

Определение турбулентных характеристик в зонах опасных атмосферных явлений по спутниковым данным

Е.К. Крамчанинова¹, А.Ф. Нерушев²

¹ГУ «НИЦ «Планета»
123242, Москва, Б. Предтеченский пер., 7
E-mail: alexpr11@yandex.ru

²Научно-производственное объединение «Тайфун»
Институт экспериментальной метеорологии (ИЭМ)
249038, г. Обнинск Калужской обл., пр. Ленина, 82
E-mail: nerushev@typhoon.obninsk.ru

На основе разработанного ранее метода по информации радиометра SEVIRI европейского геостационарного спутника MSG определены коэффициенты горизонтальной мезомасштабной турбулентной диффузии (K_d) в зонах опасных атмосферных явлений – струйных течений и тропических циклонов. Выявлены заметные различия значений K_d в указанных зонах по сравнению с фоновыми условиями. Проанализированы особенности пространственного распределения K_d в зонах струйных течений для целей прогнозирования болтанки воздушных судов, а также на разных стадиях эволюции тропического циклона с целью определения диагностических и прогностических признаков его развития.

Введение

Среди опасных метеорологических явлений, оказывающих влияние на полеты воздушных судов, выделяются интенсивные атмосферные вихри, струйные течения и связанная с ними атмосферная турбулентность. В верхней тропосфере (300-600 гПа) наблюдается динамическая турбулентность, обусловленная контрастами в поле ветра и температуры (такие условия характерны для областей струйных течений), и турбулентность ясного неба (ТЯН) - наиболее опасный для авиации вид турбулентности. Под ТЯН понимается турбулентность в свободной атмосфере вне зон конвективной деятельности, а также турбулентность в перистых облаках. Полет самолета в турбулентной атмосфере сопровождается болтанкой – появлением знакопеременных ускорений, линейных колебаний центра тяжести самолета и угловых колебаний относительно центра тяжести [1].

Авиация является основным, и, пожалуй, единственным потребителем прогнозов атмосферной турбулентности. В настоящее время в практике прогноза турбулентного состояния атмосферы (и, соответственно, болтанки, как реакции конкретного самолета на турбулентность), чаще всего используется синоптический метод, однако он является качественным [1]. Применение физико-статистических методов, которые позволяют получать пороговые значения параметров, определяющих турбулентное состояние атмосферы, на основе данных температурно-ветрового зондирования, осложняется большими погрешностями упомянутого зондирования.

В связи с этим развитие метода, позволяющего осуществлять своевременное и точное определение локализации и интенсивности областей повышенной турбулентности на основе спутниковых данных, приобретает особую актуальность.

Целью настоящей статьи является продемонстрировать возможность определения количественных значений динамических характеристик в зонах опасных атмосферных явлений по данным радиометра SEVIRI европейских геостационарных метеорологических спутников Meteosat-8 и Meteosat-9. Наибольшее внимание уделено определению коэффициента турбулентной диффузии.

Физико-математическая модель метода

Разработанный нами метод позволяет определять ряд динамических характеристик атмосферы, а именно: вектор горизонтальной скорости ветра, коэффициент турбулентной диффузии и завихренность [2]. Суть метода состоит в определении кинематических характеристик случайного поля статистическими методами, то есть решении обратной задачи статистического анализа случайных полей.

Пусть имеется случайное поле $U(x, y, z, t)$, описывающее распределение в сплошной среде некоторой характеристики движущейся пассивной примеси. Здесь x, y, z – оси декартовой системы координат, t – время. Будем считать, что примесь движется вместе со средой так, что ее перемещение в пространстве полностью отражает характеристики движения среды. Движение некоторого выделенного элемента объема сплошной среды можно рассматривать как суперпозицию переноса (вектор скорости его перемещения как целого \bar{V} с составляющими V_x, V_y, V_z), вращения вокруг мгновенной оси, проходящей через его центр ($rot\bar{V}$), и деформации, обусловленной, например, диффузионными процессами. Выделение желаемого объема осуществляется оператором H , представляющим собой пространственную весовую функцию и играющим роль фильтра верхних пространственных частот. Выделенные таким образом области поля U в моменты времени t_1 и t_2 отождествляются путем нахождения глобальных экстремумов взаимных статистических характеристик посредством вариаций пространственных сдвигов.

В качестве источника данных используются спутниковые снимки в каналах водяного пара. Как показано в [2], получаемая в каналах водяного пара информация может интерпретироваться как двумерное (плоское) поле относительной влажности. Кроме того, предпочтительнее использование структурной функции вместо корреляционной.

С учетом вышесказанного, процедура определения динамических характеристик атмосферы состоит в следующем. При помощи двумерного пространственного оператора H_2 из реализаций случайного поля $U(x, y, t)$ (положительное направление x – на восток, y – на север) в моменты времени $t = t_1$ и $t = t_2$ выделяются рассматриваемые области, и по сдвигам Δx , Δy и углу поворота $\Delta\varphi$, при которых достигается глобальный минимум взаимной структурной функции

$$\min D(\Delta x, \Delta y, \Delta\varphi, \tau), \quad (1)$$

вычисляются два компонента переносной скорости

$$V_x = \Delta x / \tau, \quad V_y = \Delta y / \tau \quad (2)$$

и завихренность

$$rot_2\bar{V} = \Delta\varphi / \tau, \quad (3)$$

где φ – эйлеров угол координатной системы, движущейся вместе с выделенной областью поля, $\tau = t_2 - t_1$. Результаты расчетов относятся к моменту времени $t = (t_1 + t_2) / 2$. Вычисление скорости временной эволюции поля (V_e), обусловленной его «незамороженностью», основано на анализе сечений структурной функции D при $\tau = 0$ и $\tau = t_2 - t_1$ [3]. В предположении изотропности временной эволюции поля можно определить характерный масштаб поля r_e как радиус круга, площадь которого равна площади сечения D при $\tau = 0$ на уровне $\min D$ при $\tau = t_2 - t_1$. Тогда V_e вычисляется как $V_e = r_e / \tau$. Полагая, что временная эволюция поля определяется процессами турбулентной диффузии и интерпретируя коэффициент турбулентной диффузии K_d как приращение

площади диффундирующего пятна в единицу времени, определяем K_d следующим образом (безразмерный коэффициент $a \approx 1$):

$$K_d = aV_e r_e. \quad (4)$$

На рисунке 1а представлен результат действия на плоское поле U двумерного пространственного оператора H_2 . Области, выделенной на реализации поля в момент времени t_1 , поставлена в соответствие посредством определения минимума пространственно-временной структурной функции область на реализации поля в момент времени t_2 . Последняя смещена на вектор $\Delta\vec{r}$ и повернута на угол $\Delta\varphi$ относительно состояния на момент t_1 , а также претерпела изменения вследствие «незамороженности» поля (на рисунке не отражено). Рисунок 1б иллюстрирует интерпретацию параметров пространственно-временной структурной функции D_U для определения динамических характеристик поля U .

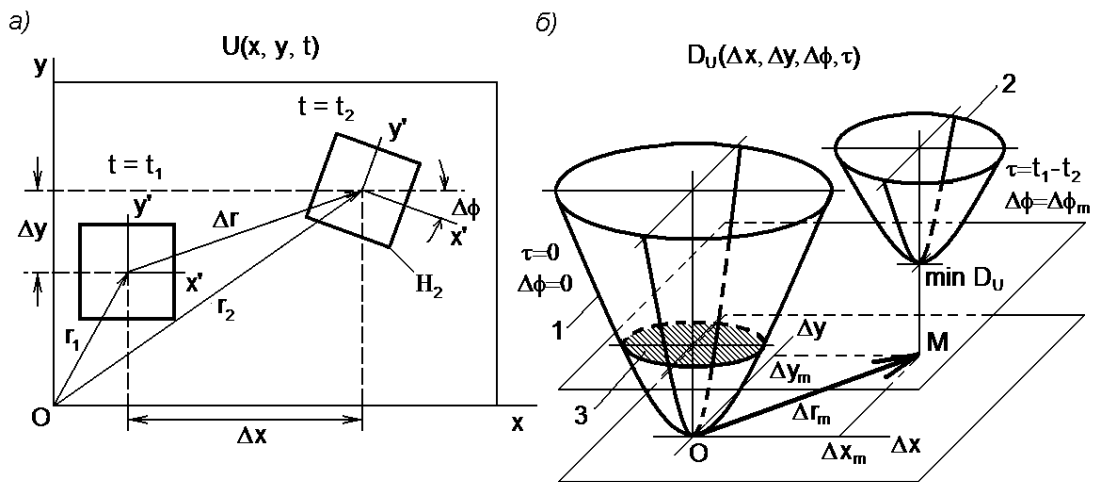


Рис. 1. Двумерная обратная задача статистического анализа случайного поля а) движение поля $U(x, y, t)$: перенос (вектор горизонтальной скорости ветра \vec{V}); вращение вокруг мгновенной оси, проходящей через ее центр ($rot\vec{V}$); деформация, обусловленная диффузионными процессами. H_2 – оператор двумерной пространственной фильтрации; $\Delta\vec{r}$ – вектор перемещения центров областей относительно друг друга; $\Delta\varphi$ – угол вращения; б) вид структурной функции $D_U(\Delta x, \Delta y, \Delta\varphi, \tau)$: 1 – сечение $D_U(\Delta x, \Delta y, \Delta\varphi, \tau = 0)$ (пространственная структурная функция); 2 – сечение $D_U(\Delta x, \Delta y, \Delta\varphi, \tau = t_2 - t_1)$ (пространственно-временная структурная функция); 3 – площадь сечения пространственной D_U на уровне минимума пространственно-временной структурной функции D_U

Выполняя последовательное скольжение оператором H_2 по полю U , находим векторное поле переносной скорости $\vec{V}(x, y, t)$ и скалярные поля завихренности $rot\vec{V}(x, y, t)$ и коэффициента турбулентной диффузии $K_d(x, y, t)$. Отметим, что рассчитываемые таким образом значения \vec{V} , $rot\vec{V}$ и V_e (K_d) отражают влияние всех процессов, вносящих вклад в перемещение как целого и деформацию области среды с размерами, определяемыми оператором H .

Определение коэффициента турбулентной диффузии

Для определения динамических характеристик атмосферы использовалось принимаемое радиометрической аппаратурой спутника Meteosat-8 и 9 собственное излучение атмосферы в кана-

лах водяного пара. Геостационарный спутник Meteosat-8, или MSG (Meteosat Second Generation), – усовершенствованный геостационарный метеорологический спутник второго поколения. Оперативная фаза эксплуатации спутника началась 29 января 2004 г. Точка стояния спутника 3,4° западной долготы. Радиометр SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infra Red Imager) обеспечивает каждые 15 минут получение изображений видимого диска Земли в 12 спектральных диапазонах с разрешением в подспутниковой точке 3 км в 11 спектральных каналах (среди них имеются каналы водяного пара с центрами 6,2 мкм и 7,3 мкм) и 1 км – в канале 0,5-0,9 мкм. Информация со спутников принималась в Москве в Научно-исследовательском центре космической гидрометеорологии «Планета» (НИЦ «Планета») в форматах HRIT / LRIT.

Для оценки степени соответствия расчетных значений коэффициента турбулентной диффузии (K_d) истинным было проведено сравнение расчетных значений K_d с теоретическими кривыми $K_d(r)$ из работы [4]. Расчеты были выполнены для различных сезонов и атмосферных ситуаций с разными по размеру операторами H , при этом пространственный масштаб r отождествлялся с линейным размером оператора H . Результаты сравнения представлены на рисунке 2. Видно хорошее

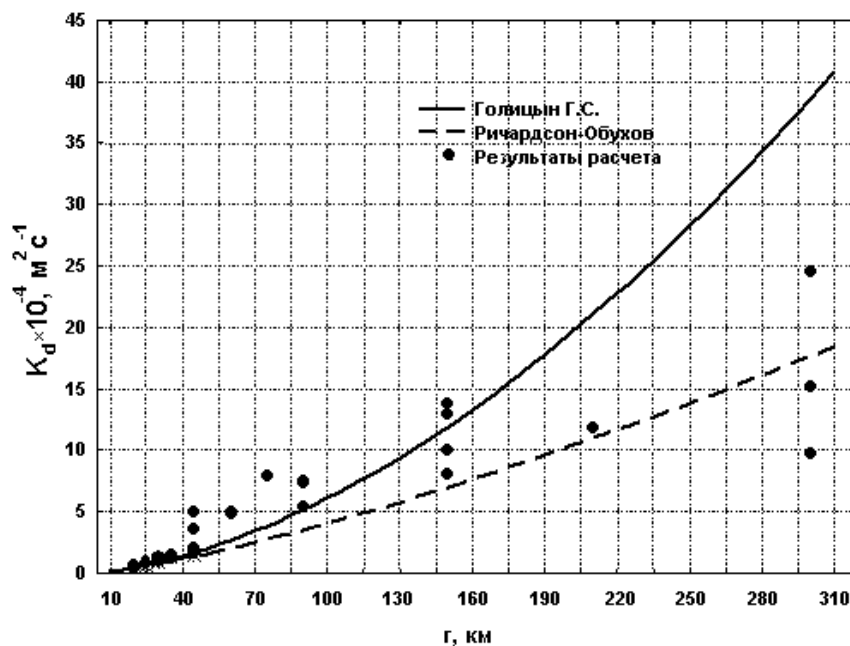


Рис. 2. Сравнение рассчитанных по спутниковым данным средних величин K_d для разных значений масштаба r с теоретическими кривыми из статьи [4]

согласование расчетных значений с теоретическими для масштабов $20 \text{ км} \leq r \leq 300 \text{ км}$. В таблице представлены результаты количественного сравнения тех же величин для двух диапазонов значений r .

Таблица. Сравнение рассчитанных средних значений K_d с теоретическими: K_{dG} – закон Голицына, K_{dRO} – закон Ричардсона-Обухова, n – количество рассчитанных средних значений K_d

| Вариант | $20 \text{ км} \leq r \leq 150 \text{ км}$ $n = 30$ | | $20 \text{ км} \leq r \leq 300 \text{ км}$ $n = 35$ | |
|-------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------|--------------------------------|--------------------------------------------------------|--------------------------------|
| | Среднее отклонение | Средне-квадратичное отклонение | Среднее отклонение | Средне-квадратичное отклонение |
| $(K_d - K_{dG}) \times 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$ | 0,47 | 1,8 | - 1,95 | 7,2 |
| $(K_d - K_{dRO}) \times 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$ | 1,68 | 2,6 | 1,35 | 3,0 |

Результаты расчетов динамических характеристик в зонах струйных течений и тропических циклонах

Области повышенной турбулентности, сопутствующие струйным течениям, представляют значительную опасность для авиации. По данным статистики установлено, что повторяемость болтанки, вызванной турбулентностью в верхней тропосфере (на высотах 6-11 км), составляет 15% [1]. На рисунке 3 приведен пример расчета динамических характеристик атмосферы для 12:00 UTC по информации со спутника Meteosat-9 в каналах водяного пара (6,2 и 7,3 мкм) за 30.09.2007. Здесь же приведена прогностическая карта за тот же срок, содержащая информацию о струйных течениях, зонах повышенной турбулентности, облачности, атмосферных фронтах и максимальных ветрах. Аналогичные расчеты и сравнение с картами проведены еще для 5 дней сентября и для других районов.

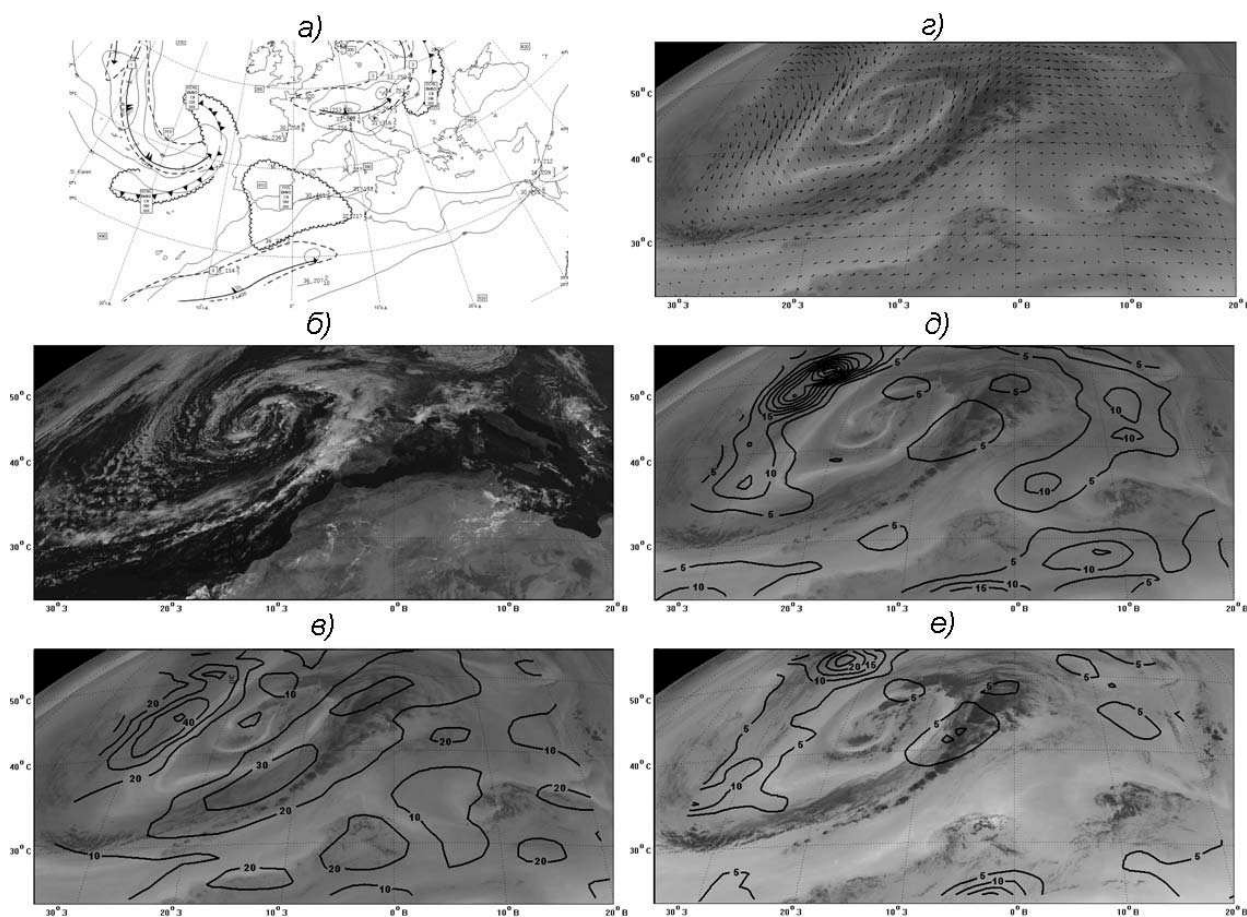


Рис. 3. Пример расчета динамических характеристик атмосферы в областях струйных течений и связанных с ними зон повышенных значений K_d для снимка Meteosat-9 за 30.09.2007, 12:00 GMT: а) карта, содержащая прогноз струйных течений, зон повышенной турбулентности (штриховые линии), облачности (волнистые линии), атмосферных фронтов и изотехи, представляющие диагноз максимального ветра на уровне максимального ветра (сплошные тонкие линии), б) изображение в видимом канале 0,6 мкм; в) изотехи (м/с), канал 6,2 мкм; г) векторы ветра, канал 6,2 мкм; д) изолинии $K_d \times 10^4 \text{ м}^2/\text{с}$, канал 6,2 мкм; е) изолинии $K_d \times 10^4 \text{ м}^2/\text{с}$, канал 7,3 мкм.

Сравнение рассчитанных полей \bar{V} и K_d с данными прогностических карт выявило хорошее согласие как положения зон струйных течений в тропосфере, так и значений в них скоростей ветра. Положения рассчитанных областей максимальных значений K_d по данным канала 6,2 мкм

совпадают с отмеченными на картах зонами повышенной турбулентности. При этом рассчитанные максимальные величины K_d в 8-10 раз превосходят фоновые значения K_d , достигая величины $5 \cdot 10^5 \text{ м}^2/\text{с}$. Сравнение результатов расчетов по данным каналов 6,2 мкм (максимум весовой функции для условий средних широт находится на уровне приблизительно 350 гПа) и 7,3 мкм (максимум весовой функции находится на уровне приблизительно 500 гПа) показывают, что в то время как поля \bar{V} для них практически совпадают, поля коэффициента турбулентной диффузии заметно различаются. Максимальные значения K_d на более низком атмосферном уровне (канал 7,3 мкм) в 2 раза меньше, а область повышенных значений K_d существенно меньше по размерам ($760 \text{ км} \times 1300 \text{ км}$ для 6,2 мкм и $360 \text{ км} \times 630 \text{ км}$ для 7,3 мкм). Это достаточно хорошо соответствует теоретическим представлениям о горизонтальной протяженности и толщине по вертикали зон повышенной турбулентности [1]. Все перечисленное дает основание считать, что используемый нами метод позволяет по спутниковым данным выявлять опасные для авиации зоны повышенной турбулентности и получать для них количественные значения коэффициента горизонтальной турбулентной диффузии.

На рисунке 4 приведено пространственное распределение K_d в зоне действия тропического циклона Северной Атлантики *Karen* (сентябрь 2007) для 5 дней его жизни – с 25 по 29 сентября.

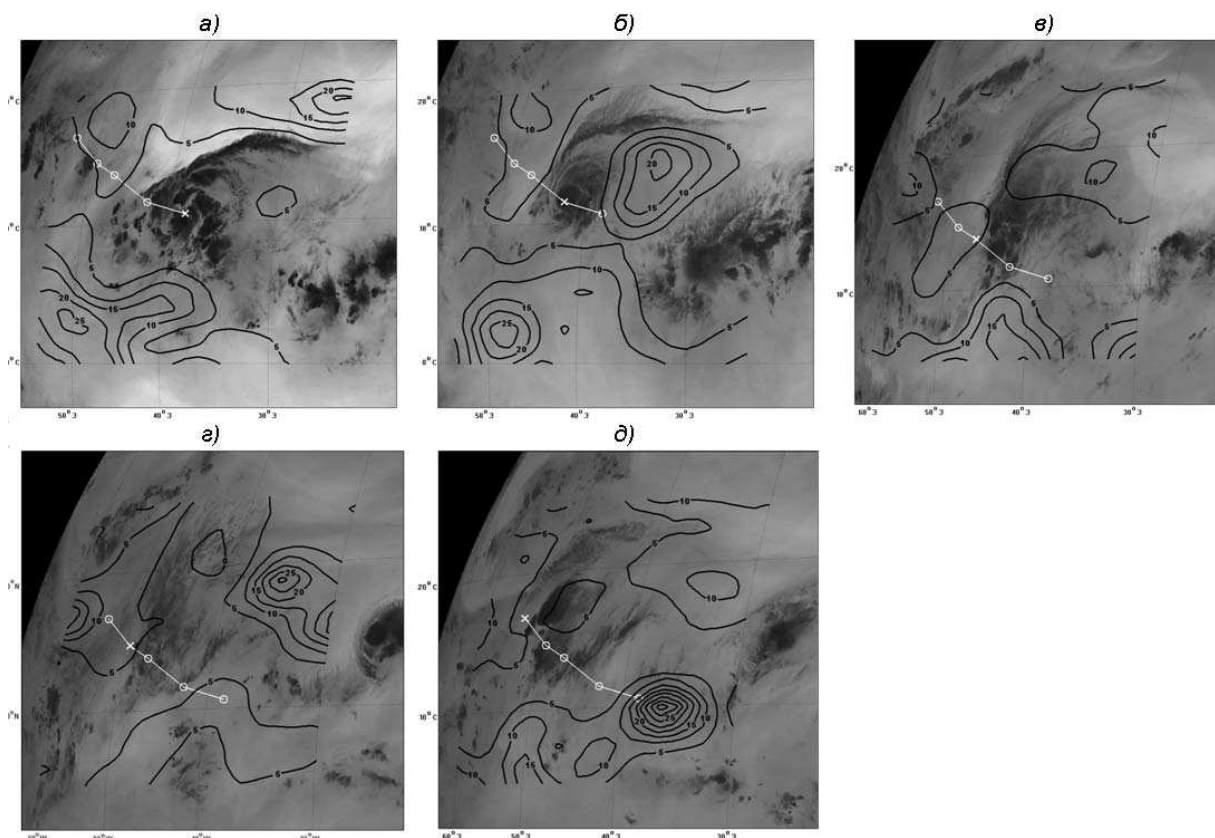


Рис. 4. Последовательные снимки ТЦ *Karen*, полученные с *Meteosat-9* в канале 6,2 мкм за 25 - 29.09.2007, 12:00 GMT, а) - д) соответственно, с нанесенными изолиниями $K_d \times 10^4 \text{ м}^2/\text{с}$. Белой линией обозначена траектория движения центра ТЦ, кружочками отмечены положения центра ТЦ в указанные дни, крестиком – положение центра ТЦ в текущий день

Тропический циклон (ТЦ) находился в это время на стадии тропического шторма. Обращают на себя внимание явно выраженные особенности пространственного распределения K_d относительно траектории ТЦ: локальные максимумы K_d располагаются справа и слева от траектории, а ми-

нимумы – на траектории. При этом максимальные и минимальные значения K_d различаются в 5-7 раз. Аналогичные особенности отмечаются для всех 5 ТЦ Северной Атлантики 2006-2007 годов, находившихся в зоне обзора радиометра SEVIRI. На основании этих результатов можно сделать предварительный вывод о том, что указанные особенности пространственного распределения K_d могут рассматриваться как прогностические признаки направления движения ТЦ. Однако этот вывод требует подтверждения по результатам расчетов для значительно большего количества ТЦ с разнообразными видами траекторий.

Заключение

Приведенные результаты позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Применяемый нами метод определения динамических характеристик атмосферы позволяет по данным каналов водяного пара радиометра SEVIRI европейских геостационарных метеорологических спутников выявлять зоны повышенной турбулентности в верхней тропосфере, опасные для полетов авиации, определять их эффективные размеры и значения в них коэффициента горизонтальной турбулентной диффузии.

2. Области повышенной турбулентности в зонах струйных течений в верхней тропосфере по данным расчетов имеют значительные горизонтальные размеры – до 1000 км. Максимальные величины в них коэффициента горизонтальной турбулентной диффузии в 8-10 раз превышают фоновые значения и могут достигать величины $5 \cdot 10^5$ м²/с и более.

3. Пространственное распределение коэффициента горизонтальной турбулентной диффузии K_d в верхней тропосфере в зонах действия тропических циклонов Атлантики имеет явно выраженные особенности. Локальные максимумы K_d располагаются справа и слева от траектории ТЦ, а минимумы – на траектории. При этом максимальные и минимальные значения K_d различаются в 5-7 раз.

Данная работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 06-05-64317).

Литература

1. Богаткин О.Г. Авиационная метеорология. Учебник. СПб.: РГГМУ, 2005. 328 с.
2. Нерушев А.Ф., Крамчанинова Е.К., Соловьев В.И. Определение характеристик атмосферных движений по данным многоволнового зондирования из космоса // Известия РАН, ФАО, 2007. Т. 3. № 4. С. 442-450.
3. Бабий В.И. Мелкомасштабная структура поля скорости звука в океане. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 200 с.
4. Голицын Г.С. Объяснение закона относительной турбулентной диффузии в океане // ДАН, 2001. Т. 380. № 5. С. 676-679.