

УДК 551.466.8

## ОТРИЦАТЕЛЬНЫЕ КОРРЕЛЯЦИИ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПРИВОДНОГО ВЕТРА И ПОВЕРХНОСТНОГО ВОЛНЕНИЯ

© 2008 г. Ю. И. Троицкая, И. С. Долина, А. В. Ермошкин, В. В. Баханов, Э. М. Зуйкова, И. А. Репина, В. И. Титов

*Институт прикладной физики РАН  
603950 Нижний Новгород, ул. Ульянова, 46  
E-mail: dolina@hydro.appl.sci-nnov.ru*

Поступила в редакцию 27.11.2007 г., после доработки 26.02.2008 г.

Проведен анализ взаимосвязи вариаций интенсивности поверхностного волнения и приводного ветра. Использовались данные измерений волнения и приводного ветра, полученные в натуральных условиях в Черном море (июль 2004 г.) и в Норвежском море (июнь 2003 г., 16 рейс НИС “Академик Сергей Вавилов”). Обнаружено явление отрицательных корреляций интенсивности волнения и приводного ветра в областях существенной перестройки волнения в поле неоднородных течений: усиления волнения при ослаблении ветра и наоборот. Приведены примеры таких наблюдений, построена теоретическая модель наблюдаемого явления, получено хорошее согласие теории и эксперимента.

Хорошо известно [1–3], что неоднородное распределение ветра в приводном слое вызывает неоднородное распределение поверхностного волнения. Эмпирические зависимости коротковолновой части спектра поверхностного волнения от скорости ветра являются основой алгоритмов для дистанционного определения скорости ветра. В этих алгоритмах используется эмпирическая связь скорости ветра и интенсивности радиоизлучения, рассеянного морской поверхностью, которое, в свою очередь, определяется интенсивностью волнения на поверхности воды. В то же время неоднородное распределение волнения на поверхности моря может быть вызвано также процессами в толще океана, которые создают неоднородное течение на поверхности воды. Это течение может приводить к следующим эффектам: 1) вызывать неоднородное распределение поверхностных волн за счет кинематического эффекта [4], 2) приводить к модуляции приводного ветра и также вызывать неоднородное распределение ветровой накачки поверхностных волн [5]. Кроме того, неоднородности интенсивности поверхностного волнения могут быть вызваны присутствием пленок ПАВ [6], которые также переносятся в поле неоднородных течений и могут служить индикаторами их присутствия.

В то же время поверхностное волнение определяет аэродинамическое сопротивление морской поверхности, а значит, может оказывать воздействие на приводный ветер. При этом в отличие от неоднородностей волнения, вызванных флуктуациями ветра, ослабление волнения (уменьшение шероховатости) должно вызывать усиление ветра и наоборот. Следовательно, можно ожидать отрицательных корреляций изменчивости ветра и волнения. Ана-

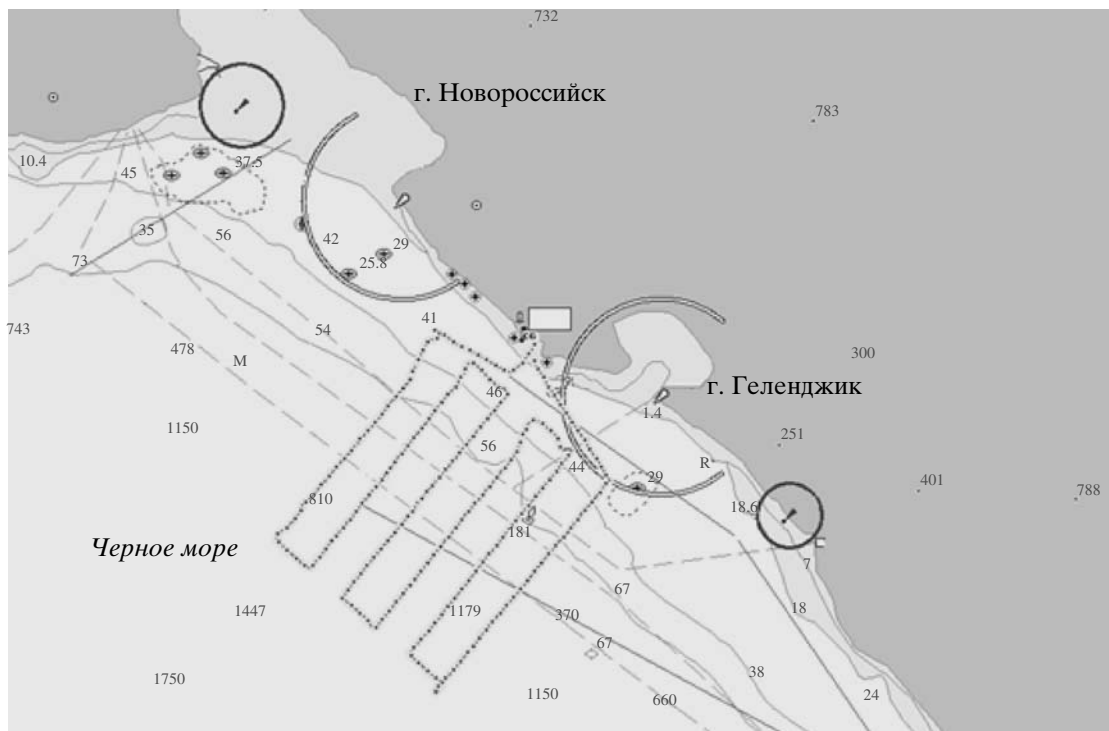
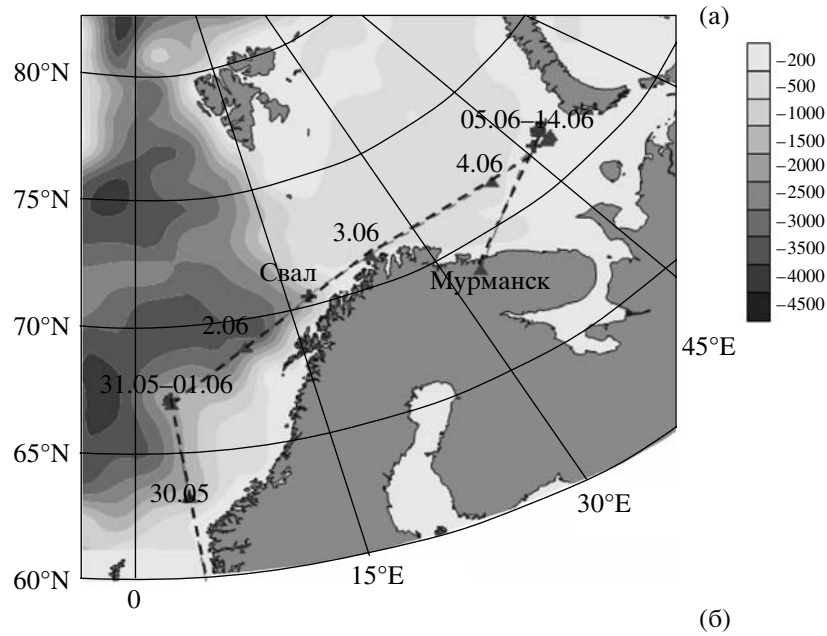
логом этого эффекта является усиление ветра над пленочными сликками (см., например, [7]).

В настоящей работе приводятся результаты натурных исследований изменчивости поля поверхностных волн и приводного ветра, в которых наблюдались подобные неоднородности, и было обнаружено явление отрицательных корреляций интенсивности волнения и приводного ветра. Приведены примеры таких наблюдений, построена количественная модель наблюдаемого явления, получено хорошее согласие теории и эксперимента.

Работа имеет следующую структуру. В разделе 1 приведены примеры натурных наблюдений изменчивости поля поверхностных волн и приводного ветра в присутствии неоднородных течений в различных районах Мирового океана. В разделе 2 кратко описана модель ветрового пограничного слоя над взволнованной водной поверхностью [5]. В разделе 3 приведены результаты расчетов модуляции скорости ветра над взволнованной водной поверхностью с учетом изменчивости спектров поверхностных волн и произведено их сравнение с результатами экспериментов.

### 1. ПРИМЕРЫ НАТУРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

В настоящем разделе приведены результаты натурных исследований изменчивости поля поверхностных волн и приводного ветра в присутствии неоднородных течений, в которых наблюдались отрицательные корреляции изменчивости ветра и волнения. Наблюдения проводились в различных районах Мирового океана, в частности, в Норвежском и Черном морях, районы проведения экспедиций показаны на рис. 1а, 1б.



**Рис. 1.** а – Район проведения натуральных исследований в июне 2003 г. в ходе 16 рейса НИС “Академик Сергей Вавилов”.  
б – Район проведения натуральных исследований в июне–июле 2004 г.

Для измерения параметров поверхностных волн сантиметрового и дециметрового диапазонов используется комплекс дистанционного оборудования, включающий в себя следующие приборы:

1. Доплеровский скаттерометр с длиной волны излучения 3.2 см, работающий на VV поляризации,

для регистрации интенсивности резонансной ряби с длиной волн 1.5 см. Ширина диаграммы направленности у скаттерометра порядка 2 градусов.

2. Оптический спектроанализатор ДОСА для регистрации двумерного спектра морского волнения в диапазоне длин волн от 2 см до 60 см и на-

правлений распространения волн в диапазоне  $\pm 60^\circ$  относительно направления визирования ДОСА.

Углы визирования дистанционных приборов составляли 20 градусов. Сигналы приборов комплекса преобразуются в цифровые с помощью многоканальной платы ввода аналоговых сигналов и записываются на жесткий диск компьютера.

Для измерения параметров приводного слоя атмосферы используется оборудование, включающее в себя:

1. Акустический цифровой анемометр-термометр АЦАТ-3М.
2. Акустический термоанемометр USA-1 (МЕТЕК).

Для проведения взаимного анализа изменчивости волнения и ветра производилась высокочастотная фильтрация полученных данных с помощью оконного осреднения с шириной окна 400 секунд. Ширина окна осреднения выбиралась из следующих соображений. Целью исследования является задача обнаружения взаимосвязи вариаций интенсивности поверхностного волнения и приводного ветра. При этом измерения параметров ветра производятся на высоте около 10 метров над ур. моря. Изменчивость свойств поверхности может в этом случае отобразиться в изменчивости ветра, если масштаб приводного пограничного слоя, обусловленного этими возмущениями, превосходит  $H_{10}$ . Масштаб приводного пограничного слоя возмущения, имеющего продольный масштаб  $L$  и скорость  $U$ , можно оценить как  $\delta \sim Lk u_* / U$ , где  $u_*$  – скорость трения ветра,  $k = 0.4$  – постоянная Кармана (см., например, [5]). Принимая  $U = U(H_{10})$  и учитывая, что  $U(H_{10})/u_* \sim 25-30$  [8], получим оценку  $L/\delta \sim 10^2$ . Условие  $\delta > H_{10}$  выполняется для неоднородностей с горизонтальным масштабом  $L > 1000$  м. При скорости движения судна до 6 м/с имеем временной масштаб больше 200 с. Исходя из этой оценки, было выбрано время осреднения 400 с, что позволяет выделить мезомасштабную составляющую сигнала.

В ряде наблюдений были получены отрицательные корреляции ветра и волнения, когда усиление волнения сопровождалось ослаблением ветра и, наоборот, ослабление волн – усилением ветра. Проводился взаимный анализ изменчивости волнения и ветра. Ниже приведено описание типичных случаев отрицательных корреляций изменчивости ветра и волнения в ряде районов Мирового океана.

### Норвежское море, 2–3 июня 2003 (16 рейс НИС “Академик Сергей Вавилов”)

В ходе 16 рейса НИС “Академик Сергей Вавилов” 2–3 июня 2003 г. судно проходило над областью свала глубин в Норвежском море (см. рис. 1а). Эхолотом ELAC LAZ 4700 было зарегистрировано

изменение глубины моря 2–3 июня 2003 г. с 2500 до 250 м на расстоянии 10 км.

Для определения профилей скорости и направления течения жидкости использовался штатный, установленный на судне, 4-х лучевой акустический доплеровский профилограф течений (ADCP) RD-VM0150 компании RD-Instruments. Этот прибор обеспечивает измерения до глубин 300–350 м, частота излучения 153.6 КГц, диапазон измеряемых скоростей от  $-10$  м/с до  $+10$  м/с. Профилограф установлен в специальную акустическую шахту судна. В районах, где глубина дна находится в пределах диапазона измерений профилографа, возможно измерение характеристик течений относительно дна без использования данных навигационных систем. Параллельно в навигационный файл записывались данные о курсе, скорости и местоположении судна. ДОСА устанавливалась на баке судна (высота над поверхностью моря равнялась 9.5 м), а 3.2-сантиметровый скаттерометр – на пеленгаторной палубе (высота над морем – 17 м). Направление визирования 3.2-сантиметрового скаттерометра составляло 45 градусов на правый борт, ДОСА – на носу судна.

На рис. 2а и рис. 2б показаны разрезы модуля скорости в приповерхностном слое и глубины. Экспериментальные данные показали, что в области свала глубин в приповерхностном слое около 200 м имеется неоднородное течение с максимальной скоростью около 70 см/с.

Анализ спутниковых данных показал наличие холодной аномалии температуры поверхности океана около  $1^\circ\text{C}$ , совпадающей с областью резкого изменения глубины. На рис. 3 показана карта температуры поверхности океана по данным Aqua-Modis (усреднение за период с 3 по 9 июня 2003 г.). На ней видно присутствие холодной аномалии, распложенной примерно над областью резкого изменения глубины моря. На рис. 3 также показано направление течения. Видно, что течение направлено приблизительно параллельно изотермам холодной аномалии. Это позволяет интерпретировать наблюдаемое течение как поток холодной воды. Усиление скорости течения, начиная с 23:40, вероятнее всего, связано с изменением глубины.

По данным судовой метеостанции средняя скорость ветра в районе маршрута судна составляла 11 м/с, направление ветра – северо-северо-западное (см. рис. 3).

Далее строились разрезы мезомасштабной изменчивости ветра и волнения (которое характеризовалась мощностью отраженного радиолокационного сигнала в X-диапазоне на VV поляризации) вдоль маршрута движения судна и вычислялись коэффициенты корреляции для различных участков этих разрезов. На рис. 4 показаны разрезы мезомасштабной изменчивости скорости ветра и коротких поверхностных волн, а также скорость течения в

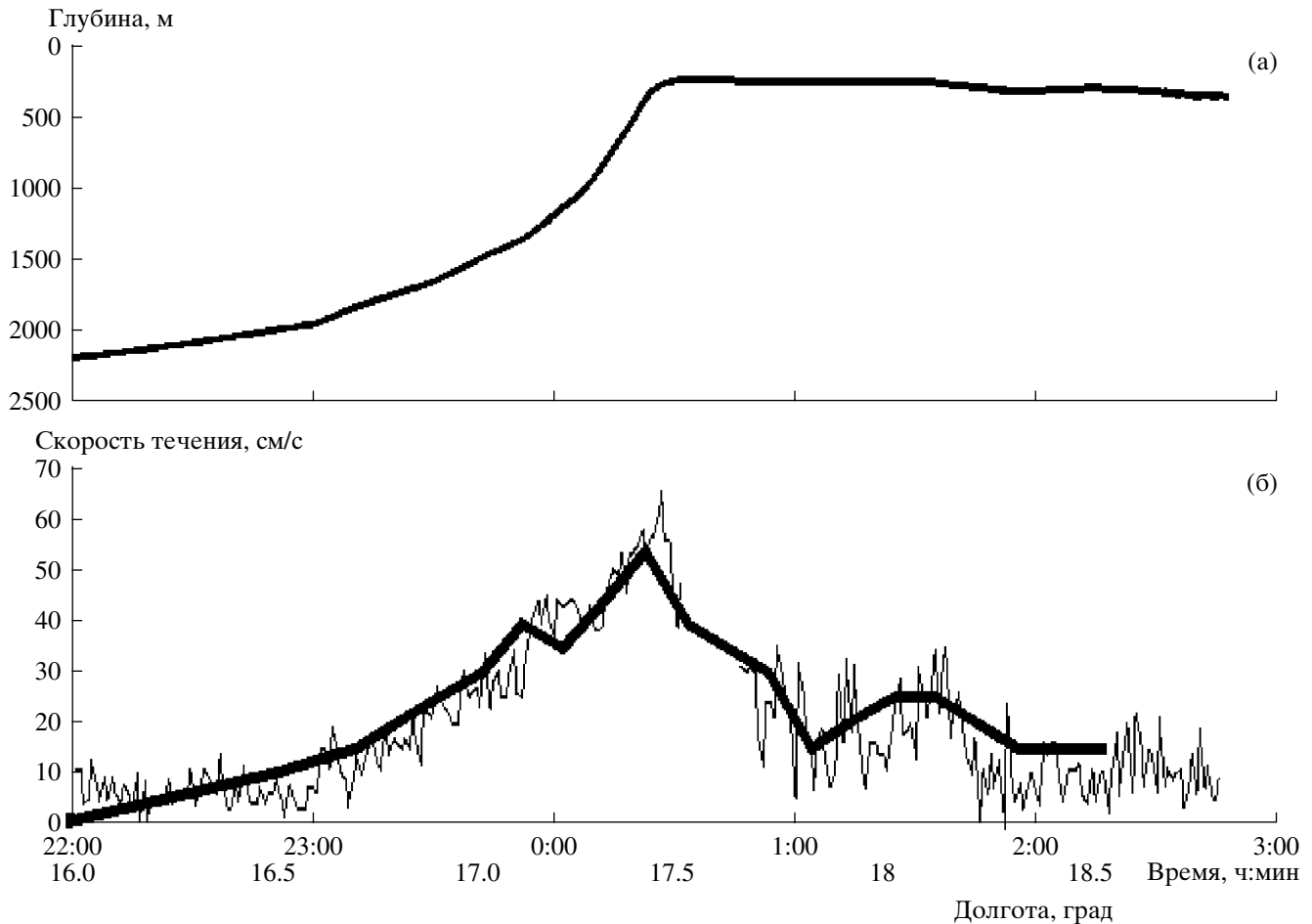
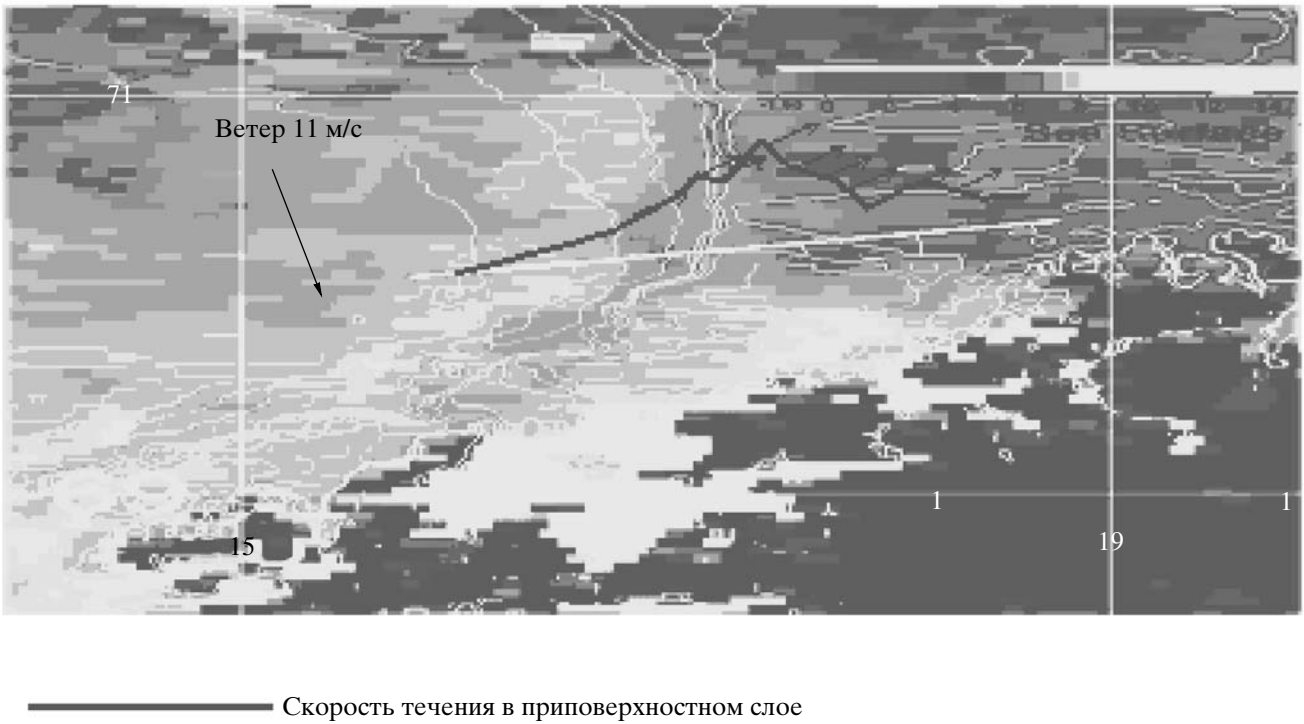


Рис. 2. Разрезы глубины (а) и абсолютной величины (б) скорости на глубине 46 м.

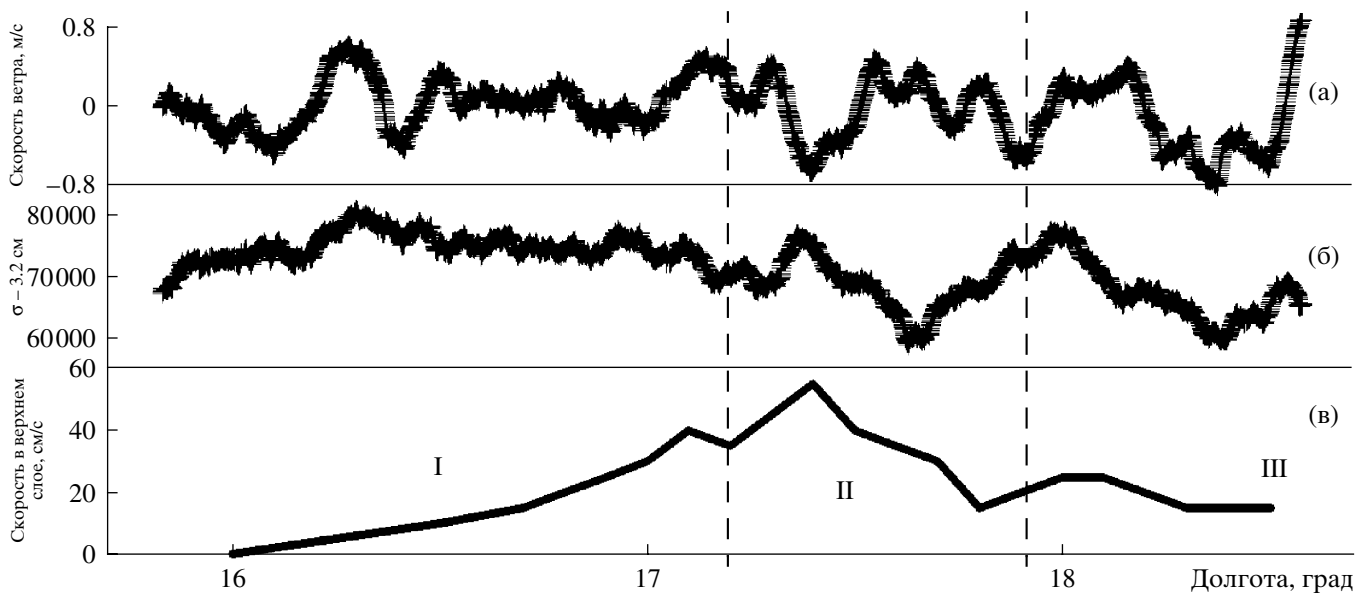
верхнем слое. Вычислялся коэффициент корреляции между интенсивностью ветра и волнения, соответствующее “облако точек” и линейная регрессия показаны на рис. 5. Коэффициент корреляции между ветром и волнением вдоль разреза довольно низкий (около 0.25). Также вычислялся коэффициент корреляции между ветром и волнением для различных участков разреза. На рис. 6 показаны экспериментальные точки, определяющие зависимость между ветром и волнением в различных интервалах вдоль разреза, показанных на рис. 4 цифрами I, II, III. Заметим, что интервал I соответствует области до резкого перепада течения в приповерхностном слое, интервал II соответствует максимальному значению градиента скорости течения в приповерхностном слое, а интервал III – после прохождения судном области значительного градиента течения. Из рис. 6 видно, что в интервале II наблюдаются значительные отрицательные корреляции между ветром и волнами. При этом рассчитанный коэффициент корреляции составлял  $-0.67$ .

### Северо-восточная часть Черного моря, 6–7 июля 2004 (НИС “Акванавт”)

В июле 2004 г. во время экспедиции в северо-восточной части Черного моря в районе пос. Геленджик исследовалась изменчивость морского волнения и скорости ветра, когда судно пересекало область свала глубин (см. рис. 16). На рис. 7 показаны синхронные записи мезомасштабной изменчивости ветра и волнения, а также глубины моря для первого галса 6 июля. Направление движения судна и направление ветра на данном галсе составляло 217 и 270 градусов соответственно. Угол визирования 3.2 см скаттерометра – 40 градусов на правый борт. Длинные волны шли с юга на север, короткие с запада на восток, в соответствии с направлением ветра. На рисунке видна область отрицательных корреляций между ветром и волнением (выделена символами). Рассчитанный коэффициент корреляции составил  $-0.92$ .



**Рис. 3.** Карта температуры поверхности океана по данным Aqua-Modis (усреднение за период с 3 по 9 июня 2003 г.) На рисунке также показаны скорость ветра по данным судовой метеостанции и разрез скорости течения в приповерхностном слое по данным судового ADCP.



**Рис. 4.** Разрезы мезомасштабной изменчивости скорости ветра (а), коротких поверхностных волн (б) и скорости течения в верхнем слое (в).

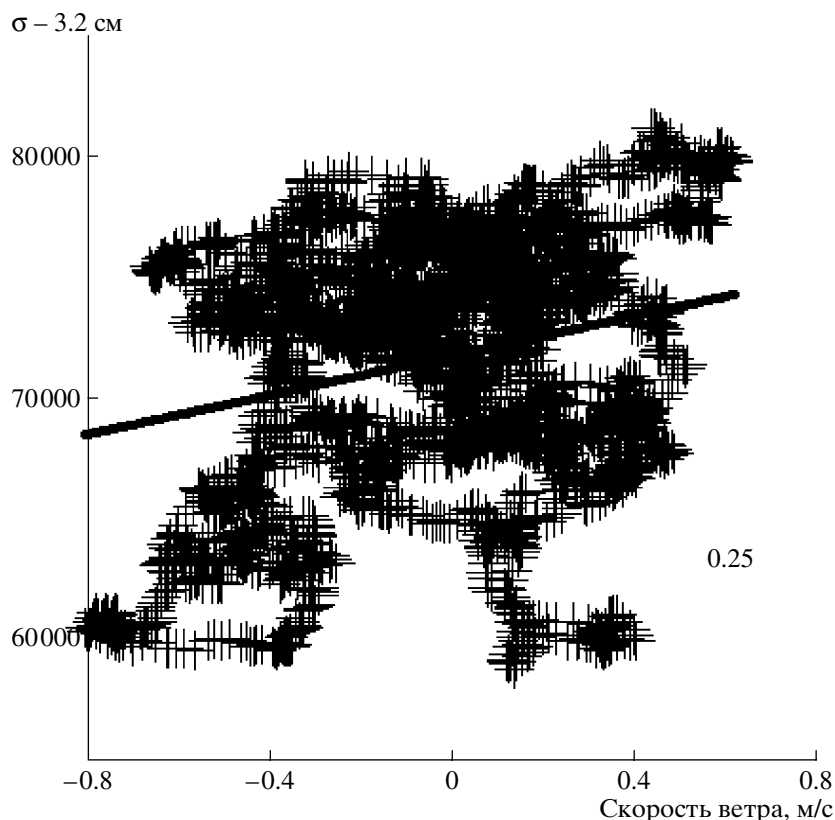


Рис. 5. Зависимость между мезомасштабной изменчивостью скорости ветра и интенсивностью коротких поверхностных волн (линейная регрессия) и ансамбль экспериментальных точек для разреза на рис. 4.

Аналогичная обработка была проделана и для всех остальных галсов за 6 и 7 июля. Значения коэффициентов корреляции представлены в табл. 1. На всех записях, кроме 3-го галса 7 июля 2004 г. наблюдалась область отрицательных корреляций между ветром и волнением.

## 2. ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Нами была предложена гипотеза для объяснения наблюдаемых явлений отрицательных корреляций между ветром и волнением. В случае, когда изменчивость поверхностного волнения обусловлена взаимодействием с неоднородным течением на поверхности воды или аномальным затуханием поверхностных волн в областях, покрытых пленками поверхностно-активных веществ, изменчивость ветра будет определяться изменением аэродинамического сопротивления морской поверхности. Подобные эффекты усиления скорости ветра над выглаженными областями водной поверхности, покрытыми пленками, наблюдались в [7]. При этом можно ожидать увеличения скорости ветра на выглаженной поверхности и уменьшения на более шероховатой, т.е. отрицательных корреляций между изменчивостью ветра и волнением. Для проверки этой модели была использована модель ветра, раз-

работанная в [9]. Модель основана на применении уравнений Рейнольдса, которые в декартовых координатах могут быть записаны в виде [8]:

$$\frac{\partial \langle u_i \rangle}{\partial t} + \langle u_j \rangle \frac{\partial \langle u_i \rangle}{\partial x_j} + \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial p}{\partial x_i} = \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j}, \quad (1)$$

$$\operatorname{div} \langle \mathbf{u} \rangle = 0,$$

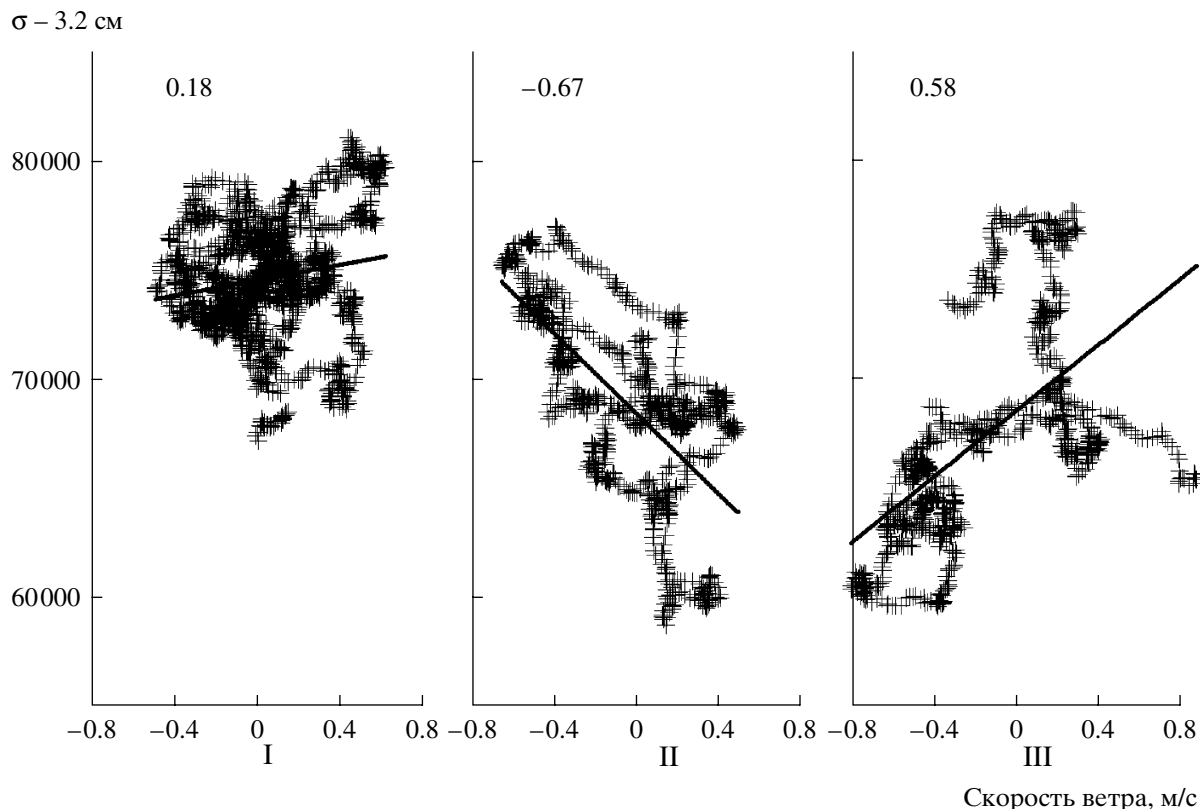
где  $\langle u_i \rangle$  –  $i$  компонента средней скорости,  $i = 1, 2, 3$ ;  $x_1 \equiv x$ ,  $x_2 \equiv y$ ,  $x_3 \equiv z$ ,  $u_1 \equiv u$ ,  $u_2 \equiv v$ ,  $u_3 \equiv w$ ,  $p$  – давление,  $\rho_a$  – плотность воздуха,  $\sigma_{ij}$  – турбулентные напряжения.

Граничные условия имеют вид:

$$\left. \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \langle u \rangle \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \langle v \rangle \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right|_{z=\zeta(x,y,t)} = \langle w \rangle \Big|_{z=\zeta(x,y,t)},$$

$$\langle \mathbf{u}_\tau^a \rangle \Big|_{z=\zeta(x,y,t)} = \langle \mathbf{u}_\tau^w \rangle \Big|_{z=\zeta(x,y,t)},$$

где  $\langle \mathbf{u}_\tau^a \rangle \Big|_{z=\zeta(x,y,t)}$ ,  $\langle \mathbf{u}_\tau^w \rangle \Big|_{z=\zeta(x,y,t)}$  – тангенциальные компоненты скорости в воздухе и воде на границе раздела вода–воздух,  $\zeta(x, y, t)$  – смещение поверхности воды.



**Рис. 6.** Зависимость между мезомасштабной изменчивостью скорости ветра и интенсивностью коротких поверхностных волн (линейная регрессия) и ансамбль экспериментальных точек для участков I, II, III разреза на рис. 4. Числа у графиков – значения коэффициентов корреляции.

Примем простейшую гипотезу замыкания – градиентную аппроксимацию турбулентных напряжений:

$$\sigma_{ij} = -e\delta_{ij} + v\left(\frac{\partial\langle u_i \rangle}{\partial x_j} + \frac{\partial\langle u_j \rangle}{\partial x_i}\right), \quad (2)$$

где  $e$  – средняя энергия турбулентных пульсаций,  $\delta_{ij}$  – символ Кронекера,  $v$  – коэффициент турбулентной вязкости. Будем  $v$  считать заданной функцией вертикальной координаты  $z$ , для которой воспользуемся аппроксимацией, полученной в эксперименте [10], где определялся профиль скорости турбулентного потока над гидродинамически гладкой пластинкой:

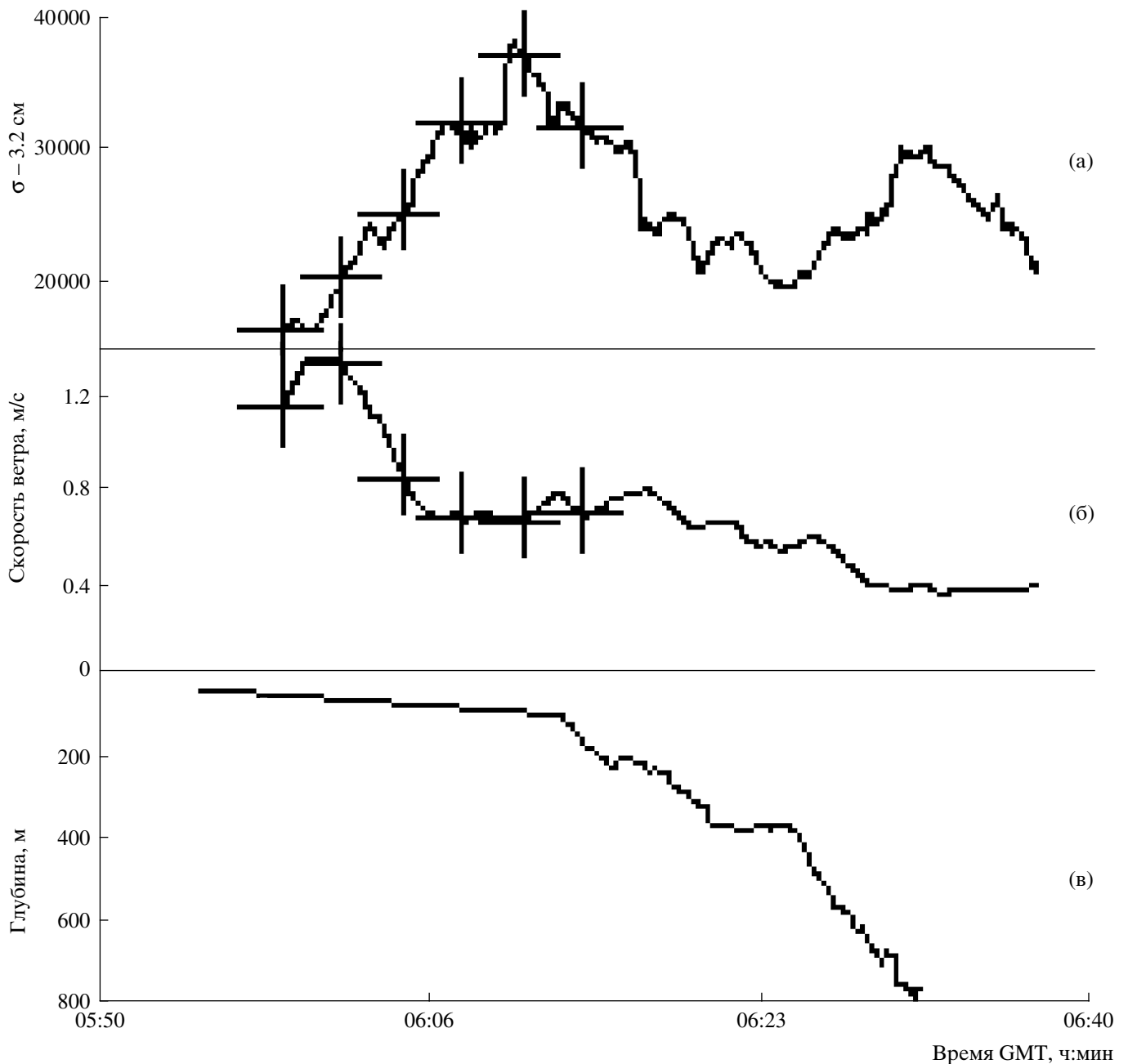
$$v = v_a \left\{ 1 + 0.4z^+ \left[ 1 - e^{-\left(\frac{z^+}{L}\right)} \right] \right\}, \quad (3)$$

где  $z^+ = z/z^*$ , а  $z^* = v_a/u_*$  – вязкий масштаб,  $L$  – это просто числовой параметр и для аэродинамически гладкой поверхности  $L = 22.4$ . Данная аппроксимация отражает тот факт, что вблизи поверхности ( $z^+ < 1$ ) коэффициент вязкости почти постоянный и равен молекулярной вязкости воздуха  $v_a$ , а далеко от

поверхности он нарастает линейно. Особенностью данной модели является учет вязкого подслоя турбулентного пограничного слоя над взволнованной поверхностью моря, который принципиально важен при вычислении аэродинамического сопротивления

**Таблица 1.**

Дата	06. 07. 2004					
№ галса	1	2	3	4	5	6
Кoeff. корреляции	-0.92	-0.88	-0.9	-0.72	-0.52	-0.64
Дата	07. 07. 2004					
№ галса	1	2	4	5	6	7
Кoeff. корреляции	-0.96	-0.77	-0.68	-0.79	-0.66	-0.71



**Рис. 7.** Зависимость от времени рассеянной мощности в  $X$ -диапазоне (а), скорости ветра (б), глубины (в) для 1-го галса (эксперимент 6 июля 2004 г., северо-восточная часть Черного моря). Символами выделен участок отрицательной корреляции ветра и волнения (а), (б).

взволнованной поверхности, которое определяется потоком импульса от ветра к волнам. Как было показано в [9], этот поток импульса определяется волнами сантиметрового и дециметрового диапазона, т.е. шероховатость поверхности моря определяется именно этим диапазоном ветрового волнения. При этом, как было показано в [11], обмен энергией (и импульсом) между ветром и волнами сантиметрово-

го и дециметрового диапазона происходит главным образом в переходной области от вязкого подслоя к турбулентному пограничному слою. В связи с этим учет вязкого подслоя является принципиальным в модели шероховатости морской поверхности.

Осреднение системы уравнений (1) по возмущениям, индуцированным ветровыми волнами в возду-



хе, дает уравнение для мезомасштабных вариаций скорости ветра. Принимая во внимание, что характерный горизонтальный масштаб мезомасштабной изменчивости много больше вертикального масштаба скорости ветра, будем считать эту зависимость параметрической. Формально это означает, что пренебрегается всеми производными по горизонтальным координатам в уравнениях, описывающих мезомасштабную изменчивость ветра.

Основная сложность при решении рассматриваемой задачи связана с тем, что характерный масштаб изменчивости профиля скорости ветра вблизи взволнованной поверхности (масштаб вязкого подслоя) мал по сравнению с масштабом возвышения поверхности моря (характерной дисперсией возвышений в ветровом волнении).

Представим случайное поле возвышений в виде интеграла Фурье–Стилтьеса

$$\zeta(\mathbf{r}, t) = \int dA(\mathbf{k}, \omega) e^{i(\mathbf{k}\mathbf{r} - \omega t)},$$

где  $\mathbf{k} = (k_x, k_y)$  – двумерный волновой вектор.

Для статистически однородного и стационарного поля поверхностных волн можно определить пространственно-временной спектр возвышений поверхностных волн  $F(\mathbf{k}, \omega)$ , для которого верно равенство:

$$\begin{aligned} \langle dA(\mathbf{k}, \omega) dA(\mathbf{k}_1, \omega_1) \rangle &= \\ &= F(\mathbf{k}, \omega) \delta(\mathbf{k} - \mathbf{k}_1) \delta(\omega - \omega_1) d\mathbf{k} d\mathbf{k}_1 d\omega d\omega_1. \end{aligned}$$

Для того чтобы исключить сильную геометрическую нелинейность, перейдем от декартовых координат  $(x, y, z)$  к ортогональным криволинейным координатам  $(\zeta_1, \zeta_2, \eta)$ , в которых одна из координатных линий совпадает с взволнованной поверхностью воды:

$$\begin{aligned} x &= \zeta_1 + \int i \cos \vartheta e^{i(k(\zeta_1 \cos \vartheta + \zeta_2 \sin \vartheta) - \omega t) - k\eta} dA, \\ y &= \zeta_2 + \int i \sin \vartheta e^{i(k(\zeta_1 \cos \vartheta + \zeta_2 \sin \vartheta) - \omega t) - k\eta} dA, \\ z &= \eta + \int e^{i(k(\zeta_1 \cos \vartheta + \zeta_2 \sin \vartheta) - \omega t) - k\eta} dA. \end{aligned} \quad (4)$$

Здесь  $k$  – модуль волнового числа текущей гармоники поля поверхностных волн, а  $\vartheta$  – ее угол с положительным направлением оси  $x$ . В линейном приближении координатная поверхность  $\eta = 0$  совпадает с взволнованной поверхностью воды.

Учитывая, что фазы гармоник поля поверхностных волн случайные, можно воспользоваться квазилинейным приближением для описания взаимодействия между ветром и волнами. В рамках этого приближения уравнения для отдельных гармоник

линейны, а нелинейность учитывается только при определении средних полей скорости, завихренности и т.п.

Рассмотрим вначале уравнения, которые описывают возмущения, индуцированные в воздухе отдельными гармониками в поле поверхностных волн. Поскольку эти уравнения линейны, то они могут рассматриваться независимо. Рассмотрим гармонику с волновым вектором  $\mathbf{k}$  и частотой  $\omega$ . Перейдем в систему отсчета, бегущую со скоростью  $\omega/k$  в направлении вектора  $\mathbf{k}$ , равной фазовой скорости данной гармоники.

Будем считать, что скорость ветра направлена по оси  $x$ , а вектор  $\mathbf{k}$  составляет угол  $\vartheta$  с осью  $x$ . Сделаем преобразование поворота системы координат на угол  $\vartheta$  и перейдем от координат  $(x, y)$  к координатам  $(x', y')$ . Тогда  $x'$  и  $y'$  будут связаны с  $x$  и  $y$  соотношениями

$$\begin{aligned} x' &= x \cos \vartheta + y \sin \vartheta, \\ y' &= -x \sin \vartheta + y \cos \vartheta. \end{aligned} \quad (5)$$

При этом компоненты скорости  $u'$  и  $v'$  в системе координат  $(x', y')$  связаны с  $(u, v)$  в системе координат  $(x, y)$  следующим образом

$$\begin{aligned} u' &= u \cos \vartheta + v \sin \vartheta, \\ v' &= -u \sin \vartheta + v \cos \vartheta. \end{aligned}$$

Тогда ось  $x'$  оказывается сонаправленной с вектором  $\mathbf{k}$ . В этой системе координат волновое число  $k$ -й гармоники не зависит от координаты  $y'$  и является функцией двух пространственных переменных  $x'$  и  $z'$ , а скорость ветра имеет две компоненты

$$U = U_0(z) \cos \vartheta \quad \text{и} \quad V = -U_0(z) \sin \vartheta.$$

В этом случае система уравнений гидродинамики упрощается в уравнения для компонент скорости  $u'$  и  $w$  не входит  $v'$ , они зависят от двух пространственных переменных  $x'$  и  $z$ , а уравнение для  $v'$  можно решать независимо

$$\begin{aligned} \frac{\partial u'}{\partial t} + u' \frac{\partial u'}{\partial x'} + w \frac{\partial u'}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x'} &= \\ &= \frac{\partial}{\partial x'} \left( 2v(z) \frac{\partial u'}{\partial x'} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( v(z) \left( \frac{\partial u'}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x'} \right) \right), \\ \frac{\partial v'}{\partial t} + u' \frac{\partial v'}{\partial x'} + w \frac{\partial v'}{\partial z} &= \\ &= \frac{\partial}{\partial x'} \left( v(z) \frac{\partial v'}{\partial x'} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( v(z) \frac{\partial v'}{\partial z} \right), \end{aligned} \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial w}{\partial t} + u' \frac{\partial w}{\partial x'} + w \frac{\partial w}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = \\ = \frac{\partial}{\partial x'} \left( v(z) \left( \frac{\partial u'}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x'} \right) \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( 2v(z) \frac{\partial w}{\partial z} \right), \\ \frac{\partial u'}{\partial x'} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \end{aligned}$$

При этом можно ввести функцию тока  $\Phi(x', z)$  согласно правилу:

$$u' = \frac{\partial \Phi}{\partial z}, \quad w = -\frac{\partial \Phi}{\partial x'}.$$

Тогда система уравнений (6) преобразуется к виду:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(\Delta \Phi) + \frac{\partial \Phi}{\partial z} \frac{\partial}{\partial x'}(\Delta \Phi) - \frac{\partial \Phi}{\partial x'} \frac{\partial}{\partial z}(\Delta \Phi) = \\ = (-2v_{zz} \Phi_{x'x'}) + v(\Delta \Delta \Phi), \\ \frac{\partial v'}{\partial t} + \frac{\partial \Phi}{\partial z} \frac{\partial v'}{\partial x'} - \frac{\partial \Phi}{\partial x'} \frac{\partial v'}{\partial z} = \\ = \frac{\partial}{\partial x'} \left( v(z) \frac{\partial v'}{\partial x'} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( v(z) \frac{\partial v'}{\partial z} \right). \end{aligned} \tag{7}$$

В дальнейшем будет использоваться квазилинейное приближение для описания взаимодействия гармоник волновых возмущений со средней скоростью ветра, в котором пренебрегается взаимодействием гармоник. Иными словами, можно рассматривать отдельные гармоники независимо. С учетом этого определим формальное преобразование координат, в котором координатная линия совпадает с водной поверхностью, искривленной гармонической волной:

$$\begin{aligned} x' = \zeta_k + idAe^{ik\zeta_k - k\eta_k}, \\ z = \eta_k + dAe^{ik\zeta_k - k\eta_k}. \end{aligned} \tag{8}$$

В этой системе координат система уравнений (7) примет вид:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \chi}{\partial t} + \frac{1}{I} \frac{\partial \chi}{\partial \zeta} \left( \frac{\partial \Phi}{\partial \eta} \right) - \frac{1}{I} \frac{\partial \chi}{\partial \eta} \left( \frac{\partial \Phi}{\partial \zeta} \right) = \Delta(v\chi) - \\ - \frac{2}{I^2} v_{\eta\eta} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \zeta^2} - \frac{I_{\eta}}{I^3} ((\Phi_{\eta} v_{\eta})_{\eta} - v_{\eta} \Phi_{\zeta\zeta}) - \\ - \frac{I_{\zeta}}{I^3} (2v_{\eta} \Phi_{\zeta\eta} - \Phi_{\zeta} v_{\eta\eta}) + \Phi_{\eta} v_{\eta} \frac{I_{\zeta}^2 + I_{\eta}^2}{I^4}, \\ \Delta \Phi = \chi = \frac{1}{I} (\Phi_{\zeta\zeta} + \Phi_{\eta\eta}), \end{aligned} \tag{9}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{1}{I} \left( \frac{\partial v}{\partial \zeta} \frac{\partial \Phi}{\partial \eta} - \frac{\partial v}{\partial \eta} \frac{\partial \Phi}{\partial \zeta} \right) = \Delta(vv) + \frac{1}{I} v_{\eta} v_{\eta},$$

где  $\chi$  – завихренность,  $I$  – якобиан преобразования (8). В системе (9) и последующих формулах для сокращения записи опущены штрихи и индексы  $k$  в обозначениях независимых переменных  $\eta$  и  $\zeta$ .

Будем искать решение системы (9) в виде суммы среднего поля и волнового поля данной гармоники:

$$\begin{aligned} \Phi = \int (U_0(\eta) \cos \vartheta - \omega/k) d\eta + \Phi_1(\eta) dAe^{ik\zeta}, \\ v = -U_0(\eta) \sin \vartheta + V_1(\eta) dAe^{ik\zeta}, \\ \chi = U_{0\eta}(\eta) \cos \vartheta + X_1(\eta) dAe^{ik\zeta}. \end{aligned}$$

Уравнения для комплексных амплитуд  $X_1(\eta)$ ,  $\Phi_1(\eta)$  и  $V_1(\eta)$  получаются линеаризацией системы (9) и имеют вид:

$$\begin{aligned} (\Phi_{0\eta} X_1 - \Phi_1 \chi_{0\eta}) ik - \left( \frac{d^2}{d\eta^2} - k^2 \right) (X_1 v) = \\ = -2v_{\eta\eta} \Phi_1 k^2 - 2ke^{-k\eta} (\Phi_{0\eta} v_{\eta})_{\eta}, \\ \frac{d^2 \Phi_1}{d\eta^2} - k^2 \Phi_1 = X_1 - 2ke^{-k\eta} U_{0\eta} \cos \vartheta, \end{aligned} \tag{10}$$

$$(\Phi_{0\eta} V_1 - \Phi_1 V_{0\eta}) ik = v \left( \frac{d^2}{d\eta^2} - k^2 \right) V_1 + v_{\eta} V_{1\eta} k^2.$$

Здесь  $\Phi_{0\eta} = U_0(\eta) \cos \vartheta$ ,  $V_0 = -U_0(\eta) \sin \vartheta$ ,  $\chi_0 = U_{0\eta}(\eta) \cos \vartheta$ .

Граничные условия (см. [9]) имеют вид

$$\Phi_1|_{\eta=0} = 0, \quad \Phi_{1\eta}|_{\eta=0} = 2\omega, \quad V_1|_{\eta=0} = 0.$$

Осредняя уравнения системы (9) по  $\zeta$ , получим уравнения, описывающие вклад волновых потоков импульсов каждой гармоники в  $x$  и  $y$  компоненты средней скорости ветра  $\Delta U_0, \Delta V_0$ :

$$\begin{aligned} \frac{d}{d\eta} (v\chi_0) = k[kv_{\eta} \text{Re}(\Phi_{1\eta} - k\Phi_1) e^{-k\eta} + \\ + 2k^2 e^{-2k\eta} v_{\eta} U_0 \cos \vartheta] - \frac{1}{2} k \text{Im}(\Phi_1^* X_1), \\ v\Delta V_0 = -\frac{1}{2} k \text{Im}(\Phi_1^* V_1), \end{aligned} \tag{11}$$

при этом по определению  $\frac{d\Delta U_0}{d\eta} = \chi_0$ .

Возвращаясь к координатам  $x$  и  $y$ , получим, что вклад в выражение для скорости ветра, вносимый потоком импульса в данной гармонике с волновым вектором  $\mathbf{k}$  и частотой  $\omega$

$$\Delta U(\eta, k, \omega) = (\Delta U_0(\eta, k, \omega) \cos \vartheta - \Delta V_0(\eta, k, \omega) \sin \vartheta) F(\mathbf{k}, \omega) d\mathbf{k} d\omega.$$

В квазилинейном приближении вклад, вносимый всем спектром поверхностных волн в средний профиль скорости ветра, определяется суммой потоков импульсов от ветра к отдельным гармоникам поверхностных волн. При этом добавка к скорости ветра, обусловленная взаимодействием с волнами, составляет

$$\Delta U(\eta) = \int (\Delta U_0(\eta, k, \omega) \cos \vartheta - \Delta V_0(\eta, k, \omega) \sin \vartheta) F(\mathbf{k}, \omega) d\mathbf{k} d\omega, \quad (12)$$

а скорость ветра определяется по формуле

$$U_0(\eta) = u_*^2 \int_0^\eta \frac{d\eta_1}{v(\eta_1)} + \Delta U(\eta). \quad (13)$$

Самосогласованная краевая задача, включающая в себя уравнения для возмущений (10) и уравнения для средних полей (11)–(13) решалась численно сеточным методом. Решение краевой задачи осуществлялось с помощью неявного метода, являющегося модификацией метода Гаусса для ленточной матрицы [12].

### 3. МОДЕЛЬ СПЕКТРА ВОЛНЕНИЯ И СОПОСТАВЛЕНИЕ ТЕОРИИ И ЭКСПЕРИМЕНТА

Из формулы (12) видно, что для вычисления потока импульса от ветра к волнам и связанной с ним добавки к профилю скорости ветра требуется знать пространственно-временной спектр поверхностных волн. Двумерный пространственный спектр поверхностных волн в диапазоне 2–60 см измерялся в ходе натурных экспериментов с помощью двумерного оптического анализатора спектра (ДОСА).

Следует заметить, что шероховатость морской поверхности главным образом определяется коротковолновой частью спектра ветрового волнения, которая определялась по измерениям ДОСА. Однако в настоящей работе учитывался также вклад и длинноволновой части спектра волнения. Для этого использовался модельный спектр JONSWAP [13], высокочастотная часть которого модифицировалась с учетом данных измерений ДОСА. Аналитическая аппроксимация для соответствующего

спектра уклонов задается следующим выражением, которое эквивалентно формуле, предложенной в [14]:

$$Sp(k, \vartheta) = \frac{2 \cdot 0.57}{\pi} \frac{g}{k} \left( \frac{g}{k_p u_*^2} \right)^{-3/4} \times \exp \left\{ -\frac{5}{4} \left( \frac{k_p}{k} \right)^2 \right\} 10^{r/2} 10^{2q} 0.53 \cos^m \vartheta, \quad (14)$$

$$r = \exp \left\{ \frac{-0.5}{k_p} \left( \frac{\sqrt{k} - \sqrt{k_p}}{\delta_p} \right)^2 \right\},$$

$$q = \exp \left\{ \frac{-0.5}{k_q} \left( \frac{\sqrt{k} - \sqrt{k_q}}{\delta_q} \right)^2 \right\},$$

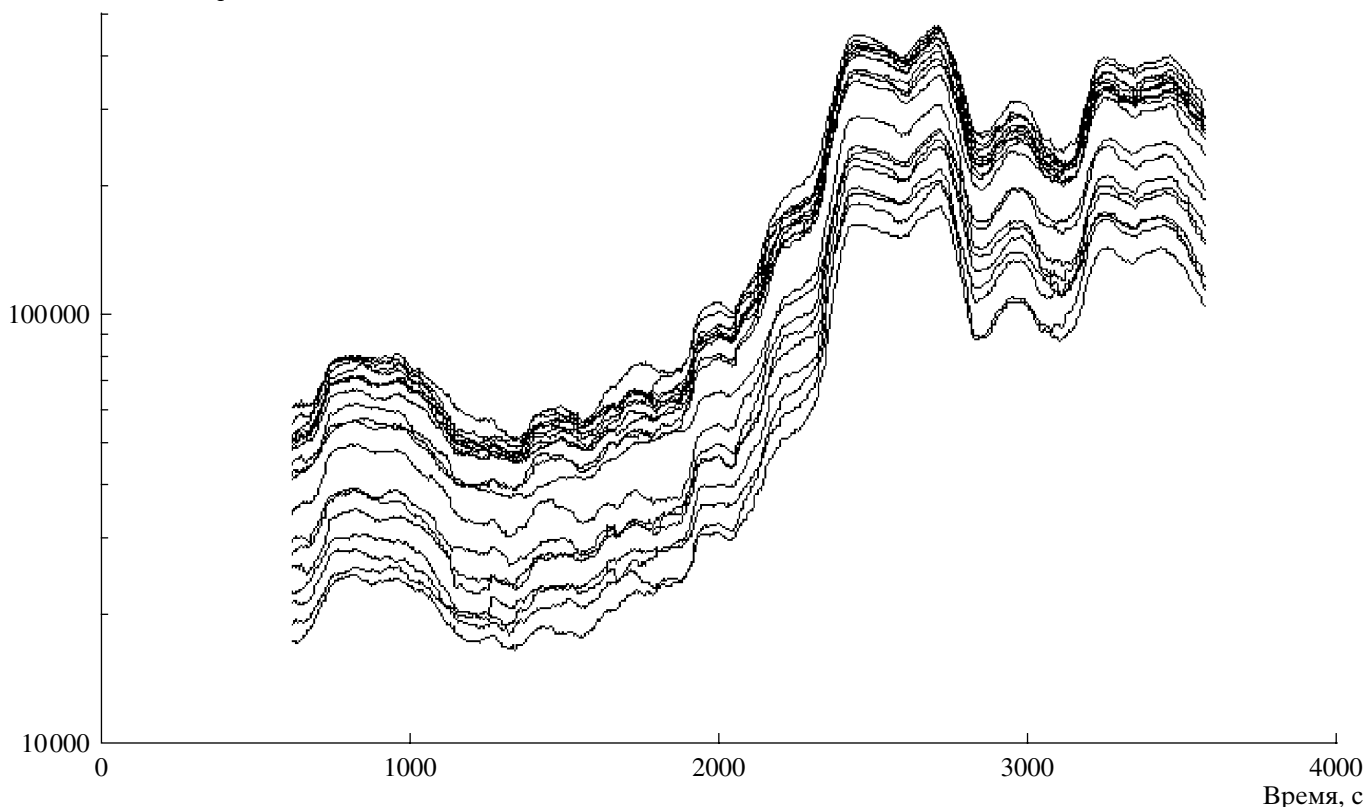
где  $k_p = \frac{g}{c_p^2}$  – волновое число пика в спектре,  $c_p = Nu_*$  – фазовая скорость энергонесущей компоненты,  $N$  – параметр возраста волнения,  $k_q = 2 \text{ см}^{-1}$ ,  $\delta_p = 0.1$ ,  $\delta_q = 0.71$  – константы,  $m = \begin{cases} 2, & \text{для } k < 0.45 \text{ см}^{-1} \\ 4, & \text{для } k > 0.45 \text{ см}^{-1} \end{cases}$ .

Параметры, входящие в формулу (14), определялись на основе ее сопоставления с данными измерений ДОСА. На рис. 8 представлены зависимости от времени величин, пропорциональных уклонам поверхностных волн, измеренных ДОСА в различных каналах. Данные зависимости получены в ходе эксперимента в Норвежском море 2–3 июня 2003 г. Видно, что изменчивость волнения синхронна в различных спектральных каналах, это означает, что форма спектра по углам и волновым числам сохранялась в течение эксперимента.

Следует заметить, что данные ДОСА использовались только для определения формы спектра в относительных единицах. Это связано с тем, что калибровка этого прибора чрезвычайно сложна, поскольку интенсивность принимаемого сигнала пропорциональна плохо измеряемой и сильно изменчивой величине – градиенту яркости неба [15]. Поскольку изменчивость различных гармоник в спектре была синхронной, то для определения формы экспериментального спектра производилось временное осреднение записей по каждому из каналов за все время эксперимента. Спектр (14) и нормированные осредненные данные ДОСА представлены на рис. 9.

Для количественной проверки предложенной в начале раздела 2 гипотезы о происхождении отрицательных корреляций ветра и волнения были выполнены расчеты вариаций скорости ветра при из-

Интенсивность гармоник



**Рис. 8.** Синхронная изменчивость интенсивностей гармоник в спектре уклонов поверхностного волнения (по данным ДОСА).

вестных вариациях поверхностного волнения. За меру изменчивости спектра волнения были взяты данные измерений рассеяния СВЧ радиоволн  $X$ -диапазона с помощью скаттерометра, работающего на частоте 3.2 см на  $VV$  поляризации. Данные, получаемые этим активным прибором, не испытывают влияния флуктуаций фоновых параметров, как, например, ДОСА. При этом поверхностные волны с длиной 1.5 см, изменчивость которых характеризуется вариациями радиолокационного сечения поверхности, близки к спектральному диапазону, в котором работает ДОСА и для которого применима аппроксимация (14).

Принимая во внимание синхронность изменчивости различных гармоник спектра поверхностных волн, измеренных ДОСА (см. рис. 8), мы предположили, что весь спектр меняется синхронно, т.е.

$$F_0(k, \vartheta) = \alpha Sp(k, \vartheta). \quad (15)$$

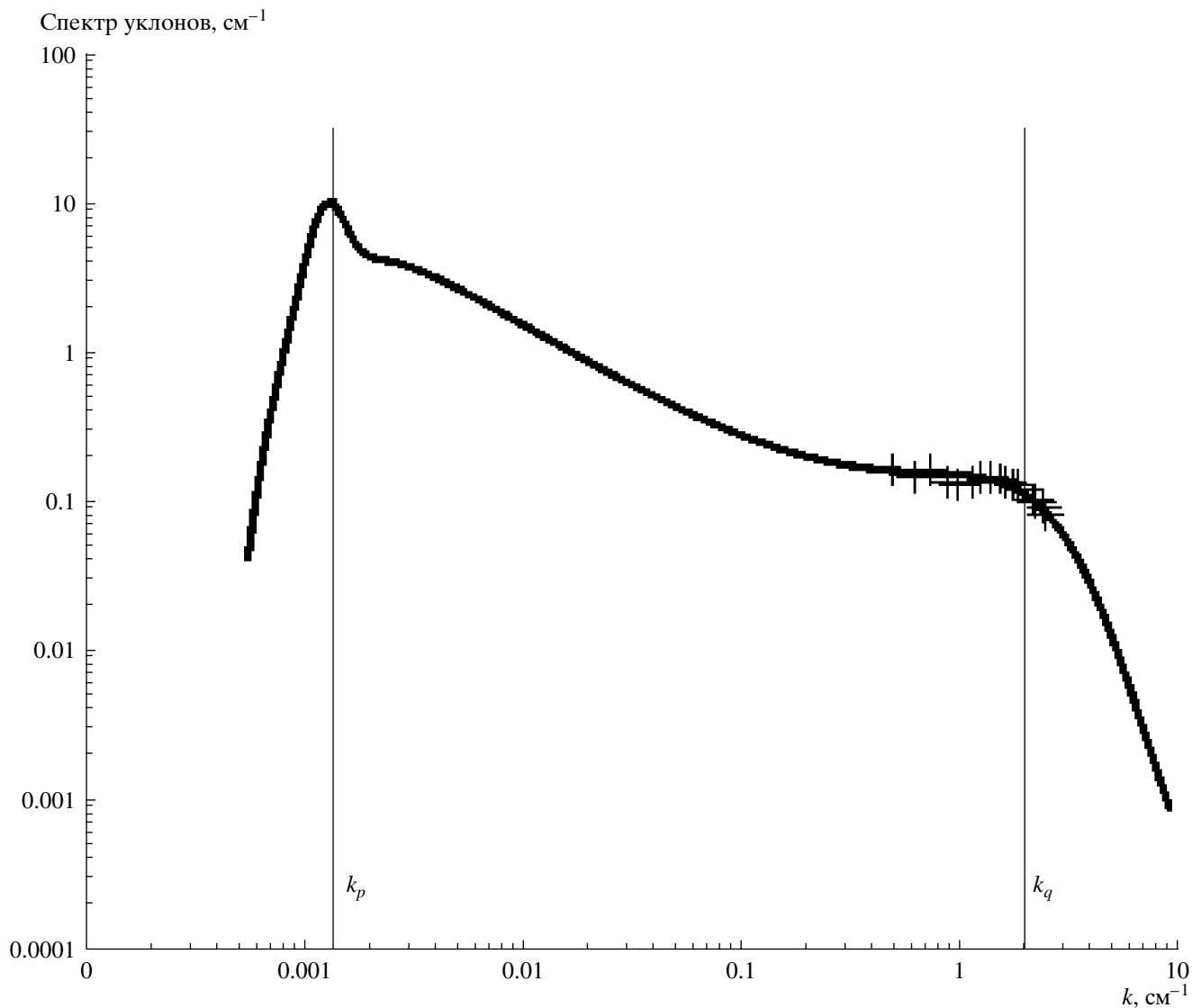
При этом изменчивость параметра  $\alpha$  определяется изменчивостью сигнала скаттерометра  $X$ -диапазона.

Заметим, что в выражение (12) для “квазилинейной” добавки к скорости ветра входит пространственно-временной спектр поверхностных волн. В настоящей работе используется модель слабонелинейных поверхностных волн, для которых частота и волновое число связаны дисперсионным соотношением для линейных поверхностных капиллярно-гравитационных волн:

$$\omega = \sqrt{gk + Tk^3},$$

где  $g$  – ускорение силы тяжести, а  $T$  – коэффициент поверхностного натяжения. Следует отметить, что эта модель, строго говоря, неприменима для сантиметровой части спектра поверхностных волн, поскольку она не учитывает так называемых связанных волн [16], имеющих фазовые скорости, близкие к скоростям гравитационных волн, гармониками которых они являются. Исследование роли связанных волн в определении шероховатости морской поверхности выходит за рамки настоящей работы и является предметом дальнейших исследований.

С учетом сделанных приближений в рамках описанной модели были выполнены расчеты модуля-



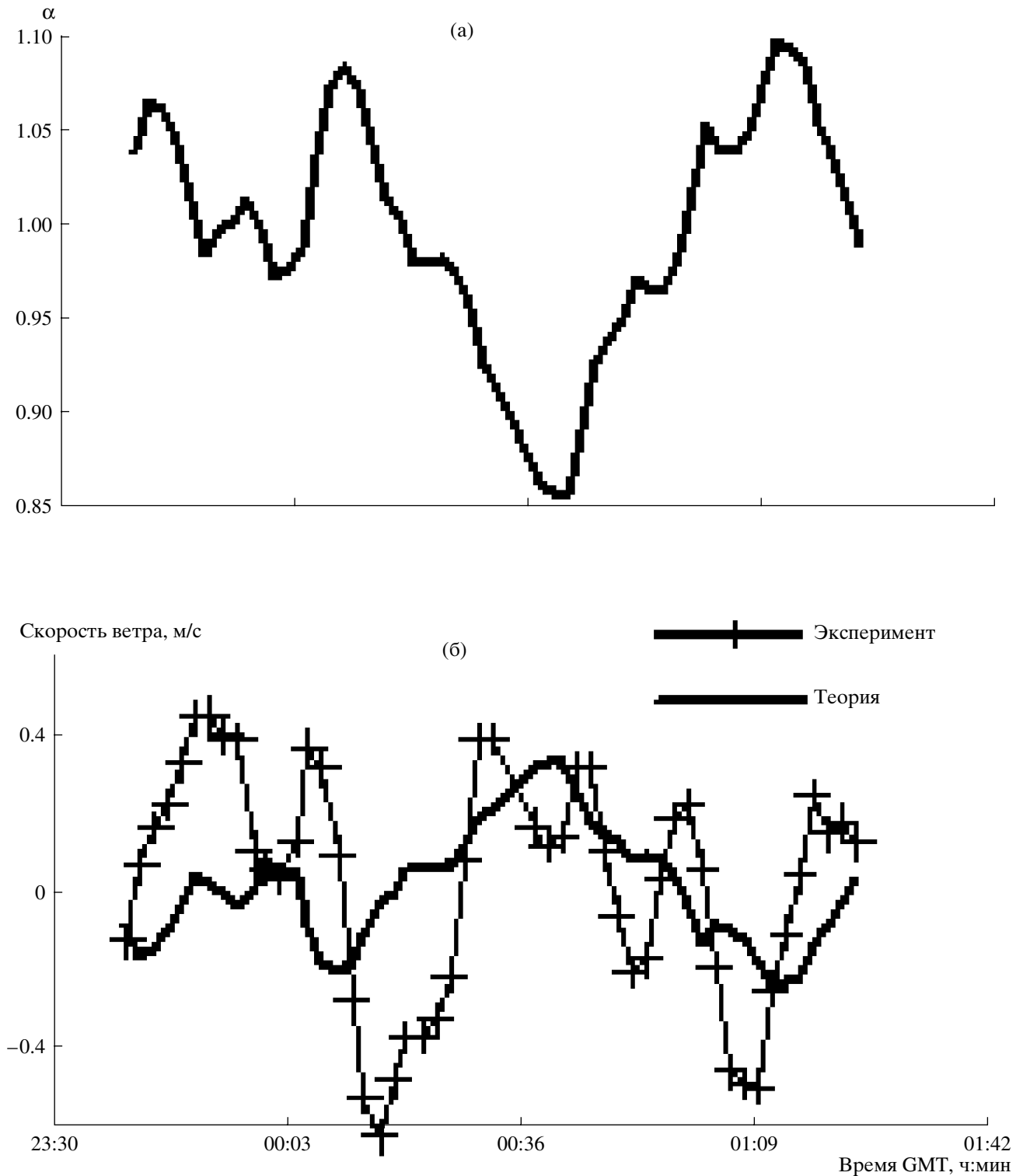
**Рис. 9.** Спектр уклонов поверхностного волнения JONSWAP, скорректированный в высокочастотной области (линия) с учетом данных измерений ДОСА в Норвежском море (символы).

ции скорости ветра над взволнованной поверхностью с учетом изменчивости спектров поверхностных волн. Результаты расчетов для случаев наблюдений отрицательных корреляций ветра и волн в Норвежском море и в северо-восточной части Черного моря в районе пос. Геленджик, представлены на рис. 10, 11. Видно хорошее согласие теории и натуральных данных.

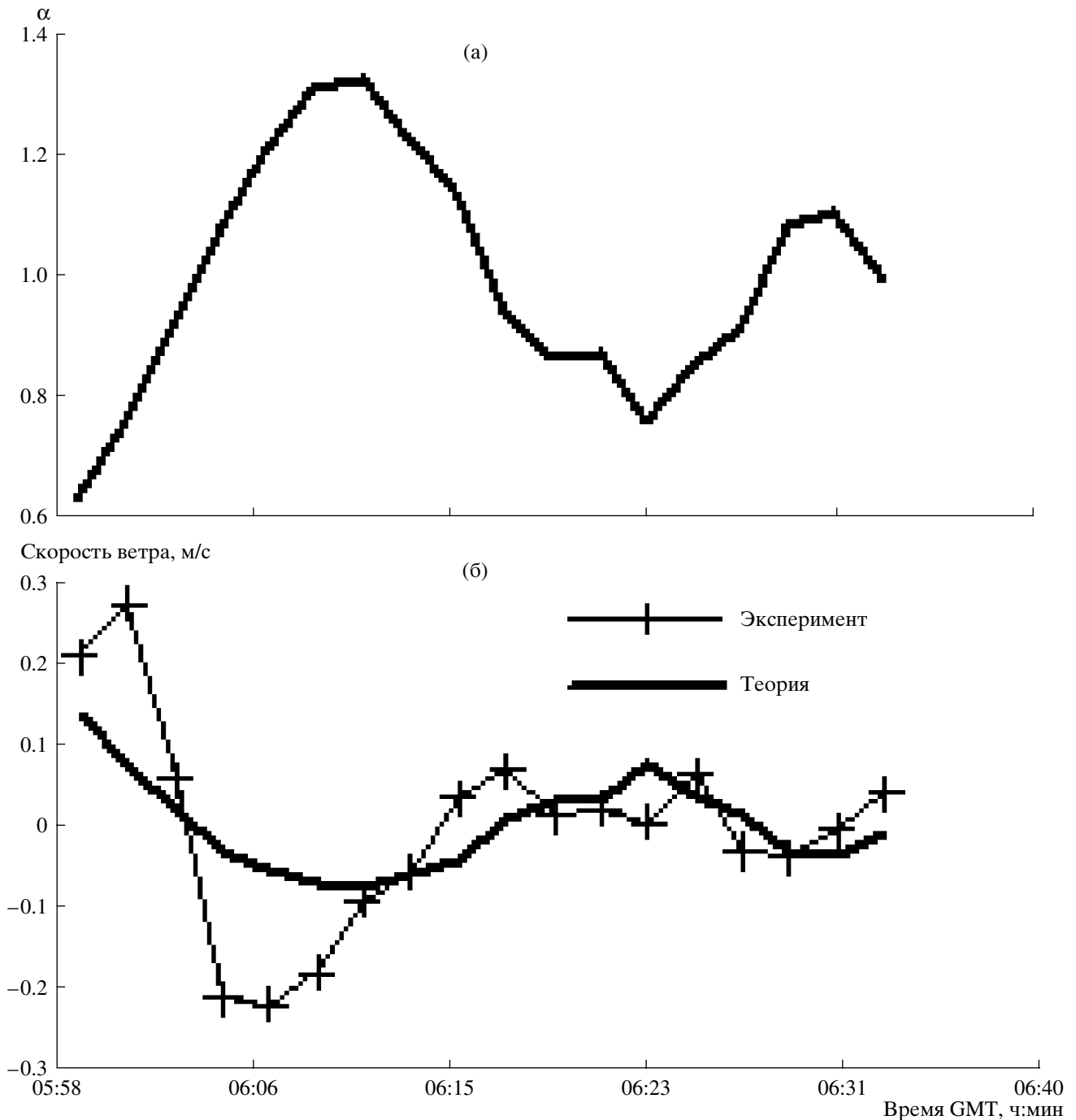
### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, в ходе натуральных исследований изменчивости поверхностного волнения и ветра обнаружены случаи отрицательных корреляций изменчивости приводного ветра и волнения. На масштабах поряд-

ка 100 метров усиление волнения сопровождалось ослаблением ветра или, наоборот, ослабление волнения – усилением ветра. Предположительно это явление можно объяснить модуляцией аэродинамического сопротивления океанской поверхности за счет модуляции коротких поверхностных волн в поле неоднородных течений, вызванных процессами в верхнем слое океана. Построена теоретическая модель, основанная на расчете аэродинамического сопротивления поверхности океана в рамках квазилинейной полуэмпирической модели взаимодействия турбулентного ветра и волн. Для условий натуральных экспериментов в Черном и Норвежском морях получено хорошее согласие теории и результатов экспериментов.



**Рис. 10.** Изменчивость спектра поверхностных волн по данным скаттерометра X-диапазона (а) и изменчивость скорости ветра (б) (сплошные линии – теоретический расчет, кривая с символами – данные натурального эксперимента) для области отрицательных корреляций ветра и волн. Эксперимент в Норвежском море 2–3 июня 2003 г.



**Рис. 11.** То же, что на рис. 10 для эксперимента в северо-восточной части Черного моря (в районе пос. Геленджик) 6 июля 2004 г.

В заключение авторы выражают благодарность С.А. Ермакову за полезные критические замечания.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (коды проектов №№ 07-05-00565, 07-05-12011, 05-05-64942).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Wakeman C.C., Rufenach C.L., Schuchman R. et al. Wind Vector Retrieval Using ERS-1 Synthetic Aperture Radar Imagery // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 1996. V. 34. № 3. P. 1343–1352.*

2. *Lehner S., Horstmann J., Koch W., Rosenthal W.* Mesoscale Wind Measurements Using Recalibrated ERS SAR Images // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. № С4. P. 7847–7856.
3. *Stoffelen A., Anderson D.* Scatterometer Data Interpretation: Estimation and Validation of the Transfer Function CMOD4 // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. № С3. P. 5767–5780.
4. *Басович А.Я., Баханов В.В., Таланов В.И.* Влияние интенсивных внутренних волн на ветровое волнение (кинематическая модель) // Воздействие крупномасштабных внутренних волн на морскую поверхность. Горький: ИПФ АН СССР, 1982. С. 8–30.
5. *Горшков К.А., Долина И.С., Соустова И.А., Троицкая Ю.И.* Трансформация коротких волн в поле неоднородных течений на поверхности океана. Влияние модуляции ветрового инкремента // *Изв. вузов. Радиофизика.* 2003. Т. 46. № 7. С. 513–536.
6. *Ермаков С.А., Пелиновский Е.Н., Талипова Т.Г.* Пленочный механизм воздействия внутренних волн на ветровую рябь // Воздействие крупномасштабных внутренних волн на морскую поверхность. Горький: ИПФ АН СССР, 1982. С. 31–51.
7. *Barger W.R., Garrett W.D., Mollo-Christensen E.L., Riggles K.W.* Effects of an artificial sea slick upon the atmosphere and the ocean // *J. Appl. Meteorol.* 1970. V. 9. № 3. P. 396–400.
8. *Монин А.С., Яглом Ф.М.* Статистическая гидромеханика. Ч. 1. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 696 с.
9. *Реутов В.П., Троицкая Ю.И.* Нелинейный инкремент ветровых волн на воде и их возбуждение вблизи порога устойчивости // *Изв. вузов. Радиофизика.* 1995. Т. 38. № 3–4. С. 206–210.
10. *Смольяков А.В.* Спектр квадрупольного излучения плоского турбулентного пограничного слоя // *Акуст. Журн.* 1973. Т. 19. Вып. 3. С. 420–425.
11. *Троицкая Ю.И.* Механизм модуляции скорости роста коротких поверхностных волн, возбуждаемых турбулентным ветром // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 1997. Т. 33. № 4. С. 525–535.
12. *Forsythe G.E., Moler C.B.* Computer solution of the linear algebraic systems. N.J.: Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs., 1967.
13. *Hasselmann K. et al.* Measurements of wind-wave growth rate and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP) // *Dtsch. Hydrogr. Z.* 1973. V. A8. № 12. P. 95.
14. *Bjerkaas A.W., Riedel F.W.* Proposed model for the elevation spectrum of a wind-roughened sea surface. Rep. T-G-1328 32 pp, Appl. Phys. Lab., Johns Hopkins Univ., Laurel, Md., 1979.
15. *Баханов В.В., Зуйкова Э.М., Кемарская О.Н., Титов В.И.* Определение спектров волнения по оптическому изображению морской поверхности // *Изв. вузов. Радиофизика.* 2006. Т. 49. № 1. С. 53–63.
16. *Plant W.J., Keller W.C., Hesany V. et al.* Bound waves and Bragg scattering in a wind wavetank // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. № С2. P. 3243–3263.

## Negative Correlations of Variations in Near-Water Wind and Surface Wind Waves

**Yu. I. Troitskaya, I. S. Dolina, A. V. Ermoshkin, V. V. Bakhanov, E. M. Zuikova, I. A. Repina, and V. I. Titov**

*Institute of Applied Physics, Russian Academy of Sciences, ul. Ul'yanova 46, Nizhni Novgorod, 603950 Russia  
e-mail: dolina@hydro.appl.sci-nnov.ru*

**Abstract**—The relationship between the intensity of surface wind waves and near-water wind is analyzed. The data of measuring wind waves and near-water wind under natural conditions in the Black Sea (July 2004) and Norwegian Sea (June 2003, 16th cruise of the R/V “Akademik Sergei Vavilov”) are used. A phenomenon of negative correlations has been found between the intensity of wind waves and near-water wind in regions of substantial restructuring of wind waves in the field of inhomogeneous flows: wind-wave amplification during wind decay and vice versa. Examples of such observations are presented, a theoretical model is constructed for the observed phenomenon, and a good agreement is obtained between theory and experiment.