

海洋对大气加热场的区域性年变化特征

全 小 伟

(中国科学院大气物理研究所)

Klaus Weikmann

(美国海洋大气局环境研究实验室)

提 要

本文研究了热带和中纬度一些海表面温度年变化较强的区域中海洋对大气加热场的年度化特征。结果表明海洋向大气提供热通量的强度在冷海区呈年周期性变化,而在暖海区呈半年周期性变化。与潜热的湍流输送及海表面向上的长波辐射通量相比,感热的湍流输送量很小。在暖海区潜热输送总大于长波辐射,并且前者有较强的年变化而后者较弱;在冷海区二者的量级相当,年变化幅度也相当。海表风场和云的变化对海洋对大气加热场年变化的影响非常重要。

关键词: 海—气热量收支; 区域特征; 年变化。

一、引 言

当我们在月以上的时间尺度上考虑大气环流运动及其变化时,必须把大气环流系统看作是一个非绝热的运动系统,它受到外部的热力、动力强迫作用。在海洋上这种外部强迫作用通过边界层中的潜热、感热和动量的垂直输送及大气与海洋表面之间的辐射交换提供给大气。大气环流的长期变化取决于这种外部强迫作用的特征和变化。因此,了解海—气之间的能量交换情况,它的空间分布和时间变化是研究海—气相互作用的一个重要方面。从 Jacobs (1942)首先对海—气能量收支的各个分量及其平衡进行计算之后^[1],关于全球或区域海洋上的海—气能量收支的各个分量及其平衡的分布图已经有了许多版本^[2-11]。图1给出了部分作者进行过计算的区域分布情况。早期的计算所依据的资料十分有限,因此计算结果的精确性和代表性也有限。70年代以后,随着对海洋及海洋上的大气环流状况科学考察和常规观测的增多,以及对以往船舶观测报告的收集和整理,使我们现在计算时所能依据的资料量大大增加,资料的质量和可靠性也大大提高了。与此同时,计算能量收支各分量时所采用的参数化方案也在不断改进,譬如对参数值的选取有了更精确的认识,并且有了一定数量的观测结果作为依据^[12-14]。这些都为我们现在的这个工作提供了良好的基础。

对海平面上的能量收支可以在二个方向上进行讨论:

(i) 计算出海表面以下的海水柱所得到的能量,这可以帮助我们了解海洋环流系统的特征及其变化,为了这个目的,一般应用下述平衡方程:

$$R_{net} = R_{st} - R_{ba} \quad (1a)$$

1988年9月8日收到,1989年3月18日收到修改稿。

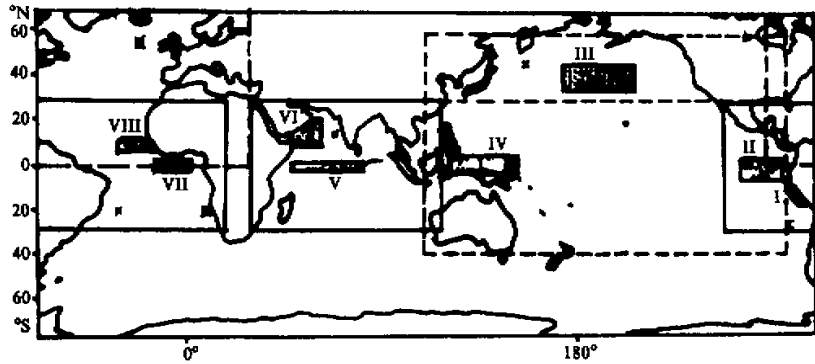


图1 已有的海表面热量平衡图所覆盖的区域及本文的计算所选取的八个区
(其中的点表示 $2^\circ \times 2^\circ$ 网格的位置)

$$R_{net} = Q_e + Q_h + Q_{vo} + Q_{to} \quad (1b)$$

其中 R_{s_0} 是海表面吸收的短波太阳辐射; R_{nn} 是海表面的净长波辐射; R_{net} 表示海表面处的辐射平衡; Q_e 和 Q_h 是潜热和感热的湍流垂直输送通量; Q_{vo} 是海表面以下洋流的侧向输送; Q_{to} 是海表面以下水柱的热容量变化率, $Q_{vo} + Q_{to}$ 常作为方程中的余项求出, 表示海平面下的水柱所获得的能量. 在讨论能量收支随时间的变化特征时, 常常只讨论总的辐射平衡 R_{net} 及 Q_e , Q_h 的变化, 而不再把 R_{s_0} 和 R_{nn} 分开讨论.

(ii) 在另一个方向上, 作为海-气界面上对大气环流系统运动的外部强迫, 我们讨论从海洋表面向上释放的能量. 为了这一目的, 只需计算潜热、感热的垂直交换通量 (Q_e , Q_h) 及由海表面向上的净长波辐射通量 R_{nn} . 与讨论海表面以下的能量收支状况不同的是, 不把 R_{s_0} 与 R_{nn} 作为一个收支项来加以讨论.

许多作者曾对第一个方向——即海表面下海洋中能量收支情况进行了研究. Budyko^[2] 曾选择阿拉伯海、赤道西太平洋、南半球热带大西洋的西部和东部及北太平洋西部(黑潮区)等六个区域讨论了潜热 Q_e , 感热 Q_h 和海表面辐射平衡 R_{net} 等量的年变化. Bunker^[6] 根据 35×10^6 个海洋船舶观测报告整编的资料, 对北大西洋海表面以下的能量平衡进行了逐日计算, 并以此为依据, 讨论了北大西洋海洋中能量平衡的年变化特征及其与局地环流的关系^[4]. Hastenrath 和 Lamb^[7-9] 对热带印度洋和大西洋及太平洋东部的海表面能量收支进行了计算, 并讨论了 R_{net} , Q_e , Q_h 及海水热容量的变化及海洋中洋流的平流输送等分量的年变化特征. Weare 等和 Clark^[10] 分别对热带太平洋和北太平洋的海表面能量收支进行了计算, 但只给出了年气候平均值的空间分布.

本文的讨论将向着第(ii)个方向进行, 即讨论低层大气从海洋表面获得的各种形式的能量及它们的和, 这些量的年变化特征及它们的地区性差异. 我们还将讨论这种海洋对大气加热的强度变化与海表面温度(SST)、海平面气温(SLA)、海面风速(W)及云量(C)等海洋大气环流因子的变化之间的联系.

我们在此所关心的是海表面以上的大气所受到的加热而不是海表面以下, 这是本文

与以往一些工作的主要区别。

二、资料和方法

由于本文的目的在于讨论海洋对大气的加热,因此我们只需要计算 Q_e , Q_h 和 R_{hn} 这三个通过海-气界面向上进入大气的能量通量。我们把 Q_e , Q_h , R_{hn} 这三个量的和定义为海洋对低层大气提供的总加热 TOH (Total Oceanic Heating)。

$$\text{TOH} = Q_e + Q_h + R_{hn}, \quad (2)$$

等式右边的各项由如下整层参数化公式计算:

$$Q_e = \rho_a L C_E (q_s - q_a) \cdot W, \quad (3)$$

$$Q_h = \rho_a c_p C_H (T_s - T_a) \cdot W, \quad (4)$$

$$R_{hn} = \varepsilon \sigma T_s^4 (a - b e^{1/2}) (1 - c C^2) + 4 \varepsilon \sigma T_s^3 (T_s - T_a), \quad (5)$$

式中 ρ_a 是空气密度; L 是潜热蒸发系数; c_p 是干空气的定压比热; C_E 和 C_H 分别是潜热和感热的湍流交换系数; q_s 是根据海表面温度决定的饱和比湿; q_a 是海面上空气的比湿; T_s 是海表面温度; T_a 是海面上空气温度; W 是海面风速; ε 是海表面长波辐射系数; σ 是 Stefan-Boltzmann 常数; e 是空气中的水汽压, C 是云量(十分度), a 、 b 、 c 是在考虑了边界层中水汽对长波辐射的吸收和有云情况下对长波辐射影响的经验校正参数。在此我们取 $a=0.39$, $b=0.056$, 观测结果表明 a 和 b 的这二个值在界面湿度较大的情况下效果较好^[2], Clark (1982), Weare 等(1981)用这组值计算了太平洋上的长波辐射通量^[17], Esbensen 和 Kushnir (1981)用相同的值计算了全球海洋表面的长波辐射通量^[11], Hastenrath 和 Lamb 用此值计算了热带印度洋、热带大西洋和热带东太平洋上的长波辐射^[7,8], c 的取值选自 Budyko (1974)所给出的表^[2]。

与观测结果比较(3),(4),(5)式的误差分别为 $-8 \sim -21\%$; $0 \sim -32\%$; $1 \sim -19\%$ ^[14]。

计算所采用的资料选自1984年美国国家海洋大气局和科罗拉多大学联合环境研究所(CIRES)与美国国家大气研究中心(NCAR)、国家气候资料中心(NCDC)等单位联合编制的综合海洋大气资料集(COADS)^[15]。

选择下述区域进行计算和讨论(参见图1): I. 南美西海岸($18^\circ\text{S} \sim 0^\circ$; $80^\circ \sim 70^\circ\text{W}$); II. 赤道太平洋东部($8^\circ\text{S} \sim 2^\circ\text{N}$, $104^\circ \sim 84^\circ\text{W}$); III. 北太平洋中部($34^\circ \sim 46^\circ\text{N}$, $176^\circ\text{E} \sim 150^\circ\text{W}$); IV. 赤道太平洋西部($4^\circ\text{S} \sim 4^\circ\text{N}$, $122^\circ \sim 154^\circ\text{E}$); V. 赤道印度洋中部($2^\circ\text{S} \sim 2^\circ\text{N}$, $50^\circ \sim 82^\circ\text{E}$); VI. 阿拉伯海($8^\circ \sim 22^\circ\text{N}$, $46^\circ \sim 64^\circ\text{E}$); VII. 赤道大西洋东部($2^\circ\text{S} \sim 2^\circ\text{N}$, $14^\circ\text{W} \sim 4^\circ\text{E}$); VIII. 北热带大西洋东部($6^\circ \sim 12^\circ\text{N}$, $28^\circ \sim 10^\circ\text{W}$)。

Levitus (1987)曾利用 COADS 对全球海表面温度的年变率进行了分析^[16], 他的计算结果表明, 在上述八个区域中 I、II、III 区海表面温度变化的谐波谱中, 第一谐波分量(年周期)占有较大的比率, 而在其他五个区, 特别是 IV、V、VI 区中, 第二谐波分量(半年周期)对方差的贡献是主要的。我们将对这些海表面温度具有不同变率的地区内海洋对大气加热的年变化进行比较, 并探讨造成不同年变化特征的原因。

三、结果和讨论

1. 海洋对大气加热的区域性年变化率

图 2 表示各区域中海洋对大气加热场的各个分量 Q_c , Q_h , R_{ha} 及总加热 TOH 的各月气候平均值。从图中可以清楚地看到海洋对大气提供的加热在不同区域具有不同的年变化特征。

在东太平洋的 I 区和 II 区, TOH 的年变化为一个周期, 但在 II 区, 赤道东太平洋出现极小值和极大值的时间(3 月和 10 月) 分别比 I 区迟后三个月(12 月和 7 月)。III 区, 中纬度北太平洋中部海洋对大气加热的年变化也是一个周期, 在 7 月分达到极小值, 而在 11 月达到极大, 与南半球的 I 区几乎反相, 这是南北半球季节差异的反应。IV 区, 赤道西太平洋与赤道东太平洋(I 区)表现出不同的年变化特征, 在这里加热场的年变化具有双周期的特征, 在 5 月和 11 月各出现一次极小, 在 2 月、7 月和 9 月出现极大。V 区, 赤道印度洋上, 加热场的年变化也表现出双周期特征, 第一个周期是 1—8 月, 3 月极小, 5 月极大, 第二个周期是 9—12 月, 10 月极大, 12 月极小。V 区加热场的年变化大致与 IV 区赤道西太平洋上的反相。VI 区, 阿拉伯海, 这里是受印度季风环流控制的典型区域, 这里加热场的年变化有明显的双周期特征, 第一个极大值出现在 1 月, 第一个极小值出现在 4 月, 比 IV 区提前一个月, 第二个极大值出现在 6 月, 第二个极小值出现在 9 月, 比 IV 区提前二个月左右。VII 区, 赤道东大西洋, 这里加热场的变化也具有双周期性, 但与 VI 区阿拉伯海、V 区印度洋、IV 区赤道西太平洋相比, 双周期的特征较为不明显, 在这里, 加热场在 1 月和 9 月各有一个极小, 而在 5 月和 11 月各有一个极大, 但 11 月的极大值比 5 月的要小得多。VIII 区, 北热带东大西洋, 这个地区加热场的年变化基本趋势是 12, 1, 2 月较高, 而 9, 10, 11 月较低, 在从北半球冬季的高值向夏秋季的低值变化的过程中, 在 7 月和 8 月出现了二个月的增值, 从 11 月的低值到 12 月, 1 月的高值, 变化很快, 时间短, 幅度大, 是一种“跳变”过程。

总的来看, 北太平洋中部和热带太平洋东部加热场的年变化是单周期性的(年周期), 而赤道西太平洋、赤道印度洋及阿拉伯海等区域加热场的年变化是双周期性的(半年周期), 在热带大西洋东部加热场的变化同时具有年周期和半年周期的特征, 幅度较小的半年周期性变化叠加在幅度较大的年周期性变化上。八个区的计算结果也反映出了(1)热带地区和中高纬地区; (2)赤道太平洋东部与西部; (3)热带太平洋东部与热带大西洋东部具有明显不同的变化特征。那么, 是什么原因造成这些不同特征的呢? 它主要是受海洋状况变化的影响? 还是受大气环流变化的影响? 大气环流的变化在这里起着一种什么样的作用呢, 是较主动的作用, 还是较被动的作用呢? 我们将试图通过对加热场及其各分量与海表面温度、海面气温、海面风速及云量等海洋、大气环流因子年变化特征的比较以及对这些变化间关系的分析来回答这些问题。

2. 加热场与海表面温度、海面气温、风、云等海洋、大气环流因子年变化的关系

在图 2 中还给出了海表面温度、海面气温和海气温差的各月气候平均值, 把它们与图中的 Q_c , Q_h , R_{ha} 及 TOH 等量的月气候平均值进行比较, 可以看到一些比较明显的特点:

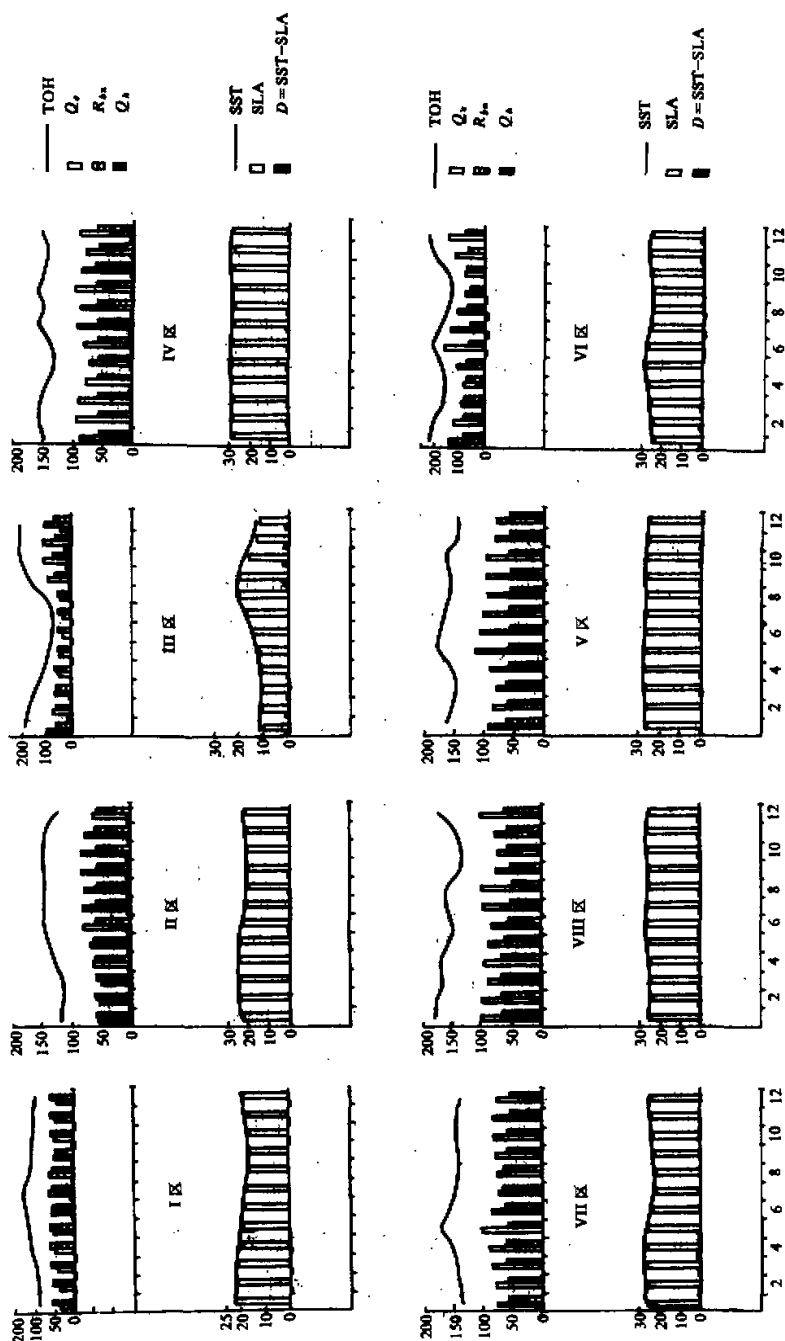


图 2 八个区域中的潜热 (Q_e)、感热 (Q_h) 端流交换通量、净向上的长波辐射通量 ($R_{h,n}$) 及这三个通量之和 (TOH) 的年变化 (每个图框中的上半部分, 单位: W/m^2); 海平面气温 (SAT 或 T_s)、海平面气温 (SAT 或 T_s) 及海气温差 ($D = T_s - T_o$) 的年变化 (每个图框中的下半部分, 单位: $^{\circ}C$).

(1) 在平均海温较低的地区, 如 I、II、III 区, 加热场的年变化为一个周期(年周期), 而双周期的年变化(半年周期)只发生在海表面温度较高的地区. 加热场的年变化虽然与海表面温度的年变化有相同的周期性, 但位相并不一致, 当海表面温度增高时, 加热并不同时增强, 而甚至有相反的变化. 我们将在后面讨论其原因.

(2) 在海表面温度较低的区域, 长波辐射通量与潜热的垂直输送通量量级相当, 有时长波辐射通量大于潜热输送. 因此, 在低海温区, 加热场的年变化特征由长波辐射通量和潜热通量的变化共同决定. 而在暖海区不仅长波辐射通量的变化小, 其大小与潜热通量相比也较小. 因此, 在暖海区, 加热场的年变化特征主要由潜热通量的年变化所决定. 不论在暖海区或冷海区, 感热通量与潜热和长波辐射通量相比是小量, 小一至二个量级. 与潜热和长波辐射明显不同的另一个特点是感热通量在某些区域的某些月份是从大气向下指向海洋的. 如 I 区的 1, 2, 3, 4, 9, 10, 11, 12 月, III 区的 5, 6, 7, 8 月, VI 区的 6, 7, 8, 9 月, 在这种情况下, 通过感热输送受到加热的是海洋而不是大气. 潜热和长波辐射通量的方向总是向上的.

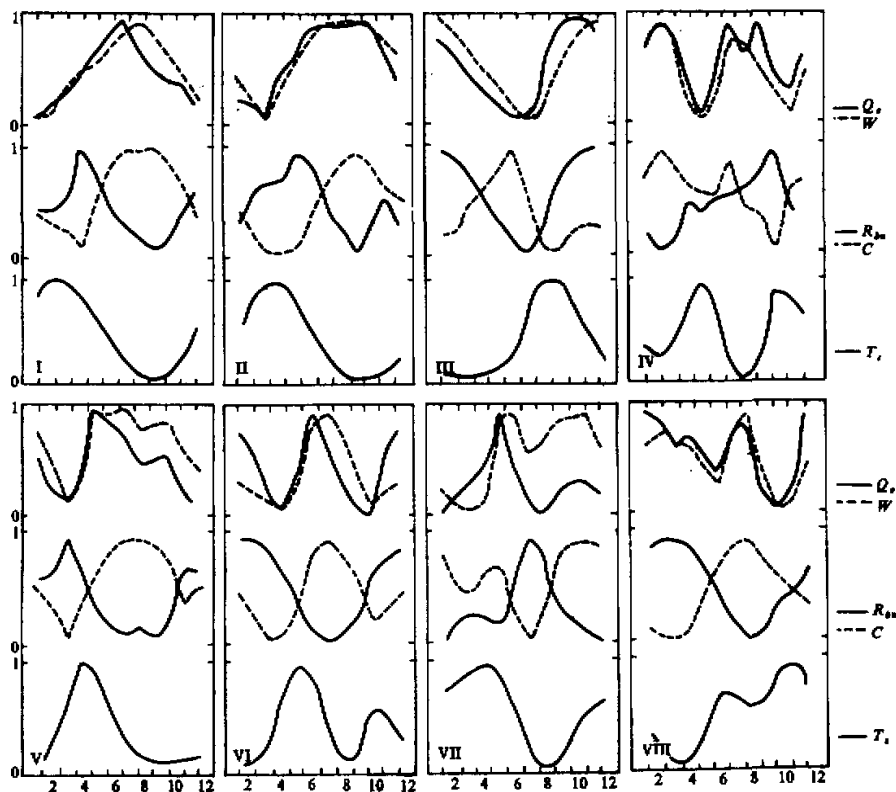


图3 潜热通量(Q_p), 长波辐射通量(R_{ln}), 与海平面风速(W), 云量(C)和海表面温度(T_s)的年变化之间的关系. 各量经变换后都在0到1的范围内变化.

在图2中反映出的另一个重要现象是海洋对大气加热场的年变化与海表面温度的年变化并不一致,这说明引起海洋对大气加热场发生变化的,不仅是海表面温度的变化,还有其它的因子起着更为重要的作用。图3给出潜热通量与海平面风速,净长波辐射与云量,及海表面温度年变化之间的关系。为了便于比较,我们给出的是相对变化曲线,把各量的最小值都取为零,最大值取为1,这样图中各量都在0到1之间变化。它们的实际变化幅度和年平均值见表1。从图中我们可以看到潜热通量与海面风速有非常一致的变化特征,当风场增强时,潜热通量增加,当风场强度减弱时,潜热通量减小。净长波辐射通量的大小主要受云量的影响,与云量的多少呈反相变化,当云量增加时,长波辐射通量减小,反之则增大。前面的分析中我们已经说明了在海洋对大气的加热场中,主要的贡献来自潜热和长波辐射这二个大项,这二项的变化基本决定了海洋对大气加热场的变化特征。因此,可以说海洋对大气提供加热的多少及其变化不仅取决于海表面温度的高低,而且受海面上风场强度及海洋上空云的情况的影响。在年变化的时间尺度上,如海表面风、云等这些来自大气环流因子的影响比海面温度变化的影响更为重要,前者的变化对加热场的年变化起支配作用。在海-气相互作用过程中,大气环流不仅仅是从海洋上获得能量,并且大气环流运动本身的变化,也在影响着它从海洋上获得能量的过程。

表1 八个区域中的海表面温度(T_s)、潜热通量(Q_e)、海平面风速(W)、
净向上的长波辐射通量(R_{bn})、及云量(C)的最小值、最大值和气候平均值

区 域	海温(T_s) ($^{\circ}\text{C}$)			潜热(Q_e) (W/m^2)			风速(W) (m/s)			长波辐射(R_{bn}) (W/m^2)			云量(C) (八分度)		
	最小	最大	平均	最小	最大	平均	最小	最大	平均	最小	最大	平均	最小	最大	平均
I	17.5 (9)	22.7 (2)	19.9	37 (1)	67 (7)	50.2	4.2 (1)	6.0 (8)	5.1	51.6 (9)	63.3 (4)	56.3	4.0 (4)	6.8 (9)	5.6
II	22.3 (9)	26.7 (2)	24.2	53 (3)	86 (10)	72.3	3.2 (3)	5.4 (9)	4.7	57.6 (9)	63.7 (5)	60.5	4.0 (3)	6.4 (9)	5.1
III	11.1 (3)	20.2 (8)	14.6	33 (6)	117 (10)	76.5	6.2 (7)	10.8 (1)	8.8	50.0 (6)	71.0 (1,12)	62.5	5.8 (9)	6.8 (6)	6.2
IV	28.5 (8)	29.2 (5)	28.9	73 (5)	96 (9)	87.1	3.2 (5)	4.2 (2)	3.7	55.5 (2)	61.0 (10)	57.9	4.4 (10)	5.3 (2)	5.0
V	28.0 (1)	29.1 (5)	28.4	82 (3,12)	111 (6)	96.5	3.2 (3)	4.8 (7)	4.2	58.0 (7,9)	64.5 (3)	60.5	3.6 (3)	5.0 (8)	4.5
VI	25.4 (1)	29.2 (5)	26.8	77 (10)	160 (6)	112.5	5.4 (4)	11.7 (7)	6.3	53.0 (7)	79.0 (1)	67.5	1.8 (3)	3.8 (7)	2.7
VII	23.8 (8)	28.8 (4)	26.3	75 (1,8)	107 (5)	84.1	4.0 (3)	5.2 (6)	4.7	56.5 (1)	68.5 (7)	60.4	3.7 (7)	5.3 (11)	4.7
VIII	25.2 (3)	28.0 (11)	26.8	76 (10)	108 (12)	94.5	3.6 (10)	5.5 (8)	4.6	51.3 (8)	69.1 (1)	62.7	3.3 (3)	6.0 (8)	4.6

括号中的数字表示最小、最大值所对应的月份。

V区和VII区在7—12月间,潜热通量与风场强度有比较一致的变化趋势,但相对幅度却不一样,潜热通量的相对增加小于风场的增强,这可以从下面二点得到解释:一是由于这时海表面温度处于变化中的极小,二是在此期间风是来自海洋地区。

空气中已有较多的水份, 因而使得蒸发减小, V 区以海温影响为主而在 VII 区主要是受风向的影响。

把我们计算的 Q_e 、 Q_h 年变化曲线与 Budyko (1963) 计算的年变化曲线相比较^[13], 在热带东大西洋、阿拉伯海、赤道西太平洋、北太平洋等地区, Q_e 的年变化率和基本趋势是一致的, Q_h 除在大西洋东部外, 也都有相同的年变化特征。Budyko 选择了大西洋东部 20°s 靠近非洲大陆的一个点, 这里海表面温度较低, 在南半球夏季, 当东南风把大陆上的干、热空气带到海洋上时, 海面气温高于海表面温度, 感热通量向下, 为负值。我们选择的 VII 区和 V 区都是海表面温度较高的地区, 比 20°s 处平均要高 2—3℃。因此, 感热通量一般是向上的。

四、结 语

本文主要讨论了海洋对大气加热的年变化, 从结果中看到, 在年变化这样的时间尺度上加热场与海表面温度具有不同的年变化规律, 这个结果也许会对我们了解 ENSO 现象这种海洋—大气系统的年际变化有所帮助。由于在各 ENSO 发生时, 赤道太平洋上海表面温度的相对变化并不具有相同的特征, 在赤道东太平洋、东太平洋和中太平洋、及整个赤道太平洋的前期增温都可能引起大气环流中相似的异常响应^[12], 对这种现象单从海表面温度变化的角度不能得到说明, 如果同时考虑海洋和大气中多个要素的变化, 而从加热场变化的角度来研究这个问题也许能得到一个较为明确的答案。

在对长波辐射通量的处理中, 我们在这里只考虑了云量和海面水汽密度对长波辐射平衡的影响, 由于缺少资料而没有考虑 CO_2 对长波辐射的吸收, CO_2 在大气成分中是微(少)量气体, 其浓度的变化在短时间尺度上所造成的影响也小, 但是如果讨论更长时间的气候变化, 譬如 10 年或 10 年以上的时间尺度, 则 CO_2 的影响就必须加以考虑了。由于在大气上边界的辐射收支, 海表面向上的长波辐射能量 $R_{b\uparrow}$ 并不一定全部为大气所吸收, 从局地角度来看由湍流交换而进入大气的潜热也要通过对流活动才能释放出来, 在此之前, 由于平流作用, 某一局地的潜热也可能被输送到其他地区产生加热作用。因此, 本文所讨论的是海洋作为下边界可能向大气释放的总热量 (TOH) 的局地变化特征, TOH 应被看作是一种潜在的不稳定能量。

参 考 文 献

- [1] Perry, A.H. and J.M. Walker, 1977. The ocean-atmosphere system, Longman, London and New York, 130—135, 85—87.
- [2] Budyko, M.I., 1963. Atlas of the heat balance of the Earth, Kartfabrika Gosgeoltekhizdata, Leningrad.
- [3] Budyko, M.I., 1974. Climate and life, Academic Press, 57—62.
- [4] Wyrtki, K., 1965. The average annual heat balance of the North Pacific Ocean and its relation to ocean circulation, *J. Geophys. Res.*, 70, 4547—4559.
- [5] Bunker, A.F. and L.V. Worthington, 1976. Energy Exchange Charts of the North Atlantic Ocean, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 57, 670—678.

- [6] Bunker, A.F., 1976, Computations of surface energy flux and annual air-sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean, *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1122—1140.
- [7] Hastenrath, S. and P. Lamb, 1978, Heat budget atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans, Univ. of Wisconsin Press, vii-viii.
- [8] Hastenrath, S. and P. Lamb, 1979, Climatic atlas of the Indian Ocean. Part I, Surface circulation and climate; Part II, The oceanic heat budget, Univ. of Wisconsin Press, vii-viii.
- [9] Hastenrath, S., 1980, Heat budget of tropical ocean and atmosphere, *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 159—170.
- [10] Weare, B. C., P. T. Strub and M. D. Samuel, 1981, Annual mean surface heat fluxes in the Tropical Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 705—717.
- [11] Esbensen, S.K. and V. Kushnir, 1981, The heat budget of the Global Ocean, an atlas based on estimates from surface marine observations, Climatic Research Institute, Rep. No. 29, 4—5.
- [12] Liu, W.T., K.B. Katsaros and J.A. Businger, 1979, Bulk parameterization of heat and water vapor including molecular constraints at the interface, *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1722—1735.
- [13] Reed, R.K., 1976, On estimation of net longwave radiation from the oceans, *J. Geophys. Res.*, **82**, 4915—4920.
- [14] Talley, L.D., 1984, Meridional heat transport in the Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **14**, 231—241.
- [15] Slutz, R.J., S.D. Woodruff, R.L. Jenne, D.H. Joseph, P.M. Sturer, J.D. Elms, S.J. Lubker, J.D. Hiscox, 1984, Comprehensive ocean-atmosphere data set, Release 1, NOAA/ERL, 325 Broadway, Boulder, CO-80303, 1—22.
- [16] Levitus, Sydney, 1986, A comparison of the annual cycle of two sea surface temperature climatologies of the world ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **17**, 197—214.
- [17] Fu Congbin, H. Diaz and J. Fletcher, 1986, Characteristics of the response of sea surface temperature in the Central Pacific associated with warm episodes of the southern oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1716—1738.
- [18] Oort, A.H. and T.H. Vonder Haar, 1976, On the observed annual cycle in the ocean-atmosphere heat balance over the Northern Hemisphere, *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 781—800.
- [19] 喻世华, 陆胜元, 1986, 热带天气学概论, 气象出版社, 46.
- [20] 阿特金森(美), 1973, 热带天气预告手册, 中科院大气物理所译, 上海人民出版社, 1—87.

Regional Characteristics of Annual Variation of the Oceanic Heating to Atmosphere

Quan Xiaowei

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences)

Klaus Weickmann

(Environmental Research Laboratory, NOAA, U.S.A.)

Abstract

In this work, the regional characteristics of the annual variations of the heat fluxes released from the ocean to the atmosphere in some tropical and mid-latitude regions are revealed. The climatic mean value of the fluxes appears to vary with annual cycle over low SST regions while with semi-annual cycle over high SST re-

gions. Comparing with the flux of turbulent exchange of latent heat and the flux of upward long-wave radiation the flux of sensible heat exchange is very small. Over the high SST regions the value of the latent heat flux is larger and varies with larger amplitudes than that of upward longwave radiations. By contrast, over the low SST regions the two quantities are of similar magnitude and same importance in terms of contribution to the variations of the total heat flux from ocean to atmosphere. While the SST providing a background surface condition, both surface wind and cloud cover play important roles in determining the intensity of the heat flux and its variabilities.

Key words: Air-sea heat budget; Regional characteristics; Annual variabilities.