



## ВОЗМОЖНАЯ СВЯЗЬ ДВИЖЕНИЯ МАГНИТНОГО ПОЛЮСА И ИЗМЕНЕНИЯ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ С КЛИМАТОМ АРКТИКИ. ЧАСТЬ 2

Ю.Е. Беликов, В.А. Буров, С.В. Дышлевский, Н.Г. Котонаева, В.Б. Лапшин, А.Ю. Репин

Продолжение анализа возможного влияния движения магнитного полюса и изменения солнечной активности на климат Арктики. В предыдущей части статьи была показана взаимосвязь между движением полюса, а также изменением солнечной активности с образованием аэрозоля и тонких облаков под действием галактических космических лучей на высотах ~4–50 км в определенной эффективной зоне вокруг магнитного полюса, перемещающейся вместе с магнитным полюсом. Рассеяние солнечного света на указанных образованиях и создает, согласно нашей гипотезе, климатический эффект в Арктике. В данном разделе рассматривается сумеречный эффект влияния образования аэрозолей и тонких облаков на перенос солнечного излучения к поверхности арктической зоны в полосах поглощения в УФ и ближней ИК областях спектра. На основе модели, основанной на решении уравнения переноса излучения, показано, что появление аэрозоля и тонких облаков на указанных высотах может сопровождаться увеличением потока излучения к арктической поверхности в полосах поглощения в УФ и ближней ИК областях спектра в сумеречных условиях, характерных для условий Арктики. Проведены оценки сумеречного эффекта при различных соотношениях оптических толщин поглощающей и рассеивающей сред, а также показаны результаты вычислений вариаций потоков излучения для полярной атмосферы в УФ области спектра при изменении концентрации аэрозоля в стратосфере.

**КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА:** Арктика, климат, полосы поглощения в УФ и ИК-областях спектра, аэрозольные и облачные слои, сумеречный эффект рассеяния

### ВВЕДЕНИЕ

В предыдущей, первой части статьи, было показано, что движение магнитного полюса сопровождается перемещением некоторой эффективной зоны вокруг магнитного полюса, внутри которой образуется под действием галактических космических лучей увеличенное количество ионных кластеров и повышена вероятность возникновения аэрозольных и облачных слоев на высотах ~4–50 км. Горизонтальный размер этой эффективной зоны, по нашим оценкам, составляет ~2500–3000 км. При этом с уменьшением солнечной активности влияние галактических космических лучей на образование заряженных частиц и рассеивающих слоев усиливается. Именно рассеяние

Беликов Юрий Евгеньевич, д.ф.-м.н., с.н.с, зав. лабораторией ФГБУ «Институт прикладной геофизики им. академика Е.К. Фёдорова», т.(499) 181-61-22, e-mail: [yury\\_belikov@mail.ru](mailto:yury_belikov@mail.ru)

Буров Вячеслав Анатольевич, к.ф.-м.н., с.н.с, зав. отдела ФГБУ «Институт прикладной геофизики им. академика Е.К. Фёдорова», e-mail: [globur2000@yahoo.com](mailto:globur2000@yahoo.com)

Дышлевский Сергей Викторович, с.н.с., ФГБУ «Институт прикладной геофизики им. академика Е.К. Фёдорова», e-mail: [sergiodd@mail.ru](mailto:sergiodd@mail.ru)

Котонаева Надежда Геннадиевна, д.ф.-м.н, доцент, зам. зав. отдела ФГБУ «Институт прикладной геофизики им. академика Е.К. Фёдорова», e-mail: [kongt@yandex.ru](mailto:kongt@yandex.ru)

Лапшин Владимир Борисович, д.ф.-м.н, главный научный сотрудник ФГБУ «Институт прикладной геофизики им. академика Е.К. Фёдорова», e-mail: [lapshin-vb1@mail.ru](mailto:lapshin-vb1@mail.ru)

Репин Андрей Юрьевич, д.ф.-м.н, директор ФГБУ «Институт прикладной геофизики им. академика Е.К. Фёдорова», e-mail: [repin\\_a\\_yu@mail.ru](mailto:repin_a_yu@mail.ru)

солнечного света на этих аэрозольных и облачных слоях и создают, согласно нашей гипотезе, климатический эффект в Арктике.

Во второй части статьи рассматривается влияние на перенос солнечного излучения аэрозоля и облачных слоев на высотах ~4–50 км в верхней тропосфере и стратосфере в полосах поглощения в УФ и ближней ИК областях спектра.

## 1. СУМЕРЕЧНЫЙ ЭФФЕКТ УВЕЛИЧЕНИЯ СОЛНЕЧНОГО ПОТОКА ИЗЛУЧЕНИЯ К АРКТИЧЕСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ В ПОЛОСАХ ПОГЛОЩЕНИЯ УФ И БЛИЖНЕЙ ИК ОБЛАСТИ СПЕКТРА

### 1.1 Принцип действия сумеречного эффекта увеличения потока излучения

Сумеречный эффект усиления потока излучения возникает при больших зенитных углах Солнца, если над чисто поглощающей атмосферой поместить аэрозольный или облачный слой. При больших зенитных углах Солнца, когда прямой поток солнечного излучения ослаблен, поток на поверхности может возрасти за счет проникновения вглубь атмосферы и к поверхности Земли рассеянного излучения (рис.1) [Davies, 1993]. Обозначим  $k = F_{\text{scat}}/F_{\text{dir}}$ , где  $F_{\text{scat}}$  и  $F_{\text{dir}}$  соответственно потоки рассеянного и прямого солнечного излучения на нижней границе двухслойной системы при наличии и отсутствие аэрозольного слоя.

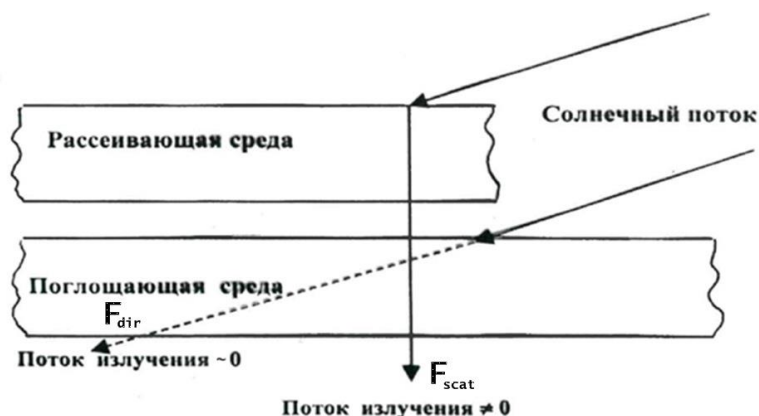


Рис. 1. Принцип усиления потока солнечного излучения за счет рассеяния света аэрозольным слоем, находящимся над поглощающей средой при больших зенитных углах Солнца (сумеречный эффект).

Показан предельный случай, когда относительный коэффициент усиления потока  $k = F_{\text{scat}}/F_{\text{dir}}$  стремится к бесконечности. Рисунок адаптирован из работы [Дышлевский и Беликов, 2018].

На рисунке 1 показан предельный случай, когда коэффициент усиления потока стремится к бесконечности. Этот предел достигается в том случае, если излучение в чисто поглощающей атмосфере не достигает поверхности Земли, в то время как в двухслойной системе поток на нижней границе отличен от нуля. В то же время отметим, что при определенных условиях (небольшой зенитный угол, индикатриса рассеяния аэрозоля сильно отличается от рэлеевской и др.) коэффициент  $k$  может быть меньше 1, т.е. возможно ослабление потока излучения.

Очевидно, что в реальности, как правило, нет полностью поглощающей среды - наряду с поглощением света происходит, хотя и относительно небольшое молекулярное рэлеевское рассеяние. При этом рассеивающая среда может быть частично смешана с поглощающей средой. Все это приводит к уменьшению данного эффекта. Тем не менее сумеречный эффект существует, а его величина зависит от целого ряда параметров, таких как оптические толщины поглощающей и рассеивающей сред, индикатриса рассеяния аэрозолей и частиц облаков, зенитный угол Солнца, высота рассеивающего слоя над поверхностью Земли и др.

## 1.2. Обнаружение сумеречного эффекта в УФ области спектра

Сумеречный эффект был описан в работах [Michelageli et al., 1989; Michelageli et al., 1992]. В этих работах моделировался эффект влияния извержения в 1982 году вулкана Эль-Чичон на потоки излучения в УФ области спектра. Неожиданным стало увеличение потока излучения в области спектра ~290 нм. Первоначально авторы пытались объяснить этот эффект «фотонной ловушкой» – многократным отражением излучения между подстилающей поверхностью и аэрозольным слоем, образовавшимся в стратосфере после извержения вулкана. Однако даже при низких значениях альbedo подстилающей поверхности эффект увеличения УФ радиации сохранялся при больших зенитных углах Солнца. Дальнейший анализ [Davies, 1993; Tsitas and Yung, 1996; Ожигина et al., 1996], позволил объяснить и уточнить действие сумеречного эффекта рассмотренного выше. При этом, если в работе [Davies, 1993] рассматривается упрощенный подход – автор получил оценки сумеречного эффекта для двухслойной атмосферы с помощью выведенных формул, то в работе [Ожигина et al., 1996] для реальной атмосферы с учетом молекулярного рэлеевского рассеяния получен сумеречный эффект, который достигал для длин волн 300–310 нм фактора 2 при оптической толщине рассеивающего слоя ~0.2.

Сумеречный эффект усиления потока излучения в УФ области в полосах поглощения озона проявляется не только на уровне Земли, но даже для больших стратосферных высот, при условии, если аэрозольный слой находится выше основного озонового слоя. Важность этого эффекта заключается в том, что под действием усиленной УФ радиации в области спектра 280-330 нм на стратосферных высотах разрушается озон, что в свою очередь приводит к усилению УФ радиации на тропосферных высотах. Впервые сумеречный эффект усиления УФ излучения в стратосфере получен в работах Беликова Ю.Е. [Belikov, 2000; Беликов, 2007]. При этом моделирование сумеречного эффекта было выполнено на основе решения уравнения переноса для сферической атмосферы [Беликов et al., 1993; Belikov, 1996; Belikov et al., 2000, Belikov and Gurvich, 1995; Petropavlovskikh et al., 1996; Postylyakov et al. 2001; Беликов et al., 2018a; Беликов et al., 2018b; Беликов et al., 2018c]. Ниже эти результаты изложены более подробно.

## 1.3. Роль сумеречного эффекта в ИК области спектра

В указанных выше работах сумеречный эффект рассматривался только в контексте озона и УФ излучения. На самом деле аналогичный эффект существует и в ИК области спектра в полосах поглощения воды, углекислого газа и других соединений (рис.2).

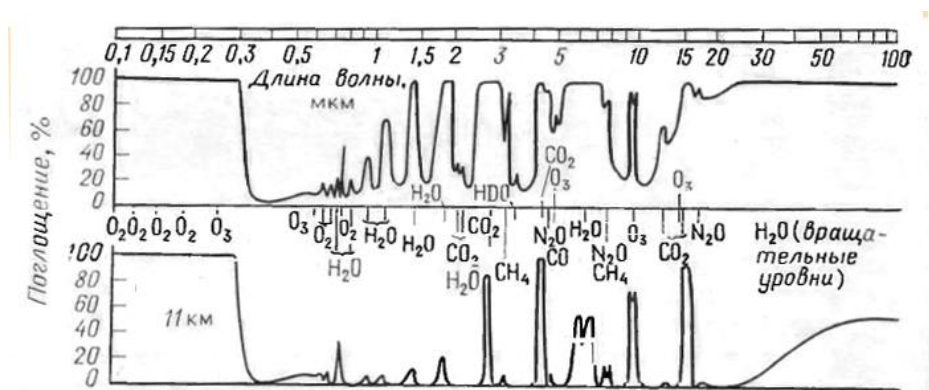


Рис. 2. Спектр поглощения солнечного света на уровне Земли (вверху) и на уровне тропопаузы (внизу) в умеренных широтах [Robinson, 1970]. Рисунок адаптирован из работы [Химия нижней атмосферы, 1976].

На рисунке 3 показан спектр внеатмосферного солнечного излучения в различных областях спектра [Макарова и Харитонов, 1972; BroadFoot, 1972; Краснопольский, 1987]. Как видно из рисунков 2 и 3, в ближней ИК области спектра ~0.7–4 мкм присутствует достаточно сильный прямой солнечный поток, убывающий с увеличением длины волны. Этот поток поглощается главным образом в тропосфере различными соединениями в основном молекулами воды и углекислого газа. По нашим оценкам, сумеречный эффект проявляется и дает определенный вклад в области длин волн ~0.7-10 мкм. Этот спектральный диапазон намного шире, чем диапазон 280-320 нм в УФ области

спектра. Поэтому, несмотря на меньшие потоки прямого солнечного излучения, сумеречный эффект в ИК области спектра может давать больший вклад в нагрев тропосферы, чем тот же эффект в УФ области спектра. Однако здесь необходимы тщательные расчеты указанного эффекта в зависимости от длины волны и ряда других условий, таких как зенитный угол Солнца, оптической толщины поглощающих и рассеивающих слоев, высотный ход индикатрисы рассеяния и др. Это является одной из целей дальнейшей работы по обоснованию выдвинутой гипотезы.

Сумеречный эффект в УФ области спектра в полярных областях проявляется при наличии рассеивающего аэрозоля на высотах, больших основного озонового максимума (>18-25 км) [Belikov, 2000]. В то же время, учитывая, что поглощение в ИК области в рассматриваемом спектральном диапазоне сосредоточено в стратосфере на высотах, меньших ~ 11 км (рис.2), сумеречный эффект в ИК области спектра может возникать при появлении перистых облаков на высотах ~4-13 км. Оптическая толщина этих облаков существенно больше аэрозольных слоев в стратосфере и тонких полярных стратосферных облаков.

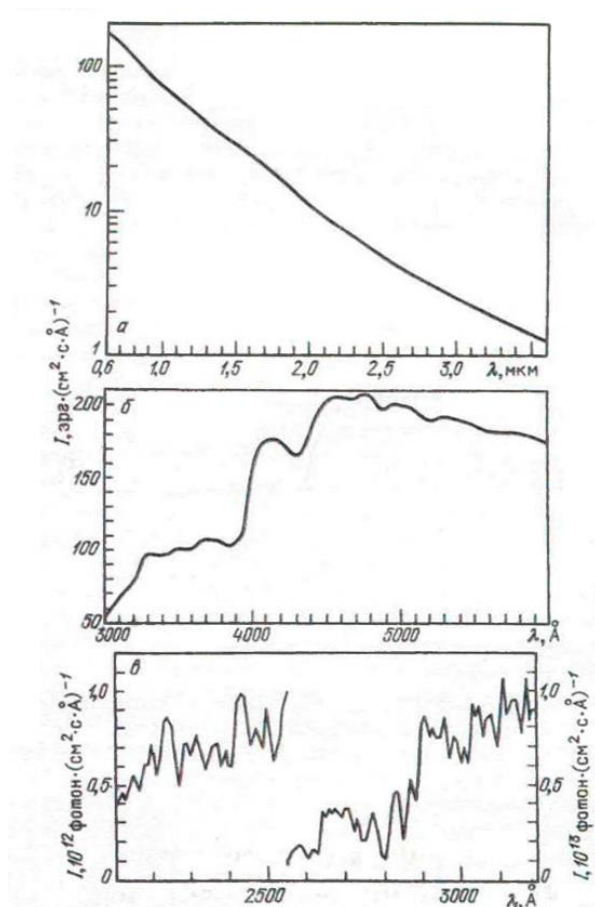


Рис. 3. Спектр солнечного излучения на расстоянии 1 а.е. в инфракрасной (а) и в видимой и ближней ультрафиолетовой областях (б), усредненный в интервалах 100 Å [Макарова и Харитонов, 1972], и в области 2100-3200 Å с интервалом усреднения 10 Å [BroadFoot, 1972] (в).  
Рисунок взят из монографии [Краснопольский, 1987].

## 2. ЗАВИСИМОСТЬ СУМЕРЕЧНОГО ЭФФЕКТА ОТ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИНЫ РАССЕИВАЮЩЕГО СЛОЯ

Учитывая, что оптическая толщина рассеивающих слоев на высотах ~4-50 км может сильно изменяться от величин меньших ~0.001 до ~3-5, нами было проведено моделирование сумеречного эффекта для большого диапазона оптических толщин рассеивающих слоев на основе компьютерной программы решения уравнения переноса для сферической атмосферы [Беликов et al., 1993; Belikov,

1996; Belikov et al., 2000, Belikov and Gurvich, 1995; Petropavlovskikh et al., 1996; Postlyakov et al. 2001; Беликов et al., 2018a; Беликов et al., 2018b; Беликов et al., 2018c].

Результаты представлены на рисунках 4–6, где дана зависимость отношения потоков излучения на уровне земной поверхности от оптической толщины рассеивающего слоя при зенитном угле Солнца 85 градусов. При этом поглощающий слой имел постоянную оптическую толщину, равную единице и находился в высотном диапазоне 0–10 км. Верхний слой рассеивал свет по закону Рэлея, оптическая толщина его изменялась, а сам слой находился в высотном диапазоне 10–11 км.

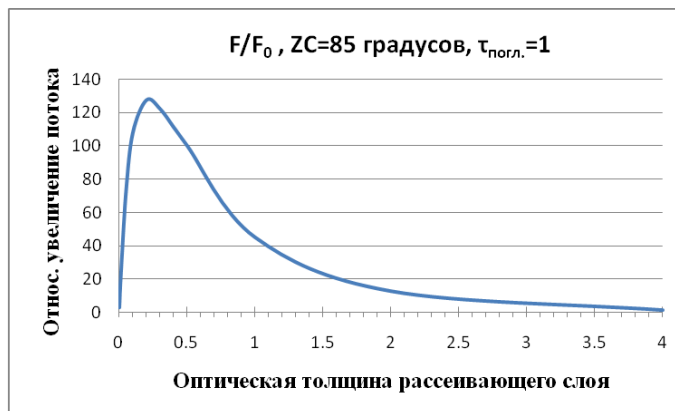


Рис. 4. Результаты моделирования сумеречного эффекта для двухслойной сферической атмосферы при зенитном угле Солнца 85 градусов. Приведена зависимость относительного увеличения потока на уровне земной поверхности  $F/F_0$  в зависимости от оптической толщины рассеивающего слоя при постоянной оптической толщине поглощающего слоя. Здесь  $F_0$  – поток излучения на уровне земной поверхности в чисто поглощающей атмосфере,  $F$  – поток излучения в двухслойной атмосфере при наличии рассеивающего слоя. Нижний поглощающий слой расположен в высотном диапазоне 0-10 км и имеет оптическую толщину  $\tau_{\text{погл.}}=1$ . Верхний чисто рассеивающий слой находится на высоте 10-11 км.

Анализ результатов, представленных на рис. 4, показывает, что максимальный сумеречный эффект проявляется при оптической толщине рассеивающего слоя  $\sim 0.2$ , при этом поток излучения увеличивается примерно в 120 раз. В то же время, и это важно, наблюдается увеличения потоков излучения как при очень маленьких оптических толщинах  $\sim 0.001$  (рис. 5), так и при достаточно больших оптических толщинах  $\sim 4$  (рис. 6). Это означает, что все виды рассеивающих слоев и облачности от перистых до стратосферных облаков на высотах  $\sim 4$ –50 км могут вносить вклад в нагревание тропосферы и земной поверхности.

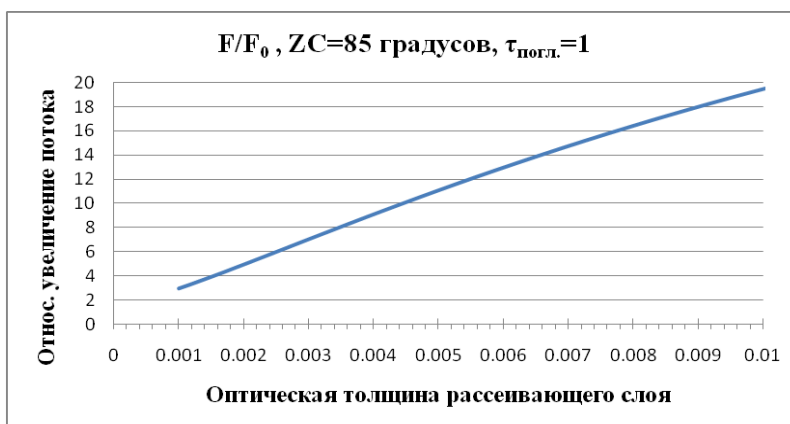


Рис.5. Обозначения те же, что и на рис. 4.

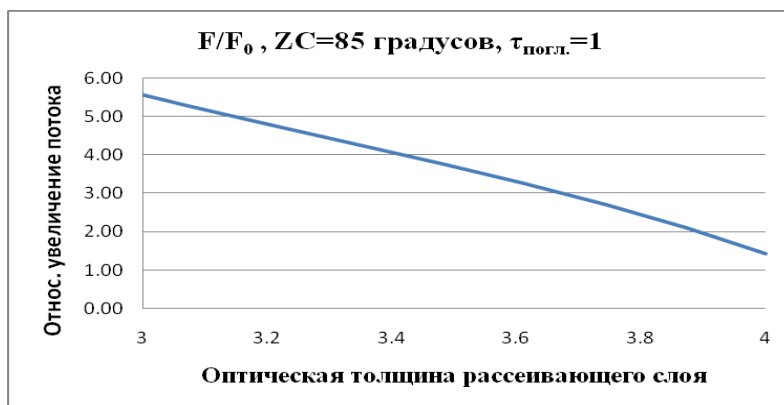


Рис.6. Обозначения те же, что и на рис. 4.

### 3. МОДЕЛИРОВАНИЕ СУМЕРЕЧНОГО ЭФФЕКТА В ПОЛОСАХ ПОГЛОЩЕНИЯ ОЗОНА В ПОЛЯРНОЙ АТМОСФЕРЕ

Проведенный выше анализ сумеречного эффекта был сделан для двухслойной атмосферы без учета рассеяния на молекулярной составляющей и других особенностей реальной атмосферы. В данном разделе будут приведены результаты моделирования сумеречного эффекта для условий полярной атмосферы согласно [Belikov, 2000; Беликов, 2007].

Для расчета радиационного поля в стратосфере была использована модель атмосферы, характерная для полярной области [US Standard Atmosphere, 1976]. Для определения зависимости солнечной радиации от распределения озона в полярной стратосфере были выбрано высотное распределение озона, соответствующее стандартному распределению озона для субарктической зоны (рис. 7) [Kylling A., 1995]. Рассмотрим влияние аэрозольной составляющей на потоки радиации в полярной стратосфере. На рисунке 8 представлено высотное распределение аэрозольной составляющей (нижний ярус), близкое к спутниковым данным, полученным в сентябре 1987 г. для одного из районов Антарктики. Общая оптическая толщина на высотах 12–20 км составила ~0.05.

Вычисления потоков излучения на высоте ~17 км показывают, что присутствие аэрозоля на указанных высотах несильно влияет на потоки в видимой области спектра и практически не влияет на потоки в УФ-области спектра в диапазоне длин волн ~290–315 нм (максимальное изменение потока во всем спектральном диапазоне составляет ~6%). Этот факт объясняется следующим образом.

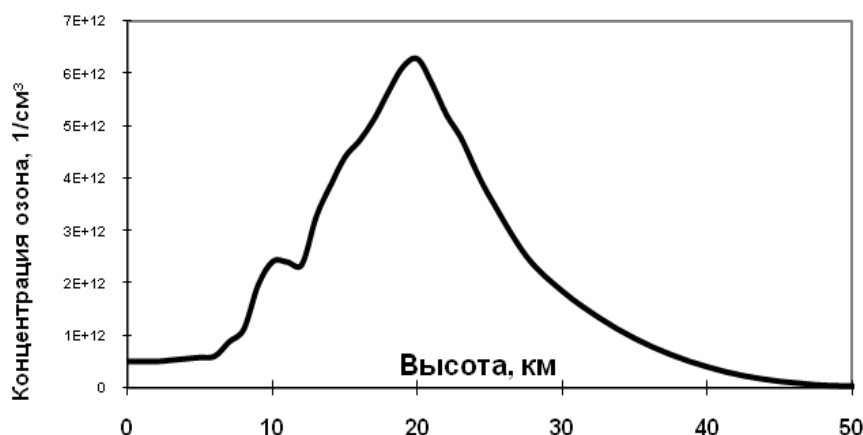


Рис. 7. Высотное распределение концентрации озона, используемое для моделирования сумеречного эффекта в УФ области спектра [Kylling A., 1995].

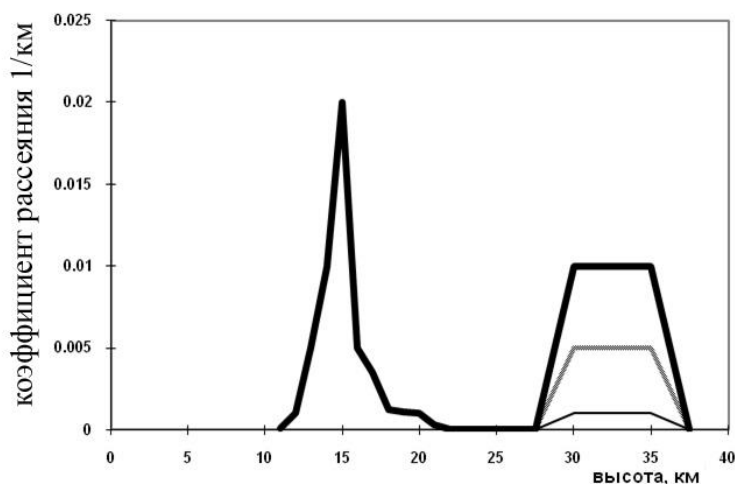


Рис. 8. Вариации высотного распределение коэффициента рассеяния аэрозольной составляющей при моделировании сумеречного эффекта в УФ области спектра.

- оптическая толщина аэрозоля верхнего яруса 0.075
- оптическая толщина аэрозоля верхнего яруса 0.0375
- оптическая толщина аэрозоля верхнего яруса 0.0075

Оптическая толщина атмосферы выше 17 км определяется в основном озоном, и на прямые потоки излучения аэрозоль оказывает малое влияние. В то же время, из-за большой оптической толщины вышележащей атмосферы в рассматриваемой области спектра прямой свет не достигает основного аэрозольного слоя, поэтому рассеяния на аэрозоле не происходит и рассеянная часть излучения также невелика. Однако эта часть потока может стать существенной при определенном высотном положении аэрозольного слоя. От высотного положения аэрозольного слоя зависит длина волны УФ-излучения, которое еще достигнет данного уровня. Чем выше расположен аэрозольный слой, тем более коротковолновая часть излучения может на нем рассеиваться и в результате этого достигнуть нижележащих слоев. Именно это обстоятельство лежит в основе «сумеречного эффекта».

Для исследования сумеречного эффекта и его влияния на потоки излучения в полярной стратосфере проводились расчеты с различным содержанием аэрозоля на высотах 27.5–37.5 км при зенитном угле Солнца 85 градусов. Общая оптическая толщина в этой области высот варьировалась от 0.0075 до 0.075 (рис. 8). Как правило, максимальная высота аэрозольной составляющей не превышает ~30 км, однако в отдельных случаях, например, при выбросах вулканов, наблюдаются тонкие слои и на больших высотах, до высот ~40 км.

На рисунке 9 показан сумеречный эффект увеличения потока излучения в нижней стратосфере, соответствующий различным оптическим толщинам аэрозоля верхнего уровня. Как видно из этого рисунка, максимальный эффект в указанном спектральном диапазоне составляет ~2–3.

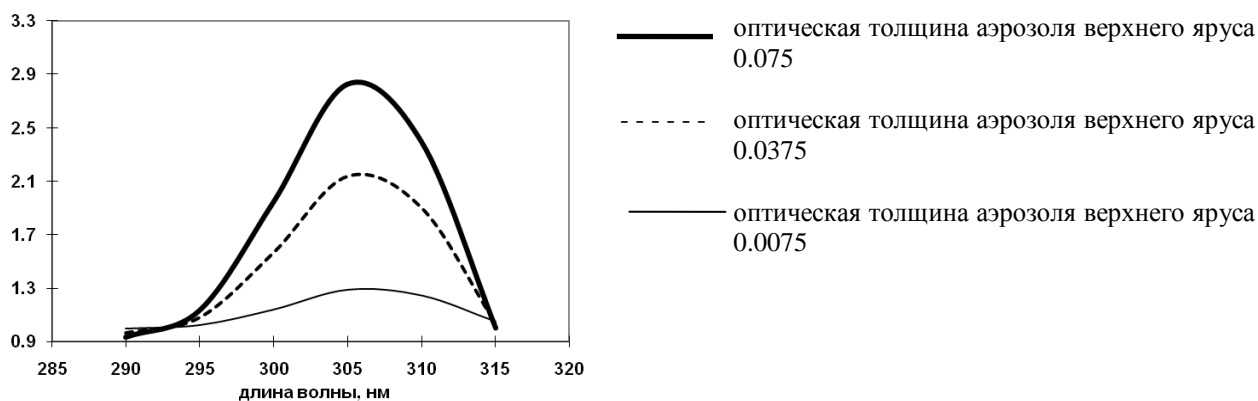


Рис. 9. Относительное усиление потока излучения верхним ярусом стратосферного аэрозоля на высоте 17 км при зенитном угле Солнца 85 градусов [Belikov, 2000].

На основании сделанных расчетов и спутниковых измерений, можно оценить изменения УФ потоков излучения в нижней стратосфере в течении одного солнечного цикла (2002-2012 гг.). Если исключить влияние вулканов, оптическая толщина стратосферного аэрозоля на длине волны 555 нм меняется в пределах 0.004-0.008 от максимума к минимуму солнечной активности (см. рис.8 в [Беликов и др., 2018d]). Если предположить, что рассеяние происходит по закону Рэлея, то это изменение на длине волны 307 нм составит 0.43-0.85.

Из рисунка 9 видно, что при изменении оптической толщины в пределах 0.0375-0.075 отношение потоков излучения достигает  $\sim 1.5$ . Эту величину можно взять в качестве оценки увеличения потока солнечного излучения к поверхности при изменении солнечной активности от максимума к минимуму. Очевидно также, что перемещение зоны повышенного образования ионов вместе с магнитным полюсом будет приводить к региональным изменениям содержания стратосферного аэрозоля и соответственно к изменению потоков УФ излучения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрен принцип действия сумеречного эффекта усиления потока излучения на поверхности арктической зоны в результате рассеяния солнечного света на аэрозоле и тонких облаках в верхней тропосфере и стратосфере. На основе модели, основанной на решении уравнения переноса излучения, показано, что появление рассеивающего слоя над поглощающим слоем в условиях сумерек может усиливать поток излучения на поверхности. Расчеты показывают, что для поглощающего слоя с оптической толщиной, равной единице, вариации оптической толщины рассеивающего слоя в пределах 0.001–4 могут усилить поток излучения на поверхности в пределах  $\sim 1.2$ –120. Предполагается, что сумеречный эффект проявляется не только в УФ области спектра, но и в ближней ИК области спектра, что является важным климатообразующим фактором. Расчеты сумеречного эффекта для полярной атмосферы показывают, что поток излучения в нижней стратосфере при зенитном угле 85 градусов увеличивается примерно в 1.2–2.9 раза в диапазоне длин волн 290–315 нм при изменении оптической толщины аэрозоля в верхней стратосфере в пределах 0.0075-0.075. Показано, что поток излучения к поверхности Арктики в диапазоне длин волн 290-315 нм может увеличиться в  $\sim 1.5$  раза от максимума к минимуму солнечной активности. При этом перемещение зоны повышенного образования ионов вместе с магнитным полюсом будет приводить к региональным изменениям содержания стратосферного аэрозоля и, соответственно, к изменению потоков УФ излучения. В следующей последней части статьи будет рассмотрен сумеречный эффект рассеяния в видимой области спектра, а также в ближней ИК и УФ областях спектра вне сильных полос поглощения. Будет также обсуждаться возможный климатический эффект рассматриваемых процессов.

Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований, грант №18-05-00812-а.

## ЛИТЕРАТУРА

- Беликов Ю.Е., Николайшвили Ш.С. и Перадзе Р.К. Модель рассеяния солнечного света на искусственном сферическом газодисперсном облаке в верхней атмосфере Земли // Космические исследования. – М: Наука, 1993, т.31, вып.1, с.135-142.
- Беликов Ю.Е., Дышлевский С.В., Николайшвили Ш.С. Математическая модель переноса излучения в сферической гетерофазной среде. Часть 1. Гелиогеофизические исследования выпуск 17, 77-86, 2018. <http://vestnik.geospace.ru/php/download.php?id=UPLFe3371719b186369bf3dcbe9e8106823d.pdf>
- Беликов Ю.Е., Дышлевский С.В., Николайшвили Ш.С. Математическая модель переноса излучения в сферической гетерофазной среде. Часть 2. Гелиогеофизические исследования выпуск 18, 18-31, 2018. <http://vestnik.geospace.ru/php/download.php?id=UPLF80dc9597df5aa58bb8ecbc02fb50f50e.pdf>
- Беликов Ю.Е., Дышлевский С.В., Николайшвили Ш.С. Математическая модель переноса излучения в сферической гетерофазной среде. Часть 3. Гелиогеофизические исследования выпуск 18, 32-39, 2018. <http://vestnik.geospace.ru/php/download.php?id=UPLFe11eaf48d83f189c910ebd5575972e52.pdf>



- Беликов Ю.Е., Буров В.А., Дышлевский С.В., Котонаева Н.Г., Лапшин В.Б., Репин А.Ю. Возможная связь движения магнитного полюса и изменения солнечной активности с климатом Арктики, Часть 1. Гелиогеофизические исследования, выпуск 19, 1-14, 2018d.
- Беликов Ю.Е. Оптические модели сферических гетерофазных сред в прикладной геофизике. Дис... доктора физ.-мат. наук: 25.00.29. – Защищена 16.05.2007. – М., 2007. – 209 с.
- Дышлевский С. В. и Беликов Ю. Е. Вариации потоков излучения в водородной линии Лайман-альфа в D-области ионосферы. Гелиогеофизические исследования выпуск 17, 64-76, 2018.  
<http://vestnik.geospace.ru/php/download.php?id=UPLFab53e86c0ffaad48a3c02cd82544ab31.pdf>
- Краснопольский В.А. Физика свечения атмосфер планет и комет, 1987. М., Наука, 304 с.
- Макарова Е.А. и Харитонов А.В., 1972. Распределение энергии в спектре Солнца и солнечная постоянная. – М., Наука.
- Химия нижней атмосферы, под ред. С. Расула, 1976. М., Мир, 408 с.
- Ожигина Н.А., Е.В. Розанов, И.Л. Кароль. Роль стратосферного аэрозоля в формировании потока ультрафиолетовой радиации при больших зенитных углах Солнца, Известия АН, Физика атмосферы и океана, 1996, т. 32, №4, с.456-463.
- BroadFoot A.L., 1972. The solar spectrum 2100-3000 Å // *Astrophys. J.* – V.173. –p. 681.
- Belikov Yu.E., Romanovsky Yu.A., Nikolaishvili Sh.S., Peradze R. Numerical model of scattering radiation in the earth atmosphere for scientific investigations and applications // *Phys. Chem. Earth (B)*, 2000, No. 5-6, pp.427-430.
- Belikov Yu.E. Dependence of Solar Radiation in the Polar Stratosphere on the Distribution of Ozone and Stratospheric Aerosol // *J. Physics and Chemistry of the Earth, part B*, 2000, v.25, No. 5-6, 423-426.
- Belikov Yu.E. Modelling of the twilight sky brightness using a numerical solution of the radiation transfer equation. // *J. of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 1996, vol.58, No.16, pp.1843-1848.
- Belikov Yu.E., Gurvich A.V. Influence of the multiple scattering radiation and aerosol component on the twilight atmosphere images from space // *SPIE Proceedings*, 1995, Vol. 2582, pp.144-153.
- Davies, R. Increased transmission of ultraviolet radiation to the surface due to stratospheric scattering // *J. Geophys. Res.*, 1993, vol.98, No. D4, pp. 7251-7253.
- Kylling A. Phodis, a program package for calculation of photodissociation rates in the Earth's atmosphere, September 1995, <http://kaja.gi.alaska.edu>
- Michelageli, D. V., M. Allen and Y. L. Yung, The effect of El Chichon volcanic aerosols on the chemistry of the stratosphere through radiative coupling. *J. Geophys. Res.*, 94, 18,429-18,443, 1989.
- Michelageli, D.V., M. Allen, Y. L. Yung, R. -L. Shia, D. Crisp, and Eluszkiewicz, Enhancement of atmospheric radiation by an aerosol layer, *J. Geophys. Res.*, 97, 865-874, 1992.
- Petropavlovskikh, I., DeLuisi, J., Herman, B., Loughman, Bartia, P.K., Mateer, C.L., Lenoble, J., and Belikov, Yu.E. A comparison of radiance calculations by spherical atmosphere radiation transfer codes for modelling the Umkehr effect // *Proc. of the XVIII Quadrennial Ozone Symposium, L'Aquila, Italy*, p.163-166, 1996.
- Postlyakov O.V., Belikov Yu.E., Nikolaishvili Sh.S., Rozanov A. A. Comparison of radiation transfer algorithms for modelling of the zenith sky radiance observations used for determination of stratospheric trace gases and aerosol // *IRS 2000: Current Problems in Atmospheric Radiation*, W. L. Smith and Yu. M. Timofeyev (Eds.). A. Deepak Publishing, Hampton, Virginia, 2001, pp.885-888.
- Robinson G.D., Some meteorological aspects of radiation and radiation measurement, in “Advance in Geophysics”, Academic Press, London, 1970.
- Tsitas, S.R. and Yung, Y.L. The effect of volcanic aerosols on ultraviolet radiation in Antarctica // *Geophysical Research Letters*, 1996, vol.23, pp. 157-160.
- US Standard Atmosphere, NASA, United States Air Force, 1976.

**POSSIBLE RELATIONSHIPS OF THE MAGNETIC POLE MOTION AND SOLAR ACTIVITIES VARIATIONS WITH ARCTIC CLIMATE CHANGE. PART 2.**

Yu. E. Belikov, V. A. Burov, S. V. Dyshlevsky, N. G. Kotonayeva, V. B. Lapshin, and A. Yu. Repin

The analysis of the possible effect of the magnetic pole motion and the solar activity change on the Arctic climatic is continued. In the previous article an interconnection between the pole movement, as well as solar activity and the aerosols and thin clouds formation affected by the galactic rays at the altitudes of ~4-50 km in a distinct effective zone in the vicinity of the magnetic pole; and this zone moves alongside with the magnetic pole. According to our hypothesis it is the solar light scattering on aerosols and thin clouds which gives rise to the climatic effect in the Arctic. In Part 2 the twilight effect of the aerosols and thin clouds formation impact on the solar radiation transfer to the Earth surface zone in the Arctic in the absorption bands in UV and near IR spectral ranges is considered. It is shown by the simulation model based on the radiation transfer equation solution that the aerosols and thin clouds formation at the above mentioned altitudes can come with a radiation inflow increase to the Arctic surface in the absorption bands in UV and near IR spectral ranges in the twilight conditions which are typical most of the time to the Arctic region. The twilight effect for various relations of the optical depths of the scattering and absorbing media is estimated and the computations of the radiation flows changes in the polar atmosphere in the UV spectral range for various aerosol concentrations in the stratosphere are presented also.

**KEYWORDS:** ARCTIC, CLIMATE, ABSORPTION BANDS IN UV AND IR SPECTRAL RANGES, AEROSOL AND CLOUD LAYERS, TWILIGHT SCATTERING EFFECT.