В.А. Дулов, В.Н. Кудрявцев, В.И. Шрира, В.Е. Смолов, А.Н. Большаков

Натурные измерения вертикальных сдвигов дрейфового течения

Описана методика натурного эксперимента по измерению вертикальных профилей векторов дрейфового течения с помощью квазилагранжевых дрифтеров. Представлены данные о вертикальных сдвигах течения на глубинах от 0,5 до 5 м, полученные в условиях нейтральной стратификации верхнего 5-метрового слоя моря при слабых и умеренных ветрах. Рассмотрено соответствие полученных данных представлениям о подповерхностном слое моря как о пристеночном турбулентном слое с течением Экмана снизу. Сделан вывод, что результаты измерений в среднем соответствуют классическим представлениям, демонстрируя как область логарифмического подслоя, так и ее переход в экмановскую спираль.

Введение. Процессы, протекающие на океанской поверхности и в верхнем слое океана толщиной несколько метров, играют чрезвычайно важную роль в глобальной системе океан — атмосфера [1, 2]. В частности, благодаря им происходит обмен импульсом, энергией и веществом между океаном и атмосферой. Соответственно для широкого спектра задач климатического и оперативного моделирования требуются адекватные параметризации процессов обмена. К процессам обмена причастны ветровые волны, турбулентность и дрейфовые течения, характеризующиеся своим вертикальным профилем. Однако их относительная роль в процессах обмена импульсом и теплом, а также связь между этими процессами остаются неясными, несмотря на настойчивые усилия многих исследователей [2 – 4]. Относительно медленный прогресс связан с присущими предмету трудностями: выполнение всесторонних и точных измерений в натурных условиях до сих пор остается за пределами технических возможностей, в то время как любые продвижения в теоретическом моделировании требуют новых физических представлений.

Согласно классическим представлениям, пограничный слой вблизи поверхности — это пристеночный турбулентный слой, который испытывает влияние вращения Земли. Поэтому ожидается, что вертикальный профиль скорости течения вблизи поверхности будет логарифмическим, а с глубиной перейдет в экмановскую спираль, задаваемую коэффициентом турбулентной вязкости на соответствующей глубине [2, 3]. Но наличие ветровых волн, повидимому, нарушает эту простую картину. В ходе многочисленных натурных исследований [4 – 7 и др.] было показано, что интенсивность турбулентности в верхнем слое намного превышает предсказания теории пристеночной турбулентности, а обнаруженное расхождение было приписано продукции турбулентности при обрушениях ветровых волн. В работе [8], где анализировались натурные данные о сдвигах дрейфового течения, сообщено об отклонениях профиля течения от логарифмического закона вследствие влияния об-

© В.А. Дулов, В.Н. Кудрявцев, В.И. Шрира, В.Е. Смолов, А.Н. Большаков, 2007

рушений в слое толщиной 1/k, где k — волновое число спектрального пика поверхностных волн. Наряду с обрушениями имеются другие возможные механизмы влияния волн на турбулентность в верхнем слое [4]. В частности, остается неясной роль волновых движений в продукции турбулентности, которые, как было экспериментально выявлено в пионерских работах МГИ в 70-х годах (см., например, [9]), порождают волновые напряжения Рейнольдса. Волны могут влиять также на экмановское дрейфовое течение вследствие усредненного действия силы Кориолиса на частицы воды, участвующие в волновом стоксовом дрейфе [10].

В этом контексте представляет интерес исследование ситуаций, когда обрушения отсутствуют или явно несущественны. Данная работа — шаг в этом направлении. Ее цель — оценить профиль вертикального сдвига скорости приповерхностного течения в верхнем 5-метровом слое, проводя целенаправленные измерения при слабых ветрах и нейтральной стратификации приповерхностного слоя воды. Поскольку в этих условиях обрушения не могут влиять на динамику верхнего слоя, измерения вертикальных сдвигов скорости дают возможность выявить эффект иных механизмов формирования вертикального профиля ветрового дрейфового течения или показать, что этот эффект не существенен. Для сравнения мы также проведем аналогичный анализ и для ситуаций при умеренных ветрах. Если удастся построить физическую модель наблюдаемого вертикального профиля, то мы получим косвенные оценки вертикального распределения коэффициента турбулентной вязкости, которые уже могут быть использованы в численных моделях.

Вертикальные градиенты скорости наиболее сильны в непосредственной близости к свободной поверхности, где при наличии волнения невозможны измерения неподвижно закрепленными приборами. Разрешение по вертикали для существующих *ADCP*-систем (*Acoustic Doppler Current Profilers*) не позволяет выполнять ими измерения скорости в слое 0,5 – 1 м от поверхности [11]. При оценках скорости течения по данным измерений *HF*-радарами в действительности определяются интегралы по вертикальной координате от профиля скорости, умноженного на заданную весовую функцию [12]. Т. е. для восстановления скоростей необходимо априорное знание формы профиля, которая является предметом наших рассмотрений. По-видимому, единственным подходящим (хотя и исключительно трудоемким) способом измерений является использование квазилагранжевых дрифтеров. Методика таких измерений была хорошо отработана при изучении эволюции слоя дневного прогрева в океане [13, 14].

Натурные эксперименты по исследованию сдвигов течения с помощью лагранжевых дрифтеров, запускаемых в верхнем метровом слое, выполнялись и ранее, главным образом в озерах и при слабых ветрах (см., например, [15, 16] и приведенные там списки литературы). В результате анализа этих данных в работе [16] был сделан вывод о соответствии профиля скорости дрейфового течения логарифмическому закону, предсказываемому теорией пристеночной турбулентности.

Задачи данного сообщения состоят в том, чтобы представить натурные данные, полученные в море в условиях волнения и охватывающие не только логарифмический подслой, но также и область его перехода в экмановский

подслой, и рассмотреть соответствие полученных результатов классическим представлениям.

Эксперимент. Работы проводились в летние периоды 2000 и 2001 гг. вблизи стационарной океанографической платформы Морского гидрофизического института НАН Украины в пос. Кацивели. На рис. 1, *а* показаны схема проведения эксперимента и план акватории. Скорости течений измерялись с помощью дрифтеров, которые запускались с моторной шлюпки на расстоянии 1,5 – 2 км от берега. Глубина в области работ превышала 50 м. На рис. 1, *б* показаны конструкция и размеры дрифтера. Дрифтер состоит из поверхностного поплавка и плавучего якоря, соединенных тонким стальным тросиком. Якорь представляет собой ящик с удаленным дном. Возможность измерения течений с помощью таких дрифтеров подтверждена в работах [13, 14].



Р и с. 1. Схема проведения эксперимента и план акватории (*a*), конструкция и размеры (см) дрифтера (б), а также пример расположения дрифтеров перед их подъемом (*в*) (цифрами указаны горизонты измерений)

Мы использовали пять дрифтеров с различными заглублениями якорей, которые регулировались длиной тросика. Глубины погружения якорей h_i (i = 1...5), определенные как расстояние от геометрического центра якоря до морской поверхности, равнялись соответственно 0,5; 1; 2; 3; 5 м (либо 10 м). Поскольку эффективное сечение якоря примерно в 50 раз больше, чем у поплавка, дрифтер отслеживает скорость течения на глубине якоря.

Процедура измерений иллюстрируется рис.1, *а*. Дрифтеры одновременно запускались с лодки на расстоянии примерно 2 км от платформы. Координаты лодки в точке запуска $\mathbf{R}_0 = (x_0, y_0)$ определялись с платформы с помощью лазерного дальномера с азимутальным кругом. Через промежуток времени Δt длительностью 30 – 60 мин, достаточный для того, чтобы дрифтеры разошлись друг от друга на расстояния порядка 100 м, дрифтеры последовательно возвращали на шлюпку. Координаты $\mathbf{R}_0 = (x_i, y_i)$ подъема каждого дрифтера также определялись с помощью лазерного дальномера с платформы. Скорость течения на глубине якоря дрифтера рассчитывалась так:

$$\mathbf{u}_i = \frac{\mathbf{R}_i - \mathbf{R}_0}{\Delta \mathbf{t}_i} \,.$$

Определенная этой формулой средняя скорость будет соответствовать действительному движению только в случае, если траектория дрифтера близка к прямолинейной. По визуальным наблюдениям со шлюпки явных отклонений движения поплавков от прямолинейного отмечено не было. На рис. 1, *в* приведен пример расположения дрифтеров перед их подъемом (эксперимент 27 по таблице, приведенной ниже), а также показана длина лодки. Как следует из рисунка, неопределенность при оценке \mathbf{u}_i возникает главным образом из-за «конечной» длины лодки l = 7 м. Поэтому при $\Delta t_i = 30$ мин максимальная ошибка может быть оценена как $\delta \mathbf{u}_i \approx \pm 1/\Delta t_i \approx \pm 4 \cdot 10^{-3}$ м/с и будет вдвое меньше при $\Delta t_i = 60$ мин.

Измерения течений сопровождались регистрацией с лодки вертикального профиля температуры воды в верхнем слое с помощью прибора МГИ-4103 (БИПТ). С платформы непрерывно регистрировались скорость и направление ветра на горизонте 23 м (U_{23}), температура воздуха на горизонте 11 м, температура воды, а также спектр волнения (с помощью резистивного струнного волнографа). Подробное описание использованной аппаратуры приведено в работе [17]. По измеренным скорости ветра и температурам воды и воздуха, согласно методике [18], рассчитывалась динамическая скорость в воздухе u_* , а из условия непрерывности потока импульса на поверхности воды оценивалась динамическая скорость в воде v_* :

$$v_* = (\rho_a / \rho_w)^{1/2} u_*.$$
 (1)

Для анализа в данной работе были отобраны реализации, полученные при ветрах, направленных с моря на берег, и при стратификации верхнего слоя воды, близкой к нейтральной. А именно, когда падение температуры в верхнем десятиметровом слое не превышало 0,1 °C. Эти данные не содержат эффектов дневного прогрева, которые могут существенно влиять на динамику верхнего слоя при слабых ветрах [13,14]. Таким образом, мы можем выполнить анализ вертикальных сдвигов скорости течения, возникающих благодаря лишь действию ветра и, возможно, поверхностных волн.

Результаты. Условия проведения экспериментов приведены в таблице, где указаны скорость и направление ветра, температуры воды и воздуха, динамическая скорость в воздухе, высота волн 33-процентной обеспеченности и период волн спектрального пика. Данные состоят из двух групп. Первая группа включает пятнадцать профилей течения, полученных при слабых ветрах со скоростями, не превосходящими 8 м/с (средняя скорость ветра равна 6,1 м/с). Для этой группы данных можно утверждать, что обрушения волн заведомо не могли влиять на турбулентность в верхнем слое из-за их редкости или полного отсутствия (см. таблицу, где отмечены случаи, когда по визуальным наблюдениям на поверхности моря не было барашков). Вторая группа данных из двенадцати профилей соответствует умеренным ветрам со *ISSN 0233-7584. Мор. гидрофиз. журн., 2007, № 1*

скоростями от 8,1 до 14 м/с (средняя скорость ветра равна 10,5 м/с), при которых влияние обрушений в принципе возможно.

№ п/п	Дата	Скорость ветра, м/с	Направление ветра (откуда), град	Температура воздуха, °С	Температура воды, °С	u∗, м/с	Высота волн, м	Период волн, с	Наличие ба- рашков
1	16.08.2000	5,6	97	26,0	25,8	0,17	0,2	3,0	нет
2	16.08.2000	8,3	95	26,0	25,8	0,27	0,2	3,0	есть
3	16.08.2000	8,6	101	25,8	25,7	0,29	0,25	3,0	есть
4	16.08.2000	9,0	98	25,8	25,5	0,30	0,3	3,0	есть
5	16.08.2000	7,8	99	25,8	25,5	0,25	0,3	3,0	есть
6	17.08.2000	7,8	99	25,5	25,3	0,25	0,2	3,5	есть
7	17.08.2000	8,1	100	25,6	25,4	0,27	0,2	3,5	есть
8	04.09.2000	5,8	247	21,8	22,0	0,19	0,3	3,0	нет
9	04.09.2000	5,7	246	22,0	22,0	0,18	0,3	3,0	нет
10	04.09.2000	6,7	237	22,2	21,9	0,21	0,3	3,0	нет
11	11.09.2000	5,4	101	20,3	20,9	0,18	0,1	2,0	нет
12	11.09.2000	6,1	99	20,3	20,7	0,20	0,1	2,0	нет
13	11.09.2000	6,0	103	20,3	20,9	0,20	0,15	2,5	нет
14	11.09.2000	3,0	108	22,2	21,5	0,06	0,2	3,0	нет
15	18.07.2001	10,0	87	27,5	24,3	0,30	0,47	2,8	есть
16	18.07.2001	8,0	69	26,5	24,3	0,23	0,44	3,9	есть
17	18.07.2001	5,5	148	26,9	24,4	0,12	0,48	3,5	есть
18	21.07.2001	12,5	88	30,0	24,6	0,40	0,32	2,8	есть
19	21.07.2001	13,5	93	28,6	24,5	0,46	0,32	2,8	есть
20	21.07.2001	13,0	93	28,9	24,5	0,43	0,40	3,1	есть
21	21.07.2001	14,0	93	28,3	24,6	0,49	0,43	3,1	есть
22	11.08.2001	9,1	83	28,1	26,8	0,29	0,37	4,9	есть
23	16.08.2001	8,0	103	26,8	25,9	0,25	0,23	4,1	нет
24	16.08.2001	5,5	93	26,9	25,9	0,15	0,19	3,5	нет
25	21.08.2001	10,0	93	26,1	25,8	0,34	0,36	3,1	есть
26	21.08.2001	10,0	93	25,9	25,6	0,30	0,35	2,5	есть
27	26.08.2001	4,0	208	26,0	25,0	0,10	0,37	4,6	нет

Условия проведения измерений

В большей части реализаций расположение дрифтеров перед их подъемом было подобным показанному на рис.1, *в*. Во всех случаях главная компонента переноса дрифтеров была обусловлена прибрежным течением, скорость которого иногда достигала 1 м/с. Чтобы исключить эту компоненту из рассмотрения, мы анализировали векторные разности между скоростями дрифтеров 1 – 4 и скоростью дрифтера 5 с якорем, расположенным на самом нижнем горизонте (10 м для экспериментов 1 – 7 и 5 м для экспериментов 8 - 27), полагая, что скорость прибрежного течения постоянна в верхнем слое. Таким образом, разность

$$\Delta \mathbf{u}_{i,5} = \mathbf{u}_i - \mathbf{u}_5, \quad i = 1...4$$

содержит информацию только о дрейфовом течении.

На рис. 2 показана зависимость модуля и направления $\Delta u_{1,5}$, т. е. перепада скорости течения между верхним (0,5 м) и самым нижним дрифтерами, от скорости ветра. Направление здесь и ниже отсчитывается по часовой стрелке от направления вектора скорости ветра, а для обозначения направления на графиках использовано слово *angle*. В среднем перепад скорости течения составляет около 1% от скорости ветра и вектор $\Delta u_{1,5}$ отклоняется от скорости ветра вправо, что согласуется с известными эмпирическими представлениями о дрейфовых течениях (см., например, обзор [10]). Сильный разброс точек, по-видимому, характерен для такого рода данных (сравним с рис. 8 из работы [15]). Средние модуль и направление $\Delta u_{1,5}$ для групп данных, полученных при слабых и умеренных ветрах со средними скоростями 6,1 и 10,1 м/с, равны соответственно 7,0 см/с, 7,2° и 8,5 см/с, 4,8°. Это указывает на тенденцию роста $\Delta u_{1,5}$ и стремление его направления к направлению ветра с ростом скорости ветра.



Р и с. 2. Зависимость перепада скорости течения между верхним и нижним дрифтерами от скорости ветра: слева – модуль, справа – направление, отсчитываемое от направления ветра по часовой стрелке (квадраты – экспериментальные данные; кривые, расположенные в порядке сверху вниз, соответствуют модельным расчетам для значений $\varepsilon = 0,1; 0,13; 0,2$)

На рис. 3 приведены примеры (эксперименты 9, 7 и 21 по таблице) измеренных вертикальных профилей перепадов скорости течения по отношению к нижнему горизонту (5 или 10 м), нормированных на скорость ветра. Такие нормированные профили были усреднены по двум группам данных, соответствующих слабым и умеренным ветрам. Средние нормированные профили показаны на рис. 4. Очевидны их систематические изменения с ростом скорости ветра.



Р и с. 3. Примеры вертикальных профилей сдвигов скорости течения (кружки) относительно нижнего дрифтера, нормированных на скорость ветра. Сверху вниз показаны реализации 9, 7 и 21: слева – модули сдвигов, справа – направления, отсчитываемые от направления ветра по часовой стрелке (линии соответствуют модельным расчетам при $\varepsilon = 0,13$)

На рис. 5 показана зависимость безразмерного вертикального градиента скорости Ф₁ от безразмерной глубины. Ф₁ определен как

$$\boldsymbol{\Phi}_i = \frac{\mathrm{kz}_i}{\mathrm{v}_*} \frac{\Delta \mathbf{u}_{i,i+1}}{\mathrm{h}_{i+1} - \mathrm{h}_i},$$

где $\Delta \mathbf{u}_{i,i+1} = \mathbf{u}_i - \mathbf{u}_{i+1}$ – перепад скорости течения между последовательными горизонтами, v_* – динамическая скорость в воде, $\kappa = 0,4$ – постоянная Кармана, а безразмерная глубина равна zf/v_* , где f – параметр Кориолиса. Оценки Φ_i отнесены к средним уровням $z_i = (h_{i+1} + h_i)/2$. Для каждой точки были вычислены доверительные интервалы, определенные по максимальной ошибке оценки скорости течения, возникающей из-за конечной длины лод-ки. Средняя относительная ошибка для градиентов скорости и средняя ошиб-

ка для направления векторов также приведены на рисунке. Данные для слабых и умеренных ветров показаны разными символами. Как следует из рис. 5, между этими двумя группами данных нет систематических различий, если результаты представлены в безразмерном виде.



Рис. 4. Вертикальные профили средних нормированных сдвигов скорости течения относительно нижнего дрифтера при слабых (кружки) и умеренных (квадраты) ветрах: слева – модули сдвигов, справа – направления, отсчитываемые от направления ветра по часовой стрелке (сплошная и прерывистая линии соответствуют модельным расчетам для скоростей ветра 6,1 и 10,5 м/с при $\varepsilon = 0,13$)

На рис. 6 представлены те же данные, но векторно-осредненные по четырем группам точек, лежащим в последовательных интервалах безразмерной глубины, границы которых возрастают в геометрической прогрессии. Точки отнесены к средним значениям абсцисс. В качестве доверительных интервалов приведены удвоенные стандартные отклонения. Как следует из рисунка, с уменьшением безразмерной глубины безразмерный вертикальный градиент скорости стремится к единице, а его направление стремится к направлению ветра.



Р и с. 5. Безразмерные градиенты скорости течения в зависимости от безразмерной глубины при слабых (кружки) и умеренных (квадраты) ветрах: слева – модули градиентов, справа – направления, отсчитываемые от направления ветра по часовой стрелке (кривые, расположенные в порядке сверху вниз соответствуют модельным расчетам для значений $\varepsilon = 0,1; 0,13; 0,2$) *ISSN 0233-7584. Мор. гидрофиз. журн., 2007, № 1* 39



Р и с. 6. То же, что на рис.5, но данные для слабых и умеренных ветров осреднены по последовательным интервалам безразмерной глубины и показаны квадратами

Приведенные данные получены с помощью квазилагранжевых дрифтеров и, строго говоря, требуют коррекции с учетом стоксова дрейфа. Примем для оценки, что дрифтеры полностью увлекаются стоксовым течением на глубине центра подводного якоря. Тогда вклад стоксова дрейфа в измеренный сдвиг скорости на глубине z можно оценить по формуле (см., например, [16, 10])

$$\frac{\partial u_{Stokes}}{\partial z} = 2\omega (ak)^2 \exp(-2kz),$$

полагая, что амплитуда a в корень из двух раз больше стандартного отклонения поверхности, а частота ω и волновое число k относятся к спектральному пику волн. Мы рассчитали отношение этой величины к действительному сдвигу скорости для каждого из измеренных сдвигов, используя информацию о параметрах волн (таблица). Среднее значение отношения составляет 9 %, и лишь для шести сдвигов отношение попадает в интервал от 30 до 70 %. Таким образом, для наших условий наблюдений стоксов дрейф не мог существенно исказить полученные результаты.

Анализ данных. В качестве исходной концепции для анализа полученных данных примем упрощенную модель атмосферного планетарного погранслоя, первоначально предложенную Броуном [19] и хорошо проверенную в натурных экспериментах. Эта двухслойная модель состоит из логарифмического (при z < d) и экмановского (при z > d) подслоев. Коэффициент турбулентной вязкости K_d в экмановской части постоянен по высоте и равен коэффициенту турбулентной вязкости на границе z = d логарифмического подслоя. Поскольку в логарифмическом подслое $K = \kappa u_* z$, то $K_d = \kappa u_* d$. На границе подслоев z = d сращиваются как скорости, так и их вертикальные градиенты. Из этих условий определяются вертикальный профиль скорости во всем планетарном погранслое, а также закон сопротивления, связывающий напряжение на уровне подстилающей поверхности с геострофическим ветром.

Эту модель с минимумом модификаций можно приложить к морскому погранслою. Будем считать при этом, что внешним параметром погранслоя вместо скорости геострофического ветра является поток импульса через поверхность моря. Тогда «закон сопротивления» будет определять вектор скорости на поверхности через этот поток. Решение задачи выглядит следующим образом. Профиль скорости течения:

$$\begin{aligned} v(z) &= v_s - \frac{v_*}{\kappa} \ln(z/z_0) & \text{при } z < d , \\ v(z) &= \frac{v_* 1 - i}{\kappa 2\varepsilon} \exp\left[-\varepsilon (1+i)(z/d-1)\right] & \text{при } z > d . \end{aligned}$$

Скорость на поверхности моря:

$$v_{s} = \frac{v_{\star}}{\kappa} \left[\ln \left(2\kappa\varepsilon^{2} \frac{v_{\star}}{fz_{0}} \right) + \frac{1-i}{2\varepsilon} \right].$$

В этих уравнениях v_* — динамическая скорость в воде, определяемая из уравнения (1); d — глубина логарифмического подслоя, связанная с глубиной экмановского слоя $D = 2\kappa \varepsilon v_*/f$ соотношением $d = \varepsilon D$; f — параметр Кориолиса; z_0 — параметр шероховатости; i — мнимая единица; ε — константа, малая по сравнению с единицей и являющаяся единственным подгоночным параметром модели. Для атмосферы эта константа равна 0,10 – 0,15. Соответственно безразмерные вертикальные градиенты скорости течения определяются так:

$$\frac{\kappa z}{\nu_{\star}} \frac{\partial v}{\partial z} = 1 \qquad \text{при} \qquad (2\kappa\varepsilon^{2})^{-1} \frac{zf}{\nu_{\star}} < 1,$$
$$\frac{\kappa z}{\nu_{\star}} \frac{\partial v}{\partial z} = (2\kappa\varepsilon^{2})^{-1} \frac{zf}{\nu_{\star}} \exp\left[-\varepsilon(1+i)\left((2\kappa\varepsilon^{2})^{-1} \frac{zf}{\nu_{\star}} - 1\right)\right] \qquad \text{при} \qquad (2\kappa\varepsilon^{2})^{-1} \frac{zf}{\nu_{\star}} > 1.$$

Как видно из этих уравнений, безразмерный вертикальный градиент скорости является универсальной функцией безразмерной глубины zf/v_* , что соответствует теории подобия Казанского — Монина — Обухова [20].

Согласно модели глубина логарифмического подслоя рассчитывается по формуле

$$d = 2\kappa\varepsilon^2 v_* / f \tag{2}$$

и в условиях наших экспериментов изменяется от 0,3 до 2,4 м. Соответствующая глубина слоя Экмана изменяется от 2,3 до 20 м. Таким образом, наши данные должны демонстрировать особенности, типичные для течений слоя Экмана. Результаты расчетов по модели показаны на рис. 2 – 6 (на рис. 4 расчет проведен для скоростей ветра, осредненных по каждой из двух групп ISSN 0233-7584. Мор. гидрофиз. журн., 2007, № 1 41 данных). Подчеркнем, что при всех расчетах вычислялись перепады скоростей, которые не зависят от коэффициента шероховатости морской поверхности и потому не требуют его определения.

Как можно видеть на рис. 2, модельные кривые проходят через центральные части облаков точек и правильно отражают их наклоны, хотя сильный разброс экспериментальных оценок не позволяет говорить о явном соответствии. Для конкретных реализаций как для слабых, так и для умеренных ветров иногда наблюдалось хорошее соответствие (см. реализации 9 и 21 на рис. 3), а иногда явное расхождение (например, реализация 7 на рис. 3). Однако, как следует из рис. 4, модельные расчеты удивительно хорошо согласуются с осредненными данными, правильно передавая зависимость векторов сдвигов скорости от глубины и скорости ветра. Такое соответствие достигается при $\varepsilon = 0,13$.

На рис. 5 и 6, где показаны рассчитанные универсальные зависимости модуля и направления безразмерного градиента скорости Φ от безразмерной глубины, легко различаются логарифмическая и экмановская части морского погранслоя — в логарифмической части $|\Phi| = 1$ и $angle(\Phi) = 0$. Наши данные относятся к экмановской части и области ее перехода в логарифмическую. Исследования сдвигов скорости на меньших безразмерных глубинах, проведенные в натурных и лабораторных условиях, показали, что профиль модуля скорости в этой области логарифмический, а направление градиента скорости совпадает с направлением ветра (см. обзоры в работах [15, 16]). Не имея возможности привести обширный массив этих данных в безразмерной форме, мы добавили на рис. 5 и 6 только три точки, построенные по данным из работы [16]. Эти точки дают представление о локализации облака соответствующих экспериментальных данных в плоскости координат, используемых на рисунке.

Рис. 5 и 6 показывают, что с учетом уже известных данных о наличии логарифмического подслоя, наши измерения не противоречат модели, основанной на классических представлениях о морском погранслое как о пристеночном турбулентном слое на вращающейся Земле. Однако соответствие модели и измерений имеется лишь в среднем. Именно в этом смысле данные для модулей и направлений градиентов демонстрируют экмановскую спираль, переходящую в логарифмический подслой с единичным безразмерным градиентом, направленным вдоль направления ветра. Этот вывод относится к случаям как слабых, так и умеренных ветров.

Отметим, что сильный разброс данных в экмановской части слоя не удивителен, поскольку нестационарность внешних условий на масштабах в несколько часов, характерная для наших измерений, приводит к изменчивости экмановского течения в виде инерционных колебаний — к явлениям, наблюдавшимся ранее с помощью использованной нами методики квазилагранжевых дрифтеров [14]. Однако мы не можем объяснить тот факт, что разброс данных остается на том же уровне и в логарифмическом подслое.

В работах [4 – 7] описано сильное воздействие поверхностных волн на турбулентность, реализующееся через обрушения волн. При проведении эксперимента мы избегали штормовых условий, поэтому наши данные о профилях скорости, по-видимому, не должны содержать эффектов обрушений волн. Однако во время всех экспериментов на морской поверхности имелось ветровое волнение или зыбь. В результате анализа данных не было выявлено влияния волн на осредненный профиль течения, вместе с тем сильные отклонения от осредненного профиля, наблюдаемые в конкретных реализациях, могут быть связаны с влиянием волн на подповерхностную турбулентность даже в условиях умеренных и слабых ветров.

Резюме. В натурных экспериментах с использованием квазилагранжевых дрифтеров были получены вертикальные профили векторов сдвига скорости дрейфового течения в верхнем 5-метровом слое моря в условиях нейтральной стратификации слоя и слабых и умеренных ветров. Анализ данных показал, что измеренные сдвиги скорости в среднем описываются классическими представлениями о пристеночном турбулентном слое с экмановским течением снизу. Профиль коэффициента турбулентного обмена импульсом, согласующийся с полученными данными, имеет вид

$$K = \kappa v_* z$$
 при $z < d$,
 $K = \kappa v_* d$ при $z > d$,

где v_* определяется формулой (1), а d — формулой (2) при $\varepsilon = 0,13$. При умеренных ветрах со скоростями 8 – 14 м/с обрушения ветровых волн, повидимому, не влияют на сдвиги дрейфового течения на глубинах 0,5 м и более.

Работа выполнена при финансовой поддержке EC (грант INTAS 01-234) и ESA-IAF в рамках программы «GMES networking with Russia and Ukraine» (проект OSCSAR).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Gill A. E. Atmosphere ocean dynamics. Academic Press, 1982. 662 p.
- Thorpe S.A. Recent developments in the study of ocean turbulence // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. - 2004: - 32. - P. 91 - 109.
- Thorpe S.A. A comparison of stable boundary layers in the ocean and the atmosphere // Bound.-Lay. Meteorol. — 1999. — 90. — P. 521 – 528.
- Anis A., Moum J.N. Surface wave-turbulence interactions: scaling ε(z) near the sea surface // J. Phys. Oceanogr. - 1995. - 25. - P. 2025 - 2045.
- Agrawal Y.C., Terray E.A., Donelan M.A. et al. Enhanced dissipation of kinetic energy beneath surface waves // Nature. — 1992. — <u>359</u>. — P. 219 – 220.
- Terray E.A., Donelan M.A., Agrawal Y.C. et al. Estimates of kinetic energy dissipation under breaking waves // J. Phys. Oceanogr. — 1996. — <u>26</u>. — P. 792 – 807.
- Gemmrich J.R., Farmer D.M. Near-surface turbulence in the presence of breaking waves // Ibid. - 2004. - <u>34</u>. - P. 1067 - 1086.
- Drennan W.M., Terray E.A., Donelan M.A. The vertical structure of shear and dissipation in the ocean surface layer // The Wind-Driven Air-Sea Interface / Ed. M.L. Banner. The University of NSW, 1999. P. 239 245.
- 9. Ефимов В.В. Динамика волновых процессов в пограничных слоях атмосферы и океана. Киев: Наук. думка, 1981. 253 с.
- Huang N.E. On surface drift currents in the ocean // J. Fluid Mech. 1999. <u>91</u>, pt. 1. P. 191 – 208.

- Ivonin D., Broche P., Devenon J.-L. et al. Validation of HF radar probing of the vertical shear of surface currents by ADCP measurements // J. Geophys. Res. 2004. <u>109</u>, № C4. P. C04003.
- Shrira V., Ivonin D., Broche P. et al. On remote sensing of vertical profile of ocean surface currents by means of a single-frequency VHF radar // Geophys. Res. Letters. 2001. <u>28</u>. P. 3955 3958.
- 13. Kudryavtsev V.N., Soloviev A.V. Slippery near-surface layer of the ocean arising due to daytime solar heating // J. Phys. Oceanogr. 1990. 20. P. 617 628.
- Kudryavtsev V., Tsvetkov A., Grodsky S. Diurnal heating of the ocean surface layer // The Air-Sea Interface: Radio and Acoustic Sensing, Turbulence and Wave Dynamics / Eds. M.A. Donelan, W.H. Hui, W.J. Plant. — The University of Toronto Press, 1996. — P. 549 – 556.
- Churchill J.H., Csanady G.T. Near-surface measurements of quasi-lagrangian velocities in open water // J. Phys. Oceanogr. — 1983. — <u>13</u>. — P. 1669 – 1680.
- 16. Csanady G.T. The free surface turbulent shear layer // Ibid. 1984. 14. P. 402 411.
- Дулов В.А., Большаков В.Н., Смолов В.Е. и др. Натурное исследование пространственной однородности метео- и волнографических параметров в прибрежной зоне. К проблеме калибровки РЛС БО «Січ-1М» как инструмента для получения скорости приводного ветра // Морской гидрофизический журнал. – 2005. — № 3. — С. 31 – 43.
- Large W.G., Pond S. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds // J. Phys. Oceanogr. — 1981. — 11. — P. 324 - 336.
- Brown R. On two-layer models and the similarity functions for the PBL // Bound.-Lay. Meteorol. — 1982. — <u>24</u>. – P. 451 – 463.
- Казанский А.Б., Монин А.С. О турбулентном режиме выше приземного слоя воздуха // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. — 1960. — № 1. — С. 165 – 168.

Морской гидрофизический институт НАН Украины, Севастополь Кильский университет, Великобритания Материал поступил в редакцию 19.08.05 После доработки 20.09.05

ABSTRACT The method of field experiments on measuring vertical profiles of the wind-driven current vectors using quasi-lagrangian drifters is described. Current velocity vectors are estimated at 0.5-5 m depths under weak and moderate winds and neutral stratification of the upper 5 m layer. Correspondence of the obtained data to the classical paradigm that the sub-surface boundary layer is a wall turbulent layer affected by the Earth rotation from below is examined. The conclusion is drawn that the average field data demonstrating both the logarithmic sub-layer area and its transition to the Ekman spiral current are in agreement with the classical pattern.