

**АПРОКСИМАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ  
ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ  
ЧЕРНОГО МОРЯ ПО  
СПУТНИКОВЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ  
1991 – 1998 гг.**

**М.В.Бабий, А.Е.Букатов, С.В.Станичный**

Морской гидрофизический институт  
НАН Украины

99011 г.Севастополь, ул.Капитанская, 2  
E-mail: oaoi@alpha.mhi.iuf.net

*По спутниковым измерениям температуры поверхности Черного моря построены эмпирические модели, на основе которых исследуется межгодовая изменчивость и климатические особенности распределения поверхностной температуры.*

Анализ межгодовой и сезонной изменчивости средней температуры поверхности Черного моря (ТПМ) на основе спутниковых данных выполнен в работе [1], где отмечено различие в сезонном поведении ТПМ в разных областях Черного моря. Представляет интерес получить количественные оценки не только временных, но и пространственных изменений ТПМ, чему и посвящена данная работа.

В основу исследований положены среднемесячные значения ТПМ Черного моря для 1991-1998гг. с пространственным разрешением 18 км из архива AVHRR Pathfinder Data, полученные радиометрами высокого разрешения на орбитальных спутниках NOAA-7, -9, -11 и -14. Значения температуры даны до сотых градуса. Использовались ночные измерения для исключения дневного прогрева. 1994 год не рассматривался из-за ошибок в декабрьских измерениях значений ТПМ.

Цель работы – создать пространственно-временную модель ТПМ для Черного моря, по которой можно предвычислить годовой ход ТПМ для любой точки моря.

Построение модели проводилось следующим образом. В каждом узле 18-км сетки имеем 12 (по числу месяцев) значений годового хода поверхностной температуры  $T_{изм}(n)$  ( $n=1,2,\dots,12$ ). Стандартной процедурой [2] производим разложение годового хода на среднее и 4 гармоники. Получаем 9 параметров в каждом узле сетки: среднегодовое значение температуры  $T_0$  и по 4 значения амплитуд  $A_i$  и фаз  $\Psi_i$  гармоник годового цикла – годовой, полугодовой, третьгодовой и четвертьгодовой. По найденным значениям этих параметров вычисляем годовой ход  $T_{выч}(n)$  и определяем среднеквадратичное отклонение  $\sigma$

для разности  $T_{изм}(n) - T_{выч}(n)$  в каждом сеточном узле. В результате получаем  $T_0(\varphi,\lambda)$ ,  $A_i(\varphi,\lambda)$ ,  $\Psi_i(\varphi,\lambda)$  и  $\sigma(\varphi,\lambda)$ , где  $\varphi$  – широта,  $\lambda$  – долгота точки на поверхности моря.

На рис.1 приведено  $\sigma(\varphi,\lambda)$  для 1997 г. Величина  $\sigma$  в западной части моря меньше, чем в восточной и возрастает с приближением к берегу. На северо-востоке выделяется область, где  $\sigma \geq 1^\circ\text{C}$ . Отметим, что эта область описана в работе [3], как содержащая крупные вихревые структуры. Так по превышениям значений  $\sigma$  над его средним уровнем можно выделить аномальные области в распределении ТПМ. Среднее значение  $\bar{\sigma}$  по всему морю  $\sim 0.75^\circ\text{C}$ .

Имея географические координаты узлов, методом наименьших квадратов находим коэффициенты полиномов второй степени, аппроксимирующих зависимости  $T_0(\varphi,\lambda)$ ,  $A_i(\varphi,\lambda)$ ,  $\Psi_i(\varphi,\lambda)$ . В результате получаем диагностическую модель ТПМ:

$$T(\varphi,\lambda,L) = T_0(\varphi,\lambda) + \sum A_i(\varphi,\lambda) \cdot \sin(i(L + \Psi_i(\varphi,\lambda))), \quad (1)$$

где полиномы  $T_0(\varphi,\lambda)$ ,  $A_i(\varphi,\lambda)$ ,  $\Psi_i(\varphi,\lambda)$  имеют вид:

$$F(\varphi,\lambda) = a_0 + a_1(\lambda-34) + a_2(\lambda-34)^2 + b_1(\varphi-43) + b_2(\varphi-43)^2,$$

$a_0, a_1, a_2, b_1, b_2$  – постоянные (для каждой из функций  $T_0(\varphi,\lambda)$ ,  $A_i(\varphi,\lambda)$ ,  $\Psi_i(\varphi,\lambda)$  набор постоянных будет свой), суммирование ведется по  $i=1,2,3,4$ ;  $L$  – ряд из 365-ти значений солнечной долготы, соответствующих каждому дню года. Величина  $L$  является координатой Солнца на эклиптике и легко рассчитывается по формуле, приведенной в [4]. С помощью  $L$  вычисляется количество суточного тепла, падающего на верхнюю границу атмосферы Земли. Использование неравномерного ряда  $L$  вместо равномерной шкалы дней обусловлено привязкой шкалы  $L$  к дню весеннего равноденствия ( $L=0$ ), учетом неравномерности движения Земли по орбите и возможностью избежать введения високосных лет.

Диагностическая модель (1) описывает ТПМ только в пределах одного года. Она является своеобразным пространственно-временным фильтром, сглаживающим явления небольшого масштаба с временем жизни меньше месяца и выявляющим климатические особенности – крупномасштабные аномалии распределения ТПМ по пространству. Отличие изолиний  $T$ , вычисленных по диагностической модели (1), от изолиний  $T$ , полученных обобщением данных за несколько лет (например, [5, с.160]), состоит в том, что модель описывает более подробно (на сетке  $18 \times 18$  км) климатические особенности ТПМ конкретного года. Она позволяет по отклонениям  $T_{изм}(\varphi,\lambda) - T_{выч}(\varphi,\lambda)$  выделять области температурных аномалий, существующих в течение одного

Средне квадр. отклонение  $\sigma$ , 1997 г.

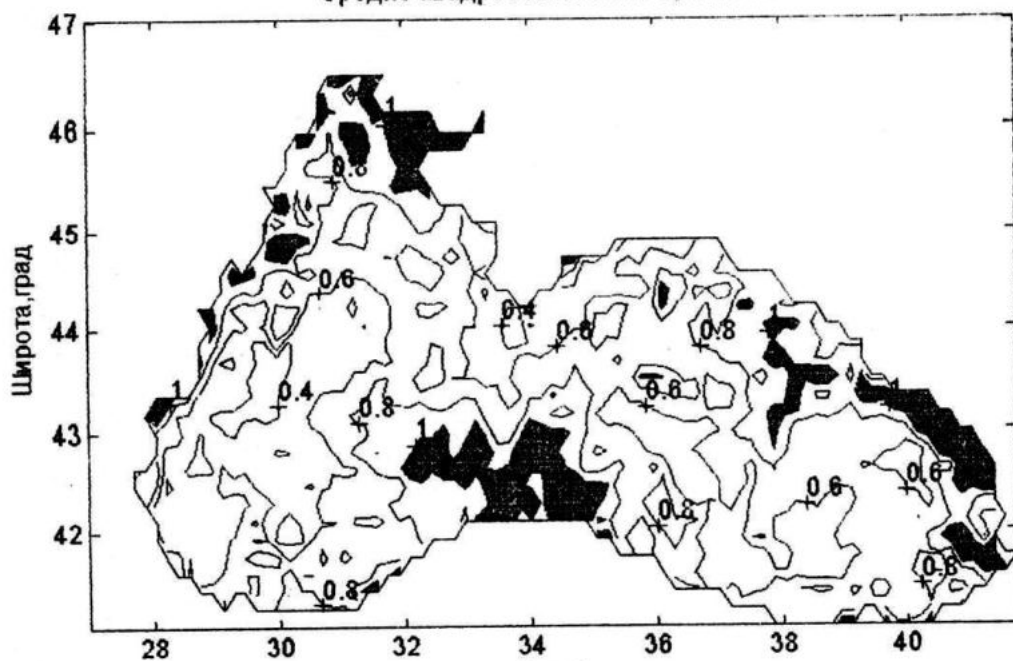


Рис.1

ТГМ, март 1992 г.

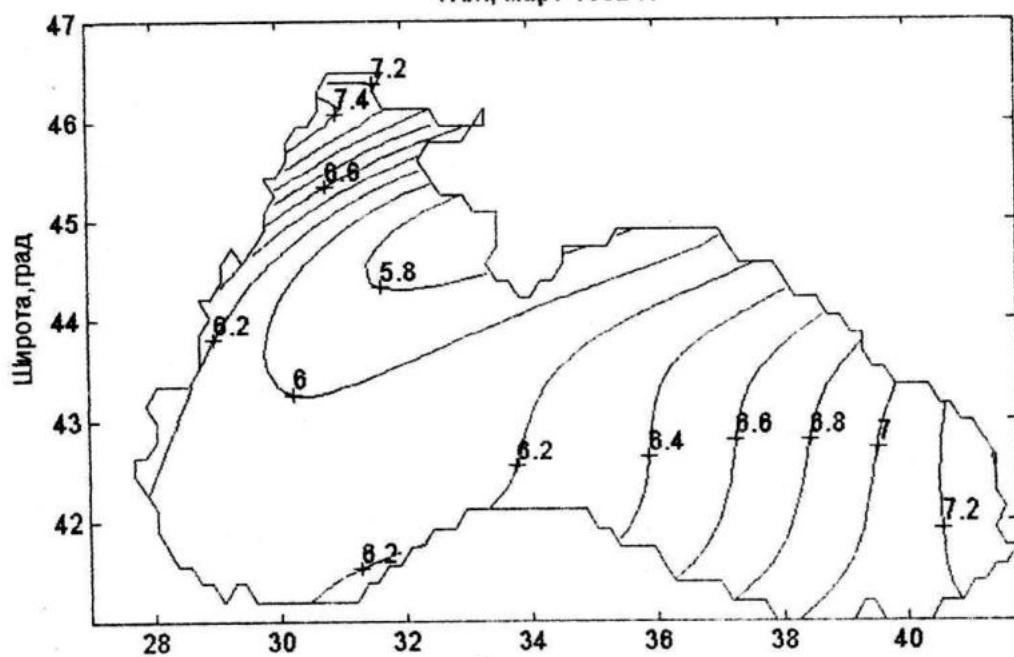


Рис.2

Параметры диагностической модели

Таблица 1

		Амплитуды				Фазы				
	Среднее	1	2	3	4	1	2	3	4	
1991	$a_0$	14.5730	9.1346	1.8003	0.5094	1.1858	5.3045	1.7284	0.9526	1.4407
	$a_1$	0.1085	-0.0229	-0.0535	0.0193	0.0215	-0.0021	0.0104	0.0066	-0.0006
	$b_1$	-0.0998	0.1109	-0.0351	0.0763	0.0084	0.0472	-0.0038	-0.0717	-0.0169
	$a_2$	0.0217	-0.0012	-0.0144	-0.0035	-0.0037	0.0009	-0.0006	-0.0032	0.0008
	$b_2$	-0.0355	-0.0341	0.0407	0.0165	-0.0441	-0.0108	0.0135	0.0439	-0.0329
1992	$a_0$	14.1490	9.1596	1.1969	0.3518	0.4909	5.3437	1.8551	0.8616	0.8756
	$a_1$	0.0769	0.0035	0.0485	-0.0090	-0.0043	0.0005	0.0203	-0.0440	-0.0233
	$b_1$	-0.2103	-0.0168	0.2408	0.0521	-0.0579	0.0309	-0.0750	0.2511	-0.0497
	$a_2$	0.0105	0.0054	0.0081	0.0002	-0.0039	0.0012	-0.0053	0.0162	-0.0043
	$b_2$	-0.0042	-0.0451	0.0401	0.0540	0.0309	-0.0040	0.0213	0.0748	-0.0392
1993	$a_0$	14.0150	9.1229	1.0337	0.6314	0.4890	5.4247	1.8400	1.1287	0.7914
	$a_1$	0.0554	-0.0565	0.0504	0.0271	-0.0041	0.0141	-0.0505	0.0596	-0.0079
	$b_1$	-0.2684	-0.1823	0.1542	0.0485	-0.0457	0.0153	-0.2295	-0.0096	0.0734
	$a_2$	0.0132	0.0160	-0.0084	0.0128	0.0002	-0.0002	0.0061	0.0029	0.0008
	$b_2$	-0.1330	0.0447	-0.0015	0.0087	0.0197	-0.0036	0.0684	-0.0030	0.0021
1995	$a_0$	14.9460	8.4501	1.7462	0.4349	0.4114	5.3830	2.0603	0.7045	0.8737
	$a_1$	0.1462	-0.0057	-0.0443	0.0047	-0.0264	-0.0129	-0.0191	0.0533	-0.0067
	$b_1$	0.0530	-0.1711	0.0770	0.0509	0.0361	0.0238	0.0258	-0.0088	0.0340
	$a_2$	0.0150	0.0064	-0.0075	-0.0020	0.0050	0.0004	0.0001	0.0187	-0.0006
	$b_2$	-0.0969	0.0779	-0.0138	-0.0057	0.0265	-0.0049	0.0183	0.0031	-0.0181
1996	$a_0$	14.5970	8.3234	1.9148	0.6668	0.3176	5.3937	1.8750	0.9602	0.6245
	$a_1$	0.1551	0.0085	0.0450	-0.0039	0.0005	-0.0093	0.0012	0.0063	0.0395
	$b_1$	-0.2504	-0.0357	0.0657	-0.0626	0.0034	0.0259	-0.0175	-0.0416	0.0244
	$a_2$	0.0214	0.0049	-0.0019	0.0010	0.0007	0.0009	0.0041	0.0033	-0.0018
	$b_2$	-0.0814	0.1282	-0.0787	0.0154	0.0066	-0.0007	0.0163	0.0165	0.0409
1997	$a_0$	15.4070	8.7641	1.3719	0.5508	0.3293	5.3801	1.9465	0.9623	0.9663
	$a_1$	0.1226	-0.0456	0.0221	-0.0434	0.0177	-0.0002	0.0281	0.0041	-0.0131
	$b_1$	-0.1689	0.0248	0.1003	-0.0350	0.0037	0.0366	0.0038	0.0136	-0.0198
	$a_2$	0.0079	0.0129	0.0022	0.0023	0.0056	0.0005	0.0014	0.0032	-0.0023
	$b_2$	-0.1117	0.0670	-0.0080	0.0157	0.0754	-0.0066	0.0046	-0.0232	0.0230
1998	$a_0$	14.6360	8.8760	1.5374	0.5598	0.5674	5.3867	1.8366	0.9519	0.8720
	$a_1$	0.1057	-0.0233	0.0144	0.0041	0.0098	-0.0025	0.0001	0.0110	-0.0004
	$b_1$	-0.1585	-0.0391	0.0966	0.0223	-0.0087	0.0277	-0.0364	0.0194	0.0055
	$a_2$	0.0153	0.0072	-0.0040	0.0012	0.0006	0.0005	0.0014	0.0060	-0.0007
	$b_2$	-0.0742	0.0380	-0.0123	0.0119	0.0143	-0.0056	0.0219	0.0158	-0.0036

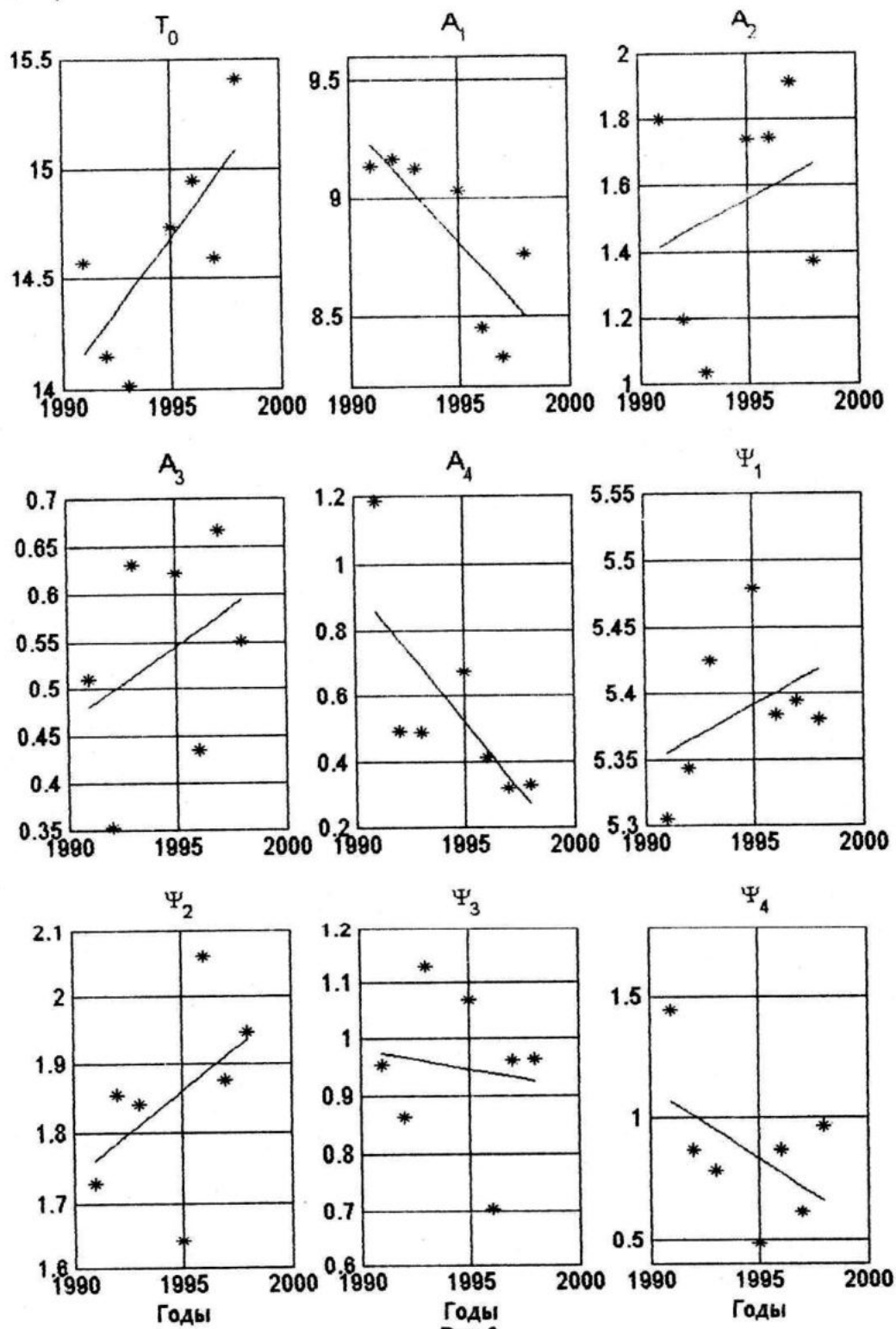


Рис.3

Параметры аппроксимационной модели

Таблица 2

	k	a <sub>00</sub>	k	a <sub>10</sub>	k	b <sub>10</sub>	k	a <sub>20</sub>	k	b <sub>20</sub>
T <sub>0</sub>	0,132	1 4,03	0,009	0,067	0,003	-0,173	-0,0004	0,017	-0,010	-0,031
A <sub>1</sub>	-0,103	9,33	-0,000	-0,023	-0,008	-0,006	0,0008	0,004	0,020	-0,053
A <sub>2</sub>	0,035	1,38	0,003	-0,000	-0,002	0,107	-0,0008	-0,008	-0,012	0,044
A <sub>3</sub>	0,016	0,46	-0,006	0,027	-0,016	0,096	-0,0000	0,002	-0,003	0,028
A <sub>4</sub>	-0,084	0,94	-0,000	0,009	0,006	-0,037	0,0012	-0,005	0,009	-0,024
Ψ <sub>1</sub>	0,009	5,35	-0,001	0,004	-0,001	0,032	-0,0000	0,001	0,000	-0,008
Ψ <sub>2</sub>	0,025	1,74	0,002	-0,006	0,014	-0,103	0,0005	-0,001	-0,003	0,035
Ψ <sub>3</sub>	-0,007	0,98	0,002	0,001	-0,011	0,068	0,0003	0,005	-0,009	0,058
Ψ <sub>4</sub>	-0,056	1,12	0,003	-0,014	0,003	-0,006	-0,0001	0,000	0,009	-0,044

или нескольких месяцев. Это дает возможность проследить развитие и движение аномалий в течение года. На рис.2 показано распределение среднемесячной за март 1992 г. ТПМ. Здесь ярко выражен "язык" пониженных значений T к юго-западу от Крымского полуострова, являющийся отражением движения холода из Азовского бассейна. Это пример климатической особенности 1992 г., поскольку в другие годы такого вида распределения ТПМ не наблюдается.

Имея диагностические модели для ряда лет, можно построить аппроксимационную модель ТПМ (сглаживающую климатические особенности каждого года), определив методом наименьших квадратов линейную зависимость коэффициентов аппроксимирующих полиномов a<sub>0</sub>, a<sub>1</sub>, a<sub>2</sub>, b<sub>1</sub>, b<sub>2</sub> от номера года (t):

$$T(t, \varphi, \lambda, L) = T_0(t, \varphi, \lambda) + \sum A_i(t, \varphi, \lambda) \cdot \sin(i \cdot (L + \Psi_i(t, \varphi, \lambda))), \quad (2)$$

Общий вид зависимостей T<sub>0</sub>, A<sub>i</sub>, Ψ<sub>i</sub> от (t, φ, λ) запишем так:

$$F(t, \varphi, \lambda) = a_0(t) + a_1(t)(\lambda - 34) + a_2(t)(\lambda - 34)^2 + b_1(t)(\varphi - 43) + b_2(t)(\varphi - 43)^2, \quad (3)$$

где коэффициенты полиномов имеют вид:

$$f(t) = f_{00} + k \cdot (t - 1991).$$

Таким образом, T<sub>00</sub> = T(1991, φ = 43°N, λ = 34°N) есть среднегодовая ТПМ, а A<sub>0i</sub> = A<sub>i</sub>(1991, φ = 43°N, λ = 34°N) и Ψ<sub>0i</sub> = Ψ<sub>i</sub>(1991, φ = 43°N, λ = 34°N) - амплитуды и фазы гармоник в 1991 г в точке с координатами (φ = 43°N, λ = 34°N), являющейся своеобразным центром моря. Задавая отклонения координат от этого центра и номер года, вычисляем T<sub>0</sub>, A<sub>i</sub> и Ψ<sub>i</sub>, а затем и годовой ход T(t, φ, λ, L) для любой точки Черного моря. Аппроксимационная модель (2) сглаживает климатические особенности ТПМ отдельных лет и выявляет межгодовую изменчивость распределения T.

По изложенной методике были построены диагностические модели для 7 лет диапазона 1991-1998 гг. и аппроксимационная модель для этого периода, параметры которых пред-

ставлены в табл. 1, 2. Анализ табл. 1 показывает, что для полинома T<sub>0</sub> в рассмотренном временном интервале 1991-1998 гг. коэффициенты b<sub>1</sub> и b<sub>2</sub> (1-й столбец) отрицательны, а коэффициенты a<sub>1</sub> и a<sub>2</sub> положительны. Следовательно, в центре моря T<sub>0</sub> уменьшается с ростом широты и увеличивается с ростом долготы. Амплитуда годовой гармоник (2-й столбец), составляя ~0.6·T<sub>0</sub>, не имеет такого однозначного изменения по координатам, как T<sub>0</sub>. Однако ее фаза (6-й столбец) показывает четкую тенденцию роста с широтой. Изменение по координатам амплитуд и фаз гармоник более высокого порядка усложняется с ростом номера гармоник, поскольку именно они описывают температурные аномалии ТПМ.

Межгодовую изменчивость параметров диагностических моделей иллюстрирует рис.3 и табл.2, где приведены зависимости от года параметров модели (2) для точки (φ = 43°N, λ = 34°N). Сравнение поведений T<sub>0</sub> и A<sub>1</sub> показывает разнонаправленность трендов среднего значения T<sub>0</sub> и амплитуды годовой гармоник A<sub>1</sub>. Если T<sub>0</sub> в этой точке возрастает (κ = 0.13°С/год), то A<sub>1</sub> убывает (κ = -0.10°С/год), а ее фаза возрастает (κ = 0.009 рад/год).

Аппроксимационная модель (2) позволяет проследить изменения распределений ТПМ по годам. На рис.4 представлены рассчитанные по модели (2) изотермы для середины марта, середины августа и середины ноября для 1991, 1993, 1995, 1998 гг. Верхний ряд рисунков (15 марта) показывает, как с годами изотерма 7.5°С движется с востока на запад, а изотерма 5°С смещается на север. Средний ряд рис.4 (15 августа) иллюстрирует увеличение долготного градиента T и некоторое похолодание с годами примерно на 0.5°С по всему морю за исключением восточной части, где изотерма 25.5°С почти не меняет свое положение. Нижний ряд рисунков (15 ноября) выявляет поворот изотерм так, что, если в 1991 г.

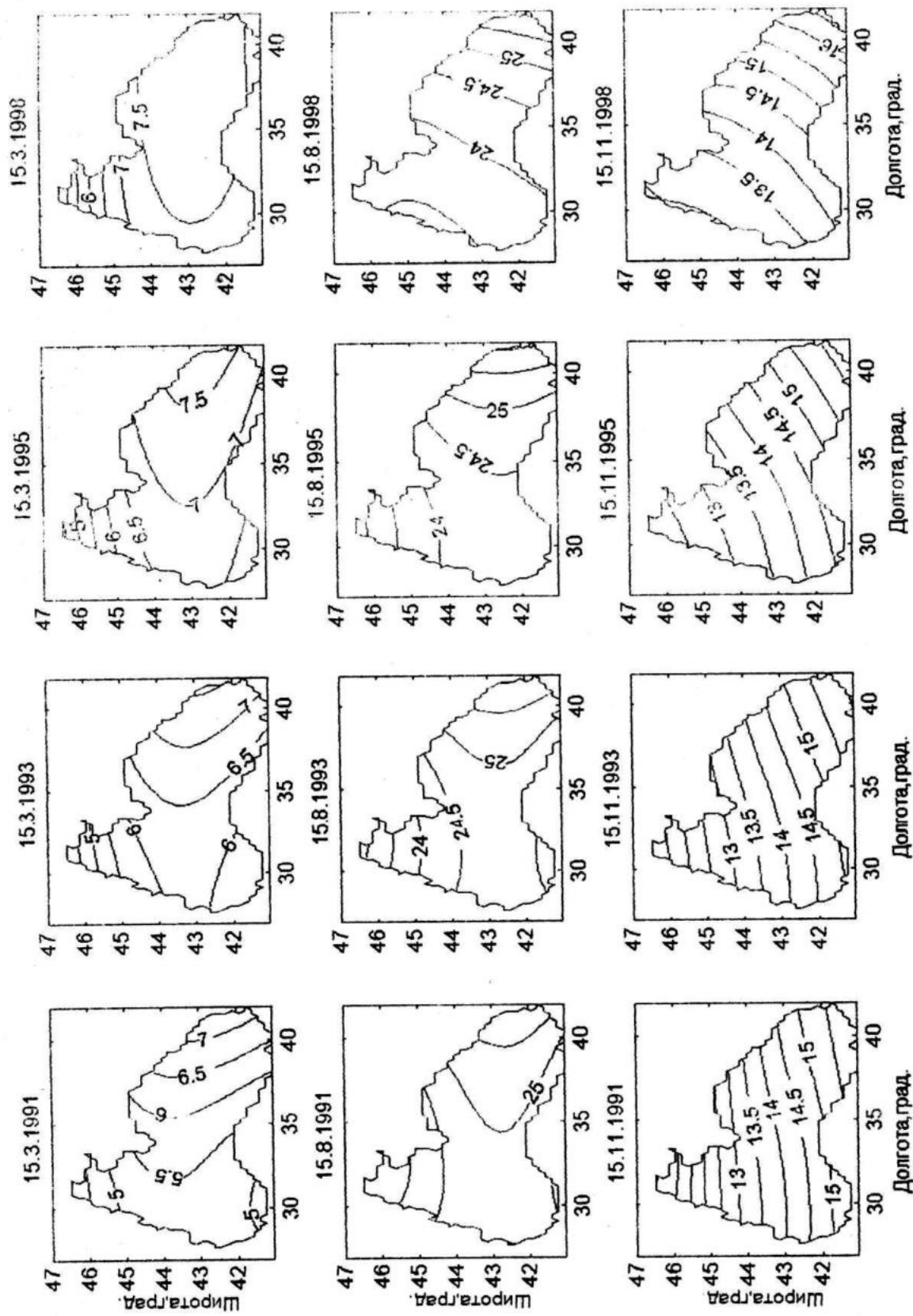


Рис.4 Температура T, °C

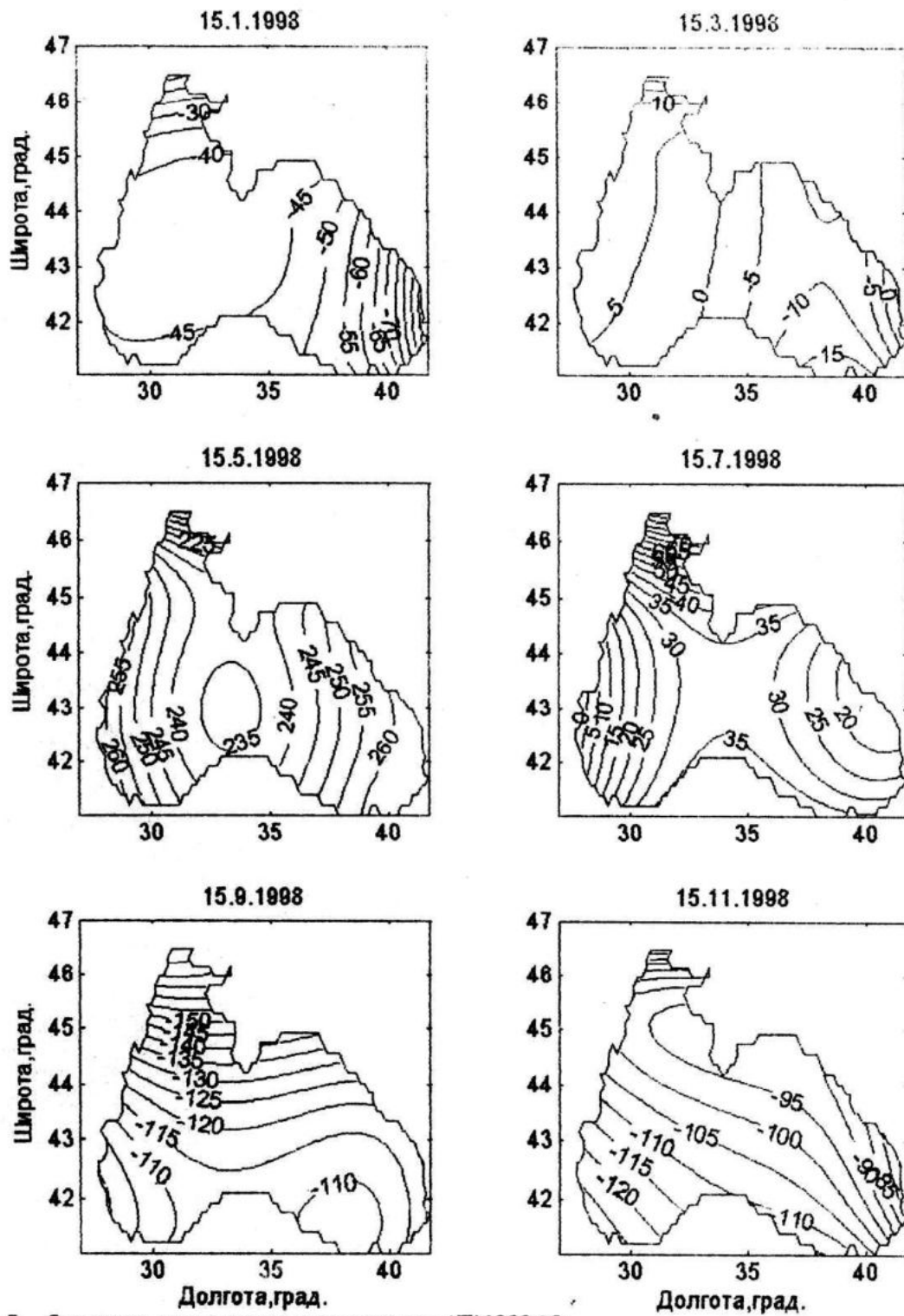


Рис.5 Суточное приращение температуры  $\Delta T \cdot 1000, ^\circ\text{C}$

изотермы имели практически широтный ход, то в 1998 г. они наклонены с юго-запада на северо-восток. Это свидетельствует о повышении ноябрьских температур северо-западной части Черного моря с  $10.5^{\circ}\text{C}$  в 1991 г. до  $13^{\circ}\text{C}$  в 1998 г. и похолодании юго-западной части моря с  $15^{\circ}\text{C}$  до  $14^{\circ}\text{C}$ . В центре моря температура не изменилась. Она осталась на уровне  $\sim 14^{\circ}\text{C}$ .

По модели (2) для 1998 г. были рассчитаны суточные приращения температуры  $\Delta T$  в тысячных долях градуса Цельсия для 15-ых чисел января, марта, мая, июля, сентября и ноября. Эти приращения представлены на рис. 5. Как видно из рисунка, в январе  $\Delta T < 0$ . В восточной части моря  $|\Delta T|$  в два раза больше, чем в западной. В марте вода в западной части моря (особенно в мелководной северной) начинает нагреваться, а в восточной продолжает охлаждаться, хотя по абсолютной величине  $\Delta T$  не превышает  $0.001^{\circ}\text{C}$ . В мае  $\Delta T > 0$  и имеет максимальные за весь год величины порядка  $0.25^{\circ}\text{C}$ . Поверхностные воды западной и восточной частей моря нагреваются быстрее, чем воды в центре и на северо-западе. В июле  $\Delta T > 0$ , однако, его величина составляет сотые доли градуса. В этом месяце воды северо-запада и воды Анатолийского побережья прогреваются быстрее, чем в прибрежных районах западной части моря ( $\Delta T \sim 0$ ). Сравнение изолиний  $\Delta T$  в сентябре и ноябре показывает, что хотя они имеют преимущественно широтный ход, однако, в сентябре северная половина моря охлаждается в полтора раза быстрее южной, а в ноябре уже наоборот – на юге охлаждение идет быстрее, чем на северной половине моря, исключая северозапад, где  $\Delta T < -0.12^{\circ}\text{C}$ .

Таким образом на основе построенных моделей можно исследовать не только климатические особенности ТПМ и межгодовую изменчивость, но и скорость изменения поверхностной температуры в разных частях Черного моря.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Шеремет Н.А. Об использовании спутниковых данных в исследовании сезонной и межгодовой изменчивости температуры поверхности Черного моря // Исслед. Земли из космоса, 2001, N 1, с. 51-61.
2. Бабий М.В., Букатов А.Е., Ижко В.А. Эмпирические модели температурного поля атмосферы над Крымским полуостровом и температуры воздуха над поверхностью Черного моря. /Системы контроля окружающей среды. Сб. научных тр., МГИ НАНУ, Севастополь, 2001, с.369-372.
3. Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Соловьев Д.М., Станичный С.В. Эволюция вихрей и струй в северо-восточной части Черного моря осенью 1997 г. (спутниковые наблюдения) // Исслед. Земли из космоса, 2000, N 1, с.3-14.
4. Бабий М.В. Вековые тренды последнего столетия годовых количеств солнечной радиации на разных широтах земного шара // Доклады РАН, 2001, т.376, N 6, с:807-809.
5. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР, т.IV, вып.1, С-Пб, Гидрометеоздат, 1991, 430 с.