

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ДОСТУПНОЙ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ЭНЕРГИИ В ЧЕРНОМ МОРЕ

А.М. Суворов, И.Г. Островская

Морской гидрофизический институт
НАН Украины

г. Севастополь, ул. Капитанская, 2

E-mail: suvorov@alpha.mhi.iuf.net

На основе наиболее полного в настоящее время массива данных по температуре и солености, включающего наблюдения на 102000 океанографических станций, анализируются сезонная и межгодовая изменчивость доступной потенциальной энергии (ДПЭ) в слое 0-300 метров Черного моря. Выявлены значительные межгодовые колебания ДПЭ за период времени с 1960 по 1995 годы.

1. Введение

Доступная потенциальная энергия определяется как разность между суммой внутренней и потенциальной энергий в данный момент времени и наименьшим значением этой величины, которое может быть достигнуто при таком перераспределении масс, которое сохраняет энтропию и состав каждого элемента (Гилл, 1986). Наименьшее значение достигается в состоянии с устойчивой стратификацией плотности, горизонтальными изэнтропическими поверхностями и постоянным давлением на каждой из этих поверхностей (Вулис, Монин, 1975).

В качестве доступной потенциальной энергии в стратифицированной жидкости обычно понимают гравитационную доступную потенциальную энергию в виде запаса энергии в горизонтальных отклонениях поля плотности, т.е. ДПЭ рассматривается как превышение потенциальной энергии реального моря над минимально возможной потенциальной энергией, связанное с существованием горизонтальных градиентов плотности (наклонов изопикнических поверхностей). ДПЭ представляет собой

энергию, которая является доступной для превращения в кинетическую энергию. На рис.1 приведена схема бюджета механической энергии для Черного моря, построенная на основе схемы, используемой в работе Toggweiler and Samuels, (1998).

Точное вычисление ДПЭ требует знания состояния моря, в котором достигается минимум потенциальной энергии. Определение такого состояния для реального моря является сложной задачей, поэтому ДПЭ обычно оценивается по приближенным формулам. Для расчета кинетической энергии в реальном море необходимо большое количество данных по скоростям течений, поэтому обычно КЭ считают по моделям, когда поле скорости известно в каждом узле сетки.

По оценке Блатова А.С. и др. (1984) величина доступной потенциальной энергии для Черного моря составляет 30 Дж/м^3 для крупномасштабных процессов и 0.5 Дж/м^3 для синоптических вихрей. Альтман Э.Н. и др. (1984), Симонов А.И., Альтман Э.Н., (1991) исследовали сезонную изменчивость плотности доступной потенциальной энергии в верхнем 250-метровом слое по гидрологическому массиву данных, содержащему 53500 гидрологических станций с измерениями до 1984 года. Е.К. Demirov et al. (1999) оценили ДПЭ антициклонических вихрей в северо-западной части Черного моря и сравнили их с экспериментальными данными и результатами моделирования для всего бассейна.

В настоящей работе производится оценка доступной потенциальной энергии в Черном море и исследование ее сезонной и межгодовой изменчивости на основе более полного, по сравнению с предыдущими, массива данных. Он включает измерения гидрологических параметров с 1922 по 1998 год, в два раза превышает по количеству станций массив, использованный в работах Альтман Э.Н. и др. (1984), Симонов А.И., Альтман Э.Н., (1991) и позволяет провести более детальные исследования сезонной и межгодовой изменчивости ДПЭ.

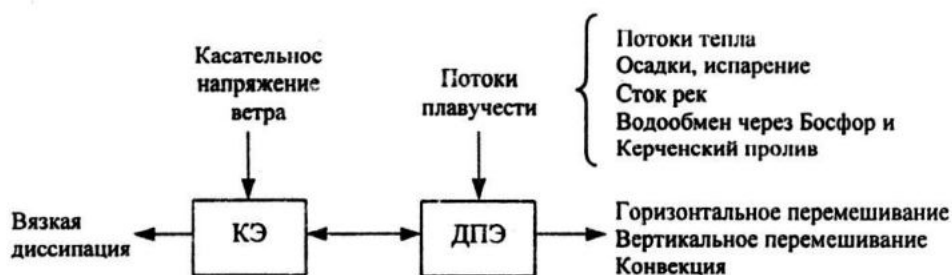


Рис.1. Схема энергетического бюджета.

2. Описание данных и методов

Для расчетов используется массив гидрологических данных из банка данных МГИ НАНУ - 102000 станций с 1922 по 1998 год. Распределение наблюдений по годам, месяцам и горизонтам приведено на рис.2.

В массиве данных измерения за период с 20-х по 60-е годы в глубоководной части моря в основном включают стандартные горизонты 0, 10, 25, 50, 75, 100, 150, 200, 300, 500, 1000, 2000. С 60-х годов измерения проводились и на других горизонтах, но количество стандартных горизонтов оставалось прежним. В 80-е годы, с появлением более совершенных приборов, частота измерений по глубине была увеличена и массив за эти годы включает зондирования через 10 метров, 5 метров и 1 метр, позволяющие более детально исследовать гидрологическую структуру моря.

Статистический контроль проводился по группам данных, разделенных по сезонам и по районам. Для увеличения обеспеченности данными на стандартных горизонтах проводилась вертикальная интерполяция с наблюдаемых горизонтов на стандартные. Для каждого горизонта выбирался интервал выше и ниже данного горизонта. Данные, попадающие в этот интервал использовались для интерполяции. Если количество наблюдений было 4 и более использовался метод интерполяции Reiniger and Ross (1968), 3 наблюдения - метод интерполяции Лагранжа, 2 наблюдения - метод линейной интерполяции, причем стандартный горизонт должен находиться между горизонтами на которых находятся наблюдения (NOAA, 1994). Если наблюдения имелись на горизонтах в пределах точности определения глубины прибора, то они использовались в качестве искомым.

Климатические поля температуры и солёности на стандартных горизонтах рассчитывались методом оптимальной интерполяции для каж-

дого месяца (Гандин Л.С., 1963; Беляев В.И., 1973). Значения вычислялись в узлах сетки - 5' по долготе и 8.57' по широте. Из многосуточных станций использовалось одно измерение в сутки. Для точек, в которые попало больше одного измерения, данные усреднялись сначала за месяц, а затем по всем годам.

ДПЭ рассчитывалась по приближенной формуле, использованной Oort et al. (1989) для расчетов в океане:

$$\text{ДПЭ} = -\frac{1}{2} g \int \frac{(\rho - \bar{\rho})^2}{\partial \bar{\rho}_0 / \partial z} dV, \quad (1)$$

где g - гравитационное ускорение, ρ - локальная плотность в точке сетки, $\bar{\rho}$ - средняя плотность на заданном горизонте, $\partial \bar{\rho}_0 / \partial z$ - градиент потенциальной плотности по вертикали (вертикальная устойчивость), $\bar{\rho}_0$ - осредненная на горизонте потенциальная плотность. Для расчета плотности использовалась формула UNESCO (1987), потенциальной температуры и потенциальной плотности - Гилл А. (1983).

3. Результаты расчетов. Сезонная изменчивость

Предварительный анализ данных показал, что термохалинная структура моря претерпевает значительную межгодовую изменчивость. Изменчивость теплового бюджета на поверхности, водного и солевого баланса приводят к колебаниям глубины залегания изопикнических поверхностей на глубине постоянного галоклина (Mittay et al, 1991, Еремеев и др., 1996, Суворов и др., 2001). В 80-е годы отмечено повышение солёности и температуры под постоянным галоклином, распреснение поверхностных слоев моря (Симонов А.И., Альтман Э.Н., 1991). С учетом этого факта и того, что данные

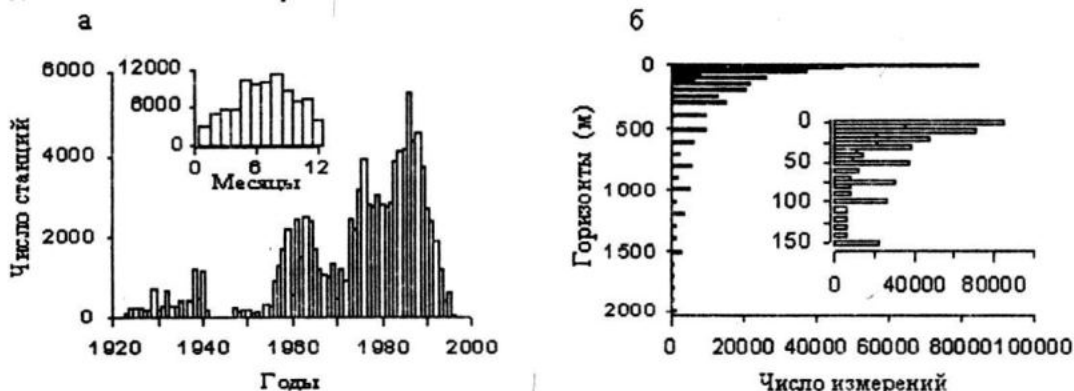


Рис.2. Распределение количества станций по годам и по месяцам - а, и количества измерений по горизонтам - б.

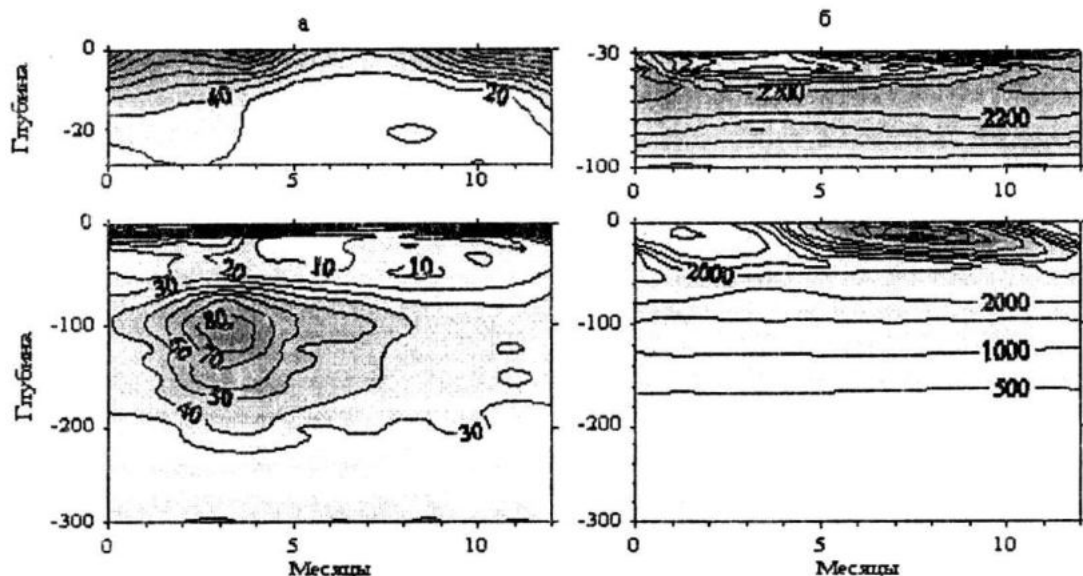


Рис. 3. а – годовой ход средней на горизонтах плотности доступной потенциальной энергии ($\text{Дж}/\text{м}^3$), б – годовой ход средней на горизонтах статической устойчивости ($10^{-5} \text{ кг}/\text{м}^4$)

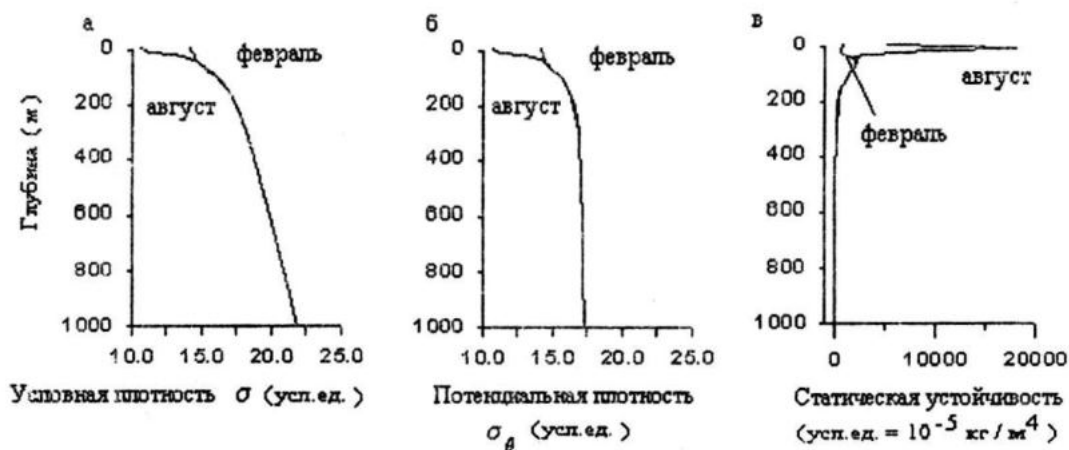


Рис. 4. Средняя по акватории климатическая условная плотность (а), потенциальная плотность (б) и статическая устойчивость в Черном море (в).

не являются однородными по времени и пространству, для расчета климатических полей температуры и солёности за период с 1922 по 1998 год была использована вертикальная сетка с более редкими горизонтами в верхнем стометровом слое, чем можно было бы использовать для расчетов за более короткий период, например, десятилетний. Расчеты проводились на горизонтах: 0, 10, 20, 30, 40, 50, 75, 100, 120, 150, 200, 300, 500, 600, 800, 1000, 1200, 1500, 1800, 2000 м метров, являющихся стандартными для всего периода измерений в Черном море.

Рассчитанный по климатическим данным годовой ход плотности доступной потенциальной энергии в верхнем слое моря приведен на рис. 3а. Максимальные значения осредненной на

горизонтах по площади плотности ДПЭ наблюдаются на поверхности и на глубинах 90–110 метров. На поверхности большая величина плотности доступной потенциальной энергии (до $160 \text{ Дж}/\text{м}^3$) обусловлена в основном значительными горизонтальными градиентами плотности на северо-западном шельфе в районе стока реки Дунай.

Минимальные значения доступной потенциальной энергии на поверхности достигаются в июне – августе. В области термоклина в это время наблюдаются максимальные для Черного моря значения статической устойчивости (рис. 3б, 4в).

В слое от 20 до 50 метров, в течении всего года, величина средней на горизонтах

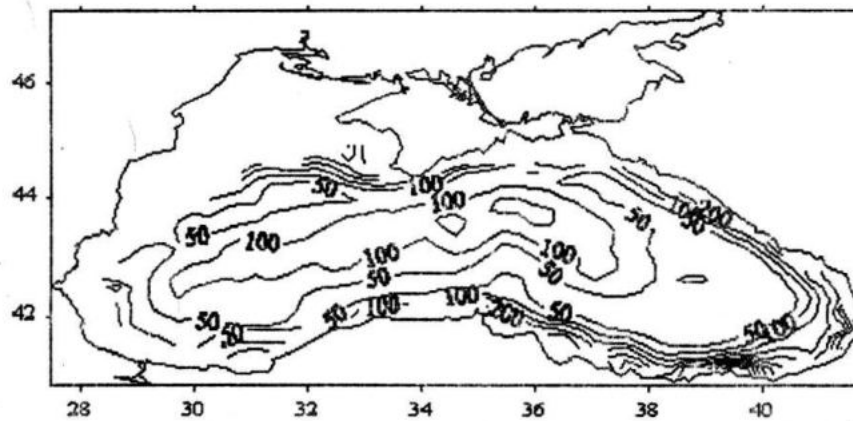


Рис. 5. Поле плотности доступной потенциальной энергии ($\text{Дж}/\text{м}^3$) на глубине 100 метров для марта.

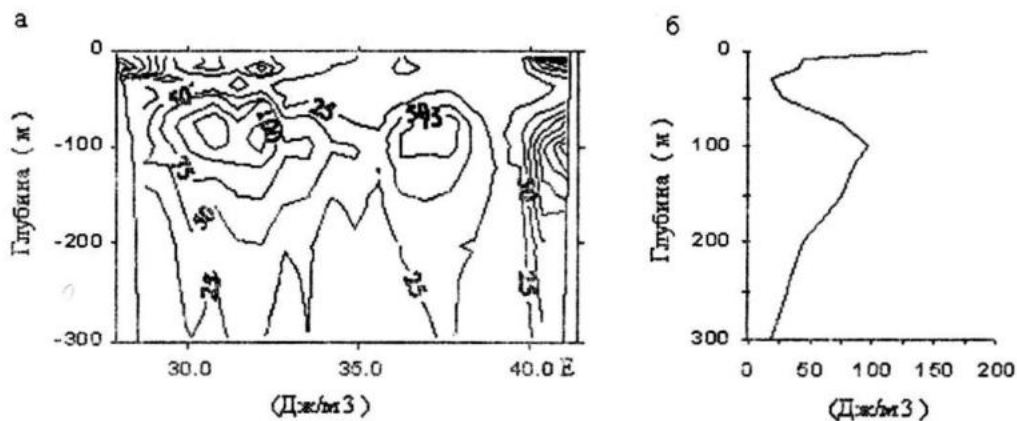


Рис. 6. Зональный разрез плотности ДПЭ ($\text{Дж}/\text{м}^3$) по широте $42^\circ 83'$ - (а) и профиль плотности ДПЭ ($\text{Дж}/\text{м}^3$) - (б) для марта.

плотности ДПЭ составляет менее $20 \text{ Дж}/\text{м}^3$ за исключением февраля и марта, когда величина ДПЭ увеличивается до $30 \text{ Дж}/\text{м}^3$.

На глубине постоянного галоклина, от 50 метров до 300 метров, величина средней на горизонтах плотности ДПЭ $30 \text{ Дж}/\text{м}^3$ и более сохраняется в течение всего года (рис. 3а). На глубинах 90-110 метров величина средней плотности ДПЭ начиная с января начинает увеличиваться, достигает в марте максимума $80 \text{ Дж}/\text{м}^3$, затем постепенно уменьшается. В августе величина ДПЭ становится равной $30 \text{ Дж}/\text{м}^3$ и это состояние сохраняется до декабря месяца. Так как статическая устойчивость на этих глубинах меняется незначительно в течение года, то, как следует из формулы (1), увеличение значения плотности ДПЭ обусловливается увеличением наклона изопикнических поверхностей.

На рисунках 5 и 6 приведены поле плотности ДПЭ на глубине 100 метров и разрез плотности ДПЭ по широте $42^\circ 83'$ для марта. Наибольшие значения плотности ДПЭ от 100 до $400 \text{ Дж}/\text{м}^3$ находятся в областях максимального наклона

изопикнических поверхностей - вдоль берегового склона - особенно в восточной и юго-восточной частях моря. В центральной части моря максимальные значения плотности ДПЭ наблюдаются в областях западного - до $125 \text{ Дж}/\text{м}^3$ и восточного - до $75 \text{ Дж}/\text{м}^3$ циклонических круговоротов на глубине 75-100 метров.

Распределение плотности ДПЭ, приведенное на рис. 3а, в целом согласуется с результатами, полученными в работах Альтман Э.Н. и др. (1984), Симонов А.И., Альтман Э.Н., (1991). Подтверждается основной вывод о существовании сезонного цикла в крупномасштабной циркуляции вод в Черном море.

4. Межгодовая изменчивость

В настоящее время актуальное значение приобрели климатические исследования гидрологической структуры моря. Исследования сезонной изменчивости ДПЭ на основе климатического массива данных показали, что в слое галоклина на глубине 100 метров в марте наблюдается максимум ДПЭ. Поэтому предваритель-

ные исследования межгодовой изменчивости ДПЭ были проведены для марта, хотя март является одним из наименее обеспеченных данными месяцев (рис.2а). Были проведены расчеты по данным, включающим измерения за десятилетия, начиная с 1960 года, с пятилетним сдвигом, по более частой по сравнению с климатическими расчетами сетке по вертикали. Использовались следующие горизонты: до 30 метров через каждые 5 метров, до 150 метров через 10 метров, далее – 200, 250, 300 метров.

Для анализа временной изменчивости ДПЭ рассмотрена изменчивость средних на горизонтах величин входящих в числитель и знаменатель в формуле (1). Графики, проведенные через осредненные по площади на стандартных горизонтах значения плотности ДПЭ ($\text{Дж}/\text{м}^3$), квадрата аномалий поля плотности ($\text{кг}/\text{м}^3$)², стоящего в числителе формулы (1), и статической устойчивости ($\text{кг}/\text{м}^4$), стоящей в знаменателе, приведены на рис.7.

Статическая устойчивость за рассматриваемый период с 1960 по 1995 год постепенно увеличилась в области галоклина, в слое от 50 до 100-120 метров (рис. 7в). Ниже, в слое от 120 до 300 метров, она уменьшилась незначительно по сравнению с верхним слоем галоклина.

Квадрат аномалий поля плотности, характеризующий горизонтальную неоднородность поля плотности, создаваемую наклоном изо-

пикнических поверхностей, также значительно увеличился в слое от 50 метров до 120-130 метров (рис. 7б). Это вызвано сгущением изопикн в результате роста устойчивости плотностной стратификации и увеличения наклона изопикнических поверхностей. Ниже горизонтов 120-130 метров до глубины 300 метров ситуация обратная.

Максимум плотности ДПЭ почти во все периоды достигается на глубинах 80-100 метров. Средняя по морю плотность ДПЭ на горизонтах 80-100 метров изменилась незначительно. В области пикноклина выше 120-130 метров ДПЭ постепенно увеличилась, ниже в слое от 120-130 метров до 300 метров величина плотности ДПЭ постепенно уменьшилась (рис. 7а).

По расчетам за период 1966-1975 гг. профиль плотности ДПЭ имеет значительные аномальные отклонения от профиля, рассчитанного по климатическому массиву данных. Это может быть объяснено неоднородным распределением данных по пространству в восточной части моря. Поэтому графики средних на горизонтах квадрата аномалий поля плотности и плотности ДПЭ за этот период не приведены на рис.7.

Оценивалась также межгодовая изменчивость средних значений за каждый десятилетний период статической устойчивости, квадрата аномалий поля плотности и ДПЭ в слое 30-300 метров. Средние значения в слое 30-300 метров определялись как результат деления

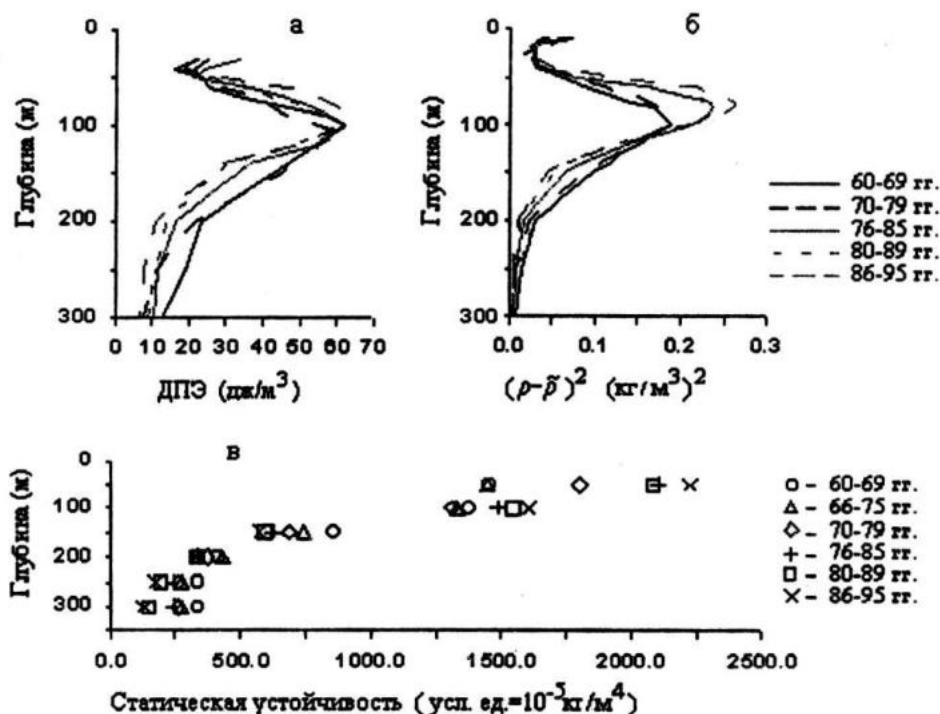


Рис. 7. Рассчитанные для марта средние на стандартных горизонтах значения (а) - плотности ДПЭ ($\text{Дж}/\text{м}^3$), (б) - квадрата аномалий поля плотности ($\text{кг}/\text{м}^3$)², (в) - статической устойчивости ($10^{-5} \text{кг}/\text{м}^4$).

интегральных значений в этом слое на глубину слоя.

Изменчивость средних значений (разность между максимальным и минимальным значениями) статической устойчивости в слое от 30 до 300 метров равна $30 \times 10^{-5} \text{ кг/м}^4$ ($880 \times 10^{-5} \text{ кг/м}^4$ в 80-е годы, $850 \times 10^{-5} \text{ кг/м}^4$ - в 70-е годы). Это составляет около 4 % от изменчивости на горизонте 50 метров ($1400 \times 10^{-5} \text{ кг/м}^4$ в 1960-1969 гг., $2200 \times 10^{-5} \text{ кг/м}^4$ в 1985-1995 гг.) (рис. 7в) и столько же от средней величины этих значений.

Изменчивость средних значений квадрата аномалий поля плотности $(\rho - \rho_0)^2 \text{ (кг/м}^3)^2$ в слое от 30 до 300 метров равна $0.005 \text{ (кг/м}^3)^2$ ($0.070 \text{ (кг/м}^3)^2$ в 1970-1979 гг. и $0.075 \text{ (кг/м}^3)^2$ 1985-1995 гг.). Это составляет около 3 % от изменчивости на горизонте 75 метров ($0.142 \text{ (кг/м}^3)^2$ в 1960-1969 гг., $0.260 \text{ (кг/м}^3)^2$ в 1985-1995 гг.) (рис. 7б) и приблизительно 7 % от средней величины этих значений.

Средние значения ДПЭ за каждый десятилетний период в слое от 30 до 300 метров меняются от 34.4 Дж/м^3 в 60 - годы до 27.7 Дж/м^3 в 1985-1995 гг. Это составляет 35 % от изменчивости на горизонте 150 метров (рис. 7а) и 25 % от средней величины этих значений.

Таким образом, интегральные значения статической устойчивости и квадрата аномалий поля плотности $(\rho - \rho_0)^2 \text{ (кг/м}^3)^2$ незначительно изменились за период с 1960 по 1995 год, а вертикальная структура пикноклина трансформировалась - устойчивость плотностной стратификации в верхнем слое пикноклина увеличилась, а ниже горизонта 120 метров уменьшилась. В период с 1960 по 1995 год в слое 30-300 метров наблюдается тенденция к уменьшению интегральной величины доступной потенциальной энергии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альтман Э.Н., Гертман И.Ф., Фомин В.В., 1984: Доступная потенциальная энергия как показатель сезонной цикличности циркуляции вод Черного моря, // Труды научно-технической конференции "Экспериментальные и теоретические исследования волновых процессов в океане и использование их результатов для нужд народного хозяйства", Севастополь, 28-30 ноября Деп. в ВИНТИ, №4133-85.
2. Беляев В.И., 1973, Обработка и теоретический анализ океанологических наблюдений, - Киев: Наукова думка, - 295 с.
3. Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А. и др., 1984: Изменчивость гидрофизических полей Черного моря -Л.: Гидрометеоздат, -239 с.
4. Вулис И.Л., Монин А.С., 1975: О доступной потенциальной энергии океана. Доклады Академии наук СССР, том 221, № 3, с. 597-600.
5. Гандин Л.С. Объективный анализ метеорологических полей - Л.: Гидрометеоздат, 1963.-287 с.
6. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР, т.4, Черное море, вып.1, Гидрометеорологические условия / под ред. А.И. Симонова и Э.И. Альтмана. -Л.: Гидрометеоздат, 1991.-430 с.
7. Гилл А., Динамика атмосферы и океана, в 2-х томах, М.: Мир, 1986.
8. Еремеев В.Н., Суворов А.М., Халиулин А.Х., Годин Е.А. О соответствии верхней границы H_2S -зоны определенной изопикнической поверхности в Черном море по многолетним наблюдениям, Океанология, т.36, №2, 1996, с235-240.
9. Суворов А.М., Халиулин А.Х., Годин Е.А. Долгопериодные колебания верхней границы сероводородной зоны Черного моря как реакция на изменчивость климата // В сб. научн. тр. Системы контроля окружающей среды, НАН Украины, Севастополь, МГИ, 2001, с. 191-193.
10. Demirov E.K., Oguz T., Diaconu V., Ganeva M., 1999, Thermohaline and energetic characteristics of anticyclonic gyres in the western part of the Black Sea, International Conference Oceanography of the Eastern Mediterranean and Black Sea, 23-26 February, Athens, Greece.
11. Murray J.M., Top Z., Ozsoy E. (1991) Hydrographic properties and ventilation of the Black sea. Deep-sea Res., Vol. 38, suppl. 2, pp. 663-689.
12. NOAA Atlas NESDIS 4, World ocean atlas 1994, Volume 4: Temperature, U.S. Department of commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, Washington, D.C.
13. Oort, A.H., S.C.Asher, S Levitus and J.P. Peixoto, 1989: New estimates of the available potential energy in the world ocean, *J.Geophys. Res.*, 94, 3187-3200.
14. Reiniger, R.F., and C.F. Ross, 1968: A method of interpolation with application to oceanographic data *Deep-Sea Res.*, Vol. 15, pp. 185-193.
15. Toggweiler J.R. and B. Samuels, 1998: On the ocean's large-scale circulation near the limit of no vertical mixing. *J. Phys.Oceanogr.*, vol. 28, 1832-1852.
16. UNESCO technical paper in marine science № 40, UNESCO, 1987, v. 4, 97-100.