

МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРНЫХ ДВИЖЕНИЙ ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ГЕОСТАЦИОНАРНЫХ СПУТНИКОВ

© 2011 г. А. Ф. Нерушев^{1*}, Е. К. Крамчанинова²

¹Научно-производственное объединение “Тайфун”, Обнинск

²Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии “Планета”, Москва

*E-mail: nerushev@typhoon.obninsk.ru

Поступила в редакцию 13.11.2009 г.

Детально описан развитый авторами метод определения динамических характеристик атмосферы по данным зондирования с геостационарных метеорологических спутников, основанный на использовании в качестве трассеров неоднородностей поля концентрации консервативной примеси и применении корреляционно-экстремальных алгоритмов. На примере обработки данных зондирования атмосферы радиометром SEVIRI европейских геостационарных метеорологических спутников Meteosat-8 и Meteosat-9 в каналах водяного пара с центрами 6.2 мкм и 7.3 мкм, а также сравнения результатов с данными независимых наблюдений и теоретическими моделями оценены точности расчета вектора горизонтальной скорости ветра V и коэффициента горизонтальной мезомасштабной турбулентной диффузии K_d . Показано, что точность расчета V разработанным методом практически совпадает с точностью широко используемых зарубежных методов. В отличие от применяемых за рубежом, разработанный метод позволяет определять не только поле вектора скорости ветра, но также коэффициент мезомасштабной турбулентной диффузии и завихренность в одном масштабе движения воздушной массы.

Ключевые слова: атмосферный трассер, геостационарный метеорологический спутник, скорость ветра, коэффициент турбулентной диффузии, корреляционно-экстремальный метод

ВВЕДЕНИЕ

Поле ветра в тропосфере является важнейшей метеорологической характеристикой для прогноза погоды, расчета миграции атмосферных примесей и решения многих других фундаментальных и прикладных задач физики атмосферы. Методы пассивного дистанционного зондирования (ДЗ) атмосферы, основанные на регистрации собственного излучения атмосферы или рассеянного и отраженного солнечного излучения, уже много лет успешно используются в США, странах Западной Европы, Японии, а в последнее время в Китае, Индии и ряде других стран для определения поля ветра по перемещению атмосферных трассеров, в качестве которых выступают облака различного уровня и неоднородности концентрации водяного пара. Первые работы по дистанционному определению векторов атмосферного движения (Atmospheric Motion Vectors – AMVs) на основе анализа последовательных изображений облаков с полярно-орбитальных спутников были выполнены в США Теодором Фуджита в начале 1960-х годов (см. обзор (Menzel, 2001) и обширную библиографию в нем). Вывод на орбиту первого геостационарного спутника США ATS-1 в декабре 1966 г. дал мощный импульс развитию ди-

станционных методов определения векторов атмосферных движений. Запуск в 1978 г. первого европейского геостационарного спутника Meteosat с радиометром MIVIRI (Meteosat Visible and Infrared Imager), имевшим канал водяного пара, центрированный на длине волны 6.3 мкм, явился очередным значительным шагом вперед в деле получения векторов ветра по спутниковым данным. Информация, получаемая в канале 6.3 мкм, позволила использовать неоднородности водяного пара для определения векторов ветра в безоблачных областях в средней и верхней тропосфере (Eigenwillig, Fischer, 1982).

В 1970- и 1980-х годах векторы горизонтального ветра по движению облаков получали по данным геостационарного спутника, используя комбинацию автоматической и ручной технологий. Полностью автоматизированный расчет векторов горизонтального ветра по смещению облаков (на основе данных в видимом и ИК-диапазонах длин волн) и неоднородностей водяного пара (данные в каналах водяного пара) стал применяться в оперативной работе с 1996 г. в США (NESDIS – National Environmental Satellite, Data and Information Service) и несколько позже в Европе (EUMETSAT – European Organization for the Exploitation of Mete-

orological Satellites) (Menzel, 2001). В настоящее время информация о поле горизонтального ветра в нижнем (с давлением p в диапазоне $700 \text{ гПа} < p \leq 1000 \text{ гПа}$), среднем ($400 \text{ гПа} < p \leq 700 \text{ гПа}$) и верхнем ($p \leq 400 \text{ гПа}$) слоях атмосферы поставляется потребителям, в частности, в прогностические центры США, Западной Европы, Японии, в оперативном режиме каждые 3 ч (Irving et al., 2008; Holmlund et al., 2008; Oyama, Shimoji, 2008). При этом, используя различные методы привязки трассеров по высоте и различные оптические диапазоны, может быть получена информация о горизонтальной скорости ветра практически во всей толще тропосферы с разрешением по давлению до $\Delta p \leq 50 \text{ гПа}$. Результаты ежемесячных сравнений вычисленных значений векторов ветра и радиозондовых наблюдений в соответствии с рекомендациями координационной группы по спутниковой метеорологии ВМО (Coordination Group for Meteorological Satellites – CGMS) распространяются заинтересованным организациям и лицам. Среднеквадратическое отклонение расчетных значений модуля скорости ветра от радиозондовых как в США, так и в Европе и Японии изменяется для облачных трассеров от 3–4 м/с в нижнем слое до 5–8 м/с в верхнем слое; для водяного пара – от 4–6 м/с в нижнем слое до 5–9 м/с в среднем и верхнем слоях (Irving et al., 2008; Holmlund et al., 2008; Oyama, Shimoji, 2008). Информация о сравнении направлений векторов ветра приводится крайне нерегулярно. Из имеющихся данных можно заключить, что направление вектора ветра определяется с точностью около $\pm 20^\circ$.

Спутниковые методы имеют несомненные преимущества перед традиционными методами радиозондирования в виде оперативности, однородности данных, высокого пространственного и временного разрешения. Аппаратура современных геостационарных метеорологических спутников позволяет получать изображение диска Земли с разрешением в подспутниковой точке лучше 1 км в видимом диапазоне длин волн и около 3 км в ИК-диапазоне. Наименьший временной интервал между снимками в обычном режиме составляет 15 мин для европейских геостационарных метеорологических спутников второго поколения (MSG) и 7.5 мин – для американских геостационарных метеорологических спутников GOES (Irving et al., 2008; Holmlund et al., 2008). При этом метод быстрого сканирования (rapid scanning) позволяет получать изображения с временным интервалом 1–3 мин.

Особую ценность спутниковые методы определения полей ветра представляют для областей опасных атмосферных явлений, в частности для тропических циклонов (ТЦ), в зоне действия которых практически невозможно применять традиционные методы радиозондирования. С помо-

щью спутниковых методов получают уникальные данные о полях ветра на разных атмосферных уровнях в окружении и активной зоне ТЦ, в том числе в облачной стене и в глазе бури, которые используются для совершенствования методов прогноза развития и перемещения ТЦ (Goerss et al., 1998; Soden et al., 2001).

Основные тенденции развития за рубежом работ по спутниковым методам определения полей ветра в атмосфере состоят в:

- ассимиляции спутниковых ветров в схемы численных прогнозов погоды. При этом основной вывод состоит в том, что ассимиляция позитивно влияет на качество прогнозов для всех регионов и на всех временных масштабах;

- использовании спутниковых ветров для целей наукастинга (сверхкраткосрочного прогнозирования);

- развитии методов определения мезомасштабных полей ветра, позволяющих определять важные для прогноза погоды атмосферные процессы (вертикальный сдвиг ветра, конвективные потоки, средне- и верхнеуровневую дивергенцию, завихренность и др.);

- повышении точности определения векторов ветра (привязка по высоте до сих пор является главным источником ошибок);

- развитии активных методов зондирования – доплеровских лидаров на космических платформах.

Характеристики атмосферных движений не ограничиваются только горизонтальной скоростью ветра. Большое значение имеют турбулентные характеристики и вертикальная компонента скорости ветра. Атмосферные движения, как правило, турбулизованы. В ряде случаев процессы турбулентного обмена преобладают над процессами направленного переноса. Атмосферная турбулентность представляет значительную опасность для авиации (Богаткин, 2005). Вертикальные движения в атмосфере определяют очень важные процессы развития облачных структур, зарождение и развитие мезоциклонов, динамику ТЦ. Широко используемые за рубежом спутниковые методы пассивного зондирования не позволяют определять турбулентные характеристики и вертикальную компоненту скорости атмосферного ветра. Существенное продвижение вперед в этом вопросе могут обеспечить активные методы зондирования, прежде всего лидары, установленные на космических платформах (Stoffelen et al., 2005). Однако эти методы находятся пока в экспериментальной стадии разработки.

Цель настоящей статьи – последовательное изложение метода определения характеристик атмосферных движений, основанного на данных пассивного ДЗ атмосферы с геостационарного спутника. Метод позволяет одновременно определять не только вектор скорости ветра (\mathbf{V}), но

также завихренность ($\text{rot}\mathbf{V}$) и коэффициент мезомасштабной турбулентной диффузии (K_d). Приведены результаты расчетов динамических характеристик атмосферы по информации о собственном излучении атмосферы, принимаемом в каналах водяного пара (6.2 мкм и 7.3 мкм) радиометра SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) европейских геостационарных метеорологических спутников MSG-1 (Meteosat-8) и MSG-2 (Meteosat-9), а также результаты их валидации по независимым данным.

ОПИСАНИЕ МЕТОДА

Отдельные элементы физико-математической модели используемого метода определения характеристик атмосферных движений изложены в работах (Нерушев, Крамчанинова, 1993; Нерушев и др., 2007). Суть используемого подхода 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 для проведения конкретных оценок будем рассматривать метод применительно к зондированию атмосферы в каналах водяного пара. Радиометр SEVIRI европейских геостационарных метеорологических спутников второго поколения (MSG) имеет 12 каналов: три канала в видимой области спектра и девять – в ИК-области, в том числе два канала водяного пара и один озоновый. Каналы водяного пара с центрами 6.2 мкм и 7.3 мкм имеют максимумы весовых функций для условий средних широт на уровнях приблизительно 350 гПа и 500 гПа соответственно. При этом полуширины весовых функций составляют приблизительно 300 гПа для каждого канала (<http://www.eumetsat.int/>). Таким образом, можно считать, что эффективные излучающие слои атмосферы для этих каналов заключены соответственно между уровнями 200–500 гПа и 350–650 гПа для условий средних широт. В тропических широтах эффективные излучающие слои расположены несколько выше.

Поле $U(x, y, z, t)$, как известно, определяется полем концентрации водяного пара и полем температуры $T(x, y, z)$. Как показано в работе (Нерушев и др., 2007), при горизонтальных градиентах температуры T и парциального давления водяного пара e , характерных для слоев атмосферы вблизи максимумов весовых функций каналов водяного пара радиометра SEVIRI и равных соответственно $(1-8) \times 10^{-3}$ К/км и $(1-4) \times 10^{-4}$ гПа/км (Атмосфера, 1991), влияние изменений e на вариации интенсивности излучения атмосферы, принимаемого радиометром, будет в 3–5 раз превос-

ходить влияние изменений T . В то же время нельзя исключать возможности преобладающего влияния поля T . Как показывают расчеты, такая ситуация может быть в случае, когда горизонтальные градиенты поля T будут в 5 и более раз превосходить упомянутые характерные градиенты T . Именно такие условия могут иметь место в области полярного струйного течения и разрыва тропопauses (Ramond et al., 1981). Во всех других случаях, в том числе в области субтропического струйного течения, 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. Расчет 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 (Бабий, 1983; Каменкович, 1973), где рассмотрен общий подход к определению кинематических характеристик случайного поля статистическими методами в движущейся сплошной среде для случайных полей любой природы, для некоторой точки M' малого элемента объема сплошной среды с центром в точке M вектор скорости $\mathbf{V}(M')$ можно представить выражением

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

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 объема среды как твердого 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 твердого тела. Элемент объема среды, находившийся в момент времени t_1 в точке M , и переместившийся к моменту времени t_2 в точку M' , за время $\tau = t_2 - t_1$ сместится на величину $\mathbf{\rho} = \mathbf{V}(M) \cdot \tau$ и повернется в пространстве вокруг “мгновенной” оси, проходящей через центр объема, согласно вектору вихря $\mathbf{\Omega} = 1/2 \cdot \text{rot}\mathbf{V} \cdot \tau$ (Седов, 1970). Кроме того, если $\mathbf{E} \neq 0$, элемент объема еще и деформируется со скоростью временной эволюции V_e , несколько изменив свою структуру, например, за счет турбулентной диффузии.

Выделение желаемого элемента объема среды с центром в точке (x, y, z) осуществляется трехмерным оператором H , представляющим собой

пространственную весовую функцию и играющую 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) путем вариаций пространственных сдвигов. По сдвигам, при которых достигается глобальный минимум взаимной структурной функции $\min D(\Delta x, \Delta y, \Delta z, \Delta \varphi, \Delta \psi, \Delta \theta, \tau)$, вычисляются три компонента переносной скорости

$$V_x = \Delta x / \tau, \quad V_y = \Delta y / \tau, \quad V_z = \Delta z / \tau \quad (1)$$

и три компонента завихренности

$$\begin{aligned} \text{rot}_x \mathbf{V} &= 2\Omega_x = 2\Delta\varphi / \tau, & \text{rot}_y \mathbf{V} &= 2\Omega_y = 2\Delta\psi / \tau, \\ \text{rot}_z \mathbf{V} &= 2\Omega_z = 2\Delta\theta / \tau, \end{aligned} \quad (2)$$

где φ, ψ, θ – эйлеровы углы координатной системы, движущейся вместе с выделенной областью поля. Результаты расчетов относятся к точке (x, y, z) и моменту времени $t = (t_1 + t_2) / 2$. Вычисление скорости временной эволюции поля V_e , обусловленной его “незамороженностью”, основано на анализе эллипсоида пространственных сдвигов (Бабий, 1983). При этом в предположении изотропности временной эволюции поля можно определить радиус эквивалентной сферы (r_e), объем которой равен объему эллипсоида. Тогда скорость V_e вычисляется как

$$V_e = r_e / \tau. \quad (3)$$

Выполняя последовательное скольжение оператором H по полю U и решая каждый раз вариационную задачу, можно найти поля переносной скорости $\mathbf{V}(x, y, z, t)$, завихренности $\text{rot} \mathbf{V}(x, y, z, t)$ и скорости временной эволюции поля $V_e(x, y, z, t)$. Определение этих динамических характеристик атмосферы можно рассматривать как обратную задачу статистического анализа случайного поля (Бабий, 1983). Отметим, что рассчитываемые таким способом значения \mathbf{V} , $\text{rot} \mathbf{V}$ и V_e отражают влияние всех масштабов, вносящих вклад в перемещение как целого и деформацию рассматриваемого объема среды.

Для нахождения всех трех компонентов \mathbf{V} и $\text{rot} \mathbf{V}$ необходима информация о трехмерном поле U для набора моментов времени t . Такая информация может быть получена, если спутниковый прибор имеет несколько (не менее трех) каналов, принимающих излучение в полосе поглощения водяного пара, максимумы весовых функций которых располагаются на разных высотах. Радиометр SEVIRI, как указано выше, имеет два канала водяного пара. Поэтому по его данным не пред-

ставляется возможным определить V_z , $\text{rot}_x \mathbf{V}$ и $\text{rot}_y \mathbf{V}$.

Данные, получаемые в каждом канале водяного пара радиометра SEVIRI, могут интерпретироваться как изображения (снимки) двумерного случайного поля $U(x, y, t)$. Использование плоской модели физически означает, что мы пренебрегаем влиянием вертикальных движений на поле U . В работе (Нерушев, Крамчанинова, 1993) показано, что даже при интервалах времени между спутниковыми снимками $\tau = 1$ ч крупномасштабные упорядоченные вертикальные движения, характерная скорость которых не превышает 2×10^{-2} м/с, не окажут заметного влияния на излучение слоя атмосферы, регистрируемое спутниковым радиометром. Мелкомасштабные вертикальные конвективные токи в безоблачной атмосфере (при горно-долинной, бризовой и других циркуляциях) с характерными горизонтальными масштабами $L < 20-30$ км, скорость в которых может достигать 1 м/с, также не окажут существенного влияния на поле U при интервалах времени между спутниковыми снимками $\tau = 15$ мин, характерных для радиометра SEVIRI.

Как отмечено в (Бабий, 1983), “незамороженность” случайного поля и турбулентная диффузия являются различными проявлениями одного и того же процесса – временной эволюции поля, поэтому естественно предположить существование связи между скоростью эволюции V_e и коэффициентом турбулентной диффузии K_d . Интерпретируя V_e как приращение радиуса-вектора L диффундирующего пятна в единицу времени ($V_e = dL/dt$), для двумерной модели диффузии получаем формулу

$$K_d = a \cdot V_e \cdot L,$$

где a – безразмерный коэффициент, приблизительно равный единице.

На рис. 1а представлено движущееся случайное плоское поле $U(x, y, t)$, на которое действует двумерный пространственный оператор $H = H(N_x, N_y, \Delta x, \Delta y, \Delta \theta)$, где N_x, N_y – размеры оператора по осям Ox и Oy соответственно. Области с центром в точке $M(x, y)$, выделенной оператором H на реализации поля в момент времени t_1 , поставлена в соответствие посредством определения минимума пространственно-временной структурной функции D_M область с центром в точке $M'(x', y')$ на реализации поля в момент времени t_2 . Последняя смещена на вектор $\mathbf{p} = MM'$ и повернута на угол $\Delta\theta$ относительно состояния на момент t_1 , а также претерпела изменения вследствие “незамороженности” поля (увеличение $\min D_M$). На рис. 1б представлены пространственная $D_M(\Delta x, \Delta y, \Delta \theta, \tau = 0)$ и пространственно-временная $D_M(\Delta x, \Delta y, \Delta \theta, \tau = t_2 - t_1)$ структурные функции, параметры

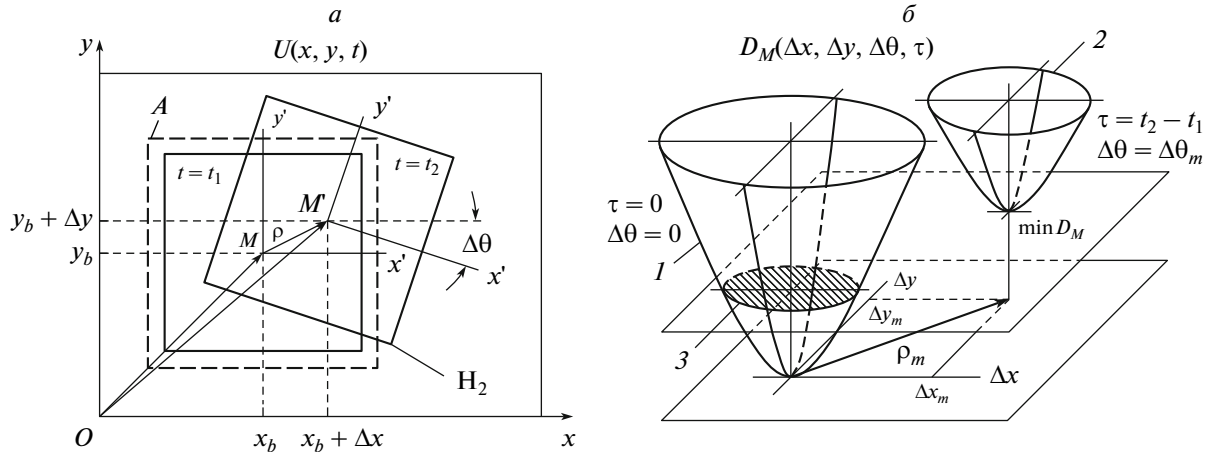


Рис. 1. Двумерная обратная задача статистического анализа случайного поля (обозначения разъяснены в тексте).

которых в соответствии с соотношениями (1)–(3) определяют искомые динамические характеристики.

АЛГОРИТМ РАСЧЕТА И ПРОГРАММНЫЕ СРЕДСТВА

Для реализации метода и проверки его работоспособности был разработан программный комплекс на языке программирования Fortran 90. Исходными данными являются снимки в каналах водяного пара 6.2 или 7.3 мкм, получаемые с радиометра SEVIRI спутников Meteosat-8 и Meteosat-9 в последовательные моменты времени (двоичные файлы, содержащие матрицы изображений в соответствующих каналах). Динамический диапазон отсчетов радиометра 0–1023, дискретность по времени – 15 мин. Оператор $H = H(N_x, N_y, \Delta x, \Delta y, \Delta \theta)$ (“окно”) задается в виде весовой функции на прямоугольнике с центром в точке (x, y) с нечетным количеством N_x, N_y пикселей снимка на сторонах, вес любого из отсчетов поля задан соответствующим множителем в каждой ячейке окна. Используется равновесная функция, где значения поля внутри окна умножаются на единицу, а вне его – на ноль.

Для базовой точки с координатами (x_b, y_b) (рис. 1а) вычисляются два сечения полной пространственно-временной структурной функции – при $\tau = 0$ $D_b(\Delta x, \Delta y, 0, 0)$ (пространственная структурная функция 1 на рис. 1б) и при $\tau = t_2 - t_1$ $D_b(\Delta x, \Delta y, \Delta \theta, \tau)$ (пространственно-временная структурная функция 2 на рис. 1б) по формуле

$$D_b(\Delta x, \Delta y, \Delta \theta, \tau) = \frac{1}{(N_x - \Delta x)(N_y - \Delta y)} \times \sum_{m=1}^{N_x - \Delta x} \sum_{n=1}^{N_y - \Delta y} [U_b(m + \Delta x, n + \Delta y, \Delta \theta, \tau) - U_b(m, n, 0, 0)]^2, \quad (4)$$

где $U_b(x + \Delta x, y + \Delta y, \Delta \theta, \tau) = H(N_x, N_y, \Delta x, \Delta y, \Delta \theta)U(x, y, t_1 + \tau)$ – выделенные оператором H области поля, $\Delta \theta \in [0, \dots, N_\theta]$, N_θ – набор значений угла поворота. Соотношения $\Delta x < N_x, \Delta y < N_y$ накладывают ограничения на область перемещения оператора H (область поиска). Как правило, в реальной ситуации $\Delta x \leq N_x/2, \Delta y \leq N_y/2$.

По координатам минимума $\Delta x_{\min}, \Delta y_{\min}$ структурной функции (рис. 1б) вычисляются компоненты V_x, V_y , модуль V и азимут α переносной скорости

$$V_x = L_x/\tau, \quad V_y = L_y/\tau, \quad V = L/\tau, \quad \alpha = \arcsin(R(\varphi_b - \varphi)/L), \quad (5)$$

где $L = \text{dist}(\varphi_b, \lambda_b, \varphi, \lambda)$ – длина вектора перемещения (M_b, M_{\min}) из базовой точки M_b с координатами (φ_b, λ_b) в точку M_{\min} с координатами (φ, λ) , определяющую положение минимума структурной функции $\min D$ в географической системе координат; $R = 6378245$ м – радиус Земли; $L_x = \text{dist}(\varphi_b, \lambda_b, \varphi_b, \lambda)$ и $L_y = \text{dist}(\varphi_b, \lambda_b, \varphi, \lambda_b)$ – длины проекций вектора (M_b, M_{\min}) на параллель и меридиан базовой точки M_b соответственно. Переход от системы координат раstra снимка к географической системе осуществляется в соответствии с (Руководство по использованию..., 1982). Получаемые результаты, относящиеся ко всему окну в целом, для удобства приписываются базовой точке. В качестве базовых точек используются узлы регулярной сетки, при этом размер ячеек сетки определяется решаемой задачей.

Для нахождения скорости временной эволюции поля и коэффициента турбулентной диффузии строится сечение пространственной структурной функции на уровне минимума пространственно-временной структурной функции 3 на рис. 1б и определяется его площадь в пикселях.

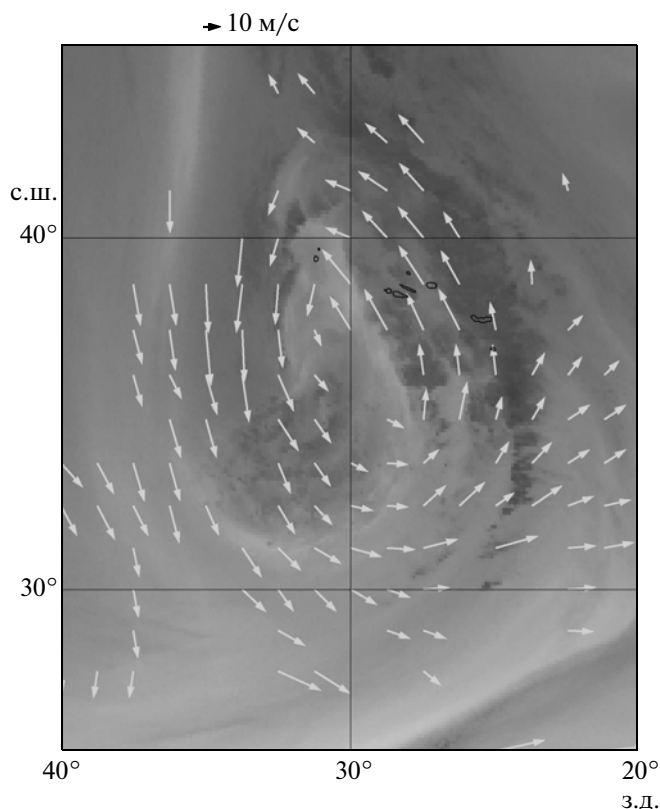


Рис. 2. Поле скорости ветра по данным радиометра SEVIRI в канале водяного пара 6.2 мкм за 12:00 UTC 14 февраля 2008 г.

С учетом искажения земной поверхности на снимке вычисляется радиус круга, эквивалентного по площади сечению пространственной структурной функции, r_e , и скорость временной эволюции в соответствии с (3), а также коэффициент турбулентной диффузии $K_d = r_e^2/\tau$.

Процедура привязки по высоте состоит в определении яркостной температуры, соответствующей конкретному отсчету радиометра SEVIRI в выбранном канале, и определении высоты интерполяцией температурного профиля в соответствующей точке поверхности Земли. Для этого используются данные температурного радиозондирования атмосферы в окрестности базовой точки (x_b, y_b) либо, при их отсутствии, температурные профили из моделей атмосферы AFGl86 (Anderson et al., 1986). С помощью таблиц (Effective Radiance..., 2008) определяется связь яркостной температуры с эффективным излучением, регистрируемым радиометром SEVIRI.

Для перехода от яркостной температуры T_b к термодинамической T используется приближенное соотношение

$$T = T_b C_2 / (C_2 + \lambda T_b \ln \alpha_{\lambda, T}), \quad (6)$$

где $\alpha_{\lambda, T}$ — спектральная поглощательная способность вещества. Выражение (6) выполняется с погрешностью $\sim 1\%$ при условии $\lambda T < 3000$ мкм К (Свет, 1982). Для водяного пара $\alpha_{\lambda, T}$ принимается равным 1.

Время расчета динамических характеристик для одной базовой точки при линейном размере рабочего “окна”, равном 51 пикселу (≈ 150 км в подспутниковой точке), составляет приблизительно 0.2 с на персональном компьютере средней производительности. На рис. 2 приведен пример расчета поля скорости ветра в области 25° – 45° с.ш., 20° – 40° з.д. (область Азорских о-вов) по данным канала 6.2 мкм за 12:00 UTC 14 февраля 2008 г. Хорошо прослеживается циклоническая циркуляция в верхней тропосфере. Наличие областей с пропусками обусловлено отсутствием подходящих для расчетов неоднородностей содержания водяного пара.

ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ МЕТОДА

В процессе разработки и апробации изложенного метода был накоплен архив снимков, охватывающий период 2006–2008 гг. Данные со спутников Meteosat-8 и Meteosat-9 принимались в Москве в Научно-исследовательском центре космической гидрометеорологии “Планета” Росгидромета (НИЦ “Планета”) в форматах HRIT/LRIT (High Rate Information Transmission / Low Rate Information Transmission). Архив содержит наборы снимков в 11 каналах (за исключением HRV — канала высокого разрешения в видимой области спектра) из пяти последовательных сеансов с 11:30 до 12:30 с 15-мин интервалом ежемесячно в течение не менее семи последовательных дней (сентябрь 2006 г.—декабрь 2008 г.), а также ежедневные данные объективного анализа поля ветра и данные радиозондирования ветра и температуры за синоптические сроки 00:00 и 12:00 (2008 г.), полученные из базы данных оперативной технологии Гидрометцентра России (АСОИ-ГМЦ).

Пространственные размеры рабочего “окна”

Принципиальным является вопрос о выборе пространственных размеров двумерного оператора H (рабочего “окна”), от которого существенно зависят объем вычислений и точность получения искомым динамических характеристик. При малом размере H за счет недостаточной статистической обеспеченности расчетные значения пространственно-временной структурной функции могут получаться с большими погрешностями. При больших размерах H существенно возрастает время расчетов. В работе (Нерушев и др., 2007) вопрос об оптимальном выборе пространственных размеров оператора H был рассмотрен нами

на основе анализа поведения функции $F_f(H)$, определяемой соотношением

$$F_f(H) = (1/N) \sum_{i=1}^N (|(f_H)_i - (f_{\text{mean}})_i| / (SD_i)), \quad (7)$$

где f обозначает одну из характеристик – V , α или K_d ; f_{H_2} – значение соответствующей характеристики при заданной величине H ; f_{mean} – среднее значение по всем H ; SD – стандартное отклонение; N – количество точек на спутниковом снимке, в которых производится вычисление указанных характеристик.

Функция $F_f(H)$, согласно ее определению (7), является средним арифметическим нормированного модуля разности $(f_H - f_{\text{mean}})$. Она характеризует среднее по всем расчетным точкам на спутниковом снимке отличие вычисляемой характеристики атмосферного движения при заданном размере рабочего окна H от среднего значения этой характеристики, найденного для всего набора линейных размеров H от 10 до 400 пикселей. Для канала 6.2 мкм радиометра SEVIRI найдено, что рабочее “окно” с линейным размером в 30–100 пикселей (~90–300 км) обеспечивает отличие всех указанных характеристик от средних значений в пределах одного стандартного отклонения. Уменьшение размеров H до 10 пикселей (~30 км) приводит к возрастанию этого отличия в 1.5–3 раза. Аналогичные зависимости получаются и для канала водяного пара 7.3 мкм. Все дальнейшие приведенные здесь расчеты, если специально не оговаривается, выполнялись с линейным размером рабочего окна в 51 пиксел.

Расчетная область снимка

Размеры пикселей снимков существенным образом зависят от географических координат рассматриваемых точек поверхности Земли, плавно увеличиваясь к краям области, для которой угол возвышения спутника над горизонтом равен или более 10° . Поэтому расчеты проводились для базовых точек, не выходящих за пределы области 50° з.д.– 50° в.д., 50° ю.ш.– 50° с.ш., где относительное изменение линейных размеров пикселей не превышает 100%. Далее по тексту эта область именуется “расчетная”. Таким образом, линейные размеры пикселей при смещении только по одной из осей в пределах расчетной области изменяются от ≈ 3 км в подспутниковой точке до ≈ 6 км на ее границе.

Точность определения вектора скорости горизонтального ветра

Оценим априорную точность расчета вектора скорости ветра по используемой модели. Мини-

мальное значение модуля вектора скорости, которое может быть определено с помощью рассматриваемого метода, определяется соотношением

$$V_{\text{min}} = \sqrt{(\Delta I_x)^2 + (\Delta I_y)^2} / \tau,$$

где ΔI_x и ΔI_y – минимальные смещения по осям Ox и Oy ; τ – интервал времени между используемыми спутниковыми снимками. Минимальные значения ΔI_x и ΔI_y равны, очевидно, размерам пиксела по соответствующим осям. Для расчетной области при $\tau = 15$ мин наименьшее значение V_{min} лежит в пределах от 3.3 до 6.6 м/с.

Для валидации результатов расчета полей вектора скорости горизонтального ветра использовались данные радиозондирования по ветру из архива, упомянутого выше. Главным критерием выбора расчетных областей было отсутствие в них облачных систем верхнего уровня и хорошо выраженная структура поля неоднородностей водяного пара. Следует заметить, что метод позволяет рассчитывать динамические характеристики атмосферы и при наличии облаков в расчетной области. Однако привязка результатов расчетов по высоте будет другой, нежели в случае безоблачной атмосферы. Поскольку существенное превышение скорости временной эволюция поля V_e над модулем V свидетельствует о преобладании на данном масштабе движения процесса турбулентного перемешивания над переносом и, следовательно, невозможности корректного определения вектора V , для сравнения использовались только те векторы ветра, для которых выполнялось соотношение $V/V_e \geq 2$.

На рис. 3 приведена гистограмма отклонений расчетных значений от радиозондовых данных для модуля скорости ветра V для января–сентября 2008 г. Все расчетные векторы попадают в область высот с давлением (250–500) гПа, т.е. в средний и верхний слои тропосферы по принятой классификации. Гистограмма не симметрична относительно нулевой величины разности $(V - V_c)$, что свидетельствует о превышении расчетных значений скорости ветра над данными радиозондов. В табл. 1 представлены результаты сравнения расчетных векторов скорости ветра по модулю V_c и азимуту α_c с соответствующими данными радиозондирования и объективного анализа (V, α) за тот же период. Из приведенных данных видно, что точность расчета вектора скорости горизонтального ветра по излагаемому здесь методу практически совпадает с точностью метода EUMETSAT как по модулю, так и по направлению в случае сравнения с данными радиозондов (см. приведенные выше оценки точности метода EUMETSAT). Именно такое сравнение применяется в используемых за рубежом методах. В то же время, в случае сравнения с данными объективного анализа, оценка точно-

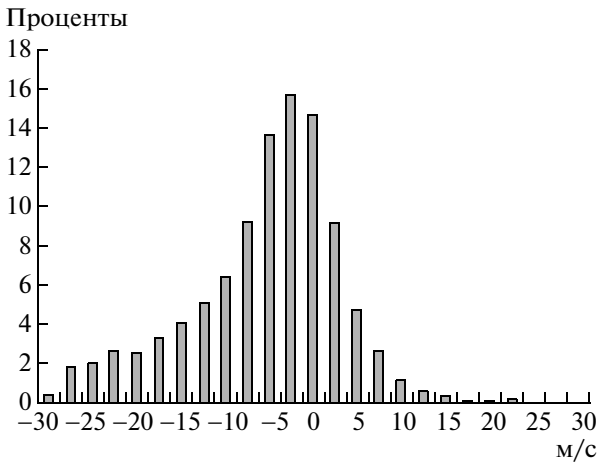


Рис. 3. Гистограмма отклонений расчетных значений модуля скорости ветра V от радиозондовых данных (количество случаев 3022).

сти расчета модуля скорости ветра по среднеквадратическому отклонению ухудшается приблизительно в 1.5 раза.

Точность определения коэффициента турбулентной диффузии

Оценка априорной точности расчета K_d так же, как для модуля скорости ветра, основана на выражении для минимального значения $(K_d)_{\min}$, которое с учетом соотношения (4) имеет вид

$$(K_d)_{\min} = S_{\min}/(\pi \cdot \tau),$$

где S_{\min} — минимально возможная площадь сечения пространственной структурной функции.

Очевидно, что за S_{\min} можно принять площадь одного пиксела. Для расчетной области при $\tau = 15$ мин наименьшее значение $(K_d)_{\min}$ лежит в пределах $(3.2-6.4) \times 10^3 \text{ м}^2/\text{с}$.

Таблица 1. Сравнение расчетных значений модуля (V_c) и азимута (α_c) вектора скорости ветра с соответствующими данными радиозондирования и объективного анализа

Параметр	Сравнение с данными радиозондирования		Сравнение с данными объективного анализа	
	Среднее арифметическое	Среднее квадратическое	Среднее арифметическое	Среднее квадратическое
$V - V_c$, м/с	-3.2	8.2	-0.7	13.6
$ \alpha - \alpha_c $, град	13.7	18.5	11.6	14.0
Количество случаев	3022		3011	

Как отмечено выше, нам не известны работы, в которых определялся бы коэффициент турбулентной диффузии в средней и верхней тропосферах на основе спутниковых данных. Более того, и другие методы дают лишь эпизодические сведения о K_d . Поэтому для валидации определяемых по спутниковым данным значений K_d мы использовали результаты работы Г.С. Голицына (Голицын, 2001), в которой получено аналитическое описание коэффициента относительной турбулентной диффузии на основе эмпирических выражений для структурных функций скорости ветра в верхней тропосфере. При этом величина $K_d(r)$ вплоть до масштаба $r \leq 2500$ км не превышает его классическую форму Ричардсона-Обухова более чем в 3.5 раза. Применяемый нами метод при изменении линейных размеров оператора H позволяет получать зависимость $K_d(r)$, отождествляя масштаб r с линейным размером H .

Расчеты, выполненные по данным канала 6.2 мкм для всего диска Земли для декабря 2005 г., января, февраля и марта 2006 г., с размерами рабочего окна H , равного 51 пикселу, показали, что пространственное распределение K_d существенно неоднородно, а сама величина K_d меняется в широких пределах — от $10^4 \text{ м}^2/\text{с}$ до $10^6 \text{ м}^2/\text{с}$. При этом гистограммы распределения K_d по величине для указанных месяцев имеют схожий характер: одномодальное распределение с максимумом в диапазоне значений $(2-6) \times 10^4 \text{ м}^2/\text{с}$. Средние значения K_d , рассчитанные по гистограммам, находятся в пределах от $(9.0 \pm 0.2) \times 10^4 \text{ м}^2/\text{с}$ до $(10.6 \pm 0.3) \times 10^4 \text{ м}^2/\text{с}$.

Для сравнения полученных по спутниковым данным зависимостей $K_d(r)$ с результатами работы (Голицын, 2001) были выполнены расчеты K_d в одних и тех же областях, но с разными размерами оператора H . При линейных размерах $H > 100$ пикселов (~ 300 км) расчетное время сильно возрастает, что практически исключает возможность получения статистически обеспеченных результатов, позволяющих построить гистограмму распределения K_d по величине. Поэтому мы ограничились значениями $H \leq 100$ пикселов. При этом для $H = 100$ пикселов полученные значения K_d значительно хуже статистически обеспечены, чем для меньших H . Были рассчитаны средние значения коэффициента турбулентной диффузии $(K_d)_{\text{mean}}$ для разных значений r , различных географических областей (средние широты, весь видимый диск Земли), различных сезонов (весна, лето) и атмосферных ситуаций — области преимущественно турбулизованных и преимущественно ламинарных движений, ТЦ и струйных течений). Результаты расчетов вместе с теоретическими

кривыми $K_d(r)$ из работы (Голицын, 2001) представлены на рис. 4. Видно, что рассчитанные по спутниковым данным значения $(K_d)_{\text{mean}}$ в целом хорошо совпадают с теоретическими кривыми для значений $20 \text{ км} \leq r \leq 300 \text{ км}$. Нижний предел масштаба $r \geq 20 \text{ км}$ определяется пространственным разрешением радиометра SEVIRI (3 км в ИК-области) и применяемым методом расчета. Количественное сравнение рассчитанных значений $(K_d)_{\text{mean}}$ с теоретическими для двух диапазонов значений r приведено в табл. 2. Как следует из рис. 4 и табл. 2, в области масштабов $20 \text{ км} \leq r \leq 150 \text{ км}$ расчетные значения $(K_d)_{\text{mean}}$ лучше согласуются с теоретической кривой Голицына Г.С., а для больших масштабов – с кривой Ричардсона–Обухова.

Точность определения завихренности

Вертикальная составляющая вихря вектора скорости ветра $\text{rot}_z \mathbf{V}$ (завихренность), как известно, используется в метеорологии для описания, в частности, вихревых движений и инерционной неустойчивости в условиях конвекции (Воробьев, 1991). Для горизонтального поля ветра \mathbf{V} завихренность рассчитывается по известной формуле

$$\text{rot}_z \mathbf{V} = dV_y/dx - dV_x/dy.$$

Очевидны по крайней мере два недостатка этого метода. Во-первых, средняя высота векторов ветра, полученных из анализа спутниковых снимков, изменяется в пространстве, и, следовательно, возникает дополнительная задача интерполирования их на одинаковую высоту перед расчетом горизонтальных градиентов, необходимых для расчета завихренности. Во-вторых, так получаемое значение завихренности соответствует пространственному масштабу, превышающему масштаб используемых для его расчета данных о поле ветра, поскольку для вычисления градиентов обычно используются центральные разделенные разности. Обсуждаемый же метод позволяет получить завихренность непосредственно из первичных данных – спутниковых снимков – одновременно с другими динамическими характеристиками атмосферы, на том же пространственном масштабе и независимо от них.

Диапазон определяемых обсуждаемым методом значений завихренности $|\text{rot}_z \mathbf{V}|$ ограничивается снизу минимальным регистрируемым значением $\Delta\theta_{\text{min}}$ угла поворота рабочего окна

$$(\text{rot}_z \mathbf{V})_{\text{min}} = 2\Delta\theta_{\text{min}}/\tau.$$

В силу дискретности снимка это значение существенно зависит от линейных размеров окна (см. рис. 5). Для рабочего окна, использовавшегося для большей части расчетов (51×51 пиксел),

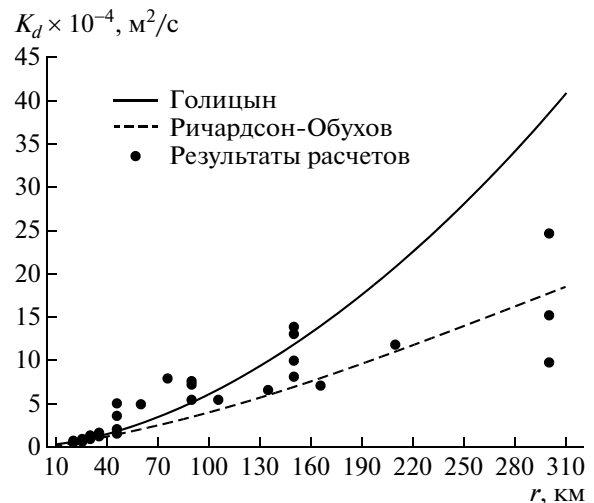


Рис. 4. Сравнение рассчитанных по спутниковым данным средних величин коэффициента горизонтальной мезомасштабной турбулентной диффузии (точки) для разных значений масштаба r с теоретическими кривыми из (Голицын, 2001).

$$\Delta\theta_{\text{min}} = 1.1^\circ, \text{ и, следовательно, при } \tau = 15 \text{ мин} \\ |\text{rot}_z \mathbf{V}|_{\text{min}} = 4.3 \times 10^{-5} \text{ с}^{-1}.$$

К сожалению, провести корректное сопоставление рассчитываемых значений завихренности с независимыми данными не представляется возможным в силу отсутствия последних за соответствующее спутниковым снимкам время. Можно только констатировать, что получающиеся в расчетах величины $\text{rot}_z \mathbf{V}$, лежащие в интервале $(5-20) \times 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, соответствуют имеющимся в литературе данным о величинах мезомасштабной завихренности в атмосфере (см., например, (Rabin et al., 2001), где приведены значения для абсолютной завихренности, лежащие преимущественно в интервале $(2-8) \times 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, причем максимальные значения доходят до $1.4 \times 10^{-4} \text{ с}^{-1}$).

Таблица 2. Сравнение расчетных средних значений K_d в ($\text{м}^2/\text{с}$) с теоретическими кривыми Голицына ($K_d)_G$ и Ричардсона–Обухова ($K_d)_{R-O}$

Вариант	20 км ≤ r ≤ 150 км		20 км ≤ r ≤ 300 км	
	Среднее арифметическое ×10 ⁻⁴	Среднее квадратическое ×10 ⁻⁴	Среднее арифметическое ×10 ⁻⁴	Среднее квадратическое ×10 ⁻⁴
$(K_d) - (K_d)_G$	0.47	1.8	-1.95	7.2
$(K_d) - (K_d)_{R-O}$	1.68	2.6	1.35	3.0
Количество значений K_d	30		35	

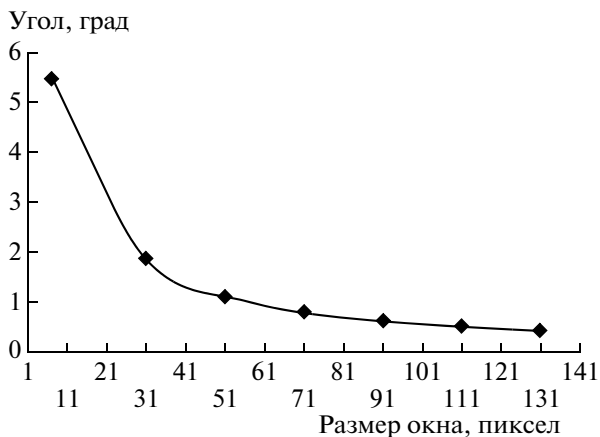


Рис. 5. Зависимость величины минимального регистрируемого угла поворота рабочего окна от линейного размера квадратного рабочего окна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение кратко сформулируем основные результаты работы.

1. Детально описан развитый авторами метод определения динамических характеристик атмосферы по данным зондирования с геостационарных метеорологических спутников, основанный на использовании в качестве трассеров неоднородностей поля концентрации консервативной примеси и применении корреляционно-экстремальных алгоритмов. Метод, в отличие от широко применяемых за рубежом, позволяет определять не только поле вектора скорости ветра, но также коэффициент мезомасштабной турбулентной диффузии и завихренность на одном масштабе движения воздушной массы.

2. На примере обработки данных зондирования атмосферы радиометром SEVIRI европейских геостационарных метеорологических спутников Meteosat-8 и Meteosat-9 в каналах водяного пара с центрами 6.2 мкм и 7.3 мкм и сравнения результатов с данными независимых наблюдений и теоретическими моделями оценены точности расчета вектора горизонтальной скорости ветра \mathbf{V} и коэффициента горизонтальной мезомасштабной турбулентной диффузии K_d .

3. Среднеквадратическое отклонение расчетных значений модуля \mathbf{V} от данных радиозондов для всего видимого диска Земли в слое 250–500 гПа составляет приблизительно 8 м/с. Среднеквадратическое отклонение азимута \mathbf{V} находится в пределах 15° – 20° . Таким образом, точность разработанного метода практически совпадает с точностью используемых за рубежом методов определения скорости ветра. Сравнение с данными объективного анализа дает ухудшение оценки точности расчета модуля скорости ветра по среднеквадратическому отклонению приблизительно в 1.5 раза.

4. В области масштабов $20 \text{ км} \leq r \leq 150 \text{ км}$ расчетные значения средней величины коэффициента горизонтальной мезомасштабной турбулентной диффузии лучше согласуются с теоретической кривой Г.С. Голицына, а для больших масштабов — с кривой Ричардсона–Обухова.

5. Подчеркнем, что изложенный здесь метод может быть применен для расчета указанных динамических характеристик атмосферы не только по данным зондирования в полосах поглощения водяного пара, но и в других спектральных областях, где в качестве трассеров в тропосфере выступают облака различного уровня, а в стратосфере — неоднородности поля содержания озона.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 08-05-00885).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атмосфера. Справочник. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 509 с.
- Бабий В.И. Мелкомасштабная структура поля скорости звука в океане. Л.: Гидрометеоздат, 1983. 200 с.
- Богаткин О.Г. Авиационная метеорология. СПб.: РГМУ, 2005. 328 с.
- Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 616 с.
- Голицын Г.С. Объяснение закона относительной турбулентной диффузии в атмосфере и на поверхности океана // ДАН. 2001. Т. 380. №. 5. С. 676–679.
- Каменкович В.М. Основы динамики океана Л.: Гидрометеоздат, 1973. 240 с.
- Нерушев А.Ф., Крамчанинова Е.К. Определение динамических характеристик средней тропосферы по данным спутника METEOSAT в полосе поглощения водяного пара // Исслед. Земли из космоса. 1993. № 1. С. 74–79.
- Нерушев А.Ф., Крамчанинова Е.К., Соловьев В.И. Определение характеристик атмосферных движений по данным многоволнового зондирования из космоса // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 3. № 4. С. 442–450.
- Руководство по использованию спутниковых данных в анализе и прогнозе погоды / Под ред. И.П. Ветлова, Н.Ф. Вельтищева. Л.: Гидрометеоздат, 1982. 300 с.
- Свет Д.Я. Оптические методы измерения истинных температур. М.: Наука, 1982. 297 с.
- Седов Л.И. Механика сплошной среды. Т. 1. М.: Наука, 1970. 492 с.
- Anderson G.P., Clough S.A., Kneizys F.X., Chetwynd J.H. Jr., Shettle E.P. AFGL atmospheric constituent profiles (0–120 km) // AFGL-TR-86-0110. 1986. № 954. 43 p.
- Desbois M., Szejwach G., Waldteufel P. The dynamic of Polar jet streams as depicted by the Meteosat WV channel radiance field // Monthly Weather Rev. 1981. V. 109. P. 2164–2176.
- Effective radiance and brightness temperature relation for Meteosat-8 and 9. EUM/OPS-MSG/TEN/08/ 0024. 28 January 2008. <http://www.eumetsat.int/>.

- Eigenwillig N., Fischer H.* Determination of midtropospheric wind vectors by tracking pure water vapor structures in Meteosat water vapor image sequences // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 1982. V. 63. № 1. P. 44–58.
- Goerss J., Velden C.S., Hawkins J.* The impact of multispectral GOES-8 wind information on Atlantic tropical cyclone track forecasts in 1995. Part 2: NOGAPS forecasts // Mon. Wea. Rev. 1998. V. 126. P. 1219–1227.
- Holmlund K., Smet A., Gustafsson J., Elliott S.* Status report on the operational deviation of atmospheric motion vectors at EUMETSAT // Proc. 9-th Int. Winds Workshop. Darmstadt. 2008. EUMETSAT EUM. P. 51. <http://www.eumetsat.int/>.
- Irving A., Qi H., Pennoyer W., Potash R., Rollins R.* Operational satellite wind product processing at NOAA/NESDIS: A Status Report // Proc. 9-th Int. Winds Workshop. Darmstadt. 2008. EUMETSAT. EUM P. 51. <http://www.eumetsat.int/>.
- Menzel W.P.* Cloud tracking with satellite imagery: from the pioneering work of Ted Fujita to the present // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2001. V. 82. № 1. P. 33–47.
- Oyama R., Shimoji K.* Status of and future plans for JMA'S atmospheric motion vectors // Proc. 9-th Int. Winds Workshop. Darmstadt. 2008. EUMETSAT. EUM P. 51.
- Rabin R.M., Brunner J., Hane C., Haynes J.* Water vapor winds in vicinity of convection and winter storms. P3.4. 11-th Conf. Satellite Meteorology and Oceanography. 15–18 October 2001. Madison, WI. <http://www.cimss.ssec.wisc.edu/>.
- Soden B.J., Velden C.S., Tuleya R.E.* The impact of satellite winds on experimental GFDL hurricane model forecasts // Mon. Wea. Rev. 2001. V. 129. P. 835–852.
- Stoffelen A., Marseille G.-J., Barkmeijer J.* Sensitivity approach to Study Doppler Wind Lidar Sampling Requirements for Extreme Weather Prediction // Proc. Winds Workshop. Darmstadt, 2005. EUMETSAT. EUM P. 42. P. 399–404.

Method for Determining Characteristics of Atmospheric Motions from the Measurement Data of Meteorological Geostationary Satellites

A. F. Nerushev¹, E. K. Kramchaninova²

¹Research and Production Association "Typhoon", Obninsk, Kaluga Region

²Scientific Research Center of Space Hydrometeorology "Planeta", Moscow

The method of determining the dynamic characteristics of the atmosphere from the satellite sounding data developed by the authors is described in detail. The method is based on the use of heterogeneities of the conservative admixture concentration field as tracers and the use of the correlation-extreme method. The calculation accuracies of the wind horizontal speed vector \mathbf{V} and the coefficient of horizontal mesoscale turbulent diffusion K_d are estimated from the data of atmospheric soundings obtained by the radiometer SEVIRI operating on board the European geostationary satellites Meteosat-8 and Meteosat-9 in the 6.2 and 7.3 μm centers of water vapor channels with the use of the results of comparison of independent observations and theoretical models. It is shown that the accuracy of \mathbf{V} calculations with the method developed practically coincide with that of widely used foreign methods. In contrast to the methods used abroad the present method allows one not only to determine the wind speed vector field but also the coefficient of mesoscale turbulent diffusion and diffusivity in one scale of air mass motion.

Key words: atmospheric tracer, geostationary meteorological satellite, wind speed, coefficient of turbulent diffusion, remote sounding, correlation-extreme method