

УДК 911

DOI: 10.15587/2313-8416.2014.29735

РОЛЬ ИЗМЕНЕНИЙ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ И СОСТОЯНИЯ ОЗОНОСФЕРЫ В ГЛОБАЛЬНОМ ЗАТЕМНЕНИИ ЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ

© А. В. Холопцев, М. П. Никифорова

Выявлены расположения сегментов земной атмосферы, в которых значимыми факторами межгодовых вариаций среднемесячных значений оптической плотности облачности, являются совпадающие с ними по времени изменения соответствующих значений общего содержания озона и чисел Вольфа. При дальнейшем увеличении содержания в атмосфере парниковых газов, влияние этих изменений на эффект «глобального затемнения» будет усиливаться

Ключевые слова: глобальное затемнение, оптическая плотность облачности, солнечная активность, общее содержание озона

The location of the segments of the Earth's atmosphere, in which important factors of interannual variations of monthly mean values of the optical density of clouds are coincident with them over time change the corresponding values of total ozone content and the Wolf numbers have been revealed. The impact of these changes on the effect of "global dimming" will intensify with further increase in atmospheric concentrations of greenhouse gases

Keywords: global dimming, cloud optical density, solar activity, total ozone content

1. Введение

Уменьшение среднего значения коэффициента прозрачности земной атмосферы в видимом диапазоне, которое названо [1] глобальным затемнением (англ. *Global dimming*), существенно влияет на потоки суммарной солнечной радиации, воздействующей на ландшафтные комплексы многих ее регионов, что сказывается на развитии их растительности, а также частично компенсирует потепление их климата [2]. Поэтому выявление особенностей влияния на данный процесс различных природных факторов является актуальной проблемой физической географии, геофизики ландшафтов и климатологии.

Наибольший интерес решение данной проблемы представляет в отношении факторов, влияющих на состояние земной атмосферы, которые являются глобальными.

2. Постановка проблемы

В [1] установлено, что за период после 1850 года средний поток суммарной солнечной радиации, поступающей на поверхность нашей планеты, устойчиво снижался, в то время как значения солнечной постоянной оставались практически неизменными. Из этого следует, что за указанный период альbedo земной атмосферы увеличилось, а коэффициент ее прозрачности в видимом диапазоне уменьшился.

Согласно выводам Международной группы экспертов по проблемам изменений климата,

непосредственной причиной подобных перемен является увеличение средней интенсивности облачности, которая присутствует в земной атмосфере, а также среднего содержания в ней частиц различных аэрозолей, которые рассеивают проходящую через нее солнечную радиацию. Увеличение альbedo атмосферы, либо снижение ее прозрачности всего на 1 % способно компенсировать потепление климата, к которому могло бы привести удвоение содержания в ней диоксида углерода [2]. Поэтому разработка прогнозов дальнейших изменений указанных характеристик атмосферы при вероятных изменениях содержания в ней парниковых газов представляет значительный теоретический и практический интерес.

Наиболее существенным фактором изменений альbedo и коэффициента прозрачности в видимом диапазоне любого сегмента земной атмосферы являются вариации средней оптической плотности присутствующей в нем облачности. Последние обусловлены изменениями содержания в атмосфере не только воды в различных агрегатных состояниях, но и частиц аэрозоля, прежде всего сульфатных, которые не только непосредственно рассеивают солнечную радиацию, но также являются эффективными атмосферными ядрами конденсации [3]. Следовательно, причинами произошедших за последние десятилетия изменений рассматриваемых характеристик атмосферы могут являться происходящие в ней процессы, активизирующие образование облачных элементов и подобных частиц

аэрозоля, а также снижающие интенсивность их ликвидации.

К числу глобальных природных факторов, способных вызывать активизацию процессов образования облаков и увеличение содержания в атмосфере различного рода аэрозольных частиц относятся:

– повышение средних концентраций в ней парниковых газов, приводящее к усилению парникового эффекта, который уменьшает устойчивость воздушных масс и способствует увеличению интенсивности конвекционных процессов, доставляющих в ее верхние слои пыль, водяной пар и другие вещества, поступающие с земной поверхности [4];

– активизация вулканизма, являющаяся непосредственной причиной увеличения содержания в тропосфере и стратосфере частиц вулканических, в том числе сульфатных аэрозолей [5, 6].

Как известно, основными механизмами уменьшения водности и лёдности облаков, а также концентраций в воздухе частиц аэрозоля, являются процессы перехода содержащейся в них воды в газообразное состояние, а также их осаждение на земную поверхность [7]. Интенсивность, как первых, так и вторых определяется температурой воздушного слоя, в котором они протекают. Вследствие этого к числу глобальных факторов, которые способны вызвать в некотором сегменте атмосферы активизацию указанных механизмов, могут относиться процессы, влияющие на температуры соответствующих его воздушных слоев.

Изменения температуры любых слоев атмосферы являются следствием соответствующих вариаций значений их тепловых балансов. Приходную часть этого баланса для каждого рассматриваемого воздушного слоя в основном формируют потоки тепла, которое поступает в него сверху и снизу в виде тепловой радиации, а также образующегося при происходящих в нем процессах конденсации, кристаллизации и сублимации. Его расходную часть образуют потоки тепла излучаемого, а также потребляемого при процессах испарения, таяния и возгонки.

Причинами изменения потоков теплового излучения, поступающего извне в каждый такой слой, могут являться вариации температуры подстилающей поверхности, распределения в атмосфере концентраций парниковых газов, в том числе озона, который в стратосфере к тому же является главным поглотителем ультрафиолетовой радиации [8].

Вследствие этого к числу природных факторов, способных в той или иной мере влиять на температуры различных слоев некоторого сегмента тропосферы, относятся процессы, изменяющие содержание в стратосфере над ним озона, а также потока поглощаемой в ней ультрафиолетовой радиации (далее УФ).

Так как основная часть озона, находящегося в земной атмосфере, располагается в стратосфере, изменения содержания этого вещества в некотором

ее сегменте практически следуют за вариациями соответствующего значения общего содержания озона (далее ОСО). Фактором, который существенно влияет на вариации этой характеристики, а также потока УФ, являются изменения солнечной активности [9]. Следовательно, упомянутые процессы могут относиться к числу значимых факторов глобального затемнения. Поскольку главным фактором, который при этом мог бы вызывать изменения облачности, обусловленные влиянием солнечной активности, является УФ радиация, в дальнейшем будем называть подобный механизм этого влияния радиационным.

Очевидно, что упомянутые факторы сильнее всего влияют на рассматриваемый процесс в тех сегментах земной атмосферы, где межгодовые изменения их состояний происходят взаимосвязано, а их корреляция значима и положительна. При этом понятно, что на изменения температуры воздушных слоев в том или ином сегменте тропосферы, влияют вариации не только потоков поступающей в них тепловой радиации, но также потоков тепла и скрытой теплоты водяного пара, которые поступают с воздухом из других его слоев. Последние наиболее существенно влияют на образование облаков кучевых форм, а также вертикального развития, повторяемость которых во многих сегментах атмосферы может быть сопоставима и даже превышать повторяемость слоистой облачности [4, 8]. Поэтому вопрос о значимости влияния рассматриваемых факторов даже в сегментах атмосферы, где они действуют синхронно и синфазно, отнюдь не столь тривиален и нуждается в изучении.

Установлено, что межгодовые изменения среднего альбеда облачности в земной атмосфере значимо отрицательно коррелированы с вариациями солнечной активности. Одной из причин наличия подобной связи, по мнению [10], является форбуш-эффект – зависимость от солнечной активности интенсивности потоков космических лучей, которые, входя в атмосферу, ионизируют молекулы образующих ее газов и, тем самым, участвуют в процессах конденсации водяного пара. Поскольку в данном механизме влияния солнечной активности на облачность главную роль играют частицы, в дальнейшем будем называть его «корпускулярным».

Как следует из изложенного, еще одной причиной наличия влияния солнечной активности на состояние облачности могла бы являться зависимость от указанного глобального фактора средней температуры воздушных слоев, в которых она располагается.

Глобальный мониторинг изменений состояния озоносферы нашей планеты осуществляется с января 1979 г. Спутниковый мониторинг облачности во всей земной атмосфере производится с января 1994 г. Систематические инструментальные наблюдения за вариациями солнечной активности ведутся с 1850 г.

Несмотря на это, особенности совместного влияния вариаций солнечной активности и состояния озоносферы на процесс Глобального затемнения ныне изучены недостаточно. При этом не выявлены

сегменты атмосферы, для которых подобное влияние в том или ином месяце является значимым. Последнее не позволяет адекватно учитывать это влияние при моделировании упомянутого процесса и его прогнозирования.

Учитывая изложенное, объектом исследования в данной работе являлись особенности процесса Глобального затемнения, проявляющиеся в различных сегментах земной атмосферы.

Предметом исследования в ней являлись особенности совместного влияния на процесс Глобального затемнения совпадающих по времени изменений состояния озоносферы и солнечной активности.

Целью работы являлось выявление сегментов атмосферы, где в том или ином месяце влияние упомянутых глобальных природных факторов на процесс Глобального затемнения является значимым.

3. Обзор литературы

Систематические наблюдения за изменениями характеристик суммарной солнечной радиации в мире начались вскоре после изобретения К. Ангстремом пиргелиометра (1887) и пиргеометра (1905), а также создания В. А. Михельсоном биметаллического актинометра (1905) [11]. Значительное внимание подобным наблюдениям уделялось и уделяется в России [12–14]. В результате этого проявившиеся во второй половине XX века тенденции изменения оптических характеристик атмосферы над нашей страной привлекали внимание специалистов уже многие десятилетия [15–17].

Тем не менее, первая научная публикация, посвященная феномену "глобального затемнения" появилась лишь в 2001 году [1]. Ее авторами явились британские ученые G. Stanhill и S. Cohen, которые и предложили выявленному ими эффекту данное название.

Сравнив результаты актинометрических наблюдений, проводившихся в период после 1950 года во многих пунктах мира, они установили, что среднегодовые значения потоков суммарной солнечной радиации, которые поступали на всю земную поверхность, за это время ощутимо уменьшились. Причем тенденция к уменьшению значений данных характеристик проявилась практически повсеместно и является значимой и устойчивой. В среднем, количество солнечной радиации поступающей в ландшафтную оболочку нашей планеты в указанный период уменьшалось за каждое десятилетие на 2 %, что, по мнению авторов, могло противодействовать происходившему в тот же период глобальному потеплению климата [18]. Там же выдвинута гипотеза, согласно которой основной причиной данного явления может служить увеличение содержания в атмосфере частиц аэрозоля, имеющих техногенное и природное происхождение. Адекватность данной гипотезы подтверждена результатами исследований, опубликованными многими отечественными и зарубежными учеными.

По мнению [19], за рассматриваемый период существенно увеличилось содержание в атмосфере

терригенных и вулканических аэрозолей, что явилось следствием увеличения суммарной площади территорий, подвергающихся интенсивной эрозии, а также активизация вулканизма. Подтверждением этому может служить произошедшее в период с 1900 по 2000 год увеличение суммарных площадей территорий, используемых как пастбища и пашни, а также техногенно преобразованных, в том числе выведенных из эксплуатации и заброшенных. Это привело к повышению интенсивности их водной и ветровой эрозии, а также развитию во многих регионах опустынивания, в результате чего среднее содержание пыли в земной атмосфере за указанный период практически удвоилось [20].

В [2] установлено, что существенному увеличению за тот же период содержания в атмосфере аэрозольных частиц техногенного происхождения способствовало увеличение интенсивности потребления человечеством углеводородного топлива. Существенным было влияние на рассматриваемые изменения демографических процессов, а также глобализация мировой экономики и повышение интенсивности эксплуатации человечеством природных ресурсов.

В [21] показано, что существует значимая связь изменений активности вулканизма на нашей планете с вариациями ее глобального климата, а в [22] выдвинута гипотеза о наличии ощутимого влияния на ее изменения солнечной активности.

Озоносфера привлекает внимание географов, начиная с 20-х годов XX в., так как она содержит практически весь озон земной атмосферы – вещество, предохраняющее ландшафты от губительного воздействия солнечного УФ. Факторы, которые влияют на ее состояние, наиболее активно изучаются с начала 80-х годов XX в., после того, как было выявлено снижение среднегодовых значений ОСО над многими регионами мира, что уже начало причинять тот или иной ущерб их экосистемам.

С. Lang установил, что происходящее снижение ОСО над Европой вызывает уменьшение потоков тепловой и увеличение потоков солнечной (в том числе УФ) радиации, проникающей в соответствующий сегмент тропосферы и участвующей в образовании тропосферного озона. По его оценкам этим процессом обусловлено до 60 % произошедшего с начала 80-х годов увеличения содержания здесь этого весьма токсичного вещества [23].

S. M. Ali установил, что изменение состояния озоносферы над Европой, а также уменьшение потока поступающей на земную поверхность суммарной солнечной радиации уже вызвали заметные изменения ее регионального климата [24].

Несмотря на то, что систематический мониторинг изменений ОСО в земной атмосфере над п. Ароза (Швейцария) начал осуществляться Г. М. Б. Добсоном еще в 1926 году [25], интерес к изучению причин изменчивости ОСО в земной атмосфере существенно возрос после того, как стало понятным влияние этого процесса на биосферу и климат.

С. Чепмен в 1930 г. доказал, что главным фактором, приводящим к образованию стратосферного озона, является взаимодействие с кислородом солнечного УФ с длинами волны менее 260 нм [26]. Именно он является первооткрывателем фотохимического цикла образования-разрушения озона, который ныне носит его имя.

Позже было установлено, что разрушение этого вещества происходит не только в цикле Чепмена, но также в реакциях ряда каталитических циклов с участием оксидов азота, радикалов ОН, либо галогенов [27].

А. Dessler [28] показал, что атмосфере над регионами планеты, расположенными вне ее полярных областей до 90 % всего разрушающегося озона ликвидируется в каталитическом цикле Крутзена [29], протекающем с участием оксидов азота NO, NO₂. Последние образуются в основном в стратосфере в результате окисления атомарным кислородом закиси азота, проникающей в нее из тропосферы. Трансфер из тропосферы этого вещества происходит через разрывы тропопаузы [30, 31], а также через области развитой атмосферной турбулентности, которые существуют над секторами циклонов, достигших стадии максимального развития, в которых преобладающие воздушные потоки направлены навстречу расположенным над ними воздушным течениям нижней стратосферы [32].

Среди источников веществ, участвующих в разрушении озона, присутствуют как природные, так и антропогенные. Вклады последних в суммарные потоки подобных веществ за последние десятилетия увеличиваются [2].

Так как почти 80 % всего озона содержится в стратосфере, уменьшение ОСО при прочих равных условиях приводит к увеличению потока УФ, проникающего в тропосферу. Поскольку в тропосфере озона гораздо меньше, проникшая в нее УФ радиация в основном достигает земной поверхности и поглощается ею. По сравнению с потоком поглощаемой при этом суммарной солнечной радиации, дополнительно поглощаемый подстилающей поверхностью поток УФ ничтожно мал и к ощутимому повышению ее температуры не приводит. В тоже время менее интенсивное поглощение УФ в стратосфере вызывает упомянутое выше похолодание в ее нижних слоях, что приводит к уменьшению потока тепла, поступающему в верхние слои тропосферы. Так как потоки тепла, которое поступает в них сверху, уменьшаются, в то время как его потоки, поступающие снизу, остаются практически неизменными, температура верхних слоев тропосферы снижается, что может сказываться на состоянии располагающейся в них слоистой облачности.

Поскольку стратосферный озон образуется в реакциях цикла Чепмена, при увеличении потока УФ, которая участвует в данных реакциях, интенсивность его образования увеличивается. Вместе с тем ОСО при этом возрастает далеко не всегда и не везде, так как значения данной характеристики определяются

интенсивностью не только образования озона, но и его разрушения.

В сегментах атмосферы, где преобладает образование озона, изменения ОСО, а также потока тепла, поступающего из стратосферы в тропосферу, следуют за изменениями интенсивности УФ. В тех же ее сегментах, где более интенсивным является разрушение озона, корреляция изменений ОСО, а также потока УФ может не являться значимой, отсутствовать и даже быть отрицательной [33].

Из этого следует, что особенности статистической связи межгодовых вариаций потоков тепла, которое из некоторого сегмента стратосферы в тропосферу, с изменениями соответствующего ему значения ОСО могут существенно зависеть от его географического положения. Так как поток солнечной радиации УФ диапазона, участвующей в образовании в подобном сегменте стратосферы озона, равно как и потоки веществ, участвующих в его разрушении, которые поступают в него из тропосферы, либо других сегментов стратосферы, зависят от времени года, особенностям связи между этими процессами может быть присуща сезонная изменчивость [34].

В последние десятилетия произошли существенные изменения состояния озонового слоя, которые привели к ощутимому снижению среднегодовых значений ОСО в сегментах атмосферы над многими регионами нашей планеты. Последнее привело к существенному уменьшению температур воздуха в нижних слоях стратосферы [35], а также могло оказать заметное влияние на тепловой режим верхних слоев тропосферы. Тем не менее, причинные связи изменений состояния озоносферы и солнечной активности, с процессом глобального затемнения, ранее не рассматривались.

Поскольку потоку УФ, который поступает в земную атмосферу от Солнца, также свойственна существенная межгодовая изменчивость, аналогичное свойство в той или иной мере должно быть присуще и потокам тепла, поступающего из многих сегментов стратосферы в тропосферу.

Основной причиной межгодовых изменений потоков УФ радиации, поступающей из космоса в земную атмосферу, являются вариации солнечной активности [36, 37]. Несмотря на то, что указанный процесс наблюдается астрономами как минимум с 8 века до н. э., когда упоминания о пятнах на Солнце впервые появились в китайских летописях, его причины до сих пор не установлены. Инструментальные наблюдения за ним начали осуществляться с 1610 г., после того, как Г. Галилеем был изобретен телескоп. Это позволило накопить значительный фактический материал, позволяющий уже более столетия изучать статистические свойства вариаций солнечной активности, а также ее статистические связи с многими процессами в живой и неживой природе нашей планеты [38]. Как уже упоминалось выше в [10] предложен «корпускулярный механизм, способный объяснить основные качественные закономерности влияния солнечной активности на облачность. Тем не менее, ныне

значимость этого механизма в различных сегментах земной атмосферы изучена недостаточно. Поэтому его роль в процессе глобального затемнения по-прежнему является предметом дискуссий.

Влияние солнечной активности на земную атмосферу изучается с 1902 г., после того как М. А. Боголепов установил наличие значимой статистической связи между ее состояниями и «возмущениями климата» многих регионов нашей планеты [39].

Вариации солнечной активности рассматривали как первопричину изменений температурного режима земной атмосферы К. К. Марков [40], П. П. Предтеченский [41], А. В. Шнитников [42], М. С. Эйгенсон [43], Д. Эдди [44], Е. П. Борисенков [45, 46]. Того же мнения придерживаются и такие современные ученые, как Х. Абдулсаматов [47], К. Моханакумар [32], Коваленко В. А., Жеребцов Г. А. [48] и др.

Д. Эдди доказал [44], что на протяжении последнего тысячелетия существенные похолодания глобального климата происходили лишь в периоды, когда средний уровень солнечной активности был экстремально низким. Адекватность этого вывода подтвердил Е. П. Борисенков [46], который выявил наличие связи между изменениями климата и солнечной активности на протяжении последних 7500 лет. При каждом глубоком минимуме солнечной активности, подобном Маундеровскому, повторявшемуся с периодом около 200 лет, происходило глобальное похолодание климата, а при каждом ее высоком максимуме – его потепление.

Несмотря на то, что в 11-летнем цикле вариаций солнечной активности амплитуда изменений солнечной постоянной не превышает 0.1 % [49], уровни спектральных составляющих солнечной радиации, которые поглощаются озоном, изменяются при этом на десятки – сотни процентов [50, 51]. Еще значительней амплитуда вариаций характеристик солнечного ветра [10, 52].

К. Я. Кондратьевым и Г. А. Никольским установлено, что в ходе одиннадцатилетнего солнечного цикла изменения коэффициента прозрачности земной атмосферы достигают 6 % [53].

Как следует из изложенного, наряду с упомянутым выше «корпускулярным» механизмом влияния солнечной активности на земную атмосферу, подобные изменения ее прозрачности могут быть обусловлены также охлаждением верхних слоев тропосферы, которое возникает при уменьшении интенсивности поглощения солнечной УФ радиации стратосферным озоном. Поэтому значимыми факторами изменений потока тепла, образующегося в некотором сегменте стратосферы, являются процессы, влияющие как на интенсивность поступающей в него УФ радиации, так и на ОСО [9].

Одним из таких факторов является смена времен года, которая существенно влияет на потоки любых составляющих солнечной радиации, поступающей в любые сегменты земной атмосферы. Другим фактором являются вариации солнечной

активности, которые влияют на поток поглощаемой стратосферным озоном УФ.

Кроме того Г. М. Б. Добсоном установлено [54], что вариации солнечной активности значимо влияют на межгодовые изменения ОСО в некоторых сегментах земной атмосферы. При ее повышении ОСО в таких сегментах ощутимо возрастают. Последнее еще более увеличивает потоки тепла, которое выделяется в единицу времени в стратосфере при поглощении ультрафиолетовой радиации [32, 53] и частично поступает в тропосферу.

Вследствие различия физических процессов, приводящих к образованию различных типов и форм облаков, значимость влияния вариаций солнечной активности на их оптическую плотность в различных сегментах атмосферы и в разное время года может быть различным. Она может быть выше там и тогда, где и когда преобладают облака слоистых форм, и ниже в условиях более высокой повторяемости облаков вертикального развития [55].

Поскольку при прочих равных условиях поглощения УФ радиации в стратосфере тем больше, чем больше ОСО и выше солнечная активность, представляется возможным выдвинуть гипотезу, согласно которой значимую роль изменениях средней оптической плотности облаков, содержащихся во многих сегментах земной атмосферы, может играть рассмотренный выше «радиационный механизм».

Количественных теорий, позволяющих сопоставить значимости влияния «корпускулярного» или «радиационного» механизма влияния солнечной активности на оптическую плотность облачности в том или ином сегменте атмосферы до сих пор не предложено. Тем не менее, накопленный к настоящему времени значительный объем эмпирического материала позволяет предполагать возможность проверки адекватности выдвинутой гипотезы.

Как известно, влияние изменений потоков космических лучей на интенсивность образования стратосферного озона является гораздо менее значимым, чем влияние участвующей в циклах Чепмена УФ радиации [9]. Поэтому важным свидетельством в пользу адекватности выдвинутой гипотезы может являться существование в земной атмосфере ее сегментов, в которых значимую роль в изменениях средней оптической плотности облачности играют совпадающие с ними по времени вариации ОСО.

Учитывая изложенное, для достижения цели, обозначенной в данной работе, в ней решены следующие задачи:

1. Выявлены расположения сегментов земной атмосферы, в которых межгодовые изменения среднемесячных ОСО, соответствующих тому или иному месяцу, а также совпадающие с ними по времени вариации солнечной активности между собой значимо и положительно коррелированы.

2. Оценена значимость влияния межгодовых вариаций ОСО и солнечной активности на совпадающие по времени изменения средней оптической плотности облачности в сегментах

атмосферы, где эти факторы связаны между собой значимо, а также вне таких сегментов.

4. Фактический материал и методика исследования

При решении указанных задач, как фактически материал об изменениях среднесуточных значений ОСО в земной атмосфере, использованы данные, которые получены от Глобальной системы спутникового мониторинга распределения в ней потоков УФ радиации и озона, представленные в [56]. Эти данные соответствуют периоду, начиная с 1 января 1979 г. по 31 декабря 2010 г. Они характеризуются пространственным разрешением, составляющим $1^\circ \times 1^\circ$ и относительной погрешностью измерения ОСО, – 5 %.

Данные о средней оптической плотности облаков, присутствующих в те или иные сутки в каждом сегменте земной атмосферы, имеющем размеры $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, получены из [57]. Они получены благодаря функционированию программы NASA/GEWEX Surface Radiation Budget (SRB) и представляют собой результаты измерения среднесуточных значений изучаемой характеристики в период после января 1994 г., с относительной погрешностью 1,5 %.

Как фактический материал о состоянии солнечной активности в тот же период использованы временные ряды среднесуточных значений чисел Вольфа, представленные в [58].

Временные ряды среднесуточных значений ОСО и средней оптической плотности облачности над каждым рассматриваемым участком земной поверхности преобразованы в ряды среднесуточных значений, для чего произведено усреднение данных, соответствующих тому или иному месяцу.

Полученные при этом временные ряды среднесуточных значений ОСО, соответствующие всем квадратам земной поверхности, размерами $1^\circ \times 1^\circ$, которые относятся к одному и тому же ее квадрату, размерами $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ и одному и тому же месяцу, также усреднены.

При разработке методики исследования учитывалось, что влияние на оптическую плотность облачности в некотором сегменте земной атмосферы изменений соответствующих ему значений ОСО, а также вариаций солнечной активности может быть максимально значимым, при условии, что данные факторы действуют однонаправлено и синфазно. Поэтому при решении первой задачи для каждого месяца выявлялись сегменты земной атмосферы, в которых корреляция межгодовых изменений ОСО и совпадающих с ними по времени вариаций солнечной активности являлась статистически значимой и положительной. При осуществлении корреляционного анализа связей между изучаемыми процессами использован критерий Стьюдента [59]. Рассматриваемая связь оценивалась как значимая, если достоверность подобного статистического вывода составляла не менее 95 %. Соответствующее значение порогового уровня определялось с учетом количества степеней свободы изучаемых временных рядов, для определения которых рассчитаны их

автокорреляционные функции. При отображении изолиний, ограничивающих участки земной поверхности, в пределах которых межгодовые изменения обоих факторов в том или ином месяце являлись взаимосвязанными и синфазными, применялся метод триангуляции Делоне [60]. На контурных картах мира отображались изолинии с параметрами 0.42 (95 % порог). Также, для более полного отражения особенностей «рельефа» рассматриваемой поверхности, на них наносились изолинии 0.45 и 0.6.

Нетрудно видеть, что в сегментах атмосферы, где существенным является радиационный механизм глобального затемнения, увеличение соответствующего им значения ОСО или потока УФ должно приводить к повышению потока тепла, который поступает в тропосферу, что вызывает потепление ее верхних слоев и, согласно выдвинутой гипотезе, уменьшение оптической плотности расположенной в них облачности. Вследствие этого, если данная гипотеза адекватна, корреляция временных рядов ОСО или рассматриваемого индекса солнечной активности, а также ряда оптической плотности облачности в таких сегментах атмосферы должна быть не только значимой, но и отрицательной. Учитывая это, при решении второй задачи, для каждого месяца оценены и сопоставлены оценки вероятности того, что в сегментах атмосферы 2.5×2.5 , которые расположены в пределах выявленных областей, либо вне их, корреляция межгодовых изменений вариаций ОСО и солнечной активности, а также оптической плотности облачности, соответствует этим требованиям.

Вывод о значимости связей между этими процессами делался при условии превышения соответствующим значением модуля коэффициента корреляции их временных рядов, 95 % порога достоверной корреляции по критерию Стьюдента.

Количества тестируемых сегментов атмосферы, которые относятся к области, выявленной при решении первой задачи, или расположены вне ее, для каждого месяца составляло 100 и 100. Координаты центров подобных сегментов выбраны по методу Монте-Карло.

Как оценки вероятности использованы значения частоты события – отношения количества тестируемых сегментов, в которых рассматриваемые связи признаны значимыми, к общему их количеству равному 100.

5. Основная часть: результаты исследования и их анализ

В соответствии с изложенной методикой при решении первой задачи для каждого месяца выявлены расположения сегментов атмосферы, в которых корреляция межгодовых изменений ОСО и чисел Вольфа между собой значимо статистически связаны. Установлено, что в каждом месяце подобные сегменты образуют обширные области, расположения которых существенно зависят от его номера. Так как наибольших уровней средние значения ОСО в атмосфере над Северным полушарием достигают в мае, а над Южным полушарием в октябре, при этом максимальные

потоки УФ воздействуют на них соответственно в июне и декабре, в качестве примера на рис. 1

приведены расположения подобных областей, которые имеют место для перечисленных месяцев.

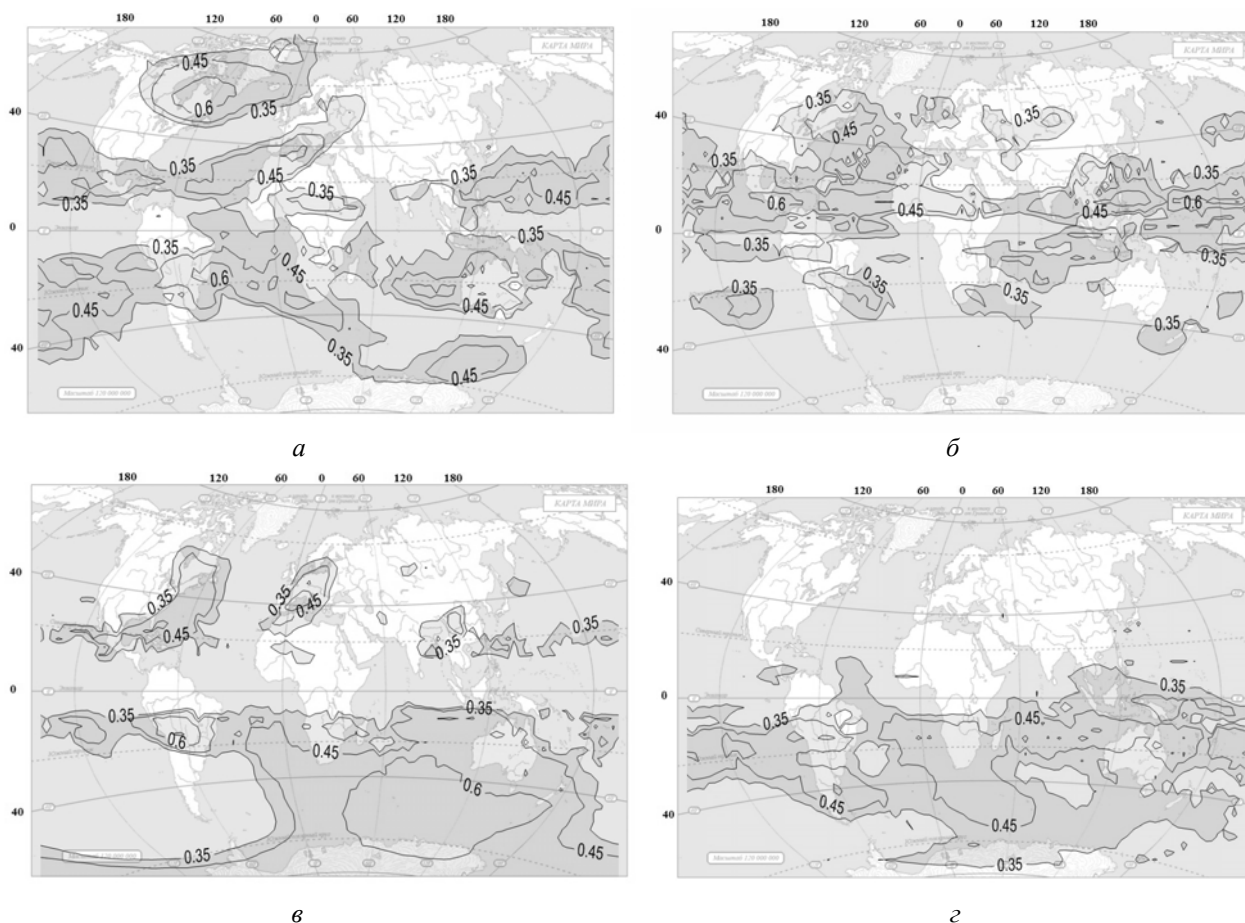


Рис. 1. Распределение в земной атмосфере ее сегментов, в которых межгодовые изменения среднемесячных ОСО значимо коррелированы с совпадающими по времени вариациями солнечной активности: а – апрель; б – июнь; в – октябрь; г – декабрь

Из рис. 1, а следует, что многие из областей, в которых имеет место значимая и положительная статистическая связь межгодовых изменений ОСО и солнечной активности в апреле, расположены в тропических зонах Северного и Южного полушария. Суммарные площади подобных областей, находящихся в разных полушариях, практически одинаковы. Кроме них как в Северном, так и в Южном полушарии существуют обширные области, расположенные в их высоких широтах. В Северном полушарии такая область расположена над в Северо-Восточной частью Северной Америки, Гренландией, Исландией, а также акваториями Северной Атлантики от полуострова Лабрадор до Скандинавского полуострова. В Южном полушарии упомянутая область расположена над южной частью Индийского океана, в зоне через которую проходит течение Западных ветров.

Немалая часть сегментов атмосферы, относящихся к изучаемым областям, расположена в апреле над всей территорией Украины, а также многими регионами Европейской территории России.

Из рис. 1, б видно, что в июне рассматриваемые области в основном находятся в Северном полушарии. В том числе они располагаются над

восточными регионами Центрального Федерального округа России, и далее к юго-востоку от них – до Алтая включительно.

Рис. 1, в показывает, что в октябре изучаемые области сосредоточены преимущественно в Южном полушарии. Наиболее грандиозная из них охватывает южные части Атлантического, Индийского и Тихого океана, а также включает всю Антарктику. В ее состав входят все сегменты атмосферы, где в это время существует Озоновая Дыра.

Область наиболее сильной корреляции, контурная изолиния 0.6, расположена над южной частью Индийского океана. Рассматриваемые сегменты атмосферы в октябре существуют и над территориями Западных регионов Украины, Северо-Западных регионов России, а также Алтайского края.

Как видно из рис. 1, г, в декабре практически все сегменты атмосферы, в которых межгодовые изменения ОСО и чисел Вольфа между собой значимо коррелированы, расположены в Южном полушарии. На территории Украины или России таких сегментов нет. Размеры области, которая расположена над Антарктикой и южной частью Индийского океана, значительно меньше, чем на рис.1, а, тем не менее центр ее находится там же.

Анализ аналогичных карт, которые соответствуют прочим месяцам свидетельствует о том, что расположения изучаемых областей на протяжении всего года существенно зависят от месяца. В любые месяцы такие области расположены как над Северным полушарием, так и над Южным.

Суммарная площадь таких областей, которые расположены в Северном полушарии, минимальна в ноябре, в то время как для аналогичных областей Южного полушария она минимальна в мае. При этом общая площадь всех сегментов земной атмосферы, в которых межгодовые изменения рассматриваемого индекса солнечной активности и совпадающих с ними по времени вариаций ОСО между собой значимо и положительно коррелированы, в течение года изменяются незначительно.

В среднем за год суммарная площадь областей, в которых межгодовые изменения чисел Вольфа и совпадающие с ними по времени вариации ОСО значимо статистически связаны между собой, в Южном полушарии несколько больше, чем в Северном полушарии.

Данный результат, по-видимому, объясняется особенностями движения нашей планеты по своей орбите, вследствие которых ее Южное полушарие за год получает на 7 % больше солнечной радиации, чем ее Северное полушарие [4, 7]. Следует отметить, что он отнюдь не был предсказуем, поскольку известно, что среднее значение среднегодовых ОСО над Северным полушарием нашей планеты больше, чем над ее Южным полушарием, а значит, в среднем интенсивность процессов разрушения озона в последнем выше [9].

Установлено, что области максимальной корреляции (оконтуренные изолинией 0.6) в каждом полушарии образуются в середине весны и исчезают в середине осени, достигая максимальных размеров в конце лета. При этом в летние и осенние месяцы они располагаются преимущественно в пассатной зоне данного полушария, там где, благодаря особенностям циркуляции Брюэра-Добсона [31], вещественный баланс озона достигает наибольших значений (превышение интенсивности образования стратосферного озона над интенсивностью его разрушения максимально). В весенние месяцы такие области располагаются в сегментах атмосферы, где в то же время формируется Озоновая Дыра.

В весенние и осенние месяцы значительные по площади сегменты атмосферы, в которых межгодовые вариации ОСО и солнечной активности значимо связаны, выявлены над многими регионами Украины и России (их примеры показаны на рис. 1, а–в). Данный результат указывает на возможность прогнозирования межгодовых изменений ОСО в соответствующие месяцы над указанными регионами, с использованием результатов мониторинга солнечной активности. Поскольку именно в эти месяцы изменения ОСО наиболее существенно влияют на развитие фитоценозов (в том числе агрофитоценозов), а значит и на урожайность многих сельскохозяйственных культур, построение

таких прогнозов может представлять практический интерес.

Установлено также, что в любые месяцы многие области, где межгодовые вариации ОСО существенно зависят от солнечной активности, расположены в пассатных зонах Северного или Южного полушария, где интенсивность образования озона значимо превосходит интенсивность его разрушения.

На первый взгляд исключениями из этого правила являются области, которые в весенние месяцы расположены над высокоширотными регионами. Напомним, что в сентябре-ноябре такая область находится над Антарктикой и южной частью Индийского океана, (рис. 1, в), а в апреле – над Канадой-Гренландией, Канадско-Западногренландской и Приатлантической областями Северного Ледовитого океана и Северной Атлантикой. В действительности же известно, что в указанных сегментах атмосферы в весенние месяцы главным источником атомарного хлора и других веществ, участвующих в разрушении стратосферного озона, являются приполярные стратосферные облака (далее ПСО) [31].

Интенсивность выделения данных веществ из ПСО определяется температурой воздушного слоя, в котором они содержатся. Основной причиной изменения температуры подобного слоя являются вариации поступающего в него от земной поверхности потока тепла, который гораздо существеннее повышается при переходе от полярной ночи к полярному дню, чем при изменениях солнечной активности. Поэтому практически не зависит от солнечной активности в период существования Озоновой Дыры и интенсивность разрушения в ней стратосферного озона. В то же время интенсивность образования этого вещества, как известно, тем больше, чем больше поток участвующих в данном процессе составляющих УФ радиации. Следовательно, при повышении солнечной активности, значения ОСО в приполярных сегментах атмосферы в весенние месяцы не могут не увеличиваться. Поэтому рассматриваемое явление лишь подтверждает адекватность представлений о роли ПСО в образовании Озоновой Дыры [31].

При решении второй задачи установлено, что между временными рядами чисел Вольфа или ОСО во многих сегментах атмосферы, относящихся к выделенным областям, а также соответствующим им рядом средних значений оптической плотности облачности, корреляция является значимой и отрицательной. В сегментах атмосферы, расположенных за пределами данных областей, корреляция аналогичных временных рядов, как правило, значимой не является и может иметь любой знак.

Зависимости от номера месяца оценок вероятности того, что корреляция межгодовых изменений средней оптической плотности облачности и одного из рассматриваемых факторов этого процесса является значимой и отрицательной, для сегментов атмосферы, расположенных внутри выделенных областей, а также за их границами, приведены на рис. 2.

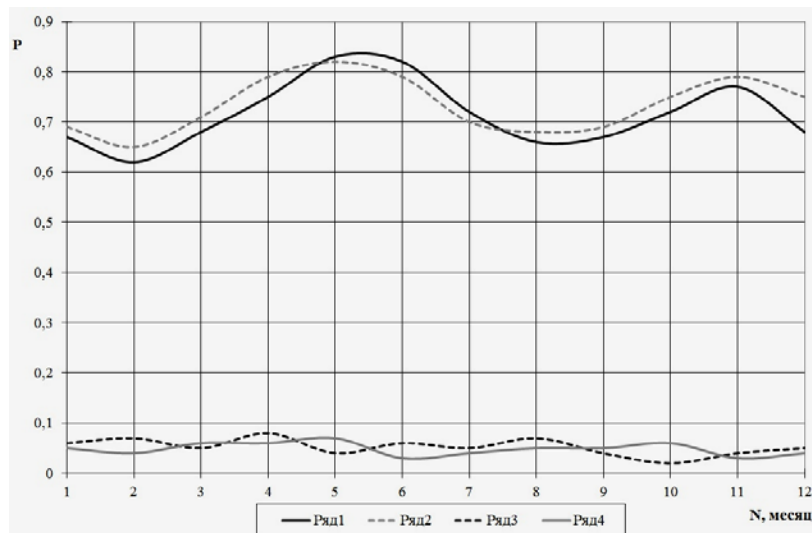


Рис. 2. Зависимости от номера месяца (N) частоты события (P), состоящего в том, что в «наудачу» выбранном сегменте атмосферы корреляция межгодовых изменений средней оптической плотности облачности и ее фактора является значимой: Ряд 1 – фактор – вариации чисел Вольфа (изучаемые сегменты расположены в пределах области, где ряд чисел Вольфа значимо коррелирован с рядами ОСО); Ряд 2 – фактор – вариации ОСО (рассматриваемые сегменты относятся к области, где ряды ОСО значимо коррелированы с рядом чисел Вольфа); Ряд 3 – фактор – вариации чисел Вольфа (выбранные сегменты находятся вне этой области); Ряд 4 – фактор – вариации ОСО (такие же сегменты не принадлежат к выявленной области)

Из рис. 2 следует, что полученные оценки вероятности значимости радиационного механизма глобального затенения существенно зависят от расположения сегмента атмосферы, в котором этот процесс рассматривается. Если подобный сегмент относится к области, в которой межгодовые вариации солнечной активности, а также ОСО, между собой значимо статистически связаны, ее уровень в любом месяце на много выше, чем при его расположении за пределами данной области. Последнее, равно как и отрицательная корреляция рассматриваемых процессов, подтверждает адекватность выдвинутой гипотезы.

Из рис. 2 следует, что значения рассматриваемых вероятностей для сегментов атмосферы, где межгодовые вариации ОСО совпадают по фазе с изменениями солнечной активности, максимальны в мае и ноябре.

Как уже упоминалось выше, в указанные месяцы суммарные площади сегментов атмосферы, в которых межгодовые вариации ОСО и потоков суммарной солнечной радиации, поступающей во многие регионы Северного и Южного полушарий (за исключением Арктических и Антарктических), максимальны. В эти месяцы в данные сегменты атмосферы поступают также, близкие к макси-мальным, потоки УФ. Практически максимальными являются и соответствующие им значения ОСО [8, 9].

Вследствие этого в соответствующих сегментах стратосферы выделяется наибольшее количество тепла, а его поток, который поступает в расположенные под ними сегменты тропосферы, возрастает до максимума. Последнее, в соответствии с выдвинутой гипотезой, приводит к наибольшему повышению температуры воздуха в слоях тропосферы, где образуются слоистые облака верхнего яруса, что не может не приводить к

снижению их оптической плотности. Поэтому полученный результат свидетельствует в пользу адекватности данной гипотезы. Подтверждением ее является и то, что в сегментах атмосферы, где корреляция ОСО и солнечной активности значимой не является, изменения соответствующих им значений ОСО и оптической плотности облачности между собой практически не связаны.

Как следует из данной гипотезы, в сегментах стратосферы, где преобладает разрушение озона, увеличение проходящих через них потоков солнечной радиации приводит к увеличению не только интенсивности образования этого вещества, но и потоков поступающих из тропосферы веществ, участвующих в его разрушении. Последнее приводит к тому, что поток тепла, который образуется в таких сегментах стратосферы и влияет на тропосферную облачность, при повышении солнечной активности может не только не возрастать, но даже снижаться.

Вследствие этого в подобных сегментах атмосферы влияние как одного, так и другого процесса на температуру нижних слоев стратосферы, а также эффективность радиационного механизма глобального затенения должно быть существенно слабее, либо даже противоположным, что, как видно из рисунка 2, и наблюдается в действительности.

6. Обсуждение полученных результатов

Полученные результаты позволяют связывать произошедшее в период после 2000 года снижение темпов глобального затенения не только с тем, что в это время уменьшились техногенные выбросы атмосферу аэрозольных частиц. Существенной причиной этого явления может служить происходившее в этот период над многими регионами нашей планеты увеличение среднегодовых значений ОСО.

Из рассмотренных фактов следует, что

существенную роль в изменении значимости влияния вариаций ОСО и солнечной активности на глобальное затемнение атмосферы, может оказывать увеличение содержания в ней парниковых газов.

Следствиями этого увеличения могут являться:

- обусловленное усилением парникового эффекта повышение суммарного потока длинноволновой радиации, уходящей вверх от земной поверхности и нижних слоев тропосферы;

– возрастание среднего потока водяного пара, доставляемого в верхние слои тропосферы конвекционными процессами;

– уменьшение теплопроводности тропосферы в диапазонах длин волн, соответствующих линиям спектров поглощения парниковых газов.

Так как такой парниковый газ, как озон, в основном сосредоточен в стратосфере, первое не может не приводить к ощутимому увеличению поступающего в нее из тропосферы потока теплового излучения с длинами волн 9–12 мкм, который поглощается преимущественно этим газом. В результате этого температура слоев стратосферы, в которых содержится преобладающая часть всего стратосферного озона, будет возрастать, даже при неизменных уровнях ОСО и солнечной активности. Увеличиваться будет и поступающий в тропосферу поток составляющей теплового излучения стратосферы, которая обусловлена поглощением в ней уходящей длинноволновой радиации указанного диапазона. Очевидно, что данный поток, при прочих равных условиях, будет становиться тем больше, чем больше ОСО.

В слоях тропосферы, где на изменения температуры более существенно влияют вариации потока тепла, поступающего от земной поверхности, уменьшение этого потока, при одновременном увеличении содержания в них водяного пара будет способствовать усилению облачности. В ее слоях, на термический режим которых значимо влияют вариации потоков тепла, поступающего из стратосферы, увеличение этих потоков будет вызывать потепление, препятствующее усилению облачности. Поэтому при постоянном ОСО, увеличение содержания в тропосфере парниковых газов могло бы привести к ощутимым изменениям распределения содержащейся в ней облачности, по высоте над земной поверхностью. Тем не менее, возникновение в подобном случае существенных изменений ее средней оптической плотности отнюдь не очевидно. Вместе с тем понятно, что чем больше поток уходящей длинноволновой радиации в диапазоне длин волн 9–12 мкм, который достигает стратосферы, тем в большей степени вариации ОСО способны влиять на образующийся в ней поток тепла. Следовательно, коэффициент преобразования вариаций ОСО в изменения этого потока тем больше, чем больше содержание в тропосфере парниковых газов.

Поэтому значимость влияния вариаций ОСО на состояние тропосферной облачности, а следовательно, и глобальное затемнение, при дальнейшем усилении парникового эффекта будет лишь возрастать. Будет повышаться и вероятность того, что в сегментах атмосферы, где межгодовые вариации ОСО и солнечной активности значимо коррелированы,

влияние последней на рассматриваемый процесс явится значимым.

Учитывая изложенное, а также продолжающийся в XXI веке рост содержания в атмосфере диоксида углерода, закиси азота и некоторых других парниковых газов, представляется вероятным, что в будущем влияние изменений состояния озоносферы и солнечной активности на глобальное затемнение атмосферы усилится. Уменьшению коэффициента прозрачности земной атмосферы будет способствовать уменьшение среднего содержания в ней озона, либо снижение солнечной активности.

Изложенные соображения свидетельствуют о том, что при снижении среднего уровня солнечной активности, которое вероятно в первой половине XXI века, на нашей планете действительно могло бы произойти похолодание глобального климата, о чем пишет [47], если бы содержание в тропосфере парниковых газов оставалось неизменным. В условиях увеличения их содержания, которые, как известно и имеют место в действительности [2], адекватность гипотезы Х. И. Абдулсаматова далеко не очевидна. Похолодание при этом может возникнуть, если будет происходить дальнейшее и достаточно интенсивное разрушение озонового слоя, вызывающее во многих сегментах атмосферы, расположенных, как видно из рис. 1, над регионами субтропического, тропического и субэкваториального климатических поясов нашей планеты усиление эффекта их затемнения.

Таким образом, внимание, проявляемое в последние десятилетия Мировым сообществом к проблеме предотвращения разрушения озонового слоя, безусловно, является оправданным, а ее решение могло бы стать одним из важнейших достижений человечества в XXI веке.

7. Выводы

Таким образом, установлено:

1. В сегментах атмосферы, где в некотором месяце интенсивность образования стратосферного озона выше, чем интенсивность его разрушения, значимыми факторами их «локального затемнения» являются изменения соответствующих значений ОСО и солнечной активности.

2. Суммарные площади подобных сегментов атмосферы, которые расположены над субтропическими, тропическими и субэкваториальными климатическими поясами нашей планеты, в течение года изменяются незначительно, в отличие от их расположений, значимо зависящих от сезона. При этом даже минимальные значения площадей этих составляют более 35 % площади соответствующего слоя всей земной атмосферы.

3. Суммарная площадь рассматриваемых сегментов в том или ином полушарии минимальна в месяцы, которые для него являются зимними и максимальна в летние месяцы.

3. Выявленные особенности подтверждают адекватность выдвинутой гипотезы и указывают на то, что радиационный механизм влияния вариаций солнечной активности и ОСО на глобальное затемнение для значительной части земной

атмосферы является значимым, вследствие чего его учет при моделировании и прогнозировании этого процесса представляется целесообразным.

Литература

1. Stanhill, G. Global dimming: a review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation with discussion of its probable causes and possible agricultural consequences [Text] / G. Stanhill, S. Cohen // *Agricultural and Forest Meteorology*. – 2001. – Vol. 107, Issue 4. – P. 155–278. doi: 10.1016/s0168-1923(00)00241-0
2. Climate Change 2007 – Impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of Working Group II to Assessment Report Four of the Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC) [Text] / Cambridge University Press.- Cambridge, UK, 2007. – 973 p.
3. Аэрозоль и климат [Текст] / под ред. К. Я. Кондратьева. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 511 с.
4. Хромов, С. П. Метеорология и климатология [Текст] / С. П. Хромов, М. А. Петросянец. – М: МГУ, 2001. – 528 с.
5. Хаин, В. Е. Пространственно-временные закономерности сейсмической и вулканической активности [Текст] / В. Е. Хаин, Э. Н. Халилов. – Bourgas, Bulgaria, SWB, 2008. – 304 с.
6. Логинов, В. Ф. Вулканические извержения и климат [Текст] / В. Ф. Логинов. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 284 с.
7. Salby, M. L. Fundamentals of Atmospheric Physics [Text] / M. L. Salby. – New York: Academic Press, 1996. – 560 p.
8. Матвеев, Л. Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы [Текст] / Л. Т. Матвеев. – СПб.: Гидрометеиздат, 2000. – 778 с.
9. Newman, P. A. Stratospheric Ozone; An Electronic Textbook. Studying Earths Environment From Space [Text] / P. A. Newman. – NASA, 2003. – 480 p.
10. Palle, E. The proposed connection between clouds and cosmic rays: Cloud behavior during the past 50-120 years [Text] / E. Palle, C. J. Butler // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. – 2002. – Vol. 64, Issue 3. – P. 327–337. doi: 10.1016/s1364-6826(01)00105-5
11. Кондратьев, К. Я. Актинометрия [Текст] / К. Я. Кондратьев. – Л. : Гидрометеорологическое издательство, 1965. — 690 с.
12. Берлянд, Т. Г. Распределение солнечной радиации на континентах [Текст] / Т. Г. Берлянд. – Л.: Гидрометеиздат, 1961. – 227 с.
13. Кондратьев, К. Я. Альbedo и угловые характеристики отражения подстилающей поверхности и облаков [Текст] / К. Я. Кондратьев, В. И. Биненко, Л. А. Дьяченко, В. И. Корзов, В. В. Мухенберг. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 232 с.
14. Байкова, И. М. Оценка альbedo земной поверхности и облаков [Текст] / И. М. Байкова // *Метеорология и гидрология*. – 1990. – № 3. – С. 32–39.
15. Ефимова, Н. А. Изменения температуры воздуха и облачности в 1967–1990 годах на территории бывшего СССР [Текст] / Н. А. Ефимова, Л. А. Строкина, И. М. Байкова, И. В. Малкова // *Метеорология и гидрология*. – 1994. – № 6. – С. 66–69.
16. Байкова, И. М. Современное изменение облачного покрова над территорией России [Текст] / И. М. Байкова, Н. А. Ефимова, Л. А. Строкина // *Метеорология и гидрология*. – 2002. – № 9. – С. 52–61.
17. Махоткина, Е. Л. Некоторые особенности изменения мутности атмосферы на территории России в последней четверти XX века [Текст] / Е. Л. Махоткина, И. Н. Плахина, А. Б. Лукин // *Метеорология и гидрология*. – 2005. – № 1. – С. 28–36.
18. Stanhill, G. Global dimming: A new aspect of climate change [Text] / G. Stanhill // *Weather*. – 2005. – Vol. 60, Issue 1. – P. 11–14. doi: 10.1256/wea.210.03
19. Rothenberg, D. Volcano impacts on climate and biogeochemistry in a coupled carbon-climate model [Text] / D. Rothenberg, N. M. Mahowald, K. Lindsay, D. Scott, M. Keith, P. Thornton // *Earth System Dynamics Discussions*. – 2012. – Vol. 3. – P. 121–136. doi: 10.5194/esdd-3-279-2012
20. Kloster, S. The impacts of climate, land use, and demography on fires during the 21st century simulated by CLM-CN [Text] / S. Kloster, N. M. Mahowald, J. T. Randerson, P. J. Lawrence // *Biogeosciences*. – 2012. – Vol. 9, Issue 1. – P. 509–525. doi: 10.5194/bg-9-509-2012
21. Khain V. E. Global climate fluctuation and cyclicity of the volcanic activity [Text] / V. E. Khain, E. N. Khalilov. – Transactions of the International Academy of Science H & E. Vol. 3. 2007/2008, SWB, Innsbruck, 2009.
22. Khain V. E. About possible influence of solar activity upon seismic and volcanic activities: long-term forecast. Science without borders [Text] / V. E. Khain, E. N. Khalilov // Transactions of the International Academy of Science H & E. Vol. 3. 2007/2008, SWB, Innsbruck, 2009.
23. Lang, C. Impact of UV changes from Stratospheric Ozone depletion on tropospheric ozone [Text] / C. Lang, D. W. Waugh, Q. Liang et al. // *J. Hopkins univ. catalog*. – 2013. – Vol. 3. – P. 21–42.
24. Stathopoulou, E. On the impact of temperature on tropospheric ozone concentration levels in urban environments [Text] / E. Stathopoulou, G. Mihalakakou, M. Santamouris et al. // *Journal of Earth System Science*. – 2008. – Vol. 117, Issue 3. – P. 227–236. doi: 10.1007/s12040-008-0027-9
25. Ali, S. M. Effects of stratospheric ozone depletion on the environment and agriculture [Text] / S. M. Ali, N. K. Dash, A. Pradhan et al. // *International Journal of Advancements in Research & Technology*. – 2012. – Vol. 1, Issue 4. – P. 31–36.
26. Dobson, G. M. B. Forty year's research on atmospheric ozone at Oxford university: a history [Text] / G. M. B. Dobson // *Applied Optics*. – 1968. – Vol. 7, Issue 3. – P. 387–405. doi: 10.1364/ao.7.000387
27. Chapman, S. On ozone and atomic oxygen in the upper atmosphere [Text] / S. Chapman // *Phil. Mag. Ser. 7*. – 1930. – Vol. 10, Issue 64. – P. 369–385.
28. Ларин, И. К. Химия озонового слоя и жизнь на Земле [Текст] / И. К. Ларин // *Химия и жизнь — XXI век*. — 2000. — № 7. — С. 10–15.
29. Dessler, A. The Chemistry and Physics of Stratospheric Ozone [Text] / A. Dessler. – Academic Press, 2000. – 214 p.
30. Crutzen, P. The influence of nitrogen oxides on the atmospheric ozone content [Text] / P. Crutzen // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. – 1970. – Vol. 96, Issue 408. – P. 320–325. doi: 10.1002/qj.49709640815
31. Моханакумар, К. Взаимодействие стратосферы и тропосферы [Текст] / К. Моханакумар; пер. с англ. Р. Ю. Лукьяновой, под ред. Г. В. Алексеева. – Москва. ФИЗМАТЛИТ, 2011. – 451 с.
32. Погосян, Х. П. Общая циркуляция атмосферы [Текст] / Х. П. Погосян. – Л. Гидрометеиздат, 1972. – 394 с.
33. Холопцев, А. В. Мировой океан и озоносфера [Текст] / А. В. Холопцев, М. П. Никифорова, А. В. Больших. – Stuttgart: LAP Lambert Academic Publishing, 2014. – 522 p.
34. Александров, Э. Л. Озонный щит земли и его изменения [Текст] / Э. Л. Александров, И. Л. Кароль. – СПб., 1992. – 286 с.
35. Ramaswamy, V. Finger-print of ozone depletion in the spatial and temporal pattern of recent lower-stratospheric cooling [Text] / V. Ramaswamy, M. D. Schwarzkopf, W. J. Randel // *Nature*. – 1996. – Vol. 382. – P. 616–618. doi: 10.1038/382616a0
36. Haigh, J. D. The Sun and the Earth's Climate [Electronic resource] / J. D. Haigh // *Livung reviews in solar*

physics. – 2007. – Vol. 4. – Available at: <http://www.livingreviews.org/lrsp-2007-2>

37. Мирошниченко, Л. И. Солнечная активность и Земля [Текст] / Л. И. Мирошниченко. – М.: Наука, 1981. – 276 с.

38. Чижевский, А. Л. Земное эхо солнечных бурь [Текст] / А. Л. Чижевский. – М.: Наука, 1974. – 376 с.

39. Боголепов, М. А. О колебаниях климата Европейской России в историческую эпоху. Землеведение. Кн. 2 [Текст] / М. А. Боголепов. – М.: Наука, 1907. – 162 с.

40. Марков, К. К. О связи между изменениями солнечной активности и климата Земли [Текст] / К. К. Марков // Вопросы географии. – 1949. – № 12. – С. 15–26.

41. Предтеченский, П. П. Цикличность в колебаниях солнечной деятельности [Текст] / П. П. Предтеченский // Труды ГГО. – 1948. – Вып. 8(70). – С. 128–132.

42. Шнитников, А. В. Изменчивость солнечной активности за историческую эпоху на основе некоторых ее земных проявлений [Текст] / А. В. Шнитников // Бюллетень комиссии по исследованию Солнца. – 1951. – № 7. – С. 56–72.

43. Эйгенсон, М. С. Очерки физико-географических проявлений солнечной активности [Текст] / М. С. Эйгенсон. – Львов, 1957. – 252 с.

44. Eddy, J. A. The Maunder Minimum [Text] / J. A. Eddy // Science. – 1976. – Vol. 192. – P. 1189–1202.

45. Борисенков, Е. П. Колебания климата за последнее тысячелетие [Текст] / Е. П. Борисенков. – Л. 1988. – 275 с.

46. Борисенков, Е. П. Тысячелетняя летопись необычайных явлений природы [Текст] / Е. П. Борисенков, В. М. Пасецкий. – М.: Мысль, 1988. – 522 с.

47. Абдусаматов, Х. И. Солнце диктует климат Земли [Текст] / Х. И. Абдусаматов. – Санкт-Петербург, “Logos”, 2009. – 197 с.

48. Коваленко, В. А. Влияние солнечной активности на изменение климата [Текст] / В. А. Коваленко, Г. А. Жеребцов // Оптика атмосферы и океана. – 2014. – Т. 27, № 02. – С. 134–138.

49. Kondratyev, K. Y. Solar constant and solar activity [Text] / K. Y. Kondratyev, G. A. Nicholsky // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. – 1973. – Vol. 96, Issue 409. – P. 509–522. doi: 10.1002/qj.49709640911

50. Stauning, P. Solar activity – climate relations: A different approach [Text] / P. Stauning // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. – 2011. – Vol. 73, Issue 13. – P. 1999–2012. doi: [10.1016/j.jastp.2011.06.011](https://doi.org/10.1016/j.jastp.2011.06.011)

51. Gray, L. J. Solar influences on climate [Text] / L. J. Gray, J. Beer, M. Geller, J. D. Haigh, M. Lockwood, K. Matthes, U. Cubasch, D. Fleitmann, G. Harrison, J. Luterbacher, G. A. Meehl, D. Shindell, B. van Geel, W. White // Reviews of Geophysics. – 2010. – Vol. 48, Issue 4. – P. 1–53. doi: [10.1029/2009rg000282](https://doi.org/10.1029/2009rg000282)

52. Dragić A. Forbush decreases – clouds relation in the neutron monitor era [Text] / A. Dragić, I. Aničin, R. Banjanac, V. Udovičić, D. Joković, D. Maletić, and J. Puzović // Astrophys. Space Sci. Trans. - 2011, 7, pp. 315–318.

53. Кондратьев, К. Я. Солнечная активность и климат [Текст] / К. Я. Кондратьев, Г. А. Никольский // Докл. АН СССР. – 1978. – Т. 243, № 3. – С. 607–610.

54. Dobson, G. M. B. Ozone in upper atmosphere and its relation to meteorology [Text] / G. M. B. Dobson // Proc. R. Soc. GB. – 1931. – Vol. 26. – P. 373–383.

55. Абакумова, Г. М. Влияние кучевой облачности на рассеянную и суммарную ультрафиолетовую, фотосинтетически активную и интегральную солнечную радиацию [Текст] / Г. М. Абакумова, Е. М. Незваль, О. А. Шиловцева // Метеорология и гидрология. – 2002. – № 7. – С. 29–40.

56. База данных о состоянии озоносферы [Электронный ресурс] / Режим доступа: <http://woudc.org>

57. База данных о состоянии облачности [Электронный ресурс] / Режим доступа: <http://eosweb.larc.nasa.gov/>

58. База данных о состоянии солнечной активности [Электронный ресурс] / Режим доступа: <http://sidc.oma.be/sunspot-data/>.

59. Кобзарь, А. И. Прикладная математическая статистика [Текст] / А. И. Кобзарь. – М.: Физматлит, 2006. – 816 с.

60. Скворцов, А. В. Триангуляция Делоне и ее применение [Текст] / А. В. Скворцов. – Томск: Изд-во Томского государственного университета, 2002. – 128 с.

References

1. Stanhill, G., Cohen, S. (2001). Global dimming: a review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation with discussion of its probable causes and possible agricultural consequences. *Agricultural and Forest Meteorology*, 107 (4), 155–278. doi: 10.1016/s0168-1923(00)00241-0

2. Climate, C. (2007). Impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of Working Group II to Assessment Report Four of the Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC). Cambridge University Press. Cambridge. UK, 973.

3. Kondratieff, K. Y. (Ed.) (1991). *Aerosol and climate*. Lviv: Gidrometeoizdat, 511.

4. Hromov, S. P., Petrosyants, M. A. (2001). *Meteorology and climatology*. Moscow: MSU., 528.

5. Khain, V. E., Khalilov, E. H. (2008). Spatial and temporal patterns of seismic and volcanic activity. Bourgas, Bulgaria, SWB, 304.

6. Loginov, V. F. (1984). *Volcanic eruptions and climate*. Lviv: Gidrometeoizdat, 384.

7. Salby, M. L. (1996). *Fundamentals of Atmospheric Physics*. New York: Academic Press, 560.

8. Matveev, L. T. (2000). *Fundamentals of general meteorology*. Atmospheric Physics. SPb.: Gidrometeoizdat, 778.

9. Newman, P. A. (2003). *Stratospheric Ozone*; An Electronic Textbook. Studying Earths Environment From Space. NASA, 480.

10. Palle, E., Butler, C. J. (2002). The proposed connection between clouds and cosmic rays: Cloud behavior during the past 50-120 years. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 64 (3), 327–337. doi: 10.1016/s1364-6826(01)00105-5

11. Kondratyev, K. Y. (1965). *Actinometry*. Lviv: Hydrometeorological Publishing, 690.

12. Berlyand, T. G. (1961). *The distribution of solar radiation on the continents*. Lviv: Gidrometeoizdat, 227.

13. Kondratyev, K. Y., Binenko, V. I., Dyachenko, L. A., Korzo, V. I., Muhenberg, V. V. (1981). Albedo and angular characteristics of the underlying surface and the reflection of clouds. Lviv: Gidrometeoizdat, 232.

14. Baykova, I. M. (1990). Evaluation of surface albedo and cloud. *Meteorology and hydrology*, 3, 32–39.

15. Efimova, N. A., Strokina, L. A., Baykova, I. M., Malkov, I. V. (1994). Changes in air temperature and cloud cover v1967 1990 on the territory of the former USSR. *Meteorology and Hydrology*, 6, 66–69.

16. Baykova, I. M., Efimova, N. A., Strokina, L. A. (2002). A modern variation of cloud cover over the territory of Russia. *Meteorology and hydrology*, 9, 52–61.

17. Makhotkina, E. L., Plakhina, I. N., Lukin, A. B. (2005). Some features of atmospheric turbidity changes in Russia in the last quarter of the XX century. *Meteorology and Hydrology*, 1, 28–36.

18. Stanhill, G. (2005). Global dimming: A new aspect of climate change. *Weather*, 60 (1), 11–14. doi: 10.1256/wea.210.03

19. Rothenberg, D., Mahowald, N. M., Lindsay K., Scott, D., Keith, M., Thornton, P. (2012). Volcano impacts on climate and biogeochemistry in a coupled carbon-climate model. *Earth System Dynamics Discussions*, 3, 121–136. doi: 10.5194/esdd-3-279-2012

20. Kloster, S., Mahowald, N. M., Randerson, J. T., Lawrence, P. J. (2012). The impacts of climate, land use, and demography on fires during the 21st century simulated by CLM-CN. *Biogeosciences*, 9 (1), 509–525. doi: 10.5194/bg-9-509-2012
21. Khain, V. E., Khalilov, E. N. (2009). Global climate fluctuation and cyclicity of the volcanic activity. *Transactions of the International Academy of Science H & E*, Vol. 3, SWB, Innsbruck.
22. Khain, V. E., Khalilov, E. N. (2009). About possible influence of solar activity upon seismic and volcanic activities: long-term forecast. *Science without borders. Transactions of the International Academy of Science H & E*, Vol. 3, SWB, [Innsbruck](#).
23. Lang, C., Waugh, D. W., Liang, Q. (2013). Impact of UV changes from Stratospheric Ozone depletion on tropospheric ozone. *Journal Hopkins univ. catalog*, 3, 21–42.
24. Stathopoulou, E., Mihalakakou, G., Santamouris, M. (2008). On the impact of temperature on tropospheric ozone concentration levels in urban environments. *Journal of Earth System Science*, 117 (3), 227–236. doi: 10.1007/s12040-008-0027-9
25. Ali, S. M., Dash, N. K., Pradhan, A. (2012). Effects of stratospheric ozone depletion on the environment and agriculture. *International Journal of Advancements in Research & Technology*, 1 (4), 31–36.
26. Dobson, G. M. B. (1968). Forty year's research on atmospheric ozone at Oxford university: a history. *Applied Optics*, 7 (3), 387–405. doi: 10.1364/ao.7.000387
27. Chapman, S. (1930). On ozone and atomic oxygen in the upper atmosphere. *Phil. Mag. Ser.*, 7, 10 (64), 369–385.
28. Larin, I. K. (2000). Chemistry of the ozone layer and life on Earth. *Chemistry and Life - XXI century*, 7, 10–15.
29. Dessler, A. (2000). *The Chemistry and Physics of Stratospheric Ozone*. Academic Press., 214.
30. Crutzen, P. (1970). The influence of nitrogen oxides on the atmospheric ozone content. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96 (408), 320–325. doi: 10.1002/qj.49709640815
31. Mohanakumar, C. (2011). Interaction of the stratosphere and troposphere. *Moscow. FIZMATLIT*, 451.
32. Poghosyan, P. H. (1972). General circulation of the atmosphere. *Lviv: Gidrometeoizdat*, 394.
33. Kholoptsev, A. V., Nikiforova, M. P., Bolshikh, A. V. (2014). *Oceans and ozonosphere*. Stuttgart: LAP Lambert Academic Publishing, 522.
34. Aleksandrov, E. L., Karol, I. L. (1992). Ozone shield the earth and its changes. *St. Petersburg*, 286.
35. Ramaswamy, V., Schwarzkopf, M. D., Randel, W. J. (1996). Finger-print of ozone depletion in the spatial and temporal pattern of recent lower-stratospheric cooling. *Nature*, 382, 616–618. doi: 10.1038/382616a0
36. Haigh, J. D. (2007). The Sun and the Earth's Climate. *Living reviews in solar physics*, 4. Available at: <http://www.livingreviews.org/lrsp-2007-2>
37. Miroshnichenko, L. I. (1981). *Solar activity and Earth*. Moscow: Nauka, 276.
38. Chizhevsky, A. L. (1974). *Earth echo of solar storms*. Moscow: Nauka, 376.
39. Bogolepov, M. A. (1907). On climate variations in European Russia in historical epoch. *Geography. Book 2*. Moscow: auka, 162.40. Markov, K. K. (1949). On the relationship between changes in solar activity and the Earth's climate. *Questions of geography*, 12, 15–26.
41. Predtechensky, P. P. (1948). Cyclicity in the fluctuations of solar activity. *Trudy GGO*, 8 (70), 128–132.
42. Shnitnikov, A. V. (1951). Variability of solar activity for the historical era on the basis of some of its earthly manifestations. *Bulletin of the Commission of Inquiry of the Sun*, 7, 56–72.
43. Eigenson, M. S. (1957). *Essays physiographic manifestations of solar activity*. Lviv, 252.
44. Eddy, J. A. (1976). The Maunder Minimum. *Science*, 192, 1189–1202.
45. Borisenkov, E. P. (1988). Climate variations over the last millennium. *Lviv*, 275.
46. Borisenkov, E. P., Pasetsky, V. M. (1988). *The thousand-year chronicle of the extraordinary phenomena of nature*. Moscow: Mysl, 522.
47. Abdusamatov, H. I. (2009). *The Sun dictates the Earth's climate*. Saint-Petersburg. Logos, 197.
48. Kovalenko, V. A., Zerebtsov, G. A. (2014). The influence of solar activity on climate change. *Atmospheric and Oceanic Optics*, 27 (2), 134–138.
49. Kondratyev, K. Y., Nicholsky, G. A. (1973). Solar constant and solar activity. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96 (409), 509–522. doi: 10.1002/qj.49709640911
50. Stauning, P. (2011). Solar activity – climate relations: A different approach. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 73 (13), 1999–2012. doi: [10.1016/j.jastp.2011.06.011](https://doi.org/10.1016/j.jastp.2011.06.011)
51. Gray, L. J., Beer, J., Geller, M., Haigh, J. D., Lockwood, M., Matthes, K., Cubasch, U., Fleitmann, D., Harrison, G., Luterbacher, J., Meehl, G. A., Shindell, D., van Geel, B., White, W. (2010). Solar influences on climate. *Reviews of Geophysics*, 48 (4), 1–53. doi: [10.1029/2009rg000282](https://doi.org/10.1029/2009rg000282)
52. Dragić, A., Aničin, I., Banjanac, R., Udovičić, V., Joković, D., Maletić, D., Puzović J. (2011). Forbush decreases – clouds relation in the neutron monitor era. *Astrophys. Space Sci. Trans.*, 7, 315–318.
53. Kondratyev, K. Y., Nicholsky, G. A. (1978). Solar activity and climate. *Dokl. USSR Academy of Sciences*, 243 (3), 607–610.
54. Dobson, G. M. B. (1931). Ozone in upper atmosphere and its relation to meteorology. *Proc. R. Soc. GB.*, 26, 373–383.
55. Abakumova, G. M., Nezval, E. M., Shilovtseva, O. A. (2002). Influence of cumulus clouds on the scattered and total ultraviolet fotosinteticheski active and integrated solar radiation. *Meteorology and gidrologiya*, 7, 29–40.
56. Database on the state Ozonosphere. Available at: <http://woudc.org>
57. Database on the state of cloud. Available at: <http://eosweb.larc.nasa.gov/>
58. Database on the state of solar activity. Available at: <http://sidc.oma.be/sunspot-data/>.
59. Kobzar, A. I. (2006). *Applied Mathematical Statistics*. Moscow: Fizmatlit, 816.
60. Skvortsov, A. V. (2002). *Delaunay triangulation and its application*. Tomsk: Publishing House of Tomsk State University

Дата надходження рукопису 06.11.2014

Холопцев Александр Вадимович, профессор, доктор географических наук, заведующий кафедрой, кафедра Судовождения и географии водных путей, Севастопольская морская академия, ул. Рыбаков, 7-а, г. Севастополь, 99055

E-mail: -kholoptsev@mail.ru

Никифорова Мария Павловна, младший научный сотрудник, кафедра физики, Севастопольский национальный технический университет, ул. Университетская, 33, г. Севастополь, 99033

E-mail: maha.ukraine@gmail.com