

В.В. Ефимов, В.С. Барабанов

## Развитие летней бризовой циркуляции в западном регионе Черного моря

По результатам регионального реанализа атмосферной циркуляции с разрешением 9 км изучено формирование бриза в случае слабой синоптической фоновой активности для прямолинейного западного берега Черного моря за период 1 – 4 июля 2007 г. Показано, что в этих условиях днем наблюдается образование гравитационного течения, бризового фронта и интенсивных внутренних волн в тропосфере. Приводятся пространственно-временные диаграммы скорости ветра, карты вертикальных разрезов потенциальной температуры и вертикальной скорости воздушных масс и других параметров. На их основе получены количественные оценки скорости ветра в бризе и скорости распространения фронта бриза, а также проведено их сравнение с ранее опубликованными данными.

**Введение.** Бризовая циркуляция вызывается неравномерным нагревом воздуха в зоне сопряжения суша – море в течение суточного цикла. Днем коротковолновая солнечная радиация сильнее нагревает сушу по сравнению с морем, создавая горизонтальный градиент температуры поверхности и приземного пограничного слоя атмосферы, а следовательно, и горизонтальный градиент давления. В результате над сушей днем развивается конвективный пограничный слой, понижается давление, и далее возникает приток на сушу холодного устойчиво стратифицированного морского воздуха. Этот поток воздуха в нижней части пограничного слоя образует гравитационное течение. Передний фронт течения и область интенсивной конвективной облачности продвигаются на сушу, формируя так называемый морской бриз. В верхней части пограничного слоя возникает компенсирующее менее выраженное обратное течение, замыкая, таким образом, ячейку бризовой циркуляции. Ночью образуется противоположный ночной, или сухопутный бриз, дующий с суши на море.

Это представление о формировании простой бризовой циркуляции достаточно хорошо описано в работах [1 – 5]. Кроме того, рассмотрен целый ряд более тонких эффектов развития бризовой циркуляции, таких как образование переднего фронта морского бриза, сопутствующие эффекты неустойчивости Кельвина – Гельмгольца на границе прямой и обратной циркуляций и другие. Например, в недавней работе [6] на основе численной модели с высоким пространственным разрешением (~100 м по горизонтали) изучены основные переходные процессы эволюции морского бриза в пограничном слое атмосферы с учетом формирования конвективной облачности.

В то же время бризовая циркуляция развивается под действием целого ряда и других природных факторов, таких как фоновая синоптическая изменчивость, стратификация в пограничном слое, рельеф суши, очертания береговой линии, силы турбулентности и приземного трения, облачность и т.д. [7 – 11]. Все это существенно усложняет простую картину, поэтому для изучения

региональных особенностей бризовой циркуляции необходимо проведение модельных численных расчетов.

Применительно к региону Черного моря такие расчеты и некоторые предварительные результаты даны в статье [12]. В ней с использованием метода композитов получены усредненная крупномасштабная структура дневного и ночного бризов в целом для моря, а также схема развития бриза для двух различных районов: восточного побережья в области Кавказских гор и сравнительно плоского западного побережья с прямолинейным берегом. Также в статье приведены для трех береговых пунктов годографы приземной скорости ветра, которые показывают, насколько различна структура бриза в зависимости от указанных выше дополнительных факторов, определяющих бризовую циркуляцию.

**Методика моделирования и анализа бризовой циркуляции.** В настоящей работе рассмотрим более детально структуру и развитие бризовой циркуляции в наиболее простом случае – отсутствие гор на суше и прямолинейный берег. Для этого был выполнен численный реанализ атмосферной циркуляции с высоким разрешением непосредственно для летнего периода (июль – август 2007 г.) с использованием региональной численной модели *MM5* [12].

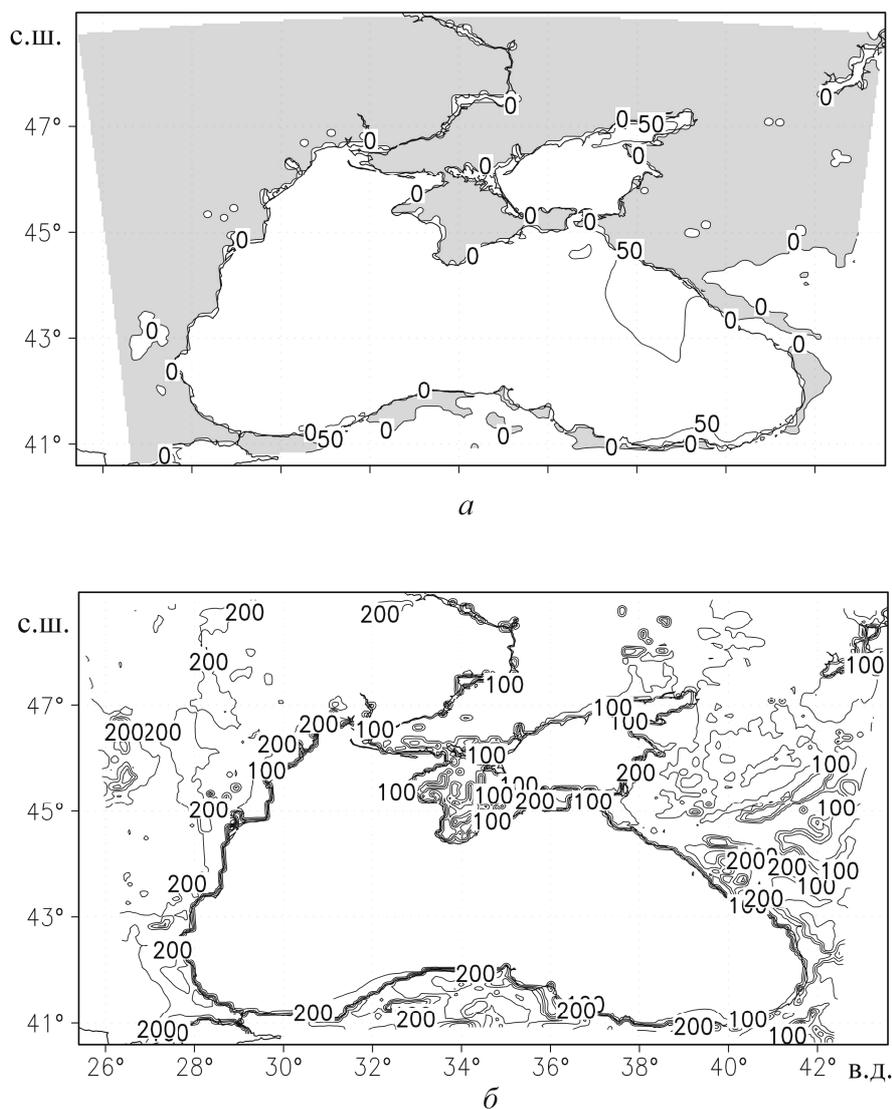
При анализе полученных данных нами применялся ранее метод композитов, позволявший получить усредненную за месяц структуру бризовой циркуляции за вычетом межсуточной синоптической изменчивости. Однако нужно иметь в виду, что композиты являются лишь усредненной оценкой полей скорости и температуры, поэтому в данной работе мы остановимся на анализе эволюции бриза в наиболее «чистых» условиях, когда внешний синоптический поток был минимальным, т. е. бриз формировался в условиях почти штилевой утренней погоды. Для этих целей из всех массивов данных численного анализа атмосферной циркуляции за июль – август 2007 г. были выбраны 3 сут (1 – 4 июля 2007 г.), в течение которых бриз развивался в условиях слабой синоптической активности.

Общая характеристика применявшейся модели *MM5* дана в работе [13]. Использовались схема параметризации погранслоя *MRF* и пятислойная модель почвы. Модель имела разрешение по горизонтали  $9 \times 9$  км, что, естественно, накладывало ограничения на возможность расчетов таких мелкомасштабных эффектов как неустойчивость Кельвина – Гельмгольца или конвективная облачность. При моделировании конвективного пограничного слоя (одного из важных элементов формирования дневного бриза) применялась параметризация.

**Суточный цикл развития бризовой циркуляции.** Бризовая циркуляция в летний период возбуждается потоками явного тепла в пограничном слое атмосферы: днем – за счет поглощения коротковолновой радиации суши и последующего турбулентного обмена теплом с приземным пограничным слоем атмосферы, а ночью – за счет радиационного охлаждения приземного пограничного слоя. Днем над сушей развивается конвективно неустойчивый, а ночью, наоборот, устойчиво стратифицированный пограничный слой. Атмо-

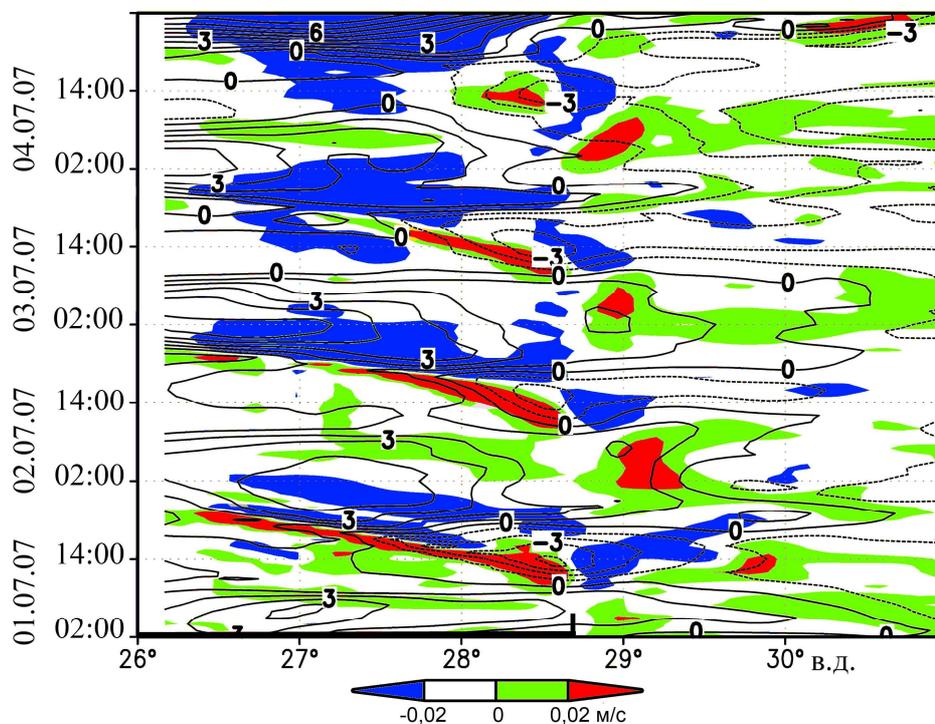
сферный пограничный слой над морем летом меняется в течение суток гораздо меньше, и поэтому основной причиной суточного цикла бризовой циркуляции являются изменения в приземном погранслое.

На рис. 1 приведены величины потоков явного тепла в приземном погранслое атмосферы для двух моментов суточного цикла, когда потоки достигали минимального (ночью в 0 ч) и максимального (днем в 12 ч) значений (положительные значения соответствуют потокам, направленным вверх). Как видно, различия величин потоков над сушей между дневным и ночным периодами существенны и достигают около  $400 \text{ Вт/м}^2$ . Над морем эти различия не столь значительны: не более  $50 \text{ Вт/м}^2$  в прибрежной зоне.



**Р и с. 1.** Потоки явного тепла ( $\text{Вт/м}^2$ ) в приповерхностном слое для 0 ч (а) и 12 ч (б) местного времени 01.07.2007 г. (серым цветом показана область отрицательных значений потоков)

На рис. 2 показана пространственно-временная диаграмма развития «чистого» бриза в течение выбранных 3 сут. Вдоль 44° с. ш. даны зональная компонента скорости ветра и вертикальная скорость на  $\sigma$ -уровне 0,95 (на высоте около 500 м) в зависимости от времени. Линия берега приходится на 28,7° в. д. и обозначена на рисунке вертикальным отрезком. Отрицательные значения зональной компоненты соответствуют направлению ветра с моря на сушу, положительные – с суши на море.

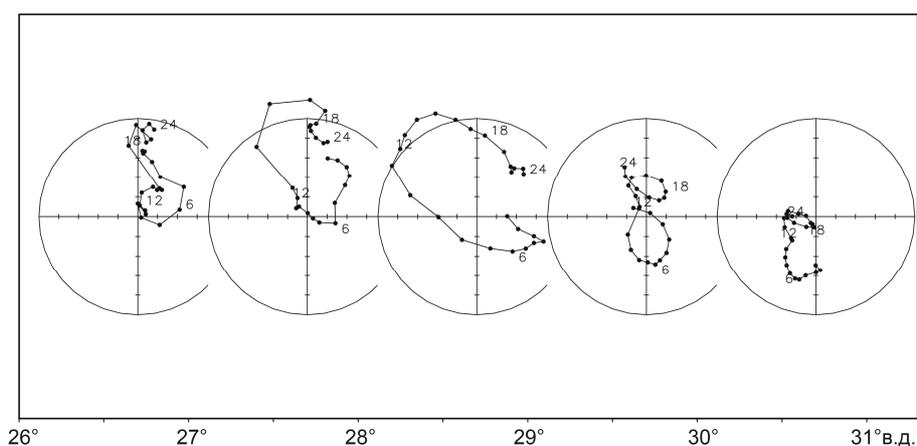


**Р и с. 2.** Пространственно-временная диаграмма зональной компоненты скорости ветра, м/с (показана изолиниями) и вертикальной скорости, м/с (показана цветом) на  $\sigma$ -уровне 0,95 вдоль 44° с. ш. (сплошные изолинии соответствуют положительным значениям зональной компоненты скорости, штриховые – отрицательным; на оси ординат указано местное время; линия берега обозначена вертикальным отрезком)

Несмотря на некоторые естественные различия погодных условий для разных суток, на рис. 2 отчетливо выделяется характерная цикличность бризовой циркуляции: зарождение дневного бриза непосредственно вблизи берега в утренние часы, распространение его не только на сухопутную, но и на морскую области, затухание в вечернее время суток и затем развитие ночного бриза. Отметим некоторые характерные черты бризовой циркуляции, которые можно увидеть уже на этом рисунке. Во-первых, нарастание величины зональной компоненты скорости дневного бриза в прибрежной зоне происходит медленнее, чем ее уменьшение вечером. Эта асимметрия, как будет видно далее, частично объясняется вращением вектора скорости, связанного с действием сил Кориолиса. Во-вторых, асимметрия дневного и ночного бризов

проявляется и в самих величинах скорости. Дневной бриз достигает скорости 4 – 5 м/с вблизи границы суша – море, в то время как ночной — 1,5 – 2 м/с. Вертикальная скорость, направленная вверх, достигает максимума над сушей днем вблизи берега. Ночью над морем она также максимальна вблизи береговой черты. Наконец, наблюдается интересный эффект, заключающийся в возникновении областей больших нисходящих движений воздуха над сушей на значительном расстоянии от берега (100 – 120 км). Эти движения образуются в конце дня и достигают максимального развития в вечерние часы (около 21 – 23 ч). Ниже будет дано их более подробное описание.

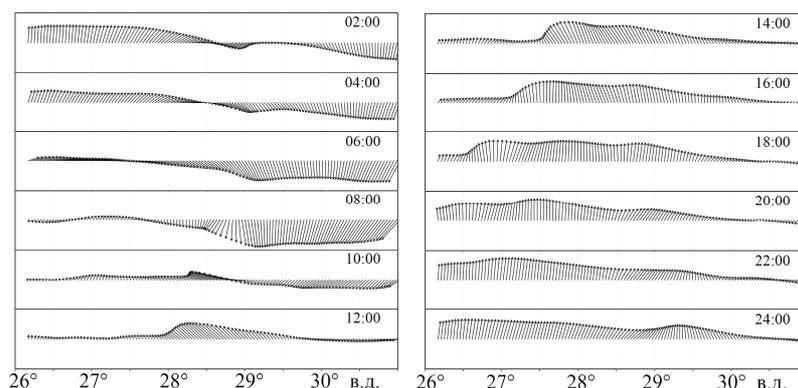
Особенности изменения скорости приповерхностного ветра в течение суточного цикла показаны на рис. 3. Здесь даны годографы горизонтальной скорости, осредненной за каждый час для выбранных 3 сут, вдоль того же зонального разреза на 44° с. ш. Они отражают антициклоническое вращение вектора скорости и иллюстрируют указанную выше асимметрию ночного и дневного бризов, а также их затухание по мере удаления от берега в обе стороны.



**Р и с. 3.** Годографы горизонтальной скорости приповерхностного ветра для пяти точек вдоль 44° с. ш., осредненной за каждый час для 01 – 04.07.2007 г. (одно деление на обоих осях соответствует скорости 1 м/с; вектор, направленный из начала координат в точку на кривой соответствует скорости ветра в данный момент времени; цифры у кривых обозначают местное время, ч)

**Распространение фронта бриза.** Развитие морского бриза сопровождается образованием переднего фронта и его продвижением вглубь суши. Оно наглядно видно на рис. 4, где показана эволюция в течение суток вектора скорости ветра в приземном погранслое на зональном разрезе на 44° с. ш. Показано зарождение морского бриза в 10 ч, образование переднего фронта и его продвижение, по крайней мере до 18 ч, со средней скоростью около 5,5 м/с. После этого фронт размылся и вышел за пределы расчетной области. При этом нормальная к береговой черте компонента скорости лишь до 14 – 15 ч на всем протяжении бриза направлена над сушей от берега. В области

самого фронта направление этой компоненты скорости меняется на противоположное.



Р и с. 4. Суточный ход скорости приповерхностного ветра вдоль 44° с. ш. для 01.07.2007 г.

Одновременно с существованием бриза на суше с 19 ч, т. е. с момента, близкого к заходу солнца, непосредственно вблизи берега начинает развиваться ночной бриз.

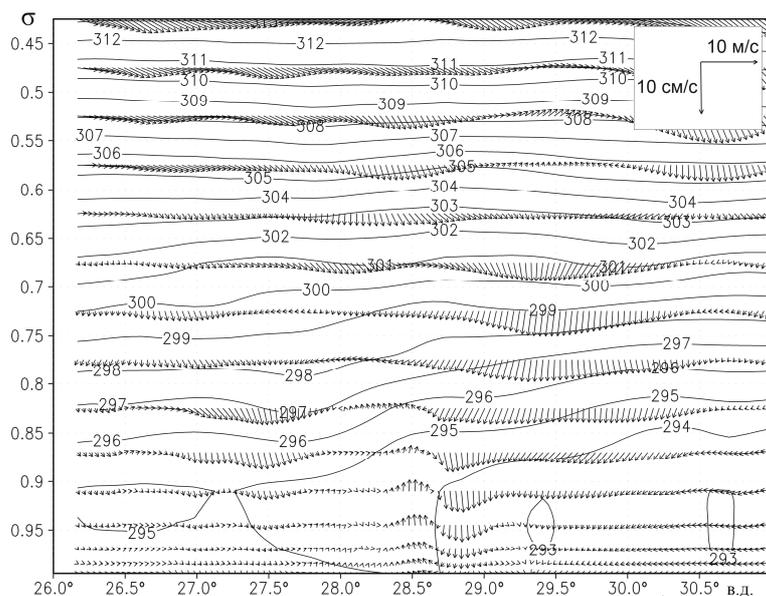
Характерной особенностью формирования бризовой циркуляции является образование направленных по нормали к разрезу течений и на суше и на море вдоль берега. На суше они развиваются после 18 ч и затухают в предутренние часы, а на море – около 1 – 2 ч и затухают утром.

Не приводя иллюстрации, укажем, что после захода солнца при малых потоках тепла распределение приземных изобар в западной части моря приблизительно повторяет очертания прямолинейного берега. Поэтому возникновение таких вдольбереговых течений на суше и на море можно объяснить развитием геострофической циркуляции. Как известно, с этим же связано и антициклоническое вращение вектора приземной скорости ветра. Эффекты, связанные с вращением Земли, хорошо видны на рис. 3.

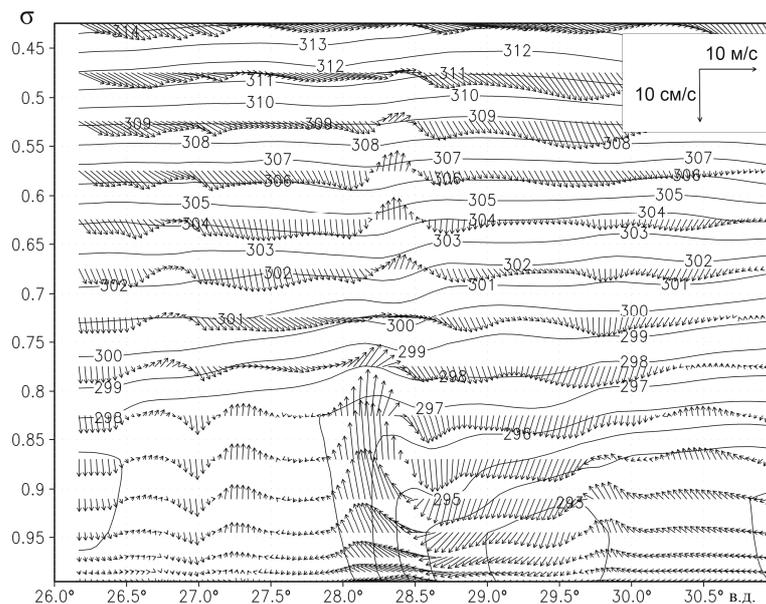
**Вертикальная структура бриза.** Вертикальная структура бриза по мере его эволюции представлена на рис. 5 – 7. Здесь для трех моментов времени – начальной стадии (10 ч), максимального развития дневного (около 14 ч) и ночного (около 2 ч) бризов – показано распределение значений зональной компоненты скорости ветра и вертикальной скорости воздушных масс, а также потенциальной температуры.

В начале формирования бриза (рис. 5) бризовая циркуляция сосредоточена непосредственно в окрестности береговой черты. Значения зональной компоненты скорости составляют в нижней части погранслоя около 3 м/с, а высота первичной ячейки циркуляции достигает приблизительно 1 км. В результате начавшегося прогрева над сушей развивается конвективно неустойчивый погранслой, распространяющийся до высот 1 – 1,5 км. Над морем по-прежнему сохраняется холодный устойчивый погранслой, температура которого на 3 – 4 К ниже. Таким образом, ячейка бризовой циркуляции на рис. 5 и

б отчетливо представляется в поле потенциальной температуры как холодное гравитационное течение, вторгающееся в область конвективно неустойчивого нагретого пограничного слоя.



**Р и с. 5.** Вертикальный разрез зональной компоненты скорости ветра (м/с), вертикальной скорости (см/с) и потенциальной температуры (К) вдоль 44° с. ш. для 10 ч 01.07.2007 г. (потенциальная температура показана изолиниями, а зональная компонента скорости ветра и вертикальная скорость – векторами)



**Р и с. 6.** Аналогично рис. 5, но для 14 ч

Вертикальная структура развитого морского бриза для 14 ч показана на рис. 6. Здесь образовавшийся фронт бриза, располагающийся в окрестности  $27,6 - 27,8^\circ$  в. д., что также видно из рис. 4, характеризуется интенсивными восходящими потоками в передней части и нисходящими – в задней. Таким образом, он формирует интенсивную циркуляционную ячейку в вертикальной плоскости, достигающую до высоты около 2 км над поверхностью. На высотах до 1 – 1,2 км за головной частью бриза ветер направлен с моря на берег, а выше развивается обратное течение. Граница раздела прямой и обратной циркуляций над сушей хорошо видна, над морем она прослеживается лишь вблизи берега. Во всей нижней части тропосферы в области фронта бриза возникают интенсивные внутренние волны, распространяющиеся вместе с головной частью фронта.

Структура развитого ночного бриза в 2 ч (рис. 7) характеризуется направленным с суши на море течением со скоростью ветра около 3 – 3,5 м/с, занимающим область разреза от  $26,5$  до  $28,5^\circ$  в. д. В силу радиационного выхолаживания предварительно прогретый пограничный слой и над сушей и над морем становится устойчиво стратифицированным. Отличием эволюции ночного бриза над морем по сравнению с дневным бризом над сушей является отсутствие явного переднего фронта. Причиной образования ночного бриза является охлаждение приземного погранслоя при мало меняющейся температуре воздуха над морем.

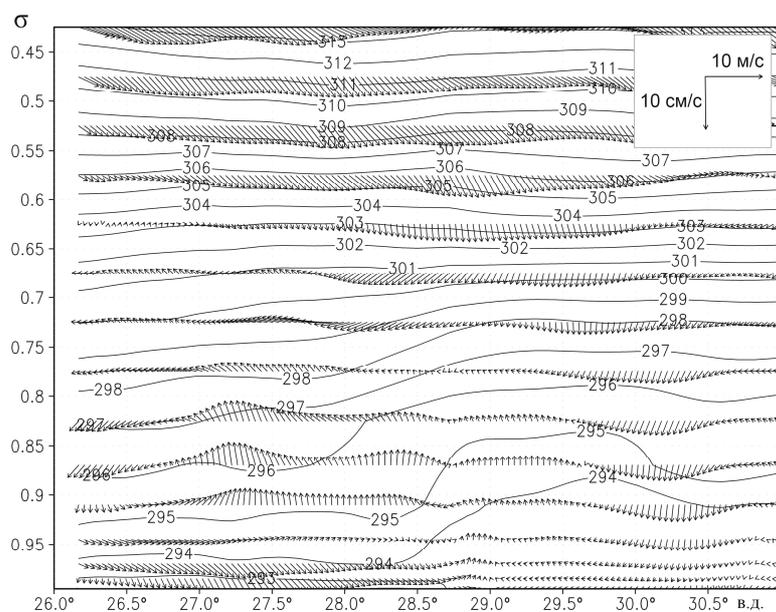


Рис. 7. Аналогично рис. 5, но для 2 ч

**Обсуждение.** Основными внешними параметрами, характеризующими бризовую циркуляцию, являются потоки явного тепла в приземном пограничном слое, вращение Земли (сила Кориолиса) и частота плавучести (Брента – Вейселя)  $N$ , определяемая для невозмущенного конвективного погранично-

го слоя над сушей. Это относится к простому случаю прямолинейного берега и отсутствия внешнего фонового течения в атмосфере. Все другие параметры, такие как температура суши и моря, влажность являются либо вторичными, либо менее значимыми [5]. В указанном выше простом случае бриза для потока тепла, заданного в виде ступенчатой функции по времени, в работе [6] предложено такое определение характерного масштаба горизонтальной скорости  $U$ :

$$U = 0,32 \frac{\sqrt{Qt} (Nt)^{0,1}}{\sqrt{1 + (0,37 \frac{f}{N} Nt)^2}},$$

где  $t$  – время с момента начала нагрева суши,  $Q = \frac{g}{\theta_0} (\overline{w'\theta'})$  – нормированный

поток явного тепла,  $g$  – ускорение силы тяжести,  $\theta_0$  – приземная потенциальная температура,  $w'$  и  $\theta'$  – турбулентные пульсации вертикальной скорости и потенциальной температуры соответственно,  $f$  – параметр Кориолиса.

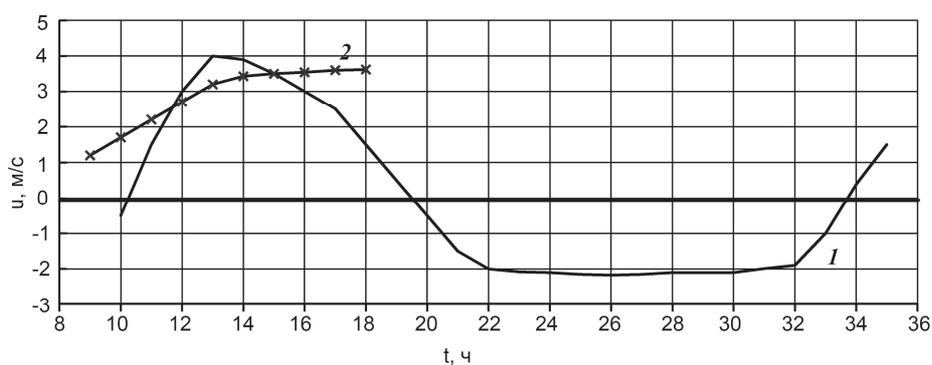
Отметим, что использование интегрального потока тепла  $Qt$ , невозмущенной частоты плавучести  $N$  и параметра Кориолиса  $f$  в качестве определяющих бриз внешних параметров согласуется с более ранними работами [2, 4].

Одно из отличий рассматриваемого нами на основе натуральных данных примера бризовой циркуляции от модельного случая, описанного выше, состоит в суточной изменчивости потока тепла  $Q$ . Он не является постоянной, как в работе [5], величиной, а изменяется от величины, близкой к нулю в 7 – 8 ч, до максимума в 12 ч и далее уменьшается до нуля в 19 – 20 ч (для июля месяца). Поэтому интегральный поток тепла не является линейной функцией времени, и это вносит коррективы в выражение для определения скорости  $U$ . Рассмотрим оценки, полученные в результате нашего моделирования.

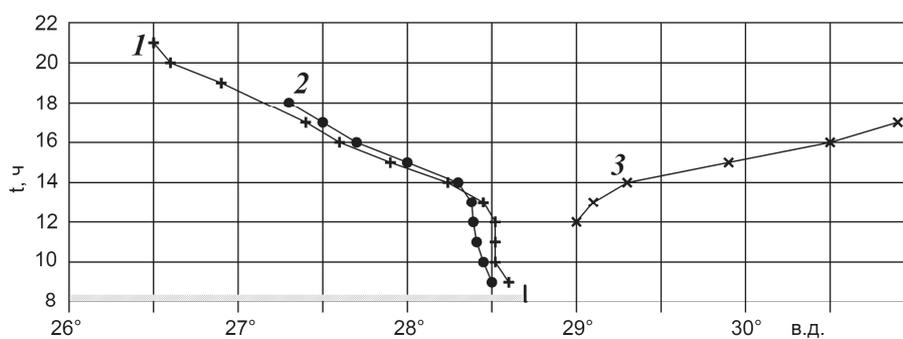
На рис. 8 показано изменение зональной компоненты скорости ветра в приземном погранслое ( $z = 40$  м) на границе раздела суша – море в течение суток. Здесь представлены значения скорости, рассчитанные по модели и приведенной формуле. Величины потоков явного тепла соответствовали данным на рис. 1 для нашего разреза в точке  $\lambda = 28,7^\circ$  в. д. Точность оценки модельных значений скорости  $U$  составляла около  $\pm 0,25$  м/с. Как видно, рассчитанные по формуле величины скорости неплохо согласуются с модельными данными для развитого дневного бриза. Расхождения наблюдались в самом начале развития бриза (когда скорости были малы и любые малые добавки фонового потока могли сказаться на сравнении) и в конце дневного бриза. Около 19 – 20 ч поток явного тепла уменьшается и одновременно затихает дневной бриз, сменяющийся ночным бризом.

На рис. 9 показано распространение над сушей и морем фронта дневного бриза. Здесь фронт идентифицировался по двум признакам: по положению максимума вертикальной скорости в головной части бриза над сушей (кривая 1) и по положению нулевой изотахи зональной компоненты скорости над сушей (кривая 2) и морем (кривая 3). В начале развития дневного бриза над сушей (до 11 – 12 ч) кривые 1 и 2 приблизительно совпадают, т. е. положения максимума вертикальной скорости и нулевой изотахи на разрезе

были близки друг к другу, скорости продвижения фронта при этом составляли 3 – 4 м/с. Однако ближе к концу светового дня, около 19 – 20 ч, дневной бриз прекратил свое существование. В то же время максимальная вертикальная скорость по-прежнему была значительной. Как видно из рис. 5 и 6, увеличение вертикальной скорости соответствовало развитию во всей толще тропосферы внутренней гравитационной волны, распространявшейся по горизонтали со скоростью 7 – 8 м/с. Эта внутренняя волна, возбуждаемая передним фронтом гравитационного течения, т. е. самим бризом, отделялась от него и продолжала продвигаться далее на сушу, где одновременно развивался ночной бриз, направленный с суши на море. Процессы развития гравитационных течений в атмосфере и возбуждаемых ими внутренних волн или солитонов рассматриваются в зависимости от различных параметров во многих работах, например, в [9, 10].



**Р и с. 8.** Суточный ход зональной компоненты скорости ветра  $u$  (м/с) на границе раздела суша – море: 1 – расчет по модели, 2 – по приведенной в тексте формуле



**Р и с. 9.** Перемещение фронта дневного бриза над сушей и морем, определенного по положению максимума вертикальной скорости (1) и нулевой изотахи (2 – над сушей, 3 – над морем) (линия берега обозначена вертикальным отрезком)

Ночной бриз противоположен дневному по направлению циркуляции. Но между ними имеются также и другие важные различия. Ночной бриз над сушей развивается одновременно на разных расстояниях от берега (до 200 км). С 19 – 20 ч приповерхностный ветер начинает дуть с суши на море. Над сушей его скорость достигает 4 – 5 м/с, а высота потока составляет около 900 – 1000 м. Выше него развивается более слабое противоположно направленное компенсирующее течение. На границе суша – море величина зональной компоненты скорости ветра составляет около 2 м/с (см. рис. 7).

Таким образом, дневной бриз – это возникающее на границе суша – море гравитационное течение холодного морского воздуха, распространяющееся в конвективно неустойчивой стратифицированной атмосфере над сушей, с явно выраженной головной частью, доходящей до высоты около 2000 м и возбуждающей интенсивные внутренние волны во всей толще тропосферы. Ночной бриз образуется одновременно на больших расстояниях от берега, начиная с момента формирования ночного устойчиво стратифицированного приземного пограничного слоя. Над морем зональная компонента скорости ночного бриза невелика (около 1 – 1,5 м/с), и его развитие вечером и ночью не сопровождается формированием явного фронта и интенсивных внутренних волн в тропосфере.

**Заключение.** По результатам регионального реанализа атмосферной циркуляции рассматривается развитие бриза в случае слабой синоптической фоновой активности для простого прямолинейного западного берега Черного моря. Показано, что формирование бризовой циркуляции днем сопровождается образованием гравитационного течения, интенсивного переднего фронта и интенсивных внутренних волн в тропосфере. Получены количественные оценки скорости ветра в бризе и скорости распространения фронта бриза, проведено их сравнение с ранее опубликованными данными. Показано, что структуры дневного и ночного бризов над сушей и морем существенно различаются: развитие характерного гравитационного течения над морем для ночного бриза не наблюдается.

Отметим, что полученные результаты являются модельными, т. е. они воспроизведены в рамках ограничений принятой региональной модели. В частности, достаточно грубое пространственное разрешение (~9 км) не позволило изучить некоторые более детальные явления, сопровождающие развитие бриза (такие как неустойчивость Кельвина – Гельмгольца, генерация внутренних короткопериодных волн, процессы развития конвективного пограничного слоя над сушей и др.), а следовательно, и более мелкомасштабную структуру бриза.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Heurwitz B.* Comments on the sea-breeze circulation // *J. Atm. Sci.* – 1947. – 4, № 1. – P. 1 – 8.
2. *Steyn D.G.* Scaling the vertical structure of sea breezes revisited // *Bound.-Lay. Met.* – 2003. – 107, № 1. – P. 177 – 188.

3. *Mak M.K., Walsh J.E.* On the relative intensities of sea and land breezes // *J. Atm. Sci.* – 1976. – 33, № 2. – P. 242 – 251.
4. *Wichnik Kruit R.J., Holtslag A.A., Tijn A.B.* Scaling of the sea-breeze strength with observation in the Netherlands // *Bound.-Lay. Met.* – 2004. – 112, № 2. – P. 369 – 380.
5. *Neuman J.* On the rotation rate of the direction of sea and land breezes // *J. Atm. Sci.* – 1977. – 34, № 12. – P. 1913 – 1917.
6. *Antonelli M., Rotunno R.* Large-eddy simulation of the onset of the sea breeze // *Ibid.* – 2007. – 64, № 12. – P. 4445 – 4457.
7. *Pearson R.* Properties of the sea breeze front as shown by a numerical model // *Ibid.* – 1973. – 30, № 6. – P. 1050 – 1060.
8. *Sha W., Kawamura T.* A numerical study on sea / land breezes as a gravity current: Kelvin – Helmholtz billow and inland penetration of the sea-breeze front // *Ibid.* – 1991. – 48, № 14. – P. 1649 – 1665.
9. *Sha W., Kawamura T.* A numerical study of breezes: prefrontal gravity waves in the compensating flow and inland penetration of the sea-breeze vortex // *Ibid.* – 1993. – 50, № 8. – P. 1076 – 1088.
10. *Maxworthy T., Leilich J., Simpson J. E. et al.* The propagation of a gravity current into a linearly stratified fluid // *J. Fluid Mech.* – 2002. – 453. – P. 371 – 394.
11. *Plant R.S., Keith G.J.* Occurrence of Kelvin – Helmholtz billows in sea-breeze circulation // *Bound.-Lay. Met.* – 2007. – 122, № 1. – P. 1 – 15.
12. *Ефимов В.В., Барабанов В.С.* Бризовая циркуляция в Черноморском регионе // *Морской гидрофизический журнал.* – 2009. – № 5. – С. 23 – 36.
13. *Dudhia J.* A nonhydrostatic version of the Penn State – NCAR mesoscale model: validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front // *Mon. Wea. Rev.* – 1993. – 121, № 5. – P. 1493 – 1513.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,  
Севастополь  
E-mail: efimov@alpha.mhi.iuf.net

Материал поступил  
в редакцию 29.05.09  
После доработки 15.07.09

**АНОТАЦІЯ** За результатами регіонального реаналізу атмосферної циркуляції з роздільною здатністю 9 км вивчено формування бризу в разі слабкої синоптичної фонові активності для прямолінійного західного берега Чорного моря за період 1 – 4 липня 2007 р. Показано, що в цих умовах вдень спостерігається утворення гравітаційної течії, бризового фронту та інтенсивних внутрішніх хвиль у тропосфері. Наводяться просторово-часові діаграми швидкості вітру, карти вертикальних розрізів потенційної температури і вертикальної швидкості повітряних мас та інших параметрів. На їх основі одержані кількісні оцінки швидкості вітру в бризі та швидкості розповсюдження фронту бризу, а також проведено їх порівняння з раніше опублікованими даними.

**ABSTRACT** Based on the results of regional reanalysis of atmospheric circulation with 9km-resolution, studied is the breeze circulation for the case of weak background synoptic circulation on the straight-line part of the Black Sea western coast for July 1 – 4, 2007. It is shown that under these conditions formation of gravity current, breeze front and intensive internal waves is observed in the troposphere at daytime. Spatial-temporal diagrams of wind speed, charts of vertical profiles of potential temperature and vertical velocity of air masses and other parameters are presented. It permits to obtain quantitative estimates of the breeze wind and the breeze front propagation velocities and to compare them with the previously published data.