

## ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 551.46.07

Г.П. Коханенко, И.Э. Пеннер, В.С. Шаманаев

### ИССЛЕДОВАНИЯ МОРСКОЙ ВОДЫ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ СУДОВЫМ ЛИДАРОМ

С помощью лидара на борту судна проведены долговременные измерения показателя ослабления воды в Северной Атлантике. Зондирование производилось через взволнованную поверхность раздела «воздух–вода». При 3-недельном зондировании в фиксированной географической точке получено, что при смене водных масс различного происхождения показатель ослабления связан с температурой воды линейной регрессией за счет активности фитопланктона. Проведено сравнение лидарных измерений с независимыми измерениями глубины видимости белого диска. Обсуждаются особенности формирования эхосигнала для корабельной схемы зондирования воды. Предложен метод нейтрализации влияния бурунов и пены, возникающих при движении судна, на точность лидарных измерений.

Во время 37-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш», проводимого Институтом океанологии РАН, на борту судна был установлен лидар ИОА «Макрель-2». То, что он был разработан для исследований с борта самолета [1], не помешало его работе в судовом варианте, хотя и наложило некоторые методические особенности. Лидары на борту судна использовались и другими научными группами [2, 3]. Правда, они работали через специальную шахту в днище судна, что полностью исключало влияние взволнованной морской поверхности. В данном случае уникальной была ситуация, когда судно 3 недели стояло в одной точке (над местом гибели парохода «Титаник»). Это позволило провести чисто временные измерения характеристик водной массы, что возможно очень редко. Кроме того, за почти 3-месячное плавание был проведен ряд пространственно-временных, а также методологических экспериментов.

Лидар был установлен в помещении 2-го яруса надстройки. С помощью выносного зеркала луч направлялся в воду. Точка входа луча находилась на расстоянии 4 м от борта судна в его центральной части. Расстояние от лидара до точки входа в воду составляло 18 м. Ориентация зеркала была согласована с плоскостью поляризации излучения лазера, так чтобы минимально исказить состояние поляризации эхосигналов. Размеры зеркала не ограничивали апертуру лидарной оптики. В данном эксперименте лидар имел следующие основные параметры. Длительность импульса излучения с длиной волны 532 нм составляла 12 нс (т.е. разрешение в воде равнялось 1,8 м). Энергия одного импульса 30 мДж с максимальной частотой повторения до 25 Гц, хотя, как правило, использовалась частота 1 Гц. Расходимость луча 4 мрад. Диаметр телескопа 0,14 м, фокусное расстояние 0,75 м, а его полный угол поля зрения (УПЗ) установлен равным 13 мрад.

Использование достаточно больших УПЗ при зондировании воды обусловлено рядом причин, свя-

занных с присутствием неплоской границы раздела «воздух – вода». В случае зондирования атмосферного аэрозоля или облачности использование минимально возможного поля зрения (равного расходимости лазерного пучка) гарантирует минимальный вклад многократно рассеянной радиации и, следовательно, наибольшую точность восстановления оптических параметров среды. В случае зондирования воды ситуация изменяется, поскольку из-за поверхностного волнения лазерный пучок случайным образом расщепляется на множество лучей; также и луч, идущий из-под воды, случайным образом меняет свое направление. Увеличение угловой расходимости пучка из-за двойного прохождения через границу раздела приводит к уходу излучения низких кратностей рассеяния из поля зрения лидара, причем потери растут с увеличением глубины.

Расчеты [4] показывают, что для малых (порядка 1 мрад) углов поля зрения волнение приводит не только к уменьшению средней энергии сигнала и, следовательно, к уменьшению предельной глубины зондирования, но и к сильному завышению скорости спада сигнала с ростом глубины и величины рассчитанного показателя ослабления. Рассеяние высоких кратностей в меньшей степени зависит от состояния поверхности. Влияние поверхности уменьшается при увеличении поля зрения. При  $УПЗ \geq 10$  мрад скорость спада сигнала становится меньше, чем рассчитанная для плоской границы раздела. В дальнейшем этот процесс насыщается. В результате очевидно, что зондирование воды с предельно малым полем зрения не эффективно.

Другая причина связана с тем, что во время лидарных экспериментов амплитуда энергонесущих волн достигала 1 м, т.е. расстояние до воды в пространстве предметов приемного телескопа изменялось от 17 до 19 м. Положение плоскости изображения при этом флуктуировало более чем на 3 мм, т.е. не всегда совпадало с положением диафрагмы поля зрения. Возникающее непостоянное виньетирование искажает опти-

ческую передаточную функцию лидара, но эти искажения уменьшаются при большой диафрагме поля зрения телескопа.

Указанные причины приводят к значительной флуктуации мощности экосигнала от импульса к импульсу. Относительное среднее квадратическое отклонение амплитуды отраженных импульсов составляет 30–35 %, с увеличением глубины флуктуации мощности, как правило, сохраняют это значение, в некоторых сериях зондирующих импульсов наблюдается уменьшение их до 25 %.

Еще одна особенность связана с возникновением зеркальных бликов на площадках микроволн, ориентированных перпендикулярно лучу лазера. Эмпирически было получено, что для уменьшения этих бликов необходимо с помощью зеркала наклонить луч под углом до 13° к вертикали.

Сигнал с фотоэлектронных умножителей ФЭУ-144 (временное разрешение 7нс) оцифровывался 7-разрядным аналого-цифровым преобразователем (АЦП) с интервалом дискретизации 7,5 нс (что соответствует расстоянию 0,84 м в воде). Однако динамический диапазон такого АЦП (как, впрочем, и динамический диапазон ФЭУ) недостаточен для зондирования моря от поверхности до глубин 20–25 м. Поэтому при зондировании небольших глубин в приемный тракт вводились калиброванные светофильтры. Они ослабляли излучение в 5 и 27 раз. Для получения полного глубинного профиля эхо-сигнала данные, измеренные при различном ослаблении, усреднялись в серии из 200 вспышек, а затем сшивались в области перекрытия их значений для различных фильтров. Типичные формы экосигналов, полученные подобным образом, приведены на рис. 1.

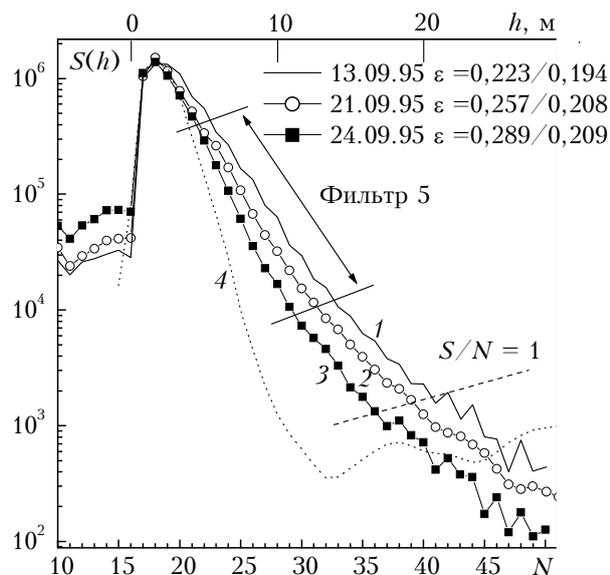


Рис. 1. Типичные формы экосигнала, полученные усреднением по 200 вспышкам.  $N$  – порядковые номера отсчетов АЦП;  $h$  – глубина в воде

На шкале абсцисс представлены номера точек оцифровки сигналов и соответствующее расстояние  $h$  в метрах вниз от поверхности воды, по оси ординат – лидарная функция  $S(h) = P(h) (H_0 + h/n)^2$ , где  $H_0 = 18$  м – расстояние до поверхности;  $n = 1,33$  – показатель преломления воды;  $P(h)$  – мощность сигнала в единицах кода АЦП (битах). Кривые 1...3 соответствуют разным значениям замутненности воды.

Максимальная глубина зондирования при выбранном ослаблении светового потока ограничена шумом квантования АЦП, составляющим  $\pm 1$  значение младшего разряда (1 бит). Она меняется от импульса к импульсу. Средний диапазон глубин, для которого возможна обработка сигнала при установке фильтра, ослабляющего в 5 раз, указан на рис. 1 наклонной стрелкой справа от кривых. Также указан уровень шума при работе без ослабления. После усреднения по 200 вспышкам лазера погрешность уменьшалась до  $\pm 0,2$  бит. Как правило, максимальная глубина зондирования вдали от берегов достигала 25 м.

При вычислении показателя ослабления излучения в воде мы использовали метод, традиционно называемый методом логарифмической производной [5]. Для его применения необходима уверенность в однородности оптических свойств воды на выбранном участке зондирования. Необходимо отметить, что, с точки зрения океанологов, место гибели «Титаника» является «пустыней океана». Это олиготрофные воды с низкой продуктивностью, а следовательно, и с малой изменчивостью их параметров. В этом районе на сигналах лидара мы не наблюдали каких-либо всплесков от подводных неоднородностей. Поэтому можно получить уверенную усредненную оценку величины показателя ослабления на выбранном интервале глубин по скорости спада сигнала в логарифмическом масштабе.

При обработке одиночных импульсов начальная точка интервала выбирается на уровне 90 % от максимального диапазона АЦП. Снизу интервал ограничивается значением сигнала, равным 3 битам (отношение сигнал-шум равно 3). Спад сигнала между двумя выбранными точками аппроксимируется прямой линией методом наименьших квадратов, и значение показателя ослабления  $\epsilon$  рассчитывается по углу наклона прямой. Этот диапазон глубин, как уже указывалось, меняется от импульса к импульсу. В среднем он составляет 2,5–10 м для серии измерений с ослаблением в 27 раз, 4–13 м для измерений с ослаблением в 5 раз и 8–20 м для измерений без ослабления. (В дальнейшем будем обозначать рассчитанные в подобных сериях значения показателя ослабления как  $\epsilon_{27}$ ,  $\epsilon_5$  и  $\epsilon_1$  соответственно). Рассчитанные значения  $\epsilon$  затем усреднялись по всей серии, составлявшей, как правило, 200 импульсов. При частоте повторения импульсов 1 Гц время измерения трех серий с различными значениями ослабления состав-

ляло 10 мин. Характеристики воды в течение этого времени можно считать неизменными. Соответствие между значениями величин  $\varepsilon_{27}$ ,  $\varepsilon_5$  и  $\varepsilon_1$ , полученными за 3 недели измерений, приводится на рис. 2.

За независимую переменную здесь взята величина  $\varepsilon_5$ . Для соответствующих значений  $\varepsilon_1$  приведены среднеквадратические отклонения внутри каждой серии (средняя по всем сериям погрешность составляет  $\pm 0,014 \text{ м}^{-1}$  или 6 % от среднего значения  $\varepsilon_1$ ). Регрессия имеет вид  $\varepsilon_1 = (0,848 \pm 0,012) \varepsilon_5$ , коэффициент корреляции  $R = 0,87$ . (Средняя погрешность в определении  $\varepsilon_5$  составляет  $\pm 0,018 \text{ м}^{-1}$  или 7 %).

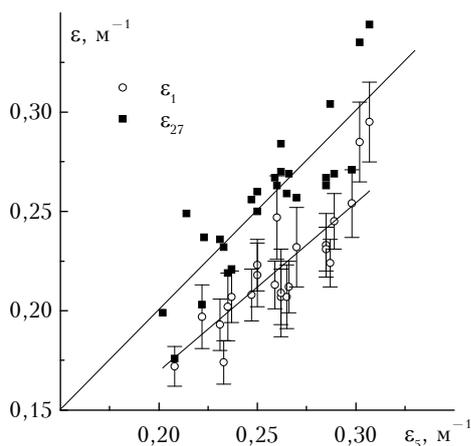


Рис. 2. Соответствие между величинами показателя ослабления излучения в воде, полученными при измерениях с различными светофильтрами. По оси абсцисс – значения  $\varepsilon$ , измеренные с 5-кратным ослабителем, квадратики – значения  $\varepsilon$ , измеренные с 27-кратным ослабителем; кружки – измерения без светофильтра

Средние значения  $\varepsilon_{27}$  и  $\varepsilon_5$  практически одинаковы ( $\varepsilon_{27} = (1,003 \pm 0,014) \varepsilon_5$ , коэффициент корреляции  $R = 0,86$ ), но разброс значений  $\varepsilon_{27}$  внутри серии значительно больше ( $\pm 0,032 \text{ м}^{-1}$  или 12 %). Подобное поведение объясняется тем, что при измерениях с сильным ослаблением эхосигнала (в 27 раз) верхняя граница интервала обработки включает неоднородный приповерхностный слой (глубины менее 3 м), где в результате ветрового волнения возможны искажения формы эхосигнала, зеркальные блики от поверхности, а также образование многочисленных пузырьков воздуха, что приводит к дополнительным флуктуациям показателя ослабления.

Труднее объяснить получающееся по нашим данным систематическое занижение значений  $\varepsilon_1$  в более глубоких слоях воды. Уже на рис. 1 имеется заметное уменьшение наклона кривых на глубинах больше 12–15 м. (Цифры в правом углу рисунка показывают значения  $\varepsilon$ , вычисленные по верхнему и нижнему участкам кривых). Подобное поведение характерно для большинства сигналов, измеренных нами в рейсе. Это явление требует дальнейшего подробного изучения. В рамках данной статьи приведем

только некоторые соображения о возможных причинах подобного поведения сигналов.

1. Возможно, что показатель ослабления воды с глубиной действительно в некоторых случаях уменьшается. Это не противоречит данным систематических наблюдений [5] и может быть вызвано как особенностями вертикального распределения фито- и зоопланктона, так и влиянием приповерхностных пузырьков воздуха и пены.

2. Как уже указывалось, ветровое волнение приводит к более быстрому спаду с глубиной однократно рассеянного излучения. В то же время многократно рассеянное излучение, преобладающее на больших глубинах, наоборот, вызывает кажущееся занижение показателя ослабления. Суммарный эффект зависит от характеристик волнения и не поддается простой оценке. Можно только утверждать, что на глубинах более 12 м в условиях наших наблюдений (скорость ветра  $< 10 \text{ м/с}$ ) влияние поверхности уже не проявляется.

3. Было проверено влияние конечной длительности лазерного импульса на результаты зондирования. Дело в том, что она всего в несколько раз короче длины экстинкции ( $1/\varepsilon$ ) в рассеивающей среде. На рис. 1 пунктиром (кривая 4) приведена форма импульса, отраженного от плоской рассеивающей поверхности. Эту функцию можно рассматривать как импульсный отклик лидара  $K(h)$ , учитывающий как форму импульса лазера, так и временное разрешение приемной аппаратуры (ФЭУ + АЦП). Реально регистрируемый в эксперименте эхосигнал  $P(h)$  является сверткой функции  $K(h)$  и импульсного отклика водной среды  $P_\delta(h)$  на короткий световой  $\delta$ -импульс:

$$P(h) = \int_0^h K(h-r) P_\delta(r) dr.$$

Именно последняя функция  $P_\delta(h)$  и описывается в реальности уравнением лазерного зондирования. При известном виде функции  $K(h)$  можно использовать известные регуляризирующие алгоритмы [6] для решения уравнения свертки и нахождения искаженного отклика  $P_\delta(h)$ . Проведенное численное моделирование показало, что заметное искажение эхосигнала из-за конечности временного разрешения аппаратуры возникает только в достаточно мутной среде при значениях показателя ослабления  $\varepsilon > 0,55 \text{ м}^{-1}$ . В нашем случае ( $\varepsilon < 0,35 \text{ м}^{-1}$ ) значения показателя ослабления  $\varepsilon$ , полученные из реального сигнала и из восстановленного импульсного отклика, отличались менее, чем общая погрешность измерений. Однако нельзя исключить, что при больших засветках возможны нелинейные изменения временного отклика ФЭУ, что делает неправомерным использование уравнения свертки для описания эхосигнала. Этот вопрос также требует дальнейшего изучения.

Измерительный полигон «Титаник» характерен тем, что здесь рядом идут на север теплое течение Гольфстрим и на юг – холодное Лабрадорское течение (один из феноменов «Бермудского треугольника»). Это приводит иногда к быстрым сменам типа воды (и, соответственно, температуры) даже на поверхности моря. Это приводило и к изменению ее мутности, так как содержание кислорода в воде растет по мере понижения температуры и ведет к ускоренному росту фито-

планктона и микроорганизмов (т.е. гидрозолей). На рис. 3,а приведена общая взаимосвязь за 22 дня температуры воды и ее показателя ослабления  $\varepsilon_1$ . Регрессия имеет вид  $\varepsilon_1 = 0,368 - 0,0095 T$  с коэффициентом корреляции  $R = -0,83$ . На рис. 3,б представлено наиболее яркое проявление этой зависимости, полученное 24 сентября, когда за 8 ч температура воды уменьшилась на  $5^\circ$  (отметим, что по данным погружаемых приборов судна температура воды на глубине 50 м достигала  $-1^\circ\text{C}$ ).

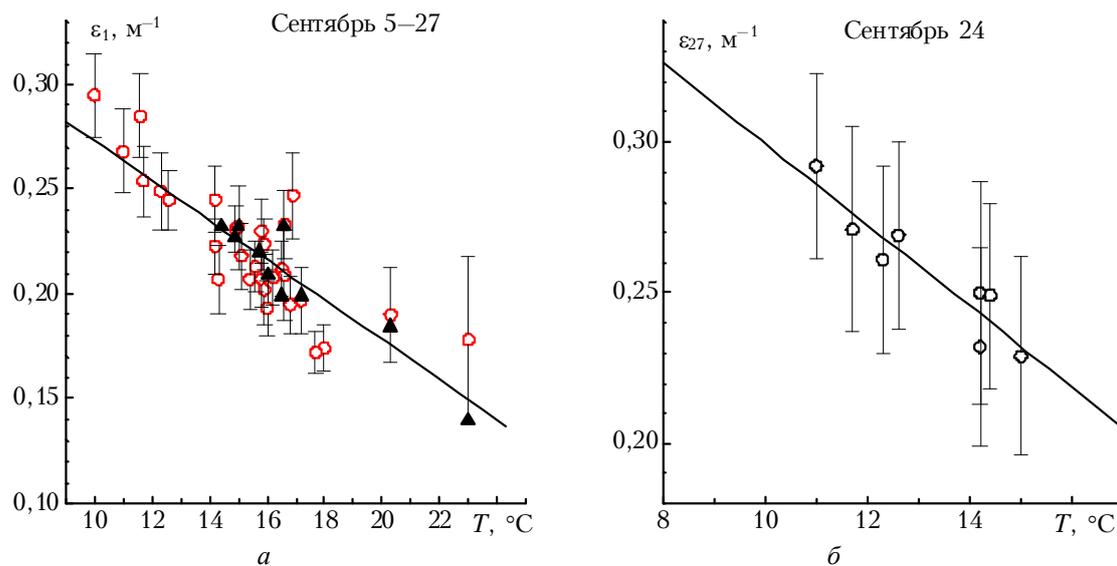


Рис. 3. Зависимость показателя ослабления от температуры воды, вызванная сменой типа вод в месте дрейфа судна. Треугольники – значения  $\varepsilon$ , вычисленные по глубине видения белого диска

Приведенное на рис. 3,б стандартное отклонение внутри каждой серии для измеренных лидаром значений  $\varepsilon_{27}$  изменялось от 11 до 14%. В данном конкретном случае регрессия имеет вид  $\varepsilon_{27} = 0,434 - 0,014 T$ , коэффициент корреляции  $R = -0,934$  для диапазона температур  $T = 10\text{--}16^\circ\text{C}$ . Обратим еще раз внимание на то, что полученная связь  $\varepsilon(T)$  показывает, что изменения в мутности воды на полигоне вызваны сменой и смешиванием двух типов вод (Лабрадорского течения и Гольфстрима), имеющих различную мутность и температуру. Для других случаев, когда изменения температуры вызваны, например, нагревом воды, зависимость  $\varepsilon(T)$  может быть другой или ее может не быть вовсе, поскольку существуют и другие причины изменения мутности воды. Тем не менее результаты измерений показывают возможность достоверной идентификации изменений прозрачности воды, в данном случае связанной с биопродуктивностью вод.

О степени однородности воды можно судить по рис. 4, который представляет собой совокупность лидарных сигналов, соответствующих рис. 3,а. Здесь объединены в порядке ранжирования по температуре воды (и с усреднением по 10 вспышкам, т.е. за 10 с) около 1500 эхосигналов, приведенных в градациях серого цвета. Приведенные изолинии равной мощно-

сти имеют хорошо выраженную тенденцию увеличения глубины проникновения с ростом температуры. Однако их изрезанность, выходящая за пределы шумов, говорит о наличии некой тонкой внутренней структуры. Отметим, что качественное обнаружение лидаром неоднородностей в воде (без измерения показателя ослабления) проводилось и ранее [3].

До сих пор в литературе много внимания уделяется соотношению между глубиной видения белого диска (диска Секки)  $Z_d$  и показателем ослабления излучения в воде  $\varepsilon$ . Основная причина этого интереса – в простоте выполнения измерений  $Z_d$  и наличии обширного банка данных для этого параметра по всем океанам. Правда, эти измерения возможны только днем, при слабом волнении и с неподвижного судна. Общепринятая взаимосвязь имеет вид  $\varepsilon Z_d = a$  [7]. Входящий в данную регрессию параметр  $a$  меняется в достаточно широких пределах: от 3,5 до 7,7 для большинства ситуаций. Такой диапазон изменчивости связан с широкими вариациями состава гидрозолей и, следовательно, с их индикатрисой рассеяния. Именно от нее зависит, в первую очередь, маскирующее влияние рассеянного в водной толще солнечного излучения при визуальных наблюдениях белого диска.

В этом эксперименте измерения глубины видимости диска Секки проводились сотрудниками ИО РАН им. Ширшова. Данные были любезно предоставлены нам В.Н. Артемьевым. К сожалению, эти измерения были не синхронизированы с лидарными и разделены, как правило, интервалом в несколько часов. Косвенное сравнение всех лидарных измерений величины  $\epsilon_1$  и измерений  $Z_d$ , проведенных с 5 по 27 сентября, учиты-

вающее зависимость мутности воды от ее температуры, показано на рис. 3,а, где черными треугольниками представлена величина  $\epsilon_d = a/Z_d$  для значения  $a = 4,2$ . Регрессия имеет вид  $\epsilon_d = 0,363 - 0,0098 T$  с коэффициентом корреляции  $R = 0,939$ . Наклон прямой отличается от такового для зависимости  $\epsilon_1(T)$  лишь на 3 %. При сравнении значений  $\epsilon_{27}$  и  $Z_d$  наилучшее значение для  $a = 4,75$ .

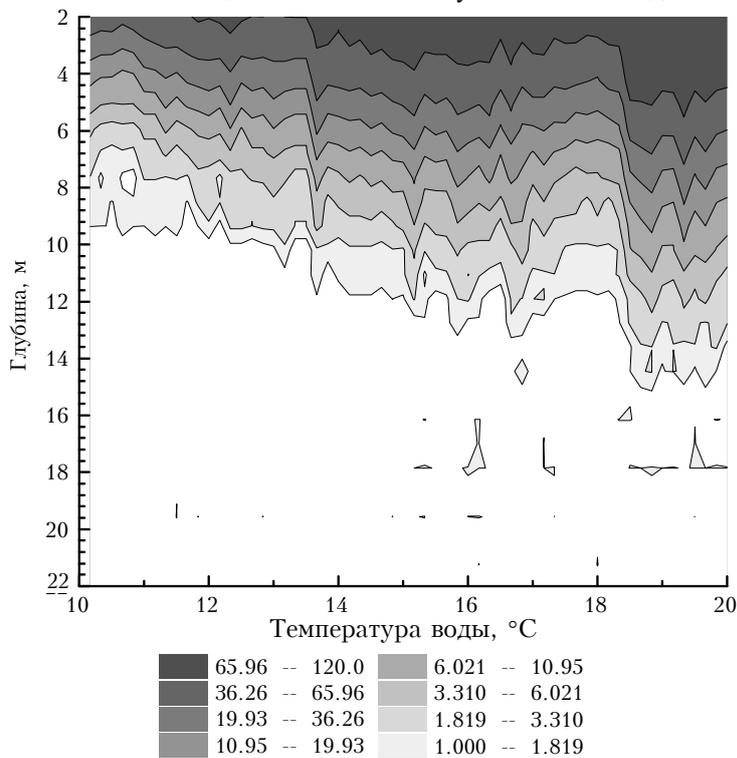


Рис. 4. Лидарные эхосигналы при различной температуре воды. Снизу приведена серая шкала в битах АЦП для сигналов, усредненных по 10 вспышкам лазера

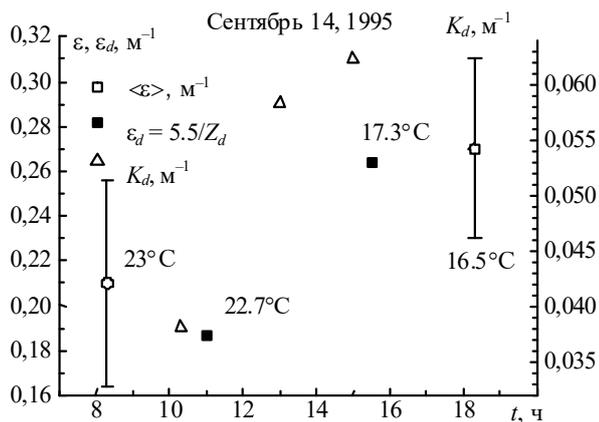


Рис. 5. Сравнение полученных в течение одного дня значений измеренного лидаром показателя ослабления  $\epsilon$  (кружки), показателя ослабления  $\epsilon_d$ , вычисленного по глубине видимости диска Секки (квадратики) и показателя ослабления  $K_d$  для диффузного излучения (треугольники)

Прямое сравнение с лидарными данными приведено на рис. 5 для измерений 14.09.95 в условиях понижения температуры воды. На этом же рисунке при-

ведены значения показателя ослабления света для диффузного излучения  $K_d$  [5], который измерялся прибором «Альфамер-2М» Института океанологии для длины волны 490 нм. Можно видеть, что однозначного соответствия между представленными величинами нет. Зависимость  $Z_d(\epsilon)$  лучше всего соответствует выражению  $Z_d = a/\epsilon$  для  $a = 5,5$ . Эта величина также не противоречит известному интервалу значений параметра  $a$ .

Как было сказано выше, лидар размещался в середине судна. Неприятными последствиями такого размещения были попадающие в поле зрения лидара пена и брызги, появляющиеся на поверхности моря при движении судна со скоростью, превышающей 2 м/с. Поскольку пена имеет высокое альbedo и широкую индикатрису отражения, то сигнал от поверхности при этом существенно возрастает и может маскировать гидрозолевую часть сигнала до значительной глубины. Скорость спада поверхностного сигнала на его заднем фронте увеличивается и, соответственно, оценка величины  $\epsilon$  по формуле логпроизводной завышается.

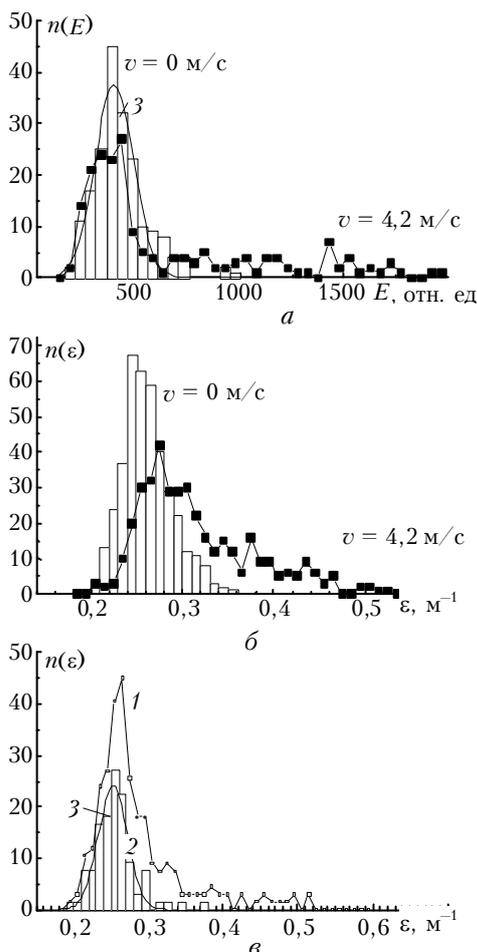


Рис. 6. Сравнение данных, полученных при дрейфе судна и движении со скоростью 4,2 м/с: а – распределение энергии эхосигнала; б – распределение рассчитанного значения показателя ослабления; в – распределение показателя ослабления для движущегося судна при учете всех данных (1) и для эхосигналов с энергией ниже средней (2). Кривая 3 – гауссова аппроксимация

На рис. 6 приведено сравнение данных, полученных 21.09.95 при дрейфе судна (скорость  $v = 0$ ) и после начала движения ( $v = 4,2$  м/с), когда оно подруливало в заданную координатную точку после дрейфового сноса течением Гольфстрима. Рис. 6,а показывает гистограмму распределения условной энергии  $E$  отраженного эхосигнала (был установлен фильтр, ослабляющий в 5 раз). Энергия  $E$  была вычислена интегрированием всего эхосигнала до уровня шумов при постоянных условиях зондирования и приведена по оси абсцисс. Число импульсов с заданной энергией  $n(E)$  в серии из 200 вспышек приведено по оси ординат, т.е. это эмпирическая плотность вероятности появления заданных значений условной энергии  $E$ . Хорошо видно, что первоначальное почти гауссово распределение  $n(E)$  растягивается вправо, отображая значительное количество эхосигналов повышенной энергии, связанной с отражением от пены и бурных волн.

Гистограмма относительной частоты повторения вычисленных значений  $\epsilon$  показана на рис. 6,б. Видно, что и здесь первоначально симметричное распределе-

ние  $n(\epsilon)$  деформируется в сторону больших значений  $\epsilon$ . Поскольку сигналы с большой энергией соответствуют отражению от пены, то только слабые эхосигналы (с низкой энергией), проникающие в воду через просветы в пене, несут информацию о действительном значении показателя ослабления. Это дает основу для простой и эффективной процедуры устранения искажающего влияния пены.

Если в достаточно большой серии зондирующих вспышек лазера мы исключим из рассмотрения сигналы, энергия которых превышает среднюю для данного распределения  $n(E)$  величину  $\langle E \rangle$  (для рис. 6,а  $\langle E \rangle = 375$  усл.ед.), то величина  $\epsilon$ , оцененная по оставшимся сигналам, будет значительно меньше искажена поверхностным отражением. Распределение показателя ослабления в этом случае показано на рис. 6,в. Оно хорошо аппроксимируется нормальным распределением. Разница между средним значением  $\epsilon = 0,253 \pm 0,039$  м<sup>-1</sup> для движущегося судна и  $\epsilon = 0,246 \pm 0,020$  м<sup>-1</sup> для дрейфующего меньше, чем ширина распределения. (При учете всех сигналов в данной серии вспышек при движущемся судне  $\epsilon = 0,287 \pm 0,066$  м<sup>-1</sup>).

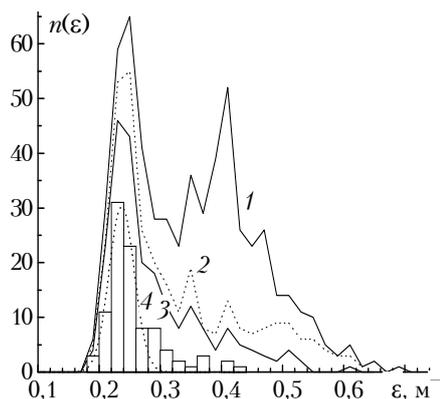


Рис. 7. Изменение вида распределения показателя ослабления для движущегося судна, полученное при последовательном исключении импульсов с энергией, превышающей заданный порог

Предложенная процедура выделения сигналов, неотягощенных взаимодействием с поверхностной пеной, хорошо подтверждается зондированием 9.10.95 при скорости 6,4 м/с, когда большая часть поверхности моря вокруг судна была покрыта пеной (рис. 7). Действительно, среднее по 600 вспышкам значение  $\epsilon$  было  $0,355 \pm 0,106$  м<sup>-1</sup>. Распределение  $n(\epsilon)$  явно показывает бимодальную структуру (кривая 1). Последовательно исключая из массива импульсы с большой энергией, видим, что вторая мода распределения  $n(\epsilon)$  исчезает (кривые 2–4 для массива сигналов, энергия которых меньше соответственно 1,1; 0,93 и 0,8 от средней энергии). Последнее распределение аппроксимируется гауссовым со значением  $\epsilon = 0,237 \pm 0,021$  м<sup>-1</sup>, которое может быть взято за достоверную оценку показателя ослабления.

Результаты, полученные в различное время при движущемся судне, сведены в таблице. Данные для

сентября получены в сериях по 200 импульсов, для октября – по 600 импульсов. Судовое время начала измерений приведено во 2-й колонке, температура воды в поверхностном слое в 4-й, скорость судна  $v$  – в 5-й, скорость ветра  $w$  в 6-й. Температура и ветер измерялись судовой метеостанцией. Значения показателей ослабления  $\varepsilon_{27}$  и  $\varepsilon_5$  получены по описанной методике. В колонке для дисперсии  $\pm \sigma$  проставлены прочерки в случае, когда гистограмма не могла быть аппроксимирована гауссовым распределением из-за завышенного количества точек с очень большими значениями  $\varepsilon$ ; в этом случае приводится модальное значение  $\varepsilon$ . Показатель ослабления, измеренный без фильтра  $\varepsilon_1$ , как правило, не зависит от энергии импульса, так как он соответствует сигналам с большой глубины и не столь сильно подвержен влиянию поверхности. В этом случае мы брали просто среднюю величину  $\varepsilon$  в серии измерений.

Интересны измерения, которые проводились 11.09.95 на полигоне «Титаник» при температуре 25°C – максимальной температуре за все время наблюдений. Оцененные значения  $\varepsilon_{27}$  и  $\varepsilon_1$  были наименьшими из наблюдавшихся (см. рис. 3,а, из которого прогнозируется значение  $\varepsilon_1 = 0,14 \pm 0,03 \text{ м}^{-1}$  для  $T = 24^\circ\text{C}$ ). Это значение расходится с измеренным не больше чем на

среднеквадратическую ошибку. Как и ожидалось (последние 2 строчки в таблице), заметное увеличение мутности воды зафиксировано при входе судна в пролив Ла-Манш.

Таким образом, можно констатировать следующее. Проведенные исследования показали возможность измерения показателя ослабления  $\varepsilon$  морской воды судовым лидаром через границу «воздух–вода» (без специальной шахты) в любое время суток и при достаточно сильном ветре. Наблюдения с движущегося судна требуют большей статистики из-за наличия пены и бурунов в зоне расположения лидара (оптимальное место для лидара в этом случае – на носу судна). Показатели ослабления, измеренные в однородной воде на различной глубине с различающимися ослабителями, хорошо коррелированы. Наблюдающееся при этом незначительное смещение оценок вызвано совместным влиянием многократного рассеяния и волнения на поверхности. Лидарные измерения согласуются с независимыми измерениями глубины видимости  $Z_d$  белого диска, связь  $\varepsilon$  и  $Z_d$  соответствует известным литературным данным.

Авторы выражают благодарность М.М. Крековой за полезное обсуждение результатов наблюдений и анализ влияния ветрового волнения на форму лидарного сигнала.

Измерения показателя ослабления излучения в водах Северной Атлантики

Дата	Время	Координаты	$T, ^\circ\text{C}$	$v, \text{ м/с}$	$w, \text{ м/с}$	$\varepsilon_{27}, \text{ м}^{-1}$	$\pm \sigma_{27}, \text{ м}^{-1}$	$\varepsilon_5, \text{ м}^{-1}$	$\pm \sigma_5, \text{ м}^{-1}$	$\varepsilon_1, \text{ м}^{-1}$	$\pm \sigma_1, \text{ м}^{-1}$
6.09	20:23	42°34'N, 54°44'W	21,2	5,4	3,0	0,31	0,062	–	–	0,19	0,015
11.09	18:28	40°26', 49°12'	25,0	3,7	6,0	0,21	–	–	–	0,15	0,014
16.09	16:01	41°44', 49°57'	16,4	3,7	12,0	0,35	0,045	0,26	0,028	0,21	0,022
21.09	16:22	41°44', 49°55'	15,2	4,2	6,9	0,29	0,036	0,25	0,019	–	–
9.10	20:47	48°05', 22°20'	16,4	6,4	7,3	0,31	0,065	0,23	0,021	–	–
10.10	20:53	48°49', 15°05'	16,2	6,2	15,8	–	–	0,27	–	0,24	–
11.10	20:48	49°27', 07°28'	15,7	6,7	8,6	–	–	0,39	0,033	0,35	–
12.10	12:48	49°52', 02°34'	14,9	6,4	0,9	–	–	0,27	0,024	0,25	0,017
12.10	18:36	50°12', 00°56'	16,6	6,7	0,7	–	–	0,37	0,029	–	–
12.10	20:41	50°20', 00°14'	16,8	6,9	1,9	–	–	0,41	0,035	0,39	0,031

1. Абрамочкин А.И., Занин В.В., Пеннер И.Э. и др. Самолетные поляризационные лидары для исследования атмосферы и гидросферы // Оптика атмосферы. 1988. Т. 1. № 2. С. 92–96.
2. Гольдин Ю.А., Евдошенко М.А. Исследование пространственной изменчивости гидрооптических характеристик во фронтальных зонах океана // Океанология. 1986. Т. 26. В. 5. С. 761–762.
3. Бужин О.А., Ильичев В.И., Майор А.Ю. и др. Судовой гидролидарный комплекс для зондирования верхнего слоя океана // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7. № 10. С. 1403–1409.
4. Каргин Б.А., Креков Г.М., Крекова М.М. Влияние взволнованной водной поверхности на характеристики лидарного сигнала // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 5. № 3. С. 292–299.
5. Оптика океана. Т. 1. Физическая оптика океана / Под ред. А.С. Мониной. М.: Наука, 1983. 372 с.
6. Тихонов А.Н., Гончарский А.В. и др. Регуляризирующие алгоритмы и априорная информация. М.: Наука, 1983. 200 с.
7. Соколов О.А. Видимость под водой. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 232 с.

Институт оптики атмосферы СО РАН,  
Томск

Поступила в редакцию  
26 марта 1998 г.

*G.P. Kokhanenko, I.E. Penner, V.S. Shamanaev. Investigation of Sea Water in the North of Atlantic Ocean with Shipboard Lidar.*

Long-term measurements of water attenuation factor in the North of the Atlantic Ocean were performed using a shipboard lidar. The sounding was conducted through a ruffled surface of the water-air boundary. Three-week sounding in a fixed point has shown that under change of water masses of various origin the functional dependence of the attenuation factor on the water temperature is a linear regression due to phytoplankton activity. The lidar measurements were compared with independent measurements of the white disk visibility depth. Peculiarities of the returns formation are discussed for the vessel scheme of water sounding. A method is proposed for neutralization of bow-waves influence on the lidar measurements accuracy.