УДК 551.465.15

## Н. К. Шелковников

Н. Н. Селезнев

## В. В. Тимофеев

## К ДИНАМИКЕ ТЕРМОКЛИНА В ПРИБРЕЖНОЙ ЧАСТИ МОРЯ

Рассматриваются вопросы термики и динамики в прибрежной части моря. Приведены данные о вертикальных профилях температуры и скорости течения.

Характерной особенностью вертикального распределения температуры T(z) в море является наличие слоя скачка или термоклина, который обычно разделяет водные массы с различными химическими, биологическими, акустическими и другими свойствами. Поэтому при изучении процессов, происходящих в деятельном слое моря, необходимо знать толщину верхнего перемешанного слоя.

Для исследования границы раздела водных масс (толщины изотермического слоя) и ее временной изменчивости проведены измерения вертикальных профилей температуры и скорости течения V(z).

Регистрация температуры T(z) осуществлялась с помощью термозонда, методом свободного падения, со скоростью 30 см/с [1]. Для непрерывной записи T(z) использовался мост постоянного тока, с измерительной диагонали которого снималось напряжение, пропорциональное температуре и записывающееся посредством самописца КСП-4. В качестве чувствительных элементов использовались термисторы МТ-54, благодаря большому температурному коэффициенту которых можно легко обеспечить регистрацию тонкой структуры T(z); достаточно большое сопротивление термисторов позволяет пренебречь ошибкой, вносимой сопротивлением кабеля.

Измерение вертикального профиля вектора скорости течения производилось дискретно через каждые 2 м. В качестве измерителя скорости течения использовалась нестандартная вертушка с порогом трогания ~2 см/с. Регистрация проводилась самописцем H-327-5.

Направление скорости течения измерялось индукционным датчиком, принцип работы которого основан на изменении индукционного сигнала при различной ориентации датчика относительно горизонтальной составляющей магнитного поля Земли.

В результате вертикального зондирования T(z) и V(z) в течение 44 час (при средней глубине моря H=25 м) обнаружены значительные изменения толщины верхнего перемешанного слоя. При этом увеличение квазиизотермического слоя сопровождалось «вырождением» вертикального профиля температуры, т. е. постепенным уменьшением grad T(z), сглаживанием и исчезновением слоя скачка.

На рис. 1, а кривая  $\alpha$  показывает изменение нижней границы изотермического слоя во времени, а кривая  $\beta$  — временной ход максимального градиента температуры. Как видно из рис. 1, а, наиболее сильное изменение в положении термоклина наблюдалось с 13.00 до 23.00 (11 сентября). За 3 час термоклин опустился на ~15 м, (скорость опускания  $v = \frac{\Delta z}{\Delta t} = 5$  м/час), Через 2 час началось «всплывание» термоклина со скоростью, почти в два раза превышающей скорость его опускания. После перерыва (8 час) в измерениях вновь наблюдалась временная изменчивость в положении термоклина, но амплитуда колебаний уменьшилась.



Рис. 1. а: временная зависимость глубины перемешанного слоя (а) и глубины максимального градиента ( $\beta$ ),  $\delta$  — временная зависимость температуры воды на поверхности (а) и у дна ( $\beta$ )

На рис. 1, б кривая  $\alpha$  показывает временной ход температуры воды на поверхности, а кривая  $\beta$  — около дна ( $\sim$ 0,5 м). Из сопоставления рис. 1,  $\alpha$  и рис. 1,  $\delta$  видно, что подъем температуры воды у дна совпадает по времени с заглублением термоклина. В частности, в момент вырождения вертикального профиля температуры (рис. 2,  $\beta$ , 18.00, 11 сентября) разница между температурой воды у поверхности и у дна составляла  $\sim 2^{\circ}$  С.

Для объяснения временной изменчивости термоклина необходимо привлечь данные о вертикальных профилях скорости течения, которые

измерялись одновременно с T(z). С этой целью вектор скорости течения был разложен на две составляющие: параллельную  $(V_{\parallel})$  и перпендикулярную  $(V_{\perp})$  берегу. Наибольший интерес в данном случае представляет  $V_{\perp}$ .

На рис. З приведены вертикальные профили нормальной к берегу составляющей ( $V_{\perp}$ ) вектора скорости течения, причем кривые 1, 2, 3 соответствуют по времени кривым б, в, г рис. 2. На рис. 2 показаны вертикальные профили температуры в различные моменты времени: a— до начала заглубления термоклина; б— в начале заглубления термоклина и деформации вертикального профиля температуры; b— во время максимального заглубления и вырождения скачка температуры; 2— во время подъема термоклина.

Из представленных профилей  $V_{\perp}(z)$ видно, что распределение скорости течения по глубине во время заглубления термоклина существенно отличается от аналогичного распределения при его подъеме. Так, при заглублении термоклина в придонной области существует составляющая течения, направленная от берега в открытое море, т.е.

происходит отток холодных придонных вод и замещение их более теплыми, лежащими ближе к поверхности. Следствием этого является резкое заглубление термоклина, т. е. перераспределение температуры по глубине и в конце концов исчезновение скачка температуры.

Наблюдаемую динамику термоклина, вероятно, нельзя объяснить только нагонными явлениями, поскольку в поверхностном слое течение отсутствовало, точнее оно было меньше скорости трогания вертушки.

В качестве гипотезы, объясняющей изменение положения термоклина, можно предположить формирование вихрей с горизонтальными осями над изломом дна и вызываемое этими вихрями появление фрикционных вихрей ближе к берегу. Такие вихри наблюдались [см. 2, 3, 4] при скорости ветра ~ 6 м/с.

В нашем случае скорость ветра достигала 7 м/с, т. е. значение критерия, предложенного в [2] для характеристики формирования вихрей с горизонтальными осями, выполнялось. Излом дна существовал несколько мористее точки наблюдения. Таким образом, можно предположить существование в области наблюдения зоны конвергенции (опускания поверхностных вод и вытеснения ими придонных), обусловливающей заглубление термоклина.

Z1 00 11.9,75 Ή, Μ 18 14 10 Б 10 25 H.M Рис. 2. Вертикальные профили температуры *(а* — до начала глубины перемевозрастания шанного слоя; б — в начале возрастания глубины перемеслоя и деформации шанного вертикального профиля температуры)



Вихрь с горизонтальной осью представляет собой стабильное образование только при условии постоянства скорости ветра, в противном случае происходит его переформирование, что и наблюдалось в данном случае. Ветер менялся по направлению, что приводило к подъему придонных холодных вод и вытеснению ими более теплых, находящихся выше, а следовательно и к подъему термоклина. На рис. 3,  $\theta$ , соответствующем времени подъема термоклина, показан профиль  $V_{\perp}$ . В отличие от аналогичных профилей на рис. 3, a и 3, b, здесь в придонной



Рис. 3. Компонент V<sub>L</sub> вертикального профиля скорости А: 1 — соответствует по времени рис. 26 (15 ч), 2 — соответствует по времени рис. 26 (18 ч), в — соответствует по времени рис. 2 г (21 ч). Б: 1 — соответствует увеличению глубины перемешанного слоя (17.15), 2 — уменьшению глубины (11.45), 3 — 13.20, 4 — 15.30 и 5 — 16.30

области существует составляющая течения, направленная к берегу. Таким образом, действительно происходит приток холодных вод и вытеснение ими теплых, причем нормальная составляющая течения ближе к поверхности направлена от берега в открытое море.

Во второй части станции также наблюдалось изменение положения термоклина, однако амплитуда этих колебаний была заметно меньше, что, вероятно, можно объяснить большим постоянством скорости ветра, которая в данном случае составляла 3 м/с. В этом случае уже нельзя рассматривать опускание и подъем термоклина за счет существования вихрей с горизонтальными осями, так как не выполняется критерий, предложенный в [2]. Здесь, вероятно, необходимо искать объяснение либо за счет наличия внутренних волн, либо за счет взаимодействия термоклина и течений. Для подтверждения возможности существования последнего рассмотрим несколько реализаций вертикального профиля перпендикулярного к берегу компонента скорости течения.

На рис. 3, б представлены профили  $V_{\perp}$ , соответствующие нагонному действию ветра (профиль (*a*) соответствует переходному режиму вет-

12

ра). Как видно из этих профилей, в верхнем 5-м слое моря наблюдалось дрейфовое течение в сторону берега. Компенсационное (градиентное) течение было заключено между h=5 м и термоклином, положение которого со временем изменялось.

Обращает на себя внимание факт существования связи между верхней границей термоклина и нижней границей компенсационного (градиентного) течения (для  $V_{\perp}$ ). Действительно, верхняя граница термоклина является как бы квазижесткой границей для потока жидкости, вызванного сгонно-нагонным действием ветра. Поэтому при изменении силы и направления ветра будет происходить взаимная подстройка термоклина и вертикального профиля течения, что и обусловит (при отсутствии внутренних волн и неразвитого поверхностного волнения) изменения положения термоклина.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Шелковников Н. К. «Вести. Моск. ун-та. Сер. физ., астрон.», 1976, 18, № 2. 2. Рыжков Ю. Г., Ковешников Л. А. «Изв. АН СССР. Геофизика», 1963, № 6. 3. Рыжков Ю. Г. «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1966, № 1. 4. Рыжков Ю. Г. «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1966, № 1.

> Поступила в редакцию 4.11 1976 г. Кафедра физики моря и вод суши