

ВАРИАЦИИ КЛИМАТА ВНЕТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЫ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ В ПОСЛЕДНИЕ 1000 ЛЕТ: АНАЛИЗ ДАННЫХ И ВОЗМОЖНЫХ ПРИЧИН

И. И. Борзенкова¹⁾, Е. Л. Жильцова¹⁾, В. А. Лобанов²⁾

¹⁾Россия, 199053 Санкт-Петербург, 2 линия В. О., д. 23, Государственный гидрологический институт. irena_borzen@mail.ru, el-spb@mail.ru

²⁾Россия, 195196 Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., д. 98, Российский государственный гидрометеорологический университет. Lobanov@EL6309.spb.edu

Реферат. Анализируются временные ряды температуры воздуха внетропической зоны Северного полушария (20—70° с. ш.) за последние тысячу лет, полученные в результате обобщения дендроклиматических данных. Ежегодные данные об изменении приповерхностной температуры воздуха Северного полушария сопоставлены с концентрацией парниковых газов и содержанием сульфатного аэрозоля вулканического происхождения, которые восстановлены по данным ледяных кернов. Анализ данных показал, что изменение концентрации сульфатного аэрозоля в стратосфере играло ведущую роль в колебаниях климата доиндустриального периода. За последние 1000 лет выделены вулканические извержения взрывного типа с индексом вулканической активности $VEI > 4$, которые могли оказать влияние на изменение температуры воздуха у земной поверхности. Период между IX и XII веками, известный как “потепление средних веков”, характеризуется слабой вулканической деятельностью. Напротив, между 1450 и 1850 гг. (малый ледниковый период) в результате активной вулканической деятельности в верхней тропосфере и стратосфере в течение длительного времени поддерживался высокий уровень концентрации сульфатного аэрозоля. Это явилось причиной уменьшения потока солнечной радиации, приходящей к земной поверхности, и, как следствие, понижения температуры приземного воздуха. Статистический анализ 1000-летних рядов температуры приземного воздуха показал, что вклад вулканической деятельности взрывного типа в вариации температуры за этот период составляет не менее 30%, что подтверждается и независимыми модельными расчетами.

Ключевые слова. Последние 1000 лет, вариации климата, причины, механизмы, дендроклиматические данные, вулканические извержения.

CLIMATE VARIATIONS IN THE EXTRATROPICS OF THE NORTHERN HEMISPHERE OVER THE PAST 1000 YEARS: ANALYSIS OF DATA AND POSSIBLE CAUSES

I. I. Borzenkova¹⁾, E. L. Zhiltsova¹⁾, and V. A. Lobanov²⁾

¹)State Hydrological Institute, 23, Vtoraya liniya, V. O, St. Petersburg, 199053 Russia. irena_borzen@mail.ru, el-spb@mail.ru

²) Russian State Hydrometeorological University, 98, Malookhtinskii pr., St. Petersburg, 195196 Russia. Lobanov@EL6309.spb.edu

Abstract. Presented are tree ring–based air temperature reconstructions for the Northern Hemisphere (20–70° N) over the past 1000 years. Yearly data on the Northern Hemisphere surface air temperature changes were compared with the greenhouse gases concentration and with the volcanic sulfate aerosol content obtained from the ice core data. The analysis showed that changes in concentration of sulfate aerosol in the stratosphere played the key role in climate variations over the preindustrial time. The explosive-type eruptions with eruption index VEI > 4 were distinguished for the past 1000 years. Such eruptions may have influenced the air temperature changes on the Earth’s surface. The time period between the 9th and 12th centuries known as “The Medieval Warm Period” is characterized by weak volcanic activity. In contrast, in 1450–1850 (“The Little Ice Age”) due to significant volcanic activity concentration of sulfate aerosols in the upper troposphere and stratosphere was maintained at a high level for a long time. This caused a decrease in solar radiation flux reaching the Earth’s surface and, as a result, a decrease in surface air temperature. Statistical analysis of 1000-year time series of the surface air temperature showed that 30% and more of temperature variability in preindustrial times can be explained by volcanic activity of explosive type. This is supported by independent model calculations.

Key words. Past 1000 years, climate variations, causes, mechanisms, dendroclimatic data, volcanic eruptions.

Введение

В последние годы наблюдается прогресс в разработке новых методов и технологий, позволяющих получить ежегодные количественные данные о температуре воздуха в разных районах земного шара за последние тысячелетия на основе анализа косвенных данных. В качестве таких материалов чаще всего используют данные о ширине и плотности древесных колец деревьев, произрастающих на северной границе леса или на верхней границе древесной растительности в горах (Christiansen, 2011; Briffa et al., 2001; D’Arrigo, Jacoby, 2003; D’Arrigo et al., 2006; Jacoby et al., 1999; Luterbacher et al., 2004; Mann et al., 1999, 2009; Wilson et al., 2007), кислородно-изотопные данные, полученные в результате анализа кернов льда из высоких широт Северного и Южного полушарий и сталагмитов из континентальных пещер (Johnsen et al., 2001; Smith et al., 2004). Существует и независимый метод оценки глобальной температуры за историческое время, основанный на анализе

прямых измерений температурного профиля в глубоких скважинах, в качестве которых используются старые штольни и шахты (Huang et al., 2000; Hegerl et al., 2007). Данные о температуре по более чем 800 глубоким скважинам доступны на сайте <http://www.geo.lsa.umich.edu/climat>. Эти данные позволили восстановить ряд глобальной температуры за последние 500 лет, анализ которых показал, что с середины XVIII столетия до настоящего времени глобальная температура увеличилась более чем на 1°C (Charman, Devis, 2010).

Задача настоящего исследования состояла в обобщении доступной (в цифровом формате) информации об изменениях глобальной температуры за последние 1000 лет и сопоставлении ее с данными о концентрации парниковых газов и содержании стратосферного аэрозоля. Совместный анализ рядов температуры позволяет оценить роль этих факторов в колебаниях глобальной температуры за последние 1000 лет.

Материалы и методы

Дендроклиматические материалы, полученные в результате анализа колец деревьев, произрастающих на северной или на верхней границе леса в горах, позволяют получить наиболее достоверные данные о колебаниях температуры за последнюю тысячу лет с временным шагом один год. В настоящее время существует мировой банк дендроклиматической информации, включающий более 300 временных рядов разной продолжительности из разных районов земного шара (в основном для внутритропической зоны, между 30 и 70° ш. Северного и Южного полушарий). Для анализа ширины и плотности колец используются как срезы, так и керны, извлеченные из ныне живущих деревьев и ископаемых образцов древесины. Плотность древесного кольца имеет значимую корреляцию со среднегодовой температурой воздуха, а ширина кольца древесины — с температурой вегетационного периода. Временной интервал дендрохронологических рядов охватывает период от нескольких сотен до нескольких тысяч лет, т. е. практически весь голоцен.

В настоящей работе были проанализированы два ряда ежегодных аномалий температуры за последние 1000 лет, полученные в работах Мёберга и др. (Möberg et al., 2005) и Д'Арриго и др. (D'Arrigo et al., 2006), путем пространственного обобщения дендрохронологических рядов для внутритропической части Северного полушария. В результате были получены ряды ежегодных аномалий температуры, по мнению авторов, характеризующие изменения температуры Северного полушария за этот период. Оба ряда доступ-

ны на сайте <ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/treering/records>.

Для оценки концентрации аэрозоля в стратосфере были использованы ежегодные данные о содержании сульфатного иона SO_4^{2-} , полученные в результате анализа ледяного ядра из скважины Дроннинг Маунд Лэнд (Западная Антарктида) и характеризующие уровень вулканической активности за последние 1000 лет (Trautetter et al., 2004). Данные доступны на сайте <http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/icescore/antarctica/domec/domec>.

В начале 1960-х годов были сформулированы представления о стратосферном аэрозольном слое (САС), который в значительной степени состоит из мельчайших капель серной кислоты, что является причиной ослабления солнечной радиации в нижней стратосфере и верхней тропосфере и понижения температуры воздуха у земной поверхности (Асатуров и др., 1986; Борзенкова, Брук, 1989). Основываясь на этих представлениях, Хаммер с коллегами (Hammer et al., 1980) разработали методику, позволяющую количественно оценить мощность вулканических извержений в прошлом по изменению электропроводности и содержанию сульфатного иона SO_4^{2-} в слоях ледяных ядер, сформировавшихся после вулканических извержений взрывного типа.

Данные о содержании в атмосфере парниковых газов (CO_2 , CH_4 и N_2O) за последние 1000 лет, полученные по данным анализа пузырьков воздуха, захороненных в ледниковых покровах Гренландии и Антарктиды, представлены в работах (Etheridge et al., 1996, 1998) и на сайтах <ftp://ftp.cmdl.noaa.gov/ccg/co2/in-situ>, <ftp://ftp.cmdl.noaa.gov/ccg/ch4/flask>, <ftp://ftp.cmdl.noaa.gov/noah/n2o>.

В настоящее время для анализа длинных временных рядов гидрометеорологических величин используются разные статистические методы, включая гармонический и кросс-спектральный анализ, а также метод вейвлет-преобразований (Вакуленко, Монин, 2001; Монин, Сонечкин, 2005; Briffa et al., 2001; Christiansen, 2011; Esper et al., 2005; Jones et al., 1998, 2009; Mann et al., 1999).

Основная задача при анализе длинных временных рядов, значительно превышающих период инструментальных наблюдений и имеющих достаточно высокую степень временного разрешения, состоит в получении достоверной информации не только о долгопериодных, но и о циклических колебаниях разной продолжительности. Чаще всего для этих целей применяется гармонический анализ, на основе которого модель временного ряда представляется в виде суммы гармонических составляющих. Вторым подходом к декомпозиции сложного процесса и выделению составляющих разных временных масштабов являются статистические методы сглаживания и фильтрации. Эти методы стараются обойти основные ограничения гармонического анализа на вид функции

циклов и постоянство их периодов и амплитуд во времени. Самый простой способ выделения составляющих разных временных масштабов состоит в последовательном осреднении по времени, которое сглаживает процесс (или процессы) с периодами, меньшими заданного интервала осреднения. Статистические методы, разработанные для этой цели, — метод срезки и метод сглаживания амплитуд циклов. Эти методы основаны не на задаваемой аналитической модели временного ряда, а на самых общих представлениях о его структуре. К таким общим представлениям можно отнести следующее:

- временной ряд неоднороден и является композицией (или суперпозицией) процессов разных временных масштабов;
- основные характеристики циклов, такие как периоды и амплитуды, для процесса каждого временного масштаба не являются постоянными во времени;
- анализируются только те флуктуации, которые существенно превышают погрешность данных измерений (Лобанов, Смирнов, 1992; Лобанов, Анисимов, 2005).

Результаты

На рис. 1 представлены кривые изменения температуры воздуха внетропической зоны Северного полушария за последние 1000 лет, построенные по данным Мёберга и др. (Möberg et al., 2005) и Дарриго и др. (D'Arrigo et al., 2006). Обе кривые сглажены простейшим 31-летним осреднением. Осреднение позволяет выделить несколько временных интервалов с преобладаем относительно теплых или относительно холодных по сравнению с современными климатическими условиями. Сравнительно теплый период с температурой, близкой к современной, характерен для первых 250 лет, начиная с X в. и до середины XIII в. Понижение температуры началось после серии мощных вулканических извержений между 1258 и 1270 г. (Stothers, 2000).

На рис. 2 1000-летний ряд температуры внетропической зоны Северного полушария сопоставлен с рядом концентрации иона SO_4^{2-} , полученной в результате анализа ледяного керна из Западной Антарктиды. Выделение сульфатного сигнала, связанного с эмиссией продуктов вулканического происхождения, представляет определенную трудность, так как этот сигнал замаскирован сульфатами, образующимися в результате других природных процессов. Для выделения сигнала вулканического происхождения необходимо оценить содержание фоновое стратосферного аэрозоля; пики концентрации сульфатов, значительно превышающие фоновые

значения, могут быть обусловлены вулканическими извержениями разной интенсивности (Борзенкова и др., 2011).

Фоновый стратосферный аэрозоль, состоящий из сернокислого аэрозоля (H_2SO_4), в периоды слабой вулканической деятельности образуется в результате эмиссии из тропосферы диоксида серы вследствие небольших по объему и высоте выбросов постоянно курящихся вулканов и фумарол. Определенную роль в формировании фонового аэрозоля имеет газ карбонилсульфид, образующийся в результате жизнедеятельности морской и континентальной биоты и других природных процессов. Следуя оценкам, сделанным в работе (Kohn, Fujii, 2002), за фоновую концентрацию было принято значение SO_4^{2-} , равное 73 нг/г. Далее было предположено, что концентрация иона SO_4^{2-} , вдвое превышающая величину фоновую, могла быть связана с вулканическими извержениями взрывного типа с индексом вулканической активности 4 или более. В начале 1980-х годов для характеристики интенсивности вулканических извержений взрывного типа был предложен индекс вулканической активности (Volcanic Explosivity Index — *VEI*) (Борзенкова, 1992; Борзенкова, Брук, 1989). Всем вулканическим извержениям в зависимости от мощности присваиваются значения *VEI* от 1 до 8, климатический эффект имеют только извержения с *VEI* от 4 и выше. Концентрация иона SO_4^{2-} от 200 до 400 нг/г характерна для извержений взрывного типа с индексом *VEI* от 5 до 6, а свыше 450–500 нг/г — для катастрофических извержений с индексом *VEI*, равным 6 и более. Необходимо отметить субъективность такого разделения, которая в дальнейшем может быть устранена при разработке новых критериев зависимости между концентрацией аэрозоля в САС и интенсивностью вулканических извержений (Борзенкова и др., 2011).

Как видно на рис. 2, события 1258–1270-х годов характеризуется самой большой за последние 1000 лет концентрацией сульфатов в верхней тропосфере и стратосфере. Этот период отмечен во всех каталогах как серия мощных извержений неизвестного вулкана, вероятнее всего имевших место в Южном полушарии из-за более отчетливого кислотного сигнала в антарктических кернах. Некоторые исследователи приписывают это извержение вулкану Десепшен, расположенному в субтропических широтах Южного полушария. Начиная с 1270-х годов определенный вклад в поддержание высокого уровня концентрации аэрозоля в верхних слоях тропосферы и стратосферы мог внести вулкан Куваэ, мощные извержения которого неоднократно отмечались и позднее, в XV и XVI столетиях. События 1258–1270-х годов более чем на столетие определили тренд изменения глобальной температуры и только со

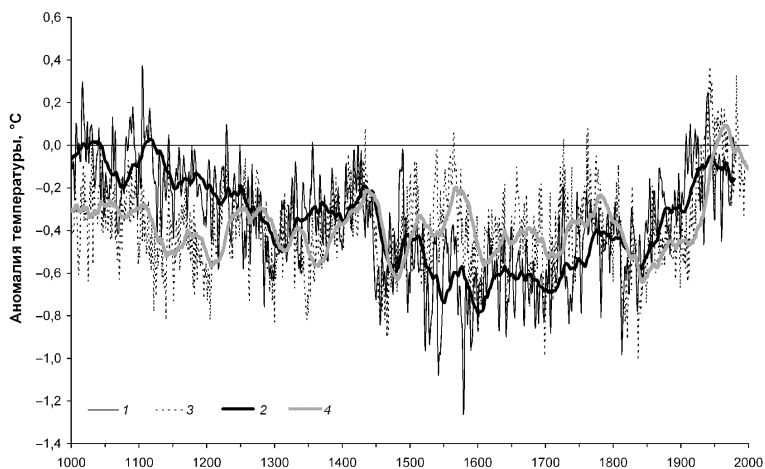


Рис. 1. Изменение среднегодовой температуры воздуха внетропической зоны Северного полушария за последние 1000 лет. Аномалии рассчитаны по отношению к норме 1961–1990 гг. 1, 2 – ежегодные аномалии и сглаженные по 31-летнему периоду по реконструкции Мёберга и др. (Möberg et al., 2005); 3, 4 – ежегодные аномалии температуры и сглаженные по 31-летнему периоду по реконструкции Д’Арриго и др. (D’Arrigo et al., 2006). <ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/treering/records>.

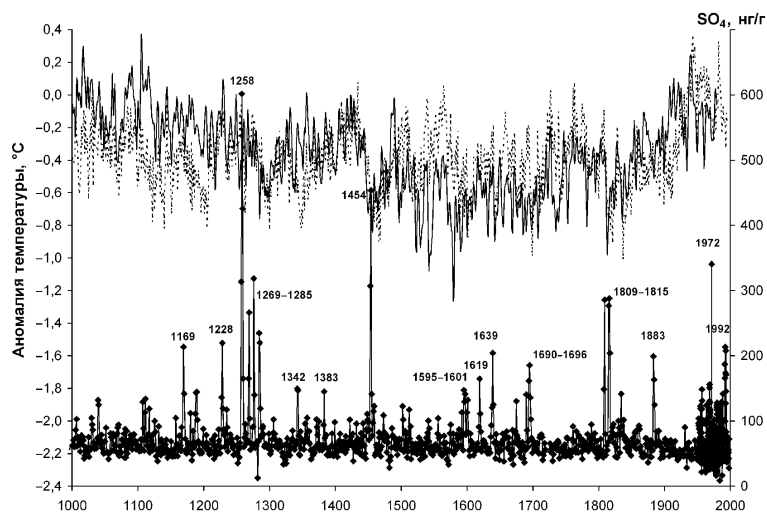


Рис. 2. Ежегодные аномалии температуры воздуха Северного полушария (сплошные линии – Möberg et al., 2005, пунктир – D’Arrigo et al., 2006) и концентрация иона SO_4^{2-} в стратосфере по данным ледяного ядра из Антарктиды (Trautetter et al., 2004) за последние 1000 лет (<http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/icecore/antarctica/domec/domec>).

второй половины XIII в. отмечается повышение температуры, которое закончилось к середине XIV в. после серии катастрофических извержений вулкана Куваэ в 1452—1453 и 1458 гг. (Gao et al., 2006). Последовавшее за этим похолоданием потепление было прервано в середине XVI в. самым мощным за последние 500 лет извержением вулкана Уайнапутина в Перу в 1600—1601 гг. (De Silva, Zielinski, 1998; Zielinski et al., 1994).

Между 1600 и 1690 г. произошло 12 мощных извержений вулканов взрывного типа, расположенных в тропических и субтропических широтах, которые оказали наибольшее влияние на изменение температуры воздуха в обоих полушариях. Период между 1600 и 1830 г. был самым продолжительным холодным периодом в Северном полушарии за последние 1000 лет, повышение температуры началось после 1830 г. и с небольшими колебаниями продолжается до настоящего времени.

Для выделения колебаний разных временных масштабов температуры внетропической зоны Северного полушария применили метод срезки и метод сглаживания амплитуд циклов к временным рядам, представленным на рис. 1, и к дендроклиматическим рядам, полученным в результате анализа дендрохронологической информации. Результаты анализа приведены в таблице. Анализ этих данных показал, что временной масштаб межгодовой изменчивости температуры за последние 1000 лет составляет 4—5 лет, масштаб десятилетних колебаний находится в пределах 25—50 лет, а средний масштаб столетних колебаний изменяется в более широких пределах от 100 до более чем 200 лет. Как видно из данных таблицы, средняя продолжительность фаз повышения и понижения температуры практически одинакова для всех временных рядов. Амплитуда изменения температуры внетропической зоны Северного полушария, которая в определенной степени характеризует глобальную температуру, для всех исследуемых рядов изменяется в сравнительно небольших пределах от 0,2 до 0,3°С.

Естественные колебания температуры с периодом 4—5 лет, возможно, связаны с нерегулярными влияниями на климат таких природных явлений, как Эль-Ниньо — южное колебание, которые возникают каждые 3—7 лет и продолжаются от одного года до трех лет. 10-летние колебания температуры в масштабе 25—35 лет и колебания столетних масштабов могут быть связаны с характерными временными периодами вулканических извержений взрывного типа (Алексеев, 1990), с изменениями циркуляционных процессов или являются результатом отклика глобальной климатической системы на другие внешние воздействия, такие как изменение скорости вращения Земли и гравитационные изменения в Солнечной системе (Дзюба, Панин, 2007; Панин, 2009; Сидоренков, 2002). Как следует из графиков тысячелетнего цикла, совре-

менный климат характеризуется возрастающей частью этой кривой, что частично может быть связано с увеличением роли парникового эффекта в изменениях глобальной температуры. В тысячелетнем ряду глобальной температуры межгодовые колебания составляют около 50% изменчивости современного климата, десятилетние колебания — около 30% и столетние колебания — около 20% (Борзенкова и др., 2011).

Если предположить, что десятилетние колебания температуры связаны с влиянием вулканической деятельности, то эти оценки полностью подтверждаются данными Краули (Crowley, 2000, 2001), который на основе модельных расчетов показал, что вулканическая деятельность могла обусловить не менее чем 30% изменчивости глобальной температуры за последние 1000 лет.

Дискуссия

Количественные реконструкции температуры воздуха, полученные на основе обобщения дендрохронологических данных, характеризуют изменение температуры высоких и умеренных широт. В связи с этим возникает вопрос о том, насколько эти данные описывают изменение температуры для всего полушария или для всего земного шара. Значение глобальной температуры, получаемой путем осреднения по широтным зонам приземной температуры воздуха для всего земного шара или одного из полушарий (чаще всего Северного), является определенной мерой состояния глобальной климатической системы. Анализ современной и палеоклиматической информации показал, что изменения температуры воздуха в высоких широтах можно рассматривать в качестве определенного индикатора состояния глобальной климатической системы, как в современную эпоху, так и в историческом прошлом (Антропогенные изменения ..., 1987; Борзенкова, 1992).

Один из ключевых вопросов современной физической климатологии — вопрос о причинах изменения климата за последние тысячелетия и о месте современного потепления в свете климатических изменений за историческое время (Crowley, 2000, 2001; Osborn, Briffa, 2006). Три основных климатообразующих фактора — солнечная радиация, газовый состав атмосферы, альbedo земной поверхности и системы Земля — атмосфера определяют все многообразие климатов Земли как в современную эпоху, так и в геологическом прошлом. Солнечная радиация, поступающая на верхнюю границу атмосферы, испытывает как долгопериодные (от первых тысяч до миллионов лет), так и короткопериодные колебания, связанные с астрономическими факторами и физическими процессами на Солнце. Проходя через стратосферу, радиация

Результаты статистического анализа тысячелетних рядов температуры воздуха внетропической зоны Северного полушария, восстановленной по дендрохронологическим данным разных авторов

Автор временного ряда	Масштаб	T	$T_{п}$	$T_{с}$	A , °C
		лет			
D'Arrigo, 2006	Межгодовой	4	2	2	0,259
	Десятилетний	24	12	12	0,284
	Столетний	103	54	49	0,290
Jones et al., 1998	Межгодовой	4	2	2	0,263
	Десятилетний	28	12	16	0,272
	Столетний	160	45	115	0,196
Mann et al., 1999	Межгодовой	4	2	2	0,161
	Десятилетний	24	11	12	0,154
	Столетний	198	127	155	0,208
Briffa et al., 2001	Межгодовой	5	2	2	0,206
	Десятилетний	25	13	11	0,195
	Столетний	140	84	55	0,197
Möberg et al., 2005	Межгодовой	10	4	5	0,324
	Десятилетний	49	24	24	0,293
	Столетний	248	127	121	0,289

Примечание. Для выделения колебаний разных временных масштабов применяли метод срезки и метод сглаживания амплитуд циклов (Лобанов, Смирнов, 1992; Лобанов, Анисимов, 2005). T — средняя продолжительность цикла колебаний температуры, $T_{п}$ и $T_{с}$ — соответственно средняя продолжительность фаз повышения и понижения температуры, A — средняя амплитуда изменения температуры.

поглощается и частично рассеивается обратно в мировое пространство под влиянием мелкодисперсного аэрозоля (в значительной степени сульфатного происхождения), который формирует постоянно присутствующий в стратосфере аэрозольный слой. Концентрация этого слоя может изменяться в широких пределах (на порядок величины и более) в результате мощных и катастрофических извержений взрывного типа. Такие инъекции в стратосферу вулканогенных материалов ослабляют приходящую солнечную радиацию, в результате чего происходит понижение температуры воздуха у земной поверхности.

Как показали исследования газового состава атмосферы в прошлом, выполненные на основе косвенных расчетов и прямых измерений воздуха, законсервированного в ледяных ядрах Гренландии и Антарктиды, содержание диоксида углерода, метана и закиси азота — основных парниковых газов, влияющих на температуру воздуха, испытывало значительные естественные колебания в прошлом во временном масштабе от десятков тысяч до миллионов лет (Будыко и др. 1985; Борзенкова, 1992).

Изменения альbedo подстилающей поверхности и альbedo системы Земля — атмосфера оказывали заметное влияние на радиационный и термический режим в историческом прошлом, когда имели место значительные колебания площади континентальных и морских льдов. В настоящее время влияние альbedo системы Земля — атмосфера на термический режим у земной поверхности связано прежде всего с изменением количества облаков, особенно верхнего яруса. Определенное влияние на величину альbedo системы может оказывать и поступление вулканического пепла в стратосферу в результате мощных извержений взрывного типа.

Существуют и другие факторы, такие как изменения скорости вращения Земли, положения магнитного и географических полюсов. В последнее время уделяется большое внимание изучению зависимости между атмосферными процессами (типами атмосферной циркуляция) и нестабильностью вращения Земли, что может оказывать влияние прежде всего на циркуляционные процессы, а тем самым на термический режим и гидрологический цикл (Дзюба, Панин, 2007; Панин, 2009; Сидоренков, 2002).

Долгопериодные и короткопериодные колебания солнечной радиации

Средний годовой приток тепла к земной поверхности определяется количеством солнечной радиации, поступающей на верхнюю границу атмосферы при среднем расстоянии Земли от Солнца. Эта величина — так называемая астрономическая солнечная постоянная — испытывает долгопериодные и короткопериодные колебания, связанные как с физическими процессами на Солнце, так и с астрономическими факторами.

Короткопериодные изменения астрономической солнечной постоянной связаны с изменением светимости Солнца в результате образования солнечных пятен и факелов. Наиболее изучены 11- и 27-летние циклы таких колебаний, хотя в последнее время астрономы открыли наличие 200-летней периодичности. Уже сравнительно давно пытаются установить связь между числом солнечных пятен или факелов на солнечном диске и температурой воздуха у земной поверхности, но только спутниковые наблюдения позволили начать мониторинг солнечной радиации, поступающей на верхнюю границу атмосферы, по данным об изменении яркости солнечного диска (Foukal et al., 2006; Lean, 2010; Pinker et al., 2005; Scafetta, West, 2006; Wild et al., 2007). По рекомендации ВМО значение астрономической солнечной постоянной принято равным 1367 ± 7 Вт/м². Непрерывные наблюдения за изменением солнеч-

ной радиации с помощью спутников ведутся с 1978 г. В результате последних измерений, выполненных в рамках проекта *SORCE* (Solar Radiation and Climate Experiment) в 2003—2004 г., получено значение астрономической солнечной постоянной 1361 Вт/м^2 , что несколько меньше по сравнению с измерениями других радиометров (Lean et al., 2005). Анализ данных спутниковых наблюдений, представленный в последнем докладе МГЭИК (IPCC, 2007), свидетельствует о том, что до настоящего времени официально не предложено альтернативной величины солнечной постоянной, рекомендованной ранее ВМО.

Спутниковые измерения показали, что существующие сравнительно небольшие изменения в приходе солнечной радиации между периодами минимума и максимума солнечных пятен в 11-летнем цикле солнечной активности могут быть в значительной степени связаны с ошибками измерений, чем с реальными изменениями светимости Солнца (IPCC, 2007). В то же время в работах ряда авторов приводятся данные, свидетельствующие о возможности выделения реального сигнала в поступлении солнечной радиации на верхнюю границу атмосферы вследствие изменения яркости солнечного диска (Lean, 2010; Usoskin et al., 2005; Scafetta, West, 2006). Изменения прихода солнечной радиации между пиками солнечной активности (периодами максимума и минимума солнечных пятен) оцениваются от 0,2 до 0,8 Вт/м^2 , или от 0,1 до 0,4% средних многолетних значений (Usoskin et al., 2005). Такие колебания в приходе солнечной радиации на верхнюю границу атмосферы могут изменить температуру воздуха у земной поверхности на величину менее чем $0,1^\circ\text{C}$. Термическая инерция океана сглаживает колебания такого масштаба, и они не могут оказывать заметного влияния на изменение глобальной температуры. В последнее время этот вывод был полностью подтвержден в работе Фоукла и др. (Foukal et al., 2006), которые выполнили аналитический обзор современных методов оценки влияния короткопериодных изменений светимости Солнца на температуру воздуха у земной поверхности.

В то же время существуют и другие оценки, в частности в обзорной работе Лин (Lean, 2010) показано, что вклад изменчивости прихода к земной поверхности солнечной радиации вследствие изменения светимости Солнца по данным разных авторов составляет от 7 до 14%. В работах (Usoskin et al., 2005; Scafetta, West, 2006) показано, что суммарный эффект на изменение температуры у земной поверхности от колебания концентрации стратосферного аэрозоля и светимости Солнца между периодами минимума и максимума солнечных пятен может достигать 50%.

Такое заключение не противоречит приведенным выше оценкам, если считать, что вклад концентрации стратосферного аэрозоля в изменение глобальной температуры составляет не менее 30% (Crowley, 2000, 2001; Борзенкова и др., 2011).

Поступающая на верхнюю границу атмосферы солнечная радиация частично поглощается в стратосфере мелкодисперсным аэрозолем, который формирует постоянно присутствующий в стратосфере аэрозольный слой, так называемый слой Юнге. Концентрация аэрозольных частиц в этом слое, состоящем чаще всего из микроскопических капелек серной кислоты, испытывает постоянные колебания, связанные с поступлением в верхние слои атмосферы аэрозолей как природного, так и антропогенного происхождения. Наиболее значительные изменения (на порядок величины и более) могут происходить при мощных и катастрофических извержениях вулканов взрывного типа, которые доставляют вулканический пепел и газы непосредственно в верхнюю тропосферу и стратосферу. Такие инъекции в стратосферу вулканогенных материалов ослабляют приходящую солнечную радиацию, в результате чего происходит понижение температуры воздуха у земной поверхности (Борзенкова, Брук, 1989; Борзенкова, 1992; Израэль и др., 2007; Zilinski, 1995; Zilinski et al., 1994). Радиация, приходящая на верхнюю границу тропосферы и определяющая изменение климата у земной поверхности, получила название метеорологической солнечной постоянной (Будыко, 1974; Кондратьев, 1981).

При относительно стабильной астрономической солнечной постоянной во временном масштабе тысяч и десятков тысяч лет значение метеорологической солнечной постоянной может испытывать значительные короткопериодные колебания в результате изменения концентрации аэрозоля в САС. Совершенно очевидно, что существует тесная связь между концентрацией аэрозоля в стратосфере и изменением радиации на верхней границе тропосферы и у земной поверхности. В связи с появлением длинных рядов наблюдений за солнечной радиацией со спутников появилась возможность сравнения их с данными наземных актинометрических станций. К. Я. Кондратьев (1981) высказал предположение, что определенная часть изменчивости метеорологической солнечной постоянной может быть связана с изменением солнечной активности, главным образом из-за изменения потоков корпускулярного излучения, которые влияют на химические и фотохимические процессы в стратосфере. В последнее время это предположение подтвердилось данными непосредственных измерений концентрации аэрозоля в САС после сильной вспышки на Солнце (Mironova et al., 2008).

Наиболее значительные колебания метеорологической солнечной постоянной связаны с поступлением в верхнюю тропосферу и стратосферу продуктов вулканических извержений, главным образом сернокислого (сульфатного) аэрозоля. Как видно на рис. 2, его концентрация после мощных и катастрофических извержений может изменяться в несколько раз. Наличие сернокислого аэрозоля в стратосфере определяет величину оптической толщины (или аэрозольной оптической толщины) и является одной из важнейших характеристик прозрачности атмосферы и состояния аэрозольного слоя верхней тропосферы и стратосферы.

Средняя величина оптической толщины τ при отсутствии сильных вулканических извержений для видимой части солнечного спектра изменяется в пределах 0,01—0,02 и зависит от количества аэрозоля, находящегося в верхней части тропосферы и в стратосфере. При мощных вулканических извержениях величина оптической толщины изменяется в пределах от 0,2 до 0,4, при катастрофических извержениях она увеличивается до 0,6—0,8, а при извержениях супервулканов (например, вулкана Тоба около 74 тыс. лет назад) или после серии мощных извержений 1259—1270 гг. величина τ по косвенным оценкам составляла не менее 1,0 (Robock et al., 2009).

Как показало сопоставление данных о температуре и концентрация сульфатного аэрозоля (рис. 2), даже после таких мощных извержений, как Куваэ (1452—1453 гг.) (Gao et al., 2006). Уайнапутина (1600—1601 гг.) (De Silva, Zielinski, 1998), Тамборы (1815 г.), Кракатау (1883 г.), Мон-Пеле (1902 г.) и Катмая (1912 г.) (Zielinski, 1995; Zielinski et al., 1994), глобальная температура понизилась на десятые доли градуса в течение 3—5 лет, что не могло привести к кардинальному изменению ее тренда. Совсем другой эффект оказывает серия вулканических извержений, когда в течение десятков лет в атмосфере постоянно поддерживается высокий уровень концентрации сульфатного аэрозоля, что приводит к длительному уменьшению приходящей солнечной радиации и заметному понижению температуры у земной поверхности. Такие длительные эффекты влияния вулканических извержений на глобальную температуру отмечались между 1260—1350, 1420—1570 и 1620—1710 гг. Этим эпизодам уменьшения прозрачности в верхней тропосфере соответствовали и периоды наиболее значительных похолоданий в Северном полушарии, которые явились частью самой продолжительной за последние 1000 лет эпохи похолодания, известной как малая ледниковая эпоха (Mann et al., 2009). Периоды интенсивной вулканической деятельности были практически синхронны периодам минимума солнечных пятен, известным как минимумы Орта (1280—1350 гг.) Сперера (1460—1550 гг.). Маундера (1645—1715 гг.) и Далтона (1790—1820 гг.). Пока не ясно, существует ли какой-либо

физический механизм, объясняющий связь между минимумом солнечных пятен на солнечной диске и усилением интенсивности вулканической деятельности на Земле.

На рис. 3 представлен график повторяемости вулканических извержений взрывного типа за последние 2000 лет и за период с 1450 по 1850 г., на котором видно, что на последний временной интервал приходится значительное число извержений. В то же время, как видно на рис. 2, период между 1000 и 1260 г. характеризуется наиболее высокой температурой воздуха и относительно слабой вулканической активностью (только два крупных извержения: Гекла в 1104 г. и Осима в 1112 г.). Понижение температуры около 1060–1070 гг. могло быть связано с катастрофическим извержением вулкана Байтушан (Восточный Китай) (<http://www.volcano.si.edu/world/volcano>).

Потепление средних веков в какой-то степени является аналогом потепления 1930-х годов, которому по данным актинометрических станций во внетропической зоне (32–62° с. ш.) Северного полушария соответствовал период максимальных значений солнечной радиации, приходящей к земной поверхности (Асатуров и др., 1986). Этот интервал характеризуется и относительно слабой вулканической деятельностью: после мощного извержения вулканов Мон Пеле (1902 г.) и Катмай (1912 г.) до середины 1940-х годов не отмечалось сколько-нибудь значительных извержений взрывного типа. Во время же потепления средних веков такая ситуация продолжалась в течение нескольких десятилетий, что явилось причиной длительного периода глобального потепления.

Изучение механизма влияния вулканических извержений на изменение температуры у земной поверхности свидетельствует о быстрой реакции температуры воздуха у земной поверхности на относительно небольшие изменения концентрации аэрозоля в верхней тропосфере и стратосфере, что подтверждает возможность управления глобальным климатом путем непосредственного введения в эти слои атмосферы аэрозоля различного типа (Будыко, 1974; Израэль и др., 2007). Такие периоды относительно длительного “осветления” (brightening) или “потускнения” (dimming), неоднократно повторяющиеся на протяжении последних 1000 лет, могли быть причиной долгопериодных колебаний глобальной температуры.

Измерения со спутников показали, что после извержения вулкана Пинатубо в 1991 г. не отмечалось значительных извержений взрывного типа, что могло быть причиной высокой прозрачности нижней стратосферы с начала 1990-х годов и до настоящего времени (Mischenko et al., 2007; Pinker et al., 2005). Измерения солнечной радиации у земной поверхности за последние 20 лет также

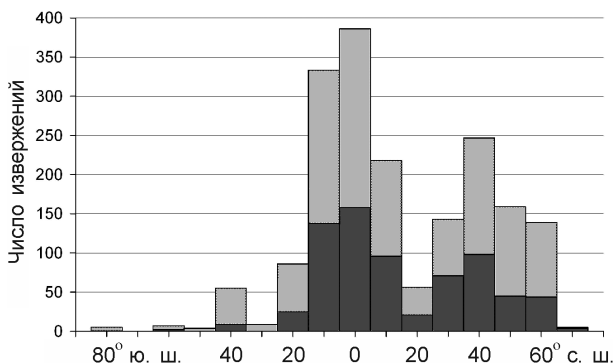


Рис. 3. Число извержений взрывного типа по широтам за последние 2000 лет. Светлые столбики — общее число извержений, темные столбики — число извержений за малый ледниковый период (1450—1850 гг.) по данным авторов статьи.

указывают на изменение знака тренда прозрачности атмосферы от “потускнения”, характерного для 1960—1980-х годов к “осветлению” в конце XX — начале XXI столетия (Dutton et al., 2006; Wild et al., 2007). Не исключено, что частично потепление последних 25—30 лет связано с увеличением приходящей к земной поверхности солнечной радиации из-за отсутствия крупных вулканических извержений взрывного типа.

Роль парниковых газов в изменении глобальной температуры за последние 1000 лет

Вопрос о влиянии содержания парниковых газов (прежде всего диоксида углерода и метана) на климат в прошлом приобретает особое значение в связи с увеличением концентрации этих газов в современной атмосфере в результате деятельности человека (Антропогенные... ,1987; IPCC, 2007). Данные о составе атмосферы и изменении температуры в прошлом свидетельствуют о том, что содержание диоксида углерода и метана в атмосфере играло определяющую роль в изменениях климата прошлого. Для последних миллионов лет эти изменения были связаны с долгопериодными (10^6 — 10^7 лет) колебаниями концентрации этих газов в атмосфере Земли (Будыко и др., 1985; Борзенкова, 1992).

Однако наряду с долгопериодными колебаниями концентрации CO_2 и других парниковых газов в природе существуют и сравнительно короткопериодные (10^2 — 10^3 лет) их изменения (Борзенкова, Трапезников, 2004). Впервые такие колебания содержания CO_2 были зафиксированы в смене ледниковых и неледниковых клима-

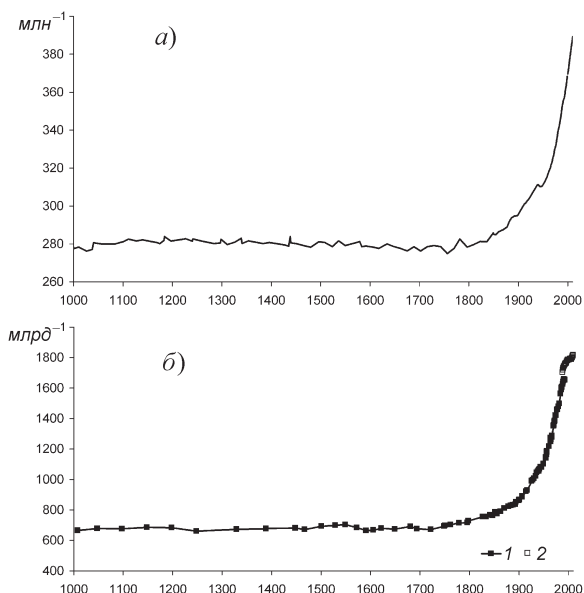


Рис. 4. Изменение концентрации CO_2 (а) (Etheridge et al., 1996) и метана (б) в атмосфере за последние 1000 лет (Etheridge et al., 1998). За последние 20 лет концентрация метана получена путем осреднения данных наблюдений по отдельным станциям. <ftp://ftp.cmdl.noaa.gov/ccg/ch4/flask> (а), <ftp://ftp.cmdl.noaa.gov/noah/n2o> (б).

тов плейстоцена и выявлены в результате непосредственных измерений состава воздуха, сохранившегося в ледниковых щитах высоких широт. Ледники и ледниковые щиты содержат уникальную информацию о газовом составе атмосферы прошлого, которая может быть получена непосредственно с помощью измерений его состава, сохранившегося в виде газовых включений в ледяной матрице. Эмпирические данные о газовом составе атмосферы в позднем плейстоцене, полученные в рамках проектов по бурению ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии, являются фундаментальными данными о концентрации парниковых газов в атмосфере за последние сотни и тысячи лет (Johnsen et al., 2001).

Наряду с диоксидом углерода метан (CH_4) является вторым важнейшим по влиянию на климат парниковым газом, его радиационная активность в 21 раз больше по сравнению с радиационным эффектом CO_2 , хотя содержание его в атмосфере составляет всего 0,5% массы CO_2 . В настоящее время концентрация метана ежегодно увеличивается на 16 млрд⁻¹ в результате поступления этого газа из разных естественных и антропогенных источников.

На рис. 4 представлены данные о концентрации этих газов за последние 1000 лет, полученные по измерениям в ледяных ядрах

из Гренландии и Антарктиды. Как видно на рис. 4а, концентрация CO_2 с 1000 года до начала XIX столетия изменялась в очень незначительных пределах и составляла около 270 ± 10 млрд⁻¹. Увеличение концентрации CO_2 началось с середины XIX в. и к концу XX — началу XXI в. его содержание в атмосфере увеличилось до 380—390 млн⁻¹, радиационный эффект при этом составил 1,66 Вт/м². Доиндустриальное значение концентрации метана составляло 688—730 млрд⁻¹, к началу XXI столетия его концентрация достигла 1820—1830 млрд⁻¹, а радиационный эффект — 0,5 Вт/м². Концентрация N_2O (двуокись азота) увеличилась с начала XIX столетия до настоящего времени с 270 до 314 млрд⁻¹, радиационный эффект — 0,16 Вт/м², т. е. на порядок меньше по сравнению с радиационным эффектом CO_2 .

Исходя из этих данных, можно сделать вывод о том, что изменение концентрации парниковых газов в атмосфере могло оказать влияние на глобальную температуру только с середины XIX в. До этого времени колебания температуры были связаны с изменением естественных факторов и прежде всего с изменением входящей солнечной радиации.

Заключение

До середины XIX в. изменение температуры Северного полушария определялось колебаниями прозрачности в верхней тропосфере и нижней стратосфере из-за наличия аэрозоля, главным образом вулканического происхождения. При отсутствии сильных вулканических извержений взрывного типа фоновый аэрозоль в верхней тропосфере, определяющий приход солнечной радиации к земной поверхности, испытывает относительно небольшие колебания. Отдельные вулканические извержения, даже достаточно мощные, могут понизить температуру воздуха у земной поверхности на десятки доли градуса не более чем на 3—5 лет и тем самым не способны кардинально изменить тренд глобальной температуры. Более длительный эффект на глобальную температуру оказывает серия вулканических извержений, в результате которых в течение 10—15 лет и более поддерживается высокий уровень концентрации сульфатного аэрозоля в стратосфере и как следствие этого — длительное понижение приходящей солнечной радиации и температуры воздуха у земной поверхности. Такие эффекты имели место между 1260—1350, 1420—1570 и 1620—1710 гг. Этим эпизодам соответствовали периоды понижения глобальной температуры, которые явились частью длительной эпохи похолодания, известной как малый ледниковый период.

В то же время достаточно быстрая реакция температуры у земной поверхности на сравнительно небольшие изменения концентрации аэрозоля в верхней тропосфере свидетельствует о

возможности управления глобальным климатом путем непосредственного введения в эти слои атмосферы аэрозоля различного типа.

Благодарность

Авторы статьи выражают искреннюю благодарность академику Ю. А. Израэлю, по чьей инициативе и поддержке эта работа была выполнена. Авторы благодарны сотрудникам ИГКЭ, которые принимали активно участие в обсуждении работы на разных этапах ее выполнения.

Работа выполнялась при финансовой поддержке РФФИ (гранты 10-05-00142 и 11-05-12011-офи-м-2011).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев В. А. 1990. Периодичность современного вулканизма Земли. Геохимия. № 4. С. 599—607.
- Антропогенные изменения климата. 1987. М. И. Будыко и Ю. А. Израэль (ред.). Л.: Гидрометеиздат. 404 С.
- Асатуров М. Л., Будыко М. И., Винников К. Я., Гройсман П. Я. и др. 1986. Вулканы, стратосферный аэрозоль и климат Земли. Л.: Гидрометеиздат. 256 С.
- Борзенкова И. И. 1992. Изменение климата в кайнозое. СПб: Гидрометеиздат. 247 С.
- Борзенкова И. И., Брук С. А. 1989. О влиянии вулканических извержений на изменение климата в позднеледниковье—голоцене. Труды ГГИ. Вып. 347. С. 40—56.
- Борзенкова И. И., Трапезников Ю. А. 2004. Быстрые колебания климата в позднем плейстоцене: возможные причины и механизмы. Материалы гляциологических исследований. Т. 97. С. 17—23.
- Борзенкова И. И., Жильцова Е. Л., Лобанов В. А. 2011. Ледяные керны и дендрохронологические записи как источники информации об изменениях климата в историческое время. Лед и снег. № 2 (в печати).
- Будыко М. И. 1974. Изменение климата. Л.: Гидрометеиздат. 279 С.
- Будыко М. И., Ронов А. Б., Яншин А. Л. 1985. Истории атмосферы. Л.: Гидрометеиздат. 207 С.
- Вакуленко Н. В., Монин А. С. 2001. О спектрах колебаний климата. Доклады Академии наук. Т. 378, № 6. С. 806—808.
- Дзюба А. В., Панин Г. Н. 2007. Механизм формирования многолетних направленных изменений климата в прошедшем и текущем столетиях. Метеорология и гидрология. № 5. С. 5—27.
- Израэль Ю. А., Борзенкова И. И., Северов Д. А. 2007. Роль стратосферных аэрозолей в сохранении современного климата. Метеорология и гидрология. № 1. С. 5—14.
- Кондратьев К. Я. 1981. Стратосфера и климат. Итоги науки и техники. Серия Метеорология и климатология. Т. 6. М.: ВИНТИ. 222 С.
- Лобанов В. А., Смирнов И. А. 1992. Декомпозиция метеорологических процессов и анализ их характеристик эмпирическими методами. Межвузовский сборник “Вопросы прогноза погоды, климата и циркуляции атмосферы”. Пермь. С. 101—108.
- Лобанов В. А., Анисимов О. А. 2005. Эмпирико-статистическое моделирование временных и пространственных изменений гидрометеорологических характеристик. В сб.: Современные проблемы экологической метеорологии и климатологии. СПб: Наука. С. 152—169.
- Монин А. С., Сонечкин Д. М. 2005. Колебания климата. М.: Наука. 191 С.
- Панин Г. И. 2009. Об изменениях климата в полярных зонах Земли в XX и XXI столетиях. Доклады Академии наук. Т. 427. № 3. С. 397—402.

- Сидоренков Н. С. 2002. Атмосферные процессы и вращение Земли. СПб: Гидрометеоздат. 366 С.
- Briffa K. R., Osborn T. J., Schweingruber F. H., Harris I. C., Jones P. D., Shiyatov S. G., and Vaganov E. A. 2001. Low-frequency temperature variations from a northern tree ring density. *J. Geophys. Res.* Vol. 106, No. D3. PP. 2929–2941.
- Chapman D. S. and Devis M. G. 2010. Climate change: Past, present and future. *EOS*. Vol. 91, No. 37. PP. 325–326.
- Christiansen B. 2011. Reconstructing the NH mean temperature: Can underestimation of trends and variability be avoided? *J. Climate*. Accepted.
- Crowley T. J. 2000. Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*. Vol. 289. PP. 270–277.
- Crowley T. J. 2001. Cycles, cycles everywhere. *Science*. Vol. 295. PP. 1473–1474.
- D'Arrigo R. and Jacoby G. 2003. Dendroclimatological evidence for major volcanic events of the past two millennia. In: *Volcanism and the Earth's Atmosphere*. Robock and Oppenheimer (eds.) *Geophys. Monograph*. Vol. 139. Amer. Geophys. Union. Washington, DC. PP. 255–261.
- D'Arrigo R., Wilson R., and Jacoby G. 2006. On the long-term context for late twentieth century warming. *J. Geophys. Res.* Vol. 111, No. D03103. doi: 10.29/2005JD006352.
- De Silva S. and Zielinski G. A. 1998. Global influence of the AD 1600 eruption of Huaynapurina, Peru. *Nature*. Vol. 393. PP. 455–458.
- Dutton E. G., Nelson D. W., Stone R. S., Longenecker D., Carbaugh G., Harris J. M., and Wendell J. 2006. Decadal variations in surface solar irradiance as observed in a globally remote network. *J. Geophys. Res.* Vol. 111, No. D19101. doi: 10.1029/2005JD006901.
- Etheridge D. M., Steele L. P., Langenfelds R. L., Fancey R. J., Barnola J.-M., and Morgan V. I. 1996. Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO₂ over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn. *J. Geophys. Res.* Vol. 101, No. D2. PP. 4115–4128.
- Etheridge D. M., Steele L. P., Francey R. J., and Langenfelds R. L. 1998. Atmospheric methane between 1000 A. D. and present: Evidence of anthropogenic emissions and climatic variability. *J. Geophys. Res.* Vol. 103, No. D13. PP. 15979–15993.
- Esper J., Frank D. C., Wilson R. J. S., and Briffa K. R. 2005. Effect of scaling and regression on reconstructed temperature amplitude for the past millennium. *Geophys. Res. Lett.* Vol. 32. L07711. Doi: 10.1029/2004GL021236.
- Foukal P., North G., and Wigley T. 2004. A stellar view on solar variations and climate. *Science*. Vol. 306. PP. 68–69.
- Gao Ch., Robock A., Self S., Witter J., Steffensen J. P., Clausen H., Siggaard-Andersen M.-L., Johnsen S., Mayewski P. A., and Ammann C. 2006. The 1452 or 1453 A. D. Kuwae eruption signal derived from multiple ice core records: Greatest volcanic sulfate event of the past 700 years. *J. Geophys. Res.* Vol. 111, No. D12107. doi: 10.29/2005JD006710.
- Hammer C. U., Clausen C. B., and Dansgaard W. 1980. Greenland ice sheet evidence of post-glacial volcanism and its climatic impact. *Nature*. Vol. 288. PP. 230–235.
- Hegerl G. C., Crowley T. J., Allen M., Hyde W. T., Pollack H. N., Smerdon J., and Zorita E. 2007. Detection of human influence on a new validated 1500-year temperature reconstruction. *J. Climate*. Vol. 20. PP. 650–666.
- Huang S., Pollack H. N., and Shen P. Y. 2000. Temperature trends over the past five centuries reconstructed from borehole temperatures. *Nature*. Vol. 403. PP. 756–758.
- IPCC 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller (eds.). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press. 996 P.
- Jacoby G. C., Workman K. W., and D'Arrigo D. 1999. Laki eruption of 1783, tree rings, and disaster for northwest Alaska Inuit. *Quatern. Sci. Rev.* Vol. 18. PP. 1365–1371.
- Johnsen S. J., Dahl-Jensen D., Gundestrup N., Steffensen J. P., Clausen H. B., Miller H., Masson-Delmotte V., and Sveinbjørnsdóttir A. E. 2001. Oxygen isotope and

palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *J. Quatern. Sci.* Vol. 16. PP. 299–307.

Jones P. D., Briffa K. R., Barnett T. P., and Tett S. F. B. 1998. High-resolution palaeoclimatic records for the last millennium: Interpretation, integration and comparison with general circulation model control-run temperatures. *The Holocene*. Vol. 8. PP. 455–471.

Jones P. D., Briffa K. R., Osborn T. J., Lough J. M., et al. 2009. High-resolution palaeoclimatology of the last millennium: A review of current status and future prospects. *The Holocene*. Vol. 19, No. 1. PP. 3–49.

Kohno M. and Fujii Y. 2002. Past 220 year bipolar volcanic signals remarks on common features of their source volcanic eruptions. *Annals of Glaciology*. Vol. 35. PP. 217–223.

Lean J. 2010. Cycles and trends in solar irradiance and climate. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*. Vol. 1, No. 6. PP. 111–122.

Lean J., Rottom G., Harder J., and Kopp G. 2005. *SORCE* contributions to new understanding of global change and solar variability. *Solar Phys.* Vol. 230, No. 1–2. PP. 27–53.

Luterbacher J., Dietrich D., Xoplaki E., Grosjean M., and Wanner H. 2004. European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. *Science*. Vol. 303, No. 5663. PP. 1499–1503.

Mann M. E., Bradley R. S., and Hughes M. K. 1999. Northern Hemisphere temperature during the past millennium: Inferences, uncertainties and limitations. *Geophys. Res. Lett.* Vol. 26. PP. 759–762.

Mann M. E., Zhang Z., Rutherford S., Bradley R. S., Hughes M. K., Shindell D., Ammann C., Faluvegl G., and Ni F. 2009. Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and medieval climate anomaly. *Science*. Vol. 326. PP. 1256–1260.

Mironova I. A., Usoskin I. G., Flückiger E. O., and Büttikofer R. 2008. Variation of aerosol optical properties during the extreme solar event in January 2005. *Geophys. Res. Lett.* Vol. 35. L18610. doi: 10.29/2008GL035120.

Mischenko M. I., Geogzhayev I. V., Rossow W. B., Cairns B., Carlson B. E., Lacis A. A., Liu Li, and Travis L. D. 2007. Long-term satellite record reveals likely recent aerosol trend. *Science*. Vol. 315. P. 1543.

Möberg A., Sonechkin D. M., Holmgren K., Datsenko N. M., and Karlen W. 2005. Northern Hemisphere annual temperatures from low- and high-resolution proxy data over the last 2000 years. *Nature*. Vol. 433. No. 7026. PP. 613–617.

Osborn T. J. and Briffa K. R. 2006. The spatial extent of 20th-century warmth in the context of the past 1200 years. *Science*. Vol. 311. PP. 841–844.

Pinker R. T., Zhang B., and Dutton E. G. 2005. Do satellites detect trends in surface solar radiation? *Science*. Vol. 308. No. 5723. PP. 850–854.

Robock A., Ammann C. M., Oman L., Shindell D., Levis S., and Stenchikov G. 2009. Did the Toba volcanic eruption of ~74 ka B. P. produce widespread glaciation? *J. Geophys. Res.* Vol. 114, No. D10107. doi: 10.29/2008JD011652.

Scafetta N. and West B. J. 2006. Phenomenological solar signature in 400 years of reconstructed Northern Hemisphere temperature record. *Geophys. Res. Lett.* Vol. 33. doi: 10.1029/2005GL025539.

Smith C. L., Baker A., Fairchild I. J., Frisia S., and Andrea Bernini 2006. Reconstructing hemispheric scale climates from multiple stalagmite records. *Int. J. Climatology*. Vol. 26, No. 10. PP. 1417–1424.

Stothers R. 2000. Climatic and demographic consequences of the massive volcanic eruption of 1258. *Climate. Change*. Vol. 45. PP. 361–374.

Traufetter F., Oerter H., Fischer H., Weller R., and Miller H. 2004. Spatial-temporal variability in volcanic sulphate deposition over the past 2 kyr in snow pits and firn cores from Amundsenisen, Antarctica. *J. Glaciology*. Vol. 50, No. 168. PP. 137–146.

Usoskin I. G., Schussler M., Solanki S. K., and Mursula K. 2005. Solar activity over the last 1150 years: Does it correlate with climate? *Proc. 13th Cool Stars Workshop*. Hamburg. F. Favata, B. Battrick, and G. Hussain (eds.). 5–9 July 2004. ESA SP-560. PP. 19–22.

Wild M., Ohmura A., and Makowski K. 2007. Impact of global dimming and brightening on global warming. *Geophys. Res. Lett.* Vol. 34. L04702. doi: 10.1029/2006GL028031.

Wilson R., D'Arrigo R., Buckley B., Büntgen U., Esper J., Frank D., Luckman B., Payette S., Vose R., and Youngblut D. 2007. A matter of divergence: Tracking recent warming at hemispheric scales using tree ring data. *J. Geophys. Res.* Vol. 112, No. D17103. doi: 10.1029/2006JD008318.

Zielinski G. A. 1995. Stratospheric loading and optical depth estimates of explosive volcanism over the last 2100 years derived from the GISP2 Greenland ice core. *J. Geophys. Res.* Vol. 100. PP. 20937–20955.

Zielinski G. A., Mayewski P. A., Meeker L. D., Whitlow S., Twicker M. S., Moeison M., Meese D. A., Gow A. J., and Alley R. B. 1994. Records of volcanism since 7000 B. C. from the GISP2 Greenland ice core and implications for the volcano-climate system. *Science.* Vol. 264. PP. 948–952.