

В.В. Ефимов, В.С. Барабанов, А.В. Крупин

Моделирование мезомасштабных особенностей атмосферной циркуляции в Крымском регионе Черного моря

На основе мезомасштабной модели атмосферной циркуляции *WRF* с шагом расчетной сетки 1 км исследованы погодные явления, характерные для Крыма и прилегающих районов Черного моря в летний период (бризы и локальные вихри). Рассмотрены случаи возникновения сходящихся бризовых фронтов, локальных циклонических вихрей, формирующихся в районе Южного берега Крыма, и Херсонесского антициклонического вихря. Время жизни обнаруженных вихревых образований – около 1 сут, характерные размеры – до 70 км в диаметре, высота – до 1 км. Формирование этих вихрей является результатом обтекания Крымских гор северным или северо-западным и северо-восточным или восточным ветрами, причем заметное влияние оказывает также бризовая циркуляция.

Ключевые слова: моделирование, бризы, локальные вихри, Крым.

Введение. Пространственно-временная структура атмосферной циркуляции в Черноморском регионе на пространственных масштабах 10 – 100 км и временных масштабах часы – сутки до настоящего времени изучена недостаточно. Так как синоптические карты имеют низкое разрешение, то почти единственным источником информации служат данные дистанционных измерений скорости и направления приводного ветра, в частности полученные со спутника *QuikSCAT*. Пространственное разрешение этих данных (~10 км) достаточно высокое для исследования мезомасштабных неоднородностей поля скорости ветра, однако для районов моря вблизи берега данные о приводном ветре искажены. Временное разрешение спутниковых данных недостаточное, что не дает возможности исследовать временную изменчивость мезомасштабных структур.

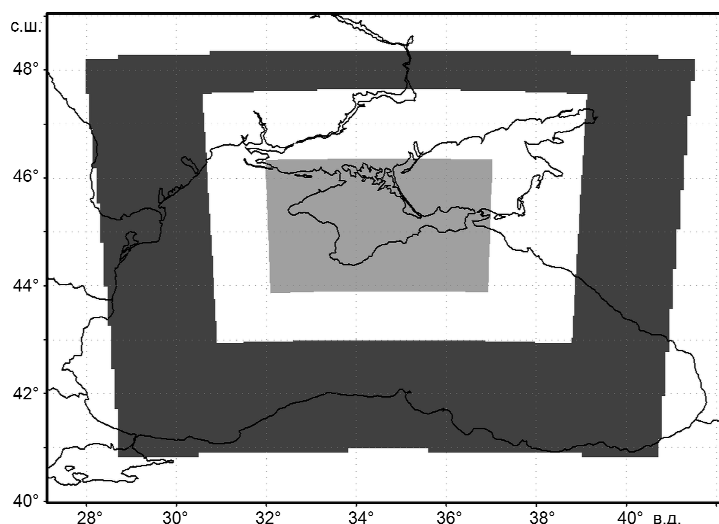
Численное моделирование с использованием современных моделей региональной атмосферной циркуляции позволяет рассчитывать основные атмосферные характеристики с высоким пространственным и временным разрешением. В данной работе ставилась цель выделить характерные мезомасштабные структуры атмосферной циркуляции, возникающие в летний период в Крымском регионе Черного моря. Особенностью региона являются Крымские горы, вызывающие возмущения в нижней части атмосферы, а для летнего периода, кроме того, характерна бризовая циркуляция, связанная с суточным циклом тепловых контрастов между морем и сушей. Подчеркнем также, что, в отличие от обычных достаточно хорошо изученных бризов, бризы над Крымом развиваются в сухопутной области, со всех сторон окруженной морем. При этом наличие Крымских гор существенно меняет структуру бризовой циркуляции в области Южного берега Крыма (ЮБК).

Численная модель. В данной работе для воспроизведения мезомасштабных структур атмосферной циркуляции используется модель *WRF* (*WRF-ARW* версии 3.1) [1]. Она основана на системе примитивных уравнений термогидродинамики, решаемой в конечно-разностных приближениях для ограниченной территории с учетом свойств подстилающей поверхности. Модель негидростатическая, позволяет применение вложенных сеток. Можно сказать, что модель *WRF* построена на той же основе и используется в тех же целях, что и широко применявшаяся ранее модель *MM5*. В то же время объем усовершенствований в *WRF* по сравнению с *MM5* значителен. Изменены схемы расчета в режиме ассимиляции данных, добавлены новые варианты параметризаций подсеточных процессов. Есть возможность учета влияния урбанизированных территорий, данные выводятся в стандартизированных форматах *NetCDF* и *GRIB2*, улучшен пользовательский интерфейс. Ряд особенностей реализации модели *WRF* делает ее значительно более удобной для расчета метеорологических полей со сверхвысоким пространственным разрешением (масштаба мезо- γ по классификации *Orlanski* [2]). В литературе особое внимание в этой связи уделяется возможностям *WRF* в явных (непараметризованных) расчетах процессов конвекции [3].

Существенно изменились численные схемы, используемые для решения базовой системы уравнений. Так, в модели *MM5* применена расштанная сетка Аракавы типа *B* при построении конечных разностей по пространству и схема «чехарда» для интегрирования по времени, а в модели *WRF-ARW* соответственно используется сетка Аракавы типа *C* и схема Рунге – Кутты второго или третьего порядка. В результате этой замены точность аппроксимации повышена, но при этом все же возможен расчет с большим шагом по времени без потери вычислительной устойчивости.

Большое количество работ посвящено сравнению результатов моделирования с использованием *MM5* и *WRF*. При одинаковом пространственном разрешении количественные показатели эффективности прогноза по обеим моделям примерно совпадают [4]. Поэтому выбор модели сегодня основывается не столько на показателях качества прогноза, сколько на указанных выше особенностях реализации, делающих возможными расчеты циркуляций масштаба мезо- γ .

В данной работе была использована следующая конфигурация модели *WRF*: три вложенных домена с шагом сетки по горизонтали 9, 3 и 1 км (расположение доменов показано на рис. 1) и 32 неравномерно расположенных уровня по вертикали. Расчет проводился на 1 сут с шагом по времени 54 с. Выбор параметризаций подсеточных процессов производился на основе рекомендаций, данных в документации модели. Перечислим их кратко: погранслои по модели *Yongsei*, схема *Dudhia* для коротковолновой радиации (с учетом облачности), схема *Eta* для длинноволновой радиации, пятиуровневая модель почвы, учет гидрометеоров по схеме *Single-Moment 3-Class*, параметризация кучевой конвекции *Kain – Fritsch*. В домене с максимальным разрешением параметризация конвекции не применялась, т.е. предполагалось, что шага расчетной сетки в 1 км достаточно для прямого воспроизведения конвективных движений.



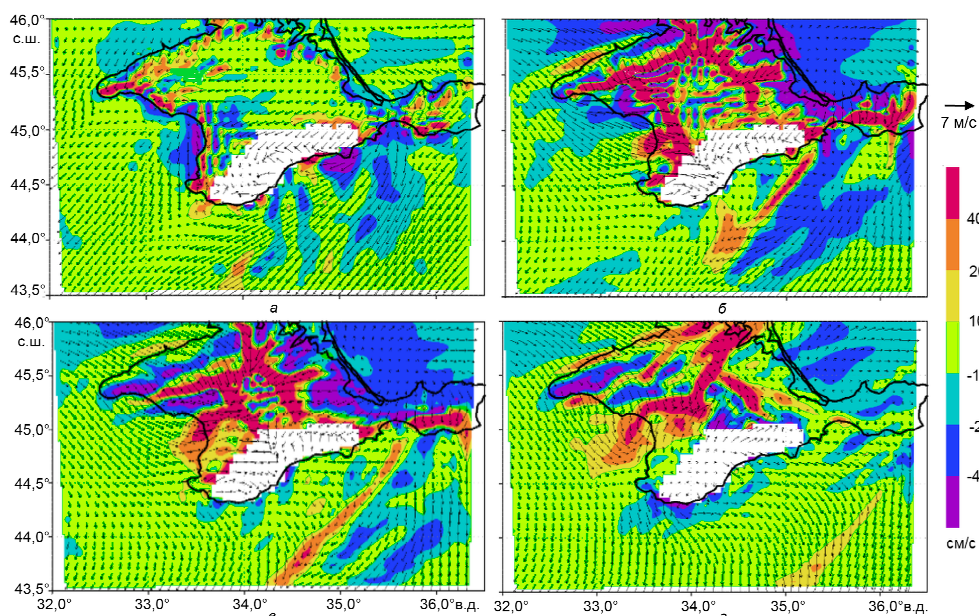
Р и с. 1. Схема расположения расчетных областей используемой численной модели

Бризовые гравитационные течения над Крымом. Известно, что морской бриз представляет собой гравитационное течение холодного морского воздуха, распространяющегося на сушу после ее дневного прогрева [5]. В передней части этого течения формируется «голова» бриза с восходящим потоком воздуха. Это гравитационное течение над сушей занимает нижнюю часть конвективно неустойчивого пограничного слоя (~500 – 1000 м), выше него формируется обратная ячейка бризовой циркуляции, менее локализованная по высоте. Граница раздела между прямой и обратной ячейками может быть неустойчивой, и возникают колебания типа Кельвина – Гельмгольца. Морской бриз распространяется на сушу на расстояние 50 – 100 км, и к концу светового дня гравитационное течение ослабевает и затем полностью прекращается. При этом сформировавшаяся голова бриза может продолжать распространяться далее на сушу в виде внутреннего бора (уединенной внутренней волны) на расстояния до 200 – 300 км [6]. Сухопутный бриз представляет собой противоположное морскому бризу явление – это течение холодного сухопутного воздуха на море ночью. Он имеет те же черты, что и морской, но его интенсивность и соответственно его горизонтальные масштабы над морем меньше.

Сравнительно небольшие размеры Крыма и его окружение со всех сторон морем создают характерную особенность структуры бризовой циркуляции над полуостровом. Гравитационные течения морского воздуха, зарождающиеся на разных побережьях утром в начале дневного прогрева сухопутного пограничного слоя атмосферы, распространяются навстречу друг другу и в середине дня встречаются, образуя в центре полуострова область интенсивной конвективной облачности. Более того, в некоторых случаях фронты гравитационных течений в виде внутренних боров после встречи продолжают распространяться и далее, доходя до противоположных берегов полуострова.

Конечно, в таком «чистом» виде распространение встречных гравитационных течений над Крымом наблюдается не всегда. Основным условием для этого является слабая внешняя фоновая синоптическая циркуляция: скорости ветра вне планетарного пограничного слоя должны быть невелики (составлять несколько метров в секунду). В случае больших скоростей ветра в свободной атмосфере описанная простая структура бризовой циркуляции нарушается: встречный ветер на границе суша – море препятствует распространению морского воздуха на сушу, а попутный – способствует. Но в любом случае днем в летний период при умеренных скоростях фонового ветра вся территория Крыма находится под влиянием морского бриза того или иного направления.

Таким образом, развитие бризовых гравитационных течений летом является характерной особенностью атмосферной циркуляции над Крымом. На рис. 2 представлена структура поля ветра для описанного выше случая слабой синоптической фоновой циркуляции, когда в явном виде численно воспроизводится распространение бризовых фронтов в течение суток (22 июля 2007 г.). Здесь представлены векторы скорости ветра на высоте 10 м и величины вертикальной скорости на высоте около 300 м, определяющие положение фронтов гравитационных течений, для 11, 16, 18 и 21 ч по местному времени.



Р и с. 2. Структура поля скорости ветра в случае слабой синоптической фоновой циркуляции для нескольких моментов времени в течение 22 июля 2007 г.: *а* – 11 ч, *б* – 16 ч, *в* – 18 ч, *г* – 21 ч (скорость ветра на высоте 10 м показана векторами, вертикальная скорость на высоте около 300 м – цветом)

Горы ЮБК выше горизонта 300 м, и поэтому вертикальные скорости на фронте бриза над южным побережьем на рис. 2 не показаны.

После утреннего прогрева суши к 11 ч (рис. 2, *а*) морской бриз приобретает все черты хорошо развитого гравитационного течения, распростра-

нившегося на берег на расстояние 10 – 20 км. На всех побережьях Крымского п-ова возникает направленный с моря на берег ветер. К 16 ч встречные фронты бризов, распространяющиеся с разных участков побережья полуострова, удаляются от берега на расстояния 30 – 50 км (рис. 2, б), а после 18 ч они встречаются в центре Крыма, где выделяется компактная область больших вертикальных скоростей (более 0,1 м/с).

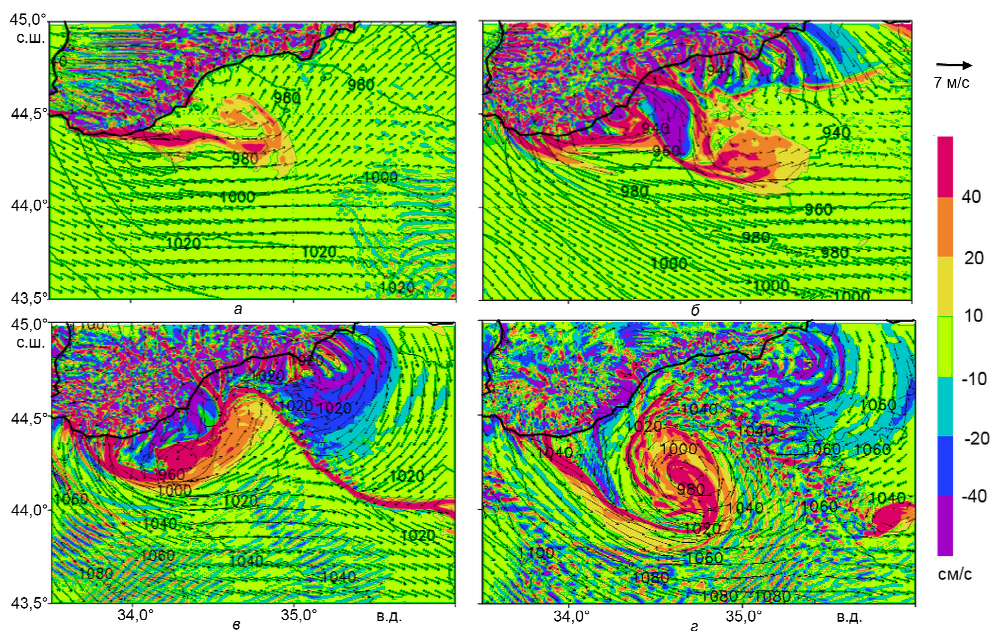
После схождения в центре Крыма наиболее интенсивный фронт морского бриза, пришедший с юго-западного побережья, продолжает распространяться на северо-восток. Этот фронт прослеживается вплоть до 22 – 23 ч и представляет собой уединенную внутреннюю волну (бор) в атмосферном пограничном слое [6]. На рис. 2, г он хорошо виден в области северо-восточного побережья.

Описанная характерная схема формирования морского бриза нарушается в случае достаточно развитой синоптической активности. В первом приближении адвективный перенос воздуха добавляется к бризовой циркуляции, но чаще всего такая простая картина не наблюдается. Так, для нашего анализа, выполненного для июня – июля 2007 г., повторяемость развития «чистого» бриза со схождением фронтов в центре Крыма составила 5 – 6 раз за 2 мес. В остальных случаях, т.е. при умеренном ветре, не все фронты бризов развивались, а в случаях более сильного ветра (свыше 7 – 10 м/с) бризовая циркуляция над сушей днем не возникала.

Вышеописанная схема развития морского бриза над Крымом, вероятно, объясняет отмеченную в литературе особенность режима выпадения летних осадков. Так, в Симферополе их величина приблизительно в 2 раза больше величин осадков, характерных для прибрежных городов (например, для Севастополя и Евпатории).

Локальные циклонические вихри в области Южного берега Крыма.

Другая характерная особенность атмосферной циркуляции в Крымском регионе в летний период связана с совместным действием орографического и бризового эффектов и заключается в формировании мезомасштабных вихрей в области моря, примыкающей к Южному берегу Крыма. Эти вихри имеют суточную периодичность и формируются в случае обтекания Крымских гор потоком воздуха с северного или северо-западного направления. Выделим основные физические особенности такого вихреобразования, рассматривая последовательно поля скорости приповерхностного ветра. Рассмотрим суточный цикл развития поля скорости ветра над морем в районе ЮБК. На рис. 3 показаны векторы скорости ветра \mathbf{u}_{10} на высоте 10 м и завихренность скорости $\zeta = \text{rot}_z \mathbf{u}_{10}$ для нескольких моментов времени в течение 2 сут, начиная с 15 ч 15 августа 2007 г. Как видно из рис. 3, а, северо-западный поток приповерхностного воздуха огибает западные склоны Крымских гор. При этом в юго-восточной части моря на расстоянии около 100 км от берега наблюдается область циклонической циркуляции с величинами завихренности $\sim 5 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$. Непосредственно вблизи береговой черты ЮБК прослеживается влияние бризового эффекта – в восточной части побережья возникает направленная на берег компонента скорости, связанная с морским бризом.



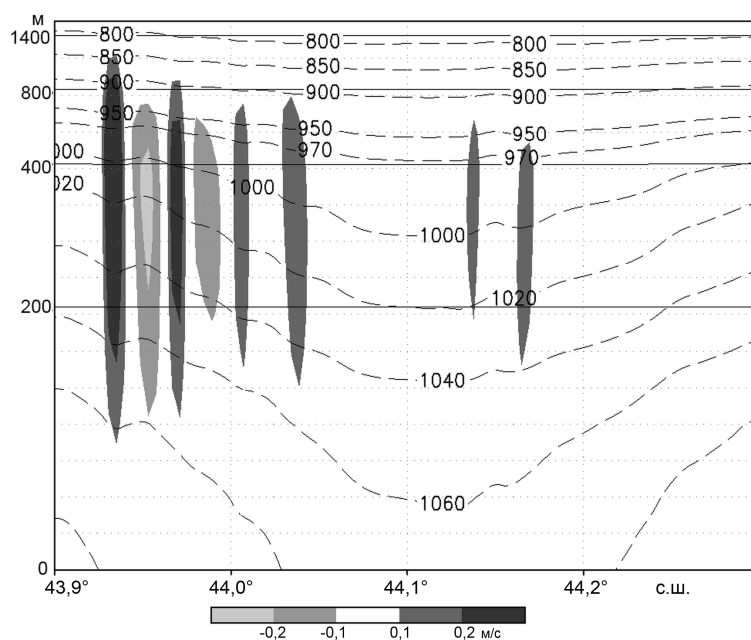
Р и с. 3. Развитие мезомасштабного циклонического вихря над морем в районе ЮБК для нескольких моментов времени в течение 2 сут 2007 г.: *а* – 15 ч 15 августа, *б* – 23 ч 15 августа, *в* – 5 ч 16 августа, *г* – 9 ч 16 августа (скорость ветра на высоте 10 м показана векторами, завихренность скорости – цветом, возмущение давления, Па – изолиниями)

На следующем этапе в 23 ч в прибрежной части ЮБК развивается направленный с суши на море сухопутный ночной бриз со скоростями до 10 м/с (рис. 3, *б*). Такие большие скорости бриза ночью, не характерные для бриза вблизи плоского берега, связаны здесь с совместным влиянием теплового контраста суша – море и орографии, вызывающей появление кататического ветра, т.е. ночного ветра с прилегающих достаточно высоких Крымских гор. В это время суток начинает формироваться еще одна область завихренности: антициклоническая циркуляция в восточной морской части ЮБК. Во всей центральной части ЮБК западный приземный ветер из сухопутной области не переваливает через горы: поскольку ночью развивается устойчивая стратификация приземного пограничного слоя, воздушный поток не может преодолеть их [7] и огибает горы с запада и востока.

С 2 – 4 ч западная область циклонической циркуляции в районе ЮБК под влиянием сухопутного бриза начинает отделяться от берега. На рис. 3, *в* (5 ч) видна эта отделившаяся циклоническая область. Восточная антициклоническая циркуляция по-прежнему локализована в прибрежной зоне и постепенно ослабевает. Подчеркнем, что в районе западного берега Крыма отмечается распространение над морем сухопутного бриза: выделяется протяженная зона завихренности в области фронта в голове бриза. Наконец, на рис. 3, *г* (9 ч) показан максимально развитый отделившийся от берега почти круговой мезомасштабный циклонический вихрь, диаметр которого $\sim 50 - 70$ км, величина завихренности скорости в центральной части достигает $\zeta \sim 5 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$. В ходе его развития формируются два рукава – полосы циклонической завихренности, начинающиеся непосредственно вблизи береговой черты.

К 8 – 9 ч сухопутный бриз вблизи берега перестает действовать, и отделившийся от берега мезомасштабный циклон начинает достаточно медленно дрейфовать на юго-восток. Не приводя иллюстраций, отметим, что к 13 ч он ослабевает и смещается на юго-восток на расстояние около 50 км от берега, а его интенсивность, оцененная по максимальной завихренности, уменьшается в 3 – 4 раза. К вечеру 16 августа он практически диссипирует.

Таким образом, мезомасштабный циклонический вихрь, формирующийся над морем в области ЮБК, имеет отчетливый суточный цикл: циклоническая завихренность возникает в результате обтекания потоком воздуха западных склонов Крымских гор, ночью усиливается и отделяется от берега под действием сильного ветра с суши на море бризового и орографического происхождения и далее в виде кругового циклонического вихря медленно дрейфует на юго-восток. В конце следующего дня вихрь ослабевает на расстоянии 50 – 100 км от берега. В июле – августе 2007 г. повторяемость вихрей такого типа составляла 8 – 9 раз.



Р и с. 4. Вертикальный разрез мезомасштабного вихря вдоль 34,9° в. д. на момент его максимального развития для 8 ч 16 августа 2007 г. (вертикальная скорость показана цветом, возмущение давления, Па – штриховыми изолиниями)

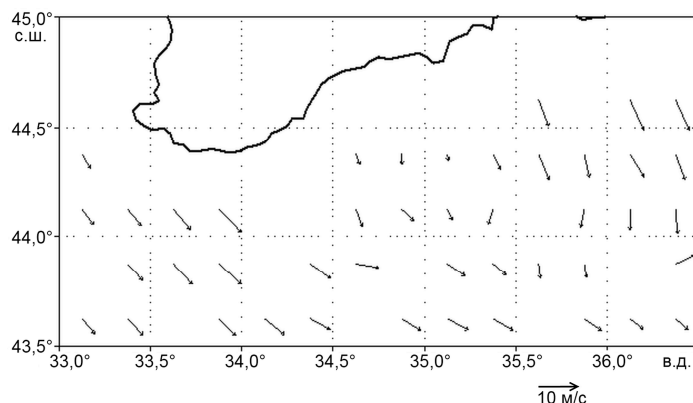
Рассмотрим вертикальную структуру такого мезомасштабного вихря. На рис. 4 показан вертикальный разрез вихря на момент его максимального развития и формирования в виде круговой структуры (8 ч, разрез вдоль 34,9° в.д.). Приведены распределения возмущений давления и вертикальной компоненты скорости по высоте. Центр мезомасштабного вихря приходится на 44,12° с.ш. Как видно, этот вихрь достаточно мелкий, высота области вертикальных движений в центре и возмущений давления ограничивается 500 – 600 м. Максимальные скорости в центре вихря на высоте 200 – 300 м достигают 0,1 м/с.

Развитие циклонических мезомасштабных вихрей над морем вблизи ЮБК является характерной особенностью летней циркуляции атмосферы. Как правило, они возникают при западном и северо-западном ветрах и имеют описанный выше суточный цикл. Величина завихренности скорости приводного ветра составляет около $5 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$. Этой величине соответствует оценка завихренности напряжения приводного ветра: $\text{rot}_z \boldsymbol{\tau} \approx \rho_a C_a U \zeta \approx \approx 4 \cdot 10^{-6} \text{ Н/м}^3$, где $\rho_a = 1,3 \text{ кг/м}^3$ – плотность воздуха, $C_a = 1,3 \cdot 10^{-3}$ – коэффициент сопротивления, $U = 5 \text{ м/с}$ – характерная скорость приводного ветра. Такие величины завихренности напряжения приводного ветра могут оказывать заметное влияние на формирование структуры верхнего квазиоднородного слоя моря. Как известно, вертикальные скорости w на нижней границе экмановского пограничного слоя связаны с величиной завихренности напряжения ветра простым соотношением: $w = \text{rot}_z \boldsymbol{\tau} / f \rho_w$, где ρ_w – плотность воды, f – параметр Кориолиса. Таким образом, для $f \sim 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ и $\rho_w = 10^3 \text{ кг/м}^3$ получаем оценку $w \approx 4 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}$. Такие величины вертикальных скоростей для мелкого летнего термоклина могут оказывать влияние на процессы в верхнем перемешанном слое. Для прибрежных областей моря, где величины завихренности скорости приводного ветра еще выше и, кроме того, район завихренности остается малоподвижным и прижатым к берегу в течение нескольких ночных часов, влияние экмановского подъема вод может быть существенным и приводить к локальному апвеллингу холодных подповерхностных вод и выходу их на поверхность.

Интересно отметить, что развитие подобных циклонических вихрей имеет характерные черты, присущие эволюции вихревых структур для двумерной турбулентности, поскольку, как указывалось, это мелкие вихри, формирующиеся в атмосферном пограничном слое и их можно считать квазидвумерными. В начальной стадии развития области циклонической завихренности далеки от осесимметричной формы. По мере развития и удаления от берега влияние краевых условий уменьшается и вихри приобретают осесимметричную структуру. Как известно, такая эволюция связана с определенными спектральными свойствами квазидвумерной турбулентности: прямым каскадом флуктуаций энтропии по спектру и обратным – по энергии, в результате чего в процессе диссипации вихрь становится осесимметричным и более долгоживущим. При этом могут формироваться так называемые филаменты, т.е. узкие полосы повышенной завихренности [8, 9], признаки которых отчетливо видны на рис. 3. Конечно, эти особенности развития сравнительно долгоживущих осесимметричных вихрей в атмосфере над морем вблизи ЮБК требуют специального рассмотрения.

К сожалению, нам не удалось найти непосредственных экспериментальных подтверждений развития мезомасштабных вихрей в районе ЮБК. Их вертикальная мощность не достаточна для формирования специфической структуры облачности в отличие от бризовых циркуляций, хорошо диагностируемых по спутниковым снимкам облаков. Другой часто используемый источник сведений о мезомасштабных циркуляциях – спутниковые измерения скорости приводного ветра. На рис. 5 приведено поле скорости приводного ветра для 6 ч 20 мин 16 августа 2007 г. по данным со спутника *QuikSCAT*. Непосредственно для района возникновения локального вихря

данные о ветре помечены как недостоверные и на рис. 5 отсутствуют. Можно предположить, что локальная аномалия в поле скорости ветра в данном случае была связана не с погрешностью дистанционных измерений, а с возникновением мезомасштабного вихря.



Р и с. 5. Поле скорости ветра на высоте 10 м по данным со спутника *QuikSCAT* за 16 августа 2007 г. (6 ч 20 мин)

Херсонесский антициклонический вихрь. Еще одной характерной особенностью атмосферной циркуляции в Крымском регионе в летний период является так называемый Херсонесский антициклонический вихрь, происхождение которого также связано как с орографией, так и с бризовым эффектом. Этот вихрь имеет суточную периодичность и формируется при обтекании Крымских гор потоком воздуха, направленным с северо-востока или востока. Рассмотрим пример формирования такого вихря 29 июля 2007 г. На рис. 6 показаны векторы скорости ветра \mathbf{u}_{10} на высоте 10 м и величина завихренности скорости $\zeta = \text{rot}_z \mathbf{u}_{10}$ для нескольких выбранных моментов времени.

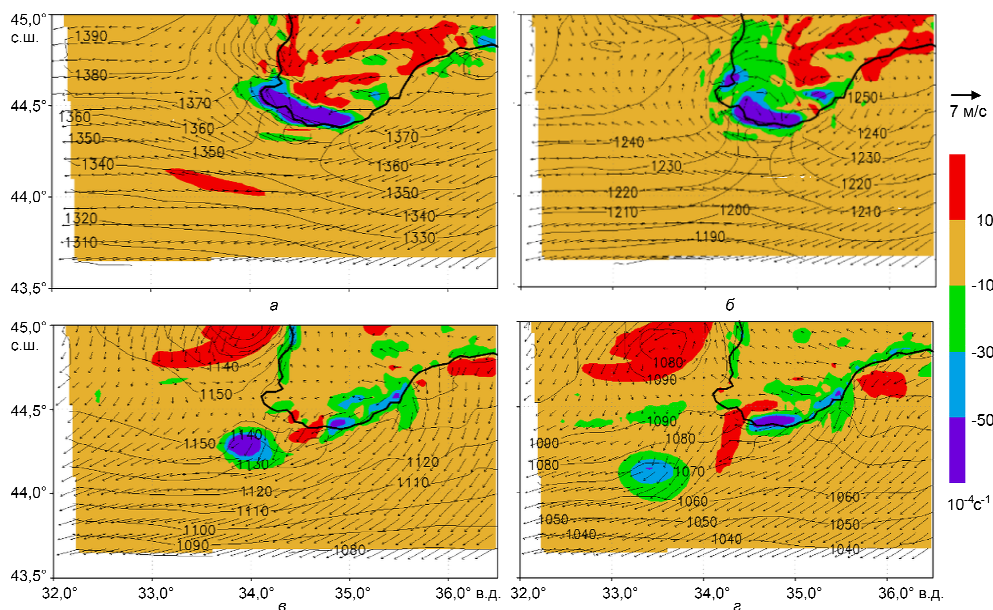
Будем рассматривать суточный цикл развития ветровой циркуляции над морем начиная с 12 ч. Как видно из рис. 6, *а*, северо-восточный поток приповерхностного воздуха огибает западные склоны Крымских гор, образуя область антициклонической завихренности. На приведенном рисунке видно влияние и бризовой циркуляции в прибрежных областях суши.

На следующем этапе, спустя 5 ч (в 17 ч), над юго-западным побережьем виден развитый дневной морской бриз со скоростями порядка 5 – 7 м/с (рис. 6, *б*). На этом этапе вихрь сформировался, но бризовый ветер удерживает его над сушей, не позволяя ему сдвинуться.

Начиная с 20 – 21 ч южная область антициклонической циркуляции под действием начинающего формироваться ночного сухопутного бриза отделяется от берега. На рис. 6, *в* (22 ч) видна эта отделившаяся область антициклонической завихренности.

Наконец, на рис. 6, *г* (24 ч) показан отделившийся от берега диссипирующий мезомасштабный антициклонический вихрь. Его диаметр 50 – 60 км, величина завихренности в центре достигает $4 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$. Развитие его сопровождается полосой циклонической завихренности, начинающейся вблизи береговой черты. Под действием сухопутного бриза этот мезомасштабный вихрь

начинает перемещаться на юго-запад и к 24 ч существенно ослабевает на расстоянии около 150 км от берега.



Р и с. 6. Развитие мезомасштабного антициклонического вихря над морем в районе юго-западного побережья Крыма для нескольких моментов времени в течение 29 июля 2007 г.: *а* – 12 ч, *б* – 17 ч, *в* – 22 ч, *г* – 24 ч (скорость ветра на высоте 10 м показана векторами, завихренность скорости – цветом, возмущение давления, Па – изолиниями)

Таким образом, антициклонические вихри возникают в результате обтекания потоком воздуха западных склонов Крымских гор, днем они усиливаются, вечером отделяются от берега и далее движутся на юго-запад, постепенно ослабевая. Эти вихри возникают летом в случае восточного или северо-восточного потока воздуха в планетарном пограничном слое. За период июль – август 2007 г. их повторяемость составила 5 – 6 раз.

Заключение. Проведенные исследования показывают, какие мезомасштабные явления в атмосфере Крымского п-ова и прилегающих морских районов можно воспроизвести на основе региональных моделей атмосферной циркуляции с разрешением по пространству до 1 км. Для летнего периода это, прежде всего, бризы. Малозаметные в исходных данных (реанализа), они отчетливо воспроизводятся в модельных расчетах как гравитационные течения. При отсутствии сильного фонового ветра возникает встречное движение бризовых фронтов над полуостровом. Локальные вихри над морем также хорошо воспроизводятся в модели *WRF*. Показано, что при возникновении этих вихрей бризовая циркуляция играет определенную роль, однако основной причиной их образования является обтекание Крымских гор северным или северо-западным и северо-восточным или восточным ветрами с образованием областей повышенной завихренности в непосредственной близости к горам. В дальнейшем под действием ночных бризов эти области смещаются в

сторону моря і формують мезомасштабні вихри висотою до 1 км. Діаметр таких вихрей не перевищує 70 км, час життя – близько 1 сут. Для подальшого дослідження фізичних механізмів формування і еволюції цих вихрей потрібен спеціальний аналіз.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Skamarock W.C., Klemp J.B., Dudhia J. et al. A description of the Advanced Research WRF Version 3 // NCAR Techn. Note. – National Center of Atmospheric Research, Mesoscale and Microscale Meteorology Division. – 2008. – № 475. – 113 p.
2. Orlandi I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 1975. – 56, № 5. – P. 527 – 530.
3. Вельтищев Н.Ф., Жуванов В.Д. Експерименти по численному моделюванню інтенсивної конвекції // Метеорологія і гідрологія. – 2008. – № 9. – С. 30 – 44.
4. Гузій А.М., Ковалець І.В., Куцан А.А. і др. Система численного прогнозу погоди WRF-Україна // Математичні машини і системи. – 2008. – № 4. – С. 123 – 131.
5. Simpson J.E. See Breeze and Local Winds. – Cambridge: Cambridge University Press, 1994. – 248 p.
6. Ефімов В.В., Барабанов В.С. Розвиток літньої бризової циркуляції в західній частині Чорного моря // Морський гідрофізический журнал. – 2009. – № 5. – С. 21 – 33.
7. Барри Р.Г. Погода і клімат в горах. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 312 с.
8. Chorin A. Vorticity and Turbulence. – New York: Springer-Verlag, 1994. – 173 p.
9. Kuznetsov E.A. Effects of sharp vorticity gradients in two-dimensional hydrodynamic turbulence // Phys. of Fluid. – 2007. – № 19. – P. 105 – 110.

Морський гідрофізический інститут НАН України,
Севастополь
E-mail: efimov@alpha.mhi.iuf.net

Матеріал надійшов
в редакцію 13.09.10
Після доробки 16.12.10

АНОТАЦІЯ На основі мезомасштабної моделі атмосферної циркуляції WRF з кроком розрахункової сітки 1 км досліджені погодні явища, характерні для Криму і прилеглих районів Чорного моря в літній період (бризи та локальні вихори). Розглянуто випадки виникнення збіжних бризових фронтів, локальних циклонічних вихорів, які формуються в районі Південного берега Криму та Херсонського антициклонічного вихору. Час життя знайдених вихорів становить – близько 1 доби, характерні розміри – до 70 км в діаметрі, висота – до 1 км. Формування цих вихорів є результатом обтікання Кримських гір північним або північно-західним і північно-східним або східним вітрами, причому помітний вплив робить також бризова циркуляція.

Ключові слова: моделювання, бризи, локальні вихори, Крим.

ABSTRACT Weather phenomena specific of the Crimea and the adjacent Black Sea regions in summer (breezes and local vortices) are studied based on the mesoscale atmospheric circulation model WRF with 1 km grid step. The cases of converging breeze fronts, local cyclonic vortices formed near the Crimean Southern coast, and Chersonesos anticyclonic vortex are considered. Lifetime of the revealed eddies is about 1 day, their typical sizes are up to 70 km in diameter and up to 1 km in height. Formation of these vortices is a result of the northern or northwestern, and northeastern or eastern winds blowing around the Crimean Mountains; at that breeze circulation also produces significant impact.

Keywords: modeling, breezes, local vortices, Crimea.