

А.С. Запевалов

Зависимость статистики бликов зеркального отражения при лазерном зондировании морской поверхности от характеристик ее локальных уклонов

Морской геофизический институт НАН, г. Севастополь, Украина

Поступила в редакцию 13.09.2000 г.

Проведен анализ данных совместных измерений *in situ* уклонов морской поверхности и лазерного зондирования в надир. Измерения проводились с океанографической платформы, расположенной на Черном море у Южного берега Крыма. Показан стохастический характер связи между интегральными параметрами последовательностей бликов зеркального отражения и локальными уклонами морской поверхности. Рассчитаны корреляционные матрицы и регрессионные уравнения, описывающие указанную связь.

Введение

Тонкая топографическая структура морской поверхности, формируемая короткими ветровыми волнами, очень чувствительна к таким факторам, как скорость ветра, внутренние волны, течение, стратификация атмосферного погранслоя, апвеллинг, концентрация поверхностно-активных веществ и т.д. Изменение тонкой структуры, определяющей рассеяние электромагнитных волн, создают принципиальную возможность дистанционного мониторинга процессов, протекающих в пограничных слоях атмосферы и океана [1, 2].

Несмотря на его актуальность, вопрос о реакции морской поверхности на изменения параметров погранслоев изучен еще недостаточно хорошо. С одной стороны, это обусловлено техническими проблемами, возникающими при измерении короткопериодных ветровых волн в море, с другой – сложностью теоретического анализа, в котором необходимо учитывать многообразие и нелинейность взаимодействия различных по своей физической природе факторов. Поэтому с целью развития и совершенствования методов и средств дистанционного зондирования был выполнен ряд натурных экспериментов в хорошо контролируемых условиях, позволивших сопоставить результаты радарных измерений и прямых измерений уклонов морской поверхности (см., например, [3, 4]). Аналогичные комплексные исследования, в которых бы сравнивались результаты лазерного зондирования и измерения уклонов, пока не проводились.

Как правило, при моделировании рассеяния света границей раздела «море – атмосфера» используется ее представление в виде случайной движущейся гауссовой поверхности. Впервые подобная модель была построена в работе [5] и до настоящего времени она используется в ряде приложений. В то же время натурные исследования показали, что двумерное распределение вероятности продольной и поперечной относительно ветра компонент уклона не является строго нормальными [6–8]. Распределение продольной компоненты уклона является асимметричным, причем коэффициент асимметрии меняется с ростом скорости ветра. Экспериментально определен-

ное значение коэффициента эксцесс несколько выше, чем соответствующее нормальному распределению. Кроме того, на характер распределения модуля (или полного) уклона существенное влияние оказывает азимутальное распределение энергии волновых составляющих [5], изученное пока в высокочастотной области недостаточно хорошо.

Все указанное выше делает необходимым прямое сопоставление данных зондирования в оптическом диапазоне и измеренных *in situ* параметров, определяющих шероховатость морской поверхности. Целью настоящей работы является изучение взаимосвязи статистики бликов зеркального отражения при лазерном зондировании в надир и характеристик уклонов морской поверхности.

Аппаратура и условия проведения измерений

Использовались приборы двух типов: прибор для лазерного зондирования «Феникс» и двумерный измеритель уклонов морской поверхности «Рябь». Прибор «Феникс» разработан и изготовлен Ленинградским институтом авиационного приборостроения по техническому заданию Морского гидрофизического института. В нем использована схема с совмещенными источниками и приемником оптического сигнала (рис. 1, а). Источником оптического сигнала является He-Ne-лазер 1 типа ЛГИ-203 мощностью 4 мВт. Луч лазера с помощью призмы 3 через объектив 4 направлялся на водную поверхность. При зеркальном отражении попавший в объектив отраженный луч с помощью той же призмы 4 направлялся на фотоприемник 2.

В случае вертикального падения оптического луча на невозмущенную водную поверхность назад отражается ~2% его энергии, возмущения водной поверхности снижают эту величину. Для того чтобы иметь возможность регистрировать блики зеркального отражения при сильных ветрах и значительных возмущениях поверхности, использовался фотоприемник, имеющий порог чувствительности, соответствующий 0,06% энергии падающего на морскую поверхность лазерного луча.

Лазерное зондирование проводилось в надир с высоты 5 м, при этом диаметр пятна на невозмущенной поверхности равнялся 5 мм. При зондировании в надир в апертуру фотоприемника попадают только блики, сформированные площадками, локальный наклон которых менее некоторого критического значения $\xi_{к}$. Из простых геометрических построений можно показать [9], что значение $\xi_{к}$ определяется диаметром апертуры фотоприемника d и расстоянием от фотоприемника до отражающей поверхности h : $\xi_{к} = d/(4h)$.

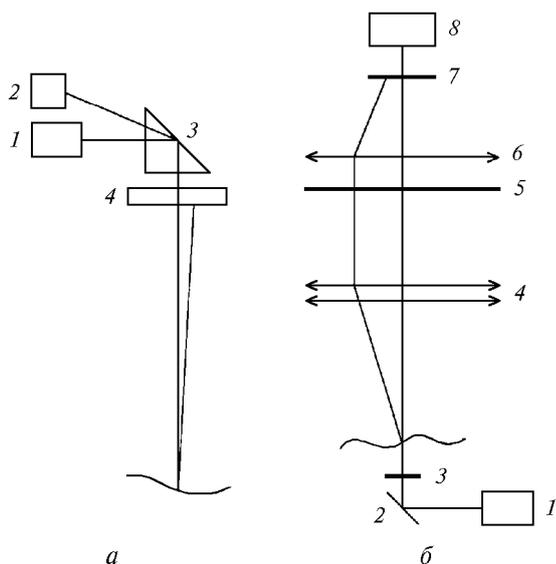


Рис. 1. Оптические схемы приборов «Феникс» (а) и «Рябь» (б)

В нашем эксперименте $d = 5$ см, $h = 500$ см и соответственно $\xi_{к} = 0,0025$. Отметим, что расстояние от фотоприемника до морской поверхности не является константой, а меняется вследствие присутствия длинных ветровых волн и зыби. Для анализируемой серии измерений среднеквадратическая амплитуда волн была менее 15 см, соответствующие изменения параметра $\xi_{к}$ не превышали $\pm 3\%$.

Для измерений уклонов морской поверхности использовался двумерный лазерный уклономер «Рябь», конструкция которого разработана совместно Морским гидрофизическим институтом и Киевским политехническим институтом. Оптическая схема лазерного уклономера приведена на рис. 1, б. Источником излучения является оптический квантовый генератор ЛГН-208А 1, установленный в герметичном контейнере. Лазерный луч, отражаясь от зеркала 2, проходит защитное стекло 3 и, пересекая морскую поверхность, попадает в объектив с фокусным расстоянием 600 мм, собранный из двух одинаковых линз 4. Луч проецируется на матовом экране 5 и концентрируется линзой 6. Фотопреобразовательным устройством является телевизионная камера, в которой в качестве чувствительного элемента используется матрица приборов с зарядовой связью 8. Камера оснащена интерференционным фильтром 7 на длину волны 0,63 мкм.

Принцип работы лазерного уклономера подобен описанному в работе [10], он основан на измерении углов отклонения лазерного луча при прохождении (из-под воды) взволнованной границы раздела «вода–воздух». Регистрируемый угол отклонения лазерного луча от вертикали определяется локальным наклоном морской

поверхности в точке (на площадке ~ 2 мм²), где ее пересекает луч.

Прибор имеет следующие технические характеристики: диапазон измеряемых уклонов $\pm 30^\circ$; погрешность измерений (по лабораторным испытаниям) – $0,2^\circ$, допустимая высота волн – до 1 м, дискретность измерений – $0,02$ с.

Расстояние между точками, в которых определялись характеристики зеркального отражения лазерного луча и измерялся локальный уклон морской поверхности, не превышало 4 м. Начало и продолжительность сеансов измерений уклономера «Рябь» и оптического прибора «Феникс» были синхронизированы между собой и с измерениями метеопараметров (скоростью и направлением ветра, температурой воздуха). Продолжительность одного сеанса составляла 30 с.

Исследования структуры морской поверхности проводились на океанографической платформе Морского гидрофизического института. Платформа расположена у Южного берега Крыма, в районе п. Кацивели. Глубина в том месте, где установлена платформа, примерно 30 м, что для Черного моря соответствует условию «глубокой воды», поэтому влиянием дна на ветровые волны и зыбь можно пренебречь. Минимальное расстояние от платформы до берега 650 м. Измерения проводились летом 1992 г. В разных гидрометеорологических ситуациях было проведено 169 сеансов измерений.

Статистические характеристики

Сориентируем систему координат таким образом, чтобы направление оси абсцисс совпадало с направлением ветра, а направление оси ординат было ортогонально ему. Введем следующие обозначения: ξ – возвышение морской поверхности; $\xi_u = d\xi/dx$ и $\xi_c = d\xi/dy$ – компоненты уклонов в продольном и поперечном относительно ветра направлениях; $\xi_m = \sqrt{\xi_u^2 + \xi_c^2}$ – модуль уклона (или полный уклон). Далее везде индекс u соответствует продольной, а индекс c – поперечной компонентам уклона. Дисперсии модуля и компонент уклонов обозначим соответственно как σ_m^2 , σ_u^2 и σ_c^2 ; полная дисперсия – $D^2 = \sigma_u^2 + \sigma_c^2$; среднее значение модуля уклона – $\bar{\xi}_m$.

Введем также обозначения параметров, характеризующих последовательность бликов зеркального отражения в течение сеанса измерений: F – частота регистрации бликов; τ – средняя длительность блика; I – средняя интенсивность блика.

Чтобы оценить, как меняется характер связи между исследуемыми параметрами в разных ситуациях, были использованы две независимые группы данных. К первой относятся измерения, проведенные в характерных для летнего периода условиях, при устойчивой или близкой к нейтральной стратификации вода–воздух. Шероховатость морской поверхности определялась главным образом скоростью ветра и длиной разгона доминантных волн. Измерения проводились при ветре со стороны открытого моря (длинный разгон волн) и при ветре с берега (короткий разгон). Скорость ветра менялась в пределах от 0,7 до 14,2 м/с.

Ко второй группе относятся измерения, выполненные в период локального апвеллинга, когда температура приповерхностного слоя моря в течение нескольких часов понизилась с 21 до 8 °С [11]. В этот период на шероховатость поверхности влияло большое число разнообразных по своей физической природе факторов. К этим факторам отно-

сятся: изменение потока импульса от ветра к волнам вследствие изменения стратификации приподнятого слоя атмосферы [12]; возмущения поверхностного течения под воздействием интенсивных динамических процессов в верхнем слое моря, происходящих в период подъема и опускания холодных глубинных вод [11]; изменение кинематической вязкости воды вследствие изменения ее температуры [13]. Измерения проводились при скоростях ветра от 0,7 до 11,9 м/с как при коротких, так и при длинных разгонах. Эти данные, полученные в нетипичных условиях, подробно в настоящей работе не анализируются и используются только для оценки коэффициентов корреляции.

Корреляционные матрицы, характеризующие связь скорости ветра, локальных характеристик морской поверхности и статистики бликов, представлены в табл. 1. Оценки, полученные для двух групп данных, достаточно близки между собой. Высокая корреляция между скоростью ветра и параметрами $\bar{\xi}_m$, σ_m и D является следствием того, что основной вклад в эти параметры дают высокочастотные составляющие волнового поля. Как известно, спектры капиллярных, гравитационно-капиллярных и самых коротких гравитационных волн являются функциями скорости ветра [14]. С усилением ветра наблюдается повышение уровня шероховатости морской поверхности, проявляющееся, в частности, в росте таких ее характеристик, как $\bar{\xi}_m$, σ_m и D .

Одновременно с ростом $\bar{\xi}_m$, σ_m и D происходит повышение локальной кривизны поверхности, что влияет на уровень корреляции между параметрами, характеризующими уклоны, и статистикой бликов. Это обусловлено тем, что с повышением локальной кривизны интенсивность отраженного сигнала понижается и, начиная с некоторого момента, часть бликов хотя и попадает в апертуру фотоприемника, но не регистрируется, так как их интенсивность оказывается ниже его порога чувствительности. При дальнейшем росте кривизны число бликов с интенсивностью ниже пороговой растет и при превышении скоростью ветра до некоего значения W_0 зависимость частоты регистрации бликов от параметров W , $\bar{\xi}_m$, σ_m и D меняет свой характер, а именно: с повышением уровня шероховатости частота F уменьшается.

Таблица 1

Корреляционные матрицы (масштаб осреднения 30 с)

I группа данных (56 сеансов измерений)							
	W	$\bar{\xi}_m$	σ_m	D	F	τ	I
W	1	0,81	0,80	0,84	0,72	-0,80	-0,51
$\bar{\xi}_m$	0,81	1	0,98	0,99	0,75	-0,82	-0,50
σ_m	0,80	0,98	1	0,98	0,76	-0,82	-0,53
D	0,84	0,99	0,98	1	0,75	-0,83	-0,51
F	0,72	0,75	0,76	0,75	1	-0,89	-0,84
τ	-0,80	-0,82	-0,82	-0,83	-0,89	1	0,73
I	-0,51	-0,50	-0,53	-0,51	-0,84	0,73	1
II группа данных (113 сеансов измерений)							
	W	$\bar{\xi}_m$	σ_m	D	F	τ	I
W	1	0,85	0,78	0,86	0,95	-0,91	-0,76
$\bar{\xi}_m$	0,85	1	0,97	0,99	0,77	-0,82	-0,85
σ_m	0,78	0,97	1	0,96	0,66	-0,76	-0,85
D	0,86	0,99	0,96	1	0,78	-0,82	-0,82
F	0,95	0,77	0,66	0,78	1	-0,89	-0,66
τ	-0,91	-0,82	-0,76	-0,82	-0,89	1	0,73
I	-0,76	-0,85	-0,85	-0,82	-0,66	0,73	1

Значение W_0 , при котором наблюдается максимум частоты регистрируемых бликов, зависит как от технических характеристик оптического прибора (мощности лазера, чувствительности фотоприемника, диаметра апертуры и др.), так и от расстояния до отражающей поверхности [15]. Как видно из рис. 1, в нашем случае $W_0 \approx 10$ м/с.

Уровень корреляции между исследуемыми параметрами зависит от масштаба осреднения. Чтобы оценить этот эффект, для следующих непосредственно один за другим сеансов измерений первой группы данных, образующих двухминутные серии, была рассчитана корреляционная матрица (табл. 2).

Таблица 2

Корреляционная матрица (I группа данных, масштаб осреднения 2 мин, 14 серий измерений)

	W	$\bar{\xi}_m$	σ_m	D	F	τ	I
W	1	0,85	0,84	0,89	0,78	-0,84	-0,59
$\bar{\xi}_m$	0,85	1	0,99	0,99	0,80	-0,87	-0,59
σ_m	0,84	0,99	1	0,98	0,82	-0,86	-0,61
D	0,89	0,99	0,98	1	0,80	-0,86	-0,58
F	0,78	0,80	0,82	0,80	1	-0,84	0,86
τ	-0,84	-0,87	-0,86	-0,86	-0,84	1	0,87
I	-0,59	-0,59	-0,61	-0,58	-0,86	0,87	1

При сравнении табл. 1 и 2 видно, что увеличение масштаба осреднения в 4 раза приводит к заметному росту всех оценок коэффициентов корреляции, кроме оценок корреляции между параметрами $\bar{\xi}_m$, σ_m и D , которые и при 30-секундном осреднении близки к единице.

Достаточно высокий уровень корреляции позволяет использовать статистические модели для дистанционного определения скорости приподнятого ветра и параметров локальных уклонов по данным лазерного зондирования морской поверхности. На рис. 2 показаны зависимости W и $\bar{\xi}_m$ от частоты бликов, которые, после исключения данных, полученных при $W > W_0$, хорошо аппроксимируются уравнениями линейной регрессии:

$$W = 0,95F + 0,49; \quad (1)$$

$$\bar{\xi}_m = 0,0084F + 0,13. \quad (2)$$

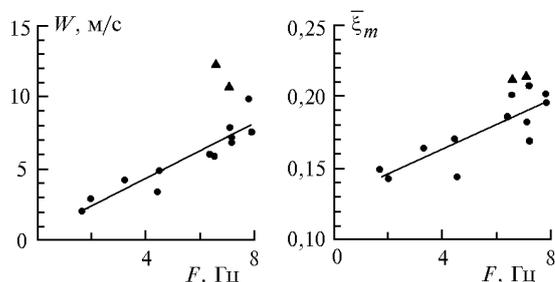


Рис. 2. Зависимости скорости ветра W и среднего значения модуля уклона морской поверхности $\bar{\xi}_m$ от частоты F регистрируемых бликов зеркального отражения. Треугольниками выделены оценки, полученные при $W > W_0$. Сплошными линиями показаны регрессии (1) и (2) соответственно

Среднеквадратический разброс W и $\bar{\xi}_m$ соответственно равен 0,84 м/с и 0,012. Поскольку уровень корреляции

между $\bar{\xi}_m$, σ_m и D близок к единице, ограничимся анализом связи статистики бликов только с одним из трех характеризующих локальные уклоны параметров, а именно средним значением модуля уклона $\bar{\xi}_m$.

Зависимости W и $\bar{\xi}_m$ от τ имеют нелинейный характер (рис. 3).

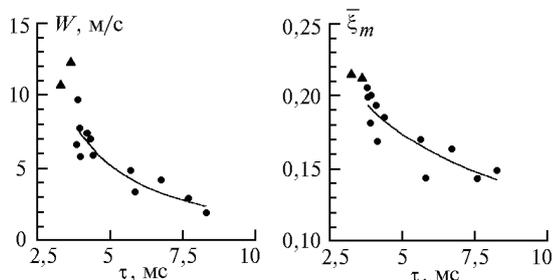


Рис. 3. Зависимости скорости ветра W и среднего значения модуля уклона морской поверхности $\bar{\xi}_m$ от средней длительности τ бликов зеркального отражения. Треугольниками выделены оценки, полученные при $W > W_0$. Сплошными линиями показаны регрессии (3) и (4) соответственно

Они аппроксимировались регрессиями в форме

$$W = 63,54 \cdot \tau^{-1,548}, \quad (3)$$

$$\bar{\xi}_m = 0,3362 \cdot \tau^{0,405} \quad (4)$$

при среднеквадратическом разбросе 0,9 м/с и 0,011 соответственно; размерность τ в мс.

Следует подчеркнуть, что коэффициенты регрессий (1)–(4) определены для конкретного прибора и конкретных условий измерений. При использовании других зондирующих устройств для оценки параметров W и $\bar{\xi}_m$ эти устройства должны соответствующим образом калиброваться.

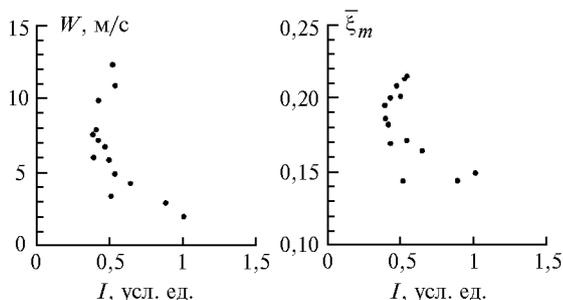


Рис. 4. Зависимости скорости ветра W и среднего значения модуля уклона морской поверхности $\bar{\xi}_m$ от средней интенсивности I бликов зеркального отражения.

Распределения W и $\bar{\xi}_m$ от I имеют сложный характер. Наблюдается неоднозначность зависимостей $W = W(I)$ и $\bar{\xi}_m = \bar{\xi}_m(I)$ в области малых значений параметра I (рис. 4). Причины такой зависимости пока не ясны. Возможно, они

A.S. Zapevalov. Dependence of mirror reflection statistics at laser sounding of sea surface on its local slopes.

The joint sea surface slopes measurements «in situ» and vertical laser sounding data have been analyzed. The measurements were carried out from an oceanographic platform, situated in the Black Sea near the south coast of the Crimea. Stochastic character of the relation between the mirror reflection successions integral parameters and local slopes of the sea surface has been shown. The correlation matrixes and equations of regression describing the indicated relation have been obtained.

связаны с обрушением волн и с происходящим при этом выглаживании поверхности, приводящим к росту I . Однако этот вопрос нуждается в дополнительном исследовании.

Выводы

Показано, что связь между статистикой бликов зеркального отражения, скоростью ветра и характеристиками локальных уклонов морской поверхности имеет стохастический характер. Коэффициенты корреляции для этих параметров, определенные в двух ситуациях: при стратификации приповерхностного слоя атмосферы, близкой к нейтральной, и в период локального апвеллинга, близки между собой.

Достаточно высокий уровень корреляции между исследуемыми параметрами свидетельствует о принципиальной возможности определения скорости приводного ветра и характеристики локальных уклонов морской поверхности путем лазерного зондирования.

В нашем эксперименте при использовании однопараметрических регрессий, где параметром являлась частота F , оценки W и $\bar{\xi}_m$ были определены со среднеквадратическим разбросом 0,84 м/с и 0,012 соответственно (регрессии построены по данным, полученным при скорости ветра ниже 10 м/с). При использовании в качестве параметра средней длительности блика τ среднеквадратический разброс для W и $\bar{\xi}_m$ составил соответственно 0,91 м/с и 0,011 (для $W < 13$ м/с).

В заключение автор благодарит В.Е. Смолова и Ю.А. Мищенко за помощь в проведении измерений на океанографической платформе.

1. Hasselmann K., Raney R.K., Plant W.J., etc. // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. P. 4659–4686.
2. Иванов А.Ю., Литовченко К.Ц. // Зарубежная радиоэлектроника. 1999. № 2. С. 18–28.
3. Ewans D.D., Shemdin O.H. // J. Geophys. Res. 1980. V. 85. P. 5019–5024.
4. Tang S., Shemdin O.H. // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 9832–9840.
5. Лонге-Хиггинс М.С. // Ветровые волны. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1962. С. 125–218.
6. Cox C., Munk W. // J. Optical. Soc. America. 1954. V. 44. № 11. P. 838–850.
7. Hughes V.A., Grant H.L., Chappell R.W. // Deep Sea Res. 1977. V. 24. N 12. P. 1211–1223.
8. Христофоров Г.Н., Запезалов А.С., Бабий М.В. // Океанология. 1992. Т. 32. Вып. 3. С. 452–459.
9. Александров А.П., Легеза В.П. // Морской гидрофизический журнал. 1988. № 6. С. 51–56.
10. Tober G., Anderson R.S., Shemdin O.H. // J. Appl. Optics. 1973. N T-4. P. 788–794.
11. Христофоров Г.Н., Запезалов А.С. // Метеорология и гидрология. 1997. № 7. С. 64–71.
12. Ролль Г.У. Физика атмосферных процессов над морем. Л.: Гидрометеониздат, 1968. 398 с.
13. Бортковский Р.С. // Изв. РАН. Сер. ФАО. 1997. Т. 33. № 2. С. 266–273.
14. Давидан И.Н., Трапезников Ю.А. // Гидрометеорология. Сер. Океанология. Вып. 1. Обнинск, 1981. 46 с.
15. Вильчинская Т.Б., Михалевич В.Г. // Морской гидрофиз. журнал. 1990. № 6. С. 57–61.