

Г.П. Коханенко¹, В.Г. Иванов², П.П. Шерстянкин²

Взаимосвязь обратного рассеяния и ослабления света в верхних слоях воды озера Байкал

¹ *Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск*

² *Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск*

Поступила в редакцию 18.01.2007 г.

Приведены соотношения между показателями ослабления и обратного рассеяния света в верхнем 300-метровом слое воды оз. Байкал. Данные получены при измерениях глубинных профилей гидрооптических характеристик в различных участках акватории озера в марте и августе 2003 г. Полученные соотношения сопоставлены с известными результатами для вод океанов и морей. Обнаружена неоднозначность зависимостей для районов с максимально высоким (более $1,2 \text{ м}^{-1}$) значением показателя ослабления.

Введение

Оптические параметры естественных вод морей и внутренних водоемов разнообразны и подвержены сезонной изменчивости. На взаимосвязь различных гидрооптических характеристик существенным образом может влиять близость крупных рек, выносящих в акваторию водоема большие массы минеральных частиц. Однако в районах, находящихся вдали от речных стоков, основным компонентом, определяющим оптические параметры, является гидрозоль биологического происхождения — зоо- и фитопланктон, основой для развития которого является общий источник энергии — солнечное излучение. В результате соотношения между оптическими параметрами среды в различных акваториях могут иметь общие закономерности. К таким районам относится и большая часть акватории оз. Байкал.

Закономерности распределения и изменчивости гидрооптических характеристик в морях и океанах обобщены, например, в [1–4]. К настоящему времени известны модели, описывающие взаимосвязи между отдельными оптическими параметрами, основанные как на анализе экспериментальных данных, так и на теоретических расчетах свойств гидрозольных частиц [5–9]. Указанные модели незаменимы при обработке данных дистанционного космического зондирования поверхности морей. Развитие методов дистанционного зондирования требует уточнения известных моделей для прибрежных районов и внутренних водоемов.

Важной частью подобных моделей являются соотношения между показателями ослабления и обратного рассеяния, необходимые при интерпретации наблюдений спектрального состава отраженного поверхностью излучения, а также при лазерном зондировании верхнего слоя воды. В настоящей статье приведены данные о связи ослабления и обратного рассеяния в верхнем 300-метровом слое воды оз. Байкал.

1. Измерения гидрооптических характеристик

Измерения проводились в 2003 г. в два периода — в конце марта с ледового покрова в районе расположения нейтринного телескопа NT200 (мыс Ивановский в южной части Байкала, 3,5 км от берега) и в августе с борта НИС «Г.Ю. Верещагин». Оба периода характеризуются максимальным развитием фитопланктона и повышенной мутностью воды в поверхностном слое. Всего получены три вертикальных профиля в марте и 31 профиль в период с 9 по 16 августа. Расположение станций наблюдения показано на рис. 1.

Условные значки, которыми отмечено положение станций, определяются типом вертикальных профилей показателя ослабления, которые будут описаны ниже.

Основными оптическими параметрами рассеивающей среды являются показатель поглощения a и показатель направленного рассеяния $\beta(\gamma)$, определяющий интегральный показатель рассеяния

$$b = 2\pi \int_0^\pi \beta(\gamma) \sin \gamma d\gamma$$

(γ — угол рассеяния). Кроме того, используются показатель обратного рассеяния

$$b_B = 2\pi \int_{\pi/2}^\pi \beta(\gamma) \sin \gamma d\gamma$$

и соответственно вероятность обратного рассеяния $B = b_B/b$, а также показатель ослабления $c = a + b$. Для определения показателя обратного рассеяния в практике гидрооптических измерений обычно используется простой метод измерения $\beta(\gamma)$ при фиксированном угле рассеяния $\gamma = 140^\circ$.



Рис. 1. Расположение станций наблюдения на оз. Байкал в 2003 г.

Теоретический анализ изменчивости индикатрис рассеяния для различных типов вод [10] показал, что в этом случае $b_B = \chi \beta_{140}$, где χ – коэффициент, определяющий соотношение между измеренным показателем рассеяния β_{140} в направлении $\gamma = 140^\circ$ и показателем обратного рассеяния b_B . В [10] приводится рассчитанное значение $\chi = 6,78$, при этом среднеквадратическая ошибка составляет 9%. В [11] по данным обработки более 800 экспериментальных индикатрис приводится несколько большее значение $\chi = 7,23$, которое и будет в дальнейшем использоваться в данной статье.

Для измерений *in situ* применялся погружаемый прибор *c*-beta производства NOVILabs, Inc. [12]. В приборе используется излучение с длиной волны 532 нм. Измеряются показатель ослабления c на трассе 0,3 м и показатель рассеяния под углом 140° β_{140} . Во время измерений прибор погружался до максимальной глубины $h = 300$ м с постоянной скоростью около 0,5 м/с. Отсчеты брались 1 раз в секунду. Показания измерителя ослабления сверялись с измерениями, одновременно выполнявшимися погружаемым фотометром-прозрачномером [13] с базой 1 м. Отклонения измеренных значений не превышали $0,02 \text{ м}^{-1}$ на глубинах ниже 200 м. Случайные погрешности измерений показателя ослабления можно оценить по рис. 2,а, где в правом нижнем углу показаны данные, полученные в момент зависания прибора на глубине 241 м в течение 100 с.

Данные показывают разброс измеренных значений, вызванный как случайными ошибками из-

мерений (в том числе и датчика глубины), так и флуктуациями среды за время измерений. Разброс измеренных значений β_{140} показан точками в верхней части двух кривых на рис. 2,б. Среднеквадратические отклонения составляют $\sigma_c = 0,01 \text{ м}^{-1}$ и $\sigma_\beta = 0,0014 \text{ м}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$.

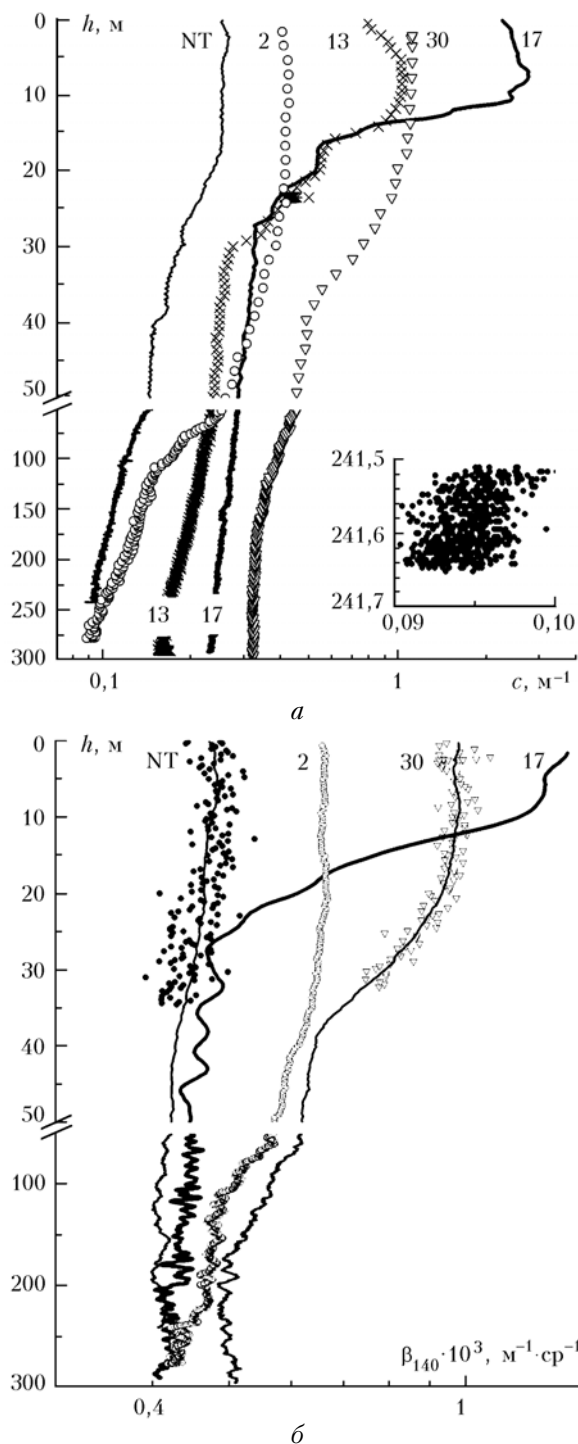


Рис. 2. Типичные вертикальные профили показателей ослабления и обратного рассеяния в верхнем слое воды

В оз. Байкал в указанные сезоны наблюдается устойчивая стратификация, характеризующаяся

отсутствием вертикального перемешивания поверхностных и глубинных вод. В верхних слоях после прохождения гомотермии (июнь и ноябрь) возникает сезонный слой скачка плотности на глубинах 10–30 м, постепенно заглубляющийся по мере весеннего и летнего прогрева [14]. Скачок плотности препятствует свободному оседанию частиц гидрозоля органического происхождения, в результате ниже этого уровня прозрачность воды быстро возрастает. Примеры вертикальных профилей показателя ослабления c и рассеяния назад β_{140} приведены на рис. 2. Цифрами у кривых обозначен номер станции наблюдения, буквами NT обозначен профиль, полученный 30.03.03 с ледового покрова.

Можно выделить два основных типа вертикальных профилей показателя ослабления в поверхностном слое. В первом случае наблюдаются приблизительно постоянное значение ослабления в поверхностном слое и затем уменьшение ослабления под слоем скачка. К этому типу относятся профили, наблюдаемые в зимнее время, и летом — на станциях, расположенных преимущественно в южной части Байкала (тип 1 на рис. 1). На рис. 2 для этого типа профилей представлены станции 2 и 30 с минимальным ($0,43 \text{ м}^{-1}$) и максимальным ($1,2 \text{ м}^{-1}$) из наблюдавшихся для этого типа профилей значениями показателя ослабления. Второй тип распределения характеризуется наличием выраженного максимума в профиле показателя ослабления на глубинах $h_{\text{max}} \approx 8 \div 10 \text{ м}$ (тип 2 на рис. 1). Значения ослабления для этого типа заключались в пределах от 1 м^{-1} (ст. 13) до $2,7 \text{ м}^{-1}$ (ст. 17). Несомненно, этот максимум вызван повышенной концентрацией планктона на этих глубинах и наблюдается как в дневное, так и в ночное время. В некоторых случаях возможны максимумы непосредственно над слоем скачка, вызванные оседанием органических частиц — такие случаи наблюдались на ст. 22 и 24, и иногда в весеннее время в подледном слое [13, 15]. К отдельному типу относятся области выноса минеральных частиц вблизи устья Селенги (тип 3 на рис. 1), для которых наблюдаются мощные мутные слои вблизи дна. Этот тип профилей в данной статье не рассматривается.

На рис. 2,б показаны профили показателя рассеяния назад β_{140} . В целом вертикальный ход β_{140} соответствует ходу показателя ослабления c , но заметна гораздо меньшая изменчивость β_{140} (по сравнению с ослаблением) на глубинах ниже 50 м. Для многих станций характерно постоянство (в пределах ошибок измерений) величины β_{140} на глубинах больше 100 м, хотя ослабление и в этих случаях продолжает падать с глубиной.

2. Соотношения между гидрооптическими параметрами

В соответствии с широко используемой моделью формирования оптических параметров воды [1, 5] показатель направленного рассеяния определяется тремя основными фракциями — собственно

чистой водой β^W , мелкой, преимущественно минеральной, фракцией гидрозоля β^S и фракцией крупных органических частиц β^L . В результате величины b_B и β_{140} выражаются в виде

$$\begin{aligned} b_B &= 0,5b^W + B^S b^S + B^L b^L; \\ \beta_{140} &= \beta_{140}^W + g_{140}^S b^S + g_{140}^L b^L, \end{aligned} \quad (1)$$

где b^S, b^L — значения показателей рассеяния отдельных фракций. Для длины волны излучения 532 нм значения $b^W = 0,0017 \text{ м}^{-1}$, $\beta_{140}^W = 1,6 \cdot 10^{-4} \text{ м}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$, а значения вероятностей обратного рассеяния $B^{S,L}$ и индикатрис рассеяния $g_{140}^{S,L}$ согласно [5] составляют:

$$B^S = 0,039, \quad B^L = 6,4 \cdot 10^{-4}, \quad g_{140}^S = 5,5 \cdot 10^{-3}, \quad g_{140}^L = 6,05 \cdot 10^{-5}.$$

Поскольку вероятность B^S почти на два порядка больше B^L , значение обратного рассеяния в водах различного типа определяется прежде всего концентрацией мелкой минеральной фракции [1, 16].

Халтрин и др. [11], основываясь на анализе 869 измеренных в различных районах индикатрисах рассеяния (включая измеренные В.И. Маньковским на оз. Байкал [17]), выделили два основных типа зависимостей между полным и обратным рассеянием. Первый тип (далее обозначаемый W1) составляют типичные воды океана, для которых

$$\begin{aligned} b_B &= 0,5b^W + 0,00618(b - b^W) + 0,0032(b - b^W)^2, \\ 0,008 &< b < 9,3 \text{ м}^{-1}. \end{aligned} \quad (2)$$

Ко второму типу (W2) относятся биологически стабильные воды, в которых содержание минеральных частиц меньше и преобладает роль фитопланктона:

$$\begin{aligned} b_B &= 0,5b^W + 0,00579 + 0,00462(b - b^W), \\ 0,09 &< b < 2,6 \text{ м}^{-1}. \end{aligned} \quad (3)$$

Для этой зависимости характерно присутствие в обратном рассеянии постоянной компоненты, не зависящей от изменения показателя рассеяния, превосходящей в несколько раз обратное рассеяние чистой воды.

В данной статье приводятся результаты измерения двух параметров (показатели ослабления c и обратного рассеяния β_{140}), непосредственно не входящих в соотношения (2), (3). Прежде всего, необходима оценка показателя рассеяния b . Мы будем использовать зависимость, предложенную Левиным и др. [18], основанную на анализе экспериментальных наблюдений в водах океанов:

$$b = 0,944c - 0,048. \quad (4)$$

Зависимость (4) учитывает как минимально возможное значение ослабления, определяемое истинным поглощением в чистой воде (показатель поглощения $a = 0,056 \text{ м}^{-1}$ для $\lambda = 550 \text{ нм}$ [19]), так и максимальное значение альбеда $\Lambda = b/c = 0,94$, наблюдавшееся в экстремально мутных прибрежных водах с ослаблением $c = 20 \text{ м}^{-1}$ [20]. В водах Байкала минимальное поглощение на глубинах

200–400 м наблюдается на длине волны 490–510 нм [21], а для $\lambda = 532$ нм находится в пределах $0,038–0,055 \text{ м}^{-1}$ [22]. Данные независимых измерений показателей поглощения и рассеяния в водах Байкала [23] говорят о справедливости соотношения (4) для верхних слоев байкальской воды.

Зная рассчитанный по (4) показатель рассеяния и измеренную величину β_{140} , можно рассчитать отношение обратного рассеяния, которое мы определим как $A_{140} = b/\beta_{140}$. Аналогичная величина обычно используется в лазерном зондировании (лидарное отношение $A_{\pi} = b/\beta_{\pi}$). На рис. 3, 4 в координатах (c, A_{140}) представлены как результаты наблюдений, так и модельные зависимости (1)–(3).

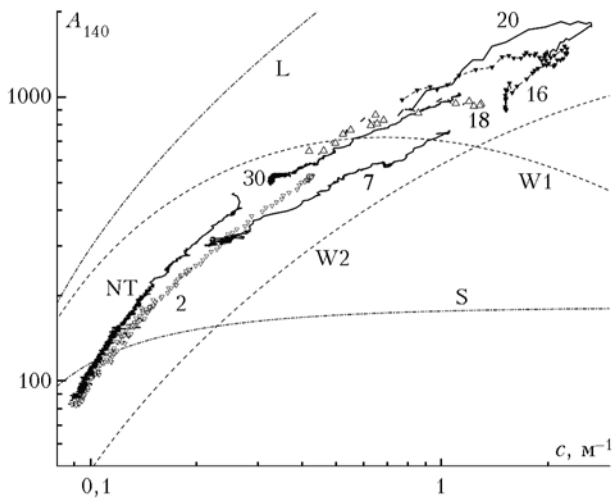


Рис. 3. Зависимости отношения обратного рассеяния A_{140} для различных станций наблюдения

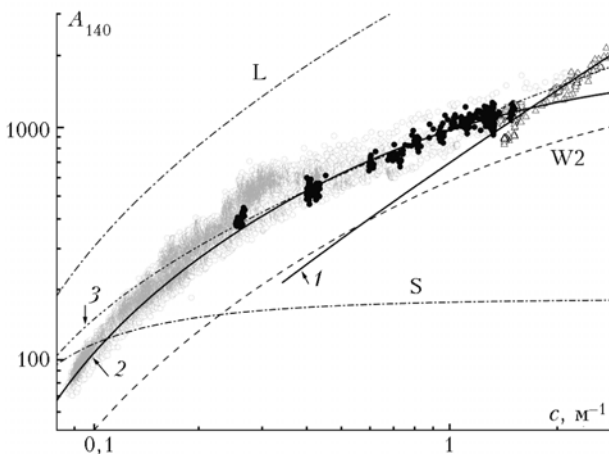


Рис. 4. Значения отношения обратного рассеяния A_{140} в верхнем 8-метровом слое воды в сопоставлении с полным массивом данных

В последних легко перейти к величине A_{140} , используя упоминавшееся соотношение $b_B = \chi\beta_{140}$ при значении $\chi = 7,23$. В данном случае представление графиков в координатах (c, A_{140}) более наглядно, чем в координатах (b, b_B) , демонстрирует отличия зависимостей для различных типов вод.

Кривые W1 и W2 на рис. 3 соответствуют моделям (2), (3). Для вод типа W2 зависимость $A_{140}(c)$ монотонна, тогда как для вод типа W1 наблюдается максимум величины A_{140} при умеренно высоком ($c \approx 0,8 \text{ м}^{-1}$) значении показателя ослабления. При дальнейшем росте мутности воды значения A_{140} падают, что может быть следствием роста содержания мелкой фракции в анализировавшихся в [11] типах вод. Кривые L и S соответствуют зависимостям по модели Копелевича (1) для случая, когда весь гидрозоль представлен только крупной или мелкой фракцией соответственно.

Номера у экспериментально полученных зависимостей на рис. 3 соответствуют номеру станций наблюдения. Для станций с профилями типа 1 (на рис. 3 показаны ст. NT, 2 и 30) зависимости $A_{140}(c)$ имеют монотонный характер. Наклон кривых несколько различается для разных станций, но в целом близок к наклону для типа W2. Часть зависимостей для станций типа 2 (с максимумом ослабления на глубинах $h_{\max} \approx 8\div 10$ м) также характеризуются похожей монотонной зависимостью. На рис. 3 показана зависимость для ст. 7, а на рис. 1 эти станции выделены в отдельный тип 2а. Значения ослабления для таких станций не превышают $1,6 \text{ м}^{-1}$ (ст. 11). Остальные же станции с более мутной водой (от $c = 1,47 \text{ м}^{-1}$ для ст. 12 до $c = 2,7 \text{ м}^{-1}$ для ст. 17) имеют характерную неоднозначность зависимости в приповерхностном слое. Эти станции выделены в тип 2б, на рис. 3 представлены ст. 16 и 20.

Максимальное значение A_{140} наблюдается на глубине h_{\max} , но ход зависимости выше и ниже максимума различен. Непосредственно ниже h_{\max} (в пределах 2–3 м) A_{140} постоянно, а затем ход аналогичен зависимости для станций типа 1 и 2а. Но при приближении к поверхности от уровня h_{\max} наклон зависимости $A_{140}(c)$ более крутой, и величины A_{140} здесь существенно меньше, чем для тех же значений ослабления ниже h_{\max} . Промежуточная между типами 1 и 2б зависимость наблюдалась на ст. 18. Для нее максимума в распределении $c(h)$ нет, но вблизи поверхности значения A_{140} постоянны. Возможно, это промежуточное состояние вертикального распределения взвеси, предшествующее формированию подповерхностного максимума мутности.

Во многих случаях (например, при интерпретации лидарных данных, когда глубина зондирования не превышает 10 м в мутных водах) представляют интерес соотношения оптических параметров именно в поверхностных слоях воды. На рис. 4 представлены зависимости $A_{140}(c)$ в верхнем 8-метровом слое воды для глубинных профилей типов 1 и 2а (черные кружки) и типа 2б (треугольники). Серыми кружками представлен полный массив данных для всех станций. Как уже указывалось, для воды типа 2б верхний слой описывается более крутой, чем для модели W2, зависимостью. Она может быть охарактеризована в координатах (b, b_B) соотношением

$$b_B = 0,5b^W + 0,008 + 0,00006(b - b^W) \quad (5)$$

(кривая 1 на рис. 4), которая имеет близкую к W2 величину постоянной части обратного рассеяния, но значительно меньшее значение вероятности обратного рассеяния для переменной фракции гидрозоля, совпадающую с таковой для модели L больших органических частиц (1). Это говорит о том, что увеличение ослабления при погружении от поверхности до h_{\max} происходит за счет увеличения содержания крупных органических частиц, которые и концентрируются в районе максимума мутности. Ход зависимости $A_{140}(c)$ для станций типа 1 и 2a практически совпадает с зависимостью для полного массива данных и может быть выражен соотношением (кривая 2 на рис. 4)

$$b_B = 0,5b^W + 0,002 + 0,004(b - b^W). \quad (6)$$

В этом случае отличия от W2 существенны в значении постоянной части обратного рассеяния. Как и зависимость (3) для вод типа W2, в полученных нами зависимостях (5), (6) при уменьшении ослабления с глубиной величина обратного рассеяния b_B не стремится к значению $0,5b^W$ для чистой воды. Это говорит о том, что в самых глубоких слоях воды имеется слабо изменяющаяся с глубиной (или даже постоянная) мелкодисперсная фракция гидрозоля с большим, чем у чистой воды, значением показателя обратного рассеяния.

В то же время из рис. 4 видно, что зависимость $A_{140}(c)$ для самых поверхностных значений (глубина $h < 0,5$ м) для всех станций наблюдения может быть интерпретирована и кривой 3, проходящей через точку ($c \approx 0,04$, $A_{140} = 10,6$) для чистой воды. Она соответствует модели Копелевича (1) в случае, если соотношение мелкой и крупной фракций изменяется при уменьшении показателя рассеяния и выражается приближительной зависимостью $s = 0,15/(\sqrt{b} + 0,01)$, где s — относительная доля мелкой фракции. И соответственно

$$\beta_{140} = \beta_{140}^W + [0,0055s + 0,0000605(1 - s)](b - b^W). \quad (7)$$

Все полученные зависимости (5)–(7) подтверждают достаточно очевидный факт увеличения доли мелкой фракции в более прозрачных водах.

Выводы

Получены соотношения между показателями ослабления и обратного рассеяния, характерные для верхнего 300-метрового слоя байкальской воды. Однако неоднозначность зависимостей в приповерхностном слое затрудняет принятие определенной модели. Для задач, связанных с наблюдением пространственного распределения взвеси вблизи поверхности, более естественно использование соотношения (7). Для задач лазерного зондирования важно знание изменения лидарного отношения с глубиной, и в этом случае следует делать выбор между соотношениями (5), (6), учитывая оценки

абсолютного значения показателя ослабления в районе зондирования.

Модель Копелевича (1) предполагает, что угловое распределение рассеянного излучения может быть объяснено присутствием только двух фракций гидрозоля — крупных органических частиц и мелких минеральных. В действительности состав гидрозоля более сложен. Например, несомненно, что значительную роль в оптических свойствах байкальской воды играет мелкий, размерами порядка микрометра, пикопланктон [24]. В рассеянии назад определяющую роль играет показатель преломления материала частиц [1], который *a priori* не известен. Поэтому интерпретация приведенных в статье зависимостей может быть только качественной. Так, постоянство (в пределах ошибок измерений) показателя β_{140} на глубинах ниже 100 м говорит о преобладании в обратном рассеянии в глубине роли мелкой фракции, концентрация которой слабо изменчива. Соотношение (7) также говорит о возрастании доли мелкой фракции в более прозрачных водах. Высокое значение отношения A_{140} в районе максимума мутности говорит о концентрации в этом слое крупных органических частиц. Крутой наклон зависимости $A_{140}(c)$ в приповерхностном слое выше максимума свидетельствует о том, что изменчивость обратного рассеяния здесь определяется изменчивостью крупной фракции, хотя абсолютное значение вероятности обратного рассеяния здесь больше, чем в слое ниже максимума. Изменения величины A_{140} в локальных слоях с повышенной мутностью могут быть использованы для качественной диагностики типа частиц, формирующих этот слой.

1. Шифрин К.С. Введение в оптику океана. Л.: Гидрометеониздат, 1983. 278 с.
2. Копелевич О.В. Экспериментальные данные об оптических свойствах морской воды // Оптика океана. Т. 1. Физическая оптика океана / Ред. А. С. Монин. М.: Наука, 1983. С. 166–208.
3. Ерлов Н. Оптическая океанография. М.: Мир, 1970. 224 с.
4. Иванов А.П. Основы гидрооптики. Минск: Наука и техника, 1975. 504 с.
5. Копелевич О.В. Малопараметрическая модель оптических свойств морской воды // Оптика океана. Т. 1. Физическая оптика океана / Ред. А.С. Монин. М.: Наука, 1983. С. 208–235.
6. Haltrin V.I. Chlorophyll based model of sea water optical properties // Appl. Opt. 1999. V. 38. P. 6826–6832.
7. Voss K.J. A spectral model of the beam attenuation coefficient in the ocean and coastal areas // Limnol. Oceanogr. 1992. V. 37. N 3. P. 501–509.
8. Gordon H.R., Brown O.B., Evans R.H., Brown J.W., Smith R.C., Baker K.S., Clark D.K. A semianalytic radiance model of ocean color // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. P. 10909–10924.
9. Barnard A.H., Pegau W.S., Zaneveld J.R.V. Global relationships of the inherent optical properties of the ocean // J. Geophys. Res. C. 1998. V. 3. N 11. P. 24955–24968.
10. Maffione R.A., Dana D.R. Instruments and methods for measuring the backward scattering coefficient of ocean waters // Appl. Opt. 1997. V. 36. P. 6057–6067.

11. *Haltrin V.I., Lee M.E., Mankovsky V.I., Shybanov E.B., Weidemann A.D.* Integral properties of angular light scattering coefficient measured in various natural waters // Current Problems in Optics of Natural Waters / I. Levin and G. Gilbert, eds.: Proc. of D. S. Rozhdestvensky Optical Society. St. Petersburg, 2003. P. 252–257.
12. *c-beta* Optical Attenuation and Backscattering Instrument. User's Manual. HOBILabs Inc., Moss Landing, USA, 2001. at: www.hobilabs.com.
13. *Шерстянкин П.П., Коханенко Г.П., Пеннер И.Э., Ростов А.П., Куимова Л.Н., Иванов В.Г., Блинов В.В.* О формировании конвергентной зоны фронта подо льдом на озере Байкал // Докл. РАН. 2002. Т. 383. № 1. С. 106–110.
14. *Байкал: Атлас* / Ред. Г.И. Галазий. М.: Роскартография, 2003. 65 с.
15. *Sherstyankin P.P.* Light regime and optical properties of water // Physical Limnology of Lake Baikal: A Review / M.N. Shimaraev and S. Okuda, eds. Baikal International Center for Ecological Research. Irkutsk; Okayama, 1994. P. 24–30.
16. *Stramsky D., Mobley C.D.* Effects of microbial particles on oceanic optics: A database of single-particle optical properties // Limnol. Oceanogr. 1997. V. 4. P. 538–549.
17. *Mankovsky V.I., Haltrin V.I.* Phase functions of light scattering measured in waters of world ocean and Lake Baikal // Proc. of IEEE Int. Geosci. and Remote Sens. Symp., and 24th Canadian Symp. on Remote Sens. IEEE, Toronto, Canada, 2002.
18. *Levin I.M., Kopelevich O.V.* Relationships between the seawater optical properties at 550 nm // Current Problems in Optics of Natural Waters / I. Levin and G. Gilbert, eds.: Proc. of D. S. Rozhdestvensky Optical Society. St. Petersburg, 2003. P. 289–292.
19. *Pope R.M., Fry E.S.* Absorption spectrum (380–700 nm) of pure water // Appl. Opt. 1997. V. 36. N 33. P. 8710–8722.
20. *Sydor M., Arnone R.A.* Effect of suspended particulate and dissolved organic matter on remote sensing of coastal and riverine Waters // Appl. Opt. 1997. V. 36. N 27. P. 6905–6912.
21. *Шерстянкин П.П.* Экспериментальные исследования подледного светового поля озера Байкал. М.: Наука, 1975. 90 с.
22. *Kokhanenko G.P., Tarashchansky B.A., Budnev N.M., Mirgazov R.R.* Investigations of Baikal Lake water absorption with ASP-15 device: measurement method and experimental data // Proc. SPIE. 2005 / G. Zherebtsov and G. Matvienko, eds. V. 6160. P. 2301–2312.
23. *Буднев Н.М., Коханенко Г.П., Крекова М.М., Пеннер И.Э., Шаманаев В.С., Миргазов Р.Р., Таращанский Б.А.* Измерения асимметрии рассеяния гидрозоля по световому полю точечного источника // Оптика атмосф. и океана. 2005. Т. 18. № 1–2. С. 109–114.
24. *Бельх О.И., Потемкина Т.Г., Гранин Н.Г., Блинов В.В., Томберг И.В., Кузьмина А.Е., Глызина О.Ю., Тереза Е.П., Мельник Н.Г., Лазарев М.И., Гнатовский Р.Ю., Башарина Т.Н.* Проведение комплексных физико-химических и биологических исследований на мониторинговой станции в Южном Байкале // Тез. докл. 4-й Верещагинской байкальской конф. Иркутск: Ин-т географии СО РАН, 2005. С. 21–22.

G.P. Kokhanenko, V.G. Ivanov, P.P. Sherstyankin. **Interrelation of the light backscattering and attenuation in top water layers of Lake Baikal.**

Relations between indices of light attenuation and backscattering in the undersurface 300 m water layer of Lake Baikal are presented. The data were obtained when measuring depth profiles of hydro-optical characteristics in different areas of the lake in March and August, 2003. The obtained relations were compared with the available data for ocean and sea waters. Some ambiguity of the relations for areas with maximal (more than 1.2 m^{-1}) index of attenuation is found.