

东海黑潮热含量的计算和分析*

陈永利

(中国科学院海洋研究所)

黑潮对海洋和大气的影响已越来越受到海洋和气象工作者的重视。本文从海洋对大气热力影响方面对东海黑潮热含量作了计算和分析;表明,热含量的变化除受来自低纬海水输送量的多少影响外,还受EL NINO现象的影响。

一、资料的选取和计算

G断面东起27°30'N、128°15'E,西迄30°N、124°30'E,横切黑潮及其逆流。

我们采用日本气象厅海洋气象观测资料^[3],计算了1957—1980年的热含量值。根据黑潮流轴历年变动的情况,我们还计算了27°30'N、128°15'E至29°N、126°E区间内1—6站和1—4站的热含量值。1—6站计算区间全长为145海里,1—4站为80海里,垂向深度至600米。每个温度测值为所对应小区域的平均值。这一断面1—6站的整个计算面积为6935×10⁴米²。

对于某个体积的海水热含量(Q_z)为:

$$Q_z = \iiint_{(x,y,z)} \rho C_p T dx dy dz \quad (1)$$

如果我们取断面厚度为1cm,则

$$Q_z = \sum_i \sum_k q_{ik} \Delta S_{ik} \quad (2)$$

式中,ρ为海水密度,T为温度,C_p为定压比热,q_{ik}为某一小计算区的平均热容量值,ΔS_{ik}为小计算区的面积,i、k分别为沿断面方向和垂向的网点数。

二、热含量变化特征和周期估计

1. 变化特征

我们分析时把海水分为三层:0—10米为表层;0—200米为作用层;0—600米为斜压层。这三层热含量季节变化值见表1。

表中,Q₁₀、Q₂₀₀、Q₆₀₀分别表示表层、作用层和斜压层的热含量值,σ_n为年间的标准偏差。可以看出,各层中热含量的变化均以季节变化为主,尤其是斜压层中二者变化量级相当。

2. 变化周期的最大熵谱估计

我们先对24年资料逐年进行内插,再做滑动平均滤掉季节变化,后求最大熵谱。

表1 1965—1980年平均冬夏季热含量变化

	Q ₁₀ × 10 ⁷ 千卡			Q ₂₀₀ × 10 ⁷ 千卡			Q ₆₀₀ × 10 ⁷ 千卡		
	夏	冬	夏—冬	夏	冬	夏—冬	夏	冬	夏—冬
平均	42.6	31.7	10.9	703	614	89	1512	1418	94
σ _n	1.3	1.0	1.8	25	14	29	38	38	57

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第1225号。本文得到张必成、赵永平同志的帮助和指导,翁学传同志提出了宝贵意见,致谢。

对一平稳时间序列 $X = \{x_i\}$, $i = 1, 2, \dots, n$, n 为样本数, X 的最大熵谱为:

$$f(\lambda) = \frac{\sigma^2_{k_0} \Delta}{\left| 1 - \sum_{j=1}^{k_0} b_j e^{-i j \lambda} \right|^2} \quad (3)$$

其中, $\lambda = 2\pi S \Delta$, 当取样时间为等间隔时, $\Delta = 1$; S 为频率, $S = \frac{1}{T}$; T 为周期长度; $i = \sqrt{-1}$, $\sigma^2_{k_0}$ 为截止阶 k_0 预报误差方差。

截止阶 k_0 的确定, 运用赤池最终预报误差 (FPE) 准则, 使

$$(FPE)_k = ((1 + k/n)/(1 - k/n)) \sigma^2_k \quad (4)$$

达最小来确定, $1 \leq k \leq n-1$, 本文取 k_0 为 13。

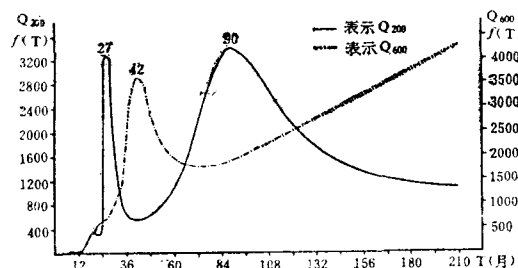


图 1 Q_{200} 和 Q_{600} 热含量变化周期的最大熵谱

由图 1 中 Q_{200} 曲线看出, 作用层热含量

的变化周期为 2 年和 7 年。杜碧兰等¹⁾对东海及黑潮区的表面水温做过分析, 得到 2.2 年和 6.7 年的周期, 与作用层热含量 2 年和 7 年左右的周期几乎一致。这说明东海及黑潮区域海温的变化是黑潮作用层热含量变动影响的结果。

Q_{600} 变化曲线反映了斜压层热含量的变化周期, 表明斜压层的明显变化周期为 3.5 年。文献〔1〕对黑潮流量的计算结果是有 3 年和 8—9 年周期。这从资料观测时间、所取计算深度和计算周期与本文基本一致。表明黑潮流量及热含量的变化上都有 3—3.5 年的周期, 其原因与北太平洋副高和东太平洋赤道冷水区海温的变动有关。

三、热含量与流量的关系

G 断面冬季 1—4 站的黑潮流量与热含量值列于表 2。流量的结果取自文献〔4〕, 零面取为 700 分巴, 热含量取自 0—200 米层。

从表 2 可见, 当黑潮流量大时, 热含量高; 黑潮流量小时, 热含量低。我们还进一步对 1972—1980 年的流量和热含量分别按季节求距平 (见表 3)。为考虑消除太阳辐射的影响, 我们取 50—200 米层的热含量进行对比,

表 2 冬季黑潮流量与热含量的关系

年	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968
$\bar{A}$	-4.01	1.21	11.67	3.32	6.20	4.65	-5.03	-2.81	-0.78	-2.07	-5.06	1.96
$\bar{Q}_{200}$	-7.65	-5.83	31.87	47.24	17.86	2.80	-32.79	-7.36	-11.30	-9.83	-20.91	-10.72
年	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
$\bar{A}$	-1.09	-4.16	-6.49	3.81	4.78	-16.85	-2.89	11.75	-5.15	4.60	2.90	5.43
$\bar{Q}_{200}$	1.73	-8.26	-24.54	4.01	8.34	-22.97	-4.91	-6.81	6.01	25.45	8.66	19.89

注: $\bar{A}$ 表示流量距平值 ($\times 10^6$ 米³/秒); $\bar{Q}_{200}$ 表示 0—200 米热含量距平值 ($\times 10^7$ 千卡)。

1) 杜碧兰等, 1984。东海及其外缘海域表层海水深度的谱分析。海洋预报服务: 1—8。

其结果与从表面至200米层的热含量变化几乎一致。这更说明作用层的热含量变化无论在哪个季节,太阳辐射的影响都不是主要的,主要原因是洋流输送的作用。

用各层热含量值分别与流量求相关,得到 Q_{100} 与流量的相关系数(r)为0.4381; Q_{200} 的相关系数(r)为0.4374;样本数为36,其信度均达到0.01。为突出年变化,我们又分别对流量和热含量进行了四季滑动,然后求相关,结果得到 Q_{100} 与流量的相关系数(r)为0.7538; Q_{200} 的相关系数(r)为0.6901;其信度远超过0.001。即使是在斜压层中, Q_{600} 的年变化值也与流量的年变值一致(表4)。

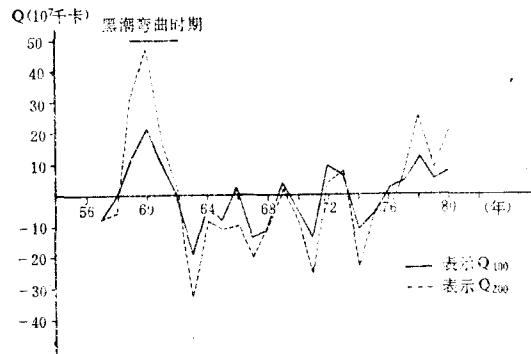


图2 东海黑潮热含量变化与日本南部黑潮大弯曲

表3 季节热含量与流量距平对照

年 代	季 节 要 素	冬		春		夏		秋	
		$\overline{Q_{200}}$	$\overline{A}$	$\overline{Q_{200}}$	$\overline{A}$	$\overline{Q_{200}}$	$\overline{A}$	$\overline{Q_{200}}$	$\overline{A}$
1972		-	+	-	-	-	-	-	-
1973		+	+	-	-	-	-	-	-
1974		-	-	-	-	-	-	-	-
1975		-	-	-	-	-	+	+	+
1976		-	+	+	+	+	+	+	-
1977		+	+	+	+	+	+	+	+
1978		+	+	-	-	-	-	-	+
1979		+	+	-	-	-	-	+	-
1980		+	+	-	+	+	+	+	+

注: + 为正距平; - 为负距平。

可以认为,热含量的变化基本反映了黑潮强度的变化;黑潮热含量的大小基本依赖于低纬向黑潮输送水体的多寡,进而影响黑潮及其邻近大范围区域海温的变化。这就为以黑潮流量为指标讨论对天气的影响提供了物理依据。

图2是 Q_{100} 、 Q_{200} 冬季的逐年变化曲线,它表示出一个十分有意义的事实:当热含量超过平均值时,日本黑潮将出现大弯曲。如1959—1962年、1969年、1973年和1976—1980年,这是日本南部黑潮出现大弯曲年,而也恰恰是东海黑潮热含量超过正距平年。在 Q_{100} 的1966年,热含量已超过平均值,但实际上在1965—

1966年日本南部黑潮曾出现过弱的蛇动。管秉贤^[2]曾发现东海黑潮流量的年平均值出现正距平时期,日本南部黑潮出现大弯曲。这也给热含量与流量变化的一致性提供一个有力佐证。

四、黑潮热含量异常与北太平洋海温场异常的分布特征

我们用黑潮热含量高的1958年、1959年、1960年、1966年、1969年、1972年和1973年代表黑潮地区的暖年;用热含量低的1962年、1963年、1968年、1970年、1971年和1974年代表黑潮地区冷年;分别给出暖年和冷年型1月

表4 Q_{600} 年距平值与流量的年距平值

年 代	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
$\overline{Q_{600}}$	-47.4	-17.9	-33.5	18.3	13.9	47.6	-8.0	-1.0	28.2
$\overline{A}$	-1.6	-0.7	-7.3	0.5	4.7	2.3	0	-0.2	2.3

注: $\overline{Q_{600}}$ 表示黑潮0—600米层热含量年距平值 ($\times 10^7$ 千卡), $\overline{A}$ 表示年流量距平值 ($\times 10^6$ 米³/秒)。

份和7月份的北太平洋多年平均海温距平场; 冷、暖年各型冬夏的海温场分布基本一致。现仅以冬季为例(图3)讨论冷、暖年型的海温场分布情况。

1. 暖年型

该型的主要特征是沿黑潮洋流区的西北太平洋和东太平洋地区海温为正距平, 中太平洋地区为负距平(图3a)。可以看出, 在20°N以北、平均170°E以西的西北太平洋区域, 以及在15—20°N以南、180°E以东的东太平洋区域为正距平范围。其中, 东北太平洋阿拉斯加湾附近的相对暖水区比较明显; 冷水区则在中太平洋区。

2. 冷年型

该型的主要特征与暖年型正好相反。沿黑潮区和东太平洋区为负距平, 而中太平洋区则为正距平(图3b)。可以看出, 沿黑潮及170°E以西自南到北基本为负距平区, 东太平洋负距平零线较暖年型明显偏南; 而170°E以东、10°N以北除西风漂流区有部分负距平区伸入外, 基本上由正距平所控制。

图3c是平均暖年与冷年的差值。整个北太平洋正距平区, 暖年比冷年高0.5°C的区域范围是相当大的, 有许多区域差1°C以上, 黑潮区竟高达2°C。

从上面的分析来看, 北太平洋海温的剧变区是在西北太平洋的黑潮区和低纬的东太平洋区。就平均情况而言, 黑潮区域海温距平的变化与东太平洋低纬海区海温距平变化相一致。它通过洋流的作用将冷暖距平由低纬向高纬输送, 使之形成和维持。同时也说明, 以黑潮热含量的变化来考虑划分北太平洋海温分布情况似乎也是可行的。

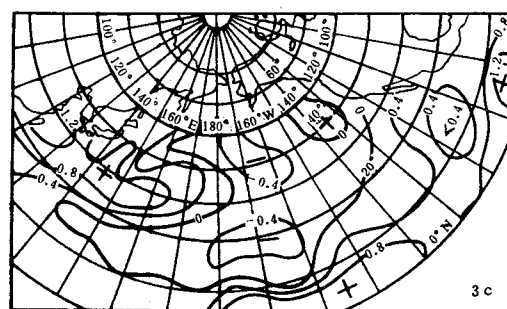
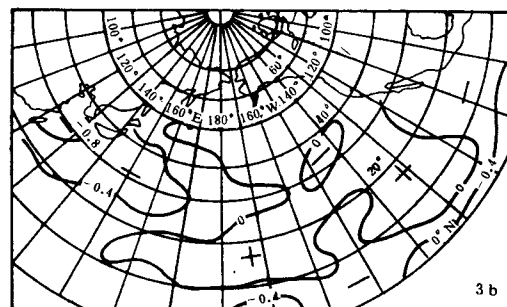
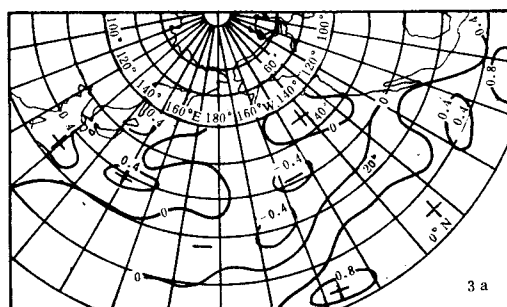


图3 冷、暖型海温场的分布

五、EL NIÑO现象与黑潮热含量

黑潮热含量的变化受来自低纬海水温度的影响, 那么低纬海洋热状况的变化必将影响着黑潮热含量的变化, 特别是东太平洋赤道冷水

区异常发展的EL NIÑO 现象。从历史上 EL NIÑO发生的时间是1925—1926年、1930年、1932年、1939年、1941年、1943年、1951年、1953年和1957—1958年,可见EL NIÑO发生的时间间隔为2年、4—5年和8年。目前,对于EL NIÑO的代表年份尚不统一,我们参照赤道东太平洋冷水区(130°W, 5°N—10°S)海温距平变化曲线,取1957—1958年、1963年、1965—1966年、1968—1969年、

1972—1973年、1975年和1979年为EL NIÑO发生年,并与热含量正距平年相比较(见表5)。可以发现,除1963年没有对应外,一般情况下EL NIÑO发生年,翌年的黑潮热含量增加,出现正距平。这种正距平有时可以维持几年。这说明EL NIÑO现象一旦出现,由于信风与洋流的作用即可把低纬的大量暖水向中高纬输送以影响黑潮热含量。同时又可促使太平洋反气旋系统的加强以增强黑潮的强度。

表5 EL NIÑO与黑潮热含量

EL NIÑO 年	1957—1958	1963	1965—1966	1968—1969	1972—1973	1975	1979
热含量正距平年	1959—1962		1966	1969	1972—1973	1976—1980	

综上所述,我们初步讨论了黑潮热含量的变化及热含量变化的一些原因。以海-气相互作用的观点来看,海洋和大气为一整体,只要一方出现异常则必然通过热力或动力的作用使另一方随之调整。因此,风场对流场的作用是相当重要的。至于北太平洋副热带高压的变化对黑潮洋流的作用,还有待进一步研究。

变化及其与西北太平洋副热带高压关系的初步研究。海洋学报3(2): 26—29。

(2) 管秉贤, 1982。东海黑潮流量及其变动原因的分析。中国海洋湖沼学会水文气象学会学术会议(1980)论文集。科学出版社,第103—106页。

(3) 日本气象厅, 1957—1980。气象厅海洋气象观测资料№21—68。

(4) 藤原伊佐美, 1981。东海的海况。海洋科学(日)13(4): 264—270。

参 考 文 献

- (1) 张兴发, 1981。东海黑潮强度的长周期

A PRELIMINARY ANALYSIS AND CALCULATION OF HEAT CONTENT OF THE KUROSHIO IN THE EAST CHINA SEA

Chen Yongli

(Institute of Oceanology, Academia Sinica)

Abstract

The data used in this paper are from "The results of marine meteorological and oceanographical observation" published by Japan Meteorological Agency. The heat contents of the Kuroshio in the East China Sea, taken from the deep-sea temperature observation data in the G section during 1957—1980 are calculated. We therefore discussed the variational characteristics of heat content of the Kuroshio as well as the relationships between heat content and the volume transports of the Kuroshio in the East China Sea, sea surface temperature fields of the northern Pacific and EL NIÑO in the eastern tropical Pacific.

In addition, calculation of the periods of oscillation of heat content on the active layer (0—200 meter depth) and baroclinic layer (0—600 meter depth) of the Kuroshio in the East China Sea are also carried out with maximum entropy method. The results showed that dominant oscillation periods of the heat content on the active layer is approximately 2 years and 7 years, but 3.5 years on the baroclinic layer.