

ВЛИЯНИЕ РАСПРЕСНЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД НА ТЕМПЕРАТУРУ ПОВЕРХНОСТИ МОРЯ

А.Х.Дегтерев

Морской гидрофизический институт
НАН Украины
г. Севастополь, ул. Капитанская, 2

На основе анализа процесса выхолаживания с учетом уравнения состояния морской воды показано, что небольшое изменение солёности ведет к существенному изменению температуры деятельного слоя. При этом распределение связано с уменьшением толщины перемешанного слоя и понижением поверхностной температуры зимой. В качестве примера рассматривается отмечаемое в последние десятилетия увеличение амплитуды сезонной изменчивости температуры воды в Черном море и прогнозируемое в связи с таянием арктических льдов понижение зимних температур в Северной Атлантике.

Происходящее в настоящее время потепление климата ведет к существенному изменению термохалинных характеристик вод морей и океанов, что связано, в частности, с таянием льдов и изменением режима осадков. Термохалинная структура оказывает непосредственное влияние на процессы вертикального перемешивания [1,2], которые, в свою очередь, способны существенно изменить температуру верхнего слоя воды. По прогнозам, основанным на использовании глобальных моделей климата, уже к 2025-2075 гг. ожидается полная дегляциация Арктики, а по данным измерений уже сейчас таяние льдов служит заметным фактором распределения поверхностных вод в Северной Атлантике [3]. Это дает основание для прогнозирования в ближайшие годы существенного понижения поверхностной температуры воды в приарктических акваториях зимой в связи с изменением крупномасштабной циркуляции, что, в свою очередь, должно привести к существенному похолоданию в Северной Европе [4].

Аналогичная связь температурного и солёностного режимов поверхностных вод возможна и в Черном море. Так, в период с 1967 по 1988 гг. по данным измерений от-

мечалось повышение температуры воды на фиксированных изогалах, что тогда связывалось с сокращением речного стока и усилением испарения [5]. В связи с этим представляет интерес оценить как именно такого рода процессы способны повлиять на вертикальное перемешивание и температурный режим деятельного слоя.

Сам эффект состоит в том, что солёность поверхностных вод определяет глубину зимней конвекции. Известно, например, что именно из-за различия в солёности вод Атлантического и Тихого океана формирование глубинных вод происходит в Северной Атлантике и не происходит в северной части Тихого океана. В этом смысле рассматриваемый здесь эффект отличается от рассматриваемого в других работах эффекта изменения схемы Северо-Атлантического течения в районе Великобритании (имеется в виду его отход от Европы под действием оттока талых вод из Арктики). Глубина слоя конвекции определяется профилем плотности и тем значением плотности, которое достигается на поверхности при выхолаживании. Ясно, что при понижении солёности эта плотность будет также уменьшаться, что и приведет к меньшей глубине слоя перемешивания. Таким образом, для оценки уменьшения теплоемкости перемешанного слоя при известной стратификации вод достаточно рассмотреть уравнение состояния морской воды, описывающее изменение плотности при распределении.

Обычно это уравнение записывают в виде полуэмпирической формулы для условной плотности:

$$\sigma_t = [\rho(S, T, p) - 1] \cdot 10^3. \quad (1)$$

В частности, для поверхностных вод при $T = 0^\circ\text{C}$ оно имеет вид [6]:

$$\sigma_0 = -0.093 + 0.4189S - 0.000482S^2 + 0.0000068S^3, \quad (2)$$

где S – в промиллях. Отсюда видно, что изменение солёности на 1 ‰ ведет к изменению σ_t на 0.81 единиц условной плотности. Уточнить эту величину для конкретных значений S и T удобнее с помощью океанографических таблиц [7].

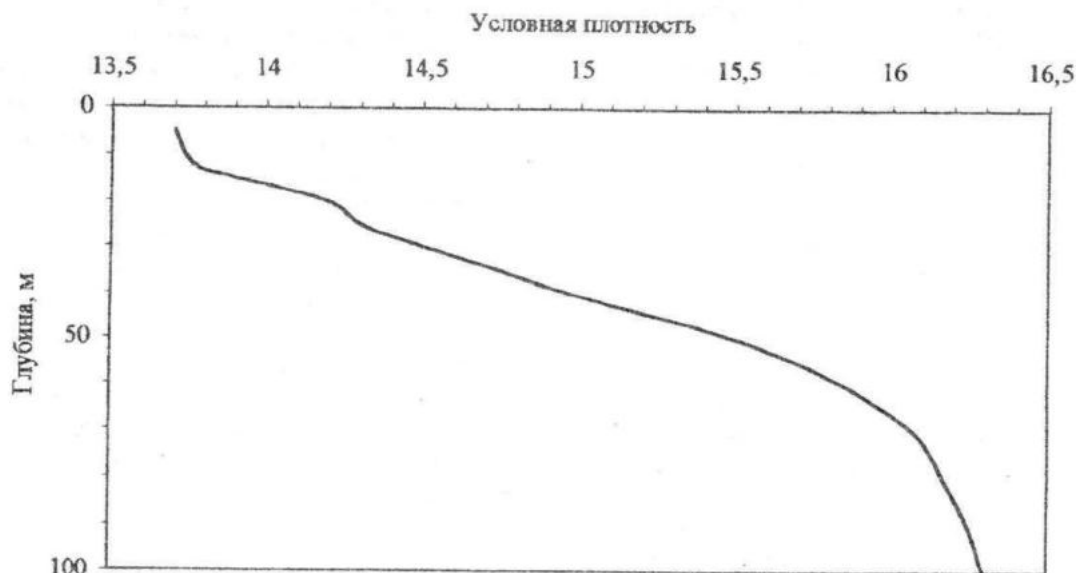


Рис. 1 — Изменение плотности морской воды с глубиной в Черном море в июне 1988 г. [5].

Например, при $T = 8^{\circ}\text{C}$, характерной для холодных промежуточных вод в Черном море, и $S = 17\text{‰}$ понижение солёности на 1 ‰ приводит к изменению σ_t от 13.243 до 12.464, то есть на 0.78 ед. В то же время изменение плотности с глубиной в интервале глубин 30 – 70 м составляет в тех же единицах около 0.17 на 10 м (рис.1). Таким образом, распределение на 1‰ в данном случае соответствует уменьшению толщины слоя перемешивания (H_n) на десятки метров. Даже при $H_n = 70$ м это равно-сильно уменьшению толщины слоя и его теплоемкости в 3 раза. В связи с этим поверхностная температура воды будет заметно понижаться даже при сравнительно кратковременном понижении температуры воздуха, поскольку скорость изменения температуры воды в перемешанном слое определяется уравнением теплового баланса вида [8]:

$$dT/dt = V/\rho C H_n, \quad (3)$$

Здесь V — значение теплового баланса, ρ и C — плотность и теплоемкость воды соответственно. Оценка показывает, что при $V = 100 \text{ Вт/м}^2$ скорость изменения температуры перемешанного слоя толщиной 20 м составляет $1.2 \cdot 10^{-6}$ град./с. Даже для процессов синоптического масштаба длительностью

одну неделю это соответствует изменению поверхностной температуры воды на 0.7°C . Таким образом, вода будет сильнее прогреваться при положительных аномалиях температуры воздуха и сильнее охлаждаться — при отрицательных. Этим, в частности, можно объяснить одновременное усиление положительных и отрицательных трендов межгодовой изменчивости средне-месячной температуры воды в деятельном слое Черного моря (10 – 50 м) до значений порядка 0.05 – 0.09 град./год в последние десятилетия [9]. Аналогичный эффект отмечается и по данным береговых гидрометеостанций Крыма (0.07 град./год в августе и -0.03 град./год в декабре) [10].

Если же пикноклин хорошо выражен и рассматривается сезонное понижение температуры воды, то величина H_n при распределении поверхностного слоя слабо меняется, однако при этом уменьшение солёности должно компенсироваться понижением температуры. Зависимость плотности морской воды от температуры описывается соотношением [6]:

$$\sigma_t(S, T) = 28.152 - 0.0735 T - 0.00469 T^2 + (a - bT)(S-35), \quad (4)$$

где a и b – константы. Нетрудно видеть, что рассмотренное выше уменьшение плотности за счет понижения солености на 1‰ компенсируется понижением температуры воды более чем на 10°C. Из таблиц [7] также следует, что при $S = 16‰$ $\sigma_t = 12.845$ при $T = -1^\circ\text{C}$. Таким образом, даже понижение температуры от 8 до -1°C оказывается недостаточным для достижения исходной плотности при $S = 17‰$. Необходимо выхолаживание воды более чем на 10°C. Естественно, столь сильное изменение температуры воды возможно лишь при условии, что исходная температура не менее 9°C. Поэтому данный эффект сильнее проявляется в сравнительно теплых водах. В то же время в прилегающих к Арктике водах Северной Атлантики (60 – 70° с.ш.), например, среднегодовая температура поверхностных вод составляет лишь 5.3°C.

К близким выводам приводит анализ уравнения состояния и для океанических вод. Понижение солености на 1‰ при $S = 35.5‰$ и $T = 10^\circ\text{C}$ здесь соответствует уменьшению σ_t от 27.361 до 26.582. В то же время при $T = 5^\circ\text{C}$ и $S = 34.5‰$ $\sigma_t = 27.301$, то есть выхолаживание на 5 – 6°C уже компенсирует распреснение. Это меньше, чем для черноморских вод, однако в океане и S меняется сильнее при разбавлении морской воды пресной в той же пропорции. Действительно, при поступлении в перемешанный слой толщиной H_n сравнительно небольшого количества пресной воды его толщина увеличится на ΔH . При условии равномерного перемешивания прежняя масса соли теперь распределится в этом большем объеме, из-за чего соленость уменьшится на ΔS , причем:

$$S/(S - \Delta S) = (H_n + \Delta H)/H_n. \quad (5)$$

Отсюда:

$$\Delta S = S \Delta H / H_n. \quad (6)$$

Например, при таянии арктического льда толщиной 3 м и растекании талой воды по вдвое большей акватории для $H_n = 50$ м и $S = 35‰$ получим $\Delta S = 1‰$.

Таким образом, мониторинг межгодовой изменчивости солености верхнего перемешанного слоя морей и океанов при изменении климата не менее актуален, чем контроль за изменением температуры воды.

В связи с этим в дальнейшем представляет интерес как анализ данных измерений по изменению температуры воды при распреснении с учетом реальной динамики теплового баланса, так и численное моделирование этих процессов с помощью региональных термогидродинамических моделей. Применительно к Черному морю эта задача осложняется сильной пространственной и сезонной изменчивостью распределения солености верхнего слоя в прибрежных акваториях, что требует проведения регулярных STD – измерений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булгаков Н.П. Конвекция в океане. - М: Наука, 1975. - 272 с.
2. Мамаев О.И. Термохалинный анализ вод Мирового океана. - Л.: Гидрометеоздат, 1987. - 296 с.
3. Осипов Ю.С. Фундаментальная наука как важнейший ресурс национальной инновационной системы // Вестник РАН. - 2004, т.74, № 10. - С.870-878.
4. Элли Р. Непредсказуемое изменение климата // В мире науки. - 2005, № 2. - С.44-51.
5. Murgay J.W., Top Z., Ozsoy E. Hydrographic properties and ventilation of the Black Sea // Deep Sea Research. - 1991, v.38, S2. - P.S663-S689.
6. Егоров Н.И. Физическая океанография. - Л.: Гидрометеоздат, 1974. - 450 с.
7. Океанографические таблицы. - Л.: Гидрометеоздат, 1975. - 478 с.
8. Дегтерев А.Х., В.В.Подольский. Моделирование влияния параметров атмосферы на региональный тепловой режим подстилающей поверхности. - В сб: Системы контроля окружающей среды. - Севастополь: МГИ НАН Украины, 2004, - С.165-167.
9. Дегтерев А.Х. Оценка повышения температуры деятельного слоя Черного моря за период 1985-1997 годы // Метеорология и гидрология. - М., 2000, № 6, - С.72-76.
10. Дегтерев А.Х., Репетин Л.Н., Севриков В.В. Сезонный ход температуры и осадков на Крымском побережье // Вестник СевГТУ. Механика, энергетика, экология. - Севастополь, 2002, вып.39, - С.123-128.