

洋面动量、感热和潜热通量计算的研究

邵庆秋

周明煜

(中国科学院大气物理研究所) (国家海洋局环境预报中心)

李 兴 生

(国家气象局气象科学研究院)

提 要

整体传输公式是一种常用的计算洋面海气通量的方法,在作气候平均计算时,存在两种平均方法:方法一 $\overline{F_1} = \overline{AB}$ 及方法二 $\overline{F_2} = \overline{A} \overline{B}$,显然,方法一是合理的,而方法二是对方法一的近似,本文利用 COADS 资料针对不同的平均时间计算分析了方法二对方法一的近似程度,结果表明:利用方法二计算长期气候平均,平滑时间超过 5 天则对计算结果必须进行订正;对感热和潜热通量,月平均方法二在 20% 的精度内可代替方法一,而旬平均方法二则可在 10% 的精度内代替方法一;动量通量月平均和旬平均精度分别为 40% 和 20%,因此方法二在计算月平均动量通量时必须作订正,或直接用方法一进行计算,本文同时计算比较了 1972 年(El Niño 年)和 1975 年(非 El Niño 年)太平洋洋面的各项能量及总能量收支,发现 1972 年洋面能量收支年变化幅度比 1975 年小得多,其差别主要决定于感热和潜热的变化。

关键词:感热;潜热。

一、引 言

随着气象学研究的深入,大气和海洋越来越经常地作为一个整体来进行研究,因而产生海气耦合问题,而动量和能量交换则是海气相互作用的主要形式,从大气到海洋的动量输送在推动和维持洋流,尤其是在确定上层海洋的垂直结构中起着重要的作用;感热和潜热则是海气能量交换的主要部分,它们一方面参与平衡海洋的净能量收支,另一方面作为能源(或汇)驱动大气运动,因此,了解海气动量和能量交换非常必要,但是,由于海洋区域如此之大,实际的洋流和气候条件如此复杂,尽管我们现在有越来越精密的仪器及越来越多的投资用于海洋考察,我们也无法完全依赖于直接观测来确定和总体认识各种条件下的海气通量交换,因此,将通量进行参数化计算不失为一种有效的方法,目前最常用的是利用所熟知的整体传输公式来进行计算,随着观测资料的增多,许多人都已在公式的参数选择上做了大量的工作,并取得了较好的结果^[1,2],但是,在应用整体传输公式时有一个问题常被忽略,即求平均通量时的平均方法问题,在作海洋动量和能量

收支的气候平均分析时,不可避免地要求平均通量,有两种求平均的方法:设 $F = AB$, 则 $\overline{F_1} = \overline{AB}$ 及 $\overline{F_2} = \overline{A} \overline{B}$, 这里分别称之为方法一和方法二, 其中“—”表示算术平均. 显然, 方法一是合理的, 而方法二则是对方法一的近似, 它忽略了 A, B 间的脉动相关. 但由于方法一中的 A, B 要求是同时观测的量, 造成应用上的局限性, 而方法二则较简单, 它不必考虑不同观测资料在时间上的同步, 即 A, B 可以是在平均时段内不同时或不同仪器独自观测的量, 只需在平均时间内分别将 A, B 所有的观测资料进行平均, 这不仅简化了计算, 而且为卫星资料用于洋面边界层计算提供了可能. 这就产生了我们将要讨论的问题: 随着平均时间的不同, 方法二在多大程度上近似于方法一? 下面将利用太平洋洋面的观测资料进行计算分析, 并同时计算比较了 1972 年 (El Niño 年) 和 1975 年 (非 El Niño 年) 的洋面月平均能量收支.

二、原 理

1. 动量、感热和潜热通量

应用整体传输公式求动量、感热和潜热通量:

$$\begin{cases} \vec{\tau} = \rho C_D U_{10} \vec{U}, \\ H_s = \rho c_p C_H U_{10} (T_s - T_{10}), \\ H_L = \rho L C_E U_{10} (q_s - q_{10}), \end{cases} \quad (1)$$

其中 $\rho = 1.25 \text{ kg/m}^3$ 为近地层空气密度, $c_p = 1005 \text{ J/kgK}$ 为空气定压比热, $L = 2.46 \times 10^6 \text{ J/kg} \cdot \text{K}$ 为水的汽化潜热, 其它量与通常表达的意义相同. 洋面漂流速度 U_s 一般约为 10m 高度风速计观测风速的 3%, 故按习惯取 $U_s = 0$. 交换系数 C_D, C_H, C_E 采用 Kondo^[1] 给出的随风速和稳定度变化的关系式.

根据方法一和方法二, 得两种平均表达式

$$\begin{cases} \overline{\vec{\tau}_1} = \rho C_D U_{10} \vec{U}, \\ \overline{H_{1s}} = \rho c_p C_H U_{10} (\overline{T_s} - \overline{T_{10}}), \\ \overline{H_{1L}} = \rho L C_E U_{10} (\overline{q_s} - \overline{q_{10}}), \end{cases} \quad (2)$$

及

$$\begin{cases} \overline{\vec{\tau}_2} = \rho \overline{C_D} U_{10} \vec{U}, \\ \overline{H_{2s}} = \rho c_p \overline{C_H} U_{10} (\overline{T_s} - \overline{T_{10}}), \\ \overline{H_{2L}} = \rho L \overline{C_E} U_{10} (\overline{q_s} - \overline{q_{10}}), \end{cases} \quad (3)$$

其中“—”的意义如前所述.

2. 洋面短波入射辐射和长波辐射

晴空洋面短波入射辐射 Q_{s0} 采用 Reed^[3] 建议的公式, 其云的影响的订正为

$$Q_{sc}/Q_{s0} = \begin{cases} 1 - 0.62N + 0.0019\theta & N \geq 0.3, \\ 1 & N < 0.3. \end{cases} \quad (4)$$

其中 $Q_{sc} (\text{W/m}^2)$ 为云天下的洋面太阳入射辐射, N 为分数云量, θ 为午间太阳高度角.

因为云只是反射和散射短波辐射, 因此当云量较小时($N < 0.3$)云的影响基本可忽略。

洋面对短波辐射具有反射作用, 反射率 α 利用 Payne^[4] 计算出的随纬度和时间变化的反射率值, 该值由太阳高度角和大气透射率来确定。

月平均长波辐射选用 Reed^[5] 建议的公式。

$$Q_{I0} = \varepsilon \sigma T_s^4 (0.39 - 0.05e^{1/2}) + 4\varepsilon \sigma T_s^3 (T_s - T_a), \quad (5)$$

其中 Q_{I0} 为晴空洋面长波能量净辐射, $\varepsilon = 0.97$ 为洋面辐射率, $\sigma = 5.66961 \times 10^{-8} \text{ J/m}^2\text{SK}^4$ 为 Stefan-Boltzman 常数, T_s 和 T_a 分别为洋面和空气(这里取 10m 高度处)温度(K), e 为 10m 高度处水汽压(hPa), 其订正为:

$$Q_I = Q_{I0} (1 - BN), \quad (6)$$

其中 Q_I 为云天下的洋面长波净辐射, $B = 0.8$, N 为分数云量。

3. 总能量收支方程

洋面太阳入射辐射、净长波辐射、感热和潜热交换决定了洋面的总能量收支:

$$A = Q_{Sc} (1 - \alpha) - Q_I - H_s - H_L, \quad (7)$$

其中 A 为洋面净吸收的能量, α 是短波在洋面的反射率, 净吸收能量 A 可用于改变海水的内能或转变为其它形式的海洋运动的能量。

三、资 料

根据不同的计算目的, 选用 COADS 资料系统中两种类型的资料。

1. 海洋船舶报告

1854 — 1979 年间每天每 3 小时一次的船舶常规观测, 观测点决定于船舶的位置, 观测量有风、温、湿(露点)、压, 大气中的参考高度是 10m. 文中挑选了 $20^\circ - 30^\circ \text{N}$, $130^\circ - 140^\circ \text{E}$, 1970 — 1979 年间的观测资料, 因为一方面该区域处于西太平洋强海流黑潮区, 另一方面该区域的观测资料相对密一些. 为了便于计算平均, 需将不同观测点的值内插到网格点上, 但因为资料稀疏, 无法进行光滑内插, 因而采用了一种近似的方法, 即将所计算的 $10^\circ \times 10^\circ$ 区域按经纬度分成 100 个 $1^\circ \times 1^\circ$ 的网格, 并假设在相同的 $1^\circ \times 1^\circ$ 网格内的观测值都是同一点上, 且将该点定义在此网格的左下角(西南角)的格点上, 邻近该角的两个边(南边和西边)上的点属于该网格, 而另两边上的观测值则不属于该网格, 用权重函数的形式表达, 则为

$$F(x, y) = \begin{cases} 1 & 0 \leq x, \quad y < 1 \\ 0 & x, y < 0, \quad x, y \geq 1 \end{cases}$$

其中 x, y 分别为观测点与格点的经、纬距($^\circ$). 从物理上讲, 这样做是可行的, 因为: ① 船舶定点观测中都允许有 $\pm 0.5^\circ$ 的飘移; ② 由于海洋的流动性, 海洋的特征是区域性的, 某个单点的特征并不重要, 而上述方法没有影响区域性特征; ③ 当资料用于计算方法的比较时, 因为是相对值的比较, 故不影响比较结果, 资料归并到网格点上后则具有可加性, 从而可以求平均。

2. 月平均资料

月平均值是 $2^\circ \times 2^\circ$ 网格点上的风、温、湿、压、云量等。为探讨太平洋洋面海气能量交换与海流及 El Niño 的关系, 基于现有的资料, 这里选择了典型的 El Niño 年 (1972 年) 及非 El Niño 年 (1975 年) 的 1、4、7、10 月进行计算比较, 其区域为 $60^\circ \text{N} - 60^\circ \text{S}$, $100^\circ \text{E} - 62^\circ \text{W}$, 几乎包括全部太平洋区域。

四、结果分析

1. 计算方法的比较

(1) 10 年长期气候平均

利用船舶报告在 10×10 的网格点上分别用方法一和方法二((2)式和(3)式)计算 10 年平均动量、感热和潜热通量。将方法一的计算结果作为标准值, 对原始资料分别进行 1 天, 2 天, 5 天, 10 天, 30 天, 1 年及 10 年平滑后再利用方法二计算, 则得不同平滑时间下的 10 年平均值。求它们与标准值之比, 得结果如图 1、图 2, 其中曲线是 100 个网格点上的平均值, 竖线表示在 95% 置信度下平均值的置信区间。

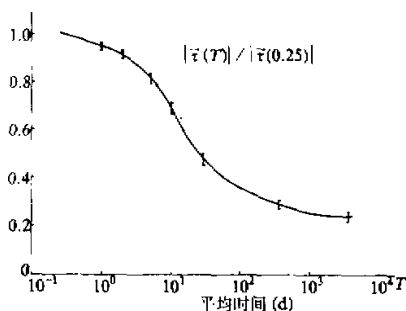


图 1 T 时间平滑与每 3 小时观测值计算出的 10 年平均动量通量之比

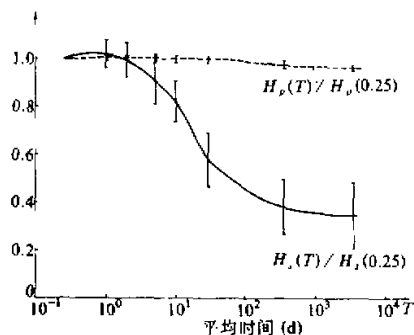


图 2 T 时间平滑与每 3 小时观测值计算出的 10 年平均感热通量之比和潜热通量之比

由雷诺平均展开式

$$\overline{CUA} = \overline{C}\overline{U}\overline{A} + \overline{C'\overline{U}'A'} + \overline{\overline{U}C'A'} + \overline{A'\overline{C}'U'} + \overline{A'C'U'}$$

其中 U 代表 10 m 高度风速, A 分别代表 $\vec{U}$, Δq , ΔT , C 为相应的交换系数, 可以看出:

① 方法二只是方法一展开式中的平均项; ② 平滑时间不同则脉动相关项的大小也会不同; ③ 脉动相关项在总平均值中所占的比率与总平均值的大小有关, 平均值越大, 则在相同的脉动程度下脉动项所占的比率越小。

从图 1 容易看出, 平滑时间超过 5 天后动量通量值就急剧下降, 产生较大的误差。这部分是由于风速的向量平均使动量通量的平均值较小, 从而使脉动相关项作用显著。若用标量平均, 则曲线最低下降到 0.7 (图略), 该比值也说明在此区域风速脉动不是很强, 即风速相对较稳定。从图中还可看出, 对 1 年以上的平滑比值趋于常数 0.25, 因此在平滑中产生误差的主要是周期为 5 天至 1 年的运动。图中较小的置信区间说明该区域风场分布比较均匀。

类似于图 1, 图 2 给出了感热 (H_s) 和潜热 (H_p) 通量随平滑时间的变化。可以看到, 潜热通量几乎不依赖于平滑时间和位置, 其平均值变化很小, 且置信区间也很小, 偏离幅度大约为 2%, 这表明在该区域内水汽分布较稳定均匀, 通量随时间变化幅度不大, 使脉动相关项对平均通量的贡献小于 5%。这一方面是因为该区域风场分布较稳定均匀, 使得平均通量较稳定, 不因大气平均状态的变化而作明显的变化, 另一方面, 由于风场的变化并不影响潜热通量向上输送的性质, 因此风湿相关项对平均值不产生明显的影响。由此可知, 在较均匀平稳的风场中潜热的长期气候平均不会产生太大的误差, 且对局地瞬时的大气状态依赖性不是很强。相反, 感热曲线随平滑时间的增加而急剧下降, 且置信区间很大, 亦即感热对时空依赖性很强, 对局地瞬时的稳定度极为敏感。由于洋面边界层的温度梯度不是很大, 且常在中性附近摆动, 平均时间越长, 则所得平均海气温差越小, 从而使感热通量平均值随之减小, 而代表瞬时作用的脉动相关项相应增大。事实上, 对于 5 天到 1 年的平滑, 动量和感热曲线的变化趋势完全一样, 因此感热通量与瞬时大气状态有着密切的关系。若应用方法二, 则平均值会偏小, 对 5 天以上平滑时间的平均必须进行订正。

由上述分析可知, 5 天到 1 年时间周期的运动被平滑是产生平均值偏差的主要原因。若在长期平均中采用 5 天以上的平滑, 则对动量和感热通量必须进行订正。同时, 感热通量对局地瞬时的大气状态较敏感, 而潜热通量长期平均对风场变化没有很强的依赖关系。

(2) 月平均和旬平均

在同样 10×10 区域利用方法一和方法二分别计算 1, 4, 7, 10 月的月通量平均值及其相应的旬平均值, 并将计算结果进行比较, 这里只列出具有代表性的 1, 7 月份的计算结果。

图 3a—d 分别是 1, 7 月份的感热和潜热通量值, 横坐标是方法一的计算结果, 纵坐标是方法二的计算结果, 实线为等值线, 虚线为 $\pm 20\%$ 的相对误差线, 即在此线内两值相差小于 20%。图上的点是 100 个网格点上的计算结果。从 1 月份的感热图 (图 3a) 可以看到, 两种方法在 20% 的误差范围内基本一致。7 月份的感热图 (图 3b) 则相当分散, 可以注意到, 图 3b 中的通量值主要集中在零附近, 且方法二的计算值偏小, 也就是说, 由于 7 月份的太阳直射, 洋面边界层对流较强, 充分混合, 使边界层稳定度在中性附近摆动, 从而使通量的不确定性很大, 经过平滑, 使之趋于中性, 因而使方法二计算值偏小, 由于此时绝对值也小, 故造成很大的相对误差。这与前面长期平均分析的结果一致。

图 3c—d 是 1, 7 月份的潜热通量图。1 月份误差相对较小, 接近 10%, 7 月份通量较小时误差偏大, 但都在 20% 以内, 且大部分集中在等值线附近。可见, 平滑对潜热的影响比对感热的影响要小。

由此, 方法二可在 20% 的误差范围内计算月平均通量。虽然零值附近的感热相对误差较大, 但由于其绝对值小, 故对总能量平衡不会有很大的影响。

图 4a—d 分别是 1, 7 月上旬的旬平均感热和潜热通量值。横坐标和纵坐标分别为方法一和方法二的结果, 实线为等值线, 虚线为 $\pm 10\%$ 的相对误差线。显然, 图中 90% 以上的点都落在误差线以内, 只除 7 月上旬感热值较小的区域外 (图 4b)。由此可见,

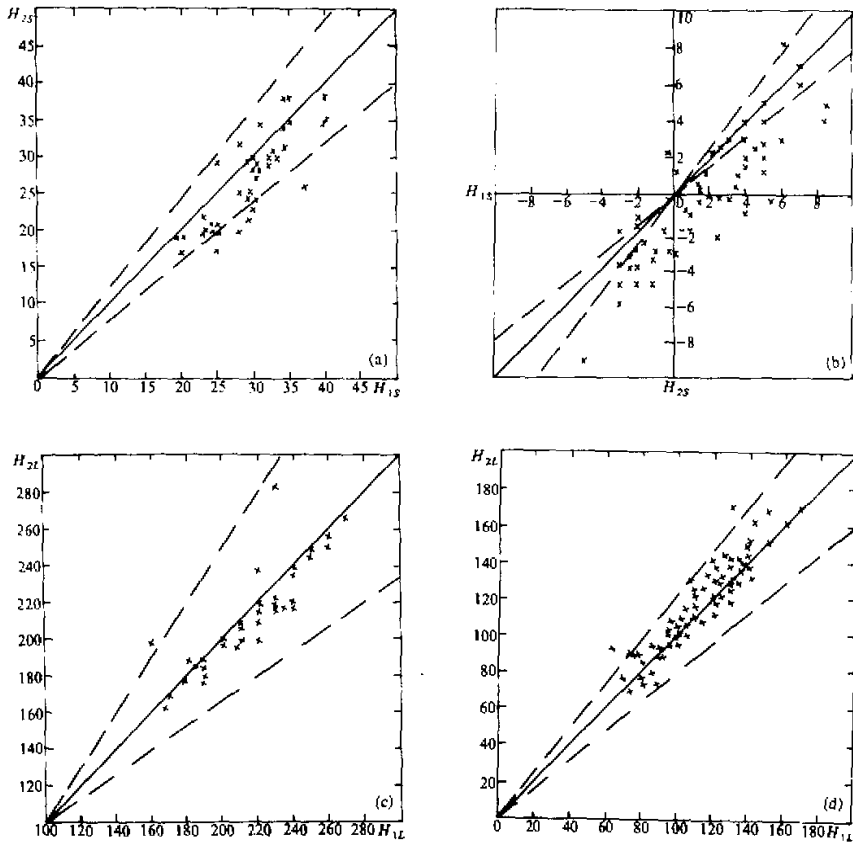


图3 两种平均方法计算月平均通量的比较

旬平均方法二可以相当好地代替方法一。

到目前为止, 由于洋面边界层观测精度的限制, 以及整体传输公式中交换系数有20%的不确定性^[6], 用方法二代替方法一作月平均及旬平均感热和潜热通量的计算是完全可行的。

动量通量方法二对方法一有较大的偏离, 其月平均值相对误差小于40%, 旬平均相对误差小于20%, 因此在月平均计算中一般都只使用方法一, 旬平均方法二可在20%的误差范围内使用。Hellerman^[7]详细阐述了各种计算动量通量的方法。

2. 1972、1975年太平洋洋面能量收支的计算和比较

根据资料的情况, 选择典型的 El Niño 年(1972年)和非 El Niño 年(1975年)来进行计算。利用现有的月平均资料, 分别计算比较1, 4, 7, 10月的能量收支。这里仅分析1, 7月份的能量收支。感热和潜热用方法二进行计算, 其它量的计算如原理所述。

根据(7)式计算得洋面总能量收支。在1月, 黑潮区作为热源1972年远远小于

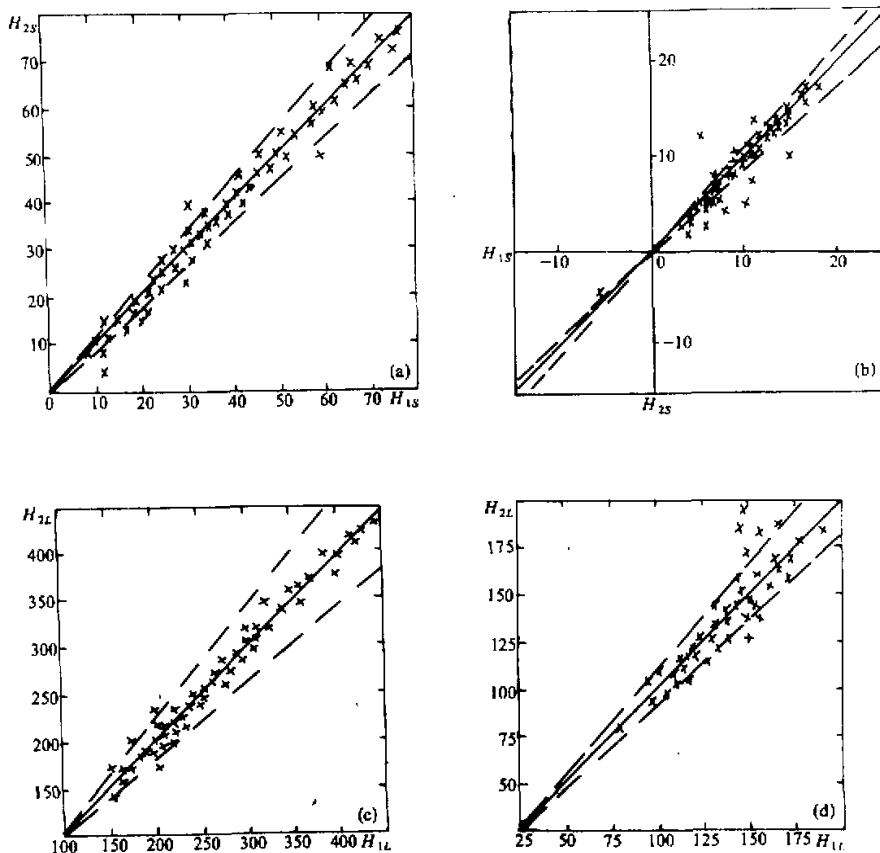


图4 两种平均方法计算旬平均通量比较

1975 年(如图 5a — b), 在 7 月, 黑潮区的冷源作用 1972 年也弱于 1975 年, 而作为热源在东太平洋 1972 年也小于 1975 年, 可见, El Niño 年洋面能量收支的年变化要比正常年份缓和得多, 这必然会引起大气运动的异常变化. 计算结果表明, 海气感热和潜热通量交换的变化是造成 El Niño 年洋面总能量收支异常的主要因素.

五、结 论

(1) 用整体传输公式计算长期气候平均通量, 方法二忽略了脉动相关项, 从而产生误差. 在该误差中起主要作用的是 5 天至 1 年周期的运动. 若用大于 5 天的平滑计算平均通量, 则计算结果必须进行订正, 且订正范围可集中在 5 天至 1 年周期的运动上. 与动量和感热相比, 潜热通量受平滑时间的影响较小.

(2) 利用方法二, 对感热和潜热通量, 整体传输公式可以在 20% 的精度内求月平均通量, 在 10% 的精度内求旬平均通量, 动量通量则只在 20% 的精度内适用于旬平均,

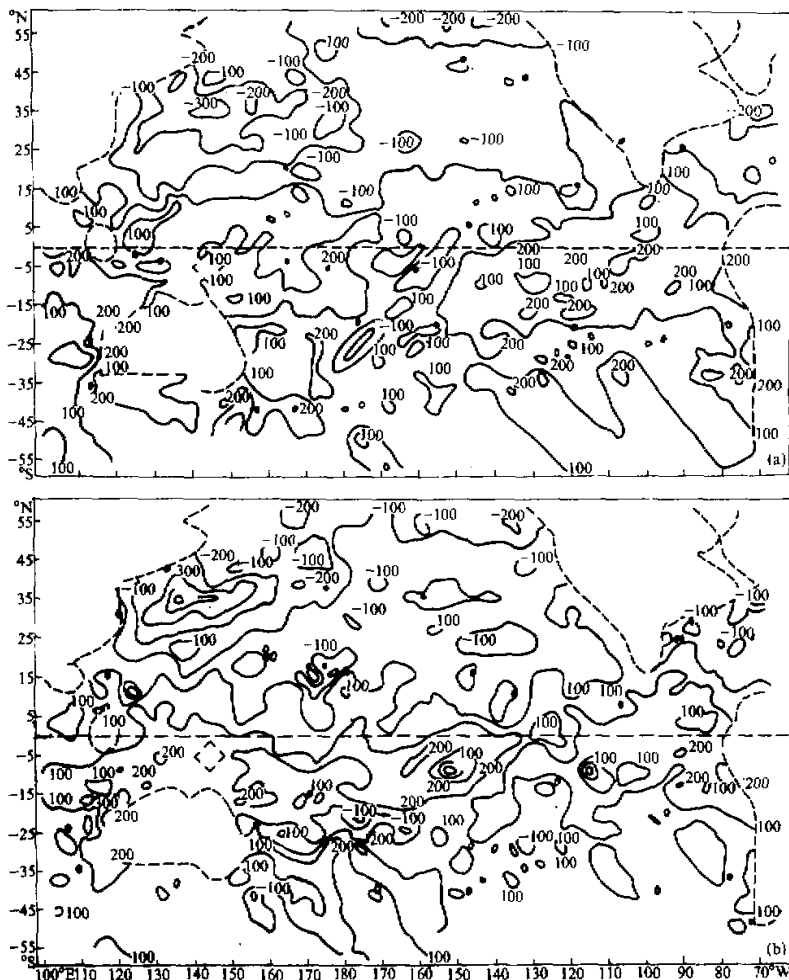


图5 洋面能量总收支(W/m^2)

(a) 1972 年 1 月, (b) 1975 年 1 月。

而求月平均则最好使用方法一。

(3) 1972 年 El Niño 年洋面能量收支年变化较缓和, 与正常年份 1975 年相比, 海洋作为冷源和热源的强度都减弱, 引起能量收支异常的主要因素是感热和潜热的变化。

参 考 文 献

- [1] Kondo, J., 1975, Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions, *Boundary Layer Meteorol.*, 9, 91—112.
- [2] Liu, W.T., Katsaros, K. B., Businger, J. A., 1979, Bulk parameterization of air-sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraints of the interface, *J. Atmos. Sci.*, 36, 1722—1735.
- [3] Reed, R.K., 1977, On estimating insolation over the ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 7, 482—485.

- [4] payne, R.E., 1972, Albedo of the sea surface, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 959 — 970.
- [5] Reed, R. K., 1976, On estimating of net longwave radiation from the oceans, *J. Geophys. Res.*, **81**, 5793 — 5794.
- [6] Esbensen, S.K., Reynolds, R.W., 1981, Estimating monthly averaged air sea transfers of heat and momentum using the bulk aerodynamic method, *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 457 — 465.
- [7] Hellerman, S., 1967, An updated estimate of the wind stress on the world ocean, *Mon. Wea. Rev.*, **95**, 607 — 626.

COMPUTATIONS OF MOMENTUM, SENSIBLE HEAT AND LATENT HEAT FLUXES ON PACIFIC OCEAN

Shao Qingqiu

Zhou Mingyu

(Institute of Atmospheric Physics,
Chinese Academy of Sciences)

(National Research Center for
Marine Environmental Forecasts)

Li Xingsheng

(Academy of Meteorological Sciences, State Meteorological Administration)

Abstract

The bulk transfer formula is often used to calculate the air-sea exchanges. There are two average methods to compute mean fluxes: (1) $\overline{F_1} = \overline{AB}$ and (2) $\overline{F_2} = \overline{A} \overline{B}$. Obviously method (1) (M1) is reasonable, while method (2) (M2) is an approximate form in which the turbulent correlation term is omitted. In this paper the mean fluxes are calculated by using COADS data with M1 and M2, respectively, under different average time to answer in what extent M2 approximates to M1. The results show that when M2 is used to calculate longterm average, the calculating results should be corrected if the average time is longer than 5 days. For using M2, the monthly and ten-day mean errors in sensible and latent heat fluxes are less than 20% and 10% respectively, which is accurate enough to calculate the average fluxes. For the momentum flux, the monthly and the momentum flux can only be calculated with M1, or by using M2 with correction. The energy budgets on Pacific Ocean in 1972 and 1975 are also calculated. It is found that the yearly variations of energy budget in 1972 is much less than that in 1975, which is mainly caused by the changes of sensible and latent heat fluxes.

Key words: Sensible heat; Latent heat.