

Анализ результатов наблюдений и методы расчета гидрофизических полей океана

УДК 551.554

Н.А. Тимофеев

Методы обработки профильных наблюдений ветра над океаном

Описываются оперативные методы обработки наблюдений за вертикальным распределением скорости ветра для определения параметров, характеризующих состояние устойчивости нижнего слоя атмосферы и шероховатость океанической поверхности. Предлагается использовать эти данные при интерпретации спутниковых скаттерометрических определений скорости приводного ветра с целью повышения их точности.

При изучении процессов, определяющих взаимодействие океана и атмосферы, важная роль принадлежит параметрам, характеризующим состояние устойчивости нижнего слоя атмосферы и шероховатость океанической поверхности, обусловленную влиянием ветра и волн. Эти данные могут быть полезными при интерпретации спутниковых скаттерометрических определений скорости приводного ветра, а также для анализа процессов обмена импульсом, теплом и влагой на границе раздела вода – воздух. Рассмотрим эти методы.

Степенная формула Лайхтмана

Метод основан на решении уравнения, являющегося преобразованным видом степенной формулы [1, 2]

$$u_i = a(\varepsilon) \left(\frac{z_i^\varepsilon - z_1^\varepsilon}{\varepsilon} \right) + u_1, \quad (1)$$

где

$$a(\varepsilon) = \frac{u_i \varepsilon}{z_i^\varepsilon - z_0^\varepsilon}; \quad (2)$$

u_i, u_1 – скорости ветра на произвольно выбранном z_i и фиксированном z_1 уровнях; z_0 – динамическая шероховатость океанической поверхности; ε – параметр устойчивости нижнего (приводного) слоя атмосферы.

© Н.А. Тимофеев, 2009

Если по оси ординат откладывать разности $u_i - u_1$, а по оси абсцисс – функции $\left(\frac{z_i^\varepsilon - z_1^\varepsilon}{\varepsilon}\right)$, то выражение (1) будет уравнением прямой, проходящей через точку $(0, 0)$ и составляющей с осью абсцисс угол, тангенс которого равен $a(\varepsilon)$. При обработке единичного и осредненного профилей скорости ветра задача состоит в том, чтобы выбрать такое значение ε , при котором опытные точки ложатся на прямую наилучшим образом. Иначе говоря, задача сводится к построению ряда графиков в координатной сетке $(u_i - u_1), \left(\frac{z_i^\varepsilon - z_1^\varepsilon}{\varepsilon}\right)$ для различных значений ε и выбору того из них, на котором опытные точки ближе всего расположены относительно прямой, проведенной по этим точкам.

Согласно выражению (1), для двух разностей скоростей ветра, измеренных на трех произвольно выбранных горизонтах z_i, z_j и z_γ , имеем

$$u_i - u_j = a(\varepsilon) \left(\frac{z_i^\varepsilon - z_j^\varepsilon}{\varepsilon} \right), \quad (3)$$

$$u_j - u_\gamma = a(\varepsilon) \left(\frac{z_j^\varepsilon - z_\gamma^\varepsilon}{\varepsilon} \right). \quad (4)$$

Разделив (3) на (4), получим

$$\frac{u_i - u_j}{u_j - u_\gamma} = \frac{z_i^\varepsilon - z_j^\varepsilon}{z_j^\varepsilon - z_\gamma^\varepsilon}. \quad (5)$$

Таким образом, для определения ε по профилю скорости ветра необходимо как минимум выполнить измерения этого элемента на трех горизонтах; далее целесообразно использовать все возможные комбинации разностей Δu_k , которые могут быть составлены из измерений скорости ветра на N уровнях. Максимально возможное число разностей равно числу сочетаний C_N^2 из N по два.

Разместив функции $\frac{z_i^\varepsilon - z_j^\varepsilon}{\varepsilon}$ для заданной комбинации Δu_k в ряды в убывающем порядке значений ε и просуммировав их от $k=1$ до $k=C_N^2$ (k – порядковый номер членов рядов), получим

$$\sum_{k=1}^{k=C_N^2} \Delta u_k = a(\varepsilon) B(\varepsilon), \quad (6)$$

где

$$B(\varepsilon) = \sum_{k=1}^{k=C_N^2} \left(\frac{z_i^\varepsilon - z_j^\varepsilon}{\varepsilon} \right)_k$$

При известных из опытных данных $\sum_{k=1}^{k=C_N^2} \Delta u_k$ параметр шероховатости равен

$$z_0^\varepsilon = z_i^\varepsilon - \frac{u_i \varepsilon B(\varepsilon)}{\sum_{k=1}^{k=C_N^2} \Delta u_k}. \quad (7)$$

Рассмотрим методику определения параметров ε и z_0 на конкретном примере. Измерения скорости ветра в приводном слое атмосферы выполнены в экспедиции НИС «Ю.М. Шокальский» в осенне-зимний период в центральной части Тихого океана и на специальном полигоне в Амурском заливе в районе Владивостока [3]. Для измерений использовались контактные анемометры системы ГГО, имеющие погрешность $\sim 0,1$ м/с. Показания анемометров (число контактов) регистрировались счетчиками электрических импульсов СЭИ-1 с питанием постоянным током 50 В. Для исключения влияния вертикальных перемещений приборов при качке использовались средние за 10 – 20 мин значения скорости ветра. Тарировка анемометров до и после натуральных экспериментов выполнена в бюро проверки Приморского УГМС. На судне проведено повторное сличение приборов, которое дало следующие результаты: из восьми анемометров пять полностью сохранили свои тарировочные характеристики, а три имели отклонения не более 0,1 – 0,2 м/с.

Для размещения анемометров использовалась специальная мачта высотой 5 м, установленная на кардановом подвесе на выносной стреле впереди судна на расстоянии 6 м от корпуса. На мачте размещено четыре анемометра на высоте 3, 4, 5 и 7 м от уровня моря. Пятый анемометр расположен на верхней рее судовой фок-мачты на высоте 24 м. Кроме этих приборов использовались три СДС, две из которых установлены на крыльях верхнего ходового мостика на высоте 4 м от палубы и в 13 м от поверхности воды; третья СДС – на клотике грот-мачты на высоте 22 м.

Места расположения приборов и условия измерений в дрейфе выбирались в соответствии с рекомендациями работы [4]. Искажающее влияние корпуса судна на показания приборов сведено к минимуму. Специальные наблюдения (63 серии) за показаниями приборов на судне, находящемся в дрейфе, и на волнографном поплавке с мачтой показали, что искажения воздушного потока в местах установки анемометров при положении судна лагом к ветру незначительны. В океане и на полигоне в течение 120 ч проведены одновременные измерения на пяти горизонтах (3, 4, 5, 7 и 24 м) при скоростях ветра 2 – 18 м/с, при этом $C_N^2 = 10$.

Таблица 1

Значения функций $\left(\frac{z_i^\varepsilon - z_j^\varepsilon}{\varepsilon}\right)_k$, $A(\varepsilon)$, $B(\varepsilon)$

ε	k										$A(\varepsilon)$	$B(\varepsilon)$
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		
	z_i, M											
	24	24	24	24	7	7	5	7	4	5		
	z_j, M											
	3	4	5	7	3	4	3	5	3	4		
1,0	21	20	19	17	4	3	2	2	1	1	9,00	90,0
0,9	16,4	15,6	14,7	13,0	3,42	2,54	1,76	1,67	0,88	0,88	8,16	70,85
0,8	13,0	12,2	11,5	10,1	2,52	2,14	1,54	1,40	0,79	0,75	7,52	56,34
0,7	10,2	9,5	8,8	7,6	2,50	1,81	1,32	1,18	0,68	0,63	6,87	44,22
0,6	8,00	7,39	6,86	5,87	2,14	1,53	1,15	0,98	0,60	0,54	6,24	35,08
0,5	6,34	5,80	5,32	4,50	1,83	1,29	1,01	0,81	0,54	0,48	5,62	27,92
0,4	5,04	4,57	4,16	3,47	1,56	1,10	0,88	0,68	0,47	0,41	5,30	22,34
0,3	4,02	3,60	3,25	2,68	1,34	0,92	0,77	0,57	0,42	0,35	4,95	17,99
0,2	3,21	2,84	2,54	2,06	1,15	0,78	0,67	0,48	0,36	0,30	4,54	14,40
0,1	2,58	2,26	1,99	1,60	0,98	0,66	0,59	0,39	0,32	0,27	4,18	11,54
-0,1	1,68	1,42	1,23	0,95	0,73	0,47	0,45	0,28	0,25	0,20	3,66	7,66
-0,2	1,38	1,14	0,98	0,74	0,64	0,40	0,39	0,23	0,22	0,17	3,38	6,30
-0,3	1,12	0,91	0,78	0,57	0,54	0,34	0,34	0,20	0,20	0,14	3,20	5,09
-0,4	0,91	0,73	0,61	0,45	0,46	0,29	0,30	0,16	0,18	0,12	3,00	4,20
-0,5	0,75	0,59	0,48	0,35	0,40	0,24	0,26	0,14	0,15	0,11	2,88	3,47
-0,6	0,61	0,48	0,39	0,27	0,34	0,21	0,23	0,12	0,13	0,09	2,68	2,87
-0,7	0,51	0,38	0,31	0,22	0,30	0,17	0,20	0,10	0,12	0,08	2,56	2,39
-0,8	0,43	0,32	0,25	0,16	0,26	0,15	0,17	0,08	0,11	0,07	2,40	1,90
-0,9	0,33	0,26	0,20	0,13	0,22	0,13	0,15	0,07	0,09	0,06	2,28	1,64
-1,0	0,29	0,21	0,16	0,10	0,11	0,13	0,06	0,08	0,08	0,05	2,20	1,28

В табл. 1 представлены значения функций $\left(\frac{z_i^\varepsilon - z_j^\varepsilon}{\varepsilon}\right)_k$ для указанных комбинаций разностей Δu_k в зависимости от ε . Применительно к рассматриваемому случаю

$$\frac{\sum_{k=1}^5 \Delta u_k}{\sum_{k=6}^{10} \Delta u_k} = A(\varepsilon) = \frac{\sum_{k=1}^5 \left(\frac{z_i^\varepsilon - z_j^\varepsilon}{\varepsilon}\right)_k}{\sum_{k=6}^{10} \left(\frac{z_i^\varepsilon - z_j^\varepsilon}{\varepsilon}\right)_k}, \quad (8)$$

$$\sum_{k=1}^{10} \Delta u_k = a(\varepsilon) \sum_{k=1}^{10} \left(\frac{z_i^\varepsilon - z_j^\varepsilon}{\varepsilon} \right)_k = a(\varepsilon) B(\varepsilon). \quad (9)$$

Выражения (8) и (9) имеют смысл только в том случае, если параметр ε считается независимым от высоты в слое 0 – 24 м. Зная из опытных данных отношение $A(\varepsilon) = \sum_{k=1}^5 \Delta u / \sum_{k=6}^{10} \Delta u_k$, из табл. 1 находим параметр ε , затем функцию $B(\varepsilon)$, после чего по формуле (7) вычисляем z_0 .

Настоящая методика основана на предположении, что распределение скоростей ветра в нижнем слое атмосферы над океаном описывается степенной формулой. Однако при глубоких инверсиях этот «закон» не всегда выполняется. Например, параметр z_0 , определенный из профиля ветра, часто оказывается отрицательным, что не имеет физического смысла. В связи с этим рассмотрим второй метод.

Логарифмическая формула Гоптарева

Первостепенное значение в формировании структуры потока воздуха в приземном слое атмосферы имеет его расслоение по высоте, обусловленное наличием вертикального градиента температуры. Состояние потока в этом случае определяется числом Ричардсона. «Путь смешения» – расстояние по вертикали, зависящее при неизменном состоянии подстилающей поверхности от скорости ветра и стратификации атмосферы. Это то расстояние, которое успевают пройти вихри при турбулентном перемешивании до тех пор, пока они полностью не смешаются с окружающей средой.

Н.П. Гоптарев, исходя из некоторых представлений о «пути смешения» [5], получил формулу

$$\frac{u_i}{u_j} = \frac{[\ln z_i + f(\alpha, z_i)] - [\ln z'_0 + f(\alpha, z'_0)]}{[\ln z_j + f(\alpha, z_j)] - [\ln z'_0 + f(\alpha, z'_0)]}, \quad (10)$$

здесь

$$f(\alpha, z) = \alpha z + \frac{\alpha^2 z^2}{2 \cdot 2!} + \frac{\alpha^3 z^3}{3 \cdot 3!} + \dots + \frac{\alpha^m z^m}{m \cdot m!}.$$

Выражение (10) описывает основные закономерности вертикального распределения скорости ветра в нижнем слое атмосферы при любых состояниях температурной стратификации. Параметры α и z'_0 отражают влияние на профиль ветра тех же факторов, что и параметры ε и z_0 в степенной формуле. Затруднений, аналогичных тем, которые встречаются при определении динамической шероховатости z_0 по степенному «закону», при использовании формулы (10) не возникает.

Преобразуем эту формулу для определения разности скоростей ветра на двух произвольных горизонтах z_i и z_j :

$$u_i - u_j = a(\alpha) \{ [\ln z_i + f(\alpha, z_i)] - [\ln z_j + f(\alpha, z_j)] \}, \quad (11)$$

где

$$a(\alpha) = \frac{u_i}{[\ln z_i + f(\alpha, z_i)] - [\ln z'_0 + f(\alpha, z'_0)]}. \quad (12)$$

Полагая α независимым от высоты, по аналогии с выражениями (8) и (9) при измерении скоростей ветра на высоте 3, 4, 5, 7 и 24 м получим

$$A(\alpha) = \frac{A_1(\alpha)}{A_2(\alpha)} = \frac{\sum_{k=1}^5 \Delta u_k}{\sum_{k=6}^{10} \Delta u_k}, \quad (13)$$

$$\sum_{k=1}^{10} \Delta u_k = a(\alpha) [A_1(\alpha) + A_2(\alpha)] = a(\alpha) B(\alpha), \quad (14)$$

где

$$A_1(\alpha) = 7,523 + 4f(\alpha, 24) - f(\alpha, 5) - f(\alpha, 4) - 2f(\alpha, 3), \quad (15)$$

$$A_2(\alpha) = 1,917 + 2f(\alpha, 7) + f(\alpha, 5) - f(\alpha, 4) - 2f(\alpha, 3). \quad (16)$$

Численные значения функций $f(\alpha, z)$, $A_1(\alpha)$, $A_2(\alpha)$, $A(\alpha)$ и $B(\alpha)$ приведены в табл. 2. По известному из наблюдений отношению $\sum_{k=1}^5 \Delta u_k / \sum_{k=6}^{10} \Delta u_k$ с использованием формул (13) – (16) сразу находим $A(\alpha)$, $B(\alpha)$, далее из табл. 2 – параметр α .

Поскольку α и z'_0 малы, с высокой точностью можно принять, что

$$\ln z'_0 + f(\alpha, z'_0) \approx \ln z'_0. \quad (17)$$

Параметр z'_0 при известной из опытных данных $\sum_{k=1}^{10} \Delta u_k$ определяется из выражений (12) и (14) следующим образом:

$$\ln z'_0 = \ln z_i + f(\alpha, z_i) - \frac{u_i B(\alpha)}{\sum_{k=1}^{10} \Delta u_k}. \quad (18)$$

Значения функций $f(\alpha, z_i)$, $A_1(\alpha)$, $A_2(\alpha)$, $A(\alpha)$ и $B(\alpha)$

α	$f(\alpha, 24)$	$f(\alpha, 7)$	$f(\alpha, 5)$	$f(\alpha, 4)$	$f(\alpha, 3)$	$A_1(\alpha)$	$A_2(\alpha)$	$A(\alpha)$	$B(\alpha)$
0,05	1,682	0,383	0,266	0,211	0,156	13,462	2,428	5,54	15,89
0,04	1,249	0,301	0,211	0,166	0,124	11,894	2,316	5,14	14,21
0,03	0,874	0,220	0,156	0,124	0,092	10,555	2,205	4,79	12,76
0,02	0,545	0,145	0,102	0,081	0,061	9,408	2,106	4,46	11,52
0,01	0,255	0,071	0,050	0,040	0,030	8,393	2,009	4,17	10,40
-0,01	-0,227	-0,069	-0,050	-0,040	-0,030	6,765	1,829	3,70	8,59
-0,02	-0,427	-0,137	-0,098	-0,078	-0,059	6,109	1,741	3,51	7,85
-0,03	-0,608	-0,200	-0,144	-0,116	-0,088	5,527	1,665	3,32	7,19
-0,04	-0,772	-0,261	-0,190	-0,154	-0,116	5,011	1,591	3,15	6,60
-0,05	-0,918	-0,321	-0,232	-0,190	-0,144	4,569	1,519	3,01	6,09
-0,06	-1,049	-0,380	-0,280	-0,227	-0,172	4,178	1,448	2,88	5,63
-0,07	-1,172	-0,436	-0,321	-0,261	-0,200	3,817	1,385	2,75	5,20
-0,08	-1,286	-0,491	-0,364	-0,296	-0,277	3,493	1,321	2,64	4,81
-0,09	-1,387	-0,543	-0,404	-0,331	-0,253	3,216	1,264	2,54	4,48
-0,10	-1,481	-0,595	-0,444	-0,364	-0,290	2,987	1,217	2,45	4,20

Процесс обработки данных ветровых градиентных наблюдений с целью определения параметров ε и z_0 , α и z'_0 оперативными методами сводится к вычислению по опытным данным $\sum_{k=1}^5 \Delta u_k$, $\sum_{k=6}^{10} \Delta u_k$ и $\sum_{k=1}^{10} \Delta u_k$. Далее из табл. 1 и 2 находим параметры ε и α , функции $B(\varepsilon)$ и $B(\alpha)$. Динамические шероховатости z_0 и z'_0 вычисляются по формулам (7) и (18) соответственно, при этом можно пользоваться заранее рассчитанными таблицами значений z_i^ε и $[\ln z_i + \int(\alpha, z_i)]$. Поскольку погрешности в измерениях скорости ветра влияют на точность определений ε и α , z_0 и z'_0 , целесообразно вычислять среднее значение этих параметров по скоростям ветра, измеренным на пяти горизонтах.

Соотношения между параметрами в моделях Лайхтмана и Гоптарева

Отметим, что вывести эти соотношения непосредственно из уравнений (1) и (10) невозможно. Поэтому применим косвенный метод.

Из формулы (9) следует, что функция $B(\varepsilon)$ зависит от ε и от комбинации уровней измерения скорости ветра, но не зависит от z_0 . То же самое можно сказать относительно функции $B(\alpha)$. Поскольку $B(\alpha)$ не зависит от z'_0 , а $B(\varepsilon)$ – от z_0 , то и отношение $B(\alpha)/B(\varepsilon)$ не должно зависеть ни от z'_0 , ни от z_0 . Определим функции $B(\varepsilon)$ и $B(\alpha)$, параметры ε и α , соответствующие опытным данным $\sum_{k=1}^5 \Delta u_k / \sum_{k=6}^{10} \Delta u_k$ (табл. 3).

Значения ε , α , $B(\varepsilon)$, $B(\alpha)$ и $B(\alpha)/B(\varepsilon)$,соответствующие опытным величинам отношения $\frac{\sum_{k=1}^5 \Delta u_k}{\sum_{k=6}^{10} \Delta u_k}$

$\frac{\sum_{k=1}^5 \Delta u_k}{\sum_{k=6}^{10} \Delta u_k}$	ε	α	$B(\varepsilon)$	$B(\alpha)$	$\frac{B(\alpha)}{B(\varepsilon)}$
2,50	-0,74	-0,095	2,20	4,34	1,94
3,00	-0,42	-0,051	4,06	6,04	1,49
3,50	-0,15	-0,020	6,98	7,85	1,14
4,00	0,04	0,003	10,30	9,77	0,95
4,50	0,19	0,021	14,10	11,64	0,82
5,00	0,33	0,037	19,30	13,76	0,72
5,50	0,45	0,048	25,20	15,54	0,62

Построим две графические зависимости параметров ε и α от отношения $B(\alpha)/B(\varepsilon)$. После исключения в этих зависимостях третьей переменной $B(\alpha)/B(\varepsilon)$ получим

$$\varepsilon \approx 8,5\alpha. \quad (19)$$

Формулу, определяющую связь между z_0 и z'_0 , получим из выражений (7) и (18). Положив в них $z_i = 1$ м и исключив $u_1 / \sum_{k=1}^{10} \Delta u_k$, найдем

$$\ln z'_0 = f(\alpha, 1) - \frac{1}{\varepsilon} \frac{B(\alpha)}{B(\varepsilon)} (1 - z_0^\varepsilon). \quad (20)$$

Из табл. 4 видно, что $z_0 = z'_0$ в условиях равновесного ($\varepsilon = 0$) состояния приводного слоя атмосферы. При устойчивом состоянии $z'_0 > z_0$, при неустойчивом наоборот – $z'_0 < z_0$. Отношения z'_0/z_0 возрастают при устойчивом и уменьшаются при неустойчивом состоянии тем быстрее, чем больше отличается от нуля параметр ε и чем меньше шероховатость z_0 поверхности океана.

Величины отношения $\frac{z'_0}{z_0} = f_I(z_0, \varepsilon)$

$z_0, \text{ м}$	ε						
	0,425	0,255	0,085	0,000	-0,085	-0,255	-0,425
0,1	4,00	2,73	1,56	1,0	0,69	0,20	0,032
0,01	28	13	3,3	1,0	0,27	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$9 \cdot 10^{-8}$
0,001	242	87	9,3	1,0	0,049	$6 \cdot 10^{-8}$	
0,0001	2300	690	35	1,0	0,0044	10^{-16}	

Обсуждения и рекомендации

Обработка профильных наблюдений ветра в приводном слое атмосферы над океаном сводится к вычислению из опытных данных $\sum_{k=1}^5 \Delta u_k$,

$\sum_{k=6}^{10} \Delta u_k$, $\sum_{k=1}^{10} \Delta u_k$, зная которые, по табл. 1 и 2 сразу можно найти параметры ε и α , функции $B(\varepsilon)$ и $B(\alpha)$; динамические шероховатости z_0 и z'_0 вычисляются по формулам (7) и (18) соответственно. Поскольку погрешности в измерениях скоростей ветра влияют на точность определения параметров ε, α, z_0 и z'_0 , целесообразно вычислять средние (за 10 – 20 мин) значения этих величин по скоростям ветра, измеренным на пяти горизонтах.

Поток воздуха в пограничном слое атмосферы над океаном считается шероховатым, если z_0 и z'_0 существенно больше толщины слоя теоретической вязкости [6]. Динамические шероховатости нельзя считать характеристиками только геометрии морской поверхности, они отражают взаимодействие ветра и волн. В частности, при устойчивой стратификации обычно имеет место разгон волн [6].

В формулах

$$u(10) - u(z_0) = \frac{(H^\varepsilon - z_0^\varepsilon) \sum_{k=1}^{10} \Delta u_k}{\varepsilon B(\varepsilon)},$$

$$u(10) - u(z'_0) = \frac{\sum_{k=1}^{10} \Delta u_k}{B(\alpha)} [\ln 10 + f(\alpha, 10) - \ln z'_0]$$

скорости ветра $u(z_0)$ и $u(z'_0)$ не обращаются в ноль, поскольку океаническая поверхность дрейфует со скоростями, составляющими ~ 3 – 5% от скорости ветра на стандартной высоте $H = 10$ м [6]. Величины z_0, z'_0 , строго говоря, являются параметрами, определяющими, начиная с этих высот, степенной [1, 2] или логарифмический [5] профиль скоростей ветра над поверхностью океана. Величи-

ны z_0, z'_0 , согласно [6], характеризуют масштаб турбулентных вихрей, образующихся на элементах неровной океанической поверхности.

Доминирующими в парах $(\varepsilon, z_0), (\alpha, z'_0)$ являются параметры ε и α . Динамические шероховатости z_0 и z'_0 (табл. 4) изменяются на несколько порядков в зависимости от устойчивости приводного слоя атмосферы; они существенно больше при неустойчивой стратификации по сравнению с нейтральной и устойчивой. Это согласуется с данными наблюдений [5, 6], согласно которым при одинаковой скорости ветра волнение в холодной воздушной массе над теплой водой более развито, чем в теплом воздухе при холодной воде. При фиксированных ε и α параметры z_0 и z'_0 возрастают с ростом скорости ветра так, что в штормовых условиях поток воздуха над океаном становится полностью шероховатым в связи с механическим разрушением волн и образованием пены.

Результаты анализа профильных наблюдений ветра *in situ* в приводном слое могут использоваться при интерпретации спутниковых определений с целью повышения их точности за счет дополнительного учета характеристик устойчивости нижней атмосферы и параметров шероховатости океанической поверхности. В настоящее время средняя квадратическая погрешность скаттерометрических определений скорости приводного ветра составляет 1,4 – 1,7 м/с [7, 8], что выше допустимой. Разности модуля скорости ветра Δu между значениями, полученными с помощью скаттерометров и буев в Тихом океане [9, 10], хорошо коррелируют со скоростями поверхностных течений и существенно зависят от стратификации атмосферного погранслоя. Эти параметры являются конечным продуктом обработки профильных наблюдений ветра.

В комплексном эксперименте наряду с регулярными спутниковыми наблюдениями необходимо проводить измерения средних скоростей ветра на пяти горизонтах в приводном слое атмосферы на океанографической платформе, установленной в прибрежной зоне Черного моря (у пос. Качивели) на глубине 30 м. При переходе с суши на море динамические шероховатости могут изменяться от 1 до $10^{-3} - 10^{-5}$ м [11]. Верхний предел шероховатости обусловлен вихрями, образующимися над сушей. Для определения искомым параметров, характерных для морских условий [11], следует использовать профили средних скоростей «морского» ветра, направленного с моря на сушу.

По данным обработки 10 профилей «морского» ветра [11] получена связь $z'_0/z_0 = 0,134$ вне зависимости от параметра устойчивости ε в интервале его

значений $-0,85 \dots +0,22$. При этом кроме величин $\sum_{k=1}^{10} \Delta u_k$, вычисленных по на-

блюдениям ветра на пяти уровнях – 3, 4, 5, 7 и 24 м, – в формулах (7) и (18) дополнительно использовались данные в интервале $\min - \max$ по скоростям ветра $u_{10} = 1,8 - 11,0$ м/с на стандартной высоте 10 м:

$$z_0^\varepsilon = 10^\varepsilon - \frac{u_{10} \varepsilon B(\varepsilon)}{\sum_{k=1}^{10} \Delta u_k},$$

$$2,3 \lg z'_0 = 2,3 + f(\alpha, 10) - \frac{u_{10} B(\alpha)}{\sum_{k=1}^{10} \Delta u_k}.$$

Более сложные комбинации $z'_0 / z_0 = f_1(z_0, \varepsilon)$ (табл. 4), полученные при преобразовании выражений (7), (18) в формулу

$$2,3 \lg z'_0 = f(\alpha, 1) - \frac{1}{\varepsilon} \frac{B(\alpha)}{B(\varepsilon)} (1 - z_0^\varepsilon),$$

являются следствием исключения отношения $u_1 / \sum_{k=1}^{10} \Delta u_k$, соответствующего скорости ветра u_1 на высоте $z_1 = 1$ м.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Лайхтман Д.Л.* Профиль ветра и обмен в приземном слое атмосферы // Изв. АН СССР. Сер. географ. и геофиз. – 1944. – 8, №1. – С. 1 – 5.
2. *Лайхтман Д.Л.* Физика пограничного слоя атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 343 с.
3. *Тимофеев Н.А.* Опыт расчета турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарение (по материалам второго рейса н/с «Ю.М. Шокальский») // Труды ДВНИГМИ. – Л.: Гидрометеиздат, 1963. – Вып.15. – С. 167 – 180.
4. *Тимофеев Н.А.* К вопросу измерения температуры и влажности воздуха с судна // Там же. – С. 156 – 166.
5. *Гонтарев Н.П.* О влиянии динамических и термических факторов на скорость ветра над морем // Тр. ГОИНа. – Л.: Гидрометеиздат, 1960. – Вып.51. – С. 5 – 23.
6. *Краус Е.* Взаимодействие атмосферы и океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 295 с.
7. *Schluessel P., Luthardt H.* Surface wind speeds over the North Sea from special sensor microwave/imager observations // J. Geophys. Res. – 1991. – 96, NC3. – P. 4845 – 4853.
8. *Запелалов А.С., Пустовойтенко В.В.* О точности скаттерометрического определения скорости приводного ветра // Дистанционное зондирование морских экосистем. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2004. – Вып. 11. – С. 262 – 267.
9. *Quilfen Y., Chapron B., Vandemark D.* The ERS scatterometer wind measurement accuracy: Evidence of seasonal and regional biases // J. Atm. Ocean Technol. – 2001. – 18, N10. – P. 1684 – 1697.
10. *Dickinson S., Kelly K.A., Caruso M.J. et al.* Comparisons between TAO buoy and NASA scatterometer wind vectors // Ibid. – 18, N5. – P. 799 – 806.
11. *Соловьев Ю.П., Иванов В.А.* Предварительные результаты измерений атмосферной турбулентности над морем // Морской гидрофизический журнал. – 2007. – №3. – С. 42 – 61.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 26.11.07
После доработки 25.12.07

ABSTRACT Described are the operative methods of processing of the observations of the wind speed vertical distribution for certain parameters characterizing stability state of the lower atmospheric layer and the ocean surface roughness. These data are proposed to be used for interpreting satellite scatterometric observations of the surface wind speed with the purpose to increase their accuracy.