

УДК 502.3

## ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ ТРОПОСФЕРЫ, СТРУЙНЫХ ТЕЧЕНИЙ И СДВИГОВ ВЕТРА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МАЛОМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ В ПРИЧЕРНОМОРСКОМ РЕГИОНЕ

*Т.Е. Данова<sup>1</sup>, М.П. Никифорова<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>ФГБУН «Морской гидрофизический институт РАН», г. Севастополь;

<sup>2</sup>ФГАОУ ВО «Крымский федеральный университет  
имени В.И. Вернадского», г. Севастополь  
danova8@mail.ru

Представлен анализ влажностных и динамических характеристик тропосферы при реализации маломасштабных вихрей, связанных с циклонической деятельностью в Причерноморском регионе. Показано, что во всех случаях опасных явлений наблюдается рост влагосодержания в слое земля – 825 гПа; в даты со смерчем значения влагосодержания в 1,5–2,0 раза больше, чем в случаях без них, верхняя граница слоя с повышенным влагосодержанием достигает поверхности 600 гПа. При этом вертикальная толщина слоя со струйным течением достигает 6750 м. В нижних слоях тропосферы в даты с маломасштабными вихрями усиление ветра наблюдается дважды: у поверхности Земли и в слое 700–600 гПа, на тех же высотах наблюдается и сдвиг ветра.

*Ключевые слова:* маломасштабные вихри, смерч, струйное течение, сдвиг ветра, влагосодержание.

### Введение

В условиях большой неустойчивости атмосферы кроме обычных грозных шквалов могут возникать особые вихри с вертикальной осью, напоминающие циклоны, – маломасштабные вихри [15].

Классический, хорошо развитый смерч представляет собой вращающуюся воздушную воронку, свисающую из кучево-дождевого облака. Смерч относится к вихревым образованиям, наименьшим по размерам (в отличие от циклонов) и наибольшим по скорости движения воздуха. Внутри смерча скорость ветра достигает 50–100 м/с и более [15]. Порождаются смерчи вихревыми горизонтальными спиральными образованиями. Сам вихрь имеет вертикальную (или слегка наклоненную к горизонту) ось вращения, высота вихря составляет сотни метров (в ряде случаев 1–2 км), диаметр 10–30 м, время существования – от нескольких минут до 0,5–1,0 часа и более. Смерч чаще всего сопровождается грозой с ливневым дождем и градом. Приблизившись к поверхности, воронка смерча втягивает в себя воду, песок, пыль, а нередко и

тяжелые предметы, нанося значительные разрушения (ломая и вырывая с корнем деревья, повреждая здания, переворачивая автомобили и т. д.).

Смерч, как правило, образуется в жаркую погоду под хорошо развитым кучево-дождевым облаком, такой процесс может развиваться исключительно в зонах активной конвекции в углубляющихся циклонах, на обостряющихся фронтах, впереди них и под обширными тропическими депрессиями [3].

В США между Скалистыми и Аппалачскими горами, особенно на юго-востоке, мощные смерчи (торнадо) наблюдаются очень часто и обладают исключительной разрушительной силой. За год в США наблюдается в среднем свыше 200 торнадо, но в отдельные годы – свыше 800, преимущественно в теплое время года. Характеризуются они разной интенсивностью, диаметром вихрей 300–400 м и скоростью ветра до 125 м/с и более [10], а причиняемые ими разрушения и убытки оцениваются суммой 1 млрд. долларов и более в год. На Европейской территории России смерчи различной интенсивности отмечаются ежегодно, наблюдаются преимущественно в жаркую летнюю погоду в послеполуденные часы в воздушных массах тропического происхождения с большими вертикальными градиентами температуры и содержанием влаги. Известны случаи формирования смерчей над территорией России, сравнимых с американскими торнадо: московский смерч 29 июня 1904 г., смерч в Иванове 9 июня 1984 года.

За последнее столетие накоплен и изучен обширный материал, посвященный статистике возникновения смерчей в разных регионах мира [16, 17, 28], определены территории, где наиболее часто образуются смерчи различной интенсивности [24], уделено особое внимание причинам, способствующим возникновению смерчей (торнадо) [18, 19, 23, 26]. Наиболее изученными являются самые мощные из зафиксированных смерчей, а также случаи многократного возникновения смерчей в одном районе [21, 27].

Для Причерноморского региона характерны менее мощные, чем в США, вихревые образования, как над сушей, так и над морем, которые формируются значительно реже, но при этом сопровождаются значительным материальным ущербом, а иногда и человеческими жертвами. При этом маломасштабные вихри, возникающие в Причерноморье, малоизучены. Интерес возникает, в первую очередь, к изменчивости термодинамических параметров тропосферы при образовании маломасштабных вихрей.

Существует ряд объективных причин, которые не способствуют удовлетворению этого интереса: 1) маломасштабный вихрь в районе Черного моря – явление редкое; 2) редкая сеть аэрологических станций, позволяющих получать фактическую информацию о термодинамических характеристиках тропосферы в регионе. Вместе с тем изучение

влажностных параметров тропосферы, параметров струйных течений и сдвигов ветра при реализации опасных метеорологических явлений позволит усовершенствовать существующие методы прогноза [11, 13], что послужит основой для обеспечения продовольственной безопасности, повышения финансовой устойчивости предприятий агропромышленного комплекса и устойчивого развития сельских территорий, входящих в состав Причерноморского региона.

### **Материалы исследования и методы обработки**

В качестве материала исследования было выбрано девять случаев реализации опасных метеорологических явлений в Причерноморье в период с 1985 по 2015 г., связанных с пятью синоптическими процессами с развитием мощной конвекции (ливней, сопровождающихся катастрофическими паводками, селями, оползнями, грозоградовыми явлениями, смерчами).

В августе 1985 г. на Черноморском побережье Кавказа отмечались случаи выхода с моря смерчей. Один из них, пройдя по руслу небольшой речки Хобзы в Лазаревском районе вверх по течению около километра, разрушился, вылил в речку морскую воду, вызвав подъем уровня воды в ее устье.

Катастрофический дождевой паводок наблюдался 1 августа 1991 г. на реке Туапсе (Западный Кавказ), высота паводковой волны достигла 5–9 м. Из-за ливневых дождей возникли сели в г. Сочи, Туапсинском и Лазаревском районах, погибли 30 человек, в эту же дату наблюдался смерч.

Выход средиземноморского циклона на Балканы 22–23.03.2002 г. привел к ливневым дождям с градом в Бургасе и Варне.

Смещение 10–12.06.2002 г. циклона с Балкан через акваторию Черного моря и выход его на восточное побережье привело к выпадению за сутки 3-месячной нормы осадков. В результате были подтоплены тысячи домов на территории Карачаево-Черкессии, Адыгеи, Кабардино-Балкарии, Чечни, Краснодарского и Ставропольского краев.

Формирование над восточной частью Черноморской акватории циклона 24–26.06.2015 г. привело к выпадению в г. Сочи двух месячных норм осадков.

Таким образом, для анализа был отобран материал, включающий случаи со смерчем и без него, что позволило провести сравнительный анализ влажностных и динамических характеристик тропосферы в дни с опасными явлениями, обусловленными мощной конвекцией.

Исходным материалом послужили данные радиозондирования тропосферы [2] и карты приземного анализа [12] в указанные даты. Для расчетов влажностных и динамических параметров тропосферы при реализации опасных метеорологических явлений использовался массив

данных радиозондирования атмосферы в сроки 00 и 12 ч ВСВ по данным станций, расположенных в районе прохождения фронтальных разделов: Дивное, Ростов-на-Дону, София, Бухарест, Туапсе (табл. 1). Аэрологический материал представляет собой полный набор стандартных данных радиозондирования атмосферы, полученных из базы данных университета штата Вайоминг (США) [2].

**Таблица 1.** Станции радиозондирования атмосферы в районе формирования опасного метеорологического явления

Станция	Дата	Время ВСВ	Координаты		Район опасного явления погоды	Явление
			Широта, с. ш.	Долгота, в. д.		
Дивное	21.08.1985	12	45,91	43,35	Сочи	ливень, смерч, оползень, сель
Ростов-на-Дону	31.07.1991	12	47,25	39,81	Туапсе, Сочи	ливень, смерч, оползень, сель, паводок
София	22.03.2002	12	42,42	23,20	Варна	ливень, гроза
Бухарест	22.03.2002	00	44,24	26,05	Варна	ливень, гроза
Бухарест	23.03.2002	00	44,24	26,05	Варна	ливень, гроза
Дивное	11.06.2002	00	45,91	43,35	Северный Кавказ	ливень, гроза, град, сель
Ростов-на-Дону	11.06.2002	00	47,25	39,81	Северный Кавказ	ливень, гроза, град, сель
Туапсе	24.06.2015	12	44,10	39,03	Сочи	ливень, гроза, смерч
Дивное	25.06.2015	00	45,91	43,35	Сочи	ливень, гроза, смерч

Данные радиозондирования атмосферы позволяют применить аэрологический метод, дающий возможность определять запас водяного пара в атмосфере непосредственно из прямых измерений характеристик влажности воздуха радиозондом на разных высотах. При расчете влагосодержания тропосферы над пунктом использовались коэффициенты, которые позволяют избежать значительных погрешностей [9]. Влагосодержание тропосферы ( $W$ ) является суммарной характеристикой влажности, показывающей сколько грамм (килограмм) водяного пара в столбе атмосферы от подстилающей поверхности до выбранного верхнего уровня приходится на  $1 \text{ см}^2$  ( $1 \text{ м}^2$ ) площади нижнего уровня.

Методы расчета основных характеристик влагообмена были разработаны О.А. Дроздовым [9]. Для расчета влагосодержания ( $W$ ) используется формула (1):

$$W = \frac{1}{g} \int_{p_0}^p q dp, \quad (1)$$

где  $g$  – ускорение свободного падения;  $q$  – удельная влажность (г/кг);  $p, p_0$  – давление на изобарических поверхностях.

Значения влагосодержания атмосферы, рассчитанные с помощью параметра  $q$  – удельной влажности (г/кг), отличаются на величину  $\sim 2\%$  от значений влагосодержания атмосферы [8], рассчитанных с использованием  $r$  – отношения смеси (г/кг) – величины, которая входит в стандартный набор результатов радиозондирования. В связи с очень небольшими отклонениями результатов расчета было принято решение использовать в дальнейших расчетах параметр  $r$  (г/кг). Для этого использованы значения отношения смеси (г/кг) на изобарических поверхностях от 1000 до 300 гПа (2):

$$W = 10(0,075r_0 + 0,150r_{850} + 0,175r_{700} + 0,10r_{500} + r_{400} + r_{300}), \quad (2)$$

где  $W$  – влагосодержание столба атмосферы в слое 1000–300 гПа, кг/м<sup>2</sup>;  $r$  – отношение смеси, г/кг; 0,075; 0,150; 0,175; 0,10 – коэффициенты ( $k^*$ ), которые характеризуют часть массы атмосферы между изобарическими поверхностями.

В количественной оценке переноса влаги отдельная роль принадлежит горизонтальным потокам водяного пара, характеризующим энергетический и водный баланс атмосферы и имеющим большое значение в формировании климата. Расчет переноса влаги выполнялся также по методу О.А. Дроздова [9].

Для расчета значений влагопереноса тропосферы  $v(W)$  были использованы значения отношения смеси (г/кг) и скорости ветра (м/с) на изобарических поверхностях от 1000 до 300 гПа (3):

$$v_{(W)} = 10(0,075r_0v_0 + 0,150r_{850}v_{850} + 0,175r_{700}v_{700} + 0,10r_{500}v_{500} + r_{400}v_{400} + r_{300}v_{300}), \quad (3)$$

где  $v_{(W)}$  – характеристика влагопереноса над станцией, кг/м·с;  $v_0, v_{850}$  и т. д. – модуль средней скорости ветра на поверхностях, м/с;  $r_0, r_{850}$  и т. д. – среднее значение отношения смеси на поверхностях, г/кг.

Значения влагосодержания и влагопереноса в слое земля – 300 гПа рассчитывались для всех рассмотренных случаев наблюдения опасных метеорологических явлений в Причерноморском регионе.

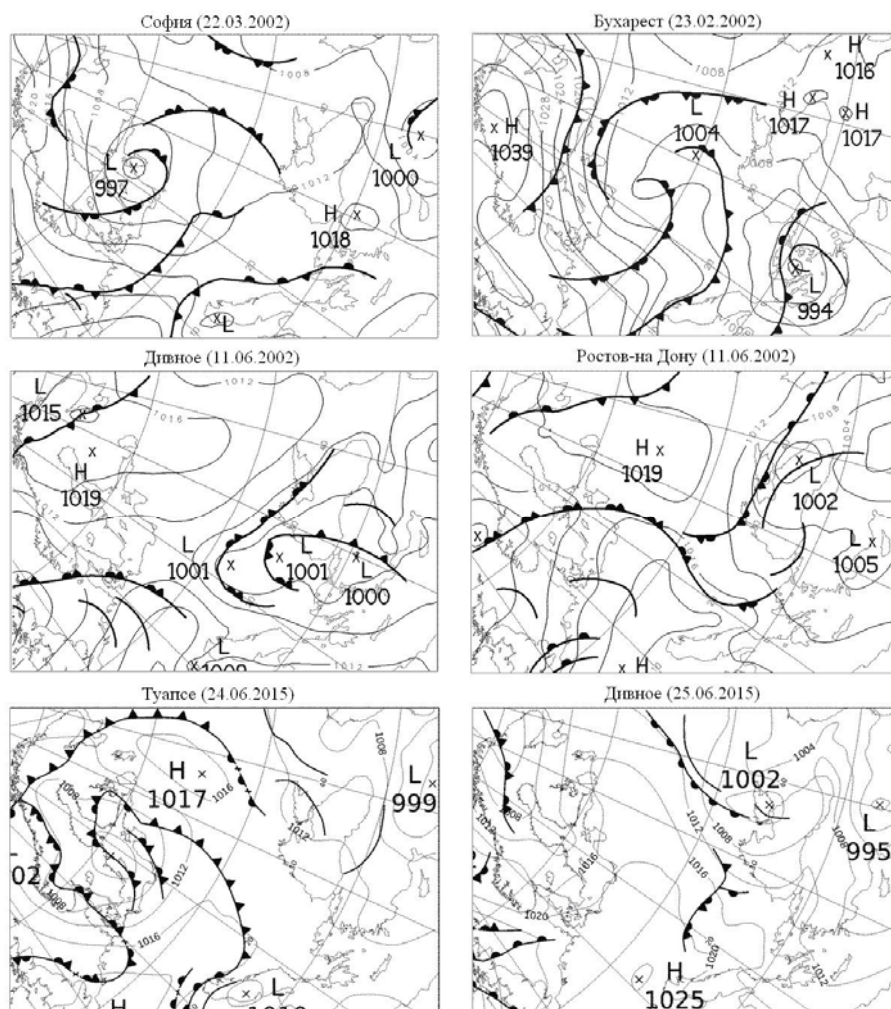
Расчет динамических характеристик (сдвига ветра) осуществлялось для поверхностей в слое земля – 200 гПа. Сдвиг ветра по направлению определяется как угол  $\alpha$  между направлениями ветра на нижнем и верхнем уровнях. Расчет сдвига ветра  $U$  проводился по уравнению:

$$U = \frac{v_2 - v_1}{d_2 - d_1} \cdot \cos \alpha, \quad (4)$$

где  $v_1, v_2$  – скорость ветра на нижнем (1) и верхнем (2) уровнях, м/с;  
 $d_1, d_2$  – высота уровней, м.

### Результаты исследования

Анализ выбранных случаев реализации опасных метеорологических явлений в Причерноморье, связанных с мощной конвекцией в период с 1985 по 2015 г., показал, что все опасные явления развивались в подготовленной тропосфере, обусловленной смещением циклонов и фронтальных разделов различного генезиса. Примеры карт приземного анализа приведены на рис. 1.



**Рис. 1.** Карты приземного анализа в дни с явлениями за сроки, близкие ко времени реализации явления [12].

Проведенные ранее исследования для Северного Причерноморья [6] позволили систематизировать мощные конвективные процессы, интерпретированные как градовые штормы, и показали, что около 75 % из них относятся к классу многоячейковых. Остальные типы наблюдаются значительно реже: 12 % случаев составляют одноячейковые, 13 % – суперячейковые, включая «гибридные» градовые процессы и мощные процессы переходного типа. Суперячейковые процессы (наиболее мощные) реализуются в атмосфере с умеренными и сильными сдвигами ветра, определяющее значение при этом принадлежит пограничному слою, где правый поворот ветра в сочетании с большими вертикальными сдвигами является одним из главных признаков особо мощных конвективных процессов.

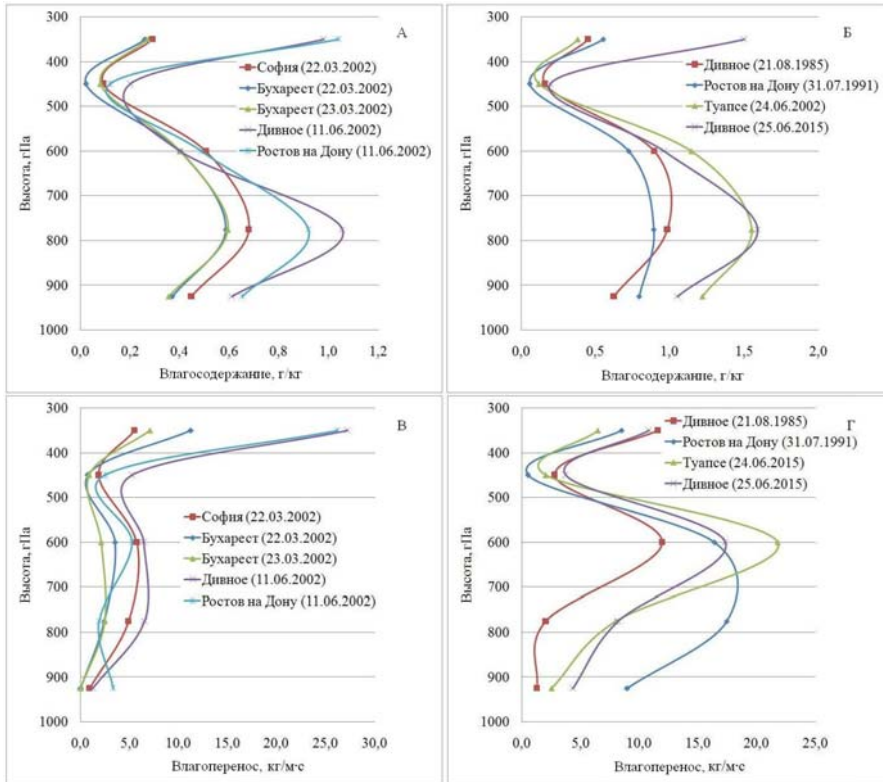
Чаще именно на фоне таких особо мощных конвективных процессов и происходит формирование смерчей [25]. Ярким примером могут служить интенсивные смерчи, наблюдавшиеся 9 июня 1984 г. на европейской части СССР. Эти явления были связаны с образованием 8 июня южного циклона, его углублением и быстрым перемещением в течение 9 июня. Такая ситуация привела 8 июня к выпадению града диаметром до 7 см на больших площадях в Молдавии и Одесской области и образованию 9 июня в Ивановской, Ярославской, Костромской, Калининской и Московской областях смерчей разрушительной силы, скорость ветра в одном из них в районе г. Иваново, по косвенным оценкам, составила около 100 м/с [4].

Все рассматриваемые нами случаи характеризовались ливнями, катастрофическими паводками, селями, оползнями, грозоградовыми явлениями, а некоторые и маломасштабными вихрями, для реализации которых необходимы специфические влажностные и термодинамические условия в тропосфере.

Рассчитанные по данным радиозондирования близлежащих аэрологических станций значения влагосодержания и влагопереноса в тропосфере показали, что в случаях наблюдения зон активной конвекции со смерчами вертикальное распределение характеристик влагооборота значительно отличается от случаев без них (рис. 2). Во всех случаях наблюдается рост влагосодержания от поверхности Земли до уровня 825 гПа, но в даты со смерчем значения влагосодержания в 1,5–2,0 раза больше, и верхняя граница слоя с повышенным влагосодержанием (~0,8–1,2 г/кг) достигает поверхности 600 гПа.

Такое увеличение влагосодержания от поверхности Земли до поверхности 800 гПа (рис. 2а, б) связано, в первую очередь, с формированием и развитием облаков. Процесс образования облака начинается с подъема вверх массы влажного воздуха, по мере подъема происходит расширение воздуха. При адиабатном расширении температура понижается, поднимающийся вверх влажный воздух будет охлаждаться. Когда температура охлаждающегося воздуха понизится до температуры точки росы, начнется процесс конденсации водяного пара,

содержащегося в воздухе. Поэтому во всех случаях наблюдается рост влагосодержания от поверхности Земли до поверхности 800 гПа, при этом уровень конденсации фактически является нижней границей облака. В то же время, значительное увеличение влагосодержания в даты со смерчем до поверхности 600 гПа свидетельствует о значительной турбулентности в этом слое.



**Рис. 2.** Вертикальные профили влагосодержания (г/кг) (а) и (б) переноса влаги (кг/м<sup>2</sup>с) (в) и (г), соответственно, в даты без смерчей и со смерчем.

Образование смерча во многом зависит от энергии, выделяющейся при конденсации водяного пара, которая расходуется на нагревание воздуха [1]. При этом нагретый воздух устремляется вверх, создавая зону разрежения, в которую втягивается близлежащий теплый влажный воздух облака и нижележащий холодный воздух, что приводит к лавинообразному развитию процесса и выделению значительного количества энергии. В результате этого образуется воронка, а холодный воздух продолжает затягиваться в зону разрежения и охлаждаться. Опускаясь вниз, воронка достигает поверхности Земли, в зону разрежения втягивается все, что может быть поднято воздушным потоком.



Сама зона разрежения перемещается в сторону, откуда поступает больший объем холодного воздуха. Это подтверждается отличиями, характерными для вертикальных профилей количества циркулирующей влаги в тропосфере (рис. 2в, г).

При реализации опасных метеорологических явлений в вертикальном распределении переносов влаги отмечается два максимума: первый (2,0–7,0 кг/м·с) на высоте 750–600 гПа и второй (7–28 кг/м·с) на высоте 400–300 гПа (рис. 2в). Как видим, в верхней тропосфере количество циркулирующей влаги увеличивается в 3–4 раза по сравнению со средней тропосферой. Подобное распределение количества циркулирующей влаги в тропосфере связано с усилением скорости ветра, обусловленного формированием в верхней тропосфере струйного течения. Уточним, что все случаи опасных метеорологических явлений в Причерноморском регионе наблюдались при струйных течениях в слое 363–148 гПа. Наибольшая скорость струи в тропосфере достигала 59 м/с ст. Бухарест (22.03.2002 г.). Вертикальная мощность слоя со значениями скорости ветра  $\geq 32$  м/с достигала от 1060 м ст. Туапсе (24.06.2015 г.) до 6750 м ст. Бухарест (22.03.2002 г.). Наибольшая продолжительность наблюдения струи – трое суток (табл. 2).

В табл. 2 представлены характеристики сдвигов ветра на двух уровнях: уровень (гПа), на котором наблюдался сдвиг; поворот ветра (направление/градус); значение вертикального градиента. С точки зрения прогнозирования удобно классифицировать сдвиги ветра как устойчивые и неустойчивые [14]. Неустойчивый сдвиг ветра порождается синоптическими процессами, приведем анализ именно его. Для реализации опасных метеорологических явлений необходима подготовленность тропосферы к реализации мощной атмосферной конвекции (неустойчивая стратификация теплой и влажной воздушной массы, при наличии значительной бароклинности верхней тропосферы, в адвективной области холода, сдвиги ветра в средней и верхней тропосфере, струйные течения) [5, 7].

Особый интерес представляют вертикальные изменения ветра в нижнем трехкилометровом слое тропосферы. Основная разница в изменениях ветра при слабых и мощных конвективных процессах отмечается в преобладающем направлении вращения. Поле ветра нижних уровней в дни с наиболее интенсивными конвективными явлениями характеризуется правым вращением ветра с высотой или значительными вертикальными градиентами. Одновременное сочетание этих факторов характерно для катастрофических явлений, а наличие лишь одного из них – способствует ослаблению процесса.

Анализ вертикального распределения характеристик тропосферного ветра проводился по данным радиозондирования тропосферы, при этом судить об изменчивости фактического тропосферного ветра

можно по годографу (рис. 3). Годограф ветра параметрически можно задать двумя функциями: изменением модуля скорости ветра и азимута ветра с высотой, при этом, начало каждого последующего вектора откладывается от конца предыдущего. Годограф дает наглядное представление о наиболее вероятных направлениях переноса воздушных потоков, изменениях направления и скорости ветра.

**Таблица 2.** Характеристики струйных течений и сдвига ветра

Станция	Дата и время	Струйное течение				Сдвиг	
		уровни, гПа	мощность, м	макс скорость, м/с	макс уровень, гПа	нижний уровень	верхний уровень
Дивное	21.08.1985 12 ВСВ	300-200	2680	40	213	700 гПа, правый/55 1,55E-03	213 гПа, левый/5 8,19E-03
Ростов-на-Дону	31.07.1991 12 ВСВ	300-200	2750	43	256	Земля, правый/15 5,49E-03	300 гПа, левый/5 1,05E-03
София	22.03.2002 12 ВСВ	266-213	1439	32	218	549гПа, правый/5 4,43E-03	470 гПа, левый/3 1,05E-02
Бухарест	22.03.2002 00 ВСВ	503-184	6750	59	254	Земля, правый/130 7,91E-02	272 гПа, левый/5 1,87E-02
Бухарест	23.03.2002 00 ВСВ	363-260	2159	39	269	Земля, правый/2 2,33E-02	363 гПа, левый/4 6,70E-02
Дивное	11.06.2002 00 ВСВ	300-148	4566	38	236	Земля, правый/10 2,06E-02	482 гПа, левый/13 2,09E-04
Ростов-на-Дону	11.06.2002 00 ВСВ	250-200	1420	39	238	1000 гПа, правый/15 7,50E-03	893 гПа, левый/105 4,99E-03
Туапсе	24.06.2015 12 ВСВ	175-149	1060	32	175	959 гПа, правый/28 3,16E-03	623 гПа, левый/10 2,12E-03
Дивное	25.06.2015 00 ВСВ	179		30	179	Земля, правый/55 1,31E-02	724 гПа, левый/17 1,05E-03

Основная разница в изменениях ветра для слабых и мощных конвективных процессов отмечается в преобладающем направлении вращения [7]. Поле ветра нижних уровней в дни с наиболее интенсивными конвективными явлениями характеризуется значительными вертикальными градиентами, правым вращением ветра в нижней тропосфере и изменением его направления с высотой.

Анализ показал, что в даты со смерчем (21.08.1985; 31.07.1991; 24–25.06.2015) усиление ветра от 18 до 22 м/с наблюдается дважды:

у поверхности Земли и в слое 700–600 гПа, на тех же высотах наблюдается и сдвиг ветра (рис. 3а, б, и, к). Во все даты без смерча также наблюдается правый поворот ветра в нижней атмосфере и левый – в верхней, однако верхний сдвиг ветра располагается выше 500 гПа.

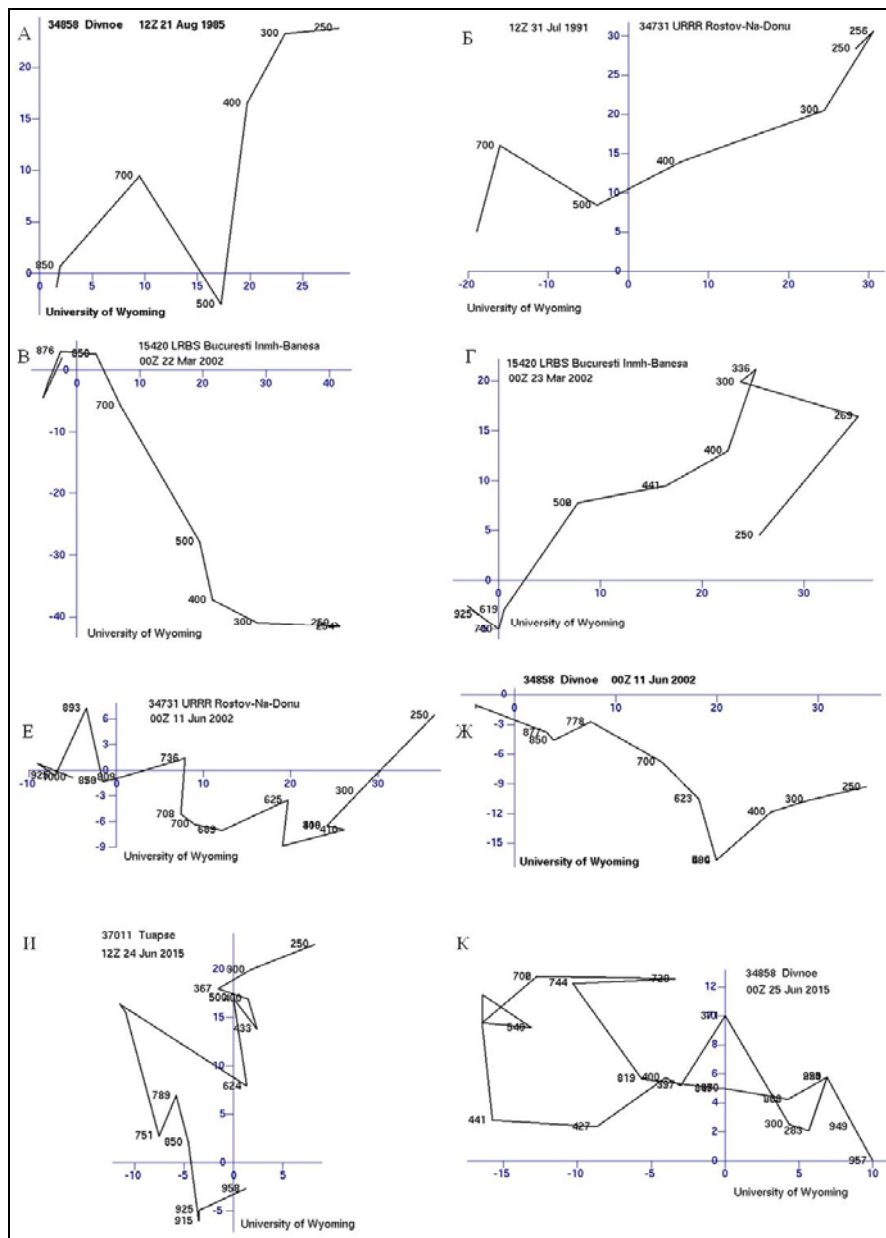


Рис. 3. Годограф ветра в дни с опасными метеорологическими явлениями [2].

Расчеты показали, что во всех случаях реализация опасных метеорологических явлений проходила при правом повороте ветра в нижней тропосфере от  $2$  до  $130^\circ$  и вертикальном градиенте ветра  $1,55 \times 10^{-3} - 7,91 \times 10^{-2} \text{ с}^{-1}$ . При этом в средней и верхней тропосфере наблюдается левое вращение ветра от  $3$  до  $105^\circ$  при вертикальном градиенте ветра  $2,09 \times 10^{-4} - 6,70 \times 10^{-2} \text{ с}^{-1}$ .

### Выводы

Реализация опасных метеорологических явлений в Причерноморском регионе связана с циклонической деятельностью и прохождением фронтов, сопровождающихся грозами с ливневыми осадками, градом и шквалистым усилением ветра, а иногда маломасштабными вихрями, происходит при струйных течениях. Вертикальная мощность слоя со значениями скорости ветра  $\geq 32$  м/с может достигать более 6,7 км, простираясь на среднюю и верхнюю тропосферу. И во всех случаях опасных метеорологических явлений в тропосфере наблюдается сдвиг по скорости и по направлению ветра.

При реализации маломасштабных вихрей, связанных со смерчами, наблюдается повышение влагосодержания в 1,5–2,0 раза по сравнению со случаями без них, и верхняя граница слоя с повышенным влагосодержанием достигает поверхности 600 гПа. Высокое влагосодержание воздушных масс на уровне конденсации и выше него, а также правый поворот ветра в нижних слоях тропосферы, обеспечивают адвекцию тепла; конвергенция воздушных потоков в нижней тропосфере приводит к усилению восходящих движений. В нижних слоях тропосферы в даты с маломасштабными вихрями усиление ветра наблюдается дважды: у поверхности Земли и в слое 700–600 гПа, на тех же высотах наблюдается и сдвиг ветра. Одновременное сочетание этих факторов характерно для возникновения довольно мощных маломасштабных вихрей.

Работа выполнена в рамках темы НИР Морского гидрофизического института № 0827-2015-0001 «Климат».

Авторы выражают благодарность коллективу электронного ресурса «WyomingWeatherWeb» (<http://weather.uwyo.edu>) за составление глобального архива результатов радиозондирования атмосферы, коллективу электронного ресурса «Wetterzentrale» (<http://www.wetterzentrale.de/topkarten/>) за составление архива приземного анализа погоды, а также коллективу Российского государственного аграрного университета (г. Москва), Центру «ГЕО- И ГИДРОИНФОРМАТИКА» за предоставление ресурсов ГИС программного обеспечения (в соответствии с программой развития Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского по академической мобильности «ГИС-Ландшафт – Технологии и методики формирования геопорталов современных ландшафтов»).

*Поступила в редакцию 14.06.2017 г.*

## Список использованных источников

1. *Арсеньев С.А., Бабкин В.А., Губарь А.Ю., Николаевский В.Н.* Теория мезомасштабной турбулентности. Вихри атмосферы и океана. Москва-Ижевск: Институт компьютерных исследований. НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2010. 308 с.
2. База данных радиозондирования атмосферы [Электронный ресурс] URL: [weather.uwo.edu](http://weather.uwo.edu). (дата обращения: 12.02.2016).
3. *Богаткин О.Г.* Авиационные прогнозы погоды. 2-е изд. СПб: БХВ-Петербург, 2010. 288 с.
4. *Васильев А.А., Песков Б.Е., Синтковский А.И.* Смерчи (Торнадо) 9 июня 1984г. [Электронный ресурс] URL:<http://meteocenter.net/meteolib/tornad01984.htm>
5. *Данов Е.И., Данова Т.Е.* К вопросу прогноза экстремальных градобитий // Доклады Научно-практической конференции, посвященной 40-летию начала производственных работ по защите сельскохозяйств от градобитий. Нальчик, 2007. С. 91-97.
6. *Данов Е.И., Данова Т.Е.* К анализу суперячейкового градового шторма в Причерноморье // Метеорология, климатология и гидрология: Межведомственный научный сборник Украины. 2001. Вып. 44. С. 61-66.
7. *Данова Т.Е.* Особенности термобарической структуры и энергетики верхней тропосферы при реализации сверхмощных градовых процессов в Причерноморье // Международная конференция по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды ENVIROMIS-2004. Томск, 2004. С. 57.
8. *Данова Т.Е., Прокофьев О.М.* Влагодержание и влагоперенос в тропосфере Причерноморского региона в теплое полугодие // Труды Гидрометцентра России. 2016. Вып. 360. С. 79-94.
9. *Дроздов О.А., Григорьева А.С.* Влагооборот в атмосфере. Л.: Гидрометеиздат, 1963. 315 с.
10. *Наливкин Д.В.* Смерчи. М.: Наука, 1984. 111 с.
11. *Песков Б.Е., Синтковский А.И.* К прогнозу сильных шквалов // Метеорология и гидрология. 1968. № 7. С. 52-57.
12. Приземный анализ погоды Wetterzentrale [Электронный ресурс] URL:<http://www.wetterzentrale.de/topkarten>
13. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1986. С. 527-536
14. Руководство по сдвигу ветра на малых высотах. Дос 9817 AN/449. Издание первое. Международная организация гражданской авиации. 2005. 264с.
15. *Хромов С.П., Петросяц М.А.* Метеорология и климатология: Учебник. 8-е издание. М.: Из-во Московского университета, Наука. 2006. 582 с.
16. *Dessen, J., Snow J.T.* Comparative description of tornadoes in France and the United States in The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards // C. Church, D. Burgess, C. Doswell, R. Davies-Jone (eds). American Geophysical Union, Washington, D.C., 1993. doi: 10.1029/GM079p0427.
17. *Dotzek N.* Tornadoes in Germany // Atmos. Res. 2000. Vol. 56. P. 233-251.
18. *Dowel, D.C., Bluestein H.B.* The Arcadia, Oklahoma, Storm of 17 may 1981: Analysis of a supercell during tornadogenesis // Mon. Wea. Rev. 1997. Vol. 125. P. 2562-2582.
19. *Holden J., Wright A.* UK tornado climatology and the development of simple prediction tools // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2003. Vol. 130 (598) P. 1009-1021.
20. *Jonathan Finch.* Bangladesh and East India Tornadoes Background Information. (2008-04-02). [bangladeshtornadoes.org / bengaltornadoes.html](http://bangladeshtornadoes.org/bengaltornadoes.html). [http://bangladeshtornadoes.org / bengaltornadoes.html](http://bangladeshtornadoes.org/bengaltornadoes.html)
21. *McDonald J.R.* Development of an enhanced Fujita scale for estimating tornado intensity in // Preprints of 21st Conf. on Severe Local Storms, 12-16 August 2002. Austin, TX. P. 174-177.
22. *McNulty L.R., Lemon, Lambert B.D.* Tornadoes: When, where, how often? // Weatherwise. 1980. Vol. 33. P. 52-59.

23. Graf M., Sprenger M., Moore R.W. Synoptical and mesoscale weather situations associated with tornadoes in Europe // 10th EMS Annual Meeting, 10th European Conference on Applications of Meteorology (ECAM) Abstracts, held Sept. 13-17. Zürich, Switzerland, 2010. P. 114.

24. Perkins S. Tornado Alley, USA. // Science News. 2002. Vol. 161. P. 296-298.

25. Davies-Jones R.P. Streamwise vorticity: The origin of up-draft rotation // J. Atmos. Sci. 1984. Vol. 41. P. 2991–3006. DOI:10.1175/1520-0469 (1984) 041 2.0.CO.

26. Rotunno R. Tornadoes and tornado-genesis // Mesoscale Meteorology and Forecasting. 1986. P. 414-436.

27. Schaefer J.T., Kelly D.L., Doswell III C.A., Galway J.G., Williams R.J., Thomas R.P., Grazulis P. Significant Tornadoes, 1680–1991. – St. Johnsbury, VT: The Tornado Project of Environmental Films.

28. Grazulis T.P. Significant Tornadoes 1680–1991: a Chronology and Analysis of Events. Environmental Films (September 1993). 1340 p.

## SUMMARIES

**Characteristics of troposphere moisture, jet streams and wind shifts in the formation of small-scale eddies in the Black Sea region / Danova T.E., Nikiforova M.P. // Proceedings of the Hydrometcentre of Russia. 2017. Vol. 365. P. 127-141.**

Presented is an analysis of the humidity characteristics and dynamic characteristics of the troposphere in the course of origination of small-scale vortices associated with cyclonic activity in the Black Sea region. It is shown that in all cases of dangerous phenomena an increase of the moisture content in the Earth – 825 hPa layer is observed; in dates with tornados, the moisture content is 1.5–2.0 times higher than in cases without them, the upper boundary of the layer with an increased moisture content reaches the 600 hPa surface. In the lower layers of the troposphere in dates with small-scale eddies wind intensification is observed twice: at the surface of the Earth and in the layer of 700–600 hPa, at the same altitudes, there is also a wind shear.

*Keywords:* small-scale eddies, tornado, jet stream, wind shear, moisture content.