ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА, 2025, том 61, № 1, с. 100–110

УДК 551.510.5

ОЦЕНКА ВЫСОТЫ ТРОПОПАУЗЫ И ЕЕ ВАРИАЦИЙ ПО ДАННЫМ РЕАНАЛИЗА

© 2025 г. А. М. Кузьмин[a, *], А. В. Елисеев[a–d], И. И. Мохов[a, b, e]

[a]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Физический факультет, Ленинские Горы, 1, стр. 2, Москва, 119991 Россия

[b]Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, стр. 1, Москва, 119017 Россия

[c]Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, ул. Губкина, 8, Москва, 119333 Россия

[d]Институт прикладной физики им. А.В. Гапонова-Грекова РАН, ул. Ульянова, 46, Нижний Новгород, 603950 Россия

[e]Московский физико-технический институт (университет), Институтский пер., 9, Долгопрудный, Московская обл., 141701 Россия

*e-mail: Aleksey.kuz.min@yandex.ru

Поступила в редакцию 01.10.2024 г.
После доработки 10.11.2024 г.
Принята к публикации 15.11.2024 г.

Получены оценки высоты тропопаузы для периода 1980–2023 гг. по среднемесячным данным реанализа ERA5 и NCEP/DOE II для температуры атмосферы и (в случае использования изобарической вертикальной координаты) высоты геопотенциала на трехмерной сетке. Алгоритм оценки высоты тропопаузы Htr уточнен с возможностью применения к данным высокого пространственного разрешения. Для оцененных средних многолетних значений высоты тропопаузы в диапазоне от 16–17 км в тропиках до 8–9 км в полярных широтах отмечены относительно слабые незональные особенности. При этом межгодовые вариации H_{tr}, характеризуемые стандартными отклонениями, сопоставимы с вертикальным разрешением использованных данных реанализа (несколько сот метров), достигая полутора–двух километров в областях субтропических струйных течений (особенно в зимнем полушарии). Выявлены особенности вариаций высоты тропопаузы с периодом около 4 лет, которые можно объяснить влиянием событий Эль-Ниньо/Ла-Нинья на региональные процессы формирования глубокой конвекции в атмосфере. По данным реанализа для периода 1980–2023 гг. отмечены статистически значимые линейные тренды высоты тропопаузы в субтропиках (несколько м/год).

Ключевые слова: высота тропопаузы, двойная тропопауза, субтропическое струйное течение, данные реанализа, ERA5, NCEP/DOE Reanalysis II

DOI: 10.31857/S0002351525010072, **EDN:** HFARFY

1. ВВЕДЕНИЕ

Тропопауза — граница между тропосферой и стратосферой. Особенности ее режима (включая высоту и температуру) и динамики – важные характеристики состояния и изменений земной климатической системы (ЗКС) [Маховер, 1983; Мохов, 1993; Мохов, Акперов, 2006; Моханакумар, 2011]. Так, высота тропопаузы может быть использована в качестве одной из диагностических характеристик климатических моделей [Мохов, 1989]. Отмечается связь изменений содержания озона в атмосфере, температуры вблизи границы тропосферы и стратосферы и высоты тропопаузы [Маховер, 1983; Мохов, 1985; Мохов, 1993; Bethan et al., 1996; Ulbrich et al., 2008; Моханакумар, 2011].

Вертикальный профиль температуры в тропосфере Земли характеризуется отрицательным градиентом около −0.6°C/100 м, так что температура понижается с высотой в среднем от +15°C

у поверхности и до –50°С и ниже в верхней тропосфере. В стратосфере, (от тропопаузы до стратопаузы на высоте порядка 50 км) температура напротив увеличивается с высотой, что связано с озоновым слоем атмосферы.

Высота тропопаузы зависит от широты и изменяется в годовом ходе инсоляции. По данным радиозондов было получено, что в полярных широтах тропопауза расположена на высотах 8–10 км, в умеренных широтах — на высотах 10–12 км, в тропиках на высотах 16–18 км. Толщина тропопаузы составляет от нескольких сотен метров до 2–3 км [Маховер, 1983]. Тропопауза характеризуется слоистой структурой, в которой отдельные «пласты» могут существовать на различных высотах со значительными разрывами между ними. Границы циркуляционных атмосферных ячеек (тропической ячейки Хэдли и ячейки умеренных широт Ферреля) и неоднородности на границе ячейки Ферреля и полярной ячейки определяют зональную структуру тропопаузы. В субтропиках разрывы тропопаузы связаны с субтропическими струйными течениями со скоростями более 30 м/с, эти разрывы разграничивают низкую теплую полярную и холодную высокую тропическую тропопаузы. При вторжении холодных масс воздуха в низкие широты полярная тропопауза, расположенная на высотах 9–12 км, вклинивается под тропическую, находящуюся на уровне 15–17 км, в результате чего возникают две тропопаузы, после чего верхняя тропопауза постепенно разрушается. В областях вне тропических струйных течений разрывы тропопаузы, как правило, отсутствуют. Высота тропопаузы снижается над циклонами и холодными воздушными массами и повышается над антициклонами и теплыми воздушными массами.

Существует ряд подходов к определению высоты тропопаузы на основе радиационных, термических, химических и динамических различиях между тропосферой и стратосферой.

Термическая тропопауза определяется Всемирной метеорологической организацией (ВМО) как поверхность с нижней границей, соответствующей минимальной высоте, на которой вертикальный градиент температуры не более $\Gamma_{cr} = 2$°С/км, и среднее значение этого параметра в вышележащем слое толщиной 2 км также не превышает Γ_{cr} [WMO, 1957]. Для вычисления термической тропопаузы нужно знать лишь вертикальный профиль температуры. При этом известны случаи с неоднозначными результатами, например, в области субтропической струи во время обрушения волн Россби [Иванова, 2013; Shapiro, 1980; Holton et al., 1995; Son et al., 2008; Liu, Liu, 2016; Liu, Barnes, 2018; Tinney et al., 2022], а также над Антарктикой из–за высокие изменчивости вертикального градиента температуры [Zängl, Hoinka, 2001]. Определение ВМО при этом не гарантирует единственности решения.

Определение динамической тропопаузы основано на использовании потенциальной завихренности или PV (вертикальной компоненты потенциального вихря Эртеля) [Reed, 1955]. При этом принимается в качестве определения некоторое его критическое значение, выраженное в единицах pvu (potential vorticity unit); 1 pvu = $1.0 \cdot 10^{-6}$ К · м^2 · кг$^{-1}$ · с$^{-1}$. Критическое значение обычно находится в диапазоне от 1 до 4 pvu [Иванова, 2013; Hoinka, 1998]. ВМО рекомендует значение 1.6 pvu [WMO, 1957]. В [Шакина, Борисова, 1992; Hoerling et al., 1991] используется значение 2 pvu, которое характеризует высоту озонопаузы [Bethan et al., 1996]. Такая неоднозначность определения динамической тропопаузы говорит об ограниченности такого подхода. При этом динамическая тропопауза не может использоваться глобально из-за стремления параметра Кориолиса к нулю при приближении к экватору. Поэтому возможны случаи комбинирования разных определений (в частности, термического и динамического) с определением термической тропопаузы в тропиках, а динамической — во внетропических областях.

В [Wilcox et al., 2012a, b] предложено определение смешанной тропопаузы. Такая тропопауза — совокупность термической и динамической тропопаузы. Динамическое определение используется при значении потенциальной температуре меньше 350 К, термическое — при соответствующем значении больше 370 К. В переходной зоне тропопауза определяется с помощью линейной интерполяции.

Помимо основных методов детектирования высоты тропопаузы существуют и другие варианты (например, определение [Tinney et al., 2022], основанное на характеристиках статической устойчивости в атмосфере), зачастую их применение зависит от условий измерений и характеристик атмосферы.

Цель данной работы — развитие метода вычисления термической тропопаузы по трёхмерным данным с его приложением к массивам данных реанализа с последующим анализом вариаций высоты тропопаузы на разных временных масштабах.

2. ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

2.1. Данные

В работе использованы среднемесячные данные реанализа ERA5 [Hersbach et al., 2020] и реанализа NCEP/DOE II [Kanamitsu et al., 2002] для 980–2023 гг. Для численной оценки высоты тропопаузы использовались среднемесячные глобальные данные температуры и высоты геопотенциала на сетке 2.5 × 2.5° с 36 и 17 изобарическими уровнями соответственно.

Причиной выбора начального года для анализа является включение с середины 1979 г. спутниковых данных в схему ассимиляции данных для построения реанализа [Hersbach et al., 2020]. Как следствие, с целью исключения возможной неоднородности временных рядов, которая может повлиять на результаты их статистической обработки, данные для более раннего периода, характеризующиеся более низким качеством, исключены из рассмотрения.

2.2. Алгоритм вычисления высоты тропопаузы

В [Reichler et al., 2003] предложен алгоритм определения термической тропопаузы по дискретным данным для профиля температуры атмосферы, основанный на анализе вертикального градиента температуры в изобарических координатах:

$$\Gamma(p) = -\frac{\partial T}{\partial z} = -\frac{\partial T}{\partial p}\frac{\partial p}{\partial z} = -\frac{\partial T}{\partial p^{\kappa}}\frac{\partial p^{\kappa}}{\partial p}\frac{\partial p}{\partial z}. \quad (1)$$

Здесь $\kappa = R_{\mu}/c_{p}$, где R_{μ} – газовая константа для сухого воздуха, c_{p} – теплоемкость при постоянном давлении, p – давление, z – геометрическая высота над уровнем моря.

С использованием условия гидростатического равновесия и уравнения идеального газа, перепишем (1) как:

$$\Gamma(p) = \frac{\partial T}{\partial p^{\kappa}}\frac{p^{\kappa}}{T}\left(\frac{\kappa g}{R_{\mu}}\right) \quad (2)$$

или после преобразования в конечно-разностную схему для аппроксимации в узле i + 0.5:

$$\Gamma_{i+0.5} = \left(\frac{T_{i+1}-T_i}{p^{\kappa}_{i+1}-p^{\kappa}_i}\right)\left(\frac{p^{\kappa}_{i+1}+p^{\kappa}_i}{T_{i+1}+T_i}\right)\left(\frac{\kappa g}{R_{\mu}}\right). \quad (3)$$

Зная набор значений градиента в соответствующих узлах сетки и аппроксимируя дискретный набор точек линейными функциями, можно перейти от точечных данных к непрерывной функции Г:

$$\Gamma = \Gamma_{i+0.5}\left(p^{\kappa}_{i+0.5}\right) \rightarrow \Gamma\left(p^{\kappa}\right), \quad (4)$$

где $p^{\kappa}_{i+0.5} = \dfrac{p^{\kappa}_{i+1}-p^{\kappa}_i}{2}$. (5)

Как показали предварительные расчеты, непосредственное использование метода [Reichler et al., 2003] приводит к неоднозначности определения высоты тропопаузы при использовании данных высокого пространственного разрешения в случае сильной проникающей конвекции в атмосфере (с развитием близкого к изотермическому слоя в верхней части конвективного столба): метод идентифицирует не тропопаузу, а этот слой.

В данной работе метод модернизирован и состоит из двух этапов вычислений. На первом этапе вычисляется среднезональная высота тропопаузы. Вводится функция *f*, такая что:

$$f = \left|\Gamma\left(p^{\kappa}\right) - \Gamma_{cr}\right|, \quad (6)$$

где $\Gamma_{cr} = 2$К/км. (7)

Для проведения вычислений исходные данные интерполировались с вертикальным разрешением 10 м в диапазоне высот 5–22 км. Вычисления производились следующим образом: начиная с высоты 5 км последовательно считывались 3 (или менее) уровня давления, которые определяются как локальные минимумы функции *f*. Каждый такой уровень давления можно связать со значением геопотенциала и, следовательно, с высотой:

$$H_i = h_i\left\lceil p : p^{\kappa}\left(\Gamma\right)\right\rceil, \; i = 1, 2, 3. \quad (8)$$

Таким образом, предлагаемый модифицированный метод вычисления высоты тропопаузы состоит из двух этапов.

- На первом этапе определяется среднезональная высота тропопаузы по приведенным выше соотношениям. Нижняя минимальная граница для этого расчета равна 6.5 км в сторону к Северному и Южному полюсу от 60° с.ш. и 60° ю.ш. соответственно, 14 км на широтах 15° с.ш. –15° ю.ш. и линейно зависит от широты в интервалах 15–60° широты Северного и Южного полушарий. При наличии двойной тропопаузы для зональных данных используется нижняя высота.
- На втором этапе вычисления повторяются на трехмерной географической сетке. При этом высота тропопаузы H_{tr} в данной географической точке определяется как ближайший уровень от среднезональной среднемесячной высоты $\overline{H}_{tr}$:

$$H_{tr} = h_i : min\left|h_i - \overline{H}_{tr}\right|. \quad (9)$$

Предложенная в данной работе модификация (определение сначала высоты тропопаузы по среднезональным данным для температуры, а лишь затем по данным на регулярной географической сетке) позволяет на втором из указанных шагов из множества кандидатов выбрать то значение локальной высоты тропопаузы, которое наиболее близко к среднезональному. Это устраняет отмеченную выше неоднозначность результатов использования исходного метода.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

3.1. Средняя многолетняя высота тропопаузы

Средняя многолетняя среднегодовая среднезональная высота тропопаузы характеризуется экваториальным (примерно в интервале широт от 25° ю.ш. до 25° с.ш.) плато со значениями около 16.5 км (рис. 1). В субтропиках и в средних широтах соответствующие значения уменьшаются при увеличении широты (в Северном полушарии быстрее, чем в Южном), а к полюсам от примерно 60° с.ш. и ю.ш. меняется относительно мало, составляя 8–9 км. В низких широтах межгодовое среднеквадратичное отклонение (СКО) $\sigma_{H_{\text{tr}}}$ составляет 250–300 м по данным ERA5 и около 500 м по данным NCEP/DOE II. По крайней мере частично это может быть следствием лучшего вертикального разрешения первых данных по сравнению со вторыми. Подобное справедливо также в средних широтах Северного полушария, тогда как в средних широтах Южного полушария различия значений межгодового СКО сред-

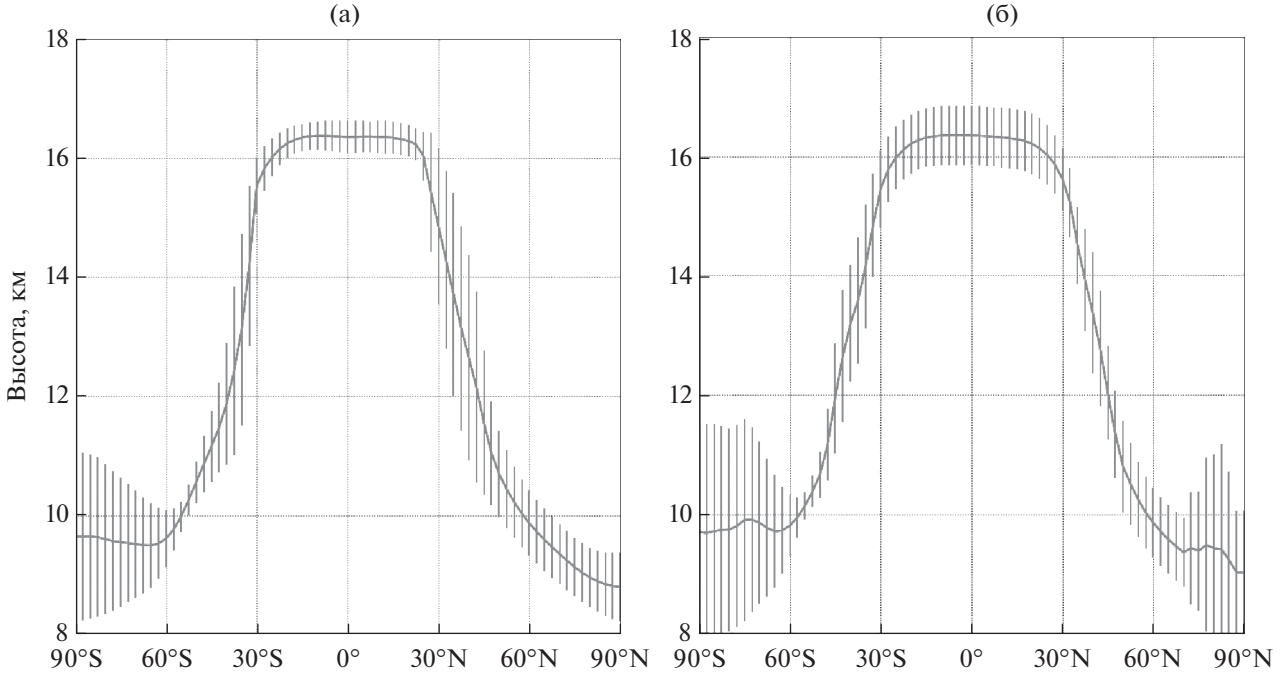

Рис. 1. Среднегодовая среднезональная высота тропопаузы $\overline{H}_{tr}$ в 1980–2023 гг. по данным ERA5 (а) и NCEP/DOE II (б). Кривыми показаны средние многолетние значения, вертикальной штриховкой — область, соответствующая одному межгодовому стандартному отклонению

незональной среднегодовой высоты тропопаузы между двумя массивами данных малы. И в северной, и в южной полярной области указанное СКО достигает 1.5–2 км.

Результаты расчета H_{tr} по трехмерным данным для температуры также характеризуются относительно малыми незональными особенностями, причем как в среднем за год (рис. 2), так и в отдельные сезоны (рис. 3, 4). Наиболее значимые незональные вариации этой переменной отмечаются в субтропической области с относительно быстрым изменением высоты тропопаузы в меридиональном направлении. Это изменение происходит медленнее в холодном полушарии, чем в теплом, и наиболее значимо в атлантическом секторе и вблизи западного побережья Северной Америки. Над океаном тропиков вычисленная по данным ERA5 высота тропопаузы оказывается на несколько сот метров больше, чем вычисленная по данным NCEP/DOE II (рис. 3). Над континентами, однако, отмечается обратное, причем над регионом Тибета летом различие результатов по двум массивам реанализа достигает нескольких километров (рис. 4). В целом, полученные в данной работе результаты согласуются с результатами других авторов [Thuburn and Craig, 1997; Wilcox et al., 2012a; Hu and Vallis, 2019].

3.2. Межгодовая изменчивость высоты тропопаузы

На рис. 2–4 представлены полученные оценки среднегодовых и сезонных значений высоты тропопаузы с соответствующими межгодовыми СКО по данным ERA5 и NCEP/DOE II для 1980–2023 гг. Межгодовое СКО высоты тропопаузы не превышает нескольких сот метров в большинстве регионов и во все сезоны (рис. 2–4). При этом для таких регионов значения $\sigma_{H_{tr}}$ по данным NCEP/DOE II получены большими, чем по данным ERA5. Это можно по крайней мере частично связать с более грубым вертикальным разрешением первого массива данных по сравнению со вторым. В пространственном распределении СКО выделяются максимумы в субтропиках (особенно для холодного полушария) и в высоких широтах Северного и Южного полушарий. Значения $\sigma_{H_{tr}}$ при этом могут превышать 3 км. Субтропические максимумы СКО более выражены в зимнем полушарии по сравнению с

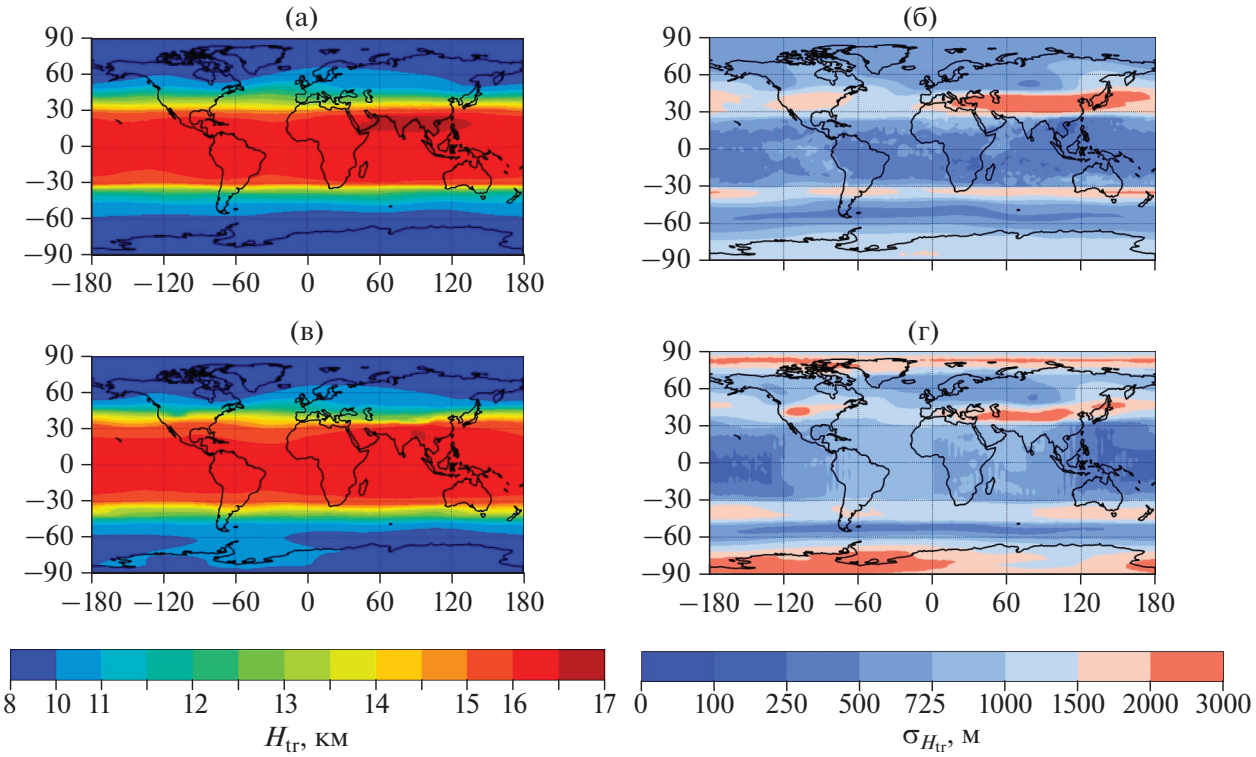

Рис. 2. Среднегодовая высота тропопаузы (а, в) и соответствующее межгодовое СКО (б, г) по данным ERA5 (а, б) и NCEP/DOE II (в, г) для 1980–2023 гг.

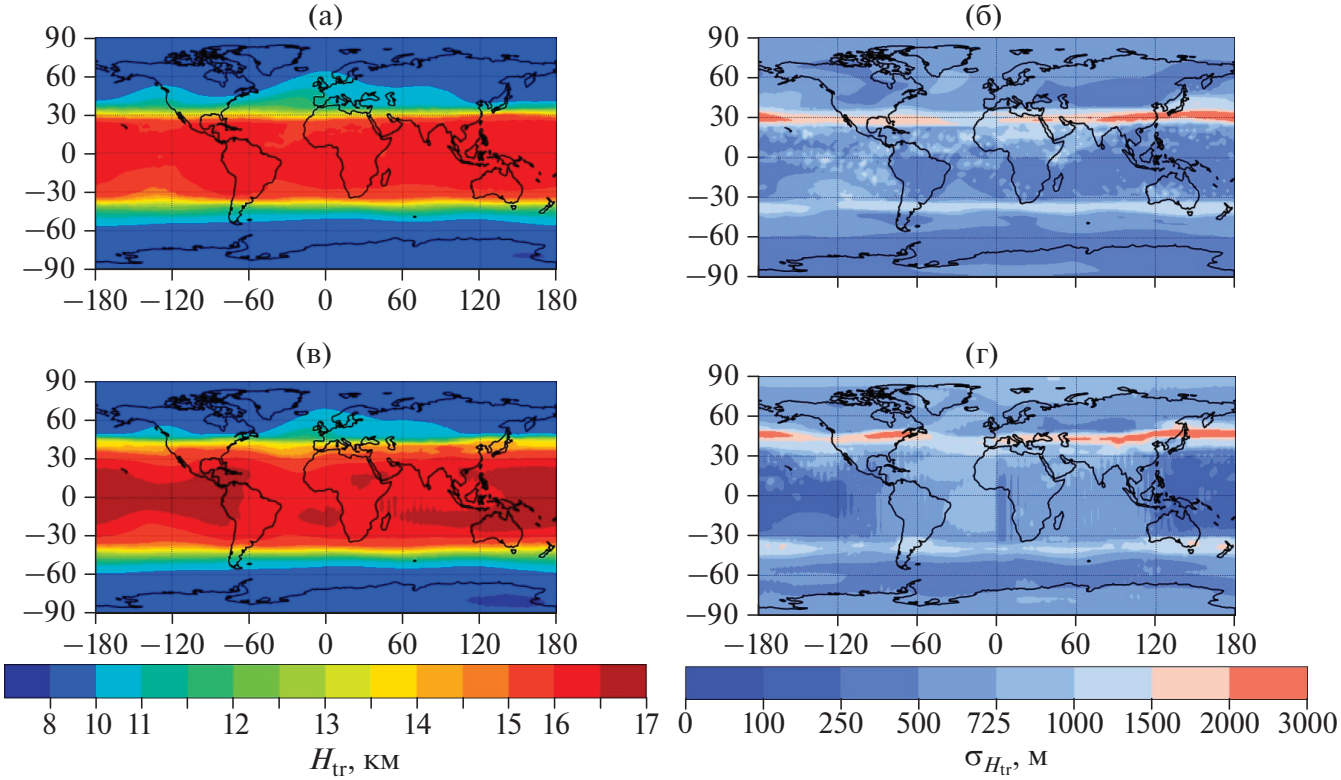

Рис. 3. Подобно рис. 2, но для декабря–февраля

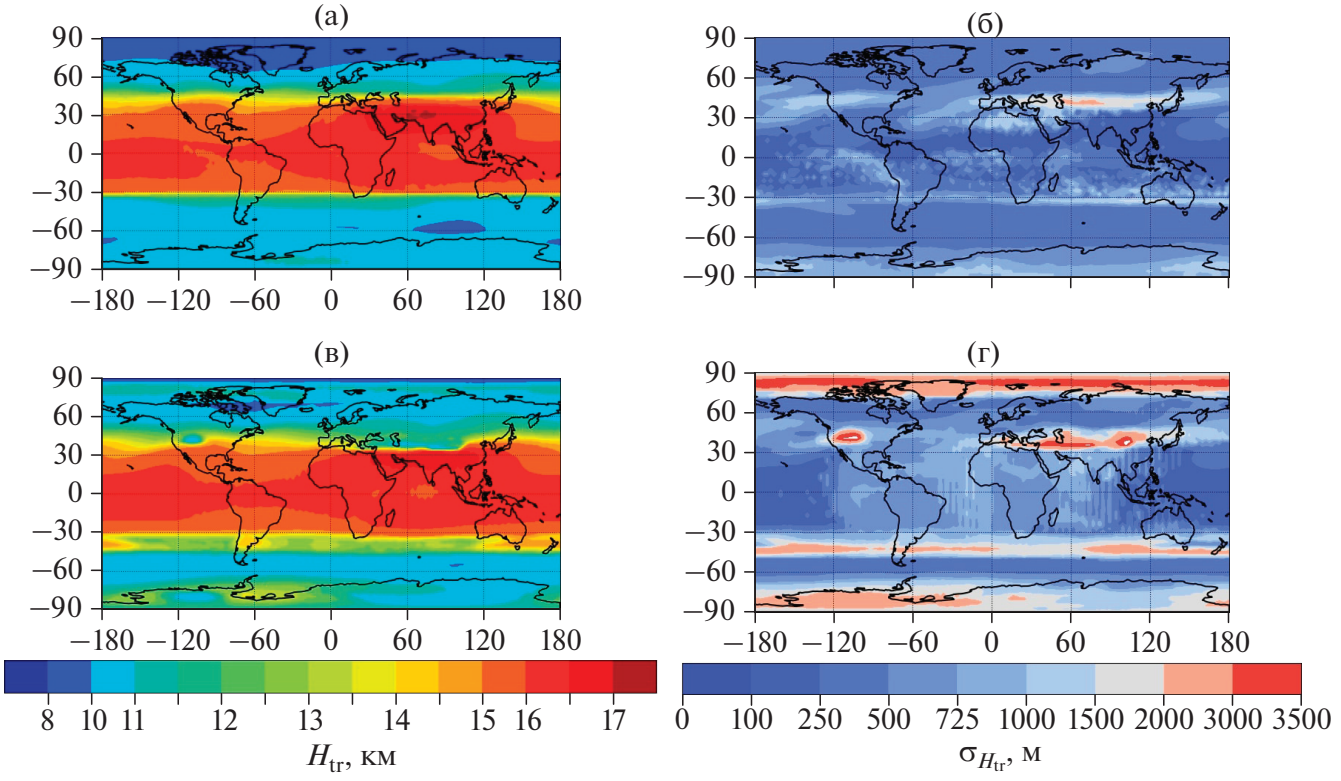

Рис. 4. Аналогично рис. 2, но для июня–августа

летним, (в переходные сезоны указанные максимумы сравнимы для Северного и Южного полушарий; не показано) и в целом согласуются по данным двух использовавшихся реанализов. Пространственный максимум $\sigma_{H_{tr}}$ над Северным Ледовитым океаном проявляется только летом и только по данным ERA5. Полученные результаты согласуются с [Wilcox et al., 2012a].

Спектральный анализ рядов H_{tr} (с использованием быстрого преобразования Фурье с последующим сглаживанием спектральной плотности окном Уэлша [Дженкинс и Ваттс, 1971; Дженкинс и Ваттс, 1972] в разные сезоны в разных регионах выявил ряд спектральных пиков (не показано). В низких широтах эти пики, в основном, соответствуют периодам около 4 лет и их можно связать с процессом Эль-Ниньо [Мохов и др., 2000б; Deser et al., 2010].

В средних и субполярных широтах проявляется цикличность с периодами от 7 до 10 лет, которая соответствует цикличности Северо-Атлантического колебания [Мохов и др., 2000а; Handorf et al., 1999; Deser et al., 2010]. Однако указанные спектральные пики в большинстве случаев характеризуются низкой статистической значимостью (что, по крайней мере частично, объясняется недостаточной для спектрального анализа длиной временных рядов) с проявлением различий для данных ERA5 и NCEP/DOE II.

3.3. Тренд высоты тропопаузы

При анализе изменений высоты тропопаузы H_{tr} наряду с линейной поточечной (явно зависящей от широты и долготы данного узла сетки) зависимостью $b_{H_{tr}} = dH_{tr} / dt$ (где t – время) определялся коэффициент линейной регрессии $\beta_{H_{tr}}$ высоты тропопаузы на приповерхностную температуру T_{2m}, характеризующий параметр чувствительности dH_{tr} / dT_{2m}. Эти оценки определялись аналогично [Мохов, 1993] с использованием метода наименьших квадратов, а среднеквадратичные отклонения для их статистических оценок — в предположении нормального распределения высоты тропопаузы.

При глобальном и за год осреднении для периода 1980–2023 гг. выявляется общий рост для высоты тропопаузы с линейным коэффициентом тренда $b_{H_{tr}} = 3.4 \pm 1.2$ м/год по данным ERA5 и $b_{H_{tr}} = 4.6 \pm 1.8$ м/год по данным NCEP/DOE II, что согласуется с [Mateus et al., 2022]. При зональном осреднении данных для температуры в целом отмечено согласие вычисленных оценок линейного тренда по данным двух используемых реанализов с типичными значениями в несколько м/год (рис. 5). Исключением при этом являются южные субтропики со значениями в несколько м/год по данным ERA5 и до 20 м/год по данным NCEP/DOE II. Это в целом согласуется с [Wilcox et al., 2012b]. Над сушей Северного полушария вне тропиков характерные типичные значения $b_{H_{tr}}$ составляют от 4 до 10 м/год, что согласуется с результатами [Meng et al., 2020], полученными по данным радиозондов со станций над сушей Северного полушария (вне тропиков) для интервала времени 1980–2020 гг., близкого к используемому в данной работе. Оценки $b_{H_{tr}}$ по трехмерным полям в целом согласуются с соответствующими оценками по среднезональным данным с относительно малыми азональными вариациями значений этого коэффициента (рис. 5). При этом статистически значимыми тренды в основном в тропиках. Это можно связать с интенсификацией проникающей конвекции в тропической тропосфере, проявляющейся при потеплении климата последних десятилетий по данным наблюдений [Liu, 2017; Taylor et al., 2017], а также проявляющейся в модельных расчетах [Wu, 2023]. Возможно также недостаточно надежное разделение в схеме уровней собственной тропопаузы и верхней границы глубокой конвекции в атмосфере. При этом если по данным NCEP/DOE II большие положительные значения $b_{H_{tr}}$ — в южных субтропиках статистически значимы, то по данным ERA5 они в целом отрицательны и статистически незначимы.

При выделении отдельных сезонов оценки $b_{H_{tr}}$ принципиально не изменяются относительно полученных для среднегодовых данных с сохранением различий между двумя используемыми реанализами.

Зависимость высоты тропопаузы от термического состояния тропосферы (в данной работе характеризуемая параметром $\beta_{H_{tr}}$) еще сильнее различается при использовании разных реанализов (рис. 6). Даже при зональном осреднении отмечаются принципиальные (вплоть до знака) различия для оценок $\beta_{H_{tr}}$ в субтропиках и средних широтах и Северного, и Южного полушарий. При этом в большинстве регионов

оценки $\beta_{H_{tr}}$ являются статистически значимыми (рис. 6а, в). Следует также отметить заметные отличия от оценок соответствующего параметра чувствительности в годовом ходе в [Мохов, 1993] полученным по данным [Маховер, 1983].

При выделении отдельных сезонов оценки $\beta_{H_{tr}}$ принципиально не изменяются по сравнению с полученными для среднегодовых данных.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложен модифицированный алгоритм оценки высоты тропопаузы H_{tr} по данным реанализа для температуры атмосферы на разных уровнях и высоты геопотенциала на трехмерной сетке с возможностью применения к данным высокого пространственного разрешения. Возникающие при этом сложности, связанные, в частности, с идентификацией ложной тропопаузы на уровне верхней границы глубокой конвекции в атмосфере, преодолены с использованием итерационной схемы с вычислением сначала высоты тропопаузы по среднезональным данным, а только потом по данным на трехмерной сетке. Предложенный алгоритм использован для анализа высоты тропопаузы по среднемесячным данным реанализа ERA5 и NCEP/DOE II для 1980–2023 гг. с вертикальным разрешением (в среднем) от 250 до 500 м. Средние многолетние значения высоты тропопаузы по этим данным изменяются от 16–17 км в тропиках до 8–9 км в полярных широтах с относительно малыми незональными особенностями. Это согласуется с результатами [Маховер, 1983; Мохов, 1993; Wilcox et al., 2012a].

Межгодовые вариации высоты тропопаузы, характеризуемые стандартными отклонения-

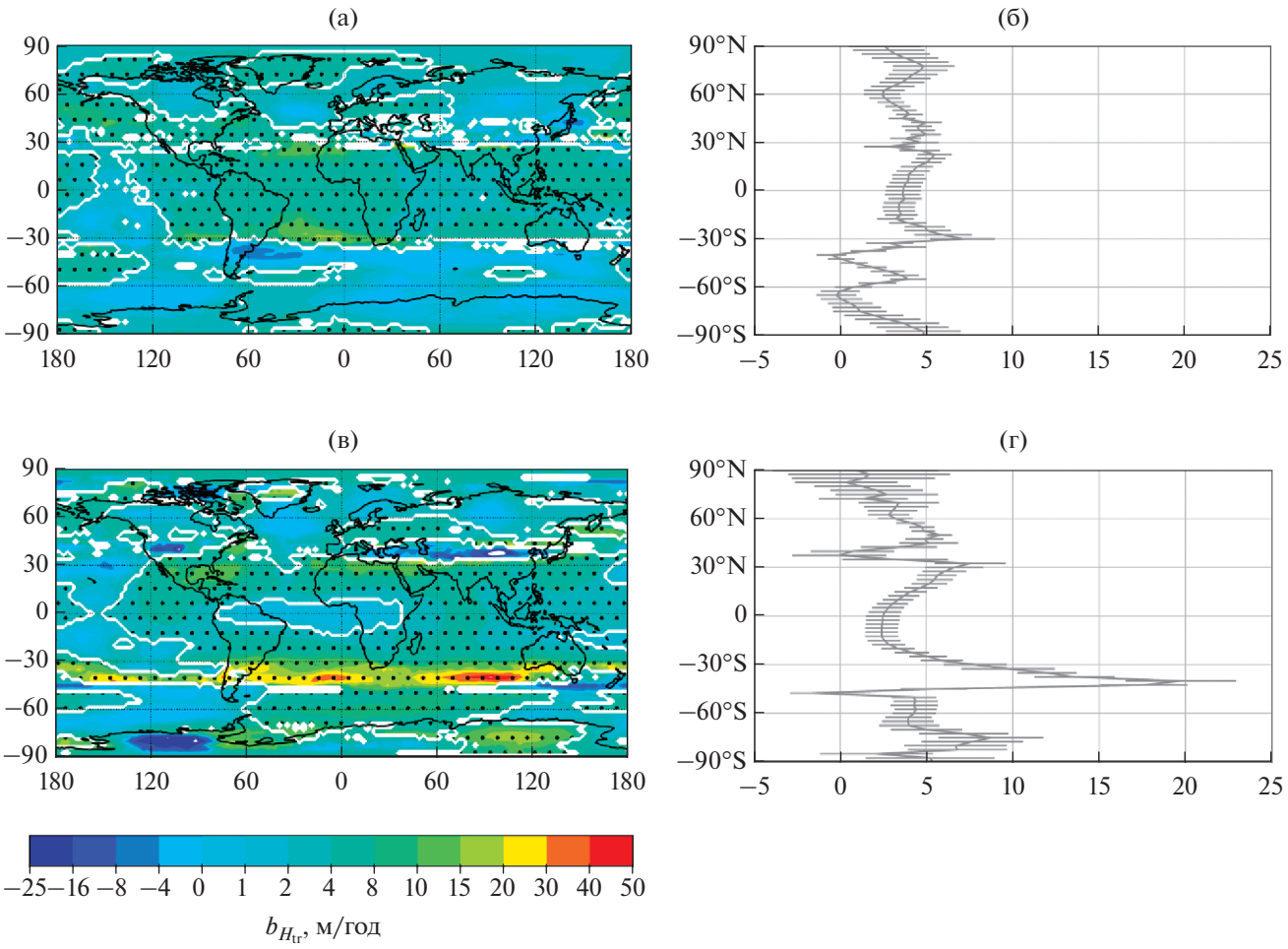

Рис. 5. Оценки коэффициента линейного тренда $b_{H_{tr}}$ высоты тропопаузы H_{tr} по данным ERA5 (а, б) и NCEP/DOE II (в, г) для периода 1980–2023 гг. (а, в) — трехмерные данные, (б, г) — среднезональные данные. Точками (а, в) отмечены регионы с линейным трендом, значимом на уровне 5%

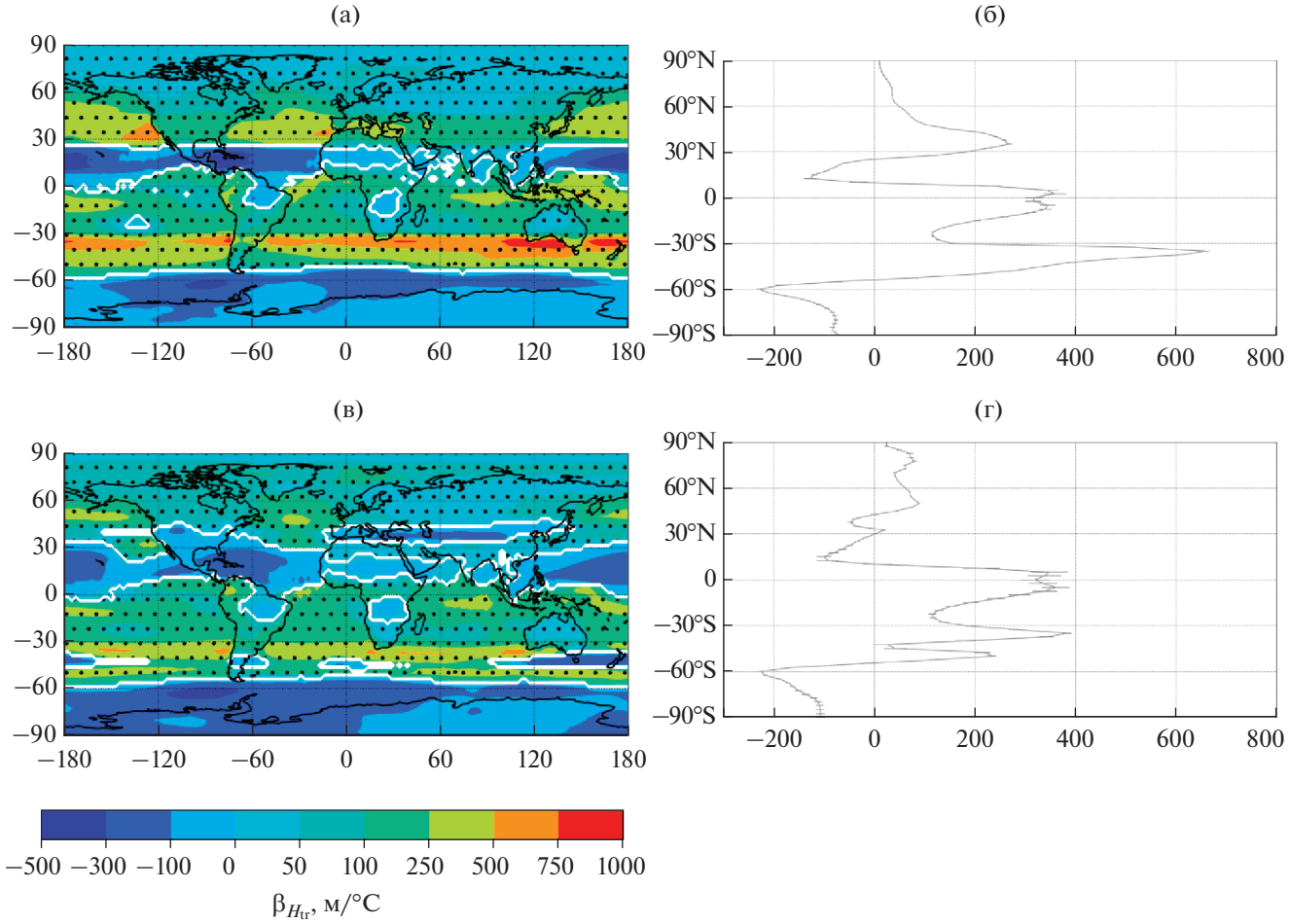

Рис. 6. Подобно рис. 5, но для параметра $\beta_{H_{tr}}$ связи высоты тропопаузы с приповерхностной температурой

ми, сопоставимы с вертикальным разрешением использованных данных реанализа (несколько сот метров), достигая полутора-двух километров в областях субтропических струйных течений (особенно в зимнем полушарии), что согласуется с [Wilcox et al., 2012a]. При этом в высоте тропопаузы проявляются вариации с периодом около 4 лет, которые можно связать с влиянием событий Эль-Ниньо на региональные особенности глубокой конвекции в атмосфере.

Отмечен статистически значимый линейный тренд высоты тропопаузы (несколько м/год) в субтропиках с коэффициентом в несколько м/год в согласии с [Wilcox et al., 2012a]. Над сушей Северного полушария вне тропиков полученные в данной работе оценки линейного тренда согласуются с оценками [Meng et al., 2020], полученными по данным радиозондов со станций над сушей Северного полушария (вне тропиков) для интервала времени 1980–2020 гг., близкого к используемому в данной работе. Это указывает на то, что выбор типа данных — радиозондов или данных реанализа — не оказывает принципиального различия на результаты оценки H_{tr} и характеристик изменений высоты тропопаузы. Подобный вывод был сделан в [Zängl, Hoinka, 2001] для массива данных реанализа ECMWF (предшественника реанализа ERA5). При этом следует отметить, что оценки параметра чувствительности высоты тропопаузы к изменению приповерхностной температуры при использовании данных реанализа ERA5 и NCEP/DOE II существенно различаются ввиду различия данных о приповерхностной температуре между этими массивами реанализа.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Разработка метода вычисления высоты тропопаузы выполнена за счет гранта Российского научного фонда № 23–62–10043. Результаты анализа данных выполнены за счет средств суб-

сидии по госзаданию Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (регистрационный номер проекта FMWR-2022-0014) с использованием результатов, полученных в рамках проекта РНФ № 24-17-00211.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Безотеческая Е.А., Чхетиани О.Г., Мохов И.И. Изменчивость струйных течений в атмосфере Северного полушария в последние десятилетия (1980–2021 гг.) // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2023. Т. 59. № 3. С. 265–274.

Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения. Т. 1. М.: Мир, 1971. 318 с.

Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения. Т. 2. М.: Мир, 1972. 288 с.

Иванова А.Р. Тропопауза — многообразие определений и современные подходы к идентификации // Метеорология и гидрология. 2013. № 12. С. 23–36.

Маховер З.М. Климатология тропопаузы. Л.: Гидрометеоиздат. 1983. 256 с. Моханакумар К. Взаимодействие стратосферы и тропосферы. М.: Физматлит, 2011. 452 с.

Мохов И.И. Метод амплитудно-фазовых характеристик для анализа динамики климата // Метеорология и гидрология. 1985. № 5. С. 80–89.

Мохов И.И. Диагностика особенностей годового хода температурного режима атмосферы в модели общей циркуляции // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1989. Т. 25. № 2. С. 143–150.

Мохов И.И. Диагностика структуры климатической системы. СПб.: Гидрометеоиздат. 1993. 270 с.

Мохов И.И., Елисеев А.В., Хандорф Д. и др. Северо-Атлантическое Колебание: диагноз и моделирование декадной изменчивости и ее долгопериодной эволюции // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2000. Т. 36. № 5. С. 605–616.

Мохов И.И., Елисеев А.В., Хворостьянов Д.В. Эволюция характеристик климатической изменчивости, связанной с явлениями Эль–Ниньо/Ла–Нинья // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2000. Т. 36. № 6. С. 741–751.

Мохов И.И., Акперов М.Г. Вертикальный температурный градиент в тропосфере и его связь с приповерхностной температурой по данным реанализа // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2006. Т. 42. № 4. С. 467–475.

Шакина Н.П., Борисова В.В. Опыт использования потенциального вихря для расчета высоты тропопаузы // Метеорология и гидрология. 1992. № 9. С. 57.

Bethan S., Vaughan G., Reid S.J. A comparison of ozone and thermal tropopause heights and the impact of tropopause definition on quantifying the ozone content of the troposphere // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., Part B. 1996. V. 122. № 532. P. 929–944.

Deser C., Alexander M.A., Xie S.P., Phillips A.S. Sea surface temperature variability: Patterns and mechanisms // Annual review of marine science. 2010. V. 2. № 1. P. 115–143.

Handorf D., Petoukhov V.K., Dethloff K. et al. Decadal climate variability in a coupled atmosphere-ocean climate model of moderate complexity // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. № D22. P. 27253–27275.

Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al. The ERA5 global reanalysis // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 2020. V. 146. № 730. P. 1999–2049.

Hoinka K.P. Statistics of the global tropopause pressure // Mon. Weather Rev. 1998. V. 126. № 12. P. 3303–3325.

Hoerling M.P., Schaack T.K., Lenzen A.J. Global objective tropopause analysis // Mon. Weather Rev. 1991. V. 119. № 8. С. 1816–1831.

Holton J.R., Haynes P.H., McIntyre M.E. et al. Stratosphere-troposphere exchange // Reviews of geophysics. 1995. Т. 33. № 4. P. 403–439.

Hu S., Vallis G.K. Meridional structure and future changes of tropopause height and temperature // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 2019. V. 145. № 723. P. 2698–2717.

Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J. et al. Ncep–doe amip–ii reanalysis (r–2) // Bull. Am. Meteorol Soc. 2002. V. 83. № 11. P. 1631–1644.

Liu C. Severe weather in a warming climate // Nature. 2017. V. 544. № 7651. P. 422–423. Liu C., Barnes E. Synoptic formation of double tropopauses // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2018. V. 123. № 2. P. 693–707.

Liu N., Liu C. Global distribution of deep convection reaching tropopause in 1 year GPM observations // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2016. V. 121. № 8. P. 3824–3842.

Mateus P., Mendes V.B., Pires C.A.L. Global empirical models for tropopause height determination // Remote Sensing. 2022. V. 14. № 17. P. 4303.

Meng L., Liu J., Tarasick D.W. et al. Continuous rise of the tropopause in the Northern Hemisphere over 1980–2020 // Science Advances. 2021. V. 7. № 45. eabi8065.

Reed R.J. A study of a characteristic tpye of upper-level frontogenesis // Journal of Atmospheric Sciences. 1955. V. 12. № 3. P. 226–237.

Reichler T., Dameris M., Sausen R. Determining the tropopause height from gridded data // Geophysical research letters. 2003. V. 30. № 20.

Shapiro M.A. Turbulent mixing within tropopause folds as a mechanism for the exchange of chemical constituents between the stratosphere and troposphere // Journal of Atmospheric Sciences. 1980. V. 37. № 5. P. 994–1004.

Son S.W., Polvani L.M., Waugh D.W. et al. The impact of stratospheric ozone recovery on the Southern Hemisphere westerly jet // Science. 2008. V. 320. № 5882. P. 1486–1489.

Taylor C.M., Belušić D., Guichard F. et al. Frequency of extreme Sahelian storms tripled since 1982 in satellite observations // Nature. 2017. V. 544. № 7651. P. 475–478.

Thuburn J., Craig G.C. GCM tests of theories for the height of the tropopause // Journal of the Atmospheric Sciences. 1997. V. 54. № 7. P. 869–882.

Tinney E.N., Homeyer C.R., Elizalde L. et al. A Modern Approach to a Stability-Based Definition of the Tropopause // Mon. Weather Rev. 2022. V. 150. № 12 P. 3151–3174.

Ulbrich U., Pinto J.G., Kupfer H. et al. Changing Northern Hemisphere storm tracks in an ensemble of IPCC climate change simulations // Journal of Climate. 2008. V. 21. № 8. P. 1669–1679.

Wilcox L.J., Hoskins B.J., Shine K.P. A global blended tropopause based on ERA data. Part I: Climatology // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 2012. V. 138. № 664. P. 561–575.

Wilcox L.J., Hoskins B.J., Shine K.P. A global blended tropopause based on ERA data. Part II: Trends and tropical broadening // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 2012. V. 138. № 664. P. 576–584.

WMO. World Meteorological Organization (WMO): Geneva, Switzerland. 1957. V. 6. P. 136.

Wu X., Fu Q., Kodama C. Response of Tropical Overshooting Deep Convection to Global Warming Based on Global Cloud-Resolving Model Simulations // Geophysical Research Letters. 2023. V. 50. № 14. e2023GL104210.

Zängl G., Hoinka K.P. The tropopause in the polar regions // Journal of Climate. 2001. V. 14. № 14. P. 3117–3139.

ESTIMATES OF THE TROPOPAUSE HEIGHT AND ITS VARIATIONS BASED ON THE REANALYSIUS DATA

© 2025 A. M. Kuzmin[1, *], A. V. Eliseev[1–4], I. I. Mokhov[1, 2, 5]

[1]*Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1, bld. 2, Moscow, 119991 Russia*

[2]*Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Pyzhevsky per., 3, Moscow, 119017 Russia*

[3]*Marchuk Institute of Numerical Mathematics RAS, Gubkina str., 8, Moscow, 119333 Russia*

[4]*Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics RAS, Ulyanova str., 46, Nizhny Novgorod, 603950 Russia*

[5]*Moscow Institute of Physics and Technology, Institutsky per., 9, Dolgoprudny, Moscow obl., 141701 Russia*

**e-mail: Aleksey.kuz.min@yandex.ru*

Estimates of the tropopause height for the period 1980–2023 were obtained from the monthly average data of the ERA5 reanalysis and NCEP/DOE II for the atmospheric temperature and (in the case of using the isobaric vertical coordinate) geopotential height on a three–dimensional grid. Algorithm for estimating tropopause height H_{tr} is refined with the possibility of applying to data of high spatial resolution. The estimated multi–year means of tropopause height change from 16–17 km in the tropics to 8–9 km in the polar regions with only relatively weak non–zonal features. At the same time, interannual variations of H_{tr} characterized by standard deviations are comparable to the vertical resolution of the used reanalysis data (several hundred meters), reaching one and a half to two kilometers in the subtropical regions, two kilometers in the regions of subtropical jets (especially in the winter hemisphere). The peculiarities of variations of the tropopause height with a period of about 4 years were revealed, which can be explained by the influence of El Niño/La Niña events on the regional processes of formation of the deep convection in the atmosphere. the statistically significant linear trends of the tropopause height in the subtropics (several m/year) were noted.

Keywords: tropopause height, double tropopause, subtropical jets, reanalysis data, ERA5, NCEP/DOE Reanalysis II