oberhaensli H., Kaufmann H., Investigation of terrigenous input and phytoplankton in Lake Baikal (RU) using SeaWiFS Ocean Colour data / INTAS Strategic Scientific Workshop "Towards Europe – wide coherent and harmonized management/protection of inland, coastal and marine ecosystems and global climate change study: role of remote sensing means" June 18-19, 2005, at the 31th Int. Symp. Remote Sensing of Environment, St. Petersburg, Russia.
2. Sayers M.J. A new method to generate a high-resolution global distribution map of lake chlorophyll / International Journal of Remote Sensing. 2015, Vol. 36, N.7, P. 1942-1964.
3. O'Reilly J.E. and others SeaWiFS Postlaunch Calibration and Validation Analyses, Part 3. NASA Tech. Memo. 2000-206892, Vol. 11, Hooker S.B. and Firestone E.R., NASA Goddard Space Flight Center, 49 pp.

СЕКЦИЯ 4

Наземные экосистемы Северной Евразии
и глобальный биогеохимический цикл

SESSION 4

Terrestrial Ecosystems of Northern Eurasia
and a global biogeochemical cycle

BIOTIC TURNOVER IN PEATLAND LANDSCAPES OF SOUTHERN AND MIDDLE TAIGA IN WESTERN SIBERIA UNDER CLIMATE AND ANTHROPOGENIC CHANGES

Zavalishin N.N.

A.M. Obukhov Institute of atmospheric physics RAS, Moscow, Russia
E-mail: nickolos@ifaran.ru

For several types of landscape in southern and middle taiga peatland ecosystems in Western Siberia dynamic models of carbon or combined carbon-nitrogen biological turnover in annual time scale are designed and studied under climate change and human perturbation scenarios for the XXI century. New method of storage-flow dependence and data on phytomass-production functions are used in order to account for landscape type peculiarities impact on dynamics of carbon and water exchange between peatland surface and atmosphere. Carbon-nitrogen interaction is provided by two biochemical mechanisms which served a basis for one of the first models of their turnover in a mesotrophic peatland earlier (Alexandrov et al., 1994): 1) intensity of litterfall is propotional to the *C*:*N* ratio in the living phytomass that reflects nitrogen starvation of plants; 2) decay rate for dead organic matter decreases with the increase of carbon/nitrogen ratio in it. Flows depend on climatic variables – annual temperature and total precipitation over vegetation period. Stationary points of each model reflect climax states of biological succession while stability loss corresponds to transitions between these states. Methods of bifurcation theory allow determine stability boundaries for each steady states of each model in the space of parameters depending on climatic variables and some hydrologic characteristics. The most important among them are carbon assimilation, runoff and decay of dead organic matter rates.

The scenario of peat mining anticipates a regular output of a controlled fraction of dead organic matter from the ecosystem while intensification of natural fires rising with projected climate change is simulated by the output from both dead and living organic matter pools in discrete time moments accompanied by change of destruction rate for the remaining part of dead organic matter. Relatively soft climate change scenario initiated by the global model IPSL and emission projection RCP-2.6 leads to weak changes in peatland landscapes and small increase of total carbon emission to the atmosphere (less than 20% up to 100 years). In this case the peat mining becomes the leading factor of peatland degrade. In case of extremely strong climate change by the RCP-8.5 scenario, decay rate of dead organic matter increases with local precipitation decrease, and natural fires start to play a dominating role in peatland landscapes evolution and rise the probability for them to degrade to the end of 100 year period.

The work was supported by the project 16-07-01205-a of Russian Foundation of Basic Research and the Program "Integrated Studies on Actual Problems of Earth Sciences" of the Russian Academy of Sciences.

БИОТИЧЕСКИЙ КРУГОВОРОТ В БОЛОТНЫХ ЛАНДШАФТАХ ЮЖНОЙ И СРЕДНЕЙ ТАЙГИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ПРИ ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА И ХОЗЯЙСТВЕННЫХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ

Завалишин Н.Н.

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия
E-mail: nickolos@ifaran.ru

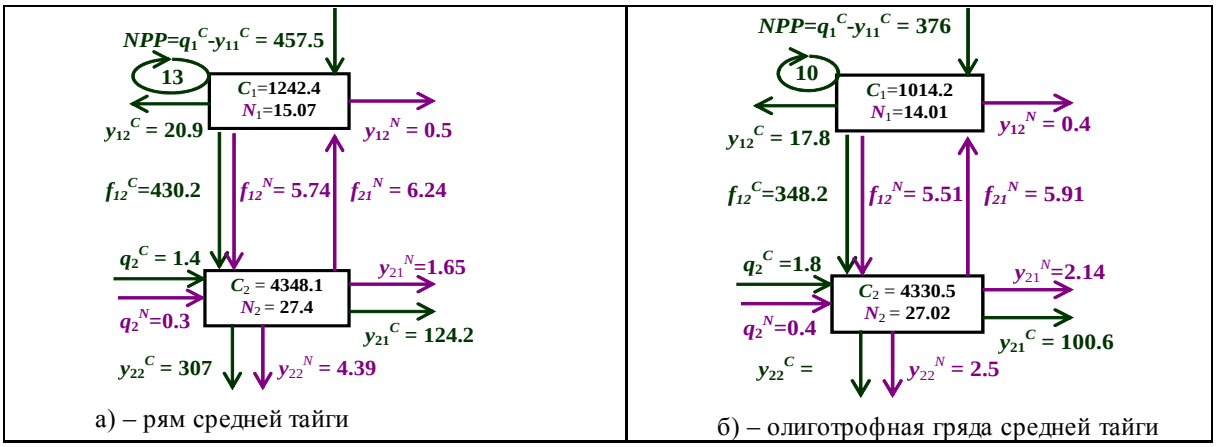
Торфяные болота Западной Сибири играют значительную роль в региональном и глобальном биогеохимическом круговороте углерода. Пространственная мозаичность болот (пространственная дифференциация элементарных болотных ландшафтов и неоднородность микрорельефа внутри них) является главным фактором неопределённости оценок значений эмиссии и поглощения парниковых газов на их территориях. Цель настоящей работы состоит в исследование роли мозаичности болотных ландшафтов в динамике биотического круговорота болот бореальной зоны Западной Сибири и эмиссии углеродсодержащих газов с их поверхности при вероятных изменениях климата согласно внешним климатическим сценариям группы RCP и хозяйственных воздействиях.

Для нескольких типов болотных ландшафтов олиго- и мезотрофных болот средней тайги (Косых и др., 2010) построены двухкомпонентные схемы совместного углеродно-азотного биотического круговорота в среднегодовом масштабе времени, основанных на единой блоковой схеме, компонентами которой

являются живое органическое вещество растительности и мертвое органическое вещество корнеобитаемого слоя торфяной почвы (рис. 1). Для олиготрофных и эвтрофных болот южной тайги Западной Сибири (Golovatskaya, Dyukarev, 2009) в отсутствие данных по азотному циклу создан набор двухкомпонентных схем круговорота углерода, дополненный схемой совместного круговорота углерода и азота для мезотрофной топи южной тайги Западной Сибири по данным работы (Базилевич и Титлянова, 2008). Потоки между пулами характеризуют основные взаимодействия между компонентами круговорота. Взаимодействие между углеродным и азотным циклами обеспечивается двумя основными биохимическими механизмами: 1) интенсивность опада пропорциональна отношению *C*:*N* в фитомассе, и при недостатке азота повышается (азотное голодание растений); 2) интенсивность разложения мертвого органического вещества уменьшается при увеличении отношения *C*:*N* в нем (Alexandrov et al., 1994).

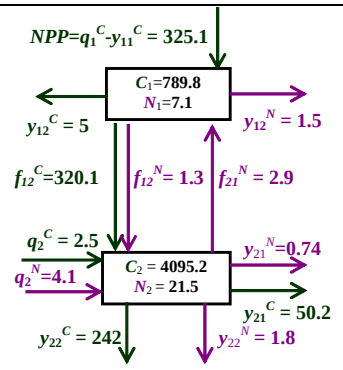
При создании динамических моделей используется «асимптотический» метод представления зависимостей потоков от запасов. Он основан на идее асимптотического представления заранее неизвестных потоковых функций степенными рядами в окрестности измеренной равновесной статической схемы, отвечающей круговороту на каждом ландшафте и являющейся стационарным состоянием модели, отражающим климаксное состояние сукцессии. Потеря устойчивости равновесий соответствует переходам между состояниями. В зависимости от имеющегося количества информации по уравнениям совместности потоков калибруются коэффициенты этих рядов. Исключением является зависимость первичной продукции растительности от фитомассы, определяемая экспертно на основе существующих баз данных (Базилевич и Титлянова, 2008; www.biodat.ru) и ее значений в измеренных состояниях. Методы теории бифуркаций позволяют определить границы устойчивости стационарных состояний модели в пространстве параметров (Zavalishin, 2008). Для болотных экосистем это интенсивность ассимиляции углерода растительностью из атмосферы и скорость разложения мертвого органического вещества. Поскольку эти параметры зависят от характеристик климата (среднегодовой температуры и суммы осадков) и гидрологического цикла (уровня болотных вод, стока, влагосодержания верхнего слоя торфяной залежи), то эти характеристики и определяют динамику биотического круговорота, эмиссии углерода и состояние экосистем на параметрическом портрете.

Для моделирования последствий изменений климата использованы климатические проекции модели IPSL, основанные на двух сценариях RCP антропогенных выбросов в атмосферу в ближайшие 100 лет – «жестком» RCP-8.5 и «мягком» RCP-2.6. Разнообразные виды хозяйственной деятельности человека приводят к преобразованию болотных ландшафтов и изменению уровня эмиссии углеродсодержащих газов с их поверхности. Среди них высокой степенью преобразования ландшафта характеризуются торфодобыча и пожары на торфяниках, в т.ч. осушенных (Ландшафты болот Томской области, 2012). Поэтому сделан сценарий торфодобычи, состоящий в постоянном изъятии управляемой доли мертвого органического вещества из системы, а последствия усиления природных пожаров, частота которых увеличивается с потеплением климата по указанным сценариям, моделировались периодическим одномоментным изъятием углерода из обоих пулов с изменением интенсивности разложения оставшейся части МОВ. Относительно мягкий сценарий изменения среднегодовой температуры и суммы осадков RCP-2.6 приводит в течение 100 лет к небольшим изменениям болотных ландшафтов, и как следствие, небольшому повышению суммарной эмиссии углерода в атмосферу (менее 20%). Ведущим фактором, способным приводить к деградации болотных экосистем, в этом случае становится торфодобыча. В случае сильного потепления по сценарию RCP-8.5 усиление разложения МОВ может произойти только при уменьшении осадков, но в любом случае значительную роль начинают играть пожары, которые способны привести к быстрой деградации повышенных участков болотных экосистем.

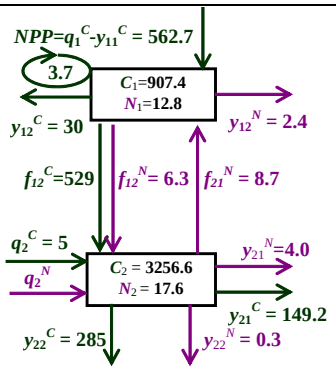


а) – рям средней тайги

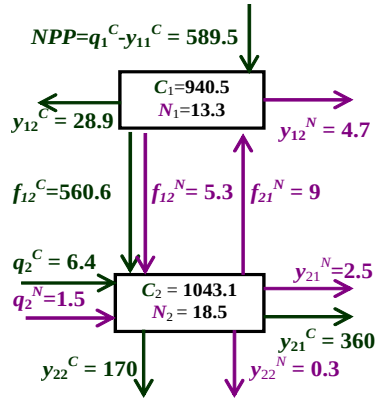
б) – олиготрофная гряда средней тайги



в) олиготрофная мочажина средней тайги



г) мезотрофная топь средней тайги



д) мезотрофная топь южной тайги

Рис. 1. Агрегированные двухкомпонентные схемы биотического круговорота в экосистемах болот средней тайги Западной Сибири (Косых и др., 2010).
а) – рям средней тайги, б) - олиготрофная гряда средней тайги, в) - олиготрофная мочажина средней тайги; г) – мезотрофная топь средней тайги; д) мезотрофная топь южной тайги.

Запасы углерода (гC/м^2), азота (гN/м^2): C_1, N_1 – живое органическое вещество, C_2, N_2 – мертвое органическое вещество; Потоки (гC/м^{2}год для углерода, гN/м^{2}год для азота): q_1^C , q_1^N – ассимиляция C и N из атмосферы, q_2^C – привнос углерода из соседних экосистем, q_2^N – фиксация атмосферного азота микроорганизмами и привнос азота с поверхностными водами, y_{11}^C – автотрофное дыхание, y_{12}^C, y_{12}^N – вынос со стоком, y_{13}^C, y_{13}^N – потребление фитофагами, y_2^N – денитрификация, y_{21}^C, y_{21}^N – разложение мертвой органики деструкторами и денитрификация, y_{22}^C, y_{22}^N – вынос потребителями из соседних экосистем и со стоком, y_{23}^C, y_{23}^N – торфообразование, y_{24}^C – абиотическое окисление мертвой органики, f_{21}^N– потребление доступного азота растительностью из почвенного слоя.

Работа поддержана проектом № 16-07-01205-а РФФИ и Программой Отделения наук о Земле РАН «Комплексные исследования по актуальным проблемам наук о Земле».

Литература:

1. Базилевич Н.И., Титлянова А.А., Биотический круговорот на пяти континентах: азот и зольные элементы в наземных экосистемах. - Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2008.
2. Ландшафты болот Томской области. // под ред. Н.С. Евсеевой, Томск, изд-во НТЛ, 2012, 400 с.
3. Alexandrov G.A., Bazilevich N.I., Logofet D.O., Tishkov A.A., Shytikova T.E., 1994, Conceptual and mathematical modelling of matter cycling in Tajozhny Log bog ecosystem. In: B.C.Patten et al. (eds.), Wetlands and Shallow Continental Water Bodies, SPB Academic Publishing, The Hague, The Netherlands, vol. 2, pp. 45-93.
4. Golovatskaya E.A., Dyukarev E.A., Carbon budget of oligotrophic mire sites in the southern taiga of Western Siberia. // *Plant and Soil*, 2009, v. 315, #1-2, p. 19-34.
5. Косых Н.П., Миронычева-Токарева Н.П., Паршина Е.К., Бюджет химических элементов в болотных экосистемах средней тайги Западной Сибири. // *Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата*, т. 1, № 1, 2010, с. 85-95.
6. Zavalishin N.N., Dynamic compartment approach for modeling regimes of carbon cycle functioning in bog ecosystems. *Ecological Modelling*, 2008, v. 213, p. 16-32.

USING OF BIOMARKERS FOR ANALYSIS OF FIRE PLUMES IN COMPLEX RESEARCH OF WILDFIRES IN CENTRAL SIBERIA

Alexey Panov[1], Anatoly Prokushkin[1], Alexander Bryukhanov[1], Mikhail Korets[1], Evgenii Ponomarev[1], Allison N. Myers-Pigg[2], Patrick Louchouarn[2], Nikita Sidenko[1], Rainer M.W. Amon[2], Meinrat O. Andreae[3]

[1]V.N. Sukachev Institute of Forest SB RAS, Krasnoyarsk, Russia
[2]Texas A&M University, Galveston, Texas, USA
[3]Max Planck Institute for Chemistry, Germany
E-mail: alexey.v.panov@gmail.com

Boreal wildfires are large sources of reactive trace gases and aerosols, and their emissions, accounting for up to 20% of global C emissions from biomass burning, are believed to significantly influence the chemical composition of the atmosphere and the global earth's climate system. Although the problem of quantifying direct emissions from wildfires has received attention, their calculations still remain uncertain due to problems with emission factors (i), available carbon for combustion (ii), and imprecise estimates of burned areas (iii). Linking simultaneous instrumental observations of atmospheric composition in fire plumes, GIS-based estimates of active fire spots, burned areas and related parameters (fire disturbances of vegetation, fire intensity etc), and *in-situ* calculations of changes in ecosystem C pools prior and after fire is a powerful tool to fill this gap in our knowledge.

Since 2006 the Zotino Tall Tower Observatory (ZOTTO; www.zottoproject.org) a research platform for large-scale climatic observations is operational in Central Siberia (60°48'N, 89°21'E). We present the results of our multidisciplinary research to reducing uncertainties in quantifiyng fire influence on atmospheric composition deduced from the large-scale fires that occured in 2012 in the tall tower footprint area.

Analysis of air composition in fire plumes was based on time series of $CO/CO_2/CH_4$ mixing ratios measured at 300 m a.g.l. at ZOTTO. Air transport from specific wildfires upwind of the measurement site was traced based on ensembles of 24-hrs backward trajectories from ARL NOAA HYSPLIT model, while active fires were detected from Terra/Aqua MODIS satellite data. Chemical analysis of samples of atmospheric particulate matter (PM) was performed in fire plumes during the same time for identifying biomarkers, or compounds indicative of a unique biological source, and thus served as a powerful tool to trace the origin and transformations of organic matter (OM). Inter alia levoglucosan (1,6-anhydro-b-D-glucopyranose) and its isomers (mannosan and galactosan) as dehydro-monosaccharide derivatives formed exclusively during incomplete combustion of fuels containing cellulose/hemicellulose and lignin phenols (vanillyl, syringyl and cinnamyl phenols) and their compositional changes were used to differentiate signals among tissue types (woody/nonwoody) and vascular plant groups (angiosperm/gymnosperm). The Lignin Phenol Vegetation Index (LPVI) as a quantitative parameter representing the entire characteristics of the vegetation was used to be an additional tool to partition OM among end-member sources.

This research was supported financially by the project of RSF # 14-24-00113, RFBR grant # 15-45-04423 and the Max Planck Society (Germany).

БИОМАРКЕРНЫЙ АНАЛИЗ ДЫМОВЫХ ШЛЕЙФОВ В КОМПЛЕКСНОМ ИССЛЕДОВАНИИ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ В СРЕДНЕЙ СИБИРИ

[1]Панов А.В., [1]Прокушкин А.С., [1]Брюханов А.В., [1]Корец М.А., [1]Пономарев Е.И., [2]Мейерс-Пигг Э., [2]Лучарн П., [1]Сиденко Н.В., [2]Эймон Р., [3]Андреа М.О.

[1]Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, Красноярск, Россия
[2]Техасский университет сельского хозяйства и машиностроения, Гальвестон, Техас, США
[3]Институт химии общества М. Планка, Майнц, Германия
E-mail: alexey.v.panov@gmail.com

Введение.

Бореальные (таежные) леса Сибири играют исключительно важную экологическую роль. Их биосферные функции намного превышают ресурсный потенциал. Однако экологическое функционирование таежных лесов в значительной степени определяется нарушениями из которых природные пожары имеют первоочередное значение. Показано, что динамика возгораний лесов Сибири за последние десятилетия демонстрирует устойчивую тенденцию к росту по количеству пожаров, и по пройденной ими площа-

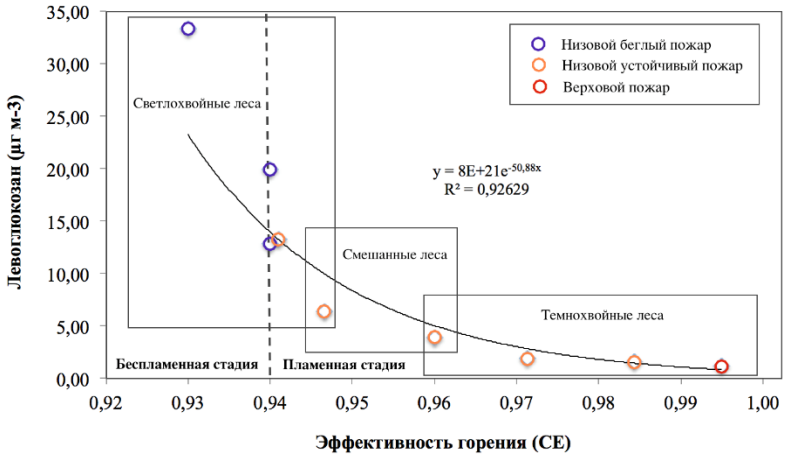
ди [1-3]. В июле–августе 2012 года на значительной территории Сибирского Федерального округа (СФО) возникла экстремальная пожарная обстановка, когда площади отдельных активных зон горения превышали десятки тысяч гектаров. Суммарная площадь пожаров в землях лесного фонда на территории СФО достигала 1.3 млн. га (ЕМИСС; http://www.fedstat.ru), и даже эти цифры могут различаться с результатами спутникового мониторинга в 2–3 раза [4]. С учетом масштабов ежегодно растущего воздействия пожаров, необходимость развития инструментальной и методологической базы для системной оценки их влияния на экологические функции бореальных лесов Сибири приобретает важное значение.

Объекты и методы исследования.

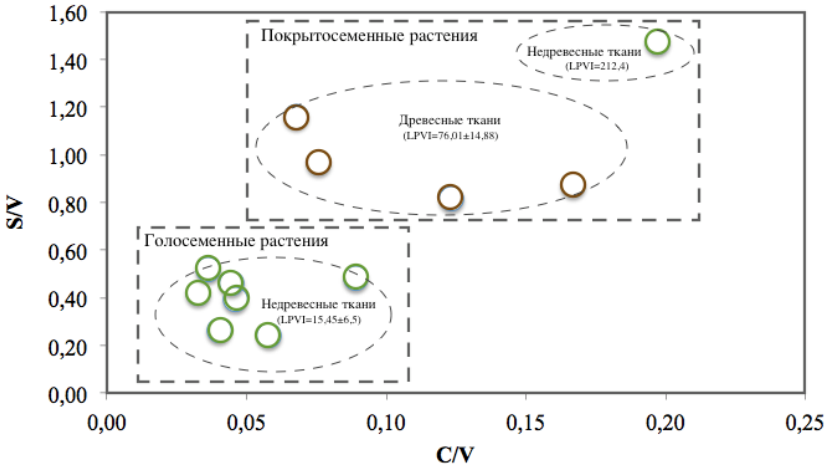
Объектами исследований послужили лесные пожары 2012 г. в среднетаежной подзоне Приенисейской Сибири (60^0 с.ш., 90^0 в.д.) в зоне охвата измерений обсерватории "ZOTTO" (ZOTTO; www.zottoproject.org) – станции высокоточного атмосферного мониторинга на базе высотной мачты. Для анализа газового состава дымовых шлейфов использованы данные по концентрации CO_2, CH_4 и CO в пограничном слое атмосферы (ПСА), отобранные с мачты на высоте 300 м. Концентрация CO_2/CH_4 в ПСА измерялась газоанализатором EnviroSense 3000i (Picarro Inc., США), моноксида углерода (CO) – анализатором угарного газа APMA-370 (Horriba Inc., Япония). Оценка переноса воздушных масс (ВМ) от зон активного горения к регистрирующему комплексу обсерватории проводилась посредством расчета 24-х часовых обратных лагранжевых траекторий с применением траекторной модели ARL NOAA HYSPLIT, на основе метеополей NCEP/NCAR REANALYSIS (NNRP; http://www.cpc.ncep.noaa.gov). Дополнительно использованы значения ветровых характеристик, полученных посредством 3D акустоанемометра 1210-R3/R3-50 (Gill Instruments Ltd., Великобритания). В период регистрации пожарного сигнала на базе обсерватории (июнь-июль 2012 г.) был проведен отбор аэрозольных фильтровых проб. Лигнин и фенольные соединения в пробах проанализированы посредством метода окисления CuO [5], с модификациями согласно [6, 7], ангидросахара – на базе газовой хроматографии и масс-спектрометрии (GC/MS) [8].

Результаты.

При анализе в пробах было отмечено существенное содержание ряда ангидросахаров - левоглюкозана (1,6-ангидро-ß-D-глюкопираноза) и его изомеров (манноза, галактоза), которые, как производные моносахаридов, являются продуктами термического разложения целлюлозы и гемицеллюлозы, и могут служить молекулярными маркерами, свидетельствующими о горении биомассы [8,9-11]. Содержание левоглюкозана в пробах варьировало в широком диапазоне, от 1,23 до 33,3 µг м-3, и составляло, в среднем, 9,22±9,66 µг м-3. Обратный траекторный анализ переноса ВМ от источников горения биомассы к регистрирующему комплексу обсерватории позволил выявить существенное снижение содержания левоглюкозана со сменой ВМ и приходом воздуха из районов с наличием активных зон горения в светлохвойных (14,59±10,67 µг м-3), смешанных (7,45±8,25 µг м-3) и темнохвойных типах лесов (2,06±1,29 µг м-3), соответственно, что обусловлено ростом интенсивности пожаров со сменой типа леса и распадом левоглюкозана под воздействием температуры. Об этом свидетельствует наличие зависимости (r^2=0,92) (рис. 1а) содержания левоглюкозана от показателя эффективности горения *CE* (Combustion Efficiency) [12] – параметра, который характеризует соотношения форм поступления углеродсодержаших газов ($\Delta CO_2/\Delta C_{общ.}$) в атмосферу при горении органического вещества (ОВ), и дистанционно (по сигналу полученному на базе обсерватории) свидетельствует об интенсивности пожара и стадии горения (пламенная/беспламенная).



а)



б)

Рис. 1. Регрессионный анализ зависимости содержания левоглюкозана от показателя эффективности горения (CE) (а), и зависимость соотношений содержания сирингила к ванилилу (S/V) и циннамила к ванилилу (C/V) (с отмеченными значениями вегетационного индекса фенолов лигнина (LPVI)) (б).

Наряду с целлюлозой и гемицеллюлозой в одревесневших растительных клетках содержится лигнин, и потому полимерные фенольные соединения лигнина также могут быть использованы в качестве биомаркеров наземного органического вещества [5,13]. В ходе анализа аэрозольных фильтровых проб в образцах в значительных количествах были обнаружены маркерные фенолы лигнина, среди которых *V*-фенолы: ванилин, ацетованилин, ванилиновая кислота, *S*-фенолы: сиреневый альдегид, ацетосирингон, сиреневая кислота, и *C*-фенолы: п-Кумаровая кислота, феруловая кислота. Числовые соотношения содержания сирингила (S), циннамила (производного п-Кумаровой кислоты) (C) и ванилила (V) друг к другу, были использованы для разделения долей вклада разных таксономических групп растений (голосеменные/покрытосеменные) и растительных тканей (древесные/недревесные) в формирование аэрозольной фракции при горении биомассы. Для перевода качественных характеристик фенольных соотношений в составе лигнина в единый количественный параметр, классифицирующий таксономические и структурные характеристики растительности, был использован вегетационный индекс фенолов лигнина (*LPVI*) [13].

Отмечено, что соотношение содержания сирингила к ванилилу (S/V), определяющее относительный вклад разных таксономических групп растений: голосеменных (S/V<0,6; LPVI=15,45±6,5) и покрытосеменных (S/V>0,6; LPVI=103,29±62,3), составляло, в среднем, 0,67±0,38 (рис. 1б), что свидетельствует о сравнительно равноценном вкладе обеих таксономических групп в формирование аэрозольной фракции при горении ОВ. Вместе с тем траекторный анализ переноса ВМ от источников горения биомассы к регистрирующему комплексу обсерватории выявил незначительный рост значений S/V от 0,52±0,17 до 0,57±0,34 с приходом атмосферного воздуха из районов с наличием активных зон горения в темнохвойных и светлохвойных типах лесов, соответственно, и резкое увеличение значений (S/V=1,31±0,22) при детекции сигнала с районов произрастания смешанных лесов, что свидетельствует о существенном увеличении доли вклада покрытосеменных растений в аэрозольный сигнал со сменой типа леса и увеличением присутствия лиственных пород деревьев. В свою очередь, сотношение содержания циннамила к ванилилу (C/V), определяющее вклад древесных и недревесных тканей растений в аэрозольную фракцию, достигает среднего значения 0,08±0,05 (LPVI=52,05±59), отражая преимущественный вклад (до 70%) недревесных форм растений, из которых до 60% приходится на долю голосеменных (LPVI=15,45±6,5), и менее 10% - покрытосеменных групп растений (LPVI=212,4). На долю оставшихся 30% приходится, главным образом, вклад деревесных тканей покрытосеменных растений (LPVI=96,4).

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (Грант №14-24-00113), Российского фонда фундаментальных исследований в рамках научного проекта №15-45-04423, и при поддержке Общества Макса Планка (Германия).

Литература:

1. Ваганов Е.А., Плешиков Ф.И. Система мониторинга лесов как основа их рационального использования и устойчивого развития // Сиб. экол. журн. 1998. № 11. С. 3–8.
2. Иванова Г.А., Иванов В.А., Кукавская Е.А., Конард С.Г., Макрей Д.Д. Влияние пожаров на эмиссии углерода в сосновых лесах Средней Сибири // Сиб. экол. журн. 2007. № 6. С. 885–895.

3. Цветков П.А., Буряк Л.В. Исследования природы пожаров в лесах Сибири // Сибирский лесной журнал. 2014. № 3. С. 25–42.
4. Kukavskaya E.A., Soja A.J., Petkov A.P., Ponomarev E.I., Ivanova G.A., Conard S.G. Fire emissions estimates in Siberia: evaluation of uncertainties in area burned, land cover, and fuel consumption // Can. J. For. Res. 2013. №. 43. P. 493–506.
5. Hedges J. I., Ertel J. R., Leopold E. B. Lignin geochemistry of a late quaternary sediment core from Lake Washington // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. № 46. P. 1869–1877.
6. Louchouarn P., Amon R. M. W., Duan S., Pondell C., Seward S. M., White N. Analysis of lignin-derived phenols in standard reference materials and dissolved organic matter by gas chromatography/tandem mass spectrometry // Marine Chemistry. 2010. № 118. P. 85–97.
7. Kaiser K and Benner R. Characterization of lignin by gas chromatography and mass spectrometry using a simplified CuO oxidation method // Anal. Chem. 2012. № 84. P. 459-464.
8. Louchouarn P., Kuo L., Wade T.L. and Schantz M. Determination of levoglucosan and its isomers in size fractions of aerosol standard reference materials // Atmospheric Environment. 2009. № 43. P. 5630–5636.
9. Fabbri D., Modelli S., Torri C., Cemin A., Ragazzi M., Scaramuzza P. GC–MS determination of levoglucosan in atmospheric particulate matter collected over different filter materials // Journal of Environmental Monitoring. 2008. № 10. P. 1519–1523
10. Kuo L.-J., Louchouarn P., Herbert B.E. Fate of CuO-derived lignin oxidation products during plant combustion: application to the evaluation of char inputs to soil organic matter // Organic Geochemistry. 2008. № 39. P. 1522–1536.
11. Schmidl C., Marr L.L., Caseiro,A., Kotianova P., Berner A., Bauer H., Kasper-Giebl A., Puxbaum H. Chemical characterisation of fine particle emissions from wood stove combustion of common woods growing in mid-European Alpine regions // Atmospheric Environment. 2008. V. 42. № 1. P. 126–141.
12. Andreae M. O. and Merlet P. Emission of trace gases and aerosols from biomass burning // Global Biogeochem. Cycles. 2001. № 15. P. 955–966.
13. Hedges, J. I., Mann D. C. The characterization of plant tissues by their lignin oxidation products // Geochim. Cosmochim. Acta. 1979. № 43. P. 1803–1807.
14. Tareq S. M., Tanaka N., Ohta K. Biomarker signature in tropical wetland: Lignin phenol vegetation index (LPVI) and its implications for reconstructing the paleoenvironment // Sci. Total Environ. 2004. № 324. P. 91–103.

THE EVALUATION OF THE LIVING CONDITION OF THE DOMINANT FOREST SPECIES IN CENTRAL SIBERIA AFTER THE SURFACE WILDFIRES OF VARIOUS INTENSITY

Bryukhanov A.V., Panov A.V., Sidenko N.V.

V.N. Sukachev Institute of Forest SB RAS, Krasnoyarsk, Russia
E-mail: institute_forest@ksc.krasn.ru

The research was performed on the south of Turukhansk forestry in Krasnoyarsk Region in Central Siberia. The study plots were established after surface wildfires of various intensity occurred in 2012. The ground investigations of the wildfire's impact on forest stands were conducted in the period 2013 – 2015 yy with a laser-based field instrumentation system.

It has been found out that the minimal damage within tree species belonged to pine trees (*Pinus sylvestris* L.). After surface fires of low intensity some young pine trees (diameter at breast height (DBH) = 0,5 cm) were able to survive during the first year after wildfires. In a year after the surface fires of average intensity only trees with DBH of 5 cm could survive. After the severe surface fires only pine trees with DBH > 17,2 cm survived during the first year after fire. But pine trees with DBH >18,1 cm survived 2 and 3 years after fire.

Within the coniferous trees - fir (*Abies sibirica* Ledeb.) has shown the worst resistance to wildfire and 100% of trees died during the first year after fire. Spruce (*Picea obovata* Ledeb) has demonstrated better resistance, and only trees with DBH > 5 cm died during the first year after fire.

After the surface fires of low intensity siberian cedars (*Pinus sibirica* Du Tour) have shown even worse fire resistance. Only trees with a diameter more than 8 cm survived during the first year after fire. However, there are some arguments that siberian cedars with a DBH of 14 cm could survive after the average intensity

fires. In rare cases cedars with DBH > 28 cm survived, but according to further observations such large trees died within the second and third years after fire.

The research of fire resistance for larch was not conducted, as there were not enough trees on the study sites. For the deciduous species the results on the post-fire downfall could be given not for all the kinds as well. The amount of aspens and woody plants forming the underwood (e.g. alder, willow, rowan) was insignificant for providing the reliable statistical sample and conducting objective analysis or making conclusions.

For birches (*Betula pendula* Roth) with a diameter of 2,3 cm the resistance after surface fires of low intensity was noted. If the diameter was 3 cm then birch was able to survive during the average intensity wildfire. But only trees with a diameter > 14 cm could survive during the first year after severe surface fires.

The work was supported financially by project of RFBR # 15-45-04423, and grant of Russian Scientific Foundation #14-24-00113.

ОЦЕНКА ЖИЗНЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЛЕСООБРАЗУЮЩИХ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОЙ СИБИРИ ПОСЛЕ НИЗОВЫХ ПОЖАРОВ РАЗНОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ

Брюханов А.В., Панов А.В., Сиденко Н.В.

Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, Красноярск, Россия
E-mail: institute_forest@ksc.krasn.ru

Введение.

Изучению огнестойкости основных лесообразующих пород для бореальных лесов России посвящено достаточно большое количество работ ученых. Для условий Сибири подобные исследования отображены в ряде публикаций: Софронов, 1967; Евдокименко, 1989; Фуряев, 1996; Буряк, 1999; Фуряев, Заблоцкий, Черных, 2005; Цветков, 2007, 2011; Валендик, Сухинин, Косов, 2006 и др.; Иванова, Конард, Макрае, и др. 2014 и т.д. Основное отличие наших исследований по послепожарному отпаду деревьев заключается в использовании наземной лазерной съемки для пространственного картирования древесных растений образующий основной полог древостоя, куртин подроста и подлеска, а также месторасположение валежа. Использование данной методики позволяло ускорить процесс сбора полевого материала и учесть некоторые аспекты пространственного расположения деревьев относительно друг друга, микрорельефа и скопления основных запасов проводников горения на участке.

Район и методика исследований.

Исследования проводились на территории Центральной Сибири на юге Туруханского лесничества в Красноярском крае. Пробные площади были заложены после низовых пожаров разной силы на свежих гарях 2012 г. Исследования по оценки воздействия пожаров на древостой проводились ежегодно в 2013-2015 г.

Подбор, закладка и описание пробных площадей проводились согласно методическим указаниям (Сукачев, Зонн, 1961; Мелехов, 1975). Для определения количественных и качественных характеристик насаждений и оценки крупномерных древесных остатков, на нескольких пробных площадях использовалась стандартная методика сплошного перечета с помощью наземной высокоточной лазерной съемки, применяемая при государственной инвентаризации лесного фонда (ГИЛ) предприятиями ФГУП "Рослесинфорг" (согласно Приказу Рослесхоза №472 от 10.11.2011 «Об утверждении методических рекомендаций по проведению государственной инвентаризации лесов»). Данные исследования включали в себя оценку жизненного состояния древесных растений выше 1,3 м. по 10-ти балльной шкале, наличия имеющихся видимых послепожарных повреждений, а также указание индивидуальных особенностей каждого дерева. В дальнейшем для удобства работы 10-ти балльная шкала, применяемая при ГИЛ, была адаптирована к более распространенной лесоводственной методике (Алексеев, 1989; Руководство по проведению санитарно-оздоровительных мероприятий, 2007). Диаметры деревьев определялись по стандартной методике на высоте груди ($Д_{1,3}$), равной 1 м 30 см, при перечете учитывались все древесные растения достигшие данной высоты.

Сбор данных осуществлялся на постоянных пробных площадях, заложенных преимущественно в хвойных древостоях. На каждой пробе располагалось не менее 100 деревьев. Было заложено 5 пробных площадей в основном в сосновых типах лесах. Лиственные и темнохвойные насаждения представляли меньший интерес, так как даже низкоинтенсивные низовые пожары на их территории ведут практически к полной гибели древостоя. Из 832 деревьев на пяти пробных площадях, преобладали в основном сосна обыкновенная (*Pinus sylvestris* L.), их было 388 экземпляров. Из лиственных пород доминировала береза

повислая (*Betula pendula* Roth) - 188 экземпляров. Далее по убыванию встречались: ель сибирская (*Picea obovata* Ledeb) - 146 шт.; 61 сосна сибирская кедровая (*Pinus sibirica* Du Tour); 17 пихт сибирских (*Abies sibirica* Ledeb.); 14 осин обыкновенных (*Populus tremula* L.); 1 лиственница (*Larix sibirica* Ledeb.), а также небольшое количество пород деревьев образующих подлесок: 9 шт. ив сибирских (*Salix rosmarinifolia* L.), 7 шт. ольхи сибирской (*Alnus sibirica* (Spach) Turcz. ex Komar) и 1 шт. рябины обыкновенной (*Sorbus aucuparia* L.).

Обсуждение результатов.

Анализируя полученные результаты, было выявлено, что наиболее чувствительным факторами, влияющими на послепожарную гибель взрослых деревьев являляются поверхностное расположение корневой системы, а также диаметр стволов и наличие (отсутствие) на нем значительных механических повреждений.

Во многих работах как отечественных, так и зарубежных исследователей было отмечено прямое влияние величины диаметра ствола на способность деревьев пережить пожар. Наши наблюдения подтвердили, что, несмотря на то, что диаметр ствола очень важен, однако, его всегда нужно рассматривать только при прочих равных условиях. Индивидуальные особенности каждого дерева (ослабленность различными факторами, характеристики ствола, повреждения и т.д.), физическое месторасположение к горючим материалам, которые могут либо увеличить интенсивность горения, либо ее снизить, обычно приводят к тому, что взрослые древесные растения, располагающиеся рядом друг с другом, валежом или хвойным подростом могут погибнуть даже при диаметре более 32 см. Также важен и видовой состав деревьев. Если сосны с диаметрами в 16-24 см на наших пробных площадях были способны пережить низовой пожар средней интенсивности, то темнохвойные породы (кедры, ели и пихты) как правило, гибли при такой интенсивности горения.

Немаловажную роль на степень отпада деревьев оказывало пространственное расположение относительно друг друга, валежа, куртин подроста и подлеска. В результате сопряженного анализа пространственной структуры основного полога древостоя на данных площадях, выявлено, что индивидуальные особенности деревьев (характер повреждений, наличие вокруг дерева основных проводников горения) и его месторасположения играют не менее важную роль в его способности пережить высокоинтенсивный низовой пожар (R – 0,81), чем порода (R – 0,74) и диаметр в нижней части ствола (R – 0,86) (Брюханов, Панов, Калякин и др., 2014).

На участках после слабых низовых пожаров некоторым молодым соснам образующим подрост (от диаметра на высоте груди от 0,5 см с высотой около 1,5 метров) удалось сохранять жизнеспособность, но только при условии, что их крона не соприкасалась с сухой травой, полукустарничками и кустарниками, а также рядом с ними не было скоплений валежа и опада. При средних по интенсивности низовых пожарах через год выживали уже только деревья от 5 см на высоте груди, после сильных низовых пожаров (как правило, устойчивых). В первый послепожарный год могли сохранить жизнеспособность только сосны с диаметром от 17,2 см, а от диаметра 18,1 см были зафиксированы живые экземпляры пережившие, 2-3 года после пожара.

Из хвойных пород на наших пробных площадях хуже всего пожар перенесла пихта сибирская. Была зафиксирована гибель всех 100% деревьев в течение первого послепожарного года. У ели выживаемость была несколько лучше, т.к. в первый послепожарный год гибли деревья диаметром только менее 5 см. При слабых низовых пожарах у кедра показатели выживаемости были хуже чем у ели. Их смогли в первый год пережить только деревья с диаметром от 8 см. Однако с диаметра в 14 см зафиксированы случаи, когда кедр смог сохранить жизнеспособность после среднего по силе пожара, на участках с сильным горением (в редких случаях выживали кедры от 28 см), однако, как показали дальнейшие наблюдения и эти крупные деревья гибли на второй и третий год. Исследований по огнестойкости лиственницы мы не проводили, т.к. не было нужного количества деревьев на пробных площадях. Для лиственных пород также результаты по послепожарному отпаду мы смогли привести не для всех видов. Количество осин и древесных растений образующих подлесок (ольха, ива, рябина) было незначительным для того что бы обеспечить достоверную статистическую выборку, для того что бы провести объективный анализ и сделать выводы. Для березы в первый послепожарный год было зафиксировано способность выдержать слабый низовой пожар при диаметрах не менее 2,3 см, средний с 3 см, сильный низовой пожар способны только деревья диаметрами от 14 см.

Наши исследования подтвердили литературные данные, о том что поверхностное расположение корневой системы ведет к сильному снижению огнестойкости для всех видов деревьев, однако наиболее часто такая морфологическая особенность строения характерна для хвойных пород и гораздо реже встречалась в условиях Туруханского лесничества для лиственных деревьев. Именно большое количество крупными горизонтальных скелетных корней, не прикрытых почвой, являлось самой серьезной причиной послепожарного отпада деревьев (в среднем 42% при беглых низовых пожарах и 91% при более сильных низовых устойчивых). Причем наиболее часто отпад взрослых деревьев фиксировался когда поверхностные корни образуют ребристую закомелистость характерная наличием "роек" (углубления в

стволе), придающие комлю в сечении звездообразную форму. В данных углублениях в стволах как правило скапливается большое количество проводников горения, повышающий интенсивность горения, когда пламя подходило к деревьям. Далее по степени влияния на ослабление и отпад деревьев фиксировались другие индивидуальные особенности строения нижней части ствола: закомелистость, наклон и искривление. Механические повреждения ствола (после пожара) оказывали на выживаемость деревьев, как правило, минимальное влияние. Наибольший отпад (в среднем до 89% для устойчивых низовых пожаров) характеризовался для сосен, имеющих значительные механические повреждение ствола (крупные старые пожарные подсушины, карры от подсочки), занимающие более 2/3 окружности ствола.

Выводы.

На основе проведенных наблюдений можно констатировать, что наибольшее влияние на огнестойкость деревьев, оказывали диаметр ствола и характеристики залегания верхних горизонтальных корней. В меньшей степени выявлено влияние особенностей строения корневой шейки и имеющихся механических повреждений ствола. Наименьшее влияние на снижение огнестойкости деревьев оказывали искривление или наклон ствола. Первичный анализ пространственного расположения показал, что данный аспект по своей важности не менее важен, чем диаметр или глубина залегания корневой системы. Расположение среди скопления валежа или куртин хвойного подроста, может значительно снизить шансы на выживаемость взрослых деревьев *Pinus sylvestris* даже в условиях низового пожара. В связи с этим для взрослых деревьев гораздо более критичным является приуроченность к стволу куртин подроста и подлеска или близкое расположение других взрослых деревьев, а также скопления валежа, большого запаса опада и лесной подстилки.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований в рамках научного проекта №15-45-04423 и Российского научного фонда (Грант №14-24-00113)

Литература:

1. Алексеев В.А. Диагностика жизненного состояния деревьев и древостоев. // Лесоведение. – 1989. – № 4. – С. 51-57.
2. Брюханов А.В., Панов А.В., Калякин С.В., Сиденко Н.В., Гузий В.М. Применение методов наземной высокоточной лазерной съемки для оценки послепожарных последствий на свежих гарях и горельниках в Центральной Сибири. Материалы международной конференции ENVIROMIS-2014, 28 июня-05 июля 2014 года, Томск, Россия – Томск: SCERT, 2014. – С. 197-200.
3. Буряк Л.В. Роль низовых пожаров в формировании светлохвойных насаждений юга Средней Сибири. Диссертация на соискании ученой степени кандидата сельскохозяйственных наук по специальности ВАК 06.03.03. "Лесоведение и лесоводство; лесные пожары и борьба с ними". – Красноярск, 1999, – 309 с.
4. Иванова Г.А., Конард С.Г., Макрае Д.Д., Безкоровайная И.Н., Богородская А.В., Жила С.В., Иванов В.А., Иванов А.В., Ковалева Н.М., Краснощекова Е.Н., Кукавская Е.А., Орешков Д.Н., Перевозникова В.Д., Самсонов Ю.Н., Сорокин Н.Д., Тарасов П.А., Цветков П.А., Шишикин А.С. Воздействие пожаров на компоненты экосистемы среднетаежных сосняков Сибири. Новосибирск: Наука, 2014, – 232 с.
5. Валендик Э.Н., Сухинин А.И., Косов И.В. Влияние низовых пожаров на устойчивость хвойных пород. – Красноярск: Изд. СО РАН, 2006, – 96 с.
6. Евдокименко М.Д. Роль пирогенного фактора в продуктивности древостоев. // Факторы продуктивности леса", – Новосибирск,1989, – С. 53-90.
7. Мелехов И.С. Биология, экология и география возобновления леса. // Возобновление леса. – М.: Колос, 1975. – С. 4-21.
8. Приказ Рослесхоза от 10 ноября 2011 года №472 «Об утверждении Методических рекомендаций по проведению государственной инвентаризации лесов» (с изменениями от 05.04.2012) http://www.rosleshoz.gov.ru/docs/leshoz/199
9. Приказ Рослесхоза от 29.12.2007 №523 "Об утверждении методических документов" (вместе с "Руководством по проектированию, организации и ведению лесопатологического мониторинга", "Руководством по проведению санитарно-оздоровительных мероприятий", "Руководством по планированию, организации и ведению лесопатологических обследований", "Руководством по локализации и ликвидации очагов вредных организмов") http://www.consultant.ru/document/ cons_doc_LAW_129394/
10. Софронов М.А. Лесные пожары в горах Южной Сибири. 1967, – М.: Наука. – 152 с.
11. Сукачев В. Н., Зонн С.В. Методические указания к изучению типов леса. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – 143 с.

12. Фуряев В.В. Роль пожаров в процессе лесообразования. – Новосибирск: Изд-во "Наука", 1996, – 225 с.
13. Фуряев В.В., Заблоцкий В.И., Черных В.А. Пожароустойчивость сосновых лесов. – Новосибирск: Наука, 2005. – 160 с.
14. Цветков П.А. Устойчивость лиственницы Гмелина к пожарам в северной тайге Средней Сибири. – Красноярск: СибГТУ, ИЛ СО РАН, 2007, – 252 с.
15. Цветков П.А. Пирогенные свойства древесных пород. // Лесоведение, – 2011, – № 2, – С. 25-31.

ОЦЕНКА ВАРИАЦИЙ УГЛЕРОДНОГО ОБМЕНА БОЛОТНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ МЕТОДОМ АВТОМАТИЧЕСКИХ КАМЕР И МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Дюкарев Е.А., Головацкая Е.А.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
E-mail: egor@imces.ru

В докладе представлены результаты мониторинга потоков углекислого газа в болотной растительности и предложена модель, позволяющая оценить темновое дыхание и фотосинтетическую ассимиляцию CO_2 растительностью по данным автоматических камерных измерений. Измерения потоков CO_2 проводились на мезотрофной осоково-сфагновой топи Тимирязевского болота в 2015 году с помощью автоматической системы почвенного дыхания Li- 8100A (Li-Cor, США) с прозрачной камерой.

Для описания наблюдаемых закономерностей изменения потоков CO_2 была предложена простая модель, в которой суммарный обмен CO_2 (NE) складывался из дыхания растений (AR) за вычетом ассимиляции углекислого газа в процессе фотосинтеза. Основными определяющими факторами в модели были температура воздуха и фотосинтетически активная радиация. Эмпирические коэффициенты модели оценивались для сфагнового мха, осоки и кустарничков с минимизацией расхождения между результатами моделировании и наблюдений.

Полученные результаты могут быть использованы при моделировании потоков углерода в бореальных болотах Западной Сибири. В данной работе описывается первый шаг в разработке модели болотной экосистемы, описывающей многолетние изменения в системе растительность-почва-атмосфера. Предложенный подход может заполнить пробелы в наблюдениях и построить динамическую модель болотной растительности.

SHORT-TERM VARIATIONS IN CARBON EXCHANGE AT PEATLAND VEGETATION IN WEST SIBERIA ESTIMATED USING AUTOMATIC CHAMBER MEASUREMENTS AND MATHEMATICAL MODELLING

Dyukarev E.A., Golovatskaya E.A.

Institute of monitoring of climatic and ecological system SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: egor@imces.ru

The carbon budget of a peatland ecosystem is the result of the balance of net primary production (NPP) by photosynthetic fixation of CO_2, total ecosystem respiration (ER) by autotrophic and heterotrophic CO_2 emission from soil, together with methane emission by microbiologic peat decomposition and export of dissolved organic matter by runoff. Numbers of environmental factors play important roles in governing the rate of net CO_2 exchange in peatlands and expected climate change can affect these regulating factors. The present climate warming in the Northern hemisphere can increase ecosystem carbon uptake by reducing cold-temperature constrains on plant carbon assimilation and growth. Soil warming accelerates carbon losses due to exponential effect of temperature on soil respiration. Possible changes in temperature and humidity may alter the peatland carbon budget significantly. Determination of carbon exchange rates between peatlands and the atmosphere, as well as

the ecological and climatic controls on this exchange under existing climatic changes are important scientific objectives.

The purpose of this study was to develop a mathematical model for estimation of CO_2 exchange fluxes in peatland vegetation, to calibrate the model using field observations data on CO_2 fluxes obtained using automatic transparent chamber and infra-red gas analyzer.

A set of field experimental studies were conducted from 07 May to 09 October 2015. We used LI-8100A (LI-COR Biosciences, USA) automated soil CO_2 flux system with clear long-term chamber (8100-104C) for CO_2 fluxes measurements. The LI-8100A utilizes a closed chamber accumulation method with an infrared CO_2/H_2O analyzer to determine CO_2 concentrations. Simultaneous observations of air, surface and soil temperatures, incoming photosynthetically active radiation within chamber and outside were made using LI-8100A .

Vegetation samples were collected twice a month from May to August and once a month in September and October. *Sphagnum fallax* (moss), *Carex rostrata* (sedge) and *Andromeda polifolia* (shrub) samples were studied. Samples of peatland vegetation (mosses, sedges and shrubs) were placed into chamber. The chamber closed intermittently for 2 min. Measurements were repeated at different conditions of light exposure (clear, shaded and dark chamber). Raw data were collected in the observation point, and flux rates were calculated using the software provided with the LI-8100A. CO_2 flux was estimated based on the change of CO_2 concentration within chamber from the exponential fit curve.

The total CO_2 flux measured by transparent chamber is defined as the net exchange (NE) between plant and the atmosphere, which is the Gross Primary Production (GPP) minus the autotrophic respiration (AR). Experiments with clear and shaded chamber were used for calculation of CO_2 assimilation by plants (GPP). Dark chamber experiments give us an information about autotrophic respiration of aboveground parts of vegetation. Accurate prediction of ER, GPP, NE, and their changes under future climatic conditions requires a clear understanding of the processes involved. Chamber measurements are an important tool for investigation of small-scale flux variations in the ecosystem and revealing flux relations with the environmental parameters.

Simple flux model were suggested for description of the observed NE fluxes. Models of net ecosystem exchange are used to study relative importance of different environmental factors, for gap filling time series to calculate daily and annual carbon budget. Measured NE was partitioned into GPP and AR (NEE = GPP – AR).

Autotrophic respiration was modeled using an exponential equation widely used for ER variations explanation $AR = E_A \times \exp(k_A \times T_a)$, where T_a is air temperature (°C), E_A is base levels of respirations at 0 °C, k_A is temperature sensitivity factors.

The GPP was modeled as a function of light. It was shown in many experiments that the photosynthetic response to very low light intensities is linear and photosynthetic saturation observes at high light intensities. A rectangular hyperbolic function was used for the light response of daytime fluxes. $GPP(PAR) = \alpha \times PAR \times G_m / (\alpha \times PAR + G_m)$, where PAR is the photosynthetically active radiation, α is the initial slope of the light response curve at low light (photosynthetic efficiency), G_m is the theoretical maximum rate of photosynthesis at infinite PAR (photosynthetic capacity).

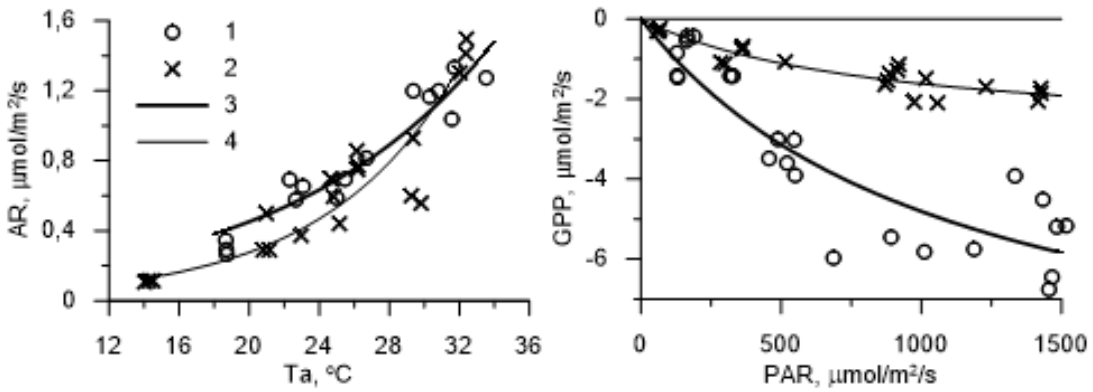


Fig. 1. Autotrophic respiration (AR) and gross primary production (GPP) depending on air temperature (Ta) and photosynthetically active radiation (PAR) for sedges (1,3) and mosses (2,4) species. 1,2 – observation, 3,4 – modelling data.

Observed CO_2 fluxes were related to leaf area of the studied plants. Leaf area was calculated from digital photos of plant leaves. Measured autotrophic respiration rate varies in range 0,34-1,9 µmol m^{-2} s^{-1} for shrubs, 0,27 -1,33 µmol m^{-2} s^{-1} for sedge and 0,11-1,5 µmol m^{-2} s^{-1} for mosses. Shrub leaves have higher respiration and assimilation rates in comparison with other studied plants. Gross primary production for shrub leaves strongly depend on incoming radiation. Maximal observed CO_2 assimilation (-14,9 µmol m^{-2} s^{-1}) of shrub leaves was registered 22 June at 13:00 when incoming PAR was 1459 µmol m^{-2} s^{-1}. Sedges and mosses have lower rates of CO_2 assimilation (See Fig.1).

Table 1. Model parameters for peatland vegetation

Parameter	Sphagnum fallax	Carex rostrata	Andromeda polifolia
AR model			
E_A	0,020	0,083	0,036
k_A	0,131	0,085	0,135
R^2	0,89	0,90	0,77
GPP model			
α	0,004	0,009	0,056
G_m	2,99	10,26	15,18
R^2	0,69	0,82	0,88

The temperature sensitivity of respiration was derived from results of dark chamber experiments. Parameters E_A and k_A were determined for each plant type (see Table 1). Model parameters were determined in Statistica (StatSoft) software. Temperature sensitivity for mosses and shrubs are close, but sensitivity of AR for sedges is two times lower (see Table 1).

GPP model were calibrated from clear and shaded chamber experiments. Photosynthetic efficiency and capacity for moss model has lowest values, and parameters for shrub model are highest (Table 1). Suggested models estimates AR and GPP with reasonable accuracy. Maximal biases observed at high PAR values. Obtained results can be used in modeling of net primary production for boreal peatlands vegetation in West Siberia.

This paper describes the first step in the development of an ecosystem model for the analysis of changes in carbon fluxes at varying environmental characteristics. Suggested approach could fill gaps in observations and construct a dynamic peatland vegetation model. Such a model is needed for the analysis of long-term vegetation-soil-climate feedbacks in relation to climate change and the consequences for the greenhouse gas balance in peatlands ecosystems.

INTERANNUAL VARIABILITY OF ATMOSPHERIC CARBON DIOXIDE OVER CENTRAL SIBERIA FROM ZOTTO DATABASE (2009 – 2015)

[1]Timokhina A.V., [1]Prokushkin A.S., [1]Sidenko N.V., [1]Kolosov R.A., [2]Lavric J. V., [2]Heimann M.

[1]V.N. Sukachev Institute of Forest, SB RAS, Krasnoyarsk, Russia
[2]Max-Planck-Institute for Biogeochemistry, Jena, Germany
E-mail: nastimoti@mail.ru

Carbone dioxide (CO_2) is a major greenhouse gas. The CO_2 concentration in the atmosphere has increased to almost 397.7 ppm in 2015, which is more than 43% above the preindustrial level in 1750 as inferred from ice-cores, and more than 20% since the commencement of direct high-quality atmospheric CO_2 measurements by C.D. Keeling at the Mauna Loa Observatory in Hawaii. The global atmospheric carbon dioxide concentration is growing from year to year at the rates about 2.07 ppm/year. However, the rate of annual increase varies among years and regions depending on carbon sink strengths and anthropogenic emissions.

Siberia hosts about 20% of the global forest area and about 45% of the total coniferous forest zone. The Siberian ecosystems accumulate a considerable amount of anthropogenic carbon, despite relatively low net ecosystem productivity. The continental boreal zone in Siberia represents one of the most vulnerable to climate change biomes in the world. The consequences of globally increasing CO_2 concentrations exacerbated by rising temperatures inducing positive feedback mechanisms are expected to be particularly significant in Siberia, with strong and potentially irreversible impacts on local ecosystems. This means that continuous CO_2 measurements over Siberia are particularly crucial for estimating global CO_2 balance. However, the availability of CO_2 observations in the continental interior of Northern Eurasia is insufficient [http://ds.data.jma.go.jp/gmd/wdcgg]. Only several aircraft and towers CO_2 observations by have been made in the Siberian region in the frame of different scientific programs. Thus, there is a strong need for broadening the network of continuous CO_2 measurements sites over Siberia.

Here we present seven year records (May 2009 – December 2015) of carbon dioxide continuous concentration measurement performed by EnviroSense 3000i analyzer (Piccaro Inc., USA, CFADS-17) at Zotino Tall Tower Observatory (ZOTTO) located in the boreal forest of Central Siberia (Heimann et al., 2014). For the period from 2009 to 2015 the seasonal cycle amplitude of carbon dioxide concentration was 26.2±0.6 ppm. At the same period the mean growth rate of carbon dioxide in atmosphere was 2.3 ppm/year. However, there was high

inter-annual variability likely due to fluctuations in net ecosystem productivity and carbon dioxide emissions (e.g. from forest fires).

The study has been supported by cooperation agreement between SIF SB RAS and MPI-BGC and FFBR grant (16-35-00110).

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОНЦЕНТРАЦИИ АТМОСФЕРНОГО CO_2 НАД ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТЬЮ СИБИРИ ПО ДАННЫМ ОБСЕРВАТОРИИ ZOTTO (2009 – 2015 ГГ.)

[1]Тимохина А.В., [1]Прокушкин А.С., [1]Сиденко Н.В., [1]Колосов Р.А., [2]Лаврич Й. В., [2]Хайманн М.

[1]Институт Леса им. В. Н. Сукачева СО РАН, Красноярск, Россия
[2]Институт биогеохимии общества Макса Планка, Йена, Германия
E-mail: nastimoti@mail.ru

За последние два десятилетия проведено большое количество исследований, свидетельствующих о неуклонном росте концентрации атмосферного диоксида углерода (CO_2) с начала промышленной революции (1975 г.). Подавляющая часть научного сообщества сходиться во мнении, что наблюдаемый рост концентрации CO_2 происходит за счет возрастающего объема поступлений из антропогенных источников. В 1992 году была принята рамочная конвенция ООН по изменению климата, позже дополненная Киотским протоколом (1997 г.), призывающая индустриально развитые страны сократить выбросы парниковых газов. Тем не менее, в 2014 году концентрация CO_2 в атмосфере составила 397.7 μмоль/моль, превысив ее доиндустриальный уровень на 43% [1]. В глобальном масштабе рост концентрации CO_2 составил 2.07 (мкмоль/моль)/год за последние 10 лет, однако на региональном уровне скорость ее увеличения варьировала от 1.8 (высокогорье Швейцарии) до 3.7 мкмоль/моль (индустриальные районы Китая). Годовой прирост атмосферного CO_2 зависит от интенсивности его естественного поглощения/выделения в лесных экосистемах, что, главным образом, определяет сезонное поведение концентрации CO_2, и антропогенных эмиссий в регионе. Эти два процесса имеют межгодовую вариабельность, особенно, природный сток углерода. На территории Сибири, где сосредоточено до 20% всех бореальных лесов мира, средний за 10 лет рост концентрации CO_2 (на основе функции линейного тренда) составляет около 2 мкмоль/моль в год. Практически для всей территории континентальной части Западной Сибири получены характеристики пространственной и временной изменчивости концентраций CO_2 (по данным обсерватории ZOTTO и станций сети "JR-Station" [http://db.cger.nies.go.jp/ged/data/Siberia/data.en.php])] [2,3]. Тогда как недостаточно информации как о многолетней тенденции, так и ежегодной вариации прироста концентрации CO_2, за исключением работы Аршинова и др. (2012), где приводиться очень краткий анализ сравнения ежегодного прироста содержания CO_2 в различных регионах Западной Сибири. Кроме того, несмотря на большое количество исследовательских программ в рамках различных научных проектов, реализованных как на территории РФ, так и Сибири, в последние два десятилетия ни в одной из них не были получены многолетние непрерывные высокоточные данные о содержании атмосферного CO_2, поэтому по прежнему нахватает надежных сведений для установления причин роста и высокой вариабельности концентрации CO_2 во внутриконтинентальной части Сибири, что определяет необходимость продолжать мониторинг концентрации CO_2 в этом регионе.

Цель работы – определить межгодовую вариабельность концентрации CO_2 над центральной часть Сибири по данным полученным на обсерватории ZOTTO с мая 2009 по декабрь 2015 гг.

Измерения концентрации атмосферного CO_2 были выполнены на высотной мачте обсерватории ZOTTO. Обсерватория расположена в среднетаежной подзоне (приенисейская часть) западной Сибири на левом берегу р. Енисей (Красноярский край, 60°48' с.ш., 89°21' в.д., 114 м над ур. м.). Растительный покров района образован сильно обводненными болотами и озерами, на долю которых приходиться около 60% территории, среди которых произрастают сосновые и темнохвойные насаждения. Основной фон в структуре почвенного покрова автоморфных позиций составляют подзолы. Многолетняя мерзлота в почвенных разрезах не обнаружена. Ближайшие населенные пункты (п. Зотино, п. Ворогово и другие) расположены более чем в 25 км от обсерватории ZOTTO. Крупный город Красноярск с населением более 1 млн. человек находиться на расстоянии 700 км в южном направлении. Круглогодичный мониторинг за концентрацией CO_2 в приземном слое воздуха проводится с помощью комплекса измерительного оборудования с мая 2009 г., который включает воздухозаборники, расположенные на шести высотах металлической мачты (4, 52, 92, 156, 227 и 301 м) и газоаналитический комплекс EnviroSense 3000i (Picarro Inc., США). В настоящей работе были использованы только дневные измерения, усредненные с 13:00 ч. до 17:00 ч. местного времени, полученные на высоте 301 м. Рассматриваемый временной период характери-

зуется полным перемешиванием воздуха во всей толще пограничного слоя, поэтому вертикальный градиент концентрации CO_2 по высотному профилю близок к 0. Кроме того, использование такого способа расчета позволяет исключить завышение средних значений концентраций CO_2, связанное с их накоплением (ночное дыхание растительного покрова) в устойчивом пограничном слое при температурной инверсии. Данные измерений концентрации CO_2 на станции fraserdale, предоставленные мировом центром данных по парниковым газом ([http://ds.data.jma.go.jp]). Значения суточных концентраций CO_2 для этой станции также представлены дневными концентрациями CO_2. Полученные (усредненные дневные) временные ряды наблюдений за концентраций CO_2 раскладывались на три основные компоненты временного ряда, а именно сезонный ход, долговременная тенденция и случайная составляющая с использованием метода разработанного Thoning et al., (1989) [4]. В процессе разложения временных рядов концентрации CO_2 из анализа были исключены те значения, которые находились за пределами $\pm 3\partial$ по отношению к сглаженной кривой, полученной по функции состоящей из суммы линейного тренда и четырех гармоник.

Концентрация CO_2 на обсерватории ZOTTO имеет четко выраженный сезонный ход, характерный для высоких широт внутриконтинентальной части Евразии с ее минимумом в июле-августе и максимумом в январе-феврале, что было показано нами ранее для района обсерватории ZOTTO [5]. За семилетний период исследований (2009 – 2015 гг.) установлено, что годовая амплитуда колебаний атмосферного CO_2 (зимний максимум концентрации CO_2 минус ее летний минимум на основе сглаженной линии (рис. 1)) в среднем составляет 26.2±0.6 мкмоль/моль. Выраженной закономерности в ее изменение за исследуемый период нами не выявлено, так ее наибольшие значения наблюдались в 2011 и 2014 гг. (26.7 мкмоль/моль), а наименьшая – в 2013 г. (25.3 мкмоль/моль). Однако, стоит отметить, что за последние 50 лет в Северном полушарии регистрируется ежегодное увеличение амплитуды сезонного хода концентрации атмосферного CO_2 [6,7]. Это доказывают длительные инструментальные наблюдения за содержанием атмосферного диоксида углерода, проводимые на станциях «Barrow» (Аляска (71°с.ш., 156° з.д.), 1961 – настоящее время) и «Mauna Loa» (США (20°с.ш., 156° з.д., 1958 – настоящее время)), где сезонная амплитуда возросла на 35% и 15% за 50 лет, соответственно [7]. Кроме того, эти исследования также свидетельствует о ежегодном сдвиге весеннего снижения концентрация атмосферного CO_2 (в англоязычной литературе это точка обозначается как «downward zero crossing») на более ранние сроки, который также на основе семилетних наблюдений нами не выявлен в западной Сибири. Так, для станции «Barrow» скорость смещения составляет 0.17 дней в год, а для станции «Mauna Loa» – 0.14 дней в год, следовательно, в 2050-2060 гг. весенние снижение концентрации CO_2 на рассматриваемых станциях будет примерно на две недели раньше, чем в 1950-1960 гг. Исходя из этих исследований, мы можем предположить, что, показанные тенденции в амплитуде сезонного хода концентрации атмосферного CO_2, наблюдаемые в Северном полушарии, также характерны и для западной Сибири. Однако, они, вероятно, отчетливо проявятся, только при очень длительных наблюдениях за концентрацией CO_2 (более 50 лет), которые позволят исключить влияние локальных эффектов на концентрацию CO_2.

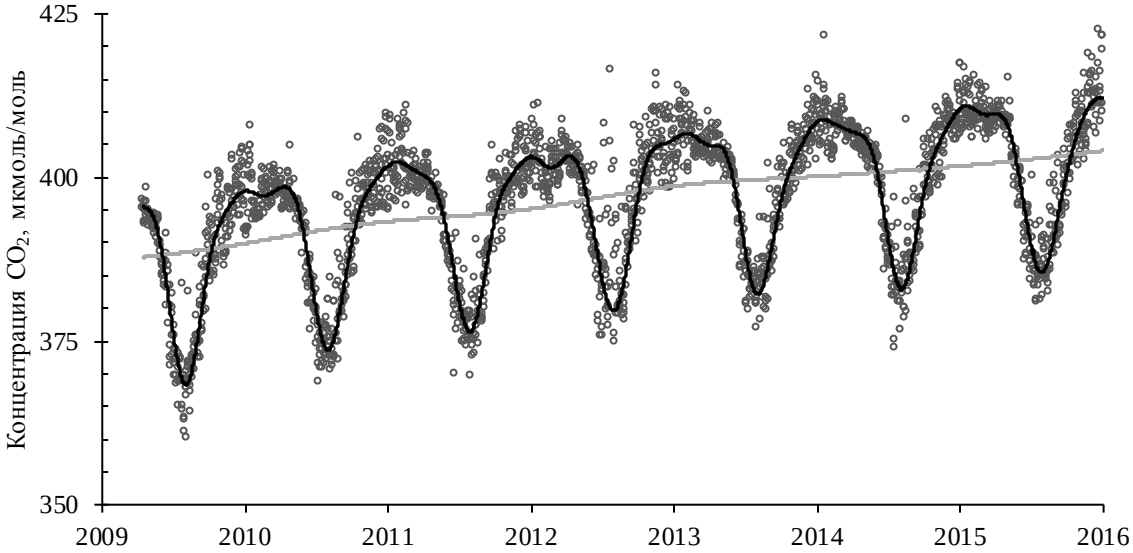


Рис. 1. Динамика концентрации CO_2 на обсерватории ZOTTO с мая 2009 по декабрь 2015 гг. Серые круги обозначают дневные (13:00 – 17:00 ч. местного времени) усредненные концентрации CO_2, черная кривая – сглаженный временной ход, серая кривая – долгосрочный тренд.

Кроме того, показано, что за семилетний период непрерывных наблюдений на обсерватории ZOTTO среднегодовая концентрация CO_2 в приземной атмосфере возросла с 390.7±9.7 (2010 г.) до 402.2±10.1

(2015 г.) мкмоль/моль, таким образом, ежегодное увеличение составило 2 мкмоль/моль в год. На основе линейного тренда (рис. 1) средняя величина прироста оказалась незначительно выше и составила 2.3 мкмоль/моль в год для периода с мая 2009 по декабрь 2015 гг. Также необходимо отметить, что в течение всего исследуемого периода регистрировался неравномерный ежегодный прирост концентрации атмосферного CO_2. Так, наибольший рост отмечался весной 2010 г. и летом 2012 г., когда он превышал 3.8 мкмоль/моль, с соответствующими минимумами в последующие года, а именно, весной 2011 г. и летом 2013 г. (ниже 1.5 мкмоль/моль), что также было показано для района обсерватории другим методом расчета. В последние два года (2014 и 2015 гг.) наблюдений содержание концентрации атмосферного CO_2 продолжает монотонно нарастать, без резких ее изменений.

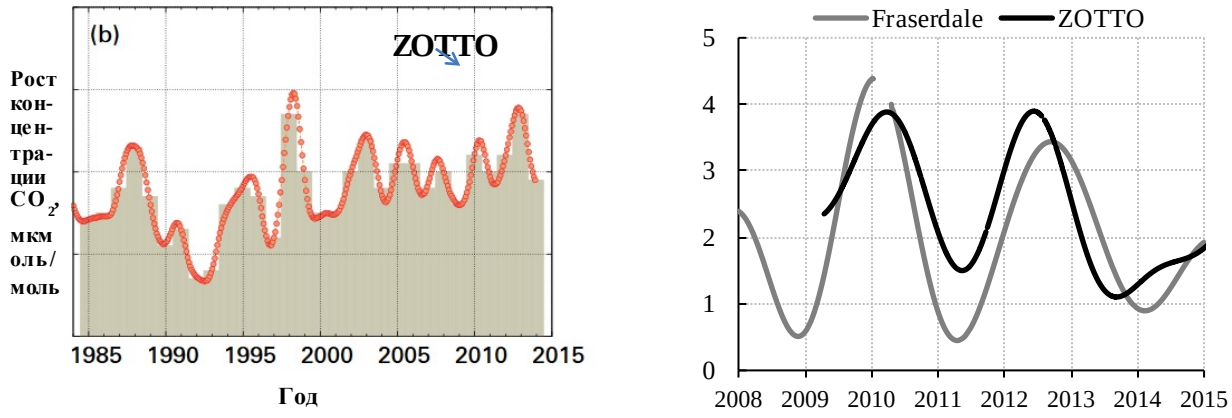


Рис. 2. Сопоставление динамика ежегодного прироста концентрации атмосферного CO_2 в западной Сибири с ее тенденцией на глобальном масштабе [1] и в бореальном поясе Канады.

Аналогичная тенденция в изменении ежегодного роста концентрации атмосферного CO_2 наблюдалась также на глобальном масштабе [1], однако, значения приростов в периоды максимальных и минимальных пиков были значительно меньше (рис.2). Так они не превышали 2.5 и 2.8 мкмоль/моль в 2010 и 2012 г., соответственно, что ниже более чем на 2 мкмоль/моль. Сравнения ежегодного прироста концентрации CO_2 в бореальном поясе Сибири (обсерватория ZOTTO) и Канады (станция Fraserdale), показало также идентичный характер нарастание атмосферного CO_2, при этом наблюдается различие во времени наступления максимальных и минимальных пиков (до нескольких месяцев), что вероятно обусловлено особенностями атмосферной циркуляции (рис.2).

Измерение концентрации CO_2 на обсерватории ZOTTO выполнено в рамках международного соглашения между Институтом Биогеохимии Общества Макса Планка и Институтом Леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, анализ и обработка данным проведено при финансовой поддержке гранта РФФИ (16-35-00110 мол_а).

Литература:

1. Бюллетень ВМО № 11, 2015
2. Аршинов и др.: Динамика вертикального распределения парниковых газов в атмосфере, Оптика атмосферы и океана,2012, 25, №12, с. 1051-1061
3. Sasakawa et al.: Aircraft and tower measurements of CO2 concentration in the planetary boundary layer and the lower free troposphere over southern taiga in West Siberia: Long-term records from 2002 to 2011, 2013, Journal of geophysical research: atmospheres, vol. 118, 9489-9498, doi:10.1002/jgrd.50755.
4. Thoning et al.: Atmospheric Carbon Dioxide at Mauna Loa Observatory 2. Analysis of the NOAA GMCC Data, 1974-1985. Journal of geophysical research, 1989, vol. 94, D6, pp. 8549-8565.
5. Тимохина и др.: динамика приземной концентрации CO_2 в среднетаежной подзоне Приенисейской Сибири, Экология, 2015, №2, с. 110-119.
6. Zhao and Zeng: Continued increase in atmospheric CO_2 seasonal amplitude in the 21st century projected by the CMIP5 Earth system models. Earth Syst. Dynam., 2014, vol. 5, pp. 423–439, 2014, doi:10.5194/esd-5-423-2014.
7. Graven et al.: Enhanced Seasonal Exchange of CO_2 by Northern Ecosystems Since 1960. Science, 2013, vol. 341, pp. 1085-1089, doi: 10.1126/science.1239207.

DEVELOP A NETWORK OF INSTRUMENTAL CLIMATE MONITORING LAND ECOSYSTEMS IN THE CONDITIONS OF VARIOUS BIOCLIMATIC ZONES OF CENTRAL SIBERIA

[1]Sidenko N.V., [2]Kolle O., [1]Panov A.V., [2]Heimann M.

[1]V.N. Sukachev Institute of Forest SB RAS, Krasnoyarsk, Russia
[2]Max-Planck-Institute for Biogeochemistry, Jena, Germany
E-mail: institute_forest@ksc.krasn.ru, martin.heimann@bgc-jena.mpg.de

This study presents an analysis of climate data for the prevailing ecosystem types at middle taiga in the footprint area (1000 км ²) of the Zotino Tall Tower Observatory (ZOTTO; www.zottoproject.org),a research platform for large-scale climatic observations that is operational in Central Siberia (60°48'N, 89°21'E) since 2006. The data of the high-frequency trace gas measurements at the tall tower are used in atmospheric inversion studies to infer the distribution of carbon sinks and sources over central part of Northern Eurasia. The study area is located within the Western and Eastern Siberia. The natural border is the river Yenisei, which affects at the local climate in the meteorological monitoring area.

Systems to measure environmental variables were installed at the tall tower and local ecosystems at pine forest, peat bog and dark forest. Climatic data for the period 2009 - 2015 years used in this study were collected during continuous high-frequency WMO certified measurements of the main meteorological parameters: air temperature and air humidity (Combined temperature and humidity probe KPK1-6-ME-H38, MELA Sensortechnik GmbH, Germany), precipitation (Precipitation transmitter 5.4032.35.009, Adolf Thies GmbH, Germany), air pressure (Air pressure sensor 61202V/61302V, R.M.Young, USA), wind speed and direction (Ultrasonic-anemometer 3D 1210-R3 / R3-50, Gill Instruments Ltd. UK; 3D heated METEK USA-1, METEK GmbH, Germany), solar radiation (Combined net radiometer CNR1, Kipp & Zonen B.V., Netherlands), soil temperature (Soil temperature sensor 902830-Jumo, Jumo GmbH, Germany) and soil moisture (Soil moisture probe ML-2x, Delta-T Devices, UK).In this study method of climatic and microclimatic observations was used. We included data from the meteorological station of WMO Vorogovo (www.rp5.ru), which is standard equipment meteorological equipment and standard method of observation (61 ° N, 89 ° E). Produced here observation could be part of a network and is integrated in the system to sub-latitudinal climate monitoring. In this study method of climatic and microclimatic observations was used.

Results reflect climatic conditions and processes in the atmosphere, and demonstrate direct and inverse feedbacks between ecosystems and atmosphere in study area and the processes in global earth's climate system. Wind rose demonstrated mainly south - east wind directions that can be attributed to impact of the Asian anticyclone. The development of instrumental monitoring of meteorological parameters for land ecosystems network allows us to estimate the general and local patterns of climate conditions for the different bioclimatic zones. The reliability and the high frequency of tool data for all measuring systems will be used, resulting in a comprehensive analysis of gas exchange processes of ecosystems of taiga zone in central Siberia, at both the regional and the local level.

This research was supported financially by the Max Planck Society (Germany), project of RSF # 14-24-00113 and RFBR grant # 15-45-04423.

РАЗВИТИЕ СЕТИ ИНСТРУМЕНТАЛЬНОГО КЛИМАТИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА НАЗЕМНЫХ ЭКОСИСТЕМ В УСЛОВИЯХ РАЗНЫХ БИОКЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОН СРЕДНЕЙ СИБИРИ

[1]Сиденко Н.В., [2]Колле О., [1]Панов А.В., [2]Хайманн М.

[1]Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, Красноярск, Россия
[2]Институт биогеохимии им. М. Планка, Йена, Германия
E-mail: institute_forest@ksc.krasn.ru, martin.heimann@bgc-jena.mpg.de

В данной работе представлен анализ значений метеорологических показателей, полученных в ходе инструментального мониторинга для нескольких измерительных комплексов расположенных в пределах двух физико-географических стран зоны средней тайги Приенисейской Сибири. В частности в работе представлены результаты непрерывных инструментальных наблюдений для лесоболотных биогеоценозов светлохвойной тайги в пределах Сым-Дубческой возвышенности восточной окраины Западносибир-

ской равнины и участка темнохвойной тайги в пределах северной окраины Енисейского Кряжа Среднесибирского плоскогорья. В этой связи стоит отметить неотъемлемую роль реки Енисей, которая в данном случае выступает естественной границей между исследуемыми областями и вносит непосредственный вклад в формировании мезоклиматической обстановки в регионе, в целом. Отправной точкой климатических наблюдений, служит начало долговременного (> 30 лет) мониторинга метеорологических параметров, газо-аэрозольного состава атмосферы и процессов атмосферно-экосистемного обмена на базе обсерватории «ZOTTO» - высокотехнологичной научной платформе в Центральной Сибири (*www.zottoproject.org*) в 2009 году. В 2012 году в работу были включены две системы измерения газообмена CO2/CH4 методом турбулентных пульсаций «Eddy Covariance», на экосистемах верхового болота и сосняка лишайникового. В 2015 году, в рамках гранта РНФ *№ 14-24-00113 «Отклик обменных потоков углерода наземных экосистем с атмосферой и гидросферой в бассейне р. Енисей на климатическую изменчивость» в зоне распространения темнохвойной тайги была установлена система* «Eddy Covariance». *Таким образом, в течение 7 лет (2009 – 2016), для области с высокой мозаичностью экосистем, осуществляется качественная реализация и развитие сети климатического мониторинга стандартного набора метеорологических параметров, необходимых* для изучения климатических условий в районе исследований. Так же стоит отметить, что аналогичная система наблюдений функционирует в области распространения лиственничной тайги Среднесибирского плоскогорья близ п. Тура, а в 2016 году данная система будет установлена на лесоболотном комплексе Приенисейской низменности в районе п. Игарка. Развитие сеть оперативного инструментального мониторинга зоны тайги - крупнейшей ландшафтной зоны Сибири, позволяет дать своевременную оценку динамики, тенденции и взаимосвязи атмосферных процессов, в условиях разных биоклиматических зон Средней Сибири. *В дальнейшем результаты анализа климатических условий в качестве метеорологической компоненты, будут использованы в моделях углеродного баланса.*

Материалы и методы.

Главным образом исследования базируется на потенциале 5 мультиинструментальных измерительных комплексов (Рис. 1) в зоне охвата крупномасштабных наблюдений (1000 км²) обсерватории «ZOTTO» (60 ° С.Ш., 89 ° В.Д.), расположенной в Туруханском районе Красноярского края.

Приборная база комплекса высокоточного метеорологического оборудования (стандартизированного ВМО) представлена образцами современного метеорологического оборудования иностранного производства (Рис. 2).

Высотная мачта «ZOTTO» (Zotino Tall Tower Observatory) (60 ° 48' С.Ш., 89 ° 21'В.Д.) Высота над уровнем моря: 120 м.

Наземные измерительные площади (60 ° 48' С.Ш., 89 ° 21'В.Д.) Высота над уровнем моря: 120 м.

Измерительный комплекс в сосняке лишайниковом (60 ° 48' С.Ш., 89 ° 22'В.Д.) Высота над уровнем моря: 100 м.

Измерительный комплекс на участке верхового болота (60 ° 48' С.Ш., 89 ° 22'В.Д.) Высота над уровнем моря: 75 м.

Измерительный комплекс на участке темнохвойной тайги (61 ° 02' С.Ш., 89 ° 52'В.Д.) Высота над уровнем моря: 170 м

Рисунок 1. Измерительные комплексы

Для измерения температуры и относительной влажности воздуха используется стационарный датчик температуры и влажности KPK1/6-ME-H38, MELA Sensortechnik (Германия); для измерения количества выпавших атмосферных осадков, в т.ч. в зимний период, используется стационарный осадкомер (с подогревом) 5.4032.45.009 ADOLF Thies (Германия); атмосферное давление воздуха измеряется с помощью стационарного мембранного датчика атмосферного давления 61302V, R.M. Young Company (США); для наблюдения за скоростью и направлением ветра используется ультразвуковой 3D анемометр + +1210-R3 / R3-50, Gill Instruments Ltd. (Великобритания), для систем «Eddy Covariance» применяется ультразвуковой 3D анемометр (с подогревом) METEK USA-1, METEK GmbH (Германия); для измерения

показателей температуры почвы применяется почвенный датчик температуры 902830-Jumo, Jumo GmbH, (Германия); измерения влажности почвы осуществляется датчиком влажности почвы ML-2x, Delta-T Devices, (Великобритания); значения прямой и отраженной солнечной радиации в длинноволновом и коротковолновом спектрах получены с помощью стационарного радиометра CNR 1, Kipp&Zonen, (Нидерланды). Высокая частота измерений позволяет решать большое количество поставленных перед исследователем задач. Так для Системы высотной мачты получаемые значения усредняются до 30 минут (48 суточных значений) и 10 минут (144 суточных значений) для ключевых измерительных профилей на высоте 5 метров и 301 метр, для наземных площадок усреднение составляет 10 минут, а для системы в зоне темнохвойной тайги данные усредняются до ежеминутного (1 минута) интервала т.е. 1440 значений в сутки.

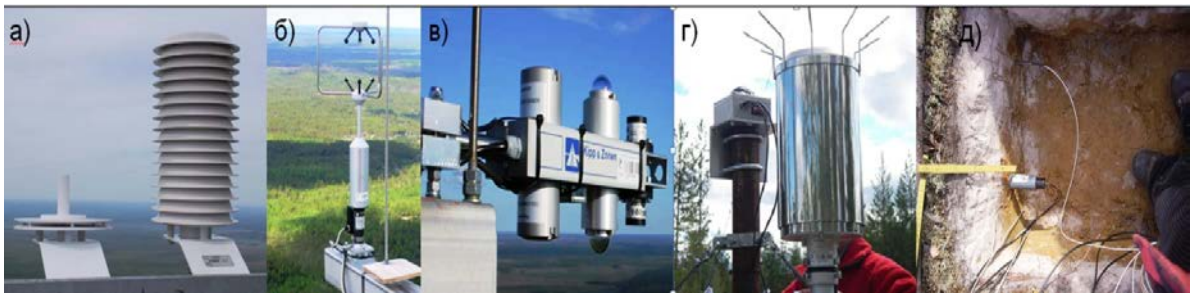


Рисунок 2 Метеорологическое оборудование: а) датчик температуры и влажности (справа) и мембранный датчик атмосферного давления (слева); б) ультразвуковой 3-D анемометр; в) радиометр; г) измеритель осадков; д) датчики температуры и влажности почвы.

Также нами были рассмотрены данные, полученные на метеорологической станции Среднесибирского УГМС п. Ворогово (www.rp5.ru), которая оснащена набором стандартизированного оборудования и стандартной методикой наблюдений, с периодичностью измерений – 8 суточных сроков (1:00; 4:00; 7:00; 10:00; 13:00: 19:00; 22:00). Расположение данной станции (61 ° 01' С.Ш., 89 ° 36'В.Д., (высота над уровнем моря: 41 м.)) и производимые здесь наблюдения, обеспечивают большее покрытие сети и встраиваются в систему субширотного мониторинга, а территориальная приуроченность к надпойменной части р. Енисей позволяет рассматривать мезомасштабные климатические условия крупнейшего гидрологического объекта Сибири. Для достоверности расчетных данных средние климатические величины приведены относительно единого периода измерений, так для среднегодовых значений условно принят период функционирования всех систем мониторинга за 2013 – 2015 г. Для обобщения данных климатического мониторинга был использован стандартный метод метеорологических наблюдений.

Результаты.

Полученные инструментальные данные характеризуют состояние атмосферы в районе исследований. Таким образом, установлено, что среднегодовая температура воздуха составляет -1,32 ºС (Табл. №1). Самым теплым месяцем является июль +19°С +20°С, а самым холодным - январь -22ºС -23ºС.

Таблица №1. Климатические показатели

Микроклиматические показатели	Период наблюдений	ZOTTO	Сосняк лишайниковый	Верховое болото	МС Ворогово
Среднегодовая температура воздуха (t °C)	2005 – 2015 год	-1,56 °C	-1,16 °C	-1,49 °C	-2,35 °C
	2013 – 1015 год	-1,01 °C	1,16 °C	-1,49 °C	-1,62°C
Средняя температура воздуха для июля и января (°C)	2005 – 2015 год	Июль +18,84 °C Янв -23,48 °C	Июль +19,85 °C Янв -21,82 °C	Июль +19,3 °C Янв -22,91 °C	Июль +18,45 °C Янв -24,77 °C
	2013– 1015 год	Июль +19,88 °C Янв -22,06 °C	Июль +19,34 °C Янв -21,82 °C	Июль +19,12 °C Янв -22,91 °C	Июль +19 °C Янв -24,7 °C
Среднегодовые значения атмосферного давления воздуха (гПа)	2005 – 1015 год	999,73 гПа	995,22 гПа	1005,04 гПа	1016,35 гПа
	2013– 1015 год	998,02 гПа	995,22 гПа	1005,04 гПа	1014,57 гПа
Средние значения атмосферного давления воздуха для июля и января (hPa)	2005 – 1015 год	Июль 991,54 гПа Янв 1010,2 гПа	Июль 988,36 гПа Янв 1000,08 гПа	Июль 997,39 гПа Янв 1010,22 гПа	Июль 1006,58 гПа Янв 1028,79 гПа

	2013– 1015 год	Июль 990,38 гПа Янв 1002,41 гПа	Июль 987,08 гПа Янв 1000,08 гПа	Июль 996,37 гПа Янв 1010,22 гПа	Июль 1005,57 гПа Янв 1020,23 гПа
Среднегодовые значения относительной влажности воздуха (%)	2005 – 1015 год	76,83 %	76,61 %	76,03 %	77,26 %
	2013– 1015 год	78,07 %	76,61 %	76,03 %	79,94 %
Среднегодовые значения относительной влажности воздуха для июля и января (%)	2005 – 1015 год	Июль 66,78 % Янв 82,62 %	Июль 62,01 % Янв 82,1 %	Июль 66,03 % Янв 79,23 %	Июль 72,51 % Янв 78,81 %
	2013– 1015 год	Июль 64,88 % Янв 83,38 %	Июль 63,66 % Янв 82,1 %	Июль 66,23 % Янв 79,23 %	Июль 71,81 % Янв 80,28 %
Количество осадков для каждой измерительной площади (мм)	2005 – 2015 год	488,67 мм	531,1 мм	541,63 мм	555,8 мм
	2013– 1015 год	571,67 мм	531,1 мм	541,63 мм	648,53 мм (2013г.)
Сезонное распределение осадков для теплого и холодного периода (мм)	2005 – 2015 год	хол. - 154,6 мм тепл. - 334,07 мм	хол. - 168,84 мм тепл. - 362,27 мм	хол. - 174,43 мм тепл.- 367,2 мм	хол. - 240,47 мм тепл. - 315,33 мм
	2013 – 2015 год	хол. - 188,6 мм тепл. - 383,07 мм	хол. - 168,84 мм тепл. - 362,27 мм	хол. - 174,43 мм тепл. - 367,2 мм	хол. - 272,33 мм тепл. -376,2 мм (2013г.)
Преобладающее направление ветра	2005 – 2015 год	ЮЮВ, ЮЗ, З	ВСВ, ЮЮВ, З (2013 – 2015 г.)	ЮЮВ, ССЗ (2013 – 2015 г.)	Ю
Скорость ветра	2005 – 2015 год	1-2 м/с	2-3 м/с (2013 – 2015 г.)	2-3 м/с (2013 – 2015 г.)	2-3 м/с

Атмосферное давление воздуха (Табл. 1), максимальных значений, достигает в зимние месяцы 1008,23 hPa. Минимальные значения атмосферное давление достигает летом 994,85 hPa. Среднегодовой показатель атмосферного давления воздуха составляет 1003,21 hPa. Показатели относительной влажности воздуха (Табл. 1) в районе исследований достаточно высоки, что определенно температурным режимом и увлажненностью подстилающей поверхности. Среднегодовой показатель достигает 77,66 %. Количество атмосферных осадков (Табл. 1) в среднем составляет 548,13 мм, с неравномерным сезонным распределением. Так максимум осадков приходится на летне-осенний период. Фазы агрегатного состояния распределены так же неравномерно – на дождевые осадки приходится 370,84 мм (67%) , твердые осадки составляют 177,29 мм (33%) . Преобладающее направление ветра (Табл. 1) юго-восточное и северо-западное, что обусловлено, влиянием преобладающих воздушных масс в регионе, а также спецификой ландшафтов и характерных для них ветров.

Для подтверждения достоверности данных полученных на участке распространения темнохвойной тайги был приведен стандартный регрессионный анализ некоторых метеорологических величин, посредством сравнения результатов наблюдений всех измерительных систем и системы «Eddy Covariance - Темнохвойная тайга» в частности, относительно результатов наблюдений полученных на обсерватории «ZOTTO».

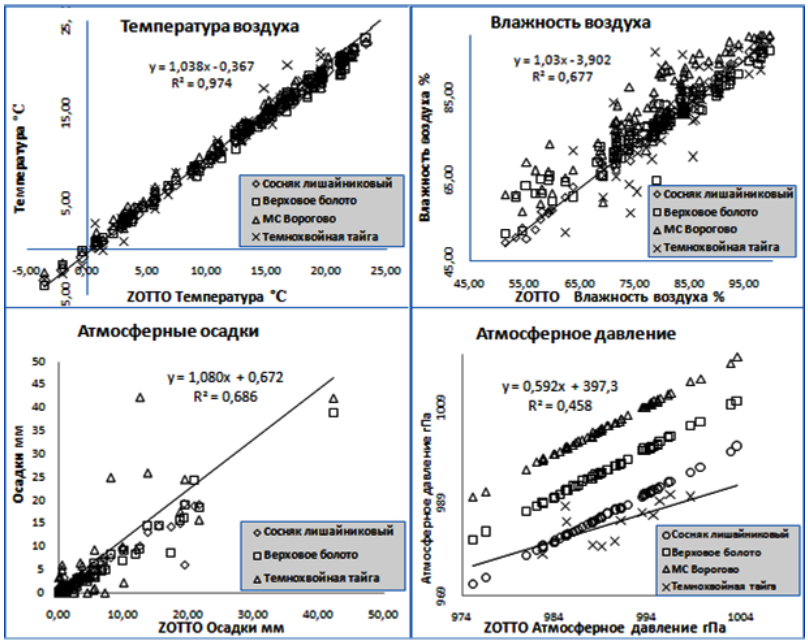


Рисунок 3. Линейный регрессионный анализ для пяти наборов данных метеорологических параметров: Систем «EDDY Covariance» - сосняк лишайниковый, верховое болото, темнохвойная тайга, метеостанции Ворогово и обсерватория "ZOTTO". Приведены линейные тренды и коэффициенты детерминации для системы «Темнохвойная тайга».

Выводы.

Развитие сети инструментального климатического мониторинга наземных экосистем в условиях разных биоклиматических зонах позволяет оценить общие и локальные закономерности климатических условий в районе исследований. Достоверность и высокая периодичность регистрации инструментальных данных для всех измерительных систем позволит использовать, получаемые результаты в ходе комплексного анализа процессов газообмена, в экосистемах среднетаежной подзоны приенисейской Сибири, как на региональном, так и на локальном уроне.

Работа выполнена при финансовой поддержке Общества Макса Планка (Германия), гранта РНФ № 14-24-00113,в рамках научного проекта РФФИ № 15-45-04423

METHANE EMISSION FROM KHANTY-MANSIYSK AND SURGUT LANDFILLS

[1]Terentieva I.E., [2,3]Sabrekov A.F., [3]Filippov I.V., [1,2,3,4]Glagolev M.V.

[1]Tomsk State University, Tomsk, Russia
[2]Institute of Forest Science RAS, Uspenskoe, Russia
[3]Ugra State University, 628012, Khanty-Mansiysk, Russia
[4]Moscow State University, Moscow, Russia
E-mail: kleptsova@gmail.com

Municipal solid waste (MSW) landfills are important anthropogenic sources of CH_4, important greenhouse gas. Since organic matter decomposition in solid waste lasts for decades, landfills emit methane over a long period. It is predicted, that from 2005 to 2030 methane emission from MSW landfills will increase at 21% (EPA, 2011).

The goal of the research was to study methane fluxes at two MSW landfills in Khanty-Mansiysk Autonomous region (KMAO), West Siberia. Because methane fluxes at landfills are of highly heterogeneous (Czepiel et al., 1996; Bogner et al., 1997), micrometeorological method based on inverse modelling was used for estimating CH_4 emission.

KMAO occupies the area of 53.48 Mha or 3% of Russia; landfill area in KMAO is 441.7 ha. In August 2015, five series of the methane flux measurements were made: three series at the landfill near Surgut city (S1 – two series, S2) and two series (KM1, KM2) at the landfill near Khanty-Mansiysk city. Methane fluxes were calculated using inverse modelling method as it was described at (Glagolev and Sabrekov, 2012). However, horizontal diffusion and convection were considered besides the vertical component of turbulent transport and non-steady state concentration term. Turbulent diffusion coefficient and horizontal component of wind speed were calculated as in (Zilitinkevich, 1970) using universal functions from (Högström, 1996) corrected for stable stratification according to (Handorf et al., 1999). Horizontal turbulent diffusion coefficient was calculated within the framework of «calculating viscosity» by Phedorenko (1994). In addition, weights were not used for different time intervals. Geometry of studied area was taken from Google Earth high-resolution images. Algorithm written on Fortran90 was used for solution of direct and inverse problem; finite difference method (implicit upwind scheme) with a split in different directions with further using of tridiagonal adjustment algorithm (Phedorenko, 1994). For conservativeness of differencing scheme its coefficients was specified as by Kalitkin (1978). Searching of minimal sum of squared residuals for difference between observed and predicted methane concentration was performed using gradient descent algorithm (Khimmelblau et al., 1973).

Meteotower consisted of a pole with three thermologgers at 1.6, 3.2 and 5.9 m height (nine thermologgers in total) and gas sampling pipes at 2.3 and 5.9 m height under the soil surface. Wind speed of 1 Hz frequency was measured by ultrasonic anemometer WindSonic Option 1 ("Gill Instruments", UK) at 2.2 m height. Received data were averaged for 5 min intervals. Gas was sampled every 15-30 min.

Measured methane flux values ranged from 0.3 to 5.8 $gCH_4/m^2/h$. The highest emission of 5.8±0.3 $mgCH_4/m^2/h$ was obtained at the polygon KM2 that was currently used for waste disposal and was not covered by a soil layer. Slightly lower fluxes were measured at the large closed polygon S2 that was covered by 30 cm soil layer and had the size of about 280 x 100 x 30 m. Middle emissions were observed at the polygon S1 that was covered by soil layer and had the size of 400 x 150 x 30 m. Besides, the polygon was equipped by aeration pipes (1 pipe for 500 m^2) and vegetated; these factors intensified methane oxidation decreasing methane emission. Lowest fluxes of 0.3±0.1 $mgCH_4/m^2/h$ was found at the closed polygon «KM1» that was covered by soil, vegetation and had the smallest size of about 80 x 40 x 5 m.

Overall, received fluxes were orders of magnitude higher than observed in taiga wetlands, the main natural methane source in West Siberia (Glagolev et al., 2011). Data upscaling gave the regional methane flux of 0.1 $MtCH_4/yr$ from all KMAO landfills, which accounts for 10% of total emission from middle taiga wetlands.

ЭМИССИЯ МЕТАНА ИЗ ПОЛИГОНОВ ЗАХОРОНЕНИЯ ТВЕРДЫХ БЫТОВЫХ ОТХОДОВ ХАНТЫ-МАНСИЙСКА И СУРГУТА

[1]Терентьева И.Е., [2,3]Сабреков А.Ф., [3]Филиппов И.В., [1,2,3,4]Глаголев М.В.

[1]Томский Государственный Университет, Томск, Россия
[2]Институт лесоведения РАН, с. Успенское, Россия
[3]Югорский государственный университет, Ханты-Мансийск, Россия
[4]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
E-mail: kleptsova@gmail.com

В России основным способом утилизации твердых бытовых отходов (ТБО) является их захоронение на специальных полигонах. Полигоны ТБО являются антропогенными источниками метана – важного парникового газа – ежегодно продуцирующими 55-75 ТгCH_4 (Stocker et al., 2013). Поскольку для полного разложения органическому веществу требуется до нескольких десятилетий, полигоны ТБО являются источниками метана в течении десятилетий. Прогнозируется, что с 2005 по 2030 гг. эмиссия с полигонов ТБО возрастет на 21% (EPA, 2011).

Выделяющийся биогаз может быть также использован как источник энергии. Оценить потенциал его использования можно путем измерения эмиссии метана на полигонах ТБО. Причем, в связи с высокой пространственной гетерогенностью потоков (Czepiel et al., 1996; Bogner et al., 1997), для оценки общей эмиссии следует применять микрометеорологические методы (Nozhevnikova et al., 2003). Целью исследования было изучение потоков CH_4 микрометеорологическими методами с полигонов ТБО г. Сургута и г. Ханты-Мансийска.

Объекты исследований.

ХМАО расположен в Западной Сибири, его площадь составляет 53.48 Мга или 3% общей площади России. Размеры полигонов в ХМАО колеблются от 0.2 га до 39 га; общая площадь составляет 441.7 га (Zwisele et al., 2012). Всего нами было проведено пять серий измерений: две на полигоне ТБО г. Ханты-Мансийск и три на полигоне г. Сургут. Полигон ТБО в Ханты-Мансийске расположен приблизительно в 17 км от города, общая его площадь составляет 20 га. На полигоне ведется послойное захоронение: каждые 2 м захороненных отходов пересыпаются слоем 0.2 м почвы. Полигон ТБО в Сургуте расположен приблизительно в 8 км от города, площадь "карт" составляет 12.9 га, а общая площадь полигона - 26.2 га.

На ТБО Ханты-Мансийска были исследованы две "карты" – небольшая закрытая "карта" ХМ1 и большая активная (ХМ2). "Карта" ХМ1 имеет размер 80 х 40 м и не возвышается в рельефе более чем на 2-3 м. Она была заполнена слоем отходов мощностью 2-4 м, а затем в 2012 году – закрыта и засыпана слоем почвы 20-50 см. Активная "карта" ХМ2 имеет площадь 80 х 180 м и высоту около 15 м. Заполнена слоем отходов около 20 м, при этом периодически пересыпается слоем песка мощностью около 20 см.

На ТБО Сургута было исследовано также две "карты" – две серии измерений были проведены на рекультивированной "карте" (С1), и одна – на закрытой, но не рекультивированной "карте" (С2). Карта С1 имеет площадь 400 х 150 м и высоту 25-30 м. При заполнении отходами на очередные 5 метров "карта" засыпалась слоем грунта мощностью 20-50 см. По окончании заполнения (в 2007 году) она была перекрыта 50 см слоем грунта, оборудована аэрационными трубами (примерно по 1 трубе на 500 м^2 "карты") и в 2013 году засажена ивой для предотвращения ветровой эрозии. "Карта" С2 имеет размеры 280 х 100 м и высоту 25-30 м. Она также при заполнении отходами на очередные 5 метров засыпалась слоем грунта мощностью 20-50 см и по окончании заполнения в 2013 г. была перекрыта 20-50 см слоем грунта, растительность отсутствует.

Методы.

Удельный поток метана с поверхности полигона ТБО рассчитывался методом обратной задачи как это описано ранее (Глаголев и Сабреков, 2012). Отличия заключалась, во-первых, в том, что помимо вертикальной составляющей турбулентного транспорта и нестационарности поля концентрации учитывались также горизонтальная диффузия и конвекция. Коэффициент турбулентной диффузии в вертикальном направлении и скорость ветра в горизонтальном направлении вычислялись согласно (Зилитинкевич, 1970) по универсальным функциям из (Högström, 1996), скорректированным для устойчивой стратификации в соответствии с (Handorf et al., 1999). Коэффициент турбулентной диффузии в горизонтальном направлении вычислялся из соображений создания так называемой вычислительной вязкости согласно (Федоренко, 1994). Во-вторых, отличия расчета были в том, что никаких весов для измеренных в разное время концентраций не задавалось, они воспринимались, как равнозначные. Геометрия области расчётов определялась с помощью снимков высокого разрешения в Google Earth. Для решения прямой и обратной задач использовалась написанная на языке Fortran90 программа, реализующая разностный метод расщепления по направлениям с последующим использованием алгоритма трёхдиагональной прогонки

(Федоренко, 1994). Для сохранения консервативности разностной схемы её коэффициенты задавались как в (Калиткин, 1978). Поиск минимума функционала суммы квадратов разности измеренной и вычисленной с помощью модели концентраций метана осуществлялся с помощью метода наискорейшего спуска (Химмельблау с соавт., 1973).

Метеовышка представляла собой шест, на котором располагались датчики для измерения температуры (по три датчика на высотах 1.6 м, 3.2 м, 5.9 м) и пробоотборники для отбора проб воздуха на двух высотах: 2.3 и 5.9 м над поверхностью полигона. Скорость и направление ветра измерялись с частотой 1 Гц ультразвуковым датчиком ветра WindSonic Option 1 ("Gill Instruments", Великобритания), установленным на высоте 2.2 м. Полученные данные усреднялись за 5 мин. Пробы атмосферного воздуха отбирались раз в 15-30 минут. Концентрация газа измерялась на хроматографе «Кристалл-5000.1» («Хроматэк», Россия).

Результаты и обсуждение.

Результаты измерений удельных потоков (УП) CH_4 с двух полигонов ТБО ХМАО представлены в таблице 1. Наименьшие значения эмиссии в 300 мгCH_4/м^2/ч или 960 гCH_4/ч со всей площади наблюдались на маломощной закрытой "карте" ХМ1. Самые высокие значения эмиссии были обнаружены на двух больших "картах" в Сургуте и Ханты-Мансийске (С2 и ХМ2). Максимальный удельный поток был зафиксирован на открытой "карте", причем отбор проб производился прямо с точки разгрузки ТБО (ХМ2). Чуть меньшие эмиссии были измерены на большой закрытой, засыпанной тонким слоем грунта "карте" С2. Средние значения эмиссий были обнаружены также на большой закрытой "карте" С1. Однако в отличие от предыдущей группы "карт", она была засажена растительностью и имела аэрационные трубы.

Таблица 1. Результаты измерений эмиссии на полигонах ТБО в 2015 году

Точка	Координаты	Дата	Площадь, га	Скорость ветра, м/с	УП CH_4, гCH_4/м^2/ч
ХМ1	61.04942° с.ш., 69.37557° в.д.	15.08	0.32	1.29	0.3 ± 0.1
ХМ2	61.04895° с.ш., 69.37339° в.д.	16.08	1.7	0.86	5.8 ± 1.2
С1	61.28336° с.ш., 73.64754° в.д.	20.08	7.9	5.92	1.9 ± 0.5
С1		21.08		3.65	1.4 ± 0.4
С2	61.28476° с.ш., 73.64355° в.д.	22.08	3.9	2.52	4.5 ± 0.8

Эмиссия метана зависит также от атмосферного давления и скорости ветра (Czepiel et al., 1996). В случае "карты" С1 скорость ветра в повторностях коррелирует с удельным потоком. Также большой скоростью ветра можно объяснить столь существенный поток на закрытой "карте" С2. Эмиссия со свалок зависит от количества ТБО. Если рассматривать свалки с одинаковой мощностью ТБО, то наибольшие потоки оказались характерны для открытой "карты" ХМ2 с постоянным подтоком нового материала - субстрата для метаногенеза - и отсутствующим слоем покровного грунта, в котором происходит окисление. Мы предполагаем, что чуть меньшие удельные потоки на "карте" С2 связаны с наличием окисления, а также отсутствием притока свежего субстрата. В 2-3 раза меньшие удельные потоки характерны для "карты" С1, оборудованной аэрационными трубами, поскольку при наличии доступа к кислороду идет процесс аэробного разложения субстрата с выделением CO_2. Показано также (Nagendran et al., 2006), что растительность создает благоприятные условия для метанотрофов, уменьшая эмиссию CH_4.

Стоит заметить, что ограничения использованного метода сводятся к инструментальным, поэтому для достижения высокой точности расчетов мы планируем использовать высокоточные трехмерные анемометры и термодатчики, расположенные на нескольких высотах. Кроме того, для уточнения оценки эмиссии необходимо получить данные о ее сезонной динамике. Дело в том, что эмиссия метана может быть максимальной в зимний период, когда метанотрофы в поверхностном слое неактивны, в то время как в летний период УП могут падать до нуля (Themelis and Ulloa, 2007).

В целом, полученные нами УП в десятки, сотни и даже тысячи раз больше, чем те, что характерны для основного природного источника метана в таежной зоне – болот (Sabrekov et al., 2013). Если экстраполировать данные таблицы 1 на все 442 га полигонов ТБО ХМАО, то мы получим около 0.1 МтCH_4/год, что составляет порядка 10% от эмиссии болотами подзоны северной или средней тайги Западной Сибири (Glagolev et al., 2011).

Литература:

1. Bogner, J., Meadows, M., Czepiel, P. Fluxes of methane between landfills and the atmosphere: natural and engineered controls // Soil Use and Management. – 1997. – V. 13. – № s4. – P. 268-277.
2. Czepiel, P., Mosher, B., Harriss, R., Shorter, J., McManus, J., Kolb, C., Allwine, E., Lamb, B. Landfill methane emissions measured by enclosure and atmospheric tracer methods // Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012). – 1996. – V. 101. – № D11. – P. 16711-16719.
3. EPA, A. Inventory of US greenhouse gas emissions and sinks: 1990-2009. : EPA 430-R-11-005, 2011.
4. Glagolev, M., Kleptsova, I., Filippov, I., Maksyutov, S., Machida, T. Regional methane emission from West Siberia mire landscapes // Environmental Research Letters. – 2011. – V. 6. – № 4. – P. 045214.
5. Handorf, D., Foken, T., Kottmeier, C. The stable atmospheric boundary layer over an Antarctic ice sheet // Boundary-layer meteorology. – 1999. – V. 91. – № 2. – P. 165-189.
6. Högström, U. Review of some basic characteristics of the atmospheric surface layer // Boundary-Layer Meteorology 25th Anniversary Volume, 1970–1995. Springer, 1996. – P. 215-246.
7. Nagendran, R., Selvam, A., Joseph, K., Chiemchaisri, C. Phytoremediation and rehabilitation of municipal solid waste landfills and dumpsites: A brief review // Waste Manag. – 2006. – V. 26. – № 12. – P. 1357-69.
8. Nozhevnikova, A., Glagolev, M., Nekrasova, V., Einola, J., Sormunen, K., Rintala, J. The analysis of methods for measurement of methane oxidation in landfills // Water Science & Technology. – 2003. – V. 48. – № 4. – P. 45-52.
9. Sabrekov, A., Glagolev, M., Kleptsova, I., Machida, T., Maksyutov, S. Methane emission from mires of the West Siberian taiga // Eurasian Soil Science. – 2013. – V. 46. – № 12. – P. 1182-1193.
10. Stocker, T., Qin, D., Plattner, G., Tignor, M., Allen, S., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, B., Midgley, B. IPCC, 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change – 2013.
11. Themelis, N.J., Ulloa, P.A. Methane generation in landfills // Renewable Energy. – 2007. – V. 32. – № 7. – P. 1243-1257.
12. Zwisele, B., Kaazke, J., Wilke, B.-M. Development of a sustainable Waste Management Concept (WMC) for Khanty-Mansiysk, Russia. Final report. 2012. – 61.
13. Глаголев, М.В., Сабреков, А.Ф. Идентификация газообмена на границе экосистема/атмосфера: метод обратной задачи // Математическая биология и биоинформатика. – 2012. – V. 7. – № 1. – P. 81-101.
14. Зилитинкевич, С.С. Динамика пограничного слоя атмосферы. Гидрометеоиздат, 1970.
15. Калиткин, Н.Н. Численные методы – 1978.
16. Федоренко, Р. Введение в вычислительную физику // М.: Изд-во МФТИ. – 1994. – V. 4.
17. Химмельблау, Д., Скаржинский, В.Д., Горский, В.Г. Анализ процессов статистическими методами: Пер. с англ. Мир, 1973.

FLUXES OF CHEMICAL ELEMENTS FROM CENTRAL SIBERIAN PLATEAU WATERSHEDS, UNDERLAIN BY PERMAFROST

[1]Kolosov R.A., [1]Prokushkin A.S., [2]Pokrovsky O.S.

[1]V.N. Sukachev Institute of Forest SB RAS, Krasnoyarsk, Russia
[2]Tomsk State University, Tomsk, Russia
E-mail: institute_forest@ksc.krasn.ru

Permafrost distribution on Central Siberian Plateau and dynamics of active layer thawing determine the fed-characteristic of subarctic rivers. During the winter mean water period the greatest contribution in river feeding is made by ground water discharged through taliks, during the frost-free period – by precipitation, infiltrating in soil (Prokushkin et al 2011). Climate data analysis indicates that temperature, precipitation and water discharge have been increasing during last 50 years for Central Siberian rivers.

Our objective was to estimate elements' fluxes (HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}) from the Nizhnyaya Tunguska river basin (for the period 1970-2011) and from the Tembenchi river basin (for the period 1960-2011). For calculating daily fluxes, we applied the following stages: 1) elements' concentrations were multiplied by water discharges for all available dates; 2) then, we analyzed fluxes (F) dependence on water discharges (Q) for each

anion and cation and we found that this dependence could be described by the function $F = a \times Q^b$ most significantly (*a* and *b* – coefficients). Confidence levels (p) for *a* and *b* were obtained with using STATISTICA 10 and all coefficients for entire period and all anions had necessary reliability ($p \leq 0.05$, or $p \geq 95\%$).

Annual ions' fluxes from the Nizhnyaya Tunguska watershed has been increased. In particular, from 1960 to 2011 elements' flows increased : bicarbonate from 2.92 to 12.77 Mg/km^2/year, chloride from 0.95 to 11.07 Mg/km^2/year, sulfate from 1.13 to 2.79 Mg/km^2/year, calcium from 1.48 to Mg/km^2/year, magnesium from 0.4 to 1.44 Mg/km^2/year). Thus, total flux of the main ions have been risen more than 4.5 times from the Nizhnyaya Tunguska river basin. There are probable causes of this increasing: 1) increasing high latitude rivers' water discharges (Peterson et al, 2002); 2) permafrost degradation caused by climate warming (Frey and McClelland, 2009), which may lead to changes in river feeding. Trend of changing in elements' fluxes from the Tembenchi river basin is different from that for Nizhnyaya Tunguska. The flux growth (from 1970 to 2011) was observed for following ions: bicarbonate (from 6.96 to 11.63 Mg/km^2/year), calcium (from 2.46 to 4.84 Mg/km^2/year) and magnesium (from 0.57 to 0.94 Mg/km2/year). However, the sulfate flux has been decreased from 1.47 to 0.4 Mg/km^2/year and chloride flux varied from 1.88 to 3.39 Mg/km^2/year without any trend. Nevertheless, the total export of main ions from the Tembenchi watershed increased from 14.45 to 20.37 Mg/km2/year since 1970 to 2011.

As previously described, we used two different data sources and some differences in flux values were obtained. For example, sulfate flow from the Nizhnyaya Tunguska river basin from 2005 to 2011 changed within 1.82 – 2.32 Mg/km^2/year according to our data, and within 2.36 – 5.43 Mg/km^2/year according to ROSHYDROMET data. Also for Tembenchi sulfate flux had significant decrease from 1.54 Mg/km^2/year (1993, ROSHYDROMET data) to 0.54 Mg/km^2/year (2005, our data). Such fact may cause by some distinctions in sampling and water analysis.

This study has been financially supported by RSF Grant (№ 14-24-00113).

ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКСПОРТА ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ С ТЕРРИТОРИИ ВОДОСБОРНЫХ БАССЕЙНОВ РЕК СРЕДНЕСИБИРСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ, ПОДСТИЛАЕМЫХ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТОЙ

[1]Колосов Р.А., [1]Прокушкин А.С., [2]Покровский О.С.

[1]Институт леса им. В. Н. Сукачева СО РАН, Красноярск, Россия
[2]Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия
E-mail: institute_forest@ksc.krasn.ru

Водосборные бассейны Среднесибирского плоскогорья подстилаются многолетнемерзлыми породами, что обусловливает особенности формирования химического состава речных вод. Именно распространение мерзлоты на бассейне и динамика оттаивания сезонно-талого слоя (СТС) почвы определяют характер питания рек этого региона. Так, в период зимней межени главная роль в поступлении воды в реки отводится подземным водам, разгружающимся через сквозные талики. В безморозный период основным источником питания речных вод являются атмосферные осадки, инфильтрующиеся в почву в зависимости от глубины СТС (Prokushkin et al, 2011).

Анализ климатических данных указывает на рост среднегодовых температур, количества и интенсивности осадков и расхода воды в реках Средней Сибири со второй половины XX века. В связи с этим изучение характеристик выноса элементов с территории водосборных бассейнов рек Среднесибирского плоскогорья может дать представление о тенденциях в интенсивностях биогеохимических процессов на бассейнах рек при климатических изменениях.

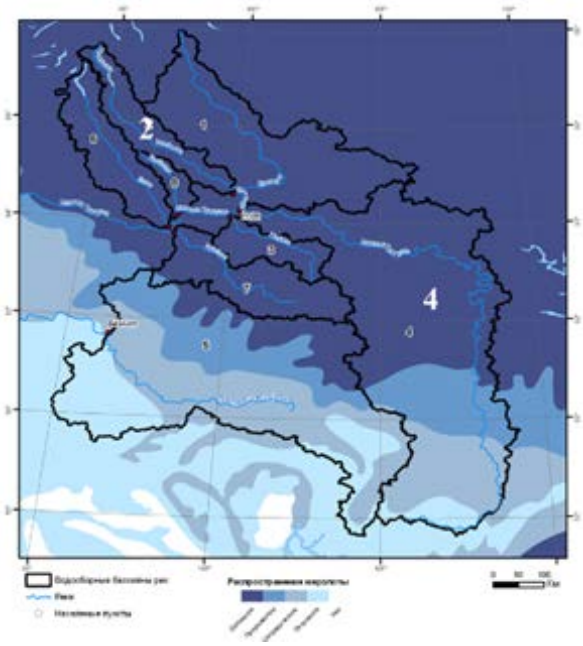


Рис. 1. Карта распространения мерзлоты на территории бассейнов рек Среднесибирского плоскогорья (на основе Brown et al. 1998)

Целью данной работы является анализ характеристик экспорта химических элементов с территорий водосборных бассейнов рек Среднесибирского плоскогорья. Объектом исследования были рр. Нижняя Тунгуска (г/п Тура, 268000 км^2) и Тембенчи (г/п ф. Тембенчи, площадь 21600 км^2), различающиеся характером подстилания многолетней мерзлоты (Рис. 1).

Гидрохимический состав вод р. Нижняя Тунгуска исследуется нами ежегодно с 2004 г., р. Тембенчи – с 2006 года. Отбор проб производится на базе Эвенкийского ОЭП ИЛ СО РАН (пгт. Тура): в зимний период (октябрь – апрель) - 1 раз в месяц, в период весеннего половодья (май-июнь) – 2-3 раза в неделю, в период летней межени (июль-сентябрь) – 1 раз в неделю. Отобранные образцы речной воды фильтровались через 0.45 um (нитроцеллюлозный фильтр Millipore). Концентрации анионов (Cl^-, SO_4^{2-}) были получены методом ионной хроматографии (Dionex ICS 2000). Содержание гидрокарбонат-иона в образцах воды измеряли на анализаторе общего углерода (Vario TOC, Elementar). Концентрации катионов (Ca^{2+}, Mg^{2+}) были измерены с использованием автоматического атомно-абсорбционного спектрометра Perkin-Elmer 5100 PC или методом ICP-MS (Agilent 7500). В качестве архивных данных химического состава и расходов воды рр. Нижняя Тунгуска (1960-2011 гг.) и Тембенчи (1970-1993 гг.) использованы значения Среднесибирского УГМС (г. Красноярск).

Концентрации исследуемых ионов имеют обратную зависимость от расходов воды в реках (Рис. 2). В период весеннего половодья, обусловленного снеготаянием, речные воды разбавляются талыми, и их минерализация резко снижается (Кадамцева и др., 2005). В зимний период (с ноября по апрель) концентрации исследуемых ионов возрастают по мере промерзания деятельного слоя, когда основным источником питания речных вод служат таликовые и подмерзлотные воды, чей химический состав обусловлен залеганием эвапоритовых минералов и базальтовых пород. В результате, в зимнюю межень, когда значения расхода воды наименьшие за весь гидрологический год, минерализация увеличивается. (Кадамцева и др., 2005).

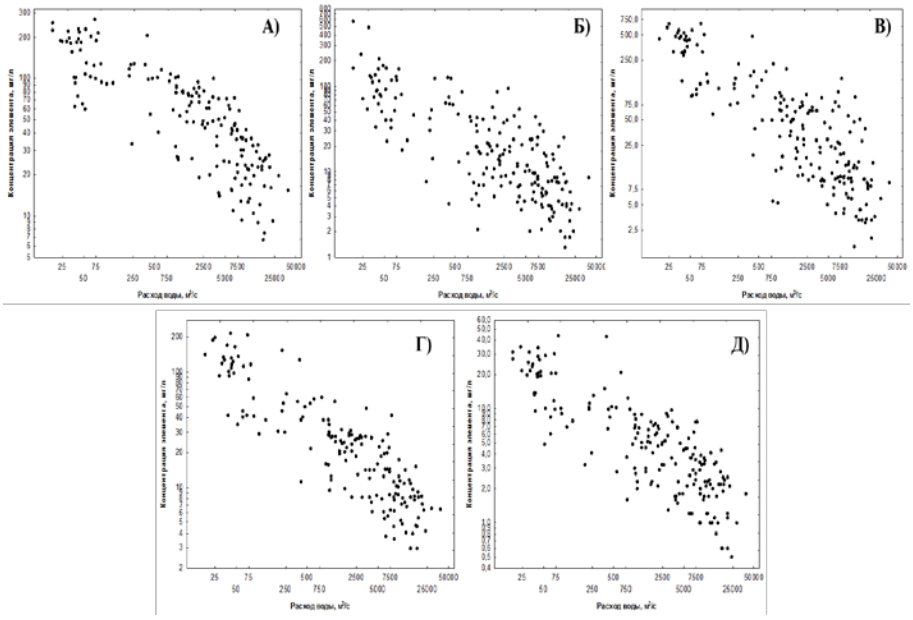


Рисунок 2. Зависимости концентраций основных ионов в русловом стоке от расходов воды р. Нижняя Тунгуска 1960 по 2011 гг, А) HCO_3^-, Б) Cl^-, В) SO_4^{2-}, Г) Ca^{2+}, Д) Mg^{2+})

В виду небольшого количества измерений в отдельные годы для анализа трендов изменений экспорта исследуемых анионов и катионов архивные данные Среднесибирского УГМС за период наблюдений были разбиты на десятилетия (для р. Нижняя Тунгуска - 1960-1969 гг., 1970-1979 гг., 1980-1989 гг., 1990-1999 гг., 2000-2009 гг., 2010-2011 гг; для р. Тембенчи – 1970-1979 гг., 1980-1989 гг., 1990-1993 гг.). Для сравнения были использованы данные ИЛ СО РАН для р. Нижняя Тунгуска с 2005 по 2011 гг., для р. Тембенчи – с 2008 по 2011 гг.

Экспорт главных ионов с территории водосборного бассейна рассчитывался умножением их концентраций в определенную дату на соответствующее значение расхода воды. После вычисления суточных значений экспорта элементов для каждой даты, был проведен анализ зависимостей потока (F) от расхода воды (Q) каждого аниона и катиона для десятилетних периодов. Наиболее достоверно зависимость F от Q описывается степенной функцией вида $F = a \times Q^b$, где a и b – рассчитываемые коэффициенты. Достоверности коэффициентов a и b из вышеуказанной формулы получены с помощью пакета STATISTICA 10 (Табл. 1). Уровень достоверности (p) принят при значениях $p \leq 0{,}05$ для обоих коэффициентов a и b. Как следует из таблицы, все коэффициенты имеют необходимую надежность. Исходя из полученных зависимостей, нами был вычислен суточный и далее годовой (сумма суточных значений) экспорт исследуемых химических элементов с водосборных бассейнов рек Нижняя Тунгуска и Тембенчи за весь изучаемый период (Рис. 3, Рис. 4, Рис. 5).

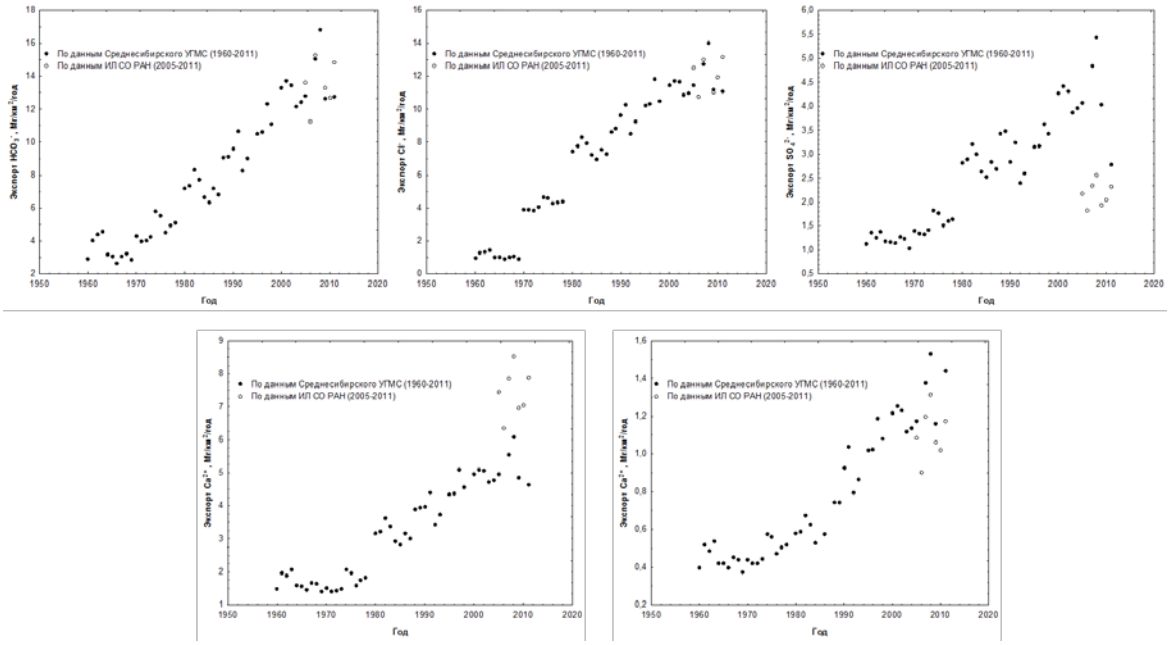


Рисунок 3. Динамика экспорта анионов и катионов с водосборного бассейна р. Нижняя Тунгуска.

Период	Химический элемент	Коэффициент a	Достоверность p (a)	Коэффициент b	Достоверность p (b)
1960-1969	HCO3	20038,2	0,000003	1,171	0,001476
	Cl	5976,1	0,000055	1,063	0,017121
	SO_4	2977,0	0,000000	0,428	0,013514
	Ca	7197,7	0,000005	0,806	0,016817
	Mg	1715,0	0,000018	0,713	0,043399
1970-1979	HCO3	14068,4	0,000000	0,539	0,000028
	Cl	6310,6	0,000000	0,218	0,000794
	SO_4	3683,5	0,000000	0,414	0,000366
	Ca	5302,8	0,000000	0,580	0,000005
	Mg	1210,8	0,000000	0,438	0,000095
1980-1989	HCO3	24360,5	0,000000	0,568	0,000000
	Cl	15447,6	0,000000	0,323	0,029846
	SO_4	8052,0	0,000000	0,472	0,000164
	Ca	9645,6	0,000000	0,508	0,000001
	Mg	2204,6	0,000000	0,648	0,000000
1990-1999	HCO3	26185,7	0,000000	0,561	0,000000
	Cl	17955,5	0,000000	0,378	0,000152
	SO_4	9237,2	0,000000	0,644	0,000182
	Ca	10318,6	0,000000	0,544	0,000000
	Mg	2582,5	0,000000	0,572	0,000000
2000-2009	HCO3	35356,4	0,000000	0,558	0,000000
	Cl	25688,5	0,000001	0,431	0,010474
	SO_4	11703,7	0,000000	0,582	0,000129
	Ca	11325,5	0,000000	0,446	0,000009
	Mg	3171,8	0,000000	0,530	0,000000
2010-2011	HCO3	31632,7	0,000000	0,556	0,000035
	Cl	19263,5	0,000112	0,347	0,016350
	SO_4	6435,0	0,000000	0,509	0,000005
	Ca	10669,7	0,000001	0,508	0,000178
	Mg	4014,2	0,000264	0,642	0,007329

Таблица 1. Значения коэффициентов a и b и их достоверность для функции $F = a \times Q^b$ (зависимость потока (F) главных ионов от расхода воды (Q)) для р. Нижняя Тунгуска.

Наблюдается тенденция роста годового экспорта исследуемых ионов с водосборного бассейна р. Нижняя Тунгуска. Поток гидрокарбонат-иона вырос с 1960 по 2011 год с 2,92 до 12,77 Мг/км^2/год, хлорид-иона с 0,95 до 11,07 Мг/км^2/год, сульфат-иона с 1,13 до 2,79 Мг/км^2/год с иона кальция с 1,48 до 4,64 Мг/км^2/год, иона магния с 0,4 до 1,44 Мг/км^2/год (Рис. 3). Таким образом, суммарный экспорт основных ионов с бассейна р. Нижняя Тунгуска вырос более, чем в 4,5 раза (с 6,88 до 32,72 Мг/км^2/год) (рис. 5). Можно выделить две вероятные причины такого изменения: 1) увеличение расходов воды в реках северных широт (Peterson et al, 2002); 2) деградация многолетней мерзлоты из-за потепления климата (Frey and McClelland 2009), которая может привести к изменению режима питания рек.

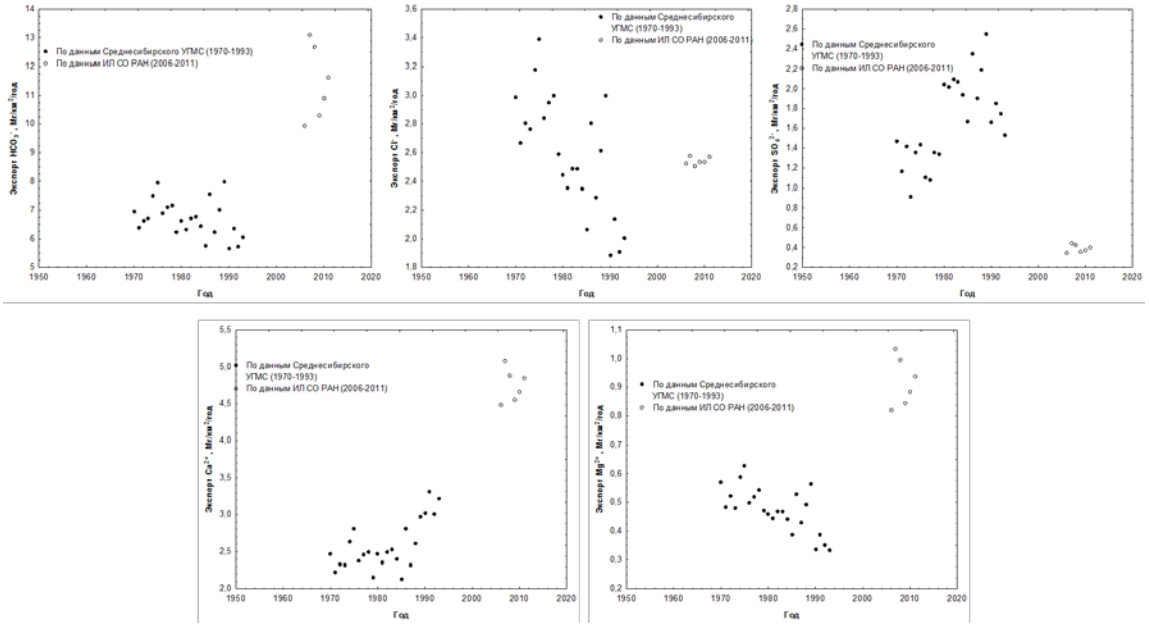


Рисунок 4. Динамика экспорта анионов и катионов с водосборного бассейна р. Тембенчи.

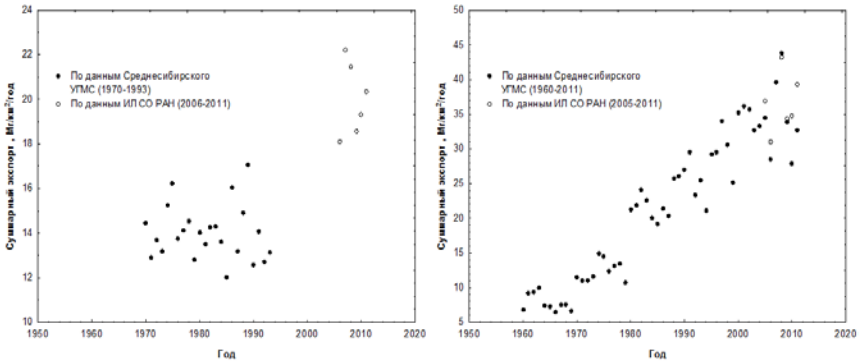


Рисунок 5 – Динамика суммарного экспорта основных анионов и катионов для р. Тембенчи с 1970 по 1993 и с 2005 по 2011 (слева) и р. Нижняя Тунгуска с 1960 по 2011 гг. (справа).

Тенденция в годовом выносе основных ионов с бассейна р. Тембенчи с 1970 по 2011 гг. отличается от таковой для бассейна р. Нижняя Тунгуска. Выявлен рост экспорта гидрокарбонат-иона (с 6,96 до 11,63 Мг/км^2/год), иона кальция (с 2,46 до 4,84 Мг/км^2/год), иона магния (с 0,57 до 0,94 Мг/км^2/год) (Рис. 4). Однако в выносе сульфат-иона наблюдается снижение (с 1,47 до 0,4 Мг/км^2/год), а в потоке хлорид-иона выделить какою-либо тенденцию невозможно, т.к. за рассматриваемый период его значения варьируются в пределе 1,88 – 3,39 Мг/км^2/год. Тем не менее, суммарный экспорт основных ионов увеличился с 14,45 до 20,37 Мг/км^2/год за период с 1970 по 2011 гг. (Рис. 5).

Как описано ранее, в данной работе для расчета потоков ионов использовались два источника данных, в связи с этим были выявлены некоторые различия в значениях годового экспорта основных анионов. Например, по нашим данным, поток иона кальция вырос примерно в 8 раз по сравнению с 1960 годом, по данным Среднесибирского УГМС – в 5 раз. Также неоднозначны показатели выноса сульфат-иона с бассейнов обеих исследуемых рек. Для р. Нижняя Тунгуска, по нашим данным, с 2005 по 2011 гг. его экспорт составляет от 1,82 – 2,32 Мг/км^2/год, по данным Среднесибирского УГМС – от 2,36 до 5,43 Мг/км^2/год. Для р. Тембенчи, ввиду отсутствия значений концентраций и расходов воды с 1994 по 2005 гг., наблюдается резкое уменьшение потока сульфат-иона с 1,54 Мг/км^2/год (1993 г., данные Среднесибирского УГМС) до 0,34 Мг/км^2/год (2005 г., данные ИЛ СО РАН). Описанный фактор может являться следствием различий в отборе образцов поверхностных вод и методах химического анализа. Тем не менее, общая тенденция к росту потоков изучаемых химических элементов в сравнении двух источников данных сохраняется.

Из всего вышеперечисленного можно сделать следующие выводы:

1) Общий экспорт анионов (HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-) и катионов (Ca^{2+}, Mg^{2+}) с водосборных бассейнов рек Нижняя Тунгуска (с 1960 по 2011 гг.) и Тембенчи (с 1970 по 2011 гг) увеличился с 6,88 до 32,72 Мг/км^2/год и с 14,45 до 20,37 Мг/км^2/год соответственно.

2) Существуют различия в количественных значениях выноса элементов на основе двух различных источников данных, однако общая тенденция сохраняется.

3) Потоки исследуемых в данной работе ионов с водосборного бассейна р. Нижняя Тунгуска демонстрируют тенденцию к увеличению. Но следует отметить, что вынос хлорид-иона с территории водосборного бассейна р. Тембенчи существенно не изменяется, а вынос сульфат-иона снизился в 4 раза.

4) Различия в характере залегания многолетнемерзлых пород на территории водосборных бассейнов рек (от островного до непрерывного на территории бассейна р. Нижняя Тунгуска и непрерывного на бассейне р. Тембенчи), а также разница в среднегодовых температурах на территории южной (бассейн р. Нижняя Тунгуска) и северной (бассейн р. Тембенчи) части Среднесибирского плоскогорья, вероятно, имеют влияние на изменение экспорта основных анионов и катионов.

Данная работа выполнена при поддержке гранта РНФ №14-24-00113.

Литература:

1. Гордеев, В. В. Геохимия системы река-море. М., И. П. Матушкина И. И., 2012. 452 с.
2. Кадамцева, Т. Н., Козак, С. З., Сидоркин, В. В., Федулова, А. М., Язвин, А. Л. Основные результаты поиска подземных вод для удовлетворения питьевых потребностей поселка Тура // Разведка и охрана недр. 2005. №11. С. 30-33
3. Prokushkin, A S et al. Sources and the flux pattern of dissolved carbon in rivers of the Yenisey basin draining the Central Siberian Plateau // Environmental Research Letters. 2011. № 6. С. 045212.
4. Frey K E and McClelland J W 2009 Impacts of permafrost degradation on arctic river biogeochemistry Hydrol. Process. 23 169–82

THE FACTOR ANALYSIS OF METEOROLOGICAL VARIABLES IN MESOOLIGOTROPHIC PEATLAND IN TAIGA ZONE OF THE NORTH-EAST OF THE EUROPEAN PART OF RUSSIA

[1]Lapina L.E., [2]Mikhaylov O.A., [1]Uspensky I.M.

[1]Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia
[2]Institute of biology Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia
E-mail: lapina@dm.komisc.ru, igor@dm.komisc.ru, mikter@mail.ru

The object of research is the mesooligotrophic peatland Medla-Pev-Njiur ($61^0$56' N,$50^0$13' E). This peatland also known as Ust-Pojeg in the international papers. It was investigated in 2008-2009 years in the framework of CARBO-North project. After the project finished the eddy covariance technique was used hereinafter from June 14, 2012.

The methane measurements started from June 14th 2012, so the data for analysis was taken from June 15th 2012 to October 20th 2012 and from April 16th 2013 to November 8th 2013 when the last day with the mean diurnal temperature more than +5 ^{0}C. The data absent during the period from August 22nd to September 9th. Into these periods the days with the mean diurnal temperature less than +5 ^{0}C appeared. Separately were taken "daily" (when PAR was more than 20 mmol (m^{-2} s)) and "night" data points. The data averaged by half-hour intervals was used for analysis. The data logger of incoming shortwave radiation was broken in 2013, so the data of net radiation was uncorrected and excluded from further analysis. That is why the analysis was made separately for 2012 and 2013 years.

In the analysis were added the Monin-Obuchov length scale (L) that characterized the stability of atmospheric processes and the kinetic energy of turbulent fluctuations. A total of 48 variables.

70 percent of the variance is covered for 2012: a total of 10 factors, "the daily" 13 factor, "night" of 12 factors for 2013: a total of 13 factors, "the daily" 13 factor "night" of 15 factors. That is, compared with the analysis of one month increased number of factors.

Conclusion:

Stability of the atmospheric processes may in some cases have a noticeable impact (especially at night).

It is necessary to take into account the option CH4CO2. The significance of it is determined by chemical reactions between methane and carbon dioxide.

Volumetric soil moisture in 2012 played a lesser role than the temperature. In 2013 volumetric soil moisture at a depth of 25 cm played an essential role, and at a depth of 10cm insignificant.

It is necessary to carry out a monthly analysis, because some of the data of October and May can spoil the overall picture.

ФАКТОРНЫЙ АНАЛИЗ МИКРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН НА МЕЗООЛИГОТРОФНОМ БОЛОТЕ ТАЕЖНОЙ ЗОНЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ

[1]Лапина Л.Э., [2]Михайлов О.А., [1]Успенский И.М.

[1]Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия
[2]Институт биологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия
E-mail: lapina@dm.komisc.ru, igor@dm.komisc.ru, mikter@mail.ru

Объект исследования.

Объектом исследования является мезоолиготрофное болото Медла-Пэв-Нюр ($61^0$56' N,$50^0$13' E). Это болото известно также как Усть-Пожегское, в иностранной литературе как Ust-Pojeg. Оно исследовалось в 2008-2009гг в рамках проекта «CARBO-North", в основном, камерным методом. Часть результатов опубликована в работах(Avagyan et al.,2015, Gažovič et al.,2010, Shneider et al., 2016).Eddy covariance метод измерений систематически стал применяться только с 2012 года. Измерения стали получать с 14 июня 2012 года. Краткие результаты анализа данных методом главных компонент для августа 2012 года опубликованы в работах (Lapina et al., 2015). Более подробно с разделением данных на «дневные» и «ночные» опубликовано в работе (Лапина и др.,2015). Вопросы методики расчетов потоков парниковых газов и исследования влияния периода осреднения рассмотрены в работе (Лапина, Успенский, 2015).

Данные.

Ввиду начала измерений по метану с 14 июня 2012г, то анализировались данные с 15 июня 2012г по 20 октября 2012 года и с 16 апреля 2013 по 8 ноября 2013, когда был последний день со среднесуточной температурой выше 5 градусов. В 2013 году отсутствуют данные с 22 августа по 9 сентября. Внутри этих периодов были дни со среднесуточной температурой воздуха меньше 5 градусов тепла. Отдельно еще делили данные на «дневные» (Far >20) и «ночные». Использовались данные, осредненные по получасовым временным интервалам. В 2013 году испортился измеритель, отвечавший за падающую коротковолновую радиацию, а следовательно, стали некорректными и данные по суммарной радиации, поэтому эти данные были исключены из рассмотрения в 2013 году и поэтому анализ проводился отдельно для 2012 и 2013 года.

Таблица 1. Число данных для разных вариантов расчета

	В целом	«дневные»	«ночные»
2012	6443	1980	4663
2013	6670	3240	3430

По сравнению с набором данных, анализируемым для августа месяца 2012г (Лапина и др., 2015), были исключены из анализа все пары произведений величин, за исключением H_2OT и CH_4CO_2. Добавлены были в анализ масштаб длины Монина-Обухова(L), характеризующий устойчивость атмосферных процессов, кинетическая энергия турбулентных пульсаций (KETP) . Всего 48 переменных. L – масштаб длины Монина –Обухова вычислялся по формуле (Ворожнин,2012):

$$L = -\frac{\bar{T}u_*^3}{0.4\,g\,H_0},$$

$\bar{T}$ – температура в абсолютной шкале, К
H_0 – вертикальный турбулентный поток температуры, К м/с,
G – гравитационная постоянная (9,81) , м/с^2
U_* - скорость трения или динамическая скорость.

Анализ данных.

Таблица 2. Собственные числа корреляционных матриц

λ	2012			2013		
	В целом	«дневные»	«ночные»	В целом	«дневные»	«ночные»
1	8.354	8.315	7.523	7.101	7.364	6.082
2	4.392	3.945	4.759	4.02	4.584	3.742
3	2.111	3.637	3.534	2.186	3.375	2.801
4	1.939	2.893	3.366	1.794	2.340	2.381
5	1.663	2.279	2.679	1.758	2.091	2.276
6	1.482	2.063	2.242	1.600	1.808	2.181
%	61.7	49.22	51.29	52.03	47.92	43.25

70 процентов дисперсии охватывается для 2012 года: в целом 10 факторами, «дневных» 13 факторов, «ночных» 12 факторов, для 2013 года: в целом 13 факторов, «дневных» 13 факторов, «ночных» 15 факторов. То есть по сравнению с анализом по одному месяцу число факторов увеличивается.

Результаты представим в виде таблицы:

Таблица 3. Факторные нагрузки некоторых параметров

Параметры	2012 год			2013		
	В целом	«дневные»	«ночные»	В целом	«дневные»	«ночные»
T	0.855 (F1)	0.953(F1)	0.905 (F1)	-0.818 (F1)	-0.908 (F1)	0.940 (F1)
P	-0.829 (F12)	0.760 (F4)	-0.858 (F14)	-0.603 (F8)	-0.379 (F4)	0.584 (F6)
CH_4CO_2	-0.897 (F4)	-0.855(F2)	-0.887 (F4)	-0.802 (F5)	0.808 (F2)	-0,790 (F2)
H_2OT	0.620(F1)	0.732 (F1)	-0.613 (F4)	-0,767 (F5)	-0.844 (F1)	0.649 (F1)
Отн. Влажность	-0.701 (F5)	-0.58 (F1)	-0.582 (F12)	0.812 (F2)	0.623 (F4)	-0.828 (F13)
T_{s1}	0.741 (F1)	0.679 (F1)	0.728 (F1)	-0.878 (F1)	-0.859 (F1)	0.798 (F1)
T_{s2}	0.947 (F1)	0.949 (F1)	0.926 (F1)	-0,941 (F1)	-0.937 (F1)	0.892 (F1)
H_{s1}	-0.600 (F11)	-0.630 (F11)	0.594 (F11)	-0.711(F1)	-0.732(F1)	0.540 (F1)
H_{s2}	-0.734 (F11)	-0.516(F1)	0.753 (F11)	-0.436 (F8)		
ФАР	0.891 (F5)	0.742 (F8)	-0.932 (F5)	-0.905 (F2)	-0.906 (F4)	0.936 (F7)
U_*	-0.848 (F2)		-0.823(F2)	0.805 (F10)	-0.761(F9)	0.838(F3)
KETP	-0.890(F2)	0.489 (F3)	-0.894 (F2)	0,849 (F10)	-0.858 (F9)	0.908 (F3)
L (масштаб Монина-Обухова)	0.375 (F2)	0.991 (F15)	0.385 (F2)	-0,972 (F17)	0.876 (F13)	

Если в таблице пустая клетка, значит, показатель не вошел в число 15 факторов.

Выводы.

Устойчивость атмосферных процессов может в некоторых случаях оказывать заметное влияние (особенно в ночное время).

Стоит учитывать параметр CH_4CO_2. Значимость его определяется химическими реакциями между метаном и диоксидом углерода.

Объемная влажность почвы в 2012 году играла меньшую роль по сравнению с температурой. В 2013 году объемная влажность на глубине 25 см играла существенную роль, а на глубине 2 малозначительное.

Стоит провести помесячный анализ, так как некоторые данные октября и мая могли смазать общую картину.

Литература:

1. Ворожнин В.С., Маркелов Ю.И., В.Б. Давыдов, Тетерин А.Ф., Поддубный В.А. определение метеорологических параметров в модели рассеивания от автомагистрали .Вестник Нижневартовского государственного университета. 2012. N1. С.15-20.
2. Лапина Л.Э., Михайлов О.А., Успенский И.М. Факторный анализ микрометеорологических данных по мезоолиготрофному болоту в Республике Коми .Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т.XXVI. 2015. N2. С.59-79.
3. Лапина Л.Э., Успенский И.М. Оценки потоков парниковых газов на мезоолиготрофном болоте Медла-Пэв-Нюр в августе 2012г. Успехи современной науки и образования. 2015. N4. С.44-55.
4. Михайлов О.А., М.Н.Мигловец, С.В. Загирова Вертикальные потоки метана на мезиолиготрофном болоте таежной зоны Европейского Северо-Востока России.Сибирский экологический журнал. 2015. N3. с. 452-460.
5. Avagyan A., Runkle B.R.K., Hennings N., Haupt H., Virtanen T., Kutzbach L. Dissolved organic matter dynamics during the spring snowmelt at a boreal river valley mire complex in Northwest Russia. Hydrological processes. 2015. Wileyonlinelibrary.com. DOI:10.1002/hyp.10710
6. Gažovič M., Kutzbach L., Schreiber P., Wille C., Wilmking M. Diurnal dynamics of CH_4 from a boreal peatland during snowmelt. Tellus B. 2010. 62B. 133-139p.
7. Lapina L.E., Uspensky I.M., Mikhaylov O.A. The Factor analysis of Meso-Oligotrophic Peatland Medla-Pev-Nijur Data //Procedia Earth and Planetary Science 15 (2015), 688-693 p.
8. Julia Schneider, Hermann Fjungkust, Ulrike Wolf, Peter Schreiber, Michal Gažovic, Mikhail Miglovets, Oleg Mikhaylov, Dennis Greenwald, Stefan Erasmi, Martin Wilmking and Lars Kutzbach Russian boreal peatlands dominate the natural Eiropean methane budget. Environmental Research Letters. January 2016. DOI: 10.1088/1748-9326/11/1/014004

ESTIMATION OF MAXIMUM METHANE FLUXES IN THE VEGETATION PERIOD OF 2012 AND 2013 YEARS IN THE MESOOLIGOTROPHIC PEATLAND MEDLA-PEV-NJIUR (KOMI REPUBLIC)

[1]Lapina L.E., [2]Mikhaylov O.A., [1]Uspensky I.M.

[1]Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia
[2]Institute of biology Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia
E-mail: lapina@dm.komisc.ru, igor@dm.komisc.ru, mikter@mail.ru

Peatlands are one of the most important sources of atmospheric methane that cause a significant part of its global emission. One of the possible ways of assessing and predicting the methane emissions is the use of mathematical models. Casual empirical relationships unfortunately related to a particular object and as a rule cannot be used for the transition to the regional level. The object of research is the mesooligotrophic peatland Medla-Pev-Njiur ($61^0$56' N,$50^0$13' E). This peatland also known as Ust-Pojeg in the international papers. It was investigated in 2008-2009 years in the framework of CARBO-North project. The results of investigations were partly published (Avagyan et al., 2015; Gažovič et al., 2010; Shneider et al., 2016). After the project finished the eddy covariance technique was used hereinafter from July 15, 2012.

Used data

The data from June 15th to October 20th 2012 (when air diurnal temperature was the last time more than +5 ^{0}C) was used. The period of vegetation in 2013 started from April 15th, when air diurnal temperature became more than +5 ^{0}C. But the soil temperature was to low in April, so it was not taken into analysis, and also the data from the beginning of the May was also out of study for same reason. We didn't use the data from August 22nd to September 9th 2013. There were only four days in October when the air diurnal temperature was more than +5 ^{0}C, but soil temperature at the depths of 25 cm was quite suitable. For the estimation the maximum methane vertical flux the mean diurnal meanings of the flux and soil temperature on the depth of 25 cm were used.

We used the equation of Verhulst-Pearl as:

$$\frac{DF_{ch4}}{DT_{s1}} = AF_{ch4} - BF_{ch4}^2, \quad (1)$$

where F_{ch4} - vertical methane flux (mmol/(m^2 s)), T_{s1} – soil temperature on the depth 1 (about 25 cm). The equation decision has fine feature – it has a horizontal asymptote passing at a distance h=A/B from the soil temperature axis. Exactly this meaning takes as the estimation of maximum flux.

Conclusions:

The obtained from equation (1) estimation of the maximum possible vertical flux values agree quite well with the available observations, in spite of sufficient roughness due to the use of diurnal averages

In the future, to better accommodate all the data it is necessary to use the data averaged over a half-hour intervals

It remains unclear what temperature taken for evaluation. The soil temperature at which depth? This is a subject for further research.

ОЦЕНКА МАКСИМАЛЬНЫХ ПОТОКОВ МЕТАНА В ВЕГЕТАЦИОННЫЙ ПЕРИОД 2012 И 2013 ГОДА НА МЕЗООЛИГОТРОФНОМ БОЛОТЕ МЕДЛА-ПЭВ-НЮР (РЕСПУБЛИКА КОМИ)

[1]Лапина Л.Э., [2]Михайлов О.А., [1]Успенский И.М.

[1]Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия
[2]Институт биологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия
E-mail: lapina@dm.komisc.ru, igor@dm.komisc.ru, mikter@mail.ru

Введение.

Болота являются одним из наиболее важных источников атмосферного метана, обуславливая значимую часть его глобальной эмиссии. Одним из возможных путей оценки и предсказания эмиссии метана является использование математических моделей. Но простые эмпирические соотношения, типа при-

веденных в работах (Михайлов и др., 2015;, Julia Schneider et al., 2016), к сожалению, привязаны к конкретному объекту и, как правило, их невозможно использовать при переходе на региональный уровень. Один из способов учета температурного фактора в эмиссии метана в глобальном уровне предложено в работе (Глаголев, 2015).

Объект исследования, инструменты измерения.

Объектом исследования является мезоолиготрофное болото Медла-Пэв-Нюр ($61^0$56' N,$50^0$13' E). Это болото известно также как Усть-Пожегское, в иностранной литературе как Ust-Pojeg. Оно исследовалось в 2008-2009гг в рамках проекта «CARBO-North", в основном, камерным методом. Часть результатов опубликована в работах(Avagyan et al.,2015, Gažovič et al.,2010, Shneider et al., 2016).Eddy covariance метод измерений систематически стал применяться только с 2012 года. Измерения стали получать с 13 июня 2012 года. Краткие результаты анализа данных методом главных компонент для августа 2012 года опубликованы в работах (Lapina et al., 2015). Более подробно с разделением данных на «дневные» и «ночные» опубликовано в работе (Лапина и др.,2015).

Используемые данные.

В 2012 году данные были использованы с 15 июня по 20 октября, когда в последний раз была отмечена среднесуточная температура воздуха выше +5. Вегетационный период в 2013 году начался с 15 апреля (среднесуточная температура воздуха перевалила через 5 градусов). Но в апреле температура почвы слишком низкая. Ввиду низких значений температур удалили и данные в начале мая. Отсутствовали данные с 22 августа по 9 сентября 2013г. В октябре было всего 4 дня со среднесуточной температурой воздуха выше 5 градусов, но температура почвы на глубине 25 см была вполне приемлемой. Для оценки максимально возможного значения вертикального потока метана были использованы среднесуточные значения потока и температуры почвы на глубине 25 см.

Было использовано уравнение Ферхюльста-Пирла в виде:

$$\frac{DF_{ch4}}{DT_{s1}} = AF_{ch4} - BF_{ch4}^2, \quad (1)$$

где F_{ch4}- вертикальный поток метана (ммоль/(м^2 с)), T_{s1} – температура почвы на глубине 1 (примерно 25 см). У решения уравнения (1) есть замечательное свойство – обладает горизонтальной асимптотой, проходящей на расстоянии h=A/B от оси температуры почвы. Именно это значение берется в качестве оценки максимального значения потока.

Результаты.

Таблица. Экспериментальные среднесуточные значения и полученные оценки теоретически возможного максимального значения вертикального потока метана (ммоль/(м^{2}с)).

Месяц	n	Мин поток	Максимальный	среднемесячный	Теор. Max	Ts1 min	Ts1 max
Июнь 2012г	13	1.2e-6	0,000105	6,28e-5	0,000126	10,53	12,58
Июль 2012	31	7.62e-6	0,000192	7,09e-5	0,00023	12,48	15,08
Август 2012	30	1.94e-5	0,00023	8.44e-5	0,00024	11,18	15,34
Сентябрь2012	30	-3,177e-5(28/09)	0,00058 (10/09)	6,44e-5	0,000109	8,8	10,8
Октябрь 2012	20	-5,48e-5(19/10)	3,26e-5 (1/10)	4,35e-6	3,61e-5	6,06	8,54
Апрель 2013	16	-3,38e-5	6,41e-5	2,0184e-5	-	-0,16	0,45
Май 2013	21	-1,187e-5	8,3345e-5	2,121e-5	0,000104	2,88	8,9
Июнь 2013	30	-2.12e-5	0.00014982	4.49e-5	0,000923	8,7	13,02
Июль 2013	31	4.74e-6	0.000178	8.289e-5	0.0001298	12,16	14,25
Август 2013	21	-1.0e-5	0.00017517	3,8534e-5	0.0001603	13,59	14,39
Сентябрь 2013	21	-2.5e-5	4.88e-5	1.977e-5	0.000100	7.75	10.75
Октябрь 2013	31	-1.25e-5	8.19e-5	1.96e-6	6.7e-5	3.77	7.40

Выводы.

Полученные с помощью уравнения (1) оценки максимально возможных значений вертикального потока достаточно неплохо согласуются с имеющимися наблюдениями, несмотря на достаточную грубость ввиду использования среднесуточных значений.

В дальнейшем для более полного учета всех данных необходимо использовать данные, осредненные по получасовым интервалам.

Остается невыясненным, какую температуру брать для оценки. Температуру почвы на какой глубине? Это предмет для дальнейшего исследования.

Литература:

1. Глаголев М.В., Сабреков А.Ф., Терентьева И.Е., Максютов Ш.Ш. Температурный фактор продукции метана в модели WeMEM. Проблемы изучения и использования торфяных ресурсов Сибири. Материалы Третьей международной научно-практической конференции, 27 сентября – 3 октября 2015г, Томск, с.64-67.
2. Лапина Л.Э., Михайлов О.А., Успенский И.М. Факторный анализ микрометеорологических данных по мезоолиготрофному болоту в Республике Коми //Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т.XXVI. 2015. N2. С.59-79.
3. Михайлов О.А., М.Н.Мигловец, С.В. Загирова Вертикальные потоки метана на мезиолиготрофном болоте таежной зоны Европейского Северо-Востока России//Сибирский экологический журнал, 2015, N3, с. 452-460.
4. Avagyan A., Runkle B.R.K., Hennings N., Haupt H., Virtanen T., Kutzbach L. Dissolved organic matter dynamics during the spring snowmelt at a boreal river valley mire complex in Northwest Russia //Hydrological processes, 2015. Wileyonlinelibrary.com. DOI:10.1002/hyp.10710
5. Gažovič M., Kutzbach L., Schreiber P., Wille C., Wilmking M. Diurnal dynamics of CH_4 from a boreal peatland during snowmelt //Tellus B, 2010, 62B, 133-139p.
6. Lapina L.E., Uspensky I.M., Mikhaylov O.A. The Factor analysis of Meso-Oligotrophic Peatland Medla-Pev-Nijur Data //Procedia Earth and Planetary Science 15 (2015), 688-693 p.
7. Julia Schneider, Hermann Fjungkust, Ulrike Wolf, Peter Schreiber, Michal Gažovic, Mikhail Miglovets, Oleg Mikhaylov, Dennis Greenwald, Stefan Erasmi, Martin Wilmking and Lars Kutzbach Russian boreal peatlands dominate the natural Eiropean methane budget //Environmental Research Letters, January 2016, DOI: 10.1088/1748-9326/11/1/014004

ESTIMATION OF PLANKTON CLADOCERAN ABUNDANCE AND BIOMASS MAXIMUMS IN LAKE PÄÄJÄRVI (FINLAND) ON ANNUAL DATA

[1]Lapina L.E., [2]Fefilova E., [2]Kononova O., [3]Arvola L.

[1]Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia
[2]Institute of biology Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia
[3]Helsinki University, Lammi Biological Stantion, Pääjärventie, Finland
E-mail: lapina@dm.komisc.ru, fefilova@ib.komisc.ru, lauri.arvola@helsinki.fi

Since the start of the industrial revolution in the 19th century, environmental pollution has grown into a global transboundary problem that affects air, water, soil and ecosystems. The magnitude of these ecological changes will exert major influences on biological dynamics in the North. Some of the most rapid ecological changes associated with warming have occurred in freshwater environments (Khublaryan, Moiseenko, 2009; Panin et al., 2009).

Mathematical modeling is for a long time and rather successfully used for studying of ecological processes in the water ecosystems (Strashkrab, Gnauk, 1989; Menshutkin, 1993). The goal of this work is the assessment of the plankton Cladocera (Crustacea) maximum abundance and biomass in Lake Pääjärvi with use of Ferkhyulsta-Pirla Equation.

Planktonic cladocerans were identified and counted from a Lake of southern Finland, since 2000 until 2013. Pooled samples from the uppermost 15 m water layer were taken, on average, once a month during the ice-free period since May until November, and a few times in winter during the ice-cover period. All samples were collected from the deepest point of the lake. At the time of sampling vertical profiles for water temperature and oxygen concentration were measured and samples for water chemistry and phytoplankton were analyzed. The results of cladocerans were analyzed in relation to water temperature, Schmidt´s stability, thermocline depth, water colour, and phytoplankton biomass and community composition. Nine species of Cladocera were faund in zooplankton of Lake Pääjärvi. From which *Bosmina (Eubosmina) coregoni* Baird, *Daphnia (Daphnia) cristata* Sars, *Diaphanosoma brachyurum* (Lievin) and *Limnosida frontosa* Sars dominanted. One maximum of abundance of cladoceran communities was observed in July. In this month the mean number was 5 000 ind.m^{-3}. Age and sexual structures of cladoceran populations changed during seasons. Females with eggs and embrions have been occurred from May till October, and prevailed in June or July subject to species and conditions.

Discrepancy of an assessment of the abundance maximum with the available data are caused by a rough estimate of approach of derivatives, and respectively and very unreliable assessment of parameters by Ferkhyulsta-Pirl Equation.

This work was supported by grant RFBR 14-04-00932.

ОЦЕНКА МАКСИМАЛЬНОЙ ЧИСЛЕННОСТИ И БИОМАССЫ ПЛАНКТОННЫХ CLADOCERA ПО МНОГОЛЕТНИМ ДАННЫМ В ОЗЕРЕ ПААЯРВИ (ФИНЛЯНДИЯ)

[1]Лапина Л.Э., [2]Фефилова Е.Б., [2]Кононова О.Н., [3]Арвола Л.

[1]Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия
[2]Институт биологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия
[3] Университет Хельсинки, Биологическая станция Ламми, Pääjärventie, Финляндия
E-mail: lapina@dm.komisc.ru, fefilova@ib.komisc.ru, lauri.arvola@helsinki.fi

Введение.

Потепление климата и глобальная индустриализация – главные экологические проблемы современности, в связи с которыми в мире не осталось природных водных объектов, совершенно не затронутых влиянием антропогенных факторов (Хубларян, Моисеенко, 2009). Комплексное воздействие повышения температуры и трансграничное химическое загрязнение изменяет естественное функционирование озерных экосистем, особенно расположенных в высоких широтах (Панин и др., 2009; Хубларян, Моисеенко, 2009). При этом происходят нарушения всех их компонентов – химических, физических и биологических. В представленных в водоемах биологических сообществах эти нарушения проявляются в виде долговременной реакции на различные по интенсивности и продолжительности изменения средообразующих факторов. Методы количественной гидроэкологии позволяют не только обнаруживать такую реакцию, но и определять в каждом случае ее особенности и прогнозировать ее развитие. Как известно, ветвистоусые чрезвычайно чувствительны к изменению качества среды, они являются хорошими индикаторами теплового загрязнения, эвтрофикации и т.п. (Jeppesen et al., 2005; Adrian et al., 2009).

Математическое моделирование достаточно давно и достаточно успешно используется для изучения экологических процессов в водных экосистемах (Страшкраба, Гнаук, 1989; Меншуткин,1993). Задачей данной работы является оценка максимальной численности и биомассы ветвистоусых раков (Cladocera) в зоопланктоне оз. Пааярви на основе уравнения Ферхюльста-Пирла. Применение этого уравнения для изучения биологических процессов и его аналитическое решение в простейшем случае представлено в работе (Глаголев, Лапина, 2012). Решение этого уравнения известно под названием логистической кривой, которая может применяться к самому широкому кругу задач.

Материалы и методы.

Оз. Пааярви расположено на юге Финляндии (61º04' с.ш., 25º08' в.д.) в 45 км от г. Лахти и в 4 км от пос. Ламми на территории биологической станции Университета Хельсинки. Озеро ледникового происхождения, его площадь 13.4 км^2, средняя глубина – 14.4 м, максимальная глубина – 87 м. Пробы планктона отбирали на протяжении 13 лет (2000-2013 гг.) в отдельные годы (2001-2005, 2008, 2010-2013) ежемесячно в безледный период – с мая по октябрь, в другие годы – один раз в месяц (но не каждый месяц), в такой же период. Пунктом отбора всех проб была одна и та же глубоководная станция. Отбор проб производили процеживанием через мельничный газ (размер ячеи 50 мкм) столба воды от глубины 15 м до поверхности. Одновременно отбирали гидрохимические пробы, замеряли температуру воды. В пробах определяли следующие гидрохимические показатели: pH, щелочность, электропроводность, цветность, содержание растворенного углерода, концентрации общего азота и фосфора, ионов кальция, магния, хлорофилла-*a* и общего хлорофилла.

По имеющимся данным можно провести разнообразный анализ как по используемым методам, так и по используемым данным. Для начала оценим максимально возможную численность на основе уравнения Ферхюльста-Пирла, которое запишем в виде:

$$DN/DT=AN-BN^2, \quad (1)$$

где N – численность, первое слагаемое описывает рост, а второе слагаемое конкуренцию за ресурсы. При этом предполагается, что коэффициенты A и B положительны. Асимптотой логистического уравнения будет прямая N=A/B, значение которой и примем за оценку максимально возможной численности.

Результаты и их обсуждение.

В результате изучения гидробиологических проб обнаружено девять видов ветвистоусых раков: *Limnosida frontosa* Sars, *Holopedium gibberum* Zaddach, *Diaphanosoma brachiurum* (Lievin), *Daphnia cristata* Sars, *D. galeata* Sars, *Chydorus sphaericus* (O.F. Müller), *Bosmina* cf. *coregoni* Baird, *Polyphemus pediculus* (Linnaeus) и *Leptodora kindtii* (Focke). Доминировали среди этих видов по численности *Bosmina* cf. *coregoni* (40.3% общей численности планктонных кладоцер), *D. cristata* (37.5%), *D. brachyurum* (11.4%) и *L. frontosa* (5.2%). В результате изучения гидробиологических проб обнаружено девять видов

ветвистоусых раков: *Limnosida frontosa* Sars, *Holopedium gibberum* Zaddach, *Diaphanosoma brachiurum* (Lievin), *Daphnia cristata* Sars, *D. galeata* Sars, *Chydorus sphaericus* (O.F. Müller), *Bosmina* cf. *coregoni* Baird, *Polyphemus pediculus* (Linnaeus) и *Leptodora kindtii* (Focke). Доминировали среди этих видов по численности *Bosmina* cf. *coregoni* (40.3% общей численности планктонных кладоцер), *D. cristata* (37.5%), *D. brachyurum* (11.4%) и *L. frontosa* (5.2%). Максимальное количественное развитие рачков в озере наблюдалось, как правило, в июле (табл. 1). Оценки параметров уравнения (1) для численности и максимальных значений приведены в таблице 2.

Таблица 1. Максимальные за летний сезон значения численности Cladocera (экз./м^3) в зоопланктоне оз. Пааярви, 2001-2013 гг.

Год	Max (экз./м^3)	Дата	Год	Max (экз./м^3)	Дата
2001	4692	25 июля	2007	2499	21 августа
2002	7690	16 июля	2008	2437	18 июня
2003	2590	24 июня, 22 июля близкое значение	2009	2335	25 августа
2004	4110	17 июня	2010	1540	17 июня, 29 июля близкое значение
2005	3437	20 июля	2011	4294	20 июня
2006	3743	6 июля	2012	1499	10 июля
			2013	2213	13 августа

Таблица 2. Оценка параметров логистического уравнения (1) и максимально возможной численности.

Год	A	B	Максимум
2001	0,339	6,26e-5	5392
2002	0,558	8,07e-5	6914
2003	0,045	-3,78e-6	1190 (нет конкуренции)
2004	0,172	3,425e-5	5036
2005	0,036	-5,85e-5	616 (самое низкое)
2006	5,203	0,00165	3140
2007	0,526	0,00023	2333
2008	0,116	7,2e-5	1613
2009	0,164	9,2e-5	1769
2010	0,8	0,0006	1312
2011	-0,352	-6,3e-5	5589
2012	0,24	1,8e-4	1329
2013	0,863	4,8e-4	1802

Таблица 3. Оценка параметров логистического уравнения для биомассы и ее максимально возможных значений.

Год	A	B	max	Наблюдаемое максимальное значение (мг/м^3)	Дата
2001	0,05959	-0.35054e-3	170	251	25 июля
2002	0.03227	-0.21277e-3	151	230	16 июля
2003	-0.006158	-0.6621e-4	93	106	22 июля
2004	0.003136	-0.10441e-4	30	133	21 июля
2005	0.03627309	-0.82309e-3	44	77	20 июля
2006	-0.0327855	0.00021251	154	95	6 июля
2007	0.0109	-0.63744e-3	17	57	21 августа
2008	0.05	-0.00117804	42	64	9 августа
2009	0.101	-0.00163945	62	77	25 августа
2010	-0.0665	0.00122143	54	47	29 июля
2011	-0.0103122	-0.9503e-4	108	117	20 июля
2012				95	10 июля
2013	0,0511	0,00039	128	180	13 августа

Несовпадение оценки максимальной численности с имеющимися данными связаны с грубой оценкой приближения производных, а соответственно и весьма ненадежной оценкой параметров Ферхюльста-Пирла. В 2005 году самое плохое рассогласование данных, а 2003 год можно выделить как самый лучший для численности изучаемых популяций. Аналогичный анализ провели и для биомассы (табл. 3).

Из анализа представленной таблицы 3 видно, что уравнение (1) оценивает максимальное значение биомассы меньше наблюдаемых максимальных значений, что может быть связано как с грубостью оценки производных и малостью данных по годам (максимум шесть значений в год), так и с недостатком самого уравнения. В дальнейшем требуется использовать другие методы анализа данных.

Настоящие исследования поддержаны грантом РФФИ 14-04-00932.

Литература:

1. Глаголев М.В., Лапина Л.Э. Упрощение моделей экосистем на основе анализа характерных скоростей процессов. Динамика окружающей среды и глобальное изменение климата. 2012. Т. 3. №3. С. 3-30.
2. Меншуткин В.В. Имитационное моделирование водных экологических систем. СПб.: Наука. 1993. 148 с.
3. Страшкраба М., Гнаук А. Пресноводные экосистемы. Математическое моделирование М.: Мир. 1989. 372 с.
4. Хубларян М.Г., Моисеенко Т.И. Качество воды. Вестник Российской академии наук. 2009. Т. 79 (5). С. 403-410.
5. Панин Г.Н., Соломонова И.В., Выручалкина Т.Ю. Климатические тенденции в средних и высоких широтах северного полушария. Водные ресурсы. 2009. Т. 36 (6). С. 743-756.
6. Jeppersen E., Sondergaard M., Jensen J.P., Havens K., Anneville O., Carvalho L., Coveney M.F., Deneke R., Dokulil M.T., Foy B., Gerdeaux D., Hampton S.E., Hilt S., Kangur G., Kohler J., Lammens E., Lauridsen T.L., Manca M., Miracle R., Moss B., Noges P., Persson K., Phillips G., Portielje R., Romo S., Schelske C.L., Straile D., Tatrai I., Willen E., Winder M. Lake responses to reduced nutrient loading – an analysis of contemporary long-term data from 35 case studies // Freshwater Biology. 2005. Vol. 50. P. 1747–1771.
7. Adrian R., O'Reilly C.M., Zagarese H., Baines S.B., Hessen D.O., Keller W., Livingstone D.M., Sommaruga R., Straile D., Donk E.V., Weyhenmeyer G.A., Winder M. Lakes as sentinels of climate change // Limnology and Oceanography. 2009. Vol. 54. P. 2283–2297.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТОРФА ДВУХ ВЕРХОВЫХ БОЛОТ ГЕРМАНИИ

Межибор А.М.

Томский политехнический университет, Томск, Россия
E-mail: amezhibor@gmail.com

Торф представляет собой органическое вещество, формирующееся в результате медленного неполного разложения мхов, произрастающих на болотах. Торф имеет широкое применение в различных сферах народного хозяйства, поэтому определение содержаний химических элементов в торфе разных регионов является важной и необходимой задачей. Геохимические особенности верхового торфа определяются в первую очередь составом подстилающих пород и окружающих суходолов. Ветровая эрозия почв является источником атмосферной пыли, поступающей в болота, а химические элементы в составе различных частиц поступают в болота в процессе мокрых (осадки и туманы) и сухих выпадений. Благодаря слабой степени разложения мхов, осевшие на поверхность болота частицы оказываются практически неподвижными и захораниваются последующими слоями вновь формирующегося торфа. Кроме того, сфагновые мхи верховых болот обладают уникальным свойством удерживать химические элементы благодаря особым воздушным клеткам.

Целью данной работы является характеристика геохимических особенностей сфагновых мхов и торфа верховых болот Германии. Для проведения исследований в сентябре 2011 г. были опробованы два верховых болота в центральной части Германии: Штрон (Strohner Maarchen) в регионе Айфель и Красное (Rotes Moor) в регионе Хессиан Рён. Болото Штрон находится в сельскохозяйственном и туристическом районе у подножия бывшего вулкана Айфель. Подстилающие магматические породы обогащены редкими землями, Zr, Nb, Rb, Ba, U, Th. Красное болото расположено в горном районе в пределах заповедной зоны вне непосредственного влияния каких-либо антропогенных источников. Подстилающие породы

представлены песчаниками. Пробы мхов и 5 см торфа были отобраны с использованием ножа из нержавеющей стали. Измельченные пробы были проанализированы методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой.

Более высокие концентрации большинства химических элементов были обнаружены в пробах мхов болота Штрон, превышающие содержания элементов в мхах Красного болота в 2 и более раз (Li, Al, Ti, V, Fe, Cu, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cs, РЗЭ, Hf, W, Th, U). В пробах торфа двух болот не отмечено разницы в содержаниях химических элементов, за исключением селена, превышение которого в красном болоте составляет 2,2 раза по сравнению с болотом Штрон. Зольность проб мхов в болоте Штрон выше, чем в торфе, что говорит о повышенной пылевой нагрузке в период роста мхов. Возможно, что повышенные содержания некоторых химических элементов (Ti, Cu, Fe, Cr, As) в пробах мха болота Штрон имеют антропогенное происхождение ввиду расположения болота в зоне влияния автомобильных дорог и сельскохозяйственных объектов. Расположение болота в центре промышленного развития также может быть причиной повышенных концентраций химических элементов, например, металлов. Природным источником повышенных содержаний некоторых химических элементов (Al, Ti, Zr, Nb, РЗЭ, Th, U) являются пылевые частицы окружающих грунтов, состав которых определяется составом подстилающих пород (вулканитов).

Таким образом, результаты проведенных исследований показали, что природные геохимические особенности и антропогенная деятельность являются основными источниками, определяющими геохимические особенности мхов и торфа изученных верховых болот Германии.

GEOCHEMICAL CHARACTERISTIC OF THE PEAT FROM TWO RAISED BOGS OF GERMANY

Mezhibor A.M.

Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia
E-mail: amezhibor@gmail.com

Introduction.

Peat is an organic substance forming due to the weak decomposition of mosses growing in wetlands. Peat has a wide application in different spheres of human activity, including its use as a fuel. Because of the great importance of the peat for humans, is it necessary to determine the chemical composition of peat from different regions. When peat deposits are located in areas under the influence of anthropogenic activity, in this case the definition of their geochemical features is even more necessary for the following peat use.

The geochemical features of raised peat deposits (ombrotrophic bogs) are determined, first of all, by the mineral composition of the underlying grounds and by surrounding dry lands. The wind soil erosion is an important provider for the atmospheric dust (clay minerals) in the bogs. Chemical elements, as composers of various substances, are also deposited on the bog surface by wet deposition, by dry or cloud (fog) water deposition. Because of the weak decomposition, the sphagnum mosses, forming peat deposits, can save fallen from the atmosphere particles *in situ*. Usually chemical elements, entered bogs from the atmosphere, are not subject to significant post-depositional dislocations because of the properties of the sphagnum moss to retain them by its "air cells" and accumulations in root air spaces (Bobbink et al., 2006; Dragović and Mihailović, 2009).

There is lack of data on the peat geochemistry of Germany. The concentrations of some chemical elements in the peat in Germany were estimated in a bog from the Black forest by Aubert et al. (2006) and in sphagnum mosses from 8 bogs by Kempter and Frenzel (2007). Estimations made by Aubert et al. (2006) relate to rare earth elements (REE) and do not include some chemical elements presented in this work. Results of Kempter and Frenzel (2007) relate only to living sphagnum moss. The objective of this study is to characterize geochemical features of the peat from two bogs from Germany (central part) and determine the accumulation of chemical elements by sphagnum mosses and peat. The results of the study can be used in different spheres of human activity and for other studies connected with the research of peat and sphagnum moss.

Sampling sites and methods.

For the present research two raised bogs located in the central part of Germany were sampled in September 2011: Strohner Maarchen (Eifel region) and Rotes Moor (Hassian Rhoen) (Fig. 1). The central part of Germany has temperate-oceanic climate with relatively cold winters and warm summers. The bog Strohner Maarchen is located in agricultural and touristic region at the foot of the former volcano within the Eifel volcanic

field. The underlying magma rocks are enriched in light REE, Zr, Nb, Rb, Ba, U, and Th (McCann, 2008). The Rotes Moor is located in the mountain region out of the direct anthropogenic influence. The underlying rocks in this area are generally composed by sandstones (Briem, 1993).

The samples of moss and 5-cm peat were taken with a stainless knife (that to exclude any contamination of peat samples) and put into plastic airproof bags. The samples were transported to a laboratory and dried at room temperature for a constant weight. Then the samples were milled into powder using electrical stainless grinder. The peat samples of 100 mg weight were studied by the mass-spectrometry with inductively-coupled plasma (ICP-MS) at the laboratory of the Chemistry Department of Vladimir State University (analyst I. Podkozlin) in the equipement ELAN DRC II (PerkinElmer). Ash yield was determined additionally. The samples were weighted, and then dried in a muffle furnace at a temperature of 500°C during four hours. After the ash mass stabilization, the percent of the ash yield was calculated.

Fig. 1. The scheme of the location of the studied bogs: 1 - Strohner Maarchen, 2 - Rotes Moor

Results and Discussion.

When comparing the obtained results of the chemical element concentrations in the moss and peat, we can observe the similar character of the distribution of chemical elements in the bogs (Fig. 2).

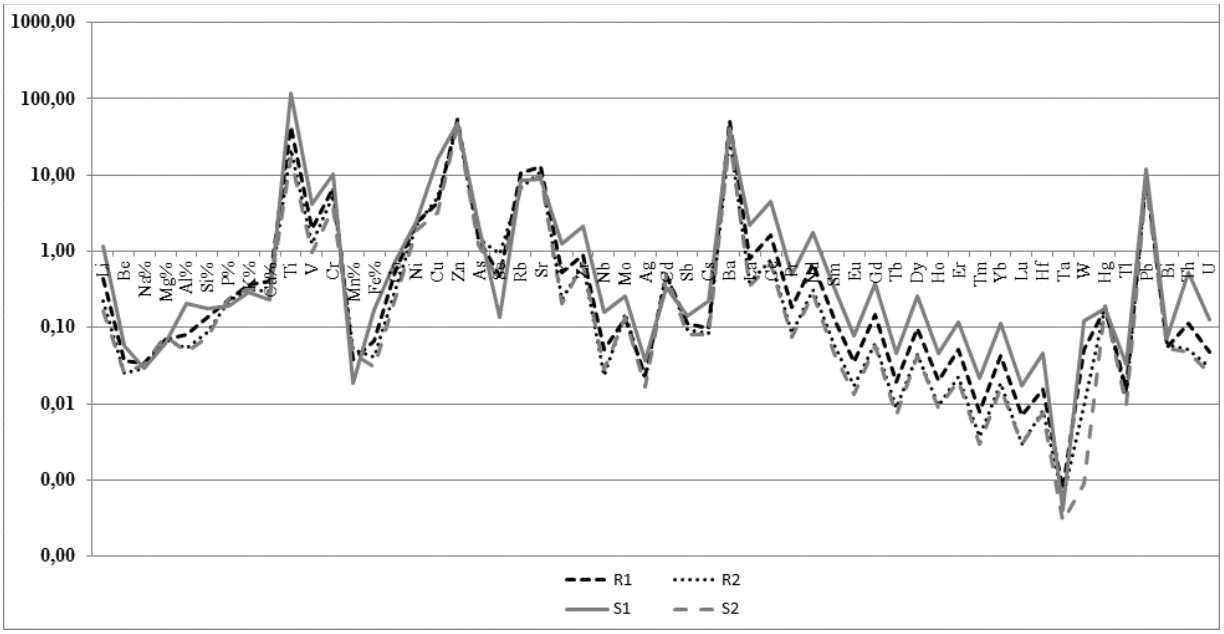


Fig. 2. Concentrations of chemical elements (mg·kg^{-1}) in the moss (R1 – Rotes Moor, S1 – Strohner Maarchen) and peat (R2 – Rotes Moor, S2 - Strohner Maarchen) of the studied bogs

Higher concentrations of the chemical elements were found in the moss from Strohner Maarchen in comparison with the moss from Rotes Moor. The concentrations of some chemical elements in the moss of Strohner Maarchen are two and more times higher for Li, Al, Ti, V, Fe, Cu, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cs, REE, Hf, W, Th, and U (Table 1). The results for the mosses of these bogs have shown close values compared with the mean estimations of some chemical elements (Ca, Al, Fe, K, Mn, Ni, Pb, Rb, S, Ti, Zn) in 8 bogs of Germany (Kempter and Frenzel, 2007), except Ti in the moss of Strohner Maarchen. The Ti concentration is 2.7-7 times higher than that given by Kempter and Frenzel (2007). High Ti contents were also obtained for the moss samples by Aubert et al.

(2006), where the Ti concentration in the living moss was 90.09 mg·kg^{-1}. The mean concentration of Ti in the mosses of Germany according to Reimann and Caritat (1998) is 21.8 mg·kg^{-1}.

Table 1. Concentrations of chemical elements (mg·kg^{-1}) in the moss and peat of the studied bogs

Elements	R1	S1	R2	S2	Elements	R1	S1	R2	S2
Li	0.43	1.14	0.23	0.16	Cd	0.49	0.33	0.51	0.49
Be	0.04	0.06	0.03	0.02	Sb	0.11	0.14	0.09	0.08
Na, %	0.03	0.03	0.03	0.03	Cs	0.10	0.22	0.08	0.08
Mg, %	0.07	0.06	0.07	0.08	Ba	50.6	41.3	32.0	30.4
Al, %	0.08	0.21	0.05	0.05	La	0.79	2.19	0.39	0.35
Si, %	0.13	0.18	0.09	0.07	Ce	1.65	4.42	0.76	0.68
P, %	0.23	0.19	0.22	0.24	Pr	0.19	0.49	0.08	0.08
K, %	0.36	0.29	0.31	0.32	Nd	0.69	1.76	0.32	0.27
Ca, %	0.41	0.23	0.29	0.28	Sm	0.13	0.34	0.06	0.05
Ti	42.7	117.1	21.8	16.8	Eu	0.036	0.077	0.017	0.013
V	1.9	4.2	1.24	0.95	Gd	0.14	0.38	0.06	0.06
Cr	6.7	10.3	5.35	3.69	Tb	0.019	0.046	0.009	0.007
Mn, %	0.04	0.02	0.05	0.04	Dy	0.097	0.258	0.044	0.042
Fe, %	0.07	0.17	0.04	0.03	Ho	0.020	0.045	0.009	0.009
Co	0.55	0.74	0.31	0.24	Er	0.052	0.119	0.023	0.020
Ni	2.34	2.45	2.19	1.90	Tm	0.008	0.021	0.004	0.003
Cu	4.2	16.2	4.9	3.2	Yb	0.04	0.11	0.02	0.02
Zn	54.0	48.32	46.8	44.3	Lu	0.007	0.017	0.003	0.003
As	1.5	2.24	1.45	1.21	Hf	0.02	0.05	0.01	0.01
Se	0.47	0.13	0.92	0.41	Ta	0.0008	0.0004	0.0006	0.0003
Rb	10.5	8.5	6.89	7.10	W	0.051	0.122	0.009	0.001
Sr	12.6	8.7	10.9	9.8	Hg	0.18	0.18	0.18	0.19
Y	0.54	1.23	0.23	0.21	Tl	0.015	0.032	0.013	0.009
Zr	0.89	2.10	0.69	0.68	Pb	9.91	11.68	9.2	7.6
Nb	0.05	0.16	0.02	0.03	Bi	0.06	0.07	0.06	0.05
Mo	0.13	0.26	0.15	0.14	Th	0.11	0.52	0.05	0.05
Ag	0.02	0.04	0.02	0.02	U	0.05	0.12	0.03	0.03
Ash yield, %	3.0	2.5	6.2	1.4	Th/U	2.2	4.3	1.7	1.7

Comments: R1, R2 - Rotes Moor moss and peat respectively, S1, S2 - Strohner Maarchen moss and peat respectively.

Comparing the obtained results with the mean element concentrations in the moss of Germany (according to Reimann and de Caritat, 1998), we note that the following chemical elements have higher concentrations: Cu, W, Ti – about 2 times higher, Li – 3.6 times, Al, U – 4.5 and 4.3 times, Ti, Y, Th, La – 5.3-5.9 times, Cr – 7.4 times, and As – 9.1 times in Strohner Maarchen, and Ti, La, Ce – about 2 times higher in Rotes Moor. Estimations made by Aubert et al. (2004) allow comparing concentrations of REE in the studied bogs. High concentrations are noted for Er – 4.6 times, Ho, Nd, Pr, Sm, Eu, Ce, La, Dy – 5.0 - 5.9 times, Gd, Tb – 6.6 times in Strohner Maarchen, and La, Ce, Nd, Sm, Er, Tm – 2 times, Eu, Gd, Dy, Ho, Tb – 2.2-2.7 times, Yb, Lu – 1.5 and 1.8 times for Rotes Moor.

The peat samples of the studied bogs have similar values for the chemical elements except Se. The concentration of Se in Rotes Moor is 2.2 times higher than the value for Strohner Maarchen. Comparing with the REE estimations for the 4-cm peat of Aubert et al. (2006), there are only higher concentrations for Ce – 3,4 and 2.6 times for Rotes Moor and Strohner Maarchen respectively.

The ash yield of moss samples in Strohner Maarchen is higher than in the peat. This can indicate a higher dust load in recent years of moss growth. Perhaps, higher concentrations of some chemical elements (Ti, Cu, Fe, Cr, As) in the moss samples of Strohner Maarchen have anthropogenic origin. The region of Strohner Maarchen

location is influenced by close location of auto roads and agriculture fields. The location of this bog in the center of industrially developed territory can also be a reason of high element concentrations, for example, metals. A great difference in the accumulated REE in the moss of Strohner Maarchen comparing with the values of Aubert et al. (2006) allow concluding that the dust load in 2011 was higher than before. The higher ash yield in the moss (2.5) than in peat (1.4) also confirms this. The rate of the peat accumulation in Europe is quite slow (Amesbury et al, 2011) and this explains the absence of differences in the REE values for the peat samples. Another source of chemical elements (Al, Ti, Zr, Nb, REE, Th, and U) is dust input from the surrounding ground, the composition of which is determined by the composition of the underlying rocks (vulcanites).

Conclusion.

The results of the present research showed that the regional geochemical features and anthropogenic activity are essential factors influencing the geochemical characteristics of moss and peat.

Acknowledgments.

Many thanks to Dr. B. Bonn and W. Haunold from the Institute of Environment of Goethe University, Frankfurt-am-Main and their team for the help with the sample collection and transportation; to Moritz Schmitt and Ewald Sauer for the opportunity of peat sampling.

References:

1. Amesbury M.J., Barber K.E., Hughes P.D. The methodological basis for fine-resolution, multi-proxy reconstructions of ombrotrophic peat bog surface wetness. Boreas 40 (2011) 161-174.
2. Aubert D., Le Roux G., Krachler M., Cheburkin A., Kober B., Shotyk W., Stille P. Origin and fluxes of atmospheric REE entering an ombrotrophic peat bog in Black Forest (SW Germany): Evidence from snow, lichens and mosses. Geochimica et Cosmochimica Acta 70 (11) (2006) 2815-2826.
3. Bobbink R., Whigham D.F., Beltman B., Verhoeven J.T.A. Management Wetland functioning in relation to biodiversity conservation and restoration, in: R. Bobbink, B. Beltman, J.T.A. Verhoeven. In: Whigham D.F. (Eds.). Wetlands and natural resource. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 2006, pp. 2-3.
4. Brien E. Gewässerlandschaften der Bundesrepublik Deutschland, Maßstab 1 : 1000000, 2000.
5. Dragović S., Mihailović N. Analysis of mosses and topsoils for detecting sources of heavy metal pollution: multivariate and enrichment factor analysis/ Environmental Monitoring and Assessment 157 (2009) 383–390.
6. Kempter H., Frenzel B. The Geochemistry of ombrotrophic Sphagnum species growing in different microhabitats of eight German and Belgian peat bogs and the regional atmospheric deposition. Water, Air and Soil Pollution 184 (2007), 29–48.
7. McCann T. (Ed.). The geology of Central Europe, Vol. 2: Mesozoic and Cenozoic, The Geological Society, London, 2008.
8. Reimann C., de Caritat P. Chemical elements in the environment: factsheets for the geochemist and environmental scientists, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 1998.

GEOCHEMICAL STREAMS OF FLUORIDES IN ENVIRONMENTS OF THE FOOTHILLS OF EAST SAYAN MOUNTAINS

[1]Spitsina T.P., [1]Kupriyanova T.M., [2]Taseiko O.V.

[1]Siberian State Technological University, Krasnoyarsk, Russia
[2]Siberian State Aerospace University, Krasnoyarsk, Russia
E-mail: taseiko@gmail.com

Fluorine compounds are only as a mineral in natural environments of Siberia (CaF_2). The Emissions of aluminum plants are the main reason of high concentration of this element in environments because this industry uses the cryolite ($3NaF{\cdot}AlF_3$) and fluorine of aluminum (AlF_3). There are a significant amount of the aluminum plants in Krasnoyarsk region: Achinsk Alumina Refinery, Krasnoyarsk Smelter, Boguchany aluminum smelter. The technogenic stream of fluorides in ecosystems is considerable, however intensity him is still not estimated.

This work is studying the distribution and transformation of fluorine in soil, surface water and ground deposits in a river basin of Bazaikh who is in the foothills of East Sayan Mountains. The sampling of solid precipitation, soil and needles of a fir, water and bottom sediment were carried out in the Bazaikh river. The concentrations of fluorides in the taken samples on were measured in a special laboratory. The basin of the Bazaikh river

is the best example for using a geochemical approach to count inflow and carryover of pollutants in half-open system.

This work shows that during one year about 173 tons of fluoride inflow in an ecosystem of the Bazaikh river as a result of precipitation. At the same time carryover of fluorides from Bazaikha by a living material to the Yenisei River is about 8 tons. It was calculated that carryover all forms of fluorides and aluminum in the basin of the Bazaikh river is more than his carrying out from basin almost by 22 times. These results mean that an accumulation of fluorine in biotic and abiotic components of an ecosystem is significantly.

This work was supported by RFBR grant 15-07-06982.

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОТОКОВ ФТОРА В ПРИРОДНЫХ СРЕДАХ ПРЕДГОРИЙ ВОСТОЧНЫХ САЯН

[1]Спицына Т.П., [1]Куприянова Т.М., [2]Тасейко О.В.

[1]Сибирский государственный технологический университет, Красноярск, Россия
[2]Сибирский государственный аэрокосмический университет имени академика М.Ф. Решетнева, Красноярск, Россия
E-mail: taseiko@gmail.com

В природных средах Сибири соединения фтора существуют только в твердом состоянии в минерале флюорите (CaF_2). Газопылевые выбросы алюминиевых заводов являются основной причиной высокого содержания данного элемента в природных средах, так как в производстве используется криолит ($3NaF{\cdot}AlF_3$) и фторид алюминия (AlF_3). О высокой загрязняющей способности говорит тот факт, что при производстве 1 т алюминия в атмосферу выбрасывается от 20 до 40 кг фтора (Павлов И.Н., 2006).

В Красноярском крае сосредоточено значительное количество объектов алюминиевой промышленности России: Ачинский глиноземный комбинат (АГК), Красноярский металлургический завод (КрАМЗ), Богучанский алюминиевый завод (БоАЗ)». Техногенный поток фтора в экосистемы значителен, однако интенсивность его до сих пор не оценена.

Целью работы является изучение механизмов количественного распределения и трансформации фтора в почве, поверхностных водах и донных отложениях бассейна реки Базаиха, находящегося в предгорьях Восточных Саян.

Река Базаиха берет свое начало на северо-восточном склоне западной оконечности Восточных Саян. Длина водотока 128 км, площадь водосбора 1000 км^2. Территория бассейна представляет собой крупно-холмистую местность. Впадает в р. Енисей непосредственно у границ города Красноярск.

В бассейне р. Базаиха осуществлялся отбор проб твердых осадков, почвы и хвои пихты, воды и донных отложений; выполнялись лабораторные исследования химического состава взятых образцов на содержание фторидов. Исходя из обозначенной цели, были поставлены и решены следующие задачи (таблица 1):

На основе содержания фтора в осадках рассчитан его внос в лесную экосистему.

На основе концентрации двух форм фтора в почве (в 11 см слое) определена масса валовых и водорастворимых форм.

Рассчитано депонирование элемента в донных отложениях.

Определено содержание веществ в биотических компонентах экосистемы.

Рассчитан вынос поллютанта в разных агрегатных состояниях с бассейна реки.

Основными источниками поступления фтора и его соединений в бассейн р. Базаиха являются атмосферные выбросы предприятий металлургической промышленности, таких как ОАО «РУСАЛ Красноярск», ООО «КраМЗ». Объем выбросов предприятиями соединений фтора составляет 771,6 т/год (Тома ПДВ, 2012).

Большая масса фторидов концентрируется в жидкой фазе осадков (таблица 1). Причиной этого является то, что выбросы содержат большое количество газообразных соединений фтора (HF и органические фторпроизводные). Они переносятся масс-потоками в атмосфере на большие расстояния, образуют соли и выпадают в жидкой водорастворимой фазе осадков.

В почвах соотношение водорастворимой и твердой фаз фтора составило 0,01% к 99,59 % соответственно (таблица 1). Среднее содержание валовой формы фтора в почвах составляет 2,6 г/кг, что почти в 13 раз превышает кларк.

Содержание фтора в хвое различных пород составляет 411,9 мг/кг, что более чем в 10 раз превышает пороговое значение для хвойных растений, согласно работам Михайловой (2005). Уже при содержании фтора в хвое, равное 25 мг/кг происходит угнетение хвойных растений, так как соединения этого

элемента очень токсичны для растений и слабо подвергаются детоксикации. Кроме того, они нарушают процесс дыхания и подавляют фотосинтез.

В условиях воздействия непрерывной техногенной эмиссии фториды аккумулируются в почве и живом веществе. При достижении определенного уровня, значительно превышающего местный геохимический фон, к которому адаптирована растительность, фториды начинают оказывать угнетающее воздействие на продуктивность растений и способствуют снижению плодородия почвы.

Таблица 1.
Количественные биогеохимические потоки фтора в природных средах предгорий Восточных Саян

Природная среда	Содержание фтора	
	Масса вещества	%
Атмосферные осадки, кг/км^2:		
водорастворимая фаза,	134,18	0,051
твердая фаза.	40,26	0,015
Почвенный покров и живое вещество, кг/км^2:		
валовая форма почв;	261 888	99,593
водорастворимая форма почв;	33,2	0,013
живое вещество.	259,1	0,099
Поверхностные воды и донные отложения:		
водорастворимая фаза поверхностных вод, кг/год;	1 600	0,001
твердая фаза поверхностных вод, кг/год;	6 400	0,002
донные отложения кг/м^3.	0,96	0,227

Среднее содержание фтора в поверхностных водах устья реки Базаиха составляет 0,042 мг/л, что ниже ПДК$_{рыб.хоз}$. В целом, если сравнивать с другими регионами, значения содержания выше. Поскольку р. Базаиха относится к бассейну р. Енисей, то целесообразно сопоставлять полученные результаты с данными по другим участкам бассейна. Так при исследовании пространственно-временной динамики загрязнения фтором воды в трех створах р. Енисей (в районе г. Красноярск) за период с 1985 по 2013 гг. было отмечено постоянное содержание фторидов в речной воде. Исходя из этого, можно сделать вывод, что на содержание данного элемента в р. Енисей влияет не только «ОАО РУСАЛ Красноярск», но и предприятия алюминиевой промышленности расположенные выше по р. Енисей и загрязняющие его своими сточными водами. К ним относятся: ОАО РУСАЛ Саяногорск (г. Саяногорск), Хакасский Алюминиевый Завод (г. Саяногорск).

Так как геохимический подход предполагает использование в расчетах полуоткрытой системы, в рамках которой можно посчитать внос и вынос поллютанта, то бассейн р. Базаиха является наилучшим примером. В результате расчета исследуемых показателей содержания фтора можно сделать заключение, что за год в экосистему реки Базаиха с осадками поступает более 173 тонн фторидов. В процессе геохимической работы живого вещества бассейна р. Базаиха в р. Енисей в год выносится более 8 тонн соединений этого элемента. В работе получено, что внос всех форм алюминия в бассейн р. Базаиха больше его выноса с водосбора в р. Енисей почти в 22 раза. Что говорит о существенном депонировании элемента в биотических и абиотических компонентах экосистемы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ 15-07-06982.

Литература:

1. Михайлова, Т. А. Воздействие фторсодержащих соединений на состояние хвойных лесов Предбайкалья [Текст] / Т. А. Михайлова [и др.] // Лесоведение. - 2005. - N 2. - С. 38-45.
2. Павлов, И.Н. Древесные растения в условиях техногенного загрязнения [Текст] / И.Н. Павлов // – Улан-Уде, - 2006. – 360 С.
3. Сводные тома предельно допустимых выбросов для городов Красноярского края [Электронный ресурс], 2012. URL: http://www.krasecology.ru/About/PDV (дата обращения 31.03.2016).
4. Танделов, Ю.П. Фтор в системе почва–растение [Текст]. – 2-е изд., перераб. и доп. / Ю.П. Танделов; под ред. акад. РАСХН В.Г. Минеева. – Красноярск, 2012. – 146 С.
5. Шихранов, О.Г. Влияние фторидов на древесную растительность в санитарно-защитной зоне Братского алюминиевого завода [Текст]: дис. канд. с.-х. наук: 03.00.16: защищена 12.02.04: утв. 24.06.04. — М., 2004. — 157 С.

СЕКЦИЯ 5

Состав атмосферы, перенос загрязнений
и изменения климата

SESSION 5

Air composition, Pollution Transport
and Climate Change

VARIATIONAL APPROACH TO PROBLEMS OF ENVIRONMENT AND CLIMATE IN URBAN AGGLOMERATIONS

Penenko V.V., Tsvetova E.A.

Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia
E-mail: penenko@sscc.ru, e.tsvetova@ommgp.sscc.ru

We discuss some aspects of the development of variational approach to study the dynamics of climatic and ecological systems under intensive influences of natural and anthropogenic origin. These problems belong to the class of critical problems of climate and environment. The results of their solutions have a direct input to the sphere of practical applications: assessment of the impact on human health, environmental safety and the conservation strategies. In the scientific society, there is an active development of mathematical models and system of monitoring the real behavior of the studied processes.

We suppose that mathematical models and monitoring systems learn the evolution of the same processes and objects, but by different means. In turn, the variational principles essentially represent a versatile tool to create a consistent modeling technology based on the models of process and available observational data, which is jointly used.

The basic entities to be included in the formulation of the variational principle: target criteria for forecasting; models of processes; data and model of observations; a priori information about all required elements of the system modeling. Consistency requirements are a major factor for working with a variety of physical contents and multi-scale processes in conditions of uncertainty, both in models of process and in observational data.

We consider a set of mathematical models combined in the framework of the variational principle. They describe the fluid dynamics (atmosphere and water bodies) in conjunction with thermally and dynamically heterogeneous surface of the Earth; hydrological cycle, moisture in the atmosphere and the soil; the radiation transfer in the system atmosphere - underlying surface; the transport and transformation of various substances in gaseous and aerosol conditions in the atmosphere.

The objects listed above, constitute, from the standpoint of mathematics, a system of equations of hydrothermodynamics and equations of convection-diffusion-reaction type. To build the united system, we follow the recommendation of O. A. Ladyzhenskaya, to "immerse" everything into the main functional of integral identity, which acts as a restriction on the class of functions in the generalized formulation of the variational principle. We choose the form of functional based on the structure of balance equation for the total energy of the system. With this approach, we coordinate all requirements to the functional spaces of all participating objects in the modeling system.

As an example, we present the results of calculations, which performed based on the complex of mathematical models, adapted to the conditions of Novosibirsk city agglomeration. The results of scenario calculations on the formation of mesoclimates and quality of the atmosphere for typical conditions of Siberian cities are shown. The calculations are performed by means of the seamless system of models describing hydrodynamics and pollutant transport in the atmosphere. In the dynamical model, we take into account the processes of the hydrological cycle, parametrization of the atmospheric surface layer, the basic heterogeneity of the underlying surface: city, river, reservoir, two kinds of forests and farmland. Atmospheric circulation is formed under the south-west background flow at a height of 3000 m above the Earth surface and diurnal variation of solar radiation. The city is regarded as a distributed source of the man-made pollution and a generator of the "heat island" in the atmosphere in summer.

The work is carried out with the partial support under the Programs P33 and II.2P/ I.3-2. of the Presidium of Russian Academy of Sciences, as well as the RFBR project №14-01-00125-a.

ВАРИАЦИОННЫЙ ПОДХОД К ЗАДАЧАМ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ И КЛИМАТА В СИСТЕМАХ ГОРОДСКИХ АГЛОМЕРАЦИЙ

Пененко В.В., Цветова Е.А.

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия
E-mail: penenko@sscc.ru, e.tsvetova@ommgp.sscc.ru

Обсуждаются некоторые аспекты развития вариационного подхода для исследования динамики климато-экологических систем при интенсивных воздействиях природного и техногенного происхождения. Эти задачи относятся к классу критических проблем климата и окружающей среды [1-5]. Результаты их решения имеют непосредственный выход в сферу практических применений: оценки влияния на здоровье людей, экологическая безопасность и организация природоохранных стратегий. Для их решения в мире ведется ак-

тивная разработка математических моделей и средств мониторинга реального поведения исследуемых процессов. Мы исходим из того, что математические модели и системы мониторинга представляют эволюцию одних и тех же процессов и объектов, но разными средствами. В свою очередь вариационные принципы представляют по существу универсальный инструмент для создания согласованных моделирующих технологий на основе совместного использования моделей процессов и доступных данных наблюдений. Современные обзоры работ по этой тематике см., например в [6,7], и в имеющихся там списках литературы.

Базовые объекты, включаемые в формулировку вариационного принципа: целевые критерии прогнозирования; модели процессов; данные и модели наблюдений; априорная информация обо всех искомых элементах системы моделирования. Требования согласованности являются важнейшим фактором для работы с процессами разных масштабов и разной природы в условиях неопределенности, как в моделях, так и в данных наблюдений.

Мы рассматриваем совокупность математических моделей, объединенных в рамках вариационного принципа. Это модели гидродинамики геофизических жидкостей (атмосферы и водных объектов) во взаимодействии с термически и динамически неоднородной поверхностью Земли; гидрологического цикла влаги в атмосфере и почве; переноса излучения в системе атмосфера - подстилающая поверхность; переноса и трансформации различных субстанций в газовом и аэрозольном состояниях в атмосфере.

Для практических целей специальный интерес представляют химически, оптически и термодинамически активные субстанции, биологически активные аэрозоли и радионуклиды. Особое внимание требуют вторичные продукты трансформации первичных выбросов, влияющие на здоровье людей, на качество атмосферы и воды, а также на состояние экосистем.

Перечисленные здесь объекты, с позиций математики, представляют собой системы уравнений гидротермодинамики и уравнений типа конвекции-диффузии-реакции. Чтобы построить единую систему, мы, следуя рекомендации О.А.Ладыженской [8], «погружаем» их в основной функционал интегрального тождества, который выступает в роли ограничений на класс функций в обобщенной записи вариационного принципа. Форму функционала мы выбираем исходя из структуры уравнения баланса полной энергии системы. При таком подходе мы согласовываем все требования ко всем функциональным пространствам всех объектов, участвующих в системе моделирования.

Общая структура развиваемой нами технологии моделирования представлена в[4,5,9,11]. Численная реализация вариационных принципов осуществляется с применением методов декомпозиции функционалов и методов расщепления для операторов моделей процессов [1,12]. Для построения численных схем разработаны оригинальные дискретно-аналитические методы на основе концепции сопряженных интегрирующих множителей [13].

Для работы в условиях неопределенностей в моделях процессов и в данных наблюдений мы вводим в модели дополнительные искомые функции, представляющие количественную меру неопределенностей, в соответствующих уравнениях моделей, входных данных и источниках. Фундаментальное значение этих функций состоит в том, что они выражают количественную оценку степени соответствия моделей процессов данным мониторинга их реального поведения. Соответственно, вариационный принцип мы строим в формулировке со слабыми ограничениями. Заметим, что в настоящее время в мире разрабатываются различные способы оценок влияния неопределенностей для исследовательских и практических целей (см. обзоры [6,7,10]). Мы развиваем одну из версий вариационного подхода с усвоением данных наблюдений. Заметим, что по постановке задач формулировка вариационного принципа со слабыми ограничениями является эквивалентной известным подходам, таким как вариационные методы взвешенных наименьших квадратов Гаусса, включая и методы регуляризации по А.Н.Тихонову, вариационные принципы Эйлера-Лагранжа с техникой множителей Лагранжа и методы типа фильтрации Калмана. Отличие нашего подхода состоит в более эффективной организации алгоритмов, особенно в режиме последовательного усвоения данных [10,11]. Использование в нем методов декомпозиции и расщепления позволяет построить безытерационные (прямые) алгоритмы с параллельной организацией вычислений. Вычислительная эффективность прямых алгоритмов по сравнению с другими подходами повышается при увеличении количества данных наблюдений по пространству и времени, а также и в диапазоне частот спектральных методов дистанционного зондирования, включая данные в виде изображений.

Сформулируем последовательность действий при реализации вариационного подхода.

Формирование сумматорных аналогов основного расширенного функционала вариационного принципа.

Сначала формулируются дискретные аналоги всех функциональных объектов: структура конечных объемов для представления 4D областей определения моделей процессов и данных наблюдений; дискретные аналоги пространств функций состояния, параметров моделей и источников воздействий; сопряженных функций и функций неопределенностей; функций чувствительности моделей и целевых функционалов; пространств данных наблюдений.

Строятся дискретные и дискретно-аналитические аппроксимации объектов исходного функционала с использованием методов декомпозиции и расщепления, обладающих свойствами локальной и суммарной аппроксимации.

Алгоритмы расчета вариаций сумматорного функционала и формирование на их основе ряда Тейлора. Для этих целей используется определение, в смысле Гато, вариаций сумматорного функционала, необходимых для построения основных объектов технологии моделирования. В частности, для построения алгоритмов нахождения необходимых и достаточных условий минимума целевого функционала формируются вариации первого и второго порядков. Ряд Тейлора определяется для исследования процесса моделирования в целом.

Конструирование базовых алгоритмов для реализации вариационного подхода:

-системы основных уравнений численных моделей;

-системы сопряженных уравнений;

-системы для расчета функций неопределенностей;

-формирование оператора теории чувствительности моделей процессов к вариациям всех параметров, источников воздействий и других объектов;

-алгоритмы расчета функций чувствительности целевых функционалов с использованием решений основных и сопряженных задач и функций неопределенностей;

-алгоритмы обратных связей для решения обратных задач для идентификации источников воздействий и параметров моделей по заданным целевым критериям и ограничениям.

При исследовании критических проблем климато-экологической системы Земли большой интерес представляет проблема выявления центров действия процессов с различными пространственно-временными масштабами. Для этих целей мы развиваем вариационные методы формирования стратегий направленного мониторинга и планирования наблюдательных экспериментов. Это универсальный инструмент исследований с применением вариационных принципов для решения последовательностей обратных задач. Здесь удобно сочетать методы разделения масштабов исследуемых процессов и методы теории чувствительности моделей с оценкой неопределенностей в самой технологии моделирования. Для этой цели мы проводим совместный анализ многомерных полей функций состояния, сопряженных функций, функций неопределенностей, а также совокупностей функций чувствительности целевых функционалов прогнозирования. Для этого удобно использовать методы ортогональной декомпозиции многомерных пространств этих функций с целью выявления главных факторов и центров действия. В результате получаются системы информативных базисных подпространств, ранжированных по заданным критериям информативности. Эти пространства необходимы для научных исследований и решения практических задач экологической безопасности и природоохранного проектирования на длительные сроки. В частности, это полезно при составлении климатических сценариев для получения оценок экологической перспективы в регионе на длительные сроки при проектировании новых объектов, связанных с выбросами тепла, влаги и примесей, а также с изменениями характеристик подстилающей поверхности.

В качестве примера приведем результаты расчетов, выполненных на основе комплекса математических моделей, адаптированного к условиям Новосибирской городской агломерации.

Результаты сценарных расчетов по формированию мезоклиматов и качества атмосферы для характерных условий сибирских городов показаны на рис.1. Расчеты выполнены с помощью системы моделей, описывающих гидродинамику и перенос загрязнений в атмосфере. В динамической модели учтены процессы гидрологического цикла, использована параметризация процессов в приземном слое атмосферы, учтены основные неоднородности подстилающей поверхности по следующим категориям землепользования в регионе: город, река, водохранилище, леса и сельскохозяйственные угодья. В данном сценарии циркуляция атмосферы формируется под действием юго-западного фонового потока, заданного на высоте 3000 м над поверхностью Земли и с учетом суточного хода солнечной радиации для летнего сезона. Городская агломерация рассматривается как распределенный источник техногенного загрязнения и генератор "острова тепла" в атмосфере.

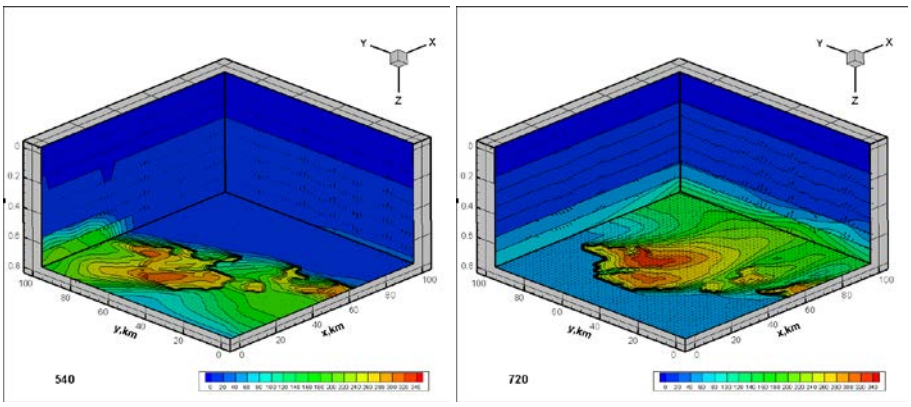


Рис. 1. 3D-изображения полей ветра и концентрации примесей: в 8:00 утра (слева); в 14:00 час. местного времени (справа).

Системы моделирования городского и мезо-регионального масштабов являются необходимым инструментом для оценок фактического состояния и управления качеством атмосферы в нормальных и, особенно, в аварийных ситуациях в городских агломерациях. Реконструкция полей загрязняющих примесей в атмосфере в режиме прогноза «химической» погоды на основе совместного использования моделей и данных наблюдений является необходимым условием контроля за качеством атмосферы. С помощью систем такого рода можно также решать обратные задачи широкого профиля, включая оценки последствий аварийных ситуаций и идентификацию источников воздействий. Особое значение эти системы имеют для целей долгосрочного природоохранного проектирования объектов, представляющих опасность для людей и окружающей среды.

Работа выполняется при частичной поддержке Программ П33 и II.2П/ I.3-2. Президиума РАН, а также проекта РФФИ №14-01-00125-а.

Литература:

1. Марчук Г.И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. – Л.: 1974; 303 с.
2. Марчук Г.И. Математическое моделирование в проблеме окружающей среды. – М., Наука, 1982, 319 с.
3. Марчук Г. И. Сопряжённые уравнения и анализ сложных систем. — М., Наука, 1992, 334 с.
4. Пененко В.В. Вычислительные аспекты моделирования динамики атмосферных процессов и оценки влияния различных факторов на динамику атмосферы. В сб. «Некоторые проблемы вычислительной и прикладной математики». – Новосибирск, Наука. 1975, 61-76.
5. Пененко В.В. Методы численного моделирования атмосферных процессов. – Л. , Гидрометеоиздат, 1981, 352 с.
6. Navon I.M. Data assimilation for numerical weather prediction: A review.– Data Assimilation for Atmospheric, Oceanic and Hydrologic Appl, 2009, vol.1, p. 21-65.
7. Bocquet M., Elbern H., Eskes H. et al.Data assimilation in atmospheric chemistry models: current status and future prospects for coupled chemistry meteorology models//Atmos. Chem. Phys., 15, 5325-5358, 2015www.atmos-chem-phys.net/15/5325/2015/ doi:10.5194/acp-15-5325-2015.
8. Ладыженская О. А. Краевые задачи математической физики.- М.: Главная редакция физико-математической литературы, Изд-во «Наука», 1973. 409 стр.
9. Пененко В.В. Системная организация математических моделей для задач физики атмосферы, океана и охраны окружающей среды. – Новосибирск, Препринт ВЦ СО АН СССР № 619, 1985, 43 с.
10. Пененко В.В. Вариационные методы усвоения данных и обратные задачи для изучения атмосферы, океана и окружающей среды.– Сиб. журнал вычислит. математики, 2009, Т.12, С. 421-434.
11. В. В. Пененко, Е. А. Цветова, А. В. Пененко Методы совместного использования моделей и данных наблюдений в рамках вариационного подхода для прогнозирования погоды и качества состава атмосферы// Метеорология и гидрология, 2015. № 6 с. 13-24.
12. Самарский А.А., Вабищевич П.Н. Аддитивные схемы для задач математической физики. М.: Наука, 2001. 319 с.
13. Penenko, V.V., Tsvetova, E.A., Penenko A.V., Variational approach and Euler's integrating factors for environmental studies.– Computers and Mathematics with Applications, 2014, vol. 67, p. 2240–2256.

NUMERICAL STUDY OF VARIATIONAL DATA ASSIMILATION ALGORITHMS BASED ON DECOMPOSITION METHODS IN ATMOSPHERIC CHEMISTRY MODELS

[1]Penenko A.V., [2]Antokhin P.N.

[1]Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia
[2]V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: a.penenko@yandex.ru, apn@iao.ru

Chemical data assimilation algorithms allow improving knowledge on air composition with both available measurement data and mathematical models of transport and transformation processes. High dimensionality of the models and rapid changes in composition impose requirements on the computational efficiency of the algorithms. Weakly-coupled variation data assimilation scheme applied to a split convection-diffusion-reaction model allows for real-time computations. In the scheme, variational data assimilation is carried out on separate splitting stages and is coupled afterwards within splitting coupling procedure. The design allows us to use specialized direct data assimilation algorithms for the splitting stages [1,2,3]. Alternative approach is a so called strongly-coupled one when variational data assimilation is carried out on the split model as a whole.

The schemes are numerically compared on an example of horizontal transport model with synthetic measurement data. In the numerical experiment both schemes show comparable performance on model state function reconstruction while strongly-coupled scheme is more time-consuming. Efficiency of the weakly-coupled scheme is studied also on a 1D transport and transformation problem with synthetic measurement data. In the experiment, the algorithm is efficient for both the substances which concentrations are assimilated and for the substances which concentrations are unobservable.

Acknowledgements: The work has been partially supported by MK-8214.2016.1, RFBR 14-01-31482, 14-01-00125 and RAS Presidium Program I.33P.

References:

1. V. V. Penenko Variational methods of data assimilation and inverse problems for studying the atmosphere, ocean, and environment // Num. Anal. and Appl. – 2009 – No 4 (2) – C. 341-351.
2. A.V. Penenko, V.V. Penenko Direct data assimilation method for convection-diffusion models based on splitting scheme. // Computational technologies – 2014 – 19 Issue 4, 69-83 (In Russian).3
3. Penenko, V. Penenko, R. Nuterman et al. Direct variational data assimilation algorithm for atmospheric chemistry data with transport and transformation model //Proc. SPIE 9680, 968076 (November 19, 2015); doi:10.1117/12.2206008

ЧИСЛЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ АЛГОРИТМОВ ВАРИАЦИОННОГО УСВОЕНИЯ ДАННЫХ НА ОСНОВЕ МЕТОДОВ ДЕКОМПОЗИЦИИ В МОДЕЛЯХ АТМОСФЕРНОЙ ХИМИИ

[1]Пененко А.В., [2]Антохин П.Н.

[1]Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия
[2]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия
E-mail: a.penenko@yandex.ru, apn@iao.ru

Усвоение данных атмосферной химии накладывает существенные требования на вычислительную эффективность алгоритмов в силу высоких размерностей рассматриваемых численных моделей и динамичный характер изучаемых процессов [1,2]. Рассмотрим алгоритм вариационного усвоения данных, в котором усвоение производится на отдельных стадиях расщепления [3,4,5]. Целью работы является численное исследование указанных алгоритмов.

Определим прямоугольную пространственно – временную область:

$$\Omega = \prod_{\xi\in\{x,y,z\}} [0,l_\xi],\ t\in[0,T],\ \Omega_T := \Omega\times[0,T]\in \text{Ў}^4,$$

с границей $\partial\Omega_T = \partial\Omega\times[0,T]$. Для усвоения используем в качестве управляющей переменной функцию неопределенности в источниках примесей. Рассмотрим следующую модель транспорта и трансформации Nc химических веществ в атмосфере:

$$\frac{\partial\varphi_{(l)}}{\partial t} + div(\vec{u}\,\varphi_{(l)} - \mu\, grad\,\varphi_{(l)}) + P_{(l)}(\vec{\varphi})\varphi_{(l)} - \Pi_{(l)}(\vec{\varphi}) = f_{(l)} + r_{(l)},\ (\vec{x},t)\in\Omega_T, \tag{1}$$

$$\sum_{\xi\in\{x,y,z\}} \mu_\xi \cos(n_\xi,\xi)\frac{\partial\varphi_{(l)}}{\partial\xi} + \beta\varphi_{(l)} = g_{(l)},\ (\vec{x},t)\in\partial\Omega_T, \tag{2}$$

$$\varphi_{(l)} = \varphi^0_{(l)}, \vec{x}\in\Omega,\ t=0, l\in\{1,...,Nc\} \tag{3}$$

где $\vec{\varphi}(\vec{x},t) = \left\{\varphi_{(l)}(\vec{x},t)\,|\,l=1,...,Nc\right\}\in R^{Nc}$ – функция состояния, соответствующая концентрациям рассматриваемых химических веществ в точке $(\vec{x},t)\in\Omega_T$, $\vec{u}(\vec{x},t)\in R^3$ – вектор скоростей переноса, $\vec{\mu}(\vec{x},t)\in R^3$ - диагональный тензор диффузии, $\vec{n}$ - направление внешней нормали на границе

$\partial\Omega$; $\acute{f}, \acute{g}, \acute{\varphi}^0 \in R^{Nc}$ – априорные значения источников и начальных данных, $\acute{r}$ - управляющая функция (неопределенность). Прямая задача состоит в том, чтобы определить $\acute{\varphi}$ из (1)-(3) по известным $\acute{f}, \acute{g}, \acute{\varphi}^0$.

Введем оператор H, определяющий связь функции состояния модели с данными измерений $\acute{I}(t)$:

$$H(t)\acute{\varphi}(.,t) = \acute{I}(t) + \delta\acute{I}(t) \in R^{M(t)}, \tag{4}$$

где $M(t)$ - количество имеющихся в момент времени t измерений, $\delta\acute{I}(t)$ - погрешность измерений. Предположим, что все функции и модельные параметры достаточно гладкие, чтобы решения существовали и преобразования имели смысл. Задачу определения $\acute{\varphi}$ для $t > t^*$ по (1)-(3) и (4) при заданных функциях $\acute{f}, \acute{g}, \acute{\varphi}^0$ и результатах измерений $\acute{I}(t_m)$ таких, что $0 < t_m < t^*$ назовем задачей усвоения данных.

Для решения многомерных задач применяется метод расщепления. Мы будем использовать аддитивно усредненные схемы расщепления из [6]. Вводя временную сетку $\omega_t = \{0 < t_1 < ... < t_j < ... < t_{Nt} = T\}$. На каждом временном интервале $[t_{j-1}, t_j]$ аппроксимируем общую модель конвекции-диффузии (1)-(3) схемой расщепления:

$$\gamma_\xi \frac{\acute{\varphi}_\xi^j - \acute{\varphi}^{j-1}}{\Delta t} + L_\xi \grave{\varphi}_\xi^j = \gamma_\xi \grave{f}^j + \grave{r}_\xi^j, \xi \in \{x, y, z\}, \tag{5}$$

$$\grave{\varphi}_\xi^j = L_\xi(\grave{\varphi}^{j-1}) + R_\xi(\gamma_\xi \acute{f}^j + \grave{r}_\xi^j), \quad \xi = c, \tag{6}$$

$$\acute{\varphi}^j = \sum_{\xi\in\Xi} \gamma_\xi \acute{\varphi}_\xi^j, \ \sum_{\xi\in\Xi} \gamma_\xi = 1, \ \gamma_\xi \ge 0,$$

где элементы $\Xi = \{x, y, z, c\}$ соответствуют стадиям расщепления по трем пространственным переменным процессов транспорта и процессам трансформации.

Пусть $\acute{\varphi}^{j-1}$ найдено на предыдущих шагах процесса. Требуется оценить $\acute{\varphi}^j$ на основе математической модели и данных измерений. Определим целевой функционал

$$\Phi^j(\grave{\varphi}, \grave{r}) = \left\| H^j \grave{\varphi} - I^j \right\|^2 + \alpha \left\| \grave{r} \right\|^2,$$

и рассмотрим несколько возможных схем последовательного вариационного усвоения данных для модели с расщеплением.

Сильно связанная: На ограничениях (5),(6) минимизировать функционал

$$\Phi(\sum_{\xi\in\Xi} \gamma_\xi \acute{\varphi}_\xi^j, \acute{r}^j) \to \min_{\{\grave{\varphi}_\xi^j\}_{\xi\in\Xi}, r^j}, \quad \acute{r}_\xi^j = \gamma_\xi \acute{r}^j.$$

Слабо связанная: На ограничениях (5),(6) для каждого $\xi \in \Xi$ минимизировать функционалы

$$\Phi(\acute{\varphi}_\xi^j, \grave{r}_\xi^j) \to \min_{\acute{\varphi}_\xi^j, \acute{r}_\xi^j}.$$

Оценка функции состояния модели на шаге j:

$$\acute{\varphi}^j := \sum_{\xi\in\Xi} \gamma_\xi \acute{\varphi}_\xi^j.$$

Для слабо связанной схемы усвоения данных можно построить специализированные безытерационные алгоритмы [3,4,5], а для вычислений по сильно связанной схеме обычно требуются итерации. В частности, используя сопряженные уравнений и метод множителей Лагранжа можно построить градиент целевого функционала и применить градиентный метод, например, метод сопряженных градиентов.

Численно исследуем, как связан результат работы указанных алгоритмов усвоения данных с некоторым «точным решением», определяемым «неизвестным» источником выбросов. Сначала рассмотрим процесс транспорта в горизонтальной плоскости $\Xi = \{x, y\}$. На рис.1 приведен пример решения задачи усвоения данных, когда в модели, генерирующей «точное распределение концентраций» задан дополнительный источник в центре области (квадратной формы), «неизвестный» для системы усвоения данных. Расчетный интервал времени 3 часа (1000 шагов по времени), по пространству 30 км в каждом направлении (по 50 точек по пространству). Измерения даны на пространственной сетке, которая в 5 раз грубее, чем расчетная

сетка модели. Данные измерений доступны через каждые 18 мин (то есть каждые 100 шагов временной сетки). Погрешности измерений отсутствуют. Коэффициенты диффузии 2000 м^2/сек, модуль скорости переноса 5 м/сек, направление переноса вращается. В данном численном эксперименте можно отметить хорошее качественное соответствие между точным решением и решением с усвоением. На рис.2 (слева) представлены относительные ошибки решения. Можно отметить, что оба алгоритма имеют сходную эффективность, при этом времени на вычисления сильно связанного алгоритма требуется больше - рис.2 (справа). Однако сильно связанный алгоритм кроме оценки функции состояния дает также и оценку источника.

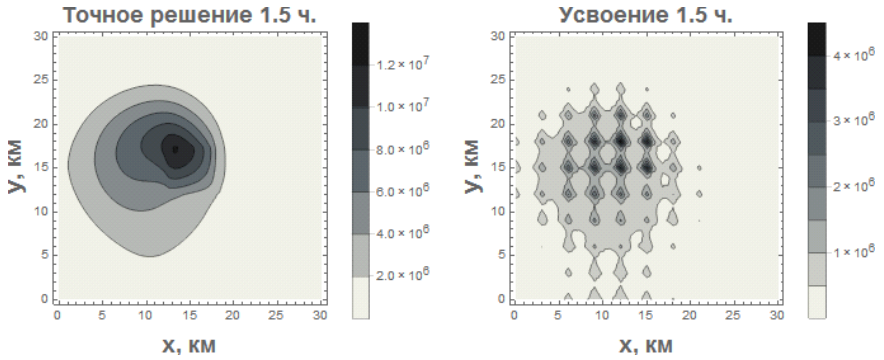


Рис.1. Сопоставление «точного решения» (слева), решения задачи вариационного усвоения данных(справа).

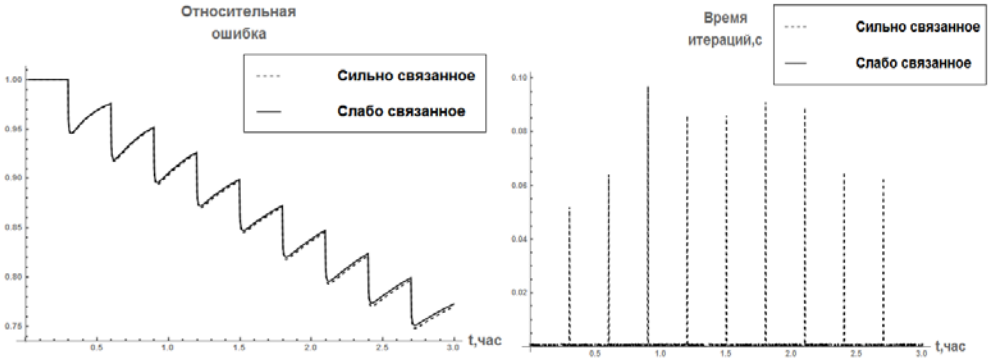


Рис.2. Слева относительная ошибка решения задачи усвоения данных в зависимости от времени. Справа – время вычисления на каждом шаге по времени.

На рис. 3 представлен пример работы слабо связанной схемы усвоения в одномерной задаче усвоения с учетом процессов трансформации согласно [7] и $\Xi = \{z, c\}$. Скорости ветра и коэффициент диффузии взяты реальные. В этом сценарии в «точном решении» на высоте, 1.5 км задан источник NO, который «неизвестен» при решении задачи усвоения данных, однако доступны значения концентраций NO2 и O3 через каждые 400м по высоте и каждые 2 часа по времени. На рис.4 представлены относительные ошибки для фонового прогноза (без усвоения) и результата усвоения, откуда можно заключить, что в данном эксперименте алгоритм оказался эффективным не только для расчета полей концентрации, данные о которых усваиваются, но и для веществ, концентрации которых не измеряются.

Таким образом, совместное использование математической модели и данных наблюдений позволило с помощью решения задач усвоения данных улучшить качество моделирования. Недостаток информации компенсируется математической моделью. Используя схему расщепления и слабо связанную схему вариационного усвоения данных можно построить вычислительно эффективный алгоритм для моделей конвекции-диффузии-реакции.

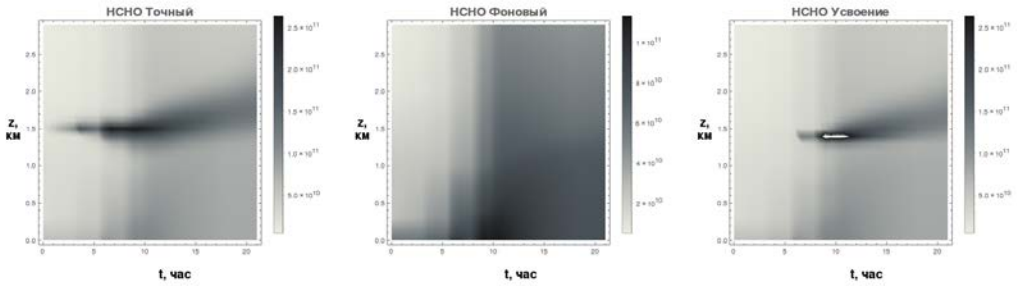


Рис.3. Результат работы алгоритма усвоения данных. Представлены решения для вещества, концентрации которого не усваиваются. Слева точное решение. Посередине – решение без усвоения. Справа - решение с усвоением.

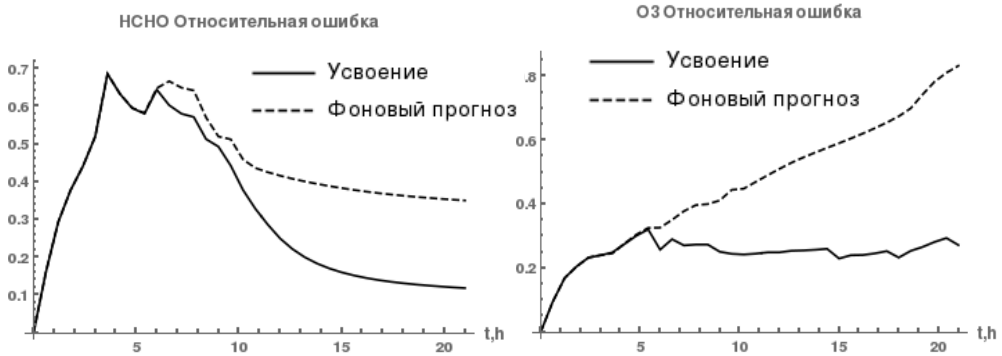


Рис.4. Сравнение относительных ошибок фонового прогноза (без усвоения) и решения с усвоением. Слева: для вещества, данные измерений концентраций которого недоступны; справа: для вещества, концентрации которого известны в точках измерений.

Благодарности: Работа выполнена при частичной поддержке грантов МК-8214.2016.1, РФФИ 14-01-31482, 14-01-00125 и Программы Президиума РАН I.33П.

Литература:

1. M. Bocquet et. al. Data assimilation in atmospheric chemistry models: current status and future prospects for coupled chemistry meteorology models // Atmos. Chem. Phys. – 2015 – (15) – C. 5325–5358.
2. Sandu and T. Chai. Chemical DataAssimilation—An Overview // Atmosphere – 2011– (2) – C. 426–463.
3. V. V. Penenko Variational methods of data assimilation and inverse problems for studying the atmosphere, ocean, and environment // Num. Anal. and Appl. – 2009 – No 4 (2) – C. 341-351.
4. А.В. Пененко, В.В. Пененко Прямой метод вариационного усвоения данных для моделей конвекции-диффузии на основе схемы расщепления, // Вычислительные технологии – 2014 – №4(19) – С. 69-83.
a. Penenko, V. Penenko, R. Nuterman et al. Direct variational data assimilation algorithm for atmospheric chemistry data with transport and transformation model //Proc. SPIE 9680, 968076 (November 19, 2015); doi:10.1117/12.2206008
5. А.А. Самарский, П.Н. Вабищевич Вычислительная теплопередача – М.: Едиториал УРСС, 2003. – 785 с.
6. W.R. Stockwell, W.S. Goliff Comment on "Simulation of a reacting pollutant puff using an adaptive grid algorithm" by R. K. Srivastava et al. J. Geophys Res, 2002 V 107 No D22.

ASSESSMENT OF THE GROSS CONTENT OF MERCURY IN POPLAR LEAVES IN THE TERRITORY OF NOVOKUZNETSK AGGLOMERATION

Lyapina E., Yusupov D., Tursunalieva E., Osipova V.

National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia
E-mail: eeldv@mail.ru, yusupovd@mail.ru

Mercury is one of the most toxic metals containing in all components of environment. Total of the mercury mobilized as natural impurity it is connected with coal, oil and ore concentrates of non-ferrous metals.

Research objective – an assessment of the gross content of mercury and its distribution to territories of Novokuznetsk agglomeration according to studying of leaves of a poplar.

Novokuznetsk is one of the largest metallurgical and coal-mining centers of Russia. The ecological situation in Novokuznetsk is estimated by the public ecological services as intense. In 2013-2014 years Novokuznetsk was included into the list of the cities of Russia with the greatest level of pollution of atmospheric air.

As object of research the foliage of a poplar black (served Populus nigra L.). The poplar black has 30-35 m of height and 1-2 m a diameter of a trunk. The poplar differs from other wood plants in rapid growth and more frequent use for gardening of urban areas in a moderate belt. Poplar leaves – the effective air filter. Thanks to the special device of a surface leaves of a poplar are the natural geochemical tablet for catching dust particles and reflect short-term seasonal (summer) accumulative effect.

In September, 2015 in the territory of Novokuznetsk on a uniform network 2×2 of km and along the route Novokuznetsk-Mezhdurechensk with a step of 3-5 km tests of leaves of a poplar black are selected. In total 45 tests are selected. Leaves were selected by method of average test from approximately even-aged trees at the height of 1,5-2 m from an earth surface according to methodical instructions. Preparation of tests of foliage for the analysis

included drying to a dry state at the room temperature, crushing and hashing for achievement of the greatest uniformity of material, a hinge plate capture for the analysis.

The analysis was carried out by a nuclear and absorbing method on the RA-915 + installation with a prefix of "PIRO-915+" to laboratories of the microelement analysis on department of geoecology and geochemistry YPRES TPU. For control of measurements of mercury in the dry mass of leaves of a poplar on this installation used a standard sample "a leaf of a birch" (GSO 8923-2007, CO KOOMET 0067-2008-RU).

The analysis of data allows marking out features in mercury distribution. The average content of mercury in solid of leaves of a poplar in the territory of Novokuznetsk agglomeration makes 26,7 ng/g. The maximum content of mercury in selection exceeds this value by 1,9 times. On value of coefficient of a variation for mercury uniform selection is characteristic (<50%). Four significant auras of gross mercury exceeding average value by 1,5-2 times are revealed. The largest on the areas and a high-contrast aura (38-48 ¡ú/g) is localized in the Central district of the city and dated for industrial zones of the Central combined heat and power plant and Iron and steel works (platform of rail hire of ZSMK). Two other local auras (38-44 ¡ú/g) are concentrated in northeast part of the city and answer an industrial zone of ZSMK, including the West Siberian combined heat and power plant. The fourth, less contrast aura is in east part of the city within zones of influence of Kuznetsk combined heat and power plant, aluminum and ferroalloy plants. The prevailing direction of southwest winds has impact on a configuration of auras.

Thus, the revealed sites with the greatest content of mercury in leaves of a poplar correspond to territories which experience the greatest technogenic influence during a summer season and reflect influence of an industrial zone of Novokuznetsk, and also influence of coal mines near Mezhdurechensk. Once you pay attention that influence of Tom-Usinsk state district power station, a potential source of emission of mercury in environment, on graphics wasn't shown.

The mercury containing in poplar leaves is one of sensitive indicators of industrial specialization of the territory of Novokuznetsk agglomeration. Results of this research can be used for carrying out biogeochemical monitoring in industrially developed, in particular, in coal-mining areas.

ОЦЕНКА ВАЛОВОГО СОДЕРЖАНИЯ РТУТИ В ЛИСТЬЯХ ТОПОЛЯ НА ТЕРРИТОРИИ НОВОКУЗНЕЦКОЙ АГЛОМЕРАЦИИ

Ляпина Е.Е., Юсупов Д.В., Турсуналиева Е.М., Осипова В.В.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия
E-mail: eeldv@mail.ru, yusupovd@mail.ru

Ртуть является одним из самых токсичных металлов, содержащимся во всех компонентах окружающей среды. Общее количество ртути, мобилизованной в качестве естественной примеси, связана с углем, нефтью и рудными концентратами цветных металлов. Основными источниками атмосферных выбросов ртути являются установки по сжиганию угля и нефтепродуктов, а также предприятия цветной металлургии, химической и фармацевтической промышленности. Средневзвешенное содержание ртути в российских углях оценивается в 0,08 мг/кг, причем оно в значительной степени зависит от средней концентрации ртути в углях Кемеровской области, на которые приходится половина общего количества ртути, содержащейся в добытых углях России [4].

Цель исследования – оценка валового содержания ртути и ее распределение на территории Новокузнецкой агломерации по данным изучения листьев тополя.

Новокузнецк является одним из крупнейших металлургических и угледобывающих центров России. Это первый по количеству жителей (более 550 тыс. человек) и первый по площади (424 км²) город Кемеровской области [2]. Город является центром Новокузнецкой (Кузбасской) агломерации, население которой насчитывает более 1,3 млн. человек. Она является 12-й по величине в РФ. Промышленность агломерации имеет ярко выраженную специализацию и представлена чёрной (ОАО «ЕВРАЗ Объединенный Западно-Сибирский металлургический комбинат» (ЗСМК), ОАО «Кузнецкие ферросплавы») и цветной металлургией (ОАО «РУСАЛ Новокузнецкий алюминиевый завод»); угольной промышленностью (шахты, разрезы), машиностроением, строительством и теплоэнергетикой (Центральная, Западно-Сибирская, Кузнецкая ТЭЦ и Томь-Усинская ГРЭС).

Экологическая обстановка в Новокузнецке государственными экологическими службами оценивается как напряженная [2]. В 2013-2014 годах Новокузнецк входил в перечень городов России с наибольшим уровнем загрязнения атмосферного воздуха по таким показателям как сажа, взвешенные вещества, диоксид азота, фторид водорода, оксид углерода, формальдегид и бенз (а) пирен [1, 5].

В 63 км восточнее Новокузнецка в субширотной впадине на слиянии рек Томь и Уса расположен г. Междуреченск с численностью населения около 100 тыс. человек. Он находится в юго-восточной части Кузнецкого угольного бассейна на территории Томусинского каменноугольного месторождения. Содержанием ртути в углях данного месторождения составляет – 0,8 мг/кг [4]. Угольная промышленность является

градообразующей отраслью. Основным источником загрязнения атмосферного воздуха здесь являются котельные, угольные разрезы, шахты обогатительные фабрики. В атмосферу от них поступают пыль, окись углерода, окислы азота, сернистый газ, а также тяжелые металлы.

Объектом исследования служила листва тополя черного (*Populus nigra L.*). Тополь черный достигает 30-35 м высоты и 1-2 м в диаметре ствола. Тополь отличается от других древесных растений быстрым ростом и более частым использованием для озеленения городских территорий в умеренном поясе. Листья тополя – эффективный воздушный фильтр. Благодаря особому устройству поверхности листья тополя являются природным геохимическим планшетом для улавливания пылеаэрозолей и отражают кратковременный сезонный (летний) накопительный эффект.

В сентябре 2015 года на территории г. Новокузнецка по равномерной сети 2×2 км и вдоль трассы Новокузнецк-Междуреченск с шагом 3-5 км отобраны пробы листьев тополя черного. Всего отобрано 45 проб. Листья отбирались методом средней пробы с примерно одновозрастных деревьев на высоте 1,5–2 м от поверхности земли в соответствии с методическими указаниями [3]. Подготовка проб листвы к анализу включала высушивание до сухого состояния при комнатной температуре, измельчение и перемешивание для достижения наибольшей однородности материала, взятие навески для анализа.

Анализ проводился атомно-абсорбционным методом на установке «РА-915+» с приставкой «ПИРО-915+» в лаборатории микроэлементного анализа на кафедре геоэкологии и геохимии ИПР ТПУ. Для контроля измерений ртути в сухой массе листьев тополя на данной установке использовали стандартный образец «лист березы» (ГСО 8923-2007, СО КООМЕТ 0067-2008-RU). Результаты анализа статистически обработаны и представлены в таблицах 1 и 2.

Таблица 1 Статистические параметры и геоэкологические показатели содержания ртути (нг/г) в сухой массе листьев тополя на территории г. Новокузнецка (N=33)

Показатель	Значение	Показатель	Значение
Среднее	23,6±1,5	Стандартное отклонение	7,9
Минимум	7,9	Кларк концентрации	0,2
Максимум	46,7	Временно допустимая концентрация	1,48
Коэффициент концентрации	1,39	Коэффициент вариации, %	35

Таблица 2 Статистические параметры и геоэкологические показатели содержания ртути (нг/г) в сухой массе листьев тополя вдоль трассы Новокузнецк – Междуреченск (N=12)

Показатель	Значение	Показатель	Значение
Среднее	26,4±2	Стандартное отклонение	8,3
Минимум	14,3	Кларк концентрации	0,22
Максимум	43,9	Временно допустимая концентрация	0,90
Коэффициент концентрации	1,55	Коэффициент вариации, %	1,65

Анализ данных таблиц позволяет выделить особенности в распределении ртути. Среднее содержание ртути в сухом веществе листьев тополя на территории Новокузнецкой агломерации составляет 26,7 нг/г. Максимальное содержание ртути в выборке превышает данное значение в 1,9 раза. По значению коэффициента вариации для ртути характерна однородная выборка (<50%).

Карта-схема пространственного распределения концентраций валовой ртути на территории г. Новокузнецка представлена на рис. 1. Выявлены четыре значимых ореола валовой ртути, превышающих среднее значение в 1,5-2 раза. Самый крупный по площади и высококонтрастный ореол (38-48 нг/г) локализован в Центральном районе города и приурочен к промышленным зонам Центральной ТЭЦ и Металлургического комбината (площадке рельсового проката ЗСМК). Два других локальных ореола (38-44 нг/г) сосредоточены в северо-восточной части города и отвечают промышленной зоне ЗСМК, включая Западно-Сибирскую ТЭЦ. Четвёртый, менее контрастный ореол находится в восточной части города в пределах зон влияния Кузнецкой ТЭЦ, алюминиевого и ферросплавного заводов. На конфигурацию ореолов оказывает влияние преобладающее направление юго-западных ветров (рис. 1).

Установлено, что выявленные ореолы валовой ртути локализуются в промышленных зонах города. Ртуть, содержащаяся в листьях тополя, является одним из геохимических индикаторов промышленной специализации территории г. Новокузнецка. До конца не ясен вопрос об источниках выбросов валовой ртути в пределах промышленных зон города. Каков отдельный вклад ТЭЦ, заводов черной и цветной металлургии в суммарную эмиссию ртути в окружающую среду города Новокузнецка?

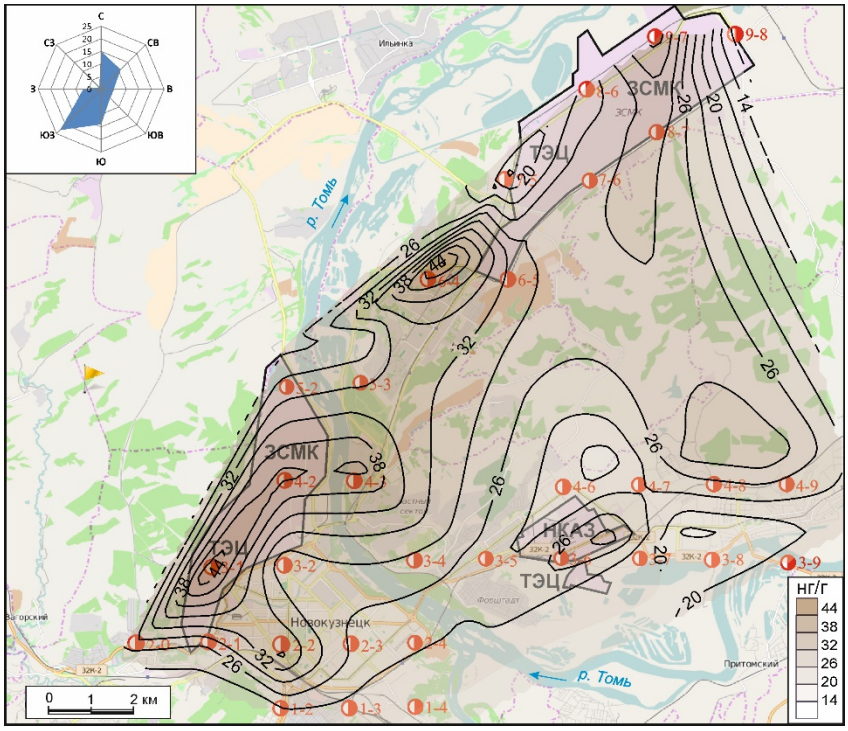


Рис. 1. Распространение концентраций ртути на территории г. Новокузнецка по данным опробования листьев тополя

На рис. 2 представлен график распределения ртути в сухой массе листьев тополя вдоль трассы Новокузнецк – Междуреченск. Повышенные концентрации ртути в листьях тополя вдоль приурочены к западному и восточному участкам трассы Новокузнецк – Междуреченск. Западный участок примыкает к г. Новокузнецку – с. Атаманово (проба Ат-1), восточный участок – находиться на территории г. Междуреченска (пробы Мк-2, 3, 4).

Таким образом, выявленные участки с наибольшим содержанием ртути в листьях тополя соответствуют территориям, которые испытывают наибольшее техногенное воздействие в летний сезон и отражают влияние промышленной зоны г. Новокузнецка, а также влияние угольных разрезов вблизи г. Междуреченска. Стоит обратить внимание на то, что влияние Томь-Усинской ГРЭС (проба Тс-1), как потенциального источника эмиссии ртути в окружающую среду, на графике не проявилось.

Ртуть, содержащаяся в листьях тополя, является одним из чувствительных индикаторов промышленной специализации территории Новокузнецкой агломерации. Результаты данного исследования можно использовать для проведения биогеохимического мониторинга в промышленно развитых, в частности, в угледобывающих районах.

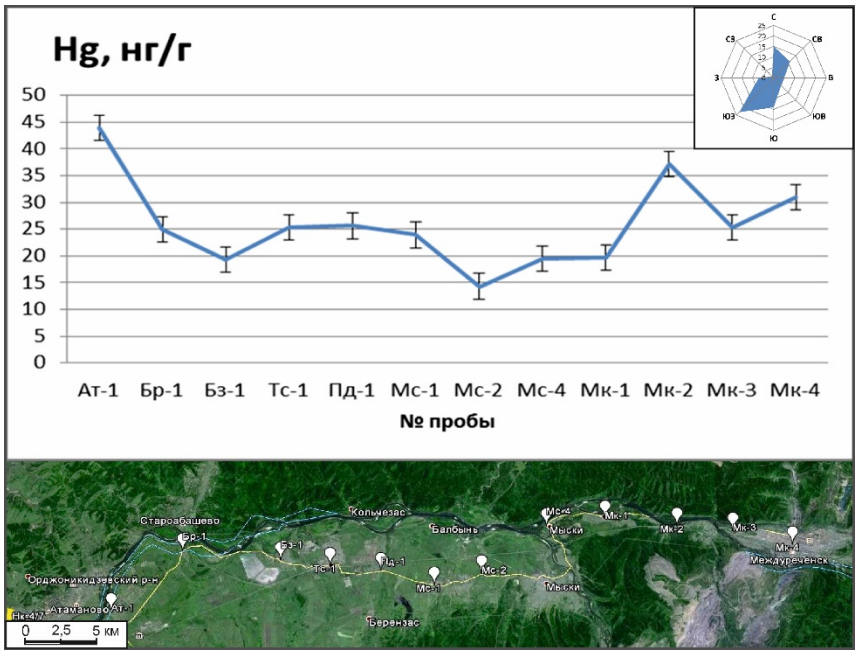


Рис. 2. Распределение содержания ртути в сухой массе листьев тополя вдоль трассы Новокузнецк – Междуреченск Условные обозначения: Ат-1 (с. Атаманово), Бр-1 (с. Боровково), Тс-1 (Томь-Усинская ГРЭС), Пд-1 (пос. Подобас), Мс-1-4 (пос. Мыски), Мк-1, 2, 3, 4 (г. Междуреченск). Врезка сверху справа – летняя роза ветров.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РНФ №15-17-1001

Литература:

1. Государственный доклад «О состоянии и об охране окружающей среды Российской Федерации в 2014 г.». – М.: МПР РФ, 2011. – 571 с.
2. Доклад о состоянии окружающей среды города Новокузнецка за 2014 год / Комитет охраны окружающей среды и природных ресурсов администрации города Новокузнецка. – Новокузнецк, 2015. – 87 с.
3. Методические рекомендации по проведению полевых и лабораторных исследований почв и растений при контроле загрязнения окружающей среды металлами. – М.: Гидрометеоиздат, 1981. – 108 с.
4. Оценка поступлений ртути в окружающую среду с территории Российской Федерации (АСАР) / Федеральная служба по экологическому, технологическому и атомному надзору, Датское агентство по охране окружающей среды. – Копенгаген, 2005. – 312 с.
5. Экологический мониторинг: Доклад о состоянии и охране окружающей среды Кемеровской области в 2013 году / Департамент природных ресурсов и охраны окружающей среды Кемеровской области. – Кемерово, 2014. – 278 с.

EXPERIMENTAL AND NUMERICAL STUDY OF 'GAS-TO-PARTICLE' CONVERSION IN THE EMISSION PLUME FROM MINING AND METALLURGICAL PRODUCTION IN THE POLAR ATMOSPHERE BASED ON THE AIRCRAFT SAMPLING

[1]Simonenkov D.V., [2]Raputa V.F., [3]Yaroslavtseva T.V., [1]Belan B.D.

[1] V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, Russia
[2] Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia
Novosibirsk Scientific Research Institute of Hygiene of Federal Service for Surveillance on Consumer Rights Protection and Human Wellbeing, Novosibirsk, Russia
E-mail: simon@iao.ru

The complex sounding of atmosphere over Norilsk industrial region to evaluate a degree and character of its influence on air basin quality has been performed on November 2002. Main measurements were carried out by means of Antonov-30 airborne-laboratory.

The flight was carried out on November 10, 2002 in daylight time. Horizontal flight legs were carried out at the heights of 400, 600, 800, and 1200 m over the sea level along the equidistant tacks. Three lower horizontal flight legs were carried out at the distances of 60 to 120 km far from the city. The flight at 1200 m was 20 km far; 6 paths were performed at the height of 400 m, 4 at 600 m, 3 at 800 m, and 4 at 1200 m.

We revealed gas-to-particle conversion, which was really observed on 60-100 km distance from source. Under inversion layer lower 500 m the content of sulfate arisen from 4 to 51 % mass., as calcium content declined from 64 to 9 % mass.

Given the speed of the air transport of the active gas-to-particle transformation observed at a distance of 60-100 km from the emission source, confirms the average estimates times the sulfur dioxide in a real life environment. The polar atmosphere conditions with low humidity of winter, the main route of elimination of SO_2, apparently, is a dry heterogeneous condensation, the main contractor which - calcium oxide, also of industrial origin. Evaluation of concentration in the plume of these active impurities is well approximated by a two-parameter model transformation.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ И ЧИСЛЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ «ГАЗ-ЧАСТИЦА» В ШЛЕЙФЕ ВЫБРОСОВ ГОРНО-МЕТАЛЛУРГИЧЕСКОГО ПРОИЗВОДСТВА В ПОЛЯРНОЙ АТМОСФЕРЕ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ САМОЛЁТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

[1]Симоненков Д.В., [2]Рапута В.Ф., [3]Ярославцева Т.В., [1]Белан Б.Д.

[1]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия
[2]Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия
[3]Институт гигиены Роспотребнадзора, Новосибирск, Россия
E-mail: simon@iao.ru

Введение. В ноябре 2002 г. в Норильском промышленном районе проводилось комплексное зондирование атмосферы с использованием самолета-лаборатории Ан-30 «Оптик-Э» с целью определения степени и характера воздействия Норильского горно-металлургического комбината на состояние воздушного бассейна прилегающих и отдаленных территорий региона.

Основным источником загрязнения воздуха района является добыча и переработка сульфидных руд цветных металлов. В результате обжига руды сульфидная сера окисляется до газообразного сернистого ангидрида, на который приходится до 96% в общем массовом балансе выбросов; на пыль, окись углерода и окислы азота приходится лишь по 1-1,5% [1]. Таким образом, основная часть выбросов в виде кислотных оксидов, главным образом, серы, выносится из города в газовой фазе. Химические процессы трансформации серы, согласно теоретическим представлениям [2, 3], идут по пути ее окисления до высшей валентности VI и нейтрализации: $H_2S \rightarrow SO_2 \rightarrow H_2SO_3 \rightarrow H_2SO_4 \rightarrow M(HSO_4)_m \rightarrow M_2(SO_4)_m$, где M^{m+} – катион какого-либо металла. Реально основная часть выброса представлена диоксидом серы. В соответствии с расчетами [3, 4] максимум содержания в атмосфере серной кислоты в процессе переноса достигается примерно через 20 часов, а среднее время жизни диоксида серы за счет сухого поглощения и химических трансформаций составляет порядка 40 часов. При выпадении осадков скорость выведения диоксида серы резко увеличивается. Помимо этого, эксперименты прошлых лет [5] показывают, что аэрозольную фракцию надо улавливать на расстоянии не менее 20 км от источников выбросов.

Экспериментальные исследования. Исходя из вышеизложенного, картирование примесей проводилось по основному направлению переноса воздушной массы на удалении 20-140 км от города. Полет выполнялся 10 ноября 2002 г. в светлое время суток по схеме, изображенной на рис. 1.

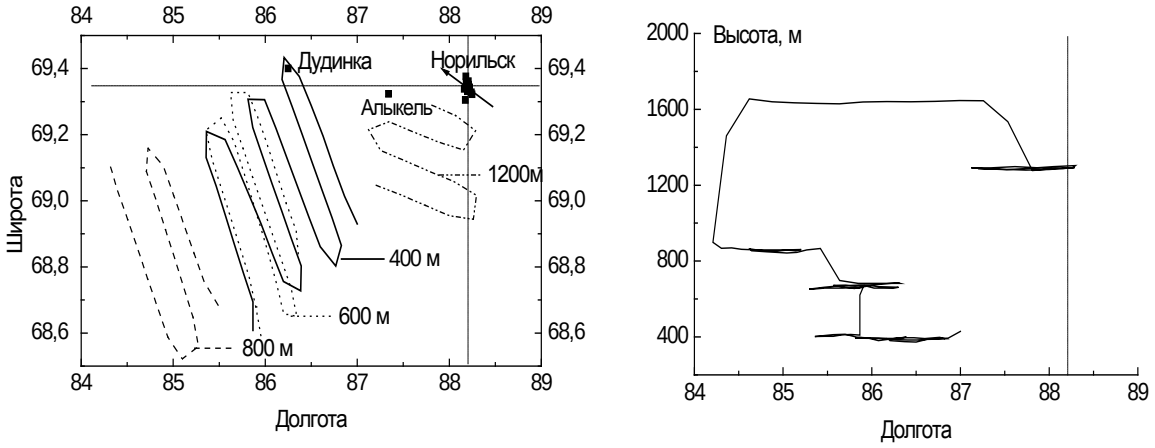


Рис. 1. Схема выполнения полета 10 ноября 2002 г.

Горизонтальные полеты выполнялись на высотах 400, 600, 800, 1200 м над уровнем моря равноудаленными галсами – от 3-х до 6-ти на каждой высотной площадке. Погоду в районе Норильска определяла в утренние часы центральная часть заполняющегося циклона с приземными фронтами, затем наблюдалось малоградиентное поле пониженного давления. Воздушная масса была арктическая.

Карты по данным измерений, отражающие распределение примесей в плоскости близкой к горизонтальной, были построены на всех площадках. Мы остановимся на анализе площадки 400 м, где сконцентри-

ровалась основная часть шлейфа, поскольку рассмотрение профилей 600-1200 метров показывает приближение концентраций газов к фоновым с ростом высоты.

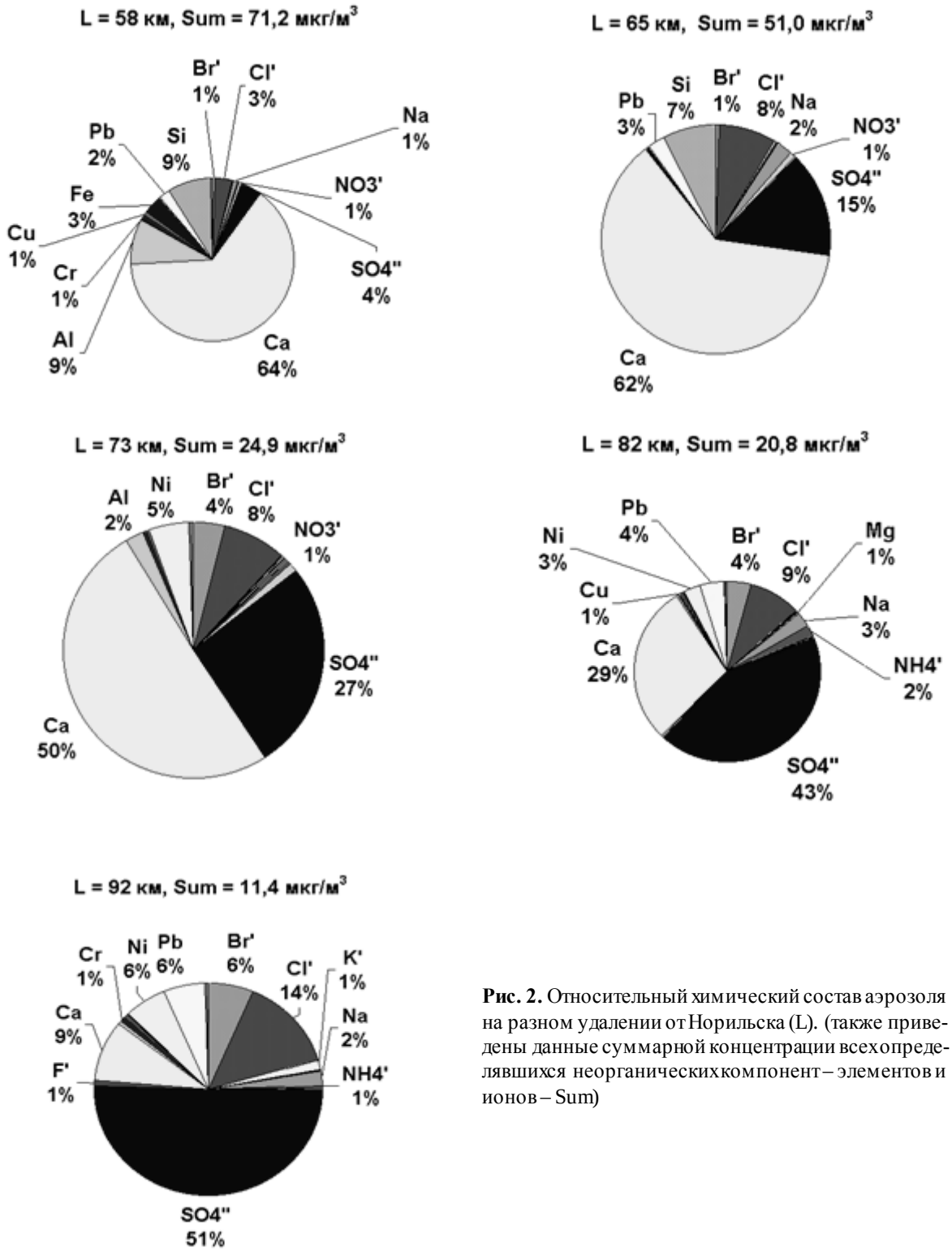


Рис. 2. Относительный химический состав аэрозоля на разном удалении от Норильска (L). (также приведены данные суммарной концентрации всех определявшихся неорганических компонент – элементов и ионов – Sum)

В приходящем из города воздухе концентрация SO_2 достигала 450 мкг/м^3. Ближняя граница квадрата находилась на расстоянии 58 км от города, дальняя – 100 км. При этом достаточно контрастно прослеживается переход от городского шлейфа к фоновым условиям, где содержание сернистого ангидрида составляло 50-60 мкг/м^3, и подтверждает концепцию Израэля и Рябошапко, что SO_2 может десятками часов находиться в шлейфе [3, 4].

Большинство других компонент, характеризующих шлейф (оксид углерода, углекислый газ, субмикронная фракция аэрозоля), имеют схожие профили распределений. Данные о микродисперсной фракции также подтвердили, что в шлейфе и на периферии идет активный процесс аэрозолеобразования.

Все эти процессы подтверждаются эволюцией химического состава аэрозоля. Из рис. 2 видно, что в шлейфе, по мере удаления от источника, происходит увеличение в относительном массовом составе аэрозоля с 4 до 51 % доли сульфат-аниона, и одновременно - уменьшение доли кальция с 64 до 9 %.

Источником кальция изначально, по всей видимости, является известь, добавляемая при обжиге с целью обогащения медно-никелевой руды (отделение железосодержащего пирита) [6]. Кальций, попадающий в атмосферу при сгорании, содержится в микродисперной фракции, в диапазоне размеров частиц 20-180 нм [7], и, вероятно, напрямую реагирует с оксидом серы по реакциям типа: $CaO + SO_2 \{+ 2H_2O\} = CaSO_3\{*2H_2O\}$, $CaSO_3*2H_2O + 1/2O_2 = CaSO_4*2H_2O$ [8].

Модели оценивания полей концентраций в шлейфе выброса. Исходя из особенностей переноса пассивных примесей на значительных удалениях от площадного источника, для описания поля концентрации вдоль шлейфа выброса примеси, была использована следующая модель реконструкции [9]

$$Q(x,y,\theta)=\theta\Big/\sqrt{(x-\lambda)^2+(y-\mu)^2} \quad (1)$$

$$\theta = M/2\pi uH\ , \qquad M=\iint_S m(\xi,\eta)d\xi d\eta \quad , (2)$$

где M – суммарное поступление примеси с территории S, $m(\xi,\eta)$ - эмиссия примеси из точки (ξ,η), принадлежащей S, u и H – средняя скорость ветра и высота слоя перемешивания. Предполагается, что точка (x,y) удалена от S на расстояние более 7-10 км. Функция же $m(\xi,\eta)$, как правило, неизвестна.

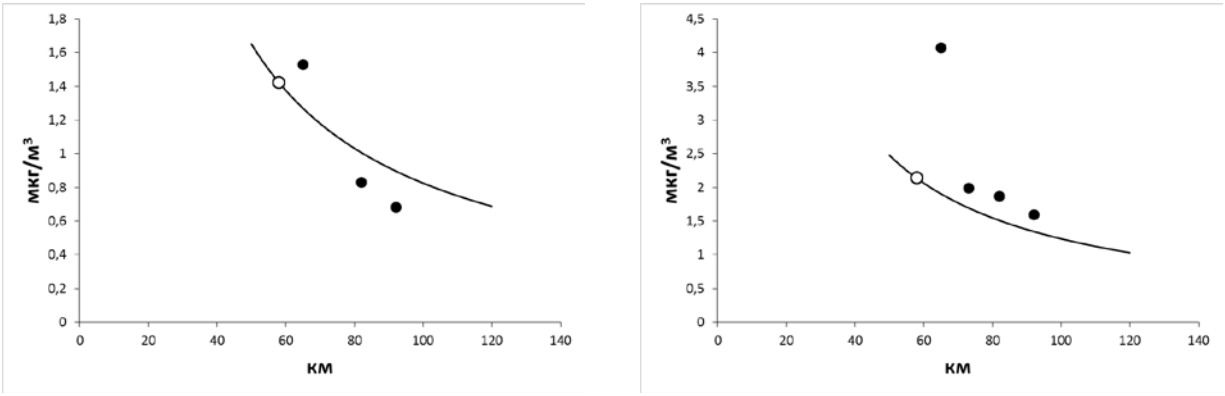
Для оценивания концентрации в шлейфе активной примеси использовалась следующая двухпараметрическая зависимость [4]

$$C(r,\vec{\theta})=\theta_1\exp(\theta_2 r) \quad , (3)$$

где r - расстояние от источника.

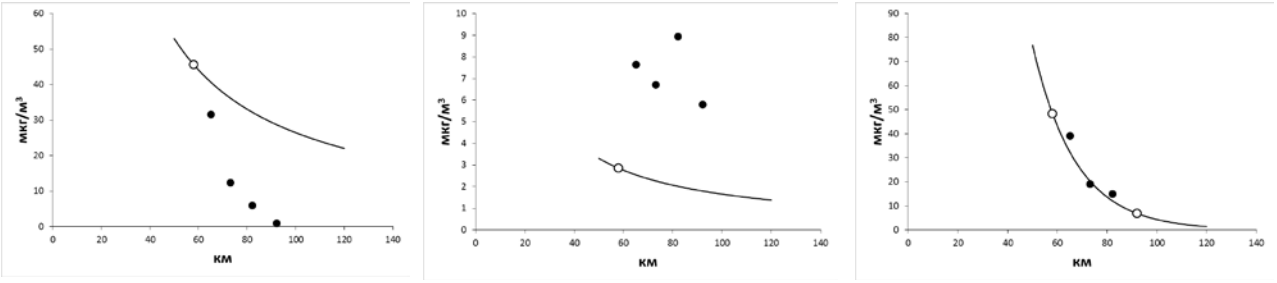
Оценка параметров θ, θ_1, θ_2 в зависимостях (1), (3) проводится по данным наблюдений методом наименьших квадратов.

Численный анализ процессов переноса пассивных и активных примесей. На рис. 3 приведены результаты численного восстановления с помощью зависимости (1) концентраций свинца и хлоридов в шлейфе выброса по опорной точке, находящейся в 58 км от Норильска. Анализ рис. 3 показывает, что распространение пассивной примеси в атмосфере вполне соответствует физическим представлениям. На рис. 4а и 4б представлены результаты оценивания с помощью зависимости (1) концентраций кальция и сульфатов. Очевидно, что модель распространения пассивной примеси в данном случае мало пригодна. На рис. 4в приведено восстановление по модели (3) суммарной концентрации кальция и сульфатов. Из анализа рис. 4в вытекает, что в рассматриваемом диапазоне расстояний модель (3) вполне адекватно описывает процесс трансформации.



а б

Рис. 3. Измеренная и восстановленная концентрация свинца (а) и хлоридов (б) в шлейфе выброса. ○, ● - опорные и контрольные точки измерений



а б в

Рис. 4. Измеренная и восстановленная по модели (1) концентрация кальция (а), сульфатов(б). Оценка по модели (3) суммарной концентрации кальция и сульфатов в шлейфе выброса (в)

Заключение. С учетом скорости воздушного переноса активный переход газ→частица, наблюдаемый на удалении 60-100 км от источника выбросов, подтверждает средние оценки [3, 4] времени жизни диоксида серы в реальной атмосфере. В условиях полярной атмосферы с малой влажностью зимой основным путем выведения из нее SO_2, видимо, является сухая гетерогенная конденсация, основной контрагент в которой – оксид кальция, также промышленного происхождения. Оценка концентрации в шлейфе этих активных примесей хорошо аппроксимируется двухпараметрической моделью трансформации.

Работа поддержана программами Президиума РАН №15 и ОНЗ РАН; грантами РФФИ №№ 14-05-00526 и 14-05-00590, госконтрактами Минобрнауки №№14.604.21.0100 и 14.613.21.0013; Фондом глобальных исследований окружающей среды для Национальных институтов Министерства окружающей среды Японии.

Литература:

1. Безуглая Э.Ю., Расторгуева Г.П., Смирнова И.В. Чем дышит промышленный город. Л.: Гидрометеоиздат, 1991, 256 с.
2. Рябошапко А.Г. Дальний атмосферный перенос и атмосферные балансы соединений серы, азота и ртути. Автореферат диссертации доктора ф.-м. н. Москва: ИГКЭ, 2002, 29 с.
3. Рябошапко А.Г. Модель химических превращений и выведения из атмосферы соединений серы и азота при дальнем атмосферном переносе.//Труды ИПГ, 1988, вып.71, с.25-32.
4. Израэль Ю.А., Назаров И.М., Прессман А.Я. и др. Кислотные дожди. Л.: Гидрометеоиздат, 1989, 269 с.
5. Белан Б.Д. К вопросу о применении самолета-лаборатории для экологического контроля состояния воздушного бассейна города. // Тезисы докладов III Международного симпозиума «Оптика атмосферы и океана». Томск, 1996, с.237.
6. Популярная библиотека химических элементов. Кн.1. М.:Наука, 1983, 576 с.
7. Савенко С.В. Природные и антропогенные источники загрязнения атмосферы. М.: ВИНИТИ. Итоги науки и техники. Сер. Охрана природы и воспроизводство природных ресурсов. 1991, т.31, 212 с.
8. Гаршин А.П. Неорганическая химия в схемах, рисунках, таблицах... СПб.: Лань, 2000, 288 с.
9. Рапута В.Ф., Олькин С.Е., Резникова И.К. Методы численного анализа данных наблюдений регионального загрязнения территорий площадным источником // Оптика атмосферы и океана. 2008. т.21, № 6. С. 558-562.

SUDDEN STRATOSPHERIC WARMINGS: THE DEPENDENCE ON THE PHASE OF THE QBO AND SOLAR ACTIVITY LEVEL, INFLUENCE ON CONTENT OF MINOR GASEOUS SPECIES IN THE STRATOSPHERE (NO_2, O_3)

[1]Ageeva V.Yu., [1]Gruzdev A.N., [1]Elokhov A.S., [2]Zueva N.E.

[1]A.M. Obukhov Institute of atmospheric physics RAS, Moscow, Russia
[2]Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: ageyevavy@tut.by, a.n.gruzdev@mail.ru, elokhov@mail.ru, vzuev@list.ru

Statistical analysis of dates of major and minor sudden stratospheric warmings (SSWs) in the Northern hemisphere (NH) was done for the period 1958-2015 using NCEP-NCAR, ERA 40 and ERA-Interim data of temperature

and wind velocity. The dependence of SSWs on the phase of the quasi-biennial oscillation (QBO) in the equatorial stratospheric wind and the phase of 11-year solar cycle was revealed. ERA 40 and ERA-Interim of potential vorticity data were used to study spatial-time evolution of stratospheric circumpolar vortex. For studying the influence of major SSWs on atmospheric species, data of ground-based spectrometric measurements of column NO_2 contents at mid- and high-latitude NDACC (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change) stations, data of TOMS (1979–2005) and OMI (2004–2014) total ozone (TO) measurements, and ERA-Interim temperature data (1979-2014) were used.

Analysis of the SSWs dates shows that: (1) The major SSWs of split stratospheric vortex type do not depend on the phase of the QBO or solar activity. (2) Major SSWs of displacement vortex type are more frequent at the east phases of the QBO and at high solar activity level. (3) On the contrary, minor SSWs are more frequent at the west QBO phase and low solar activity. (4) If major and minor SSWs are grouped together, no dependence of SSW on the QBO or solar activity is found on statistically significant level.

Analysis of geographical position of the stratospheric circumpolar vortex during major SSWs (more than 40 events) revealed the most likely direction of the vortex displacement. During major SSWs of displacement vortex type, the vortex is usually shifted toward the longitudinal sector 60°W–120°E. In most cases, the central and northern Europe is under its influence, and southwest to the edge of the vortex there is an area of intensive stratospheric air transport with a strong meridional component. This area is usually over Siberia. As a result, changes in temperature and concentrations of stratospheric species in this region are opposite to the changes in the part of European sector, above which the stratospheric vortex is. During major SSWs of split vortex type, the fragments of the polar vortex are more frequently located in longitudinal sectors 120°W–60°W and 30° E –120°E. The vortex splitting is accompanied by inflow of lower latitude stratospheric air into the region between the fragments the polar vortex.

Negative and positive anomalies in column NO_2, TO and stratospheric temperature associated with major SSWs were revealed at high- and mid-latitude stations. The shift of the polar vortex aside from the pole during SSWs can result in significant negative anomalies in SC NO_2, TO and stratospheric temperature. For example, column NO_2 and TO at Zhigansk (66.8°N, East Siberia) decreased by 40% and 30% respectively during the SSW on January 24, 2009. The column NO_2 and TO decreases at mid-latitude station of Issyk-Kul was about by 30% and 20% respectively. At same time, the significant increase in column NO_2 and TO was observed at European stations. The increases over Scandinavian Peninsula were about 90% and 30% respectively due to stratospheric transport from the lower latitudes.

NO_2 observations at Zvenigorod (Moscow region) allow retrieving NO_2 vertical profiles. In particular, analysis of changes in the NO_2 profiles during SSWs shows altitude-dependent changes in NO_2 stratospheric concentration related to highly changeable vertical structure of the Arctic polar vortex during major SSWs.

ВНЕЗАПНЫЕ СТРАТОСФЕРНЫЕ ПОТЕПЛЕНИЯ: ЗАВИСИМОСТЬ ОТ ФАЗЫ КДЦ И УРОВНЯ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ, ВЛИЯНИЕ НА СОДЕРЖАНИЕ МАЛЫХ ГАЗОВЫХ СОСТАВЛЯЮЩИХ В СТРАТОСФЕРЕ (NO_2, O_3)

[1]Агеева В.Ю., [1]Груздев А.Н., [1]Елохов А.С., [2]Зуева Н.Е.

[1] Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия
[2] Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
E-mail: ageyevavy@tut.by, a.n.gruzdev@mail.ru, elokhov@mail.ru, vzuev@list.ru

Внезапные стратосферные потепления (ВСП) представляют собой крупномасштабные возмущения полярной зимней стратосферы, оказывающие существенное влияние на тепловой режим и циркуляцию средней атмосферы и на содержание атмосферных примесей. В работе выполнен статистический анализ дат больших (major) и малых (minor) ВСП в северном полушарии (СП) за период 1958-2015 гг. по данным реанализов NCEP-NCAR, ERA 40 и ERA-Interim о температуре и скорости зонального ветра. Выявлена зависимость ВСП от фазы квазидвухлетней цикличности экваториального стратосферного ветра (КДЦ) и фазы 11-летнего цикла солнечной активности. Для исследования пространственно-временной динамики циркумполярного стратосферного вихря использовались данные о потенциальной завихренности реанализов ERA-Interim и ERA 40. Кроме того, в работе выполнен анализ влияния больших ВСП на общее содержание (ОС) NO_2 по результатам наземных спектрометрических измерений на средне- и высокоширотных станциях СП, входящих в состав международной Сети по обнаружению изменений состава атмосферы (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change – NDACC), а также на общее содержание озона (ОСО) над этими станциями по данные спутниковых измерений с помощью приборов TOMS (1979–2005 гг.) и OMI (2004–2014 гг.) и стратосферную температуру над станциями по данным реанализа ERA-Interim (1979-2014 гг.).

При анализе статистики дат ВСП получены следующие результаты. (1) Для ВСП, относящихся к типу больших потеплений с расщеплением стратосферного циркумполярного вихря, не выявлена зависимость потеплений от КДЦ и уровня солнечной активности на статистически достоверном уровне. (2) ВСП, относящиеся к типу больших потеплений со смещением стратосферного циркумполярного вихря, происходят чаще при высоком уровне солнечной активности и при восточной фазе КДЦ экваториального стратосферного ветра в слое 50–40 гПа. (3) ВСП малого типа, наоборот, происходят чаще при низком уровне солнечной активности и при западной фазе КДЦ в слое 50–40 гПа. (4) При объединении потеплений большого типа со смещением вихря и малых потеплений в единую группу статистически значимая зависимость ВСП от фазы КДЦ и уровня солнечной активности не выявлена.

Выполнен анализ географического положения стратосферного циркумполярного вихря при больших ВСП (более 40 событий). Выявлены наиболее вероятные направления смещения вихря (рис. 1). Накануне потепления полярный вихрь обычно вытягивается и смещается от полюса в направлении средних широт, занимая долготный сектор120°з.д.–120°в.д. За последние шесть десятилетий не было отмечено случаев смещения вихря в направлении Тихого океана, что указывает на то, что это направление является наименее вероятным. В дни, соответствующие датам больших ВСП, стратосферный циркумполярный вихрь обычно смещается в долготный сектор 60°з.д.–120°в.д. В большинстве случаев центральная и северная части Европы находятся под его влиянием, а на внешней периферии вихря происходит интенсивный перенос стратосферного воздуха со значительной меридиональной составляющей. На правой, юго-восточной периферии вихря меридиональный перенос направлен в сторону полюса. Эта область чаще всего располагается над Сибирью. В результате изменения температуры и концентрации стратосферных примесей в этом регионе противоположны их изменениям в той части европейского сектора, над которой располагается сместившийся стратосферный вихрь. При больших ВСП с расщеплением стратосферного циркумполярного вихря один из фрагментов вихря в большинстве случаев смещается в область канадской Арктики (120°з.д.–60°з.д.), а другой – в долготный сектор 30°в.д.–90°в.д. северной части Евразии. Расщепление вихря сопровождается вторжением в область между этими фрагментами стратосферного воздуха из низких широт.

Сильное влияние ВСП на эволюцию стратосферного циркумполярного вихря и интенсивность меридиональной циркуляции приводит к значительным изменениям содержания малых газовых составляющих в стратосфере. Анализ временной изменчивости ОС NO_2, ОСО и стратосферной температуры выявил ее характерные особенности при больших ВСП.

Отрицательные аномалии ОС NO_2, ОСО и стратосферной температуры, вызванные смещением стратосферного вихря в результате больших ВСП выявлены на высокоширотных и среднеширотных станциях. Так, во время большого ВСП 24 января 2009 г., сопровождавшегося расщеплением стратосферного вихря, уменьшение ОС NO_2 и ОСО над станцией Жиганск (66.76°с.ш., Восточная Сибирь) составило 40% и 30%, соответственно, по отношению к средним для этого времени года значениям ОС NO_2 и ОСО (черные кривые на рис. 2), а над низкоширотной станцией Иссык-Куль (42.62°с.ш., 76.99°в.д.) – 30% и 20% (серые кривые на рис. 2). В это время над Европейскими станциями, наоборот, наблюдалось значительное увеличение ОС NO_2 и ОС (красные кривые на рис. 2). Положительные аномалиями ОС NO_2, ОСО и стратосферной температуры преимущественно наблюдаются во время ВСП, сопровождающихся расщеплением стратосферного циркумполярного вихря, и они вызваны переносом стратосферного воздуха из низких широт. Например, увеличение ОС NO_2 и ОСО над Скандинавским полуостровом во время упомянутого ВСП 24 января 2009 г. составило около 90% и 30%, соответственно. Большое потепление 6 января 2013 г. сопровождалось расщеплением стратосферного циркумполярного вихря и привело к одной из самых сильных положительных аномалий ОС NO_2 на станции Жиганск за весь период наблюдений (с 1992 г.). Увеличение ОС NO_2 составило около 80%.

В случаях, когда над пунктом наземных измерений располагается край стратосферного циркумполярного вихря, изменения ОС NO_2, ОСО и стратосферной температуры в этом пункте, как правило, незначительны и корреляция между ними слабая.

Методика, наблюдений NO_2 на Звенигородской научной станции (ЗНС) ИФА им. А.М. Обухова РАН (55.7°с.ш., Московская область), позволяет восстанавливать вертикальные профили NO_2. Положение границы стратосферного полярного вихря при больших ВСП может значительно меняться с высотой. Поэтому над наземным пунктом, расположенным под окрестностью границы вихря, в один и тот же момент времени на различных стратосферных высотах может находиться воздух из внутренней части вихря и воздух из области вне вихря. Анализ вертикальных профилей NO_2 на ЗНС выявил значительную деформацию профиля NO_2 при таких событиях. Содержание NO_2 в слое стратосферы, относящейся к внутренней области полярного вихря, уменьшалось, а содержание NO_2 в слое с переносом воздуха из более низких широт возрастало.

По результатам работы можно сделать следующие основные выводы. (1) ВСП большого типа со смещением стратосферного циркумполярного вихря и ВСП малого типа зависят от фазы КДЦ и уровня солнечной активности. (2) Смещение циркумполярного вихря при больших ВСП происходит обычно в сторону определенных долготных секторов. (3) Большие ВСП могут приводить к значительным аномалиям ОС NO_2, ОСО и стратосферной температуры над неподвижным пунктом наблюдений, и знак аномалий может быть положительным или отрицательным в зависимости от положения пункта наблюдений относительно стратосферного вихря.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-50017 мол_нр.

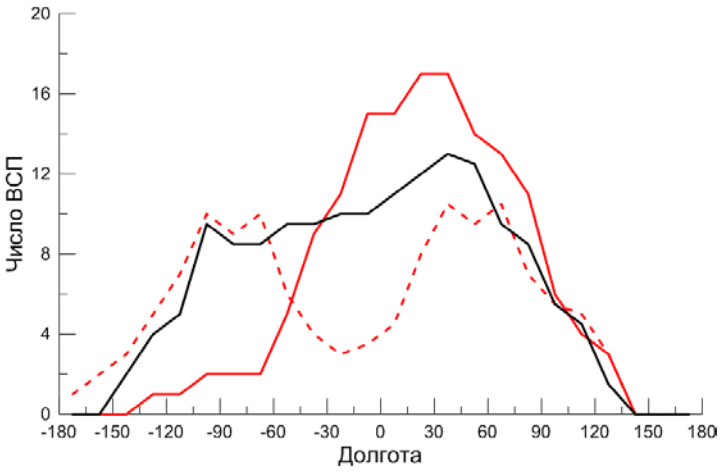


Рис. 1. Долготное распределение смещения циркумполярного стратосферного вихря на разных фазах ВСП: за 5 дней до дат больших ВСП (черная кривая), на даты ВСП большого типа со смещением вихря (сплошная красная кривая) и на даты ВСП большого типа с расщеплением вихря (пунктирная красная кривая).

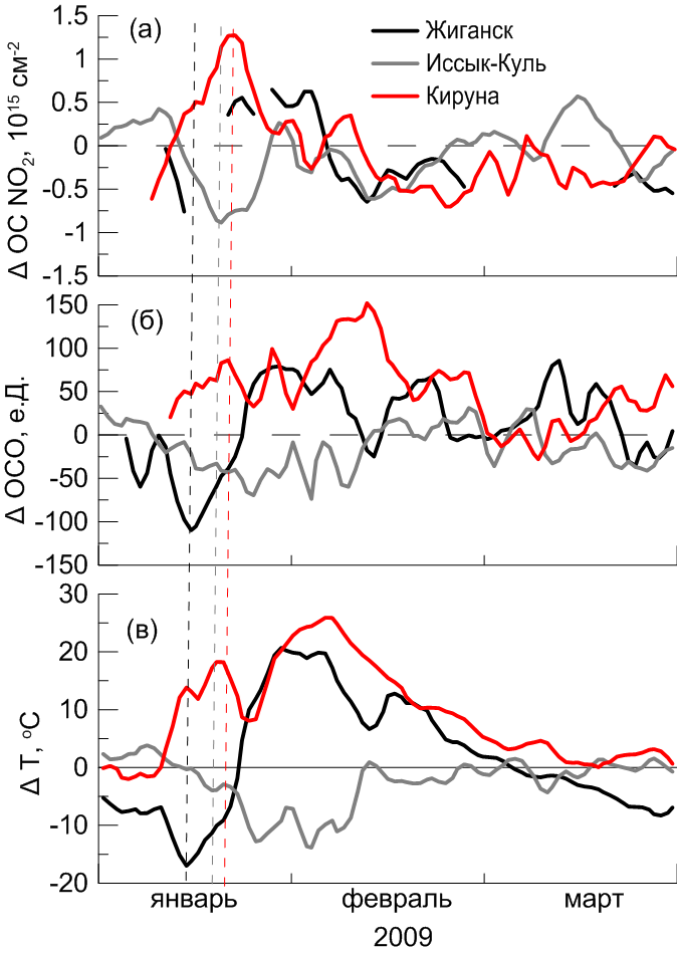


Рис. 2. Сглаженные по трем точкам отклонения ОС NO_2 (а), ОСО (б) и температуры на изобарической поверхности 50 гПа (в) над станциями Жиганск (черная кривая), Иссык-Куль (серая кривая) и Кируна (красная кривая) в январе-марте 2009 г. Отклонения рассчитаны относительно среднемноголетнего годового хода.

VOLCANIC ASH DISTRIBUTION USING HYDRODYNAMIC MESOSCALE REGIONAL MODEL

Durneva E., Mostamandy S.

Russian State Hydrometeorological University), Saint-Petersburg, Russia
E-mail: djonyap@mail.ru

Small jagged pieces of rocks, minerals, and volcanic glass the size of sand and silt (less than 2 millimeters in diameter) erupted by a volcano are called volcanic ash. Volcanic ash is not the product of combustion, like the soft fluffy material created by burning wood, leaves, or paper. Volcanic ash is hard, does not dissolve in water, is extremely abrasive and mildly corrosive, and conducts electricity when wet.

Volcanic ash is formed during explosive volcanic eruptions. Explosive eruptions occur when gases dissolved in molten rock (magma) expand and escape violently into the air, and when water is heated by magma and abruptly flashes into steam. The force of the escaping gas violently shatters solid rocks. Expanding gas also shreds magma and blasts it into the air, where it solidifies into fragments of volcanic rock and glass. Once in the air, wind can blow the tiny ash particles tens to thousands of kilometers away from the volcano.

The basic aim of this work is to forecast the transport of volcanic clouds in the atmosphere using the WRF (ARW) and HYSPLIT models because the volcanic ash affects seriously to aircraft.

This paper will be devoted to the most famous volcano in the world after eruption in April 2010. Its name is Eyjafjallajökull. Everyone heard about eruption, which happened in Iceland in 2010. It erupted on 20 March 2010 and again in a series of a powerful eruption in April and May. Global airline industry losses totaled around US$2.6 billion due to restrictions following the eruption of Iceland's volcano. The ash plume from the eruptions spread over much of Northern Europe and westward across the Eastern Atlantic. The days from 15 April through 23 April marked the largest total shutdown of air traffic over Northern Europe since World War 2. A total of 107 000 flights and 5 million travelers were affected.

The work deals with the problem of increasing the safety of aircraft flights in the volcanic ash clouds.

ИССЛЕДОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПЕПЛА В АТМОСФЕРЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ МЕЗОМАСШТАБНЫХ МОДЕЛЕЙ

Дурнева Е.А., Мостаманди С.

Российский Государственный Гидрометеорологический Университет, Санкт-Петербург, Россия
E-mail: djonyap@mail.ru

Извержение вулкана – зрелищное представление, но в то же время очень опасное и несет за собой большие разрушения. Во время извержения вулкана многие сферы деятельности могут быть повреждены (сельское хозяйство, здания и постройки, транспорт и дороги, качество воды и даже здоровье). Опасные и дорогостоящие повреждения появляются у самолетов во время полёта через вулканические облака. Сейчас полеты в таких облаках запрещены, так как оседание вулканических частиц на детали двигателя самолета могут привести к его остановке. В данной статье рассматривается случай извержения исландского вулкана, с трудным произношением Эйяфьятлайокудль, которое произошло в апреле 2010 года. Многие слышали об этом извержении, так как в общей сумме авиакомпании потеряли 2,6 миллиардов долларов из-за приостановки воздушного движения. Цель данной работы: построить траекторию перемещения вулканического облака пепла с использованием гидродинамической модели WRF (Weather Research and Forecasting Model) и траекторной модели HYSPLIT (Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory). Данные реанализа о начальных и граничных условиях предоставлены NCEP FNL (National Center Environmental Prediction Final). Для получения более точного поля ветра в модели WRF использовались три различные схемы параметризации пограничного слоя атмосферы (ACM2, BouLac и MYNN). Численно произведена оценка полей ветра при этих параметризациях и построены траектории перемещения вулканического облака.

Введение.

Вулканический пепел это очень мелкие (размер в диаметре менее 2 мм), твердые, стекловидные частицы с острыми краями и главным образом, состоящими из кремнистых материалов. После извержения более тяжелые частицы пепла быстро оседают на земле, в то время как более легкие находятся во взвешенном состоянии в атмосфере и могут разносится на значительные расстояния.

Абразивный характер вулканического пепла может иметь крайне разрушительные последствия для воздушного судна. Вулканический пепел содержит частицы, точка плавления которых ниже температуры сгорания топлива в турбине современного двигателя; эти частицы в последующем наплавляются в турбинном отсеке, уменьшая площадь сечения и понижая его мощность, что приводит к неустойчивой работе или отказу одного, или нескольких двигателей. Лобовые стекла частично или полностью утрачивают прозрачность, а загрязнение воздуха в кабине вынуждает экипаж использовать кислородные маски. С учетом этих фактов представляется совершенно очевидным, что вулканический пепел в атмосфере может создавать серьезную опасность для воздушного судна в полете. Соответственно, воздушное судно должно избегать контактов с вулканическим пеплом.

Существует несколько способов мониторинга вулканического пепла. Самый распространенный - использовать спутниковые изображения в видимом и инфракрасном каналах и лидары, регистрирующие отраженный сигнал от облака пепла.

Гидродинамическая модель WRF версия 3.6.1 использовалась для прогноза поля ветра. Сетка была выбрана размером 300 × 200 узлов, пространственное разрешение 18 км, шаг по времени 90 секунд, по вертикали 35 уровней в сигма системе координат. Траекторная модель HYSPLIT и исходные данные по массе выброса и диаметре частиц для построения траектории. Модель запускалась на срок с 00 UTC 14 апреля по 00 UTC 20 апреля 2010 года. В данной статье представлен результат 15 апреля 2010 года.

Результаты моделирования.

Для начала, была выбрана область моделирования (Рис.1), исходя из того какие страны больше всех пострадали при извержении данного вулкана. После того как модель WRF запускалась три раза с использованием трёх различных схем параметризаций, была проведена численная оценка поля ветра на четырех изобарических уровнях 850, 700, 500 и 300 гПа, с использованием фактических данных со станций. На Рис.1 представлены станции, «участвующие» в оценке.

Следующий этап работы, представленный на Рис. 2, оценка полей ветра, полученных при трёх различных параметризациях пограничного слоя атмосферы.

Рис. 1. Область моделирования (слева), и аэрологические станции, выбранные для оценки поля ветра (справа).

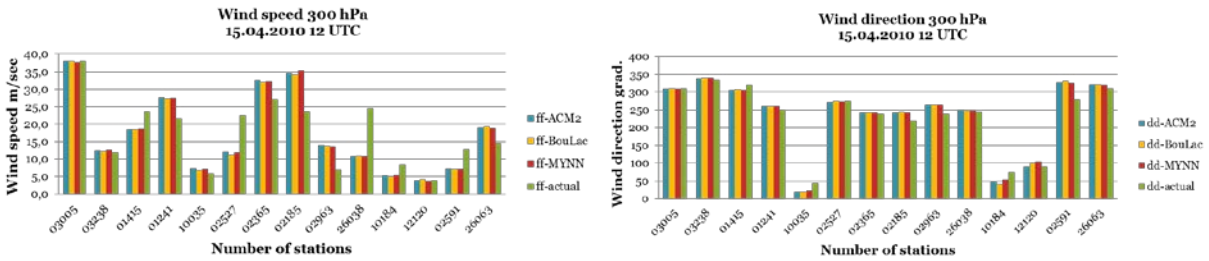


Рис. 2. Оценка направления и скорости ветра на высоте 300 гПа.

Дальнейшая работа проводилась с траекторной моделью HYSPLIT. Исходные данные по количеству и диаметру частиц при извержении вулкана Эйяфьятлайокудль имеются в руководстве по использованию модели (Рис. 3).

LABEL	Diameter	Percent	Release rate
P006	0.6µm	1%	0.008E+16
P020	2.0µm	7%	0.068E+16
P060	6.0µm	25%	0.250E+16
P200	20.0µm	67%	0.670E+16

Рис. 3. Таблица исходных данных: имя, диаметр, количество присутствия в атмосфере в процентах и скорость выброса.

На следующем рисунке представлен заключительной этап работы. После проведенной оценки выяснилось, что параметризация пограничного слоя BouLac показывает наиболее приближенный результат к фактической ситуации (Рис.4).

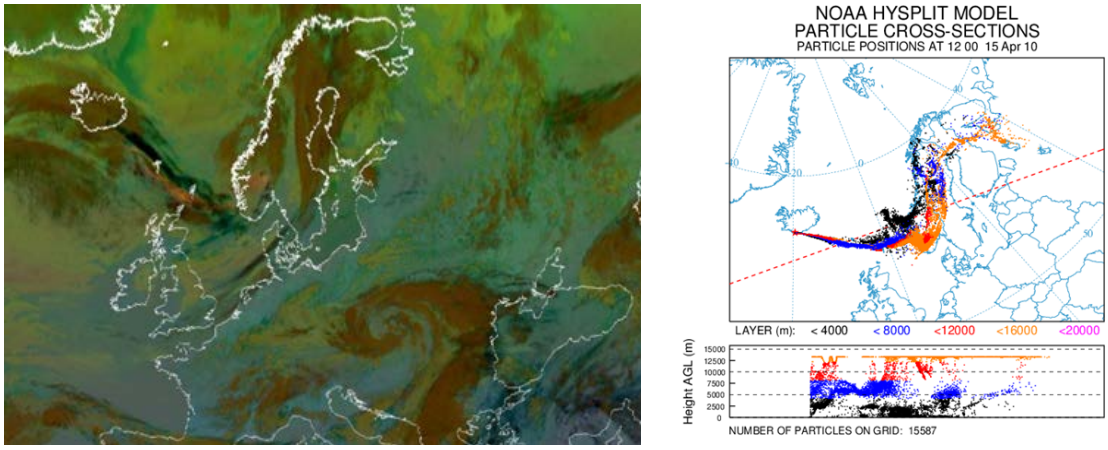


Рис. 4. Траектория вулканического облака при использовании BouLac параметризации и спутниковый снимок от 15 апреля 2010 года.

Заключение

В данной статье рассмотрена проблема распространения вулканического пепла после мощного извержения в Исландии в 2010 году. Представлен и описан один из способов прогноза траектории вулканических облаков с использованием гидродинамической мезомасштабной модели WRF и траекторной модели HYSPLIT.

Так как траектория вулканического облака зависит, в первую очередь, от скорости и направления ветра на высотах, то в данной работе при прогнозе поля ветра использовались три различные параметризации пограничного слоя атмосферы. После проделанной оценки, параметризация *BouLac* показала наиболее схожий результат с фактическими данными скорости и направления ветра на четырех основных изобарических поверхностях 850, 700, 500, 300 гПа. А при использовании начальной информации о параметрах выброса и траекторной модели получена схематичная траектория перемещения вулканического облака.

Литература:

1. Ash properties and dispersal by wind – [electronic source] – electronic data. - URL: http://volcanoes.usgs.gov/ash/properties.html, free. – lang.eng.
2. Volcanic ash: Introduction – [electronic source] – electronic data. – URL: https://www.meted.ucar.edu/volcanic_ash/introduction/print.htm - lang.eng.
3. Flights operational briefing notes – [electronic source] – electronic data. – URL: http://www.airbus.com/AirbusSafetyLib_-FLT_OPS-OPS_ENV-SEQ06.pdf - lang.eng.
4. Eyjafjallajökull eruption, Iceland, April/May 2010 – [electronic source] – electronic data. – URL: http://www.bgs.ac.uk/
5. Draxler, R. Hysplit4 User's Guide/ B. Stunder; G. Rolph//HYSPLIT4 User's Guide – 2014.
6. The WRF modeling system program components - [electronic source] – electronic data. – URL: http://www2.mmm.ucar.edu/wrf - land.eng.

INFLUENCE OF AN INVERSION LAYER ON THE PROPAGATION OF AN ATMOSPHERIC FRONT OVER A STEEP OBSTACLE

Yudin M. S.

Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia
E-mail: yudin@ommfao.sscc.ru

In this paper the influence of an inversion layer introduced above an obstacle in the atmosphere on the propagation of gravity currents such as a well formed cold atmospheric is investigated .The study is performed by simulation with a 2D non-hydrostatic finite-element model developed for for simulating flows over steep orographic obstacles of various shapes . It is shown that the introduction of the inversion later produces some specific effects that lead to a significant decrease in the front speed both for the currents over the obstacle and over flat orography.

This work was supported by the Presidium , RAS, under Program I.33P, and the Russian Foundation for Basic Research under Grant 14-01-00125-a

ВЛИЯНИЕ ИНВЕРСИОННОГО СЛОЯ НА ПРОХОЖДЕНИЕ АТМОСФЕРНОГО ФРОНТА НАД КРУТЫМ ПРЕПЯТСТВИЕМ

Юдин М. С.

Институт Вычислительной Математики и Математической Геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия
E-mail: yudin@ommfao.sscc.ru

В работе исследуется влияние включения инверсионного слоя над орографическим препятствием на распространение гравитационных течений в атмосфере, таких как холодные фронты, над этим препятствием. Моделирование проводится с помощью двумерной негидростатической модели конечных элементов, применяемой специально для атмосферных течений над крутой орографией. Показано, что введение инверсии приводит к специфическим эффектам, которые существенно замедляют скорость распространения фронта, как над препятствием, так и над плоской орографией.

Введение.

Гравитационные течения в атмосфере встречаются в самых различных формах: бризовые фронты, штормовые потоки и т. д. Среди них важную роль играют холодные фронты, которые распространяются вблизи земной поверхности и форма которых может сильно меняться под влиянием неоднородностей орографии. Важная роль атмосферных фронтов в распространении различного рода примесей в тропосфере подробно показана, например, в [8].

Для прогнозирования динамики атмосферных фронтов успешно используются математические модели. Неоднородности орографии в этих моделях обычно учитываются с помощью систем координат ,основанных на преобразованиях пространственных переменных, спрямляющих орографию(см, например, [1]).Преимущество этих преобразований состоит, главным образом, в том ,что граничные условия на естественной физической нижней границе могут быть введены в модель сравнительно простым способом.

Можно показать, однако, что такие преобразования применимы только для не очень крутой орографии. Кроме того, введение орографии в модель с помощью таких преобразований может привести к вычислительной неустойчивости разностных аппроксимаций, которые были вполне устойчивы в моделях без орографии[4].

Для устранения этих препятствий кажется естественным использовать математические модели, основанные на дискретизации конечных элементов[2]. Именно такой подход используется в настоящей работе.

Уравнения модели и дискретизация.

В этой работе для моделирования скоростей гравитационных течений при обтекании крутых препятствий в стратифицированной атмосфере используются уравнения Навье-Стокса для сжимаемого атмосферного потока. Сжимаемость атмосферы несущественна для моделируемых атмосферных явлений,и

эта форма уравнений здесь удобна для построения эффективных вычислительных алгоритмов Точный вид уравнений приведен в[3].В данной работе применяется двумерный вариант модели с пространственной дискретизацией конечных элементов [2].Дискретизация по времени проводится в форме [5] и приведена также в работе[3].

Распространение холодного фронта в атмосфере с инверсионным слоем.

Приведем здесь результаты введения инверсионного слоя на расчеты скоростей гравитационного течения в виде сформировавшегося холодного фронта при обтекании крутого препятствия, а также над плоской поверхностью, в стратифицированной атмосфере. Параметры моделирования взяты из работы [1] для распространения сформировавшегося холодного атмосферного фронта над орографическим препятствием в виде крутого холма аксиально-симметричной гауссовой формы высотой 600 м. Расчетная область 25 км x 2 км. В отличие от [1],где фронт порождался источником холодного воздуха, начальная форма фронта в нашей работе задавалась в виде ступенчатой функции высотой 400 м.

На рисунке 1 показано расположение инверсионного слоя над этим холмом. Всюду в атмосфере принята стандартная устойчивая стратификация 3.5 К/100м. ,за исключением слоя инверсии ,где стратификация 1К /100м[1].

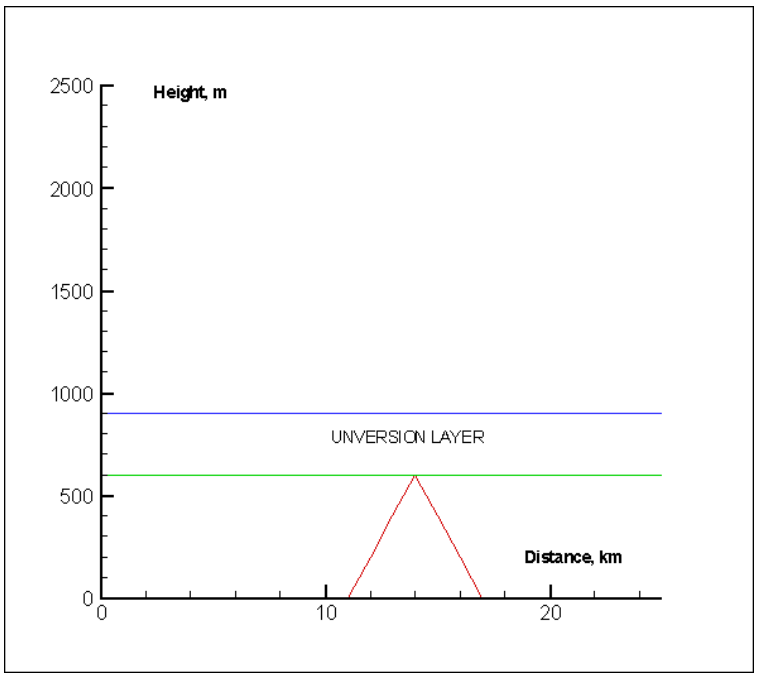


Рис.1. Расположение инверсионного слоя над изолированным орографическим препятствием. Устойчивая стратификация.

Таблица 1.

ВЫСОТА ПРЕПЯТСТВИЯ (м)	НАЧАЛЬНАЯ ВЫСОТА ФРОНТА (м)	СТРАТИФИКАЦИЯ	НАВЕТРЕННАЯ СКОРОСТЬ (м / сек)	ПОДВЕТРЕННАЯ СКОРОСТЬ (м / сек)
600	400	Без инверсии	4.9	2.7
600	400	С инверсией	4.4	2.2

Рассчитанные значения наветренной и подветренной скоростей при распространении холодного атмосферного фронта над изолированным орографическим препятствием. Устойчивая стратификация.

Таблица 2.

ВЫСОТА ПРЕПЯТСТВИЯ (м)	НАЧАЛЬНАЯ ВЫСОТА ФРОНТА (м)	СТРАТИФИКАЦИЯ	НАВЕТРЕННАЯ СКОРОСТЬ (м / сек)	ПОДВЕТРЕННАЯ СКОРОСТЬ (м / сек)
0	400	Без инверсии	5.1	5.1
0	400	С инверсией	4.6	4.6

Рассчитанные значения наветренной и подветренной скоростей при распространении холодного атмосферного фронта над плоской орографией.

Устойчивая стратификация.

Заключение.

Эти расчеты показывают, что введение слоя инверсии приводит к интенсификации вертикальных скоростей и увеличению теплового потока. В результате усиливается вовлечение теплого воздуха. Все это приводит со временем к существенному замедлению скорости распространения фронта над плоской орографией. При обтекании препятствия заметно уменьшаются как наветренная так и подветренная скорости фронта. Эти выводы находятся в согласии с результатами расчетов по конечно-разностной модели с исходной генерацией фронта протяженным источником холодного воздуха [1,6].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 14-01-00125-а) и Президиума РАН (программа I.33П).

Литература:

1. Bischoff-Gauss I., Gross G., Wippermann F. Numerical studies on cold fronts. Part 2: Orographic effects on gravity flows //Meteorol. Atmos. Phys- 1989- V.40. - P.159--169.
2. Yudin M.S., Wilderotter K. Simulating atmospheric flows in the vicinity of a water basin. // Computational Technologies. .-2006- V.11, - No. 3,-P. 128-134.
3. Юдин М.С. Исследование эффектов орографии и температурной стратификации при распространении атмосферных фронтов//ГЕО-Сибирь-2014. Междунар.научн.конф «Дистанционные методы зондирования Земли и фотограмметрия,мониторинг окружающей среды, геоэкология» :сб.материалов-Новосибирск:СГГА,2014.Т.1.-С.146-150.
4. Yudin, M.S. Estimation of topography constraints on the stability of mountain wave simulation // Bull. Nov. Comp. Center, Num. Model. in Atmosph., – 2004. – V.9. – P. 51–56.
5. Ikawa M. Comparison of some schemes for non-hydrostatic models with
6. Orography //J. Meteor. Soc. Japan.-1988- V. 66,- No. 5,- P. 753-776.
7. Юдин М.С. Расчет скоростей гравитационных течений при обтекании крутых препятствий в стратифицированной атмосфере//ГЕО-Сибирь-2015. Междунар.научн.конф «Дистанционные методы зондирования Земли и фотограмметрия,мониторинг окружающей среды, геоэкология» :сб.материалов-Новосибирск:СГГА,2015.Т.1.-С.116-119.
8. Bischoff-Gauss I., Gross G., Numerical studies on cold fronts. Part 1: Gravity flows in a neutral and stratified atmosphere//Meteorol. Atmos. Phys- 1989- V.40. - P.150--158.
9. Белан Б.Д. Озон в тропосфере,Томск:ИОА,2010.-С.488.

CONTRIBUTION OF NATURAL AND ANTHROPOGENIC FACTORS INTO NEAR-SURFACE OZONE IN THE NORTHERN EURASIA

Shtabkin Yu.A., Moiseenko K.B.

A.M. Obukhov Institute of atmospheric physics RAS, Moscow, Russia
E-mail: yuryshtabkin@gmail.com

We propose the results of analyses of near-surface background ozone (O_3) variability in remote area of Central Siberia as seen from ZOTTO (Zotino Tall Tower Observatory, 60.26 N, 89.24 E) continuous measurements conducted since March 2007 till present. These observations, as a part of complex measurements of air composition are intended to improve current understanding of the impact of strong anthropogenic plume formed by upwind climatically important sources of pollutants (Europe and highly populated territories of South Siberia) onto the near-surface ozone balance downwind across the North Eurasia. The quantitative description of the seasonal variability of O_3 at station is performed for mean daily ozone on a monthly base from the 2007–2012 dataset. Observed ozone concentration reaches its maximum in spring (40-45 ppbv) and minimum (15-20 ppbv) in autumn-winter. Annual concentration is about 30 ppbv that corresponds to the background conditions. Strong wildfires over the adjusting territories in Siberia are the important factor of the observed ozone disturbances at synoptic scale, whereas severe wildfire seasons in West and East Siberia (summer 2011 and 2012) are found to be the most important factor of regional ozone enhancement (up to 50 ppbv daily averaged in July 2012) on subseasonal scale.

Numerical experiments with GEOS-Chem v.10-01 CTM were conducted to assess the sensitivity of lower-troposphere background chemistry to the anthropogenic sources NO_x and local emissions of biogenic volatile organic compounds (BVOC, in warm period) in terms of ozone production rates by reducing various emission sources by 50 and 100% for 2007. The results show anthropogenic influence is more significant than biogenic, but the impact of all these emissions is not prevailing: its contribution to surface ozone concentration is about 15-17%. The ozone reduction (OR) reaches its maximum in summer for all scenarios with 100% NO_x emissions reduction: 5 ppbv with full and 50% reduced BVOC emissions and 6 ppbv with 100% reduced BVOC emissions. OR with full anthropogenic and reduced biogenic emissions does not exceed 2.5 ppbv. In winter the influence of anthropogenic factor is also significant: for all scenario with full NO_x emissions OR is near zero, but with reducing anthropogenic emissions for 50% and 100% it reaches -2 and -4.5 ppbv respectively. These results are important for analysis of further observations and for better understanding of the influence of various natural and anthropogenic factors on air composition in the boreal zone of Siberia.

This work was supported by the RFBR under grants 16-35-00158 and 15-35-21061, and by the RSF under grant 14-47-00049.

ВКЛАД ПРИРОДНЫХ И АНТРОПОГЕННЫХ ФАКТОРОВ В ПРИЗЕМНОЕ СОДЕРЖАНИЕ ОЗОНА В СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Штабкин Ю.А., Моисеенко К.Б.

Институт физики атмосферы им. А.М.Обухова РАН, Москва, Россия
E-mail: yuryshtabkin@gmail.com

Введение

В последние десятилетия изменения состава приземного воздуха отмечаются не только в промышленно развитых регионах, но и на территориях, традиционно считающихся экологически благополучными. Недавние исследования показывают, что химические процессы в шлейфах крупных городов и промышленных предприятий способны повлиять на экологическую обстановку даже при значительном удалении от источника эмиссий [1]. К сожалению, на территории России слабо развита сеть станций фонового мониторинга, осуществляющих наблюдения долговременных вариаций состава приземного воздуха. Частично данная проблема решается наблюдениями на станции атмосферного мониторинга (высотной мачте) ZOTTO (Zotino Tall Tower Observatory, www.zottoproject.org), введённой в эксплуатацию 2007 г. на базе исследовательского полигона Института леса им. В.Н. Сукачева РАН (г. Красноярск) [2].

Составной частью наблюдений в ZOTTO являются измерения концентрации тропосферного озона (O_3) на мачте. Тропосферный озон (O_3) играет ключевую роль в приземной фотохимии, это вторичный загрязнитель, образующийся как результат комплексного взаимодействия процессов тропосферно-стратосферного обмена и локальной фотохимической генерации за счет окисления летучих органических углеродов (ЛОС) в присутствии монооксида углерода (CO) и окислов азота (NOx = NO + NO2) [3]. Время жизни O_3 в тропосфере составляет от нескольких дней до нескольких месяцев, что обуславливает его перенос не только на региональном но и на континентальном масштабе. Атмосферный перенос O_3 и родственных химических соединений может, таким образом, оказывать воздействие на приземное содержание O_3 в областях с подветренной стороны промышленно развитых регионов Северного полушария, где происходят основные выбросы предшественников озона (ЛОС, CO и NOx).

Результаты наблюдения долговременных вариаций CO и NO_x использовались ранее для подтверждения фонового характера станции ZOTTO и пространственной локализации наиболее значимых для рассматриваемого района климатически значимых источников атмосферного загрязнения [4,6].

В данной работе проводится уточнение влияния регионального и дальнего переноса от климатически значимых источников эмиссий на концентрацию озона, изучение межгодовой изменчивости приземного содержания озона с позиции преобладания того или иного фактора. Количественная оценка чувствительности фотохимической системы к изменению выбросов биогенных ЛОС и антропогенных NO_x проведена с использованием глобальной транспортно-химической модели GEOS-Chem с учётом всех основных планетарных источников и стоков данного соединения.

Методология

Наблюдение озона на приземной станции

Высотная мачта ZOTTO (60.80 с.ш., 89.35 в.д.) находится недалеко от реки Енисей на восточной окраине Западно-Сибирской низменности в зоне бореальных лесов. Ближайший крупный город (Красноярск) расположен примерно в 600 км к югу, ближайшая деревня (Зотино) – примерно в 20 км на восток.

Эта территория слабо подвержена антропогенному влиянию, что дает возможность проводить долговременные наблюдения фонового состава приземного воздуха [2]. Фоновый характер и географическое расположение станции создают условия для изучения атмосферного переноса и химических превращений загрязненного воздуха на различных пространственных и временных масштабах, что позволяет, с известной осторожностью, делать оценки потенциального влияния выбросов от различных природных и антропогенных источников загрязнения на состав приземного воздуха над всей территорией центральной Сибири.

Модель GEOS-Chem

Модель GEOS-Chem (http://acmg.seas.harvard.edu/geos/, использована версия 10-01) – численная эйлерова глобальная транспортно-химическая модель состава атмосферы, учитывающая все основные природные и антропогенные источники и стоки химически активных газов и аэрозолей. Метеорологические поля и данные о подстилающей поверхности с временным разрешением 1 (двумерные поля), 3 и 6 (трехмерные поля) часов берутся из системы глобальной ассимиляции данных MERRA-GMAO и репроецируются на расчетную сетку модели. При проведении численных экспериментов с помощью транспортно-химической модели GEOS-Chem использовалась горизонтальная сетка 4°×5° [4]. Расчёты химической эволюции проводились в стандартном режиме "NOx–Ox–hydrocarbon–aerosol" (т.н. режим "полной химии" для тропосферы, 236 реакций, шаг по времени 60 мин.) учитывающем в общей сложности 66 индикаторных соединений (трассеров), для которых решаются уравнения переноса на сфере (шаг по времени 30 мин.). Рассчитанные среднемесячные величины приземного содержания озона основываются на средних дневных (12:00 – 18:00) значениях, так как последние наиболее репрезентативны в нижней тропосфере. Сравнение результатов расчетов с помощью модели с наблюдениями на станции ZOTTO представлено на рисунке 1.

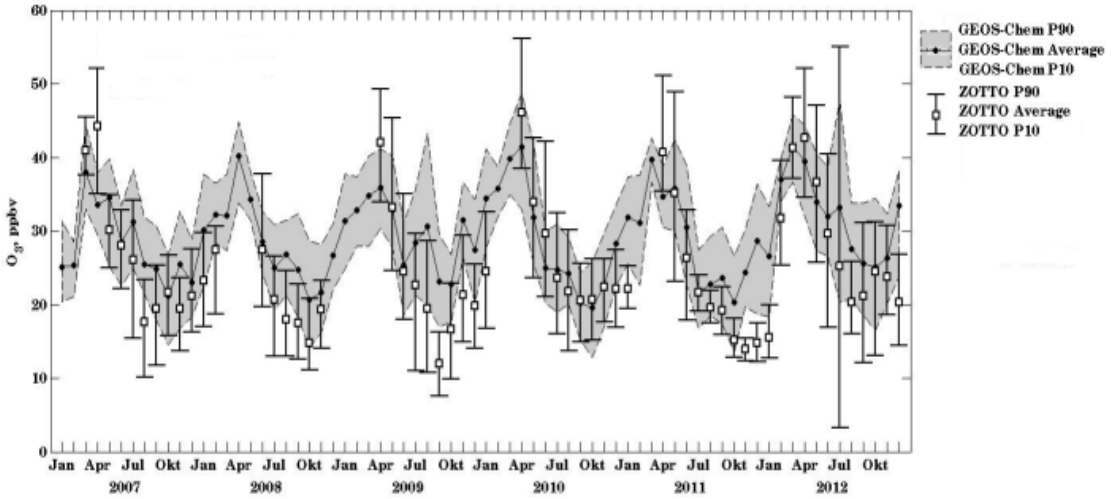


Рис. 1. Средние суточные концентрации озона по данным наблюдений на высотной мачте ZOTTO в 2007–2012 гг. Приведены статистики по месяцам: $P_{10,50,90}$ – персентили, □ – среднее. Сплошная и пунктирные линии – расчет по модели GEOS-Chem.

Количественные оценки чувствительности приземной концентрации озона

Количественные оценки чувствительности приземной концентрации озона к природным и антропогенным эмиссиям были выполнены на основе регионального подхода [4,5], при этом был определен макрорегион, включающий в себя европейскую территорию России, центральную Сибирь и Европу (Рис. 2). Для обозначенного макрорегиона были выделены антропогенные (NO_X) и биогенные (окисление биогенных ЛОС) эмиссии. Для любой географической точки атмосферный отклик (далее – АО) на эмиссии при заданном сценарии рассчитывался как разность между концентрацией $\chi(O_3)_0$ (ppbv), полученной из базового модельного расчёта, в котором учитываются полные эмиссии, и концентрацией, рассчитанной моделью при изменении эмиссий в соответствии с используемым сценарием, $\chi(O_3)$:

$$AO = \chi(O_3)_0 - \chi(O_3)_C \quad \text{(ppbv)}. \qquad (1)$$

Всего было рассчитано 9 среднемесячных полей откликов за 2007 г. (год с низкой пожарной активностью в Сибири), при этом используемые сценарии предполагали последовательное уменьшение антропогенных и биогенных эмиссий на 50% и на 100% относительно величин, принятых в базовом модельном расчете (NOx – база данных EDGAR, ЛОС – модель биогенных эмиссий MEGAN). Сравнитель-

ный анализ величин АО проводился для района расположения станции ZOTTO и Северной Евразии в целом. Рассчитанные по модели среднесезонные величины АО для ZOTTO за рассматриваемый период приведены в Таблице 1 и построенной на её основе сводной диаграмме на Рис. 3.

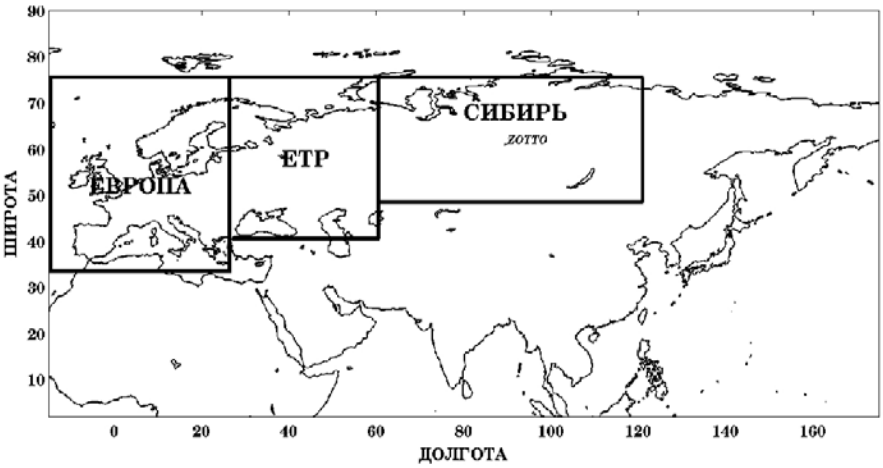


Рис. 2. Географические районы, выбранные для расчетов АО: ЕТР – Европейская Территория России (41–75 N, 27–60 E), Сибирь (49–75 N, 60–120 E), Европа (35–75 N, -15–27 E).

Таблица 1. Среднесезонные максимальные дневные значения приземной концентрации озона в районе наблюдательной станции ZOTTO. Среднесезонные величины АО для максимального дневного озона в ZOTTO при различных сценариях уменьшения эмиссий NOx и биогенных ЛОС (2007 г.) относительно стандартных величин.

Сезон	Концентрация O_3, ppbv	Атмосферный отклик (АО)							
		100% NOx		50% NOx			0% NOx		
		ЛОС		ЛОС			ЛОС		
		50%	0%	100%	50%	0%	100%	50%	0%
Зима	26.0	<0.1	0.1	-2.3	-2.3	-2.2	-4.5	-4.5	-4.4
Весна	37.4	0.3	0.6	1.0	1.1	1.4	3.8	3.8	3.9
Лето	37.2	0.7	2.2	2.0	2.4	3.6	4.0	5.0	5.8
Осень	28.9	0.5	1.2	<.1	0.4	1.0	1.0	1.3	1.8

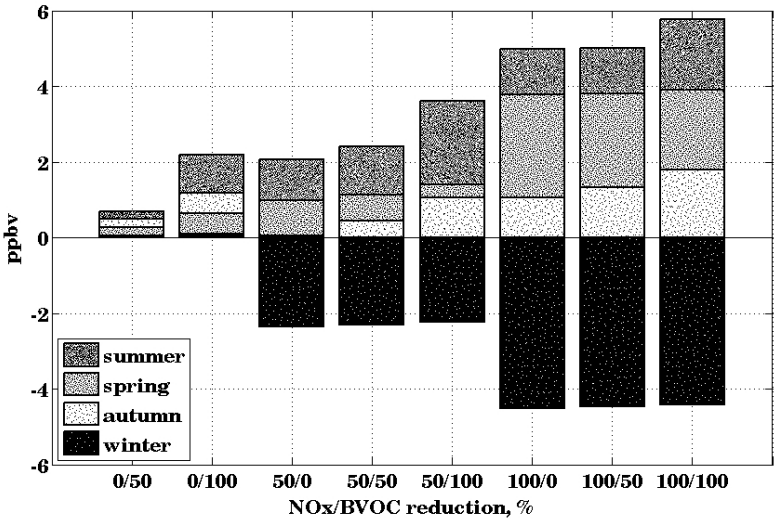


Рис. 3. Сводная диаграмма величин АО для станции ZOTTO при разных значениях величин эмиссий биогенных ЛОС и NO_x в Сибири, на ЕТР и в Европе (Рис. 2). Приведены средние значения для всех сезонов 2007 года.

Заключение

Результаты модельных расчетов свидетельствуют о заметной роли дальнего переноса от климатически значимых источников атмосферного загрязнения в Европе, на ЕТР и юге Сибири, как важного фактора сезонной и межгодовой изменчивости приземного содержания озона в Северной Евразии. Однако, несмотря на то, что наблюдаемый нелокальный эффект антропогенных эмиссий играет заметную роль, его вклад нельзя считать определяющим. Наблюдаемый сезонный ход озона на станции обусловлен в первую очередь крупномасштабными транспортно-химическими процессами в Северном полушарии, в т.ч. стратосферно-тропосферным обменом, особенностями атмосферной циркуляции во внетропических широтах и глобальным распределением климатически значимых природных и антропогенных источников эмиссий предшественников озона. По современным представлениям [6,7] подобная картина соответствует фоновому режиму фотохимической системы в умеренных широтах в регионах с незначительной антропогенной нагрузкой.

Работа была выполнена при финансовой поддержке по грантам РФФИ №16-35-00158 и №15-35-21061, и по проекту РНФ №14-47-00049 .

Литература:

1. Еланский Н.Ф, Моисеенко К.Б., Панкратова Н.В. Фотохимическая генерация озона в шлейфах антропогенных выбросов над Хабаровским краем: численные эксперименты и наблюдения // Изв. РАН. Физика Атмосферы и океана. 2005. Т. 41. № 4. С. 1–9.
2. Kozlova E. A., Manning A. C., Kisilyakhov Y., Seifert T., Heimann M. Methodology and calibration for continuous measurements of biogeochemical trace gas and O2 concentrations from a 300-m tall tower in central Siberia // Atmos. Meas. Tech. Discuss. 2009. № 1. P. 281–330.
3. Crutzen P. J., Mark G. L., Poschl U. On the background photochemistry of tropospheric ozone // Tellus. 1999. № 51A-B. P. 123–146.
4. Штабкин Ю.А., Моисеенко К.Б., Скороход А.И., Васильева А.В., Хайманн М. Источники и вариации тропосферного CO в Центральной Сибири: численные эксперименты и наблюдения на высотной мачте ZOTTO // Изв. РАН. Физика Атмосферы и океана. 2016. Т. 52. № 1. С. 1–13.
5. Vasileva A.V., Moiseenko K.B., Mayer J.-C., Jurgens N., Panov A., Heimann M., Andreae M.O. Assessment of the xregional atmospheric impact of wildfire emissions based on CO observations at the ZOTTO tall tower station in central Siberia // J.Geophys. Res. 2011. V. 116. № D07301. doi:10.1029/2010JD014571.
6. Sillman S. The relation between ozone, NOx and hydrocarbons in urban and polluted rural environments // Atmospheric Environment. 1999. V. 33. P. 1821-1845.
7. Белан Б.Д. Озон в тропосфере. Томск. Издательство Института оптики атмосферы СО РАН. 2010. 488 с.

СЕКЦИЯ 6

Инструментальная, информационно-измерительная
и информационно-вычислительная инфраструктура
региональных исследований окружающей среды

SESSION 6

Instrumental, Information, Computational
and Measuring Infrastructure of a Regional Environmental
Research

DATA MEASUREMENT TECHNOLOGY FOR EARTH NATURAL ELECTROMAGNETIC PULSE FIELD MONITORING IN VLF BAND

KrutikovV.F, Gordeev V.F., Malyshkov S.Yu., Polivach V.I., Shtalin S.G., Kabanov M.M., Kapustin S.N.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: krutikov@imces.ru

Earth natural electromagnetic pulse field (ENEMPF) structure incorporates impulses originating from different sources:

1. Thunderstorm atmospheric sources of impulses, both local summertime thunderstorm processes and powerful tropical thunderstorm originated;
2. Pulse flow of lithosphere, caused by long-period deformation waves from deep mantle, related to eccentric rotation of Earth core and mantle [1];
3. Impulses related to regional tectonic processes, preparation, execution and relaxation of a tectonic stress in Earthquake center;
4. Local tectonic processes, accompanied by a change in ground tectonics, soil-slip activation, soil movement.

Special purpose multichannel geophysical recorders "MGR-01", designed in IMCES SB RAS, were used to measure those fields [2].

Natural rhythmic movement of Earth's crust can only be clearly distinguished with a particular optimal sensitivity of the measuring stations. Therefore prior to measurement start recorders software is set up for optimal sensitivity using specifically developed calibration charts depending on season and local solar time [1].

Multiyear measurements in various regions have demonstrated that lithosphere originated ENEMPF has distinctive daily and seasonal cycles. That can be explained by the fact that deformational waves in Earth's crust are related to Earth's eigenrotation and revolution around Sun. Typical daily cycle can be influenced by local geological processes around observation station, atmospheric thunderstorms, industrial noise. Since the recorded flow of impulses is determined by spatiotemporal variations, it follows that in order to obtain information on Earth's crust during geophysical works, the signal recorded should be stripped of temporal variations while retaining only spatial ones. Hence for geophysical survey we use a network of reference and route recorders. Software distinguishing spatial anomalies in field structure has been developed as well.

ENEMPF methods was tested on known deposits of lithium in Finland, hydrocarbons deposits in Tomsk region, Tatarstan and Udmurtia and proved its effectiveness. Field studies on various known geological locations demonstrated method's high potential, good results reproducibility, better informative value comparing to other cost-effective survey methods.

The method was applied to locate active fault lines during nuclear industry sites substantiation in Vietnam and Russian Federation. Nowadays soils slip processes monitoring system is implemented on main gas pipelines.

Therefore ENEMPF recording method is a comprehensive tool for geophysical survey, Earth's crust geodynamical activity monitoring and Earth science research. Recorders developed are certified as a measurement instrument, method is covered by the patent of Russian Federation [3], software is registered in Russian Federation software registry.

Important result of the performed work is the outcome of the experimental testing for river slope strain-stress state real time spatiotemporal monitoring. It has allowed to demonstrate that different sections of the bank are dynamically developing structures, and notably the situation at different spots of the landslide can change within twenty-four hours.

To summarize, strain-stress landslide slope monitoring results in 2007-2015 based on EMEMPF recording station network incorporated into automated system for geodynamic processes control (ASGPC) [4,5] demonstrated highly effective estimation of landslide slope stability and ensured a safe main gas pipeline operation.

References:

1. Malyshkov Yu. P., Malyshkov S. Yu. Periodicheskie variatsii geofizicheskikh poley i seismichnosti, ikh vozmozhnaya svyaz s dvizheniem yadra Zemli.// Geologiya I geofizika 2009, N 2, p 152-172. [in russian]
2. Shtalin S. G., Gordeyev V. F., Malyshkov e al. Registrator impulsnykh elektromagnitnykh polei dlya monitoringa geodinamicheskikh processov i geofizicheskoi razvedki// Datchiki i systemy N4. 2012, p. 32-37. [in russian]
3. Malyshkov Yu. P., Malyshkov S. Yu., Shtalin S. G., Gordeyev V. F., Polivach V. I. Sposob geofizicheskoi razvedki// Patent RF N2414726, BI N8, 20-03-2011. [in russian]
4. Gordeyev V. F., Malyshkov Yu. P., Shtalin S. G., Malyshkov S. Yu., Polivach V. I. , Zaderigolova M. M. Monitoring napryazhenno-deformirovannogo sostoyaniya opolznevogo sklona po paramteram radioshumov systemoy ASK-GP// Kongress "Geo-Sibir 2010". Vol. 1, Pt. 2, p. 8-12. [in russian]

5. Kabanov M. M., Kapustin S. N., Koltun P. N., Milovantsev P. B. Internet portal systemy kontrolya geodinamicheskikh processov// Kongress "Geo-Sibir 2011", 2011, Novosibirsk, v.1, pt. 1, p. 138-142. [in russian]

ИНФОРМАЦИОННО-ИЗМЕРИТЕЛЬНАЯ ТЕХНОЛОГИЯ МОНИТОРИНГА ЕСТЕСТВЕННОГО ИМПУЛЬСНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ В ОНЧ ДИАПАЗОНЕ

Крутиков В.А., Гордеев В.Ф., Малышков С.Ю., Поливач В.И., Шталин С.Г., Кабанов М.М., Капустин С.Н.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
E-mail: krutikov@imces.ru

В структуре естественного импульсного электромагнитного поля Земли (ЕИЭМПЗ) присутствуют импульсы от различных источников:

Импульсы грозового атмосферного происхождения, как от местных грозовых процессов в летнее время года, так и от мощных грозовых разрядов тропических гроз;

Импульсный поток литосферной составляющей, вызванный длиннопериодными деформационными волнами из нижней мантии, связанными с эксцентричным вращением ядра и оболочки Земли [1];

Импульсы, связанные с региональными тектоническими процессами, подготовкой, протеканием и релаксацией тектонических напряжений в очаге землетрясения;

Местные тектонические процессы, сопровождающиеся изменением тектонической активности грунтов, активизацией оползневых процессов, подвижками грунта.

Для измерения полей использовались разработанные, в ИМКЭС СО РАН, специализированные многоканальные геофизические регистраторы «МГР-01» [2]. В «МГР-01» предусмотрена регистрация импульсных сигналов по электрической и магнитной составляющим поля, причем по магнитной компоненте измерения ведутся на узкой полосе частот в ОНЧ-диапазоне по двум взаимно перпендикулярным направлениям приема сигналов. Одна антенна ориентировалась для преимущественного приема полей в направлении север-юг, другая запад-восток. Подчеркнем, что регистраторы измеряют только импульсные сигналы в указанном диапазоне частот, превысившие по амплитуде некоторый заданный оператором порог срабатывания (порог дискриминации). Регистраторы позволяют измерять магнитные поля напряженностью от 2×10^{-7} А/м до 400 А/м или с магнитной индукцией от $2{,}5\times10^{-4}$ нТл до 5×10^{-4} Тл.

Естественное ритмичное движение земной коры хорошо выявляется только при определенной оптимальной чувствительности станций. Поэтому перед началом измерений программно осуществляют настройку регистраторов на оптимальную чувствительность по специально разработанным тарировочным графикам в зависимости от сезона и местного солнечного времени [2].

Импульсные электромагнитные поля могут меняться как при изменении напряженно-деформированного состояния (НДС) грунтов, так при изменении воздействия на источники полей. Многолетние измерения в различных регионах показали, что ЕИЭМПЗ литосферного происхождения имеет ярко выраженный устойчивый суточный и сезонный ход. Это объясняется тем, что деформационные волны в земной коре связаны с вращением Земли вокруг своей оси и вокруг Солнца. Типичный суточный ход может изменяться локальными геологическими процессами вблизи станции наблюдения, атмосферными грозами, техногенными помехами. Поскольку регистрируемый поток импульсов определяется пространственно-временными вариациями, то в случае выполнения геофизических работ для получения информации о строении земной коры из зарегистрированного сигнала должны быть удалены временные вариации полей и оставлены только пространственные вариации. Поэтому для геофизической разведки применяется система реперных и маршрутных регистраторов, создано программное обеспечение для выделения пространственных аномалий в структуре поля.

Каждая геологическая структура обладает своей излучательной способностью. Так, например, геологические разломы отличаются от окружающего пространства повышенной интенсивностью сигнала на бортах разлома и некоторым снижением интенсивности в осевой зоне разлома, заполненной, как правило, глинкой трения. Ширина зоны с аномальными характеристиками электромагнитных полей при пересечении глубинных геологических разломов может достигать в поперечнике нескольких сотен метров. Мощные трансконтинентальные разломы создают аномальную зону шириной несколько километров и даже несколько десятков километров.

Территории перспективные по возможному содержанию углеводородов имеют свои характерные признаки. Месторождение в большинстве случаев окружено «ореолом» территории с повышенной интенсивностью ЕИЭМПЗ. Тогда как над самим месторождением углеводородов регистрируется сигнал с более низкими значениями, как интенсивности, так и амплитуды импульсов.

Метод ЕИЭМПЗ апробирован на известных месторождений лития в Финляндии, месторождениях углеводородов в Томской области, республиках Татарстан и Удмуртия и показал свою высокую эффективность. Натурные исследования на различных известных геологических объектах показали высокую перспективность метода, хорошую воспроизводимость результатов работ и лучшую информативность по сравнению с другими малозатратными методами разведки.

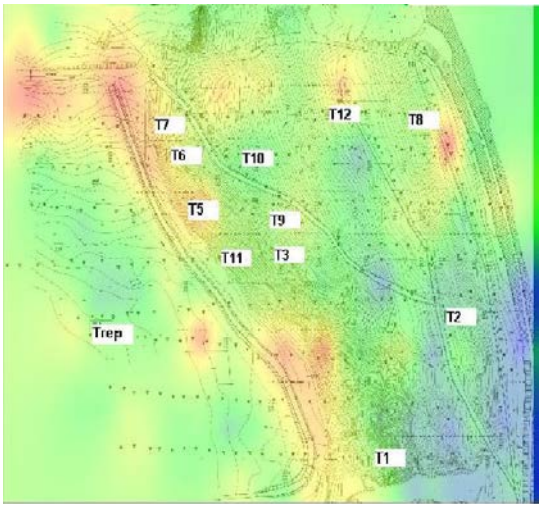
Метод применялся для поиска активных геологических разломов при обосновании выбора площадок для строительства объектов атомной промышленности во Вьетнаме и РФ. В настоящее время система мониторинга оползневых процессов внедрена на магистральных газопроводах. Оценка НДС грунтов производится путем сравнения данных реперных (вариационных) и маршрутных регистраторов. В случае, когда на контролирующих регистраторах интенсивность ЕИЭМПЗ будет существенно отличаться от интенсивности, зарегистрированной на реперных в течение трех суток и более, следует ожидать подвижек грунта из-за изменения НДС и принимать управленческие решения, связанные с защитой инженерных сооружений вблизи тела оползня и минимизации последствий, связанных с его подвижкой. Для сбора, анализа и визуализации зарегистрированных параметров поля разработан Интернет-портал со всем необходимым оператору системы инструментарием. Разработанный Интернет-портал формирует базу данных и представляет результат мониторинга в графическом виде и в режиме реального времени.

Таким образом, метод регистрации ЕИЭМПЗ является универсальным инструментом для геофизической разведки, мониторинга геодинамической активности Земной коры и научных исследований в области наук о Земле. Разработанные регистраторы аттестованы, как средство измерения, метод защищен патентом РФ [3], программное обеспечение зарегистрировано в Реестре программ для ЭВМ РФ.

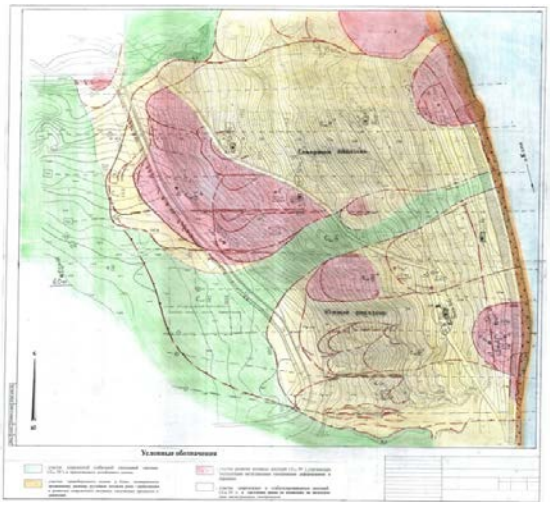
В конце 2007 года была запущена в опытную эксплуатацию первая очередь автоматизированной системы контроля геодинамических процессов (АСК-ГП) оползневого склона на трассе магистрального газопровода Уренгой – Помары - Ужгород в районе перехода через реку Кама [4]. Комплекс состоит из десяти многоканальных геофизических регистраторов «МГР-01», размещенных в антивандальных бункерах на территории склона и за его пределами. Места размещения бункеров выбраны на основании комплексных геофизических исследований в точках с явно выраженными аномалиями напряженно-деформированного состояния горных пород (рис.1).

Разработан алгоритм и программное обеспечение для передачи данных с регистраторов на удаленный сервер по GPRS каналу в бинарном формате. Создана программа конвертирования бинарных данных в ASCII формат, для дальнейшей обработки и визуализации, получаемых данных.

Однако качественные хорошо воспроизводимые результаты могут быть получены только с учетом ряда принципиально важных особенностей естественного импульсного электромагнитного поля Земли (ЕИЭМПЗ). К таким особенностям, прежде всего, следует отнести существование глобальных и региональных процессов, способных изменять интенсивность регистрируемого сигнала ЕИЭМПЗ, а также наличие импульсов, пришедших из-за пределов контролируемой территории.



Результаты площадных измерений напряженно-деформированного состояния оползневого склона радиоволновым методом



Результаты геоморфологического исследования оползневого склона в 2006 г.

Рис.1. Результаты площадных измерений напряженно-деформированного состояния оползневого склона по трассе МГ Уренгой – Помары - Ужгород в районе перехода через реку Кама

На основании предварительной апробации системы был сформулирован алгоритм контроля геодинамических процессов по параметрам ЕИЭМПЗ. В качестве критерия предложено использовать не только превышение интенсивности импульсного потока ЕИЭМПЗ, но и коэффициент ранговой корреляции Спирмена суточных вариаций в каждой измеряемой точке (Т1 - Т10) по отношению к реперной станции (Т4 реп.).

В рамках работ по созданию автоматизированной системы контроля геодинамических процессов (АСК-ГП) реализован программный продукт для аккумулирования, хранения и анализа данных измерений в составе единого Интернет портала [5]. На рисунке 2 представлена копия экрана оператора.

Использование системы разнесенных в пространстве станций обеспечило высокоточные, хорошо воспроизводимые результаты, отражающие активность геодинамических склоновых процессов с высокой достоверностью.

Применение методов регистрации естественного импульсного электромагнитного поля Земли позволило выявлять в структуре склона зоны повышенной и пониженной активности оползневых процессов, зоны растяжения и относительного сжатия, пространственную ориентацию напряжений.

Важным результатом выполненных работ стали итоги экспериментальной проверки возможностей пространственно-временного мониторинга НДС склона реки в масштабе реального времени. Удалось показать, что различные участки берега являются динамически развивающимися структурами, причем ситуация на различных участках оползня может изменяться даже в течение одних суток.

Рис. 2. Локализация оползнеопасного участка системой мониторинга опасных геологических процессов по параметрам ЕИЭМПЗ.

Таким образом, результаты мониторинга напряженно-деформированного состояния оползневого склона за период 2007 – 2015 г.г. по показаниям сети станций, регистрирующих естественное импульсное электромагнитное поле Земли, включенных в автоматизированную систему контроля геодинамических процессов (АСК-ГП), показали высокую эффективность оценки устойчивости оползневого склона и обеспечили безопасную эксплуатацию магистрального газопровода.

Литература:

1. Малышков Ю.П., Малышков С.Ю. Периодические вариации геофизических полей и сейсмичности, их возможная связь с движением ядра земли. // Геология и геофизика 2009, №2, с. 152-172.
2. Шталин С.Г., Гордеев В.Ф., Малышков и др. Регистратор импульсных электромагнитных полей для мониторинга геодинамических процессов и геофизической разведки// Датчики и системы. №4. 2012г., с. 32-37.
3. Малышков Ю.П., Малышков С.Ю., Шталин С.Г., Гордеев В.Ф., Поливач В.И. Способ геофизической разведки //Патент РФ № 2414726, БИ № 8, 20 марта 2011 г.

4. Гордеев В.Ф., Малышков Ю.П., Шталин С.Г., Малышков С.Ю., Поливач В.И., Задериголова М.М. Мониторинг напряженно-деформированного состояния оползневого склона по параметрам радиошумов системой АСК-ГП // Конгресс «Гео-Сибирь-2010». Том 1,ч.2. С. 8-12.
5. Кабанов М. М., Капустин С. Н., Колтун П. Н., Милованцев П. Б. Интернет портал системы контроля геодинамических процессов // Сборник материалов VII международного научного конгресса «ГЕО-СИБИРЬ 2011», 19-21 апреля 2011 г., Новосибирск.- Новосибирск : СГГА, т. 1., ч. 1, с. 138-142

DYNAMICS OF HEAVY METAL (NI, CU) AND SULFUR (S) CONTENT IN TREE-RING OF LARCH AFFECTED BY INDUSTRIAL POLLUTION FROM THE NORILSK SMELTERS

[1,2]Fertikov A.I., [2]Kirdyanov A.V., [2]Shishikin A.S.

[1]Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia
[2]V.N.Sukachev Institute of Forest SB RAS, Krasnoyarsk, Russia
E-mail: fert_ov@mail.ru

In the sub-Arctic regions, the vegetation is limited not only by the temperature but also the deficiency of macro and trace elements. Another limiting factor, such as anthropogenic factor associated with the resource-extractive industries, is continuously increasing its pressure on northern ecosystems. Tree-rings was shown to be a valuable proxy of atmospheric pollution and dendrochemistry, a multi-element study of tree-rings, is a promising method to trace environmental changes. Here we present the first results of elemental analysis of wood and soil from the ecosystems affected by the pollutants emitted by the smelters of Norilsk Industrial Region.

Heavy metal (Ni, Cu) and sulfur (S) concentration in wood of larch growing under the direct impact of airborne pollutants from the Norilsk smelters was studied. The element content was defined with the use of XRF (X-ray fluorescence) for both dead due to pollution and still living trees at sites located at various distances from the sources of pollution, for a complex geo-ecological assessment of the studied sites.

Elemental content of the wood samples was combined with the data on elemental content of soils.

It was found, that the hydrogeological regime of the area, affects the content of heavy metals in soils, originating from manmade emissions of the enterprises of Norilsk industrial region. The maximum content in the studied elements in larch wood samples was found in the areas which are located on the way of gas and dust emissions in accordance with the wind rose. It is shown that the contamination of the explored areas is due to the air transport of anthropogenic emissions of companies, which is reflected in the accumulation of heavy metals and sulfur in the organic-soil horizons.

Preliminary results demonstrate a high potential of multi-elemental analysis of tree-ringsin detection of the features of changes in wood chemistry at one of the most polluted region of the world.

Further research suggests to analyze the distribution of heavy metals in samples of wood with annual resolution for the detection of quantitative response on the content of HM in the annual rings of Siberian larch wood on the activity of the enterprises of the NIR.

ДИНАМИКА СОДЕРЖАНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ (CU, NI) И СЕРЫ (S) В ДРЕВЕСНО-КОЛЬЦЕВОЙ СТРУКТУРЕ ЛИСТВЕННИЦЫ СИБИРСКОЙ (LARIX SIBIRICA LEBED) В НОРИЛЬСКОМ ПРОМЫШЛЕННОМ РАЙОНЕ

[1,2]Фертиков А.И., [2]Кирдянов А.В., [2]Шишикин А.С.

[1]Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия
[2]Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, Красноярск, Россия
E-mail: fert_ov@mail.ru

Введение.

Для экосистем арктических и субарктических районов Сибири, где растительность лимитирована не только температурой, но и дефицитом макро и микроэлементов, все большее значение приобретает влияние антропогенного фактора, связанного с ресурсно-добывающей промышленностью. На севере Красноярского края в субарктической зоне располагается уникальный производственный комплекс по добыче и производству цветных и драгоценных металлов – Норильский промышленный район (НПР).

Годичные кольца деревьев могут выступать в качестве регистратора степени атмосферного загрязнения [1], поскольку на основе данных об изменениях элементного состава в годичных кольцах древесины, возможно, проследить за имениями условий окружающей среды [2]. При этом, для получения комплексной геоэкологической оценки исследуемой местности элементный анализ древесных образцов должен быть совмещен с элементным анализом почв и почвоподстилающих слоев. В работе проведен комплексный анализ древесных и геохимических проб лесных экосистем, подверженных воздействию техногенных выбросов предприятий Норильского промышленного района, с целью выявления зависимости концентраций исследуемых химических элементов в древесине от степени поражения исследуемых экосистем.

Материалы и методы.

Критерием выбора участков для пробоотбора послужило визуальное определение степени деградации древесной растительности, а также ранее выполненное зонирование техногенного воздействия на растительный покров и животный мир региона [3]. Первый участок (1) выбран в зоне сильного поражения, для которого характерна смена типа растительности на травянистую; второй и третий (2, 3) – в зоне среднего поражения, с сохранением кустарникового яруса; четвертый участок (4) характеризуется частичной гибелью древостоя и слабого воздействия; на пятом участке (5) отмечается эпизодическое поражения листового аппарата деревьев.

Валовое содержание химических элементов в пробах почвы, определяли методами рентгенофлуоресцентного анализа (органическая часть) и атомно-эмиссионного анализа (минеральная часть). Спектральный атомно-эмиссионный анализ проводился методом просыпки-вдувания на установке «Горный поток» МАЭС (ВМК «ОптоЭлектроника», Новосибирск, Россия, выпуск 2006 г.). Рентгенофлуоресцентный анализ был проведен на анализаторе MobiLAB X-50 (Innov-X Systems, США, выпуск 2007 г.). В качестве фоновых были взяты значения содержания меди, никеля и серы, полученные для почвенных образцов наиболее удаленного от источников техногенных выбросов участка 5.

Для определения количества тяжелых металлов Cu и Ni, способного попасть в грунтовые воды, проанализирована водная вытяжка из проб. Специфически сорбированное количество этих металлов в подвижной форме и доступное для растений было определено с помощью ацетатно-аммонийной буферной (ААБ) вытяжки в растворе с ph 4,8. Для подвижных форм ПДК в почвах, содержание меди и никеля составляют 3 и 4 мг/кг [4], для водорастворимых форм ПДК меди и никеля в воде – 1,0 и 0,1 мг/кг [5].

Первичную качественную и количественную оценку по содержанию тяжелых металлов в древесине провели с использованием анализатора MobiLAB X-50. Диски мертвых деревьев анализировались в двух точках ядровой и заболонной части, для оценки содержания тяжелых металлов в древесине с учетом датировки образцов, до начала производства в НПР и непосредственно перед гибелью деревьев [6]. Специфика оборудования позволяет проводить только площадной, а не точечный анализ, поэтому анализируемая площадь на образцах древесины соответствовала 30 – 40 годичным кольцам. Элементный анализ образцов древесины с годичным разрешением будет проводиться на рентгенофлуоресцентном анализаторе Itrax MultiScanner (Cox Analytical Systems, Швеция, 2012 г.).

Результаты и дискуссия.

На участке 1, валовое содержание меди в органоминеральном горизонте превышает значение с фонового участка почти в 30 раз, и в 3-4 раза в минеральных горизонтах, по никелю – превышение в верхнем горизонте оценивается в 20 раз и в 4-5 раз для более глубоких горизонтов (Таблица 1).

Таблица1. Концентрация элементов в различных почвенных горизонтах

Номер участка	Глубина, см	Валовое содержание химических элементов, мг/кг			Вытяжка из почвы, мг/кг			
					Водная		ААБ	
		Cu	Ni	S	Cu	Ni	Cu	Ni
Участок 1	0-6 7-14 14-24	830 110 120	716 175 210	2660 751 570	1,13	0,68	72,14	48,33
Участок 2	2-8 8-18	100 99	140 110	1800 1351	0,27	0,15	31,27	24,78
Участок 3	0-10 10-20 20-60	935 90 120	525 97 130	1240 1359 972	1,98	1,27	95,62	69,69
Участок 4	0-4 4-40	522 67	200 58	1018 380	0,73	0,55	53,62	39,83
Участок 5	0-10 10-20 20-40	28 32 33	38 37 37	345 290 310	0,06	0,07	1,21	1,03

Валовое содержание серы на первом участке в горизонте АО превышает определенное фоновое значение в 6 раз и кларковое в 3 раза, для нижних горизонтов – в 2 и без превышения соответственно. На участке 2

содержание меди и никеля по горизонтам равноценно, и превышает фоновые значения в 3 – 4 раза, превышение по сере составляет 5 – 6 раз для органоминерального горизонта и в 3 – 4 раза для минерального. Для участка 3 превышение валового содержания меди и никеля сопоставимо с показателями участка 1. Содержание серы в почвенных горизонтах на этом участке превышает фоновые значения в 3 – 4 раза. Для участка 4, расположенного в зоне умеренного влияния газопылевых выбросов, валовое содержание меди в органоминеральном и минеральном почвенном горизонте превышает фоновое значение в 15 и 2 раза, соответственно. Концентрация никеля в почвах на этом участке превышает фоновое значение только в горизонте АО – в 5 раз. Содержание серы также повышено только в органоминеральном горизонте и превышает фон в 3 раза. Эколого-геохимическая обстановка на участке 5 формируется в естественном режиме.

Превышение ПДК по меди в водной вытяжке наблюдается для участков 1, 3 в 1,2 и 2 раза соответственно, по никелю – в 7, 13 и 5 раз для участков 1,3 и 4. Концентрация подвижных форм меди извлеченных ААБ больше ПДК в 24, 10, 32, 18 раз, а для никеля в 12, 6, 18 и 10 раз для участков 1-4, соответственно. Превышение ПДК на участке 2 по водорастворимым формам ТМ отсутствует, что обусловлено гидрологическим режимом данного участка. Максимальное превышение ПДК обеих форм ТМ зафиксировано на третьем участке, поскольку участок расположен в непосредственной близости к никелевому и медному заводу и по сравнению с остальными участками, количество крупной пыли, оседаемой на этом участке, выше. На фоновом участке 5 содержание подвижных и водорастворимых форм меди и никеля не превышает ПДК.

Содержание серы (Рисунок 1) и ТМ (Рисунок 2) в заболони стволов погибших деревьев (последние годы жизни дерева) на участках 1 и 2 превышает содержание этих элементов в сердцевине, что свидетельствует об увеличении поступления этих веществ из почвы в период после запуска предприятий НПР.

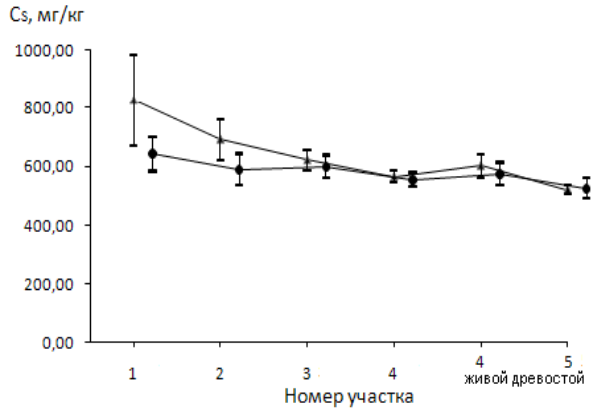


Рисунок 1. Содержание серы: ● - в сердцевинной части, ▲– в заболони.Для участка 4 приведены данные для живых и мертвых деревьев.

Остаточное содержание меди, никеля и серы в мертвой (участок 1, 2, 4) и живой (участок 4, 5) древесине, накопленное при поглощении, хорошо согласуется с характером распределения техногенных выбросов по территории [7] и соответствует розе ветров данного района. В пробах древесных образцов с участков 1 и 2, расположенных в юго-восточном направлении на небольшом расстоянии от заводов, отмечены максимальные значения исследуемых элементов. С учетом динамики гибели лиственницы на участке 1 стопроцентное отмирание происходит за 10 лет с 1958 по 1967 годы, но гибель основного объема лиственницы проходит за шесть лет с 1962 по 1967 год. Для участка 2 с более благоприятными условиями произрастания полная гибель древостоя наступает за период 25 лет и проходит в два этапа с 1942 по 1957гг. и с 1963 по 1967гг.

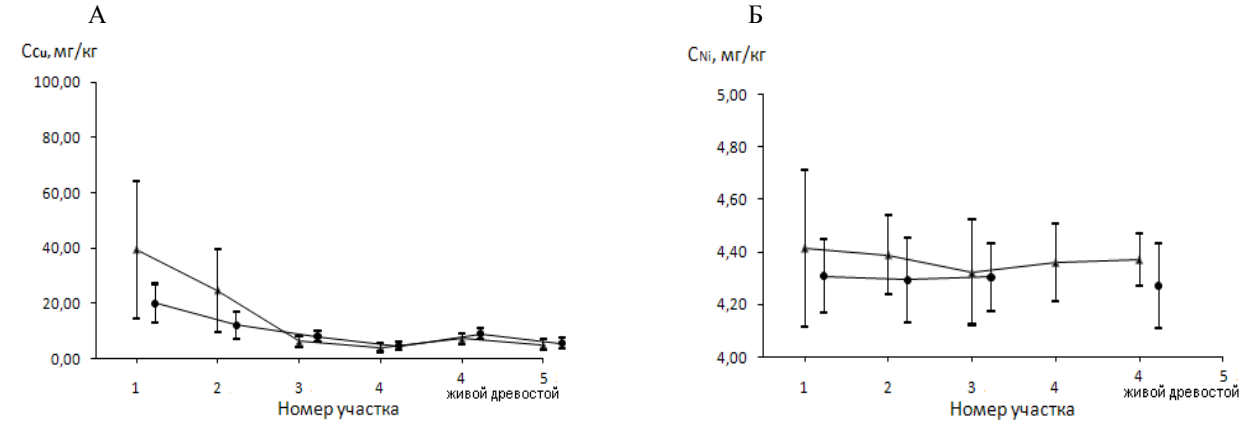


Рисунок 2. (А) Содержание меди(● - в сердцевинной части, ▲– в заболони), (Б) содержание никеля (● - в сердцевинной части, ▲– в заболони).Для участка 4 приведены данные для живых и мертвых деревьев

Для участка 3, который относится к зоне с полностью погибшим древостоем, содержание ТМ и серы в древесине достаточно низкое и приблизительно равноценно содержанию этих элементов на участках с частично живым и живым древостоем. Отмирание около75 % древостоя происходит всего за несколько лет в период до 1971 года. Резкое ухудшение экологического состояния на данном участке возможно связано с введением в строй в конце 1960-ых отдельных производственных мощностей НПР.

Участок 4, характеризуется как гибелью лиственницы, так и возникновением жизнеспособного подроста.

В целом, в результате сопоставления данных по содержанию меди, никеля и серы в почвах и древесине экосистем Норильского промышленного района показано, что загрязнение территории на исследуемых участках происходит вследствие воздушного переноса техногенных выбросов предприятий НПР, что отражается в аккумуляции ТМ и серы в органоминеральных горизонтах почвы, а максимальное содержание в образцах древесины лиственницы соответствует тем участкам, которые находятся на пути распространения газопылевых выбросов в соответствии с розой ветров. Помимо этого, установлено, что на содержание ТМ в почвах, поступающих с техногенными выбросами от предприятий НПР, оказывает влияние гидрогеологический режим района.

Предварительные результаты демонстрируют перспективность данных по элементному составу древесины для определения степени воздействия загрязняющих веществ и мониторинга окружающей среды. Поэтому дальнейшее исследование предполагает проанализировать распределения тяжелых металлов в древесных образцах с годовым разрешением, для выявления количественного отклика по содержания ТМ в годичных кольцах древесины лиственницы сибирской на деятельность предприятий НПР.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект 14-14-00295).

Литература:

1. Savva, Yu. and Berninger, F., Sulphur deposition causes a large scale growth decline in boreal forests in Eurasia,Global Biochem. Cycles, 2010, vol. 24, no. GB3002, pp. 1–14
2. Ivshin, A.P. and Shiyatov, V.S., The assessment of subtundra forests degradation by dendrochronological methods in the Norilsk industrial area, Dendrochronologia, 1996, vol. 13, pp. 113–126.
3. Шишикин А.С., Орешков Д.Н., Углова Е.С. Состояние животного населения в зоне воздействия Норильского промышленного комплекса // Сиб. экол. журн. 2014. № 6. С. 997-1008.
4. Гигиенический норматив ГН 2.1.7.2041-06. Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в почве. 2006.
5. СанПиН 2.1.4.1074-01. Санитарно-эпидемиологические правила и нормативы. 2001
6. Кирдянов А.В., Мыглан В.С., Пименов А.В., Кнорре А.А., Экарт А.К., Ваганов Е.А. Динамика усыхания лиственницы сибирской в зоне влияния техногенных эмиссий предприятий Норильского промышленного района // Сиб. экол. журн. 2014. в. № 6. С. 945-952.
7. Корец М.А., Рыжкова В.А., Данилова И.В. Использование ГИС для оценки состояния наземных экосистем Норильского промышленного района // Сиб. экол. журн. 2014. № 6. С. 887-902.

ACTINOMETRICAL FEATURES OF BASIC CLOUD TYPES

Zuev S.V., Krasnenko N.P., Kartashova E.S.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: zuev@imces.ru, krasnenko@imces.ru, sunny@imces.ru

Inverse problems of atmospheric optics is to restore the parameters of the atmosphere as a result of radiation characteristics measurements. The formation of clouds is affected by many factors, each of which generates a specific microphysical, genetic and morphological features for a given cloud. The phase structure of the clouds (water, crystalline or mixed) defines their microphysical features. Genetic features of clouds depend on the conditions of their occurrence (stratiform, wave, or cumuliform). Morphological features of the clouds determines their appearance, amount, height, optical thickness, etc. All the typical and usual features of cloud have different effects on the incoming to earth's surface direct S and diffuse D radiation. Because of this, each type of cloud has a specific, peculiar only to him amplitude and temporal actinometrical features. Amplitude features depend on the microstructure and morphology of clouds and affect the amount of S and D. Temporal features depend on the genetics and morphology of clouds and affect the rate of change of the minimum and maximum values of the S and D, which is determined by the speed of cloud movement. Thus, to determine the value of S and D can be determined what types of clouds are most likely in the sky at a given time.

Analytical description of amplitude actinometrical features made by means of the direct radiation transmission coefficient $C_S = S / S_0$ and the diffuse radiation change coefficient $C_D = D / D_0$. S and D are the measured values and S_0 and D_0 are the values of direct and diffuse radiation at cloudless sky at the same height of the Sun.

The table below shows the statistical characteristics of C_S and C_D for some types of clouds. Calculations are made using one-minute data of actinometrical complex BSRN [1] of weather station "Ogurtsovo" (Novosibirsk) for the July-August 2015. As S_0 and D_0 used average multiyear values of S and D under a clear sky. The type and cloud amount was determined according to data of standard observations and with using two-minute All-Sky images from cloud TV meter [2], installed near of the actinometrical complex.

Cloud types		N	C_S				C_D			
			min	mid	max	σ	min	mid	max	σ
1.	Cb_{hi}	245	0	0,01	0,46	0,04	0,41	1,58	4,49	0,70
2.	Cu fr. *	28	0,72	0,92	1,06	0,10	1,16	1,62	2,43	0,34
3.	Cu_{low}	11	0,01	0,33	0,49	0,17	0,97	1,37	2,06	0,39
	Cu_{low} *	606	0,55	1,02	1,11	0,07	0,66	0,99	2,22	0,28
4.	Cu_{med}	232	0	0,12	0,55	0,17	1,08	1,94	3,06	0,46
	Cu_{med} *	409	0,55	0,97	1,10	0,13	1,00	1,93	3,55	0,48
5.	Cu_{hi}	31	0	0,07	0,46	0,13	1,47	2,35	3,71	0,79
6.	Sc	413	0	0,06	0,68	0,12	0,35	2,02	4,58	0,80
	Sc *	11	1,01	1,02	1,03	0,00	2,07	2,14	2,34	0,08
7.	Ac floc.	21	0,41	0,77	1,00	0,16	1,64	2,49	3,05	0,51
8.	Ci $sp._{low}$ *	113	0,58	0,99	1,08	0,12	0,67	0,75	0,92	0,07
9.	Ci $sp._{hi}$	9	0,18	0,32	0,51	0,12	2,34	2,45	2,61	0,10
	Ci $sp._{hi}$ *	12	0,55	0,77	0,99	0,15	2,35	2,58	2,66	0,10
10.	Ci $fib._{low}$ *	276	0,83	1,02	1,07	0,05	0,64	0,88	1,15	0,18
11.	Ci $fib._{hi}$	69	0,07	0,40	0,55	0,11	1,11	1,86	2,33	0,28
	Ci $fib._{hi}$ *	359	0,55	0,81	1,05	0,13	1,15	1,60	2,76	0,34

* - open Sun ⊙ [2]. N- number of measurements.

References:

1. BSRN - World Radiation Monitoring Center. URL: http://bsrn.awi.de (31.03.2016).
2. Zuev S.V., Krasnenko N.P., Levikin V.A. TV instrument for measuring of cloud characteristics. Proceedings of TUSUR, 2014, No 1 (31), p. 54-59.

АКТИНОМЕТРИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ОСНОВНЫХ ФОРМ ОБЛАЧНОСТИ

Зуев С.В., Красненко Н.П., Карташова Е.С.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
E-mail: zuev@imces.ru, krasnenko@imces.ru, sunny@imces.ru

Обратной задачей атмосферной оптики является восстановление параметров атмосферы по результатам измерений радиационных характеристик. Процессы образования облачности проходят под влиянием большого числа факторов, каждый из которых формирует свои специфические, свойственные только для конкретной формы облаков, микрофизические, генетические и морфологические особенности. Фазовый состав облаков (водяное, кристаллическое или смешанное) определяет их микрофизические особенности. Генетические особенности зависят от условий возникновения, по которым облачность можно отнести к слоистообразной, волнистообразной или кучевообразной. Внешний вид и количество, высота нижней границы, вертикальные и горизонтальные размеры определяют морфологические особенности облаков. Все характерные и обычные особенности облачности сами по себе и в комбинации друг с другом оказывают различное влияние на величины приходящей к земной поверхности прямой S и рассеянной D радиации, благодаря чему любой вид облачности имеет свои специфические, свойственные только ему, актинометрические признаки, которые можно разделить на амплитудные и временные. Амплитудные признаки зависят от микроструктуры и морфологии облаков и показывают их способность влиять на величины прямой и рассеянной радиации. Временные признаки зависят от генетики и морфологии облаков и влияют на частоту смены минимальных и максимальных значений прямой и рассеянной радиации, по которой можно судить о скорости перемещения облаков по небосводу. Таким образом, измерив величины прямой и рассеянной радиации можно сказать, какие виды облачности наиболее вероятно присутствуют на небосводе в данный момент времени.

На рис. 1 и 2 показаны примеры суточного хода прямой и рассеянной радиации за 10 июня 2014 г., когда в течение дня на небосводе наблюдалась преимущественно кучевая облачность, по которым можно судить о ее значительном влиянии на величины S' и D в сравнении с их значениями при ясном небе S'_0 и D_0.

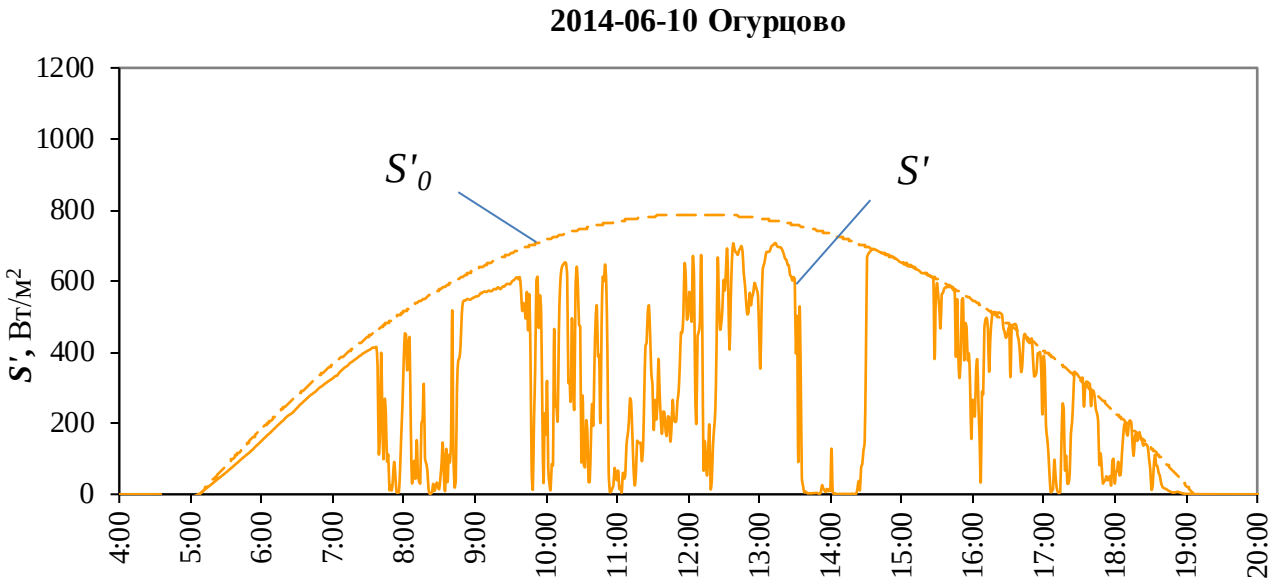


Рис. 1. Влияние кучевой облачности на величину прямой радиации

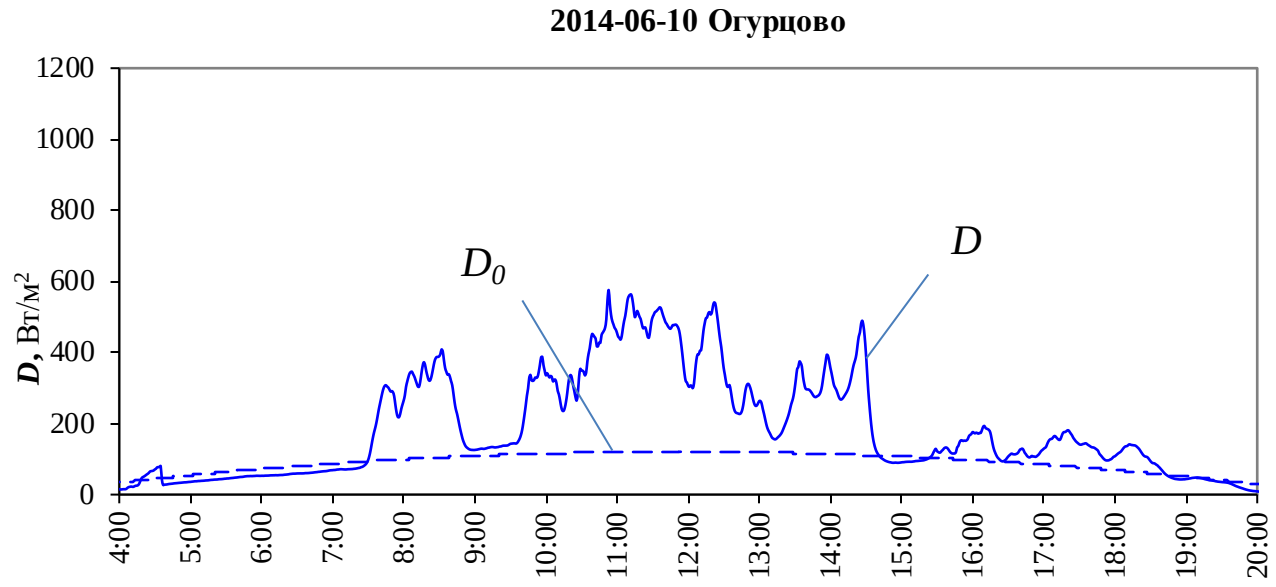


Рис. 2. Влияние кучевой облачности на величину рассеянной радиации

В табл. 1 приведены характерные и обычные особенности основных форм облачности согласно [1] в части их влияния на величины прямой S и рассеянной D радиации (амплитудные актинометрические признаки).

Таблица 1

Форма облаков	Уменьшение прямой радиации S			Изменение рассеянной радиации D			
	слабое	значительное	сильное	увеличение			уменьшение
				слабое	значительное	сильное	
Ci	x			x			
Cc	x			x			
Cs	x			x			
Ac		x			x		
As			x		x	x	
Ns			x				x
Sc			x		x		
St		x	x		x	x	
Cu			x		x	x	
Cb			x	x			x

Для аналитического описания амплитудных актинометрических признаков использованы коэффициенты пропускания прямой $C_S = \frac{S}{S_0}$ и изменения рассеянной радиации $C_D = \frac{D}{D_0}$. Здесь S и D – измеренные значения, а S_0 и D_0 – значения прямой и рассеянной радиации при безоблачном небе при той же высоте Солнца над горизонтом.

В табл. 2 представлены примерные диапазоны значений C_S и C_D для основных видов и разновидностей облачности (всего 56 согласно [1]). Индексы hi, med и low указывают на высокий (8-10), средний (4-7) и низкий (1-3) балл облачности. Для выделенных названий в табл. 3 имеются статистические данные.

Таблица 2

C_S \ C_D	$0 \le C_D < 0{,}5$	$0{,}5 \le C_D < 1{,}6$	$1{,}6 \le C_D < 2{,}5$	$2{,}5 \le C_D \le 5$
$0 \le C_S < 0{,}5$	Cb_{med} Ns	As neb., neb. pr. Sc op. St fr. Cu_{low} Cb_{hi}	Ac As neb. op., und op. St Cu_{hi} Cb_{low}	Sc Cu_{med}
$0{,}5 \le C_S < 0{,}8$		Ci sp.$_{low}$ Ci fib.$_{hi}$ Ci ing.	Cs fib. Ac und., trans., Ac floc. Ci sp.$_{hi}$	Cs neb. As
$0{,}8 \le C_S \le 1{,}2$		Ci Ci fib.$_{low}$ Cc		

В таблице 3 приведены статистические характеристики коэффициентов C_S и C_D для некоторых видов облачности, рассчитанные по одноминутным данным за июль-август 2015 г. актинометрического комплекса BSRN [2] метеостанции "Огурцово" (Новосибирск). В качестве S_0 и D_0 приняты средние многолетние значения S и D при ясном небе [3]. Тип и балл облачности определялся по данным срочных наблюдений и по панорамным изображениям всего небосвода, полученным с интервалом 2 мин. с помощью телевизионного измерителя характеристик облачности [4], установленного в непосредственной близости от актинометрического комплекса.

Таблица 3

Вид облачности		N	C_S				C_D			
			Мин.	Ср.	Макс.	σ	Мин.	Ср.	Макс.	σ
1.	Cb_{hi}	245	0	0,01	0,46	0,04	0,41	1,58	4,49	0,70
2.	Cu fr. *	28	0,72	0,92	1,06	0,10	1,16	1,62	2,43	0,34
3.	Cu_{low}	11	0,01	0,33	0,49	0,17	0,97	1,37	2,06	0,39
	Cu_{low} *	606	0,55	1,02	1,11	0,07	0,66	0,99	2,22	0,28
4.	Cu_{med}	232	0	0,12	0,55	0,17	1,08	1,94	3,06	0,46
	Cu_{med} *	409	0,55	0,97	1,10	0,13	1,00	1,93	3,55	0,48
5.	Cu_{hi}	31	0	0,07	0,46	0,13	1,47	2,35	3,71	0,79
6.	Sc	413	0	0,06	0,68	0,12	0,35	2,02	4,58	0,80
	Sc *	11	1,01	1,02	1,03	0,00	2,07	2,14	2,34	0,08

Вид облачности	N	C_S	C_D	Вид облачности	N	C_S	C_D	Вид облачности	N	C_S
7.	Ac floc.	21	0,41	0,77	1,00	0,16	1,64	2,49	3,05	0,51
8.	Ci sp.$_{low}$ *	113	0,58	0,99	1,08	0,12	0,67	0,75	0,92	0,07
9.	Ci sp.$_{hi}$	9	0,18	0,32	0,51	0,12	2,34	2,45	2,61	0,10
	Ci sp.$_{hi}$ *	12	0,55	0,77	0,99	0,15	2,35	2,58	2,66	0,10
10.	Ci fib.$_{low}$ *	276	0,83	1,02	1,07	0,05	0,64	0,88	1,15	0,18
11.	Ci fib.$_{hi}$	69	0,07	0,40	0,55	0,11	1,11	1,86	2,33	0,28
	Ci fib.$_{hi}$ *	359	0,55	0,81	1,05	0,13	1,15	1,60	2,76	0,34

* - значения при открытом солнце $\odot^2$. N- количество измерений.

По мере накопления данных диапазоны изменения коэффициентов C_S и C_D для конкретных видов облачности будут уточняться и корректироваться. Дополнительное использование временных актинометрических признаков позволит более точно классифицировать облачность на основе анализа прямой и рассеянной радиации.

Работа выполняется в рамках проектов VII.77.1.2 "Погодно-климатические изменения в Сибири и Арктике в условиях аэрозольных нагрузок и VIII.80.2.2. "Научные основы создания оптических, акустических и электронных приборов, комплексов и систем для метеорологических измерений и технологии их применения в задачах мониторинга окружающей среды".

Литература:

1. Атлас облаков / Федер. служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет), ГГО им. А.И. Воейкова ; [Д. П. Беспалов и др. ; ред.: Л. К. Сурыгина]. – С-Пб : Д'АРТ, 2011. – 248 с.
2. BSRN - World Radiation Monitoring Center [Электронный ресурс]. URL: http://bsrn.awi.de (дата обращения 31.03.2016).
3. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Части 1-6. Выпуск 20. Томская, Новосибирская, Кемеровская области, Алтайский край. С.-Пб: Гидрометеоиздат, 1993. 718 с.
4. Зуев С.В., Красненко Н.П., Левикин В.А. Телевизионный измеритель характеристик облачности. // Доклады ТУСУРа, № 1(31), 2014, с. 54-59.

THE ALGORITHM AND PROGRAM FOR MULTICOMPONENT ABSORPTION GAS ANALYSIS OF THE ATMOSPHERE IN THE UV SPECTRAL RANGE

[1]Smirnov S.S., [2]Geiko P.P., [1]Bryukhanov I.D., [1]Nee E.V.

[1]Tomsk State University, Tomsk, Russia
[2]Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: SSSmirnov@sibmail.com, ppg@imces.ru

In recent years, increased interest in the assessment of pollution of the troposphere products transform of mass technogenic pollutants – sulfur oxides and nitrogen (SO_2, NO_x), this caused by that their toxicity may by orders of magnitude exceed the toxicity of the starting materials. To effectively address monitoring tasks of the ecological environment, are required simultaneously and remotely determine the concentrations of dozens of gases and to do it in real time [1].

In this regard, there was a requirement in the creation of equipment and software allowing advance in resolving this difficult task.

The program is intended to calculate the values of the concentrations of gas pollutants of atmosphere, by using the principles of differential optical absorption spectroscopy [2].

The initial data of temperature and pressure for calculation of transmittance of molecular oxygen, the optical path length in the atmosphere and the ratio of exposures reference absorption spectrum and the spectrum of the signal received from the atmosphere are established. As a result of fit, nonlinear least squares method, the theoretical absorption cross sections of the gas components of the atmosphere are obtained based on the instrumental function of the spectral instrument, to differential of the experimental spectrum of the received signal attenuation, calculation of concentration values of gas mixtures and measurement errors are produced.

The program processes in every measurement of trace (signal transmitted through the atmosphere) and the reference spectra (emission spectrum of the lamp), and absorption cross sections of the gases. The program currently operates spectral data of 40 gases. The wavelength range of 200 - 330 nm were used.

The program allows to: choose an informative interval for each target gas and the degree of interpolation and also the possibility of adding new gases. The program is universal as can be applied not only to the ultraviolet region, but for the entire optical range as a whole.

By using the proposed algorithm are conducted monitoring of surface atmosphere for the presence of pollutants, such as: ozone (O_3), nitrogen oxides (NO_x), sulfur dioxide (SO_2), formaldehyde (CH_2O), benzene (C_6H_6), toluene (C_7H_8) and other near Yuzhnaya square (Tomsk). That the contents of some pollutants amounts to tens and units of parts per billion (ppb) that in some cases exceed the standards maximum permissible concentration are established.

The work carried out as part of the grant of the program "UMNIK" № 7467 GU2/2015.

References:

1. The air quality in major cities of Russia for 10 years (1998-2007): Analytical overview. SPB.:
2. CNIT «Asterion», 2009, p. 133.
3. Platt,U., and Stutz,J. Differential Optical Absorption Spectroscopy: Principles and Applications,
4. Springer-Verlag, BerlinHeidelberg, ISBN:978-3-540-21193-8.pp.1366–5901, (2008).

АЛГОРИТМ И ПРОГРАММА МНОГОКОМПОНЕНТНОГО АБСОРБЦИОННОГО ГАЗОАНАЛИЗА АТМОСФЕРЫ В УФ ОБЛАСТИ СПЕКТРА

[1]Смирнов С.С., [1]Брюханов И.Д., [2]Гейко П.П., [1]Ни Е.В.

[1]Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия
[2]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
E-mail: SSSmirnov@sibmail.com, ppg@imces.ru

Введение.

Для эффективного решения задачи экологического контроля окружающей среды необходимо одновременно и дистанционно определять концентрации десятков газов, причем делать это в режиме реального времени. В этой связи, возникла потребность в создании аппаратуры и программного обеспечения, позволяющих продвинуться в решении этой чрезвычайно сложной задачи.

Используя принципы метода дифференциальной оптической абсорбционной спектроскопии, реализованы алгоритм и программа, с помощью которой удается получать информацию о составе и соотношении концентраций многокомпонентной газовой среды. Каждая из молекул имеет уникальный спектр поглощения, что позволяет проводить ее однозначную идентификацию.

Основы метода.

Излучение от источника проходит сквозь ослабляющий слой атмосферы и регистрируется спектральным прибором. Принятый спектр нормируется на спектр излучения источника, и выявляются изменения обусловленные поглощением газовыми компонентами атмосферы. С использованием базы спектральных параметров газов удается восстановить их интегральную по трассе концентрацию. На рис.1 приведена принципиальная схема, иллюстрирующая реализацию метода ДОАС.

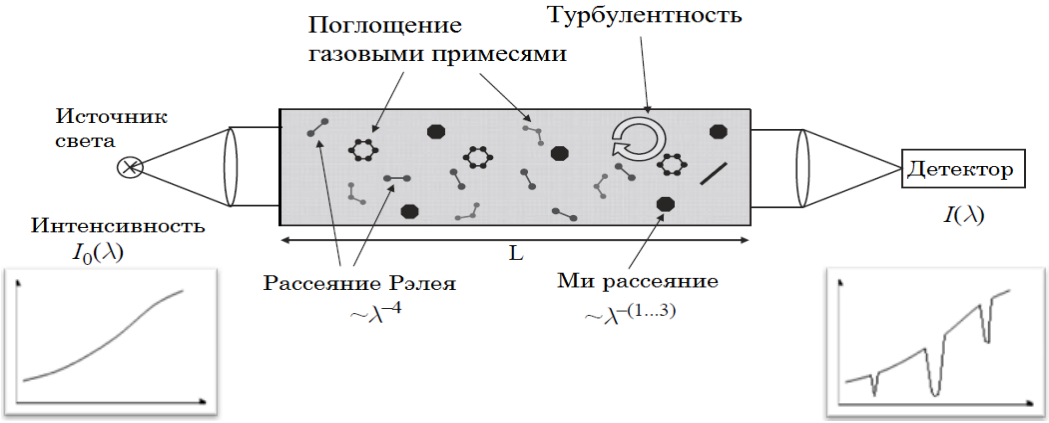


Рис.1. Ослабление оптического излучения.

Математически интенсивность принятого излучения на заданной длине волны описывается уравнением (1).

$$I(\lambda) = A(\lambda)\cdot I_0(\lambda)\cdot \exp\{-L\cdot(\sum_{j=1}^{J}\sigma_j(\lambda)C_j + \varepsilon_{Mie}(\lambda) + \varepsilon_{Ray}(\lambda))\} \quad (1)$$

где $A(\lambda)$ - спектральная чувствительность, $I_0(\lambda)$ - исходная интенсивность, $\sigma_j(\lambda)$ - сечение селективного поглощения газами, $\varepsilon_{Mie}(\lambda) = \sigma_{Mie}(\lambda)\cdot C_{Mie}$, $\varepsilon_{Ray}(\lambda) = \sigma_{Ray}(\lambda)\cdot C_{Ray}$ - коэффициенты экстинкции Ми и Рэлея, соответственно, C_j - концентрация j-го газа, C_{Mie}, C_{Ray} - концентрации аэрозольных и молекулярных рассеивателей [1].

Сечение селективного поглощения газами, может быть разделено на высокочастотную (дифференциальную) и низкочастотную части:

$$\sigma_j(\lambda) = \sigma_{j0}(\lambda) + \sigma'_j(\lambda), \quad (2)$$

где $\sigma_{j0}(\lambda), \sigma'_j(\lambda)$ - низкочастотная и высокочастотная части, соответственно.

Пример разделения сечения селективного поглощения газа на высокочастотную (дифференциальную) и низкочастотную части, представлен на рисунке 2.

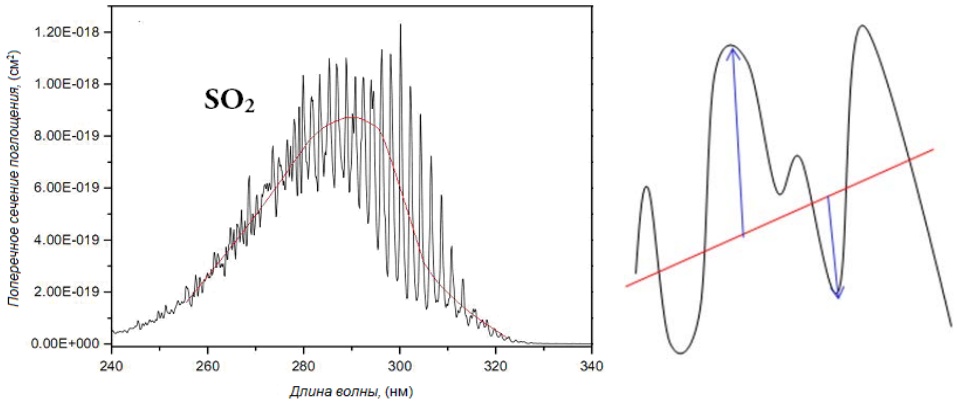


Рис.2. Разделение на высокочастотную и низкочастотную части спектра поглощения диоксида серы.

Эффективность рассеяния Рэлея ($\sim \lambda^{-4}$) и Ми ($\sim \lambda^{-n}, n = 1 \div 4$) изменяются плавно с длинной волны, их спектральные зависимости можно представить в виде полинома малого порядка.

Подставим выражение (2) в формулу (1), при этом, низкочастотную часть включим в полином:

$$I(\lambda) = A(\lambda)\cdot I_0(\lambda)\cdot \exp\{-L\sum_{j=1}^{J}\sigma'_j(\lambda)C_j + \sum_p b_p\lambda^p\}, \quad (3)$$

где $\sum_p b_p\lambda^p$ - полином p – ого порядка.

Прологарифмируем уравнение (3) и включим эффективность рассеивания в полином, получим выражение (4), зависящие от оптической толщи, полинома p – порядка, концентрации и длины атмосферной трассы.

$$\tau(\lambda) = \ln\left(\frac{I_0(\lambda)}{I(\lambda)}\right) = L\cdot\sum_{j=1}^{J}\sigma'_j(\lambda)C_j - \sum_p b_p^*\lambda^p, \quad (4)$$

где $\sum_p b_p^*\lambda^p$ - полином p – ого порядка, с включенной эффективностью рассеивания.

Алгоритм извлечения концентрации из оптической толщи.

В общем виде оптическая толща записывается как: $\tau(\lambda) = \sigma(\lambda)\cdot C\cdot L$, а с учетом уравнения (2) перепишется в виде:

$$\tau(\lambda) = \sigma(\lambda)\cdot C\cdot L = (\sigma_{j0}(\lambda) + \sigma'_j(\lambda))\cdot C\cdot L = \sigma_{j0}(\lambda)\cdot C\cdot L + \sigma'_j(\lambda)\cdot C\cdot L \Rightarrow$$
$$\tau(\lambda) = \tau_{j0}(\lambda) + \tau'_j(\lambda), \quad (5)$$

где $\tau_{j0}(\lambda), \tau'_j(\lambda)$ - низкочастотная и высокочастотная части, соответственно.

Для определения дифференциальной оптической толщи ($\tau'_j(\lambda)$) используют "адекватные" процедуры фильтрации [2,3]:

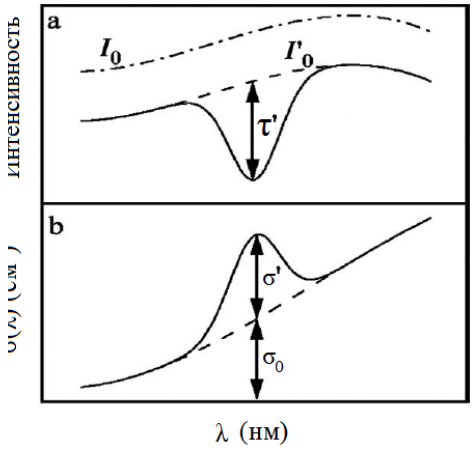


Рис.3. Принцип разделения спектра ослабления и спектра поглощения газа, с помощью процедур фильтрации.

приближение полиномами (многочле-нами) (обычно используют p = 3 ÷ 7);

аппроксимация сплайнами;

цифровое сглаживание;

аппроксимация отрезками ряда Фурье.

В программном обеспечение, в качестве процедуры фильтрации, реализовано приближение полиномами с выбором степени полинома (p=3÷5). Так как, данная процедура фильтрации обеспечивает наименьшее количество коэффициентов и простоту реализации, что способствует уменьшению систематической ошибки и времени обработки экспериментальных данных [4].

Изменение оптической толщи связанно с изменением концентраций загрязняющих веществ (C) на измерительной трассе (L = const).

Запишем выражение для дифференциальной оптической толщи ($\tau'_j(\lambda)$) определяемая как разница высокочастотной (дифференциальной) и низкочастотной частей трассового спектра в общем виде (с учетом выражения 2):

$$\tau'_j(\lambda) = \ln\left(\frac{I'_o(\lambda)}{I(\lambda)}\right) = \sum_{j=1}^{J} \sigma'_j(\lambda) \cdot C_j \cdot L \quad , \quad (6)$$

где $\sigma'_j(\lambda) = \sigma_j(\lambda) - \sigma_{j0}(\lambda)$ есть дифференциальная часть спектра поглощения газа, $I'_o(\lambda)$ - плавная составляющая принятого спектра ослабления.

Рассмотрим случаи, когда имеется или отсутствует интерференция спектров поглощения газов.

Для случая одного поглощающего газа, дифференциальная оптическая толща запишется в виде:

$$\tau'(\lambda) = \sigma'(\lambda) \cdot C \cdot L \Rightarrow \; C = \tau'(\lambda)/\sigma'(\lambda) \cdot L$$

2. Для случая более одного газа, но без интерференции спектров поглощения, рисунок 4(а). Дифференциальная оптическая толща записывается аналогично, как для случая 1.

3. Для случая более одного газа, но с интерференцией спектров поглощения, рисунок 4(б). Дифференциальную оптическую толщу (выражение 6) можно представить в дискретном виде:

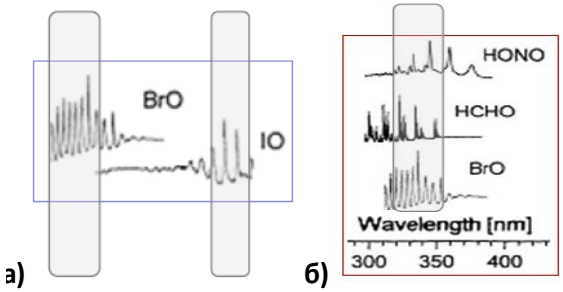


Рис.4. Спектры поглощения некоторых газов: а – без интерференции спектров; б – с интерференцией спектров.

$$S_k = \tau'_j(\lambda_k) = \ln\left(\frac{I'_o(\lambda_k)}{I(\lambda_k)}\right) = \sum_{j=1}^{J} \sigma'_j(\lambda_k) \cdot C_j \cdot L \quad , \; k=1,n \quad (7)$$

где n – число дискретных отсчетов сигнала.

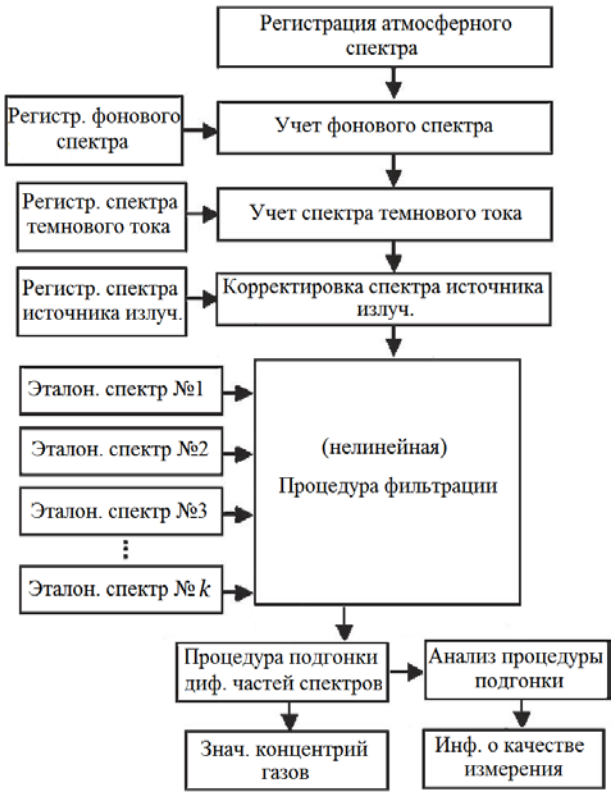
Задача определения концентраций газов из измеренных сигналов в общем случае сводится к решению систем линейных алгебраических уравнений (7), которую можно переписать в матричном виде и использовать тот или иной численный метод, обеспечивающий лучшую устойчивость, например метод регуляризации Тихонова или сингулярных разложений матриц [5].

Исходя из математического формализма метода ДОАС, изложенного выше, на рисунке 5 представлена блок-схема выполнения измерений и оценки.

Для выполнения измерений обычно регистрируют (записывают) следующие спектры:

Атмосферный спектр. Это спектр поглощающих компонент атмос-феры (газы), нормированный на спектр источника излучения.

Спектр источника излучения в отсутствие поглощающих веществ.



Спектр темнового тока. Это спектр, зарегистрированный при закрытой щели спектрометра.

Фоновый спектр. Солнечный свет, рассеянный в приемной апертуре оптических элементов может внести добавочную погрешность в измерениях. Спектр регистрируется без участия источника излучения.

Эталонные спектры. Спектры поглощения газов, берутся из базы спектральных параметров молекул и адаптируются к аппаратной функции спектрометра.

Процедура фильтрации позволяет разделить спектры на дифферен-циальную и плавную составляющие. Дифференциальная составляющая атмосферного спектра сравнивается с дифференциальной составляющей искомого газа (процедура подгонки дифференциальных частей спектров), что позволяет идентифицировать искомый газ и определить его концентрацию.

Разработка программы и модернизация газоанализатора выполнена при поддержке программы «УМНИК» 7467ГУ2/2015.

Заключение.

Изложен математический формализм метода дифференциальной оптической абсорбционной спектроскопии. Рассмотрен алгоритм определения значений концентраций загрязняющих веществ в приземной атмосфере. На основе данного алгоритма реализована программа по определению загрязняющих веществ по экспериментальным данным трассовых газоанализаторов. Программа позволяет обрабатывать спектры ультрафиолетового/видимого диапазонов, в которых имеется селективное поглощение десятки газов, одни из которых O_3, SO_2, NO_X и др.

Литература:

1. Ulrich Platt, Jochen Stutz. Differential optical absorbtion spectroscopy. Springer, Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2008. 593 с.
2. Мышкис А.Д. Прикладная математика для инженеров. М.: Физматлит, 2007, 688 с.
3. Хемминг Р. В. Численные методы для научных работников и инженеров. М.: Наука, 1972, 399 с.
4. Никольский С. М. Приближение функций многих переменных и теоремы вложения, М.: Наука, 1969, 480 с.
5. Козинцев В.И., Белов М.Л., Городничев В.А., Федотов Ю.В. Лазерный оптико-акустический анализ многокомпонентных газовых смесей. М.: Изд-во МГТУ им. Н.Э. Баумана, 2003, 352 с.

INTEGRATED MONITORING OF ATMOSPHERE, HYDROSPHERE AND LITHOSPHERE ON «KHAKASSKY» NATURE RESERVE TERRITORY

Malyshkov S.Yu., Gordeev F.F., Polivach V.I., Shtalin S.G., Korolkov V.A., Pustovalov K.N.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk Russia
E-mail: msergey@imces.ru

Field research program was designed for experiments to assess the lithosphere component share in Earth natural electromagnetic pulse field structure. To achieve that, we performed a round-the-clock monitoring of ENEMPF background variations at the experiment location and measured ENEMPF under electric shields. Recorders in hermetically sealed radiotransparent containers were doused to different depths into lakes with different water conductivity in order to shield off atmospheric electricity. Skin effect was used in the experiment – it is the tendency of electromagnetic waves amplitude to decrease with greater depths in the conductor. Atmospheric and lithospheric component ENEMPF data recorded on terrain was compared against the recorded data with atmosphere component weakened by an electric shield. Fig. 1a shows ENEMPF intensity values registered by two recorders – on the bank and 13m underwater of Itkol lake. For better visibility underwater measured values are multiplied by -1. Based on the calculated values for water conductivity of 0.065 cm/m in the case of only atmospheric ENEMPF component present, the field decay recorded underwater should be 2.8 times. However throughout the whole measurements time the observed experimental value was 1.6 times, which confirms the hypothesis of a lithospheric ENEMPF component present.

a) b)

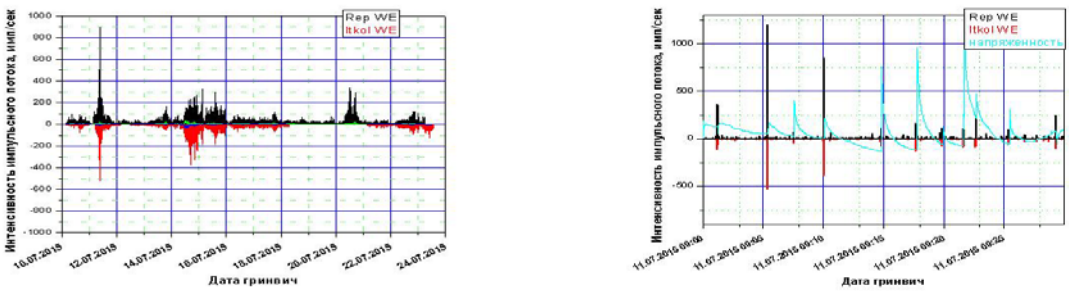


Fig. 1. ENEMPF intensity on daytime surface and 13m deep underwater of Itkol lake. a) Throughout the whole measurement time; b) Section of measurements during a thunderstorm.

Fig. 1b shows a record fragment during a thunderstorm in July the 11th. Electric field intensity values recorded close nearby the geophysical recorder on the bank are shown on the plot for better visibility. Sharp peaks in intensity are induced by the close lightning strikes. Plot indicates that ENEMPF atmospheric component decay by the water layer corresponds with a calculated one, but between the lightning strikes there are impulses that are not decayed. That is a lithospheric component.

In addition to the results represented above measuring ENEMPF in a fresh lake, there was also a simultaneous record of fields under salted water and on terrain located at salt lake Shira and bitter lake Tus. On lakes Shira and Tus on 2m depth we have recorded decay value 1.5 higher than the calculated one. Those lakes contain dirt layers with mineralization higher than the one of water. I. e. measurement equipment was shielded from both atmospheric and lithospheric electricity. Experiment program didn't include dirt layers' depth and conductivity, therefore it wasn't possible to calculate decay for those condition using known formulae.

Measurement on lake Shira indicated decay of 1380 times, while a calculated one provided conductivity of 1.85 cm/m is 380.

In summary it is experimentally demonstrated that a decay of an electric field induced by a lightning strike is consistent with decay calculated using Maxwell's equations. In the absence of close lightning strikes the ratio of field intensity recorded on terrain to shielded field intensity is inconsistent with the ratio calculated for atmospheric sources, that confirms there is a lithospheric component present to ENEMPF.

КОМПЛЕКСНЫЙ МОНИТОРИНГ АТМОСФЕРЫ, ГИДРОСФЕРЫ И ЛИТОСФЕРЫ НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПОВЕДНИКА «ХАКАССКИЙ»

Малышков С.Ю., Гордеев В.Ф., Поливач В.И., Шталин С.Г., Корольков В.А., Пустовалов К.Н.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
E-mail: msergey@imces.ru

В ходе экспедиционных исследований в Хакасии был проведен комплексный мониторинг климатоэкологических параметров атмосферы и земной коры с целью:

- оценки доли литосферной составляющей в структуре естественного импульсного электромагнитного поля Земли;
- оценки влияния скин-эффекта окружающей среды на импульсные электромагнитные поля ОНЧ диапазона в естественных природных условиях;
- исследования поведение напряжённости электрического поля и концентрации лёгких ионов во время суточного развития внутримассовой конвекции;
- оценки влияние крупного водоёма на изменчивость напряжённости электрического поля и концентрации лёгких ионов;
- исследования особенности изменения напряжённости электрического поля и концентрации лёгких ионов под влиянием различных форм облачности и атмосферных явлений на открытой местности с низким уровнем антропогенного влияния;
- сравнительных измерений изменчивости напряжённости электрического поля и концентрации лёгких ионов в различных условиях местности и рельефа в сходных метеорологических условиях.

В настоящей работе рассматривается итоги первых двух пунктов из заявленных целей мониторинга. Исследования фундаментальные, позволяют получить новые знания в области наук о Земле, но имеют и большое прикладное значение. Существует мнение, что естественные импульсные электромагнитные поля Земли (ЕИЭМПЗ) в диапазоне очень низких частот, преимущественно связаны с грозовыми атмосферными процессами. Считают, что импульс поля возникает в момент электрического разряда молнии и приходит из точки разряда в точку наблюдения в волноводе земля-ионосфера. Такой импульс обычно называют «атмосфериком». В любой точке земной поверхности регистрируются две составляющие ЕИЭМПЗ: шумовая и импульсная. Шумовую составляющую связывают с мелкими грозовыми разрядами и импульсами, многократно обошедшими вокруг Земли. Импульсную компоненту с более мощными грозовыми разрядами.

В ИМКЭС СО РАН не отрицается наличие импульсов атмосферного происхождения, способных распространяться в волноводе земля-ионосфера или через магнитосферу на огромные расстояния. Но в наших работах доказывается, что в структуре ЕИЭМПЗ значительная доля импульсов литосферной составляющей [1]. Более того, нами разработаны методы геофизической разведки по параметрам ЕИЭМПЗ. Эти методы успешно апробированы на материковой части Земли и показали себя наиболее информативными по сравнению с другими малозатратными методами.

Цель эксперимента: доказать наличие литосферной составляющей ЕИЭМПЗ, показать возможность геофизической разведки по параметрам ЕИЭМПЗ в условиях работы на континентальном шельфе. Для этого проведена серия экспериментов по регистрации ЕИЭМПЗ в экранированных от атмосферных разрядов местах. В качестве экрана использованы природные материалы в естественных условиях: озера с водой различной проводимости и скальные породы. Время проведения июнь-июль выбрано из соображений наиболее высоких сезонных значений интенсивности ЕИЭМПЗ с наиболее характерными экстремумами суточного хода.

Для анализа грозовой составляющей ЕИЭМПЗ применялся измеритель напряжённости электрического поля «CS110», позволяющий измерять вертикальную компоненту напряжённости электрического поля в диапазоне ±22,3кВ/м. По принципу действия – это электростатический флюксметр («field mill»), экранирующая пластина которого осуществляет возвратно-поступательные движения. Прибор неприхотлив к условиям внешней среды и позволяет проводить измерения при любых погодных условиях, включая условия высокой влажности и интенсивных осадков. Питание прибора осуществлялось от аккумулятора. Измерительная пластина прибора располагалась на штативе на высоте 2 м и была обращена к подстилающей поверхности. Дискретность измерения 1 с.

Вариации ЕИЭМПЗ измерялись геофизическими регистраторами. Геофизический регистратор ГР-01 предназначен для:

- мониторинга геодинамических движений земной коры методами регистрации ЕИЭМПЗ;
- изучения глубинного строения земной коры, обнаружения в земной коре скрытых геологических разломов, разрывных нарушений, поиска месторождений полезных ископаемых, включая месторождения нефти и газа;
- оценки сейсмической ситуации на сейсмоактивных территориях;
- прочих исследований, связанных с регистрацией ЕИЭМПЗ.

В качестве параметров ЕИЭМПЗ «ГР-01» регистрирует:

- количество импульсов магнитной составляющей поля за выбранный интервал времени, амплитуда которых превысила заданный порог;
- амплитуду импульсов магнитной составляющей.

Дополнительно использовалась цифровая фотокамера «Canon Ixus 132» для регистрации состояния неба и облачного покрова в светлое время суток. Фоторегистрация осуществлялась в ручном режиме с периодичностью в 30 м.

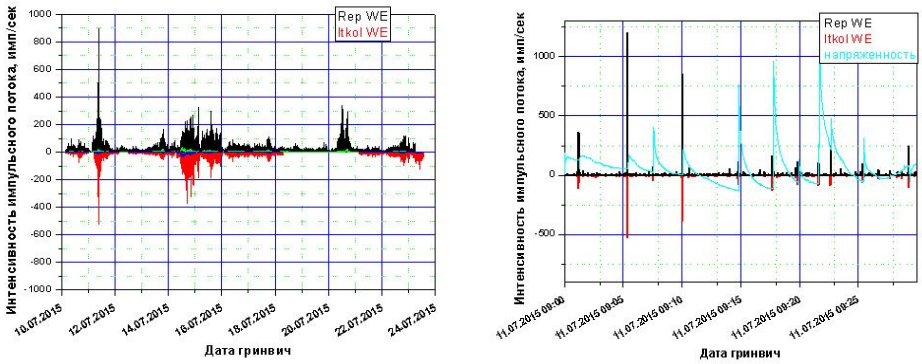
Полученные метеорологические данные сопоставлялись с данными данные ближайшей метеорологической станции – Шира, располагающейся на расстояние ~10 км.

Проведено исследование особенностей изменения атмосферно-электрических и метеорологических характеристик вовремя случаев прохождения на пунктом исследования конвективной облачности фронтального и внутримассового происхождения. Для интерпретации полученных результатов дополнительно использовались синоптические карты погоды, карты нефанализа и прогноза эволюции облачных образований, а также данные спектрорадиометра MODIS (КА Terra, Aqua) и полученных на их основе термодинамических и оптических параметров облачности.

Наряду с измерением и анализом метеорологических параметров программа экспедиционных исследований предусматривала эксперименты по оценке доли литосферной составляющей в структуре естественного импульсного электромагнитного поля Земли. С этой целью проводился круглосуточный мониторинг фоновых вариаций ЕИЭМПЗ в районе проведения эксперимента и измерение параметров ЕИЭМПЗ под электрическими экранами. Для экранирования от атмосферного электричества регистраторы в герметичных радиопрозрачных контейнерах погружались на различные глубины в озерах с различной удельной проводимостью воды. В эксперименте использовался Скин-эффект — эффект уменьшения амплитуды электромагнитных волн по мере их проникновения вглубь проводящей среды. Сравнивались данные атмосферной и литосферной составляющей ЕИЭМПЗ, зарегистрированные на суше и данные с ослабленной электрическим экраном атмосферной составляющей. Измеренная во время экспериментов удельная электрическая проводимость, скин-слой для этой проводимости и рассчитанное по уравнениям Максвелла ослабление атмосферного поля для различных глубин приведены в таблице. Скин-слой - слой вещества, уменьшающий электромагнитное поле в е раз.

	оз. Итколь	оз. Шира	оз. Тус
проводимость	0,065 См/м	1,85 См/м	9,8 См/м
скин-слой для f=14,5 KHz	11,6 м	2,2 м	0,9 м
ослабление на 2м	1,2	2,4	8,3
ослабление на 10м	2,4	99,7	
ослабление на 13м	2,8	396,6	

На рис.1а приведены значения интенсивности ЕИЭМПЗ, зарегистрированными двумя регистраторами на берегу и на дне под слоем воды 13 м. оз. Итколь. Для наглядности значения интенсивности измеренные под водой умножены на -1. По рассчитанным значениям для проводимости воды 0,065 См/м в случае только атмосферной составляющей ЕИЭМПЗ ослабление поля, зарегистрированного под водой, должно составлять в 2,8 раз. Однако за все время измерений экспериментально получено значение 1,6, что подтверждает гипотезу о наличии существенной доли литосферной составляющей ЕИЭМПЗ.



а) б)

Рис. 1. Интенсивность ЕИЭМПЗ на дневной поверхности и на глубине 13м. под водой оз. Итколь.
а) за весь период измерений; б) фрагмент записи во время грозы с наложением значений напряженности электрического поля.

На рис. 1б приведен фрагмент записи ЕИЭМПЗ во время грозы 11 июля. Для наглядности на график нанесены значения напряженности электрического поля, измеренные в непосредственной близости от геофизического регистратора, находящегося на берегу. Резкие скачки напряженности вызывают близкие разряды молний. По графику видно, что ослабление атмосферной составляющей ЕИЭМПЗ слоем воды соответствует расчетному, но в промежутке между грозовыми разрядами есть импульсы не ослабленные. Это и есть литосферная составляющая. В это время над пунктом исследования наблюдалось прохождение локального скопления кучево-дождевой облачности, развивающейся в тылу циклона позади холодного фронта. Над пунктом исследования прошло одно из облаков этого скопления, достигшая к этому моменту стадии зрелости, о чём можно судить по высоким значениям напряжённости поля у земли и интенсивной грозовой активности (всплески напряженности электрического поля на рис. 1б), а также по наличию обширной наковальни наблюдаемой при отходе облака (рис. 2). В течении рассматриваемого события наблюдается постепенный рост давления, связанный с приближением антициклона.

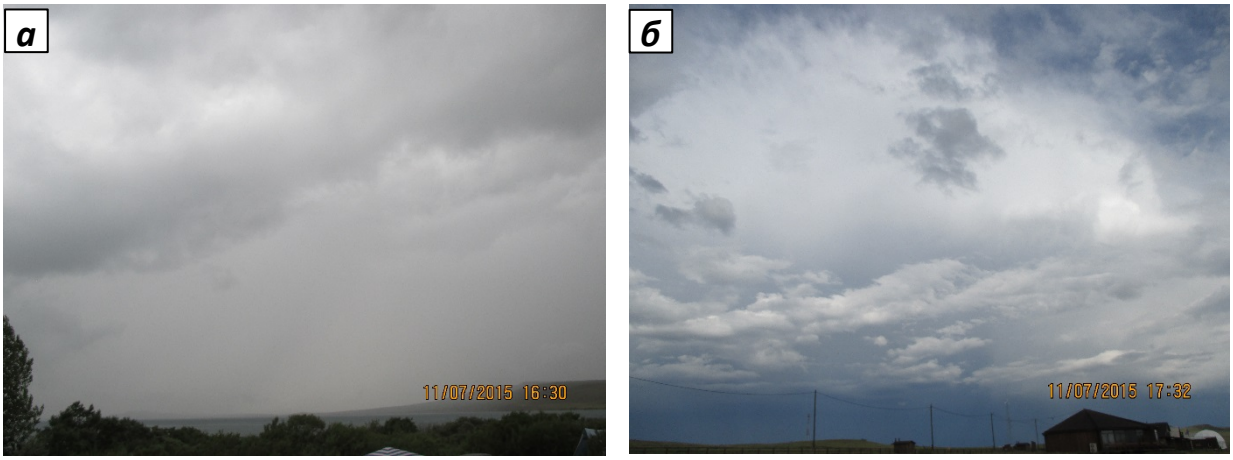


Рис. 2 − Состояние неба в начале (а) и в конце (б) исследуемого события 11 июля 2015 г.

Кроме представленных выше результатов измерения ЕИЭМПЗ на пресном озере также проводилась одновременная регистрация полей под слоем соленой воды и на дневной поверхности на соленом оз. Шира и горько соленом оз. Тус. На озерах Шира и Тус на глубине 2м. получили значение ослабления в 1,5 раз выше расчетного. На этих озерах есть слой грязевых отложений минерализация которого выше минерализации воды. Т.е. оборудование было экранировано и от атмосферного и от литосферного электричества. Программа эксперимента не предусматривала измерение толщины и проводимости слоя грязевых отложений. Поэтому рассчитать по известным формулам ослабление для этих условий не удалось. На оз. Шира на глубине 13 м. Получено ослабление в 1380 раз при расчетном для проводимости 1,85 См/м 380. В месте измерений согласно плану грязевой залежи по Малахову мощность донных отложений около 1 м.

Таким образом экспериментально показано, что ослабление электромагнитного поля, вызванного грозовым разрядом в атмосфере, согласуется с рассчитанным по уравнениям Максвелла затуханием. В периоды отсутствия близких грозовых разрядов показано несоответствие отношения интенсивности поля зарегистрированного на репере к интенсивности поля под экраном, рассчитанным для атмосферных источников, что подтверждает наличие литосферной составляющей ЕИЭМПЗ. Наличие илистых донных отложений высокой проводимости, по видимому, накладывает ограничение на возможность использования метода ЕИЭМПЗ для геофизической разведки на континентальных шельфах.

Литература:

1. Малышков Ю.П., Малышков С.Ю. Периодические вариации геофизических полей и сейсмичности, их возможная связь с движением ядра земли. // Геология и геофизика 2009, №2, с. 152-172.

GEOLOGICAL HAZARDS MONITORING BASED ON ENEMPF PARAMETERS

Gordeev V.F., Malyshkov S.Yu., Polivach V.I., Shtalin S.G.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: gordeev@imces.ru

Sources of Earth natural electromagnetic pulse fields (ENEMPF) are inconsistencies in Earth's crust structure, mechanically stressed structures, fractures and micro fractures. As a result of dynamoelectric conversions due to deformation waves from lower mantel, tidal forces, microseisms, wind and technogenic load, electromagnetic pulse fields emerge, creating the natural electromagnetic background of lithospheric origin. Electromagnetic pulse fields can change when ground conditions change, as well as when impact on fields sources changes. For example, typical diurnal variations may be distorted by rhythmic motions of Earth's crust when separate blocks of Earth's crust consolidate into larger area due to earthquake preparation or to changes in stress-deformed state of the ground. Hence ENEMPF recording method can be a comprehensive tool for geophysical survey, Earth's crust geodynamical activity monitoring and Earth sciences research.

We analyzed electromagnetic pulse fields anomalies based on field research on the active landslide slope. Works were performed along the same routes in June and September of 2015. Measurements were recorded simultaneously by the benchmark station, located outside the landslide zone and registering background ENEMPF variations and route stations, measuring at each route picket. Distances between pickets were ranging from 20 to 25 meters, GPS coordinates of each picket were taken into account during the processing. Processing results for the obtained data array allowed to distinguish between background values of ENEMPF and picket values. Measurement and processing procedure is described in detail in patent [1].

In case of negative ENEMPF anomalies we made the conclusion about a compression stress in rock mass and in case of positive anomalies – conclusion about pulling stress.

At the end of 2007 a first stage of geodynamical processes automated surveillance system (GPASS) was launched into operational testing for landslide slope at the route of main gas pipeline Urengoy-Pomary-Uzhgorod in the Kama river crossing. Network includes 10 multichannel geophysical recorders MGR-01, located in anti-vandal shelters on the slope and outside of it. Locations were chosen based on the integrated geophysical research in the spots of explicit anomalies in stress-deformed state of the rocks.

We have developed the algorithm and software to transfer data from the recorders to the remote server using GPRS channel in binary format. The software to convert received data into ASCII for further processing and visualization was developed.

Based on the system's operational testing we have laid down the algorithm for geodynamical processes surveillance based on ENEMPF parameters. In addition to plain ENEMPF pulse flow intensity excess it proved effective to use Spearman's rank correlation coefficient between route stations and benchmark station measurements as a criteria.

In conclusion, the results of stress-deformed state of the slope monitoring during 2007-2015 using the network of stations recording Earth natural electromagnetic pulse fields incorporated into the geodynamical processes automated surveillance system (GPASS) proved high effectiveness and reliability of slope stability estimations and ensured safe operation of the gas pipeline.

References:

1. Malyshkov Yu. P., Malyshkov S. Yu., Shtalin S. G., Gordeyev V. F., Polivach V. I. Geophysical survey method// Patent RF N2414726, BI N8, 20-03-2011. [in russian]

МОНИТОРИНГ ОПАСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПО ПАРАМЕТРАМ ЕИЭМПЗ

Гордеев В.Ф., Малышков С.Ю., Поливач В.И., Шталин С.Г.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
E-mail: gordeev@imces.ru

Источниками естественных импульсных электромагнитных полей Земли (ЕИЭМПЗ) являются неоднородности структуры земной коры, механически напряженные структуры, трещины и микротрещины. В результате механоэлектрических преобразований под действием деформационных волн из нижней мантии, приливных сил, микросейсмических колебаний, ветровой и техногенной нагрузки возникают импульсные электромагнитные поля, которые и создают естественный электромагнитный фон литосферного происхождения

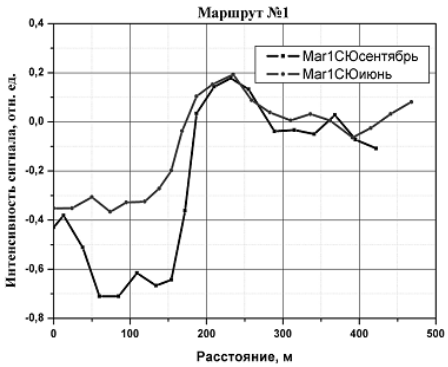
[1]. Импульсные электромагнитные поля могут меняться как при изменении состояния грунтов, так при изменении воздействия на источники полей. Например, типичные суточные хода могут нарушаться в случаях изменения ритмичного движения земной коры в результате объединения отдельных блоков земной коры в консолидированную область при подготовке землетрясений или при изменении напряженно-деформированного состояния грунтов. Таким образом, метод регистрации ЕИЭМПЗ является универсальным инструментом для геофизической разведки, мониторинга геодинамической активности Земной коры и научных исследований в области наук о Земле.

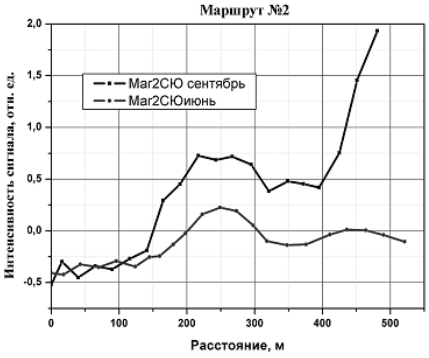
Приведем пример комплексного исследования склона правого берега реки Кама на котором развивается каскад оползней. В этом месте реку пересекает магистральный газопровод Уренгой–Помары–Ужгород. Активный оползень на данном участке магистрали представляет серьезную угрозу эксплуатации сооружения. Вид местности, где проводились работы, представлен на фотографии (рис. 1).

Рис. 1. Фотография перехода магистрального газопровода через р. Кама

Для измерения полей использовались разработанные, в ИМКЭС СО РАН, специализированные многоканальные геофизические регистраторы «МГР-01» [2]. В «МГР-01» предусмотрена регистрация импульсных сигналов по электрической и магнитной составляющим поля, причем по магнитной компоненте измерения ведутся на узкой полосе частот в ОНЧ-диапазоне по двум взаимно перпендикулярным направлениям приема сигналов.

Аномалии импульсных электромагнитных полей анализировались по результатам полевых исследований активного оползневого склона. Работы проводились по одним и тем же маршрутам в июне и в сентябре 2015 г. Измерения велись одновременно реперной станцией, которая находилась за пределами оползня и регистрировала фоновые вариации ЕИЭМПЗ и маршрутными регистраторами, которыми велись измерения на каждом пикете маршрута. Расстояние между пикетами составляло 20-25 м, координаты каждого пикета определялись по GPS навигатору и учитывались при обработке. Результатом обработки полученного массива данных была разница между фоновыми значениями ЕИЭМПЗ и значениями этих полей, полученными на пикетах. Методика измерений и обработки подробно описана в патенте [3].





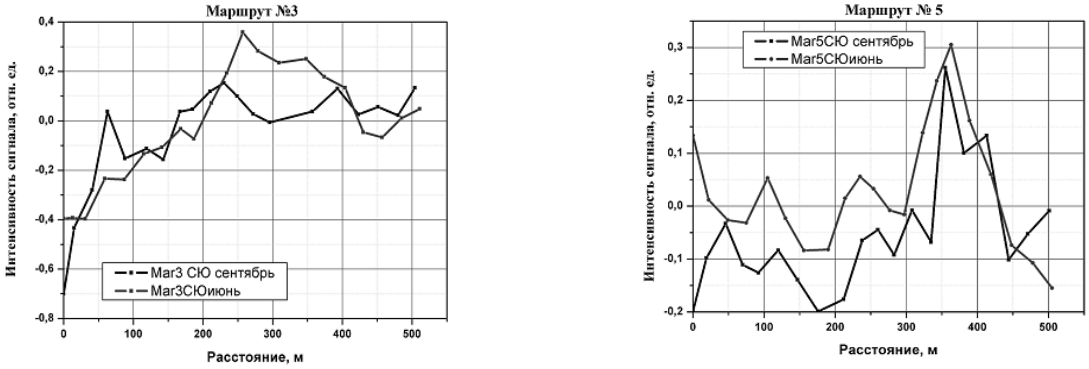


Рис. 2. - Зависимость интенсивности радиоволнового сигнала по маршрутам №1-3, 5.

В случае отрицательных аномалий ЕИЭМПЗ делалось заключение о напряжениях сжатия в массивах горных пород, в случае положительных – о растяжении. На рисунке 2 приведены результаты такой обработки по четырем маршрутам. Из рисунка видна высокая корреляция между измерениями в июне и сентябре. Следует отметить, что в районе 50 – 180 метров маршрута №1 НДС грунта напряжения сжатия увеличились почти в два раза. Данные осеннего мониторинга ОГП показали более сложную картину НДС грунтов в районе контролируемого участка по сравнению с данными, полученными в летний период. На маршруте №2 напряжения растяжения в районе от 170 метра и до конца маршрута так же увеличилось почти в два раза. Активизация оползня, по-видимому, обусловлена повышением увлажненности грунтов.

В конце 2007 года была запущена в опытную эксплуатацию первая очередь автоматизированной системы контроля геодинамических процессов (АСК-ГП) оползневого склона на трассе магистрального газопровода Уренгой – Помары - Ужгород в районе перехода через реку Кама [4]. Комплекс состоит из десяти многоканальных геофизических регистраторов «МГР-01», размещенных в антивандальных бункерах на территории склона и за его пределами. Места размещения бункеров выбраны на основании комплексных геофизических исследований в точках с явно выраженными аномалиями напряженно-деформированного состояния горных пород.

Разработан алгоритм и программное обеспечение для передачи данных с регистраторов на удаленный сервер по GPRS каналу в бинарном формате. Создана программа конвертирования бинарных данных в ASCII формат, для дальнейшей обработки и визуализации, получаемых данных.

На основании предварительной апробации системы был сформулирован алгоритм контроля геодинамических процессов по параметрам ЕИЭМПЗ. В качестве критерия предложено использовать не только превышение интенсивности импульсного потока ЕИЭМПЗ, но и коэффициент ранговой корреляции Спирмена суточных вариаций в каждой измеряемой точке (T1 - T10) по отношению к реперной станции (T4 реп.).

В рамках работ по созданию автоматизированной системы контроля геодинамических процессов (АСК-ГП) реализован программный продукт для аккумулирования, хранения и анализа данных измерений в составе единого Интернет портала [5]. На рисунке 3 представлена копия экрана оператора.

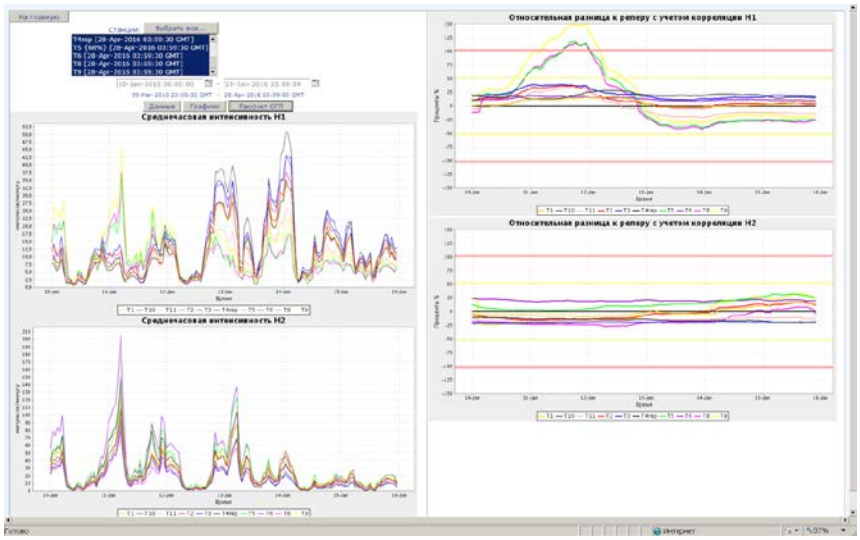


Рис. 3. Пример окна Интернет портала системы контроля геодинамических процессов на оползневом склоне по сигналам АСК-ГП.

На рис. 3 (в нижнем левом углу) представлены временные вариации радиоволновых сигналов с 10 регистраторов (МГР-01) расположенных на оползневом склоне магистрального газопровода «Урегой – Помары –Ужгород» в системе АСК-ГП с 10 по 15 января 2015 года. «Средняя интенсивность» сигнала (Н1), соответствует приему по направлению Север – Юг, а (Н2) – по направлению Запад – Восток. Время по оси абсцисс представлено по Гринвичу. На графиках отчетливо просматривается суточный ход интенсивности сигнала, т.е. максимум сигнала проявляется примерно в ночное время 2-5 часов (м.в.).

На графике интенсивности (Н1) с 4 до 12 часов наблюдается всплеск на станциях Т5, Т9 и Т8. Номера станций определены цветовой гаммой – зеленой, желтой и оранжевой, соответственно. По схеме расположения станций, станция Т5 и Т9 расположены между 6 и 7 нитками газопровода в верхней (языковой) части оползня, а Т8 – между 8 и 9 нитками у береговой линии реки Кама. Такое поведение сигналов, по видимому, свидетельствует об активизации геодинамических процессов в данных точках измерения. По нашим представлениям, в это время, возникли механические напряжения растяжения грунта в направлении Север – Юг.

Разработанный алгоритм выявления опасных геологических процессов по параметрам электромагнитного сигнала, позволяет сравнивать принимаемый сигнал в каждой точке измерения с сигналами реперной (вариационной) станцией, расположенной за пределами оползневого склона. Результат такого сравнения представлен в верхнем правом углу окна Интернет портала. Из графика видно, что аномалия начала проявляться еще 10 января, переходя в желтую зону, а 11 января - в красную. По эмпирически установленным критериям, в случае продолжения такой аномалии в течении 3-х суток – процесс разрушения становится не обратимым и может привести к аварийной ситуации. Однако мы видим, что 12 января сигнал стал на станциях Т5, Т8 и Т9 сравним с сигналом реперной станции и такая релаксация напряженно-деформированного состояния грунта могла произойти за счет пластического «обтекания» вокруг трубы газопровода.

Использование системы разнесенных в пространстве станций обеспечило высокоточные, хорошо воспроизводимые результаты, отражающие активность геодинамических склоновых процессов с высокой достоверностью.

Применение методов регистрации естественного импульсного электромагнитного поля Земли позволило выявлять в структуре склона зоны повышенной и пониженной активности оползневых процессов, зоны растяжения и относительного сжатия, пространственную ориентацию напряжений.

Таким образом, результаты мониторинга напряженно-деформированного состояния оползневого склона за период 2007 – 2015 г.г. по показаниям сети станций, регистрирующих естественное импульсное электромагнитное поле Земли, включенных в автоматизированную систему контроля геодинамических процессов (АСК-ГП), показали высокую эффективность оценки устойчивости оползневого склона и обеспечили безопасную эксплуатацию магистрального газопровода.

Литература:

1. Малышков Ю.П., Малышков С.Ю. Периодические вариации геофизических полей и сейсмичности, их возможная связь с движением ядра земли. // Геология и геофизика 2009, №2, с. 152-172.
2. Шталин С.Г., Гордеев В.Ф., Малышков и др. Регистратор импульсных электромагнитных полей для мониторинга геодинамических процессов и геофизической разведки// Датчики и системы. №4. 2012г., с. 32-37.
3. Малышков Ю.П., Малышков С.Ю., Шталин С.Г., Гордеев В.Ф., Поливач В.И. Способ геофизической разведки //Патент РФ № 2414726, БИ № 8, 20 марта 2011 г.
4. Гордеев В.Ф., Малышков Ю.П., Шталин С.Г., Малышков С.Ю., Поливач В.И., Задериголова М.М. Мониторинг напряженно-деформированного состояния оползневого склона по параметрам радиошумов системой АСК-ГП // Конгресс «Гео-Сибирь-2010». Том 1,ч.2. С. 8-12.
5. Кабанов М. М., Капустин С. Н., Колтун П. Н., Милованцев П. Б. Интернет портал системы контроля геодинамических процессов // Сборник материалов VII международного научного конгресса «ГЕО-СИБИРЬ 2011», 19-21 апреля 2011 г., Новосибирск.- Новосибирск : СГГА, т. 1., ч. 1, с. 138-142.

DYNAMICS OF METEOROLOGICAL AND ATMOSPHERIC ELECTRICAL PARAMETERS OF SURFACE ATMOSPHERE DURING THE PASSAGE OF DEEP CONVECTIVE CLOUDS IN THE SUMMER IN NORTHERN KHAKASSIA

Pustovalov K.N., Korolkov V.A., Kurakov S.A., Nagorskiy P.M.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: const.pv@yandex.ru

Features of meteorological and electrical characteristics of surface atmosphere during the passage of deep convective clouds of different genesis above the observation point in the North Khakassia were investigated. The passage of cumulonimbus clouds (Cb) have a greater impact on the local meteorological and atmospheric electrical parameters. They cause such hazards as: thunderstorms, showers, hail, squall [1, 2]. However, the processes taking place during the passage of deep convective clouds of different genesis remains understudied. One of the purposes of the expedition in Nord Khakassia (7-27 July 2015) was a study of variability and search for relationships of meteorological and atmospheric electrical parameters during the passage of deep convective clouds of different genesis in the summer in the steppe background conditions. The expedition was conducted in Shira district of Khakassia Republic at the north-eastern coast of Lake Itkul on the territory of The Khakassky State Nature Reserve.

The measurements were made by the following instrument base:

- ultrasonic weather station «AMK-03» (IMCES SB RAS)[3];
- atmospheric-soil measuring complex «APIK» (IMCES SB RAS);
- electric field meter «CS110» (Campbell Scientific);
- air ion concentration meter «Sapphire-3M» (KNRTU-KAI).

Obtained meteorological data were compared with data of nearest weather station Shira (~ 10 km). Weather maps and data of spectroradiometer MODIS were used to interpret the results.

Changes of potential gradient of electric fields ($\nabla\varphi$) and meteorological characteristics during 15 cases of Cb different genesis were analyzed. The results were obtained:

- during passage of individual cumulonimbus clouds observed 1-3 disturbance of the electric field, and with a close passage of few clouds is marked superposition of their electric fields;
- with cumulonimbus clouds in the development stage are associated high positive values of $\nabla\varphi$, with Cb in the dissipation stage – high negative $\nabla\varphi$, and with Cb in the mature stage – the transition from positive value to negative or conversely;
- extreme values $\nabla\varphi$ differ greatly during cumulonimbus cloud of different genesis and configuration, reaching maximum values during Cb of the frontal clusters, associated with cold fronts, and the minimum values during isolated air mass Cb;
- during the passage of cumulonimbus clouds marked heavy decrease of temperature and increase of relative humidity due to a decrease of incoming solar radiation, and cooling of air by downdraft from the cloud and evaporation of precipitation;
- with the passage of cumulonimbus clouds associated "saddle-view" form of dynamics of the horizontal and vertical components of the wind speed associated with spreading along the surface downdraft from the cloud and characterized by two peaks speeds (gust fronts);
- there is none clear compliance of moments of precipitation with maximum values $\nabla\varphi$ that connected with the drift of precipitation drops by wind flows.

References:

1. Wang P.K. Physics and Dynamics of Clouds and Precipitation / P.K. Wang. – Cambridge University Press, 2013. – 467 p.
2. Popov I. B.Statistical Estimations of Various Meteorological Phenomena Influence on Atmospheric Electrical Potential Gradient // Proc.MGO, 2008. – Vol. 558.– P.152-161.
3. Azbukin A.A., Bogushevich A. Ya., Kobzev A.A. AMK-03 Automatic weather stations, their modifications and applications // Datchiki & Systemi, 2012. – № 3. – P. 47-52.

ДИНАМИКА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ И АТМОСФЕРНО-ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ ПРИ ПРОХОЖДЕНИИ МОЩНОЙ КОНВЕКТИВНОЙ ОБЛАЧНОСТИ ЛЕТОМ В СЕВЕРНОЙ ХАКАСИИ

Пустовалов К.Н., Корольков В.А., Кураков С.А., Нагорский П.М.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, россия
E-mail: const.pv@yandex.ru

Общеизвестно, что с прохождением циклонов, а особенно с холодными атмосферными фронтами, связана резкая смена погодных условий, во время которой многие параметры приземной атмосферы испытывают сильные изменения. Ещё большее влияние на локальные метеорологические и атмосферно-электрические параметры оказывает прохождение мощной конвективной облачности как фронтального, так и внутримассового происхождения, с которой связанны такие опасные явления как: гроза, интенсивные ливневые осадки, град, шквал [1-3]. Прогнозирование этих событий сопряжено с рядом трудностей и имеет невысокую оправдываемость. Этот фактор необходимо учитывать при разработке специальной аппаратуры, работающей на открытом воздухе. Однако, процессы происходящие во время прохождения мощной конвективной облачности различного генезиса, и связанных с ней явлений, относятся к числу недостаточно изученных в части понимания взаимосвязей и особенностей изменения параметров приземной атмосферы. Одной из целей экспедиции в Северную Хакасию (7-27 июля 2015 г.) являлось исследование согласованной изменчивости и поиск взаимосвязей метеорологических и атмосферно-электрических величин при прохождении мощной конвективной облачности различного генезиса в летнее время в фоновых степных условиях.

Экспедиционное исследование проводилось в Ширинском районе Республики Хакассия на юго-востоке Чебаковско-Балахтинской впадины у северо-восточного побережья озера Итколь. Данная территория входит в степной кластер государственного природного заповедника «Хакасский», охватывающего береговую зону и всю акваторию озера.

Измерения осуществлялись посредством следующей приборной базы (рис.1):

ультразвуковая метеостанция «АМК-03» (ИМКЭС СО РАН);

атмосферно-почвенный измерительный комплекс «АПИК» (ИМКЭС СО РАН);

измеритель градиента потенциала электрического поля «CS110» (Campbell Scientific);

счётчик концентрации аэроионов «Sapphire-3M» (НТТМ КГТУ им. А.Н. Туполева).

Ультразвуковая метеостанция «АМК-03» измеряет (на высоте 4 м) основные метеорологические параметры атмосферы, а также позволяет вычислять до 60 значений статических и турбулентных параметров атмосферы [3]. АПИК позволяет измерять температуру воздуха и относительную влажность воздуха на высотах 0,2 и 2 метра, атмосферное давление, скорость и направление ветра, количество осадков, приходящую и отражённую солнечную радиацию, а также температуру поверхности почвы и температуру, и влажность почвы на глубине 10 см в почве [4]. Измеритель «CS110» измеряет вертикальный градиент потенциала электрического поля ($\nabla\varphi$) в диапазоне ±22,3кВ/м на высоте 2 м. Счётчик аэроионов «Sapphire-3M» позволяет измерять концентрацию лёгких ионов в диапазоне от $2\cdot10^2$ до $1\cdot10^6$ см$^{-3}$. В экспедиционном исследовании «Sapphire-3M» располагался на специальной полке закреплённой на штативе на высоте 1,5 м.

Полученные метеорологические данные сопоставлялись с данными метеорологической станции Шира, располагающейся на расстояние ~10 км. Для интерпретации результатов использовались синоптические карты погоды и данные спектрорадиометра MODIS.

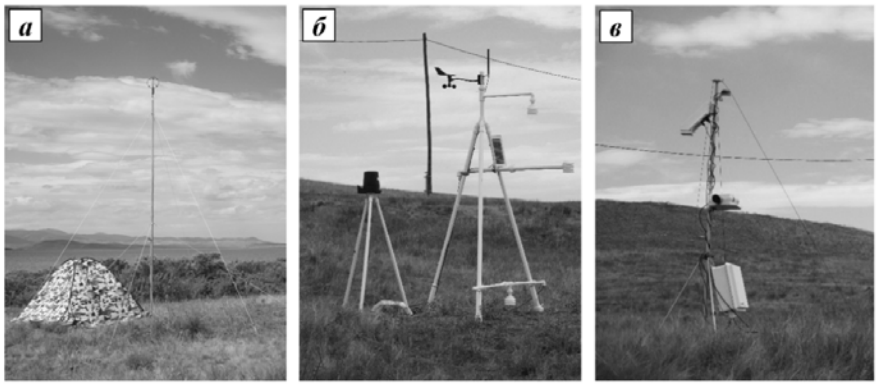


Рис.1 – Измерительная установка: а – Ультразвуковая метеостанция (АМК-03), б – Атмосферно-почвенный измерительный комплекс, в – измерители напряжённости электрического поля «CS110» и концентрации аэроионов «Sapphire-3M»

За период экспедиционного исследование в окрестностях измерительного комплекса было отмечено 15 событий связанных с прохождением кучево-дождевой облачности (Cumulonimbus, Cb), как в виде изолированных и близкорасположенных одноячейковых облаков, так и в форме конгломератов конвективных ячеек. В качестве примера рассмотрим случаи прохождения комплекса фронтальных Cb и одиночного внутримассового Cb.

«Событие 1» (21:00 LT 8.07− 1:00 LT 9.07)

В ходе этого события над пунктом измерения наблюдалось прохождение холодного фронта II рода. Облачная система фронта была представлена, главным образом, кучево-дождевыми облаками, прикрытыми сверху перистыми облаками (Cirrus, Ci), которым предшествовали слоисто-кучевые (Stratocumulus, Sc) и высоко-кучевые облака (Altocumulus, Ac). Согласно спутниковым данным MODIS, мезомасштабная структура облачной системы состояла из передней линии сильно развитых по вертикали кучево-дождевых облаков в виде небольших гряд овальной формы, вытянутых вдоль приземной линии фронта под углом 30-40º к нему, и хаотичного скопления «затопленных» Cb, развивающихся над поверхностью фронтального раздела.

Во время прохождения передней линии Cb отмечалось прохождение нескольких конвективных ячеек в окрестностях пункта мониторинга (рис. 2). С первой конвективной ячейкой в стадии зрелости, проходящей в непосредственной близости от пункта, была связана интенсивная грозовая активность и очень высокие значения $\nabla\varphi$. С последующими ячейками, предположительно проходящими на некотором удалении от пункта, была связанна серия возмущений электрического поля с более низкими значениями $\nabla\varphi$. За 10 мин до резкого повышения $\nabla\varphi$ и за 15 мин до начала выпадения осадков наблюдалось резкое повышение скоростей горизонтального и вертикального ветра, обусловленное фронтом порывов. В течение данного события были зарегистрированы интенсивные осадки, в структуре интенсивности которых прослеживаются 3 основных пика. При прохождении скопления «затопленных» Cb наблюдалось сложное изменение напряжённости электрического поля, обусловленное суперпозицией нескольких близкорасположенных конвективных ячеек на разных стадиях развития. Как минимум одно из них в момент прохождения находилась в грозовой стадии. В пункте мониторинга фиксировались очень интенсивные осадки, в структуре которых прослеживаются два основных пика.

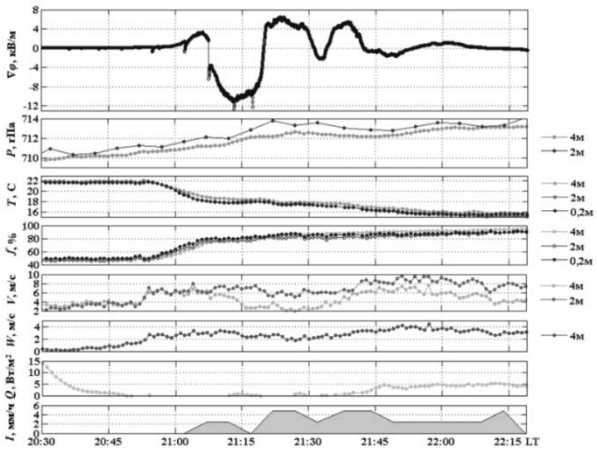


Рис. 2 − Изменение градиента потенциала электрического поля ($\nabla\varphi$), атмосферного давления (P), температуры воздуха (T), относительной влажности (f), скорости горизонтального (V) и вертикального (W) ветра, потока суммарной солнечной радиации (Q) и интенсивности осадков (I) во время передней линии Cb в «Событие 1».

«Событие 2» (16:00 − 17:45 LT 11.07)

Во время данного события в окрестностях пункта мониторинга отмечалось прохождение скопления внутримассовых кучево-дождевых облаков, развивающихся позади стационирующего холодного фронта. В непосредственной близости от пункта прошло одно из облаков этого скопления, достигшее к этому моменту стадии зрелости, о чём можно судить по высоким значениям напряжённости поля у земли и интенсивной грозовой активности (рис. 3). В динамике напряжённости приземного электрического поля можно выделить три последовательных возмущения, предположительно обусловленных дипольной структурой основных объёмных зарядов облака и его наклоном по направлению движения.

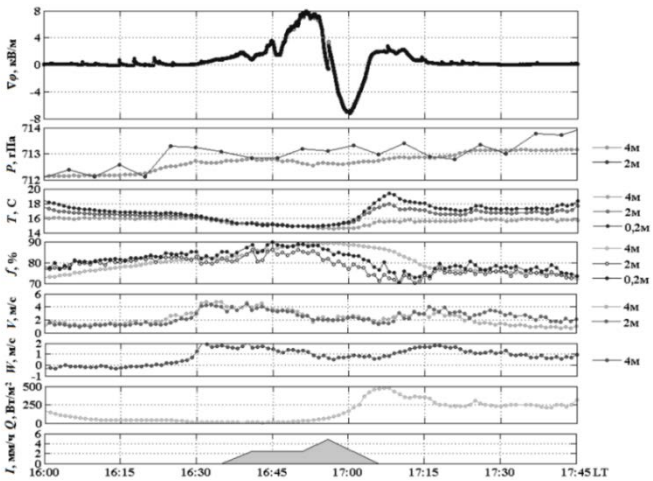


Рис. 3 – Изменение напряжённости электрического поля ($\nabla\varphi$), атмосферного давления (P), температуры воздуха (T), относительной влажности (f), скорости горизонтального (V) и вертикального (W) ветра, потока суммарной солнечной радиации (Q) и интенсивности осадков (I) во время «События 2».

За 10-15 мин до интенсивных вариаций $\nabla\varphi$, а также после их оканчания, отмечалось резкое усиление скорости горизонтальной и вертикальной компонент ветра (передний и тыловой фронты порывов), при этом непосредственно под облаком значения скоростей уменьшались. Максимум интенсивности осадков приходится на момент отрицательного возмущения $\nabla\varphi$, однако, начало выпадения осадков зафиксировано ещё до первого возмущения напряжённости поля, что предположительно связано со сносом мелких капель осадков по направлению перемещения ветровыми потоками.

В ходе экспедиционного исследования проанализированы изменения $\nabla\varphi$ и метеорологических характеристик во время прохождения над пунктом наблюдения кучево-дождевых облаков различного происхождения и конфигурации.

Отмечено:

во время прохождения одиночных кучево-дождевых облаков отмечаются 1-3 возмущения электрического поля, а при близком прохождении нескольких облаков отмечается суперпозиция их полей;

с кучево-дождевыми облаками в стадии развития связанны, как правило, высокие положительные значения $\nabla\varphi$, в стадии диссипации – отрицательные, а в стадии зрелости – переход от положительных значений $\nabla\varphi$ к отрицательным или наоборот;

экстремальные значения $\nabla\varphi$ существенно отличаются у кучево-дождевых облаков различного происхождения и конфигурации, достигая максимальных значений в облаках фронтальных скоплений (гряд), связанных с приземной линией холодных фронтов II рода, и минимальных – в изолированных облаках внутримассового происхождения;

при прохождении кучево-дождевой облачности отмечается падение температуры и рост относительной влажности, обусловленные уменьшением приходящей солнечной радиации, а также охлаждением и насыщением воздуха влагой при испарении осадков;

с прохождением кучево-дождевых облаков связана «седловидная» форма изменения горизонтальной и вертикальной компонент скорости ветра, связанная с растеканием вдоль поверхности нисходящего потока из облака и характеризующиеся двумя максимумами скоростей (передним и тыловым фронтами порывов);

нет чёткого соответствия моментов выпадения осадков и их интенсивности с максимальными значениями $\nabla\varphi$, что, предположительно, связано со сносом осадков ветровыми потоками относительно области их выпадения;

внутримассовые кучево-дождевые облака в дневное время, как правило, «стремятся обойти» крупный водоём – озера Итколь с севера или юга вследствие более высокой температуры приповерхностного воздуха над береговой полосой по сравнению с температурой над поверхностью озера.

Литература:

1. Шметер С. М. Термодинамика и физика конвективных облаков / С. М. Шметер. – Л.: Гидрометеоиздат, 1987. – 287 с.
2. Wang P.K. Physics and Dynamics of Clouds and Precipitation / P.K. Wang. – Cambridge University Press, 2013. – 467 p.
3. Попов И.Б. Статистические оценки влияния различных метеорологических явлений на градиент электрического потенциала атмосферы // Труды ГГО, 2008. – Вып. 558.– С.152-161.
4. 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. 47-52.
5. Кураков С.А. Система автономного мониторинга состояния окружающей среды // Датчики и системы, 2012. - №4 (155). – С. 29-32.

MULTIFUNCTIONAL HORIZONTALLY SCALABLE DISTRIBUTED DATA-PROCESSING TECHNOLOGY PLATFORM FOR THE ANALYSIS AND PREDICTION OF CLIMATIC PROCESSES

[1]Sherstnyov V.S., [1]Sherstnyova A.I., [1] Botygin I.A., Tartakovsky V.A.

[1]National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia
[2]Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: vss@tpu.ru, trtk@list.ru, sherstneva@tpu.ru, bia@tpu.ru

This paper considers the development of a distributed information-computational system represented in the form of decentralized architecture of resources (compute nodes, storage nodes, communication channels), providing a communication environment based on the personal GRID. It should be noted that the proposed system is focused on computation-intensive, but loosely coupled tasks. Strongly related tasks can also be performed in the system, but only if they do not require the real time mode.

In the functional structure and the technological scheme of interaction of the main components of an information computation system dedicated and designed infrastructure manager, network manager, compute manager, storage manager, authorization Manager, web manager, upload planning manager. In the organizational and management aspects highlighted two clusters of nodes – the cluster of processing nodes (compute cluster) and the cluster of storage nodes (storage cluster). In each cluster, a dedicated master node is the command center.

The command center of computing cluster is a server, dispatcher queue computational performance of a system. Its tasks include collecting information about available computing resources and the load distribution to multiple processing nodes in accordance with information and control graph of calculation set by the researcher. In fact, the command center computing cluster represents the functionality, which is organized parallel data processing on the compute nodes and the subsequent collection of the results for a researcher. The compute cluster node is any computer that is part of the system and providing resources for public use. The node receives and processes the data, guided by the instructions received from the command center. Instructions, in essence, define the scenario of the infrastructure when running the specific applications. Moreover, data from storage (storage cluster) compute node gets himself in accordance with the rules and diagrams of data flows described in the information flow graph of calculations of the researcher.

The command center of the cluster storage server is responsible for data storage maintenance (provides an interface to host data and access to them). Control scheme and algorithms of functioning of data storage are based on the concept of distributed file system. The main component includes a file system manager and a metadata database. Metadata database stores high-level information about the storage and describe the simplified semantics of the stored data. The metadata structure of the system allows controlling the fullness of each storage node, and to inform system administrator about exhaustion of free space in the storage and need to deploy another storage node. On the nodes of the storage cluster deployed network services for interoperability and data files that are only on authorized request to the computing nodes.

All interaction of the researchers with the data processing system is going through a web-portal. Managing web portal is a site that provides user services for analytical and computational functionality of the system (communications services, infrastructure management services computing, infrastructure management of network storage). In addition, through the web-portal are performed the functions of the system of administrative management system. Running functional applications in the web-portal is based on Java Web Start technology.

Approbation of the research was carried out in a pilot project to develop the infrastructure of information and computing technology platform for the analysis and prognosis of climatic processes based on long-term measurements of the ultrasonic anemometer (automatic weather station).

МНОГОФУНКЦИОНАЛЬНАЯ ГОРИЗОНТАЛЬНО-МАСШТАБИРУЕМАЯ РАСПРЕДЕЛЕННАЯ ИНФОРМАЦИОННО-ВЫЧИСЛИТЕЛЬНАЯ ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ ПЛАТФОРМА ДЛЯ АНАЛИЗА И ПРОГНОЗА ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Шерстнёв В.С, Шерстнёва А.И., Ботыгин И.А. Тартаковский В.А.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН
E-mail: vss@tpu.ru, trtk@list.ru, sherstneva@tpu.ru, bia@tpu.ru

Введение. При обработке сверхбольших рядов различных геофизических данных на первое место выходят распараллеливание и итеративное выполнение отдельных математических процедур их обработки. При проведении научных исследований, как правило, время обмена результатами вычислений в математических процедурах не принципиально для ускорения процессов обработки. Не критичным фактором является и время вычислений – не нужен режим реального времени. Эти обстоятельства делают перспективным разработку распределенной вычислительной системы со слабо связанными совокупностями вычислителей в качестве инструментария информационно-компьютерной поддержки, например, портала анализа и прогноза климатических процессов.

В последнее время наблюдается интерес к мультиагентным системам (МАС), которые используются при исследовании поведения сложных объектов различной природы – от биологических до социальных. Кроме того, МАС становятся инструментом автоматизации управления сложными системами на реальном производстве. Им доверяется динамическое планирование ресурсов, оперативная реакция на важные события, мониторинг и управление в масштабе реального времени технологическими процессами, диспетчеризация процессов в сложных динамических системах и т.д. Именно мультиагентные технологии становятся основой при разработке систем, ориентированных на знания. По сути, агент является идеальным автономным информационно-коммуникативным компонентом (знаниевой информационной сущностью), идеально обеспечивающим требуемый уровень взаимодействия (персонифицированный интеллектуальный интерфейс) с другими компонентами при проектировании интеллектуальных информационно-аналитических систем обработки различных данных, использующих концепцию распределенных вычислений. Таким образом, агенты в настоящей работе – это дополнительные автономные программные сущности (модули), функционирующие в инфраструктуре распределенного вычислительного комплекса, общающиеся между собой и обеспечивающие собственно реализацию параллельных вычислений в распределенной системе.

В работе предложена концепция формирования открытой горизонтально масштабируемой мультиагентной распределенной информационно-вычислительной среды, представляемой в виде децентрализованной архитектуры ресурсов (узлов вычислений, узлов хранения, каналов связи) с децентрализованным управлением вычислениями и данными. Отметим, что такой подход не противоречит современным концепциям в развитии Computer Science [1-10] и формулируется специалистами как «персональный грид». Узлы такой распределенной вычислительной системы – обычные настольные компьютеры, имеющиеся, практически, на всех рабочих местах исследователей. Таким образом, проблема горизонтального масштабирования информационно-вычислительной мощности такой распределенной системы решается простым подключением дополнительных узлов, количество которых может быть увеличено в любой момент.

Основные компоненты среды. В функциональной структуре и технологической схеме взаимодействия основных компонентов информационно-вычислительной среды выделены и спроектированы менеджер инфраструктуры, сетевой менеджер, менеджер вычислений, менеджер хранилища, менеджер авторизации, web-менеджер, менеджер планирования загрузки (рис. 1).

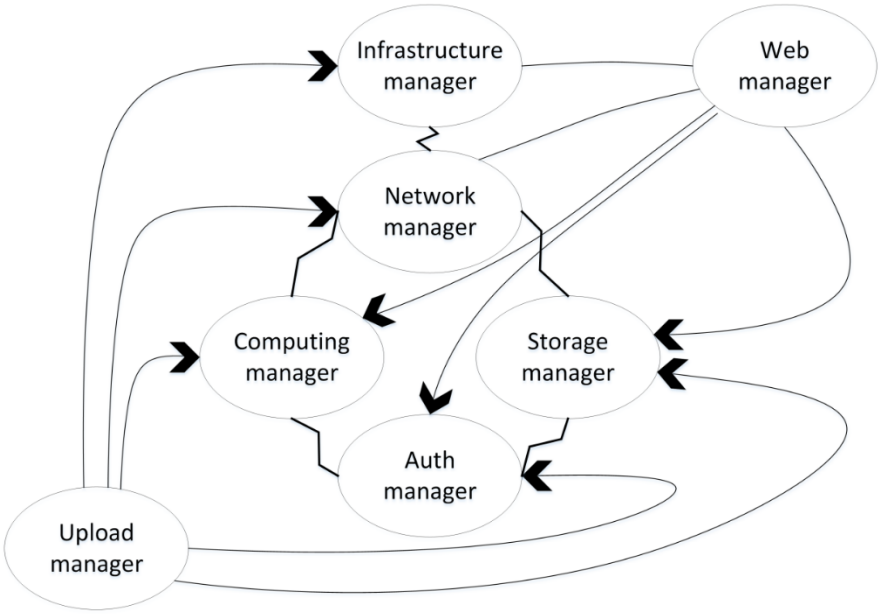


Рис. 1. Схема взаимодействия основных компонентов среды

В организационно-управленческом аспекте выделены два кластера узлов среды (рис. 2) – кластер узлов обработки (вычислительный кластер) и кластер узлов хранения (кластер хранения). В каждом из кластеров выделен главный узел – командный центр.

Командный центр вычислительного кластера (Compute Cluster Center) –вычислительный компонент среды. Он представляет собой сервер, диспетчирующий вычислительную работоспособность среды. В его задачи входит сбор информации о доступных вычислительных ресурсах и распределение нагрузки на множество узлов обработки, путем выполнения пользовательских инструкций. По сути, командный центр вычислительного кластера представляет функциональность, с помощью которой можно организовать параллельную обработку данных на вычислительных узлах и последующий сбор результатов для выдачи исследователю. Узел вычислительного кластера – это любой компьютер, входящий в состав системы и предоставляющий часть своих ресурсов для обработки. Узел получает и обрабатывает данные, руководствуясь инструкциями, полученными от исследователя. Инструкции, по сути, определяют сценарий работы инфраструктуры при выполнении конкретного приложения. Причем, данные из хранилища (кластера хранения) вычислительный узел получает сам – в соответствии с правилами и схемами потоков данных, описанными инструкциями исследователя.

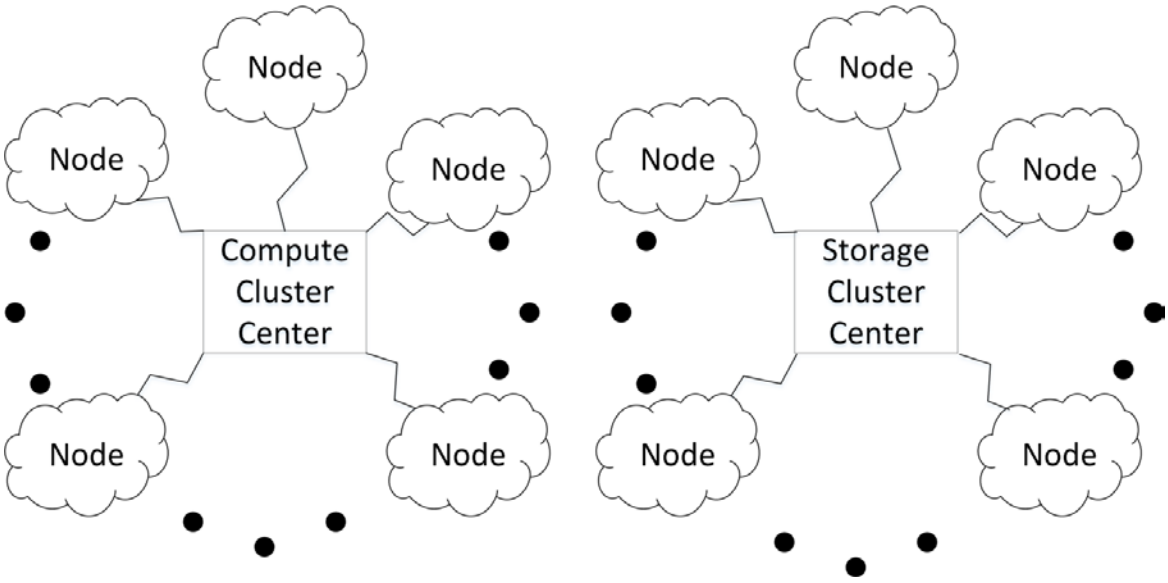


Рис. 2. Организационно-управленческая схема среды

Командный центр кластера хранения (Storage Cluster Center) – сервер, на который возложено обслуживание хранилища данных – предоставляет интерфейс для размещения данных и доступа к ним. Схема управления и алгоритмы функционирования хранилища данных базируются на концепции распределенной файловой системы. Основной компонент файловой системы включает менеджер управления и базы метаданных. Базы метаданных хранят высокоуровневую информацию о хранилище и описывают упрощенную семантику хранимых данных. Структура метаданных системы позволяет контролировать наполненность каждого узла хранения и сигнализировать администратору системы об исчерпывании свободного пространства для хранения данных и необходимости развернуть еще один узел хранения. На узлах кластера хранения (Node) развернуты веб-сервисы для обеспечения взаимодействия и собственно файлы данных, которые выдаются только по авторизованному запросу узлам вычислений.

Основой для распределенной системы обработки данных служит модель MapReduce. Топологии вычисления задается исследователем в виде графа. Интерфейс среды позволяет исследователю сформировать свой управляющий граф последовательно-параллельных вычислений с необходимым количеством уровней распределения и синхронизации вычислений, а также выбрать необходимое количество вычислительных ресурсов для реализации. Узлы кластера вычислений получают из центра управления программные модули обработки данных и сформированные в соответствии с задачей буферы входных данных. Специальный компонент центра вычислений определяет порядок выполнения вычислительных модулей и процесс их распределения по физическим узлам среды, осуществляет контроль параллельного выполнения и финальный сбор выходных данных.

Все взаимодействие исследователей со средой осуществляется через web-портал. Управляющий web-портал – это сайт, предоставляющий пользователю сервисы для работы с аналитико-вычислительным функционалом среды. Web-портал выполняет функцию графического интерфейса, который состоит из набора компонентов управления, предоставляющих исследователям простой и удобный доступ к сервисам и услугам среды (коммуникационным сервисам и услугам, инфраструктуре управления сервисами вычислений, инфраструктуре сетевого хранилища). Кроме того, через web-портал выполняются и функции системного административного управления средой. Запуск функциональных приложений в web-портале осуществляется на основе технологии Java Web Start.

Апробация проведенных исследований была осуществлена в пилотном проекте по разработке инфраструктуры информационно-вычислительной технологической платформы для анализа и прогноза природно-климатических процессов на основе данных многолетних замеров ультразвукового анемометра (автоматической метеостанции). Для занесения данных были разработаны специальные средства, осуществляющие укрупнение структурной единицы, хранящейся в одном файле (получены суточные файлы наблюдений), формирование метаописания к полученным файлам и оправка их в хранилище системы. Были разработаны сервисы, позволяющие задать любой интервал усреднения, определяемый в виде часов, минут и секунд, и максимальным сроком наблюдения в один месяц.

В проекте осуществлена первичная математическая обработка всех метеорологических величин получаемых с типовой ультразвуковой метеостанции – вычисление дисперсии для температуры и составляющих ветра, вычисление модуля среднего вектора скорости ветра, вычисление угла наклона к горизонту среднего вектора скорости ветра, вычисление направления средней скорости горизонтального ветра и др.

Для визуализации полученных величин исследователю предоставляется набор графиков, отображающих их изменение во времени. В качестве примера (рис. 3, рис.4) отображены графики восточного компонента ветра и его дисперсия. На оси абсцисс отображены номера отсчетов времени в зависимости от интервала усреднения заданных пользователем (интервал усреднения, умноженный на номер отсчета, соответствует текущему времени). На оси ординат, на верхнем графике отображены значения восточного компонента вектора скорости ветра, на нижнем графике значения его дисперсии. Для реализации вывода графиков использовались бесплатная Java библиотека JFreeChart. Для получения более компактного кода визуализации результатов отдельные модули библиотеки были модифицированы.

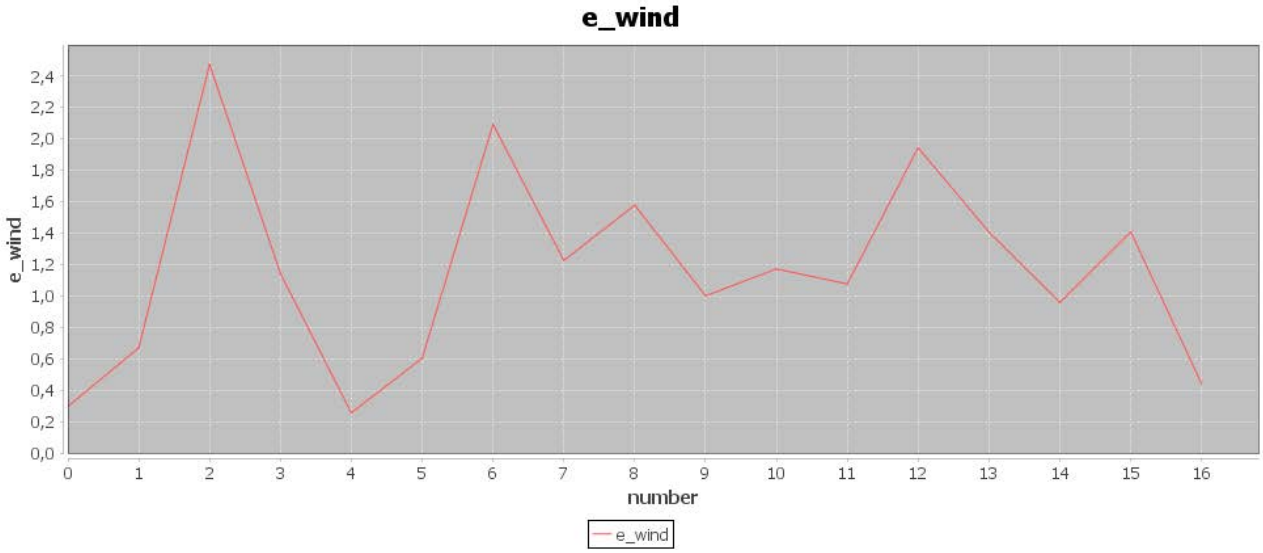


Рис. 3. График изменения восточного компонента ветра

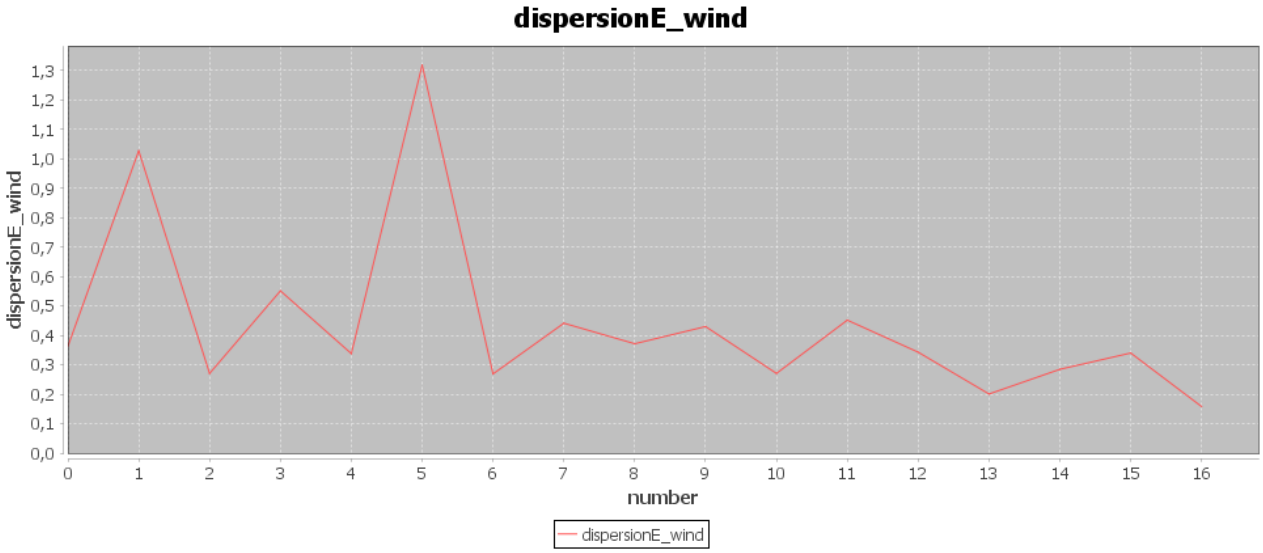


Рис. 4. График изменения дисперсии восточного компонента ветра

Заключение. Представлен комплекс программных средств для построения мультиагентной вычислительной системы со слабо связанными совокупностями вычислителей (персональными компьютерами), предназначенной для информационной поддержки порталов при решении крупномасштабных научных задач, в частности, задач мониторинга, анализа и прогноза климатических процессов.

Полученные результаты позволяют применить наработки по управлению данными приземных метеорологических наблюдений и для оперативного сбора, систематизации и хранения данных различных геофизических наблюдений, наблюдений в сопутствующих смежных категориях и реализовать их соответствующую математическую обработку.

Литература:

1. Сайт Российского отделения Международной федерации грид-систем из персональных компьютеров. [Электронный ресурс]. URL: http://desktopgrid.ru/ (дата обращения: 02.03.2016).
2. Sherstnyov V. S., Sherstnyova A. I., Botygin I. A., Kustov D. A. Distributed Information System for Processing and Storage of Meteorological Data // High Technology: Research and Applications 2015. Key Engineering Materials. – Trans Tech Publications, Switzerland, 2016. – Vol. 685. – pp. 867-871.
3. World Community Grid: сеть распределенных вычислений. [Электронный ресурс]. URL: http://habrahabr.ru/company/ibm/blog/156687/ (дата обращения: 02.03.2016).
4. World Community Grid. [Электронный ресурс]. URL: http://www.worldcommunitygrid.org/ (дата обращения: 02.03.2016).

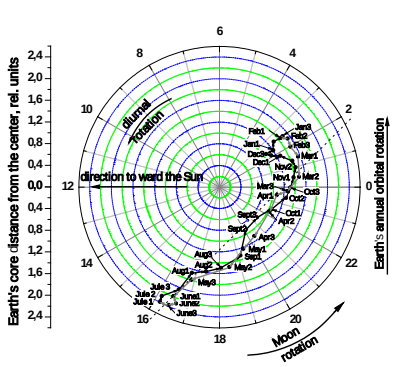
5. A. Botygin, V. N. Popov, V. A. Tartakovsky, V. S. Sherstnev Architecture of scalability file system for meteorological observation data storing // Proc. of SPIE, 21st International Symposium Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. – 2015. – vol. 9680. – pp. 96800J-1– 96800J-4.
6. Андреев А.Л, Посыпкин М.А., Заикин О.С. Гонку за терафлопсами пора заканчивать. [Электронный ресурс]. URL: http://trv-science.ru/2015/02/10/gonku-za-teraflopsami-pora-zakanchivat/ (дата обращения: 02.03.2016).
7. Афанасьев А.П., Бычков И.В., Заикин О.С., Манзюк М.О., Посыпкин М.А., Семенов А.А. Концепция многозадачной грид-системы с гибким распределением свободных вычислительных ресурсов суперкомпьютеров. [Электронный ресурс]. URL: http://2014.nscf.ru/TesisAll/0_NSCF_Plenar/12_189_BichkovIV.pdf (дата обращения: 02.03.2016).
8. Popov V.N., Botygin I.A., Koshelev N.V. Uniform Model of Representation Heterogeneous Data Hydrometeorological Observations // High Technology: Research and Applications 2015. Key Engineering Materials. – Trans Tech Publications, Switzerland, 2016. – Vol. 685. – pp. 925-929.
9. Гордов Е.П., Титов А.Г., Притупов А.А., Ботыгин И.А. Разработка веб-гис приложения для вычисления коэффициента корреляции для климатических и метеорологических характеристик // Известия Томского политехнического университета. – 2014. – Т. 325. – № 5. – С. 91-98.
10. Mishchenko P. V. Distributed computing system for solving applied tasks // 16 International conference of young specialists on micro/nanotechnologies and electron devices (EDM) : [proc.]. – Altai, Erlagol, 2015. – pp. 154-157.

EARTH CORE TRACE COMPUTATION ALGORITHM BASED ON EARTH NATURAL ELECTROMAGNETIC PULSE FIELD PARAMETERS

Malyshkov Yu. P., Malyshkov S. Yu.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological SystemsB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: msergey@imces.ru

High sensitivity of the method based on measuring Earth's natural electromagnetic pulse fields (ENEMPF) is achieved by the fact that natural processes of mechanic-electric energy conversions in natural deposit rock mass are used to detect Earth's crust deformations. Obviously the large Earth's crust deformation the more intensive energy conversion processes are and the higher is energy and intensity of the emerging lithosphere electromagnetic pulses flow. Hence a receiver of the electromagnetic field located at some geographic point of Earth's surface can be considered as a detector of Earth's crust deformation at the location of that receiver. Large volume of the rock mass, where natural electromagnetic field is received from provides for the consistency of such natural energy converter and its high sensitivity to global process inside Earth. As lithosphere component of ENEMPF is modulated among other things by long-period waves from lower mantle, those field recorders can serve as a measuring instrument for the estimation of deformation waves and calculation of Earth's core trace inducing those waves. Within 24 hours a stationary station located at globe mid latitudes would make one revolution around the Earth's core. Therefore ENEMPF diurnal variations represented in polar coordinates can be considered as a stress diagram caused by the core on station's latitude. The core also has yearly movement, so this stress diagram would change gradually month to month. Based on that assumption we have calculated the position of the core's center inside Earth. Figure 1 shows 60 minutes



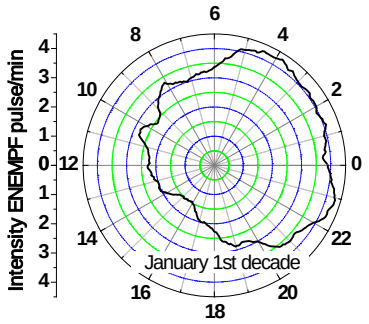


Fig. 1. Intensity of ENEMPF in polar coordinates

running average ENEMPF diurnal variation for the first decade of January plotted in polar coordinates. Local solar hours are plotted circumferentially, and field intensities at the corresponding hour are plotted radially. In that approximation we can say that the disturbing source, inducing Earth's crust stress is located at the point, which can be calculated as the center of mass of the plane figure closed by the plotted curve and geosphere center is located at the datum point with zero angle and zero vector. Vector to the center of mass shows direction and relative value of disturbance center (core) shift relative to Earth's geometric center. Further it should be appreciated that within a year the core is either coming close to observation point latitude or coming farther to southern hemisphere. That is in part evidenced by the increase of the daily average ENEMPF intensity values in northern hemisphere in summer and their decrease in winter. Latitude changes in the core's proximity can be compensated by normalizing daily variation over all seasons. After normalization let determine center of mass point for 36 decades of the year, identically to what was done above for the first decade of January. Now we can plot the obtained values in polar coordinates (Fig. 2). As the calculation is based on one observation station located in northern hemisphere, we have obtained and plotted on fig. 2 a plane figure - a view of yearly Earth's core from the pole.

АЛГОРИТМ РАСЧЕТА ТРАССЫ ЯДРА ЗЕМЛИ ПО ПАРАМЕТРАМ ЕСТЕСТВЕННОГО ИМПУЛЬСНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ

Малышков Ю. П., Малышков С. Ю.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
E-mail: msergey@imces.ru

Источниками естественных импульсных электромагнитных полей Земли (ЕИЭМПЗ) являются неоднородности структуры земной коры, механически напряженные структуры, трещины и микротрещины. В результате механо-электрических преобразований под действием деформационных волн из нижней мантии, приливных сил, микросейсмических колебаний, ветровой и техногенной нагрузки возникают импульсные электромагнитные поля, которые и создают естественный электромагнитный фон литосферного происхождения [1]. Многолетние наблюдения в различных районах Северного полушария показали, что вариации ЕИЭМПЗ имеют очень стабильную суточную и годовую периодичность. В спектрах этих вариаций присутствуют все частоты, связанные с вращением Земли вокруг своей оси, вокруг солнца и с изменением наклона ее оси. Наличие суточного и годового вращения Земли недостаточно для появления этих периодичностей. Поскольку для появления электромагнитной эмиссии горных пород необходимо воздействие на эти породы, мы задались целью найти источник такого воздействия. Известны тепловое воздействие Солнца на поверхность Земли, облучение потоком заряженных частиц, но эти воздействия не могут приводить к значительным модуляциям механо-электрических преобразований в горных породах и, следовательно, не могут быть причиной стабильных суточных и годовых ходов ЕИЭМПЗ. Суточные вариации температуры поверхности земли не могут активизировать источники электромагнитных полей в определенное время суток. На глубине нескольких метров сохраняются не суточные, а среднегодовые температуры. Все температурные процессы затрагивают только рыхлые поверхностные слои и не могут создавать ни глубинные температурные вариации, ни глубинные температурные деформации. Лунно-солнечным приливным воздействием, которое создает значительные механические напряжения в верхних слоях земной коры строгая суточная и годовая периодичность также не объясняется т.к. самые интенсивные приливные компоненты обусловлены влиянием луны. А период обращения Луны вокруг Земли не равен суткам. Известные частоты лунных приливных сил не проявляются в спектрах ЕИЭМПЗ. Периодичность наблюдается в изменениях атмосферного давления, воздействующего на земную кору. Однако, атмосферное давление также не имеет строгой суточной и годовой периодичности присущей ЕИЭМПЗ.

Не найдя источников одностороннего воздействия на кору земли за пределами планеты мы предложили гипотезу смещения ядра Земли относительно ее геометрического центра и эксцентрического вращения ядра и земной коры. В результате эксцентричного, суточного вращения оболочки Земли вокруг смещенного ядра возникнет давление со стороны ядра и окружающего его расплава на мантию, выдавливающее оболочку изнутри. В других областях планеты, наоборот, возникнут силы сжимающие оболочку, втягивающие ее внутрь к ядру. В случае верности предложенной гипотезы вращение земли, на наш взгляд, неизбежно приведет к появлению давления со стороны ядра на оболочку Земли. За счет суточного вращения Земли зона давления начнет перемещаться, а вместе с ней начнут перемещаться и точки на поверхности земной коры в момент прохождения возмущения, созданного смещенным ядром. Появятся суточные ритмы движения земной коры. Годовое перемещение ядра вызовет появление годовых ритмов. Такой механизм возникновения суточных и годовых вариаций ЕИЭИПЗ и сейсмичности мы начинали рассматривать в наших предыдущих работах [1].

В последнее время найдено множество косвенных доказательств того, что металлическое ядро Земли смещено относительно ее геометрического центра либо за счет воздействия гравитационных полей Солнца, космоса и Луны, либо за счет каких-то других негравитационных механизмов [2]. Среди способов глубинного зондирования строения Земли известны способы, основанные на трех основных физических принципах: измерении прохождения сейсмических волн (сейсмологические), измерении силы тяжести (гравиметрические), и способы, основанные на измерении геомагнитного поля Земли (магнитометрические) [3]. Однако эти способы имеют ряд существенных недостатков. Так сейсмический принцип изучения глубинного строения Земли ограничен быстрым затуханием сейсмического сигнала при его распространении внутри Земли. Поэтому применение сейсмических способов возможно только в случае использования сейсмических волн, вызванных очень сильными (катастрофическими) землетрясениями, либо путем анализа прохождения сейсмических волн, созданных взрывами, соизмеримыми по мощности с мощностью ядерных взрывов.

Поскольку в настоящее время действует мораторий на испытания ядерного оружия, то возможность искусственного возбуждения земной коры для выполнения поставленной задачи исключается. Катастрофические же землетрясения на земном шаре происходят, в среднем, не чаще, чем один раз в 10 лет. Поэтому использование сейсмического способа для периодического и, тем более, непрерывного контроля движения ядра земли невозможно.

Гравиметрические методы контроля теоретически позволяют обнаружить изменения силы тяжести, вызванные движением ядра Земли, поскольку удельная плотность вещества твердого внутреннего ядра превышает плотность его жидкого внешнего окружения. Однако на практике чувствительность гравиметрических методов ограничена изменениями силы тяжести, вызванными приливными деформациями земной поверхности и относительными деформациями, связанными с изменениями атмосферного давления в пункте наблюдения (порядка 10^{-8}). Такой чувствительности недостаточно для обнаружения процессов, вызванных движением ядра.

Геомагнитные поля для выявления месторасположения ядра Земли неприменимы, поскольку отсутствует точная и доказанная теория происхождения геомагнитного поля Земли. Нет пока и количественной оценки величины смещения ядра. Теоретические оценки весьма противоречивы и колеблются от практически неощутимых значений до значений, составляющих несколько сотен метров[2].

Высокая чувствительность метода, основанного на измерении ЕИЭМПЗ к процессам внутри Земли достигается тем, что для обнаружения деформаций земной коры, используются естественные процессы механоэлектрических преобразований энергии в массивах горных пород в условиях их естественного залегания. Очевидно, что чем больше деформации земной коры, тем интенсивнее в ней процессы преобразования энергии, тем больше энергия и интенсивность возникающего потока электромагнитных импульсов из литосферы. Таким образом, приемник импульсного электромагнитного поля, установленный в некоторой географической точке земной поверхности, можно рассматривать как датчик деформаций земной коры в пункте расположения этого приемника.

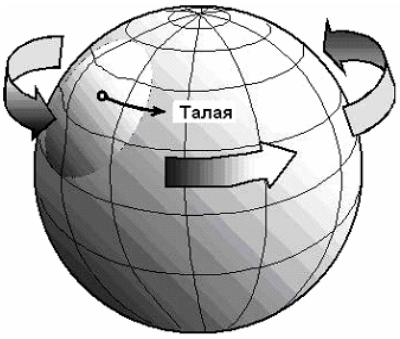


Рис. 1. Движение области возмущения, созданной эксцентрическим вращением ядра и оболочки Земли

Большой объем массива горных пород, с которого принимается естественное импульсное электромагнитное поле, обеспечивает стабильность такого природного преобразователя энергии и его высокую чувствительность к глобальным процессам внутри Земли. Чувствительность такого способа к изменению относительных деформаций земной коры может достигать 10^{-11}, что на три порядка превышает чувствительности современных гравитационных и деформационных методов контроля.

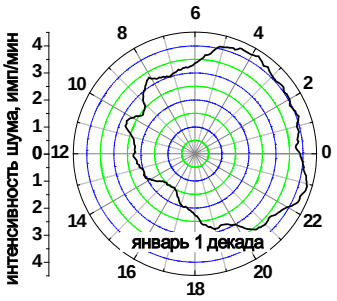


Рис. 2. Интенсивность ЕИЭМПЗ в полярных координатах.

Поскольку литосферная составляющая ЕИЭМПЗ модулируется, в том числе, длиннопериодными волнами из нижней мантии, регистраторы этих полей могут быть инструментом для оценки деформационных волн и расчета трассы ядра Земли, вызвавшего эти волны. В течение суток стационарная станция, размещенная в средних широтах земного шара, будет делать один оборот над ядром, находящимся вблизи центра Земли. Следовательно, суточные вариации ЕИЭМПЗ, представленные в полярных координатах, можно рассматривать как некоторую эпюру напряжений (в относительных единицах), созданных ядром на широте расположения станции наблюдения. Поскольку ядро совершает годовое движение, то эта эпюра напряжений будет постепенно видоизменяться от месяца к месяцу. На основании такого предположения проведен расчет положения центра ядра внутри Земли. На рис. 2 представлены сглаженные скользящим окном

по 60 минутам суточные вариации ЕИЭМПЗ для 1 декады января месяца по нескольким годам регистрации построенные в полярных координатах. По окружности отложены значения солнечного местного времени, а по радиусу - значения интенсивности полей в данное время суток. В таком приближении можно считать, что «возмущающий» источник, создающий напряжения в земной коре, располагается в точке, которую можно рассчитать как центр масс плоской фигуры ограниченной полученной кривой, а центр земного шара располагается в точке начала координат с нулевым углом и вектором. Вектор до центра масс показывает величину (в относительных единицах) и направление смещения центра возмущения (ядра) относительно геометрического центра планеты. Далее надо учесть, что в течение года ядро то приближается к широте точки наблюдения, то удаляется от нее в сторону Южного полушария. Об этом, в частности, свидетельствует повышение среднесуточных значений интенсивности ЕИЭМПЗ в Северном полушарии летом и их значительное уменьшение зимой. Ввести поправку на широтное изменение удаленности ядра можно, если пронормировать суточный ход для каждого периода, сделать его одинаковым для всех сезонов года. После нормировки определим положение точки центра масс для 36 декад года, аналогично тому, как мы это сделали для 1 декады января месяца. Нанесем положение полученных значений в полярных координатах в виде графика (Рис. 3). Так как расчеты сделаны по одной станции наблюдения, находящейся в Северном полушарии, то нами получена и изображена на рис. 3 плоская картина, вид на годовое движение ядра со стороны полюса.

Показано, что внутреннее ядро никогда не бывает в геометрическом центре планеты и совершает пульсирующее движение вблизи него по некоторой замкнутой орбите. Плоскость орбиты ядра перпендикулярна к плоскости экватора и составляет около 45° к наплавлению на Солнце и к направлению орбитального движения Земли вокруг Солнца. Аргументом в пользу верности предложенной гипотезы является также рассчитанное по частотным характеристикам угловая скорость вращения ядра земли. Средняя угловая скорость вращения ядра на 1.1 град./год превышает угловую скорость вращения Земли. Полученные результаты по движению ядра согласуются с известными фактами нестабильностей вращения планеты. Имеющиеся в литературе расчетные значения варьируют от 0,3 градуса в год до 2,8 градуса в год [3, 4].

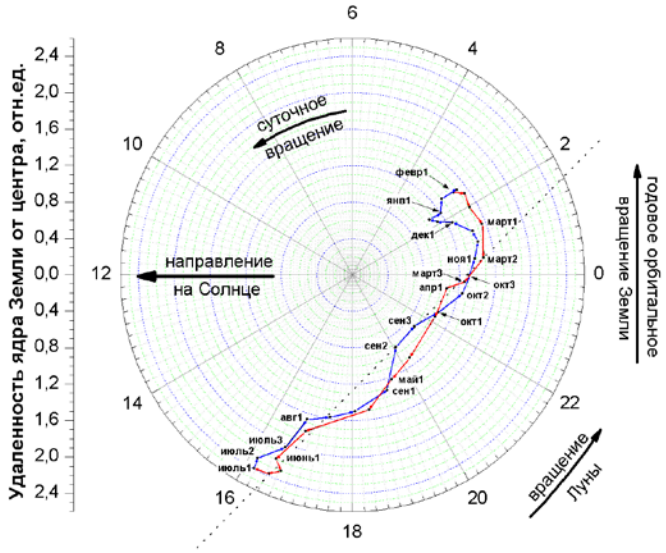


Рис. 3. Трасса движения ядра внутри Земли в течение года, восстановленная по электромагнитным шумам Земли как центр масс плоской однородной фигуры (вид со стороны полюса)

Литература:

1. Малышков Ю.П., Малышков С.Ю. Периодические вариации геофизических полей и сейсмичности, их возможная связь с движением ядра земли. // Геология и геофизика 2009, №2, с. 152-172.
2. Антонов В.А., Кондратьев Б.П. К вопросу о величине смещения внутреннего ядра Земли // Физика Земли, 2004, № 4, с. 63-66
3. Авсюк Ю.Н., Адушкин В.В., Овчинников В.М. Комплексное исследование подвижности внутреннего ядра Земли.// Физика Земли, 2001, №8, с.64-75
4. Zhang J., Song X., Li Y., Richards P. G., Sun X., Waldhauser F. Inner Core Differential Motion Confirmed by Earthguake Waveform Doublets // Science. 2005, v. 309, p. 1357-1360.

METHODS AND DEVICES OF RADIATION SAFETY IN THE CIRCUMPOLAR REGIONS OF SIBERIA

Gafarova V.V., Kulagina T.A.

Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia
E-mail: v.v.gafarova@gmai.com, tak.sfu@gmail.com

In connection with the development of the nuclear industry factor effects of ionizing radiation on man and his environment takes on a global character.

For continuous monitoring the radiation situation in Russia to create a unified state automated radiation monitoring system(EGASKRO), which consists of a network of monitoring stations across the country. These positions, including installed in the settlements. Coordinate the establishment and development of EGASKRO involved Roshydromet. Forming regional monitoring system, the overall structure involved previously created territorial and sectoral radiation monitoring system.

An important part of ARMS is an industry automated radiation monitoring system(ARMS) Rosatom, covering surveillance zone of nuclear power plants and the nuclear industry. ARMS provides information about the radiation environment on the territory of the nuclear radiation hazardous objects, in the sanitary protection zone (SPZ) and a surveillance zone (ZN).

The basis of ARMS are: system power control posts dose of photon radiation, placed on the ground; a set of sensors that measure meteorological parameters, on indications which is determined by the condition of stability of the atmosphere; process sensors for determining the emissions of radioactive impurities in the atmosphere; software upper and lower levels, the first of which provides data processing (reading sensor) to convert them into a specific format to be used as input data during predictive calculations The basis of the software make the top-level design models the transfer of radioactive impurities in the atmosphere and the aquatic environment, as well as mathematical methods for estimating radiation doses to staff and the public. With it directly carried out predictive calculations of radioactive pollution.

Construction of radiation safety control systems nuclear radiation hazardous objects, based on any concept. Any concept of construction of such systems based on the principle of measurement of radioactive contamination of the parameters based on the selection of sensors that measure certain characteristics of impurities - it direct concentration or dose rate of photon radiation, the number of sensors and method of their placement around the object. The method depends on the placement of the sensors most likely to spread the emission, which is determined from the wind rose compiled by meteorological observations.

Operating experience ARMS designed for continuous automated monitoring of the radiation situation in the enterprises areas of location of the nuclear industry is already more than 20 years.

So at the Mining and Chemical Combine in Zheleznogorsk Krasnoyarsk ARMS since 1996. The system is certified by State Standard of the Russian Federation.

ARMS MCC is intended to provide information about the radiation environment and the dynamics of change. In the year it runs up to 600 thousand measurements.

One of the hardware requirements of environmental radiation control in the Siberian region is the possibility of stable operation detection units in severe climatic conditions.

Due to the high requirements to the equipment for radiation safety, as well as the new regulations Production radio-ecological monitoring in the sanitary protection zone and a surveillance zone of nuclear and radiation hazardous facilities are constantly being improved.

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБЕСПЕЧЕНИЯ РАДИАЦИОННОЙ БЕЗОПАСНОСТИ В ЦИРКУМПОЛЯРНЫХ РЕГИОНАХ СИБИРИ

Гафарова В.В., Кулагина Т.А.

Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия
E-mail: v.v.gafarova@gmai.com, tak.sfu@gmail.com

Современный этап развития человеческой цивилизации характеризуется неуклонным ростом ядерной энергетики. В связи с развитием атомной отрасли фактор воздействия ионизирующего излучения на человека и окружающую его среду приобретает глобальный характер.

Радиационная безопасность является важным элементом национальной безопасности и подразумевает состояние защищенности настоящего и будущих поколений от влияния радиации. В России действует ряд Федеральных законов, а также санитарных норм и правил (Роспотребнадзора), разработана и финансируется специальная Федеральная целевая программа, направленная на обеспечение ядерной и радиационной безопасности.

Наиболее сильное загрязнение окружающей среды техногенными радионуклидами территории РФ и всего мира происходило в 1954-1980 годах в процессе испытаний ядерного оружия в атмосфере на полигонах планеты.

Дополнительное радиоактивное загрязнение компонентов природной среды на некоторых территориях РФ произошло в 1957г. вследствие радиационной аварии на расположенном в Челябинской области ПО «Маяк», в 1967г. из-за ветрового выноса радионуклидов с обнажившихся берегов оз. Карачай, куда сливались жидкие радиоактивные отходы этого предприятия. В 1986г. вследствие радиационной аварии на Чернобыльской АЭС. И в 2011г. некоторое влияние на радиационную обстановку на территории России оказали аварийные выбросы японской АЭС «Фукусима-1»[1].

Для постоянного контроля радиационной обстановки в России создается Единая государственная автоматизированная система контроля радиационной обстановки (ЕГАСКРО), которая состоит из сети постов контроля по всей стране. Эти посты, в том числе, устанавливаются в населенных пунктах. Координацией работ по созданию и развитию ЕГАСКРО занимается Росгидромет. Формируются региональные системы мониторинга, в общую структуру вовлекаются ранее созданные территориальные и отраслевые системы радиационного контроля[2].

Важной частью ЕГАСКРО является отраслевая автоматизированная система контроля радиационной обстановки (АСКРО) Росатома, охватывающая зоны наблюдения всех атомных станций и предприятий атомной отрасли. АСКРО обеспечивают получение информации о радиационной обстановке на территории ядерно радиационно-опасных объектов (ЯРОО), в санитарно-защитной зоне (СЗЗ) и зоне наблюдения (ЗН).

Основными задачами АСКРО являются:

- осуществление непрерывного автоматизированного контроля радиационной обстановки на территории (акватории) СЗЗ, ЗН и промплощадки;
- осуществление непрерывного автоматизированного контроля отдельных параметров метеорологической обстановки на территории (акватории) СЗЗ, ЗН и промплощадки;
- обеспечение сбора и оперативной передачи данных с возможностями диагностики состояния элементов системы;
- обработка, хранение и представление оперативных данных;
- автоматическая сигнализация при переходе любого контролируемого параметра за установленный порог аварийной или предупредительной сигнализации;
- обеспечение заинтересованных лиц данными радиационного контроля в установленном порядке[3].

Основу АСКРО составляют: система постов контроля мощности дозы фотонного излучения, размещаемых на местности; совокупность датчиков, измеряющих метеопараметры, по показаниям которых определяется состояние устойчивости атмосферы; технологические датчики, предназначенные для определения параметров выброса радиоактивной примеси в атмосферу; программное обеспечение нижнего и верхнего уровней, из которых первое обеспечивает обработку данных (показаний датчиков) с целью преобразования их в специальный формат для использования в качестве исходных данных при проведении прогностических расчетов. Основу программного обеспечения верхнего уровня составляют расчетные модели переноса радиоактивной примеси в атмосфере и водной среде, а также математические методы оценки дозовых нагрузок на персонал и население. С его помощью непосредственно осуществляются прогностические расчеты радиоактивного загрязнения окружающей среды[4].

Построение систем контроля радиационной безопасности ЯРОО, базируется на какой-либо концепции. В любой концепции построения такого рода систем лежит принцип измерения параметров радиоактивного

загрязнения, основанные на выборе датчиков, измеряющих те или иные характеристики примеси — непосредственно ее концентрацию или мощность дозы фотонного излучения, количество датчиков и способ их размещения вокруг объекта. Способ размещения датчиков зависит от наиболее вероятных распространений выбросов, которые определяют, исходя из розы ветров, составляемой по метеонаблюдениям[4].

Посты радиационного контроля АСКРО содержат, как правило, следующие компоненты:

- блоки детектирования мощности дозы гамма-излучения и спектрометрические блоки (визуализация результата измерения через цифровой интерфейс);
- управляющую ЭВМ;
- оборудование передачи данных (проводные и беспроводные каналы связи);
- систему электроснабжения.
- Система передачи данных обеспечивает передачу данных на серверы базы данных АСКРО.

Центральные посты контроля состоят из оборудования приема/передачи/обработки данных, серверов и автоматизированных рабочих мест АСКРО. Управление постами, непрерывное наблюдение за их работой, создание отчетов, а также проведение необходимых расчетов осуществляется с автоматизированного рабочего места АКСРО[5].

Для измерения мощности амбиентной дозы и мощности поглощенной дозы гамма-излучения с одновременной передачей результатов измерения в устройство сбора информации могут быть использованы блоки детектирования БДКГ-22 и БДКГ-23 соответственно. Блоки детектирования применяются в составе аппаратуры контроля радиационной обстановки.

В качестве детектора гамма-излучения в БД используются газоразрядные счетчики Гейгера-Мюллера с фильтрами, выравнивающими энергетическую зависимость счетчиков во всем диапазоне регистрируемых энергий[6].

Число зарегистрированных в единицу времени гамма-квантов преобразуется в устройствах обработки блоков детектирования в значение мощности дозы, которое по каналам связи передается на автоматизированное рабочее место. Основные характеристики БДКГ-22, БДКГ-23 приведены в таблице 1.

Таблица 1. Основные характеристики БДКГ-22, БДКГ-23[6].

Детектор гамма-излучения	БДКГ-22	Счетчик Гейгера-Мюллера с энергокомпенсирующим фильтром
	БДКГ-23	Два счетчика Гейгера-Мюллера с энергокомпенсирующими фильтрами
Диапазон энергий		60 кэВ – 3 МэВ
Диапазон измерения мощности амбиентной дозы гамма-излучения БДКГ-22		0,1 мкЗв/ч – 10мкЗв/ч
Диапазон измерения мощности поглощенной дозы гамма-излучения БДКГ-23		0,1 мкГр/ч – 100 Гр/ч
Предел основной относительной погрешности измерения мощности дозы		±20%
Энергетическая зависимость чувствительности относительно энергии 662 кэВ (Cs^{137})		От -25% до +35% (в диапазоне энергий 60 кэВ – 3 МэВ)
Время установления рабочего режима		Не более 1 мин
Время непрерывной работы прибора		Непрерывная круглосуточная

К достоинствам данных блоков детектирования можно отнести быструю адаптацию к изменению уровней радиации; самоконтроль при включении и постоянную проверку работоспособности в процессе работы; непрерывную круглосуточную работу с сохранением своих технических характеристик в пределах норм, а также возможность работы в жестких климатических условиях.

Для осуществления спектрометрического, радиометрического и дозиметрического контроля пресной и морской воды, сточных вод спецканализаций используются блоки детектирования БДКГ-211М.

Принцип действия базируется на обработке в режиме реального времени спектрометрической информации поступающей с блока детектирования. Результатом обработки поступающей информации является значение мощности амбиентного эквивалента дозы гамма-излучения, идентифицированный радионуклидный состав. Для определения удельной активности идентифицированных радионуклидов необходимо использовать дополнительное программное обеспечение.

В случае превышения значения мощности дозы или удельной активности над пороговым значением или если идентифицируется радионуклид из списка «тревожных» радионуклидов (который настраивается в программном обеспечении) срабатывает звуковая и визуальная сигнализация на автоматизированном рабочем месте[7].

Основные характеристики БДКГ-211М приведены в таблице 2.

Таблица 2. Основные характеристики БДКГ-211М.

Детектор гамма-излучения	Сцинтиляционный NaI(Tl) d 63×63 мм
Диапазон энергий	60 кэВ – 3 МэВ
Диапазон измерения мощности амбиентной дозы гамма-излучения БДКГ-22	0,1 мкЗв/ч – 10мкЗв/ч
Диапазон измерения мощности поглощенной дозы гамма-излучения БДКГ-23	0,1 мкГр/ч – 100 Гр/ч
Предел основной относительной погрешности измерения мощности дозы	±20%
Энергетическая зависимость чувствительности относительно энергии 662 кэВ (Cs^{137})	От -25% до +35% (в диапазоне энергий 60 кэВ – 3 МэВ)
Время установления рабочего режима	Не более 1 мин
Время непрерывной работы прибора	Непрерывная круглосуточная

К достоинствам БДКГ-211М можно отнести: непрерывное измерение спектров гамма-излучения за заданный промежуток времени, измерение удельной активности в геометрии измерения 4π стерадиан, анализ превышения пороговых уровней по мощности дозы и удельной активности, сохранение всей информации в истории измерений и событий, диагностика работоспособности измерительного канала, возможность объединения блоков детектирования в систему (до 32 блоков).

В настоящее время объектовые АСКРО, интегрированные в отраслевую АСКРО Госкорпорации «Росатом», в том числе имеющие посты контроля радиационной обстановки на промплощадках, действуют в районах расположения основных ЯРОО Госкорпорации «Росатом»: Балаковской, Белоярской, Билибинской, Калининской, Кольской, Курской, Ленинградской, Нововоронежской, Ростовской и Смоленской атомных станций – филиалов АО «Концерн Росэнергоатом»; АО «АЭХК», ОАО «ГНЦ НИИАР», АО «ПО ЭХЗ», АО «СХК», АО «УЭХК», ФГУП «ГХК», ФГУП «Комбинат «ЭХП», ФГУП «ПО «Маяк»[8].

Опыт эксплуатации АСКРО, предназначенных для непрерывного автоматизированного контроля радиационной обстановки в районах расположения предприятий атомной отрасли, составляет уже более 20 лет.

Так на Горно-химическом комбинате г. Железногорск Красноярский край АСКРО действует с 1996 года. Система сертифицирована Госстандартом РФ.

АСКРО ГХК предназначена для получения информации о радиационной обстановке и динамике ее изменения:

- в режиме штатной эксплуатации предприятия;
- в режиме выхода из штатной эксплуатации (аварии) для оценки масштаба аварии, принятия мер по защите персонала и населения, а также для ведения работ по ликвидации последствий аварии.

Система состоит из 11 постов контроля, двух информационно-управляющих центров и информационно-аналитического центра.

Посты контроля размещены на местности на расстоянии от источника выбросов от 4 до 28 км с учетом расположения населенных пунктов, наличия коммутируемой телефонной линии и сетевого питания. В год выполняется до 600 тыс. измерений.

В состав информационно-управляющих центров входит контроллер каналов связи и сервер АСКРО, обеспечивающий сбор, обработку и хранение данных по измерениям, поступающим с постов контроля, а также передачу данных в ситуационно-кризисный центр «Росатома» [9].

Также на территории Сибирского федерального округа в Томской области расположен АО «Сибирский химический комбинат», который является предприятием Госкорпорации «Росатом» и его производства относятся к ядерно- и радиационно опасным объектам. В связи с этим на комбинате действует система радиационного контроля окружающей среды.

Система территориального радиационного контроля, осуществляющая контроль мощности экспозиционной дозы на местности и в сточных водах базируется на аппаратных и программных средствах, разработанных «СНИИП-Систематом» (г. Москва), и включает в себя одиннадцать постов контроля (10 постов контроля атмосферного воздуха и 1 пост контроля сточных вод) и два пункта сбора данных - центральный пункт сбора данных (ЦПСД) и резервный пункт сбора данных (РПСД).

В состав системы входят:

- блоки детектирования;
- блоки функциональной обработки;
- стационарные сотовые терминалы;
- программное обеспечение [10].

Одним из требований к аппаратурному обеспечению радиационного контроля окружающей среды в Сибирском регионе является возможность устойчивой работы блоков детектирования в жестких климатических условиях.

В связи с высокими требованиями к аппаратурному обеспечению радиационной безопасности, а также с учетом новых нормативных актов производственный радиоэкологический мониторинг в санитарно-защитной зоне и зоне наблюдения ядерно- и радиационно-опасных объектов постоянно совершенствуется.

Литература:

1. Росгидромет. Обзор состояния и загрязнения окружающей среды в Российской Федерации за 2014 год/ М.: Росгидромет, 2015 – 199с.
2. Радиационная обстановка на предприятиях Росатома [Электронный ресурс] – Режим доступа http://www.russianatom.ru/information/askro, свободный. – Загл. с экрана
3. Арутюнян Р.В., Воронов С.И., Гаврилов С.Л., Киселев В.П., Осипьянц И.А., Нурлыбаев К.Н. Автоматизированные системы контроля радиационной обстановки [Текст]//Мониторинг. Наука и безопасность. – 2011г. - №1 – с.34-38
4. Положение о повышении точности прогностических оценок радиационных характеристик радиоактивного загрязнения окружающей среды и дозовых нагрузок на персонал и население (РБ-053-10). – М.: Федеральная служба по экологическому, технологическому и атомному надзору, 2010 – 80с.
5. Крючкова, Л. М. Системы АСКРО на базе оборудования УП «АТОМТЕХ», НИИПФП БГУ им. А.Н. Севченко, ООО НПП «РАДИКО» [Тескт]// Доклады БГУИР. - 2015. - № 2 (88). - С. 217 – 218
6. Блоки детектирования гамма-излучения БДКГ-22 и БДКГ-23 [Электронный ресурс] – Режим доступа http://www.atomtex.ru/ru/products/intellektualnye-bloki-detectirovaniya/gamma-i-rentgenovskogo-izlucheniya/bloki-detectirovan, свободный. – Загл. с экрана
7. Блоки детектирования гамма-излучения БДКГ-205М и БДКГ-211М [Электронный ресурс] – Режим доступа http://www.atomtex.ru/ru/products/intellektualnye-bloki-detectirovaniya/gamma-i-rentgenovskogo-izlucheniya/bloki-detectirov-0, свободный. – Загл. с экрана
8. Описание автоматизированных систем контроля радиационной обстановки (АСКРО) предприятий отрасли [Электронный ресурс] – Режим доступа http://skc.ru/control/askro, свободный. – Загл. с экрана
9. Федеральное государственное унитарное предприятие «Горно-химический комбинат». Отчет по экологической безопасности ФГУП «ГХК» за 2014 год – 36с.
10. Долгих С.О., Власов А.А., Малышкин А.И. Автоматизированная система контроля радиационной обстановки Сибирского химического комбината АО «СХК». г. Северск

TECHNOLOGIES OF MONITORING ISOTOPE STRUCTURE OF BIOGENOUS ELEMENTS ON THE TOMSK REGION

[1,2]Akulov P.A., [1,2]Volkov Yu.V., [2]Kalashnikov D.A., [1]Markelova A.H., [1]Simonova G. V., [1]Tartakovsky B.A.

[1]Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Russia
[2]National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia
E-mail: pitakul@mail.ru, e-mail: yvvolkov@tpu.ru, e-mail: terrezaprk@mail.ru.

Biogenous elements (O, H, N, S) are occupied the important role of natural global processes such as geochemical cycle and natural processes regulating reactions of isotope enrichment of organic and inorganic compounds in the nature. [1] Distinction in the mass of the molecules obtained from different isotopes can be associated as a result in distinction of their physical and chemical properties. Monitor the stable isotopes of carbon and oxygen in atmospheric precipitation can give the solution of scientific and practical problems associated with the study of the dynamics and genesis of natural waters of the hydrosphere.

This work is devoted to development of technology of monitoring of isotope structure of biogenous elements in objects of environment with a research objective of anthropogenous influence on earth's ecosystems. Development the technology of monitoring isotope structure of biogenous elements in objects of environment with an anthropogenous influence includes a number of tasks:

- allocation of sources of anthropogenous pollution in city and rural districts;
- definition of objects of supervision with the subsequent development of techniques of the organization of isotope researches;
- forecasting of changes isotope structure of environmental objects under the influence of factors of anthropogenous influence;
- formation the isotope database containing information of structure biogenous substances.

The main methods applying to the analysis of samples: physical fractionation, isotope equilibration, the X-ray spectral analysis by electronic microscopy, determination the chronological series of experimental data by using the unique algorithm "compression - extension". [2, 3] The offered project will be the first complex isotope research in the Tomsk region and the result of implementation we obtain a complex monitoring of isotopic composition the biogenous elements. Which makes it possible to determinants dynamic tendencies of development of natural systems affected by the technogenic phenomena.

References:

1. Lebedev A.T. Mass spectrometry for the analysis of environmental objects. - M .: Technosphere, 2013. - 632 p.
2. Tartakovsky V.A., Isaev Y.N., Nesvetailo V.D., Volkov Yu.V., Popov V.N. Mathematical model of the radial cross section of tree rings // Avtometriya. 2003. T. 38. № 5. S. 118-127.
3. Tartakovsky V.A., Volkov Yu.V., Popov V.N., Botygin I.A. Research of numerical algorithm of the operation "Compression-extension" applied to recovery of bioindication data // News of Tomsk polytechnic university. – 2009. – V. 309. – № 3. – P. 170-174.

ТЕХНОЛОГИИ МОНИТОРИНГА ИЗОТОПНОГО СОСТАВА БИОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ НА ТЕРРИТОРИИ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

[1,2]Акулов П.А., [1,2]Волков Ю.В., [2]Калашникова Д.А., [1]Маркелова А.Н., [1]Симонова Г.В., [1]Тартаковский В.А.

[1]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
[2]Томский политехнический университет, Томск, Россия
E-mail: pitakul@mail.ru, e-mail: yvvolkov@tpu.ru, e-mail: terrezaprk@mail.ru.

Введение.

Глобальный геохимический цикл и природные процессы регулируют реакции изотопного обогащения органических и неорганических соединений в природе, при этом важную роль в природных процессах играют биогенные элементы (C, O, H, N, S) [1]. Различие в массах молекул, построенных из разных изотопов того или иного элемента, приводит к различию их физических и физико-химических свойств. Наблюдения за стабильными изотопами углерода и кислорода в атмосферных осадках служат основой для решения научных и практических задач связанных с изучением динамики и генезиса природных вод гидросферы. Для расширения областей научного и практического использования изотопов необходимо производить мониторинга, как по числу исследуемых изотопов, так и по исследуемым объектам окружающей среды.

Данная работа посвящена разработке технологии мониторинга изотопного состава биогенных элементов в объектах окружающей среды с целью исследования антропогенного влияния на наземные экосистемы. Комплексное исследование стабильных изотопов углерода, кислорода, азота и углерода для изучения эволюции экосистем является современным направлением в науках о Земле.

Постановка задач и методы.

Разработка технологии мониторинга изотопного состава биогенных элементов в объектах окружающей среды с целью исследования антропогенного влияния на наземные экосистемы, включает в себя ряд задач: выделение источников антропогенного загрязнения в городской и сельской местностях, определение объектов наблюдения с последующей разработкой методик организации изотопных исследований, прогнозирование изменений изотопного состава объектов природной среды под влиянием факторов антропогенного воздействия, а также формирование базы данных, содержащей информацию об изотопном составе биогенных веществ.

Важным для решения поставленных задач является отбор исследовательского материала и работы по выявлению источников антропогенного загрязнения. В зимний период в различных экологических зонах информация об изотопном составе извлекается и проб снежного покрова, а в летний период из образцов различных видов растений и кернов древесных пород растительности. Основные методы, применяемые для анализа образцов: физическое фракционирование, изотопное уравновешивание, рентгеноспектральный анализ с электронной микроскопией, датирование хронологических рядов экспериментальных данных, основанное на разработанном уникальном численном алгоритме «сжатие – растяжение» [2, 3]

Актуальность изотопного анализа.

Стабильные изотопы являются эффективным инструментом изучения физических и биологических аспектов функционирования глобальной экосистемы. Актуальность данного подхода заключается в наличии взаимосвязи между изотопным составом биогенных элементов в окружающей среде и изотопным составом тех же элементов в органических и неорганических составляющих флоры и фауны. Изотопная масс-спектрометрия позволяет на атомном уровне проследить изотопные вариации легких элементов (углерода, азота, кислорода, водорода и серы) для реконструкции значений физико-химических параметров окружающей среды. Такие реконструкции могут быть использованы для изучения природно-климатических изменений прошлого и настоящего, для верификации численных климатических моделей, а также для мониторинга экологического состояния экосистем.

В настоящее время большое внимание уделяется контролю загрязнения атмосферного воздуха, исследованию химический состава атмосферных аэрозолей и осадков. Сжигание топлива, вырубки лесов, развитие промышленного производства и автотранспорта привело к возрастанию концентрации CO_2 в атмосферном воздухе за 150 лет на 27%, что повлияло на изменение глобального температурного баланса Земли. Различные источники атмосферного CO_2 имеют определенный изотопный состав. Техногенный диоксид углерода в среднем на 20‰ обеднен тяжелым изотопом 13C по сравнению с атмосферным CO_2. Поступление техногенного углерода уменьшает значение δ13C в атмосфере. Это отражается в изменении изотопного состава в растениях и живых организмах. Данные изотопных исследований, проведенных в Северной Америки и Европе () свидетельствуют, что за период индустриализации количество δ13C в атмосфере уменьшилось примерно на 1,5‰, вследствие увеличения содержания CO_2 в атмосфере за счет сжигания топлива. Источником информации о содержании CO_2 в атмосфере прошлого служат исследования ледников, торфяников, океанических и озерных осадков. Для реконструкции применяются также изотопные исследования древесных колец, которые хранят информацию об условиях окружающей среды периода их формирования. Изотопный состав углерода годичных колец, представляет запись отношения изотопов углерода 13C/12C в атмосферном CO_2 и отражает изменение не только климатических параметров, но и поступление техногенного углерода. Однако весьма ограниченно представлены результаты изотопных исследований растительности в городской и индустриальных зонах, где особенно высока скорость увеличения концентрации техногенного CO_2 от автомобильных выхлопов, вследствие интенсивного сжигания топлива и низкого уровня CO_2 из-за недостатка растительности. В связи с этим актуальным является попытка установить вариации δ13C по данным изотопного анализа углерода в растениях, произрастающих в различных экологических зонах для исследования изотопного отклика δ13C на локальные изменения внешних факторов.

В сельской местности нитратное загрязнение (повышение концентрации оксидов азота) влияет на изменение изотопных отношений азота δ15N, а также приводит к увеличению развития нитрофильных видов лишайников. В настоящее время для оценки загрязнения атмосферного воздуха тяжелыми металлами и другими токсичными элементами активно развиваются методы, основанные на использовании мхов и лишайников (Рыжакова Н.К., 2009). В европейских исследованиях используются разные виды лесных наземных мхов (Pleurozium schreberi (Brid.) Mitt., Hylocomium splendens (Hedw.) B.S.G., Hypnum cupressiforme (Hedw.)), местами обитания которых являются большие лесные массивы. Однако данные виды мхов не пригодны для изучения локального загрязнения воздуха, например, урбанизированных территорий или вблизи точечного источника загрязнения. При использовании мхов для выявления загрязнения атмосферного воздуха с использованием изотопного анализа предлагаем использовать лишайники и надпочвенные эпифитные мхи, произрастающие на коре деревьев (осины, тополя, березы) с тем, чтобы подстилающая поверхность не влияла на результаты исследований.

Для территории Томска и Томского района характерен целый набор экологических проблем. К ним относятся значительный уровень загрязнений атмосферного воздуха в Томске, обусловленный работой предприятий и работой автотранспорта. Основной вклад в загрязнение города вносят такие вещества как бензапирен, формальдегид, хлороводород, диоксид азота. [4] Состояние качества поверхностных вод также неудовлетворительное. К экологическим проблемам Томской области относятся также нерациональное использование попутного нефтяного газа, который сжигается на факелах, размещение вблизи г. Томска ядерно-химического комплекса. Около 21 тыс. км^2 Томской области используются космодромом Байконур под район падения отделяющихся частей ракет-носителей. Это сопровождается выбросом в атмосферу очень токсичных веществ – гептила (несимм-диметилгидразин) и окислителя (тетраоксид диазота). Именно поэтому вопросы, связанные с охраной окружающей среды и обеспечением экологической безопасности, находятся в сфере особого внимания Администрации Томской области.

Результаты.

Работа по разработке технологии мониторинга изотопного состава ведется в несколько этапов. Исследование предполагает быть комплексным изотопным исследованием в Томском регионе. До настоящего времени изотопные исследования легких элементов проводились лишь для углерода и кислорода, чего недостаточно для ясного представления о взаимосвязанных изменениях, происходивших в растительности, ландшафте и климате.

На данном этапе работ проведен отбор снежных кернов на территории г. Томска и Томского района. Отбор проб проводился на отдельных квадратных площадках размерами 25 кв.м. в пяти точках: 4 точки в каждом углу площадки и одна в центре. Фоновые площадки отбора закладывались на симметричном удалении друг от друга и от центра города Томска. Площадки отбора в городе закладывались вблизи от промышленных объектов и крупных автомагистралей, таблица. В ходе первичной обработки проб определен вес пыли на разных участках. Результаты представлены в таблице.

Номер площадки	Описание площадки отбора	Широта	Долгота	Высота снегового покрова, см	Объем снежного керна, см3	Объем воды, л	Вес пыли, мг
1	2	3	4	5	6	7	8
1	Поляна в окрестностях п. Корнилово,	56˚31,907'	85°07,789'	40,6	203	3,55	0,434
2	ТНХК	56˚33,774'	85°01,285'	33,6	168	3,4	0,014
3	п. Зональный «За лесье»	56˚25,099'	85°03,460'	37	185	3	0,028
4	п. Черная речка	56˚25,024'	84°55,44'	27,6	138	2,15	0,008
5	Лесная поляна, дорога на 86-й км	56˚27,333'	84°45,924'	53	265	3,8	0,004
6	Поле возле р. Бурундук	56˚32,648'	84°49,471'	31,8	159	2,48	0,034
7	Сквер возле стадиона на ул. 5-й Армии г Томск	56°31,413'	84°57,026'	31,2	156	2,7	0,093
8	ул. Мостовая, г Томск	56°32,761'	84°57,558'	45,2	227	3,9	3,231
1	2	3	4	5	6	7	8
П-9	ул.Смирнова, рядом с домом 38	56°31,422'	84°59,411'	38,2	191	3,1	0,348
П-10	Ул. Суворова, перед перекрестком с пр.Иркутский, сквер возле лицея, под пологом деревьев	56°30,62'	84°01,588'	38,3	193	3,52	0,709
П-11	ул. Сибирская, возле золоотвала	56°29,028'	84°00,503'	45,8	229	3,7	0,075
П-12	Ул. Бакунина, возле церкви на Воскресенской горе	56°29,483'	84°57,218'	41,2	206	2,25	0,061
П-13	пл. Новособорная, сквер (под пологом деревьев)	56°28,369'	84°57,078'	39,4	197	3,5	0,12
П-14	Московский тракт, со стороны реки напротив пивзавода	56°27,296'	84°57,326'	39,4	197	2,65	0,157
П-15	перед стадиона Победа в сквере (под пологом деревьев)	56°27,296'	84°57,326'	39,4	197	3,2	0,209
П-16	пл.Южная, трамвайное кольцо	56°27,167'	84°58,749'	38	190	3,12	0,129
П-17	Академгородок, пустырь под окном ЛБИТ ИМКС СО РАН	56°28,684'	85°03,333'	47,4	237	4	0,045

Из результатов видна неоднородность содержания пыли на разных площадках отбора проб и ее значительное накопление вблизи магистралей и промышленных объектов. В данной работе представлены результаты начального этапа исследования. Дальнейшая работа будет направлена на исследование изотопного состава пылей.

В качестве ожидаемых результатов предполагается провести комплексный изотопный мониторинг объектов окружающей среды по четырем изотопам (углерод, кислород, азот и водород). Это позволит отделить медленные динамические тенденции развития природных систем от тенденций, связанных с техногенными явлениями, даст возможность уточнить многие процессы в природных средах, что улучшит методы построения моделей, связанных с прогнозированием поведения экосистем и решения проблем, связанных с охраной окружающей среды. Привлечение изотопных дендрохронологий при разработке концепции комплексного мониторинга состояния окружающей среды позволит внести дополнительный вклад в создание геоинформационной системы для интегрированных региональных исследований природно-климатических изменений. На

основе дендрохронологий возможно будет оценить реакции ландшафтных систем и их компонентов на климатические изменения, что внесет определенный вклад в понимание эволюции окружающей среды и прогноза ее развития. Базы данных по изотопному составу древесины можно будет использовать в сфере контроля соблюдения законодательства, регулирующего рубки и транспортировки леса, так как изотопный состав отражает место произрастания дерева.

В результате исследования будет разработана технология мониторинга изотопного состава биогенных элементов в различных объектах окружающей среды и проведена оценка антропогенного влияния на наземные экосистемы.

Работа проведена при поддержке грант РФФИ 16-45-700941 Экологический мониторинг изотопного состава легких элементов в объектах окружающей среды Томского района.

Литература:

1. Лебедев А.Т. Масс-спектрометрия для анализа объектов окружающей среды. – М.: Техносфера, 2013. – 632 с.
2. Тартаковский В.А. Условия причинности и демодуляция оптических сигналов с монотонной фазой // Оптика атмосф. и океана. 2002. Т. 15. № 1. С. 91–100.
3. Тартаковский В.А., Волков Ю.В., Попов В.В., Батыгин И.А. Исследование численного алгоритма операции "сжатия-расширения" применительно к восстановлению данных биоиндикации // Известия Томского политехнического университета. - 2009. - V. 309. - № 3. - С. 170-174.
4. Экологический мониторинг: Состояние окружающей среды Томской области в 2010 году / Авторы: Гл. ред. А.М. Адам, редкол.: В.А. Коняшкин, С.Н. Воробьев, Ю.В. Лунева; Департамент природн. ресурсов и охраны окружающ. среды Том. обл., ОГУ «Облкомприрода». — Томск: Издательство «Графика DTP», 2011. — 144 с.

DEVELOPMENT OF CLIMATE DATA STORAGE AND PROCESSING MODEL

[1,2]Okladnikov I.G., [1,2,3]Gordov E.P., [1,2]Titov A.G.

[1]Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
[2]Institute of Computational Technologies SB RAS, Tomsk branch, Tomsk, Russia
[3]Tomsk State University, Tomsk, Russia
E-mail: oig@scert.ru, gordov@scert.ru, titov@scert.ru

Storage and processing model for climate datasets developed in the framework of a distributed research center for monitoring and predicting regional climate and environmental changes is presented. This research center is focused on processing and analysis of large volumes of climate data and able to help researchers (who are not experts in the field of information technologies) in the environmental and climate change study.

The considered model is based on a «shared nothing» distributed computing architecture [1], where each computing node is independent and self-sufficient. On each compute node a dedicated software for processing and visualization of geospatial data - processing core - is installed; it provides programming interfaces to communicate with other nodes. The nodes are interconnected by local network or Internet and exchange data and control instructions via a SSH connection and WPS. Geospatial data is stored in sets of NetCDF binary files organized in a special directory hierarchy in the framework of a file system used on each compute node. To speed up data reading and processing three approaches are proposed: preliminary calculation of intermediate products, distribution of data across multiple storage systems (with or without redundancy), and caching and reuse of previously obtained products.

For a fast search and retrieval of a required data according to given parameters in the framework of the developed data storage and processing model, a metadata database, containing descriptions of space-time features of datasets available for processing, locations of data files, as well as descriptions and run parameters of analysis and visualization software components is developed. In general, the developed model supports functioning of the distributed research center for monitoring and predicting regional climate and environmental changes.

This work is supported by the Ministry of Education and Science of the Russian Federation, Agreement #14.613.21.0037.

References:

1. Valduriez P. Shared-Nothing Architecture / Encyclopedia of Database Systems. ISBN: 978-0-387-35544-3. Eds.: Ling Liu, M. Tamer Özsu. –2009. – P. 2638-2639.

РАЗРАБОТКА МОДЕЛИ ХРАНЕНИЯ И ОБРАБОТКИ КЛИМАТИЧЕСКИХ ДАННЫХ

[1,2]Окладников И.Г., [1,2,3]Гордов Е.П., [1,2]Титов А.Г.

[1]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
[2]Институт вычислительных технологий СО РАН, Томский филиал, Томск, Россия
[3]Томский государственный университет, Томск, Россия

Введение.

Современный уровень развития инструментов наблюдения за состоянием окружающей среды и климатических моделей, превращающихся в модели системы Земля высокого разрешения, приводит к непрерывному росту объемов данных, необходимых для мониторинга и прогнозирования хода сложных механизмов влияния меняющегося климата на состояние окружающей среды [1]. Данные, производимые различными научными и коммерческими организациями в рамках сотен научных проектов, как правило, имеют существенные различия в наборах представляемых переменных, форматах файлов, а также синтаксисе и семантике, затрудняющих создание и использование общей терминологии. Кроме того, из-за растущих объемов данных моделирования и наблюдений (особенно спутниковых), достигающих петабайтного уровня, уже сейчас возникают значительные вычислительные сложности при их обработке. Ученые регулярно сталкиваются с такими ограничениями при работе с большими наборами данных во многих областях науки, включая метеорологию, климатологию, физику [2], а также в биологических и экологических исследованиях [3]. Значительное увеличение разнообразия, объема и скорости появления наборов пространственных данных делает невозможным их сбор в едином физическом архиве, что обуславливает объективную ситуацию их географической распределённости и приводит к невозможности продолжения исторически сложившейся практики обработки и анализа климатических данных с использованием традиционных подходов [4]. Решение этих проблем лежит в использовании специализированной аппаратно-программной инфраструктуры, опирающейся на новые подходы к хранению и обработке геопривязанных климатических данных.

В работе представлена модель хранения и обработки больших наборов климатических данных, разрабатываемая в рамках создания распределенного исследовательского центра для мониторинга и прогнозирования региональных климатических и экологических изменений. Этот исследовательский центр ориентирован на выполнение обработки и анализ больших объёмов геопривязанных климатических данных и способен помочь исследователям, не являющимся специалистами в области информационных технологий, в исследовании изменений окружающей среды и климата.

1 Модель хранения и обработки наборов климатических данных.

1.1 Общая концепция.

В основе предлагаемого подхода к хранению и обработке больших пространственных данных была положена архитектура распределенных вычислений «shared nothing» (SN) [5], в которой каждый вычислительный узел является независимым и самодостаточным, то есть, узлы не имеют общей памяти или дискового пространства. Преимуществом данной архитектуры является высокая надежность вычислительной сети (выход из строя одного узла не приводит к потере функциональности сети в целом), высокая скорость обработки данных (возможность выполнять обработку данных параллельно на нескольких узлах) и простая масштабируемость кластера (новые узлы легко интегрируются в существующую инфраструктуру). На каждом узле этой сети устанавливается программное обеспечение для обработки и визуализации геопространственных данных – вычислительное ядро – которое имеет программные интерфейсы для связи с другими узлами. Узлы связаны между собой сетями передачи данных, и осуществляют обмен данными и управляющими инструкциями по защищенному соединению и через веб-сервисы WPS (рисунок 1). Распределением заданий между вычислительными ядрами занимается специальное ПО – менеджер задач (JobManager), расположенный на управляющем узле. Менеджер задач выполняет следующие функции:

- получает от клиентов задания на обработку и визуализацию данных;
- с учетом знания на каких рабочих узлах расположены данные, подлежащие обработке, разделяет задания на отдельные задачи для вычислительных ядер;
- передает задачи на рабочие узлы, содержащие обрабатываемые данные;
- по окончании обработки, собирает результаты с рабочих узлов;
- подготавливает конечный результат и предоставляет его клиентам.

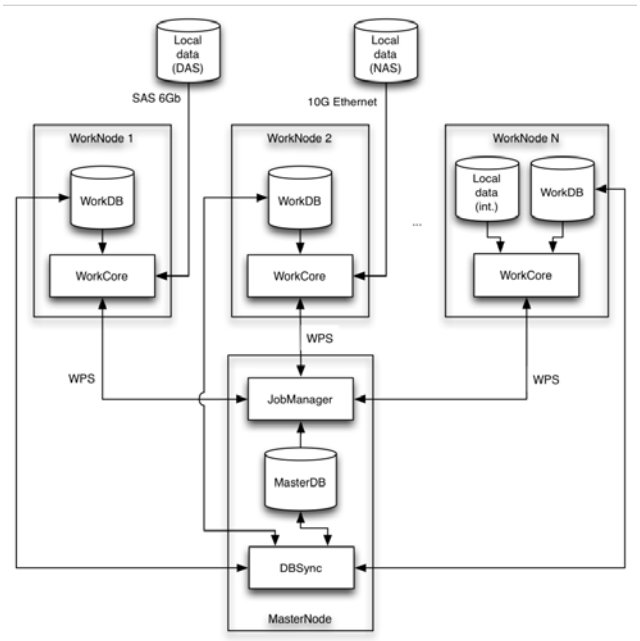


Рисунок 1 – Архитектура вычислительной сети

1.2 Данные.

Геопространственные данные хранятся в виде наборов файлов в формате NetCDF и в особой иерархии каталогов файловой системы, используемой на вычислительном узле. Стандарт netCDF формально признан научно-исследовательскими и правительственными стандартизирующими органами во всем мире, в том числе UCAR и другими членами OGC, как кандидат в стандарты OGC для стимулирования расширения интернационального использования и увеличения интероперабельности между клиентами и серверами, обменивающимися данными в двоичной форме. Он отлично приспособлен для хранения геопространственных данных, поддерживается широким спектром различного коммерческого и открытого программного обеспечения и, поэтому, был принят в качестве основной модели хранения наборов геопространственных данных. Файлы, при этом, располагаются в строгой иерархии каталогов:

/<путь к корневому каталогу с данными>/
<название архива данных>/
<горизонтальное разрешение>/
<разрешение по времени>/
<набор файлов и каталогов с данными>

Здесь, <путь к корневому каталогу с данными> определяется системным администратором, <название архива данных> задает имя каталога, содержащего все данные одного архива данных, <горизонтальное разрешение> задает имя каталога, содержащего данные с одним горизонтальным разрешением, <разрешение по времени> задает имя каталога, содержащего данные с одним шагом по времени. Далее по иерархии располагаются файлы с данными. Имена файлов и подкаталогов не регламентируются и определяются индивидуальными особенностями конкретного набора данных. Каждый файл содержит многомерный набор геопривязанных значений одного или нескольких метеорологических параметров. Также в файле могут содержаться метаданные, описывающие этот набор (размерности, типы значений, названия метеопараметров, а также организации и проекта, в рамках которого он был создан).

Для рабочих узлов, на которых хранятся данные или которые связаны с системой хранения данных (СХД), содержащей файлы с данными (Local data) реализуется принцип «знания данных» («data awareness»), заключающийся в том, что управляющий узел «знает» на каком рабочем узле какие данные хранятся и передает задачи на обработку тем узлам, которые содержат требуемые данные (рисунок 1). Эта информация хранится в распределённой базе данных на управляющем узле (MasterDB) и на рабочих узлах (WorkDB). Метаданные включают описание пространственно-временных характеристик каждого набора данных, список метеопараметров и расположение файлов каждого набора данных в иерархии файловой системы. Основная задача базы метаданных (БМД) – предоставление по запросу подробной информации о данных, доступных для чтения и обработки на каждом рабочем узле, а также полных путей к файлам с обрабатываемыми данными. Метаданные регулярно или по требованию синхронизируются (DBSync) между всеми узлами для поддержания актуальной информации о доступных для обработки наборах данных и их местоположении.

Для ускорения процессов чтения и обработки предлагается использовать три подхода: предварительный расчет промежуточных продуктов, распределение данных между несколькими СХД (с избыточностью

или без неё), и кэширование и повторное использование ранее полученных продуктов. Первый подход предусматривает хранение не только самих наборов геопространственных данных, но и предварительно рассчитанных промежуточных продуктов, полученных на их основе. К таким продуктам относятся, в первую очередь, результаты осреднения по пространству и/или времени: данные с более грубым пространственным разрешением, а также средние за сутки, месяц, год. Дополнительно предварительно могут быть подготовлены некоторые промежуточные величины, расчет которых занимает значительное время и которые не зависят от других расчетных параметров. Хранение таких наборов промежуточных данных предлагается также в netCDF-файлах. Информация о наличии и содержании таких таблиц поиска содержится также в базе метаданных наравне с информацией о других наборах данных. Второй подход предусматривает создание, исходя из набора решаемых задач, списков наборов данных, которые используются при решении той или иной задачи анализа. Затем, на основе этих списков, производится распределение наборов данных между несколькими СХД, возможно, с дублированием. Тем самым, обеспечивается повышение производительности решения задач анализа за счет параллельного чтения и обработки данных несколькими вычислительными узлами. Третий подход заключается в краткосрочном хранении промежуточных и долгосрочном хранении окончательных результатов расчётов, получаемых различными пользователями системы с автоматическим внесением описаний полученных наборов данных в БМД. При повторном запросе на получение уже имеющегося результата, задача на выполнение не ставится, а пользователю выдаётся уже готовый результат из кэша.

1.3 База метаданных.

Для быстрого поиска и выборки необходимых данных по заданным параметрам, в рамках данной модели хранения и обработки данных, разработана база метаданных, которая содержит описание пространственно-временных характеристик доступных для обработки наборов данных, расположение в иерархии файловой системы на СХД файлов с данными, а также описание и параметры запуска программных компонент для выполнения анализа и визуализации (рисунок 2).

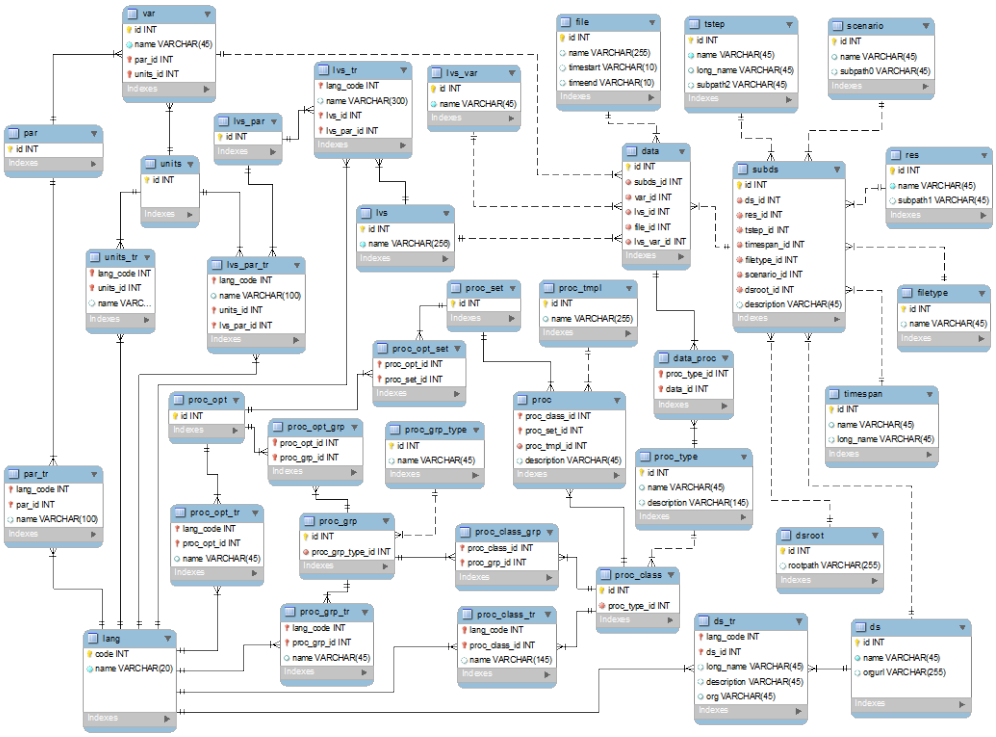


Рисунок 2 – ER-диаграмма базы метаданных

В целом, представленная база метаданных выполняет три основные функции: содержит информационное наполнение для графического интерфейса пользователя; обеспечивает корректное взаимодействие менеджера заданий с вычислительным ядром; и содержит информацию о структуре и расположении наборов данных, необходимую вычислительному ядру для их чтения и обработки.

Заключение.

Разработанная модель хранения и обработки больших пространственных данных, опирающаяся на архитектуру распределенных вычислений «shared nothing», стандарт netCDF и базу метаданных обеспечат высокую скорость доступа и обработки данных в рамках распределенного исследовательского центра для мониторинга и прогнозирования региональных климатических и экологических изменений.

Работа частично поддержана Министерством образования и науки Российской федерации, Соглашение № 14.613.21.0037.

Литература:

2. Лыкосов В.Н., Глазунов А.В., Кулямин Д.В., Мортиков Е.В., Степаненко В.М. Суперкомпьютерное моделирование в физике климатической системы.// Издательство Московского университета, 2012. – 295 с.
3. Sandia sees data management challenges spiral. HPC Projects. 4 August 2009. (Электронный ресурс: http://www.scientific-computing.com/news/news_story.php?news_id=922)
4. Reichman O.J., Jones M.B., Schildhauer M.P. Challenges and Opportunities of Open Data in Ecology. // Science.– V. 331.– No.– 6018.– P. 703–705. DOI:10.1126/science.1197962.
5. Гордов Е.П., Кабанов М.В., Лыкосов В.Н. Информационно-вычислительные технологии для наук об окружающей среде: подготовка научной смены // Вычислительные технологи.– 2006.– Т. 11 (1).– Специальный выпуск.– С. 3-15.
6. Valduriez P. Shared-Nothing Architecture / Encyclopedia of Database Systems. ISBN: 978-0-387-35544-3. Eds.: Ling Liu, M. Tamer Özsu. –2009.– P. 2638-2639.

SEASONAL VARIATIONS POLARIMETRIC CHARACTERISTICS OF CONIFEROUS AND MIXED FORESTS ACCORDING TO THE DATA ALOS PALSAR

Batueva E.V., Kirbizhekova I.I.

Institute of Physical Materials Science of the SB RAS, Ulan-Ude, Russia
E-mail: elizavlad@mail.ru, kirbizhekova@bk.ru

The authors have studied seasonal changes of the polarimetric radar characteristics of the coniferous and mixed forests in Baikal region based on the autumn-winter data ALOS PALSAR in the decimeter range. Applying the Claude–Pottier and Freeman methods the polarimetric decompositions and classification based on the differences in a composition and a ratio of decomposition components were carried out. The authors revealed the considerable seasonal variations of scattering in vegetable and soil covers. It was ascertained that the dominant role of volume scattering in winter period decreases and surface scattering rises. All these indicate the corresponding variations of vegetative biomass. On the investigated site of pine forest the authors determined the decrease of the volume and double components of Freeman decomposition on average by 3 dB, which indicates a change in the conductivity properties of the forest medium at the negative temperatures.

СЕЗОННЫЕ ВАРИАЦИИ ПОЛЯРИМЕТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ХВОЙНЫХ И СМЕШАННЫХ ЛЕСОВ ПО ДАННЫМ ALOS PALSAR

Батуева Е.В., Кирбижекова И.И.

Институт физического материаловедения СО РАН, Улан-Удэ, Россия
E-mail: elizavlad@mail.ru, kirbizhekova@bk.ru

В настоящее время при исследованиях окружающей среды, организации мониторинга краткосрочных и долговременных изменений, обусловленных как факторами естественного, так и антропогенного происхождения, повсеместно внедряются методы дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ). В последние десятилетия возросла роль спутниковых технологий, основанных на применении радиоволновых систем. Радиолокационные методы ДЗЗ находят широкое применение в узкоспециализированных и междисциплинарных научных исследованиях, в частности при изучении почвенных и растительных ресурсов, снежного и ледового покровов, просадок грунтов и оползневых явлений и т.д. [1–2]. Орбитальные радары с синтезированной апертурой (РСА) позволяют получать изображения поверхности Земли с высоким и сверхвысоким пространственным разрешением, аналогично оптическим сканерам. Но в отличие от оптической съемки спутниковая радиолокация не ограничена временем суток и погодными условиями. Из-за высокой проникающей способности электромагнитных волн сантиметрового и дециметрового диапазонов радиолокационные изображения также содержат ценную информацию о подстилающих почвенно-растительных покровах, что расширяет возможности

их использования при решении обратных задач в области лесной картографии, в частности для определения высоты лесного полога, надземной биомассы, запасов древесины, породного состава и других биометрических характеристик [3–4].

Взаимодействие поляризованных радиолокационных волн с лесной средой в процессе отражения и рассеяния изменяет поляризацию. Характер изменений зависит от физических характеристик, таких как диэлектрическая проницаемость, проводимость, температура, влажность, а также геометрических особенностей лесного полога и рельефа местности, шероховатости и т.п. Теоретические аспекты такого взаимодействия пока изучены не в полной мере. Тем не менее, к настоящему времени разработаны эффективные методы оценки тех или иных характеристик объектов на основе их радиолокационных изображений при решении прикладных задач в области картографии, экологии, геологии, гидрологии и т.п. В частности, существуют отдельные примеры классификации лесной растительности с высокой степенью точности на основе радиолокационных данных, полученных в нескольких диапазонах длин волн, каналах поляризации и в разные моменты времени.

В докладе обсуждаются результаты исследования изменения поляриметрических характеристик радиолокационных снимков ALOS PALSAR дециметрового диапазона для классификации хвойных и смешанных лесов на примере Байкальского региона.

Для Байкальского региона характерно преобладание гористого рельефа с мощными горными хребтами, резко континентальный климат с продолжительными холодными зимами и коротким жарким летним периодом. Из-за значительной протяженности и труднодоступности территорий при комплексном исследовании природных объектов Байкальского региона актуально использование спутниковой информации. Лесные массивы представлены в основном хвойными породами: сосной, лиственницей и др. с небольшой примесью осины и березы. Они хорошо идентифицируются на радиолокационных изображениях благодаря различиям отражающей способности, проявляющимся в интенсивности, текстуре и цвете композитных RGB-изображений, составленных на основе данных с разной поляризацией, полученных в разных диапазонах, разновременных.

Для исследования использованы радиолокационные данные с полной поляриметрической информацией (hh, hv, vh, vv) в дециметровом L-диапазоне (длина волны 24 см), полученные радаром с синтезированной апертурой ALOS PALSAR Японского аэрокосмического агентства JAXA во время миссии 2006–2011 гг. Размеры сцен на снимках – 20×65 кв. км, пространственное разрешение ~ 25 м. Исследования проведены на двух тестовых участках смешанного и хвойного леса к западу и востоку от реки Селенга, их координаты – 52°05′ с. ш., 106°24′ в.д. и 52°10′ с. ш., 106°50′ в.д. соответственно.

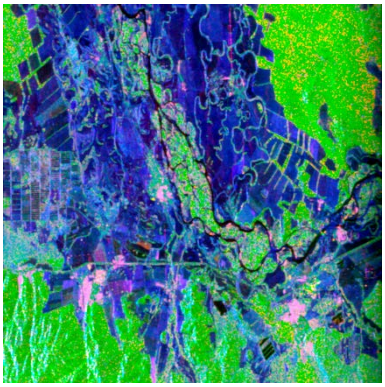
Каждому пикселю радарного изображения соответствует матрица рассеяния S второго порядка, описывающая радиолокационный отклик в четырех поляризационных каналах при согласованной ориентации излучателя и приемника излучения (горизонтально-горизонтальной hh или вертикально-вертикальной vv) и поперечной (горизонтально-вертикальной hv или вертикально-горизонтальной vh). Элементы матрицы рассеяния S при съемке записываются в комплексной форме, но их непосредственное использование для понимания процесса рассеяния электромагнитной волны достаточно сложно. Поэтому распространенным методом исследования является разложение или декомпозиция матрицы рассеяния на отдельные составляющие с более простой интерпретацией. Классификация природных и искусственных объектов на радарных изображениях продемонстрировала высокую эффективность таких методов декомпозиции, как методы Клода–Поттье и Фримана [5–6].

Методом Клода–Поттье проведена дифференциация объектов по территории исследования в соответствии с типом механизмов рассеяния. Для этого на основе собственных чисел λ_i матриц когерентности T или ковариантности C вычислены три параметра: энтропия H, анизотропия A и параметр α.

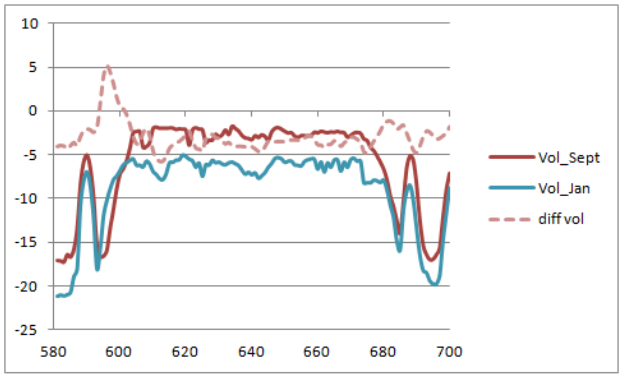
Первый параметр энтропия H характеризует степень статистического беспорядка. Энтропия H изменяется по мере увеличения шероховатости поверхности от 0 для совершенно гладкой поверхности до 1 при наличии растительности и сложном рельефе. Второй параметр анизотропия A характеризует соотношение доминирующего (наибольшего) и минорных (вторичных) собственных чисел матрицы когерентности, т. е. распределение по типам механизмов рассеяния. Анизотропия A изменяется от 0 при равной доле разных типов рассеяния до 1 при доминировании какого-либо из них. Третий параметр α характеризует тип доминирующего механизма рассеяния, выражается в угловой мере и изменяется от 0° до 90°. При низких значениях α (близких к 0°) доминирует рассеяние от поверхности относительно ровных участков земли и воды. При средних значениях параметра α (~45°) преобладает дипольный механизм рассеяния, характерный для растительности. При высоких значениях параметра α (близких к 90°) наибольший вклад в отраженный сигнал вносит двукратное и многократное отражение, в основном характерное для городской застройки. Для анализа основных типов рассеяния эхо-сигнала были сформированы псевдоцветные изображения всех трех параметров, а также их комбинаций для тестовых участков смешанного и хвойного леса и окружающих их сельскохозяйственных земель. Каждому типу леса на радарном изображении свойственны вполне определенные значения параметров H, A, α в соответствии с составом, комбинацией и распределением вклада основных и неосновных механизмов рассеяния. В двумерном поле параметров H–α все пиксели радарных изображений распределились по 9 основным зонам.

Отметим, что по вертикали диаграмма H–α разделена на три области в соответствии с тремя типами рассеяния: рассеяния от поверхности, объемного рассеяния от лесной среды и двукратного – от строений, систем типа ствол-земля и т.п. По горизонтали – на области низкой, средней и высокой энтропии. Таким образом, почвенному покрову без растительности соответствуют зоны поверхностного рассеяния средней и низкой энтропии 6 и 9; лесной растительности – зоны объемного рассеяния высокой, средней и низкой энтропии 2, 5 и 8. Участкам городской застройки, или участкам леса с большой долей массивных стволов – зоны двукратного рассеяния высокой, средней и низкой энтропии 1, 4 и 7.

На рис. 1 представлено RGB-изображение, синтезированное на основе трех компонент Фримана: четной (двукратное рассеяние) Fdbl – R, объемной Fvol – G, нечетной F_{odd} (поверхностное рассеяние) – B. Цвета изображения отражают доминирование той или иной компоненты процесса рассеяния отраженного радиолокационного сигнала.



а)



б)

Рис. 1. Территориальное распределение и сезонные изменения компонент декомпозиции Фримана: а) RGB-изображение из трех декомпозиционных компонент Фримана по данным ALOS PALSAR от 28 сентября 2006 г.; б) сезонное изменение вклада объемной компоненты F_{vol} на участке хвойного леса.

Больше возможностей для интерпретации предоставляет комбинация всех трех параметров. Если классификация на основе двух показателей позволяет выделить до 8 классов, то на основе трёх – до 16. Сравнение с наземными данными свидетельствует о достаточно высокой точности трехпараметрической H-A-□-классификации, отражающей морфологические особенности растительно-почвенных покровов мезомасштаба для территории исследования [7].

Результаты классификации радарных изображений также позволили выявить локальные вариации. Для почвенного покрова они обусловлены главным образом типом почвы и градацией влажности, а для лесных массивов – биометрическими характеристиками и физическими условиями (температура, влажность и др.).

При сравнении результатов декомпозиции методом Клода–Поттье, полученных на основе разносезонных изображений ALOS PALSAR, были выявлены значительные изменения процессов рассеяния в лесных массивах и на участках с редкой растительностью. В целом в зимнее время на 20 % исследуемой территории доминирующая роль перешла от объемной составляющей процесса рассеяния радиолокационного импульса к поверхностной. Частично это обусловлено уменьшением надземной биомассы в зимний период, частично – сезонными изменениями рассеивающих характеристик почвенно-растительных покровов в дециметровом диапазоне, особенно существенными при снижении температуры до отрицательных значений и установлением снежного покрова.

Для более детального исследования лесной растительности были привлечены такие поляриметрические характеристики, как степень деполяризации, пьедестальная высота, радарный вегетационный индекс и др. Проведено сравнение гистограмм их распределения. При смене сезонов на гистограммах отмечаются значительные смещения локальных максимумов или пиков распределения, а также изменение их формы. В том числе для растительности в зимний период характерно уменьшение среднего значения радарного вегетационного индекса rvi , при котором наблюдается сдвиг пика влево, и разброса значений, приводящего к более компактной форме пика. При замерзании воды rvi уменьшается почти до 0, в то время как интенсивность отраженного сигнала возрастает.

Для отдельных участков соснового леса Байкало-Кударинского лесничества также была проведена количественная оценка локальных сезонных изменений основных компонент рассеяния.

Заключение.

В результате исследования сезонных изменений радиолокационных поляриметрических характеристик для хвойных и смешанных лесов Байкальского региона на основе данных дециметрового диапазона ALOS PALSAR было отождествлено и дифференцировано 10 кластеров, различающихся особенностями процессов рассеяния радиолокационного импульса.

Сравнительный анализ разновременных поляриметрических характеристик, таких как радарный вегетационный индекс, степень поляризации и др. а также декомпозиционных компонент разложения Клода-Поттье и Фримана выявил значительные сезонные вариации процессов рассеяния лесной среды и почвенного покрова. Установлено ослабление доминирующей роли объемного рассеяния в зимний период на радиолокационных изображениях, свидетельствующее о соответствующем изменении надземной биомассы.

Исследования выполнены при частичной поддержке РФФИ (грант 15-47-04386 р_сибирь_а).

Литература:

1. Manual of remote sensing. V. 2. Principles and applications of imaging radar. Editor-in-chief Ryerson R.A. – USA: John Wiley & Sons Inc. – 1998. – 865 p.
2. Захаров А.И., Чимитдоржиев Т.Н. Зондирование земных покровов радарами с синтезированной апертурой // Журнал радиоэлектроники. – 2010. – № 10. URL: http://jre.cplire.ru/jre/oct10/4 (дата обращения: 29.10.2015).
3. Lee J.-S., Pottier E. Polarimetric radar imaging: from basics to applications. – Boca Raton: CRC Press. – 2009. – 422 p.
4. Дмитриев А.В., Чимитдоржиев Т.Н., Кирбижекова И.И., Дагуров П.Н., Базаров А.В., Гармаев А.М., Емельянов К.С., Гусев М.А. Технология создания и применения базовых продуктов спутниковой радиолокации // Вычислительные технологии. – 2014. – Т. 19. – № 3. – С. 5–13.
5. Родионова Н.В. Оценка параметров почвы по радарным данным с использованием эмпирической модели и декомпозиции по механизмам рассеяния // Исследование Земли из космоса. – 2009. – № 1. – С. 3–8.
6. Cloude S.R., Pottier E. An entropy-based classification scheme for land applications of polarimetric SAR // IEEE Trans GRS. – 1997. – V. 35 (1). – P. 68–78.
7. Кирбижекова И.И., Батуева Е.В. Сезонные изменения характеристик рассеяния природных и искусственных объектов на радарных изображениях // Известия высших учебных заведений. Физика. – 2013. – Т. 56. – № 8/2. – С. 207–208.

COMPARATIVE ANALYSIS OF THE TWO METHODS FOR RESTORING THE SOIL TEMPERATURE PROFILE

[1,2]Kiselev M.V., [2,3]Voropay N.N., [2]Dyukarev E.A.

[1]Tomsk State University, Tomsk, Russia
[2]Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
[2]V.B.Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia
E-mail: xplutox@yandex.ru, voropay_nn@mail.ru

Soil temperature is a key factor controlling many biotic and abiotic processes in soils. Soil temperature data are used in applications and research purposes. It is important to perform temperature monitoring of peat and mineral soil.

Sometimes the observations data are lost due to malfunction of the monitoring equipment. Development of the methods for missing data recovering is an important task. We used two methods for restoration of soil temperatures. First approach based on Newton's law of cooling (Dolschak et al., 2015) and the second ones uses multiply regression models (Eliseeva, 2005).

In this work we used two observation sites located in an oligotrophic bog at a distance at 1 km from each other with different vegetation cover, structure of peat deposits and water level. The correlation coefficients between peat temperature at two sites ath the same depth is about 0.95-0.99. All calculations were made for average daily soil temperature for the period from 1 June to 15 September 2014.

In the first method we obtain good results on air temperature with mean absolute error 0.22°C. Soil temperature modeling errors are 0.46-1.08 °C in layer 0-80 cm and 0.02-0.21 °C in layer 120-240 cm. These results are not bad, but we have big amplitude of error variations in layer 0-80 cm (table 1). The reasons of these biases may be in different properties of soil and vegetation properties at sites. But in case when we have similar sites errors can be smaller.

The second method was suggested by Dolschak et al. (2015) and modified here. The formulation is based on Newton's law of cooling, which is applied two times consecutively. Soil temperature at a certain depth z as calculated using a temperature at depth z-1 and specially defined effective temperature of the environment.

In result we have small mean absolute errors from 0.19 °C at 80 cm to 0.76 °C on the surface, and from 0.09 °C at 240 cm to 0.29 °C at 120 cm. In this method amplitude of error variations in layer 0-80 cm is lower than in the

regression method. The feature of this method is that at depths 120-240 data recovery depth of z-1 is not suitable and we must find a new predictor.

Both studied models give us reliable results. But model 2 give us better result for layer 0-80 with average error 0.4 °C and better fit the amplitude of daily soil temperature. In other side for layer 120-240 model 1 better reproduces the observation data. Obtained results it allows us to talk about the possibility of data recovery with reasonable accuracy using combinations of both methods.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ДВУХ МЕТОДОВ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПРОФИЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОЧВЫ

[1,2]Киселев М.В., [2,3]Воропай Н.Н., [2]Дюкарев Е.А.

[1]Томский государственный университет, Томск, Россия
[2]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
[3]Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия
E-mail: xplutox@yandex.ru, voropay_nn@mail.ru

Температура почвы воздействует на рост наземной растительности (мхи, кустарники и др.) и формирование микроклимата, является ключевым фактором, контролирующим многие биотические и абиотические процессы, протекающие в почвах (торфяных, минеральных): разложение и минерализацию органического вещества почв, эмиссию парниковых газов (CO_2, CH_4, N_2O), выделение растворенного органического углерода (Головацкая и др., 2008).

Данные по температуре почвы используются как для прикладных целей, так и для научных. Изучение температурного режима минеральных и торфяных почв на фоне современного глобального потепления наблюдающегося на всей территории России с 1976 по 2012 год является актуальной задачей (Второй оценочный доклад Росгидромета..., 2014).

Во время мониторинга могут возникнуть проблемы с получением данных. В результате сбоев в работе оборудования происходит потеря информации за некоторый промежуток времени. Так как исключить технические проблемы полностью на данный момент невозможно, то поиск методов восстановления утерянных данных является важной задачей.

В работе нами были рассмотрены два метода восстановления рядов температуры почвы и воздуха: с использованием закона охлаждения Ньютона (Dolschak et al., 2015), и регрессионных соотношений (Елисеева, 2005).

Использовались данные по двум наблюдательным площадкам, расположенным в пределах одного исследуемого участка на стационаре «Васюганье» ИМКЭС СО РАН. Площадки находятся на расстоянии около 1 км, имеют разный растительный покров и строение торфяной залежи, обводненность (открытая топь, высокий рям). Данные о температуре почвы получены с помощью автономного измерителя профиля температур (Кураков и др., 2008). Измерения проводились с шагом 15 минут с 11 сентября 2011 г. по 16 сентября 2015 г. Высокие коэффициенты корреляции (0,9-0,95) наблюдаются между рядами температур почвы на одинаковых глубинах на наблюдательных площадках.

Восстановление данных по регрессионному методу делилось на два этапа: восстановление средней суточной температуры воздуха на высоте 2 м по линейной регрессии и восстановление средней суточной температуры торфяной почвы от подстилающей поверхности до глубины 240 см по множественной регрессии. Все расчеты производились для тестового периода с 1 июня по 15 сентября 2014 г.

Восстановление температуры воздуха по линейной регрессии дало хорошие результаты, со средней ошибкой 0,22 °С. Полученный результат в полной мере отображает малую изменчивость температуры воздуха между площадками, так как их удаленность друг от друга невелика.

Для дальнейших расчетов использовалась множественная регрессия:

$$Y = A + B_1 * X_1 + B_2 * X_2,$$

где A и B_1, B_2 – коэффициенты уравнения регрессии, Y – температура почвы на искомой глубине; X_1 – температура почвы на вышележащей глубине; X_2 – температура почвы на искомой глубине на соседней площадке.

В результате восстановления данных были получены относительно невысокие ошибки: 0,46-1,08 °С в слое 0-80 см и 0,02-0,21 °С в слое 120-240 см (таблица).

Таблица. Модельные коэффициенты и средние ошибки

Глубина, см	Регрессионная модель						Модель Ньютона				
	A	B_1	B_2	Med	Min	Max	λ	T_c	Med	Min	Max
Воздух	0,05	1,01		0,22	-0,9	0,9	30,62	0,22	0,26	-1,2	1,1
0	5,98	0,53	0,09	1,04	-2,9	2,7	1,11	0,11	0,76	-2,0	2,7
2	-4,09	1,42	-0,19	1,00	-3,6	2,4	1,33	-0,15	0,52	-1,5	2,6
5	0,29	0,95	0,03	1,00	-3,5	2,5	1,68	-0,15	0,20	-0,4	0,7
10	1,26	0,85	0,06	1,01	-3,2	2,5	1,02	-0,28	0,54	-1,2	1,3
15	1,50	0,84	0,07	1,06	-2,8	2,6	0,56	-0,13	0,58	-1,5	1,4
20	1,23	0,82	0,10	1,08	-3,1	2,5	0,42	-0,17	0,46	-0,9	1,2
30	0,96	0,74	0,22	1,04	-2,9	2,5	0,23	-0,12	0,42	-1,0	1,1
40	0,60	0,75	0,23	0,93	-2,4	2,3	0,24	-0,11	0,25	-0,5	0,6
60	0,49	0,50	0,50	0,61	-1,4	1,5	0,10	-0,11	0,36	-0,8	0,8
80	-0,30	0,59	0,59	0,46	-1,2	1,0	0,07	-0,07	0,19	-0,5	0,5
120	0,17	0,31	0,89	0,21	-0,4	0,4	0,06	-0,08	0,29	-0,7	0,4
160	0,64	0,17	0,96	0,08	-0,2	0,2	0,02	0,00	0,10	-0,2	0,3
240	1,83	-0,19	1,08	0,02	-0,04	0,05	0,01	0,00	0,09	-0,1	0,2

Примечание: A, B_1, B_2 – коэффициенты регрессии, λ – коэффициент теплообмена, T_c – поправка к температуре среды, Med – средний модуль ошибки, Min, Max – наибольшие разности между модельными данными и наблюдениями.

Такое распределение ошибок по глубинам (максимальные в слое 0-80 см) может возникать из-за различия свойств торфяной залежи, растительного покрова на наблюдательных площадках.

Представленная простейшая модель может применяться для восстановления температуры даже в случае использования данных различных между собой площадок, однако при наличии информации с однотипных площадок, ошибки могут достигать меньших значений, как на поверхности, так и на глубинах.

Вторая модель предложена в работе (Dolschak et al., 2015) и связывает среднесуточную температуру почвы со среднесуточной температурой воздуха. Ее формулировка основана на двукратном последовательном применении закона охлаждения Ньютона. В модифицированном нами варианте модели сначала определяем фиктивную температуру промежуточной среды через известные значения температуры воздуха:

$$T_{e,t} = T_{a,t} + (T_{e,t-1} - T_{a,t}) \exp(-\lambda) + T_c,$$

где λ - коэффициент теплоотдачи, T_c – поправка, вводимая для температуры среды, и призванная учесть изменение температуры вследствие фазовых переходов, латеральных потоков тепла и пр.

Температура почвы в слое, находящемся ниже промежуточной среды, так же определяется по закону теплообмена Ньютона с аналогичным коэффициентом теплоотдачи.

$$T_{s,t} = T_{e,t} + (T_{s,t-1} - T_{e,t}) \exp(-\lambda)$$

Модификация метода расчета температуры почвы, предлагаемая нами, заключается в том, что для нахождения температуры почвы на глубине z в качестве предиктора используется температура почвы на глубине z-1. Так, для расчета температуры почвы на глубине 2 см используется ранее найденная температура поверхности, а для определения температуры на глубине 5 см – используются результаты расчета для 2 см.

Результатами модели стали достаточно хорошо восстановленные данные наблюдений с разбросом ошибок от 0,19 °C на 80 см до 0,76 °C на поверхности почвы, и от 0,09 °C на 240 см до 0,29 °C на 120 см. Температура почвы на глубинах 120-240 см воспроизводится хуже, чем по регрессионной модели. Возможно, это связано с тем, что с глубиной возрастает толщина слоя, через который оценивается поток тепла, и оценка потока через него методом теплообмена получается некорректной.

На основе полученных данных можно сделать вывод, что в слое 0-80 см модель, основанная на законе охлаждения Ньютона дает среднюю погрешность расчета среднесуточных температур почвы 0,4 °C, а регрессионная модель 0,8°C. Также разброс максимальных ошибок в модели 2 меньше (см табл. 1), чем в модели 1. Причина, по которой модель 2 дает лучше результаты, может состоять в том, что при расчете не используются данные с соседней точки (высокий рям) для прогнозирования температуры почвы на открытой топи. Различия между площадками могут являться причиной появления дополнительных неучтенных ошибок в нашей регрессионной модели.

Однако регрессионная модель на глубинах более 120 см дает достаточно точные результаты, которые позволяют говорить о возможности ее использования при восстановлении данных и прогнозировании температуры почвы.

Литература:

1. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской федерации // Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. Москва, 2014. – 61 с.
2. Головацкая Е.А., Дюкарев Е.А., Ипполитов И.И., Кабанов М.В. Влияние ландшафтных и гидрометеорологических условий на эмиссию CO2 в торфоболотных экосистемах // Докл. РАН. – 2008. – Т. 418. – № 4. – С. 539–542.
3. Елисеева И.И., Юзбашев М.М. Общая теория статистики. М.: Изд-во финансы и статистика, 2005. – 657 с.
4. Кураков С.А., Крутиков В.А., Ушаков В.Г. Автономный измеритель профиля температуры АИПТ // Приборы и техника эксперимента. 2008. - № 5. - с. 166- 167.
5. Dolschak K., Gartner K., Berger T.W. A new approach to predict soil temperature under vegetated surfaces // Model. Earth Syst. Environ. 2015. 1-32.

METHODOLOGY AND ALGORITHMS STATISTICAL PROCESSING OF INSTANT METEOROLOGICAL VARIABLES VALUES FROM ULTRASONIC MEASUREMENTS

[1]Rohmistrov D.S., [2]Bogushevich A.Ya., [1]Botygin I.A.

[1]National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia
[2]Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: obozhe12@gmail.com, bay@imces.ru, bia@tpu.ru

The idea of using ultrasonic methods for estimation of atmospheric meteorological parameters appeared in the late 40-ies of the last century, due to the fact that used standard meteorological instruments have significant inertia and radiation errors. Ultrasonic methods are more free from these disadvantages, which is especially important for the evaluation of different statistical (turbulent) characteristics of meteorological fields in the atmosphere, describes their small-scale (high frequency) spectral structure.

Calculation of instant values of meteorological parameters are carried out, usually, at the stage of preliminary processing of raw measurement data of the ultrasonic anemometer in the local computer directly connected to this device. Pre-processing includes: reading in a computer primary data flow of measurements from the device; testing and diagnostics the quality of primary data device to the presence of malfunction during transmission; calculating in real time the instant values of temperature, speed of horizontal wind, direction of horizontal wind, speed of vertical wind, relative humidity, atmospheric pressure; automatic saving of calculation results of meteorological elements on the computer's hard disk as files of various types with the timing of their registration installed before starting the measurements.

These files are stored in the information-computing platform in a special archive, are allow to calculate for any past period both average values of meteorological quantities and parameters and statistical functions for atmospheric fields of temperature and wind, traditionally used for analyzing the thermodynamic state of the surface atmospheric layer and numerical estimates of generally accepted characteristics of atmospheric turbulence.

At the first stage of mathematical processing using the formula (1) calculates the variance for temperature and wind components.

$$D_i = \frac{1}{N-1}\sum_{k=0}^{N-1}(\xi_{i,k} - \langle\xi_i\rangle)^2 \quad (1)$$

At the next stage, using the average values of the orthogonal components of wind speed $\langle v_s\rangle$, $\langle v_e\rangle$ и $\langle w\rangle$, calculates:

Absolute value of the average vector wind speed by the formula (2);

$$\langle V\rangle = \sqrt{\langle v_s\rangle^2 + \langle v_e\rangle^2 + \langle w\rangle^2} \quad (2)$$

the angle of inclination to the horizon of the average wind velocity vector by the formula (3);

$$\psi = \arccos\left(\frac{\langle V_h\rangle}{\langle V\rangle}\right) \quad (3)$$

the direction of the average horizontal wind speed $\langle D\rangle$ by the formula (4),

$$\langle D\rangle = \begin{cases} \pi + f, \langle v_s\rangle > 0{,}01 \\ f, \langle v_s\rangle < -0{,}01; \langle v_e\rangle \geq 0 \\ 2\pi + f, \langle v_s\rangle < -0{,}01; \langle v_e\rangle < 0 \\ \frac{\pi}{2}, |\langle v_s\rangle| \leq 0{,}01; \langle v_e\rangle \geq 0 \\ \frac{3\pi}{2}, |\langle v_s\rangle| \leq 0{,}01; \langle v_e\rangle < 0, \end{cases} \quad (4)$$

where $f = \mathrm{arctg}(-\frac{\langle v_e\rangle}{\langle v_s\rangle})$.

Overall, designed and implemented algorithm of averaging of the meteorological data at the user's request with the assignment of the observation period and the observation interval, a number of mathematical characteristics was also calculated. The calculation of various statistical features of turbulent pulsations of the meteorological parameters: the autocorrelation and cross-correlation, distributions of probability density (histogram), structure functions and energy spectra that can be calculated as a time scale, and spatial (using the hypothesis of "frozen" turbulence) are planned.

МЕТОДИКА И АЛГОРИТМЫ СТАТИСТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ МГНОВЕННЫХ ЗНАЧЕНИЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН ИЗ ДАННЫХ УЛЬТРАЗВУКОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

[1]Рохмистров Д.С., [2]Богушевич А.Я., [1]Ботыгин И.А.

[1]Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия
[2]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
E-mail: obozhe12@gmail.com, bay@imces.ru, bia@tpu.ru

В научно-прикладных знаниях о свойствах земной атмосферы важную роль играют различные метеорологические измерения. Именно данные этих измерений позволяют получить знания о физико-химических процессах в атмосфере, определить состав и строение атмосферы, выявить ее тепловой режим и влагообмен, выяснить условия формирования различных оптических и акустических явлений в атмосфере и, что более важно для большинства людей, осуществить моделирование прогноза погоды и климата.

Получение метеоданных данных осуществляется с помощью совокупности различных приборов для метеорологических измерений. Одним из самых современных приборов метеостанций является ультразвуковой анемометр. Идея применения ультразвуковых методов для оценивания метеорологических параметров атмосферы появилась еще в конце 40-х годов прошлого столетия в связи с тем, что используемым стандартным метеорологическим приборам присущи существенные инерционные и радиационные ошибки. Ультразвуковые методы в значительной степени свободны от этих недостатков, что особенно важно для оценивания различных статистических (турбулентных) характеристик метеорологических полей атмосферы, описывающих их мелкомасштабную (высокочастотную) спектральную структуру. Принцип действия анемометров ультразвукового типа основан на измерении скорости звука, которая изменяется в зависимости от ориентации вектора движения воздуха (направления ветра) относительно пути распространения звука.

Типовая реализация автоматической ультразвуковой метеостанции позволяет измерять такие параметры как температуру окружающей среды, различные компоненты скорости ветра, давление, влажность [1,2]. Вычисления мгновенных значений метеорологических величин выполняются на стадии предварительной обработки первичных данных измерений ультразвукового термоанемометра в локальном компьютере, непосредственно подключаемого к этому прибору.

Предварительная обработка включает:

- считывание в компьютер потока первичных данных измерений из устройства;
- тестирование и диагностику качества принятых первичных данных устройства на наличие сбоев в его работе и при их передаче;
- вычисление в реальном масштабе времени мгновенных значений температуры, скорости горизонтального ветра, направления горизонтального ветра, скорости вертикального ветра, относительной влажности воздуха, атмосферного давления;
- автоматическое сохранение результатов вычислений метеовеличин на жестком диске компьютера в виде файлов различного типа с временными параметрами их регистрации, устанавливаемыми перед запуском измерений.

Эти файлы, сохраняемые в информационно-вычислительной платформе в специальном архиве, позволяют вычислять для любого прошлого периода, как средние значения метеорологических величин, так и параметры и статистические функции для атмосферных полей температуры и ветра, традиционно применяемых

для анализа термодинамического состояния приземного атмосферного слоя и числовых оценок общепринятых характеристик атмосферной турбулентности.

В настоящей работе осуществляется математическая обработка метеорологических величин, получаемых с типовой ультразвуковой метеостанции в файлы, где массивы измерений указанных величин структурированы в десятиминутные периоды наблюдения с интервалом измерения метеопараметров, равным 12.5 мс. Статистической обработке подвергается совокупность измерений, ограничиваемая по времени их регистрации двумя параметрами: сроком наблюдений и интервалом статистического анализа (усреднения) данных. Конечной целью этой обработки является формирование информативной для исследователя совокупности временных рядов различных атмосферных параметров, отражающих статистически устойчивые тренды их значений за более долгосрочные по сравнению с исходным периодом (сутки, месяц, год). Разработанное программное обеспечение позволяет задать любой интервал усреднения, формируемый в виде часов, минут и секунд, и максимальным сроком наблюдения в один месяц. Существует возможность выбора нужной директории с данными интересующего срока наблюдения

На рисунках 1–6 отображены рассчитанные средние величины для считанных метеорологических данных, описывающие их квазиравновесное (за выбранный временной интервал усреднения) состояние в точке измерений в заданный момент времени (срок наблюдения).

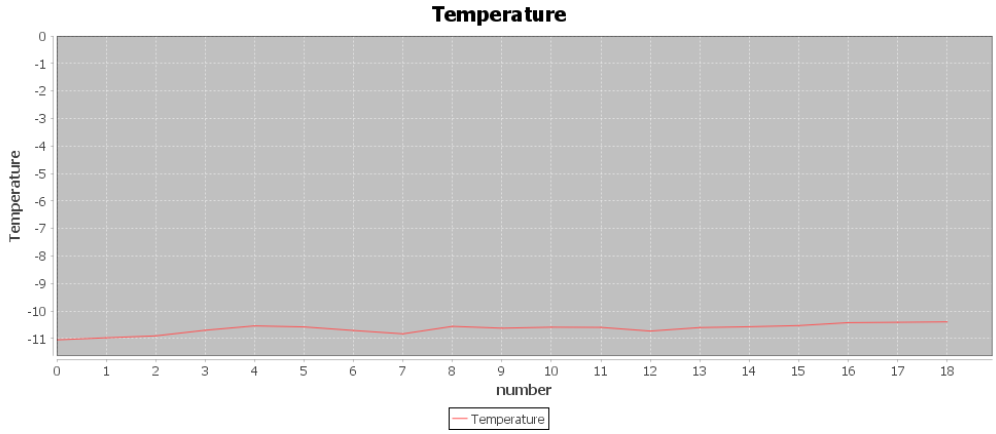


Рис. 1. График средней температуры

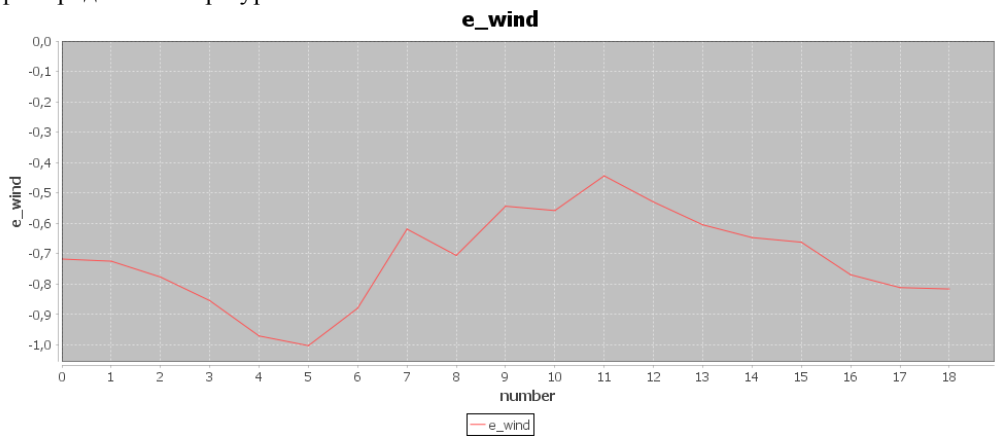


Рис. 2. График среднего вектора восточной составляющей ветра

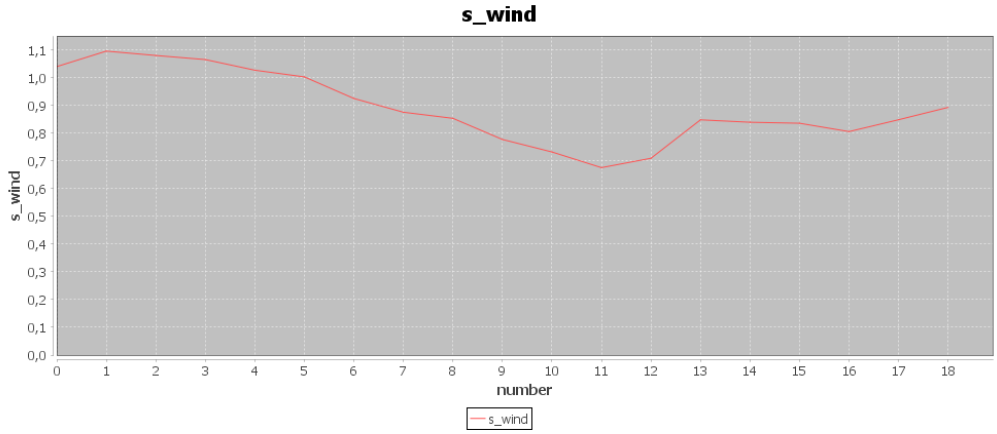


Рис. 3. График среднего вектора южной составляющей ветра

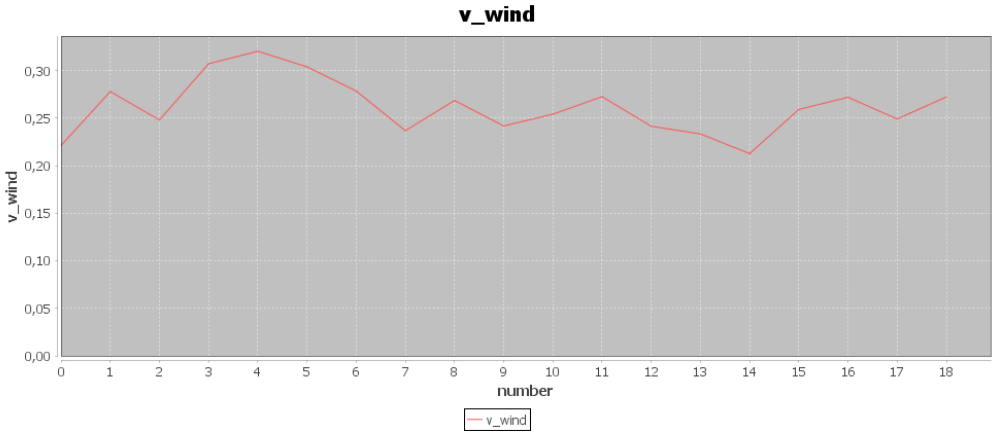


Рис. 4. График среднего вектора вертикальной составляющей ветра

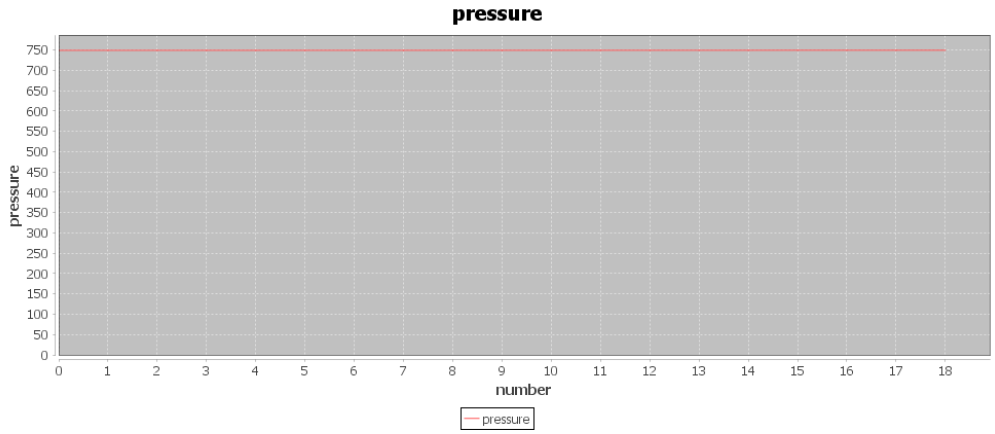


Рис. 5. График среднего давления

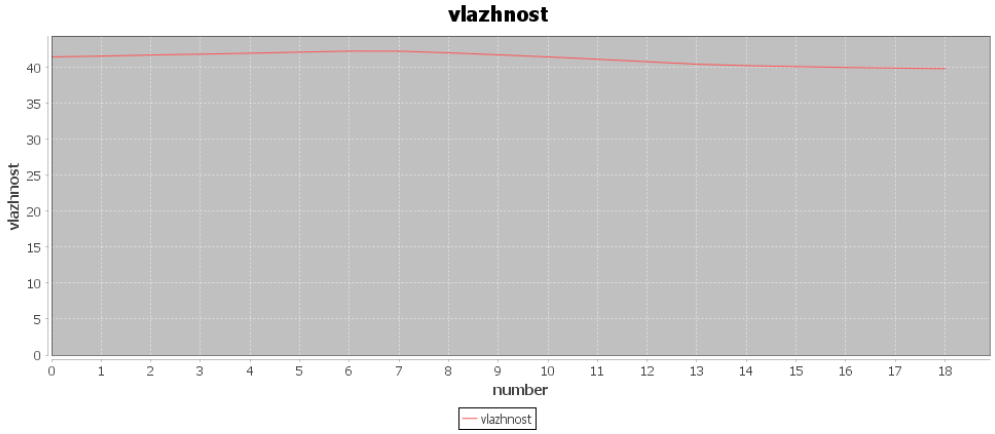


Рис. 6. График средней влажности

Вычисление дисперсии для температуры и составляющих ветра (рис.7 – рис.10) осуществляется на основе формулы (1).

$$D_i = \frac{1}{N-1}\sum_{k=0}^{N-1}(\xi_{i,k} - \langle\xi_i\rangle)^2 \quad (1)$$

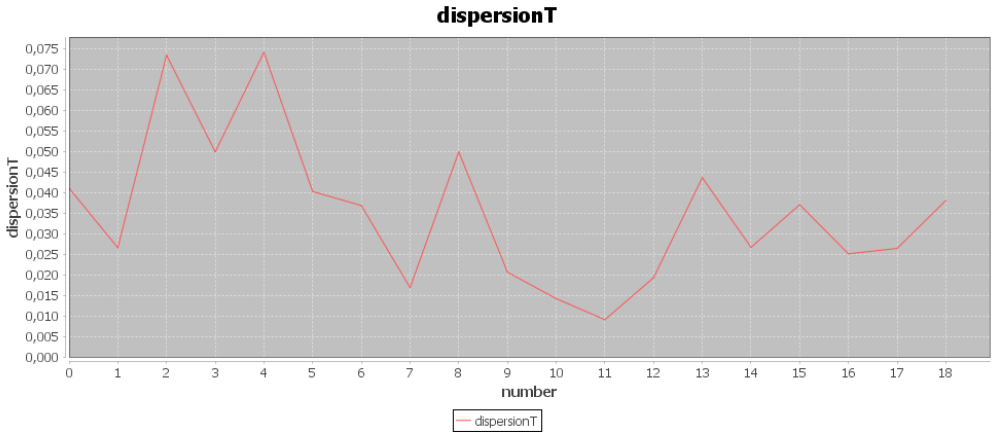


Рис. 7. Дисперсия температуры

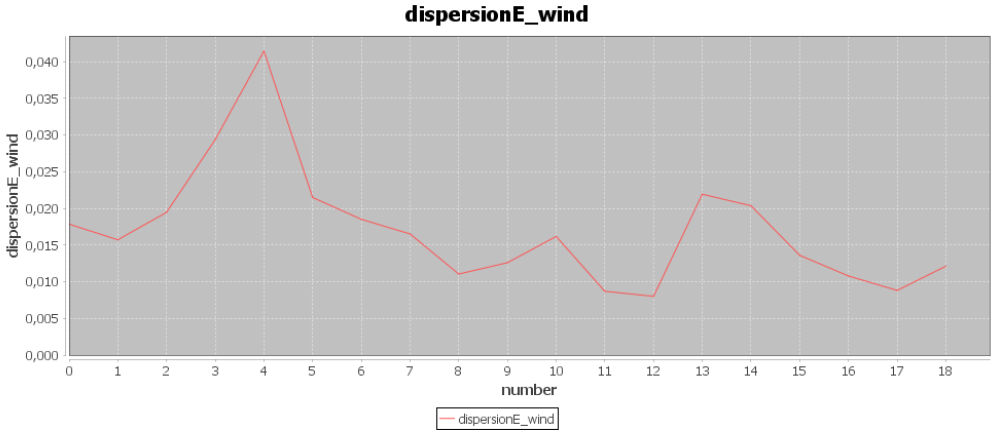


Рис. 8. Дисперсия восточной составляющей ветра

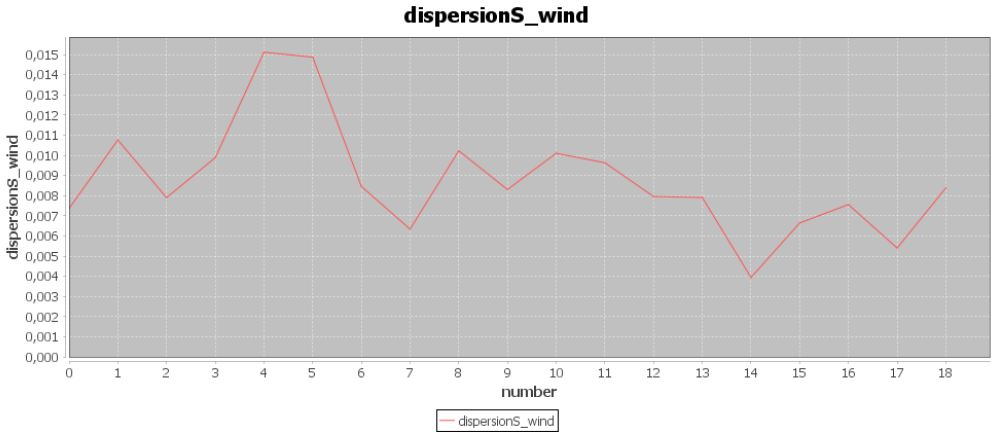


Рис. 9. Дисперсия южной составляющей ветра

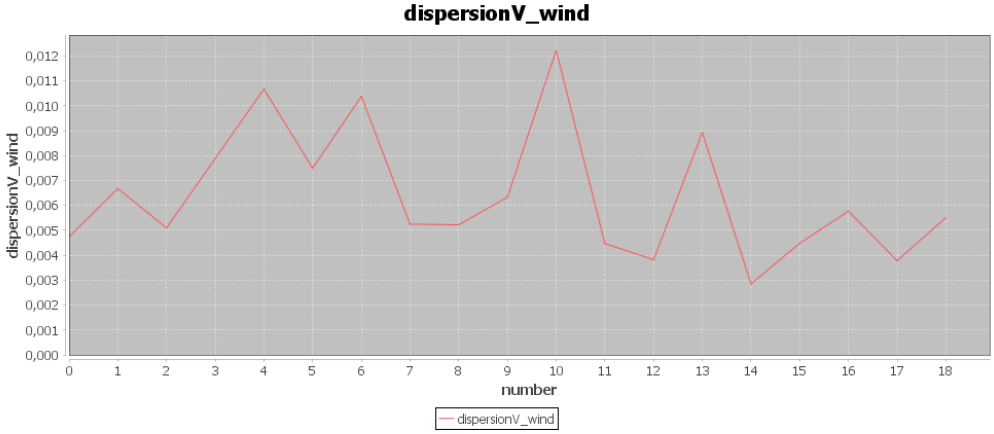


Рис. 10. Дисперсия вертикальной составляющей ветра

На следующем этапе, используя средние величины ортогональных компонентов скорости ветра $\langle v_s \rangle$, $\langle v_e \rangle$ и $\langle w \rangle$, также вычисляются:

модуль среднего вектора скорости ветра (рис. 11) по формуле (2);

$$\langle V \rangle = \sqrt{\langle v_s \rangle^2 + \langle v_e \rangle^2 + \langle w \rangle^2} \quad (2)$$

угол наклона к горизонту среднего вектора скорости ветра (рис. 12) по формуле (3);

$$\psi = \arccos\left(\frac{\langle V_h \rangle}{\langle V \rangle}\right) \quad (3)$$

направление средней скорости горизонтального ветра $\langle D \rangle$ (рис. 13) по формуле (4),

$$\langle D \rangle = \begin{cases} \pi + f, \langle v_s \rangle > 0{,}01 \\ f, \langle v_s \rangle < -0{,}01; \langle v_e \rangle \geq 0 \\ 2\pi + f, \langle v_s \rangle < -0{,}01; \langle v_e \rangle < 0 \\ \frac{\pi}{2}, |\langle v_s \rangle| \leq 0{,}01; \langle v_e \rangle \geq 0 \\ \frac{3\pi}{2}, |\langle v_s \rangle| \leq 0{,}01; \langle v_e \rangle < 0, \end{cases} \quad (4)$$

где $f = \mathrm{arctg}\left(-\frac{\langle v_e \rangle}{\langle v_s \rangle}\right)$.

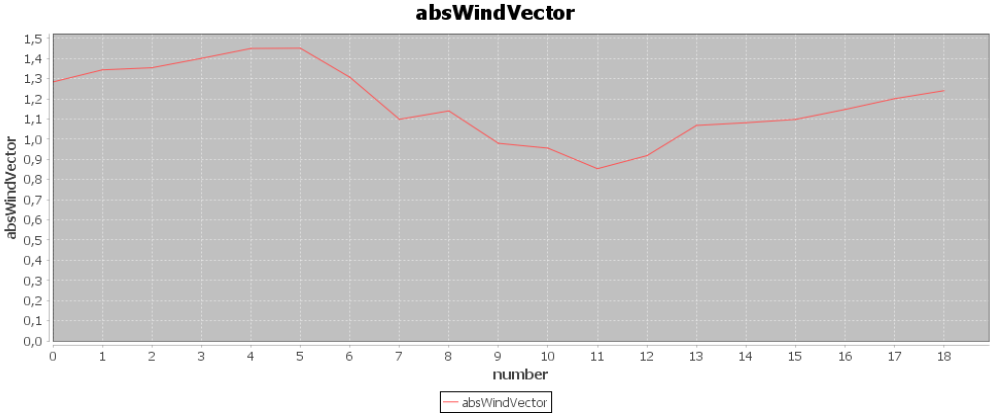


Рис. 11. График значений модуля среднего вектора скорости ветра

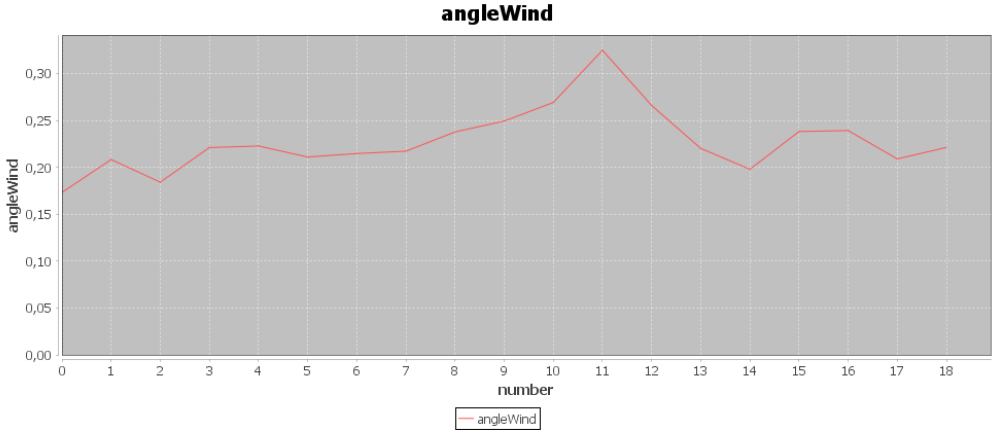


Рис. 12. График значений угла наклона к горизонту среднего вектора скорости ветра

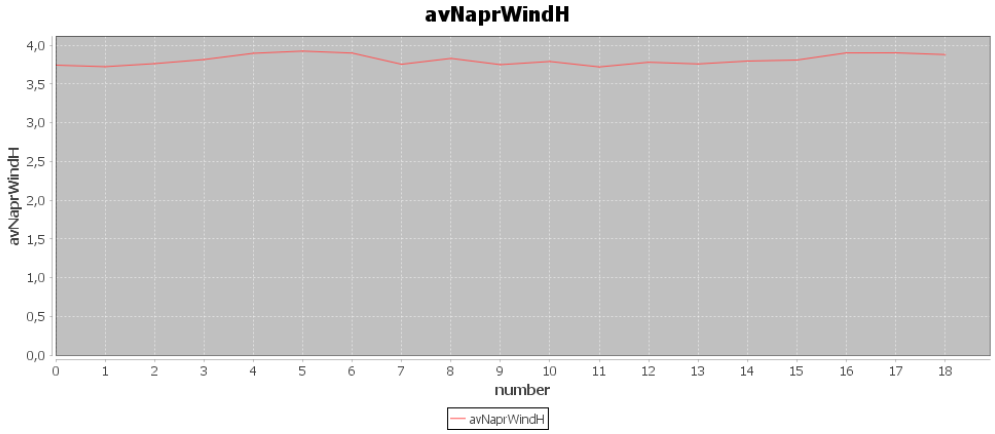


Рис. 13. График значений направления средней скорости горизонтального ветра

Заключение. При выполнении данного исследования был спроектирован и реализован алгоритм усреднения метеорологических данных по запросу пользователя с заданием срока наблюдения и интервала наблюдения, также был вычислен ряд математических характеристик. В виду автономности временных рядов различных метеопараметров в дальнейшем планируется реализации их параллельного вычисления на многоядерных вычислительных комплексах.

Литература:

1. Метеорология // Wikipedia URL: https://ru.wikipedia.org/wiki/Метеорология (дата обращения: 26.02.2016).
2. Виды климатических показаний // Национальный исследовательский Томский государственный университет Геолого-географический факультет URL: http://ggf.tsu.ru/content/faculty/structure/chair/meteorology/publications/Климатология/text/146.html (дата обращения: 26.02.2016).

APPLICATION OF INFORMATION AND COMPUTING WEB SYSTEM «CLIMATE» FOR ESTIMATION OF ARIDITY OF SOUTH SIBERIA

[1]Ryazanova A.A., [1,2]Voropay N.N., [1,3] Okladnikov I.G.

[1]Institute of monitoring of climatic and ecological systems SB RAS, Tomsk, Russia
[2]V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia
[3]Institute of computational technologies, Tomsk branch, Tomsk, Russia
E-mail: raa@scert.ru, voropay_nn@mail.ru, igor.okladnikov@gmail.com

Modern global climate changes are characterized by a significant warming started in the second part of 1970s. According to the observation data the average rate of warming in Russia for the period 1976-2012 was 0.43 °C/10 years. Additionally, the trend of annual precipitation for the same period in most parts of Russia is positive. However, apart from the study of variations of individual climate elements, the study of integral climate characteristics of the region, in particular, hydrothermal conditions, is of great interest.

First steps to estimate the aridity of South Siberia (50°-65°N, 60°-115°E) by calculation of a well-known hydrothermal coefficient of Selyaninov (HTC) by ECMWF ERA Interim reanalysis data for the period from 1979 to 2010 using a new software module of information and computing web system "Climate" are presented in this work. New spatially distributed temperature, precipitation and HTC data were obtained. Obtained results were validated by HTC calculated using observation data from weather stations located in the study area.

Web system "Climate" is based on web and GIS techniques and is a part of hardware and software complex for "cloud" analysis of climate data. It includes several climatological and meteorological datasets, as well as dedicated software modules for searching, selection, extraction and visualization of data. Usage of this web system greatly facilitates and speeds up working with large volumes of geospatial data, allowing users who are not specialists in information technology, to remotely perform complex spatial analysis of climate data, using a modern desktop computer connected to the Internet.

This work is partly supported by RFBR grant 14-05-00502 and basic research project of SB RAS, Program VIII.80.2.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИВВС «КЛИМАТ» ДЛЯ ОЦЕНКИ ЗАСУШЛИВОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ ЮЖНОЙ СИБИРИ

[1]Рязанова А.А., [1,2]Воропай Н.Н., [1,3] Окладников И.Г.

[1]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
[2]Институт географии им. В. Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия
[3]Институт вычислительных технологий СО РАН, Томский филиал, Томск, Россия
E-mail; raa@scert.ru, voropay_nn@mail.ru, igor.okladnikov@gmail.com

Введение.

Современные изменения глобального климата характеризуются потеплением конца XX в. – начала XXI в. (начиная со второй половины 1970-х годов). По данным наблюдений, средняя скорость потепления для земного шара составляет 0,166 °С/10 лет за 1976-2012 гг. и 0,075°С/10 лет за 1901-2012 гг. [IPCC, 2013]. Для России скоростью потепления за период 1976-2012 гг. – 0,43°С/10 лет [Второй оценочный…, 2014]. В последнее 10-летие наблюдается определенное замедление (пауза) глобального потепления: глобальная температура колеблется на уровне достигнутых высоких значений. Тренд годовых сумм осадков за период 1976-2012 гг. на большей части территории России положителен.

Кроме изучения колебаний отдельных климатических элементов определенный интерес вызывает исследование интегральных характеристик территории, в частности – гидротермических условий. Последние описываются различными коэффициентами, представляющими собой в большинстве случаев, сочетания величин температуры воздуха и количества осадков. В данной работе для оценки условий увлажнения (засушливости) территорий использован широко известный гидротермический коэффициент Г.Т. Селянинова (ГТК), который применяют не только для оценки сухости климата, но и для определения засушливых и сухих периодов.

Традиционно расчёт ГТК выполняется в ручном или полуавтоматическом режиме для выбранных точек на заданной территории, совпадающих с расположением метеорологических станций. Данный подход является весьма трудоёмким, требует существенное время для обработки данных многолетних наблюдений и характеризует ГТК только в районах размещения метеостанций, что в сочетании с высокой разреженностью метеорологической сети для территории Сибири и Дальнего Востока, значительно снижает ценность получаемых результатов. В отличие от данных локальных наблюдений, данные глобального ретроспективного анализа (реанализа) рассчитываются на регулярной сетке и охватывают всю планету. Развитие климатических моделей и численных схем усвоения данных наблюдений в последнее время привело к росту качества и пространственного разрешения глобальных реанализов, что позволяет использовать их для оценки пространственного распределения условий увлажнения территорий. Однако большие объёмы таких данных (порядка нескольких терабайт) приводят к необходимости использования мощных вычислительных комплексов для их обработки, а специальные форматы файлов, используемые для хранения данных, требуют особых навыков программирования. Одним из наиболее перспективных подходов к решению данной проблемы представляется использование «облачных» вычислений – удалённого хранения и обработки данных с предоставлением доступа к вычислительным ресурсам и результатам анализа через сеть Интернет.

В этой работе сделана первая попытка выполнить оценку засушливости территории Южной Сибири по данным реанализа с использованием нового программного модуля информационно-вычислительной веб-системы (ИВВС) «Климат» для расчёта ГТК. Данная ИВВС построена на основе веб- и ГИС-технологий, и является частью аппаратно-программного комплекса для «облачного» анализа климатических данных, включающего в себя различные наборы климатических и метеорологических данных, а также специальные алгоритмы для их поиска, выборки, обработки и визуализации [Гордов и др., 2012]. Использование этой ИВВС значительно облегчает и ускоряет работу с большими объёмами геопространственных данных, позволяя пользователю, не являющемуся специалистом в информационных технологиях, удалённо выполнять сложный анализ пространственных климатических данных, используя любой современный настольный ПК, подключенный к сети Интернет.

Методы и подходы

Оценка засушливости территорий

Тепло и влага считаются основными факторами продуктивности сельскохозяйственных культур. При этом, самый большой урон продуктивности наносят засухи, обусловленные как аномалиями температуры воздуха и дефицитом осадков во время вегетации, так и их недостаточным количеством в предшествующий осенне-зимний период. История засух показывает, что население и экономика во всех регионах мира остаются уязвимыми к ним. Засуха возникает, если количество осадков за некоторый период уменьшается по отношению к некоторому среднему уровню [Гидрометеорологические опасности, 2001]. Для разработки стратегии планирования землепользования в регионах с активной хозяйственной деятельностью необходимо детальное

изучение агроклиматических условий территории по степени засушливости. В многочисленных работах, посвященных изучению засух, рассматриваются различные способы ее определения, характерные типы и условия формирования этого явления, разрабатываются наиболее репрезентативные индексы засушливости, проводится анализ катастрофических засух и каталогизация засух [Мещерская и др., 1986; Селянинов, 1928; Дроздов, 1980; Золотокрылин, 2013 и др.]. Между тем, как указывает Д.А. Педь [Педь, 1975], общепризнанного количественного показателя засухи не имеется. За рубежом при изучении засух также применяют специальные индексы, при расчете которых используются показатели водного баланса почвы, отклонения ее влажности от оптимального состояния, продолжительность этих периодов, величины амплитуды изменчивости влагозапасов, месячные аномалии влажности почвы, продолжительность засушливых периодов и месячные величины средней температуры и количества осадков, положительные амплитуды аномалии температуры воздуха и отрицательные аномалии осадков.

В российской классификации выделяют следующие типы засух: атмосферная, почвенная, атмосферно-почвенная. Этим российская классификация, учитывающая среду проявления засухи, отличается от американской, ориентированной более на ее последствия [Wilhite, 2004], поэтому российская классификация более полезна в понимании физической природы засух. Например, по результатам проведенного исследования [Садоков и др., 2002] атмосферно-почвенная засуха чаще образуется вследствие длительной атмосферной засухи и усиливается почвенной. Наблюдались годы, когда почвенная засуха усиливалась атмосферной, а атмосферно-почвенная засуха характеризуется сочетанием почвенной и атмосферной засух.

Неблагоприятные агроклиматические явления существенно снижают сельскохозяйственный потенциал климата. При атмосферной засухе происходит процесс активного прогревания и относительного иссушения воздуха при отсутствии осадков и большом радиационном притоке тепла.

Гидротермический коэффициент Г.Т. Селянинова является наиболее широко известным методом оценки условий увлажнения территории. При обосновании ГТК полагают, что сумма температур близка к испарению с оптимально увлажненного поля и поэтому может быть принята за величину максимально возможного испарения, т. е. за испаряемость. Коэффициент представляет собой отношение сумм осадков за некоторый период к суммам температур выше 10 °С, уменьшенным в 10 раз, за тот же период. Таким образом, гидротермический коэффициент как показатель оценки территории по условиям увлажнения имеет перед осадками то преимущество, что характеризует не только приходную сторону водного баланса – осадки, но до известной степени и непродуктивный расход влаги (испарение с поверхности почвы, растительности и др.), тесно связанный с общим уровнем температуры воздуха. По мнению многих ученых, этот показатель применим не только для сравнительной оценки увлажнения районов с существенно различным термическим режимом, но и для сравнительной характеристики увлажнения отдельных месяцев.

1.2. Модуль расчёта ГТК

Для расчёта гидротермического коэффициента Г.Т. Селянинова функциональность ИВВС «Климат» была расширена дополнительным программным модулем. Для разработки использовался язык программирования высокого уровня Interactive Data Language (IDL) версии 6.0. В основу алгоритма была положена известная формула расчёта ГТК [Селянинов, 1928]:

$$\text{ГТК} = \frac{\sum r}{0.1 \sum t_{>10}}, \quad [1]$$

где $\sum r$ – сумма осадков за период вегетации с температурой выше 10 °С, $\sum t_{>10}$ –сумма температур за период вегетации с температурой выше 10 °С.

Период вегетации был рассчитан на основе методики, представленной в [Педь, 1951].

В качестве исходных данных использовались данные реанализа ERA Interim Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts – ECMWF) [Dee et al., 2011] за период с 1979 г. по 2010 г. для территории Южной Сибири (50°-65° с.ш., 60°-115° в.д.). Для оценки точности полученного показателя засушливости ГТК результаты расчета сравнивались с ГТК, рассчитанного с использованием данных метеорологических станций, расположенных на рассматриваемой территории.

Значения, полученные на основе реанализа, были линейно интерполированы в точки с координатами станций. На основе сравнения была проведена коррекция осадков реанализа методом линейной регрессии на всей исследуемой территории.

Разработанный программный модуль был интегрирован в программную среду ИВВС «Климат» и получил доступ ко всем её ресурсам, включая различные наборы данных, модули доступа к ним, а также модули визуализации полученных результатов.

Результаты

С использованием разработанного программного модуля на основе данных реанализа ECMWF ERA Interim были получены пространственно-распределенные поля температуры, осадков и гидротермического коэффициента Г.Т. Селянинова для территории Южной Сибири. Для оценки качества полученных результа-

тов, ГТК также был рассчитан на основе данных локальных наблюдений на метеостанциях. Далее была проведена интерполяция температуры, осадков по данным реанализа и рассчитанного на их основе коэффициента в точки с координатами метеостанций.

При сравнении данных реанализа и наблюдений на метеостанциях выявлено небольшое расхождение между значениями температуры (в среднем -0,08 °С) и значительное расхождение в суммах атмосферных осадков и гидротермических коэффициентах (в среднем 49% и 50% соответственно). Аналогичные выводы получены в работе Т.М. Шульгиной [Шульгина, 2012].

На следующем этапе была проведена корректировка сумм атмосферных осадков реанализа методом линейной регрессии. Корректировка проводилась отдельно для каждого года и месяца вегетационного периода (май-сентябрь) по всей территории. В качестве зависимой переменной взяты суточные суммы осадков метеостанций по всей территории за отдельный год и месяц, в качестве независимой – суточные суммы осадков реанализа, интерполированные в точки станций, по всей территории за отдельный год и месяц. Полученные коэффициенты регрессии были применены на всё поле осадков реанализа за каждый месяц в отдельные годы. После корректировки среднее отклонение сумм осадков по данным реанализа от измеренных на метеостанциях значительно уменьшилось. Аналогично изменились и значения ГТК. Для скорректированных сумм осадков и ГТК среднее за вегетационный сезон отклонение составляет -3,38 % и 0,19 %, при СКО 10,74 % и 22,01 %, соответственно. В качестве примера на рисунке представлено распределение среднего многолетнего значения ГТК за август.

А Б

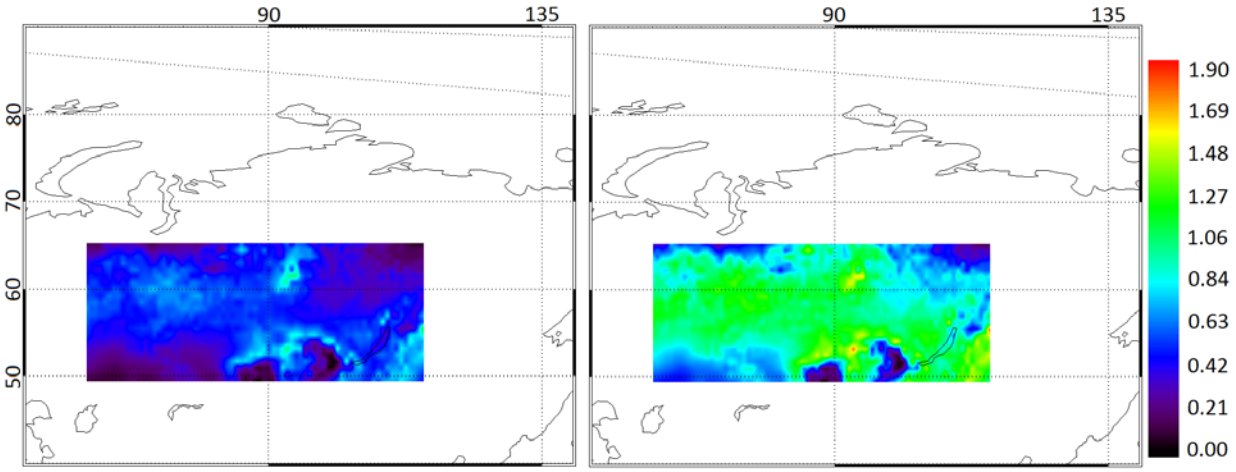


Рисунок. Распределение среднего многолетнего значения ГТК на территории Южной Сибири в августе, рассчитанного по данным реанализа ECMWF ERA Interim за 1979-2010 гг.: А – расчет до корректировки, Б – после корректировки сумм атмосферных осадков.

В целом применение разработанного программного модуля и ИВВС «Климат» значительно облегчает и ускоряет расчёт индексов засушливости по данным метеостанций. Кроме того появляется возможность пространственной оценки гидротермических условий при расчете коэффициентов по данным реанализа. Так как гидротермические индексы являются интегральной характеристикой условий тепло-влаго обеспеченности территории особое внимание необходимо уделять качеству исходной информации. Корректировка сумм атмосферных осадков с использованием коэффициентов линейной регрессии позволяет правильно оценить распределение ГТК, а следовательно и наличие засух или условий переувлажнения на исследуемой территории.

Работа была частично поддержана проектом РФФИ 14-05-00502 и проектом базового финансирования СО РАН, Программа VIII.80.2.

Литература:

1. D.P. Dee, S.M. Uppala, A.J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M.A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot,N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A.J. Geer, L. Haimberger, S.B. Healy, H. Hersbach, E.V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B.M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut and F. Vitart. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. – 2011.– V.137.– 553–597.
2. 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. Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner,

M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 1535 pp.

3. Wilhite D.A., 2004. Drought. J.P. Stolman et al. (eds.), International Perspectives on Natural Disasters: Occurrence, Mitigation, and Consequences, Kluwer Academic Publishers, Printed in the Netherlands, pp. 147–162.
4. Второй оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. – М., 2014.
5. Гидрометеорологические опасности, 2001. Г.С. Голицын, А. А. Васильев (ред.). М., Изд. Фирма КРУК, 296 с.
6. Гордов Е.П., Окладников И.Г., Титов А.Г., Богомолов В.Ю., Шульгина Т.М., Генина Е.Ю. Геоинформационная веб-система для исследования региональных природно-климатических изменений и первые результаты ее использования // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25, № 02. С. 137-143.
7. Дроздов О.А. Засухи и динамика увлажнения. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 96 с.
8. Золотокрылин А.Н., Черенкова Е.А., 2013. Тенденции увлажнения зернового пояса России в начале XXI века. – Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, М., ФГБУ "ИГКЭ Росгидромета и РАН", т. XXV. с. 251–264.
9. Мещерская А.В., Блажевич В.Г., Голод М.П., Белянкина И.Г. Многолетние колебания индексов засушливости в теплый период года в основной сельскохозяйственной зоне СССР // Труды ГГО, вып. 505. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. – С. 120-129.
10. Мещерская А.В., Блажевич В.Г., Житорчук Ю.В. Гидротермический коэффициент и его связь с урожайностью сельскохозяйственных культур // Труды ГГО, вып.400. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – С. 134-149.
11. Педь Д.А. О показателе засухи и избыточном увлажнении // Труды Гидрометцентра СССР, вып. 156. – Л.: Гидрометеоиздат, 1975. – С.19-38.
12. Педь Д.А. Об определении дат устойчивого перехода температуры воздуха через определенные значения // Метеорология и гидрология 1951. № 10. С. 38-39.
13. Садоков В.П., Козельцева В.Ф., Кузнецова Н.Н., 2002. Образование атмосферно-почвенной засухи с учетом почвенной и атмосферной засушливости, Тр. Гидрометцентра России, вып. 337, с. 48–56.
14. Селянинов Г.Т. О сельскохозяйственной оценке климата // Труды по сельскохозяйственной метеорологии, вып. 20. – Л.: Гидрометеоиздат, 1928. – С. 165-177.
15. Шульгина Т.М. Разработка и применение комплекса программ для анализа региональных изменений климата на основе данных моделирования //Автореферат на соиск. уч. степ. к.т.н. – Томск, 2012. – 15 с.

СЕКЦИЯ 7

Семинар Программы NEESPI/NEFI

SESSION 7

NEESPI/NEFI Workshop

ABOUT CLASSIFICATION OF DANGEROUS AND UNFAVORABLE CLIMATIC PHENOMENA FOR AGRARIAN NATURE MANAGEMENT IN THE SOUTHERN TAIGA OF WESTERN SIBERIA

Melnik M.A., Volkova E.S., Fusella T.Sh.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: elevolko@yandex.ru

In recent decades on the territory of Western Siberia a high degree of manifestations of natural hazards has been observed, that is increasing by almost 5-6 % annually. It is assumed that the trend of increasing the number of natural hazards in the region will continue in the future. Among the natural resource management areas the field of agricultural nature management is most vulnerable and dependent on hazardous and unfavorable natural phenomena. The southern taiga subzone of the natural zone of Western Siberia has been chosen to study the negative impact of natural phenomena of various origins in the development of agriculture. This area is interesting because of many branches of agriculture operating there successfully. The large areas are occupied by crops (spring wheat, winter rye, oats, barley), vegetables, forage crops, potatoes.

The climatic conditions are favorable there for the cultivation of most crops, but at the same time, the number of natural hazards and unfavorable events is significantly higher than in more southern and cultivated agricultural areas of forest-steppe and steppe. In ascending conditions of probability of extreme hydro meteorological events and an increase of risks in agricultural land use in the southern taiga zone, it becomes an urgent task the complex assessment and regional assignment on the degree of magnitude of negative natural and climatic phenomena. To solve this problem, first of all, need a list of indicators reflecting the full range of natural and climatic phenomena that somehow can reduce the efficiency of agriculture.

For the purposes of this study from the set of regional weather hazard lists were selected those, which, firstly, are characteristic for the southern taiga subzone, secondly, are important for the field of agricultural nature management and, third, are available for full-scale data collection. Within this framework, for the southern taiga in West Siberia, the following list of weather hazard has been proposed: meteorological hazards (very strong wind, hurricane, squall, strong heat, abnormally hot weather, extreme fire danger, prolonged heavy rain, very heavy rain, heavy rain, large hail; agro-climatic hazards (frost, dry hot wind, atmospheric drought, the early appearance or establishment of the of snow, freezing of the top (up to 2 cm) layer of soil, low temperatures in the absence of snow cover, ice crust; hydrological hazards (floods, hanging ice dams, hanging dam).

We also outline the unfavorable natural and climatic phenomena that cause damage in a smaller degree than natural hazards. The unfavorable natural and climatic phenomena are phenomena which do not reach the hazard criteria but significantly inhibit the activities of the individual economies and harm the economy and the population in a lesser extent. At the same time the unfavorable events observed more frequently and have a longer character. The peculiarity of their occurrence is still in the fact that they are often accompanied by other negative factors, sometimes causing significant damage to agriculture. We outline the natural phenomena, unfavorable for conducting agricultural natural resources, that are characteristic for southern taiga zone: a strong wind, low humidity, lack of effective precipitation with atmospheric temperature above + 25 °C , a long period of standing high water, rain, hail, thunder, high fire danger, high temperature, frequent rainfall, low temperature. The task of this study was to collect and analyze selected metrics, identifying the most characteristic, significant and repetitive phenomena for the zone. For this analysis the meteorological data from 29 weather stations falling within an area of the southern taiga for the period from 2005 to 2015 were used.

The unfavorable environmental factors are observed annually throughout the all study area, with varying degrees of magnitude, substantially reducing crop yields sometimes. It should be noted that all natural hazards and unfavorable events listed above are considered within a time period of the growing season of major crops, with the exception of winter crops. Also of great importance is the comparison of the dynamics of changes during the onset of natural hazards and interphase features of the development of certain types of crops.

Thus, on the basis of selected indicators and analytical information is made possible consideration of regional differences and the spread of dangerous unfavorable natural phenomena and their complex for southern taiga of Western Siberia. The database building and analysis on such indicators in comparison with the data on the dynamics of the yield of major crops, typical for the region, allows to monitor the natural hazards to predict and make recommendations to reduce losses in the agricultural nature management.

К ВОПРОСУ О КЛАССИФИКАЦИИ ОПАСНЫХ И НЕБЛАГОПРИЯТНЫХ ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ ДЛЯ АГРАРНОГО ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ В ЮЖНОЙ ТАЙГЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Мельник М.А., Волкова Е.С., Фузелла Т.Ш.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
E-mail: elevolko@yandex.ru

Одной из негативных тенденций, существующих в современном мире, ученые называют рост числа опасных природных процессов. Последствия и ущербы от их проявлений в некоторых случаях достигают колоссальной величины. На территории Западной Сибири в последние десятилетия наблюдается высокая степень проявления природных опасностей, которая возрастает почти на 5-6% ежегодно. Предполагается, что тенденция увеличения количества природных опасностей в регионе сохранится и в дальнейшем [1].

Среди сфер природопользования наиболее уязвима и зависима от опасных и неблагоприятных природных явлений – сфера аграрного природопользования. Для исследования негативного влияния природных явлений различного генезиса на развитие сельского хозяйства, и, в частности, растениеводства, была выбрана территория южной подзоны таежной природной зоны Западной Сибири. Территория интересна в том отношении, что из всей таёжной зоны здесь повсеместно и успешно функционируют многие отрасли сельского хозяйства. Южно-таежная подзона является территорией интенсивного освоения, она густо заселена и освоена. Большие площади занимают зерновые культуры (яровая пшеница, озимая рожь, овес, ячмень), овощные и кормовые культуры, картофель. Кроме того, данный регион обладает значительными потенциальными возможностями вовлечения в сельскохозяйственный оборот дополнительных территорий за счет осушения перспективных земель [2].

Южная тайга Западной Сибири находится в центральной части территории России, на юге Западносибирской физико-географической страны. Климат умеренно-континентальный с жарким, достаточно увлажненным летом и холодным продолжительным зимним периодом. Специфической чертой подзоны является гораздо меньшая заболоченность, чем в северной и средней тайге [2]. В данном исследовании в южную тайгу включается подзона мелколиственных лесов, которая, являясь переходной между тайгой и лесостепью, тянется узкой полосой (от 50 до 200 км) вдоль южной окраины тайги.

Южная тайга является пограничной зоной для развития аграрного природопользования, так называемой зоной рискованного земледелия. Здесь природно-климатические условия благоприятны для возделывания большинства сельскохозяйственных культур, но, вместе с тем, количество природных опасностей и неблагоприятных явлений значительно выше, чем в более южных и освоенных в сельскохозяйственном отношении зонах лесостепи и степи. В условиях возрастания вероятности экстремальных гидрометеорологических явлений и увеличения рисков аграрного землепользования в южнотаежной зоне, актуальной задачей становится комплексная оценка и районирование территории по степени интенсивности проявления негативных природно-климатических явлений.

Для решения этой задачи, прежде всего, необходим перечень показателей, отражающий весь круг природно-климатических явлений, тем или иным образом уменьшающих эффективность ведения сельского хозяйства. И уже на этом этапе возникают определенные сложности. Так, классифицируя показатели, негативно воздействующие на хозяйственную деятельность или жизнедеятельность человека, часто выделяют только группу опасных природно-климатических явлений, реже затрагивают показатели, характеризующие неблагоприятные явления. Нередко эти показатели обобщают и не конкретизируют для определенной территории.

Росгидромет дает официальное определение опасного природного явления – это «гидрометеорологическое явление, которое по интенсивности развития, продолжительности или моменту возникновения может представлять угрозу жизни или здоровью граждан, а также может наносить значительный материальный ущерб» [3]. Согласно типовому перечню опасных явлений (ОЯ), в отдельные классы выделяют метеорологические, агроклиматические и гидрологические опасные явления, а также те гидрометеорологические явления, сочетания, которых образуют ОЯ.

Территория южной тайги Западной Сибири простирается в широтном направлении на расстояние около 2000 км и попадает в зоны мониторинга Обь-Иртышского, Западно-Сибирского и Среднесибирского управлений по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды РФ, для каждого из которых разработаны региональные реестры опасных явлений с учетом местной специфики показателей ОЯ. Для целей данного исследования из совокупности трех региональных перечней ОЯ были выбраны те, которые, во-первых, характерны для южно-таежной подзоны; во-вторых, значимы для сферы аграрного природопользования; в-третьих, являются доступными для полномасштабного сбора информации. Исходя из этого, для южной тайги Западной Сибири предлагается следующий перечень ОЯ: метеорологические опасные явления – очень сильный ветер, ураганный ветер, шквал, сильная жара, аномально жаркая погода, чрезвычайная пожарная опас-

ность, продолжительный сильный дождь, очень сильный дождь, сильный ливень, крупный град; агроклиматические опасные явления – заморозки, суховей, засуха атмосферная, раннее появление или установление снежного покрова, промерзание верхнего (до 2 см) слоя почвы, низкие температуры воздуха при отсутствии снежного покрова, ледяная корка; гидрологические опасные явления – половодье, зажор, затор.

Говоря о уязвимости аграрного землепользования от проявления опасных природно-климатических явлений, нельзя игнорировать такой класс, как неблагоприятные природно-климатические явления (НЯ), т.е. те явления, которые не достигают критериев опасности, но значительно затрудняют деятельность отдельных отраслей хозяйствования и наносят ущерб экономике и населению, но в меньшей степени, чем ОЯ [3]. Неблагоприятные явления наблюдаются чаще, в отличие от ОЯ, имеют более продолжительный характер воздействия. Как правило, НЯ встречаются в комплексе по нескольку явлений одновременно. Природные явления, неблагоприятные для ведения агарного природопользования, характерные для зоны южной тайги Западной Сибири, их критерии и последствия представлены в таблице 1.

В ходе исследования ставилась задача сбора, анализа выделенных показателей, выявление наиболее характерных, значимых и часто повторяющихся явлений для зоны южной тайги. Для такого анализа были использованы метеоданные за период с 2005 по 2015 гг. по 29 метеостанциям, попадающим в зону южной тайги. Они расположены в 6 субъектах РФ (юг Тюменской и Томской областей, центральные и северные части Омской, Новосибирской и Кемеровской областей, юго-запад Красноярского края). Информационно-аналитическая база слагалась по данным Гидрометцентра России, отчетам о НИР, выполненными сотрудниками ЛСГ ИМКЭС СО РАН, отчетам Госкомстата, по картографическим источникам и др.

Таблица 1. Перечень неблагоприятных природных явлений, негативно влияющих на сферу аграрного землепользования в южно-таежной подзоне Западной Сибири

Название НЯ	Характеристики и критерии для определение НЯ	Последствия проявления НЯ
Сильный ветер	Ветер со скоростью 15 м/с и более	Дефляция почвы, полегание посевов, приостановка полевых работ
Низкая влажность воздуха	Влажность воздуха 30% и менее	Нарушение водного баланса растений, снижение функций роста, временное угнетение растений, пожары
Отсутствие эффективных осадков при температуре воздуха выше плюс 25 °С	В период вегетации сельхозкультур отсутствие эффективных осадков (более 5 мм в сутки) при максимальной температуре воздуха выше плюс 25 °С. В отдельные дни (не более 25 % продолжительности периода) возможно наличие максимальных температур, ниже указанного предела	Нарушение водного баланса растений, снижение функций роста, временное угнетение растений, пожары
Длительный период стояния высоких вод	Продолжительность стояния высоких вод	Водная эрозия, подтопление сельхозугодий, переувлажнение почвы, приостановка полевых работ
Ливень	Не менее 20 мм за период не более 1 ч	Переувлажнение почвы, водная эрозия, полегание посевов
Град	Диаметр 6-19 мм	Полегание посевов, механическое повреждение сельскохозяйственных культур, приводящее к частичной или полной гибели урожая
Гроза	Наличие явления	Пожары
Высокая пожарная опасность	Показатель пожарной опасности относится к 4 классу по В.Г.Нестерову	Пожары
Высокие температуры воздуха	Значение максимальной температуры воздуха достигает плюс 30-34°С, любой продолжительности.	Нарушение водного баланса растений, снижение функций роста, временное угнетение растений, пожары
Частые дожди	В течение 10 суток и более, относительная влажность воздуха 70% и выше	Переувлажнение почвы, водная эрозия, приостановка полевых работ
Низкие температуры воздуха	Максимальная суточная температура ниже 10°С в течение 10 суток и более	Снижение функций роста, временное угнетение растений

Анализ показал, что наиболее часто встречающиеся ОЯ для этой зоны связаны с ветровой активностью; ветры со скоростью более 25 м/с наблюдаются ежегодно, особенно уязвимой является южно-таежная зона Тюменской и Омской областей. Для всей южно-таежной зоны наиболее опасным в этом отношении является период с апреля по июнь. Кроме этого для территории южной тайги характерны опасности, связанные с обильными осадками и гидрологическими явлениями, последствиями которых являются сильное переувлажнение почвы, активная водная эрозия, подтопление посевов сельскохозяйственных культур. Некоторые из перечисленных явлений, таких как, сильная жара, засуха атмосферная, низкие температуры воздуха при отсутствии снежного покрова для территории южной тайги Западной Сибири встречаются крайне редко и за исследуемый период зарегистрированы не были.

Выделенные НЯ ежегодно наблюдаются на всей исследуемой территории с разной степенью интенсивности, иногда существенно снижая урожайность сельскохозяйственных культур. Например, по нашим наблюдениям такие явления, как низкая влажность воздуха, ливни, высокие температуры воздуха, частые дожди, имеющие определенную периодичность для южной тайги, приводят к снижению урожайности картофеля, иногда в 2-3 раза ниже нормы. Такие неблагоприятные природно-климатические явления, как ливни и град (в отличие от сильного ливня и крупного града, относящихся к ОЯ) имеют периодический характер и способны нанести значительный вред. Среднегодовое количество дней с ливнями для разных метеостанций колеблется от 52 (ст. Ялуторовск) до 106 (ст. Тобольск) в год. Наблюдается значительная изменчивость данного неблагоприятного явления от года к году; за последнее десятилетие ливневая деятельность наибольшее негативное влияние оказала в 2007 г., когда среднее по Тюменской области количество дней с ливнями составило 92 дня [4]. В условиях усиления ливневой деятельности создаются благоприятные условия для интенсивного развития процессов оврагообразования и плоскостного смыва. В конечном счете, это приводит к потере урожайности как зерновых, так и овощных культур. Достаточно сильное воздействие на сферу аграрного землепользования оказывают также сильные ветры. Если учитывать, что пороговые эрозионные значения скорости ветра для почв южной тайги составляют от 5-6 м/с до 9-12 м/с, а наибольшая повторяемость случаев с эрозионно-опасными ветрами приходится на весну, то степень опасности ветровой эрозии почти на всей территории характеризуется как повышенная.

Необходимо отметить, что все перечисленные выше ОЯ и НЯ выделяются и анализируются во временных рамках периода вегетации основных сельскохозяйственных культур, за исключением озимых культур. Анализ данных за 15 летний период показал смещение сроков перехода среднесуточных температур воздуха через 0°, 5° и 10°С весной и осенью в сторону увеличения, что приводит к возрастанию случаев ОЯ и НЯ в начале и конце вегетационного периода. Также большое значение имеет сопоставление динамики изменений периодов наступления ОЯ и НЯ и межфазовых особенностей развития отдельных видов сельскохозяйственных культур.

Таким образом, на основе выделенных показателей и полученной аналитической информации становится возможным учет региональных особенностей распространения опасных и неблагоприятных природных явлений и их комплекса для южной тайги Западной Сибири. Формирование и анализ базы данных по таким показателям в сопоставлении с данными по динамике урожайности основных сельскохозяйственных культур, характерных для региона, позволяет следить за развитием ОЯ и НЯ, прогнозировать и составлять рекомендации для уменьшения потерь в аграрном природопользовании.

Литература:

1. Волкова Е.С., Невидимова О.Г., Мельник М.А. Комплексный риск-анализ природопользования на территории Томской области – География и природные ресурсы. – 2011. – №2. – С. 39-46.
2. Раковская Э. М., Давыдова М.И. Физическая география России. (учебник для вузов в 2 ч.). – Ч.2: Азиатская часть, Кавказ и Урал. – М.: ВЛАДОС. – 2003. – 297 с.
3. Положение о порядке действий учреждений и организаций при угрозе возникновения и возникновении опасных природных явлений. Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации. РД 52.88.699 [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://http://accident.perm.ru/files/docs/articles/52_88_699_2008.pdf.
4. Трансформация энергетических характеристик геосистем в условиях глобальных климатических изменений (на примере модельных геосистем в характерных географических зонах Сибири) [Текст]: отчет о НИР (заключ.) ИМКЭС СО РАН; рук. Поздняков А.В. Томск, – 2012. – 75 с. – № ГР. 01201051562.

THE IMPACT OF ATMOSPHERIC BLOCKING ON THE SPATIAL DISTRIBUTION OF ATMOSPHERIC PRECIPITATION OVER EURASIA IN SUMMERTIME

[1]Antokhina O.Yu., [1]Antokhin P.N., [2,3]Martynova Yu.V.

[1]V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, Russia
[2]Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
[3]Siberian Regional Hydrometeorological Research Institute, Novosibirsk, Russia

Based on the Era-Interim reanalysis data and correlation analysis, we examined the relation of anomalies of precipitation in the Eurasia and atmospheric blocking events. We found that, regardless of the frequency of occurrence, atmospheric blocking has a significant impact on the distribution of rainfall in all regions Eurasia. Positive and negative precipitation anomalies, due to both the change in the westerly transport, and with a dominant dipole blocking structure in the summer. It is important that when blocked in all regions of Asia, a large amount of precipitation falls in the arid zone, which includes Kazakhstan, Mongolia, Northern China and the Trans-Baikal Territory.

ВЛИЯНИЕ АТМОСФЕРНОГО БЛОКИРОВАНИЯ НА ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ НАД ЕВРАЗИЕЙ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД

[1]Антохина О.Ю., [1]Антохин П.Н., [2,3]Мартынова Ю.В.

[1]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия
[2]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
[3]Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Новосибирск, Россия

Введение.

Атмосферное блокирование наиболее значимое крупномасштабное явление в атмосфере средних и высоких широт, оказывающее большое влияние на погодные процессы. Время жизни блокингов варьируется от нескольких суток до нескольких недель, поэтому они таят в себе огромный потенциал для реализации самого широкого спектра экстремальных погодных явлений, в том числе связанных с аномалиями атмосферных осадков. Как правило, события блокирования у большинства ассоциируются с сильнейшими засухами летом, и бесснежными периодами зимой, на самом деле, с периодами блокирования зачастую связаны экстремально высокие атмосферные осадки, особенно в летний период. Для того чтобы понять причину появления этих аномалий необходимо отчетливо представлять особенности структуры барического поля характерные для периода блокирования. В первую очередь для блокирования характерно нарушение западного переноса и равномерного смещения к востоку погодных систем, при этом воздушные массы вынуждены обтекать блокинг с юга и севера, создавая устойчивые направления перемещения циклонических серий. За счет устойчивости направлений в районах по соседству с блокингами формируются области положительных аномалий атмосферных осадков. Для примера можно привести 2003 и 2010 годы. В июне 2003 года наблюдался продолжительный блокинг в Западной Европе, в тоже время в Восточной Европе зафиксирована положительная аномалия атмосферных осадков. В июле 2010 года в период блокирования над Восточной Европой положительная аномалия осадков наблюдалась над территорией Западной Сибири.

Но вопрос о природе большого количества осадков в периоды блокирования не исчерпывается событиями, обусловленными изменением западного потока. Наиболее экстремальные события, связаны со структурой самого блокинга, который представляет собой крупномасштабный баротропный антициклон и, в зависимости от конфигурации, несколько циклонических областей. Это, как правило, либо две более слабые, находящиеся с обеих сторон от антициклона ложбины (монопольный блокинг), либо один, сопоставимый по размеру с антициклоном, замкнутый циклон, расположенный с экваториальной части блокинга (дипольный блокинг). Именно циклонические части блокинга зачастую отвечают за положительные аномалии атмосферных осадков. Поскольку эти области располагаются в южных частях блокинга, его влияние распространяется не только на умеренные, но и более южные широты [2-4]. Особенности осадкообразования, связанные со структурой блокинга описаны для некоторых районов в Европе [5] и Азии [4].

Задачей нашей работы является выяснение влияния обоих описанных аспектов, связанных с блокированием, на аномалии атмосферных осадков для всей территории Евразии.

Методика и данные.

В работе были использованы данные реанализа ERA Interim с 1979 по 2015 гг. Обнаружение событий блокирования в работе основывается на использовании объективного критерия Тибальди и Молтени [7]. Задачей критерия является поиск обращения (инверсии) меридионального градиента высоты геопотенциала 500 гПа. Данный критерий позволяет установить наличие блокирования для каждой конкретной долготы. Для того чтобы исследовать влияние блокирования в конкретных регионах необходимо было их выделить. На рис. 1 показана долготно-временная диаграмма повторяемости блокирования в июле.

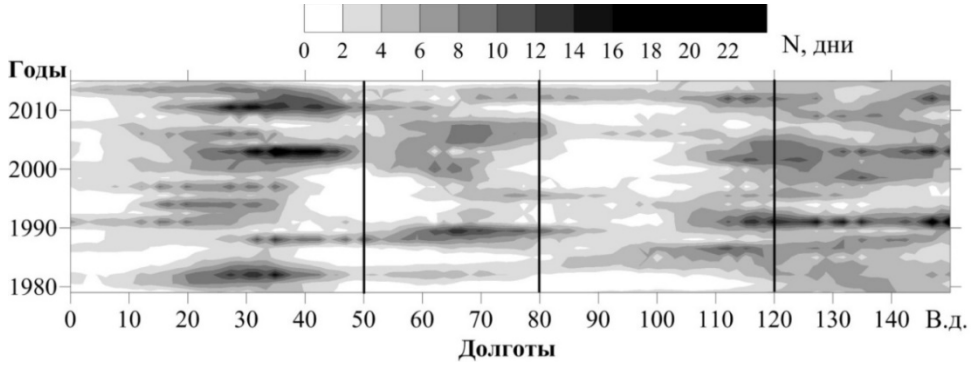


Рис. 1. Долготно-временная диаграмма повторяемости блокирования в июле.

Традиционно над Евразией выделяют три региона блокирования, мы обозначили их границы согласно [5]: 0-50 в.д. (Европейский – Е), 50-80 в.д. (Сибирско-Уральский – СУ) и 120-160 в.д. (Охотский – О). Для этих районов авторами [4] исследованы некоторые характеристики блокирования, а для Охотского [4] и Европейского [5] регионов получены, в том числе, и связи блокингов с атмосферными осадками. Совершенно не исследованным остался регион от 80 до 120 в.д., поскольку на средних графиках повторяемости в этой области находится минимум блокирования. На самом деле, если рассмотреть пространственно-временную изменчивость блокирования в этой области, то можно увидеть что и здесь бывают периоды с довольно высокой повторяемостью. Поэтому кроме трех вышеперечисленных областей, мы рассмотрим блокирование в регионе 80-120 в.д. (Восточносибирский – ВС).

Для дальнейшего исследования мы вычислили среднюю повторяемость блокирования в четырех исследуемых регионах. Далее мы рассчитали коэффициенты корреляции изменчивости повторяемости блокирования и суммы атмосферных осадков в узлах регулярной сетки в июле. Для анализа на полученных картах, мы отразили только корреляционные поля значимые на уровне 0.05.

Результаты.

На рис. 2 приведены результаты расчетов коэффициентов корреляции, согласно, описанной методики.

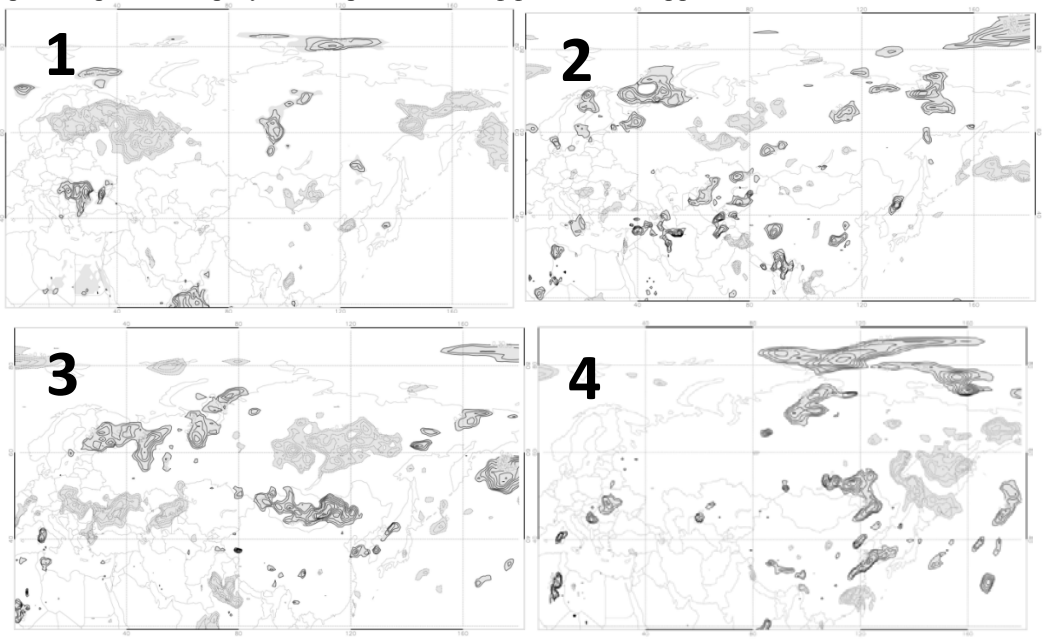


Рис. 2. Распределения коэффициентов корреляции средней повторяемости блокирования в отдельных регионах и количества атмосферных осадков в узлах регулярной сетки в июле. 2.1 – Е, 2.2 – СУ, 2.3 – ВС, 2.4 – О. Сплошными линиями очерчены положительные корреляции, прерывистыми – отрицательные.

1. Аномалии осадков (АО), обусловленные дипольной (монопольной) структурой блокинга.

Положительные и отрицательные АО, обусловленные структурными особенностями блокинга характерны в той или иной мере для всех исследуемых регионов. В каждом исследуемом регионе прослеживается дипольная структура АО, преобладающая в периоды блокирования. Эта особенность была описана [6] для Европейского региона и [5] для области Охотского моря. В Европе в периоды блокирования большое количество осадков выпадает в Румынии, а при блокировании в районе Охотского моря происходит усиление фронта «Мей-у – Бай-у – Чангма». Кроме того мы бы также отметили, что в периоды блокирования на Дальнем Востоке много осадков выпадет также в Забайкальском крае.

Для остальных областей, относящихся к Сибирскому региону, подобные работы не проводились. Не смотря на то, что повторяемость блокирования в Западной Сибири больше, чем в Восточной, влияние блокингов в июле на АО оказалось здесь гораздо меньшим. В Восточной Сибири дипольная структура АО прорисовывается, столь же отчетливо, что и в Европе. Во время блокирования много осадков выпадает в засушливой Монголии, что в принципе представляет здесь аномалию. Таким образом, не смотря на невысокую повторяемость в Восточной Сибири, блокинги играют для этого региона очень важную роль. В целом нужно отметить, что блокирование в каждом из районов Азии сопровождается выпадением осадков в области аридного пояса Азии (Казахстан, Монголия, Забайкалье, север Китая).

2. Аномалии осадков, обусловленные изменением структуры западного переноса

Для всех районов Азии, положительные аномалии осадков при изменении структуры западного переноса возникают на северо-западных периферия блокингов. Особенно хорошо прослеживается изменение траекторий циклонов при блокингах в Восточной Сибири. Хорошо видно, что при смещении циклонических серий к северу возникает дефицит осадков в южных районах Европы. В периоды блокирования над Европой много осадков выпадает в Сибири, за счет усиления здесь интенсивности ультраполярных траекторий, способствующих аномальным затокам холодного воздуха. В районе Дальнего Востока следует обратить внимание на формирование положительных аномалий осадков к северу от блокирующего антициклона.

Заключение.

Мы установили, что, независимо от повторяемости, атмосферное блокирование оказывает существенное влияние на распределение атмосферных осадков во всех районах Евразии. Появление положительных и отрицательных аномалий осадков, связано как с изменением западного переноса, так и с преобладающей дипольной структурой блокирования в летний период. Особо важен тот факт, что при блокировании во всех районах над Азией, большое количество осадков выпадает в зоне аридного пояса, включающего в себя Казахстан, Монголию, Северных Китай и территорию Забайкальского края.

Литература:

1. Dee D.P. et. al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2011. V. 137. No. 656. P. 553–597.
2. Dhrubajyoti S., Dash M. K., Goswami B. N., Pandey P. C. Extratropical anticyclonic Rossby wave breaking and Indian summer monsoon failure // Climate Dynamics. 2016, Vol. 46, No. 5, P. 1547-1562.
3. Hong Ch.-Ch., Hsu H.-H., Lin N.-H., Chiu H. Roles of European blocking and tropical-extratropical interaction in the 2010 Pakistan flooding // Geoph. Res. Let., 2011, V. 38. № 13. P. 553–597.
4. Park Y.-J., Ahn J.-B. Characteristics of atmospheric circulation over East Asia associated with summer blocking // J. Geophys. Res. Atmos. 2014. V. 119. P. 726–738.
5. Rimbu, N., S. Stefan, A. Busuoic, and F. Georgescu, 2016: Links between blocking circulation and precipitation extremes over Romania in summer. Int. J. Climatol., 36, 369-376, doi:10.1002/joc.4353.
6. Tibaldi S., Molteni F. On the operational predictability of blocking // Tellus. 1990. V.42A. P. 343–365.
7. Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН №15, программы ОНЗ РАН, грантов РФФИ № 14-05-00526, №14-05-00590

SPECIFICS OF RIVER FLOW FORMATION IN PRIBAIKALIE: RESEARCH BY TRACER HYDROLOGY METHODS

[1]Kichigina N.V., [2]Gubareva T.S., [2]Gartsman B.I., [2]Shamov V.V.

[1]V. B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia
[2]Pacific Institute of Geography of DVB RAS, Vladivostok, Russia
E-mail: nkichigina@mail.ru, Tgubareva@bk.ru, gartsman@inbox.ru, vlshamov@yandex.ru

The study of specifics of river flow formation on small river basins, forms of interaction individual flow components, their quality and quantity standards is actual aspect of hydrology. The methodology based on application of

natural chemical tracers is chosen. Precipitation, soil slope water, thawed-water and deep underground waters are considered as prospective sources of river flow formation. It is assumed that the chemical composition of river water is controlled by mixture process of 3 prevailing sources. The Laninsky stream watershed (the basin of the Lake Baikal), of 10,7 km^2 became the object of research.

Special statistical procedure of the EMMA analysis (End-Member Mixing Analysis) is a feature of the chosen variant of the mixing model [Christophersen and et al, 1990; Hooper, 2003]. As a result, two complex model tracers, each of which represents a linear combination of initial chemical elements are formed. Its core is the principal component analysis (PCA) theoretically reasonable for mixture model in [Christophersen, 1992]. PCA projects the original data matrix to the subspace of orthogonal principal components (U-space). Each of principal components serves as a complex model tracer.

Displaying of an initial matrix of the measured tracers concentrations of river waters and all sources of river flow formation to the subspace of orthogonal principal components via PCA has allowed to receive graphic mixture model of Laninsky stream. The triangle tops presented by concentration of rain, thawed and ground waters form the field of mixture of river waters.

On the basis of three sources mixture model with use of PCA, the sources of river flow formation for Laninsky stream are quantitatively estimated. These are the rain waters making an insignificant share in the total amount of river waters, the thawed waters having a considerable share of flood forming and the ground waters tending to their prevalence in a river flow during the low-water period. Thawed waters are a peculiar feature of river flow formation in the studied area.

The predominant ions of anionic and cationic water composition can be used within the concept of mixing model as conservative tracers. Its set by years is quite steady and provides the high reliability of PCA-model. The mixture model of Laninsky stream shows high quality of modeling, and its interpretation well corresponds to the general ideas about river flow formation within the study area.

References:

1. Cristophersen N., Hopper R.P. (1992) Multivariate analysis of stream water chemical data: the use of principal component analysis for the end-member mixing problem // Water Resources Research. 28. p.99-107.
2. Hooper R.P. Diagnostic tools for mixing models of stream water chemistry // Wat. Resour. Res. 39(3). 2003. 1055
3. Cristophersen N., Neal., Hooper R.P. et al. (1990) Modelling stream water chemistry as a mixture of soilwater and end-members – a step towards second-generation acidified models // J. Hydrol. 116 (1-4). p.307-320.

СПЕЦИФИКА ФОРМИРОВАНИЯ РЕЧНОГО СТОКА В ПРИБАЙКАЛЬЕ: ИССЛЕДОВАНИЕ МЕТОДАМИ ТРАССЕРНОЙ ГИДРОЛОГИИ

[1]Кичигина Н.В., [2]Губарева Т.С., [2]Шамов В.В., [2]Гарцман Б.И.

[1]Институт географии им. В.Б.Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия
[2]Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия
E-mail: nkichigina@mail.ru, Tgubareva@bk.ru, gartsman@inbox.ru, vlshamov@yandex.ru

Изучение специфики формирования стока на малых речных бассейнах, форм взаимодействия индивидуальных компонент стока, их качественные и количественные оценки является актуальным аспектом теории стокоформирования. В качестве инструмента выбрана методология, основанная на применении природных химических трассеров. В качестве предполагаемых источников питания рассматриваются атмосферные осадки, почвенные склоновые воды, талые воды с наледи и воды глубокого подземного горизонта. Предполагается, что химический состав воды в русле контролируется процессом смешения 3-х преобладающих источников.

Объектом исследования стал водосбор ручья Ланинский, площадью 10,7 $км^2$, являющийся правым притоком р. Сарма (бассейн оз. Байкал). Территория водосбора входит в подтаежно-степной пояс, где светлохвойные лиственничные и сосновые леса соседствуют со степными участками. Распространены торфяно-криоземы и подзолистые почвы. Формирование химического состава речных вод происходит в основном среди слабо выщелачиваемых изверженных или метаморфических пород архея и протерозоя. Годовая сумма осадков в степных районах не превышает 200-300 мм, возрастая в горно-таежном поясе до 350-450 мм. Большая их часть выпадает в июле-августе в виде сильных дождей. По режиму стока ручей характеризуется весенне-летним половодьем и паводками, тесно примыкающими к половодью. Наледи и внутрипочвенный лед дают дополнительный вклад в питание ручья в теплый период.

Для адаптации модели смешения проведен детальный цикл комплексных инструментальных гидрологических и гидрохимических наблюдений за составляющими стока с помощью цифровых приборных комплексов РАП-Г-01 и АПИК (ИМКЭС, г.Томск. Исходными данными послужили непрерывные записи уровня, проводимости и температуры воды в водотоке с шагом 15 минут; атмосферные осадки с интервалом 3 часа; расходы воды, измеряемые ежедневно с помощью измерителя скорости потока SEBA FlowSens и методом ионного паводка. Кроме этого, в течение летнего периода 2015 г. было отобрано 49 проб природных вод различного генезиса – воды ручья и временных водотоков, почвенные, наледные, подземные и атмосферные воды. Химические анализы проб проводились общепринятыми методами в лицензированных химико-аналитических центрах ИГ СО РАН им. В.Б. Сочавы и ЛИН СО РАН. Во всех пробах определялись содержания макро- и микроэлементов, растворенного органического углерода (Сорг).

Речные воды территории относятся преимущественно к гидрокарбонатному кальциевому типу с малой минерализацией. В верхней части бассейна в притоках ручья были переходы воды из гидрокарбонатного в сульфатный класс группы кальция. Воды водотоков веерных форм очень близки по составу к водам мочажин, почвенных прикопок и атмосферных осадков, что свидетельствует об их преимущественно поверхностном питании. Выявлено наличие двух групп речных проб, отличающихся по ландшафтным условиям, химическому составу, температуре воды.

Оценивание источников питания выполнялось на основе 2-х трассерной модели смешения 3-х источников, построенной на принципе сохранения баланса воды и трассеров. Ее суть заключается в решении системы уравнений смешения, что позволяет рассчитать пропорции водных масс из различных источников питания, формирующих русловые воды, изложение модели и ее решение приведено в работе [Губарева, 2015]. В качестве трассеров могут выступать компоненты природных вод, например, элементы макросостава, микрокомпоненты, изотопы кислорода, водорода и др. Особенностью выбранного нами варианта модели смешения является специальная статистическая процедура EMMA-анализа (End-Member Mixing Analysis), в результате которого формируются два сложных модельных трассера, каждый из которого представляет собой линейную комбинацию исходных химических элементов. Ее ядром является метод главных компонент (МГК) теоретически обоснованный для модели смешения в работе [Christophersen, 1992], который проецирует матрицу исходных данных в подпространство взаимно ортогональных главных компонент (U-пространство), каждая из которых выступает как сложный модельный трассер. Использование модели смешения предполагает соблюдение некоторых условий: консервативность трассеров, различимость концентраций трассеров в речных водах и источниках, низкая пространственная вариабельность концентрации трассеров в источниках. Гипотеза консервативности трассеров проверяется с помощью методики [Hooper, 2003]. Гипотеза консервативности трассеров принимается/отклоняется на основании анализа зависимости <остатки - измеренные значения> для каждого из гидрохимических показателей [Губарева и др, 2016]. Поиск адекватных источников осуществляется на основании анализа диаграмм смешения [Christophersen, 1990].

На первом этапе по выборке речных вод, используя методику [Hooper, 2003; Губарева и др, 2016], были оценены наборы потенциальных трассеров из всего спектра гидрохимических показателей, входящих в состав МГК-моделей с суммарной долей объясненной дисперсии (λ_2) первыми двумя ГК более 90 %. Для построения модели смешения был выбран вариант МГК-модели, который включает набор из 6-ти трассеров, при λ_2=95%: HCO_3^-, SO_4^{2-}, Ca^{2+}, Mg^{2+}, ЕС (электропроводность) и Сорг. Величина коэффициента детерминации (R^2) связей <остатки-измеренные значения> указывали то, что гипотеза консервативности принимается для каждого из них.

Проецирование исходной матрицы измеренных концентраций трассеров речных вод и всех источников в пространство главных компонент с помощью МГК позволило получить графическую модель смешения руч. Ланинский в створе поста (рис. 1а). Выбор источников на диаграмме смешения достаточно однозначен. Вершины треугольника, представленные концентрациями проб дождевых, талых наледных и подземных грунтовых вод, образуют поле смешения речных вод.

Дождевые воды представлены 2-мя пробами. Подразумевается, что часть дождевых вод максимально быстро достигает русла реки, почти не испытывая химической трансформации в процессе непродолжительного контакта с поверхностью водосбора. В пространстве главных компонент этот источник занимает крайнее положение, резко отдаляясь от проб речных вод. Для характеристики подземного грунтового питания выбрана проба воды из скважины в Шиде, т.к. она располагается наиболее близко к полю смешения вод. В качестве 3-го источника выбрана проба талых вод с наледи, в пространстве главных компонент она также занимает крайнее положение, резко отдаляясь от поля проб смешанных речных вод и от других источников.

В пространстве главных компонент группа речных проб, отобранных в створе поста, заметно располагается в центре поля смешения, в то время как пробы, отобранные с верхней части бассейна тяготеют к источникам приповерхностного питания - дождевым и наледным водам, являясь, преимущественно, их смесью. Четыре из них, отобранных на пике и спаде дождевого паводка, не попадают в зону смешения источников. Можно предположить, что в верхней части водосбора формирование химического состава воды определяется преимущественной ролью дождевых и талых вод, при менее существенном влиянии грунтовых вод, а отбор положения источников возможен после детальной гидрохимической съемки этого участка.

Расчет долей источников питания выполнен для каждого измеренного расхода в створе поста руч. Ланинский по модели смешения с использованием сложных модельных трассеров, детально изложенной в [Губарева и др., 2015]. Видно, что в период паводка происходит существенное нарастание доли наледных и резкое снижение доли грунтовых вод при практически неизменной доли дождевых вод. На пике паводка (9 июля) фиксируется максимум доли талых вод, а доля грунтовых вод достигает минимума (рис. 1б). Доля грунтового стока в установившийся меженный период растет, при этом ее суточный ход в целом совпадает с ходом удельной электропроводности, что подтверждает известную индикативную связь повышения минерализации речных вод с ростом грунтового питания. Очевидно предположить, что существенное нарастание доли наледных вод происходит в результате выпадения жидких атмосферных осадков на еще замерзшую поверхность водосборов, что обостряет процессы протаивания внутрипочвенного льда и наледей, занимающих значительную часть площади.

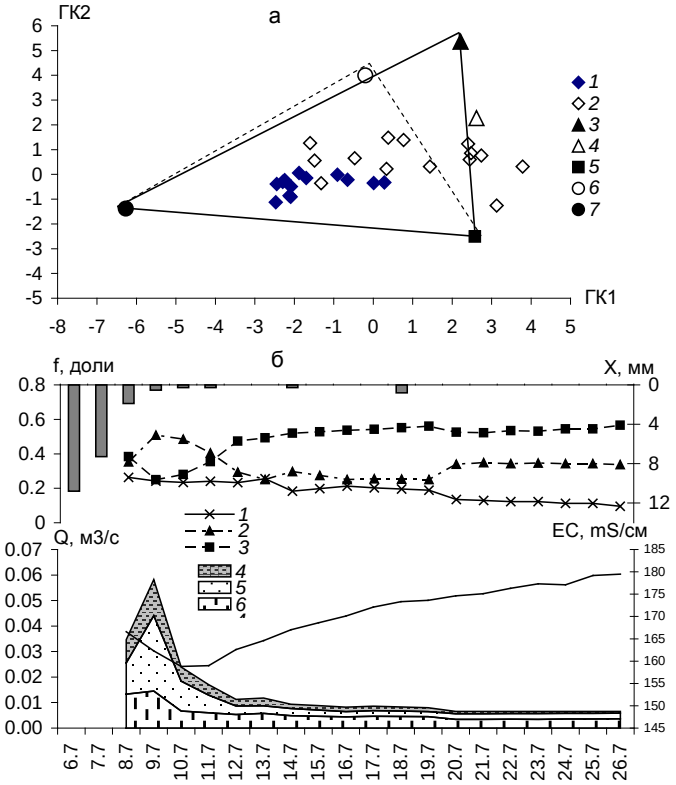


Рис. 1. а) диаграмма смешения вод ручья Ланинский и источников в пространстве первых двух главных компонент (пробы воды: 1-речные в створе поста, 2-речные верхней части водосбора, 3-атмосферных осадков, 4-с мочажин, 5- с наледи, 6-почвенных вод, 6-грунтовых вод); б) суточная динамика долей питания речного стока: поверхностного (1), наледного (2), подземного грунтового (3), гидрограф стока и его разделение на поверхностное питание (4), питание талыми водами (5), питание грунтовыми водами (6), гистограмма осадков (X, мм) и динамика электропроводимости (EC, μS/см)

Доля подземного питания устойчиво связана с расходом нелинейной зависимостью, квадрат корреляционного отношения составляет R2=0,85. В то время как зависимость для талых (R2=0,51) и дождевых вод (R2=0,52) демонстрирует только общую тенденцию увеличения с расходом.

Преобладающие ионы анионного и катионного состава вод могут использоваться, в рамках концепции модели смешения, как консервативные трассеры, их набор по годам довольно устойчив и обеспечивает высокую надежность МГК-модели. Модель смешения показывает хорошее качество моделирования, и ее интерпретация хорошо соотносится с общими представлениями о формировании стока в пределах исследуемой территории.

Литература:

1. Губарева Т.С., Гарцман Б.И., Шамов В.В., Болдескул А.Г., Кожевникова Н.К. Разделение гидрографа стока на генетические составляющие // Метеорология и гидрология. – 2015. – № 3. – С. 97-108.
2. Cristophersen N., Hopper R.P. (1992) Multivariate analysis of stream water chemical data: the use of principal component analysis for the end-member mixing problem // Water Resources Research. 28. p.99-107.

3. Hooper R.P. Diagnostic tools for mixing models of stream water chemistry // Wat. Resour. Res. 39(3). 2003. 1055
4. Губарева Т.С., Болдескул А.Г., Гарцман Б.И., Шамов В.В. Анализ природных трассеров и генетических составляющих стока в моделях смешения (на примере малых бассейнов в Приморье) // Водные ресурсы. – 2016. – Т. 43, № 4. – С. 161–190. Cristophersen N., Neal., Hooper R.P. et al. (1990) Modelling stream water chemistry as a mixture of soilwater and end-members – a step towards second-generation acidified models // J. Hydrol. 116 (1-4). p.307-320.

CONCEPT OF REGIONAL INFORMATION SYSTEM TO RISKS AND SAFETY MANAGEMENT

[1]Taseiko O.V., [2]Moskvichev V.V.

[1]Siberian State Aerospace University, Krasnoyarsk, Russia
[2]Special Designing and Technological Bureau "Nauka" of Institute of Computational Technologies SB RAS, Krasnoyarsk, Russia
E-mail: taseiko@gmail.com

The main problems of natural-technogenic safety of industrial and developing regions are defined by destabilization processes in the "society-technospere-natural environment" system, not taking into account of concepts of sustainable development.

Therefore, a new complex approach is required, that can take into account ecological and technogenic aspects that are not generally considered together in traditional assessment methods, for a social-natural-technogenic safety of industrial regions [1].

Two types of strategic risks for social-natural-technogenic systems have the greatest significance in the processes of forecast models of country development strategy [2]:

1. individual strategic risks of human morbidity and mortality;
2. economic risks of social-natural-technological system developing.

The strategic objective of expected development should be considered decreasing an individual and social risks to the acceptable scientifically based levels. Individual risks demand the assessment of the certain input data provided with some kind of environmental monitoring:

- natural environment: urban air quality, water quality of the big and small currents;
- technical systems: industrial hazards for human health;
- social: morbidity and mortality urban habitants.

The necessity of information system development to manage by regional risks and safety for industrial regions, constituents of country and regions are defined by some facts: monitoring systems have tremendous amount of measured parameters, these parameters depend on huge amount of factors, and analysis of these factors is complicated. This system has to solve the following problems:

- individual risk assessment;
- development of the ecological standards characterizing acceptable exposure on ecosystems taking into account regional geoecological features and specifics of anthropogenic influence;
- complex characteristics of social-natural-technogenic systems, territory rating by the risks level with using of geographic information system technologies;
- programs and actions development aiming at decrease in risk levels; formulation of recommendations about effective management of regional development.

The main complexity of such information system is connected to not so much presentation and storage of environmental monitoring data as development of risk assessment models on the base of these data.

References:

1. Bezopasnost i riski ustojchivogo razvitiya territorij; monografiya /V.E. Levkevich, A.M. Lepihin, V.V. Moskvichev, P.G. Nikitenko, V.V. Nicheporchuk, N. Ya Shaparev, Yu. I. Shokin. – Krasnoyarsk: Sib feder un-t, 2014. – 224 p.
2. Nauchnye osnovy prognozirovaniya i prognoznye pokazateli socialno-ehkonomicheskogo i nauchno-tekhnologicheskogo razvitiya Rossii do 2030 goda s ispolzovaniem kriteriev strategicheskih riskov / N. A. Mahutov, B. N. Kuzyk, N. V. Abrosimov. – M.: INEHS, 2011. – 137 p.

КОНЦЕПЦИЯ ИНФОРМАЦИОННОЙ СИСТЕМЫ ТЕРРИТОРИАЛЬНОГО УПРАВЛЕНИЯ РИСКАМИ И БЕЗОПАСНОСТЬЮ

[1]Тасейко О.В., [2]Москвичев В.В.

[1]Сибирский государственный аэрокосмический университет имени академика М.Ф. Решетнева, Красноярск, Россия
[2]Специальное конструкторско-технологическое бюро «Наука» Института вычислительных технологий СО РАН, Красноярск, Россия
E-mail: taseiko@gmail.com

Проблемы природно-техногенной безопасности промышленно развитых и вновь осваиваемых территорий обусловлены дестабилизационными процессами в системе «социум-техносфера-природная среда», игнорированием требований концепции устойчивого развития. Приоритетным является переход от решения отдельных экологических и технологических проблем к комплексному обеспечению социально-природно-техногенной безопасности территориально-промышленных образований и регионов [1].

При построении моделей прогнозного развития страны приоритетное значение имеют две группы стратегических рисков социально-природно-техногенных систем [2]:

1. индивидуальные стратегические риски потери человеком жизни и здоровья;
2. экономические риски развития социально-природно-техногенных систем.

Стратегической целью прогнозного развития следует считать снижение индивидуальных и социальных рисков до приемлемых научно-обоснованных уровней. Индивидуальные стратегические риски в концепции социально-природно-техногенных систем требуют учета определенных входных данных, обеспечиваемых результатами мониторинга:

- природная среда: качество атмосферного воздуха городов, состояние природных вод крупных и малых водотоков;
- состояние технических систем: риск потери жизни и здоровья на производственных объектах;
- социум: заболеваемость и смертность населения региона по основным классам болезней.

Значительное число параметров различных систем мониторинга, их зависимость от многочисленных факторов, сложность комплексного анализа этих параметров предопределяет необходимость разработки информационной системы территориального управления рисками и безопасностью для отдельных промышленных агломераций, субъектов и регионов. Данная информационная система должна быть направлена на решение следующих задач:

- оценка индивидуальных рисков;
- разработка экологических нормативов, характеризующих допустимое воздействие на экосистемы с учетом региональных геоэкологических особенностей и специфики антропогенного воздействия;
- комплексная характеристика состояния социально-природно-техногенных систем, ранжирование территорий по степени риска с использованием ГИС-технологий;
- формирование программ и мероприятий, нацеленных на снижение уровня риска, разработка рекомендаций по повышению эффективности управления территориальными образованиями.

Основная сложность такой информационной системы связана не столько с формами представления и хранения данных мониторинга, сколько с разработкой методов оценки показателей риска на основе этих данных. Наибольшая неопределенность связана с задачей количественной оценки опасности загрязнения окружающей среды и интерпретацией медико-демографических и социальных показателей, отражающих уровень жизни населения.

Литература:

1. Безопасность и риски устойчивого развития территорий: монография / В.Е. Левкевич, А.М, Лепихин, В.В. Москвичев, П.Г. Никитенко, В.В. Ничепорчук, Н.Я. Шапарев, Ю.И. Шокин. – Красноярск: Сиб. федер. ун-т, 2014. – 224 с.
2. Научные основы прогнозирования и прогнозные показатели социально-экономического и научно-технологического развития России до 2030 года с использованием критериев стратегических рисков / Н.А. Махутов, Кузык Б.Н., Абросимов Н.В. – М. ИНЭС, 2011. – 137 с.

СОДЕРЖАНИЕ

СЕКЦИЯ 1 Мониторинг климатических изменений в Северной Евразии
SESSION 1 Monitoring of Climate Changes over Northern Eurasia

SYNCHRONISM AS AN ESSENTIAL PROPERTY OF THE CLIMATIC SYSTEM OF THE EARTH
Tartakovsky V.A., Krutikov V.A., Volkov Yu.V., Cheredko N.N., Ogurtsov L.A. 4
СИНХРОНИЗМ КАК СУЩНОСТНОЕ СВОЙСТВО КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ЗЕМЛИ
Тартаковский В.А., Крутиков В.А., Волков Ю.В., Чередько Н.Н., Огурцов Л.А. 5
ИССЛЕДОВАНИЕ УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА И МЕТАНА В ГЛОБАЛЬНОМ И РЕГИОНАЛЬНОМ (СИБИРЬ) МАСШТАБАХ: ОБЗОР
Беликов Д.А., Максютов Ш.М., Старченко А.В. 8
A STUDY OF CARBON DIOXIDE AND METHANE IN THE GLOBAL AND REGIONAL (SIBERIA) SCALES: AN OVERVIEW
Belikov D.A., Maksyutov S., Starchenko A. 8
ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК МОРЯ ЛАПТЕВЫХ, ОБУСЛОВЛЕННОЙ ВЛИЯНИЕМ РЕЧНОГО СТОКА И СОСТОЯНИЕМ АТМОСФЕРЫ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД
Голубева Е.Н., Платов Г.А., Малахова В.В., Якшина Д.Ф., Крайнева М. В. 11
STUDY OF THE IMPACT OF ATMOSPHERIC FORCING AND RIVER DISCHARGE ON THE LAPTEV SEA SUMMER HYDROGRAPHY AND SUBMARINE PERMAFROST STATE
Golubeva E., Platov G., Malakhova V., Iakshina D., Kraineva M. 12
MODERN PALUDIFICATION ON VASUYGAN MIRE
Inisheva L.I., Kobak K.I., Inishev N.G. 14
СОВРЕМЕННОЕ ЗАБОЛАЧИВАНИЕ НА ВАСЮГАНСКОМ БОЛОТЕ
Инишева Л.И., Кобак К.И., Инишев Н.Г. 15
HYDROTHERMAL CONDITIONS AT THE SOUTH OF EAST SIBERIA DURING THE ONGOING WARMING
Voropay N.N., Maksyutova E.V., Ryazanova A.A. 19
ГИДРОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НА ЮГЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ В ПЕРИОД ПРОДОЛЖАЮЩЕГОСЯ ПОТЕПЛЕНИЯ
Воропай Н.Н., Максютова Е.В., Рязанова А.А. 19
AN INFLUENCE OF BIOTEMPERATURE AND PRECIPITATION CHANGING ON BIOCENOSIS OF EURASIA
Vysotskaya G.S. 21
ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ БИОТЕМПЕРАТУРЫ И ОСАДКОВ НА БИОЦЕНОЗЫ ЕВРАЗИИ
Высоцкая Г.С. 22
THE TRENDS OF THE WIND CHARACTERISTICS OVER THE TERRITORY OF THE VOSTOCHNY COSMODROME
Zolotukhina O., Zolotov S., Gorbatenko V. 25
ТЕНДЕНЦИИ ВЕТРОВОГО РЕЖИМА НАД ТЕРРИТОРИЕЙ КОСМОДРОМА «ВОСТОЧНЫЙ»
Золотухина О.И., Золотов С.Ю., Горбатенко В.П. 26
MODERN TRENDS IN THE REGIONAL CLIMATE OF SIBERIA
Il'in S.N., Komarov V.S., Lomakina N.Ya., Lavrinenko A.V. 30
СОВРЕМЕННЫЕ ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНОГО КЛИМАТА СИБИРИ
Ильин С.Н., Комаров В.С., Ломакина Н.Я., Лавриненко А.В. 30
IDENTIFYING THE LINKS BETWEEN THE MELTING OF GLACIERS OF THE SOUTH-EASTERN SIBERIA AND THE SYNOPTIC CONDITIONS DURING ABLATION
Osipova O.P., Osipov E.Y. 34
ВЫЯВЛЕНИЕ СВЯЗЕЙ МЕЖДУ ТАЯНИЕМ ЛЕДНИКОВ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И СИНОПТИЧЕСКИМИ УСЛОВИЯМИ В ПЕРИОД АБЛЯЦИИ
Осипова О.П., Осипов Э.Ю. 34
INFLUENCE OF THE NORTH ATLANTIC DIPOLE ON CLIMATE CHANGES OVER EURASIA BASED ON OBSERVATIONS, REANALYSES, AND CMIP5 MODELS
Serykh I.V. 37
ВЛИЯНИЕ СЕВЕРО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ДИПОЛЯ НА ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА ЕВРАЗИИ ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ, РЕАНАЛИЗАМ И МОДЕЛЯМ CMIP5
Серых И.В. 38
FEATURES OF COLD AND WARM PERIODS IN THE DEPRESSIONS OF THE SOUTH-WEST BAIKAL REGION
Vasilenko O.V., Voropay N.N. 41
ОСОБЕННОСТИ ХОЛОДНОГО И ТЕПЛОГО ПЕРИОДА В УСЛОВИЯХ КОТЛОВИННОГО РЕЛЬЕФА ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ
Василенко О.В., Воропай Н.Н. 41
MAPPING OF THE AIR TEMPERATURE FIELD OF THE TUNKA VALLEY ON THE LANDSCAPE BASE
Vasilenko O., Istomina E. 45
КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ПОЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА ТУНКИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ НА ЛАНДШАФТНОЙ ОСНОВЕ
Василенко О.В., Истомина Е.А. 45
WIND SPEED IN THE FREE ATMOSPHERE OVER THE TERRITORY OF THE COSMODROME «VOSTOCHNIY»
Zolotukhina O. 48
СКОРОСТЬ ВЕТРА В СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЕ НАД ТЕРРИТОРИЕЙ КОСМОДРОМА «ВОСТОЧНЫЙ»
Золотухина О.И. 49
ISOTOPIC COMPOSITION OF WINTER PRECIPITATION IN TRANSITION ZONE OF THE ALTAI
Malygina N.S., Eirich A.N., Papina T.S. 52
ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ЗИМНИХ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ В ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЕ АЛТАЯ
Малыгина Н.С., Эйрих А.Н., Папина Т.С. 53
CHANGING CLIMATE EXTREMES IN WESTERN SIBERIA: TENDENCIES AND DISTRIBUTION
Ogurtsov L., Cheredko N., Volkova M., Zhuravlev G. 56
ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЭКСТРЕМУМОВ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: ТЕНДЕНЦИИ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ
Огурцов Л.А., Чередько Н.Н., Волкова М.А., Журавлев Г.Г. 57

SIBERIAN HIGH BEHAVIOR AGAINST A BACKGROUND OF EXTREMELY INCREASE AND FOLLOWING DECREASE ANTHROPOGENIC LOAD
Martynova Yu.V., Krupchatnikov V.N., Kharyutkina E.V., Loginov S.V. 60
ПОВЕДЕНИЕ СИБИРСКОГО АНТИЦИКЛОНА НА ФОНЕ ЭКСТРЕМАЛЬНОГО УВЕЛИЧЕНИЯ И ПОСЛЕДУЮЩЕГО СНИЖЕНИЯ АНТРОПОГЕННОЙ НАГРУЗКИ
Мартынова Ю.В., Крупчатников В.Н., Харюткина Е.В., Логинов С.В. 60
MULTIFUNCTIONAL HORIZONTALLY SCALABLE DISTRIBUTED DATA-PROCESSING TECHNOLOGY PLATFORM FOR THE ANALYSIS AND PREDICTION OF CLIMATIC PROCESSES
Sorokin V.A., Volkov Yu.V., Sherstnyova A.I., Botygin I.A. 62
РАЗРАБОТКА И ИССЛЕДОВАНИЕ ИТЕРАТИВНОГО ПАРАЛЛЕЛЬНОГО АЛГОРИТМА ФОРМИРОВАНИЯ СКРЫТЫХ ФУНКЦИОНАЛЬНО-ДЕТЕРМИНИРОВАННЫХ СТРУКТУР ДЛЯ КЛАССИФИКАЦИИ И АНАЛИЗА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ
Сорокин В.А., Волков Ю.В., Шерстнёва А.И., Ботыгин И.А. 63
ATMOSPHERIC CIRCULATION FEATURES IN THE BAROCLINITY ZONES OF THE NORTHERN HEMISPHERE
Kharyutkina E.V., Loginov S.V., Martynova Yu.V. 66
ОСОБЕННОСТИ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ В ЗОНАХ БАРОКЛИННОСТИ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ
Харюткина Е.В., Мартынова Ю.В., Логинов С.В. 66
RESEARCH OF THE QUALITY OF REPRESENTATION OF THE SIBERIAN HIGH INTENSITY IN REANALYSIS DATA
Khudyakova T.A., Martynova Yu.V. 67
ИССЛЕДОВАНИЕ КАЧЕСТВА ВОСПРОИЗВЕДЕНИЯ ИНТЕНСИВНОСТИ СИБИРСКОГО АНТИЦИКЛОНА ПО ДАННЫМ РАЗЛИЧНЫХ РЕАНАЛИЗОВ
Худякова Т.А., Мартынова Ю.В. 68
IMPACT ASSESSMENT OF CURRENT CLIMATE CHANGES ON THE OB RIVER RUNOFF
Shestakova E.N. 71
ОЦЕНКА ВОЗДЕЙСТВИЯ СОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА СТОК РЕКИ ОБЬ
Шестакова Е.Н. 72

СЕКЦИЯ 2 Климатическое и метеорологическое моделирование
SESSION 2 Climate and Weather Modeling

THE SCENARIOS OF LONG-TERM CLIMATE CHANGE IN THE GEOGRAPHIC AREA OF THE AMU DARYA RIVER BASIN ON PROJECTIVE DATA CMIP5
Arushanov M.L., Gafurov Z. 76
СЦЕНАРИИ ДОЛГОВРЕМЕННЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ БАССЕЙНА РЕКИ АМУДАРЬИ ПО ПРОЕКТИВНЫМ ДАННЫМ CMIP5
Арушанов М.Л., Гафуров З. 76
DEVELOPMENT OF LAND COMPONENT IN CLIMATE MODEL OF INM RAS
Bogomolov V., Stepanenko V., Toropov P., Volodin E., Mortikov E. 83
РАЗВИТИЕ БЛОКА МОДЕЛЕЙ ДЕЯТЕЛЬНОГО СЛОЯ СУШИ В КЛИМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ИВМ РАН
Богомолов В.Ю., Степаненко В.М., Торопов П.А., Володин Е.М., Мортиков Е.В. 85
DETECTION OF MOISTURE CONTENT OF THE TROPOSPHERE ON GPS MEASUREMENTS IN THE BAIKAL REGION
Dembelov M.G., Bashkuev Yu.B., Loukhnev A.V., Loukhneva O.F., Sankov V.A. 87
ВЫЯВЛЕНИЕ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ ТРОПОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ GPS ИЗМЕРЕНИЙ В БАЙКАЛЬСКОМ РЕГИОНЕ
Дембелов М.Г., Башкуев Ю.Б., Лухнев А.В., Лухнева О.Ф., Саньков В.А. 87
КРИТЕРИЙ СОГЛАСИЯ КОЛМОГОРОВА ДЛЯ $\dot{S}$ -СИММЕТРИЧНЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ В КЛИМАТИЧЕСКОМ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОМ МОДЕЛИРОВАНИИ
Зенкова Ж.Н., Ланшакова Е.А. 90
KOLMOGOROV GOODNESS-OF-FIT TEST FOR $\dot{S}$ -SYMMETRIC DISTRIBUTIONS IN CLIMATE AND WEATHER MODELING
Zenkova Zh.N., L.A. Lanshakova 91
EXPERIENCE OF STOCHASTIC SIMULATION OF INTERANNUAL VARIABILITY OF SELECTED CHARACTERISTICS OF THE ATMOSPHERE AND HYDROSPHERE: OPPORTUNITIES AND PROBLEMS
Ignatov A., Chekmarev A. 94
ОПЫТ СТОХАСТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ МЕЖГОДОВОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ИЗБРАННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ: ВОЗМОЖНОСТИ И ПРОБЛЕМЫ
Игнатов А.В., Чекмарев А.А. 95
JOINT RESEARCH OF THE NORTHERN HEMISPHERE SURFACE PRESSURE AND AIR TEMPERATURE FIELDS
Kataev S.G., Kataeva S.S., Ivanova E.V. 98
СОВМЕСТНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПОЛЕЙ ПРИЗЕМНОГО ДАВЛЕНИЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НАД СЕВЕРНЫМ ПОЛУШАРИЕМ
Катаев С.Г., Катаева С.С., Иванова Э.В. 99
АНАЛИЗ ВАРИАЦИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ТИХОГО ОКЕАНА
Кузин В.И., Лобанов А.С. 102
ANALYSIS OF THE TROPICAL AND NORTH PACIFIC SST VARIATIONS
Kuzin V.I., Lobanov A.S. 103
MESOSCALE HIGH-RESOLUTION MODELING OF EXTREME WIND VELOCITIES OVER THE WESTERN WATER AREAS OF RUSSIAN ARCTIC
Platonov V., Kislov A. 105
МЕЗОМАСШТАБНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ СКОРОСТЕЙ ВЕТРА С ВЫСОКИМ РАЗРЕШЕНИЕМ НАД ЗАПАДНЫМИ АКВАТОРИЯМИ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ
Платонов В.С., Кислов А.В. 106
RADIOMETEOROLOGICAL MAPPING CONDITIONS OF REFRACTION IN THE TROPOSPHERE
Batueva E.V. 110
РАДИОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ УСЛОВИЙ РЕФРАКЦИИ В ТРОПОСФЕРЕ
Батуева Е.В. 111
ПРИМЕНЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ СХЕМ ЗАРЯЖЕНИЯ ГИДРОМЕТЕОРОВ В МОДЕЛИ ЭЛЕКТРИЗАЦИИ КУЧЕВО-ДОЖДЕВЫХ ОБЛАКОВ ДЛЯ ПРОГНОЗА ГРОЗОВОЙ АКТИВНОСТИ
Губенко И.М., Рубинштейн К.Г. 114

APPLICATION OF DIFFERENT CHARGING MECHANISMS OF HYDROMETEORS IN ELECTRIFICATION MODEL OF CUMULONIMBUS CLOUDS TO THE THUNDERSTORM FORECAST
Gubenko I.M., Rubinstein K.G. 114
USING THE AUTOMATIC SYSTEM OF CLOUD DETECTION BASED ON SATELLITE INFORMATION FOR THE PROBLEM OF THE SYNOPTIC CONDITIONS ANALYSIS
Kostomaya A.A., Antonov V.N., Zakhvatov M.G. 118
ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ АВТОМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ДЕШИФРИРОВАНИЯ ОБЛАЧНОСТИ НА ОСНОВЕ СПУТНИКОВОЙ ИНФОРМАЦИИ В ЗАДАЧЕ АНАЛИЗА СИНОПТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ
Косторная А.А., Антонов В.Н., Захватов М.Г. 118
ANALYSIS OF HYDROLOGICAL COMPONENTS OF THE SIBERIAN REGION FOR THE XXI CENTURY
Kuzin V.I., Lapteva N.A. 121
АНАЛИЗ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ СОСТАВЛЯЮЩИХ СИБИРСКОГО РЕГИОНА ДЛЯ XXI ВЕКА
Кузин В.И., Лаптева Н.А. 122
SIMPLIFIED EXTENDED KALMAN FILTER ASSIMILATION OF SOIL MOISTURE FOR THE SL-AV GLOBAL MEDIUM-RANGE WEATHER FORECAST MODEL
Makhnorylova S.V., Tolstykh M.A. 124
УСВОЕНИЕ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ ПОЧВЫ МЕТОДОМ УПРОЩЕННОГО РАСШИРЕННОГО ФИЛЬТРА КАЛМАНА В МОДЕЛИ СРЕДНЕСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ПОГОДЫ ПЛАВ
Махнорылова С.В., Толстых М.А. 125
SIMULATION OF THE ARCTIC AND NORTH ATLANTIC OCEAN CLIMATIC CIRCULATION BY THE INM-IO MODEL IN THE CORE-II FRAMEWORK
Ushakov K.V., Grankina T.B., Ibrayev R.A. 129
ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ОКЕАНСКИХ ВОД АРКТИКИ И СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ МОДЕЛЬЮ ИВМ-ИО ПО ПРОТОКОЛУ CORE-II
Ушаков К.В., Гранкина Т.Б., Ибраев Р.А. 129
THE RELIABILITY OF RAINFALL FORECAST METHODS APPLIED IN OPERATIONAL PRACTICE, OF THE FGBU «WEST-SIBERIAN ADMINISTRATION FOR HYDROMETEOROLOGY AND ENVIRONMENTAL MONITORING»
Tunaev E.L., Torubarova G.P. 132
ОПРАВДЫВАЕМОСТЬ МЕТОДОВ ПРОГНОЗА ОСАДКОВ, ПРИМЕНЯЕМЫХ В ОПЕРАТИВНОЙ ПРАКТИКЕ ФГБУ «ЗАПАДНО-СИБИРСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ»
Тунаев Е.Л., Торубарова Г.П. 133
AIR TEMPERATURE ESTIMATION OVER THE DIFFICULT TERRAIN IN THE TUNKA DEPRESSION
Chupina O.S., Voropay N.N. 136
ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПОЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НАД СЛОЖНЫМ РЕЛЬЕФОМ В РАЙОНЕ ТУНКИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ
Чупина О.С., Воропай Н.Н. 136

СЕКЦИЯ 3 Геосферно-биосферные взаимодействия и отклик наземных экосистем Северной Евразии на климатические изменения
SESSION 3 Biosphere-geosphere interaction and response of terrestrial ecosystems of Northern Eurasia to climate change

MONITORING OF HIGH ALTITUDINAL TERRESTRIAL ECOSYSTEMS IN THE RUSSIAN ALTAI MOUNTAINS
Timoshok E.E., Timoshok E.N., Nikolaeva S.A., Savchuk D.A. Filimonova E.O., Skorokhodov S.N., Bocharov A.Yu. 141
МОНИТОРИНГ НАЗЕМНЫХ ЭКОСИСТЕМ В ВЫСОКОГОРЬЯХ РУССКОГО АЛТАЯ
Тимошок Е.Е., Тимошок Е.Н., Николаева С.А., Савчук Д.А., Филимонова Е.О., Скороходов С.Н., Бочаров А.Ю. 142
MODELING THE EFFECT OF TEMPERATURE CHANGES ON PLANT LIFE-FORM DISTRIBUTION ALONG A TREELINE ECOTONE IN THE TROPICAL ANDES
Arzac A., Chacón-Moreno E., Llambí LD., Dulhoste R., Olano JM. 145
ЗАГРЯЗНЕНИЕ И ДЕГРАДАЦИЯ ПОЧВ БАССЕЙНА ОЗЕРА МИРОВОГО НАСЛЕДИЯ
Белозерцева И.А., Энхтайван Дангаа 148
SOIL CONTAMINATION AND DEGRADATION OF POOL OF THE LAKE OF WORLD HERITAGE
Belozertseva I.A., Enkhtaivan D. 149
AGE STRUCTURE IN HIGH ELEVATION FORESTS AND RADIAL GROWTH TREES *PINUS SIBIRICA* AND *LARIX SIBIRICA* IN KATUNSKY RANGE (ALTAI MOUNTAINS)
Bocharov A. 153
ВОЗРАСТНАЯ СТРУКТУРА ВЫСОКОГОРНЫХ ЛЕСОВ И РАДИАЛЬНЫЙ РОСТ КЕДРА И ЛИСТВЕННИЦЫ КАТУНСКОГО ХРЕБТА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)
Бочаров А.Ю. 154
THE RESULTS OF THE COMPREHENSIVE STUDY OF SIBERIAN SPRUCE (*PICEA OBOVATA* LEDEB.) SEEDLINGS RESPONSE TO UV-B RADIATION EXPOSURE
Korotkova E.M., Zuev V.V., Zueva N.E., Bender O.G., Pavlinsy A.V., Pravdin V.L. 156
РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО ЭКСПЕРИМЕНТА ПО ИССЛЕДОВАНИЮ ФУНКЦИОНАЛЬНОГО СОСТОЯНИЯ САЖЕНЦЕВ ЕЛИ СИБИРСКОЙ (*PICEA OBOVATA* LEDEB.) ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ УФ-*B* РАДИАЦИИ
Короткова Е.М., Зуев В.В., Зуева Н.Е., Бендер О.Г., Павлинский А.В., Правдин В.Л. 157
HOLOCENE CLIMATE CHANGE SIGNALS IN THE PEAT DEPOSIT OF FLOODPLAIN TERRACE SWAMP, SOUTH OF WESTERN SIBERIA, USING MULTI-PROXY APPROACH
Kurina I.V., Veretennikova E.E., Il'ina A.A. 160
ОТРАЖЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ГОЛОЦЕНЕ В СВОЙСТВАХ ТОРФЯНОЙ ЗАЛЕЖИ НИЗИННОГО БОЛОТА НА ЮГЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСНОГО ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ
Курьина И.В., Веретенникова Е.Э., Ильина А.А. 161
MID-TAIGA GEOSYSTEMS OF THE CENTRAL SIBERIA UNDER CLIMATE CHANGE
Medvedkov A.A. 164
СРЕДНЕТАЁЖНЫЕ ГЕОСИСТЕМЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ СИБИРИ В УСЛОВИЯХ МЕНЯЮЩЕГОСЯ КЛИМАТА
Медведков А.А. 165
POSSIBILITIES OF AVALANCHE DATING IN THE AKTRU GLACIER BASIN (THE ALTAI MOUNTAINS)
Nikolaeva S.A., Savchuk D.A. 168

ВОЗМОЖНОСТИ ДАТИРОВКИ СХОДА ЛАВИН В ГОРНО-ЛЕДНИКОВОМ БАССЕЙНЕ АКТРУ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)
Николаева С.А., Савчук Д.А. 168
SEASONAL AND ANNUAL VARIABILITY OF COEFFICIENT OF DEGREE OF FIRE-DANGER OF OB AND TOM INTERFLUVES AT THE PRESENT PERIOD
Panchenko E.M. 171
ВНУТРИСЕЗОННАЯ И МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОЭФФИЦИЕНТА ПОЖАРООПАСНОСТИ ОБЬ-ТОМСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ
Панченко Е.М. 172
DETAILED RECONSTRUCTION OF THE FUNCTIONAL STATE OF CENTRAL YAMAL KHASYREY AS A RESPONSE TO LOCAL CONDITIONS AND REGIONAL CLIMATE CHANGES DURING THE LATE HOLOCENE
Preis Yu.I., Simonova G.V., Slagoda E.A. 175
ДЕТАЛЬНАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ФУНКЦИОНАЛЬНОГО СОСТОЯНИЯ ХАСЫРЕЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЯМАЛА КАК ОТКЛИК НА ИЗМЕНЕНИЯ ЛОКАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ И РЕГИОНАЛЬНОГО КЛИМАТА ПОЗДНЕГО ГОЛОЦЕНА
Прейс Ю.И., Симонова Г.В., Слагода Е.А. 176
MONITORING OF ECOSYSTEM PROCESSES IN THE HIGH-ALTITUDINAL FOREST-TUNDRA ECOTONES OF THE SEVERO-CHUISKIY RANGE (CENTRAL ALTAI)
Timoshok E.N., Filomonova E.O., Timoshok E.E. 178
МОНИТОРИНГ ЭКОСИСТЕМНЫХ ПРОЦЕССОВ В ЛЕСОТУНДРОВОМ ЭКОТОНЕ СЕВЕРО-ЧУЙСКОГО ХРЕБТА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛТАЙ)
Тимошок Е.Н., Филимонова Е.О, Тимошок Е.Е. 179
INTEGRATED MONITORING IN RUSSIA AND FOREIGN COUNTRIES: STATE AND PERSPECTIVES
Timoshok E.N., Timoshok E.E. 182
СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ КОМПЛЕКСНОГО МОНИТОРИНГА В РОССИИ И ЗА РУБЕЖОМ.
Тимошок Е.Н., Тимошок Е.Е. 183
ACCUMULATION OF HEAVY METALS IN MARSH PLANTS AS A RESULT OF THE FIRES
Gashkova L. 186
НАКОПЛЕНИЕ ТЯЖЁЛЫХ МЕТАЛЛОВ БОЛОТНЫМИ РАСТЕНИЯМИ В РЕЗУЛЬТАТЕ ПОЖАРОВ
Гашкова Л.П. 186
ОСОБЕННОСТИ УРОВЕННОГО РЕЖИМА ОЗЕРА БАЙКАЛ
Дабаева Д.Б., Цыдыпов Б.З., Гармаев Е.Ж. 188
PECULIARITIES OF LAKE BAIKAL WATER LEVEL REGIME
Dabaeva D.B., Tsydypov B.Z., Garmaev E.Z. 189
FLORISTIC ANALYSIS OF HABITATS IN DIFFERENT ZONES OF AVALANCHE BASIN IN AKTRU RIVER VALLEY
Dirks M.N. 192
ФЛОРИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МЕСТООБИТАНИЙ В РАЗНЫХ ЗОНАХ ЛАВИННОГО БАССЕЙНА В ДОЛИНЕ Р. АКТРУ
Диркс М.Н. 192
ДИНАМИКА РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА СЕМИАРИДНОЙ ЗОНЫ МОНГОЛИИ ПО РАЗНОВРЕМЕННЫМ СНИМКАМ LANDSAT (НА ПРИМЕРЕ ДАРХАНСКОГО МОДЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА)
Жарникова М.А., Алымбаева Ж.Б., Гармаев Е.Ж. 195
THE DYNAMICS OF THE VEGETABLE COVER OF MONGOLIAN SEMIARID ZONE ACCORDING TO THE MULTI-TEMPORAL LANDSAT IMAGERY (THE CASE OF DARKHAN CITY MODEL POLYGON)
Zhamikova M.A., Alymbaeva Zh.B., Garmaev E.Zh. 196
RECONSTRUCTION OF VEGETATION USING MICROBIOMORFOLOGICAL ANALYSIS OF SOILS
Klimova N.V., Dyukarev A.G., Pologova N.N. 199
РЕКОНСТРУКЦИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ПО ДАННЫМ МИКРОБИОМОРФНОГО АНАЛИЗА ПОЧВ
Климова Н.В., Дюкарев А.Г., Пологова Н.Н. 200
BIOCLIMATIC EXTREME EVENTS OF SUMMER SEASON IN SEVASTOPOL DURING 2012 – 2014 YRS. PERIOD
Nikiforova M.P. 202
ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ БИОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ ЛЕТНЕГО СЕЗОНА В Г. СЕВАСТОПОЛЬ ЗА ПЕРИОД 2012-2014 ГГ.
Никифорова М.П. 203
ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЯ ЛАНДШАФТОВ ЗАСУШЛИВЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОН ПО БАЙКАЛО-ГОБИЙСКОМУ ТРАНСЕКТУ НА ОСНОВЕ ВРЕМЕННЫХ СЕРИЙ NDVI И НАТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
Саяпина Д.О., Жарникова М.А., Цыдыпов Б.З., Гармаев Е.Ж. 207
LANDSCAPE DYNAMICS ASSESSMENT OF DRY CLIMATIC ZONES ON THE BAIKAL-GOBI TRANSECT FROM NDVI TIME SERIES AND FIELD INVESTIGATIONS
Sayapina D.O., Zhamikova M.A., Tsydypov B.Z., Garmaev E.Zh. 207
РАСТИТЕЛЬНЫЕ СООБЩЕСТВА КОНТАКТА СРЕД КАК ИНДИКАТОРЫ ДИНАМИКИ КЛИМАТА ВО ВРЕМЕНИ И ПРОСТРАНСТВЕ
Сизых А.П., Гриценюк А.П. 211
PHYTOCENOSES AT ENVIRONMENTS CONTACT SITES AS PROXIES OF CLIMATE DYNAMICS IN TIME AND SPACE
Sizykh A.P., Gritsenuk A.P. 212
MOSAIC STRUCTURE OF WEST SIBERIA SOURTHERN TAIGA SUBZONE MIRE
Sinyutkina A., Maloletko A. 214
МОЗАИЧНОСТЬ БОЛОТНЫХ ФАЦИЙ ЮЖНО-ТАЕЖНОЙ ПОДЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ
Синюткина А.А., Малолетко А.А. 214
ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ СОДЕРЖАНИЯ ХЛОРОФИЛЛА «А» В ОЗ. БАЙКАЛ МЕТОДАМИ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ
Содномов Б.В., Цыдыпов Б.З., Гармаев Е.Ж. 218
DETERMINATION OF THE CHLOROPHYLL «A» CONCENTRATION IN LAKE BAIKAL USING REMOTE SENSING METHODS
Sodnomov B.V., Tsydypov B.Z., Garmayev E.Zh. 219

СЕКЦИЯ 4 Наземные экосистемы Северной Евразии и глобальный биогеохимический цикл
SESSION 4 Terrestrial Ecosystems of Northern Eurasia and a global biogeochemical cycle

BIOTIC TURNOVER IN PEATLAND LANDSCAPES OF SOUTHERN AND MIDDLE TAIGA IN WESTERN SIBERIA UNDER CLIMATE AND ANTHROPOGENIC CHANGES
Zavalishin N.N. 223
БИОТИЧЕСКИЙ КРУГОВОРОТ В БОЛОТНЫХ ЛАНДШАФТАХ ЮЖНОЙ И СРЕДНЕЙ ТАЙГИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ПРИ ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА И ХОЗЯЙСТВЕННЫХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ
Завалишин Н.Н. 223
USING OF BIOMARKERS FOR ANALYSIS OF FIRE PLUMES IN COMPLEX RESEARCH OF WILDFIRES IN CENTRAL SIBERIA
Alexey Panov, Anatoly Prokushkin, Alexander Bryukhanov, Mikhail Korets, Evgenii Ponomarev, Allison N. Myers-Pigg, Patrick Louchouarn, Nikita Sidenko, Rainer M.W. Amon, Meinrat O. Andreae. 226
БИОМАРКЕРНЫЙ АНАЛИЗ ДЫМОВЫХ ШЛЕЙФОВ В КОМПЛЕКСНОМ ИССЛЕДОВАНИИ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ В СРЕДНЕЙ СИБИРИ
Панов А.В., Прокушкин А.С., Брюханов А.В., Корец М.А., Пономарев Е.И., Мейерс-Пигг Э., Лучарн П., Сиденко Н.В., Эймон Р., Андреа М.О. 226
THE EVALUATION OF THE LIVING CONDITION OF THE DOMINANT FOREST SPECIES IN CENTRAL SIBERIA AFTER THE SURFACE WILDFIRES OF VARIOUS INTENSITY
Bryukhanov A.V., Panov A.V., Sidenko N.V. 229
ОЦЕНКА ЖИЗНЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЛЕСООБРАЗУЮЩИХ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОЙ СИБИРИ ПОСЛЕ НИЗОВЫХ ПОЖАРОВ РАЗНОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ
Брюханов А.В., Панов А.В., Сиденко Н.В. 230
ОЦЕНКА ВАРИАЦИЙ УГЛЕРОДНОГО ОБМЕНА БОЛОТНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ МЕТОДОМ АВТОМАТИЧЕСКИХ КАМЕР И МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ
Дюкарев Е.А., Головацкая Е.А. 233
SHORT-TERM VARIATIONS IN CARBON EXCHANGE AT PEATLAND VEGETATION IN WEST SIBERIA ESTIMATED USING AUTOMATIC CHAMBER MEASUREMENTS AND MATHEMATICAL MODELLING
Dyukarev E.A., Golovatskaya E.A. 233
INTERANNUAL VARIABILITY OF ATMOSPHERIC CARBON DIOXIDE OVER CENTRAL SIBERIA FROM ZOTTO DATABASE (2009 – 2015)
Timokhina A.V., Prokushkin A.S., Sidenko N.V., Kolosov R.A., Lavric J. V., Heimann M. 235
МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОНЦЕНТРАЦИИ АТМОСФЕРНОГО CO_2 НАД ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТЬЮ СИБИРИ ПО ДАННЫМ ОБСЕРВАТОРИИ ZOTTO (2009 – 2015 ГГ.)
Тимохина А.В., Прокушкин А.С., Сиденко Н.В., Колосов Р.А., Лаврич Й.В., Хайманн М. 236
DEVELOP A NETWORK OF INSTRUMENTAL CLIMATE MONITORING LAND ECOSYSTEMS IN THE CONDITIONS OF VARIOUS BIOCLIMATIC ZONES OF CENTRAL SIBERIA
Sidenko N.V., Kolle O., Panov A.V., Heimann M. 239
РАЗВИТИЕ СЕТИ ИНСТРУМЕНТАЛЬНОГО КЛИМАТИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА НАЗЕМНЫХ ЭКОСИСТЕМ В УСЛОВИЯХ РАЗНЫХ БИОКЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОН СРЕДНЕЙ СИБИРИ
Сиденко Н.В., Колле О., Панов А.В., Хайманн М. 239
METHANE EMISSION FROM KHANTY-MANSIYSK AND SURGUT LANDFILLS
Terentieva I.E., Sabrekov A.F., Filippov I.V., Glagolev M.V. 243
ЭМИССИЯ МЕТАНА ИЗ ПОЛИГОНОВ ЗАХОРОНЕНИЯ ТВЕРДЫХ БЫТОВЫХ ОТХОДОВ ХАНТЫ-МАНСИЙСКА И СУРГУТА
Терентьева И.Е., Сабреков А.Ф., Филиппов И.В., Глаголев М.В. 244
FLUXES OF CHEMICAL ELEMENTS FROM CENTRAL SIBERIAN PLATEAU WATERSHEDS, UNDERLAIN BY PERMAFROST
Kolosov R.A., Prokushkin A.S., Pokrovsky O.S. 246
ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКСПОРТА ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ С ТЕРРИТОРИИ ВОДОСБОРНЫХ БАССЕЙНОВ РЕК СРЕДНЕСИБИРСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ, ПОДСТИЛАЕМЫХ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТОЙ
Колосов Р.А., Прокушкин А.С., Покровский О.С. 247
THE FACTOR ANALYSIS OF METEOROLOGICAL VARIABLES IN MESOOLIGOTROPHIC PEATLAND IN TAIGA ZONE OF THE NORTH-EAST OF THE EUROPEAN PART OF RUSSIA
Lapina L.E., Mikhaylov O.A., Uspensky I.M. 251
ФАКТОРНЫЙ АНАЛИЗ МИКРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН НА МЕЗООЛИГОТРОФНОМ БОЛОТЕ ТАЕЖНОЙ ЗОНЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ
Лапина Л.Э., Михайлов О.А., Успенский И.М. 252
ESTIMATION OF MAXIMUM METHANE FLUXES IN THE VEGETATION PERIOD OF 2012 AND 2013 YEARS IN THE MESOOLIGOTROPHIC PEATLAND MEDLA-PEV-NJIUR (KOMI REPUBLIC)
Lapina L.E., Mikhaylov O.A., Uspensky I.M. 254
ОЦЕНКА МАКСИМАЛЬНЫХ ПОТОКОВ МЕТАНА В ВЕГЕТАЦИОННЫЙ ПЕРИОД 2012 И 2013 ГОДА НА МЕЗОООЛИГОТРОФНОМ БОЛОТЕ МЕДЛА-ПЭВ-НЮР (РЕСПУБЛИКА КОМИ)
Лапина Л.Э., Михайлов О.А., Успенский И.М. 254
ESTIMATION OF PLANKTON CLADOCERAN ABUNDANCE AND BIOMASS MAXIMUMS IN LAKE PÄÄJÄRVI (FINLAND) ON ANNUAL DATA
Lapina L.E., Fefilova E., Kononova O., Arvola L. 256
ОЦЕНКА МАКСИМАЛЬНОЙ ЧИСЛЕННОСТИ И БИОМАССЫ ПЛАНКТОННЫХ CLADOCERA ПО МНОГОЛЕТНИМ ДАННЫМ В ОЗЕРЕ ПААЯРВИ (ФИНЛЯНДИЯ)
Лапина Л.Э., Фефилова Е.Б., Кононова О.Н., Арвола Л. 257
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТОРФА ДВУХ ВЕРХОВЫХ БОЛОТ ГЕРМАНИИ
Межибор А.М. 259
GEOCHEMICAL CHARACTERISTIC OF THE PEAT FROM TWO RAISED BOGS OF GERMANY
Mezhibor A.M. 260
GEOCHEMICAL STREAMS OF FLUORIDES IN ENVIRONMENTS OF THE FOOTHILLS OF EAST SAYAN MOUNTAINS
Spitsina T.P., Kupriyanova T.M., Taseiko O.V. 263
КОЛИЧЕСТВЕННОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОТОКОВ ФТОРА В ПРИРОДНЫХ СРЕДАХ ПРЕДГОРИЙ ВОСТОЧНЫХ САЯН
Спицына Т.П., Куприянова Т.М., Тасейко О.В. 264

СЕКЦИЯ 5 Состав атмосферы, перенос загрязнений и изменения климата
SESSION 5 Air composition, Pollution Transport and Climate Change

VARIATIONAL APPROACH TO PROBLEMS OF ENVIRONMENT AND CLIMATE IN URBAN AGGLOMERATIONS
Penenko V.V., Tsvetova E.A. 267
ВАРИАЦИОННЫЙ ПОДХОД К ЗАДАЧАМ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ И КЛИМАТА В СИСТЕМАХ ГОРОДСКИХ АГЛОМЕРАЦИЙ
Пененко В.В., Цветова Е.А. 267
NUMERICAL STUDY OF VARIATIONAL DATA ASSIMILATION ALGORITHMS BASED ON DECOMPOSITION METHODS IN ATMOSPHERIC CHEMISTRY MODELS
Penenko A.V., Antokhin P.N. 270
ЧИСЛЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ АЛГОРИТМОВ ВАРИАЦИОННОГО УСВОЕНИЯ ДАННЫХ НА ОСНОВЕ МЕТОДОВ ДЕКОМПОЗИЦИИ В МОДЕЛЯХ АТМОСФЕРНОЙ ХИМИИ
Пененко А.В., Антохин П.Н. 271
ASSESSMENT OF THE GROSS CONTENT OF MERCURY IN POPLAR LEAVES IN THE TERRITORY OF NOVOKUZNETSK AGGLOMERATION
Lyapina E., Yusupov D., Tursunalieva E., Osipova V. 274
ОЦЕНКА ВАЛОВОГО СОДЕРЖАНИЯ РТУТИ В ЛИСТЬЯХ ТОПОЛЯ НА ТЕРРИТОРИИ НОВОКУЗНЕЦКОЙ АГЛОМЕРАЦИИ
Ляпина Е.Е., Юсупов Д.В., Турсуналиева Е.М., Осипова В.В. 275
EXPERIMENTAL AND NUMERICAL STUDY OF 'GAS-TO-PARTICLE' CONVERSION IN THE EMISSION PLUME FROM MINING AND METALLURGICAL PRODUCTION IN THE POLAR ATMOSPHERE BASED ON THE AIRCRAFT SAMPLING
Simonenkov D.V., Raputa V.F., Yaroslavtseva T.V., Belan B.D. 278
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ И ЧИСЛЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ «ГАЗ-ЧАСТИЦА» В ШЛЕЙФЕ ВЫБРОСОВ ГОРНО-МЕТАЛЛУРГИЧЕСКОГО ПРОИЗВОДСТВА В ПОЛЯРНОЙ АТМОСФЕРЕ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ САМОЛЁТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ
Симоненков Д.В., Рапута В.Ф., Ярославцева Т.В., Белан Б.Д. 279
SUDDEN STRATOSPHERIC WARMINGS: THE DEPENDENCE ON THE PHASE OF THE QBO AND SOLAR ACTIVITY LEVEL, INFLUENCE ON CONTENT OF MINOR GASEOUS SPECIES IN THE STRATOSPHERE (NO_2, O_3)
Ageeva V.Yu., Gruzdev A.N., Elokhov A.S., Zueva N.E. 282
ВНЕЗАПНЫЕ СТРАТОСФЕРНЫЕ ПОТЕПЛЕНИЯ: ЗАВИСИМОСТЬ ОТ ФАЗЫ КДЦ И УРОВНЯ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ, ВЛИЯНИЕ НА СОДЕРЖАНИЕ МАЛЫХ ГАЗОВЫХ СОСТАВЛЯЮЩИХ В СТРАТОСФЕРЕ (NO_2, O_3)
Агеева В.Ю., Груздев А.Н., Елохов А.С., Зуева Н.Е. 283
VOLCANIC ASH DISTRIBUTION USING HYDRODYNAMIC MESOSCALE REGIONAL MODEL
Durneva E., Mostamandy S. 286
ИССЛЕДОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПЕПЛА В АТМОСФЕРЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ МЕЗОМАСШТАБНЫХ МОДЕЛЕЙ
Дурнева Е.А., Мостаманди С. 286
INFLUENCE OF AN INVERSION LAYER ON THE PROPAGATION OF AN ATMOSPHERIC FRONT OVER A STEEP OBSTACLE
Yudin M. S. 289
ВЛИЯНИЕ ИНВЕРСИОННОГО СЛОЯ НА ПРОХОЖДЕНИЕ АТМОСФЕРНОГО ФРОНТА НАД КРУТЫМ ПРЕПЯТСТВИЕМ
Юдин М. С. 289
CONTRIBUTION OF NATURAL AND ANTHROPOGENIC FACTORS INTO NEAR-SURFACE OZONE IN THE NORTHERN EURASIA
Shtabkin Yu.A., Moiseenko K.B. 291
ВКЛАД ПРИРОДНЫХ И АНТРОПОГЕННЫХ ФАКТОРОВ В ПРИЗЕМНОЕ СОДЕРЖАНИЕ ОЗОНА В СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ
Штабкин Ю.А., Моисеенко К.Б. 292

СЕКЦИЯ 6 Инструментальная, информационно-измерительная и информационно-вычислительная инфраструктура региональных исследований окружающей среды
SESSION 6 Instrumental, Information, Computational and Measuring Infrastructure of a Regional Environmental Research

DATA MEASUREMENT TECHNOLOGY FOR EARTH NATURAL ELECTROMAGNETIC PULSE FIELD MONITORING IN VLF BAND
KrutikovV.F, Gordeev V.F., Malyshkov S.Yu., Polivach V.I., Shtalin S.G., Kabanov M.M., Kapustin S.N. 297
ИНФОРМАЦИОННО-ИЗМЕРИТЕЛЬНАЯ ТЕХНОЛОГИЯ МОНИТОРИНГА ЕСТЕСТВЕННОГО ИМПУЛЬСНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ *ЗЕМЛИ В ОНЧ ДИАПАЗОНЕ*
Крутиков В.А., Гордеев В.Ф., Малышков С.Ю., Поливач В.И., Шталин С.Г., Кабанов М.М., Капустин С.Н. 298
DYNAMICS OF HEAVY METAL (NI, CU) AND SULFUR (S) CONTENT IN TREE-RING OF LARCH AFFECTED BY INDUSTRIAL POLLUTION FROM THE NORILSK SMELTERS
Fertikov A.I., Kirdyanov A.V., Shishikin A.S. 301
ДИНАМИКА СОДЕРЖАНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ (CU, NI) И СЕРЫ (S) В ДРЕВЕСНО-КОЛЬЦЕВОЙ СТРУКТУРЕ ЛИСТВЕННИЦЫ СИБИРСКОЙ (LARIX SIBIRICA LEBED) В НОРИЛЬСКОМ ПРОМЫШЛЕННОМ РАЙОНЕ
Фертиков А.И., Кирдянов А.В., Шишикин А.С. 301
ACTINOMETRICAL FEATURES OF BASIC CLOUD TYPES
Zuev S.V., Krasnenko N.P., Kartashova E.S. 304
АКТИНОМЕТРИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ОСНОВНЫХ ФОРМ ОБЛАЧНОСТИ
Зуев С.В., Красненко Н.П., Карташова Е.С. 305
THE ALGORITHM AND PROGRAM FOR MULTICOMPONENT ABSORPTION GAS ANALYSIS OF THE ATMOSPHERE IN THE UV SPECTRAL RANGE
Smirnov S.S., Geiko P.P., Bryukhanov I.D., Nee E.V. 308
АЛГОРИТМ И ПРОГРАММА МНОГОКОМПОНЕНТНОГО АБСОРБЦИОННОГО ГАЗОАНАЛИЗА АТМОСФЕРЫ В УФ ОБЛАСТИ СПЕКТРА
Смирнов С.С., Брюханов И.Д., Гейко П.П., Ни Е.В. 309
INTEGRATED MONITORING OF ATMOSPHERE, HYDROSPHERE AND LITHOSPHERE ON «KHAKASSKY» NATURE RESERVE TERRITORY
Malyshkov S.Yu., Gordeev F.F., Polivach V.I., Shtalin S.G., Korolkov V.A., Pustovalov K.N. 313
КОМПЛЕКСНЫЙ МОНИТОРИНГ АТМОСФЕРЫ, ГИДРОСФЕРЫ И ЛИТОСФЕРЫ НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПОВЕДНИКА «ХАКАССКИЙ»
Малышков С.Ю., Гордеев В.Ф., Поливач В.И., Шталин С.Г., Корольков В.А., Пустовалов К.Н. 314
GEOLOGICAL HAZARDS MONITORING BASED ON ENEMPF PARAMETERS
Gordeev V.F., Malyshkov S.Yu., Polivach V.I., Shtalin S.G. 317

МОНИТОРИНГ ОПАСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПО ПАРАМЕТРАМ ЕИЭМПЗ
Гордеев В.Ф., Малышков С.Ю., Поливач В.И., Шталин С.Г. 317
DYNAMICS OF METEOROLOGICAL AND ATMOSPHERIC ELECTRICAL PARAMETERS OF SURFACE ATMOSPHERE DURING THE PASSAGE OF DEEP CONVECTIVE CLOUDS IN THE SUMMER IN NORTHERN KHAKASSIA
Pustovalov K.N., Korolkov V.A., Kurakov S.A., Nagorskiy P.M. 321
ДИНАМИКА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ И АТМОСФЕРНО-ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ ПРИ ПРОХОЖДЕНИИ МОЩНОЙ КОНВЕКТИВНОЙ ОБЛАЧНОСТИ ЛЕТОМ В СЕВЕРНОЙ ХАКАСИИ
Пустовалов К.Н., Корольков В.А., Кураков С.А., Нагорский П.М. 322
MULTIFUNCTIONAL HORIZONTALLY SCALABLE DISTRIBUTED DATA-PROCESSING TECHNOLOGY PLATFORM FOR THE ANALYSIS AND PREDICTION OF CLIMATIC PROCESSES
[1]Sherstnyov V.S., [1]Sherstnyova A.I., [1] Botygin I.A., Tartakovsky V.A. 325
МНОГОФУНКЦИОНАЛЬНАЯ ГОРИЗОНТАЛЬНО-МАСШТАБИРУЕМАЯ РАСПРЕДЕЛЕННАЯ ИНФОРМАЦИОННО-ВЫЧИСЛИТЕЛЬНАЯ ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ ПЛАТФОРМА ДЛЯ АНАЛИЗА И ПРОГНОЗА ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
Шерстнёв В.С, Шерстнёва А.И., Ботыгин И.А. Тартаковский В.А. 326
EARTH CORE TRACE COMPUTATION ALGORITHM BASED ON EARTH NATURAL ELECTROMAGNETIC PULSE FIELD PARAMETERS
Malyshkov Yu. P., Malyshkov S. Yu. 330
АЛГОРИТМ РАСЧЕТА ТРАССЫ ЯДРА ЗЕМЛИ ПО ПАРАМЕТРАМ ЕСТЕСТВЕННОГО ИМПУЛЬСНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ
Малышков Ю. П., Малышков С. Ю. 331
METHODS AND DEVICES OF RADIATION SAFETY IN THE CIRCUMPOLAR REGIONS OF SIBERIA
Gafarova V.V., Kulagina T.A. 334
МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБЕСПЕЧЕНИЯ РАДИАЦИОННОЙ БЕЗОПАСНОСТИ В ЦИРКУМПОЛЯРНЫХ РЕГИОНАХ СИБИРИ
Гафарова В.В., Кулагина Т.А. 335
TECHNOLOGIES OF MONITORING ISOTOPE STRUCTURE OF BIOGENOUS ELEMENTS ON THE TOMSK REGION
Akulov P.A., Volkov Yu.V., Kalashnikov D.A., Markelova A.H., Simonova G. V., Tartakovsky B.A. 338
ТЕХНОЛОГИИ МОНИТОРИНГА ИЗОТОПНОГО СОСТАВА БИОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ НА ТЕРРИТОРИИ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ
Акулов П.А., Волков Ю.В., Калашникова Д.А., Маркелова А.Н., Симонова Г.В., Тартаковский В.А. 339
DEVELOPMENT OF CLIMATE DATA STORAGE AND PROCESSING MODEL
Okladnikov I.G., Gordov E.P., Titov A.G. 342
РАЗРАБОТКА МОДЕЛИ ХРАНЕНИЯ И ОБРАБОТКИ КЛИМАТИЧЕСКИХ ДАННЫХ
Окладников И.Г., Гордов Е.П., Титов А.Г. 343
SEASONAL VARIATIONS POLARIMETRIC CHARACTERISTICS OF CONIFEROUS AND MIXED FORESTS ACCORDING TO THE DATA ALOS PALSAR
Batueva E.V., Kirbizhekova I.I. 346
СЕЗОННЫЕ ВАРИАЦИИ ПОЛЯРИМЕТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ХВОЙНЫХ И СМЕШАННЫХ ЛЕСОВ ПО ДАННЫМ ALOS PALSAR
Батуева Е.В., Кирбижекова И.И. 346
COMPARATIVE ANALYSIS OF THE TWO METHODS FOR RESTORING THE SOIL TEMPERATURE PROFILE
Kiselev M.V., Voropay N.N., Dyukarev E.A. 349
СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ДВУХ МЕТОДОВ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПРОФИЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОЧВЫ
Киселев М.В., Воропай Н.Н., Дюкарев Е.А. 350
METHODOLOGY AND ALGORITHMS STATISTICAL PROCESSING OF INSTANT METEOROLOGICAL VARIABLES VALUES FROM ULTRASONIC MEASUREMENTS
Rohmistrov D.S., Bogushevich A.Ya., Botygin I.A. 352
МЕТОДИКА И АЛГОРИТМЫ СТАТИСТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ МГНОВЕННЫХ ЗНАЧЕНИЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН ИЗ ДАННЫХ УЛЬТРАЗВУКОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ
Рохмистров Д.С., Богушевич А.Я., Ботыгин И.А. 353
APPLICATION OF INFORMATION AND COMPUTING WEB SYSTEM «CLIMATE» FOR ESTIMATION OF ARIDITY OF SOUTH SIBERIA
Ryazanova A.A., Voropay N.N., Okladnikov I.G. 358
ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИВВС «КЛИМАТ» ДЛЯ ОЦЕНКИ ЗАСУШЛИВОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ ЮЖНОЙ СИБИРИ
Рязанова А.А., Воропай Н.Н., Окладников И.Г. 359

СЕКЦИЯ 7 Семинар Программы NEESPI/NEFI
SESSION 7 NEESPI/NEFI Workshop

ABOUT CLASSIFICATION OF DANGEROUS AND UNFAVORABLE CLIMATIC PHENOMENA FOR AGRARIAN NATURE MANAGEMENT IN THE SOUTHERN TAIGA OF WESTERN SIBERIA
Melnik M.A., Volkova E.S., Fusella T.Sh. 364
К ВОПРОСУ О КЛАССИФИКАЦИИ ОПАСНЫХ И НЕБЛАГОПРИЯТНЫХ ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ ДЛЯ АГРАРНОГО ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ В ЮЖНОЙ ТАЙГЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ
Мельник М.А., Волкова Е.С., Фузелла Т.Ш 365
THE IMPACT OF ATMOSPHERIC BLOCKING ON THE SPATIAL DISTRIBUTION OF ATMOSPHERIC PRECIPITATION OVER EURASIA IN SUMMERTIME
Antokhina O.Yu., Antokhin P.N., Martynova Yu.V. 368
ВЛИЯНИЕ АТМОСФЕРНОГО БЛОКИРОВАНИЯ НА ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ НАД ЕВРАЗИЕЙ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД
Антохина О.Ю., Антохин П.Н., Мартынова Ю.В. 368
SPECIFICS OF RIVER FLOW FORMATION IN PRIBAIKALIE: RESEARCH BY TRACER HYDROLOGY METHODS
Kichigina N.V., Gubareva T.S., Gartsman B.I., Shamov V.V. 370
СПЕЦИФИКА ФОРМИРОВАНИЯ РЕЧНОГО СТОКА В ПРИБАЙКАЛЬЕ: ИССЛЕДОВАНИЕ МЕТОДАМИ ТРАССЕРНОЙ ГИДРОЛОГИИ
Кичигина Н.В., Губарева Т.С., Шамов В.В., Гарцман Б.И. 371
CONCEPT OF REGIONAL INFORMATION SYSTEM TO RISKS AND SAFETY MANAGEMENT
Taseiko O.V., Moskvichev V.V. 374
КОНЦЕПЦИЯ ИНФОРМАЦИОННОЙ СИСТЕМЫ ТЕРРИТОРИАЛЬНОГО УПРАВЛЕНИЯ РИСКАМИ И БЕЗОПАСНОСТЬЮ
Тасейко О.В., Москвичев В.В. 375