

УДК 550.388.2

ДОЛГОВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ПАРАМЕТРОВ СРЕДНЕЙ И ВЕРХНЕЙ АТМОСФЕРЫ И ИОНОСФЕРЫ (ОБЗОР)

© 2020 г. А. Д. Данилов¹, *, А. В. Константинова¹, **

¹Институт прикладной геофизики им. акад. Е.К. Федорова Росгидромета (ИПГ),
г. Москва, Россия

*e-mail: adanilov99@mail.ru

**e-mail: anna@tabulata.ru

Поступила в редакцию 09.12.2019 г.

После доработки 09.01.2020 г.

Принята к публикации 23.01.2020 г.

Дан обзор основных публикаций последних восьми лет, посвященных выделению долговременных трендов параметров средней атмосферы, термосферы и ионосферы. Показано, что в средней атмосфере отрицательные тренды температуры надежно установлены на основании наблюдений различными методами. В термосфере имеются результаты анализа орбит спутников, дающие отрицательные тренды плотности на высотах ~400 км. Неожиданно высокие отрицательные тренды ионной температуры T_i получены методом некогерентного рассеяния выше ~220 км. На высотах слоя $F1$ те же измерения дают высокие положительные тренды T_i . Есть расхождения в оценках абсолютной величины отрицательных трендов критической частоты и высоты слоя $F2$, но по мнению авторов эти тренды достаточно высоки.

DOI: 10.31857/S0016794020040045

1. ВВЕДЕНИЕ

Человечество выбрасывает в атмосферу все больше так называемых парниковых газов. Увеличение их количества ведет, естественно, к соответствующему увеличению температуры тропосферы. Это явление получило название “глобального потепления”. Хотя в формировании глобального потепления участвуют несколько газов, для простоты часто говорят лишь об увеличении выброса в атмосферу CO_2 , поскольку именно этот газ вносит наибольший вклад в парниковый эффект и поскольку рост антропогенных выбросов этого газа происходит наиболее быстро.

Проблема глобального потепления выходит за рамки данной статьи. Мы начинаем с ее упоминания лишь потому, что именно рост количества CO_2 в атмосфере является причиной тех эффектов в средней и верхней атмосфере и ионосфере, которым эта статья посвящена.

Дело в том, что, если в тропосфере увеличение CO_2 приводит к росту температуры (парниковый эффект), то, начиная со стратосферы и выше, молекулы двуокиси углерода играют прямо противоположную роль в температурном режиме атмосферного газа: они ведут к уменьшению его температуры.

Из самых общих соображений ясно, что уменьшение температуры газа должно приводить

к изменениям в средней и верхней атмосфере (поскольку температура является главным термобарическим параметром), причем эти изменения могут (и должны) быть различны для разных параметров и в разных высотных областях.

Одним из авторов [Данилов, 2012] был опубликован обзор работ по изучению долговременных трендов параметров средней и верхней атмосферы и ионосферы. За годы, прошедшие после написания обзора, появилось много работ по самым различным аспектам проблемы, связанным как с поисками трендов различных параметров на основании многолетних рядов наблюдений, так и с теоретическим моделированием эффектов в атмосфере и ионосфере, вызываемых увеличением количества CO_2 . В частности, много новых результатов было доложено на четырех симпозиумах по долговременным трендам, проводившихся под эгидой нескольких международных научных организаций (IAGA/ICMA/CAWSES) и состоявшихся в 2012, 2014, 2016 и 2018 гг.

В данной работе мы не будем повторять описание основных этапов развития взглядов на проблему, начиная от основополагающих работ [Roble and Dickinson, 1989; Rishbeth and Roble, 1992], в которых была сделана попытка предсказать на основании теоретических моделей ожидаемые эффекты в термосфере и ионосфере при удвое-

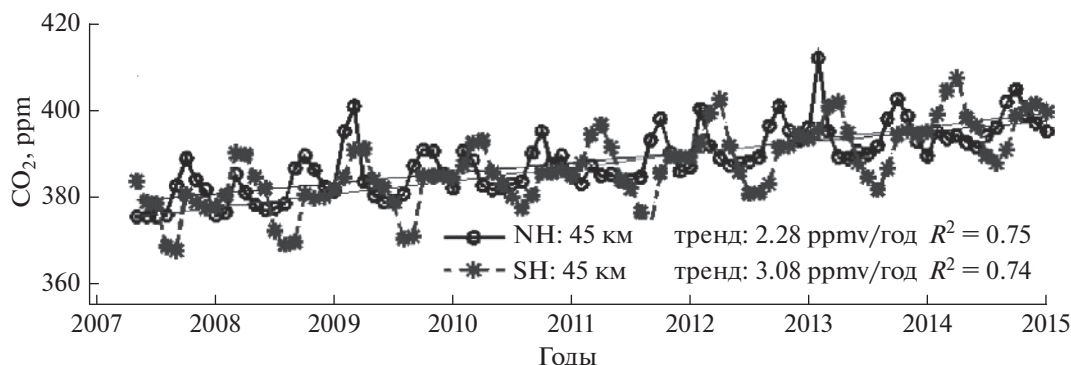


Рис. 1. Изменение количества CO₂ в течение последнего десятилетия согласно измерениям аппаратурой SOFIE на высоте 45 км согласно Su et al. [2018].

нии количества CO₂ в атмосферном газе, и кончая публикацией концепции оседания и охлаждения средней и верхней атмосферы [Laštovička et al., 2008], которую в настоящее время можно считать общепринятой. За более подробным описанием указанных работ и других работ, опубликованных до 2012 г., мы отсылаем читателя к указанному выше обзору.

Хотя история изучения рассматриваемой проблемы насчитывает всего два десятилетия, в ней уже было много неожиданностей, поворотов сюжета, ошибочных заключений и возвращений к первоначальному воззрению. По некоторым аспектам проблемы (например, по поиску трендов параметров слоя F₂ или трендов температуры в мезосфере), литература уже столь обширна, что охватить все соответствующие публикации в рамках одной работы невозможно. Да это и выходит за рамки данной статьи. Мы постараемся здесь дать картину современного взгляда на проблему, отметив по возможности те вопросы, в отношении которых имеется удовлетворительное согласие, и те проблемы, где есть разногласия в различных экспериментальных данных и противоречия во взглядах различных групп исследователей.

2. ТРЕНДЫ В СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЕ

К средней атмосфере традиционно относят стратосферу, мезосферу и так называемую область MLT (мезосфера и нижняя термосфера). Измерения температуры в средней атмосфере проводятся в ракетных пусках, наземными лидами и на основании наблюдений атмосферных эмиссий. В последнее десятилетие к этим методам добавились и спутниковые измерения как температуры, так и состава атмосферы дистанционными методами.

Монотонное увеличение количества двуокиси углерода в атмосфере продолжается непрерывно. Рост количества CO₂ согласно измерениям на

ст. Мауна Лоа (США) составляет 2 ppm в год [Yue et al., 2018]. В настоящее время превышение над доиндустриальным уровнем (1980 г.) составляет чуть менее 30%. В соответствии с физическими законами, контролирующими распределение барометрических параметров в атмосфере, состав атмосферы (в силу действия турбулентной диффузии) должен оставаться постоянным до высоты так называемой турбопаузы (~110–120 км). Именно поэтому увеличение количества CO₂ в результате антропогенной деятельности неизбежно должно происходить и на всех высотах средней атмосферы, и в области MLT. То, что это действительно происходит, подтвердили измерения аппаратурой SABER на спутнике TIMED [Mlynarczyk et al., 2016]. Согласно 20-летним измерениям аппаратурой SABER на спутнике TIMED [Yue et al., 2016] рост количества CO₂ ниже 80 км происходит с той же скоростью, что и в тропосфере: 5% за десятилетие. Тренды CO₂ составляют 20.6 ± 3.0 , 19.5 ± 4.5 и 19.9 ± 5.5 ppm за десятилетие на высотах 80, 90 и 100 км, соответственно [Yue et al., 2018]. Авторы специально подчеркивают, что из данных убраны эффекты солнечной активности и квазидвухлетних осцилляций (QBO).

На рисунке 1 приведено изменение количества двуокиси углерода со временем на высоте 45 км по измерениям аппаратурой SOFIE на спутнике AIM согласно [Su et al., 2018]. Видно, что в северном полушарии тренд на 45 км близок к тренду, получаемому на ст. Мауна Лоа, тогда как в южном полушарии этот тренд заметно выше: ~3 ppm в год.

Измерения трендов CO₂ на высотах стратосферы и мезосферы важны для контроля трендов, получаемых по наземным измерениям. Измерять небольшие изменения газовых примесей в приземной загрязненной атмосфере трудно, и даже эталонные измерения на ст. Мауна Лоа нуждаются в проверке. Измерения дистанционными методами на различных высотах в средней атмосфере

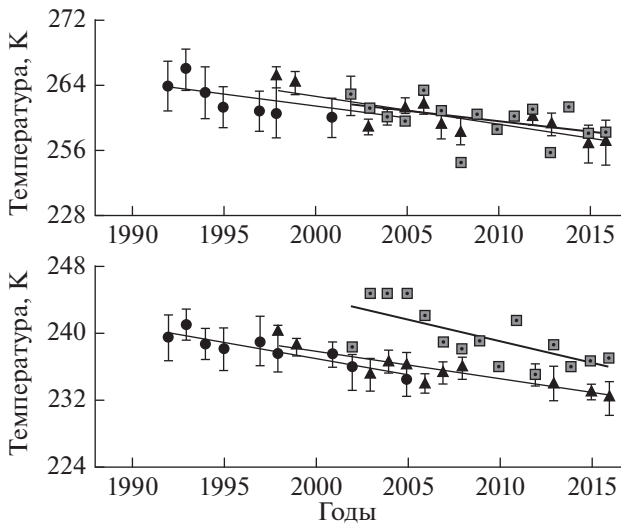


Рис. 2. Изменения температуры на высотах 45 км (верхняя панель) и 35 км (нижняя панель) согласно Sharma et al. [2016].

ре являются такой проверкой и дают хорошее согласие с наземными наблюдениями.

Первый детальный анализ всей совокупности измерений температуры в средней атмосфере был представлен Beig [2002]. В дальнейшем результаты этого анализа неоднократно уточнялись как самим автором, так и другими исследователями, и было подтверждено существование систематического охлаждения атмосферного газа на высотах средней атмосферы.

В последующие годы результаты оценок трендов T в средней атмосфере неоднократно уточнялись (соответствующие ссылки см., например, в работе [Beig, 2016]). Новые результаты подтвердили принципиальный вывод об охлаждении стратосферы и мезосферы и позволили устранить ряд противоречий. В настоящее время данные из-

мерений различными наземными и спутниковыми методами хорошо согласуются между собой [Beig, 2018]. В качестве иллюстрации приводится рис. 2, взятый из работы Sharma et al. [2016]. На рисунке видно, что измерения аппаратурой SABER на спутнике TIMED (квадраты) и аппаратурой HALOE на спутнике UARS (кружки) дают изменения T со временем, близкие между собой и с наземными лидарными измерениями (треугольники).

Серьезная дискуссия разгорелась вокруг трендов серебристых облаков (NLC) и явлений PMC (полярные мезосферные облака) и PMSE (полярные мезосферные летние эхо). Описание начала этой дискуссии и соответствующие ссылки можно найти в упомянутом выше обзоре.

Лишь относительно недавно [DeLand, 2016; Fiedler et al., 2016; Latteck, 2016; Berger et al., 2016] имевшиеся противоречия удалось устранить. Выяснилось, что наблюдения всех трех явлений (PMC, NLC, и PMSE) дают значимый положительный тренд. Согласно измерениям на 8 спутниках частота появления PMC увеличилась в 1.5 раза. Такое же изменение наблюдается и по частоте появления NLC. Радары фиксируют рост числа PMSE. В качестве иллюстрации на рис. 3 приведено изменение со временем частоты появления (ЧП) PMSE согласно Latteck [2016]. Все три явления связаны с количеством воды и температурой (ледяные кристаллы) и таким образом указывают на понижение температуры атмосферы на высотах 82–84 км и увеличение количества паров воды.

В 2018 г. был подведен итог большой программы изучения NLC, проводившейся в Институте Физики Атмосферы (Kühlungsborn, Германия) [Lübken et al., 2018a, b]. Получен ряд надежных новых результатов, касающихся NLC. Прежде всего, это то, что частота появления NLC существенно растет: вероятность наблюдения NLC по

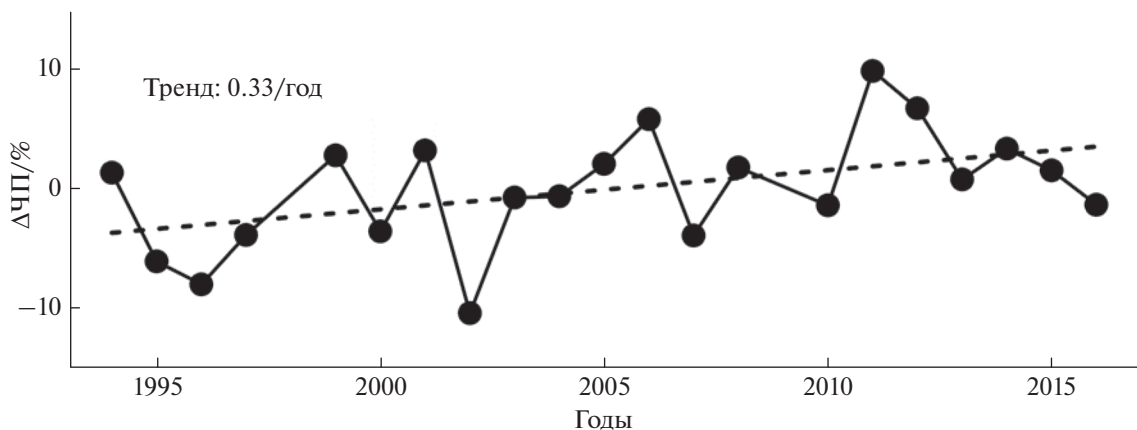


Рис. 3. Изменение со временем частоты появления PMSE согласно Latteck [2016].

сравнению с доиндустриальным периодом (в качестве границы обычно принимается 1980 г.) выросла в 10 раз (!).

При этом растет не яркость облаков, как считалось до этого, а именно частота их возникновения. Более того, оказалось, что основной причиной трендов NLC является не охлаждение окружающего газа, а увеличение в этом газе количества паров воды. Охлаждение газа понижает высоту серебристых облаков, но мало влияет на их яркость. Увеличение количества ледяных кристаллов, образующих облака, а, следовательно, и их яркости, происходит из-за увеличения количества H_2O . Последнее вызвано увеличением в атмосфере наряду с CO_2 также и количества метана, который при диссоциации солнечным излучением дает атомы водорода, формирующие пары воды. Обнаружению положительных трендов паров воды в стратосфере и мезосфере было посвящено несколько публикаций [Nath, 2018; Lübken et al., 2018b; Ratnam, 2018]. В частности, было показано, что на высотах 30–50 км количество паров воды растет на 3% за десятилетие [Ratnam, 2018].

На сегодня картина трендов температуры в средней атмосфере выглядит следующим образом [Beig, 2018]. Температура в стратосфере и мезосфере продолжает понижаться – наиболее сильный отрицательный тренд составляет 3 К за десятилетие на высотах 40 и 60 км. Однако охлаждение стратосферы в северном полушарии замедлилось из-за восстановления (в результате действия Монреальского протокола) количества озона (см. ниже) – в 1997 г. наибольший отрицательный тренд в стратосфере составлял более 4 К. В мезосфере заметного восстановления озона не происходит, и отрицательный тренд температуры по-прежнему составляет 3–4 К за десятилетие.

В настоящее время в средней атмосфере в основном идет уточнение эффектов – поиск суточных, сезонных и локальных вариаций трендов различных параметров [Beig, 2018]. Подтвердился тот факт, что температурные тренды и в стратосфере, и в мезосфере сильно зависят от сезона (зимой отрицательные тренды сильнее), а потому использовать среднегодовые величины T для выделения трендов нельзя. Выяснилось, что тренды температуры зависят от места наблюдения. Согласно Beig [Там же] даже в двух пунктах, расположенных в Индии, профили трендов T в стратосфере и мезосфере отличаются друг от друга. То же утверждение делается и на основании данных, полученных аппаратурой SABER и наземными наблюдениями в трех долготных зонах экваториальной области: Бразилия, Африка и Индия [Там же]. Получено, что высотные профили трендов T во всех трех случаях различаются, но общая тенденция охлаждения средней атмосферы на 2–4 К за десятилетие сохраняется.

Было обнаружено также, что дни внезапных стратосферных потеплений (SSW), когда температура в стратосфере резко повышается, вносят существенный вклад в получаемые тренды, если эти дни также включаются в анализ. При правильном анализе трендов температуры в стратосфере и мезосфере эти дни нужно исключать из рассмотрения. Все сказанное иллюстрирует рис. 4 [Beig, 2016]. Сплошная линия 1 показывает тренд T зимой при исключении дней SSW. Штриховой линией 2 показан тренд также в зимний период, но при включении в анализ всех дней, включая и дни SSW. Сплошная линия 3 показывает тренд в летний период. Наличие сезонного различия очевидно. Штриховой линией 4 показана среднеквадратическая ошибка.

Еще относительно недавно считалось, что тренд на мезопаузе равен нулю, хотя выше и ниже этой формации наблюдаются отрицательные тренды T . Однако сейчас большинство измерений дают на мезопаузе отрицательные тренды, равные 3–4 К за десятилетие [Yuan et al., 2019; She et al., 2019]. Точная причина изменения ситуации не ясна, но, возможно, она связана с восстановлением количества озона в области MLT.

Поскольку уменьшается температура мезосферы, в соответствии с барометрическим законом должна уменьшаться и ее плотность. По данным метеорных радаров в Beijing и Mohe (Китай) высота сгорания метеоров систематически уменьшается (на 56.2 м в год и 65.8 м в год, соответственно) [Liu, 2018]. Это подтверждает отрицательные тренды (уменьшение) плотности атмосферы на высотах ~90 км, поскольку метеоры сгорают в атмосфере достигнув определенной плотности атмосферного газа.

Помимо увеличения количества CO_2 на тренд температуры влияет еще и тренд (уменьшение) количества озона [Bremner and Berger, 2002]. На рисунке 5 из работы [Lübken et al., 2013] приведены высотные профили трендов температуры за счет только роста CO_2 (кривая 2) и за счет уменьшения количества O_3 (кривая 3). Кривая 1 дает суммарный тренд. Легко видеть, что уменьшение количества озона существенно увеличивает отрицательный тренд температуры.

Как известно, в 80 и 90-е годы общее количество озона (ТОС) уменьшалось из-за его разрушения галогенсодержащими соединениями (галонами). В результате действия Монреальского протокола выброс озоноразрушающих галонов резко уменьшился, и с 1997 г. началось восстановление ТОС. Однако это восстановление идет медленнее (1–2% за десятилетие), чем его разрушение до 1997 г. Это связано с тем, что озоноразрушающие галоны медленно вымываются из стратосферы. На сегодня количество галонов все еще лишь на 15–20% меньше, чем их наибольшее

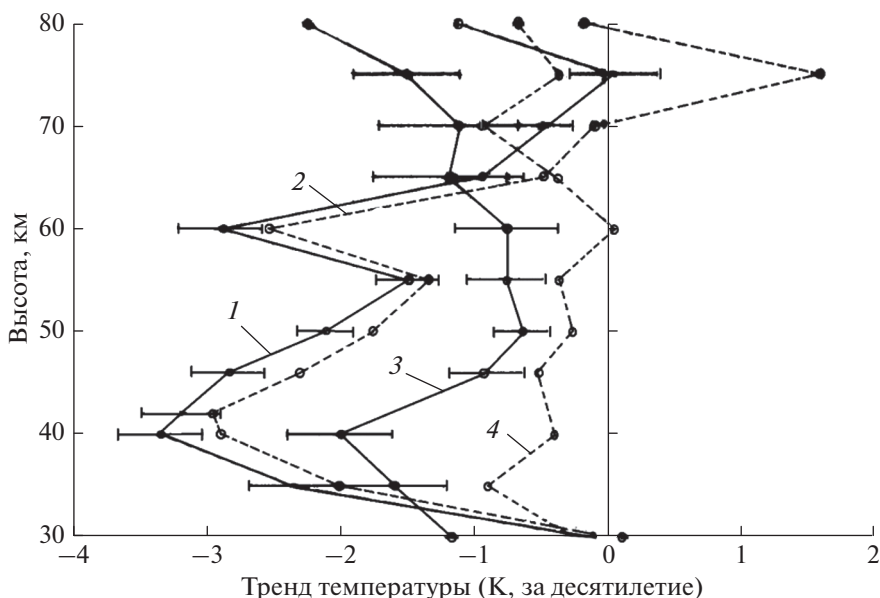


Рис. 4. Тренды температуры в средней атмосфере согласно Beig [2016].

количество в 1997 г. Сравнение изменения со временем количества эквивалентного эффективного стратосферного хлора (EESC) и общего количества озона приведено Sofieva [2018]. Это сравнение показывает, что восстановления ТОС до уровня 1980 г. можно ожидать лишь к 60-м годам нашего столетия. Однако в южном полушарии такого восстановления не происходит, и ТОС остается почти на 100 единиц Доплера ниже, чем в 1980 г. [Sinnhuber, 2016].

Восстановление количества озона в стратосфере ведет к уменьшению там отрицательных трендов температуры. В отношении мезосферы этого сказать нельзя, так как восстановления озона там не происходит из-за фотохимии, отличной от фотохимии O_3 в стратосфере. Как видно из рис. 5, вклад озона в уменьшение температуры в мезосфере составляет примерно одну треть общего эффекта охлаждения [Lübken et al., 2013].

Достаточно неожиданным явился результат Quack et al. [2016], согласно которому количество галогено-углеродных соединений ($CHBr_3$, CH_2Br_2 , $CHBr_2Cl$, CH_2ClI и других галонов) поступающих в атмосферу из воды океанов, увеличилось в атмосфере с 2010 по 2015 гг. Причина – изменение вертикальных потоков в атмосфере из-за изменения циркуляционной системы тропосферы в результате глобального потепления. В области экваториального разрыва тропопаузы эти соединения быстро переносятся в стратосферу и там “включаются” в разрушение озона. Сделан модельный прогноз на 120 лет [Там же]. В ближайшие десятилетия эти соединения будут вносить такой же вклад в разрушение озона, как галоны

антропогенного происхождения. Модели показывают, что в результате выполнения Монреальского протокола через 10 лет мы вернулись бы к уровню озона 1980 г. Но добавление галонов из океана задержит этот процесс еще на 10 лет.

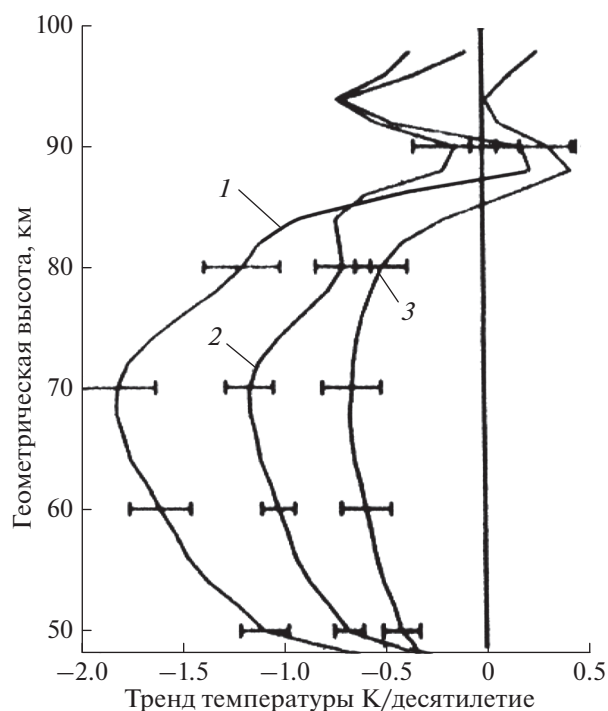


Рис. 5. Тренды T мезосферы с учетом и без учета влияния O_3 [Lübken et al., 2013].

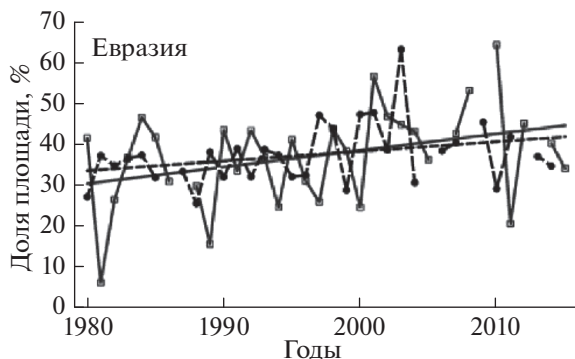


Рис. 6. Изменение со временем площади полярного стратосферного вихря над Евразией (сплошная линия — три зимних месяца, штриховая — февраль) [Zhang J. et al., 2018].

Восстановление O_3 идет неравномерно в различных широтных зонах и высотных интервалах. Наибольшие положительные тренды (восстановление) озона наблюдаются на средних широтах северного полушария на высотах 35–50 км (до 5% за десятилетие), тогда как в области экватора и в нижней стратосфере эти тренды малы или даже отрицательны [Sofieva, 2018].

Большой интерес представляют тренды динамических процессов в средней атмосфере. Изменение температуры атмосферного газа (да еще различное на разных широтах) должно неизбежно влиять, прежде всего, на ветровой режим стратосферы и мезосферы. Такое влияние действительно заметно [Emmert et al., 2001; Portnyagin et al., 2006; Hoffmann and Chau, 2016; Jacoby et al., 2016; Reid et al., 2018]. Преобладающий зональный ветер становится все более близок к восточному (направленному на восток). Этот факт создает более благоприятные условия для распространения вверх через стратосферу и мезосферу атмосферных волн, генерируемых в тропосфере в результате природных явлений (штормы, атмосферные фронты, землетрясения и т.д.) и антропогенной деятельности.

Согласно Hoffmann and Chau [2016] на $h = 74$ км максимальная скорость ветров с востока уменьшилась с 2000 до 2016 гг. на 8 м/с. При этом интенсивность ВГВ на 80 км возросла с 35 до 40 единиц. Согласно измерениям прибором SABER в высоких широтах южного полушария наблюдается рост интенсивности ВГВ на 20% за десятилетие [Yue et al., 2016]. В работе [Liu X. et al., 2018] экспериментально обнаружен рост количества ВГВ на высотах 35–60 км на 12–15% за десятилетие. Согласно Deng [2018] тренд ВГВ на 100 км составляет +10% в год. Этот тренд очень важен для анализа физических процессов в области турбопаузы (110–120 км), поскольку диссипация ВГВ в этой области является основным источником турбу-

лентности на этих высотах. Таким образом, усиление проникновения ВГВ через барьер горизонтальных ветров очень важно для проблемы увеличения коэффициента турбулентной диффузии, о которой будет говориться ниже.

Неожиданные результаты получены касательно циркумполярного вихря в северном полушарии [Zhang J. et al., 2018]. Обнаружено, что он увеличивается (площадь, покрываемая им, растет) и смещается в сторону Восточной Европы и России. Поскольку стабильный и мощный циркумполярный вихрь в южном полушарии является основной причиной так называемой “озонной дыры” над Антарктикой, следует ожидать появления значительных уменьшений общего количества озона (ТОС) и в указанных регионах северного полушария. Смещающийся циркумполярный вихрь несет в более низкие широты воздух, не только обедненный озоном, но и обогащенный озоноразрушающими соединениями, что должно усиливать уменьшение ТОС. Изменение площади той части вихря, которая находится над Евразией, приведено на рис. 6.

Сейчас говорят об американско-европейском диполе: положительные аномалии ТОС в американском долготном секторе и отрицательные аномалии в евразийском долготном секторе. Причина происходящего связана с глобальным потеплением. Соотношение площади открытой воды и льда в Баренцевом и Карском морях изменяется за счет таяния льда в сторону увеличения площади открытой воды. Это и приводит к изменению условий формирования циркумполярного вихря и его смещению в сторону Евразии.

Резюмируя все сказанное в данном параграфе, можно отметить, что в средней атмосфере, действительно, происходит систематическое увеличение количества CO_2 , и это приводит к отрицательным трендам температуры. Общее количество озона в результате уменьшения выброса в атмосферу озоноразрушающих веществ восстанавливается. Это хорошо выражено в стратосфере северного полушария и относительно слабо — в стратосфере южного. Восстановление озона приводит к уменьшению отрицательных трендов температуры в стратосфере северного полушария. В мезосфере восстановления озона практически не происходит, и тренды T составляют минус 3–4 К за десятилетие. В результате изменений температуры меняется ветровой режим стратосферы и мезосферы. Преобладающий зональный ветер становится все более направленным на восток, что благоприятствует проникновению внутренних атмосферных волн до уровня турбопаузы.

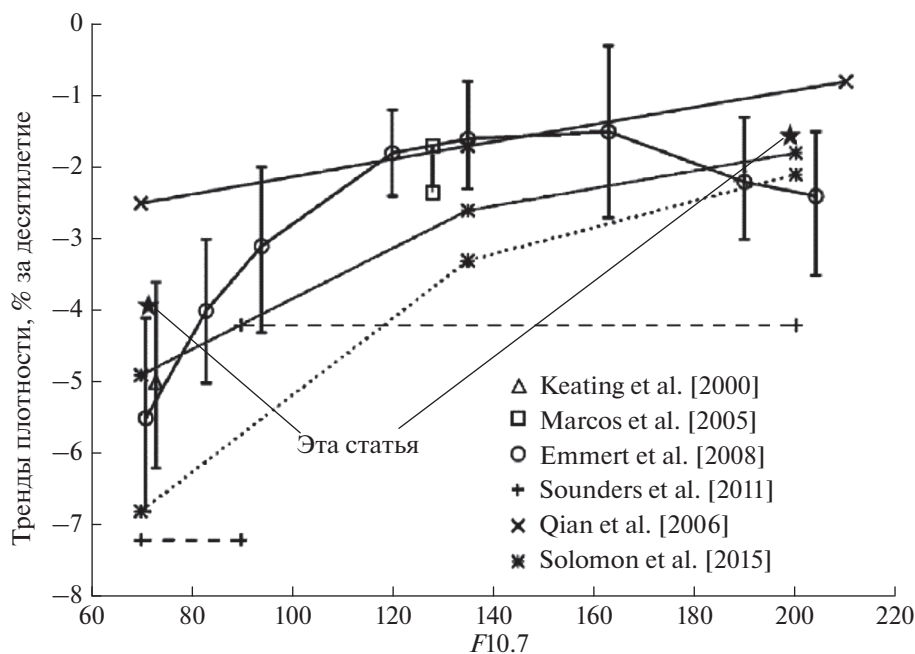


Рис. 7. Изменение трендов ρ с индексом $F10.7$ [Solomon et al., 2018].

3. ТРЕНДЫ В ТЕРМОСФЕРЕ

В основу концепции охлаждения и оседания средней и верхней атмосферы легли два экспериментальных факта, касающихся параметров верхней атмосферы — уменьшение плотности атмосферы на высотах ~ 400 км согласно данным об эволюции орбит спутников и уменьшение температуры ионов в ионосфере согласно измерениям методом некогерентного рассеяния (НР).

3.1. Тренды плотности термосферы

Первые указания на то, что анализ орбит спутников показывает, что плотность термосферного газа ρ систематически уменьшается, были представлены Keating et al. [2000]. В дальнейшем эти данные были подтверждены в работах [Emmert et al., 2004; Marcos et al., 2005]. Все три группы результатов хорошо согласовались между собой и давали отрицательный тренд плотности на 400 км в пределах 1.7–7.4% за десятилетие.

В дальнейшем аналогичный анализ проводился и другими группами авторов, и в настоящее время вывод об уменьшении плотности термосферы основывается на анализе более чем 10000 спутниковых орбит.

В результате этого анализа выяснилось, что магнитуда отрицательных трендов ρ сильно меняется с уровнем солнечной активности. Отрицательный тренд минимален при высокой активности (-1 – 2 % за десятилетие) и может достигать -8 % в период солнечного минимума. Сегодняшняя

картина зависимости трендов ρ от солнечной активности приведена на рис. 7.

На рисунке 7 хорошо видно, что все четыре группы экспериментальных данных, основанных на анализе эволюции большого количества спутниковых орбит, приводят к отрицательным трендам плотности от -1.5 % до -7 % за десятилетие. При этом приведенные данные указывают на значительное увеличение отрицательного тренда в период минимума солнечной активности ($F10.7 = 70$ – 80). На рисунке 7 приведены также результаты расчетов по теоретическим моделям, которые обсуждаются ниже в конце этого параграфа.

Причина изменений трендов плотности от максимума к минимуму солнечной активности в принципе понятна [Laštovička et al., 2012]. В охлаждении термосферы участвуют молекулы как CO_2 , так и окиси азота NO . Роль последних уменьшается от максимума к минимуму почти на порядок величины, тогда как интенсивность охлаждения за счет молекул CO_2 уменьшается всего на 35% [Mlynczak et al., 2010].

Полезно сравнить описанные экспериментальные данные с прогнозами по двум известным моделям, о которых мы упоминали выше [Roble and Dickinson, 1989; Rishbeth and Roble, 1992]. Первая модель дает отрицательный тренд плотности на 400 км, равный 2.0–3.8% за десятилетие при низкой ($F10.7 = 65$) солнечной активности. Вторая модель предсказывает отрицательный тренд в -1 % за десятилетие при высокой активности ($F10.7 = 210$). Качественно согласие про-

гноза с помощью указанных моделей с наблюдениями можно считать удовлетворительным. Но проблема (и очень серьезная) заключается в том, что все расчеты в указанных моделях сделаны для случая удвоения количества CO_2 в атмосфере. Но на сегодня рост CO_2 , как уже указывалось выше, не достиг еще и 30%. А, следовательно, никакого количественного согласия нет — оседание атмосферы (в данном случае — уменьшение плотности) идет гораздо быстрее, чем дают “классические” модели. Это — первая из самых больших проблем всей ситуации с долговременными трендами в термосфере.

3.2. Тренды ионной температуры

Вторая проблема связана с измерениями температуры ионосферы T_i на установках некогерентного рассеяния (НР). Подробный обзор первых результатов по измерению T_i приведен в обзоре Данилова [2012]. Эти результаты дали неожиданно высокие величины отрицательных трендов T_i (2–5 К в год) во всей толще ионосферы, кроме слоя F_1 , где тренд оказался положительным.

Следует сразу подчеркнуть, что измерения методом НР дают температуру ионов. Вопрос о том, равна ли температура нейтрального газа в термосфере температуре ионной составляющей, обсуждается с начала измерений методом НР, но, к сожалению, не решен окончательно и по сей день. Во всех работах, которые мы будем рассматривать ниже, однако, принимается, что $T_n = T_i$ по крайней мере ниже 300 км, и поэтому на основании данных НР можно говорить об охлаждении термосферного газа в области F и ниже.

Поскольку высокие тренды T_i , полученные методом НР (прежде всего — в Millstone Hill), вошли в явное противоречие с данными о трендах плотности, описанными выше, Zhang S. and Holt [2013] привели серьезное уточнение своих результатов. Они получили, что средний отрицательный тренд (без разделения на день и ночь, высокую и низкую солнечную активности и т.д.) для интервала высот, где T_i равно T_n , составляет ~4 К за десятилетие. Согласно их скорректированным данным отрицательные тренды T_i очень сильны днем, но близки к нулю ночью. Кроме того, охлаждение сильнее в минимуме солнечной активности, чем в максимуме. Найдено также, что отрицательные тренды T_i сильнее при высокой магнитной активности, чем при низкой. Однако зависимость от магнитной активности не настолько сильна, чтобы можно было приписать наблюдаемые тренды T_i вековым изменениям магнитной активности.

В более поздних работах Zhang S. et al. [2016a, b] подробно рассмотрели результаты наблюдений

на четырех установках НР (Millstone Hill, Chatanika (Poker Flat), Sondrestrom и Saint Santin), и вновь пришли к выводу, что по данным некогерентного рассеяния наблюдаются гораздо более высокие отрицательные тренды термосферной температуры (см. рис. 8), чем дают данные по возможности спутников и теоретические модели.

Дневные тренды согласно наблюдениям на двух высокоширотных станциях (рис. 9) хорошо согласуются между собой. Но суточный ход на этих станциях, как видно из рис. 9, противоположен — в Sondrestrom отрицательные тренды на высотах области F ночью меньше, чем днем, а в Chatanika — больше. Это — одна из проблем ситуации с трендами T_i .

В отличие от более ранних публикаций той же группы авторов, Zhang S. et al. [2016b] обнаружили, что существует и сезонный ход тренда T_i . Усредненная за 24 ч величина тренда T_i максимальна в равноденствие. Разницы между зимой и летом не обнаружено.

В данных Sondrestrom обнаружена сильная зависимость трендов температуры на высотах области F от солнечной активности. Получено, что для относительно низкой солнечной активности ($85 < F_{10.7} < 115$ тренд сравнительно мал (от –4 до –2 К в год), в то время как для относительно высокой солнечной активности ($135 < F_{10.7} < 200$) тренд гораздо сильнее (от –4 до –7 К в год). Zhang S. et al. [Там же] подчеркивают, что такая зависимость тренда T_i противоположна зависимости, полученной для Millstone Hill, где максимальные тренды наблюдаются именно в минимуме активности. Причина такого различия пока не ясна.

Zhang S. et al. [2016a] подчеркивают, что, несмотря на различия и даже противоречия в отдельных вопросах, проведенный анализ данных четырех установок НР дает согласованную картину трендов T_i ниже максимума слоя F_2 , где с большой вероятностью $T_i = T_n$, — в дневное время там наблюдается значительный отрицательный тренд температуры.

Возвращаясь к рис. 8, следует сказать следующее. Во-первых, в области максимума слоя F_2 (порядка 300 км) все четыре установки дают высокие тренды T_i порядка 2–4 К в год. Во-вторых, выше 350 км высотный ход кривых резко различается. Согласно данным станций Saint Santin и Poker Flat абсолютная величина отрицательных трендов T_i продолжает расти с высотой и достигает 8 К в год на высотах 420–270 км. В то же время, согласно данным ст. Millstone Hill тренд T_i выше 300 км остается почти постоянным, а согласно данным ст. Sondrestrom наблюдается даже уменьшение абсолютной величины тренда выше 400 км. Такое сильное расхождение высотного хода трендов T_i само по себе вызывает сильное удивление.

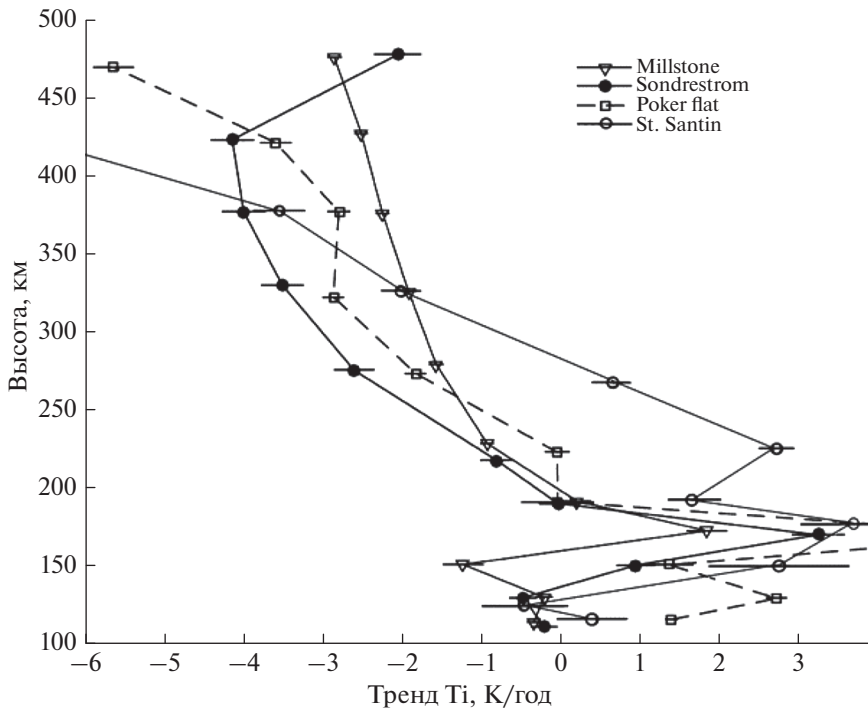


Рис. 8. Дневные (12:00 LT ± 3 ч) тренды T_i по измерениям на четырех установках НР (Millstone Hill, Saint Santin, Poker Flat и Sondrestrom) согласно Zhang S. et al. [2016b].

В-третьих, все четыре установки НР дают совершенно неожиданный и непонятный с точки зрения наших сегодняшних знаний о физике термосферы сильный рост трендов T_i до +(3–4) К в год на высотах слоя F_1 .

Поскольку считается (см., например, [Ogawa and Vjoland, 2018]), что температуры нейтралов и ионов равны до высот ~300 км, результаты, полученные методом НР, означают, что должны наблюдаться столь же высокие тренды температуры нейтрального газа T_n . Однако ни другие наблюдения, ни расчеты по современным моделям (даже по наиболее совершенной из них модели WACCM-X) такого сильного изменения T_n не дают. Проанализировав высотные профили трендов плотности, Emmert [2015] получил отрицательный тренд нейтральной температуры выше максимума слоя F_2 , равный 1–2 К за десятилетие. Без учета эффекта вековых изменений магнитного поля (см. ниже) модель WACCM может объяснить уменьшение T_n лишь на 0.2–0.3 К в год.

Более того, наблюдения орбит более чем 10000 спутников дают тренды плотности атмосферы (см. выше рис. 7), которые соответствуют трендам температуры атмосферы на 400 км ~0.2 К в год. Эти данные считаются очень надежными, поскольку они получены несколькими группами исследователей и опираются на огромный статистический материал. Наблюдающееся противоречие вызывает горячие споры. Высказываются

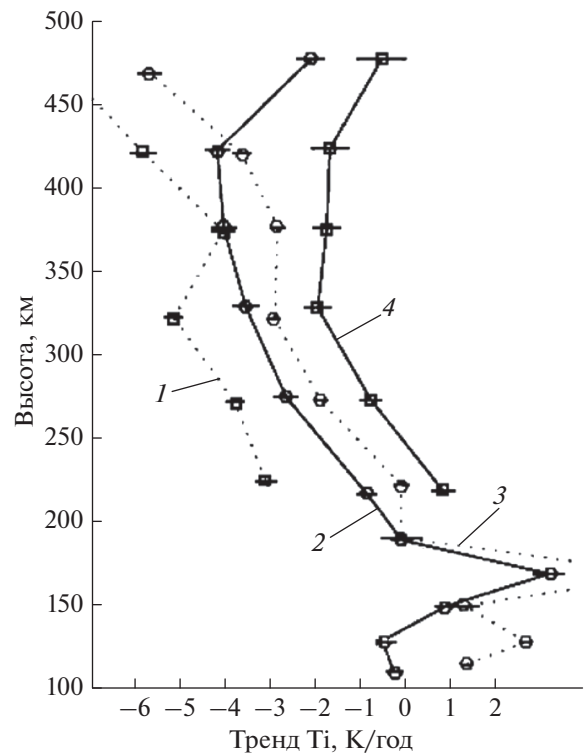


Рис. 9. Тренды T_i по данным высокоширотных станций Sondrestrom (сплошные линии: 2 – день и 4 – ночь) и Chatanika (пунктирные линии: 3 – день и 1 – ночь).

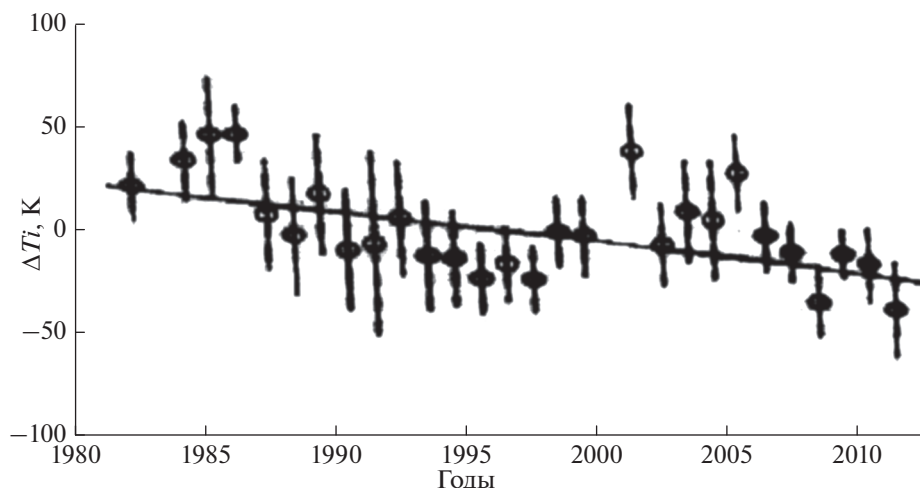


Рис. 10. Изменение со временем T_i на $h = 320$ км согласно Ogawa and Bjoland [2018].

предположения, что данные измерений T_i ошибочны (хотя метод НР в течение нескольких десятилетий считался наиболее надежным методом ионосферных измерений).

На рисунке 8 обращает на себя внимание резкая смена знака тренда температуры на высотах максимума слоя $F1$ (160–180 км). Согласно измерениям на всех четырех установках НР тренд T_i в этой области резко растет и превышает +3 К в год. Согласно Perrone and Mikhailov [2017] одной из причин этого эффекта может быть неверное задание средней массы ионов m^+ . Приведенные на рис. 8 данные получены при модельном ионном составе для невозмущенных условий. Однако, при охлаждении и оседании термосферы величина m^+ должна расти за счет увеличения доли молекулярных ионов NO^+ и O_2^+ . Этот эффект должен быть особенно заметен на высотах слоя $F1$. В этом случае при определении T_i использовались заниженные величины m^+ , и, следовательно, завышались T_i (T_i обратно пропорционально m^+) [Perrone and Mikhailov, 2017, 2018]. Это объяснение представляется наиболее реальным, однако Zhang S. et al. [2016b; 2018] считают, что увеличение T_i в интервале 150–200 км реально и связано с переносом тепла вниз при оседании термосферы. Этот вопрос также остается одной из нерешенных проблем долговременных изменений параметров термосферы.

Результаты измерений T_i на установке EISCAT (Trömsö, Норвегия), не вошедшие в сводку измерений на рис. 8, также дают большие (более 10 К за десятилетие) отрицательные тренды T_i выше 220 км и большие положительные тренды в слое $F1$. На рисунке 10 приведено среднегодовое изменение T_i на высоте 320 км со временем по измерениям в Trömsö [Bjoland et al., 2017]. Линейная ап-

проксимация наблюдений дает тренд T_i , равный 13 ± 3.6 К за десятилетие. Эти измерения показали также, что наблюдаются сезонные изменения тренда T_i : летом абсолютная величина отрицательного тренда больше (15 К за декаду), тогда как зимой она меньше (9 К за декаду). Высотный профиль трендов T_i по данным ст. Trömsö близок к профилю по данным ст. Sondrestrom (см. выше рис. 9). На высотах 200–380 км отрицательный тренд составляет 10–20 К за десятилетие, а выше 400 км он становится положительным и достигает +10 К за десятилетие на высоте 470 км [Ogawa and Bjoland, 2018]. В последней работе приводятся также положительные тренды $T_e \sim 15$ К за десятилетие на высотах больше 300 км.

Основной анализ в работах по НР был сосредоточен на высотах ниже 300 км, где считается, что $T_i = T_n$, и где расположены основные ионосферные слои, поведение которых влияет на распространение КВ-радиоволн. Однако на больших высотах, как видно из рис. 8, также наблюдаются особенности в поведении T_i : на трех установках НР (кроме Sondrestrom) получено увеличение отрицательного тренда с высотой. При этом в Chatanika и Saint Santin днем абсолютная величина отрицательного тренда достигает 6 К на высотах 400–500 км. Ночью в Chatanika отрицательный тренд еще больше и составляет –8 К на высоте 450 км (см. выше рис. 8).

3.3. Рост количества CO_2 на высотах 80–110 км

Достаточно острая проблема трендов нейтральных параметров верхней атмосферы следующая. В измерениях прибором FTS на спутнике ACE было обнаружено [Garcia et al., 2014, 2016], что тренд CO_2 на высотах 90–105 км за период 2004–2013 гг. гораздо выше (+9% за десятилетие),

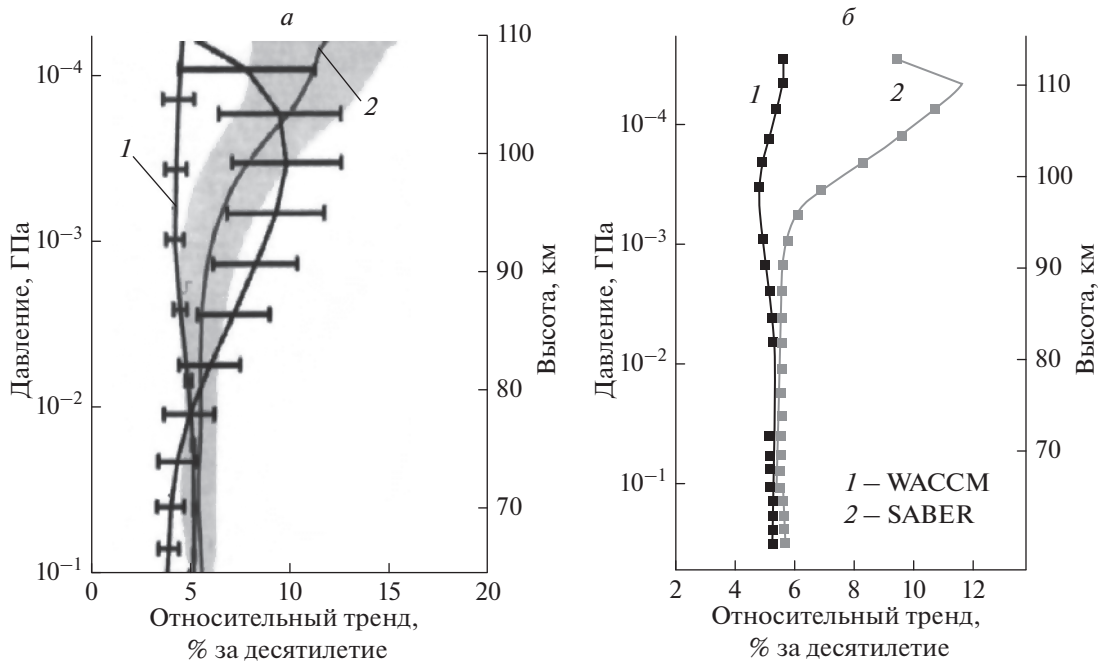


Рис. 11. Изменение тренда CO₂ по измерениям аппаратурой FTS (кривая 2), SABER (кривая 3) и модели WACCM-X (кривая 1) согласно Garcia et al. [2014; 2016] (a) и согласно Rezac et al. [2018] (сплошная кривая – модель, штриховая – SABER) (б).

чем скорость увеличения углекислого газа в тропосфере (+5% за десятилетие) и чем дают теоретические модели (4–5% за десятилетие).

Данные 14-летних наблюдений аппаратурой SABER на спутнике TIMED подтверждают эффект роста тренда CO₂ выше 80 км и дают даже большую максимальную величину тренда, достигающую +12% за десятилетие на $h = 110$ км [Yue et al., 2016]. Все сказанное выше иллюстрирует рис. 11. Из рисунка 11a [Там же] следует, что ниже 80 км и оба набора экспериментальных данных, и модель WACCM-X (подробнее об этой модели см. ниже в этом параграфе) дают близкие значения тренда около +5% за десятилетие. Это как раз то значение тренда CO₂, которое наблюдается у поверхности Земли по данным эталонной станции ВМО Мауна Лоа. Выше 80 км модельные значения тренда продолжают оставаться на прежнем уровне, тогда как обе экспериментальные кривые дают значительно более сильный тренд, достигающий 10–12%.

Описанный экспериментальный факт может иметь очень большое значение для всей проблемы охлаждения и оседания верхней атмосферы. Если он справедлив, то количество CO₂ в верхней атмосфере может быть больше, чем ожидалось на основании общепринятых барометрических законов строения атмосферы. Позже специалистами по моделированию было заявлено [Qian et al., 2016], что результаты измерений аппаратурой

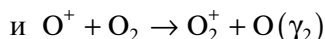
SABER были взяты неправильно – без учета различных вариаций, а при “правильном” учете этих вариаций данные SABER согласуются с модельным профилем тренда. Однако Rezac et al. [2018] показали, что и с учетом вариаций тренды по данным SABER существенно превышают тренды по модели (рис. 11б).

3.4. Уменьшение количества атомного кислорода

Изменение состояния термосферы и средней атмосферы, подробно описанное выше в данной главе, неизбежно должно приводить и к изменению фотохимических параметров термосферы, в частности – состава термосферного газа. Наибольший интерес представляет изменение количества атомного кислорода, поскольку он играет большую роль в формировании ионосферных слоев F1 и F2. Данилов и Константинова [2014] подробно рассмотрели вопрос о трендах величины [O]. Ранее Данилов и Константинова [2013a] получили, что существуют отрицательные тренды критической частоты foF2 и что существует хорошо выраженный сезонный ход трендов foF2: летом тренды значительно меньше, чем в зимне-весенний период.

Позже Данилов и Константинова [2014] пришли к выводу, что температура вряд ли играет главенствующую роль в происходящем процессе. Рассмотрим этот вопрос подробнее. Согласно современным представлениям [Richards, 2011; Heirl

et al., 1997] константы скорости основных ионно-молекулярных реакций



зависят от ионной температуры T_i следующим образом: γ_1, γ_2 обратно пропорциональны T_i при $T_i < 1000$ К и γ_1, γ_2 прямо пропорциональны T_i при $T_i > 1000$ К. Среднегодовая ионная температура на высотах слоя $F2$ как раз соответствует ~ 1000 К, причем зимние значения несколько ниже, а летние — несколько выше. Коэффициент рекомбинации β пропорционален γ_1, γ_2 и, соответственно, электронная концентрация обратно пропорциональна β : $q = \beta N_e$.

Таким образом, летом уменьшение температуры в результате общего процесса охлаждения верхней атмосферы должно приводить даже к небольшому увеличению электронной концентрации (и, следовательно, $foF2$), а не к ее уменьшению (отрицательный тренд). Зимой зависимость γ_1, γ_2 от T очень слаба ($\gamma_1, \gamma_2 \sim T^{-(0.4-0.5)}$), а потому трудно ожидать заметного температурного эффекта в $foF2$ из-за изменения величин γ_1, γ_2 . В свете сказанного на роль “главного кандидата”, вызывающего сезонные изменения $foF2$, претендует нейтральный состав термосферного газа.

Электронная концентрация в максимуме слоя $F2$ пропорциональна отношению $[\text{O}]/[\text{N}_2]$. Слой $F2$ “плавает” на уровне более или менее постоянного давления [Rishbeth and Edwards, 1989]. За счет этого величина $NmF2$ должна была бы оставаться относительно постоянной, даже при оседании термосферы за счет охлаждения. Однако, зависимость $NmF2$ от концентрации атомного кислорода более сложна. Согласно работе [Mikhailov et al., 1995] величина электронной концентрации в максимуме слоя $F2$

$$NmF2 \sim [\text{O}]^{0.65} ([\text{O}]/[\text{N}_2])^{0.65}.$$

В этом случае при сохранении максимума слоя $F2$ на уровне постоянного давления второй сомножитель в формуле меняться практически не будет. Изменение $NmF2$ возможно только за счет изменения концентрации O . Поскольку газы в термосфере распределяются по барометрическому закону, изменение $[\text{O}]$ должно происходить во всей толще термосферы выше уровня гомопаузы (~ 120 км).

Таким образом, сезонные вариации $foF2$, полученные Даниловым и Константиновой [2015a], дают серьезные основания предположить, что со временем изменяется абсолютная величина концентрации атомного кислорода $[\text{O}]$, что и приводит к отрицательным трендам $foF2$. Вторым аргумент в пользу уменьшения $[\text{O}]$ также следует из анализа трендов параметров слоя $F2$. Данилов и

Константинова [2016b] получили, что наклон зависимости $foF2$ от $hmF2$ уменьшается со временем (см. ниже в параграфе 4). Изменение указанного наклона означает, что при одном и том же увеличении высоты слоя $F2$ критическая частота $foF2$ в более поздние годы уменьшается слабее, чем на той же высоте величина $[\text{O}]$, которой пропорциональна $NmF2$, с годами уменьшается.

Данилов и Константинова [2014] рассмотрели другие аргументы в пользу предположения об уменьшении концентрации атомного кислорода в термосфере. За деталями мы отсылаем читателя к указанной работе, здесь же отметим лишь основные моменты. В масс-спектрометрических экспериментах на ракетах МР-12 Похунков и др. [2009] получили отрицательный тренд концентрации атомного кислорода на высотах 120–150 км порядка 1% в год. По измерениям аппаратурой SABER [Liu X. et al., 2018] обнаружен рост высоты турбопаузы на 15% за десятилетие.

Выше говорилось о проблеме увеличения количества двуокиси углерода на высотах 80–110 км, в два раза превышающего рост CO_2 , предсказываемый моделями. Emmert [2012] предположил, что такое увеличение может быть связано с усилением турбулентной диффузии в области турбопаузы (100–120 км). Garsia et al. [2014] показали, что, чтобы объяснить такое увеличение $[\text{CO}_2]$ с помощью модели WACCM, необходимо предположить, что коэффициент турбулентной диффузии K_{zz} растет со скоростью $\sim 30\%$ за десятилетие. На необходимость увеличения K_{zz} в модели WACCM для объяснения увеличения $[\text{CO}_2]$ указывали также Yue et al. [2016] и Liu H. et al. [2018]. Если такое усиление существует, то скорость переноса атомов O вниз должна возрастать, и равновесная концентрация выше уровня турбопаузы должна уменьшаться. Таким образом, усиление турбулентности может объяснить и увеличение количества CO_2 и уменьшение количества O в термосфере. При этом концентрация атомов O в максимуме слоя ниже турбопаузы (~ 90 км) должна возрастать. Именно это обнаружили экспериментально Smith et al. [2010].

Данилов и Константинова [2014] привели ряд косвенных доказательств того, что происходит усиление турбулентности в районе турбопаузы, основанных на анализе ионного состава области E и ракетных измерений отношения $[\text{Ar}]/[\text{N}_2]$ в нижней термосфере. Данилов [2019] рассмотрел ряд экспериментальных данных, косвенно указывающих на то, что турбулентность в районе турбопаузы действительно должна усиливаться со временем за счет более легкого проникновения до высот 100–130 км внутренних волн (АГВ и ВГВ) из-за происходящих изменений зональной

циркуляции (больше ветров на восток) в средней атмосфере.

Исходя из приведенной выше связи между $NmF2$ и $[O]$ и отсутствия значимых трендов $foF2$ в летний период, Danilov [2015] получил, что концентрация атомного кислорода на высотах области F уменьшается примерно на 10% за десятилетие.

Perrone and Mikhailov [2019] исследовали долговременные изменения количества кислорода в термосфере, анализируя данные по критическим частотам слоев $F1$ и $F2$ и решая обратную задачу. Они также получили уменьшение количества O , но приписали его естественным вариациям солнечной и геомагнитной активности.

Прямых измерений атомного кислорода в термосфере не существует. Разными авторами делались различные оценки трендов $[O]$ на основании разных наборов данных. Oliver [2014] получил нулевой тренд $[O]$ на высоте 400 км на основании данных HP. На основании данных о трендах плотности Emmert et al. [2012] получили, что $[O]$ на той же высоте уменьшается со скоростью 17% за десятилетие. На высоте 120 км Emmert [2015] получил отрицательный тренд концентрации атомного кислорода, равный 1.8–2.6% за десятилетие.

3.5. Тренды и термосферные модели

Завершая этот параграф, следует остановиться на проблеме термосферных моделей и их сравнения с экспериментальными данными. Скажем сразу, что проблема моделирования состояния атмосферы весьма сложна и многогранна. Сколь-нибудь подробное описание этой проблемы потребовало бы привлечения большого количества дополнительных материалов и увело бы нас далеко от основной темы данной статьи. Поэтому мы ограничимся здесь лишь кратким описанием развития модельных оценок трендов верхней атмосферы и проблемами, которые являются наиболее острыми на сегодняшний день.

Мы уже упоминали в начале этого параграфа о “классических” работах Roble and Dickinson [1989] и Rishbeth and Roble [1992], в которых впервые на основании имеющихся тогда моделей были сделаны оценки изменений в параметрах термосферы и ионосферы, которых можно ожидать в будущем. При этом все оценки делались для случая удвоения количества CO_2 в атмосфере. Указанные “классические” работы дали качественно правильные результаты и предсказали уменьшение плотности термосферы и ее температуры. Однако в количественном отношении результаты этих работ оказались ошибочными. Даже при сегодняшнем уровне роста количества CO_2 (меньше 30% по сравнению с доиндустриальным уровнем) наблюдаемые отрицательные тренды и плотно-

сти, и температуры оказались значительно больше, чем предсказывалось в указанных работах.

Уже в этом столетии в NCAR (Национальный Центр Атмосферных Исследований, США) было создано целое поколение все более сложных моделей, призванных описать указанные экспериментальные результаты. Опуская перечисление этих моделей и их анализ, мы отсылаем читателя к работам Solomon et al. [2015, 2016, 2018] и Liu H.-L. et al. [2018]. Здесь мы кратко рассмотрим результаты, полученные с помощью последней модели указанного поколения WACCM-X. Подробное описание этой модели можно найти в работе Solomon et al. [2016]. Отметим только, что все расчеты с помощью указанной модели делаются не для случая удвоения количества двуокиси углерода (как делалось в большинстве предыдущих моделей), а для реального увеличения количества CO_2 , наблюдаемого в настоящее время.

Garcia et al. [2019] показали, что тренды температуры в стратосфере и мезосфере хорошо описываются моделью WACCM. Результаты сравнения моделей NCAR с данными о трендах плотности приведены выше на рис. 7. Расчеты Qian et al. [2006] (одна прямая) не могут дать самые низкие значения тренда в минимуме SA. Расчеты Solomon et al. [2015] по модели WACCM могли бы дать необходимые величины тренда в минимуме при искусственном изменении константы скорости k_d одной из реакций, участвующих в цикле процессов охлаждения атмосферного газа за счет CO_2 (пунктирная ломаная линия). Однако Solomon et al. [Там же] признали, что изменение константы не подтверждается лабораторными измерениями и дали величины тренда согласно новой версии модели WACCM-X (сплошная прямая линия, состоящая из двух участков). Звездочками показаны величины тренда ρ , даваемые указанной моделью согласно Solomon et al. [2018]. Таким образом, отрицательные тренды плотности атмосферы порядка 6–8% при низкой SA остаются не объясненными.

Сравнение расчетов по модели WACCM-X с экспериментальными профилями температуры термосферы представляет собой более сложную задачу, поскольку результаты зависят от солнечной активности и сезона. На рисунке 12 приведено изменение Ti за 12 лет (1996–2008 гг.) в равноденствие в периоды минимума (а) и максимума (б) активности [Solomon et al., 2016]. Сплошные линии соответствуют “классической” величине константы k_d , а пунктирные – удвоенной величине.

Как видно из приведенного рисунка, даже при искусственном удвоении указанной константы k_d , тренды Tn на высотах 200–400 км не превосходят 5 K за десятилетие. Это – все еще меньше, чем дает анализ трендов Ti по данным четырех станций HP (см. выше рис. 8). При этом на высотах слоя

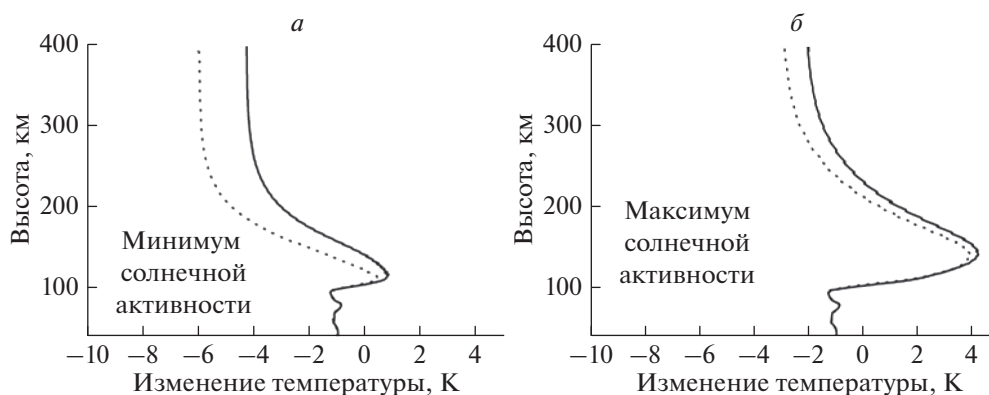


Рис. 12. Изменение ионной температуры за период 1971–2000 гг. согласно модели WACCM-X [Solomon et al., 2016].

Г1 никаких признаков изменения гладкого высотного хода тренда температуры и перехода его в область положительных значений не наблюдается, в отличие от того, что дают данные НР (см. выше рис. 9).

Выше приводилось сравнение модельных расчетов трендов CO_2 на высотах 70–110 км с данными измерений на спутниках (см. рис. 11). Этот рисунок показывает, что модель WACCM-X не может объяснить высокие экспериментальные значения тренда CO_2 выше 80 км. Yue et al. [2016] показали, что спасти положение может только предположение о значительном росте коэффициента турбулентной диффузии K_{zz} в области турбопаузы на 15–30% за десятилетие. Такое предположение хорошо согласуется с выводом об интенсификации турбулентной диффузии (коэффициент K_{zz}), полученным при анализе уменьшения количества атомного кислорода (см. выше в данном параграфе). При введении такого тренда K_{zz} модель дает тренд CO_2 порядка 10% на высоте 100 км, что согласуется со спутниковыми данными [Solomon et al., 2016].

Wang et al. [2018] пытались, используя модель WACCM-X, объяснить высокие отрицательные тренды T_i в верхней ионосфере эффектом вековых вариаций магнитного диполя Земли. Им удалось получить отрицательные тренды T_i порядка -20 К за десятилетие только для ст. Millstone Hill (США).

Таким образом, наиболее совершенная на сегодняшний день модель WACCM-X [Solomon et al., 2018] требует искусственного увеличения в два раза константы скорости деактивации k_d для объяснения наблюдаемых трендов плотности при минимальной солнечной активности. Для объяснения сильного роста количества CO_2 , наблюдаемого на высотах 80–110 км, в модель требуется ввести достаточно сильный положительный тренд коэффициента турбулентной диффузии K_{zz} . Объяснить высокие тренды температуры термосферы

(десятки К за десятилетие), полученные на всех станциях НР, модель WACCM-X пока не способна. Этот вывод важен потому, что он может означать, что в верхней атмосфере в процессе охлаждения и оседания действуют какие-то процессы, о которых науке пока ничего не известно.

4. ТРЕНДЫ ПАРАМЕТРОВ ИОНОСФЕРНЫХ СЛОЕВ

Ионосфера образуется за счет ионизации атомов и молекул атмосферного газа. Очевидно, что изменения в параметрах нейтральной атмосферы, о которых говорилось выше, не могут не сказаться на состоянии ионосферы, причем по-разному для разных ионосферных слоев.

Изучение трендов параметров ионосферных слоев представляет большой интерес по двум основным причинам. Во-первых, знание состояния ионосферы важно для решения целого ряда задач, связанных с распространением радиоволн различных диапазонов. Даже если пока изменения характеристик ионосферных слоев невелики, важно знать тенденцию их изменения, чтобы предвидеть, какие эффекты в распространении радиоволн следует ожидать в будущем. Во-вторых, ряды наблюдений ионосферных параметров методом вертикального зондирования для многих ионосферных станций насчитывают уже 60 лет (а для станций Slough и Томск еще больше) и являются наиболее длинными рядами однородных наблюдений атмосферных параметров. Анализируя эти наблюдения можно надеяться получить информацию не только о долговременных трендах параметров самой ионосферы, но и об изменении аэрономических параметров нейтральной атмосферы. В предыдущем параграфе уже описано, как на основании наблюдений критической частоты f_oF2 был сделан вывод об уменьшении количества атомного кислорода в термосфере и усилении турбулентной диффузии

в области турбопаузы. Отметим еще работу [Danilov, 2008], в которой на основании анализа трендов величины $foF2$ днем и ночью ($foF2(02)/foF2(14)$) было получено, что тренды этого отношения вызваны трендом зонального ветра в термосфере, а именно — усилением ветра на восток.

4.1. Тренды слоев D и E

Работы по трендам в нижней части ионосферы (области D и E) были детально рассмотрены в обзоре Данилова [2012]. Подробное описание проблемы изучения указанных трендов можно найти также в работе Данилова [2019]. Мы ограничимся здесь обзором нескольких относительно недавних работ.

Увеличение концентрации электронов на фиксированных высотах нижней ионосферы было впервые получено по наблюдениям отражения радиоволн на фиксированных частотах [Таубенхайм и др., 1988; Taubenheim et al., 1990]. В дальнейшем подобные измерения методом стандартных фазовых высот проводились в течение двух десятилетий. Подробное описание метода и результатов можно найти в работе [Peters et al., 2015].

Положительные тренды Ne в области D получены по измерениям высоты отражения радиоволн СДВ-диапазона (24.0 кГц) [Clilverd et al., 2017]. Измерения показали, что с 1971 по 2016 гг. эта высота уменьшилась на 3 км. В ДВ-диапазоне получено уменьшение высоты отражения на 114 м за десятилетие [Peters et al., 2017]. В силу специфики высотного профиля электронной концентрации в нижней части области D указанные факты означают, что на фиксированных высотах величина Ne растет.

Результаты анализа ракетных измерений Ne в области D австрийской группы авторов [Friedrich and Torkar, 2001] были подтверждены Friedrich and Pock [2016]. Был получен положительный тренд Ne на высотах 75–95 км, равный 1% в год. Причина наблюдаемого поведения области D со временем ясна в рамках концепции оседания и охлаждения атмосферы. Вертикальный профиль величины Ne в области D монотонно растет вверх. Сама величина электронной концентрации жестко привязана к плотности нейтральной атмосферы, поскольку определяется фотохимическими процессами с участием основных нейтральных компонент (N_2 и O_2). Таким образом, если происходит оседание атмосферы, вертикальный профиль Ne смещается вниз, и при этом очевидным образом на каждой фиксированной высоте величина электронной концентрации повышается.

Анализируя тренды foE для двух станций Juliusruh и Slough, Laštovička et al. [2016] пришли к выводу, что избавление от влияния солнечной ак-

тивности при поисках трендов ионосферных параметров должно производиться по-разному для различных временных интервалов. В частности, они подчеркивают, что зависимость foE от солнечной активности в 23-м и начале 24-го циклов плохо описывается при использовании индекса $F10.7$. Принимая для различных временных интервалов (1975–1990, 1990–2005 и 2006–2014 гг.) различные зависимости foE от $F10.7$, Laštovička et al. [Там же] получили для всего интервала 1975–2014 гг. отрицательные тренды foE : -0.03 и -0.01 МГц за десятилетие для станций Juliusruh и Slough, соответственно.

Неожиданные результаты, касающиеся трендов foE , были получены в работах Данилов и Константинова [2018a, б] и Danilov and Konstantinova [2019]. Обнаружены тренды критической частоты foE , которые демонстрируют изменение с сезоном и временем суток. Для двух станций Juliusruh и Slough, имеющих близкую широту, в утренние часы величины $k(foE)$ положительны и достигают 0.02–0.04 МГц в год, в околополуденные часы они малы (по модулю меньше 0.01 МГц в год), а в вечерние часы — отрицательны и достигают минус (0.05–0.06) МГц в год. Эти результаты иллюстрирует рис. 13. Для станций Rome и Wakkanai, имеющих существенно более низкую широту, чем Juliusruh и Slough, не наблюдается значимых трендов или зависимостей от сезона и местного времени.

Детальный анализ изменения величины тренда foE на ст. Juliusruh со временем суток [Данилов и Константинова, 2018б] позволил выявить еще одну удивительную особенность этого изменения. Оказалось, что величина тренда $k(foE)$ линейно зависит от момента LT. Это обстоятельство прекрасно видно на рис. 14. На этом рисунке по оси ординат отложен модуль величины $k(foE)$, т.е. утренний (положительный) тренд так, как он есть, и вечерний (отрицательный) тренд с обратным знаком. По оси абсцисс отложена разница в часах между полуднем и моментом наблюдения. Например, 2.0 соответствует 10:00 LT для дополу-денных трендов и 14:00 LT для послеполуденных трендов. Два обстоятельства на рис. 14 вызывают удивление. Во-первых, послеполуденные точки ложатся на прямую с большой точностью в обоих приведенных на рисунке примерах (величины R^2 составляют 0.995 и 0.997). Дополуденные точки также близки к линейной аппроксимации (R^2 равен 0.98 и 0.96). Во-вторых, наклоны линий, аппроксимирующих дополу-денные и послеполу-денные точки на каждом из рисунков, близки между собой. Это означает, что уменьшение положительных величин $k(foE)$ при движении от утра к полудню и увеличение амплитуды отрицательных величин $k(foE)$ при движении от полудня к вечеру происходит в одном и том же темпе, при-

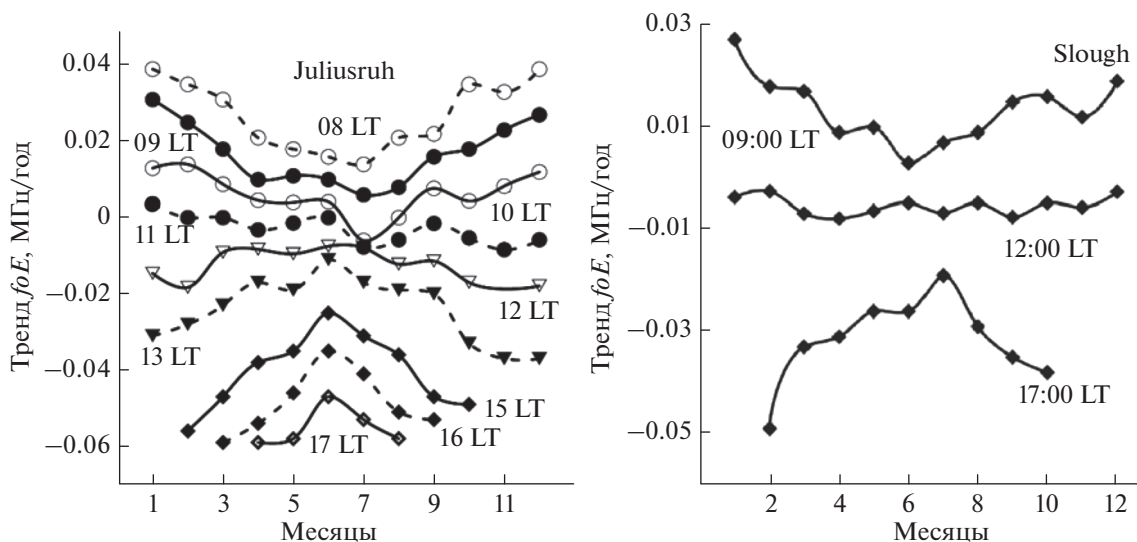


Рис. 13. Изменение трендов foE на ст. Juliusruh (а) и Slough (б) с LT и сезоном.

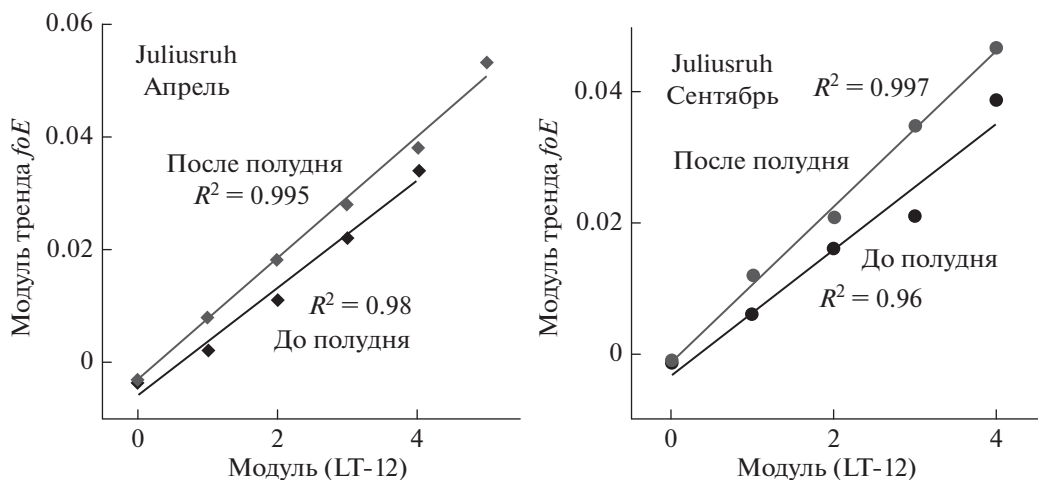


Рис. 14. Зависимость модуля тренда foE от расстояния в часах между моментом измерения и местным полуднем.

чем оба изменения с большой точностью описываются линейной зависимостью. Аналогичная картина наблюдается на ст. Juliusruh и для других месяцев. Причина указанной особенности поведения $k(foE)$ пока не понятна.

4.2. Тренды параметров слоя F2

Наибольшее количество исследований трендов было выполнено для параметров $foF2$ и $hmF2$. Даниловым и Константиновой [2013а, б; 2014; 2015а, б; 2016а, б] была выполнена серия работ по анализу указанных трендов. Это работы основаны на едином методе определения трендов и представляют собой внутренне согласованную систему взглядов на проблему. Конкретные ре-

зультаты и описание использованного метода можно найти в указанных публикациях и в работе Данилова [2019]. Мы приведем здесь лишь основные выводы и их сравнение с результатами других групп исследователей.

Для периода 1958–1980 гг., который считается “эталонным”, строилась зависимость $foF2$ или $hmF2$ от индекса солнечной активности F10.7. Для периода после 1980 г. находились отклонения $\Delta foF2$ или $\Delta hmF2$ измеренных величин $foF2$ или $hmF2$ от указанной эталонной зависимости для каждого года. Эти величины сглаживались с окном в 11 лет, и полученные сглаженные величины наносились на график как функция года. Наклон линейной аппроксимации полученной зависимости давал искомый тренд $k(foF2)$ или $k(hmF2)$.

В работах [Данилов и Константинова, 2013а; Danilov and Konstantinova, 2013] было получено что для всех 12 рассмотренных станций наблюдаются отрицательные тренды $foF2$ как днем, так и ночью. Было обнаружено также, что зимой амплитуда отрицательных трендов выше, чем летом. Так, для 14:00 LT средняя по всем станциям величина тренда $k(foF2)$ в МГц/год оказалась равной -0.021 (при среднеквадратическом отклонении $SD = 0.014$) летом и -0.54 ($SD = 0.032$) зимой.

Данилов и Константинова [2015а] провели анализ трендов $foF2$, используя банк медиан [Damboldt and Suessman, 2012]. Два главных вывода указанной работы состоят в том, что имеются хорошо выраженные суточный и сезонный ход величин $k(foF2)$. На рисунке 15 показано изменение величины $k(foF2)$ с LT для февраля для четырех станций. Этот рисунок показывает, что в целом характер изменения $k(foF2)$ в течение суток одинаков для всех станций: наибольшие отрицательные тренды наблюдаются в дневные часы, тогда как в ночные и утренние часы тренды колеблются относительно нуля.

Анализ данных станций Rome, Slough и Juliusruh показал (Данилов и Константинова [2015а]), что характер сезонного изменения $k(foF2)$ в дневное время (10:00–16:00 LT) близок для всех трех станций. Средние за ноябрь–февраль величины $k(foF2)$ равны 0.033 – 0.035 МГц в год, тогда как в летний период абсолютные величины $k(foF2)$ малы. Вывод о сезонной зависимости $k(foF2)$ очень важен, поскольку он позволил сделать заключение об уменьшении количества атомного кислорода в термосфере, которое подробно обсуждалось в предыдущем параграфе.

Данилов и Константинова [2013б] проанализировали имеющиеся ряды данных по высоте слоя $F2$, $hmF2$. Для всех рассмотренных станций получены отрицательные величины тренда $k(hmF2)$. Для разных станций они несколько различаются и лежат в пределах от 1 до 3 км в год. При этом надежность трендов $hmF2$, получаемых для разных станций, различна.

Данилов и Константинова [2016а] исследовали вопрос о том, как повлиял глубокий минимум солнечной активности 2008–2009 гг. на тренды критической частоты слоя $F2$, найденные ранее, и сохраняются ли отрицательные тренды $foF2$ в последующие годы. Было получено, что в подавляющем большинстве случаев в годы, близкие к аномально низкому минимуму солнечной активности 2008–2009 гг., нарушалось монотонное изменение кривых, по которым определяется тренд $foF2$.

Многими исследователями обращалось внимание на необычное поведение индекса солнечной активности $F10.7$ в течение минимума 2008–2009 гг. и 24-го цикла СА (см., например, [Chen

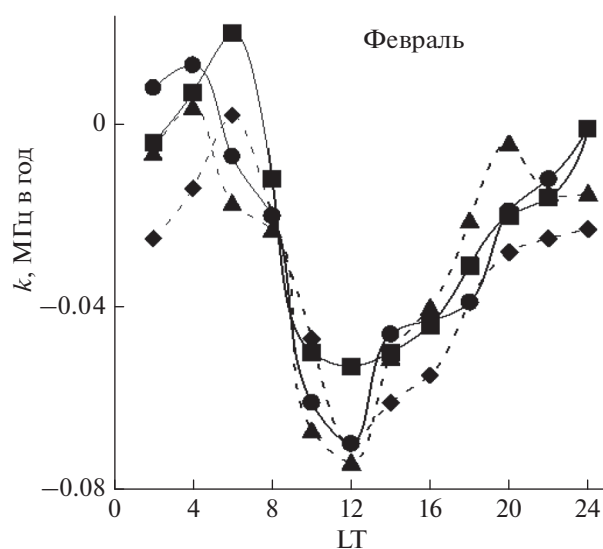


Рис. 15. Зависимость тренда $k(foF2)$ от местного времени в феврале для четырех станций: Juliusruh (кружки), Rome (ромбы), Slough (треугольники) и Boulder (квадраты).

et al., 2011, 2018; de Haro Barbas and Elias, 2020]). В недавних работах [Данилов и Константинова, 2019; Danilov and Konstantinova, 2020] указанная проблема была исследована более подробно. Оказалось, что использование индекса $F10.7$ приводит к нереальным трендам $foF2$ (сильный рост $k(foF2)$ после 2003–2004 гг.) При корректировке $F10.7$ другими индексами СА (число солнечных пятен и интенсивность линии Лайман-альфа) получается картина, приведенная на рис. 16. Видно, что для периода до 2003–2004 гг. в обоих случаях получается тренд -0.031 МГц в год, близкий к более ранним оценкам. В то же время, скорректированный индекс $F10.7$ в корне меняет картину изменения $\Delta foF2$ со временем после 2008–2009 гг. Наблюдается падение $\Delta foF2$, дающее разумные значения тренда $k(foF2)$, близкие к тренду, полученному для периода до 2003–2004 гг.

В интервале между 2003–2004 и 2007–2008 гг. наблюдается период, который Данилов и Константинова [2019] условно назвали “смутный период”, когда не удается найти какой-либо системы в поведении $\Delta foF2$. Изменение $\Delta foF2$ в течение “смутного периода” различно для различных ситуаций, но для всех ситуаций характерен переход к уменьшению $\Delta foF2$ по окончании этого периода. Длительность “смутного периода” несколько различна для разных ситуаций и меняется от 3 до 5 лет. Авторы связывают существование “смутного периода” с особенностями поведения $foF2$ в годы около аномального минимума СА в 2008–2009 гг. Предварительные результаты аналогичного анализа данных по $hmF2$ для ст. Juliusruh [Там же] привели к таким же результатам: су-

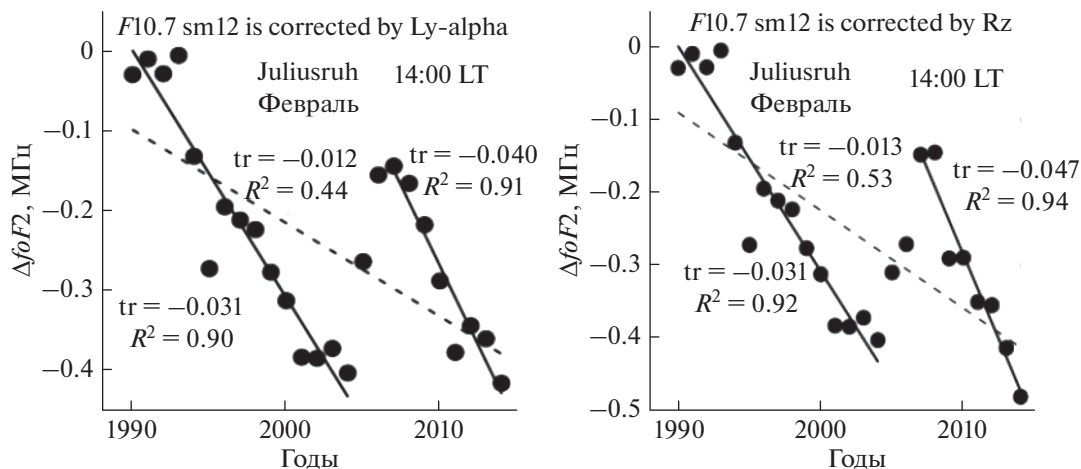


Рис. 16. Изменение величины $\Delta foF2$ со временем (ст. Juliusruh, февраль, 14:00 LT) при использовании скорректированных по Ly (a) и Rz (б) индексов F10.7sm12.

ществование “смутного периода” и восстановления отрицательных трендов после 2010 г.

Данилов и Константинова [20166] рассмотрели изменение зависимости критической частоты слоя F2 от его высоты $hmF2$. Было получено, что наклон k зависимости $foF2$ от $hmF2$ систематически уменьшается от более раннего (“эталонного”) периода 1958–1980 гг. к более поздним периодам 1988–2010, 1998–2010 и 1998–2014 гг. Этот результат подтверждает концепцию уменьшения со временем концентрации атомного кислорода в термосфере, рассмотренную в предыдущем параграфе.

4.3. Сравнение результатов различных групп авторов

Подробный обзор всех работ по анализу трендов параметров слоя F2 за несколько десятилетий выходит за рамки данной статьи. Работы, опубликованные до 2012 г. рассмотрены в обзоре Данилова [2012]. Подробный анализ более поздних публикаций [Roininen et al., 2014; Rojas Villalba and Milla, 2012; Sharma and Chandra, 2012; de Haro Barbas et al., 2014; Khaitov et al., 2012; Gnabahou et al., 2012] можно найти в работе Данилова [2019]. Во всех этих публикациях получены отрицательные тренды $foF2$ и $hmF2$, причем большинство результатов по порядку величины близко к результатам Данилова и Константиновой, описанным выше.

Наиболее сильное расхождение этих результатов наблюдается с результатами работ [Bremer et al., 2012; Mielich and Bremer, 2013; Cnossen and Franzke, 2014]. Подробный анализ этих работ можно найти в работе Данилова и Константиновой [20156]. Здесь же мы приведем лишь наиболее вероятные причины указанных расхождений.

Результаты, полученные Bremer et al. [2012] и Mielich and Bremer [2013], можно просуммировать следующим образом. Глобальные тренды $hmF2$ значимы статистически и лежат в пределах от -0.12 км в год до -0.17 км в год. Средние глобальные тренды $foF2$ малы и незначительно отличаются от нуля, если используются все годы. При исключении лет 2001 и 2009 (когда, по мнению авторов, величины солнечных индексов плохо описывают изменение солнечного УФ-излучения) получаются статистически значимые, но небольшие тренды от -0.0028 до -0.0002 МГц в год.

Cnossen and Franzke [2014] использовали банк медианных данных [Damboldt and Suessmann, 2012], который уже упоминался выше. Для выделения трендов они применяли два метода: классический метод линейной регрессии и так называемый метод EEMD (за деталями мы отсылаем читателя к самой работе Cnossen and Franzke [2014] и к анализу этой работы [Данилов и Константинова, 20156]). Так же, как Bremer et al. [2012] и Mielich and Bremer [2013], Cnossen and Franzke [2014] усредняли медианные значения $foF2$ и $hmF2$ по всем часам суток и месяцам года.

Результаты анализа трендов $hmF2$ в работе [Cnossen and Franzke, 2014] для 19 ионосферных станций показывают, что не для всех станций наблюдаются статистически значимые тренды. В некоторых случаях значимые тренды наблюдаются только одним методом. В тех случаях, когда оба метода дают значимые тренды, их величины, как правило, различаются не сильно. Например, метод EEMD дает для станций Juliusruh и Rome величины -0.523 и -0.832 км/год. Соответствующие величины, полученные методом линейной регрессии, дают значения -0.345 и -0.652 км/год. В целом значимые тренды получены (хотя бы одним методом) для 14 станций и колеблются от

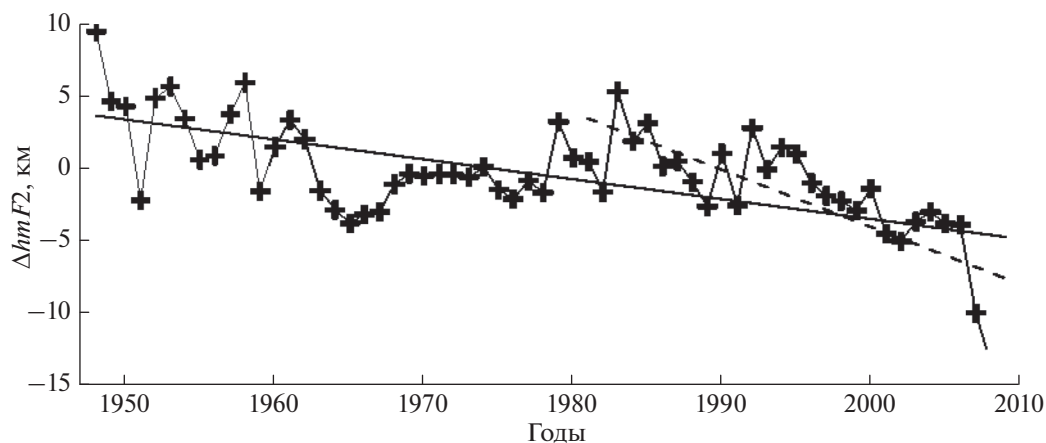


Рис. 17. Изменение величины $\Delta hmF2$ со временем (см. текст).

–0.177 до –0.832 км/год (см. табл. 1 в указанной работе).

Результаты анализа трендов $foF2$ в работе [Там же] показывают, что только для 12 станций из 22 исследованных хотя бы один метод дает статистически значимые тренды. Все статистически значимые тренды отрицательны, и их абсолютные величины лежат в пределах от 0.008 до 0.033 МГц/год.

Константинова и Данилов [2015] и Данилов и Константинова [2015б] подробно проанализировали причины различия трендов, полученных в их публикациях и в работах Bremer et al. [2012], Milich and Bremer [2013] и Snossen and Franzke [2014]. Первая причина состоит в том, что в указанных работах для выделения трендов использовались все ряды исходных данных с начала наблюдений. Если, как показали Константинова и Данилов [2015], основное положение их подхода о том, что тренды параметров слоя $F2$ стали проявляться после примерно 1980 г., справедливо, то включение в анализ данных до 1980 г. существенно занижает получаемый тренд. Этот вывод иллюстрирует рис. 17, взятый из указанной работы. На рисунке 17 кресты обозначают усредненные по 113 ионосферным станциям величины $\Delta hmF2$ согласно Mielich and Bremer [2013]. Сплошная линия – линейная аппроксимация этой величины. Ее наклон дает тренд $k(hmF2) = -0.14$ км в год. Штриховой линией показана линейная аппроксимация точек после 1981 г., выполненная Константиновой и Даниловым [2015]. Она дает тренд $k(hmF2) = -0.40$ км в год.

Второй и третьей причинами различия трендов, получаемых разными группами авторов, является отсутствие учета зависимости трендов $foF2$ и $hmF2$ от времени суток и сезона. Выше уже говорилось, что величины $k(foF2)$ демонстрируют хорошо выраженный суточный ход с наибольшими

отрицательными трендами днем (10:00–16:00 LT) и близкими к нулю трендами обоих знаков в ночное время, а также сезонный ход с наибольшими отрицательными трендами весной и зимой и наименьшими – летом. Очевидно, что в таком случае совместное использование для поиска трендов данных для всех LT (как это делается в работах [Bremer et al., 2012; Mielich and Bremer, 2013; Snossen and Franzke, 2014]) будет давать низкие величины трендов по сравнению с относительно высокими трендами, существующими в околополуденное время.

Совершенно так же обстоят дела с сезонными вариациями. Как и в случае с суточными вариациями $k(foF2)$, очевидно, что использование исходных данных, усредненных за год, должно давать меньшие отрицательные тренды $foF2$, чем тренды, наблюдаемые в зимне-весенние месяцы. Из-за двух указанных причин Bremer et al. [2012], Mielich and Bremer [2013] и Snossen and Franzke [2014] получают, фактически, тренды, усредненные за весь год и за все сутки. Именно поэтому эти тренды меньше, чем максимальные тренды, наблюдаемые в околополуденные часы в зимне-весенние месяцы.

Zhang S. [2018] привел тренды электронной концентрации в области F по данным ИР. Согласно этим данным тренд Ne в максимуме слоя $F2$ ($NmF2$) составляет 5% за десятилетие. Эта величина в пересчете на тренды $foF2$ ($NmF2 \sim (foF2)^2$) в пределах фактора 1.5 согласуется с трендами, полученными в серии работ авторов, и на порядок величины превышает малые тренды $foF2$, полученные рядом других авторов.

Следует отметить, что существует подход к определению трендов критических частот слоев E , $F1$ и $F2$, развиваемый в работах [Mikhailov, 2002; Mikhailov and Perrone, 2016, 2018; Mikhailov et al., 2017; Perrone and Mikhailov, 2016a, b]. Этот

подход основывается на концепции геомагнитного контроля трендов. Кроме того, используется теория образования слоя $F2$ для нахождения вариаций параметров слоя и контролируемых его процессов. Основной вывод указанной группы работ состоит в том, что большая часть вариаций этих параметров обусловлена вариациями солнечной и геомагнитной активности, а долговременные тренды малы и мало значимы. Обсуждение этого подхода требует отдельного исследования и выходит за рамки данной статьи. Ее авторы придерживаются “классического” подхода, применявшегося многими исследовательскими группами и приведшего к результатам, описанным выше.

4.4. Тренды полного содержания электронов

Неоднократно делались попытки выделить долговременные тренды общего содержания электронов (ТЕС). Однако все они встречаются трудности из-за того, что при измерениях ТЕС излучающий радиоволны спутник непрерывно перемещается, изменяя широту, долготу и местное время, а потому получение рядов однородных данных, необходимых для нахождения трендов, представляется практически невыполнимой задачей.

Положительные тренды ТЕС, опубликованные Lean et al. [2011], признаны ошибочными [Laštovička, 2018]. В настоящее время установлено только, что тренды ТЕС отрицательны (что согласуется с трендами параметров ионосферного слоя $F2$ по данным вертикального зондирования и с трендами “приведенной толщины” ионосферы (см. ниже)). Emmert et al. [2017] привел тренд ТЕС, равный $-19.3\% \pm 1\%$ между двумя соседними минимумами солнечной активности. Однако вопрос о магнитуде трендов ТЕС и их зависимости от географических координат остается открытым. Одна из попыток выделить долговременные тренды ТЕС описана Laštovička et al. [2017]. Они получили, что есть тенденция уменьшения ТЕС со временем, но говорить о надежных трендах не приходится.

Для четырех станций ВЗ Европейского региона рассчитана “приведенная толщина” (slab thickness) ионосферы (отношение $VTEC$ (полное содержание электронов в вертикальном столбе ионосферы) к $NmF2$) и определены ее тренды [Jakowsky et al., 2016]. Для всех четырех станций получены отрицательные тренды, лежащие в пределах от 3 до 5 км в год. Этот результат важен потому, что он согласуется с отрицательными трендами критической частоты $foF2$ и с упомянутыми выше оценками отрицательных трендов ТЕС.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На сегодня совершенно ясно, что концепция охлаждения и оседания средней и верхней атмосферы, сформулированная более 10 лет назад, справедлива. Она находит подтверждение в различных экспериментальных данных как в средней атмосфере (стратосфера и мезосфера), так и в термосфере и ионосфере [Laštovička, 2017, 2018]. Наиболее “сильными” фактами, доказывающими реальное существование охлаждения и оседания средней и верхней атмосферы, являются следующие.

1. Согласно анализу эволюции орбит десятков тысяч спутников, происходит систематическое уменьшение плотности термосферы на высотах 400–600 км. Это уменьшение составляет 2–3% за десятилетие при средней и высокой солнечной активности и растет до 6–7% за десятилетие в минимуме солнечной активности.

2. Измерения ионной температуры на высотах 200–300 км, где считается, что температуры ионов и нейтралов равны, на нескольких установках некогерентного рассеяния дают отрицательный тренд T , равный в среднем 20–30 К за десятилетие.

3. Измерения на двух спутниках дают на высотах 80–110 км рост количества CO_2 , (10–12% за десятилетие), который даже опережает рост CO_2 в тропосфере.

4. Измерения различными методами дают отрицательные тренды температуры в стратосфере и мезосфере (3–4 К за десятилетие).

5. Большинство групп исследователей получено, что наблюдаются отрицательные тренды критической частоты и высоты ионосферного слоя $F2$. Именно это и должно происходить при охлаждении и оседании термосферы.

Все процессы в термосфере и ионосфере идут быстрее, чем предсказывается даже самыми современными теоретическими моделями. Это позволяет предположить, что в процессе оседания и охлаждения верхней атмосферы могут происходить какие-то не известные пока процессы, или усиливаться известные процессы.

Пока изменения параметров нейтральных и заряженных частиц относительно малы (за исключением данных НР о трендах T) и не влияют на большинство прикладных проблем. Однако Venchiarutti et al. [2016] показали, что уменьшение плотности атмосферы, наблюдаемое уже сейчас, влияет на орбиты космических аппаратов и объектов космического мусора (space debris). Время жизни таких объектов на низких орбитах увеличивается на 2–5% за десятилетие. Это автоматически приводит к увеличению числа одновременно существующих объектов и, соответственно, вероятности их столкновения с действующими

космическими аппаратами. Если падение плотности термосферы будет продолжаться с той же скоростью, то очень скоро вероятность таких столкновений может возрасти до критической величины.

Сильные отрицательные тренды температуры ионов в ионосфере выше максимума слоя F_2 , измеренные методом НР и достигающие 50–60 К за десятилетие (см. выше рис. 9) могут уже сейчас влиять на работы систем глобального позиционирования и, несомненно, будут влиять в обозримом будущем, если будет происходить дальнейшее усиление отрицательных трендов T_i . Еще более наглядными примерами влияния трендов ионосферных параметров на работу спутниковых навигационных систем являются тренды полного содержания электронов (ТЕС) и приведенной толщины ионосферы, описанные в конце предыдущего параграфа. Очевидно, что оба эти параметра прямо связаны с корректировкой систем позиционирования и других систем, базирующихся на приеме сигналов с навигационных спутников.

Опубликованы [Fagre et al., 2018] первые результаты изучения влияния трендов слоя F_2 на условия распространения радиоволн коротковолнового диапазона. Используя классический метод описания распространения радиоволн в ионосфере (так называемый метод “ray tracing”) проведены расчеты изменения дальности R и высоты h отражения радиоволн различных частот при наклонном падении на ионосферу под разными углами при уменьшении концентрации электронов в области F на 1% и 5%.

Получено, что при этом изменяется расстояние до точки прихода радиолуча R и высоты отражения h для различных частот при постоянном угле излучения α и для разных углов α при постоянной частоте 17.0 МГц. Максимальный эффект наблюдается при постоянной величине α на частоте 17.5 МГц: величина h увеличивается на 7 км, а величина R – на 94 км.

Этот результат особенно важен для работы служб космической погоды, поскольку там регулярно ведутся расчеты радиотрасс для большого количества потребителей. При современных трендах параметров области F уменьшение концентрации в ней до значений, когда описанные эффекты станут заметны и должны будут учитываться в программах расчета условий распространения радиоволн, может произойти уже через несколько лет.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа была поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (грант № 18-05-80023).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Данилов А.Д. Долговременные тренды в верхней атмосфере и ионосфере (обзор) // Геомагнетизм и аэронаука. Т. 52. № 3. С. 291–312. 2012.
- Данилов А.Д. Глобальные изменения параметров верхней атмосферы и ионосферы Земли / Системный мониторинг ионосферы. Ред. Котонаева Н.Г. М.: Физматлит. С. 354–416. 2019.
- Данилов А.Д., Константинова А.В. Поведение параметров ионосферного слоя F_2 на грани веков. 1. Критическая частота // Геомагнетизм и аэронаука. Т. 53. № 3. С. 361–372. 2013а.
- Данилов А.Д., Константинова А.В. Поведение параметров ионосферного слоя F_2 на грани веков. 2. Высота слоя // Геомагнетизм и аэронаука. Т. 53. № 4. С. 486–499. 2013б.
- Данилов А.Д., Константинова А.В. Уменьшение атомного кислорода в верхней атмосфере // Геомагнетизм и аэронаука. Т. 54. № 2. С. 239–245. 2014.
- Данилов А.Д., Константинова А.В. Вариации трендов foF_2 с сезоном и временем суток // Геомагнетизм и аэронаука. Т. 55. №1. С. 56–63. 2015а.
- Данилов А.Д., Константинова А.В. Сравнение трендов параметров слоя F_2 , полученных разными авторами // Геомагнетизм и аэронаука. Т. 55. № 4. С. 473–482. 2015б.
- Данилов А.Д., Константинова А.В. Тренды критической частоты foF_2 после 2009 г. // Геомагнетизм и аэронаука. Т. 56. № 3. С. 324–332. 2016а.
- Данилов А.Д., Константинова А.В. Изменение связи между foF_2 и hmF_2 со временем // Геомагнетизм и аэронаука. Т. 56. № 5. С. 612–614. 2016б.
- Данилов А.Д., Константинова А.В. Суточные и сезонные вариации трендов критической частоты слоя E // Геомагнетизм и аэронаука. Т. 58. № 5. С. 653–661. 2018а.
- Данилов А.Д., Константинова А.В. Дальнейший анализ трендов критической частоты слоя E на ст. Juliusruh // Гелиогеофизические исслед. Вып. 19. С. 14–46. 2018б.
- Данилов А.Д., Константинова А.В. Тренды foF_2 и 24-й цикл солнечной активности // Гелиогеофизические исслед. Вып. 23. С. 40–47. 2019.
- Константинова А.В., Данилов А.Д. Выбор рядов исходных данных при определении трендов параметров слоя F_2 // Геомагнетизм и аэронаука. Т. 55. № 3. С. 361–369. 2015.
- Константинова А.В., Данилов А.Д. Тренды hmF_2 и 24-й цикл солнечной активности // Гелиогеофизические исслед. Вып. 24. С. 30–34. 2019.
- Похунков А.А., Рыбин В.В., Тулинов Г.Ф. Исследование количественных характеристик долговременных изменений параметров верхней атмосферы Земли за период 1966–1992 гг. // Космич. исслед. Т. 47. № 6. С. 515–526. 2009.
- Таубенхайм И., фон Коссарт Г., Ентциан Г. Глобальные изменения климата и нижняя ионосфера // Тез. 3-го Семинара КАПГ по метеорологическим эффектам в ионосфере (София, 31 октября–4 ноября 1988 г.).

- *Beig G.* Overview of the mesospheric temperature trend and factors of uncertainty // *Phys. Chem. Earth. V. 27.* P. 509–519. 2002.
- *Beig G.* Advances in long-term trends in LT region and its linkages to stratospheric ozone recovery // Paper presented at the 9th Workshop on Long-Term Changes and Trends in the Atmosphere (Kühlungsborn, Germany, September 19–23, 2016).
- *Beig G.* Trends in temperature of the mesosphere and its linkages with stratosphere // Paper presented at the 10th Workshop on Long-term Changes and Trends in the Atmosphere (Hefei, China, May 14–18, 2018).
- *Berger U., Lubken F.-J., Baumgarten G., Feidler J.* Trends in mesospheric ice layers in the Northern hemisphere during 1961–2013 // Paper presented at the 9th Workshop on Long-Term Changes and Trends in the Atmosphere (Kühlungsborn, Germany, September 19–23, 2016).
- *Bjoland L.M., Ogawa Y., Hall C., Rietveld M., Løvhaug U.P., La Hoz C., Miyaoka H.* Long-term variations and trends in the polar E-region // *J. Atmos.-Terr. Phys. V. 163.* P. 85–90. 2017.
- *Bremer J., Berger U.* Mesospheric temperature trends derived from ground-based LF phase-height observations at mid-latitudes: comparison with model simulations // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 64.* P. 805–816. 2002.
- *Bremer J., Damboldt T., Mielich J., Suessmann P.* Comparing long-term trends in the ionospheric F2 region with two different methods // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 77.* P. 174–185. 2012.
- *Chen Y., Libo L., Le H., Wan W.* Does the F10.7 index correctly describe solar EUV flux during the deep solar minimum of 2007–2009 // *J. Geophys. Res. V. 116.* A04304. 2011.
- *Chen Y., Libo L., Le H., Wan W.* Ionospheric variations under extremely low solar EUV condition // Paper presented at the 10th Workshop on Long-term Changes and Trends in the Atmosphere (Hefei, China, May 14–18, 2018).
- *Clilverd M.A., Duthie R., Rodger C.J., Hardman R.L., Yearby K.H.* Long-term climate change in the D-region // *Sci. Rep.-UK. V. 7.* P. 16683. 2017.
<https://doi.org/10.1038/s41598-017-16891-4>
- *Cnossen I., Franzke C.* The role of the Sun in long-term change in the F2 peak ionosphere: new insights from Ensemble Empirical Mode Decomposition (EEMD) and numerical modeling // *J. Geophys. Res. V. 119.* № 10. P. 8610–8623. 2014.
- *Damboldt T., Suessmann P.* Consolidated database of worldwide measured monthly medians of ionospheric characteristics foF2 and M(3000)F2 // *INAG Bulletin on the Web, INAG-73.* 2012.
- *Danilov A.D.* Time and spatial variations in the ratio of nighttime and daytime critical frequencies of the F2 layer // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 70.* P. 1201–1212. 2008.
- *Danilov A.D.* Seasonal and diurnal variations in foF2 trends // *J. Geophys. Res. V. 120.* 2015.
<https://doi.org/10.1002/2014JA020971>
- *Danilov A.D., Konstantinova A.V.* Trends in the F2 layer parameters at the end of the 1990s and the beginning of the 2000s // *J. Geophys. Res. V. 118.* N 12. P. 5947–5964. 2013.
- *Danilov A.D., Konstantinova A.V.* Diurnal and seasonal variations in long-term changes in the E-layer critical frequency // *Adv. Space Res. V. 63.* P. 359–370. 2019.
- *Danilov A.D., Konstantinova A.V.* Trends in foF2 and the 24th solar activity cycle // *Adv. Space Res. V. 65.* P. 959–965. 2020.
- *de Haro Barbas B.F., Elias A.G., Shibasaki K., Sousa J.R.* foF2 long-term trends for periods including solar cycle 23 // Paper presented at the 8th Workshop on Long-Term Changes and Trends in the Atmosphere, (Cambridge, England, July 27–31, 2014)).
- *de Haro Barbas B.F., Elias A.G.* Effect of the inclusion of solar cycle 24 in the calculation of foF2 long-term trend for two Japanese ionospheric stations // *Pure Appl. Geophys.* 2020.
<https://doi.org/10.1007/s00024-019-02307>
- *DeLand M.T.* Extending the long-term PMC record with OMPS data // Paper presented at the 9th Workshop on Long-Term Changes and Trends in the Atmosphere (Kühlungsborn, Germany, September 19–23, 2016).
- *Deng Y.* Impact of NO cooling and gravity wave on the long-term trend in the upper atmosphere: GITM simulations // Paper presented at the 10th Workshop on Long-term Changes and Trends in the Atmosphere (Hefei, China, May 14–18, 2018).
- *Emmert J.T., Mannucci A.J., McDonald S.E., Vergados P.* Attribution of interminimum changes in global and hemispheric total electron content // *J. Geophys. Res. Space. V. 122.* P. 2424–2439. 2017.
- *Emmert J.T.* Thermospheric density climate and climate changes // Paper presented at the 7th Workshop on Long-Term Changes and Trends in the Atmosphere (Buenos-Aires, Argentina, September 11–14, 2012).
- *Emmert J.T.* Altitude and solar activity dependence of 1967–2005 thermospheric density trends derived from orbital drag // *J. Geophys. Res. V. 120.* P. 2940–2950. 2015.
- *Emmert J.T., Fejer B.G., Fesen C.D., Sheperd G.G., Solheim B.H.* Climatology of middle- and low-latitude daytime F-region disturbance in neutral wind measured by Wind Imaging Interferometer (WINDII) // *J. Geophys. Res. V. 106.* V. 24. P. 701–706. 2001.
- *Emmert J.T., Picone J.M., Lean J.L., Knowles S.H.* Global change in the thermosphere: compelling evidence of a secular decrease in density // *J. Geophys. Res. V. 109.* (A02301). 2004.
<https://doi.org/10.1029/2003JA010176>
- *Emmert J.T., Stevens M.H., Bernath P.F., Drob D.P., Boone C.D.* Observations of increasing carbon dioxide concentration in Earth's thermosphere // *Nat. Geosci. V. 5.* P. 868–871. 2012.
- *Fagre M., Zossi B.S., Saavedra Z., Elias A.G.* On some consequences of upper atmosphere cooling over HF signal propagation // Paper presented at the 10th Workshop on Long-term Changes and Trends in the Atmosphere (Hefei, China, May 14–18, 2018).
- *Fiedler J., Baumgarten G., Berger U., Lübken F.-J.* Long-term variations of noctilucent clouds at ALOMAR // Paper presented at the 9th Workshop on Long-Term Changes and Trends in the Atmosphere (Kühlungsborn, Germany, September 19–23, 2016).
- *Friedrich M., Torkar K.M.* Long-term trends and other residual features of the lower ionosphere // *Proc. 15th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programs and Related Research, Biarritz, France, 28–31 May 2001* (ESA SP-471, August 2001).

- *Friedrich M., Pock Ch.* Long-term trends in mesospheric electron densities // Paper presented at the 9th Workshop on Long-Term Changes and Trends in the Atmosphere (Kühlungsborn, Germany, September 19–23, 2016).
- *Garcia R., Lopez-Puertas M., Funke B., Kinnison D.E., Marsh D.R., Smith A.K., Gonzales-Galindo F.* On the distribution of CO₂ and CO in the mesosphere and lower thermosphere // *J. Geophys. Res.* V. 119. P. 5700–5718. 2014.
- *Garcia R., Lopez-Puertas M., Funke B., Kinnison D.E., Marsh D.R., Qian L.* On the secular trend of CO_x and CO₂ in the lower thermosphere // *J. Geophys. Res.* V. 121. P. 3634–3644. 2016.
- *Garcia R. R., Yue J., Russell J. M. III.* Middle atmosphere temperature trends in the twentieth and twenty first centuries simulated with the Whole Atmosphere Community Climate Model (WACCM) // *J. Geophys. Res. Space.* V. 124. P. 7984–7993. 2019.
- *Gnabahou D.A., Elias A.* Long-term trend of foF2 at a west African equatorial station // Paper presented at the 7th Workshop on Long-Term Changes and Trends in the Atmosphere (Buenos-Aires, Argentina, September 11–14, 2012).
- *Hierl P.M., Dotan I., Seeley J.V., Van Doren J.M., Morris R.A., Viggiano A.A.* Rate constants for the reactions of O⁺ with N₂ and O₂ as a function of temperature (300–1800 K) // *J. Chem. Phys.* V. 106. № 9. P. 3540–3544. 1997.
- *Hoffmann P., Chau J.L.* Trends in mesospheric winds and gravity waves at Northern middle and polar latitudes // Paper presented at the 9th Workshop on Long-Term Changes and Trends in the Atmosphere (Kühlungsborn, Germany, September 19–23, 2016).
- *Jacobi Ch., Geissler Ch., Lilienthal F., Krug A.* Long-term trends of mesosphere/lower thermosphere prevailing winds at northern midlatitudes // Paper presented at the 9th Workshop on Long-Term Changes and Trends in the Atmosphere (Kühlungsborn, Germany, September 19–23, 2016).
- *Jakowsky N., Hoque M. M., Mielich J., Hall Ch.* Equivalent slab thickness of the ionosphere over Europe as an indicator of long-term changes in the thermosphere // Paper presented at the 9th Workshop on Long-Term Changes and Trends in the Atmosphere (Kühlungsborn, Germany, September 19–23, 2016).
- *Keating G.M., Tolson R.H., Bradford M.S.* Evidence of long-term global decline in the Earth's thermospheric densities apparently related to anthropogenic effects // *Geophys. Res. Lett.* V. 27. P. 1523–1526. 2000.
- *Khaitov R., Kolesnik S., Sarychev V.* Seasonal, diurnal variations in critical frequency of the F₂-layer over middle latitudes // Paper presented at the 7th Workshop on Long-Term Changes and Trends in the Atmosphere (Buenos-Aires, Argentina, September 11–14, 2012).
- *Laštovička J.* A review of recent progress in trends in the upper atmosphere // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 163. P. 2–13. 2017.
- *Laštovička J.* A review of progress in trends in the mesosphere-thermosphere-ionosphere system // Paper presented at the 10th Workshop on Long-term Changes and Trends in the Atmosphere (Hefei, China, May 14–18, 2018).
- *Laštovička J., Akmaev R.A., Beig G. et al.* Emerging pattern of global change in the upper atmosphere and ionosphere // *Ann. Geophysicae.* V. 26. № 5. P. 1255–1268. 2008.
- *Laštovička J., Solomon S. C., Qian L.* Trends in the neutral and ionized upper atmosphere // *Space Sci. Rev.* V. 168. P. 113–145. 2012.
- *Laštovička J., Burešová D., Kouba D., Križan P.* Stability of solar correction for calculating ionospheric trends // *Ann. Geophysicae.* V. 34. № 12. P. 1191–1196. 2016.
- *Laštovička J., Urbar J., Kozubek M.* Long-term trends in the total electron content // *Geophys. Res. Lett.* V. 44. P. 8168–8172. 2017.
- *Lateck R.* Long-term changes of polar mesospheric summer echoes at Andoya // Paper presented at the 9th Workshop on Long-Term Changes and Trends in the Atmosphere (Kühlungsborn, Germany, September 19–23, 2016).
- *Lean J., Emmert J.T., Picone J.M., Meier R.R.* Global and regional trends in ionospheric electron content // *J. Geophys. Res.* V. 116. A00H04. 2011. <https://doi.org/10.1029/2010JA016378>
- *Liu H.-L., Bardeen C.G., Foster B.T., Lauritzen P., Liu J., Lu G., Wang W.* Development and validation of the Whole Atmosphere Community Climate Model with thermosphere and ionosphere extension (WACCM-X 2.0) // *J. Adv. Modeling Earth Systems.* V. 10. P. 381–402. 2018.
- *Liu X., Yue J., Xu J., Garcia R.R., Russell III J.M., Mlynczak M., Wu D.L., Nakamura T.* Variations of global gravity waves derived from 14 years of SABER temperature observations // Paper presented at the 10th Workshop on Long-term Changes and Trends in the Atmosphere (Hefei, China, May 14–18, 2018).
- *Liu L.* Possible trend revealed from meteor radar observations at Mohe and Beijing of China // Paper presented at the 10th Workshop on Long-term Changes and Trends in the Atmosphere (Hefei, China, May 14–18, 2018).
- *Lübken F.-J., Berger U., Baumgarten G.* Temperature trends in the midlatitude summer mesosphere // *J. Geophys. Res.* V. 118. P. 13.347–13.3601–14. 2013.
- *Lübken F.-J., Berger U., Baumgarten G.* On the anthropogenic impact on long-term evolution of noctilucent clouds // *Geophys. Res. Lett.* V. 45. P. 6681–6689. 2018a.
- *Lübken F.-J., Berger U., Baumgarten G.* On the anthropogenic impact on long term evolution of noctilucent clouds // Paper presented at the 10th Workshop on Long-term Changes and Trends in the Atmosphere (Hefei, China, May 14–18, 2018). 2018b.
- *Marcos F.A., Wise J.O., Kendra M.J., Grossbard N.J., Bowman B.R.* Detection of a long-term decrease in thermospheric neutral density // *Geophys. Res. Lett.* V. 32. L04103. 2005. <https://doi.org/10.1029/2004GL021269>
- *Mielich J., Bremer J.* Long-term trends in the ionospheric F₂ region with two different solar activity indices // *Ann. Geophysicae.* V. 31. № 2. P. 291–303. 2013.
- *Mikhailov A.V.* The geomagnetic control of the F₂-later parameter long-term trends // *Phys. Chem. Earth.* V. 27. P. 595–606. 2002.
- *Mikhailov A.V., Perrone L.* Geomagnetic control of the mid-latitude foF1 and foF2 long-term variations: Physical interpretation using European observations // *J. Geophys. Res.* V. 121. P. 7193–7203. 2016.
- *Mikhailov A.V., Perrone L.* Summer noontime hmF2 long term trends inferred from foF1 and foF2 ionosonde observations in Europe // *J. Geophys. Res. Space.* V. 123. № 8. P. 6703–6713. 2018.

- *Mikhailov A.V., Skoblin M.G., Forster M.* Daytime F2-layer positive storm effect at middle and lower latitudes // *Ann. Geophysicae*. V. 13. № 5. P. 532–540. 1995.
- *Mikhailov A.V., Perrone L., Nusinov A.A.* A mechanism of mid-latitude nighttime *foE* long-term variations inferred from European observations // *J. Geophys. Res.* V. 122. P. 4466–4473. 2017.
- *Mlynczak V., Hunt L., Marshall B.T. et al.* Observations of infrared radiative cooling in the thermosphere on daily to multiyear timescales from the TIMED/SABER instrument // *J. Geophys. Res.* V. 115. № A03309. 2010. <https://doi.org/10.1029/2009JA014713>
- *Mlynczak M., Hunt L., Yue J., Solomon S.* Trends in upper atmosphere energetics and composition – past, present, and future // Paper presented at the 9th Workshop on Long-Term Changes and Trends in the Atmosphere (Kühlungsborn, Germany, September 19–23, 2016).
- *Nath O.* Seasonal, interannual and long-term variabilities and tendencies of water vapor in the upper stratosphere and mesospheric region over tropics (30° N–30° S) // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 167. P. 23–29. 2018.
- *Ogawa Y., Bjoland L.* Long-term variations and trends in the polar ionosphere and thermosphere // Paper presented at the 10th Workshop on Long-term Changes and Trends in the Atmosphere (Hefei, China, May 14–18, 2018).
- *Oliver W.L., Holt J.M., Zhang S.-R., Goncharenko L.P.* Long-term trends in thermospheric neutral temperature and density above Millstone Hill // *J. Geophys. Res.* V. 119. P. 7940–7946. 2014.
- *Perrone L., Mikhailov A.V.* Geomagnetic control of the midlatitude *foF1* and *foF2* long-term variations: Recent observations in Europe // *J. Geophys. Res.* V. 121. P. 7183–7192. 2016a.
- *Perrone L., Mikhailov A.* Geomagnetic control of the midlatitude *foF1* and *foF2* long-term variations: Recent observations and interpretation // Paper presented at the 9th Workshop on Long-Term Changes and Trends in the Atmosphere (Kühlungsborn, Germany, September 19–23, 2016). 2016b.
- *Perrone L., Mikhailov A.* Long-term variations of exospheric temperature inferred from *foF1* observations: A comparison to ISR *Ti* trend estimates // *J. Geophys. Res.* V. 122. P. 8883–8892. 2017.
- *Perrone L., Mikhailov A.V.* Reply to comments by S. Zhang, J.M. Holt, P.J. Erickson, and L.P. Goncharenko on the paper “Long-term variations of exospheric temperature inferred from *foF1* observations: A comparison to ISR *Ti* trend estimates” by L. Perrone and A.V. Mikhailov // *J. Geophys. Res. Space*. V. 123. P. 8895–8907. 2018.
- *Perrone L., Mikhailov A.V.* Long-term variations of the column atomic oxygen abundance in the upper atmosphere inferred from ionospheric observations // *J. Geophys. Res. Space*. V. 124. № 7. P. 6305–6312. 2019.
- *Peters D.H.W., Entzian G.* Long-term variability of 50 years of standard phase height measurements at Kühlungsborn, Germany // *Adv. Space Res.* V. 55. P. 1764–1774. 2015.
- *Peters D.H.W., Entzian G., Keckhut P.* Mesospheric temperature trends derived from standard phase-height measurements // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 163. P. 23–30. 2017.
- *Portnyagin Yu.I., Merzlyakov E.G., Sokolova T.V., Jacobi T.V., Kurschner D., Manson A., Meek C.* Long-term trends and year-to-year variability of midlatitude mesosphere/lower thermosphere winds // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 68. P. 1890–1901. 2006.
- *Qian L., Roble R.G., Solomon S.C., Kane T.J.* Calculated and observed climate change in the thermosphere, and a prediction for solar cycle 24 // *Geophys. Res. Lett.* V. 33. L23705. № 23. 2006. <https://doi.org/10.1029/2006GL027185>
- *Qian L., Solomon S., Yue J.* Impact of carbon dioxide trends on thermosphere-ionosphere climate // Paper presented at the 9th Workshop on Long-Term Changes and Trends in the Atmosphere (Kühlungsborn, Germany, September 19–23, 2016).
- *Quack B., Tegtmeier S., Ziska Z., Krueger K., Sinnhuber B.-M.* Future emissions of oceanic halocarbons and their influence on stratospheric ozone // Paper presented at the 9th Workshop on Long-Term Changes and Trends in the Atmosphere (Kühlungsborn, Germany, September 19–23, 2016).
- *Ratnam M.V.* Long-term variability in UTLS aerosols and trace gases over Indian region observed by ground based and space borne measurements // Paper presented at the 10th Workshop on Long-term Changes and Trends in the Atmosphere (Hefei, China, May 14–18, 2018).
- *Reid I., Spargo A., Murphy D.* Long-term observations of the MLT region at Adelaide (34.6° S) and Davis Station (68.6° S) // Paper presented at the 10th Workshop on Long-term Changes and Trends in the Atmosphere (Hefei, China, May 14–18, 2018).
- *Rezac L., Yue J., Yongxiao J., Russell III J. M., Garcia R., López-Puertas M., Mlynczak M.G.* On long-term SABER CO₂ trends and effects due to nonuniform space and time sampling // *J. Geophys. Res. Space*. V. 123. № 9. P. 7958–7967. 2018.
- *Richards P.G.* Reexamination of ionospheric photochemistry // *J. Geophys. Res.* V. 116. No. A8. A08307. 2011. <https://doi.org/10.1029/2011JA016613>
- *Rishbeth H., Edwards R.* The isobaric F2-layer // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 51. № 4. P. 321–338. 1989.
- *Rishbeth H., Roble R.G.* Cooling of the upper atmosphere by enhanced greenhouse gases-modeling of thermospheric and ionospheric effects // *Planet. Space Sci.* V. 40. P. 1011–1026. 1992.
- *Roble R.G., Dickinson R.E.* How will changes in carbon dioxide and methane modify the mean structure of the mesosphere and lower thermosphere? // *Geophys. Res. Lett.* V. 16. P. 1441–1444. 1989.
- *Roininen L., Ulich T., Laine M., Rey N., Rousset H.I.* Time-varying ionosonde trend: Case study of Sodankylä Observatory *hmF2* // Paper presented at the 8th Workshop on Long-Term Changes and Trends in the Atmosphere (Cambridge, England, July 27–31, 2014).
- *Rojas Villaba E., Milla M.* A long-term trend study of the F-region peak height above Jicamarca // Paper presented at the 7th Workshop on Long-Term Changes and Trends in the Atmosphere (Buenos-Aires, Argentina, September 11–14, 2012).
- *Sounders A., Lewis H., Swinerd G.* Further evidence of long-term thermospheric density change using a new method of satellite ballistic coefficient estimation // *J. Geophys.*

Res. V. 116. A00H10. 2011.

<https://doi.org/10.1029/2010JA016358>

– *Sharma K., Chandra S.* Long-term changes in the ionosphere at low latitudes: impact of greenhouse gases // Paper presented at the 7th Workshop on Long-Term Changes and Trends in the Atmosphere (Buenos-Aires, Argentina, September 11–14, 2012).

– *Sharma S., Chandra H., Vaishnav R.* Long-term middle atmosphere trends observed by lidar and satellite over subtropical location during 1997–2016 // Paper presented at the 9th Workshop on Long-Term Changes and Trends in the Atmosphere (Kühlungsborn, Germany, September 19–23, 2016).

– *She C.-Y., Yuan T., Yan Z.A., Krueger D.A., Hu X.* Long-term change and trend on nocturnal and daytime temperatures in midlatitude mesopause region atmosphere based on 28 years of Na lidar observations // Paper presented at the 10th Workshop on Long-term Changes and Trends in the Atmosphere (Hefei, China, May 14–18, 2018).

– *Sinnhuber B.-M.* The polar stratosphere in a changing climate // Paper presented at the 9th Workshop on Long-Term Changes and Trends in the Atmosphere (Kühlungsborn, Germany, September 19–23, 2016).

– *Smith A.K., Marsh D.R., Mlynczak M.G., Mast J.C.* Temporal variations of atomic oxygen in the upper mesosphere from SABER // *J. Geophys. Res.* V. 115. № D18309. 2010. <https://doi.org/10.1029/2009JD013434>

– *Sofieva V.* Long-term trends in stratospheric ozone // Paper presented at the 10th Workshop on Long-term Changes and Trends in the Atmosphere (Hefei, China, May 14–18, 2018).

– *Solomon S. C., Qian L., Roble R. G.* New 3D Simulations of climate change in the thermosphere // *J. Geophys. Res.* V. 120. № 3. P. 2183–2193. 2015.

– *Solomon S., Liu H., March D., McInerney J., Qian L., Vitt F.* Thermosphere-ionosphere response to atmospheric climate change modeled by WACCM-X // Paper presented at the 9th Workshop on Long-Term Changes and Trends in the Atmosphere (Kühlungsborn, Germany, September 19–23, 2016).

– *Solomon S., Liu H., Marsh D., McInerney J., Qian L., Vitt F.* Whole atmosphere simulation of anthropogenic climate change // Paper presented at the 10th Workshop on Long-term Changes and Trends in the Atmosphere (Hefei, China, May 14–18, 2018).

– *Su Y., Yue J., Hervig M., Marshall T., Smith A., Garcia R., Guo I D., Guo S., Siskind D., Russell III J.* Carbon dioxide in the polar stratosphere from AIM/SOFIE // Paper presented at the 10th Workshop on Long-term Changes and Trends in the Atmosphere (Hefei, China, May 14–18, 2018).

– *Taubenheim J., von Cossart G., Eintzian G.* Evidence of CO₂-induced progressive cooling of the middle atmosphere derived from radio observations // *Adv. Space Res.* V. 10. № 10. P. 171–174. 1990.

– *Vencharutti V., Zossi M., Elias G.* The effect of neutral density long term variation on satellite lifetime using a simple classical mechanics formulation // Paper presented at the 9th Workshop on Long-Term Changes and Trends in the Atmosphere (Kühlungsborn, Germany, September 19–23, 2016).

– *Wang W., Qian L., Burns A.G., Liu J., Zhang S.A.* Long-term changes in ionospheric temperatures // American Geophysical Union, Fall Meeting 2018, abstract #SA13B-2770. 2018.

– *Yuan T., Solomon S.C., She C.-Y., Krueger D.A., Liu H.-L.* The long-term trends of nocturnal mesopause temperature and altitude revealed by Na lidar observations between 1990 and 2018 at midlatitude // *J. Geophys. Res. Atmospheres.* V. 124. P. 5970–5980. 2019.

– *Yue J., Jan Y., Rezac L., Garsia R., Lopez-Puertas M., Mlynczak M., Russel J.* Increasing carbon dioxide concentration in the upper atmosphere observed by SABER // Paper presented at the 9th Workshop on Long-Term Changes and Trends in the Atmosphere (Kühlungsborn, Germany, September 19–23, 2016).

– *Yue J., Rezac L., Yongxiao J., Russell III J.M., Garcia R., Lopez-Puertas M., Mlynczak M.G.* On long-term trends of SABER CO₂ with WACCM (forward modeling) // Paper presented at the 10th Workshop on long-term changes and trends in the atmosphere (Hefei, China, May 14–18, 2018).

– *Zhang S.* Ionospheric Climate Change: a report on the ISSI team research efforts // Paper presented at the 10th Workshop on long-term changes and trends in the atmosphere (Hefei, China, May 14–18, 2018).

– *Zhang J., Tian W., Xie F.* Stratospheric ozone loss over the Eurasian continent induced by the polar vortex shift // Paper presented at the 10th Workshop on long-term changes and trends in the atmosphere (Hefei, China, May 14–18, 2018).

– *Zhang S.-R., Holt J.M.* Long-term ionospheric cooling: Dependency on local time, season, solar activity, and geomagnetic activity // *J. Geophys. Res.* V. 118. № 6. P. 3719–3730. 2013.

– *Zhang S.R., Holt J.M., Erickson P.J., Goncharenko L.P., Nicolls M.J., McCready M., Kelly J.* Ionospheric ion temperature climate and upper atmospheric long-term cooling // *J. Geophys. Res.* V. 121. № 9. P. 8951–8968. 2016a.

– *Zhang S.R., Holt J.M., Erickson P., Goncharenko L., Nicollis M., McCready M., Kelly J.* Strong ionospheric long-term cooling measured by multiple incoherent scatter radars // Paper presented at the 9th Workshop on Long-Term Changes and Trends in the Atmosphere (Kühlungsborn, Germany, September 19–23, 2016b).

– *Zhang S.-R., Holt J.M., Erickson P.J., Goncharenko L.P.* Comments on “Long-term variations of exospheric temperature inferred from foF1 observations: A comparison to ISR Ti trend estimates” by Perrone and Mikhailov // *J. Geophys. Res. Space.* V. 123. P. 4467–4473. 2018.