

Статистическая структура крупномасштабных полей температуры и солености в Черном море

С целью восстановления крупномасштабных полей температуры и солености по архивным данным методом оптимальной интерполяции рассчитываются корреляционные функции и анализируется пространственно-временная изменчивость статистической структуры полей. На поверхности моря термохалинные поля пространственно неоднородны – в области северо-западного шельфа корреляционные функции анизотропны, во внутренней части моря близки к изотропным. Величина радиуса корреляции меняется в зависимости от сезона. В слое пикноклина поля температуры и солености анизотропны. Радиус корреляции в зональном направлении в 2-3 раза больше, чем в меридиональном. Анизотропия усиливается в зимний сезон и ослабевает в летний как следствие сезонной изменчивости крупномасштабной циркуляции. Рассматривается зависимость ошибки восстановления полей методом оптимальной интерполяции от вида аппроксимации корреляционных функций и учета анизотропии.

Введение

Для восстановления климатических полей, недостаточно обеспеченных данными измерений, важен выбор метода интерполяции. Одним из наиболее эффективных методов расчета полей на регулярной сетке является метод оптимальной интерполяции [1 – 3], который был разработан и получил широкое распространение для расчета метеорологических полей. Учитывая особенности взаимного расположения станций, он обеспечивает максимальную точность восстановления полей и при редкой сети станций дает существенно более точные результаты по сравнению с другими методами интерполяции [1, 2].

Применение этого метода требует предварительного анализа статистической структуры полей – вычисления корреляционных функций. Сложность исследования статистической структуры океанологических полей при малом количестве данных и их несинхронном характере является основной причиной того, что метод оптимальной интерполяции недостаточно широко использовался в океанографии. Вместе с тем в ряде работ он успешно применялся, причем не только для восстановления гидрологических полей по различным данным наблюдений [3 – 6], но и с целью оптимального размещения сети станций при планировании гидрологических съемок и ассимиляции данных при моделировании [7, 8].

Корреляционные функции полей температуры и солености Черного моря рассчитывались в [3, 9, 10] по нескольким съемкам или для отдельных сезонов. Во всех работах отмечена анизотропия термохалинных полей. Вопрос аппроксимации корреляционных функций рассматривался в [3, 10]. К настоящему времени для Черного моря накоплено значительное количество данных, которые позволяют систематически обобщить сведения о статистической структуре полей температуры и солености для всех сезонов.

В настоящей работе вычисляются пространственные одномерные и двумерные автокорреляционные функции полей температуры и солености по

многолетним данным за февраль, июль, август, октябрь и по материалам крупномасштабной съемки по программе *CoMSBlack* (июль – август 1992 г.). Анализируется пространственно-временная изменчивость статистической структуры полей. Рассматривается вопрос аппроксимации корреляционных функций с целью применения метода оптимальной интерполяции для восстановления гидрологических полей по архивным данным. Исследуется зависимость ошибки интерполяции от выбора аппроксимации корреляционной функции и учета анизотропии поля.

Методика расчетов и данные

Задача интерполяции заключается в восстановлении поля гидрологических элементов в узлах регулярной сетки по данным натуральных измерений на нерегулярной сетке. Оптимальная интерполяция является методом, обеспечивающим минимальную среднеквадратическую ошибку интерполяции. Приведем его краткое изложение, следуя работе [1]. Пусть имеются измерения гидрологического элемента (температуры или солености), величины которых включают точное значение элемента f и ошибку наблюдения ϑ . Предполагается, что ошибки наблюдений являются случайными – они в различных точках не коррелируют друг с другом и с истинными значениями элемента. Среднее значение каждой ошибки равно нулю, и они имеют известную дисперсию σ_{ϑ}^2 . На практике эти ошибки, кроме самих ошибок измерений, включают также шум за счет несинхронности съемок, несогласованности масштабов осреднения восстанавливаемого поля и самих данных и т.п.

В каждом узле регулярной сетки отклонение f'_0 точного значения элемента f_0 от нормы \bar{f} представляется в виде линейной комбинации этих отклонений на ближайших N станциях:

$$f'_0 = \sum_{\zeta=1}^N p_{\zeta} f'_{\zeta}, \quad (1)$$

где f'_{ζ} – отклонение от нормы \bar{f} точного значения элемента f_{ζ} на станции с номером ζ . В качестве нормы \bar{f} принимается среднее по пространству значение элемента [3].

Система линейных алгебраических уравнений для определения оптимальных весов p_{ζ} имеет вид

$$\sum_{\gamma=1}^N \mu_{\zeta\gamma} p_{\gamma} + p_{\zeta} \eta_{\zeta} = \mu_{0\zeta}, \quad \zeta = 1, \dots, N, \quad (2)$$

где $\mu_{\zeta\gamma}$ – значение нормированной автокорреляционной функции, соответствующее расстоянию между станциями с номерами ζ, γ ; $\eta_{\zeta} = \sigma_{\vartheta}^2 / \bar{f}^2$ – мер ошибки наблюдений элемента на станции с номером ζ . Средний квадрат ошибки интерполяции вычисляется по формуле

$$E = \bar{f}^2 \left(1 - \sum_{\zeta=1}^N \mu_{0\zeta} p_{\zeta} \right). \quad (3)$$

В предположении изотропии поля пространственная одномерная нормированная автокорреляционная функция рассчитывается по формуле

$$\mu(r_k) = \frac{1}{(n_r - 1)\sigma^2} \sum_{i \neq j}^{n_k} f'_i f'_j, \quad i, j = 1, \dots, n_k, \quad k = 1, \dots, K, \quad (4)$$

где f'_i и f'_j – отклонение от нормы параметра в точках с координатами x_i, y_i и x_j, y_j соответственно (x – широта, y – долгота). Суммирование производится в пределах заданных градаций расстояний между станциями $r_k = k\Delta r$ (Δr – шаг градации, K – число градаций, n_k – число пар станций, расстояние ρ между которыми попадает в градацию $\rho \in [r_k \pm \Delta r/2]$). При $r = 0$ корреляционная функция равна дисперсии

$$\bar{f}^2 = \frac{1}{(n_0 - 1)} \sum_{i=j}^{n_0} f'_i f'_j = \sigma^2, \quad i, j = 1, \dots, n_0. \quad (5)$$

Для анализа анизотропии поля вычисляется пространственная двумерная нормированная автокорреляционная функция, учитывающая изменение его статистических свойств в зависимости от направления:

$$\mu(r_k, r_l) = \frac{1}{(n_r - 1)\sigma^2} \sum_{i \neq j}^{n_{r_k, r_l}} f'_i f'_j, \quad i, j = 1, \dots, n_{r_k, r_l}, \quad (6)$$

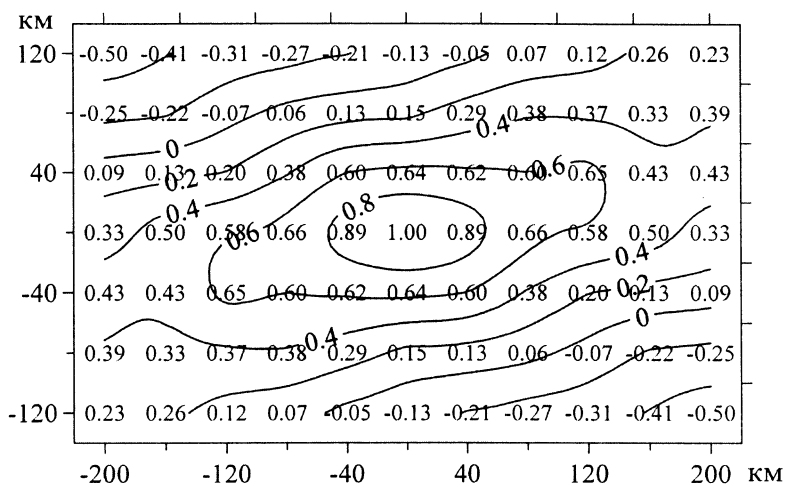
$$k = -K, \dots, 1, 0, 1, \dots, K, \quad l = -L, \dots, 1, 0, 1, \dots, L,$$

здесь K – число градаций в зональном, L – в меридиональном направлении, n_{r_k, r_l} – число пар станций, для которых расстояние ρ_x между координатами широты x_i, x_j и расстояние ρ_y между координатами долготы y_i, y_j одновременно попадают в градации $\rho_x \in [r_k \pm \Delta r/2]$ и $\rho_y \in [r_l \pm \Delta r/2]$. Суммирование производится в пределах градаций расстояний $r_k = k\Delta r, \quad r_l = l\Delta r$.

Вычисленные значения нормированной двумерной автокорреляционной функции имеют вид центрально симметричной матрицы. Каждый элемент матрицы рассчитывается по формуле (6) и соответствует определенной градации расстояний между координатами станций по широте и долготе. Элемент $\mu(r_0, r_0) = 1$ является центральным. Центральный столбец матрицы соответствует корреляционной функции в меридиональном направлении, центральная строка – корреляционной функции в зональном направлении. Пример матрицы значений корреляционной функции поля солёности по данным съёмки *CoMSBlack-92* с градациями расстояний по широте и долготе 40 км приведен на рис. 1.

Для вычисления корреляционных функций использовались данные измерений температуры и солёности в Черном море банка гидрологических дан-

ных МГИ НАН Украины. Корреляционные функции вычислялись для горизонтов 0, 50, 100 и 300 м по данным за все время наблюдений в феврале (6800 станций), июле (18200 станций), августе (19800 станций), октябре (14600 станций), а также по материалам съемки *CoMSBlack-92* (373 станции).



Р и с. 1. Значения двумерной нормированной автокорреляционной функции поля солёности на горизонте 100 м по данным съемки *CoMSBlack-92*

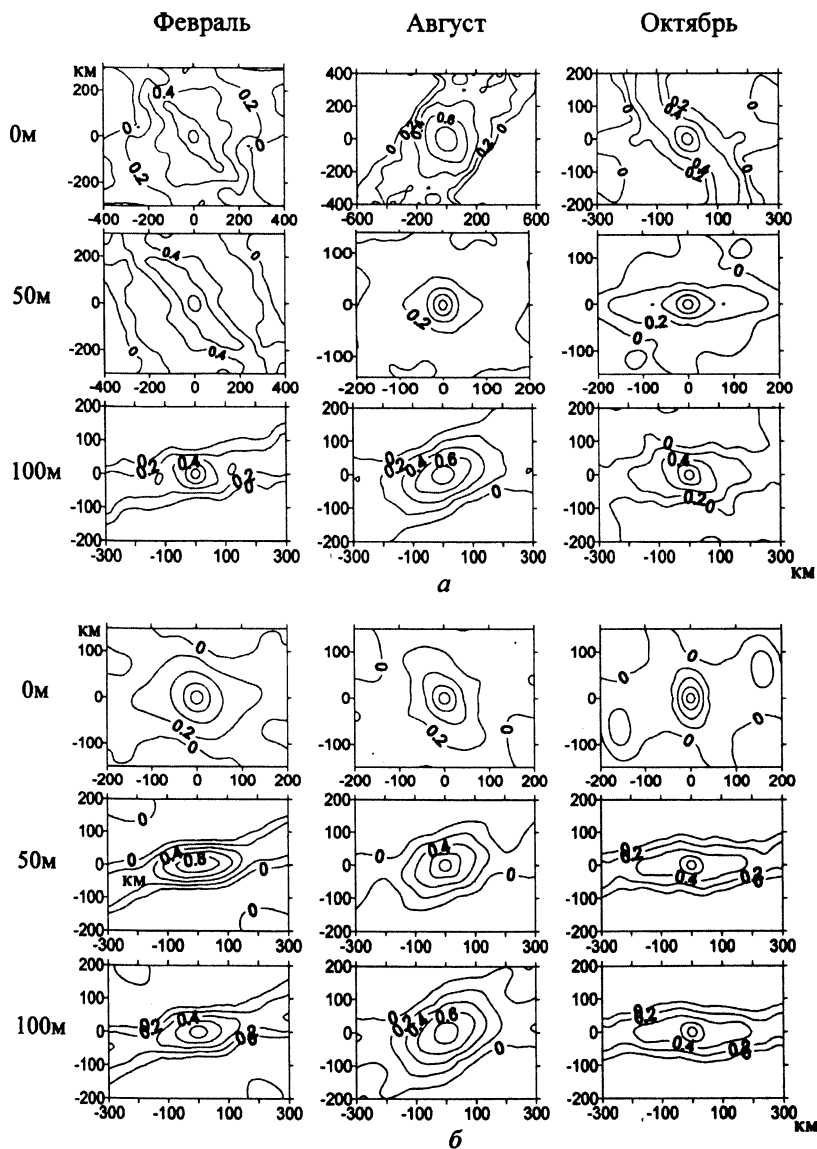
Как уже отмечалось, трудность вычисления корреляционных функций для гидрологических полей состоит в том, что (в отличие от метеорологии) в океанографической практике отсутствуют фиксированные, равномерно распределенные по пространству станции, на которых выполняются регулярные синхронные наблюдения. Архивные гидрологические данные распределены неравномерно как по времени, так и по пространству. Поэтому при расчетах корреляционных функций для того, чтобы вклад всех районов был одинаковым, производилась следующая процедура. Координаты станций округлялись до первого знака после запятой, затем данные, имеющие одинаковые координаты, осреднялись. В результате данные были приведены к узлам сетки с шагом $6 \times 6'$ ($\sim 11 \times 8$ км). Корреляционные функции вычислялись по формулам (4) и (6) с градациями 20 и 40 км. За радиус корреляции принималось расстояние, при котором корреляционная функция равна нулю. В качестве нормы f использовалось среднее по пространству значение гидрологического элемента.

Результаты вычислений корреляционных функций по архивным данным и их анализ

Расчеты двумерных корреляционных функций по данным февраля, июля, августа и октября показали, что статистическая структура крупномасштабных полей температуры и солёности в основном является анизотропной. Анизотропия проявляется в разной степени в зависимости от сезона и горизонта.

На поверхности поля температуры и солёности являются пространственно неоднородными – вид корреляционных функций различен для района се-

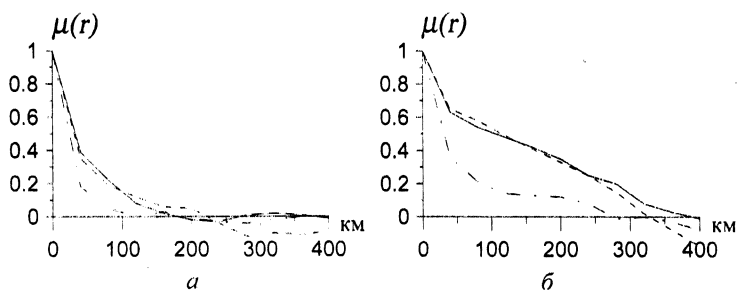
веро-западного шельфа и внутренней части моря. В области северо-западного шельфа двумерные корреляционные функции поля солёности вытянуты в направлении вдоль склона шельфа, корреляционные функции поля температуры имеют аналогичный вид, кроме летнего сезона. Во внутренней части моря поле температуры анизотропно в осенний период (рис. 2, а), поля солёности близки к изотропным (рис. 2, б). Радиус корреляции существенно зависит от сезона. Его среднее значение в этой части моря в зимний и летний периоды составляет для солёности 200 км, для температуры – до 350 км, в осенний период уменьшается для солёности до 120 км, для температуры – до 280 км (рис. 3).



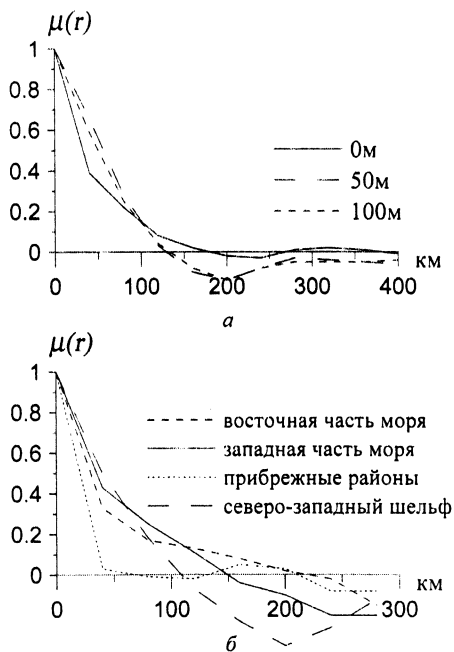
Р и с. 2. Двумерные нормированные автокорреляционные функции полей температуры – а и солёности – б

На горизонте 50 м корреляционная функция поля температуры в феврале, в период интенсивной конвекции и формирования холодного промежуточного слоя (ХПС), характеризуется радиусом корреляции до 350 км, что близко к корреляционной функции для поверхности (рис. 2, а). В летний и осенний сезоны радиус корреляции уменьшается до 150 км. Двумерные корреляционные функции поля солености вытянуты в зональном направлении (рис. 2, б), средний радиус корреляции для всех сезонов составляет ~ 150 км.

Радиус корреляции в меридиональном направлении уменьшается с глубиной (рис. 4, а). Для корреляционных функций, вычисленных по данным солености, он достигает минимальных значений в области пикноклина на горизонтах 50 м и глубже. Для корреляционных функций, вычисленных по данным температуры, уменьшение радиуса корреляции происходит под ХПС.



Р и с. 3. Одномерные нормированные автокорреляционные функции поверхностных полей солености – а и температуры – б для внутренней части моря в феврале (сплошная), августе (штриховая) и октябре (штрихпунктирная)



Р и с. 4. Одномерные нормированные автокорреляционные функции поля солености по данным февраля на разных горизонтах – а и по данным августа для отдельных районов моря на поверхности – б

На горизонте 100 м, в слое пикноклина, двумерные корреляционные функции полей солености и температуры имеют форму эллипсов, большая полуось которых вытянута в зональном направлении и с небольшим наклоном – в северо-восточном. Радиус корреляции в меридиональном направлении в среднем для всех сезонов составляет ~ 100 км, в зональном – до 350 км (рис. 2). В летний сезон он уменьшается в зональном направлении и увеличивается – в меридиональном. Усиление анизотропии в зимний период и ослабление в летний отражает сезонную изменчивость крупномасштабной циркуляции в Черном море.

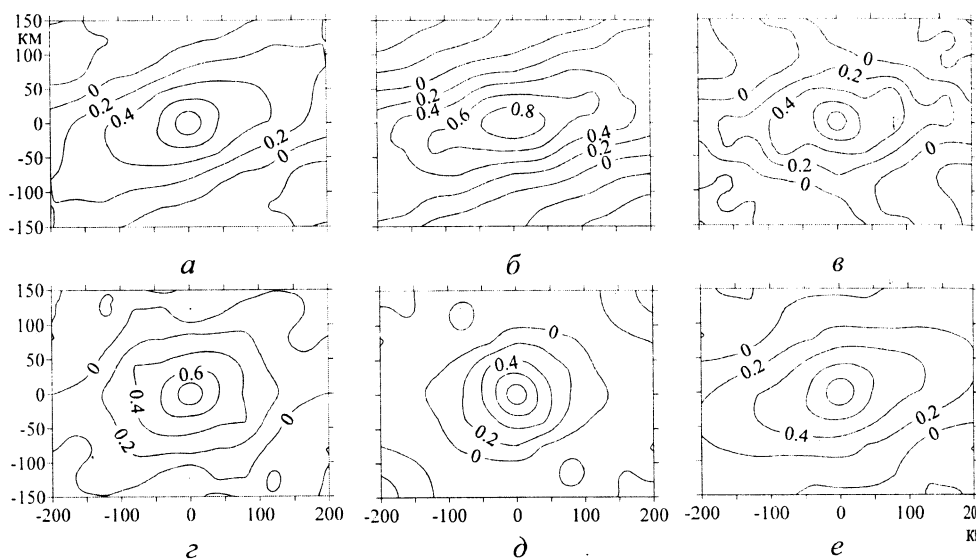
В нижнем пикноклине, на горизонте 300 м, корреляционные функции полей температуры и солености затухают быстрее, чем на горизонте 100 м. Поле температуры изотропно во все сезоны. Средний радиус корреляции по данным за февраль составляет ~ 60 км, по данным за август и октябрь – увеличивается до 100 км. Корреляционные функции поля солености анизотропны зимой и осенью, изотропны – летом. Радиус корреляции увеличивается от 60 км в летний период до 100 – 150 км зимой и осенью.

В верхнем слое моря из-за влияния внешних факторов – стока рек, потоков тепла через поверхность и других – поля температуры и солености имеют разную пространственную структуру. Поэтому на поверхности и в области ХПС вид двумерных корреляционных функций полей температуры и солености, вычисленных по одной и той же выборке станций, различен (рис. 2). В слое пикноклина (под ХПС) корреляционные функции полей температуры и солености отличаются незначительно, т.к. здесь эти поля в основном имеют одинаковую пространственную структуру вследствие куполообразного строения пикноклина и большей, по сравнению с верхним 50-метровым слоем, изолированности от воздействия внешних факторов. Поэтому в этом слое достаточно определять корреляционную функцию для одного параметра (температуры или солености).

По данным летнего периода, на поверхности радиус корреляции полей температуры и солености составляет: в прибрежных районах ~ 50 км, в западной части моря и на северо-западном шельфе 100 – 150 км, в восточной части – до 250 км (рис. 4, б). В слое пикноклина осредненный по всем направлениям радиус корреляции увеличивается от 50 км в прибрежных районах и 100 км в западной части до 150 – 200 км в восточной части моря.

При исследовании климатической изменчивости и восстановлении полей для определенного месяца или гидрологического сезона за периоды времени, недостаточно обеспеченные данными, когда корреляционную функцию определить сложно, возникает вопрос о возможности использования функций, вычисленных для других периодов, хорошо обеспеченных данными. Другими словами, необходимо выяснить степень устойчивости статистической структуры гидрологических полей от одного года к другому. Для ответа на этот вопрос сравнивались корреляционные функции полей солености и температуры, вычисленные по всему массиву архивных данных за июль – август и по данным гидрологической синоптической съемки *CoMSBlack* (июль – август 1992 г.) на горизонтах 50, 100 и 300 м. Съемка выполнена на сети станций со средним шагом 40 км, что позволяет достаточно точно вычислить корреляционные функции.

Поля температуры и солёности, вычисленные по данным съёмки, на всех указанных горизонтах анизотропны. Минимальные различия вида двумерных корреляционных функций, вычисленных по данным съёмки и по всему массиву наблюдений, имеют место на горизонте 100 м (рис. 5, *а, б*). На горизонте 50 м корреляционные функции полей температуры и солёности по данным съёмки идентичны, в то время как по всему массиву архивных данных имеют различный вид (рис. 2). На горизонте 300 м корреляционные функции по всему массиву данных убывают быстрее, чем по данным съёмки, при высоких значениях $\mu(r)$. При этом величина радиуса корреляции одинаковая. Одномерные корреляционные функции для обоих случаев имеют незначительные отличия. Численные оценки зависимости ошибки восстановления поля от выбора корреляционной функции приводятся ниже.



Р и с. 5. Двумерные корреляционные функции поля температуры в июле – августе на горизонте 100 м: по климатическим данным – *а*, по данным синоптической съёмки 1992 г. – *б*, по данным за десятилетние периоды: 50-е годы – *в*, 60-е годы – *г*, 70-е годы – *д*, 80-е годы – *е*

Рассматривалась также изменчивость статистической структуры полей температуры и солёности на горизонте 100 м по данным, объединённым за десятилетние периоды (1950 – 1990). Корреляционные функции анизотропны для всех периодов времени, кроме 1971 – 1980 гг., когда их вид близок к изотропному (рис. 5, *в – е*). В этот период наблюдается также уменьшение радиуса корреляции. Можно предположить, что различие вида корреляционных функций является отражением изменчивости крупномасштабных процессов, в частности уменьшения интенсивности крупномасштабной циркуляции в этом десятилетие. Таким образом, при использовании архивных данных для вычисления более точного вида корреляционных функций нужно учитывать не только сезонную, но и межгодовую изменчивость.

Аппроксимация корреляционных функций для восстановления термохалинных полей методом оптимальной интерполяции

В методе оптимальной интерполяции корреляционная функция может быть использована или в эмпирическом виде, т.е. в виде значений, полученных при расчетах по данным, или в виде аналитических аппроксимаций этих значений, что позволяет существенно упростить численную процедуру. Для оценки зависимости ошибки восстановления полей методом оптимальной интерполяции от выбора аппроксимации корреляционной функции и учета анизотропии проводились следующие численные эксперименты. Использовались данные съемки *CoMSBlack-92* на горизонте 100 м. Съемка включает 373 станции со средней дискретностью 40 км. Из них были сделаны выборки, содержащие меньшее количество станций, – 93 (со случайным распределением станций) и 65 (со средней дискретностью 80 км). По этим выборкам методом оптимальной интерполяции восстанавливались поля температуры и солёности. Значения в точках, где имелись измерения (373 точки минус измерения выборки), сравнивались со значениями, восстановленными в этих точках. В результате вычислялось среднеквадратическое отклонение рассчитанных значений от фактических (δ – фактическая ошибка интерполяции). Теоретическая ошибка оптимальной интерполяции \sqrt{E} вычислялась как корень из среднего квадрата ошибки интерполяции (3).

Поля восстанавливались в узлах сетки с шагом 5' по широте и 8,57' по долготе (5×5 миль). Учитывалось 10 влияющих станций. Относительная случайная ошибка наблюдений η задавалась равной 0,05. Использовались корреляционные функции, вычисленные по данным съемки и по всем архивным данным, объединенным за июль – август на горизонте 100 м.

Для аппроксимации корреляционных функций применялись следующие аналитические выражения [3, 6, 10]:

в предположении изотропии поля

$$\mu_1(r) = \exp(-ar) \cos(br), \quad (7)$$

$$\mu_2(r) = \exp(-ar^2), \quad (8)$$

с учетом анизотропии поля

$$\mu_3(x, y) = \exp(-ax^2 - by^2 + cxy). \quad (9)$$

Значения параметров a, b, c вычислялись численно путем минимизации среднеквадратической разности между значениями корреляционных функций, полученными с использованием данных, и аналитическими аппроксимациями.

При восстановлении поля с учетом анизотропии использовались также двумерные эмпирические корреляционные функции, определенные по всем архивным данным за июль – август (рис. 5, а) и по материалам съемки (рис. 5, б). Они применялись в численной процедуре в виде матрицы значений двумерной корреляционной функции, вычисленной по формуле (6).

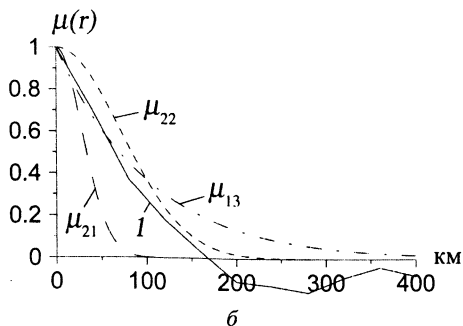
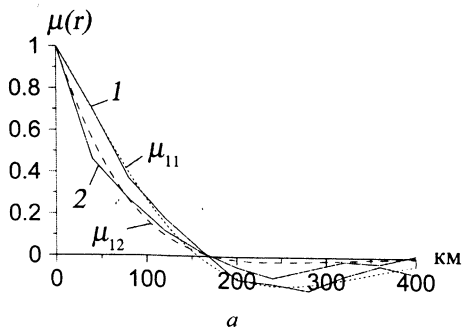
Значения параметров a , b , c корреляционных функций и средние по полю фактическая и теоретическая ошибки интерполяции по результатам численных экспериментов для выборок, содержащих 93 и 65 станций измерений температуры, приведены в таблице (значения минимальных ошибок выделены).

Средние теоретическая \sqrt{E} и фактическая δ ошибки восстановления поля температуры

Эксперимент	Методы интерполяции	Ошибки интерполяции (°C)			
		93 станции		65 станций	
		δ	\sqrt{E}	δ	\sqrt{E}
Оптимальная интерполяция					
Изотропный вид корреляционной функции:					
1	μ_{11} , $a = 0,007$, $b = 0,01$ (км ⁻¹)	0,254	0,302	0,310	0,351
2	μ_{12} , $a = 0,013$, $b = 0,009$ (км ⁻¹)	0,257	0,357	0,309	0,395
3	μ_{13} , $a = 0,01$, $b = 0$ (км ⁻¹)	0,255	0,307	0,311	0,339
4	μ_{21} , $a = 0,00062$ (км ⁻²)	0,289	0,415	0,340	0,473
5	μ_{22} , $a = 0,00015$ (км ⁻²)	0,276	0,158	0,323	0,207
С учетом анизотропии:					
6	μ_{31} , $a = 0,000014$, $b = 0,0002$, $c = 0$ (км ⁻²)	0,288	0,107	0,301	0,129
7	μ_{32} , $a = 0,000014$, $b = 0,0002$, $c = 0,00004$ (км ⁻²)	0,296	0,094	0,317	0,122
8	Эмпирическая двумерная корреляционная функция по климатическим данным	0,277	0,270	0,304	0,327
9	Эмпирическая двумерная корреляционная функция по данным съемки	0,279	0,221	0,306	0,308
10	Метод обратных расстояний	0,331	–	0,351	–
11	Осреднение данных в узлы сетки	0,391	–	0,429	–

Аналитическое выражение (7) при коэффициенте $b > 0$ позволяет достаточно точно аппроксимировать одномерную корреляционную функцию, полученную по натурным данным (рис. 6, а). Расчеты, выполненные с использованием функции μ_{11} , аппроксимирующей корреляционную функцию по данным съемки (эксперимент 1), и μ_{12} – по климатическим данным (эксперимент 2) (рис. 6, а), имеют незначительно отличающиеся фактические ошибки восстановления поля (таблица). Теоретическая ошибка меньше при использовании корреляционной функции, вычисленной по данным съемки. Поле температуры восстановленное с применением аппроксимации μ_{11} , приведено на рис. 7, в.

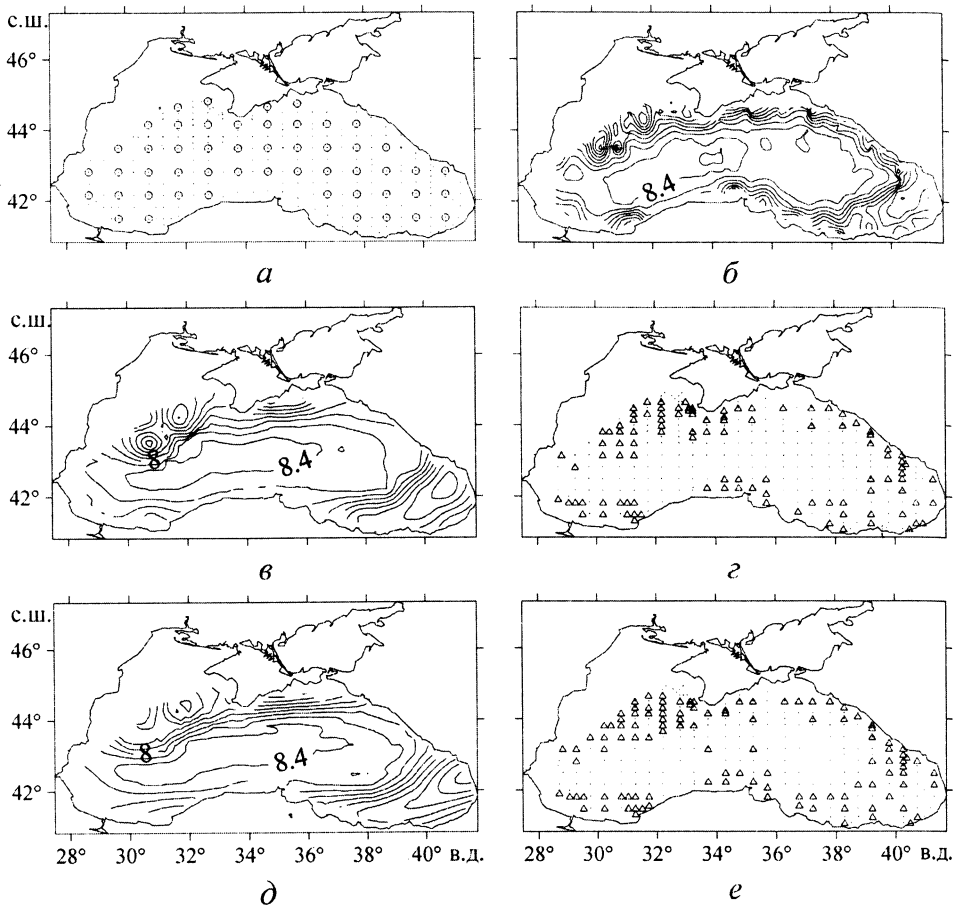
При коэффициенте $b = 0$ функция μ_{13} (эксперимент 3) является положительной на всем интервале и затухает медленнее, чем корреляционная функция, рассчитанная по натурным данным (рис. 6, б). Такой вид функции учитывает дальние станции, что дает возможность получить гладкое поле при редких измерениях.



Р и с. 6. Корреляционные функции поля температуры: 1 – по данным съемки *CoMSBlack-92*; 2 – по всем архивным данным за июль – август; μ_{11} , μ_{12} , μ_{13} , μ_{21} , μ_{22} – аналитические аппроксимации

Функция (8) учитывает ближайшие измерения с высокой корреляцией, что уменьшает теоретическую ошибку интерполяции (эксперимент 5). В то же время при редкой сети станций использование корреляционной функции с радиусом корреляции, значение которого меньше вычисленного по данным измерений (рис. 6. б), приводит к увеличению теоретической и фактической ошибок восстановления поля (эксперимент 4).

Для аппроксимации корреляционной функции с учетом анизотропии поля использовалось аналитическое выражение (9). Поля, восстановленные с корреляционными функциями вида (9) – μ_{31} и μ_{32} (эксперименты 6, 7), имеют небольшие фактические среднеквадратические ошибки восстановления и наименьшие – теоретические. При использовании функции μ_{31} для редкой сети станций ошибка минимальная. Добавление наклона (функция μ_{32} , коэффициент $c > 0$) увеличивает фактическую погрешность восстановления (таблица). Данная аппроксимация хорошо воспроизводит крупномасштабную структуру поля и уменьшает ошибку восстановления в районах Основного Черноморского течения, недостаточно обеспеченных данными. Поэтому анизотропные корреляционные функции можно эффективно использовать для восстановления крупномасштабной структуры полей по редкой сети станций. Недостатком использования аппроксимации с учетом анизотропии является то, что восстановленные поля недостаточно хорошо воспроизводят квазистационарные вихревые образования, в частности Батумский и Севастопольский антициклонические круговороты (рис. 7, д).



Р и с. 7. Расположение станций съемки *CoMSBlack-92* на горизонте 100 м (кружками выделены 65 станций, использованных при восстановлении поля) – *а*; исходное поле температуры – *б*; поле температуры, восстановленные с использованием корреляционных функций μ_{11} – μ_{31} – *в*, и соответствующие им поля абсолютных ошибок (Δ – ошибка превышает $0,2^{\circ}\text{C}$) – *г*, *е*.

Так как двумерные аналитические аппроксимации с учетом анизотропии не точно воспроизводят истинную корреляционную функцию, можно предположить, что использование эмпирической функции значительно уменьшит ошибку восстановления поля. Но восстановленные поля с использованием двумерных эмпирических корреляционных функций (эксперименты 8, 9) уменьшили фактическую ошибку только для выборки, содержащей 65 станций. Это может быть объяснено тем, что поле неоднородно и анизотропия является его крупномасштабным свойством. Поэтому учет анизотропии улучшает результаты восстановления по редким данным, когда в первую очередь восстанавливается крупномасштабное поле, а не мезомасштабные структуры.

Таким образом, выбор аппроксимации корреляционной функции при восстановлении полей определяется пространственными масштабами и следующих процессов и распределением станций. При редкой сети станций

когда восстанавливаются крупномасштабные структуры, учет анизотропии существенно уменьшает ошибку восстановления поля. В то же время использование аналитических аппроксимаций вида (7) в предположении изотропии поля дает удовлетворительные результаты по всем выборкам и хорошо воспроизводит не только крупномасштабную структуру поля, но и квазистационарные вихревые образования синоптического масштаба. По совокупности всех расчетов поля температуры, восстановленные с использованием аналитического выражения (7) в предположении изотропии поля, аналитического выражения (9) с учетом анизотропии и эмпирических корреляционных функций, имели наименьшие фактические и теоретические ошибки. Аналогичные результаты получены для поля солёности.

По результатам экспериментов 1, 2 и 8, 9 можно сравнить восстановленные поля с использованием корреляционных функций, вычисленных по данным съёмки и по климатическим данным. Во втором случае ошибка восстановления поля увеличивается незначительно. Поэтому корреляционные функции, вычисленные по климатическим данным, могут быть в отдельных случаях использованы при расчетах и анализе гидрологических полей для синоптических ситуаций или промежутков времени, слабо обеспеченных данными. Необходимо, однако, иметь в виду, что так называемые климатические данные представляют собой продукт осреднения всех съёмок, выполненных в разные годы, с разной точностью, скоростью и дискретностью. Поэтому они в первую очередь должны использоваться именно для анализа климата, т.е. осредненного за несколько десятков лет состояния гидрологической структуры. Использование корреляционных функций, рассчитанных по данным за весь период измерений, для уточнения конкретных синоптических ситуаций может вносить дополнительную погрешность, обусловленную низкочастотной изменчивостью.

Анализ карт распределения абсолютных ошибок (модуль разности между фактическим и вычисленным значениями температуры) показал, что при использовании метода оптимальной интерполяции максимальные значения ошибок сосредоточены в основном в прибрежных районах, где нарушается однородность поля и существует недостаток данных, а также в районах высоких значений горизонтальных градиентов анализируемых элементов (рис. 7, *г, е*).

Необходимо отметить, что результат восстановления гидрологического поля методом оптимальной интерполяции зависит также от выбора числа влияющих станций и от случайной ошибки наблюдений. Поскольку статистическая структура гидрологических полей пространственно неоднородна, существует проблема выбора числа влияющих N станций. При выборе слишком большого числа N можно фактически получить неоптимальные для данного региона значения гидрологического элемента, а при выборе слишком малого числа N — большую погрешность интерполяции. Критерием выбора оптимального числа влияющих станций обычно служит величина ошибки интерполяции [1, 2, 7]. Число влияющих станций можно считать оптимальным, когда дальнейшее его увеличение мало влияет на эту ошибку.

Исследования, доказывающие эффективность метода оптимальной интерполяции по сравнению с методами полиномиальной аппроксимации, взвешенного среднего и весовой анизотропной интерполяции, проводились

в [2]. Проведенные в настоящей работе сравнительные расчеты показали, что метод оптимальной интерполяции уменьшает ошибку восстановления поля по сравнению со среднеарифметическим осреднением данных в узлы сетки по ближайшим станциям на 50%, по сравнению с методом обратных расстояний – на 30% (таблица).

Заключение

Расчеты двумерных корреляционных функций показали пространственную и временную неоднородность полей температуры и солёности в Черном море. На поверхности в области северо-западного шельфа поля анизотропны, во внутреннем районе моря – близки к изотропным. Величина радиуса корреляции зависит от сезона. Его среднее значение в зимний и летний периоды для солёности составляет 200 км, для температуры – до 350 км, в осенний сезон для солёности – 120 км, для температуры – 280 км.

С глубиной величина радиуса корреляции уменьшается в меридиональном направлении. В слое пикноклина поля температуры и солёности являются анизотропными. Радиус корреляции в меридиональном направлении составляет в среднем ~ 100 км, в зональном – до 350 км. В летний сезон он уменьшается в зональном направлении и увеличивается – в меридиональном. Усиление анизотропии в зимний период и ослабление в летний отражает сезонную изменчивость крупномасштабной циркуляции в Черном море. По пространству радиус корреляции увеличивается в направлении с запада на восток и от прибрежных районов моря к центральным.

Анализ долгопериодной изменчивости статистической структуры полей температуры и солёности в июле – августе на горизонте 100 м по данным за десятилетние периоды (1950 – 1990) выявил наличие изменчивости вида корреляционных функций и уменьшение радиуса корреляции в 1971 – 1980 гг. Предполагается, что это является отражением изменчивости крупномасштабных процессов, в частности уменьшения интенсивности крупномасштабной циркуляции в этот период.

Выбор аппроксимации корреляционной функции при восстановлении полей методом оптимальной интерполяции определяется пространственными масштабами исследуемых процессов и структурой сети станций. При редкой сети, когда восстанавливаются крупномасштабные структуры, учет анизотропии улучшает результат восстановления поля и позволяет получить поля минимальной средней по морю ошибкой. Для частой сети станций учет анизотропии не вносит значительных улучшений в результат восстановления. В данном случае оптимальная интерполяция с использованием аналитических аппроксимаций в предположении изотропии поля хорошо воспроизводит не только крупномасштабную структуру поля, но и квазистационарные вихревые образования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гандин Л.С. Объективный анализ метеорологических полей. – Л.: Гидрометеоздат, 1963. – 287 с.
2. Костюков В.В. Объективный анализ и согласование метеорологических полей. – М.: МГидрометеоздата, 1982. – 184 с.

Беляев В.И. Обработка и теоретический анализ океанологических наблюдений. – Киев: Наук. думка, 1973. – 295 с.

Беляев В.И., Ермоленко А.И., Жилина А.И., Тимченко И.Е. О возможности применения оптимальной интерполяции при построении карты температурного поля Черного моря // Морские гидрофизические исследования. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1969. – С. 193 – 211.

Bretherton F.P., Davis R.E., Fandry C.B. A technique for objective analysis and design of oceanic experiments applied to MODE-73 // Deep-Sea Res. – 1976. – 23, № 7. – P. 559 – 582.

Olbers D., Gouretski V., Seif G., Schröter J. Hydrographic Atlas of the Southern Ocean. – Alfred Wegener Institute, 1992. – 17 p.

Нелено Б.А., Тимченко И.Е. Системные принципы анализа наблюдений в океане. – Киев: Наук. думка, 1978. – 222 с.

Демышев С.Г., Кныш В.В., Моисеенко В.А., Саркисян А.С. Комплексное использование измерений гидрофизических полей в задаче мониторинга океана // Комплексный глобальный мониторинг Мирового океана. – Л.: Гидрометеоздат, 1985. – Т.3. – С. 62 – 73.

Белокопытов В.Н., Полонский А.Б. О пространственной статистической структуре термохалинных полей Черного моря // Морские технологии и приборостроение. Тезисы докладов научно-технического семинара. – Севастополь: МГИ АН Украины, 1993. – С. 25 – 26.

Григорьев А.В., Иванов В.А., Капустина Н.А. Корреляционная структура термохалинных полей Черного моря в летний сезон // Океанология. – 1996. – 36, №3. – С. 364 – 369.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 01.09.06
После доработки 25.10.06

ABSTRACT With the purpose to reconstruct objectively the temperature and salinity large-scale fields by the optimum interpolation method using the historical data set, the correlation functions are calculated and spatial-temporal variability of statistical structure of the fields is analyzed. The hydrographic surface fields are spatially inhomogeneous: the correlation functions are anisotropic in the northwest shelf and similar to isotropic – in the internal part of the sea. The correlation radius value depends on the season. The temperature and salinity fields are highly anisotropic in the pycnocline layer. In the zonal direction the correlation radius value is 2-3 times larger than in the meridian one. Anisotropy increases in winter season and weakens in summer being a consequence of seasonal variability of large-scale circulation. Dependence of the error of the fields' reconstruction by the optimal interpolation method upon the type of approximation of the correlation functions and their anisotropy is examined.