ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА, 2017, том 53, № 2, с. 200–214

УДК 551.551

ОЦЕНКА СПИРАЛЬНОСТИ В АТМОСФЕРНОМ ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ ПО ДАННЫМ АКУСТИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

© 2017 г. Н. В. Вазаева[a, b, *], О. Г. Чхетиани[a, c], Р. Д. Кузнецов[a, d], М. А. Каллистратова[a], В. Ф. Крамар [a], В. С. Люлюкин[a], Д. Д. Кузнецов[a]

[a] *Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН*
119017 Москва, Пыжевский пер., 3

[b] *Московский государственный технический университет им. Н.Э. Баумана*
105005 Москва, 2-я Бауманская ул., 5, стр. 1

[c] *Институт космических исследований РАН*
117997 Москва, ул. Профсоюзная, 84/32

[d] *Финский метеорологический институт*
FI 00101 Хельсинки, Финляндия

**E-mail: ifanataly@gmail.com*

Поступила в редакцию 22.12.2015 г.
После доработки 18.03.2016 г.

По результатам акустического зондирования в атмосферном пограничном слое получены распределения спиральности поля скорости. Значение спиральности крупномасштабных движений (0.3–0.6 м/с^2) на порядок превосходят ее независимо измеренные турбулентные значения, к которым оказываются близки значения средней по слою спиральности (0.02–0.12 м/с^2). В условиях отсутствия сильной конвекции обнаружена хорошая корреляция спиральности с квадратом скорости ветра на верхних уровнях зондирования (400–600 м).

Ключевые слова: АПС, акустическое зондирование, численное моделирование, спиральность

DOI: 10.7868/S0002351517020109

ВВЕДЕНИЕ

Начиная с 1950-х гг., особый интерес стал привлекаться к явлениям мезомасштабной циркуляции в АПС, ее характерным проявлениям, в частности, таким как квазипериодические валиковые структуры – упорядоченные спиралевидные вихри (роллы) с горизонтальной осью [1, 2]. Подобные долгоживущие вихри образуются уже при достаточно слабом ветре 2–3.5 м/с [3], когда происходит перестройка трехмерных конвективных ячеек в продольно ориентированные, и они хорошо визуализируются так называемыми “облачными улицами”, отчетливо видимыми на спутниковых изображениях [4]. Их горизонтальные масштабы составляют 3–5 км [3].

Структуры мезомасштабной циркуляции в АПС влияют на характеристики турбулентности, формируют профиль среднего течения, играют существенную роль в процессах перемешивания, в процессах переноса влаги, тепла и других субстанций через АПС в свободную атмосферу. Согласно оценкам, сделанным в [5–7], вторичные потоки воздуха в виде валиковых структур отвечают за 20–60% всего тепло-массопереноса через АПС.

Одной из значимых характеристик когерентных структур в АПС является спиральность – скалярное произведение поля скорости и завихренности [8]:

$$H = \mathbf{v}\,\mathrm{rot}(\mathbf{v}).$$

Крупномасштабные течения в АПС, структура которых определяется совместным действием турбулентного трения и силы Кориолиса, обладают ненулевой спиральностью [9–11]. Соответственно, турбулентные движения в АПС характеризуются ненулевой спиральностью [12], что было подтверждено непосредственно в натурных экспериментах Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН [13, 14] и результатами прямого численного (DNS) моделирования [15]. Особый интерес к спиральности вызван ее ролью в генезисе и динамике крупномасштабных движений атмосферы и океана [16], преимуществами от параметризации ее динамического эффекта в мезомасштабных моделях АПС [17] и возможным ее использованием в качестве прогностического фактора [18].

Для получения данных о значениях спиральности необходимо знать пространственные распределения скорости ветра.

В настоящем исследовании проведен анализ результатов акустического зондирования атмосферного пограничного слоя, выполненных в экспедициях ИФА им. А.М. Обухова РАН в аридно-степных зонах юга России в Черноземельском районе республики Калмыкия (2007 г.) [3], на базе Цимлянской научной станции (2012 г.) [14] и на Шпицбергене (2009 г.) [19]. На основе данных наблюдений получены профили компонент поля скорости на высотах до 400–600 м (на Шпицбергене – до 100 м) с шагом 10–30 м и временны́м разрешением 5–10 с. Рассчитано пространственное распределение спиральности и ее временной ход, проведено сравнение с теоретическими оценками и расчетами по мезомасштабной атмосферной модели WRF-ARW.

1. СПИРАЛЬНОЕ ТЕЧЕНИЕ В ЭКМАНОВСКОМ ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ

Компоненты поля скорости для экмановского течения с условиями прилипания на нижней границе имеют вид:

$$U(z) = U_G\left(1 - \exp\left(-\frac{z}{h}\right)\cos\frac{z}{h}\right) - V_G\exp\left(-\frac{z}{h}\right)\sin\frac{z}{h}, \quad (1)$$

$$V(z) = V_G\left(1 - \exp\left(-\frac{z}{h}\right)\cos\frac{z}{h}\right) + U_G\exp\left(-\frac{z}{h}\right)\sin\frac{z}{h}. \quad (2)$$

Здесь $h = \sqrt{K/\Omega}$ – экмановский масштаб; Ω – частота внешнего вращения (вращения Земли); V_G, U_G – компоненты скорости геострофического ветра в свободной атмосфере; z – вертикальная координата; K – коэффициент турбулентной вязкости, вводимый по аналогии с кинематической вязкостью. Такой подход широко применяется при решении уравнений Экмана и исследовании задач устойчивости [8, 20], анализе мезомасштабных движений в АПС [21].

Спиральность в данном случае определяется только горизонтальными компонентами завихренности и имеет вид [8, 10, 11]:

$$H(z) = -U(z)\frac{\partial V}{\partial z} + V(z)\frac{\partial U}{\partial z}. \quad (3)$$

Подставив (1) и (2) в (3), получаем для вертикального распределения спиральности [8]:

$$H(z) = u_g^2 h^{-1}\left\{\exp\left(-\frac{z}{h}\right)\left(\sin\frac{z}{h} - \cos\frac{z}{h}\right) + \exp\left(-\frac{2z}{h}\right)\right\},$$

здесь $u_g^2 = U_G^2 + V_G^2$.

Откуда после интегрирования по вертикальной координате получим, что интегральная спиральность H_{int} в точности равна одной второй квадрата скорости геострофического ветра [10]:

$$H_{\text{int}} = \int_0^\infty H(z)dz = \frac{1}{2}(U_G^2 + V_G^2). \quad (4)$$

С учетом реальной структуры турбулентного АПС при различных типах стратификации значения интегральной спиральности будут отличными от (4). Тем не менее формула (4) может использоваться в качестве ее оценки и, как показано ниже, хорошо отражает ее временную динамику.

В дополнение приведем значения интегральной спиральности для простых модификаций экмановского профиля, уже обеспечивающих уменьшение угла поворота по сравнению с экмановским значением 45°.

При учете вклада турбулентной спиральности в напряжения Рейнольдса [12]

$$H_{\text{int}} = \frac{1}{2}(U_G^2 + V_G^2)((1 + g^2)^{1/2} - g),$$

где $g \sim 0.1$–0.3 характеризует турбулентную спиральность. Для решения Тэйлора [22], в котором на нижней границе рассматриваются условия проскальзывания $\frac{\partial U(V)}{\partial z} = \lambda U(V)$, где $\lambda = \frac{1}{\epsilon H}$, для интегральной спиральности имеем

$$H_{\text{int}} = \frac{(U_G^2 + V_G^2)}{2\left(1 + \frac{2\epsilon^2}{2\epsilon + 1}\right)}.$$

2. АППАРАТУРА И УСЛОВИЯ ПРОВЕДЕНИЯ ИЗМЕРЕНИЙ

Во всех экспедициях, перечисленных во Введении, измерения вертикальных профилей компонент скорости ветра проводились методом акустического зондирования атмосферы. Акустические локаторы – содары – появились в 1970-х годах на базе идей А.М. Обухова о применении явления рассеяния звука на мелкомасштабных турбулентных неоднородностях для атмосферных исследований [23]. Надежность и точность содарных измерений исследовалась в течение многих лет [24]. В настоящее время акустическое зондирование является хорошо апробированным методом исследования нижней части АПС [25, 26], и широко применяется во всем мире [27, 28].

В наших измерениях использовались разработанные и изготовленные в ИФА РАН доплеровские трехкомпонентные моностатические содары ЛАТАН-3М и минисодары ЛАТАН-3м с частотно-кодированным зондирующим импульсом (измерение вертикальных профилей трех компонент скорости ветра) [3, 29, 30].

1. В период с 21 июля по 1 августа 2007 г. содарные измерения проводились в прикаспийской низменности в республике Калмыкия вблизи поселка Комсомольский, южнее национального парка "Черные земли". Три пространственно разнесенных содара были объединены в единую сеть при помощи радиотелефонов и синхронизировались по сигналам со спутников системы GPS [3]. Для оценки вертикальной протяженности восходящих конвективных потоков воздуха использовался длинноволновый содар ЛАТАН-3М с разрешающей способностью по высоте 30 м, интервалом излучения пакетов импульсов 10 с, высотным диапазоном 800 м и базовой несущей частотой 2 кГц. Три минисодара с вертикальным разрешением 20 м, периодом следования импульсов 5 с, высотным диапазоном 400 м, базовой несущей частотой 3.5 кГц располагались в вершинах треугольника, с длинами сторон 3.5, 1.4 и 3.2 км. Такая конфигурация позволяла оценить горизонтальные масштабы конвективных движений и детали пространственной структуры вихревых когерентных образований.

2. В период со 2 по 26 августа 2012 г. содарные измерения проводились на Цимлянской научной станции ИФА параллельно с измерениями, представленными в работе [14], в которой содержится подробное описание места и условий проведения работ. Использовался один минисодар ЛАТАН-3м с улучшенным до 10 м вертикальным разрешением.

3. В период с 3 по 13 мая 2009 г. измерения проходили на о. Шпицберген. Содары располагались на леднике Конгсвеген [19]. Использовались два минисодара ЛАТАН-3м.

Измерения проводились круглосуточно. Временной ход распределения вертикальной скорости в Калмыкии и на Цимлянской научной станции (см., например, рис. 5) хорошо иллюстрирует смену режимов стратификации: устойчивого на неустойчивый, и наоборот. Для устойчивой стратификации вертикальная скорость на высоте пограничного слоя изменяет знак на противоположный. На Шпицбергене в период измерений наблюдался устойчивый режим стратификации.

3. МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ И МОДЕЛИРОВАНИЯ

Имеющиеся данные позволяют нам рассчитывать только горизонтальные компоненты спиральности. Следует отметить, что в обычных условиях основной вклад в спиральность дает ее горизонтальная составляющая являющаяся, в частности, определяющей для валиковой мезомасштабной циркуляции в АПС [9, 31]. Значения вертикальной составляющей в данном случае оказываются в 5–10 раз меньше горизонтальной, поскольку определяются произведением вертикальной скорости на значения горизонтального сдвига, значительно меньшего, чем вертикальный (см., например, таблицу в [31]). На это указывают и наблюдаемые значения вертикальной компоненты турбулентной спиральности в АПС [13, 14], очевидным образом связанной с ее значениями для движений крупных масштабов. Далее, говоря о спиральности, мы будем подразумевать горизонтальную компоненту, вычисляемую согласно (3).

Отметим, что вертикальная составляющая спиральности оказывается значительной и превосходящей горизонтальную для интенсивных атмосферных вихрей типа торнадо и пыльных дьяволов.

При вычислении спиральности используется осредненное значение компонент скорости ветра. Для этой цели применялся прямоугольный фильтр. Выбор временнóго интервала осреднения проводился эмпирическим путем и составлял в данном случае 10 мин. При таких значениях хорошо воспроизводилась пространственно-временнáя структура поля скорости. На рис. 1 на примере данных эксперимента Калмыкии от 25 июля 2007 г., показано, как выбор интервала осреднения влияет на временной ход осредненной вертикальной компоненты скорости и средней по слою спиральности.

Поскольку полученные с помощью доплеровских содаров профили компонент скорости ветра даже после осреднения остаются достаточно изрезанными, то для оценки вертикальных производных скорости ветра использовалось сглаживание профилей скорости. Проводилась их аппроксимация кубическими сплайнами с последующим вычислением производных уже от гладкого профиля.

Вертикальные компоненты скорости ветра лучше, чем горизонтальные позволяют визуализировать наблюдаемые в атмосферном пограничном слое структуры. В дальнейшем мы будем также использовать данные для вертикальной компоненты скорости ветра. Так, на рис. 2 для 28 июля показаны проекции скорости ветра на оси X, Y, Z, а также изменение скорости по высоте и во времени. Начиная примерно с 12 ч дня образуются мезомасштабные структуры. Это может быть проил-

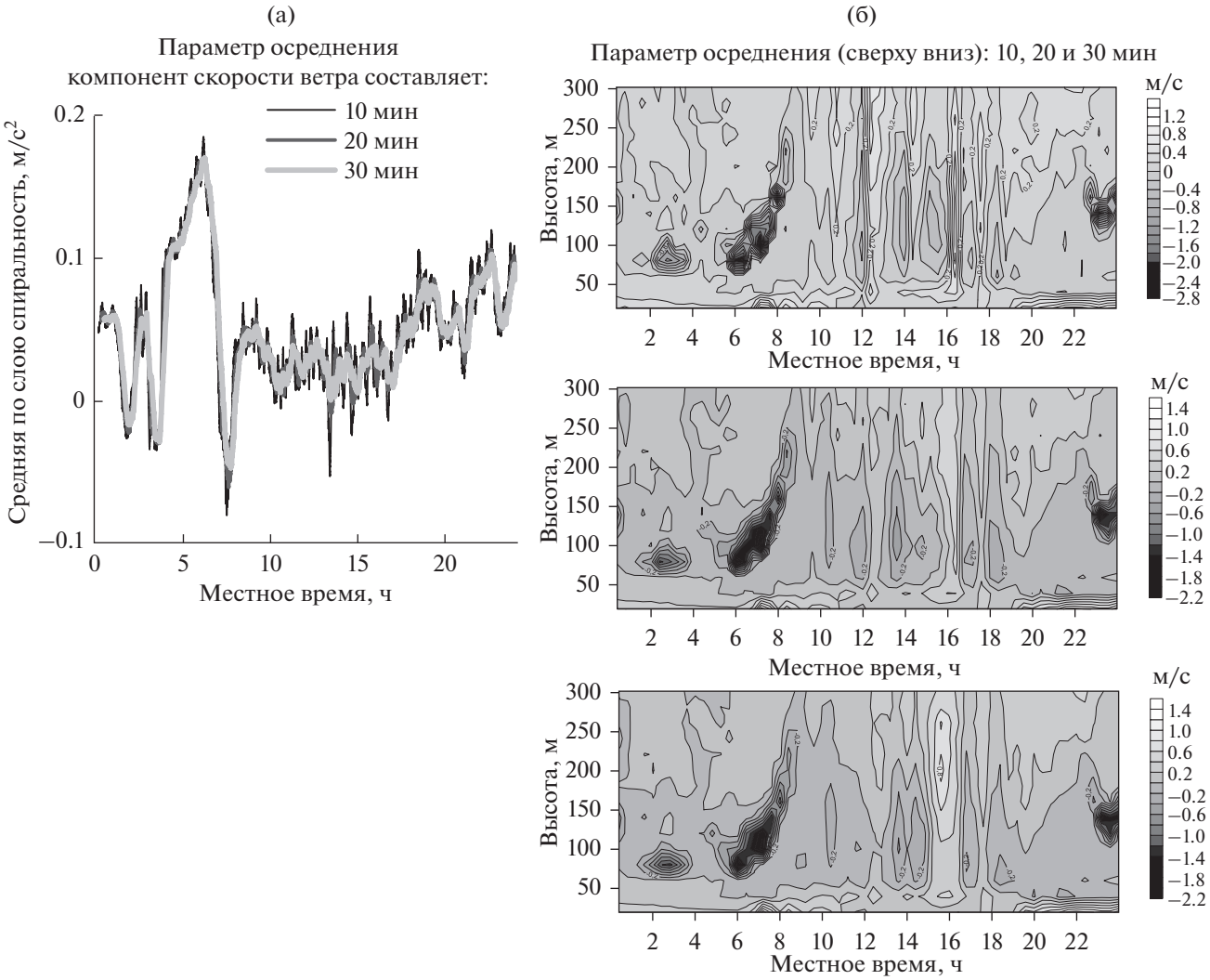

Рис. 1. Временной ход средней по слою спиральности (а) и вертикальной компоненты скорости (б) в зависимости от параметра осреднения компонент скорости ветра, 25.07.07 г., Калмыкия.

люстрировано и спутниковым снимком района измерений [3], где наблюдается формирование “облачных улиц”: в 12:00 по местному времени – начало формирования, в 14:00 по местному времени – уже сформировавшиеся структуры.

4. МОДЕЛИРОВАНИЕ НАБЛЮДАЕМОЙ СИНОПТИЧЕСКОЙ СИТУАЦИИ ПРИ ПОМОЩИ МОДЕЛИ WRF

Для численного моделирования наблюдаемой во время эксперимента в Калмыкии синоптической ситуации была выбрана открытая исследовательская негидростатическая мезомасштабная атмосферная модель WRF (версия 3.6.1) – Weather Research and Forecasting [32, 33]. В настоящее время модель WRF является одной из наиболее универсальных и отлаженных открытых систем моделирования атмосферы. Она успешно и широко используется для метеорологического прогнозирования и исследовательских целей в научных организациях и метеослужбах многих стран и продолжает непрерывно развиваться [34, 35].

Прогностические переменные модели следующие: компоненты горизонтальной скорости u и v в декартовых координатах, вертикальная скорость w, возмущения потенциальной температуры и геопотенциала. По этим переменным определялся геострофический ветер для последующего расчета спиральности.

При расчетах использовались вложенные сетки. Вся расчетная область – 300 на 225 км – рассчитывается на крупной сетке 200 × 150 узлов по

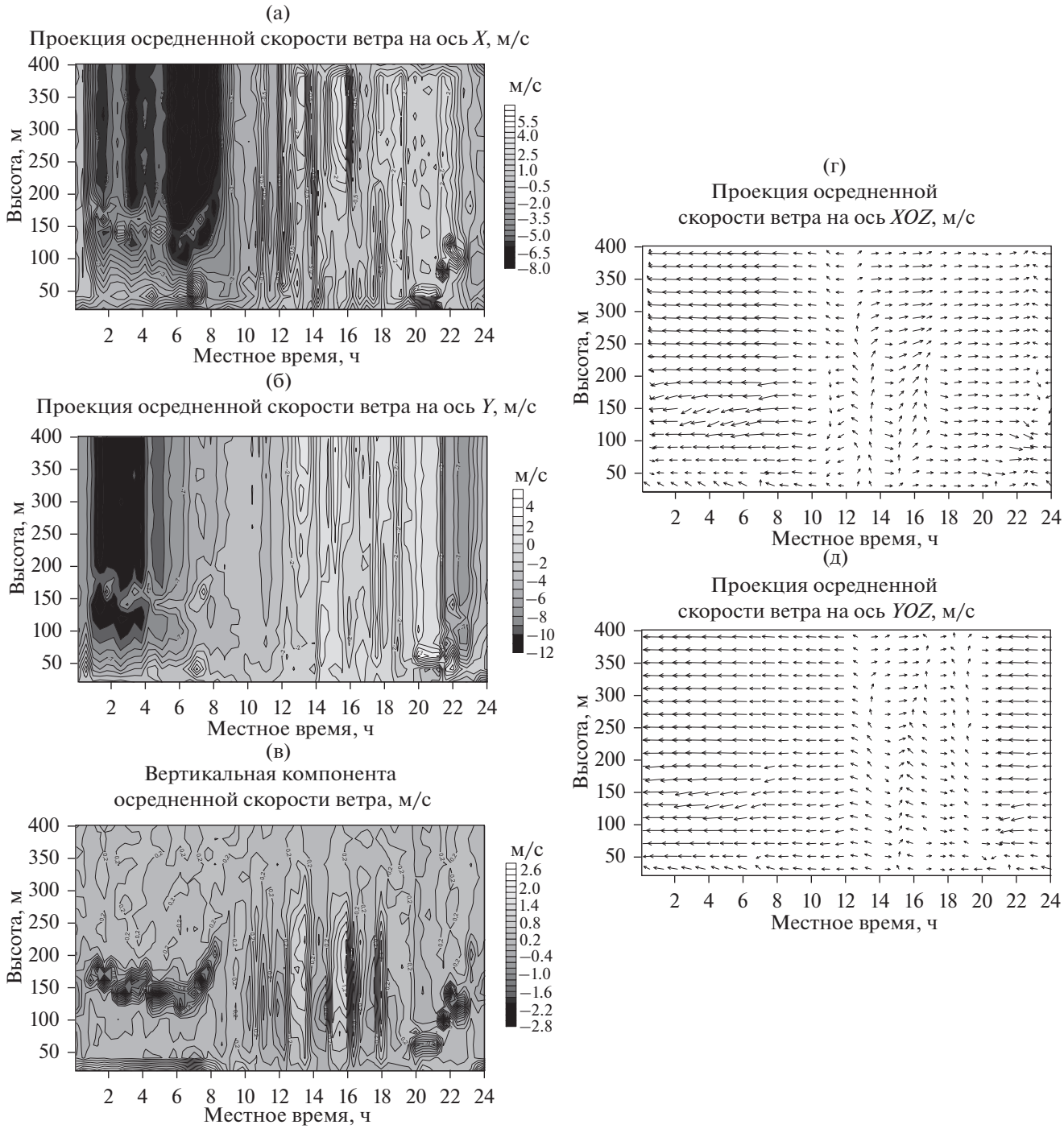

Рис. 2. Проекции осредненной скорости ветра на оси *X* (а), *Y* (б), и *Z* (в); на плоскость *XOZ* (г) и на плоскость *YOZ* (д), 28.07.07 г., Калмыкия.

горизонтали с шагом 1500 м. Вложенная область детализованного расчета – 75 на 50 км, в котором проводится усвоение данных содаров, считается на сетке 151 × 106 узлов с шагом 500 м (см. рис. 3). По вертикали обе области имеют 35 уровней до высоты 5000 м со сгущением в пограничном слое. Одному шагу расчета по времени для крупной области соответствует три шага расчета по времени для вложенной области. Временной интервал между начальными полями метеопараметров глобального операционного анализа GFS на сетке 0.5 × 0.5 градусов равен 6 ч. Координаты центра

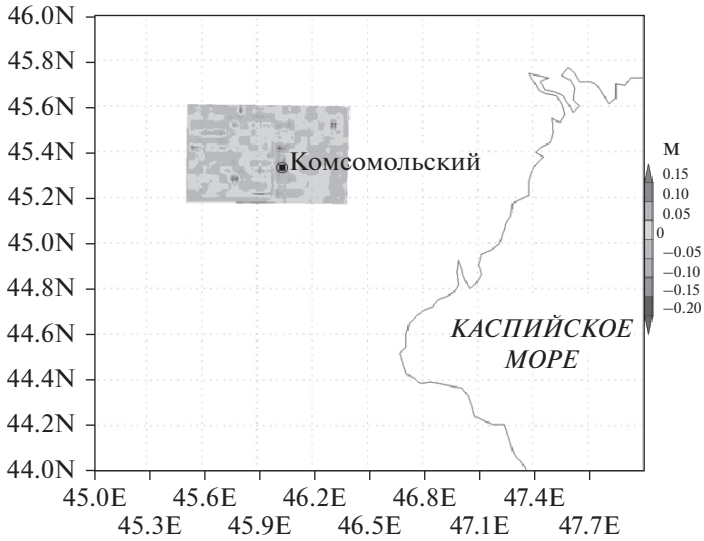

Рис. 3. Расчетная область крупной сетки 300 на 225 км 200 × 150 узлов по горизонтали с шагом 1500 м. Отдельно выделен рельеф вложенной области.

расчетной области соответствуют 45° N и 45° E. Отметим, что мезомасштабная циркуляция начинает воспроизводиться на сетках с горизонтальным масштабом 500 м. Когерентные вихревые структуры могут достигать 5 км в ширину, и десяти точек достаточно для качественного воспроизведения признаков мезомасштабной циркуляции. В данном случае спиральность непосредственно в модели не вычислялась, проводился лишь расчет компонент скорости ветра и геопотенциала в узлах сетки для последующего вычисления компонент геострофической скорости ветра.

Для увеличения точности прогноза характеристик атмосферы проводилось усвоение данных приземных измерений метеопараметров. В качестве усваиваемых данных использовались данные, полученные с длинноволнового содара, расположенного в Калмыкии, на северной окраине п. Комсомольский в точке с координатами 45.33527° E и 46.02687° N. Усвоение данных наблюдений производилось трехмерным вариационным методом на базе системы 3DVar [36].

Для получения интегральной спиральности была проведена постпроцессинговая обработка. Значения компонент геострофической скорости ветра в точке, расположенной на расстоянии 3.5 км от точки введения усваиваемых данных, определялись через рассчитываемые моделью значения геопотенциала. Использовались формулы:

$$U_G = -\frac{g}{2\Omega\sin(\varphi)}\frac{dh_g}{dy};\ U_a = U - U_G,$$

$$V_G = \frac{g}{2\Omega\sin(\varphi)}\frac{dh_g}{dx},\ V_a = V - V_G.$$

Здесь U, V – горизонтальные компоненты скорости ветра; U_a, V_a – компоненты агеострофической скорости ветра; $g = 9.81\ \frac{\text{м}}{\text{с}^2}$ – ускорение свободного падения; φ – географическая широта; h_g –геопотенциал; $dx = rd\theta\cos(\varphi)$; $dy = rd\varphi$; $r = 63.7 \times 10^6$ м – радиус Земли; θ – географическая долгота.

Для нахождения скорости геострофического ветра по выписанным выше формулам необходимо задать определение высоты, на которой ветер можно полагать геострофическим. Мы определили ее как высоту минимума агеострофической компоненты [37].

Компоненты геострофической скорости ветра позволяют оценить интегральные значения спиральности и сравнить с ее значениями, вычисленными по данным акустического зондирования.

5. РЕЗУЛЬТАТЫ

Расчеты спиральности по данным акустического зондирования устанавливают ее связь с ветром и структурами АПС.

В обычных условиях определяющий вклад в спиральность АПС дают ее горизонтальные компоненты. Это подтверждается и для турбулентных данных [13, 14]. Несмотря на это, в целом ряде случаев наблюдается устойчивая корреляция между вертикальной компонентой скорости ветра и средней по слою спиральностью, что находит подтверждение в идеализированной теории экмановского пограничного слоя [17].

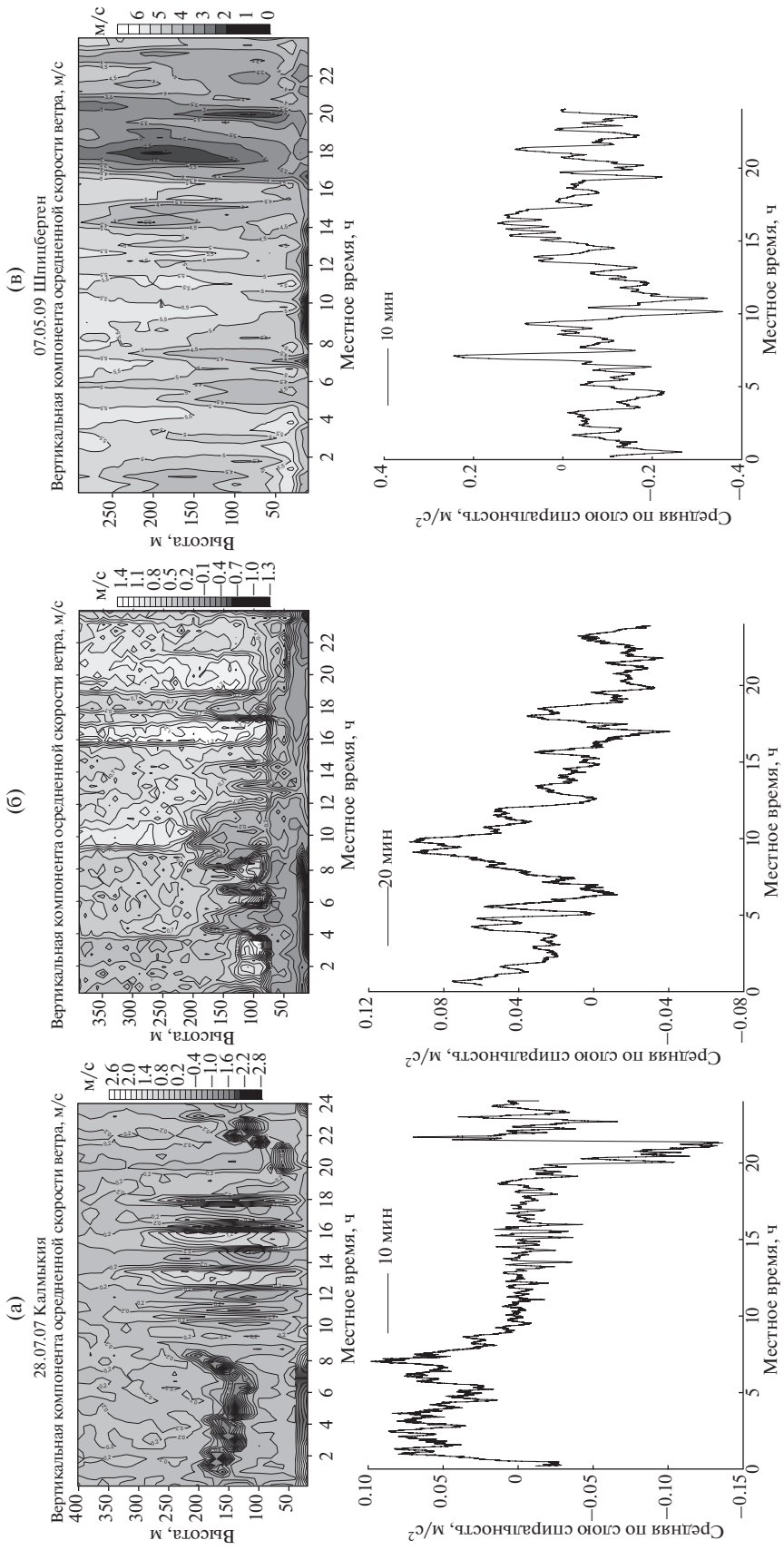

Рис. 4. Временной ход распределения осредненной вертикальной компоненты скорости ветра по высоте и средней по слою спиральности: Калмыкия (а), 28.07.07; Цимлянск (б), 09.08.12; Шпицберген (в), 07.05.09. Параметр осреднения компонента скорости ветра составило: 10 мин (а, в); 20 мин (б).

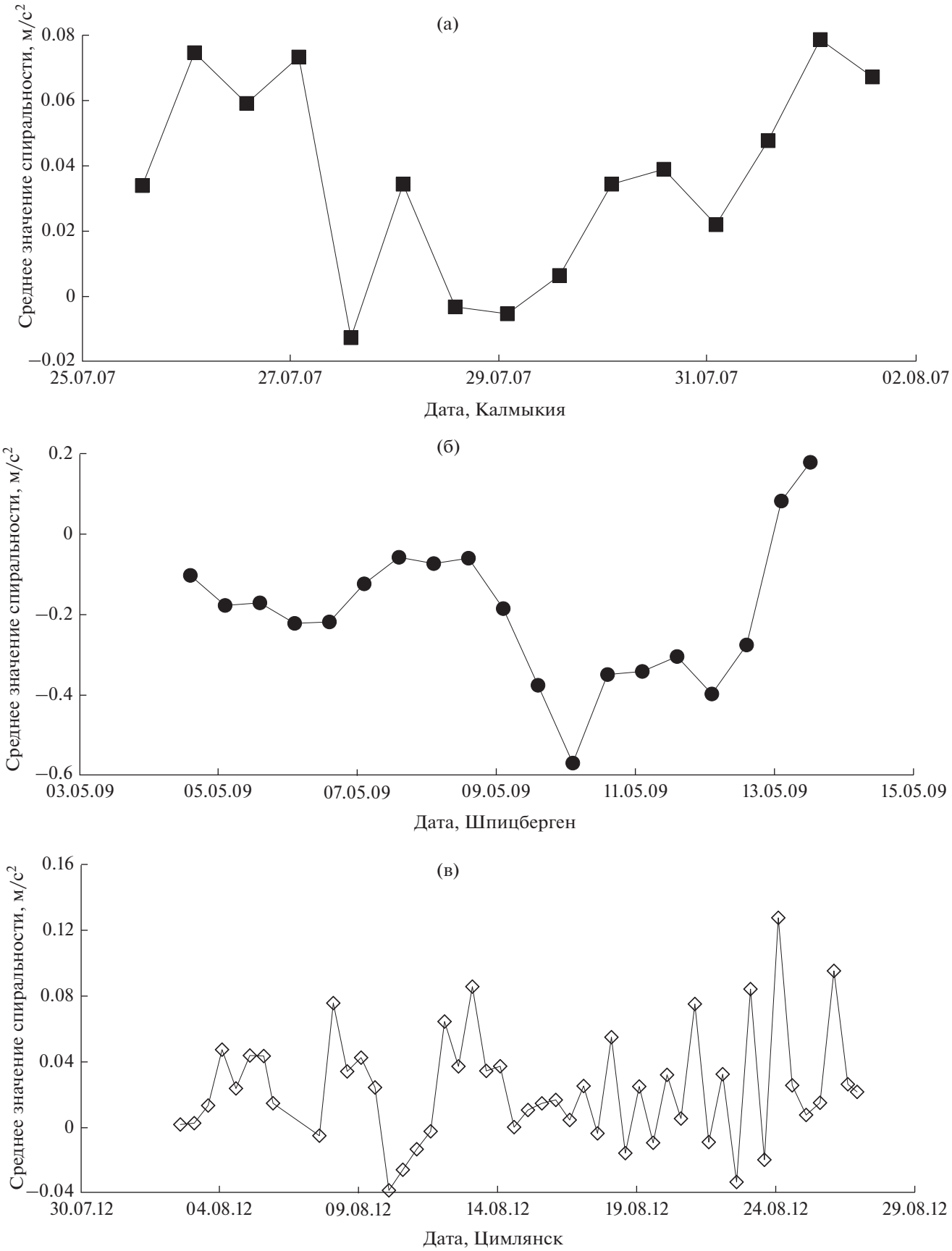

Рис. 5. Временной ход спиральности с 12-часовым усреднением для Калмыкии (а), Шпицбергена (б), Цимлянска (в).

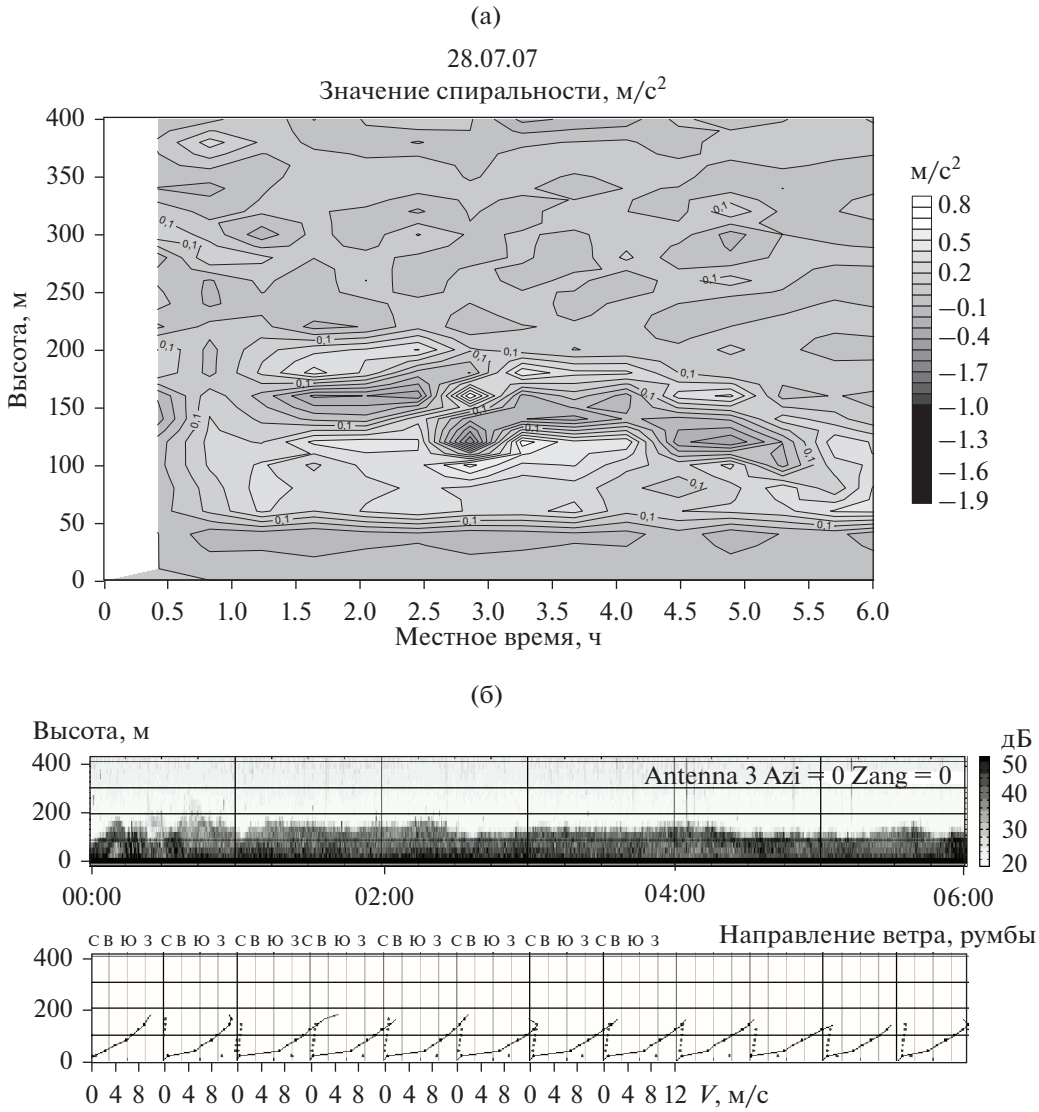

Рис. 6. Временной ход распределения спиральности по высоте и эхограмма вертикальной компоненты скорости ветра. Калмыкия, 28.07.07, 00:00–06:00: а – значение спиральности; б – эхограмма содара. Интенсивность эхо-сигналов на эхограмме содара представлена в дБ. Черные линии с точками – соответствующие вертикальные профили скорости ветра. Точками на линиях отмечены значения, имеющие достаточную статистическую обеспеченность. Точки – направление ветра в румбах.

На рис. 4 показан временной ход распределения осредненной вертикальной компоненты скорости ветра и средней по слою спиральности: а) для 28 июля 2007 г., Калмыкия; б) для 9 августа 2012 г., Цимлянская научная станция; в) для 7 мая 2009 г., Шпицберген. На графике видны экстремумы вертикальной компоненты скорости ветра, связанные с развитием крупномасштабных когерентных структур. Временной ход спиральности с 12-часовым усреднением показан на рис. 5.

Отметим, что образование крупномасштабных структур в поле ветра прослеживается как по эхограмме вертикальной скорости, так и по временно́му ходу распределения спиральности по высоте. В Калмыкии 26, 28, 30 июля и 1 августа 2007 г. в ночное время наблюдалось низкоуровневое струйное течение, которое хорошо отражается и на эхограмме, и на распределении спиральности (см. рис. 6 для 28 июля). Вертикальные профили скорости ветра на эхограмме, характеризующие ночное струйное течение, соответствуют максимальному увеличению спиральности на зависимости от времени распределения спиральности по высоте. Есть примеры ночных струйных течений и для эксперимента в Цимлянске 11 и 18 августа 2012 г. При этом следует отметить заметное повышение спиральности по сравнению с

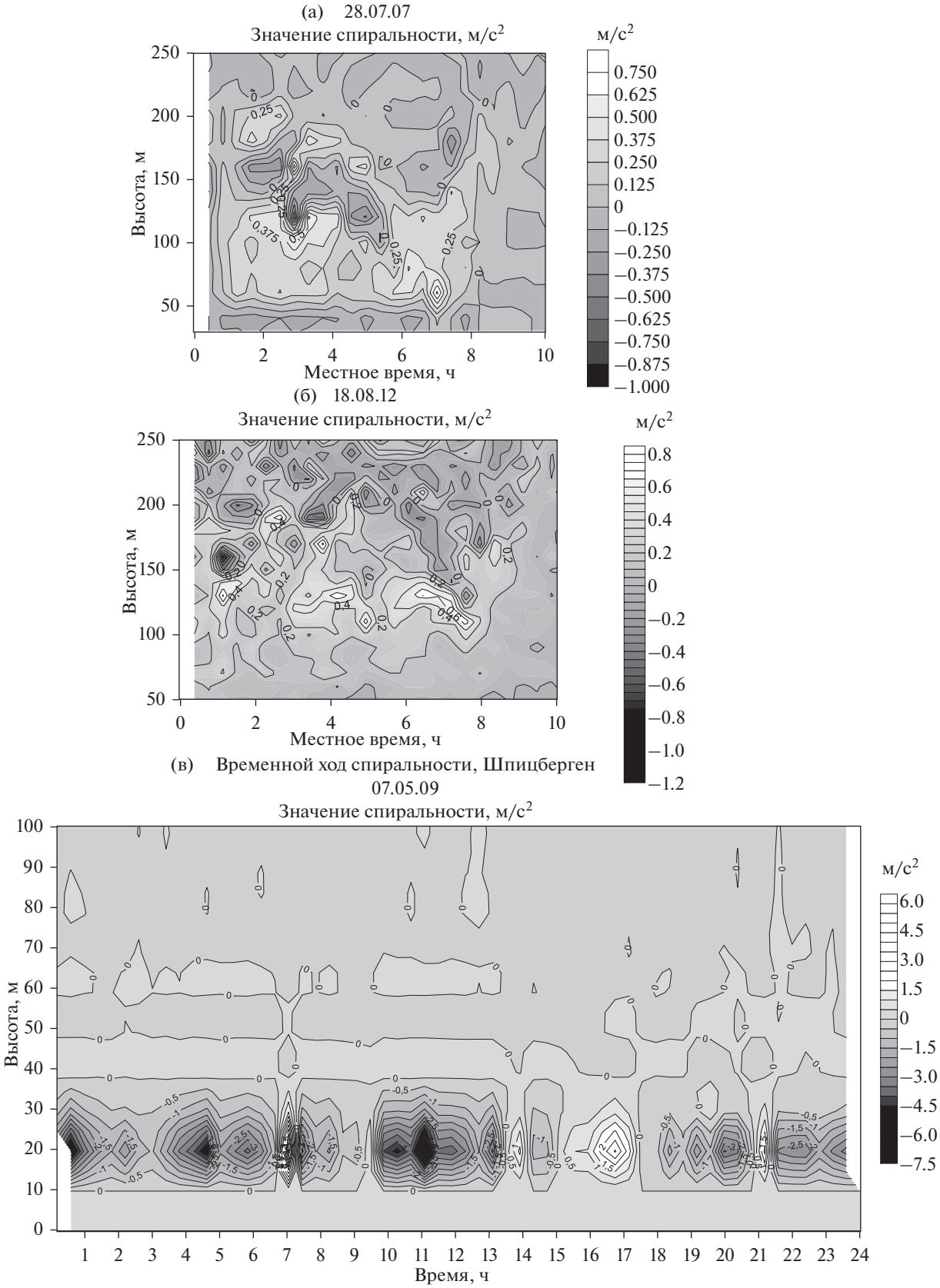

Рис. 7. Спиральность: а, б – в ночных струйных течениях: а – для Калмыкии, 28 июля 2007 г.; б – для Цимлянска, 18 августа 2012 г.; в – временной ход спиральности, 7 мая 2009 г., Шпицберген.

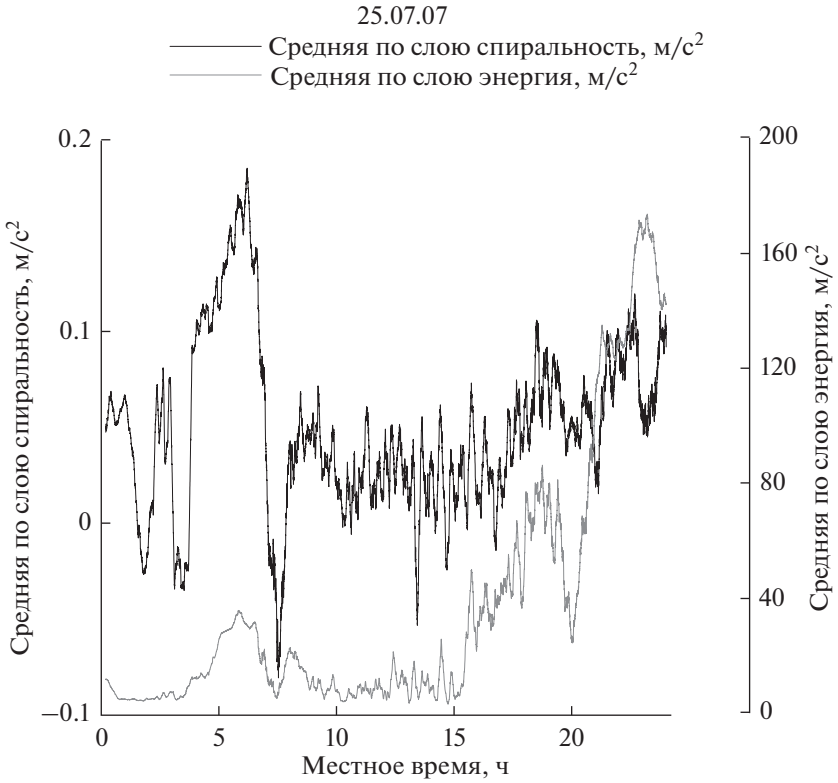

Рис. 8. Связь средней по слою спиральности и удельной кинетической энергии, Калмыкия, 25.07.07. Значения средней по слою спиральности умножены на 200 для более удобного сравнения.

ее обычными дневными значениями, что отмечалось ранее [38]. Спиральность достигает значений 0.8 м/с^2 (см. рис. 7а, 7б для Калмыкии, 28 июля, и для Цимлянска, 18 августа).

Для Шпицбергена образование структур в поле скорости АПС происходит на высоте до 50 м, что характерно для полярных широт (см. рис. 7в). Надежность полученных данных в большинстве случаев ограничена значением высоты примерно в 100 м из-за больших акустических шумов, вызванных ветром.

Средние значения спиральности для крупномасштабных движений – 0.3–0.6 м/с^2 – на порядок превосходят ее независимо измеренные турбулентные значения [13, 14, 39].

Прослеживается хорошая связь средней по слою спиральности и энергии – суммы квадратов скоростей всех трех компонент скорости ветра (см. рис. 8).

Отметим, что полученные в экспериментах значения средней по слою спиральности в АПС близки к теоретическим оценкам турбулентной спиральности и составляют примерно 0.02–0.12 м/с^2.

Проведено исследование возможности применимости формулы (4), для идеализированной экмановской модели, для оценки интегральной спиральности. Результаты, представленные на рис. 9, иллюстрируют хорошую корреляцию рассчитанной интегрированием (3) интегральной спиральности (H_{int} (3)) и полусуммы квадратов компонент геострофической скорости ветра (H_{int}); для экмановского пограничного слоя зависимость между двумя этими величинами впервые показана в [10]. Коэффициенты корреляции для Калмыкии и Цимлянска рассчитаны для каждого случая и близки к единице. На рис. 9 показаны результаты для 29, 30 и 31 июля 2007 г., Калмыкия: $r_{29} = 0.7234$; $r_{30} = 0.6717$; $r_{31} = 0.7722$; 4, 9, 15 августа 2012 года, Цимлянск: $r_{4\ 08:00–16:00} = 0.7887$; $r_{9\ 00:00–02:00} = 0.9121$; $r_{9\ 09:00–16:00} = 0.9325$; $r_{15\ 12:00–21:00} = 0.7189$.

Интегральная спиральность, рассчитанная по формуле (4), сравнивается с результатами расчетов модели WRF. Результаты выборочно показаны на рис. 10 для 29 июля 2007 г. В целом, результаты расчетов с усвоением данных содара ближе к найденным ранее оценочным значениям спиральности, чем результаты расчетов без усвоения данных содара.

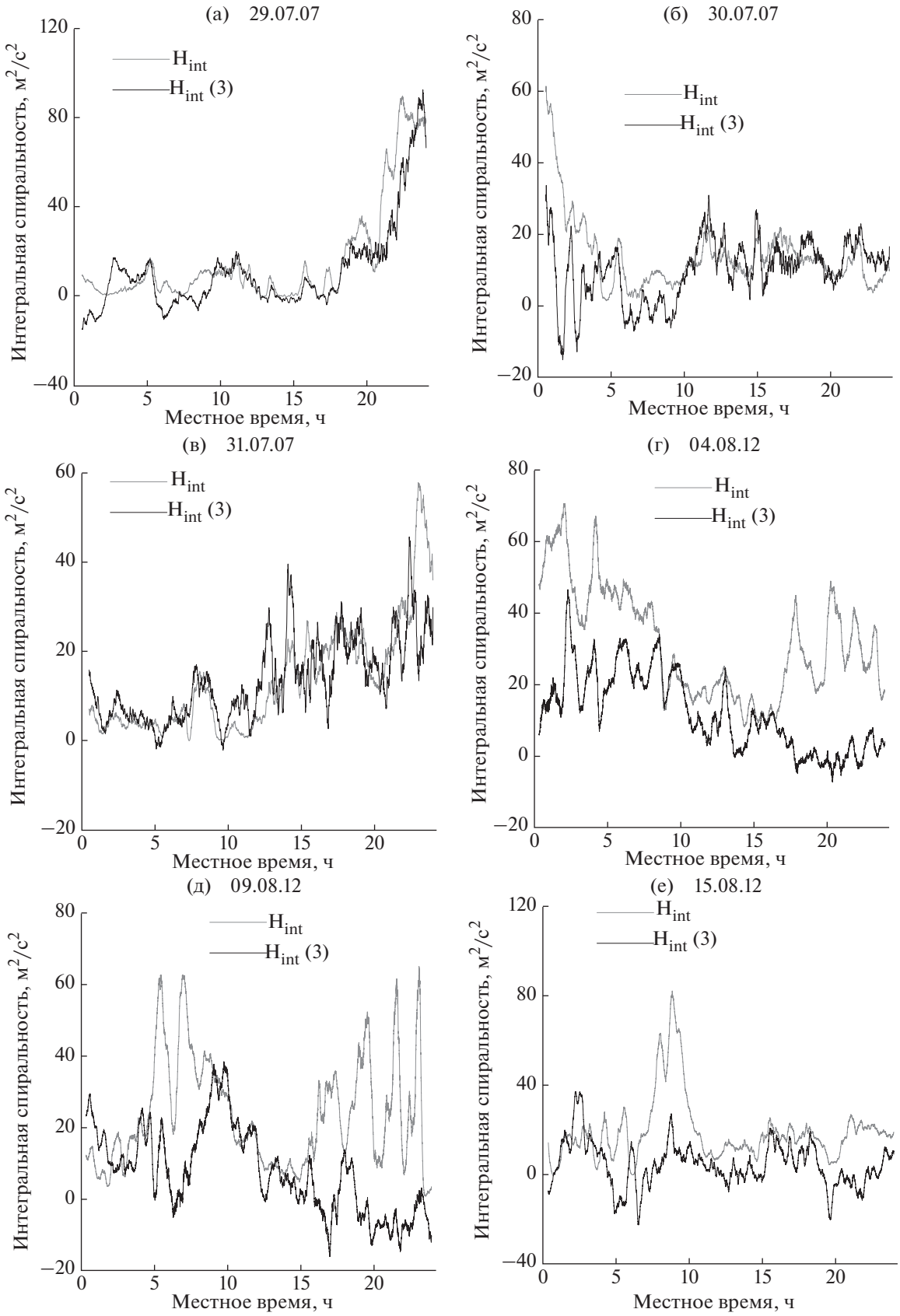

Рис. 9. Связь интегральной спиральности H_{int} (3) и суммы квадратов компонент геострофической скорости ветра H_{int} для 29 июля (а), 30 июля (б) и 31 июля (в) 2007 г., Калмыкия; 4 августа (г), 9 августа (д), 15 августа (е) 2012 г., Цимлянск.

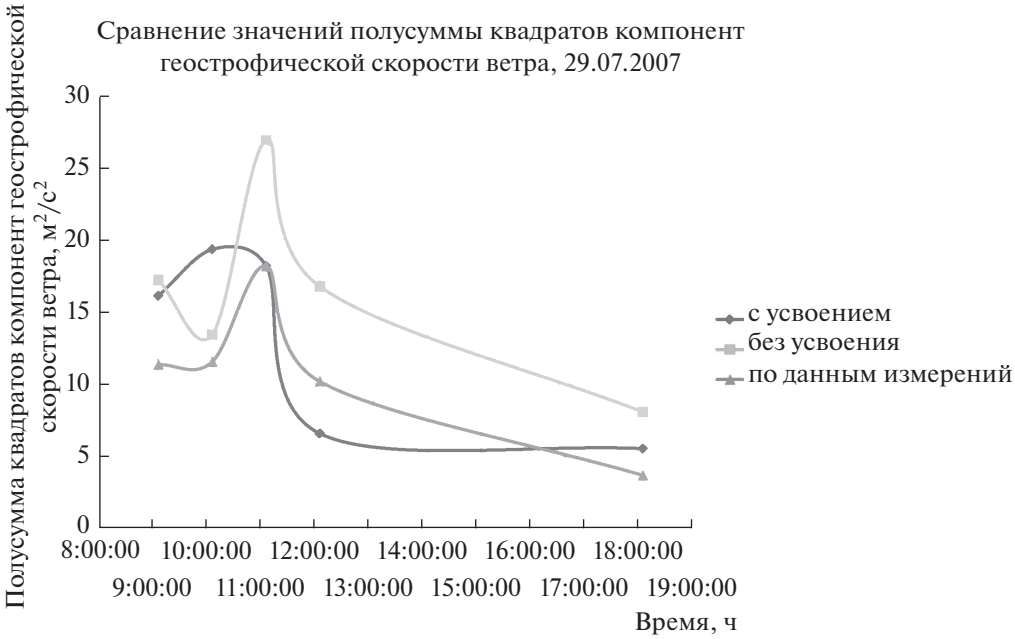

Рис. 10. Результаты расчета по модели WRF. Сравнение значений полусуммы квадратов компонент геострофической скорости ветра, Калмыкия, 29.07.2007 г.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе по результатам трех натурных экспериментов по акустическому зондированию атмосферного пограничного слоя, выполненных в ИФА им. А.М. Обухова РАН, получены значения спиральности крупномасштабных движений, лежащих в диапазоне абсолютных значений 0.3–0.6 м/с^2, и средней по слою спиральности в атмосферном пограничном слое – 0.02–0.12 м/с^2. На основе полученных данных по градиентам скорости и известным значениям турбулентных напряжений Рейнольдса возможно провести оценку коэффициентов полуэмпирической модели турбулентности с параметризацией турбулентной спиральности [12, 18].

Показана связь средней по слою спиральности и кинетической энергии.

В условиях отсутствия сильной конвекции обнаружена хорошая корреляция хода интегральной спиральности с ходом квадрата скорости ветра на верхних уровнях зондирования (400–600 м), которая при данных условиях может с достаточной точностью заменить ход квадрата скорости геострофического ветра. Это позволяет упростить процедуру построения глобального и регионального поля спиральности, в частности, при решении прогностических задач. Эмпирические значения интегральной спиральности верифицировались при помощи открытой исследовательской негидростатической мезомасштабной атмосферной модели WRF с использованием усвоения данных акустического зондирования.

Приносим благодарность М.В. Курганскому и Л.О. Максименкову за поддержку, конструктивные замечания и интерес к работе. Основное исследование было выполнено при поддержке Российского научного фонда (проект № 14-27-00134). Эксперимент 2012 года и обработка его данных проводились при поддержке РФФИ (№ 12-05-10043-к и № 13-05-00846). Численное моделирование проводилось при поддержке РФФИ (проект № 14-05-00847).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Markovski P., Richardson Y.* Mesoscale Meteorology in Midlatitude. Chichester: John Wiley & Sons, Ltd, 2010. 407 p.
2. *Вельтищев Н.Ф., Степаненко В.М.* Мезометеорологические процессы. Учебное пособие. М.: МГУ, 2006. 101 с.
3. *Гранберг И.Г., Крамар В.Ф., Кузнецов Р.Д., Чхетиани О.Г., Каллистратова М.А., Куличков С.Н., Артамонова М.С., Кузнецов Д.Д., Перепелкин В.Г., Погарский Ф.А.* Исследование пространственной структуры атмосферного пограничного слоя сетью доплеровских содаров // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 5. С. 579–587.
4. *Etling D., Brown R.A.* Roll vortices in the planetary boundary layer. A review. // Bound.-Layer Meteorol. 1993. V. 65. P. 215–248.
5. *Chou S.-H., Ferguson M.P.* Heat fluxes and roll circulations over the western Gulf Stream during an intense

cold-air outbreak // Bound.-Layer Meteorol. 1991. V. 55. Issue 3. P. 255–281.

6. *Wurman J., Winslow J.* Intense Sub-Kilometer-Scale Boundary Layer Rolls Observed in Hurricane Fran // Science. 1998. V. 280. № 5363. P. 555–557.
7. *Morrison H., Curry J.A., Khvorostyanov V.I.* A New Double-Moment Microphysics Parameterization for Application in Cloud and Climate Models. PtI: Description // J. Atmos. Sci. 2005. V. 62. Issue 6. P. 1665–1677.
8. *Курганский М.В.* Введение в крупномасштабную динамику атмосферы. (Адиабатические инварианты и их применение). С.Пб: Гидрометеоиздат, 1993. 168 с.
9. *Etling D.* Some aspect of helicity in atmospheric flows // Beitr. Phys. Atmosph. 1985. V. 58. № 1. P. 88–100.
10. *Курганский М.В.* О связи между спиральностью и потенциальным вихрем в сжимаемой вращающейся жидкости // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1989. Т. 25. № 12. С. 1326–1329.
11. *Hide R.* Superhelicity, helicity and potential vorticity // Geophys. Astrophys. Fluid Dyn. 1989. V. 48. № 1–3. P. 69–79.
12. *Чхетиани О.Г.* О спиральной структуре экмановского пограничного слоя. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2001. Т. 37. № 5. С. 614–620.
13. *Копров Б.М., Копров В.М., Пономарев В.М., Чхетиани О.Г.* Измерение турбулентной спиральности и ее спектра в пограничном слое атмосферы // ДАН. 2005. Т. 403. № 5. С. 627–630.
14. *Копров Б.М., Копров В.М., Курганский М.В., Чхетиани О.Г.* Спиральность и потенциальный вихрь в приземной турбулентности. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 51. № 6. С. 1–11.
15. *Deusebio E., Lindborg E.* Helicity in the Ekman boundary layer // J. Fluid Mech. 2014. V. 755. P. 654–671.
16. *Курганский М.В.* Спиральность в атмосферных динамических процессах // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2016. Т. 53. Наст. вып.
17. *Пономарев В.М., Чхетиани О.Г.* Полуэмпирическая модель пограничного слоя атмосферы с параметризацией влияния турбулентной спиральности // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41. № 5. С. 418–432.
18. *Pichler H., Schaffhauser A.* The synoptic meaning of helicity // Meteorol. Atmos. Phys. 1998. V. 66. P. 23–34.
19. *Репина И.А., Иванов Б.В., Кузнецов Р.Д.* Режим ветра над ледниковыми склонами (по данным измерений на архипелаге Шпицберген) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2009. Вып. 2. С. 180–188.
20. *Браун Р.А.* Аналитические методы моделирования планетарного пограничного слоя. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 152 с.
21. *Бызова Н.Л., Иванов В.Н., Гаргер Е.К.* Турбулентность в пограничном слое атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 263 с.
22. *Taylor G.I.* Eddy motion in the atmosphere // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1914. Ser. A215. P. 1–26.
23. *Каллистратова М.А., Кузнецов Р.Д., Петенко И.В.* Реализация идей А.М. Обухова о наземном дистанционном зондировании нижней тропосферы акустическими и электромагнитными волнами / Под ред. Голицына Г.С., Мохова И.И., Куличкова С.Н., Курганского М.В., Чхетиани О.Г. Турбулентность, динамика атмосферы и климата. Труды международной конференции, посвященной памяти А.М. Обухова, Москва, 13–16 мая 2013 г. М.: ГЕОС, 2014. С. 593–620.
24. *Crescenti G.H.* A look back on two decades of Doppler sodar comparison studies // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 1997. V. 78. C. 651–673.
25. *Coulter R. L., Kallistratova M. A.* The role of acoustic sounding in a high technology era // Meteorol. Atmos. Phys. 1999. V. 71. P. 3–13.
26. *Emeis S.* Surface-Based Remote Sensing of the Atmospheric Boundary Layer (Chapter 3) // Atmos. Oceanogr. Sci. Library. 2011. V. 40, doi 10.1007/978-90-481-9340-0
27. *Anderson P.S., Ladkin R.S., Renfrew I.A.* An Autonomous Doppler sodar wind profiling system // J. Atmos.Oceanic Technol. 2005. V. 22. P. 1309–1325.
28. *Kallistratova M.A., Kouznetsov R.D., Kramar V.F., Kuznetsov D.D.* Profiles of vertical wind speed variances within nocturnal low-level jets observed with a sodar // J. Atmos. Oceanic Technol. 2013. V. 30. P. 1970–1977. http://dx.doi.org/ doi 10.1175/JTECH-D-12-00265.1
29. *Кузнецов Р.Д.* Акустический локатор ЛАТАН-3 для исследований атмосферного пограничного слоя // Оптика атмосферы и океана. 2007. Т. 20. № 8. С. 749–753.
30. *Kouznetsov R.D.* The multi-frequency sodar with high temporal resolution // Meteorologische Zeitschrift. 2009. Bd. 18. № 2. S. 169–173.
31. *Чижелски Р.* Параметризация турбулентности в потоках со спиральностью // Изв. АН. Физика атмосферы океана. 1999. Т. 35. № 2. С. 174–188.
32. *Skamarock W.C., Klemp J.B., Dudhia I. et al.* A description of the Advanced Research WRF Version 3 // NCAR Techn. Note – 475 + STR., June 2008. 125 p.
33. *Вельтищев Н.Ф., Жупанов В.Д.* Численные прогнозы погоды по негидростатическим моделям общего пользования WRF-ARW и WRF-NMM. М.: ТРИАДА ЛТД, 2010. С. 94–135.
34. *Набокова Е.В.* Опыт применения модели WRF с учетом двух методов параметризации городского подслоя для прогноза температуры воздуха и скорости ветра // Тр. Гидрометцентра РФ, № 344 “Физика атмосферы и прогноз погоды”. М.: ГМЦ РФ, 2010. С. 180–195.
35. *Рубинштейн К.Г., Набокова Е.В., Игнатов Р.Ю., Смирнова М.М., Арутюнян Р.В., Семенов В.Н., Сороковикова О.С., Фокин А.В.* Влияние методов параметризации процессов в пограничном слое в модели WRF на прогноз ветра и результаты моделирования распространения примесей // Тр. Гидрометцентра РФ, № 344 “Физика атмосферы и прогноз погоды”. М.: 2010. С. 196–213.
36. *Barker D.M., Huang W., Guo Y.R., Xiao Q.N.* A Three-Dimensional (3DVAR) Data Assimilation System For Use With MM5: Implementation and Initial Results // Mon. Wea. Rev. 2004. 132. P. 897–914.

37. *Holton J.R.* An introduction to dynamic meteorology. Fourth Edition. Burlington: Elsevier Inc, 2004. 540 p.

38. *Maddox R.A.* Diurnal Low-Level Wind Oscillation and Storm-Relative Helicity // The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards, Washington: AGU, 1993. P. 591–598.

39. *Koprov B.M., Koprov V.M., Kurgansky M.V., Chkhetiani O.G.* Helicity of atmospheric turbulence // Международная научная конференция "Турбулентность и волновые процессы", посвященная 100-летию со дня рождения М.Д. Миллионщикова, 26–28 ноября 2013 г. Сборник тезисов. М.: ООО "Интуит.ру", 2013. С. 51–53.

Estimating Helicity in the Atmospheric Boundary Layer from Acoustic Sounding Data

N. V. Vazaeva[a, b, *], O. G. Chkhetiani[a, c], R. D. Kuznetsov[a, d], M. A. Kallistratova[a], V. F. Kramar[a], V. S. Lyulyukin[a], and D. D. Kuznetsov[a]

[a] *Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 3, Moscow, 119017 Russia*

[b] *Bauman State Technical University, 2 Baumanskaya ul. 5, str. 1, Moscow, 105005 Russia*

[c] *Space Research Institute, Russian Academy of Sciences, ul. Profsoyuznaya 84/32, Moscow, 117997 Russia*

[d] *Finnish Meteorological Institute, Helsinki, FI-00101 Finland*

**e-mail: ifanataly@gmail.com*

Received December 22, 2015; in final form, March 18, 2016

Abstract—Distributions of the velocity-field helicity in the atmospheric boundary layer have been obtained from acoustic sounding data. The helicity of large-scale motions (0.3–0.6 m/s^2) exceeds (by an order of magnitude) its independently measured turbulent values, which are close to helicity averaged over the layer (0.02–0.12 m/s^2). In the absence of strong convection, there is good correlation between helicity and wind velocity squared at upper sounding levels of 400 to 600 m.

Keywords: ABL, acoustic sounding, numerical simulation, helicity