FEDERAL SERVICE
ON HYDROMETEOROLOGY
AND ENVIRONMENTAL MONITORING

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

INSTITUTE OF GLOBAL CLIMATE AND ECOLOGY

PROBLEMS OF ECOLOGICAL MONITORING AND ECOSYSTEM MODELLING

Volume XXI

ST. PETERSBURG GIDROMETEOIZDAT 2007

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ
ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ИНСТИТУТ ГЛОБАЛЬНОГО КЛИМАТА И ЭКОЛОГИИ

ПРОБЛЕМЫ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА И МОДЕЛИРОВАНИЯ ЭКОСИСТЕМ

Том XXI

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 2007

УДК 551.510.42

Редколлегия: академик РАН, проф. Ю. А. Израэль (председатель); д-р физ.-мат. наук, проф. С. М. Семенов (зам. председателя); д-р биол. наук, проф. В. А. Абакумов; канд. биол. наук Г. Э. Инсаров; д-р. биол. наук В. В. Ясюкевич (ответственный секретарь)

Адрес: Россия, 107258 Москва, ул. Глебовская, д. 20Б
Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН
Факс: (7 495) 1600831 Тел.: (7 495) 1691103

Все статьи данного сборника рецензируются.

Editorial Board: Member of the Russian Academy of Sciences, Prof. Yu. A. Izrael (Chairman); Prof. S. M. Semenov (Vice-Chairman); Prof. V. A. Abakumov; Dr. G. E. Insarov; Dr. V. V. Yasukevich (Executive Secretary)

Address: 20B, Glebovskaya str., 107258 Moscow, Russia
Institute of Global Climate and Ecology of Roshydromet and RAS
Fax: (7 495) 1600831 Phone: (7 495) 1691103

All papers published in this book are peer-reviewed.

Представлены работы, посвященные мониторингу и оценке ответной реакции экосистем на антропогенные воздействия регионального, континентального и глобального масштабов, в том числе на загрязнение атмосферы и изменения климата. Рассматриваются результаты экспериментальных исследований, а также математические модели экологических процессов.

Для климатологов, биологов и экологов широкого профиля.

The issues of monitoring and assessment of ecosystem response to anthropogenic impacts of regional, continental and global scale, in particular, to air pollution and climate change, are considered. The results of experimental studies as well as mathematical models of ecological processes are presented.

The book is of interest for climatologists, biologists and environmentalists.

© Институт глобального климата
и экологии Росгидромета
и РАН, 2007

СОДЕРЖАНИЕ

Ю. А. Израэль, В. И. Егоров, С. Г. Парамонов. Фоновое содержание диоксида углерода и метана в атмосфере северных районов Северного полушария и тенденции его изменения 9

И. Н. Курганова, В. О. Лопес де Гереню, Л. Н. Розанова, Т. Н. Мякшина, Д. В. Сапронов, В. Н. Кудеяров. Многолетний мониторинг эмиссии CO_2 из дерново-подзолистой почвы: анализ влияния гидротермических условий и землепользования 23

А. А. Романовская. Оценка неопределенности инвентаризации выбросов парниковых газов в сельском хозяйстве России 44

А. А. Романовская, Р. Т. Карабань. Баланс почвенного углерода в возделываемых землях России 58

С. М. Семенов, Ю. А. Израэль, Г. В. Груза, Э. Я. Ранькова. Глобальные и региональные климатические последствия некоторых программ стабилизации концентраций диоксида углерода и метана..... 75

А. В. Дзюба, Г. Н. Панин. Механизм формирования климатических тенденций в прошедшем и текущем столетиях..... 92

Р. М. Коробов, А. В. Оверченко. Использование результатов моделирования климата для регионализации глобальных проекций..... 123

Т. В. Платова. Климатические изменения некоторых характеристик температурного режима на территории России..... 146

А. Н. Золотокрылин, В. В. Виноградова, Е. А. Черенкова. Динамика засух в Европейской России в ситуации глобального потепления 160

О. Н. Соломина, Б. А. Абылмеизова, В. В. Грязнова, И. В. Ершова. Реконструкция гидротермического коэффициента в 1680—2005 гг. по дендрохронологическим данным в Прииссыккулье (Тянь-Шань, Республика Кыргызстан)..... 183

В. В. Шишов, К. Р. Бриффа, Т. Мелвин, М. М. Наурзбаев. Анализ согласованности в радиальном приросте древесных растений по сверхдлительным древесно-кольцевым хронологиям севера Евразии 203

М. Г. Романовский, Т. Н. Судницына. Моделирование возраста лесных темно-серых почв на водоразделах среднерусской лесостепи 223

А. С. Исаев, Т. М. Овчинникова, В. Г. Суховольский. Распределение фитомассы деревьев и насаждений по фракциям: модель конкуренции 232

С. А. Мошаров. К проблеме оценки возможных откликов морских экосистем на изменения климата..... 251

Ю. Л. Цельникер, М. Д. Корзухин, Г. Г. Суворова, Л. С. Янькова, Л. Д. Копытова, А. К. Филиппова. Анализ влияния факторов среды на фотосинтез хвойных Предбайкалья 265

В. В. Ясюкевич, Е. С. Гельвер. Влияние изменения климата на переносчиков и возбудителей малярии человека в России и ее ближайшем географическом окружении 293

В. В. Ясюкевич, Е. Н. Попова, Е. С. Гельвер, Л. Е. Ривкин. Влияние климатических факторов на формирование ареала колорадского жука (*Leptinotarsa decemlineata* Say) 348

И. А. Белозерцева. Геоэкологический мониторинг снежного и почвенного покрова в зоне влияния алюминиевого завода 380

Г. Э. Инсаров, Е. Э. Мучник. Лишайники в условиях загрязнения воздуха в Москве 404

CONTENTS

Yu. A. Izrael, V. I. Egorov, and S. G. Paramonov. Background concentrations and trends for carbon dioxide and methane in the atmosphere over northern regions of the Northern Hemisphere 9

I. N. Kurganova, V. O. Lopes de Gerenyu, L. N. Rozanova, T. N. Myakshina, D. V. Sapronov, and V. N. Kudeyarov. Long-term monitoring of CO_2 emissions from sod-podzolic soil: analysis of land use and hydrothermal conditions effect 23

A. A. Romanovskaya. Uncertainty assessment of greenhouse gas inventory in agriculture of Russia 44

A. A. Romanovskaya, and R. T. Karaban'. Balanse of soil carbon in croplands of Russia 58

S. M. Semenov, Yu. A. Izrael, G. V. Gruza, and E. Ya. Ran'kova. Global and regional scale climate implications of some stabilization programs for carbon dioxide and methane concentrations 75

A. V. Dzuba, G. N. Panin. The mechanism of formation of climatic tendencies in the last and current centuries 92

R. M. Corobov, and A. V. Overcenco. Use of climate modeling outputs for regionalization of global climate projections 122

T. V. Platova. Climatic changes in the temperature regime characteristics over Russia's territory 146

A. N. Zolotokrylin, V. V. Vinogradova, E. A. Cherenkova. Drought dynamics over European Russia in global warming situation 161

O. N. Solomina, B. A. Abilmeizova, V. V. Griaznova, and I. V. Ershova. Tree-ring reconstruction of hydrothermic index (ad 1680—2005) in Issik-Kul region (Tien-Shan, Kirgizstan Republic) 184

V. V. Shishov, K. R. Briffa, T. Melvin, and M. M. Naurzbaev. The analysis of concordance in radial tree growth based on the superlong tree-ring chronologies of northern Eurasia 204

M. G. Romanowsky, and T. N. Sudnitsyna. Modelling of the age of dark-gray forest soils in the uplands of mid-russia forest-steppe 223

A. S. Isaev, T. M. Ovchinnikova, and V. G. Soukhovolsky. The fractional distribution of the tree and stand phytomass: a competition model 232

S. A. Mosharov. On the issue of assessing the marine ecosystem response to climate change 251

Yu. L. Tselniker, M. D. Korzukhin, G. G. Suvorova, L. S. Yan'kova, L. D. Kopytova, and A. K. Filippova. Examination of the influence of ecological factors on coniferous photosynthesis in Baycal lake region 266

V. V. Yasukevich, and E. S. Gelver. Influence of climate change on human malaria vectors and parasites in Russia and surrounding countries 293

V. V. Yasukevich, E. N. Popova, E. S. Gelver, and L. E. Rivkin. Influence of climatic factors on the formation of the Colorado beetle range (*Leptinotarsa decemlineata* Say)..... 348

I. A. Belozertseva. Geoecological monitoring of snow and soil cover in the influence zone of an aluminum plant..... 380

G. E. Insarov, and E. E. Moutchnik. Lichens and air pollution in Moscow 404

ФОНОВОЕ СОДЕРЖАНИЕ ДИОКСИДА УГЛЕРОДА И МЕТАНА В АТМОСФЕРЕ СЕВЕРНЫХ РАЙОНОВ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ И ТЕНДЕНЦИИ ЕГО ИЗМЕНЕНИЯ

Ю. А. Израэль, В. И. Егоров, С. Г. Парамонов

РФ, 107258 Москва, ул. Глебовская, д. 20Б, Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН, ofm@mail.ru

Реферат. Наблюдаемый в последние 30 лет существенный рост содержания парниковых газов в атмосфере в глобальном и региональном масштабах может являться одной из причин потепления климата. В этой связи для оценки возможного влияния парниковых газов на регистрируемое потепление климата в северных районах, в атмосфере которых наблюдаются наиболее высокие в глобальном масштабе концентрации диоксида углерода и метана, необходима представительная для региона в целом информация о современном состоянии и тенденциях многолетних изменений содержания парниковых газов в атмосфере. С целью решения этой задачи выполнен анализ результатов систематических измерений содержания диоксида углерода и метана в приземном слое атмосферы северных районов (63—82° с. ш.), проводимых на станциях мониторинга в России, Норвегии, Исландии, Канаде и США. Выполнены оценки уровня фонового содержания в атмосфере, тенденций многолетних (1985—2002 гг.) изменений, межгодовой и сезонной динамики концентраций. Проведен сравнительный анализ трендов и межгодовых изменений концентрации парниковых газов в атмосфере северных районов и соответствующих изменений их глобального уровня.

Ключевые слова. Парниковые газы, диоксид углерода, метан, мониторинг, фоновое содержание, тенденции изменений.

BACKGROUND CONCENTRATIONS AND TRENDS FOR CARBON DIOXIDE AND METHANE IN THE ATMOSPHERE OVER NORTHERN REGIONS OF THE NORTHERN HEMISPHERE

Yu. A. Izrael, V. I. Egorov, S. G. Paramonov

Institute of Global Climate and Ecology of Roshydromet and RAS, 20B, Glebovskaya str., 107258 Moscow, Russia, ofm@mail.ru

Abstract One of the possible causes of climate change (global warming) may be the significant increase in greenhouse gaes burden in the atmosphere on global and regional scales during the last 30 years.

Thus, for the estimation of possible impact of greenhouse gases on the observed climate change in northern regions, where the highest global-scale carbon dioxide and methane concentration levels were observed, the representative data on the current state and long-term trends of greenhouse gases are strongly needed. To address this issue, the analysis of systematic observations of carbon dioxide and methane concentrations in the surface layer of the atmosphere in northern regions (63°N—82° N), carried out at Russian, Norwegian, Icelandic, USA and Canadian monitoring stations, was performed. The assessment of background levels and long-term trends (1985—2002) for carbon dioxide and methane concentration in the atmosphere as well as its annual and seasonal variations was carried out. A comparative analysis of long-term trends and inter-annual changes for greenhouses gases concentrations in the atmosphere above northern regions and corresponding changes in the global-scale levels was also performed.

Keywords. Greenhouse gases, carbon dioxide, methane, monitoring, background state, trends.

Введение

Диоксид углерода и метан являются важными составляющими атмосферы, изменения концентрации которых в воздухе могут являться существенным фактором воздействия на климатические изменения (Climate Change 2001). Так, например, концентрация диоксида углерода с 1980 г. по настоящее время возросла с 280 до 373 ppm (млн$^{-1}$). Основной вклад в увеличение концентрации диоксида углерода обусловлен ростом эмиссии в атмосферу продуктов сжигания ископаемого топлива (Израэль и др, 2001). Увеличение концентрации метана в атмосфере происходит с более высокой (по сравнению с диоксидом углерода) скоростью (Dlugokensky et al., 1995), величина только приращения его концентрации за период 1750—2000 гг. составила около 15 % его первоначального значения. Начиная с 1980-х годов, скорость роста концентрации метана в атмосфере замедлилась и стала более изменчивой (Израэль и др., 2001).

Северные континентальные территории, расположенные в широтном поясе 60—80° с. ш., являются в глобальном масштабе наиболее уязвимыми районами в условиях потепления климата ввиду слабой устойчивости ландшафтов, флоры и фауны к внешним воздействиям. Ожидаемое потепление климата будет способствовать деградации многолетней криолитозоны, занимающей около 2/3 территории России и значительную часть территории других северных стран. Прогнозируемое потепление климата (Израэль и др., 2002) в XXI веке в северных районах может вызвать негативные экологические, геологические и социальные последствия, что обу-

словит нарушения природных экосистем. Одним из важных последствий потепления климата и как следствие увеличения масштабов протаивания почв может являться и увеличение объема поступления метана в атмосферу, образующегося в переувлажненных почвах за счет микробиологических процессов, протекающих в анаэробных условиях. Важность северных территорий для решения проблем климатических изменений обусловлена также и тем фактом, что наиболее высокое в глобальном масштабе содержание диоксида углерода и метана наблюдается в атмосфере высоких широт (WMO 2005, № 11). Для оценки воздействия современного содержания диоксида углерода и метана в атмосфере на климат за счет парникового эффекта необходима информация о пространственно-временном распределении диоксида углерода и метана в атмосфере. Источниками такой информации являются данные систематических наблюдений, выполняемых на сети национальных и международных систем мониторинга.

Анализ имеющихся мировых данных фонового мониторинга диоксида углерода и метана свидетельствует о неоднородном пространственном распределении их концентрации в нижних слоях тропосферы (WMO 2005, № 11). Наиболее важными антропогенными источниками диоксида углерода и метана являются эмиссия в атмосферу продуктов сжигания ископаемого топлива (для диоксида углерода), сельское хозяйство, добыча и транспортировка газа (для метана). Основным процессом стока диоксида углерода из атмосферы является его поглощение растительностью, водной поверхностью океанов и морей. Наиболее существенным процессом расходования метана является его окисление в атмосфере в результате газофазных фотохимических реакций.

Совместное действие источников и стоков CO_2 и CH_4, различие их интенсивности для различных районов Земли обусловливает неоднородное распределение содержания этих парниковых газов в атмосфере. Наиболее высокие уровни содержания метана и диоксида углерода в пограничном слое тропосферы регистрируются в районах, подверженных влиянию их антропогенных источников (средние и высокие широты северного полушария).

Методы и материалы

При выполнении анализа данных о содержании диоксида углерода и метана в атмосфере, характеризующих их региональный и глобальный уровень, в работе использовались результаты систематических наблюдений, проводимых на станциях мониторинга парниковых газов, удаленных на значительное (не менее 100 км) расстояние от крупных локальных антропогенных источников их по-

ступления в атмосферу. Указанное требование соответствует рекомендациям Всемирной Метеорологической Организации (ВМО) по территориальному расположению станций мониторинга фонового содержания парниковых газов международной сети станций Глобальной службы атмосферы (ГСА).

При выборе данных наблюдений за содержанием диоксида углерода и метана в воздухе для оценки их фонового уровня и широтного распределения использовалась информация, получаемая с помощью методов измерений и отбора проб воздуха, прошедших международные сравнения и интеркалибрации в рамках программы ГСА (WMO 2005, № 11).

Результаты измерений в 2002 г. фонового содержания диоксида углерода и метана (значения среднегодовых концентраций) в пограничном слое атмосферы, полученные на этих станциях, а также на станциях национальной системы геофизического мониторинга климатических изменений (GMCC) Национальной администрации атмосферы и океана США, приведены на рис. 1.

Представленные данные наблюдений были получены с использованием унифицированных методов непрерывной регистрации определяемых веществ с помощью автоматизированных газоаналитических систем, а также с применением систематического отбора проб воздуха в специальные сосуды (фляги) в районе размещения станций фонового мониторинга с последующим определением содержания диоксида углерода и метана в пробах в аналитических лабораториях. Из приведенных на рис. 1 данных видно, что в северном полушарии фоновое содержание диоксида углерода в пограничном слое атмосферы высоких широт составляет 373 млн$^{-1}$, метана — 1,83—1,85 млн$^{-1}$. Повышенный (по сравнению с другими регионами) уровень фонового содержания диоксида углерода и метана в атмосфере северных районов северного полушария может являться одним из факторов и более высокого уровня их воздействия на климат в арктическом регионе за счет радиационного форсинга, парникового эффекта при условии сохранения наблюдаемых тенденций роста парниковых газов в атмосфере этого региона.

Результаты наблюдений за содержанием диоксида углерода и метана (значения среднегодовых концентраций) в приземном слое атмосферы северных районов, выполненных в период 1986—2002 гг. на станциях Alert (Канада), Barrow (США), Heimaey (Исландия), Ocean station „M" (Норвегия), Териберка (Россия), приведены на рис. 2. Погрешность измерений концентрации диоксида углерода и метана, выполняемых на указанных станциях, не превышала 0,3 %. Географическое расположение станций приведено в табл. 1.

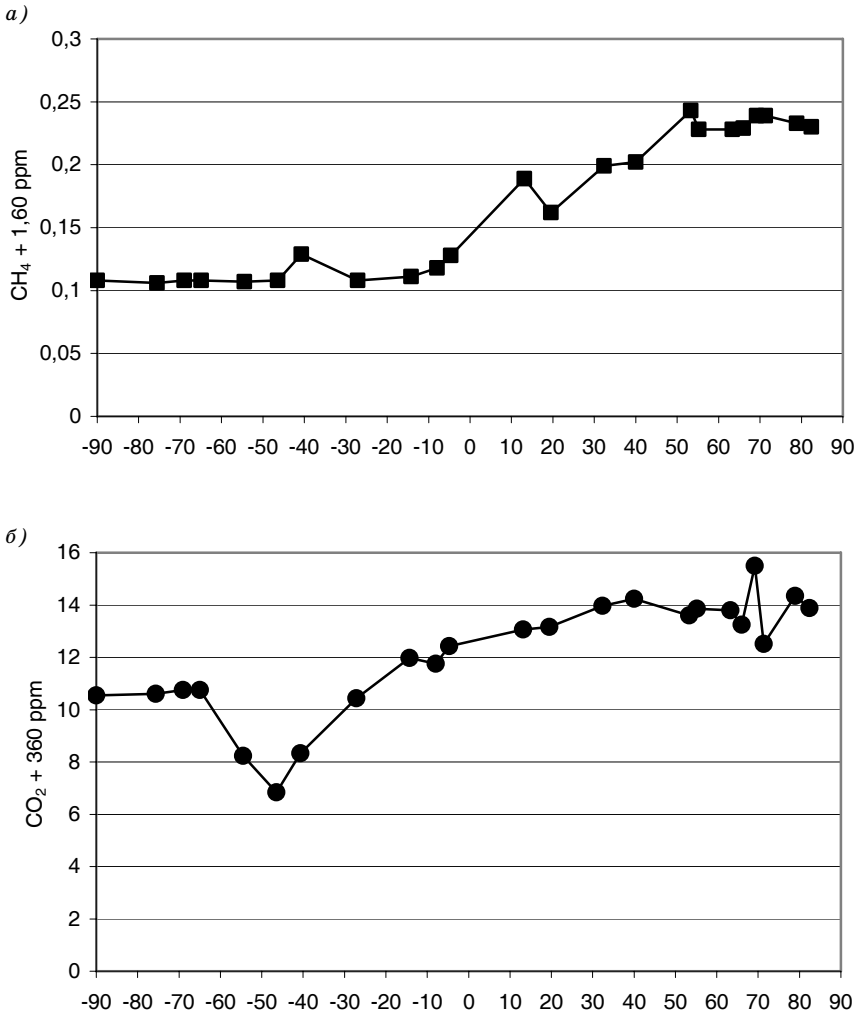
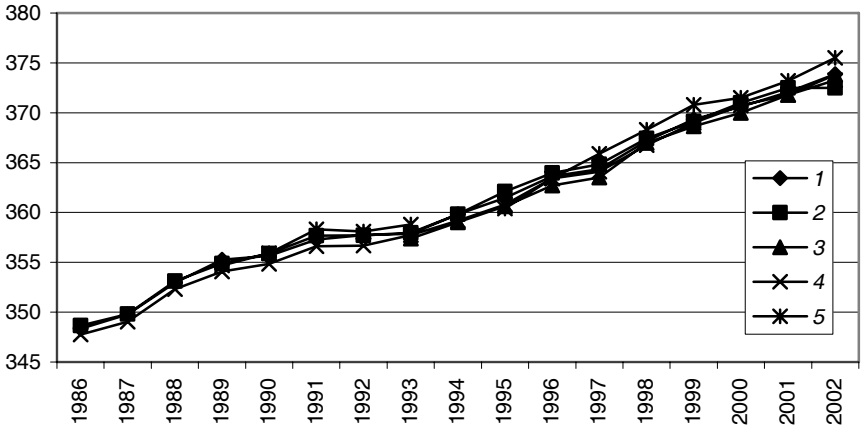


Рис. 1. Широтное распределение (2002 г.) содержания метана (превышение уровня 1,60 ppm (*а*) и диоксида углерода (превышение уровня 360 ppm (*б*) в атмосфере (WMO 2005 № 11)

а)



б)

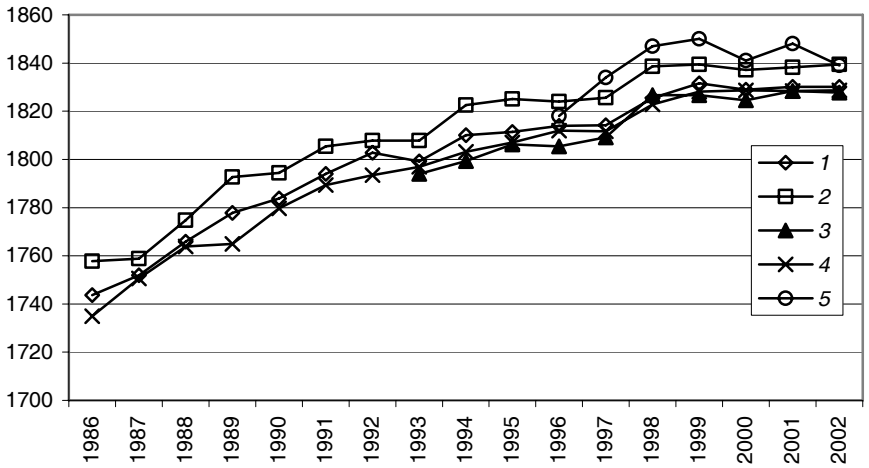


Рис. 2. Изменение фонового содержания CO_2 (ppm) (*а*) и метана (ppb) (*б*) в атмосфере северных районов северного полушария по данным станций мониторинга

1 — Alert, *2* — Barrow, *3* — Heimaey, *4* — Ocean station „M", *5* — Teriberka.

Таблица 1

Географическое расположение станций мониторинга парниковых газов

Станция мониторинга	Координаты станции	
	Широта (°)	Долгота (°)
Alert (Канада)	82,27 N	62,31 W
Point Barrow (США)	71,19 N	156,36 W
Териберка (Россия)	69,12 N	35,06 E
Heimaey (Исландия)	63,15 N	20,09 W
Ocean station „M" (Норвегия)	66,0 N	2,0 E

Обсуждение

Анализ данных измерений, включенных в базу данных Мирового центра данных парниковых газов (WMO 2005, № 29), свидетельствует о незначительных различиях уровня содержания метана и диоксида углерода в атмосфере северных приполярных районов (Канада, США, Россия, Норвегия, Исландия) для фиксированного года измерений (рис. 2). Наблюдаемые различия концентраций (средние годовые значения) не превышают 1,5—2 %. Кроме того, межгодовые изменения концентрации парниковых газов за период измерений имеют общие закономерности для всех районов проведения наблюдений. В этой связи приведенные результаты наблюдений следует рассматривать как данные, характеризующие региональный фон содержания диоксида углерода и метана в атмосфере северных районов северного полушария, а также использовать осредненные для территории, находящейся в широтном поясе 82—63° с. ш., данные для оценки уровня и тенденций изменений концентрации измеряемых парниковых газов в атмосфере этого региона в целом.

В условиях линейного приближения, значения многолетних трендов концентрации диоксида углерода и метана для районов размещения указанных станций наблюдений достаточно хорошо согласуются между собой. Значения параметров уравнений линейной регрессии ($y = ax + b$) для оценки трендов концентрации диоксида углерода и метана в приземном слое атмосферы по данным станций ГСА приведены в табл. 2.

Динамика уровня содержания углекислого газа и метана в воздухе характеризуется наряду с многолетними также и внутригодовыми (сезонными) изменениями, обусловленными сезонными изменениями их источников и стоков. Наиболее низкие концентрации метана в атмосфере в течение года регистрируются в летний период, характеризующийся наиболее высоким уровнем концентрации гидроксила в воздухе, реакция метана с которым обуслов-

Таблица 2

Параметры уравнений линейной регрессии ($y = ax + b$), описывающих изменения концентрации диоксида углерода и метана в приземном слое атмосферы северных районов по данным станций ГСА

Станция мониторинга	CO_2		CH_4	
	a	*b*	*a*	*b*
Alert	1,579	347,35	5,268	1753,5
Point Barrow	1,500	347,61	5,154	1764,8
Heimaey	1,851	342,31	4,1244	1763,3
Ocean station „M”	1,555	346,47	5,6025	1746,3
Териберка	1,608	347,14	3,0357	1797,1

ливает разрушение метана. В осенне-летний сезон наблюдаются минимальные в течение года концентрации диоксида углерода. Наиболее вероятной причиной наблюдаемых сезонных изменений концентрации диоксида углерода в атмосфере северных районов является увеличение его стока из атмосферы за счет поглощения растительностью летом, ранней осенью и рост объема антропогенной эмиссии диоксида углерода в холодный период года ввиду увеличения количества сжигаемого топлива, расходуемого на отопление. Следует также отметить, что на внутригодовой ход концентрации диоксида углерода и метана в атмосфере северных районов могут оказывать влияние и сезонные изменения крупномасштабной циркуляции атмосферы в регионе.

Сезонные изменения осредненных для пяти станций ГСА значений концентрации диоксида углерода и метана, а также скорость изменений средних годовых концентраций диоксида углерода и метана в атмосфере северных районов приведены на рис. 3 и 4 соответственно. Анализ представленных на рис. 3 данных подтверждает сезонный характер изменений фонового содержания диоксида углерода и метана в атмосфере, а также свидетельствует об общих закономерностях межгодовых изменений средних сезонных и средних годовых значений концентраций измеряемых парниковых газов за период 1986—2002 гг. Так, коэффициенты корреляции между средними годовыми и средними сезонными значениями концентрации диоксида углерода в атмосфере равны 0,99. Для изменений средних годовых и средних зимних, средних летних и средних годовых значений концентрации метана в атмосфере величина коэффициента корреляции для указанных пар значений составляет 0,99. Для значений изменений данных средних летних и средних зимних концентраций метана в атмосфере коэффициент корреляции составляет 0,97.

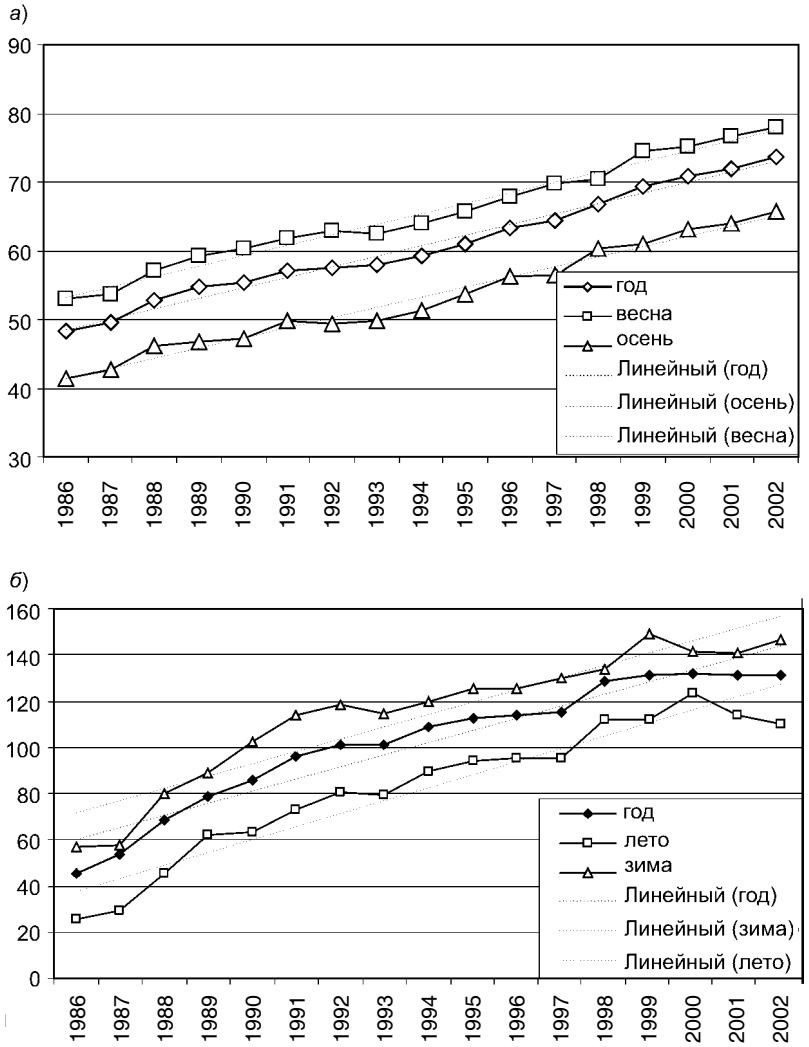


Рис. 3. Изменения средних годовых, средних весенних (март—май), средних летне-осенних (июль—сентябрь) концентраций CO_2 (превышение уровня 300 ppm) (*а*) и средних зимних (декабрь—февраль), средних летних (июнь—август) и средних годовых концентраций CH_4 (превышение уровня 1700 ppb) (*б*) в атмосфере северных районов (63—82° с. ш.).

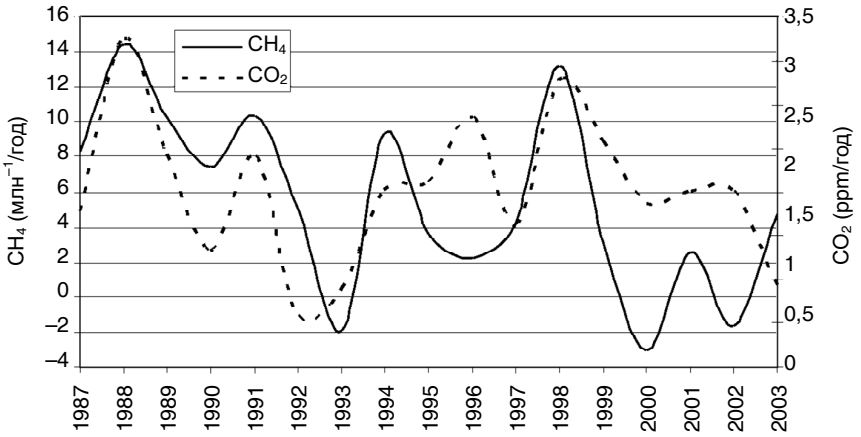


Рис. 4. Скорость изменения содержания CH_4 и CO_2 в атмосфере северных районов (63—82° с. ш.) за период 1986—2003 гг.

В линейном приближении тренд средних годовых значений CO_2 составляет 1,6 млн$^{-1}$/год, тренд CH_4 равен 5,4 млрд$^{-1}$/год за период 1986—2002 гг. Динамика многолетних изменений уровня содержания определяемых парниковых газов в атмосфере северных районов описывается уравнениями регрессии $y = 1{,}5165\ x + 47{,}137$ и $y = 5{,}869\ x + 47{,}137$ для изменений средних годовых значений концентрации диоксида углерода и метана соответственно.

Наиболее важным результатом мониторинга метана и диоксида углерода в атмосфере приполярных районов (см. рис. 2) является статистически-значимый рост их концентрации в воздухе. Так, за период 1986—2002 гг. концентрация диоксида углерода возросла с 347 до 374 млн$^{-1}$, метана — с 1,750 до 1,837 млн$^{-1}$.

Наиболее вероятной причиной наблюдаемой тенденции роста концентрации диоксида углерода и метана в воздухе приполярных территорий наряду с увеличением объема их глобальной эмиссии является рост антропогенной эмиссии парниковых газов в атмосферу в регионе, включая широкомасштабное увеличение объема работ по разработке газовых и нефтяных месторождений, потери газа при его транспортировке, сжигание попутного газа при транспортировке и переработке нефти. Одной из возможных причин роста концентрации метана в атмосфере северных районов может являться также и увеличение эмиссии метана переувлажненными почвами тундры и лесотундры, обусловленное потеплением климата за последние 20 лет. Указанный природный источник эмиссии метана является важным для северных районов (Егоров, 2003)

При сохранении наблюдаемой тенденции роста в атмосфере концентрации диоксида углерода и метана, являющихся приоритетными парниковыми газами, увеличение температуры воздуха за счет парникового эффекта может привести к протаиванию поверхностного слоя вечной мерзлоты и как следствие этих процессов к увеличению объема эмиссии метана почвой переувлажненных территорий. Это один из ключевых элементов хорошо известной положительной обратной связи между глобальным изменением климата и возможной деградацией вечной мерзлоты (Climate Change, 2001).

Сравнение результатов измерений и данных оценки многолетних трендов изменения концентрации диоксида углерода в атмосфере северных районов с соответствующими данными мониторинга глобального уровня содержания в атмосфере диоксида углерода свидетельствует о хорошем согласии определяемых величин. Так, согласно результатам анализа, выполненного Мировым центром данных по парниковым газам, величина средней глобальной концентрации диоксида углерода в атмосфере в 2002 г. составляла 373 млн$^{-1}$ (среднее годовое значение), а скорость роста его концентрации за период 1983—2002 гг. оценивается величиной 1,7 млн$^{-1}$/год (WMO 2005 № 29). Наиболее высокая скорость роста среднегодовых концентраций диоксида углерода в атмосфере регистрировалась в течение 1987—1988 гг. и в 1998—1999 гг., минимальная скорость роста отмечалась в 1992 г. как в атмосфере северных районов, так и в глобальном масштабе (WMO 2005, № 29). Следует отметить, что в течение 1985—2002 гг. скорость изменений уровня содержания диоксида углерода в атмосфере сохраняла только положительные значения.

Сравнение данных измерений содержания метана в атмосфере северных районов с его средними глобальными значениями свидетельствует о превышении уровня концентрации метана в атмосфере северных районов по сравнению с его средними глобальными значениями (для 2002 г. указанные средние годовые концентрации составляли 1830 и 1780 млрд$^{-1}$ соответственно) (WMO 2005 № 29). Скорость роста концентрации метана в глобальном масштабе в период 1986—2002 гг. была более высокой (7 млрд$^{-1}$/год) по сравнению с соответствующими значениями для северных районов (5,4 млрд$^{-1}$/год).

Изменения скорости роста средних годовых концентраций метана имеют достаточно сложный вид, определяемый многообразием и интенсивностью источников и стоков метана, влияющих на его содержание в атмосфере как в глобальном, так и в региональном масштабах. Так, наиболее высокие значения темпа роста концентрации метана в атмосфере северных районов и в глобальном масштабе регистрировались в 1987—1988 и 1998—1999 гг., а его минимальные (отрицательные) значения наблюдались в 1993, 2000 и 2002 гг. (рис. 4). Следует отметить, что по своим абсолютным зна-

чениям минимальная величина скорости изменений содержания метана в атмосфере северных районов в 2000 и 2002 гг. превышала соответствующие характеристики глобального уровня (WMO 2005, № 29). Наиболее высокая (14 млрд$^{-1}$/год) скорость роста концентрации метана в атмосфере в течение 1986—2003 гг. наблюдалась в период 1987—1988 гг. как в северных районах, так и в целом на земном шаре. В целом в течение анализируемого периода наблюдений амплитуда изменений средних годовых значений концентрации метана в атмосфере северного региона превышала соответствующие значения глобальных изменений.

Совместный анализ данных о скорости изменений средних годовых концентраций диоксида углерода и метана в атмосфере свидетельствует о ряде общих закономерностей. Так, например, наиболее высокие скорости их роста регистрировались в 1987—1989 гг. и в 1997—1998 гг., именно в указанные периоды наблюдались и локальные положительные максимумы значений аномалий средней глобальной температуры в течение 1985—2000 гг. (WMO 2005 № 29; Bekki et al., 1997). Коэффициент корреляции для значений скорости изменений CO_2 и CH_4 для периодов положительных аномалий температуры воздуха имел значение 0,71, в то время как для всего периода наблюдений эта величина составляла 0,5.

Одной из наиболее вероятных причин роста содержания метана в атмосфере в 1987—1988 гг. и в 1998 г. может являться увеличение при повышении температуры объема эмиссии метана в атмосферу почвами переувлажненных территорий, обусловленной увеличением скорости процессов микробиологического разложения органического материала (Whalen, Reeburg, 1988). Определенный вклад в увеличение эмиссии метана могут вносить и процессы горения биомассы, интенсивность которых возрастает с повышением температуры воздуха. Лесные пожары и пожары саванн являются также источником поступления диоксида углерода в атмосферу, о чем, в частности, свидетельствуют результаты проведенного анализа данных мониторинга оксида углерода, являющегося одним из основных продуктов горения. Так, наиболее высокие концентрации оксида углерода в течение 1990—2002 гг. регистрировались как в атмосфере северного полушария, так и в глобальном масштабе в 1998 г. — в период наиболее высоких положительных аномалий температуры и крупномасштабных лесных пожаров в Сибири, Индонезии и Австралии (WMO 2005, № 11; WMO 2005, № 29). Наряду с указанными факторами, влияющими на содержание диоксида углерода и метана в атмосфере, следует назвать сильные вулканические извержения. Одним из следствий вулканических выбросов в атмосферу является уменьшение уровня поступающей в тропосферу ультрафиолетовой радиации Солнца, приводящее и к уменьшению содержания гидроксила в атмосфере, образующегося в результате

фотохимических атмосферных реакций под действием ультрафиолетового излучения Солнца. Ввиду того что скорость расходования метана в атмосфере в глобальном масштабе определяется скоростью его элементарной реакции с гидроксилом, уменьшение концентрации гидроксила приводит к росту концентрации метана в атмосфере (при условии сохранения объема его эмиссии в предшествующие извержению и последующие периоды времени). Учитывая все сказанное выше, можно сделать вывод о том, что наличие локального максимума скорости роста концентрации метана в 1991 г. может быть обусловлено влиянием выбросов в атмосферу продуктов извержения вулкана Пинатубо, следствием которого было уменьшение интенсивности поступающей в тропосферу солнечной радиации (Dlugokensky et al., 1996).

Одной из важных причин, влияющей на уровень содержания и скорость изменений диоксида углерода в атмосфере, является действие Эль-Ниньо (Южное колебание) в Тихом океане (Keeling et al., 1995). Так, согласно имеющимся литературным данным, наиболее высокая интенсивность Эль-Ниньо в течение 1987—2003 гг. регистрировалась в периоды 1987—1988 и 1997—1998 гг. (Keeling et al., 1995), что соответствовало периодам наиболее высоких положительных аномалий температуры (WMO 2005, № 29) и значений скорости роста концентрации диоксида углерода в атмосфере (рис. 4) в период 1987—2003 гг. Минимальная за период 1987—2003 гг. скорость роста содержания диоксида углерода в атмосфере регистрировалась в 1992 г., что связано, по-видимому, с уменьшением глобальной температуры воздуха в 1992—1993 гг., обусловленным экранирующим действием продуктов извержения вулкана Пинатубо на уровень поступающей в тропосферу солнечной радиации (Stenchikov et. al. 2002; Keeling et al., 1995).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 04-05-65112а)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Егоров В. И. 2003. Оценка эмиссии метана почвами тундры и лесотундры в России. — В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. 19. — СПб.: Гидрометеоиздат, с. 58—64.

Израэль Ю. А., Груза Г. В., Катцов В. М., Мелешко В. П. 2001. Изменения глобального климата. Роль антропогенных воздействий. — Метеорология и гидрология, № 5, с. 5—22.

Израэль Ю. А., Павлов А. В., Анохин Ю. А. 2002. Эволюция криолитозоны при современных изменениях климата. — Метеорология и гидрология, № 1. с. 22—31.

Bekki S., K. S. Law. 1997. Sensitivity of atmospheric CH_4 growth rate to global temperature change observed from 1980 to 1992. — Tellus. 14B, p. 409—416.

Dlugokensky E. J., E. G. Datton, P. C. Novelly et. al. 1996. Changes in CH_4 and CO_2 growth rates after the eruption of Mt. Pinatubo and their link with changes in tropical atmospheric UV flux — Geophys. Res. Letters, N 23, p. 2761—2764.

Dlugokensky E. J., Seel L. P., Lang P. M., Massarie. 1995. Atmospheric methane at Mauna Loa and Barrow observatories: presentation and analyses of in situ measurements. — J. Geophys. Res. N 23, p. 103—123.

Hansen J., A. Lacis et. al. 1992. Potential climate impact of Mount Pinatubo erruption. — Geophys. Res. Letters, N 19 (2), p. 215—218.

Climate Change 2001. The scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change. (Houghton J. T., et al., editors). Cambridge University Press, Wrong year for SAR WG2. — 881 p.

Keeling C. D., T. P. Whorf, M. Wahlen. 1995. Interannual extremes in the rate of rise of atmospheric carbon dioxide since 1980 — Nature, N 375, p. 666—670.

Stenchikov G. et. al. 2002. Arctic Oscillation response to the 1991 Mount Pinatubo erruption: effects of volcanic aerosols and ozone depletion. — J. Geophys. Res. N 107 (D24), p. 4803.

Whalen S. C., Reeburg W. S., 1988. Methane flux time series for tundra environments. — Global Biochemical Cycles, N 2, p. 399—409.

WMO 1999. WMO statement on the status of the Global Climate in 1998, WMO № 896, Geneva.

WMO. WDCGG data summary 2005, Vol. 4. GAW Data, N 29, 785 p.

WMO. WDCGG data summary 2005, GAW Data Vol. 4. — Greenhouse Gases and other atmospheric gases, CD-ROM, N 11 (archieve).

МНОГОЛЕТНИЙ МОНИТОРИНГ ЭМИССИИ CO_2 ИЗ ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТОЙ ПОЧВЫ: АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ ГИДРОТЕРМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И ЗЕМЛЕПОЛЬЗОВАНИЯ[1]

И. Н. Курганова*, В. О. Лопес де Гереню, Л. Н. Розанова, Т. Н. Мякшина, Д. В. Сапронов, В. Н. Кудеяров

РФ, 142290, Московская область, Пущино, Институтская ул., д. 2, Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, ikurg@mail.ru

Реферат. На основе непрерывных круглогодичных полевых наблюдений были получены средние за 7 лет оценки годовых потоков CO_2 из дерново-слабоподзолистой почвы под лесной и луговой растительностью. Рассчитаны показатели сезонной и межгодовой вариабельности потоков CO_2 из почв и получены количественные закономерности описывающие зависимость скорости эмиссии CO_2 от климатических и гидротермических параметров. Обнаружена тесная положительная связь между годовыми потоками CO_2 и суммарным количеством осадков за год. Выявлено, что доля холодного периода (ноябрь—апрель) в годовом потоке диоксида углерода из дерново-подзо-листой почвы под естественной растительностью весьма значительна и составляет в среднем 25 %. Проведена детальная оценка влияния гидротермических параметров на интенсивность выделения CO_2 из почв по отдельным сезонам года и различным температурно-влажностным интервалам с использованием температурного коэффициента Q_{10} и уравнений линейной регрессии.

Ключевые слова: эмиссия CO_2, дерново-подзолистая почва, многолетний мониторинг, сезонная и годовая вариабельность, гидротермические условия, температурный коэффициент, землепользование.

LONG-TERM MONITORING OF CO_2 EMISSIONS FROM SOD-PODZOLIC SOIL: ANALYSIS OF LAND USE AND HYDROTHERMAL CONDITIONS EFFECT

I. N. Kurganova*, V. O. Lopes de Gerenyu, L. N. Rozanova, T. N. Myakshina, D. V. Sapronov, V. N. Kudeyarov

Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science, RAS, 2, Institutskaya str., Pushchino, 142290, Moscow Region, Russia, ikurg@mail.ru

Abstract. The mean values of annual CO_2 fluxes from sod-podzolic soil under forest and grassland vegetation were estimated on the basis of the continual year-round field measurements during 7 years. Inter-

[1] Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 07-04-01333, 05-04-48441), программы Президиума РАН № 16 и гранта Научная школа (НШ3096.2006.4).

annual and seasonal variability in soil CO_2 fluxes was calculated. We developed the quantitative patterns to describe the relationship between CO_2 emission rate, climatic and hydrothermal conditions. The close positive correlation between annual CO_2 fluxes and total annual precipitation was found. The share of cold season (November — April) in annual carbon dioxide flux from sod-podzolic soil under natural vegetation was essential and averaged 25 %. The effect of hydrothermal conditions on CO_2 emission rate was estimated for different time, temperature and moisture intervals using the temperature function Q_{10} and linear regression.

Keywords: CO_2 emission, sod-podzolic soil, long-term monitoring, seasonal and annual variability, hydrothermal conditions, temperature coefficient, land use.

Введение

Углеродный обмен между наземными экосистемами и атмосферой является одним из ключевых природных процессов, необходимость количественной оценки которого диктуется условиями Киотского протокола (Valentini et al., 2000). Диоксид углерода атмосферы примерно на 90 % имеет почвенное происхождение (Добровольский, Никитин, 1990). Поэтому даже небольшие изменения в величине почвенных потоков CO_2 могут оказывать значительное влияние на концентрацию углекислого газа в атмосфере. Как правило, оценка потоков CO_2 из почв базируется на наблюдениях, проведенных в течение 1—2 вегетационных периодов. Такие оценки нельзя признать правомерными из-за высокой межгодовой вариабельности почвенного дыхания (Raich et al., 2002; Kurganova et al., 2003) и недоучета потоков CO_2 за пределами вегетации, которые могут представлять существенную часть годовой эмиссии CO_2 из почв (Курганова, Кудеяров, 1998; Kudeyarov, Kurganova, 1998).

Основными факторами, определяющими величину суммарного почвенного потока CO_2, являются тип почвы и вид ценоза, обусловленный особенностями землепользования (Raich, Schlesinger, 1992; Кудеяров и др., 1995). В пределах же одного типа почв и растительности регуляторным механизмом эмиссии углекислого газа из почв будут выступать прежде всего температура и влажность почвы (Rustad et al., 2000; Janssens, Pilegaard, 2003). Для количественной оценки отклика дыхания почв (ДП) на изменение температуры обычно используют уравнения линейной регрессии или температурный коэффициент Q_{10}, рассчитанные для массивов, характеризующих ДП в пределах всего измеряемого диапазона температур (Katterer et al., 1998). Эмпирические модели, разработанные для всего годового диапазона температур, как правило, искажают вели-

чины почвенного дыхания в небольших временных промежутках, поскольку включают отклик общего почвенного дыхания на сезонные изменения массы корней в почве, на поступление свежего органического вещества с опадом и на другие процессы, имеющие четко выраженную сезонную флуктуацию (Janssens, Pilegaard, 2003). Кроме того, величина температурного коэффициента Q_{10} зависит также от интервалов температуры и влажности, в пределах которых производится расчет (Brumme, 1995; Katterer et al., 1998; Lomander et al., 1998; Lopes de Gerenyu et al., 2001; Курганова и др., 2002).

Цель настоящего исследования состояла: 1) в изучении временной вариабельности общего дыхания дерново-подзолистой почвы под лесной и луговой растительностью на основе многолетних круглогодичных мониторинговых наблюдений; 2) в получении количественных оценок годовых потоков CO_2 из почв различного землепользования и их межгодовой вариабельности; 3) анализе температурной чувствительности и расчете температурных коэффициентов Q_{10} для интенсивности выделения CO_2 в различных временных и температурно-влажностных интервалах.

Материалы и методы

Мониторинг интенсивности выделения CO_2 ($ИВ_{CO_2}$) из почв проводился в Приокско-Террасном биосферном заповеднике (ПТБЗ) на дерново-слабоподзолистой песчаной почве под лесной и луговой растительностью (Московская область, Серпуховский район, пос. Данки, 54° 50′ с. ш., 37° 35′ в. д.). Район исследований относится к самой южной части южно-таежной зоны (подзона смешанных лесов). Согласно многолетним метеонаблюдениям (станция комплексного фонового мониторинга ПТБЗ), среднегодовая температура воздуха в районе исследований составляет приблизительно 5,4 °С, а среднегодовая сумма осадков — 655 мм. На выбранных для исследования стационарных площадках с ноября 1997 г. по октябрь 2004 г. проводились круглогодичные измерения величины общего почвенного дыхания с периодичностью один раз в 7—10 дней. Описание растительности и основные свойства почв (слой 0—10 см) в изучаемых биогеоценозах (БГЦ) приведены в табл. 1.

Величину общего почвенного дыхания определяли круглогодично с использованием камерного статического метода (Макаров, 1977). Для удобства измерений и последующих расчетов календарный год исследований был условно разделен нами на два равных по времени периода: *теплый* (*бесснежный*) — с мая по октябрь и *холодный* (*со снежным покровом*) — с ноября по апрель. Методики отбора газовых проб в эти периоды несколько отличались друг от дру-

га. В теплый период года в качестве камер использовались небольшие стальные цилиндрические сосуды — изоляторы — высотой и диаметром по 10 см (5-кратная повторность). Их врезали на глубину 4 см непосредственно перед определением скорости выделения CO_2. В лесу сосуды-изоляторы размещали между растениями, а в луговом ценозе надземную часть растений срезали на уровне почвы и только потом устанавливали камеру. Таким образом, определяемый поток CO_2 представлял собой суммарное дыхание почвенной микрофлоры, листового опада, корней и мортмассы травянистой растительности без учета дыхания надземного яруса фитомассы.

Таблица 1

Характеристика растительного покрова и основных химических свойств дерново-слабоподзолистой почвы в лесных и луговых экосистемах ПТБЗ

Характеристика	Луговой ценоз	Лесной ценоз
Растительность	Злаково-бобово-разнотравный луг (фиалково-манжетковый), косимый	Сосново-липово-осиново-снытеевый (4с + 3л + 2о + + 1б + ед. дуб)
Возраст	47—50 лет	80—100 лет
$C_{общ}$, % (0—10 см)	2,16	1,85
$N_{общ}$, % (0—10 см)	0,10	0,09
pH_{H20}	5,4	5,6
Объемная масса, г/см^3	1,24	1,31
ППВ, %	35,8	34,5

Для измерения почвенного дыхания в холодное (снежное) время года камерный метод был несколько модифицирован (Лопес де Гереню и др., 2001). Во-первых, измерения проводили с использованием стационарных оснований-изоляторов с водяным затвором (32×32 см), заглубленных в почву на 20 см. В качестве камер использовали стальные короба $32 \times 32 \times 15$ см. Во-вторых, по мере увеличения глубины снежного покрова высота оснований наращивалась с помощью специальных секций. Повторность измерений в холодное время года была трехкратной.

Отбор газовых проб на содержание CO_2 в камерах производили шприцем в герметично закрытые вакуумированные стеклянные флаконы (объем 15 мл) в утренние часы (с 9 до 11), когда интенсивность дыхания почв (ИДП) наиболее близка к среднесуточной (Ларионова, Розанова, 1993). Время экспозиции в бесснежный период года составляло 30 минут с отбором контрольных проб через 10 минут. В холодное время года время экспозиции увеличивалось до 90 минут с отбором контрольных проб через 45 минут. Анализ проб

газа проводили с использованием газового хроматографа Chrom-5 на колонках, заполненных Porapack Q.

На выбранных для изучения эмиссии CO_2 площадках в течение всего периода измерений параллельно с отбором газовых проб проводили определение температуры и влажности верхнего слоя почвы (0—5 см), температуры воздуха, а в зимний период также фиксировались высота снежного покрова и глубина промерзания почв.

Расчет эмиссии диоксида углерода из почв производился по формуле (Larionova et al., 1998):

$$E_{CO2} = (C_2 - C_1)\, Ht^{-1} \qquad (1)$$

где E_{CO_2} — эмиссия CO_2 (мг $C \cdot м^{-2} \cdot ч^{-1}$), C_2 и C_1 — конечная и начальная концентрации CO_2 внутри изолятора (мг $C \cdot м^{-3}$), H — высота изолятора над поверхностью почвы (м), t — время экспозиции (ч). При расчетах допускалось, что концентрация CO_2 в камере увеличивается линейно в первые 30 и 90 мин в теплый и холодный периоды соответственно.

Суммарные месячные потоки CO_2 из почв (г $C \cdot м^{-2} \cdot мес^{-1}$) рассчитывались с использованием среднемесячных значений эмиссии CO_2 (мг $C \cdot м^{-2} \cdot сут^{-1}$) и продолжительности соответствующего месяца. Сезонные и годовые потоки были получены суммированием соответствующих месячных потоков.

Результаты и обсуждение

Месячные, сезонные и годовые потери CO_2 из почв и их межгодовая вариабельность

Временной период, охваченный исследованиями, характеризовался близкими значениями среднегодовых температур воздуха (отклонения от средней многолетней не превышали 0,8 °С) и довольно контрастными условиями увлажнения (табл. 2). Так, 1998 г. был экстремально влажным (осадков выпало на 127 мм больше среднемноголетнего количества), в то время как 2001 и 2002 гг., напротив, были очень засушливыми (годовое количество осадков было на 64 и 78 мм меньше, чем в среднем за последние 15 лет). Наши исследования показали, что динамика эмиссионных потерь CO_2 из дерново-подзолистой почвы в течение года определялась главным образом особенностями температурно-влажностного режима почвы и имела, как правило, вид одновершинных кривых с максимальными значениями в летние месяцы (рис. 1). В холодный период года (ноябрь—апрель) скорость выделения CO_2 на изучаемых объектах была всегда отлична от нуля, но редко превышала 100 мг $C \cdot м^{-2} \cdot ч^{-1}$. В теплое время года (май—октябрь) скорость вы-

Таблица 2

Характеристика климатических условий района исследований в 1997—2004 гг.

Год	Температура воздуха, °С		Количество осадков, мм	
	Среднее	Откл. ср.-мн.	Среднее	Откл. ср.-мн.
1997/98	5,0	−0,4	778,8	123,5
1998/99	5,2	−0,2	738,5	83,2
1999/00	5,7	0,3	585,9	−69,4
2000/01	6,3	0,9	659,4	4,1
2001/02	5,8	0,4	571,6	−83,7
2002/03	3,8	−1,6	669,1	13,8
2003/04	5,3	−0,1	662,3	7,0
Среднее многолетнее	**5,4**		**655,3**	
min	3,8		563,3	
max	6,3		778,8	

деления CO_2 из дерново-подзолистой почвы была в среднем в 3,5—4,5 раза выше, чем в холодный период, и в большей степени, чем зимой, зависела от погодных условий (см. рис. 1). За все годы наблюдений значения скорости эмиссии CO_2 в теплое время года практически не опускались ниже 100 мг $C \cdot м^{-2} \cdot ч^{-1}$, достигая иногда весьма значительных величин: 300—330 мг $C \cdot м^{-2} \cdot ч^{-1}$. Как правило, скорость эмиссии углекислого газа из дерново-слабоподзолистой почвы под луговой растительностью была более высокой, чем из почвы в лесном БГЦ. С одной стороны, это может быть обусловлено большим количеством тонких корней в почве лугового ценоза и их более высокой дыхательной активностью по сравнению с корневыми системами в лесном ценозе. Другой причиной замеченных различий является разница в температурно-влажностном режиме этих почв. Так, в течение теплого периода во время отбора газовых проб температура верхнего слоя почвы под луговой растительностью была, как правило, на 1—4 °С выше, чем в лесном ценозе, где верхний слой почвы не прогревался выше 20 °С даже в самые жаркие дни.

На основе еженедельных измерений мы рассчитали среднемноголетние месячные потоки CO_2 из дерново-слабоподзолистой почвы в лесном и луговом БГЦ (рис. 2). Их величина в значительной степени зависела от комплекса погодных условий и гидротермического режима почвы, которые, в свою очередь, определяли особенности функционирования микробных сообществ. Коэффициент межгодовой вариабельности месячных потоков CO_2 из почв был достаточно высок в холодное время года (с максимальными значениями 56—

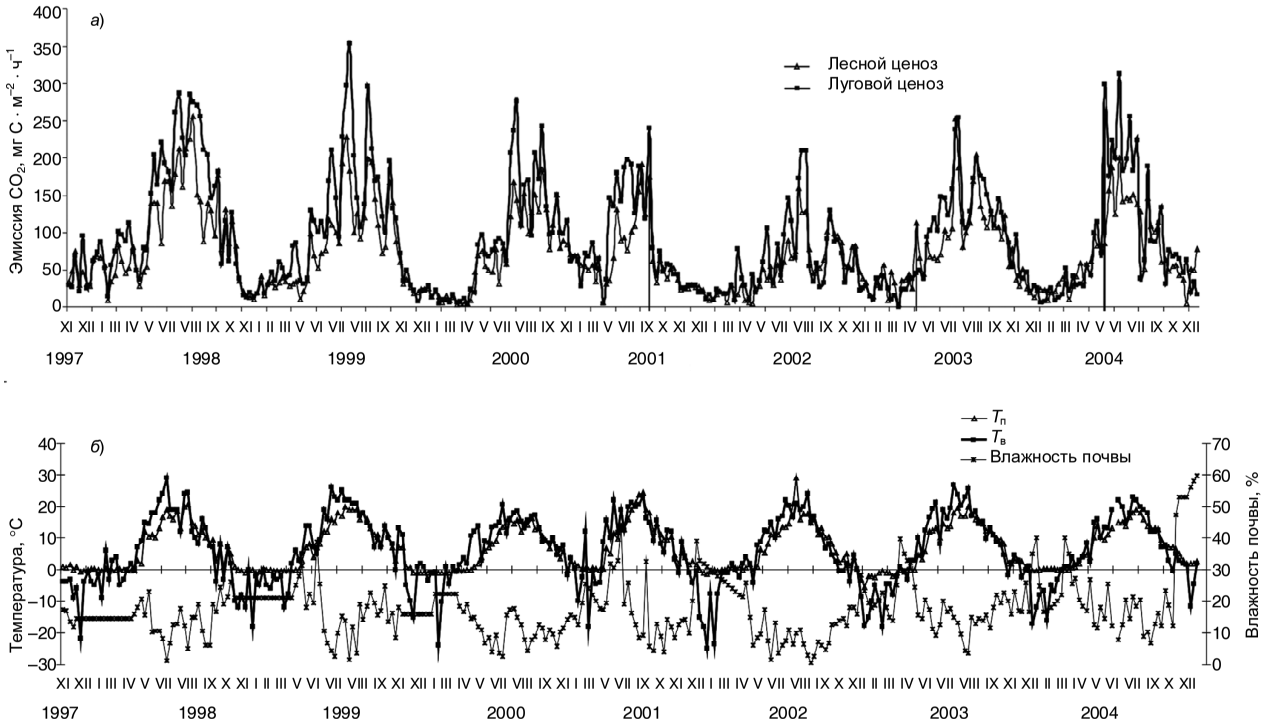


Рис. 1. Динамика среднесуточных потоков CO_2 из дерново-слабоподзолистой почвы (*а*) и некоторых гидротермических параметров (*б*) в 1997—2004 гг.

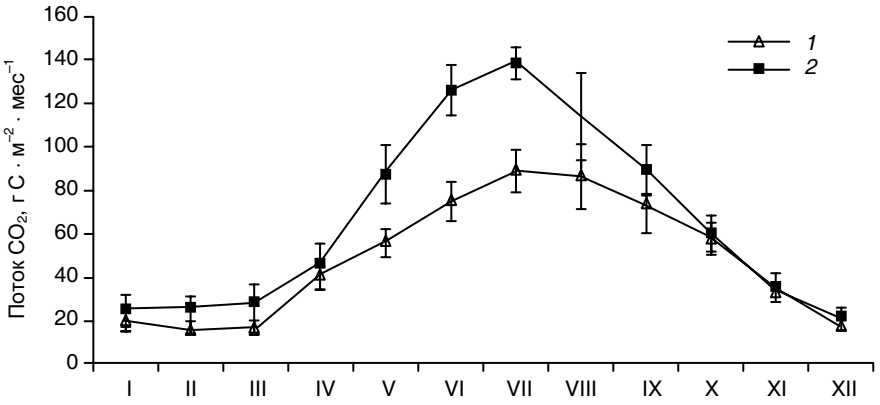


Рис. 2. Средние многолетние месячные потоки CO_2 из дерново-подзолистой почвы под лесной (*1*) и луговой (*2*) растительностью.

75 % в марте) и значительно ниже — в теплое время года (с минимальными значениями 13—29 % в июле). Средние многолетние месячные потоки CO_2 из почвы под лугом были значимо выше таковых под лесной растительностью только в период с мая по июль, когда, по-видимому, шло активное формирование корневой массы растений в луговом ценозе и вклад корней в общий поток CO_2 из почвы под лугом был максимальным и гораздо выше, чем под лесной растительностью. Так, согласно данным, представленным в работе А. А. Ларионовой с соавторами (2003), дыхание корней в исследуемом нами луговом ценозе с мая по июль (1999 г.) составляло 32,8—62,1 % общего дыхания почвы, в то время как в лесном ценозе в тот же период на долю корней приходилось только 9,2—19,5 %. Кроме того, в этот период разница температур почвы под луговой и лесной растительностью достигала, по-видимому, максимальных значений. Так, в среднем за сезон температура почвы под лугом в слое 0—20 см была выше, чем почвы лесного БГЦ, зимой на 0,3—1,0 °С, а весной и летом — на 1,2—1,5 °С (осредненные данные температурных датчиков, установленных на глубинах 5 и 20 см).

Динамика годовых потоков CO_2 из почв изучаемых ценозов представлена на рис. 3. Найдено, что средние за 7 лет измерений годовые эмиссионные потери углерода в форме CO_2 из почв под лугом составили 801 ± 73 г С · м$^{-2}$ · год$^{-1}$ и были значимо выше, чем из почвы лесного ценоза (585 ± 57 г С · м$^{-2}$ · год$^{-1}$). Межгодовая изменчивость суммарных потерь углекислого газа из почвы изучаемых БГЦ составляла 24 и 27 % в лесном и луговом ценозах соответственно. Полученные нами оценки годовой эмиссии углекислого газа из дерново-подзолистой почвы ПТБЗ вполне соответствуют идентичным оценкам, имеющимся в литературе для почв лесных (340—

760 г С · м$^{-2}$ · год$^{-1}$) (Raich and Schlesinger, 1992; Pajary, 1995; Janssens et al., 2001) и луговых (750—814 г С · м$^{-2}$ · год$^{-1}$) (Maljanen et al., 2001; Frank et al., 2002) экосистем бореальной и умеренной зон. Мы обнаружили тесную позитивную связь между годовыми потоками CO_2 из почв ПТБЗ и суммарным количеством осадков за год и за весенний период (коэффициенты корреляции R = 0,76—0,93; $P < 0,05$). Достоверных корреляционных связей между годовыми потоками CO_2 из почв и среднегодовой температурой воздуха не найдено, что вполне согласуется с наблюдениями, проведенными в лесных БГЦ Европы (Valentini et al., 2000; Janssens et al., 2001). Полученные результаты свидетельствуют о том, что в зоне умеренного климата основным фактором, определяющим и контролирующим величины годовых потоков CO_2 из почв, являются осадки.

Величина средних сезонных потоков CO_2 из почв убывала в следующей последовательности: ЛЕТО > ОСЕНЬ ≥ ВЕСНА > ЗИМА (табл. 3). При этом в среднем летние потери были значимо выше осенних и весенних в почвах как луговых, так и лесных экосистем. Осенние потери CO_2 достоверно превышали весенние только в почве под лесом, что мы связываем с более активным разложением свежего растительного опада в лесу в осенний период по сравнению с весенним. В течение зимы этот опад продолжал активно разлагаться, и поэтому весной поток CO_2 из почвы лесного БГЦ уменьшался. В почве под лугом отмирание и разложение растительных остатков происходило, по-видимому, более равномерно в течение всего года, и поэтому величины весенней и осенней эмиссии были близки между собой.

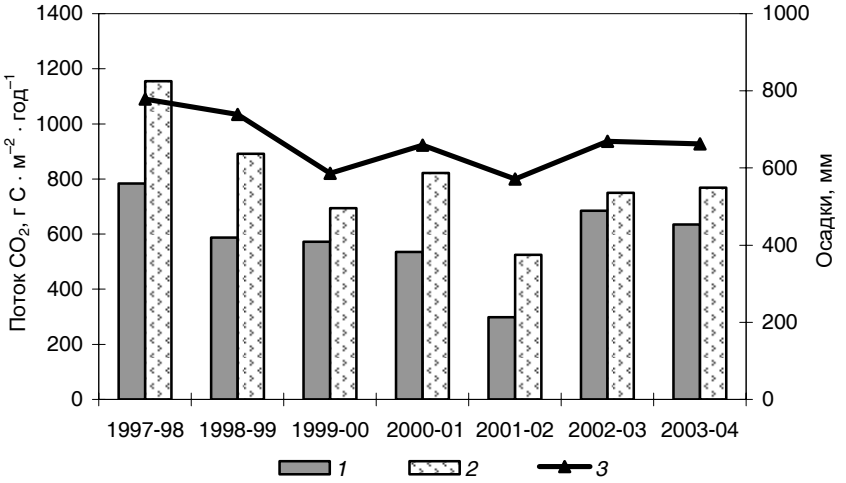


Рис. 3. Годовые потоки CO_2 из дерново-подзолистой почвы под лесной (*1*) и луговой (*2*) растительностью и сумма осадков (*3*) в 1997—2004 гг.

Таблица 3

Средние месячные, сезонные и годовые потери CO_2 из дерново-слабоподзолистой почвы под лесной и луговой растительностью (г С · м$^{-2}$ · период$^{-1}$) и их межгодовая вариабельность (за 7 лет наблюдений)

Период	Луговой ценоз			Лесной ценоз		
	Среднее	*SE**	*CV*** %	Среднее	*SE*	*CV* %
Холодный (ноябрь—апрель)	184,5	30,5	43,8	146,9	17,5	31,6
Теплый (май—октябрь)	616,1	56,4	24,2	438,4	47,7	28,8
Зима (декабрь—февраль)	73,5	15,7	56,4	54,3	8,1	39,3
Весна (март—май)	162,7	22,7	36,9	114,7	14,2	32,7
Лето (июнь—август)	378,9	34,5	24,1	250,7	28,0	29,5
Осень (сентябрь—ноябрь)	185,5	16,2	23,0	165,6	19,7	31,4
Годовой (ноябрь—октябрь)	**800,6**	**73,3**	**24,2**	**585,3**	**57,1**	**25,8**

* Стандартная ошибка.
** Коэффициент вариации.

Вариабельность сезонных потоков углекислого газа из дерново-подзолистой почвы была гораздо слабее, чем месячных потоков, и не превышала 40 %.

Доля различных сезонов года в суммарных потерях CO_2 из почв

Расчеты показали, что за лето в форме CO_2 из дерново-подзолистой почвы терялось в среднем 42—47 % суммарного годового потока, зимой — 9—10 %, осенью — 23—29 %, а весной — 20—21 % (табл. 4). Количественная оценка сезонных вкладов зависела от сочетания погодных условий и от типа ценоза. Наименьшая изменчивость величины сезонных вкладов в годовой поток была характерна для летнего сезона (6—11 %), а наибольшая — для зимы (35—59 %). Доля холодного периода (ноябрь—апрель) в годовом потоке CO_2 из дерново-подзолистой почвы ПТБЗ была весьма значительной и составляла в среднем за 7 лет наблюдений 24—26 %. Но в зависимости от сочетания погодных условий в различные временные периоды доля холодного периода в годовом потоке изменялась от 13—14 % (в 1999—2000 гг. с теплым влажным летом и холодной зимой) до 35—37 % (в 2000—2001 гг. с жарким и очень засушливым летом и умеренно холодной зимой). Таким образом, наши исследования показали, что на долю зимнего и холодного периодов приходится существенная часть суммарной годовой эмиссии CO_2 из дерново-слабоподзолистой почвы ПТБЗ и недоучет холодного пе-

риода может привести к существенным искажениям в оценке суммарных эмиссионных потерь и годового баланса углерода в БГЦ. По данным исследований других авторов, зимнее дыхание почв оценивается близкими величинами: более 20 % годового потока CO_2 в экосистемах бореальной зоны (Pajary, 1995; Alm et al., 1999) и более 10 % в тундровых экосистемах (Федоров-Давыдов, 1998; Oechel et al., 1997; Замолодчиков и др., 2000; Zamolodchikov, Karelin, 2001). Наши исследования позволяют также заключить, что наиболее стабильным показателем, характеризующим особенности эмиссии CO_2 из почв лесных и луговых БГЦ Приокско-Террасного биосферного заповедника, является вклад суммарной летней эмиссии в годовой поток CO_2 из почв (вариабельность 6—11 %), а это позволяет рекомендовать использовать данный показатель для разработки моделей и вычисления годовых потоков углекислого газа из почв.

Таблица 4

Вклад различных периодов (%) в годовой поток CO_2 из почв различных экосистем Южного Подмосковья (среднее за 7 лет наблюдений)

Период	Луговой ценоз			Лесной ценоз		
	Среднее	*SE**	*CV*** %	Среднее	*SE*	*CV* %
Холодный (ноябрь—апрель)	24,3	2,9	36,2	25,7	2,6	26,5
Теплый (май—октябрь)	75,7	2,9	9,5	74,3	2,6	9,2
Зима (декабрь—февраль)	9,8	1,5	58,9	9,5	1,2	34,8
Весна (март—май)	20,6	1,6	19,6	20,4	1,8	24,0
Лето (июнь—август)	47,0	1,2	6,4	41,5	1,8	11,2
Осень (сентябрь—ноябрь)	22,7	2,0	23,0	28,7	2,4	22,2

* Стандартная ошибка.
** Коэффициент вариации.

Влияние гидротермических условий на эмиссию CO_2 из дерново-подзолистой почвы

Традиционно количественную оценку влияния температуры и влажности на величину дыхания почвы как в глобальном, так и в региональном масштабах проводят с использованием либо простых регрессионных моделей (Курганова, Кудеяров, 1998; Лопес де Гереню и др., 2001; Fung et al., 1987; Raich, Schlesinger, 1992; Lloyd, Taylor, 1994; Kirschbaum, 2000; Raich et al., 2002; Kudeyarov, Kurganova, 1998; Zamolodchikov, Karelin, 2001; Perrin et al., 2003), либо путем расчета температурного коэффициента Q_{10} (Schleser, 1982; Brumme, 1995; Katterer et al., 1998; Lomander et al., 1998;

Lopes de Gerenyu et al., 2001). Было выявлено, что Q_{10}, рассчитанный для почвенного дыхания, не является величиной постоянной в течение всего года: существует тенденция его уменьшения с повышением температуры и уменьшением влажности (Kirschbaum, 1995; Rayment, Jarvis, 2000; Курганова и др., 2002). Большинство же эмпирических моделей основано на корреляции между сезонной изменчивостью почвенного дыхания в зависимости от температуры и, таким образом, дает постоянный температурный коэффициент для всего сезона, искажая реальную величину ДП в более узких временных промежутках (Janssens, Pilegaard, 2003). В этой работе мы попытались применить дифференцированный подход к оценке влияния температуры на интенсивность выделения CO_2 из почв.

С этой целью были рассчитаны линейные регрессионные зависимости и температурные коэффициенты Q_{10} (экспоненциальная модель) для всего ряда данных, полученных за 7 лет полевых наблюдений ($n > 300$), отдельно для каждого года ($n = 32...48$) и для различных календарных сезонов года ($n = 78...160$). Результаты расчетов приведены в табл. 5. Все представленные зависимости являются значимыми при $P < 0{,}001$. Коэффициент при переменной $T_п$ в регрессионном уравнении (или регрессионный коэффициент), отражающий степень наклона прямой к оси абсцисс, показывает, как быстро растет интенсивность выделения CO_2 из почв при повышении температуры, и, таким образом, может служить характеристикой температурной чувствительности почв. Наши расчеты показали (см. табл. 5), что температурная чувствительность почв в разные годы исследований была различной и зависела от вида ценоза и сезона года. Было выявлено, что дерново-подзолистая почва под луговой растительностью являлась, как правило, более чувствительной к изменению температуры, нежели лесная почва. Так, регрессионные коэффициенты на лугу достигали значения 10,60 и за весь период исследований составили 8,08, в то время как в лесу они не превышали 8,77, в среднем составляя 6,61.

Основной причиной обнаруженных различий является, по-видимому, большое количество тонких корней в почве под лугом, которые дают более заметный отклик на повышение температуры по сравнению с массой почвы без корней (Boone et al., 1998). Температурные коэффициенты Q_{10}, показывающие, во сколько раз увеличивается интенсивность выделения CO_2 при повышении температуры на 10 °C, и рассчитанные по экспоненциальным уравнениям, в зависимости от года и сезона исследований варьировали от 1,06 до 5,43 в почве под лугом и от 1,95 до 6,42 в почве под лесом. Температурные коэффициенты, рассчитанные за весь семилетний период измерений, для почвы под лесом и лугом составили очень близкие значения

Таблица 5

Коэффициенты детерминации (R^2), уравнения линейной регрессии и температурные коэффициенты Q_{10}, отражающие взаимосвязь между потоками CO_2 из почв и температурой почвы ($T_п$) в различные временные периоды наблюдений

Период наблюдений	Число измерений	Линейная модель		Экспоненциальная модель	
		R^2	Уравнение	R^2	Q_{10}
Лесной ценоз					
1997-98	47	0,82	8,77 $T_п$ + 48,8	0,72	2,60
1998-99	48	0,76	7,39 $T_п$ + 32,9	0,75	2,92
1999-00	45	0,76	7,67 $T_п$ + 22,9	0,66	5,00
2000-01	34	0,57	4,95 $T_п$ + 33,2	0,45	1,98
2001-02	47	0,60	4,78 $T_п$ + 31,2	0,59	3,14
2002-03	43	0,60	5,59 $T_п$ + 44,1	0,56	2,54
2003-04	46	0,75	7,28 $T_п$ + 25,9	0,73	3,11
Весь период, 1997—2004	**310**	**0,63**	**6,61 $T_п$ + 32,8**	**0,56**	**2,89**
Холодный (ноябрь—апрель)	150	0,27	5,68 $T_п$ + 32,9	0,17	4,66
Теплый (май—октябрь)	160	0,31	6,65 $T_п$ + 32,6	0,31	1,95
Осень (сентябрь—ноябрь)	79	0,47	6,31 $T_п$ + 35,3	0,48	2,61
Весна (март—май)	79	0,4	5,07 $T_п$ + 34,6	0,32	3,42
Луговой ценоз					
1997-98	46	0,83	10,6 $T_п$ + 39,4	0,63	2,53
1998-99	47	0,74	9,65 $T_п$ + 24,2	0,73	2,81
1999-00	45	0,75	10,1 $T_п$ + 48,6	0,73	5,43
2000-01	32	0,40	5,21 $T_п$ + 27,5	0,34	1,9
2001-02	47	0,46	4,69 $T_п$ + 36,9	0,47	2,18
2002-03	43	0,83	7,7 $T_п$ + 25,0	0,82	2,94
2003-04	45	0,54	9,29 $T_п$ + 25,4	0,6	3,37
Весь период, 1997—2004	**305**	**0,59**	**8,08 $T_п$ + 37,6**	**0,56**	**2,83**
Холодный (ноябрь—апрель)	151	0,37	8,73 $T_п$ + 35,9	0,26	6,42
Теплый (май—октябрь)	154	0,22	7,29 $T_п$ + 49,0	0,21	1,06
Осень (сентябрь—ноябрь)	78	0,44	8,14 $T_п$ + 31,0	0,46	3,24
Весна (март—май)	80	0,44	7,86 $T_п$ + 41,1	0,41	3,33

(2,89 и 2,83 соответственно) и были близки к значениям Q_{10}, имеющимся в литературе (Raich, Schlesinger, 1992; Katterer et al., 1998). Кроме того, было найдено, что в теплый период года (май—октябрь)

значения Q_{10} были минимальны (1,06—1,95), а в холодный (ноябрь—апрель) — максимальны (4,66—6,42). В зимний и летний периоды связь между температурой почвы и интенсивностью выделения CO_2 отсутствовала. Проведенные расчеты позволяют заключить, что нужно с очень большой осторожностью использовать регрессионные и экспоненциальные (Q_{10}) модели для вычисления интенсивности выделения CO_2 из почв в зависимости от температуры. Расчеты, выполненные с использованием этих уравнений, могут дать искаженные величины реальных потоков CO_2 из почв.

Для более детальной оценки влияния температуры и влажности почв на интенсивность выделения CO_2 среднесуточные значения потоков диоксида углерода были разбиты на классы по температуре (6 классов, шаг 5 °С) и влажности (5 классов, шаг 20 %), выраженной в процентах от полной полевой влагоемкости (табл. 6). Найдено, что интенсивность выделения CO_2 дерново-подзолистой почвой в луговом БГЦ была максимальной (226 ± 15 мг С $\cdot$ м$^{-2} \cdot$ ч$^{-1}$) при влажности почв 30—50 % ППВ и температуре 15—20 °С, значимо превышая $ИВ_{CO_2}$ в других температурно-влажностных интервалах. Почва лесного БГЦ характеризовалась значимо более высокими значениями $ИВ_{CO_2}$ в более широком температурно-влажностном диапазоне: при температуре почв выше 15 °С и влажности более 30 % ППВ (см. табл. 6).

На рис. 4 представлена обобщенная картина влияния температуры и влажности на $ИВ_{CO_2}$ из почв в лесном и луговом БГЦ. Расчеты проводились нами для всего диапазона влажности при различных градациях температуры (рис. 4 *а*) и, наоборот, для всего диапазона температур, но при различных интервалах влажности (рис. 4 *б*). Выявлено, что в почвах обоих БГЦ повышение температуры на 5 °С приводило к значимому усилению $ИВ_{CO_2}$, причем потоки углекислого газа из дерново-подзолистой почвы лугового ценоза достоверно превышали таковые в лесном БГЦ только в активном диапазоне температур (>5 °С). Это лишний раз свидетельствует в пользу нашей версии о более существенном участии корневого дыхания в общем потоке CO_2 из луговых почв. Влияние влажности почв на $ИВ_{CO_2}$ было различным в лесном и луговом БГЦ (см. рис. 4 *б*). Так, дерново-подзолистая почва лесного ценоза характеризовалась близкими значениями $ИВ_{CO_2}$ при влажности почв не более 90 % ППВ (82—84 мг С $\cdot$ м$^{-2} \cdot$ ч$^{-1}$). Только сильное переувлажнение почв, характерное для холодного периода и, безусловно, сопряженное с более низкими температурами, оказывало депрессивное влияние на $ИВ_{CO_2}$. Для почвы лугового ценоза была характерна иная картина. При влажности почв не более 50 % ППВ средняя $ИВ_{CO_2}$ не опускалась ниже 100—110 мг С $\cdot$ м$^{-2} \cdot$ ч$^{-1}$ и была значимо выше, чем при влажности почв более 50 % ППВ, когда средние значения $ИВ_{CO_2}$

Таблица 6

Интенсивность выделения CO_2 из дерново-подзолистой почвы под лесной и луговой растительностью в различных температурно-влажностных интервалах (мг С · $м^{-2}$ · $ч^{-1}$)

Градации по влажности, % ППВ	Параметр	Градации по температуре, °С					
		< 0	0,1—5	5,1—10	10,1—15	15,1—20	> 20
		1	2	3	4	5	6
Луговой ценоз							
< 30	*n*	1	5	14	26	16	5
	Среднее	19,9	56,0	103,5	117,6	144,0	159,9
	SE	—	12,9	13,3	14,2	16,3	34,5
30—50	*n*	25	33	15	25	18	1
	Среднее	38,8	49,7	106,6	152,6	226,3	189,0
	SE	6,4	4,3	16,1	12,5	15,2	—
50—70	*n*	39	22	13	10	5	
	Среднее	27,7	52,7	109,8	167,8	159,2	
	SE	3,5	5,9	11,8	14,5	33,7	
70—90	*n*	9	8	2	2	1	
	Среднее	19,3	41,3	114,2	178,5	191,3	
	SE	2,2	6,1	20,4	2,1	—	
> 90	*n*	9	1	2	1	1	
	Среднее	30,0	19,3	128,3	187,5	238,8	
	SE	3,5	—	14,5	—	—	
Лесной ценоз							
< 30	*n*				9	3	
	Среднее				77,2	92,5	
	SE				8,1	19,7	
30—50	*n*	9	8	17	9	7	
	Среднее	28,3	52,4	81,5	124,1	167,5	
	SE	3,5	7,7	8,4	15,9	26,0	
50—70	*n*	14	18	10	20	9	
	Среднее	40,8	54,2	81,6	121,8	122,7	
	SE	6,1	4,0	12,6	8,8	17,2	
70—90	*n*	21	12	9	21	8	
	Среднее	28,5	49,7	76,9	136,7	152,3	
	SE	3,8	5,1	9,4	10,8	14,6	
> 90	*n*	43	36	17	11	2	
	Среднее	24,3	39,1	86,3	120,2	162,5	
	SE	3,1	4,4	9,2	11,5	11,8	

Примечание. *n* — число наблюдений, *SE* — стандартная ошибка.

не поднимались выше 70 мг $C \cdot м^{-2} \cdot ч^{-1}$. Полученные результаты позволяют предположить, что даже самая низкая влажность почв (< 30 % ППВ) не оказывала депрессивного влияния на $ИВ_{CO_2}$ из почв лугового ценоза по той же причине: высокой доли корневого дыхания в общем потоке CO_2 из почв. В то же время, согласно нашим наблюдениям, влажность луговой почвы в холодный период была гораздо ниже, чем почвы под лесом, и редко превышала 90 % ППВ (14 замеров на лугу против 109 в лесу). Таким образом, более низкие значения $ИВ_{CO_2}$ из почвы лугового БГЦ при влажности >50 % ППВ обусловлены скорее всего не прямым влиянием влажности, а тем, что такие значения влажности были характерны для почв лугового БГЦ в холодный период года.

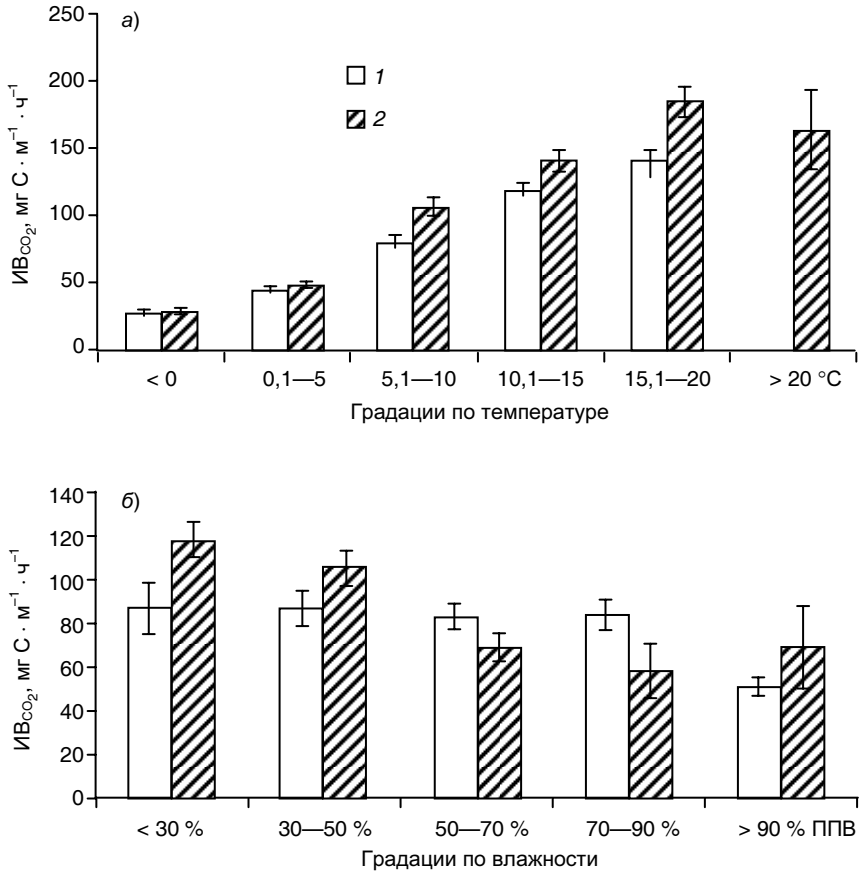


Рис. 4. Интенсивность выделения CO_2 ($ИВ_{CO_2}$, мг $C \cdot м^{-2} \cdot ч^{-1}$) из дерново-подзолистой почвы под лесной (*1*) и луговой (*2*) растительностью в различных интервалах температуры (*а*) и влажности (*б*).

В табл. 7 приводятся значения температурных коэффициентов Q_{10} для $ИВ_{CO_2}$, рассчитанные дифференцированно по отдельным классам температуры (с шагом 5 и 10 °С) и влажности. Полученные значения Q_{10} в почве под лугом варьировали от 0,72 до 7,64, а в лесной почве они менялись в более узком диапазоне — от 1,01 до 4,87. Как правило, значения температурного коэффициента в сходных интервалах температур повышались с увеличением влажности, а при одинаковой влажности значения Q_{10} уменьшались с повышением температуры. Обнаруженная тенденция была более строгой при интервалах температур 10 °С и имела больше исключений при более узком ранжировании данных (5 °С). Таким образом, наши исследования позволяют заключить, что применение температурных коэффициентов теплого периода для расчета $ИВ_{CO_2}$ в холодное время года (а это наиболее распространенный прием, используемый исследователями для оценки зимней эмиссии), по всей вероятности, приведет к заметному занижению потоков CO_2 из почв и искажению реальных величин годовой эмиссии.

При анализе влияния гидротермических условий на эмиссию углекислого газа из почв нужно учитывать, что поток CO_2, выделяющийся при дыхании почв, делится на несколько составляющих: ды-

Таблица 7

Значения температурного коэффициента Q_{10} для эмиссии CO_2 в различных температурно-влажностных интервалах (нумерация температурных градаций та же, что и в табл. 6)

Градации по влажности, % ППВ	Классы температур								
	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	1—3	2—4	3—5	4—6
Луговой ценоз									
< 30		3,42	1,29	1,50	1,18		2,10	1,39	1,33
30—50	1,65	4,60	2,05	2,20		2,75	3,07	2,12	
50—70	3,62	4,35	2,33	0,90		3,97	3,19	1,45	
70—90	4,58	7,64	2,44			5,91	4,32		
> 90						4,27			
Весь интервал	2,72	4,62	1,72	1,69	0,72	3,55	2,82	1,71	1,11
Лесной ценоз									
< 30				1,43					
30—50	3,42	2,42	2,32	1,82		2,87	2,37	2,06	
50—70	1,76	2,26	2,23	1,01		2,00	2,25	1,50	
70—90	3,03	2,40	3,16	1,24		2,70	2,75	1,98	
> 90	2,58	4,87	1,94	1,83		3,54	3,07	1,88	
Весь интервал	2,61	3,21	2,15	1,37		2,89	2,63	1,72	

хание корней, дыхание микроорганизмов ризосферы и дыхание микроорганизмов, разлагающих детрит и другие органические вещества (Ларионова, Розанова, 1993; Larionova et al., 1998). Функционирование каждой из них прямо или косвенно зависит от температуры и влажности почвы. Вместе с тем, и сами составляющие поразному реагируют на изменения гидротермических и погодных условий, что значительно осложняет анализ существующих зависимостей. Так, дыхание микроорганизмов, разлагающих органическое вещество почвы, детрит и опад, в наибольшей степени зависит от температуры и влажности почвы. Для почвенной микрофлоры стрессовыми являются как избыток влаги в почве, так и ее недостаток. При этом отклик на увлажнение после периода засухи не всегда может быть адекватным. При наличии лежащего на поверхности опада небольшой дождь, смочивший его, но не изменивший влажности почвы, может вызвать весьма значительный всплеск эмиссии CO_2. С дыханием корней дело обстоит более сложно. Их дыхательная активность в большей степени определяется физиологическими особенностями жизнедеятельности и роста растений, поэтому влияние температуры почвы и воздуха на корневое дыхание более сглажено. Кроме того, мощная корневая система растений, проникающая на значительную глубину, позволяет им избежать зависимости от содержания влаги в верхнем (0—10 см) горизонте почвы и соответственно „смазывает" картину функциональной связи дыхания почвы с ее влажностью. Дыхание корней является превалирующей составляющей в общем потоке CO_2 из почв в летний сезон, особенно в луговом ценозе (Ларионова и др., 2003). Необходима разработка более сложных моделей, учитывающих весь комплекс условий, влияющих на $ИВ_{CO_2}$ из почв (температура и влажность не только почвы, но и подстилки, вид использования, определяющий долю корневых систем в общем потоке CO_2 из почв, и др.) Для аппроксимации годовых почвенных потоков CO_2 по данным вегетационного или летнего периода мы предлагаем использовать величину вклада летней эмиссии в годовой поток CO_2, рассчитанную по предложенной нами модели (Кудеяров, Курганова, 2005).

Заключение

Многолетний мониторинг интенсивности выделения CO_2 из дерново-подзолистой почвы лесного и лугового ценозов позволил получить реальные оценки среднегодовых потоков диоксида углерода и оценить вклад различных календарных сезонов в годовой почвенный поток CO_2. Было найдено, что среднегодовая эмиссия CO_2 из почвы лугового ценоза составляла 801 ± 73 г $C \cdot м^{-2} \cdot год^{-1}$ и значимо превышала таковую из почвы лесного БГЦ (585 ± 57 г $C \cdot м^{-2} \cdot год^{-1}$). Наибо-

лее ярко эти различия проявлялись в мае—июле, когда в луговом ценозе происходило активное формирование корневой массы растений и вклад корней в общий поток CO_2 из почвы под лугом был максимальным и гораздо выше, чем под лесной растительностью. Кроме того, в этот период положительная разница почвенных температур под луговой и лесной растительностью также достигала максимальных значений. Межгодовая вариабельность годовых потоков углекислого газа из почв изучаемых БГЦ, обусловленная разницей в погодных условиях, составляла 24—27 %, а количество осадков в весенний период и в течение всего года являлось основным фактором, определяющим и контролирующим величины годовых потоков CO_2 из почв Приокско-Террасного биосферного заповедника.

Доля холодного периода (ноябрь—апрель) в годовом потоке диоксида углерода из дерново-подзолистой почвы была весьма значительной и за 7 лет наблюдений составляла в среднем 25 %. Наиболее стабильным показателем, характеризующим особенности эмиссии CO_2 из почв лесных и луговых БГЦ Приокско-Террасного биосферного заповедника, являлся вклад суммарной летней эмиссии в годовой поток CO_2 из почв (вариабельность 6—11 %), что позволяет рекомендовать использовать этот показатель для разработки моделей и вычисления годовых потоков углекислого газа из почв.

Отклик изучаемых почв на изменение температуры зависел от временных промежутков, в пределах которых проводили расчеты регрессионных зависимостей (год, сезон, полный период наблюдений). Для большинства временных интервалов температурная чувствительность луговой почвы была, как правило, выше, чем почвы лесного БГЦ. Температурные коэффициенты Q_{10}, рассчитанные за весь семилетний период измерений, для почвы под лесом и лугом составили очень близкие значения: 2,89 и 2,83. В то же время значения Q_{10} заметно различались, если расчеты велись дифференцированно по различным временным и температурно-влажностным интервалам. Так, в теплый период года (май—октябрь) значения Q_{10} были минимальны, а в холодный (ноябрь—апрель) — максимальны.

Как правило, значения температурного коэффициента в сходных интервалах температур увеличивались с увеличением влажности, а при одинаковой влажности значения Q_{10} уменьшались с повышением температуры. Проведенные расчеты позволяют заключить, что нужно с очень большой осторожностью использовать регрессионные и экспоненциальные (Q_{10}) уравнения в качестве моделей для предсказания интенсивности выделения CO_2 из почв. Это может привести к значительному занижению потоков CO_2 из почв в зимний и холодные периоды и искажению реальных величин годовой эмиссии CO_2 из почв.

Благодарности

Авторский коллектив весьма признателен дирекции Приокско-Террасного биосферного заповедника за возможность проведения режимных наблюдений на территории заповедника и сотрудникам станции фонового мониторинга за предоставленные многолетние данные о характеристиках погодных условий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Добровольский Г. В., Никитин Е. Д. 1990. Функции почв в биосфере и экосистемах. — М., Наука, 261 с.

Замолодчиков Д. Г., Лопес де Гереню В. О., Иващенко А. И., Карелин Д. В., Честных О. В. 2000. Эмиссия углерода южными тундрами в холодный период года. — Доклады РАН, т. 372, № 5, с. 709—711.

Кудеяров В. Н., Хакимов Ф. И., Деева Н. Ф., Ильина А. А., Кузнецова Т. В., Тимченко А. В. 1995. Оценка дыхания почв России. — Почвоведение, № 1, с. 33—42.

Кудеяров В. Н., Курганова И. Н. 2005. Дыхание почв России: анализ базы данных, многолетний мониторинг, моделирование, общие оценки. — Почвоведение, № 9, с. 1112—1121.

Курганова И. Н., Кудеяров В. Н. 1998. Оценка потоков диоксида углерода из почв таежной зоны России. — Почвоведение, № 9, с. 1058—1070.

Курганова И. Н., Лопес де Гереню В. О., Розанова Л. Н., Сапронов Д. В., Мякшина Т. Н., Кудеяров В. Н. 2002. Оценка эмиссии диоксида углерода из пахотных серых лесных почв. — Агрохимия, № 9, с. 52—57

Ларионова А. А., Евдокимов И. В., Курганова И. Н., Сапронов Д. В., Кузнецова Л. Г., Лопес де Гереню В. О. 2003. Дыхание корней и его вклад в эмиссию CO_2 из почвы. — Почвоведение, № 2, с. 183—194.

Ларионова А. А., Розанова Л. Н. 1993. Суточная, сезонная и годовая динамика выделения CO_2 из почвы. — В кн.: Дыхание почвы. Пущино, ОНТИ ПНЦ РАН, с. 59—68.

Лопес де Гереню В. О., Курганова И. Н., Розанова Л. Н., Кудеяров В. Н. 2001. Годовые потоки диоксида углерода из некоторых почв южнотаежной зоны России. — Почвоведение, № 9, с. 1045—1059.

Макаров Б. Н. 1977. Методы изучения газового режима почв. — В кн.: Методы стационарного изучения почв. — М., Наука, с. 55—87.

Федоров-Давыдов Д. Г. 1998. Дыхательная активность тундровых биогеоценозов и почв Колымской низменности. — Почвоведение, № 3, с. 291—301.

Alm J., Saarnio S., Nykanen H., Silvova J. and Martikainen P. 1999. Winter CO_2, CH_4 and N_2O fluxes on some natural and drained boreal peatlands. — Biogeochemistry, vol. 44, p. 163—186.

Boone R. D., Nadelhoffer K. J., Canary J. D., Kaye J. P. 1998. Roots exert a strong influence on temperature sensitivity of soil respiration. — Nature, vol. 396, p. 570—572.

Brumme R. 1995. Mechanism of carbon and nutrient release and retention in beech forest gaps. — Plant and Soil, vol. 168—169, p. 593—600.

Frank A. B., Liebig M. A., Hanson J. D. 2002. Soil carbon dioxide fluxes in northern semiarid grassland. — Soil Biology and Biochemistry, vol. 34, p. 1235—1241.

Fung I. Y., Tucker C. J., Prentice K. C. 1987. Application of advanced very high resolution radiometer vegetation index to study atmosphere-biosphere exchange of CO_2. — Journal of Geophysical Researches, vol. 93, p. 2999—3015.

Janssens I. A., Lankreijer H., Matteucci G., et al. 2001. Productivity overshadows temperature in determining soil and ecosystem respiration across European forests. — Global Change Biology, N 7, p. 269—278.

Janssens I. A., Pilegaard K. 2003. Large seasonal changes in Q_{10} of soil respiration in a beech forest. — Global Change Biology, N 9, p. 911—918.

Katterer T., Reichstein O. Andren, A. Lomander. 1998. Temperature dependence of organic matter decomposition: a critical review using literature data analyzed with different models. — Biology and Fertility of Soils, vol. 27, p. 258—262.

Kirschbaum M. U. F. 1995. The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic C storage. — Soil Biology and Biochemistry, vol. 27, p. 753—760.

Kirschbaum M. U. F. 2000. Will changes in soil organic carbon act as a positive or negative feedback on global warming. — Biogeochemistry, vol. 48, p. 21—51.

Kudeyarov V. N., Kurganova I. N. 1998. Carbon dioxide emission and net primary production of Russian terrestrial ecosystems. — Biology and Fertility of Soils, vol. 27, p. 246—250.

Kurganova I. N., Lopes de Gerenyu V. O., Rozanova L. N., Sapronov D. V., Myakshina T. N., Kudeyarov V. N. 2003. Annual and seasonal CO_2 fluxes from Russian southern taiga soils. — Tellus, 55B, p. 338—344.

Larionova A. A., Yermolaev A. M., Blagodatsky S. A. et al. 1998. Soil respiration and carbon balance of gray forest soils as affected by land use. — Biology and Fertility of Soils, vol. 27, p. 251—257.

Lloyd J., Taylor J. A. 1994. On the temperature dependence of soil respiration. — Functional Ecology, vol. 8, p. 315—323.

Lomander A., Katterer T., Andren O. 1998. Modelling the effect of temperature and moisture on CO_2 evolution from top- and subsoil using a multi-component approach. — Soil Biology and Biochemistry, vol. 30, N 14, p. 2023—2030.

Lopes de Gerenyu V. O., Kurganova I. N., Sapronov D. V. 2001. Carbon dioxide fluxes from arable soils as affected by temperature and moisture. — In: Proceeding of I World Congress on Conservation Agriculture, Extend Abstract, Madrid, 1—5 October, vol. 2, p. 109—113.

Maljanen M., Martikinen P. J., Walden J., Silvova J. 2001. CO_2 exchange in an organic field growing barley or grass in eastern Finland. — Global Change Biology, vol. 7, p. 679—692.

Oechel W., Vourlitis G., Hastings S. 1997. Cold season CO_2 emissions from arctic soils. — Global Biogeochemical Cycles, vol. 11, p. 163—172.

Pajary B. 1995. Soil respiration in a poor upland site of Scots pine stand subject to elevated temperatures and atmospheric carbon concentration. — Plant and Soil, vol. 168, 169, p. 563—570.

Perrin D., Laitat E., Yernaux M., Mezoesy Q., Aubinet M. 2003. Temporal and spatial changes in the soil CO_2 efflux in a mixed temperate forest (Vielsalm, Belgium). — In: Book of Abstracts of Comparative Biochemistry and Physiology, SEB, vol. 134, N 3, p. 191.

Raich J. W., Schlesinger W. H. 1992. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. — Tellus, 44B, 81—89.

Raich J. W., Potter C. S., Bhagavatti D. 2002. Interannual variability in global soil respiration, 1980—94. — Global Change Biology, vol. 8, p. 800—812.

Rayment M. D., Jarvis P. G. 2000. Temporal and spatial variation of soil CO_2 efflux in Canadian boreal forest. — Soil Biology and Biochemistry, vol. 32, p. 35—45.

Rustad L. E., Huntington T. G., Boone R. D. 2000. Controls on soil respiration: Implication for climate change. — Biogeochemistry, vol. 48, p. 1—6.

Schleiser G. H. 1982. The response of CO_2 evolution from soils to global temperature change. — Z. Naturforsch, vol. 37A, p. 287—291.

Valentini R., Matteucci G., Dolman A. J. et al. 2000. Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests. — Nature, vol. 404, p. 861—865.

Zamolodchikov D. G., Karelin D. V. 2001. An empirical model of carbon fluxes in Russian tundra. — Global Change Biology, vol. 7, p. 147—161.

ОЦЕНКА НЕОПРЕДЕЛЕННОСТИ ИНВЕНТАРИЗАЦИИ ВЫБРОСОВ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ В СЕЛЬСКОМ ХОЗЯЙСТВЕ РОССИИ

А. А. Романовская

РФ, 107258, Москва, Глебовская ул., 20Б, Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН, an_roman@mail.ru

Реферат. Рассматривается оценка неопределенности расчетов эмиссий парниковых газов (метана и закиси азота) в сельском хозяйстве России на примере инвентаризации 2004 г. Оценка стандартных отклонений для конечных и промежуточных результатов по каждому этапу расчета проведена методом Монте-Карло с использованием программного обеспечения SimLab. Точность выполненной инвентаризации определяется точностью исходных данных и пересчетных коэффициентов. Основная исходная информация бралась из данных государственной статистической отчетности, которые имеют высокую степень достоверности (ошибка составляет не более 5 %). Точность пересчетных коэффициентов определялась по справочной и специализированной литературе. Для суммарных выбросов в аграрном секторе в 2004 г. (139 821,5 тыс. т CO_2 экв.) рассчитан 95 %-ный доверительный интервал, который составляет ±37 %. Полученная величина погрешности для суммарных выбросов свидетельствует о достаточно высокой точности проведенных оценок интенсивности совокупностей микробиологических процессов, происходящих в организмах животных, навозе, почве и водоемах и приводящих к эмиссиям парниковых газов в агроэкосистемах.

Ключевые слова. Неопределенность инвентаризаций, парниковые газы, закись азота, метан, изменение климата, сельское хозяйство.

UNCERTAINTY ASSESSMENT OF GREENHOUSE GAS INVENTORY IN AGRICULTURE OF RUSSIA

A. A. Romanovskaya

Institute of Global Climate and Ecology of Roshydromet and RAS, 20B, Glebovskaya str., 107258 Moscow, Russia, an_roman@mail.ru

Abstract. The uncertainty estimates of greenhouse gas emissions (methane and nitrous oxide) from agriculture of Russia are considered by the example of 2004 inventory. Standard deviations were estimated

at every single calculation step for final and intermediate results using the Monte-Carlo tool of SimLab program. The accuracy of greenhouse gas inventory depends on the precision of initial data and conversion coefficients. Most of the initial data are taken from governmental statistics of high confidence level (errors do not exceed 5 %). Accuracy of emission factors and other inventory parameters are assessed on the basis of the special reference literature. The 95 % confidence interval for the total emissions of greenhouse gases in agriculture in 2004 (139 821.5 thousand tons CO_2 eq.) is about ±37 %. This calculated uncertainty value for total agricultural emissions means a fairly high accuracy of estimates made for a number of microbial processes occurring in animals, manure, soils and water reservoirs and resulting in greenhouse gas emissions from agroecosystems.

Keywords. Uncertainty assessment, greenhouse gases, nitrous oxide, methane, climate change, agriculture.

Введение

Согласно требованиям Рамочной конвенции ООН об изменении климата (РКИК) (UN FCCC, 1992) и Киотского протокола (1997), ратифицированных Российской Федерацией, всем странам-участницам необходимо ежегодно предоставлять в органы РКИК инвентаризацию выбросов парниковых газов во всех секторах экономики. В сельском хозяйстве рассматриваются эмиссии метана (CH_4) и закиси азота (N_2O) от животноводства и растениеводства. Выбросы углекислого газа (CO_2) от почв входят в отчетность лесного сектора. Для выполнения расчетов рекомендуется унифицированная методика Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) (GPG, 2000; IPCC, 1997). Однако использование единой методики для аграрного сектора во всех странах РКИК без учета национальных особенностей климата, почв, видов выращиваемых животных и растений, а также методов ведения хозяйства обусловливает некоторую схематизацию и упрощение расчетов и соответственно приводит к достаточно высокой неопределенности полученных результатов. Поэтому очевидна необходимость уточнения расчетов путем адаптации международной методики МГЭИК и разработки национальных коэффициентов пересчета. Также необходимо проведение периодической оценки погрешности общих расчетов по сектору. Оценка неопределенности относится к обязательным требованиям, предъявляемым РКИК к инвентаризациям парниковых газов. Целью настоящей работы является оценка неопределенности инвентаризации эмиссий метана и закиси азота в сельском хозяйстве России после разработки ряда национальных пересчетных параметров и коэффициентов выбросов

(Романовская, 2000; 2003; Романовская и др., 2002а; 2002б; Romanovskaya et al., 2002; 2005; Romanovskaya, 2006).

Объекты и методы

Оценка неопределенности инвентаризации парниковых газов в сельском хозяйстве выполнена на примере расчетов для 2004 г. В инвентаризации антропогенная эмиссия CH_4 оценена от следующих источников: внутренняя ферментация домашних животных; системы сбора и хранения навоза и птичьего помета, включая навоз пастбищ и выпасов; а также от рисовых полей. В животноводстве выбросы N_2O происходят при хранении навоза и помета. В растениеводстве закись азота (прямая эмиссия) образуется при внесении минеральных и органических удобрений в почвы, при минерализации растительных остатков, остающихся на полях, а также при обработке органогенных почв. Косвенная эмиссия N_2O рассчитана от атмосферных выпадений аммиака и оксидов азота, а также от процессов вымывания соединений азота с полей. Основные подходы и уравнения, использованные в определении количества выбросов в 2004 г., приведены ниже (уравнения (1)—(16)) (GPG, 2000; IPCC, 1997; Романовская, 2000; 2003; Романовская и др., 2002а; 2002б; Romanovskaya et al., 2002; 2005; Romanovskaya, 2006).

При расчете эмиссии метана от внутренней ферментации животных, которые характеризуются ведущим вкладом в выбросы (крупный рогатый скот молочного и немолочного направлений), коэффициенты эмиссии определяли по уравнениям (1), (2). Коэффициенты эмиссии CH_4 от систем сбора и хранения навоза для крупного рогатого скота каждого направления и свиней рассчитывали отдельно для каждой категории животных по уравнениям (1)—(4):

$$GE = \Sigma_i(FU_i \cdot DM_i) \cdot 18{,}4, \quad (1)$$

$$EF_1 = (GE \cdot Y_m)/55{,}65, \quad (2)$$

$$VS = [GE \cdot (1 - DE\,\%/100) + UE \cdot GE] \cdot (1 - ASH)/18{,}4, \quad (3)$$

$$EF_2 = VS \cdot Bo \cdot 0{,}67 \cdot \Sigma(MCF_j \cdot MS_j), \quad (4)$$

где GE — валовая энергия (МДж/(гол. · год.)); FU_i — потребление кормовых единиц определенного вида корма (i) в расчете на одну голову в год (корм. ед.); DM_i — содержание кормовых единиц в 1 кг сухого вещества корма определенного вида (i) (корм. ед./кг сух. в-ва); EF_1 — коэффициент эмиссии CH_4 (кг CH_4/(гол. · год)); Y_m — коэффициент преобразования CH_4 (фракция валовой энергии); VS — выделение сухого вещества летучих веществ (кг/год); DE — коэффициент перевариваемости корма (%); UE — потери энергии с

мочой (фракция валовой энергии); ASH — содержание золы в сухом веществе навоза (доля); EF_2 — коэффициент эмиссии CH_4 от систем сбора и хранения навоза (кг CH_4/(гол. · год)); Bo — максимальный потенциал выброса CH_4 от навоза (м^3/кгVS); MCF_j — коэффициенты пересчета CH_4 для разных систем сбора, хранения и использования навоза (j); MS_j — фракция навоза категории животных, содержащаяся в определенной системе сбора и хранения (j).

Выбросы метана от жизнедеятельности остальных категорий животных оценивали по коэффициентам EF_1 и EF_2, рекомендуемым МГЭИК по умолчанию (IPCC, 1997; GPG, 2000) или определенным по данным литературы. Затем рассчитывали эмиссии метана в животноводстве по уравнениям (5) и (6):

$$CH_{4(ENTERIC)} = \Sigma_{(S)}(N_{(S)} \cdot EF_{1(S)}), \quad (5)$$

$$CH_{4(AWMS)} = \Sigma_{(S)}(N_{(S)} \cdot EF_{2(S)}), \quad (6)$$

где $CH_{4(ENTERIC)}$ — эмиссия CH_4 от внутренней ферментации (кг CH_4); $CH_{4(AWMS)}$ — эмиссия CH_4 от систем хранения и использования навоза и птичьего помета (кг CH_4); $N_{(S)}$ — численность животных (птицы) определенной категории (S).

Для оценки эмиссии закиси азота от систем сбора, хранения и использования навоза крупного рогатого скота и свиней рассчитывали годовую экскрецию азота по формулам (7) и (8) (отдельно для каждой исследуемой категории животных):

$$N_{INTAKE} = GE/18{,}4 \cdot (CP\ \%/100)/6{,}25, \quad (7)$$

$$N_{EX} = N_{INTAKE} \cdot (1 - N_{RETENTION}), \quad (8)$$

где N_{INTAKE} — годовое поглощение азота с кормом для определенной категории животных (кг); CP % — содержание сырого протеина в корме определенной категории животных (%); N_{EX} — количество экскретируемого азота определенной категорией животных в расчете на одну голову в год (кг/(гол. · год)); $N_{RETENTION}$ — фракция удерживаемого азота в теле животного определенной категории.

Количество экскретируемого азота остальными категориями животных определяли по рекомендуемым коэффициентам МГЭИК (или данным литературы), а затем рассчитывали общий выброс N_2O от систем сбора и хранения навоза и помета по уравнению (9):

$$N_2O_{(AWMS)} = \Sigma_j\{[\Sigma_{(S)}(N_{(S)} \cdot N_{EX(S)} \cdot MS_{j(S)})] \cdot EF_{3j}\}, \quad (9)$$

где $N_2O_{(AWMS)}$ — эмиссия N_2O от систем хранения и использования навоза и птичьего помета (кг N_2O-N); EF_{3j} — коэффициент эмиссии N_2O от определенной системы сбора, хранения и использования навоза и птичьего помета (j) (кг N_2O-N/кг N в данной системе хранения).

Эмиссию CH_4 при выращивании риса оценивали по уравнению (10) и коэффициентам по умолчанию МГЭИК (IPCC, 1997; GPG, 2000):

$$CH_{4(RICE)} = Area \cdot EF_4 \cdot SF \cdot 10^{-3}, \quad (10)$$

где $CH_{4(RICE)}$ — эмиссия CH_4 от рисовых полей (кг CH_4); $Area$ — площадь рисовых полей (га/год); EF_4 — коэффициент эмиссии CH_4 от рисовых полей (г $CH_4/м^2$); SF — коэффициент коррекции эмиссии при внесении органических добавок.

Уравнения (11)—(14) использовали для расчета прямой эмиссии N_2O от сельскохозяйственных почв. Эмиссию от внесенных минеральных азотных удобрений на черноземы и дерново-подзолистые почвы оценивали с помощью уточненных коэффициентов EF_5 (Романовская и др., 2002б), для остальных типов почв использовали коэффициент, рекомендованный МГЭИК (IPCC, 1997). Ежегодное внесение азотных удобрений на разных типах почв рассчитывалось на основе статистических данных об общем количестве вносимых азотных удобрений в стране и соотношения основных типов почв в структуре пахотных земель России, определенного по справочным данным (Распределение земельного фонда..., 1980). Количество азота растительных остатков, поступающего в сельскохозяйственные почвы аграрного сектора, оценивалось в соответствии с разработанной национальной методикой (уравнение (13)) (Романовская и др., 2002а). Азот поверхностных (Ab) и корневых (Un) остатков от всех культур суммируется, и полученная величина используется для расчета выброса N_2O почв при минерализации растительных остатков. Площадь обрабатываемых органогенных почв была определена расчетным путем на основании общей ежегодной культивируемой площади в стране (сумма пашни, пара и многолетних насаждений) и доле торфянистых и торфяных почв в сельскохозяйственных угодьях России, которая составляет около 1,5 % (Распределение земельного фонда..., 1980). Коэффициенты эмиссии EF_5 для органических удобрений и минерализации растительных остатков, а также коэффициент EF_6 взяты по умолчанию (GPG, 2000):

$$N_2O_{(FERT)} = \Sigma_{(T)}(Nfert_{(T)} \cdot (1 - FracGASF) \cdot EF_{5(T)}), \quad (11)$$

$$N_2O_{(MANURE)} = (N_{(S)} \cdot N_{EX(S)} \cdot (1 - FracGASM) \cdot EF_5), \quad (12)$$

$$Ab \text{ или } Un = \Sigma_i[(a_i Y_i + b_i) \cdot CN_i] \cdot S_i, \quad (13)$$

$$N_2Odirect = N_2O_{(FERT)} + N_2O_{(MANURE)} + (Ab + Un) \cdot EF_5 + (TotalArea \cdot Org\,\%/100) \cdot EF_6, \quad (14)$$

где $N_2O_{(FERT)}$ — эмиссия N_2O от внесенных минеральных удобрений (кг N_2O-N); $Nfert_{(T)}$ — количество внесенного азота минеральных удобрений в определенный тип почвы (T) (кг N/год); $FracGASF$ —

фракция азота минеральных удобрений, теряемая с эмиссиями аммиака и окислами азота; $EF_{5(T)}$ — коэффициент эмиссии N_2O от определенного типа почвы (T) (кг N_2O-N/кг N); $N_2O_{(MANURE)}$ — эмиссия N_2O от внесенного навоза и птичьего помета (кг N_2O-N); $FracGASM$ — фракция азота навоза (помета), теряемая с эмиссиями аммиака и окислами азота; Ab — масса азота, поступающего в почву при разложении поверхностных (Un — корневых) остатков культурных растений определенного вида i (кг N); Y_i — урожайность основной продукции определенной сельскохозяйственной культуры (ц сух. в-ва/га); a_i и b_i — соответствующие коэффициенты для расчета массы поверхностных (корневых) остатков сельскохозяйственной культуры при определенном уровне урожайности; CN_i — содержание азота в поверхностных (корневых) остатках определенной культуры (кг N/кг сух. массы); S_i — посевная площадь данного вида растений (га); $N_2Odirect$ — суммарная прямая эмиссия N_2O от сельскохозяйственных почв (кг N_2O-N); $TotalArea$ — суммарная площадь пашни, пара и многолетних насаждений (га); Org % — доля органогенных почв в суммарной площади возделываемых угодий (%); EF_6 — коэффициент эмиссии N_2O при культивации органогенных почв (кг N_2O-N/га).

Косвенную эмиссию N_2O от сельскохозяйственных почв определяли по уравнениям (15) и (16) и параметрам по умолчанию (IPCC, 1997; GPG, 2000):

$$N_2O_{(ATM.DEP)} = [(Nfert \cdot FracGASF) + \{\Sigma_{(S)} (N_{(S)} \cdot N_{EX(S)}) \times \times FracGASM\}] \cdot EF_7, \quad (15)$$

$$N_2O_{(LEACH)} = [Nfert + \Sigma_{(S)} (N_{(S)} \cdot N_{EX(S)})] \cdot FracLEACH \cdot EF_8, \quad (16)$$

где $N_2O_{(ATM.DEP)}$ — эмиссия N_2O от атмосферных выпадений аммиака и окислов азота (кг N_2O-N); EF_7 — коэффициент эмиссии N_2O от атмосферных выпадений аммиака и окислов азота (кг N_2O-N/ кг N-NH_3 и N-NO_x); $N_2O_{(LEACH)}$ — эмиссия N_2O от вымывания соединений азота с полей (кг N_2O-N); $FracLEACH$ — фракция азота внесенных минеральных и органических удобрений, вымываемая с полей; EF_8 — коэффициент эмиссии N_2O от вымытых азотных соединений (кг N_2O-N/ кг N).

Суммарные выбросы N_2O переводили из единиц N_2O-N в кг N_2O умножением результатов на 44/28. Эмиссии метана и закиси азота выражали в тысячах тонн CO_2 эквивалента, рассчитанных умножением величин выбросов газов и их потенциалов глобального потепления (global warming potential — GWP), которые равны 21 и 310 для CH_4 и N_2O соответственно (GPG, 2000), и находили общий выброс парниковых газов в аграрном секторе страны.

Оценка неопределенности расчетов выполнялась по методу Монте-Карло с использованием программного обеспечения SimLab. При этом определяли стандартные отклонения для конечных и промежуточных результатов по каждому этапу расчета и для суммарных выбросов. При вычислении неопределенности общих эмиссий парниковых газов в сельском хозяйстве учитывались корреляции между некоторыми категориями источников. Согласно требованиям РКИК ООН, точность инвентаризации оценивается 95 %-ным доверительным интервалом, который был рассчитан для величины суммарных выбросов с помощью стандартного программного обеспечения Excel.

Результаты и обсуждение

Точность выполненной инвентаризации определяется точностью исходных данных и пересчетных коэффициентов. Основная исходная информация (данные о численности животных, расход кормовых единиц по видам животных, площади сельскохозяйственных угодий, посевные площади, урожайность культурных растений и внесение минеральных азотных удобрений) бралась из данных государственной статистической отчетности, которые имеют высокую степень достоверности. Их ошибка (95 %-ный доверительный интервал) составляет не более 5 %. Эта величина была использована нами в расчетах.

Неопределенности национальных параметров, использованных при оценке выбросов от крупного рогатого скота (КРС) и свиней (DM_i — содержание кормовых единиц в 1 кг сухого вещества корма определенного вида, DE — коэффициент перевариваемости корма и CP % — процент сырого протеина в разных видах кормов), были рассчитаны по справочным данным (Кормовые нормы..., 1991). При этом количество отдельных кормов разных видов, проанализированных при получении средних коэффициентов, достигло 443 для рациона крупного рогатого скота и 317 для свиней, которые явились также основой для оценки погрешностей полученных коэффициентов. Рассчитанные значения неопределенности указанных параметров, а также точность величин валовой энергии для крупного рогатого скота и свиней приведены в табл. 1.

Неопределенности остальных пересчетных параметров и коэффициентов эмиссий, использованных в инвентаризации 2004 г., представлены в табл. 2. Точность пересчетных коэффициентов по умолчанию определялась по доверительным интервалам, рекомендованным в методике МГЭИК (IPCC, 1997; GPG, 2000). Значения MCF и доверительный интервал для них взяты из материалов обзора литературы (Amon et al., 1998; Mangino et al., 2002; Moller et al., 2004; Safley et al., 1992; Zeeman, 1994). Точность определения со-

отношения разных систем сбора, хранения и использования навоза и помета (*MS*) для разных категорий животных в стране принята равной ±10 %. Для категорий животных (олени, кролики, пушные звери), которые не имеют соответствующих пересчетных коэффициентов МГЭИК по умолчанию, коэффициенты эмиссии CH_4 и экскреция азота были получены из материалов литературы, а их точность принята равной доверительным интервалам соответствующих параметров по умолчанию МГЭИК. Неопределенности фракций вы-

Таблица 1

Стандартные отклонения некоторых параметров, использованных в расчете выбросов парниковых газов от крупного рогатого скота (КРС) и свиней (± %)

Категории сельскохозяйственных животных	Всех кормов	Концентраты (без комбикормов)	Комбикорма	Грубые корма	Сочные корма	Пастбищные (КРС)/животные (свиньи) корма
Содержание кормовых единиц в 1 кг сухого вещества (DM_i)[1]						
Коровы и другой КРС		23,9	35,7	25,5	22,2	15,5
Свиньи		21,6	14,3	24,1	22,1	27,1
Потребление сухого вещества на 1 голову в год (*FUi*DMi*)						
Коровы		22,4	29,5	22,1	16,2	8,5
Другой КРС		22,3	28,9	22,0	16,3	8,5
Свиньи		1,3	1,2	22,9	17,1	2,5
Валовая энергия в расчете на 1 голову в год (*GE*)						
Коровы	10,6	22,3	29,3	22,1	16,2	8,7
Другой КРС	10,1	21,7	27,9	21,4	15,9	8,2
Свиньи	3,1	1,2	1,2	15,5	16,4	2,4
Коэффициент переваримости (*DE*) [1]						
Коровы	4,6[2]	6,2	2,9	8,3	13,4	8,0
Другой КРС	4,4[2]	6,2	2,9	8,3	13,4	8,0
Свиньи	4,3[2]	10,4	8,3	17,6	33,8	3,7
Содержание сырого протеина (*CP* %)[1]						
Коровы	14,9[2]	38,1	52,9	37,0	28,8	30,5
Другой КРС	15,0[2]	””””	””””	””””	””””	””””
Свиньи	22,2[2]	52,3	27,3	37,0	36,4	44,9

[1] — Рассчитано по данным (Кормовые нормы..., 1991).

[2] — Точность средневзвешенного значения с учетом соотношения разных видов кормов.

Таблица 2

Доверительный интервал погрешности пересчетных параметров инвентаризации 2004 г. (%)

Категории источников эмиссии/газ	Пересчетные параметры	95 %-ный доверительный интервал пересчетных параметров	Уравнение
Внутренняя ферментация/ CH_4	*GE*[1] — см. табл. 1		(1), (2), (5)
	Ym	±8,3	
	EF_1		
	коровы[1]	±10,75	
	немолочный КРС[1]	±10,3	
	остальные животные	±30	
Системы сбора и хранения навоза и помета, включая навоз и помет пастбищ и выпасов/CH_4	*GE*[1], *DE* [1] — см. табл. 1		(1), (3), (4), (6)
	ASH и *UE*	±30	
	VS		
	коровы[1]	±13,6	
	немолочный КРС[1]	±11,2	
	свиньи[1]	±13,9	
	Bo	±15,0	
	MS %[1]	±10,0	
	MCF		
	жидкостные системы	−10/+25	
	твердое хранение	−5/+30	
	навоз пастбищ	±10,0	
	Средневзвешенный		
	MCF		
	коровы	±4,2	
	немолочный КРС	±1,6	
	свиньи	±3,4	
	EF_2		
	коровы[1]	±13,3	
	немолочный КРС[1]	±8,7	
	свиньи[1]	±13,0	
	остальные животные	±30	
Системы сбора и хранения навоза и помета, включая навоз и помет пастбищ и выпасов /N_2O	*CP* %[1] — см. табл. 1		(7)—(9)
	N_{INTAKE}		
	коровы[1]	±17,8	
	немолочный КРС[1]	±16,7	
	свиньи[1]	±19,4	
	$N_{RETENTION}$	±50	
	N_{EX}		
	коровы[1]	±16,3	
	немолочный КРС[1]	±12,7	
	свиньи[1]	±13,2	
	остальные животные	±50	
	EF_3	−50/+100	

Окончание табл. 2

Категории источников эмиссии/газ	Пересчетные параметры	95 %-ный доверительный интервал пересчетных параметров	Уравнение
Рисоводство/CH_4	*SF*	−25/+150	(10)
	EF_4	±40	
Прямая эмиссия от почв, N_2O	Соотношение разных типов почв в с.х. угодьях[1]	±15	(11)—(14)
	FracGASF и *FracGASM*	−70/+200	
	EF_5		
	внесение минеральных удобрений в черноземы и дерново-подзолистые почвы[1]	−95/+150	
	внесение минеральных и органических удобрений в остальные типы почв и минерализация растительных остатков	−80/+380	
	a_i и b_i[1]	±10	
	CN_i[1]	±5	
	Org %[1]	±50	
	EF_6	−88/+900	
Косвенная эмиссия от почв N_2O	EF_7 и EF_8	±50	(15), (16)
	FracLEACH	−66/+166	

[1] национальные пересчетные параметры.

бросов аммиака и окислов азота от минеральных и органических удобрений (*FracGASF* и *FracGASM*), согласно рекомендациям МГЭИК, приняты равными −70/+200 %. Разработанные национальные пересчетные коэффициенты эмиссии N_2O от минеральных азотных удобрений, внесенных в черноземы и дерново-подзолистые почвы ($EF_{5(T)}$), имеют доверительные интервалы −95/+150 % (Романовская, 2000). Погрешность определения соотношения разных типов почв в общей площади сельскохозяйственных угодий в стране экспертно оценивается около ±15 %. Точность оценки азота растительных остатков рассчитывалась последовательно для каждого из 27 видов растений отдельно для поверхностных и корневых остатков (*Ab* и *Un*). Затем находили неопределенность суммы. Ошибка в определении доли органогенных почв (*Org* %) в стране экспертно оценивается как достаточно высокая и находится в пределах ±50 %. Следует также отметить, что практически для всех коэф-

фициентов эмиссии N_2O характерно логнормальное распределение неопределенности, которое было учтено при проведении расчета.

В выполненных расчетах были учтены также найденные строгие корреляции между выбросами метана и закиси азота от систем хранения навоза и помета, внутренней ферментацией, органическими удобрениями, навозом пастбищ и выпасов, а также косвенным выбросом N_2O. Полученные коэффициенты корреляции между указанными категориями находятся в пределах от 0,97 (между косвенной эмиссией N_2O и остальными категориями) до 0,99 и 1,0 между остальными выбросами. Корреляция между выбросами закиси азота от атмосферных выпадений и вымывания также составляет 0,99. Кроме того, при нахождении суммарной неопределенности была учтена корреляция между выбросами от минеральных удобрений и косвенными выбросами закиси азота от почв.

В табл. 3 показаны результаты расчета величин общих эмиссий метана и закиси азота от отдельных категорий источников, их суммарные выбросы в аграрном секторе России, а также стандартные отклонения для них. Как следует из табл. 3, стандартное отклонение по категории „Обработка органогенных почв" наибольшее и составляет около ±300 %. Это обусловлено наиболее высокой неопределенностью в данной инвентаризации соответствующего коэффициента эмиссии EF_6 (см. табл. 2). Также отсутствие в ежегодной официальной статистике данных по площадям органогенных почв приводит к их вычислению по косвенным показателям, обусловливающим, в свою очередь, сравнительно высокую неопределенность исходных данных.

Точность расчета (стандартное отклонение) эмиссии метана в животноводстве Российской Федерации (внутренняя ферментация и системы сбора и хранения навоза и птичьего помета) оценена около ±7 % (см. табл. 3). Эта величина соответствует ±12 % доверительного интервала. Известно, что неопределенность расчета с использованием коэффициентов по умолчанию, рекомендованных МГЭИК, для всех сельскохозяйственных животных оценивается в ±30 % (GPG, 2000). Таким образом, разработка национальных коэффициентов для животных с наибольшим вкладом в эмиссию CH_4 позволила значительно уточнить общие оценки для этих категорий источников.

Количество азота растительных остатков, поступивших в 2004 г. в сельскохозяйственные почвы, определено сравнительно точно. Стандартное отклонение для этой величины составляет лишь ±1,7 %. Учитывая, что в методике МГЭИК расчет азота остатков растений помимо многих количественных допущений в принципе не включает биомассу корней, достоверность расчета эмиссии N_2O от этой категории с использованием национальных данных должна быть значительно выше, чем по методике МГЭИК. В целом анализ данных табл. 2 и 3 свидетельствует о том, что разработанные на-

Таблица 3

Оценка неопределенности инвентаризации выбросов парниковых газов в сельском хозяйстве России в 2004 г.

Категория источника	Выброс парниковых газов, CO_2 экв., тыс. т	Стандартное отклонение	
		$\pm CO_2$ экв., тыс. т	± %
Внутренняя ферментация	41 573,03	2 746,8	6,6
Системы сбора, хранения и утилизации навоза и помета	23 660,84	5 278,5	22,3
эмиссия CH_4	3 463,31	236,1	6,8
эмиссия N_2O	20 197,54	5 126,1	25,4
Рисоводство	1 117,2	373,5	33,4
Прямая эмиссия N_2O от почв			
минеральные удобрения	5 228,07	699,3	25,4
органические удобрения	10 686,0	3 378,3	31,6
растительные остатки	30 946,07	9 119,8	29,5
обработка органогенных почв	5 597,59	16 888,7	301,7
Навоз пастбищ и выпасов	5 010,12	1 360,4	27,1
Косвенная эмиссия N_2O	16 002,54	4 723,4	29,5
Всего	139 821,46	26 010,9	18,6

циональные параметры инвентаризации имеют меньшую неопределенность, чем величины, рекомендованные МГЭИК, и, по всей видимости, приводят к более точному определению эмиссий парниковых газов. Так, разработка национальных коэффициентов эмиссии N_2O от внесенных азотных удобрений на черноземы и дерново-подзолистые почвы, очевидно, сокращает неопределенность общих оценок от этой категории источника. К сожалению, в настоящей работе оценка неопределенности инвентаризации парниковых газов в аграрном секторе России выполнена впервые, и это не позволяет провести сравнительный анализ и количественно оценить воздействие национальных данных на величину достоверности общих выбросов в секторе.

Неопределенность инвентаризации оценивается 95 %-ным доверительным интервалом, а не стандартным отклонением (GPG, 2000). Поэтому на основании данных табл. 3 для величины суммарных выбросов от сельского хозяйства был рассчитан доверительный интервал, который составляет ±51 867 тыс. т CO_2 экв. или ±37,1 %. Следует отметить, что величина выбросов парниковых газов в сельском хозяйстве включает оценку интенсивности разнообразных микробиологических процессов, происходящих в кишечнике животных, навозе, почвах и водоемах в условиях разных биоклиматических зон нашей страны, и поэтому полученная величина погрешности для суммарных выбросов (±37 %) свидетельствует о достаточно высокой точности проведенных расчетов.

Благодарность

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 05-05-65109) и Президентского гранта по поддержке молодых ученых и ведущих научных школ по проблемам наук о земле академика Ю. А. Израэля (№ НШ-1876.2003.5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Киотский протокол к Конвенции об изменении климата. 1998. — UN—FCCC, UNEP/IUC, 33 с.

Кормовые нормы и состав кормов: Справочное пособие. 1991. Под ред. А. П. Шпакова, В. К. Назарова, И. Л. Певзнера и др. — Минск: Ураджай. — 384 с.

Распределение земельного фонда с.х. угодий РСФСР по группам почв. 1980. — М., Минсельхоз РСФСР, Россельхозхимия, Главное управление землепользования и землеустройства, ВНИ и проектно-технологический институт химизации с.х. — 107 с.

Романовская А. А. 2000. Антропогенная эмиссия закиси азота сельскохозяйственными землями России. Автореферат на соискание ученой степени кандидата биологических наук. — М. — 19 с.

Романовская А. А. 2003. Эмиссии парниковых газов в аграрном секторе России. — Использование и охрана природных ресурсов в России, № 7, 8, с. 65—70.

Романовская и др., 2002а. Романовская А. А., Гитарский М. Л., Карабань Р. Т., Назаров И. М. Оценка эмиссии закиси азота от неутилизируемой в аграрном секторе страны мортмассы сельскохозяйственных растений. — В сб.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. 18, с. 276—286.

Романовская и др., 2002б. Романовская А. А., Гитарский М. Л., Конюшков Д. Е., Карабань Р. Т., Назаров И. М. Интенсивность почвенной эмиссии закиси азота при внесении разных доз минеральных азотных удобрений. — Сельскохозяйственная биология, № 1, с. 98—103.

Amon B., Amon Th., Boxberger J., Pollinger A. 1998. Emissions of NH_3, N_2O, and CH_4 from composted and anaerobically stored farmyard manure. In: Martinez J, Maudet M-N (eds) Ramiran 98, Proc. 8th Int. Conf. on the FAO ESCORENA Network on Recycling of Agricultural, Municipal and Industrial Residues in Agriculture. — Rennes, France, p. 209—216.

GPG, 2000. Good Practice Guidance and Uncertainty Management in National Greenhouse Gas Inventories. — Japan: IPCC—IGES—OECD—IEA.

IPCC, 1997. Revised 1996 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories. —Paris: IPCC—OECD—IEA.

Mangino J., Bartram D., Brazy A. 2002. Development of a Methane Conversion Factor to Estimate Emissions from Animal Waste Lagoons. — Presented at U. S. EPA's 17th Annual Emission Inventory Conference, Atlanta GA, April 16—18, 2002.

Moller H. B., Sommer S. G., Ahring B. 2004. Biological Degradation and Greenhouse Gas Emissions during Pre-Storage of Liquid Animal Manure. — Journal of Environmental Quality, N 33, p. 27—36.

Romanovskaya A. A. 2006. GHG fluxes from agriculture and land-use change in Russia. — In: proceedings of Workshop on Agricultural Air Quality: State of the Science, 5—8 June 2006. — Potomac, Maryland near Washington, DC, USA, p. 1059—1069.

Romanovskaya A. A., Gytarsky M. L., Karaban' R. T., Nazarov I. M. 2005. Nitrous oxide emission from residues of agricultural crops in Russia within 1990—2002. — In: 3rd International Nitrogen Conference. Contributed Papers. pro-

ceedings of 3rd N Conference, China, Nanjing, 11—16 October, 2004. — Science Press, Beijing, China, p. 740—743.

Romanovskaya A. A., Gytarsky M. L., Karaban' R. T., Konyushkov D. E., Nazarov I. M. 2002. Nitrous oxide emission from agricultural lands in Russia. —Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change, vol. 7, N 1, p. 31—43.

Safley L. M., Casada M. E., Woodbury J. W., Roos K. F. 1992. Global Methane Emissions from Livestock and Poultry Manure. — US Environmental Protection Agency, Global Change Division, Washington, D. C., February 1992, EPA/400/1091/048.

UN FCCC, 1992. UN Framework Convention on Climate Change. — UN-FCCC, UNEP/IUC. — 29 pp.

Zeeman G. 1994. Methane production/emission in storages for animal manure. — Netherlands: Fertilizer Research Kluwer Academic Publishers, N 37, p. 207—211.

БАЛАНС ПОЧВЕННОГО УГЛЕРОДА В ВОЗДЕЛЫВАЕМЫХ ЗЕМЛЯХ РОССИИ

А. А. Романовская, Р. Т. Карабань

РФ, 107258 Москва, Глебовская ул., 20Б, Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН, Aromanovskaya@comail.ru

Реферат. С использованием разработанной методики рассчитаны ежегодные изменения запасов почвенного углерода возделываемых земель России на основе балансовой оценки массы соединений углерода, поступающих в почвы (при внесении удобрений, известковании почв и формировании биомассы культурных растений) и выводимых из них (с эрозией и дефляцией, с биомассой при уборке урожая, а также при дыхании почв). Полученный общий годовой баланс углерода на возделываемых землях России характеризуется нетто-потерями углерода в течение всего рассматриваемого периода с 1990 по 2004 г. и составляет в среднем 68,8 млн. т С/год, что соответствует ежегодным потерям в среднем 0,61 т С/га или же эмиссии 2,24 т CO_2/га. В течение последних лет (с 1998 г.) усиливается тенденция повышения годовых нетто-потерь углерода, что связано с резким спадом внесения органических удобрений в стране.

Ключевые слова. Запасы углерода почв, баланс почвенного углерода, эмиссия CO_2, пахотные земли.

BALANCE OF SOIL CARBON IN CROPLANDS OF RUSSIA

A. A. Romanovskaya, R. T. Karaban'

Institute of Global Climate and Ecology of Roshydromet and RAS, 20B, Glebovskaya str., 107258 Moscow, Russia, Aromanovskaya@comail.ru

Abstract. The annual changes in soil carbon stock in croplands are estimated through the balance between the input of carbon compounds into soils (with fertilizers, liming, and growing crop biomass) and its output (due to erosion and deflation of soils, withdrawal of plant biomass during harvesting, and soil respiration) using the methodology developed. The results obtained show that during the whole investigated period 1990—2004 the total annual balance of soil carbon over the cropland territory in Russia was negative and averaged around 68.8 MtC $\cdot$ yr^{-1}. This corresponds to the annual loss of soil carbon as high as 0.61 t C/ha, or 2.24 t CO_2 emissions per ha. Over recent years (since 1998) the tendency in rising of net annual loses of soil carbon

was strengthening. This is explained by a strong decline in the input of organic fertilizers into soils of the country.

Keywords. Soil carbon stocks, balance of carbon in soil, CO_2 emissions, croplands.

Введение

Сельскохозяйственная деятельность воздействует на запасы углерода почв и в зависимости от видов выращиваемых растений, уровня агротехники, плодородия почв и методов ведения хозяйства может обусловливать как эмиссию углекислого газа (CO_2) в атмосферу, так и его поглощение почвами. Увеличение концентрации углекислого газа в атмосфере, в свою очередь, может оказывать влияние на глобальное потепление климата, поэтому ежегодные выбросы CO_2 и других парниковых газов подлежат обязательной инвентаризации во всех странах, ратифицировавших Рамочную конвенцию ООН об изменении климата (РКИК) (UN FCCC, 1992) и Киотский протокол к ней (1997 г.), включая Российскую Федерацию. В настоящее время выполнены оценки изменения запасов почвенного углерода агроземов в стране в течение длительного периода времени. Так, согласно данным Роскомзема, по состоянию на 1993 г. за 25 лет содержание гумуса в пахотных почвах России в среднем уменьшилось на 0,4—0,6 %. По модельным расчетам ВНИИ сельскохозяйственной метеорологии, эмиссия CO_2 от сельскохозяйственных почв в 1995 г. составляла около 162 млн. т CO_2 (44,1 млн. т С), что соответствует примерно 9,5 % объема техногенных выбросов углекислого газа в 1995 г. (Сиротенко, 2000). Результаты агрохимического мониторинга Министерства сельского хозяйства свидетельствуют о том, что пахотные почвы реперных участков, находящиеся практически во всех областях России, теряли в среднем около 0,032 % гумуса в год в течение периода 1991—1999 гг. (Результаты агрохимического..., 2001). Однако в настоящее время данные по ежегодному балансу почвенного углерода сельскохозяйственных земель за период 1990—2004 гг. (и далее), как этого требуют обязательства по РКИК и Киотскому протоколу, не разрабатываются. Инвентаризационные оценки должны выполняться на основании модельных расчетов, верифицированных с экспериментальными результатами и позволяющих провести оценки на основе доступной статистической информации за любой год исследуемого периода.

Цель данной работы — разработка методики оценки ежегодного баланса почвенного углерода возделываемых земель, проведение расчетов для 1990—2004 гг. и верификация расчетов с экспериментальными данными.

Методы и материалы

В качестве объекта исследований были выбраны почвы возделываемых земель, к которым относятся пахотные почвы под культурными растениями, пар и площади многолетних насаждений. Исходные данные по площадям возделываемых земель за период 1990—2004 гг. были получены в отчетах и справочных изданиях Росстата (Сельское хозяйство..., 1998, 2004; Российский статистический ежегодник, 2005). Расчет ежегодного изменения запасов почвенного углерода возделываемых земель проводился на основе балансовой оценки соединений углерода, поступающих в почвы и выносимых из них, согласно разработанной нами методике. При этом внесение органических и минеральных углеродсодержащих удобрений, известкование почв и формирование биомассы произрастающих на этих землях культурных растений рассматривались как статьи прихода (поступления) углерода в почву. Для расчета выноса углерода с возделываемых земель оценивали механические потери углерода почв с эрозией и дефляцией, вынос углерода с биомассой надземной части культурных растений при уборке урожая, а также эмиссии CO_2 при дыхании почв.

Поступление углерода в почвы. Поступление углерода в почвы возделываемых земель связано с внесением удобрений и известковых материалов и с накоплением фотосинтетически связанного углерода биомассы культурных растений. Для оценки содержания углерода в разных видах органических удобрений были использованы данные литературы (Бамбалов, Янковская, 1994; Васильев, Филиппова, 1988; Массо, 1979; Мыц, 1996; Органические удобрения, 1988; Кобак, 1988; ОНТП 17-81). Рассмотрены следующие виды органических удобрений: бесподстилочный навоз крупного рогатого скота (КРС), свиней, подстилочный навоз КРС, лошадей и овец, бесподстилочный и подстилочный помет, торфа (осоковый, тростниковый, древесно-тростниковый), солома, сидераты и некоторые виды компостов. Согласно санитарным нормам, большинство органических удобрений, в частности навоз и помет, требуют хранения перед их внесением в пахотные почвы для дезинфекции. С этой целью навоз и помет хранятся в среднем около 6 месяцев, в течение которых происходят потери органического углерода и азота. Поэтому данные о содержании углерода в свежем веществе разных видов навоза и помета нами пересчитаны с учетом его средних потерь за время хранения (рис. 1).

Статистические данные о внесении органических удобрений в почвы приводятся в расчете на физический вес по всем видам удобрений в целом (Сельское хозяйство..., 1998, 2004; Российский статистический ежегодник, 2005). Соответственно процентное содержание углерода переведено на сырой вес органических удобрений,

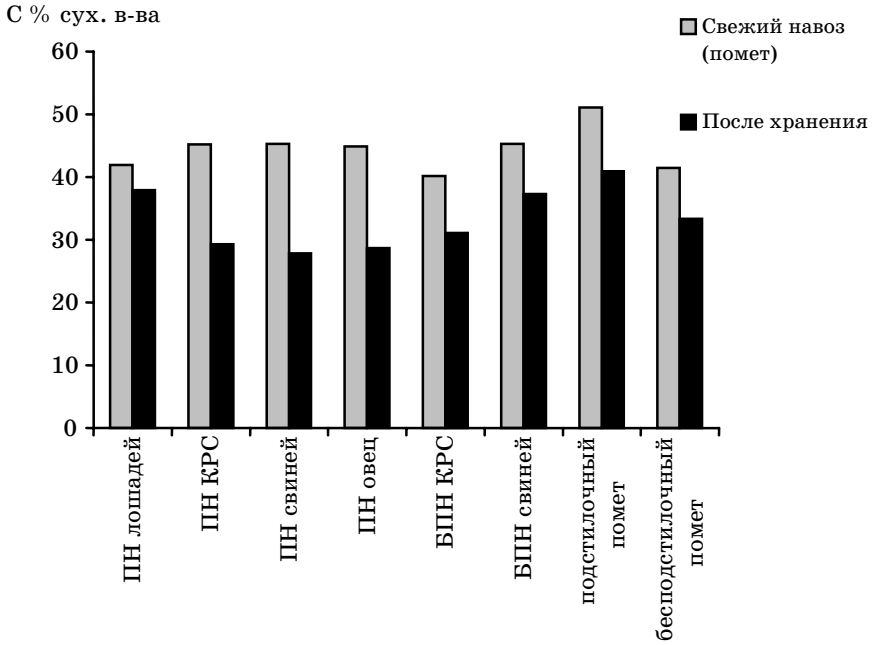


Рис. 1. Потери углерода разных видов навоза и помета при хранении.
ПН — подстилочный навоз; БПН — бесподстилочный навоз.

подготовленных к внесению, и составляет от 4 % С в бесподстилочном навозе до 24 % С в торфах (табл. 1). Полученное среднее значение содержания углерода в органических удобрениях составляет 18,24 % С, что и было использовано нами в расчетах.

Таблица 1

Содержание углерода (% сырого вещества) в разных видах органических удобрений, подготовленных к внесению в почвы

Вид органического удобрения	Среднее содержание углерода
Навоз	8,07
подстилочный	12,07
бесподстилочный	4,08
Торф	23,56
Помет	19,11
Солома, сидераты и др.	22,23
Среднее	18,24

Оценка поступления углерода в возделываемые земли с минеральными удобрениями выполнена на основе данных об общем количестве внесенных азотных, фосфорных и калийных удобрений в сельском хозяйстве России (Сельское хозяйство..., 1998, 2004; Российский статистический ежегодник, 2005) и среднем содержании углерода в них. Согласно данным Дукаревича (1976), из 12 простых азотных удобрений, применяемых в России, четыре содержат углерод: нейтрализованная аммиачная селитра, сульфат аммония и мочевина, чистая мочевина и цианамид кальция. Из восьми видов фосфорных удобрений углерод встречается только в составе фосфоритной муки, а из девяти калийных — в составе поташа. Статистика по внесению минеральных удобрений в почвы приводится в пересчете на действующие вещества, поэтому коэффициенты по содержанию углерода в разных видах удобрений рассчитаны к соответствующим действующим веществам. При этом учтено соотношение углерода и прочих химических элементов в составе всех удобрений (содержащих и не содержащих углерод) каждого вида (азотных, фосфорных и калийных). Результаты расчетов коэффициентов приведены в табл. 2.

Аналогично минеральным удобрениям было оценено поступление углерода в почвы с известковыми материалами. Среднее содержание углерода во всех существующих в стране 26 видах известковых материалов (Справочник по минеральным..., 1960) равно 7,15 %, включая вещества, содержащие и не содержащие углерод.

Одним из наиболее точных методов оценки фотосинтетического поступления углерода в экосистемы и нетто-продуктивности фотосинтеза можно считать хлорофилльный способ (Мокроносов, 1999), который и был нами использован. Точность оценки первичной биологической продуктивности по этому методу составляет 15—25 %. При этом необходимо знать величину проективного содержания хлорофилла. Известно, что каждый килограмм хлорофилла обеспечивает в среднем за период вегетации связывание около 145 кг атмосферного углерода в фитомассе. Это соотношение может несколько варьировать в зависимости от видов растений. Поэтому для оценки поступления углерода с биомассой культурных растений нами были

Таблица 2

Содержание углерода в разных видах минеральных удобрений

Вид удобрений	Среднее содержание действующего вещества, %	Среднее содержание углерода, %	Пересчетный коэффициент (углерод/действ. в-во)
Азотные	29,22	3,66	0,13
Фосфорные	24,81	0,37	0,015
Калийные	31,17	0,53	0,017

использованы хлорофилльные индексы разных культурных экосистем (зерновые, пропашные, одно- и многолетние травы и др.), которые были определены по данным Куренковой (1998). По оценкам Заварзина (2001), в среднем для экосистем России проективное содержание хлорофилла составляет около 22 кг/га. Эта величина была использована для тех культурных биоценозов, для которых более специфичных данных не было обнаружено, например для многолетних насаждений. Значения, использованные в расчетах, приведены в табл. 3.

Таблицы 3

Проективное содержание, продуктивность хлорофилла и связанный углерод в основных типах культурных экосистем

Культуры	Проективное содержание хлорофилла, кг/га	Продуктивность хлорофилла, кг С/кг хлорофилла	Фотосинтетически связанный углерод, т/(га · год)
Зерновые	20,65	197	4,07
Технические	13,3	184,5	2,45
Пропашные	15,5	215	3,33
Однолетние травы	20,73	141	2,92
Многолетние травы	16,95	140	2,37
Зернобобовые	20,69	169	3,50
Овоще-бахчевые	18,4	176,5	3,25
Многолетние насаждения	22,0	145	3,19
Среднее	18,5	171	3,16

Потери углерода на возделываемых землях. Общий вынос углерода с территории возделываемых земель рассматривался по следующим составляющим: механические потери углерода с дефляцией и эрозией почвы, вынос органического углерода с урожаем и побочной продукцией, а также потери углерода почв при их дыхании. Ниже описана методика расчета каждого из этих потоков.

По данным Титляновой и др. (1998), за последние 60—70 лет средние потери органического углерода сельскохозяйственных почв Сибири в результате эрозии и дефляции составили около 100 кг/га в год. Эта величина, по-видимому, близка к средним потерям углерода на пашнях и для других регионов России. Однако следует отметить, что большее количество эродированного материала переотлагается в понижениях или овражной зоне в пределах пахотных земель, что не должно учитываться в наших расчетах. В Западной Европе эта величина оценивается около 75—80 % всего объема эрозии почв (Сидорчук, Сидорчук, 1998). В европейской части России объем выноса органического вещества почв за пределы пашни в среднем составляет 11—17 % общей массы материала, перемещаемого плоскостным смывом (Пацукевич, Козловская, 2000). В цен-

тральной зоне европейской части России (Среднерусская, Калачская, Приволжская и Верхнекамская возвышенности), а также на юге России в степной зоне (Ставрополье), для которых характерна высокая степень заовраженности и соответственно самая высокая по России овражная эрозия (Зорина, 2000; Любимов и др., 2000), доля продуктов плоскостного смыва, поступающих в водотоки или оседающих на непахотных землях, невелика и составляет соответственно 15—20 и 10—15 % общего объема смыва. Таким образом, даже в регионах с интенсивной эрозией около 70—80 % эродированного материала переотлагается в пределах пашни, а вынос в водотоки составляет 20—30 % (Пацукевич, Козловская, 2000). По всей вероятности, эти величины применимы ко всей территории России. Поэтому, используя величину потерь углерода в 100 кг/га, предложенную Титляновой и др. (1998), можно заключить, что только 20—30 кг углерода с одного гектара безвозвратно выносится за пределы пахотных земель.

Для верификации этих данных был проведен расчет объема смыва органического вещества с одного гектара площади водосбора с использованием информации о качестве поверхностных вод Российской Федерации за 1991, 1992, 1993 и 1995 гг. (Ежегодник качества..., 1994, 1995, 1996). Для этого нами проанализированы площади водосборов и данные о содержании органического вещества в водах рек Белого, Баренцева, Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского, Охотского, Балтийского, Черного, Азовского и Каспийского морей, бассейна Тихого океана и озера Байкал. Приняв содержание углерода в органическом веществе равным 50 %, мы рассчитали величину смыва углерода с территории соответствующего водосбора. Полученные результаты представлены в табл. 4. Из таблицы следует, что в начале 90-х годов величина смыва углерода в среднем по стране находилась в пределах 21—25 кг с 1 га водосбора. Учитывая, что в последние годы проведение противоэрозионных мероприятий в сельском хозяйстве России сократилось, для расчетов за период 1990—2004 гг. мы выбрали максимальное значение потерь — 25 кг/га. Полученная величина хорошо согласуется с данными Титляновой и др. (1998) и Пацукевич и Козловской (2000), рассмотренными выше.

Вынос углерода биомассы культурных растений с территории возделываемых земель при уборке урожая рассчитывали как сумму потерь углерода с побочной продукцией (солома, ботва) и урожаем основной продукции (зерно, корнеплоды, сено). Для оценки количества биомассы побочной продукции растений мы использовали примененную ранее методику (Романовская и др., 2002) на основе регрессионных уравнений Левина (1977), данных об урожайности основной продукции (Сельское хозяйство..., 1998, 2004) и содержании углерода в надземной части растений (GPG, 2000). Определе-

Таблица 4

Смыв углерода с 1 га водосбора рек на территории Российской Федерации

Река	Площадь водосбора, тыс. км^2	Смыв углерода с территории водосбора, кг С/(га · год)			
		1991	1992	1993	1995
Кола	3,78	27,2	28,3	28,8	21,0
Онега	55,7	47,5	37,4	49,0	50,1
Северная Двина	348	43,8	34,2	53,9	41,8
Мезень	56,4	35,8	36,0	49,6	30,7
Печора	312	49,0	39,3	42,9	32,9
Обь	2430	15,7	8,6	16,1	14,9
Таз	100	34,5	23,3	13,5	28,6
Енисей	2440	14,9	21,3	18,1	18,4
Анабар	78,8	25,6	24,7	22,6	16,9
Оленек	198	29,3	17,7	23,8	14,5
Лена	2430	12,0	13,3	12,0	15,4
Индигирка	322	7,9	9,0	10,0	8,9
Колыма	635	7,0	8,8	7,2	4,0
Камчатка	45,6	18,4	18,0	11,1	13,4
Пенжина	71,6	6,9	6,6	7,1	8,9
Гижига	11,7	21,5	17,5	24,3	18,0
Тауй	25,1	27,9	25,7	9,8	34,1
Амур	1790	15,2	20,9	16,8	13,8
Тымь	7,72	29,6	14,8	29,3	40,0
Поронай	6,08	92,1	91,3	63,2	153,8
Нева	281	20,5	22,4	18,7	—
Преголя	13,6	22,2	35,4	—	36,4
Днепр	14,1	17,2	—	20,5	—
Дон	420	7,3	4,0	4,7	9,3
Северный Донец	80,9	6,3	5,3	8,5	9,2
Кубань	49	15,0	22,6	25,8	10,8
Сочи	0,296	27,0	36,5	32,6	25,2
Терек	37,4	24,6	34,5	29,4	10,7
Урал	82,3	4,4	2,3	4,1	3,9
Верхняя Ангара	20,6	12,9	17,7	12,0	32,0
Баргузин	19,8	16,1	14,2	9,2	12,0
Селенга	445	5,0	3,1	5,0	4,8
Среднее		23,4	22,4	21,3	24,6

ние углерода, вынесенного с полей с урожаем, выполнено на основании данных о валовом сборе и соответственном содержании углерода в основной продукции растений (GPG, 2000). Для тех культур, по которым значения среднего содержания углерода в биомассе отсутствовали, использовали коэффициент 0,45, что согласуется с данными, полученными для агроценозов в работе (Титлянова и др., 2005). Масса углерода в побочной продукции риса, горчицы, рапса

и сои была оценена по регрессионным уравнениям наиболее биологически близких к ним видам культурных растений. У силосных растений (кукуруза) и многолетних и однолетних трав побочная продукция не оценивалась нами отдельно, и вся надземная биомасса рассматривалась как основная продукция.

Дыхание почв складывается из следующих потоков: дыхание корней и дыхание почвенной микрофлоры. Последнее происходит в результате разложения почвенного органического вещества (Кудеяров, Курганова, 2005). Поскольку дыхание корней (как и дыхание наземной части растений) уже было учтено нами при рассмотрении фотосинтетически связанного углерода, ассимилированного в биомассе (чистая первичная продукция), нам необходимо было оценить потери углерода в форме CO_2 при разложении почвенного органического вещества. Для этого нами проанализированы данные литературы по экспериментальным оценкам дыхания разных типов почв под разными сельскохозяйственными культурами, измеренными в течение вегетационного периода (Ларионова, Розанова, 1993; Макаров, 1988; Ларионова, 1988; Rochette et al., 1992; Наумов, 1994; Смирнов, 1954; Тюлин, Кузнецов, 1971; Кудеяров и др., 1995; Ковалева, Булаткин, 1987; Котакова, 1975; Трофимова, 1989; Зборищук, 1979; Бурдюков, Телюгин, 1983; Зонн, Алешина, 1953; и др.), а также дыхание почв под паром (Емельянов, 1970; Котакова, 1975; Кудеяров и др., 1995; Наумов, 1994; Макаров, 1993). Собранные данные об интенсивности выделения CO_2 почвами были приведены к единым единицам измерения (мг $CO_2/(м^2 \cdot ч)$) и усреднены по основным типам почв (черноземы, дерново-подзолистые и каштановые с серыми лесными почвами). Полученные результаты приведены в табл. 5.

Таблица 5

Средние значения дыхания разных типов почв в агроценозах

Почва	Эмиссия CO_2, мг/($м^2 \cdot ч$)	Источник
Серая лесная	70	Ларионова, Розанова, 1993
Среднее по агроземам	430	То же
Дерново-подзолистая	270	Макаров, 1988
Дерново-подзолистая	420	То же
Дерново-подзолистая	540	”
Дерново-подзолистая	450	”
Предкавказский чернозем	483	”
Предкавказский чернозем	480	”
Предкавказский чернозем	580	”
Предкавказский чернозем	1003	”
Серая лесная	55	Ларионова, 1988
Дерново-подзолистая	230	Макаров, 1988

Окончание табл. 5

Почва	Эмиссия CO_2, мг/(м^2 · ч)	Источник
Подзолистая	404	То же
Подзолистая	594	Rochette et al., 1992
Дерново-подзолистая глеевая	120	Наумов, 1994
Мерзлотно лугово-черноземная	513	То же
Чернозем	160	”
Каштановая	225	”
Дерново-подзолистая	359	Смирнов, 1954
Дерново-подзолистая	70	То же
Дерново-подзолистая	286	Тюлин, Кузнецов, 1971
Серая лесная	124	Кудеяров и др., 1995
Серая лесная	318	Ковалева, Булаткин, 1987
Чернозем выщелоченный	208	Котакова, 1975
Чернозем выщелоченный	338	То же
Чернозем обыкновенный	173	Трофимова, 1989
Чернозем обыкновенный	189	Зборищук, 1979
Чернозем	495	Бурдюков, Телюгин, 1983
Чернозем обыкновенный	451	Зонн, Алешина, 1953
Чернозем южный	180	Лядова, 1975
Чернозем обыкновенный	160	Кривонос, Егоров, 1983
Чернозем	869	Попова, 1968
Чернозем типичный	291	Дьяконова, 1961
Чернозем типичный	375	То же
Темно-каштановая	248	Емельянов, 1970
Каштановая	207	Чимитдоржиева и др., 1990
Светло- каштановая	376	Кретинина, Пожилов, 1989
Черноземы (среднее)	402	То же
Дерново-подзолистые (среднее)	340	”
Другие типы почв (среднее)	256	”
Среднее	368	”
Дерново-подзолистая (пар)	80	Макаров, 1993
Мерзлотно лугово-черноземная (пар)	238	Наумов, 1994
Каштановая (пар)	243	То же
Чернозем выщелоченный (пар)	157	Котакова, 1975
Темно-каштановая (пар)	362	Емельянов, 1970
Серая лесная (пар)	160	Кудеяров и др., 1995
Среднее (пар)	207	

Однако следует учитывать, что значения, приведенные в табл. 5, включают в себя и дыхание корней. Во избежание двойного учета корневого дыхания мы условно приняли, что вклад корней в общее почвенное дыхание в агроценозах равен 40 %. По данным Благодатского и др. (1993), величина корневого дыхания на пашнях находится в пределах от 1/2 до 1/3 общего почвенного дыхания. В ра-

боте Кудеярова и Кургановой (2005) доля корневого дыхания в агроценозах определена равной в среднем 38 %. Таким образом, принятый нами коэффициент согласуется с данными литературы.

Для корректной оценки годового потока CO_2 и соответствующих потерь углерода на территории возделываемых земель необходимо также рассчитать величину дыхания почв вне вегетационного периода. По различным данным зимнее дыхание почв может составлять от 10 до 47 % (Кудеяров, Курганова, 2005) годового потока. По оценке Заварзина (2001), на территории нашей страны зимний поток углекислого газа при дыхании почв в среднем составляет около 10 % годового. Эта величина и была использована нами в расчетах.

Таким образом, с использованием данных по соотношению площадей разных типов почв на сельскохозяйственных угодьях России (Распределение земельного фонда..., 1980) и полученных средних коэффициентов для основных типов почв (см. табл. 5) были рассчитаны величины общего дыхания почв на территории возделываемых земель в течение вегетационного периода. Средняя продолжительность вегетационного периода была определена по справочным данным для каждого экономического региона России (Романенко и др., 2000) и находится в пределах от 100 суток (Восточно-Сибирский регион) до 193 суток (Северо-Кавказский регион). Затем вычитали вклад корневого дыхания, прибавляли зимнее дыхание почв, переводили в единицы углерода и результат использовали при вычислении нетто-потока углерода на сельскохозяйственных почвах страны.

Результаты

На основании полученных оценок поступления и выноса углерода был составлен общий ежегодный баланс углерода на возделываемых землях за период 1990—2004 гг., который представлен в табл. 6. Положительные значения в таблице показывают поступление углерода в агроценозы, а отрицательные — его потери. Как следует из табл. 6, общий годовой баланс углерода возделываемых земель России отрицательный в течение всего рассматриваемого периода и характеризуется нетто-потерями углерода в среднем около 68,8 млн. т в год. В 1990 г. суммарные нетто-потери углерода сельскохозяйственных почв в стране были равны 87,5 млн. т С, а в 2004 г. эта величина увеличилась до 89,7 млн. т, несмотря на сокращение площадей пахотных земель за исследуемый период почти на 28 % (36,8 млн. га) (Сельское хозяйство..., 2004). Это подтверждается и анализом годовой нетто-эмиссии углерода в расчете на 1 га возделываемых земель в стране, приведенной на рис. 2. В течение последних лет (с 1998 г.) наблюдается повышение удельных значений годовых нетто-потерь углерода, что, по-видимому, связано с сокращением поступления соединений углерода в почвы и прежде всего с резким спадом ис-

пользования органических удобрений в стране. Их внесение сократилось в течение рассматриваемого периода на 86 %: с 389,5 млн. т в 1990 г. до 54,0 млн. т в 2004 г., что обусловлено сокращением поголовья скота и численности птицы в Российской Федерации. В результате такого снижения внесения органических удобрений в почвы сократилось и количество поступающего из них углерода: с 71,1 млн. т в 1990 г. до 9,8 млн. т в 2004 г. В расчете на 1 га возделываемых земель внесение органических удобрений под посевы в сельскохозяйственных предприятиях сократилось с 3,5 до 0,6 т/га (Сельское хозяйство..., 2004), что, очевидно, не может компенсировать потери органического вещества возделываемых почв.

Картофель и технические культуры характеризуются относительно низкими величинами фотосинтетически связанного углерода (см. табл. 3). Увеличение их вклада в структуре посевных площадей России с 1990 по 2004 г. составило 12 %, что может также оказывать влияние на увеличение удельных потерь углерода почв за этот период. И, наконец, снижение поступления соединений углерода в обрабатываемые почвы обусловлено сокращением суммарного внесения углерода с минеральными удобрениями и известковыми материалами за исследуемый период более чем в 10 раз (с 4,3 до 0,4 млн. т).

Таким образом, анализ источников поступления углерода в сельскохозяйственные почвы показывает, что фотосинтетический углерод является основным потоком, определяющим суммарное количество накопленного углерода. Вклад органических удобрений в общее поступление углерода составлял от 14,5 % в 1990 г. до 3,4 % в 2004 г., а на долю остальных источников приходилось 0,7 и 0,1 % в 1990 и 2004 гг. соответственно. Снижение вклада органических и минеральных удобрений обусловлено сокращением их внесения в почвы за период 1990—2004 гг.

От 30 до 50 % суммарного выноса соединений углерода с полей приходится на изъятие биомассы культурных растений при уборке урожая. Как следует из полученных данных, в целом наблюдается тенденция уменьшения количества углерода основной и побочной продукции культурных растений с 1990 г. с 292,4 до 164,3 млн. т С к 2004 г. Это связано с сокращением посевных площадей в стране. Урожайность растений формируется в зависимости от комплекса экологических, агрохимических и других факторов и изменяется между годами нелинейно, поэтому и суммарные потери углерода несколько варьируют в течение исследуемых 15 лет (см. табл. 6). Сравнительно высокий урожай в 1997 г. и низкие дозы внесения органических и минеральных удобрений обусловили больший вынос углерода почв в этом году, чем при средней и пониженной урожайности в течение других лет, и соответственно сильнее сдвинули баланс углерода в сторону его потерь (см. рис. 2). Зависимость ко-

Таблица 6

Ежегодный баланс углерода (млн. т С) в почвах возделываемых земель России за период 1990—2004 гг.

Год	Поступление углерода					Вынос углерода				Баланс
	1	*2*	*3*	*4*	Всего	*5*	*6*	*7*	Всего	
1990	71,06	0,56	3,77	420,00	495,39	−292,41	−3,31	−285,61	−581,34	−85,95
1991	63,34	0,50	3,48	412,25	479,57	−235,73	−3,28	−282,71	−521,72	−42,15
1992	49,02	0,41	3,05	408,78	461,27	−254,98	−3,22	−277,49	−535,68	−74,41
1993	44,01	0,29	2,20	398,95	445,44	−235,17	−3,16	−272,47	−510,80	−65,36
1994	29,96	0,16	1,18	372,82	404,12	−182,82	−3,08	−265,47	−451,38	−47,26
1995	23,24	0,12	0,74	360,73	384,84	−177,70	−3,02	−260,82	−441,54	−56,70
1996	19,67	0,12	0,53	351,18	371,50	−172,48	−2,96	−255,00	−430,44	−58,95
1997	15,71	0,12	0,40	341,36	357,59	−191,71	−2,88	−248,76	−443,36	−85,77
1998	13,15	0,11	0,28	322,51	336,04	−133,97	−2,78	−239,09	−375,85	−39,80
1999	12,61	0,11	0,30	307,67	320,69	−144,22	−2,67	−230,67	−377,56	−56,87
2000	12,04	0,13	0,34	297,97	310,48	−154,89	−2,61	−225,11	−382,62	−72,14
2001	10,87	0,12	0,32	297,90	309,21	−169,57	−2,58	−222,85	−395,00	−85,79
2002	11,24	0,13	0,30	297,35	309,01	−170,58	−2,55	−220,56	−393,69	−84,68
2003	11,07	0,11	0,31	275,75	287,24	−153,68	−2,42	−210,33	−366,43	−79,19
2004	9,85	0,11	0,29	275,26	285,52	−164,26	−2,39	−208,41	−375,07	−89,55

Примечание. *1* — органические удобрения, *2* — минеральные удобрения, *3* — известковые материалы, *4* — фотосинтетически связанный углерод биомассы культурных растений, *5* — вынос с урожаем основной и побочной продукции, *6* — эрозия и дефляция почв, *7* — дыхание почв.

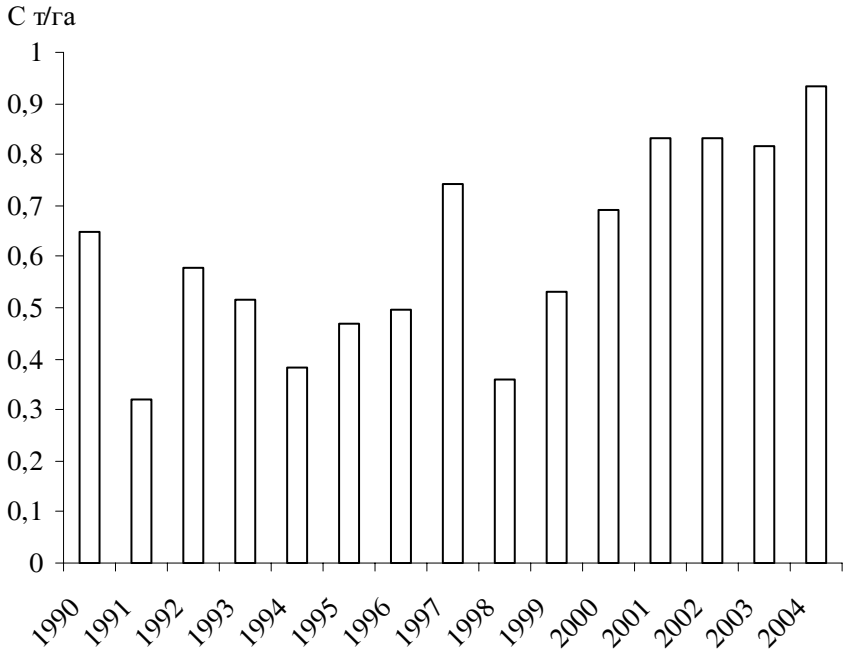


Рис. 2. Годовая нетто-эмиссия углерода с 1 га почв возделываемых земель (т С/га) за период 1990—2004 гг.

личества оставшихся на полях органических остатков от роста урожая не всегда линейна. Установлено, что увеличение урожайности надземной биомассы обусловливает снижение доли пожнивных и корневых остатков в общей биомассе растения (Романовская и др., 2002) и, таким образом, способствует относительно большему выносу углерода с побочной продукцией и урожаем основной продукции с полей и меньшему возврату углерода в почвы.

Основной вклад в суммарные потери углерода возделываемых земель принадлежит дыханию почв, доля которого варьирует от 49 до 63 % в течение рассматриваемого периода. После 1990 г. потери углерода с дыханием обрабатываемых почв в России уменьшились с 285,6 до 208,4 млн. т С в год, что обусловлено сокращением площадей возделываемых земель в стране. Та же причина способствовала уменьшению потерь углерода с эродированным материалом с 3,3 млн. т С в 1990 г. до 2,4 млн. т в 2004 г.

По экспериментальным данным Министерства сельского хозяйства, средние потери гумуса пахотных почв в течение 1991—1999 гг. составили 0,032 %, что (если принять содержание углерода в гумусе равным 58 %) соответствует 0,0183 % С/га (Результаты

агрохимического..., 2001). Согласно нашим балансовым оценкам, средняя величина потерь запасов углерода возделываемых земель с 1991 по 1999 г. составляет 0,493 т С/га. Приняв объемную массу агроземов в среднем равной 1,32 г/см^3 для пахотного слоя глубиной 20 см, мы рассчитали соответствующее изменение содержания углерода: 0,0187 % С/га. Таким образом, можно заключить, что расчеты, выполненные по разработанной нами балансовой методике, хорошо согласуются с экспериментальными данными и могут быть использованы для национальных инвентаризаций парниковых газов в Российской Федерации.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 05-05-65109) и Президентского гранта по поддержке молодых ученых и ведущих научных школ по проблемам наук о земле академика Ю. А. Израэля (№ НШ-1876.2003.5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бамбалов Н. Н., Янковская Н. С. 1994. Фракционный состав азотного фонда органических удобрений и растений-торфообразователей. — Агрохимия, № 7, 8, с. 55—61.

Благодатсткий С. А., Ларионова А. А., Евдокимов И. В. 1993. Вклад дыхания корней в эмиссию CO_2 из почвы. — В кн.: Дыхание почвы. Сб. научн. трудов. Пущино, с. 26—32.

Бурдюков В. Г., Телюкин В. А. 1983. Биологическая активность почвы при разных условиях питания растений. — Агрохимия, № 4, с. 90—94.

Васильев В. А., Филиппова Н. В. 1988. Справочник по органическим удобрениям. — М.: Росагропромиздат. — 255 с.

Дукаревич Б. И. 1976. Справочник по минеральным удобрениям. — М.: Моск. рабочий. — 192 с.

Дьяконова К. В. 1961. Почва как источник углекислоты для растений в условиях орошаемых и неорошаемых Предкавказских черноземов. — В кн.: Микроорганизмы и органическое вещество почв. М.: Изд-во АН СССР, с. 119—182.

Ежегодник качества поверхностных вод РФ. 1994. — Обнинск: ВНИИГМИ—МЦД. — 481 с.

Ежегодник качества поверхностных вод РФ. 1995. — Обнинск: Федеральная служба России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. — 581 с.

Ежегодник качества поверхностных вод РФ. 1996. — Обнинск: Федеральная служба России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. — 662 с.

Емельянов И. И. 1970. Динамика углекислоты и кислорода в темно-каштановых карбонатных почвах Целиноградской области. — В кн.: Труды Ин-та почвоведения АН КазССР. Т. 18. Алма-Ата, с. 25—44.

Заварзин Г. А. 2001. Роль биоты в глобальных изменениях климата. — Физиология растений, т. 48, № 2, с. 306—314.

Зборищук Н. Г. 1979. Некоторые особенности динамики CO_2 в орошаемых Предкавказских черноземах. — Вестник МГУ. Серия Почвоведение, № 3, с. 40—44.

Зонн С. В., Алешина А. К. 1953. О газообмене между почвой и атмосферой под пологом лесных насаждений. — Докл. АН СССР, Т. XCII, № 5, с. 40—44.

Зорина Е. Ф. 2000. Овраги, оврагообразование и потенциал развития. — В кн.: Эрозия почв и русловые процессы. Вып.12. М: МГУ, с. 72—95.

Киотский протокол к Конвенции об изменении климата. 1998. — UNFCCC, UNEP/IUC. — 33 с.

Кобак К. И. 1988. Биотические компоненты углеродного цикла. — Л: Гидрометеоиздат. — 248 с.

Ковалева А. Е., Булаткин Г. А. 1987. Динамика CO_2 серых лесных почв. — Почвоведение, № 5, с. 111—114.

Котакова П. С. 1975. Продуцирование CO_2 выщелоченным черноземом при различном его сельскохозяйственном использовании. — В кн.: Науч. тр. Орлов. обл. с.-х. опытной станции. Вып. 7, с. 181—190.

Кретинина Т. А., Пожилов В. И. 1989. Влияние систематического применения удобрений и орошения на биологические свойства светло-каштановой почвы. — Агрохимия, № 5, с. 65—72.

Кривонос Л. А., Егоров В. П. 1983. Биологическая активность черноземов в агроценозах Курганской области. — В кн.: Почвы Зап. Сибири и повышение их биологической активности. — Омск, с. 8—14.

Кудеяров В. Н., Курганова И. Н. 2005. Дыхание почв России: анализ базы данных, многолетний мониторинг, общие оценки. — Почвоведение, № 9, с. 1112—1121.

Кудеяров В. Н., Хакимов Ф. И., Деева Н. Ф. и др. 1995. Оценка дыхания почв России. — Почвоведение, № 1, с. 33—42.

Куренкова С. В. 1998. Пигментная система культурных растений в условиях подзоны средней тайги Европейского Северо-Востока. — Екатеринбург: УрО РАН. — 115 с.

Ларионова А. А. 1988. Динамика интенсивности дыхания серой лесной почвы в зависимости от агроэкологических факторов. —Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М. — 20 с.

Ларионова А. А., Розонова Л. Н. 1993. Суточная, сезонная и годовая динамика выделения CO_2 из почвы. — В кн.: Дыхание почвы. Пущино, с. 59—68.

Левин Ф. И. 1977. Количество растительных остатков в посевах полевых культур и его определение по урожаю основной продукции. — Агрохимия, № 8, с. 36—42.

Любимов Б. П., Никольская И. И., Прохорова С. Д. 2000. Интенсивность современной овражной эрозии по Европ. территории России. — В кн.: Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 12. М: МГУ, с. 96—100.

Лядова Н. И. 1975. Влияние агротехнических приемов на биологическую активность южного чернозема. — В кн.: Пути повышения урожайности полевых культур на юге Украины. Одесса, с. 3—7.

Макаров Б. Н. 1988. Газовый режим почв. — М: ВО Агропромиздат. — 105 с.

Макаров Б. Н. 1993. Дыхание почвы и роль этого процесса в углеродном питании растений. — Агрохимия, № 8, с. 94—104.

Массо В. Я. 1979. Динамика химического состава коровьего навоза при различных технологиях его использования. — Агрохимия, № 5, с. 90—98.

Мокроносов А. Т. 1999. Глобальный фотосинтез и биоразнообразие растительности. — В кн.: Глобальные изменения природной среды и климата. Круговорот углерода на территории России. — М: Министерство общего и профессионального образования Российской Федерации, с. 19—62.

Мыц Е. А. 1996. Потери аммиачного азота из навоза и приготовленных по различным технологиям компостов в зависимости от сроков запашки. — Агрохимия, № 7, с. 74—76.

Наумов А. В. 1994. Сезонная динамика и интенсивность выделения CO_2 в почвах Сибири. — Почвоведение, № 12, с. 77—83.

ОНТП 17-81. 1983. Общесоюзные нормы технологического проектирования систем удаления и подготовки к использованию навоза и помета. — М.: Колос. — 32 с.

Органические удобрения: Справочник. 1988. Под ред. П. Д. Попов, В. И. Хохлов, А. А. Егоров и др. — М: Агропромиздат. — 207 с.

Пацукевич З. В., Козловская М. Э. 2000. Эрозионно-аккумулятивные процессы в степной зоне Европейской части России. — В кн.: Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 12. М.: МГУ. — 297 с.

Попова Э. П. 1968. Интенсивность дыхания почв под различными культурами. — В кн.: Труды Красноярского с.-х. ин-та. Красноярск, т. XIX, с. 157—163.

Распределение земельного фонда с.х. угодий РСФСР по группам почв. 1980. — М: Минсельхоз РСФСР, Россельхозхимия, Главное управление землепользования и землеустройства, ВНИ и проектно-технологический институт химизации с.-х. — 107 с.

Результаты агрохимического мониторинга на реперных участках. 2001. Министерство сельского хозяйства Российской Федерации. — М: Агроконсалт. — 80 с.

Романенко Г. А., Тютюнников А. И., Сычев В. Г. 2000. Удобрения. Значение, эффективность применения. Справочное пособие. — М: ЦИНАО. — 371 с.

Романовская А. А., Гитарский М. Л., Карабань Р. Т. и др. 2002. Оценка эмиссии закиси азота от неутилизируемой в аграрном секторе страны мортмассы сельскохозяйственных растений. — В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. 18. СПб: Гидрометеоиздат, с. 276—286.

Российский статистический ежегодник: Стат. сборник. 2005. —М: Росстат РФ. — 679 с.

Сельское хозяйство в России: Стат. сборник. 1998. —М: Госкомстат России. — 448 с.

Сельское хозяйство, охота и лесоводство в России: Стат. сборник. 2004. —М: Росстат РФ. — 478 с.

Сидорчук А. Ю., Сидорчук А. А. 1998. Система принятия решения для охраны почв в случае овражной эрозии. — В кн.: Антропогенная деградация почвенного покрова и меры ее предупреждения. Тез. докл. Всероссийской конференции. М., т. 2, с. 39—42.

Сиротенко О. Д. 2000. Будущее сельского хозяйства России в связи с ожидаемыми изменениями климата. — В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XVII. СПб: Гидрометеоиздат, с. 258—274.

Смирнов В. Н. 1954. К вопросу о биологической активности почв под лесами южной части таежной зоны. — Труды Ин-та леса АН СССР, № 32, с. 267—276.

Справочник по минеральным удобрениям. 1960. — М: Сельхозгиз. — 552 с.

Титлянова А. А., Булавко Г. И., Кудряшова С. Я. и др. 1998. Запасы и потери органического углерода в почвах Сибири. — Почвоведение, № 1, с. 51—59.

Титлянова А. А., Кудряшова С. Я., Косых Н. П. и др. 2005. Биологический круговорот углерода и его изменение под влиянием деятельности человека на территории Южной Сибири. — Почвоведение, № 10, с. 1240—1250.

Трофимова Т. А. 1989. Влияние различных обработок на показатели биологической активности чернозема обыкновенного. — В кн.: Почвозащитная обработка и рациональное применение удобрений. Каменная степь, с. 46—49.

Тюлин В. В., Кузнецов Н. К. 1971. Содержание углекислого газа в почвенном воздухе и дыхание дерново-подзолистых почв. — В кн.: Труды Кировского с.-х. ин-та (агрохимия). Киров, с. 280—289.

Чимитдоржиева Г. Д., Егорова Р. А., Андрианова Л. В. и др. 1990. Минерализационные потери органического вещества при применении нетрадиционных удобрений. — В кн.: Экол. оптимиз. агролесоландшафтов бассейна оз. Байкал. Улан-Удэ: АН СССР СО, с. 164—173.

GPG, 2000. Good Practice Guidance and Uncertainty Management in National Greenhouse Gas Inventories. — Japan: IPCC—IGES—OECD—IEA.

Rochette P., Desjardins R. L., Gregorich E. G. et al. 1992. Soil respiration in barley (*Hordeum vulgare L.*) and fallow fields. — Canad. J. Soil Sci., vol. 72, N 4, p. 591—603.

UN FCCC, 1992. UN Framework Convention on Climate Change. —UNFCCC: UNEP/IUC. — 29 p.

GLOBAL AND REGIONAL SCALE CLIMATE IMPLICATIONS OF SOME STABILIZATION PROGRAMS FOR CARBON DIOXIDE AND METHANE CONCENTRATIONS[1]

S. M. Semenov[*)], *Yu. A. Izrael*[**)], *G. V. Gruza*[**)], *E. Ya. Ran'kova*[*)]

[*)] Institute of Geography RAS, 29, Staromonetny per., 109017 Moscow, Russia, Serguei.Semenov@mtu-net.ru

[**)] Institute of Global Climate and Ecology of Roshydromet, 20B, Glebovskaya str., 107258 Moscow, Russia

Abstract. Combined programs for stabilization/reduction of greenhouse gas (GHG) concentrations in the atmosphere using 2012 as the initial year to start reducing the global annual industrial CO_2 emissions by 2 % to 3 % per year, and 500 to 600 Mt(CH_4) yr^{-1} for global annual anthropogenic methane emission ceilings will lead to quite a similar global surface temperature (GST) course in the 21st century and to GST culmination by the middle of the 22nd century at a level lower than 2 °C above 1990. It is likely that these GST anthropogenic perturbations will not be critical to those key vulnerabilities the fate of which arouses concern in a changing global climate. Regionalization of the global temperature projections associated with the above GHG reduction programs for Greenland yielded a regional temperature profile that, by preliminary estimates, will not lead to destabilization of the Greenland ice sheet (although natural variations of regional climate can result in its substantial temporary reductions and expansions).

Keywords. Greenhouse gases, global surface temperature, regionalization, key vulnerabilities, critical limits.

ГЛОБАЛЬНЫЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ НЕКОТОРЫХ ПРОГРАММ СТАБИЛИЗАЦИИ КОНЦЕНТРАЦИЙ ДИОКСИДА УГЛЕРОДА И МЕТАНА[1]

С. М. Семенов[*)], *Ю. А. Израэль*[**)], *Г. В. Груза*[**)], *Э. Я. Ранькова*[*)]

[*)] Институт географии РАН, Старомонетный пер., 29, 109017 Москва, Россия, Serguei.Semenov@mtu-net.ru

[**)] Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН, Глебовская ул., 20Б, 107258 Москва, Россия

Реферат. Комбинированным программам стабилизации/уменьшения содержания парниковых газов в атмосфере, в ходе выполнения которых глобальная индустриальная эмиссия CO_2 начи-

[1] The paper was partly presented at the expert meeting 'Post-2012 Climate Policies' at the International Institute for Applied Systems Analysis (IIASA, Luxenburg, Austria) on June 13, 2006, and at the Russia—UK climate change expert meeting at the Hadley Centre (Exeter, UK) on October 12, 2006. The paper is a publication from the project 3.1 of the program of the Earth Science Division of the Russian Academy of Sciences 'Hydrosphere and atmosphere processes: formation, changes, and control of the Earth's climate'.

ная с 2012 г. ежегодно уменьшается на 2—3 %, а „потолок" для ежегодной глобальной антропогенной эмиссии метана находится в пределах от 500 до 600 Мт(CH_4) · год$^{-1}$, соответствуют достаточно близкие кривые изменения среднегодовой глобальной температуры в приповерхностном слое атмосферы (GST) в XXI веке. Значения температуры достигают максимальных не позднее середины XXII столетия на уровне не выше 2 °C по отношению к значению 1990 г. Вероятно, что эти антропогенные возмущения GST не будут критичными для тех ключевых уязвимых элементов, судьба которых вызывает обеспокоенность в связи с изменением глобального климата. Регионализация перспективных оценок глобальной температуры, ассоциированных с упомянутыми выше программами, для Гренландии приводит к такому профилю температуры, который, по предварительным оценкам, не вызовет дестабилизации Гренландского ледникового щита.

Ключевые слова. Парниковые газы, глобальная приповерхностная температура, регионализация, ключевые уязвимые элементы, критические пределы.

Introduction

Changes in the global climate vs. the pre-industrial one are doubtless. In the 20th century they were detected with respect to numerous climate parameters (temperature, precipitation, snow cover, etc.). Their role and priority are determined by consequences for human well-being, in between, for human health, life-supporting systems, and the environment. Most climate scientists consider the changes that occurred in the past 50 years as human-induced, namely, caused by the enhancement of the greenhouse effect due to anthropogenic emissions of greenhouse gases (GHG): carbon dioxide CO_2, methane CH_4, nitrous oxide N_2O, etc. To avoid possible negative outcomes, the concept of stabilization was proposed in the 1990s and resulted in the development and adoption of the United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC) in 1992 aiming at GHG **stabilization**, i. e., keeping greenhouse gas concentrations below a certain constant "not dangerous" level.

Article 2 of the UNFCCC states that: "The ultimate objective of this Convention and any related legal instruments that the Conference of the Parties may adopt is to achieve, in accordance with the relevant provisions of the Convention, stabilization of greenhouse gas concentrations in the atmosphere at a level that would prevent dangerous anthropogenic interference with the climate system". According to the UNFCCC, "such a level should be achieved within a time frame sufficient

- to allow ecosystems to adapt naturally to climate change,
- to ensure that food production is not threatened and

- to enable economic development to proceed in a sustainable manner."

However, up to now no intergovernmental decisions on **particular levels** for GHG stabilization have been taken, and their nature is still debatable. Working group II of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) included the investigation of such potential levels in its outline for the Fourth Assessment Report (to be issued in 2007). It was proposed that the criteria for setting such levels could be based on the key vulnerability concept (Patwardhan, Schneider, Semenov, 2003). This refers to the Earth's and socio-economic systems having high sensitivity to climate change impacts, limited adaptive capacity, and potentially high importance for policy-makers in the elaboration of response strategies. The latter involves value judgments, and whether a given change in the global climate is acceptable is to decide through political process.

This approach suggests, in between, that a technique for 'GHG emissions → GHG concentrations → climate change' calculations and the corresponding computational means are available for day-to-day work of climate policy advisors to governmental and non-governmental organizations. Such methodologies should use the reduced-complexity climate models, because runs of the full-scale atmosphere — land — ocean grid-based models are very labor- and time-demanding and can be made by the professionals only. A wide range of stabilization programs to be assessed with the methodologies is also to be provided by research community, and their formulation in terms easily interpreted by politicians and the public appears essential.

The following issues will be considered in this paper:

— the simplest family of programs for reducing the global emissions of CO_2 and preventing its level rise, and the implications for GST;

— the simplest family of programs for stabilization of CH_4 level and the implications for GST;

— possible outcomes of combined reduction programs (CO_2+CH_4) for some key vulnerable elements of the global climate system and temperature conditions in some regions.

Methods

In 1989—1998 the atmosphere contained 760 Gt(C) of CO_2, the world ocean contained 39 000, while the total amount of carbon in terrestrial systems was estimated at 2500, i. e., one order less than that of the ocean (Land Use, Land-use Change, and Forestry, 2000, p. 30). The atmosphere-land annual CO_2 flux differed slightly from zero (0.7 ± 1 Gt(C)) (*Ibid*). The natural ability of terrestrial systems to ac-

cumulate more carbon seems very limited. Thus, the long-term perturbations of CO_2 level in the atmosphere are mainly determined by anthropogenic emissions and by further distribution of emitted amounts of anthropogenic CO_2 between the atmosphere and the ocean.

The global 'industrial' CO_2 emissions are well documented. Land—atmosphere fluxes associated with gas (*1*), oil products (*2*) and coal (*3*) burning, with cement production (*4*) and gas flaring (*5*), and the total emission (*6*) are presented in Figure 1 (data from (Marland et al., 2003)). The emissions caused by changes in land-use and land management are more uncertain, although the existing estimates of recent fluxes (Figure 2) show their compatibility with industrial ones with respect to the present magnitude.

While the total ocean carbon amounts to 39 000 Gt(C), the ocean-to-bottom sediment flux is 0.2 Gt(C) yr^{-1} only (Land Use, Land-use Change, and Forestry, 2000, p. 30); on the century-to-millennium time scales, this output can be ignored. Thus, on the century-to-millennium time scales, the Earth's system is practically closed with respect to CO_2. An additional ton of CO_2 emitted will inevitably lead to an increase in the atmospheric CO_2 burden. Therefore, the cessation of its concentration rise can be achieved through the reduction in anthropogenic emissions only (theoretically to zero), not just through stabilization of the overall global anthropogenic emission or the deceleration of its increase.

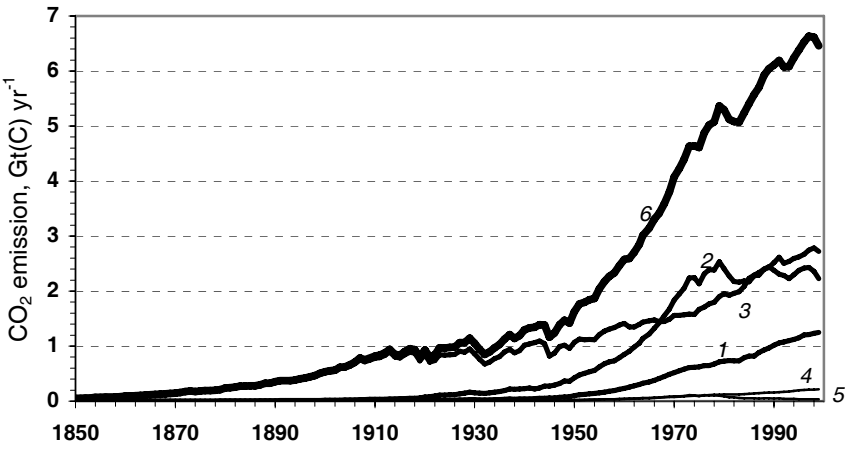


Figure 1. The global anthropogenic CO_2 emissions associated with gas (*1*), oil products (*2*) and coal (*3*) burning, with cement production (*4*) and gas flaring (*5*), and the total emission (*6*); data from (Marland et al., 2003).

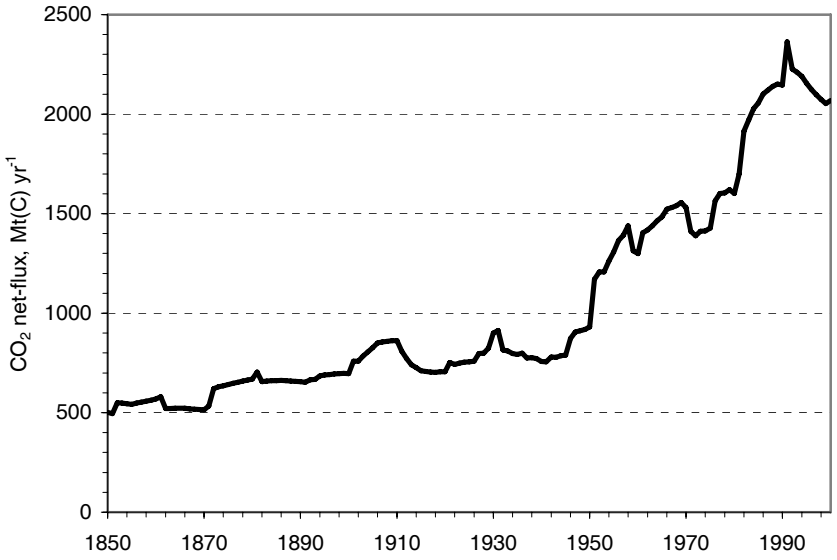


Figure 2. The global net-flux of CO_2 from the Earth's surface to the atmosphere associated with changes in land use and land management; data from (Houghton, Hackler, 2002).

Therefore, for model calculations, a special type of programs labeled as BC_T_{st} _T_{imp} for the reduction in industrial CO_2 emissions has been chosen (Semenov, 2004b; Izrael, Semenov, 2005; Izrael, Semenov, 2006):

— letters BC indicate the type of CO_2 emissions to be reduced, i.e., emissions from fossil fuel burning and cement production;

— T_{st} means the *start* year of the program;

— T_{imp} indicates the time period (yr) for the program *implementation*.

No emission control measures are taken before T_{st}. Global CO_2 emissions from now up to T_{st} are calculated as described in (Semenov, 2004b; Izrael, Semenov, 2005). In each year beyond T_{st}, the total amount of emissions is reduced by a certain factor, namely, by $\exp(1/T_{imp})$. Thus, the initial emission rate (i. e., in year T_{st}) will decrease by a factor of $e \approx 2.71$ over T_{imp} years. Similar programs can be constructed for emissions associated with changes in land use and land management (LU_T_{st} _T_{imp}). Examples of such emission profiles for BC_2012_T_{imp} and T_{imp} = 33 and 50 years are given in Figure 3. Respective annual reductions in the global emission are 3.3 and 2 %.

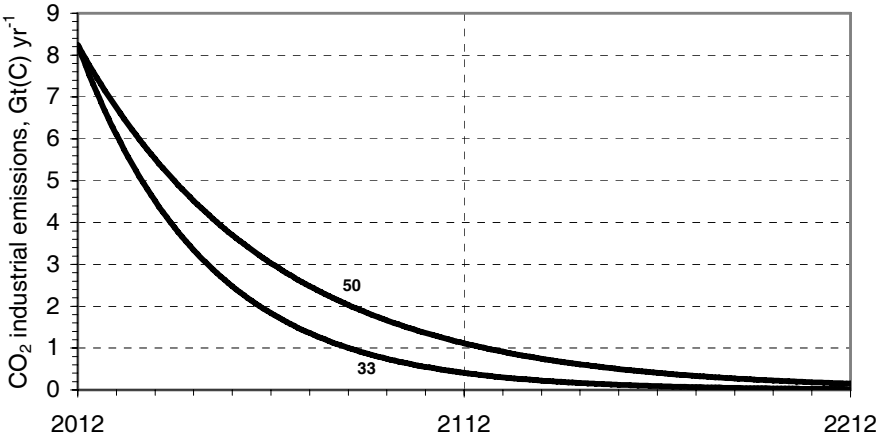


Figure 3. Emission profiles associated with the reduction in global industrial CO_2 emissions under programs BC_2012_T_{imp} for T_{imp} = 33 and 50 years (implementation time is given near respective curves); respective annual reductions in the global emission are 3.3 and 2 %.

Respective perturbations of the CO_2 burden in the atmosphere vs. the pre-industrial one were calculated with the globally aggregated atmosphere — ocean — land carbon cycle model of minimal complexity proposed in (Semenov, 2004a,b; Izrael, Semenov, 2005). The burden was then converted into CO_2 concentration using the following proportion: 760 Gt(C) of CO_2 corresponds to 359 ppm of CO_2, i. e., the 1989—1998 means, respectively, for the burden (Land Use, Land-use Change, and Forestry, 2000, p. 30) and Mauna Loa CO_2 concentration data (http://cdiac.esd.ornl.gov/) were used.

At the end of the 20th century, the global emission of methane CH_4 amounted to 610 Mt(CH_4) yr^{-1}, while its anthropogenic fraction was 450 (Climate Change 2001, 2001a, p. 250), or 74 %. The main anthropogenic sources (450 Mt(CH_4) yr^{-1} in all) were (Figure 4):

- oil and gas mining, transportation and processing — 110;
- trash dumps and wastes utilization processes — 65;
- livestock (fermentation processes) — 115;
- rice production — 100;
- biomass burning, etc. — 60 (Climate Change 2001, 2001a, p. 250).

As can be seen from Figure 5, the anthropogenic methane emission rates increased substantially around 1950. The linear function $E(t) = 4.66t - 8911$ (solid line) satisfactorily describes the global methane emission data (dotted line) over 1950—1990; t means a current year AD.

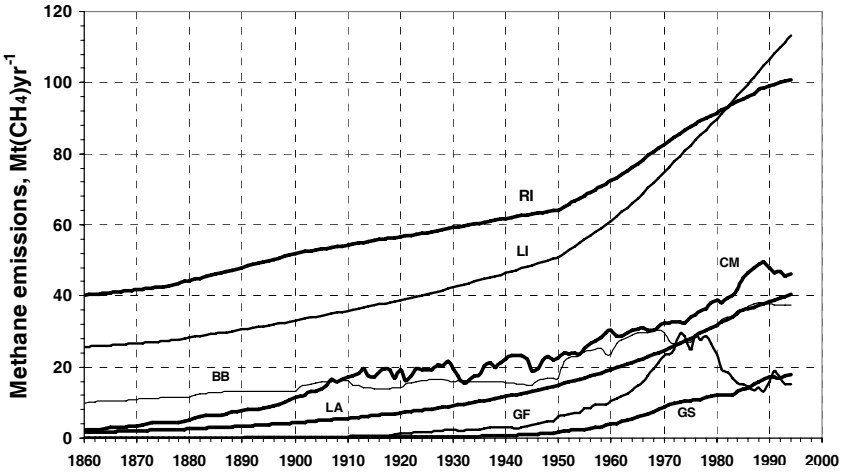


Figure 4. Anthropogenic emissions of CH_4: gas flaring, GF; gas supply, GS; coal mining, CM; biomass burning, BB; livestock, LI; rice production, RI; landfills, LA; data from (Stern, Kaufmann, 1998).

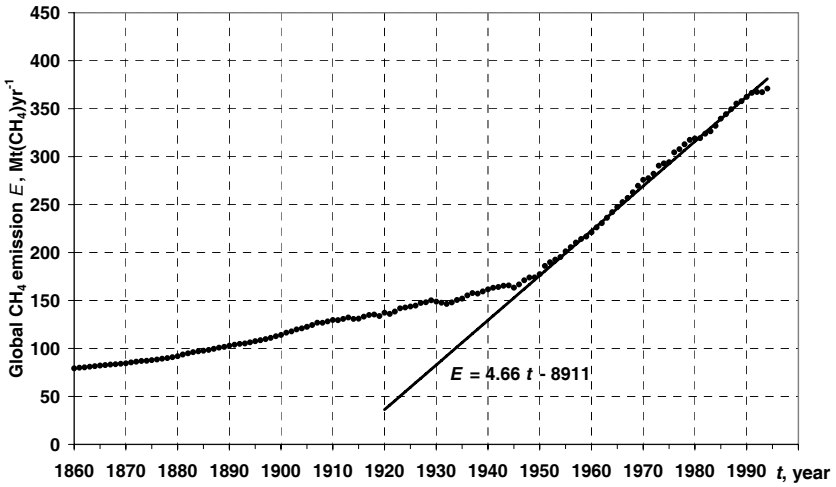


Figure 5. The linear function $E = 4.66\ t - 8911$ (solid line) satisfactorily describes the global methane emission data (dotted line) over 1950—1990; data from (Stern, Kaufmann, 1998).

In contrast with CO_2, methane has irreversible sinks in the atmosphere (chemical destruction). The main sink of methane is its chemical reaction with hydroxyl in the troposphere:

$$OH + CH_4 \rightarrow CH_3 + H_2O.$$

This sink amounts to 510 Mt(CH_4) yr^{-1}. Other 30 and 40 are produced by, respectively, microbiological decomposition in soils and chemical reactions in the stratosphere with hydroxyl, chlorine, and singlet oxygen atom (Alexandrov et al., 1992, c. 265; Lelieveld et al., 1998):

$$Cl + CH_4 \rightarrow HCl + CH_3;$$

$$O(^1D) + CH_4 \rightarrow OH + CH_3;$$

$$O(^1D) + CH_4 \rightarrow H_2 + CH_2O.$$

The difference of (610 − 510 − 30 − 40) = 30 Mt(CH_4) yr^{-1} leads to methane concentration rise in the atmosphere. Methane is rather short-lived; its lifetime is 12 yr only (*Ibid*).

Therefore, constraining its total emission below a certain upper level will ensure that methane concentration in the atmosphere will also be kept below some upper limit. Thus, the simplest family of the global anthropogenic methane emission profiles $E_{CH_4}(t)$ can be designed as follows: the emission increases linearly as $E(t)$ up to some 'ceiling' E_c value and then becomes constant. Such a program for reduction of the global anthropogenic methane emission is labeled as EC_E_c (emission ceiling E_c). The examples of such emission profiles are shown in Figure 6.

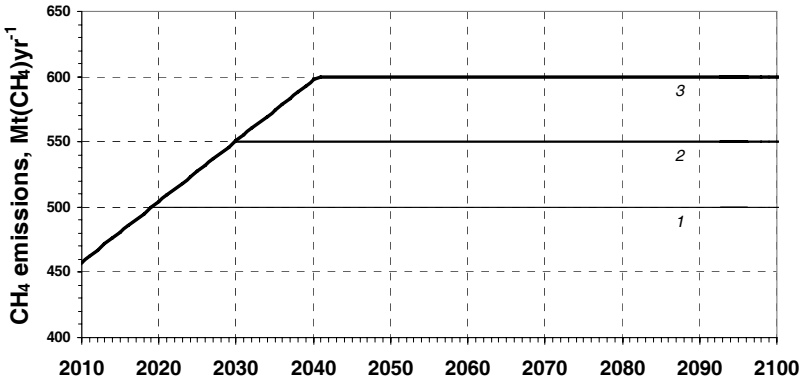


Figure 6. Global methane emission profiles for stabilization programs EC_E_c using (*1*) 500, (*2*) 550, and (*3*) 600 Mt(CH_4) yr^{-1} as global annual emission ceiling E_c.

The anthropogenic perturbation for the atmospheric methane burden was modeled with the following equation:

$$dM(t)/dt = E_{CH_4}(t) - (1/\tau)M(t),$$

where $E_{CH_4}(t)$ means the global anthropogenic methane emission at the moment t, while $\tau = 12$ yr is the methane lifetime in the atmosphere. The methane burden in the atmosphere was converted into its concentration using the following proportion (Dlugokencky, 1998):

2.8 Mt(CH_4) corresponds to 1 ppb of CH_4.

The anthropogenic perturbation $\Delta T(t)$ of the global annual mean surface temperature was estimated using the following equation (Izrael, Semenov, 2003; Semenov, 2004b; Izrael, Semenov, 2005):

$$\Delta T(t) = \theta(\Delta c(t-1) + \Delta c(t-2) + \ldots + \Delta c(t - t_{lag}))/t_{lag},$$

where $\Delta c\ (t)$ is a perturbation of GHG concentration in year t, t_{lag} means a time lag characterizing the inertia of the Earth's climate system, and θ is a gas-specific coefficient characterizing the equilibrium climate sensitivity to the gas (0.01, 0.3 and 2.0 °C/ppm for CO_2, CH_4 and N_2O, respectively). A value $t_{lag} \approx 100$ years was adopted following (Climate Change 2001, 2001a, Figure 9.24, upper panel). In the case of a simultaneous perturbation of concentrations of two or more gases, the effect on $\Delta T(t)$ was assumed additive.

For the regionalization of global temperature projections, the following statistical approach was used. The GST series available at http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/ (known as 'land + sea' series) was employed as a predictor, i.e., X-variable. Series of average temperature anomalies for $5^\circ \times 5^\circ$ grid boxes (Brohan et al., 2005) served as Y-variables. Such averages are labeled 'local temperatures' in this paper. The data cover 1850—2006 time spell (see the same website of the Climate Research Unit (CRU), University of East Anglia).

The sensitivity b of temperature within each box to the unit change in the GST was computed as a slope of Y to X regression

$$b_{Y/X} = r_{Y,X}\frac{\sigma_Y}{\sigma_X},$$

where r is the correlation coefficient, while σ means standard deviations for respective variables. In calculations of the sensitivity, 1910—2005 data were used.

Results

The modeling methodology described in the previous section was used to compute concentration trajectories and associated trajectories for the global surface temperature (GST) for some climate-policy emission profiles. Such specification is used to distinguish them from the profiles investigated in the IPCC Special Report on Emission Scenarios (2000) originating from the non-climate policy scenarios describing just different ways of the world economic development.

The first set of model runs was made for CO_2 alone, namely, for reductions under programs BC_2012_T_{imp} for T_{imp} = 33 and 50 years. Respective annual reductions in the global emission are 3.3 and 2 %. In both cases, the implementation of LU_2012_1000 was also assumed. Computed concentrations and GST trajectories are given in Figure 7. It can be seen that concentration trajectories and especially GST trajectories in both cases are very close to each other in the first half of the 21st century and then diverge. The CO_2 concentration culminates in the 21st century, while GST continues rising throughout the 21st century and culminates later in the 22nd century. Beyond the culmination moment, both concentration and temperature decline slowly. An excess over the pre-industrial temperature of 0.5—0.6 °C remains even at the end of the millennium. Some key characteristics of the CO_2 stabilization programs and their climate implications are shown in Table 1.

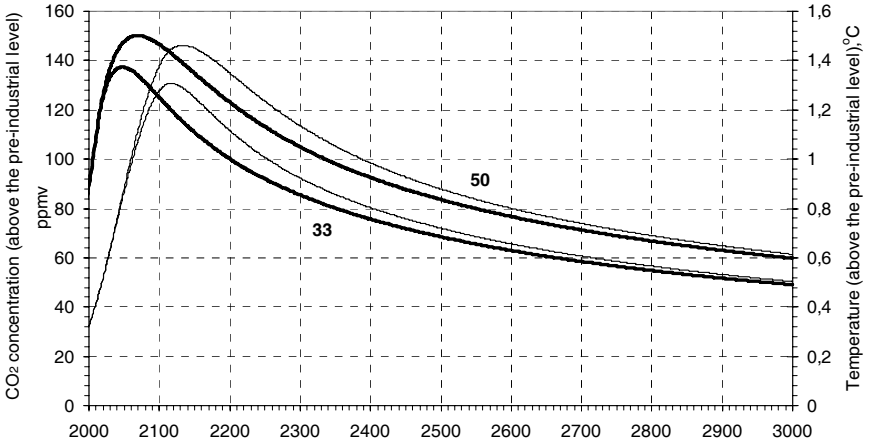


Figure 7. Concentration (thick line) and temperature (thin line) trajectories associated with reductions of CO_2 global emissions under programs BC_2012_T_{imp} for T_{imp} = 33 and 50 years (numbers on the figure indicate the case). Respective annual reductions in the global emission are 3.3 and 2 %. In both cases, LU_2012_1000 is also implemented.

Table 1

Key characteristics of some CO_2 stabilization programs

Program of reduction in CO_2 industrial emissions*	Fossil fuel consumed from 1851 to 3000, Gt(C)	Fossil fuel consumed from 1999 to 3000, Gt(C)	Fossil fuel consumed from 1999 to 3000, % of presently known resources**	CO_2 concentration		Global mean surface temperature	
				Maximum***, ppmv	Year of culmination	Maximum***, °C	Year of culmination
BC_2012_33	645	375	23	137	2047	1.3	2117
BC_2012_50	783	513	31	150	2069	1.4	2130

*) Both programs of reduction in industrial emissions are implemented along with LU_2012_1000.

**) Presently known resources of oil, gas, and coal (commercially efficient coal fields only) are estimated at 1642.8 Gt(C), see (Putilov, 2003).

***) Excess over the pre-industrial level.

Table 2

Some large-scale key vulnerabilities and respective critical limits for temperature rise (Climate Change 2001, 2001b, Chapter 19)

Type of vulnerable elements	Examples	GST rise (above 1990) of concern
Unique and threatened systems	Coral reefs, mountain glaciers	2 °C
Extreme climate-related events	Heat waves, tropical cyclone intensities	2 °C
Distribution of impacts	Developing countries	2—3 °C
Aggregate impacts	Market of agriculture production	2 °C
Large-scale singularities	MOC*, ENSO**, West-Antarctic and Greenland ice sheets	3 °C

*) Meridian Overturn Circulation, or Thermohaline Circulation (THC).

**) El Niño — Southern Oscillation.

The model was also run for three methane emission profiles, namely, for stabilization programs EC_500, EC_550, and EC_600. Computed concentrations are displayed in Figure 8 *a*. The corresponding GST rise is given in Figure 8 *b*. All three programs ensure stabilization of methane concentration in the 21st century practically at their asymptotic values, namely, at about 2.1, 2.4, and 2.6 ppmv of methane above the pre-industrial level. Contrary to this, the corresponding temperature trajectories go upward throughout the 21st century and approach

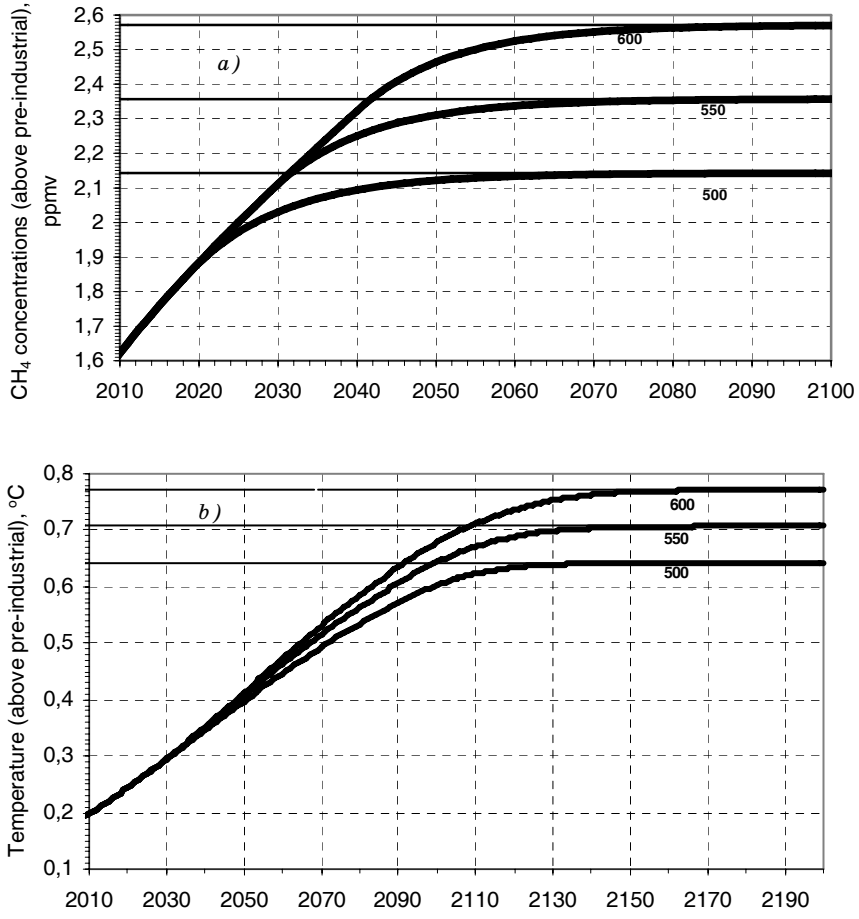


Figure 8. CH_4 concentration (*a*) and temperature trajectories (*b*) associated with anthropogenic emission ceilings of 500, 550, and 600 Mt(CH_4) yr^{-1} (thick lines), and their asymptotes (thin lines); numbers on the figure indicate the case.

their asymptotic values in the 22nd century at 0.6, 0.7, and 0.8 °C above the pre-industrial level.

Multi-gas stabilization programs starting in 2012 were also explored, namely, six combined $CO_2 \times CH_4$ emission profiles using 33 and 50 years as the implementation time for CO_2 emission reduction and 500, 550, and 600 ppmv as emission ceilings for methane were used in model runs. Results are displayed in Figure 9.

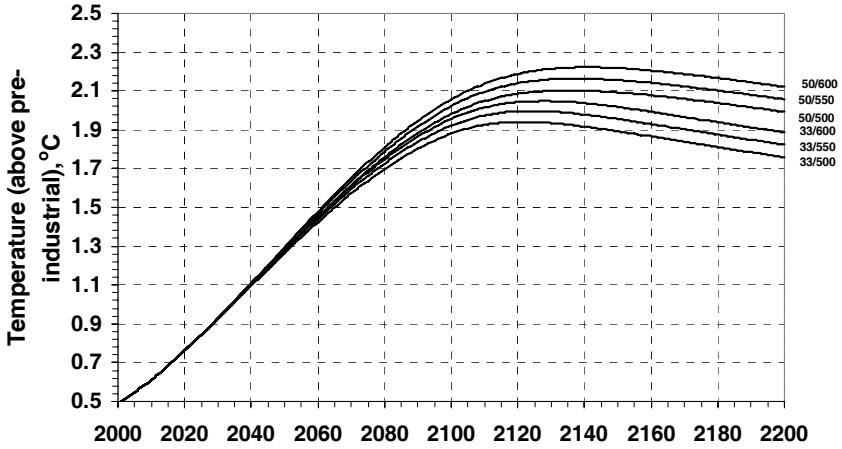


Figure 9. Temperature profiles associated with different multi-gas stabilization programs starting in 2012: the first number indicates implementation time for CO_2 reduction (yr), while the second one is an anthropogenic emission ceiling for methane in Mt(CH_4).

For the evaluation of the stabilization programs with respect to their implications for the Earth's physical and biological systems and socio-economic systems, the key vulnerability (KV) concept (Patwardhan, Schneider, Semenov, 2003) and the concept of maximum permissible anthropogenic impact on the climate system and the biosphere (Izrael, 2004) were employed. KV was introduced as a system or a process that is highly sensitive to climate change, has limited adaptive capacity, and of high importance for policy-making. Some of the critical amounts for temperature rise beyond which such systems may lose sustainability were proposed in the IPCC TAR (Climate Change 2001, 2001b), see Table 2. The thresholds for GST rise presented in the right column refer to century-to-millennium time scales. As can be seen from Figure 9 and Table 2, none of the multi-gas stabilization programs considered leads to the passing through the critical limits.

Regionalization of the global temperature projections is given in Figure 10 for the 50/600 scenario, which implies an annual reduction of

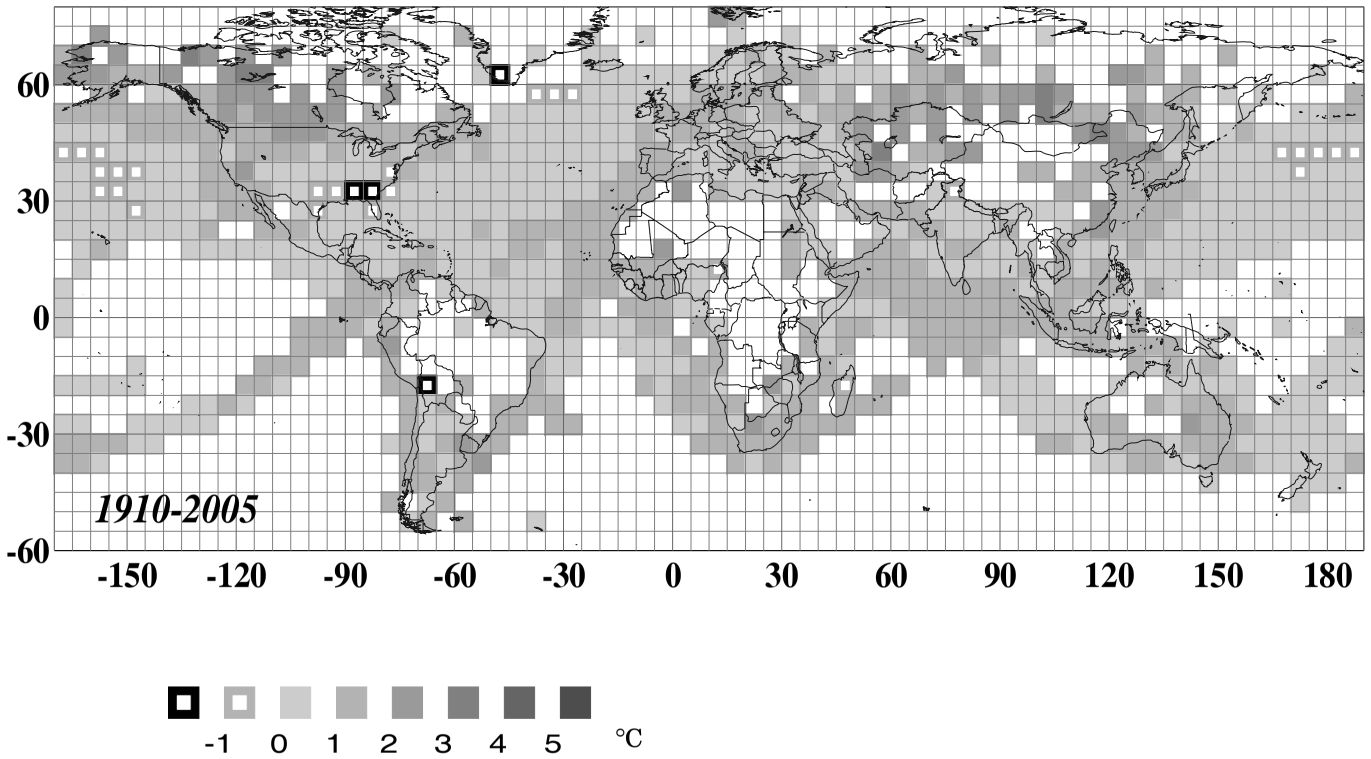


Figure 10. Estimates of sensitivity of local temperatures to a change in the GST of 1°C based on the 1910—2005 data.

2 % in the anthropogenic global CO_2 emission starting from 2012 (LU_2012_1000 is also implemented), and 600 Mt(CH_4) yr^{-1} as a ceiling for the global annual anthropogenic methane emission. Calculations with the equation (see section 'Methods'):

$$\Delta T_Y = b_{Y/X} \Delta T_X$$

were made for the following regions: Russia's territory (RF), European part of Russia (ERF), Western Siberia (WSi), 5° × 5° grid box in the Kursk region, Russia (Kursk-box), and Greenland South-West (Green-SW) and Greenland (Green-box). For Greenland, the first series was computed as the average of data from three south-western coastal stations, while the second one was taken directly from the HadCRUT3 array (see, http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/).

As follows from the IPCC conclusions (Climate Change 2001, 2001a, p. 17), the regional profiles 'Green-box' and 'Green-SW' does

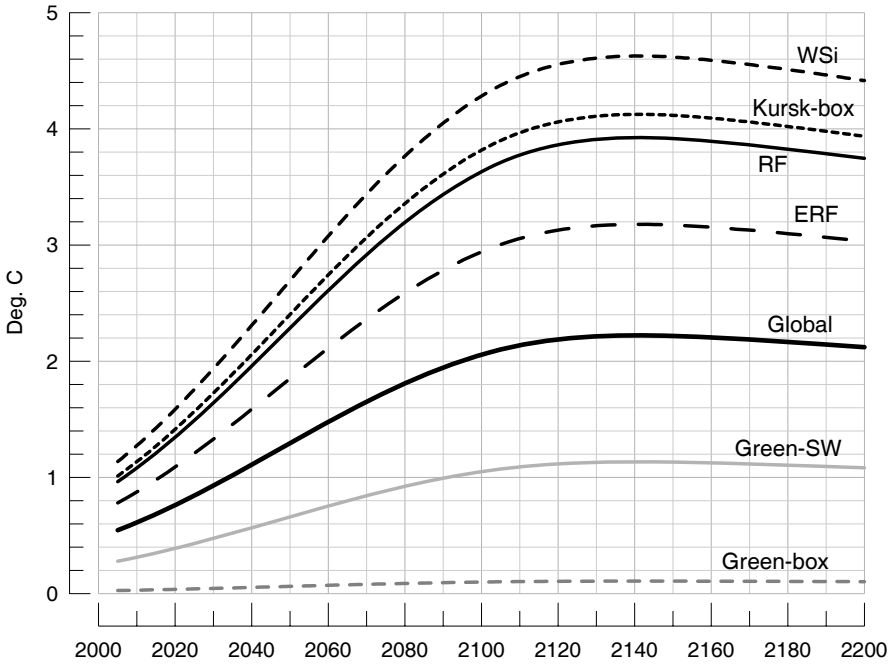


Figure 11. Projected temperature changes under 50/600 scenario (annual reduction in the anthropogenic global CO_2 emission by 2 % starting from 2012, and 600 Mt (CH_4) yr^{-1} as a ceiling for the anthropogenic annual global methane emission): thick line is for GST, other lines are labeled by respective regions represented. All temperatures are given as exceedances from the pre-industrial level.

not imply the dangerous warming that may cause severe damage to the Greenland ice sheet (although natural variations of the regional climate can result in its substantial temporary reductions and expansions). However, this is a preliminary conclusion, because the model employed and the proposed methodology for regionalization of global temperature projections need further improvements.

References

Alexandrov E. L., Izrael Yu. A., Karol' I. L., Khrgian A. Kh. 1992. Ozone shield of the Earth. St. Petersburg, Gidrometeoizdat. 288 p. (in Russian).

Climate Change 2001. 2001a. The scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change. (Houghton J. T., Ding Y., Griggs D. J. et al., eds.). Cambridge University Press. — 881 p.

Climate Change 2001. 2001b. Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change. (McCarthy J. J., Canziani O. F., Leary N. A., et al. eds.). Cambridge University Press. — 1032 p.

Brohan P., Kennedy J. J., Haris I., Tett S.F.B., Jones P. D. 2006. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850. J. *Geophysical Research* 111, D12106, doi:10.1029/2005JD006548.

Dlugokencky E. J., Masarie K. A., Lang P. M., Tans P. P. 1998. Continuing decline in the growth rate of the atmospheric methane burden. *Nature*, 393, p. 447—450.

Etheridge D. M., Steele L. P., Francey R. J., Langenfelds R. L. 2002. Historical CH_4 Records Since About 1000 A.D. From Ice Core Data. — In: *Trends: A Compendium of Data on Global Change.* Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A., <http://cdiac.esd.ornl.gov/>.

Houghton R. A. 2003. Revised estimates of the annual net flux of carbon to the atmosphere from changes in land use and land management 1850—2000. — *Tellus*, 55B, p. 378—390.

Houghton R. A., Hackler J. L. 2002. Carbon Flux to the Atmosphere from Land-Use Changes. — In: *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A., <http://cdiac.esd.ornl.gov/>.

Izrael Yu. A. 2004. On the concept of dangerous anthropogenic interference with the climate system and capacities of the biosphere. — *Meteorology and Hydrology*, **4**, 30—37 (in Russian).

Izrael Yu. A., Semenov S. M. 2005. Calculations of a change in CO_2 concentration in the atmosphere for some stabilization scenarios of global emissions using a model of minimal complexity. — *Russian Meteorology and Hydrology*, N 1, p. 1—8.

Izrael Yu. A., Semenov S. M. 2006. Critical levels of greenhouse gases, stabilization scenarios, and implications for the global decisions. — In: *Avoiding Dangerous Climate Change*, Schellnhuber H. J., Cramer W., Nakicenovi N., Wigley T. and Yohe G. (eds). Cambridge University Press, p. 73—79.

Land Use, Land-use Change, and Forestry. 2000. Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Watson R. T., Noble I. R., Bolin B. et al., eds.). Cambridge University Press. — 377 p.

Lelieveld J., Crutzen P., Dentener F. J. 1998. Changing concentration, lifetime and climate forcing of atmospheric methane. — *Tellus*, 50B, p. 128—150.

Marland G., Boden T., Andres R. J. 2003. Global, Regional, and National CO_2 Emissions. — In: *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A., <http://cdiac.esd.ornl.gov/>.

Patwardhan A., Schneider S. H., Semenov S. M. 2003. Assessing the science to address UNFCCC Article 2: a concept paper relating to cross cutting theme number four". IPCC, http://www/ipcc.ch/.

Putilov V. Ya. (ed.). 2003. Ecology of Power Engineering. — Published by Moscow Energy Engineering Institute, Moscow (in Russian).

Semenov S. M. 2004a. Modeling of anthropogenic perturbation of the global CO_2 cycle. — *Doklady Earth Sciences*, vol. 399, N 8, p. 1134—1138. Translated from Doklady Akademii Nauk, vol. 398, N 6, p. 810—814.

Semenov S. M. 2004b. Greenhouse gases and present climate of the Earth. — Moscow: Publishing Center "Meteorology and Hydrology". — 174 p. (in Russian, abstract, contents, foreword, and extended summary in English).

Special Report on Emission Scenarios (N. Nakićenovićh et al.). 2000. A special report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. — 599 p.

Stern D. I., Kaufmann R. K. 1998. Center for Energy and Environmental Studies, <http://cdiac.esd.ornl.gov/>.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ ТЕНДЕНЦИЙ В ПРОШЕДШЕМ И ТЕКУЩЕМ СТОЛЕТИЯХ

А. В. Дзюба, Г. Н. Панин

Институт водных проблем РАН, ул. Губкина, 3, 119991 Москва ГСП-1, panin@aqua.laser.ru

Реферат. На основе обобщения эмпирических данных проведен диагноз климатических изменений в XX столетии. Описано возмущающее воздействие межгодовой неравномерности угловой скорости вращения Земли на динамику и радиационный баланс климатической системы. Рассмотрен физический механизм формирования тенденций глобальных климатических изменений как отклик на композицию „парникового" и „ротационного" эффектов. Физически обоснована смена знака глобальной температурной тенденции в середине прошлого века вследствие ротационного эффекта. Проведена оценка возможных тенденций изменений климата в текущем столетии с учетом ротационного фактора.

Ключевые слова. Изменения климата, параметризация, скорость вращения, многолетние изменения.

THE MECHANISM OF FORMATION OF CLIMATIC TENDENCIES IN THE LAST AND CURRENT CENTURIES

A. V. Dzuba, G. N. Panin

Institute of Water Problems, RAS, 3, Gubkina str., 119991 Moscow, Russia, panin@aqua.laser.ru

Abstract. On the basis of generalization of empirical data the diagnosis of climatic changes in 20th century is lead. Revolting influence of internal non-uniformity of angular speed of rotation of the Earth on dynamics and radiating balance of climatic system is described. The physical mechanism of formation of tendencies of global climatic changes as the response to a composition of "greenhouse" and "rotational" effects is considered. Change of a sign on the global temperature tendency in the middle of the last century is physically proved.

Keywords. Changes of a climate, parameterization, speed of rotation, long-term changes.

Введение

Изменения климата в будущем неизбежны. Это подтверждается всей историей Земли. Будут ли они значительными, однонаправленными и, может быть, необратимыми в ближайшие десятилетия? Этот вопрос становится все более актуальным. В третьем и четвертом оценочном докладе Межправительственная группа экспертов по изменению климата (МГЭИК) сделала вывод о том, что наблюдающиеся изменения климата представляют угрозу для человечества (Griggs and Noguer, 2002; IPCC, 2001). Аналогичный вывод содержится и в отчете о проведении Всемирной конференции по изменению климата (Москва, октябрь 2003 г.) (Отчет о Всемирной конференции по изменению климата, 2004). Возрастающий на протяжении последних десятилетий интерес стимулировал достижение заметных успехов как в понимании причин современных изменений климата, так и в обосновании различных сценариев возможных изменений климата в будущем. При этом в основном использовались два подхода.

Во-первых, это стохастическая или диффузионная гипотеза современных климатических изменений, предложенная К. Хассельманом (Hasselman, 1976). Согласно Хассельману (Hasselman, 1976), причинами крупномасштабных изменений гидрометеорологических характеристик продолжительностью более одного месяца являются взаимодействия „быстро" (синоптические процессы) и „медленно" (Мировой океан, снежный и ледяной покров, почвенные, поверхностные и подземные воды и т. д.) меняющихся компонентов климатической системы. Динамико-стохастические модели взаимодействия океана и атмосферы описывают основные закономерности крупномасштабной изменчивости климатических параметров, характеризующиеся непрерывностью энергетических спектров и их „красным" характером (Дзюба и др., 1984; Дзюба и др., 1990; Панин и др., 1994; Панин, Дзюба, 2003; Привальский, 1985; Раткович, 1986; и др.). Наблюдаемые изменения гидрометеорологических характеристик представляются как случайные блуждания в пределах доверительного интервала стохастического процесса. Основным ограничителем для использования этого подхода является его эвентуальный характер, заключающийся в необходимости предположения о стационарном характере изменений климата и отсутствия долгопериодных направленных воздействий на процессы взаимодействия внутри климатической системы извне.

К настоящему времени большинство исследователей приходит к выводу о реальности и значимости современных изменений климата вследствие антропогенного воздействия (роста концентрации парниковых газов в атмосфере). Развивается численное моделирование климата с использованием моделей общей циркуляции атмо-

сферы и океана (МОЦАО). Созданы эффективные модели, участвующие в международных программах сравнения AMIP и CMIP (Володин, 2004; Дымников и др., 2004; Мохов и др., 2002; Meehl et al., 2000), которые адекватно описывают антропогенное воздействие и интерактивную составляющую климатических изменений. Реконструкции изменений климатических параметров в XX в., произведенные с помощью этих моделей, показывают, что средние по ансамблю моделей характеристики современного климата лучше согласуются с эмпирическими данными, нежели рассчитанные по отдельным моделям (Мелешко и др., 2004; Павлова и др., 2001; Katssov et al., 2001). Также очевидны и преимущества мультимедийных оценок возможных изменений климата в ближайшие десятилетия по сравнению с расчетами по отдельным моделям (Мелешко и др., 2004; IPCC, 2001). Несмотря на бесспорные успехи, достигнутые в последние годы в области численного моделирования климата, чрезвычайная сложность и многочисленность используемых при этом эмпирических параметризаций различных (особенно подсеточных) процессов снижают адекватность получаемых результатов. Предпринятые до настоящего времени попытки сравнения результатов численного моделирования климата с данными наблюдений представляются весьма схематичными (Кондратьев, 2004). Фундаментальная проблема чувствительности климатической системы к малым внешним воздействиям остается открытой. Поэтому расчеты будущих изменений климата на основе численного моделирования при отсутствии их адекватной верификации в настоящее время представляют собой лишь условные сценарии. Анализ результатов исследований по данной проблематике показывает неоднозначность определений некоторых основных понятий. Поэтому для дискурсивного восприятия настоящей работы уточним используемую терминологию в дополнение к таковой, приведенной нами в (Панин, Дзюба, 2006). В отличие от предложенного в Рамочной конвенции об изменении климата (РКИК) определения, где под изменениями климата понимаются только антропогенно обусловленные изменения, а таковые вследствие природных факторов именуются изменчивостью климата (Кондратьев, 2004), будем использовать терминологию МГЭИК. В соответствии с ней под изменениями климата понимаются статистически существенные вариации среднего состояния или (и) его изменчивости (дисперсии), устойчивость которых сохраняется на протяжении длительного времени (десятилетие и более). При этом изменения климата могут быть обусловлены как природными процессами (внутренними по отношению к климатической системе или внешними), так и антропогенным воздействием. Под изменчивостью климата в соответствии с рекомендациями МГЭИК следует понимать весь спектр по времени и пространству вариаций среднего состояния, дисперсии,

повторяемости экстремальных событий и других статистических характеристик климата, выходящих за рамки отдельных событий погоды. Изменение климата конкретной географической области или глобальное (для земного шара в целом) за некоторый интервал времени описывается разностью между значениями тех или иных гидрометеорологических характеристик за этот интервал времени по сравнению с нормой. Изменение климата может считаться статистически значимым в рамках принятой стохастической гипотезы, если его величина превышает заданный уровень значимости, и действительным (реальным), если его величина превышает ошибки определения соответствующих гидрометеорологических параметров.

В 2003 г. была завершена подготовка стратегического плана для Программы наук об изменении климата (CCSP) (Strategic Plan for the Climate Change Science Program, 2003), в котором ставятся основные задачи. Первыми из них являются: углубление знаний о климатах и окружающей среде прошлого и в настоящее время, совершенствование понимания причин наблюдаемой изменчивости климата, а также получение более достоверных количественных оценок факторов, определяющих изменения климата Земли. Этапом решения этих задач является данная работа, цель которой состоит в описании влияния наблюдаемой неравномерности собственного вращения Земли на формирование направленных климатических изменений в прошедшем и текущем столетиях.

Диагноз изменений климата в XX веке

Достоверный диагноз современного (за период инструментальных наблюдений) климата — необходимое условие для описания физического механизма его изменений. Состояние климата характеризуется набором независимых термо- и гидродинамических характеристик системы океан—суша—атмосфера. Необходимо признать крайнюю недостаточность и низкое качество имеющегося глобального архива эмпирических данных. В связи с этим часто диагноз климата за последние 100 лет сводится к констатированию факта глобального потепления, подтверждаемого данными об изменениях приземной температуры воздуха (ПТВ). Только по этой характеристике имеются приемлемые по однородности репрезентативные ряды за последние примерно 150 лет. Сглаженные среднегодовые аномалии ПТВ, рассчитанные как отклонения от средних за 1961—1990 гг., по данным (Jones, 1994; Jones et al., 1999; Груза, Ранькова, 2004) отдельно для обоих полушарий и осредненные глобально за последнее столетие представлены на рис. 1. Действительно, по этим данным, за последние 100 лет средняя годовая глобальная ПТВ повысилась на 0,8 ± 0,2 °С. В Северном полушарии ПТВ

повысилась почти на 1,0 °С, а в Южном — примерно на 0,6 °С. Наряду с этим важнейшей особенностью климата в прошедшем столетии является троекратная смена знака тенденций его изменений. В XX веке потепление глобального климата происходило неравномерно в течение двух периодов: с 1911 по 1945 г. со скоростью примерно $0{,}94 \cdot 10^{-2}$ °С · год$^{-1}$ и с 1976 г. по настоящее время со скоростью примерно $1{,}68 \cdot 10^{-2}$ °С · год$^{-1}$. С 1945 по 1975 г. наблюдалось незначительное понижение ПТВ, составившее менее 0,05 °С. В Северном полушарии указанные тенденции проявлялись более резко. Величина линейного тренда ПТВ для первого периода составила $1{,}18 \cdot 10^{-2}$ °С · год$^{-1}$, для периода с 1976 г. — $1{,}76 \cdot 10^{-2}$ °С · год$^{-1}$, а в период между ними отмечалось понижение ПТВ, составившее почти 0,1 °С. В Южном полушарии изменения ПТВ были более равномерными. Положительные линейные тренды в начале и в конце века составляли примерно $0{,}71 \cdot 10^{-2}$ °С · год$^{-1}$ и $1{,}31 \cdot 10^{-2}$ °С · год$^{-1}$ соответственно. С 1946 по 1975 г. также наблюдалось незначительное (менее 0,1 °С) повышение ПТВ. Отмеченные различия в интенсивности изменений ПТВ в обоих полушариях объясняются тем,

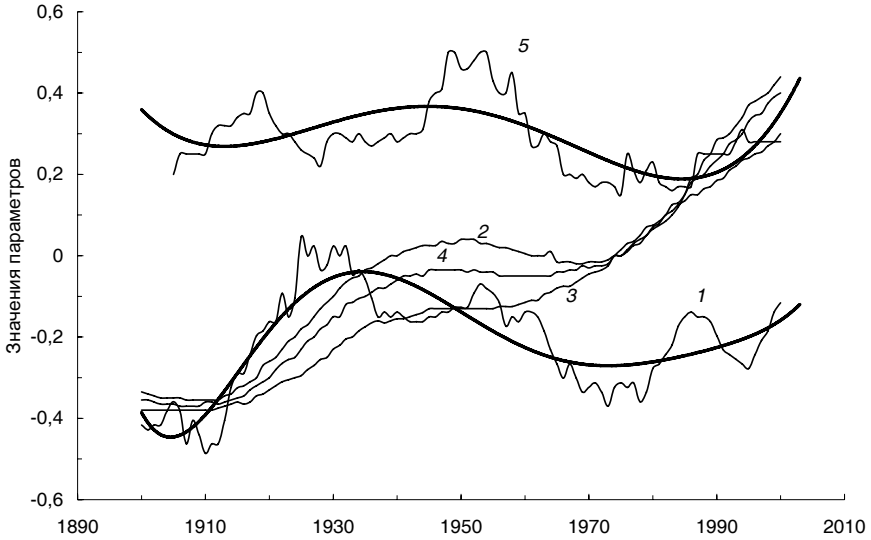


Рис. 1. Изменения нормированных аномалий угловой скорости вращения Земли ($\Delta\omega/\omega \times 10^8$) (*1*), среднегодовых аномалий температуры воздуха (°С) у подстилающей поверхности Северного полушария (*2*), Южного полушария (*3*), глобально осредненной (*4*), облачности над Ладожским озером (в баллах — 7) (*5*).

Жирные кривые — линии трендов соответствующих параметров.

что над океанами температура приземного слоя воздуха заменена температурой поверхности океана (ТПО). В связи с этим необходимо ответить на вопрос: насколько физически согласованы многолетние направленные изменения ПТВ, ТПО и верхнего слоя почвы?

Специальные исследования, а также обобщение обширного фактического материала о многолетних изменениях ТПО и ледовых условий в полярных районах океана (Клиге и др., 1979; Клиге и др., 1984; Дзюба, Клиге, 1982; Панин и др., 1994) позволяют прийти к следующим выводам. Для большей части Атлантического океана характерна положительная тенденция многолетнего хода ТПО, составляющая в среднем за прошедшее столетие $0{,}7 \cdot 10^{-2}$ °С · год$^{-1}$. В экваториальной и тропической Атлантике вековой тренд выражен слабее и может быть оценен величиной $0{,}2 \cdot 10^{-2}$ °С · год$^{-1}$. Многолетние изменения температуры поверхности Индийского океана хорошо согласуются с таковыми в Атлантике. Средний для Индийского океана положительный тренд ТПО характеризуется величиной $(0{,}5—0{,}6) \cdot 10^{-2}$ °С · год$^{-1}$. Имеющиеся эмпирические данные о температуре поверхности Тихого и Южного океанов показывают, что величина векового тренда ТПО для них не превышает таковых для Атлантического океана. Наиболее интенсивное проникновение потепления в глубину океана наблюдалось в высоких широтах, где интенсивность вертикального перемешивания особенно высока. Согласно (Кондратьев, 1994; Levitus et. al., 2001), произошло увеличение теплосодержания слоя взаимодействия. Только за вторую половину XX века теплосодержание верхнего слоя Мирового океана толщиной 3 км возросло на $18{,}2 \cdot 10^{22}$ Дж. Рост теплосодержания атмосферы в тот же период составил лишь $6{,}6 \cdot 10^{21}$ Дж. Если принять среднюю толщину деятельного слоя океана равной 240 м, то его масса составит $8{,}7 \cdot 10^{16}$ т. Изменение теплосодержания этого слоя при изменении температуры на 1 °С равно $36{,}4 \cdot 10^{22}$ Дж (Монин, Шишков, 1979). Следовательно, средняя температура деятельного слоя Мирового океана в XX веке повысилась не менее чем на 0,5 °С. Изменение теплосодержания атмосферы при изменении температуры на 1 °С составит примерно $5{,}3 \cdot 10^{21}$ Дж, что примерно соответствует эмпирическим данным (Levitus et al., 2001).

Анализ данных о многолетних изменениях температуры почвы в различных регионах Северной Америки выявил наличие положительных трендов за последнее столетие. По данным (Majorovicz et al., 2002), в районе 46—50° с. ш., 80—90° з. д. повышение температуры почвы за последние 200 лет составило от 1 до 3 °С (использована 21 скважина). По этим же данным в центральной части Канады с 1820 по 2002 г. температура почвы повысилась примерно на 1,5 °С. В западной части Канады за последние 100 лет повышение температуры почвы достигло 2 °С. Многолетний ход температуры

почвы хорошо согласуется с ходом ПТВ в этом регионе. Принимая вслед за авторами работы (Монин, Шишков, 1979) толщину деятельного слоя суши, участвующего во взаимодействии, равной 10 м, его масса составит $3 \cdot 10^{15}$ т, а теплосодержание вследствие изменения температуры на 1 °С — $2{,}3 \cdot 10^{21}$ Дж.

Таким образом, изменения температуры деятельных слоев системы океан—суша—атмосфера происходят согласованно. При этом изменению температуры на 1 °С соответствует изменение теплосодержания деятельных слоев океана, суши и атмосферы в соотношении 68,7 : 0,4 : 1,0. Роль каждого звена климатической системы характеризуется отношением изменений температуры (°С) при одинаковом изменении теплосодержания — 0,014 : 2,2 : 1,0 соответственно.

Отмечается и изменение динамики приземного слоя атмосферы. Наблюдается некоторое снижение среднегодовых модулей скорости приземного ветра в европейской части России (Антоневич, Литвякова, 1979), в Прибалтике и Казахстане (Школяр, 1980), в восточном Приазовье (Луц, 2001), в бассейнах рек Волги и Урала (Мещерская и др., 2004). В наших работах (Голицын и др., 1990; Дзюба и др., 1990; Панин и др., 1991; Панин, Дзюба, 1995, 2003, 2005) с использованием уникального массива данных срочных наблюдений за вектором скорости ветра на 16 береговых и островных станциях Каспийского моря и на станциях по разрезу Кольский полуостров — Каспийское море были обоснованы следующие выводы. В течение последних десятилетий на обширной территории от Кольского полуострова до Каспийского моря наблюдается существенная перестройка приземной циркуляции атмосферы, выражающаяся в уменьшении повторяемости ветров зональных направлений. Средняя величина отрицательного статистически значимого на 95 %-ном доверительном уровне тренда составляет 0,3—0,4 м/с за 100 лет. О существенных изменениях условий циркуляции атмосферы над первым естественным синоптическим районом свидетельствуют и реальные тренды повторяемости различных форм циркуляции (Сидоренков, 1979; Сидоренков, Свиренко, 1991). Индикатором многолетних изменений общей циркуляции атмосферы является осредненный по кругу широты 55° зональный компонент ветра (Федоров и др., 1972), характеризующий первичную моду аномалий приземного атмосферного давления в Северном (NAM) и Южном (SAM) полушариях. Количественной характеристикой этих мод может служить их индекс, определяемый как нормированный коэффициент при первом члене разложения по эмпирическим ортогональным функциям. По данным (Кондратьев, 2004; Vital Signs, 2003), в последние 30 лет четко проявляется положительный тренд индекса NAM.

Репрезентативных длинных рядов данных об атмосферных осадках для многих регионов суши и тем более океана крайне не-

достаточно. Тем не менее имеющиеся данные позволяют сделать вывод о том, что в XX веке наблюдалось увеличение количества атмосферных осадков на 0,5—1 % за 10 лет в средних и полярных широтах Северного полушария и их уменьшение примерно на 0,3 % за 10 лет в тропических широтах (Кондратьев, 2004).

Интегральным показателем процессов глобального водообмена являются эвстатические изменения уровня Мирового океана. Однако зависимость его высоты от температуры деятельных слоев компонентов климатической системы прямая не на всех диапазонах (Дзюба и др., 1984; Дзюба, 1985). Тем не менее изменения высоты уровня Мирового океана жизненно важны для человечества. За прошедшее столетие средний уровень Мирового океана поднялся примерно на 18 см (Дзюба, Клиге, 1982; Дзюба, 1985; Клиге, Дзюба, 1981; Кондратьев, 2004). Интенсивность роста уровня Мирового океана в XX веке примерно на порядок превосходит таковые за последние 3000 лет (Кондратьев, 2004).

Для полноты диагностики многолетних изменений климатических параметров важна не только оценка постоянства их среднего значения, но и постоянства их дисперсии как меры изменчивости. Расчеты, проведенные в (Груза, Ранькова, 2004), свидетельствуют о том, что изменчивость ПТВ, характеризуемая отклонениями от тренда средних значений, в целом за период 1900—2000 гг. увеличивалась почти во всей Евразии, США и Японии. Особенно сильное увеличение изменчивости климата наблюдается в зоне 40—60° с. ш. в 1951—2000 гг. Надежность приведенных оценок повышают данные об увеличении повторяемости экстремальных явлений.

Таким образом, в прошедшем столетии колебания климата не были стационарными даже в „узком" смысле. Происходили действительные (реальные), физически согласованные изменения термического режима деятельных слоев океана, суши и атмосферы, а также параметров приземной и общей циркуляции атмосферы. Оценка статистической значимости многолетних направленных изменений самой достоверно, длительно и широко наблюдаемой характеристики — приземной температуры воздуха — дает положительный результат на 95 %-ном доверительном уровне при неопределенности ± 0,16 °С.

На фоне глобального потепления в XX веке выделяются три примерно одинаковых по продолжительности (30—35 лет) периода, характеризующиеся различными значениями трендов ПТВ. При этом если в Южном полушарии менялись лишь абсолютные значения линейных трендов, имеющих положительный знак, то в Северном полушарии в период 1945—1976 гг. наблюдалось незначительное уменьшение ПТВ, в основном за счет территорий в средних и полярных широтах. В обширных регионах с высокой обеспеченностью гидрометеорологическими наблюдениями отмечено увеличе-

ние изменчивости климата — индексов аномальности и экстремальности. Наблюдаемые тренды климатических параметров внутренне согласованы. Изменения климата в XX столетии представляются самыми аномальными и экстремальными за последние по меньшей мере 3000 лет.

Каков генезис смены знака современных климатических изменений? Абстрагируясь от эвентуальности возникновения длиннопериодных климатических аномалий в результате стохастического взаимодействия внутри системы, логично рассмотреть динамику основных климатообразующих факторов.

Анализ многолетних изменений основных климатообразующих факторов

Поскольку климатические изменения в прошедшем столетии имели направленный и глобальный характер, проведем анализ на наличие в многолетних изменениях основных климатообразующих факторов этих признаков. Климатообразующие факторы можно разделить на внешние по отношению к климатической системе, или астрономические, и внутренние, или геофизические, связанные со свойствами и параметрами Земли как планеты и испытывающие начиная с XX столетия антропогенную нагрузку.

Внешние факторы воздействуют на Землю со стороны других тел и выражаются в ее инсоляции и гравитационном поле. Глобальность воздействия этих факторов очевидна, а реальность их направленных изменений в масштабах нескольких десятилетий или даже столетий — нет. Цикличность изменения параметров земной орбиты и наклона земной оси хорошо изучена и статистически подтверждена со времени появления гипотезы М. Миланковича (Milankovich, 1936, 1968). В ее основу положены три астрономических цикла. Во-первых, изменение эксцентриситета орбиты при времени одного цикла 90 000—100 000 лет. Во-вторых, долгота перигелия колеблется относительно линии равноденствия с продолжительностью примерно 21 000 лет. И, в-третьих, изменение наклона оси Земли к плоскости ее орбиты при времени одного цикла около 40 000 лет. По отношению к этим трем переменным современная ситуация, согласно (Гриббин, 1980), такова: земная орбита приобретает форму окружности, тем самым уменьшая различие между максимумом и минимумом инсоляции; изменение долготы перигелия обусловливает понижение температуры в теплое время года; наклон оси уменьшается, обусловливая тенденцию к уменьшению разницы между сезонами в обоих полушариях. Не останавливаясь на проверке физической адекватности гипотезы М. Миланковича, отметим, что она не агрегирует изменения климата в интервалах времени меньше тысячелетий. Многочисленные попытки

физически обосновать и зафиксировать с помощью измерений реальность вариаций количества приходящей на внешнюю границу земной атмосферы солнечной радиации, а также учитывать это в численных моделях климата (IPCC, 2001; Schneider, Mass, 1975) не представляются убедительными. Действительно, существующие статистически обеспеченные циклы солнечной активности (11-летний цикл солнечных пятен и 22-летний цикл обращений полярности гелиомагнитного поля, имеющие и более долгопериодную изменчивость) проявляются лишь в колебаниях корпускулярной и жесткой электромагнитной компонент излучения Солнца, которые составляют ничтожно малую долю его полного излучения (Монин, Шишков, 1979). Нет оснований говорить и о нерегулярных изменениях светимости Солнца в рассматриваемых масштабах времени. Многократные измерения потока лучистой энергии Солнца за единицу времени через единичную нормальную лучам площадку вне атмосферы при среднем расстоянии Земли от Солнца (солнечной постоянной) дают 1367 $\pm$ 20 Вт $\cdot$ м$^{-2}$. Регистрируемые „изменения" значений солнечной постоянной от 1322 до 1428 Вт $\cdot$ м$^{-2}$ (Mitchell, 1975) в действительности не превышают ошибки измерений, имеют чисто случайный характер без какой-либо регулярности во времени (Монин, Шишков, 1979).

Внутренние или геофизические факторы определяются характеристиками Земли как планеты, а также ее компонент (атмосферы, гидросферы, суши и Земли как твердого тела). Одни из этих факторов воздействуют на климатическую систему глобально, другие же определяют потоки свойств и субстанций на региональном уровне. Климат существенно зависит от переменных компонент атмосферы — концентрации термодинамически активных примесей. Основными из них являются углекислый газ, аэрозоль, водяной пар, а также озон, двуокись серы, двуокись азота, метан. Озон присутствует в атмосфере в объемных концентрациях от 0 до 10^{-4} %. Содержание озона максимально на высоте 20—25 км. В тропосфере оно незначительно, а на высоте 70 км в 1000 раз меньше, чем даже у поверхности. Общее содержание озона в атмосфере характеризуется толщиной слоя этой примеси во всей атмосфере при температуре 0 °С и давлении 760 мм рт. ст., которая колеблется от 0,1 до 0,6 см. Средняя многолетняя толщина озонового слоя составляет 0,3 см. Озон поглощает около 4 % всей солнечной энергии, достигающей верхней границы атмосферы (в основном ультрафиолетовую ее часть с длиной волны менее 0,29 мкм), вследствие чего происходит сильное разогревание верхнего слоя максимального содержания озона. Тщательный мониторинг толщины озонового слоя в последние десятилетия не позволяет выявить его направленных изменений. Такой же вывод можно сделать и относительно многолетних изменений объемных концентраций в атмосфере двуокиси

серы (SO_2) и двуокиси азота (NO_2). Источником водяного пара в атмосфере является подстилающая поверхность. Количество водяного пара в атмосфере определяется ее температурой, соотношением площадей открытой поверхности воды, льда и суши, увлажненности последней, а также динамическими характеристиками деятельных слоев атмосферы и океана. Объемная концентрация воды в атмосфере колеблется от 0 до 7 %. Большое значение имеет распределение типов подстилающей поверхности (вода, лед, суша) по широтным зонам в различные сезоны года. Характеристики концентрации водяного пара в атмосфере (абсолютная и удельная влажность воздуха, удельная водность облаков) существенно влияют на стратификацию атмосферы, флуктуации и турбулентные потоки и в целом на процессы взаимодействия. Конденсируясь в атмосфере, водяной пар образует облака и туман, выделяя большие количества тепла. Рост концентрации водяного пара обусловливает дополнительное поглощение длинноволнового излучения подстилающей поверхности в приземных слоях атмосферного воздуха. Вследствие этого происходит повышение температуры деятельных слоев климатической системы.

На протяжении последнего столетия химический состав атмосферного воздуха испытывает возрастающее влияние антропогенной деятельности. Увеличение использования азотных удобрений может привести к увеличению концентрации N_2O в атмосфере (Келлог, 1983). Насколько может повыситься концентрация N_2O в атмосфере, пока не известно. Однако можно утверждать, что ни в прошедшие десятилетия, ни в ближайшие будущие изменения количества закиси азота в атмосфере не вызовут заметного изменения температуры воздуха, так как, по расчетам (Келлог, 1983), лишь при удвоении концентрации N_2O температура может повыситься на 0,5 °С, а с 1750 г. (по косвенным данным) по настоящее время концентрация N_2O возросла только на 16 % (Кондратьев, 2004). Концентрация метана в атмосфере за последние 250 лет соответственно возросла в 2,5 раза и продолжает увеличиваться, правда, с уменьшающейся скоростью (Кондратьев, 2004). Антропогенный фактор существенно влияет на количество фреонов (Ф-11, Ф-12) в тропосфере. Однако даже при трехкратном росте концентрации фреонов в атмосфере температура приземного воздуха в глобальном масштабе не повысится более чем на 0,3 °С. Влияние на климат количества аэрозолей в различных слоях атмосферы различно, еще недостаточно изучено, но существенно. Основным источником твердых аэрозолей в атмосфере являются пустынные и полупустынные районы суши, области активной вулканической деятельности, а также районы интенсивной промышленной деятельности. Влияние тропосферного аэрозоля на климат отличается от влияния его в стратосфере. Частицы аэрозоля способствуют образованию облаков и тем

самым в глобальном масштабе увеличивают альбедо климатической системы. Поглощение радиации частицами тропосферного аэрозоля приводит к нагреванию тропосферы, которое в значительной степени компенсируется переизлучением и обратным рассеиванием. Поэтому суммарный эффект аэрозоля, по мнению большинства авторов (Будыко, 1980; Келлог, 1983; Кондратьев, 1980, 2004), состоит в некотором уменьшении доступного для климатической системы количества солнечной радиации. Следствием этого может быть некоторое похолодание (уменьшение ПТВ) из-за роста количества антропогенного аэрозоля. Помимо того что результирующий эффект увеличения количества аэрозоля в атмосфере требует дальнейшего изучения, большое значение имеет тот факт, что радиационное воздействие аэрозоля в атмосфере крайне неоднородно по пространству.

И наконец, углекислый газ (CO_2). За последние 250 лет концентрация CO_2 в атмосфере возросла примерно на 30 %, а только с 1960 по 2002 г. — на 18 %. Концентрация углекислого газа в атмосфере в 2002 г. составляла $372{,}9 \cdot 10^{-6}$ по объему (Vital Signs, 2003) и являлась согласно максимальной за последние 420 тыс. лет, а возможно, и за последние 20 млн. лет (IPCC, 2001). При этом последние 20 лет рост CO_2 в атмосфере обусловлен на одну треть уменьшением площади лесов, а на две трети — сжиганием ископаемых видов топлива и в незначительной степени развитием цементной промышленности. Между атмосферой и подстилающей поверхностью происходит обмен CO_2 вследствие естественных процессов. Углекислый газ поступает в атмосферу при разложении органического вещества в почве, дыхании растений и извержении вулканов. Единственным потребителем CO_2 на суше являются растения. Океан в зависимости от температуры также может быть для атмосферы как источником CO_2, так и его стоком. Согласно имеющимся данным, в настоящее время Мировой океан и суша являются в глобальном масштабе стоками CO_2 из атмосферы. Однако величина этого стока в последние десятилетия уменьшается вследствие сокращения количества растительности на суше в результате хозяйственной деятельности и повышения температуры поверхностных вод Мирового океана. В настоящее время около 200 станций ведет мониторинг количества CO_2 в атмосфере. В рамках проекта GLOBALVIEW-CO_2 имеются достоверные данные с 1979 г. от 82° с. ш. до ст. Южный Полюс (89°59′ ю. ш., 24°48′ з. д.) (Антоновский и др., 2004). Эмпирические данные показывают, что рост концентрации CO_2 в атмосфере происходит повсеместно и почти с одинаковой скоростью. Глобальное распределение „углекислого" радиационного возмущающего воздействия также в целом однородно. Трендовая составляющая рядов CO_2 за последние десятилетия описывается экспоненциальной или, согласно (Антоновский и др., 2004), параболической зависимостями. Остаются некоторые проблемы о связи наблюдаемых измене-

ний количества CO_2 в атмосфере с величинами выбросов CO_2 вследствие антропогенной деятельности. В работе (Антоновский и др., 2004) показано, что прирост количества CO_2 в атмосфере к количеству CO_2, поступившего в атмосферу в результате сжигания ископаемого топлива в интервалах времени более 10 лет, хорошо описывается линейной регрессией с параметром 0,5—0,6.

Важнейшим климатообразующим фактором является вектор угловой скорости вращения Земли вокруг своей оси ($\vec{\omega}$), определяющий координаты полюсов и длительность суток. Если бы модуль угловой скорости вращения Земли был бы существенно меньшим, то термическая контрастность, генерирующая циркуляцию атмосферы, между нагретым дневным и охлажденным ночным полушарием была бы сравнима с преобладающими в реальности различиями между полярными и экваториальными районами. В меньшей степени скорость собственного вращения Земли влияет и на ее гравитационное поле, которое определяет наличие и состав атмосферы и пропорционально величине давления и устойчивости стратификации атмосферы и океана. Вклад собственного вращения Земли в ее гравитационное поле увеличивается от полюсов к экватору, где он, согласно (Монин, Шишков, 1979), составляет 0,35 %. Действие силы Кориолиса, кориолисово ускорение, его „бета-эффект", лежат в основе геофизической гидродинамики. К настоящему времени достигнут ощутимый прогресс в астрономических методах определения изменения вектора угловой скорости вращения Земли. Данные о модуле скорости вращения Земли, длительности суток поступают из Международного бюро времени в Париже. По этим данным получены ряды изменения длительности земных суток $\Delta\tau$ (отклонения от 86 400 с) и изменения модуля угловой скорости вращения Земли начиная с 1656 г. (Сидоренков, Свиренко, 1991; McCarthy, Badcoc, 1986) (рис. 2). Изучению прямых и обратных связей неравномерности вращения Земли и гидрометеорологических процессов посвящены работы Н. С. Сидоренкова (Сидоренков, Свиренко, 1988, 1991; Сидоренков, 2004, и др.). Анализ этих данных свидетельствует о том, что для многолетних изменений модуля угловой скорости вращения характерны периоды направленных изменений продолжительностью около 35 лет. Так, с конца первого десятилетия XX века и до второй половины 30-х годов наблюдалось ускорение вращения, длительность земных суток уменьшилась примерно на 4 мс. Затем до 1971 г. происходило замедление вращения, длительность суток возросла примерно на 3 мс. С середины 1970-х годов наблюдается примерно такое же по величине ускорение вращения Земли. Вектор мгновенной угловой скорости вращения Земли можно разложить по трем осям, начало которых находится в центре масс Земли. Первая ось направлена вдоль средней

оси вращения Земли, вторая — в точку пересечения экватора и нулевого (гринвичского) меридиана, а третья — на 90° к востоку от второй. Тогда первая компонента будет характеризовать модуль вращения, а две другие — положение географических полюсов. Согласно (Сидоренков, Свиренко, 1988; Федоров и др., 1972), различные методики расчетов свидетельствуют о реальности движения полюсов. По этим данным, с 1903 по 1975 г. средний полюс смещался примерно вдоль меридиана 78° з. д. со скоростью около 10 см · год$^{-1}$. Природа квазипериодичности (около 70 лет) угловой скорости вращения Земли изучена не до конца. Очевидно, что определенный вклад в неравномерность вращения вносят приливообразующие силы, возникающие в атмосфере и гидросфере (например, вековые приливы Петерсона). Под их воздействием меняются полярный момент инерции Земли и скорость вращения. По данным (Монин, Шишков, 1979), взаимодействие между ядром и мантией генерирует изменения скорости вращения Земли с периодом около 65 лет. Согласно (Сидоренков, Свиренко, 1988), перераспределение масс воды и льда в процессе глобального водообмена в масштабах времени порядка десятилетий способно вызвать малые возмущения компонент тензора инерции Земли и величины вектора угловой скорости ее вращения, сравнимые с наблюдаемыми.

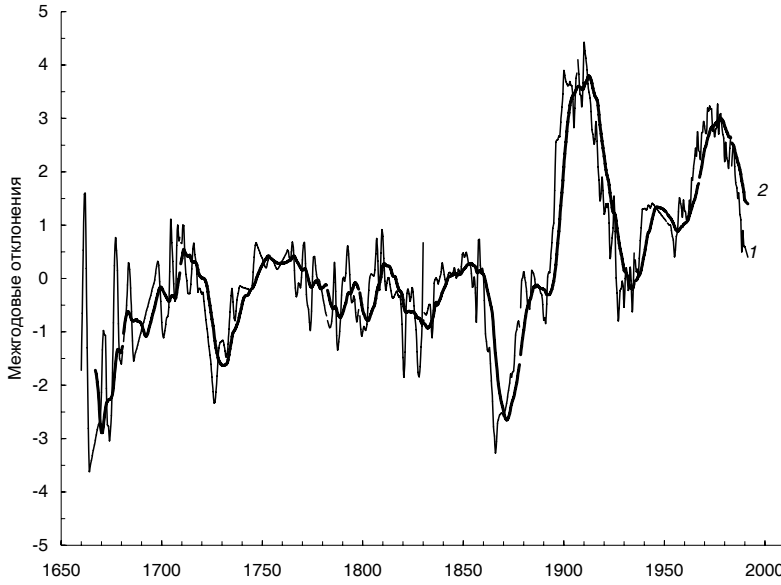


Рис. 2. Межгодовые отклонения продолжительности суток от 86 400 с × $\times 10^3$ (*1*) и сглаженная кривая (*2*).

Таким образом, анализ накопленных к настоящему времени эмпирических данных, которые можно считать репрезентативными, свидетельствует о глобальном, направленном и длительном (более десятилетия) воздействии на климатическую систему двух факторов: роста концентрации парниковых газов в атмосфере и изменения вектора угловой скорости вращения Земли.

Механизм генезиса современных изменений климата в результате малых внешних воздействий

Исключительная сложность понимания физического механизма современных изменений климата и тем более оценки его изменений в будущем определяются в том числе многофакторностью исследуемых процессов. Вопрос чувствительности климатической системы к малым внешним воздействиям остается актуальным. Например, представляется физически обоснованным воздействие космических лучей на процессы образования облачности. Однако достоверные эмпирические данные о направленном многолетнем изменении внешних факторов, за исключением тех, которые описаны выше, отсутствуют. Поэтому рассмотрим отклик климатической системы на рост концентрации парниковых газов (в основном CO_2) в атмосфере и направленные изменения угловой скорости вращения Земли. При этом, следуя (Володин, Дианский, 2003; Дымников и др., 2004), используем понятия „радиационный" и „динамический" отклики.

Механизм воздействия роста концентрации парниковых газов достаточно изучен. Вполне адекватно парниковый эффект описан в современных численных МОЦАО. Поэтому ограничимся кратким обобщением полученных результатов. Основной вклад в реакцию климатической системы на рост CO_2 вносит радиационный отклик вследствие изменения облачности и количества тепла, затрачиваемого на нагревание океана. В результате поглощения и переизлучения длинноволновой радиации, а также изменения коротковолнового баланса на подстилающей поверхности происходит нагревание тропосферы, максимальное зимой в высоких широтах. В стратосфере происходит понижение температуры, превышающее по величине нагревание тропосферы.

Нельзя не учитывать при росте CO_2 в атмосфере и динамический отклик, проявляющийся в изменении динамики атмосферы и атмосферного давления. Вклад динамических процессов в CO_2-потепление в отдельных регионах (север Европы и Западная Сибирь), по данным (Дымников и др., 2004), составляет от 20 до 50 %, в то время как в других районах близок к нулю. Атмосферное давление при росте CO_2 в целом уменьшается в умеренных и высоких широтах на 1—1,5 гПа и менее, но возрастает в субтропических.

Реконструкция климата XX века с помощью МОЦАО, участвующих в AMIP и CMIP, в которых основным возмущающим фактором является рост концентрации углекислого газа в атмосфере, показала, что средние по ансамблю моделей характеристики климата в целом согласуются с эмпирическими данными на региональном уровне. Однако модели дают линейную или логарифмическую зависимость между изменениями температуры воздуха и изменением концентрации парниковых газов в атмосфере. Поэтому такая важная особенность векового хода ПТВ, как прекращение потепления в Южном полушарии и некоторое понижение температуры в Северном в период с 1940-х по 1970-е годы, в рамках этого подхода не находит адекватного физического объяснения.

Механизм формирования динамического отклика климатической системы на неравномерность угловой скорости вращения Земли

В классической геофизической гидродинамике используется неинерциальная система отсчета, в которой вращение Земли создает действующую на относительные перемещения силу Кориолиса. Вследствие бароклинности атмосферы в меридиональной плоскости образуются конвекционные ячейки, переносящие тепло от экватора к полюсам, которые замещаются подтекающими снизу от полюсов более холодными и плотными порциями воздуха. Действие силы Кориолиса придает движущимся со скоростью $\vec{u}$ порциям воздуха кориолисово ускорение $\vec{w} = 2[\vec{\omega} \times \vec{u}]$. Модуль этого ускорения пропорционален скорости $\vec{u}$ с коэффициентом пропорциональности $f_к = 2\omega|\sin\varphi|$ (φ — географическая широта). Вследствие действия силы Кориолиса движущиеся к полюсам порции теплого экваториального воздуха в умеренных широтах поворачивают на восток, создавая западный перенос, а направленные к экватору порции полярного воздуха поворачивают на запад, образуя восточную пассатную циркуляцию. Таким образом, согласно классической гидродинамике, именно сила Кориолиса придает динамике атмосферы геострофичность. Пассатная циркуляция не достигает полярных широт и не может выровнять температуры тропической и полярных зон. Сохранение меридионального градиента температуры генерирует в умеренных широтах возникновение специфических неустойчивостей в виде бароклинных волн (волн Россби). В ложбинах и гребнях волн Россби образуются вихри (циклоны и антициклоны), приводящие к эффективному меридиональному перемешиванию воздуха и уменьшению градиента температуры. Современные численные модели, основанные на классической гидродинамике, в целом адекватно воспроизводят реальную зональную циркуляцию и

поле атмосферного давления. Реальные многолетние изменения угловой скорости вращения Земли $\Delta\vec{\omega}$, величины которых имеют порядок 10^{-12} с$^{-1}$ (при $\omega_{ср} = 7{,}26 \cdot 10^{-5}$ с$^{-1}$), в геофизической гидродинамике не рассматриваются. При этом классический подход не дает удовлетворительного физического объяснения некоторых важных наблюдаемых закономерностей. К ним относятся: смена знака зональной составляющей приземного ветра вблизи 35° широты обоих полушарий, где наблюдаются зоны штилей; аппроксимация скорости $\boldsymbol{u}$ зонального ветра у поверхности Земли в виде сферической гармоники второй степени:

$$\boldsymbol{u} = c(2/3 - \sin^2\theta), \qquad (1)$$

где θ — дополнение широты; формирование ярко выраженных субтропических (около 35° широты) максимумов и субполярных (около 65° широты) минимумов атмосферного давления (при существующем температурном режиме атмосферное давление должно было бы непрерывно возрастать от экватора к полюсам).

Согласно (Сидоренков, 1991), в инерциальной системе отсчета при отсутствии неравномерности нагрева атмосфера будет вращаться с Землей с одинаковой скоростью, движения воздуха относительно поверхности Земли не будет. Удельный абсолютный момент импульса ℓ в этом случае распределен по закону

$$\ell = \omega R^2 \sin^2\theta, \qquad (2)$$

где R — геоцентрическое расстояние, примерно равное радиусу Земли $R^0 \approx 6{,}371 \cdot 10^6$ м.

Абсолютный удельный момент импульса убывает от экватора к полюсам, где он равен нулю. Среднее значение $\bar{\ell}$ в атмосфере при этом равно абсолютному моменту импульса всей атмосферы, деленному на ее массу

$$\bar{\ell} = \int_V \ell\rho dV \Big/ \int_V \rho dV = I_a\omega / M \approx 0{,}674\omega R_0^2, \qquad (3)$$

где V — объем атмосферы, $I_a = 0{,}1413 \cdot 10^{33}$ кг · м^2 — момент инерции атмосферы, ρ — плотность воздуха, $M = 5{,}159 \cdot 10^{18}$ кг — масса атмосферы.

Условие $\ell = \bar{\ell}$ выполняется при $\sin^2\theta = 0{,}674$, т. е. при широтах $\varphi = \pm 35°$. В умеренных и высоких широтах ($|\varphi| > 35°$) $\ell < \bar{\ell}$. В тропиках и на экваторе ($|\varphi| < 35°$) $\ell > \bar{\ell}$.

При неравномерном нагреве тропосферы между экватором и полюсами возникает и поддерживается горизонтальный градиент

плотности. В поле силы тяжести это вызывает конвективные перемещения воздуха. Согласно наблюдениям, эти явления происходят не в виде ячеек циркуляции между экватором и полюсами, а путем турбулентного перемещения крупных воздушных масс с характерными размерами в тысячи километров по горизонтали и до 20 км по вертикали. Макротурбулентное перемешивание выравнивает различия в направлении меридиана не только температуры, но и всех других субстанций, в том числе и момента импульса. В низких широтах момент импульса убывает, а в умеренных и высоких возрастает. Уменьшение абсолютного момента импульса прилегающего к поверхности Земли слоя воздуха проявляется в его отставании от вращения Земли, а увеличение — в обгоне. Образуются разнонаправленные относительно поверхности Земли зональные движения воздуха.

Зональное движение воздуха относительно поверхности Земли можно описать либо линейной скоростью $\vec{\boldsymbol{u}}$, либо его угловой скоростью ω_a относительно поверхности Земли, модули которых связаны соотношением

$$\boldsymbol{u} = \omega_a R \sin^2\theta. \qquad (4)$$

При зональных движениях воздуха с относительной угловой скоростью ω_a удельный (на единицу массы) абсолютный момент импульса в реальной (неравномерно разогретой) атмосфере распределен с учетом (2) по закону

$$\ell = (\omega + \omega_a)\, R^2 \sin^2\theta = \omega R^2 \sin^2\theta + uR\sin\theta. \qquad (5)$$

Макротурбулентное перемешивание выравнивает величину ℓ в меридиональном направлении. Величина абсолютного удельного момента импульса атмосферы увеличивается в зонах севернее 35° с. ш. и южнее 35° ю. ш. Поэтому там скорости ω_a и $\boldsymbol{u}$ положительны, соответственно атмосфера обгоняет вращение Земли и дуют западные ветры. В зоне между 35° широты обоих полушарий абсолютное значение удельного момента импульса атмосферы уменьшается, скорости (ω_a) и ($\boldsymbol{u}$) отрицательны, атмосфера отстает от вращения Земли и наблюдаются восточные ветры.

Силы трения между подстилающей поверхностью и движущимся относительно нее воздухом обусловливают обмен моментами импульса между атмосферой и Землей. Направление сил трения в зонах западного и восточного переносов противоположно. В зоне восточных ветров момент сил трения производит приток момента импульса от Земли к атмосфере. В умеренных и высоких широтах происходит передача момента количества движения от атмосферы к Земле. Зоны восточных ветров расположены дальше от оси враще-

ния, чем зоны западного переноса. Поэтому при одинаковой скорости ветра момент сил трения восточных ветров больше по абсолютной величине момента сил трения западных ветров. Баланс стока и притока момента импульса в атмосфере достигается только при превышении скорости западного переноса по сравнению со скоростью восточных ветров. Кроме этого, значительное превышение скорости западного переноса над восточным обусловлено тем, что для баланса вертикальных потоков момента импульса необходимо, чтобы момент импульса западных ветров был больше момента импульса восточных ветров. Поэтому момент импульса зональных ветров всей атмосферы положителен, а атмосфера в целом вращается быстрее Земли, что подтверждается прямыми вычислениями (Сидоренков, 1991).

С учетом (4) и (5) зональный момент импульса атмосферы L определяется интегралом

$$L = \int_V uR\cos\varphi\rho dV = I_a\omega_a. \qquad (6)$$

Из (6) следует, что скорость вращения атмосферы относительно поверхности Земли пропорциональна моменту импульса атмосферы, а из (5) — что момент импульса атмосферы возрастает при увеличении угловой скорости вращения Земли. Следовательно, при увеличении угловой скорости вращения Земли возрастает и угловая скорость вращения атмосферы относительно земной поверхности. При этом увеличивается интенсивность макротурбулентного перемешивания, перекачивающего момент импульса из низких широт в высокие, что приводит к уменьшению градиента температуры по меридиану. При замедлении собственного вращения Земли наблюдаются обратные тенденции.

По данным наблюдений и расчетов (Сидоренков, 1991), реальным изменениям зонального момента импульса атмосферы соответствуют угловые скорости вращения атмосферы относительно земной поверхности, при которых она делает полный оборот вокруг Земли за периоды от 70 до 113 суток.

Скорости реальных зональных ветров в атмосфере имеют порядок 10 м/с. Из (4) следует, что значения угловой скорости вращения атмосферы относительно земной поверхности имеют порядок 10^{-6} с$^{-1}$ ($\omega_{acp} \approx 8 \cdot 10^{-7}$ с$^{-1}$), что примерно в 100 раз меньше угловой скорости вращения Земли. Соответственно доля вклада наблюдаемых многолетних изменений угловой скорости вращения Земли $\Delta\omega$ по отношению к относительной угловой скорости вращения атмосферы $\Delta\omega_a$ возрастает на два порядка.

В зависимости от непериодически меняющихся закономерностей циклонической деятельности во внетропических широтах принято

различать типы атмосферной циркуляции как для определенных регионов, так и для целых полушарий. По данным (Гирс, 1971; Сидоренков, Свиренко, 1991), наблюдается физически обоснованная связь межгодовых изменений модуля угловой скорости вращения Земли и повторяемости процессов атмосферной циркуляции меридионального ΣC и суммарной — западной и восточной $\Sigma(W + E)$ — типов. Коэффициент корреляции между интегральными аномалиями повторяемости зональных типов циркуляции $(W + E)$ в первом естественном синоптическом районе и нормированными аномалиями модуля угловой скорости вращения Земли за 1891—1991 гг. равен $0{,}80 \pm 0{,}04$. Замедлению вращения Земли соответствует рост повторяемости меридиональных типов циркуляции (1938—1972 гг.). С 1902 по 1937 г. и с 1972 г. по настоящее время вращение Земли ускоряется, повторяемость формы C ниже нормы, а $(W + E)$ — выше нормы. При этом наблюдается прогрессивный рост повторяемости восточного типа циркуляции (E) и уменьшение западного (W). Как известно, западная форма циркуляции (W) характеризуется слабо возмущенным, хорошо выраженным западно-восточным переносом и „нормальной" погодой. Для форм E и C характерны длинные стационарные волны большой амплитуды и аномальная погода. При этом высотные ложбины (положительные аномалии осадков) располагаются либо над Западной Европой и Западной Сибирью (форма E), либо над европейской территорией России (форма C).

Возмущающий эффект неравномерности вращения Земли на поле атмосферного давления и радиационный баланс климатической системы

В рамках используемого подхода наблюдаемые субтропические максимумы атмосферного давления объясняются действием силы Кориолиса. Горизонтальные составляющие силы Кориолиса смещают зональные потоки навстречу друг другу. В результате к району широт смены знака потоков нагнетается дополнительное количество воздуха и атмосферное давление возрастает до тех пор, пока меридиональный градиент давления не уравновесит силу Кориолиса. Величина субтропического максимума определяется межширотным перераспределением масс воздуха, которое соответствует динамическому равновесию вращающейся атмосферы. Изменение скорости вращения Земли вызывает изменение скорости вращения атмосферы и, следовательно, перераспределение масс атмосферы между полярными и тропическими широтами. С увеличением скорости вращения Земли происходит сжатие атмосферы между 35° с. и ю. ш. вследствие переноса части масс воздуха из полярных областей в тропические. В поле атмосферного давления это соответствует падению ат-

мосферного давления в умеренных и полярных областях и увеличению значений субтропических максимумов, которые при этом немного смещаются к экватору за счет роста центробежной силы относительного вращения атмосферы по отношению к поверхности Земли. При замедлении вращения Земли происходит перенос части масс воздуха из области между параллелями 35° с. и ю. ш. к полярным и умеренным широтам. При этом в зоне с широтами менее 35° атмосферное давление падает, а в умеренных и полярных широтах растет.

Оценим чувствительность глобального поля атмосферного давления на воздействие наблюдаемых ротационных возмущений. По определению, изменение атмосферного давления (ΔP) рассчитывается исходя из

$$\Delta P = \Delta M g / S, \tag{7}$$

где $g = 9{,}81$ м/с^2, ΔM — изменение массы атмосферы над площадью S, S — площадь рассматриваемых широтных зон.

Сумма площадей зон, для которых $\varphi > 35°$, составляет $2{,}06 \times \times 10^{14}$ м^2. Площадь зоны, широта которой меньше 35°, составляет $3{,}04 \cdot 10^{14}$ м^2. Поэтому изменение давления в полярных областях будет почти в 1,5 раза больше, чем в тропической зоне. Амплитуду колебаний атмосферного давления между полярными и экваториальными районами определяет величина перераспределяемой массы воздуха ΔM. Величину ΔM можно оценить, учитывая, что изменение угловой скорости вращения Земли вызывает соответствующее ΔM перемещение масс воды в Мировом океане, выражающееся в изменении его уровня в экваториальной зоне. Теоретическое обоснование этих процессов, подтвержденное эмпирическими данными, представлено в (Рудяев, 1984). Относительные изменения момента инерции Земли ($\Delta I/I$) и относительные изменения скорости ее вращения ($\Delta\omega/\omega$) связаны соотношением

$$\Delta I/I = -\Delta\omega/\omega = \Delta\tau/\tau, \tag{8}$$

где τ — изменение продолжительности суток.

Абсолютная величина экваториального момента инерции Земли (I) определяется как

$$I = 0{,}334 M_з R^2, \tag{9}$$

где $M_з = 5{,}975 \cdot 10^{24}$ кг — масса Земли, $R = 6{,}37816 \cdot 10^6$ м — радиус Земли.

Дифференцируя (9) с учетом (8) и переходя к конечным разностям, получаем

$$\Delta M = M_з(\Delta\tau/\tau - 2\Delta R/R). \qquad (10)$$

Реальные многолетние межгодовые изменения скорости вращения Земли соответствуют регистрируемым изменениям длительности суток $\Delta\tau = 5 \cdot 10^{-4}$ с. Нормированные изменения длительности суток $(\Delta\tau/\tau)$ будут равны $\Delta\tau/\tau = 5 \cdot 10^4$ с$/8{,}64 \cdot 10^4$ с $= 0{,}579 \cdot 10^{-8}$. Согласно (Рудяев, 1984), такому изменению угловой скорости вращения Земли соответствует изменение уровня океана на экваторе, равное 14 мм. Тогда $\Delta R/R = 0{,}219 \cdot 10^{-8}$. Из (10) получаем $\Delta M \approx 8{,}4 \cdot 10^{15}$ кг, что составляет примерно тысячную долю общей массы атмосферы.

Таким образом, реальные многолетние изменения скорости вращения Земли, генерируя незначительные (порядка 10 мм) изменения уровня океана на экваторе, вызывают перераспределение масс воздуха в атмосфере между экваториальными и полярными районами $\Delta M \approx 8{,}4 \cdot 10^{15}$ кг.

Количественно оценить глобальные изменения атмосферного давления вследствие реальных многолетних изменений угловой скорости вращения Земли можно по формуле (7). Из формулы (7) получаем, что при замедлении вращения Земли на величину, соответствующую увеличению длительности суток всего на $5 \cdot 10^{-4}$ с, происходит рост атмосферного давления в полярных районах примерно на 400 Па. Падение атмосферного давления в тропической зоне составит 270 Па. При аналогичном ускорении вращения Земли изменения давления в рассматриваемых широтных зонах имеют обратный знак. Межширотный барический градиент вследствие многолетних квазипериодичных изменений угловой скорости вращения Земли составит примерно 6,7 гПа.

Меняющийся в зависимости от ротационного режима градиент атмосферного давления между полярными и тропическими широтами должен проявляться и в изменении динамики атмосферы, и в изменении метеорологических характеристик. Эмпирические данные свидетельствуют о том, что количество облачности над поверхностью Земли изменяется в противофазе с атмосферным давлением, а поглощенная радиация — в противофазе с облачностью и в фазе с атмосферным давлением. Так, изменения облачности над Ладожским озером (данные Института озероведения РАН) совпадают по фазе с изменениями скорости вращения Земли (см. рис. 1). Физическое объяснение зависимости облачности от атмосферного давления состоит в том, что повышенному фону атмосферного давления соответствует преобладание антициклоничности и меньшей облачности, а пониженному — преобладание циклоничности с большей облачностью.

Облачность n в значительной степени определяет величину эффективного излучения подстилающей поверхности (Q_r). Известны эмпирические зависимости вида

$$Q_r = Q_{r0}(1 - cn) + \delta, \qquad (11)$$

где Q_{r0} — эффективное излучение при безоблачном небе; c — коэффициент, зависящий от альбедо облаков; δ — поправка к эффективному излучению на разность температур между подстилающей поверхностью и воздухом.

Следовательно, эффективное излучение подстилающей поверхности уменьшается с ростом облачности. Суммарная радиация Q, поступающая на подстилающую поверхность, также имеет обратную зависимость с облачностью:

$$Q = Q_0(1 - an - bn^2), \qquad (12)$$

где Q_0 — суммарная радиация при безоблачном небе, a и b — коэффициенты, зависящие от физических свойств и высоты расположения облаков.

Радиационный баланс климатической системы R_s, характеризующий теплообмен между ней и мировым пространством, или вертикального столба, проходящего через атмосферу и деятельный слой суши, определяется соотношением

$$R_s = Q_s(1 - \alpha_s) - E_s, \qquad (13)$$

где Q_s — прямая солнечная радиация, приходящая на внешнюю границу атмосферы; α_s — альбедо системы Земля — атмосфера; E_s — суммарное длинноволновое излучение в мировое пространство.

От облачности в значительной степени зависит планетарное альбедо системы. Влияние облачности на радиационный баланс подстилающей поверхности и климатической системы может быть противоположным по знаку в зависимости от соотношения альбедо облаков с альбедо различных подстилающих поверхностей.

При ускорении вращения Земли в полярных и умеренных широтах атмосферное давление падает и облачность растет. В зимнее время года подстилающая поверхность в этих широтах представляет собой в основном либо водную поверхность океана, либо заснеженную поверхность. Альбедо снега (в среднем 0,8) значительно превышает альбедо верхней поверхности облаков (в среднем 0,4), поэтому альбедо системы существенно снижается. При этом увеличивается количество поглощенной атмосферой радиации. Это приводит к повышению температуры воздуха у поверхности Земли. Альбедо океана (в среднем 0,1) меньше, чем альбедо облаков. Поэтому над океанами альбедо системы несколько возрастает. Однако это с избытком компенсируется сохранением тепла, посылаемого океаном атмосфере и удерживаемого облачностью (уменьшением эффективного излучения). Вследствие этого температура воздуха над океаном также повышается. В теплое время года в полярных районах над остающейся заснеженной подстилающей поверхностью

механизм повышения температуры воздуха остается прежним, но происходит с меньшей интенсивностью. Над океаном повышение температуры воздуха также происходит с меньшей интенсивностью, так как количество тепла, посылаемого океаном атмосфере, уменьшается. В умеренных широтах в теплое время года альбедо суши становится мало отличным от альбедо облаков, поэтому суммарное альбедо системы меняется незначительно. Однако действует парниковый эффект, уменьшающий эффективное излучение подстилающей поверхности, которая в это время является нагревателем воздуха. Длинноволновое излучение системы в мировое пространство уменьшается, и температура воздуха повышается. Над океанами в умеренных широтах летом значимых реальных направленных изменений температуры не наблюдается.

В тропической зоне при ускорении вращения Земли наблюдается рост атмосферного давления и уменьшение облачности. Альбедо системы уменьшается, поскольку альбедо облаков больше альбедо подстилающей поверхности, представляющей собой в основном поверхность океана. Одновременно увеличивается количество поглощенной радиации. В результате в течение всего года наблюдается незначительное повышение температуры воздуха.

Таким образом, увеличение скорости вращения Земли приводит к повышению температуры воздуха над всеми широтами, особенно в холодное время года в полярных областях. При замедлении вращения Земли атмосферное давление в полярных и умеренных широтах растет и облачность уменьшается. В зимнее время года над заснеженной подстилающей поверхностью планетарное альбедо системы значительно увеличивается. Одновременно увеличивается длинноволновое излучение системы в космическое пространство и происходит понижение температуры воздуха. Над океанами, несмотря на уменьшение альбедо системы, также происходит понижение температуры воздуха вследствие значительного увеличения длинноволнового излучения в мировое пространство. В теплое время года также происходит потеря тепла климатической системой, однако менее интенсивно, чем зимой. В тропической зоне при замедлении вращения Земли происходит падение атмосферного давления и увеличение облачности. Альбедо системы увеличивается, что частично компенсируется уменьшением длинноволнового излучения системы подстилающая поверхность — атмосфера в мировое пространство. Температура воздуха понижается, но незначительно.

Описанный физический механизм радиационного отклика климатической системы на ротационный фактор подтверждается эмпирическими данными. На рис. 1 показано соответствие многолетних изменений скорости вращения Земли и осредненных значений температуры воздуха. Изменения нормированных аномалий угловой скорости вращения Земли и аномалий ПТВ Северного полуша-

рия происходят в одной фазе с коэффициентом корреляции между их среднедесятилетними значениями 0,81 ± 0,06. Более слабая коррелированность ПТВ Южного полушария и глобальной с изменениями скорости вращения объясняется тем, что доля суши составляет в Северном полушарии 39,3 %, в Южном — 19,1 %, а глобально — 29,2 %. Соответственно площадь поверхности, покрытая снегом в зимнее время года, в Северном полушарии примерно в два раза больше, чем в Южном. Коэффициент корреляции изменений скорости вращения Земли и температуры воздуха в зоне 85—30° с. ш. составляет 0,93 ± 0,03 (Рудяев, 1984).

Таким образом, соответствие периодов потепления климата в XX веке периодам ускорения вращения Земли, а периода с 1940-х по 1970-е годы, когда повышение глобальной температуры не наблюдалось, — периоду замедления скорости вращения имеет физическое обоснование и подтверждается данными наблюдений. Ротационный эффект действует либо однонаправленно с парниковым (при ускорении вращения Земли), либо компенсирует последний (при замедлении вращения Земли). Вклад ротационного эффекта в тренд ПТВ за характерный период однонаправленных изменений угловой скорости собственного вращения Земли (примерно 35 лет) составляет примерно ± 0,25 °С для Северного полушария, ± 0,12 °С для Южного полушария и ± 0,16 °С для глобально осредненной температуры.

Заключение

В течение последнего столетия режимы глобального и регионального климата не были стационарными. Характерной чертой изменений климата в XX веке является выделение двух периодов потепления (в первой и последней его третях), а также периода незначительного понижения ПТВ в Северном полушарии и отсутствия тенденции в Южном полушарии (в последней трети).

Из множества климатообразующих факторов только рост концентрации парниковых газов в атмосфере и изменение скорости собственного вращения Земли воздействуют на климатическую систему глобально и направленно в течение времени порядка десятилетий. Эффект роста концентрации CO_2 и других парниковых газов в атмосфере не дает физического объяснения изменения величины и знака тенденций глобальных изменений температурного и динамического режимов климатической системы в прошедшем столетии.

Отклик климатической системы на наблюдаемые ротационные возмущения физически обоснован, согласуется с данными наблюдений и проявляется в поле атмосферного давления, динамике атмосферы и ее радиационном балансе. Наиболее чувствительны к

ротационным возмущениям зоны умеренных и высоких широт в зимнее время года.

Композиция „парникового“ и „ротационного” эффектов представляется адекватной для описания современного режима климатической системы. С 1910 г. до 1940-х годов наблюдалось ускорение собственного вращения Земли, парниковое и ротационное воздействия были однонаправленными, отмечалось повышение ПТВ. Со второй половины 1940-х до середины 1970-х годов наблюдалось замедление вращения Земли, CO_2-эффект компенсировался ротационным воздействием, что привело к значительному замедлению повышения температуры в Южном полушарии, незначительному похолоданию в Северном полушарии и отсутствию тренда в изменении глобально осредненной температуры. В последние три десятилетия и по настоящее время рост концентрации парниковых газов и ускорение вращения Земли воздействуют на климатическую систему в одном направлении. Повышение температуры воздуха у подстилающей поверхности становится более интенсивным. Соответствующим образом меняются и другие характеристики климата. Увеличиваются индексы аномальности и экстремальности климата. Различия в ходе температуры, осредненной по полушариям, и глобальной объясняются соотношением площадей, занимаемых морской поверхностью, сушей и снежным покровом, которые определяют величины альбедо подстилающей поверхности, планетарного альбедо и эффективного излучения.

Согласно мультимодельным оценкам участвующих в AMIP и CMIP МОЦАО, для сценария роста концентрации парниковых газов B_2 (в 2100 г. по сравнению с 1990 г. концентрации CO_2, CH_4, N_2O увеличатся в 1,76; 1,75; 1,18 раза соответственно) повышение глобальной приземной температуры воздуха составит 1,3 °С к середине XXI века и 2,1 °С к 2080-м годам (Мелешко и др., 2004). Эвальвация неравномерности угловой скорости вращения Земли корректирует полученные оценки следующим образом. В первой половине XXI века (примерно с 2010 по 2045 г.) ротационный фактор будет компенсировать CO_2-эффект. Поэтому повышение температуры воздуха к середине 2040-х годов составит около 0,7 °С (–0,3 °С — ротационная составляющая, 1,0 °С — парниковая составляющая). В течение следующих примерно 35 лет (с 2045 г. до начала 2080-х годов) возмущающее воздействие обоих факторов будет однонаправленным. В результате глобальная приземная температура повысится примерно на 1,1 °С (0,3 °С — ротационная составляющая, 0,8 °С — парниковая составляющая). Суммарное повышение глобальноосредненной приземной температуры к 2080-м годам составит примерно 2,1 °С. При этом будет наблюдаться увеличение аномальности и экстремальности климата. В следующие более чем три

десятилетия повышение температуры воздуха вследствие роста концентрации парниковых газов в атмосфере снова замедлится.

Приведенные оценки являются лишь эвальвационными. Однако они показывают, что расчеты возможных изменений климата в текущем столетии с помощью численных моделей общей циркуляции атмосферы и океана, которые дают линейную или логарифмическую зависимость между изменениями температуры воздуха и изменением концентрации парниковых газов в атмосфере, могут быть существенно скорректированы при учете описанного механизма формирования отклика климатической системы на возмущающее воздействие неравномерности угловой скорости вращения Земли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Антоневич В. Д., Литвякова Л. А. 1979. Особенности временных рядов скорости ветра. — Труды ГГО, вып. 425, с. 42 — 46.

Антоновский М. Я., Бухштабер В. М., Пивоваров В. А. 2004. Динамика закономерностей поля концентраций атмосферного CO_2 на основе данных мониторинга в течение последних 45 лет. — Метеорология и гидрология, № 4, с. 67—76.

Будыко М. И. 1980. Климат в прошлом и будущем. — Л., Гидрометеоиздат, 351 с.

Володин Е. М., Дианский Н. А. 2003. Отклик совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана на увеличение содержаниия углекислого газа. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 39, № 3, с. 193—210.

Володин Е. М. и группы-участники CMIP. 2004. Связь величины глобального потепления и баланса тепла на поверхности Земли при увеличении содержания углекислого газа. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 40, № 3, с. 306—313.

Гирс А. А. 1971. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные метеорологические прогнозы. — Л.: Гидрометеоиздат, 280 с.

Голицын Г. С., Дзюба А. В., Осипов А. Г., Панин Г. Н. 1990. Региональные изменения климата и их проявления в современном подъеме уровня Каспийского моря. — ДАН СССР, т. 313, № 5, с. 1224—1227.

Голицын Г. С., Ефимова Л. К., Мохов И. И. и др. 2004. Долгопериодные изменения режима температуры и осадков в Санкт-Петербурге по эмпирическим данным и модельные оценки региональных изменений в прошлом и будущем. — Метеорология и гидрология, № 8, с. 5—17.

Гриббин Д. 1980. Поиск цикличности. — В кн.: Изменения климата. Л.: Гидрометеоиздат, с. 188—202.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я. 2004. Обнаружение изменений климата: состояние, изменчивость и экстремальность климата. — Метеорология и гидрология, № 4, с. 50—66.

Дзюба А. В., Клиге Р. К. 1982. Современные изменения температуры поверхностных вод, ледовых условий и уровня Мирового океана. — В кн.: Колебания уровня моря. Результаты исследований по международным геофизическим проектам. — М.: Радио и связь, с. 102—107.

Дзюба А. В., Добровольский С. Г., Клиге Р. К. 1984. Об эвстатических колебаниях уровня океана и их прогнозировании. — Метеорология и гидрология, № 7, с. 56 — 62.

Дзюба А. В. 1985. Межгодовые изменения вод суши как причина колебаний среднего уровня океана. — Автореф. дис. канд. географ. наук — М.: ИВП РАН. — 22 с.

Дзюба А. В., Осипов А. Г., Панин Г. Н. 1990. Закономерности временной и пространственной изменчивости гидрометеорологических характеристик,

определяющих теплообмен Каспийского моря с атмосферой. — Водные ресурсы, № 5, с. 17—32.

Дымников В. П., Володин Е. М., Галин В. Я. и др. 2004. Чувствительность климатической системы к малым внешним воздействиям. — Метеорология и гидрология, № 4, с. 77—92.

Келлог У. У. 1983. Проблема обнаружения изменений климата, обусловленных увеличением содержания углекислого газа и других газовых примесей в атмосфере. — Бюл. ВМО, т. 32, № 1, с. 29—43.

Клиге Р. К., Ремизова С. С., Дзюба А. В. 1979. Многолетние изменения элементов водного баланса Тихого океана. — Тезисы докл. XIV Тихоокеанского научного конгресса. — М., с. 62—64.

Клиге Р. К., Дзюба А. В., Добровольский С. Г. 1981. О влиянии глобальных гидрометеорологических изменений на уровенный и термический режимы Мирового океана и Балтийского моря. — Труды XII Конференции балтийских океанографов и VII Совещания экспертов по водному балансу Балтийского моря. — Л.: Гидрометеоиздат, с. 258 .

Кондратьев К. Я. 1980. Радиационные факторы современных изменений глобального климата. — Л.: Гидрометеоиздат. — 279 с.

Кондратьев К. Я. 2004. Неопределенности данных наблюдений и численного моделирования климата. — Метеорология и гидрология, № 4, с. 93—119.

Луц Н. В. 2001. Многолетняя изменчивость скорости ветра в Восточном Приазовье. — Метеорология и гидрология, № 2, с. 98—102.

Матвеев Ю. Л. 1986. Глобальное поле облачности. — Л.: Гидрометеоиздат. — 279 с.

Мелешко В. П., Голицын Г. С., Володин Е. М. и др. 1998. Расчет составляющих водного баланса на водосборе Каспийского моря с помощью моделей общей циркуляции атмосферы. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 34, с. 5—11.

Мелешко В. П., Голицын Г. С., Говоркова В. А. и др. 2004. Возможные антропогенные изменения климата России в XXI в.: оценки по ансамблю климатических моделей. — Метеорология и гидрология, № 4, с. 38—49.

Мещерская А. В., Гетман И. Ф., Борисенко М. М., Шевкунова Э. И. 2004. Мониторинг скорости ветра на водосборе Волги и Урала в XX веке. — Метеорология и гидрология, № 3, с. 83—97.

Монин А. С., Шишков Ю. А. 1979. История климата. — Л.: Гидрометеоиздат. — 408 с.

Мохов И. И., Демченко П. Ф., Елисеев А. В. и др. 2002. Оценки глобальных и региональных изменений климата в XIX—XXI веках на основе модели ИФА РАН с учетом антропогенных воздействий. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 38, № 5, с. 629—642.

Отчет о Всемирной конференции по изменению климата (Москва, октябрь 2003 г.). 2004. — Метеорология и гидрология, № 4, с. 21—22.

Павлова Т. В., Мелешко В. П., Говоркова В. А. 2001. Характеристики теплового и водного баланса на водосборах крупных рек в модели атмосферы ГГО, рассчитанные в рамках международного проекта сравнения моделей атмосферы AMIP-1 и AMIP-2. — Труды ГГО, вып. 550, с. 85—109.

Панин Г. Н., Дзюба А. В., Осипов А. Г. 1991. О возможных причинах изменения испарения за последние десятилетия в районе Каспийского моря. — Водные ресурсы, № 3, с. 5—17.

Панин Г. Н., Дзюба А. В., Осипов А. Г. 1994. Региональные изменения процессов взаимодействия вод суши и атмосферы как проявление глобальных колебаний климата / Воды суши: проблемы и решения. — М.: ИВП. РАН, с. 112—144.

Панин Г. Н., Дзюба А. В. 1995. О современной тенденции изменения климата и ее влиянии на локальные изменения водных ресурсов. — Водные ресурсы, т. 22, № 1, с. 14—22.

Панин Г. Н., Дзюба А. В. 2003. Современные изменения вектора скорости ветра и интенсивность испарения с поверхности Каспийского моря. — Водные ресурсы, т. 3, № 2, с. 198—207.

Панин Г. Н., Дзюба А. В. 2006. Изменение направления и скорости ветра от Арктики до Каспийского моря как проявление современных изменений климата. — Водные ресурсы, № 6, с. 737—753.

Привальский В. Е. 1985. Климатическая изменчивость. — М.: Наука, 184 с.

Раткович Д. Я. 1986. О предсказуемости режима уровня бессточных водоемов применительно к проблеме Каспийского моря. — Водные ресурсы, № 5, с. 3—23.

Рудяев Ф. И. 1984. Изменения скорости вращения Земли, обусловленные зональным приливом, и их проявления в поле атмосферного давления. — Известия ВГО, т. 116, № 2, с. 120—126.

Сидоренков Н. С. 1979. Исследования неприливной неравномерности вращения Земли и ее связи с процессами в атмосфере. — Автореф. дис. докт. физ.-мат. наук. М.: МГУ. — 24 с.

Сидоренков Н. С., Свиренко П. И. 1988. Диагноз некоторых параметров глобального водообмена по данным о неправильности вращения Земли. — Известия АН СССР, сер. географ., № 5, с. 16—23.

Сидоренков Н. С., Свиренко П. И. 1991. Многолетние изменения атмосферной циркуляции и колебания климата в первом естественном синоптическом районе. — Труды ГМЦ, вып. 316, с. 93—105.

Сидоренков Н. С. 1991. Физика среднегодовой зональной циркуляции атмосферы. — Труды ГМЦ, вып. 316, с. 3—18.

Сидоренков Н. С. 2004. Природа нестабильностей вращения Земли. — Природа, № 8, с. 8—18.

Федоров Е. П., Корсунь А. А., Майор С. П. и др. Движения полюса Земли с 1890,0 по 1960,0. Киев: Наукова Думка, 1972. — 264 с.

Школяр Л. Ф. 1980. К вопросу об уменьшении скорости ветра за последние десятилетия. — Труды ГГО, вып. 435, с. 96—98.

Folland C. K., Karl T. R., Salinger M. J. 2002. Observed climate variability and change. — Weather, vol. 57, N 3, p. 269—278.

Griggs D. J., Noguer M. 2002. Climate change 2001: The Scientific Basic. Contribution of Working Group 1 to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Plane 1 on Climate change. — Weather, vol. 57, N 8, p. 267—269.

Hasselman K. 1976. Stohastic climate models Part 1. Theory. — Tellus, vol. 28, N 6, p. 473—485.

IPCC Third Assessment Report. 2001. Vol. 1. Climate Change. 2001. The Scientific Basis. Cambridge Univ. Press. — 881 p.

Jones P. D. 1994. Hemispheric surface air temperature variations: A reanalysis and an update to 1993. — J. Climate, N 7, p. 1794—1802.

Jones P. D., New M., Parker D. E. et al. 1999. Surface air temperature and its changes over the past 150 years. — Rev. Geophys., vol. 37, N 2, p. 173—199.

Katssov V. M., Walsh J. E., Rinke A., Dethloff K. 2000. Atmospheric climate models: Simalation of the Arctic Ocean fresh water budget components. — In: The Freshwater Budget of the Arctic Ocean, E. L. Lewis (ed). Dordrecht: Kluwer Academic Publ., p. 209—247.

Levitus S., Antonov J. I., Wang J. et. al. 2001. Anthropogenic warming of Earth's climate system. — Science, vol. 292, N 5515, p. 267—270.

Majorovicz J., Safanda J., Skinner W. 2002. East to west retardation in the onset of the recent warming across Canada inferred from inversions of temperature logs. — J. Geophys. Res., vol. 107, N 1310, p. ETG 6/11 — ETG 6/12.

McCarthy D., Badcoc A. 1986. The length of day since 1656. — Physics Earth a Planetary Interiors., vol. 44, p. 281—292.

Meehl G. A., Boer G. J., Covey C. et al. 2000. The Coupled Model Intercomparison Project (CMIP). — Bull. Amer. Meteorol. Soc., vol. 81, p. 313—318.

Milankovich M. Mathematische Klimatehre und astronomische Theorie der Klimaschewanrungen. — In: W. Koppen, R. Geiger. Handbuch der Klimatologic. Bd. 1: Allgemeine Klimatehre. Teil A Berlin, 1936. — 176 S.

Milankovich M. 1968. Hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments. — Science, vol. 159, N 3812, p. 297—300 /Auth.: W. S. Broecker, D. L. Thurber, J. Goddard et al.

Mitchell J. M. Jr. 1975. Note on solar variability and volcanic activity as potential sources of climatic variability. — In: The physical basis of climate and climate modeling. GARP Bull. Series, N 16, p. 127—131.

Schneider S. H., Mass C. 1975. Vulcanic dust, sunspots and temperature trends. — Science, vol. 190, N 4216, p. 741—746.

Strategic Plan for the Climate Change Science Program. 2003. — Washington D. C. — 202 p.

Vital Signs. 2003—2004. The trends that are shaping our future // Wordwatch Institute. London, 2003. — 149 p.

Walace J. M., Thompson D. W. J. 2002. Annual madels and climate prediction. — Phys. Today, vol. 55, N 2, p. 28—33.

USE OF CLIMATE MODELING OUTPUTS FOR REGIONALIZATION OF GLOBAL CLIMATE PROJECTIONS

R. M. Corobov[1)], *A. V. Overcenco*[2)]

[1)] Modern Institute for the Humanities, 78/4, Albisoara str., Chisinau, MD-2005, Republic of Moldova, rcorobov@sanepid.md, corobov@mail.md

[2)] National Centre for Scientific and Applied Preventive Medicine, 67a, Gh. Asachi str., Chisinau, MD-2028, Republic of Moldova, anicolenco@sanepid.md, a_overcenco@yahoo.com

Abstract. Methodological aspects of the regionalization of global climate projections are considered. "Model convergence" and "model performance" criteria were used in the examination of outputs of different GCMs in relation to the baseline air temperature and precipitation, as well as to projections of their annual and monthly changes simulated for Moldova by six GCM experiments (CGCM2, HadCM3, CSIRO Mk2, ECHAM4, GFDL-R30, and CCSR-NIES) based on SRES A2 and B2 emission scenarios. Analysis of Variance (ANOVA) and regression analysis were employed in the study as main statistical tools. It was shown that the evaluation of the performance of GCMs based on their ability to adequately describe the present-day climate depends heavily on a particular method chosen for discrimination. Statistically significant intermodel differences in temperature changes projected by individual modeling experiments were observed for all the time-slices considered. The differences in precipitation turned out to be statistically significant for some samples and time slices only. On the whole, none of the criterion being used alone can provide the rational selection of GCMs for regional downscaling, and a multimodel ensemble approach is needed. The following three-step algorithm has been proposed for the ensemble averaging: (1) for a region under study, select with ANOVA the GCM experiments that meet best of all the "model convergence" criterion and then consider their outputs as candidates for the ensemble averaging; (2) consider them as independent inputs to the Regression Model Selection Analysis and apply the "model performance" criterion against the observed baseline climate for the identification of the most informative combination of GCM outputs, and in the Ridge Regression Model estimate their "weights" in the final ensemble; (3) calculate the ensemble mean projection of the climatic variables as the "weighted" sum of the projections of ensemble members.

Keywords. ANOVA, General Circulation Models, model-ensemble averaging, Moldova, statistical downscaling.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ КЛИМАТА ДЛЯ РЕГИОНАЛИЗАЦИИ ГЛОБАЛЬНЫХ ПРОЕКЦИЙ

***Р. М. Коробов*[1)], *А. В. Оверченко*[2)]**

[1)] Республика Молдова, Кишинэу, МД-2005, ул. Албишоара, 78/4, Современный гуманитарный институт, rcorobov@sanepid.md, corobov@mail.md

[2)] Республика Молдова, Кишинэу, МД-2028, ул. Г. Асаки, 67а, Национальный научно-практический центр превентивной медицины, anicolenco@sanepid.md, a_overcenco@yahoo.com

Реферат. Наблюдаемые различия в значениях температуры воздуха и осадков для базового периода наблюдений, а также в проекциях их годовых и месячных изменений, моделируемых для Молдовы шестью моделями глобального климата (эксперименты CGCM2, HadCM3, CSIRO Mk2, ECHAM4, GFDL-R30 и CCSR-NIES, основанные на SRES A2 и B2 сценариях эмиссий), оценены статистически по критериям „Качество модели" и „Конвергенция моделей". В качестве основных статистических средств были использованы дисперсионный анализ (ANOVA) и регрессионный анализ. Показано, что суждение о качестве моделей, основанное на их способности воспроизводить современный климат, в большой степени зависит от выбранного для оценки критерия. Статистически значимые различия между проекциями изменений температуры в отдельных экспериментах наблюдаются для всех временных горизонтов; различия в проекциях осадков статистически различаются лишь для некоторых экспериментов и временных горизонтов. В целом же ни один критерий, применяемый в отдельности, не обеспечивает эффективного отбора „наилучших" моделей для последующей регионализации, и необходим комплексный подход. На основе полученных результатов предлагается следующий трехступенчатый алгоритм осреднения по ансамблю моделей: (1) для данного региона посредством дисперсионного анализа выбрать эксперименты, наилучшим образом удовлетворяющие критерию „Конвергенции" и рассматривать их в качестве кандидатов для осреднения по ансамблю; (2) по критерию „Качество модели", используя выбранные эксперименты как независимые переменные в регрессионном анализе, отобрать наиболее информативную комбинацию статистически значимых экспериментов для наблюдаемого базового климата и затем в гребневой регрессии оценить их „веса" в конечном ансамбле; (3) рассчитать средние по ансамблю проекции изменений климатических переменных как взвешенные суммы проекций по каждой модели в ансамбле.

Ключевые слова. Дисперсионный анализ, модели общей циркуляции, осреднение по ансамблю, Молдова, статистическая регионализация.

Introduction

The practice of environmental management increasingly recognizes the importance of scale and cross-scale dynamics in understanding and addressing global environmental changes. Such changes in climate, economies, populations or institutions converge finally in localities. There is a growing interest in obtaining the local-scale data as a response to policy-making demands in assessing the potential local impacts of global changes and in producing policy-relevant information that can be used at local and regional levels. From the cross-scales assessment, the scientists are attempting to understand how mitigative and adaptive actions on one scale might constrain or provide opportunities on the other (Cash and Moser, 2000; Wilbanks and Kate, 1999).

To date, most climate change studies have been top-down, concentrating on analyses that use as a starting point the climate change scenarios derived from global models, even though these have little regional or local specificity. The approach based on initial modeling of the whole world and then on understanding the impacts and responses in local regions is pragmatically sensible because the institutions that construct the policies and treaties on global environmental problems, such as UN Framework Convention on Climate Change (UNFCCC) or Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), tend to be international bodies (IPCC, 2004; Langenberg, 2002; Philibert and Pershing, 2001). By having all work from the same analytic models, the playing field for negotiation is simplified (Cebon and Risbey, 2000). Furthermore, climatic changes are regional in their manifestation but not in their origin (Houghton et al., 2001).

Many modeling tools are available to provide climate change information on a regional scale (IPCC-TGCIA, 1999), but the most credible one is the use of simulated results from coupled atmosphere—ocean general circulation models (AOGCM; in the paper abbreviated as GCM). Over more than forty years of numerical climate modeling, the computational resources for their development have been remarkably increased (Mcguffie and Henderson-Sellers, 2001), and the thesis '*state-of-the-art GCMs are most powerful tools employed to enhance our understanding of the climate system and to aid in predicting its future behavior*' is considered as an axiom. Regional Climate Models (RCMs), while improving the important aspects of local climate simulation and providing with resolution to 50 km and finer, are mostly experimental

and popular only as a research tool due to their high cost. The consistent set of RCM simulations for different regions that could be used as climate change scenarios for impact assessment is still not available, and few-year experience in their development is not long enough to optimize the performance of such complex tools (Christensen, 2001). It is beyond doubt that today RCMs cannot be a real alternative to GCMs, and the problem is not 'to use or not to use' the latter, but how to extract information with maximal efficiency and reliability.

Nevertheless, in spite of great advances, even the most sophisticated GCMs remain very much simpler than the full climate system. Doing a credible job on global and planetary scales, GCMs fail on the regional scale where important but not properly resolved small-scale processes take place (Benestad, 2000; Carter, 2001). There are many reasons for this failure, and the coarse spatial resolution is only one cause of GCM systemic defects. Projections of future climate are affected by numerous sources of low-level confidence and high-level uncertainty, ranging from the external forcing conditions to the model deficiencies and internally generated climate variability (Carter et al., 1999; Carter, 2001; Giorgi and Mearns, 2002; New and Hulme, 2000; Pittock et al., 2001). Increasingly recognizing the limitations of a top-down paradigm, the climate change research community is working permanently to improve the geographic and topical richness of global models and to move the cross-scaling more carefully, making linkages in the integrated assessment more relevant to local and regional concerns (Wilbanks and Kate, 1999).

Essentially, a regional-scale climate is studied by combining GCM scenarios and different downscaling approaches, both empirical and dynamical (Busuioc et al., 2001, Easterling, 1999; Hewitson and Crane, 1996, 1998; McCarthy et al., 2001; Timbal et al., 2003; Solman and Nunez, 1999; Zorita and von Storch, 1999). The wide range of local scenarios, as a rule resulted from the downscaling (Murphy, 1999, 2000), causes the necessity, along with the development of new approaches (e.g. Denis et al., 2002; Widmann and Bretherton, 2003), to understand reasons for differences and to identify optimal techniques.

Firstly, any downscaling procedure commences with a question: "What GCMs should be used for downscaling?" The large intermodel differences caused by differences in basic physics and parameterizations, the number and length of simulations, or starting and final years of each experiment result in a different climate evolution; different GCMs simulate different changes even under the same anthropogenic forcing (e.g., Cedric et al., 2002; Covey et al., 2003; Giorgi and Francisco, 2000). Alternative descriptions of the climate system create difficulties in building a single picture of impacts and adaptation options (Parry, 2002). The inconsistency in the development and use of climate

change scenarios has led to establishing the IPCC Task Group on Scenarios for Climate Impact Assessment (TGCIA) and IPCC Data Distribution Centre (DDC). The intention was to provide a common set of scenarios for use in climate impact research that may contribute to the IPCC Assessment Reports. The DDC archives the outputs of climate projection experiments that meet a number of criteria and are recommended for use in impact studies (IPCC DDC, 2005). Although a priori some GCMs may be regarded as less realistic, all of them are assumed equally reliable. There is no one "right" climate model or no one "best" model, and they all have potential to add value in the climate science if they are honestly evaluated and appropriately applied (Houghton et al., 2001; Mcguffie and Henderson-Sellers, 2001). From the methodological point of view, this assumption is *principal,* and to save GCM internal consistency, the TGCIA recommended the consideration of each model separately (IPCC-TGCIA, 1999).

However, there are difficulties of another kind, namely, how to master the every-day increasing volume of model experiments. Already now the DDC provides seven GCM averaged monthly data for baseline (1961—1990) and three future thirty-year time-slices for nine key variables and about 30 optional variables. Because the IPCC implemented a new range of greenhouse gas emission scenarios (SRES scenarios) resulting from six possible pathways of the global socioeconomic development (Nakicenovic and Swart, 2000), in prospect the enumerated information should be multiplied by six. The scope for research increases with the advent of experiments for a range of CO_2 stabilization concentrations (Swart et al., 2002) as well as of ensemble experiments, which assume an identical radiative forcing but slightly different initial modeling conditions. It is difficult to assume how any local impact researcher is able to analyze this information in reasonable terms if to work with each model and each experiment separately! As a result, only a small part of available global projections is usually used in the national assessments, and their selection is not always driven by sound criteria.

Undoubtedly, the climate system behavior is very complex to be traced by any single GCM, and a very important step in traditional procedures is *model intercomparison* to know the extent to which the models may be useful in the forecast of future climate. Intermodel differences highlight the uncertainties inherent in them, and testing GCM skill is an integral part of the climate science (Houghton et al., 2001, IPCC-TGCIA, 1999). There are a large number of GCM intercomparison exercises both under the IPCC auspices (e.g., Covey et al., 2003; Gates et al., 1999; Lambert and Boer, 2000) and in the framework of individual investigations (Barnett, 1999; Carril et al., 1997).

However, the set of even reliable models can be used in different ways. The most known approach is to treat the predictions from several models as representing the range of possible outcomes (Crane and Hewitson, 1998; IPCC-TGCIA, 1999). This is better than the use of a single model output, but the range of outcomes can be incredibly great. Climatic scenarios that encompass such a broad range of possible changes may well include the likely regional change but also may result in an analogous range of scenarios and possibilities for the regional expression of global change, thus making them very limited in value (Crane and Hewitson, 1998). On the other hand, in the opinion of Allen et al. (2000), the use of the intermodel spread as a measure for uncertainty is problematic because the selected models do not necessarily span the full range of the climate system behavior; this is especially true for small ensembles.

Finally, the different climate sensitivity of GCMs as well as regional climate patterns usually act in climate scenarios as sources of uncertainty, and the GCM output combines a forced climate change "signal" and an internally generated natural variability. The latter, because of its random and unpredictable character, is considered as "noise" on climate long time-scales, and the variable signal-to-noise ratio is to be effectively treated (Houghton et al., 2001). That is why *a comprehensive assessment of regional climate change projections needs to be based on collective averaged information from the ensemble*[1] *of GCM simulations* (Hulme and Carter, 2000; Giorgi and Mearns, 2002; Kharin and Zwiers, 2002; Lambert and Boer, 2000). Although each model in the ensemble produces a somewhat different projection, an averaged natural variability for a sufficiently large ensemble tends to zero, thereby maximizing the "signal" and improving a "signal-to-noise" ratio (Houghton et al., 2001). A number of studies (Benestad, 2000; Giorgi and Mearns, 2002; Krishnamurti et al., 2000; Lambert and Boer, 2000) show strong evidence that the mean climatological fields averaged over the ensemble of models agree better with observed climatology than the fields produced by any of the individual models, and such collective information could be more reliable than other solutions.

In support of the validity of this approach, we would like to name the projected future anthropogenic changes in climate for the 21st century developed by the IPCC WGI for the Fourth Assessment Report that are based on the *multimodel averaging* (Canziani and Parry, 2006).

---

[1] As in some works (Giorgi and Mearns, 2002; Kharin and Zwiers, 2002), we refer the term *''ensemble''* to simulations with different models but not to different realizations with the same model.

Different techniques are proposed to extract information from the ensembles. The simplest option is to average the ensemble members to provide a composite ("consensus") climate. This straight approach assigns equal weights to all models, even to those that can be "poor" in the context of a concrete region. A "superensemble" approach (Krishnamurti et al., 2000) assigns weights to each model, basing on the evaluation of their various combinations in a post-processing multiple regression procedure. Kharin and Zwiers (2002) evaluated several methods of combining ten individual forecasts to produce 500-hPa geopotential height forecasts: a simple ensemble-mean produces the most skillful forecasts in the tropics; a regression-improved ensemble mean, in the extratropics. Ráisánen and Palmer (2001) treated 17 experiments as a probabilistic multimodel ensemble projection of future climate and showed that the interpretation of climate change simulations in probabilistic terms, using the full spectrum of possibilities, is feasible and has potential advantages over the more conventional deterministic ensemble-mean interpretation.

The "assembling" of GCMs can also be preceded by the *a priori* exclusion of the "outliers", or poorly performing (in a regional context) models. Such exclusion is based on different "reliability criteria", two of which were formulated by Giorgi and Mearns (2002):

1. "*Model performance" criterion* estimates the ability of GCMs to reproduce different aspects of present-day climates: the better the model performance in this regard, the higher the reliability of the climate change simulation. However, the premise that the best GCMs would also yield in the most reliable representation of future climate may not be necessarily true (Mcguffie and Henderson-Sellers, 2001). Many impact assessments tested GCMs against observed climates (e.g., Carril et al., 1997; Corobov, 2001; Corobov and Nicolenco, 2004; Murphy, 1999).

2. "*Model convergence" criterion* shows the convergence of simulations for a given forcing scenario: a greater convergence implies the higher reliability of robust signals that have low sensitivity to the differences of models. This criterion estimates the degree to which GCM outputs are similar (or different).

These authors showed that both criteria need to be met in order to increase the overall reliability of simulated changes and presented a quantitative procedure based on both criteria, the "*reliability ensemble averaging" (REA).* Through calculating the averages, uncertainty ranges, and collective reliability of regional climate change ensemble projections, REA produces a quantitative measure of reliability and lowers an uncertainty range by minimizing the influence of "outliers".

There are also different tools *to measure model skills,* some of which could be condensed to a short summary.

A special model intercomparison and evaluation diagram, widely known as a Taylor diagram (Covey et al., 2003; Taylor, 2001), develops the two-dimensional visualization of three independent measures of models skill: standard deviation, correlation with observations, and root-mean-square difference from observations. Boer and Lambert (2001) proposed the diagram which is an outgrowth of the Taylor diagram but with several important additions that allow displaying second-order space-time statistics. Benestad (2000) presented multimodel ensemble scenarios by box-and-whisker plots that give a model consensus in the ranges of warming where the results of the extreme model do not bias the location and range of estimates. Kumar et al. (2001) verified probabilistic seasonal forecasts by the rank probability skill score that evaluates distributional features of the forecast and its central tendency. Some authors used empirical orthogonal functions (Barnet, 1999; Benestad, 2000; Zorita and von Storch, 1999).

Thus, with the increasing recognition of multimodel ensemble averaging as the most promising approach in climate change scenario construction, it is important to understand its virtues and limitations, and the serious application of various assessment tools, including the statistical ones (e.g. Berk et al., 2001; Boer and Lambert, 2001; Wilks, 1995), helps to determine the credibility of this approach. This has formed *the main objective* of this article: to examine statistically the observed differences in climate change responses simulated by GCM experiments in a particular geographical region, considering this examination as a certain sound basis for their averaging.

Materials and methods

The paper describes the research conducted for the Republic of Moldova (Moldova) and deals specifically with mean temperature and precipitation, the two most widely observed and analyzed variables. The results of GCM experiments based on A2 and B2 SRES marker scenarios served as a basis for downscaling. In terms of cumulative GHG emissions (Nakicenovic and Swart, 2000), these scenarios are considered as "high" and "medium low", respectively. The experiments and corresponding modeling centers are: *HadCM3* (The UK Hadley Center for Climate Prediction and Research), *CSIRO Mk2* (The Australian Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization), *CGCM2* (Canadian Center for Climate Modeling and Analysis), *ECHAM4* (The German Climate Research Centre, Deutsches Klimarechenzentrum), *GFDL-R30* (The US Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) and *CCSR-NIES* (The Center for Climate System Research/National Institute for Environmental Studies). Below sometimes shortened as *Had, CSIRO, CGCM, ECHAM, GFDL* and *CCSR,*

these simulations are documented and referred in (Houghton et al., 2001) and can be found at the DDC website.

The ensemble size required to deliver average predictive skill close to its inherent, delimited by the atmosphere, internal variability is under discussion. Kumar et al. (2001) argue that to achieve this goal, the ensemble of an infinite size is needed. Examining the local improvements arising from an ensemble, Krishnamurti et al. (2000) noted that the best information could be extracted from a number of models and showed that roughly six models produce the lowest root-mean-square errors for an ensemble numerical global weather forecast. Thus, based on the primary interest of present publication, i.e. the evaluation of the observed differences of various GCMs in their local manifestations, the volume of initial information selected for the research could be estimated as quite sufficient.

Because the GCM regional performance depends critically on the size and location of the region, it is also unclear how to use GCM-grid box information in regional studies. Different methods are applied to go from global gridded climatology to the values for a region (Brunet and Lopez, 2001). In particular, in spite of well-grounded skepticism about taking the grid-point GCM runs output in regional assessments (Crane and Hewitson, 1998), most climate change impact studies use them directly, without any additional correction, either from the nearest grid box or through interpolation of values to surrounding boxes. We have no intention to start a new discussion on this problem, but we would like to advocate that sometimes such actions are explained by the objective restrictions on the availability of baseline information or research potential. In such cases, we consider the weighted averaging of simulation results over a grid box cluster as the best option.

Fig. 1 shows that Moldova has different positions on the regular grids of different GCMs, occupying very unequal parts of adjacent boxes. Therefore, a temperature/precipitation simulation for the country as a whole was taken either as a single-box value (for example, in the CCSR model grid) or was calculated as *the weighted sum* of relative grid-box values. A grid box "weight" was estimated as the ratio of the area lying in this box to the whole area of Moldova. Such weighting assumes the equally reliable values in all boxes that should result from the internal consistency of the models. It is clear that this approach cannot overcome the inherent limitations imposed by the spatial coarseness of GCM simulations; however, in a statistical sense, any averaging diminishes experimental errors. A second positive feature of such a recalculation of grid data to the country scale is their transformation into *spatial information units*. The use of the latter in comparison procedures is more correct than of grid data directly.

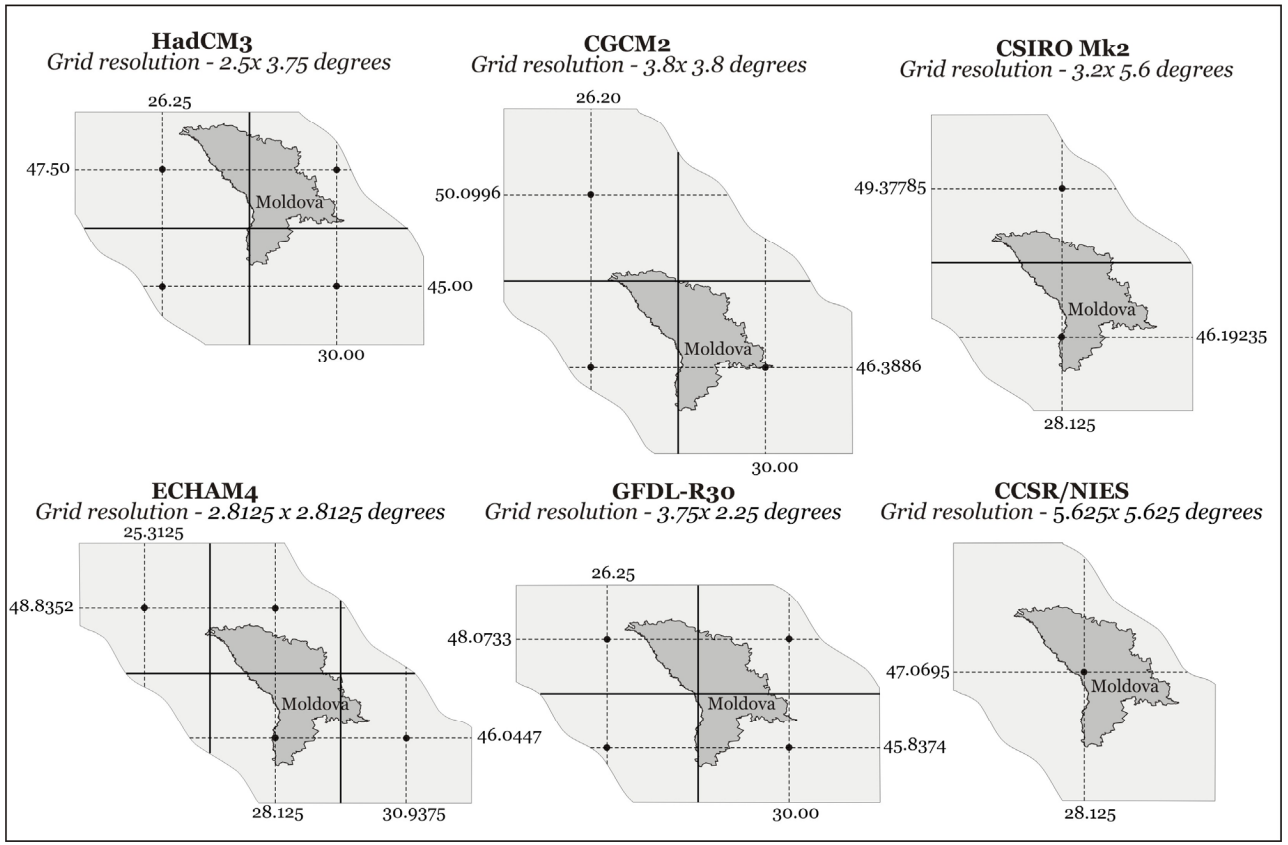


Fig. 1. Position of Moldova relative to the regular grids of some general circulation models.

Analysis of Variance (ANOVA) and regression analysis were used as the main statistical tools in addressing the goal of the paper. Some details of these methods in the *Statgraphics* software realization (Statgraphics, 2006) will be considered in the discussion of results.

Results and discussion

1. GCM performance in relation to Moldova baseline climate

1.1. Differences between simulated and observed values

Initially, the reliability of GCM simulations in their description of Moldova present-day climate was tested through the mean, absolute and mean-squared differences between simulated and observed monthly values, considering these differences, respectively, as mean (ME), mean absolute (MAE) and standard (SdE) errors of modeling. MAE and SdE measure the magnitude of differences (the smaller the value, the "better" (conventionally!) the model); ME measures a bias (how much the model error is close to zero). The analysis of errors was supplemented by the analysis of correlations between simulated and observed values.

The results of comparison for temperature are presented in Table 1. As can be seen, the differences between simulations and observations for individual months and models range from 0.2—0.3 °C to more than 7 °C, with very weak annual or seasonal regularities. Proceeding from ME, the ECHAM, CGCM and GFDL could be named the "best" models, but proceeding from MAE, such are the two first and CCSR, and proceeding from SdE, the CCSR, CSIRO and ECHAM. The last column contains the same estimates for ensemble-mean differences. In this case, the maximum July-August differences are 2.5—2.8 °C, and the three errors are 0.11, 1.08 and 1.42 °C, or less than for most GCMs. All monthly simulations have a strong ($r > 0.98$—0.99) and statistically significant ($p < 0.001$) correlation with observed values, thus correctly reflecting the annual course of mean surface temperature in Moldova.

GCM performance of precipitation (Table 2) is much worse, which is seen especially well in analyzing the differences between observed (555.2 mm) and modeled annual sums. For example, CCSR gives 424.4 mm, or a 76.4 % overestimate. The ME of GFDL (−5.43 mm) is an artifact because of differences in the sign of errors for different months; MAE and SdE (24.3 and 28.9 mm) confirm this conclusion. Only Hadley simulations correlate well and statistically significantly with observed monthly precipitation; the CCSR correlation ($r = 0.735$) is the second artifact caused by systematic positive bias in the assessment of precipitation. Nevertheless, on average from all statistics, the

ensemble mean is also a more preferable estimate of precipitation that yields to HadCM3 only, thus confirming that the averaging over the ensemble minimizes, at least partially, GCM errors and gives more reliable estimates of the observed regional climate.

Table 1

Comparison of observed baseline (1960—1990) surface air temperature in Moldova with the simulated temperature in different GCM experiments (in shading the best performance)

Month		Difference (model minus base, °C)						
		Had	CGCM	CSIRO	ECHAM	GFDL	CCSR	Ensemble mean
January		−2.21	2.40	2.01	1.86	0.58	−3.14	0.25
February		−4.55	1.07	1.72	−0.08	0.5	−2.63	−0.66
March		−3.54	−0.53	3.76	−0.91	−0.79	−1.94	−0.66
April		−3.81	−2.71	3.57	−2.43	−1.72	−3.06	−1.69
May		−3.11	−1.83	3.19	−1.97	−0.67	−2.69	−1.18
June		−1.05	1.08	1.80	−0.30	2.05	−2.69	0.15
July		0.27	3.55	3.99	1.68	6.94	−1.35	2.51
August		−0.16	3.78	4.89	1.82	7.52	−0.91	2.82
September		−2.15	2.36	2.73	1.39	4.47	−0.96	1.30
October		−2.54	1.47	1.09	0.52	1.80	−1.70	0.11
November		−3.86	1.16	0.27	0.45	−0.16	−2.30	−0.74
December		−3.69	2.39	0.92	0.47	−0.95	−4.39	−0.87
Errors	Mean	−2.53	1.18	2.50	0.21	1.63	−2.31	0.11
	Mean abs	2.58	2.03	2.50	1.16	2.35	2.31	1.08
	Standard	1.54	2.00	1.41	1.43	3.10	1.01	1.42
Correlation	*r*	0.995	0.978	0.993	0.988	0.979	0.996	0.993
	p	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

1.2. Ranking of GCMs through ridge regression analysis

The performance of different GCMs in describing the baseline climate encourages the attempts to "weight" each model as an alternative to a simple ensemble averaging. To achieve this, the multiple regression analysis was used, and the observed values of baseline climatology were considered as dependent variables; the GCM simulations were regarded as the independent ones. Because of a high correlation between different GCM projections, especially for temperature (Table 3), the *Ridge Regression Analysis* was chosen as the main research tool. Usually, by allowing a small amount of bias, this procedure increases the precision of estimates.

Table 2

Comparison of observed baseline (1960—1990) precipitation in Moldova with simulated precipitation in different GCM experiments (in shadingthe best performance)

Month		Difference (model minus base, mm/month)						
		Had	CGCM	CSIRO	ECHAM	GFDL	CCSR	Ensemble mean
January		14.93	−0.72	11.22	14.02	11.83	29.81	13.52
February		11.22	−5.45	4.80	8.69	14.47	25.91	9.94
March		14.61	10.12	14.24	14.48	35.23	51.50	23.36
April		−4.29	−1.14	5.99	10.19	24.51	58.11	15.56
May		15.79	−7.93	13.70	−3.35	11.60	87.55	19.56
June		6.82	−39.98	−9.33	−21.61	−39.83	63.67	−6.71
July		−16.94	−34.14	−46.93	−12.46	−55.53	34.21	−21.96
August		−17.54	−25.6	−45.39	−11.41	−31.33	8.81	−20.41
September		−11.21	−17.36	−20.77	−15.03	−21.71	−5.06	−15.19
October		19.14	9.06	4.94	22.41	9.06	15.26	13.31
November		20.29	−4.91	0.39	25.26	18.64	20.59	13.38
December		19.05	4.32	8.90	15.04	17.65	34.08	16.51
Mean error		6.00	−9.48	−4.85	3.85	−0.45	35.37	5.07
Mean abs error		14.32	13.39	15.55	14.50	24.28	36.21	15.78
Standard error		14.48	16.42	21.70	15.85	28.9	25.91	16.37
Correlation	*r*	0.613	0.289	0.255	0.398	−0.361	0.735	0,465
	p	0.034	0.362	0.423	0.200	0.250	0.006	0,128
Annual difference		71.85	−113.74	−58.23	46.24	−5.43	424.44	60.86

Table 3

Correlation matrix of different GCM simulation of baseline temperature (*T*, columns) and precipitation (*P*, rows)

P *T*	HadCM3	CGCM2	CSIRO Mk2	ECHAM4	GFDL R30	CCSR-NIES
HadCM3		0.989	0.990	0.996	0.990	0.993
CGCM2	0.619		0.967	0.997	0.996	0.980
CSIRO Mk2	0.780	0.793		0.979	0.977	0.992
ECHAM4	0.688	0.562	0.473		0.996	0.990
GFDL R30	0.227	0.592	0.688	0.264		0.986
CCSR-NIES	0.765	0.787	0.732	0.554	0.313	

Table 4 summarizes the main characteristics of ridge regressions for temperature and precipitation. Proceeding from R^2-statistic, the GCM ensemble explains 97.3 % of the annual variability in baseline temperature and 83.9 % of the variability in baseline precipitation.

Table 4

Results of the Ridge Regression Analysis of GCM simulations of baseline temperature and precipitation (ridge parameter = 0.1)

Variable	R^2	R	MSE	MAE	Constant	Regression coefficients ("weights") of GCMs					
						Had	*CGCM*	*CSIRO*	*ECHAM*	*GFDL*	*CCSR*
Temperature	0.973	0.986	1.30	0.68	1.07	0.172	0.099	0.210	0.141	0.068	0.210
Precipitation	0.839	0.916	6.76	3.63	35.82	0.181	−0.316	0.0001	0.120	−0.500	0.361

Note: R^2 is the multiple determination coefficient; R is the multiple correlation coefficient; MSE is the mean squared error, and MAE is the mean absolute error of the regression model.

Let us consider the regression coefficient of each GCM as its "weight" in the ridge model. Let us also assume that "weights" reflect GCM performance and as such could be used in the ensemble averaging. From this viewpoint, as better models for temperature projections, the *CSIRO, CCSR,* and *Had* could be proposed, and the *CFDL, CCSR* and *CGCM* can be considered as the best models for precipitation. However, this suggestion is rather subjective because the ridge regression analysis does not identify the statistical significance either of the model or regressors. Other advanced regression procedures are required to answer this question.

1.3. Selection of the "best" GCMs with multiple regression analysis

A useful tool for exploratory model building is *Regression Model Selection Analysis* (Statgraphics, 2006). Table 5 shows the results of this analysis where Mallow's *Cp* and adjusted *R-Squared* statistics were used as statistical criteria to identify a "true" model. Such a model for the baseline temperature, which accounts for 99.8 % of its annual variability, results in a combination of four GCMs; the most informative combination for precipitation is formed by three GCMs.

Thus, the generalization of the results given above shows that the performance of GCMs based on their ability to reproduce present-day climate depends heavily on the method selected for a corresponding judgment. This is seen clearly if we examine Table 6. What model or models are the "best"? The "*model performance*" criterion does not answer this question with sufficient reliability.

2. GCM performance assessed with "model convergence" criterion

Before going on to a "*model convergence*" criterion, we would like to emphasize a very important procedure worthy of more attention in the model intercomparison, namely, the assessment of *statistical significance* of observed similarities or differences between compared objects. To illustrate this, Fig. 2 shows the monthly temperature and precipitation projections as they were simulated by the six experiments for the 2080s. The intermodel differences are obvious; however, the statistical significance of these differences (maybe with the exception of *CCSR* experiments) should be proved. In our case, *statistical significance* implies that the null hypothesis (H_0) — *two compared projections are not different* — is rejected with a certain level of reliability. The results of such testing determine the following actions of the user. For example, if the outputs of selected GSMs are statistically adequate (H_0 is not rejected), we have no obstacles for their averaging because of the same (in statistical sense) information content of the

Table 5

Results of the Regression Model Selection Analysis

Variable	R^2	R	MSE	MAE	Constant	Regression coefficients ("weights") of GCMs					
						Had	*CGCM*	*CSIRO*	*ECHAM*	*GFDL*	*CCSR*
Temperature	0.998	0.999	0.436	0.240	0.29	–	0.715**	0.390**	–	−0.711**	0.670**
Precipitation	0.943	0.971	4.789	3.543	51.43	–	−0.659	–	–	−0.528**	0.530***

Note: R^2 is the multiple determination coefficient; R is the multiple correlation coefficient; MSE is the mean squared error; and MAE is the mean absolute error,

* — $0.01 < p \leq 0.05$; ** — $0.001 < p \leq 0.01$; *** — $p \leq 0.001$ — statistical significance

Table 6

Ranking the GCMs performance as to Moldova baseline climate based on different comparison procedures

Method of ranking		Rank of GCMs											
		Temperature						Precipitation					
		Had	*CGCM*	*CSIRO*	*ECHAM*	*GFDL*	*CCSR*	*Had*	*CGCM*	*CSIRO*	*ECHAM*	*GFDL*	*CCSR*
Error	*ME*	6	2	5	1	3	4	4	5	3	2	1	6
	MAE	6	2	5	1	4	3	2	1	4	3	5	6
	SdE	4	5	2	3	6	1	1	3	4	2	6	5
Simple correlation		2	6	3	4	5	1	2	5	6	3	4	1
Ridge regression		3	5	1	4	6	2	4	3	6	5	1	2
Regression model selection		–	1	4	–	2	3	–	1	–	–	3	2

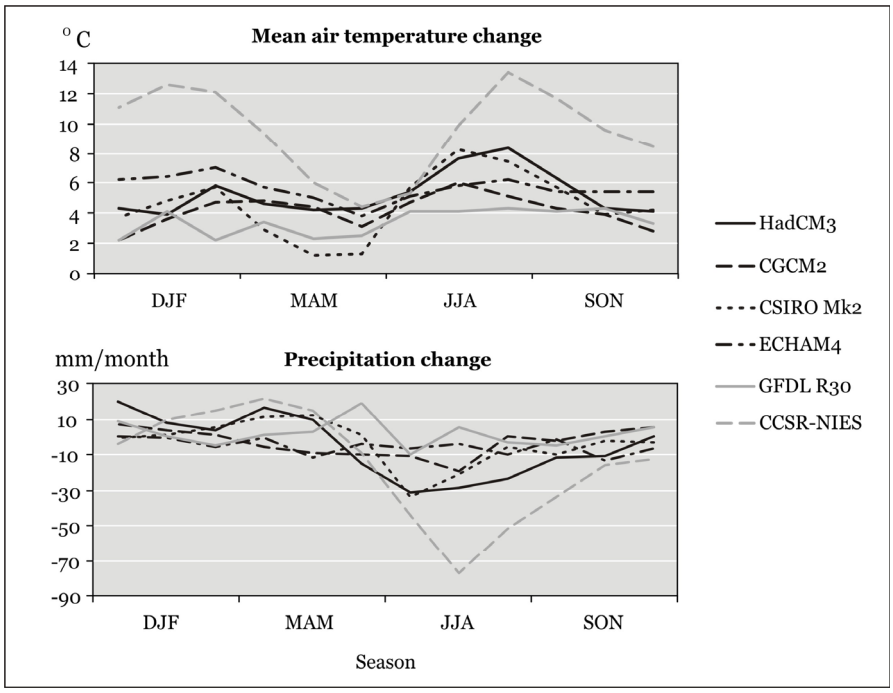


Fig. 2. Projections of Moldova temperature and precipitation changes in 2071—2090 simulated by different modeling centers.

simulations. On the other hand, if the outputs are statistically different, the user has two ways for actions: to apply them as scenarios of the alternative future behavior of the climate system on a regional level or to collect them in one ensemble.

To identify the level of GCM convergence, we used ANOVA. Commonly used for the analysis of experimental data in biology, medicine, agricultural science, etc., ANOVA has only begun to be applied in climate change research (Easterling et al., 2001; Izaurralde, 1999; Sugi, 2004). As the statistical procedure, which measures whether any factor contributes significantly to the variance of a response, ANOVA traditionally involves the comparison of means (Jobson, 1991). From two variables X and Y, whose relationships are under study, Y is assumed as a continuous response variable and X as a classification variable. The classification variable X is usually referred to as a *factor,* and the categories of X as levels of this *factor.* The one-way ANOVA analyzes the effect of one factor on one response variable.

Of course, GCM simulations differ from the "classical" ANOVA plans where n categories, or levels, classify the repeating observations

(replications). In the framework of this research, we conditionally considered the GCM simulation, or "the modeling" (as one of the approaches to likely climate change assessment) as *a factor of uncertainty,* and the ensemble of GCMs as different *levels* of uncertainty. The monthly projections served as GCM different realizations, or in terms of ANOVA, as their independent replications. Thus, in our case, six compared modeling experiments represent six levels of the factor *Model;* the projections of monthly temperature and precipitation change with respect to their baseline values, derived in each experiment, form the compared samples, with their own variance and error. The one-way ANOVA compared the sample means for different GCMs, basing on the *F*-ratios of between- to within-group components of the sample variance. The analysis was performed for SRES A2 and B2 emission scenarios separately and for SRES A2 & B2 combined samples.

The results (Table 7) show the statistically significant intermodel differences in temperature changes projected by individual modeling experiments for all time-slices (p-value of ANOVA models < 0.001). The differences for precipitation are statistically discriminated only for the combined samples, beginning from the 2050s. This increase in the statistical significance for later time horizons confirms the conclusion made by Benestad (2000): "*Individual climate model integrations may give no good reproduction of climate evolution over a few decades if the chaotic natural variations (noise) are much more pronounced than the slow trends caused by changes in climate forcings*".

ANOVA comparison of the means identified whether there are any significant differences among GCMs but did not show which means are significantly different from the others. Detailed information about the

Table 7

Statistical significance *(p-values)* of ANOVA intermodel differences for six GCM simulations of air temperature and precipitation change in Moldova

Time horizon	SRES scenarios		
	A2	B2	A2 & B2
Mean air temperature			
2010—2039	0.0001	0.0000	0.0000
2040—2069	0.0000	0.0000	0.0000
2070—2099	0.0000	0.0000	0.0000
Precipitation			
2010—2039	0.7504	0.8183	0.5284
2040—2069	0.5924	0.1687	0.0533
2070—2099	0.1941	0.3446	0.0322

latter is given by *multiple comparisons*. In particular, the Tukey Honestly Significant Difference procedure (HSD), which performs the studentized range test to discriminate the means, was applied to identify the homogenous groups. In Table 8 they are shown as the columns of letters for each SRES scenario. Within each column, GCMs denoted by the same letters form the group of means with no statistically significant differences at 95.0 % confidence level.

Fig. 3 displays a plot of the means and Tukey HSD intervals for each GCM. The overlap of bars indicates the absence of significant differences between the means.

We see no necessity to detail the results by commenting each compared pair of GCMs. It was more important to demonstrate in principle the ANOVA potential to be a "model convergence" criterion for GCM discrimination. For example, the "simpler" picture of the precipitation projection difference across six experiments confirms the well-known complexity and uncertainty of this variable modeling. Because of the large variance of GCM monthly projections (within a group), the differences among GCMs (between groups) are inadequate to give a statistically significant F-ratio. As a result, all precipitation change projections for the

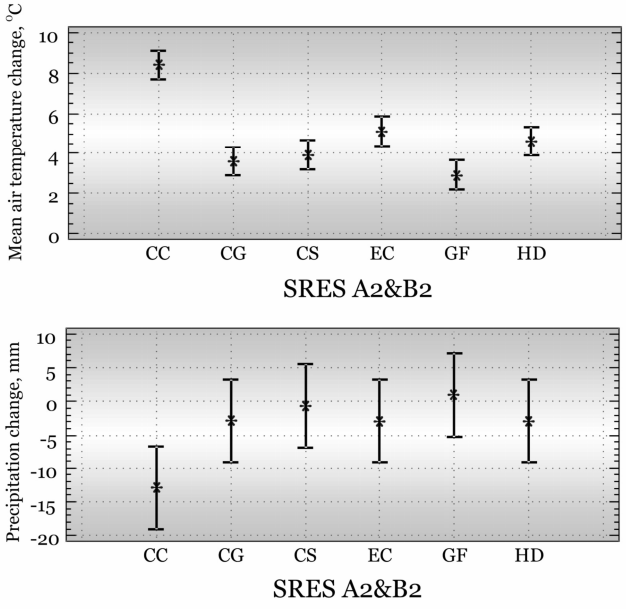


Fig. 3. Means and 95 % Tukey HSD intervals for six GCM simulations of Moldova air temperature and precipitation change in the 2080s *(SRES A2 & B2 multiple comparison)*.

Table 8

An example of Multiple Range Tests of air temperature and precipitations simulations

GCM experiments	SRES scenarios					
	Mean air temperature			Precipitation		
	A2	B2	A2 & B2	A2	B2	A2 & B2
			2010—2039			
HadCM3	a	b c	a b	A	a	a
CGCM2	a	a b	a	A	a	a
CSIRO Mk2	a	a b	a	a	a	a
ECHAM4	b	b c	b c	a	a	a
GFDL R-30	a	a	a	a	a	a
CCSR-NIES	b	c	c	a	a	a
			2040—2069			
HadCM3	a	a b	a b	a	a	a b
CGCM2	a	a	a b	a	a	a b
CSIRO Mk2	a	a b	a	a	a	a b
ECHAM4	a	b	b	a	a	a b
GFDL R-30	a	a	a	a	a	b
CCSR-NIES	b	c	c	a	a	a
			2070—2099			
HadCM3	a b	a b	b c	a	a	a b
CGCM2	a b	a b	a b	a	a	a b
CSIRO Mk2	a b	a b	a b c	a	a	a b
ECHAM4	b	b	c	a	a	a b
GFDL R-30	a	a	a	A	a	b
CCSR-NIES	c	c	d	A	a	a

first time horizon and those for separate A2 and B2 emissions are the same in statistical meaning.

One can consider this fact as "a statistical paradox": *the well-known poor performance of GCMs in precipitation change modeling results in a high "model convergence" and the absence of statistically significant differences between them.* In this case, the ensemble averaging that minimizes errors is really a good alternative to selecting the "best" model.

The Multiple Range Tests enable one to identify the most "convergent" GCMs. For example, the Had, CGCM, CSIRO and GFDL simulations (Table 8) are in one group practically for all experiments describing the expected air temperature, or in other words, they *have the same information content* (of course, taking into account their uncertainties). Three from these models are also among those estimated as the best in the Regression Model Selection (see Table 6). At the same time, ANOVA gives an opportunity to draw sound exceptions from the ensemble, identifying the "outliers", or poorly performing models. If to examine Table 8, the *CCSR-NIES* projections of temperature changes form an individual group in most comparisons and can be considered as "outliers" recommended for the exclusion. Sometimes, these projections (see Fig. 2) exceed the averaged monthly projections of other models up to three times. In July—October the Japan model is also "the outlier" for precipitation. However, if to judge about *CCSR—NIES* by its correlation with Moldova baseline climate (Tables 3—6), this model is amongst the "best". Such contradictions in the results demonstrate the objectively limited power of each criterion.

Thus, none of the methods being used alone can guarantee the efficient selection of GCMs for regional downscaling, and a multimodell approach must be employed. To sum up this study, the following three step algorithm could be proposed for the multimodel ensemble averaging: (1) for a region under study select with ANOVA the GCM experiments that meet best of all the "model convergence" criterion and then consider their outputs as candidates for the ensemble averaging; (2) consider them as independent inputs to the Regression Model Selection Analysis and apply the "model performance" criterion against the observed baseline climate for the identification of the most informative combination of GCM outputs; in the Ridge Regression Model estimate their "weights" in the final ensemble; (3) calculate the ensemble mean projection of the climatic variables as the "weighted" sum of the projections of ensemble members.

REFERENCES

Allen M. R., Stott P. A., Mitchell J. F. B., Schnur R., Delworth T. L. 2000. Quantifying the uncertainty in forecasts of anthropogenic climate changes. — Nature, N 407, p. 617—620.

Barnett T. P. 1999. Comparison of near-surface air temperature variability in 11 coupled global climate models. — Journal of Climate, N 12, p. 511—517.

Benestad R. E. 2000. Empirically Downscaled Multimodel Ensemble Temperature and Precipitation Scenarios for Norway. — Journal of Climate, N 15, p. 3008—3027.

Berk R. A., Fovell R. G., Schoenberg F., Weiss R. E. 2001. The use of statistical tolls for evaluating computer simulations — An Editorial Essay. — Climatic Change, N 51, p. 119—130.

Boer G. J., Lambert S. J. 2001. Second-order space-time climate difference statistics. — Climate Dynamics, N 17, p. 213—218.

Brunet M., Lopez D. (eds.). 2001. Detecting and Modelling Regional Climate Change. — Springer—Verlag, Berlin—Heidelberg—Paris—New York. — 651 p.

Busuioc A., Chen D., Hellstrom M. 2001. Performance of statistical downscaling models in GCM validation and regional climate change estimates: Application for Swedish precipitation. — Int. J. Climatol., N 21, p. 557—578.

Canziani O., Parry M. (Co-Chairs). 2006. Documents in support of the writing process for the IPCC Working Group II Fourth Assessment Report. Volume produced for the Fourth Lead Authors Meeting, Cape Town, SA, September 11—14, 2006, p. 124—133 (personal communications).

Carril A. F., Menendez C. G., Munez M. N. 1997. Climate Change Scenarios Over the South American Region: An Intercomparison of Coupled General Atmosphere-Ocean Circulation Models. — International Journal of Climatology, N 17, p. 1613—1633.

Carter T. R. 2001. Uncertainties in Assessing the Impacts of Regional Climate Change. — In: Detecting and Modelling Regional Climate Change [Brunet India, M. and D. Lopez Bonillo (eds.)]. — Springer—Verlag, Berlin—Heidelberg—New York, p. 441—469.

Carter T. R., Hulme M., Viner D. (eds.). 1999. Representing Uncertainty in Climate Change Scenario and Impact Studies. — Proceeding of the ESLAT-2 Report No.1, Helsinki Workshop, 14—16 April 1999, CRU, Norwich, UK. — 128 p.

Cash D. W., Moser S. C. 2000. Linking global and local scales: designing dynamic assessment and management processes. — Global Environmental Change, N 10, p. 109—120.

Cebon P., Risbey J. 2000. Four views of "regional" in regional environmental change. — Global Environmental Change, N 10, p. 211—220.

Cedric B., Van Ypersele J-P., Berger A. 2002. Are Natural Climate Forcings Able to Counteract the Projected Anthropogenic Global Warming? — Climatic Changes, N 55, p. 413—427.

Christensen J. H. 2001. Use of Regional Climate Models in regional scenario construction. — In: Applying Climate Scenarios for Regional Studies: with particular reference to the Mediterranean, ECLAT-2 Toulouse Workshop Report No. 4, Toulouse, France, 25—27 October 2000. — Climatic Research Unit, UEA, Norwich UK, p. 69—70.

Corobov R., Nicolenco A. 2004. New projections of Moldova's climate change in XXI century, In: *Moldova's Climate in XXI century: The projections of changes, impacts, and responses. Chisinau,* p. 56—99 (in Russian).

Corobov R. M. 2001. Downscaling of the Global Climate Change Projections: Some Approaches. — In: Detecting and Modelling Regional Climate Change [Brunet India, M. and D. Lopez Bonillo (eds.)]. — Springer—Verlag, Berlin—Heidelberg—Paris—New York, p. 491—499.

Covey C., Achuta Rao K. M., Cubasch U., Jones P., Lambert S. J., Mann M. E., Phillips T. J., Taylor K. E. 2003. An overview of results from the Coupled Model Intercomparison Project. — Global and Planetary Change, N 37(1), p. 103—133(31)

Crane R. G., Hewitson B. C. 1998. Doubled CO_2 precipitation changes for the Susquehanna basin: Down-scaling from the GENESIS General Circulation Model. — International Journal of Climatology, N 18, p. 65—76.

Denis B., Laprise R., Caya D., Côté J. 2002. Downscaling ability of one-way nested regional climate models: the Big-Brother Experiment. — Climate Dynamics, N 18, p. 627—646.

Easterling D. R. 1999. Development of regional climate scenarios using a downscaling approach. — Climatic Change, N 41, p. 615—634.

Easterling W. E., Mearns L. O., Hays C. J., Marx D. 2001. Comparison of Agricultural Impacts of Climate Change Calculated from High and Low Resolution Climate Change Scenarios: Part II. Accounting for Adaptation and CO_2 Direct Effects. — Climatic Change, N 51 (2), p. 173—197.

Gates W. L., Boyle J. S., Covey C., Dease C. G., Doutriaux C. M., Drach R. S., Fiorino M., Gleckler P. J., Hnilo J. J., Marlais S. M., Phillips T. J., Potter G. L., Santer B. D., Sperber K. R., Taylor K. E., Williams D. N. 1999. An overview of the results of the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP). — Bulletin of the American Meteorological Society, N 80, p. 29—55.

Giorgi F., Francisco R. 2000. Uncertainties in regional climate change predictions. A regional analysis of ensemble simulations with the HADCM2 GCM. — Climate Dyn., N 16, p. 169—182.

Giorgi F., Mearns L. O. 2002. Calculation of Average, Uncertainty Range, and Reliability of Regional Climate Changes from AOGCM Simulations via the ''Reliability Ensemble Averaging'' (REA) Method. — Journal of Climate, N 15, p. 1141—1158.

Hewitson B. C., Crane R. G. 1996. Climate downscaling: techniques and application. — Clim. Res., N 7, p. 85—95.

Houghton J. T., Ding Y., Griggs D. J., Noguer M., van der Linden P. J., Dai X., Maskell K., Johnson C. A. 2001. Climate Change 2001: The Scientific Basis. — Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, Cambridge University Press, Cambridge, U.K., and New York, U.S.A. — 881 p.

Hulme M., Carter T. R. 2000. The changing climate of Europe. — In: Assessment of the Potential Effects of Climate Change in Europe [Parry, M. L. (Ed.)]. — ACACIA Concerted Action Report, UEA. — 350 p.

IPCC Data Distribution Center (DDC). 2005. Access to the GCM Archive (SRES scenario runs). Available at: http://ipcc-ddc.cru.uea. ac.uk/.

IPCC. 2004. 16 Years of Scientific Assessment in Support of the Climate Convention. Available at http://www.ipcc.ch/about/ about.htm.

IPCC-TGCIA. 1999. Guideline on the Use of Scenario of Climate Impact and Adaptation Assessment. Version 1. Prepared by Carter T.R., Hulme M. and Lal M. — Intergovernmental Panel on Climate Change, Task Group on Scenarios for Climate Impact Assessment. — 69 p.

Izaurralde R. C., Brown R. A., Rosenberg N. J. 1999. U.S. regional agricultural production in 2030 and 2095: response to CO_2 fertilization and Hadley Climate Model (HADCM2) projections of greenhouse-forced climatic change. — Rep. No. PNNL-12252. Pacific Northwest National Laboratories, Richland, WA. — 42 p.

Jobson J. D. 1991. Applied Multivariate Data Analysis. Volume 1: Regression and Experimental Design. — Springer—Verlag, New York. — 622 p.

Kharin V. V., Zwiers F. W. 2002. Climate Predictions with Multimodel Ensembles. — Journal of Climate, N 15, p. 793—799.

Krishnamurti T. N., Kishtawal C. M., Zhang Z., LaRow T. E., Bachiochi D. R., Willifor C. E., Gadgil S., Surendran S. 2000. Multimodel ensemble forecasts for weather and seasonal climate. — Journal of Climate, N 13, p. 4196—4216.

Kumar A., Barnston A. G., Hoerling M. P. 2001. Seasonal Predictions, Probabilistic Verifications, and Ensemble Size. — Journal of Climate, N 14, p. 1671—1676.

Lambert S. J., Boer G. J. 2000. CMIP1 evaluation and intercomparison of coupled climate models. — Climate Dyn., N 17, p. 83—106.

Langenberg H. 2002. Climate of care for a changing world. — NatureJobs, p. 4—6. Available at: http://www.naturejobs.com.

McCarthy J. J., Canziani O. F., Learty N. A., Dokken D. J., White K. S. (eds.). 2001. Climate Change 2001: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. — International Panel on Climate Change, Geneva, Cambridge University Press, Cambridge, U.K. and New York, U.S.A. — 1032 p.

Mcguffie K., Henderson-Sellers A. 2001. Forty years of numerical climate modeling. — Int. J. Climatol., N 21, p. 1067—1109.

Murphy J. 1999. An Evaluation of Statistical and Dynamical Techniques for Downscaling Local Climate. — Journal of Climate, N 12, p. 2256—2284.

Murphy J. 2000. Predictions of climate change over Europe using statistical and dynamical downscaling techniques. — Int. J. Climatol., N 20, p. 489—501.

Nakicenovic N., Swart S. 2000. Emissions Scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change. — Cambridge University Press, Cambridge, U.K. and New York, USA. — 599 p.

New M., Hulme M. 2000. Representing Uncertainty in Climate Change Scenarios. — Integrated Assessments, N 1, p. 203—213.

Parry M. 2002. Scenarios for climate impact and adaptation assessment. — Global Environmental Change, N 12, p. 149—153.

Philibert C., Pershing J. 2001. Considering the options: climate targets for all countries. — Climate Policy, N 1, p. 211—227.

Pittock A. B., Jones R. N., Mitchell C. D. 2001. Probabilities will help us plan for climate change. — Nature, N 413, p. 249.

Ráisánen J., Palmer T. N. 2001. A Probability and Decision-Model Analysis of a Multimodel Ensemble of Climate Change Simulations. — Journal of Climate, N 14, p. 3212—3226.

Solman S. A., Nunez M. N. 1999. Local estimates of global climate change: a statistical downscaling approach. — Int. J. Climatol., N 19, p. 835—861.

Statgraphics Centurion XV. 2006. Statistical analysis software, training and consulting. Available at: http://www.statgraphics.com.

Swart R., Mitchell J., Morita T., Raper S. 2002. Stabilization scenarios for climate impact assessment. — Global Environmental Change, N 12, p. 155—166.

Sugi M. 2004. Improving estimation of potential predictability using a multimodel ensemble method. — In: Poster presentation on the Workshop on Ensemble Method, 18—21 October 2004, Exeter, UK. Accessed 10.12.2004 at: http://cccma.seos.uvic.ca/ ensemble/all_presentations/10038.PPT.

Taylor K. E. 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. — J. Geophys. Res., N 106, p. 7183—7192.

Timbal B., Dufour A., McAvaney B. 2003. An estimate of future climate change for western France using a statistical downscaling technique. — Climate Dynamics, N 20, p. 807—823.

Widmann M., Bretherton C. S. 2003. Statistical precipitation downscaling over the northwestern United States using numerically simulated precipitation as a predictor. — Journal of Climate, N 16, p. 799—816.

Wilbanks T. J., Kate R. W. 1999. Global change in local places: How scale matters. — Climatic Change, N 43, p. 601—628.

Wilks D. S. 1995. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. — Academic Press. — 467 p.

Zorita E., von Storch H. 1999. The Analog Method as a Simple Statistical Downscaling Technique: Comparison with More Complicated Methods. — Journal of Climate, N 12, p. 2474—2489.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

Т. В. Платова

РФ, 107258 Москва, Глебовская ул., 20Б, Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН, tplatova@yandex.ru

Реферат. На примере наиболее существенных характеристик температурного режима предлагается общий подход к климатографии меняющегося климата. Для описания климата выбранного региона за фиксированный базовый период используются оценки дескриптивных многолетних статистик — средних, стандартных отклонений, максимумов и минимумов, а также трендов годовых и месячных (сезонных) средних и экстремальных температур в пунктах наблюдений. Приводятся карты перечисленных климатических переменных для температуры воздуха за наиболее обеспеченный данными период наблюдений с 1936 по 2000 г. для территории России и их краткий анализ.

Ключевые слова. Изменения климата, тренд, годовая температура воздуха, годовой максимум температуры воздуха, средний многолетний годовой максимум температуры, абсолютный максимум температуры воздуха, годовой минимум температуры воздуха.

CLIMATIC CHANGES IN THE TEMPERATURE REGIME CHARACTERISTICS OVER RUSSIA'S TERRITORY

T. V. Platova

Institute of Global Climate and Ecology of Roshydromet and RAS, 20B, Glebovskaya str., 107258 Moscow, Russia, tplatova@yandex.ru

Abstract. The general approach to climatography of a changing climate using the most significant characteristics of air temperature is proposed. For the description of the climate of some region over a certain base period the estimates of descriptive long-term statistics are employed: averages, standard deviations, maxima and minima, trends in annual and monthly (seasonal) means, and extreme values for temperatures observed at meteorological stations. Maps of climatic variables for air temperature over the 1936—2000 period having the best data coverage for the territory of Russia and their brief analysis are presented.

Keywords. Climate change, trend, annual air temperature, long-term average temperature, annual maximum of temperature, long-term average annual maximum of temperature, absolute maximum of temperature, annual minimum of temperature, long-term average annual minimum of temperature, absolute minimum of temperature.

Введение

По мере накопления данных метеорологических наблюдений создаются климатические справочники, климатические атласы и климатические описания, методология подготовки которых существенно зависит от научных представлений о климате. Первые описания климата России были выполнены в Главной физической обсерватории (ныне Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова) в конце XIX века. Это публикации К. С. Веселовского „О климате России" (1857), Г. И. Вильда „О температуре воздуха в Российской империи" (1881) и монография А. И. Воейкова „Климаты земного шара и в особенности России" (1884).

В XX веке было подготовлено немало климатических описаний как отдельных регионов, так и России (в то время СССР) в целом (Рубинштейн, 1926; Рубинштейн 1931; Борисов, 1975). Выполненные работы базировались по существу на представлениях о постоянстве климата. Конечно, было понятно, что климат меняется, были публикации о палеоклиматах и ледниковых периодах, но подразумевалось, что изменения происходят так медленно, что ими можно пренебрегать. Поэтому считалось, что для характеристики современного климата средние величины („нормы") и другие характеристики климата следует вычислять по максимально длинным периодам наблюдений. Для улучшения однородности данных использовалась техника приведения результатов к длинным рядам. Подготовка справочников занимала много лет (Научно-прикладной справочник по климату СССР, 1988—1990), а описание и картирование климата (Климат России, 2001) также отнимало немало времени.

Однако так называемое „потепление Арктики" с начала и до 40-х годов XX века, а затем и современное „глобальное потепление" заставляют по-иному готовить информацию о современном климате. Вероятно, и представление о 30-летних климатических нормах за „базовые периоды" 1931—1960 гг. и действующий поныне период 1961—1990 гг., введенных ВМО для стандартизации определений „аномалий", т. е. отклонений от нормы, должно быть уточнено.

В настоящей работе сделана попытка дать пример климатического описания и картирования некоторых характеристик температуры приземного воздуха за конкретный период с учетом методологии, сформулированной в работах (Груза, Ранькова, 2002; Груза,

Ранькова, 2003; Груза, Ранькова, 2004). Вводится определение понятия „климат", „пригодное для условий меняющегося климата и оценок изменчивости климата по данным наблюдений". Климат в узком смысле — это „обобщение изменений погоды, и представляется набором условий погоды в заданной области пространства в заданный интервал времени". „Для характеристики климата используется статистическое описание в терминах средних, экстремумов, показателей изменчивости соответствующих величин и частот явлений за выбранный период времени. Все эти дескриптивные статистики называются климатическими переменными". Здесь подчеркнут как географический, так и исторический характер понятия климата конкретного региона в конкретный период времени.

Существует еще термин „глобальный климат", „который характеризуется набором состояний Глобальной климатической системы в течение заданного интервала времени. Глобальная климатическая система состоит из пяти основных компонентов: атмосферы, гидросферы, криосферы, поверхности континентов и биосферы, взаимодействие которых существенно влияет на колебания погоды за длительные промежутки времени и ответственно за формирование климата и его изменений".

Температура воздуха является одним из важнейших элементов погоды и климата. К настоящему времени накоплен огромный материал с результатами всесторонних исследований термического режима на территории России. Обычно анализируются средние многолетние значения метеорологических элементов, однако в одну из последних монографий о климате России (Климат России, 2001) уже включена информация об изменчивости метеорологических характеристик.

В настоящей работе анализируются некоторые характеристики температурного режима, включая экстремальные, а также их тренды за рассматриваемый период, которые должны дополнить наши знания об изменениях климатической системы и климатических экстремумов. Все рассматриваемые характеристики рассчитаны по данным стандартных метеорологических наблюдений на сети гидрометеорологических станций России за период с 1936 по 2000 г., поскольку с середины 30-х годов стабилизировалась сеть метеорологических станций.

Методы и материалы

Приведенные ниже обозначения статистических характеристик климата предложены в (Груза, Ранькова, 1980). Верхние индексы означают координаты, по которым берется статистический оператор, нижние индексы — сохранившиеся координаты.

В работе исследуются следующие характеристики температурного режима (в скобках показаны сокращенные обозначения рассматриваемых характеристик, которые будут использоваться в тексте):

— средняя месячная температура приземного воздуха за январь ($E^{d}_{m=1}(T)$),

— средняя месячная температура приземного воздуха за июль ($E^{d}_{m=7}(T)$),

— средняя годовая температура приземного воздуха ($E^{md}(T)$),

— годовой максимум температуры приземного воздуха, т. е. наиболее высокая температура в календарном году, полученная на основании наблюдений по максимальному термометру ($\mathrm{Max}^{d}(T\mathrm{max}_{yd})$),

— годовой минимум температуры приземного воздуха, т. е. наиболее низкая температура в календарном году, полученная на основании наблюдений по минимальному термометру ($\mathrm{Min}^{d}(T\mathrm{min}_{yd})$).

Все перечисленные выше показатели рассчитаны по данным массива суточных данных о температуре и осадках на 223 станциях России и стран СНГ, сформированного в ГУ ИГКЭ на основе архива TTTR, созданного в отделе климатологии ВНИИГМИ—МЦД (Razuvaev et al., 1993; Razuvaev et al., 1995). В ГУ ИГКЭ был проведен контроль архива под руководством Э. Я. Раньковой, и по результатам контроля подготовлен файл с необходимыми исправлениями.

Полученный базовый массив характеристик температурного режима представляет собой временные ряды годового разрешения для пяти переменных ($E^{d}_{m=1}(T)$, $E^{d}_{m=7}(T)$, $E^{md}(T)$, $\mathrm{Max}^{d}(T\mathrm{max}_{yd})$, $\mathrm{Min}^{d}(T\mathrm{min}_{yd})$) на каждой станции.

Для выявления статистических особенностей характеристик температурного режима на территории России используются следующие статистики:

— многолетнее среднее значение средней годовой температуры приземного воздуха $E^{y}[E^{md}(T)]$,

— многолетнее среднее значение годовых максимумов температуры приземного воздуха $E^{y}[\mathrm{Max}^{d}(T\mathrm{max}_{yd})]$,

— многолетнее среднее значение годовых минимумов температуры приземного воздуха $E^{y}[\mathrm{Min}^{d}(T\mathrm{min}_{yd})]$,

— максимальное значение годовых максимумов температуры приземного воздуха $\mathrm{Max}^{yd}[(T\mathrm{max}_{yd})]$,

— минимальное значение годовых минимумов температуры приземного воздуха $\mathrm{Min}^{yd}[(T\mathrm{min}_{yd})]$,

— среднее квадратическое отклонение $S_s^y[E^{md}(T)]$, $S_s^y[E_{m=1}^d(T)]$, $S_s^y[E_{m=7}^d(T)]$.

Для оценки климатических изменений за рассматриваемый период использовался линейный тренд, т. е. аппроксимация исследуемых временных рядов $Y(t)$ линейной функцией времени (Пановский, Брайер, 1967):

$$Y'(t) = a + bt.$$

Здесь Y — исследуемый климатический параметр, осредненный за месяц или год, а t — время (годы). Коэффициенты аппроксимирующей линейной функции a и b определяются из условия минимума суммы квадратов расхождений между реальными значениями исходного ряда $Y(t)$ и соответствующими аппроксимирующими значениями $Y'(t)$. Для коэффициентов линейного тренда в работе используются следующие обозначения: $b_s^y[E^{md}(T)]$, $b_s^y[E_{m=1}^d(T)]$, $b_s^y[E_{m=7}^d(T)]$, $b^y[\mathrm{Max}^d(T\mathrm{max}_{yd})]$, $b^y[\mathrm{Min}^d(T\mathrm{min}_{yd})]$.

Результаты и обсуждение

На рис. 1—5 приведены карты статистических характеристик показателей температурного режима, характеризующие климат России за 1936—2000 гг. Карты приведены в равнопромежуточной проекции, для которой масштаб градуса широты и долготы совпадает на широте 60° с. ш.

Средние многолетние значения средней годовой температуры приземного воздуха (рис. 1 *а*) положительны на большей части европейской территории России, юге Западной Сибири и в Приморье. Районы с годовой температурой воздуха выше 5 °С, которые оцениваются как наиболее комфортные для проживания, занимают небольшую часть европейской территории южнее 55° с. ш. Наиболее низкие отрицательные значения средней годовой температуры воздуха отмечаются в центре и на востоке Якутии.

Средние многолетние значения средней месячной температуры приземного воздуха в январе (рис. 1 *б*) отрицательны практически на всей территории России, за исключением Черноморского побережья Кавказа. Наиболее холодно в Восточной Сибири: январские температуры достигают −42...−46 °С в Оймяконской котловине.

Средние многолетние значения средней месячной температуры приземного воздуха в июле (рис. 1 *в*) характеризуются широтным распределением по территории России, кроме побережья Тихого океана. Наиболее низкая температура воздуха на территории России отмечается на побережье Северного Ледовитого океана (8—14 °С), высокая — на юге европейской части (22—24 °С).

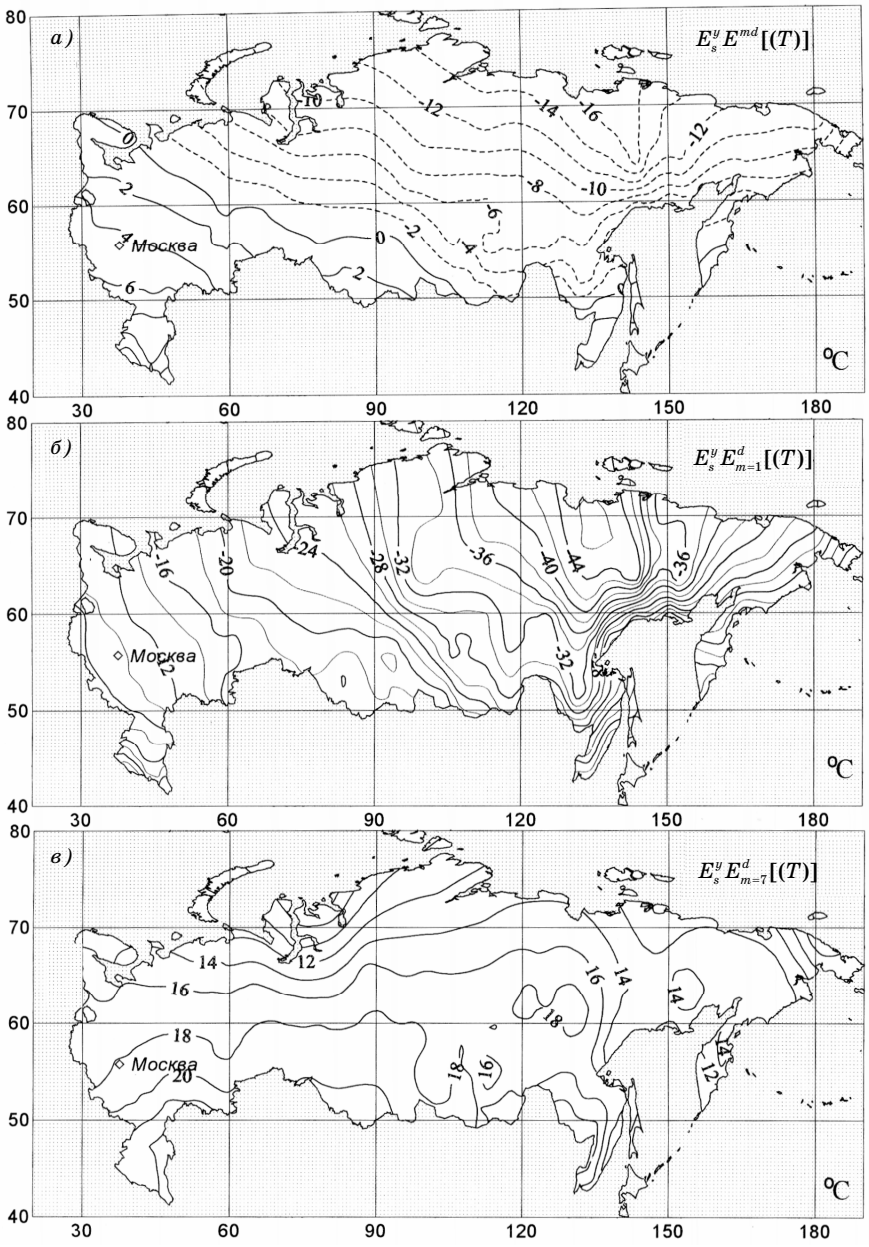


Рис. 1. Средняя многолетняя температура приземного воздуха (°С) за период 1936—2000 гг.

а — средняя годовая температура воздуха, *б* — средняя месячная температура воздуха в январе, *в* — средняя месячная температура воздуха в июле.

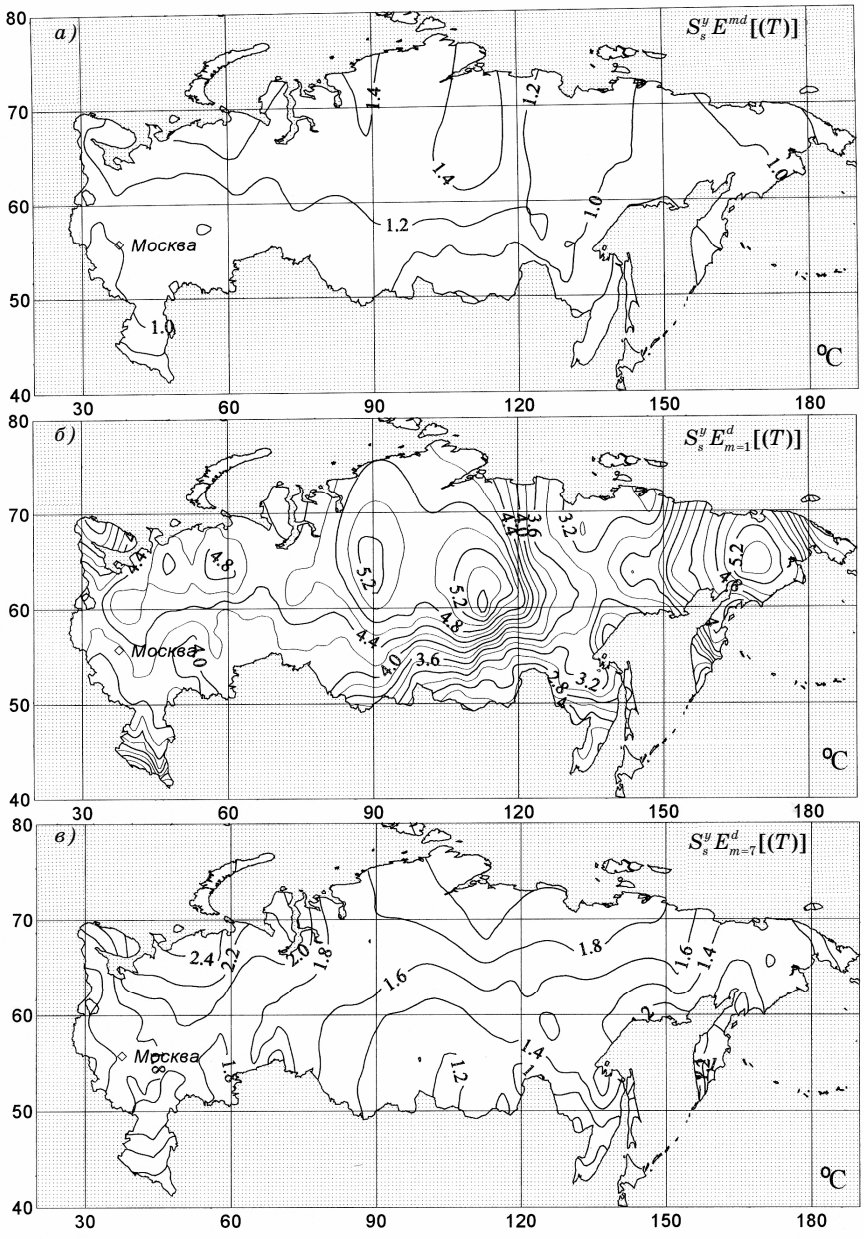


Рис. 2. Среднее квадратическое отклонение температуры приземного воздуха (°C) за период 1936—2000 гг.

а — средняя годовая температура воздуха, *б* — средняя месячная температура воздуха в январе, *в* — средняя месячная температура воздуха в июле.

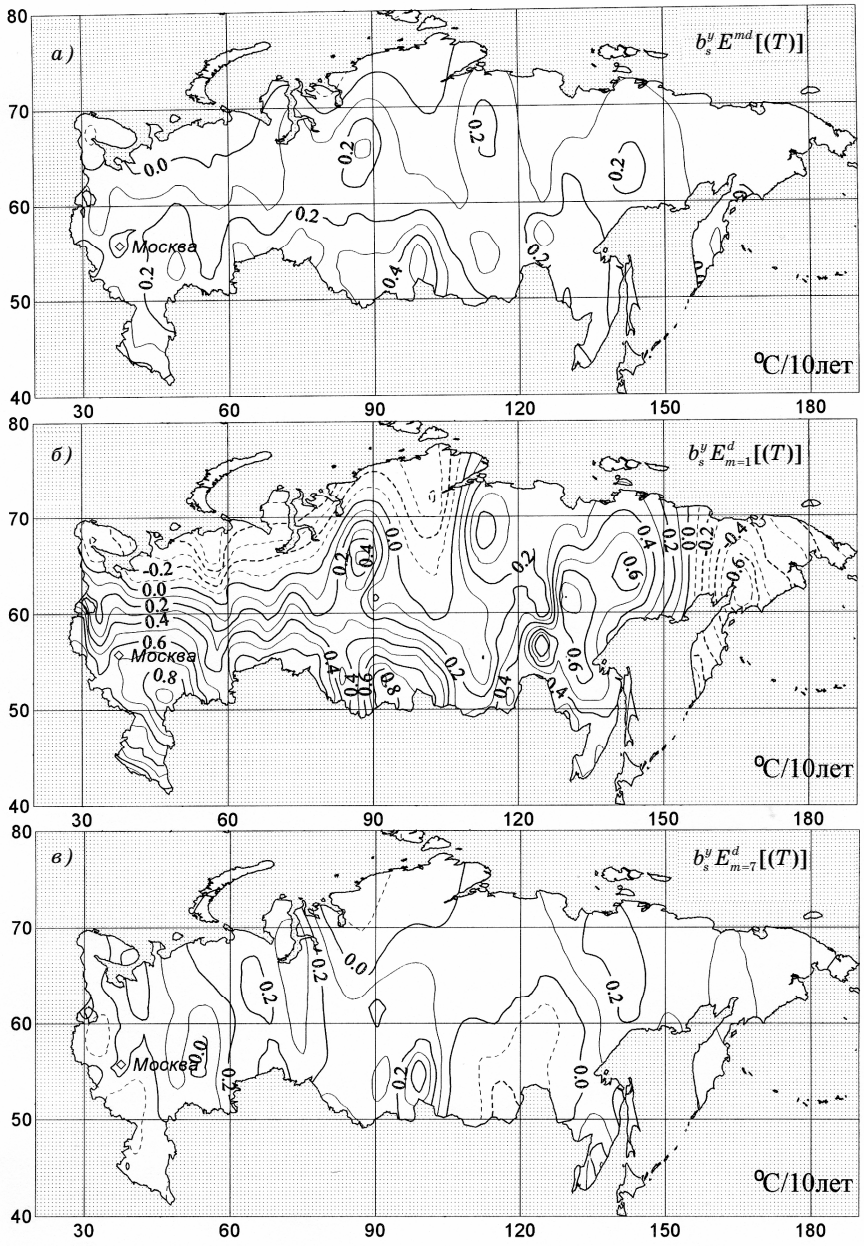


Рис. 3. Коэффициенты линейного тренда (°C/10 лет) за период 1936—2000 гг. для средней годовой температуры приземного воздуха (*а*), средней месячной температуры приземного воздуха за январь (*б*), средней месячной температуры приземного воздуха за июль (*в*).

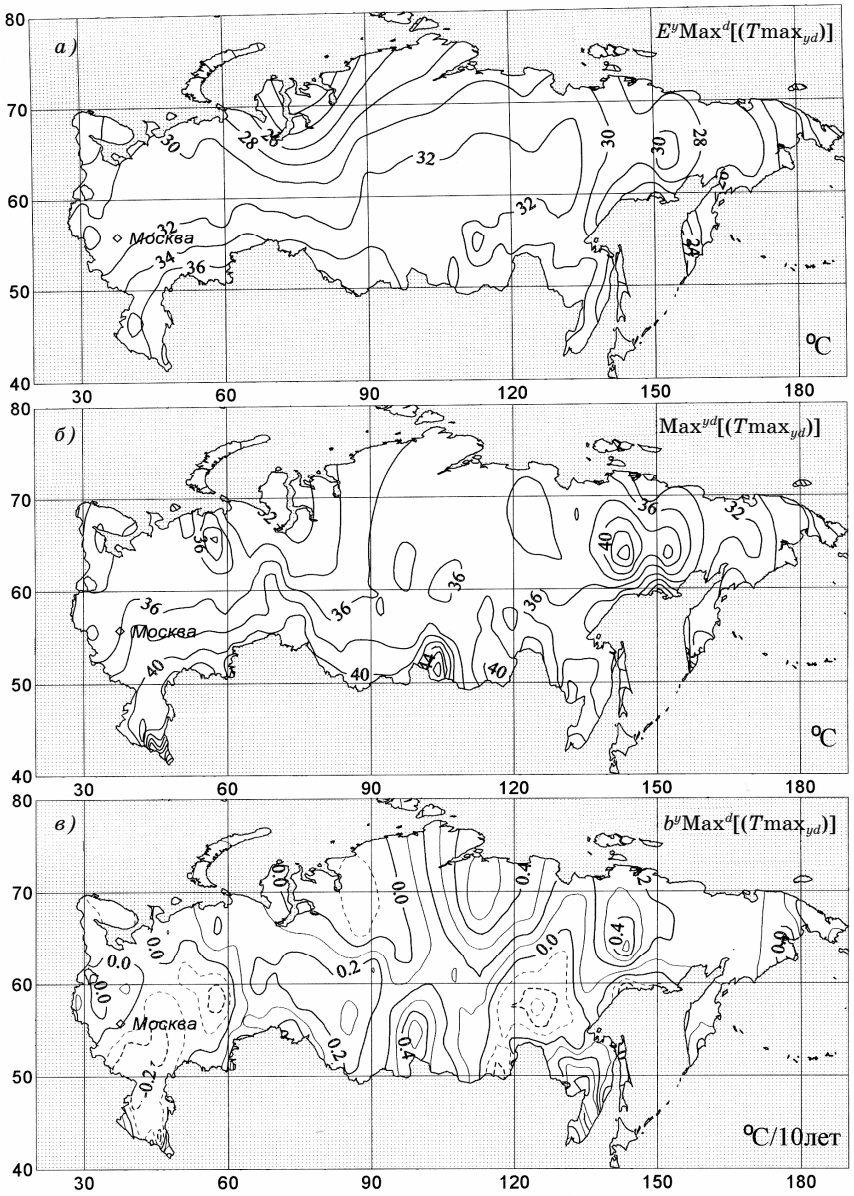


Рис. 4. Среднее многолетнее значение из годовых максимумов температуры приземного воздуха (°С) (*а*), максимальное значение из годовых максимумов температуры приземного воздуха (°С) (*б*), коэффициенты линейного тренда (°С/10 лет) для годовых максимумов температуры приземного воздуха (*в*).

Оценки получены за период 1936—2000 гг. по данным станционных наблюдений.

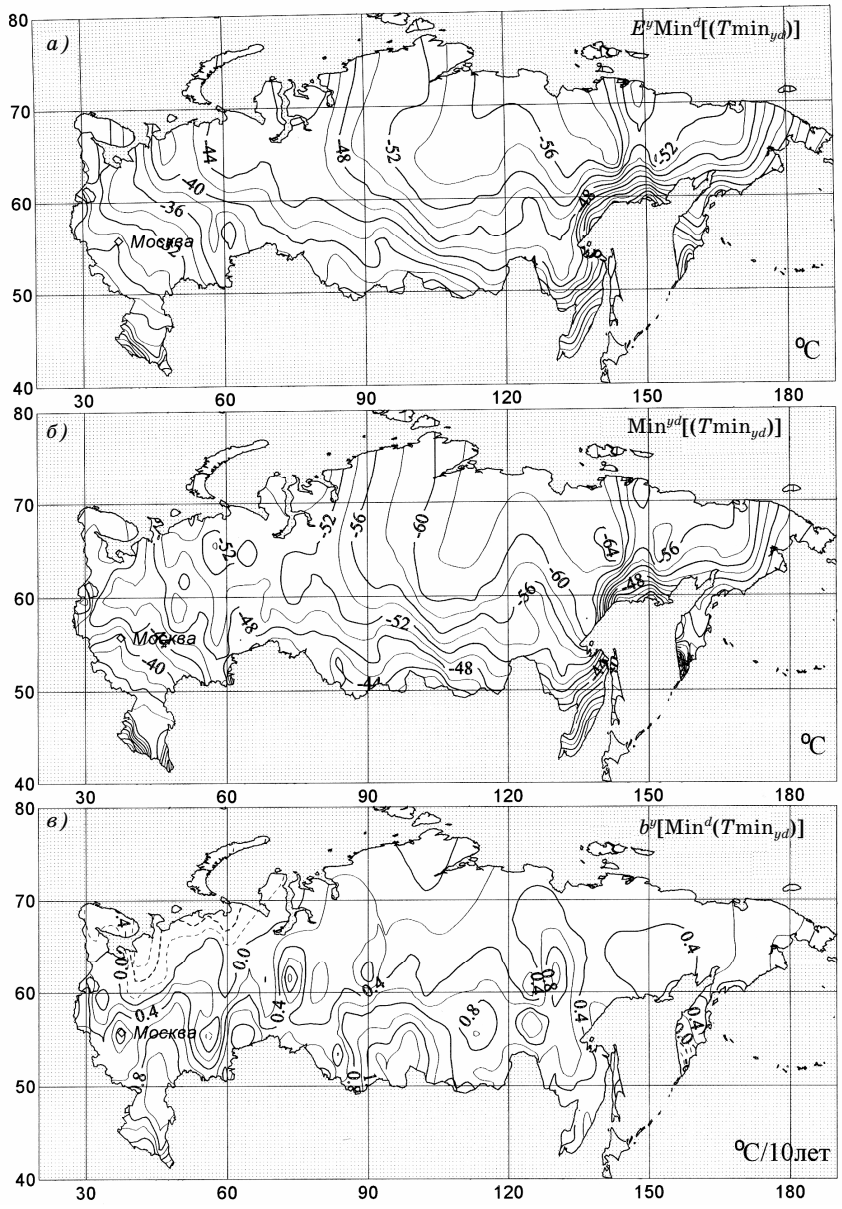


Рис. 5. Среднее многолетнее значение из годовых минимумов температуры приземного воздуха (°С) (*а*), минимальное значение из годовых минимумов температуры приземного воздуха (°С) (*б*), коэффициенты линейного тренда (°С/10 лет) для годовых минимумов температуры приземного воздуха (*в*).

Оценки получены за период 1936—2000 гг. по данным станционных наблюдений.

Пространственное распределение среднего квадратического отклонения средней месячной (январь, июль) и средней годовой температуры воздуха приведено на рис. 2. Изменчивость средней годовой температуры воздуха мала (рис. 2 *а*), величина среднего квадратического отклонения не превышает 1,5 °С для территории России.

В январе (рис. 2 *б*) наибольшие значения среднего квадратического отклонения средней месячной температуры воздуха наблюдаются на Среднесибирском плоскогорье и в бассейне р. Колымы (5,0–5,5 °С). Минимальная изменчивость январских температур характерна для юга европейской территории (2,8 °С) и юга Дальнего Востока (2,2 °С).

Наименьшие значения среднего квадратического отклонения средней месячной температуры воздуха, как отмечается в (Климат России, 2001), обычно приходятся на летние месяцы. Так, в июле (рис. 2 *в*) значения среднего квадратического отклонения на северовостоке европейской территории и севере Западной Сибири достигают 2,0—2,5 °С. На остальной территории России среднее квадратическое отклонение не превышает 2 °С. Небольшая межгодовая изменчивость июльской температуры характерна, как и зимой, для южных районов европейской территории и Дальнего Востока.

Пространственное распределение средних многолетних значений годовых максимумов температуры воздуха (рис. 4 *а*) имеет широтный характер на европейской территории России и в Западной Сибири: средние многолетние значения увеличиваются при движении с севера на юг и достигают наибольших значений на юге европейской территории России (36—38 °С). На Дальнем Востоке средние многолетние значения годовых максимумов температуры воздуха увеличиваются по мере продвижения от побережья в глубь материка. Наибольшие максимальные значения из годовых максимумов температуры воздуха (рис. 4 *б*) в европейской части отмечаются в Поволжье, Астраханской области, Калмыкии и достигают 41—43 °С, а в азиатской, в районе Оймяконской котловины, — 46 °С. Отметим, что даже на побережье Северного Ледовитого океана в отдельные годы возможны положительные значения годового максимума температуры воздуха.

Основные особенности распределения по территории России средних многолетних значений годовых минимумов температуры воздуха (рис. 5, *а*) и минимальных значений, выбранных из годовых минимумов температуры воздуха (рис. 5 *б*), похожи на распределение январских значений температуры воздуха. Так, области наиболее низких значений рассматриваемых статистик располагаются в районе Верхоянской впадины и Оймяконского нагорья. Здесь минимальные значения годовых минимумов достигают –62 …–64 °С, а средние многолетние значения — –58…–60 °С. Наиболее высокие

значения характерны для побережья Черного и Каспийского морей. Здесь минимальные значения могут достигать достаточно низких величин (−20…−25 °С), причем средние многолетние значения годовых минимумов — несколько выше (−15…−20 °С).

Таким образом, большинство закономерностей, которые прослеживаются на приведенных картах, подобны отмеченным в монографии (Климат России, 2001), где базовые климатические показатели относятся к периоду от момента начала наблюдений до 80-х годов XX века, в то время как карты, приведенные в настоящей работе, характеризуют климат с 1936 по 2000 г. Их можно рекомендовать для использования в качестве справочных материалов.

Остановимся кратко на характеристиках изменений климата за период 1936—2000 гг., которые отсутствуют в монографии (Климат России, 2001). Пространственное распределение коэффициентов линейного тренда средней годовой температуры приземного воздуха, оцененных за период 1936—2000 гг., приведено на рис. 3 *а*. Практически на всей территории России отмечается положительный тренд, значения которого в основном не превышают 0,2 °С/10 лет. На севере европейской территории и Западной Сибири отмечается тенденция к похолоданию.

В январе (рис. 3 *б*) площадь с отрицательными значениями коэффициентов линейного тренда в северных районах увеличивается. Тенденция к похолоданию охватывает также Чукотку, Камчатку. Области наибольших положительных значений коэффициентов линейного тренда (0,6—0,8 °С/10 лет) наблюдаются на юго-востоке европейской части России, на юге Восточной Сибири, на востоке Якутии. Интенсивность выявленных изменений в январе больше, чем в июле и в среднем за год.

В июле (рис. 3 *в*) многолетние изменения средней месячной температуры приземного воздуха характеризуются преимущественно положительным трендом. Отрицательные значения коэффициентов линейного тренда отмечаются на западе и юге европейской территории, на северо-востоке Среднесибирского плоскогорья, в Забайкалье.

Пространственное распределение коэффициентов линейного тренда значений годовых максимумов температуры приземного воздуха представляет собой замкнутые очаги положительных и отрицательных значений (рис. 4 *в*). Локализация областей однонаправленных изменений максимальной температуры воздуха сходна с расположением для средней месячной температуры в июле. Отметим, что тенденция к уменьшению значений годовых максимумов температуры приземного воздуха охватывает практически всю европейскую часть России.

Общая направленность изменений годовых минимумов температуры приземного воздуха (рис. 5 *в*) на большей части России ха-

рактеризуется положительным трендом, причем обнаруженная тенденция к увеличению выражена более интенсивно по сравнению со средними месячными январскими температурами и годовыми максимумами. Области отрицательных значений линейного тренда расположены в высоких широтах европейской России и в районе полуострова Таймыр (здесь годовые минимумы убывают менее интенсивно, чем январские температуры воздуха).

В результате можно отметить, что скорость роста минимальных и январских температур по величине больше, чем скорость повышения максимальных и июльских температур. Следовательно, амплитуда годового хода температуры имеет тенденцию к уменьшению.

Таким образом, в настоящей работе на примере анализа данных по температурному режиму предлагается набор климатических параметров (дескриптивных статистик) за конкретный период времени для выбранной территории. В набор климатических параметров необходимо включать данные о трендах. Конечно, приведенный в настоящей работе набор климатических параметров не является исчерпывающим и может быть существенно расширен. Так, только для анализа показателей экстремальности температурного режима предложено почти два десятка характеристик. Таким образом, для конкретных целей набор параметров может расширяться. Набор характеристик, приведенный выше, следует рассматривать как базовый.

Благодарность

Автор выражает признательность Г. В. Грузе и Э. Я. Раньковой за постановку задачи, обсуждение результатов работы, полезные замечания и предоставленные программные средства.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Борисов А. А. 1975. Климаты СССР в прошлом, настоящем и будущем. — Л.: Изд-во Лен. ун-та. — 434 с.

Веселовский К. С. 1857. О климате России. — СПб. — 99 с.

Вильд Г. И. 1881. О температуре воздуха в Российской империи. — СПб.

Воейков А. И. 1884. Климаты земного шара и в особенности России. — СПб. — 640 с.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я. 1980. Структура и изменчивость наблюдаемого климата. Температура воздуха Северного полушария. — Л.: Гидрометеоиздат. — 72 с.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я. 2002. Мониторинг климата и оценка климатической изменчивости по данным наблюдений. — В кн.: Глобальные изменения климата и их последствия для России. — М.: Региональная общественная организация ученых по проблемам прикладной геофизики, с. 9—39.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я. 2003. Колебания и изменения климата на территории России. — Изв. АН. Физика атмосферы и океана. Т. 39. № 2, с. 1—20.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я. 2004. Обнаружение изменений климата: состояние, изменчивость и экстремальность климата. — Метеорология и гидрология, № 4, с. 50—66.

Климат России. 2001. Под ред. Кобышевой Н. В. — СПб.: Гидрометеоиздат. — 656 с.

Научно-прикладной справочник по климату СССР. 1988—1990. Сер. 3. Многолетние данные. Ч. 1—6. — Л.: Гидрометеоиздат.

Пановский Г. А., Брайер Г. В. 1967. Статистические методы в метеорологии. — Л.: Гидрометеоиздат. — 242 с.

Рубинштейн Е. С. 1926. Средние месячные температуры воздуха в Европейской части СССР. — В кн.: Климат СССР. Ч. 1. Вып. 1. — Л.

Рубинштейн Е. С. 1931. Средние месячные температуры воздуха в Азиатской части СССР. — В кн.: Климат СССР. Ч. 1. Вып. 3. — Л.

Razuvaev V. N., Apasova E. G., Martuganov R. A. 1993. Daily Temperature and Precipitation Data for 223 USSR Stations. ORNL/CDIAC-56, NDP-040, ESD Publ. N 4194, Carbon Dioxide Information Data Center, Oak Ridge National Lab., Oak Ridge, TN. — 47 p.

Razuvaev V. N., Apasova E. G., Martuganov R. A. 1995. Six- and Three- Hourly Meteorological Observation from 223 USSR Stations. ORNL/CDIAC-66, NDP-048, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, TN, p. 68.

ДИНАМИКА ЗАСУХ В ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ В СИТУАЦИИ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ

А. Н. Золотокрылин, В. В. Виноградова, Е. А. Черенкова

РФ, 109017 Москва, Старомонетный пер., д. 29, Институт географии РАН, zgoldfinch@mtu-net.ru

Реферат. Исследование направлено на изучение изменения частоты разных типов засух на европейской территории России (ЕТР) за период май—июль 1935—2100 гг. по наблюденным и модельным данным. В рамках исследования определены тенденции засух в XX в. по данным метеорологических и спутниковых наблюдений; сопоставлены ареалы частоты засух; исследовано качество воспроизведения частоты засух региональной климатической моделью (РКМ) ГГО за период 1991—2000 гг.; определены тенденции разных типов засухи в декады 1991—2000, 2041—2050, 2091—2100 гг. по данным РКМ ГГО.

Показано, что *общая засуха* лучше идентифицируется по распространению отрицательной аномалии гидротермического коэффициента Селянинова, а не индекса Педя. На юго-востоке ЕТР *опасная атмосферная засуха* не всегда вызывает *опасную почвенную засуху*.

Установлены тенденции увеличения частоты *атмосферной засухи* и сохранения на одном уровне частоты *общей засухи* на большей части ЕТР в последнюю треть XX в. по сравнению с его серединой. По спутниковым данным частота *агрономической засухи* уменьшилась в декаду 1992—2001 гг. по отношению к декаде 1982—1991 гг.

Выявлено приемлемое для практики согласие между частотами разных типов засух, вычисленных по наблюдениям и по результатам численного эксперимента на РКМ ГГО.

Охарактеризована динамика разных типов засухи в XXI в. Рост частоты *атмосферной засухи* ожидается на всей ЕТР в середине XXI в. Разнонаправленные тенденции частоты *общей засухи* возможны на большей части ЕТР. Повышение частоты вероятно в середине вегетационного сезона. Увеличение частоты *опасной атмосферной засухи* ожидается на юго-востоке ЕТР, в то время как частота *опасной почвенной засухи* (особенно весенней) изменится незначительно. К середине XXI в. увлажненность засушливых зернопроизводящих областей и подверженных опустыниванию засушливой и сухой зон ЕТР будет близка к современной. Возможно повышение увлажненности востока засушливой зоны (Поволжье, Заволжье, Предуралье), которое сменится слабым иссушением к концу XXI в.

Ключевые слова. Глобальное потепление, засуха, показатели засухи, частота засухи, динамика засухи, увлажненность территории, европейская территория России, региональная климатическая модель.

DROUGHT DYNAMICS OVER EUROPEAN RUSSIA IN GLOBAL WARMING SITUATION

A. N. Zolotokrylin, V. V. Vinogradova, E. A. Cherenkova

Institute of Geography, RAS, 29, Staromonetnyi per., 109017 Moscow, Russia, zgoldfinch@mtu-net.ru

Abstact. The investigation deals with the study of frequency change of droughts different types over European Russia (ER) in 1935—2100 (May—July) using observation and model date. The droughts tendency were determined during the 20th century used meteorological and remote sensing observations; areas of droughts frequency were compared for calculation using of meteorological and remote sensing observations; a reproduce quality of drought frequency by RCM GGO for 1991—2000 was investigated; the droughts tendencies of drought different types in 1991—2000, 2041—2050, 2091—2100 using RCM GGO data were determined.

General drought is determined better using negative anomaly of HTC than Ped' index. *Dangerous meteorological drought* not always results in *dangerous soil drought* in south-east of ER.

The tendencies of *meteorological drought* frequency increasing and of *general drought* frequency week decreasing were determined on great part of ER at the last third of the 20th century as compared with its middle. The *agronomic drought* frequency decreased in 1992—2001 in relation to 1982—1991.

Reasonable for practice agreement between different types droughts frequency calculated using observation data and results of numerical experiments of RCM GGO was founded.

Dynamics of different drought types during the 21th century was described. Increasing of *meteorological drought* frequency is expected mainly in the north half of ER in the middle of the 21th century. Different trends of general drought frequency are possible in great part of ER. Increasing of frequency is likely to be in the middle of vegetation season. Local increasing *dangerous meteorological drought* frequency is possible in south-east of ER, whereas *dangerous soil drought* (particularly in spring) will have tendency to decreasing. Moistening of dry grain areas and subjected to desertification dry and very dry zones of ER in the middle of the 21th century will be near to modern.

The increase of east part dry zone moistening (regions: Volga, Transvolga, Cisuralia) is possible, it will be changed with weak drying at the end of the 21th century.

Keywords. Global warming, drought, drought indexes, drought frequency, drought dynamics, moistening of area, European Russia, regional climate model.

Введение

В ситуации глобального потепления важно знать связи между региональными изменениями климата и видами, интенсивностью опасных природных процессов. Они необходимы для сценарного анализа последствий изменения климата для общества. В рамках разработки методических основ „экспертной системы для оценки региональных последствий изменений климата, их рисков и потенциальных возможностей" (проект РФФИ-04-05-08063-офи_а) ниже представлены результаты исследования динамики засухи как одного из опасных явлений окружающей среды, приносящего огромный ущерб человечеству.

Вопрос изменения частоты и интенсивности засух в регионах России при ожидаемом изменении климата остается мало изученным. Межправительственная группа экспертов по изменению климата (МГЭИК), рассматривая сценарии повышения средней температуры на период до 2100 г. в зависимости от выбросов парниковых газов, роста населения, применения более эффективных технологий и экономического роста в целом, предполагает, что в регионах с засухами возможно увеличение их частоты (Climate Change 2001, 2001a—c). Однако эти сценарии получены с использованием глобальных климатических моделей (объединенных моделей общей циркуляции атмосферы и океана, КМОЦ) с горизонтальным разрешением до 250—300 км, что недостаточно для детальных региональных оценок.

Среди новых численных экспериментов на КМОЦ, касающихся европейской территории России (ЕТР), выделяется анализ изменений наблюденных и модельных режимов различных характеристик осадков, включая их экстремальные режимы (Мохов и др., 2005). По данным наблюдений авторы обосновали тенденции увеличения годовых осадков, их вероятности, средней интенсивности и экстремальных значений для центральной части ЕТР во второй половине XX в. В то же время на юго-востоке ЕТР для этих характеристик отмечаются противоположные тенденции зимой (увеличение) и летом (уменьшение или слабые тренды). Оценка возможных изменений характеристик в XXI в. (КМОЦ: ECHAM4/OPYC3 [Ocean and isoPYCnal coordinates] с изменением концентрации парниковых

газов в атмосфере за период 1991—2100 гг. в соответствии со сценарием IS92a свидетельствует об общем усилении интенсивности осадков и их экстремальных значений.

В следующей работе рассмотрены изменения наблюденных и модельных режимов засух на территории Восточной и Западной Европы (Мохов и др., 2005). Атмосферные засухи за период май—июль характеризовались положительными аномалиями среднемесячной температуры воздуха и отрицательными аномалиями месячных сумм осадков, а также индексом, определяющим долю площади региона с условиями засухи для конкретного региона. Для анализа использовались результаты расчетов с КМОЦ с углеродным циклом (IPSL-CM2, Institut Pierre-Simon Laplace coupled model). Антропогенная эмиссия углекислого газа в атмосферу в 1991—2100 гг. задавалась по сценарию SRES98-A2 (Special Report on Emissions Scenarios). Данные наблюдений и модельные расчеты показывают уменьшение осадков при росте положительных аномалий температуры в мае—июле за период 1891—2002 гг. Площадь засух увеличивается примерно на 10 % при увеличении аномалии температуры на 1 К. В XXI в. следует ожидать увеличения распространения весенне-летних засух в средних широтах Европы. Также возможно уменьшение влияния атмосферных засух на чистую первичную продуктивность из-за увеличения содержания в атмосфере углекислого газа.

В другой работе, посвященной моделированию влияния изменений климата на продуктивность сельского хозяйства России, сделан вывод о возможном значительном усилении засушливых явлений в южной половине ЕТР в связи с глобальным потеплением (Израэль, Сиротенко, 2003).

Итак, результаты выше рассмотренных работ свидетельствуют о том, что во второй половине XX в. увеличилось общее количество осадков и возросла их экстремальность вне засушливой зоны ЕТР. В то же время в засушливой зоне наблюдались слабый рост осадков в холодный период года и разнонаправленные тренды в теплый на фоне увеличения экстремальности осадков. Как показывают расчеты на КМОЦ, наблюдаемые тенденции характеристик осадков сохранятся во влажной зоне в XXI в. В то же время ожидается усиление засушливых явлений в засушливой и сухой зонах ЕТР, особенно на юго-востоке.

Детальный ответ на вопрос о динамике разных типов засухи на ЕТР возможен в итоге совместного анализа данных метеорологических наблюдений и моделирования с горизонтальным разрешением не хуже 50 км. Рассматривая временную последовательность засух в данном регионе, можно вычислить их частоту в заданных интервалах. Значимость таких оценок будет тем выше, чем за более длительный срок известна история засух. Но основным и перспектив-

ным инструментом детальной оценки возможных будущих изменений все же будет анализ результатов численных экспериментов на физически полных региональных климатических моделях (РКМ) с высоким горизонтальным разрешением, созданных для совместного использования с КМОЦ.

Таким образом, целью работы является изучение динамики разных типов весенне-летних засух по данным наблюдений на метеосети и численных экспериментов на РКМ на ЕТР за период май—июль 1935—2100 гг. в связи с глобальным потеплением. Особое внимание обращено на выявление территориальных особенностей изменения частоты и распространения разных типов засух. Основные решаемые задачи: 1) определение тенденции разных типов засух в XX в. на фоне увлажненности (влагообеспеченности) территории; 2) сравнение частот засух, вычисленных по наблюдениям и численным экспериментам на РКМ ГГО; 3) определение тенденции разных типов засух на фоне возможного изменения увлажненности в XXI в.

Применяемые показатели засухи

В общих чертах засуха означает временное понижение влажности окружающей среды по отношению к ее среднему состоянию. В соответствии с интересами практики изучаются различные типы засухи: атмосферная, почвенная и общая, когда атмосферная и почвенная засухи пересекаются во времени. В зависимости от сезона засуха подразделяется на весеннюю, летнюю, осеннюю. Весенне-летние засухи на ЕТР наносят наибольший ущерб природным и агроэкосистемам. По интенсивности и распространению засухи делятся на слабые, умеренные, сильные.

Основным фактором, влияющим на возникновение разных типов засухи, являются осадки. В большинстве показателей засухи используется эта переменная — одна или в комбинации с температурой и влажностью воздуха, влажностью почвы, испарением, испаряемостью. Часто показателем засухи служит величина падения урожаев по отношению к ожидаемому при данном уровне земледелия. Такая засуха называется агрономической, но она может быть следствием разных типов засухи.

Общепризнанного количественного показателя засухи не существует. Поэтому в данной работе рассматриваются только некоторые из многочисленных показателей, выражающие атмосферную, почвенную и общую засухи, а также агрономическую. К ним относятся засухи: 1) *атмосферная* — индекс Педя с подразделением на слабую, умеренную и сильную; 2) *опасная атмосферная* — в вегетационный период года отсутствие эффективных осадков за период

не менее 30 дней подряд при среднесуточной температуре воздуха выше 25 °С; 3) *общая* (атмосферно-почвенная) — отрицательная аномалия гидротермического коэффициента Селянинова превышает среднеквадратическое отклонение; 4) *опасная почвенная* — в вегетационный сезон за период не менее 20 дней подряд запасы влаги в слое почвы 0—20 см составляют не более 10 мм; *агрономическая* — значение спутникового индекса вегетационных условий не выше 30 %.

Идея идентификации атмосферной засухи, определяемой аномалиями температуры воздуха и осадков, в «простой и даже изящной форме» (Багров, 1992) реализована в показателе Д. А. Педя (1975). Он является алгебраической суммой нормированных аномалий температуры воздуха и осадков за данный промежуток времени (чаще месяц):

$$S_i(\tau) = \delta T/\sigma_T - \delta P/\sigma_P,$$

где $\delta T = T - T_n$, $\delta P = P - P_n$, σ — среднеквадратическое отклонение, i — пункт, τ — время, n — „норма". Числитель каждого слагаемого представляет собой аномалию температуры (осадков), а знаменатель соответственно среднеквадратическое отклонение метеоэлементов. В случае $S_i = 1{,}0—2{,}0$ отмечается слабая засуха, а в случаях $S_i = 2{,}0—3{,}0$ и $S_i \geq 3$ — соответственно умеренная и сильная. Позднее в качестве критерия засухи считалось значение $S_i \geq 2{,}0$.

Особенность показателя Педя состоит в том, что он не зависит от увлажненности территории и может быть применен для идентификации засухи на большой территории с охватом нескольких зон увлажненности. Также он явно не зависит от средних значений температуры и осадков, так как засуха определяется по отношению к ним. Следует отметить, что слабая и умеренная атмосферные засухи, как правило, не препятствуют получению высоких урожаев при достаточных влагозапасах в корнеобитаемом слое почвы.

Дополнительно в работе используется рекомендованный Гидрометцентром Росгидромета показатель опасной атмосферной засухи: в сезон вегетации отсутствие осадков (более 5 мм/сут) за период не менее 30 дней подряд при максимальной температуре воздуха выше 25—30 °С. Этот показатель включен в перечень опасных природных явлений (Гречиха, 2004). По своим последствиям подобные засухи имеют катастрофический характер.

Также из перечня опасных природных явлений выбрана почвенная засуха, когда в течение 20—30 дней и более подряд запасы влаги в слое почвы 0—20 см составляют не более 10 мм. Этот тип засухи имеет наибольшее распространение в весенне-летний период на юго-востоке ЕТР (Хомякова, Зоидзе, 2002).

В агрометеорологической практике Росгидромета в качестве основного показателя засухи используется гидротермический коэффициент (ГТК), предложенный Г. Т. Селяниновым в 1928 г. Он включен в оперативный агрометеорологический мониторинг засушливых явлений Центра мониторинга засухи Межгосударственного совета по гидрометеорологии (Зоидзе, 2004). ГТК вычисляется как отношение суммы осадков к сумме среднесуточных температур выше 10 °С с коэффициентом 0,1 за разные месяцы вегетационного сезона:

$$\text{ГТК} = \sum P / 0{,}1 \sum_{t > 10},$$

где P — суточная сумма осадков (мм), а t — среднесуточная температура воздуха (°С). Первоначально засуха определялась по падению месячного ГТК в степной зоне до значений 0,6 и ниже, а в лесостепной и лесной — ниже 0,7. Позднее применялись общезональные критерии: очень сильная засуха — значение ГТК ≤ 0,3, сильная — 0,31 ≤ ГТК ≤ 0,6, средняя — 0,61 ≤ ГТК ≤ 0,8 и слабая — 0,81—1,0 (Уланова, 1988). Уточненные общезональные критерии засухи приведены в «Единой системе оценки засушливых явлений по наземным данным» (Зоидзе, 2004). Засуха идентифицируется по среднему ГТК за май—июнь по четырем категориям интенсивности.

Важно отметить, что ГТК отражает увлажненность территории, т. е. отношение количества осадков к испаряемости. Испаряемость в этой формуле (в мм) численно примерно равна сумме средних суточных температур за период между датами перехода температуры через 10 °С, уменьшенной в 10 раз. Следовательно, критерии засухи зависят от зон увлажненности. Иными словами, ГТК можно считать зональным показателем обеспеченности растений влагой. Хотя ГТК не учитывает влажность почвы и не определяет долю осадков, уносимую стоком, с его помощью можно увереннее других показателей идентифицировать наиболее опасную для растительности общую засуху.

Недостатком ГТК является то, что его неопределенность возрастает в сухой и избыточно влажной зонах. Поэтому предпочтительнее применение ГТК в засушливой зоне. Кроме того, зональные критерии ГТК для определения засухи и ее интенсивности изменчивы по территории. Чтобы уменьшить зависимость ГТК от зональной увлажненности, целесообразно оценивать отрицательные аномалии ГТК по отношению к его среднему значению (Золотокрылин, Черенкова, 2006). Тогда превышение отрицательными аномалиями одного, полуторного и двойного среднеквадратического отклонения будет характеризовать соответственно слабую, умеренную и сильную засуху.

С середины 1980-х годов состояние растительного покрова (ниже нормы или стрессовое, близкое к норме, выше нормы) на засуш-

ливых землях оценивается с помощью индекса вегетационных условий (Vegetation Condition Index, VCI) (Kogan, 1987). VCI определяется по месячным (недельным) значениям нормированного разностного вегетационного индекса (Normalized Difference Vegetation Index, NDVI). Месячный VCI_i для i-го года вычисляется как

$$VCI_i = 100(NDVI_i - NDVI_{min})/(NDVI_{max} - NDVI_{min}),$$

где $NDVI_i$ — текущее месячное значение i-го года, а $NDVI_{max}$ и $NDVI_{min}$ — максимальное и минимальное значение за данный период.

Максимум характеризует наивысший предел NDVI при благоприятных погодных условиях, а минимум — наименьший предел при неблагоприятных. В этом диапазоне отмечаются вариации месячного NDVI от года к году в конкретном месте. Предполагается, что антропогенная составляющая вариаций NDVI несравнимо слабее погодной.

VCI меняется от 0 до 100 %, отражая изменения погодных условий вегетации от сухих до влажных. Условия считаются влажными и благоприятными для растительности на данной засушливой территории при VCI > 70 %. Изменения VCI в диапазоне 30—70 % отражают близкие к норме условия увлажнения. Вызванные засухой неблагоприятные условия для растительности характеризуются VCI < 30 %. Интенсивность засухи определяется в зависимости от заданных градаций VCI.

В общем VCI < 30 % можно считать показателем агрономической засухи, характеризующей последствия или атмосферной, или почвенной, или общей засух. Преимущество этого показателя от показателя падения урожайности состоит в том, что он отслеживает динамику состояния сельскохозяйственных культур в разные фазы их развития.

Территория, методы и материалы

Регион исследования ограничивается ЕТР. Акцент сделан на основные зернопроизводящие области (Центрально-Черноземные, Поволжье, Ростовская, Северный Кавказ) и подверженные опустыниванию районы. Как известно, граница между влажной и засушливой зонами проходит по северу лесостепи. К засушливой зоне с подразделением на слабозасушливую, засушливую и очень засушливую подзоны относятся лесостепи и степи, где недостаток влаги в отдельные годы может значительно снижать урожай, но где влагообеспеченность урожая зерновых в 60—70 % лет не менее половины оптимальной. К юго-востоку от засушливой зоны простирается сухая зона — полупустыни и пустыни Прикаспийской низменности.

Временной интервал исследования ограничивается 1935—2100 гг. (май—июль). Выбор начала интервала связан с массовым открытием новых метеостанций в 1935 г.

Решение задач исследования ориентировано на определение соотношений между региональными изменениями климата и изменениями частоты разных типов засух, полученных по данным метеосети и численных экспериментов на РКМ ГГО с суточным шагом (Школьник и др., 2000; Школьник и др., 2006). Составной частью работы является анализ эффективности воспроизводства РКМ ГГО фактических частот весенне-летних засух на ЕТР за декаду 1991—2000 гг. В анализ включены также результаты оценки частоты агрономической засухи по спутниковым VCI-данным за период 1982—2001 гг.

В работе использовались подготовленные во ВНИИГМИ—МЦД среднесуточные температуры и суточные суммы осадков за период 1935—2001 гг. (май—июль). Эти данные размещены для свободного пользования в сети INTERNET, а метод их подготовки изложен в работе (Razuvaev et al., 1993). По данным 36 метеостанций были идентифицированы атмосферная (индекс Педя, АЗП) и общая (отрицательная аномалия ГТК, ОЗ) засухи с месячным шагом за периоды май—июль 1935—1960, 1961—1990 и 1991—2000 гг. с последующим расчетом частоты засух. Показатели опасной атмосферной (ОАЗ) и опасной почвенной засухи (ОПЗ) и их частоты были вычислены по данным тех же метеостанций за весь период апрель—июль 1991—2000 гг.

Агрономическая засуха (АЗ) определялась по расчетам VCI, для которых использовались месячные NDVI-данные, получаемые со спутников серии NOAA, за период 1982—2001 гг. (май—сентябрь) (Pathfinder...). Частоты засух вычислены за весь период, а также за декады 1982—2001 и 1992—2001 гг.

Географическое распределение частот разных типов засух в заданные временные интервалы представлено на картах системы MapInfo. Затем карты сравнивались между собой, а также с опубликованными картографическими материалами, характеризующими вероятность и риск засух (Кельчевская, 1983; Хомякова, Зоидзе, 2002; Страшная и др., 2001).

Описание способа обработки численных экспериментов на РКМ ГГО предварим краткими сведениями о последнем варианте модели (Школьник и др., 2006). РКМ ГГО, имеющая горизонтальное разрешение 50 км, встроена в глобальную модель общей циркуляции атмосферы ГГО T42L14. Такое разрешение позволяет более детально учитывать свойства подстилающей поверхности, орографию и другие факторы, влияющие на формирование регионального климата. Вертикальное разрешение РКМ ГГО, а также блок параметризаций физических процессов идентичны применяемому в гло-

бальной модели ГГО. Для интегрирования уравнений используются боковые граничные условия, которые получаются при решении системы уравнений глобальной модели ГГО. Эти условия включают составляющие скорости ветра, температуру воздуха и удельную влажность воздуха в тропосфере и стратосфере, а также давление на подстилающей поверхности. Изменения температуры поверхности океанов и протяженности морского льда задаются по расчетам с моделью общей циркуляции ECHAM4/OPYC3.

Расчеты регионального климата проведены для трех декад: 1991—2000 гг. (базовый климат); 2041—2050 и 2091—2100 гг. Содержание в атмосфере парниковых газов и аэрозолей в первую декаду численных расчетов изменялось в соответствии с данными наблюдений, а для остальных декад — в соответствии со сценарием B2 МГЭИК. Полученный архив детальных модельных полей включает несколько десятков переменных с суточным разрешением.

Из архива модельных полей были выбраны ячейки, в которых находились метеостанции. Для этих ячеек формировались ряды среднесуточной температуры, суточных сумм осадков, суточных влагозапасов в 20-сантиметровом слое почвы. Далее для каждой из выбранных ячеек за декады 1991—2000, 2041—2050 и 2091—2100 гг. вычислялись месячные частоты весенне-летних (май—июль) атмосферной и общей засух, а также частоты опасных атмосферной и почвенной засух за период апрель—июль. В итоге были построены карты частот в системе MapInfo.

Статистические параметры показателей наблюденных и расчетных засух определены за периоды 1935—1960 гг. (наблюдения), 1961—1990 гг. (наблюдения), 1991—2000 гг. (наблюдения и расчет), 2041—2050 гг. (расчет) и 2091—2100 гг. (расчет). Статистическая достоверность различий частот соответственно фактических и расчетных засух (с уровнем значимости 95 %) в разные периоды была рассчитана в статистическом программном пакете SPSS 10.0 for Windows и проконтролирована программой Statistica.

Качество воспроизведения РКМ ГГО частоты разных типов засух оценивалось за период 1991—2000 гг. Относительная ошибка различий вычислялась по формуле

$$\Delta X = (X_m - X_o)/X_o,$$

где X_m и X_o — соответственно модельное и наблюденное значения частот.

Результаты

Вначале рассмотрим географию частоты разных типов засух на ЕТР в период интенсивного глобального потепления — последнюю декаду XX в. Литературные данные свидетельствуют о том, что в

декаду 1991—2000 гг. засухи были в 1991 и 1995 гг. (Страшная и др., 1992; Хомякова, Зоидзе, 2002). Большинство из них может быть классифицировано как общая засуха. Наиболее обширной была засуха 1991 г., охватившая несколько зернопроизводящих областей ЕТР. Локальные засухи отмечались также на юго-востоке ЕТР и в Среднем Поволжье, например, засуха 1992 г.

На рис. 1—3 представлено распределение наблюденной частоты засух по показателям: сильная атмосферная засуха по индексу Педя (САЗП), опасная атмосферная и агрономическая засухи за период 1991—2000 гг. (май). Частота ОАЗ вычислена за период май—июль.

Как видно из рисунков, распределение частоты заметно меняется в зависимости от показателя. Характерная черта сравниваемых показателей — мозаичность распределения. Например, ареалы повышенной частоты САЗП (≥0,1) локализуются во влажной зоне (северо-восток ЕТР и верховья Днепра). В слабозасушливой подзоне (Нижнекамье) и засушливой (Среднее Поволжье) частота колеблется в пределах 0,06—0,08 (рис.1). В то же время на юго-востоке ЕТР, а также в засушливой и очень засушливой подзонах Предуралья частота САЗП не превышала 0,02.

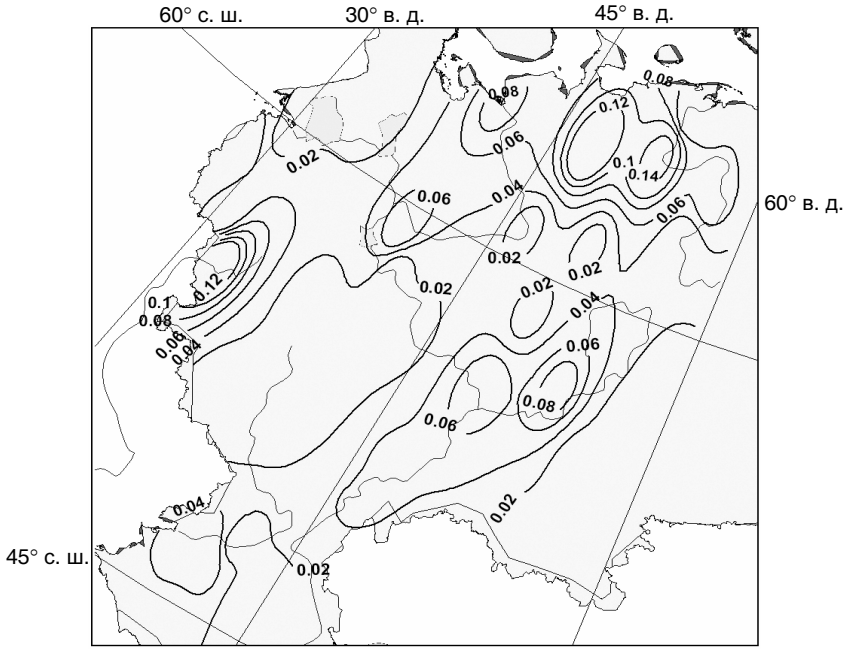


Рис. 1. Распределение частоты сильной атмосферной засухи по индексу Педя (САЗП). Данные наблюдений. Декада 1991—2000 гг., май.

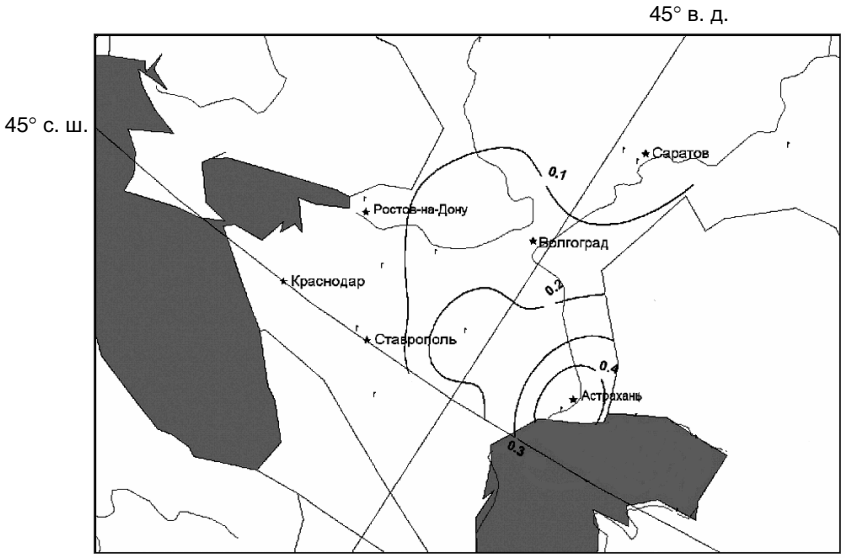


Рис. 2. Распределение частоты опасной атмосферной засухи (ОАЗ). Данные наблюдений. Декада 1991—2000 гг., май.

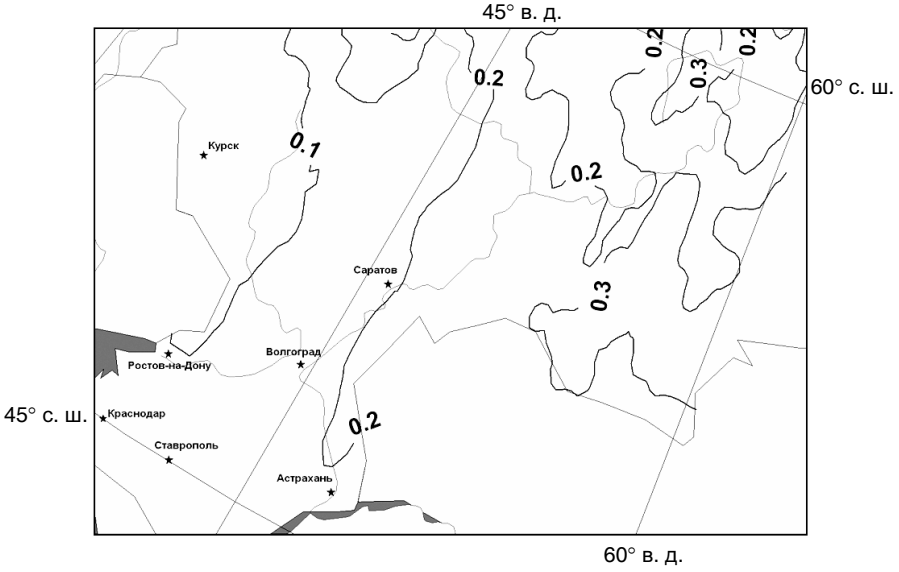


Рис. 2. Распределение частоты агрономической засухи (АЗ). Данные наблюдений. Декада 1991—2000 гг., май.

Представляет интерес сравнение распределения средней за декаду частоты атмосферной засухи за период май—август 1900—1989 гг. из работы (Максимова, Педь, 1991) с рис. 1. Авторы на сглаженном фоне распределения за XX в. выделили крупный ареал повышенной частоты на востоке и юго-востоке ЕТР с максимальной величиной в районе Нижнекамья — Среднего Урала. По нашим данным, он сократился в последнюю декаду XX в. и проявляется в Нижнекамье и Среднем Поволжье.

Возникновение атмосферной засухи, включая САЗП, имеет выраженный сезонный ход. В большинстве случаев ее частота и охват территории возрастают от мая к середине лета.

Если САЗП может развиваться в разных зонах увлажненности, то опасная атмосферная засуха чаще возникает в очень засушливой подзоне и сухой зоне юго-востока ЕТР (рис. 2). Максимальные частоты ОАЗ (0,3—0,4) отмечаются в Нижнем Поволжье и в восточной части Калмыкии.

Распределение частоты агрономической засухи на ЕТР представлено на рис. 3. Как видно из рисунка, агрономическая засуха чаще всего отмечалась в засушливой зоне Среднего и Южного Предуралья. Важно отметить, что в засушливой и сухой зонах юго-востока ЕТР частота АЗ в последнюю декаду XX в. была минимальна по отношению к предыдущей декаде. Данный результат согласуется с полученным ранее результатом на основе показателя средней продолжительности АЗ в течение вегетационного сезона (Золотокрылин, Виноградова, 2004). Подчеркнем, что география частоты и средней продолжительности АЗ имеет общие черты и отличается только деталями.

О распространении опасной почвенной засухи (ОПЗ) в некоторые фазы развития зерновых культур можно косвенно судить по картографическим схемам, приведенным в работе (Хомякова, Зоидзе, 2002). Из-за недоступности фактического материала о влагозапасах в почве в данной работе анализируется распространение ОПЗ, вычисленной по данным численного эксперимента на модели РКМ ГГО (рис. 4). Как видно из рисунка, максимальные частоты ОПЗ отмечаются на юге Ставропольского края, в восточной части Калмыкии, в Астраханской области.

Распределение на ЕТР общей засухи на примере сильной (отрицательная аномалия ГТК больше двойного среднеквадратического отклонения, СОЗ) содержит характерные особенности, отмеченные выше при анализе распределения САЗП, ОАЗ, АЗ и ОПЗ. Охват территории СОЗ имеет сезонный ход. Он наименьший в мае, затем возрастает к июню, а в июле уменьшается. Максимальная частота общей засухи увеличивается от мая к июлю.

Рис. 4. Распределение частоты опасной почвенной засухи (ОПЗ). Данные численного эксперимента с региональной климатической моделью (РКМ ГГО). Декада 1991—2000 гг., апрель—июль.

Таким образом, сравнение карт частот разных показателей свидетельствует о том, что каждый из них отражает только некоторые стороны проявления на территории засухи. Из рассмотренных показателей увереннее всех остальных идентифицирует общую засуху отрицательная аномалия ГТК в засушливой зоне. Этот же показатель удобен для оценки падения урожаев. Остальные показатели (ОАЗ, АЗ, ОПЗ) фиксируют максимальное распространение засухи на юго-востоке ЕТР. Причем частота опасной почвенной засухи значительно выше, чем опасной атмосферной, что указывает на взаимосвязь этих типов засухи: ОАЗ чаще всего переходит в ОПЗ, но ОПЗ не всегда сопровождается ОАЗ. Наибольшие потери урожаев из-за засухи в декаду 1991—2000 гг. отмечались в засушливой зоне Поволжья, Заволжья и Предуралья.

Кратко остановимся на оценке качества воспроизведения РКМ ГГО частоты разных типов засухи. Частота атмосферной засухи завышается РКМ ГГО в мае, июне и занижается в июле. В мае преобладают ошибки в пределах 0—50 %. Максимальные ошибки отмечаются на юго-востоке и в засушливой зоне востока ЕТР. Ошибка уменьшается в июне, особенно в районах, где она была максимальной. В июле ошибка меняет знак и на большей части ЕТР она колеблется в пределах 10—30 %. Особенно сильно РКМ ГГО завышает частоту сильной атмосферной засухи (табл. 1).

Таблица 1

Частота разных типов засух в основных зернопроизводящих районах Европейской России

Тип засухи	Район	Метеостанции, май 1991—2000 гг.	Модель ГГО	
			май 1991—2000 гг.	май 2041—2050 гг.
Сильная атмосферная засуха по индексу Педя (САЗП)	Центрально-Черноземный район	0	0,2	0,4
	Поволжье	0,03	0,17	0,3
	Северный Кавказ и Ростовская область	0,07	0,2	0,48
Общая засуха (ОЗ)	Центрально-Черноземный район	0,10	0,12	0,15
	Поволжье	0,07	0,05	0,1
	Северный Кавказ и Ростовская область	0,07	0,06	0,14

В среднем РКМ ГГО удовлетворительно воспроизводит частоту общей засухи по сравнению с атмосферной (табл. 2). В мае относительная ошибка наибольшая во влажной зоне, а наименьшая (в пределах 0—50 %) в засушливой и сухой зонах. В июне относительная ошибка уменьшается почти вдвое за счет сокращения ее диапазона. Наибольшая ошибка во влажной зоне северо-востока ЕТР (рис. 5). В июле относительная ошибка возрастает по сравнению с июньской.

Прежде чем перейти к анализу изменения частоты разных типов засухи, рассмотрим особенности изменения характеризуемой гидротермическим коэффициентом увлажненности ЕТР в сезон активной вегетации в XX в. Увлажненность большей части ЕТР возросла в период 1961—1990 гг. по сравнению с периодом 1935—1960 гг. (Золо-

Таблица 2

Частота опасных атмосферной и почвенной засух на юго-востоке Европейской России

Тип засухи	Район	Метеостанции, 1991—2000 гг.	Модель ГГО	
			1991—2000 гг.	2041—2050 гг.
Опасная атмосферная засуха (ОАЗ)	Калмыкия и Астраханская область	0,2	0,4	0,6
Опасная почвенная засуха (ОПЗ)	Калмыкия и Астраханская область	Нет данных	0,3	0,3

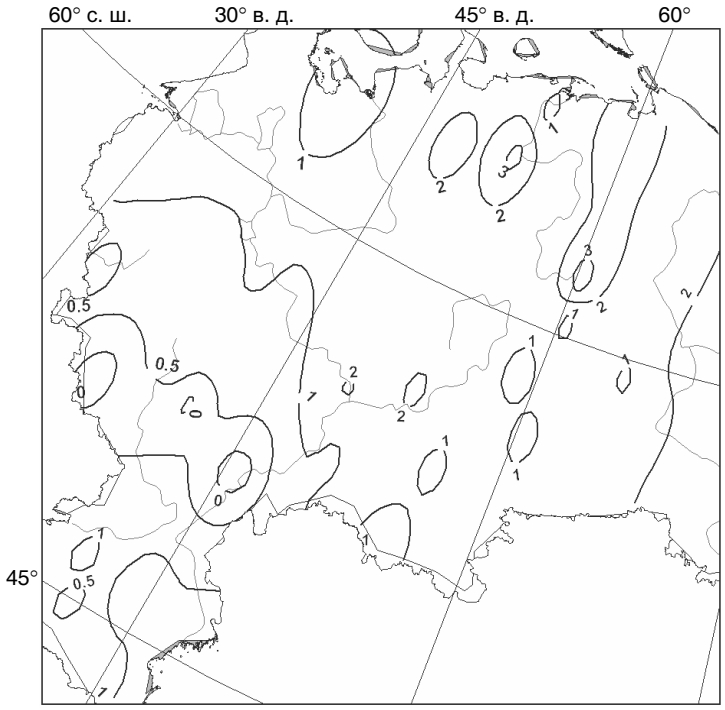


Рис. 5. Относительная ошибка (модель—наблюдения/наблюдения) воспроизведения региональной климатической моделью ГГО общей засухи (ОЗ). Декада 1991—2000 гг., май.

токрылин, Черенкова, 2006). Исключение представляет западная часть засушливой зоны, в которой изменения ГТК были минимальными. Повышенная увлажненность ЕТР сохранялась и в декаду активизации глобального потепления 1991—2000 гг.

Детальный анализ изменения частоты атмосферной засухи за период 1900—1989 гг. в связи с глобальным потеплением представлен в работах (Максимова, Педь, 1991а, б). Авторы выявили рост атмосферной засушливости в период май—август 1930—1989 гг. по сравнению с 1900—1929 гг., который проявился в увеличении числа случаев с засухой и ареалов ее распространения на востоке ЕТР.

По нашей оценке, повышение увлажненности территории в период 1961—1990 гг. по сравнению с периодом 1935—1960 гг. сопровождалось ростом частоты и распространения майской атмосферной засухи. В то же время изменения частоты июньской засухи были разнонаправлены: она повысилась на севере и юго-востоке ЕТР, но снизилась на остальной территории. В июле частота атмо-

сферной засухи повысилась везде, особенно в засушливой и сухой зонах востока и юго-востока ЕТР.

Если обратиться к показателю общей засухи, то картина не такая однозначная. Так, изменения частоты майской ОЗ от одного тридцатилетия к другому были незначимы. Можно говорить лишь о локальном повышении частоты в засушливой зоне. Частота июньской и июльской ОЗ значимо понизилась во второе тридцатилетие. Важно отметить, что в последнюю декаду XX в. изменения частоты были незначимы на большей части ЕТР, за исключением южной части влажной зоны, где она повысилась.

Таким образом, изменение частоты атмосферной засухи не всегда сопровождалось соответствующим изменением частоты общей засухи. Частота общей засухи на ЕТР в период активной вегетации 1961—1990 гг. снизилась по отношению к периоду 1935—1960 гг., а затем несколько повысилась в последнюю декаду XX в. на юге влажной и отчасти в засушливой зоне восточной части ЕТР. С поведением общей засухи лучше согласуется изменение месячной частоты агрономической засухи в период 1991—2001 гг. по сравнению с периодом 1982—1991 гг. Во вторую декаду частота майской агрономической засухи снизилась на большей части ЕТР, за исключением юга и юго-востока ЕТР и Среднего Поволжья, где она повысилась. В июне и июле охват территории агрономической засухой сильно сократился. Повышение частоты агрономической засухи отмечалось в основном в южной части Саратовской и в Оренбургской областях.

Ожидаемые изменения частоты разных типов засухи в заданные декады XXI в. целесообразно рассмотреть на фоне антропогенного изменения климата (Школьник и др., 2006) и наших оценок увлажненности территории по ГТК в сезон активной вегетации. Изменения частоты анализируются соответственно в декады 2041—2050 и 2091—2100 гг. по сравнению с декадой 1991—2000 гг.

В работе (Школьник и др., 2006) представлены результаты изменения климата на конец XXI в., которые кратко обобщены применительно к зонам увлажненности ниже. Зимой потепление проявится в основном во влажной зоне и в минимальной степени в засушливой и сухой зонах. Летнее повышение температуры ожидается только в сухой юго-восточной части ЕТР. Зимние осадки возрастут на всей ЕТР, причем их относительное увеличение по отношению к осадкам за декаду 1991—2000 гг. будет весомее в засушливой и сухой зонах. Увеличение летних осадков возможно только во влажной зоне.

Расчеты изменения увлажненности территории показывают, что изменения ГТК в декаду 2041—2050 гг. разнонаправлены. Значимое увеличение увлажненности территории (увеличение ГТК) ожидается на юге влажной и на востоке засушливой зоны. Например, ГТК возрастет в среднем от 1,0 до 1,2 в лесостепи и от 0,9 до

1,1 в степи Среднего Поволжья, Заволжья и Предуралья. Снижение ГТК (иссушение) возможно в западной части влажной зоны. На остальной территории изменения ГТК будут в пределах выборочной изменчивости. Уменьшение ГТК на преобладающей части ЕТР ожидается в декаду 2091—2100 гг. Наиболее заметное иссушение возможно в засушливой зоне и на востоке влажной.

Несмотря на увеличение увлажненности юга влажной и востока засушливой зоны в декаду 2041—2050 гг., рост частоты атмосферной засухи вероятен во влажной зоне в мае, июне и июле (рисунки не приводятся). Ожидаемое иссушение значительной части ЕТР в декаду 2091—2100 гг. не будет сопровождаться повышением частоты АЗП.

Рельефнее проявляются особенности поведения частоты сильной атмосферной засухи в текущем столетии (см. табл. 1). Частота САЗП возрастает на всей ЕТР (особенно во влажной зоне) в декаду 2041—2050 гг. (май и июнь). В июле возможны очень слабое повышение частоты во влажной зоне и минимальные изменения в засушливой и сухой зонах. В заданные месяцы декады 2091—2100 гг. изменения частоты находятся в пределах выборочной изменчивости. Итак, в середине XXI в. частота САЗП заметно возрастет во влажной зоне и в меньшей степени в засушливой и сухой зонах. В конце XXI в. изменения частоты засухи будут минимальны.

Разнонаправленность изменения частоты общей засухи — особенность ее проявления в текущем столетии. Разнонаправленные изменения ожидаются на ЕТР в мае и июне декады 2041—2050 гг. Увеличение частоты на большей части ЕТР возможно в июле. Важно отметить, что частота общей засухи возрастет в основных зернопроизводящих районах Европейской России (табл.1).

В декаду 2091—2100 гг. разнонаправленность изменений сохраняется в мае. Но увеличение частоты общей засухи на преобладающей части ЕТР возможно в июне и июле. В итоге на ЕТР в XXI в. ожидаются разнонаправленные изменения частоты общей засухи в начале сезона вегетации и рост частоты в его середине.

Ареал опасной атмосферной засухи сохранится в XXI в. На юге и юго-востоке ЕТР ожидается локальный рост частоты ОАЗ в середине и конце XXI в. (см. табл. 2). В декаду 2041—2050 гг. частота ОАЗ увеличится на юго-востоке (Калмыкия, Астраханская область, Дагестан) и уменьшится на юго-западе ЕТР (Ростовская область, Краснодарский край). В декаду 2091—2100 гг. возможно увеличение частоты ОАЗ на юге ЕТР.

Изменение частоты опасной почвенной засухи будет минимальным в ареале ее максимального распространения в декаду 2041—2050 гг. по сравнению с декадой 1991—2000 гг. (см. табл. 2). Локальное сокращение частоты возможно на юге Краснодарского края и в Дагестане (рис. 6).

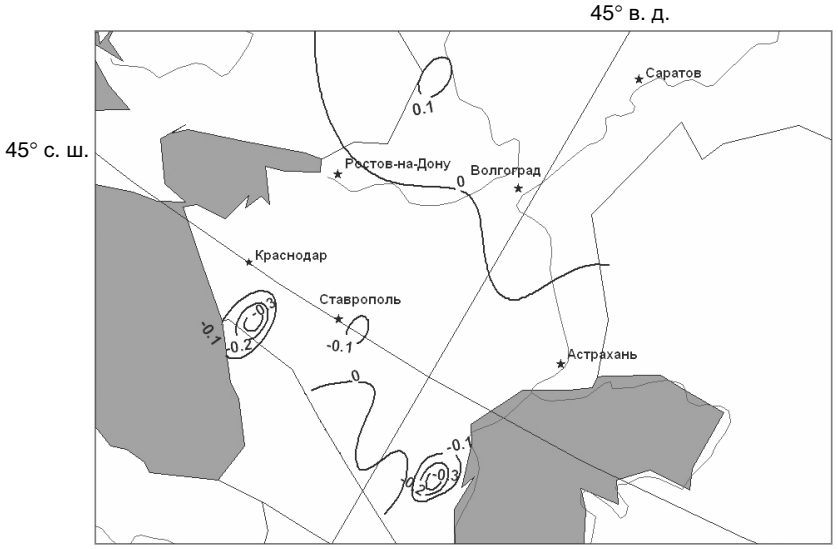


Рис. 6. Изменение частоты опасной почвенной засухи (ОПЗ) в декаду 2041—2050 гг. по сравнению с декадой 1991—2000 гг. Данные численного эксперимента с региональной климатической моделью (РКМ ГГО). Май—июль.

Дискуссия

Согласно расчетам будущего климата на РКМ ГГО, ожидаются разные изменения суточных сумм осадков и диапазона их изменчивости в северных, центральных (влажная зона) и южных (засушливая и сухая зоны) районах ЕТР к концу XXI в. (Школьник и др., 2006). Если зимой осадки возрастут на всей ЕТР, то летом в основном во влажной зоне. Причем во влажной зоне возрастет число дней с малыми и сильными осадками. В засушливой и сухой зонах осадки изменятся незначительно, но существенно сократится диапазон их изменчивости.

Картина будущего климата ЕТР в общем не противоречит тенденциям, наметившимся во второй половине XX в. Рассмотрим их подробнее применительно к осадкам.

Тенденция возрастания годовой суммы осадков доминировала на ЕТР в последнюю треть XX в. по сравнению с предыдущим тридцатилетием (Семенов, Гельвер, 2003). Частота измеренных осадков также возрастала на преобладающей части ЕТР, но она падала в засушливой и сухой зонах (Нижнее Поволжье, Прикаспийская низменность в пределах России). На ЕТР (за исключением северных районов) проявилась тенденция к увеличению числа дней с сильны-

ми осадками в течение XX в. (Киктев и др., 2002). Одновременно увеличились максимальные 5-суточные суммы осадков над центральными и южными районами ЕТР. Тенденция к увеличению интенсивности осадков доминировала также на западе ЕТР. Максимальное годовое число последовательных дней без осадков значимо уменьшилось на севере ЕТР, в Поволжье, Краснодарском крае.

Изменение годового хода осадков на юго-востоке ЕТР в конце XX в. проявилось в росте в зимне-весенний сезон и смещении их максимума с августа на июль (Титкова, 2003). Отмеченное уменьшение числа дней с осадками на фоне повышения увлажнения обусловливает увеличение средней продолжительности бездождных периодов на юго-востоке ЕТР.

К концу XX в. возросла экстремальность осадков в засушливой и сухой зонах, что ослабило проблему засушливости в результате уменьшения частоты весенне-летней общей засухи и увеличения частоты положительных экстремумов осадков (Золотокрылин, Черенкова, 2006). Следствием роста зимних и экстремальности весенне-летних осадков стало повышение продуктивности степных и полупустынных экосистем, а также среднемноголетних урожаев зерновых культур. Острота проблемы опустынивания несколько снизилась, хотя свою роль в этом снижении сыграло ослабление антропогенной нагрузки на землю.

Этот результат не противоречит нашим расчетам увлажненности ЕТР, включая засушливую и сухую зоны, по данным наблюдений. Она возросла к концу XX в. Преобладали меридиональные изменения, а наибольший рост увлажненности отмечался в восточной части влажной и засушливых зон с максимумом в Среднем Предуралье. В изменениях частоты атмосферных и общих засух также доминировали меридиональные черты. Но рост увлажнения на востоке ЕТР сопровождался увеличением частоты атмосферной засухи, особенно в июле, а изменения частоты общей засухи во все месяцы были минимальными.

Согласно модельной оценке, тенденция роста увлажненности сохранится до середины XXI в. только в восточной части засушливой зоны и в сухой зоне. Одновременно здесь ожидается увеличение частоты атмосферной засухи и в меньшей степени общей. Частота опасной атмосферной засухи увеличится незначительно. Изменения частоты опасной почвенной засухи будут локальными и минимальными. Таким образом, здесь в условиях рационального землепользования маловероятно обострение проблемы опустынивания и недобора урожаев зерновых культур. Некоторая неопределенность данного результата состоит в том, что повышение увлажненности очень засушливой подзоны и сухой зоны возможно не только из-за роста зимних осадков, но и вследствие расширения диапазона изменчивости осадков теплого сезона. Но, как следует из модельной

оценки, в будущем вероятно уменьшение диапазона изменчивости осадков на юге ЕТР, что неизбежно ухудшит климатические условия формирования продуктивности природных- и агроэкосистем.

Тенденция роста увлажненности сезона активной вегетации восточной части засушливой зоны сменится слабым иссушением только к концу XXI в. Синхронно возможна стабилизация частоты атмосферной засухи на уровне его середины, в то время как тенденция роста частоты общей засухи еще сохранится. Следует отметить, что иссушение к концу XXI в. проявится почти на всей ЕТР, за исключением самых северных районов.

Заключение

Приносящие значительный ущерб засухи, наблюдавшиеся на ЕТР в прошлом, — неизбежное свойство континентального климата. Частота и интенсивность засух, а также охват ими территории тем больше, чем континентальнее климат. Данные наблюдений свидетельствуют, что на ЕТР наметилась тенденция ослабления континентальности в ситуации глобального потепления последней трети XX в. Тенденция проявляется в уменьшении годовой амплитуды температуры и в повышении увлажненности территории в основном за счет роста осадков холодного периода. Характерно, что смягчение климата сопровождалось увеличением частоты атмосферной засухи и сохранением на одном уровне частоты общей засухи на большей части ЕТР в последнюю треть XX в. по сравнению с его серединой. По спутниковым данным частота агрономической засухи уменьшилась в декаду 1992—2001 гг. по отношению к декаде 1982—1991 гг.

Показано, что общая засуха лучше идентифицируется по распространению отрицательной аномалии гидротермического коэффициента Селянинова, а не индекса Педя. На юго-востоке ЕТР опасная атмосферная засуха не всегда вызывает опасную почвенную засуху.

Выявлено приемлемое для практики согласие между частотами разных типов засух, вычисленных по наблюдениям и по результатам численного эксперимента на РКМ ГГО.

Расчеты на РКМ ГГО указывают на дальнейшее смягчение климата на большей части ЕТР к концу XXI в. Но на этом фоне возможно слабое понижение увлажненности сухого юго-востока ЕТР в сезон активной вегетации, обусловленное повышением испарения и уменьшением диапазона изменчивости осадков.

Охарактеризована динамика разных типов засух в XXI в. Увеличение частоты атмосферной засухи ожидается на всей ЕТР к середине XXI в. Также увеличится частота опасной атмосферной засухи на юго-востоке ЕТР. Разнонаправленные тенденции частоты

общей засухи возможны на большей части ЕТР. Увеличение частоты вероятно в середине вегетационного сезона. К середине XXI в. частота опасной почвенной засухи (особенно весенней) изменится незначительно.

К середине XXI в. увлажненность засушливых зернопроизводящих областей и подверженных опустыниванию засушливой и сухой зон ЕТР будет близка к современной. Возможно повышение увлажненности востока засушливой зоны (Поволжье, Заволжье, Предуралье), которое сменится слабым иссушением к концу XXI в. Понижение увлажненности очень засушливой и сухой территории к концу XXI в. может обострить проблему климатообусловленного опустынивания.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект РФФИ-04-05-08063-офи_а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Багров Н. А. 1992. Засуха и ее определение. — Метеорология и гидрология, № 9, с. 66—73.

Гречиха А. П. 2004. Определение опасных гидрометеорологических явлений. Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций: III научно-практическая конференция. 22—23 октября 2003 г. Доклады и выступления. — М.: Едиториал УРСС, с. 19—29.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я. 2003. Колебания и изменения климата на территории России. — Изв. РАН, сер. ФАО, т. 39, № 2, с. 166—185.

Зоидзе Е. К. 2004. Об одном подходе к исследованию неблагоприятных агроклиматических явлений в условиях изменения климата в Российской Федерации. — Метеорология и гидрология, № 1, с. 96—105.

Золотокрылин А. Н., Виноградова В. В. 2004. Климатология засухи на юго-востоке Русской равнины по спутниковым данным. — Исслед. Земли из космоса, № 1, с. 83—89.

Золотокрылин А. Н., Черенкова Е. А. 2006. Изменения индикаторов соотношения тепла и влаги, продуктивности в зональных равнинных ландшафтах России во второй половине XX в. — Изв. РАН, сер. геогр., № 3, с. 19—28.

Израэль Ю. А., Сиротенко О. Д. 2003. Моделирование влияния изменений климата на продуктивность сельского хозяйства России. — Метеорология и гидрология, № 6, с. 5—17.

Кельчевская Л. С. 1983. Влажность почв европейской части СССР. — Л.: Гидрометеоиздат, 1983. — 183 с.

Максимова Г. А., Педь Д. А. 1991а. Временные изменения осредненной температуры воздуха в Северном полушарии и атмосферная засушливость. — Метеорология и гидрология, № 5, с. 20—21.

Максимова Г. А., Педь Д. А. 1991б. Временные и пространственные изменения частоты атмосферных засух. — Метеорология и гидрология, № 10, с. 5—10.

Мохов И. И., Рекнер Э., Семенов В. А., Хон В. Ч. 2005. Экстремальные режимы осадков в регионах Северной Евразии в XX веке и их возможные изменения в XXI веке. — ДАН, т. 402, № 6, с. 818–821.

Мохов И. И., Дюфрен Ж.-Л., Трет Э. Л., Тихонов В. А., Чернокульский А. В. Изменения режимов засух и биопродуктивности наземных экосистем в регионах Северной Евразии по расчетам с глобальной климатической моделью с углеродным циклом. — ДАН, т. 405, № 6, с. 810—814.

Педь Д. А. 1975. О показателе засухи и избыточного увлажнения. — Тр. Гидрометцентра СССР, вып. 156, с. 19—38.

Семенов С. М., Гельвер Е. С. 2003. Климатические изменения годовой суммы осадков и частоты измеренных осадков на территории России и соседних стран в XX в. — ДАН, т. 393, № 6, с. 818—821.

Страшная А. И., Тебуев Х. Х., Деревянко А. Н. 1992. Агрометеорологические условия формирования урожая сельскохозяйственных культур в 1991 г. — Метеорология и гидрология, № 7, с. 114—119.

Страшная А. И., Зоидзе Е. К., Деревянко А. И. 2001. Карты «Риск атмосферных засух в мае—августе на территории Российской Федерации. — М.: МЧС России.

Титкова Т. Б. 2003. Изменения климата полупустынь Прикаспия и Тургая в XX в. — Изв. РАН, сер. геогр., № 1, с. 106—111.

Уланова Е. С. 1988. Засухи в СССР и их влияние на производство зерна. — Метеорология и гидрология, № 7, с. 127—134.

Хомякова Т. В., Зоидзе Е. К. 2002. Агроклиматическая оценка почвенных засух на европейской территории России (по наземным данным). — Метеорология и гидрология, № 9, с. 75—86.

Школьник И. М., Мелешко В. П., Павлова Т. В. 2000. Региональная гидродинамическая модель атмосферы для исследования климата на территории России. — Метеорология и гидрология, № 4, с. 32–49.

Школьник И. М., Мелешко В. П., Катцов В. М. 2006. Возможные изменения климата на европейской части России и сопредельных территориях к концу XXI века: расчет с региональной моделью ГГО. — Метеорология и гидрология, № 3, с. 5—16.

Climate Change 2001. 2001a. The scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change. (Houghton J. T., Ding Y., Griggs D. J. et al., editors). Cambridge University Press. — 881 p.

Climate Change 2001. 2001b. Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change. (McCarthy J. J., Canziani O. F., Leary N. A. et al., editors). Cambridge University Press. — 1032 p.

Climate Change 2001. 2001c. Mitigation. Contribution of Working Group III to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change. (Metz B., Davidson O., Swart R. et al., editors). Cambridge University Press. — 752 p.

Kogan F. N. 1987. Vegetation index for areal analysis of crop conditions. — Proc. of the 18th conf. on agricultural and forest meteorol. Amer. Meteorol. Soc. — West Lafayette (IN). p. 103—106.

Pathfinder AVHRR Land One Monthly Composite // URL: http://daac.gsfc.nasa.gov/CAMPAIGN DOCS/ FTP SITE.

Razuvaev V. N., Apasova E. G., Martuganov R. A. et al. 1993. Daily Temperature and Precipitation Data for 223 U.S.S.R. Stations. ORNL/CDIAC, Numerical Data Package — 040. — Oak Ridge (Tenn.) Oak Ridge Nat. Lab.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ГИДРОТЕРМИЧЕСКОГО КОЭФФИЦИЕНТА В 1680—2005 ГГ. ПО ДЕНДРОХРОНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ В ПРИИССЫККУЛЬЕ (ТЯНЬ-ШАНЬ, РЕСПУБЛИКА КЫРГЫЗСТАН)

О. Н. Соломина[1], Б. А. Абылмеизова[2], В. В. Грязнова[3], И. В. Ершова[4)]

[1] РФ, 109017 Москва, Старомонетный пер., д. 29, Институт географии РАН, olgasolomina@yandex.ru

[2] Республика Кыргызстан, Бишкек, Институт геологии

[3] РФ, 123481 Москва, Воробьевы Горы-1, Московский государственный университет

[4] РФ, 109017 Москва, МИФИ

Реферат. Новая региональная хронология ширины годичных колец ели Шренка (*Picea Schrenkiana Fish. et May.*), охватывающая период с 1680 по 2005 г., построена на основе образцов, отобранных вблизи нижней границы леса в Прииссыккулье. Поскольку продолжительность жизни деревьев на нижнем пределе невелика и редко превышает сто лет, для продления хронологии мы использовали древесину из старых построек конца XIX—начала XX в. Лимитирующий фактор прироста древесины на нижней границе леса на Тянь-Шане — низкая увлажненность и высокие температуры теплого периода — позволяет реконструировать гидротермический индекс (отношение суммы осадков июня—сентября к средней температуре тех же месяцев в год формирования кольца и в предыдущий) за последние 324 года. Модель выбирает 41 % изменчивости в ряду гидротермического индекса, рассчитанного по ГМС Пржевальск за период наблюдений с 1886 по 1988 г. Однако следует иметь в виду, что после 1960-х годов корреляция между гидротермическим коэффициентом и шириной колец ослабла, хотя и осталась значимой. Возможная причина этого — повышение температур и увеличение продолжительности теплого периода, которые имели место на Тянь-Шане в 1960—1970-х годах, и изменение в связи с этим лимитирующего фактора роста. Дефицит влаги летом в Прииссыккулье отмечался в 1742-43, 1774-75, 1828-29, 1856-57, 1873-74, 1879-80, 1884-85 гг.; в период инструментальных наблюдений наиболее значительные засухи отмечались в 1894-95 и 1916-17 гг. Длительными периодами с дефицитом увлажненности были 1768-69—1774-75 и 1741-42—1748-49 гг. В целом XIX в. (с 1804-05 по 1894-95 г.) был несколько более засушливым, чем XX в. По частоте засух XX в. не является необычным в масштабе последних трех столетий.

Ключевые слова. Годичные кольца, палеореконструкции высокого разрешения, гидротермический коэффициент, Тянь-Шань.

TREE-RING RECONSTRUCTION OF HYDROTHERMIC INDEX (AD 1680—2005) IN ISSIK-KUL REGION (TIEN-SHAN, KIRGIZSTAN REPUBLIC)

***O. N. Solomina*[1], *B. A. Abilmeizova*[2], *V. V. Griaznova*[3], *I. V. Ershova*[4]**

[1] Institute of Geography, RAS, 29, Staromonetny per., 109017 Moscow, Russia, olgasolomina@yandex.ru
[2] Institute of Geology, Bishkek, Kirgizstan Republic
[3] Moscow State University, Vorob'evy Gory-1, 123481 Moscow, Russia
[4] Moscow Institute of Physic Engeneering, 109017 Moscow, Russia

Abstract. New regional ring width chronology of spruce (*Picea Schrenkiana Fish. et May.*) for the period 1680—2005 includes samples collected at the lower treeline in the Issik-Kul lake region (Tien-Shan, Kirgizstan). As the age of the trees at the lower treeline is not very long and rarely exceeds 100 years, we used the wood from old buildings (late 19th—early 20th century) to extend the chronology. The low precipitation and high temperature during the warm season limit the growth at the lower treeline; this allows the reconstruction of the hydrothermal index for the last 324 years. The best fit model includes the June—September precipitation of the previous and current years divided by the average temperature of the same period. The reconstruction accounts for 41 % of the variance in the observed hydrothermal index over 1896—1988. However, the correlation between the reconstructed and observed hydrothermal index has decreased after the 1960s, although it is still statistically significant. A possible cause of this decrease is the increase in summer temperature and in the length of the growing season that occurred in the Tien-Shan Mountains in the 1960s—1970s and, consequently, a change of the response factor. According to this reconstruction, the droughts in the Issik-Kul Region occurred in 1742-43, 1774-75, 1828-29, 1856-57, 1873-74, 1879-80, 1884-85, including those during the instrumental period in 1894-95 and 1916-17. The longest droughts occurred in 1768-69 /1774-75 and 1741-42/1748-49. In general, the 19th century in the Issik-Kul Region was drier than the 20th century. The 20th century does not look unusual in terms of drought occurrence.

Keywords. Tree-rings, high-resolution paleoreconstructions, hydrothermal index, Tien-Shan.

Введение

В связи с бурными дебатами о современных изменениях климата, их направленности и причинах реконструкции климата в прошлом приобретают большое значение, особенно если они основаны на применении современных аналитических методов и имеют высокое разрешение (Climate change 2001, 2001). Дендрохронологические реконструкции отвечают этим требованиям и позволяют продлить ряды метеорологических наблюдений в прошлое. На Тянь-Шане такие работы ведутся давно (Борщева, 1981, 1983; Соломина, Глазовский, 1989; Graybill et al., 1989; Соломина, 1999, Esper et al., 2002), однако создание надежной количественной пространственной реконструкции изменений климата требует еще многих усилий. В отличие от наших более ранних работ, где основное внимание было уделено реконструкции летних температур на верхней границе леса (см. обзор в Соломина, 1999), в этой статье мы исследуем изменчивость осадков и температур в Прииссыккулье на основе анализа приростов ели Шренка на нижней границе леса. Такая цель ставилась и ранее (см., например, Соломина, Глазовский, 1989), но отсутствие старых деревьев в нижней трети лесного пояса не давало возможности построить надежные хронологии, превосходящие по длительности инструментальный период наблюдений. В этой работе мы ставим следующие задачи:

— продлить хронологии ширины колец ели для нижней границы ели при помощи включения новых образцов более долгоживущих деревьев и перекрестного датирования древесины из старых строений Прииссыккулья;

— построить новые локальные хронологии для южного склона Кюнгей и северного склона Терскей-Ала-Тоо;

— оценить степень сходства и локальной изменчивости этих хронологий;

— построить сводную хронологию ели Шренка для нижней границы леса в Прииссыккулье;

— выявить климатический сигнал, отраженный в этой хронологии, и оценить его устойчивость во времени;

— реконструировать гидротермический коэффициент в Прииссыккулье за последние три столетия.

Район работ

Ель Шренка (*Picea Schrenkiana Fish. et May.*) распространена на Тянь-Шане достаточно широко. Основные узлы ее обитания находятся на Киргизском, Заилийском, Кюнгей и Терскей-Ала-Тоо, в хр. Коелю, Сарыджаз и Атбаши; встречается она и на западном Тянь-Шане. Образцы, которые анализируются в этой работе, отобраны на северном склоне Терскей-Ала-Тоо, южном склоне Кюнгей

Алатау, хр. Тегерек (табл. 1). Для сравнения использованы хронологии, построенные для нижней границы ели Н. М. Борщевой (1981, 1983) в Заилийском Алатау.

Ель распространена в центральной и восточной части Прииссыккулья и отсутствует в западной. Ее распространение отражает особенности климата иссыккульской котловины — крайне засушливого на западе и достаточно увлажненного на востоке. Оптимум произрастания ели приходится на те области, где среднегодовая температура составляет от −2 до 2 °С, а количество осадков — от 500 до 700 мм. Ель распространена от высоты 1400 до 3600 м. В нижней трети этого высотного пояса она приурочена к склонам северных румбов, в средней — выходит на склоны западной и восточной экспозиций и только на верхнем пределе — распространена на склонах южной экспозиции (Кожевникова, 1982). Такая приуроченность свидетельствует о том, что вблизи верхней границы леса лимитирующим фактором прироста является температура, на нижней — влагообеспеченность. Важную роль в жизни лесных фитоценозов в целом и в приросте годичных колец ели, в частности, играют условия влажности почв. Оптимальные условия отмечаются для ельников средней части лесного пояса; в нижней происходит иссушение почв в теплый период, а в верхней (на северных склонах) — напротив, переувлажнение из-за большого количества осадков, малой мощности почв и сезонных грунтовых вод (Кожевникова, 1982).

Материалы и методы

Отбор и анализ образцов проводился по стандартной методике, принятой в дендроклиматологии (Cook, Kairiukstic, 1990). Образцы на дендроклиматический анализ отбирались на территории с однородными орографическими, почвенными мезо- и микроклиматическими условиями. Координаты выбранных площадок фиксировались с помощью GPS и отмечались на карте. Деревья на площадках выбирались старые, отдельно стоящие (для того чтобы исключить влияние фитоценотических факторов), не угнетенные, не поврежденные. Керны отбирали с двух сторон дерева; угол между кернами составлял больше 90°. Ориентация по сторонам света была произвольной. Перед измерением керны вклеивались в специальные контейнеры, для того чтобы при последующей обработке образцы не сломались. Затем поверхность тщательно полировалась наждачной бумагой.

С помощью специального измерительного комплекса, состоящего из микроскопа и подвижного стола, измерялась ширина годичных колец с точностью до 0,01 мм. Ширина годичных колец автоматически фиксировалась компьютерной программой TSAP (Time Series & Analysis Presentation), которая помогает решить широкий спектр задач, связанных с анализом древесных кернов и спилов.

Таблица 1

Характеристика дендрохронологических площадок на нижней границе леса на Тянь-Шане. Площадки из Заилийского Алатау — по работам Борщевой (1981, 1983).

Код площадки	Местоположение	Хребет	с. ш.	в. д.	Высота, м	Число кернов	Продолжительность хронологии
BOK	Бокомбаево	Тегерек	42°04′787″	77°06′159″	2422	37	1861—2004
KUNw	Чон-Аксуу	Кюнгей-Ала-Тоо	42°46′334″	77°28′581″	2067—2244	26	1680—2005
KUNe	Чон-Аксуу	Кюнгей-Ала-Тоо	43°46′334″	78°28′581″	2067—2244	21	1924—2005
CKSe	Чон-Кызылсу	Терскей-Ала-Тоо	42°15′345″	78°07′518″	2165—2175	20	1741—2004
CKSw	Чон-Кызылсу	Терскей-Ала-Тоо	43°15′345″	79°07′518″	2165—2175	20	1861—2004
djkD	Джууку	Терскей-Ала-Тоо	42°10′	77°56′	2260—2350	7	1885—2001
barD	Барскаун	Терскей-Ала-Тоо	42°04′	77°35′	2060	6	1903—2002
djc1D	Джукучак	Терскей-Ала-Тоо	42°11′	77°59′	2080	4	1959—2002
djc2D	Джукучак	Терскей-Ала-Тоо	42°11′	77°59′	2130	6	1882—2002
B1400	Средний и Правый Талгар	Заилийский Алатау	—	—	1400	n/a	1897—1979
B1600	Средний и Правый Талгар	Заилийский Алатау	—	—	1600	n/a	1898—1979
B2200	Средний и Правый Талгар	Заилийский Алатау	—	—	2200	n/a	1833—1979

Затем с помощью программы COFECHA (Holmes, 1983) было проведено абсолютное датирование каждой серии. Метод абсолютной датировки позволяет выявлять выпадающие и ложные кольца, а также определять их точное местонахождение в пределах календарной шкалы времени. С помощью этой же программы проводилось датирование спилов, отобранных из старых строений. Исследование показало отсутствие выпадающих и ложных колец, хотя последние очень часто встречаются в засушливых районах вблизи нижней границы леса.

Программа ARSTAN (Cook, Kairiukstic, 1990) была использована для индексирования древесно-кольцевых серий и построения хронологий. Индексирование позволяет сравнивать различные древесно-кольцевые серии, устраняя колебания неклиматической природы, связанные, в частности, с возрастным трендом прироста. Индексы прироста рассчитывались как отклонения годичных приростов от аппроксимирующей кривой — чаще всего негативной экспоненты. Рассчитанные таким образом индексы ширины колец отдельных образцов объединялись в единый ряд (хронологию) путем погодичного осреднения. Мы анализировали как локальные хронологии, так и объединенные для трех крупных районов. Хронологии KUNw, KUNe и образцы tplk (Теплоключенка) были объединены в общую хронологию для южного склона Кюнгей-Ала-Тоо (KUN), хронологии BOK, djkD, barD, djcD — в хронологию для центральной части Терскей-Ала-Тоо (TERW), остальные хронологии и образцы использованы для построения хронологии, характеризующей условия на востоке хр. Терскей-Ала-Тоо (TERE) (см. табл. 1 и рис. 1). Для Заилийского Алатау использованы три хронологии Н. М. Борщевой (1981, 1983) — B1400, B1600, B2200 (где цифрами обозначена абсолютная высота отбора образцов).

Локальные и сводные хронологии мы сравнивали со среднемесячными температурами и суммой осадков, измеренными на метеостанциях, расположенных в районе отбора образцов (табл. 2) вблизи нижней границы леса.

Результаты

Перекрестное датирование и удлинение хронологий

Продолжительность жизни деревьев на нижнем пределе их распространения существенно меньше, чем на верхнем. К тому же она сильно ограничивается искусственными рубками вблизи человеческого жилья. Немногочисленные старые деревья часто поражены сердцевинной гнилью, что делает их непригодными для использования в дендрохронологических целях. По этим причинам до сих пор хронологии тянь-шанской ели с нижней границы леса фактиче-

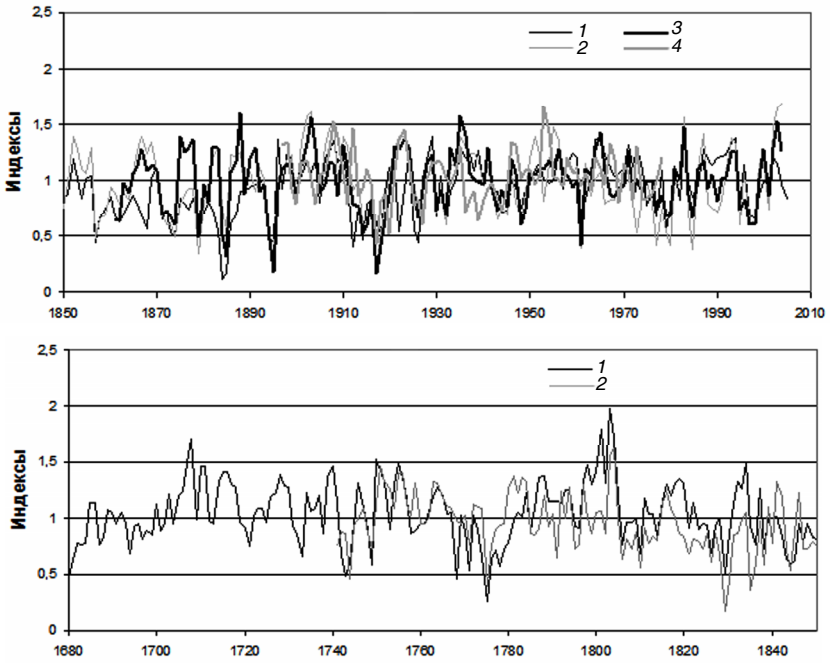


Рис. 1. Хронологии ширины колец ели.

1 — для южного склона Кюнгей-Ала-Тоо, *2* — для восточной части Терскей-Ала-Тоо, *3* — для центральной части Терскей-Ала-Тоо, *4* — для северного склона Заилийского Алатау (по данным Борщевой, 1981).

Таблица 2

Метеостанции, использованные при анализе климатического сигнала и в дендроклиматических реконструкциях

Метеостанция	с. ш.	з. д.	Высота, м	Температура	Осадки
Алма-Ата	43°14′	76°56′	847	1886—2000	1891—2001
В.Горельник	43°08′	77°03′	2254	1937—1987	1937—1987
Кызыл-су (Покровка)	42°21′	78°02′	1700	1951—2000	1951—2000
Тамга	42°02′	77°06′	1693	1937—1988	1941—1988
Пржевальск	42°05′	78°04′	1718	1879—1997	1881—1997
Рыбачье	42°05′	76°02′	1658	1927—2000	1927—2000
Чолпон-Ата	42°36′	76°56′	1640	1929—2004	1929—2004
Новороссийка (Шабдан)	42°44′	76°04′	1522	1930—2000	1926—2000

ски не превышали инструментального периода наблюдений (около 100 лет). Для того чтобы увеличить их длину, мы отобрали образцы из наиболее старых строений Прииссыккулья — Монастырь Светлый Мыс, школа в с. Покровка, дом первопоселенца Коломейцева в с. Теплоключенка и здание Тянь-Шанской физико-географической станции в долине Чон-Кызыл-су. За исключением последнего строения, все они находятся в прибрежной зоне на высоте около 1600—1800 м и, по всей вероятности, строились из древесины, заготовленной поблизости, т. е. вблизи нижней границы леса. В табл. 3 приведены датировки этих образцов. Возраст деревьев, из которых были построены все перечисленные дома, составил около 200 лет и более. В результате их анализа нам удалось продлить хронологию до 1741 г.

Таблица 3

Результаты перекрестного датирования образцов из старых строений Прииссыккулья

Название и местоположение образца	Номер образца	Годы
Чон-Кызыл-су, Тянь-Шанская физико-географическая станция	1а	**1942**—1741
	1в	**1942**—1741
Теплоключенка, дом Коломейцева	1а	**1911**—1826
	1в	1902—1772
	2а	**1911**—1772
	2в	1896—1826
	3а	1907—1785
	3в	1890—1785
Монастырь Светлый Мыс	1а	**1913**—1785
	1в	1911—1785
Покровка, школа	1а	**1903**—1775
	1в	1884—1775

Примечание. Минимальный возраст каждого строения выделен жирным шрифтом.

Все образцы успешно датированы с помощью программы COFECHA (см. табл. 1) относительно сводной хронологии, составленной из живых деревьев с нижней границы леса. Это косвенно указывает на общность климатического сигнала, отраженного в сериях живых деревьев и спилов, и на сходные условия местообитания деревьев. Корреляции между шириной колец спилов и двумя сводными хронологиями для долины Чон-Кызыл-су — ближайшей к месту отбора спилов в Терской-Ала-Тоо (CKS) и Кюнгей (KUN) Ала-Тоо (табл. 4), статистически значимы. На основании этого вывода все спилы включены в соответствующие локальные хронологии.

Таблица 4

Коэффициенты корреляции между шириной годичных колец образцов из старых строений и сводными хронологиями для Кюнгей- и Терскей-Ала-Тоо (для общего периода 1903—1845 гг.).

	Теплоключенка 3	Теплоключенка 1	Теплоключенка 2	Монастырь	Школа	ТШФГС	KUN	CKS
Теплоключенка 3	1							
Теплоключенка 1	0,82	1						
Теплоключенка 2	0,55	0,81	1					
Монастырь	0,49	0,67	0,73	1				
Школа	0,63	0,53	0,39	0,47	1			
ТШФГС	0,50	0,41	0,42	0,42	0,62	1		
KUN	0,54	0,54	0,50	0,48	0,38	0,32	1	
TERE	0,59	0,64	0,58	0,62	0,87	0,60	0,40	1

Примечание. Все коэффициенты значимы на 99 %-ном уровне.

Климатический сигнал, отраженный в ширине годичных колец ели с нижней границы леса

Известно, что ширина колец тянь-шанской ели во многом лимитируется количеством осадков, причем не только в нижнем поясе, но и вблизи верхней границы леса (см., например, Борщева, 1983; Соломина, Глазовский, 1989). Для того чтобы оценить реакцию приростов древесины наших хронологий на погодные условия каждого месяца, мы использовали коэффициенты корреляции среднемесячных температур и сумм осадков для ближайших к месту отбора образцов длиннорядных станций, имеющихся в нашем распоряжении (см. табл. 2), с шириной кольца за соответствующий год. На рис. 2 *а*, *б* показаны результаты корреляционного анализа хронологий Кюнгей-Ала-Тоо, Терскей-Ала-Тоо (западная и восточная хронологии) и Заилийского Алатау с метеоданными станций Новороссийка, Тамга, Покровка и Алма-Ата. Все хронологии показывают сходную реакцию на климатический сигнал: ширина колец положительно зависит от количества осадков весны—лета (особенно важно количество осадков в июле) и отрицательно — от температуры тех же месяцев. Поскольку известно, что прирост древесины зависит и от условий предшествующих лет, для сводной хронологии, составленной из всех упомянутых здесь прииссыккульских хронологий, мы приводим и функцию отклика за три года, предшествующих рассматриваемому сезону вегетации и включающих его (рис. 3). Реакция деревьев на климати-

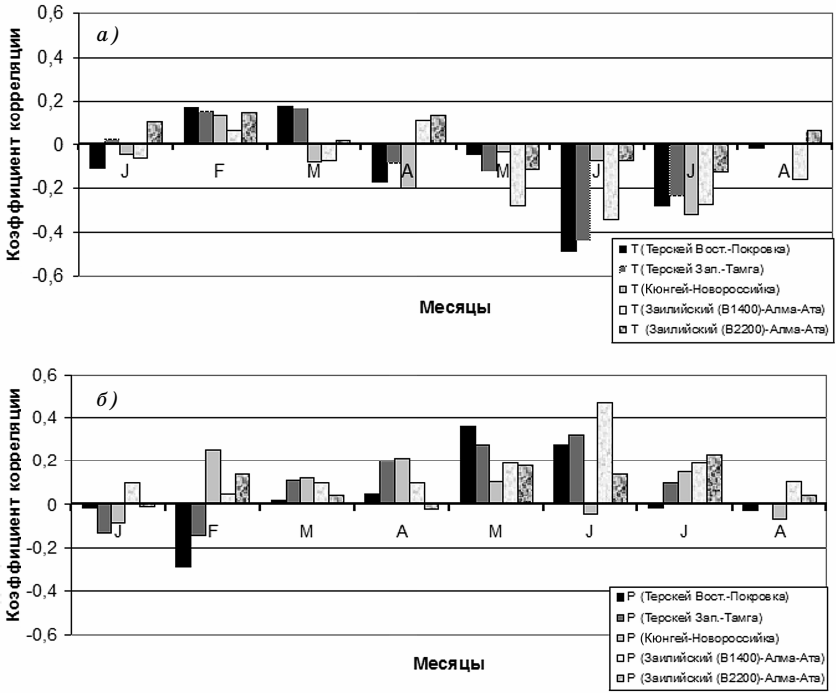


Рис. 2. Коэффициенты корреляции среднемесячных температур (*а*) и сумм осадков (*б*) с индексами прироста ели Шренка вблизи ее нижней границы на хр. Кюнгей-Ала-Тоо (ГМС Новороссийка), Терскей-Ала-Тоо (центральная хронология — ГМС Тамга и восточная хронология — ГМС Покровка) и Заилийский Алатау (ГМС Алма-Ата).

ческие изменения на этом рисунке видна еще более ясно: высокий прирост отмечается в те годы, когда выпадает много осадков с конца весны до начала осени, а температура теплого периода невысока. Условия нескольких предыдущих лет во время сезона вегетации также существенны для ширины колец ели: коэффициенты корреляции для летних осадков предыдущего сезона и ширины колец могут быть даже выше, чем для текущего сезона вегетации. Сигнал постепенно затухает к четвертому году, предшествующему рассматриваемому сезону вегетации.

Локальная изменчивость приростов ели на нижней границе ее распространения в Прииссыккулье

Все рассматриваемые здесь хронологии Прииссыккулья, как локальные (табл. 5), так и сводные (табл. 6), имеют статистически значимую корреляцию друг с другом (расчеты производились для

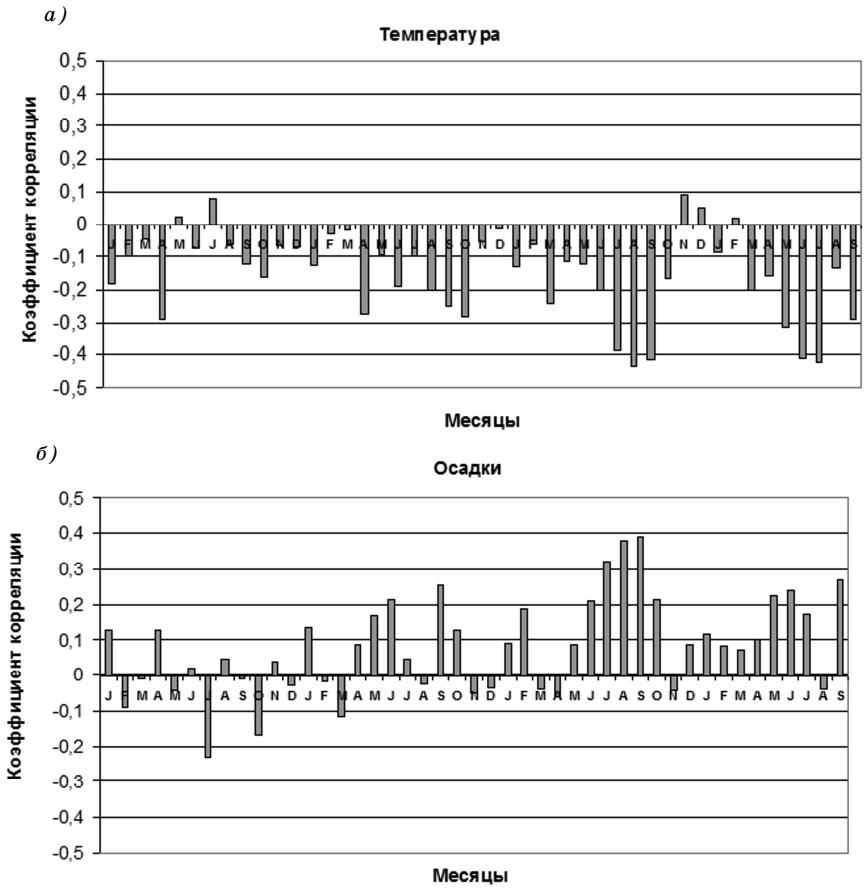


Рис. 3. Коэффициенты корреляции среднемесячных температур (*а*) и сумм осадков (*б*) с индексами прироста ели Шренка для нижней границы ели для сводной хронологии Прииссыккулья за сезон вегетации и три предшествующих ему года.

общего для всех хронологий периода 1924—2000 гг.). Это означает, что они отражают общий для всей территории климатический сигнал, который, как показано выше, главным образом состоит в противоположном воздействии на прирост осадков и температур за теплый период года. Значимые корреляции обнаруживаются и с хронологиями из нижнего пояса ели на северном склоне Заилийского Алатау, за исключением самой нижней, отобранной на высоте 1400 м (см. табл. 6). Интересно, что эта хронология также слабо коррелирует с двумя более высокими площадками, расположенными в той же долине Талгар. По-видимому, прирост здесь определяется другим набором климатических факторов (см. Борщева, 1981).

Таблица 5

Коэффициенты корреляции хронологий ширины колец ели с нижней границы леса в Прииссыккулье (1924—2000 гг.)

	KUNW	KUNE	KUNEW	BARD	DJKD	CKSE	CKSW	CKSEW	BOK
KUNW	1								
KUNE	0,59	1							
KUNEW	0,89	0,84	1						
BARD	0,45	0,35	0,43	1					
DJKD	0,62	0,62	0,69	0,52	1				
CKSE	0,35	0,59	0,55	0,41	0,59	1			
CKSW	0,54	0,55	0,63	0,5	0,72	0,77	1		
CKSEW	0,45	0,61	0,62	0,46	0,68	0,95	0,92	1	
BOK	0,51	0,59	0,63	0,45	0,68	0,73	0,69	0,76	1

Примечание. Все коэффициенты значимы на 99 %-ном уровне.

Таблица 6

Коэффициенты корреляции сводных хронологий ширины колец ели с нижней границы леса на северном Тянь-Шане (1924—2000 гг.)

	KUN	TERE	TERW	B1400	B1600	B2200
KUN	1					
TERE	**0,55**	1				
TERW	**0,65**	**0,82**	1			
B1400	0,21	0,27	**0,36**	1		
B1600	**0,47**	**0,32**	**0,44**	**0,44**	1	
B2200	**0,35**	**0,35**	**0,54**	**0,45**	**0,49**	1

Примечание. Жирным шрифтом выделены коэффициенты корреляции, значимые на 99 %-ном уровне.

Температуры теплого периода тесно скоррелированы для всех рассмотренных метеостанций, включая Алма-Ату, отделенную от Прииссыккулья двумя хребтами. Осадки за те же месяцы коррелируют существенно слабее, хотя для большинства пар станций корреляции остаются значимыми, по крайней мере в пределах центральной и восточной части Прииссыккулья (Дюргеров и др., 1995).

Гидротермический коэффициент и его реконструкция

Поскольку для прироста ели существен именно баланс температур и осадков летом (увлажненность и испарение), для наших реконструкций мы пытались использовать несколько модификаций гид-

ротермического коэффициента (Битвинскас, 1974), которые объединяют температуры и осадки в разных комбинациях. Как следует из функции отклика (см. рис. 3), для прироста ели на нижней границе леса важны условия не только текущего, но и предыдущего сезона вегетации. Поэтому неудивительно, что наиболее значимые корреляции приростов обнаружены с коэффициентом, который учитывает температуры и осадки за текущий и предшествующий теплый период (включая сентябрь) и рассчитывается по формуле

$$Q = P_1 + P_0/(T_1 + T_0)/2,$$

где $P_0(T_0)$ и $P_1(T_1)$ — осадки (температуры) июня—сентября текущего и предшествующего годов. Заметим, что реконструкцию можно считать надежной только с середины XVIII в., когда в составе сводной хронологии оказываются 6—8 и более образцов.

Для всего периода инструментальных наблюдений (1988—1887 гг.) коэффициент детерминации гидротермического коэффициента с шириной колец ели составляет 0,41 (или 0,59 при пятилетнем скользящем осреднении) (рис. 4). Однако фактически связь между параметрами наблюдается только в начале периода наблюдений, в 1887—1959 гг. (R^2 = 0,50) и исчезает примерно с конца 1950-х—начала 1960-х годов.

Поскольку ряд температур и осадков с 1960 по 1988 г. относительно короток, для того чтобы проверить устойчивость обнаруженной связи, мы продлили ряд наблюдений ГМС Пржевальск с помощью данных двух метеостанций, расположенных поблизости, которые включают наблюдения в 1980-е и 1990-е годы (Покровка (Кызыл-су) и Чолпон-Ата) (рис. 5 *а*, *б*). При этом из ряда Покровка (Кызыл-су) пришлось исключить годы с аномально высокими осадками июля—сентября в 1986 и 1988—1990 гг.: они превосходят два стандартных отклонения, и эта аномалия не прослеживается на других станциях региона. Рассчитанный по этим данным гидротермический коэффициент имеет значимую корреляцию с гидротермическим коэффициентом ГМС Пржевальск (R^2 = 0,6) (рис. 6). Он также коррелирует с рядом, реконструированным по дендрохронологии за период 1951—2000 гг., но корреляция невысока (R^2 = 0,34).

Таким образом, проверка показала, что обнаруженная нами связь гидротермического коэффициента с шириной колец с 1886 по 1950-е годы во второй половине столетия не исчезла, но ослабла.

Реконструкция гидротермического коэффициента с 1680-81 по 2000 г. показывает, что дефицит влаги летом в Прииссыккулье (больше двух стандартных отклонений, см. рис. 4) отмечался в 1742-43, 1774-75, 1828-29, 1856-57, 1873-74, 1879-80, 1884-85 гг., а также в период инструментальных наблюдений, в частности в 1894-95, 1916-17 гг. Самая значительная засуха зафиксирована инст-

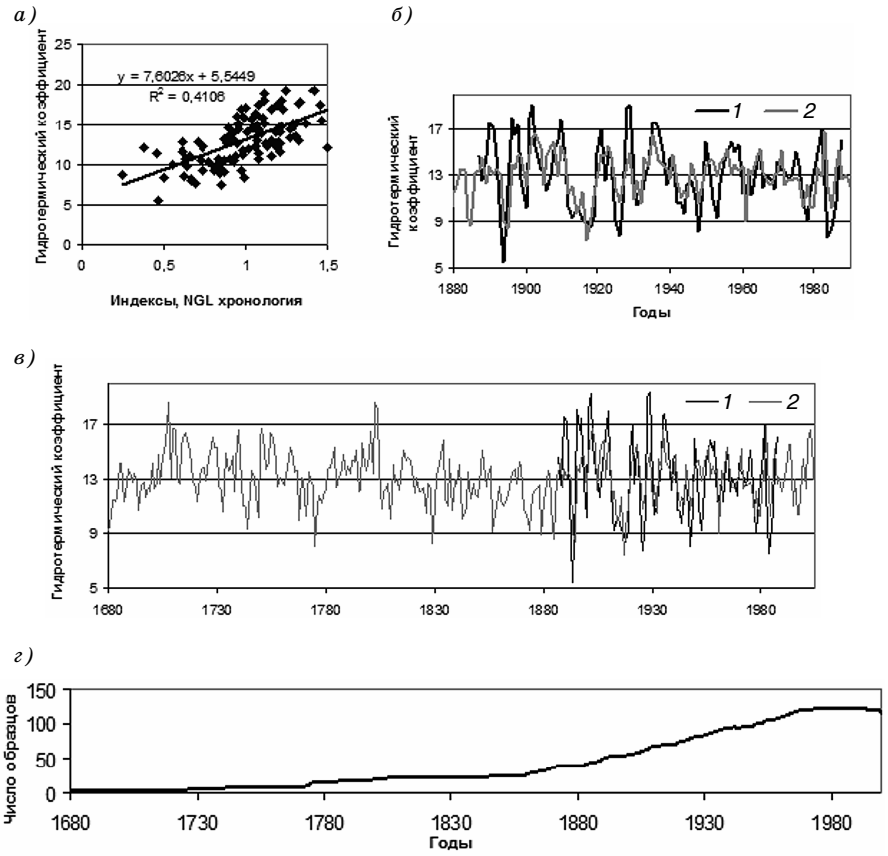


Рис. 4. Уравнение регрессии для гидротермического коэффициента $Q = P_1 + P_0/(T_1 + T_0)/2$ (где $P_0(T_0)$ и $P_1(T_1)$ — осадки (температуры) июня—сентября текущего и предшествующего годов) (*а*); гидротермический коэффициент Q, реконструированный по метеоданным (*1*) и восстановленный по модели линейной регрессии по данным ГМС Пржевальск за период инструментальных наблюдений (*2*) (*б*, *в*); график зависимости количества использованных образцов от времени (*г*).

рументально в 1894-95 г. По дендрохронологической реконструкции максимальная и наиболее продолжительная засуха приходится на период с 1913-14 по 1916-17 г. Длительными периодами с дефицитом увлажненности были 1768-69—1774-75 и 1741-42—1748-49 гг. В целом XIX в. (с 1804-05 по 1894-95 г.) был несколько более засушливым, чем XX в.

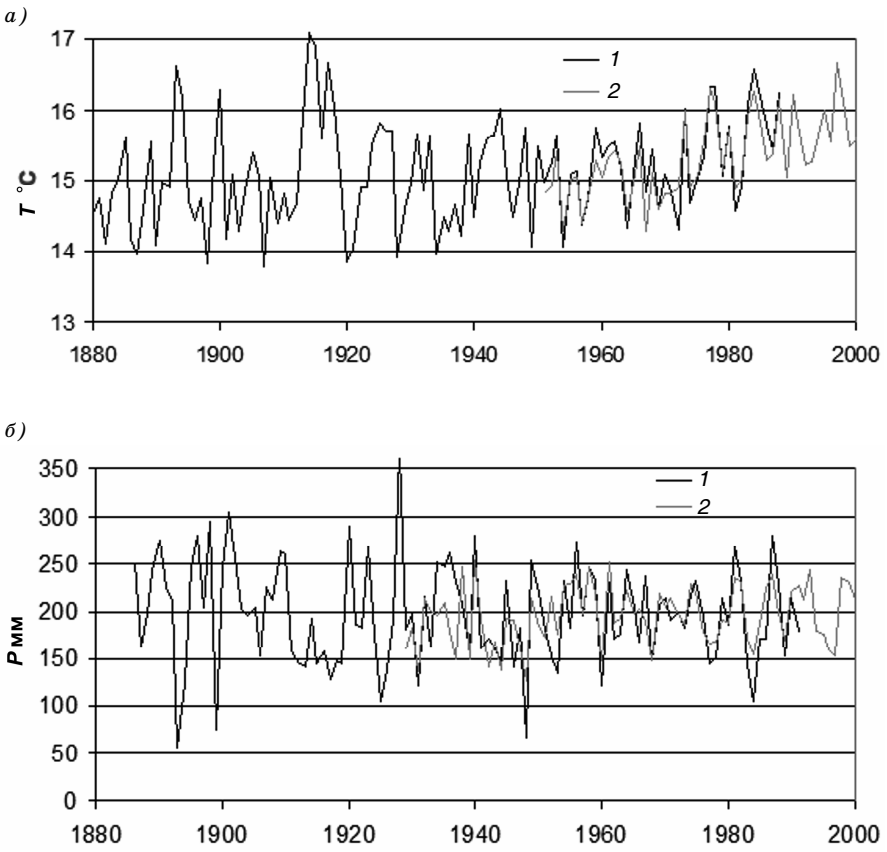


Рис. 5. Средняя месячная температура (*а*) и сумма осадков (*б*) за июнь—сентябрь.

1 — измеренные на ГМС Пржевальск, *2* — восстановленные по данным метеостанций Покровка (Кызыл-су) и Чолпон-Ата.

Обсуждение

Оценка ошибки определения возраста древесины из старых строений

Возраст некоторых строений, древесину из которых мы использовали для анализа, известен по историческим данным. В общем случае этот возраст, определенный путем перекрестного датирования, на несколько лет меньше, чем по историческим источникам. Так, Тянь-Шанская физико-географическая станция была основана в 1948 г. Датировка внешнего кольца ствола ели, использованного

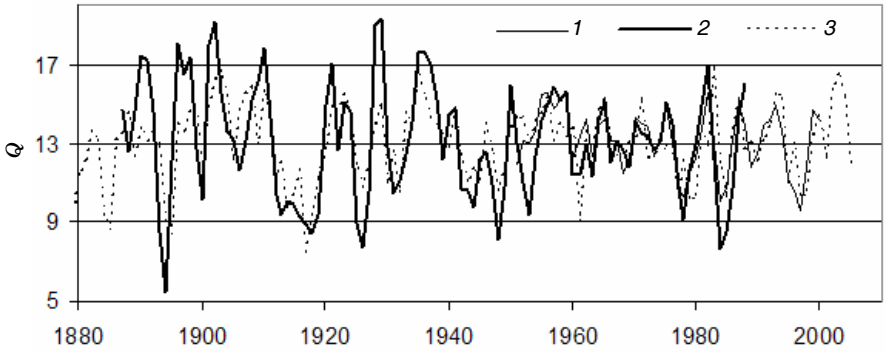


Рис. 6. Гидротермический коэффициент, рассчитанный по метеоданным ГМС Покровка и Чолпон-Ата (*1*), по метеоданным ГМС Пржевальск (*2*), реконструированный по дендрохронологии (*3*).

для строительства этого дома (1941 г.), отличается от истинной даты на 7 лет. По историческим данным (П. А. Королев, рукопись), школа в с. Покровка была построена в 1914 г.; по результатам нашего датирования, возраст древесины — 1903 г. Датировки древесины не вызывают сомнений с точки зрения дендрохронологии, поскольку они отвечают всем строгим критериям перекрестного датирования, в том числе статистическим, рассчитанным с помощью программы COFECHA. Рассмотрим возможные причины этих небольших расхождений.

Строительство обычно начинается через год-два после заготовки древесины и может продолжаться несколько лет. Поскольку при строительстве с деревьев снималась кора и часто — несколько подкоровых колец, возраст внешнего кольца может не совсем совпадать у образцов из одного и того же строения и даже у разных радиусов одного и того же спила. Учитывая, что внешние кольца обычно очень узкие и составляют доли сантиметра, это может дать невязку в возрасте до десятка лет. Таким образом, по дендрохронологии мы можем установить только минимальный возраст строений. Тем не менее он обычно очень близок к истинному и ошибка не превосходит нескольких лет.

По устным рассказам местных жителей, дом Коломейцева был построен одним из первых в с. Теплоключенка, т. е. относится ко второй половине XIX в. По нашим данным, минимальный возраст древесины составляет 1911 г. К сожалению, в момент отбора образцов этот дом был уже разобран, и мы не можем с точностью определить, в какой его части находилось сдатированное нами бревно. Учитывая довольно существенное расхождение в историческом и дендрохронологическом возрасте, можно допустить две возможно-

сти. Первая — преувеличение возраста дома в устных преданиях, вторая — возможная замена части венцов существенно позже даты строительства. Этот вопрос требует дополнительного исследования и непосредственного отношения к этой работе не имеет, поскольку целью данного исследования было продление хронологии вглубь, а не собственно датирование.

Климатический сигнал, отраженный в ширине годичных колец, и возможности его реконструкции

Ранее было показано (Борщева, 1983), что ширина колец ели вблизи нижней границы леса (1400 м) на Тянь-Шане лимитируется в основном количеством летних осадков. Наши площадки расположены примерно на 600—800 м выше этой границы, так как в большинстве районов она является виртуальной, т. е. в настоящее время леса на этих высотах нет. Повышение границы связано с антропогенной деятельностью: многолетним использованием древесины из этих районов для строительства и отопления. На высоте 2000—2200 м сигнал становится явно смешанным: на прирост оказывают влияние как осадки, так и температура весны, лета и ранней осени. Такое сочетание влияния температур и осадков на прирост древесины обычно для засушливых районов. Так, например, индекс засушливости Пальмера широко используется на юго-западе США для реконструкций засух по дендрохронологическим данным (см. например, Cook et al., 1999).

Имеются сведения (см., например, Briffa et al., 1998), что в некоторых районах реакция деревьев, в частности величины годового прироста, на климатический сигнал в середине XX в. изменилась. Предлагаются разные причины для объяснения этого феномена. Так, например, имеется версия (Barber et al., 2000), что на Аляске повышение температур в середине XX в. привело к недостаточному снабжению деревьев влагой. Ваганов и др. (1999) считают, что в субарктической зоне Евразии это изменение реакции связано с увеличившейся продолжительностью залегания снежного покрова и сокращением в связи с этим продолжительности сезона вегетации. В горах Сьерра-Невады потепление и изменение реакции деревьев произошло на несколько десятилетий раньше: его связывают с изменившейся концентрацией CO_2 в атмосфере (Bunn et al., 2005).

Сравнение функции отклика ширины колец ели на нижней границе леса на Тянь-Шане на метеорологические условия отдельно для равных по продолжительности периодов 1960—1996 и 1923—1959 гг. (рис. 7) показывает, что реакция приростов на климатические колебания несколько изменилась примерно в начале 1960-х годов, хотя эти изменения и нельзя признать драма-

тическими. Так, в период 1960—1996 гг. для ширины колец оказались наиболее важными условия поздней весны—раннего лета — осадки в мае и температура в июне, тогда как прирост в 1923—1959 гг. главным образом зависел от условий июля и в меньшей степени июня. Объяснение этому, возможно, кроется в тенденции к повышению температур теплого периода, которая наблюдается на Тянь-Шане с 1960-х годов (см. рис. 5 *а*) (Диких, 1997). Большая чувствительность деревьев к условиям весенних месяцев, видимо, отражает более раннее начало сезона вегетации в период современного потепления.

Вопрос о причинах современного потепления и его масштабах остается открытым и в высшей степени дискуссионным. В нашем случае, в частности, от ответа на него зависит надежность реконструкции гидротермического коэффициента по дендрохронологическим данным. Так, если потепление 1960—2000-х годов на Тянь-Шане вызвано антропогенными причинами и в этом смысле является уникальным в масштабе голоцена, реконструкция на Тянь-Шане возможна, но ее прогностическая ценность существенно снижается в связи с изменением лимитирующего фактора прироста древесины. Если же потепление лета, начавшееся в 1960-е годы, представляет собой естественную флуктуацию, приходится допустить, что при повышении температур выше некоторого порога меняются предел чувствительности деревьев и их отклик на климатические изменения. Если это так, то возможности реконструкции климата прошлого существенно уменьшаются. В настоящий момент ответ на этот вопрос вряд ли может быть однозначным.

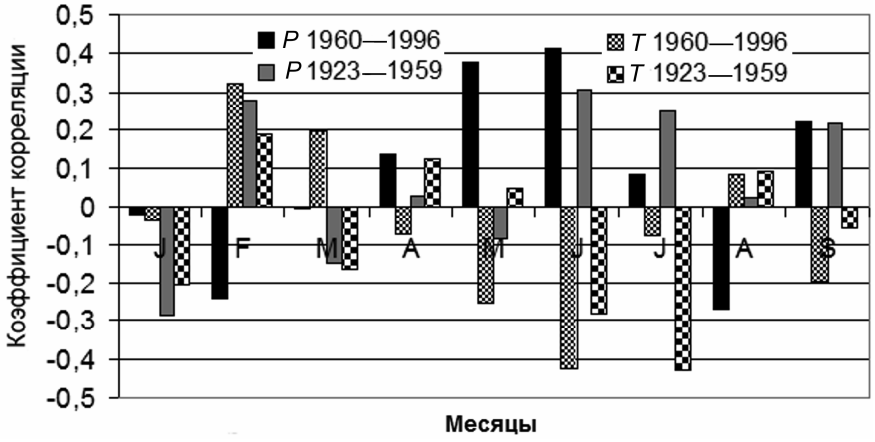


Рис. 7. Функция отклика ширины колец ели на нижней границе леса на Тянь-Шане на метеорологические условия для периодов 1923—1959 и 1960—1996 гг.

Сравнение реконструированных по дендрохронологии и рассчитанных по метеоданным значений гидротермического коэффициента показывает (см. рис. 4), что, несмотря на несомненное сходство этих двух рядов, подкрепленное статистически, дендрохронологическая реконструкция несколько занижает масштабы как минимумов, так и максимумов. Поэтому выводы о времени наступания засушливых (и увлажненных) периодов прошлого точнее, чем оценка их масштабов, которая, по всей видимости, несколько преуменьшена. В свете этой реконструкции по частоте засушливых периодов XX в. не выглядит аномальным.

Выводы

1. Три новые сводные древесно-кольцевые хронологии ели Шренка (ширина колец), охватывающие период 1680—2005 гг., с южного склона Кюнгей-Ала-Тоо и с северного склона (центр и запад) Терскей-Ала-Тоо показывают, что величина прироста вблизи современного нижнего предела распространения ели положительно зависит от количества осадков июня—сентября и отрицательно — от температуры того же периода. Хронологии коррелируют между собой, что указывает на общий климатический сигнал регионального уровня и дает возможность объединить их в единую хронологию для Прииссыккулья.

2. Связь региональной хронологии с гидротермическим коэффициентом статистически значима для всего периода инструментальных наблюдений (с 1886 по 2000 г.), но она заметно ослабляется с 1960-х годов, что, возможно, связано с увеличением продолжительности теплого периода и изменением реакции деревьев на климатический сигнал.

3. Реконструкция гидротермического коэффициента с 1680-81 по 2004 г. показывает, что дефицит влаги летом в Прииссыккулье отмечался в 1742-43, 1774-75, 1828-29, 1856-57, 1873-74, 1879-80, 1884-85 гг., а также в период инструментальных наблюдений в 1894-95 и 1916-17 гг. В свете этой реконструкции XX в. не выглядит аномальным по частоте засушливых периодов. Поскольку реконструкция несколько занижает экстремальные значения, точно оценить масштабы засух XX в. в контексте последних трех столетий пока невозможно.

Благодарности

Мы благодарим В. Н. Михаленко, М. Г. Кунаховича, С. С. Кутузова, Б. Б. Франкштейна, Р. Усубалиева за помощь в проведении полевых работ, В. А. Кузьмиченка за предоставленные метеоданные, сотрудниц детского дома, расположенного в Монастыре Светлый Мыс, церковного старосту с. Теплоключенка, завхоза школы

с. Кызыл-су (бывшая Покровка), сотрудников Тянь-Шанской станции за разрешение на отбор образцов. Работа финансирована грантом МНТЦ 2947 и РФФИ 04-05-64644.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Битвинскас Т. Т. 1974. Дендроклиматические исследования. — Л.: Гидрометеоиздат. — 172 с.

Борщева Н. М. 1983. Дендроклиматологический анализ радиального прироста ели Шренка в горах Северного Тянь-Шаня. — Автореферат канд. дисс. Свердловск. — 20 с.

Борщева Н. М. 1981. Дендрохронологические шкалы ели Шренка в горах Заилийского Алатау. — Дендроклиматические шкалы Советского Союза. Т. 2. — Каунас, с. 17—23.

Диких А. Н. 1997. Глобальное потепление климата, его проявление на Тянь-Шане и реакция ледников.— Материалы гляциологических исследований, № 83, с. 135—139.

Дюргеров М. Б., Кунахович М. Г., Михаленко В. Н., Сокальская А. М., Баков Е. К., Бондарев Л. Г., Вилесов Е. Н., Волошина А. П., Ден Янсинь, Диких А. Н., Кан Сьенчень, Кузьмиченок В. А., Лю Шаохай, Макаревич К. Г., Рацек И. В., Се Зичу, Ушнурцев С. Н., Ян Синюань. 1995. Оледенение Тянь-Шаня. — М.: ВИНИТИ. — 237 с.

Кожевникова Н. Д. 1982. Биология и экология тянь-шанской ели (ценопопуляционный анализ). — Фрунзе: Илим. — 120 с.

Соломина О. Н. 1999. Горное оледенение Северной Евразии в голоцене. — М.: Научный мир. — 264 с.

Соломина О. Н., Глазовский А. Ф. 1989. Прирост годичных колец ели Шренка и колебания ледников на северном склоне хр. Терской Алатау. — Материалы гляциологических исследований, № 65, с. 103—110.

Barber V. A., Juday G. P., Finney B. P. (2000). Reduced growth of Alaskan white spruce in the twentieth century from temperature-induced drought stress. — Nature, 405, p. 668—673.

Briffa K. R., Schweingruber F. H., Jones P. D., Osborn T. J., Shiyatov, V. S. G., E. A. 1998. Reduced sensitivity of recent tree-growth to temperatures at high northern latitudes. — Nature, 391, p. 678— 682.

Bunn A. G., Graumlich L. J., Urbanan D. L. 2005. Trends in twentieth-century tree growth at high elevations in the Sierra Nevada and White Mountains, USA. — The Holocene, 15(4), p. 481—488.

Cook E. R., Kairiukstic L. A. 1990. Methods of dendrochronology: applications in the environmental sciences. — Dordrecht, Netherland: Kluwer Academic Publishers. — 394 p.

Cook E. R. M., D. M. Stahle D. W., Cleaveland M. K. 1999. Drought Reconstructions for the Continental United States. — J. of Climate, 12, p. 1145—1162.

Climate change 2001, 2001. The Scientific Basis. Contribution of Working Group 1 to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs D.J et al. (eds). Cambridge, United Kindom and New York, USA, Cambridge University Press. — 881 p.

Esper J., Schweingruber F. H., Winiger M. 2002. 1300 years of climatic history for Western Central Asia. — The Holocene, v. 12, N 3, p. 267—277.

Graybill D., Shiyatov S., Burmistrov V. 1990. Recent dendrochronological investigations in Kirghizia, USSR. — Tree rings and enviroment, p. 123—127.

Holmes R. L. 1983. Computer-assisted quality control in tree ring dating and measurments. — Tree-ring Bulletin, v. 44, p. 69—75.

Vaganov E. A., Hughes M. K., Kirdyanov A. V., Schweingruber F. H., Silkin P. P. 1999. Influence of snowfall and melt timing on tree growth in subarctic Eurasia. — Nature, 400(8), p. 149—151.

АНАЛИЗ СОГЛАСОВАННОСТИ В РАДИАЛЬНОМ ПРИРОСТЕ ДРЕВЕСНЫХ РАСТЕНИЙ ПО СВЕРХДЛИТЕЛЬНЫМ ДРЕВЕСНО-КОЛЬЦЕВЫМ ХРОНОЛОГИЯМ СЕВЕРА ЕВРАЗИИ

В. В. Шишов[1], К. Р. Бриффа[2], Т. Мелвин[2], М. М. Наурзбаев[3]

[1] РФ, 660075, Красноярск, ул. Л. Прушинской, 2, ГОУ ВПО КГТЭИ, shishov@forest.akadem.ru

[2] Climate Research Unit (CRU), School of Environmental Sciences, University of East Anglia, Norwich NR4, UK 7TJ, UK

[3] РФ, 660036, Красноярск, Академгородок, Институт леса им. В. Н. Сукачева СО РАН.

Реферат. Предложен новый подход к описанию дендрохронологической информации на базе скользящих коэффициентов конкордации Кендалла. Объясняется возможный механизм возникновения согласованности радиального прироста древесных растений для обширной территории севера Евразии за последние 1200 лет. Показано, что изменение во времени скользящего коэффициента конкордации Кендалла, рассчитанного для четырех сверхдлительных древесно-кольцевых хронологий Евразии, значимо отличается от случайного. Было установлено, что два цикла солнечной иррадиации (88-летний цикл Глейсберга и 23-летний цикл Хейла) могут порождать в рядах радиального прироста деревьев две новые цикличности (36 и 62 года) в результате нелинейного взаимодействия. Сопоставление данных по согласованности радиального прироста древесных растений и содержания изотопа ^{10}Be в древесине указывает на существование значимой ($p < 0{,}05$) отрицательной корреляции между данными двумя множествами циклических процессов. Высказано предположение о том, что при повышении температуры согласованность в радиальном приросте древесных растений на рассматриваемой территории за последние 1200 лет уменьшалась.

Ключевые слова. Древесно-кольцевые хронологии, скользящий коэффициент конкордации Кендалла, изотоп ^{10}Be, спектральный анализ.

THE ANALYSIS OF CONCORDANCE IN RADIAL TREE GROWTH BASED ON THE SUPERLONG TREE-RING CHRONOLOGIES OF NORTHERN EURASIA

V. V. Shishov[1], K. R. Briffa[2], T. Melvin[2], and M. M. Naurzbaev[3]

[1] KGTEI, 2, L. Prushiskoi str., 660075, Krasnoyarsk, Russia, shishov@ forest.akadem.ru

[2] Climate Research Unit (CRU), School of Environmental Sciences, University of East Anglia, Norwich NR4 7TJ, UK

[3] Sukachev Institute of Forest, Akademgorodok, 660036, Krasnoyarsk, Russia

Abstract. A new dendroclimatic approach based on sliding Kendall concordance coefficients is proposed. Possible reason of tree-ring series concordance within the vast area in the northern Eurasia for the last 1200 years is justified. It was shown that changes in the sliding Kendall concordance coefficient, calculated for the four superlong chronologies of the northern Eurasia, significantly differ from random variations. It was found that two cycles in the Sun's irradiance (88-yr Gleissberg and 23-yr Hale cycles) could generate two cycles in tree-ring series with 36-yr and 62-yr periods as a result of nonlinear interactions. Comparison of tree-ring concordance and ^{10}Be concentration in wood showed significant ($p < 0.05$) negative correlation between the corresponding sets of cyclic processes. It may be assumed that a temperature increase leads to a decrease in concordance in radial tree growth in the region for the last 1200 years.

Keywords. Tree-ring chronologies, sliding Kendall concordance coefficient, ^{10}Be isotope, spectral analysis.

Введение

Древесно-кольцевые хронологии (дендрохронологические временные ряды) являются важным источником косвенной информации высокого разрешения об изменениях окружающей среды и климата в прошлом и настоящем (Ваганов и др., 1996; Ваганов, Шашкин, 2000; Кренке, 1995; Шишов, 2000; Шишов и др., 2002; Allen, Smith, 1994; Briffa et al., 1998; Briffa et al., 2002). Очень часто сигналы, присутствующие в подобных временных рядах, ассоциируются либо с прямыми внешними периодическими воздействиями (например, годовой освещенностью, солнечной иррадиацией и т. п.), либо с разнообразными внутренними нестабильными осцилляциями биологических систем, вызванными, например, возрастными изменениями последних (Mann, Lees, 1996). В большинстве случаев сигнал является результатом суперпозиции разнообразных внутренних и внешних воздействий (Wigley, Raper, 1990).

Что касается периодических воздействий, то в данном случае сигналы моделируются при помощи синусоидальных временных зависимостей и без труда выявляются как четкие локальные максимумы для спектральной функции с когерентным фазовым спектром (Thomson, 1982). В случае когда амплитуда и фаза для выявленных сигналов являются неустойчивыми, т.е. сигналы являются циклическими, предыдущий подход недостаточен. Необходимо сделать ряд дополнительных предположений о возможных причинах частотной, фазовой и амплитудной неустойчивости. После этого сигналы определяются при помощи спектральной функции как локальные максимумы с большей, чем у вероятного „шума", амплитудой (Mann, Lees, 1996).

В дендроклиматологии и чистой климатологии считается, что нестабильность в различных системах может быть связана с „низкочастотным" шумом, возникающим в результате взаимодействия белого шума с медленно меняющимися компонентами самой изучаемой системы (Allen, Smith, 1994; Wigley, Raper, 1990). Такой шум по определению называется красным (Mann, Lees, 1996). Красный шум обычно описывается при помощи авторегрессионного процесса 1-го порядка AR(1): $R_n = \rho R_{n-1} + \omega_n$, ($n = 0,...,N$), где ρ — автокорреляционный коэффициент 1-го порядка, ω — гауссовский шум с математическим ожиданием R_0 и дисперсией σ^2 (Mann, Lees, 1996). Для большого числа природных процессов значение автокорреляционного коэффициента не превосходит 0,7 (Mann, Lees, 1996). Отметим также, что максимальные автокорреляции могут существенно влиять на спектральные характеристики изучаемых временных рядов. Это приводит к тому, что получить адекватное спектральное разложение, учитывающее только реально существующие циклические составляющие, очень сложно. В результате сопоставление выделенных циклических компонентов различных природных процессов приводит к различным противоречиям (Thomson, 1982; Mann, Lees, 1996; Ramachandra, Hamed, 2003).

В работе предлагается новый подход для описания дендрохронологической информации на базе скользящих коэффициентов конкордации Кендалла, объясняется возможный механизм возникновения согласованности прироста древесных растений для обширной территории севера Евразии за последние 1200 лет.

Материалы и методы

Для анализа были использованы 2000-летние древесно-кольцевые хронологии, полученные для Швеции, Финляндии, Ямала (Россия) и Таймыра (Россия) (рис. 1).

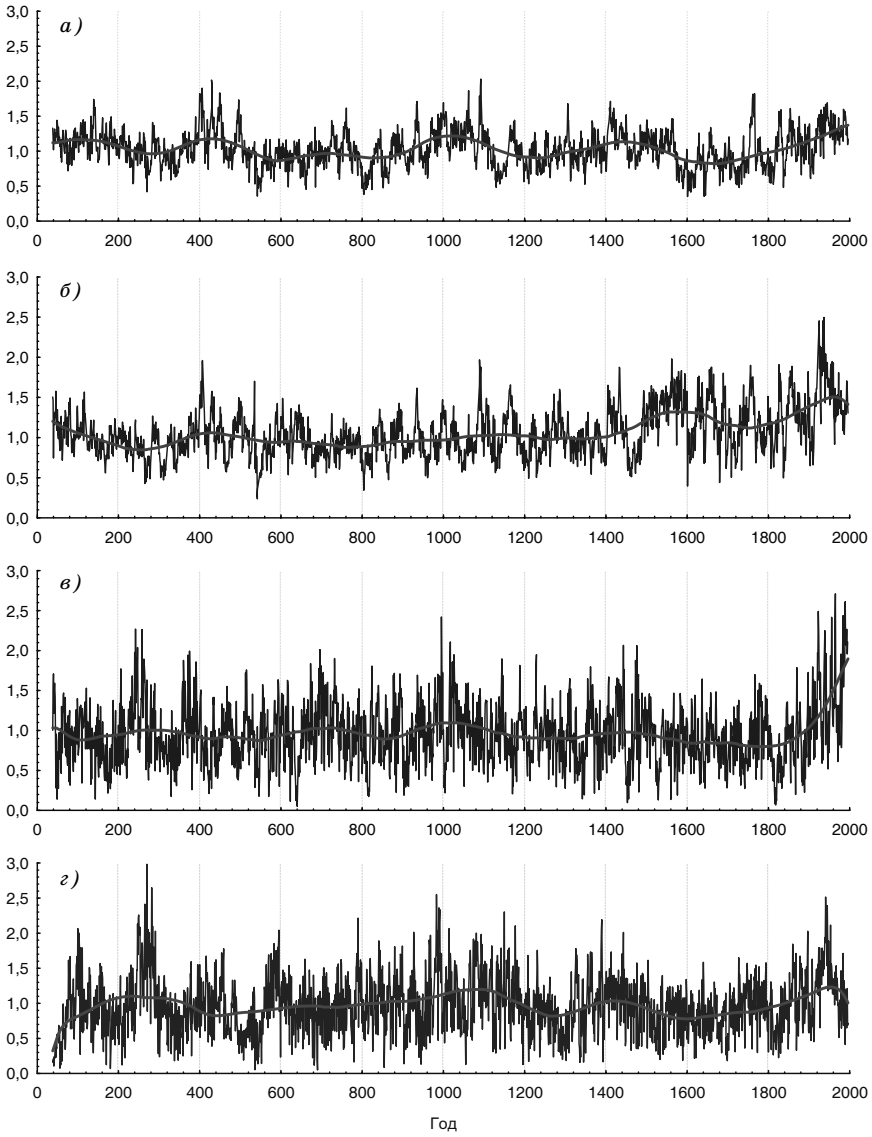


Рис. 1. Сверхдлительные древесно-кольцевые хронологии, полученные при помощи RCS-стандартизации для территории Швеции (*а*), Финляндии (*б*), Ямала (*в*), Таймыра (*г*).

Все хронологии были получены на базе стандартизации региональными кривыми дендрохронологических рядов (RCS-стандартизации) (Briffa et al., 2002; Grudd et al., 2002). Этот способ стан-

дартизации является одним из наименее консервативных методов обработки исходных дендрохронологических данных, который максимально сохраняет низкочастотные составляющие древесно-кольцевых хронологий. На частотный интервал от 0 до 0,05 год$^{-1}$ приходится более 70 % объясненной дисперсии для различных сверхдлительных хронологий. Следовательно, использование методов стандартизации, подобных RSC подходу, может оказаться весьма полезным, особенно в вопросах, связанных с изучением влияния глобальных факторов на различные биологические системы.

Для анализа согласованности была использована модификация коэффициента конкордации Кендалла (Kendall, 1970; Kendall, Gibbons, 1990). Модификация состояла в том, что данный коэффициент рассчитывался как скользящая характеристика для разной ширины окна W. Рассмотрим алгоритм расчета.

Пусть даны m временных рядов длиной n:

$$
\begin{array}{l}
x_1(t_0 - n + 1), \quad \ldots \quad x_1(t - k), \quad \ldots \quad x_1(t), \quad \ldots \quad x_1(t + k), \quad \ldots \quad x_1(t_0), \\
\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \\
x_i(t_0 - n + 1), \quad \ldots \quad x_i(t - k), \quad \ldots \quad x_i(t), \quad \ldots \quad x_i(t + k), \quad \ldots \quad x_i(t_0), \\
\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \\
x_j(t_0 - n + 1), \quad \ldots \quad x_j(t - k), \quad \ldots \quad x_j(t), \quad \ldots \quad x_j(t + k), \quad \ldots \quad x_j(t_0), \\
\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \\
x_m(t_0 - n + 1), \quad \ldots \quad x_m(t - k), \quad \ldots \quad x_m(t), \quad \ldots \quad x_m(t + k), \quad \ldots \quad x_m(t_0).
\end{array}
$$

Для вычисления скользящего коэффициента конкордации Кендалла в момент времени t с шириной окна $W = 2k + 1$ между всеми m рядами необходимо проранжировать все „куски" временных рядов, используя метод осреднения совпавших рангов, и подсчитать суммы рангов для каждого момента $p = t - k,\ldots t,\ldots t + k$:

$$
\begin{array}{l}
n_1(t - k), \quad \ldots \quad n_1(p), \quad \ldots \quad n_1(t), \quad \ldots \quad n_1(t + k), \\
\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \\
n_i(t - k), \quad \ldots \quad n_i(p), \quad \ldots \quad n_i(t), \quad \ldots \quad n_i(t + k), \\
\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \\
n_m(t - k), \quad \ldots \quad n_m(p), \quad \ldots \quad n_m(t), \quad \ldots \quad n_m(t + k), \\
\hline \\
n(t - k), \quad \ldots \quad n(p), \quad \ldots \quad n(t), \quad \ldots \quad n(t + k),
\end{array}
$$

где $n(p) = \sum_{i=1}^{m} n(p)$ (для любого $p = t - k,\ldots,t + k$).

Далее необходимо подсчитать сумму S квадратов отклонений сумм рангов от средней суммы рангов:

$$S = \sum_{p=t-k}^{t+k} \left(n(p) - 0{,}5m(W+1)\right)^2.$$

Окончательно коэффициент конкордации C вычисляется по следующей формуле:

$$c_t = C(t,W) = \frac{12S}{m^3(W^3 - W) - m\sum_{T'} T'},$$

где $T' = \frac{1}{12}\sum_t (t^3 - t)$ — поправка на одинаковые ранги, которые могут быть во временных рядах на анализируемом сегменте времени $[t - k, t + k]$.

Заметим, что с увеличением окна скольжения в соответствии с природой многих естественных временных рядов (когда вероятность появления одинаковых значений достаточно мала) влияние такой поправки на окончательный результат становится несущественным. Поэтому уже при ширине окна W, равной 7 лет и более, этой поправкой можно пренебречь.

Скользящие значения коэффициента конкордации Кендалла не рассчитываются для первых и последних k значений исследуемых временных рядов.

Коэффициент конкордации C изменяется в пределах от 0 до 1. Нуль означает полную несогласованность в поведении временных рядов на рассматриваемом временном интервале, единица — полное совпадение рангов (фактически динамики) анализируемых временных рядов.

В непредельных случаях можно воспользоваться следующим результатом. Известно, что при ширине окна $W > 7$ величина $\chi_r^2 = m(W-1)C$ распределена как статистика χ^2 с $W - 1$ степенями свободы (Kendall, 1970; Kendall, Gibbons, 1990).

Для того чтобы оценить, насколько согласованность в динамике исследуемых рядов неслучайна, можно воспользоваться следующим фактом. В результате воздействия шума на сигнал появляются отклонения от единицы в рассматриваемых значениях скользящих характеристик. Следовательно, чувствительность к шуму той или иной характеристики можно оценить на основании ее отклонений от единицы.

Такой оценкой может быть обычное евклидово расстояние D между временным рядом, все значения которого постоянны и равны единице, и соответствующим скользящим коэффициентом:

$$D = \sqrt{\sum_t (1 - c_t)^2},$$

где c_t — скользящий коэффициент конкордации Кендалла.

Если бы поведение рассматриваемых рядов было абсолютно несогласованным (или случайным), то все c_t стремились бы к нулю и, следовательно, значение D было бы равно квадратному корню из длины исследуемого ряда. В нашем случае в зависимости от ширины окна W, которая менялась от 11 до 201 года, критические значения D лежали бы в пределах от $41{,}93 = \sqrt{1758}$ до $44{,}14 = \sqrt{1948}$. Наоборот, в случае полной согласованности исследуемых временных рядов значение D стремилось бы к нулю.

На основании оценки евклидова расстояния можно ответить на несколько вопросов. Во-первых, является временная согласованность исследуемых рядов случайной или нет. Во-вторых, при какой ширине окна W коэффициент конкордации менее подвержен влиянию шума, т. е. является более робастным по отношению к шумовым воздействиям различного рода. В-третьих, при какой ширине окна W коэффициент конкордации более чувствителен к наличию сигнала. Очевидно, чем больше величина W, тем больше информации используется для получения той или иной характеристики и тем больше вероятность того, что скользящая характеристика „сохранит" информацию об общем сигнале.

Дополнительным критерием для сравнения изучаемых скользящих характеристик может служить доля значимых значений на анализируемом интервале времени.

В качестве основных методов для спектрального разложения были использованы метод множественных сфероидальных последовательностей (multiple-taper methods, MTM) (Thomson, 1982; Percival, Walden, 1993; Mann, Lees, 1996), сингулярный спектральный анализ (singular spectrum analysis, SSA) (Elsner, Tsonis, 1996; Liu et al., 2004) и вейвлет-анализ (Wavelet analysis) (Daubechies, 1992; Foufoula-Georgiou, Kumar, 1995). В отличие от традиционного преобразования Фурье эти методы могут быть применены к нестационарным временным рядам (Mann, Lees, 1996; Yiou et al., 2000). Более того, эти методы могут эффективно выявлять сигнал в тех случаях, когда уровень шума во временных рядах высокий (Mann, Lees, 1996).

Результаты и обсуждения

Проанализируем согласованность в поведении сверхдлительных древесно-кольцевых хронологий, полученных для севера Евразии

(рис. 2). Если синхронность в поведении древесно-кольцевых хронологий окажется значимой, то можно сделать заключение о влиянии на прирост древесных растений одного и того же синхронизирующего фактора.

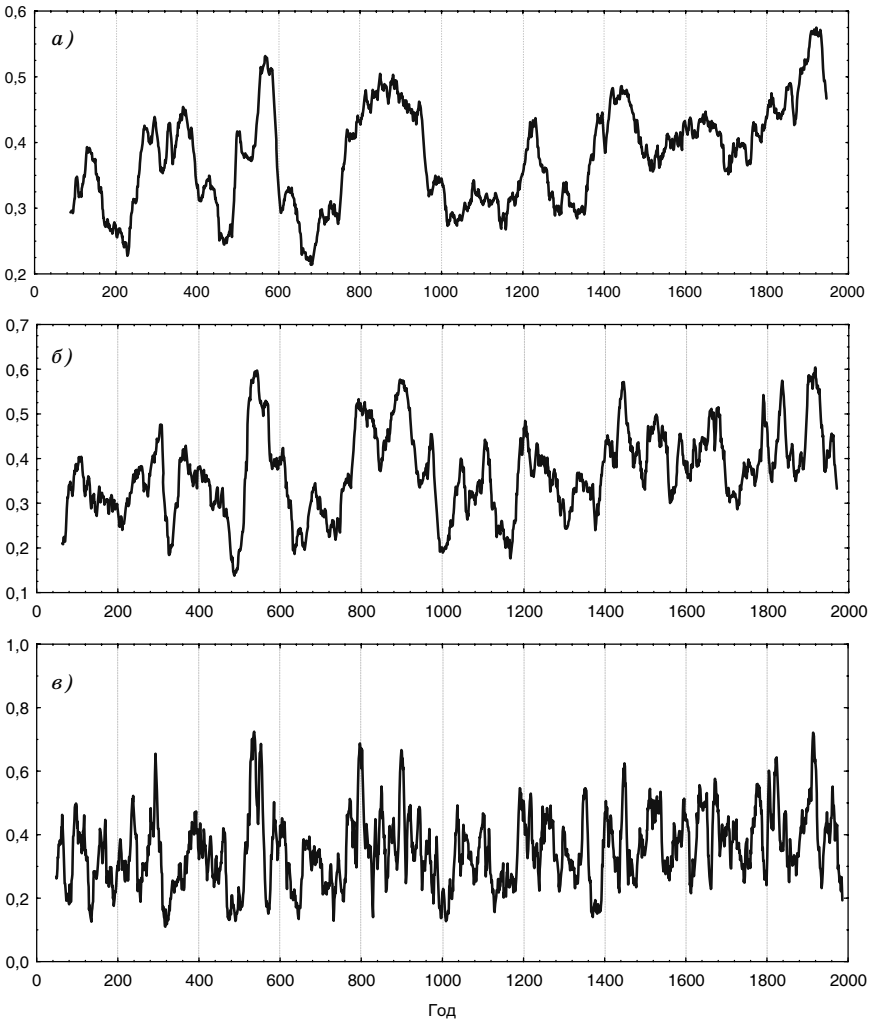


Рис. 2. Скользящий коэффициент конкордации Кендалла, рассчитанный для четырех анализируемых сверхдлительных древесно-кольцевых хронологий при разных W.

а) W = 101 год, *б*) W = 51 год, *в*) W = 21 год.

Общая согласованность между древесно-кольцевыми хронологиями, рассчитанная для всего 2000-летнего временного интервала, является значимой ($C = 0{,}38$) с $p < 0{,}05$ ($C_{крит} = 0{,}26$).

Проанализируем скользящий коэффициент конкордации, рассчитанный для разных W, с точки зрения значимости его значений и отклонений от единицы (табл. 1).

Предварительные результаты, основанные на анализе скользящих коэффициентов конкордации временных рядов, полученных методом Монте-Карло, указывают на то, что динамика скользящего коэффициента конкордации значимо отличается от случайной в случае, когда окно скольжения начинает превосходить 21 год (см. табл. 1).

Следовательно, периодичность внешнего воздействия на дендрохронологические ряды, которая может быть выявлена при помощи скользящего коэффициента конкордации, составит 20 лет или более.

При проведении МТМ спектрального анализа для коэффициентов конкордации были выявлены различные циклы, длина волн которых превышает 25 лет (табл. 2).

Можно выделить группы цикличностей со следующими периодами: около 300, 170—200, 110—130, 70—80, около 62, около 50, около 35, 27—29 лет.

Интерпретировать полученные циклы сложно. Однако цикличности с периодами 126, 71, 62 и 36 лет обнаруживаются при анализе 1200-летнего временного ряда, полученного для изотопа ^{10}Be по ледовой колонке Dye 3, Гренландия (65,2° с. ш., 43,8° з. д.) (Beer, 2001; McCracken et al., 2004; McCracken et al., 2005) (рис. 3). Этот изотоп тесно связан с различными показателями приходящей солнечной иррадиации.

Существуют различные гипотезы о взаимодействии системы атмосфера—океан—суша и солнечной иррадиации в позднем голоцене, которое, скорее всего, носит нелинейный характер (Burroughs, 1994; Lean et al., 1995; Lawrence, Ruzmaikin, 1998; Bond et al., 2001; Beer, 2001).

Таблица 1

Доля (%) значимых значений и евклидово расстояние между единицей и скользящим коэффициентом конкордации Кендалла

W число лет	Доля значимых значений, % ($p < 0{,}05$)	Евклидово расстояние
11	19,2	29,7
21	34,6	28,9
25	38,6	28,7
33	49,6	28,4
51	63,0	27,8
101	76,7	27,0
201	93,0	26,3

Таблица 2

МТМ-спектры, полученные для скользящего коэффициента конкордации, рассчитанного для различных окон *W*

W число лет	Период цикла, число лет												
	≈ 300	≈ 200	≈ 170	≈ 130	≈ 110	≈ 80	≈ 70	≈ 62	≈ 50	≈ 35	≈ 29	≈ 27	≈ 25
11	0,0031			0,0072	0,0092	0,0123	0,0133	0,0154	0,020		0,035	0,037	0,040
21	0,0031	0,0046	0,0057	0,0072	0,0088	0,0124	0,0134	0,0160	0,020	0,028	0,031	0,037	0,041
25	0,0031	0,0047	0,0057	0,0072	0,0088	0,0124	0,0134	0,0160	0,020	0,028		0,037	
33	0,0031	0,0047	0,0057	0,0073	0,0088	0,0125	0,0135	0,0161	0,021	0,023			
51	0,0031	0,0047	0,0058	0,0073	0,0089	0,0120	0,0136	0,0162	0,019	0,028			
101	0,0038	0,0048	0,0059	0,0075	0,0091	0,0124	0,0134	0,0161	0,021	0,028	0,035		
201	0,0039	0,0051		0,0079	0,0091	0,0125	0,0136	0,0165	0,022	0,028			

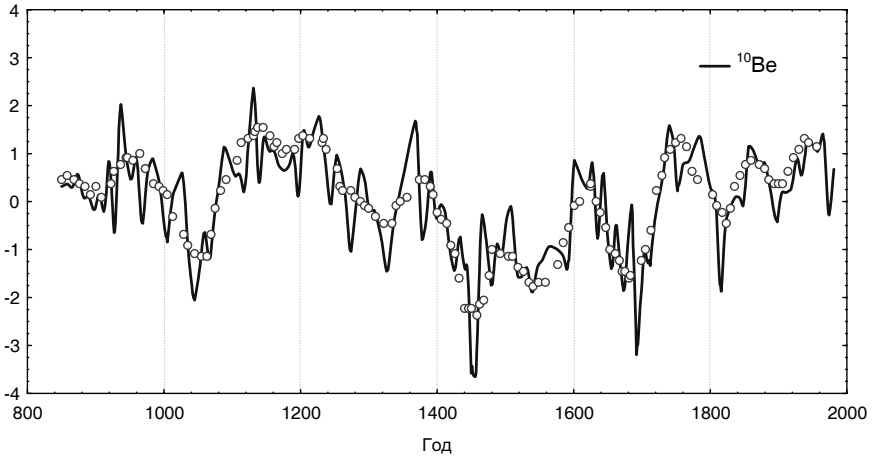


Рис. 3. Стандартизированная концентрация изотопа ^{10}Be за последние 1200 лет.

Так, например, для различных древесно-кольцевых хронологий были обнаружены два общих цикла: 18,2 и 31,2 года (Raspopov et al., 2004). При этом авторы утверждают, что причиной этих цикличностей является нелинейное взаимодействие двух хорошо известных циклов — 88-летнего цикла Глейсберга и 20-летнего цикла Хейла:

$$\nu_+ = \nu_H + \nu_G = 1/23 + 1/88 = 0{,}055 \text{ год}^{-1} \text{ (18,2 года)},$$
$$\nu_- = \nu_H - \nu_G = 1/23 - 1/88 = 0{,}032 \text{ год}^{-1} \text{ (31,2 года)}.$$

Такое преобразование частот является не вполне корректным.

Не представляется возможным получение более высокой частоты посредством композиции более низких на основе существующих методов спектрального представления случайных функций. На наш взгляд, это эквивалентно попыткам получения, например, суточных климатических данных на базе среднемесячных показателей без потери информации.

Более корректно было бы использование, например, следующего известного преобразования:

$$\sin 2\pi t\nu_1 + \sin 2\pi t\nu_2 = 2\sin 2\pi t\,\frac{\nu_1+\nu_2}{2}\cos 2\pi t\,\frac{\nu_1-\nu_2}{2} =$$
$$= 2\sin 2\pi t\Theta_1 \cos 2\pi t\Theta_2.$$

Подобные преобразования частот используются в акустике (для распознавания голоса) и геофизике (для изучения сейсмического эха и распространения волн в различных средах) (Kinsler, Frey, 1982).

Обычно такие сигналы анализируются при помощи так называемого кепструм-анализа (Cepstrum) (Oppenheim, Schafer, 1989).

На рис. 4 приведен пример модулированного сигнала, который является линейной комбинацией двух синусоид с периодами 100 и 110 лет (рис. 4 *а*), а также может быть получен посредством удвоенного произведения синуса с периодом 104,76 (Θ_1) года и косинуса с периодом 2200 лет (Θ_2) (рис. 4 *б*). Можно констатировать, что более высокая частота Θ_1 моделируется более низкой Θ_2.

Предположим, что некоторый процесс является результатом нелинейного взаимодействия циклов Глейсберга и Хейла. Тогда

$$\sin 2\pi t\nu_H + \sin 2\pi t\nu_G = 2\sin 2\pi t\frac{\nu_H + \nu_G}{2}\cos 2\pi t\frac{\nu_H - \nu_G}{2},$$

или

$$\sin 2\pi t\frac{1}{23} + \sin 2\pi t\frac{1}{88} = 2\sin 2\pi t\frac{\frac{1}{23}+\frac{1}{88}}{2}\cos 2\pi t\frac{\frac{1}{23}-\frac{1}{88}}{2} =$$
$$= 2\sin(2\pi t\cdot 0{,}02742)\cos(2\pi t\cdot 0{,}01606).$$

Таким образом, если наше предположение о возможном влиянии солнечной иррадиации на некоторый процесс верно, то при спектральном анализе этого процесса должны обнаруживаться два цикла: ~ 36 лет и 62 года.

Два циклических компонента практически с теми же периодами (~ 35 лет и 62 года) были обнаружены при анализе динамки изотопа ^{10}Be на основе спектрального анализа SSA и MTM. Отметим, что низкочастотная составляющая (~ 62 года) объясняет 13 % начальной вариации для данных по ^{10}Be (рис. 5).

В то же время высокочастотная составляющая (~ 35 лет) объясняет 9 % начальной вариации по ^{10}Be (рис. 6).

Таким образом, на основе сингулярного спектрального анализа были обнаружены два циклических компонента, частоты которых очень близки к теоретически полученным. Отметим, что SSA-компоненты были получены без дополнительных предположений о природе колебаний для ^{10}Be.

При помощи аналогичного подхода были выявлены дополнительные низкочастотные компоненты. Один из них объясняет 50 % начальной вариации и может быть интерпретирована как нелинейный тренд в данных (рис. 7). Частота такого „тренда” составляет 0,00088 и соответствует периоду 1100—1200 лет. Другой компонент образуется на основе линейного взаимодействия двух циклических составляющих: 71 (70—80 лет) год и 126 (110—130 лет) лет. Такой комплексный компонент объясняет приблизительно 40 % вариации. В общем четыре сингулярных компонента объясняют более

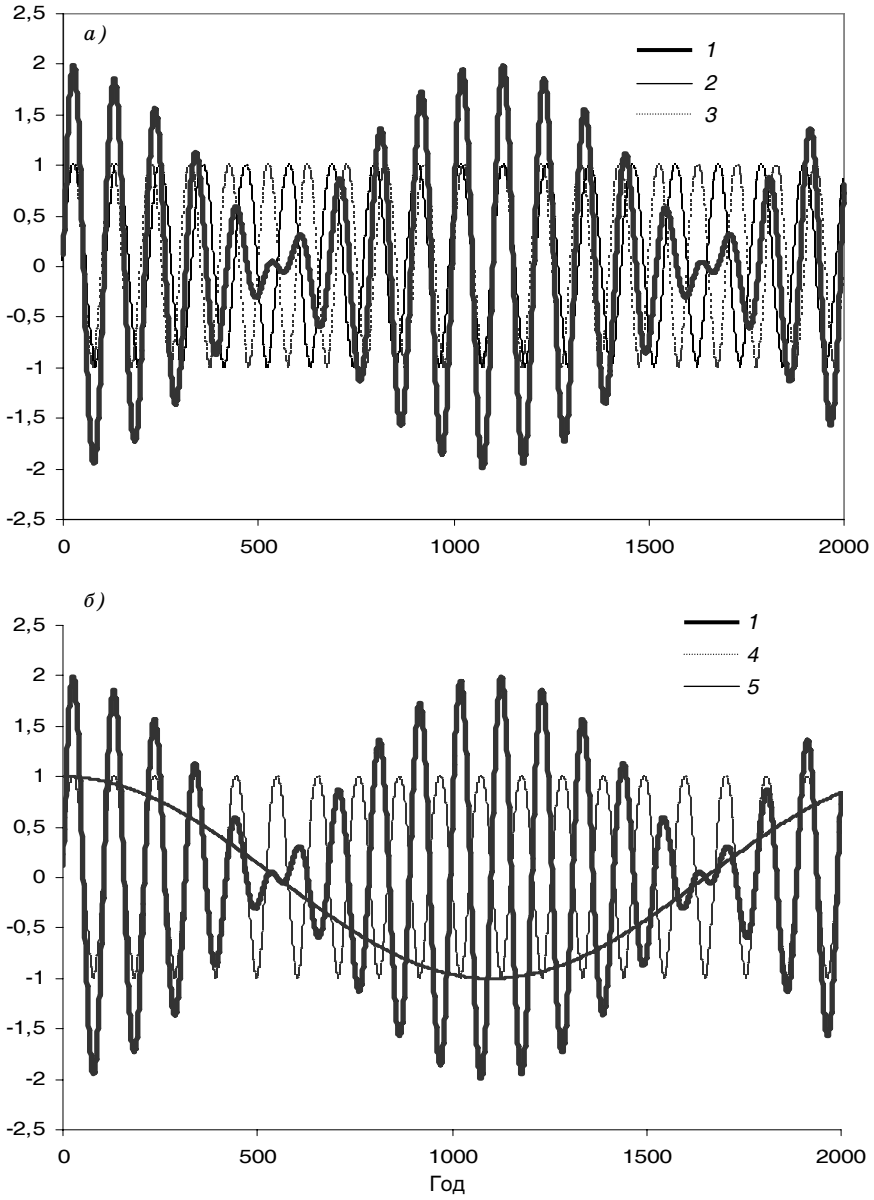


Рис. 4. Модулированный сигнал (*1*), который является: *а* — линейной комбинацией двух синусоид с периодами 100 (*2*) и 110 лет (*3*); *б* — суперпозицией синуса с периодом 104,76 года (*4*) и косинуса с периодом 2200 лет (*5*).

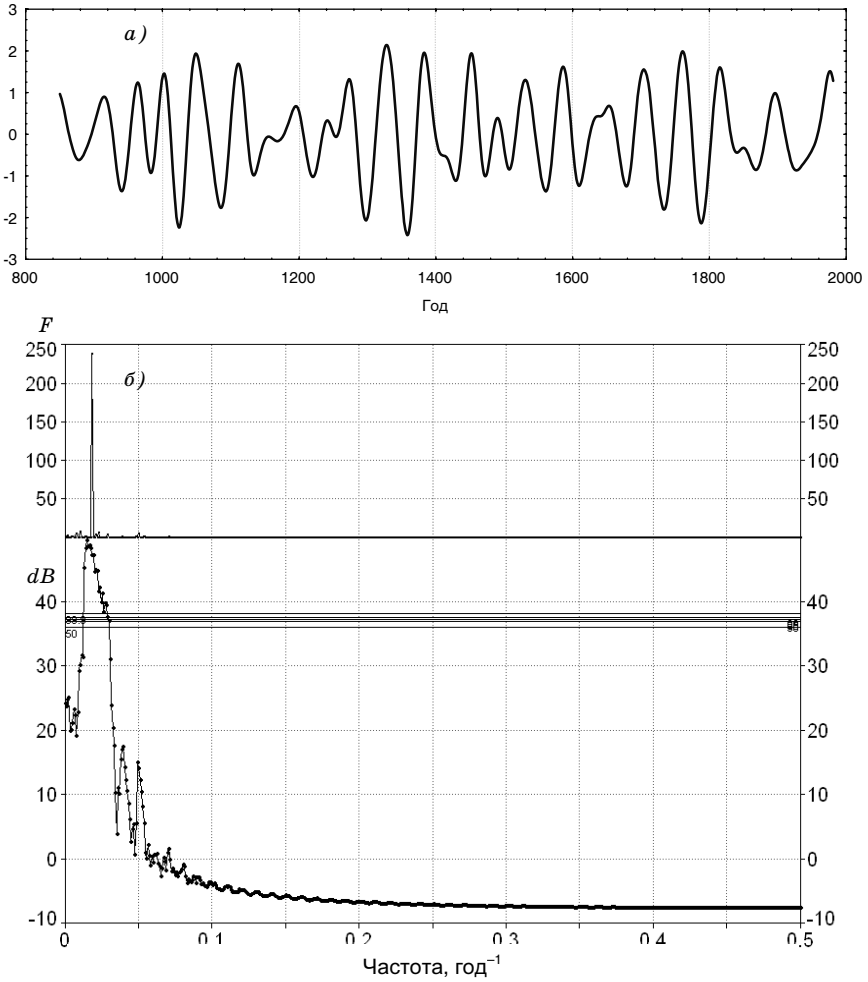


Рис. 5. 62-летний SSA циклический компонент для ^{10}Be (*а*) и его MTM спектр (*б*).

90 % изменчивости данных по исследуемому изотопу. Заметим, что объясненная вариация в совокупности не является прямой суммой объясненных вариаций для отдельных сингулярных компонентов в силу взаимных корреляций.

Если рассмотреть результат произведения двух циклических составляющих — „синуса” и „косинуса” — с частотами, соответст-

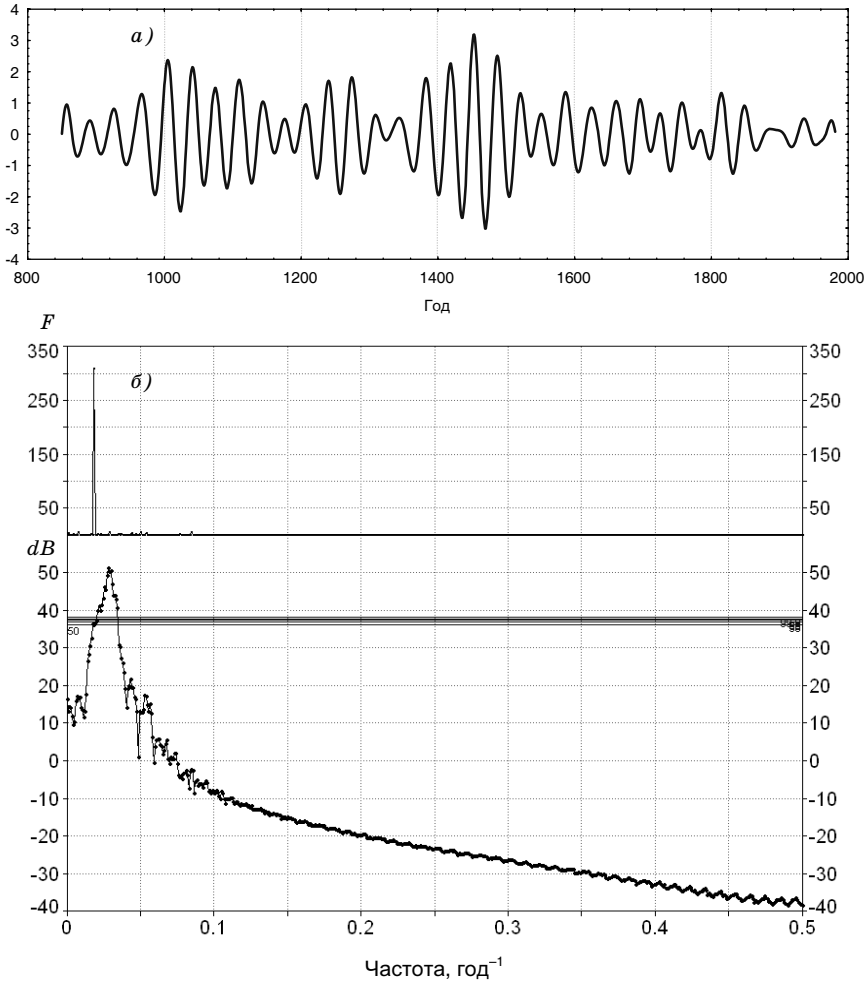


Рис. 6. 35-летний SSA циклический компонент для ^{10}Be (*а*) и его MTM спектр (*б*).

вующими 35 и 62 годам, то явно проявляется модуляция (серая пунктирная линия), длительность которой приблизительно 1000 лет (см. рис. 7). Эта модуляция соответствует выявленному SSA „трендовому" компоненту с частотой 0,00088.

Более того, такую 1000-летнюю цикличность, которая была получена при анализе косвенных данных по солнечной радиации в позднем голоцене (Bond et al., 2001), можно интерпретировать как

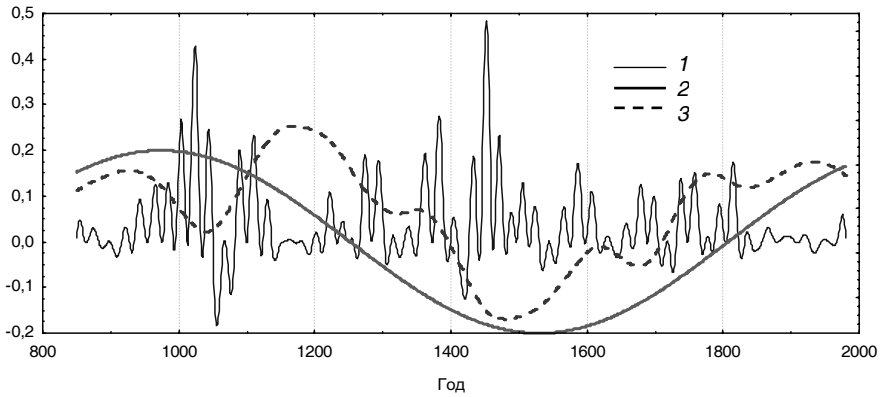


Рис. 7. Модулированный сигнал (*1*), полученный на базе нелинейного взаимодействия 35- и 62-летнего циклических SSA-компонентов, теоретический синусоидальный компонент (*2*) с частотой 0,0009 (или с циклом в 1111 лет) и „трендовый" SSA-компонент (*3*), объясняющий 50% вариации ^{10}Be.

нелинейное взаимодействие двух близких частот, например 62 и 71 год, т. е.

$$\sin(2\pi t \cdot 0{,}0159) + \sin(2\pi t \cdot 0{,}0141) =$$
$$= 2\sin(2\pi t \cdot 0{,}015)\cos(2\pi t \cdot 0{,}0009).$$

Таким образом, можно считать, что выявленный нелинейный „тренд" является циклической составляющей с периодом более 1000 лет.

Отметим, что при таком подходе к интерпретации различных циклических составляющих в природных процессах на базе нескольких основных частот может быть объяснено большое разнообразие циклов, которое проявляется при спектральном анализе различных источников информации.

Было установлено, что два цикла солнечной иррадиации (88-летний цикл Глейсберга и 23-летний цикл Хейла) могут порождать две новые цикличности с периодами 36 лет и 62 года в результате нелинейного взаимодействия друг с другом. Существование этих циклов было подтверждено на примере спектрального анализа, проведенного для 1200-летней хронологии по изотопу ^{10}Be. При этом два порожденных цикла объясняют 22 % изменчивости ^{10}Be. Кроме этого, выявлены 71-, 126- и 1000-летняя сингулярные компоненты, для которых приведена возможная интерпретация их существования. В совокупности все пять частот объясняют более 90 % изменчивости ^{10}Be за последнее тысячелетие.

Вернемся к анализу скользящего коэффициента конкордации Кендалла. Далее все результаты будут приведены для скользящего

коэффициента конкордации с окном $W = 21$ год, так как это окно отражает все частотные особенности коэффициента, рассчитанного для других окон (см. табл. 2).

К сожалению, прямое применение непараметрического SSA подхода к скользящему коэффициенту конкордации для получения циклических составляющих, который был успешно применен к данным по ^{10}Be, привело к другому набору циклических составляющих с отличными от ^{10}Be частотами.

Связано это, как уже отмечалось, с высоким уровнем колорированного шума в исходных древесно-кольцевых хронологиях, который может оказывать существенное воздействие на спектральные характеристики изучаемых временных рядов (Lees, Park, 1995). К сожалению, влиянию этого шума подвержен и скользящий коэффициент конкордации. Поэтому для получения циклических составляющих была применена фильтрация на основе непрерывного вейлет-преобразования (CWT-преобразование), которая позволяет получить циклические составляющие с любой частотой.

В результате по конкордации был получен ряд циклических компонентов со следующими периодами: 36, 62, 71 и 126 лет. Также в результате непосредственного суммирования этих частот были получены три мультицикличных компонента, а именно с цикличностью 71 и 126 лет; 36, 62 и 126 лет; 62, 71 и 126 лет соответственно.

Аналогичные мультицикличные компоненты были получены для данных по ^{10}Be.

Прямое сопоставление данных по согласованности в приросте и ^{10}Be указывает на существование обратной значимой ($p < 0{,}05$) корреляции между данными множествами циклических компонентов (табл. 3).

Таблица 3

Коэффициенты корреляции, полученные между циклическими SSA-компонентами для ^{10}Be и CWT-компонентами для скользящего коэффициента конкордации с окном $W = 21$ год

Циклические CWT-компоненты, период (число лет)	Циклические SSA-компоненты, период (число лет)						
	35	62	126	71, 126	34, 62, 126	62, 126	62, 71, 126
36	–0,04	–0,01	0,00	0,00	–0,01	0,00	0,00
62	–0,04	**–0,43**	0,02	**–0,11**	**–0,20**	**–0,22**	**–0,27**
126	0,01	0,02	**–0,38**	**–0,47**	**–0,24**	**–0,30**	**–0,39**
71, 126	0,00	–0,07	**–0,23**	**–0,35**	**–0,19**	**–0,23**	**–0,33**
36, 62, 126s	–0,03	**–0,16**	**–0,32**	**–0,45**	**–0,30**	**–0,35**	**–0,45**
62, 126	–0,01	**–0,17**	**–0,34**	**–0,48**	**–0,31**	**–0,37**	**–0,48**
62, 71, 126	0,00	**–0,16**	**–0,22**	**–0,36**	**–0,22**	**–0,27**	**–0,37**

Примечание. Жирным шрифтом выделены значения коэффициента корреляции, которые являются значимыми с $p < 0{,}05$.

При этом наибольшей обратной „похожестью" (R = 0,48) обладают комплексный компонент по ^{10}Be с циклами 62, 71 и 126 лет и компонент по согласованности с периодом 62 и 126 лет (рис. 8).

Возникает вопрос, чем может быть вызвана такая отрицательная связь между анализируемыми показателями. Известно, что солнечная активность (например, динамика ^{10}Be) взаимосвязана с климатическим откликом Земли, в частности, с температурой Северного полушария (Beer, 2001; McCracken et al., 2005). Особенно явно это взаимосвязь проявляется в периоды похолодания, которые соответствуют периодам низкой солнечной активности (например, минимумы Маудера, Далтона XIX века) (Beer, 2001). Таких периодов разной длительности за последние 1000 лет известно несколько. К уже перечисленным можно добавить минимумы Оорта, Вольфа, Шпорера и Глейсберга (McCracken et al., 2005). Отметим, что именно в эти периоды общего похолодания в Северном полушарии отмечаются наиболее значимые противофазы в динамике анализируемых показателей (см. рис. 8).

С другой стороны, известно, что анализируемые сверхдлительные древесно-кольцевые хронологии чувствительны к температуре (Ваганов и др., 1996; Ваганов, Шашкин, 2000; Шишов и др., 2002; Allen, Smith 1994; Briffa et al., 1998; Briffa et al., 2002). При этом более низкие температуры (ухудшение условий роста) приводят к более низким значениям прироста древесных растений.

Следовательно, можно сделать заключение об отрицательной взаимосвязи между согласованностью в приросте древесных растений на рассматриваемой территории и температурой, т. е. ухудшение условий роста (общее понижение температуры на территории Евразии) приводит к увеличению согласованности в приросте древесных растений на рассматриваемой обширной территории.

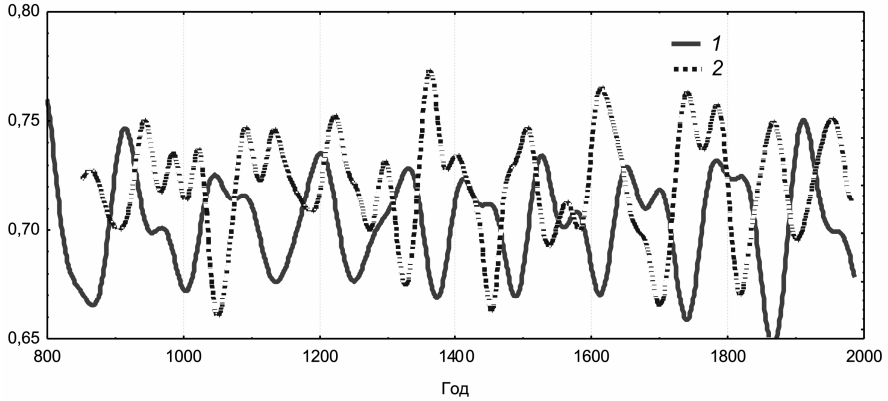


Рис. 8. Мультицикличные компоненты, полученные для скользящего коэффициента конкордации с окном W = 21 год (*1*) и данными по ^{10}Be (*2*).

Заключение

Проведенный анализ позволяет сделать следующие выводы.

• Динамика скользящего коэффициента конкордации Кендалла, рассчитанного для четырех сверхдлительных древесно-кольцевых хронологий Евразии, значимо отличается от случайной, когда окно скольжения начинает превосходить 21 год.

• Два цикла солнечной иррадиации (88-летний цикл Глейсберга и 23-летний цикл Хейла) могут порождать две новые цикличности с периодами 36 лет и 62 года в результате нелинейного взаимодействия друг с другом. Существование этих циклов было подтверждено на примере спектрального анализа, проведенного для 1200-летней хронологии по изотопу ^{10}Be.

• Сопоставление данных по согласованности в приросте древесных растений и ^{10}Be указывает на существование обратной значимой ($p < 0{,}05$) коррелированности между данными множествами циклических компонентов.

• Сделано предположение о существовании отрицательной взаимосвязи между согласованностью в приросте древесных растений на рассматриваемой территории и температурой за последние 1200 лет, т. е. ухудшение условий роста (общее понижение температуры на территории Евразии) приводит к увеличению согласованности в приросте древесных растений на обширной территории севера Евразии.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 06-05-64095-а, Интеграционного проекта СО РАН № 71 и проекта Royal Society NATO/FSO postdoctoral fellowship 04-15845.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ваганов Е. А., Шиятов С. Г., Мазепа В. С. 1996. Дендроклиматические исследования в Урало-Сибирской Субарктике. — Новосибирск: Наука. — 244 с.

Ваганов Е. А., Шашкин А. В. 2000. Рост и структура годичных колец хвойных. — Новосибирск: Наука. — 232 с.

Кренке А. Н. 1995. Изменчивость климата Европы в историческом прошлом. — М.: Наука. — 224 с.

Шишов В. В. 2000. Статистическая связь между проявлениями Эль-Ниньо и летней температурой в Субарктике Сибири. — ДАН, т. 375, № 9, с. 1450—1454.

Шишов В. В., Ваганов Е. А., Хьюз М. К., Корец М. А. 2002. Пространственная изменчивость прироста древесных растений на территории Сибири в последнем столетии. — ДАН, т. 387, № 5, с. 690—693.

Allen M. R., Smith L. A. 1994. Investigating the origins and significance of low-frequency modes of climate variability. — Geophys. Res. Let., V. 21, p. 883—886.

Beer J. 2001. Sun and climate. — Spatium, V. 8, p. 3—19.

Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M. N., Showers W., Hoffmann S., Lotti-Bond R., Hajdas I., Bonani G. 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. — Science, 294, p. 21– 36.

Briffa K. F., Schweingruber F. H., Jones F. N., Osborn T. J., Shiyatov S. G., Vaganov E. A. 1998. Reduced sensitivity of recent tree-growth to temperature at high northern latitudes. — Nature, V. 391, p. 678—682.

Briffa K. F., Osborn T. J., Schweingruber F. H., Jones P. D., Shiyatov S. G., Vaganov E. A. 2002. Tree-ring width and density data around the Northern Hemisphere: Part 1. Local and regional climate signals. — The Holocene, V. 12—6, p. 737—757.

Burroughs W. J. 1994. Weather cycles. Real or imaginary? — University of Ontario Press: Cambridge. — 280 p.

Daubechies I. 1992. Ten lectures on wavelets. — Society for industrial and applied mathematics. — 357 p.

Elsner J. B., Tsonis A. A. 1996. Singular spectrum analysis. — Plenum Press. — 164 p.

Foufoula-Georgiou E., Kumar P. 1995. Wavelets in Geophysics. — Academic Press. — 373 p.

Grudd H., Briffa K. R., Karlen W., Bartholin T. S., Jones P. D., Kromer B. 2002. A 7400-year tree-ring chronology in northern Swedish Lapland: natural climatic variability expressed on annual to millennial timescales. — The Holocene, V. 12—6, p. 657—667.

Kendall M. 1970. Rank correlation methods. — London: Griffin. — 196 p.

Kendall M., Gibbons J. D. 1990. Rank correlation methods. — London: Griffin. — 202 p.

Kinsler L. E., Frey A. R. 1982. Fundamentals of acoustics 3rd ed. — New York: Wiley. — 480 p.

Mann M. E., Lees J. 1996. Robust estimation of background noise and signal detection in climatic time series. — Climatic Change, V. 33, p. 409—445.

McCracken K. G., Beer J., McDonald F. B. 2005. The long-term variability of the cosmic radiation intensity at earth as recorded by the cosmogenic nuclides. — In: The solar system and beyond the years of ISSI/ Eds by J. Geiss and B. Hultqvist. — ESA Publications Divisions, The Netherlands, p. 83—98.

McCracken K. G., McDonald F. B., Beer J., Raisbeck G., Yiou F. 2004. A phenomenological study of the long-term cosmic ray modulation, 850—1958 AD. — J. Geophys. Res., V. 109, p. A12103 (17 p).

Lawrence J. K., Ruzmaikin A. A. 1998. Transient solar influence on terrestrial temperature fluctuations. — Geophys. Res. Let., V. 25, p. 159—162.

Lean J., Beer J., Bradley R. S. 1995. Reconstruction of solar irradiance since 1610: implications for climate change. — Geophys. Res. Let., V. 22, p. 3195—3198.

Lees J. M., Park J. 1995. Multiple-taper spectral analysis: a stand alone C-Subroutine. — Computers & Geosciences, V. 21, N 2, p. 199—236.

Liu Yu, Shishov V., Shi Jiangfeng, Vaganov E., Sun Junyan, Cai Qiufang, Djanseitov I., An Zhisheng. 2004. The forecast of seasonal precipitation trend at the north Helan Mountain and Baiyinaobao regions, Inner Mongolia for the next 20 years. — Chinese Science Bulletin, V. 49, N 4, p. 410—415.

Oppenheim A. V., Schafer R. W. 1989. Discrete-time signal processing. — Prentice Hall: Englewood Cliffs.

Percival D. B., Walden A. T. 1993. Spectral analysis for physical applications. — Cambridge University Press, UK. — 583 p.

Ramachandra Rao A., Hamed K. 2003. Multi-taper method of analysis of periodicities in hydrologic data. — J. Hydrol., V. 279, p. 125—143.

Raspopov O. M., Dergachev V. A., Kolstrom T. 2004. Periodicity of climate conditions and solar variability derived from dendrochronological and other palaeoclimatic data in high latitudes. — Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, V. 209, p. 127—139.

Thomson D. J. 1982. Spectrum estimation and harmonic analysis. — Proc. IEEE 70, p. 1055—1096.

Wigley T. L., Raper R. 1990. Natural variability of the climate system and detection of the greenhouse effect. — Nature, V. 344, p. 324—327.

Yiou P., Sornette D., Ghil M. 2000. Data-adaptive wavelets and multi-scale singular-spectrum analysis. — Physica D, 2000, V. 142, p. 254—290.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОЗРАСТА ЛЕСНЫХ ТЕМНО-СЕРЫХ ПОЧВ НА ВОДОРАЗДЕЛАХ СРЕДНЕРУССКОЙ ЛЕСОСТЕПИ

М. Г. Романовский, Т. Н. Судницына

РФ, 143030, с. Успенское, Одинцовский р-н, Московская обл., Институт лесоведения РАН, root@ilan.msk.ru

Реферат. Оценен возраст гумуса темно-серой лесной почвы под дубравой Теллермановского леса (Воронежская область). Калиброванный возраст образцов с глубины 0,7—0,9 м был равен 7,6 тыс. лет, а с глубины 5—6 м составил 14,9 тыс. лет. Оба образца имели почти равное содержание гумуса (0,8—0,9 %) и одинаковую темную окраску. На глубине 5—6 м гумус сформирован опадом глубоких ярусов корней деревьев. Представлена модель накопления почвенного гумуса, начавшегося после Днепровского оледенения, около 180 тыс. лет назад, и происходившего далее с приостановками во время последующих оледенений. Одновременное увеличение высоты равнины приводило к изменениям темпов накопления и минерализации гумуса. На глубине 5—6 м гумусообразование зависит лишь от времени и наличия древесных видов растений. Модельные значения возраста хорошо соответствуют ^{14}C-оценкам.

Ключевые слова. Лесостепь, темно-серые лесные почвы, гумус, радиоуглеродный возраст.

MODELLING OF THE AGE OF DARK-GRAY FOREST SOILS IN THE UPLANDS OF MID-RUSSIA FOREST-STEPPE

M. G. Romanowsky, T. N. Sudnitsyna

Institute of Forestry of the Russian Academy of Sciences, 143030, Uspenskoe, Odinsovsky district, Moscow region, Russia, root@ilan.msk.ru

Abstract. The age of ^{14}C humus extracted from dark-gray forest soils under the oak tree-stand in the Tellerman Forest (Voronezh region, Russia) was estimated. In the sample from a 0.7—0.9 m depth the calibrated age was 7.6 thousand years BP, while from 5—6 m it was 14.9 thousand years BP. Both soil samples have nearly equal humus concentrations of 0.8—0.9 % and equal dark color. The humus at a depth of 5-6 m was formed by the litter of tree roots in deep root layers. The model of soil humus accumulation, which had started after the Dneprovskiy glacial period about 180 thousand years BP (and continued with breaks during further glacial periods), is presented. The

coherent growth of the plane height levels leads to changes in the rate of humus mineralization and accumulation. At 5—6 m the humus formation depends only on time and on tree species presence. The model ages tightly fit the ^{14}C estimates.

Keywords. Forest-steppe, dark-gray forest soils, humus, radiocarbon dating.

Введение

Оценки возраста нагорных лесостепных черноземов и темно-серых лесных почв центра Русской равнины (Окско-Донская низменность) методами радиоуглеродного датирования (Арсланов и др., 1970; Мамихин, 1987; Мамихин, Тихомиров, 1984; Чичагова, 2005) оставляют некоторую неопределенность, связанную с тем, что почвы — живое тело, в котором углерод вовлечен в обменные циклы и постоянно обновляется. Даже при исследовании наиболее устойчивых фракций гуминовых кислот нельзя не учитывать их медленное обновление, особенно за периоды продолжительностью в сотни тысяч лет.

Анализ видового (родового) состава пыльцы, извлеченной из лесостепных почв, тоже не дает нам полной уверенности в полученных оценках возраста, так как в теле почвы пыльцевые оболочки постепенно и видоизбирательно разрушаются микроорганизмами и мигрируют, хотя и очень медленно, по почвенному профилю (Исаева-Петрова, 1976).

Известные радиоуглеродные и палинологические оценки называют голоценовый возраст (~10 тыс. лет) слоя черноземов и темно-серых лесных почв толщиной 0—1 м (Исаева-Петрова, 1976; Чичагова, 2005 и др.). Это, однако, плохо согласуется с днепровским возрастом (~180 тыс. лет) почвообразующих флювиогляциальных осадков, слагающих водоразделы Окско-Донской равнины, а также со скоростью нарастания поверхности водоразделов за счет накопления эоловых осадков. Предположив, что за последние 10 тыс. лет накопилось около 1 м почвенной толщи (по 0,1 мм $\cdot$ год$^{-1}$), приходится допустить также, что на поверхность водоразделов поступало в среднем не менее 1 т $\cdot$ га$^{-1}$ $\cdot$ год$^{-1}$ осадков, а с учетом эрозии рельефа и выноса растворимых веществ со стоком это значение возрастет, по крайней мере, до ~1,5 т $\cdot$ га$^{-1}$ $\cdot$ год$^{-1}$ (оценка по данным А. А. Молчанова (Дубравы..., 1975)). Современные скорости поступления осадков на порядок ниже ($\leq$ 0,1 т $\cdot$ га$^{-1}$ $\cdot$ год$^{-1}$), почвы водоразделов аккумулируют примерно 0,06—0,08 т $\cdot$ га$^{-1}$ $\cdot$ год$^{-1}$ (Глухова, 1995; Экосистемы..., 2004). При средней плотности сложения почвы ~1,2 т $\cdot$ м$^{-3}$ приращение поверхности почвы на 1 м потребует 150—200 тыс. лет, что как раз соответствует днепровскому возрасту водоразделов.

В настоящей работе авторы пытаются согласовать оценки радиоуглеродного возраста почв с геохронологией региона и оценить истинную скорость депонирования углерода темно-серыми лесными почвами в южной лесостепи. Дополнительную новизну материалам нашей статьи придает определение возраста углерода в слабогумусированных подпочвенных горизонтах лесных биогеоценозов на глубине ~6 м. Накопление углерода на глубине 5—6 м связано, как мы предполагаем, исключительно с гумификацией корневого опада древесных пород, корни которых достигают на водораздельных суглинках ~10 м (Романовский, Мамаев, 2002; Экосистемы..., 2004).

Методы и материалы

Исследованы образцы почвы и подпочвенных суглинков в дубравах Теллермановского опытного лесничества Института лесоведения РАН (ТОЛ), расположенного в южной лесостепи в Грибановском районе Воронежской области (51°21′ с. ш., 42°00′ в. д.). Это типичные темно-серые лесные почвы водораздела ~155 м над уровнем моря. В этой же точке лесного массива возраст и время обновления углерода почвенного гумуса на 50 и 95 % определял С. В. Мамихин (Мамихин, 1987).

Нас особо интересовал возраст глубоких слабогумусированных (содержание $C \leq 1$ %) подпочвенных слоев суглинков, лежащих на глубине 5—6 и 8—9 м от поверхности почвы. Мощность этих слоев, выделяющихся более темной окраской, составляет примерно 0,5—1 м. Переходы к вмещающим их моренным суглинкам плавные и на верхней, и на нижней границе. Слои эти были вскрыты нами при бурении до 6—11 м по всему водоразделу двух балок (Малык и Крутец ход 3 км), открывающихся в р. Хопер.

Из слабогумусированного горизонта на глубине 5—6 м ручным геологическим буром в двух скважинах были отобраны образцы почво-грунтов массой примерно по 3 кг; кроме того, был взят смешанный образец почвы из двух разрезов с глубины 0,7—0,9 м, по окраске соответствующий слою 5—6 м.

Радиоуглеродный возраст образцов почво-грунта водораздельных дубрав ТОЛ определен в Лаборатории радиоуглеродного датирования ИГАН (образцы ИГАН-2756 и ИГАН-2757).

Результаты

1. *Образец ИГАН-2757.* Нижняя часть гумусоаккумулятивного горизонта, покровные суглинки. Глубина 70—90 см. Содержание гумуса ~0,8—0,9 %. Радиоуглеродный возраст 6,84 ± 0,09 тыс. лет. Калиброванный возраст 7,6 ± 0,1 тыс. лет.

2. *Образец ИГАН-2756*. Толща днепровской морены. Глубина 5—6 м. Содержание гумуса ~0,9 %. Радиоуглеродный возраст 14,90 ± 0,22 тыс. лет.

Мы попытаемся интерпретировать полученные оценки как результат почвообразовательного процесса, начавшегося еще в одинцовском периоде (Q_{II}^2) (Гричук, 1989).

Нарастание водоразделов за счет накопления на их поверхностях минеральных осадков шло непрерывно, но интенсивность поступления осадков достигала максимума, вероятно, во время оледенений. Для упрощения расчетов мы допустили ступенчатое нарастание поверхности, считая, что в интерстадиалы уровень водоразделов не менялся, скорость пополнения и минерализации запасов гумуса (функции глубины) была постоянна и зависела только от глубины почвенного горизонта. Мощность покровных суглинков в нашей модели увеличивалась только в периоды оледенений.

В днепровской морене накопление гумуса шло в четыре этапа: в течение 55 тыс. лет во время одинцовского межледниковья (180—125 тыс. лет); 35 тыс. лет в микулинский период (110—75 тыс. лет); 30 тыс. лет в средневалдайский (мологошекснинский — 50(55)—23 тыс. лет) и 10 тыс. лет в голоцене. Вклад каждого периода почвообразования в общий запас гумуса принят пропорциональным длительности периода.

С глубиной резко замедляются темпы минерализации гумуса. Так, в черноземах ЦЧО коэффициент минерализации гумуса в слое 0—20 см составляет примерно 0,01—0,03 год$^{-1}$, а на глубине 100—300 см — 0,0002 год$^{-1}$ (Мамихин, 1987; Мамихин, Тихомиров, 1984). Захоронение в гумусоаккумулятивных горизонтах осадков, накапливающихся сверху, вызывает соответствующее замедление процессов распада и обновления гумусовых веществ. Глубина слоя почвы по мере накопления минеральных осадков на поверхностях водоразделов возрастает. Величина вклада в почвенную мортмассу за данный период межледникового почвообразования будет зависеть от длительности периода и от глубины, на которой производился вклад.

В рамках принятого нами упрощенного описания динамика поступления и минерализации гумуса выглядит следующим образом (табл. 1). Если вклад самого длительного, одинцовского периода принять за 100 %, то в следующем интерстадиале накопленный за одинцовский период гумус окажется на глубине 20—40 см, и к концу микулинского периода от него останется ~1 %. Во время средневалдайского почвообразования разрушение одинцовского гумуса продолжится уже на глубине 40—60 см и немного замедлится. К современности от одинцовского гумуса на глубине 60—90 см практически ничего не остается.

Таблица 1

Модель динамики пополнения и минерализации запасов гумуса в автоморфных экосистемах Окско-Донской равнины — запасы гумуса (%) в начале и в конце периода

Период гумусообразования	*T* тыс. лет	Периоды жизни гумуса			
		Одинцовский	Микулинский	Средневалдайский	Голоцен
Современная глубина 60—90 см					
Одинцовский	55	0→100	100→1	1→0,02	0,02→0,002
Микулинский	35	—	0→30	30→0,6	0,6→0,012
Ср. Валдайский	30	—	—	0→22	22→0,66
Голоцен	10	—	—	—	0→2
Всего		0→100	100→31	31→23	23→3
Глубина 500—600 см					
Одинцовский	55	0→100	100→16,5	16,5→−2,7	2,7→0,45
Микулинский	35	—	0→60	60→9,9	9,9→1,63
Ср. Валдайский	30	—	—	0→55	55→9,1
Голоцен	10	—	—	—	0→18
Всего		0→100	100→76	76→68	68→29

Поступление органики и ее гумификация постоянно „разбавляют" старый гумус, в результате чего определение возраста углерода почв отстает от реального времени его фиксации в почвах. Так, для гумуса, накопленного в поверхностном дециметре почвы за 10 тыс. лет голоцена, следует ожидать радиоуглеродной оценки возраста ~1,5 тыс. лет. Примерно такие оценки и были получены при определении возраста гумусовых веществ в образцах из поверхностного слоя 0—10 см черноземов (Арсланов и др., 1970). Изоляция растительных остатков от новых поступлений резко увеличивает оценки их возраста. Так, радиоуглеродный возраст содержимого опаловых фитолитов из поверхностного слоя 0—18 см коричневых почв Охайо оказался равным 13,3 тыс. лет, вместо ожидавшегося 1—1,5 тыс. лет (Wilding, 1967).

При вертикальном распределении корней, близком к современному, насыщенность почвы корнями травяных растений экспоненциально сокращается с глубиной (Романовский, Мамаев, 2002; Экосистемы..., 2004). По мере погребения поверхностного слоя почвы в него будет поступать все меньше гумифицируемой органики.

Одинцовский гумус накапливался в образце суглинков, поднятом нами с глубины 70—90 см, в течение ~55 тыс. лет (в то время образец находился на глубине 0—30 см). Длительность же последнего голоценового вклада 10 тыс. лет составляет 18 % одинцовского периода. Однако корненасыщенность горизонта, погребенного ко времени голоцена на ~80 см, уменьшилась и составила лишь ~10 % корненасыщенности пахотного горизонта 0—30 см. В результате голоценовый вклад в запасы гумуса на глубине 70—90 см составил не 18 % одинцовского, а лишь 2 % (табл. 2). На глубине 500—600 см минерализация гумуса происходит значительно медленнее. Экстраполяция данных о коэффициенте минерализации гумуса на эту глубину (Мамихин, 1987; Мамихин, Тихомиров, 1984) дает оценку 0,00001—0,000005.

Эффект погребения слоя и уменьшения его корненасыщенности при переходе от одного периода почвообразования к другому для глубоких ярусов корневых систем уже не имеет значения. Доля тонких интенсивно обновляемых и физиологически активных корней деревьев (Орлов, 1955) в общей их массе остается примерно постоянной (~10—15 % корней тоньше 1 мм расположено на глубине 5 м и более (Романовский, Мамаев, 2002; Экосистемы..., 2004)). При этом величина вклада мортмассы определяется только длительностью периода почвообразования.

К концу микулинского периода от вложений одинцовского периода на глубине 5—6 м останется 16,5 %, к концу средневалдайского — 2,7 %, а на современном этапе голоцена — 0,45 % (табл. 3).

Таблица 2

Длительность *T* периодов почвообразования, текущая глубина образца, поднятого с глубины 70—90 см, в период накопления в нем органической массы, современное содержание и радиоуглеродный возраст фракций гумуса

Период почвообразования	*T* тыс. лет	Глубина, см	Исходный вклад, %	Современный остаток, %	Возраст, тыс. лет
Одинцовский	55	0—30	100	0,0001	125
Микулинский	35	10—40	30	0,012	75
Средневалдайский	30	30—60	20	0,66	25
Голоценовый	10	60—90	2	2	1,5
Средний возраст					7,6

Примечание. Общий вклад мортмассы за данный период образования гумуса определяется длительностью периода, вклад же в слои, лежащие на определенной глубине, — распределением мортмассы по почвенному профилю.

Таблица 3

Длительность *T* периодов почвообразования и возраст соответствующих фракций гумуса в горизонте 5—6 м

Период почвообразования	*T* тыс. лет	Глубина, см	Вклад, %	Остаток, %	Возраст, тыс. лет
Одинцовский	55	500	100	0,45	125
Микулинский	35	540	60	1,63	75
Средневалдайский	30	590	55	9,1	25
Голоценовый	10	620	18	18	1,5
Средний возраст					14,8

Дискуссия

Авторы настоящей работы осознают приблизительный характер их модельных расчетов. В последние десятилетия события плейстоцена получили множество неоднозначных и противоречивых описаний (Калякин, 2004; Маркова, 2004 и др.). Важно поэтому, что предлагаемая нами схема позволяет примирить днепровский возраст исходной поверхности водоразделов Окско-Донской низменности в его классической трактовке (Гричук, 1989) с радиоуглеродными оценками возраста гумуса почвы (Арсланов и др., 1970; Чичагова, 2005).

Актуальное поступление осадков на поверхности водоразделов не превышает 0,1 т · га$^{-1}$ · год$^{-1}$ (Глухова, 1995), т. е. составляет не более 0,01 мм · год$^{-1}$; при этом 1 мм накапливается за 100 лет, 1 см — за 1000 лет, 1 м — за 100 тыс. лет.

Если начало почвообразования на обширных плато Окско-Донской низменности относить к одинцовскому периоду (180—125 тыс. лет назад), то третий по глубине максимум распространения пыльцы хвойных, ольхи (*Alnus fruticosa*) и мхов (Исаева-Петрова, 1976) соответствует московскому (125—110 тыс. лет назад), второй — валдайскому (калининская стадия, 70(80)—50(55) тыс. лет назад) и первый (верхний) — валдайскому (осташковская стадия, 23—10 тыс. лет назад) горизонтам. При такой датировке отложений средняя скорость роста поверхности водоразделов Окско-Донской низменности составляет ~ 0,01 мм · год$^{-1}$. Если считать, что слой 1,2 м чернозема на покровных суглинках накоплен за 150 тыс. лет, то получим, что среднее приращение поверхности за последнепровское время составляет ~0,008 мм · год$^{-1}$, чему соответствует поступление эоловых осадков ~ 80 кг · га$^{-1}$ · год$^{-1}$.

Одинцовский возраст первого этапа почвообразования, сформировавшего мощные черноземы ЦЧО, согласуется с распределением одинцовских почв, захороненных более поздними отложениями.

Их находки по большей части относятся к окраине распространения московского оледенения (Гричук, 1989). Немногочисленные датировки одинцовским периодом погребенных почв на юге Окско-Донской низменности, по-видимому, ошибочны. Так, пересмотр датировок горизонтов в основании разреза у г. Новохоперска (Гричук, 1989) заставляет нас отнести лежащие выше погребенные почвы уже не к одинцовскому, а к лихвинскому горизонту (Экосистемы..., 2004, с. 67).

Отметим, что мощность гумусоаккумулятивного горизонта на водоразделах Окско-Донской низменности вне зоны московского оледенения уменьшается параллельно уменьшению высоты (Докучаев, 1891; Отоцкий, 1901). Это согласуется с разным сочетанием аккумуляции и эрозии покровных суглинков на разновысотных элементах рельефа. Наибольшая скорость осадконакопления свойственна водораздельным плато.

Древний (доголоценовый) возраст глубокогумусированных почв подтверждают исследования процессов восстановления почвы после нарушений. Современные фитоценозы, по-видимому, не способны создать за исторический период слой почвы мощнее 30 см (Karpachevskiy, Karpachevskiy, 2004).

Заключение

Радиоуглеродные оценки возраста черноземов и темно-серых лесных почв в центральной и южной лесостепи прекрасно согласуются с последнепровским началом формирования лесостепного ландшафта и почв ~180 тыс. лет назад. Накопление покровных суглинков, аккумуляция в них гумуса и медленное захоронение (~ 0,01 мм · год$^{-1}$) следующими отложениями — условия вполне достаточные для образования черноземных толщ лесостепи.

В лесных биогеоценозах гумусированные слои суглинков на глубине 5—6 и 8—9 м активно обновляются корневым опадом древесных растений. Радиоуглеродный возраст (14 тыс. лет) гумуса в слое 5—6 м подтверждает древность дифференциации лесных и степных элементов ландшафта в лесостепи (Докучаев, 1891).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арсланов Х. А., Герасимов И. П., Зубков А. И., Козырева М. Г., Рубилин Е. В., Чичагова О. А. 1970. Определение возраста чернозема с помощью радиоуглеродного метода. — ДАН СССР. Сер. геолог., № 5(192), с. 1141—1144.

Глухова Т. В. 1995. Влияние атмосферных осадков и пыли на питание болот. — Экологическая химия, № 4(4), с. 282—287.

Гричук В. П. 1989. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. — М.: Наука. — 183 с.

Докучаев В. В. 1891. К вопросу о соотношении между возрастом и высотой местности, с одной стороны, характером и распределением черноземов, лесных земель и солонцов — с другой. — Вестник естествознания, № 1, с. 1—16; № 2, с. 57—67; № 3, с. 112—123.

Дубравы лесостепи в биогеоценотическом освещении. 1975 / Под ред. А. А. Молчанова. — М.: Наука. — 374 с.

Исаева-Петрова Л. С. 1976. Предварительные результаты палинологического исследования почв Центрально-Черноземного заповедника. — В кн.: Биота основных экосистем центральной лесостепи. — М.: ИГ АН СССР, с. 62—73.

Калякин В. Н. 2004. Природные условия позднего плейстоцена. — В кн.: Восточноевропейские леса. История в голоцене и современность. Кн. 1. — М.: Наука, с. 59—92.

Мамихин С. В. 1987. Математическое моделирование сезонной и многолетней динамики углерода органического вещества в системе атмосфера — почва — растение. Автореф. дисс. ... канд. биол. наук. 04.00.03 — биогеохимия. — М.: МГУ. — 20 с.

Мамихин С. В., Тихомиров Ф. А. 1984. Математическое моделирование многолетней динамики органического углерода в черноземе, типичном для агроценоза. — Почвоведение, № 8, с. 98—102.

Маркова А. К. 2004. Реконструкция палеоландшафтов Лихвинского межледниковья по материалам фаун мелких млекопитающих Восточной Европы. — Изв. РАН, сер. геогр., № 2, с. 39—51.

Орлов А. Я. 1955. О роли сосущих корней древесных растений в обогащении почвы органическим веществом. — Почвоведение, № 6, с. 14—20.

Отоцкий П. В. 1901. О связи между высотой местности и характером чернозема в Полтавской губернии. — Почвоведение, № 2, с. 197—206.

Романовский М. Г., Мамаев В. В. 2002. Грунтовые воды нагорных дубрав Теллермановского леса. — Лесоведение, № 5, с. 4—9.

Чичагова О. А. 2005. Развитие идей И. П. Герасимова в области радиоуглеродных исследований. — В кн.: Многоликая география. Развитие идей Иннокентия Петровича Герасимова (К 100-летию со дня рождения). — М.: КМК, с. 163—180.

Экосистемы Теллермановского леса. 2004 / Под ред. Осипова В. В. — М.: Наука. — 340 с.

Karpachevskiy L. O., Karpachevskiy M. L. 2004. Soil disturbances in natural ecosystems. — In: Disturbance dynamics in boreal forests. Abstracts of the V International Conference. Dubna. — Moscow: Grif & Co, p. 9.

Wilding L. P. 1967. Radiocarbone dating of biogenetic opal. — Science, V. 156, N 3771, p. 66—67.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФИТОМАССЫ ДЕРЕВЬЕВ И НАСАЖДЕНИЙ ПО ФРАКЦИЯМ: МОДЕЛЬ КОНКУРЕНЦИИ

А. С. Исаев[1], Т. М. Овчинникова[2], В. Г. Суховольский[2]

[1] РФ, 117840, Москва, ул. Профсоюзная, 84/32, Центр по проблемам экологии и продуктивности лесов РАН, asi@cepl.rssi.ru

[2] РФ, 660036, Красноярск, Академгородок, Институт леса им. В. Н. Сукачева СО РАН, soukhovolsky@forest.akadem.ru

Реферат. Предложена модель, описывающая распределение фитомассы древесных растений и насаждений по фракциям на основе предположения о конкуренции между фракциями деревьев в насаждении за ресурс. Предлагаемый подход позволяет с высокой точностью рассчитывать фитомассу корневой системы деревьев и насаждений по данным о фитомассе надземных фракций. Возможно также оценивать распределение фитомассы в насаждении по данным о запасе стволовой древесины, что позволяет использовать для оценки массы депонированного в древостое углерода данные лесной таксации.

Ключевые слова. Дерево, насаждение, фракция, фитомасса, распределение, модель, конкуренция.

THE FRACTIONAL DISTRIBUTION OF TREE AND STAND PHYTOMASS: A COMPETITION MODEL

A. S. Isaev[1], T. M.Ovchinnikova[2], V. G. Soukhovolsky[2]

[1] Centre for the Problems of Forest Ecology and Productivity, Russian Academy of Sciences, Profsoyuznaya 84/32, 117840, Moscow, Russia, e-mail: asi@cepl.rssi.ru

[2] Sukhachev Institute of Forest, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Akademgorodok, Krasnoyarsk, 660036, Russia, e-mail: soukhovolsky@forest.akadem.ru

Abstract. The model proposed describes the fractional distribution of the phytomass in trees and stands based on the hypothesis about competition for a resource between different fractions of trees and stands. The approach allows calculating the root phytomass from the aboveground stand fractions with high accuracy. It is also possible to estimate the phytomass distribution using data on the stem fraction. This allows the involvement of the forest inventory data in calculations of carbon stock in forests.

Keywords. Tree, stand, fraction, phytomass, distribution, model, competition.

Введение

Оценки биологической продуктивности деревьев и массы депонированного в насаждениях углерода крайне важны для решения задач оптимального выращивания леса, анализа динамики круговорота углерода в биосфере и скорости его утилизации деревьями из атмосферы. Для моделирования этих процессов, помимо учета общего запаса фитомассы в лесном насаждении, важно оценить фитомассу отдельных фракций деревьев — ствола, ветвей, листьев (хвои), корней.

Для оценки распределения древесной фитомассы по фракциям используются натурные измерения. При этом измеряется фитомасса различных фракций отдельных деревьев или насаждения в целом в зависимости от породы, возраста, условий произрастания, таксационных показателей деревьев в древостое и т. п. В большинстве работ изучается распределение фитомассы надземных фракций дерева. Поскольку натурные измерения фракций фитомассы отдельных деревьев — достаточно трудоемкая задача (особенно измерения фитомассы корней), то для оценки запасов углерода в насаждениях по древесным фракциям обычно используются данные лесной инвентаризации, характеризующие запас стволовой древесины. Чаше всего для оценки фитомассы отдельных фракций деревьев в насаждении используются регрессионные уравнения, характеризующие так называемые конверсионные коэффициенты (Уткин и др., 1997). Более приемлемым с теоретической точки зрения является использование для описания роста фитомассы отдельных фракций деревьев или насаждений „классических" моделей роста фитомассы, например моделей Ферхюльста или Гомпертца.

Для увеличения согласия между наблюдением и выбранным модельным уравнением вводится дополнительное регрессионное уравнение, описывающее связь коэффициентов теоретического уравнения с таксационными характеристиками насаждений (Швиденко и др., 2001, 2003). Однако такой подход, увеличивая число свободных параметров модели, не ведет к увеличению точности расчетов. Достаточно часто коэффициент детерминации R^2 модельных уравнений связи между величинами фитомассы различных фракций насаждения оказывается менее 0,50, т. е. величина фитомассы одной из изучаемых фракций насаждения определяет лишь 50 % дисперсии величины фитомассы другой фракции (Швиденко и др., 2001, 2003). При этом нелинейность предлагаемых теоретических уравнений не позволяет оценить ошибки коэффициентов уравнений.

Представляется, что для получения точных и надежных оценок запасов фитомассы в лесном насаждении и распределения фитомассы по фракциям необходимы новые теоретические модели. В настоящей

работе рассматриваются возможности описания распределения фитомассы деревьев в насаждении по фракциям на основе представления о конкуренции фракций дерева за ресурсы (Суховольский, 2004).

Конкуренция и распределение фитомассы дерева по фракциям

Существуют четыре основные функциональные структуры (фракции) дерева, обеспечивающие его существование как целого — это корни, ствол, ветви и листья. Уменьшение массы хотя бы одной из фракций может привести к ухудшению состояния всего дерева и даже к его гибели. Губительна для дерева и гипертрофия любой из фракций. Так, чрезмерно разросшаяся крона при малом диаметре ствола с неизбежностью погубит дерево, которое станет легкой „добычей" ветра. Чрезмерно высокий ствол будет заставлять тратить большое количество ресурсов на подъем воды в крону. Чрезмерно разросшиеся корни, защищая дерево от ветровых воздействий, в то же время будут отбирать ресурс, необходимый для синтеза фитомассы других фракций, и фактически погибнут сами от недостатка поступающих из кроны продуктов фотосинтеза, необходимых для поддержания жизнедеятельности корней. Таким образом, *дерево способно выжить только в случае, когда ни одна из его фракций не получит одностороннего развития в ущерб развитию других фракций и когда будет реализована ситуация экологического компромисса (trade-off)*.

Каким же должно быть соотношение фитомассы разных фракций дерева, чтобы такой компромисс достигался и выживаемость дерева была максимальной? Рассмотрим дерево как стационарную систему, состоящую из n компонентов — фракций, конкурирующих за поступающий в распоряжение системы энергетический ресурс E. Чем большую долю ресурса получит отдельный компонент системы, тем выше вероятность его выживания. Этот ресурс частично запасается каждым из компонентов в виде некоторой фитомассы $x(i)$, а частично тратится на поддержание существования системы. Отметим, что задача распределения ресурсов между фракциями дерева не сводится к задаче конкурентного вытеснения: предполагается, что существование дерева возможно только в случае, если выживают все его фракции.

Для такой системы выполняются следующие условия:

$$\sum_{I=1}^{n} x(i) = X,\ p(i) = x(i)/X,\ \sum_{i=1}^{n} p(i) = 1,\ \sum_{i=1}^{n} E(i)x(i) = E, \qquad (1)$$

где i — ранг фракции фитомассы; $x(i)$ — фитомасса фракции; X — общая фитомасса дерева (насаждения), $p(i)$ — относительная масса i-й фракции, n — число фракций дерева (насаждения).

Величину $E(i)$ в (1) можно трактовать как *„цену" синтеза единицы фитомассы для i-го компонента системы.*

Для описания такой одновременно конкурирующей и кооперативной системы будем использовать оптимизационный подход, согласно которому система будет стремиться к такому состоянию, при котором выживаемость ее будет максимальной при имеющихся ограничениях на ресурсы. Это условие было ранее определено *как принцип максимальной экологической полезности* (Суховольский, 2004).

При использовании оптимизационного подхода должна вводиться некоторая функция выживания, зависящая от характеристик фитомассы дерева. Ясно, что выживаемость дерева не зависит от абсолютных значений его фитомассы, а должна определяться какими-то другими показателями. Для того чтобы ввести функцию выживания, рассмотрим дерево как оптимизирующую свое существование систему, состоящую из четырех взаимодействующих компонентов — фракций. Введем следующие характеристики: *парциальную экологическую полезность* $U(i)$ и *предельную парциальную экологическую полезность* $dU(i)/dp(i)$ (мы используем здесь общеупотребительную в теории полезности терминологию (Фишберн, 1978)). Величина предельной парциальной экологической полезности $dU(i)/dp(i)$ будет характеризовать изменение вероятности выживания i-й фракции дерева в зависимости от изменения полученной ею доли ресурса $p(i)$ (Суховольский, 2004):

$$\frac{dU(i)}{dp(i)} = -k \ln p(i). \qquad (2)$$

При $p(i) \to 1$ предельная полезность $dU(i)/dp(i)$ будет стремиться к нулю и парциальная полезность i-го компонента системы будет максимальной. При $p(i) \to 0$ имеем $dU(i)/dp(i) \to -\infty$, и при очень малых значениях $p(i)$ даже небольшой прирост $p(i)$ будет сильно влиять на величину предельной полезности. В уравнении для предельной парциальной полезности будем считать, что величина $k = \text{const}$ одинакова для всех фракций.

Поскольку функции полезности определены с точностью до монотонного преобразования, можно в качестве конкретного вида функции предельной полезности выбрать обычно употребляемую логарифмическую функцию (Фишберн, 1978). Однако основные результаты не изменятся, если в качестве функции предельной полезности выбрать какую-то другую функцию со схожим типом поведения, например функцию $\dfrac{dU(i)}{dp(i)} = \dfrac{1-p(i)}{p(i)}$.

Проинтегрировав (2), найдем функцию парциальной экологической полезности для i-й фракции дерева:

$$\int dU(i) = -\int k \ln p(i) dp(i) \tag{3}$$

и

$$U(i) = -k[p(i)\ln p(i) - p(i)] + C(i), \tag{4},$$

где $C(i)$ — константа интегрирования.

Общую функцию экологической полезности для системы определим как сумму функций парциальной экологической полезности:

$$U = \sum_{i=1}^{n} U(i) = -k\sum_{i=1}^{n}[p(i)\ln p(i)] + k\sum_{i=1}^{n} p(i) + \sum_{i=1}^{n} C(i). \tag{5}$$

Первое слагаемое в правой части уравнения (5) хорошо известно в физике и теории информации — это энтропия системы $H = -\sum_{i=1}^{n} p(i)\ln p(i)$. Учитывая это, далее получаем:

$$U = kH + k + C, \tag{6}$$

где $C = \sum_{i=1}^{n} C(i)$.

Согласно принципу максимальной экологической полезности, должно выполняться условие $U \rightarrow \max$. Поскольку величины k и C — константы, то условие максимума общей экологической полезности равнозначно условию максимума энтропии при дополнительном условии ограниченности общего объема распределяемого в системе ресурса.

Задача нахождения значения $p(x)$, при котором величина H достигает максимума, при дополнительном условии $E(i) = \rho \ln x(i)$ решается методом неопределенных множителей Лагранжа (Яблонский, 1976; Левич, 1978):

$$\ln p(i) = \rho \ln \alpha (1 + \alpha) \ln x(i), \tag{7}$$

где $\alpha = \rho/E$.

Дополнительное условие на величину $E(i)$ означает, что с увеличением абсолютного значения фитомассы фракции затраты на синтез ее единицы монотонно, но нелинейно возрастают (фактически это условие ограничивает „аппетиты" каждой из фракций). Тот факт, что шкала роста цены синтеза одна и та же для всех фракций (т. е. параметр $\rho = \text{const}$ не зависит от выбора фракции фитомассы, а только от величины фитомассы), обычно интерпретируется как существование свободной конкуренции за ресурс между фракциями.

Выражение (7) описывает так называемое распределение Парето в его частотной форме (Де Гроот, 1976). Другой формой распределе-

ния Парето является ранговая форма — уравнение Ципфа—Парето (Mandelbrot, 1969):

$$x(i) = A/i^b, \tag{8}$$

где i — ранг конкурента (т. е. его номер в ряду, начинающемся с конкурента ранга 1, сосредоточившего наибольший объем ресурса); $x(i)$ — объем ресурса у i-го конкурента; $A = x(1)$ — объем ресурса, приходящегося на долю первого по рангу конкурента; b — параметр, характеризующий уровень конкуренции за ресурс в системе ($b = 1 + \alpha$). При $b \to 0$ фитомасса равномерно распределяется по фракциям, при $b \to \infty$ подавляющая доля фитомассы сосредоточена в первой по рангу фракции.

Для определения параметров A и b уравнения (1) для конкретного дерева использовался метод наименьших квадратов, и по известным величинам фитомасс $x(i)$ фракций дерева определялись параметры регрессионного уравнения

$$\ln x(i) = a - b\ln i, \tag{9}$$

где $i = 1,..,n$; $a = \ln A$.

Известно, что использование метода наименьших квадратов для нахождения параметров регрессионных уравнений для (8) и (9) дает несколько разные результаты и использование при расчете параметров регрессии уравнения (9) вместо (8) теоретически не вполне корректно, так как в (9) минимизируется сумма квадратов остатков от логарифмов наблюдаемых и расчетных величин, а не квадратов остатков самих величин. Однако практически величина ошибки зависит от абсолютных значений наблюдаемых величин и в данном случае не превосходит тысячных долей процента (табл. 1), так что использовать для расчетов (8) вместо (9) практически не требуется. Использование же линейного уравнения (9) позволяет вычислить ошибки регрессионных коэффициентов.

Согласие данных наблюдений и модели (9) определяется по величине коэффициента детерминации R^2 (Поллард, 1982). Для столь малого числа степеней свободы, как четыре, коэффициент детерминации значим на уровне $p = 0{,}95$ в случае, если $R^2 \geq 0{,}96$. При $R^2 \to 1$ все точки попадают на теоретическую прямую.

Таблица 1

Сравнение оценок параметров регрессии для данных, аппроксимируемых уравнениями (8) и (9)

Параметры уравнений регрессии	Уравнение (8)	Уравнение (9)
$a = \ln A$	4,82543	4,8254
A	124,64	124,6363
b	2,0539	2,0539

Если выделяется n фракций древесной фитомассы (чаще всего выделяют фракции стволовой древесины, ветвей, корней и листьев, т. е. $n = 4$), то из (8) следует, что общую фитомассу насаждения можно выразить как сумму фитомасс отдельных фракций:

$$X = \sum_{i=1}^{n} x(i) = \sum_{i=1}^{n} x(1)i^{-b} = x(1)\sum_{i=1}^{n} i^{-b} = x(1)G(b), \quad (10)$$

$$\frac{x(1)}{X} = G(b)^{-1}, \quad (11)$$

где $G(b) = \sum_{i=1}^{4} i^{-b} = \frac{1}{1^b} + \frac{1}{2^b} + \frac{1}{3^b} + \frac{1}{4^b}$.

Значение функции $G(b)$ не зависит от абсолютных значений фитомассы насаждения, а зависит только от коэффициента b. Из (11) следует, что доля фитомассы $p(1) = x(1)/X$ первой по рангу фракции дерева однозначно определяется значением функции $G(b)$. Простого аналитического выражения для функции $G(b)$ нет, но она легко табулируется для любых значений b.

Результаты и обсуждение

В работе рассматривались четыре фракции деревьев и насаждений — ствол с корой, ветки, корни и листья (хвоя). Для дальнейшего анализа в основном использовались данные, приведенные в монографиях В. А. Усольцева (1997, 1998, 2001), представляющих собой уникальные сводки данных более чем 500 российских и зарубежных авторов по распределению фитомассы деревьев и насаждений в зоне бореальных лесов на территории от Шотландии до Японии. Цитировать отдельно каждый набор данных из этих сводок, анализированных в настоящей работе, нецелесообразно из-за неизбежного разбухания списка цитированной литературы. Кроме того, в работе анализировались некоторые данные по фитомассе деревьев и насаждений лесов Северной Америки.

На рис. 1 приведен типичный вид функции рангового распределения по фракциям фитомассы отдельного дерева сосны обыкновенной. Из рисунка видно, что данные натурных измерений в данном случае попадают на теоретическую прямую. В табл. 2 приведены значения коэффициентов регрессионного уравнения (9) рангового распределения фитомассы деревьев, вычисленные по литературным данным.

Анализ показал, что уравнение (9) описывает распределение по фитомассе не только деревьев хвойных пород, но и таких экзотических для России пород, как апельсиновое дерево на плантациях Центральной Америки (рис. 2). Однако в этом случае была учтена еще одна фракция — плоды (ее ранг был равен единице).

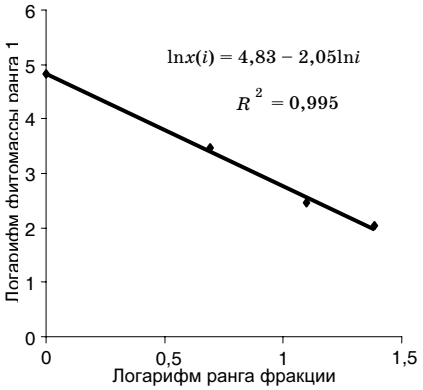


Рис. 1. Ранговое распределение фитомассы для отдельного дерева (сосна, 65 лет, Приангарье) по данным М. Г. Семечкиной (1976).

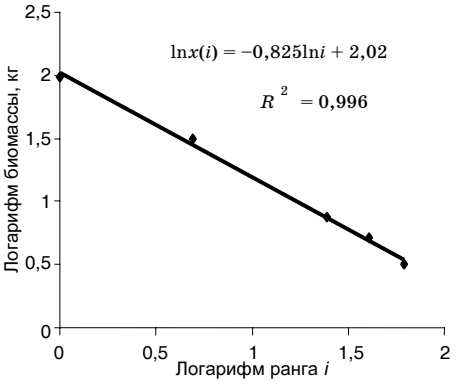


Рис. 2. Распределение фитомассы шестилетнего апельсинового дерева (Mattos et al., 2003).

Из табл. 2 видно, что значения фитомассы различных фракций дерева с высокой степенью достоверности согласуются с теоретическим распределением, соответствующим уравнению (9) (см. значения R^2).

Закономерности распределения фитомассы насаждения по фракциям по своему характеру ничем не отличаются от распределения фитомассы отдельных деревьев. Об этом свидетельствуют результаты расчетов параметров рангового распределения 20 чисто еловых насаждений (табл. 3).

Таблица 2

Распределение фитомассы деревьев сосны обыкновенной по фракциям и коэффициенты уравнения свободной конкуренции (9) (по данным работ Анализ..., 1988; Аткин, 1984; Биологическая продуктивность, 1982; Дылис, Носова, 1977; Калинин, 1977; Бузыкин и др., 2002)

Фитомасса фракции, кг				Коэффициент уравнения (9)		R^2
Ствол	Ветви	Листья	Корни	a	b	
131,8	16,9	12,4	31,6	4,80	1,73	0,986
123,9	11,6	7,7	31,9	4,82	2,05	0,995
88,3	12,5	7,1	19,5	4,40	1,78	0,985
56,30	8,39	4,04	13,90	4,009	1,84	0,991
14,40	8,10	4,16	2,90	2,74	1,17	0,977
3,87	0,92	0,69	1,26	1,27	1,24	0,974
0,0144	0,0298	0,0067	0,0081	–3,51	1,11	0,999
0,0146	0,0301	0,0068	0,0084	–3,50	1,10	0,994
0,0227	0,0480	0,0118	0,0092	–3,02	1,23	0,986
0,0277	0,0447	0,0115	0,0156	–2,99	1,04	0,983
0,0348	0,0636	0,0185	0,0220	–2,75	0,92	0,994

Таблица 3

Фитомасса и параметры рангового распределения для чисто еловых насаждений (по данным, приведенным в работах Усольцева (1997, 1998, 2001)

Возраст, число лет	Фитомасса, т · га$^{-1}$				Параметры рангового распределения (9)				R^2
	стволов	ветвей	хвои	корней	*a*	*sa*	*b*	*sb*	
30	54,1	24,8	19,3	31,3	3,982	0,030	−0,730	0,032	0,996
35	86,8	14,4	8,07	31,2	4,519	0,088	−1,705	0,093	0,994
56	170,7	46,2	36,4	77,4	5,132	0,041	−1,136	0,043	0,997
70	329,4	55	41,2	101,3	5,748	0,089	−1,526	0,094	0,992
78	277,5	33,9	20,8	88,2	5,673	0,094	−1,897	0,099	0,995
80	316,2	35,1	23,5	87,3	5,757	0,075	−1,915	0,079	0,997
83	182	27	15	61,5	5,259	0,086	−1,796	0,091	0,995
85	186,3	26,85	17,36	66,6	5,277	0,101	−1,742	0,106	0,993
87	198,4	28,21	17,88	71,7	5,349	0,112	−1,766	0,118	0,991
90	367,7	33,5	21,1	91,9	5,917	0,079	−2,102	0,084	0,997
93	171,2	28,9	20,6	52,5	5,100	0,072	−1,544	0,076	0,995
100	405,3	50,5	21,8	101,2	6,035	0,117	−2,050	0,123	0,993
115	178,6	19,4	10,7	53,3	5,250	0,108	−2,046	0,114	0,994
126	184	16,6	8,1	46	5,274	0,092	−2,250	0,097	0,996
160	28,7	5,4	3,65	9,01	3,315	0,067	−1,486	0,071	0,995
160	134,4	16,5	9,6	29,6	4,838	0,106	−1,887	0,112	0,993
170	22,8	3,4	1,63	6,37	3,146	0,094	−1,854	0,099	0,994
170	29,9	4,6	2,18	8,31	3,413	0,103	−1,835	0,108	0,993
170	107,2	17,6	9,04	33,7	4,705	0,079	−1,748	0,083	0,996
180	163,8	18,5	9,6	36	5,069	0,073	−2,018	0,077	0,997

Примечание. *sa* — ошибка коэффициента *a*; *sb* — ошибка коэффициента *b*.

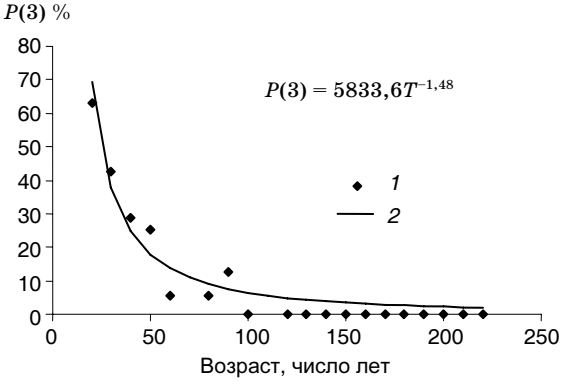


Рис. 3. Изменение с возрастом доли $P(3)$ сосновых насаждений с рангом корней, равным 3.

1 — данные наблюдений, *2* — результаты расчетов.

Для всех приведенных в табл. 3 данных коэффициент детерминации регрессионного уравнения (9) весьма близок к единице, что указывает на очень хорошее согласие теоретической модели свободной конкуренции и натурных данных.

Анализ типичных данных для распределения по фракциям фитомассы древесных растений Северной Америки также дал результаты, схожие с результатами, полученными для европейских пород (табл. 4).

Однако такое условие для всех выбранных для построения динамического ряда насаждений может и не выполняться. Тогда следует выдвинуть ряд гипотез для объяснения отсутствия насаждений с рангом корней, равным 3, в насаждениях старших возрастов (рис. 3). Например, можно предположить, что насаждения, развивавшиеся в последние 100 лет, росли в несколько иных условиях, чем насаждения более старшего возраста, развитие которых происходило два столетия назад. Другая возможная гипотеза, объясняющая отсутствие насаждений старших возрастов, у которых ранг корней равен 3, может заключаться в том, что насаждения, у которых ранг корней равен 3, а следовательно, ранг ветвей равен 2, подвергаются в связи с этим интенсивному ветровому воздействию и часть деревьев с меньшим соотношением масс подземных и надземных фракций вываливается под воздействием ветра. В хвойных насаждениях место вываленных деревьев в этом случае обычно занимают более быстро растущие лиственные деревья. Тогда возникают смешанные насаждения. Однако нами использовались только данные по фитомассе чистых, не смешанных насаждений.

Таблица 4

Распределение по фракциям фитомассы отдельных пород в спелом насаждении на юге штата Вашингтон (Chen et al., 2004)

Фракция	Порода*					
	TSHE	PSME	ABAM	THPL	ABPR	Всего в насаждении
Ствол с корой, $т \cdot га^{-1}$	240,097	264,042	5,49	29,822	6,821	555,02
Ветви, $т \cdot га^{-1}$	62,459	19,669	0,753	4,558	1,662	90,051
Хвоя, $т \cdot га^{-1}$	11,035	5,375	0,304	1,262	0,581	18,87
R^2	0,990	0,964	0,956	0,988	0,993	0,998
a	5,55	5,36	1,52	3,30	1,86	6,28
b	2,2217	2,809	2,087	2,2813	1,7767	2,439

* TSHE — *Tsuga heterophylla* Raf. Sarg.; PSME — *Pseudotsuga menziesii;* ABAM — *Abies amabiles* (Dougl.) Forbes; THPL — *Thuja plicata* Donn.; ABPR — *Abies procera* Rehd.

Возникает вопрос, насколько хорошо согласуются с уравнением конкуренции массовые данные по фитомассе фракций деревьев и насаждений? Если в качестве критерия согласия теоретических и натурных данных использовать коэффициент детерминации R^2 регрессионного уравнения (9), то для более чем 90 % проанализированных наборов данных по распределению фитомассы в 249 насаждениях ели (Усольцев, 2001) отмечается очень хорошее согласие результатов расчета по модели (9) и данных наблюдений (рис. 4). Аналогичные результаты получены и для других древесных пород (сосне, ели, березе, пихте, лиственнице, кедру).

Около 10 % результатов расчетов по модели (9) расходится с данными наблюдений. Свидетельствует ли это о том, что модель не описывает в полной мере все возможные варианты взаимосвязей между фракциями фитомассы древостоя? Причиной расхождений могут быть ошибки измерений, особенно при определении фитомассы корней. Трудоемкость процедуры раскопки корней общеизвестна, и точность таких измерений невелика. Если причиной расхождения теории и наблюдений являются ошибки определения фитомассы корней, а фитомасса других фракций оценена более точно, то в этом случае должно наблюдаться хорошее согласие натурных данных и результатов расчета для случая, когда расчет по регрессионному уравнению (9) ведется только для трех надземных фракций, а фракция корней, которая для приспевающих и спелых насаждений имеет ранг 2, а для более молодых насаждений — ранг 2 или 3, из расчетов исключается.

Рассмотрим, насколько это предположение обосновано. В табл. 5 приведены данные по регрессионным коэффициентам (9) рангового распределения фитомассы в сосновых насаждениях в случае, когда коэффициенты рассчитывались по данным для всех четырех фракций, и в случае когда для расчетов использовались данные только для надземных фракций фитомассы насаждения.

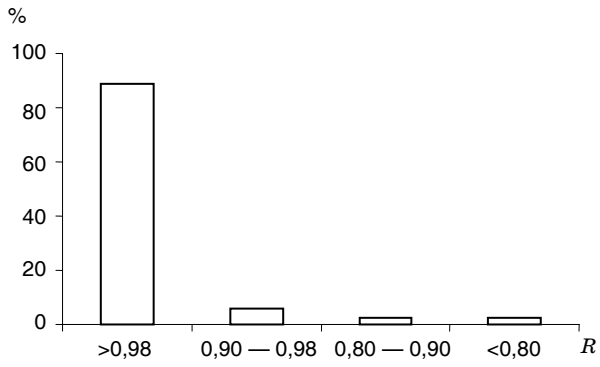


Рис. 4. Распределение доли (%) общего числа данных по значению R^2 для наборов фитомасс фракций в еловых насаждениях.

Таблица 5

Оценка возможных ошибок натурных измерений фитомассы фракции корней в чистопородных сосновых насаждениях (по данным Усольцева (2001))

Возраст насаждения, число лет	R^2		Фитомасса корней		$x_н - x_р$
	Наблюдения	Расчет*	Наблюдения $x_н$	Расчет $x_р$	
10	0,89	1,00	7,11	9,34	−2,23
15	0,90	1,00	4,47	6,77	−2,30
20	0,90	1,00	2,42	3,26	−0,84
20	0,90	1,00	7,8	10,99	−3,19
20	0,91	1,00	9,1	12,83	−3,73
22	0,84	0,99	20,4	36,92	−16,52
31	0,91	1,00	10,1	20,36	−10,26
35	0,91	1,00	3,8	5,21	−1,41
40	0,88	0,99	3,41	4,75	−1,34
40	0,88	1,00	2,25	1,14	1,11
45	0,90	0,98	5,9	3,43	2,47
75	0,88	1,00	17,6	8,18	9,42

* По трем надземным фракциям, исключая корни.

Приведенные в табл. 5 коэффициенты детерминации R^2 для рангового распределения фитомассы насаждения по всем фракциям, включая корни, незначимы на уровне $p = 0{,}95$. Если же провести расчет регрессионного уравнения только для надземных фракций, опуская фитомассу корней, имеющую ранг 2, то данные натурных измерений будут попадать практически точно на прямую (9). Таким образом, модель конкуренции для надземных фракций фитомассы согласуется с натурными данными практически во всех случаях. Такое согласие есть аргумент в пользу того, что расхождение теоретической модели и натурных данных связано с ошибками измерений. Для данных, приведенных в табл. 3, проведены расчеты параметров регрессионных уравнений рангового распределения фитомассы для случая, когда использовались только данные по фитомассе надземных фракций. В табл. 3 приведены значения относительных разностей коэффициентов регрессионных уравнений $\Delta a = \frac{a_4 - a_3}{a_4} \cdot 100\ \%$ и $\Delta b = \frac{b_4 - b_3}{b_4} \cdot 100\ \%$ (где a_4 и b_4 — коэффициенты регрессионного уравнения для четырех фракций фитомассы, a_3 и b_3 — коэффициенты регрессионного уравнения для трех фракций фитомассы (без корней)). Из таблицы видно, что относительная разность значений регрессионных коэффициентов для таких расчетов практически не превышает 1,5 %. Таким образом, можно считать,

что процедура расчета коэффициентов рангового распределения фитомассы по данным о фитомассе только надземных фракций корректна и достаточно точна.

По рассчитанным коэффициентам регрессионного уравнения для надземных фракций a' и b' можно вычислить фитомассу корней $x(2)$:

$$x(2) = \exp(a' - b' \ln 2). \qquad (12)$$

Из табл. 5 видно, что в большинстве случаев фитомасса корней по данным натурных наблюдений меньше, чем фитомасса корней, вычисленная по значениям фитомассы надземных фракций. Если полагать, что фитомасса корней в процессе натурных наблюдений определялась с ошибкой, то отрицательный знак ошибки может быть вызван недоучетом фитомассы корней.

„Взвешивание" корней

Если модель (9) корректна, то описанный выше метод расчета можно использовать для теоретического „взвешивания" фитомассы корней в ситуации, когда проводились измерения фитомассы только надземных фракций деревьев и насаждений. Рассмотрим набор данных о распределении фитомассы надземной части дерева, которая включает в себя три фракции — ствол, ветви и листья (хвою). Предположим, что ранговое распределение по фитомассе только этих трех фракций для всех анализированных данных не описывается уравнением Парето. Пусть ранг фитомассы корней i_r. Тогда при построении рангового распределения для всей фитомассы насаждения по данным только надземных фракций дерева следует опустить ранг i_r и построить распределение (9) для фракций с рангами $1,\ldots, i_{r-1}, i_{r+1},\ldots, n$. Конечно, ранг корней неизвестен, но можно построить семейство распределений фитомасс фракций, опуская последовательно каждой из рангов $i = 1,\ldots, n$. Если фитомассы всех фракций дерева распределены по Парето, то при некотором значении i_r точки, характеризующие фитомассу надземных фракций, расположатся на теоретической прямой (9). Вычислив параметры регрессионного уравнения $\ln x(i) = a - b\ln i (i = 1,\ldots, i_{r+1}, i_r, i_{r-1},\ldots, n)$, можно выбрать регрессионное уравнение с таким опущенным рангом корней i_r, которое имеет наибольшее значение коэффициента детерминации. После этого фитомассу корней можно рассчитать по формуле $x(i_r) = \exp(a - b\ln i_r)$. В качестве примера приведем данные по фитомассе фракций отдельных деревьев сосны обыкновенной (табл. 6).

Таблица 6

Фитомасса отдельных деревьев сосны обыкновенной (по данным М. Г. Семечкиной (1976))

Возраст дерева, число лет	Фитомасса фракции, кг				Параметр рангового распределения				
	Ствол	Ветви	Хвоя	Корни*	*a*	*sa*	*b*	*sb*	R^2
68	549,6	31,8	14,9	90,75	6,310	0,007	2,600	0,007	1,000
68	47,1	4,4	2,4	10,60	3,851	0,009	2,150	0,009	1,000
67	563	42	20,7	108,67	6,336	0,017	2,377	0,017	1,000
67	251,3	12,7	6,4	39,20	5,517	0,058	2,667	0,057	1,000
66	548,1	41	23,2	109,87	6,296	0,066	2,303	0,065	0,999
67	104,9	9,6	4,6	22,54	4,664	0,066	2,234	0,065	0,999
70	356,6	27,7	12,3	68,51	5,891	0,086	2,400	0,085	0,999
64	720,3	65,1	30,3	152,55	6,593	0,082	2,259	0,080	0,999
66	481,2	40,9	18,3	97,44	6,192	0,096	2,327	0,094	0,998
64	59	4,6	2,8	12,34	4,061	0,104	2,233	0,102	0,998
67	635,7	47	19,6	116,84	6,474	0,117	2,471	0,114	0,998
60	411,7	26	15,3	75,81	6,001	0,117	2,414	0,114	0,998
65	779,3	86,5	40,9	186,02	6,675	0,105	2,091	0,103	0,998
56	97,6	3,9	1,1	11,45	4,622	0,256	3,151	0,250	0,994
69	579,6	45	16,2	105,34	6,397	0,213	2,510	0,209	0,993
63	414,5	43,8	17,6	92,22	6,059	0,196	2,214	0,192	0,993
63	55,4	6,7	2,8	13,43	4,046	0,193	2,090	0,189	0,992
66	537,6	36,7	26	108,60	6,252	0,217	2,257	0,212	0,991
63	323,5	20,7	14,6	62,94	5,743	0,224	2,309	0,220	0,991
66	800,1	97,2	38,6	191,92	6,721	0,225	2,112	0,220	0,989
66	865,6	119,9	50,4	226,89	6,798	0,211	1,981	0,207	0,989

* Рассчитана по уравнению (9).

Параметры уравнения распределения фитомассы по фракциям

Высокая степень согласия модели (9) и данных натурных измерений позволяет для описания фитомассы фракций деревьев и насаждений вместо четырех переменных использовать только две — параметры *a* и *b* уравнения (9). Рассмотрим изменения этих величин в зависимости от возраста и породы деревьев и насаждений, их географического местопроизрастания.

На рис. 5 отражено изменение переменных уравнений свободной конкуренции в зависимости от возраста насаждений для чисто еловых древостоев. Видно, что значения параметров *a* и *b* рангового распределения постепенно увеличиваются с возрастом древостоя, а после достижения возраста 150 лет стабилизируются. Фактически эта стабилизация и есть выражение того факта, что к этому возрас-

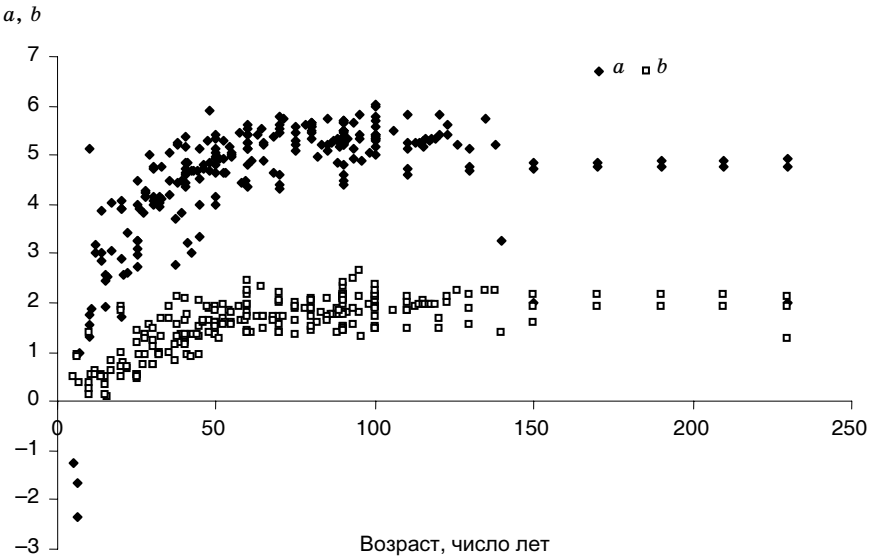


Рис. 5. Параметры рангового распределения для еловых насаждений (использованы данные по 249 насаждениям, приведенные в работе Усольцева (2001)).

ту интенсивный рост насаждения заканчивается и оно переходит к климаксовому состоянию. Коэффициент b уравнения (9) для спелых еловых насаждений близок к 2.

На рис. 6 приведено изменение с возрастом насаждений средних значений коэффициентов уравнения (9) для чисто сосновых насаждений. Как видно, характер временной динамики коэффициентов рангового распределения фитомассы насаждения по фракциям для сосновых насаждений такой же, как и для еловых. Предельное значение коэффициента b для сосновых насаждений также близко к 2.

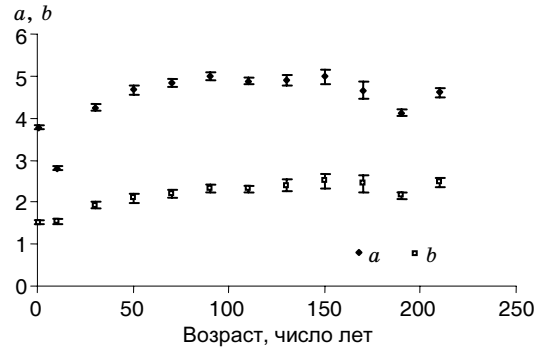


Рис. 6. Изменение с возрастом средних значений коэффициентов уравнений рангового распределения фитомассы насаждений по фракциям для сосновых насаждений.

Очень хорошее согласие с уравнением свободной конкуренции имеет место и для сводных данных по фитомассе лесных насаждений различных регионов Сибири и Дальнего Востока (табл. 7).

Из таблицы видно, что для всех регионов Сибири и Дальнего Востока, кроме Камчатской области, где значительную часть лесов составляет кедровый стланик, распределение фитомассы по фракциям в хвойных насаждениях очень хорошо описывается уравнением свободной конкуренции. По всей видимости, для кедрового стланика уравнение (9) необходимо модифицировать.

Таблица 7

Ранговое распределение фитомассы хвойных насаждений по фракциям в различных регионах Сибири и Дальнего Востока (Швиденко и др., 2003)

Регион	Площадь, млн. га	Средняя фитомасса, $т \cdot га^{-1}$	Параметр рангового распределения фитомассы				
			a	*sa*	*b*	*sb*	R^2
Алтайский край	7,66	116,6	4,397	0,116	1,972	0,122	0,992
Кемеровская обл.	5,46	89,9	4,067	0,187	1,825	0,196	0,977
Новосибирская обл.	5,88	85,0	4,068	0,321	1,897	0,338	0,940
Омская обл.	4,46	108,7	4,338	0,407	1,993	0,428	0,915
Томская обл.	18,97	110,5	4,346	0,283	1,967	0,298	0,956
Тюменская обл.	49,00	79,9	3,968	0,138	1,844	0,145	0,988
Читинская обл.	34,23	66,3	3,943	0,214	2,204	0,225	0,980
Респ. Тыва	8,47	107,8	4,390	0,125	2,126	0,132	0,992
Красноярский край	98,14	97,2	4,262	0,131	2,075	0,138	0,991
Иркутская обл.	64,20	108,9	4,382	0,115	2,091	0,121	0,993
Респ. Бурятия	23,93	76,4	4,025	0,103	2,065	0,108	0,995
Приморский край	12,46	127,7	4,496	0,163	1,932	0,172	0,985
Хабаровский край	49,04	89,3	4,215	0,177	2,146	0,186	0,985
Амурская обл.	23,18	78,4	4,144	0,296	2,283	0,312	0,964
Камчатская обл.	**14,66**	**59,4**	**3,824**	**0,522**	**2,152**	**0,55**	**0,885**
Магаданская обл.	16,39	24,2	2,991	0,314	2,343	0,33	0,962
Сахалинская обл.	5,36	96,6	4,195	0,064	1,907	0,068	0,998
Респ. Якутия	145,61	55,7	3,822	0,254	2,373	0,267	0,975

Оценка фитомассы фракций по данным лесной таксации

Наибольший объем данных о фитомассе лесных насаждений составляют сведения о запасах стволовой древесины, получаемые при проведении лесоинвентаризационных работ. Возможно ли на основе данных лесной таксации оценить распределение фитомассы насаждения по фракциям? Для такого расчета используем соотношение (11), которое должно выполняться для всех насаждений неза-

висимо от их породного состава, бонитета и возраста. Из (11) следует, что, зная коэффициент b для данного насаждения, можно однозначно определить значение $G(b)$. Общий запас древесной фитомассы можно вычислить по данным о распределении фитомассы по фракциям, используя выражение $X = \exp a \cdot G(b)$, где $\exp a = x(1)$.

На рис. 7 приведена теоретическая кривая $G(b)$ в диапазоне значений b от 0 до 4, данные по доле $p(i)$ стволовой древесины и значению коэффициента b регрессионного уравнения (9) для рангового распределения фитомассы по фракциям разнообразных по местоположению, породе и бонитету насаждений. При построении использовалось более 1500 наборов данных разных авторов по фитомассе фракций насаждений различных пород — сосны, пихты, ели, лиственницы, кедра, приведенных в работе В. А. Усольцева (2001). *Анализ этих материалов подтверждает теоретический вывод (см. уравнение (11)) о том, что зависимость доли стволовой древесины $p(1) = x(1)/X$ от параметра b уравнения (9) универсальна для всех насаждений*. Таким образом, если для конкретного насаждения известно значение b, то можно вычислить величину $G(b)$. Зная $G(b)$ и из таксационных описаний фитомассу стволовой древесины $x(1)$, можно вычислить фитомассу X насаждения, используя уравнение (11):

$$X = x(1)G(b). \qquad (13)$$

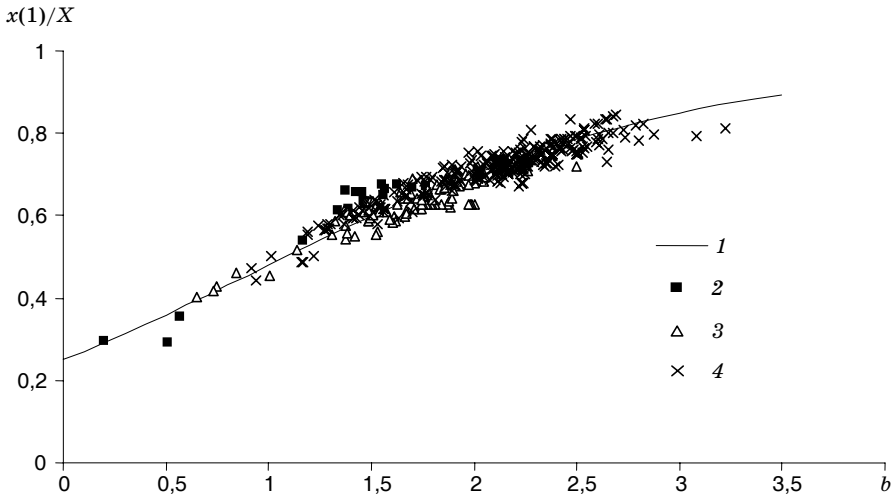


Рис. 7. Связь между коэффициентом конкуренции b уравнения (8) и долей $x(1)/X$ стволовой древесины насаждений.

1 — теоретическое значение, *2* — пихта, *3* — ель, *4* — сосна.

Кроме того, зная b и $x(1)$, можно вычислить фитомассы всех остальных фракций деревьев в насаждении:

$$\ln x(i) = \ln x(1) - b \ln i, \quad i = 2, 3, 4. \tag{14}$$

Полученные данные о связи параметра b с возрастом насаждения и его породой указывают на то, что для спелых насаждений всех пород в первом приближении можно полагать, что $b \approx 2$. В этом случае фитомасса насаждения $X \approx 1{,}42x(1)$. Для улучшения оценки фитомассы насаждений разного возраста по уравнению (13) необходимо построить таблицы зависимости b от возраста, бонитета и месторасположения насаждений. Это открывает возможности широкого использования таксационных материалов для оценки продуктивности и распределения фитомассы по фракциям.

Заключение

Предложенная модель, описывающая распределение фитомассы древесных растений по фракциям, исходит из определенных теоретических представлений и этим существенно отличается от многочисленных регрессионных моделей, часто используемых при анализе распределения фитомассы деревьев и насаждений по фракциям. Модель позволяет с высокой точностью описать распределение фитомассы деревьев по фракциям на основе экологически обоснованного предположения о конкуренции между фракциями деревьев за ресурс. Согласие модели конкуренции с данными по распределению фитомассы по фракциям для отдельных насаждений указывает на то, что конкуренция имеет место не только в пределах отдельного дерева, но и у деревьев в насаждении в целом. Имеющиеся в ряде случаев расхождения между теоретической моделью конкуренции и данными натурных измерений фитомассы фракций с достаточной степенью правдоподобия могут объясняться ошибками измерений фитомассы, прежде всего фитомассы корневой системы деревьев и насаждений.

Предлагаемый подход позволяет с высокой точностью рассчитать фитомассу корневой системы деревьев и насаждений по данным о фитомассе надземных фракций. При этом использование логарифмически линейного уравнения (9), описывающего распределение фитомассы по фракциям деревьев и насаждений, позволяет оценивать ошибки модели и определить точность расчетов параметров фитомассы отдельных фракций.

С достаточной точностью возможно также оценить распределение фитомассы в насаждении по данным о запасах стволовой древесины, что позволяет использовать для расчетов депонированного в древостое углерода материалы лесной таксации.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 04-04-49279 и 05-04-49360).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анализ продукционной структуры древостоев. 1988. — М.: Наука. — 240 с.

Аткин А. С. 1984. Фитомасса и обмен веществ в сосновых лесах. — Красноярск: ИЛиД. — 134 с.

Биологическая продуктивность лесов Поволжья. 1982. — М.: Наука. — 282 с.

Бузыкин А. И., Пшеничникова Л. С., Суховольский В. Г. Густота и продуктивность древесных ценозов. — Новосибирск: Наука, 2002. — 150 с.

Де Гроот М. 1974. Оптимальные статистические решения. — М.: Мир. — 491 с.

Дылис Н. В., Носова Л. Н. 1977. Фитомасса лесных биогеоценозов Подмосковья. — М.: Наука. — 143 с.

Калинин М. Н. 1978. Моделирование лесных насаждений. — Львов: изд. ЛГУ. — 206 с.

Левич А. П. 1978. Экстремальный принцип в теории систем и видовая структура сообществ. — В кн: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. 1. — Л.: Гидрометеоиздат, с. 164—183.

Поллард Дж. 1982. Справочник по вычислительным методам статистики. — М.: Финансы и статистика. — 344 с.

Суховольский В. Г. 2004. Экономика живого. — Новосибирск: Наука. — 150 с.

Семечкина М. Г. 1978. Структура фитомассы сосняков. — Новосибирск: Наука. — 165 с.

Усольцев В. А. 1997. Биоэкологические аспекты таксации фитомассы древостоев. — Екатеринбург: изд-во УРО РАН. — 216 с.

Усольцев В. А. 1998. Формирование банков данных о фитомассе деревьев. — Екатеринбург: изд-во УРО РАН. — 541 с.

Усольцев В. А. 2001. Фитомасса лесов Северной Евразии. База данных и география. — Екатеринбург: изд-во УРО РАН. — 707 с.

Уткин А. И., Замолодчиков Д. Г., Коровин Г. Н. 1997. Определение запасов углерода насаждений на пробных площадях: сравнение аллометрического и конверсионно-объемного методов. — Лесоведение, № 5, с. 51—65.

Фишберн П. Теория полезности для принятия решений. — М.: Наука, 1978. — 352 с.

Швиденко А. З., Щепаченко Д. Г., Нильссон С. 2001. Агрегированные модели фитомассы насаждений основных лесообразующих пород России. — Лесная таксация и лесоустройство, № 1, с. 50—57.

Швиденко А. З., Щепаченко Д. Г., Нильссон С., Булуй Ю. И. 2003. Система моделей роста и динамики продуктивности лесов России. Таблицы хода роста. — Лесное хозяйство, № 6, с. 34—38.

Яблонский А. И. 1976. Стохастические модели научной деятельности. — В кн.: Системные исследования. Ежегодник, 1975. — М.: Наука, с. 5—42.

Chen J., Bo Song, Rudnicki M., Moer M., Bible K., North M., Shaw D. C., Franklin J. F., Brown D.M. 2004. Spatial relationship of biomass and species distribution in an old-growth pseudotsuga — tsuga forest// Forest Sci., V. 50, N 3, p. 364—375.

Mandelbrot B. 1969. Final notes on a class of skew distribution function. — Inform. and Conr., V. 36, N 4, p. 394—419.

Mattos D., Jr, Graetz D., Alva A. K. 2003. Biomass distribution and nitrogen-15 partitioning in citrus trees on a Sandy Entisol //Soil Soc. Am. J., V. 67, p. 555—563.

К ПРОБЛЕМЕ ОЦЕНКИ ВОЗМОЖНЫХ ОТКЛИКОВ МОРСКИХ ЭКОСИСТЕМ НА КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ

С. А. Мошаров

РФ, 107258, Москва, Глебовская ул., 20Б, Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН, sampost@list.ru

Реферат. Рассматриваются методы прогностических оценок изменений основных параметров морских экосистем, и в первую очередь определяющих биопродуктивность и потоки углерода в океане, в ответ на климатические изменения. Рассмотренные в данной работе экологические модели позволяют прогнозировать изменение первичной продуктивности (основного процесса образования органического вещества экосистеме) в зависимости от важнейшего климатического фактора — температуры. При этом первичное продуцирование рассматривается либо как отдельный процесс, либо как часть сложной функционирующей системы. Представлен обзор методов, используемых для изучения динамики планктонного сообщества и связанных с моделированием, основанным на блоковой структуре и на анализе „нейронных сетей”. Оценка потоков углерода в океане большей частью основана на определении доли от первичной продукции в верхнем слое океана.

Ключевые слова. Математическое моделирование экосистем, первичное продуцирование, поток углерода в океане, искусственная нейронная сеть, температурный фактор.

ON THE PROBLEM OF ASSESSMENT OF MARINE ECOSYSTEM RESPONSES TO THE CLIMATE CHANGES

S. A. Mosharov

Institute of Global Climate and Ecology of Rosgidromet and RAS, 20B, Glebovskaya str., 107258 Moscow, Russia, sampost@list.ru

Abstract. The modelling approaches for prognostic assessment of marine ecosystem changes, including variation of the biological production and the ocean carbon fluxes, as responses to the climate changes. In the work presented here we review the ecological models that forecast the primary production changes depending on temperature as main climatic factor. Primary production are considered as either single process or component of complicated system. The modelling methods that are used for study of the planktonic community dynam-

ics are based on a block structure or analysis of neural network. The assessment of carbon flux in the ocean is based on study of the relationship between flux and primary production.

Keywords. Mathematical modelling of ecosystem, primary production, ocean carbon flux, neural network, water temperature.

Введение

Недавние исследования показали, что температура поверхности моря повышается вместе с повышением температуры воздуха. Анализ исторических данных об изменении температуры поверхности моря, проведенный Клейном (Klein, 1997), свидетельствует об общем повышении температуры поверхности моря в соответствии с анализом глобальных температурных трендов. Повышение средней температуры воды будет способствовать уменьшению концентрации кислорода и изменению состава морских биоценозов, которые включают в основном стенотермные организмы (гидробионты, которые могут переносить лишь небольшие колебания температуры) (Израэль, Цыбань, 1985).

Кроме того, повышение температуры воды часто усиливает восприимчивость организмов к токсическим веществам, к грибковым и другим заболеваниям, способствует замене популяций обычной флоры менее желательными сине-зелеными, особенно если экосистема еще и обогащается биогенными элементами. Кроме того, повышение температуры может привести к ускорению процессов биодеградации органических загрязняющих веществ (например, нефтяных и хлорированных углеводородов) в глобальном масштабе. Этот процесс будет способствовать их удалению из фотической зоны океана (Одум, 1986; Израэль, Цыбань, 1989). Климатические изменения могут вызвать изменения режима стока рек, приносящих в морские акватории массы пресной воды, содержащей биогенные элементы, органические и минеральные взвеси, растворенный кислород. Это приведет к значительным изменениям условий обитания морских организмов.

Состояние морских экосистем можно охарактеризовать набором экологических индикаторов, отражающих уровень развития биологического компонента и протекание основных экологических процессов (SCOPE 58, 1997). В качестве критериев оценки влияния разнообразных ситуаций, в том числе и климатических, на состояние морских экосистем могут быть использованы как структурные показатели (практически все группы организмов, населяющих водоем: планктонные и бентосные беспозвоночные, простейшие водоросли, бактерии и рыбы), так и функциональные (уровень продукционно-деструкционных процессов, скорость процессов биодегра-

дации и др.). Каждая группа показателей имеет свои преимущества и недостатки, которые определяют границы их использования при решении конкретных задач.

Известно, что повышение температуры в пределах нормы реакции данного организма увеличивает скорость биохимических реакций, что может сопровождаться изменением скорости продукционно-деструкционных процессов. Кроме того, повышение температуры водных масс может нарушить ход гидродинамических процессов, характерных для данного сезона, и вызвать изменение распределения биогенных элементов в данной экосистеме, что может привести к изменению уровня развития фитоценоза.

К числу важнейших функциональных показателей, определяющих устойчивость и сбалансированность экосистемы в целом, относятся, в первую очередь, продукционно-деструкционные процессы (Израэль, Цыбань, 1989). Первичная продукция и деструкция, являясь важными показателями состояния экосистемы, обладают достаточно быстрой реакцией на то или иное изменение условий водной среды. Скорость первичного продуцирования фитопланктона определяет обеспеченность пищей всех трофических уровней и в целом биопродуктивность морских экосистем, в том числе и промысловых видов гидробионтов (рыбы, моллюски, крабы и др.). С другой стороны, слишком высокая скорость первичного продуцирования при невысокой скорости микробного разложения (деструкции) органического вещества приводит к эвтрофированию и вторичному загрязнению воды. Это может привести к изменению гидрохимических и гидробиологических параметров морских экосистем: нарушению баланса и круговорота основных биогенных элементов, изменению видового разнообразия в сторону деградации экосистемы и снижения ее устойчивости к негативным факторам.

Климатозависимое изменение температуры поверхности морской воды приводит к сдвигу географического распределения морских организмов и изменению видового разнообразия, особенно в высоких широтах (Southward et al., 1995). В результате в локальных экосистемах появляются виды-вселенцы, которые нарушают устоявшийся биотический баланс, часто разрушают пищевые цепи и могут способствовать выпадению ценных промысловых видов из данного сообщества (экономический ущерб). Кроме того, патогенные микроорганизмы и токсичные водоросли распространяются в районах, где они раньше не обитали и, следовательно, не имеют естественных биологических ограничений. Это может привести к катастрофическим изменениям экосистем, снижению биопродуктивности, росту заболеваемости организмов, в том числе и человека.

Морская среда играет важную роль в глобальном цикле углерода как обширный резервуар (более 90 % углерода локализовано в океане), который быстро обменивается газами с атмосферой. Океан

удерживает неорганический углерод, который реагирует с морской водой с образованием угольной кислоты и продуктов ее диссоциации — бикарбонат- и карбонат-ионов (карбонатная система). В зависимости от локальных гидрофизических и гидрохимических факторов в разных районах Мирового океана формируются условия, способствующие сдвигу карбонатной системы либо в сторону поглощения CO_2 из атмосферы, либо в сторону его выделения (Feely et al., 2001). Величина и направленность потоков CO_2 через границу атмосфера—океан определяются парциальным давлением CO_2 (ρ_{CO_2}) в морской воде, которое обусловлено температурой воды, общим содержанием неорганического углерода и общей щелочностью воды. Последние два параметра контролируются биологическими процессами в морской среде, в первую очередь фотосинтезом (первичная продукция органического вещества) и дыханием (биохимическое окисление органического вещества).

Таким образом, можно определить основные климатозависимые параметры морской экосистемы:

— биопродуктивность (первичная продуктивность фитопланктона, вторичная продуктивность промысловых животных — рыб, моллюсков, крабов и т. д.);

— соотношение продукционно-деструкционных процессов;

— географическое распространение организмов (патогенных микроорганизмов, токсичных водорослей, нежелательных вселенцев), изменение биоразнообразия;

— поток углерода из атмосферы в океан (изменение поглотительной способности водных акваторий в отношении атмосферной углекислоты, которая определяется гидрофизическими, гидрохимическими и гидробиологическими характеристиками морской среды).

Из числа перечисленных параметров наиболее важными для функционирования морской экосистемы являются, по-нашему мнению, скорость первичного продуцирования и поток органического вещества из верхнего продукционного слоя морской среды в глубины. В данной работе рассматриваются методы оценки откликов морских экосистем на климатические изменения по выделенным параметрам.

Результаты и обсуждение

Температура оказывает прямое влияние на скорость продукционных и деструкционных процессов. Поскольку фитопланктон является основным первичным продуцентом в водоемах, то его первичное продуцирование в сочетании с бактериальной деструкцией органического вещества определяет трофический уровень водного объекта. Иными словами, от скорости первичной продукции в том

или ином водоеме зависит обеспеченность пищей всех последующих организмов – звеньев пищевой цепи (ракообразные, моллюски, рыбы и т.д.), т. е. биопродуктивность водоема в целом.

Климатические изменения и их потенциальное влияние на морские организмы представляют огромный интерес для экологов. Согласно климатическим сценариям глобальное потепление вызывает увеличение средней глобальной температуры с возрастающей сезонной вариабельностью (Houghton et al., 1990).

Важность температуры для структуры и динамики водной экосистемы хорошо известна (Одум, 1986; Kinne, 1971). Роль этого экологического фактора изучалась и на уровне жизнедеятельности отдельных видов и таксономических групп (фитопланктон, зоопланктон, бактерии, рыбы), и на уровне сообществ и экосистем (Eppley, 1972; Huntley, Lopez, 1992; Carpenter et al., 1992). Экспериментальные исследования двухзвенной пищевой цепи фитопланктон—Daphnia позволили выделить три типа поведения этой системы. При этом было установлено, что наиболее важные факторы в определении типа поведения системы – биогенные вещества и температура (Murdoch, McCauley, 1985).

Для изучения динамики планктонного сообщества часто используются подходы, связанные с моделированием. Наиболее интенсивно развивались методы моделирования, основанные на блоковой структуре, при которой каждый блок представляет определенный трофический уровень или таксономическую группу, а взаимодействия между ними выражаются через потоки (Одум, 1986). Эти модели развивались от простых типов, содержащих только взаимодействия биогены—фитопланктон—зоопланктон (Steele, 1974), к более сложным типам, содержащим дополнительные компоненты (растворенное органическое вещество, детрит, бактерии) (Fasham et al., 1990).

Альтернативные подходы к моделированию, основанные на анализе „нейронных сетей", в настоящее время активно развиваются в качестве эффективного прогностического механизма в экологических исследованиях (Lek et al., 1996; Scardi, 1996). Нейронная сеть — это мощный инструмент, служащий для моделирования сложных процессов. Она позволяет с большой точностью находить нелинейные функциональные зависимости, даже если эти зависимости не известны заранее. Наиболее важное концептуальное преимущество метода нейронных сетей над традиционными динамическими экологическими моделями заключается в возможности упорядочения разнородной информации в единообразную вычислительную структуру (Chen et al., 1990; Лях, 2000).

В данной работе рассмотрены несколько динамических моделей, в которых учитывается связь процессов биопродуктивности (пер-

вичная продукция фитопланктона и вторичная продукция зоопланктона) и температурного фактора.

Динамические модели морских экосистем

Общее уравнение, описывающее кинетику концентрации клеток фитопланктона, имеет вид

$$\frac{dx}{dt} = x(\mu - d), \tag{1}$$

где x — концентрация клеток (или биомасса); μ — функция, описывающая размножение популяции; d — скорость отмирания (убыли). Скорость размножения может зависеть от концентрации клеток, концентрации субстрата s, температуры, pH среды и прочих факторов (Ризниченко, Рубин, 1993).

При моделировании динамики фитопланктона важную роль играет учет влияния уровня освещенности на скорость роста (Фурсова, Левич, 2002). В книге С. Йоргенсена (1985) описаны некоторые виды уравнений, применяемых в моделях. Зависимость между скоростью роста (скоростью первичного продуцирования) и освещенностью может быть описана уравнением Михаэлса—Ментона:

$$\mu = \frac{\hat{\mu} I}{K_I + I}, \tag{2}$$

где I — освещенность, K_I — константа полунасыщения по освещенности.

Для случая освещенности выше пороговой (IH), начиная с которой происходит угнетение фотосинтеза, можно записать следующую зависимость:

$$\mu = \frac{\hat{\mu} K_I}{K_I + I - IH}. \tag{3}$$

Значения всех констант (μ, K_I, IH) зависят от адаптации к освещенности и температуры. Зависимость K_I от температуры, как правило, линейна: $K_I = K_{I0} + a_m T$, где a_m, K_{I0} — константы, K_{I0} — константа полунасыщения по освещенности в нулевой точке температурной шкалы. Зависимость IH от температуры также может быть выражена линейной функцией: $IH = IH_0 + a_H T$, где IH_0 — пороговая освещенность в нулевой точке температурной шкалы, a_H — константа.

Скорость роста и продуцирования фитопланктонных клеток зависит не только от света и температуры, но и от концентрации био-

генных веществ. Для фитопланктона элементами, способными лимитировать рост, могут являться, например, азот, фосфор и углерод. Возможные способы отражения этого факта в работе С. Йоргенсена (1985) описаны следующим образом:

$$\mu = \hat{\mu}\frac{P}{K_P + P}\cdot\frac{N}{K_N + N}\cdot\frac{C}{K_C + C}, \qquad (4)$$

где P, N, C — концентрация растворенного фосфора, азота и углерода; K_P, K_N, K_C — соответствующие константы полунасыщения.

Барциелла с соавторами (Barciela et al., 1999) рассматривают динамические экологические модели и методы нейронных сетей для моделирования процессов первичного продуцирования в морской экосистеме в зависимости от различных условий среды. Автотрофный модуль динамической модели основан на зависимости роста фитопланктона от температуры, солнечной радиации и доступности биогенных элементов. При определении уменьшения численности фитопланктона учитывались такие процессы, как естественная смертность, оседание клеток из поверхностного слоя, выедание зоопланктоном и т.д. Уравнения для динамики численности фитопланктона записаны в следующем виде:

$$dP/dt = P\,(\mu_p - MRP - SRP - RRP - ERP - GRZ), \qquad (5)$$

где μ_p — видоспецифическая суточная скорость роста фитопланктона,

$$\mu_p = \mu_{IT}\mu_{DIN}, \qquad (5а)$$

$$\mu_{IT} = \mu_{max}\,10^{[(T - T_{max})\log(2)/10]}[I/(I + I_h)], \qquad (5б)$$

$$\mu_{max} = \mu_{max(0)}\exp[(\ln Q10/10)T], \qquad (5в)$$

$$\mu_{DIN} = DIN/(DIN + DIN_h). \qquad (5г)$$

Параметр μ_{max} определяет максимальную скорость роста фитопланктона при 0 °C, $Q10$ — температурная константа, T — дневная температура, T_{max} — годовой температурный максимум, I — суточная величина солнечной радиации, I_h — константа полунасыщения для солнечной радиации, DIN — концентрация азота, DIN_h — константа полунасыщения для азота.

Естественная смертность фитопланктона (MRP) моделировалась как функция концентрации биогенных элементов (Raillard and Menesguem, 1994):

$$MRP = MR_{min}\mu_{DIN} + MR_{max}(1 - \mu_{DIN}), \qquad (5д)$$

где MR_{min} и MR_{max} — минимальная и максимальная естественная суточная смертность фитопланктона.

Скорость оседания клеток фитопланктона (*SPR*) из верхнего слоя моря определяется по соотношению коэффициента оседания (*SCP*) и глубины перемешиваемого слоя водной толщи: $SPR = (SCP/Pc)$. Дыхание (*RRP*) и экскреция (*ERP*) выражаются в виде констант. Потребление фитопланктона зоопланктоном (*GRZ*) моделируется с использованием метода Михаэлса—Ментона (Fasham et al., 1990):

$$GRZ = GR_{\max}\,[P/(P + P_h)], \tag{5е}$$

$$GR_{\max} = GR_0 \exp\{[(\ln Q10)/10]T\}, \tag{5ж}$$

где $GR_{\max}$ — максимальная скорость потребления фитопланктона зоопланктоном, GR_0 — максимальная скорость потребления при 0 °С, P_h — константа полунасыщения.

Следует отметить, что во многих математических моделях влияние температуры на продукционные и деструкционные процессы учитывается с помощью специальных поправочных коэффициентов. Для деструкционных процессов выражение для температурного коэффициента обычно записывается в виде

$$K_r(T) = K_{20}R^{t-20}, \tag{6}$$

где K_{20} — температурный коэффициент при оптимальной температуре; R — константа, которая принимается равной 1,066 (Jorgensen, 1988); T — температура воды (°С).

Зависимость продукционных процессов от температуры носит более сложный характер. С повышением температуры продуцирование возрастает, достигая некоторого максимума при оптимальной температуре, после чего интенсивность продуцирования снижается. В литературе имеется ряд зависимостей, характеризующих этот процесс (Страшкарба, Гнаук, 1989).

Для мелководных водоемов было показано ((Niemela et al., 2002), что наилучшее совпадение с натурными данными обеспечивает введение в модель температурного коэффициента $K_a(T)$ в виде зависимости Лассистера—Кернста:

$$K_a(T) = 1{,}066^{T_{\text{opt}}-20}\left(\frac{T_{\max} - T}{T_{\max} - T_{\text{opt}}}\right)^{A(T_{\max}-T_{\text{opt}})}, \tag{7}$$

где T — температура воды (°С); $T_{\max}$ и T_{opt} — значения максимальной и оптимальной температуры для жизнедеятельности синезеленых водорослей, равные 35 и 20 °С соответственно; $A = 0{,}45$.

Кроме прямого биологического воздействия, температура оказывает влияние на продукционно-деструкционные процессы посредством формирования вертикального температурного профиля, включая возникновение экологических зон и образование термо-

клина в глубоких водоемах. Изменение температуры по глубине может быть описано с помощью достаточно простой асимпотенциальной функции (Хуббатулин, 1989):

$$T_h = (T_s - T_b)[1 + (\frac{h_{tc}}{h})^{-M}]^{\frac{M+1}{M}} + T_b, \quad (8)$$

где T_h — температура воды на глубине h (°C); T_s — температура воды на поверхности водоема (°C); T_b — температура воды на дне водоема (°C); h_{tc} — глубина термоклина (м); M — безразмерный поправочный коэффициент, величина которого зависит от месяца, для которого производится расчет.

В модели океанического цикла углерода (Hadley Centre Ocean Carbon Cycle (HadOCC) model) (Palmer, Totterdell, 2001) процессы биопродуцирования рассматриваются в глобальном масштабе в общей системе процессов трансформации и потоков углерода в океане и атмосфере. HadOCC-модель включает в себя четыре компонента — биогенные вещества, фитопланктон, зоопланктон и детрит (N, P, Z, D); при этом определяется прохождение через экосистему потока азота как лимитирующего биогенного элемента, а потоки углерода рассчитываются с использованием фиксированных стехиометрических соотношений $C : N$. Моделируемые биологические процессы — первичная продукция, естественная смертность, выедание, экскреция, дыхание, оседание биогенных частиц и реминерализация детрита. Первичная продукция зависит от доступности биогенных элементов и солнечного света, а также от температуры. Детрит — компонент моделируемой экосистемы, который оседает в глубины из зоны продукции, и процесс оседания детрита является нисходящим транспортом углерода.

Уравнение для численности фитопланктона (P) имеет следующий вид:

$$\frac{\partial P}{\partial t} = RP - G_p - mP^2 - \eta P, \quad (9)$$

где

$$R = L\frac{N}{N + K_N}, \quad (9а)$$

$$L = P_{\max}\frac{I_{av}}{(P_{\max}/\alpha) + I_{av}}, \quad (9б)$$

$$P_{\max} = P_{\max 10}Q_{10}^{(T-10)/10}, \quad (9в)$$

$$m = \begin{cases} 0 \text{ при } P \le 0{,}01 \text{ ммоль/м}^{-3}, \\ m_0 \text{ в остальных случаях.} \end{cases} \quad (9г)$$

Члены в уравнении (9) представляют рост фитопланктона (RP), выедание зоопланктоном (G_p), природную смертность (mP^2) и дыхание (ηP) соответственно. Видоспецифичная скорость роста фитопланктона (R) дана как комбинация влияния света и биогенов. В уравнение для световых ограничений (L) входят следующие параметры: $P_{\max}$ — зависящая от температуры максимальная скорость роста фитопланктона; α — величина начального наклона кривой, характеризующей зависимость скорости фотосинтеза и солнечной радиации ($P - I$); I_{av} — среднее значение солнечной радиации на поверхности океана. Зависимость от температуры параметра $P_{\max}$ учитывает, что скорость роста (равная $P_{\max 10}$ при 10 °C) увеличивается в ответ на повышение локальной температуры воды (T) с учетом увеличения параметра Q_{10}, степень которого повышается на единицу при повышении температуры на каждые 10 °C. Значение $P_{\max 10}$, равное 0,8 сут$^{-1}$, согласуется со скоростью роста, измеренной в субарктическом районе Тихого океана (Strom and Welschmeyer, 1991). Значение $\alpha = 0{,}055$ (Вт $\cdot$ м$^{-2}$)$^{-1}$ сут$^{-1}$ соответствует 0,02 мг С (мг Хл a)$^{-1}$ ч$^{-1}$ при условии, что соотношение C : N принимается равным 40. Скорость дыхания принимается постоянной для каждого вида фитопланктона (соответствующее значение параметра η).

Смертность (mP) — видоспецифический параметр, который варьирует линейно в зависимости от P и является результатом перенаселенности местообитания. Смертность снижается до нуля, если численность фитопланктона падает ниже порогового значения и образуются покоящиеся цисты в неблагоприятных условиях.

Скорость выедания микроводорослей зоопланктоном определяется выражением

$$G_p = \frac{I_{rate} P}{\beta_p P + \beta_d D}, \qquad (10)$$

где I_{rate} — скорость поглощения пищи зоопланктоном; β_p — доля биомассы фитопланктона, доступная для усвоения зоопланктоном (принимается в модели равной 0,7); β_d — доля детрита, доступная для усвоения зоопланктоном (принимается в модели равной 0,5).

Потоки углерода в океане

Экспорт продукции составляет часть общей первичной продукции, которая выносится из эуфотического слоя (т. е. слоя, где световые условия достаточны для фотосинтеза) водной толщи океана. Основной механизм экспорта органического вещества (выражаемый обычно как поток углерода) — оседание под влиянием силы тяжести биогенных частиц (отмерших клеток фитопланктона, фекаль-

ных пеллетов зоопланктона, аморфных органических образований в виде „морского снега"). В HadOCC-модели доля продукции, выносимая в виде потока углерода в глубины, была рассчитана как отношение потока оседающего детрита на глубине 140 м к общей поверхностной первичной продукции. Большинство рассчитанных значений для Мирового океана находилось в диапазоне 13—17 % со средним значением 15 % (Palmer, 2001).

Экспериментальные определения экспортной доли продукции в различных районах Мирового океана показали в целом близкие значения. В северной части Тихого океана в ходе работ по программе VERTEX с помощью седиментационных ловушек было установлено, что поток углерода составлял 13—25 % общей продукции органического углерода (Pace et al., 1987). Многолетние исследования на Бермудской атлантической станции (BATS) также с помощью мелководных седиментационных ловушек позволили установить вариации экспортной доли продукции от 4 до 14 % (Lohrenz et al., 1992).

Анализ результатов многочисленных исследований количественной связи потока углерода и продуктивности, проводившийся некоторыми авторами (Eppley and Peterson, 1979; Betzer et al., 1984), позволил вывести функциональную зависимость в виде

$$F = Az^a P^b, \tag{11}$$

где F — поток; z — глубина; P — общая продукция; A, a и b — константы.

Поток пропорционален продукции при $b = 1$, и в этом случае экспортная доля продукции (отношение F/P) не зависит от уровня продукции. Однако большинство исследований потоков взвешенного органического вещества в океане показали, что $b < 1$, т. е. экспортная доля продукции снижается при увеличении уровня первичной продукции (Pace et al., 1987; Lohrenz et al., 1992).

Применение искусственных нейронных сетей для прогноза биопродуктивности водных экосистем

Как уже упоминалось выше, наряду с динамическими экологическими моделями в настоящее время активно развиваются искусственные нейронные сети. В работе Барциела с соавторами (Barciela et al., 1999) приводятся результаты описания и моделирования основных характеристик, определяющих временные изменения процессов первичного продуцирования в прибрежных водах Испании. Использовались два модельных подхода — динамическая экологическая имитационная модель и нейронная сеть. Оба подхода продемонстрировали способность давать ценную информацию. Сравнение результатов моделирования и реальной экологической ситуации

показало, что искусственная нейронная сеть значительно лучше прогнозирует биомассу фитопланктона, чем динамическая модель (коэффициент корреляции 0,99 и 0,71 (нейронная сеть) для дневных и недельных прогнозов против 0,36 (динамическая модель)). Динамическая модель позволяет изучать процессы прохождения вещества через планктонную пищевую цепь, но прогностический потенциал ее существенно ниже, чем у нейронных сетей.

Аналогичные работы по изучению первичной продукции в Черном море (Лях, 2000) позволили с помощью нейронной сети на основе данных натурных наблюдений установить функциональную зависимость между первичной продукцией фитопланктона, концентрацией хлорофилла „а", температурой, соленостью и относительной прозрачностью морской воды.

Заключение

Проблема изучения и прогнозирования возможных изменений основных экологических параметров в Мировом океане под влиянием климатических изменений требует решения с помощью современных методов, включающих в себя как экспериментальные и экспедиционные исследования, так и обобщение и анализ огромного массива океанологических данных. Эффективность анализа данных и прогноза экологической ситуации во многом определяются применением соответствующих компьютерных технологий и математического аппарата. Рассмотренные в данной работе экологические модели позволяют прогнозировать изменение первичной продуктивности (основного процесса образования органического вещества в экосистеме) в зависимости от важнейшего климатического фактора — температуры. При этом первичное продуцирование рассматривается либо как отдельный процесс, либо как часть сложной функционирующей системы. Развивающееся в последнее время новое направление моделирования экологических процессов с помощью искусственных нейронных сетей имеет существенно больший прогностический потенциал, хотя в меньшей степени способствует получению новых знаний о протекании основных процессов в экосистеме.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Израэль Ю. А., Цыбань А. В. 1985. Атмосферные переносы загрязняющих веществ и их влияние на процессы взаимодействия океана и атмосферы. — В кн.: Экологические последствия загрязнения океана. — Л.: Гидрометеоиздат, с. 7—24.

Израэль Ю. А., Цыбань А. В. 1989. Антропогенная экология океана. — Л.: Гидрометеоиздат. — 528 с.

Йоргенсен С. Э. 1985. Управление озерными экосистемами. — М.: Агропромиздат. — 160 с.

Лях А. М. 2000. О применимости нейронных сетей к оценке первичной продукции фитопланктона в Черном море. — Экология моря, вып. 52, с. 87—89.

Одум Ю. 1986. Экология. Т. 1. — М.: Мир. — 328 с.

Ризниченко Г. Ю., Рубин А. Б. 1993. Математические модели биологических продукционных процессов / Учебное пособие. — М.: Изд-во МГУ. — 302 с.

Страшкарба М., Гнаук А. 1989. Пресноводные экосистемы: математическое моделирование — М.: Мир. — 376 с.

Фурсова П. В., Левич А. П. 2002. Математическое моделирование в экологии сообществ. — Проблемы окружающей среды (обзорная информация ВИНИТИ), № 9.

Хуббатулин В. А. 1989. Особенности температурного режима малых озер. — Автореф.... канд. геогр. наук. — 24 с.

Barcelia R. M., Garcia E., Fernandez E. 1999. Modelling primary production in a coastal embayment affected by upwelling using dynamic ecosystem models and artificial neural networks. — Ecological Modelling, V. 120, p. 199—211.

Betzer P. R., Showers W. J., Laws E. A., Winn C. D., DiTullio G. R., Kroopnick P. M. 1984. Primary productivity and particle fluxes on a transect of the equator at 153°W in the Pacific Ocean. — Deep-Sea Research, Vol. 31, p. 1—11.

Carpenter S. R., Fisher S. G., Grimm N. B., Kitchell J. F. 1992. Global change and freshwater ecosystems. — Annu. Rev. Ecol. Syst., V. 23, p. 119—139.

Chen S., Billings S. A., Grant P. M. 1990. Non-linear system identification using neural networks. — Int. J. Control, V. 51, p. 1191—1214.

Eppley R. W. 1972. Temperature and phytoplankton growth in the sea. — Fish. Bull., V. 70, p. 1063—1085.

Eppley R. W., Peterson P. J. 1979. Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. — Nature, V. 282, p. 677—680.

Fasham M. J. R., Ducklow H. W., McKelvie S. M. 1990. A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer. — J. Mar. Res., V. 48, p. 591—639.

Feely R. A., Sabine C. L., Takahashi T., Wanninkhof R. 2001. Uptake and storage of carbon dioxide in the ocean: the global CO_2 survey. — Oceanography, V. 14, N 4, p. 18—32.

Houghton J. T., Jenkins G. J., Ephraums J. J. 1990. Climate change: The IPCC scientific Assessment. — Cambridge University Press, Cambridge.

Huntley M. E., Lopez M. D. G. 1992. Temperature-dependent production of marine copepods: a global synthesis. — Am. Nat., V. 40(2), p. 201—242.

Jorgensen S. E. 1988. Fundamentals of ecological modeling. — Elsivier. — 391 p.

Kinne O. (Ed.) 1971. Marine ecology, V. 1. Environmental factors, Part 2. — John Wiley & Sons, New York.

Klein R. J. T., Nicholls R. J. Assessment of coastal vulnerability to climate change. Ambio, 1997, 28 (2), p. 182—187.

Lek S., Belaud A., Baran P., Dimopoulos I., Delacoste M. 1996. Role of some environmental variables in trout abundance models using neural networks. — Aquat. Living Resour., V. 9, p. 23—29.

Lohrenz S. E., Knauer G. A., Asper V. L., Tuel M., Michaels A. F., Knap A. H. 1992. Seasonal variability in primary production and particle flux in the northwestern Sargasso Sea: US JGOFS Bermuda Atlantic time-series study. — Deep-Sea Res., V. 39, p. 1373—1391.

Murdoch W. W., McCauley E. 1985. Three distinct types of dynamic behaviour shown by a single planktonic system. — Nature, V. 316(15), p. 628—630.

Niemela R., Auniola A.-M., Jansson H., Ponomarenko Y., Stolberg F., Thurdin R. 2002. De-eutrophication of northern rivers and lakes — experiences from ProAQUA-project. — Large Rivers Vol., N 3—4, Arch. Hydrobiol. Suppl. 141/3—4, p. 423—435.

Pace M. L., Knauer G. A., Karl D. M., Martin J. H. 1987. Primary production, new production and vertical flux in the eastern Pacific Ocean. — Nature, V. 325, p. 803—804.

Palmer J. R., Totterdell I. J. 2001. Production and export in a global ocean ecosystem model. — Deep-Sea Res., I, V. 48, p. 1169—1198.

Raillard O., Menesguem A. 1994. An ecosystem box model for estimating the carrying capacity of a macrotidal shellfish system. — Mar. Ecol. Prog. Ser., V. 115, p. 117—130.

Scardi M. 1996. Artificial neural networks as empirical models for estimating phytoplankton production. — Mar. Ecol. Prog. Ser., V. 139, p. 289—299.

SCOPE 58: Sustainability Indicators: A Report on the Project on Indicators of Sustainable Development / Eds. B. Moldan, S. Billharz, R. Matravers. — John Wiley & Sons, 1997. — 440 p.

Southward A. J., Hawkins S. J., Burrows M. T. 1995. Seventy years' observations of changes in distribution and abundance of zooplankton and intertidal organisms in the western English Chanel in relation to rising sea temperature. — J. Term. Biol., V. 20, N 1/2, p. 127—155.

Steele J. 1974. Spatial heterogeneity and population stability. — Nature, V. 248, p. 83.

Strom S. L., Welschmeyer N. A. 1991. Pigment-specific rates of phytoplankton growth and microzooplankton grazing in the open subarctic Pacific Ocean. — Limnology and Oceanography, V. 36, p. 50—63.

АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ ФАКТОРОВ СРЕДЫ НА ФОТОСИНТЕЗ ХВОЙНЫХ ПРЕДБАЙКАЛЬЯ

Ю. Л. Цельникер[1], М. Д. Корзухин[2], Г. Г. Суворова[3], Л. С. Янькова[3], Л. Д. Копытова[3], А. К. Филиппова[3]

[1] РФ, 143030 Московская область, с. Успенское, Институт лесоведения РАН, Yudif@rambler.ru

[2] РФ, 107258 Москва, ул. Глебовская, д. 20Б, Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН, mdkorz@comtv.ru

[3] РФ, 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 132, Сибирский институт физиологии и биохимии растений СО РАН, suvorova@sifibr.irk.ru

Реферат. Зависимость интенсивности фотосинтеза лиственницы (*Larix sibirica*), ели (*Picea obovata*) и сосны (*Pinus sylvestris*) от пяти внешних факторов (интенсивности ФАР, температуры воздуха и почвы, дефицита влажности воздуха (VPD) и запаса доступной влаги в почве) изучалась с помощью биохимической модели ассимиляции Фаркухара и эмпирической модели устьичной проводимости. Параметризация моделей произведена на основе данных 5-летних измерений интенсивности фотосинтеза в Прибайкалье. Наибольшая интенсивность фотосинтеза наблюдается у сосны, наименьшая — у ели. Интенсивность фотосинтеза сильно меняется по годам. Параметры модели меняются как по годам, так и по сезонам года (весна—лето—осень). Расчет интенсивности фотосинтеза с использованием значений параметров модели, общих для всего массива данных, дает невысокий коэффициент детерминации: R^2 = 0,46...0,66. Расчет с использованием значений параметров, найденных по данным для каждого года или для сезона каждого года, улучшает соответствие фактическим данным до R^2 = 0,61...0,72. Изменения интенсивности фотосинтеза по годам и периодам года в большой мере зависят от изменения значений параметров модели вследствие длительного воздействия внешних условий. Наряду с этим интенсивность фотосинтеза варьирует под влиянием условий погоды в момент измерения. В условиях реальной погоды Прибайкалья породы реализуют следующие доли своего фотосинтетического потенциала при оптимальных условиях погоды: лиственница — 49 %, ель — 30 %, сосна — 36 %.

Вычислена степень лимитирования фотосинтеза каждым из пяти факторов, а также степень лимитирования его устьичной проводимостью. Устьичная регуляция минимальна у лиственницы и максимальна у сосны. Наибольшее влияние на фотосинтез (под воздействием внешних условий в период измерений) в Предбайкалье в случае лиственницы оказывает VPD, в случае ели и сосны — запас влаги в почве.

Ключевые слова. Хвойные Сибири, лиственница (*Larix sibirica*), ель (*Picea obovata*), сосна (*Pinus sylvestris*), фотосинтез, биохимическая модель Фаркухара, модель устьичной проводимости.

EXAMINATION OF THE INFLUENCE OF ECOLOGICAL FACTORS ON CONIFEROUS PHOTOSYNTHESIS IN BAYKAL LAKE REGION

Yu. L. Tselniker[1], M. D. Korzukhin[2], G. G. Suvorova[3], L. S. Yan'kova[3], L. D. Kopytova[3], A. K. Filippova[3]

[1]Institute of Forestry, Russian Academy of Sciences, Uspenskoe, Moscow region, Russia, Yudif@rambler.ru

[2]Institute of Global Climate and Ecology of Roshydromet and RAS, 20B, Glebovskaya str., 107258, Moscow, Russia, mdkorz@comtv.ru

[3]Siberian Institute of Plant Physiology and Biochemistry, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, Lermontova str., 132, 664033, Irkutsk, Russia, suvorova@sifibr.irk.ru

Abstract. The effect of five ecological factors (incident radiation, air and soil temperature, vapour pressure deficit (VPD), and soil moisture) on the CO_2 net assimilation rate was examined for three boreal tree species — Siberian larch (*Larix sibirica*), Sibirian spruce (*Picea obovata*), and Scots pine (*Pinus sylvestris*) from Baykal lake region, by means of a coupled photosynthesis-stomatal conductance model. The model was parametrized using the data obtained from 5-year-long field measurments made on sun needles of three 14—19 year-old trees per each species. The pine has the biggest assimilation rate while spruce has the lowest one. A total of 17 free model parameters were found for the whole data set by means of direct iterations combined with a fixed-step search, which gave the coefficient of determination R^2 = 0.46—0.66. For separate years and three within-year time intervals, a parameter fitting was found for three key parameters only: maximum Rubisco activity, V_{cmax25}, maximum stomatal conductance, g_{sw}^{max}, and quantum efficiency of photosynthesis, φ; this raised fitting quality to R^2 = 0,61—0,72. Parameter change with time probably takes place due to between- and within-year weather change. Under real weather, larix realises 49 %, spruce 30 %, and pine 36 % of their maximum assimilation rate ability. Soil moisture significantly affected V_{cmax25} for larch and spruce, while VPD affected larix. The coefficient of stomatal limitation of photosynthesis, L_S, offered by Sharkey, was found, which showed that stomatal regulation is maximal for pine and minimal for larix.

Keywords. Environmental control on gas exchange, Siberian larch, Sibirian spruce, Scots pine, coupled photosynthesis-stomatal conductance model.

Введение

Целью многих эколого-физиологических исследований является анализ фотосинтетической деятельности растений в естественных условиях и ее зависимости от факторов среды. В ряде работ, посвященных этому вопросу, поставленная задача решается путем статистического анализа, в результате чего получаются уравнения зависимости интенсивности фотосинтеза от одного или нескольких факторов среды (Молчанов, 1983; Щербатюк и др., 1991; Болондинский, 1983). Однако, отражая особенности фотосинтеза изучаемого вида, результаты не позволяют выявить физиологические и биохимические механизмы процесса. Для решения такой задачи более пригодны математические модели, основанные на представлениях о физиолого-биохимических механизмах фотосинтеза и поэтому имеющие большие прогностические возможности. В последние 10—15 лет это обычно биохимическая модель Фаркухара (Farquhar et al., 1980) в сочетании с той или иной моделью устьичной проводимости (обычно это модели Jarvis, 1976 или Ball et al., 1987).

Определению значений параметров модели Фаркухара посвящено большое число работ. В большинстве из них исследуются два центральных параметра: V_{cmax25}, равный максимальной скорости карбоксилирования рибулезодифосфата, и J_{max25}, равный максимальной скорости регенерации рибулезодифосфата, т. е. скорости электронного транспорта. Как правило, параметры V_{cmax25} и J_{max25} находятся обработкой A/C_i кривых. Так, в сводке Wulschleger (1993) приводятся данные о величине V_{cmax25} для 109 видов растений. В последние годы появились работы, специально исследующие температурные зависимости отдельных составляющих модели (Bernacci et al., 2001; Dreyer et al., 2001; Leuning, 2002; Medlyn et al., 2002 a, b; June et al., 2004).

Внешними экологическими факторами исходного варианта модели Фаркухара являются интенсивность ФАР, температура воздуха и концентрация CO_2 в атмосфере. Впоследствии к ним прибавилась температура почвы (Bergh et al., 1998; Bergh, Linder, 1999; Dang, Cheng, 2004), водный режим листа, водный потенциал почвы и растения (Wilson et al., 2001; Cai, Dang, 2002; Grassi, 2005), содержание азота в листьях и почве (Walcroft et al., 1997; Wilson et al., 2000; Niimets et al., 2001; Kubiske et al., 2002; Whitehead et al., 2004).

В последнее время было показано, что значения параметров V_{cmax25} и J_{max25} для одного и того же вида не являются видовыми константами, но могут заметно различаться в течение сезона (Wilson et al., 2000, 2001; Kosugi et al., 2003; Han et al., 2004) в зависимости от возраста листа и дерева (Han et al., 2004; Dang et al., 1998; Grassi et al., 2005; Niimets, 2002; Dungan et al., 2003;

Rayment et al., 2002) и по вертикальному профилю полога (Baldocchi, Meyers, 1998; Gonsales, Baille, 2000; Wilson et al., 2000; Medrano et al., 2002).

Модель Фаркухара является удобным инструментом расчета скорости газообмена CO_2 для отдельных видов растений и фитоценозов. Однако при ее применении возникают существенные затруднения, связанные с возможностью изменения параметров в зависимости от состояния растения и в результате длительного воздействия факторов среды, ведущего к адаптационным перестройкам, например усредненной интенсивности радиации (Цельникер и др., 1971) или температуры воздуха (Scheberg et al., 1995; Medlyn et al., 2002a).

В настоящей работе мы поставили задачу исследовать зависимость фотосинтетической активности трех основных хвойных пород, произрастающих в условиях резко континентального климата Восточной Сибири, от нескольких климатических факторов. Анализ основывался на данных систематических измерений фотосинтеза, проводившихся в течение пяти лет. Годы исследования существенно различались по погоде. Данные, полученные при этих измерениях, публиковались ранее под другим углом зрения (Суворова и др., 2004а, б).

Для анализа данных применяли комбинированную модель Фаркухара и устьичной проводимости. При выборе значений параметров, пригодных для расчетов, особое внимание было обращено на варьирование этих параметров по годам и внутри сезона вегетации.

В большинстве экофизиологических моделей анализируется зависимость фотосинтеза от трех факторов среды: интенсивности ФАР, температуры воздуха и дефицита давления водяного пара в воздухе. Влияние водного и температурного режима почвы учитывается редко. В предлагаемой работе экофизиология фотосинтеза хвойных изучалась в зависимости от пяти факторов среды: интенсивности ФАР, температуры воздуха и почвы, дефицита давления водяного пара в воздухе и запаса доступной влаги в почве. Это представляет тем больший интерес, что объектами исследования являлись три вида хвойных пород, различающихся по своим экологическим особенностям и растущих в зоне лесостепи вблизи границы своего естественного ареала.

Объекты и методы исследования

Объектами исследования были сосна обыкновенная *(Pinus sylvestris* L.*)*, ель сибирская (*Picea obovata* Ledeb.) и лиственница сибирская (*Larix sibirica* Ledeb).

Эти породы распространены на всей территории Сибири, от границы с тундрой до лесостепи. Сосна и лиственница являются стой-

кими эдификаторами и субэдификаторами хвойных лесов Сибири. Согласно характеристике лесоводов, сосна выносит как недостаток влаги, так и переувлажнение, но в Сибири не растет на болотах из-за чувствительности ее корневой системы к низкой температуре болотных почв (Попов, 1982). В отличие от сосны лиственница более чувствительна к почвенному увлажнению (Поликарпов, 1986). Считают, что приспособленность лиственницы к суровым условиям Сибири обусловлена ее листопадностью и холодостойкостью корневой системы (Попов, 1982). Доля ели в составе лесов Сибири, в особенности Восточной Сибири, меньше, чем сосны и лиственницы, так как она более требовательна к влажности почвы (не выносит сухих и переувлажненных почв), растет по долинам рек, на болотах занимает бугры и микроповышения, а на сухих песчаных почвах встречается крайне редко (Попов, 1982). Она обладает мало развитой и более поверхностной, чем у сосны и лиственницы, корневой системой и хуже выносит континентальный климат, хотя и нетребовательна к теплу (Ткаченко, 1952; Ванин, 1960; Коропачинский, 1983).

Исследования проводили в насаждении, заложенном в 1984 г. на территории СИФИБР СО РАН на окраине Иркутска (52°14′ с. ш., 104°16′ в. д.), с 1995 по 1999 г. В сентябре 1999 г. насаждение имело породный состав 4С3Е3Л и сомкнутость крон 0,5—0,6.

Средние размеры деревьев были следующими:

Порода	Лиственница	Ель	Сосна
Высота, м	5,13	3,95	4,45
Диаметр на высоте 1,5 м, мм	68,7	50,4	43,2

Насаждение росло на серой лесной суглинистой неоподзоленной почве с плохо выраженным гумусовым горизонтом. Согласно определениям В. Т. Колесниченко (2004), проведенным на аналогичных почвах на расстоянии 200 км от исследуемого древостоя, в горизонте 0—50 см в состоянии наименьшей влагоемкости почвы содержат 144 мм влаги, при влажности разрыва капилляров (ВРК) — 101 мм и при влажности завядания — 82 мм. Запас доступной растению влаги отсчитывается от влажности завядания: например, в состоянии ВРК он равен 101 – 82 = 19 мм.

Зимой почва глубоко промерзает, оттаивание происходит поздно. Из-за образующегося водоупора и небольшого снежного покрова в результате промачивания в почву весной проникает сравнительно небольшое количество влаги (40—80 мм). Грунтовые воды расположены на большой глубине и не оказывают влияния на водный режим верхних горизонтов почвы. Корни деревьев не проникают глубже 100 см, основная масса сосущих корней сосредоточена в верхних 10 см почвы.

Измерения фотосинтеза проводились на трех деревьях каждой породы. Для этого использовали световые побеги сосны и ели в возрасте одного года, а у лиственницы — ауксибласты и брахибласты, растущие на однолетних побегах и расположенные с южной стороны в верхней трети кроны. Для измерения газообмена хвои использовали цилиндрические полиэтиленовые камеры открытого типа. Скорость тока воздуха составляла 40 л/ч. Фотосинтез регистрировали при помощи 12-канальной установки на базе инфракрасного газоанализатора ИНФРАЛИТ-4 с записью показаний на самописце ЭПП-09, цена деления самописца составляла 5 ppm. Расчет интенсивности фотосинтеза вели на проективную поверхность хвои. Наблюдения проводили с 6 до 20 ч еженедельно по три дня подряд, всего по 12—15 дней в месяц. Продолжительность периода положительного наблюдаемого фотосинтеза (когда наблюдалось поглощение CO_2) в среднем за эти 5 лет составляла для сосны и ели 185 дней (с конца апреля по конец октября), для лиственницы 137 дней (с середины мая по сентябрь). Для каждого объекта производили пять измерений в час, по результатам которых вычисляли среднее значение (исключая резко отклоняющиеся значения). Всего для сосны и ели было получено 5385 среднечасовых измерений, для лиственницы с более коротким вегетационным периодом — 4410. Одновременно с фотосинтезом регистрировали интенсивность интегральной солнечной радиации с помощью пиранометра Янишевского. Затем интенсивность интегральной радиации (Вт $\cdot$ м$^{-2}$) пересчитывали в ФАР (мкмоль $\cdot$ м$^{-2}$ $\cdot$ с$^{-1}$) в соответствии с коэффициентами (Bauer et al., 1983; Larcher, 1995). Температуру воздуха измеряли медными термодатчиками, которые были установлены в одной из ассимиляционных камер, а также в межкроновом пространстве на уровне ассимиляционных камер. Относительную влажность воздуха определяли гигрографом, контролируя его психрометром Асмана. Полученные данные пересчитывали в значения дефицита давления влаги по хорошо известным формулам. Температуру почвы на глубине 5 см регистрировали раз в день, содержание влаги в почве — раз в неделю термостатно-весовым методом. Запас доступной влаги находили в полуметровом слое почвы. Визуально определенные температурные оптимумы ассимиляции были следующими:

$$T_{\text{a opt,A empir}} = 25\ ^\circ\text{C}\ (\textit{Larix}),\ 18\ ^\circ\text{C}\ (\textit{Picea}),\ 18\ ^\circ\text{C}\ (\textit{Pinus}).$$

Описание модели

Подмодель фотосинтеза. Скорость удельной нетто-ассимиляции листа A_n (мкмоль $\cdot$ м$^{-2}$ $\cdot$ с$^{-1}$) описывается выражением

$$A_n(Q, T_a, p_i) = A_b(Q, T_a, p_i) - R_d(T_a), \quad (1)$$

где A_b — брутто-ассимиляция, R_d — темновое дыхание, Q — интенсивность ФАР (A_b, R_d, Q — в мкмоль · м$^{-2}$ · с$^{-1}$); T_a — температура воздуха (°С); p_i — парциальное давление CO_2 в межклетниках (Па); $p_i = C_i P$ — парциальная концентрация CO_2 в межклетниках, C_i — концентрация CO_2 в межклетниках, P — атмосферное давление: P = 101 320 Па. Согласно модели Фаркухара, процесс ассимиляции углерода протекает в две стадии: первая зависит от концентрации рибулезодифосфаткарбоксилазы (Рубиско), ее скорость равна A_c; вторая зависит от скорости регенерации рибулезодифосфата, т. е. от скорости электронного транспорта, и ее скорость равна A_e. Итоговая скорость брутто-ассимиляции определяется тем, какая из двух стадий лимитирует процесс. В исходном варианте модели берется

$$A_b = \min(A_c, A_e). \tag{2}$$

Лимитируемая концентрацией Рубиско скорость ассимиляции вычисляется по формуле

$$A_c = V_{cmax}(T_a)\frac{[p_i - \Gamma^*(O, T_a)]}{p_i + K_C(T_a)[1 + \dfrac{O}{K_O(T_a)}]}, \tag{3}$$

где $V_{cmax}(T_a)$ — максимальная скорость карбоксилирования при данной температуре воздуха (мкмоль · м$^{-2}$ · с$^{-1}$); $K_C(T_a)$, $K_O(T_a)$ — константы Михаэлса—Ментона Рубиско для CO_2 и O_2 (Па); O — парциальное давление кислорода в межклетниках, равное 21277,2 Па (найдено как $O = 0{,}21P$); $\Gamma^*(O, T_a)$ — углекислотный компенсационный пункт (Па), равный

$$\Gamma^*(O, T_a) = \frac{0{,}5O}{\tau(T_a)}, \tag{4}$$

где $\tau(T_a)$ — фактор специфичности Рубиско.

Лимитируемая электронным транспортом скорость ассимиляции равна

$$A_e = J(Q, T_a)\frac{[p_i - \Gamma^*(O, T_a)]}{4{,}5\,[p_i + \dfrac{7}{3}\Gamma^*(O, T_a)]}, \tag{5}$$

где $J(Q, T_a)/4{,}5$ — максимальная скорость при данных интенсивности ФАР и температуре (мкмоль · м$^{-2}$ · с$^{-1}$). Она находится из эмпирически введенного квадратного уравнения, задающего так называемую световую кривую фотосинтеза:

$$\beta J^2 - [\varphi Q + J_{\max}(T_a)]J + \varphi Q J_{\max}(T_a) = 0, \quad (6)$$

где β — эмпирический „параметр сглаживания", φ — квантовая эффективность фотосинтеза ((моль e^-)/(моль падающей радиации)), $J_{\max}(T_a)$ — максимальная скорость электронного транспорта при данной температуре (мкмоль · $м^{-2}$ · $с^{-1}$). Заметим, что наблюдаемая квантовая эффективность фотосинтеза α ((моль CO_2)/(моль падающей радиации)), входящая в простейшую форму световой кривой $A(Q) = \alpha Q A_{\max}/(\alpha Q + A_{\max})$, связана с φ как α = φ/4,5; величина $A_{\max}$ в модели Фаркухара в явном виде отсутствует и при необходимости должна вычисляться.

В стандартной формулировке модели Фаркухара имеется шесть функций температуры листа (в нашем приближении воздуха). Четыре из них — $R_d(T_a)$, $\tau(T_a)$, $K_C(T_a)$, $K_O(T_a)$ — считаются элементарными константами скоростей реакций (или их произведением) и, согласно теории абсолютных скоростей реакций (Johnson et al., 1946), зависят от T_a по закону Аррениуса (приближенно соответствует закону Вант-Гоффа при $T \approx 300$ K):

$$y(T_K) = y_{25} \exp\left[\frac{H_i}{R}\left(\frac{1}{T_{K25}} - \frac{1}{T_K}\right)\right], \quad (7)$$

где $y = (R_d, \tau, K_C, K_O)$; $y_{25} = (R_{d25}, \tau_{25}, K_{C25}, K_{O25})$ — значения величин при 25 °C; $H_i = (H_R, H_\tau, H_C, H_O)$ — соответствующие энергии активации (Дж · $моль^{-1}$), $R = 8{,}31451$ — газовая постоянная (Дж · $К^{-1}$ · $моль^{-1}$); T_K — температура (K); $T_{K25} = 298{,}16$ K (соответствует $T_a = 25$ °C).

Величины $V_{cmax}(T_a)$, $J_{max}(T_a)$ обычно не считаются элементарными константами скоростей реакций, и их температурная зависимость описывается функцией с максимумом (эмпирически введенная экспонента в знаменателе описывает торможение фотосинтеза при большой температуре, числитель дроби обеспечивает нормировку $y(25\ °C) = y_{25}$):

$$y(T_K) = y_{25} \exp\left[\frac{H_{ai}}{R}\left(\frac{1}{T_{K25}} - \frac{1}{T_K}\right)\right] \frac{1 + \exp\left[\frac{1}{R}\left(S_i - \frac{H_{di}}{T_{K25}}\right)\right]}{1 + \exp\left[\frac{1}{R}\left(S_i - \frac{H_{di}}{T_K}\right)\right]}, \quad (8)$$

где $y = (V_{cmax}, J_{max})$; $y_{25} = (V_{cmax25}, J_{max25})$ — значения величин при 25 °C; $H_i = (H_V, H_J)$ — энергии активации (Дж · $моль^{-1}$); $H_{di} = (H_{dV}, H_{dJ})$ — энергии деактивации (Дж · $моль^{-1}$); $S_i = (S_V, S_J)$ — так называемые энтропии деактивации (Дж · $К^{-1}$).

Следуя подходу и результатам работ Cai and Dang (2002) и Dang and Cheng (2004), проведенных на трех хвойных видах умеренной зоны, температура почвы T_s влияет на устьичную проводимость и параметры V_{cmax25}, J_{max25}, φ модели Фаркухара. По этой причине квантовая эффективность фотосинтеза φ имела вид

$$\varphi(T_s) = \varphi_{opt} f_{Ts}(T_s), \tag{9}$$

где φ_{opt} — значение φ при $f_{Ts}(T_{sopt}) = 1$, а зависимости (8) были дополнены множителем $f_{Ts}(T_s)$ (введенным также и в устьичную проводимость, см. ниже).

Подмодель устьичной проводимости. Полную проводимость для CO_2 рассчитывали по формуле

$$g_{tc} = 1/(1{,}56/[g_{sw}(\Phi) + g_w^{cut}] + 1{,}37/g_{bw}), \tag{10}$$

где g_{sw} — устьичная, g_w^{cut} — кутикулярная и g_{bw} — приграничного слоя проводимости для H_2O (ммоль · м$^{-2}$ · с$^{-1}$); D — дефицит водяного пара в воздухе (гПа).

Устьичная проводимость для H_2O рассчитывалась по широко применяемой полуэмпирической мультипликативной модели (Jarvis, 1976):

$$g_{sw} = (Q, T_a, D, T_s, W_s) = g_w^{cut} + (g_{sw}^{max} - g_w^{cut}) \times \\ \times f_Q(Q) f_{Ta}(T_a) f_D(D) f_{Ts}(T_s) f_w(W_s), \tag{11}$$

где g_{sw}^{max} — максимальная проводимость для H_2O.

Значения всех функций $f_Ф(Ф)$ (Ф — экологический фактор) лежат в интервале [0, 1]. Существует обширная литература, посвященная выбору вида $f_Ф(Ф)$, которую мы не можем здесь комментировать; отметим лишь, что в нашем случае функции задавались в возможно более простой форме, чаще всего используемой в литературе.

Для радиации (Q_{05} — параметр) имеем

$$f_Q(Q) = Q(Q_{05}+Q)^{-1}. \tag{12}$$

Температурные зависимости от T_a и T_s взяты как параболы некоторой (целой) степени:

$$f_{Ta}(T_a) = 1 - [(T_{aopt,g} - T_a)/(T_{aopt,g} - T_{amin,g})]^p ga \text{ при } T_{amin,g} < T_a < T_{amax,g},$$
$$f_{Ta}(T_a) = 0 \text{ в противном случае.} \tag{13}$$

Функция имеет три параметра: $T_{aopt,g}$, $T_{amin,g}$ и p_{ga}; $T_{amax,g} = 2T_{aopt,g} - T_{amin,g}$. Аналогично

$f_{Ts}(T_s) = 1 - [(T_{sopt,g} - T_s)/(T_{sopt,g} - T_{smin,g})]^p gs$ при $T_{smin,g} < T_s < T_{smax,g}$,
$f_{Ts}(T_s) = 0$ в противном случае. (14)

Функция имеет три параметра: $T_{sopt,g}$, $T_{smin,g}$ и p_{gs}; $T_{smax,g} = 2T_{sopt,g} - T_{smin,g}$.

Зависимость от дефицита водяного пара в воздухе взята в виде (D_{00}, D_{05} — параметры)

$f_D(D) = 1$ при $D < D_{00}$,
$f_D(D) = [1 + (D - D_{00})/(D_{05} - D_{00})]^{-1}$ в противном случае. (15)

Поскольку запас доступной влаги (W_s) отсчитывается от влажности завядания, зависимость от W_s взята в виде

$f_w(W_s) = W_s/W_{smax}$, при $0 \le W_s < W_{smax}$,
$f_w(W_s) = 1$ в противном случае (16)

и имеет один параметр W_{smax} — влажность, при которой устьица открыты максимально.

Совместная модель ассимиляции и проводимости. Объединение подмоделей ассимиляции и устьичной проводимости производилось на основе закона проводимости Фика:

$$A_n = g_{tc}(p_a - p_i) - E/2(p_a + p_i), \quad (17)$$

где p_a — парциальная концентрация CO_2 в воздухе (Па). Согласно von Caemmerer, Farquhar (1981), второе слагаемое является поправкой на встречный поток водяного пара, где E — транспирация (ммоль $\cdot$ м$^{-2}$ $\cdot$ с$^{-1}$). Величина E определялась по формуле $E = Dg_{tw}$, где

$$g_{tw} = 1/(1/(g_{sw} + g_w^{cut}) + 1/ g_{bw}) \quad (18)$$

есть полная проводимость для HO_2.

Результаты

Параметризация модели. За некоторыми исключениями (см. ниже), для каждого вида поиск параметров производился минимизацией стандартного среднеквадратического отклонения (SD) эмпирических значений ассимиляции от теоретических (A_{empir} от A_{theor}); попутно вычислялся коэффициент детерминации R^2. Для изучения возможного варьирования параметров модели во времени параметры для каждой породы находили для трех типов выборок из данных.

А. Весь массив данных за 1995—1999 гг. Искались все назначенные свободными параметры, множество которых было определено предварительными численными экспериментами. Основным крите-

рием было требование, чтобы получаемые значения были физически реалистичными. В результате множество состояло из 17 свободных параметров. Из них V_{cmax25}, φ_{opt}, g_{sw}^{max} искались точно, прямыми итерациями, при фиксированных остальных параметрах, которые прогонялись по сетке с некоторым шагом (мы опускаем вычислительные детали). Нам пришлось отказаться от поиска V_{cmax25} и J_{max25} как независимых параметров и, фиксировав их отношение:

$$\Re = J_{max25}/V_{cmax25} = 2{,}25, \qquad (19)$$

искать только один из них. Этот подход встречается в литературе (Бенькова, Шашкин, 2003; Baldocchi, Meyers, 1998; Knorr, Kattge, 2005; Kosugi et al., 2003). Значение $\Re$ выбрано „разумно представительным" (и близко к формально найденному среднему) после обзора литературных данных по хвойным видам умеренной зоны (Wullschleger, 1993; Falge et al., 1996; Walcroft et al., 1997; Levy et al., 2002; Cai, Dang 2002; Rayment et al., 2002; Medlyn et al., 2002a,b, 2005). Аналогично были взяты из литературы и фиксированы параметры S_V и S_J в температурных зависимостях (8) для $V_{cmax}(T_a)$ и $J_{max}(T_a)$. Параметры H_{dV} и H_{dJ} были использованы для приближения получаемых при счете $T_{aopt,A\ theor}$ к значениям $T_{aopt,A\ empir}$ (точного совпадения добиться невозможно из-за зависимости $T_{aopt,A\ theor}(Q)$); при этом точность описания по сравнению с минимальной незначительно ухудшилась. Невозможным оказалось определить параметры $T_{amin,g}$, и они были с ничтожной потерей точности фиксированы для всех видов, $T_{amin,g} = -5$ °C. Степени p_{ga} и p_{gs} выбирались из множества (2, 4, 6). Величины R_{d25} были найдены из графиков световых кривых для малых значений $Q < 80$ мкмоль $\cdot$ м$^{-2}$ $\cdot$ с$^{-1}$. Результаты приведены в табл. 1.

B. Следующим этапом был поиск параметров по данным за каждый год. Ввиду меньшего числа точек и большего разброса данных подгонялись только три ключевых параметра: V_{cmax25} (J_{max25}), φ_{opt}, g_{sw}^{max}; остальные были взяты общими (из подгонки по данным за 1995—1999 гг., см. табл. 1). В двух случаях (для ели и сосны в 1998 г.) значения V_{cmax25} получились нереально большими и были заменены на реалистические, взятые из 90 %-ной доверительной области. Результаты приведены в табл. 2.

C. По данным за каждый квартал для всех лет (апрель — середина июня, середина июня — август и сентябрь — октябрь, обозначенных как I, II, III) также искались три параметра: V_{cmax25}, φ_{opt}, g_{sw}^{max}; в четырех случаях нереально больших значений V_{cmax25} (лиственница 1999 I, ель 1998 II, сосна 1996 II, 1998 II) были взяты годовые значения (см. пункт B).

Таблица 1

Результаты идентификации модели по данным за 1995—1999 гг.: найденные оптимальные значения параметров (обозначения выделены полужирным шрифтом), фиксированные значения параметров, некоторые производные величины и точность подгонки

Параметр	Лиственница	Ель	Сосна	Источник
$\boldsymbol{V_{cmax25}}$ мкмоль · м$^{-2}$ · с$^{-1}$	25,6	54,5	74,0	Наст. работа
J_{max25} мкмоль · м$^{-2}$ · с$^{-1}$	57,5	122,6	166,6	То же
$\boldsymbol{\varphi_{opt}}$ моль e$^-$ (моль ФАР)$^{-1}$	0,0604	0,0925	0,1223	”
α моль CO_2 (моль ФАР)$^{-1}$	0,0134	0,0206	0,0272	”
R_{d25} мкмоль · м$^{-2}$ · с$^{-1}$	0,611	1,937	1,576	”
g_w^{cut} ммоль · м$^{-2}$ · с$^{-1}$	3,9	3,0	0,5	”
g_{sw}^{max} ммоль · м$^{-2}$ · с$^{-1}$	65,2	59,8	79,2	”
g_{bw} ммоль · м$^{-2}$ · с$^{-1}$	2700	2700	2700	Типичное значение
$\boldsymbol{T_{aopt,g}}$ °C	24,2	21,4	18,2	Наст. работа
$T_{amin,g}$ °C	−5	−5	−5	Типичное значение
$\boldsymbol{p_{ga}}$	4	4	4	Наст. работа
$\boldsymbol{Q_{05}}$ мкмоль · м$^{-2}$ · с$^{-1}$	90	30	150	То же
$\boldsymbol{D_{00}}$ гПа	0,3	5,0	8,2	”
$\boldsymbol{D_{05}}$ гПа	8,0	13,6	22,0	”
$\boldsymbol{W_{smax}}$ мм	56	181	132	”
$\boldsymbol{T_{sopt,g}}$ °C	15,7	10,6	13,4	”
$\boldsymbol{T_{smin,g}}$ °C	−3,8	—3,4	−5,6	”
$\boldsymbol{p_{gs}}$	2	2	2	”
$\boldsymbol{H_{aV}}$ Дж · моль$^{-1}$	73000	79000	69000	”
S_V Дж · моль$^{-1}$ · К$^{-1}$	641	641	641	Среднее по данным ряда авторов
$\boldsymbol{H_{dV}}$ Дж · моль$^{-1}$	196000	192000	192000	Наст. работа
$\boldsymbol{H_{aJ}}$ Дж · моль$^{-1}$	51000	67000	43000	То же
S_J Дж · моль$^{-1}$ · К$^{-1}$	652	652	652	Среднее по данным ряда авторов
$\boldsymbol{H_{dJ}}$ Дж · моль$^{-1}$	196000	192000	192000	Наст. работа
K_{C25} Па	40,4	40,4	40,4	De Pury, Farquhar, 1997
H_C Дж · моль$^{-1}$	59400	59400	59400	То же
K_{O25} Па	24800	24800	24800	”
H_O Дж · моль$^{-1}$	36000	36000	36000	”
τ_{25} безразм.	2600	2600	2600	Dang et al., 1998

Окончание табл. 1

Параметр	Лиственница	Ель	Сосна	Источник
H_τ Дж · моль$^{-1}$	29000	29000	29000	De Pury, Farquhar, 1997
H_R Дж · моль$^{-1}$	66400	66400	66400	То же
β безразм.	0,9	0,9	0,9	Типичное значение
A_{max} мкмоль · м$^{-2}$ · с$^{-1}$	4,80	7,02	9,3	
$T_{aoptA\ theor}$ °С	25,9	21,1	22,3	
$T_{aopt,\ Vcmax}$ °С	30,6	25,0	24,1	
$T_{aopt,\ Jmax}$ °С	23,5	19,0	16,7	
SD мкмоль · м$^{-2}$ · с$^{-1}$	1,057	1,191	1,277	
R^2	0,493	0,458	0,656	
N	4410	5730	5665	
N_V/N_J	2270/2140	2382/3348	2126/3539	

Примечания. 1. $T_{aoptAtheor}$ найдено как $[T_{aopt,Atheor}(Q = 500)+T_{aopt,Atheor}(Q = 2000)]/2$.

2. N_V, N_J — число случаев, в которых фотосинтез лимитировался величиной A_c или A_e соответственно; $N = N_V + N_J$ — общее число наблюдений.

Анализ результатов, представленных в табл. 1, 2, сводится к следующему.

Значения оптимальных параметров, приведенные в табл. 1, ясно указывают на межвидовые различия пород и подтверждают выводы, сделанные при предварительном рассмотрении экспериментального материала:

1) значения V_{cmax25} и φ_{opt} показывают, что скорость ассимиляции у лиственницы заметно меньше, чем у ели и сосны, в то время как последние два вида различаются слабо; соответственно различаются значения A_{max};

2) значения Q_{05} свидетельствуют о разнице в реакции устьиц на свет (самая чувствительная — ель, наименее чувствительная — сосна);

3) значения D_{00}, D_{05} свидетельствуют о разнице в реакции устьиц на дефицит влажности воздуха (в порядке убывания чувствительности: лиственница, ель, сосна);

4) значения W_{smax} показывают разницу в реакции устьиц на дефицит влажности почвы (в порядке убывания чувствительности: сосна, ель, лиственница, причем чувствительность первых двух видов практически одинакова, а лиственница слабочувствительна);

5) значения T_{sopt} свидетельствуют о разнице в предпочтениях устьиц и скорости ассимиляции к температуре почвы.

Результаты расчетов по годам (см. табл. 2) показывают, что значения V_{cmax25} (J_{max25}) и A_{max} могут различаться до трех раз.

При параметризации модели по кварталам (результаты не приводятся) выяснилось, что значения параметров меняются по сезонам года заметно, но нерегулярно. Значения V_{cmax25} изменялись

Таблица 2

Результат поиска параметров модели (V_{cmax25}, φ_{opt}, g_{sw}^{max}) по данным за каждый год

Год	V_{cmax25} мкмоль · м$^{-2}$ · с$^{-1}$	J_{max25} мкмоль · м$^{-2}$ · с$^{-1}$	φ_{opt} моль e$^-$ (моль ФАР)$^{-1}$	g_{sw}^{max} ммоль · м$^{-2}$ · с$^{-1}$	A_{max} мкмоль · м$^{-2}$ · с$^{-1}$	$T_{aopt,A\ theor}$	*SD*	R^2	*N*
				Лиственница					
1995	15,2	34,1	0,0353	93,1	3,3	24	0,72	0,72	975
1996	31,8	71,6	0,0631	59,6	5,4	26	0,86	0,69	810
1997	42,9	96,5	0,0907	67,1	6,8	27	1,19	0,55	870
1998	29,8	67,1	0,0655	104,4	6,2	26	0,85	0,70	915
1999	9,6	21,6	0,0225	222,7	2,1	23	0,73	0,33	840
				Ель					
1995	29,4	66,2	0,0810	39,3	4,0	24	1,20	0,34	1110
1996	44,8	100,9	0,0911	117,7	8,2	26	1,16	0,63	975
1997	53,3	120,0	0,1031	81,0	8,1	27	1,12	0,61	1140
1998	120	270	0,0903	68,0	11,1	26	0,98	0,56	1335
1999	43,1	96,9	0,1170	25,8	3,8	23	0,67	0,35	1170
				Сосна					
1995	39,9	89,9	0,1088	141,7	8,2	21	1,31	0,74	1170
1996	37,1	83,6	0,0846	154,3	7,9	20	1,27	0,69	974
1997	75,9	170,7	0,1618	94,0	10,4	22	1,44	0,65	1061
1998	130	292,5	0,1274	65,0	10,8	23	1,06	0,62	1290
1999	75,7	170,3	0,1255	52,3	7,1	23	0,88	0,56	1170

Примечание. $T_{aopt,A\ theor}$ найдено как $[T_{aopt,A\ theor}(Q = 500) + T_{aopt,A\ theor}(Q = 2000)]/2$.

в следующих диапазонах: 9—51 у лиственницы, 13—120 у ели и 41—174 у сосны. Скорее всего, найденные изменения V_{cmax25} связаны с изменениями погоды, однако в большинстве случаев выявить достоверную связь с отдельными факторами среды в рамках нашего подхода не удалось. Из общего числа 15 вариантов (3 породы × 5 факторов) статистический анализ позволил обнаружить достоверное отличие R от 0 с 10 %-ным уровнем значимости для $V_{cmax25}(W_s)$ у лиственницы ($R = 0{,}51$) и ели ($R = 0{,}70$), для $V_{cmax25}(T_a)$ у сосны ($R = 0{,}56$) и для $V_{cmax25}(D)$ у сосны ($R = 0{,}44$). Все остальные зависимости были слабыми и недостоверными.

Полученные наборы оптимальных параметров позволяют оценить влияние изменения значений параметров по годам и кварталам года. Значения R^2 для всего массива данных при общих параметрах были даны выше (см. табл. 1). Далее можно применить аналог „кусочной интерполяции", а именно сравнить A_{empir} и A_{theor}, взяв в качестве A_{theor} значения, найденные по параметрам каждого года, а затем каждого квартала. Степень увеличения R^2 при таком уменьшении интервалов подгонки покажет, насколько существенны вариации параметров во времени. Из табл. 3 видно, что качество описания заметно возрастает при переходе к своим параметрам для каждого года, но слабо возрастает при использовании своих параметров для каждого квартала.

Средние значения A_{theor} за квартал, вычисленные по параметрам для каждого года, практически совпадают с A_{empir} (рис. 1), а при использовании параметров, полученных по всему массиву данных, совпадение гораздо хуже. Это особенно хорошо видно для ели и лиственницы, тогда как у сосны интенсивности A_{theor}, полученные при любом способе расчета параметров модели, дают хорошее совпадение с A_{empir}.

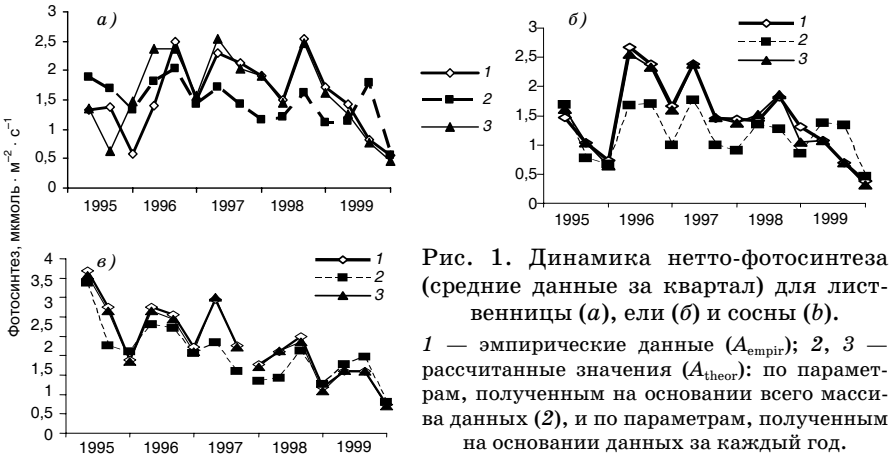


Рис. 1. Динамика нетто-фотосинтеза (средние данные за квартал) для лиственницы (*а*), ели (*б*) и сосны (*в*).

1 — эмпирические данные (A_{empir}); *2*, *3* — рассчитанные значения (A_{theor}): по параметрам, полученным на основании всего массива данных (*2*), и по параметрам, полученным на основании данных за каждый год.

Таблица 3

Коэффициент детерминации R^2 при сравнении A_{empir} и A_{theor}

Способ расчета параметров	Лиственница	Ель	Сосна
Общий для всего массива (см. табл. 1)	0,493	0,458	0,656
По годам	0,646	0,588	0,697
По кварталам	0,676	0,610	0,721
Число точек	4410	5730	5665

Величина A_{max} варьировала в разные годы и в течение сезона вместе с величиной V_{cmax25}, причем изменения коррелировали между собой (рис. 2).

Все сказанное позволяет заключить, что для расчета A_{theor} в нашем случае целесообразно использовать параметры, полученные по данным либо для отдельных лет, либо (если число наблюдений достаточно велико) для кварталов года, но не параметры, вычисленные по данным за несколько лет, так как это значительно снижает точность расчетов. При этом надо иметь в виду, что уменьшение числа точек увеличивает возможность получения нереальных значений параметров.

Анализ механизмов регуляции фотосинтеза. Годы исследований сильно различались по условиям погоды. В табл. 4 приведены средние данные о метеорологических условиях, полученные при измерениях фотосинтеза весной (апрель — середина июня), в сере-

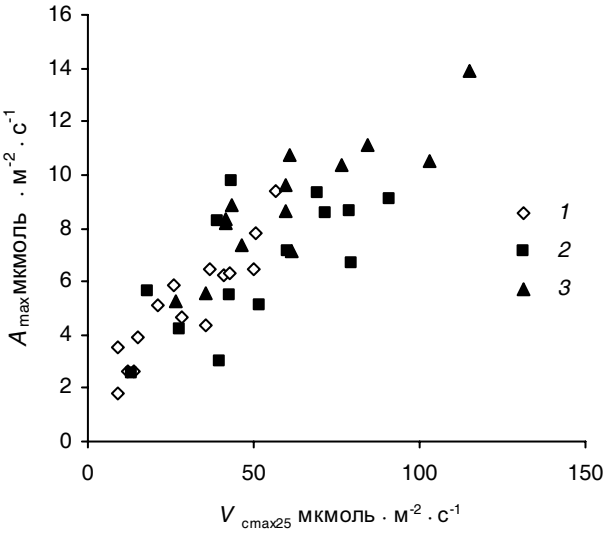


Рис. 2. Зависимость между максимальной скоростью карбоксилирования (V_{cmax25}) и максимальным фотосинтезом (A_{max}).

1 — лиственница, *2* — ель, *3* — сосна.

дине лета (середина июня — июль — август) и осенью (сентябрь — октябрь). Эти данные соответствуют условиям, в которых осуществлялся фотосинтез ели и сосны. Для лиственницы с более коротким вегетационным периодом данные о погоде несколько отличались от приведенных в табл. 4. Характерно, что сезонная динамика всех метеопоказателей во все годы была для большинства факторов однотипной: температура воздуха и почвы, сумма падающей за день ФАР и D были максимальными в середине лета. В отличие от этих показателей динамика запаса влаги в почве в разные годы была различной: в некоторые годы засушливой была весна, в другие — лето или осень или и то и другое. Наконец, были годы сплошь засушливые (1999).

Таблица 4

Характеристика внешних условий в годы исследований

Год	Квартал	ФАР, моль · м$^{-2}$ · день$^{-1}$	T_a °C	D гПа	T_s °C	W_s мм	Осадки, мм · мес$^{-1}$	K
1995	I	45,6	14,8	7,9	11,7	111,9	31	0,50
	II	45,1	20,7	9,5	18,0	45,8	83	0,47
	III	25,0	10,1	3,0	11,0	71,0	28	0,74
За год		38,6	15,2	6,8	13,6	76,2	47	0,57
1996	I	38,8	17,9	9,7	12,8	86,2	9	0,46
	II	43,6	20,5	7,9	17,5	74,3	118	0,85
	III	25,4	9,6	5,0	9,8	48,3	20	0,69
За год		35,9	16,0	5,9	13,4	69,6	49	0,67
1997	I	44,7	14,4	8,6	7,5	106,6	25	0,53
	II	42,7	21,2	7,7	16,6	41,6	110	0,78
	III	20,1	10,5	3,2	9,1	41,0	32	0,68
За год		35,8	15,4	6,5	10,0	63,0	56	0,66
1998	I	39,6	11,7	8,8	5,3	62,7	26	0,50
	II	44,7	24,9	10,2	18,5	77,9	122	2,05
	III	15,9	6,0	2,3	6,5	42,7	35	1,75
За год		33,4	14,2	7,1	10,1	61,1	61	1,43
1999	I	44,6	15,3	11,4	8,2	64,4	22	0,40
	II	42,6	20,9	8,0	16,2	44,3	82	1,45
	III	21,3	8,5	4,6	7,1	29,9	13	0,24
За год		36,2	14,9	8,0	10,5	46,2	39	0,70
1995—1999		36,0	15,1	6,9	11,5	63,2	50	0,81

Примечание. W_s — запас доступной влаги в верхних 50 см почвы, K — коэффициент увлажнения по Н. Н. Иванову (1962).

Такие же, как для внешних условий, значительные вариации в разные годы отмечались для интенсивности фотосинтеза (табл. 5). Предварительный анализ полученного материала показал, что интенсивность фотосинтеза разных пород различалась и была наиболее высокой у сосны и наиболее низкой у лиственницы.

Следующим вопросом, который решался при помощи модели, стала частота лимитирования фотосинтеза скоростью карбоксилирования или регенерацией рибулезодифосфата. Частоту оценивали числом случаев, в которых фотосинтез лимитировался величиной A_c или A_e (соответственно N_V или N_J). Доля N_J от общего числа случаев для всего массива данных составляла у лиственницы 49 %, у ели 58 %, у сосны 63 % (см. табл. 1). При низкой интенсивности света эта доля у всех пород была близка к 100 %. При интенсивности ФАР выше насыщающей (600—800 мкмоль $\cdot$ м$^{-2}$ $\cdot$ с$^{-1}$) она снижалась у лиственницы почти до нуля, у ели до 10 %, у сосны до 25 % (рис. 3). Эта величина была больше при оптимальном запасе влаги в почве (рис. 4).

Таблица 5

Средняя интенсивность нетто-фотосинтеза в годы исследований (мкмоль $\cdot$ м$^{-2}$ $\cdot$ с$^{-1}$)

Год	Квартал	Лиственница	Ель	Сосна
1995	I	1,33	1,47	4,19
	II	1,38	1,03	3,05
	III	0,62	0,73	1,89
За год		1,15	1,03	2,85
1996	I	1,40	2,67	3,26
	II	2,49	2,39	3,05
	III	1,50	1,66	2,22
За год		1,91	2,16	2,76
1997	I	2,30	2,39	3,44
	II	2,12	1,46	2,26
	III	1,92	1,44	1,78
За год		2,05	1,78	2,44
1998	I	1,50	1,52	2,11
	II	2,53	1,82	2,50
	III	1,71	1,31	1,18
За год		1,96	1,48	1,85
1999	I	1,42	1,07	1,60
	II	0,83	0,69	1,60
	III	0,55	0,38	0,74
За год		0,89	0,70	1,49
1995—1999		1,59	1,41	2,21

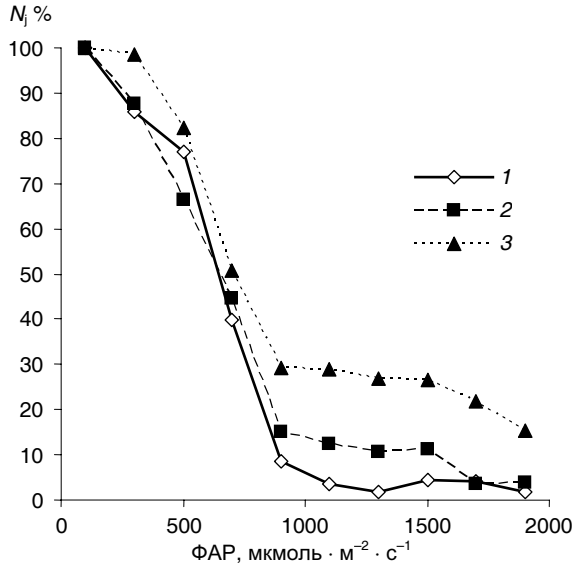


Рис. 3. Зависимость доли N_j числа случаев, в которых фотосинтез был лимитирован скоростью электронного транспорта, от общего числа наблюдений от интенсивности ФАР (Q).

1 — лиственница, *2* — ель, *3* — сосна.

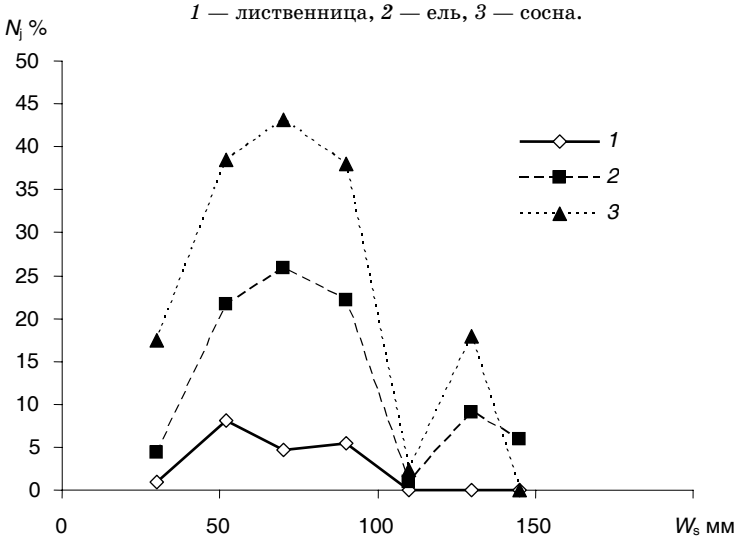


Рис. 4. Зависимость доли N_j числа случаев, в которых фотосинтез был лимитирован скоростью электронного транспорта, при ФАР выше насыщающей (более 600—800 мкмоль · м$^{-2}$ · с$^{-1}$) от запаса влаги в почве (W_s).

1 — лиственница, *2* — ель, *3* — сосна.

Лимитирование фотосинтеза устьичной проводимостью оценивалось параметром L_s, предложенным Sharkey (неопубл., цит. по Farquhar, Sharkey, 1982). По данным за 1995—1999 гг. вычисляется интенсивность фотосинтеза A_{Ca} при внутриклеточной концентрации CO_2, равной концентрации в атмосфере, т. е. формально при бесконечной проводимости устьиц. Используя значение фотосинтеза при реальной проводимости A_{Ci}, находим величину

$$L_s = (A_{Ca} - A_{Ci})/A_{Ca}, \qquad (20)$$

определяющую относительную величину лимитирования ($L_s = 0$ — устьица не влияют, $L_s = 1$ — влияют максимально).

Для определения влияния внешних факторов на L_s по отдельности был сделан расчет, когда один из факторов $\Phi = (Q, T_a, D, T_s, W_s)$ был в оптимуме. Из рис. 5 видно, что устьичная регуляция минимальна у лиственницы и максимальна у сосны. При оптимальном W_s величина L_s для ели и сосны уменьшалась. В случае лиственницы она сильно уменьшалась при $D = 0$, а при постоянно ясной погоде у всех пород увеличивалась. При реальной погоде для лиственницы, ели и сосны L_s составило 0,3; 0,46 и 0,49 соответственно.

Модель, имитирующая зависимость фотосинтеза от пяти внешних факторов, позволяет провести численный эксперимент и рассчитать, какова могла бы быть интенсивность нетто-фотосинтеза в том случае, если бы все дни наблюдений были солнечными, а остальные внешние условия — оптимальными. Назовем такую интенсивность A_{opt}. Отношение A_r/A_{opt} (A_r — скорость фотосинтеза при реальной погоде) дает меру реализации возможностей фотосинтетического аппарата в реальных условиях местообитания.

Судя по данным табл. 6, значения A_{opt} от года к году меняются в широких пределах в результате изменений значений параметров модели, прежде всего V_{cmax25}. В то же время соотношение реального и оптимального фотосинтеза от года к году меняется не так сильно.

В соответствии с табл. 6 лиственница при реальной погоде 1995—1999 гг. реализует в среднем 49 % своего фотосинтетического потенциала, ель — 30 %, а сосна — 36 %. В таблице также приведены данные о том, как увеличился бы фотосинтез, если бы только один из факторов $\Phi = (Q, T_a, D, T_s, W_s)$ был в оптимуме; для соответствующего периода было найдено относительное приращение фотосинтеза:

$$\Delta_{\Phi k} = (A_{\Phi k\,opt} - A_r)/A_r, \qquad (21)$$

где $A_{\Phi k\,opt}$ — средний частично оптимальный фотосинтез (фактор Φ_k оптимален, остальные факторы соответствуют реальной погоде).

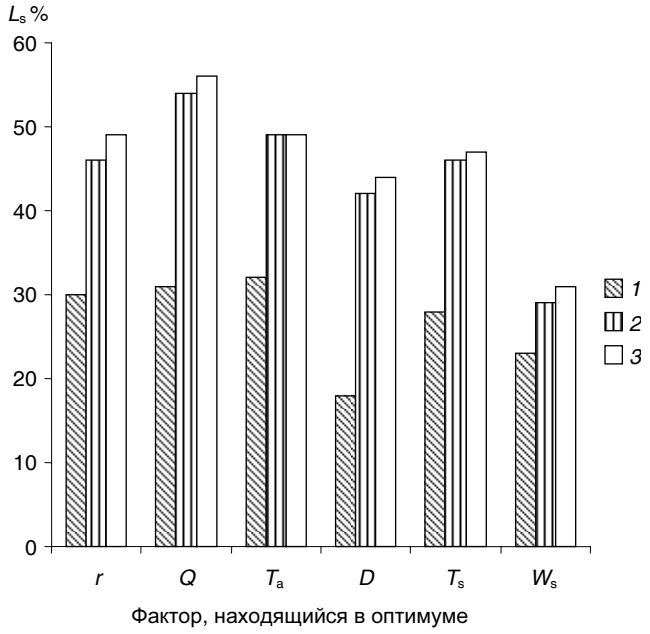


Рис. 5. Доля лимитирования фотосинтеза за счет устьичной проводимости (L_s (%) рассчитано по формуле (20)) при разных сценариях погоды по данным за 1995—1999 гг.

1 — лиственница, *2* — ель, *3* — сосна.

r — реальная погода; *Q* — солнечная погода, а остальные условия, как при реальной погоде; T_a и T_s — оптимальная температура воздуха или почвы, а остальные условия, как при реальной погоде; W_s — оптимальное почвенное увлажнение, а остальные условия, как при реальной погоде; $D = 0$, а остальные условия, как при реальной погоде.

Эта величина по существу является мерой лимитирования фотосинтеза каждым из факторов в данном климате. Из таблицы видно, что наибольшее влияние на интенсивность фотосинтеза у лиственницы оказывает влажность воздуха, а у ели и сосны — запас влаги в почве. Приоритетное влияние этих факторов на фотосинтез отмечается во все годы исследований, хотя величина колеблется по годам. Несколько отрицательных значений $\Delta_{\Phi k}$ для ели связаны, по-видимому, с зависимостью $T_{a\ opt,A\ theor}(Q)$.

Доля влияния каждого фактора на фотосинтез в среднем за 5 лет приводится на рис. 6. Из отдельных факторов наибольшее влияние в случае лиственницы оказывает D, а в случае ели и сосны — W_s. Значительное влияние этих факторов на фотосинтез сочетается с силь-

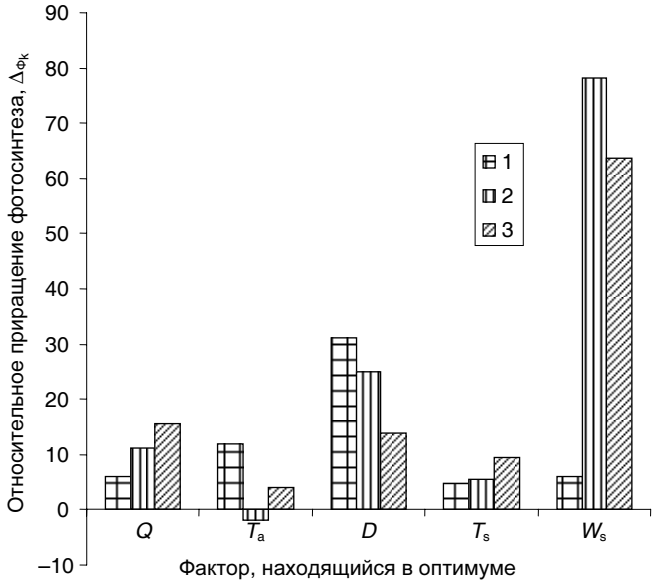


Рис. 6. Относительное приращение фотосинтеза Δ_{Φ_k} (%), рассчитаное по формуле (21), при различных сценариях погоды по данным за 1995—1999 гг.
Условные обозначения см. рис. 5.

Таблица 6

Увеличение фотосинтеза при различных сценариях погоды

Годы	A мкмоль · м$^{-2}$ · с$^{-1}$		A_r/A_{opt} %	$\Delta\Phi_k$ Δ_Φ при факторе Ф в оптимуме				
	A_r	A_{opt}		Q	T_a	D	T_s	W_s
			Лиственница					
1995	1,16	2,10	55	4,1	12,6	16,9	5,2	7,5
1996	1,95	3,65	53	7,9	10,4	33,4	4,2	0,7
1997	2,04	4,73	43	8,0	11,5	36,8	5,0	23,9
1998	1,88	4,12	46	14,1	12,0	28,0	5,4	8,1
1999	0,81	1,27	64	0,0	6,7	10,0	5,0	7,0
1995-99	1,58	3,26	48,5	6,1	12,0	31,1	4,8	5,9
			Ель					
1995	1,02	2,66	38	5,5	–3,7	17,3	8,4	49,6
1996	2,06	5,41	38	14,9	0,4	21,7	5,4	46,6
1997	1,75	5,40	32	8,3	3,4	23,9	3,1	72,2
1998	1,41	5,78	24	23,6	–4,3	29,8	7,7	86,9
1999	0,71	2,68	26	–5,6	–8,2	24,8	5,1	117,3
1995-99	1,37	4,61	29,6	11,1	–1,8	25,0	5,6	78,2

Окончание табл. 6

Годы	A мкмоль · м$^{-2}$ · с$^{-1}$		A_r/A_{opt} %	$\Delta\Phi_k$ Δ_Φ при факторе Ф в оптимуме				
	A_r	A_{opt}		Q	T_a	D	T_s	W_s
				Сосна				
1995	2,81	5,54	51	12,0	9,9	6,6	7,5	21,7
1996	2,64	5,14	51	17,9	6,5	7,8	5,6	21,3
1997	2,46	6,92	36	11,5	4,6	13,3	9,1	73,5
1998	1,72	6,06	28	22,7	3,3	17,3	15,8	77,8
1999	1,29	4,76	27	4,3	1,7	20,2	11,8	123,8
1995-99	2,17	6,07	35,7	15,5	4,1	13,9	9,5	63,7

ной реакцией на эти факторы устьиц (ср. с рис. 5): при оптимальном D лимитирование устьицами для лиственницы по сравнению со сценарием r уменьшается заметно, а у остальных пород — слабо; при оптимальном W_s лимитирование для лиственницы остается, а для ели и сосны — уменьшается.

Обсуждение

Проведенный нами при помощи математической модели анализ результатов длительных измерений фотосинтеза показал, что три исследованные породы четко различаются по физиологическим особенностям: по средней интенсивности фотосинтеза, по чувствительности к действию внешних условий, по соотношению скорости реакций регенерации рибулезодифосфата и карбоксилирования при насыщающей интенсивности ФАР и при разном запасе влаги в почве, а также по степени лимитирования фотосинтеза устьичной проводимостью. Сезонные изменения параметров модели Фаркухара найдены в единственной известной нам работе Medlyn et al. (2002a).

Некоторые из полученных нами результатов оказались неожиданными. Например, необычной была низкая интенсивность фотосинтеза лиственницы, которая известна как светолюбивая и быстро растущая порода с высокой интенсивностью фотосинтеза. Правда, имеющиеся в литературе данные относятся к другим видам лиственницы, тогда как сведения о фотосинтезе данного вида — *Larix sibirica* — до сих пор мы встречали только в более ранних работах наших коллег (Щербатюк и др., 1991). Необычными были и результаты, касающиеся квантовой эффективности фотосинтеза у сосны и ели. Для сосны как светолюбивой породы типичным должно было быть меньшее значение φ, чем для теневыносливой ели. Наши результаты получились обратными.

Заслуживают внимания результаты анализа влияния внешних условий на фотосинтез. Как было обнаружено при сопоставлении

реального (A_r) и оптимального (A_{opt}) фотосинтеза (при реальной погоде Предбайкалья по средним данным за 5 лет), доля A_r от A_{opt} составляет для лиственницы 49 %, для ели 30 % и для сосны 36 %. Это можно трактовать так, что ель в этом климате менее полно реализует свой фотосинтетический потенциал, чем две другие породы. Это согласуется с лесоводственными данными о меньшем распространении ели в этом районе по сравнению с сосной и лиственницей, хотя это свойство ели вряд ли является единственным, которое может определять район ее произрастания. Согласуется с лесоводственными данными также и тот факт, что фотосинтез ели сильнее реагирует на запас доступной влаги в почве, чем лиственница. В то же время сильная реакция фотосинтеза сосны на величину W_s не согласуется с тем, что сосна обычно произрастает в широком диапазоне условий увлажнения.

Серьезного обсуждения заслуживает вопрос о том, как определять степень влияния разных факторов на фотосинтез. Наш анализ позволяет оценить влияние на фотосинтез внешних условий только в момент измерения. Однако, судя по полученным результатам, параметры фотосинтетической модели сильно варьируют во времени. По всей вероятности, главной причиной этого служит влияние изменений внешних условий. Мы не имели возможности точно установить, какие именно факторы сильнее влияют на изменение параметров модели. Сроки необходимого воздействия почти не изучены. Наши старые данные (Цельникер и др., 1971) свидетельствуют о том, что при переносе растений из тени на открытое место и обратно перестройка световых кривых фотосинтеза, которая сопровождается также изменениями размеров и числа хлоропластов, происходит в течение двух недель после изменения светового режима. Из современных исследований лишь в одной работе (Medlyn et al., 2002a) мы нашли указание на то, что величина V_{cmax25} коррелирует с условиями погоды предыдущего месяца.

В результате изменений значений параметров интенсивность оптимального фотосинтеза может значительно измениться, что повлияет на интенсивность „реального" фотосинтеза, может быть, даже сильнее, чем непосредственное воздействие внешних условий в момент измерения. С этой точки зрения можно сказать, что при оценке степени влияния внешних условий на фотосинтез способом, использованным нами выше, без учета изменений параметров модели, мы это влияние занижаем. Характерно, что при значительном изменении A_r и A_{opt} их отношение меняется в гораздо меньших пределах. Это приводит к относительной стабилизации динамики фотосинтеза в течение небольших промежутков времени (например, в течение часов или дня, когда ряд факторов среды быстро меняется). Возможно, с этой точки зрения изменение значений параметров

фотосинтеза можно было бы трактовать как способ адаптации растений к условиям среды.

Полученный в полевых условиях экспериментальный материал позволил определить значения параметров модели только по сравнительно большому числу точек. Поэтому мы не могли определять значения параметров за короткие промежутки времени и проанализировать влияние на них отдельных факторов. Это возможно сделать только при помощи A/C_i кривых. Вопрос требует дальнейшего изучения.

Изменение параметров модели во времени заметно ограничивает прогностическое значение общепринятой модели Фаркухара.

Заключение

Проведенная нами обработка результатов пятилетних наблюдений за фотосинтезом трех хвойных пород Предбайкалья — лиственницы, ели и сосны — позволила, прежде всего, уточнить методику разработки и анализа комбинированной модели (Фаркухара и устьичной проводимости) применительно к данному материалу. Было показано, что надежные значения параметров получаются, если их находить по данным, по крайней мере, за каждый квартал каждого года.

Из исследованных пород наиболее высокой интенсивностью фотосинтеза обладает сосна. У ели и лиственницы интенсивность фотосинтеза гораздо ниже. Значительные колебания интенсивности фотосинтеза от года к году, а также по сезонам связаны как с воздействием внешних условий в момент измерения фотосинтеза, так и (возможно, даже в большей степени) с перестройкой фотосинтетического аппарата при длительном воздействии внешних условий разной интенсивности. Лимитирование фотосинтеза у всех пород при слабом свете определяется скоростью электронного транспорта на 95—100 %, а при насыщающем свете — у лиственницы на 3 %, у ели на 10—15 %, а у сосны на 25—30 %. При этом доля лимитирования больше при благоприятном режиме почвенного увлажнения. Лимитирование фотосинтеза за счет устьичной проводимости меньше всего сказывается на лиственнице.

Проведенный численный эксперимент позволил оценить долю влияния разных климатических факторов на лимитирование фотосинтеза разных пород. Оказалось, что в условиях реальной погоды Предбайкалья исследованные породы реализуют: лиственница 49 %, сосна 30 %, ель 36 % своего фотосинтетического потенциала. Наибольшее влияние на фотосинтез (под воздействием внешних условий в момент измерения) в Прибайкалье оказывают в случае лиственницы дефицит влажности воздуха, а в случае ели и сосны запас влаги в почве.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бенькова А. В., Шашкин А. В. 2003. Фотосинтез сосны и лиственницы и его связь с радиальным приростом. — Лесоведение, № 5, с. 38—43.

Болондинский В. К. 1983. Экофизиологические исследования динамики фотосинтеза у сосны обыкновенной. — В кн.: Эколого-физиологические исследования фотосинтеза и водного режима растений в полевых условиях. — Иркутск, с. 27—37.

Ванин А. И. 1960. Дендрология. — М., Л: Гослесбумиздат. — 247 с.

Иванов Н. Н. 1962. Показатель биологической эффективности климата. — Изв. ВГО, т. 94, с. 65—70.

Колесниченко В. Т. 2004. Влияние удобрений на урожай и качество зерна озимой пшеницы „Заларинка" в Иркутской области (результаты полевых опытов). — М.: ООО „НПК Промбезопасность". — 263 с.

Коропачинский И. Ю. 1983. Древесные растения Сибири. — Новосибирск: Наука. — 382 с.

Лонг С. П., Холлгрен Д. Е. 1989. Измерение ассимиляции CO_2 растениями в полевых и лабораторных условиях. — В кн.: Фотосинтез и биопродуктивность: методы определения / Под ред. А. Т. Мокроносова. — М.: Агропромиздат, с. 115—165.

Молчанов А. Г. 2002. Зависимость интенсивности фотосинтеза дуба черешчатоого от условий окружающей среды. — Лесоведение, № 6, с. 13—22.

Поликарпов Н. П., Чебакова Н. М., Назимова Д. И. 1986. Климат и горные леса Южной Сибири. — Новосибирск: Наука. — 226 с.

Попов Л. В. 1982. Южнотаежные леса Средней Сибири. — Иркутск: Изд-во Иркутского университета. — 330 с.

Суворова Г. Г., Щербатюк А. С., Янькова Л. С. 2004а. Особенности изменения дневной фотосинтетической продуктивности у хвойных. I. Лиственница сибирская. — Сибирский экологический журнал, № 1, с. 67—72.

Суворова Г. Г., Щербатюк А. С., Янькова Л. С. 2004б. Ососбенности изменения дневной фотосинтетической продуктивности у хвойных. II. Ель сибирская и сосна обыкновенная. — Сибирский экологический журнал, № 1, с. 73—79.

Ткаченко М. Е. 1952. Общее лесоводство. — М., Л: Гослесбумиздат. — 599 с.

Цельникер Ю. Л., Малкина И. С., Князева И. Ф. 1971. Реакция фотосинтетического аппарата клена остролистного на изменение режима освещения. — Физиология растений, т. 18, с. 1127—1133.

Щербатюк А. С., Русакова Л. В., Суворова Г. Г., Янькова Л. С. 1991. Углекислотный газообмен хвойных Предбайкалья. — Новосибирск: Наука. — 134 с.

Baldocchi D. D., Meyers T. 1998. On using eco-physiological, micrometeorological and biogeochemical theory to evaluate carbon dioxide, water vapor and trace gas fluxes over vegetation: a perspective. — Agricultural and Forest Meteor., 90, p. 1—25.

Ball J. T., Woodrow E., Berry J.A. 1987. A model predicting stomatal conductance and its contribution to the control of photosynthesis under different environmental conditions. — In: Progress in Photosynthesis Research / Ed. J. Biggins. M. Nijhoff Publishers, Dordrecht, p. 221—224.

Bauer H., Martha P., Kirchner-Heiss B., Mayerhofer D. 1983. I. The CO_2 compensation point of C_3 plants — a re-examination. II. Intraspecific variability. — Zetschr. Pflanzenphysiol, 109, s. 143—154.

Bergh J., McMurtie R. M., Linder S. 1998. Climatic factors controlling the productivity of Norway spruce: model-based analysis. — Forest Ecology and Management, 110, p. 127—139.

Bergh J., Linder S. 1999. Effects of soil warming during spring on photosynthesis recovery in boreal Norway spruce stands. — Global Change Biology, 5, p. 245—254.

Bernacchi C. J., Singsaas E. L., Pimentel C., Portis Jr. A. R., Long S. P. 2001. Improved temperature response functions for models of Rubisco-limited photosynthesis. — Plant, Cell and Environment, 24, p. 253—260.

Cai T., Dang Q.-L. 2002. Effects of soil temperature on parameters of a coupled photosynthesis-stomatal conductance model. — Tree Physiology, 22, p. 819—828.

Dang Q.-L., Cheng S. 2004. Effects of soil temperature on ecophysiological traits in boreal trees. — Forest Ecology and Management, 194, p. 379—387.

Dang Q.-L., Margolis H. A., Collatz G. J. 1998. Parameterization and testing of a coupled photosynthesis-stomatal conductance model for boreal trees. — Tree physiology, 18, p. 141—153.

De Pury D. G. G., Farquhar G. D. 1997. Simple scaling of photosynthesis from leaves to canopies without the errors of big-leaf errors. — Plant, Cell and Environment, 20, p. 537—557.

Dreyer E., Le Roux X., Montpied P., Doudet F. A., Masson F. 2001. Temperature response of leaf photosynthetic capacityin seedlings from seven temperate tree species. — Tree Physiology, 21, p. 223—232.

Dungan R. J., Whitehead D., Dungan R. P. 2003. Seasonal and temperature dependence of photosynthesis and respiration for two co-occuring broad-leaved tree species with contrasting leaf phenology. — Tree Physiology, 23, p. 561—568.

Falge E., Graber W., Siegwolf R., Tenhunen J. D. 1996. Model of the gas exchange response of *Picea abies* to habitat conditions. — Trees, 10, 277—287.

Farquhar G. D., von Cammerer S., Berry J. A. 1980. A biochemical model of photosynthetic CO_2 assimilation in leaves of C_3 species. — Planta, 149, p. 78—90.

Farquhar G. D., Sharkey T. D. 1982. Stomatal conductance and photosynthesis. — Annual Review of Plant Physiology, 33, p. 317—345.

Gonsales-Real M. M., Baille A. 2000. Changes in leaf photosynthetic parameters with leaf position and nitrogen content within a rose plant canopy *(Rosa hybrida*). — Plant, Cell and Environment, 23, p. 351—363.

Grassi G., Vicinelli E., Ponti F., Cantoni L., Magnani F. 2005. Seasonal and interannual variability of photosynthesis capacity in relation to leaf nitrogen in a deciduous forest plantation in northern Italy. — Tree Physiology, 25, p. 349—360.

Han Q., Kawasaki T., Nakano T., Chiba Y. 2004. Spatiale and seasonal variability of temperature responses of biochemical photosynthesis parameters and leaf nitrogen content within a *Pinus densiflora* crown. — Tree Physiology, 24, p. 737—744.

Hollinger D. Y., Richardson A. D. 2005. Uncertainty in eddy covariance measurements and its application to physiological models. — Tree Physiology, 25, p. 873—885.

Jarvis P. G. 1976. The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. — Philosophical Transactions of Royal Society of London, Ser. B, 273, p. 693—610.

Johnson F., Eyring H., Williams R. 1942. The nature of enzyme inhibitions in bakterial luminescence: sulphanilamide, urethane, temperature, pressure. — J. Cell Comparative Physiology, 20, p. 247—268.

June T., Evans J. R., Farquhar G. D. 2004. A simple new equation for the reversible temperature dependence of photosynthetic electron transport: a study on soybean leaf. — Functional Plant Ecology, 31, p. 275—283.

Knorr W., Kattge J. 2005. Inversion of terrestrial ecosystem model parameter values against eddy covariance measurements by Monte Carlo sampling. — Global Change Biology, 11, p. 1333—1351.

Kosugi Y., Shibata S., Kobashi S. 2003. Parametrization of the CO_2 and H_2O gas exchange of several temperate deciduous broad-leaved trees at the leaf scale considering seasonal changes. — Plant, Cell and Environment, 26, p. 285—301.

Kubiske M. E., Zak D., Pregitzer K. S., Takenchi Y. U. 2002. Photosynthetic acclimation of overstory *Populus tremuloides* and understory *Acer saccharum*

to elevated atmospheric CO_2 concentration: interactions with shade and soil nitrogen. — Tree Physiology, 22, p. 321—329.

Larcher W. 1995. Physiological plant ecology. Third edition. — Springer. Berlin, Heidelberg. — 506 p.

Le Roux X., Montpied P., Strassemeyer J., Wallcroft A.,Wang K., Loustau D. 2002. Temperature response of parameters of a biochemically based model of photosynthesis. II A review of experimental data. — Plant, Cell and Environment, 25, p. 1167—1179.

Leuning R. 2002. Temperature dependence of two parameters in a photosynthesis model. — Plant, Cell and Environment, 25, p. 1205—1210.

Levy P. E., Lucas M. E., McKay H. M., Escobar-Gutierrez A. J., Rey A. 2000. Testing a process-based model of tree seedling growth by manipulating [CO_2] and nutrient uptake. — Tree Physiology, 20, p. 993—1005.

Medlyn B. E., Loustau D., Delson S. 2002a. Temperature response of parameters of a biochemically based model of photosynthesis. I. Seasonal changes in mature maritime pine (*Pinus pinaster* Ait.). — Plant, Cell and Environment, 25, p. 1155—1165.

Medlyn B. E., Dreyer E., Ellsworth D., Forstreuter M., Harley P. C., Kirschbaum M. U. F., Le Roux X., Montpied P., Strassemeyer J., Walcroft A., Wang K., Loustau D. 2002b. Temperature response of parameters of a biochemically based model of photosynthesis. II. A review of experimental data. — Plant, Cell and Environment, 9, p. 1167—1179.

Medlyn B. E., Robinson A. P., Clement R., McMurtrie R. E. 2005. On the validation of models of forest CO_2 exchange using eddy covariance data: some perils and pitfalls. — Tree Physiology, 25, p. 839—857.

Medrano H., Escalona J. M. , Bota J., Gulias J., Flexas J. 2002. Regulation of photosynthesis of C_3 plants in response to progressive drought: stomatal conductance as a reference parameter. — Annals of Botany, 89, p. 895—905.

Niimets Ü. 2002. Stomatal conductance alone does not explain the decline in foliar photosynthetic rates with increasing tree age and size in *Picea abies* and *Pinus sylvestris.* — Tree Physiology, 22, p. 515—535.

Niimets Ü., Ellsworth D. S., Lukjanova A., Tobias M. 2001. Site fertility and the morphological and photosynthetic acclimation of *Pinus sylvestris* needles to light. — Tree Physiology, 21, p. 1231—1244.

Rayment M. B., Loustau D., Jarvis P. J. 2002. Photosynthesis and respiration of black spruce at three organizational scales: shoot, branch and canopy. — Tree Physiology, 22, p. 219—229.

Scheberg P. G., Wilkinson R.C., Shane J. B., Donnelly J. R., Cali P. E. 1995. Winter photosynthesis of red spruce from three Vermont seed sources. — Tree Physiology, 15, p. 345—350.

Walcroft A. S., Whitehead D., Silvester W. B., Kelliher F. M. 1997. The response of photosynthetic model parameters to temperature and nitrogen concentration in *Pinus radiata* D. Don. — Plant, Cell and Environment, 20, p. 1338—1348.

Wilson K. B., Baldocchi D. D., Hanson P. J. 2000. Quantifying stomatal and non-stomatal limitations to carbon assimilation resulting from leaf aging and drought in mature deciduous tree species. — Tree Physiology, 20, p. 787—797.

Wilson K. B., Baldocchi D. D., Hanson P. J. 2001. Leaf age affects the seasonal pattern of photosynthetic capacity and net ecosystem exchange of carbon in a deciduous forest. — Plant, Cell and Environment, 24 , p. 571—583.

Wullschleger S. D. 1993. Biochemical limitations to carbon assimilation in C_3 plants. A retrospective analysis of A/C_i curves from 109 species. — J. Experimental Botany, 44, p. 907—920.

ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА ПЕРЕНОСЧИКОВ И ВОЗБУДИТЕЛЕЙ МАЛЯРИИ ЧЕЛОВЕКА В РОССИИ И ЕЕ БЛИЖАЙШЕМ ГЕОГРАФИЧЕСКОМ ОКРУЖЕНИИ

В. В. Ясюкевич, Е. С. Гельвер

РФ, 107258 Москва, ул. Глебовская, д. 20Б, Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН, victor_pemme@comcor.ru

Реферат. Оценены современные изменения потенциальных ареалов возбудителей трехдневной и тропической малярии и их основных переносчиков с использованием простых эмпирических моделей (прикладных климатических индексов), связывающих устойчивость возбудителя и переносчика с температурой. Показано, что для большинства видов сдвиги границ ареалов вследствие изменения климата разнонаправлены в различных частях ареала и имеют субрегиональный масштаб (типично 100—200 км). В большинстве исследованных случаев изменение общей площади ареала не превышает 5 %. Произошедшие в XX веке и возможные к 2025 г. изменения не дают основания предполагать ухудшения эпидемиологической ситуации по малярии на территории стран СНГ и Балтии. Полученные расчетные оценки указывают на то, что в целом по России риск, связанный с малярией, не увеличился.

Ключевые слова. Изменение климата, СНГ, Балтия, малярия, переносчики, возбудители, ареал, передача малярии.

INFLUENCE OF CLIMATE CHANGE ON HUMAN MALARIA VECTORS AND PARASITES IN RUSSIA AND SURROUNDING COUNTRIES

V. V. Yasukevich, E. S. Gel'ver

Institute of Global Climate and Ecology of Roshydromet and RAS, 20B, Glebovskaya str., 107258 Moscow, Russia, victor_pemme@comcor.ru

Abstract. Present-day changes in potential ranges of three-day and tropical malaria parasites and their major vectors are assessed using simple empirical models (i.e., applied climatic indices) that relate sustainability of parasites and vectors to temperature. For the majority of species, the climate-driven shifts in the range boundaries have different directions in particular parts of the range. Their spatial scale is typically sub-regional (100—200 km). In most cases, the change in the total area was less than 5 %. The changes in the 20th century and

those projected up to 2025 do not suggest worsening of the epidemiological situation with malaria over CIS and Baltic countries. Calculations showed that in Russia the overall risk associated with malaria has not yet increased.

Keywords. Climate change, CIS, Baltic countries, malaria, vectors, parasites, range malaria transmission.

Введение. Некоторые изменения климата в XX веке и их последствия

Географическое распространение кровососущих комаров и их роль как переносчиков заболеваний зависят от климатических факторов. Изменения этих факторов, в свою очередь, влекут за собой изменения ареалов комаров и условий развития возбудителей в организме переносчика, а это сказывается на степени риска возникновения трансмиссивных заболеваний в той или иной местности, регионе, стране. Охарактеризуем здесь кратко современные изменения глобального климата.

Изменения климата в XX веке — предмет исследований многих групп специалистов во всем мире (Израэль и др., 2001; Елисеев и др., 2000; Груза, Хмелевцов, 1981; Будыко, Винников, 1976; Антропогенные изменения климата, 1987; Предстоящие изменения климата, 1991; Володин, Галин, 1999; Груза, Ранькова, 2001, 2004; Груза и др., 2001; Бардин, 2002; Павлов, 1997; Клименко, 2001; Семенов, 2004; Семенов и др., 2006; Jones et al., 1999, 2002; Climate Change 1995, 1996a, 1996b; Hansen, Lebedeff, 1987; Hansen et al., 1999; WMO statement on the status of the global climate in 1999, 1999; Climate Change 2001, 2001c). Большое внимание уделяется, в частности, изменениям температуры. Современные данные, полученные с сети мониторинга Global Historical Climatology Network (GHCN), позволили получить полные оценки глобальных изменений (Peterson, Vose, 1997; Peterson et al., 1999). Именно эти оценки затем были приняты Межправительственной группой по изменению климата (МГЭИК). Согласно данным МГЭИК тренд средней температуры в приповерхностном слое атмосферы составил 0,6 ± ± 0,2 °C за последние 100—140 лет (Climate Change 2001, 2001a).

Межправительственная группа экспертов по изменению климата следующим образом суммировала основные результаты по наблюдаемым изменениям климата (Climate Change 2001, 2001a). Глобальная средняя температура увеличилась в XX веке на 0,6 °C. Наиболее интенсивное потепление имело место в 1995—2000 гг. Вклад этого периода в приведенное значение потепления составил 0,15 °C. В Северном полушарии такое повышение температуры является беспрецедентным за последние 1000 лет. По данным спут-

никовых измерений средняя глобальная температура у поверхности Земли увеличивалась в период с 1979 г. с темпом 0,15 ± 0,05 °C. Спутниковые данные также показали, что с конца 1960-х годов площадь снежного покрова уменьшилась примерно на 10 %. В Северном полушарии ледовитость океана весной и летом уменьшилась на 10—15 %. Считается также вероятным, что толщина арктических льдов в конце лета — начале осени стала меньше на 40 %. МГЭИК также констатировала, что уровень Мирового океана за XX век возрос на 0,1— 0,2 м.

Изменение климата оказывает воздействие на здоровье человека, системы его жизнеобеспечения и экологические системы, а также, через механизм обратных связей, на саму климатическую систему. Такие изменения, судя по имеющимся публикациям, уже проявились в XX веке и привели, в том числе, к изменению температурных условий для развития возбудителя малярии в организме переносчика, а также к изменению пространственного распределения условий для передачи малярии в целом. В глобальном масштабе проблема рассматривалась во Втором и Третьем оценочных докладах МГЭИК (Climate Change 1995, 1996b; Climate Change 2001, 2001b). Был сделан вывод о том, что „в областях с ограниченной или ухудшающейся инфраструктурой медицинского обслуживания возрастающая температура индуцирует тенденцию расширения географического ареала передачи малярии на территории, расположенные на больших высотах (достоверность от высокой до средней) и в более высоких широтах (достоверность от средней до низкой)" (Climate Change 2001, 2001b).

Более детальная информация о возможностях передачи малярии (географическое распределение) была дана в Третьем оценочном докладе МГЭИК в виде карты-схемы (рис. 1), первоначально опубликованной в работе Martens et al. (1999). Для расчета использовался простейший прикладной климатический индекс — суммарное время в течение календарного года, выраженное в месяцах, когда процесс передачи малярии возможен. Под этим понимается превышение среднемесячными температурами порога развития возбудителя в переносчике. Как известно, эти пороги составляют 14,5 и 16 °C для трехдневной (*P. vivax*) и тропической (*P. falciparum*) малярии соответственно. Их превышение является необходимым, но не достаточным условием для завершения процесса спорогонии и, следовательно, трансмиссивной передачи малярии. Необходимым и достаточным условием является накопление суммы эффективных температур выше указанных порогов (105 и 111 градусо-дней соответственно) (Мошковский, Рашина, 1951; Detinova et al., 1962; Детинова, 1962).

a)

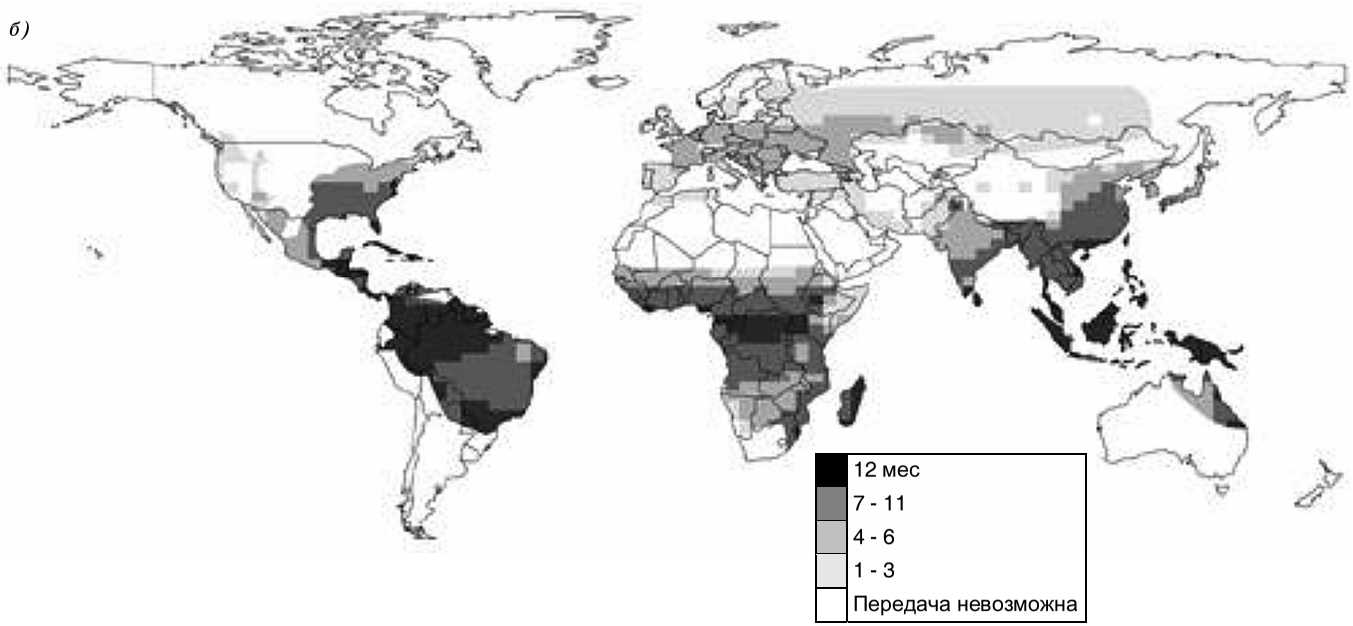


Рис. 1. Возможное воздействие изменения климата на сезонную передачу тропической малярии *P. falciparum*. Географическое распределение числа месяцев, в течение которых возможна передача малярии там, где имеется подходящий переносчик.

Результаты расчета с помощью модели MIASMA v2.0: *а*) климат 1961—1990 гг.; *б*) климат 2080 г., предсказываемый моделью HadCM2 (ансамблевое среднее). Пространственное распределение переносчиков считается неизменным. Эпидемиологический надзор и мероприятия по искоренению переносчиков не принимаются во внимание. По (Climate Change 2001, 2001b).

При всей концептуальной важности таких результатов „климат—малярия" данная конкретная карта-схема вызывает много серьезных вопросов именно в отношении ситуации на территории стран СНГ и Балтии.

Во-первых, риск передачи тропической малярии (*P. falciparum*), а в работе Martens et al. (1999) и Третьем оценочном докладе МГЭИК речь именно о ней, на территории Финляндии и в Карелии на территории России примерно на широте 60° с. представляется пренебрежимо малым. Лишь в конце 1930-х годов имело место локальное распространение тропической малярии до широты Архангельска. Но это произошло из-за огромного завоза малярии при массовых переселениях репрессированных людей с юга России (Духанина, 1945; Соколова, 1976).

Во-вторых, конфигурация ареала, представленная на рис. 1, более соответствует ареалу трехдневной малярии. Возможно, это результат использования авторами упомянутой работы (Martens et al., 1999) среднемесячных климатических данных, и, как следствие этого, игнорирование суммы эффективных температур, что делает карту-схему (см. рис. 1) слишком грубой.

Во-третьих, вызывает недоумение тот факт, что для Южного Казахстана, республик Средней Азии и преобладающей части территории Афганистана на этом рисунке показано отсутствие передачи как во второй половине XX века, так и к 2080 г. По данным многих источников (Алиев, 2000; Амангельдиев и др., 2000; Мустафа, 2000; Разаков, 2000; Абдикаримов, 2001; Алиев, Сапарова, 2001; Амангельдиев, 2001; Дост, Муслим, 2001; Разаков, Шахгунова, 2001; Ясюкевич, 2002; Лысенко и др., 2003; Баранова, 2005; Семенов и др., 2006), передача малярии там возможна и фактически имеет место в настоящее время. Вряд ли к 2080 г. указанные территории станут оазисом, свободным от малярии.

И наконец, распространение переносчиков, несмотря на предполагаемые изменения климата, принимается неизменным, что противоречит представлениям о зависимости их распространения от климатических факторов (см., например, Беклемишев, 1970).

Для разрешения этих противоречий нами были предприняты самостоятельные оценки изменения климата и климатогенных изменений как потенциальных ареалов комаров — переносчиков малярии, так и условий развития возбудителя в организме переносчика для территории России, других стран СНГ и Балтии за период 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг. Эти оценки, как мы полагаем, будут хорошим дополнением к уже имеющимся работам по географическому распространению заболеваний, представляющих опасность для человека, и прогнозу изменения их нозоареалов, в том числе и в связи с предполагаемым изменением климата (см., например, Конева, 1992; Малхазова, 2001).

Материалы и методы

Приведенные в работе оценки базируются на фактических данных о среднесуточных значениях температуры воздуха в приповерхностном слое атмосферы, полученных на сети метеорологических станций, а также на простых эмпирических моделях, связывающих условия существования переносчика и развития возбудителя в его организме с температурой.

В качестве исходной метеорологической информации используются ряды среднесуточных значений данных измерений температуры воздуха, полученных на сети 223 метеорологических станций международного обмена, передающих телеграммы СИНОП, которые расположены на территории России и соседних стран (территория бывшего СССР). Такие ряды для всего периода наблюдений (до 1995 г. включительно) были депонированы в 2001 г. Всероссийским институтом гидрометеорологической информации — Мировым центром данных (ВНИИГМИ—МЦД Росгидромета) в сети INTERNET для свободного использования (http://www.meteo.ru).

Фундаментальные аспекты структуры климата, а также анализа временных рядов и полей гидрометеорологических переменных разработаны в следующих классических монографиях: Гандин (1963); Гандин, Каган (1976); Казакевич (1977); Поляк (1979); Груза, Ранькова (1980). Результаты изменений климатических значений рассматриваемых в работе переменных и методика их выделения представлены в следующих работах: Гельвер (2002а, 2002б); Семенов, Гельвер (2001, 2002а, 2002б); Семенов и др. (2002, 2006).

С помощью построенной климатической характеристики — годового хода — можно в климатическом приближении вычислять для пункта расположения метеостанции значения прикладных индексов, управляющих различными процессами в неживой и живой природе. В частности, можно вычислять следующие индексы, определяющие границы территорий, в которых стабильно обитают комары—переносчики малярии (границы ареалов переносчиков), а также территорий, где возбудитель успешно развивается в организме переносчика и, следовательно, возможна передача заболевания.

Приведем некоторые из таких индексов.

А. Среднемесячное значение за какой-либо период времени $[j_1, j_2]$ в году (в том числе, за весь год):

$$V_{av} = (\sum_{j=j_1}^{j_2} V_*(j))/(j_2 - j_1 + 1).$$

Б. Сумма значений за какой-либо период времени [j_1, j_2] в году (в том числе, за весь год):

$$V_{\text{sum}} = \sum_{j=j_1}^{j_2} V_*(j).$$

В. Сумма превышений за год значениями $V_0(j)$ заданного порогового значения V_{th}:

$$S = \sum_{j=j_1}^{j_2} \max((V_*(j) - V_{th}),0).$$

Г. Число дней в году N, в которые среднесуточное значение V превышает заданное пороговое V_{th}:

$$N = \sum_{\substack{j=j_1, \\ V_*(j)>V_{th}}}^{j_2} 1.$$

Эти прикладные индексы управляют некоторыми важными процессами в жизненных циклах как переносчиков, так и возбудителей малярии.

А. *Среднемесячные температуры января, июля или же среднегодовая температура* T_{av}. Например, порог −7 °C определяет границу ареала для видов комаров, зимующих на фазе имаго и питающихся кровью во время зимовки (при более низких температурах зимовка невозможна).

Б. *Годовая сумма осадков* P_{sum}. Например, порог 750 мм ограничивает пространственное распространение *An. pulcherrimus*.

В. *Сумма S превышений среднесуточной температурой определенного порогового значения* T_{th}, *деленная на определенную константу C*. Если такое отношение превышает единицу, то развитие возбудителя в организме переносчика возможно, а в ином случае — невозможно. Значение констант T_{th} и C видоспецифично для возбудителей.

Г. *Число суток в году N со среднесуточной температурой больше определенного порога* T_{th}, *деленное на определенную константу* N_{th}. Если это отношение меньше единицы, то данная точка непригодна для устойчивого существования популяции переносчика. Значения порога T_{th} и константы N_{th} видоспецифичны для комаров-переносчиков.

Критерии А—Г позволяют модельными методами оценивать пространственное расположение потенциальных *T*- и *P*-ареалов (т. е. ареалов, определяемых температурой и осадками) для видов переносчиков и возбудителей малярии. Модельные константы имеются в специальной литературе и широко используются в современных экологических и медико-биологических исследованиях.

Интерполяция оценок в географическом пространстве проводилась по методике, изложенной в работах Гельвера (2002а, б) в соответствии с основной задачей интерполяции — распространение поля некоторой переменной с исходной (обычно нерегулярной) „редкой" сетки на „все пространство", т. е. на регулярную плотную сетку (Берлянд, 1997). Изучались изменения температуры воздуха в приповерхностном слое за период 1966—1995 гг. по сравнению с периодом 1936—1995 гг., а также (с помощью прикладных климатических индексов) влияние изменения климата на изменения ареалов переносчиков и возбудителей малярии человека. Выбор этих двух тридцатилетних отрезков времени обусловлен тем, что по климатологической традиции для оценки климата 30 лет — минимальный период времени, а также тем, что суточные метеоданные, представленные ВНИИГМИ—МЦД, заканчиваются 1995 г.

Результаты

Изменения температуры воздуха в приповерхностном слое

Мы оценили изменения средней температуры $\overline{a}$ и среднеквадратического значения центрированного годового хода среднесуточной температуры s_b в 1966 — 1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг. на территории стран СНГ и Балтии. Результаты этих оценок представлены в виде карт-схем на рис. 2 и 3.

Из рис. 2 видно, что на большей части рассматриваемой территории наблюдается потепление. Однако в некоторых регионах России — на севере европейской части, в Западной и Восточной Сибири, и на Дальнем Востоке на территории Чукотского АО — произошло похолодание. Оно наблюдается также (субрегионально) в западной части Туркменистана, в Азербайджане, Грузии и в Украине, в Крыму. В основном изменения укладываются в диапазон от −0,5 до 1 °С. В целом в качественном плане эти изменения согласуются с оценками изменения средней температуры, полученными в работах Г. В. Грузы и др. (2001) и Э. Я. Раньковой (2005) для периода 1951—1999 гг.

Напротив, для среднеквадратического значения центрированного годового хода среднесуточной температуры на большей части рассматриваемой территории наблюдается уменьшение. Однако есть регионы, в которых произошло увеличение. Оно наблюдается регионально на севере европейской части России и в северо-восточных районах Дальнего Востока, а также субрегионально на севере Западной Сибири, в Средней Азии и Южном Казахстане, на правобережье Амура в Хабаровском крае и Приморье. В основном изменения находятся в диапазоне от −0,5 до 0,5 °С, но есть обширные регионы, где изменение составляет менее −0,5 °С. Средние по пространству расчетные

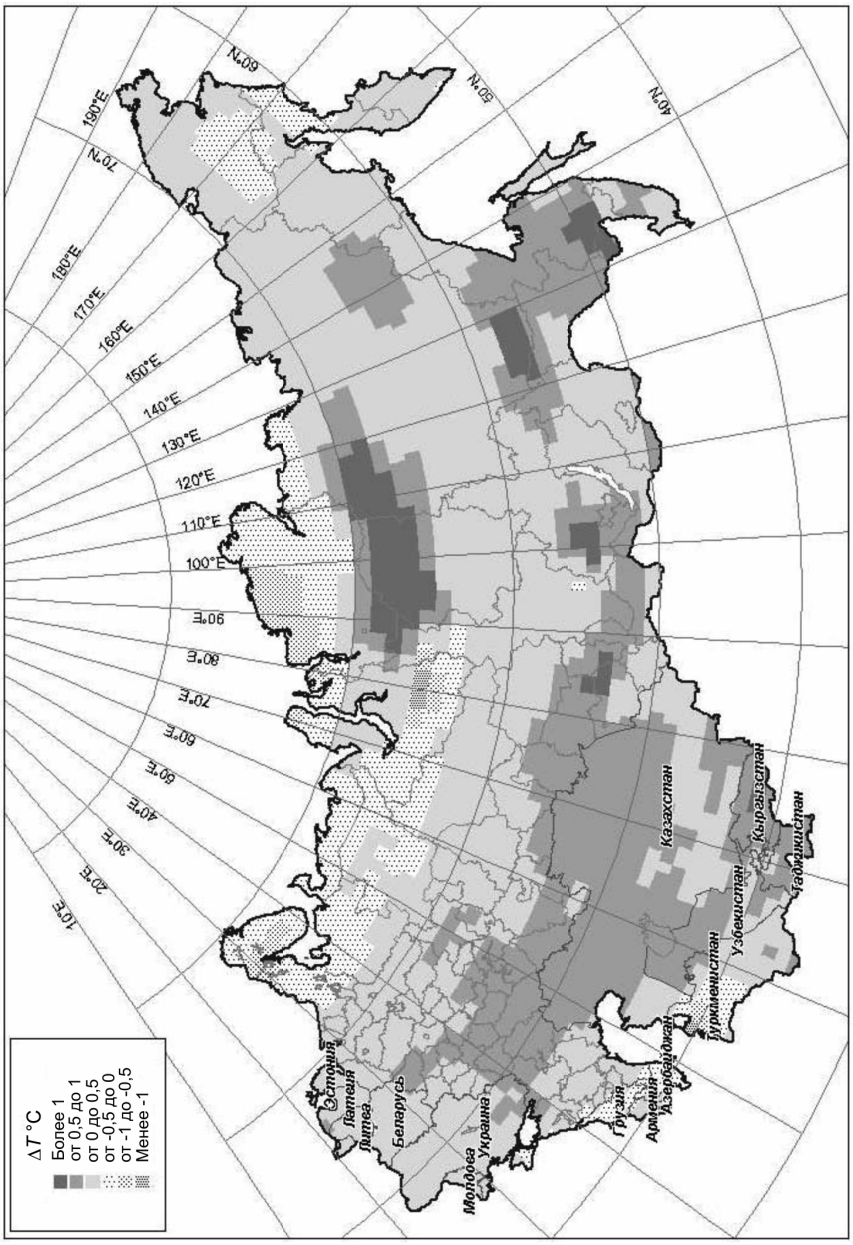


Рис. 2. Изменение средней температуры (°C) в 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг.

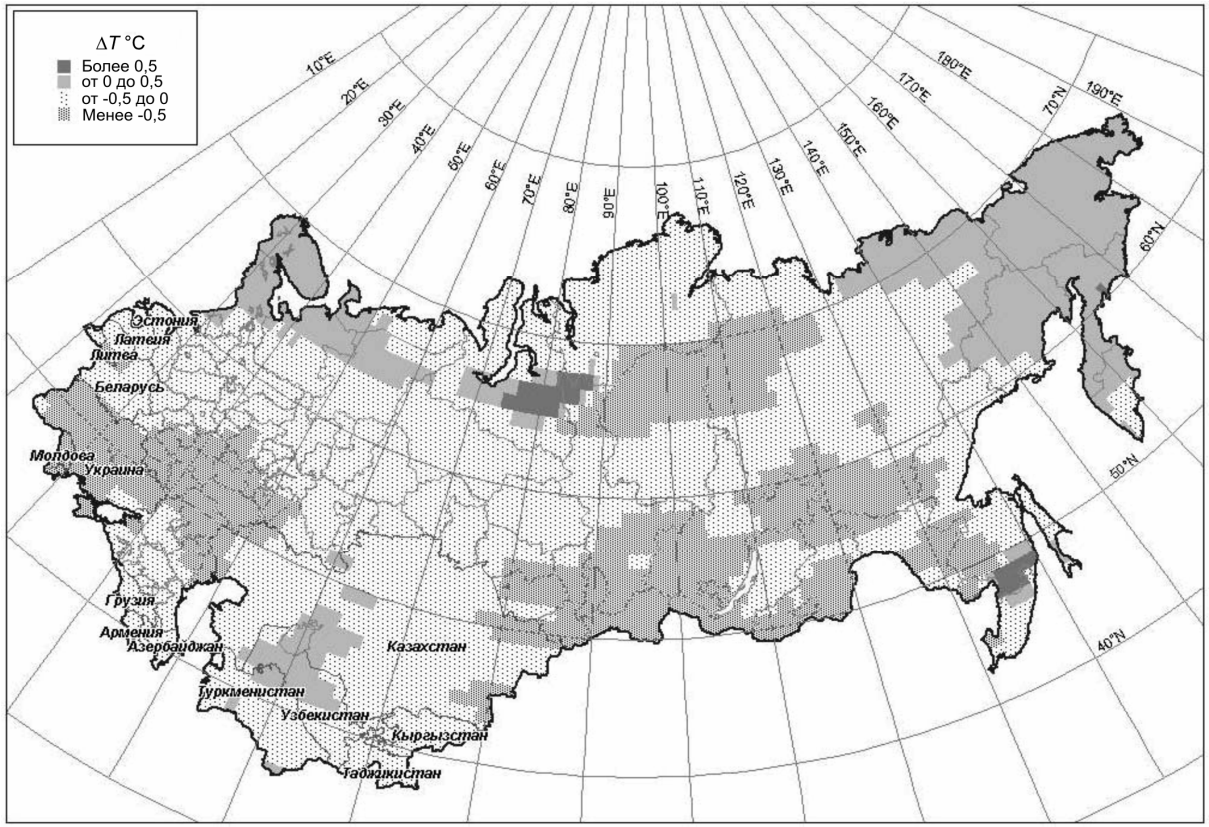


Рис. 3. Изменение среднеквадратического значения центрированного годового хода температуры (°С) в 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг.

характеристики средней температуры $\bar{a} = (a_1 + \ldots + a_I)/I$ за I лет и среднеквадратического значения центрированного годового хода $s_b = ((b_1^2 + \ldots + b_J^2)/J)^{1/2}$, где $J = 366$, за период 1936—1965 гг. составили 2,3 и 12,4 °С соответственно. За период 1966—1995 гг. среднегодовая температура повысилась в среднем по пространству на 0,3 °С, а среднеквадратическое значение центрированного годового хода уменьшилось на 0,3 °С.

Сравнивая рис. 2 и 3, можно заметить, что на большей части рассматриваемой территории наблюдаются одновременно и повышение температуры, и уменьшение среднеквадратического значения центрированного годового хода среднесуточной температуры. На остальной же части одновременное уменьшение первого показателя и увеличение второго — весьма распространенное явление (например, на северо-западе и северо-востоке России). Похожая закономерность в количественной форме была отмечена М. И. Кабановым (2002) в отношении фактических значений среднегодовой температуры $T_{\text{ср}}$ (К) и амплитуды годового хода среднемесячной температуры A_T (°С):

$$A_T = \alpha(300 - T_{\text{ср}}) ,$$

где для Северного полушария в целом $\alpha = 0{,}56$, а для Сибири $\alpha = 0{,}4 \ldots 0{,}6$.

Одновременное изменение средней температуры и амплитуды годового хода приводит к различиям в изменении температуры в холодное и теплое время года. Поскольку коэффициент пропорциональности между амплитудой синусоидального годового хода и его среднеквадратическим значением есть $(2)^{1/2} \approx 1{,}41$, то уменьшению среднеквадратического значения на 0,3 °С соответствует уменьшение амплитуды примерно на 0,3—0,4 °С. Это приводит к тому, что повышение средней температуры на 0,3 °С в точке максимума компенсируется и даже слегка подавляется уменьшением амплитуды на 0,4 °С. Вместе с тем в точке минимума повышение средней температуры на 0,3 °С при одновременном уменьшении амплитуды на 0,3—0,4 °С приводит к повышению температуры на 0,6—0,7 °С, т. е. к заметному потеплению. В целом ход среднесуточной температуры в теплое время года меняется мало, в то время как в холодное время года имеет место заметное потепление.

Напротив, при похолодании и одновременном увеличении амплитуды годового хода (что имеет место на значительных территориях) в теплое время года второй эффект будет отчасти компенсировать первый, в то время как в холодное время года — усиливать.

На рис. 4—7 приведено изменение средней температуры периодов март—май, июнь—август, сентябрь—ноябрь и декабрь—

февраль соответственно в 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг. Охарактеризуем кратко эти изменения, причем изменение температуры до 1 °С будет называться умеренным, большее — существенным.

Для периода март—май (см. рис. 4) умеренное похолодание произошло на северо-западе п-ова Таймыр, на севере п-ова Ямал и Гыданского п-ова, в обширном регионе в центральной части Западной и Восточной Сибири, на северо-востоке восточнее 160° в. д. и севернее 60° с. ш., а также субрегионально в западной части Туркменистана. Существенное похолодание произошло в субрегиональном масштабе на севере Западной Сибири. На остальной части рассматриваемой территории практически везде потеплело. При этом существенно потеплело почти на всей европейской части рассматриваемой территории, а также на обширных территориях на юге Западной Сибири и на севере Казахстана, в приполярных областях Западной и Восточной Сибири, на юго-востоке Якутии, в Амурской области и на юге Хабаровского края.

В период июнь—август на изучаемой территории наблюдались умеренное потепление и умеренное похолодание, причем площади соответствующих частей территории соизмеримы (см. рис. 5). Потеплело на севере европейской части России (субрегионально), на преобладающей части Дальнего Востока и на обширных территориях в приполярных областях Западной и Восточной Сибири, в центре Западной и Восточной Сибири, на юге Западной Сибири, а также в Казахстане и Средней Азии. На остальной части территории похолодало.

В период сентябрь—ноябрь (см. рис. 6) на преобладающей части рассматриваемой территории произошло умеренное потепление. Значительное потепление было отмечено регионально в Средней Азии и на юге Казахстана, а субрегионально в отдельных районах Прибайкалья, Эвенкийского АО и в Приамурье. Умеренно похолодало на обширных территориях европейской части России — на севере и в центральной части, в западной и центральной частях Западной Сибири, на севере Западной и Восточной Сибири севернее 70° с. ш., в Якутии, на севере Чукотского АО. В субрегиональном масштабе умеренное похолодание наблюдается в Прибалтике, Крыму, на западе Грузии и Краснодарского края, на западе Туркменистана, на о. Сахалин и в Приморье, а на Кольском п-ове, северо-западе п-ова Таймыр и в центральной части Ямало-Ненецкого АО произошло существенное похолодание.

В период декабрь—февраль (см. рис. 7) умеренно похолодало на обширных территориях в европейской части России к северу от 60° с. ш., в северной части Западной Сибири, в Восточной Сибири и Якутии к северу от 70° с. ш., а также на обширных территориях на Дальнем Востоке к востоку от 150° в.д. В субрегиональном масшта-

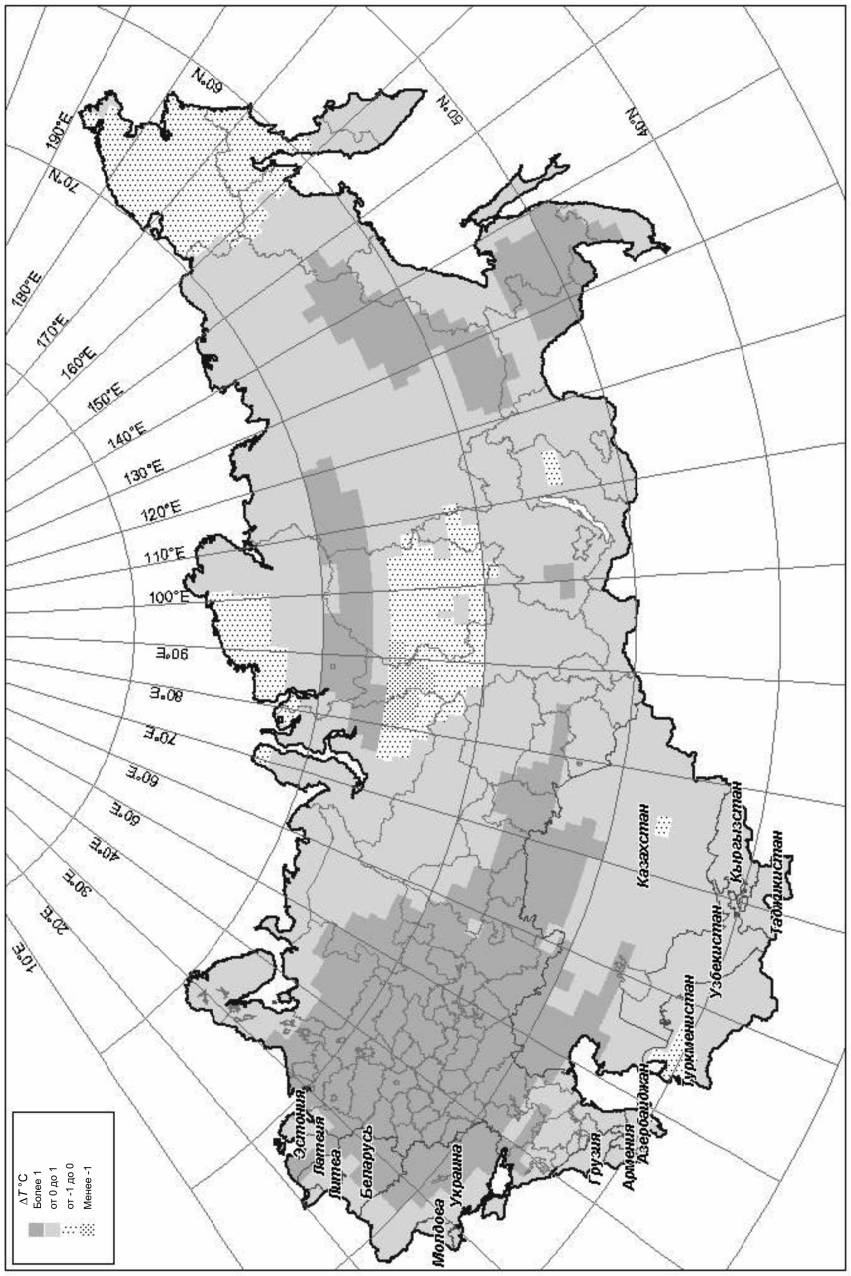


Рис. 4. Изменение средней температуры (°С) марта—мая в 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг.

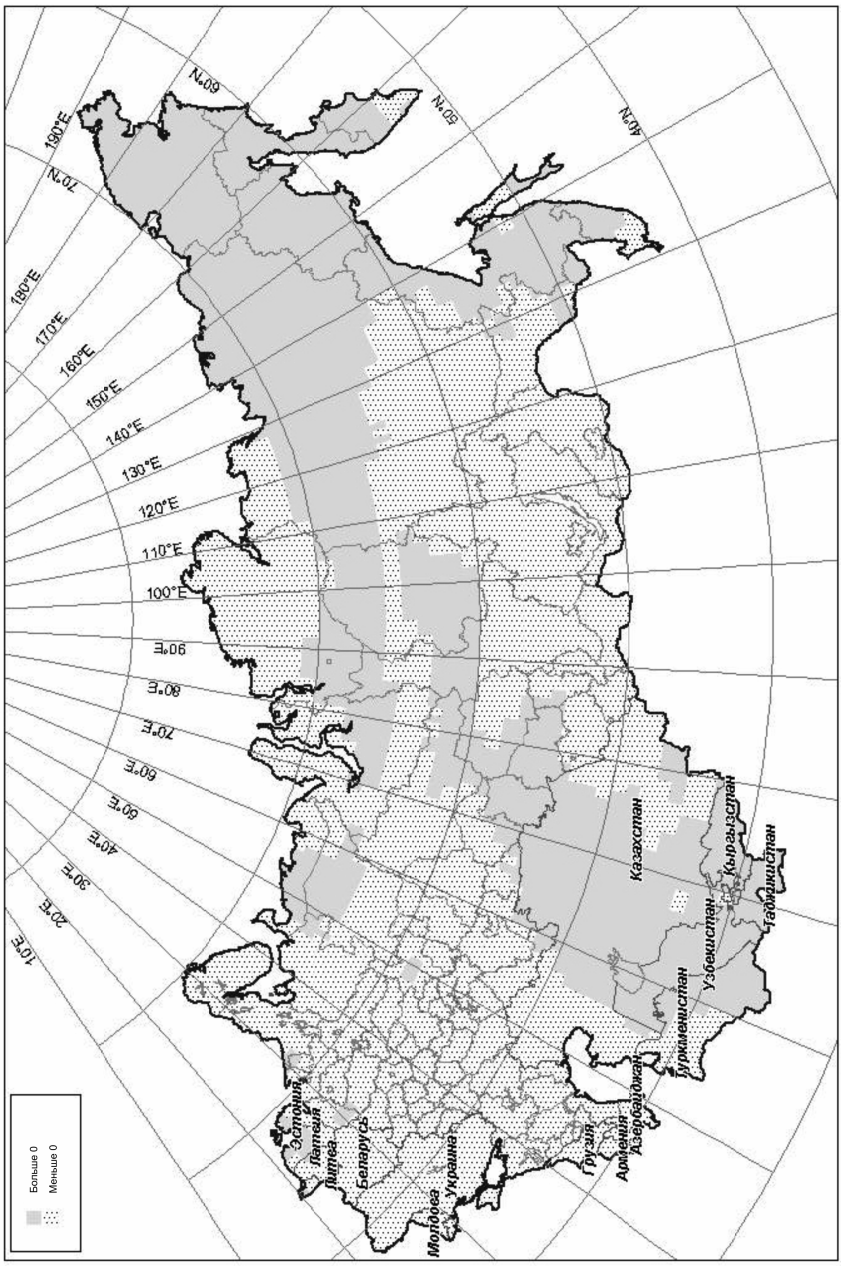


Рис. 5. Изменение средней температуры (°С) июня—августа в 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг.

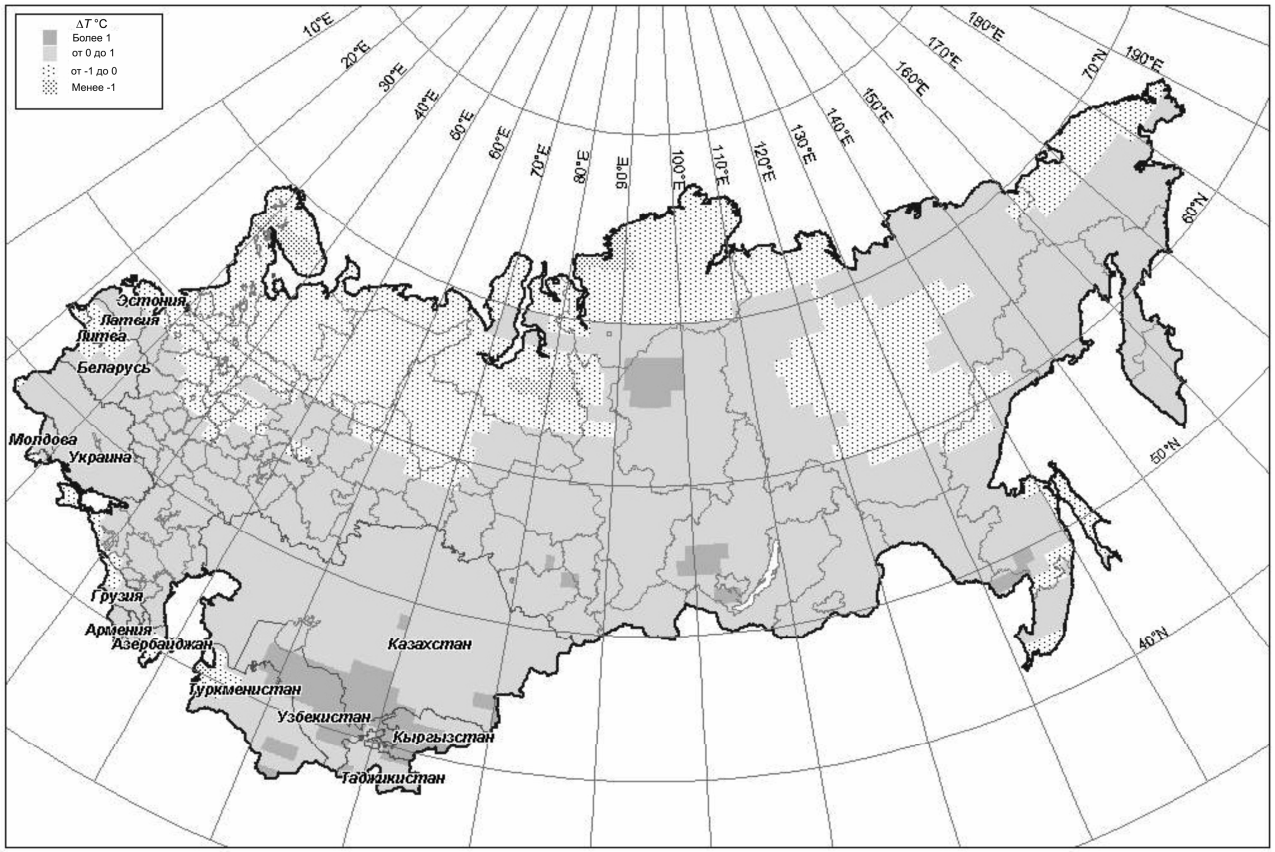


Рис. 6. Изменение средней температуры (°С) сентября—ноября в 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг.

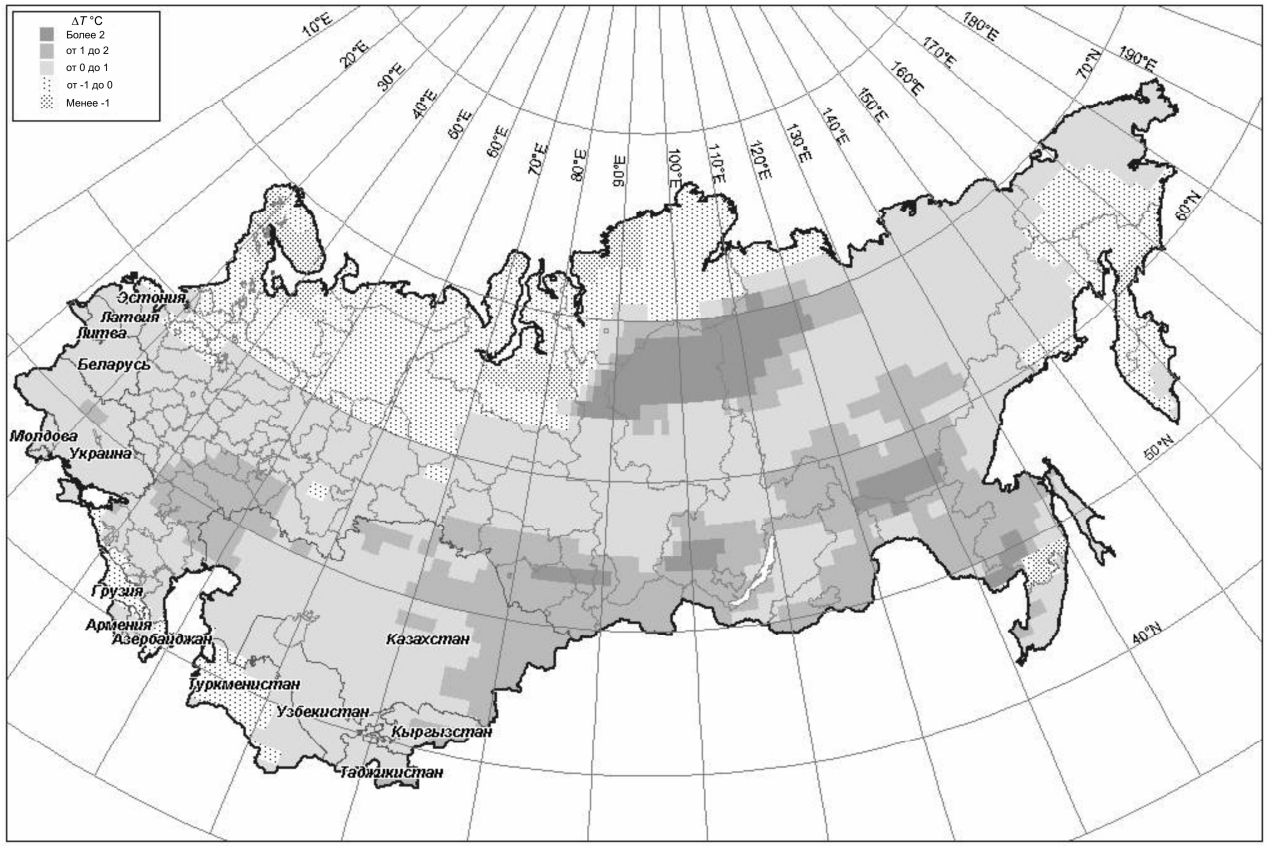


Рис. 7. Изменение средней температуры (°C) декабря—февраля в 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг.

бе также умеренно похолодало в Краснодарском крае России, в Грузии и Азербайджане, в Туркменистане, а в Карелии и на Кольском п-ове, на севере п-ова Ямал и на северо-западе п-ова Таймыр, на севере Западной Сибири (в районе рек Таз и Пур) и на Дальнем Востоке (на юге Хабаровского края) произошло существенное похолодание. На остальной части рассматриваемой территории потеплело, причем в Поволжье, в восточной части Казахстана, в южных областях Западной и Восточной Сибири, а также (преимущественно) на юге Дальнего Востока, за исключением Приморья, и на обширной территории в центральной части Восточной Сибири, расположенной примерно от 65 до 70° с.ш., потеплело существенно.

Особенности изменения температуры в рассмотренные периоды времени влияют на региональные закономерности изменения многих биотических и биотических процессов. Так, некоторое похолодание в марте—мае в центральной части Западной и Восточной Сибири способствовало сдвигу фенологического срока зеленения березы и распускания листьев у осины в сторону более поздних дат, тогда как на большей части ареала этот срок сдвинулся в сторону более ранних дат (Семенов и др., 2004). Умеренное похолодание, произошедшее в июне—августе на большей части рассматриваемой территории, привело, как будет подробно рассмотрено ниже, к сокращению потенциального ареала малярии, поскольку этот теплый период времени важен для развития возбудителя в организме переносчика. Региональные изменения температуры, представленные на рис. 4—7, в частности потепление в южной части Сибири, могут сказаться также на положении границы криолитозоны (Анисимов, Белолуцкая, 2003; Семенов и др., 2006).

Климатогенные изменения ареалов комаров рода Anopheles

Оценки и визуализация проводились с помощью метеорологических данных и алгоритма, приведенного в работах, упомянутых выше. Для периодов времени 1936—1965 и 1966—1995 гг. оценивались климатические характеристики годового хода среднесуточной температуры. Они использовались для вычисления значений критериев А—Г. Индексы и значения констант для конкретных видов переносчиков заимствованы из классических работ В. Н. Беклемишева (1944, 1949, 1970). По ним же в основном проводилась верификация расчетных данных. Затем результаты вычислений интерполировались на пространственную сетку $1 \times 1^{\circ}$, и для каждого элемента такой сетки вычислялся бинарный критерий — 0 или 1 (точка не принадлежит потенциальному ареалу или же принадлежит). Затем изготовлялась карта-схема, визуализирующая изменения потенциальных ареалов в 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг. Ниже приводятся результаты такой визуализации.

Северная граница ареала *An. pulcherrimus* довольно точно совпадает с изолинией 110 дней в году со среднесуточными температурами не менее 20 °С. На рис. 8 приведено расчетное изменение границы ареала в 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг.

Выраженная теплолюбивость этого вида делает его существование возможным по температурным условиям лишь в областях, непосредственно прилегающих к южным пределам рассматриваемой территории (страны Средней Азии (за исключением высокогорных районов и Приаралья), южные районы Казахстана и юго-восток Азербайджана).

Изменения, имевшие место в 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг., можно охарактеризовать следующим образом. Граница ареала в западной его части сместилась на юг, сократив ареал за счет прикаспийских территорий Азербайджана, Казахстана и Туркменистана. В восточной части граница ареала сместилась на север — северо-восток, включив в ареал отдельные территории Узбекистана, Казахстана и Кыргызстана. В целом площадь потенциального *T*-ареала увеличилась на 5 %.

Теплолюбивость *An. superpictus* несколько менее выражена по сравнению с *An. pulcherrimus*. Северная граница ареала *An. superpictus* на территории Южного Казахстана и стран Средней Азии примерно соответствует изотерме среднемесячной температуры января 7 °С. Эта изотерма, кроме того, является пределом распространения и других видов *Anopheles*, зимующих во взрослом состоянии и питающихся кровью во время зимовки. На рис. 9 приведен расчетный групповой ареал для таких видов и его изменение в 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг. Он включает в себя как ареал *An. superpictus*, так и ареалы других переносчиков малярии, зимующих в активном состоянии, в том числе *An. atroparvus* и *An. sacharovi*. Северная граница распространения последнего ограничена Северным Кавказом, а ареал *An. atroparvus* в пределах бывшего СССР весьма точно ограничивается изотермой среднемесячной температуры января −7 °С. Для этих видов низкие зимние температуры препятствуют успешной зимовке. В неотапливаемых убежищах слишком холодно для того, чтобы сохранять активность, необходимую для зимнего питания кровью, а в отапливаемых — жарко и сухо, что активизирует обмен веществ, способствует прекращению диапаузы и в конечном счете не позволяет дожить до весны.

В целом групповой *T*-ареал комаров рода *Anopheles*, зимующих на стадии имаго в активном состоянии и питающихся кровью, примыкает к западному, юго-западному и южному пределам рассматриваемой территории. Он охватывает территории стран Балтии и граничащие с ними районы Псковской области России, а также западные районы Новгородской и Псковской областей России, терри-

Рис. 8. Изменение *T*-ареала *An. pulcherrimus* в 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг.
1 — точка в оба периода не входила в ареал; *2* — точка в 1936—1965 гг. входила в ареал, а в 1966—1995 гг. не входила; *3* — точка в 1936—1965 гг. не входила в ареал, а в 1966—1995 гг. входила; *4* — точка в оба периода входила в ареал.

Рис. 9. Изменение границы группового *T*-ареала малярийных комаров, зимующих на фазе имаго и питающихся кровью во время зимовки (территория, на которой среднемесячная температура января выше −7 °C), в 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг.

Усл. обозначения см. рис. 8.

тории Республики Беларусь, Украины (за исключением некоторых пограничных с Россией территорий) и Молдовы, Закавказье, почти всю территорию Северного Кавказа, Калмыкию, южную часть Астраханской области России, территории стран Средней Азии (за исключением высокогорных районов) и южную часть Казахстана.

В Средней Азии и Казахстане расчетный ареал *An. superpictus* вполне соответствует фактическому (Беклемишев, 1970). На Кавказе распространение этого вида не доходит до указанной зимней изотермы, так как там лимитирующими факторами являются не зимние температуры, а недостаток тепла и обильные осадки в летний период. Так, *An. superpictus* весьма обилен в Восточной Грузии, характеризующейся сухим климатом, и практически не встречается в Западной Грузии, имеющей влажный климат.

В 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг. граница объединенного *T*-ареала *Anopheles*, зимующих в активном состоянии, в северо-восточной его части отступила на запад, сократив ареал за счет некоторых территорий Ленинградской, Псковской и Новгородской областей России. На остальном протяжении граница ареала незначительно сместилась к северу и к западу, захватив отдельные территории в северной части Украины, Поволжья, Казахстана и Кыргызстана. В общей сложности площадь потенциального *T*-ареала увеличилась на 4,1 %.

Северная граница расчетного ареала *An. algeriensis* близка к изолинии 190 дней в году со среднесуточной температурой не менее 10 °С. На рис. 10 приведены расчетный ареал и его изменение в 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг. Ареал включает в себя Закавказье, республики Северного Кавказа за исключением северных районов Дагестана, южную часть Краснодарского края, республики Средней Азии (кроме высокогорных районов) и южную часть Казахстана.

Изменение ареала в 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг. можно географически охарактеризовать следующим образом: северная граница ареала практически на всем ее протяжении сместилась на север, что увеличило ареал. В целом его площадь возросла на 23,4 %. Сокращения ареала на рассматриваемой территории не наблюдалось.

Требования *An. hyrcanus* к климату таковы, что среднемесячная температура июля должна составлять не менее 20 °С. На рис. 11 изображен расчетный ареал и его изменение в 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг. Ареал *An. hyrcanus* включает в себя территории Казахстана, стран Средней Азии, Закавказья, Молдовы и большую часть Украины (за исключением ее западных областей). На территории России он охватывает Северный Кавказ, Поволжье, большую часть Центрально-Черноземного района (за исключением

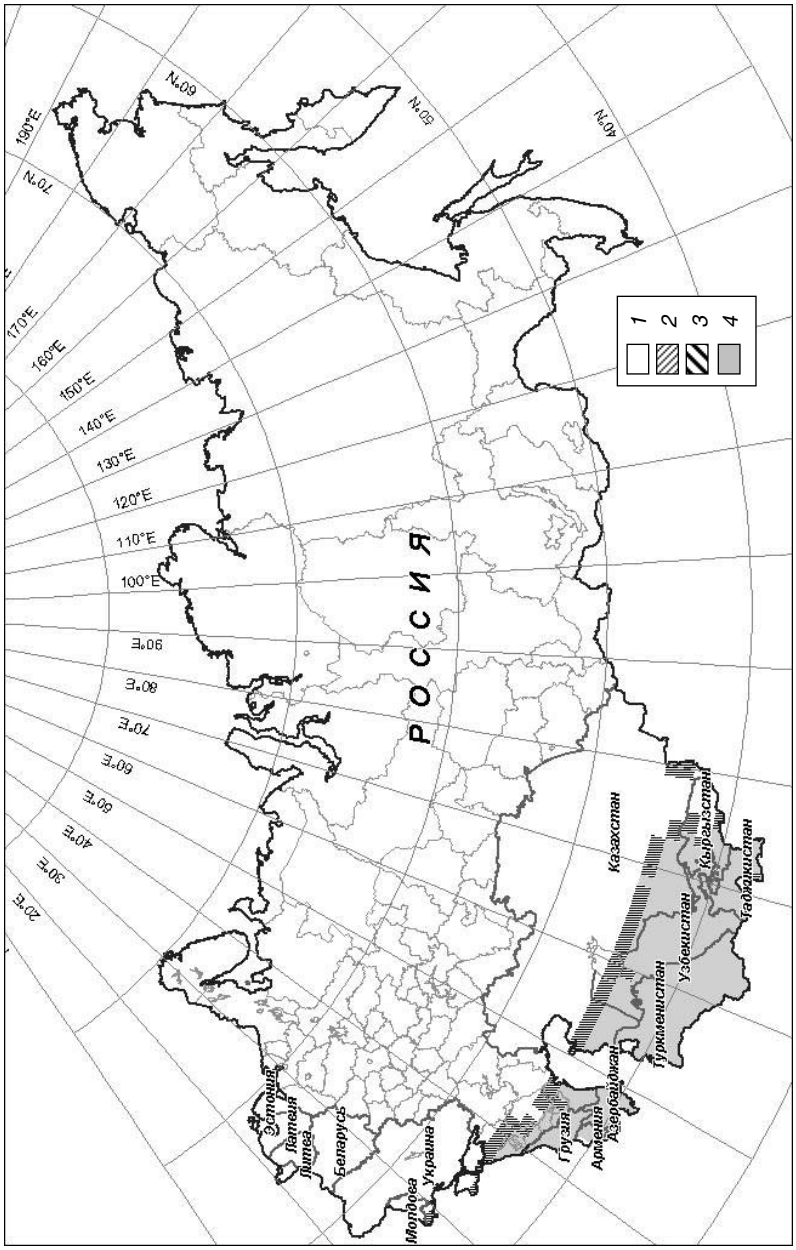


Рис. 10. Изменение *T*-ареала *An. algeriensis* в 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг.
Усл. обозначения см. рис. 8.

Орловской области), Оренбургскую область, южные районы Башкортостана и Челябинской области; в восточной части страны — большую часть территории Алтая и районы на юге Кемеровской области, Красноярского края, Хакассии, восточную часть Республики Тыва и отдельные районы Амурской области, Хабаровского и Приморского краев, а также Еврейской АО. Отметим, что фактически (Беклемишев, 1970) на Дальнем Востоке ареал *An. hyrcanus* продвигается к северу дальше изотермы июля 20 °С, а в Казахстане и Европе, наоборот, не достигает ее, что, возможно, связано с действием каких-либо иных факторов, кроме температуры.

В 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг. северная граница ареала на значительной части ее протяжения сместилась к югу. В первую очередь, эти изменения заметны на территории центральной Украины и Центрально-Черноземного района России. В меньшей степени они коснулись Южной Сибири. На Дальнем Востоке наблюдается сокращение ареала на ряде территорий (Приморский край, Читинская и Амурская области) и его расширение на юге Хабаровского края. В целом площадь потенциального *T*-ареала сократилась на 4,6 %.

Температурные требования большинства видов комплекса *An. maculipennis* несколько ниже по сравнению с *An. hyrcanus*, в результате чего групповой ареал видов *An. maculipennis* простирается гораздо дальше на север. Северная граница ареала проходит по южному краю тайги и определяется, скорее, биоценотически, нежели непосредственно климатически. В зоне сплошных лесов при прохладном лете отсутствуют типы водоемов, пригодные для развития личинок. Однако под влиянием освоения таежной зоны *An. maculipennis* проникает далеко на север, преимущественно по речным долинам. Отметим, что *An. maculatus* в Малайзии и *An. gambiae* в Африке аналогичным образом следуют за человеком по мере раскорчевки тропических лесов, способствуя формированию интенсивных очагов малярии (Лысенко и др., 2003). В южном направлении распространение *An. maculipennis* сдерживается слишком высокой летней температурой в сочетании с низкой влажностью. В Карелии и Архангельской области граница ареала, видимо, достигла климатически обусловленного предела и совпадает с изолинией 85 дней в году со среднесуточной температурой не ниже 10 °С. На рис. 12 изображен потенциальный *T*-ареал комплекса видов *An. maculipennis*, очерченный с использованием указанного критерия, и его изменение в 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг.

Виды комплекса *An. maculipennis* имеют наиболее широкое распространение на рассматриваемой территории. Их ареал охватывает большую часть территории СНГ, исключая районы Крайнего Севера — Мурманскую область, Ненецкий АО, северные терри-

Рис. 11. Изменение границы территории, на которой среднемесячная температура июля выше 20 °С, в 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг.

Усл. обозначения см. рис. 8.

Рис. 12. Изменение *T*-ареала комплекса видов *An. maculipennis* в 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг.
Усл. обозначения см. рис. 8.

тории Республики Коми, Ямало-Ненецкого АО, самый север Красноярского края, Таймырский АО, северную часть Эвенкийского АО, север Якутии, Чукотку, Магаданскую область, север Камчатской области и Хабаровского края.

Изменения *T*-ареала в 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг. можно охарактеризовать следующим образом. На Кольском полуострове, в Карелии и Западной Сибири граница ареала сместилась к югу, в то время как в Республике Коми, на Северном Урале и отдельных территориях Восточной Сибири — к северу. На Дальнем Востоке также наблюдалось расширение *T*-ареала, главным образом, за счет смещения границы на восток. Суммарного изменения площади ареала практически не произошло: увеличение составило 0,5 %.

Фактический ареал комплекса ограничен на востоке течением реки Зеи (Беклемишев, 1970), хотя как по температурным, так и по другим экологическим требованиям *An. messeae* (а именно этот вид представляет комплекс *An. maculipennis* на Дальнем Востоке (Маркович и др., 2001)) мог бы продвинуться существенно дальше на восток. Для объяснения этого несоответствия В. Н. Беклемишевым (1970) были выдвинуты две гипотезы.

Первая заключается в том, что *An. messeae*, следуя за человеком по антропогенным ландшафтам, еще не достиг климатически обусловленного предела. Против этой гипотезы свидетельствуют результаты наблюдений, проведенных на Зейско-Буреинской низменности в 20-х и 30-х годах и не выявивших за десятилетие каких-либо изменений ареала (Беклемишев, 1970). Более того, и по современным данным (Маркович и др., 2001) положение восточной границы ареала комплекса *An. maculipennis* практически не изменилось.

Вторая гипотеза предполагает наличие межвидовой конкуренции между представителями комплексов *An. maculipennis* и *An. hyrcanus*. И те и другие заселяют на Дальнем Востоке одни и те же водоемы. Вероятно, местное сочетание биотических и абиотических факторов дает преимущество *An. hyrcanus*, препятствуя распространению *An. maculipennis*. С этой точки зрения, в Европе наблюдается обратная ситуация: одной из причин того, что *An. Hyrcanus* не доходит до климатически обусловленной границы, может быть конкуренция с *An. maculipennis.*

Оба объяснения не являются исчерпывающими. Вероятно, в действительности имеет место комбинация этих факторов с рядом других, еще не установленных.

В целом результаты моделирования *T*-ареалов рассмотренных выше видов малярийных комаров показали вполне удовлетворительное совпадение расчетных *T*-ареалов с фактическими (за ис-

ключением некоторых отклонений, о которых говорилось выше). Это, в частности, позволяет подтвердить на обширном климатическом материале ранее высказанное предположение (Беклемишев, 1970) о том, что фактор температуры очерчивает ареалы в целом, а другие факторы определяют распределение по элементам ландшафта в пределах *T*-ареала. Удовлетворительное совпадение расчетных *T*-ареалов переносчиков с фактическими позволяет использовать прикладные климатические индексы для оценки климатогенных изменений ареалов вследствие фактических или ожидаемых изменений климата.

Таким образом, изменения климата по параметру температуры, произошедшие на территории стран СНГ и Балтии в последней трети XX века, привели как к расширению, так и к сокращению ареалов малярийных комаров в различных регионах. Иными словами, движения границ ареалов разнонаправлены, несмотря на то что средняя температура повысилась практически повсеместно. Причина заключается в региональных особенностях изменения годового хода среднесуточной температуры в сочетании с видовыми особенностями переносчиков (Semenov et al., 2005; Семенов и др., 2006).

Представленные в данном разделе карты-схемы показывают, что повышение средней температуры „автоматически" не приводит к распространению переносчиков далее на север, как полагают некоторые исследователи (Martens et al., 1999; Lieshout et al., 2004) исходя из расчетов с помощью более грубых модельных средств. Для правильной оценки возможного изменения ареалов переносчиков в связи с произошедшими и предполагаемыми изменениями климата необходимо использовать данные о годовом ходе температуры с суточным разрешением.

В заключение этого параграфа отметим, что расчетные оценки климатогенных изменений *T*-ареалов переносчиков малярии необходимо дополнять периодическими оценками фактических ареалов, пусть нечастыми, поскольку полевые программы — дело дорогостоящее. Для выполнения таких программ необходимым инструментом является метод таксономического определения. Следует отметить, что систематика кровососущих двукрылых разработана весьма подробно. Этой важной проблеме посвящено большое число монографий и руководств (Штакельберг, 1937; Мончадский, 1951; Рубцов, 1956; Перфильев, 1966; Маслов, 1967; Гуцевич и др., 1970; Олсуфьев, 1977; Артемьев, Неронов, 1984 и др.). Однако попрежнему остается актуальным вопрос о видах-двойниках. Выше мы обсуждали объединенный ареал комплексов видов *An. Maculipennis* и *An. hyrcanus*. В данном контексте это не привело к противоречиям, но виды-двойники могут существенно различаться по

экологическим особенностям и восприимчивости к возбудителям болезней, в том числе и малярии, при этом мало различаясь морфологически. Точная идентификация их, тем не менее, необходима, так как является основой для оценки эпидемической роли обитающего в данной области географического пространства переносчика. Поэтому точный и эффективный по затратам ресурсов метод идентификации видов-двойников является весьма важным для практики мониторинга переносчиков малярии. Такой метод был предложен нами (Ясюкевич, 1991, 1999, 2000, 2001) и рассматривается в следующем разделе.

Проблема идентификации видов-двойников

В настоящее время установлено, что многие виды, считавшиеся некогда монотипическими, представляют собой комплекс видов-двойников. В качестве примера можно привести такие комплексы видов, как *An. balabacensis, An. culicifacies, An. gambiae, An. maculatus, An. punctulatus, An. hyrcanus, An. maculipennis* (Geographical distribution..., 1989). Представители последнего комплекса широко распространены на территории России, других стран СНГ и Балтии, являясь часто основными, а порой и единственными переносчиками малярии. Всего в нем выделяют восемь евроазиатских видов (*An. atroparvus, An. beklemishevi, An. labranchiae, An. maculipennis, An. martinius, An. melanoon, An. messeae, An. sacharovi*) и четыре североамериканских (*An. aztecus, An. earlei, An. freeborni, An. occidentalis*). Из них в Российской Федерации встречается шесть видов (*An. atroparvus, An. beklemishevi, An. maculipennis, An. melanoon, An. messeae, An. sacharovi*) (Geographical distribution..., 1989; Артемьев и др., 2000; Маркович и др., 2001). *An. martinius* встречается в Южном Казахстане и на территории стран Средней Азии. Показаны различия их на экологическом, биохимическом, генетическом уровнях (Беклемишев, 1970; Петров и др., 1989 и др.). Морфологически же эти виды различаются с трудом, и надежная их диагностика по традиционным для систематики комаров признакам невозможна. Представители комплекса *An. maculipennis* хорошо различаются по внешнему виду яиц (Беклемишев, 1944, 1949; Гуцевич и др., 1970; Руководство по медицинской энтомологии, 1974) с одним, однако, исключением: *An. sacharovi* и *An. martinius* неразличимы по этому признаку и могут быть дифференцированы лишь по структуре хромосом (Стегний, 1976, 1980, 1981).

В процессе работы со взятым из природы материалом, который стал впоследствии основой лабораторной культуры *An. martinius* (Расницын и др., 1992), нам удалось заметить и описать различия личинок *An. sacharovi* и *An. martinius* по окраске головной капсулы

личинок IV стадии (Ясюкевич, 1991). Установление этого факта имело большое значение, так как ранее иных достоверных морфологических различий между *An. sacharovi* и *An. martinius* не было выявлено. Более того, считалось, что окраска головной капсулы личинок малярийных комаров характеризуется большой индивидуальной изменчивостью и нестабильностью в течение жизни личинки, поэтому для диагностики видов использована быть не может (Мончадский, 1951; Гуцевич и др., 1970). Заметим, что этот признак широко применяется в систематике другой группы кровососущих двукрылых — мошек (сем. *Simuliidae*) (Рубцов, 1956). И наконец, указанная работа инициировала дальнейшее изучение окраски головной капсулы личинок *Anopheles* как у видов-двойников комплекса *An. maculipennis*, так и у видов, хорошо различающихся по традиционным систематическим признакам, что подробно описано в работах В. В. Ясюкевича (1999, 2000, 2001).

В ходе предварительных исследований за изменением окраски наблюдали индивидуально в течение всей жизни личинок, от выхода из яйца до окукливания. Оказалось, что окраска действительно меняется от стадии к стадии, но в течение одной стадии стабильна. Это вполне объяснимо, так как по мере роста личинок от стадии к стадии меняется система мышц, приводящих в движение ротовые органы, а пятна, являющиеся элементами окраски, суть места прикрепления мышц (Мончадский, 1951). Наибольшей выраженности элементы окраски достигают у личинок IV стадии. Это также вполне соответствует тому, что традиционные отличительные признаки достигают наибольшего развития у личинок IV стадии, по которым и ведется определение. У личинок же I и II стадий невозможно или очень трудно определить подродовую принадлежность, не говоря уже о видовой. Стабильность окраски в течение IV стадии дала возможность говорить о потенциальном использовании этого признака для диагностики видов. Обозначения элементов окраски приводятся по А. С. Мончадскому (1951) с изменениями (рис. 13).

Проведенные исследования семи видов малярийных комаров показали, что окраска головной капсулы личинок очень вариабельна — при исследовании личинок не было ни одного случая совершенно одинаковой окраски. Однако характер рисунка и границы его изменчивости для каждого вида специфичны, что в сочетании со стабильностью окраски в пределах IV стадии делает возможным использование этого признака для диагностики видов. Генетическая изоляция как лабораторных линий, так и географически разобщенных популяций, а также длительность содержания в лабораторных условиях не повлекли за собой изменений признака, выходящих за установленные пределы индивидуальной изменчивости. На рис. 14 и 15 представлена окраска головной капсулы личинок *Anopheles* в ее максимальном и минимальном выражении.

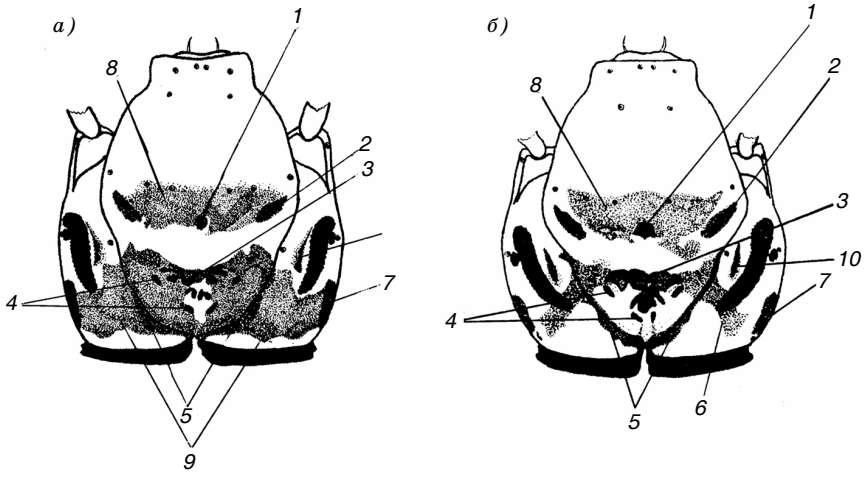


Рис. 13. Топография и номенклатура элементов окраски головной капсулы личинок IV стадии *Anopheles*.

а — на примере *An. sacharovi*, *б* — на примере *An. atroparvus*.
1 — центральное теменное пятно, *2* — боковое теменное пятно, *3* — треугольное затылочное пятно, *4* — боковые затылочные пятна, *5* — V-образное пятно, *6* — поперечное пятно, *7* — боковое пятно, *8* — теменная поперечная перевязь, *9* — затылочная поперечная перевязь, *10* — глазное пятно.

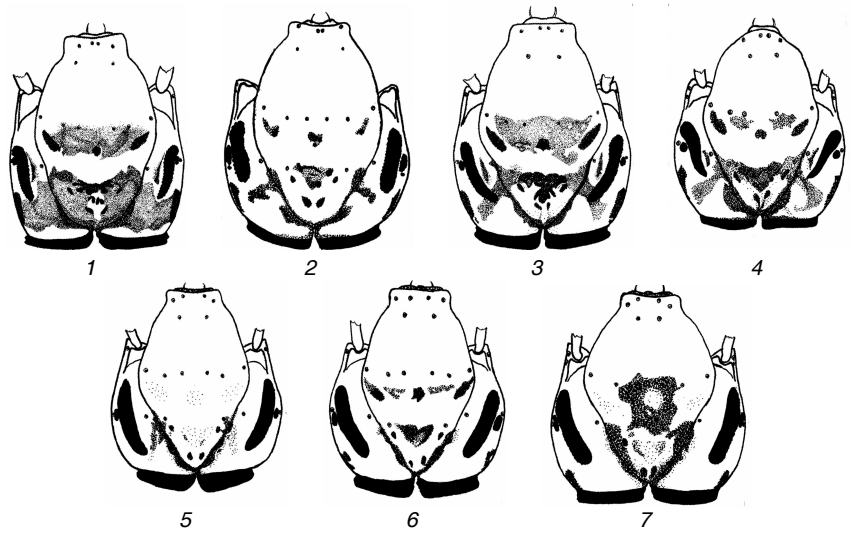


Рис. 14. Окраска головной капсулы личинок *Anopheles* IV стадии (максимальное выражение).

1 — An. sacharovi, *2 — An. martinius*, *3 — An. atroparvus*, *4 — An. messeae*, *5 — An. superpictus*, *6 — An. pulcherrimus*, *7 — An. stephensi.*

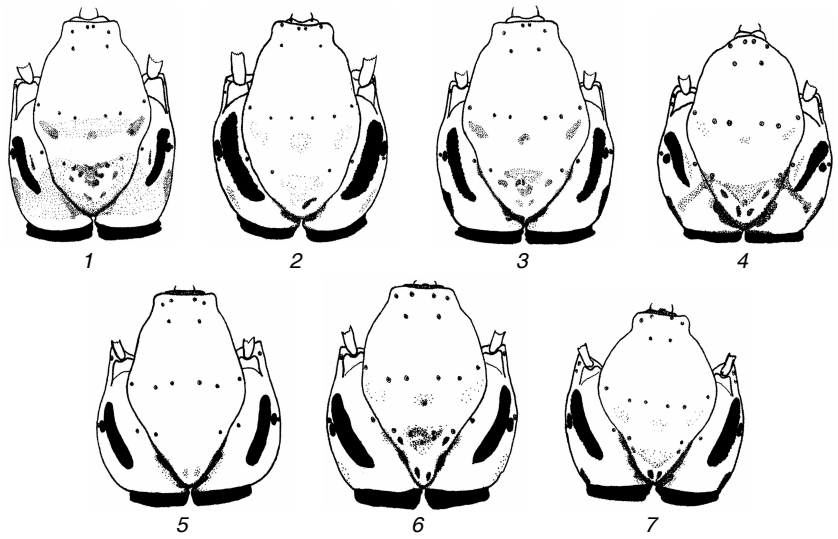


Рис. 15. Окраска головной капсулы личинок *Anopheles* IV стадии (минимальное выражение).

1 — An. sacharovi, 2 — An. martinius, 3 — An. atroparvus, 4 — An. messeae, 5 — An. superpictus, 6 — An. pulcherrimus, 7 — An. stephensi.

В табл. 1 представлен анализ встречаемости элементов окраски головной капсулы и наличие их у исследованных нами в этом отношении видов малярийных комаров. Под индексом наличия элементов окраски в этой таблице понимается сумма баллов всех элементов окраски, характерных для каждого из исследованных видов, а под индексом общей встречаемости элементов окраски — сумма баллов, характеризующая встречаемость данного элемента в выборке из семи исследованных видов. Поскольку выделено 10 элементов окраски и исследовано 7 видов, то максимально возможное значение 1-го индекса равно 10, а 2-го — 7.

Как следует из приведенных в таблице данных, наиболее редкими элементами окраски являются теменное кольцо и затылочная поперечная перевязь, а наиболее часто встречающимися (у всех семи исследованных видов) — боковые затылочные пятна и V-образное пятно. Среди видов наиболее насыщенной, включающей наибольшее число элементов, окраской обладает *An. sacharovi* и далее, по убыванию насыщенности окраски: *An. messeae — An. atroparvus — An. stephensi — An. martinius* и *An. pulcherrimus — An. superpictus*. У занимающего последнее место *An. superpictus* особенностью окраски головной капсулы является почти полное ее отсутствие. Этот анализ еще раз подтверждает, что различия по данному

Таблица 1

Встречаемость элементов окраски головной капсулы личинок и их наличие у разных видов *Anopheles*

Элемент окраски	Вид							
	An. sacharovi	*An. martinius*	*An. atroparvus*	*An. messeae*	*An. pulcherrimus*	*An. superpictus*	*An. stephensi*	Индекс общей встречаемости элементов окраски
Теменные пятна	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,25	1,00	6,25
Теменная поперечная перевязь	1,00	0	0,75	0,25	0,25	0	0	2,25
Теменное кольцо	0	0	0	0	0	0	1,00	1,00
Треугольное затылочное пятно	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,25	1,00	6,25
Глазное пятно	1,00	0	0,25	1,00	0	0	0	2,25
Боковые затылочные пятна	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	7,00
Затылочная поперечная перевязь	1,00	0	0	0	0	0	0	1,00
V-образное пятно	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	7,00
Поперечное пятно	0	0,25	0,75	1,00	0	0,25	0,25	2,50
Боковые пятна	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0	1,00	6,00
Индекс наличия элементов окраски	8,00	5,25	6,75	7,25	5,25	2,75	6,25	

Примечание. 1,00 — элемент окраски всегда присутствует; 0,75 — чаще присутствует, чем отсутствует; 0,25 — чаще отсутствует, чем присутствует; 0 — отсутствует.

признаку существуют и по ним можно точно идентифицировать виды малярийных комаров.

Изучение окраски головной капсулы личинок может существенно помочь в решении проблемы видов-двойников. По крайней мере, для комплекса видов *An. maculipennis* показана возможность диагностики по этому признаку видов, различающихся как по строению яиц, так и исключительно по структуре хромосом (Ясюкевич, 1991, 1999). Это очень важно, так как позволяет сразу же определять видовую принадлежность пойманных в природе личинок, по мере необходимости оставляя их живыми для дальнейшей работы. Тем самым обеспечивается нужная оперативность в оценке изменений ареалов переносчиков, в том числе и под влиянием изменения климата. Для *An. sacharovi* и *An. martinius* было проведено скрещивание в различных вариантах (Ясюкевич и др., 1991).

Это исследование непосредственно показало наличие репродуктивной изоляции между этими видами и подтвердило важность обнаружения морфологических различий между ними. Использование окраски головной капсулы может быть полезным и в работе с видами, личинки которых хорошо различаются по традиционным для систематики комаров признакам (Ясюкевич, 2000, 2001).

Климатогенные изменения потенциальных ареалов возбудителей малярии человека

На протяжении своего жизненного цикла возбудитель малярии обитает во внутренней среде двух организмов — позвоночного хозяина (человека) и членистоногого переносчика (комара). С внешней средой возбудитель малярии не контактирует и не способен в ней выживать. Поэтому любое климатическое воздействие на возбудителя осуществляется не прямо, а опосредствованно, через изменения параметров внутренней среды организма хозяев паразита. Влияние климатических факторов на возбудителя в период его пребывания в организме человека сказывается лишь постольку, поскольку климат сказывается на хозяйственной деятельности человека, плотности населения и других социально-экономических факторах. Напомним, что человек относится к теплокровным организмам, постоянство параметров внутренней среды которых (гомеостаз) поддерживается с высокой точностью, в том числе и по параметру температуры.

Напротив, в той части цикла развития, которая проходит в переносчике, возбудитель малярии в значительной степени зависит от климата. Ведь переносчики — пойкилотермные организмы, и температура их внутренней среды прямо зависит от температуры окружающей среды. Поэтому изменения климата непосредственно сказываются на изменении условий развития возбудителя в организме переносчика.

Как переносчики, так и возбудители имеют свои специфические пределы (пределы выживаемости, пределы развития, зону оптимума) по различным факторам, которые ограничивают их распространение. Различие между возбудителем и переносчиком состоит в том, что для возбудителя ведущим климатическим фактором является температура. Даже небольшие отклонения температуры внутренней среды организма переносчика могут сказываться на скорости развития возбудителя малярии, равно как и на процессе переваривания крови самкой комара и развитии ее яичников. Это особенно важно на северной границе ареала, в условиях, близких к нижнему температурному порогу развития (Виноградская, 1969). Так, при 18 °С длительность спорогонии *P. vivax* составляет 29 сут, при 20 °С — 19 сут, при 25 °С — 10 сут, а при 30 °С — 6,5 сут (Детинова, 1962).

Другие факторы (например, режим освещенности, влажность, осадки) действуют на возбудителя малярии опосредствованно, через параметры внутренней среды переносчика. Как было показано, заражаемость комаров *An. sacharovi* возбудителем малярии кур *P. gallinaceum* связана с состоянием репродуктивной системы, а ее состояние зависит, в свою очередь, от баланса основных гормонов насекомых — экдизона и ювемона (Расницын и др., 1993; Званцов, Ясюкевич, 1994; Ясюкевич, Званцов, 1999). Однако изменение длины светового дня в сочетании с изменением температуры индуцирует диапаузу у комаров и соответствующее изменение гормонального статуса, а это может сказаться и на восприимчивости переносчика к возбудителю малярии, как в приведенном выше примере. В предельном случае экстремальные условия, например, по фактору влажности или температуры делают невозможным существование того или иного вида переносчика, а вместе с ним и живущего в его организме возбудителя малярии.

Из четырех известных видов возбудителей малярии человека — *P. vivax, P. falciparum, P. malariae* и *P. ovale* — наибольшую опасность на территории стран СНГ и Балтии представляет первый вид — трехдневная малярия *P. vivax*. Возбудитель трехдневной малярии *P. vivax* характеризуется наиболее широким мировым ареалом и самым низким температурным порогом развития. К нему восприимчивы почти все виды малярийных комаров *Anopheles*, в том числе и характерные для рассматриваемой территории. Он обладает полиморфизмом по признаку длительности экзоэритроцитарной шизогонии, что объясняется наличием двух типов спорозоитов: тахиспорозоитов, дающих короткую инкубацию (6—8 дней), и брадиспорозоитов, или гипнозоитов, дающих длительную инкубацию (до 6—14 мес и более). Биологический смысл этого явления в том, что возбудитель у человека, заразившегося в конце лета или начале осени, не развивается в течение холодного периода года, а клинические проявления малярии обнаруживаются в начале следующего эпидемического сезона. Таким образом достигается адаптация к переживанию возбудителем холодного периода года, когда невозможна трансмиссивная передача (Лобан, Полозок, 1983; Лысенко, 1986; Лысенко и др., 2003). Завоз трехдневной малярии носит наиболее массовый характер (Ясюкевич, 2002; Лысенко и др., 2003).

Тем не менее необходимо отметить, что существенное повышение числа случаев малярии, завезенной из Афганистана в конце XX века в связи с пребыванием там войсковых частей СССР, не привело к сколько-нибудь существенным эпидемическим последствиям для СССР. Аналогично увеличение числа случаев завоза малярии в США из Кореи и Вьетнама также не привело к росту случа-

ев местной малярии. Вероятно, этому благоприятствовала комбинация ряда причин, и в частности эффективность эпидемиологического надзора; особенности взаимоотношений местных переносчиков с завозным возбудителем, препятствующие немедленному укоренению малярии на свободных от нее ранее территориях; возникновение эпидемических последствий не в любом случае завозной малярии, а лишь когда она завозится на территорию с высоким маляриогенным потенциалом и во время сезона передачи (Сергиев и др., 1992). Однако все же возможность возобновления передачи *P. vivax* на территории России и других стран СНГ в силу биологических особенностей этого вида существенно выше, чем других видов возбудителей малярии человека.

Тропическая малярия *P. falciparum* отличается самым тяжелым течением заболевания, большим числом осложнений и наибольшей летальностью. Несмотря на меньший по сравнению с *P. vivax* ареал, *P. falciparum* обусловливает более 50 % заболеваемости малярией в мире и 98 % всех летальных исходов (Morton, 1951, цит. по: Лобан, Полозок, 1983). Ситуацию с завозом и возможностью укоренения тропической малярии трудно охарактеризовать столь однозначно, как аналогичную ситуацию с трехдневной малярией. С одной стороны, завоз возбудителя этого вида можно считать значительно менее опасным, чем завоз *P. vivax*. Это связано с отсутствием рецидивов и практической невосприимчивостью комаров, распространенных в Европе и России, к тропическим штаммам *P. falciparum* (Бибикова и др., 1977; Дашкова, 1977; James, 1931; Shute, Maryon, 1951, 1954, цит. по: Лобан, Полозок, 1983; Расницын, 1998). Тропическая малярия в первой трети XX века на территории Российской Империи и СССР отмечалась в южных районах, особенно в Средней Азии (Лобан, Полозок, 1983; Лысенко, 1986). Можно предположить, что при осуществлении программы полной ликвидации малярии в СССР, которая начала осуществляться в 1930—1940 гг. и была закончена к 1960 г., штаммы *P. falciparum*, адаптированные к местным климатическим условиям и местным переносчикам, были полностью уничтожены. Это, а также небольшие масштабы завоза тропической малярии по сравнению с завозом трехдневной малярии позволяет оценить вероятность возобновления передачи тропической малярии как незначительную. С другой стороны, эндемические очаги тропической малярии существуют и ныне в южной части Таджикистана, в Афганистане, Иране (Ясюкевич, 2002; Лысенко и др., 2003). В любом случае тяжесть течения и распространенность этого заболевания в мире не позволяют оставить его вне поля зрения эпидемиологического надзора.

Четырехдневная малярия (возбудитель *P. malariae*) в первой половине XX века отмечалась в южных районах СССР, но после

проведения кампании по ликвидации малярии местные случаи давно не регистрируются, а завозных очень мало по сравнению со случаями завоза *P. vivax* и *P. falciparum*. Четвертый возбудитель малярии человека — *P. ovale* — на территории России и Советского Союза в виде эндемичных случаев никогда не встречался (Лобан, Полозок, 1983; Лысенко, 1986; Лысенко и др., 2003).

В силу явной приоритетности *P. vivax* и *P. falciparum* на территории стран СНГ и Балтии мы решили ограничиться рассмотрением последствий изменения климата только для ареалов этих двух видов возбудителей малярии.

Процесс формирования ареалов живых организмов очень сложен и зависит от большого числа факторов. В частности, для формирования реального ареала малярии необходимы не только благоприятные для развития возбудителя и переносчика климатические условия, но и наличие подходящих мест выплода и зимовки переносчиков, определенное сочетание социально-экономических условий обитания человеческих популяций. Последний фактор в формировании ареалов заболеваний человека часто бывает наиболее весомым. Тем не менее для первичной оценки значимости проблемы, вынесенной в заголовок настоящего параграфа, мы решили ограничиться анализом влияния только одного фактора — температуры как основного климатического фактора, определяющего развитие возбудителя малярии в организме переносчика.

Известно (Мошковский, Рашина, 1951; Detinova et al., 1962; Детинова, 1962; Martens et al, 1999; Lieshout et al., 2004), что приемлемость температурного режима для развития возбудителей малярии в переносчике описывается критерием, основанным на прикладном климатическом индексе B (см. раздел „Методика").

Константы T_{th} и C этого прикладного климатического индекса видоспецифичны. Для трехдневной малярии *P. vivax* они равны 14,5 °C и 105 °C · сут соответственно, а для тропической *P. falciparum* составляют 16 °C и 111 °C · сут соответственно. Таким образом, возбудитель тропической малярии более теплолюбив. Заметим, что температурные требования *P. malariae* еще более высоки — при пороге развития 16 °C сумма эффективных температур составляет 144 °C · сут (Мошковский, Рашина, 1951; Detinova et al., 1962; Детинова, 1962; Martens et al., 1999; Lieshout et al., 2004).

На рис. 16 приведены потенциальный *T*-ареал *P. vivax* в 1936—1965 гг., т. е. совокупность точек географического пространства, где сумма за календарный год превышений среднесуточной температурой порогового значения 14,5 °C составляет не меньше 105 °C · сут, и его изменения в 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг. *T*-ареал *P. vivax* на рассматриваемой территории включает в себя большую часть России к югу от широты 65° с., а также все страны СНГ и Балтии.

Рис. 16. Изменение *T*-ареала возбудителя трехдневной малярии *P. vivax* в 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг.

1 — возбудитель не мог развиваться в оба периода; *2* — в 1936—1965 гг. развитие было возможным, а в 1966—1995 гг. стало невозможным; *3* — в 1936—1965 гг. развитие было невозможным, а в 1966—1995 гг. стало возможным; *4* — возбудитель мог развиваться в оба периода.

В 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг. для *P. vivax* расширение ареала за счет смещения его северной границы к северу наблюдалось лишь в отдельных районах Эвенкийского АО. В большинстве же случаев наблюдалось сокращение ареала за счет смещения северной его границы к югу на некоторых территориях европейской части России и Западной Сибири. Сокращение ареала также произошло в горных районах Дальнего Востока, на Камчатке и на Сахалине (Ясюкевич, 2003; Ясюкевич, Гельвер, 2003а, б; Ясюкевич, Семенов, 2004; Semenov et al., 2005; Семенов и др., 2006).

На рис. 17 приведены потенциальный *T*-ареал *P. falciparum* в 1936—1965 гг., т. е. совокупность точек географического пространства, где сумма за календарный год превышений среднесуточной температурой порогового значения 16 °С составляет не меньше 111 °С · сут, и его изменения в 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг. *T*-ареал *P. falciparum* на рассматриваемой территории включает в себя Украину, Молдову, южные области Белоруссии, Закавказье, Среднюю Азию и Казахстан. На территории России в ареал входят Северный Кавказ, Поволжье, Волго-Вятский район и Центрально-Черноземный район, большая часть Центрального района, включая Брянскую, Тульскую, Калужскую, Рязанскую, Московскую, Владимирскую области, а также южные районы прилегающих областей. На Урале *T*-ареал охватывает Оренбургскую, Челябинскую и Курганскую области, Башкортостан и южные районы прилегающих областей. В Сибири встречается в Алтайском крае, Томской, Кемеровской областях, Хакассии, Тыве, южной части Бурятии, Тюменской, Омской, Иркутской и Читинской областей и Красноярского края, а на Дальнем Востоке — в Приморском крае, Еврейской АО, южных районах Хабаровского края и Амурской области.

Изменения *T*-ареала в 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг. для *P. falciparum* можно охарактеризовать следующим образом. Расширение за счет смещения северной границы на север наблюдается в Западной Сибири и на Дальнем Востоке; смещение северной границы ареала на юг отмечено на Урале и европейской части рассматриваемой территории, в Восточной Сибири и Забайкалье (Ясюкевич, 2003б; Ясюкевич, Гельвер, 2003а, б; Ясюкевич, Семенов, 2004; Semenov et al., 2005; Семенов и др., 2006).

Полученные нами расчетные *T*-ареалы малярии в целом согласуются с районированием территории России по потенциальному риску передачи малярии (Артемьев и др., 2000), а также с более ранними оценками (Лейзерман, 1943; Духанина, 1945).

Несмотря на увеличение среднегодовых значений температуры в период 1966—1995 гг. по сравнению с периодом 1936—1965 гг. на большей части рассматриваемой территории, соответствующего

Рис. 17. Изменение *T*-ареала возбудителя тропической малярии *P. falciparum* в 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг.

Усл. обозначения см. рис. 16.

расширения потенциальных ареалов двух исследованных видов возбудителей малярии на территории России в континентальном масштабе не произошло. Обнаружены лишь региональные изменения — как незначительное расширение потенциального ареала в одной его части, так и несколько большее сокращение в другой. Причина этого заключается в особенностях региональных и сезонных трендов изменения годового хода температуры в сочетании с видовыми особенностями температурных порогов развития возбудителей. Сокращение ареалов двух рассматриваемых видов возбудителей малярии оказалось более значительным, чем его расширение. В целом потенциальные *T*-ареалы *P. vivax* и *P. falciparum* сократились на 2,6 и 5,8 % соответственно. Изменения, произошедшие на протяжении XX века, можно оценить как весьма умеренные. Движение границ ареалов — локальное, типично на 100—200 км. Расширение потенциальных ареалов обоих видов возбудителей малярии произошло в основном в тех районах нашей страны, где плотность населения невелика, а сокращение — на густонаселенной территории, в том числе на европейской части России (Численность населения..., 2001).

Среднесрочные перспективные оценки климатогенных изменений ареала малярии

Согласно основным сценариям, рассмотренным Межправительственной группой экспертов по изменению климата (Climate Change 2001, 2001a), к 2100 г. повышение глобальной средней температуры поверхности Земли составит по сравнению с 1990 г. от 1,4 до 5,8 °C. В связи с этим, по мнению экспертов МГЭИК (Climate Change 2001, 2001b), ареалы переносчиков расширятся по широте в направлении к полюсам, а по высоте — к большим высотам. В Северном полушарии потенциальный ареал малярии при потеплении климата расширится в основном к северу (см. рис. 1). На территориях, где малярия человека эндемична, увеличится длительность сезона передачи. Значительно возрастет число людей, проживающих в зонах с большим риском заражения малярией. Если сейчас на территориях, где существует риск заражения малярией, проживает 2400 млн. человек, что составляет около 40 % населения земного шара, то к 2080 г. это число увеличится, по различным оценкам, еще на 220—400 млн. человек. Новые риски коснутся, в первую очередь, стран с низким уровнем жизни (Martens et al., 1999; Climate Change 2001, 2001b; Lieshout et al., 2004).

Результаты нашего исследования, основанного на климатических данных с суточным разрешением, не выявили для территории стран СНГ и Балтии совершенно однонаправленного движения северной границы потенциального ареала малярии (как и ее перенос-

чиков) на север, несмотря на имевшее место на протяжении XX века потепление на большей части территории.

Причина такого расхождения кроется в различных методических подходах к оценкам *T*-ареала малярии, его уже произошедшего и возможного изменений. Наше исследование показало, что при выполнении подобных оценок необходим очень аккуратный анализ сезонных изменений температуры, а также учет особенностей региональных трендов. Поясним это следующими примерами. На рис. 18 изображено движение северной границы расчетного *T*-ареала *P. vivax* в предположении, что климат остался точно таким, каким был в 1966—1995 гг., за одним исключением: каждое среднесуточное значение температуры увеличилось на 1 и 2 °C (см. рис. 18 *а* и *б* соответственно). Как и ожидалось, северная граница ареала довольно равномерно продвинулась к северу.

Однако выше было показано, что изменение средней температуры и амплитуда ее годового хода сравнимы по величине, и последней характеристикой пренебрегать нельзя. Таким образом, сам сценарий, принятый для оценки, результаты которой приведены на рис. 18, является нереалистичным, а полученные оценки — существенно завышенными. Заметим, что движение северной границы ареала на этом рисунке весьма похоже на изображенное на рис. 1 (оценка МГЭИК). Таким образом, сценарные расчеты, основанные на предположении о равномерном повышении средних температур, не отражают реального состояния рассматриваемой проблемы и дают сильно завышенный прогноз расширения нозоареала малярии. Это, в свою очередь, требует неоправданно высоких затрат сил и средств на предотвращение распространения этого заболевания. Методически правильнее в сценарных расчетах принимать во внимание особенности региональных и сезонных трендов, что достигается использованием массивов климатических данных с суточным разрешением.

Окончательно мы остановились на таком варианте сценарного расчета, в котором выявленные для XX века тенденции изменения климата на территории России (Груза, Ранькова, 2001; Груза и др., 2001; Семенов, Гельвер, 2002а, б; Семенов и др., 2006) сохранятся и для первой четверти XXI века. Эта оценка построена на основе инерционного сценария, а именно значение прикладного климатического индекса B было вычислено изложенными в работе Семенова и др. (2006) методами для 1936—1965 и 1966—1995 гг. для каждого элемента сетки $1 \times 1^\circ$. Далее это значение для 1996—2015 гг. было получено из первых двух с помощью линейной экстраполяции. В остальном методика и критерии оценки идентичны приведенным выше. Согласно выполненному нами сценарному расчету, к 2025 г. можно ожидать следующих изменений потенциальных ареалов возбудителей малярии.

Незначительное расширение ареала *P. vivax* (рис. 19) произойдет в центральной части Эвенкийского АО. На большей части ис-

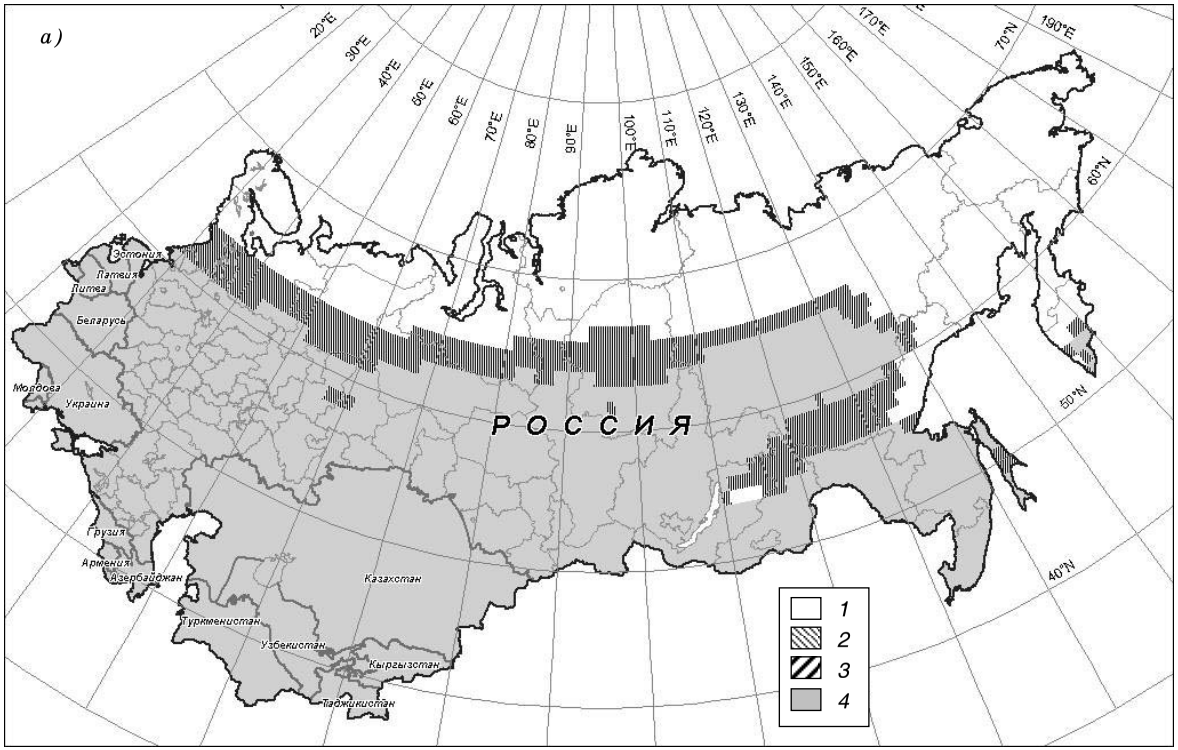


Рис. 18. Изменение *T*-ареала *P. vivax* за период 1996—2025 гг. при следующем сценарии: среднее значение температуры возрастает повсеместно на 1 °С (*а*) и 2 °С (*б*) по сравнению с 1966—1995 гг., а остальные характеристики годового хода остаются неизменными.

Усл. обозначения см. рис. 16.

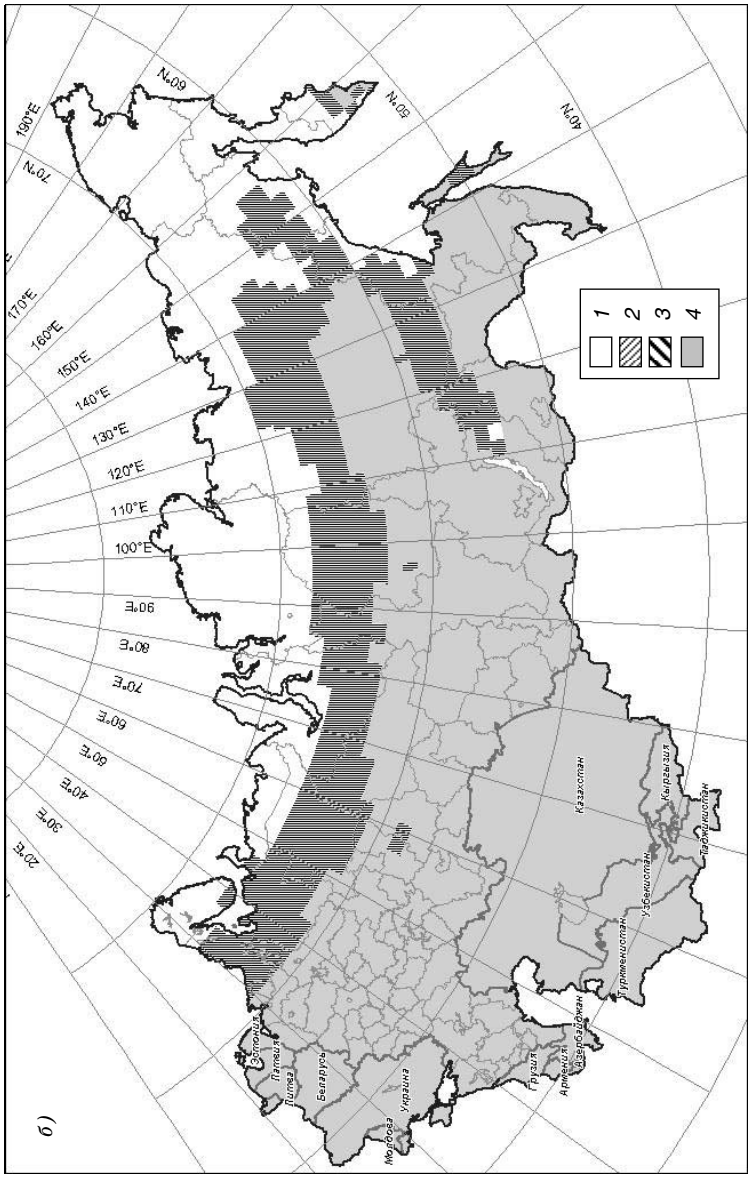

1
2
3
4
Казахстан
Киргизия
Таджикистан
Узбекистан
Туркменистан
Азербайджан
Армения
Грузия
Молдова
Украина
Беларусь
Литва
Латвия
Эстония
б)

Рис. 18 *б*.

Рис. 19. Перспективная оценка изменения *T*-ареала *P. vivax* в 1996—2025 гг. по сравнению с 1966—1995 гг.

1 — точка в оба периода не входила в ареал; *2* — входила в ареал в 1966—1995 гг., а в 1996—2025 гг. не вошла; *3* —не входила в ареал в 1966—1995 гг., а в 1996—2025 гг. вошла; *4* — входила в ареал в оба периода.

Рис. 20. Перспективная оценка изменения *T*-ареала *P. falciparum* в 1996—2025 гг. по сравнению с 1966—1995 гг.

Усл. обозначения см. рис. 16.

следуемой территории ожидается сокращение ареала за счет смещения границы на юг на некоторых территориях европейской части России, Урала и Западной Сибири. Сокращение ареала также прогнозируется в горных районах Дальнего Востока, на Камчатке и Сахалине (Ясюкевич, Гельвер, 2003а, б; Ясюкевич, 2004).

На рис. 20 показан аналогичный сценарий распространения тропической малярии. Качественно изменения те же, что и для *P. vivax*, с той лишь разницей, что потенциальная область распространения *P. falciparum* существенно меньше. Прогнозируемые изменения можно охарактеризовать следующим образом. Незначительное расширение ареала ожидается на отдельных территориях Западной Сибири и приморской части юга Хабаровского края. Однако в большинстве случаев будет наблюдаться сокращение ареала. Наиболее существенное смещение границы на юг произойдет в европейской части России, Беларуси, Восточной Сибири и Забайкалье (Ясюкевич, Гельвер, 2003а, б; Ясюкевич, 2004). В общей сложности потенциальные ареалы трехдневной и тропической малярии к 2025 г. предположительно сократятся на 4,4 и 4,7 % соответственно по сравнению с периодом 1966—1995 гг.

Заключение

Для двух последних третей XX века тенденция к потеплению наблюдается не во всех регионах на территории стран СНГ, но она характерна для большей части этой территории. Это оказывает воздействие на климатозависимые элементы экологических систем и протекающие в них процессы, в том числе вызывает смещение границ ареалов переносчиков и связанных с ними возбудителей климатозависимых заболеваний.

Средняя температура повысилась на большей части рассматриваемой территории, хотя есть регионы (на севере европейской части России, на севере Западной и Восточной Сибири, а также в северо-восточной части Дальнего Востока), где похолодало. В основном изменения находятся в пределах от −0,5 до 1 °С. Среднеквадратическое значение центрированного годового хода среднесуточной температуры, напротив, преимущественно уменьшалось, хотя увеличение также имело место в некоторых регионах. В основном эти изменения находятся в диапазоне от −0,5 до 0,5 °С, но есть регионы, где изменение составляет менее −0,5 °С. На большей части рассматриваемой территории наблюдается одновременно и повышение температуры, и уменьшение среднеквадратического значения центрированного годового хода среднесуточной температуры. На остальной же части одновременное уменьшение первого показателя и

увеличение второго — весьма распространенное явление (например, на северо-западе и северо-востоке России).

Пространственное распределение изменений среднесезонных значений температуры специфично для сезонов (календарные весна, лето, осень, зима). Осенью, зимой и, особенно, весной преобладает потепление. Однако и осенью, и зимой на севере европейской части России, а также на обширных территориях на севере Западной и Восточной Сибири похолодало. Весной на европейской части рассматриваемой территории потеплело повсеместно, причем преобладает потепление более чем на 1 °С. Территории, где летом наблюдается потепление и похолодание, близки по площади. Диапазон изменений составляет от −0,5 до 0,5 °С, причем на европейской части изучаемой территории практически повсеместно похолодало.

Результаты моделирования потенциальных ареалов, определяемых фактором температуры воздуха в приземном слое, для некоторых видов малярийных комаров фауны стран СНГ и Балтии и двух видов возбудителей малярии — *P. vivax* и *P. falciparum* — показали вполне удовлетворительное совпадение расчетных данных с фактическими, полученными в результате мониторинга распространения переносчиков и заболеваемости малярией и приведенными в специальной литературе. Это позволяет считать температуру воздуха в приземном слое атмосферы ведущим естественным фактором, в целом определяющим их потенциальный ареал (остальные факторы определяют распространение внутри него по элементам ландшафта), и использовать модели (прикладные климатические индексы) для оценки изменения потенциальных ареалов переносчиков и возбудителей в связи с фактическим и предполагаемым изменением климата.

Изменение температуры воздуха в приповерхностном слое в 1966—1995 гг. по сравнению с периодом 1936—1965 гг. привело к изменениям субрегионального масштаба потенциальных ареалов видов малярийных комаров на рассматриваемой территории. Смещения границ ареалов каждого из исследованных видов переносчиков малярии разнонаправлены, типичное смещение составляет 100—200 км. Для видов, зимующих на стадии имаго в активном состоянии, к востоку от 33° в. д. наблюдается расширение ареала, а к западу от указанного меридиана — некоторое сокращение. Граница ареала *An. pulcherrimus* к западу от 55° в. д. сместилась на юг, а в остальной части — на север — северо-восток. Северная граница ареала *An. algeriensis* практически на всем ее протяжении сместилась к северу, т. е. ареал увеличился. Северная граница ареала *An. hyrcanus* к западу от 45° в. д. и к востоку от 80° в. д. сместилась к югу, т. е. ареал сократился. Смещения северной границы ареала

комплекса видов *An. maculipennis* следующие: к западу от 45° в. д. и в секторе от 70 до 95° в. д. граница сместилась к югу, а в остальном либо сместилась к северу, либо ее положение не изменилось.

Изменение температуры воздуха в приповерхностном слое, произошедшее в 1966—1995 гг. по сравнению с 1936—1965 гг., привело также к следующим изменениям границ потенциальных ареалов возбудителей малярии на рассматриваемой территории. Северная граница ареала *P. vivax* сместилась к северу в секторе 90—100° в. д. В остальной части ареала положение границы не изменилось или же ареал сузился. Северная граница ареала *P. falciparum* сместилась к северу в секторе 70—90° в. д. и к востоку от 135° в. д. В целом пространственный масштаб изменений потенциальных ареалов этих двух видов возбудителей малярии к концу XX века можно оценить как субрегиональный. Смещение границ ареала каждого из двух исследованных видов возбудителей малярии разнонаправлено и составляет 100—200 км.

Модельный расчет, выполненный в соответствии с инерционным сценарием, показывает, что в первой четверти XXI века повсеместного движения северных границ ареалов на север не ожидается. При этом расчетное для периода 1996—2025 гг. расширение ареалов возбудителей трехдневной и тропической малярии на территории России невелико и в целом уступает по масштабам ожидаемому в других частях ареала сокращению. Расширение ареалов происходит субрегионально в азиатской части России, где плотность населения по большей части невелика, а сокращение, наоборот, ожидается, в том числе и в густонаселенной европейской части России.

Обусловленное изменениями температуры смещение северных границ потенциального нозоареала малярии человека на территории России, произошедшее в последней трети XX века и ожидаемое в первой трети XXI века, не является предпосылкой для ухудшения эпидемиологической ситуации в целом по стране.

Приведенные расчетные оценки необходимо дополнить серьезной программой исследования фактических ареалов и их изменений. Эту работу необходимо осуществлять с использованием высокопроизводительных методов полевых обследований, включая методы определения, эффективные с точки зрения затрат ресурсов. Эффективный метод определения предложен в отношении видов-двойников *An. sacharovi* и *An. martinius*, а также показана возможность использования этого метода для диагностики видов-двойников комплекса *An. maculipennis* и других видов малярийных комаров.

Для сценарных оценок возможного изменения ареалов возбудителей и переносчиков необходимо использовать данные годового хода

температур с суточным разрешением, учитывать сезонные и региональные тренды температуры и, возможно, других климатических параметров. Использование усредненных данных ведет к завышенным оценкам изменений в географическом распространении возбудителей и переносчиков болезней человека, а в дальнейшем — к неоптимальному распределению ресурсов, выделяемых на борьбу с трансмиссивными болезнями в условиях предполагаемого изменения климата. Соответствующие перспективные оценки Межправительственной группы экспертов по изменению климата, приведенные в III Оценочном докладе (2001), в этом аспекте нуждаются в корректировке на основе использования метеорологических данных высокого временного разрешения (декадного, суточного).

В практическом плане из оценок фактических и ожидаемых в ближайшем будущем изменений *T*-ареала малярии и ее переносчиков на рассматриваемой территории следует, что существующую систему эпидемиологического надзора необходимо сохранить, но ее существенное расширение в географическом плане в связи с изменениями климата сейчас не является необходимым. Некоторое внимание надо уделить региональным службам эпиднадзора в Центральной Сибири.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдикаримов С. Т. 2001. Современная эпидемическая ситуация по малярии в Кыргызстане (1995—1999 гг.). — Мед. паразитол. и паразитарн. болезни. — № 1. — С. 33—34.

Алиев С. П. 2000. Малярия в Республике Таджикистан. — Мед. паразитол. и паразитарн. болезни. —№ 2. — С. 27—29.

Алиев С., Сапарова Н. 2001. Современная ситуация по малярии и борьба с ней в Таджикистане. — Мед. паразитол. и паразитарн. болезни. — № 2. —С. 35—37.

Амангельдиев К. А. 2001. Современная ситуация по малярии в Туркменистане. — Мед. паразитол. и паразитарн. болезни. — № 1. — С. 37—39.

Амангельдиев К. А., Морозова К. В., Медалиева Д. О. 2000. Эпидемическая ситуация по малярии в Туркменистане. — Мед. паразитол. и паразитарн. болезни. — № 2. — С. 29—32.

Анисимов О. А., Белолуцкая М. А. Влияние изменения климата на вечную мерзлоту: прогнозирование и оценка неопределенности. — В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XIX. — СПб., Гидрометеоиздат, 2003, с. 21—38.

Антропогенные изменения климата. 1987 / Под. ред.: М. И. Будыко, Ю. А. Израэль. — Л.: Гидрометеоиздат. — 406 с.

Артемьев М. М., Неронов В. М. 1984. Распространение и экология москитов Старого света (род Phlebotomus). — М.: Советский комитет по программе ЮНЕСКО „Человек и биосфера". — 207 с.

Артемьев М. М., Баранова А. М., Дарченкова Н. Н., Дремова В. П., Ганушкина Л. А., Маркович Н. Я., Сергиев В. П. 2000. Малярийные комары России (р. Anopheles). — Мед. паразитол. и паразитарн. болезни. —№ 2. — С. 40—45.

Баранова А. М. 2005. Массовые миграции населения как основной фактор распространения трансмиссивных паразитарных болезней. — В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. — Т. 20. — С. 261—275.

Бардин М. Ю. 2002. Изменчивость температуры воздуха над западными территориями России и сопредельными странами в XX веке. — Метеорология и гидрология. — № 8. — С. 5—23.

Беклемишев В. Н. 1944. Экология малярийного комара (Anopheles maculipennis Mg.). — М.: Медгиз. — 299 с.

Беклемишев В. Н. (ред.). 1949. Учебник медицинской энтомологии. Ч. 1. — М.: Медгиз.— 490 с.

Беклемишев В. Н. 1970. Биоценологические основы сравнительной паразитологии. — М.: Наука. — 502 с.

Берлянд А. М. 1997. Геоинформационное картографирование. — М.: Изд-во МГУ. — 64 с.

Будыко М. И., Винников К. Я. 1976. Глобальное потепление. — Метеорология и гидрология. — № 7. — С. 16—26.

Виноградская О. Н. 1969. Географическое распространение комаров — переносчиков инфекций. — М.: Медицина. — 164 с.

Володин Е. М., Галин В. Я. 1999. Об интерпретации зимнего потепления на континентах Северного полушария в 1977—1994 гг. — Метеорология и гидрология. — № 1. — С. 20—29.

Гандин Л. С. 1963. Объективный анализ метеорологических полей. — Л.: Гидрометеоиздат. — 287 с.

Гандин Л. С., Каган Р. Л. 1976. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. — Л.: Гидрометеоиздат. — 359 с.

Гельвер Е. С. 2002а. Об одном методе геоэкологически ориентированного картирования климата. — В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XVIII. — СПб.: Гидрометеоиздат, с. 358—367.

Гельвер Е. С. 2002б. Учет неопределенности и пропусков в данных при когерентном отображении состояния окружающей среды и климата. — В кн.: Научные аспекты экологических проблем России. Труды Всероссийской конференции. Т. 2. Москва, 13—16 июня 2001 г. — М.: Наука, с. 147—152.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я. 1980. Структура и изменчивость наблюдаемого климата. Температура воздуха Северного полушария. — Л.: Гидрометеоиздат. — 242 с.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я. 2001. Изменение климатических условий Европейской части России во второй половине XX века. — В кн.: Влияние изменений климата на экосистемы. Серия публикаций Департамента природоохранной политики и экспертизы Всемирного фонда дикой природы. Вып. 4. — М.: Изд-во Русский университет, с. I-9— I-16.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я. 2004. Обнаружение изменений климата: состояния, изменчивости и экстремальности климата. Всемирная конференция по изменению климата. Москва, 29 сентября — 3 октября 2003 г. Труды конференции. — М., с. 101—110.

Груза Г. В., Бардин М. Ю., Ранькова Э. Я. и др. 2001. Об изменении температуры воздуха и атмосферных осадков на территории России в XX веке. — В кн.: Состояние и комплексный мониторинг природной среды и климата. Пределы изменений. — М.: Наука, с. 18—39.

Груза Г. В., Хмелевцов С. С. (ред. перев.). 1981. Энергия и климат (сб. статей). — Л.: Гидрометеоиздат. — 304 с.

Гуцевич В. А., Мончадский А. С., Штакельберг А. А. 1970. Комары (семейство Culicidae). Фауна СССР. Насекомые двукрылые. Т. 3. Вып. 4. — Л.: Наука. — 384 с.

Детинова Т. С. 1962. Методы установления возрастного состава двукрылых насекомых, имеющих медицинское значение. — Женева, ВОЗ. — 220 с.

Дост А. Г., Муслим М. 2001. Малярия в Афганистане. — Мед. паразитол. и паразитар. болезни. — № 1. — С. 42—43.

Духанина Н. Н. 1945. Северная граница распространения тропической малярии в Западной Европе и Европейской части СССР. — Мед. паразитол. и паразитар. болезни. — Т. 14, № 2. — С. 3—12.

Елисеев А. В., Мохов И. И., Вакалюк Н. Ю. 2000. Тенденции изменения фазовых характеристик годового хода приповерхностной температуры суши северного полушария. Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. — Т. 36, № 1. — С. 16—26.

Званцов А. Б., Ясюкевич В. В. 1994. Влияние ювемона на оогенез самок комаров Anopheles sacharovi Favre и их заражаемость возбудителем малярии Plasmodium gallinaceum Brumpt. — Мед. паразитол. и паразитар. болезни. —№ 4. — С. 32—36.

Израэль Ю. А., Груза Г. В., Катцов В. М., Мелешко В. П. 2001. Изменения глобального климата. Роль антропогенных воздействий. — Метеорология и гидрология. — № 5. — С. 5—21.

Кабанов М. В. 2002. Итоги и задачи мониторинга современных природно-климатических изменений в Сибири. — Оптика атмосферы и океана. — Т. 15, № 1. — С. 110—115.

Казакевич Д. И. 1977. Основы теории случайных функций и ее применение в гидрометеорологии. — Л.: Гидрометеоиздат. — 319 с.

Клименко В. В. 2001. Климат средневековой теплой эпохи в Северном полушарии. — М.: Изд-во МАИ. — 88 с.

Лейзерман Л. И. 1943. Малярия. — Сталинабад. —174 с.

Лобан К. М., Полозок Е. С. 1983. Малярия. — М.: Медицина. — 224 с.

Лысенко А. Я. 1986. Этапы изучения, эволюция, филогения, таксономия и география малярийных плазмодиев млекопитающих. — В кн.: Малярийные паразиты млекопитающих. — Л.: Наука, с. 5—28.

Лысенко А. Я., Кондрашин А. А., Ежов М. Н. 2003. Малариология. — М.: Открытые системы. — 512 с.

Малхазова С. М. 2001. Медико-географический анализ территорий: картографирование, оценка, прогноз. — М.: Научный мир. — 239 с.

Маркович Н. Я., Артемьев М. М., Дарченкова Н. Н. 2001. Видовой состав и географическое распространение основных переносчиков малярии — комаров комплекса An. maculipennis в России. — РЭТ-ИНФО. — № 3. — С. 5—9.

Маслов А. В. 1967. Кровососущие комары подтрибы Culisetina (Diptera, Culicidae) мировой фауны. — Л.: Наука. — 183 с.

Мошковский Ш. Д., Рашина М. Г. 1951. Эпидемиология и медицинская паразитология для энтомологов. — М.: Медгиз. — 455 с.

Мончадский А. С. 1951. Личинки кровососущих комаров СССР и сопредельных стран (подсем. Culicinae). — М., Л.: Изд-во АН СССР. — 290 с.

Олсуфьев. 1977. Слепни. Семейство Tabanidae. Фауна СССР. Насекомые двукрылые. Т. 7, вып. 2. — Л.: Наука. — 435 с.

Петров Н. Б., Расницын С. П., Владыченская Н. С., Кедрова О. С., Ясюкевич В. В., Петров О. Е. 1989. Генетическое родство некоторых видов комаров семейства Culicidae (Diptera, Insecta) на основании определения дивергенции уникальных последовательностей их ДНК. — Вестник МГУ. Сер. 16Б, Биология. — № 3. — С. 36—39.

Перфильев П. П. 1966. Москиты (семейство Phlebotomidae). Фауна СССР. Насекомые двукрылые. Т. 3, вып. 2. — М., Л.: Наука. — 383 с.

Поляк И. И. 1979. Метод анализа случайных процессов и полей в климатологии. — Л.: Гидрометеоиздат. — 255 с.

Предстоящие изменения климата / М. И. Будыко, Ю. А. Израэль, М. С. Маккракен, А. Д. Хект. 1991. — Л.: Гидрометеоиздат. — 272 с.

Разаков Ш. А. 2000. Эпидемическая ситуация по малярии в Узбекистане. — Мед. паразитол. и паразитарн. болезни. — № 2. — С. 32—34.

Разаков Ш. А., Шахгунова Г. Ш. 2001. Современная ситуация по малярии в республике Узбекистан. — Мед. паразитол. и паразитарн. болезни. — № 1. — С. 39—41.

Ранькова Э. Я. 2005. Климатическая изменчивость и изменения климата за период инструментальных наблюдений. — Диссертация в виде научного доклада на соиск. уч. степ. д-ра физ.-мат. наук. — М.: ИГКЭ. — 67 с.

Расницын С. П. 1998. Связь восприимчивости комаров к возбудителям малярии с таксономическим положением и географическим происхождением взаимодействующих организмов. — Паразитология. — Т. 32, № 6. — С. 495—500.

Расницын С. П., Званцов А. Б., Ясюкевич В. В. 1993. Влияние состояния репродуктивной системы самок комаров на их заражаемость возбудителем малярии. — Паразитология. — Т. 27, № 4. — С. 280—288.

Расницын С. П., Ясюкевич В. В., Званцов А. Б., Сорокин Н. Н., Степнов А. П. 1992. Создание лабораторной культуры Anopheles martinius Schingarev, 1926. — Мед. паразитол. и паразитарн. болезни. — № 1. — С. 17—18.

Рубцов А. И. 1956. Мошки (семейство Simuliidae). Фауна СССР. Насекомые двукрылые. — Т. 6, вып. 6. — М., Л.: Изд-во АН СССР. — 860 с.

Руководство по медицинской энтомологии. 1974 / Под ред. В. П. Дербеневой-Уховой. — М.: Медицина. — 360 с.

Семенов С. М. 2004. Парниковые газы и современный климат Земли. — М.: Издательский центр „Метеорология и гидрология". — 185 с.

Семенов С. М., Гельвер Е. С. 2001. Проблема пропусков в данных при мониторинге состояния окружающей среды. — Труды международной конференции „Математические и физические методы в экологии и мониторинге природной среды". — М.: Изд-во МГУ, с. 199—204.

Семенов С. М., Гельвер Е. С. 2002а. Изменение годового хода среднесуточной температуры воздуха на территории России в XX веке. — Докл. РАН. Сер. геофизика. — Т. 386, № 3. — С. 389—394.

Семенов С. М., Гельвер Е. С. 2002б. Синусоидальная аппроксимации годового хода среднесуточной температуры воздуха на территории России в XX веке. — Метеорология и гидрология. — № 11. — С. 25—30.

Семенов С. М., Гельвер Е. С., Ясюкевич В. В. 2002. Температурные условия для развития двух видов возбудителей малярии в организме переносчика на территории России в XX веке. — Докл. РАН. Сер. общая биология. — Т. 387, № 1. — С. 131—136.

Семенов С. М., Кухта Б. А., Гельвер Е. С. 2004. О нелинейности климатогенных изменений сроков фенологическиз явлений у древесных растений. — Докл. РАН. — Т. 396, № 3. — С. 427—429.

Семенов С. М., Ясюкевич В. В., Гельвер Е. С. 2006. Выявление климатогенных изменений. — М.: Издательский центр „Метеорология и гидрология". — 324 с.

Сергиев В. П., Баранова А. М., Арсеньева Л. П. 1992. Завоз малярии из Афганистана в СССР (Ретроспективный анализ материалов эпидемиологических обследований случаев и очагов за 1981—1990 гг.). — Мед. паразитол. и паразитарн. болезни. — № 3. — С. 15—18.

Соколова Н. Г. 1976. К истории ликвидации малярии в Архангельской области. — В кн.: Вопросы эпиднадзора в отношении малярии. — Л., с. 82—85.

Стегний В. Н. 1976. Выявление хромосомных рас малярийного комара Anopheles sacharovi. — Цитология. — Т. 18, № 8. — С. 1039—1040.

Стегний В. Н. 1979. Репродуктивные взаимоотношения малярийных комаров комплекса Anopheles maculipennis. — Зоол. журн. — Т. 59, № 10. — С. 1469—1475.

Стегний В. Н. 1980. Генетические основы эволюции малярийных комаров Anopheles комплекса maculipennis (Diptera, Culicidae). Часть I. Хромосомные и филогенетические связи. — Зоол. журн. — Т. 60, № 1. — С. 69—77.

Численность населения Российской Федерации по городам, поселкам городского типа и районам на 1 января 2001 г. 2001. — М., Госкомстат России.— 193 с.

Штакельберг А. А. 1937. Кровососущие комары Палеарктики. — М., Л.: Изд-во АН СССР. — 258 с.

Ясюкевич В. В. 1991. Возможность различать личинки видов-двойников Anopheles sacharovi Favre, 1903 и Anopheles martinius Schingarev, 1926. — Мед. паразитол. и паразитарн. болезни. — № 1. — С. 8—10.

Ясюкевич В. В. 1999. О возможности диагностики видов-двойников комплекса Anopheles maculipennis (Diptera, Culicidae) по личинкам. — Мед паразитол. и паразитарн. болезни. — № 3. — С. 46—48.

Ясюкевич В. В. 2000. Окраска головной капсулы личинок Anopheles (Diptera, Culicidae) и использование этого признака для диагностики видов. — Мед. паразитол. и паразитарн. болезни. — № 2. — С. 45—47.

Ясюкевич В. В. 2001. О возможности использования окраски головной капсулы личинок в систематике малярийных комаров (Anopheles, Diptera, Culicidae). — Мед. паразитол. и паразитарн. болезни. —№ 1. —С. 48—50.

Ясюкевич В. В. 2002. Малярия в России и ее ближайшем географическом окружении: анализ ситуации в связи с предполагаемым изменением климата. — В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XVIII. — СПб.: Гидрометеоиздат, с. 142—157.

Ясюкевич В. В. 2003. Влияние изменения климата на распространение малярии на территории Российской Федерации. — Мед. паразитол. и паразитарн. болезни. — № 4. — С. 27—33.

Ясюкевич В. В. 2004. Прогноз распространения малярии на территории России в первой четверти XXI века. — Мед. паразитол. и паразитарн. болезни. — № 2. — С. 31—33.

Ясюкевич В. В., Гельвер Е. С. 2003а. Потенциальный ареал малярии на территории России, определяемый фактором температуры: современные изменения. — В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XIX. — СПб.: Гидрометеоиздат, с. 217—236.

Ясюкевич В. В., Гельвер Е. С. 2003б. Возможные климатогенные изменения ареала малярии на территории России. — Тез. докл. на Всемирной конференции по изменению климата. Москва, 29 сентября — 3 октября 2003 г., с. 564.

Ясюкевич В. В., Званцов А. Б. 1999. Влияние антигормонов на восприимчивость комаров Anopheles sacharovi Favre к возбудителю малярии Plasmodium gallinaceum Brumpt. — Мед. паразитол. и паразитарн. болезни. — № 2. — С. 46—48.

Ясюкевич В. В., Семенов С. М. 2004. Моделирование климатогенных изменений потенциального ареала малярии человека на территории России и сопредельных стран. — В кн.: Изменение климата и здоровье России в XXI веке. Сб. материалов международного семинара (5—6 апреля 2004 г.) / Под ред. Н. Ф. Измерова, Б. А. Ревича, Э. И. Коренберга. — М.: Издательское товарищество „АдамантЪ", с. 147—153.

Climate Change 1995. 1996a. The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change. (Houghton J. T., et al., editors). — Cambridge University Press. — 572 p.

Climate Change 1995. 1996b. Impacts, Adaptations and Mitigation of Climate Change. Scientific and Technical Analysis. Contribution of Working Group II to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change. (Watson., et al., editors). — Cambridge University Press. — 879 p.

Climate Change 2001. 2001a. The scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change. (Houghton J. T., et al., editors). — Cambridge University Press, Wrong year for SAR WG2. — 881 p.

Climate Change 2001. 2001b. Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change. (McCarthy J. J., et al., editors). Cambridge University Press. — 1032 p.

Climate Change 2001. 2001c. Synthesis Report. A Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. (Watson R. T. and the Core Writing Team, editors). — WMO, UNEP. — 397 p.

Detinova T. S., Beklemishev V. N., Bertram D. S. 1962. Age grouping method in diptera of medical importans (WHO Monogr. 47). — Geneva: WHO.

Geographical distribution of arthropod-borne diseases and their principal vectors. 1989. (WHO/VBC/ 89.967). — Geneva. — 134 p.

Hansen J., Lebedeff S. 1987. Global surface temperature: update through 1987. — Geophys. Res. Lett. — N 15. — P. 323—326.

Hansen J., Ruedy R., Glascoe J., Dato M. 1999. GISS analysis of surface temperature change. — J. Geophys. Res. 104(D24). — P. 30997—31022.

Jones P. D., New M., Parker D. E., Martin S., Rigor I. G. 1999. Surface air temperature and its changes over past 150 years. — Rev. Geophys. — N 37. — P. 173—199.

Jones P. D., Osborn T. J., Briffa K. R., Folland C. K., Horton E. V., Alexander L. V., Parker D. E., Rayner R. A. 2002. Adjusting for sampling density in grid-box land and ocean surface temperature time series. — J. Geophys. Res. — V. 106. — P. 3371—3380.

Lieshout van M., Kovats R. S., Livermore M. T. J., Martens P. 2004. Climate change and malaria: analysis of the SRES climate and socio-economic scenarios. — Global Environmental Change 14. — P. 87—99.

Martens P., Kovats R. S., Nijhof S., de Vries P., Livermore M. T. J., Bradley D. J., Cox J., McMichael A. J. 1999. Climate change and future populations at risk of malaria. — Global Environmental Change 9. — P. 89—107.

Peterson T. S., Vose R. S. 1997. An overview of the global historical climatology network temperature data base. — Bull. Amer. Met. Soc. — V. 78. — P. 2837—2849.

Peterson T. S., Gallo K. P., Livermore J., Owen T. W., Huang A., McKittrick D. A. 1999. Global rural temperature trends. — Geophys. Res. Lett. — V. 26. — P. 329—332.

Semenov S. M., Gelver E. S., Koukhta A. E., Koukhta B. A., Yasukevich V. V. 2005. Climate change in Russia and neighbouring countries at the end of XX century and some ecological consequences. — International conference climate change: Impacts and responses in central and eastern European countries. 5—8 November, 2005. Pecs, Hungary. Abstracts. P. 8.

WMO statement on the status of the global climate in 1999. 1999. World Meteorological Organization. N 913.

ВЛИЯНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ АРЕАЛА КОЛОРАДСКОГО ЖУКА *(LEPTINOTARSA DECEMLINEATA* SAY*)*

В. В. Ясюкевич[1], Е. Н. Попова[2], Е. С. Гельвер[1], Л. Е. Ривкин[1]

[1] РФ, 107258, Москва, ул. Глебовская, д. 20Б, Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН, victor_pemme@comcor.ru
[2] РФ, 109017, Москва, Старомонетный пер., 29, Институт географии РАН

Реферат. Представлена история формирования ареала важнейшего вредителя картофеля — колорадского жука, дан обзор влияния климатических факторов на его развитие и приведены результаты моделирования его потенциального ареала на территории стран СНГ и Балтии. Показано, что потенциальный ареал наилучшим образом описывается следующим критерием: изотерма среднегодовой температуры 0 °С ограничивает ареал в северном и восточном направлениях, а изотерма среднемесячной температуры июля 27 °С — в южном. Условия же увлажнения и наличия кормовой базы на рассматриваемой территории лимитирующими не являются. Сделан вывод о том, что колорадский жук заселил практически все доступные для него по климатическим параметрам территории. Дальнейшее расширение ареала и укоренение вредителя возможно лишь в Приморском крае и южной части Хабаровского края, на крайнем юге Камчатки, и Южном Сахалине, что составляет небольшую часть от уже заселенной им территории.

Ключевые слова. Колорадский жук, формирование ареала, кормовые растения, модельные константы, моделирование ареала, изменение климата.

INFLUENCE OF CLIMATIC FACTORS ON THE FORMATION OF THE COLORADO BEETLE RANGE *(LEPTINOTARSA DECEMLINEATA* SAY*)*

V. V. Yasukevich[1], E. N. Popova[2], E. S. Gelver[1], L. E. Rivkin[1]

[1] Institute of Global Climate and Ecology of Rosgydromet and RAS, 20B Glebovskaya str., 107258, Moscow, Russia, victor_pemme@comcor.ru
[2] Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Staromonetny, 29, 100017, Moscow, Russia

Abstract. A history of the range formation for an important potato pest the Colorado beetle is presented. An overview of climatic drivers of its development and results of modeling of its potential range over CIS and Baltic countries are given. It was shown that the potential range is determined by the following criterion: 0 °C isotherm

of annual mean air temperature bounds the range in the north and the east, while 27 °C isotherm for July mean temperature bounds it in the south. On the contrary, moisture and feed conditions are not limiting factors over the study area. Thus, the Colorado beetle has expanded almost over the whole area having suitable climatic conditions. Further expansion of the range and establishment of the pest are possible only in the Primorskiy krai, in the southern part of the Khabarovskiy krai, in the northern part of Kamchatka Peninsula, and on Sakhalin Island. The total area of potential additions is much less than the area of the current range.

Keywords. Colorado beetle, formation of range, feed plants, model constants, modeling of range, climate change.

Введение

Колорадский жук являет собой один из сравнительно редких примеров живого организма, формирование ареала которого, да и само становление в качестве вредителя происходили непосредственно на глазах человека, в последние полторы сотни лет. За это время колорадский жук стал опаснейшим вредителем картофеля и некоторых других, важных в продовольственном отношении, пасленовых. В связи с этим необходимо было ответить на весьма важный вопрос, достиг ли колорадский жук климатически обусловленной границы ареала на территории стран СНГ или распространение его будет продолжаться, а также оценить влияние изменения климата, выявленного в течение XX века, на ареал колорадского жука. Для этого, прежде всего, была составлена историческая справка о формировании ареала вредителя, проведены обобщение и анализ климатических констант, определяющих его развитие. Затем на основе массива суточных метеоданных и выбранных констант проведены моделирование потенциального ареала колорадского жука и его верификация, что позволило получить представление о масштабах изменения ареала, вызванных изменением климата, и климатически обусловленной его границе.

Материалы и методы

Разделы о формировании ареала колорадского жука и влиянии климатических факторов на развитие вредителя написаны с использованием литературных данных. Это послужило основой для выделения параметров модели. При моделировании ареала в качестве исходной метеорологической информации используются ряды среднесуточных значений данных измерений температуры воздуха, полученных на сети 223 метеорологических станций международ-

ного обмена, передающих телеграммы СИНОП и расположенных на территории России и соседних стран (территория бывшего СССР). Такие ряды для всего периода наблюдений (до 1995 г. включительно) были депонированы в 2001 г. Всероссийским институтом гидрометеорологической информации — Мировым центром данных (ВНИИГМИ—МЦД Росгидромета) в сети INTERNET для свободного использования (http://www.meteo.ru). Результаты изменений климата и методика их выделения представлены в следующих работах: Гельвер (2002а, 2002б); Семенов, Гельвер (2001, 2002а, 2002б); Семенов и др. (2006); см. также статью Ясюкевича, Гельвер в настоящем сборнике.

Результаты и обсуждение

Становление ареала колорадского жука и его состояние в настоящее время

В 1824 г. американским энтомологом Томасом Сейем был описан листоед *Chrysomela decemlineata* Say, 1824. Находки, которые привели к описанию нового вида, были сделаны в штатах Миссури и Канзас. Представление о внешнем виде листоеда и особенностях морфологии дает рис. 1. В 1865 г. шведский энтомолог Шталь отнес его к роду *Leptinotarsa*, который в настоящее время включает в себя 48 видов. Кормовыми растениями колорадского жука служили дикорастущие пасленовые *Solanum rostratum, S. cornutum, S. carolinense*. Центром происхождения этого и ряда близких видов считаются засушливые северные районы Мексики и восточные склоны Скалистых гор. В начале XIX века в этом районе интенсифицировалась хозяйственная деятельность, повысилась миграционная активность населения, вследствие чего кормовые растения и живущие на них листоеды были завезены в новые местности, где успешно акклиматизировались. Однако пока численность популяций *Leptinotarsa decemlineata* и близких видов была невелика, и хозяйственного значения ни один из них не имел (Колорадский картофельный жук..., 1981).

На Североамериканский континент чилийский культурный картофель был завезен еще в 1719 г., но распространение этой культуры по Америке началось только в XIX веке, и мест обитания листоеда *Leptinotarsa decemlineata* картофель достиг к 40-м годам. Первые значительные повреждения картофеля были зарегистрированы в 1855 г. в штате Небраска. Но большой экономический ущерб посадкам картофеля был отмечен в 1859 г. в штате Колорадо. Из этого штата началось бурное расселение вредителя, получившего с этого времени название колорадского картофельного жука (Colorado potato beetle).

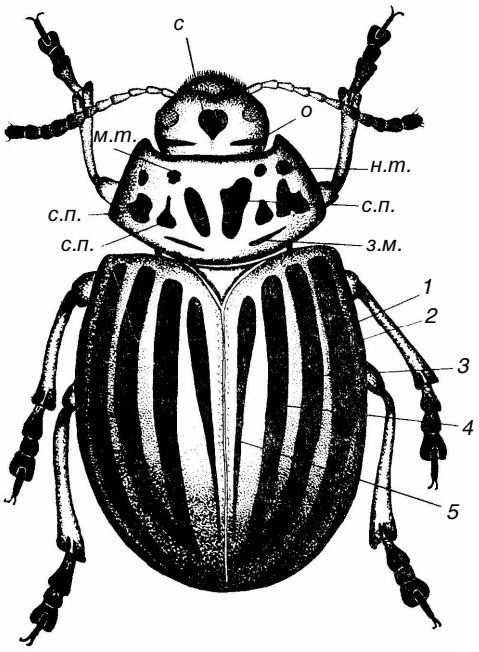


Рис. 1. Внешний вид и особенности морфологии колорадского жука (по работе Tower, 1906).

Голова: *с* — срединное пятно; *о* — овальное пятно.

Грудь: *н.т.* — наружные тергалии; *м.т.* — медиальные тергалии; *с.п.* — срединные пятна; *з.м.* — задние медианы.

Надкрылья: *1* — базальная полоска, *2* — проксимальная, *3* — медиальная, *4* — дистальная, *5* — маргинальная.

В период 1859—1862 гг. колорадский жук двигался по долине р. Миссисипи. В 1870 г. он был замечен в штатах Пенсильвания и Нью-Йорк. К 1874 г. жук заселил побережье Атлантического океана от Коннектикута до Вирджинии. В 1880 г. около 90 % площади, занимаемой в США культурой картофеля, было заселено вредителем (рис. 2). Интересно отметить, что жук двигался в восточном направлении существенно быстрее, чем в западном. Так, побережья Мексиканского залива он достиг к 1900 г., заселение южной части Канады происходило с 1870 по 1901 г., а до Британской Колумбии он добрался к 1919 г. (Колорадский картофельный жук..., 1981).

С 1876 г. единичные жуки обнаруживались в портах Англии, Германии и Голландии. Впоследствии отдельные очаги размножения колорадского жука обнаруживались на территории Англии, Германии, Голландии и Польши. Во всех случаях очаги были уничтожены. Первый незамеченный очаг на Европейском континенте появился во Франции, на западном побережье в окрестностях порта Бордо. Предполагается, что туда колорадский жук был завезен американскими судами в 1916—1918 гг. и затем начал беспрепятственно расселяться. Выявлен он был лишь в 1922 г., когда его ареал занимал уже сотни квадратных километров. Ликвидировать вредителя не удалось. К 1938 г. вся территория Франции была заражена вредителем, были заселены также территории Швейцарии и Голландии. В Германии с 1936 по 1943 г. колорадский жук про-

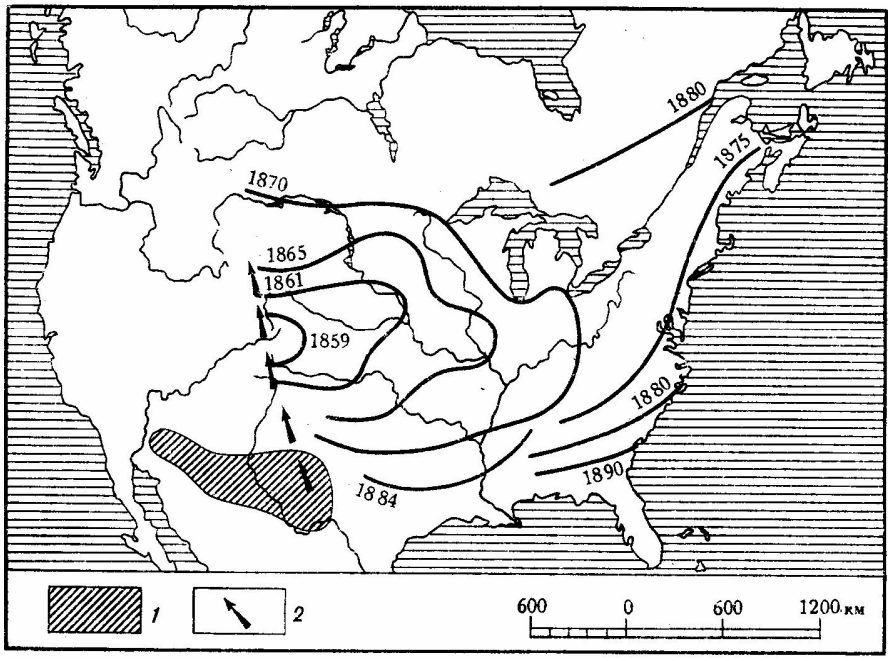


Рис. 2. Исходный ареал колорадского жука и его расселение по Североамериканскому континенту (по Trouvelot, 1936).

двинулся на восток на 400 км, а только за 1944 г. — на 200 км и за 1945 г. — на 300 км. Такое быстрое продвижение является, несомненно, следствием боевых действий во время Второй мировой войны. До 1938 г. восточная граница ареала колорадского жука в Европе проходила по бассейну Рейна, после 1938 г. она передвинулась до Везера, а за годы войны достигла Одера. Период 1948—1950 гг. характеризовался массовым проникновением жука в Чехословакию. В 1947 г. жук проник в Польшу, а в 1950 г. — заселил большую часть территории этой страны.

К середине 60-х годов колорадский жук появился и обосновался в Дании, Греции, Болгарии, Турции, Сирии. Отдельные очаги размножения жука неоднократно находили в Финляндии, Швеции, Ирландии, Норвегии и Великобритании (рис. 3) (Колорадский картофельный жук..., 1981).

На территории бывшего СССР колорадский жук впервые появился в 1949 г. во Львовской области УССР, где его очаги были быстро уничтожены. С 1953 г. жук стал перелетать по воздуху из Польши в Калининградскую область РСФСР, а в 1954—1955 гг. выбрасывался там в большом количестве волнами на морское побережье. В 1956 г. отдельные особи и очаги размножения обнаружи-

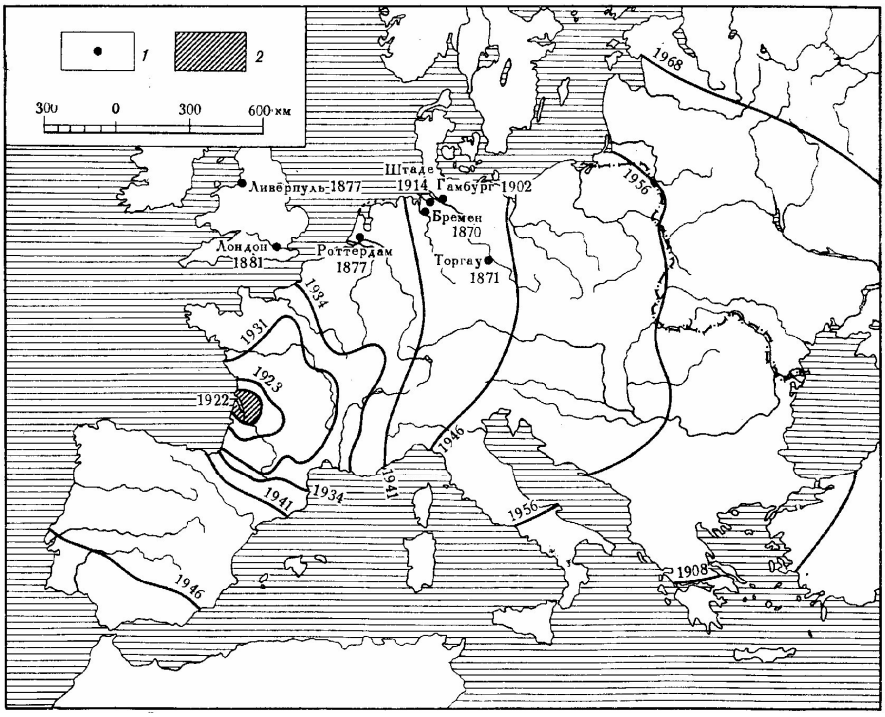


Рис. 3. Появление и распространение колорадского жука в Европе (по работам Богданов-Катьков, 1947); Чигарев, 1967).

1 — единичные появления в портах и на посадках картофеля; *2* — первый большой очаг, давший начало распространению вредителя в Европе.

вались в Литовской ССР, Гродненской и Брестской областях БССР, в Закарпатской области УССР. В Латвийской ССР жук впервые был обнаружен в 1958 г.

До 1958 г. очаги на территории бывшего СССР были малочисленны, носили изолированный характер и эффективно уничтожались. Однако к этому времени зона сплошного заражения вредителем подошла вплотную к западной границе СССР. В 1958 г. произошло массовое проникновение колорадского жука на территорию СССР на всем протяжении границы от Карпат до Балтики.

К осени 1960 г. жук был обнаружен полосой вдоль всей западной границы СССР, от Балтийского моря до Черного. Ширина этой полосы составляла от 550 км (на территории БССР) до 1500 км (на территории УССР). Закарпатская, Волынская и Львовская области УССР к 1960 г. стали зонами сплошного заражения вредителем. Впервые были обнаружены очаги на территории Минской и Гомельской областей БССР, Хмельницкой, Тернопольской, Черно-

вицкой, Житомирской и Одесской областей УССР, Молдавской ССР. Во второй половине 60-х годов колорадский жук появился в западных районах РСФСР (Брянская и Смоленская области) и в течение последующих 10 лет расселился на территории всех картофелеводческих районов европейской части СССР. Распространение жука особенно интенсивно происходило в жарком 1975 г., когда заселенная вредителем площадь составила 5,35 млн. га. К 1980 г. отдельные его очаги были обнаружены в республиках Закавказья, в Уральской, Гурьевской и Актюбинской областях Казахстана, Челябинской, Кемеровской и Новосибирской областях РСФСР (рис. 4) (Колорадский картофельный жук..., 1981).

В первые пять лет после появления очагов колорадского жука на территории СССР скорость продвижения вредителя на восток была

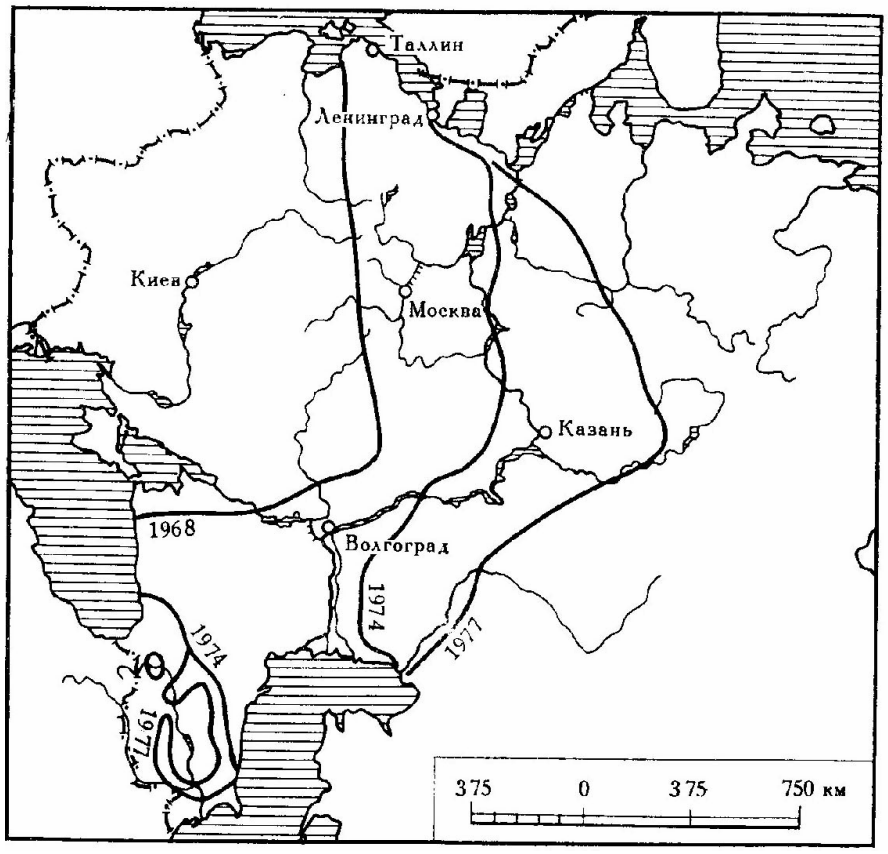


Рис. 4. Распространение колорадского жука к концу 70-х годов XX века в СССР (по работе Колорадский картофельный жук..., 1981).

сравнительно небольшой и составляла 45—75 км в год, причем в Белоруссии она была больше, чем на Украине, расположенной южнее. После 1962—1965 гг. положение изменилось, и к 1968 г. скорость распространения жука на Украине возросла до 120 км в год, в северных районах Белоруссии она составляла 105 км в год, а в республиках Прибалтики не превышала 40 км в год. Дальнейшее ускорение распространения вредителя наблюдалось в 1969—1977 гг., когда в северо-восточном направлении скорость его продвижения увеличилась до 78 км в год; в климатической зоне, расположенной между 50 и 56° с. ш., она составляла 130 км в год, а на юге европейской части СССР местами достигала 174 км в год.

Разумеется, численность и вредоносность колорадского жука в этом обширном ареале неодинакова. Ареал подразделяется на три экономические зоны, которые различаются по интенсивности размножения и вредоносности жука. К началу 80-х годов XX века на территории СССР сложилась следующая картина его расселения (Колорадский картофельный жук..., 1981).

Зона 1 характеризовалась неблагоприятными условиями для развития жука (средняя температура за период развития ниже 16,5 °С). В эту зону входят Эстонская ССР, южные районы Мурманской, Архангельской, Ленинградской, Вологодской областей, Коми АССР, Карельской АССР, северные районы Пермской и Калининской областей. В этой зоне в большинстве случаев полный цикл развития вредителя не завершается. Экономический ущерб невелик.

Зона 2 характеризовалась относительно благоприятными условиями для развития колорадского жука (средняя температура за период развития от 16,5 до 20 °С). В эту зону входили территории Литовской и Латвийской ССР, Витебской и Могилевской областей БССР, Калининградской, Новгородской, Псковской, Владимирской, Ивановской, южной части Калининской, Московской, Рязанской, Смоленской, Тульской, Ярославской, Горьковской, южной части Кировской, Липецкой, Ульяновской областей, Марийской, Мордовской, Чувашской и Татарской АССР. В этой зоне вредитель развивается, как правило, в одном поколении. На севере зоны численность вредителя, как и наносимый им вред, невелики. На юге же при отсутствии борьбы (т. е. мероприятий по истреблению) значительная численность вредителя отмечается почти ежегодно, велик и причиняемый им ущерб хозяйству.

Зона 3 характеризовалась наиболее благоприятными условиями для развития колорадского жука. В нее входили Украина, Молдавия, южная часть Белоруссии; в РСФСР: Орловская, Белгородская, Воронежская, Курская, Тамбовская, Астраханская, Волгоградская, Куйбышевская, Пензенская, Саратовская, Ростовская области, Краснодарский и Ставропольский края, Калмыцкая, Дагестанская,

Кабардино-Балкарская, Северо-Осетинская АССР, Грузинская, Армянская, Азербайджанская ССР, Гурьевская и Уральская области Казахстана. В ряде районов вредитель пока расселился на ограниченной площади: на территории Грузии, Армении, Азербайджана, Куйбышевской и Саратовской областей РСФСР, Гурьевской и Уральской областей Казахстана. На юге этой зоны развивается ежегодно два поколения вредителя, а в отдельных районах — три. Хозяйственный ущерб значителен.

За последующие 10 лет колорадский жук продолжил свое распространение по территории нашей страны, прежде всего, в восточном направлении. Северных и южных границ распространения вредитель достиг в основном в прежние годы. В этих направлениях наблюдаются лишь небольшие изменения ареала. В частности, отмечено появление жука в южной части Тюменской области. Все территории Российской Федерации к югу от Псковской, южной части Тверской, Ивановской областей, а также Татарской АССР включительно стали зонами массового размножения жука. Его вредоносность там велика, ущерб хозяйству причиняется регулярно. В восточном направлении ареал колорадского жука расширился значительно. В него вошли Челябинская и Оренбургская области, сразу ставшие зонами массового размножения вредителя, а также Омская и Новосибирская области и Алтайский край (возникли отдельные очаги размножения вредителя). Куйбышевская и Саратовская области также стали зонами массового размножения вредителя (рис. 5). Такие быстрые изменения отражают не только закономерное расширение ареала колорадского жука, но и ослабление контрольных и истребительных мероприятий, связанное с ухудшением экономического положения России в те годы. Ситуация осложняется еще и тем, что на Европейском континенте отсутствуют естественные враги колорадского жука, а попытка их акклиматизации не принесла успеха (Колорадский картофельный жук..., 1981).

В последующие годы этот вредитель значительно продвинулся далее на север и распространился в ряде районов, где его акклиматизация ранее считалась невозможной. Это юг Карелии, Архангельской области, Республики Коми (до 62—63° с. ш.) и вся территория Ленинградской области (Колорадский картофельный жук..., 1981). В Ленинградской области широкое распространение вредителя произошло в 1998 г. в результате его массовых миграций из Псковской и Новгородской областей (Фасулати, 2002а, б; 2004). В Псковской и Новгородской областях в последние годы проявилась выраженная тенденция к смыканию границ очагов вредителя и его сплошному распространению (Калинина, Николаева, 2004).

К началу XXI века ареал вредителя еще несколько расширился на восток (рис. 6). Некоторые различия ареалов на рис. 5 и 6 объясняются тем, что, согласно данным, предоставленным начальником

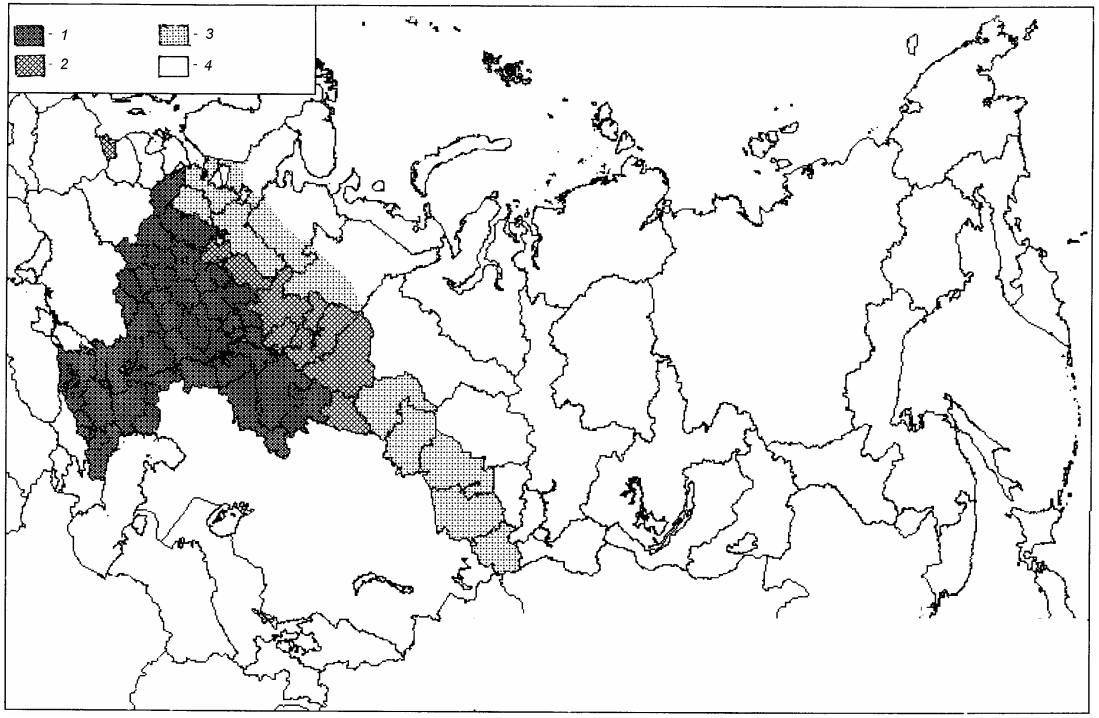


Рис. 5. Распространение колорадского жука к концу 80-х годов XX века в СССР.

1 — зона массового размножения, *2* — зона частичного размножения, *3* — зона очагового размножения, *4* — вредитель не зарегистрирован.

Карта составлена по материалам, любезно предоставленным начальником Российской лаборатории диагностики и прогнозов появления и развития вредителей и болезней растений Минсельхозпрода России В. И. Черкашиным.

Российской лаборатории диагностики и прогнозов появления и развития вредителей и болезней растений Минсельхозпрода России В. И. Черкашиным, на рис. 5 определенный статус заселенности жуком в большинстве случаев присваивался всей области целиком. Кроме того, данные по странам СНГ в этом материале отсутствуют. Сравнивая рис. 4—6, можно заметить, что к началу XXI века скорость расширения ареала на восток существенно снизилась. Возможно, это связано с тем, что колорадский жук достиг климатически обусловленной границы ареала. Для того чтобы внести ясность в этот вопрос, в следующем разделе будут рассмотрены климатические факторы, влияющие на развитие колорадского жука.

Климатические факторы, оказывающие влияние на развитие и распространение колорадского жука

Температурная зона, в рамках которой может протекать активная жизнедеятельность этого вида (витальная зона), приблизительно ограничивается значениями 10 °С (нижний порог) и 40 °С (верхний порог). Внутри этих пределов пороговые значения температуры и оптимальные режимы для разных стадий развития колорадского жука неодинаковы (Ушатинская, Йирковский, 1976).

Принято считать, что нижним порогом для развития яиц, как и для всех других стадий колорадского жука является температура 11,5 °С (Alfaro, 1949). Однако ряд авторов (Busnel, 1939; Mayne, Breny, 1947, 1949; Wilde 1950; Финаков, 1956; Kittlaus, 1961) отмечают, что развитие яиц при пороговой температуре может происходить, но для завершения эмбриогенеза и отрождения личинок необходима температура не ниже 14—15 °С. Оптимум для эмбрионального развития яиц колорадского жука расположен в температурной зоне от 20 до 33 °С (Grison, 1947; Trouvelot, Grison, 1948; Wilde, 1950; Финаков, 1956). При температуре ниже 20 °С развитие зародыша сильно замедляется на поздних этапах, а при температуре 35 °С и выше яйца погибают на ранних этапах эмбриогенеза (Тилавов, 1968, 1969). По данным Н. И. Горышина (1958), при температуре 18—30 °С для полного развития яиц колорадского жука требуется сумма эффективных температур (исходя из порога развития 11,5 °С), равная 70 °С · сут. Сумма эффективных температур, как показал В. Н. Журавлев (1960, 1961), не является величиной постоянной и изменяется в зависимости от того, при каком основном температурном режиме проходило развитие колорадского жука. Скорость личиночного развития зависит от температуры и влажности среды, от качества и количества корма, от длины дня. По данным de Wilde (1950), нижний температурный порог эмбрионального развития составляет около 12—13 °С, нижний порог развития

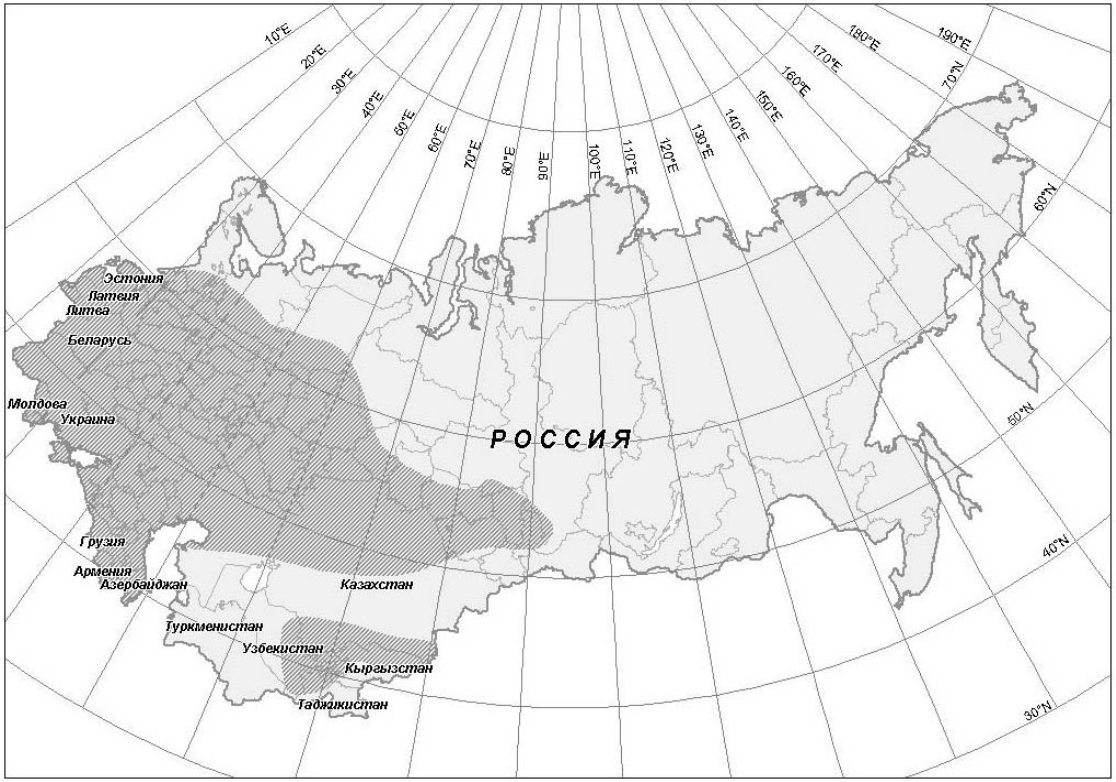


Рис. 6. Распространение колорадского жука к началу XXI века на территории стран СНГ. Карта составлена по материалам Афонина и др. (2006).

личинок — около 17 °С. Верхний температурный порог развития личинки, согласно наблюдениям (Chittenden, 1907), находится около 37—38 °С.

В Калининградской области выход перезимовавшего колорадского жука из почвы при умеренном увлажнении начинается после прогрева ее до температуры 10 °С и максимальной температуре воздуха 18 °С и выше (Журавлев, 1964). Развитие вредителя происходит при среднесуточной температуре 15—16 °С, и для его полного завершения необходимо не менее 64 дней (Журавлев, 1993).

Развитие предкуколок и куколок наиболее благополучно протекает при 22—24 °С (Jermy, 1951; Thiem, 1954). При понижении температуры за нижний порог витальной зоны скорость биологических процессов замедляется, нормальный ход развития нарушается, возникают разного рода патологии и жизнеспособность организма падает. При температуре около 1—2 °С у жуков наступает холодовое оцепенение.

Нормальная яйцекладка нарушается при температуре выше 36 °С и ниже 12 °С; питание жуков и личинок прекращается при температуре выше 37° и ниже 12° (Grison, 1950, 1957a, b). При 15—17 °С яйцекладка еще замедлена. С повышением температуры интенсивность ее возрастает, и наибольшее количество откладываемых яиц наблюдается при 25 °С. По наблюдениям В. К. Финакова (1956), для яйцекладки оптимальны среднесуточные температуры от 17 до 24 °С при относительной влажности воздуха 60—75 %. По данным В. Н. Журавлева (1964), начало откладки яиц отмечается через 8—11 дней со среднесуточной температурой не ниже 14 °С в день при максимальной температуре выше 23 °С. Среднесуточная температура ниже 14 °С и выше 26—27 °С при влажности воздуха ниже 45 % и выше 80 % для яйцекладки неблагоприятна (Венгорек, 1958; Ларченко, 1955, 1958; Журавлев, 1960, 1964).

Из обобщения литературных данных следует, что нормальный эмбриогенез этого вида происходит в интервале температур от 17 до 33 °С при оптимуме между 22 и 25 °С и относительной влажности воздуха 70—75 % (Ушатинская, Йирковский, 1976; Слобожанина, 2004).

В период зимнего покоя жуки выдерживают некоторое время охлаждение до −6...−7 °С. Небольшие морозы (−2...−3 °С) зимующие жуки выдерживают в течение нескольких недель (Ушатинская, Йирковский, 1976).

Значительно более чувствительны к холоду личинки колорадского жука. Сразу после отрождения до первого питания точка их максимального переохлаждения достигает −10...−13 °С. С началом питания она повышается, и в среднем личинки всех возрастов как

первой, так и второй генерации погибают при температуре между −5 и −6 °С. У предкуколок и куколок точка максимального переохлаждения и точка замерзания лежит между −5 и −7 °С. В период активной жизнедеятельности жуков обеих генераций независимо от пола и физиологического состояния замерзание начинается при температуре ниже −5...−7 °С. Во время зимней диапаузы точка максимального переохлаждения жуков понижается до −9 °С. Окончание диапаузы отмечается хорошо выраженным подъемом точки переохлаждения (до −5 °С). Во время олигопаузы, в состоянии которой жуки проводят морозную часть зимы, замерзание наступает между −8...−9 °С. К третьей декаде марта олигопауза заканчивается и начинается весенний восстановительный период, во время которого средняя точка переохлаждения поднимается до −7...−8 °С. На этом уровне она удерживается до весеннего пробуждения и выхода перезимовавших жуков на поверхность почвы.

Зимующие жуки лишь кратковременно выдерживают переохлаждение до температуры −6...−7 °С и не выдерживают замерзания. Однако в почве под защитой снежного покрова, на той ее глубине, где зимует основная масса жуков, такое охлаждение достигается редко. Поэтому, несмотря на сравнительно высокую зимнюю смертность (в среднем около 50 %), низкая температура зимнего периода не может служить серьезным препятствием к расширению ареала колорадского жука (Ушатинская, Йирковский, 1976; Журавлев, 1993). Тем не менее в отдельные годы сильные морозы (до −40... −45 °С) и промерзание почвы до 135 см приводили к гибели жуков в Нижегородской области. Резкие летние похолодания (до 6—10 °С) приводили к уходу имаго в почву, приостановке откладки яиц и массовой гибели личинок (Лукьянова, 2000). По данным других авторов, для колорадского жука губительно охлаждение почвы в зимний период до −5 °С на глубине 20 см (Колорадский картофельный жук..., 1981).

Фотопериодизм также оказывает влияние на развитие этого жука. Яйца откладываются только при длине светового дня 15—16 ч в сутки (Горышин, 1958; Wegorek, 1959).

Для полного развития одного поколения вредителя от яйца до молодого жука требуется определенное количество тепла, называемое суммой эффективных температур. Она включает количество градусов выше порога развития, или биологического нуля, и определяется по формуле

$$C = (T - t_0) \cdot Д,$$

где C — видоспецифичная константа, T — температура окружающей среды, t_0 — нижний температурный порог развития вида, Д — число дней.

По расчетам А. Альфаро (Alfaro, 1943), принявшего за нижний порог развития колорадского жука значение 11,5 °С, сумма эффективных температур для развития одной генерации колорадского жука составляет 335,5 °С · сут. Согласно К. И. Ларченко (1958), на прохождение колорадским жуком стадии яйца требуется 50 °С · сут, личинки I возраста 35 °С · сут, личинки II возраста 35 °С · сут, III возраста 40 °С · сут, IV возраста 70 °С · сут. Для развития предкуколки и куколки необходимо 100 °С · сут. Таким образом, получаем 320 °С · сут, к которым следует добавить 35—45 °С · сут на период от появления молодых жуков до начала ими яйцекладки. В опытах В. Венгорека (Wegorek, 1959) для развития одной полной генерации колорадского жука требовалась сумма эффективных температур около 390 °С · сут, т. е. на 45 °С · сут больше, чем это было показано А. Альфаро (Alfaro, 1949) и К. И. Ларченко (1958).

О термических потребностях колорадского жука можно судить также на основании изотерм, в пределах которых лежит его ареал в Северной Америке, который можно считать установившимся. По данным Б. Трувло (Trouvelot, 1936), границы ареала колорадского жука на севере Америки определяются изотермой среднегодовых температур 0 °С, а на юге — изотермой 20 °С или же изотермой среднемесячной температуры января −14 °С на севере и изотермой среднемесячной температуры июля 27 °С на юге. В условиях климата Северной Америки колорадский жук наиболее многочислен в зоне, границей которой на севере являются изотермы среднемесячной температуры января от −7 до −2 °С, а на юге — изотермы среднемесячной температуры июля от 18 до 22 °С. По данным других авторов, северная граница ареала вредителя совпадает с изотермой среднемесячной температуры января −10 °С, а южная — с изотермой среднемесячной температуры июля 27 °С (Chittenden, 1907; Gibson et al., 1925; Mail, Salt, 1933; Strickland, 1937). Де Вильде (Wilde, 1950, 1969) считает, что климатическая зона распространения колорадского жука в Северном полушарии не выходит за пределы изотерм среднегодовых температур 7 и 20 °С.

Согласно этим данным, развитие колорадского жука возможно на всей территории европейской части бывшего СССР, расположенной между 42 и 61° с. ш. Вся Европа, в том числе и европейская часть бывшего СССР (за исключением территорий, находящихся за 61° с. ш.), почти полностью расположена между указанными выше изотермами. Следовательно, развитие колорадского жука теоретически возможно на всей территории Европы. Исключения составляют районы, где наряду с низкими зимними температурами (порядка −35...−40 °С и ниже) глубина снежного покрова не превышает 30 см, или же районы, где температура почвы в зимний период

на глубине залегания основной массы зимующих имаго опускается ниже −2…−3 °С и удерживается на этом уровне длительный период.

По мнению В. Венгорека (Wegorek, 1959), Великобритания свободна от колорадского жука в основном из-за особых условий климата, и прежде всего холодного и влажного лета, которое не благоприятствует размножению и развитию этого насекомого и препятствует его расселению по стране. Тем не менее наблюдающиеся очаги вредителя с разными стадиями развития свидетельствуют о возможности его акклиматизации в Англии (Колорадский картофельный жук..., 1981).

По прогнозу (Будин, Власова, 1977; Власова, 1978) зоны возможной акклиматизации колорадского жука в Сибири, в основу которого положена продолжительность периода со среднесуточной температурой воздуха выше 15 °С в течение не менее 60 дней, необходимых для развития одной генерации жука, и средняя температура почвы на глубине 20 см в самом холодном месяце зимы не ниже −8 °С, граница возможного ареала колорадского жука проходит по линии: Верхотурье — Тобольск — Тара — Пономаревка — Нарым — Ярцево — западнее Усть-Илимска — Братск — Иркутск и далее от Байкала поворачивает на запад, огибая горную систему Южной Сибири до пересечения с государственной границей. Колорадский жук, по-видимому, не сможет прижиться в северной половине Западной Сибири, в Восточной Сибири и на большей части Дальнего Востока. Согласно сделанному прогнозу, в республиках Закавказья и на поливных землях Средней Азии, в зависимости от высоты над уровнем моря, колорадский жук сможет размножаться в 1—3 генерациях за сезон. Как стало известно сейчас (Афонин и др., 2006), этот прогноз в части распространения жука на восток не оправдался.

По мнению В. Н. Журавлева (1993), влияние колорадского жука как вредителя не может иметь экономического значения в географических районах севернее 58° с. ш., так как чтобы обосноваться на новой территории, необходимо дать потомство, а для этого требуется определенное число дней с температурой выше 17 °С. В зоне севернее 58° с. ш. (в Ленинградской, Вологодской областях, Коми и Карелии) период с такими температурами невелик, и развитие вредителя не успевает закончиться до похолодания. Основной причиной, сдерживающей закрепление вредителя в северной зоне картофелеводства, является короткое лето. В обычные годы всходы картофеля появляются здесь не раньше начала второй декады июня. Первые дни с максимальной температурой выше 20 °С, когда перезимовавшие жуки начинают откладку яиц, также приходятся на вторую декаду этого месяца. В последующем развитие вредителя происходит при температуре 15—16 °С, и для его полного заверше-

ния необходимо не менее 64 дней, а таких дней здесь не более 55 (Журавлев, 1993).

Как отмечалось выше, территория севернее 58° с. ш., в которую входит и Ленинградская область, находящаяся на краю ареала этого вредителя, считалась зоной, где развитие колорадского жука в большинстве лет не заканчивается и численность его никогда не достигает пороговой величины (Старостин, Журавлев, 1986; Журавлев, 1993). Определяющее значение в ограничении численности колорадского жука в Ленинградской области имеют погодные условия отдельных лет. Если температура воздуха в летний период значительно ниже средних многолетних значений, вредитель не может завершать свое развитие.

По данным метеостанции СПб ГАУ (г. Пушкин), средняя многолетняя температура воздуха за период с начала третьей декады июня до конца второй декады августа (61 день) составляет 16,2 °С. При таких условиях вредитель может завершить развитие, однако понижение температуры может оказаться губительным для него. В последние 10 лет (1994—2004) температура воздуха в летний период в большинстве случаев значительно превышала средние многолетние значения (Гусева, 2004). Суммы активных температур >10 °С (САТ) в течение 9 лет из 10 прошедших превышали средние многолетние значения. Средняя за последние 10 лет САТ воздуха составила 2044 °С · сут, что на 293 °С · сут (на 16,7 %) выше нормы. За последние 10 лет в Ленинградской области отмечено 4 года (1998, 2001, 2002, 2003), для которых характерно превышение средних многолетних САТ более чем на 400 °С · сут. Именно в эти годы в Ленинградской области наблюдалось существенное повышение численности колорадского жука (Гусева, 2004).

В 1998 г., несмотря на высокие в целом за вегетационный период показатели термических ресурсов, наблюдалась холодная и дождливая погода в период развития личинок младших возрастов колорадского жука. Экспериментально показано, что III возраста достигло только 0,2 % личинок вредителя. Подобное явление (вымирание популяции в фазе личинки I возраста) наблюдала Е. Р. Следзевская (1986) в горных районах Закарпатья. В период массового отрождения личинок колорадского жука в Ленинградской области в 1998 г. (третья декада июня) средняя температура воздуха составила 13,8 °С, что на 1,6 °С ниже средних многолетних значений. За этот период выпало 71,5 мм осадков, что в 2,9 раза выше нормы. Влажность воздуха в этот период колебалась от 72 до 90 %, а в среднем за декаду составила 82,3 % (Гусева, 2004). Значительное снижение выживаемости яиц колорадского жука и личинок I возраста при температуре воздуха менее 17 °С, а также увеличение гибели личи-

нок I возраста при влажности воздуха более 80 % ранее отмечал В. Н. Журавлев (1964).

В литературе имеются попытки прогнозирования ареала этого вида и другими методами. Так, М. Д. Злотниковым (1967) в качестве критерия при определении возможного ареала распространения и сроков развития колорадского жука в европейской части СССР использованы суммы температур, установленные А. Альфаро (Alfaro, 1943) и проверявшиеся К. И. Ларченко (1958), согласно которым развитию одной генерации соответствует 360 °С · сут, двух генераций — 720 °С · сут, а трех — 1080 °С ·сут выше 11,5 °С (биологический нуль).

По обеспеченности теплом территории европейской части СССР М. Д. Злотников (1967) выделяет четыре зоны (рис. 7). Южная граница первой зоны, по его мнению, совпадает с изотермой средней эффективной температуры (СЭТ) 360 °С · сут. Она проходит примерно по следующим точкам: несколько южнее Таллина — Тарту — Нарвы, несколько южнее Ляд — Луга — Будогощь, севернее Череповца — Вологды — Вельска — Тотьмы — Котласа — Николь-

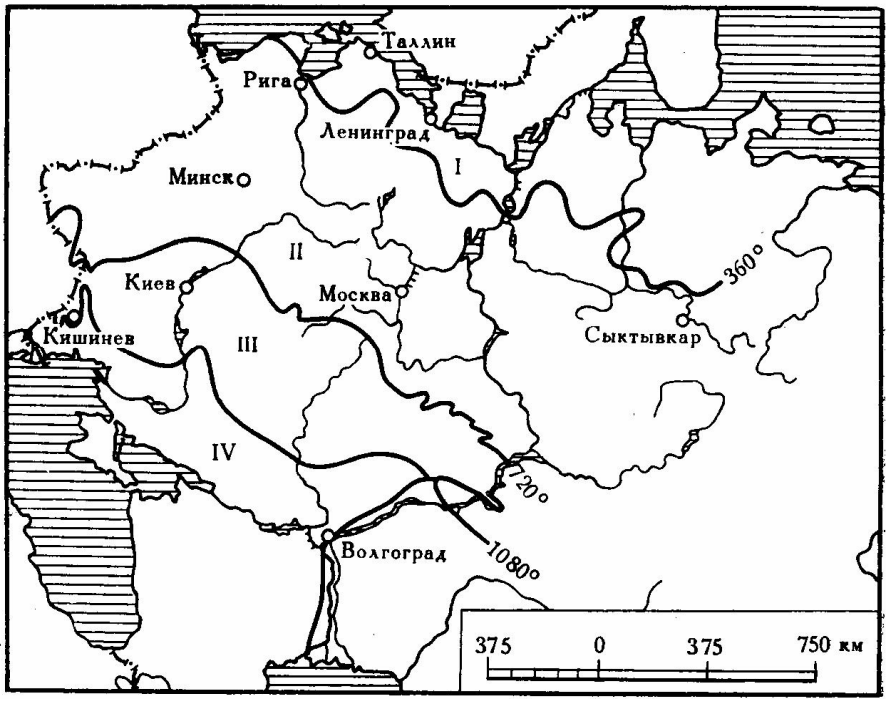


Рис. 7. Климатические зоны развития колорадского жука в СССР по М. Д. Злотникову (1967).

ска, Мурашей. В этой зоне колорадский жук сможет развиваться в одной генерации не каждый год и численность его популяций не будет высокой. Следовательно, в этой зоне вредитель не будет иметь практического значения.

Южная граница второй зоны проходит по изотерме суммы эффективных температур 720 °С · сут. Эта линия проходит западнее Черновиц, несколько южнее Ивано-Франковска — Винницы — Гомеля — Курска, южнее Рязани — Саранска и Ульяновска. Во второй зоне возможно развитие от одного до двух поколений за сезон.

Южной границей третьей зоны является изотерма суммы эффективных температур, близкая к 1080 °С · сут. Эта линия проходит севернее Кишинева, южнее Кировограда, несколько севернее Днепропетровска, Саратова. В этой зоне за сезон может развиваться от двух до трех поколений. Равнинные районы Закарпатья М. Д. Злотников также включает в третью зону, так как в районе г. Берегова сумма эффективных температур достигает 1080 °С.

Южнее указанной изотермы лежит четвертая зона, где обеспечивается стабильное развитие трех поколений, а в редких случаях и четвертого.

Влияние влажности

Влажность среды также оказывает действие на развитие и жизнедеятельность колорадского жука. Низкая относительная влажность воздуха неблагоприятна для его развития. В его исходном ареале, в прериях и полупустынях Северной Америки, ежегодно выпадает всего 300—500 мм осадков. При этом число дождливых дней составляет только 20 % в году и в основном они приходятся на весенний и летний периоды. В условиях очень сухого климата штата Аризона колорадский жук относительно плохо развивается и встречается редко, в единичных экземплярах (Trouvelot, 1936). С другой стороны, в штатах Флорида, Луизиана и Вирджиния численность особей в популяциях колорадского жука также низка, но уже вследствие выпадения очень большого количества осадков (1800—2000 мм). Частые и сильные дожди задерживают развитие вредителя и приводят к гибели личинок (Trouvelot, 1936). Значительная смертность личинок этого вида в дождливое лето 1965 и 1974 гг. наблюдалась и в климатических условиях Закарпатской области Украинской ССР (окрестности г. Мукачево) (Ушатинская, Йирковский, 1976).

В районах высокой численности колорадского жука в Северной Америке среднегодовые осадки составляют 600—1500 мм, а число дождливых дней в году колеблется в пределах 20—35 %, причем преобладают летние осадки. В этом климатическом поясе Северной

Америки среднегодовая относительная влажность воздуха удерживается на уровне около 72 % (Trouvelot, 1936).

Влияние влажности на продолжительность развития колорадского жука отмечается только при существенно повышенном или пониженном ее значении. Оптимум влажности для личинок при температуре 17—19 °С лежит в пределах 60—80 %, для предкуколок и куколок — в диапазоне 40—60 %. С повышением температуры оптимум влажности смещается к 90 %. При температуре ниже 20° заметное действие на продолжительность развития личинок оказывает солнечная радиация. С повышением температуры влияние радиации ослабевает (Журавлев, 1964). Увеличение численности вредителя отмечается в годы со среднесуточными температурами за период развития 17 °С и выше (до 33—37 °С) при сумме осадков за летний период не более 180 мм (Журавлев, 1964; Колорадский картофельный жук..., 1981).

На большей части территории стран СНГ и Балтии сумма осадков, как среднегодовая, так и за теплый сезон, не является ни чрезмерной, ни катастрофически низкой для колорадского жука (Атлас СССР, 1986; Афонин и др., 2006). Следовательно, условия увлажнения в данном случае не являются лимитирующим фактором. Основным экологическим фактором, определяющим границы распространения колорадского жука на рассматриваемой территории, является температура.

Однако, как бы ни были благоприятны климатические условия, процесс распространения вредителя не может происходить при отсутствии кормового растения.

Кормовые ресурсы колорадского жука

Как известно, исходно колорадский жук питался на дикорастущих североамериканских пасленовых *Solanum rostratum, S. cornutum, S. carolinense*. После перехода на питание культурным картофелем *S. tuberosum* началось бурное распространение малоизвестного ранее листоеда по Северной Америке, а потом и по Евразии. Основным кормовым растением на вновь заселенных территориях является картофель. Эта культура возделывается в странах СНГ и Балтии почти повсеместно, кроме Крайнего Севера и пустынь Средней Азии (рис. 8). Из важных в продовольственном отношении растений колорадский жук повреждает также баклажан (*S. melongena*), овощной (*S. annum* var. *grossum*) и острый (*S. annum* var. *longum*) перцы, томаты (*Licopercicon licopersicum*). Ареал возделывания этих овощных культур у́же, чем картофеля, и смещен к югу (рис. 9). Тем не менее они обеспечивают существование вредителя, особенно там, где посадки картофеля менее обильны,

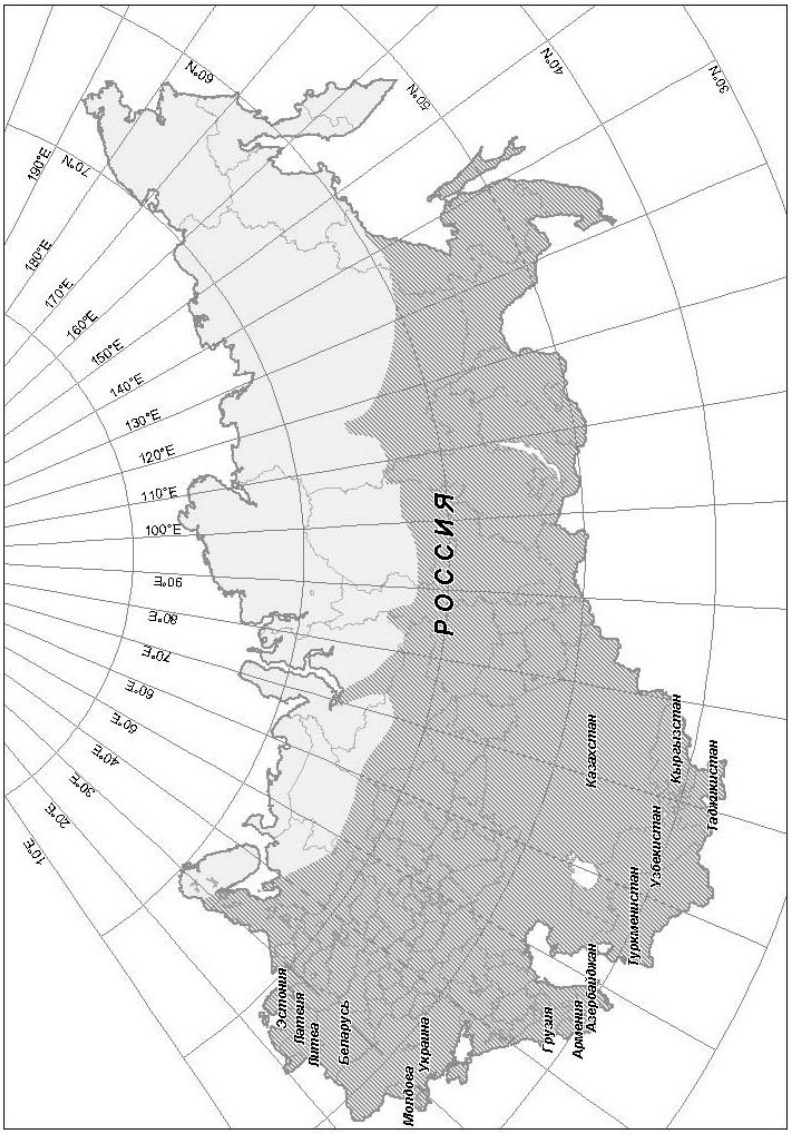


Рис. 8. Ареал возделывания картофеля на территории стран СНГ.
Карта составлена по материалам Афонина и др. (2006).

чем в Средней и Южной России. В ряде случаев эти растения служат источником корма либо до появления всходов картофеля, либо после увядания его ботвы. При переходе на другое кормовое растение наблюдается падение выживаемости, снижение веса особей и увеличение сроков развития. В дальнейшем в ряду поколений происходит адаптация: указанные выше характеристики стабилизируются и приближаются к аналогичным на наилучшем кормовом растении — картофеле (Колорадский картофельный жук..., 1981).

Помимо культурных растений, о которых сказано выше, колорадский жук способен питаться на ряде дикорастущих пасленовых, произрастающих в Европе и Азии (*S. cornutum* (завезен в Европу и Среднюю Азию из Америки), *S. dulcamara, S. lacineatum, S. tetuberosum, Atropa belladonna, Hyasciamus alba, H. niger, Datura stramonium* и других). В то же время на таких пасленовых, как *S. nigrum, S. demissum, S. polyadenum, S. robustum*, личинки гибнут в самом начале развития, порой и не приступая к питанию. Колорадский жук может питаться на некоторых растениях из семейств ластовневых, сложноцветных, крестоцветных, маревых, гречишных. Среди них наиболее успешно развитие колорадского жука происходит на ваточниках (*Asclepias syriaca* и *A. tuberosa*), латуке посевном (*Latuca sativa* var. *romana*) и пастушьей сумке (*Capsela bursa-pastoris*) (Колорадский картофельный жук..., 1981). Хотя колорадский жук и характеризуется наиболее широкими пищевыми связями среди представителей своего рода, питание на других растениях является в значительной степени вынужденным. При наличии выбора личинки и имаго почти никогда их не повреждают, предпочитая листья картофеля.

Ареал возделывания картофеля существенно шире, чем ареал колорадского жука, достигнутый к началу XXI века. Вредитель способен также использовать в качестве кормовых и другие растения, относящиеся как к семейству пасленовых, так и к другим семействам. Таким образом, наличие кормовой базы не является фактором, ограничивающим распространение колорадского жука.

Моделирование ареала колорадского жука

Проанализировав материалы, приведенные в предыдущих разделах, мы пришли к выводу, что основным экологическим фактором, определяющим формирование ареала колорадского жука, является температура. В качестве модельных критериев были выбраны следующие: 1) сумма эффективных температур для развития одного поколения 360 °С · сут при пороге развития 11,5 °С по М. Д. Злотникову (1967); 2) изотерма среднегодовой температуры 0 °С ограничивает расширение ареала в северном и восточном направлениях, а изотерма среднемесячной температуры июля 27 °С — в южном.

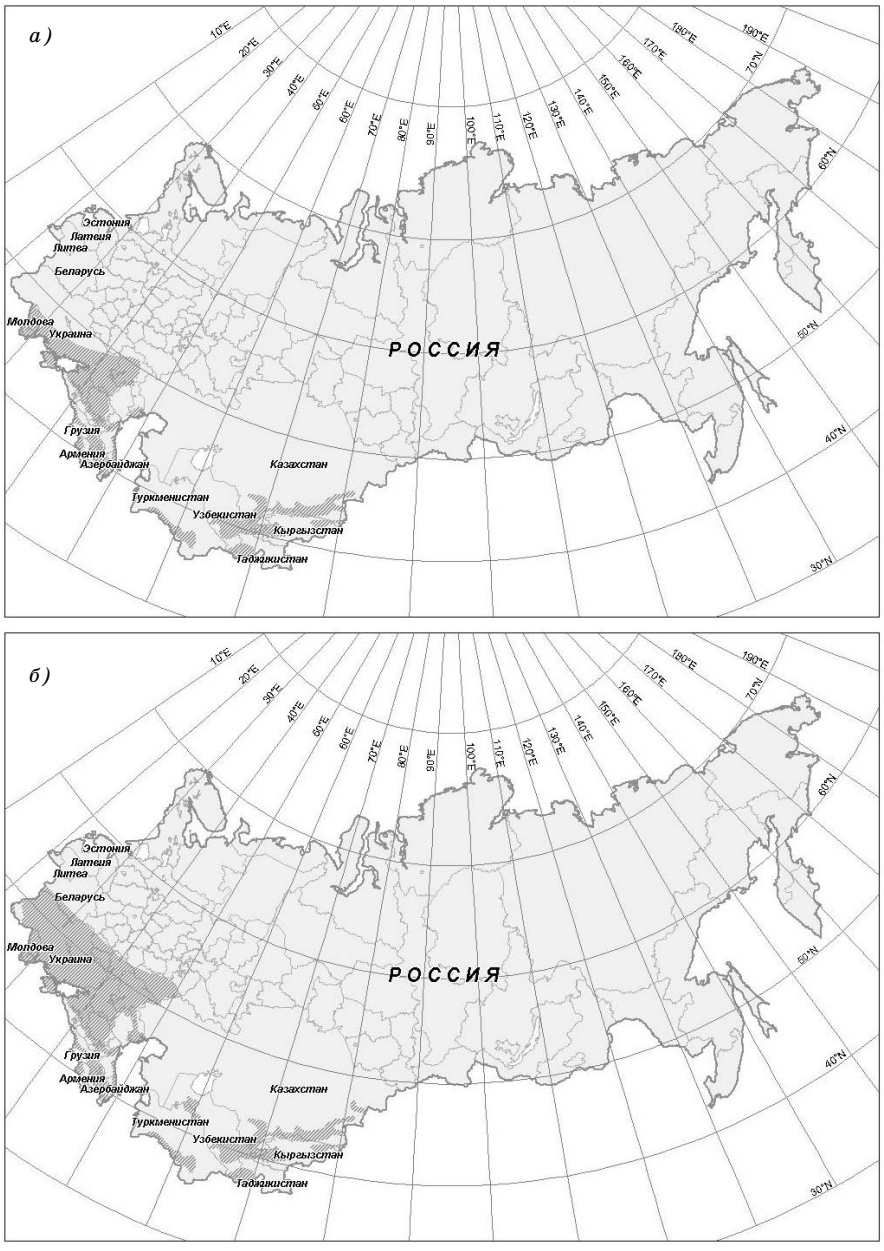
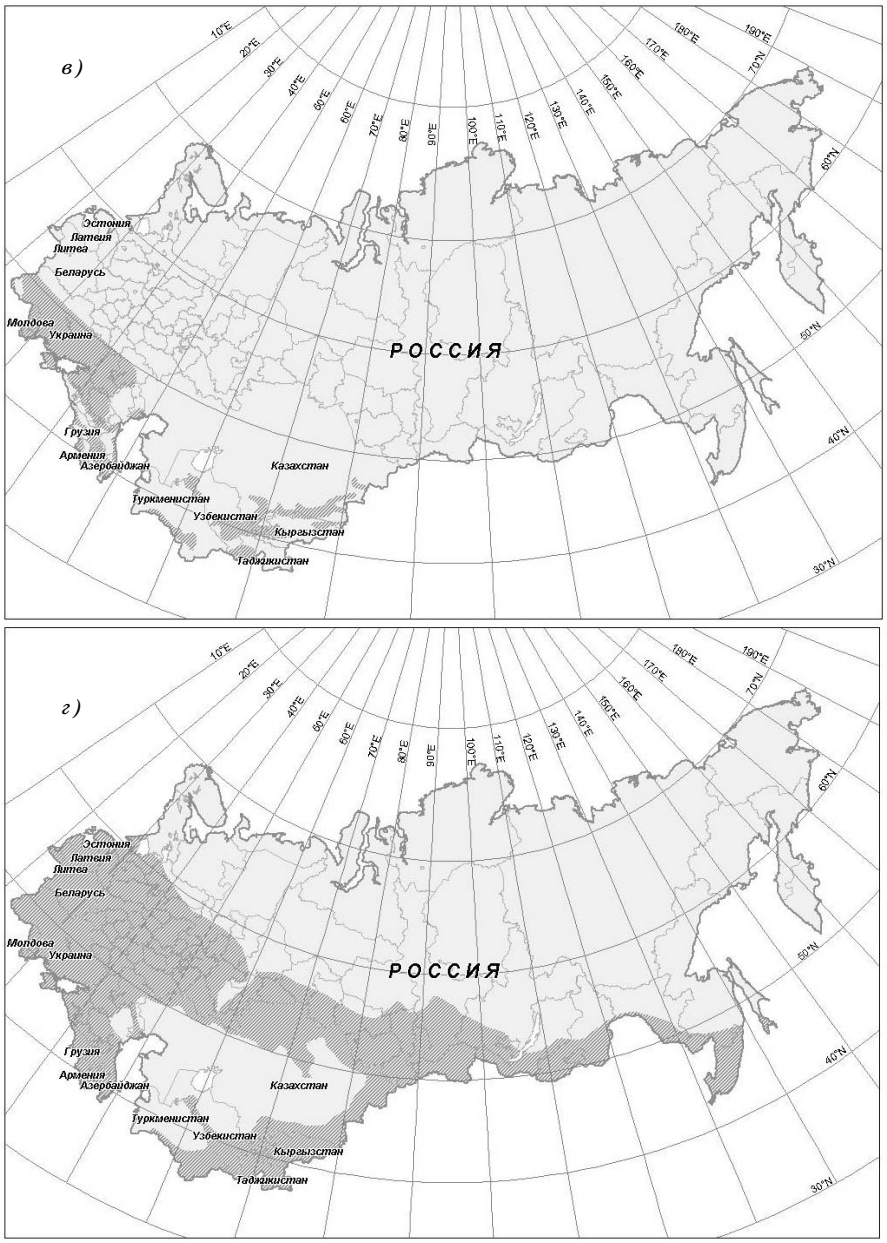


Рис. 9. Ареал возделывания баклажана (*а*), перца овощного (*б*),

Карта составлена по



перца острого (*в*), томата (*г*) на территории стран СНГ.
материалам Афонина и др. (2006).

Потенциальный ареал колорадского жука, рассчитанный в соответствии с первым критерием, представлен на рис. 10. Ареал вредителя простирается далеко на восток до Приморья и Хабаровского края. Однако, сравнивая рис. 4—6, легко видеть, что темпы движения вредителя на восток сильно уменьшились к началу XXI века, и это может свидетельствовать о том, что он заселил практически все доступные для него по климатическим параметрам территории. В силу этого ареал, изображенный на рис. 10, представляется завышенным.

Ареал, рассчитанный в соответствии со вторым критерием, представляется более реалистичным (рис. 11). Как следует из этого рисунка, потенциальный ареал колорадского жука ненамного шире фактического (см. рис. 6). Дальнейшее расширение ареала и укоренение вредителя возможно лишь в Приморском крае и южной части Хабаровского края, на крайнем юге Камчатки и Южном Сахалине, что составляет небольшую часть от уже заселенной им территории. По сообщению интернет-газеты „Владивосток", он уже обнаружен в Приморье. Изменения ареала в 1966—1995 гг. по сравнению с периодом 1936—1965 гг. сравнительно невелики и носят локальный характер. Как и в случае ареалов переносчиков и возбудителей малярии, изменения границы ареала в разных его частях разнонаправлены, что объясняется особенностями региональных и сезонных трендов изменения температуры (см. статью Ясюкевич, Гельвер в настоящем сборнике). Сравнивая рис. 10 и 11, можно заключить, что летние температуры практически на всей территории Южной Сибири пригодны для развития колорадского жука хотя бы в одном поколении. Однако благополучно перезимовать в условиях континентального климата при наличии вечной мерзлоты он не может.

В этом отношении особенности ареала колорадского жука не являются уникальными. Так, северная граница распространения отряда тараканових (*Blattoptera*) проходит несколько южнее январской изотермы −20 °C, в значительной мере совпадая с южной границей вечной мерзлоты (Атлас СССР, 1986). Она же, в свою очередь, довольно точно совпадает со среднегодовой изотермой 0 °C (Анисимов, Белолуцкая, 2003; Семенов и др., 2006). Почти во всей Сибири, лежащей на вечномерзлых грунтах, природная фауна тараканових отсутствует, но свободноживущие виды встречаются на юге Дальнего Востока (рис. 12). Аналогичным образом на северовостоке европейской части России и в Сибири не встречаются многие недостаточно холодостойкие европейские виды насекомых (капустная белянка, озимая совка, кольчатый коконопряд и др.), которые, тем не менее, обнаруживаются в Средней Азии и на юге Дальнего Востока (Бей-Биенко, 1980). Эти примеры показывают правильность выбора второго критерия для оценки потенциального ареала колорадского жука на территории Евразии.

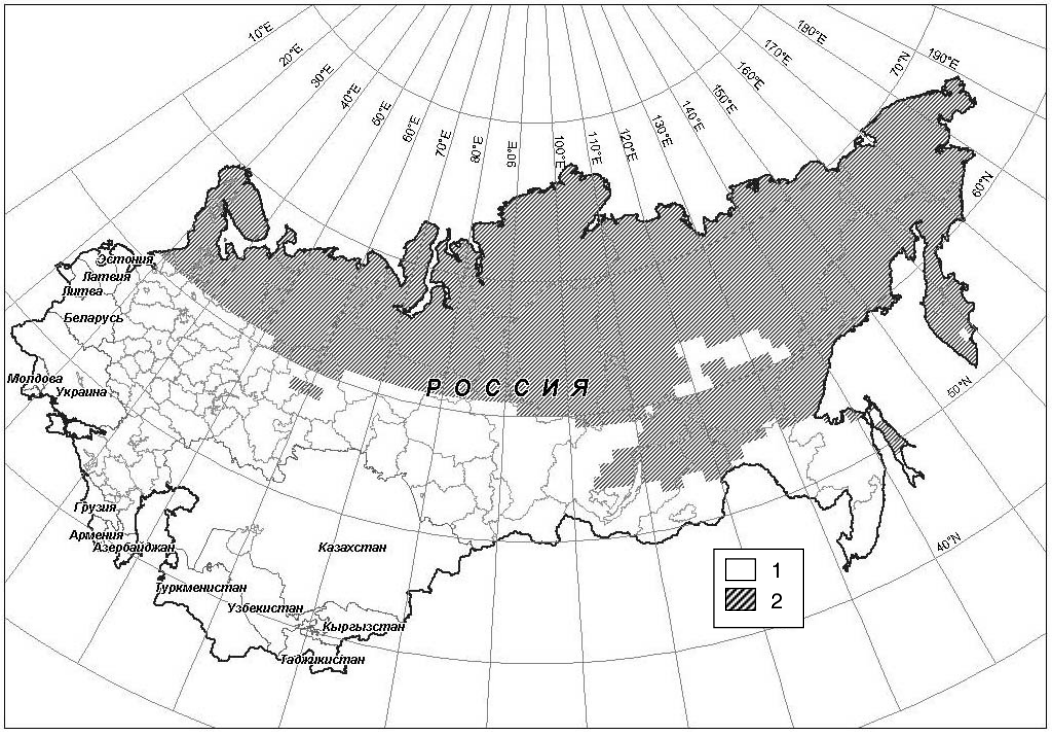


Рис. 10. Потенциальный ареал колорадского жука на территории стран СНГ в 1966—1995 гг., рассчитанный по критерию М. Д. Злотникова (1967): сумма эффективных температур для развития одного поколения 360 °С · сут при пороге развития 11,5 °С.

1 — территория, где возможно развитие хотя бы одного поколения за сезон, *2* — территория, где развитие не завершается.

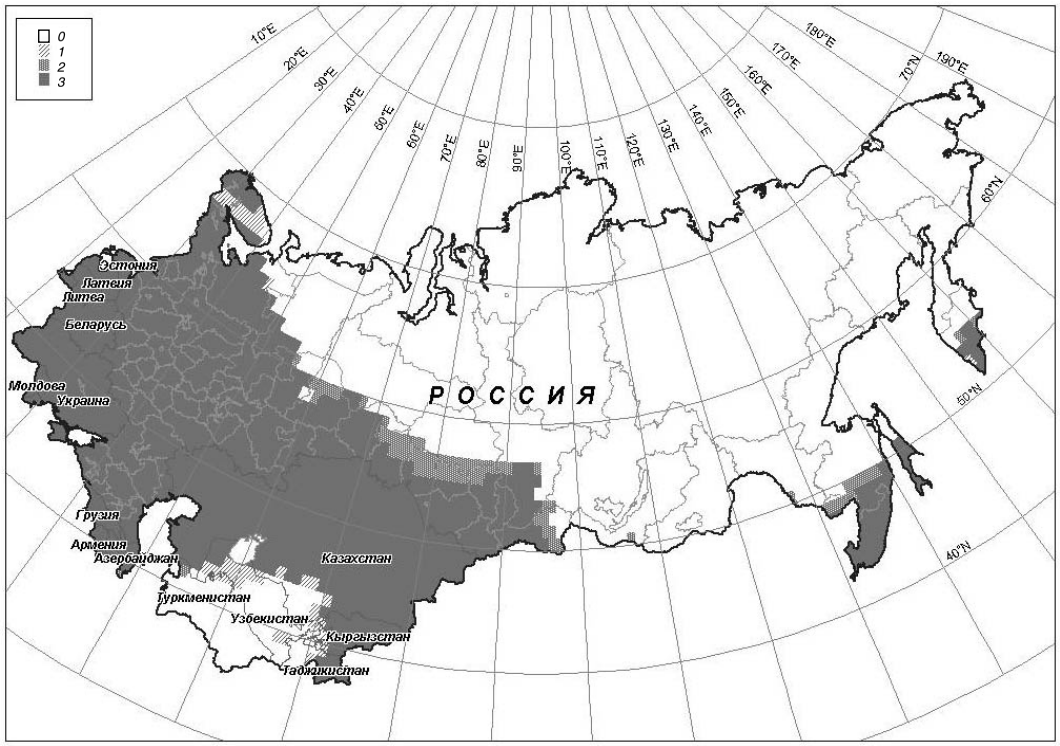


Рис. 11. Потенциальный ареал колорадского жука на территории стран СНГ, ограниченный изотермами среднегодовой температуры 0 °С и среднемесячной температуры июля 27 °С, и его изменения в 1966—1995 гг. по сравнению с периодом 1936—1965 гг.

0 — в ареал не входит, *1* — сокращение ареала, *2* — приращение ареала, *3* — входит в ареал (без изменений).

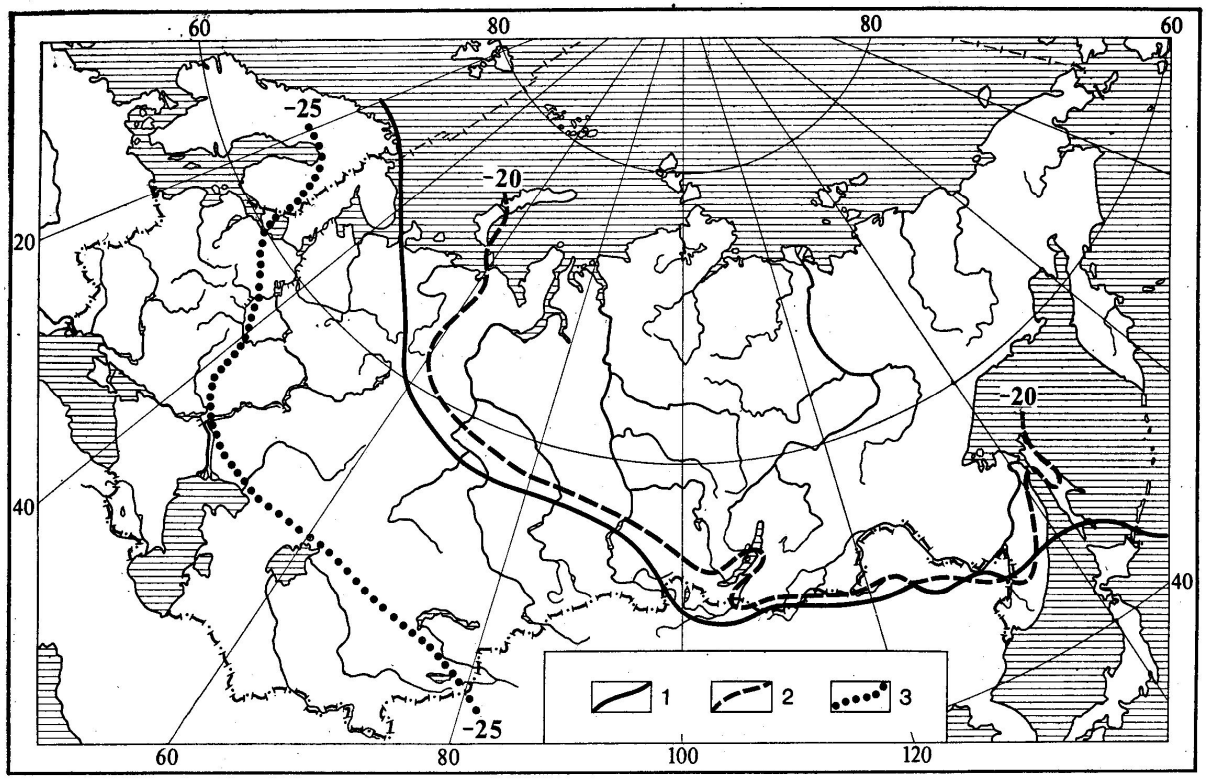


Рис. 12. Распространение отряда тараканових в умеренных широтах Евразии (по Бей-Биенко, 1980).

1 — северная граница распространения отряда тараканових, *2* — январская изотерма −20 °С на уровне моря, *3* — изотерма среднего абсолютного минимума температуры −25 °С.

Выводы

1. Формирование ареала колорадского жука на территории стран СНГ и Балтии зависит в основном от температурных условий. Условия же увлажнения и наличия кормовой базы на рассматриваемой территории лимитирующими не являются.

2. Потенциальный ареал колорадского жука наилучшим образом описывается следующим критерием: изотерма среднегодовой температуры 0 °С ограничивает расширение ареала в северном и восточном направлениях, а изотерма среднемесячной температуры июля 27 °С — в южном.

3. Летние температуры практически на всей территории Южной Сибири пригодны для развития колорадского жука хотя бы в одном поколении. Однако благополучно перезимовать в условиях континентального климата при наличии вечной мерзлоты он не может.

4. Изменения ареала в 1966—1995 гг. по сравнению с периодом 1936—1965 гг. сравнительно невелики и носят локальный характер. Смещения границы ареала в разных его частях разнонаправлены, что объясняется особенностями региональных и сезонных трендов изменения температуры.

5. Формирование ареала колорадского жука на территории стран СНГ и Балтии в основном закончено. Вредитель заселил почти все доступные для него по климатическим параметрам территории. Дальнейшее расширение ареала и укоренение вредителя возможно лишь в Приморском крае и южной части Хабаровского края, на крайнем юге Камчатки и Южном Сахалине, что составляет небольшую часть от уже заселенной им территории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анисимов О. А., Белолуцкая М. А. 2003. Влияние изменения климата на вечную мерзлоту: прогнозирование и оценка неопределенности. — В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XIX. — СПб.: Гидрометеоиздат, с. 21—38.

Атлас СССР. 1986. — М.: Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР. — 260 с.

Афонин А.Н., Гринн С.Л., Дзюбенко Н.И., Фролов А. Н. 2006. Интерактивный Атлас полезных растений, их вредителей и экологических факторов России и сопредельных государств [Интернет-версия 1.0]. Санкт-Петербург, Россия. — СПбГУ, факультет географии. http://www.agroatlas.ru.

Бей-Биенко Г. Я. 1980. Общая энтомология. — М.: Высшая школа. — 416 с.

Богданов-Катьков Н. Н. 1947. Колорадский картофельный жук (*Leptinotarsa decemlineata* Say) и его карантинное значение. — М., Л.: Сельхозгиз. — 198 с.

Будин К. З., Власова В. А. 1977. Зоны возможной акклиматизации колорадского жука. — Картофель и овощи, № 9, с. 35—36.

Венгорек В. 1958. Биология и экология колорадского жука (*Leptinotarsa decemlineata* Say) в Польской Народной Республике. — В сб.: Колор. жук и меры борьбы с ним. Т. 2. — М.: Изд-во АН СССР, с. 74—80.

Власова В. А. 1978. Прогноз ареала колорадского жука на азиатской территории СССР. — Защита растений, № 6, с. 44—45.

Гельвер Е. С. 2002а. Об одном методе геоэкологически ориентированного картирования климата. — В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XVIII. — СПб.: Гидрометеоиздат, с. 358—367.

Гельвер Е. С. 2002б. Учет неопределенности и пропусков в данных при когерентном отображении состояния окружающей среды и климата. — В кн.: Научные аспекты экологических проблем России. Труды Всероссийской конференции. Москва, 13—16 июня 2001 г. — М.: Наука, т. 2, с. 147—152.

Горышин Н. И. 1958. Влияние длины дня на формирование диапаузы у колорадского жука. — В сб.: Колорадский жук и меры борьбы с ним. Т. 2. — М.: Изд-во АН СССР, с. 126—149.

Гусева О. Г. 2004. Выживаемость колорадского жука (*Leptinotarsa decemlineata* Say) в летний период в условиях Ленинградской области. — Вестник защиты растений, № 3, с. 25—33.

Журавлев В. Н. 1960. Некоторые особенности биологии колорадского жука в Калининградской области. — Защита растений от вредителей и болезней, № 9, с. 50—51.

Журавлев В. Н. 1961. Некоторые факторы среды, определяющие продолжительность развития популяции колорадского жука. — В сб.: Краткие итоги научных исследований по защите растений в Прибалтийской зоне СССР, вып. IV, с. 59—63.

Журавлев В. Н. 1964. Биология колорадского жука (*Leptinotarsa decemlineata* Say) и его значение как вредителя картофеля в Калининградской области. — Автореф. дисс. ... канд. биол. наук. — Л., с. 1—23.

Журавлев В. Н. 1993. Всегда ли опасен колорадский жук? — Защита растений, № 5, с. 6—8.

Злотников М. Д. 1967. Возможный ареал распространения и сроки развития колорадского жука в Европейской части СССР.— Труды Всесоюзн. НИИ защиты растений, вып. 27, с. 68—74.

Калинина К. В., Николаева З. В. 2004. К вопросу изучения колорадского жука в Псковской области. — Актуальные проблемы земледелия на современном этапе развития сельского хозяйства. — В сб.: Матер. Межд. науч.-практич. конф., Пенза, 2004, с. 173.

Колорадский картофельный жук *Leptinotarsa decemlineata* Say / Под ред. Р. С. Ушатинской. — М.: Наука, 1981. — 337 с.

Ларченко К. И. 1955. Питание и диапауза колорадского жука (*Leptinotarsa decemlineata* Say). — В сб.: Колорадский жук и меры борьбы с ним. Т. 1. — М.: Изд-во АН СССР, с. 42—59.

Ларченко К. И. 1958. Длительность развития колорадского жука (*Leptinotarsa decemlineata* Say) в зависимости от температуры. — В сб.: Колорадский жук и меры борьбы с ним. Т. 2. — М.: Изд-во АН СССР, с. 81—92.

Лукьянова Л. Г. 2000. Колорадский жук на Нижегородской земле. — Агро XXI, № 6, с. 6—7.

Семенов С. М., Гельвер Е. С. 2001. Проблема пропусков в данных при мониторинге состояния окружающей среды. — В кн.: Труды международной конференции „Математические и физические методы в экологии и мониторинге природной среды". — М.: Изд-во МГУ, с. 199—204.

Семенов С. М., Гельвер Е. С. 2002а. Изменение годового хода среднесуточной температуры воздуха на территории России в XX веке. — Докл. РАН, сер. геофизика, т. 386, № 3, с. 389—394.

Семенов С. М., Гельвер Е. С. 2002б. Синусоидальная аппроксимации годового хода среднесуточной температуры воздуха на территории России в XX веке. — Метеорология и гидрология, № 11, с. 25—30.

Семенов С. М., Ясюкевич В. В., Гельвер Е. С. 2006. Выявление климатогенных изменений. — М.: Издательский центр „Метеорология и гидрология". — 324 с.

Следзевская Е. Р. 1986. К вопросу о биоценотической редукции численности колорадского жука в Закарпатье. Географические аспекты реализации Продовольственной программы СССР. — Труды Школы-семинара молодых ученых биол. фак-та МГУ и ин-та почвоведения и фотосинтеза АН СССР, Пущино, 10—14 ноября 1985. — М., с. 23—28.

Слобожанина Е. А. 2004. Биологические особенности и вредоносность колорадского жука в Курганской области. — Материалы XVIII науч.-технич.конф. — Челябинск, 2004, с. 404—408.

Старостин С. П., Журавлев В. Н. 1986. Пути рационализации защиты пасленовых культур от колорадского жука. — Защита растений, № 7, с. 47—50.

Тилавов Т. Т. 1968. О периодичности газообмена в онтогенезе колорадского жука (*Leptinotarsa decemlineata* Say).— Зоол. журн., т. 47, № 1, с. 143—145.

Тилавов Т. Т. 1969. Изменение устойчивости к высокой температуре в постэмбриональном развитии колорадского жука (*Leptinotarsa decemlineata* Say).— Зоол. журн., т. 48, № 12, с. 1811—1815.

Ушатинская Р. С., Йирковский Г. Г. 1976. Экология и физиология колорадского жука. — М.: Наука, с. 1—130.

Чигарев Г. А. 1967. Современное состояние проблемы колорадского жука. — Труды ВИЗР, вып. 27, с. 5—7.

Фасулати С. Р. 2002а. Адаптация колорадского жука Leptinotarsa decemlineata Say (Coleoptera, Chrysomelidae) и устойчивые к нему сорта картофеля в условиях Ленинградской области. XII Съезд РЭО. Тез. докл. — СПб.: РАН, с. 357.

Фасулати С. Р. 2002б. Территориальное расселение и адаптация колорадского жука в северных районах картофелеводства. Экологич. аспекты интенсификации с.х. пр-ва. Матер. Междунар. науч.-пр. конф. — Пенза, т. 2, с. 205—207.

Фасулати С. Р. 2004. Распространение колорадского жука и экологические вопросы защиты картофеля в северных областях России. III Кирилло-Мефодиевские Чтения. — В сб.: Матер. Междунар. науч. конф. — СПб.: Изд. СПбГПУ, с. 70—75.

Финаков В. К. 1956. Колорадский жук и меры борьбы с ним. — Киев. — 121 с.

Alfaro A. 1943. Un ciclo de desarrollo en el escarabajo de la patata. — Bol. pathol. veget. y entomol. agric, N 12, p. 9—30.

Alfaro A. 1949. Algunos aspectos de la biologia del escarabajo de la patata (*Leptinotarsa decemlineata* Say). — Bol. pathol. veget. y entomol. agric, N 16, p. 91—104.

Busnel R. G. 1939. Etudes physiologiques sur le *Leptinotarsa decemlineata* Say. — La Francois, Paris. — 207 p.

Chittenden F. H. 1907. The Colorado potato beetle (*Leptinotarsa decemlineata* Say). — U. S. Dept. Agric. Bur. Entomol., Circ, V. 87, p. 1—15.

Gibson A., Gorham R. P., Hudson H. F., Flock J. A. 1925. The Colorado potato beetle (*Leptinotarsa decemlineata* Say) in Canada. — Canad. Dept. Agric. Bull, V. 52, N 279, p. 1—30.

Grison P. 1947. Relation de la ponte du Doryphore avec un facteur alimentaire de fécondité. — C. r. Acad. sci. Paris, N 225, p. 1185—1186.

Grison P. 1950. Influence de la temperature sur l'activitй du Doryphore (*Leptinotarsa decemlineata* Say) au stade imaginal. — Proc. 8th Intern. Congr. Entomol., Stockholm, 1948. — Stockholm, p. 226—234.

Grison P. 1957a. Les facteurs du comportement chez l'imago du Doryphore (*Leptinotarsa decemlineata* Say). — Bull. Biol. France et Belgique Suppl., Paris, N 43, p. 1—54.

Grison P. 1957b. Les facteurs alimentaires de la fécondité chez le Doryphore (*Leptinotarsa decemlineata* Say).—Ann. Epiphyt, V. 3, p. 305—381.

Jermy T. 1951. Magyarországi mégfiqyelések a Kolorádobogáron. — Maqyar Tudományos Akademia Biol, es Agrárt. Oszt. Közl. 2, N 1—4, p. 271—296.

Kittlaus E. 1961. Die Embrionalentwicklung von *Leptinotarsa decemlineata* Say., Epilachna sparsa Herbst, und E. Vigintioctomaculata Motsch. var. niponica Lewis in Abhängigkeit von der Temperatur.— Dtsch. Entomol. Z., 8, N. I—II, s. 41— 62.

Mail G. A., Salt R. W. 1933. Temperature as a possible limiting factor in the northern spread of the Colorado potato beetle. — J. Econ. Entomol. V. 26, N 6, p. 1068—1075.

Mayné R., Breny R. 1947. Notes sur la biologie du Doryphore (*Leptinotarsa decemlineata* Say). — Parasitica, N 4, p. 1—20.

Mayné R., Breny R. 1949. L'évolution doryphorique en 1948 et considerations sur l'opportunité des interventions chimiques de protection des champs de pomme de terre. — Parasitica, N 5, p. 13—22.

Strickland E. H. 1937. The northern limits for potato beetle infestation (*Leptinotarsa decemlineata* Say). — Sci. Agric., V. 17, N 7, p. 447—450.

Thiem E. 1954. Der Kartoffelkäfer. — Biol. Zentralanst, Berlin, Flugblatt., N 4, s. 1—13.

Tower W. L. 1906. An investigation of evolution in Chrysomelid beetl of the genus Leptinotarsa. Publ., Carnegie Inst., Wash., N 48. — 320 p.

Trouvelot B. 1936. Le doryphore de pomme de terre en Amérique du Nord. — Ann. epiphyt., N. S., V. 1, p. 277—336.

Trouvelot B., Grison P. 1948. Caractéres de l'évolution du doryphore dans la région Parisienne en 1948. — Compt. rend. Acad. agric. France, V. 34, p. 1004—1006.

Wegorek W. 1959. Stonka ziemniaczana (*Leptinotarsa decemlineata* Say). — Prace Nauk. Inst. Ochr. Roslin, W. 1, N 2, p. 1—178.

Wilde J., de. 1950. Développement embryonnaire et postembryonnaire du Doryphore (*Leptinotarsa decemlineata* Say) en fonction de la temperature. Frans. 8th Internat. Congr. Entomol. Stockholm, 1948, p. 310—321.

Wilde J., de. 1969. Diapause and seasonal synchronization in the adult Colorado beetle (*Leptinotarsa decemlineata* Say). — Symp. Soc. exp. biol., V. 23, p. 263—284.

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ СНЕЖНОГО И ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ АЛЮМИНИЕВОГО ЗАВОДА

И. А. Белозерцева

РФ, 664033, Иркутск, Улан-Баторская 1, Институт географии СО РАН, belozia@mail.ru

Реферат. В 1996—2004 гг. было проведено детальное изучение загрязнения снежного и почвенного покрова в зоне воздействия Иркутского алюминиевого завода. Установлены основные загрязнители атмосферы и почв, объем выбросов и площадь их распространения. С 1997 г. наблюдается снижение техногенных выбросов завода. Прослежена взаимосвязь содержания техногенных загрязнителей в снеге и в почве. Выявлено их влияние на некоторые показатели состояния почв. Проведено нормирование техногенных нагрузок по наиболее значимым и чувствительным параметрам почв.

Ключевые слова. Техногенез, загрязнение почв, экологическое нормирование.

GEOECOLOGICAL MONITORING OF SNOW AND SOIL COVER IN THE INFLUENCE ZONE OF AN ALUMINUM PLANT

I. A. Belozertseva

Institute of Geography, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Ulanbatorskaya str.,1, Irkutsk, 664033 Russia, belozia@mail.ru

Abstract. Detailed studies of snow and soil contamination within the influence zone of the Irkutsk Aluminum Plant were carried out in 1996—2004. The main atmospheric and soil contaminators and their amounts and distribution area were described. A decrease in technogenous emissions from the plant has been observed since 1997. The interrelation of technogenous contaminators in the soil and snow was assessed, and their influence on some soil parameters was found. The standard setting for technogenous loads with respect to the most significant and sensitive soil parameters was carried out.

Keywords. Technogenesis, soil contamination, ecological standard setting.

Введение

В 1996 г. Госкомэкологией России был разработан национальный план действий по охране окружающей среды Российской Федерации. В этом плане в число городов с наибольшим уровнем загрязнения воздуха вошло 44 города, в том числе на юге Приангарья — Ангарск, Иркутск и Шелехов.

На территории России находится 12 алюминиевых заводов, из которых наиболее крупные расположены в Восточной Сибири, — это Братский, Красноярский, Иркутский и Саяногорский заводы. Эти заводы до недавнего времени (за исключением Саяногорского) работали по технологии с использованием самообжигающихся анодов, которая имеет высокие удельные выбросы фторидов, смолистых веществ и пыли. Иркутский алюминиевый завод располагается рядом с жилыми районами г. Шелехова (1,5 км) и является наиболее крупным его загрязнителем. Его выбросы составляют более 80 % общего загрязнения. Современное состояние окружающей среды в г. Шелехове, вблизи которого расположено АО Иркутский алюминиевый завод (ИркАЗ), характеризуется высоким уровнем загрязнения не только воздуха, но и почв, растительности и вод вредными примесями антропогенной природы, а также нарушением состояния лесных массивов, ухудшением здоровья населения в виде повышенного и высокого риска заболеваемости (Охрана..., 1998). Завод с 2002 г. в двух цехах производит алюминий с использованием обожженных анодов и последующей сухой очисткой отходящих газов, что должно было резко сократить выбросы.

В последние годы уделяется большое внимание изучению воздействия выбросов промышленных предприятий на окружающую среду Байкальского региона. Изучение снежного и почвенного покрова проводилось сотрудниками ПГО „Сосновгеология", институтов Иркутского научного центра, Иркутского государственного университета. Однако многие вопросы еще не решены, дискуссионны и требуют дальнейшего изучения. В частности, в регионе слабо изучена роль почвы, представляющей собой фокус биогеоценотических связей, универсальный биогеохимический адсорбент, один из основных геохимических барьеров для большинства соединений, мигрирующих из атмосферы в речные и грунтовые воды.

Для того чтобы понять происхождение загрязнителей, рассматриваемых в работе, необходимо вкратце охарактеризовать технологию производства алюминия, используемую на ИркАЗе. Сущность процесса производства алюминия заключается в получении безводного, свободного от примесей оксида алюминия (глинозема) с последующим получением металлического алюминия путем электролиза растворенного глинозема в криолите. В рамках комплекса, управляемого „СУАЛ-Холдинг", ИркАЗ получает глинозем с Бого-

словского (БАЗ) и Уральского алюминиевых заводов, анодную массу с БАЗ и криолит с фтористым алюминием с Полевского криолитового завода. Основное сырье для производства алюминия — алюминиевые руды: бокситы, нефелины, алуниты, каолины. Наибольшее значение имеют бокситы. Алюминий в них содержится в виде минералов — гидроксидов $Al(OH)_3$, корунда Al_2O_3 и каолинита. Алюминий получают электролизом глинозема — оксида алюминия в расплавленном криолите Na_3AlF_6 с добавлением фтористых алюминия и натрия. Электролит состоит из криолита, глинозема, AlF_3 и NaF. Криолит и глинозем в электролите диссоциируют; на катоде разряжается ион Al^{3+} и образуется алюминий, а на аноде — ион O^{2-}, который окисляет углерод анода до CO и CO_2, удаляющихся из ванны через вентиляционную систему. Алюминий собирается на дне ванны под слоем электролита. Алюминий, полученный электролизом, называют алюминием-сырцом. В нем содержатся металлические и неметаллические примеси, газы. Примеси удаляют рафинированием, для чего продувают хлор через расплав алюминия. Образующийся парообразный хлористый алюминий, проходя через расплавленный металл, обволакивает частички примесей, которые всплывают на поверхность металла, где их удаляют. Хлорирование алюминия способствует также удалению Na, Ca, Mg и газов, растворенных в алюминии. На ИркАЗе организовали опытный участок, где при электролизе используются обожженные аноды. Важный элемент в производстве алюминия — анодная масса. Ее изготавливают из продуктов переработки угля. Главным из преимуществ является значительное снижение выделения вредных веществ в окружающую среду вследствие многократного уменьшения одновременно вскрываемой криолит-глиноземной корки.

Методы

В настоящей работе представлен геохимический анализ состояния снежного и почвенного покрова, находящегося в условиях воздействия выбросов Иркутского алюминиевого завода. Наблюдения с отбором проб образцов осуществлялись автором в зимние, весенние, летние и осенние периоды 1996—2006 гг. по системе радиальных и круговых маршрутов на расстоянии 0,5; 1; 2 и 6 км с учетом розы ветров в северо-восточном, северо-западном, юго-восточном и юго-западном направлениях в соответствии с требованиями ГОСТов 17.4.3.01-83 — СТ СЭВ 3847-82, 17.4.4.02-84. Пробы снега отбирались во второй половине февраля — в начале марта снегомером ВС-43 на всю глубину снежного покрова с определением его высоты и плотности. В качестве фона выбраны участки, расположенные в 20 и 70 км к юго-востоку по направлению от Иркутского промышленного комплекса (Иркутск, Ангарск, Шелехов). На данных территориях не имеется

промышленных объектов. Содержание элементов техногенного происхождения, характерных для алюминиевой промышленности, в снеговом и почвенном покрове фоновых территорий ниже известных кларков и ПДК (Нормативные документы..., 2000; Санитарные нормы..., 1988; Перечень предельно..., 1991; Предельно допустимые..., 1987; Виноградов, 1957; Добровольский, 1983).

Отбор проб почвы проводили в мае, июне и сентябре в соответствии с общими требованиями действующих ГОСТов 17.4.3.01-83, 17.4.4.02-84, 28168-89 и „Методическими рекомендациями по выявлению деградированных и загрязненных земель" (утверждены Роскомземом 28.12.1994 г., Минсельхозпромом РФ 26.01.1995 г. и Минприроды РФ 15.02.1995 г.). Пробы почв на заложенных площадках отбираются методом „конвертов" со стороной квадрата 10 м и с отбором пяти частных проб в центре и углах квадрата. Образцы по 0,5 кг отбирались из всех генетических горизонтов почвенного профиля (из нижних горизонтов постепенно переходя к верхним). Из отобранных проб удаляли корни, камни и другие посторонние включения. Средняя проба почвы складывалась из пяти индивидуальных образцов массой 0,5 кг, отобранных по методу „конверта". Средний образец массой 1 кг отбирался методом квартования после перемешивания индивидуальных образцов в полиэтиленовой емкости или на пленке. Измерение толщины подстилки производили с точностью до 0,5 см в 30 прикопах на одну пробную площадь.

В полевых условиях проводилось изучение состояния почвенного покрова по целому ряду показателей, которые распределялись по принципу „техногенная нагрузка (доза) — эффект". Предельно допустимые и недопустимые концентрации химических элементов в почве установлены путем выделения критических точек на кривой зависимости доза—эффект, построенной для основных почвенных параметров, закономерно изменяющихся в градиенте загрязнения. Под критической точкой понимается начало наиболее стремительного изменения параметра. Нижняя критическая точка на графике зависимости доза—эффект рассматривается как предельно допустимая концентрация, при которой происходят изменения значимых показателей почвы, но они еще обратимы. Предельно недопустимую концентрацию индицирует верхняя критическая точка, когда произошедшие изменения параметров почв уже необратимы. В качестве индикаторных на техногенное воздействие использовались следующие показатели: мощность подстилки, скорость разложения целлюлозы, биохимическая активность, содержание NO_3^-, P_2O_5, агрессивной фракции фульвокислот „активного гумуса" и токсичность почв. Проведено нормирование техногенных нагрузок в атмосфере по валовому содержанию элементов в снежном покрове для перечисленных параметров почв.

Собранные образцы всесторонне анализировались в лабораторных условиях геохимической лаборатории Института географии им. В. Б. Сочавы Сибирского отделения Российской академии наук, аттестованной Иркутским центром стандартизации, метрологии и сертификации в соответствии с общими требованиями ГОСТа 17.4.3.03-85, 29269-91. Анализы проб снега и почв были проведены автором и группой инженеров лаборатории института (Т. В. Петровской, А. К. Ждановой, Т. А. Мартыновой).

Содержание гумуса охарактеризовано на основании определения углерода органических соединений по методу Тюрина в модификации ЦИНАО (мокрое озоление органического вещества почвы раствором дихромата калия, ГОСТ 26213-84). Состав гумуса определялся пирофосфатным методом Тюрина в модификации В. В. Пономаревой и Т. А. Плотниковой (1975). Скорость деструкции целлюлозы оценивали по убыли воздушно-сухой массы фильтровальной бумаги, экспонируемой в почву с различными техногенными нагрузками по методу А. Ф. Захарченко (Хазиев, 1990). Определение биохимической активности проведено экспресс-методом, разработанным Т. В. Аристовской, М. В. Чугуновой (1989). В соответствии с предложенным методом к увлажненным навескам почвы добавляется мочевина. О биологической активности судят по скорости разложения мочевины, которая выражается в изменении величины pH воздушной среды над почвой. Токсичность почвы определялась в лабораторных условиях по методу И. В. Асеева, И. П. Бабаева, Д. Г. Звягинцева и др. (1966), (Биоиндикация..., 1988) по всхожести семян и длине проростков тест-растений в почвах с различными техногенными нагрузками. Величина pH определена в суспензии потенциометрическим методом с использованием комбинированных электродов при соотношении почва : раствор, равном 1:2,5. (ГОСТ 26212-91). Определение обменного аммония и нитратов проведено по методу ЦИНАО (ГОСТ 26489-85, ГОСТ 26488-85), подвижных форм фосфора и калия — по методу Кирсанова в модификации ЦИНАО (Извлечение из ГОСТ 26207-84).

Содержание валовых форм металлов установлено количественным спектральным методом на спектрографе ДФС-8, а подвижных форм металлов, извлекаемые различными вытяжками, — атомно-эмиссионным спектральным методом на приборе Optima 2000DV (Optical Emission Spectrometer) и стандартными химическими методами (Агрохимические..., 1975; Аринушкина, 1970; Семенов, 1977 и др. с учетом требований ГОСТов 17.4.3.03-85, 26204-84). Для почв территории исследования наиболее информативной оказалась вытяжка 1 н HCl, извлекающая легкоподвижные и сорбированные формы широкого спектра элементов. Содержание фтора измерялось на иономере Н-120 с применением фтор-селективного электрода.

Результаты и обсуждение

Химический состав снега в окрестностях алюминиевого завода

В качестве индикатора загрязнения окружающей среды успешно используется снежный покров. Концентрация загрязняющих веществ в снеге в результате процессов сухого и влажного вымывания оказывается выше, чем в атмосферном воздухе, и дает действительную величину аэральных выпадений в холодный период года. По уровню концентраций элементов прослеживается их пространственная изменчивость в зависимости от расстояния и направления от ИркАЗа. Их концентрация увеличивается по мере приближения к заводу. Высокое содержание элементов распространяется на жилую часть города, сельхозугодья и садоводческие кооперативы.

Выявлено, что территория вблизи ИркАЗа (до 1 км), судя по анализу снега, интенсивно загрязняется техногенным веществом. На расстоянии 1 км от завода коэффициент концентрации ($K_к$) всех элементов по отношению к фону, за исключением Cl и K, превышает 40; от 40 до 60 — Sr, V, Mg, Cr, Ni, Fe, Co; от 60 до 100 — Pb, Ca, Cu; более 100 — F, Al, Mn, Ba, Na (рис. 1). Те же элементы по запасам в снеге распределяются аналогично. Максимальный запас фто-

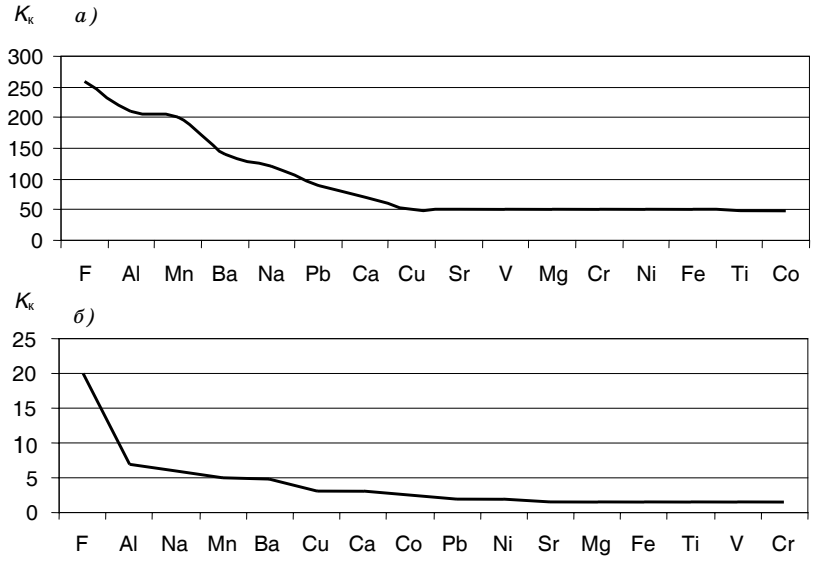


Рис. 1. Коэффициент концентрации элементов в снеге (*а*) и в органогенных горизонтах почвы (*б*) вблизи ИркАЗа (до 1 км).

ра в снеговой воде составляет: нерастворимого 1 т/км^2, растворимого 2,6 т/км^2.

По мере удаления от завода (2 и 6 км) наблюдается резкое снижение концентраций элементов. Содержание большинства из них близко к фону. Исключение составляют Al, Pb, F, Fe. Резкое снижение содержания элементов в снеге связано с влиянием метеоусловий, неблагоприятных для рассеяния вредных примесей. Характерны состояние застоя воздуха и слабая ветровая активность: высокая повторяемость штилей, приземных инверсий и слабых ветров.

В окрестностях ИркАЗа твердый остаток, полученный после фильтрования снеговой воды, представлен в основном алюминием (до 88 % общей массы твердого остатка). Исключение составляет площадка на расстоянии 0,5 км к северо-востоку от завода, где концентрация алюминия значительно меньше, чем масса нерастворимого остатка. В его составе большая доля может приходиться на механические примеси, попадающие в атмосферу от расположенных поблизости завода железобетонных изделий, авторемзавода, автобазы и места разгрузки и первичной переработки сырья. Здесь в несколько раз превышена концентрация всех элементов за исключением фтора в труднорастворимых формах и марганца в растворимой. При просмотре под микроскопом в твердом остатке снега видны округлые обломки размером более 0,1 мм, представленные кварцем и полевыми шпатами. Образцы из других направлений хорошо сортированы, не содержат частиц > 0,1 мм.

Водорастворимое техногенное вещество выбросов (сухой остаток снега) вблизи ИркАЗа (0,5 км) по массе в направлении на СЗ и ЮВ в 43—65 раз меньше нерастворимого вещества в воде (твердый остаток снега), а в направлении на СВ и ЮЗ в 7—21 раз меньше, но гораздо активнее последнего по своему воздействию на природную среду. Максимальные выпадения приходятся на северо-восточное направление от завода. Вероятно, это связано с преобладанием в зимние месяцы западного ветра. Его повторяемость за 1995—1996 и 1996—1997 гг. составляла 23—28 %. В зимний период 1997—1998 гг. возросла повторяемость юго-западного ветра (до 20 %). Повторяемость северо-восточного ветра сохранялась в эти годы низкой (8—12 %).

На расстоянии 1 км максимальная техногенная нагрузка приходится в оба срока к северо-западу от завода и в один срок к северо-востоку. На удалении от завода до 6 км масса выбросов в разных направлениях оказалась сходной (0,16—0,27 г/л) за исключением северо-восточного направления (0,004 г/л).

Ареал загрязнения не является постоянным. Для твердых выпадений с концентрацией 0,5 г/л в 1996 г. он составлял около 14 км^2, а в 1997 г. — 8 км^2, охватывая южную половину г. Шелехова и северную половину пос. Олха, а в следующий год он достигал

только их окраин. Ареал зависит от объема выбросов и комплекса метеофакторов, способствующих их рассеянию.

По мере удаления от источника загрязнения относительная доля водорастворимого техногенного вещества увеличивается. Так, водорастворимое техногенное вещество уже на расстоянии 2—6 км в направлении на СЗ и ЮВ в 2—9 раз, а в направлении на СВ и ЮЗ в 4—5 раз меньше нерастворимого.

Все исследуемые элементы в снежном покрове в основном находятся в труднорастворимых формах (более 95 % общего содержания). Только фтор, натрий и калий преобладают в растворимой форме. Концентрация растворимых форм F, определяемая в растворе снеговой воды, вблизи завода составляет более 95 % валового его содержания.

К приоритетным элементам, концентрация которых в десятки раз выше фоновой, относятся алюминий и фтор. В катионно-анионном составе снеговой воды фтор выступает как макроэлемент. Ниже приведен ряд ионов в порядке уменьшения их концентрации (мг/л) в снеговой воде:

F^-	> SO_2^4	> Na^+	> Ca^{2+}	> HCO_3^-	> Mg^{2+}	> Cl^-	> K^+	> CO_3^2	Сумма	pH
52	19,2	19	12	7,3	4,3	3,6	2,3	Нет	119,7	6,6

В зоне техногенного воздействия завода снеговая вода в целом имеет реакцию, близкую к нейтральной (pH от 6,1 до 6,9). В условиях „чистого" фона эти воды характеризуются величиной pH, равной 7,0.

Максимальное содержание фтора в растворе снеговой воды достигает в разные годы 55 и 66 мг/л. При удалении на 1—3 км концентрация элемента в зависимости от направления ветра снижается до 5—10 мг/л. Прилегающие к заводу населенные пункты находятся в ареале, где содержание фтора снижается до 5—10 мг/л в снеге и превышает ПДК в несколько раз. По мере удаления от завода относительная доля растворимого вещества увеличивается.

К токсикантам первого класса опасности среди исследованных элементов относится также свинец. Содержание свинца в снеге намного меньше, чем фтора, и находится он в основном в труднорастворимых формах. Его ПДК составляет 0,1 мг/л. Такая концентрация наблюдается только в ближайших окрестностях завода. По мере удаления от источника загрязнения (6 км) концентрации его водорастворимой формы возрастают.

Максимальные концентрации железа близки к кларку литосферы или к контрольным значениям, а кальция и магния почти во всех случаях ниже. Концентрации труднорастворимых форм этих элементов снижаются при удалении от завода. Содержание водо-

растворимых форм элементов на расстоянии до 2 км снижается и далее до 6 км возрастает.

Концентрация в выбросах титана, марганца и бария (переходных от макро- к микроэлементам) в целом ниже кларка литосферы и фоновой. Средний уровень содержания Cu, Ni, Co, Cr, V, большинство из которых относится к токсикантам II класса опасности, близок к кларку литосферы. Абсолютные величины их содержания (мг/кг твердого остатка) по мере удаления от завода уменьшаются, однако доля в общей массе твердого осадка увеличивается, так как уменьшается доля в ней других элементов. Эти различия — следствие аэрогенной дифференциации в зависимости от форм связей элементов, их дисперсности.

Основным дифференцирующим фактором в распределении химических элементов выступает климатический — направление ветров. Ареалы высокого содержания элементов ориентированы в трех направлениях — юго-восточном и северо-западном (в связи с большей повторяемостью ветров соответствующих направлений), а также в северо-восточном (как за счет юго-западных ветров, так и под воздействием комплекса предприятий — завода железобетонных изделий, автобазы, авторемзавода и места разгрузки и первичной переработки глинозема).

Сходство полученных данных по содержанию элементов в снежном покрове за 1996 г. с результатами работ, выполненных в 1988—1990 гг. ПГО „Сосновгеология" и Институтом геохимии (Ломоносов и др., 1993; Экологическая..., 1991), свидетельствует о том, что количество токсичных выбросов за этот период не сокращалось, т. е. улучшения в отношении загрязнения атмосферы в окрестностях завода не происходило, что соответствует ежегодным выбросам завода (Охрана..., 1998). Однако данные, полученные нами в 1997—2006 гг., свидетельствуют о снижении техногенных выбросов в эти годы благодаря выполнению природоохранных мероприятий (табл. 1, 2). Содержание всех исследуемых элементов в твердом и сухом остатке снега уменьшилось в 2—5 раз за исключением фтора в растворимом состоянии. Количество фтора в жидкой фазе снега, расположенного вблизи завода (0,5 км), осталось на том же уровне. Однако ареал рассеяния фтора стал меньше.

Таблица 1

Содержание (г/л) твердого (А) и сухого (В) остатка снега на расстоянии 0,5 км от ИркАЗа в зависимости от направления

	1996		1998		2000		2002		2004	
	А	В	А	В	А	В	А	В	А	В
СВ	7,90	1,18	4,60	0,12	4,50	0,30	1,92	0,02	0,62	0,01
ЮВ	2,56	0,08	2,15	0,09	1,87	0,10	1,17	0,01	0,38	0,01

Таблица 2

Максимальное превышение фонового содержания и концентрация элементов в жидкой фазе снега вблизи ИркАЗа (до 1 км)

Элемент	1996		2002	
	Превышение фона, число раз	Содержание, мг/л	Превышение фона, число раз	Содержание, мг/л
F	208	55,00	189	50,00
Mn	52	0,80	12	0,18
Ba	49	0,50	10	0,10
Pb	27	0,07	8	0,02
Ca	23	7,00	7	2,32
Na	123	67,5	33	18,0
K	15	5,1	3	0,98
Cu	32	0,06	11	0,02
Sr	17	0,12	4	0,03
Cr	16	0,04	4	0,01
Mg	26	5,90	7	1,62
V	20	0,04	5	0,01
Ni	45	0,09	10	0,02
Fe	27	27,1	6	5,67
Ti	13	1,10	3	0,23
Co	20	0,01	16	0,00
S	10	7,10	2	1,70
Cl	3	0,31	3	0,28

Поступление техногенного вещества в почву

Представляет интерес техногенное загрязнение почв данного района. Они представлены дерновыми лесными, дерново-карбонатными и серыми лесными и характеризуются гранулометрическим составом от легкосуглинистого до легкоглинистого, слабощелочной и нейтральной реакцией, содержанием гумуса от очень низкого до очень высокого. Сравнительные характеристики по загрязнению проводились по преобладающим дерновым лесным нераспаханным почвам. К ним отнесены почвы с маломощным гумусовым горизонтом (менее 10—15 см) и морфологически недифференцированным профилем.

Проведенные исследования свидетельствуют, что в почвах вблизи завода повышено содержание тех же элементов, что и в снеге (F, Al, Mn, Ba, Na). Как и в снеге, более всего в почвах накапливается фтор (см. рис. 1). Его коэффициент концентрации по отношению к фону почти на порядок больше по сравнению с другими элементами. В целом же при удалении от завода его концентрация снижается. В 6 км от завода уровень водорастворимого фтора, который может представлять потенциальную опасность для растительного покрова, снижается до ПДК. За период вегетации доля всех форм фтора, как и кислоторастворимых форм других элементов, снижается (рис. 2).

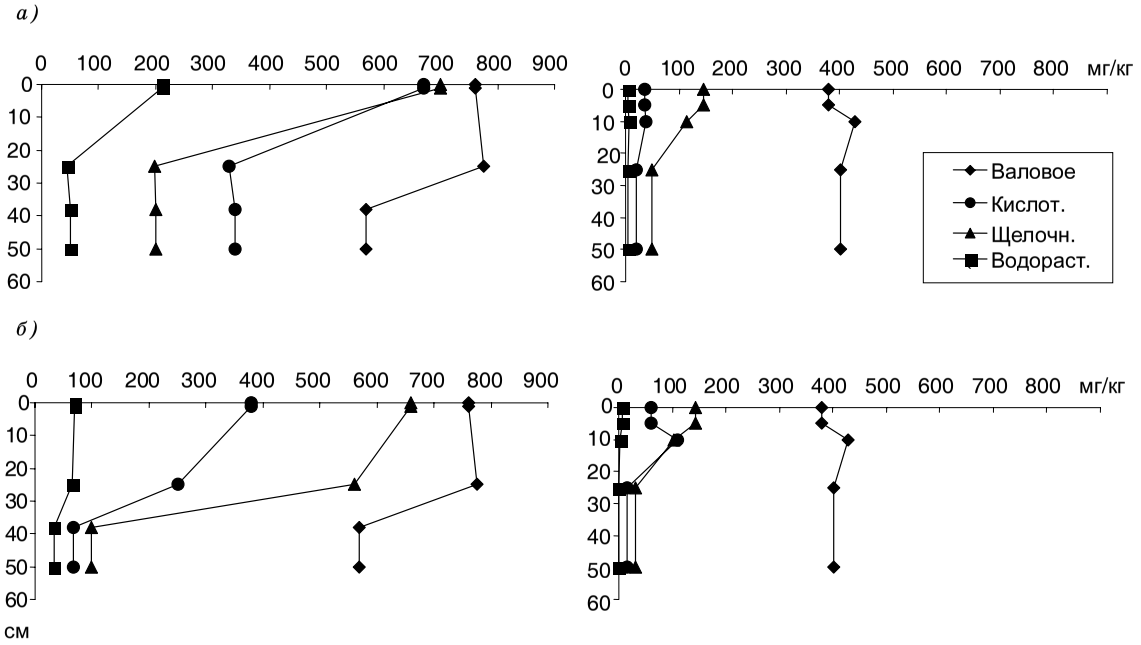


Рис. 2. Вертикальное распределение различных форм фтора в почвах на расстоянии 0,5 км (*слева*) и 70 км (*справа*) от ИркАЗа.

а — весенний период, *б* — осенний период.

Одна из особенностей поведения фторидов в почвах — их высокая растворимость, составляющая 40—90 %. На контрольной площадке растворимость по сравнению с испытуемыми резко снижается, особенно в осенний срок. Кроме пестроты почвенного покрова, этот факт можно объяснить тем, что до Байкала влияние атмосферного переноса фтора от ИркАЗа не распространяется. Снижение концентрации фтора на Байкале (п. Листвянка и п. Култук) до фонового уровня отмечалось ранее И. С. Ломоносовым (1993).

Валовое содержание натрия вблизи завода в почвах в указанных направлениях в 2—10 раз выше, чем в почвах удаленных площадок или контрольной. В почвах ближних к заводу площадок сравнительно высоко содержание подвижного натрия. Оно резко (на порядок) убывает по мере удаления от завода. В этом же направлении снижается pH почв до нейтральных и слабокислых.

Устойчивые исходные концентрации натрия в почвах, удаленных от завода, и в контрольной позволяют рассчитать накопление техногенного натрия. Оно составляет 6—8 % на расстоянии 0,5 км, 1—4 % — 1 км, 0—3 % — 2 км.

Сходно накопление в почвах алюминия, хотя абсолютные показатели его выше и на мало загрязненных площадках близки к кларку литосферы. Загрязнение почв алюминием прослеживается на меньшей площади: на расстоянии 1 км алюминия не намного больше, чем на удаленных участках.

В нижних горизонтах почв концентрация свинца близка к кларку литосферы, а в верхних горизонтах, особенно на площадках вблизи завода, она увеличивается в 1,5—4 раза. Содержание растворимой формы свинца к осени резко снижается, что может указывать на его более прочное закрепление.

Близкие показатели по валовому содержанию элементов и их подвижных форм выявляются для марганца и бария. Их максимальное накопление приходится на удаление 0,5 км от завода в северо-восточном направлении.

Сходные показатели изменения в зависимости от расстояния от завода и глубины прослеживаются для микроэлементов меди, никеля, кобальта. Их максимальные значения в верхних горизонтах по сравнению с контрольной точкой, близкой к кларку литосферы, достигают трех раз.

В общем максимальные концентрации элементов наблюдаются в органогенных горизонтах, которые для них являются геохимическим барьером. Как известно, органические коллоиды, органоминеральные комплексы обладают высокой поглотительной способностью. С глубиной содержание элементов в почве уменьшается. Концентрации Ba, Co, Sr, Mg, Fe, Ti, Cr, V, K достигают значений, полученных на контрольной территории, а концентрации Al, Mn, Cu,

Pb, Ni близки к ним. Однако содержание F, Na, превышающее фоновое, наблюдается по всему профилю почв, несмотря на резкое уменьшение. Это говорит о миграции этих элементов по всему корнеобитаемому слою.

В верхних горизонтах доля кислоторастворимой формы исследуемых элементов в основном составляет более 50 %. Доля кислоторастворимых форм элементов дальних площадок увеличивается по всему профилю, несмотря на их меньшие абсолютные значения, чем вблизи завода. Вследствие возрастания потенциально подвижных форм элементов по мере удаления от завода они могут обладать большей миграционной способностью, чем вблизи источника загрязнения. Исключением явились Al, Na, F в почвах вблизи завода (0,5 км к ЮВ, СВ), имеющих щелочную реакцию, где миграция элементов может быть относительно повышена. Доля подвижного F увеличена как вблизи завода (0,5 км), так и при удалении от него (элемент подвижен и в щелочной, и в кислой среде).

К концу вегетации доля кислоторастворимых форм элементов уменьшается, что может говорить о выщелачивании и поглощении их растениями и почвой. Кислотные вытяжки дают информацию о подвижных формах и ближайшем резерве элементов, которые, находясь в почвенном растворе, оказываются доступны для растений.

Содержание Na и F в кислотной вытяжке превышает фон (для органогенных горизонтов) более чем в 10 раз; Pb — в 5—10 раз; Mn, Ni, Sr, Cu — в 2—5 раз; Ba, Co, K — менее чем в 2 раза.

Валовое содержание F, Al, Mn, Ba, Na в органогенных горизонтах превышают контрольные значения вблизи завода более чем в 5 раз; Ca, Cu — в 3—5 раз; Co, Pb, Ni, Sr, Mg, Fe, Ti, V, Cr — менее чем в 3 раза.

Таким образом, по характеру распределения выявлены определенные устойчивые связи химических элементов и выделены три группы с разной концентрацией в системе снег—почва. Первая группа химических элементов (F, Al, Na, Mn, Ba) характеризуется высоким содержанием в снеге с превышением концентраций элементов более чем в 50 раз по сравнению с фоном и средним содержанием в почве (с превышением в 5 раз). Вторая группа включает Ca и Cu. Их содержание в снеге в 25—50 раз больше, чем фоновое, и в 3—5 раз больше, чем в почве. Третью группу (Co, Ni, Sr, Mg, Fe, Ti, V, Cr) характеризует среднее содержание в снеге (с превышением фона в 8—25 раз) и очень низкое в почве (с превышением менее чем в 3 раза). Связь концентрации элементов в снеге и почве свидетельствует об их техногенном происхождении.

Существенные различия концентраций в снеге и почвах позволяют предполагать выщелачивание элементов, поглощение их растениями, вынос в грунтовые воды, а также вынос талыми водами в

пониженные элементы рельефа долин рек Олхи и Иркута. Это подтверждается уменьшением доли кислоторастворимых форм элементов за лето, высоким содержанием элементов в растениях, грунтовых и весенних речных водах по данным исследований ПГО „Сосновгеология" (Киселев и др., 1994), Сибирского института физиологии и биохимии растений СО РАН (Помазкина и др., 1999), Иркутского государственного университета (Мартынова и др., 1997).

Трансформация морфологических, химических и биохимических показателей почв

По образному выражению В. Н. Сукачева (Воробейчик и др., 1994) лесная подстилка — это зеркало биогеоценоза. Она представляет собой один из основных аккумуляторов поллютантов. Во многих работах показано, что мощность подстилки — наиболее чувствительный и информативный параметр, характерное время реагирования которого на действие различных факторов мало́. Установлено, что вблизи завода наблюдается увеличение мощности подстилки в результате торможения деструкции органического вещества, что обусловлено снижением целлюлозной активности из-за высокого накопления поллютантов. Вблизи завода (0,5 км) толщина подстилки составляет от 1 до 4 см; тогда как на расстоянии 6 км она равна 0,2—1 см. Накопление подстилки — это критерий незавершенности биогеохимических циклов, вследствие чего снижаются продуктивность и устойчивость экосистем. Толстый слой подстилки может препятствовать развитию травяно-кустарничкового яруса и возобновлению древостоя. В разложении растительного опада принимают участие различные группы организмов — почвенная мезофауна, микроантроподы, бактерии, грибы и др.

Целлюлоза — одна из основных и быстроразлагающихся фракций лесного опада. Ее разложение тесно связано с деструкцией всего поступающего на поверхность почвы растительного материала. Вблизи завода (0,5 км) скорость деструкции целлюлозы сильнее снижена в органогенных горизонтах. На отдельных участках она практически равна нулю. В гумусово-аккумулятивных горизонтах снижение достигает 10 раз (до 0,06 % в день).

Очевидно, что при загрязнении почвы происходит снижение биохимической активности — одного из важных показателей ее состояния как компонента экосистемы. Важное значение в обеспечении почв основными элементами питания имеет уреаза — фермент, который принимает активное участие в процессах разложения органического азота на соединения, доступные для растений. Определение биохимической активности экспресс-методом в образцах с близкими значениями pH и сходными значениями N показало, что

скорость разложения мочевины у образцов, отобранных на расстоянии 6, 2, 1 и 0,5 км, по сравнению с контрольными снижается соответственно в 3, 6, 7 и 11 раз. Это коррелирует с возрастанием загрязнения почв, прежде всего, фтором, а также согласуется со снижением всхожести семян и уменьшением длины проростков сосны и салата, что рассматривается как показатель токсичности почв.

Токсичность — эффективный и обобщающий показатель загрязнения почв, следствие комплекса негативных условий (повышенного содержания поллютантов, пониженной аэрации, ухудшения водно-физических свойств, лимита элементов минерального питания и в результате повышенного содержания токсичной микрофлоры). В качестве тест-растений при проведении лабораторного опыта нами были выбраны семена сосны (произрастающей в данной местности) и салата „Майский". Салат — культура, требовательная к условиям произрастания и более подверженная воздействию тяжелых металлов. Результаты опыта отчетливо вскрывают снижение всхожести и длины проростков растений по мере приближения к заводу. У сосны на расстоянии 0,5 км от завода всхожесть семян уменьшается до 28 %, а у салата — до 33 %, что близко к показаниям токсичной почвы (30 %). Резкий скачок по всхожести семян в 1,5—2 раза наблюдается на расстоянии 1 км для салата и 2 км для сосны.

По данным многочисленных исследований (Гришина и др., 1990; Гришко, 1996; Смит, 1985 и др.) снижение деструкции органического вещества и биохимической активности происходит в результате загрязнения почв фтором, тяжелыми металлами (Pb, Cu, Ni и др.). Это подтверждается данными наших исследований, например графическим выражением в виде кривой зависимости показателя биологической активности почв от содержания в ней F, Al, Na, Ba, Pb, Ni (рис. 3). Для остальных исследуемых элементов корреляции их содержания и почвенных параметров не обнаружено. Концентрации, при которых происходят резкие изменения почвенных параметров, приведены в табл. 3 в виде установленных ПДК для почв данных эколого-геохимических условий. Методы расчета ПДК приведены в следующем разделе.

В условиях повышенной техногенной нагрузки в исследуемых почвах наблюдается уменьшение в два раза содержания активного гумуса (ФК—1а), играющего важную роль в обеспечении растений биофильными элементами, и увеличение доли связанного с Ca и прочно связанного с минеральной частью почвы гумусового вещества (в 2—3 раза). Большинство из этих характеристик испытывают резкую смену (в два раза) на рубеже первого и второго километров.

Можно полагать, что отмеченные различия в составе гумуса связаны, как и по данным Н. П. Кремленковой (1993), с вытеснением Ca фтором из ППК и связыванием его с подвижными гуминовыми кислотами, а также, как и по данным других исследователей

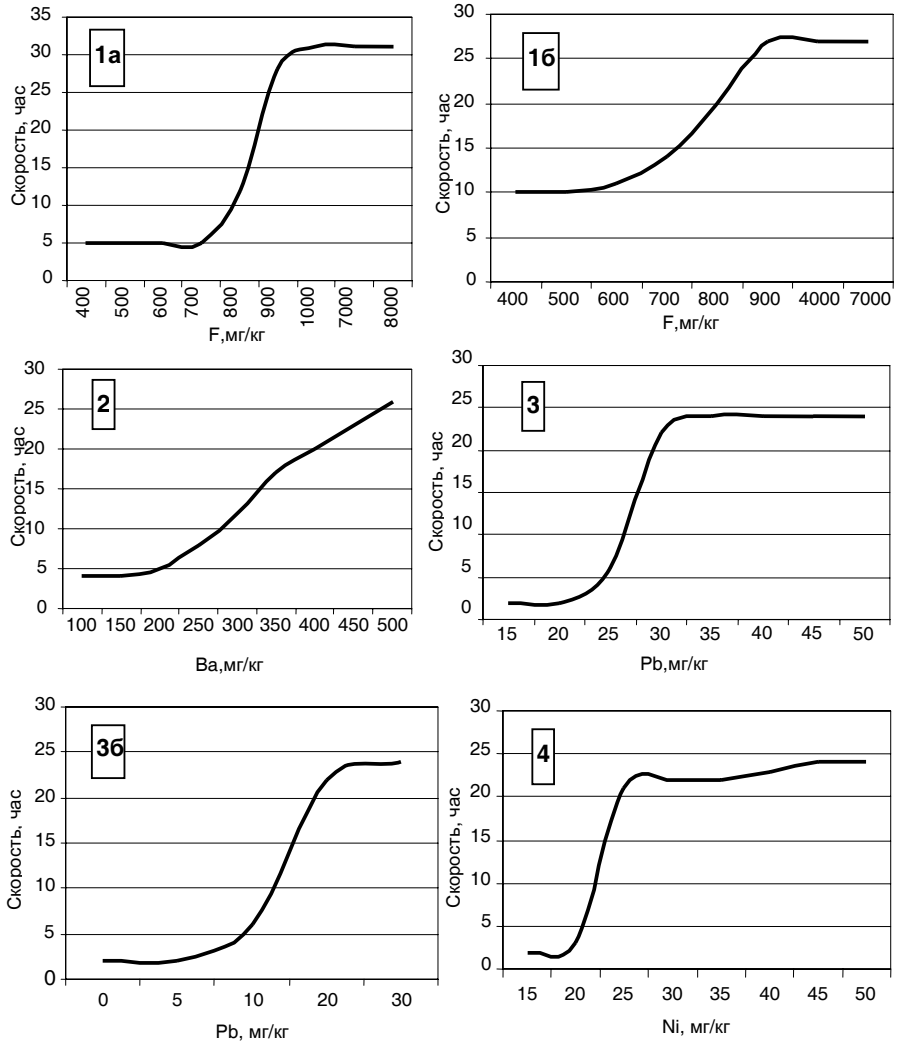


Рис. 3. Биохимическая активность почв (скорость деструкции мочевины до pH = 8, час) в зависимости от содержания F валового (1а) и кислоторастворимого (1б), Ba кислоторастворимого (2), Pb валового (3) и кислоторастворимого (3б), Ni кислоторастворимого (4).

(Гришина и др., 1990; Гутиева, 1980; Туев и др., 1980), с образованием труднорастворимых соединений органических веществ с металлами. Это подтверждается кривыми зависимостей доза—эффект для Al, Na, Ba и F.

Таблица 3

Недопустимая (верхняя критическая точка — числитель) и предельно допустимая (нижняя критическая точка — знаменатель) концентрации элементов в почвах для их параметров

Параметр	F		Al		Na		Ba	Pb		Cu	Ni	
	вал.	кисл.	вал.	кисл.	вал.	кисл.	кисл.	вал.	кисл.	кисл.	вал.	кисл.
Мощность подстилки	880 / 700	840 / 700	—	—	*X* / 6,0	—	*X* / 320	—	—	—	*X* / 65	*X* / 36
Биохимическая активность	910 / 740	840 / 650	—	—	—	—	*X* / 220	32 / 26	22 / 11	—	—	26 / 22
Содержание NO_3	840 / 750	580 / 220	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Содержание P_2O_5	—	—	9,8 / 8,2	3,2 / 1,1	4,1 / 2,2	550 / 250	—	26 / 24	16 / 10	13 / 7	—	22 / 20
Скорость деструкции целлюлозы	950 / 660	860 / 380	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Содержание фульвокислот (фракция 1а)	930 / *X*	720 / *X*	9,3 / 8,3	2,4 / 1,5	3,4 / 3,1	480 / 470	170 / 160	—	—	—	—	—
Токсичность	—	—	9,5 / 8,2	3,0 / 1,1	—	—	—	34 / 27	22 / 11	*X* / 19	—	24 / *X*
Наиболее чувствительный параметр	840 / 660	580 / 220	9,3 / 8,2	2,4 / 1,1	3,4 / 2,2	480 / 250	170 / 160	26 / 24	16 / 10	13 / *X*	*X* / 65	22 / 20

Примечания. 1. Концентрация элементов в валовой (вал.) и кислоторастворимой (кисл.) формах дана в мг/кг почвы, валового Al и Na — в %. — 2. Прочерк означает, что зависимости доза—эффект не обнаружено; *X* — значения не достигают верхней критической точки.

Техногенные выбросы алюминиевого завода неоднозначно влияют на содержание подвижных (обменных) форм азота, фосфора и калия. Чаще всего они негативно отражаются на запасах элементов минерального питания. Лимитирующим из элементов питания в почвах с повышенной техногенной нагрузкой явился фосфор. По содержанию обменного (доступного для растений) фосфора в гумусово-аккумулятивном горизонте в естественных почвах с приближением к заводу наблюдается его уменьшение от 16 мг/100 г почвы до нуля. Количество NO_3^- в почвах по мере приближения к источнику загрязнения уменьшается (от 8 до 1 мг/100 г), что говорит об ухудшении состояния почв, в том числе и санитарного, и связано с подавлением процесса нитрификации в результате техногенного загрязнения. Анион NO_3^- в почве не поглощается ни химически, ни физико-химически и при достаточной влажности целиком находится в почвенном растворе. Накопление нитратов в почве свидетельствует о ее хорошем „санитарном" состоянии: те же значения pH, те же концентрации и состав почвенного раствора, степень аэрации, влажность и температура, которые благоприятны для большинства культурных растений, способствуют и процессу нитрификации.

Таким образом, наиболее чувствительными из значимых почвенных параметров в данном случае (в зоне воздействия завода) оказались: средняя толщина подстилки, скорость разложения целлюлозы, биохимическая активность, содержание NO_3^-, P_2O_5, агрессивной фракции фульвокислот „активного гумуса" и токсичность. Остальные параметры почв не отреагировали на загрязнение (не обнаружено их корреляции с содержанием элементов техногенного происхождения).

Один из важнейших выводов относительно формы реакции почвенных параметров состоит в выраженной „ступенчатости" тренда зависимости доза—эффект. Реакция почвы на загрязнение существенно нелинейна. Имеются два уровня средних значений с очень резким рубежом между ними. Почва реагирует на увеличение загрязнения сильным изменением ее параметров. Существование порога в реакции почвы (области нагрузок, при которых нет резких изменений) служит проявлением феномена устойчивости почвы, наличия в ней эффективных механизмов саморегуляции. Соответственно подпороговые значения нагрузок оценивают „запас гомеостатичности" почвы. Удерживающие факторы, обычно приводящие к восстановлению нарушенных почв, в данном случае их повышенного загрязнения, неэффективны. Если даже полностью прекратить поступление поллютантов, накопленный токсичный материал не даст экосистеме возможности самопроизвольно восстановиться до фонового уровня. При этом удвоенное местное фоновое содержание элементов оказывается еще в пределах естественных флуктуаций

экосистемы. При дальнейшем повышении загрязнения почва по критерию наиболее чувствительного параметра переходит в новое качество, при котором начинается деградация этих параметров, но процессы еще обратимы. При более чем десятикратном загрязнении начинается деградация основных почвенных свойств с развитием необратимых процессов.

Нормирование техногенных нагрузок на почвы

С учетом ущерба, причиняемого другим компонентам окружающей среды и здоровью населения, территорию, прилегающую к алюминиевому заводу, следует рассматривать как экологически неблагополучную. Специалистам разного профиля необходимо разработать комплекс мер по выходу из сложившейся ситуации. Пересмотр утвержденных предельно допустимых выбросов с учетом особенностей природно-климатических условий на основе экологического нормирования и есть один из них.

Под экологическим нормированием понимают процесс разработки регламентов антропогенного воздействия на окружающую среду, соблюдение которых гарантирует нормальное функционирование экосистем (Воробейчик и др., 1994). Экологическое нормирование в отличие от санитарно-гигиенического более объективно, хотя и базируется на нем, так как стремится учесть влияние не только на человека, но и на всю экосистему. Практических работ в этой области очень мало (Израэль и др., 1991; Покаржевский, Терицэ, 1990; Самойлова и др., 1990 и др.). В одной из последних, наиболее разработанных, концепций экологического нормирования (Е. Л. Воробейчик и др., 1994) возможность произвольности сведена к минимуму.

Предельные нагрузки рассчитаны как критические точки на графике функции, аппроксимирующей зависимость доза—эффект, построенной для основных и коррелятивных переменных, закономерно изменяющихся в градиенте загрязнения. Под критической точкой понимается начало наиболее резкого изменения параметра. Нижняя критическая точка на кривой зависимости доза—эффект рассматривается как предельно допустимая концентрация, при которой происходят изменения значимых показателей почвы, но они еще обратимы. Предельно недопустимая концентрация рассчитана по верхней критической точке, когда произошедшие изменения параметров почв уже необратимы.

В результате анализа кривых зависимости доза—эффект по различным почвенным параметрам (см. рис. 3) выявлены предельно допустимые и недопустимые концентрации валовых и подвижных форм различных элементов (F, Al, Na, Ba, Pb, Cu и Ni), что позволило провести нормирование техногенных нагрузок в атмосфере по валовому содержанию элементов в снежном покрове (табл. 4).

Таблица 4

Предельно допустимая (нижняя критическая точка Н) и недопустимая (верхняя критическая точка В) нагрузки по валовому содержанию элементов в снежном покрове для параметров почв (т/км^2 в год)

Параметр	F		Al		Na		Ba		Pb		Cu		Ni		Твердое вещество	
	В	Н	В	Н	В	Н	В	Н	В	Н	В	Н	В	Н	В	Н
Мощность подстилки	7,0	3,8	—	—	*X*	1,6	*X*	1,0	—	—	—	—	*X*	14,0	*X*	2,4
Биохимическая активность	7,4	4,0	—	—	—	—	*X*	0,12	26	6,8	—	—	16,8	12,4	*X*	3,2
Содержание NO_3	5,2	2,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Содержание P_2O_5	—	—	57	23	4,6	0,8	—	—	20	8,1	20	5,2	20,4	14,8	12,8	2,4
Скорость деструкции целлюлозы	7,0	3,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Содержание ФК-la „активный гумус”	6,2	X	52	19	4,0	2,4	0,8	0,04	—	—	—	—	—	—	10,2	2,2
Токсичность	—	—	42	20	4,4	—	—	—	32	10,6	*X*	10	19,2	12,4	12,4	2,5
Наиболее чувствительный параметр	5,2	2,4	42	19	4,0	0,8	0,8	0,04	26	6,8	20	5,2	16,8	12,4	10,2	2,2
Необходимая кратность снижения (раз) существующего уровня выбросов	1,4	3,6	—	3,7	0	3	0	5	0	1,7	1,7	6,5	1,9	13,1	—	1,1

Примечания: 1. Pb, Cu, Ni — в кг/км^2 в год. — 2. Прочерк означает, что зависимости доза—эффект не обнаружено; *X* — значения не достигают верхней критической точки.

Для F валового (вал.) значения предельно допустимой и недопустимой концентраций в почве составили 660—840 мг/кг, для F кислоторастворимого (кисл.) 220—580 мг/кг; Al 8,2—9,3 % (вал.) и 0,9—2,4 % (кисл.); Na 2,2—3,4 %, 250—480 мг/кг; Ba кисл. 160—170 мг/кг; Pb 24—26 и 10—16 мг/кг; Cu кисл. 7—13 мг/кг; Ni 65-X (не достигает предельной концентрации) и 20—22 мг/кг. Для других элементов зависимость доза—эффект не выражена. Установленные нами предельно допустимые концентрации большинства элементов больше санитарно-гигиенических ПДК, которые установлены для дерново-подзолистых почв, более чувствительных к техногенному загрязнению.

Предельно допустимые и недопустимые нагрузки в атмосфере для F составляют 2,4 и 5,2 т/км^2 в год; для Al — 19 и 42 т/км^2 соответственно; Na — 0,8 и 4,0 т/км^2; Ba — 0,04 и 0,84 т/км^2; Pb — 6,8 и 26 кг/км^2; Cu — 5,2 и 20 кг/км^2; Ni — 2,4 и 16,8 кг/км^2; твердого вещества — 2,2 и 10,2 т/км^2. Установленные нами нагрузки по твердому веществу и Na почти совпадают со значениями предельно допустимых выбросов (ПДВ), принятых на заводе. Для Pb и Cu значения ПДВ значительно ниже предельно допустимых нагрузок, установленных нами для почв. Это связано с тем, что ПДВ на заводе устанавливаются с учетом реакции на человека. Однако для F предельно допустимые нагрузки, установленные по реакции почв, получились ниже, чем ПДВ по реакции на человека. Это может быть связано с тем, что фтор в твердых частицах, не нанося вреда человеку в воздухе, оказывает отрицательное влияние на почву. Значения ПДВ для газообразных фторидов и предельно допустимые нагрузки для почв близки.

С учетом существующего количества выбросов на заводе необходимая кратность его снижения составляет по предельно допустимым нагрузкам до 1,9 раза, по предельно недопустимым до 13,1 раза.

Предельно недопустимые содержания элементов в основном приходятся на расстояние 0,5—2 км от завода. Показатели, связанные с деструкцией органического вещества, в большей степени коррелируют (прослеживается четкая зависимость доза—эффект) с содержанием F и Pb, а показатели, связанные с доступностью лимитирующих элементов минерального питания растений, — с содержанием Al, Na, Ba, Pb, Cu.

Основными природоохранными мероприятиями должны быть технические: изменение технологии, усиление эффективности очистных сооружений, а также жесткий контроль по соблюдению утвержденных нормативов.

Нормативы должны соответствовать технологическому уровню производств (после смены технологии не следует увеличивать объем производства и доводить его до установленных ПДВ) и особенностям природно-климатических условий с учетом воздействия на

всю экосистему в целом. Выход из сложившейся ситуации, как уже отмечалось, состоит в пересмотре утвержденных ПДВ.

В случае загрязнения почв рекомендуется проведение механических, химических и агрономических природоохранных мероприятий. При этом следует учитывать, что все они могут оказывать не только положительное, но и негативное влияние.

Загрязненные земли должны исключаться из селькохозяйственного производства, где возможно проведение комплекса лесоводственных мероприятий. При невозможности вывода их из использования необходимо выбирать устойчивые к загрязнению сельскохозяйственные культуры (овощи, у которых в пищу используются корнеплоды, зерновые и многолетние травы).

Необходимо сохранить зеленую зону городов, производить лесонасаждения из газоустойчивых лиственных пород поперек преобладающего воздушного переноса в целях очищения атмосферного воздуха от газообразной примеси и пыли. Также необходимы озеленение и правильная планировка г. Шелехова (в городе фиксируется значительное число штилей), которая могла бы способствовать рассеянию воздушных масс.

Заключение

Показано, что судя по анализу снега территория вблизи ИркАЗа интенсивно загрязняется техногенным веществом, содержание в котором F, Mn, Al, Ba и Na превышает контрольные значении более чем в 100 раз. Среди химических элементов в почвах, как и в снеге, более всего накапливается фтор — элемент 1-го класса опасности, коэффициент концентрации которого почти на порядок больше, чем других элементов. По распределению химических элементов выявлены определенные устойчивые связи с выделением трех групп разной концентрации в системе снег — почва, что свидетельствует об их техногенном происхождении. С введением новой, самой современной, технологии производства алюминия техногенные выбросы завода уменьшились в 2—5 раз по различным ингредиентам. При этом энергозатраты на производство алюминия уменьшились в 1,5 раза, а объем продукции увеличился.

Установлено, что техногенные выбросы алюминиевого завода неоднозначно влияют на состав и свойства почв изученной территории. Чаще всего они негативно отражаются на биохимической активности почв, мощности подстилки, содержании подвижного гумуса, запасах элементов питания растений, всхожести и длине проростков семян. В результате анализа кривых доза—эффект по различным почвенным параметрам определены предельно допустимые и недопустимые концентрации валовых и подвижных форм элементов, что позволило провести нормирование техногенных нагрузок в

атмосфере. Предельно недопустимые содержания элементов в основном приходятся на расстояние до 2 км от завода. С учетом существующего количества выбросов на заводе необходимая кратность его снижения составляет до 1,9 раза (по предельно допустимым нагрузкам).

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ (№ 05-05-97220, № 04-05-64135).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агрохимические методы исследования почв. 1975. — М.: Наука. — 136 с.

Аринушкина Е. В. 1970. Руководство по химическому анализу почв. — М.: Наука. — 489 с.

Аристовская М. А., Чугунова М. В. 1989. Экспресс-метод определения биологической активности почв. — Почвоведение, № 11, с. 142—148.

Асеева И. В., Бабаева И. П., Звягинцев Д. Г., Мирчини Т. Г., Худякова Ю. А. 1966. Методы изучения почвенных микроорганизмов и их метаболитов. — М.: Изд-во МГУ, с. 170—171.

Биоиндикация загрязнений наземных экосистем. 1988. — М.: Мир. — 348 с.

Виноградов А. П. 1957. Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах. — М.: Изд-во АН СССР. — 236 с.

Воробейчик Е. Л., Садыкова О. Ф., Фарафонтов М. Г. 1994. Экологическое нормирование техногенных загрязнений наземных экосистем (локальный уровень). — Екатеринбург: УИФ „Наука". — 280 с.

ГОСТ 17.4.1.02-83. Охрана природы. Почвы. Классификация химических веществ для контроля загрязнения. — М.: Госстандарт.

ГОСТ 17.4.3.01-83. (СТ СЭВ 3847-82). Охрана природы. Почвы. Общие требования к отбору проб. — М.: Госстандарт.

ГОСТ 17.4.3.03-85. Охрана природы. Почва. Общие требования к методам определения загрязняющих веществ. — М.: Госстандарт.

ГОСТ 17.4.4.02-84. Охрана природы. Почвы. Методы отбора и подготовки проб для химического, бактериологического, гельминтологического анализа. — М.: Госстандарт.

ГОСТ 26204-84. Почвы. Методы анализа. — М.: Госстандарт.

ГОСТ 26207-84. Почвы. Определение подвижных соединений фосфора и калия по методу Кирсанова в модификации ЦИНАО. — М.: Госстандарт.

ГОСТ 26212-91. Почвы. Определение гидролитической кислотности по методу Каппена в модификации ЦИНАО. — М.: Госстандарт.

ГОСТ 26213-84. Почвы. Методика определения содержания гумуса по методу Тюрина в модификации ЦИНАО. — М.: Госстандарт.

ГОСТ 26488-85. Почвы. Определение нитратов по методу ЦИНАО. — М.: Госстандарт.

ГОСТ 26489-85. Почвы. Определение обменного аммония по методу ЦИНАО. — М.: Госстандарт.

ГОСТ 28168-89. Почвы. Отбор проб. — М.: Госстандарт.

ГОСТ 29269-91. Почвы. Общие требования к проведению анализов. — М.: Госстандарт.

Гришина Л. А., Макаров М. И., Сапегина И. В. 1990. Влияние промышленного загрязнения на органическое вещество почв. — В сб.: Влияние атмосферного загрязнения на свойства почв. — М.: Изд-во МГУ. — 205 с.

Гришко В. Н. 1996. Влияние загрязнения почв фтором на структуру микробного ценоза. — Почвоведение, № 12, с. 1478—1485.

Гутиева Н. М. 1980. Влияние выбросов промышленных предприятий через атмосферу на содержание и состав гумуса дерново-подзолистых почв. — Докл. ТСХА, вып. 258, с. 81—85.

Добровольский В. В. 1983. География микроэлементов. Глобальное рассеяние. — М.: Мысль. — 272 с.

Израэль Ю. А., Семенов С. Н., Кунина И. М. 1991. Экологическое нормирование: методология и практика. — В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XIII. — Л.: Гидрометеоиздат, с. 10—24.

Киселев В. Я., Кравцов В. А., Турчанников Л. В. 1994. Оценка экологического состояния природных сред в районе алюминиевого завода (г. Шелехов). — Тез. VI объед. Международ. симп. по проблемам прикладной геохимии, посвященный памяти академика Л. В. Таусона. — Иркутск, с. 48—49.

Кремленкова Н. П. 1993. Накопление и перераспределение техногенного фтора в почвах южной части нечерноземной зоны. — Почвоведение, № 9, с. 92—93.

Ломоносов И. С., Гапон А. З., Арсентьева Л. Г. 1993. Иркутский промышленный район — гг. Иркутск, Ангарск, Шелехов. — В сб.: Экогеохимия городов Восточной Сибири. — Якутск: изд. Ин-та мерзлотоведения, с. 25—37.

Мартынова Н. А., Мыльников Л. И., Смагунова А. Н. 1997. Техногенная трансформация агроценозов в районе Иркутского алюминиевого завода. — Тез. Междунар. конф. „Проблемы антропогенного почвообразования". Т. 1. — М., с. 32—33.

Методические рекомендации по выявлению деградированных и загрязненных земель. 1995. — М.: Роскомзем, Минсельхозпром, Минприроды РФ. — 21 с.

Нормативные документы Государственного комитета по охране окружающей среды Иркутской области Госкомэкологии России. 2000. — Иркутск. — 231 с.

Охрана атмосферы и предельно допустимые выбросы предприятий г. Шелехова. 1998. — Иркутск. — 265 с.

Перечень предельно допустимых концентраций (ПДК) и ориентировочно допустимых количеств (ОДК) химических веществ в почве. № 6229-91. Утв. МЗ России от 19.11.1991.

Предельно допустимые концентрации химических веществ в почве (ПДК): МЗ России. 1987. — М.

Покаржевский А. Д., Терицэ К. В. 1990. Принципы экологического нормирования почв и метод определения экологических нормативов. — Методология экологического нормирования. Тез. докл. — Харьков, с. 120—121.

Помазкина Л. В., Котова Л. Г., Раднаев А. Б. 1999. Биогеохимические циклы азота в агроэкосистемах на техногенно загрязняемых почвах лесостепи Прибайкалья. — Почвоведение, № 9. с. 779—784.

Пономарева В. В., Плотникова Т. А. 1975. Методические указания по определению содержания и состава гумуса в почвах (минеральных и торфяных). Всесоюзная академия сельскохозяйственных наук. — Л. — 103 с.

Самойлова Т. С., Попова И. В., Ткачева Е. В. и др. 1990. Принципы разработки экологических нормативов по снижению нагрузки автотранспорта на придорожные сельскохозяйственные угодья. — Методология экологического нормирования. Тез. докл. — Харьков. — 54 с.

Санитарные нормы допустимых концентраций химических веществ в почвах. САН ПиН 42-128-4433-87. 1988. Минздрав. — М.

Семенов А. Д. 1977. Руководство по химическому анализу вод суши. — Л.: Гидрометеоиздат. — 486 с.

Смит У. Х. 1985. Лес и атмосфера. — М. — 428 с.

Туев Н. А., Чебаевский А. И., Шейх А. Ф. 1980. Взаимодействие кобальта с различными фракциями гумусовых соединений дерново-подзолистой почвы. — Вестник ЛГУ, вып. 2, № 9. — 9 с.

Хазиев Ф. Х. 1990. Методы почвенной энзимонологии. — М.: Наука, с. 73—74.

Экологическая обстановка в Иркутской области в 1990 г. Ежегодный доклад. — Иркутск, 1991. — 62 с.

ЛИШАЙНИКИ В УСЛОВИЯХ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОЗДУХА В МОСКВЕ

Г. Э. Инсаров[1], Е. Э. Мучник[2]

[1] РФ, 107258, Москва, ул. Глебовская, д. 20Б, Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН, insarov@lichenfield.com

[2] РФ, 143030, Московская область, Одинцовский район, п/о Успенское, Институт лесоведения РАН, eugenia@lichenfield.com

Реферат. Проанализированы данные о видовом разнообразии лишайников на территории современной Москвы. Показано изменение видового разнообразия лишайников в связи с урбанизацией и загрязнением атмосферы более чем за последние полтора века. Рассмотрены также работы последних лет, связывающие состояние сообществ лишайника с качеством воздуха в Москве. Обсуждается место этих работ в системе экологического мониторинга Москвы. Предложена методология долговременного мониторинга лишайников в Москве.

Ключевые слова. Лишайники, эпифиты, загрязнение атмосферы, город Москва, мониторинг, биоразнообразие.

LICHENS AND AIR POLLUTION IN MOSCOW

G. E. Insarov [1], E. E. Moutchnik[2]

[1] Institute of Global Climate and Ecology of Roshydromet and RAS, 20B Glebovskaya str., 107258, Moscow, Russia, insarov@lichenfield.com

[2] Institute of Forest Research of Russian Academy of Sciences, Uspenskoye, 143030, Moscow Region, Russia, eugenia@lichenfield.com

Abstract. Historical lichen species lists composed for entire modern Moscow area, or for its parts for period over 150 years are analyzed. Lichen biodiversity changed in Moscow along with urbanization and air pollution change. Last 10 years studies on air quality influence on lichen communities are analyzed as well. A place these studies can take in Moscow ecological monitoring is discussed. Methodology for long-term lichen monitoring in Moscow is proposed.

Keywords. Lichens, epiphytes, atmosphere pollution, Moscow, monitoring, biodiversity.

Введение

В силу ряда физиологических и экологических особенностей лишайников их рост, распространение и состояние коррелируют с уровнем загрязнения атмосферы. Это свойство лишайников, обна-

руженное более 200 лет назад, почти 150 лет используется для изучения влияния антропогенных изменений атмосферы на сообщества лишайников в городах и вблизи источников загрязнений. В России эти исследования проводятся последние 30—35 лет, а в Москве — последние 10 лет. Косвенно об изменении характера загрязнения в Москве за более длительный период можно судить по изменению видового состава лишайников. В работе проанализированы исследования видового состава лишайников на территории современной Москвы, а также публикации, в которых видовое разнообразие лишайников и свойства их сообществ (группировок) связывают с уровнем загрязнения атмосферы Москвы. Предложена методология долговременного мониторинга лишайников в Москве.

Материалы и методы

Наша работа основывается на приведенных в научной литературе данных, а также на анализе гербарных образцов лишайников, найденных в разное время в пределах современной Москвы. Лихенобиота Москвы изучалась методами, которые можно разделить на две группы: качественные и количественные. Применение методов первой группы состоит в обследовании лишайников, произрастающих на определенном субстрате на данной территории, в составлении соответствующих списков видов и в некоторых случаях в картографическом представлении полученных данных. Этим методом выполнено большинство анализируемых работ, а первые известные нам исследования такого рода в Москве относятся к XIX веку. Количественные методы позволяют определять в дополнение к видовому составу такие характеристики сообществ лишайников, как встречаемость и покрытие. Информация может анализироваться статистическими методами. Несколько таких работ, выполненных на территории Москвы, появились за последние 10 лет.

Результаты

Видовое разнообразие лишайников Москвы

Одной из первых публикаций, включающей некоторые сведения о лишайниках Москвы, вероятно, является “Flora Mosquensis exsiccata” (Annencoff, 1849—1851). Списки эксикатов содержат шесть видов лишайников: *Sticta pulmonacea* Ach. [*Lobaria pulmonaria* (L.) Hoffm.], *Cetraria islandica* Ach. [*C. islandica* (L.) Ach.], *Parmelia olivacea* Ach. [*Melanelia olivacea* (L.) Essl.], *Parmelia ciliaris* Ach. [*Anaptychia ciliaris* (L.) Körb.]), *Peltigera venosa* Link. [*P. venosa* (L.) Hoffm.], *Peltigera malacea* Ach. [*P. malacea* (Ach.) Funk]. Здесь и далее в тексте в квадратных скобках указана

современная номенклатура по Santesson et al. (2004). Из наиболее интересных находок отметим вид *Lobaria pulmonaria*, включенный в Красную книгу РСФСР (1988) и Красную книгу Московской области (1998), вид *Peltigera venosa*, включенный в областную Красную книгу, и *Cetraria islandica* из Красной книги Москвы (2001).

В 1900 г. в журнале „Фармацевт" появляется окончание работы К. Гейдена „Список растений, собранных в Московской губернии на экскурсиях с 1896 по 1899 г." (Гейден, 1900), где автором помещен список из 15 видов лишайников. Гейден вновь упоминает *Sticta pulmonacea* L. [*Lobaria pulmonaria* (L.) Hoffm.] и *Cetraria islandica* Ach., а также *Cladonia alcicornis* Flk. [*C. foliacea* (Huds.) Willd]. и *Ramalina farinacea* Fr. [*R. farinecea* (L.) Ach.] на Лосином острове. Последние два вида включены в Красную книгу Москвы (2001), а *C. foliacea* (Huds.) Willd. — и в Красную книгу области.

А. А. Еленкин в 1904 г. (Elenkin, 1904) публикует очередные части (со 2-й по 4-ю) труда по лишайникам России, где упомянуты три вида лишайников для территорий, сегодня находящихся в пределах Москвы. Из них два вида — *Physcia aipolia* (Ehrh.ex Humb.) Fuern. и *Physcia pulverulenta* (Schreb.) Hampe [*Physconia distorta* (With.) J. R. Laundon] — не вошли в „более поздний" список того же автора — в фундаментальную работу по лишайникам Средней России (Еленкин, 1906—1911), поскольку она не была закончена. Третий вид — *Xanthoria parietina* (L.) Th. Fr. — является довольно широко распространенным в Москве (Пчелкин, 1998а, 2003а; Бязров, 1994, 1996, 2002). Следует отметить, что в первой части упомянутой работы 1904 г., вышедшей еще в 1901 г. (Elenkin, 1901), автор не приводит сведений о лишайниках Москвы, и ссылка на нее в статье Л. Г. Бязрова (1996) как на источник таких сведений не является верной. Также не точна в этой же статье ссылка на другую публикацию А. А. Еленкина: „Краткий предварительный отчет о результатах лихенологической экскурсии в Среднюю Россию в 1903 г." (Еленкин, 1904), поскольку в ней нет конкретных данных по местонахождениям и нельзя утверждать, что те или иные виды собраны в пределах территории современной Москвы. Точная цитата из упомянутой работы такова: „Из Москвы были предприняты экскурсии в следующие местности: Сокольники, Крюково (два раза), Клин, Пушкино, Люберцы (два раза), Сергиево, Арсаки, Александров (Владимирской губ.), Царицыно, Подольск, Голицыно, Можайск. Для сбора лишайников особенно хороши мало заселенные местности к северу от Москвы по Николаевской жел. дороге" (Еленкин, 1904, с. 12). Далее следует описание характерных лишайниковых формаций с многочисленными упоминаниями видов, но уже без указаний каких-либо населенных пунктов, вблизи которых они были собраны.

Несколько позже выходит сообщение В. С. Доктуровского (1905) о результатах лихенологической экскурсии в с. Богородское Московской губернии, содержащее сведения о 17 видах лишайников. В их числе впервые отмечены *Cetraria caperata* (L.) Vain. [*Vulpicida pinastri* (Scop.) J.-E. Mattson & M. J. Lai], *Cladonia fimbriata* (L.) Fr., *C. squamosa* Hoffm., *Lecanora allophana* Nyl., *Parmelia saxatilis* (L.) Ach., *Peltigera canina* (L.) Willd. (в настоящее время включен в Красную книгу Москвы), *Stereocaulon tomentosum* Fr.

Достаточно обширный список лишайников Москвы (28 видов) содержится в монографии А. А. Еленкина (1906 — 1911). Автор учитывает литературные источники (за исключением К. Гейдена — вероятно, он не был знаком с этой работой) и данные собственных сборов, преимущественно со следующих территорий, входящих в черту современной Москвы: Сокольники, Кунцево, Царицыно, Крюково, Воробьево, Черкизово. Некоторые сомнения возникают в отношении одного из видов этого списка: *Bryopogon implexum* (Hoffm.) Elenk. [*Bryoria implexa* (Hoffm.) Brodo et D. Hawksw.]. Примечание Н. С. Голубковой к описанию *Bryoria implexa* (Hoffm.) Brodo et D. Hawksw. содержит следующий комментарий: „...часть указаний на находки *Bryopogon implexum* (Hoffm.) Elenk. относится, по-видимому, к *Bryoria capillaris*" (Голубкова, 1996, с. 27). Сложно сказать, какой из видов (*B. implexa* или *B. capillaris*) был действительно собран на территории Москвы А. А. Еленкиным. Однако в работе Н. С. Голубковой (1961) мы находим сведения о наличии в гербарии Ботанического института им. В. Л. Комарова РАН (LE) образца *Alectoria implexa* (Hoffm.) Nyl. [*Bryoria implexa* (Hoffm.) Brodo et D. Hawksw.], собранного в Черкизове на Клязьме И.П. Петровым. Следовательно, последний вид, безусловно, ранее произрастал в пределах современной территории Москвы.

В 1909 г. опубликована статья И. П. Петрова „Лишайники Московской губернии" (1909), где для интересующей нас территории приводятся 15 видов лишайников, в том числе не цитированные в работе А. А. Еленкина (и более ранних) для Москвы: *Buellia disciformis* (Fr.) Br. et Rostr. [*B. disciformis* (Fr.) Mudd], *Parmelia papulosa* (Anzi) Wain. [*Melanelia exasperatula* (Nyl.) Essl.], *Parmelia subaurifera* Nyl. [*Melanelia subaurifera* (Nyl.) Essl.], *Peltigera aphthosa* (L.) Hoffm. [*P. aphthosa* (L.) Willd.], *P. erumpens* (Tayl.) Vain., *P. spuria* (Ach.) DC. (два последних вида объединены в современных номенклатурных сводках в *P. didactyla* (With.) J.R.Laudon). Вид *P. aphthosa* (L.) Willd. в настоящее время редок на территории Московской области и включен в областную Красную книгу.

В лихенологическом гербарии Ботанического института им. В. Л. Комарова РАН (LE) нам удалось обнаружить некоторую часть образцов из коллекции И. П. Петрова (основная часть коллекции

находится в гербарии Московского государственного университета). Кроме упомянутых в работе 1909 г., выявлены еще два вида, собранные автором в 1910—1911 гг.: *Candelariella vitellina* (Ehrh.) Elenk. var. *xanthostigma* (Pers.) Th.Fr. [*C. xanthostigma* (Ach.) Lettau] — два образца из Сокольников и Петровско-Разумовского; *Physcia pulverulacea* (Hoffm.) Elenk. var. *leucoleiptes* Tuckerm. f. *isidiosa* Elenk. — два образца из Петровско-Разумовского и Воробьева (впоследствии эти образцы определены Г. П. Урбанавичюсом как *Physconia enteroxantha* (Nyl.) Poelt).

Достаточно долгий период целенаправленные лихенологические исследования в Москве не проводились. Однако Н. С. Голубкова при подготовке диссертации „Флора лишайников Московской области" (Голубкова, 1961) провела тщательную ревизию материалов гербария Ботанического института им. В. Л. Комарова РАН (LE). В результате этой работы выявлены образцы 76 (в современном понимании) видов лишайников, собранных различными коллекторами в период со второй половины XIX века до двадцатых годов XX века на территориях, ныне находящихся в пределах Москвы. Сведения о находках некоторой части этих видов публиковались ранее (Еленкин, 1904, 1906—1911; Доктуровский, 1905; Петров, 1909), но большинство материалов не было опубликовано. Отметим, что сама Н. С. Голубкова не проводила исследований в городе (это не было специальной задачей работы), поэтому невозможно сейчас установить, какие из приведенных в ее конспекте видов лишайников еще произрастали в пределах Москвы ко времени выхода упомянутой диссертации.

В этой же работе (а также в более поздней: Голубкова, 1966) автор пишет, что все просмотренные ею образцы *Usnea florida*, собранные и определенные А. А. Еленкиным из Средней России, не могут быть отнесены к *U. florida*. „Все они должны быть отнесены либо к представителям подсекции *Comosae* Mot., либо к *U. hirta*" (Голубкова, 1966, с. 215). Следовательно, *U. florida* является сомнительным для Москвы видом. В диссертационной работе (Голубкова, 1961) приведены сведения по образцу *Usnea comosa ssp. similis* Mot., собранному в Черкизово на Клязьме И. П. Петровым. Согласно современным представлениям (Голубкова, 1996), это образец *U. subfloridana* Stirt. В работе Н. С. Голубковой (1961) имеются сведения о другом образце из Черкизово на Клязьме, собранном И. П. Петровым и определенном как *U. distincta* Mot. В настоящее время этот вид из состава флоры России исключен ввиду неопределенности его статуса (Голубкова, 1996, с. 62). На с. 86 того же издания приводится следующее замечание: „Изучение типовых образцов *U. distincta* Mot. и *U. betulina* Mot. в гербарии университета Марии Склодовской-Кюри (Люблин) позволяет высказать мне-

ние, что, по-видимому, эти таксоны являются синонимами *U. glabrescens*" (Голубкова, 1996). Следуя этому предположению, мы считаем, что *U. glabrescens* (Nul. ex Vain.) Vain. должна быть внесена в „исторический" список лихенобиоты Москвы, хотя бы как сомнительный вид. Еще один вид из приведенных Н. С. Голубковой (1961) является сомнительным: *Cladonia impexa* Harm. [*C. portentosa* (Duf.) Zahlbr.]. Образцы с таким названием, собранные И. П. Петровым „близ г. Москвы", были определены им как *Cladonia impexa*. Это определение, по-видимому, ошибочно и должно быть ревизовано, поскольку, согласно современным представлениям, указанный вид имеет исключительно субокеаническое распространение (Ahti, 1961; Goward, Ahti, 1997).

Небольшая статья по мхам и лишайникам лесопарка Лосиный остров (Слука, Абрамова, 1984) включает сведения о нескольких видах лишайников, в том числе о находках *Cladonia bacillaris* Nyl. [*C. macilenta* Hoffm.], *C. chlorophaea* (Flörke ex Sommerf.) Spreng., *C. coniocraea* (Flörke) Spreng. и *Lepraria aeruginosa* auct. [*L. incana* (L.) Ach.]. Эти виды для территории города ранее не указывались. Упоминание в этой работе *Cladonia pityrea* (Flörke) Fr. [*C. ramulosa* (With) J. R. Laundon], вероятно, ошибочно, так как данный вид, в современном понимании, имеет исключительно субокеаническое распространение (Ahti, 1961; Goward, Ahti, 1997).

Затем Н. А. Буткевич (1985) публикует работу об эпифитной флоре опытной станции лесоводства Московской сельскохозяйственной академии, где приводятся три вида лишайников, собранные в период с 1979 по 1983 г. В числе этих видов *Cladonia parasitica* (Hoffm.) Hoffm., определенный при помощи А. В. Пчелкина и, вероятно, сомнительный для Москвы, поскольку Пчелкин в своей обобщающей работе (Пчелкин, 1998а) этот вид для Москвы не указывает (хотя на статью Буткевич в списке цитированных работ ссылается). Л. Г. Бязров (1996) также указывает на вероятную ошибочность определения этого вида для Москвы. Дальнейшая часть статьи Буткевич вызывает недоумение: со ссылкой на работы И. П. Петрова (1909) и А. А. Еленкина (1906—1911) отмечено, что в 1908 г. в районе опытной станции на лиственных породах якобы встречалось 22 вида (приведен список из 17 видов). Ни один из этих видов упомянутыми авторами для опытной станции не указывается (а большинство не указано и для Москвы в целом).

В 90-е годы XX века были развернуты целенаправленные лихенологические исследования на территории Москвы для выявления видового разнообразия лишайников. Серия работ Л. Г. Бязрова (1994, 1996, 1998а, б, в, 1999 и др.) завершилась обширной сводкой в книге „Лишайники в экологическом мониторинге" (Бязров, 2002). Кроме исторического обзора, автором приводится список лишайников,

встреченных на территории Москвы (этот список идентичен списку, приведенному в работе автора 1996 г.). В более поздней статье Бязров (2004) обсуждает видовой состав лишайников лесных рекреационных насаждений Москвы (без упоминания новых для территории видов по сравнению с предыдущими публикациями), а в работе „Видовой состав лихенобиоты Московской области" (Бязров, 2006), размещенной в Интернете (http://www.sevin.ru/ laboratories/biazrov_msk.html), автор не вычленяет таксоны, встреченные на территории города, „поскольку обобщение о лишайниках Москвы А. В. Пчелкина с 2003 г. уже доступно для пользователей Интернета".

К некоторым упущениям фундаментальной работы Л. Г. Бязрова (2002) следует отнести недостаточное внимание к более ранним спискам лишайников Москвы. Так, в списке лишайников Москвы, известных к 2002 г., у Бязрова отсутствует 60 видов, меньшей частью упоминаемых Н. Анненковым (Annenkoff, 1849—1851), К. Гейденом (1900), А. А. Еленкиным (1906—1911), И. П. Петровым (1909), Голубковой (1961) и большей частью помещенных в обстоятельной работе А. В. Пчелкина (1998а); в более поздней публикации (Бязров, 2004) список А. В. Пчелкина учтен полностью. Публикация Пчелкина (2003а) в Интернете повторяет его же работу 1998 г. Любопытно, что Пчелкин в этой, последней статье, в свою очередь, учитывая отдельные исторические сведения (Гейден, 1900; Слука, Абрамова, 1984; Бязров, 1994, 1996), полностью пренебрегает списками В. С. Доктуровского (1905), А. А. Еленкина (1906—1911) и И. П. Петрова (1909). Таким образом, ни один из ранее опубликованных списков лишайников Москвы не является достаточно полным.

В табл. 1 помещен список видов лишайников, когда-либо собранных и определенных на современной территории Москвы, приведенных в доступной нам литературе или на основании образцов, имеющихся в доступных нам гербариях. Источники расположены в таблице в хронологическом порядке, учитывались только те, которые содержали новые сведения по сравнению с предшествующими. Список включает 151 вид лишайников, 47 из них указываются только по литературным или другим фондовым источникам более чем 45-летней давности (в таблице они помечены звездочкой перед названием вида). Пять видов являются довольно сомнительными (в таблице они помечены знаком „?") — это уже приведенные ранее *Bryoria implexa*, *Usnea florida*, *Cladonia parasitica* и *C. ramulosa*, а также *C. portentosa*.

Из 104 видов лишайников, найденных в Москве за последние 45 лет, 18 видов макролишайников внесены в раздел „Лишайники" Красной книги Москвы (Пчелкин, 2001). Все виды имеют категории от 0 (исчезнувший) до 3 (уязвимый). Категория 0 присвоена *Cladonia stellaris* (Opiz) Pouzar et Vězda, категория 1 (находящийся под угрозой исчезновения) — *Bryoria fuscescens* (Gyeln.) Brodo et

Таблица 1

Видовое разнообразие лишайников на территории современной Москвы

№ п/п	Вид лишайника	Annenkoff, 1849—1851	Гейден, 1900	Elenkin, 1904	Докторовский, 1905	Еленкин, 1906—1911	Петров, 1909	Петров (LE)	Голубкова, 1961	Слука, Абрамова, 1984	Буткевич, 1985	Бязров, 1994	Бязров, 1996 (2002)	Пчелкин, 1998а (2003а)
1	*Amandinea punctata* (Hoffm.) Coppins et Scheid. [*Buellia punctata* (Hoffm.) A.Massal.]								■				■	■
2	**Anaptychia ciliaris* (L.) Körb. [*Parmelia ciliaris* Ach.]	■			■				■				■	■
3	*Arthrosporum populorum* A.Massal. [*Arthrospora acclinis* (Flot.) A.Massal.]													■
4	*Bacidina phacodes* (Körb.) Vezda [*Bacidia phacodes* Körb.]													■
5	*Bryoria fuscescens* (Gyeln.) Brodo & D.Hawksw.													■
6	* *Bryoria implexa* (Hoffm.) Brodo & D.Hawksw. [*Bryopogon implexum* (Hoffm.) Elenk.; *Alectoria implexa* (Hoffm.) Nyl.]					■			■				■	■
7	* *Buellia disciformis* (Fr.) Mudd						■		■					
8	*Calicium abietinum* Pers.													■

Продолжение табл. 1

№ п/п	Вид лишайника	Annenkoff, 1849—1851	Гейден, 1900	Elenkin, 1904	Докутровский, 1905	Еленкин, 1906 —1911	Петров, 1909	Петров (LE)	Голубкова, 1961	Слука, Абрамова, 1984	Буткевич, 1985	Бязров, 1994	Бязров, 1996 (2002)	Пчелкин, 1998а (2003а)
9	*Caloplaca cerina* (Ehrh.ex Hedw.) Th.Fr. [*Placodium gilvum* (Hoffm.) Wain.]								■			■	■	■
10	*Caloplaca citrina* (Hoffm.) Th.Fr.								■				■	■
11	*Caloplaca decipiens* (Arnold) Blomb.& Forsell													■
12	*Caloplaca ferruginea* (Huds.) Th.Fr.													■
13	*Caloplaca flavorubescens* (Huds.) J.R.Laundon													■
14	*Caloplaca holocarpa* (Hoffm.ex Ach.) A.E.Wade [*Placodium cerinum* (Ehrh.) Wain.; *Caloplaca pyracea* (Ach.) Th.Fr.]					■			■			■	■	■
15	*Caloplaca lactea* (A.Massal.) Zahlbr.													■
16	*Caloplaca saxicola* (Hoffm.) Nordin													■
17	* *Candelaria concolor* (Dicks.) Stein.					■			■				■	■
18	*Candelariella aurella* (Hoffm.) Zahlbr.													■
19	*Candelariella vitellina* (Hoffm.) Müll.Arg.					■			■			■	■	■

20	*Candelariella xanthostigma* (Ach.) Lettau [*C. vitellina* (Ehrh.) Elenk. *var. xanthostigma* (Pers.) Th.Fr.]							■	■				■	■	
21	*Cetraria islandica* (L.) Ach.	■	■		■								■	■	
22	*Cetraria sepincola* (Ehrh.) Ach. [*Tuckermanopsis sepincola* (Ehrh.) Hale]											■	■	■	
23	* *Cetrelia olivetorum* (Nyl.) W.L.Culb.& C.F.Culb.												■	■	
24	*Chaenotheca ferruginea* (Turner & Borrer) Mig.													■	
25	* *Chaenotheca furfuracea* (L.) Tibell [*Coniocybe furfuracea* (L.)Ach.]								■						
26	**Chaenotheca stemonea* (Ach.) Müll.Arg.								■						
27	*Chrysothrix candelaris* (L.) J. R. Laundon													■	
28	*Cladonia arbuscula* (Wallr.) Flot. [*C. sylvatica* (L.) Harm.; *Cladina arbuscula* (Wallr.) Hale]					■	■		■				■	■	
29	*Cladonia botrytes* (K.G.Hagen) Willd.					■			■					■	
30	*Cladonia caespiticia* (Pers.) Flörke.											■	■	■	
31	*Cladonia cariosa* (Ach.) Spreng												■	■	
32	*Cladonia chlorophaea* (Flörke ex Sommerf.) Spreng.								■	■	■	■	■	■	
33	**Cladonia coccifera* (L.) Willd.								■						
34	*Cladonia coniocraea* (Flörke) Spreng.								■	■		■	■	■	
35	*Cladonia digitata* (L.) Hoffm.								■			■	■	■	
36	*Cladonia fimbriata* (L.) Fr.				■	■	■		■			■	■	■	
37	* *Cladonia foliacea* (Huds.) Willd. [*C. alcicornis* Flk.]		■											■	
38	*Cladonia furcata* (Huds.) Schrad.		■			■			■					■	

Продолжение табл. 1

№ п/п	Вид лишайника	Annenkoff, 1849—1851	Гейден, 1900	Elenkin, 1904	Доктуровский, 1905	Еленкин, 1906 —1911	Петров, 1909	Петров (LE)	Голубкова, 1961	Слука, Абрамова, 1984	Буткевич, 1985	Бязров, 1994	Бязров, 1996 (2002)	Пчелкин, 1998а (2003а)
39	*Cladonia macilenta* Hoffm. [*C. bacillaris* Nyl.]									■			■	■
40	*Cladonia ochrochlora* Flörke											■	■	■
41	? *Cladonia parasitica* (Hoffm.) Hoffm.										■		■	
42	* ? *Cladonia portentosa* (Dufour) Coem. [*C. impexa* Harm.]								■ ■				■ ■	■ ■
43	*Cladonia pyxidata* (L.) Hoffm.		■			■							■	■
44	? *Cladonia ramulosa* (With) J. R. Laundon [*C. pityrea* (Flörke) Fr.]									■			■	■
45	* *Cladonia rangiferina* (L.) Weber ex F.H.Wigg.		■		■				■				■	■
46	*Cladonia rei* Schaer.													■
47	* *Cladonia squamosa* Hoffm.				■				■				■	
48	*Cladonia stellaris* (Opiz) Pouzar & Vězda [*C. alpestris* (L.) Rabenh]								■					■

49	* *Cladonia subulata* (L.) Weber ex F.H.Wigg. [*C. fimbriata* (L.) Fr. *var. cornuto-radiata* Coem.; *C. cornutoradiata* (Coem.) Sandst.]						■						■		
50	*Cladonia turgida* Hoffm.								■				■	■	
51	* *Dibaes baeomyces* (L. fil.) Rambold & Hertel [*Baeomyces roseus* Pers.]								■				■	■	
52	*Diploschistes muscorum* (Scop.) R.Sant. in Hawksw., James & Coppins													■	
53	*Evernia mesomorpha* Nyl. [*E. thamnodes* (Flot.) Arnold]						■		■					■	
54	*Evernia prunastri* (L.) Ach.		■		■	■	■		■			■	■	■	
55	* *Flavoparmelia caperata* (L.) Hale [*Parmelia caperata* (L.) Ach.]								■				■	■	
56	*Graphis scripta* (L.) Ach.											■	■	■	
57	*Gyalecta* sp.													■	
58	*Hypocenomyce friesii* (Ach. in Lilj.) P. James & Gotth. Schneid.													■	
59	*Hypocenomyce scalaris* (Ach.) M.Choisy.											■	■	■	
60	*Hypogymnia physodes* (L.) Nyl. [*Parmelia physodes* (L.) Ach.]		■		■	■	■		■	■	■	■	■	■	
61	*Hypogymnia tubulosa* (Schaer.) Hav.													■	
62	* *Lecania dubitans* (Nyl.) A.L.Sm. [*L. dimera* (Nyl.) Th.Fr.]					■			■				■		
63	* *Lecanora albella* (Pers.) Ach. [*L. pallida* (Schreb.) Rabenh.]								■				■	■	

Продолжение табл. 1

№ п/п	Вид лишайника	Annenkoff, 1849—1851	Гейден, 1900	Elenkin, 1904	Доктуровский, 1905	Еленкин, 1906—1911	Петров, 1909	Петров (LE)	Голубкова, 1961	Слука, Абрамова, 1984	Буткевич, 1985	Бязров, 1994	Бязров, 1996 (2002)	Пчелкин, 1998а (2003а)
64	*L. albellula* (Nyl.) Th. Fr. [*L. piniperda* Körb.; *L. glaucella* (Flot.) Nyl.]					■			■			■	■	■
65	*Lecanora allophana* Nyl.				■	■			■			■	■	■
66	* *Lecanora carpinea* (L.) Vain. [*Lecanora angulosa* (Schreb.) Ach.]					■	■		■				■	■
67	*Lecanora chlarotera* Nyl.													■
68	*Lecanora conizaeoides* Nyl. ex Cromb.													■
69	*Lecanora crenulata* Hook.													■
70	*Lecanora dispersa* (Pers.) Sommerf.													■
71	*Lecanora hagenii* (Ach.) Ach											■	■	
72	* *Lecanora intumescens* (Rebent.) Rabenh.								■				■	■
73	*Lecanora phaeostigma* (Körb.) Almb.													■
74	* *Lecanora pulicaris* (Pers.) Ach. [*L. pinastri* Magn.]								■					
75	* *Lecanora rugosella* Zahlbr.								■					

76	*Lecanora* cfr. *saepimentorum* Savicz														■
77	*Lecanora saligna* (Schrad.) Zahlbr.														■
78	*Lecanora symmicta* (Ach.) Ach. [*Biatora symmicta* (Ach.) A.Massal.]					■			■			■	■	■	■
79	*Lecanora umbrina* (Ach.) A.Massal.					■			■				■	■	■
80	*Lecanora varia* (Hoffm.) Ach.											■	■	■	■
81	*Lecidea erythrophaea* Flörke ex Sommerf. [*Biatora minuta* Hepp.]											■	■	■	■
82	*Lecidea sp.*													■	■
83	*Lecidea sphaerella* Hedl.													■	■
84	*Lecidella euphorea* (Flörke) Hertel [*Lecidea glomerulosa* (DC.) Steud.]					■			■			■	■	■	■
85	*Lepraria incana* (L.) Ach. [*L. aeruginosa* auct.]									■		■	■	■	■
86	**Lobaria pulmonaria* (L.) Hoffm. [*Sticta pulmonacea* L.]	■	■											■	■
87	*Melanelia exasperata* (De Not.) Essl. [*Parmelia exasperata* De Not.; P. *aspidota* (Ach.) Poetsch]											■	■	■	■
88	*Melanelia exasperatula* (Nyl.) Essl. [*Parmelia exasperatula* Nyl.; *P. papulosa* (Anzi) Wain.]						■		■			■	■	■	■
89	* *Melanelia olivacea* (L.) Essl. [*Parmelia olivacea* Nyl.]	■			■	■			■				■	■	■
90	**Melanelia subaurifera* (Nyl.) Essl. [*Parmelia subaurifera* Nyl.]						■		■						

Продолжение табл. 1

№ п/п	Вид лишайника	Annenkoff, 1849—1851	Гейден, 1900	Elenkin, 1904	Докторовский, 1905	Еленкин, 1906 —1911	Петров, 1909	Петров (LE)	Голубкова, 1961	Слука, Абрамова, 1984	Буткевич, 1985	Бязров, 1994	Бязров, 1996 (2002)	Пчелкин, 1998а (2003а)
91	* *Mycobilimbia hypnorum* (Lib.) Kalb & Hafellner [*Biatora sanguineoatra* (Wulf.) Tuck.; *Biatora fusca* (Schaer.) Stein.]					■			■					
92	*Opegrapha atra* Pers.											■	■	■
93	*Opegrapha rufescens* Pers.											■	■	■
94	**Opegrapha varia* Pers. [*O. diaphora* Ach.; *O. pulicaris* (Hoffm.) Schrad.]								■				■	
95	* *Parmelia saxatilis* (L.) Ach.				■								■	■
96	*Parmelia sulcata* Taylor					■	■					■	■	■
97	* *Parmelina tiliacea* (Hoffm.) Hale [*Parmelia scortea* Ach.]												■	■
98	*Parmeliopsis ambigua* (Wulfen) Nyl.								■			■	■	■
99	*Parmeliopsis hyperopta* (Ach.) Arnold								■			■	■	■
100	* *Peltigera aphthosa* (L.) Willd. [*P. aphthosa* (L.) Hoffm.]						■							

101	*Peltigera canina* (L.) Willd.				■		■		■				■	■	
102	* *Peltigera didactyla* (With.) J.R.Laudon [*P. erumpens* (Tayl.) Vain.; *P. spuria* (Ach.) DC.]						■		■				■	■	
103	* *Peltigera leucophlebia* (Nyl.) Gyeln. [*P. aphthosa* (L.) Willd. f. *variolosa* A.Massal.]								■				■	■	
104	* *Peltigera malacea* (Ach.) Funk [P. malacea Ach.]	■							■						
105	* *Peltigera polydactylon* (Neck.) Hoffm. [*P. polydactyla* (Neck.) Hoffm.]		■		■				■				■	■	
106	* *Peltigera praetextata* (Flörke ex Sommerf.) Zopf [*P. canina* f. *subcanina* (Gyeln.) Oxn; *P. rufescens* f. *praetextata* (Flörke) Oxn.]								■				■	■	
107	*Peltigera rufescens* (Weiss) Humb.								■				■	■	
108	**Peltigera venosa* (L.) Hoffm. [*Peltigera venosa* Link.]	■											■	■	
109	* *Pertusaria albescens* (Huds.) M.Choisy & Werner [*P. globulifera* (Turn.) A. Massal.]								■				■	■	
110	*Phaeophycia ciliata* (Hoffm.) Moberg											■	■	■	
111	*Phaeophyscia nigricans* (Flörke) Moberg											■	■	■	
112	*Phaeophyscia orbicularis* (Neck.) Moberg											■	■	■	
113	*Phlyctis argena* (Spreng.) Flot.													■	
114	*Physcia adscendens* nom. cons. H. Olivier													■	
115	*Physcia aipolia* (Ehrh.ex Humb.) Fürnr.			■					■			■	■	■	
116	*Physcia caesia* (Hoffm.) Fürnr.											■	■	■	
117	* *Physcia dubia* (Hoffm.) Lettau [*P. teretiuscula* (Ach.) Lynge]								■				■	■	

Продолжение табл. 1

№ п/п	Вид лишайника	Annenkoff, 1849—1851	Гейден, 1900	Elenkin, 1904	Доктуровский, 1905	Еленкин, 1906 —1911	Петров, 1909	Петров (LE)	Голубкова, 1961	Слука, Абрамова, 1984	Буткевич, 1985	Бязров, 1994	Бязров, 1996 (2002)	Пчелкин, 1998а (2003а)
118	*Physcia stellaris* (L.) Nyl.				■							■	■	■
119	*Physcia tenella* (Scop.) DC. [*P. hispida* (Schreb.) Frege]								■				■	■
120	*Physcia tribacia* (Ach.) Nyl.											■	■	■
121	*Physconia detersa* (Nyl.) Poelt													■
122	*Physconia distorta* (With.) J.R.Laundon [*Physcia pulverulenta* (Schreb.) Hampe]			■					■				■	■
123	*Physconia enteroxantha* (Nyl.) Poelt [*Physcia pulverulacea* (Hoffm.) Elenk. var. *leucoleiptes* Tuckerm. f. *isidiosa* Elenk.]							■						■
124	*Physconia grisea* (Lam.) Poelt								■			■	■	■
125	* *Placynthiella uliginosa* (Schrad.) Coppins & P.James [*Biatora uliginosa* (Schrad.) Fr.]					■								
126	**Platismatia glauca* (L.) W.L. Culb. et C.F.Culb.[*Cetraria glauca (L.) Ach.*]								■					

127	*Protoparmeliopsis muralis* (Schreb.) M. Choisy [*Lecanora muralis* (Schreb.) Rabenh.]												■	■	
128	* *Pseudevernia furfuracea* (L.) Zopf [*Evernia furfuracea* (L.) Monn.]					■			■						
129	*Ramalina farinacea* (L.) Ach.		■												■
130	**Ramalina fastigiata* (Pers.) Ach.								■						
131	* *Ramalina pollinaria* (Westr.) Ach.								■				■	■	
132	*Rinodina pyrina* (Ach.) Arnold													■	
133	*Rinodina septentrionalis* Malme													■	
134	*Rinodina sophodes* (Ach.) A.Massal.													■	
135	*Scoliciosporum chlorococcum* (Graewe ex Stenh.) Vězda											■	■	■	
136	* *Stereocaulon tomentosum* Fr.				■		■		■				■	■	
137	* *Strangospora moriformis* (Ach.) Stein. [*Biatorella moriformis* (Ach.) Th. Fr.]								■				■	■	
138	*Trapeliopsis granulosa* (Hoffm.) Lumbsch													■	
139	*Tuckermanopsis chlorophylla* (Willd.) Hale [*Cetraria chlorophylla* (Willd.) Vain.]											■	■	■	
140	*? *Usnea florida* (L.) Weber ex F.H.Wigg.					■									
141	*Usnea hirta* (L.) Weber ex F.H.Wigg. [*U. florida* var. *hirta* (Hoffm.) Ach.]				■	■	■		■				■	■	
142	*? *Usnea glabrescens* (Nyl. ex Vain.) Vain.								■						
143	**Usnea subfloridana* Stirt. [*U. comosa* ssp. *similis* Mot.]								■						
144	*Verrucaria* cfr. *calciseda* DC.														■
145	*Verrucaria muralis* Ach.														■

Окончание табл. 1

№ п/п	Вид лишайника	Annenkoff, 1849—1851	Гейден, 1900	Elenkin, 1904	Доктуровский, 1905	Еленкин, 1906 —1911	Петров, 1909	Петров (LE)	Голубкова, 1961	Слука, Абрамова, 1984	Буткевич, 1985	Бязров, 1994	Бязров, 1996 (2002)	Пчелкин, 1998а (2003а)
146	*Verrucaria nigrescens* Pers.													■
147	*Vulpicida pinastri* (Scop.) J.-E.Mattson & M.J.Lai [*Cetraria pinastri* (Scop.) S.Gray; *C. caperata* (L.) Vain.]				■	■			■			■	■	■
148	*Xanthoria candelaria* (L.) Th.Fr.								■				■	■
149	*Xanthoria fallax* (Hepp) Arnold											■	■	■
150	*Xanthoria parietina* (L.) Th.Fr.		■	■	■	■	■		■			■	■	■
151	*Xanthoria polycarpa* (Hoffm.) Th.Fr.ex Rieber					■			■			■	■	■

Примечания.

1. Основное название вида дается по Santesson et al. (2004). В квадратных скобках даны те синонимы, под которыми вид приводился в использованных нами литературных или фондовых источниках.

2. Зачерненная ячейка означает указание вида в работе автора, обозначенной в заголовке столбца: вид либо обнаружен автором на территории современной Москвы и информация о нем публикуется впервые, либо приводится автором на основе более ранних литературных данных или анализа гербарных образцов. Зачерненная ячейка может также означать наличие гербарного образца (со ссылкой на коллектора и гербарий), сведения о котором не были опубликованы.

3. Звездочка перед названием вида означает, что вид не отмечался на территории Москвы за последние 45 или более лет.

4. Знак вопроса перед названием вида означает сомнительность (по различным причинам, см. текст) нахождения данного вида на территории Москвы.

5. LE — гербарий Ботанического института им. В. Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург.

D. Hawksw., *Cetraria islandica* (L.) Ach., *Cladonia cariosa* (Ach.) Spreng, *C. furcata* (Huds.) Schrad., *C. turgida* Hoffm., *Evernia mesomorpha* Nyl., *Peltigera canina* (L.) Willd., *Ramalina farinacea* (L.) Ach., *Usnea hirta* (L.) Weber ex F.H.Wigg.; категория 2 (редкий) — *Cladonia botrytes* (K.G.Hagen) Willd., *Cladonia macilenta* Hoffm., *Evernia prunastri* (L.) Ach., *Hypogymnia tubulosa* (Schaer.) Hav.; категория 3 (уязвимый) — *Lecanora muralis* (Schreb.) Rabenh. [*Protoparmeliopsis muralis* (Schreb.) M. Choisy], *Parmeliopsis ambigua* (Wulfen) Nyl., *Peltigera rufescens* (Weis) Humb.

Лишайники и загрязнение атмосферы Москвы

Для изучения видового состава и распространения лишайников в пределах Московской кольцевой автодороги Л. Г. Бязров (1994, 1996, 2002) разбил территорию на 908 квадратов размером 1 км × 1 км. В каждом квадрате было „осмотрено от 100 до 400 стволов деревьев и кустарников различных пород и разного возраста, причем больше внимания уделялось деревьям искривленным, наклоненным, как и пряморастущим, на которых вероятность встретить лишайники возрастает" (Бязров, 1994, с. 46). Деревья осматривались от основания до высоты 2—2,5 м. Отмечалось покрытие всей обследованной поверхности лишайниками каждого вида, а также встречаемость каждого вида в квадратах (относительно числа деревьев). Всего обследовано около 250 тысяч деревьев.

На основании указанных данных были построены карты местонахождения отдельных видов, а также три карты, отражающие загрязнение воздуха. Автор подчеркивает „...что целями проведенного растрового картографирования распространения лишайников были изучение современного состава лихенофлоры и особенностей ее размещения на обследованной территории, а не составление карты загрязнения воздуха по признакам лихенобиоты. В последнем случае и методы сбора материала были бы ориентированы на решение этой задачи. Идея преобразовать полученные данные в карту, отражающую состояние воздуха, появилась позже..." (Бязров, 2002, с. 210). Для построения первой такой карты число видов в каждом квадрате (от 0 до 18) было разбито на четыре категории: 0—1 вид, 2—5 видов, 6—10 видов и более 10 видов; каждый квадрат был окрашен в один из четырех цветов, соответствующих этим категориям. Вторая карта основана на предложенной автором 5-балльной шкале чувствительности лишайников Москвы к загрязнению воздуха, причем самые чувствительные виды в Москве отсутствуют, и фактически шкала становится 4-балльной. Каждый квадрат второй карты окрашен в один из четырех цветов в соответствии с присутствием в квадрате лишайников определенного класса чувствительности. Третья карта составлена на основе предложенного автором

индекса развития эпифитных лишайников, учитывающего встречаемость видов в квадрате и на всей территории города, оценку степени надежности обнаружения вида в пределах квадрата, а также степень близости местообитания в данном квадрате к естественной. Значения индекса были подсчитаны для каждого квадрата, также разбиты на четыре категории и нанесены на карту.

Все три карты показали, что зона, наименее пригодная для обитания лишайников в Москве, проходит почти сплошной полосой через весь город с северо-северо-запада до юго-востока, причем в центре города эта полоса расширена. Сводная карта-схема деления территории Москвы по присутствию в квадрате-растре лишайников определенного класса чувствительности, составленная Л. Г. Бязровым, была опубликована несколько ранее в издании Экологический атлас Москвы (2000).

Были проведены эксперименты по трансплантации слоевищ *Hypogymnia physodes* из местообитания с относительно чистым воздухом в Московской области в центр Москвы и в Лесную опытную дачу ТСХА. Наблюдалось изменение во времени числа мертвых клеток водорослей и содержания Cu, Pb, Cd, Zn и Mn в слоевищах (Бязров, 2002).

Кроме цитированных выше публикаций Л. Г. Бязрова (1996; 2002 и др.), охватывающих весь город, опубликован ряд статей, посвященных локальным исследованиям лишайников в контексте загрязнения воздуха на территории Москвы. Так, одна из статей (Пчелкин, 1999) касается изучения влияния Московской кольцевой автодороги (МКАД) на видовой состав и распространение лишайников. В качестве эталонного выбран участок в Яузском лесничестве (Национальный парк „Лосиный остров"), исследования проводились на березах. Показано изменение видового состава эпифитных лишайников, их проективного покрытия и измеряемого по 5-балльной шкале обилия в зависимости от их расстояния до МКАД. На расстоянии 3—5 м лишайники не обнаружены, на расстоянии 150—300 м влияние МКАД на лишайники не выявлено.

В двух других работах (Пчелкин, 1998б; Кухта и др., 2001) приводятся результаты мелкомасштабного картирования территории парка „Сокольники" по шести градациям индекса чистоты атмосферы, определявшегося для сообществ эпифитных лишайников на березах.

В работе Пчелкина (2003б) проводится сравнение видового разнообразия лишайников Москвы и Приокско-Террасного заповедника (ПТЗ). Также проведено сравнение проективного покрытия эпифитных лишайников на соснах в Серебряном бору и в ПТЗ, показано, что в ПТЗ оно достоверно выше. В работе Пчелкина (2005) продолжено сравнение видового разнообразия лишайников Москвы и ПТЗ и проведено сравнение проективного покрытия эпифитных

лишайников на березах в Национальном парке „Лосиный остров" и в ПТЗ. И в последнем случае в ПТЗ оно оказалось достоверно выше. Отметим, что в работе Кухта и др. (2001) также проводится сравнение видового состава лишайников московской территории, а именно парка „Сокольники" и ПТЗ. Результаты этого сравнения, по нашему мнению, не имеют большой ценности, так как для ПТЗ приведены данные по видовому составу лишайников-эпифитов на соснах и осинах, а для парка „Сокольники" — на березах.

Одна из последних известных нам публикаций, имеющая название „Лихеноиндикация и химический контроль воздуха в Москве" (Ефименко, Бадтиев, 2005), содержит сравнение инструментальных методов измерения уровня загрязнения атмосферы в Москве с предложенным авторами методом оценки „степени экологического неблагополучия атмосферного воздуха" с помощью лишайников. Поскольку как сам метод, так и способ сравнения описаны недостаточно подробно, не представляется возможным оценить достоверность выводов о более высокой „степени объективности" предложенного метода.

Дискуссия

Мониторинг лишайников на постоянной основе до настоящего времени в Москве не проводился. С середины XIX и до начала 90-х годов прошлого века исследовалось только видовое разнообразие лишайников Москвы, причем ни в одном исследовании не была охвачена вся территория города. Эти исторические данные являются единственным источником информации о лишайниках Москвы в указанный период. Анализ данных затруднен, так как не во всех случаях приводится приуроченность лишайников к субстрату, редко оценивается их покрытие или встречаемость, а приведенные сведения о методике работ не позволяют оценить, насколько исчерпывающим является данный список видов для данной местности в соответствующий отрезок времени. В последнее десятилетие XX века были проведены два независимых исследования, целью каждого из которых было выявить видовое разнообразие лишайников Москвы в пределах Московской кольцевой автодороги (МКАД) (Бязров, 1994, 1996, 2002; Пчелкин, 1998а, 2003а). Оба исследования проводили на всех субстратах, тщательно обследуя всю территорию Москвы. Выявленное авторами число видов лишайников различается почти вдвое, что, по-видимому, связано с разной стратегией сбора образцов. Изложенные особенности работ по изучению видового разнообразия лишайников, к сожалению, снижают их ценность для изучения динамики сообществ лишайников на территории Москвы, находящихся в условиях антропогенного стресса.

Тем не менее анализ табл. 1 позволяет сделать некоторые выводы об изменении видового разнообразия лишайников в Москве в условиях менявшегося газового состава атмосферы. Из 151 вида, найденных в разное время на территории Москвы и приведенных в табл. 1, по крайней мере, 47 видов не встречены за последние 45 или более лет. Причинами их исчезновения могут быть уничтожение мест обитания (вырубка, застройка, уничтожение почвенного покрова) и загрязнение воздуха. Так, для напочвенных видов, и в частности видов рода *Peltigera* и *Cladonia*, основной причиной исчезновения, видимо, является сокращение площади подходящего субстрата (вытаптывание, строительство дорог и пр.). Тот факт, что за последние 45 и более лет не встречен целый ряд чувствительных к загрязнению воздуха лишайников, может быть связан с изменением качества воздуха в городе. К числу таких видов относятся: *Flavoparmelia caperata, Lecanora rugosella, Lobaria pulmonaria, Melanelia olivacea, M. subaurifera, Opegrapha varia, Platismatia glauca, Pseudevernia furfuracea, Ramalina fastigiata, Usnea subfloridana.*

В работах Бязрова (1996) и Пчелкина (1998) отмечено, что ряд нитрофильных видов встречается на деревьях с кислой или умеренно кислой корой: виды *Caloplaca holocarpa, Candelariella aurella, C. vitellina, Phaeophyscia orbicularis, Physcia adscendens, P. tenella, Xanthoria candelaria, X. parietina* и *X. polycarpa* встречаются не только на типичном для них субстрате (например, на липе, тополе, иве), но и на березе, а *Phaeophyscia orbicularis* — еще и на дубе и сосне. Исследования в нескольких странах Европы и в США (Lambley, Wolseley, 2004; Jovan & McCune, 2006) выявили, что переход нитрофильных видов на кору деревьев с кислой или умеренно кислой корой, как правило, свидетельствует о защелачивании субстрата. По аналогии мы можем предположить, что это явление имело место и в Москве уже к концу 80-х годов XX века; более точная датировка затруднительна, поскольку данными о приуроченности перечисленных видов в Москве к коре березы, дуба и сосны в прошлом мы не располагаем. Одной из возможных причин защелачивания является повышение уровня загрязнения воздуха аммиаком.

Следует отметить, что, возможно, в будущем удастся пополнить исторический список лишайников Москвы в результате новых находок в научной литературе и в гербариях. Современный список лишайников Москвы также может быть дополнен в результате дальейших исследований.

Как было отмечено, наблюдения за лишайниками на постоянной основе в Москве не проводились. Такие наблюдения являются составной частью мониторинга, который включает также оценку и прогноз изменений в состоянии экосистем и их элементов, находящихся в условиях антропогенного воздействия (Израэль и др.,

1978). Долговременные программы мониторинга лишайников национального, регионального и муниципального уровня существуют в ряде стран Европы (Швеция, Финляндия, Нидерланды, Великобритания, Германия, Италия и др.), в США и Канаде. Долговременный мониторинг лишайников входит составной частью в Международную совместную программу по комплексному мониторингу влияния загрязнения воздуха на экосистемы ЕЭК ООН, осуществляемую в рамках Конвенции о трансграничном загрязнении воздуха на большие расстояния в Европе (Trunk epiphytes, 2004). Проводятся исследования по программе фонового мониторинга эпифитных лишайников заповедников России (Инсаров и др., 1986; Insarov, 2002). Эти программы основаны на опыте, накопленном в результате многочисленных исследований связи изменений уровня загрязнения воздуха с изменениями биохимии и физиологии лишайников, а также с изменениями видового разнообразия и характеристик сообществ лишайников. Начиная с 60-х годов XX века опубликовано более 1500 статей и несколько книг по этой тематике. Обобщение литературы, изданной до 2002 г., можно найти в монографии Бязрова (2002) и в материалах международного симпозиума в Уэльсе по мониторингу лишайников (Nimis et al. (eds.), 2002). Исследования лишайников в урбанизированной среде в России, кроме Москвы, проводились в Казани, Санкт-Петербурге и городах Ленинградской области, в Воронеже, Красноярске и ряде других городов.

Основная цель программ долгосрочного мониторинга лишайников — получить ответы на следующие вопросы.

1. Произошло или нет изменение сообществ лишайников на данной территории за данный временной интервал?

2. Какова величина изменений, если они произошли?

3. Насколько достоверны ответы на вопросы 1 и 2?

Достижение этой цели предполагает, что методология мониторинга обладает следующими характерными чертами:

— использование количественных характеристик сообществ лишайников для выявления трендов их состояний,

— применение статистических методов сравнения состояния сообществ лишайников.

Эффективность выявления трендов тем выше, чем меньше варьирование характеристик сообществ лишайников. Для уменьшения этого варьирования, вызванного как влиянием других факторов, нежели изменение газового состава атмосферы и концентрации отдельных загрязняющих веществ, так и естественной изменчивостью сообществ, наблюдения должны проводиться в как можно более близких условиях, т. е. внутри узкого экологического слоя. Для эпифитных лишайников это означает, что порода и возраст дерева-форофита должны оставаться теми же или близкими для всего ряда

наблюдений, так же как и условия затенения и другие существенные условия обитания лишайников. Так, метод мониторинга эпифитных лишайников (Asta et al., 2002), синтезировавший методы, применяемые в ряде европейских стран, предполагает выбор отдельно стоящих деревьев одной породы (или со сходной структурой и pH коры) с вертикальным или незначительно отклоняющимся от вертикали стволом и без каких-либо повреждений. Отметим, что при составлении списков региональной флоры лишайников такие ограничения при выборе деревьев неприемлемы, так как наклонные деревья представляют особый интерес в связи с большими возможностями поселения и развития лишайников на их стволах (см., например, Бязров, 1994, с. 46).

Корректное применение статистических методов предполагает, что пробные площади и модельные деревья для мониторинговых исследований выбираются без использования априорной информации о наличии и обилии на них лишайников. Все деревья внутри выбранного слоя равноценны с точки зрения мониторинга. Отметим, что при изучении видового разнообразия лишайников деревья, на которых растут лишайники многих видов, представляют больший интерес, чем деревья, на которых лишайники отсутствуют. Сказанное иллюстрирует то обстоятельство, что методология наблюдений лишайников определяется целями исследования и что методология наблюдения лишайников в рамках долговременных программ мониторинга отличается от методологии изучения биоразнообразия лишайников.

Еще одним способом увеличения эффективности выявления трендов состояния сообществ лишайников является конструирование специальных обобщенных индексов (Инсаров, 2002; Semenov, Insarov, 2002). Разрешающая способность индексов увеличивается за счет использования информации о чувствительности видов лишайников к загрязнению воздуха.

Описанные выше, в разделе „Лишайники и загрязнение атмосферы Москвы", исследования преследовали иные цели, нежели те, которые ставятся перед долгосрочными программами мониторинга. Эти исследования проводились иными методами, поэтому полученная информация вряд ли может послужить отправной точкой для городской программы мониторинга лишайников Москвы, если таковая будет создана. Тем не менее некоторые составляющие этих исследований могут быть использованы. Так, например, предложенная в книге Бязрова (2002, с. 202) шкала чувствительности лишайников Москвы к загрязнению воздуха может оказаться полезной при построении обобщенного индекса, предназначенного для наилучшего выделения трендов состояния сообществ лишайников. В случае если сосны, на которых в Серебряном Бору измерялось проективное покрытие лишайников методом линейных пересече-

ний (Пчелкин, 2003б, 2005), были приблизительно одного размера, находились в условиях одинаковой освещенности и не имели повреждений (о чем нет упоминаний в работе), эти данные могут послужить основой для будущих сравнений. То же относится и к березам в „Лосином острове", где также измерялось проективное покрытие лишайников (Пчелкин, 2005).

При выборе программы долгосрочного мониторинга сообществ лишайников в Москве, кроме изложенных выше обоснований, представляется существенным также следующее. На начальном этапе изучения лишайников в импактных условиях многие исследователи ставили цель по состоянию лишайников определять концентрации загрязняющих веществ (в основном SO_2) в воздухе (см. например, Hawskworth & Rose, 1970 и др.). В настоящее время все больший вес приобретают работы, авторы которых выявляют изменения сообществ лишайников как наиболее чувствительного к загрязнению воздуха компонента экосистем (см. например, Loppi et al., 2002). Это связано с тем, что значимая корреляция показателей состояния лишайников с инструментально измеренными концентрациями загрязняющих веществ наблюдается не всегда (Бязров, 2002) — существенно влияние на сообщество лишайников других факторов, причем некоторые из них коррелируют между собой и с загрязнением воздуха. В связи с этим значением терминов „биоиндикация" и „лихеноиндикация" нуждаются в уточнении. Они получили широкое распространение в то время, когда была велика потребность в определении уровня загрязнения природных сред более дешевыми и простыми методами, нежели инструментальные методы измерения концентраций. С тех пор, однако, более полно осознаны полифакториальность воздействия окружающей среды на биоту, в частности на лишайники, и замаскированность отклика лишайников на изменение уровня загрязнения как воздействием других факторов, так и естественной изменчивостью самих лишайниковых сообществ (см., например, Nimis et al., 2002, с. 2). В числе глобальных факторов, влияющих на сообщества лишайников повсеместно, в том числе и в Москве, отметим изменение климата (см., например, Груза, Ранькова, 2003; Семенов и др., 2006; Инсаров, 2002).

Отметим также, что число станций мониторинга качества воздуха в Москве постоянно возрастает, как и число измеряемых показателей. В течение десятилетий наблюдения ведутся региональными подразделениями Росгидромета, в настоящее время государственным учреждением „Московский центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды с региональными функциями" (http://www.ecomos.ru/). С 1996 г. в столице функционирует Единая система экологического мониторинга города Москвы. В нее входит подсистема мониторинга атмосферного воздуха (Бюллетень..., 2005).

Всего более сорока стационарных постов и автоматических станций контроля загрязнения атмосферы расположены вблизи крупных магистралей, на территориях, прилегающих к крупным промышленным предприятиям, а также в жилых районах и на особо охраняемых природных территориях. Имеются передвижные лаборатории контроля загрязнения атмосферы. На станциях измеряют концентрации более 30 загрязняющих веществ, в том числе NO, NO_2, NH_3, SO_2, CO, H_2S, O_3, взвешенных твердых частиц. Получаемая информация анализируется и обобщается, она частично доступна через Интернет (http://airmoscow.nm.ru/sbornik1/ index.htm), на ее основе предполагается построение полей атмосферного загрязнения для Москвы с высоким разрешением. Функции информационно-аналитического центра осуществляет государственное природоохранное учреждение „Мосэкомониторинг".

Для многих городов уже существуют модели полей загрязнения атмосферы, позволяющие оценивать концентрации загрязняющих веществ в приземном слое практически в каждой точке города. Модели строятся на основе данных по выбросам загрязняющих веществ стационарными источниками, информации об интенсивности потоков автотранспорта, метеорологических данных, геометрии городской застройки и т.д. (см., например, Davies et al., 2004; Zawar-Reza et al., 2005). В результате создаются карты загрязнения воздуха в городе с высоким разрешением. Картирование состояния сообществ лишайников в городе, так же как и моделируемые карты полей загрязнения, используются для сравнения уровня загрязнения в разных частях города. С развитием методов моделирования полей загрязнения роль карт, полученных с помощью лишайников, по-видимому, будет уменьшаться. Они уступают картам полей загрязнений по причине более низкой точности (см. выше) и меньшей оперативности; карты полей загрязнений для некоторых городов уже сегодня обновляются ежедневно (Zawar-Reza et al., 2005). Кроме того, современные методы картирования загрязнения воздуха с помощью лишайников предполагают их учет на деревьях одной породы (или на породах со сходными свойствами коры), близких по размерам, с одинаковыми или близкими условиями произрастания в различных частях города. Для целей картирования такие деревья должны быть отобраны равномерно по всей территории города, в том числе в районах со сплошной застройкой, что в условиях многих городов представляется трудновыполнимой задачей.

Инструментальные методы определения загрязнения воздуха и методы моделирования полей загрязнения позволяют определять пространственную гетерогенность полей загрязнения в городах. Москва достаточно хорошо обеспечена средствами контроля загрязнения атмосферы. Серии моделируемых карт загрязнения атмосферы помогут полностью решить задачу описания пространственно-

временных изменений полей загрязнения воздуха в городе. Основная причина, по которой в городе следует проводить мониторинг лишайников, состоит в том, что они являются наиболее чувствительным к изменению качества воздуха компонентом биоты, и наличие временны́х трендов в состоянии сообществ лишайников может быть обнаружено раньше, чем для биоты в целом. Современные методы долговременного мониторинга лишайников предполагают наличие достаточно больших массивов деревьев (лесов, лесопарков, парков). В связи с этим долговременный мониторинг сообществ лишайников целесообразно осуществлять на территории природного комплекса Москвы, причем предпочтительно на особо охраняемых природных территориях, где законодательно запрещена деятельность (строительство, рубки и др.), приводящая к уничтожению мест обитания лишайников.

Благодарности

Авторы признательны Н. С. Голубковой за всестороннюю помощь и ценные советы. Авторы обсуждали материал статьи с И. Д. Инсаровой и учли сделанные ею замечания. Она также участвовала в подготовке работы к печати. Постоянный интерес Ф. М. Мучника к ходу подготовки настоящей работы оказывал на авторов стимулирующее воздействие. Исследование выполнено при частичной поддержке со стороны Партнерства для европейского сотрудничества в области охраны окружающей среды (Partners for Environmental Cooperation in Europe), проект PECE-12.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Буткевич Н. А. 1985. Эпифитная флора в районе опытной станции лесоводства Московской сельскохозяйственной академии. — В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. VIII. — Л.: Гидрометеоиздат, с. 72—74.

Бюллетень о загрязнении воздушной среды города Москвы за 2004 год. — М.: Мосэкомониторинг, 2005. — 48 с.

Бязров Л. Г. 1994. Видовой состав и распространение эпифитных лишайников в лесных насаждениях Москвы. — Лесоведение, № 1. с. 45—54.

Бязров Л. Г. 1996. Видовое разнообразие лишайников Москвы. — Бюлл. МОИП. Отдел. биол., т. 101, № 3, с. 68—77.

Бязров Л. Г. 1998а. Биоиндикация качества воздуха в Москве по картированию распространения эпифитных лишайников. — Экология и промышленность России, № 7, с. 27—31.

Бязров Л. Г. 1998б. Использование индекса развития эпифитных лишайников для оценки качества воздуха в Москве. — В кн.: Тез. докл. Международ. конф. „Проблемы ботаники на рубеже XX—XXI веков", СПб., 26—30 мая 1998 г. — СПб., с. 62.

Бязров Л. Г. 1998в. Оценка качества воздуха в Москве по распространению лишайников. — В кн.: Современные проблемы микологии, альгологии и фитопатологии. — В сб.: Труды Междунар. конф., посвящ. 80-летию кафедры микологии и

альгологии Московского гос. ун-та и 90-летию со дня рождения М.В. Горленко. Москва, апрель 1998 г. — М.: Изд-во МГУ, с. 368—369.

Бязров Л. Г. 1999. Индекс развития эпифитных лишайников и оценка состояния воздушного бассейна территории г. Москвы. — Бюлл. МОИП. Отд. биол., т. 104, № 6, с. 30—40.

Бязров Л. Г. 2002. Лишайники в экологическом мониторинге. — М.: Науч. мир. — 336 с.

Бязров Л. Г. 2004. Лишайники лесных рекреационных насаждений Москвы. — В кн.: Влияние рекреации на лесные экосистемы и их компоненты. — М., с. 149—176.

Бязров Л. Г. 2006. Видовой состав лихенобиоты Московской области. Версия 1. 2006. — http://www.sevin.ru/laboratories/ biazrov_msk.html (последний просмотр 16.10.2006).

Гейден К. 1900. Список растений, собранных в Московской губернии на экскурсиях с 1896 по 1899 г. — Фармацевт. М.: Типо-литография Товарищества И. Н. Кушнер и К°, № 3, с. 68—71.

Голубкова Н. С. 1961. Флора лишайников Московской области. — Дис. ...канд. биол. наук. — Л., 1961. — 1002 с.

Голубкова Н. С. 1966. Определитель лишайников средней полосы Европейской части СССР. — М., Л.: Наука. — 256 с.

Голубкова Н. С. 1996. Сем. *Parmeliaceae: Usnea.* — В кн.: Определитель лишайников России. Вып. 6. Алекториевые, Пармелиевые, Стереокаулоновые. — СПб.: Наука, с. 62—107.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я. 2003. Колебания и изменения климата на территории России. Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, № 2, с. 1—20.

Доктуровский В. С. 1905. Лихенологическая экскурсия в с. Богородское Московской губ. — Протоколы заседаний студенческого кружка для исследования русской природы, состоящего при Московском Императорском Университете. Кн. II. М., с. 7.

Еленкин А. А. 1904. Краткий предварительный отчет о результатах лихенологической экскурсии в Среднюю Россию в 1903 г. — Известия Имп. СПб. Ботанического Сада, т. IV, вып.1, с. 9—17.

Еленкин А. А. 1906—1911. Флора лишайников Средней России. — Изд. Естественно-исторического музея графини У. Л. Шереметьевой в с. Михайловском Московской губ. Ч. 1, 2, 3, 4. — Юрьев. — 682 с.

Ефименко Н. В., Бадтиев Ю. С. 2005. Лихеноиндикация и химический контроль воздуха в Москве. — Экология и промышленность России, № 11, с. 35—38.

Израэль Ю. А., Филиппова Л. М., Семевский Ф. Н., Семенов С. М., Инсаров Г. Э. 1978. О некоторых принципах экологического мониторинга в условиях фонового загрязнения окружающей природной среды. — Докл. АН СССР, т. 241, № 1, с. 253—255.

Инсаров Г. Э., Филиппова Л. М., Семенов С. М. 1986. Методы оценки состояния эпифитной лихенофлоры в связи с фоновым загрязнением природной среды. — В кн.: Изучение загрязнения окружающей природной среды и его влияния на биосферу. Материалы III заседания международной Рабочей группы по проекту №14 МАБ ЮНЕСКО. — Л.: Гидрометеоиздат, с. 123—131.

Инсаров Г. Э. 2002. Лишайники в условиях глобального изменения климата. — В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XVIII. — СПб.: Гидрометеоиздат, с. 109—141.

Красная книга Московской области. 1998 / Отв. ред. В. А. Зубакин, В. Н. Тихомиров. — М.: Аргус, Рус. ун-т. — 560 с.

Красная книга Москвы. 2001 / Отв. ред. Б. Л. Самойлов, Г. В. Морозова. — М.: АБФ. — 622 с.

Красная книга РСФСР. Растения. 1988. — М.: Росагропромиздат. — 590 с.

Кухта А. Е., Ясюкевич В. В., Кухта Б. А., Пчелкин А. В., Семенов С. М. 2001. Границы естественных изменений и антропогенные аномалии состоя-

ния экосистем суши: аспект мониторинга. — В кн.: Состояние и комплексный мониторинг природной среды и климата. — Пределы изменений. М.: Наука, с. 192—228.

Петров И. П. 1909. Лишайники Московской губернии (первый список) — Известия Имп. СПб. Ботанического сада, т. IX, № 4, с. 73—89.

Пчелкин А. В. 1998а. Распространение лишайников в Москве. — М., 21 с. Деп. в ВИНИТИ 5.10.1998. № 2910-В98.

Пчелкин А. В. 1998б. Лихеноиндикационное картирование территории парка „Сокольники". — В кн.: Современные проблемы микологии, альгологии и фитопатологии. Труды Междунар. конф., посвящ. 80-летию кафедры микологии и альгологии Московского гос. ун-та и 90-летию со дня рождения М. В. Горленко, Москва, апрель 1998 г. — М., с. 379—380.

Пчелкин А. В. 1999. Фильтрующая роль лесонасаждений на примере Московской кольцевой автомобильной дороги (МКАД) и национального парка „Лосиный остров" — В кн.: Проблемы управления качеством окружающей среды (Сб. докл. IV Междунар. конф.). — М.: Изд-во Прима Пресс-М, с. 225—232.

Пчелкин А. В. 2001. Лишайники. — В кн.: Красная книга Москвы. — М.: АБФ, с. 581—595.

Пчелкин А. В. 2003а. Распространение лишайников в Москве. http://seminarium.narod.ru/moip/lib/m-flora/lishaj.html (последний просмотр 15.10.2006).

Пчелкин А. В. 2003б. Использование эпифитных лишайников для фонового экологического мониторинга регионального и континентального масштабов в России. — В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. 19. — СПб.: Гидрометеоиздат, с. 111—129.

Пчелкин А. В. 2005. Сравнение флоры лишайников Москвы и Приокско-Террасного заповедника. — В кн.: Экосистемы Приокско-Террасного биосферного заповедника. — Пущино, с. 95—102.

Семенов С. М., Ясюкевич В. В., Гельвер Е. С. 2006. Выявление климатогенных изменений. — М., Изд. центр „Метеорология и гидрология". — 325 с.

Слука З. А., Абрамова Л. И. 1984. Мхи и лишайники лесопарка „Лосиный Остров". — Вестн. МГУ, сер. 16, Биология, № 2, с. 11— 19.

Экологический атлас Москвы. 2000. — М.: АБФ/ABF, 96 с.

Ahti T. 1961. Taxonomic studies on reindeer lichens (Cladonia, subgenus Cladina). — Ann. Bot. Soc. Fenn.: Vanamo. V. 32, № 1, p. 1—160.

Annenkoff N. 1849, 1850, 1851. Flora Mosquensis exsiccata — Bull. de la Sociйtй Impйriale des Naturalistes des Moscou. Centuriae I и II. т. XXII, № 4, с. 621—624; Centuriae III, т. XXIII, № 2, с. 680—681; Centuriae IV и V, т. XXIV, № 1, с. 347—350.

Asta J., Erhardt, W., Ferretti M., Fornasier F., Kirschbaum U., Nimis P. L., Purvis O. W., Pirintsos S., Scheidegger C., van Haluwyn C., Wirth V. 2002. Mapping lichen diversity as an indicator of environmental quality. — In: Nimis, P.L., Scheidegger, C., Wolseley, P.A. (eds.): Monitoring with Lichens — Monitoring Lichens. Nato Science Series. IV. Earth and Environmental Sciences, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London, p. 273—279.

Davies L., Purvis W., James P. 2004. A study of epiphytes in London under a climate of low sulphur dioxide. In: Lambley P., Wolseley P. (eds.) 2004. Lichens in a Changing Pollution Environment. English Nature Research Report No 525. — English Nature, p. 21—26.

Elenkin A. 1901. Lichenes florae Rossiae et regionum confinium orientalium. — Acta Horti Petropolitani, т. XIX, Fasc. I, p. 1—52.

Elenkin A. 1904. Lichenes florae Rossiae et regionum confinium orientalium. — Acta Horti Petropolitani, т. XXIV, Fasc. II, III, IV, с. 1—118.

Goward T., Ahti T. 1997. Notes on the distributional ecology of the Cladoniaceae (Lichenized Ascomycetes) in temperate and boreal Western North America. — J. Hattori Bot. Lab., N 82, p. 143—155.

Hawksworth D. L., Rose F. 1970. Qualitative scale for estimating sulphur dioxide air pollution in England and Wales using epiphytic lichens. — Nature, V. 227, p. 145—148.

Insarov G. 2002. A method for detecting large-scale environmental change with lichens. Chapter 42. — In: Nimis P. L., Scheidegger C., Wolseley P. A. (eds.). Monitoring with lichens — monitoring Lichens. Nato Science Series. IV. Earth and Environmental Sciences, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London, p. 399—403.

Jovan S., McCune B. 2006. Using epiphytic macrolichen communities for biomonitoring ammonia in forests of the Greater Sierra Nevada, California. — Water, Air, & Soil Pollution, V. 170, N 1—4, p. 69—93.

Lambley P., Wolseley P. (eds.). 2004. Lichens in a changing pollution environment. English Nature Research Report No 525. — English Nature. — 121 p.

Loppi S., Giordani P., Brunialti G., Isocrono D., Piervittori R. 2002. A new scale for the interpretation of lichen biodiversity values in the Thyrrenian side of Italy. — In: Llimona, X., Lumbsch, H.T., Ott, S. (eds.). Progress and Problems in Lichenology at the Turn of the Millenium. Bibliotheca Lichenologica V. 82, J. Cramer, Berlin, Stuttgart, p. 235—241.

Nimis P. L., Scheidegger C., Wolseley P. A. (eds.). 2002. Monitoring with lichens — monitoring Lichens.: Nato Science Series. IV. Earth and Environmental Sciences, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London. — 408 p.

Santesson R., Moberg R., Nordin A., Тшnsberg T., Vitikainen O. 2004. Lichenforming and lichenicolous fungi of Fennoscandia. — Museum of Evolution, Uppsala University. — 359 p.

Semenov S., Insarov G. 2002. Large-scale air pollution and climate change impacts on terrestrial ecosystems: monitoring, research syntheses and assessments in Russia. — European Association for the Science of Air Pollution (EURASAP) Newsletter, N 44, p. 2—24.

Trunk epiphytes. 2004. — In: Manual for Integrated Monitoring, UN ECE Convention on Long-Range Transboundary Air Pollution, International Cooperative Programme on Integrated Monitoring of Air Pollution Effects on Ecosystems, ICP IM Programme Centre, Published by Finnish Environment Institute, Helsinki, http://www.environment.fi/default.asp?contentid=21139&lan=en (последний просмотр 23.10.2006).

Zawar-Reza P., Sturman A., Hurley P. 2005. Prognostic urban-scale air pollution modelling in Australia and New Zealand. A review. — Clean Air and Environmental Quality, V. 39, N 2, p. 41—45.

КРАТКАЯ ИНФОРМАЦИЯ ОБ ИЗДАНИИ

Издается с 1978 года. Является продолжающимся изданием Института глобального климата и экологии (ИГКЭ) Росгидромета и РАН (http://www.igce.comcor.ru, http://www.igce.ru).

В издании публикуются работы о явлениях и процессах регионального и глобального масштабов, связанных с антропогенным влиянием на климат и континентальные экосистемы, о методах их изучения с помощью мониторинга и моделирования.

К рассмотрению принимаются экспериментальные и теоретические статьи по указанной тематике на русском и английском языках. Ориентировочный объем рукописи – до 1 авторского листа (40 тыс. знаков). Представленные в ПЭММЭ статьи рецензируются. При необходимости Редколлегия приглашает авторов выступить с сообщением по теме статьи на научном семинаре в ИГКЭ. Редколлегия просит авторов не представлять в ПЭММЕ статьи, напечатанные или направляемые для публикации в другие издания. Представляемые тексты должны соответствовать тематике издания, быть написаны удовлетворительно с литературной точки зрения и оформлены в соответствии с правилами. Редколлегия принимает окончательное решение по поводу публикации статьи в соответствии с результатами рецензирования, а также учитывая качество литературной и технической подготовки текста. Оформленные по правилам рукописи направляйте по адресу:

РФ, 107258 Москва, ул. Глебовская, д. 20Б, Институт глобального климата и экологии, В. В. Ясюкевичу

**ПРОБЛЕМЫ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА
И МОДЕЛИРОВАНИЯ ЭКОСИСТЕМ**

Том XXI

Редакторы *О. Э. Александрова* и *О. В. Лапина*.
Художественный редактор *Л. А. Унрод*.
Технический редактор *Н. Ф. Грачева*. Корректор *Г. Н. Римант*.

ЛР № 020228 от 10.11.96 г.

Подписано в печать 07.09.07. Формат 60×90 1/16. Бумага офсетная. Печать офсетная. Печ. л. 27,25. Уч.-изд. л. 27,88. Тираж 400 экз. Индекс 419/07.

Гидрометеоиздат. 199397. Санкт-Петербург, ул. Беринга, д. 38.

Официальный научно-информационный портал **GIMIZ.RU**.