

Динамика вод и диффузия примесей в Онежском озере при разной устойчивости плотностной стратификации

Б. И. Самолюбов,^а И. Н. Иванова^б

Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, физический факультет.
Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, д. 1, стр. 2.

Поступила в редакцию 05.04.2018, после доработки 13.06.2018, принята к публикации 15.06.2018.

Приведены результаты измерений распределений скорости, температуры, взвеси и хлорофилла-а при наличии дрейфового и плотностного потоков, струй и внутренних волн в Онежском озере. Дана интерпретация механизмов формирования течений. Получены и проверены теоретические распределения скорости и хлорофилла-а.

Ключевые слова: стратифицированные течения, внутренние волны, перенос примесей, турбулентный обмен, хлорофилл-а.

УДК: 556.5. PACS: 92.10.Lq, 92.10.Wa, 92.40-t.

ВВЕДЕНИЕ

Процессы турбулентного и волнового переносов примесей в стратифицированных водохранилищах, озерах и морях представляют особый интерес при разработке методов прогноза энерго- и массообмена [1–8]. Повышенное внимание в исследованиях таких процессов уделяется динамике вод, обусловленной внутренними волнами различных масштабов [1–5]. Значительная часть работ посвящена также интрузиям в области термоклина, процессам апвеллинга и даунвеллинга, циркуляциям и вихревым структурам [4, 6]. В математических моделях анализируются и учитываются эффекты воздействия гидрофизических процессов на распространение примесей по данным измерений параметров течений и состава воды. Для развития методов прогноза развития течений и массопереноса необходимо сочетание анализа результатов натурных измерений и математического моделирования. Именно результаты подобных комплексных исследований остаются недостаточно полными для выявления механизмов изучаемых процессов и построения моделей на базе этих механизмов. Таким исследованиям посвящена данная статья, цель которой — выявление закономерностей формирования течений при наличии внутренних волн и развитие методов расчета распределений скорости и примеси.

Экспериментальная часть работы выполнена в экспедициях физического факультета МГУ в Петрозаводской губе Онежского озера 16.09.2007 г. и 8–10.07.2015. Длина озера 245 км, ширина 88 км, а площадь 9943 км². Средняя глубина 30 м, максимальная — 120 м. Параметр Кориолиса — $1.28 \times 10^{-4} \text{ с}^{-1}$. Средняя глубина Петрозаводской губы — 15 м, максимальная — 35 м, длина — 15 000 м [7, 8]. Главный приток — р. Шуя. Исследовались структуры полей скорости, температуры, концентраций взвеси, хлорофилла-а и электропроводности на разрезах по линии максимальных глубин и на срочных станциях (рис. 1). Измерения велись с борта НИС «Эколог» ИВПС КарНЦ РАН с применением зондов RCM9LW (Aanderaa Instruments) и STD90M (Sea-Sun) с доплеровским регистратором скорости, датчиками температуры, электропроводности, мутности, концентраций кислорода и хлорофилла-а. Параллельно

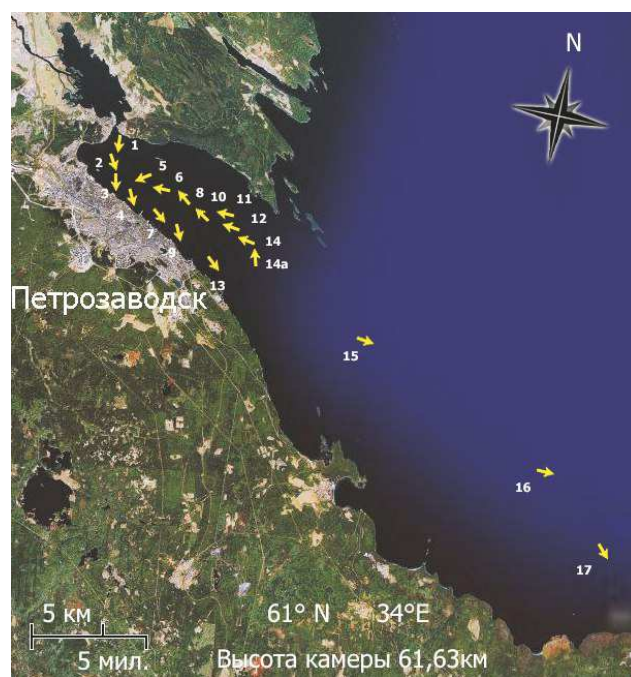


Рис. 1. Карта-схема плановой съемки Петрозаводской губы с нанесенными точками комплексных зондирований 16.09.2007 г. и 8–10.07.2015 г. Снимок губы взят по данным космической съемки (ресурс Google-Earth)

измерялись метеорологические параметры. Подробнее объект, методика исследований и аппаратура представлены в [6]. Анализ результатов и теоретические исследования проведены на базе новых подходов и методов, разработанных ранее [2–9].

1. СТРУКТУРА ПОЛЕЙ ТЕЧЕНИЙ, ТЕМПЕРАТУРЫ И КОНЦЕНТРАЦИЙ ПРИМЕСЕЙ

В этом разделе впервые рассматриваются результаты экспедиции 2015 г., которые, в отличие от данных 2007 г. [9], относящихся к условиям перехода к осенней гомотермии в озере при $(Ri_H)_a = 15$, $(\Delta\rho_H)_a = 0.3 \text{ кг/м}^3$ и $(\bar{U}_H)_a = 0.04 \text{ м/с}$, получены в период устойчивой стратификации при $(Ri_H)_a = 70$, $(\Delta\rho_H)_a = 0.7 \text{ кг/м}^3$ и $(\bar{U}_H)_a = 0.07 \text{ м/с}$. Здесь $Ri_H = g\overline{\Delta\rho_H}H/\rho\bar{U}_H^2$ — интегральное (по глубине) число Ричардсона, g — ускорение свободного падения, $\Delta\rho_H$, H , \bar{U}_H — разность плотностей вод у дна

^а E-mail: bsamolyubov@gmail.com

^б E-mail: ivair@yandex.ru

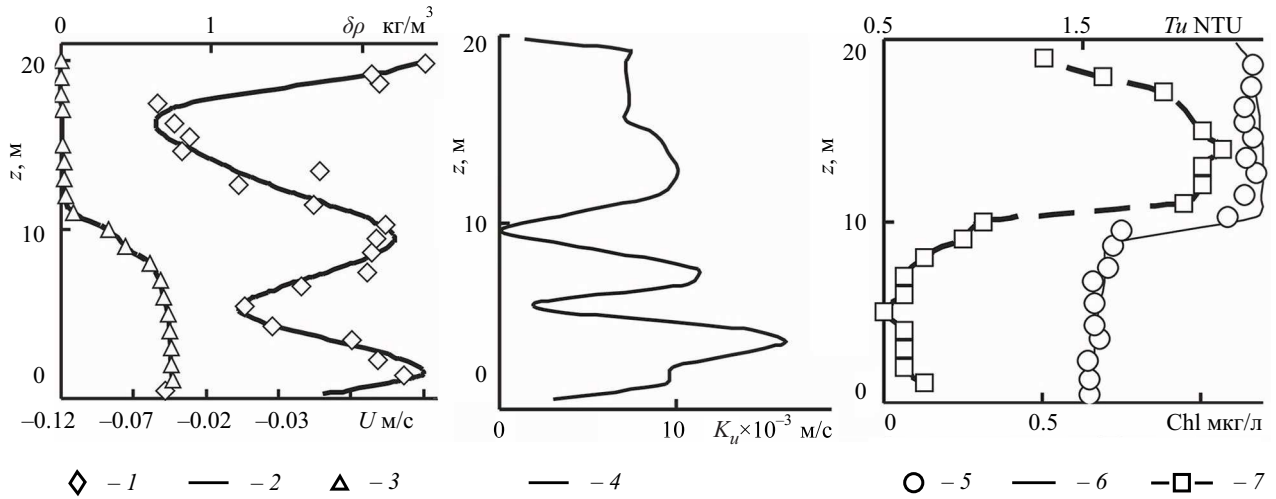


Рис. 2. Профили скорости течения U (измеренные 1 и теоретические 2), изменения плотности воды с глубиной (от поверхности до дна) $\delta\rho$ 3, коэффициента турбулентного обмена K_u 4, концентрации хлорофилла-а Chl (измеренные 5 и теоретические 6), мутности воды Tu (в международных нефелометрических единицах NTU) 7 (Петрозаводская губа 8.07.2015 г.)

и у поверхности, глубина места и средняя по глубине скорость, a — индекс осреднения по разрезу. Число Ri_H применяется при моделировании ветроволновых течений как характеристика полной гидродинамической устойчивости [10]. Скорость ветра, направленного в сторону открытого озера, изменялась от 6 до 8 м/с.

Структура поля скорости на разрезе по линии максимальных глубин залива определялась дрейфовым течением, струей в термоклине, придонным потоком и другими течениями, вызванными внутренними сейшми (рис. 2). Эти профили измерены на второй из 9 вертикалей разреза в 2 км от его начала в верховьях губы.

Максимальная на профиле скорость струи — 0.05–0.2 м/с на глубинах 6–20 м. Полная глубина на разрезе — 16–29 м. Толщина струи — 9–17 м, а среднее на разрезе число Ричардсона в ней — $Ri_j = g\Delta\rho_j\Delta z_j/\rho U_{mj}^2 = 2$. Здесь $\Delta\rho_j$, Δz_j , U_{mj} — разность плотностей вод в струе и над ней, толщина и максимум скорости струи.

Скорость придонного потока — до 0.06 м/с, средняя толщина — 6 м, а число Ричардсона — $Ri_u = g\Delta\rho_z u/\rho \bar{U}^2$ составляло в среднем на разрезе 8. Здесь $\Delta\rho$, Δz_u , \bar{U} — разность плотностей вод в потоке и над ним, толщина и средняя скорость течения.

Пик U с величиной от -0.15 до 0.15 м/с на глубине 5 ± 3 м определяется второй модой внутренней волны в деятельном слое. Вторая мода обычно наиболее сильно влияет на струю в области термоклина. Длина волны для этой моды — 4000 м, период — около 6 ч. В других слоях волновая компонента не так резко выделяется на профиле $U(z)$.

Кривая $U(z)$ на рис. 2 построена по модифицированной методике, в которой сочетаются подходы, разработанные в [6, 11] для внутренних волн и в [6–8] для придонного, дрейфового потоков и струи. Применяется композиция профилей скорости этих течений, внутренних волн с периодами: 23 ± 4 , 11.4 ± 1 ч и старшей моды второй волны (5.7 ± 0.5 ч). Теоретические профили согласуются с измеренными (рис. 1). Основные в спектре внутренних волн оз. Онежского периоды — 12, 6, 24 и 63 ч [3]. Применявшиеся в нашем

расчете профилей скорости на разрезе периоды волн близки (в пределах разброса порядка 1 ч) к первому и второму из спектра [3]. Вертикальные длины волн определяются глубинами места измерений и термоклина. Фазовая скорость внутренних волн c_w составляла 0.15–0.21 м/с, высоты волн $h_w = 1–5$ м. Здесь $c_w = (g\Delta\rho_T h_T(H - h_T)/\rho H)^{1/2}$ по [11], h_T — глубина термоклина, H — глубина водоема, $\Delta\rho_T$ — разность плотностей в слоях h_T и $H - h_T$. Плотность воды ρ определялась по измеренным параметрам состояния воды по уравнению Чена—Миллера [12].

Высота внутренней волны, индуцированной ветром, находилась как $h_w = 3.2 \cdot 10^{-6} k_L \rho U_w^2 L_G / g H \Delta\rho_T$, где U_w — скорость ветра, L_G — длина залива. Здесь k_L — коэффициент, учитывающий диапазон устойчивости стратификации, глубину термоклина, топографию озера, эффективные значения времени работы ветра и длины разгона для поверхностной сейши, вызывающей внутреннюю, и другие факторы [13]. В рассмотренных нами случаях на двух разрезах среднее значение k_L составляло 0.2.

Профиль коэффициента турбулентного обмена $K_u = (u_\tau + u_c)\ell/(1 + \alpha_2 Ri_d)^{1/2}$ (по [8]) содержит пики в слоях смешения плотностного, струйного, волнового и дрейфового течений (рис. 2 (4)). Здесь $Ri_d = N^2 \ell^2 / (u_\tau + u_c)^2$ — модифицированное число Ричардсона, $N = (g(-\partial_z \rho)/\rho)^{1/2}$ — частота плавучести, $u_\tau = \ell |\partial_z U|$ — сдвиговая скорость, ℓ — масштаб турбулентности [11], $u_c = 0.02 \bar{U}_{FD} (1 - |\partial_z U|/|\partial_z U|_{\max})$, \bar{U}_{FD} — средний по глубине модуль скорости. При среднем $\bar{K}_u = 7.6 \times 10^{-3}$ м²/с, максимумы K_u на профиле составляют 2, 1.5, и $1.3 \bar{K}_u$. Зоны максимальных значений K_u в верхнем слое смешения струи, в волновом и дрейфовом течениях при $z > 10$ м перекрываются.

На профиле мутности Tu , помимо роста с глубиной в придонном слое, содержится максимум над термоклином в слое смешения струи (рис. 2 (5)). Там же располагается и максимум коэффициента обмена K_u . В этой области замедляется седиментация взвеси из приповерхностных слоев воды и, соответственно, повышается Tu .

Отмеченная особенность отсутствует на профиле концентрации хлорофилла-а (Chl-a) (рис. 2 (5), (6)) из-за высокой интенсивности перемешивания и незначительного соосаждения фитопланктона с частицами взвеси. Кривая (6) — теоретическая по предложенной нами модели переноса Chl-a. Часть модели, связанная с расчетами скорости течения, коэффициента турбулентного обмена и других гидрофизических параметров, как и методика решения, разработана ранее [8]. Специальные характеристики переноса Chl-a учтены в модели по аналогии с работой [18]. В модель входит также зависящая от температуры воды скорость переноса с остаточным потоком за счет неучтенных процессов (гидрохимических, гидробиологических и других). Применены выражения, найденные для определения граничных условий: а) для концентрации Chl-a на высоте 1 м над дном и на глубине 0.5 м от поверхности, б) для вертикального турбулентного потока Chl-a на глубине 0.5 м. Стандартное отклонение от теоретических профилей на разрезе не превышало 15%.

В поле температуры воды T (рис. 3, а) отмечен холодный придонный слой в зоне плотностного течения с волновыми колебаниями изотерм на его верхней границе. Выше следует область более теплых вод в верхнем слое смешения струи. Несмотря на локальное

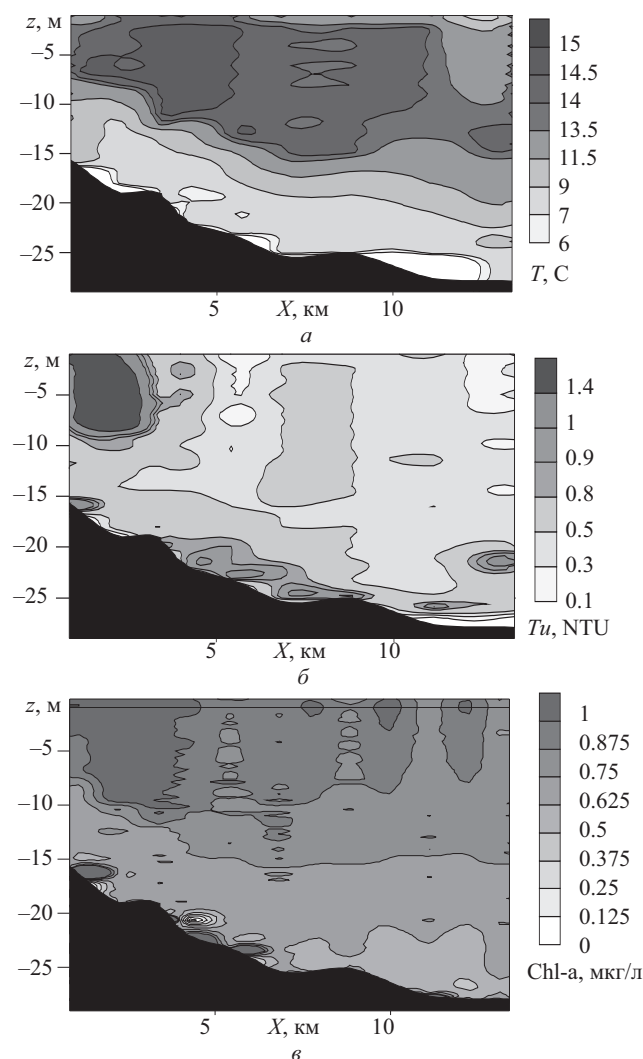


Рис. 3. Распределения по глубине и вдоль по разрезу а — температуры T , б — мутности Tu и в — концентрации Chl-a (Петрозаводская губа 8.07.2015 г.)

потепление (в среднем по разрезу на 0.1°C), струя сохраняет устойчивость. Снижения T у поверхности происходят при усилениях ветра в интервале от 6 до 8 м/с.

В поле мутности (рис. 3, б) в начале разреза наблюдалось характерное для приустьевых зон появление приповерхностного и придонного нефелоидных слоев. Последующая трансформация этой структуры на разрезе обусловлена седиментацией, влиянием течений и внутренних волн.

В поле концентрации Chl-a (рис. 2 (5), 3, в) имеет место спад на порядок по глубине при переходе из эпилимниона в гиполимнион и примерно вдвое вдоль по разрезу. Вспышки концентрации у дна в начале разреза вызваны течениями волновой природы.

2. О МЕХАНИЗМАХ ФОРМИРОВАНИЯ ПРИДОННОГО ПОТОКА И СТРУИ

Оценки расхода воды в притоке в Петрозаводскую губу из р. Шуя свидетельствуют о том, что поступление этих вод не может обеспечить струю и придонный поток в заливе.

Другой источник поступления холодных придонных вод в губу — апвеллинг из открытого озера под действием крупномасштабных внутренних волн с периодами 63 ч и выше (раздел 1) при длительности выполнения продольно-осевого разреза Петрозаводской губы — 12.5 ч. За апвеллингом следует даунвеллинг, который усиливается нисходящим по склону холодным гравитационным стратифицированным течением (плотностным потоком). В зависимости от скорости плотностного потока он может не только усиливать даунвеллинг, но и превосходить его, а значит, тормозить апвеллинг в начальных стадиях его развития. В среднем по разрезу отношение теоретической максимальной скорости гравитационного течения, оцененной в приближении СГО-течения U_{SGO} , к максимальной на профиле умеренной скорости придонного течения U_m составляет 1.5. Это подтверждает предположение о ведущей роли гравитационного потока в развитии придонного течения, зарождение которого связано с воздействием крупномасштабных внутренних волн на динамику вод. Здесь $U_{SGO} = (gz_u i_s \bar{\Delta\rho} / \rho C_D)^{1/2}$, z_u — толщина плотностного потока, i_s — уклон дна, C_D — коэффициент сопротивления на границе поток-дно, равный $5 \cdot 10^{-3}$ в среднем по разрезу.

Формирование струи в области термоклина с высокой вероятностью связано с влиянием отраженной на мелководье крупномасштабной внутренней волны, под действием которой возникает струйное течение в сторону открытого озера [5]. Этот процесс иллюстрируется профилем скорости на рис. 4 и схемой интрузии на рис. 5. Гравитационное ускорение приводит к усилению струи из-за наклона изопикнических поверхностей с ростом глубины. Согласно рис. 4 измеренное распределение $U(z)$ 2, 3 качественно согласуется с теоретическим 1 из [5], построенным без учета дрейфового, плотностного потоков и волнового апвеллинга. Здесь 3 — точки на профиле, отклонения которых от кривой 1 под влиянием указанных течений нарушают общее соответствие. В том числе отклонение на высоте $z/H = 0.2$, которое связано с влиянием

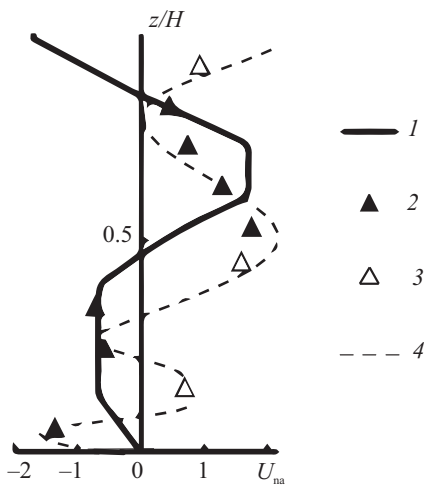


Рис. 4. Профили скорости течения U_{na} : теоретический 1 из [13] (без учета дрейфового и плотностного потоков) и измеренный 2, 3 по результатам данной работы (Петрозаводская губа 8.07.2015 г., третья вертикаль разреза от верховьев губы в сторону открытого озера). Здесь 3 — обозначение точек на профиле, отклонения которых от кривой под влиянием других течений нарушают общее качественное соответствие кривой 1; 4 — теоретический профиль скорости из данной работы (с учетом дрейфового, плотностного потоков и апвеллинга), H — полная глубина места, U_{na} — скорость, нормированная на ее среднее по модулю значение на данной вертикали

гравитационного течения. Эти течения учтены в композиционном распределении 4, построенном по методике из данной работы. В композицию 4 входит также волновой апвеллинговый поток, над которым приподнимается плотностное течение.

Приведенный анализ свидетельствует о волновых механизмах формирования струи и придонного течения. Зарождение этих течений обусловлено влиянием на динамику вод их стратификации, гравитационных составляющих и внутренних волн с длинами порядка масштабов всего озера. Период таких волн — $t_{wls} = 63$ ч (раздел 2) — в пять раз больше длительности измерений на продольно-осевом разрезе залива t_{cross} . Таким образом, в интервале $t_{cross} = 0.2t_{wls}$ фаза волны может оставаться достаточно близкой к необходимой для формирования струи тем более, что период t_{wk} приведен в [3] как минимальный для таких внутренних волн.

3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХЛОРОФИЛЛА-А ВДОЛЬ ПО РАЗРЕЗУ

Согласно результатам работ [14–17] влияние течений и внутренних волн приводит к повышению биопродуктивности за счет переноса питательных веществ в фотический слой. Отмечается, что математические модели распространения фитопланктона должны учитывать волновой перенос из-за мощного воздействия внутренних волн на освещенность в деятельном слое и, соответственно, на развитие фитопланктона [16].

Показано, что в зонах диссипации, где перемешивание поверхностных и глубинных вод более эффективно, особенно заметно усиление биопродуктивности течениями и внутренними волнами [16]. Комплексные исследования позволили установить, что внутренние

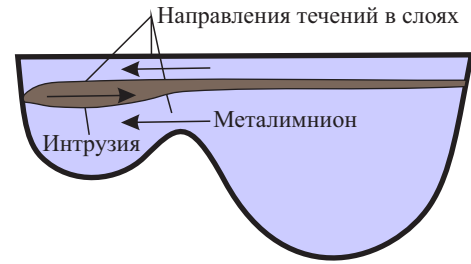


Рис. 5. Схема интрузии струи, порожденной отраженной внутренней волной [5]

волны усиливают фотосинтез, так как перемещают фитопланктон в нелинейном световом поле [17]. При этом значительную роль играют вызванные волнами изменения состава вод, важные для продукции фитопланктона.

По нашим данным, концентрация Chl-a в деятельном слое пропорциональна высоте волны в первой половине дня. Эффект нарастания связан с усилением фотосинтеза при волновых подъемах вод. Для прогноза распределения Chl-a важна обнаруженная зависимость его концентрации от волнового потока взвеси Sc_w вида $(Chl)_n \cong k_{cs} - \exp(-2k_{cs}(Sc_w)_n)$, где $k_{cs} = 1.13$ (рис. 6, a). Выход этой зависимости на насыщение с ростом S обусловлен снижением освещенности под влиянием взвеси.

Особый интерес вызывает совместное воздействие внутритермоклинной стратифицированной струи и внутренней волны на концентрацию Chl-a. Из анализируемых данных следует, что концентрация Chl отрицательно коррелирует с расходом воды на единицу ширины течения $q_j = \bar{U}_j \Delta z_j$, где \bar{U}_j и Δz_j — средняя по вертикали скорость и толщина струи соответственно. Однако эта корреляция недостаточно высока для выполнения условия консервативности примеси.

Продольное распределение средней по толщине струи концентрации хлорофилла-а $\bar{Chl}_j(x)$ находилось из системы уравнений диффузии и неразрывности

$$\partial_t Chl + U \partial_x Chl + (W - \omega_{fc} + \omega_{RT}) \partial_z Chl = -\partial_z \langle W' Chl' \rangle, \quad (1)$$

$$\partial_x U + \partial_z W = 0. \quad (2)$$

В (1), (2) U и W — продольная и вертикальная компоненты средней скорости течения, Chl' — пульсации концентрации Chl , W' — пульсации скорости W . В (1) входят также скорости оседания фитопланктона ω_{fc} и суммарная величина ω_{RT} , соответствующая потокам Chl за счет освещенности, обеспеченности питательными веществами и других факторов [15]. Скорости ω_{fc} и ω_{RT} принимались равными нулю. Применялось приближение пассивной примеси (число Шмидта Sc в выражении турбулентного потока $\langle W' Chl' \rangle$ [8] полагалось равным единице). При расчете W учтены изменения толщины струи и ее траектории (в том числе волновые). Это позволило принять во внимание влияние внутренних волн на струю и на перенос хлорофилла-а в ее толще.

Уравнение (1) интегрировалось по вертикали (по толщине струи) по методике, аналогичной представленной в [8], с учетом особенностей струйного течения и специфики переноса хлорофилла-а. В приближениях

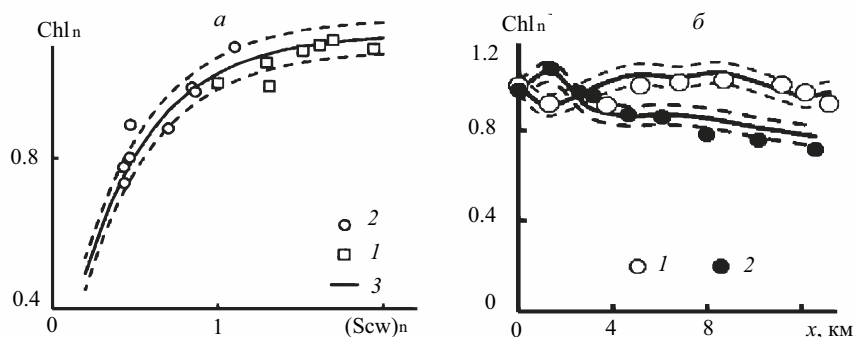


Рис. 6. Зависимости средней по глубине деятельного слоя концентрации Chl-a, нормированной на начальное значение (при $x = 0$), Chl_n от нормированных аналогичным образом величин a — волнового потока взвеси $(Sc_w)_n$ и b — от расстояния x вдоль по разрезу. Обозначения 1, 2 на рис. 6 а, б относятся к данным, полученным на разрезах 16.09.2007 и 8–10.07.2015 гг. соответственно. Кривая на рис. 6, а — аппроксимация функцией насыщения, а на рис. 6, б — теоретические кривые, найденные из уравнения диффузии. Пунктир — границы стандартного отклонения

квазистационарности, плоской задачи и в других, приведенных в [7, 8], интеграл уравнения (1) с заменой W по (2) преобразуется к виду, имеющему решение для распределения $\overline{Chl}_j(x)$ в квадратурах. По этому решению при заданных распределениях скорости и плотности воды, а также концентрации примеси в начальном створе (при $x = 0$) находятся значения $\overline{Chl}_j(x)$.

Теоретические распределения в целом согласуются с измеренными (рис. 6, б). Различие полученных распределений на двух разрезах объясняется преимущественно усилением влияния устойчивости (разд. 1), которое приводит к спаду концентрации с расстоянием вдоль по струе на разрезе 2015 г. Что касается оценки роли внутренних волн среди других гидродинамических процессов в переносе Chl-a [14–17], то, учитывая приведенную в разд. 2 интерпретацию механизмов формирования течений, можно считать эту роль для рассмотренных в статье процессов основной.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Резюмируя, следует прежде всего отметить, что влияние внутренних сейш на динамику вод приводит к формированию выявленной системы стратифицированных течений, включающей, помимо дрейфового течения, придонный поток и промежуточную струю в области термоклина. Предложенная методика теоретического описания профилей скорости подтверждается данными, полученными для разных гидродинамических условий. Для прогноза распределения хлорофилла-а важна обнаруженная восходящая с выходом на насыщение зависимость его концентрации от волнового потока взвеси. Ключевую роль в расчетах распределений концентрации хлорофилла-а сыграли, наряду с методиками, разработанными ранее, следующие факторы:

1. Выражения, найденные для определения граничных условий при получении вертикального профиля.
2. Учет изменений толщины струи и ее траектории при получении продольного распределения концентрации в струе.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 14-05-00822).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Vidal J., MacIntyre S., McPhee-Shaw E. E. et al. // *Limnol. Oceanogr.* 2013. **58**, N 5. P 1557.
2. Gomes-Giraldo A., Imberger J., Antenucci J. P., Yates P. S. // *Limnol. Oceanogr.* **53**, N 1. P. 354.
3. Filatov N. Terzevik A., Zdorovenov R., Vlasenko V. Field Studies of Non-Linear Internal Waves in Lakes on the Globe. Strongly nonlinear internal waves in lakes: Generation, Transformation. Springer, 2012. Pp. 25–106.
4. Umlauf L., Lemmin U. // *Limnol. Oceanogr.* 2005. **50**, N 5. P. 1601.
5. Appt J., Imberger J., Kobus H. // *Limnol. Oceanogr.* 2004. **49**, N 4. P. 919.
6. Samolyubov B. I., Ivanova I. N. // *Physics of Wave Phenomena.* 2015. **23**, N 1. P. 76.
7. Самолобов Б. И. Плотностные течения и диффузия примесей. М.: URSS, 2007.
8. Самолобов Б. И. *Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон.* 2012. **67**, № 4. С. 76. (Samolyubov B. I. // *Moscow Univ. Phys. Bull.* 2012. **67**, N 4. P 398.)
9. Показеев К. В., Самолобов Б. И., Филатов Н. Н. *Метеорология и гидрология*, 2012. С. 83.
10. Michioku K. // Special Issue of JHNE SI-1. 1993. **9**. P. 17.
11. Прандтль Л. *Гидроаэромеханика*. Москва–Ижевск, 2000.
12. Chen C., Millero F. // *Limnol. Oceanogr.* 1986. **31**, N 3. P. 657.
13. Reid A. Bryson, Robert A. Ragotzkie // *Limnol. Oceanogr.* 1960. **5**, N 4. P. 397.
14. Sanchez-Garrido J. C., Naranjo C., Macias D. et al. // *J. of Geoph. Res.: Oceans.* AGU. 2015.
15. Cuypers Y., Vinc on-Leite B., Groleau A. // *ISME Journal.* 2011. **5**. P. 580.
16. Pan X., Wong G. T. F., Shiah F., Ho T. // *J. Oceanogr.* 2012.
17. Evans M. A., MacIntyre S., Kling G. W. // *Limnol. Oceanogr.* 2008. **53**, N 1. P. 339.
18. Астраханцев Г. П., Меницуткин В. В., Петрова Н. А. Руховец Л. А. Моделирование экосистем больших стратифицированных озер. СПб.: Наука, 2003.

Water Dynamics and Diffusion of Admixtures in Lake Onega at Different Stabilities of the Density Stratification

B. I. Samolyubov^a, I. N. Ivanova^b

*Department of physics of sea and inland waters, Faculty of Physics, Lomonosov Moscow State University,
Moscow 119991, Russia*

E-mail: ^absamolyubov@gmail.com, ^bivair@yandex.ru.

This article introduces the results of measurements of the distributions of current velocity, temperature, suspended sediments and chlorophyll-a by presence of the drift and density flows, jet and internal waves in Lake Onega. The interpretation of the mechanism of formation of the currents is given. The theoretical distributions of the current velocity and chlorophyll-a are obtained and verified.

Keywords: stratified currents, internal waves, admixture transfer, turbulent exchange, chlorophyll-a.

PACS: 92.10.Lq, 92.10.Wa, 92.40-t.

Received 05 April 2018.

English version: *Moscow University Physics Bulletin*. 2019. **74**, No. 1. Pp. 84–90.

Сведения об авторах

1. Самолюбов Борис Исаевич — доктор физ.-мат. наук, профессор, гл. науч. сотрудник; тел.: (495) 939-10-46, e-mail: samolyubov@phys.msu.ru.
2. Иванова Ирина Николаевна — канд. физ.-мат. наук, ст. науч. сотрудник; тел.: (495) 939-10-46, e-mail: ivair@yandex.ru.