

Анализ результатов наблюдений и методы расчета гидрофизических полей океана

УДК 551.584.2

В.В. Ефимов, В.С. Барабанов

Бризовая циркуляция в Черноморском регионе

По данным регионального реанализа атмосферной циркуляции, выполненного на основе мезомасштабной модели *MM5* для августа 2007 г. с использованием метода разностных композитов, исследованы характерные особенности бризовой циркуляции в Черноморском регионе. Высокое пространственное разрешение модели (шаг сетки составлял 9 км) позволило воспроизвести основные особенности морских и береговых бризов на композитных картах. Показано, что пространственная структура бризовой циркуляции определяется конфигурацией береговой черты и орографией морских берегов.

Введение

Бризовая циркуляция является результатом температурного контраста между морем и окружающей суши, изменяющегося по величине и знаку в течение суток. Дневной бриз, называемый морским бризом, связан с более интенсивным нагреванием суши по сравнению с морем, подъемом нагретого воздуха над прибрежными сухопутными районами, притоком на сушу влажного и более холодного морского воздуха в нижнем слое атмосферы и соответственно возвратным течением воздуха в верхних слоях пограничного слоя атмосферы и его последующим опусканием над морем. В ходе дневного прогрева развитие морского бриза над сушей сопровождается формированием фронта, распространяющегося на значительные расстояния от берега (до 100 – 300 км), и, вследствие бароклинной неустойчивости, образованием волновых движений в области больших вертикальных градиентов скорости (в зоне перехода между прямым и возвратным течениями).

Ночной бриз, обычно называемый сухопутным, противоположен дневному. Температурный контраст возникает в силу большей тепловой инерции верхнего слоя моря: ночью в результате радиационного выхолаживания температура суши опускается ниже температуры поверхности моря, и возникает циркуляционная ячейка, противоположная дневной. Интенсивность морского и сухопутного бризов зависит прежде всего от величины разницы дневных и ночных температур приземного и приводного воздуха, которые, в свою очередь, зависят от сезона года и региональных особенностей зоны суша – море. Но, как правило, эти две фазы суточного изменения бриза несимметричны: ночной бриз развивается слабее дневного. Основной причиной этой асимметрии является различие стратификаций пограничного слоя: устойчивая стратификация пограничного слоя ночью подавляет разви-

© В.В. Ефимов, В.С. Барабанов, 2009

тие бриза, а неустойчивая стратификация днем способствует интенсификации морского бриза [1].

Существенно усложняют простую схему развития бризовой циркуляции несколько причин. Во-первых, действие силы Кориолиса приводит к вращению вектора поля скорости по мере развития и дневного и ночного бризов. Во-вторых, бриз, как правило, развивается на фоне превалирующего синоптического движения: характерные скорости бризовой циркуляции в нижней части погранслоя менее 5 м/с, в то время как синоптические скорости ~ 10 м/с. Поэтому, например, направленный навстречу морскому бризу синоптический поток ограничивает его распространение вглубь суши и наоборот. Наконец, значительно усложняют структуру и развитие бриза локальные особенности, такие как сложная конфигурация береговой линии, а также наличие гор, что характерно для большинства морских бассейнов [2 – 8].

Поэтому в настоящее время основным методом изучения бризовой циркуляции является численное моделирование с использованием региональных моделей атмосферной циркуляции с высоким пространственным разрешением, поскольку данные оперативного погодного анализа или реанализа до настоящего времени слишком грубы, чтобы выделить особенности развития и пространственную структуру бриза в конкретных морских бассейнах [9].

Бассейн Черного моря относится к таким районам, где бризовая циркуляция развивается под влиянием всех указанных выше механизмов. Сложная конфигурация береговой черты, наличие достаточно высоких окружающих море Крымских, Кавказских и Понтийских гор не позволяют адекватно описать основные черты бризовой циркуляции в рамках простых схем.

Отметим, что изучение и прогноз бризовой циркуляции имеют для некоторых районов большое практическое значение. Морской бриз является основным механизмом вентиляции загрязненного воздуха над большими приморскими городами, а также основным источником увлажнения и охлаждения воздуха днем в прибрежных областях суши со средиземноморским или тропическим климатом.

Настоящая работа основана на численном моделировании атмосферной циркуляции с использованием региональной численной модели и анализе результатов моделирования для летнего периода – периода наибольшего развития бриза в Черноморском регионе.

Численная модель

Проведенный нами региональный реанализ атмосферной циркуляции осуществлен на основе известной мезомасштабной модели *MM5* версии 3.7 [10]. В отличие от аналогов расчетные области (домены) данной модели были специально выбраны с целью детального воспроизведения состояния атмосферы для юга Украины и акватории Черного моря. Характерные особенности адаптированной версии модели и всей системы анализа описываются ниже.

Модели для ограниченной территории требуют задания не только начальных, но и периодически обновляемых граничных данных, от которых в

значительной мере зависит качество моделирования. В нашем случае начальные и граничные условия для модели *MM5* брались из массива данных глобального оперативного анализа *GDAS (Global Data Assimilation System)* с пространственным разрешением $1^\circ \times 1^\circ$ и дискретностью по времени 6 ч, имеющегося в открытом доступе на сервере nomad3.ncep.noaa.gov.

Граничное условие для подстилающей поверхности для акватории Черного моря бралось из оперативно пополняемого архива глобальной температуры поверхности океана *Reynolds SST*, <http://nomads6.ncds.noaa.gov/pub/raidlc/sst>. Данные этого архива также имеют пространственное разрешение $1^\circ \times 1^\circ$ и обновляются раз в неделю. Для составления этого архива используются все имеющиеся данные оперативных измерений, включая спутниковые. Оба источника данных широко востребованы метеорологами во всем мире и достаточно надежны.

Использовались два вложенных домена с шагами сетки 27 и 9 км: внешний – с сеткой 90×75 узлов и внутренний, охватывающий акваторию Черного моря с сеткой 145×100 узлов, с центральной точкой, имеющей координаты 25° в. д., $43,5^\circ$ с. ш. По вертикали задавались 23 неравномерно расположенных уровня со следующими значениями σ -координат: 0,995; 0,985; 0,970; 0,945; 0,910; 0,870; 0,825; 0,775; 0,725; 0,675; 0,625; 0,575; 0,525; 0,475; 0,425; 0,375; 0,325; 0,275; 0,225; 0,175; 0,125; 0,075; 0,025.

В модели *MM5* предусмотрена возможность применения различных схем параметризации подсеточных процессов. Ниже перечислены варианты, выбранные для данной версии модели.

1. Для параметризации физических процессов в пограничном слое – схема *Pleim – Chang*.
2. Для параметризации кучевой конвекции – схема *Grell*.
3. Для расчета переноса излучения в атмосфере – схема *Cloud* с учетом облачности.
4. Для расчета переноса гидрометеоров – схема *Simple Ice* с одной формой льда в атмосфере.
5. Для расчета потоков тепла на поверхности суши – модель *Pleim – Xiu*.

Указанные схемы, судя по литературе, оптимальны при расчетах для средних широт с разрешением до нескольких километров и не требуют значительных вычислительных ресурсов. В схемы *Pleim – Xiu* и *Pleim – Chang* при этом включены некоторые усовершенствованные параметризации для приземного слоя [11].

Модель была установлена на персональном компьютере с процессором *AMD Athlon* с тактовой частотой 2 ГГц, время расчета на 1 сут составляло около 4 ч. Был принят следующий режим расчетов: модель запускалась 1 раз в сутки, и проводился расчет атмосферной циркуляции на 2 сут вперед. В первые сутки региональная модель адаптировалась к крупномасштабному начальному условию, и этот начальный отрезок отбрасывался, расчет за вторые сутки использовался уже как результат анализа.

Рассматриваемые далее поля скорости ветра и других метеорологических переменных представляют собой результаты расчетов для августа 2007 г. с шагом сетки по пространству 9 км.

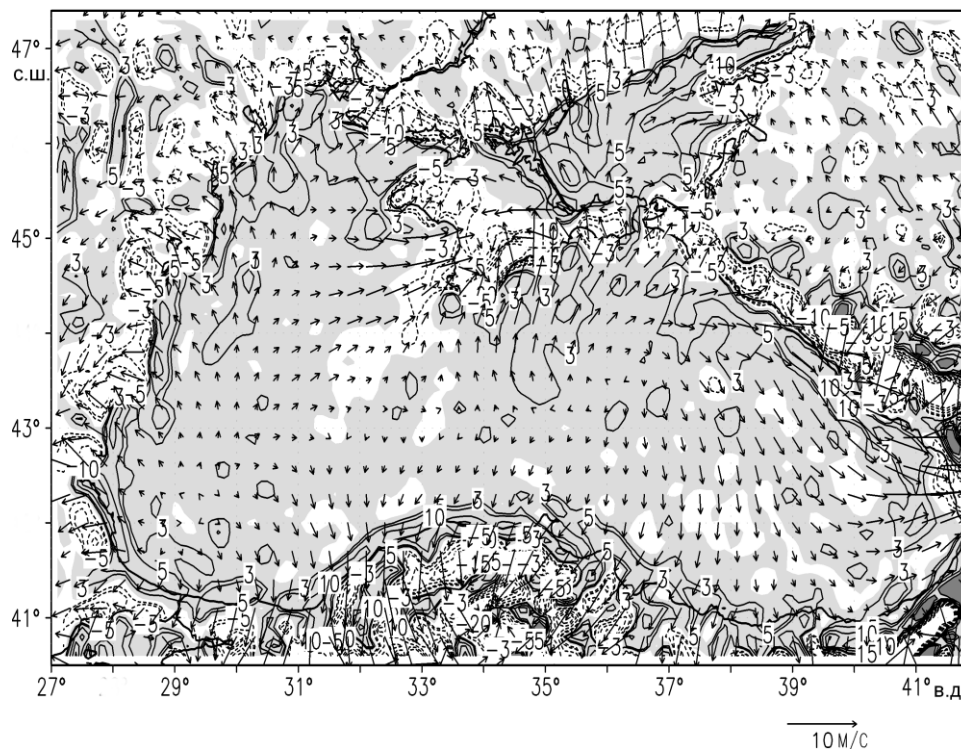
Пространственно-временная структура бризовой циркуляции

Оценка бризовой циркуляции. Характерные скорости бриза, вызванные температурными контрастами суша – море, как правило, значительно меньше фактических скоростей ветра во всем пограничном слое. Поэтому, например, поля скорости приповерхностного ветра за текущие моменты времени хотя и отражают некоторые особенности бризовой циркуляции, такие как вращение вектора скорости ветра в течение суток вблизи береговой черты, но вклад синоптических составляющих в поля скорости осложняет анализ пространственной структуры бризовой циркуляции в регионе.

Значительно более достоверно можно оценить ее, пользуясь методом разностных композитов, который позволяет существенно увеличить отношение полезного сигнала (бриза) к шуму (синоптической изменчивости) и в результате выделить поле бризовой циркуляции почти в «чистом» виде. Для этого для всего расчетного промежутка времени (август 2007 г.) были выбраны усредненные поля скорости ветра с часовой дискретностью, т.е. за 1, 2, 3, ..., 24 ч. При этом карта поля скорости ветра для выбранного часа составлялась путем усреднения из 31 карты – за каждый день месяца для этого часа. Далее вычислялись и анализировались поля разности скоростей за выбранные часы (их и будем называть разностными композитами). Можно ожидать, что композит поля разности скоростей ветра, например между дневными и ночными часами, за счет вычитания крупномасштабных медленнее изменяющихся в течение суток синоптических движений и усреднения их за достаточно большой промежуток времени (месяц) позволит выделить бризовую циркуляцию. Основанием для этого является также то, что в отличие от квазипериодического бриза поле синоптических скоростей не имеет суточной периодичности, а кроме того, бризовая циркуляция локализована по отношению к очертаниям береговой линии. Конечно, этот вывод справедлив для предположения об аддитивности полей бризовой и синоптической циркуляций, что, вероятно, можно принять в качестве первого приближения.

Как пример применения этого метода на рис. 1 показан композит $\Delta \vec{V}(14;2)$ разности усредненных за август полей скорости ветра на высоте около 40 м (здесь и далее в обозначениях в скобках указаны часы, которым соответствуют два поля скоростей ветра, разность которых рассматривается, – в частности, в данном случае берется разность полей за 14 и 2 ч GMT, чему соответствует местное время 17 и 5 ч). Эти часы выбраны как время суток, когда морской и сухопутный бризы соответственно близки к максимальному развитию. Там же показано поле дивергенции разности полей скорости ветра $\text{div } \Delta \vec{V}(14;2)$, характеризующее вертикальную компоненту скорости в нижней части пограничного слоя. Отрицательные величины $\text{div } \Delta \vec{V}$ соответствуют направленной вверх вертикальной скорости, положительные – направленной вниз. Рисунок отчетливо отражает основные механизмы, определяющие бризовую циркуляцию: температурный контраст, топографию и конфигурацию береговой черты. Как видно, вдоль всего берега приповерхностный ветер

днем направлен почти по нормали к берегу (на берег), хотя наблюдаются значительные отклонения в области прилегающих к берегу высоких гор, в первую очередь Кавказских гор. Здесь поверхностный поток встречает препятствие – высокие горы, в результате чего днем формируется струйное вдольбереговое течение юго-восточного направления (сами бризовые скорости за 14 и 2 ч рассматривать пока не будем). Днем в море около берега образуется нисходящее, а на суше – восходящее движение, которое интенсифицируется на наветренных склонах гор, особенно на склонах Кавказских и Крымских гор. Ночью картина противоположная.



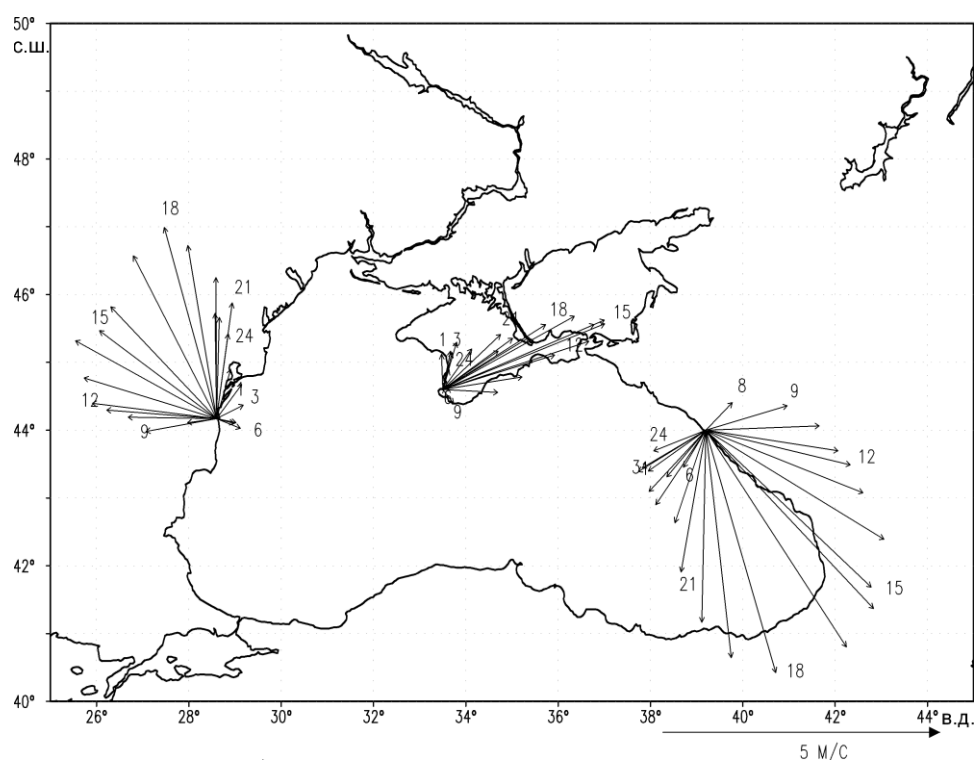
Р и с. 1. Композит разности полей скорости и дивергенции ($\times 10^{-5} \text{c}^{-1}$) приповерхностного ветра для морского и сухопутного бризов Черноморского региона (серым цветом и сплошными линиями показаны области положительных величин дивергенции, белым цветом и штриховыми линиями — области отрицательных величин)

Можно отметить, что все, даже небольшие, локальные особенности рельефа и береговой черты находят отражение в структуре бриза. Например, западная и восточная части Крыма являются областями интенсификации восходящего движения воздуха днем. Вся акватория небольшого Азовского моря находится в зоне бризовой циркуляции: восходящее движение воздуха днем, нисходящее – ночью, и противоположные движения воздуха на окружающей море суше.

Наконец, из представленного на рисунке композита разности полей скорости ветра следует, что лишь центральные области Черного моря почти не испытывают влияния бризовой циркуляции. В дневные часы морской бриз распространяется на расстояние около 100 км от берега. Крымские горы и полуостров также создают характерные особенности морского бриза: набегающие на полуостров потоки с западного, южного и восточного направлений и подъем воздуха над всем Крымским п-овом.

Пространственная структура морского и сухопутного бризов. Композит разности полей скорости ветра $\Delta\bar{V}(14;2)$ позволяет выделять характерные черты бризовой циркуляции в регионе как единого квазициклического процесса с периодом 1 сут. В то же время дневной и ночной бризы могут существенно различаться. Рассмотрим по отдельности их пространственную структуру.

На рис. 2 показано изменение вектора скорости бриза в течение суток для трех выбранных пунктов.



Р и с. 2. Изменение вектора скорости бризового ветра в течение суток для трех пунктов побережья Черного моря (цифры – время GMT, ч)

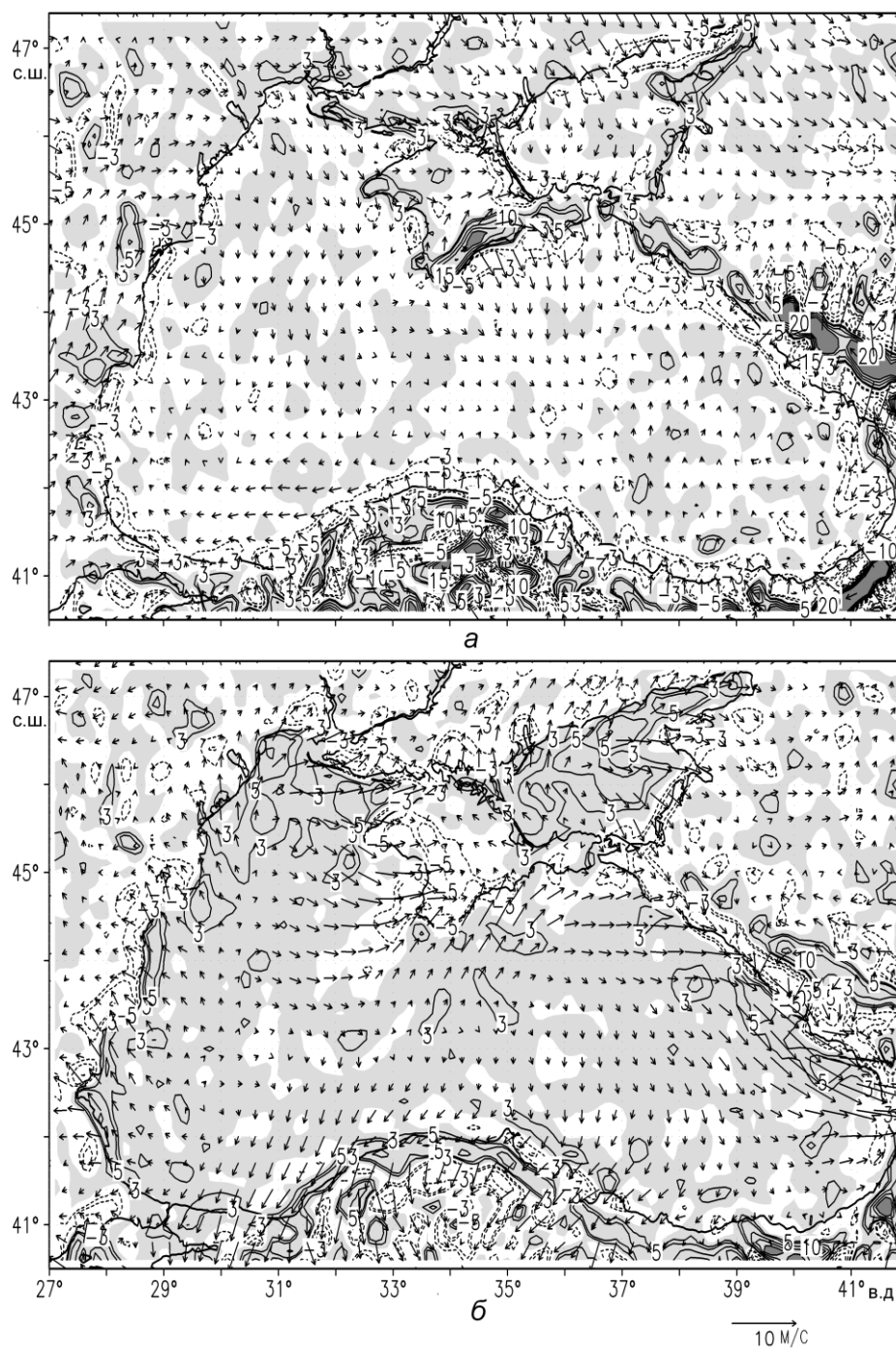
Один пункт расположен на западном побережье моря на 44° с. ш., где береговая линия близка к прямолинейной, рельеф суши почти плоский, а следовательно, развитие циркуляции происходит в более простых условиях. Второй пункт находится на юго-западной оконечности Крыма, где рельеф суши и очертания берега достаточно сложные. Третий – на восточном побережье Черного моря, в области высоких Кавказских гор. Как видно, для прямолинейного берега и в отсутствие заметных орографических эффектов годограф поверхностной скорости бриза ведет себя простым образом. По мере развития морского бриза после утреннего прогрева суши возникает направленный с моря на сушу ветер, который возрастает по величине и постепенно изменяет направление по часовой стрелке под действием силы Кориолиса. В начале ночного выхолаживания суши развивается сухопутный бриз, направленный с суши на море, который также испытывает вращение по часовой стрелке. Для второго пункта из-за влияния орографии (соседних Крымских гор) и сложной конфигурации берега рассмотренное простое поведение не наблюдается, хотя изменения направления бризового ветра днем и ночью все же видны.

Из рис. 2 можно также заключить, что абсолютные величины скорости дневного морского и ночного сухопутного бризов существенно различны: дневной бриз для всех трех пунктов более интенсивный.

Для сравнения с рис. 1, где показан композит разности полей скоростей между временами максимального развития ночного и дневного бризов, рассмотрим такой же композит по отношению к времени начала развития морского бриза. Для этого вычислим последовательность разностных композитов скорости $\Delta\vec{V}(h;h_0)$, где h – время суток в часах, а h_0 – время начала развития дневного (морского) бриза, которое, как видно из рис. 2, ориентировочно приходится на 7 – 8 ч GMT (на восточном побережье дневной бриз начинается раньше, на западном – несколько позднее).

В результате композит $\Delta\vec{V}(2;8)$ будет характеризовать развитую структуру ночного, а $\Delta\vec{V}(14;8)$ – дневного бриза. Соответствующие композиты разности полей скорости и дивергенции $\text{div}\Delta\vec{V}(2;8)$ и $\text{div}\Delta\vec{V}(14;8)$ показаны на рис. 3, а, б.

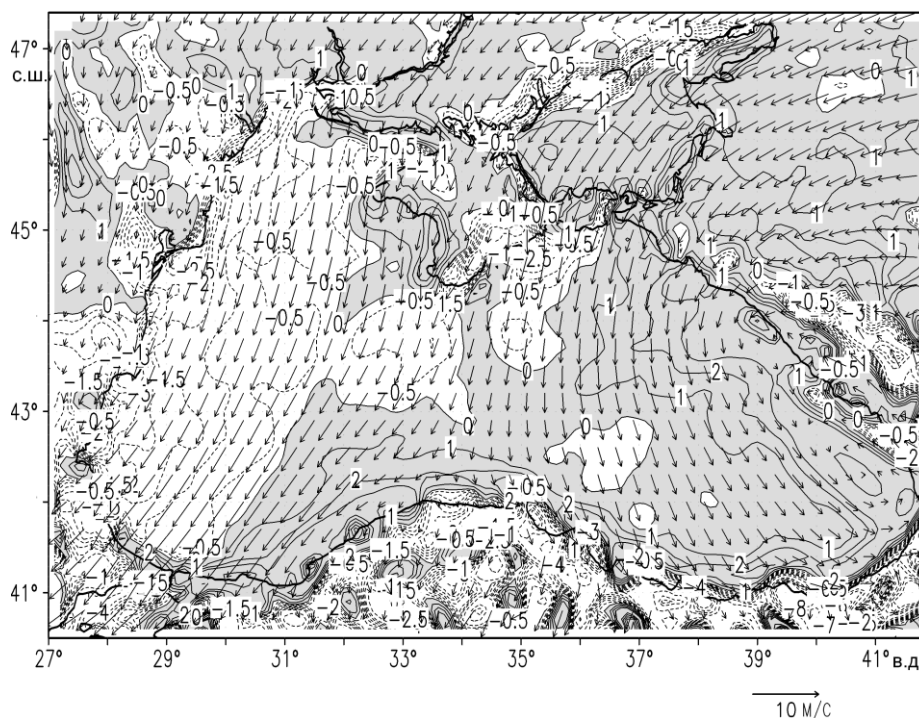
Сравнение композитов разности полей скорости и дивергенции сухопутного и морского бризов показывает, что они действительно носят явно несимметричный характер. Хотя пространственные структуры приповерхностного ветра и дивергенции для них близки в прибрежной области (с учетом противоположных знаков), но по величине морской бриз достигает большего развития, чем сухопутный. Так, скорости дневного бриза в прибрежных областях достигают 4 – 6 м/с (до 10 м/с в области прибрежных струйных течений у Кавказа и 8 м/с около Крымских гор), а ночного бриза – лишь 2 – 3 м/с (5 м/с около Крыма, и струйного течения вблизи побережья Кавказа вообще не возникает).



Р и с. 3. Композиты разности полей скорости и дивергенции ($\times 10^{-5} \text{c}^{-1}$) приповерхностного ветра для развитых бризов Черноморского региона: *а* — ночного, *б* — дневного (серым цветом и сплошными линиями показаны области положительных величин дивергенции, белым цветом и штриховыми линиями — области отрицательных величин)

Характерно также, что дневной бриз не только более интенсивный, но и распространяется на большие расстояния от берега. Почти вся акватория моря днем охвачена бризовой циркуляцией. Во внутренней области моря $\text{div } \bar{V}$ положительная (на фоне естественного шума) и составляет величину $(1 - 2) \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$. Это же относится и к небольшому Азовскому морю, где во внутренней области величины $\text{div } \bar{V}$ составляют $(3 - 5) \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, а скорости бризового ветра 2 – 5 м/с.

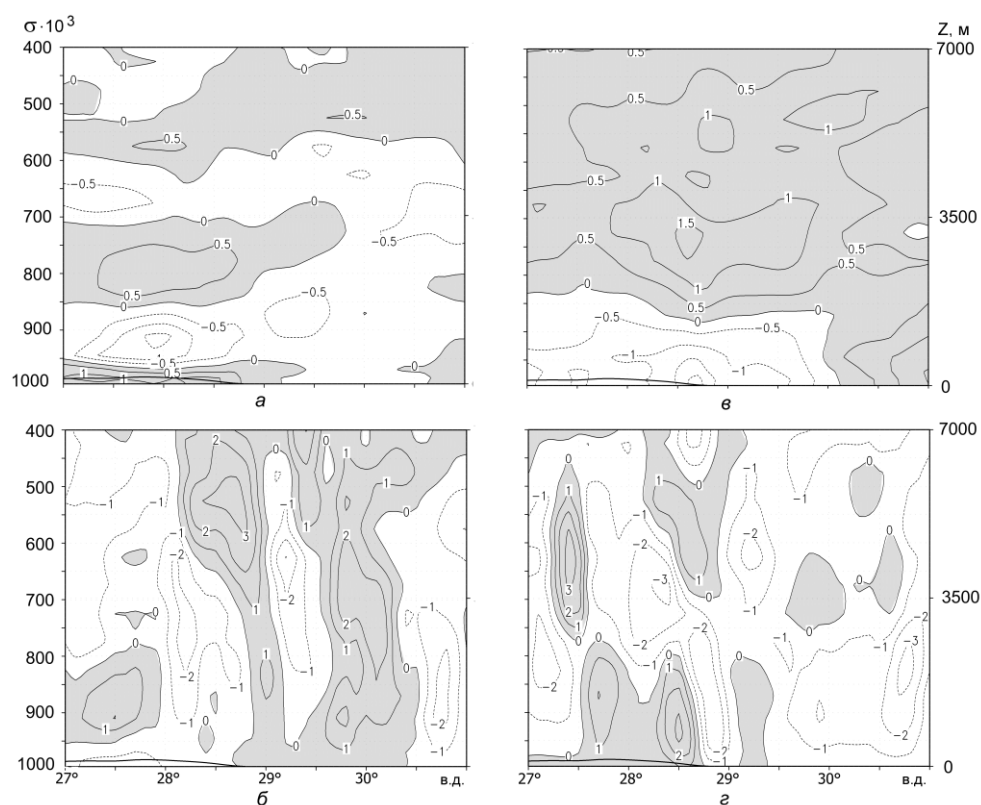
Усредненная за месяц величина завихренности скорости приповерхностного ветра показана на рис. 4. Как видно, для всей западной части моря она отрицательная (антициклоническая завихренность), а для восточной, особенно вблизи побережья, наблюдается положительная величина завихренности. Это согласуется с результатами работы [12], где по данным реанализа *NCEP/NCAR* был рассмотрен сезонный цикл завихренности приводного ветра, связанный с температурным контрастом суша – море, и показано, что в летний период над Черным морем возникает антициклоническая завихренность приводного ветра, за исключением крайней восточной части акватории моря, где сохраняется циклоническая завихренность, связанная с влиянием высоких Кавказских гор. В результате сезонный цикл завихренности может служить причиной сезонной изменчивости Основного Черноморского течения.



Р и с. 4. Среднемесячные поля скорости и завихренности скорости ($\times 10^{-5} \text{ с}^{-1}$) приповерхностного ветра в Черноморском регионе (серым цветом и сплошными линиями показаны области положительных величин завихренности, белым цветом и штриховыми линиями — области отрицательных величин)

Для более детального сравнения дневного и ночного бризов рассмотрим вертикальную структуру бризовой циркуляции для двух типичных районов, находящихся на западном и восточном побережьях Черного моря вдоль 44° с. ш. И на западном и на восточном участках береговая линия не содержит значительных неоднородностей (близка к прямолинейной), но на западе сухопутная часть почти плоская, а на востоке вдоль побережья расположены склоны высоких Кавказских гор.

Вначале рассмотрим вертикальную структуру циркуляции ночного (рис. 5, а, б) и дневного (рис. 5, в, г) бризов в более простом случае – в регионе без высоких гор. Здесь показаны изотахи горизонтальных и вертикальных составляющих зональной компоненты скорости вдоль морской и сухопутной частей зонального разреза. Дневной бриз относится к 14 ч, а ночной – к 2 ч GMT — временам максимального развития этих бризов.



Р и с. 5. Вертикальная структура поля скорости развитых ночного (а, б) и дневного (в, г) бризов в западной части Черного моря вдоль 44° с.ш. (а, в – зональная компонента скорости, м/с, положительные скорости направлены на запад; б, г – вертикальная скорость, см/с, положительные скорости направлены вверх; сплошной жирной линией показан рельеф, высота в метрах обозначена на правой оси ординат; серым цветом и сплошными линиями показаны области положительных величин скорости, белым цветом и штриховыми линиями — области отрицательных величин)

Отчетливо видны основные особенности и различия бризов. Ночной бриз менее интенсивен – максимальная скорость около 1 м/с, он низкий – граница между прямым и возвратным течениями приходится на высоту около 300 м, распространяется над сушей на значительные расстояния – свыше 200 км, а над морем лишь на 20 – 30 км, отмечаются незначительные скорости оседания воздуха над сушей и подъема над морем (менее 1 м/с), граница между этими областями приходится на береговую черту.

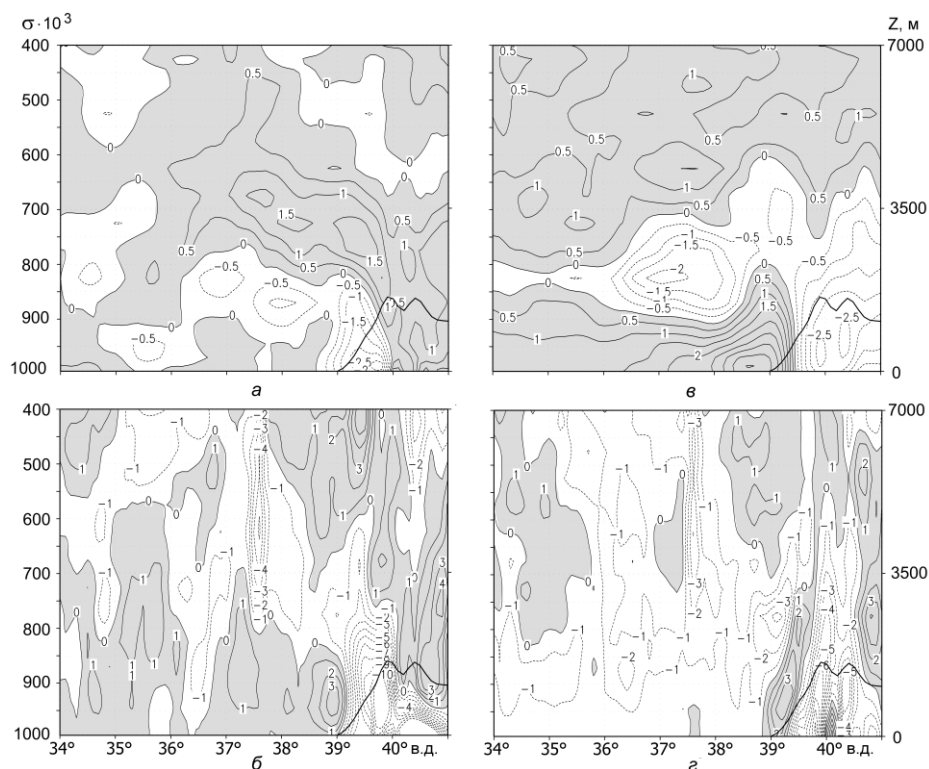
Структура дневного бриза (рис. 5, в, г) отличается от рассмотренного ночного. Он охватывает более значительные области моря – на этом рисунке до 200 км от берега, дневной бриз более высокий – граница раздела прямого и возвратного течений находится на высоте около 1000 – 1500 м, максимальные скорости приходятся на границу раздела суша – море и составляют около 2 м/с. Максимальный подъем воздуха над сушей (на 28,5° с. ш.) и максимальное оседание над морем (на 28,7° с. ш.) также возникают в районе берега, хотя сам подъем воздуха над сушей занимает обширные области — до 150 – 200 км.

Отметим, что в силу методики выделения бризовой циркуляции приведенные оценки являются среднемесячными величинами. Индивидуальные события мы здесь не рассматриваем – они могут значительно отличаться от среднемесячных, в первую очередь из-за влияния фоновой синоптической обстановки.

Как для дневного, так и для ночного бризов возвратные течения гораздо менее выражены и более «размазаны» по высоте. По существу, они прослеживаются лишь над границей раздела с прямым течением, а выше теряются на фоне остаточного шума, связанного с усреднением синоптической изменчивости, значительно превышающей по величине бризовую циркуляцию. Эта остаточная после усреднения синоптическая изменчивость прослеживается на всех вертикальных разрезах в средней и верхней тропосфере, где сами значения скоростей достаточно велики. Этот остаточный шум не мешает рассмотрению бризовой циркуляции, локализованной в нижнем слое тропосферы и связанной с очертаниями берега.

В следующем примере развития дневного и ночного бризов, приведенном на рис. 6, а, б, в, г, влияние высоких гор существенно усложняет рассмотренную более простую схему формирования бризовой циркуляции.

Общим для этих двух примеров является то, что ночной бриз охватывает лишь малую часть моря – до расстояний 20 – 30 км, а на суше он распространяется далеко вглубь, в то время как дневной бриз, наоборот, распространяется в море на большие расстояния от берега. Также и для восточного и для западного разрезов ночной бриз – низкий, а дневной – более высокий, причем скорости дневного бриза над морем в 2 – 3 раза больше скоростей ночного бриза. Совпадает и то, что граница раздела между восходящими и нисходящими движениями воздуха приходится на береговую черту, а максимальные вертикальные скорости развиваются вблизи берега.



Р и с. 6. Вертикальная структура поля скорости развитых ночного (а, б) и дневного (в, з) бризов в восточной части Черного моря вдоль 44°с.ш. (а, в – зональная компонента скорости, м/с, положительные скорости направлены на запад; б, з – вертикальная скорость, см/с, положительные скорости направлены вверх; сплошной жирной линией показан рельеф, высота в метрах обозначена на правой оси ординат; серым цветом и сплошными линиями показаны области положительных величин скорости, белым цветом и штриховыми линиями – области отрицательных величин)

Существенное отличие бризовой циркуляции в районе Кавказа связано с влиянием высоких гор. Рассмотрим сначала развитие дневного бриза. Вообще говоря, влияние гор может приводить как к большему проникновению дневного бриза в область суши, так и к его блокированию высокими горами в случае достаточно больших вертикальных градиентов потенциальной температуры [8]. В зависимости от величины угла наклона горы комбинация термического бриза и склонового потока может изменять структуру бриза в сухопутной области [8]. Обычно совместный эффект термически возбуждаемой бризовой и склоновой циркуляций приводит к тому, что максимум скорости приземного ветра над сушей сдвигается к береговой линии, а высота бризовой ячейки несколько увеличивается по отношению к поверхности Земли при удалении от берега. Эти эффекты усиливаются при уменьшении вертикального градиента потенциальной температуры, т.е. при меньшей стабильности пограничного слоя атмосферы. Не останавливаясь на детальном анализе этих

эффектов, отметим, что в нашем случае, как видно из рис. 6, а, б, в, г, горы действительно существенно влияют на формирование бризовой циркуляции над сушей в предгорной и гористой областях Кавказа. Сами скорости бриза в несколько раз больше, а влияние гор ограничивает распространение бриза над сушей. Как известно, подъем набегающего на склон горы воздуха ограничивается по высоте в зависимости от соотношения скорости ветра и устойчивости атмосферы. В первом приближении высота такого подъема оценивается [13] как

$$H \approx \frac{u}{N},$$

где u – скорость ветра, N – частота Брента – Вайсяля. Примем $u \sim 3 - 5$ м/с и $N \approx 10^{-2} \text{ с}^{-1}$. Высота подъема составит 300 – 500 м. Это близко к высоте склона горы, на которую распространяется бризовая циркуляция согласно рис. 6, в, г.

Из рис. 6, г видно, что вертикальная скорость достигает значительных отрицательных величин на западных склонах гор и меньших положительных значений над морем вблизи берега. Горизонтальные составляющие скорости ночью над сушей здесь также больше, чем над сушей в западной равнинной части (сравним с рис. 5, в), из-за наличия и бризового и склонового ветров. В целом ячейка бризовой циркуляции локализуется вблизи берега, и далее ее проникновение на сушу блокируется горами.

Для ночного бриза над сушей (рис. 6, б) ячейка бризовой циркуляции также блокируется высокими горами. Она проникает на сушу только до $39,5^\circ$ с. ш., т. е. на расстояние 40 – 50 км от берега, а далее формируется ячейка склоновой циркуляции с нисходящим направленным на запад ветром с гор.

Блокирующий эффект гор для интенсивного дневного бриза над сушей проявляется также в характерном увеличении высоты ячейки циркуляции в области берега: нулевая изотаха зональной скорости поднимается здесь от уровня $\sigma = 0,87$ для 38° в. д. до $\sigma = 0,8$ для 39° в. д. (над береговой чертой). Это поведение согласуется с недавно опубликованными результатами моделирования морского бриза в работе [8].

Заключение

С использованием региональной модели *MM5* был выполнен расчет поля атмосферной циркуляции для августа 2007 г. с высоким пространственным разрешением. Методика композитного анализа за счет фильтрации синоптического шума позволила выделить усредненные поля бризовой циркуляции и исследовать их развитие в ходе суточного цикла.

Пространственная структура бризовой циркуляции и само развитие морского и сухопутного бризов в течение суток определяются в первую очередь конфигурацией береговой черты и орографией прибрежных областей суши.

Для прямолинейного берега и почти плоского побережья развитие дневного бриза сопровождается увеличением скорости приповерхностного ветра с постепенным изменением его направления по часовой стрелке. Вектор скорости ночного бриза также вращается, но сами величины модуля скорости значительно меньше дневных. Асимметрия дневного и ночного бризов, кроме различия их интенсивности, заключается также в разных высотах ячеек бризовой циркуля-

ции. Эта асимметрия в суточном ходе характерна для всех пунктов побережья Черного моря (по крайней мере в летний период года).

В прибрежных предгорных областях (Кавказские, Крымские, Понтийские горы) на развитие дневного и ночного бризов горы оказывают существенное влияние, ограничивая проникновение бриза на сушу и изменяя структуру ячейки бризовой циркуляции. Обнаружено, что воздействие бриза не ограничивается только прибрежными областями, а распространяется на значительную часть акватории моря. Распределение суммарной за месяц завихренности скорости ветра по акватории моря согласуется с ранее выполненными оценками авторов [12].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Mak M.K., Walsh J.E.* On the relative intensities of sea and land breezes // *J. Atmos. Sci.* – 1976. – 39, № 2. – P. 242 – 251.
2. *Neumann J.* On the rotation rate of the direction of sea and land breezes // *Ibid.* – 1977. – 34, № 2. – P. 1913 – 1917.
3. *Simpson J.E.* Diurnal changes in sea-breeze direction // *J. Appl. Met.* – 1996. – 35, № 7. – P. 1166 – 1169.
4. *Wichink Kruit R.J., Holtslag A.A., Tijn A.B.C.* Scaling of the sea-breeze strength with observations in the Netherlands // *Bound.-Lay. Met.* – 2004. – 112, № 2. – P. 369 – 380.
5. *Steyn D.G.* Scaling the vertical structure of sea breezes revisited // *Ibid.* – 2003. – 107, № 1. – P. 177 – 188.
6. *Porson A., Steyn D.G., Schages G.* Formulation of an index for sea breezes in opposing winds // *J. Appl. Met. and Climat.* – 2007. – 46, № 8. – P. 1257 – 1263.
7. *Porson A., Steyn D.G., Schages G.* Sea-breeze scaling from numerical model simulation. Part I: Pure sea breezes // *Bound.-Lay. Met.* – 2007. – 122, № 1. – P. 17 – 29.
8. *Porson A., Steyn D.G., Schages G.* Sea-breeze scaling from numerical model simulation. Part II: Interaction between the sea breezes and slope flows // *Ibid.* – 2007. – 122, № 1. – P. 31 – 41.
9. *Case J. L., Wheeler M.M., Manobianco J.* A 7-yr climatological study of land breezes over the Florida Spaceport // *J. Appl. Met.* – 2005. – 44, № 3. – P. 340 – 356.
10. *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.
11. *Pleim J.E.* A simple, efficient solution of flux-profile relationships in the atmospheric surface layer // *J. Appl. Met.* – 2006. – 45, № 2. – P. 341 – 347.
12. *Ефимов В.В., Шокуров М.В., Барабанов В.С.* Физические механизмы возбуждения ветровой циркуляции внутренних морей // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* – 2002. – 38, № 2. – С. 247 – 258.
13. *Барри Р.Г.* Погода и климат в горах. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 312 с.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 03.07.08
После доработки 28.08.08

ABSTRACT Characteristic features of breeze circulations in the Black Sea are investigated using regional reanalysis of atmospheric circulation performed on the basis of mesoscale model *MM5* for August, 2007. The procedure of composite analysis is applied. High spatial resolution of the model (grid step is 9 km) permits to reproduce main features of sea and land breezes on composite maps. It is shown that spatial structure of breeze circulation is determined by coast line configuration and coastal orography.