

НАТУРНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

УДК 551.508.55

Ю.П.Соловьев

Морской гидрофизический институт НАН Украины, г.Севастополь

ХАРАКТЕРИСТИКИ ВНУТРЕННЕГО ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ НАД МОРЕМ ПРИ ВЕТРЕ С БЕРЕГА, ИМЕЮЩЕГО ГОРНЫЙ РЕЛЬЕФ

Целью работы было изучение структуры приводного слоя атмосферы после резкого изменения характеристик поверхности в прибрежной зоне Черного моря. Для анализа использовались данные измерений характеристик турбулентности в слое 1 – 21 м над поверхностью моря и ветровых волн на разгоне около 1 км при ветре с берега, имеющего горный рельеф. Показано, что профили средней скорости ветра и интенсивность турбулентности существенно отличаются от характеристик пограничного слоя, типичного для условий открытого моря или прибрежных зон с ровным рельефом береговой линии. Экспериментальные данные позволяют оценить развитие внутреннего пограничного слоя, адаптированного к морской поверхности. Высота этого слоя определяется точкой перегиба профиля скорости и изменяется в пределах $1/300 - 1/150$ от расстояния до берега. В случае берегового бриза воздушный поток подобен струйному течению устойчиво стратифицированного холодного воздуха над теплым морем с максимумом скорости на высоте около 6 м. При умеренном и сильном ветре высота внутреннего пограничного слоя увеличивается от 2 до 6 м с ростом интенсивности турбулентности независимо от скорости ветра и локальной стратификации над морем. Полученные оценки более чем на порядок меньше традиционных представлений о высоте внутреннего пограничного слоя ($\sim 1/10$ от разгона), основанных только на изменении шероховатости поверхности между сушей и морем.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *профиль скорости ветра, уровень турбулентности, внутренний пограничный слой, прибрежная зона, натурные исследования.*

Изучение связи между скоростью ветра, уровнем турбулентности и напряжениями относится к одному из основных направлений исследований нижней части пограничного слоя атмосферы. В случае стационарного ветра над однородной поверхностью обычно предполагается, что структура поверхностного пограничного слоя соответствует теории подобия Монина-Обухова (МО) [1], которая предсказывает влияние стратификации атмосферы на профили средней скорости ветра и турбулентной кинетической энергии (ТКЭ) в слое постоянных по высоте напряжений Рейнольдса. Несмотря на идеализацию условий, теория подобия МО совместно с теорией Колмогорова о существовании инерционного интервала в спектрах компонент скорости широко используется для оценок потоков импульса, тепла и влаги, переноса примесей и в моделях прогноза погоды, как над сушей, так и над морем.

Особенность пограничного слоя над морем состоит в зависимости шероховатости морской поверхности от скорости ветра и характера волнения. Детальный анализ большого объема экспериментальных данных,

© Ю.П.Соловьев, 2010

полученных за последние 30 лет в самых разнообразных условиях, показал, что коэффициент сопротивления зависит от возраста или крутизны доминирующих волн [2]. Однако «универсальную» зависимость для всех данных получить не удалось из-за большого разброса оценок между разными экспериментами, особенно при ограниченных разгонах ветровых волн или доминирующей зыби. Следует отметить, что в каждом эксперименте измерения скорости ветра и турбулентных напряжений проводились на одной высоте в пределах 3 – 12 м над уровнем моря прямым или инерционно-диссипативным методом на разгонах от 1 до 200 км. Для сравнения данных разных экспериментов коэффициент сопротивления вычислялся на высоте 10 м для нейтральной стратификации

$$C_{D10N} = \frac{\tau}{\rho U_{10N}^2}, \quad (1)$$

где $\tau = \rho u_*^2$ – турбулентные напряжения, ρ – плотность воздуха, u_* – скорость трения, U_{10N} – средняя скорость ветра в нейтральных условиях. В соответствии с теорией подобия МО в соотношении (1) предполагается $\tau = \text{const}$ и универсальный вид безразмерной функции сдвига скорости ветра

$$\phi_m(z/L) = \frac{z\kappa}{u_*} \frac{\partial U}{\partial z}, \quad (2)$$

где z – высота, L – масштаб МО, $\kappa \approx 0,40$ – постоянная Кармана. Согласно (2) логарифмический профиль скорости соответствует условию $\phi_m(0) = 1$. Стандартная параметризация функции (2) приводится в [3].

Изложенная выше методика типична для измерений над морем. Вероятно, использование теории подобия МО оправдано в условиях открытого моря, если отклонения от теории случайны и не влияют на оценки средних величин при большом объеме данных. В прибрежных районах на небольших разгонах, т.е. при ветре с берега, над морем формируются переходные внутренние пограничные слои (ВПС), связанные с неоднородностью геометрических и термических свойств поверхности [4 – 6]. К наиболее изученным типам относится развитие ВПС после резкого изменения шероховатости на границе между однородными поверхностями. В случае ветра с берега параметр шероховатости изменяется от $z_{01} \sim 10^{-2} - 10^{-1}$ м (типичная величина для суши, покрытой травой) до $z_{02} \sim 10^{-4}$ м для аэродинамически более гладкой морской поверхности. Следует отметить, что величина z_{02} на коротком разгоне может изменяться примерно от 10^{-6} м при слабом ветре до 10^{-2} м при сильном ветре и интенсивном обрушении ветровых волн. Высота ВПС δ_1 определяется положением условной поверхности, выше которой логарифмический профиль скорости $U_1(z)$ и напряжения τ_1 соответствуют условиям над сушей. Ниже δ_1 воздушный поток ускоряется, профили $U_2(z)$ и $\tau_2(z)$ зависят от величины z_{02} и расстояния X от берега. Толщина равновесного слоя δ_2 , где все характеристики турбулентности адаптировались к новой поверхности, намного меньше δ_1 , т.е. во всем слое $\delta_2 < z < \delta_1$ напряжения растут с высотой, хотя профиль скорости близок к логарифмическому виду. На расстоянии от границы $X/z_{02} > 10^5$ типичные оценки высоты ВПС в нейтральных условиях примерно равны $\delta_1 \approx X/10$ и $\delta_2 \approx X/200$ (при изменении τ_2 не более 10 %) [5]. Например, на

расстоянии 1 км от берега высота $\delta_1 \approx 80 - 100$ м примерно равна высоте слоя трения, а слой постоянных напряжений $\delta_2 \approx 4 - 5$ м. В таком пограничном слое безразмерный сдвиг скорости ветра (2) имеет минимум на высоте $z/\delta_1 \approx 0,1$ [7]. Модельные расчеты высоты ВПС хорошо согласуются с немногочисленными данными измерений в натуральных условиях, полученных на расстоянии менее 300 м от границы. Однако измерения в Балтийском море показали, что высота ВПС может изменяться в широких пределах: от $\delta_1 \approx X/100$ на разгонах 2 – 5 км при устойчивой стратификации до $X/30$ на разгонах 15 – 25 км и неустойчивой стратификации атмосферы [8]. Высота δ_2 в [8] не указывается. Таким образом, даже для ровной поверхности суши применение теории подобия при интерпретации данных измерений напряжений и C_{D10N} (1), выполненных на высоте большей δ_2 , может привести к искажению результатов, если $z_{01} \gg z_{02}$.

Другой тип неоднородности поверхности связан с изменением рельефа прибрежной зоны суши. В численных моделях обычно изучается структура турбулентного потока после уменьшения высоты в виде ступеньки h между двумя гладкими поверхностями [9]. После отрыва над ступенькой воздушный поток касается поверхности на расстоянии $X \approx 5 - 7h$, где генерируются большие трехмерные вихри, вытянутые в направлении потока. В области $X > X_0$ образуется ВПС высотой $\delta \approx 1,5h$, выше которого возмущения потока незначительны. Внутри ВПС средняя скорость потока меньше по сравнению с логарифмическим профилем, напряжения и ТКЭ изменяются с высотой и имеют максимум на высоте $\delta/2$. С удалением от ступеньки возмущения потока уменьшаются, хотя равновесный пограничный слой не восстанавливается на расстоянии $20h$ в [9] и до $50h$ в других моделях. Результаты модельных расчетов, которые выполнены для небольших объемов и специфических граничных условий, хорошо согласуются с данными лабораторных экспериментов. Похожие течения наблюдаются в лабораторных условиях при отрыве воздушного потока над гребнем обрушивающейся волны [10]. Разные типы неоднородности поверхности, например, холмы [11] или небольшие массивы леса [12], приводят к сильным отклонениям средних характеристик турбулентного потока относительно традиционной теории подобия. Кроме того, под влиянием рельефа и горизонтальных градиентов температуры поверхности и влажности воздуха развивается конвективная циркуляция, например, морской и береговой бриз, типичный для прибрежных районов.

Из сказанного выше следует, что структура пограничного слоя в прибрежной зоне моря при ветре с берега зависит от нескольких факторов: рельефа и элементов шероховатости поверхности прибрежного района суши, скорости ветра, расстояния от берега, стратификации и возможно динамических процессов в верхней части пограничного слоя атмосферы. Основная цель работы состоит в определении обоснованных оценок U_{10} и коэффициента сопротивления на коротких разгонах по данным измерений средней скорости ветра и ее флуктуаций на нескольких уровнях в интервале высот 1 – 21 м над поверхностью моря.

Район и условия измерений. Измерения проводились со стационарной платформы, расположенной в прибрежной зоне Черного моря на глубине

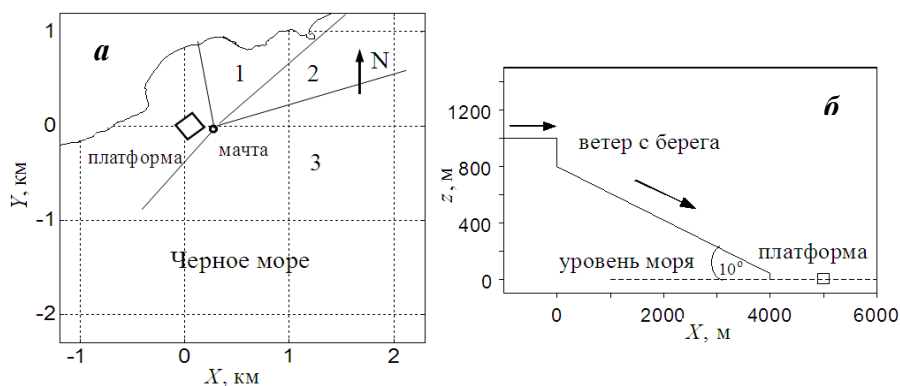
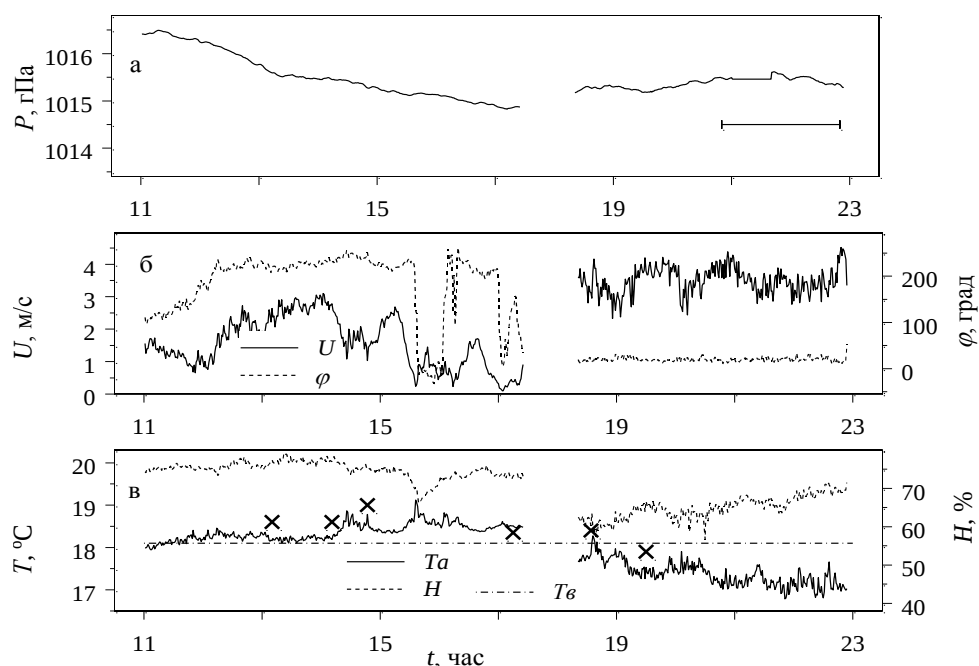


Рис. 1. Схема района измерений и диапазонов направления ветра (а): с берега (1), вдоль берега (2), с открытого моря (3); схематичный разрез рельефа береговой зоны в направлении севера (N) (б).

около 30 м (рис.1, а). Направление ветра в этом районе, которое будем отсчитывать – “откуда” и по часовой стрелке, можно условно разделить на три сектора: со стороны открытого моря (сектор 3), вдоль береговой линии (сектор 2) и с берега (сектор 1). В последнем случае ветер можно считать северным, поскольку диапазон направлений устойчивого ветра обычно ограничен в пределах $345^\circ - 0^\circ - 20^\circ$. Расстояние от платформы до берега изменяется от 700 до 1000 м для северного ветра и от 2 до 4 км для направления ветра в секторе 2. Схематичный разрез рельефа прибрежного района суши в направлении северного ветра показан на рис.1, б. Горное плато высотой около 1000 м расположено примерно вдоль береговой линии на расстоянии 4 км. После резкого изменения высоты приблизительно на 200 м высота поверхности постепенно уменьшается со средним уклоном 10° до береговой линии, где образуется второй уступ, высотой около 15 – 20 м над уровнем моря. Реальная поверхность склона неровная, покрыта лесом или кустарником, разбросанными строениями и скалами высотой до 10 – 20 м, т.е. высота смещения профиля скорости ветра, на которой средняя скорость обращается в ноль, примерно равна средней высоте элементов шероховатости [13]. Интенсивность турбулентности над такой поверхностью должна быть больше по сравнению с однородной шероховатостью. Кроме того, отрыв воздушного потока над уступом высотой 200 м и непосредственно на берегу приводит к дополнительному усилению интенсивности турбулентности, которая переносится ветром в точку измерений. Исходя из вышесказанного, можно предположить, что непосредственно на береговой линии воздушный поток сильно турбулирован, высота смещения скорости ветра равна 15 м над сушей или около 30 м над уровнем моря, учитывая высоту берега. Следует отметить, что измерения над сушей не проводились. Если оценить параметр шероховатости как $1/30$ средней высоты элементов поверхности, то $z_{01} \sim 0,5$ м.

По данным измерений в сентябре – октябре 2003, 2005 и 2008 гг. устойчивый береговой ветер со скоростью до 5 м/с наблюдается в основном в вечернее и ночное время и связан с бризовой циркуляцией. Типичный пример изменения основных метеорологических параметров на высоте 4 м над средним уровнем моря представлен на рис.2 по данным измерений с 11:00

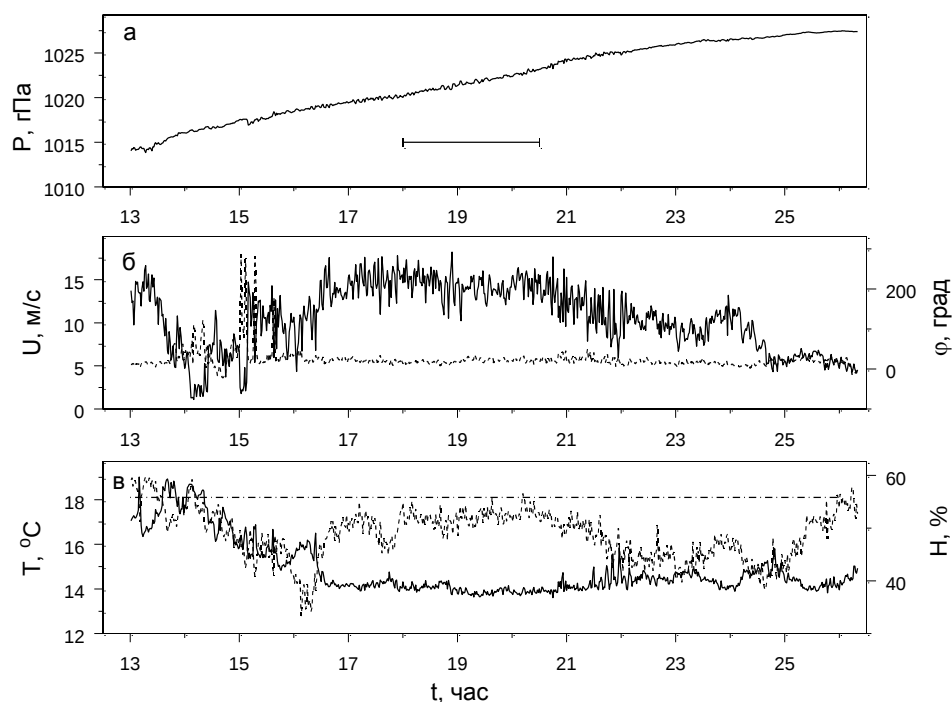


Р и с . 2 . Метеорологические условия над поверхностью моря при бризовой циркуляции: атмосферное давление P на высоте 13 м (а), скорость U и направление ветра φ на высоте 4 м (б), температура воды T_b , воздуха T_a и относительная влажность H на высоте 4 м (в). На (в) также показана температура воздуха (×) на высоте 12 м. Данные измерений в интервале, указанном на (а), используются при дальнейшем анализе.

до 23.00 (время местное) 17 октября 2008 г. Легкий морской бриз в дневное время сменился после 18.00 устойчивым береговым бризом (рис.2, б). Атмосферное давление (рис.2, а) и температура воды (рис.2, в) изменялись в пределах 1 гПа и $0,1^\circ$ относительно среднего в течение всего периода измерений. Изменения температуры и относительной влажности воздуха над морем (рис.2, в) показывают, что береговой ветер вызван движением устойчиво стратифицированного холодного воздуха над теплым морем. Смена берегового и морского бриза в утренние и вечерние часы типична для этого района при отсутствии крупномасштабных возмущений в атмосфере.

Наблюдения сильного северного ветра относительно редки, в среднем 1 – 2 раза в месяц, и не зависят от времени суток. Вероятной причиной такого ветра продолжительностью 12 – 24 ч может быть взаимодействие крупномасштабной циркуляции с локальным рельефом. Пример условий образования сильного северного ветра показан на рис.3. Измерения проводились в течение 15 ч, начиная с первых сильных порывов северного ветра в 13.00 18 октября 2008 г. на фоне легкого морского бриза.

Очевидно, что возникновение и усиление ветра (рис.3, б) вызвано большим горизонтальным градиентом давления (около 1,3 гПа/ч) в течение первых 8 часов (рис.3, а), и последующим ослаблением ветра при уменьшении градиента давления. Быстрое понижение температуры воздуха на 5° и



Р и с . 3 . Метеорологические условия при сильном ветре с берега.
Обозначения те же, что на рис.2.

относительная влажность в пределах 40 – 60 % (рис.3, в), характерная для сухого холодного воздуха над сушей, указывают на прохождение холодного фронта. Такой фронт мог образоваться на периферии циклона, расположенного северо-западнее района измерений.

Из наблюдений следует, что при скорости ветра 7 – 12 м/с температура воздуха над морем может быть ниже, как на рис.3, или выше температуры поверхности. Соответственно, локальная стратификация над морем изменялась от неустойчивой до слабоустойчивой в зависимости от профиля скорости ветра, градиентов температуры и влажности воздуха. Анализ данных более 50-ти случаев измерений устойчивого северного ветра, собранных в 2003, 2005 и 2008 гг., показал повторяемость характеристик турбулентности. Поэтому для более детального анализа ограничимся реализациями продолжительностью 120 мин для бриза (рис.2) и 150 мин для сильного ветра (рис.3).

Датчики и данные измерений. Измерения профилей средней скорости ветра и ее флуктуаций проводились небольшими малоинерционными чашечными анемометрами (ЧА), которые были установлены на вертикальной мачте на 5 – 7 уровнях в интервале 1 – 8 м над уровнем моря. Платформу можно условно представить в виде пластины с горизонтальными размерами 20 × 20 м и толщиной около 3 м, установленную на опорах диаметром 0,4 м на высоте около 12 м над уровнем моря. Для уменьшения искажений воздушного потока мачта была отнесена от платформы на выстреле длиной 9 м и ориентирована в сторону преобладающих направлений ветра (рис.1, а). Измерения волнения проводились синхронно с измерениями скорости ветра с помощью струнного резистивного волнографа, установленного на мачте.

Поскольку положение мачты изменялось в зависимости от высоты волн, эти данные использовались также для определения высоты анемометров над средним уровнем моря. Дополнительный ЧА и малоинерционная флюгарка были установлены на углу платформы на высоте 20,8 м.

Точность измерений скорости и путь синхронизации ЧА определены по результатам испытаний в аэродинамической трубе и равны 2 % и 0,3 м соответственно.

По результатам измерений ЧА, установленных на одном уровне около мачты, были определены также относительные ошибки между анемометрами, которые равны ± 2 % для средней скорости и ± 5 % для дисперсии флуктуаций скорости ветра в диапазоне 2 – 12 м/с.

Частотный диапазон измерений был не хуже 1 Гц при слабом ветре и 4,5 Гц при сильном ветре. Оценки искажений платформой характеристик набегающего воздушного потока, сделанные по результатам работ [14, 15], примерно равны 2 – 3 % и сравнимы с точностью измерений. Типичная длина реализаций составляла 40 – 60 мин при частоте опроса 5 или 10 Гц. Более детальную информацию о характеристиках ЧА, их коррекции и методике измерений можно найти в [16, 17].

Для оценки локальной стратификации атмосферы проводились ежеhourные измерения температуры и влажности воздуха на высоте 12 м и температуры воды на глубине около 2 м. В 2008 г. для этой цели использовалась метеостанция МК-15, в состав которой входят 3-х компонентный акустический анемометр, датчики температуры воды и воздуха, влажности и атмосферного давления. Метеостанция была установлена на расстоянии 4 м от опоры платформы и на высоте 4 м над уровнем моря. Расстояние между МК-15 и мачтой с ЧА было около 5 м. Датчик давления был установлен в лаборатории на высоте 13 м и на расстоянии около 25 м от акустического анемометра. Точность измерений абсолютного давления была не хуже 30 Па, однако чувствительность кварцевого датчика позволяла регистрировать низкочастотные пульсации давления амплитудой несколько Па (рис.4). Регистрация всех параметров проводилась непрерывно с частотой опроса 6,25 Гц. К сожалению, измерения вертикальной компоненты скорости и оценки напряжений были невозможны по техническим причинам.

При устойчивом направлении модуль скорости ветра V , который измеряется ЧА, можно представить в виде:

$$V \approx U \left(1 + \frac{u}{U} + \frac{v^2}{2U^2} \right), \quad (3)$$

где U – средняя продольная компонента скорости; u , v – продольная и поперечная компоненты флуктуаций скорости. Типичная величина уровня турбулентности над океаном $\sigma_{u,v}/U \leq 0,1$ [18], где σ – среднеквадратичная величина (СКВ) флуктуаций скорости. Таким образом, даже при больших флуктуациях скорости $\sigma_{u,v}/U \approx 0,2$ различие между средними величинами модуля и продольной компоненты скорости ветра находится, согласно (3), в пределах погрешности измерений. Уровень турбулентности в поперечном направлении можно оценить по флуктуациям направления ветра $\sigma_\varphi \approx \sigma_v/V$.

Сравнение частотных спектров продольной компоненты скорости на вы-

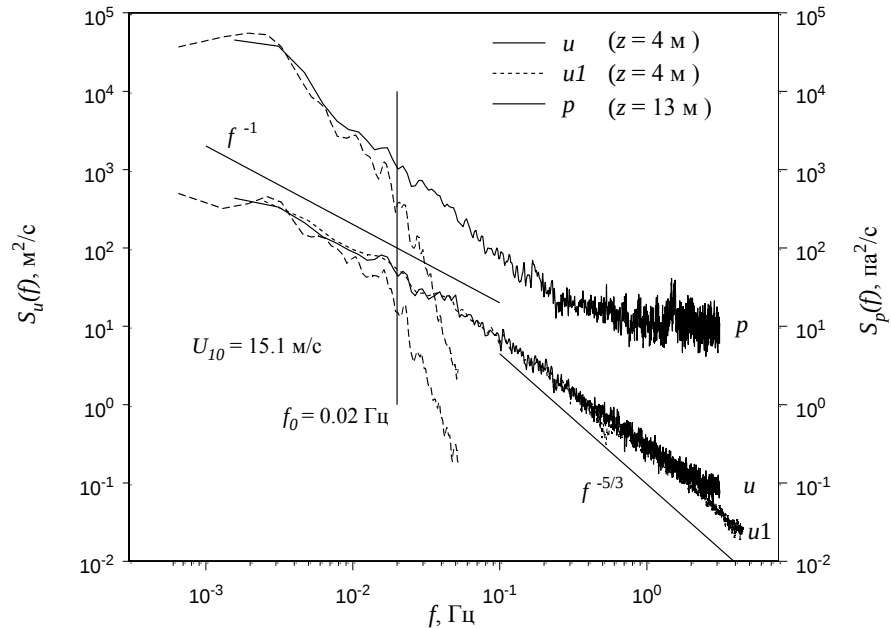


Рис. 4. Частотные спектры атмосферного давления и скорости ветра при сильном ветре с берега (рис.3). Данные измерений скорости ветра u получены акустическим (u) и чашечным ($u1$) анемометрами. Спектры сглаженных реализаций показаны штриховой линией. Высота датчиков, скорость ветра и частота разделения f_0 низкочастотного и высокочастотного диапазона спектров указаны на графике.

соте 4 м по измерениям акустическим анемометром (u) и ЧА на мачте ($u1$) показывает, что спектры практически совпадают в диапазоне частот $f < 1$ Гц (рис.4). С учетом гипотезы Тейлора $k = 2\pi f$ (k – волновое число) спектр Колмогорова в области частот имеет вид:

$$S_u(f) = c_K (U/2\pi)^{5/3} \varepsilon^{2/3} f^{-5/3}, \quad (4)$$

где $c_K \approx 0,53$ – эмпирическая константа [19], ε – скорость диссипации ТКЭ. Искажениями гипотезы Тейлора вследствие переноса мелких вихрей низкочастотными флуктуациями скорости для спектров на рис.4 можно пренебречь [20]. Инерционный интервал в спектрах компонент скорости лучше выделяется по данным измерений ЧА ($u1$). Нижняя граница инерционного интервала в спектре продольной компоненты скорости примерно равна $f > 0,2U/z$ [21] или для наших условий $f > 0,75$ Гц. В этом диапазоне частот спектр, вычисленный по данным измерений акустическим анемометром, искажен небольшим шумом и эффектом «aliasing» из-за большей дискретности данных.

Атмосферное давление представим как сумму среднего давления и турбулентных пульсаций, частотный спектр которых показан на рис.4. В диапазоне низких частот ($f < 0,1$ Гц) спектр давления $S_p(f)$ спадает заметно быстрее по сравнению со спектром скорости $S_u(f) \propto f^{-1}$, однако в области инерционного интервала $S_p(f)$ искажен шумом. Поскольку в спектре

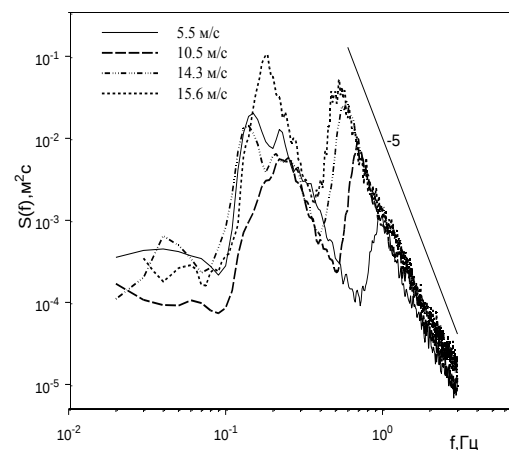
давления доминируют пульсации с масштабами несколько минут, для их выделения исходные реализации были сглажены до частоты примерно 0,02 Гц. Сравнение исходных и сглаженных спектров давления и скорости показано на рис.4. В области частот $f < 0,02$ Гц СКВ пульсаций давления составляет 0,85 – 0,90 от полной величины σ_p , а для компонент скорости $\sigma'_{u,v} \approx (0,7 - 0,8)\sigma_{u,v}$, т.е. на низкочастотные флуктуации приходится не менее половины кинетической энергии турбулентности. Уровень низкочастотной турбулентности в направлении ветра σ'_u примерно в 1,5 раза превышает σ'_v . Очевидно, что сильная анизотропия воздушного потока связана с ориентацией вихрей вдоль направления ветра и ограничением вертикального масштаба турбулентности расстоянием до поверхности. Хотя уровень турбулентности при сильном и слабом ветре на рис.2 и 3 примерно одинаков $\sigma_u/U_{10} \approx 0,16$, анизотропия низкочастотной турбулентности ($f \leq 0,02$ Гц) при слабом ветре заметно меньше $\sigma'_u/\sigma'_v \approx 1,2$ по сравнению с 1,5 для сильного ветра.

По измерениям в одной точке горизонтальной плоскости, через которую проходят вихри разных размеров и их фрагменты, невозможно оценить завихренность и все горизонтальные градиенты флуктуаций скорости. В нашем случае гипотезу Тейлора для временных реализаций можно записать в виде:

$$\frac{\partial}{\partial t} = -U \frac{\partial}{\partial x}, \quad (5)$$

где ось x направлена вдоль направления ветра, U – скорость переноса, примерно равная средней скорости ветра. Применение соотношения (5) в области низких частот не корректно, поскольку пространственные масштабы с периодами 1 – 5 мин при скорости ветра 10 – 15 м/с значительно больше расстояния до берега.

Экспериментальные результаты и обсуждение. Прежде чем перейти к анализу результатов, приведем основные параметры поверхностных волн, которые определяют шероховатость поверхности моря. Типичные частотные спектры волнения показаны на рис.5. Во всех случаях измерений небольшая зыбь высотой 0,2 – 0,3 м и периодами 3 – 7 с распространялась навстречу ветру со стороны открытого моря. При слабом ветре зыбь доминировала по сравнению с короткими ветровыми волнами, распространявшимися в направлении ветра, но энергия зыби и интенсивно обрушивающихся ветровых волн были сопоставимы при сильном ветре. Обратный возраст ветровых волн U_{10}/C_p (C_p – фазовая скорость на частоте максимума спектра) изменялся в пределах от 2 до 6 при разгоне 700 – 800 м. Измерения про-



Р и с . 5 . Частотные спектры поверхностных волн при ветре с берега. Скорость ветра на высоте 10 м указана на рисунке.

водились выше волнового пограничного слоя, высота которого $\ell_w \leq 0,2k_p^{-1}$ была менее 0,2 м для ветровых волн с периодами 1 – 2 с [22].

Примеры профилей средней скорости ветра, полученные в разные годы по реализациям продолжительностью 30 – 60 мин, показаны на рис.6 в диапазоне скорости ветра 3 – 16 м/с. Общей характеристикой профилей является сдвиг скорости вблизи поверхности до высоты 3 – 6 м, который увеличивается с ростом скорости ветра. При слабом ветре менее 5 м/с (рис.6, а) воздушный поток подобен струйному течению с максимумом скорости на высоте 5 – 6 м над поверхностью моря, причем эта высота не зависит от скорости ветра. Одной из причин такой формы профиля скорости может быть ускорение тяжелого холодного воздуха, который скапливается в вечернее и ночное время вблизи поверхности суши при ее охлаждении и стекает по склону в сторону моря. Инверсия температуры воздуха вблизи поверхности моря на рис.2, в подтверждает возможность такого распределения плотности воздуха, хотя эпизодические измерения на 3 – 4 уровнях не позволяют сделать более определенные выводы о профиле температуры. Другой возможной причиной излома профиля скорости может быть рост давления в направлении ветра. Профили скорости ветра с максимумом вблизи поверхности (ниже 10 м) наблюдались при слабом ветре над Балтийским морем [23] и над сушей [24]. В первой работе этот эффект объяснялся влиянием зыби, распространявшейся в направлении ветра, или мезомасштабными флуктуациями направления ветра (т.е. нестационарностью) во второй работе. Оба эти фактора несущественны в наших измерениях. В случае берегового бриза высоту максимума профиля $\delta = 5,5 \pm 0,5$ м можно считать хорошей оценкой высоты ВПС на разгоне 700 – 900 м.

С усилением ветра (рис.6, б) максимум скорости размывается и в верхней части профиля скорость ветра примерно постоянна с высотой. Хотя сдвиг скорости вблизи поверхности очевиден, определить высоту перегиба профиля трудно, но она явно не зависит от скорости ветра. Такое сильное перемешивание связано с переносом мощных низкочастотных вихрей, образовавшихся над неоднородностями поверхности суши. Характерный период вихрей после отрыва потока над ступенькой высотой h согласно [9] примерно равен $T \approx 17h/U$, что соответствует $T \approx 230$ с для $U = 15$ м/с и $h = 200$ м (рис.1) и в целом согласуется с данными на рис.4. Изменение режима турбулентности над морем происходит в интервале скорости 5 – 7 м/с как при усилении, так и ослаблении ветра. Например, профиль скорости при 6 м/с на рис.6, а получен после ослабления сильного ветра с берега (рис.3). Если для турбу-

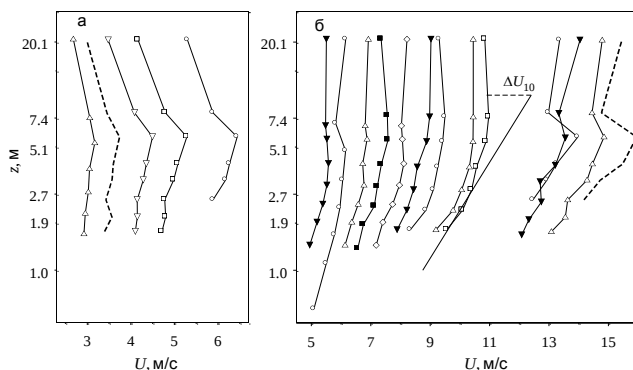


Рис.6. Профили средней скорости ветра при направлении с берега. Штриховой линией показаны профили для данных на рис.2 и 3.

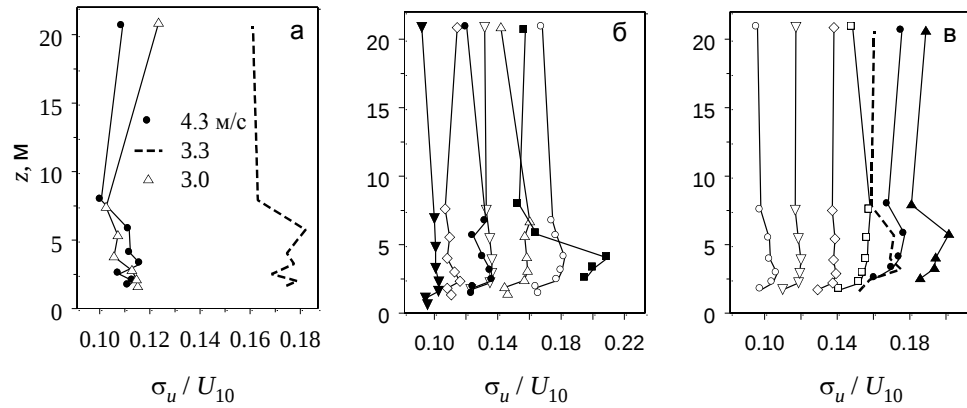
лентных напряжений использовать представление Прандтля

$$\frac{\tau}{\rho} = \ell^2 \left| \frac{\partial U}{\partial z} \right| \frac{\partial U}{\partial z}, \quad (6)$$

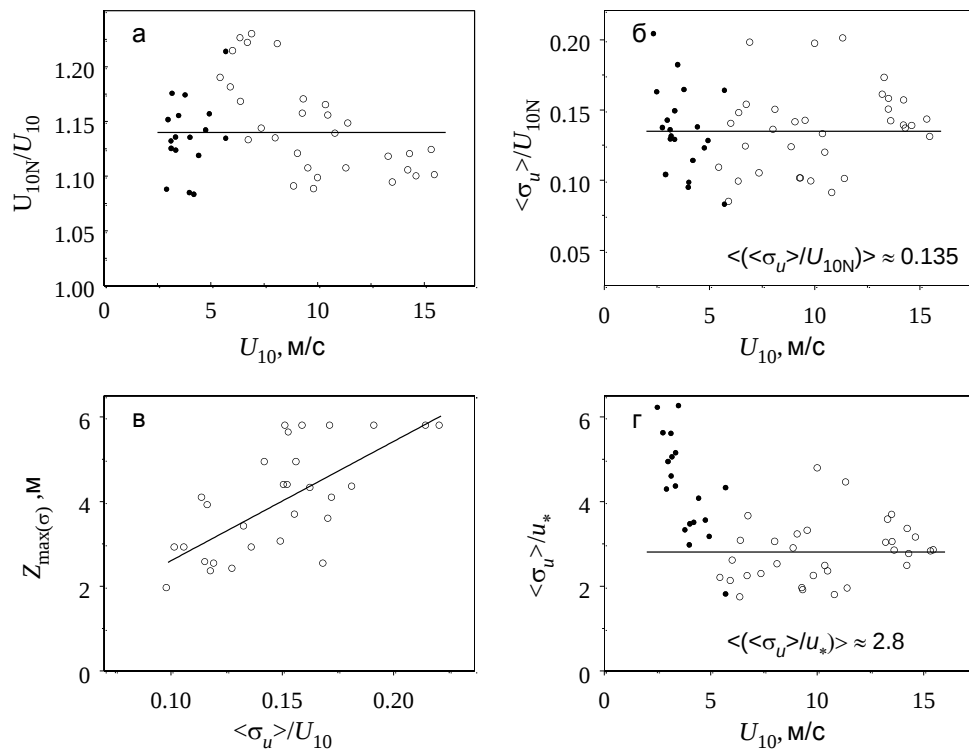
где $\ell \approx cz$ (c – коэффициент) – обычное предположение о величине пути перемешивания вблизи поверхности, то выше перегиба профиля турбулентные напряжения изменяют знак при слабом ветре и близки к нулю при умеренном и сильном ветре. При береговом бризе (рис.6, а) абсолютная величина сдвига скорости выше точки перегиба в среднем в 2 раза больше по сравнению со сдвигом в нижней части профиля, однако точная форма профиля в слое 8 – 21 м неизвестна. Гипотезы о величине ℓ или коэффициента турбулентной вязкости $K = \ell^2 |\partial U / \partial z|$ в (6), которые используются в моделях равновесного пограничного слоя, оказались неудачными в случае расчета ВПС [5, 7, 8]. Например, профили скорости ветра и напряжений нельзя согласовать при условии, если безразмерный сдвиг скорости (2) и другие характеристики турбулентности являются универсальными функциями одного параметра, как следует из теории МО.

Из анализа условий измерений и профилей скорости ветра (рис.6) следует, что при ветре с берега ВПС определяется адвекцией турбулентности, образовавшейся над сушей. Высота ВПС на разгоне до 700 – 900 м не превышает 6 м и примерно на порядок меньше по сравнению с известными оценками. Нижняя часть профиля соответствует логарифмическому закону и можно предположить, что наклон профиля скорости определяется шероховатостью морской поверхности. Используя линейно-логарифмическую аппроксимацию профиля $U_z = a + b \ln(z)$ можно оценить скорость трения $u_* = b\kappa$ и параметр шероховатости $z_0 = \exp(-a/b)$. Эти оценки, вероятно, наиболее надежные, поскольку напряжения находятся в равновесии с поверхностью в тонком слое (где измерения возможны только в системе координат, связанной со смещением поверхности) и должны быстро убывать с высотой. Влиянием локальной стратификации над морем (в смысле использования соотношения (2) для коррекции профилей скорости) в этих условиях можно пренебречь. Для сравнения с условиями открытого моря скорость ветра U_{10N} на стандартной высоте 10 м можно оценить экстраполяцией нижней части профиля (рис.6, б). Дефицит скорости ветра изменяется в пределах 10 – 20 % и в среднем эффективная скорость U_{10N} на 15 % больше измеренной (рис.8, а). Вычисления коэффициента сопротивления, используя эффективную скорость ветра в (1), и по оценкам z_0 должны совпадать.

Связь между напряжениями и дисперсией продольной компоненты скорости σ_u^2 , которая над океаном примерно равна 90 % полной кинетической энергии $e = 1/2(\sigma_u^2 + \sigma_v^2 + \sigma_w^2)$ (например, [18]), в рамках теории подобия МО определяется универсальной функцией, аналогичной $\phi_m(z/L)$ в (2). Это означает, что увеличение C_{D10N} в (1) или z_0 со скоростью ветра связано с увеличением уровня турбулентности σ_u/U_{10N} . Представленные на рис.7 примеры профилей σ_u/U_{10} и осредненные по высоте величины $\langle \sigma_u \rangle / U_{10}$ на рис.8, б определенно показывают, что уровень турбулентности не зависит от скорости ветра и в среднем в 1,5 – 2 раза больше типичных величин для условий открытого моря.



Р и с . 7 . Профили уровня турбулентности в зависимости от скорости ветра: слабый ветер (менее 5 м/с, скорость указана на графике) (а); диапазоны скорости 5 – 7 м/с (сплошные индексы) и 7 – 10 м/с (светлые индексы) (б); 10 – 13 м/с (светлые индексы) и 13 – 16 м/с (сплошные индексы) (в). Штриховой линией показаны профили для данных на рис.2 и 3.



Р и с . 8 . Характеристики турбулентности при направлении ветра с берега: отношение эффективной и действительной скорости ветра на высоте 10 м (а), средний по высоте уровень турбулентности (б), высота максимума уровня турбулентности при $U > 5$ м/с (в), отношение средней по высоте среднеквадратичной величины продольной компоненты скорости к скорости трения (г).

При береговом бризе скорость и порывистость ветра не влияют на форму профиля и высоту максимума скорости. Градиент скорости в нижней части профиля зависит от скорости ветра (рис.8, *з*) и от характеристик ветровых волн, которые определяют шероховатость поверхности. При умеренном и сильном ветре высота максимума σ_u/U_{10} на рис.7, *б*, *в* увеличивается от 2 до 6 м с увеличением среднего уровня турбулентности (рис.8, *в*). Эта высота примерно равна верхней границе, ниже которой профиль скорости можно аппроксимировать линейно-логарифмической зависимостью. Поэтому критерию величину $z_{\max(\sigma)}$ можно рассматривать как высоту ВПС. Большой разброс данных на рис.8, *з* свидетельствует скорее о независимости оценок u_* и σ_u , чем о взаимосвязи ТКЭ и напряжений. Вероятно, уровень турбулентности определяется неоднородностями поверхности суши и мезомасштабными или синоптическими процессами в верхних слоях атмосферы.

Более детальный анализ характеристик турбулентности, таких как флуктуации и спектры давления и скорости, диссипация ТКЭ и макромасштаб турбулентности выходит за рамки данной работы и является предметом будущих исследований.

Таким образом, представленные выше данные показывают, что рельеф береговой зоны в значительной степени определяет структуру пограничного слоя над морем при ветре с берега. Профили средней скорости ветра и интенсивность турбулентности существенно отличаются от характеристик пограничного слоя, типичного для условий открытого моря или прибрежных зон с ровным рельефом береговой линии. Экспериментальные данные позволяют оценить развитие внутреннего пограничного слоя, адаптированного к морской поверхности. Высота этого слоя определяется точкой перегиба профиля скорости и изменяется в пределах $1/300 - 1/150$ от расстояния до берега. В случае берегового бриза воздушный поток подобен струйному течению устойчиво стратифицированного холодного воздуха над теплым морем с максимумом скорости на высоте около 6 м. При умеренном и сильном ветре высота внутреннего пограничного слоя увеличивается от 2 до 6 м с ростом интенсивности турбулентности независимо от скорости ветра и локальной стратификации над морем. Полученные оценки более чем на порядок меньше традиционных представлений о высоте внутреннего пограничного слоя ($\sim 1/10$ от разгона), основанных только на изменении шероховатости поверхности между сушей и морем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. Часть 1. – М.: Наука, 1965. – 639 с.
2. Drennan W.M., Taylor P.K., Yelland M.J. Parameterizing the sea surface drag // J. Phys. Oceanogr. – 2005. – v.35. – P.835-848.
3. Dyer A.J. A review of flux-profile relationships // Bound.-Layer Meteorol. – 1974. – v.7. – P.363-372.
4. Panchev S., Donev E., Godev N. Wind profile and vertical motions above an abrupt changes in surface roughness and temperature // Bound.-Layer Meteorol. – 1971. – v.2. – P.52-63.
5. Garratt J.R. Internal boundary layer – a review // Bound.-Layer Meteorol. – 1990. –

v.50.– P.171-203.

6. *Saveliev S., Taylor P.* Internal boundary layers: I. height formulae for neutral and diabatic flows // *Bound.-Layer Meteorol.*– 2005.– v.115.– P.1-25.
7. *Peterson E.W.* Modification of mean flow and turbulent energy by a change in surface roughness under conditions of neutral stability // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*– 1969.– v.95.– P.561-575.
8. *Vickers D., Mahrt L.* Observations of non-dimensional wind shear in the coastal zone // *Quart. J. Ror. Meteor. Soc.*– 1999.– v.125.– P.2685-2702.
9. *Le H., Moin P., Kim J.* Direct numerical simulation of turbulent flow over a backward-facing step // *J. Fluid Mech.*– 1997.– v.330.– P.349-374.
10. *Reul N., Branger H., Giovanangeli J.-P.* Air flow separation over unsteady breaking waves // *Phys. of Fluids.*– 1999.– v.11.– P.1959-1961.
11. *Zeman O., Jensen N.O.* Modification of turbulence characteristics in flow over hills // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*– 1987.– v.113.– P.55-80.
12. *Fesquet C., Dupont S., Drobinski P., Dubos T., Barthlott C.* Impact of terrain heterogeneity on coherent structure properties: numerical approach // *Bound.-Layer Meteor.*– 2009.– v.133.– P.71-92.
13. *Högström U., Bergström H.* Organized turbulence structures in the near-neutral atmospheric surface layer // *J. Atmos. Sc.*– 1996.– v.53.– P.2452-2464.
14. *Britter M.L., Hunt J.C.R., Mumford J.* The distortion of turbulence by a circular cylinder // *J. Fluid Mech.*– 1979.– v.92.– P.269-301.
15. *Moat B.I., Yelland M.J., Pascal R.W.* Quantifying the airflow distortion over merchant ships. Part 1: Validation of a CFD model // *J. Atmos. Oceanic Technol.*– 2006.– v.23.– P.341-350.
16. *Соловьев Ю.П., Коровушкин А.И., Толочнов Ю.Н.* Характеристики чашечного анемометра и методика измерений скорости ветра // *Морской гидрофизический журнал.*– 2004.– № 3.– С.53-66.
17. *Соловьев Ю.П., Иванов В.А.* Предварительные результаты измерений атмосферной турбулентности над морем // *Морской гидрофизический журнал.*– 2007.– № 3.– С.42-61.
18. *Smith S.D.* Wind stress and heat flux over the ocean in gale force winds // *J. Phys. Oceanogr.*– 1980.– v.10.– P.709-726.
19. *Edson J.B., Fairall C.W.* Similarity relationships in the marine atmospheric surface layer for terms in the TKE and scalar variance budgets // *J. Atmos. Sci.*– 1998.– v.55.– P.2311-2328.
20. *Wyngaard J.C., Clifford S.F.* Taylor's hypothesis and high frequency turbulence spectra // *J. Atmos. Sci.*– 1977.– v.34.– P.922-929.
21. *Kaimal J.C., Wyngaard J.C., Izumi Y., Coté O.R.* Spectral characteristics of surface-layer turbulence // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*– 1972.– v.98.– P.563-589.
22. *Kudryavtsev V.N., Makin V.K., Meirink J.F.* Simplified model of the air flow above waves // *Bound.-Layer Meteorol.*– 2001.– v.100.– P.63-90.
23. *Smedman A., Högström U., Sahleé E., Drennan W.M., Kahma K.K., Pettersson H., Zhang F.* Observational study of marine atmospheric boundary layer characteristics during swell // *J. Atmos. Sci.*– 2009.– v.66.– P.2747-2763.
24. *Mahrt L.* The influence of transient flow distortion on turbulence in stable weak-wind conditions // *Bound.-Layer Meteorol.*– 2008.– v.127.– P.1-16.

Материал поступил в редакцию 13.10.2010 г.