

# ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ НА КОРОТКОВОЛНОВУЮ И ДЛИННОВОЛНОВУЮ РАДИАЦИЮ ДЛЯ УСЛОВИЙ БЕЗОБЛАЧНОГО НЕБА

Н.А. Петров<sup>1</sup>, Н.Е. Чубарова<sup>2</sup>

<sup>1,2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра метеорологии и климатологии

<sup>1</sup>Бакалавр; e-mail: nial.03@mail.ru

<sup>2</sup>Проф., д-р геогр. наук; e-mail: natalia.chubarova@gmail.com

Газово-аэрозольный состав атмосферы определяет особенности радиационного баланса в атмосфере и связанные с этим климатические изменения. В исследовании обсуждаются антропогенно обусловленные вариации содержания важнейших парниковых газов (углекислого газа ( $\text{CO}_2$ ), озона ( $\text{O}_3$ )), а также атмосферного аэрозоля. Приводятся оценки их радиационного воздействия (форсинга,  $RF$ ) в различных геофизических условиях. На основе современной радиационной модели ECRAD оценивались величины  $RF$  рассматриваемых антропогенных примесей за последние 20 лет относительно их доиндустриального уровня для разных сезонов года на примере московского региона. Определены особенности вертикальных профилей радиационного воздействия в коротковолновом и длинноволновом спектральных диапазонах и их величины на нижней (НГА) и верхней границах атмосферы (ВГА) в зависимости от высоты Солнца и альбедо поверхности при учете сезонных вариаций концентраций примесей и без их учета. Для теплого периода при низком альбедо поверхности общее антропогенное радиационное воздействие ( $RF^{Total}$ ) с учетом сезонных вариаций всех рассматриваемых примесей отрицательно, в целом составляет  $-8,33 \text{ Вт/м}^2$  на НГА и  $-1,35 \text{ Вт/м}^2$  на ВГА. Существенную роль в отрицательном радиационном воздействии играет характерный для умеренных широт слабопоглощающий аэрозоль. В холодный период года  $RF^{Total}$  составляет  $-0,08 \text{ Вт/м}^2$  на НГА и  $+0,38 \text{ Вт/м}^2$  на ВГА. Положительная величина общего  $RF$  на ВГА формируется за счет положительного радиационного воздействия аэрозоля из-за его поглощательных свойств и влияния высокого альбедо снежной поверхности, а также за счет положительного  $RF$  углекислого газа. Обнаружена нелинейная зависимость величин радиационного воздействия рассматриваемых примесей от высоты Солнца и альбедо поверхности. Изменение скорости радиационного нагрева ( $\Delta HR$ ) за счет антропогенных изменений парниковых газов и аэрозоля на ВГА закономерно отрицательна в оба сезона года. В то же время эта величина положительна на НГА (порядка  $0,45 \text{ К/сут.}$  в теплый и  $0,25 \text{ К/сут.}$  в холодный сезоны), главным образом, за счет небольшого поглощения аэрозолем в нижних слоях тропосферы. При этом скорость радиационного нагрева за счет  $\text{CO}_2$  положительна, но невелика.

**Ключевые слова:** радиационное воздействие, климатические изменения, радиационный форсинг, модель ECRAD, радиационный баланс, скорость радиационного нагрева, аэрозоль, углекислый газ, озон

DOI: 10.55959/MSU0579-9414.5.79.6.2

## ВВЕДЕНИЕ

Географическое распределение и трансформация радиационного баланса в атмосфере Земли определяет основные закономерности преобразования энергетических потоков в климатической системе. В безоблачных условиях атмосферная радиация в коротковолновом спектральном диапазоне определяется астрономическими факторами, главным из которых является положение Солнца. Кроме того, большую роль играет газово-аэрозольный состав атмосферы и отражающие свойства подстилающей поверхности. В длинноволновом диапазоне спектра на излучение оказывает влияние газовое поглощение, а также температурный профиль атмосферы.

Воздействие аэрозоля на тепловую радиацию играет существенно меньшую роль.

Наблюдающиеся изменения климата во многом определяются увеличивающимися выбросами в атмосферу различных парниковых газов, важнейшими из которых является углекислый газ [IPCC, 2022], время жизни которого составляют десятилетия. Парниковые газы за счет интенсивного поглощения и переизлучения сильно трансформируют тепловое излучение, приводя к увеличению температуры в тропосфере и ее уменьшению в стратосфере. В конце XX в. возникла проблема резкого сокращения общего содержания озона, который наряду с его влиянием на ультрафиолетовую радиацию также

является парниковым газом. Для решения этой проблемы в 1987 г. был подписан Монреальский протокол, дополненный впоследствии большим числом соглашений [Монреальский..., 2023]. Выбросы антропогенного аэрозоля и его предшественников также оказывают большое влияние на радиационный режим атмосферы и климатические изменения [IPCC, 2022; IPCC, 2013]. Слабопоглощающий антропогенный аэрозоль, который доминирует в атмосфере, эффективно рассеивает солнечную коротковолновую радиацию, увеличивая долю рассеянной радиации в верхней полусфере и тем самым уменьшая коротковолновый баланс у поверхности Земли. Таким образом, парниковые газы и аэрозоль являются важнейшими компонентами атмосферы, которые влияют на изменчивость атмосферной радиации, а увеличение их концентрации вследствие антропогенной деятельности может заметным образом повлиять на климат. В то же время изменение полного радиационного баланса зависит от геофизических условий, главными из которых являются высота Солнца, вертикальные профили температуры и влажности, альбедо поверхности в коротковолновом диапазоне спектра.

Средние глобальные модельные оценки радиационного воздействия, или форсинга ( $RF$ ), были представлены в отчетных докладах IPCC [IPCC, 2013; IPCC, 2022]. По последним данным [IPCC, 2022], среднее глобальное антропогенное радиационное воздействие на ВГА составляет  $RF^{Total} = 2,72 \text{ Вт/м}^2$ . При этом воздействие  $\text{CO}_2$  оценивается в  $2,16 \text{ Вт/м}^2$ , влияние  $\text{O}_3$  – около  $0,47 \text{ Вт/м}^2$ , а аэрозольное воздействие только за счет процессов рассеяния и поглощения составляет  $-0,22 \text{ Вт/м}^2$ . По данным российской климатической модели ИВМ РАН [Володин, Кострыкин, 2016], глобальное радиационное воздействие антропогенного аэрозоля оцениваются в  $-0,7 \text{ Вт/м}^2$  для НГА и до  $-2 \text{ Вт/м}^2$  для ВГА. Однако наблюдается довольно большая географическая изменчивость оценок вплоть до изменения знака этих величин. В то же время в исследованиях не приводится детальный анализ оценок радиационного воздействия и его зависимости от различных факторов, а в климатических моделях радиационный блок часто довольно сильно упрощен вследствие высоких затрат машинного времени.

В работе [Тимофеев и др., 2019] проводится анализ антропогенного радиационного воздействия (форсинга)  $\text{CO}_2$  для различных климатических моделей атмосферы Земли и с разделением на теплый и холодный сезоны. Так, для средних широт даны оценки воздействия  $\text{CO}_2$  на уходящую длинноволновую радиацию на ВГА, которые составляют около  $-1,47 \text{ Вт/м}^2$  и  $-1,24 \text{ Вт/м}^2$  для лета и зимы соответственно. Работа [Heald, 2014] посвящена

оценкам различий между прямым аэрозольным эффектом и антропогенным воздействием, их пространственному распределению. В статье [Iacono et al., 2008] представлены значения  $RF$ , а также изменения скоростей нагрева для парниковых газов с использованием различных моделей (RRTMG, LBLRTM) для трех уровней в атмосфере. В работе [Myhre et al., 2017] анализируется совокупное радиационное антропогенное воздействие  $\text{O}_3$  и аэрозоля за 1990–2015 гг., согласно которым оно составляет  $0,17 \pm 0,08 \text{ Вт/м}^2$ . Работа [Chen et al., 2007] посвящена будущим изменениям прямого радиационного воздействия аэрозолей, тропосферного озона и долгоживущих парниковых газов.

В последнее время появилась возможность оценить радиационные эффекты газов и аэрозолей с использованием современной радиационной модели ECRAD [Hogan, Bozzo, 2018], которая позволяет с высокой точностью рассчитывать радиацию в коротковолновом и длинноволновом диапазонах спектра. В настоящее время имеется ряд работ, которые используют ECRAD в автономном режиме. Статьи [Ren et al., 2022; Röttenbacher et al., 2024] посвящены расчетам облачных радиационных свойств, в статье [Ohneiser, 2023] анализируется влияние дымового аэрозоля от лесных пожаров. Однако детальных исследований радиационных воздействий газов и аэрозолей для ясного неба с учетом сезонной изменчивости, а также их зависимостей от различных геофизических факторов не проводилось.

Таким образом, в задачу нашего исследования входили региональные оценки радиационного воздействия парниковых газов (на примере углекислого газа и озона) и тропосферного аэрозоля на коротковолновую и длинноволновую радиацию на верхней (ВГА) и нижней (НГА) границах атмосферы и определения изменения скорости радиационного нагрева за счет этих факторов с использованием современной модели ECRAD.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для выявления наиболее выраженного влияния антропогенного загрязнения на радиационное воздействие рассмотрен район Московской агломерации с населением свыше 13 млн человек. Из парниковых газов был выбран углекислый газ, поскольку именно для него наблюдаются самые значительные положительные тренды и самое высокое значение среднеглобального радиационного воздействия [IPCC, 2022]. Кроме того, рассматривался озон – другой парниковый газ, концентрации которого в стратосфере в последние десятилетия заметно уменьшались, и восстановление которого в будущем может заметно усилить потепление климата. При этом мы не рассматривали изменения

тропосферного озона, поведение которого в силу его высокой химической активности существенно изменяется, и для данного региона его отчетливых трендов не наблюдается. Анализировался также тропосферный аэрозоль, который также является фактором, способствующим уменьшению радиационного воздействия парниковых газов [IPCC 2013; Heald, 2014].

Для исследования радиационного воздействия парниковых газов и аэрозолей была использована современная радиационная модель ECRAD [Hogan, Bozzo, 2018], которая была реализована в автономном режиме [ECMWF..., 2023]. Благодаря гибкой и настраиваемой структуре, ECRAD удобно использовать для оценки влияния отдельных атмосферных переменных на атмосферную радиацию при различных геофизических условиях. ECRAD состоит из совокупности связанных между собой оптических модулей и вычислительного алгоритма (в работе использован RRTM-G), реализованных на языке FORTRAN 2003 [Hogan, 2022]. Алгоритм считывает конфигурационный файл, который определяет все параметры расчетов, и вычисляет полусферические плотности потоков излучения в коротковолновом (SW: 0,2–12,2 мкм) и длинноволновом (LW: 3,08–1000 мкм) спектральных диапазонах.

Для настройки модели в условиях Московского региона были подготовлены входные данные, которые включали в себя метеорологические параметры (температура воздуха, удельное содержание водяного пара, температура поверхности, массовая доля  $O_3$ ) из реанализа ERA5 [Hersbach et al., 2020]. В качестве объемных долей газовых составляющих ( $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $N_2O$ , CFC-11, CFC-12,  $O_3$ ) были использованы средние зональные данные для каждого месяца по IFS Cycle 46R1 [Section..., 2023]. Для климатической оценки радиации в со-

временную эпоху использовались среднемесячные данные, которые были усреднены за 20-летний период (2003–2023) для Московского региона и непосредственно для метеорологической обсерватории Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова (МО МГУ) (координаты МО МГУ: 55,71° с. ш., 37,52° в. д.) (табл. 1). При сравнении с данными измерений в МО МГУ [Чубарова и др., 2014; Горбаренко, 2022] отмечено удовлетворительное согласие этих характеристик. Аэрозольные данные, которые включали в себя массовые доли пяти видов тропосферных аэрозолей (морская соль, пыль, органический, сульфатный аэрозоли и черный углерод), были взяты по данным реанализа CAMS [Innes, 2019]. Оптические свойства аэрозоля (массовый коэффициент ослабления, альbedo однократного рассеяния, фактор асимметрии индикатрисы рассеяния) задавались в каждом спектральном диапазоне по данным многомерных таблиц IFS 45R1 [Remy et al., 2019]. При этом оптические параметры задавались при фиксированной относительной влажности в диапазоне 60–70%, поскольку предварительные расчеты показали неверные значения оптических свойств аэрозолей при использовании реальных данных по влажности. Оптические и радиационные параметры аэрозолей для длины волны 550 нм представлены в (табл. 1, 2). Для выявления особенностей влияния высоких значений альbedo подстилающей поверхности и контрастных значений температуры и влагосодержания результаты анализировались отдельно для теплого (с июня по август) и холодного периодов (с декабря по март). Все переменные были линейно интерполированы в единую пространственную сетку 0,25×0,25° для 37 модельных уровней давления. Вертикальные профили основных атмосферных параметров для холодного и теплого периодов показаны на рис. 1.

Таблица 1

**Средние метеорологические характеристики, содержание газов в столбе атмосферы и их приземные концентрации для холодного и теплого периодов за 20 лет (2003–2023) для территории метеорологической обсерватории МГУ**

| Параметр                                                                     | Теплый период | Холодный период |
|------------------------------------------------------------------------------|---------------|-----------------|
| Влагосодержание в столбе атмосферы (ERA5), кг/м <sup>2</sup>                 | 25,4          | 7,6             |
| Температура воздуха у поверхности (ERA5), °C                                 | 18,8          | –5,8            |
| Содержание $O_3$ в столбе атмосферы (по спутниковым данным OMI), ед. Добсона | 320,98        | 345,22          |
| Объемное отношение смеси $CO_2$ у поверхности (IFS 46R1), ppm                | 383,6         | 392,5           |
| АОТ для длины волны 550 нм в столбе атмосферы (CAMS)                         | 0,25 (0,202)* | 0,083 (0,105)*  |
| Волновой параметр Ангстрема (CAMS)                                           | 1,39          | 1,26            |

Примечание. \* В скобках даны данные измерений сети AERONET.

Таблица 2

Оптические параметры аэрозолей (для длины волны 550 нм), использованные из реанализа CAMS по IFS Cycle 45R1 [Remy et al., 2019]

| Тип аэрозоля                 | Массовый коэффициент<br>ослабления, м²/кг |         |        | Альбе́до однократного<br>рассеяния (SSA) |         |        | Фактор асимметрии<br>индикатрисы рассеяния |         |        |
|------------------------------|-------------------------------------------|---------|--------|------------------------------------------|---------|--------|--------------------------------------------|---------|--------|
| Органический<br>гидрофильный | 4795                                      |         |        | 0,937                                    |         |        | 0,679                                      |         |        |
| Органический гидрофобный     | 3331,7                                    |         |        | 0,909                                    |         |        | 0,634                                      |         |        |
| Сульфатный                   | 7695,5                                    |         |        | 1                                        |         |        | 0,682                                      |         |        |
|                              | Диапазон размеров частиц, мкм             |         |        |                                          |         |        |                                            |         |        |
|                              | 0,03–0,5                                  | 0,5–5   | 0,5–20 | 0,03–0,5                                 | 0,5–5   | 0,5–20 | 0,03–0,5                                   | 0,5–5   | 0,5–20 |
| Морской солевой              | 2945,8                                    | 379,9   | 105,9  | 1                                        | 1       | 1      | 0,778                                      | 0,804   | 0,847  |
|                              | Диапазон размеров частиц, мкм             |         |        |                                          |         |        |                                            |         |        |
|                              | 0,03–0,5                                  | 0,5–0,9 | 0,9–20 | 0,03–0,5                                 | 0,5–0,9 | 0,9–20 | 0,03–0,5                                   | 0,5–0,9 | 0,9–20 |
| Пылевой                      | 2539,6                                    | 943,9   | 411,6  | 0,986                                    | 0,961   | 0,931  | 0,627                                      | 0,664   | 0,757  |
| Черный углерод               | 9412,3                                    |         |        | 0,206                                    |         |        | 0,335                                      |         |        |

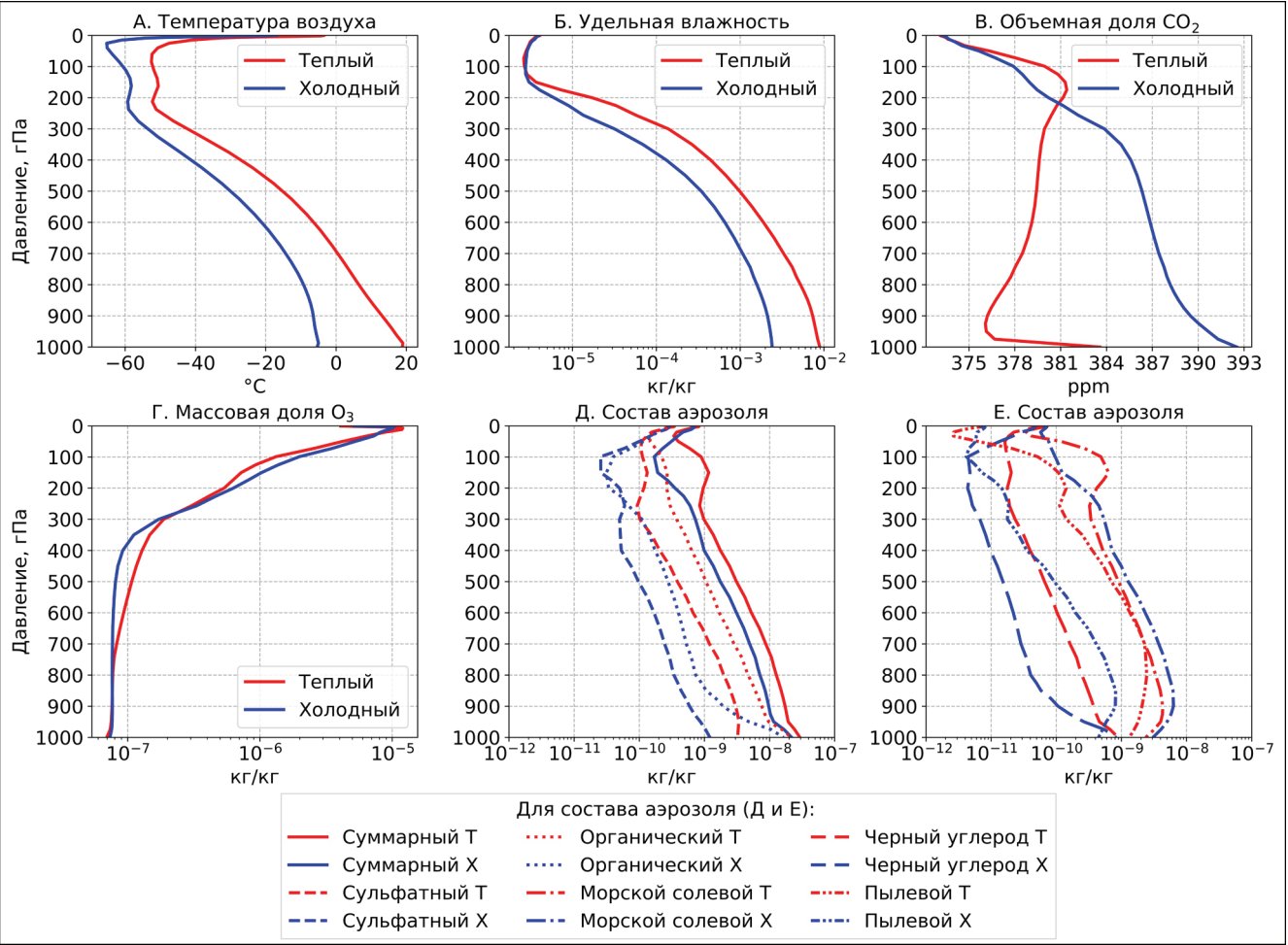


Рис. 1. Вертикальные профили основных атмосферных параметров для осредненного периода 2003–2023 гг. в холодный (Х) и теплый (Т) сезоны: А – температура воздуха; Б – удельная влажность; В – объемное отношение смеси; Г – массовая доля  $O_3$ ; Д – массовая доля главных и Е – второстепенных компонентов аэрозоля. Графики представлены для МО МГУ

Fig. 1. Vertical profiles of the main atmospheric parameters for the average period 2003–2023 in the cold (X) and warm (T) seasons: A – air temperature; Б – specific humidity; В – volume mixing ratio of carbon dioxide; Г – mass mixing ratio of the  $O_3$ ; Д – mass mixing ratio of the main and Е – secondary components of the aerosol. Plots are presented for MO MSU

По данным CAMS стоит отметить преобладающую роль органического аэрозоля (около 56%) в ослаблении радиации в оба сезона. Основными источниками органического аэрозоля антропогенного происхождения в Москве являются продукты выбросов от автомобилей и промышленных предприятий. Доля в суммарной аэрозольной оптической толщине (AOT) сульфатного аэрозоля, который доминировал до перехода на более чистое топливо в 1990-е гг., составляет 23% в холодный и 31% в теплый период. В холодный период из-за большего содержания солевой морской фракции (11% в холодный и 3% в теплый период), аэрозоль несколько крупнее, что отражается в меньших величинах волнового показателя Ангстрема. Отметим, что черный углерод по данным CAMS для московского региона составляет порядка 6–7%, что близко к величинам, полученным по данным непосредственных измерений [Chubarova et al., 2022] и позволяет говорить о надежном получении значения альbedo однократного рассеяния (SSA).

Для оценки радиационного воздействия  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_3$  и аэрозоля расчеты проводились для диапазонов реальной изменчивости того или иного параметра. В частности, диапазон изменения приземной концентрации  $\text{CO}_2$  составлял от 280 до 450 ppm с шагом в 1 ppm, изменение интегрального содержания  $\text{O}_3$  варьировало от 200 до 400 ед. Добсона с шагом 2 ед. Добсона, диапазон изменения AOT 550 нм задавался от 0,01 до 1 с шагом 0,01 при неизменной форме вертикального профиля. При этом не изменялся состав аэрозоля и, следовательно, его оптические характеристики в связи с отсутствием достоверных и полных данных о распределении состава аэрозоля в доиндустриальный период. В будущем мы планируем оценить чувствительность оценок радиационного воздействия к возможной изменчивости аэрозольного состава в доиндустриальную эпоху.

Вычисления проводились для широкого диапазона геофизических параметров: высота Солнца ( $h$ ) изменялась от 2 до 60° с шагом 2°, альbedo поверхности ( $A$ ) от 0,1 до 1 с шагом 0,1. Кроме того, анализировались результаты расчетов для медианных полуденных значений высот Солнца за теплый (54,89°) и холодный (12,63°) периоды. Альbedo поверхности задавалось равным  $A = 0,63$  в холодный период и  $A = 0,2$  – в теплый период в соответствии с данными многолетних измерений [Чубарова и др., 2014]. Внеатмосферная солнечная радиация вычислялась относительно солнечной постоянной 1361 Вт/м<sup>2</sup> [Prša et al., 2016] с учетом поправки на эллиптичность земной орбиты. Ее медианная величина для теплого периода составила 1319,7 и 1405,9 Вт/м<sup>2</sup> – для холодного. Значение длинноволновой излучательной способности для всех расчетов было выбрано

0,98, которое соответствует суглинистой почве и травяному покрову согласно [Тимофеев, Васильев, 2003]. Спектральный ход альbedo подстилающей поверхности при расчетах не учитывался. Стоит отметить, что учет зависимости альbedo от длины волны не вносит заметную ошибку по сравнению с другими факторами и погрешностью метода.

Согласно [IPCC, 2013], значения радиационного воздействия антропогенных примесей определяется как разница соответствующих компонентов радиационного баланса в коротковолновом, длинноволновом и во всем спектральном диапазоне ( $SW$ ,  $LW$ ,  $Total$ ) между современным (modern) и доиндустриальным (Pre-ind) их содержанием:

$$RF^{SW, LW, Total} = F_{modern}^{SW, LW, Total} - F_{Pre-ind}^{SW, LW, Total} \quad (1)$$

Эти величины анализировались на верхней (0 гПа) и нижней (1013 гПа) модельных границах атмосферы, а также рассматривались профили  $RF$  при различных геофизических условиях согласно расчетам по модели ECRAD. Проводился анализ  $RF$  при учете сезонных изменений содержания  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_3$  и аэрозоля в современных и доиндустриальных условиях холодного и теплого периодов. В качестве аэрозольного параметра использовались данные по AOT, как наиболее значимой характеристики для оценки его содержания. Спектральный ход AOT учитывался с помощью волнового экспонента Ангстрема.

В качестве современных данных по среднегодовому содержанию  $\text{CO}_2$  в работе взяты средние многолетние значения измерений для условий Москвы за первое десятилетие XXI в. с приземным отношением смеси, равным 393 ppm [Чубарова и др., 2014]. Для учета сезонных вариаций использовались величины 383 ppm для теплого и 402 ppm для холодного периодов. Для озона современное содержание задавалось по среднемесячным значениям, полученным по спутниковым данным OMI за 2003–2023 гг.: для холодного периода величина составила 345 ед. Добсона, для теплого периода – 321 ед. Добсона. При вычислениях без учета сезонных вариаций примесей выбрано примерно среднее значение между сезонами – 334 ед. Добсона. Для оценки аэрозольного влияния задавалось среднее многолетнее значение AOT на длине волны 550 нм, равное 0,19 [Чубарова и др., 2014]. Сезонные вариации задавались по данным реанализа CAMS: соответственно AOT = 0,08 для холодного и AOT = 0,25 для теплого периодов (см. табл. 1). Это удовлетворительно описывает сезонный ход AOT в Московском регионе и примерно соответствует величинам, наблюдающимся по данным многолетних измерений.

Доиндустриальные (Pre-ind) среднегодовые значения для приземного отношения смеси  $\text{CO}_2$  при-

няты равными 280 ppm [IPCC, 2007], содержание  $O_3$  на широте Москвы взято равным 365 ед. Добсона [Austin et al., 2013]. Оценка антропогенной компоненты АОТ была выбрана на основании многолетних спутниковых данных MODIS в московском регионе. Она определялась по разнице АОТ в Москве и величиной 5% квантиля АОТ по всему Московскому региону, которая наблюдалась на его северо-западе, в чистом районе Подмосквья. Эта величина составляет 0,08 и соответственно фоновые среднегодовые значения АОТ равны 0,11 [Климат Москвы..., 2017]. Оценка особенностей радиационного воздействия с учетом сезонного хода составила соответственно значения АОТ, равное 0,25 в современную и 0,17 в доиндустриальную эпохи в теплый период. Для холодного периода в связи с практически полным отсутствием данных спутниковых измерений и их большими погрешностями использовались средние различия АОТ, составившие 0,03 по данным AERONET между Москвой и Звенигородом, расположенном на западе Подмосквья в чистом, удаленном от городских загрязнений месте [Chubarova et al., 2011]. Соответственно, доиндустриальная величина АОТ составила 0,05. Эта оценка соответствует АОТ в холодный период года в умеренных широтах Северного полушария и в других чистых регионах, согласно данным AERONET [AERONET..., 2023]. Для  $CO_2$  межсезонные различия не вводились, поскольку концентрация мало изменчива и недоста-

точно изучена. Для доиндустриальных значений  $O_3$  сезонные различия определялись по относительным отклонениям содержания от среднегодовых значений по спутниковым данным за период 2003–2023 гг. Соответственно, получены значения: 358 ед. Добсона для теплого и 385 ед. Добсона для холодного сезонов.

Дополнительно были рассчитаны скорости радиационного нагрева ( $HR$ ), которые определялись через радиационный баланс ( $F^{Total}$ ) по формуле:

$$HR = \left( \frac{\partial T}{\partial t} \right)_{rad} = - \frac{g}{C_p} \frac{dF^{Total}}{dp}.$$

(2)

По значениям  $HR$  были вычислены изменения скорости радиационного нагрева ( $\Delta HR$ ) под действием изменения радиационного баланса с доиндустриального периода:

$$\Delta HR = HR_{modern} - HR_{Pre-ind}.$$

(3)

Для оценки качества радиационных расчетов по модели ECRAD были проведены сравнения расчетов суммарной радиации с высокоточными численными расчетами по методу Монте-Карло (МК) [Чубарова и др., 1999] при одинаковых внешних параметрах (высота Солнца, альbedo поверхности, влагосодержание атмосферы, интегральное содержание озона) и разном содержании аэрозоля континентального типа. Результаты сравнений показаны на рис. 2.

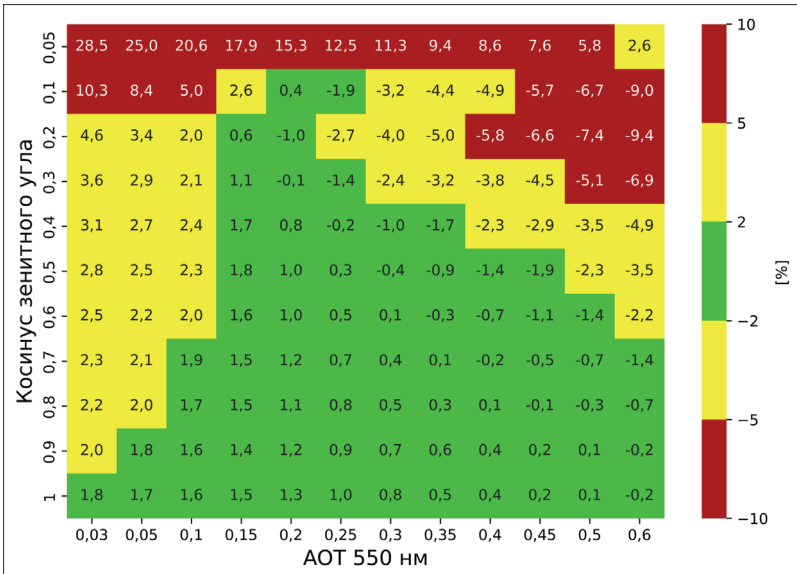


Рис. 2. Относительная разница в величинах суммарной коротковолновой радиации у поверхности Земли между расчетами методом Монте-Карло и по модели ECRAD для разных аэрозольных оптических толщин и косинусов зенитного угла Солнца. Вычисления проведены для влагосодержания атмосферы 19,6 кг/м<sup>2</sup>; SSA = 0,9; интегрального содержания  $O_3$  – 330 ед. Добсона, объемного отношения смеси  $CO_2$  – 380 ppm

Fig. 2. The relative difference in the values of the Global radiation at the BOA between calculations using the Monte Carlo method and the ECRAD model for different AOT 550 nm and cosines of the Sun zenith angle. Calculations were performed for the following conditions: precipitable water: 19,6 kg/m<sup>2</sup>, SSA = 0,9, integral  $O_3$  content: 330 DU,  $CO_2$  volume mixing ratio: 380 ppm

Стоит отметить хорошее согласие двух моделей для широкого диапазона высот Солнца и АОТ: при АОТ от 0,05 до 0,3 и высотах Солнца ( $h > 6^\circ$ ), соответствующих косинусу зенитного угла Солнца  $\cos(Z) > 0,1$ , относительная погрешность в большинстве значений не превышает 2%. Это сравнение гарантирует приемлемую точность вычислений ECRAD в данном диапазоне высот Солнца и АОТ 550 нм. Однако по сравнению с высокоточным методом Монте-Карло ECRAD существенно занижает аэрозольные эффекты при низких высотах солнца ( $\cos(Z) < 0,1$ ,  $h < 6^\circ$ ), а также при больших значениях АОТ 550 нм ( $> 0,3$ ).

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Рассмотрим результаты радиационных расчетов антропогенного радиационного воздействия, выполненных с помощью модели ECRAD, с учетом сезонных изменений концентраций рассматриваемых компонентов и для среднегодовых значений в осредненных условиях теплого и холодного периодов. Рассмотрим и проанализируем вначале вертикальные профили радиационного воздействия с учетом сезонного хода концентраций  $\text{CO}_2$ , интегрального содержания  $\text{O}_3$  и АОТ для коротковолнового, длинноволнового диапазона спектра и во всем спектральном диапазоне (рис. 3).

Рассмотрим вначале антропогенное радиационное воздействие ( $RF$ ) за счет  $\text{CO}_2$  (см. рис. 3, I). Углекислый газ активно поглощает и переизлучает длинноволновое излучение в полосах поглощения 10,6 и 15 мкм, что определяет его парниковые свойства. Также  $\text{CO}_2$  поглощает солнечную радиацию и в ближнем ИК-диапазоне на 4,3 мкм, однако не так интенсивно [Тимофеев и др., 2019]. Стоит отметить, что для холодного сезона характерно более выраженное положительное радиационное воздействие  $\text{CO}_2$  во всем спектральном диапазоне ( $RF^{Total}$ ) от поверхности до высоты 600 гПа, составляющее 1,2–2 Вт/м<sup>2</sup> (см. рис. 3, IB), что связано с меньшим ослаблением за счет поглощения солнечной радиации при низкой высоте Солнца (около –0,06 Вт/м<sup>2</sup>) и более эффективным излучением в длинноволновом диапазоне (см. рис. 3, IB). В некоторой степени это определяется и несколько большими значениями отношения смеси у поверхности, чем в теплый период, а также особенностями профиля  $\text{CO}_2$  в приземном слое (см. рис. 1). В стратосфере наблюдается максимум радиационного выхолаживания  $\Delta HR$ , который составляет –1,01 К/сут. для теплого и –0,97 К/сут. для холодного периодов. В то же время у поверхности наблюдается небольшой радиационный нагрев (в холодный период около 0,02 К/сут., в теплый – порядка 0,034 К/сут.) (см. рис. 3, IG).

Озон является также парниковым газом и поглощает тепловое излучение главным образом вблизи 9,6 мкм. Большее влияние оказывает поглощение  $\text{O}_3$  солнечной радиации в УФ-С и УФ-В областях спектра в полосах Хартли и Хюггинса, а также в видимом диапазоне (полоса поглощения Шаппюи). На графиках видно значительно большее влияние  $\text{O}_3$  на коротковолновую радиацию, при этом величина  $RF^{Total}$  положительна на НГА и отрицательна на ВГА для обоих периодов (см. рис. 3, II). Это происходит из-за антропогенного уменьшения концентрации стратосферного озона, в связи с чем происходит увеличение нисходящей солнечной радиации к поверхности Земли и рост  $RF$  в коротковолновом диапазоне ( $RF^{SW}$ ) у поверхности. В стратосфере в связи с уменьшением концентрации парникового газа наблюдается отрицательное радиационное воздействие в длинноволновом диапазоне спектра ( $RF^{LW}$ ). В целом на ВГА отмечается отрицательная величина  $RF^{Total}$  для всего года, но в холодный период  $RF^{Total}$  несколько больше по модулю (–1,47 для холодного и –1,22 Вт/м<sup>2</sup> для теплого периодов), что может быть объяснено высоким значением альбедо поверхности и его влиянием на коротковолновый диапазон спектра. Изменение в радиационном воздействии также определяет и относительно высокие значения скоростей радиационного охлаждения ( $\Delta HR$ ) в стратосфере (около –1,77 и –0,6 К/сут. соответственно для теплого и холодного периодов).

Слабопоглощающий антропогенный аэрозоль эффективно ослабляет солнечную коротковолновую радиацию, главным образом, за счет рассеяния, что определяет преобладающее отрицательное радиационное антропогенное воздействие в коротковолновом диапазоне спектра на НГА (порядка –10 для теплого и –1,62 Вт/м<sup>2</sup> для холодного периодов). В холодный период  $RF^{Total}$  за счет аэрозоля гораздо ниже, что связано с малой высотой Солнца, более низким значением антропогенного АОТ (0,03) и высоким альбедо поверхности. Отметим, что из-за высокого альбедо в холодный сезон на ВГА наблюдается слабое положительное радиационное воздействие (0,67 Вт/м<sup>2</sup>), в то время как в теплый период величина  $RF^{Total}$  на ВГА отрицательна (–1,36 Вт/м<sup>2</sup>). Радиационное воздействие, связанное с аэрозолем, заметно влияет на скорость нагрева приземной тропосферы – около 0,23 К/сут. для холодного и 0,41 К/сут. для теплого сезонов.

Значения  $RF$  с учетом сезонных вариаций для ВГА и на НГА отдельно для газов и аэрозоля и для их общего действия в коротковолновом и длинноволновом диапазоне спектра, а также изменение скоростей радиационного нагрева даны в табл. 3. Суммируя влияние всех трех факторов, следует заметить, что для Московского региона антропогенное радиационное воздействие ( $RF^{Total}$ ) отрицательно у поверхности для

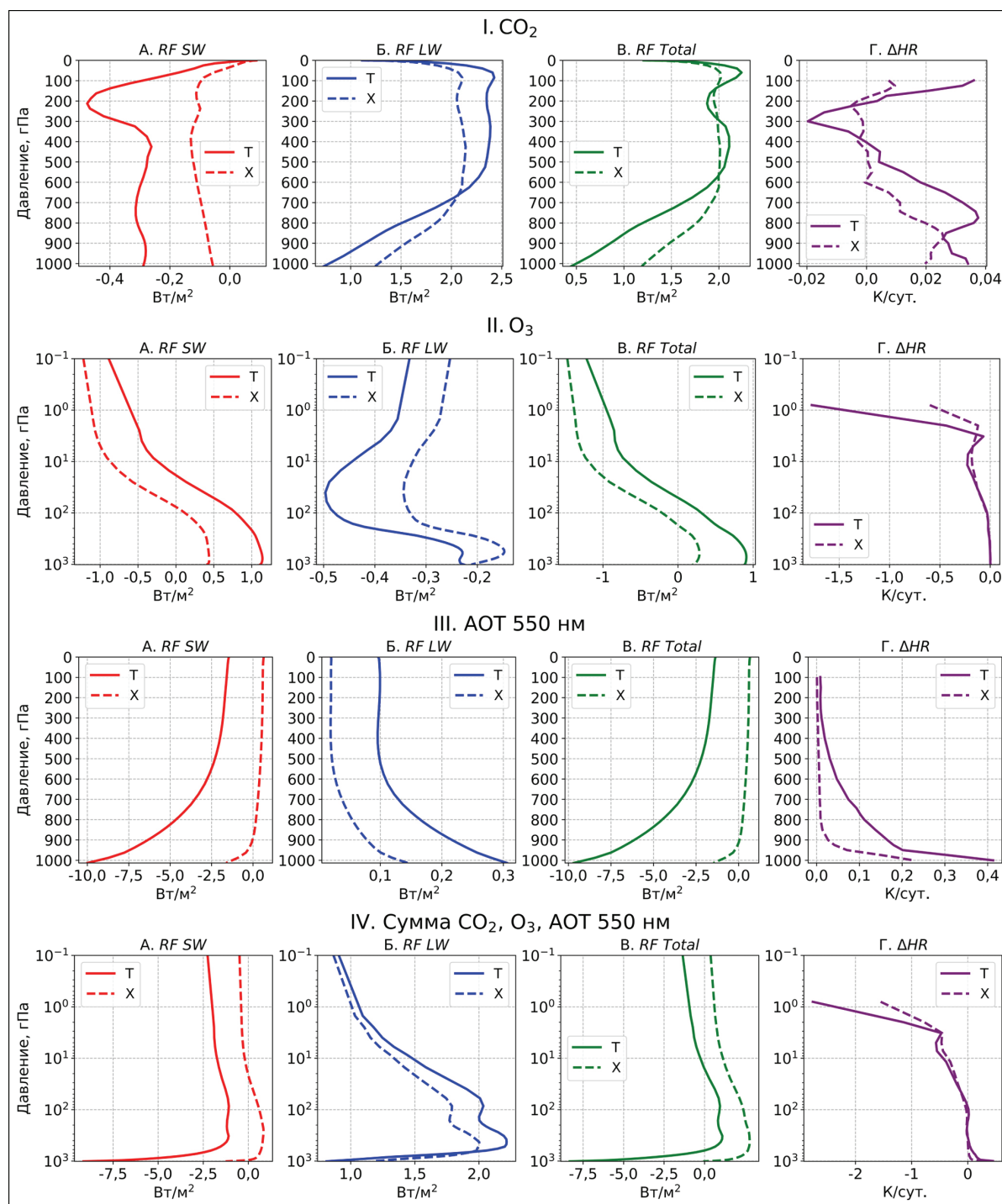


Рис. 3. Вертикальные профили антропогенных радиационных воздействий  $RF^{SW, LW, Total}$  за счет  $CO_2$  (I),  $O_3$  (II), AOT 550 нм (III) и совокупного влияния данных факторов (IV) в коротковолновом (А), длинноволновом (Б) и во всем спектральном диапазоне (В), а также на скорость радиационного нагрева ( $\Delta HR$ ) (Г) с учетом сезонных вариаций примесей по данным расчетов модели ECRAD для МО МГУ в теплый (Т) и холодный (Х) сезоны.

Приземные концентрации  $CO_2$  для теплого сезона – 383 и 280 ppm; для холодного сезона – 402 и 280 ppm; интегральное содержание  $O_3$  для теплого сезона – 321 и 358 ед. Добсона; для холодного сезона – 345 и 385 ед. Добсона; значение AOT 550 нм для теплого сезона – 0,25 и 0,17; для холодного сезона – 0,08 и 0,05 для современных и доиндустриальных условий соответственно

Fig. 3. Vertical profiles of anthropogenic radiative forcing (RF) of  $CO_2$  (I),  $O_3$  (II), AOT 550 nm (III) and cumulative effect of this factors (IV) in (A) shortwave, (Б) longwave, and in the entire spectral range (B), on the heating rate (Г), taking into account seasonal variations in  $CO_2$  concentration according to calculations of the ECRAD model for MO MSU in the cold (X) and warm (T) seasons. Surface  $CO_2$  mixing ratio for the warm season: 383 and 280 ppm, for the cold season: 402 and 280 ppm; integral content of  $O_3$  for the warm season: 321 and 358 DU; for the cold season: 345 and 385 DU; value of AOT 550 nm for the warm season: 0,25 and 0,17; for the cold season: 0,08 and 0,05 for modern and pre-industrial conditions, respectively

теплого сезона ( $-8,33 \text{ Вт/м}^2$ ) и слабо отрицательно для холодного периода ( $-0,08 \text{ Вт/м}^2$ ). Для теплого сезона определяющее влияние на приземный и стратосферный  $RF^{Total}$  в городских условиях оказывает антропогенное увеличение АОТ в атмосфере, воздействие которого на НГА на порядок больше  $\text{CO}_2$  и  $\text{O}_3$ . Для холодного периода важным фактором приземного  $RF^{Total}$  является антропогенное увеличение  $\text{CO}_2$ , а на ВГА – уменьшение содержания  $\text{O}_3$ , при этом аэрозольное воздействие на ВГА оценивается как второстепенное. В результате суммарного антропогенного воздействия скорость радиационного нагрева в приземной тропосфере увеличивается на  $0,45 \text{ К/сут.}$  для теплого и  $0,25 \text{ К/сут.}$  для холодного сезонов. В то же время в

стратосфере наблюдается сильное радиационное выхолаживание до  $-2,76 \text{ К/сут.}$  для теплого и  $-1,55 \text{ К/сут.}$  для холодного периодов, главным образом, за счет уменьшения переизлучения длинноволновой радиации из-за уменьшения концентрации стратосферного озона.

В табл. 4 приведены аналогичные расчеты, что и в табл. 3, но при использовании среднегодовых значений для современного и доиндустриального периодов. Хорошо видно, что в целом знаки величин радиационного воздействия практически везде сохраняются. Наибольшие различия наблюдаются для аэрозоля, эффекты которого по модулю заметно выше в холодный период и ниже в теплый за счет учета сезонности АОТ.

Таблица 3

**Значения антропогенного радиационного воздействия ( $RF$ ) на коротковолновую и длинноволновую радиацию и на весь спектральный диапазон ( $SW$ ,  $LW$ ,  $Total$ ), а также изменение скорости нагрева атмосферы ( $\Delta HR$ ) вследствие антропогенного радиационного воздействия с учетом сезонного хода антропогенных изменений примесей**

| Фактор             | $RF$ для коротковолнового диапазона, Вт/м² |       | $RF$ для длинноволнового диапазона, Вт/м² |       | $RF$ для всего спектрального диапазона, Вт/м² |       | $\Delta HR$ , К/сут. |        |
|--------------------|--------------------------------------------|-------|-------------------------------------------|-------|-----------------------------------------------|-------|----------------------|--------|
| Для НГА (1013 гПа) |                                            |       |                                           |       |                                               |       |                      |        |
| Период             | Т                                          | Х     | Т                                         | Х     | Т                                             | Х     | Т                    | Х      |
| CO <sub>2</sub>    | -0,29                                      | -0,06 | 0,73                                      | 1,24  | 0,45                                          | 1,19  | 0,034                | 0,020  |
| O <sub>3</sub>     | 1,11                                       | 0,41  | -0,23                                     | -0,21 | 0,89                                          | 0,19  | 0,002                | 0,006  |
| АОТ 550 нм         | -9,99                                      | -1,62 | 0,31                                      | 0,14  | -9,68                                         | -1,48 | 0,413                | 0,227  |
| Сумма              | -9,14                                      | -1,26 | 0,81                                      | 1,18  | -8,33                                         | -0,08 | 0,448                | 0,251  |
| Для ВГА (0 гПа)    |                                            |       |                                           |       |                                               |       |                      |        |
| Период             | Т                                          | Х     | Т                                         | Х     | Т                                             | Х     | Т                    | Х      |
| CO <sub>2</sub>    | 0,08                                       | 0,09  | 1,15                                      | 1,10  | 1,23                                          | 1,20  | -1,013               | -0,970 |
| O <sub>3</sub>     | -0,89                                      | -1,22 | -0,33                                     | -0,25 | -1,22                                         | -1,47 | -1,771               | -0,599 |
| АОТ 550 нм         | -1,46                                      | 0,65  | 0,10                                      | 0,02  | -1,36                                         | 0,67  | 0,021                | 0,015  |
| Сумма              | -2,26                                      | -0,49 | 0,91                                      | 0,87  | -1,35                                         | 0,38  | -2,760               | -1,552 |

Примечание. Получено по данным расчетов модели ECRAD для МО МГУ.

Рассмотрим зависимость радиационных воздействий во всем спектральном диапазоне ( $RF^{Total}$ )  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_3$  и АОТ 550 нм без учета сезонных вариаций их содержания как функцию от высоты Солнца и альбедо поверхности для теплого и холодного сезонов (рис. 4). Это позволит оценить полученные нами ранее величины радиационного воздействия для широкого диапазона этих геофизических факторов. Высота Солнца устанавливалась от  $6^\circ$  до значения, близкого к максимальному полуденному в теплый ( $56^\circ$ ) и холодный ( $16^\circ$ ) периоды для оценки реально возможных изменений антропогенно обусловленного радиационного воздействия при различных геофизических условиях в течение рассматриваемых периодов. Видно, что наблюдается нелинейный характер изменения величины радиационного

воздействия на ВГА и НГА от высоты Солнца и альбедо поверхности. Оно закономерно наиболее сильно выражено для аэрозоля, поскольку эти факторы влияют, главным образом, на коротковолновую радиацию. Хорошо видно как меняется знак радиационного воздействия при увеличении альбедо поверхности и высоты Солнца, которое при больших высотах Солнца уже может наблюдаться при альбедо поверхности  $A = 30\%$ . Минимальное влияние эти факторы оказывают на вариации  $RF^{Total} \text{ CO}_2$ . Для холодного и теплого сезонов характерны в целом похожие закономерности, однако имеется ряд важных количественных различий. В первую очередь стоит отметить преобладание положительных значений  $RF^{Total}$  АОТ для холодного периода и отрицательного – для теплого периода, которые объясняются раз-

лиями в значениях альбеда. Нелинейный отклик  $RF^{Total}$  на изменение высоты Солнца связан с изменением оптической массы атмосферы, а нелинейная связь  $RF^{Total}$  АОТ с альбедо определяется нелинейными эффектами многократного переотражения.

Рассмотрим также изменение радиационного нагрева атмосферы ( $\Delta HR$ ) на НГА и ВГА за счет радиационного воздействия трех рассматриваемых антропогенных факторов в зависимости от высоты Солнца и альбеда поверхности (рис. 5).

Таблица 4

**Значения антропогенного радиационного воздействия ( $RF$ ) на коротковолновую, длинноволновую радиацию и на весь спектральный диапазон ( $SW, LW, Total$ ), а также на изменение скорости нагрева атмосферы ( $\Delta HR$ ) вследствие антропогенного радиационного воздействия для среднегодовых антропогенных изменений примесей**

| Фактор             | $RF$ для коротковолнового диапазона, Вт/м <sup>2</sup> |       | $RF$ для длинноволнового диапазона, Вт/м <sup>2</sup> |       | $RF$ для всего спектрального диапазона, Вт/м <sup>2</sup> |        | $\Delta HR$ , К/сут. |        |
|--------------------|--------------------------------------------------------|-------|-------------------------------------------------------|-------|-----------------------------------------------------------|--------|----------------------|--------|
| Для НГА (1013 гПа) |                                                        |       |                                                       |       |                                                           |        |                      |        |
| Период             | Т                                                      | Х     | Т                                                     | Х     | Т                                                         | Х      | Т                    | Х      |
| CO <sub>2</sub>    | −0,31                                                  | −0,05 | 0,8                                                   | 1,15  | 0,49                                                      | 1,1    | 0,037                | 0,019  |
| O <sub>3</sub>     | 0,94                                                   | 0,29  | −0,19                                                 | −0,17 | 0,75                                                      | 0,12   | 0.001                | 0,009  |
| АОТ 550 нм         | −10,01                                                 | −3,76 | 0,31                                                  | 0,38  | −9,71                                                     | −3,38  | 0,417                | 0,500  |
| Сумма              | −9,36                                                  | −3,50 | 0,92                                                  | 1,38  | −8,45                                                     | −2,13  | 0,453                | 0,524  |
| Для ВГА (0 гПа)    |                                                        |       |                                                       |       |                                                           |        |                      |        |
| Период             | Т                                                      | Х     | Т                                                     | Х     | Т                                                         | Х      | Т                    | Х      |
| CO <sub>2</sub>    | 0,09                                                   | 0,09  | 1,24                                                  | 1,03  | 1,33                                                      | 1,12   | −1,102               | −0,905 |
| O <sub>3</sub>     | −0,73                                                  | −0,94 | −0,27                                                 | −0,20 | −1,00                                                     | −1,140 | −1,457               | −0,482 |
| АОТ 550 нм         | −1,47                                                  | 1,6   | 0,10                                                  | 0,05  | −1,37                                                     | 1,65   | 0,021                | 0,039  |
| Сумма              | −2,11                                                  | 0,73  | 1,06                                                  | 0,88  | −1,04                                                     | 1,61   | −2,536               | −1,346 |

Примечание. Получено по данным расчетов модели ECRAD для МО МГУ.

Хорошо видно, что на ВГА альбеда поверхности практически не влияет на изменение скоростей радиационного нагрева. В то же время наблюдается заметное радиационное выхолаживание стратосферы, которое увеличивается по модулю в зависимости от высоты Солнца: от −1,3 до −2,6 К/сут. для теплого и от −1,1 до −1,47 К/сут. для холодного периода. На нижней границе атмосферы роль альбеда поверхности несколько увеличивается с увеличением высоты Солнца: происходит увеличение скорости радиационного нагрева приземной тропосферы с ростом альбеда поверхности.

Сравним также расчетные оценки  $RF^{Total}$  по модели ECRAD (см. табл. 3) со средними антропогенными  $RF^{Total}$  по земному шару по данным [IPCC, 2022]. Среднее глобальное радиационное воздействие на ВГА за счет CO<sub>2</sub> составляет около 2,16 (от 1,90 до 2,41) Вт/м<sup>2</sup>, в то время как по расчетам в Московском регионе его величина значительно ниже: около 1,2 Вт/м<sup>2</sup> в холодный и 1,23 Вт/м<sup>2</sup> в теплый периоды. Стоит отметить удовлетворительное согласие по  $RF$  в длинноволновом спектре ( $RF^{LW}$ ) на ВГА (1,15 и 1,10 Вт/м<sup>2</sup> для теплого и холодного периодов соответственно) по ECRAD с оценками по [Тимофеев и др.,

2019] для модели атмосферы средних широт, которые составляют для холодного периода 1,47 Вт/м<sup>2</sup> и для теплого периода 1,24 Вт/м<sup>2</sup>. Главным образом, различия в оценках связаны с задаваемыми современными концентрациями CO<sub>2</sub>. Для озона также характерен разный знак  $RF^{Total}$  на ВГА для среднеглобальных оценок (−0,47 Вт/м<sup>2</sup>) и для оценок по ECRAD в Москве (от −1,22 до −1,47 Вт/м<sup>2</sup> для разных сезонов). Это связано с влиянием антропогенного увеличения тропосферного O<sub>3</sub>, радиационное воздействие которого в среднем по земному шару положительно и превышает по модулю отрицательное воздействие антропогенного уменьшения содержания стратосферного O<sub>3</sub>. При этом наибольшие по модулю отрицательные  $RF$  для стратосферного озона смещены к полюсам [Плахина, Махоткина, 2008]. В данной работе приводится оценка антропогенного  $RF$  стратосферного озона. Прямое аэрозольное радиационное воздействие оценивается в среднем по Земле в −0,22 Вт/м<sup>2</sup>, для условий Московской городской атмосферы он равен около −1,36 Вт/м<sup>2</sup> для теплого и +0,67 Вт/м<sup>2</sup> для холодного периодов. Это связано с существенным влиянием антропогенного источника аэрозоля в Москве.

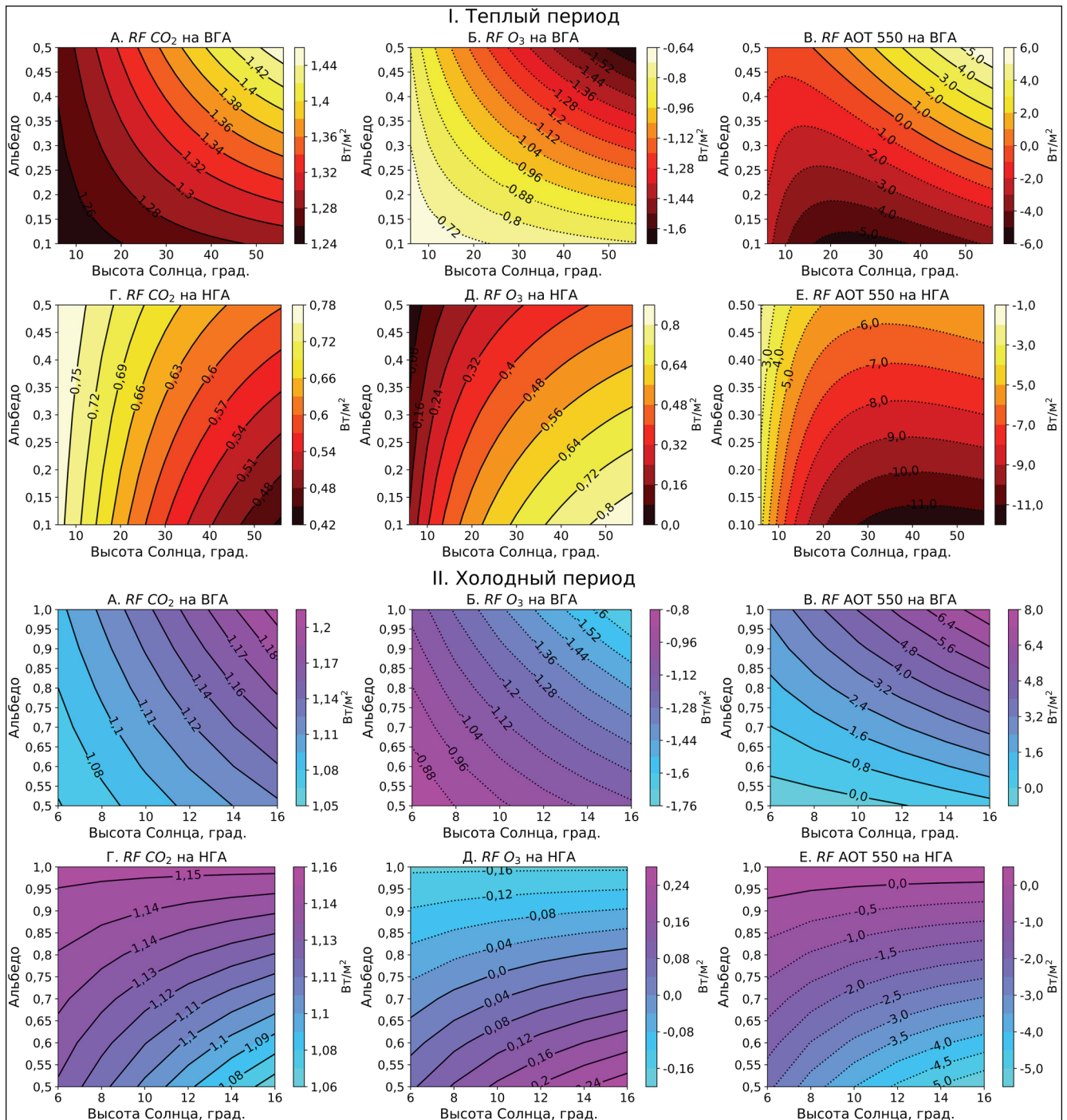


Рис. 4. Радиационное воздействие ( $RF^{total}$ ) на ВГА: А – углекислого газа; Б – озона; В – АОТ 550 нм; на НГА: Г – углекислого газа; Д – озона; Е – АОТ 550 нм; во всем диапазоне спектра при различных значениях альбедо и высоты Солнца для теплого (I) и холодного (II) периодов при среднегодовых значениях концентрации примесей в современный и доиндустриальный периоды. *Источник:* получено по данным расчетов модели ECRAD для МО МГУ

Fig. 4. Radiative forcing ( $RF^{total}$ ) at TOA: А – carbon dioxide; Б – ozone; В – АОТ 550 nm; at BOA: Г – carbon dioxide; Д – ozone; Е – АОТ 550 nm; in the entire spectrum range at different albedo values and solar altitudes for the warm (I) and cold (II) periods at average annual values of impurity concentration in the modern and pre-industrial periods. *Source:* obtained from calculations of the ECRAD model for the Moscow State University

### ВЫВОДЫ

Антропогенное радиационное воздействие углекислого газа во всем спектральном диапазоне положительно и составляет с учетом сезонного хода

концентрации CO<sub>2</sub> около 0,45 Вт/м² в теплый и 1,19 Вт/м² в холодный периоды на НГА и порядка 1,2 Вт/м² – на ВГА. Изменения в скоростях нагрева небольшие у поверхности земли, однако отмечает-

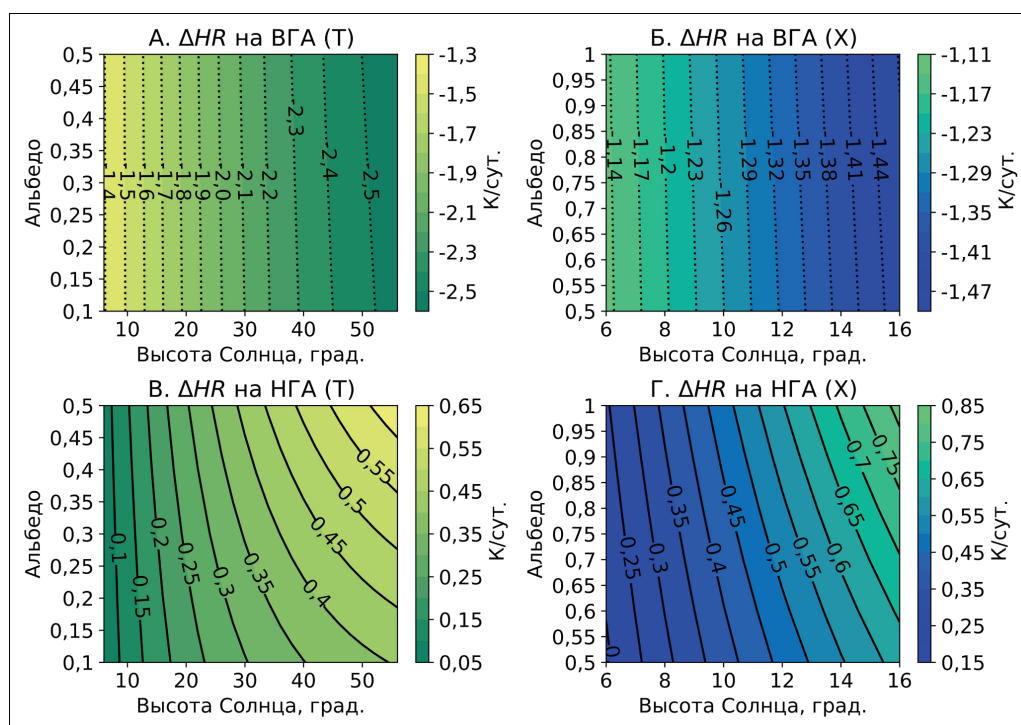


Рис. 5. Изменение скоростей радиационного нагрева ( $\Delta HR$ ) на ВГА в теплый (А) и холодный (Б) периоды; на НГА в теплый (В) и холодный (Г) периоды. Источник: получено по данным модели ECRAD для МО МГУ

Fig. 5. Change in radiative heating rates ( $\Delta HR$ ) on the TOA: for warm (A), for cold periods (B); om the BOA: for warm (B), for cold periods (Г). Source: obtained according to the ECRAD model for the MO MSU

ся заметное радиационное выхолаживание на ВГА, порядка  $-1$  К/сут. При неучете сезонных различий и использовании среднегодовых содержаний  $\text{CO}_2$  наблюдаются похожие количественные оценки.

Для общего содержания озона, содержание которого понижено относительно доиндустриального периода, характерны минимальные значения радиационного воздействия для средней стратосферы и на ВГА при расчетах с учетом сезонных вариаций ( $-1,22$  Вт/м<sup>2</sup> для теплого и  $-1,47$  Вт/м<sup>2</sup> для холодного сезонов) и при среднегодовых значениях концентраций ( $-1$  Вт/м<sup>2</sup> для теплого и  $-1,14$  Вт/м<sup>2</sup> для холодного сезонов). Изменения в  $RF$  сильно влияют на скорость радиационного выхолаживания стратосферы, которое сильнее проявляется в теплый сезон и составляет  $-1,77$  К/сут. при учете сезонных вариаций.

Аэрозоль эффективно рассеивает солнечное излучение в нижней тропосфере, величина его  $RF$  отрицательна и сильно зависит от высоты Солнца и альбедо поверхности.  $RF$  АОТ гораздо выше по модулю в условиях теплого периода и составляет  $-9,68$  Вт/м<sup>2</sup> у поверхности. Наличие аэрозольного поглощения вызывает радиационное повышение температуры в приземном слое примерно на  $0,41$  К/сут. (при учете сезонных вариаций). Величина  $RF$  аэрозоля на ВГА отрицательна для теплого периода (около  $-1,36$  Вт/м<sup>2</sup>) и положительна для холодного периода (порядка  $0,67$  Вт/м<sup>2</sup>).

Суммарное радиационное воздействие всех трех факторов при учете их сезонных вариаций оценивается отрицательным для теплого сезона ( $-8,33$  Вт/м<sup>2</sup> (НГА),  $-1,35$  Вт/м<sup>2</sup> (ВГА)) и для холодного периода на НГА ( $-0,08$  Вт/м<sup>2</sup>), а также положительно для холодного периода на ВГА ( $0,38$  Вт/м<sup>2</sup>). При этом определяющую роль как на ВГА, так и на НГА для теплого периода играет аэрозоль, а для холодного периода важными факторами являются углекислый газ для приземной тропосферы и озон в стратосфере. Скорости радиационного нагрева закономерно положительны в приземной тропосфере —  $0,45$  и  $0,25$  К/сут. и отрицательны в верхней атмосфере —  $-2,76$  и  $-1,55$  К/сут. для теплого и холодного сезонов соответственно.

Выявлены нелинейные зависимости  $RF$  и величины изменения скорости нагрева ( $\Delta HR$ ) за счет действия антропогенных факторов от высоты Солнца и альбедо поверхности, которые связаны с нелинейными изменениями оптической массы и условиями многократного рассеяния в коротковолновом диапазоне спектра.

Отметим, что проведенные исследования могут служить основой для тестирования качества воспроизведения радиации в глобальных климатических моделях, а также являются важными при определении роли различных геофизических параметров в неопределенности таких оценок.

**Благодарности.** Анализ антропогенного аэрозоля и его радиационного воздействия выполнены при финансовой поддержке проекта РНФ № 19-77-30004-П.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Володин Е.М., Кострыкин С.В. Аэрозольный блок в климатической модели ИВМ РАН. Метеорология и гидрология // Метеорология и гидрология. 2016. № 8. С. 5–17.
- Горбаренко Е.В. Экстремумы и основные тенденции в многолетней изменчивости радиационных параметров атмосферы города Москвы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. 2022. № 6. С. 90–103
- Климат Москвы в условиях глобального потепления / под ред. А.В. Кислова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2017. 288 с.
- Плахина И.Н., Махоткина Е.Л. Аэрозольно-радиационный форсинг в атмосфере. Обзор современных данных // Ученые записки Российского гос. гидрометеорологического ун-та. 2008. № 6. С. 20–37.
- Тимофеев Ю.М., Васильев А.В. Теоретические основы атмосферной оптики. СПб.: Наука, 2003. 474 с.
- Тимофеев Ю.М., Виролайнен Я.А., Поляков А.В. Оценки вариаций радиационного форсинга для углекислого газа в последнее столетие и в будущем // Оптика атмосферы и океана. 2019. Т. 32. № 10. С. 856–859. DOI: 10.15372/AOO20191009.
- Чубарова Н.Е., Незваль Е.И., Беликов И.Б. и др. Климатические и экологические характеристики московского мегаполиса за 60 лет по данным Метеорологической обсерватории МГУ // Метеорология и гидрология. 2014. № 9. С. 49–64.
- Чубарова Н.Е., Рублев А.Н., Троценко А.Н. и др. Вычисление потоков солнечного излучения и сравнение с результатами наземных измерений в безоблачной атмосфере // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 1999. Т. 35. № 2. С. 222–239.
- Austin J., Horowitz L.W., Schwarzkopf D.M. et al. Stratospheric Ozone and Temperature Simulated from the Pre-industrial Era to the Present Day, *Journal of Climate*, 2013, vol. 26(11), p. 3528–3543, DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00162.1.
- Chen W.-T., Hong L., Seinfeld J.H. Future climate impacts of direct radiative forcing of anthropogenic aerosols, tropospheric ozone, and long-lived greenhouse gases, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2007, vol. 112, iss. D14.
- Chubarova N.E., Sviridenkov M.A., Smirnov A. et al. Assessments of urban aerosol pollution in Moscow and its radiative effects, *Atmos. Meas. Tech.*, 2011, vol. 4, p. 367–378, DOI: 10.5194/amt-4-367-2011.
- Chubarova N.E., Vogel H., Androsova E.E. et al. Columnar and surface urban aerosol in the Moscow megacity according to measurements and simulations with the COSMO-ART model, *Atmos. Chem. Phys.*, 2022, vol. 22, p. 10443–10466, DOI: 10.5194/acp-2022-83.
- Heald C.L., Ridley D.A., Kroll J.H. et al. Contrasting the direct radiative effect and direct radiative forcing of aerosols, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2014, vol. 14(11), p. 5513–5527, DOI: 10.5194/acp-14-5513-2014.
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al. The ERA5 global reanalysis, *Quarterly Journal of the Meteorological Society*, 2020, vol. 146, DOI: 10.1002/qj.3803.
- Hogan R.J. ECRAD radiation scheme: User Guide, European Centre for Medium Range Weather Forecasts, Reading, UK, 2022.
- Hogan R.J., Bozzo A.A. flexible and efficient radiation scheme for the ECMWF model, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2018, 10, DOI: 10.1029/2018MS001364.
- Iacono M.J., Delamere J.S., Mlawer E.J. et al. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2008, vol. 113, iss. D13, DOI: 10.1029/2008JD009944.
- Inness A., Ades M., Agustí-Panareda A. et al. The CAMS reanalysis of atmospheric composition, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2019, vol. 19(6), DOI: 10.5194/acp-19-3515-2019.
- IPCC, 2007: *Climate Change 2007: Synthesis Report*. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change R.K. Pachauri, A. Reisinger (eds.), IPCC, Geneva, Switzerland, 104 p.
- IPCC, 2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner et al. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 p., DOI: 10.1017/CBO9781107415324.
- IPCC, 2022: *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability*. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, M. Tignor et al. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 3056 p., DOI: 10.1017/9781009325844.
- Myhre G., Aas W., Cherian R. et al. Multi-model simulations of aerosol and ozone radiative forcing due to anthropogenic emission changes during the period 1990–2015, *Atmos. Chem. Phys.*, 2017, vol. 17, p. 2709–2720, DOI: 10.5194/acp-17-2709-2017.
- Ohnaiser K., Ansmann A., Witthuhn J. et al. Self-lofting of wildfire smoke in the troposphere and stratosphere: simulations and space lidar observations, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 23, p. 2901–2925, DOI: 10.5194/acp-23-2901-2023.
- Prša A., Harmanec P., Torres G. et al. Nominal Values for Selected Solar and Planetary Quantities: IAU 2015 Resolution B3, *Astron. J.*, 2016, 152:41, DOI: 10.3847/0004-6256/152/2/41.
- Rémy S., Kipling Z., Flemming J. et al. Description and evaluation of the tropospheric aerosol scheme in the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Integrated Forecasting System (IFS-AER, cycle 45R1), *Geosci. Model Dev.*, 2019, vol. 12, p. 4627–4659, DOI: 10.5194/gmd-12-4627-2019.
- Ren T., Ping Y., Jian W. et al. Performance of Cloud 3D Solvers in Ice Cloud Shortwave Radiation Closure Over the Equatorial Western Pacific Ocean, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2022, vol. 14(2), DOI: 10.1029/2021MS002754, 2022.
- Röttenbacher J., Ehrlich A., Müller H. et al. Evaluating the Representation of Arctic Cirrus Solar Radiative Effects in the IFS with Airborne Measurements, *EGUsphere* [preprint], 2024, DOI: 10.5194/egusphere-2024-281.

*Электронные ресурсы*

Монреальский протокол. URL: [https://www.un.org/russian/documents/decl\\_conv/conventions/montreal\\_prot.shtml](https://www.un.org/russian/documents/decl_conv/conventions/montreal_prot.shtml) (дата обращения 10.05.2023).

AERONET Data Synergy Tool. URL: [https://aeronet.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/bamgommas\\_interactive](https://aeronet.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/bamgommas_interactive) (дата обращения 10.05.2023).

ECMWF Radiation Scheme Home. URL: <https://confluence.ecmwf.int/display/ECRAD> (дата обращения 15.05.2023).

Section 2.1.5.7. Aerosols and Greenhouse Gases URL: <https://confluence.ecmwf.int/display/FUG/Section+2.1.5.7+Aerosols+and+Greenhouse+Gases> (дата обращения 15.05.2023).

Поступила в редакцию 23.08.2024

После доработки 10.09.2024

Принята к публикации 15.10.2024

## THE ASSESSMENT OF SHORTWAVE AND LONGWAVE RADIATIVE FORCING OF GREENHOUSE GASES AND ATMOSPHERIC AEROSOL FOR THE CLOUDLESS SKY CONDITIONS

N.A. Petrov<sup>1</sup>, N.E. Chubarova<sup>2</sup>

<sup>1,2</sup> *Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Meteorology and Climatology*

<sup>1</sup> *Bachelor's degree; email: nial.03@mail.ru*

<sup>2</sup> *Professor; D.Sc. in Geography; email: natalia.chubarova@gmail.com*

The gas-aerosol composition of the atmosphere determines specific features of the radiative net irradiance in the atmosphere and the associated climatic changes. The study discusses the anthropogenic variations in the content of the most important greenhouse gases, such as carbon dioxide (CO<sub>2</sub>) and ozone (O<sub>3</sub>), as well as the atmospheric aerosol. The estimates of their radiative effects (forcing, *RF*) in various geophysical conditions are given. Based on the modern ECRAD radiation model, the *RF* values of considered anthropogenic trace gases and aerosols over the past 20 years were estimated for different seasons of the year relative to their pre-industrial level for the Moscow region. We determined specific features of the vertical profiles of *RF* in the shortwave and longwave spectral ranges and their values at the bottom (BOA) and the top of the atmosphere (TOA) depending on solar elevation and surface albedo, both taking seasonal variations into account and without them. The total *RF*<sup>Total</sup> for the warm period with a low surface albedo is negative (−8,33 W/m<sup>2</sup> at BOA and −1,35 W/m<sup>2</sup> at TOA) if seasonal variations of all considering trace gases and aerosols are taken into account. A weakly absorbing aerosol typical of mid-latitudes plays a significant role in the negative *RF*. The *RF*<sup>Total</sup> for the cold season is −0,08 W/m<sup>2</sup> at BOA and +0,38 W/m<sup>2</sup> at TOA. The positive value of the total *RF* at the TOA is due to the positive *RF* of the aerosol with its absorbing properties and the influence of the high albedo of snow surface, as well as due to the positive *RF* of carbon dioxide. A nonlinear *RF* dependence of the trace gases and aerosol on the solar elevation and surface albedo was found. The radiative heating rate due to greenhouse gases at TOA is negative in all seasons of the year. At the same time, it is positive at BOA (about 0,45 K/day in the warm season and 0,25 K/day in the cold season), mainly due to the absorption by aerosol in the lower layers of the troposphere. The radiative heating rate due to CO<sub>2</sub> is slightly positive.

**Keywords:** radiative forcing, climate changes, ECRAD model, net irradiance, heating rate, aerosol, carbon dioxide, ozone

**Acknowledgements.** The analysis of anthropogenic aerosol and its radiation effects was financially supported by the Russian Science Foundation (project 19-77-30004-II).

### REFERENCES

- Austin J., Horowitz L.W., Schwarzkopf D.M. et al. Stratospheric Ozone and Temperature Simulated from the Pre-industrial Era to the Present Day, *Journal of Climate*, 2013, vol. 26 (11), p. 3528–3543, DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00162.1.
- Chen W.-T., Hong L., Seinfeld J.H. Future climate impacts of direct radiative forcing of anthropogenic aerosols, tropospheric ozone, and long-lived greenhouse gases, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2007, vol. 112, iss. D14.
- Chubarova N.E., Nezval' E.I., Belikov I.B. et al. Climatic and environmental characteristics of Moscow megalopolis according to the data of the Moscow State University Meteorological Observatory over 60 years, *Russian Meteorology and Hydrology*, 2014, vol. 39(9), p. 602–613, DOI: 10.3103/S1068373914090052.
- Chubarova N.E., Rublev A.N., Trotsenko A.N. and Trembach V.V. Comparisons between modeled and measured surface shortwave irradiances under clear sky conditions.,

- Izvestiya – Atmospheric and Oceanic Physics*, 1999, vol. 35, no. 2, p. 201–216.
- Chubarova N.E., Sviridenkov M.A., Smirnov A. et al. Assessments of urban aerosol pollution in Moscow and its radiative effects, *Atmos. Meas. Tech.*, 2011, vol. 4, p. 367–378, DOI: 10.5194/amt-4-367-2011.
- Chubarova N.E., Vogel H., Androsova E.E. et al. Columnar and surface urban aerosol in the Moscow megacity according to measurements and simulations with the COSMO-ART model, *Atmos. Chem. Phys.*, 2022, vol. 22, p. 10443–10466, DOI: 10.5194/acp-2022-83.
- Gorbarenko E.V. Ekstremumy i osnovnye tendentsii v mnogoletnej izmenchivosti radiatsionnykh parametrov atmosfery goroda Moskvy [Extremes and general trends in long-term variability of atmospheric radiation parameters in Moscow], *Vestn. Mosk. un-ta, Ser. 5, Geogr.*, 2022, no. 6, p. 90–103. (In Russian)
- Heald C.L., Ridley D.A., Kroll J.H. et al. Contrasting the direct radiative effect and direct radiative forcing of aerosols, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2014, vol. 14(11), p. 5513–5527, DOI: 10.5194/acp-14-5513-2014.
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al. The ERA5 global reanalysis, *Quarterly Journal of the Meteorological Society*, 2020, vol. 146, DOI: 10.1002/qj.3803.
- Hogan R.J. *ECRAD radiation scheme: User Guide*, European Centre for Medium Range Weather Forecasts, Reading, UK, 2022.
- Hogan R.J., Bozzo A.A. Flexible and efficient radiation scheme for the ECMWF model, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2018, 10, DOI: 10.1029/2018MS001364.
- Iacono M.J., Delamere J.S., Mlawer E.J. et al. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2008, vol. 113, iss. D13, DOI: 10.1029/2008JD009944.
- Inness A., Ades M., Agustí-Panareda A. et al. The CAMS reanalysis of atmospheric composition, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2019, vol. 19(6), DOI: 10.5194/acp-19-3515-2019.
- IPCC, 2007: *Climate Change 2007: Synthesis Report*, Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, R.K. Pachauri, A. Reisinger (eds.), IPCC, Geneva, Switzerland, 104 p.
- IPCC, 2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner et al. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 p., DOI: 10.1017/CBO9781107415324.
- IPCC, 2022: *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability*, Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, M. Tignor et al. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 3056 p., DOI: 10.1017/9781009325844.
- Klimat Moskvy v usloviyakh global'nogo potepeniya [The climate of Moscow in the context of global warming], A.V. Kislov (eds.), L.I. Alekseeva, M.I. Varentsov, E.V. Gorbarenko et al., Moscow, Moscow University Press, 2017, 288 p. (In Russian)
- Myhre G., Aas W., Cherian R. et al. Multi-model simulations of aerosol and ozone radiative forcing due to anthropogenic emission changes during the period 1990–2015, *Atmos. Chem. Phys.*, 2017, vol. 17, p. 2709–2720, DOI: 10.5194/acp-17-2709-2017.
- Ohneiser K., Ansmann A., Witthuhn J. et al. Self-lifting of wildfire smoke in the troposphere and stratosphere: simulations and space lidar observations, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 23, p. 2901–2925, DOI: 10.5194/acp-23-2901-2023.
- Plahina I.N., Mahotkina E.L. Aerazol'no-radiatsionnyj forsirovaniye v atmosfere. Obzor sovremennykh dannyyh [Aerosol-radiation forcing in the atmosphere. Overview of current data], *Proceedings of the Russian state hydrometeorological university*, 2008, no. 6, p. 20–37. (In Russian)
- Prša A., Harmanec P., Torres G. et al. Nominal Values for Selected Solar and Planetary Quantities: IAU 2015 Resolution B3, *Astron. J.*, 2016, 152:41, DOI: 10.3847/0004-6256/152/2/41.
- Rémy S., Kipling Z., Flemming J. et al. Description and evaluation of the tropospheric aerosol scheme in the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Integrated Forecasting System (IFS-AER, cycle 45R1), *Geosci. Model Dev.*, 2019, vol. 12, p. 4627–4659, DOI: 10.5194/gmd-12-4627-2019.
- Ren T., Ping Y., Jian W. et al. Performance of Cloud 3D Solvers in Ice Cloud Shortwave Radiation Closure Over the Equatorial Western Pacific Ocean, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2022, vol. 14(2), DOI: 10.1029/2021MS002754, 2022.
- Röttenbacher J., Ehrlich A., Müller H. et al. Evaluating the Representation of Arctic Cirrus Solar Radiative Effects in the IFS with Airborne Measurements, *EGU sphere* [preprint], 2024, DOI: 10.5194/egusphere-2024-281.
- Timofeev Yu.M., Virolainen Ya.A., Polyakov A.V. Estimates of Variations in CO<sub>2</sub> Radiative Forcing in the Last Century and in the Future, *Environmental Science, Physics Atmospheric and Oceanic Optics*, 2019, vol. 33(2), p. 206–209, DOI: 10.1134/S1024856020020141.
- Timofeev Yu.M., Vasil'ev A.V. *Teoreticheskie osnovy atmosferno-optiki* [Theoretical basics of the atmospheric optics], St Petersburg, Nauka Publ., 2003, p. 474. (In Russian)
- Volodin E.M., Kostykin S.V. The aerosol module in the INM RAS climate model., *Russian Meteorology and Hydrology*, 2016, vol. 41, no. 8, p. 519–528, DOI: 10.3103/s106837391608001x.

#### Web sources

- The Montreal Protocol, URL: <https://www.undp.org/chemicals-waste/montreal-protocol> (date of access 10.05.2023).
- AERONET Data Synergy Tool, URL: [https://aeronet.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/bamgomax\\_interactive](https://aeronet.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/bamgomax_interactive) (date of access 10.05.2023).
- ECMWF Radiation Scheme Home, URL: <https://confluence.ecmwf.int/display/ECRAD> (date of access 15.05.2023).
- Section 2.1.5.7 Aerosols and Greenhouse Gases, URL: <https://confluence.ecmwf.int/display/FUG/Section+2.1.5.7+Aerosols+and+Greenhouse+Gases> (date of access 15.05.2023).

Received 23.08.2024

Revised 10.09.2024

Accepted 15.10.2024