

冬季北太平洋西部上层 海洋的热量输送*

赵永平 陈永利 杨连素

(中国科学院海洋研究所, 青岛 266071)

林滋新

(青岛市海洋气象科学研究所, 青岛 266003)

提要 用海气界面净热量收支和 1950—1979 年表层水温资料, 计算了冬季北太平洋西部上层海洋热通量散度场, 指出冬季北太平洋西部黑潮将大量低纬暖水输送到中高纬度海域, 在 $30\text{--}35^\circ\text{N}$ 最大; 亲潮将极地冷水沿千岛群岛向南输送, 在 $45\text{--}50^\circ\text{N}$ 最大; 两者在 40°N 附近相遇, 混合减弱后沿纬向东传。同时用 EOF 分析方法对热通量散度距平场分型, 前 3 个主要型分别为: 黑潮亲潮偶合型、北太平洋海流型和冷平流优势型。最后还揭示了第一主要型与北太平洋副热带高压之间有意义的相关关系。

关键词 海洋 热输送 年际变化

在气候系统中, 海洋通过以下 3 个方面的特性作用于气候变化, 其一, 海洋是大气的无限量水汽源, 它直接左右了全球的蒸发量和由此引起的降水分布; 其二, 海洋有巨大的热含量, 因此它具有大气不可比拟长的记忆能力; 其三, 在赤道低纬大量的太阳辐射热向中高纬传输过程中, 洋流的水平输送具与大气同等量级的输送能力。北太平洋西部主要有黑潮、亲潮和北太平洋海流等 3 大流系。黑潮暖流终年源源不断地输送热带海域大量的热量到中高纬海域, 并在这些海域释放给大气 (Zhao et al., 1986); 亲潮寒流自堪察加半岛沿千岛群岛南下, 在 40°N 附近与黑潮相遇, 二者混合后由北太平洋海流向东输送。黑潮和亲潮强度和位置的变化改变了整个海域海洋热力状况和海气界面上的热量输送, 两者将会影响同期和后期其上空的大气环流, 进而影响气候。冬季是海气相互作用最为激烈的时期, 本文用间接方法估算了冬季 (2 月) 北太平洋西部上层海洋热输送散度场的平均状况及其年际变异的主要分布型, 讨论了主要型的时空分布及其与大气环流的可能联系。

1 估算方法和基本资料

估算海洋热通量的方法有 3 种, 一种方法称谓余差方法, 它计算大气顶和大气中热通量之差。另一种方法叫直接计算方法, 将海流流速和温度之积进行垂直积分。第 3 种方法为表面能量平衡方法 (Hsiung, 1985), 它是用海气界面上热量平衡来间接估算海洋热

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 2231 号。中国科学院重大项目, Ky85—10。

收稿日期: 1992 年 3 月 10 日, 接受日期: 1992 年 10 月 20 日。

通量。考虑到冬季上层海洋充分混合的特殊情况,本文用第3种方法来估算冬季上层海洋热输送。

0—Z_m 上层海洋热量平衡方程可以表示为:

$$Q_i \Big|_0^Z + \text{div} F_0 \Big|_0^Z = Q_{\text{net}} + Q_Z \quad (1)$$

这里, $Q_i \Big|_0^Z = \rho_i C_i \frac{\partial T}{\partial t} \Big|_0^Z$, 为 0—Z_m 深海水温度变化所需的热量; $\text{div} F_0 \Big|_0^Z$ 为 0—Z_m 深水体的水平热通量散度; Q_{net} 为海面净热量收支,为进入海面太阳热辐射与海面回辐射和海气之间感热、潜热输送之差; Q_Z 为 0—Z_m 深水体与下层水的热量交换。据 Adem (1970), $Q_Z = \rho_i \cdot C_i \cdot w \cdot (T_i \Big|_0^Z - T_B)$, 式中 w 为垂直流速; $T_i \Big|_0^Z - T_B$ 为温跃层的温度差,参考 135°E, 20—40°N 平均水温剖面,该值一般为 5°C 左右。据 Wyrski (1961), 海洋中 w 值约为 2×10^{-5} cm/s, 可以估算 Q_Z 约为 $3-4 \text{ W/m}^2$, 该值在热通量的计算误差范围 ($\pm 10 \text{ W/m}^2$) 之内,可以略去。据此,由(1)式可以得到:

$$\text{div} F_0 \Big|_0^Z = Q_{\text{net}} - Q_i \Big|_0^Z \quad (2)$$

据 Green 理论,经向热量输送可以用热通量散度的面积分得到。

水体温度变化所需的热量用时间中心差分求得,即:

$$\rho_i C_i \frac{\partial T_i}{\partial t} \Big|_0^Z = \int_0^Z \rho_i C_i \frac{T_{i+1} - T_{i-1}}{2\Delta t} dZ$$

由于冬季海洋上层充分混合, 100m 水层平均温度与表层水温相等,取 $Z = h = 100$, 上式改写为:

$$\rho_i C_i \frac{\partial T_i}{\partial t} \Big|_0^h = \rho_i C_i \frac{T_{i+1} - T_{i-1}}{2\Delta t} h \quad (3)$$

本文用 2 月代表冬季的海洋状况, T_{i+1} 和 T_{i-1} 分别为 3 月和 1 月的海表层水温, $2\Delta t = 59$ 天。

逐年冬季某月上层海洋温度可以表示为多年平均加上该月的距平值,即 $T_i = \bar{T}_i + T'_i$, 同样海面净热量收支和水体内部热量通量水平散度也可表示为:

$$Q_{\text{net}} = \bar{Q}_{\text{net}} + Q'_{\text{net}}$$

$$\text{div} F_0 = \overline{\text{div} F_0} + \text{div} F'_0$$

代入(3)式得到:

$$\overline{\text{div} F_0} \Big|_0^h = \bar{Q}_{\text{net}} - \rho_i C_i \frac{\partial \bar{T}_i}{\partial t} \cdot h \quad (4)$$

$$\text{div} F'_0 \Big|_0^h = Q'_{\text{net}} - \rho_i C_i \frac{\partial T'_i}{\partial t} \cdot h \quad (5)$$

将(4),(5)式用(3)式的差分方法,可以分别求得本海域内平均海洋热通量的水平散度场及逐年的距平。

为分析大面积海洋热通量散度场的年际变化特征,采用经验正交函数(EOF)对30年该海域海洋热通量散度距平场展开,给出了前3个特征向量场的时空分布。

北太平洋海、气界面热通量用 Clark 计算的值(Talley, 1984),北太平洋海表层水温用 COADS 资料。范围为 20—60°N, 120°E—110°W, 1950—1979 年。在计算多年

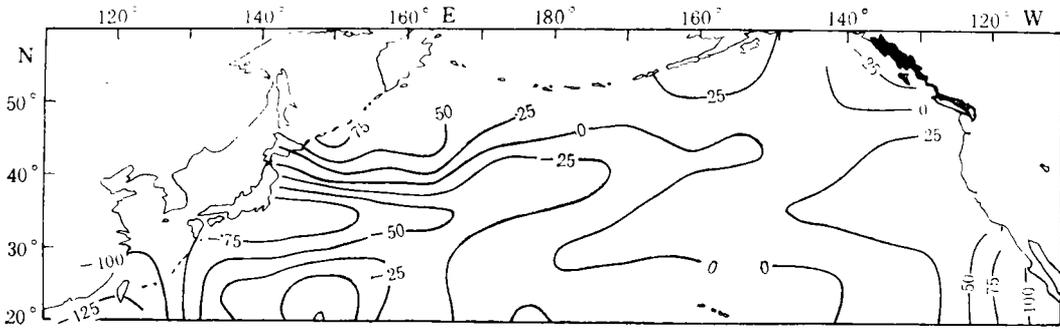
图 1 冬季北太平洋西部上层海洋热通量散度场 (W/m^2)

Fig. 1 The upper oceanic heat flux divergence in winter in north western Pacific

平均时,采用 $2^\circ \times 2^\circ$ 经纬度网格,在计算距平场时,采用 $5^\circ \times 5^\circ$ 经纬度网格。

2 冬季北太平洋海洋热输送的基本状况

由图 1 可见,大的负值位于黑潮主干和日本东南方海域,并向东延伸到 $150^\circ W$, 它代表了北太平洋西部暖平流热输送,最大值出现在黑潮主干区;亲潮势力可达 $40^\circ N$, 在此海域与黑潮相遇,两者混合减弱东去,冷平流热输送的最大值出现在千岛群岛中部邻近海域。此外,由图 1 还可以看出北太平洋东部阿拉斯加暖流和加利福尼亚寒流的热量输送,前者在加拿大西岸邻近海域,后者在加利福尼亚半岛邻近海域。对照北太平洋海洋流系分布,以上海洋热通量散度场分布与实际的洋流分布十分一致,由此也证明,本文的计算方法基本合理。

3 冬季北太平洋西部上层海洋热通量散度距平场主要分布型及其年际变化

由 (5) 式计算逐年北太平洋西部热通量散度距平场,然后用 EOF 方法展开,得到主要分量场的时空分布。表 1 为前 10 个分量的累积方差贡献,其中前 5 个分量的累积方差已达 67%。

表 1 前 10 个分量累积方差贡献(%)

Tab. 1 The cumulative variance explained by the first 10 components (%) in winter in northwestern Pacific

分量	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
累积方差	26	42	53	61	67	71	75	78	81	83

从图 2a 可知,第一特征向量场占总方差贡献的 26%,它以东北和西南海区特征值符号相反分布为主要特征,其 0 线沿 $150^\circ E$ 稍向西北-东南方向倾斜,就是说,当 $150^\circ E$ 以西海区特征值为正值时, $150^\circ E$ 以东则为负值。对照北太平洋西部海洋流系分布和图 1 给出的海洋水平热通量散度场的平均状况,这一特征向量场的分布实际上反映了黑潮和亲潮位置和强度的反向变化,即:当黑潮热输送加强,流轴位置偏北并沿日本东南侧海区北上时,亲潮主流南段减弱,流轴东移。前者同时导致 $150^\circ E$ 以东 $40^\circ N$ 以南的暖平流输送减小,后者同时造成 $150^\circ E$ 以东 $40^\circ N$ 以北的冷平流输送加强;反之亦然。用最大熵谱对其时间系数进行谱分析,发现存在明显的 3.5 和 4.8 年周期。

图 2b 表明, 第二特征向量场对总方差的贡献为 16%, 它以北太平洋海流区大的负值(或正值)为基本特征。当该区暖平流热输送加强时, 黑潮主干区和亲潮主干区的热通量同时稍有减弱; 反之亦然。该型具有 3.5 和 9.5 年的周期。图 3c 为第三特征向量场的时空分布特征, 该型占总方差贡献的 11%。其空间分布, 以北方海区(包括鄂霍次克海、日本海及千岛群岛东南海域)冷平流热通量散度距平场的变化为基本特征, 同时的黑潮主干区和北太平洋海流区海洋热通量散度发生相反的变化, 即北方冷平流热输送加强(减弱)时, 黑潮及北太平洋海流的热输送减弱(加强), 流轴位置偏南(北)。该型具有 22.6 和 7.8 年的长周期变化。

由以上各型的特征向量场的分布特征, 第一特征向量场可以称之为“黑潮亲潮偶合型”, 由于黑潮势力远较亲潮强大, 该型以黑潮位置和强度的变化为主; 第二特征向量场可命名为“北太平洋海流型”; 第三特征向量场可叫做“冷平流优势型”。这 3 种分布型实际上反映了北太平洋西部 3 大主要流系的位置和强度的变化。

第四、五特征向量场也各具特色, 但分布比较复杂, 由于它们占总方差的贡献较小, 这里不一一描述。

4 讨论和结论

海洋热输送的变化通过海洋环流引起整个海洋热状况的再分布, 从而导致海、气界面

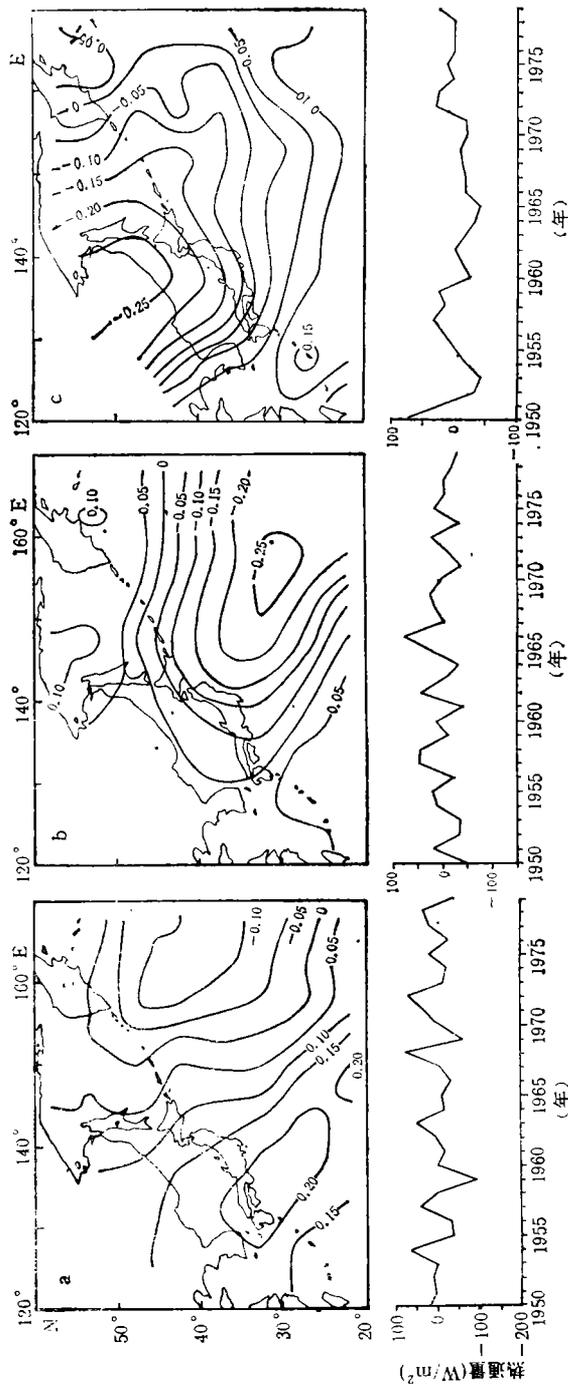


图 2 冬季北太平洋西部上层海洋热通量散度距平场前 3 个特征向量场 (a, b, c) 及其相应的时间系数

Fig. 2 The first three components of upper oceanic heat flux divergence anomalies in winter for the first component (a), the 2nd component (b) and the 3rd component (c) and their time coefficients in north western Pacific

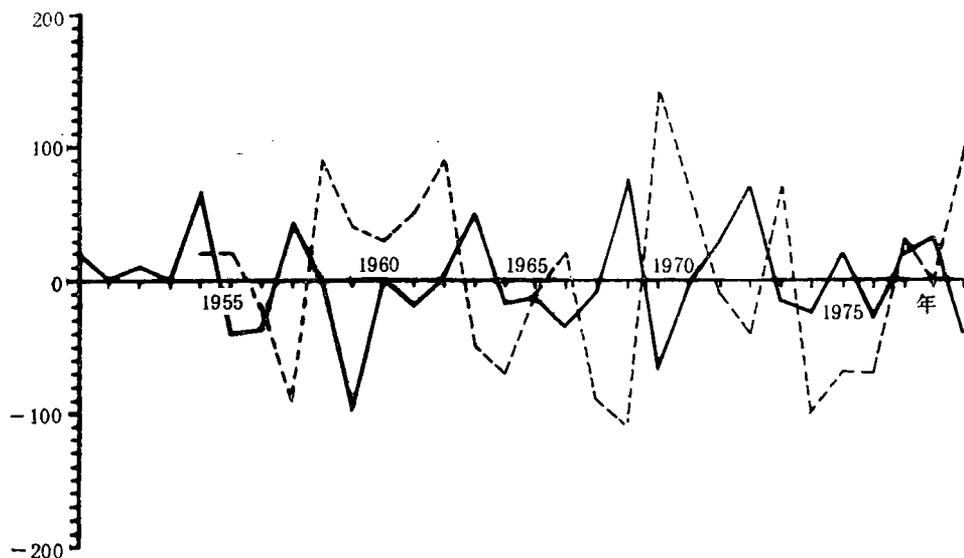


图3 第一特征向量场时间系数(实线)同5月西太平洋副高面积指数(虚线)的关系

Fig. 3 The relations between the time coefficient of the first component (solid line) in February and the Subtropical High index (dashed line) in May in western Pacific

上热量和水汽通量的变化,进而影响气候。本文所得到的冬季上层海洋热通量散度场变化主要型与大气环流有无关呢?限于本文的篇幅和着重点,这里仅给出一个相关事实来说明。从图3可以看到,除1954,1955年外,高值正系数($\geq 40\text{W}/\text{m}^2$)均与高值负副高面积指数相对应,如1957,1963,1968和1972年,高值负系数($\leq 40\text{W}/\text{m}^2$)与高值正副高面积指数相对应,如1969,1979和1959年。这些关系表明,当2月黑潮暖流热输送明显加强、亲潮冷平流热输送明显减弱时,其后期5月份西太平洋副高很有可能也趋加强;反之亦然。

综上所述,可以得到以下初步结论。

(1) 冬季北太平洋上层海洋热输送的基本状况为:黑潮将大量的低纬太阳辐射热输送到中高纬度海区,其热量通量在 $30-35^\circ\text{N}$ 最大;亲潮将冷水沿千岛群岛向南输送,其最大值在 $45-50^\circ\text{N}$;二者在 40°N 附近相遇,混合并同时减弱,由北太平洋海流向东输送。

(2) 冬季北太平洋西部上层海洋热通量散度距平场分布主要型有黑潮亲潮偶合型,北太平洋海流型和冷平流优势型。这些分布型具有明显的年际变化,前二型均有3.5年的主周期,第三型则以长周期变化为主。

(3) 2月黑潮和亲潮热输送的强弱对后期5月份西太平洋副热带高压有一定的影响,这一事实为今后进一步研究海洋对气候变化的物理机制提供了线索。

参 考 文 献

- Adem, J., 1970, On the prediction of the mean monthly ocean temperature, *Tellus*, **22**(4): 410-430.
Hsiung, J., 1985, Estimate of global oceanic meridional heat transport, *J. Phys. Oceanol.*, **15**:1 405-

1 413.

- Talley, L., 1974, Meridional heat transport in the Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanol.*, **14**: 231—241.
- Wyrtki, L., 1961, The thermohaline circulation in relation to the general circulation in the ocean, *Deep Sea Research*, **3**:39—50.
- Zhao, Y.P. and McBean G.A., 1986, Annual and interannual variability of the North Pacific Ocean-to-atmosphere total heat transfer, *Atmosphere-Ocean*, **24**(3):265—282.

THE OCEANIC HEAT TRANSPORT IN THE UPPER OCEAN OF THE NORTHWESTERN PACIFIC OCEAN IN WINTER*

Zhao Yongping, Chen Yongli, Yang Liansu

(*Institute of Oceanology, Academia Sinica, Qingdao 266071*)

Lin Zixin

(*Institute marine meteorology of Qingdao, Qingdao 266003*)

ABSTRACT

Based on the net heat flux at the air-sea interface and the sea surface temperature data sets, for the region 20—60°N of the North Pacific, for period 1950—1979, the average and interannual oceanic heat flux divergence in winter (February) were calculated, and their dominant patterns were analyzed by EOF method. The main results were as follows.

1. In the northwestern Pacific in winter, the Kuroshio Warm Current brings a huge amount of heat from lower latitude to mid-and high-latitude area (with the maximum in the 30—35°N latitude belt), the Oyashio cold current brings cold water from high latitude to middle latitude area (with the maximum in the 45—50°N latitude belt). They meet and mix and weaken near 40°N, then are transported eastward by the North Pacific Ocean Current.

2. The first three dominant patterns of the oceanic heat flux divergence anomaly in the upper ocean of the northwestern Pacific in winter are: The Kuroshio-Oyashio couple pattern (the 1st component, 26% contribution) with 3.5 years period, the North Pacific Ocean Current pattern (the 2nd component, 16% contribution) with 3.5 years period too, the cold current dominant pattern (3rd component, 11% contribution) with long terms period.

In the end of this paper, the close relationship between the time coefficients of the 1st component in February and the index of the Western Pacific Subtropical High in May was shown, which suggest that the oceanic heat flux of the western boundary current of the North Pacific has some important effects on the climate.

Key Words Ocean Heat transport Interannual change

* Contribution No. 2231 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.