

В кн.: Ядерное приборостроение. М.: Атомиздат, 1970, вып. 12, с. 216. [6] Лазарев В. И., Марьин Б. В., Тельцов М. В., Шилов В. В. Геомагнетизм и аэрономия, 1973, 13, № 5, с. 807. [7] Бабаев А. Н., Гавриков А. Н., Лазарев В. И. и др. Тр. Гос. научно-исследоват. центра изучения природ. ресурсов. Л.: Гидрометеоиздат, 1977, вып. 3, с. 27. [8] Гутер Р. С., Минаева С. С., Резниковский П. Т. Задачник-практикум по программированию и вычислительной математике. М.: Наука, 1973, с. 106. [9] Агаев М. И., Алиев В. П., Марков Ю. И. Библиотека алгоритмов 516—1006. Вып. 2. М.: Сов. радио, 1976, с. 63.

Поступила в редакцию
16.06.80

ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 3. ФИЗИКА. АСТРОНОМИЯ, 1982, Т. 23, № 2

УДК 551.463

ИССЛЕДОВАНИЕ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ МОРЯ

Н. К. Шелковников, В. В. Тимофеев

(кафедра физики моря и вод суши)

Динамические и термические процессы в прибрежной зоне моря подвержены значительному влиянию граничных условий (рельеф дна, форма береговой черты), поэтому движение вод в этой зоне носит сложный характер, трудно поддающийся теоретическому описанию. В связи с этим большое значение имеют данные прямых измерений.

В настоящей работе приводятся некоторые результаты исследования мезомасштабных процессов в шельфовой зоне моря. Целью натурального эксперимента было проведение одновременного изучения поля скорости течения, стратификации водных масс, а также воздействия на них метеорологических факторов.

Во время многосуточной станции с борта судна, стоящего на якоре, измерялись непрерывные вертикальные профили температуры $T(z)$ и электропроводности $\kappa(z)$, на дискретных горизонтах определялась скорость течения $V(z)$, измерялись также скорость ветра W и поток суммарной солнечной радиации R_a . Полученные данные позволили рассмотреть колебания указанных характеристик в диапазоне периодов 0,66—20 ч.

Измерение распределения температуры и электропроводности проводилось методом вертикального зондирования, скорость и равномерность движения при этом контролировались датчиком давления, установленном на зонде. В качестве датчика температуры использовался полупроводниковый терморезистор МТ-54, который через соединительный кабель включался в плечо измерительного моста постоянного тока. Сигнал рассогласования, пропорциональный изменению температуры, фиксировался на самописце КСП-4. Погрешность канала измерения температуры составляла 0,03°C.

Электропроводность морской воды измерялась кондуктометрическим методом. В качестве датчика, включенного в одно из плеч моста переменного тока, использовались платиновые электроды. Сигнал с измерительной диагонали моста подавался на преобразователь, где он детектировался и усиливался. Запись производилась самописцем КСП-4. Ошибка измерения электропроводности составляла $3 \cdot 10^5 \text{ Ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$.

Определение скорости течения проводилось на дискретных горизонтах с помощью нестандартного измерителя лопастного типа. Направление течения фиксировалось индукционным компасом.

Наблюдения за волнением производились несколько раз в сутки. Для этого использовался струнный волнограф, установленный на вехе Фруда. Наблюдения за Ra и температурой воздуха T_B велись стандартным методом в течение всей станции.

На рис. 1 представлены усредненные за время станции вертикальные распределения температуры $T(z)$, модуля скорости $V(z)$ и условной плотности $\sigma(z)$. Профиль $T(z)$ можно условно разбить на три слоя: 1) верхний квазиоднородный слой с малым значением вертикального градиента ($0-11$ м, $T_z \approx -0,08^\circ\text{C}/\text{м}$); 2) слой скачка температуры ($11-22$ м, $T_z \approx -0,30^\circ\text{C}/\text{м}$); 3) придонный слой ($22-30$ м, $T_z \approx -0,12^\circ\text{C}/\text{м}$). Иной характер носит изменение в указанных слоях модуля скорости $V(z)$. В первом слое $V(z)$ постоянно ($V_z \approx 0$), во втором слое вертикальный градиент V_z практически постоянен ($V_z \approx$

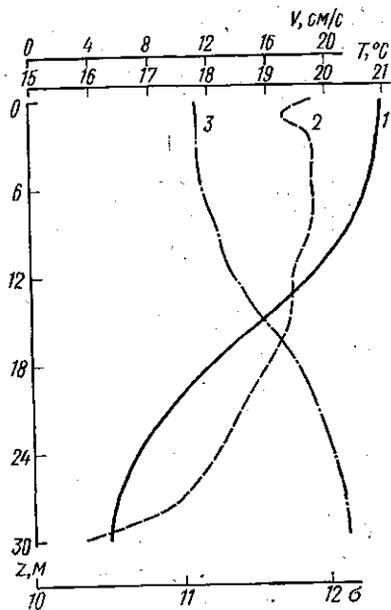


Рис. 1. Вертикальное распределение температуры (1), средней скорости течения (2), условной плотности (3)

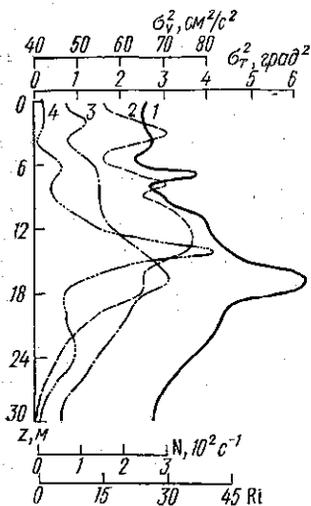


Рис. 2. Вертикальное распределение дисперсии температуры (1), дисперсии скорости течения (2), числа Вейсбрэнга—Брента (3), числа Ричардсона (4)

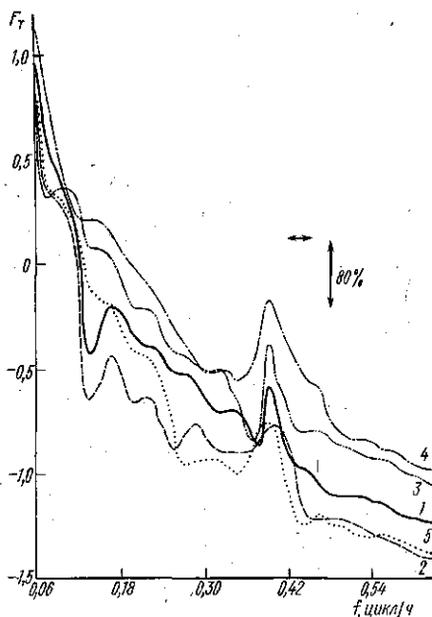


Рис. 3. Спектры флуктуаций температуры на горизонтах: 5 м (1), 10 м (2), 12 м (3), 16 м (4), 25 м (5)

$\approx 5 \cdot 10^{-3} \frac{\text{м}}{\text{с} \cdot \text{м}}$), в третьем происходит резкое уменьшение модуля

$V(z)$, а V_z достигает здесь максимального значения $15 \cdot 10^{-3} \frac{\text{м}}{\text{с} \cdot \text{м}}$.

Некоторое представление об изменении $T(z)$ и $V(z)$ можно получить, рассматривая вертикальное распределение их дисперсий σ_T^2 и σ_V^2 (рис. 2). Максимального значения σ_T^2 достигает во втором слое. Следует отметить, что пиковое значение σ_T^2 соответствует среднему положению термоклина, а весь второй слой входит в область его среднеквадратичного отклонения. Такого результата можно было ожидать, так как многие авторы отмечали, что максимум σ_T^2 соответствует максимуму T_z [1, 2, 3]. В первом слое среднее значение дисперсии $\sigma_T^2 = 2,7 \text{ град}^2$, во втором — $5,0 \text{ град}^2$, в третьем — 3 град^2 . По нашим данным можно аппроксимировать зависимость среднеквадратичного отклонения температуры от вертикального градиента T_z по формуле $\sigma_T = -2T_z + 1,5$.

Распределение дисперсии модуля скорости σ_V^2 имеет свои особенности. В слое над термоклином имеется несколько максимумов σ_V^2 , причем самый мощный из них расположен непосредственно над термоклином. Ниже его σ_V^2 уменьшается.

Для оценки устойчивости движения и определения верхней границы частот внутренних волн были рассчитаны числа Вэйсъялла — Брента и Ричардсона (рис. 2): $N^2 = -\frac{g}{\rho} \frac{d\rho}{dz}$; $Ri = N^2 / \sum \left(\frac{dV_i}{dz} \right)^2$. Адиабатическая

поправка в формулах не учитывалась, так как она незначительна при небольших глубинах. Как видно из рис. 2, $N(z)$ имеет основной максимум на глубине $z = 17 \text{ м}$, что соответствует ядру термоклина. Минимальный период внутренних волн, которые могли существовать в слое скачка, был близок к 4 мин. Во всем слое $Ri > Ri_{кр} = 0,25$, что говорит об устойчивости движения.

Как уже было сказано выше, дискретность проведения и длительность станции позволили рассматривать флуктуацию гидрологических элементов в диапазоне периодов 0,66—20 ч, т. е. согласно классификации, данной в работе [4], область рассматриваемых явлений относится к мезомасштабному интервалу. Основными энергонесущими колебаниями в этом интервале являются приливные и инерционные. Приливные колебания были выражены слабо, а период инерционных в открытой части составлял 17,6 ч [5]. Кроме основного периода было отмечено наличие нескольких гармоник (вплоть до седьмого порядка [4, 5]).

Чисто инерционные колебания представляют собой горизонтальные движения, не связанные со стратификацией, и, следовательно, в открытом море мало оснований ожидать заметных колебаний температуры, электропроводности и плотности с инерционными периодами. Иная картина имеет место в прибрежной зоне моря. Здесь значительно возрастает роль шумовых явлений, которые накладываются на основные процессы. Появление их обусловлено влиянием метеорологических факторов и наличием граничных условий. С другой стороны, в прибрежной зоне моря значительно уменьшаются пространственные масштабы явлений, что может привести к трансформации основных движений, т. е. к появлению гармоник основного колебания, имеющих и меньшие временные масштабы. Глубина в этой части моря заметно меняется, поэтому за счет кинематического условия на дне $w = u \left(\frac{\partial H}{\partial x} \right) + v \left(\frac{\partial H}{\partial y} \right)$ (где w — вертикальная составляющая скорости, u, v — горизонтальные со-

ставляющие, $H(x, y)$ — глубина) могут возникать вертикальные движения. При наличии колебаний модуля скорости $V(z)$ на этой же частоте следует ожидать и колебаний температуры.

Обращаясь к экспериментальным спектрам флуктуаций температуры F_T (рис. 3) и модуля скорости F_V (рис. 4), отметим наличие на них основного максимума на частоте $f=0,40$ цикл/ч. Этот факт, по всей видимости, говорит в пользу того, что мы имеем дело с волновыми движениями водных масс, в случае существования которых должны наблюдаться колебания всех гидрологических элементов, в том числе модуля скорости течения и температуры [6]. Таким образом, основные колебания T и V за время станции были обусловлены внутренними волнами с частотой 0,40 цикл/ч. Изменение спектров F_T и F_V по глубине было незначительно. Можно отметить наличие перегиба на частоте 0,135 цикл/ч на спектрах F_T . На более высоких частотах кривые F_T изменялись по закону $f^{-1,8}$. На кривых F_V перегиб отсутствует. Наклон спектральных кривых более пологий и близок к f^{-1} . Кроме того, на двух верхних горизонтах (выше термоклина) в спектрах имел место максимум на частоте $f=0,165$ цикл/ч.

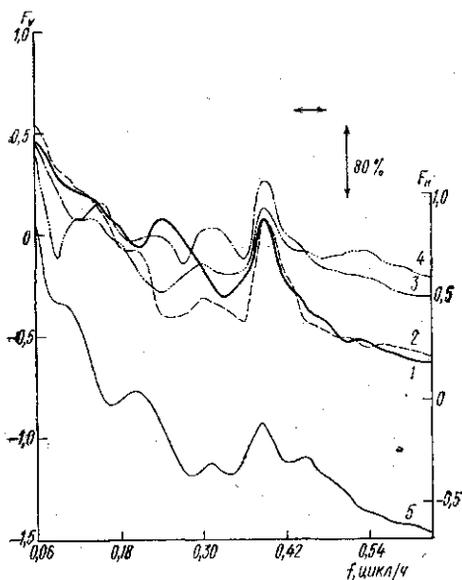


Рис. 4. Спектры флуктуаций скорости течения на горизонтах: 5 м (1), 12 м (2), 16 м (3), 25 м (4); спектр флуктуаций глубины ядра термоклина (5)

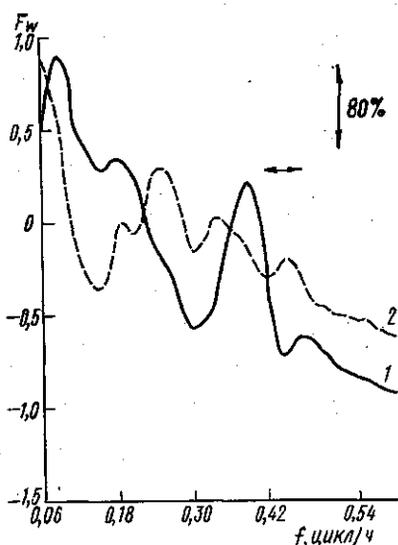


Рис. 5. Спектры флуктуаций компонент скорости ветра: нормальной (1) и параллельной берегу (2)

Для оценки влияния поля ветра на характер движений обратимся к рис. 5, на котором представлены спектры компонент скорости ветра: W_{\perp} — нормальной берегу и W_{\parallel} — параллельной берегу. В спектре нормальной компоненты можно выделить два основных максимума: первый соответствует периоду 12 ч, а второй — 2,5 ч (0,4 цикл/ч). В спектре параллельной компоненты имеется один максимум (период 4,2 ч). При сопоставлении спектров F_T , F_V , F_w можно сделать вывод, что, по всей вероятности, источником энергии, возбуждающим колебания гидродинамических элементов с периодом 2,5 ч, является ветер, причем главную роль играет его перпендикулярная берегу компонента. Следует отме-

тять, что на других частотах, соответствующих максимумам спектров компонент W_{\perp} ветра, колебаний водных масс не происходит. Чтобы объяснить это явление, надо учесть, что с большей вероятностью следует ожидать появления колебаний с собственной частотой (инерционной) или одной из ее мод. По нашим наблюдениям, период наблюдаемых колебаний составлял 2,5 ч. Его можно интерпретировать как седьмую моду основного инерционного колебания.

Оценим максимальный период колебаний, исходя из характерного масштаба процесса. В нашем случае таким характерным масштабом будет расстояние до берега $l \approx 1800$ м. Если принять за скорость переноса среднюю скорость горизонтального движения V , то получим $t = l/V = 2,5$ ч. Такое совпадение говорит в пользу выдвинутого предположения, поэтому можно сказать, что основные изменения вертикального распределения температуры и модуля скорости течения были вызваны внутренними волнами с частотой одной из мод свободных колебаний. Источником энергии был ветер. По нашим данным, уровень когерентности колебаний скорости течения на всех горизонтах с колебаниями W_{\perp} на частоте 0,40 цикл/ч был высок (0,6—0,7). В случае передачи энергии ветра слою воды сверху вниз с глубиной должно иметь место запаздывание вследствие инерционности водных масс. Для оценки скорости распространения волновых возмущений по вертикали была вычислена разность фаз $\Delta\varphi$ между колебаниями $V(z)$ на частоте 0,40 цикл/ч на пяти горизонтах. Эти данные представлены в таблице, из которой видно, что фазовая скорость различна выше и ниже слоя скачка.

На рис. 4 приведен спектр флуктуаций термоклина. На нем хорошо выражен лишь один максимум на частоте 0,40 цикл/ч, т. е. колебания нормальной составляющей скорости ветра отражаются на слое скачка. Таким образом, термоклин является колеблющейся границей раздела, ниже которой происходит уменьшение фазовой скорости распространения колебаний в вертикальном направлении.

В целом характер распределения интенсивности спектральных максимумов F_V на частоте 0,40 цикл/ч соответствует вертикальному распределению дисперсии σ^2_V (рис. 2). На горизонтах 5, 16 и 25 м величина пика на спектрах приблизительно одинакова, а на глубине 12 м интенсивность максимальна. На этой глубине максимальна и значение σ^2_V .

В спектрах F_T максимальная интенсивность спектрального пика соответствует горизонту 16 м, т. е. ядру термоклина.

Таким образом, полученный материал позволяет предположить, что в определенных условиях основную роль в формировании динамических и связанных с ними термических процессов может играть ветровое поле. Передаваемый от ветра поток импульса вызывает флуктуации поля скоростей течения и, проникая вглубь, обуславливает колебания слоя скачка. Это, в свою очередь, находит отражение на спектрах температуры. В этом случае появляется возможность предсказания изменчивости гидрологических полей в прибрежной зоне на основе изменения поля ветра, что представляет большой практический интерес.

Горизонты, м	0—5	5—10	10—16	16—20	20—25
$\Delta\varphi$, °	42	44	47	92	94

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- [1] Ляшенко А. Ф., Лебедев И. М. В кн.: Тропэкс-74. Т. 2. Океан. Л.: Гидрометеоздат, 1976, с. 46. [2] Филатов Н. Г. В кн.: Тропэкс-74. Т. 2. Океан. Л.: Гидрометеоздат, 1976, с. 50. [3] Иванов Ю. А., Морозов Е. Т. Изв. АН СССР. Сер. ФАО, 1973, 9, № 10, с. 1069. [4] Мошин А. С., Каменко-

УДК 551.482.214.51

МОДЕЛЬ КИСЛОРОДНОГО РЕЖИМА ПРЭСНОВОДНОГО ВОДОЕМА ПРИ ЛЕТНЕМ НАГРЕВЕ С УЧЕТОМ ОСЕДАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

В. В. Алексеев, Ю. И. Горбатов, А. О. Кокорин

(кафедра физики моря и вод суши)

В последнее время в связи с бурным развитием энергетики большое значение приобрела проблема комплексного использования естественных и искусственных водохранилищ-охладителей. Одним из наиболее важных является вопрос прогнозирования и сохранения качества воды и биологической продуктивности водоемов. К числу основных параметров качества воды относится концентрация растворенного кислорода.

Исследование динамики кислорода в воде осложняется тем, что кислород не является пассивной примесью, т. е. концентрация его определяется не только процессами перемешивания водных масс и обмена с атмосферой, но также биологическими и химическими процессами в водоеме. Кислород продуцируется фитопланктоном при фотосинтезе и расходуется при дыхании организмов и окислении органического вещества.

Для изучения динамики растворенного кислорода при радиационном нагреве сверху был проведен 20-суточный эксперимент. Этого времени достаточно, чтобы процессы, типичные для водоема в период прогрева, проявились достаточно четко. Эксперимент проводился на модели пресноводного водоема. Подробное описание экспериментальной установки приводится в работах [1, 2].

Бассейн был заполнен водопроводной водой. Начальное распределение параметров по глубине было однородным. Затем был включен софит из люминесцентных ламп, который осуществлял радиационный нагрев сверху в течение всего эксперимента.

Температура воды в бассейне измерялась платиновыми термометрами сопротивления ИС264А на 18 фиксированных горизонтах и регистрировалась двумя многоканальными самописцами КСМ-4. Точность измерения температуры $\pm 0,1^\circ\text{C}$. Температура поверхности воды контролировалась оптическим методом с помощью прибора ИМП-3. Точность измерения $\pm 0,5^\circ\text{C}$.

Количество растворенного в воде кислорода измерялось зондом — оксиметром с гальваническим датчиком мембранного типа, изготовленным в нашей лаборатории. Точность определения концентрации кислорода $\pm 0,1$ мг/л. Точность установки горизонта по глубине при измерении кислорода ± 1 см.

При измерениях было получено 16 профилей температуры и концентрации растворенного кислорода. Некоторые из них представлены на рисунке. Пунктирными кривыми изображены профили температуры воды, прямоугольниками — экспериментально измеренные значения