

## ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 551.46.07

Г.П. Коханенко, И.Э. Пеннер, В.С. Шаманаев, Дж. Ладбрук, А. Скотт

### ЛАЗЕРНОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АКВАТОРИИ ОЗЕРА БАЙКАЛ

*Институт оптики атмосферы СО РАН, Томск  
DERA, Malvern, Великобритания*

Поступила в редакцию 27.10.98 г.

Принята к печати 30.10.98 г.

Обсуждаются результаты зондирования атмосферы и воды, полученные во время полета над Байкалом в ноябре 1996 г. самолета-лаборатории АН-30 «Оптик-Э» с лидаром на борту. Представленные результаты демонстрируют основные черты лидарных сигналов и возможности обработки данных. В чистых водах северной части Байкала значения измененного коэффициента ослабления излучения составили  $0,12 \pm 0,01 \text{ м}^{-1}$ . В районе около устья Селенги коэффициент ослабления изменялся от 0,14 до 0,6  $\text{м}^{-1}$ . Оценивается минимальная и максимальная глубина дна, которая определялась нашим лидаром. В районе Б. Ушканьего о-ва была зафиксирована глубина до 40 м.

#### 1. Введение

Лидары широко используются для зондирования мутности воды и глубины дна. Лидар «Макрель-2», разработанный в Институте оптики атмосферы СО РАН, используется с 80-х гг. для контроля воды и поиска рыбных косяков на Норвежском, Баренцевом, Северном и других морях.

Озеро Байкал также является хорошим испытательным полигоном для лидарных измерений. Это крупнейшее в мире хранилище чистой воды, которое по своей площади ( $600 \times 80 \text{ км}^2$ ) может быть классифицировано как небольшое внутреннее море. Разнообразные исследования атмосферы и водной толщи Байкала с борта самолетов уже проводились ранее [1, 2]. Измерения мутности воды представляют интерес не только для исследований экологической направленности, но и для отработки методики лидарного зондирования благодаря необычайно широкому диапазону изменения прозрачности верхнего слоя воды: от чрезвычайно мутной воды р. Селенга до чистейших вод с коэффициентом ослабления, лишь слегка превышающим самые прозрачные воды Саргассова моря.

Самолет-лаборатория «Оптик-Э» Института оптики атмосферы СО РАН [3] осуществлял полет над акваторией оз. Байкал в ноябре 1996 г. с многоцелевым лидаром «Макрель-2» [4] на борту. Типичная высота полета над водной поверхностью составляла примерно 300 м. Лидар имел телескоп с диаметром 150 мм и Nd:YAG-лазер с длиной волны 0,53 мкм с энергией импульса 50 мДж. Излучение лазера линейно поляризовано. Использовались два приемных канала (для поляризованной и кроссполяризованной компонент) и два фотоэлектронных умножителя ФЭУ-144 в качестве фотодетекторов. Полоса пропускания приемной системы (с учетом характеристик 7-разрядного аналого-цифрового преобразователя) составляла 32 МГц, интервал дискретизации – 7,5 нс, что соответствовало вертикальному разрешению 0,84 м в воде. Частота повторения импульсов до 25 Гц позволяла проводить зондирование с горизонтальным разрешением до 4 м. Независимая автоматическая GPS (Global Positioning System) система использовалась для определения положения самолета. Часть нашего маршрута в районе дельты Селенги показана на рис. 1.

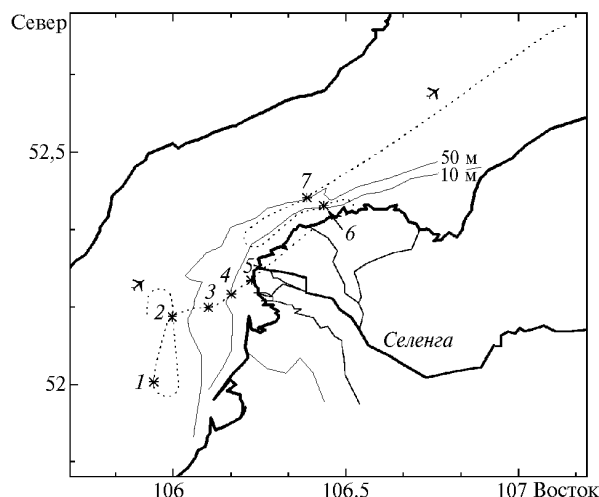


Рис. 1. Часть полетного маршрута вблизи дельты р. Селенга. Звездочки с цифрами соответствуют точкам маршрута на рис. 3

#### 2. Алгоритмы обработки лидарных сигналов

Используемые алгоритмы восстановления информации об оптических свойствах воды обычно базируются на приближении однократного рассеяния. Уравнение лазерного зондирования (УЛЗ) связывает энергетические характеристики лидарного эхосигнала с оптическими параметрами водной среды:

$$P(r) = \frac{C}{(H_0 + r/n)^2} \sigma_{\pi}(r) \exp \left( -2 \int_0^r e(r') dr' \right). \quad (1)$$

Здесь  $\sigma_{\pi}$  – коэффициент обратного рассеяния;  $\epsilon$  – коэффициент ослабления,  $H_0$  – расстояние от лидара до поверхности воды;  $r$  – глубина в воде. Для самолетного лидара  $H_0$  составляет сотни метров. В этом случае геометрическая функция лидара сформирована уже в атмосферной части трассы и сигнал в воде подчиняется закону обратных квадратов ( $r^{-2}$ ).

Простейшее приближение при решении УЛЗ в случае однородной рассеивающей среды – метод логарифмической производной. Основное условие –  $\sigma_{\pi}(r)$  и  $\varepsilon(r) = \text{const}$ . В этом случае средний по глубине коэффициент ослабления  $\varepsilon$  оценивается по наклону заднего склона сигнала в логарифмическом масштабе. Мы использовали 7-разрядный АЦП для оцифровки сигнала. Данные каждого канала после оцифровки представляют собой массив из 128 точек  $P_i$  со значением от 0 до 127. Погрешность оцифровки составляет  $\pm 1$  единица младшего разряда.

Пусть  $i_1 \dots i_n$  – последовательность точек оцифровки, а  $P_1 \dots P_n$  – соответствующие оцифрованные значения сигнала. Если  $S_i$  – значения лидарной функции  $S(r) = P(r)(H_0 + r/n)^2$  в соответствующих точках  $r_i$ , то можно вычислить средний по трассе коэффициент ослабления  $\varepsilon$  методом наименьших квадратов:

$$\varepsilon = 0,5 \frac{i_1 \dots i_2 \sum_{i_1}^{i_2} r_i \sum_{i_1}^{i_2} \ln S_i - (i_2 - i_1 + 1) \sum_{i_1}^{i_2} r_i \ln S_i}{\left( \sum_{i_1}^{i_2} r_i \right)^2 - (i_2 - i_1 + 1) \sum_{i_1}^{i_2} r_i^2} \quad (2)$$

Для каждого импульса мы выбирали начальную точку  $i_1$  на уровне 90% от динамического диапазона АЦП ( $P(i_1) \leq 110$  ед.). В конце обрабатываемого интервала (точка  $i_2$ ) величина сигнала должна по крайней мере превосходить уровень шума АЦП. Мы использовали значение  $P(i_2) = 3$  ед., т.е. отношение сигнал-шум превышало три. Как правило, интервал  $i_1 - i_2$  соответствовал глубинам 5–15 м, но изменялся в разных сериях измерений, так как зависел от мутности воды и энергии сигнала. Кроме того, сигналы контролировались так, чтобы возникающие в ФЭУ импульсы последствием не включались в обработку.

Запись УЛЗ (1) предполагает, что среда освещается бесконечно коротким  $\delta$ -импульсом, а регистрирующая система безынерционна. На самом деле лазерный импульс имеет конечную длительность, сравнимую с временным разрешением приемной системы и с длиной экстинкции в рассеивающей среде. Это предполагает необходимость проведения некоторой коррекции УЛЗ в его простейшей форме. Известно, что в условиях, когда приемная система линейна [5], регистрирующийся сигнал  $U(t)$  определяется сверткой лидарного сигнала  $P(t)$  (1) и импульсной переходной функции системы (ИПФ)  $H(t)$ :

$$U(t) = H(t) * P(t) = \int_0^t H(t - \tau) P(\tau) d\tau \quad (3)$$

ИПФ системы формируется несколькими причинами – конечным временным разрешением ФЭУ, формой лазерного импульса, полосой пропускания АЦП и пр. Для лидарного зондирования ИПФ может быть достаточно просто экспериментально измерена – по сигналу, полученному при зондировании плоской мишени (мы использовали стену здания, стоящего на расстоянии 50 м). Поскольку в этом случае  $P(t) \equiv \delta(t)$ , то регистрируемый сигнал  $U(t)$  был равен  $H(t)$ . После этого уравнение (3) можно решить одним из известных методов восстановления сигналов, которые для уравнения свертки особенно хорошо разработаны [6, 7]. (Полуширина измеренной  $H(t)$  составляет около 16 нс, а спад аналогичен экспоненциальному спаду лидарного сиг-

нала при значении индекса ослабления среды  $\varepsilon = 0,6 \text{ м}^{-1}$ . Понятно, что при зондировании такой достаточно плотной рассеивающей среды, как вода, где значения  $\varepsilon$  могут быть одного порядка и даже превышать эту величину, необходимо учитывать временное разрешение системы).

Поскольку мы, используя метод логарифмической производной (2), а priori предполагаем однородность среды, т.е. уже закладываем определенную модель распределения  $\varepsilon(r)$ , то наиболее удобно использовать итерационную процедуру решения уравнения (3), учитывающего временное затягивание. За начальное приближение принимается значение  $\varepsilon_0^0$ , полученное по формуле (2) при подстановке вместо  $P^0(t)$  значений измеренного сигнала  $U(t)$ . В каждом следующем шаге итерации берется  $\varepsilon_i = k\varepsilon_{i-1}$ . Значение  $k = 1,05$  выбирается из учета 5%-й погрешности расчета  $\varepsilon$  по методу (2). Рассчитывается лидарный сигнал  $P_i(t)$  по формуле (1) и регистрируемый сигнал  $U_i(t) = H(t) * P_i(t)$ . Итерации продолжают, пока норма отклонения  $\|U_i(t) - U_{i-1}(t)\|$  не станет меньше 10%.

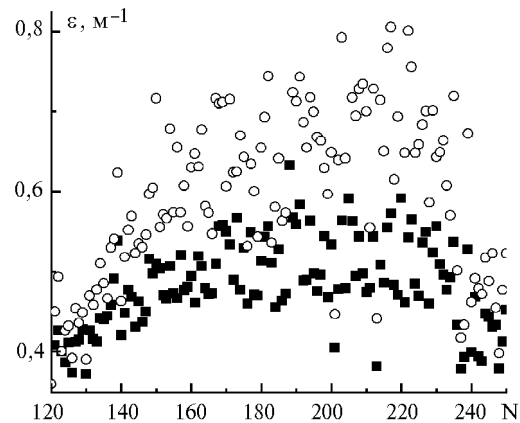


Рис. 2. Восстановленные значения показателя ослабления при полете над загрязненной водой; N – номер вспышки лазера: квадраты – обработка по сырым эхосигналам; кружки – обработка с учетом импульсной переходной функции лидара

Расчеты показали, что для медленно спадающих сигналов (когда в воде  $\varepsilon < 0,3 \text{ м}^{-1}$ ) итерационная процедура прерывается уже на первом шаге. Это означает, что вычисленный параметр  $\varepsilon_0$  не требует коррекции. Рис. 2 показывает результаты применения указанной процедуры в более замутненной воде. Данные были получены при полете в точке б (см. рис. 1), где глубина дна резко уменьшается с 50 до 10 м. Здесь черные квадратики – значения  $\varepsilon_0$  без коррекции, кружочки – после применения итерационной процедуры. Видно, что при  $\varepsilon_0 < 0,35 \text{ м}^{-1}$  временная коррекция не нужна. Около центра (см. рис. 2)  $\varepsilon_0 = 0,51 \pm 0,04$  без коррекции и  $\varepsilon = 0,66 \pm 0,07$  после коррекции. Хотя относительный разброс данных несколько возрос, поправка в значение  $\varepsilon$  отчетливо превышает погрешности измерений. Нужно заметить, что в более мутных водах погрешности вычисления  $\varepsilon$  по (2) быстро растут из-за того, что уменьшается количество оцифрованных точек в интервале  $i_1 - i_2$ . Неизбежные погрешности возникают и при экспериментальном измерении ИПФ  $H(t)$ . Все это накладывает ограничения на верхний предел мутности воды (т.е. максимальное значение  $\varepsilon$ ), которое может быть измерено лидаром. Например, формальное вычисление значений  $\varepsilon$  в сигналах, полученных при полете над берегом, дает

$\epsilon_0 = 0,8 \pm 0,2$  (усреднение по 100 импульсам). Таким образом, значение  $\epsilon_0 = 0,7$  может рассматриваться как максимальный коэффициент ослабления в воде, при котором эхосигналы из-под воды еще отличаются от сигналов, отраженных от суши, при условии усреднения сигналов за несколько секунд полета. Для одиночного импульса указанный предел еще ниже.

### 3. Измерения мутности воды

Рис. 1 показывает маршрут полета возле дельты Селенги с 10- и 50-метровыми изобатами. Значения коэффициента ослабления  $\epsilon$ , измеренного вдоль левой части полетной линии до пересечения береговой линии (точка 5 на рис. 1), показаны на рис. 3, а.

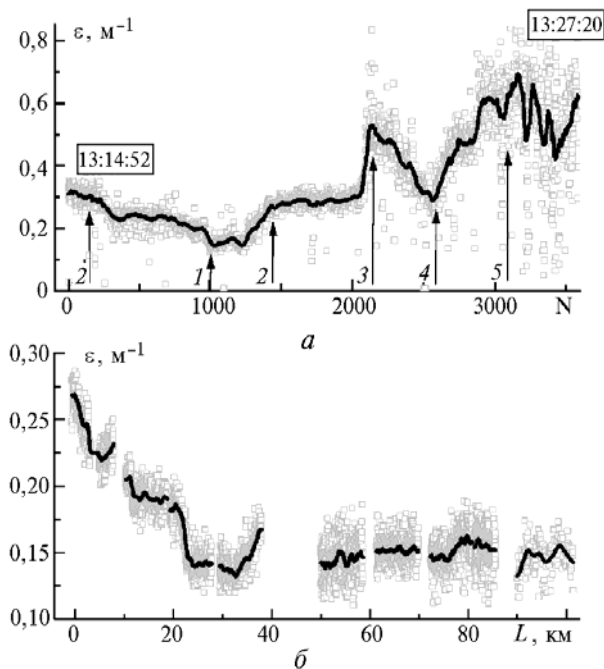


Рис. 3. Изменения показателя ослабления вдоль маршрута по рис. 1

Здесь стрелочками с цифрами 1, 2, ... обозначены соответствующие точки полетного маршрута, как на рис. 1. Номер лидарного импульса приведен по оси абсцисс. Глубина дна резко уменьшается при пролете между точками 2 и 3 и начинает снова увеличиваться после пролета точки 7. В начале серии частота повторения импульсов равнялась 5 Гц (первые 1400 импульсов), затем она была увеличена до 10 Гц. Каждая точка на рис. 3 соответствует одиночному лидарному импульсу, жирная линия – скользящее усреднение по 60 импульсам. Двухкоординатное распределение коэффициента ослабления в градациях серого цвета возле устья Селенги, построенное по этим данным, приведено на рис. 4.

Минимальное значение коэффициента ослабления  $\epsilon$  ( $0,14 \text{ м}^{-1}$ ) наблюдалось на участке 1 маршрута. Ближе к устью (вплоть до расстояния 10 км от него) коэффициент ослабления монотонно растет до значений  $0,35 \text{ м}^{-1}$ . Селенга выносит большое количество взвешенных частиц глины, которые осаждаются вблизи берега. В точке 3 полета даже визуально наблюдалась отчетливо выраженная граница между мутной речной водой и чистой озерной, сопровож-

дающаяся изменением цвета воды. Во время полета над этой точкой мы наблюдали резкое увеличение ослабления до  $0,5\text{--}0,6 \text{ м}^{-1}$ . Интересно, что в точке 4 коэффициент ослабления снова падает. Можно предположить, что левее точки 4 наблюдается поток мутной воды, выносимый одним из левых рукавов реки в озеро. После точки 5 лазерное излучение начинает попадать на болотистые участки дельты.

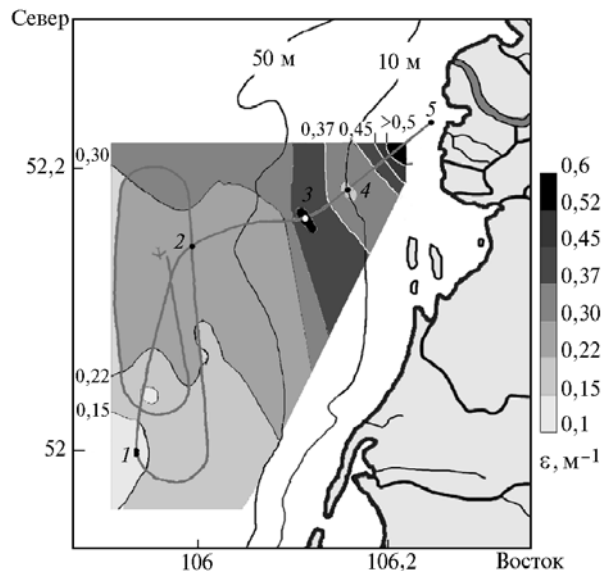


Рис. 4. Распределение показателя ослабления вблизи устья Селенги в градациях серого цвета. Для дна озера указаны изобаты 10 и 50 м

При удалении самолета от устья Селенги (рис. 3, б соответствует участку полета от точки 7 на рис. 1 на север) мутность воды постепенно уменьшается. Частота повторения импульсов здесь составляла 5 Гц. Точки относятся к индивидуальным измерениям, сплошная линия – усреднение по 60 импульсам, что соответствует дистанции 1 км. На расстоянии более 50 км от Селенги (над центральной частью Байкала) значения  $\epsilon$  падают до  $0,14\text{--}0,16 \text{ м}^{-1}$ . Еще более прозрачные воды ( $\epsilon = 0,12\text{--}0,13 \text{ м}^{-1}$ ) наблюдались в северной части Байкала. Около устьев небольших рек мутность увеличивалась до  $0,25 \text{ м}^{-1}$ .

### 4. Пространственная спектральная плотность флуктуаций показателя ослабления воды в районе устья р. Селенга

Измерения показателя ослабления лазерного излучения в воде, полученные методом лидарного зондирования с борта самолета, дают возможность исследовать пространственную структуру прозрачности воды в поверхностном слое озера Байкал. Средние по полетной линии значения показателя ослабления показывают заметную изменчивость (в несколько раз превышающую среднеквадратическое отклонение от среднего) прозрачности водной среды на масштабах от единиц до десятков километров. В пределах этих масштабов получены непрерывные по времени выборки значений показателя ослабления, флуктуации которого позволяют оценить пространственные характеристики динамики водных масс.

Эти оценки основаны на том, что гидрозоль, ответственный за прозрачность воды, является консервативной примесью и переносится под воздействием движений водных масс различных масштабов. Так как скорость самолета

( $V_c = 80$  м/с) на порядки превосходит средние скорости движений водных масс (~ десятки см/с), последние можно считать «замороженными» на момент их зондирования с борта самолета. Поэтому мы можем достаточно корректно перейти от временной записи реализаций к разложениям движений по пространственным масштабам.

Для оценки статистических параметров пространственной структуры будет правомерным рассматривать только флуктуации показателя ослабления безотносительно к их абсолютным значениям. Поэтому преобразуем исходные выборки значений показателя ослабления в новую последовательность, имеющую нулевое выборочное среднее значение и единичную дисперсию.

Исходные данные могут содержать тренды или низкочастотные компоненты, предполагаемый период которых значительно больше длины полетной линии. Соединение отдельных реализаций в непрерывную последовательность значений показателя ослабления одного района при наличии разрывных трендов будет приводить в последующем анализе к искажениям оценок спектральных характеристик. Поэтому необходимо удаление таких трендов из ограниченных по длине реализаций. Оно осуществлялось подбором многочлена невысокого порядка с помощью метода наименьших квадратов.

Подготовленная последовательность экспериментальных данных представляет собой случайный процесс флуктуации значений показателя ослабления около нулевого среднего с единичной дисперсией, из которого удалены низкочастотные составляющие, не укладывающиеся в реально измеряемый пространственный масштаб длины отдельной реализации. Скользящим медианным фильтром в последовательности сглажены высокочастотные компоненты, которые обусловлены экстремальными выбросами, возникающими вследствие аппаратных и методических погрешностей определения показателя ослабления в условиях низкого отношения сигнал-шум в экосигналах.

Исследование пространственной структуры движений водных масс озера Байкал по преобразованной таким обра-

зом совокупности исходных данных можно далее проводить стандартными методами спектрального анализа [8]. Описание процесса флуктуации значений показателя ослабления будем вести в терминах пространственных длин волн  $\lambda$ , а спектральную плотность  $Sp_\varepsilon(k)$  определять соответственно по пространственным волновым числам  $k = 2\pi/\lambda$ . Длины волн вычислялись исходя из того, что координаты самолета были известны из GPS-данных с погрешностью не хуже 80 м, а скорость самолета непрерывно контролировалась и записывалась в ЭВМ с привязкой к бортовому времени.

Вычисление спектральной плотности основано на финитном преобразовании Фурье реализаций исходного стационарного случайного набора значений  $\varepsilon$ , определенного на конечном интервале  $[\lambda_0 < \lambda < L]$ , где  $\lambda_0 = 2\Delta l$  – минимальный пространственный масштаб, задаваемый разрешением в реализации ( $\Delta l = 15$  м);  $L = N\Delta l$  – максимальный масштаб, ограниченный конечным числом  $n$  размерности выборки в реализации. Для подавления просачивания через боковые максимумы использовано временное окно Ханна. Для получения устойчивой спектральной оценки и сглаживания ее значений используется расчет по 50%-м перекрывающимся отрезкам. Исходная совокупная реализация общим числом  $N$  делится на перекрывающиеся число интервалов  $n_d$  с границами

$$q(i-1)L/(n_d-1) \leq \lambda \leq [q(i-1)+1]L/(n_d-1), \\ i = 1, 2, \dots (n_d q - 1), \quad q = 0,5.$$

Ошибка оценки спектральной плотности  $Sp_\varepsilon(k)$ , вычисленной таким методом, равняется  $\Delta\varepsilon = 1/\sqrt{n_d}$ . При разбивке исследуемых реализаций  $\varepsilon$  на  $n_d \cong N/100$  интервалов  $\Delta\varepsilon$  в среднем составляет 10–20%. На рис. 5 в двойном логарифмическом масштабе представлены рассчитанные этим методом спектральные плотности флуктуаций коэффициента ослабления. Они получены по результатам измерений возле устья реки Селенги (рис. 5, а) и на удалении к центру озера в северном направлении от устья (рис. 5, б).

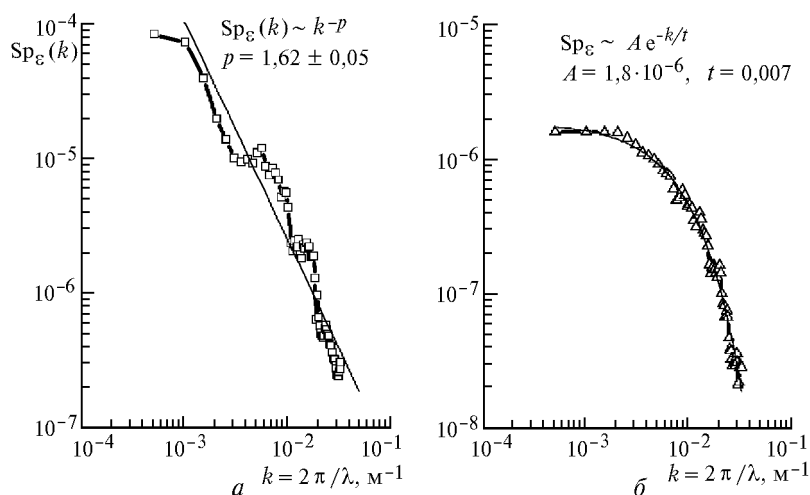


Рис. 5. Пространственные спектры флуктуаций показателя ослабления излучения вблизи устья Селенги (а) и к северу от устья (б)

Спектры представлены на интервале пространственных длин волн  $30 < \lambda < 5000$  м. В этом интервале заметно явное различие вида распределения спектральных плотностей процесса флуктуации  $\varepsilon$ , возникающих за счет возможных тече-

ний, стока речной воды, вертикальных нисходящих и восходящих токов воды, турбулентного перемешивания.

Средняя энергия процессов перемешивания воды возле устья, оцениваемая по дисперсии флуктуации прозрач-

ности, как видно из рис. 5, на два порядка превышает энергию процессов движений на удалении десятков километров от устья. Распределение спектральной плотности энергии флуктуаций по волновым числам (для рис. 5, а) аппроксимируется степенным законом с показателем степени  $-1,62 \pm 0,05$ , что совпадает с законом « $-5/3$ » теории Колмогорова–Обухова для инерционного интервала длин волн, в котором происходит стационарный линейный каскад передачи энергии процесса от больших масштабов к меньшим. В то же время на этом спектре имеются выделенные нами масштабы ( $\lambda_1 \sim 150$  м,  $\lambda_2 \sim 70$  м), энергия процесса на которых явно превосходит доверительный коридор значений на типичном степенном спаде. Подкачка энергии извне на этих масштабах может быть обусловлена трением водных масс о дно, глубина которого имеет тот же масштаб.

Распределение спектральной плотности энергии флуктуаций по волновым числам в исследуемом интервале масштабов (для рис. 5, б) аппроксимируется экспоненциальным законом с аппроксимирующим параметром, равным по величине средней дисперсии процесса, т.е.  $t = 0,007$  (аппроксимирующая формула приведена на рис. 5, б). Этот вид спектра не характерен для турбулентных процессов в океанических водах, но был уже ранее обнаружен нами при анализе данных о прозрачности воды озера Байкал, когда зондирование проводилось на удалении от берега до 10 км вдоль северной части озера [9]. Данный вид спектра (см. рис. 5, б) характерен по теории турбулентности для вырождающихся процессов. Средняя энергия турбулентности, полученная в районе устья реки, на масштабах в сотни метров переносится движением во-

ды. В то же время она начинает вырождаться за счет диссипативных процессов взаимодействия с окружающей водной толщей. Причем энергия диссипации спадает гораздо быстрее, чем инерционный каскадный процесс на таких же волновых числах.

## 5. Батиметрия

Минимальная глубина дна, которая может быть определена лидарной системой, зависит по крайней мере от двух причин: а) от длительности лазерного импульса  $\Delta l$  и временного разрешения приемной системы (у нас  $\Delta l = 3$  м), поскольку если глубина дна  $r < \Delta l$ , то импульс, отраженный от поверхности воды, сольется с импульсом, отраженным от дна, и б) от соотношения мощности эхосигнала и динамического диапазона приемной системы. В наших измерениях при наблюдении в поляризованном канале все сигналы, отраженные от дна с глубин  $r < 10$  м, сливались с эхосигналом от верхнего слоя воды. Однако кроссполяризованная компонента эхосигнала от верхних слоев воды (там, где преобладает однократное рассеяние) незначительна, тогда как отражение от дна практически полностью деполаризовано. Это резко увеличивает контраст отражения от дна на фоне сигнала, рассеянного гидрозолею. Эта ситуация иллюстрируется рис. 6, где показан лидарный сигнал (его кроссполяризованная компонента), полученный при полете над мелководьем. Использована серая шкала почернений для представления интенсивности эхосигнала (черный цвет – максимальный эхосигнал). Минимально определяемая глубина может быть оценена в 4 м.

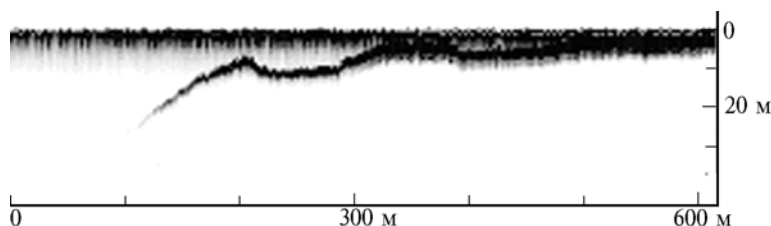


Рис. 6. Батиметрия в районе плавного изменения глубины дна озера

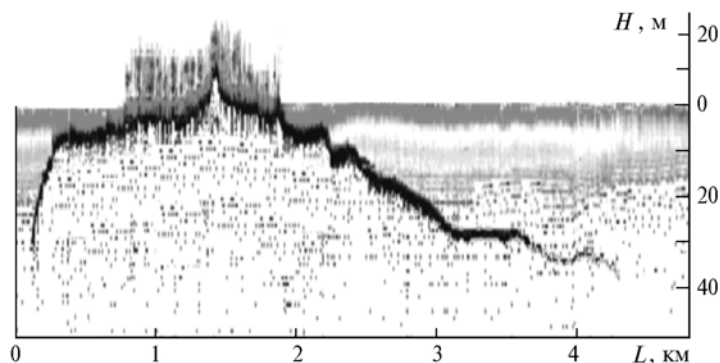


Рис. 7. Профиль дна, высот суши и древостоя при одном из пролетов над Большим Ушканьим островом

Максимально достижимая глубина (при максимальной чувствительности приемной системы и энергии лазера) определяется прежде всего прозрачностью воды. Один из наиболее интересных результатов, полученных при пролете через Б. Ушканый о-в, показан на рис. 7. Максимально наблюдаемая глубина дна здесь достигает 40 м (правая часть рисунка). Коэффициент ослабления излучения в воде в этом районе составляет  $\epsilon = 0,127 \text{ м}^{-1}$ ,

что соответствует глубине видимости диска Секки  $Z_d = (3,5 \div 7) / \epsilon = (41 \pm 14) \text{ м}$  (это максимальные значения прозрачности, наблюдавшиеся на Байкале [10]). В северной части этой группы островов измеренная глубина достигала 19 м при  $\epsilon = 0,184 \text{ м}^{-1}$ , что соответствует  $Z_d = 28 \text{ м}$ . При полете над сушей хорошо виден профиль деревьев, покрывающих остров, но это отдельная тема для обсуждения.

В соответствии с имеющейся географической картой глубина дна около устья Селенги (на участках 3, 4 полета, см. рис. 1) составляет 20 м и постепенно уменьшается. Однако в этом районе нам не удалось зафиксировать сигналов от дна. (К сожалению, у нас нет более детальной батиметрической карты озера, глубина здесь, вероятно, больше). Другой причиной неудачи может быть вертикальная стратификация мутности воды. (Измеренные значения  $\epsilon$  относятся только к верхнему слою воды). Возможное увеличение в придонной области мутности воды из-за постоянной седиментации выносимых рекой частиц взвеси приведет к сильному дополнительному затуханию сигнала.

### Заключение

Полученные результаты показывают, что гидрооптическое лазерное зондирование может быть использовано для решения не только практических, но и чисто научных проблем. Измеренный спектр мощности флуктуаций коэффициента ослабления для воды оз. Байкал может быть сопоставлен по некоторым параметрам с аналогичными измерениями в морских акваториях. Особенности подобных спектров могут использоваться для распознавания различных типов вод.

Наши измерения продемонстрировали, что лидары пригодны для рутинных батиметрических измерений на озерных и морских мелководьях. Отработаны методы увеличения точности обработки лидарных сигналов с учетом особенностей импульсного отклика приемной системы.

Авторы выражают благодарность экипажу самолета АН-30 Новосибирской авиакомпании за отличное пилотирование самолета в сложных условиях озера Байкал. Мы

выражаем благодарность М.М. Крековой за плодотворное обсуждение результатов работы.

Работа проводилась в соответствии с контрактом DERA ELM/1011 и при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант 97-05-96467).

1. Панченко М.В., Белан Б.Д., Шаманаев В.С. Роль самолета-лаборатории ИОА СО РАН в изучении окружающей среды оз. Байкал // Оптика атмосферы и океана. 1997. Т. 10. № 4–5. С. 463–472.
2. Коханенко Г.П., Пеннер И.Э., Шаманаев В.С. Авиалидарные исследования аэрозоля над Байкальским ЦБК // Оптика атмосферы и океана. 1996. Т. 9. № 6. С. 766–772.
3. Зуев В.Е., Белан Б.Д., Кабанов Д.М. и др. Самолет-лаборатория АН-30 «Оптик-Э» для экологических исследований // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 5. № 10. С. 1012–1021.
4. Абрамочкин А.И., Занин В.В., Пеннер И.Э., Тихомиров А.А., Шаманаев В.С. Самолетные поляризационные лидары для исследования атмосферы и гидросферы // Оптика атмосферы. 1988. Т. 1. № 2. С. 92–96.
5. Василенко Г.И. Теория восстановления сигналов. М.: Сов. радио, 1979. 272 с.
6. Тихонов А.Н., Гончарский А.В., Степанов В.В., Ягова А.Г. Регуляризирующие алгоритмы и априорная информация. М.: Наука, 1983. 198 с.
7. Форсайт Дж., Малькольм М., Моулер К. Машинные методы математических вычислений. М.: Мир, 1980. 280 с.
8. Бендат Дж., Пирсол А. Прикладной анализ случайных данных. М.: Мир. 1989. 540 с.
9. Penner I.E. and Shamanaev V.S. Airborne lidar sensing of Lake Baikal water area // Abstracts of Reports at the 17th Int. Laser Radar Conf. Sendai (1994). P. 73–75.
10. Шерстянкин П.П. Развитие гидрооптических исследований на Байкале // Оптические методы изучения океанов и внутренних водоемов/ Под ред. Г.И.Галазия. М.: Наука, 1979. С. 16–27.

*G.P. Kokhanenko, I.E. Penner, V.S. Shamanaev, J. Ladbruk, A. Scott. Laser Sounding of Lake Baikal Aquatory.*

We present the results of sounding of the water turbidity and depth of Lake Baikal by means of our lidar Makrel-2 widely used since 80-ies for water monitoring and searching shoals in Norway, Barents, and North Seas. The given results were obtained from the board of aircraft-laboratory AN-30 «Optik-E» in November, 1996. They demonstrate the main characteristics of the lidar signals and the possibilities of the data processing. The measured radiation attenuation coefficients in pure water of the Northern part of Lake Baikal were  $0.12 \pm 0.01 \text{ m}^{-1}$ . In the river Selenga mouth region they changed from 0.14 to  $0.6 \text{ m}^{-1}$ . The minimum and maximum depth was also sounded with our lidar. Near Bolshoy Ushkani island it was up to 40 m.