



Серия «Науки о Земле»
2008. Т. 1, № 1. С. 8–21.

Онлайн-доступ к журналу:
<http://isu.ru/izvestia>

ИЗВЕСТИЯ
Иркутского
государственного
университета

УДК 551. 583

Пространственно-временные закономерности глобальных изменений температуры и их возможные причины

Логинов В. Ф. (ipnrgue@ns.ecology.ac.by)

Аннотация. Работа посвящена анализу влияния различных факторов на климат Земли. В работе уделено большое внимание таким малым климатообразующим факторам, как изменение газового и аэрозольного состава атмосферы, солнечной активности, космическим лучам солнечного и галактического происхождения, возможным механизмам солнечно-атмосферных связей. Представлена новая концепция влияния солнечной активности на параметры земной климатической системы, основанная на управлении потоком энергии длинноволновой радиации, уходящей от Земли в космос в высокоширотных областях. Эта концепция развивается в последние годы в России и за рубежом. Приведены результаты первых работ в этом направлении, выполненных в 70–80-х гг. прошлого столетия. Ряд сделанных выводов в работе имеет дискуссионный характер.

Ключевые слова. Изменение климата, парниковые газы, аэрозоли, солнечная активность.

1. Постановка проблемы

В настоящее время результаты моделирования пространственно-временных особенностей изменения температуры и других метеорологических характеристик не всегда согласуются с данными инструментальных наблюдений [3, 9, 11, 27, 35]. Причины таких рассогласований, в общем, известны и связаны в первую очередь с недостатками наших представлений о причинах изменений климата, а также неполнотой климатических данных. Особенно дискуссионным является вопрос о роли малых климатообразующих факторов, таких как аэрозоли естественного и антропогенного происхождения, солнечная активность, изменения геофизических параметров Земли (скорость вращения, магнитное поле и др.). В последние годы большое развитие получил вопрос оценки влияния парниковых газов на климат, но дискуссионность таких оценок еще остается [3, 9, 11, 28, 35]. Много спорных моментов возникает при оценке влияния облачности на климат, взаимодействия океана и атмосферы и др. Считается, что влияние облаков на радиационный баланс Земли проявляется в уменьшении радиационного баланса при усилении облачности вследствие роста альбедо; кроме того,

облачность приводит к интенсификации парникового эффекта в результате возрастания противоизлучения атмосферы [17].

2. Влияние облачности и парниковых газов на климат

Моделирование показало, что в северном зимнем полушарии влияние облачности на радиационный баланс Земли (РБЗ) проявляется либо как слабое положительное (большее вблизи 60° с. ш.) и $10\text{--}25^\circ$ с. ш., либо как незначительное отрицательное, что свидетельствует о преобладании парникового эффекта по сравнению с альбедным, тогда как в южном (летнем) полушарии доминирует сильный альбедный эффект [37].

Осредненные изменения РБЗ для северного и южного полушария и среднего глобального составляют соответственно 9, -42 и 16 Вт/м^2 .

Эллисом по данным спутниковых наблюдений в январе–феврале 1978 г. получены следующие значения РБЗ: -12 , -42 , -27 Вт/м^2 . Они расходятся с данными моделирования для северного полушария [17].

Расчеты показывают, что альбедный эффект облаков преобладает над парниковым: практически всегда при увеличении количества облаков происходит рост альбедо (уменьшение поглощенной радиации), который сильнее воздействует на РБЗ, чем происходящее при этом уменьшение уходящего излучения. Исключение составляют высокие широты зимой, где инсоляция мала или вообще отсутствует. Чувствительность РБЗ системы «подстилающая поверхность – атмосфера» к изменению количества облаков (Вт/м^2 на 1 б облачности) в высоких широтах зимой положительная и составляет на широтах $60\text{--}70^\circ$ – 10 Вт/м^2 , а на широтах $70\text{--}80^\circ$ – 6 Вт/м^2 .

Соотношение величины альбедного эффекта облаков и парникового эффекта облаков зависит от их высоты, толщины и радиационных свойств. Радиационные свойства и эволюция облачности в свою очередь зависят от распределения водяных паров, наличия капелек воды и частиц льда, атмосферных аэрозолей и толщины облачного покрова. Физическая основа параметризации облачного покрова остается предметом потенциальных ошибок при моделировании. Разные модели показывают большой разброс значений вклада обратной облачной связи в изменение температуры.

Определить вклад парниковых газов в изменение температуры на фоне большой облачности крайне трудно. В работах Б. Г. Шерстюкова [29–31] показано, что величина тренда температуры за период с 1966 по 2005 гг. растет с ростом широты в интервале $43\text{--}56^\circ$ с. ш. (использованы данные по температуре России). Инсоляция и, как следствие, зонально осредненный радиационный баланс в этом интервале широт к северу уменьшаются (рис. 1) (из работы Б. Г. Шерстюкова). С уменьшением инсоляции большую роль при этом начинают играть парниковый эффект облачности – возрастает противоизлучение атмосферы. В этой же работе приведены значения величин тренда для случая сухой, безоблачной атмосферы (относительная влажность $< 40\%$, облачность < 2 баллов) (рис. 1, кривая T_A).

Тренды температуры были получены только для широт 43–56° с. ш., так как в более высоких широтах недостаточно случаев с сухой безоблачной атмосферой.

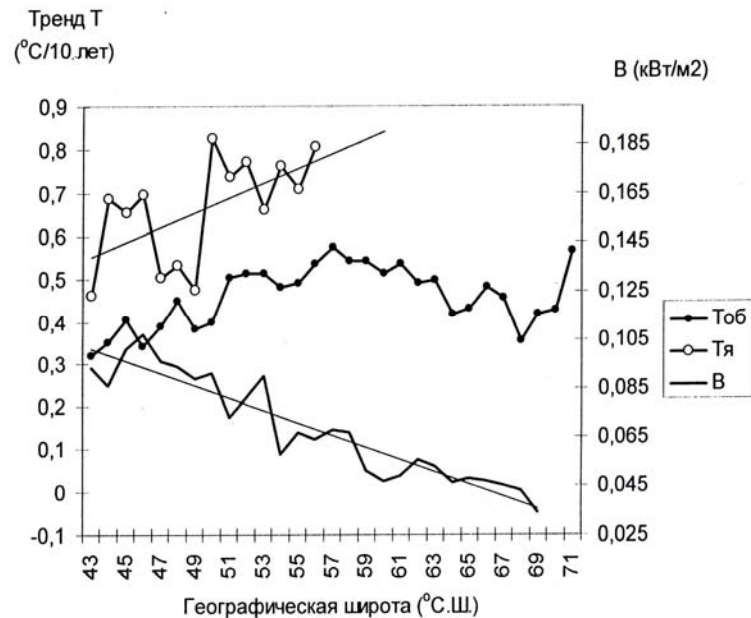


Рис. 1. Зонально осредненный радиационный баланс (B) и тренды температуры воздуха при сухой безоблачной ($T_{я}$) и облачной ($T_{об}$) погоде по широтам

Для случаев с сухой безоблачной атмосферой выделить эффект парниковых газов в изменении температуры более реально. И, действительно, тренды температуры воздуха в интервале широт 43–56° с. ш. существенно выше, чем при облачной погоде (табл.).

Таблица

Разность величин трендов температуры воздуха (ΔT_m) при безоблачной ($T_{я}$) и облачной ($T_{об}$) погоде в интервале широт 43–56° с. ш.

Широта	43°	44°	45°	46°	47°	48°	49°
ΔT_m	0,15	0,32	0,23	0,33	0,11	0,08	0,09
	50°	51°	52°	53°	54°	56°	43–56° с. ш.
	0,43	0,22	0,25	0,12	0,26	0,22	0,22

Среднюю разность величин трендов (ΔT_m) равную 0,22 °С за 10 лет можно отнести в равной мере как к вкладу парниковых газов в формирование положительного тренда температуры, так и вкладу уменьшения аэрозольного загрязнения атмосферы за счет антропогенного и вулканического аэрозоля. Так, наши данные показывают, что за исключением двух

резких понижений притока солнечной радиации после извержения вулканов Эль-Чичон (1982 г.) и Пинатубо (1991 г.), приток радиации в среднем был выше в последние 20 лет, чем в 60-е гг. прошлого столетия: высокие значения притока солнечной радиации отмечались во второй половине 80-х гг. и последние 12–13 лет [15].

Не исключено, что рост содержания парниковых газов в атмосфере и в среднем более низкое аэрозольное загрязнение атмосферы совместно обеспечили более быстрый рост температуры в последние 20 лет в средних широтах. Использование при анализе величины трендов случаев безоблачного неба собственно и позволяет выделить аэрозольный эффект в изменении температуры более четко. В этом случае можно говорить о среднем 30–40-процентном вкладе аэрозолей от величины вклада других факторов в изменение величины трендов температуры воздуха в средних широтах.

Особенно резкое отрицание влияния парниковых газов на климат дано в работах О. Г. Сорохтина [26–28]. Он считает, что до 1990 г. расчеты влияния концентрации CO_2 и других парниковых газов на климат Земли проводились по разным интуитивным моделям с введением в них многочисленных и не всегда устойчивых параметров. При этом существующие неопределенности в оценках тех или иных параметров принятой модели фактически делают решение самой задачи некорректным.

О. Г. Сорохтин видит истинные причины температурных колебаний земного климата в неравномерности солнечного излучения, в процессе собственного вращения Земли, в неустойчивости океанических течений или в изменениях их интенсивности, вызванной периодическими опреснениями или осолонениями поверхностных вод Арктического океана.

Большие положительные аномалии температуры воздуха в Арктике способствуют таянию льда и стоку пресной воды из Арктического бассейна [1]. В конце 60-х гг. из-за выноса большого количества льда из Арктического бассейна к востоку от Гренландии и его последующего таяния, соленость океана уменьшилась. Это явление получило название «Великая соленостная аномалия». Наличие слоя распресненной (легкой) воды на поверхности в этих районах формирования глубинных вод приводит к ослаблению или даже прекращению зимней вертикальной конвенции – происходит изменение океанической циркуляции. Поверхностный перенос тепла в океане существенно замедляется. Прогнозы изменений климата О. Г. Сорохтина не подтверждают представленные в многочисленных работах результаты о его потеплении за счет парниковых газов.

Анализ долговременных изменений площади льда в Арктике, аномалий приземной температуры в высоких широтах Северного полушария ($57,5\text{--}87,5^\circ$ с. ш.), температуры поверхности океана в Северной Атлантике показывает, что имеется 10–15-летнее запаздывание в наступлении максимальной и минимальной ледовитости относительно температуры воздуха высоких широт. Так, минимальная (максимальная) ледовитость наступ-

пает через 10–15 лет после максимальной (минимальной) температуры воздуха в высоких широтах Северного полушария ($57,5$ – $87,5^\circ$ с. ш.). Температура воды в Северной Атлантике изменяется синфазно с температурой высоких широт Северного полушария. При уменьшении поступления тепла в Атлантику и его отдачи в атмосферу наблюдаются аномально низкие значения температуры воды в Северной Атлантике и температуры воздуха в Арктике; с запаздыванием относительно указанных выше процессов на 10–15 лет происходит процесс увеличения площади морского льда в Арктическом бассейне.

Исследования показывают, что потепление приводит к распреснению верхнего слоя океана в Северной Атлантике. Это приводит к замедлению термохалинной циркуляции поверхностных вод в океане и, как следствие, уменьшению потока тепла из океана в атмосферу. Эти процессы в конечном счете приводят к понижению температуры воздуха и увеличению, с небольшим запаздыванием, протяженности морского льда. Такой автоколебательный процесс, на наш взгляд, может модулироваться сравнительно небольшой по мощности внешней по отношению к атмосфере силой, например ростом парниковых газов в атмосфере, солнечной или вулканической активностью (изменением аэрозольного состава атмосферы). Степень проявления вышеуказанных сил в изменении климатических характеристик зависит от начального состояния элементов климатической системы (атмосферы, гидросферы, криосферы), т. е. для проявления такого незначительного внешнего воздействия должны сложиться соответствующие начальные условия в климатической системе.

3. Космогеофизические факторы и климат

Рассмотрим еще один фактор изменения климата – солнечную активность. Проблеме влияния солнечной активности на климат посвящены многие сотни работ. Их обзор представлен в многочисленных монографиях [4, 10, 12, 14, 22, 24, 25, 33]. В последние годы вновь активно обсуждаются вопросы влияния космических лучей солнечного и галактического происхождения на климат путем различного рода механизмов. К наиболее ранней посвященной этой проблеме работе следует отнести монографию Сазонова Б. И. и Логинова В. Ф. [24], опубликованную почти 40 лет назад. В последние 15 лет наиболее серьезные работы в этом направлении выполнены Пудовкиным М. И. с соавторами в Санкт-Петербурге [20, 47], а также Жеребцовым Г. А., Коваленко В. А. и Молодых С. И. в институте солнечно-земной физики СО РАН [7–9] и рядом зарубежных авторов [41–45].

В последних работах обсуждается новая концепция влияния солнечной активности на параметры земной климатической системы, основанная на управлении потоком энергии, длинноволновой радиации, уходящей от Земли в Космос в высокоширотных областях, куда вторжение заряженных частиц высокой и низкой энергии от Солнца и Космоса облегчено благодаря слабому геомагнитному полю. Влияние солнечной активности на погоду и

климат должно быть особенно четко выражено в высокоширотных районах Земли, что и подтверждают многочисленные работы [2, 9, 18, 23, 32].

Принимается, что механизм влияния солнечной активности на климат связан с влиянием заряженных частиц на облачность. Модулируемая такими частицами облачность может в зависимости от сезона года формировать дополнительный альбедный или парниковый эффект в изменении климата.

Следует отметить, что исследования в этом направлении были начаты более 30 лет назад [13, 24]. Принималась гипотеза, что особенно ярко влияние солнечных и галактических космических лучей на облачность должно проявляться на больших высотах, в частности при формировании стратосферных облаков [13]. Они появляются в основном зимой на высоте 17–31 км. Известно также, что они образуются при особо низких температурах ($-80 \dots -100^\circ$). Важная роль при их образовании отводится аэрозолям, в частности капелькам серной кислоты и кластерным ионам. В условиях, которые складываются при большом аэрозольном загрязнении на высоте около 20 км, не требуется больших пресыщений водяного пара для образования стратосферных облаков. Одной из основных составляющих стратосферных аэрозолей являются сульфаты, концентрация которых в стратосфере контролируется крупными вулканическими извержениями. В работе рассмотрено появление 183 случаев стратосферных облаков в северном и южном полушариях за период с 1897 по 1966 гг. [39, 40].

Методом наложения эпох рассмотрим поведение индексов геомагнитной активности до и после репера. В качестве последнего принималась дата появления стратосферного облака в северном полушарии.

На рис. 2, *а* показан ход индекса геомагнитной активности C_9 до и после реперной даты. На рис. 2, *б* показан ход индекса геомагнитной активности A_p , а на рис. 2 в средняя кривая нормированных значений индексов C_9 и A_p . Прямые линии у точек показывают среднюю квадратическую ошибку средних значений геомагнитных индексов. Как видно из рис. 2, стратосферные облака появляются после низкой геомагнитной активности. Поскольку заряженные частицы низких энергий не могут проникать в область, где появляются стратосферные облака, для объяснения полученной закономерности можно привлечь механизм солнечно-атмосферных связей, предложенный Л. Р. Ракиповой [21]. Если дополнительная энергия, связанная с усилением солнечной активности, поглощается на уровне 60–90 км, это приведет к нагреванию мезосферы, охлаждению верхней и средней стратосферы и нагреванию нижней стратосферы (15–20 км). Случаи потепления мезопаузы во время полярных сияний, а также высокой солнечной активности отмечались в ее работах.

При уменьшении солнечной активности должен наблюдаться противоположный характер изменения температуры в указанных слоях. В таком случае в нижней стратосфере будет происходить понижение температуры, что в свою очередь должно способствовать образованию стратосферных облаков.

Приведенный нами анализ стратосферных потеплений по канадским станциям аэрологического зондирования показал прямую связь индекса A_p с температурой на высоте 30–50 мб, что также не противоречит полученным в данной работе выводам о появлении стратосферных облаков после низкой геомагнитной активности, когда на высоте ~25 км температура должна быть пониженной [13].

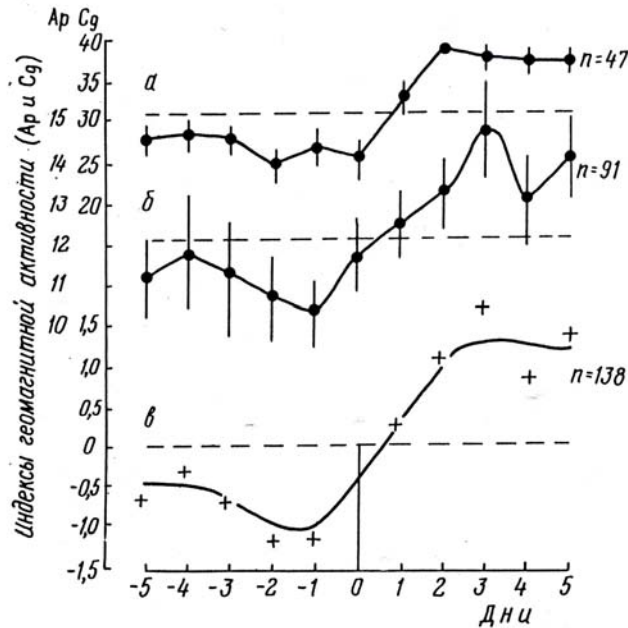


Рис. 2. Изменение индексов геомагнитной активности C_9 (а), A_p (б) и нормированных значений C_9 и A_p (в) до и после появления стратосферных облаков

Процесс образования стратосферных облаков может усиливаться и другим путем. При низкой солнечной активности (низкой геомагнитной активности) возрастает приток галактических космических лучей [6]. Их поглощение происходит, в основном, в области высоты образования стратосферных облаков. Космические лучи ионизируют воздух, а на кластерных ионах конденсация водяного пара осуществляется при меньших преувеличениях. Наличие существенной концентрации ионов в области образования стратосферных облаков обнаружено при ракетных запусках. Об этом же свидетельствует большая напряженность электрического поля в нижней и средней стратосфере, источник которого может быть связан либо с магнитосферой, либо с космическими лучами.

Известна способность космических лучей превращать переохлажденную воду в лед [38, 43, 46] и тем самым изменять конденсационную способность атмосферы, а, следовательно, способствовать к образованию

стратосферных облаков. Конденсационную способность атмосферы может увеличивать таким же путем и рентген, образующийся при полярных сияниях, но поскольку при низкой геомагнитной активности интенсивность полярных сияний мала, этот фактор, вероятно, можно исключить из рассмотрения.

Таким образом, результаты нашей работы [13] указывают на возможный вклад космических факторов, а также вулканических аэрозолей в процесс образования стратосферных облаков.

Рассмотрим влияние солнечных космических лучей на характеристики общей циркуляции атмосферы. Анализ изменения форм атмосферной циркуляции после протонных вспышек на Солнце, сопровождающихся выбросом космических лучей и явлениями ППШ (поглощение полярной шапки), показал, что наиболее существенные отклонения от среднего значения для форм циркуляции W и E по Г. Я. Вангенгейму – А. А. Гирсу наблюдаются через 5–8 дней после ППШ в теплое время года (первая декада мая – середина октября) [16]. Из анализа следует тенденция к противоположному ходу повторяемости западной (W) и восточной (E) форм циркуляции, поскольку, как показано в работе [5], наиболее вероятным преобразованием является преобразование форм $W \rightarrow E$ и $E \rightarrow W$. Яркая выраженная реакция в изменении западной и восточной форм циркуляции наблюдается в теплое время года, когда северный полюс Земли повернут к Солнцу и, как следствие, вклад солнечных космических лучей в изменение циркуляции атмосферы оказался более значимым. Зимой наблюдается противоположная реакция указанных форм циркуляции атмосферы на явления ППШ, хотя она менее выражена. Из работ А. А. Гирса известно, что летом воздух «выкачивается» из умеренных широт и «нагнетается» в субтропические широты. Зимой воздух «выкачивается» из полярных и отчасти умеренных широт и «нагнетается» в субтропические широты [5].

Это означает, что летом интенсивность «выкачивания» воздуха из умеренных широт в субтропические после ППШ больше, давление в умеренных широтах при этом будет уменьшаться, что приведет к увеличению облачности, усилению ее альбедного эффекта и, как следствие, понижению радиационного баланса и температуры воздуха в умеренных широтах.

Зимой, когда повторяемость формы W после ППШ несколько снижается, «выкачивание» воздуха из полярных и отчасти умеренных широт ослабляется, давление в указанных широтах не будет сильно падать, а облачность – уменьшаться. Учитывая, что инсоляция в средних широтах зимой мала, а в высоких отсутствует вообще, то вклад парникового эффекта облачности ослабевает, и температура понижается. В ряде работ Мустеля Э. Р. с сотрудниками [18, 19], а также работах Сазонова Б. И., Щуки Т. И., Беспрозванной А. С. установлено, что после протонных событий на Солнце, сопровождающихся ППШ, давление в высоких широтах Земли падает [2, 24, 32]. Падение давления в высоких широтах Земли должно приводить к росту градиента давления между субтропическими и высокими

ми широтами и последующего усиления западного переноса теплого и влажного воздуха с Атлантики. Такова качественная схема влияния ППШ на циркуляцию атмосферы и климат высоких и умеренных широт.

Как было показано выше, величина трендов температуры воздуха за период с 1966 по 2005 гг. зависит от широты: она растет до 57° с. ш., затем несколько уменьшается, а в полярной шапке ($> 70^\circ$ с. ш.) вновь растет. Эти особенности изменения величины трендов температуры пока не получили своего объяснения.

В нашей работе [24] представлены результаты вычисления индекса возмущенности зонального потока циркуляции атмосферы.

Этот индекс пропорционален напряженности меридиональной циркуляции, числу и мощности барических образований на фиксированной широте. При строго зональном потоке индекс возмущенности равен нулю и возрастает тем больше, чем сильнее возмущен зональный поток барическими образованиями. Индекс вычислялся Б. М. Сазоновым по 12 широтным кругам через 5° ($20\text{--}75^\circ$ с. ш.) по картам барической топографии H_{500} .

Сравним широтные изменения величины трендов температуры для облачной атмосферы со значениями напряженности меридиональной циркуляции. Сравнение показывает, что величина трендов температуры зависит от степени напряженности меридиональной циркуляции. Сопоставляемые величины оказались максимальными вблизи $55\text{--}57^\circ$ с. ш., затем наблюдалось падение величин трендов температуры и напряженности меридиональной циркуляции до $68\text{--}70^\circ$ с. ш. В высоких широтах ($>70^\circ$ с. ш.) отмечается рост как величины трендов температуры, так и напряженности меридиональной циркуляции. Это означает, что при высокой меридиональности циркуляции (наибольшей возмущенности и неустойчивости зонального потока) обеспечиваются наиболее благоприятные условия для проявления климатообразующего фактора, формирующего знак и величину трендов температуры. Такими факторами могут быть изменения газового и аэрозольного состава атмосферы, солнечная активность и др.

Отметим, что еще 40 лет назад Б. И. Сазонов [24] обратил внимание на то, что широтный ход атмосферной возмущенности напоминает широтные особенности в притоке космических лучей галактического происхождения:

- 1) максимум энергии космических лучей приходится примерно на широту 55° ;
- 2) от 30 до 55° широты происходит линейное возрастание в притоке энергии космических лучей;
- 3) минимальная энергия космических лучей вносится в экваториальные широты.

Если говорить о космических лучах солнечного происхождения, то их максимальная энергия выделяется на широтах $>70^\circ$. Их вторжение приводит к поглощению радиоволн в полярной шапке (ППШ).

Мустель Э. Р. и др. [18, 19] установили, что в районах вторжения солнечных космических лучей происходит падение давления – развиваются циклоны. Еще ранее Б. И. Сазонов показал, что районы циклогенеза располагаются там, где напряженность горизонтальной слагающей геомагнитного поля минимальна. Эти районы, как известно, наиболее доступны для вторжения космических лучей. Интересно отметить, что предыдущее потепление 20–30-х гг., известное как потепление Арктики, началось в высоких широтах северного полушария в районе геомагнитного полюса (северо-восток Канады, Гренландия).

Известно также, что пространственные особенности распределения влажности атмосферы состоят в следующем: «язык» наибольшего влагосодержания вытянут в сторону Атлантического сектора северного полушария (0–30° з. д.). Влагосодержание арктической атмосферы зимой более чем в 3 раза больше, чем летом. Общая облачность на самом высокоширотном корабле погоды ($\varphi = 66^\circ$ с. ш., $\lambda = 2^\circ$ в. д.) на 0,2 балла была больше в годы максимальной солнечной активности, чем в годы минимальной солнечной активности 11-летнего цикла.

Таким образом, потепление климата может модулироваться заряженными частицами через формирование дополнительной облачности, которая в зависимости от сезона и района земного шара обеспечивает либо отражение солнечной радиации (альбедный эффект облаков), либо интенсификацию парникового эффекта в результате возрастания противоизлучения атмосферы. Последний эффект должен проявляться в случае, если инсоляция мала или совсем отсутствует, т. е. в холодное время года в высоких широтах.

Это означает, что такой механизм солнечно-атмосферных связей может быть особенно эффективен зимой в высоких широтах.

Известно, что скорость роста температуры в северном полушарии в 1910–1945 гг. выше, чем в южном полушарии приблизительно в 1,5 раза. Начиная с 1945 г. в северном полушарии наступило похолодание, которое продолжалось до 1975 г. В южном полушарии похолодание было менее заметным. Начиная с 80-х гг. потепление стало особенно значительным как в северном, так и в южном полушариях Земли, особенно в континентальных районах, где смягчающее влияние океана ощущается меньше. Б. Г. Шерстюков показал, что ослабление теплового взаимодействия атмосферы и океана привело в последние десятилетия к акцентации парникового эффекта [30, 31].

Возрастание температуры было особенно существенным в высоких широтах северного полушария в 20–30-х гг. прошлого столетия, особенно в районе Гренландии (Атлантический сектор). Это привело к уменьшению градиента температуры «экватор–полюс» и, как следствие, ослаблению зональной циркуляции (западной формы циркуляции по Г. Я. Вагенгейму – А. А. Гирсу – W) до середины 70-х гг. прошлого столетия, а затем наступило ее усиление. Таким образом, в среднем периоды высокой по-

вторяемости западной формы циркуляции W совпадали с периодами потепления климата в северном полушарии. Подобного рода переход от западной формы циркуляции к восточной (E) и меридиональной (C) формам должен произойти в ближайшее десятилетие, а это может привести к замедлению текущего потепления климата. Ветвь подъема температуры в текущем 60–70-летнем долгопериодном колебании вряд ли будет больше 40 лет, а это означает, что максимум потепления может быть достигнут уже через 10–15 лет, а затем не исключено снижение температуры или замедление скорости роста температуры.

Список литературы

1. Алексеев Г. В. Изменение климата Арктики в XX столетии // Возможности предотвращения изменения климата и его негативных последствий. – М., 2006. – 408 с.
2. Беспрозванная А. С. Влияние космофизических факторов на возмущения барического поля полярной стратосферы / А. С. Беспрозванная [и др.] // Геомагнетизм и аэрономия. – 1995. – Т. 35, № 3. – С. 137–140.
3. Возможности предотвращения изменения климата и его негативных последствий. Проблема Киотского протокола / отв. ред. Ю. А. Израэль. – М.: Наука, 2006. – 408 с.
4. Герман Дж. Р. Солнце, погода и климат / Дж. Р. Герман, Р. А. Голдберг. – Л.: Гидрометеоиздат, 1981. – 319 с.
5. Гирс А. А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов / А. А. Гирс. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 448 с.
6. Дорман Л. И. Солнечные космические лучи / Л. И. Дорман, Л. И. Мирошниченко. – М.: Наука, 1968. – 468 с.
7. Жеребцов Г. А. Радиационный баланс атмосферы и климатические проявления солнечной переменности / Г. А. Жеребцов, В. А. Коваленко, С. И. Молодых // Оптика атмосферы и океана. – 2004. – Т. 17, № 12. – С. 1003–1017.
8. Жеребцов Г. А. Модель воздействия солнечной активности на климатические характеристики тропосферы Земли // Оптика атмосферы и океана. – 2005. – Т. 18, № 12. – С. 1042–1050.
9. Жеребцов Г. А. Роль солнечной и геомагнитной активности в изменении климата Земли / Г. А. Жеребцов, В. А. Коваленко, С. И. Молодых // Оптика атмосферы и океана. – 2008. – Т. 21, № 1. – С. 1–7.
10. Изменения климата Беларуси и их последствия / под общ. ред. В. Ф. Логинова. – Минск: Тонпик, 2003. – 330 с.
11. Кондратьев К. Я. Глобальные изменения климата: данные наблюдений и результаты численного моделирования // Исследование Земли и космоса. – 2004. – № 2. – С. 61–96.
12. Логинов В. Ф. Характер солнечно-атмосферных связей / В. Ф. Логинов. – Л.: Гидрометиздат, 1973. – 48 с.
13. Логинов В. Ф. О природе стратосферных облаков / Информационный центр ВНИИГМИ-МЦД // Экспресс-информация. Вып. 9 (29). Метеорология. – Обнинск, 1974. – С. 3–9.
14. Логинов В. Ф. Причины и следствия климатических изменений / В. Ф. Логинов. – Минск: Навука і тэхніка, 1992. – 320 с.

15. Логинов В. Ф. Климатическая и экологическая безопасность Республики Беларусь // Проблемы анализа риска. – 2007. – Т. 4, № 1. – С. 6–15.
16. Логинов В. Ф. Характер изменения атмосферной циркуляции после различных типов возмущений на Солнце и в Космосе / В. Ф. Логинов, Л. Т. Трофименко ; Информационный центр ВНИИГМИ-МЦД // Экспресс-информация. Вып. 9 (29). Метеорология. – Обнинск, 1974. – С. 3–9.
17. Облака и климат / Г. И. Марчук [и др.]. – Л. : Гидрометеиздат, 1986. – 512 с.
18. Мустель Э. Р. О воздействии солнечной активности на тропосферу в области полярных шапок // Астрономический журнал. – 1996. – Т. 13, вып. 4. – С. 365–370.
19. Мустель Э. Р. Корпускулярные потоки и космические лучи солнечного восхождения и их воздействие на тропосферу Земли / Э. Р. Мустель, В. В. Кубышкин, И. В. Бонарев // Астрономический журнал. – 1966. – Т. 13, вып. 2. – С. 201–205.
20. Пудовкин О. М. Физический механизм воздействия солнечной энергии и других геофизических факторов на состояние нижней атмосферы, метеопараметры и климат / М. И. Пудовкин, О. М. Распопов // УФН. – 1993. – Т. 163. – С. 113–116.
21. Ракипова Л. Р. К вопросу о взаимосвязи между верхними и нижними слоями атмосферы // Метеорология и гидрология. – 1966. – № 1. – С. 35–37.
22. Рубашев Б. М. Проблемы солнечной активности / Б. М. Рубашев. – М. : Наука, 1964. – 362 с.
23. Сазонов Б. М. Высокие барические образования и солнечная активность / Б. М. Сазонов. – Л. : Гидрометеиздат, 1964. – 132 с.
24. Сазонов Б. М. Солнечно-тропосферные связи / Б. М. Сазонов, В. Ф. Логинов. – Л. : Гидрометеиздат, 1969. – 116 с.
25. Солнечно-земные связи, погода и климат / под ред. Б. Мак-Нормана, Т. Селиги. – М. : Мир, 1982. – 382 с.
26. Сорохтин О. Г. Парниковый эффект: Миф или реальность // Вестн. РАЕН. – 2001. – Т. 1, № 1. – С. 6–21.
27. Сорохтин О. Г. Адиабатическая теория парникового эффекта // Возможности предотвращения изменения климата и его негативных последствий : материалы семинара при Президенте Российской академии наук. – М. : Наука, 2006. – С. 101–128.
28. Сорохтин О. Г. Развитие Земли / О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков. – М. : Изд-во МГУ, 2002. – 560 с.
29. Шерстюков Б. Г. Влияние условий облачности на приземную температуру воздуха в различных регионах России и государств бывшего СССР // Тр. ВНИИГМИ-МЦД. – 1996. – Вып. 161. – С. 15–22.
30. Шерстюков Б. Г. Сезонно-широтные особенности парникового эффекта на территории России // Метеорология и гидрология. – 2007. – № 12. – С. 21–28.
31. Шерстюков Б. Г. Пространственные и сезонные особенности изменений климата в период интенсивного глобального потепления : автореф. дис. ... д-ра геогр. наук / Б. Г. Шерстюков. – Казань : Казан. гос. ун-т, 2008.
32. Щука Т. И. Изменение давления у поверхности Земли в периоды вторжения высокоэнергетических частиц // Тр. ААНИИ. – 1969. – Т. 289. – С. 50–57.
33. Эйгенсон М. С. Солнце, погода и климат / М. С. Эйгенсон. – Л. : Гидрометеиздат, 1963. – 273 с.

34. Castleman A. W. Contribution of volcanic sulphur compounds to the stratospheric aerosols layer / A. W. Castleman, H. R. Munkelwitz, B. Manovitz // *Nature*. – 1973. – V. 244, N 5415. – P. 345–346.
35. Climate change 2001. Contribution of Working Group 1 to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change // WMO-UNEP Cambridge Univ. Press. – 2001. – 881 p.
36. Cunnold D. M. Stratospheric aerosol layer detection / D. M. Cunnold, C. R. Grau, D. S. Merritt // *J. Geoph. Res.* – 1973. – V. 78, N 6. – P. 920–931.
37. Herman G. F. A review of cloud-radiation experiments with the GLAS general circulation model // *Clouds and Climate: Modeling and Satellite studies : report of the Workshop Held at NASA Goddard Institute for Space studies / NASA, Wash. D. C.* – 1981. – P. 88–92.
38. Markson Ralph. Considerations Regarding Solar and Lunar Modulation of Geophysical Parameters // *Atmospheric Electricity and Thunderstorms: Pure and Appl. Geoph.* – 1971. – V. 1. – P. 161–202.
39. Stanford John L. Stratospheric water-vapor upper limits inferred from upper-air observations: Part I. Northern Hemisphere // *Bull. of the Amer. Meteorol. Soc.* – 1974. – V. 55, N 3. – P. 194–212.
40. Stanford John L. A century of stratospheric cloud reports 1870–1972 / John L. Stanford, John S. Davis // *Bull. of the Amer. Meteor. Soc.* – 1974. – V. 55, N 3. – P. 213–229.
41. Sun R. Solar influences on cosmic rays and cloud formation: a reassessment / R. Sun, R. S. Bradley // *J. Geophys. Res.* – 2002. – V. 107. – P. 4211–4222.
42. Svenmark H. Variations of cosmic ray flux and global cloud coverage– a missing link in solar in solar-climate relationship / H. Svenmark, E. Fris-Christensen // *Atmos. Solar-Terr. Phys.* – 1997. – V. 59. – P. 1225–1232.
43. Tinsley B. A. Apparent tropospheric response to MeV-GeV Particle flux variations: a connection via electro-freezing of supercold water in high-level clouds? / B. A. Tinsley, G. M. Deen // *J. Geophys. Res.* – 1991. – V. 96, N D12. – P. 22283.
44. Tinsley B. A. Correlation of atmospheric dynamics with solar activity: evidence for a connection via the solar wind, atmospheric electricity, and cloud microphysics // *J. Geophys. Res.* – 1993. – V. 98. – P. 10375–10384.
45. Tinsley B. A. Influence of solar wind on the global electric circuit, and inferred effects on cloud microphysics, temperature, and dynamics in the troposphere // *Space Sci. Rev.* – 2000. – V. 94. – P. 231–258.
46. Varshneya N. C. Detecting radiation with a super-cooled liquid // *Nature*. – 1969. – V. 233. – P. 826–827.

Loginov V. F.

Spatial-temporal regularities of temperature global changes and their possible reasons

Abstract. The work presents the analysis of various factors impact on climate of the Earth. Great attention is paid in the work to such climate-forming factors as variation of gas and aerosol composition of the atmosphere, solar activity, cosmic rays of solar and galactic origin, possible mechanisms of solar-atmospheric links. A new conception of solar activity impact on the parameters of Earth climate system has been presented based

on the control of long-range radiation by the flow of energy, coming from the Earth to the space in high-latitude regions. This conception is under development lately in Russia and abroad. Results of first activities in this directions for the 1970–80-'s of the last century have been provided. A series of conclusions made is of discussion character.

Key words: Climate change, greenhouse gases, aerosols, solar activity.

*Логинов Владимир Федорович
академик Национальной академии наук Беларуси
Институт проблем использования природных ресурсов и экологии
Республика Беларусь,
220114, Минск, ул. Скорины, 10
директор
тел.: +375 17 267 26 32*