

УДК 551.510.534.3

ДЛИТЕЛЬНЫЕ МИКРОВОЛНОВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ОЗОНА СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЫ В АПАТИТАХ В ТЕЧЕНИЕ ТРЕХ ЗИМ

© 2023 г. Ю. Ю. Куликов¹, *, А. Ф. Андриянов¹, В. И. Демин²,
В. М. Демкин³, А. С. Кириллов², В. Г. Рыскин¹, В. А. Шишаев²

¹Институт прикладной физики РАН (ИПФ РАН), Нижний Новгород, Россия

²Полярный геофизический институт (ПГИ), Апатиты, Россия

³Высшая школа экономики (ВШЭ), Нижний Новгород, Россия

*e-mail: yuyukul@appl.sci-nnov.ru

Поступила в редакцию 08.11.2022 г.

После доработки 30.03.2023 г.

Принята к публикации 25.05.2023 г.

Приведены результаты наземных микроволновых наблюдений озона средней атмосферы в Апатитах (67° N, 33° E) в течение трех зим (2017–2018, 2018–2019 и 2019–2020 гг.). Длительные наблюдения озона проводились в период минимальной солнечной активности – 24–25-й циклы. В измерениях был использован мобильный микроволновый спектрометр с рабочей частотой 110.8 ГГц, который позволяет отслеживать поведение озона в средней атмосфере с 15-минутным разрешением по времени. Выполнено сравнение микроволновых данных озона из наземных измерений с бортовыми данными MLS/Aura. Наземные и бортовые данные сопоставлены с данными контактных измерений с помощью озонозондов на ст. Sodankylä (67° N, 27° E). Кроме того, данные MLS/Aura по температурному зондированию средней атмосферы использованы для интерпретации возмущений в озоновом слое, связанных с внезапными стратосферными потеплениями. Обнаружено значительное влияние внезапных стратосферных потеплений на вертикальное распределение озона на высотах 22–60 км. При этом масштаб изменчивости мезосферного озона (60 км) над Апатитами сопоставим или превышает известные модельные расчеты по оценке воздействия солнечных протонных событий и высыпания авроральных электронов на озон полярных областей.

DOI: 10.31857/S0016794023600576, EDN: YYZVEP

1. ВВЕДЕНИЕ

Целью наблюдений было исследование изменения озона средней атмосферы при воздействии внезапных стратосферных потеплений (ВСП) и полярных вихрей в авроральной зоне на вертикальную структуру озона на высотах выше 20 км. Зимняя средняя атмосфера над Апатитами, как правило, оказывается внутри полярного вихря и с этим связано понижение температуры и концентрации озона в стратосфере (25 км), которое неоднократно отмечалось [Красильников и др., 2002б; Куликов и др., 2002, 2005; Kulikov et al., 2003]. В зимний период 1999–2000 г. во время международной кампании SOLVE-I, которая была посвящена причинам возникновения дефицита озона в Арктике, нами проводились исследования влияния полярных стратосферных облаков (ПСО) на содержание озона методом микроволновой радиометрии. В этом цикле измерений присутствие ПСО не оказало заметного влияния на содержание озона на высотах 20–25 км относительно безоблачной стратосферы [Красильников и др., 2002а]. ВСП являются наиболее важны-

ми событиями, которые воздействуют на динамику и термическую структуру зимней средней атмосферы в Северном полушарии [Варгин и др., 2019; Цветкова и др., 2021; Smyshlyaev et al., 2021]. Развитие ВСП связано с вертикальным распространением планетарных волн, которые диссипируют (теряют энергию) сначала в мезосфере и затем постепенно в стратосфере. Эти волны, взаимодействуя с западной зимней циркуляцией атмосферы, модифицируют ее тепловой профиль от верхней тропосферы до мезосферы [Schoeberl, 1978]. Сильные потепления (мажорного типа) производят разрушение зимней циркуляции через перемещение или расщепление полярного вихря, установление восточной циркуляции и смену широтного температурного градиента. Известно [Manney et al., 2009], что ВСП с разделением и перемещением вихря по-разному влияют на циркуляцию средней атмосферы, а значит и на процессы переноса и эволюцию химического ее состава.

Для исследования средней атмосферы широко используют средства микроволнового дистанци-

онного зондирования как наземного, так и орбитального базирования [Куликов и др., 2002; Waters et al., 2006]. Наземные микроволновые одно-временные наблюдения O_3 в полярных и средних широтах [Красильников и др., 2002б; Бочковский и др., 2016] показали, что наиболее глубокое и продолжительное влияние ВСП оказывают на вертикальный профиль полярного озона. Из проведенных модельных расчетов последнего времени следует, что солнечные протонные события и высыпания авроральных электронов могут вызывать изменчивость полярного озона на 12–24% в мезосфере и на 5–7% в средней и верхней стратосфере [Seppälä and Clilverd, 2014; Matthes et al., 2017, Lee et al., 2021]. Кроме того, следует отметить, что наши измерения выполнялись во время минимума солнечной активности и в условиях полярной ночи. На настоящий момент до конца неясно влияние солнечной активности на образование и разрушение мезосферного озона в авроральной зоне. Крайне важным моментом является удачное расположение ст. Апатиты по отношению к полярному вихрю. Впервые наши микроволновые наблюдения в полярных широтах для трех зимних сезонов, начиная с 2017–2018 гг., были выполнены в виде непрерывных серий (несколько суток подряд) с временным разрешением 15 мин. Подчеркнем, что метод наземной микроволновой радиометрии один из немногих, который позволяет непрерывно следить за поведением озона во всей средней атмосфере в одном месте с высоким временным разрешением [Соломонов и др., 2017; Palm et al., 2010; Schranz et al., 2018, 2019].

2. ОБОРУДОВАНИЕ И МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ

Метод микроволновой наземной радиометрии основан на измерениях вращательных спектров излучения малых газовых составляющих (в том числе озона) в диапазонах миллиметровых и субмиллиметровых волн. Микроволновые наблюдения слабо зависят от погодных условий и присутствия в атмосфере аэрозолей, что является преимуществом по сравнению с наблюдениями в оптическом и инфракрасном диапазонах длин волн. Кроме того, микроволновые наблюдения озона могут проводиться круглосуточно. В последнее время нам удалось достичь определенных успехов на пути создания мобильных микроволновых спектрометров [Красильников и др., 2003, 2011; Kulikov et al., 2007], что позволило эффективно выполнять наблюдения в экспедиционных условиях.

Микроволновый озонметр состоит из гетеродинного неохлаждаемого приемника, настроенного на фиксированную частоту 110836.04 МГц (длина волны $\lambda = 2.7$ мм), которая соответствует вращательному переходу молекулы озона с кван-

товыми числами $J = 6_{0,6} - 6_{1,5}$, и многоканального анализатора спектра. На входе приемника находится модуль, который включает в себя антенну (скалярный рупор) и коммутатор для калибровки интенсивности принимаемого атмосферного излучения в линии озона. Ширина диаграммы направленности рупорной антенны по уровню -3 дБ составляет 5.4° . Однополосная шумовая температура приемника 2500 К, режим приема в одной полосе обеспечивается заградительным фильтром с прямыми потерями 0.5 дБ и подавлением зеркального канала более 20 дБ. Анализатор спектра состоит из 31 фильтра с полосой пропускания от 1 МГц до 10 МГц и полной полосой анализа 240 МГц. Параметры прибора позволяют измерять за 15 мин спектр линии излучения озона с точностью порядка 2%. Измерения спектров теплового излучения атмосферы выполняются методом абсолютной калибровки излучения по двум “чернотельным” эталонам, которые находятся при температуре кипения жидкого азота и при температуре окружающего воздуха.

Информация о количестве O_3 содержится в измеряемом спектре интегрального радиоизлучения средней атмосферы. С помощью инверсии спектров можно получить данные о вертикальном распределении озона (ВРО) в атмосфере. Определение ВРО в интервале высот 22–60 км по измеренному спектру выполняется по методике, которая изложена в работе [Красильников и др., 1997]. Характерное разрешение по высоте данного метода восстановления ВРО составляет около 10 км. В процедуре восстановления использовались как модельные зависимости давления и температуры от высоты, так и реальные, полученные в результате измерений в пункте микроволновых наблюдений. Точность восстановления ВРО зависит в основном от ошибок радиометрических измерений спектров O_3 и от погрешности определения профиля температуры. С помощью численного эксперимента были получены оценки влияния на точность восстановления ВРО ошибок первого типа путем добавления к измеренному спектру шума с дисперсией, равной дисперсии результатов измерений. Для типичных значений погрешности измерения спектров O_3 около 1% разброс восстановленных профилей по 100 реализациям достигал 10% в интервале высот 25–60 км. Влияние возможных отклонений температурного профиля от реального профиля оценивается в 10–20%. И, наконец, следует упомянуть о систематической погрешности измерений спектра, связанной с возникновением интерференционных эффектов в высокочастотном тракте приемника. В целом верхний предел неопределенности восстановления ВРО на высотах 30–60 км не превышает 20%. Справедливость этих оценок подтверждают многочисленные результаты сопоставления наших

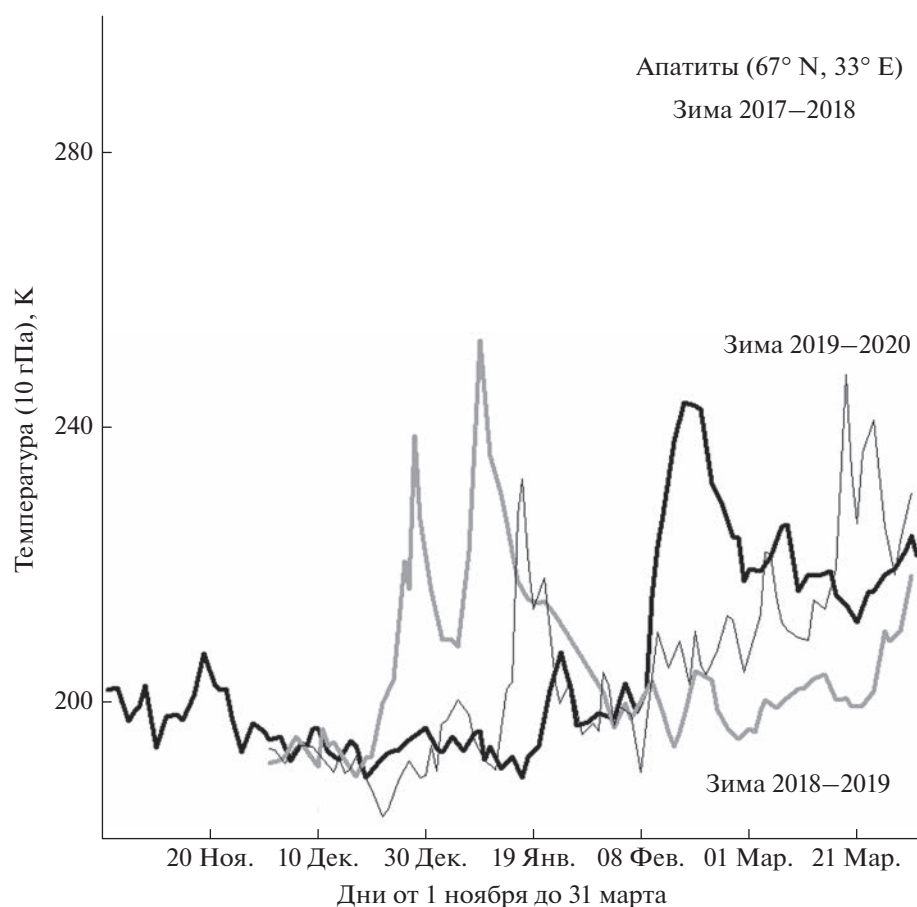


Рис. 1. Временной ход температуры на уровне 10 гПа над Апатитами по данным MLS/Aura для трех зимних сезонов: сплошная жирная линия — ноябрь—март 2017–2018 г., полупрозрачная линия — декабрь—март 2018–2019 г., тонкая линия — декабрь—март 2019–2020 г.

данных с данными баллонных электрохимических озонзондов ECC-4 [Kulikov et al., 1994; Kulikov and Ryskin, 1999] и валидационные измерения в рамках международного эксперимента CRISTA/MAHRSI [Красильников и др., 1998].

Для сопоставления с полученными данными наземного микроволнового зондирования озонового слоя были использованы результаты измерений с помощью спутникового прибора MLS AURA [<http://mls.jpl.nasa.gov>] при пролетах спутника над местом наземных наблюдений Апатиты. Прибор MLS использует лимбовый метод измерения параметров атмосферы. Его разрешение по горизонтали составляет 160–210 км, по вертикали — 2–4 км [<https://mls.jpl.nasa.gov/data/NRT-user-guide-v42.pdf>]. Верхняя граница погрешности определения содержания озона оценивается в 10% в интервале высот от 20 до 40 км, которая увеличивается до 30–40% в нижней мезосфере. Нами были отобраны данные по содержанию озона и температуре, соответствующие временам пролета спутника над Апатитами. С этой целью был выбран домен с координатами $(67.5 \pm 1.5)^\circ \text{N}$ и $(33 \pm 5)^\circ \text{E}$.

3. ОБЩАЯ КАРТИНА ИЗМЕНЕНИЙ ВЕРТИКАЛЬНОГО ПРОФИЛЯ ОЗОНА И ТЕМПЕРАТУРЫ В ТЕЧЕНИЕ ТРЕХ ЗИМ

Микроволновые измерения озона средней атмосферы в Апатитах были выполнены для трех зимних сезонов 2017–2018, 2018–2019 и 2019–2020 гг. Для лучшего понимания природы вариаций озона необходимо иметь представление об изменениях температуры на высотах средней атмосферы. Изменения температуры указывают на влияние полярного вихря и внезапного стратосферного потепления на структуру средней атмосферы. Для этой цели обычно выбирается высотный уровень 10 гПа, на котором могут быть сопоставлены дистанционные бортовые и наземные наблюдения с контактными измерениями. На рис. 1 приведены для трех зимних сезонов данные измерений над Апатитами спутниковым прибором MLS/Aura температуры на уровне 10 гПа, что примерно соответствует высоте 30 км. В каждом из этих сезонов были зарегистрированы ВСП. На этом рисунке жирной сплошной линией показаны изменения температуры зимой 2017–

2018 гг. Продолжительное время с 26.11.2017 г. по 20.01.2018 г. над Апатитами на уровне 10 гПа наблюдались очень низкие температуры. Средняя величина температуры в этот период составила (193.4 ± 0.3) К. В середине февраля 2018 г. в полярной стратосфере произошло внезапное потепление мажорного типа по классификации ВМО [Rao et al., 2018; Варгин и Кирюшов, 2019], в результате которого полярный вихрь разделился на две части, когда теплый воздух устремился в полярную шапку (<https://gmao.gsfc.nasa.gov>). По данным MLS [<http://mls.jpl.nasa.gov>] над Кольским п-овом на уровне 10 гПа была зарегистрирована максимальная температура 243.5 К. Продолжительность ВСП составила около двух недель. В начале марта 2018 г. температура вышла на уровень 220 К, что соответствует зональной модели на широте Апатит, т.е. возмущения в стратосфере закончились [Barnett and Corney, 1985].

В отличие от предыдущего сезона, зимой 2018–2019 гг. в стратосфере над Апатитами было зарегистрировано локальное повышение температуры с 24 декабря по 1 февраля продолжительностью около 40 дней (см. рис. 1, полупрозрачная линия). Полярный стратосферный вихрь в эту зиму был самым сильным, устойчивым и холодным за всю историю наблюдений в Арктике [Okui et al., 2021]. Характерной особенностью потепления над Апатитами является наличие двух максимумов температуры, которые обусловлены высокой волновой активностью в стратосфере (https://acd-ext.gsfc.nasa.gov/Data_services/met/ann_data.html). Первый максимум имел величину 239 К (28.12.2018 г.), что превышало среднюю температуру невозмущенной стратосферы (192.5 ± 0.5) К за первые две декады декабря на 46 К. Величина второго максимума 252 К (09.01.2019 г.), что на 54 К выше средней температуры невозмущенной стратосферы в период от 01.02.2019 г. до 01.03.2019 г. И только к концу марта температура на высоте около 30 км вышла на уровень зональной модели [Barnett and Corney, 1985].

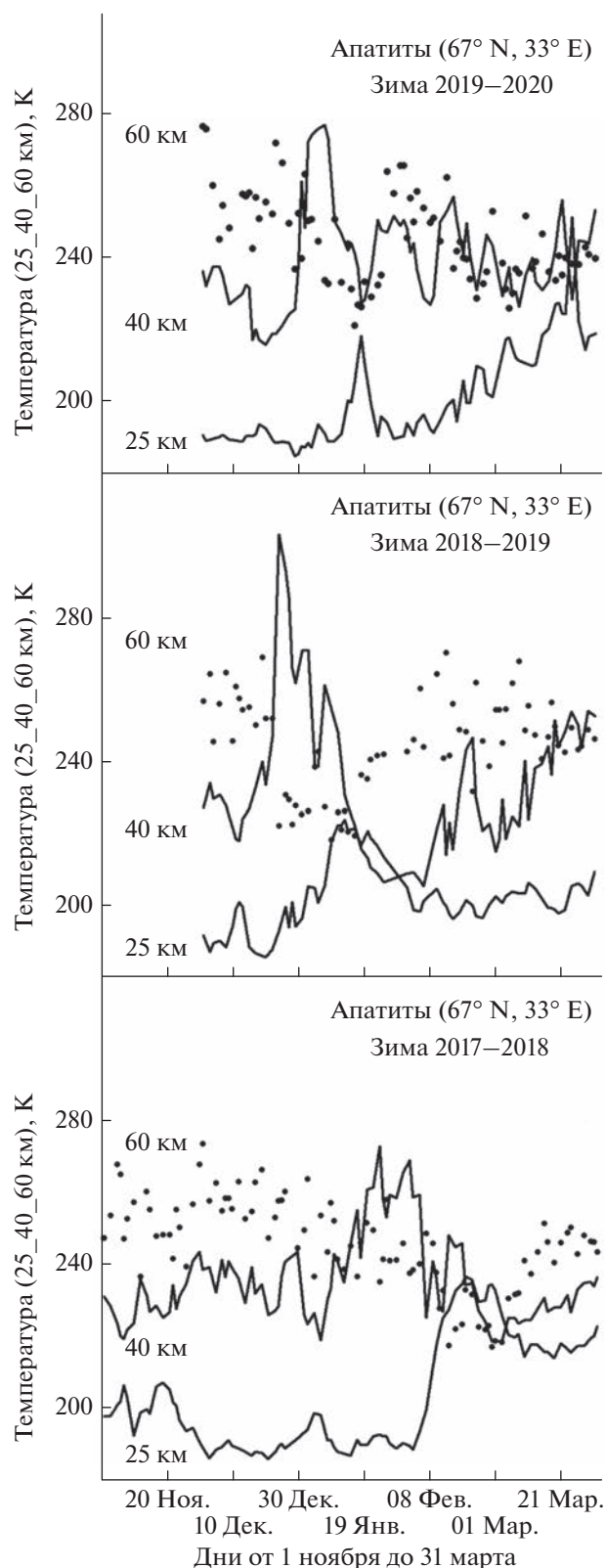
Зимой 2019–2020 гг. ВСП началось в середине января. Общая характеристика ВСП для Северного полушария в эту зиму приведена в работе [Manney et al., 2022]. Так 17.01.2020 г. над Апатитами было достигнуто максимальное значение температуры 232.4 К (рис. 1). Потепление было недолгим по времени — около недели. Обращают на себя внимание очень низкие температуры с 01.12.2019 г. по 18.01.2020 г., средняя величина которых составила (191.8 ± 0.7) К. При этом 22.12.2019 г. было зарегистрировано минимальное значение температуры 183.5 К. Такие низкие температуры являются необходимым условием для возникновения на высотах от 15 до 25 км полярных стратосферных облаков. В последней декаде декабря 2019 г. и в начале января 2020 г. над Скандинавией и Кольским п-овом регистрировались

полярные стратосферные облака (ПСО). В течение трех зим потепления происходили в разное время и были разной продолжительности. Общим итогом после воздействия полярного вихря на стратосферу для этих зим является то, что в марте месяце температура на уровне 10 гПа возвращается к средней многолетней величине 220 К.

На рис. 2 приводятся изменения температуры (данные MLS/Aura) для трех зим на некоторых избранных высотах 25 км (~ 20 гПа), 40 км (~ 2 гПа) и 60 км (~ 0.2 гПа). Общей характеристикой этих изменений было то, что они проходили по классической схеме развития ВСП во времени — сверху вниз [Schoeberl, 1978]. Хорошо заметны значительные вариации температуры на высоте 40 км зимой 2018–2019 гг. Максимальное приращение температуры во время ВСП составило порядка 80 К (24.12.2018 г.). Это было наиболее раннее по времени ВСП из всех, которые наблюдались в течение трех зимних сезонов. Изменения температуры на высоте 25 км во время ВСП не превышали 40 К. Следует отметить, что на высоте 60 км по данным измерений MLS/Aura не было больших возмущений температуры, а только наблюдался значительный разброс ее значений.

Зимы 2017–2018 и 2019–2020 гг. выделяются продолжительным существованием полярного вихря (декабрь–январь) над Апатитами, когда температура на уровне 25 км опускалась до 195 К, и на непродолжительное время до 188 К. Эта температура достаточно редкая для Арктики и является порогом образования кристаллических стратосферных облаков, наличие которых способствует возникновению весенних понижений общего содержания озона. Подробности процессов разрушения озонового слоя в зимне-весенний сезон 2019–2020 гг. рассмотрены в работе [Цветкова и др., 2021; Smyshlyaev et al., 2021]. Итогом рассмотрения температурных полей в средней атмосфере является то, что в декабре–январе 2017–2018 и 2019–2020 гг. возникли подходящие условия для образования дефицита содержания озона над Кольским п-овом. Исключением является зима 2018–2019 гг., когда началось стратосферное потепление в конце декабря, особенностью которого были значительные флуктуации температуры на уровне 40 км.

Рассмотрим поведение озона средней атмосферы на высотах 25, 40 и 60 км в течение трех зимних периодов, которое проиллюстрировано на рис. 3. Среднесуточные данные о концентрации озона (наземные микроволновые наблюдения) обозначены отдельными крестами. Сплошными линиями указаны данные по озону на этих же высотах из бортовых наблюдений MLS/Aura во время пролетов над Апатитами. Процедура сопоставления результатов наземных и спутниковых измерений озона описана в работе [Белогла-



зов и др., 2010]. Изменения концентрации O_3 на высотах 25 и 40 км для зимних сезонов удовлетворительно согласуются с данными спутниковых наблюдений. Анализ показал, что коэффициент корреляции измеренных величин содержания озона на этих высотах находился в пределах от 0.85 до 0.94 с уровнем значимости лучше 1%. При этом наземные результаты в среднем превышали спутниковые на $(8-10) \pm 2\%$ на 25 км и на $(9-12) \pm 4\%$ на 40 км. Что касается уровня 60 км, то для сезонов 2017–2018 и 2019–2020 гг. корреляция результатов была около 0.6 с 5%-ным уровнем значимости, а различие полученных данных достигало 60%. Для зимы 2018–2019 гг. результаты обоих измерений практически некоррелированы. Следует отметить, что заметные отличия наземных и спутниковых результатов могут наблюдаться после сильных атмосферных возмущений, которые возможно связаны с атмосферными неоднородностями, возникшими в результате разрушения или деформации полярного вихря [см. карты вихря <http://cds-espri.ipsl.fr/etherTypo/index.php?id=1663&L=1>], и обусловлены спецификой лимбового метода спутниковых измерений. Она состоит в том, что горизонтальное разрешение в этом методе составляет несколько сот километров, которое зависит от высоты. В этом случае, если измерение происходит вблизи края полярного вихря, геофизические условия по обе стороны которого различны, спутниковые данные будут содержать дополнительную погрешность, вызванную усреднением вдоль луча зрения сигнала, пришедшего от двух различных по составу областей атмосферы.

Дальнейший анализ данных наземных наблюдений стратосферного озона в Апатитах свидетельствует о появлении низких концентраций озона на высотах от 20 до 60 км в зимней полярной атмосфере по сравнению с данными зональной модели [Keating et al., 1989]. Из наших многолетних наблюдений была установлена повторяющаяся в разные годы (сезон зима–весна) устойчивая связь одновременного понижения температуры и концентрации O_3 на уровне 25 км [Куликов и др., 2005]. Средняя концентрация озона на высоте 25 км в декабре 2002 г. составляла $(1.99 \pm 0.23) \times 10^{12}$ мол/см³, а температура на уровне 20 гПа опускалась ниже 195 К. Согласно зональной модели для средней атмосферы [Keating et al., 1989] концентрация озона на указанной высоте в декабре превышает среднемесячную величину, по-

Рис. 2. Временной ход температуры на высотах 25, 40 и 60 км над Апатитами по данным MLS/Aura для трех зимних сезонов: зима 2017–2018 гг. (нижняя панель); зима 2018–2019 гг. (средняя панель); зима 2019–2020 гг. (верхняя панель). Сплошными линиями обозначены изменения температуры на высотах 25 и 40 км, а отдельными кружками изменения температуры на высоте 60 км.

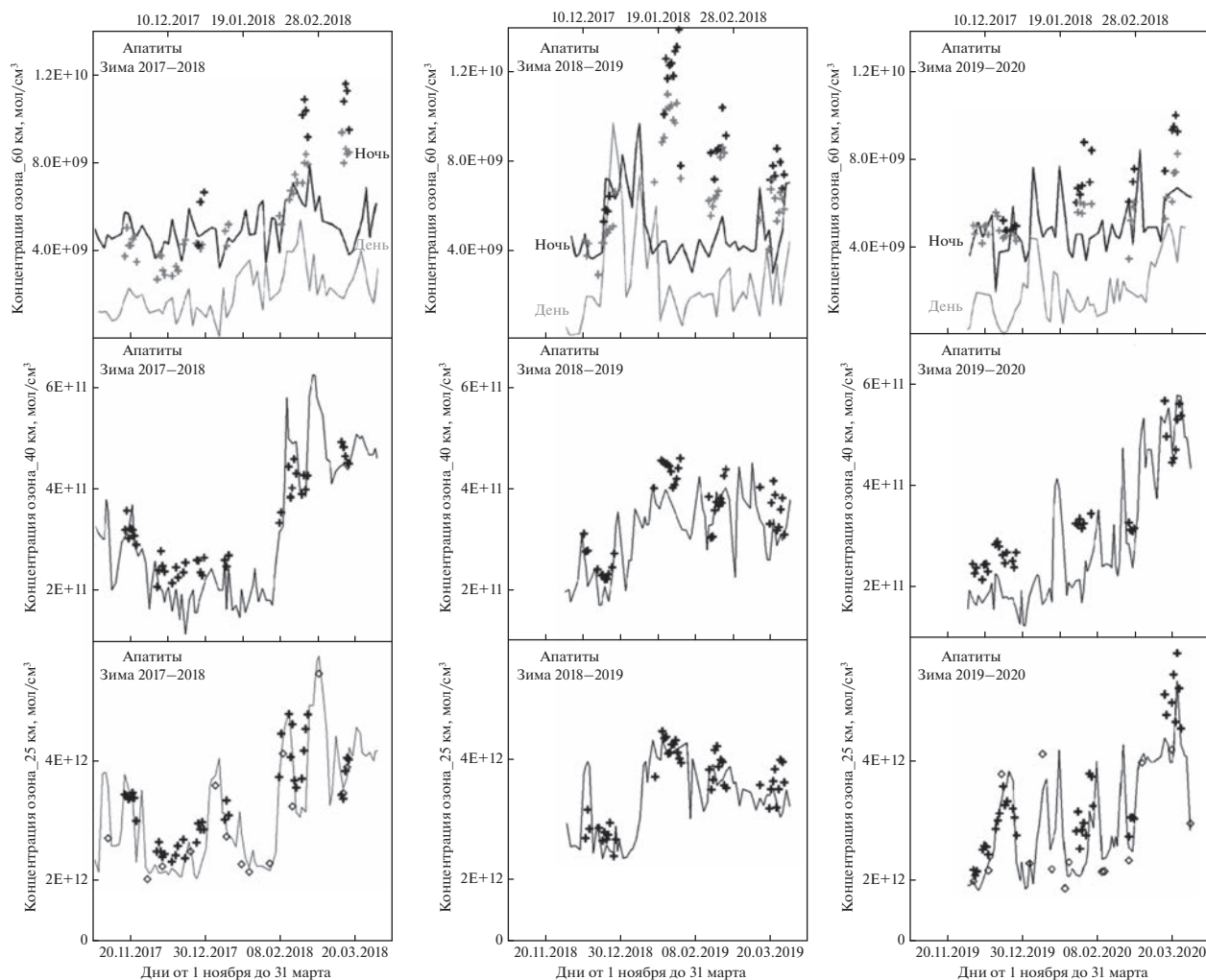


Рис. 3. Вариации озона средней атмосферы на высотах: нижний ряд — 25 км, средний ряд — 40 км, верхний ряд — 60 км в течение трех зимних периодов: левая панель — 2017–2018 г., средняя панель — 2018–2019 г., правая панель — 2019–2020 г. Жирные кресты на высотах 25 и 40 км — среднесуточная концентрация O_3 из наземных микроволновых наблюдений. Сплошные линии на высотах 25 и 40 км — концентрация O_3 (данные спутниковых наблюдений MLS/Aura при пролетах над Апатитами). Жирные и полупрозрачные кресты на высоте 60 км — ночные и дневные концентрации O_3 из наземных микроволновых наблюдений, а сплошная жирная линия и полупрозрачная — ночные и дневные концентрации O_3 (данные спутниковых наблюдений MLS/Aura при пролетах над Апатитами). Полые ромбы на высоте 25 км — данные озонозондов на ст. Sodankylä.

лученную нами, на (30–50)%. Очевидно, низкие температуры являются фактором воздействия на стратосферу полярного вихря, степень влияния которого на нее изменчива от года к году. Вихрь препятствует обмену воздушными массами между полярными и умеренными широтами, а это приводит к значительному понижению температуры на высотах 20–30 км. Причина уменьшения концентрации озона на высотах около 25 км внутри вихря не совсем понятна. Известно, что фотохимическое время жизни озона на этих высотах порядка нескольких месяцев. Впервые наши микроволновые наблюдения в полярных широтах для трех зимних сезонов были выполнены в виде непрерывных серий (несколько суток под-

ряд) с временным разрешением 15 мин. Еще раз подчеркнем, что метод наземной микроволновой радиометрии один из немногих, который позволяет непрерывно следить за поведением озона во всей средней атмосфере в одном месте с высоким временным разрешением. Можно сделать вывод, что поведение озона в интервале высот 22–60 км управляется как полярным вихрем, так и внезапными стратосферными потеплениями.

Следует обратить внимание, что нами обнаружен суточный ход концентрации O_3 на высоте 60 км (см. рис. 3), который связан с восходом и заходом Солнца, — эти данные получены из наземных микроволновых наблюдений. Ночные и дневные концентрации мезосферного O_3 обозна-

чены жирными и полупрозрачными крестами, соответственно. Сплошными линиями обозначены данные MLS/Aura во время пролета над Апатитами. Обращает на себя внимание систематическая разница в поведении мезосферного озона (60 км) по наземным и бортовым измерениям (см. верхнюю часть рис. 3). Следует отметить, что бортовые измерения также регистрируют суточный ход мезосферного озона. Эти данные о концентрации озона получены в одни и те же сутки для ночных (жирная сплошная линия) и дневных (полупрозрачная сплошная линия) пролетах спутника над Апатитами. Наземные измерения O_3 с временным разрешением 15 мин показали значительное и продолжительное влияние внезапных стратосферных потеплений на мезосферный озон. Возможным следствием стратосферных потеплений являются кратковременные, продолжительностью несколько дней, всплески O_3 на высоте 60 км. Термин “всплески” мы употребляем для обозначения приращения концентрации озона относительно невозмущенного уровня O_3 во время полярной ночи (декабрь месяц). Особенно они хорошо заметны для зим 2017–2018 и 2018–2019 гг. Концентрация O_3 в январе 2019 г. превышала в три раза аналогичную величину для декабря 2018 г. Эти возмущения, по-видимому, характерны для полярных широт [Куликов и др., 2020]. Зима 2019–2020 гг. значительно отличалась от предыдущих сезонов. Возникший этой зимой полярный вихрь обеспечил надолго (около двух месяцев – декабрь–январь) очень низкие температуры в области высот 20–30 км, а стратосферное потепление в середине января 2020 г. было очень слабым и непродолжительным. Таким образом, были созданы условия (устойчиво низкие температуры в стратосфере) для появления весеннего дефицита содержания озона над Кольским п-овом. Тем не менее, согласно рис. 3 (правая панель), начиная с декабря 2019 г. до конца марта 2020 г. озона было много в интервале высот от 20 до 40 км. Дефицит содержания озона образовался в нижней стратосфере (12–20 км) над Северным Ледовитым океаном Западного полушария в марте 2020 г. [Manney et al., 2020; Цветкова и др., 2021; Smyshlyaev et al., 2021]. Общее содержание 12 марта 2020 г. составило всего 205 е.Д. Причиной уменьшения содержания озона, по мнению авторов, являются химические потери, которые связаны с радикалами хлора. Подобные понижения общего содержания озона в Западном полушарии являются, по-видимому, достаточно редкими. Подтверждением могут быть данные ст. Summit (73° N, 38° W) [<http://gml.noaa.gov/dv/iadv/graph.php?code=SUM&program=ozmw&type=vp>], на которой измеряются вертикальные профили O_3 методом баллонного зондирования.

Помимо приведенных результатов, на рис. 3 представлены данные контактных измерений, которые были выполнены на ст. Sodankylä с помощью озонзондов типа ЕСС-4 в зимне-весенние периоды 2017–2018 и 2019–2020 гг. Данные озонзондов обозначены на рис. 3 полыми ромбами. Расстояние между наземными станциями Sodankylä и Апатиты не превышает 500 км. Сравнение плотностей O_3 на уровне 25 км, которые были получены из прямых и дистанционных измерений, указывает на хорошее согласие временных вариаций озона. В настоящее время такое сравнение пока нельзя осуществить для мезосферных высот вертикального профиля озона по причине отсутствия контактных измерений. Контактные измерения в мезосфере осуществляются с помощью ракет, запуски которых очень редки и дороги.

4. ПОВЕДЕНИЕ МЕЗОСФЕРНОГО ОЗОНА

В этом разделе статьи мы хотели бы указать на важность наземных наблюдений мезосферного озона в миллиметровом диапазоне радиоволн. Одними из первых следует отметить круглосуточные наземные наблюдения мезосферного озона на миллиметровых волнах на частоте вращательного перехода 110.8 ГГц, которые были выполнены в феврале 1975 г. на 11-метровом радиотелескопе Национальной радиоастрономической обсерватории в Кит-Пик (31° N, 104° W) США, шт. Аризона [Penfield et al., 1976]. В этой работе впервые удалось разделить мезосферный и стратосферный озон и выявить суточный ход содержания мезосферного озона, который связан с заходом и восходом Солнца. В дальнейшем суточный ход мезосферного озона успешно изучался методами микроволновой радиометрии [Wilson et al., 1981; Lobsiger et al., 1986; Zommerfelds et al., 1989; Connor et al., 1994; Куликов и др., 2008]. Кстати, суточный ход O_3 был ранее обнаружен с помощью ракетного зондирования т.е. контактным методом. Эти методы должны в перспективе очень хорошо дополнять друг друга в исследованиях поведения озона в мезосфере. Хотелось бы привести результаты ракетных исследований [Hilsenrath et al., 1969; Hilsenrath, 1971, 1980], в которых измерены вертикальные распределения озона в стратосфере и мезосфере в полярных широтах во время геофизических возмущений. Во время полярной ночи в январе 1969 г. на ст. Vagrow, Alaska (71° N) концентрация O_3 изменялась от 3×10^9 мол/см³ до 7×10^9 мол/см³. Как мы увидим ниже, близкие величины были получены из зимних микроволновых наблюдений в Апатитах (67° N).

Основное внимание в этом разделе статьи мы уделим изменениям концентрации O_3 в течение

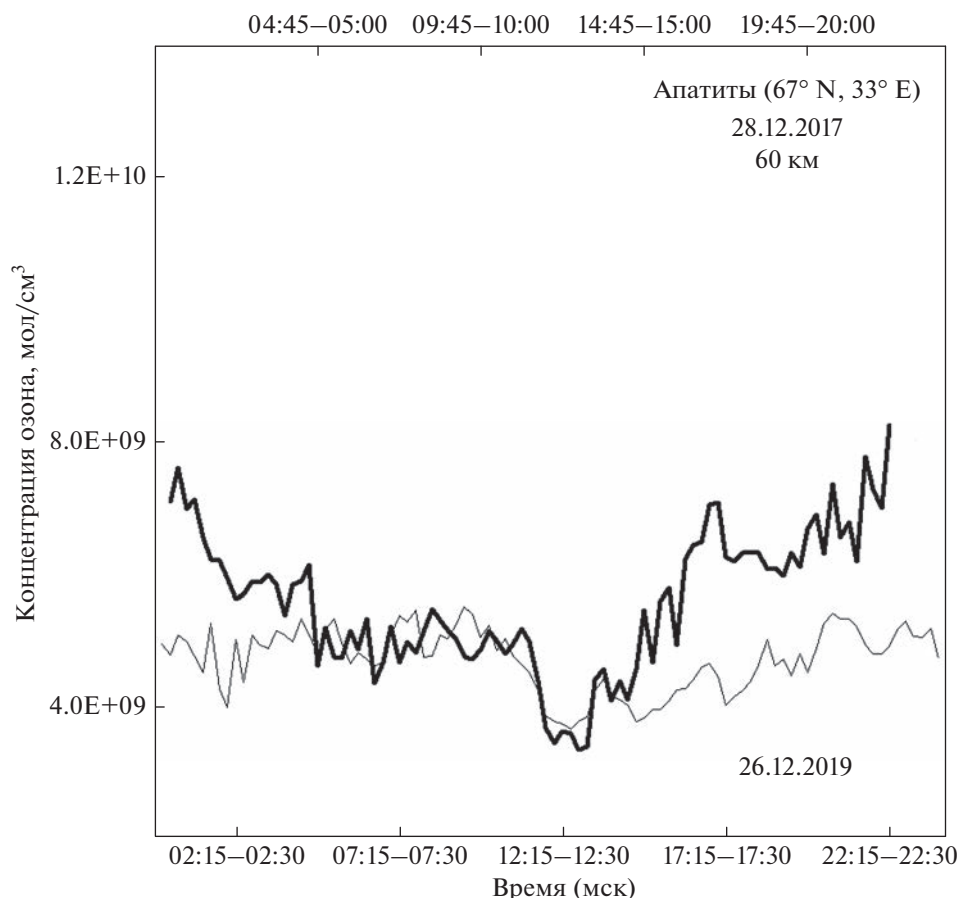


Рис. 4. Суточный ход мезосферного озона над Апатитами — 28.12.2017 г. (сплошная жирная линия) и 26.12.2019 г. (сплошная тонкая линия).

суток на высоте 60 км во время наиболее интересных событий в средней атмосфере. На высоте 60 км изменчивостью озона управляют как фотохимические процессы, которые определяются восходом и заходом Солнца, так и динамические процессы, которые связаны с внезапными стратосферными потеплениями (ВСП) и полярным вихрем.

На рис. 4 приведены суточные вариации концентрации озона (60 км) над Апатитами во время полярной ночи 28 декабря 2017 г. (жирная линия). Эти изменения O_3 сопоставлены с суточным ходом озона 26 декабря 2019 г. (тонкая линия). Высота Солнца над горизонтом в полдень в эти дни была -0.83° и -0.94° соответственно. Состояние атмосферы над Апатитами вблизи зимнего солнцестояния называется полярной ночью. Следует отметить, что полярной ночью вблизи полдня в течение нескольких часов средняя атмосфера освещена Солнцем и имеет место реакции образования и разрушения озона (цикл Чепмена). Обе кривые вблизи полдня имеют минимальное значение концентрации 4×10^9 мол/см³ и в течение продолжительного времени около 6 часов от 05:00

до 11:00 мск совпадают друг с другом. Каким образом выделить амплитуду суточного хода озона, который определяется чисто фотохимическими процессами? Мы предлагаем брать средние концентрации O_3 для временных интервалов 10:00–14:00 (полдень) и 22:00–02:00 (полночь) и величину их отношения считать амплитудой суточного хода. Таким образом, суточный ход для 28.12.2017 г. составляет величину около 62%, а для 26.12.2019 г. — только 15%. На рис. 4 наблюдается сильная изменчивость озона в течение суток для 28.12.2017 г. Так, рост концентрации O_3 от полдня к ночи составил почти 100%, что существенно превышает амплитуду суточного хода. Концентрация O_3 в минимуме при усреднении от 11:48 до 13:32 мск составила $(3.63 \pm 0.12) \times 10^9$ мол/см³, а в максимуме от 21:00 до 22:27 мск составила $(7.19 \pm 0.27) \times 10^9$ мол/см³. В этот день была спокойная геомагнитная обстановка. Зимой 2017–2018 гг. ВСП в Апатитах началось лишь в середине февраля [Kulikov et al., 2021]. Надо отметить, что в декабре 2017 г. средняя атмосфера над Кольским п-овом находилась внутри полярного вихря. Возможно,

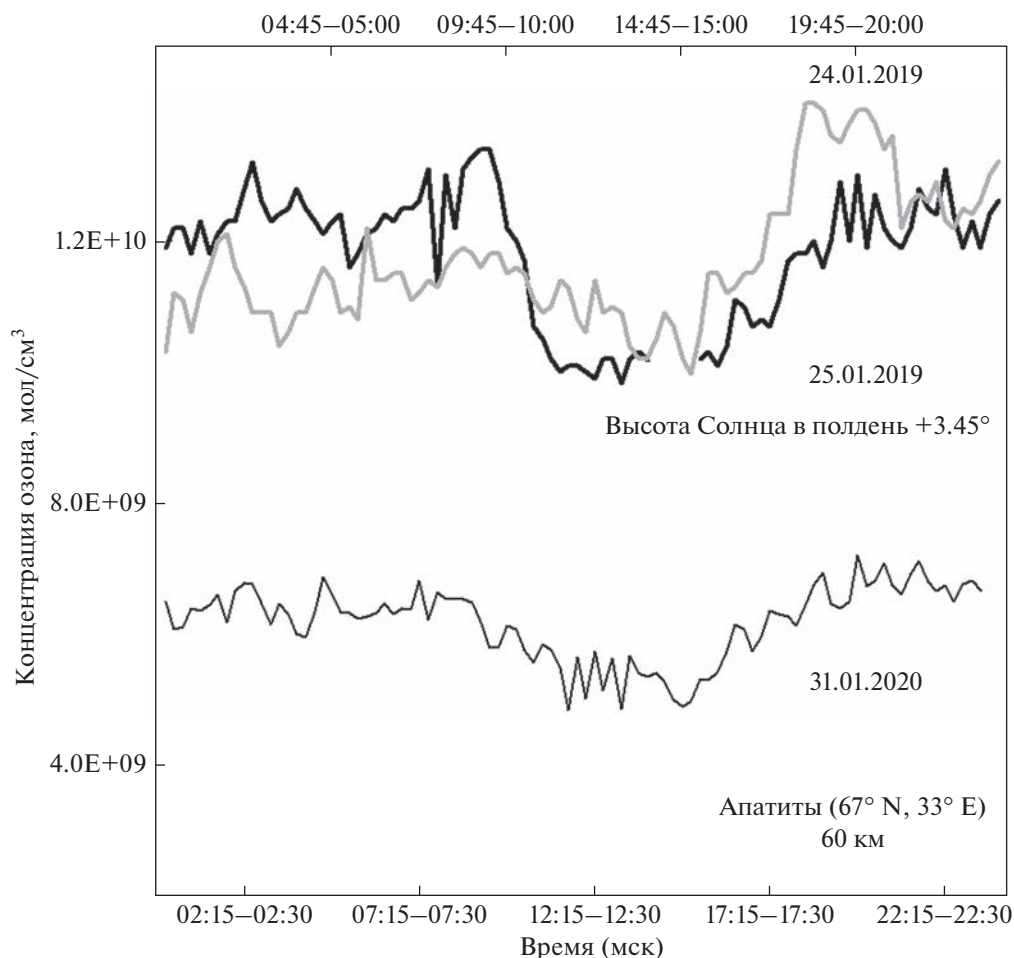


Рис. 5. Суточный ход мезосферного озона над Апатитами — 24.01.2019 г. (полупрозрачная линия), 25.01.2019 г. (сплошная жирная линия) и 31.01.2020 г. (сплошная тонкая линия).

такое поведение озона на высоте 60 км связано именно с этим явлением.

Далее рассмотрим изменения полярного мезосферного озона (60 км), которые были получены из микроволновых наблюдений во время ВСП для зим 2018–2019 и 2019–2020 гг. На рис. 5 приводятся суточные вариации O_3 , которые были получены из серии непрерывных микроволновых измерений 24–25.01.2019 и 31.01.2020 с временным разрешением 15 мин. Высота Солнца над горизонтом в полдень в эти дни была от $+3.21^\circ$ до $+4.93^\circ$ соответственно. Зимой 2018–2019 гг. ВСП началось 24 декабря и закончилось 1 февраля и было продолжительностью почти 40 дней. Хорошо заметно непостоянство амплитуды суточного хода озона для 24.01.2019 г. (полупрозрачная линия на рисунке). Величина концентрации O_3 при усреднении от 23:58 до 01:24 LT (начало суток) составляет $(1.09 \pm 0.02) \times 10^{10}$ мол/см³ и в полдень при усреднении от 11:45 до 13:26 LT имеет такую же величину, т.е. суточный ход практически неза-

метен. Величина концентрации O_3 при усреднении от 22:21 до 23:47 LT (конец суток) составляет $(1.25 \pm 0.02) \times 10^{10}$ мол/см³. Амплитуда суточного хода имеет величину около 15%. А 25.01.2019 г. (жирная линия на рисунке) суточные колебания O_3 , которые вызваны заходом и восходом Солнца, имеют величину около 20%. Приведенные на рис. 5 примеры, по-видимому, свидетельствуют о существенном воздействии атмосферной циркуляции на озон на высотах мезосферы во время ВСП. Зимой 2019–2020 гг. ВСП началось в середине января — 17.01.2020 г. Это потепление было кратковременным (около недели) и уступало по масштабам возмущений в средней атмосфере потеплению зимы 2018–2019 гг. (см. рис. 1 и рис. 2). Амплитуда суточного хода для концентрации O_3 31.01.2020 г. составила 17%. Обращает на себя внимание различие почти в два раза средней за сутки концентрации озона на высоте 60 км для зим 2018–2019 гг. и 2019–2020 гг. Это различие указывает на важную роль ВСП в заполнении озоном средней атмосферы после разрушения полярного вихря.

Таблица 1. Суточные вариации концентрации мезосферного озона во время полярной ночи

Дата	Концентрация озона (60 км), мол/см ³		Тропосферное ослабление
	полдень 10:00–14:00 мск	полночь 22:00–02:00 мск	
26.12.2017	$(4.32 \pm 0.15) \times 10^9$	$(4.25 \pm 0.23) \times 10^9$	(0.2026 ± 0.0004) (0.2195 ± 0.0015)
27.12.2017	$(4.12 \pm 0.20) \times 10^9$	$(6.24 \pm 0.22) \times 10^9$	(0.2069 ± 0.0005) (0.2146 ± 0.0035)
28.12.2017	$(4.28 \pm 0.16) \times 10^9$		(0.2073 ± 0.0007)
Среднее	$(4.24 \pm 0.05) \times 10^9$	$(5.24 \pm 0.70) \times 10^9$	
20.12.2018	$(4.35 \pm 0.12) \times 10^9$	$(5.30 \pm 0.13) \times 10^9$	(0.2107 ± 0.0006) (0.2575 ± 0.0060)
21.12.2018	$(4.34 \pm 0.12) \times 10^9$	$(5.84 \pm 0.14) \times 10^9$	(0.3133 ± 0.0049) (0.2312 ± 0.0023)
22.12.2018	$(4.77 \pm 0.15) \times 10^9$	$(5.76 \pm 0.19) \times 10^9$	(0.1985 ± 0.0021) (0.2122 ± 0.0018)
23.12.2018	$(4.80 \pm 0.12) \times 10^9$	$(6.44 \pm 0.12) \times 10^9$	(0.2262 ± 0.0022) (0.2575 ± 0.0020)
24.12.2018	$(4.95 \pm 0.18) \times 10^9$		(0.2209 ± 0.0007)
Среднее	$(4.64 \pm 0.11) \times 10^9$	$(5.87 \pm 0.20) \times 10^9$	
20.12.2019		$(5.21 \pm 0.06) \times 10^9$	(0.2893 ± 0.0151)
21.12.2019	$(4.50 \pm 0.06) \times 10^9$	$(4.73 \pm 0.10) \times 10^9$	(0.3708 ± 0.0054) (0.3927 ± 0.0040)
25.12.2019	$(4.54 \pm 0.05) \times 10^9$	$(4.83 \pm 0.09) \times 10^9$	(0.3885 ± 0.0099) (0.3696 ± 0.0080)
26.12.2019	$(4.27 \pm 0.08) \times 10^9$	$(5.01 \pm 0.08) \times 10^9$	(0.2158 ± 0.0021) (0.2345 ± 0.0013)
Среднее	$(4.44 \pm 0.07) \times 10^9$	$(4.94 \pm 0.09) \times 10^9$	

По-видимому, это происходит из-за переноса озона в воздушных массах из более низких широт вплоть до высот мезосферы. Возможно, слабые ВСП (зима 2019–2020 гг.) не обеспечивают заполнение озоном средней атмосферы в полярных широтах. Все сказанное указывает на необходимость учета влияния динамических процессов на поведение озона средней атмосферы, и, самое главное, на поведение мезосферного озона. В наземных измерениях в течение трех зим над Апатитами обнаружена значительная изменчивость мезосферного озона во время ВСП. Это становится важным при оценке воздействия заряженной компоненты на мезосферный озон в авроральной зоне.

Как известно из модельных расчетов [Seppälä and Clilverd, 2014; Matthes et al., 2017; Lee et al., 2021], солнечные протонные события и высыпания авроральных электронов могут вызвать изменчивость полярного озона на 12–24% в мезосфере.

В табл. 1 приведены суточные концентрации озона в мол/см³, усредненные за 4 часа вблизи полдня и полночи на высоте 60 км в декабре для трех зимних сезонов. Обращает на себя внимание повторяемость величины концентрации озона в декабре от одного зимнего сезона к другому. Средняя амплитуда суточного хода для декабря 2017 г. – 23%, для декабря 2018 г. – 26%, для декабря 2019 г. – 11%.

В последнем столбце табл. 1 указаны средние значения тропосферного поглощения в периоды непрерывных измерений. Эти величины поглощения определяют условия наземных микроволновых наблюдений озона средней атмосферы. Величина поглощения и ее флуктуации, которые связаны с водяным паром, увеличивают ошибки измерений спектра O_3 . По данным таблицы можно приближенно вычислить среднюю осаждаемую воду над Апатитами. Эти оценки показывают, что условия в тропосфере для аналогичных радиометрических измерений на ст. Ny-Alesund, Svalbard ($79^\circ N$, $12^\circ E$), отличаются от условий в Апатитах [Schranz et al., 2018], что может оказывать влияние на качество получаемых результатов.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Одним из важных результатов настоящей статьи является успешное использование для диагностики озона средней атмосферы радиофизического метода — наземной радиометрии в миллиметровом диапазоне длин волн.

Основным результатом микроволновых наблюдений в Апатитах в период низкой солнечной активности является необходимость учета влияния динамических процессов на поведение озона средней атмосферы, и, самое главное, на поведение мезосферного озона. Это становится важным при оценке воздействия заряженной компоненты на мезосферный озон в авроральной зоне.

Из результатов наших исследований следует, что вариации мезосферного озона (на высоте 60 км) в зимний сезон периода низкой солнечной активности были в основном связаны с изменениями циркуляции атмосферы. Изменчивость концентрации мезосферного озона (60 км), которая происходит из-за фотохимических процессов, может значительно уступать вариациям O_3 , которые вызваны динамическими процессами, а именно полярным вихрем и (или) внезапными стратосферными потеплениями.

Наземные измерения озона с временным разрешением 15 мин показали значительное и продолжительное влияние внезапных стратосферных потеплений на озон средней атмосферы. Возможным следствием стратосферных потеплений являются кратковременные, продолжительностью несколько дней, “всплески” мезосферного озона на высоте 60 км. Термин всплески мы употребляем как приращение концентрации озона относительно невозмущенного уровня.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках Государственного задания Института прикладной физики Российской академии наук (проект № 0030-2021-0008).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белоглазов М.И., Демкин В.М., Красильников А.А., Кукин Л.М., Куликов Ю.Ю., Рыскин В.Г., Шанин В.Н. Микроволновые измерения содержания озона в зимней стратосфере Арктики // Геомагнетизм и аэронавигация. Т. 50. № 2. С. 265–272. 2010.
- Бочковский Д.А., Виролайнен Я.А., Куликов Ю.Ю., Маричев В.Н., Поберовский А.В., Рыскин В.Г., Тимофеев Ю.М. Наземный микроволновый мониторинг озона средней атмосферы над Санкт-Петербургом и Томском во время стратосферного потепления зимой 2013–2014 гг. // Изв. вузов. Радиофизика. Т. 59. № 4. С. 299–307. 2016.
- Варгин П.Н., Кирюшов Б.М. Внезапное стратосферное потепление в Арктике в феврале 2018 г. и его влияние на тропосферу, мезосферу и озоновый слой // Метеорология и гидрология. № 2. С. 41–56. 2019.
- Красильников А.А., Куликов Ю.Ю., Мазур А.Б., Рыскин В.Г., Серов Н.В., Федосеев Л.И., Швецов А.А. Обнаружение “озоновых облаков” в верхней стратосфере Земли методом миллиметровой радиометрии // Геомагнетизм и аэронавигация. Т. 37. № 3. 174–183. 1997.
- Красильников А.А., Куликов Ю.Ю., Рыскин В.Г., Федосеев Л.И. Микроволновое радиометрическое зондирование верхней атмосферы над Нижним Новгородом // Изв. вузов. Радиофизика. Т. 41. № 11. С. 1405–1423. 1998.
- Красильников А.А., Куликов Ю.Ю., Рыскин В.Г. Полярные стратосферные облака и вариации озона по данным микроволновой радиометрии // Труды XX Всероссийской конференции по распространению радиоволн. Нижний Новгород. 2–4 июля 2002 г. С. 358–359. 2002а.
- Красильников А.А., Куликов Ю.Ю., Рыскин В.Г. Особенности поведения озона верхней атмосферы зимой 1999/2000 гг. по результатам одновременных микроволновых наблюдений в Нижнем Новгороде ($56^\circ N$, $44^\circ E$) и Апатитах ($67^\circ N$, $35^\circ E$) // Геомагнетизм и аэронавигация. Т. 42. № 2. С. 265–273. 2002б.
- Красильников А.А., Куликов Ю.Ю., Рыскин В.Г., Щитов А.М. Микроволновые приемники для диагностики малых газовых составляющих земной атмосферы // Изв. РАН. Сер. физическая. Т. 67. № 12. С. 1791–1795. 2003.
- Красильников А.А., Куликов Ю.Ю., Рыскин В.Г., Демкин В.М., Кукин Л.М., Михайловский В.Л., Шанин В.Н., Шейнер М.З., Шумилов В.А., Щитов А.М. Новый малогабаритный микроволновый спектрометрический радиометр — озонометр // Приборы и техника эксперимента. № 1. С. 127–133. 2011.
- Куликов Ю.Ю., Красильников А.А., Рыскин В.Г. Результаты микроволновых исследований структуры озонового слоя полярных широт во время зимних аномальных потеплений стратосферы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 38. № 2. С. 182–191. 2002.
- Куликов Ю.Ю., Рыскин В.Г., Красильников А.А., Кукин Л.М. Микроволновые наблюдения изменчивости озона в стратосфере высоких широт зимой 2002–2003 годов // Изв. вузов. Радиофизика. Т. 48. № 2. С. 134–141. 2005.
- Куликов Ю.Ю., Красильников А.А., Демкин В.М., Рыскин В.Г. Вариации концентрации мезосферного озона во время полного солнечного затмения 29 марта 2006 года по данным микроволновой радиометрии //

- Изв. РАН Физика атмосферы и океана. Т. 44. № 4. С. 522–526. 2008.
- Куликов Ю.Ю., Поберовский А.В., Рыскин В.Г., Юшков В.А. Обнаружение больших флуктуаций в содержании озона средней атмосферы во время внезапных стратосферных потеплений в приполярных широтах Арктики // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 60. № 2. С. 261–269. 2020.
<https://doi.org/10.1134/S0016793220020097>
- Соломонов С.В., Кротопкина Е.П., Розанов С.Б., Игнатъев А.Н., Лукин А.Н. Влияние сильных внезапных стратосферных потеплений на озон в средней стратосфере по наблюдениям на миллиметровых волнах // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 57. № 3. С. 392–400. 2017.
- Цветкова Н.Д., Варгин П.Н., Лукьянов А.Н., Кирюшов Б.М., Юшков В.А., Хамматов В.У. Исследование химического разрушения озона и динамических процессов в стратосфере Арктики зимой 2019/20 г. // Метеорология и гидрология. № 9. С. 70–83. 2021.
<https://doi.org/10.52002/0130-2906-2021-9-70-83>
- Barnett J.J., Corney M. Middle atmosphere reference model derived from satellite data / ICSU Middle Atmosphere Program. Handbook for MAP. V. 16. P. 47–85. 1985.
- Connor B.J., Siskind D.E., Tsou J.J., Parrish A., Remsberg E.E. Ground-based microwave observations of ozone in the upper stratosphere and mesosphere // J. Geophys. Res. – Atmos. V. 99. № 8. P. 16757–16770. 1994.
<https://doi.org/10.1029/94JD01153>
- Hilsenrath E., Seiden L., Goodman P. An ozone measurement in the mesosphere and stratosphere by means of a rocket sonde // J. Geophys. Res. – Oc. Atm. V. 74. № 28. P. 6873–6879. 1969.
<https://doi.org/10.1029/JC074i028p06873>
- Hilsenrath E. Ozone measurements in the mesosphere and stratosphere during two significant geophysical events // J. Atmos. Sci. V. 28. № P. 295–297. 1971.
[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1971\)028<0295:OMIT-MA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1971)028<0295:OMIT-MA>2.0.CO;2)
- Hilsenrath E. Rocket observations of the vertical distribution of ozone in the polar night and during a mid-winter stratospheric warming // Geophys. Res. Lett. V. 7. № 8. P. 581–584. 1980.
<https://doi.org/10.1029/GL007i008p00581>
- <http://gml.noaa.gov/dv/iadv/graph.php?code=SUM&program=ozmw&type=vp>
- <http://mls.jpl.nasa.gov>
- <https://mls.jpl.nasa.gov/data/NRT-user-guide-v42.pdf>
- https://acd-ext.gsfc.nasa.gov/Data_services/met/ann_data.html
- <https://gmao.gsfc.nasa.gov>
- <http://cds-espri.ipsl.fr/etherTypo/index.php?id=1663&L=1>
- Keating G.M., Pitts M.C., Young D.F. Ozone reference model for the middle atmosphere (New CIRA) / ICSU Middle Atmosphere Program. Handbook for MAP. V. 31. P. 1–36. 1989.
- Kulikov Y.Y., Andriyanov A.F., Demin V.I., Demkin V.M., Kirillov A.S., Ryskin V.G., Shishaev V.A. The microwave monitoring of the middle atmosphere ozone on Kola Peninsula during last three winters // “Physics of Auroral Phenomena”. Proc. XLIV Annual Seminar. Apatity. March 15–19, 2021. P. 168–171. 2021.
<https://doi.org/10.51981/2588-0039.2021.44.039>
- Kulikov Y.Y., Krasilnikov A.A., Shchitov A.M. New mobile ground-based instrument for research of stratospheric ozone (some results of observation) // The Sixth International Kharkov Symposium on Physics and Engineering of Microwaves, Millimeter and Submillimeter Waves (MSMW’07) Proceedings. Kharkov, Ukraine. June 25–30, 2007. V. 1. P. 62–66. 2007.
- Kulikov Yu.Yu., Kuznetsov I.V., Andrianov A.F. et al. Stratospheric ozone variability in high latitudes from microwave observations // J. Geophys. Res. – Atmos. V. 99. № 10. P. 21109–21116. 1994.
<https://doi.org/10.1029/94JD01102>
- Kulikov Yu.Yu., Ryskin V.G. Relation between ozone and temperature in the Arctic stratosphere // Int. J. Geomagn. Aeronomy. V. 1. № 3. P. 253–257. 1999.
- Kulikov Yu.Yu., Ryskin V.G., Krasilnikov A.A. Microwave sounding measurements of the ozone layer in the polar and mid-latitude stratosphere in the winter seasons of 1998–2001 // Izv. Atm. Oc. Phys. V. 39. Suppl. P. S56–S61. 2003.
- Lee J.-H., Jee G., Kwak Y.-S., Hwang H., Seppälä A., Song I.-S., Turunen E., Lee D.-Y. Polar middle atmospheric responses to medium energy electron (MME) precipitation using numerical model simulations // Atmosphere. V. 12. № 2. ID 133. 2021.
<https://doi.org/10.3390/atmos12020133>
- Lobsiger E. Künzi K.F. Night-time increase of mesospheric ozone measured with ground-based microwave radiometry // J. Atmos. Terr. Phys. V. 48. № 11–12. P. 1153–1158. 1986.
[https://doi.org/10.1016/0021-9169\(86\)90035-8](https://doi.org/10.1016/0021-9169(86)90035-8)
- Manney G.L., Schwartz M.J., Krüger K. et al. Aura Microwave Limb Sounder observations of dynamics and transport during the record-breaking 2009 Arctic stratospheric warming // Geophys. Res. Lett. V. 36. № 12. ID L12815. 2009.
<https://doi.org/10.1029/2009GL038586>
- Manney G.L., Livesey N.J., Santee M.L. et al. Record-low Arctic stratospheric ozone in 2020: MLS observations of chemical processes and comparisons with previous extreme winters // Geophys. Res. Lett. V. 47. № 16. ID e2020GL089063. 2020.
<https://doi.org/10.1029/2020GL089063>
- Manney G.L., Millan L.F., Santee M.L., Wargan K., Lambert A. et al. Signatures of anomalous transport in the 2019/20 Arctic stratospheric polar vortex // J. Geophys. Res. – Atmos. V. 127. № 20. ID e2022JD037407. 2022.
<https://doi.org/10.1029/2022JD037407>
- Matthes K., Funke B., Andersson M.E. et al. Solar forcing for CMIP6 (v3.2) // Geosci. Model Dev. V. 10. № 6. P. 2247–2302. 2017.
<https://doi.org/10.5194/gmd-10-2247-2017>
- Okui H., Sato K., Koshin D., Watanabe S. Formation of a mesospheric inversion layer and the subsequent stratopause associated with the major stratospheric sudden warming in the 2018/19 // J. Geophys. Res. – Atmos. V. 126. № 18. ID e2021JD034681. 2021.
<https://doi.org/10.1029/2021JD034681>
- Palm M., Hoffmann C.G., Golchert S.H.W., Notholt J. The ground-based MW radiometer OZORAM on Spitsbergen – description and status of stratospheric and mesospheric O₃

- measurements // *Atmos. Meas. Tech.* V. 3. № 6. P. 1533–1545. 2010.
<https://doi.org/10.5194/amt-3-1533-2010>
- *Penfield H., Litvak M.M., Gottlieb C.A., Lilley A.E.* Mesospheric ozone measured from ground-based millimeter wave observations // *J. Geophys. Res.* V. 81. N 34. P. 6115–6120. 1976.
<https://doi.org/10.1029/JA081i034p06115>
- *Rao J., Ren R., Chen H., Yu J., Zhou J.* The stratospheric sudden warming event in February 2018 and its prediction by a climate system model // *J. Geophys. Res. – Atmos.* V. 123. № 23. P. 13332–13345. 2018.
<https://doi.org/10.1029/2018JD028908>
- *Schoeberl M.R.* Stratospheric warming: Observations and theory // *Rev. Geophys.* V. 16. № 4. P. 521–538. 1978.
<https://doi.org/10.1029/RG016i004p00521>
- *Schranz F., Fernandez S., Kämpfer N., Palm M.* Diurnal variation in middle-atmospheric ozone observed by ground-based microwave radiometry at Ny-Ålesund over 1 year // *Atmos. Chem. Phys.* V. 18. № 6. P. 4113–4130. 2018.
<https://doi.org/10.5194/acp-18-4113-2018>
- *Schranz F., Tschanz B., Rüfenacht R., Hocke K., Palm M., Kämpfer N.* Investigation of Arctic middle-atmospheric dynamics using 3 years of H₂O and O₃ measurements from microwave radiometers at Ny-Alesund // *Atmos. Chem. Phys.* V. 19. № 15. P. 9927–9947. 2019.
<https://doi.org/10.5194/acp-19-9927-9947>
- *Seppälä A., Clilverd M.A.* Energetic particle forcing of the Northern Hemisphere winter stratosphere: Comparison to solar irradiance forcing // *Frontier in Physics.* V. 2. 2014.
<https://doi.org/10.3389/fphy.2014.00025>
- *Smyshlyaev S.P., Vargin P.N., Motsakov M.A.* Numerical modeling of ozone loss in the exceptional arctic stratosphere winter-spring of 2020 // *Atmosphere.* V. 12. № 11. ID 1470. 2021.
<https://doi.org/10.3390/atmos12111470>
- *Waters J.W., Froidevaux L., Harwood R.S. et al.* The earth observing system microwave limb sounder (EOS MLS) on the Aura satellite // *IEEE Trans. Geosci. Remote.* V. 44. № 5. P. 1075–1092. 2006.
<https://doi.org/10.1109/TGRS.2006.873771>
- *Wilson W.J., Schwartz P.R.* Diurnal variations of mesospheric ozone using millimeter-wave measurements // *J. Geophys. Res. – Oceans.* V. 86. № 8. P. 7385–7388. 1981.
<https://doi.org/10.1029/JC086iC08p07385>
- *Zommerfelds R.M., Künzi K.F., Summers M.E., Bevilacqua R.M., Strobel D.F., Allen M., Sawchuck W.J.* Diurnal variations of mesospheric ozone obtained by ground-based microwave radiometry // *J. Geophys. Res. – Atmos.* V. 94. № 10. P. 12819–12832. 1989.
<https://doi.org/10.1029/JD094iD10p12819>