

## Определение зон турбулентности в верхней тропосфере на основе спутниковых измерений

А. Ф. Нерушев, Р. В. Ивангородский

Научно-производственное объединение «Тайфун», Обнинск, 249038, Россия  
E-mail: nerushev@rpatyphoon.ru

Изложен метод определения зон турбулентности в верхней тропосфере по данным измерений собственного излучения атмосферы с геостационарных метеорологических спутников и при использовании корреляционно-экстремальных алгоритмов. Рассмотрены особенности метода применительно к определению турбулентности в ясном небе по измерениям радиометра SEVIRI европейских геостационарных метеорологических спутников второго поколения в канале водяного пара 6,2 мкм. Приводятся результаты расчётов среднемесячных площадей зон турбулентности с различными значениями коэффициента горизонтальной мезомасштабной турбулентной диффузии за 2007–2017 гг. в зоне обзора спутников. Показано, что на протяжении последних 11 лет происходило существенное увеличение площади областей, занятых сравнительно слабой и умеренной турбулентностью, и некоторое уменьшение площадей с сильной и очень сильной турбулентностью. Выявлена тесная связь межгодовой изменчивости среднемесячных значений площадей зон турбулентности с соответствующей изменчивостью характеристик струйных течений.

**Ключевые слова:** турбулентность в ясном небе, характеристики зон турбулентности, геостационарные метеорологические спутники, верхняя тропосфера, атмосферные трассеры, корреляционно-экстремальные алгоритмы

Одобрена к печати: 22.01.2019

DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-1-205-215

### Введение

Поле ветра в тропосфере является важнейшей метеорологической характеристикой для решения многих фундаментальных и прикладных задач физики атмосферы, в частности для обеспечения безопасности полётов авиации в верхней тропосфере (6–11 км). На этих высотах наблюдаются зоны струйных течений, характеризующиеся большими вертикальными и горизонтальными сдвигами скорости ветра. С ними связана так называемая турбулентность в ясном небе — ТЯН (в иностранной литературе CAT — Clear Air Turbulence), которая может вызывать болтанку воздушных судов, проявляющуюся в виде дрожания, частых и мелких толчков или бросков самолёта в разные стороны, в том числе вверх и вниз (Атмосфера..., 1991; Шакина, Иванова, 2016). По данным рейсовых полётов и вертикального зондирования, максимальная повторяемость болтанки в верхней тропосфере над территорией РФ, вызванной турбулентностью, приходится на высоты 8–12 км и может достигать в южных районах до 20 % (Баранов, Солонин, 1975). Наблюдается ТЯН и в области действия циклонов умеренных широт. Согласно данным работ (Meneguz et al., 2016; Williams, 2017), вероятность встречи с ТЯН и орографической турбулентностью, обусловленной обтеканием горной цепи воздушным потоком, в верхней тропосфере может превышать 80 %.

Сведения о турбулентности в ясном небе весьма противоречивы. Согласно данным (Kauffmann, 2002), авиаперевозчиками США ежегодно фиксируется около 790 случаев турбулентности в ясном небе, которые приводят к сотням случаев лёгких и десяткам тяжёлых травм у стюардесс и пассажиров. С другой стороны, в работе (Sharman et al., 2006) указывается, что ежегодно отмечается более чем 63 000 встреч с турбулентностью средней интенсивности и больше 5000 — с турбулентностью большой интенсивности. Турбулентность дорого обходится авиакомпаниям: ежегодный экономический ущерб от неё для перевозчиков США, связанный с издержками от травм пассажиров и членов экипажа, повреждения планёра и кабины, задержки рейса, с инспекцией, ремонтом и расследованием после аварии, варьирует

от 100 до 200 млн дол. (Williams, 2014). Следует заметить, что здесь, по-видимому, речь идёт о всех видах турбулентности, а не только о ТЯН.

Во время полёта в зонах с интенсивной турбулентностью возникает опасность потери управляемости, а также повреждения и разрушения конструкции самолёта. При сильной болтанке самолёт может выйти на критический угол атаки и потерять устойчивость. Болтанка может привести к самовыключению двигателя из-за резкого уменьшения количества поступающего в него воздуха в результате колебаний самолёта (Баранов, Солонин, 1975). Поэтому одной из важнейших проблем, стоящих перед авиационной метеорологией, является диагноз и прогноз атмосферной турбулентности, вызывающей интенсивную болтанку самолётов. Сложность состоит ещё и в том, что зоны ТЯН невозможно определить визуально, в отличие от зон турбулентности в облаках. Не идентифицируют их и радиолокаторы, которыми оснащены в настоящее время самолёты.

Согласно работе (Шакина, Иванова, 2016), имеются три основные разновидности механизма гидродинамической неустойчивости, порождающей ТЯН: 1) гидродинамическая неустойчивость основного потока, стратифицированного по ветру и температуре (неустойчивость Кельвина–Гельмгольца), в котором градиентное число Ричардсона  $Ri_g < 1/4$ ; 2) вторичная неустойчивость, или неустойчивость внутренних волн в устойчивом потоке, в котором  $Ri_g > 1/4$ ; 3) неустойчивость критического уровня, т. е. уровня, на котором горизонтальная фазовая скорость внутренней гравитационной волны равна скорости ветра.

Не останавливаясь здесь на каждой из упомянутых разновидностей, подробно разобранных в книге (Шакина, Иванова, 2016), отметим, что глобальные климатические изменения могут оказать заметное влияние на динамический режим атмосферы и, в частности, на ТЯН (Storer et al., 2017). Так, согласно модельным расчётам работы (Williams, 2017), для географической области 50–75° с. ш., 10–60° з. д. на уровне 200 гПа, где сосредоточены основные трансатлантические трассы полётов авиации (самое оживлённое воздушное пространство в мире), при удвоении содержания углекислого газа в атмосфере по сравнению с доиндустриальным периодом, что, по прогнозам экспертов ИРСС, ожидается к середине текущего столетия, частота появления турбулентности в хорошую погоду зимой (период пиковых значений турбулентности в рассматриваемом регионе) увеличится в среднем на 59 % для слабой турбулентности и на 149 % — для сильной.

В настоящее время для прогноза ТЯН чаще всего используется качественный синоптический метод, а также расчёты определённых предикторов (индексов ТЯН) по выходным данным прогностических моделей (Шакина, Иванова, 2016). Использование спутниковой информации позволяет в режиме квазиреального времени выявлять зоны турбулентности в верхней тропосфере на основе разработанного нами метода вычисления характеристик поля ветра по перемещениям атмосферных трассеров (Нерушев, Крамчанинова, 2011). Ранее выполненные ограниченные расчёты для различных атмосферных условий показали, что значения коэффициента горизонтальной мезомасштабной турбулентной диффузии ( $K_d$ ) в верхней тропосфере изменяются в широких пределах, в основном от  $10^4$  до  $10^6$  м<sup>2</sup>/с, а его максимальные значения в зонах повышенной турбулентности, связанных в большинстве случаев со струйными течениями, превосходят фоновые значения в 8–10 раз (Крамчанинова, Нерушев, 2008; Нерушев, Крамчанинова, 2011). В книге (Монин, Яглом, 1996) приведена оценка  $K_d$  на высоте около 12 км для Южного полушария от  $10^5$  до  $10^7$  м<sup>2</sup>/с. Соотношение вертикальной толщины ( $\Delta H$ ) и горизонтальной длины ( $\Delta x$ ) участков ТЯН, согласно (Атмосфера..., 1991; Винниченко и др., 1976), как правило, составляет величину:  $\Delta H/\Delta x \sim 10^{-3}$ .

В настоящей статье излагается суть метода определения зон турбулентности в верхней тропосфере на основе измерений геостационарных метеорологических спутников Земли, анализируется временная изменчивость этих зон за период 2007–2017 гг. по данным зондирования атмосферы радиометром SEVIRI европейских геостационарных метеорологических спутников второго поколения и их связь с характеристиками струйных течений.

## Используемые данные и метод расчёта

В качестве исходной информации используются данные зондирования атмосферы радиометром SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) европейских геостационарных метеорологических спутников второго поколения Meteosat 8–10 с временным интервалом 15 мин, поступающие по каналам связи из НИЦ «Планета» в НПО «Гайфун». Они заносятся в базу данных и используются затем для проведения расчётов. Кратко опишем используемый метод определения зон турбулентности. Суть метода, подробно изложенного в работе (Нерушев, Крамчанинова, 2011), состоит в определении кинематических характеристик случайного поля статистическими методами. Под случайным полем  $U(x, y, z, t)$ , где  $x, y, z$  — оси декартовой системы координат  $Oxyz$  (положительное направление  $x$  — на восток,  $y$  — на север,  $z$  — в зенит),  $t$  — время, понимается собственное излучение атмосферы, принимаемое спутниковой аппаратурой. В дальнейшем будем рассматривать метод применительно к зондированию атмосферы в канале водяного пара 6,2 мкм. Этот канал имеет максимум весовой функции для условий средних широт на уровне приблизительно 350 гПа. При этом полуширина весовой функции составляет около 300 гПа (<http://www.eumetsat.int/>). Таким образом, можно считать, что эффективный излучающий слой атмосферы в условиях средних широт для этого канала заключён между уровнями 200 и 500 гПа. В тропических широтах эффективный излучающий слой расположен несколько выше.

Поле  $U(x, y, z, t)$ , как известно, определяется полями концентрации водяного пара и температуры  $T(x, y, z)$ . Как показано в работе (Нерушев и др., 2007), собственное излучение атмосферы, принимаемое радиометром SEVIRI в каналах водяного пара, будет определяться главным образом полем концентрации водяного пара. Будем считать, что водяной пар движется вместе с воздушной средой так, что его перемещение в пространстве полностью отражает кинематические характеристики движения среды. Расчёт этих характеристик в некоторой системе координат основан на отождествлении возмущений  $U$  в разные моменты времени. При этом используется естественное свойство случайных полей сохранять в течение некоторого времени свою структуру.

Согласно общему подходу к определению кинематических характеристик случайного поля статистическими методами в движущейся сплошной среде (Каменкович, 1973) для случайных полей любой природы, для некоторой точки  $M'$  малого элемента объёма сплошной среды с центром в точке  $M$  вектор скорости  $\mathbf{V}(M')$  можно представить выражением:

$$\mathbf{V}(M') = \mathbf{V}(M) + \mathbf{\Omega} \times \mathbf{\rho} + \mathbf{E}\mathbf{\rho}, \quad (1)$$

где  $\mathbf{\rho}$  — вектор смещения из точки  $M$  в точку  $M'$ ;  $\mathbf{E}$  — тензор скоростей деформации;  $\mathbf{\Omega}$  — вектор вихря скорости движения воздушной среды, т. е. мгновенная угловая скорость вращения главных осей тензора скоростей деформации. В этом выражении первые два слагаемых описывают движение выделенного объёма среды как твёрдого тела ( $\mathbf{V}(M)$  — перенос,  $\mathbf{\Omega} \times \mathbf{\rho}$  — вращение) в пространстве; третье слагаемое, содержащее тензор  $\mathbf{E}$ , описывает отличие этого движения от движения твёрдого тела. Если  $\mathbf{E} \neq 0$ , элемент объёма деформируется со скоростью временной эволюции  $V_e$ , несколько изменив свою структуру, например за счёт турбулентной диффузии.

Выделение желаемого элемента объёма среды с центром в точке  $(x, y, z)$  осуществляется трёхмерным оператором  $H$ , представляющим собой пространственную весовую функцию и играющим роль фильтра верхних пространственных частот. Процедура отождествления выделенных таким образом областей поля  $U$  в моменты времени  $t_1$  и  $t_2$  может заключаться в нахождении глобальных экстремумов взаимных статистических характеристик (например, структурной функции) путём вариаций пространственных сдвигов.

Не затрагивая здесь вопросы вычисления переносной скорости и завихренности, опишем метод вычисления скорости временной эволюции поля,  $V_e$ , обусловленной его «незамороженностью», который основан на анализе эллипсоида пространственных сдвигов (Бабий, 1983). В предположении изотропности временной эволюции поля можно определить радиус

эквивалентной сферы ( $r_e$ ), объём которой равен объёму эллипсоида. Тогда скорость  $V_e$  вычисляется как:

$$V_e = \frac{r_e}{\tau}, \quad (2)$$

где  $\tau = t_2 - t_1$ .

Данные измерений, получаемые в каждом канале водяного пара радиометра SEVIRI, могут интерпретироваться как изображения (снимки) двумерного случайного поля  $U(x, y, t)$ . Как показано в работе (Нерушев, Крамчанинова, 2011), использование модели двумерного случайного поля  $U(x, y, t)$  для условий верхней тропосферы вполне оправдано.

«Незамороженность» случайного поля и турбулентная диффузия являются различными проявлениями одного и того же процесса — временной эволюции поля (Бабий, 1983). Поэтому естественно предположить существование связи между скоростью эволюции  $V_e$  и коэффициентом турбулентной диффузии  $K_d$ . Интерпретируя  $V_e$  как приращение радиус-вектора  $L$  диффундирующего пятна в единицу времени ( $V_e = dL/dt$ ), для двумерной модели диффузии получаем формулу:

$$K_d = aV_eL, \quad (3)$$

где  $a$  — безразмерный коэффициент, приблизительно равный единице.

Для нахождения скорости временной эволюции поля и коэффициента турбулентной диффузии строится сечение пространственной структурной функции на уровне минимума пространственно-временной структурной функции и определяется его площадь в пикселях. С учётом искажения земной поверхности на снимке вычисляется радиус круга, эквивалентного по площади сечению пространственной структурной функции,  $r_e$ , и коэффициент турбулентной диффузии, равный согласно выражениям (2) и (3):

$$K_d = \frac{r_e^2}{\tau}. \quad (4)$$

Значение  $a$  принимается равным единице. Получаемое таким способом значение  $K_d$  можно интерпретировать как коэффициент горизонтальной мезомасштабной турбулентной диффузии, при этом для расчётной пространственной области при  $\tau = 15$  мин априорная погрешность расчёта  $K_d$  лежит в пределах  $(3,2-6,4) \cdot 10^3 \text{ м}^2/\text{с}$  (Нерушев, Крамчанинова, 2011).

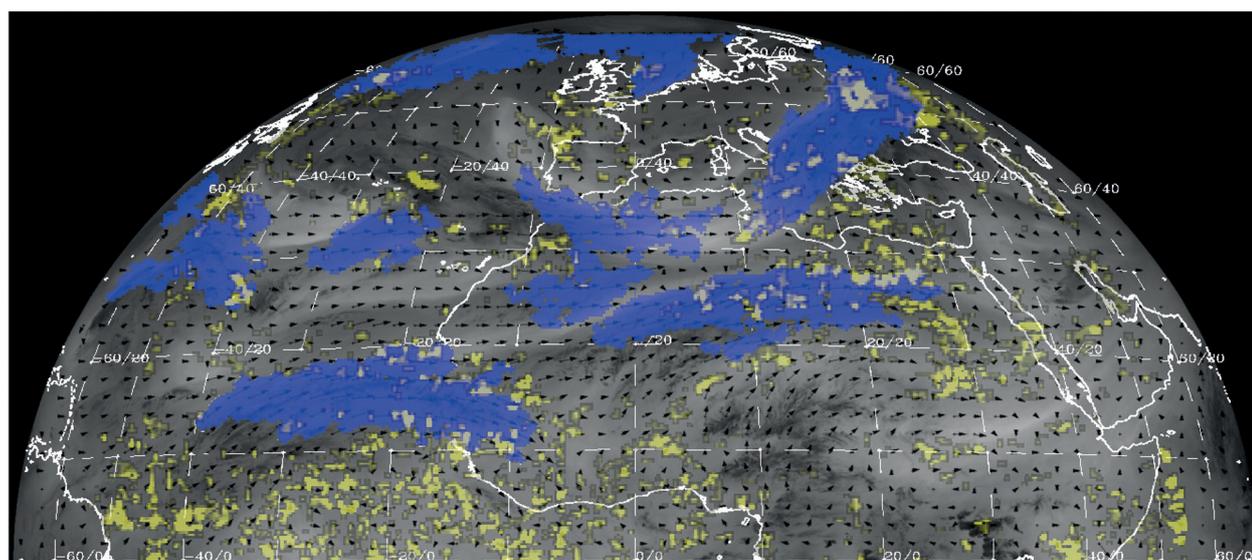


Рис. 1. Рассчитанное поле вектора скорости горизонтального ветра (чёрные стрелки), области струйных течений (синий цвет) и зоны турбулентности (жёлтый цвет) с  $K_d \geq 10^5 \text{ м}^2/\text{с}$  для 13:00 UTC 01.12.2017

Для валидации определяемых по спутниковым данным значений использовались результаты работы (Голицын, 2001), в которой получено аналитическое описание коэффициента относительной турбулентной диффузии на основе эмпирических выражений для структурных функций скорости ветра в верхней тропосфере. Показано, что в области масштабов 20–150 км расчётные значения средней величины  $K_d$  лучше согласуются с теоретической кривой Г. С. Голицына, а для больших масштабов — с кривой Ричардсона–Обухова (Нерушев, Крамчанинова, 2011).

Расчёты для Северного полушария проводились в узлах сетки с шагом 10 пикселей по трём последовательным снимкам, разделённым временным интервалом 15 мин в расчётной области 0–65° с. ш., 65° з. д. – 65° в. д. При этом в силу значительных ошибок вычислений на внешних границах видимого со спутника диска Земли принимаются во внимание и анализируются результаты расчётов в области 0–60° с. ш., 55° з. д. – 55° в. д. С шагом по времени 1 ч вычисляются площади зон турбулентности ( $S_d$ ), в которых значения  $K_d \geq K_m$  (в качестве  $K_m$  принимаются величины  $10^4$ ;  $3 \cdot 10^4$ ;  $10^5$ ;  $3 \cdot 10^5$ ;  $10^6$  м<sup>2</sup>/с). На рис. 1 (см. с. 208) в качестве примера представлена визуализированная картина вычисленных зон турбулентности с  $K_d \geq 10^5$  м<sup>2</sup>/с, областей струйных течений и поля вектора скорости горизонтального ветра. На снимок в канале 6,2 мкм наложены указанные выше поля рассчитанных характеристик поля ветра.

После получения рядов площадей зон турбулентности с временным шагом  $\Delta t = 1$  ч проводился их предварительный анализ на предмет устранения выбросов ( $\pm 3\sigma$ , где  $\sigma$  — среднеквадратическое отклонение от среднего значения), которые могут быть обусловлены как ошибками исходных спутниковых данных, так и ошибками расчётов. В точках выбросов значения площадей заменялись их средними значениями. Для последующего анализа формировались массивы среднесуточных и среднемесячных площадей зон турбулентности.

### Результаты расчётов и обсуждение

Рассмотрим межгодовую изменчивость среднемесячных значений площадей зон турбулентности с указанными выше величинами  $K_m$ . Для удобства анализа представим величины  $S_d$  в безразмерном виде, пронормировав их на величину площади видимой со спутника области Северного полушария. На рис. 2 представлена временная изменчивость указанных величин и их линейные тренды. Значимые на уровне  $p < 0,05$  линейные тренды характерны для всех площадей  $S_1$ – $S_5$ . При этом площадь  $S_1$  ( $K_d \geq 10^4$  м<sup>2</sup>/с) возросла за 11 лет на 35 %,  $S_2$  ( $K_d \geq 3 \cdot 10^4$  м<sup>2</sup>/с) — на 24 %,  $S_3$  ( $K_d \geq 10^5$  м<sup>2</sup>/с) уменьшилась на 9 %,  $S_4$  ( $K_d \geq 3 \cdot 10^5$  м<sup>2</sup>/с) и  $S_5$  ( $K_d \geq 10^6$  м<sup>2</sup>/с) уменьшились соответственно на 32 и 65 %. Средние на рассмотренном временном интервале нормированные величины площадей с разными значениями  $K_d$  меняются от  $0,003 \pm 0,002$  для  $K_d \geq 10^6$  м<sup>2</sup>/с до  $0,44 \pm 0,06$  для  $K_d \geq 10^4$  м<sup>2</sup>/с.

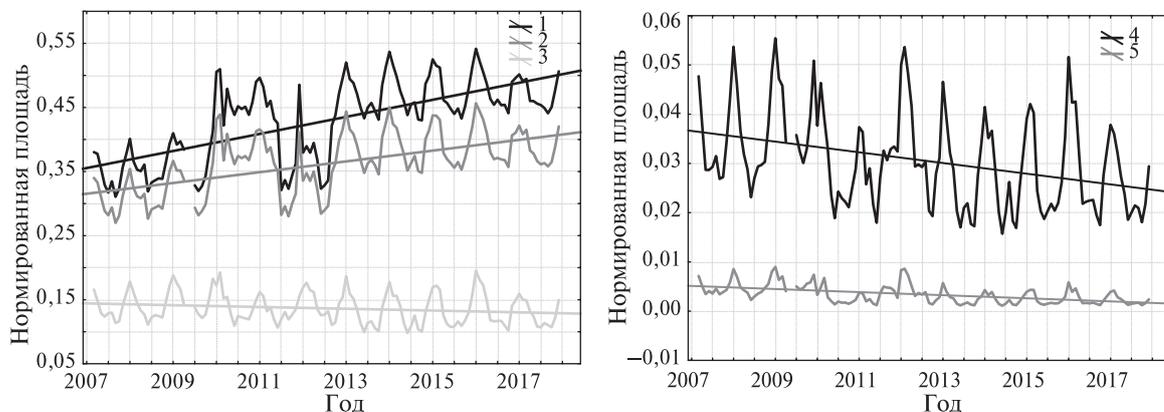
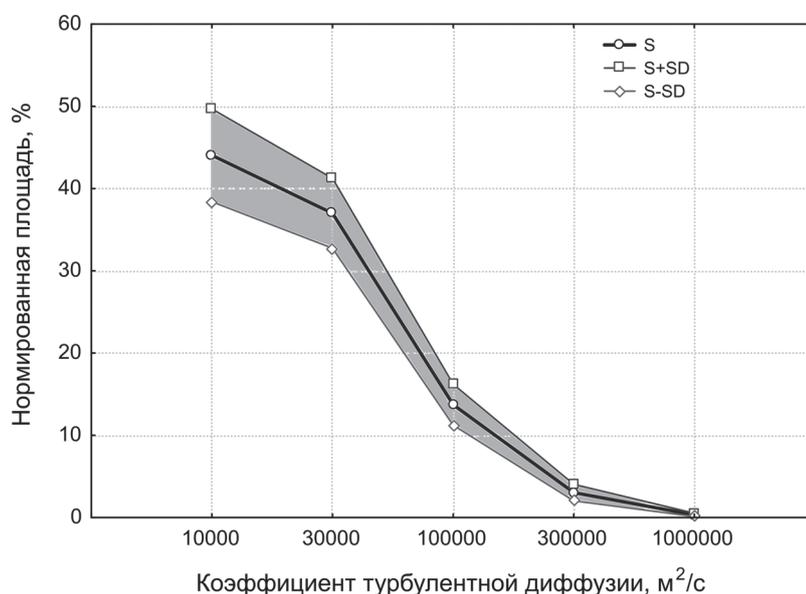


Рис. 2. Межгодовая изменчивость среднемесячных значений нормированных площадей (безразмерные величины) зон турбулентности  $S_1$  (1),  $S_2$  (2),  $S_3$  (3),  $S_4$  (4) и  $S_5$  (5) в верхней тропосфере. Прямые — линейные тренды

С чем связан столь заметный рост площадей  $S_1$  и  $S_2$  за рассмотренный временной интервал? По всей видимости, это обусловлено усилением атмосферных процессов (струйные течения, внутренние гравитационные волны и др.), приводящих к турбулизации верхней тропосферы. Действительно, согласно работе (Нерушев и др., 2017), в рассматриваемом регионе в этот период заметно возросло среднемесячное количество струйных течений и эффективное время их «жизни». Что касается волновой активности, то у нас нет достоверной информации о ней, но, принимая во внимание тот факт, что такие источники внутренних гравитационных волн, как струйные течения и конвекция, усилились (Доклад..., 2018; Нерушев и др., 2017), можно предположить, что волновая активность также будет возрастать. Дать чёткое физическое объяснение уменьшению площадей  $S_4$  и  $S_5$ , занимаемых сильной турбулентностью с  $K_d \geq 3 \cdot 10^5 \text{ м}^2/\text{с}$  и  $K_d \geq 10^6 \text{ м}^2/\text{с}$ , затруднительно. Возможно, это обусловлено некоторым уменьшением максимальной интенсивности указанных атмосферных процессов.

Обращает на себя внимание резкий рост площадей  $S_1$  и  $S_2$  с июля 2009 г. и существенное превышение над средними значениями с января 2010 г. до середины 2011 г. При этом во временной изменчивости площадей  $S_3$ – $S_5$  такая особенность практически не проявляется. Тщательный анализ показывает, что это не связано с ошибками в исходных данных или результатах расчётов. По всей видимости, причина в усилении атмосферных процессов, приводящих к турбулизации верхней тропосферы. Действительно, в этот период заметно вырос по крайней мере один из упомянутых факторов: количество струйных течений и/или эффективное время их «жизни» (см. рис. 2 из статьи (Нерушев и др., 2017)).

Наглядное представление об относительных значениях площадей турбулизованных зон даёт *рис. 3*, на котором приведены значения средних за рассмотренный временной промежуток величин площади с коэффициентом  $K_d \geq K_m$  для значений  $K_m$  в интервале  $10^4$ – $10^6 \text{ м}^2/\text{с}$ . Видно, что зоны верхней тропосферы с коэффициентом горизонтальной мезомасштабной турбулентной диффузии  $K_d \geq 10^4 \text{ м}^2/\text{с}$  могут занимать, с учётом среднеквадратического отклонения, до 50 % видимой со спутника области Северного полушария, а с  $K_d \geq 10^6 \text{ м}^2/\text{с}$  — всего лишь 0,5 %.



*Рис. 3.* Величина средней на временном промежутке 2007–2017 гг. площади видимой со спутника области Северного полушария, занятой турбулентностью с различными значениями коэффициента горизонтальной мезомасштабной турбулентной диффузии

Чётко прослеживается сезонная изменчивость всех рассматриваемых величин. На *рис. 4* (см. с. 211) в качестве примера представлен годовой ход средних многолетних значений  $S_1$  и  $S_2$ . Для остальных площадей годовой ход подобный. Минимальные значения всех

площадей отмечаются с июня по октябрь с небольшим локальным максимумом в августе, максимальные значения — в зимний период в полном соответствии с наблюдаемой ситуацией (Jaeger, Sprenger, 2007; Williams, 2017). При этом разница между минимальными и максимальными значениями составляет от 1,1 раза (для  $S_1$ ) до 3,3 раз (для  $S_5$ ).

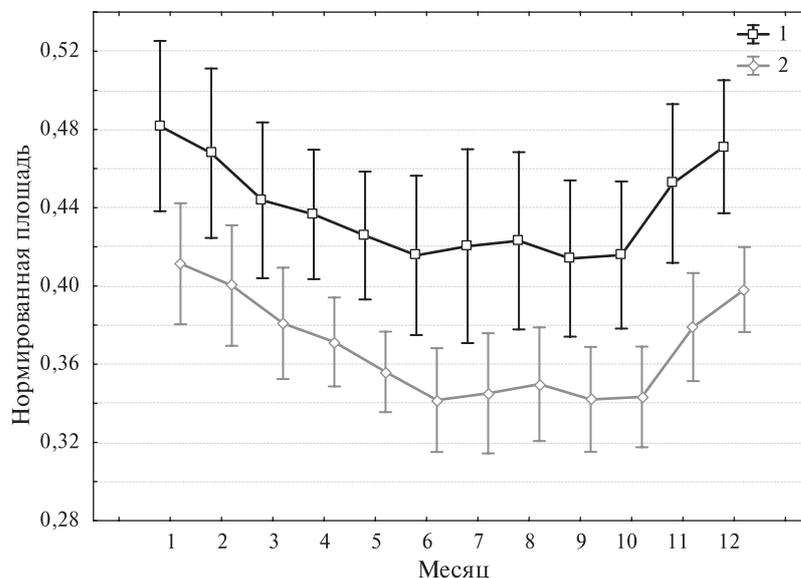


Рис. 4. Годовой ход средних многолетних значений  $S_1$  и  $S_2$ . Вертикальными отрезками обозначены значения среднеквадратического отклонения

Выясним, какие значения  $K_d$  преобладают в верхней тропосфере и какова их временная эволюция. Для этого рассмотрим временную изменчивость площадей, в которых  $K_d$  заключён в определённых пределах. Введём обозначения:  $S_{1-2}$  — среднемесячная общая площадь зон турбулентности, в пределах которых  $3 \cdot 10^4 > K_d \geq 10^4 \text{ м}^2/\text{с}$ ;  $S_{2-3}$  — с  $10^5 > K_d \geq 3 \cdot 10^4 \text{ м}^2/\text{с}$ ;  $S_{3-4}$  — с  $3 \cdot 10^5 > K_d \geq 10^5 \text{ м}^2/\text{с}$ ;  $S_{4-5}$  — с  $10^6 > K_d \geq 3 \cdot 10^5 \text{ м}^2/\text{с}$ .

На рис. 5 (см. с. 212) представлено распределение площадей зон турбулентности по указанным выше значениям  $K_d$  для четырёх лет (2007, 2010, 2013 и 2016 гг.) и средней за рассмотренный период. Как видно, наибольшая площадь приходится на зоны турбулентности с  $10^5 > K_d \geq 3 \cdot 10^4 \text{ м}^2/\text{с}$  ( $S_{2-3}$ ), далее следует  $S_{3-4}$  (с  $3 \cdot 10^5 > K_d \geq 10^5 \text{ м}^2/\text{с}$ ), затем  $S_{1-2}$  (с  $3 \cdot 10^4 > K_d \geq 10^4 \text{ м}^2/\text{с}$ ), наименьшую площадь занимают зоны турбулентности с  $10^6 > K_d \geq 3 \cdot 10^5 \text{ м}^2/\text{с}$  ( $S_{4-5}$ ). Анализ показывает, что в целом характер межгодовой изменчивости площадей  $S_{1-2} \dots S_{4-5}$  такой же, как для площадей  $S_1 - S_5$  на рис. 2. Однако скорости роста существенно выше:  $S_{1-2}$  выросла за 11 лет более чем в два раза (на 120%),  $S_{2-3}$  — на 58%. В то же время  $S_{3-4}$  и  $S_{4-5}$  уменьшились соответственно на 5 и 27%, при этом линейные тренды всех указанных площадей, кроме  $S_{3-4}$ , значимы на уровне  $p < 0,05$ . Таким образом, можно констатировать, что на протяжении последних 11 лет происходило существенное увеличение площади областей, занятых сравнительно слабой ( $3 \cdot 10^4 > K_d \geq 10^4 \text{ м}^2/\text{с}$ ) и умеренной ( $10^5 > K_d \geq 3 \cdot 10^4 \text{ м}^2/\text{с}$ ) турбулентностью, и некоторое уменьшение площадей с сильной ( $3 \cdot 10^5 > K_d \geq 10^5 \text{ м}^2/\text{с}$ ) и очень сильной ( $10^6 > K_d \geq 3 \cdot 10^5 \text{ м}^2/\text{с}$ ) турбулентностью.

Как известно, ТЯН тесно связана со струйными течениями (СТ) в верхней тропосфере (Атмосфера..., 1991). Поэтому целесообразно сопоставить межгодовую изменчивость среднемесячных значений площадей зон турбулентности с соответствующей изменчивостью характеристик струйных течений. Подробное описание характеристик струйных течений, получаемых по данным спутниковых измерений, и метода их расчёта содержится в работе (Нерушев и др., 2017). В таблице приведены коэффициенты множественной корреляции между указанными выше площадями зон турбулентности и четырьмя среднемесячными характеристиками струйных течений для рассматриваемого временного периода 2007–2017 гг.: средней

площадью ( $S$ ), максимальной скоростью ветра на оси ( $V_m$ ), максимальным градиентом (сдвигом) горизонтальной скорости ветра на циклонической (обращённой к полюсу) стороне ( $G_c$ ) и на противоположной (антициклонической) стороне ( $G_a$ ). При расчётах коэффициентов корреляции предварительно убирались линейные тренды площадей зон турбулентности и характеристик СТ.

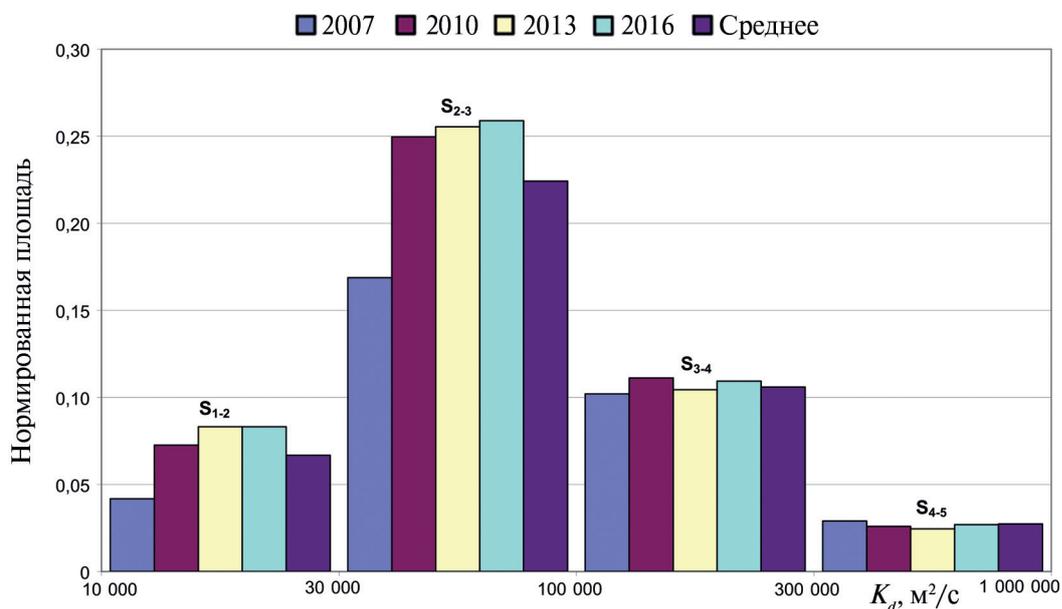


Рис. 5. Распределение нормированных площадей зон турбулентности с разными значениями  $K_d$  для четырёх лет и средней за период 2007–2017 гг.

Как видно из *таблицы*, подавляющее большинство коэффициентов корреляции значимо на уровне  $p < 0,05$ . При этом наиболее тесная связь площадей зон турбулентности отмечается с градиентом (сдвигом) горизонтальной скорости ветра на циклонической стороне и площадью струйных течений. Последнее обстоятельство обусловлено тем, что между  $S$  и  $G_c$  имеет место достаточно тесная связь с коэффициентом корреляции 0,6, значимым на уровне  $p < 0,05$  (Нерушев и др., 2017). Как известно, наибольшее влияние на генерацию турбулентности в зоне струйных течений оказывает вертикальный и горизонтальный сдвиг ветра (Атмосфера..., 1991). *Таблица* подтверждает этот факт. Следует отметить отрицательные значения коэффициентов корреляции между всеми характеристиками струйных течений и площадью слабой турбулентности ( $S_{1-2}$ ) и положительные — с площадью очень сильной турбулентности ( $S_{4-5}$ ). Выяснение причин такой связи требует дальнейших исследований.

Коэффициенты множественной корреляции между площадями зон турбулентности и среднемесячными характеристиками струйных течений. Полужирным шрифтом выделены коэффициенты, значимые на уровне  $p < 0,05$

Характеристики СТ	Площади зон турбулентности			
	$S_{1-2}$	$S_{2-3}$	$S_{3-4}$	$S_{4-5}$
$G_c$	<b>-0,43</b>	<b>-0,21</b>	<b>0,55</b>	<b>0,62</b>
$G_a$	<b>-0,19</b>	-0,18	0,12	<b>0,21</b>
$V_m$	<b>-0,49</b>	<b>-0,49</b>	0,05	<b>0,25</b>
$S$	<b>-0,29</b>	-0,11	<b>0,80</b>	<b>0,84</b>

## Заключение

Спутниковые методы вычисления характеристик поля ветра в тропосфере по данным измерений радиометра SEVIRI европейских геостационарных метеорологических спутников второго поколения в канале водяного пара 6,2 мкм позволяют вычислять коэффициент горизонтальной мезомасштабной турбулентности и тем самым выявлять зоны турбулентности и исследовать их эволюцию. Приведённые выше результаты позволяют сделать следующие выводы:

1. Средняя за рассмотренный временной промежуток 2007–2017 гг. среднемесячная площадь зон с коэффициентом горизонтальной мезомасштабной турбулентности  $K_d \geq 10^4 \text{ м}^2/\text{с}$  в верхней тропосфере составляет около 50 % видимой со спутника области Северного полушария. Средняя величина площади зон турбулентности с  $K_d \geq 10^5 \text{ м}^2/\text{с}$  уменьшается практически в 3 раза, а с  $K_d \geq 10^6 \text{ м}^2/\text{с}$  — на два порядка.
2. Наибольшую площадь (в среднем 23 %) занимают области с умеренной турбулентностью, в которых  $10^5 > K_d \geq 3 \cdot 10^4 \text{ м}^2/\text{с}$ .
3. На протяжении последних 11 лет происходило существенное (на 120–60 %) увеличение площади областей, занятых сравнительно слабой ( $3 \cdot 10^4 > K_d \geq 10^4 \text{ м}^2/\text{с}$ ) и умеренной ( $10^5 > K_d \geq 3 \cdot 10^4 \text{ м}^2/\text{с}$ ) турбулентностью, и некоторое уменьшение (на 5–27 %) площадей с сильной ( $3 \cdot 10^5 > K_d \geq 10^5 \text{ м}^2/\text{с}$ ) и очень сильной ( $10^6 > K_d \geq 3 \cdot 10^5 \text{ м}^2/\text{с}$ ) турбулентностью.
4. Наблюдается тесная связь временной изменчивости площадей зон турбулентности с характеристиками струйных течений верхней тропосферы с коэффициентами корреляции от 0,5 до 0,8, значимыми на уровне  $p < 0,05$ .

Авторы выражают благодарность коллегам из НИЦ «Планета», обеспечивающим передачу спутниковых данных в НПО «Тайфун». Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 18-05-00831а.

## Литература

1. Атмосфера: справочник / ред. Авдюшин С. И., Седунов Ю. С. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 509 с.
2. Бабий В. И. Мелкомасштабная структура поля скорости звука в океане. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 200 с.
3. Баранов А. А., Солонин С. В. Авиационная метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 391 с.
4. Винниченко Н. К., Пинус Н. З., Шметер С. М., Шур Г. Н. Турбулентность в свободной атмосфере. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 288 с.
5. Голицын Г. С. Объяснение закона относительной турбулентной диффузии в атмосфере и на поверхности океана // Доклады АН. 2001. Т. 380. № 5. С. 676–679.
6. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2017 год. М.: Росгидромет, 2018. 69 с. URL: <https://meteoinfo.ru/images/media/climate/rus-clim-annual-report.pdf>.
7. Каменкович В. М. Основы динамики океана. Л.: Гидрометеиздат. 1973. 240 с.
8. Крамчанинова Е. К., Нерушев А. Ф. Определение турбулентных характеристик в зонах опасных атмосферных явлений по спутниковым данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2008. Т. 5. № 1. С. 484–490.
9. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. Т. 2. 2-е изд. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 742 с.
10. Нерушев А. Ф., Крамчанинова Е. К. Метод определения характеристик атмосферных движений по данным измерений метеорологических геостационарных спутников // Исследование Земли из космоса. 2011. № 1. С. 3–13.
11. Нерушев А. Ф., Крамчанинова Е. К., Соловьев В. И. Определение характеристик атмосферных движений по данным многоволнового зондирования из космоса // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 3. № 4. С. 442–450.
12. Нерушев А. Ф., Вшерадин К. Н., Ивангородский Р. В. Пространственно-временная изменчивость высотных струйных течений по данным спутниковых измерений // Исследование Земли из космоса. 2017. № 6. С. 31–45.

13. Шакина Н. П., Иванова А. П. Прогнозирование метеорологических условий для авиации. М.: Триада ЛТД, 2016. 312 с.
14. Jaeger E. B., Sprenger M. A Northern Hemispheric climatology of indices for clear air turbulence in the tropopause region derived from ERA40 reanalysis data // *J. Geophysical Research: Atmospheres*. 2007. V. 112. Iss. D20. CiteID D20106.
15. Kauffmann P. The business case for turbulence sensing systems in the US air transport sector // *J. Air Transport Management*. 2002. V. 8. Iss. 2. P. 99–107.
16. Meneguz E., Wells H., Turp D. An automated system to quantify aircraft encounters with convectively induced turbulence over Europe and the Northeast Atlantic // *J. Applied Meteorology and Climatology*. 2016. V. 55. No. 5. P. 1077–1089.
17. Sharman R., Tebaldi C., Wiener G., Wolff J. An integrated approach to mid- and upper-level turbulence forecasting // *Weather and Forecasting*. 2006. V. 21. No. 3. P. 268–287.
18. Storer L. N., Williams P. D., Joshi M. M. Global Response of Clear-Air Turbulence to Climate Change // *Geophysical Research Letters*. 2017. V. 44. Iss. 19. P. 9976–9984.
19. Williams J. K. Using random forests to diagnose aviation turbulence // *Machine Learning*. 2014. V. 95. Iss. 1. P. 51–70.
20. Williams P. D. Increased light, moderate, and severe clear-air turbulence in response to climate change // *Advances in Atmospheric Sciences*. 2017. V. 34. P. 576–586.

## Determination of turbulence zones in the upper troposphere based on satellite measurements

A. F. Nerushev, R. V. Ivangorodsky

*Research and Production Association “Typhoon”, Obninsk 249038, Russia  
E-mail: nerushev@rpatyphoon.ru*

The paper presents the method of determining the turbulence zones in the upper troposphere that is based on measurements of atmospheric self-radiation from geostationary meteorological satellites and uses extremal correlation algorithms. The features of the method applied to the determination of clear air turbulence (CAT) from the SEVIRI radiometer water vapor 6.2  $\mu\text{m}$  channel measurements of European geostationary meteorological satellites of the second generation are considered. The results of the calculations of average monthly space turbulence zones with different values of the coefficient of horizontal mesoscale turbulent diffusion for 2007–2017 in the satellite view zone are presented. It is shown, that for the past 11 years there has been a significant increase in the area of zones occupied by relatively weak and moderate turbulence and a slight decrease in the area of zones with strong and very strong turbulence. A close relationship was revealed between the interannual variability of the monthly area means of turbulence zones and the corresponding variability of the characteristics of jet streams.

**Keywords:** clear air turbulence, characteristics of turbulence zones, geostationary meteorological satellites, upper troposphere, atmospheric tracers, extremal correlation algorithms

Accepted: 22.01.2019

DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-1-205-215

## References

1. *Atmosfera: справочник* (Atmosphere: a handbook), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1991, 509 p.
2. Babii V. I., *Melkomasshtabnaya struktura polya skorosti zvuka v okeane* (Small Scale Structure of the Field of the Velocity of Sound in the Ocean), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1983.
3. Baranov A. A., Solonin S. V., *Aviatsionnaya meteorologiya* (Aeronautical meteorology), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1975, 391 p.
4. Vinnichenko N. K., Pinus N. Z., Shmeter S. M., Shur G. N., *Turbulentnost' v svobodnoi atmosfere* (Turbulence in free atmosphere), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1976, 288 p.

5. Golitsyn G. S., An Explanation of the Relative Eddy Diffusion Law in the Atmosphere and on the Ocean Surface, *Dokl. Earth Sci.*, 2001, Vol. 381, No. 8, pp. 939–941.
6. *Doklad ob osobennostyakh klimata na territorii Rossiiskoi federatsii za 2017 god* (Report on features of climate in the territory of the Russian Federation for the year 2017), Moscow: Rosgidromet, 2018, 69 p., URL: <https://meteoinfo.ru/images/media/climate/rus-clim-annual-report.pdf>.
7. Kamenkovich V. M., *Osnovy dinamiki okeana* (Fundamentals of Oceanic Dynamic), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1973.
8. Kramchaninova E. K., Nerushev A. F., Opredelenie turbulentnykh kharakteristik v zonakh opasnykh atmosferykh yavlenii po sputnikovym dannym (Definition of turbulent characteristics in the areas of hazardous weather conditions on satellite data), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2008, Vol. 5, No. 1, pp. 484–490.
9. Monin A. S., Yaglom A. M., *Statisticheskaya gidromekhanika* (Statistical hydromechanics), Vol. 2, Saint Petersburg: Gidrometeoizdat, 1996, 742 p.
10. Nerushev A. F., Kramchaninova E. K., Metod opredeleniya kharakteristik atmosferykh dvizhenii po dannym izmerenii meteorologicheskikh geostatsionarnykh sputnikov (Method for determining the characteristics of the atmospheric movements according to the measurements of meteorological geostationary satellites), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2011, No. 1, pp. 3–13.
11. Nerushev A. F., Kramchaninova E. K., Solov'ev V. I., Opredelenie kharakteristik atmosferykh dvizhenii po dannym mnogovolnovogo zondirovaniya iz kosmosa (Determination of Atmospheric Motion Characteristics from the Data of Multi-Wave Soundings from Space), *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*, 2007, Vol. 3, No. 4, pp. 442–450.
12. Nerushev A. F., Visheratin K. N., Ivangorodskii R. V., Prostranstvenno-vremennaya izmenchivost' vysotnykh struinykh techenii po dannym sputnikovykh izmerenii (Spatio-temporal variability of high-altitude jetstreams according to satellite measurements), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2017, No. 6, pp. 31–45.
13. Shakina N. P., Ivanova A. R., *Prognozirovanie meteorologicheskikh uslovii dlya aviatsii* (Forecasting meteorological conditions for aviation), Moscow: Triada Ltd, 2016, 312 p.
14. Jaeger E. B., Sprenger M., A Northern Hemispheric climatology of indices for clear air turbulence in the tropopause region derived from ERA40 reanalysis data, *J. Geophysical Research: Atmospheres*, 2007, Vol. 112, Issue D20, CiteID D20106.
15. Kauffmann P., The business case for turbulence sensing systems in the US air transport sector, *J. Air Transport Management*, 2002, Vol. 8, Issue 2, pp. 99–107.
16. Meneguz E., Wells H., Turp D., An automated system to quantify aircraft encounters with convectively induced turbulence over Europe and the Northeast Atlantic, *J. Applied Meteorology and Climatology*, 2016, Vol. 55, No. 5, pp. 1077–1089.
17. Sharman R., Tebaldi C., Wiener G., Wolff J., An integrated approach to mid- and upper-level turbulence forecasting, *Weather and Forecasting*, 2006, Vol. 21, No. 3, pp. 268–287.
18. Storer L. N., Williams P. D., Joshi M. M., Global Response of Clear-Air Turbulence to Climate Change, *Geophysical Research Letters*, 2017, Vol. 44, Issue 19, pp. 9976–9984.
19. Williams J. K., Using random forests to diagnose aviation turbulence, *Machine Learning*, 2014, Vol. 95, Issue 1, pp. 51–70.
20. Williams P. D., Increased light, moderate, and severe clear-air turbulence in response to climate change, *Advances in Atmospheric Sciences*, 2017, Vol. 34, pp. 576–586.