

Анализ результатов наблюдений и методы расчета гидрофизических полей океана

УДК 561.465(262.5)

А.М. Суворов, И.Г. Шокурова

Годовая и междесятилетняя изменчивость доступной потенциальной энергии в Черном море

На основе климатического массива данных по температуре и солёности, включающего наблюдения на 102 000 океанографических станций в 1910 – 1998 гг., оценивается величина доступной потенциальной энергии крупномасштабных процессов в слое 0 – 300 м Черного моря и рассматривается ее годовая изменчивость. Среднегодовое значение доступной потенциальной энергии в деятельном слое 0 – 300 м составляет $13,5 \times 10^{14}$ Дж, максимальное значение в марте 25×10^{14} Дж, минимальное в августе 8×10^{14} Дж. В осенне-зимний период происходит увеличение плотности доступной потенциальной энергии в слое 0 – 50 м с максимумом в декабре – январе (30 Дж/м^3). С января плотность доступной потенциальной энергии увеличивается в слое главного пикноклина 50 – 150 м с максимумом в марте (50 Дж/м^3), затем к августу уменьшается (14 Дж/м^3). Для августа исследуется междесятилетняя изменчивость доступной потенциальной энергии в слое 50 – 300 м по данным за десятилетние периоды с пятилетним сдвигом с 1956 по 1995 г. Наибольшая изменчивость имеет место на горизонте 100 м. Максимальные средние по морю значения доступной потенциальной энергии отмечаются в 1961 – 1970 гг. и 1986 – 1995 гг., минимальные — в 1976 – 1985 гг.

Введение. Для океана доступная потенциальная энергия (ДПЭ) определяется как разность между суммой внутренней (ВЭ) и потенциальной энергий (ПЭ) в любой момент времени и минимальным значением этой величины, которое достигается при адиабатическом перераспределении жидких частиц, сохраняющем энтропию [1]. При этом сумма кинетической (КЭ), потенциальной и внутренней энергий остается постоянной. ДПЭ является положительно-определенной величиной. Минимум достигается в состоянии с устойчивой стратификацией плотности, горизонтальными изэнтропическими поверхностями и постоянным давлением на каждой из этих поверхностей [2]. Доступная потенциальная энергия представляет собой ту часть потенциальной энергии, которая является доступной для превращения в кинетическую энергию.

Первоначально понятие доступной потенциальной энергии, введенное Маргулесом в 1903 г. для объяснения отдельных штормов, Лоренц применил для анализа общей циркуляции атмосферы [3, 4].

К формам энергии, играющим существенную роль в процессах общей циркуляции, Лоренц отнес кинетическую, потенциальную и внутреннюю энергии [4]. Другие формы энергии, хотя они локально и могут быть важны, не преобразуются в больших количествах в КЭ, ПЭ или ВЭ [4].

Лоренц показал, что ПЭ и ВЭ одновременно возрастают или убывают и удобно рассматривать их как единую форму энергии, названную Маргулесом (1903) полной потенциальной энергией (ППЭ). Далее ППЭ разделяется на ДПЭ и недоступную потенциальную энергию (НПЭ). При этом НПЭ определяется как эталонное состояние атмосферы, обладающее минимально возможным значением ППЭ. В этом состоянии изобарические поверхности и

© А.М. Суворов, И.Г. Шокурова, 2004

ISSN 0233-7584. Мор. гидрофиз. журн., 2004, № 2

поверхности постоянной потенциальной температуры горизонтальны, и потенциальная температура нигде не уменьшается с высотой. ДПЭ представляет собой превышение ППЭ над НПЭ и определяется как разность между ППЭ и НПЭ. Так как обратимые адиабатические процессы, приводящие к превращению ППЭ в КЭ, не изменяют эталонного состояния, они не влияют на величину НПЭ, поэтому превращение ППЭ в КЭ эквивалентно превращению ДПЭ в КЭ.

Таким образом, доступная потенциальная энергия — это часть полной потенциальной энергии (суммы внутренней и потенциальной энергий), которая может перейти в кинетическую энергию в результате обратимых адиабатических процессов (изэнтропических процессов — процессов, проходящих без теплообмена с окружающей средой и сохраняющих энтропию).

На основе этого определения Лоренц вывел аналитическую формулу для вычисления ДПЭ и разработал ряд приближенных выражений. По ним были выполнены оценки ДПЭ для атмосферы [5 – 7].

Согласно [7], ДПЭ и КЭ атмосферы оцениваются соответственно в $22,7 \times 10^{20}$ и $6,1 \times 10^{20}$ Дж, а на единицу поверхности Земли составляют $44,4 \times 10^5$ и $11,8 \times 10^5$ Дж/м². Плотность ДПЭ при средней высоте атмосферы 24 000 м [8] (расстояние между поверхностью Земли и уровнем 25 мбар) составляет 185 Дж/м³, плотность КЭ — 49,16 Дж/м³.

Внутренняя и потенциальная энергии атмосферы оцениваются соответственно $88,9 \times 10^{22}$ и $33,4 \times 10^{22}$ Дж, а на единицу поверхности Земли составляют $17,36 \times 10^8$ и $6,53 \times 10^8$ Дж/м² [8].

Исследования ДПЭ в атмосфере показали, что чем больше дисперсия и горизонтальные градиенты температуры, тем ДПЭ выше. При увеличении статической устойчивости ДПЭ имеет тенденцию к понижению и наоборот.

Для океана, из-за сложности уравнения состояния, нет аналитического соотношения для расчета ДПЭ, как для атмосферы. В океане, если пренебречь изменениями солёности, адиабатичность сводится к изэнтропичности и указанный минимум энергии достигается в состоянии с устойчивой стратификацией плотности, горизонтальными изэнтропическими поверхностями и постоянным давлением на каждой из этих поверхностей [1, 2].

Основываясь на таком определении, авторы работы [2] выполнили оценку ДПЭ для Атлантического океана по климатическим данным о температуре. Океан разбивался на элементарные боксы, в которых вычислялись плотность энтропии, ВЭ боксов и отклонение ПЭ боксов от ее значения, получающегося при постоянном стандартном значении плотности морской воды. Затем положение всех боксов перераспределялось в порядке убывания энтропии сверху вниз по глубине. В результате перемещения боксов Атлантический океан был переведен изэнтропическим путем в состояние с устойчивой стратификацией (убыванием энтропии с глубиной), горизонтальными изэнтропическими поверхностями и постоянным гидростатическим давлением на каждой из них, т.е. в состояние с минимально возможной энергией. Для каждого бокса снова рассчитывались ВЭ и отклонение ПЭ. Разница в полученных суммарных для всего океана значениях отклонений ПЭ и являлась оценкой ДПЭ для Атлантического океана. Оценка плотности ДПЭ составила 7×10^2 Дж/м³.

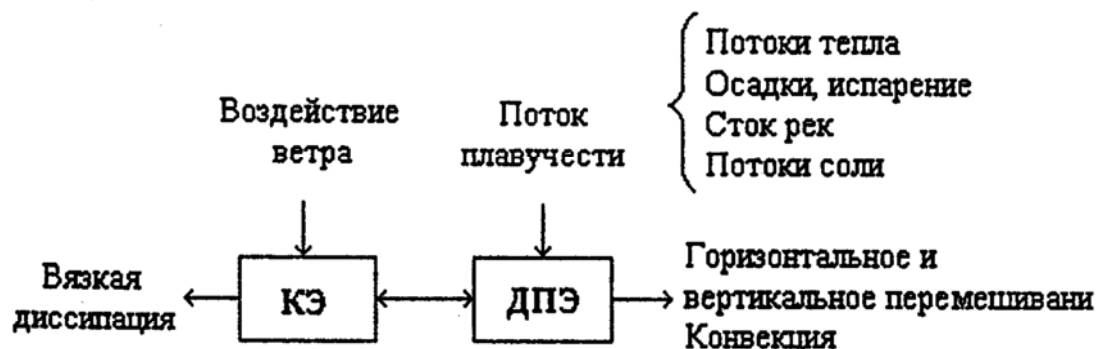
В работе [8] сделаны оценки ДПЭ и КЭ для всех океанов и среднего значения для Мирового океана. Авторы использовали приближенное выражение Лоренца [3], для которого не требуется знание состояния с минимумом энергии. Они оценивали доступную гравитационную потенциальную энергию, учитывая тот факт, что доступная внутренняя энергия составляет 10 – 20% общей доступной энергии [9]. Следуя подходу Лоренца [3], они разделили КЭ и ДПЭ на энергию, связанную с зонально осредненными полями скорости и плотности, и энергию, связанную с вихрями (стационарными и синоптическими), и оценили каждую составляющую отдельно. ДПЭ вихрей составила около 20% зонально осредненной ПЭ.

Суммарные по всем составляющим ДПЭ и КЭ для Мирового океана оцениваются соответственно в $2,14 \times 10^{20}$ и $0,028 \times 10^{20}$ Дж, а на единицу поверхности составляют $6,08 \times 10^5$ и $0,08 \times 10^5$ Дж/м². Плотность ДПЭ при средней глубине Мирового океана 3740 м [8] составляет 162,5 Дж/м³, КЭ — 2,14 Дж/м³.

Средняя плотность ДПЭ на поверхности составляет $3,64 \times 10^3$ Дж/м³, на глубине 100 м — $0,77 \times 10^3$ Дж/м³, 500 м — $0,5 \times 10^3$ Дж/м³, 1000 м — $0,33 \times 10^3$ Дж/м³, 3000 м — $0,5 \times 10^3$ Дж/м³ [8].

Оценки внутренней и потенциальной энергий для Мирового океана составляют соответственно $158,4 \times 10^{25}$ и $2,1 \times 10^{25}$ Дж, на единицу поверхности $45,2 \times 10^{11}$ и $0,6 \times 10^{11}$ Дж/м² [8]. Так как масса и теплоемкость океана больше, чем атмосферы, полная энергия в океане на три порядка больше, чем в атмосфере. Однако суммарное значение ДПЭ океана составляет 0,09-ю часть ДПЭ атмосферы, а КЭ океана — лишь только 0,005-ю часть КЭ атмосферы [8]. Плотности ДПЭ атмосферы и океана приблизительно равны, а отношение плотностей КЭ океана и атмосферы равно 0,044.

Схема энергетического бюджета океана приведена на рис. 1 [10]. Воздействие ветра является внешним источником КЭ в океане. Доступная гравитационная потенциальная энергия в стратифицированной жидкости находится в виде запаса энергии в горизонтальных отклонениях поля плотности. Эти отклонения создаются потоками тепла и соли на поверхности океана или в результате движения жидкости. Между ДПЭ и КЭ возможны взаимные превращения в зависимости от того, какие процессы доминируют в генерации ДПЭ [10].



Р и с. 1. Схема энергетического бюджета океана [10]

Жидкость, находящаяся в состоянии геострофического равновесия, отдает лишь небольшое количество ПЭ. Но возмущения такого течения часто могут возрасти, что приводит к высвобождению гораздо большего количества ПЭ [1]. В результате неустойчивости крупномасштабных течений в океане ДПЭ этих течений преобразуется в энергию синоптических вихрей [1, 11, 12].

Большинство расчетов ДПЭ в океане делается для оценки энергозапаса и исследования эволюции синоптических вихревых образований [13 – 16]. Для Черного моря плотность ДПЭ составляет $\approx 30 \text{ Дж/м}^3$ для крупномасштабных процессов и $\approx 0,5 \text{ Дж/м}^3$ для синоптических вихрей [15].

Сезонная изменчивость плотности ДПЭ в верхнем 250-метровом слое Черного моря исследовалась в работах [17, 18] по гидрологическому массиву данных, содержащему измерения 53500 гидрологических станций с 1903 по 1982 г. Делается вывод о циклическом характере накопления ДПЭ в основном бароклинном слое — постоянном галоклине в Черном море.

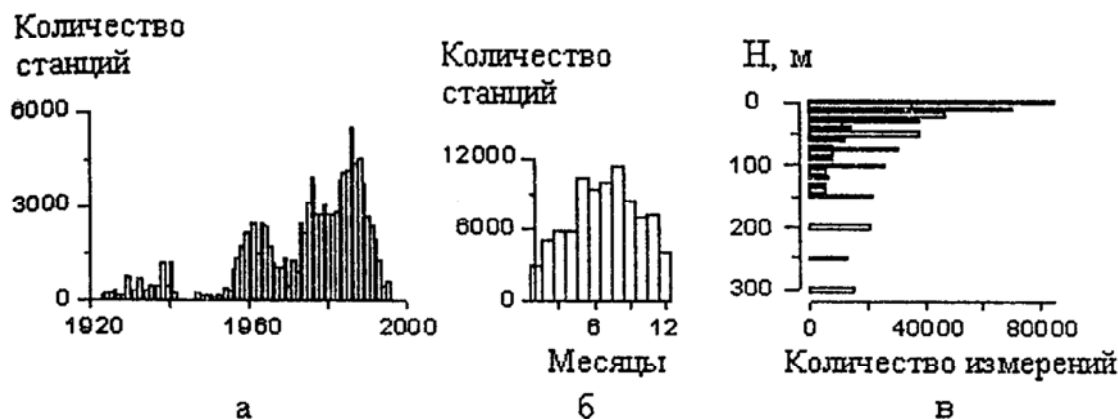
Годовой цикл изменчивости ДПЭ крупномасштабного климатического состояния и ДПЭ синоптических флюктуаций в Черном море рассчитывался в [12]. Расчеты проводились в слое 0 – 1500 м на основе массива данных, использованного в [17, 18]. Отмечается, как и в [17, 18], что наибольшей плотностью ДПЭ обладает основной бароклиный слой Черного моря — постоянный галоклин между горизонтами 75 – 150 м. Максимальных значений ДПЭ (а следовательно, и интенсивность геострофической циркуляции) достигает в марте – апреле. Минимальные значения кроме поверхностного слоя локализованы в окрестностях горизонтов 300 и 1500 м. Показано, что климатическая и синоптическая ДПЭ в Черном море имеют сравнимые значения, что связано с небольшими размерами моря и сравнимостью горизонтальных размеров синоптических и климатических неоднородностей.

Авторы работы [19] 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 даются оценки ДПЭ крупномасштабных процессов в Черном море и ее годовой изменчивости. В статье также приводятся результаты расчетов междесятилетней изменчивости ДПЭ в 1956 – 1995 гг. по данным, осредненным за десятилетние периоды (с пятилетним сдвигом) для августа. Расчеты проводились для тех же десятилетних периодов, для которых ранее были сделаны расчеты для марта по данным 1960 – 1995 гг. [20]. Для марта показано, что среднее значение ДПЭ в слое 30 – 300 м в 1960 – 1995 гг. имеет тенденцию к понижению [20].

Расчеты проводятся на основе массива гидрологических данных по Черному морю банка данных МГИ НАН Украины. Он является самым полным современным массивом данных по Черному морю и содержит к настоящему времени гидрологические измерения 1890 – 2001 гг. Современный массив данных позволяет провести исследования сезонной изменчивости не только среднего по морю значения ДПЭ, но и оценить изменчивость ДПЭ по акватории моря на различных горизонтах.

Описание данных и методов. Для расчета ДПЭ используется массив данных, включающих измерения по температуре и солености на 102 000 станций в 1910 – 1998 гг. Распределение наблюдений по годам, месяцам и горизонтам приведено на рис. 2. До 1923 г. измерения носят единичный характер, и на рис. 2 они не учитываются.



Р и с. 2. Распределение количества станций по годам (а), по месяцам (б) и количества измерений по горизонтам (в)

Статистический контроль осуществлялся по группам данных, разделенных по сезонам и районам. Для увеличения обеспеченности данными на стандартных горизонтах проводилась вертикальная интерполяция с наблюдавшихся горизонтов на стандартные по методике из работы [21]. Для каждого горизонта выбирался интервал выше и ниже данного горизонта. Данные, попадающие в этот интервал, использовались для интерполяции. Если количество наблюдений было четыре и более, применялся метод интерполяции Рейнигера – Росса [22], для трех наблюдений — метод интерполяции Лагранжа, для двух — метод линейной интерполяции, причем стандартный горизонт должен был находиться между горизонтами, на которых проводились наблюдения. Если наблюдения были на соседних горизонтах, находящихся 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 каждого месяца [23, 24]. Значения вычислялись в узлах сетки с размером ячейки 5' по долготе и 8,57' по широте. Из многосуточных станций использовалось одно измерение в сутки. Для координат, в которые попадает больше одного измерения, данные осреднялись сначала за месяц, а затем по всем годам. Полученные поля сглаживались по формуле

$$x(i, j) = \frac{n-1}{\sum_{k, m=-n+1}^{n-1} x(i+k, j+m) f(k, m)}, \quad (1)$$

где $x(i, j)$ — значение температуры или солёности в точке сетки с координатами i и j ; $f(k, m) = 1 - \frac{k^2 + m^2}{n^2}$, $f(k, m) \geq 0$ — весовая функция, n — количество точек сетки, попадающих в радиус сглаживания.

На основе полученных полей температуры и солёности ДПЭ рассчитывалась по приближенной формуле [8]

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

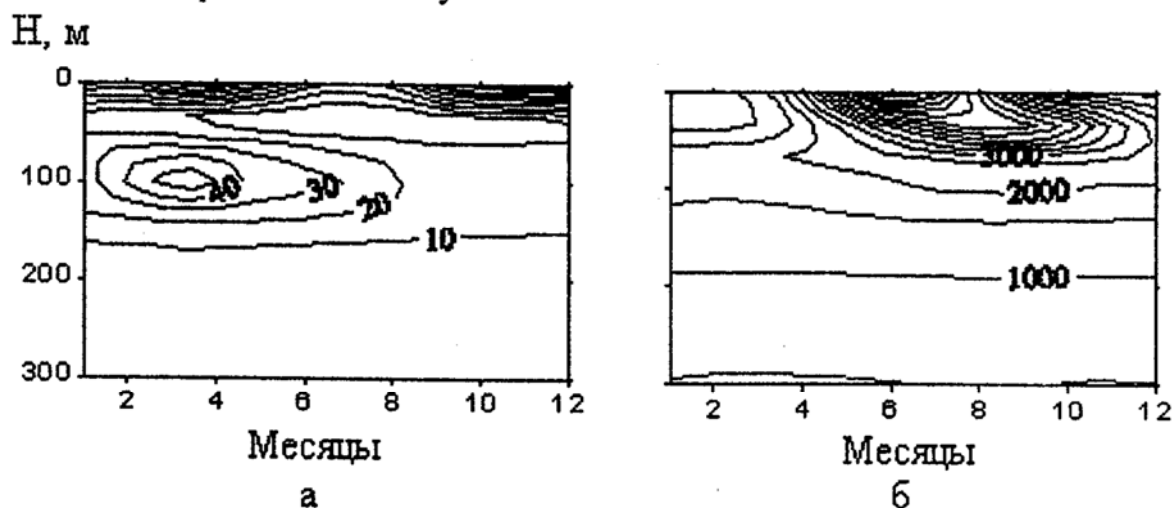
где g — гравитационное ускорение, ρ — локальная плотность в точке сетки, $\bar{\rho}$ — средняя плотность на заданном горизонте, $\partial \bar{\rho}_\theta / \partial z$ — градиент потенциальной плотности по вертикали (статическая устойчивость), $\bar{\rho}_\theta$ — средняя на горизонте потенциальная плотность, V — объем исследуемого слоя жидкости. Для расчета плотности использовалась формула ЮНЕСКО [25], потенциальной температуры и потенциальной плотности — из работы [1].

Расчеты проводились для горизонтов: 0, 10, 20, 30, 40, 50, 75, 100, 120, 150, 200, 300 м, являющихся стандартными для всего периода измерений в Черном море.

Годовая изменчивость. ДПЭ рассчитывалась в каждом узле сетки на каждом горизонте по всей акватории моря, включая северо-западный шельф. Для исследования изменчивости ДПЭ использовались средние на горизонтах значения плотности ДПЭ (Дж/м^3), средние значения плотности ДПЭ в слоях 0 – 50, 50 – 150 и 150 – 300 м (Дж/м^3) и суммарные значения в слоях (Дж). Средние значения в слоях считались по формуле прямоугольников с учетом площади моря на каждом горизонте.

Рассчитанная величина ДПЭ в значительной степени зависит от густоты данных и степени сглаживания полей температуры и солёности. При увеличении значения n , т. е. увеличении радиуса сглаживания, величина ДПЭ снижается. Сглаживание проводилось при $n = 5$, т. е. в области с радиусом 25 миль. Таким образом отфильтровывались возмущения, имеющие размеры менее радиуса деформации Россби (в Черном море — 30 км [15]).

Полученный в результате расчетов по климатическим данным годовой ход средней на горизонтах плотности ДПЭ приведен на рис. 3, а. Максимальные значения осредненной на горизонтах по площади плотности ДПЭ находятся на поверхности и на глубинах 75 – 120 м.



Р и с. 3. Годовой ход средней на горизонтах плотности ДПЭ, Дж/м^3 (а) и средней на горизонтах статической устойчивости, 10^{-5} кг/м^4 (б)

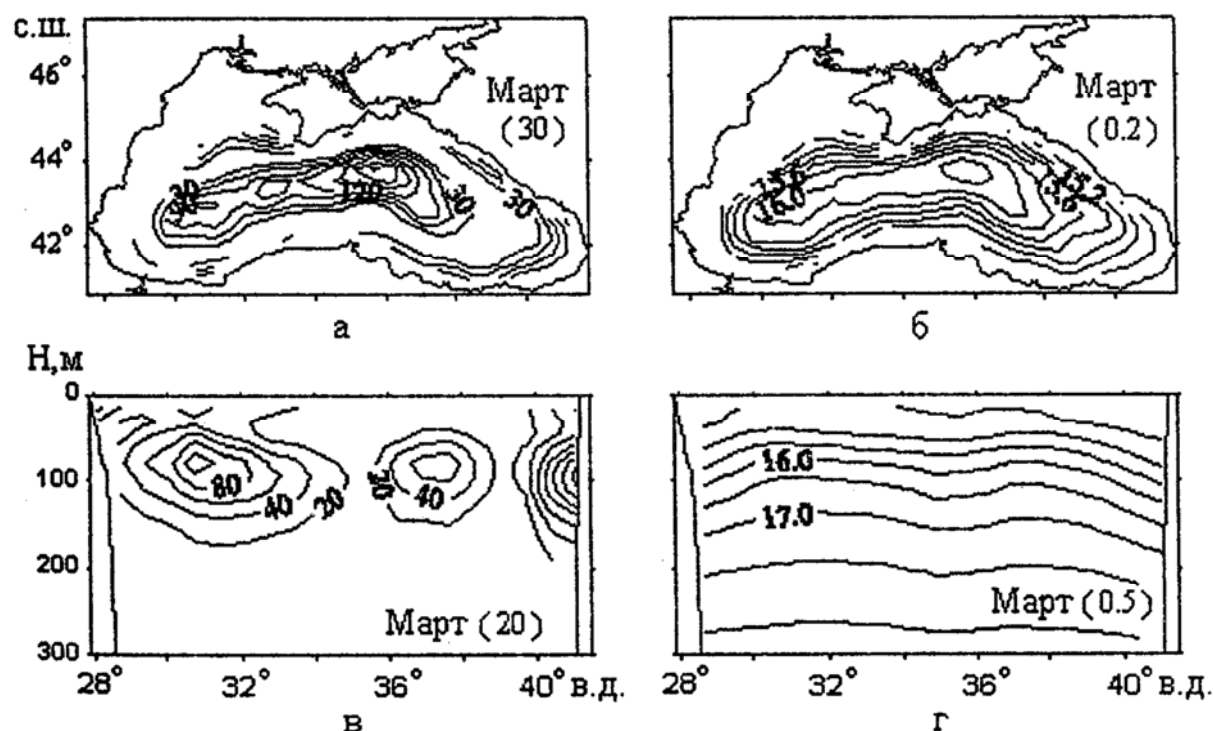
На поверхности большая величина ДПЭ обусловлена в основном значительными горизонтальными градиентами плотности на северо-западном шельфе в районе стока р. Дунай. Годовая изменчивость ДПЭ на поверхности определяется годовой изменчивостью стока рек, потоков тепла, осадков и ис-

парения. Минимальные значения ДПЭ на поверхности наблюдаются с июня по август, максимальные (до 100 Дж/м^3) — в апреле, октябре – декабре.

В слое 10 – 50 м в летние месяцы из-за высокой статической устойчивости (рис. 3, б) величины средней на горизонтах плотности ДПЭ составляют менее 10 Дж/м^3 , в осенне-зимний период значительно увеличиваются до 30 Дж/м^3 .

В слое постоянного галоклина на глубинах 75 – 120 м величина средней плотности ДПЭ начиная с января увеличивается, достигает в марте максимума (среднее значение на горизонте 100 м свыше 60 Дж/м^3), затем постепенно уменьшается. Распределение плотности ДПЭ, приведенное на рис. 3, а, хорошо согласуется с результатами, полученными в работах [12, 17, 18]. Отличие состоит в том, что по современному массиву данных, включающему дополнительно измерения 1983 – 1998 гг., ДПЭ имеет более четкий максимум, который отмечается в марте. В работах [12, 17, 18] максимум отмечался в марте – апреле.

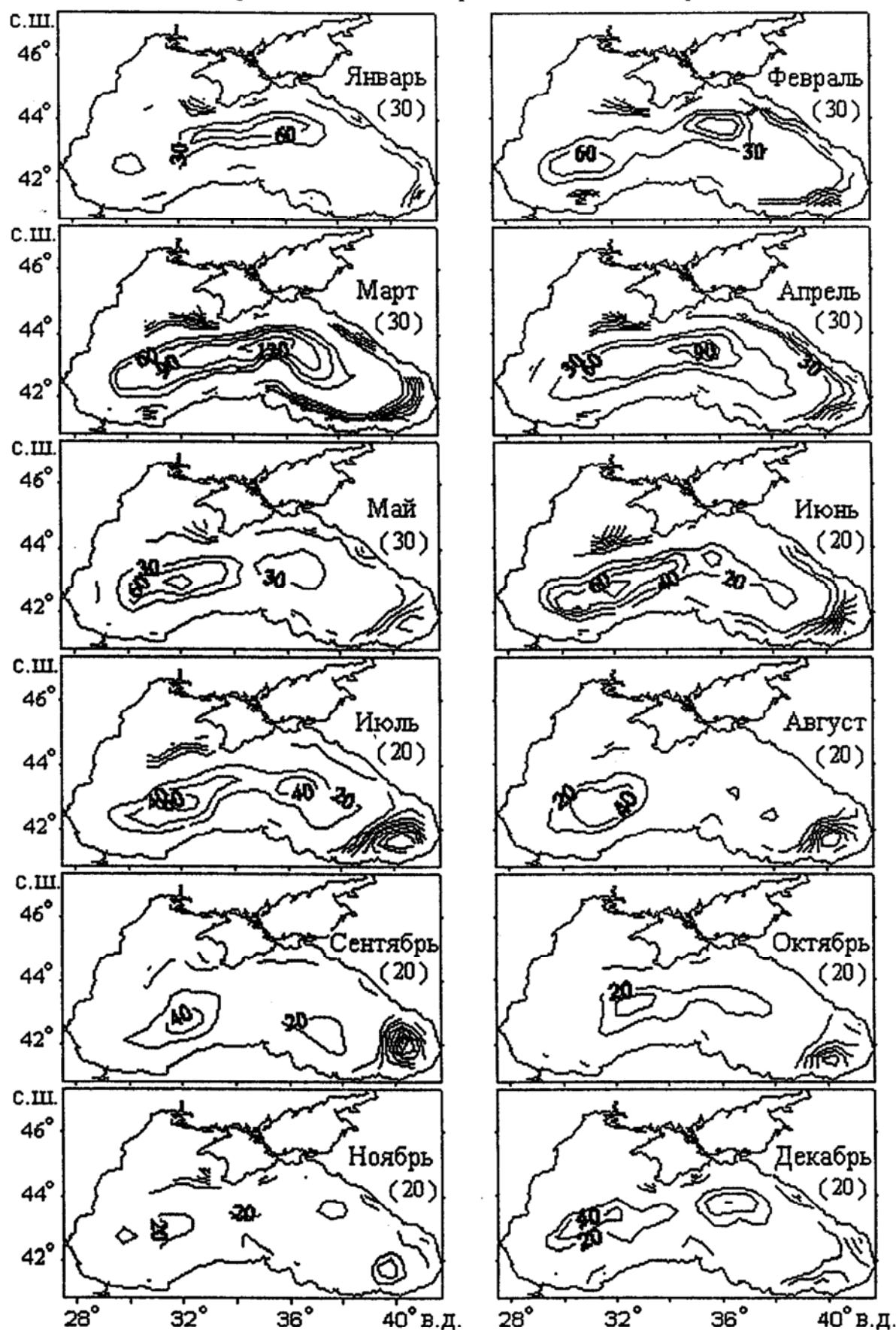
Распределение плотности ДПЭ отражает топографию поля условной плотности (рис. 4). Структура изопикнических поверхностей в слое постоянного пикноклина в течение всего года имеет куполообразное строение (рис. 4, б, г). Это связано с циклоническим характером циркуляции в Черном море, подъемом вод в центральной части моря и опусканием вблизи шельфовых склонов. Поэтому максимальные значения ДПЭ достигаются в центральной части моря и вдоль береговых склонов (рис. 4, а, в).



Р и с. 4. Поле плотности ДПЭ, Дж/м^3 (а) и условной плотности, усл. ед. (б) на горизонте 75 м, а также зональные разрезы по $42^\circ 50'$ с.ш. плотности ДПЭ (в) и условной плотности (г) для марта (интервал между изолиниями указан в скобках)

Годовая изменчивость поля плотности ДПЭ на горизонте 100 м приведена на рис. 5. В зимний и весенний периоды наибольшие значения плотности ДПЭ (до 350 Дж/м^3 в марте) находятся в областях максимального наклона

изопикнических поверхностей вдоль береговых склонов — в восточной, юго-восточной частях моря и на склоне северо-западного шельфа.

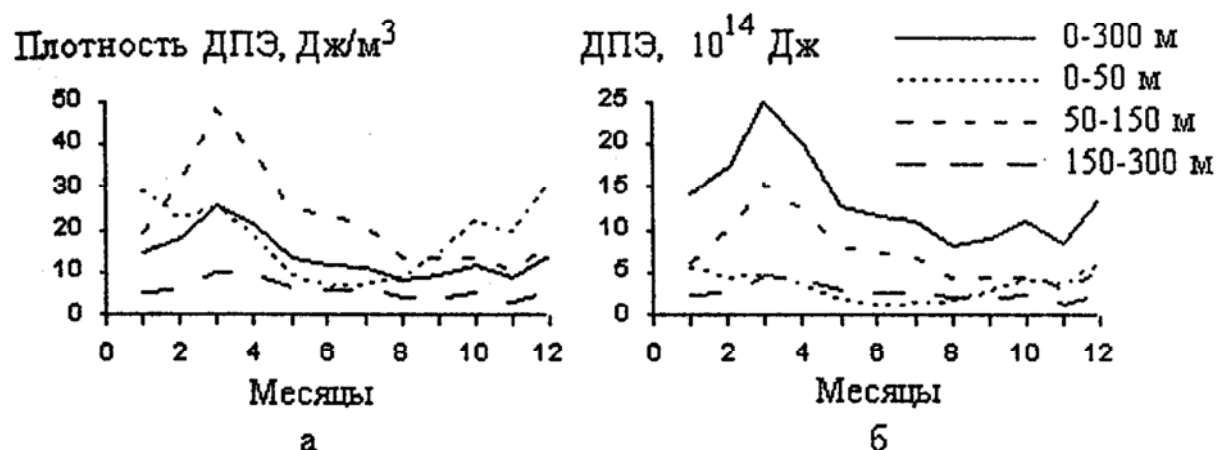


Р и с. 5. Годовая изменчивость поля плотности ДПЭ (Дж/м^3) на горизонте 100 м (интервал между изолиниями указан в скобках)

В центральной части моря высокие значения ДПЭ наблюдаются в областях западного и восточного циклонических круговоротов на глубине 100 м (рис. 5). В январе – апреле в едином циклоническом круговороте выделяется северо-восточная часть, в которой наблюдается максимум ДПЭ. С мая по ноябрь в области восточного циклонического круговорота содержатся меньшие запасы ДПЭ, чем в области западного.

С августа ДПЭ вдоль береговых склонов уменьшается. В юго-восточной части моря с июля по октябрь значительный запас ДПЭ находится в области Батумского антициклонического круговорота.

Годовая изменчивость средних значений плотности ДПЭ и суммарной величины ДПЭ в слоях 0 – 300, 0 – 50, 50 – 150 и 150 – 300 м показана на рис. 6, а, б соответственно.



Р и с. 6. Годовая изменчивость средних значений плотности ДПЭ, Дж/м³ (а) и суммарной ДПЭ, Дж (б) в слоях 0 – 300, 0 – 50, 50 – 150, 150 – 300 м

В осенне-зимний период за счет усиления ветра и конвекции происходит увеличение плотности ДПЭ в слое 0 – 50 м с максимумом в декабре – январе (30 Дж/м³). С января плотность ДПЭ увеличивается в слое главного пикноклина 50 – 150 м с максимумом в марте (50 Дж/м³), затем к августу происходит уменьшение плотности ДПЭ (14 Дж/м³).

В слое главного пикноклина 50 – 150 м наблюдаются максимальные средние значения и максимальная изменчивость плотности ДПЭ (рис. 6, а). В марте значения средней плотности ДПЭ более чем в два раза превышают значения в летний и осенний периоды. При этом величина вертикальной устойчивости в слое 50 – 150 м уменьшается в феврале – марте по сравнению с максимальными значениями в августе – сентябре менее чем в полтора раза.

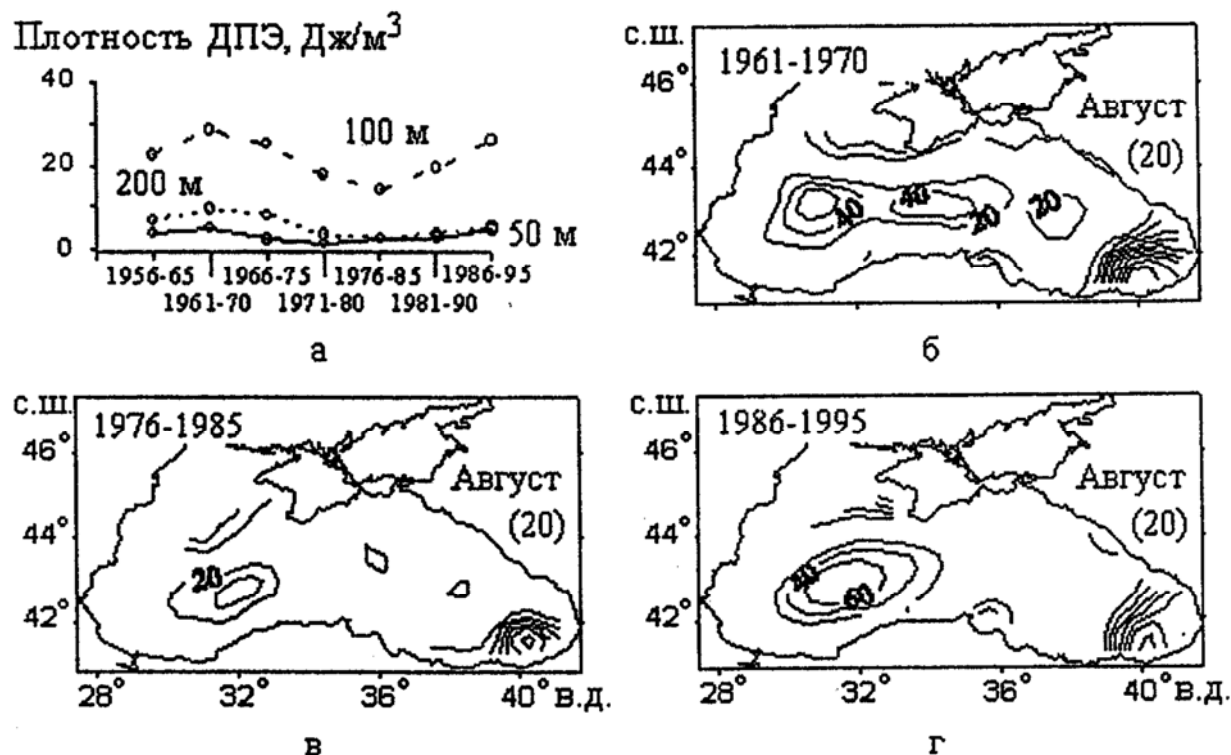
В среднем за год в слое главного пикноклина находится более 50% суммарной ДПЭ, содержащейся в слое 0 – 300 м. В марте эта величина максимальная и составляет более 60% (рис. 6, б). В октябре – январе, в период осенне-зимней конвекции и усиления ветра над поверхностью моря, в слое 0 – 50 м величина запаса ДПЭ сравнима с величиной ДПЭ в слое 50 – 150 м. В это время плотность ДПЭ в верхнем слое 0 – 50 м превышает плотность ДПЭ в слое 50 – 150 м (рис. 6, а).

Плотность ДПЭ в Черном море в деятельном слое 0 – 300 м составляет в среднем за год 14 Дж/м³, а в слое главного пикноклина — 23 Дж/м³. Это на порядок меньше, по сравнению с аналогичными оценками для океана [8].

Среднегодовое значение суммарной ДПЭ в деятельном слое 0 – 300 м составляет $13,5 \times 10^{14}$ Дж, максимальное значение в марте 25×10^{14} Дж, минимальное в августе 8×10^{14} Дж.

Междесятилетняя изменчивость. Для исследования междесятилетней изменчивости ДПЭ использовались данные по температуре и солёности в августе за десятилетние периоды с пятилетним сдвигом с 1956 по 1995 г. Август был выбран как месяц, наиболее обеспеченный данными. Расчеты проводились по более частой по сравнению с климатическими расчетами сетке по вертикали. Использовались следующие горизонты: 0, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 60, 70, 75, 80, 90, 100, 120, 130, 140, 150, 200, 250, 300 м.

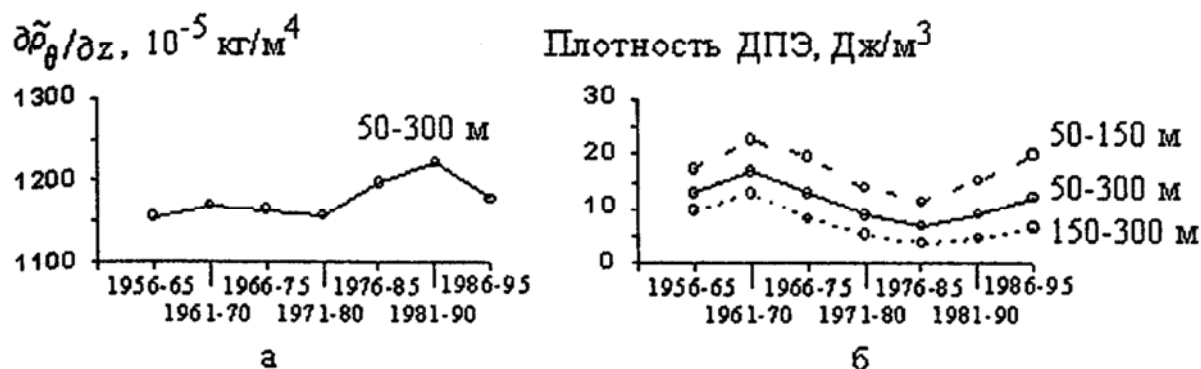
Во все исследуемые десятилетние периоды максимальные значения плотности ДПЭ находятся на горизонте 100 м в слое постоянного пикноклина. На этом же горизонте имеет место наибольшая изменчивость ДПЭ (рис. 7, а). Максимальные значения 28 и 26 Дж/м³ отмечаются в 1961 – 1970 гг. и 1986 – 1995 гг., минимальное значение 14 Дж/м³ — в 1976 – 1985 гг. ДПЭ в период с минимальным значением почти в два раза меньше, чем в периоды с максимальными значениями. На горизонте 50 м изменчивость незначительная. На горизонтах 200 м и ниже отмечается уменьшение ДПЭ.



Р и с. 7. Средние значения плотности ДПЭ (Дж/м³) на горизонтах 50, 100, 200 м (а) и поля плотности ДПЭ (Дж/м³) на горизонте 100 м по данным за десятилетние периоды (б – д) для августа (интервал между изолиниями указан в скобках)

На рис. 7, б – д приведены поля плотности ДПЭ на горизонте 100 м для десятилетних периодов, в которые наблюдаются экстремальные значения (рис. 7, а). Наибольшие значения плотности ДПЭ находятся в центральной части моря и в области Батумского антициклонического круговорота. В 1976 – 1985 гг. запас ДПЭ в центральной части моря значительно меньше, чем в 1961 – 1970 гг. и 1986 – 1995 гг. Запас ДПЭ в области Батумского антициклонического круговорота наблюдается во все рассматриваемые десятилетние периоды.

Средняя в слое 50 – 300 м статическая устойчивость $\partial \tilde{\rho}_\theta / \partial z$ изменилась незначительно в сторону увеличения (рис. 8, а). Максимальное значение отмечается в 1981 – 1990 гг.



Р и с. 8. Изменчивость средних значений статической устойчивости (10^{-5} кг/м^4) в слое 50 – 300 м (а) и плотности ДПЭ (Дж/м^3) в слоях 50 – 300, 50 – 150, 150 – 300 м (б) по данным за десятилетние периоды для августа

Изменчивость средних значений плотности ДПЭ по данным за десятилетние периоды в слоях 50 – 300, 50 – 150, 150 – 300 м (рис. 8, б) имеет максимум в 1961 – 1970 гг., затем наблюдается уменьшение ДПЭ, минимум достигается в 1976 – 1985 гг., а затем снова происходит увеличение. Для всех слоев средние значения ДПЭ в 1961 – 1970 гг. в два и более раза превышают значения в 1976 – 1985 гг.

В проведенных ранее расчетах для марта были получены различные тенденции в изменчивости ДПЭ в верхнем слое постоянного пикноклина 50 – 120 м и в слое 120 – 300 м [20]. В верхнем слое пикноклина ДПЭ увеличивалась, в нижнем — уменьшалась.

Для марта такие же тенденции отмечались и для статической устойчивости $\partial \tilde{\rho}_\theta / \partial z$ [20]. Статическая устойчивость за рассматриваемый период с 1960 по 1995 г. постепенно увеличилась в области постоянного пикноклина в слое 50 – 120 м. На горизонте 50 м имеет место увеличение в 1,5 раза [20]. Ниже, в слое 120 – 300 м, тенденция противоположная — статическая устойчивость уменьшилась. При этом интегральная величина статической устойчивости во всем исследуемом слое 30 – 300 м изменилась незначительно, не более чем на 4% в сторону увеличения [20].

Известно, что формирование поля плотности в Черном море определяется большим количеством факторов: стоком рек, водообменом между Черным и Мраморным морями, потоками тепла через поверхность, осадками, испарением, а также ветром над поверхностью моря. Эти факторы имеют свою годовую и межгодовую изменчивость, поэтому межгодовая изменчивость ДПЭ для разных месяцев может иметь различный характер.

Закключение. На основе современного массива данных по Черному морю сделаны оценки ДПЭ крупномасштабных процессов в Черном море и ее годовой и междесятилетней изменчивости. Среднегодовое значение ДПЭ в деятельном слое 0 – 300 м составляет $13,5 \times 10^{14}$ Дж, максимальное значение в марте 25×10^{14} Дж, минимальное в августе 8×10^{14} Дж.

В осенне-зимний период за счет усиления ветра и конвекции происходит увеличение плотности ДПЭ в слое 0 – 50 м с максимумом в декабре – январе

(30 Дж/м³). С января плотность ДПЭ увеличивается в слое главного пикноклина 50 – 150 м с максимумом в марте (50 Дж/м³), затем к августу происходит уменьшение плотности ДПЭ (14 Дж/м³).

В среднем за год в слое главного пикноклина 50 – 150 м находится более половины всей ДПЭ, содержащейся в слое 0 – 300 м. В этом слое наблюдаются максимальные значения ДПЭ и максимальная изменчивость — в марте значения средней плотности ДПЭ более чем в два раза превышают значения в летний и осенний периоды.

Распределение ДПЭ отражает динамические процессы, происходящие в Черном море, — усиление циклонической циркуляции в зимний период и ослабление в летний, подъем вод в центральной части моря и опускание на периферии. В зимнее время максимальные значения ДПЭ наблюдаются в центральной части моря и на периферии вдоль береговых склонов — в восточной, юго-восточной частях моря и на склоне северо-западного шельфа. В центральной части моря в январе – апреле максимальные значения находятся в области восточного циклонического круговорота, в мае – ноябре — в области западного. На периферии с июля по октябрь в юго-восточной части моря значительный запас ДПЭ находится в области Батумского антициклонического круговорота.

Исследование многолетней изменчивости ДПЭ для августа показало наличие максимума ДПЭ во всех исследуемых слоях в 1961 – 1970 гг. и минимума в 1976 – 1985 гг. В августе запас ДПЭ в области Батумского антициклонического круговорота отмечается во все исследуемые десятилетние периоды.

Для дальнейших исследований изменчивости ДПЭ в Черном море можно выделить следующие направления:

- оценки годовой изменчивости ДПЭ в глубоководном слое Черного моря;
- применение расчетов ДПЭ для региональных исследований по Черному морю: исследования сезонной эволюции Батумского антициклонического круговорота, оценки изменчивости ДПЭ на северо-западном шельфе Черного моря;
- оценки потоков энергии через поверхность моря за счет воздействия ветра и потоков тепла и соли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гилл А. Динамика атмосферы и океана. — М.: Мир, 1986. — Т. 1. — 397 с., т. 2. — 415 с.
2. Вулс И.Л., Монин А.С. О доступной потенциальной энергии океана // Докл. АН СССР. — 1975. — 221, № 3. — С. 597 – 600.
3. Lorenz E.N. Available potential energy and the maintenance of the general circulation // Tellus. — 1955. — 7, № 2. — P. 157 – 167.
4. Лоренц Э.Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 260 с.
5. Oort A.H. On estimates of the atmospheric energy cycle // Mon. Wea. Rev. — 1964. — 92, № 11. — P. 483 – 494.
6. Dutton J.A., Jonson D.R. The theory of available potential energy and a variational approach to atmospheric energetics // Adv. Geophys. — 1967. — 12. — P. 333 – 435.
7. Oort A.H., Peixoto J.R. Global angular momentum and energy balance requirements from observations // Ibid. — 1983. — 25. — P. 355 – 490.
8. Oort A.H., Asher S.C., Levitus S. et al. New estimates of the available potential energy in the world ocean // J. Geophys. Res. — 1989. — 94, № C3. — P. 3187 – 3200.
9. Reid R.O., Elliott B.A., Olson D.B. Available potential energy: A clarification // J. Phys. Oceanogr. — 1981. — 11, № 1. — P. 15 – 29.

10. Toggweiler J.R., Samuels B. On the ocean's large-scale circulation near the limit of no vertical mixing // *Ibid.* — 1998. — 28, № 9. — P. 1832 – 1852.
11. Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С. Синоптические вихри в океане. — Л.: Гидрометеиздат, 1982. — 264 с.
12. Еремеев В.Н., Иванов В.А., Тужилкин В.С. Климатические черты внутригодовой изменчивости гидрофизических полей шельфовой зоны Черного моря. — Севастополь, 1991. — 52 с. — (Препринт / НАН Украины. МГИ).
13. Barrett J.R. Available potential energy of Gulf Stream ring // *Deep-Sea Res.* — 1971. — 18, № 12. — P. 1221 – 1232.
14. Коротаев Г.К. Структура, динамика и энергетика синоптической изменчивости океана. — Севастополь: МГИ АН УССР, 1980. — 64 с.
15. Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А. и др. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — 239 с.
16. Голубев Ю.Н., Тужилкин В.С. Некоторые аспекты синоптической изменчивости гидрофизических полей Черного моря. — Севастополь, 1990. — 72 с. — (Препринт / АН УССР. МГИ).
17. Альтман Э.Н., Гертман И.Ф., Фомин В.В. Доступная потенциальная энергия как показатель сезонной цикличности циркуляции вод Черного моря // Тр. науч.-техн. конф. «Экспериментальные и теоретические исследования волновых процессов в океане и использование их результатов для нужд народного хозяйства» (Севастополь, 28 – 30 ноября 1984 г.) / Депон. рукопись № 4133-85. — М.: ВИНТИ, 1985. — С. 56 – 59.
18. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 4. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. А.И. Симонова и Э.Н. Альтмана. — Л.: Гидрометеиздат, 1991. — 430 с.
19. Demirov E.K., Oguz T., Diaconu V. et al. Thermohaline and energetic characteristics of anticyclonic gyres in the western part of the Black Sea // *International Conference on Oceanography of the Eastern Mediterranean and Black Sea (23 – 26 February 1999)* / Eds E. Th. Balopoulos, A. Iona, D. Sakellariou. — Greece, Athens, 1999. — P. 140.
20. Суворов А.М., Островская И.Г. Изменчивость доступной потенциальной энергии в Черном море // Системы контроля окружающей среды. — Севастополь: МГИ НАН Украины, 2002. — С. 185 – 190.
21. Levitus S., Boyer T.P. World Ocean Atlas. V. 4. Temperature. NOAA Atlas NESDIS 4. — Washington, D.C.: U.S. Depart. of commerce NOAA, 1994. — 117 p.
22. Reiniger R.F., Ross C.F. A method of interpolation with application to oceanographic data // *Deep-Sea Res.* — 1968. — 15, № 2. — P. 185 – 193.
23. Гандин Л.С. Объективный анализ метеорологических полей. — Л.: Гидрометеиздат, 1963. — 287 с.
24. Беляев В.И. Обработка и теоретический анализ океанологических наблюдений. — Киев: Наук. думка, 1973. — 295 с.
25. Обработка данных океанографической станции. — Севастополь: ЮНЕСКО – МГИ НАН Украины, 1993. — 136 с.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 11.02.03
После доработки 24.02.03

ABSTRACT Value of the available potential energy of large-scale processes in the 0 – 300 m layer of the Black Sea is estimated and its annual variability is considered on the basis of climatic data arrays on temperature and salinity including observations on 102000 oceanographic stations in 1910 – 1998. Annual average of the available potential energy in the upper 0 – 300 m layer is 13.5×10^{14} J. Its maximum is 25×10^{14} J in March, and minimum is 8×10^{14} J in August. In autumn-winter the available potential energy increases in the 0 – 50 m layer up to its maximum in December – January (30 J/m^3). Starting from January the available potential energy is accumulated in the main pycnocline layer (50 – 150 m) up to its maximum in March (50 J/m^3). Then by August the value of the available potential energy decreases (14 J/m^3). Decadal variability of the available potential energy in the 50 – 300 m layer is analyzed for August for the period from 1956 to 1995. Maximum variability takes place on the 100m level. Maximum average values of the available potential energy were observed in 1961 – 1970 and 1986 – 1995, minimum ones — in 1976 – 1985.