

渤海、黄海、东海海面热量平衡的平均状况

I. 资料处理和计算方法*

张必成 任允武 赵永平

(中国科学院海洋研究所, 青岛)

收稿日期: 1989年3月28日

关键词 海面热量平衡

提要 渤、黄、东海海面热量平衡状况对该海域海洋水文和中国气候有着重要的影响。我们对该海域热量平衡各分量的年平均和年变化进行了计算, 并分别就资料处理和计算方法、年平均状况、年变化特征等几个方面进行了分析。本文作为该项研究的第一部分, 讨论了所用的资料和计算公式, 提出了在稳定温度层结条件下的交换系数的校正方法。

I. 资料来源和处理方法

海面水温资料取自日本1922—1941年“海洋气象年报”与“海洋调查要报”, 日本气象厅“1953—1957年平均海面水温”, 1958年以来调查资料及1960—1969年沿岸台站水温统计资料。以上水温资料的统计网格为一个经度、一个纬度。海上气象资料包括气温、湿度、总云量和风速等要素, 来源于中国科学院地理研究所。这些资料为1958—1967年间海上船舶气象预报, 按两个经度、两个纬度网格统计。

资料分析表明, 海面水温资料系列长达30a, 其月和年平均具有较好的代表性。但某些海区的海上气象资料的样本较少, 为此, 在分析过程中, 对这些气象资料进行规律性校正, 校正时参考邻近海区和附近台站年变化趋势及有关气候图。海上空气湿度, 除进行上述类似的校正外, 还根据海上雾日频率分布对资料样本较少的朝鲜以西海上的空气湿度作了小的校正。

II. 海洋大气系统的热量收支模式

图1为海洋大气系统热量收支图。由图可

见, 对大气来说, 热量收支方程可写为:

$$Q_{ea} + Q_{ia} = Q_{ri\downarrow} - Q_{ri\uparrow} + Q_e + Q_s \quad (1)$$

对海洋来说, 热量收支方程可写为:

$$Q_{oa} + Q_{io} = Q_{si\downarrow} + Q_{rs} - Q_e - Q_s \quad (2)$$

这里 Q_{ea} 和 Q_{io} 分别为大气和海洋的平流输送, Q_{ia} 和 Q_{io} 分别为大气和海洋的热量存贮。 Q_s 为海底表面与海水之间的热交换, 一般认为可略。 Q_{ri} 为大气顶进入的净辐射, Q_{rs} 为海面净辐射值, 它们是太阳短波辐射和大气或海洋长波辐射之差, 即 $Q_{rs} = Q_{sw} - Q_{lw}$ 。 Q_e 和 Q_s 分别为海气之间的潜热和感热通量。在

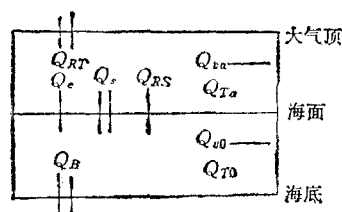


图1 海洋大气系统热量收支模式

Fig. 1 The heat budget scheme for ocean-atmosphere system

* 参加工作的还有: 井立才、许秦、李丽云、陈永利、杨连素、顾伟浩等; 中国科学院海洋研究所调查研究报告第1740号。

海气界面上, 热量平衡方程为:

$$Q_i = Q_{sw} - (Q_{lw} + Q_e + Q_s) \quad (3)$$

$(Q_{lw} + Q_e + Q_s)$ 为海洋向大气的总热量输送。当 $Q_i > 0$ 时, 海洋得到热量, 即进入海洋的辐射热超过海洋向大气的热输送; 当 $Q_i < 0$ 时, 海洋有净热损失, 即进入海洋的辐射小于海洋对大气的热输送。

III. 海面热量收支各分量的计算公式

渤、黄、东海是区域性海区, 紧邻大陆, 受典型的季风气候影响。冬季来自大陆的偏北风带来干冷空气, 造成本海区大的水气温度差和大气低层强烈的不稳定层结; 夏季来自南方海上和陆上的暖湿气流为本海区带来暖湿空气, 造成本海区上空大气高温高湿和大气低层的稳定温度层结。这些特征不同于大洋, 它影响计算公式中系数的确定, 因此有必要根据本海区的特征, 对一般计算公式作系数上的调整, 使计算结果更加合理。

III. 1. 进入海面的太阳短波总辐射 (Q_{sw})

太阳短波入辐射的计算公式为:

$$Q_{sw} = Q_0(1 - K_c c)(1 - r) \quad (4)$$

式中 Q_0 为晴空时到达海面的太阳总辐射量。本文采用 Будыко^[3] 根据许多台站的实际资料应用图解法得到的各月各纬度 Q_0 值统计表中的数值。式中 c 为平均总云量, 满天布云为 1。 $(1 - K_c c)$ 表示云遮影响, 其中 K_c 为云遮系数。关于云遮系数的取值, 不同作者不一, 如 Kimball (1938) 取为 0.71, Neamann (1954) 和永山盛善 (1957) 取为 0.54, Тютнев (1959) 认为在纬度 $5-75^\circ$ 范围内, K_c 变化于 0.68—0.45 之间。本文应用文献[1]渤、黄、东海沿岸太阳总辐射量, 用(4)式(置 $r = 0$)计算本海区各月和年平均云遮系数 (表 1)。由表可见, 除去 2—3 月偏大, 7 月偏小外, 各月值均较接近, 年平均值为 0.61, 这一数值与 Тютнев 给出的中纬度区域内的云遮系数十分接近。本文在计算中取 $K_c = 0.61$ 。式中 r 为海面平均反射率, 它随纬度和时间变化。采用 Будыко 得出的海面太阳总辐射平均反射率, 计算中 r 取值范围在 0.06 到 0.10 之间。

表 1 我国沿海云遮系数估算表

Tab. 1 The cloud cover coefficients (K_c) over the Bohai, Huanghai and Donghai seas

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
K_c	0.59	0.76	0.78	0.56	0.63	0.62	0.47	0.56	0.59	0.60	0.58	0.59	0.61

III. 2 海面长波有效回辐射 (Q_{lw})

海面有效回辐射是海洋向大气黑体辐射和大气向海洋逆辐射之差, 其波长范围为 $5-20 \mu$, 据 Будыко, 计算公式为:

$$Q_{lw} = S\sigma\theta_a^4(a - b\sqrt{e_a})(1 - K_c^2) + 4s\sigma Q_s^3(T_w - T_a) \quad (5)$$

式中 s 为海面长波辐射与完全黑暗辐射之比, 据 Ångström, $S = 0.94$, σ 为 Stefan-Boltzman 常数, 其值为 $4.93 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{J}/\text{cm}^2 \cdot \text{d} \cdot \text{度}^{-4}$ 。 θ_a 为海上空气的绝对温度, T_w 为水温, T_a 为气温, e_a 为海上空气的水汽压力, a, b, K 为

常数, 据 Будыко, $a = 0.39$, $b = 0.05$, K 随纬度变化, 本海区取值范围为 0.60~0.68。

III. 3. 海面蒸发的潜热输送通量 (Q_e)

计算海面蒸发一般采用 Sverdrup (1957) 和 Montgomery (1940) 根据湍流混合理论导出的公式:

$$E = K(e_w - e_a)v \quad (6)$$

式中 E 为海面蒸发量, e_w 为海面温度时的饱和水汽压, e_a 为海上某高度处空气湿度, v 为海上某高度的风速。 K 为比例常数, 它随海上气象要素的观测高度, 大气层结稳定性和所用

单位不同而异。为获得适合本海区的 K 值,用(6)式,取沿海秦皇岛,千里岩等6个台站的多年平均蒸发量资料反过来推算 K 值(见表2),其平均值为0.47。此值与Jacobs的系数0.143很接近,为便利比较,本文仍取Jacobs的 K 值用于计算蒸发。

将(6)式中的蒸发量乘上蒸发潜热,即得到海面蒸发潜热输送通量:

$$Q_e = 0.143 \times 10^{-1} L(e_w - e_a) v \quad (7)$$

式中潜热输送量单位为 $4.18\text{J}/\text{cm}^2 \cdot \text{d}$, $L = 597 - 0.6T_w$ 。

表2 用沿岸站蒸发量推算的 K 值
Tab. 2 The K values deduced from the evaporation observed along the coast meteorological stations

站名	秦皇岛	成山头	小麦岛	金山嘴	坎门	平潭	平均
K 值	0.158	0.150	0.157	0.150	0.114	0.153	0.147

4—7月份,本海区的中、北部出现不同程度的 $\Delta e = e_w - e_a$ 的负区,同时这些负区都包含在 $\Delta T = T_w - T_a$ 的负区之中。这是因为夏半年的偏南季风将南方的暖湿空气带到水温较低的北方海区造成的。在这种情况下,有可能引起所谓“负蒸发”,但估计其量值是微小的,可以认为 $Q_e \approx 0$ 。据上述,在本文计算结果中,凡 Q_e 为负值者皆取为零。

III. 4. 海洋与大气之间的感热输送(Q_s)

假设湍流的谱系结构对动量、热量和质量交换都起相同的作用,因而采用Bowen比(R)来计算,即 $Q_s = RQ_e$,这里取

$$R = 0.66(T_w - T_a)/(e_w - e_a),$$

将 K 代入(7)式,即得海气之间的感热输送公式:

$$Q_s = 0.95 \times 10^{-2} L(T_w - T_a) v \quad (8)$$

III. 5. 近海面大气层结稳定时海气之间潜热和感热输送通量的校正

前节给出的海气之间的潜热和感热输送计算公式主要适用于中性及不稳定温度层结,而

没有考虑逆温条件对湍流输送过程的抑制作用。资料分析表明,本海区的水气温差在2—9月出现负值,负值区由北向南逐渐扩大,5月以后遍及除黑潮主干区以外的全部海区。其量值,渤海5月份最大,极值为 -5.0°C ,黄、东海7月份最大,极值为 -3.7°C 。可见在相当长的时间内,本海区上空经常出现逆温现象,因此有必要对逆温情况下海气之间潜热和感热的湍流输送进行校正。

据扩散理论,贴近水面层的水分交换量 E 可以写成:

$$E = \frac{\delta(e_w - e_a)}{d + H \int_a^d dz/K} \quad (9)$$

这里 H 为分子扩散系数, d 为片流层厚度, e 为水汽压力, a 为观测高度,

$$\delta = H \frac{0.622}{P} \rho$$

K 为湍流交换系数,取 $K = u_* k_0 (z + z_0)$,摩擦速度 u_* 用中性时风速廓线的对数分布律近似,则可得中性情况下蒸发系数的理论值。

现考虑稳定层结的情况。据Lettau(1939),在稳定温度层结时,相应于高度 Z 的湍流系数的订正公式为:

$$K = u_* k_0 (z + z_0) / \left[1 + \frac{g}{T} \frac{k_0 (z + z_0)^2}{u_*^2} \times \frac{d\theta}{dz} \right]^2 \quad (10)$$

式中 g 为重力加速度, T 为在 z 高度处的绝对温度, θ 为位温。将(10)式代入(9)式,取

$$\frac{d\theta}{dz} \approx \frac{T_a - T_w}{a + z_0}$$

u_* 仍近似取中性时风速的对数廓线,同时考虑到 $a \gg d + z_0$,积分后可得稳定温度层结条件下的蒸发订正公式:

$$E = \delta(e_w - e_a) k_0 v / \ln \frac{a + z_0}{z_0} \left\{ du_* + H \left[\frac{1}{k_0} \ln \frac{a + z_0}{d + z_0} + \frac{g}{T} \frac{a + z_0}{v^2 k_0} \times \left(\ln \frac{a + z_0}{z} \right)^2 \Delta T + \frac{g^2 (a + z_0)^2}{4T^2 v^2 k_0} \right] \right\}$$

$$\times \left(\ln \frac{a + z_0}{z_0} \right)^4 \Delta T^2 \Big] \Big\} \quad (11)$$

使用 C、G、S 制, 取 $k_0 = 0.4$, $H = 0.235$, $P = 1000$, $z_0 = 0.6$, $du_* = 4.12$, $g = 10^3$, $a = 800$, $T \approx 285K$, $\rho = 1.22 \times 10^{-3}$, $d = 0.15$, 上式变为:

$$E = B(e_w - e_a)v \quad (12)$$

$$B = \frac{0.857}{8.21 + 8.53 \frac{\Delta T}{v^2} + 30.97 \frac{\Delta T^2}{v^4}}$$

当 $\Delta T = 0$ 时, $B_0 = 0.104$, $E = 0.104(e_w - e_a)v$, 此式与 Jacobs 所得公式

$$E = 0.108(e_w - e_a)v$$

不一致的原因是由于 Jacobs 取观测高度 $a = 6m$ 。

在订正过程中, 为方便起见, 我们先对 ΔT 和 v 的整数值算出系数 B 相对于 B_0 的改变率, 然后据表查算出在各种 ΔT 和 v 情况下逆温抑制作用的订正率(见表 3)。

表 3 稳定温度层结抑制作用订正百分率

Tab. 3 The corrected rate of the stable thermal stratification

ΔT	$B/B_0(\%)$	v				
		4	5	6	7	8
1		93	95	97	98	98
2		84	90	93	95	97
3		75	84	89	93	96
4		66	79	86	90	93

由表可见, 当 ΔT 越大, 风速越小时, 湍流交换所受的抑制作用就越大, 这与 Richardson 得出的密度作用的判据

$$k_i = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} / \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2$$

的结论基本上是一致的。

IV. 计算结果比较

这里侧重讨论海气之间潜热输送通量的计

算公式和计算结果。

Jacobs 和 Будыко 在计算全球海洋表面蒸发时, 分别取公式(6)中系数 $K = 0.143$ 和 0.134 , 本文取 $K = 0.143$, 因此计算结果^[2]与他们的结果基本一致, 同时也与渤、黄、东海沿岸资料计算的蒸发 ($K = 0.147$) 十分接近。Wyrski^[6] 计算了北太平洋海气热量收支, 在计算蒸发时, 取 $c_E = c_D = 1.55 \times 10^{-3}$, 该系数相当于公式(6)中的 $K = 0.10$ 。显然本文的结果明显地高于 Wyrski 的计算值。

Kondo^[5] 据 AMTEX 期间的调查资料, 用涡动相关技术得到了湍流交换系数, 发现这一系数仅适用于几分钟到数小时的计算。他的研究表明, 用于气候计算的交换系数明显地高于上述湍流交换系数, 其值约为后者的 1.1—1.7 倍。据 Bunker^[4], 在中性和不稳定层结情况下, 风速为 6—9m/s 时, c_E 值与 Wyrski 的取值基本相当, 此时若取气候蒸发交换系数为湍流交换系数 c_E 的 1.4 倍时, 则相当于 (6) 式中 $K = 0.14$, 此值与本文所用 $K = 0.143$ 十分接近。可见, 本文的计算结果在量级上还是比较正确的, 而 Wyrski 的结果则明显偏低。Kondo 建议的取气候湍流交换系数

$$c_E^* = 1.9 \times 10^{-3},$$

相当于(6)式中 $K = 0.123$ 。本文的结果又稍高于他的计算值。由于使用 Bowen 比来计算的感热输送通量也存在着类似的现象。

由此可见, 本文所采用的计算公式和公式中系数的确定是比较合理的, 其结果能反映出本研究海区海面热量收支各分量及其总和的基本状况。进一步的分析将另文给出。

参 考 文 献

- [1] 中央气象局, 1966。中国气候图集。地图出版社, 第 162 页。
- [2] 中国科学院海洋研究所, 地理所, 1977。渤黄东海海面热量平衡图集。科学出版社, 第 158 页。
- [3] Будыко, М, И, 1965。地表面热量平衡。(李怀谨等译, 1966)科学出版社, 第 259 页。
- [4] Bunker, A. F. 1976. Computation of surface energy flux and annual air-sea interaction cycles

- of the North Atlant Ocean. *Mon. Wea. Rev.* 104: 1122—1140.
- [5] Kondo, J., 1976. Heat balance of the East China Sea during the air mass transformation experiment. *J. Met Soc. Japan* 54(6): 382—398.
- [6] Wyrski, K., 1965. The average annual heat balance of the North Pacific Ocean and its relation to the ocean circulation. *J. Geophys. Res.* 70(8): 4547—4559.

GENERAL CONDITION OF THE HEAT BALANCE AT THE BOHAI, HUANGHAI AND DONGHAI SEA SURFACE

I. DATA PROCESSING AND ANALYZING

Zhang Bicheng, Ren Yunwu and Zhao Yongping

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

Received: Mar. 28, 1989

Key Words: Heat balance, Bohai sea, Huanghai sea, Donghai sea

Abstract

There are very important effects of the heat balance at the Bohai, Huanghai and Donghai sea surface on the ocean hydrology and the climate of China. We calculated the heat budget in this sea area, discussed the data processing and analyzing method, and analyzed their annual and seasonal variation. As the first part of this series of study, the data processing and the formula used to calculate the different components of the heat exchange at the sea surface were discussed. Based on the strong stable thermal stratification during the period from February to September, the corrected formula and corrected rate for latent and sensible heat fluxes were given.