

西北太平洋辐射平衡的时空分布特征*

陈永申 李克让 沙万英

(中国科学院地理研究所)

大气中各种天气现象和物理过程发生的主要能源,均来自太阳辐射,而进入地球大气的太阳辐射却只有一小部分(约19%)被大气直接吸收,大部分(约51%)为地球表面特别是占地表约71%的海洋吸收,然后再以各种形式加热大气,推动大气运动,形成各种天气和气候。

西北太平洋辐射平衡的时空分布特征的研究,是西北太平洋辐射平衡、热量平衡及海面热源强度研究工作中的一部分。海面辐射平衡(即通过海面的辐射收支差额)反映了海面实际得到的净太阳辐射能,系海面热量平衡的重要组成部分,在研究海面热状况、海洋物理过程和海-气相互作用时,都必须首先了解海面辐射平衡及其分量的时空特征,才能揭露其物理过程和本质。本文的目的在于阐明西北太平洋海面辐射平衡及其分量的时空特征。

一、资料和计算方法

海面由于吸收太阳辐射而获得热量,同时也以长波辐射放出热量,这种辐射收支差额即为辐射平衡。由于缺乏海上直接观测资料,因此只能利用常规水文气象观测数据进行间接计算。所用资料为西北太平洋1958—1970年近150万组的船舶天气报告,并参考使用了1965—1979年卫星云图数码化资料^[1]和布德科的太平洋可能总辐射月总值^[2]。计算中近海区按 $2^\circ \times 2^\circ$ 、大洋按 $2^\circ \times 5^\circ$ 经纬网格进行统计。计算海域南起赤道,北至 45°N ;西起 105°E ,东至 155°E 。

1. 海面辐射平衡(Q_R)的计算

海面辐射平衡的计算公式为

$$Q_R = Q_{ob} - Q_{Ef} \quad (1)$$

式中 Q_{ob} 为海面吸收辐射; Q_{Ef} 为海面长波有效辐射。

2. 海面吸收辐射(Q_{ob})的计算

海面吸收辐射的计算公式为

$$Q_{ob} = Q_{s0}(1 - A)f(n) \quad (2)$$

式中 Q_{s0} 为碧空条件下的可能总辐射; $f(n)$ 为云的影响函数(或称云遮系数),表示云量对太阳辐射的影响程度; A 为海面反照率,表示海面对太阳总辐射的反射程度。

对于影响函数 $f(n)$,本文没有采用常用的经验公式 $f(n) = a + bn + cn^2 + \dots$,原

* 本文承吕炯教授、徐淑英、郭其蕴、李玉海等同志审阅并提出宝贵意见,深表感谢。
收稿日期: 1983年4月10日。

因是海上缺乏较好的、连续的直接观测值。如将沿海陆地站的观测值外延到整个海域, 由于大气性状和云系的差异, 无疑会产生较大误差, 且固定系数的经验公式, 在时间上将会产生平滑作用。本文采用了 $Q_{sn}/Q_{s0} = f(n)$ 与正午太阳高度角的关系^[2], 这里 Q_{sn} 和 Q_{s0} 分别为正午太阳高度角时, 有云和晴天时的海面实际太阳总辐射。本文根据所计算海域和各月的实际正午太阳高度角及总云量, 确定了各海域相应时间的云遮系数, 可见云遮系数随季节和地区而变。

海面反照率的确定, 主要采用辐射投射角与海面反照率的理论曲线关系 (见图 1), 并考虑了波高和海面混浊度等的影响, 同时参考有关文献所给数值^[1,3,5,6], 最后定出各海域逐月的海面反照率¹⁾。

我们认为上述公式的选取和做法能更好地反映出各海域的实际差异。

3. 海面有效辐射 (Q_{Ef}) 的计算

海面有效辐射系海面长波辐射与大气逆辐射之差, 采用如下公式计算

$$Q_{Ef} = \delta\sigma T_a^3(T_w - T_a) - \delta Q_{B0}(1 + K_n^m) \quad (3)$$

式中右边第一项为海面长波辐射, 其中参数 $\delta = 0.91$, $\sigma = 0.81 \times 10^{-10}$ 卡/厘米²·分度⁴, 分别为水面的积分辐射能力和斯蒂芬-波耳兹曼常数; T_w , T_a 分别为水温和气温。第二项为大气长波逆辐射, 其中 Q_{B0} 为(云量 $n = 0$ 时)的大气长波辐射; n 为总云量的十分之一云量成数; K , m 为考虑云对大气长波辐射影响的参数, 据研究可取 $m = 2$, K 则取决于 Q_{B0} 与 Q_{B10} 的比值。

$$K = \frac{Q_{B10} - Q_{B0}}{Q_{B0}}$$

式中 Q_{B0} 和 Q_{B10} 分别为云量 $n = 0$, $n = 10$ 成时的大气长波辐射, 其表达式分别为

$$Q_{B0} = 1.63 \sqrt{\sigma T_a^4} - 0.775$$

$$Q_{B10} = 1.48 \sqrt{\sigma T_a^4} - 0.569$$

据研究^[8] K 与气温 T_a 有如下关系

T_a ·····	-20	-10	0	10	20	30
K ·····	0.71	0.46	0.33	0.25	0.19	0.14

可见 K 值随温度的增加而减少。

采用查表计算^[3]的方法计算有效辐射。

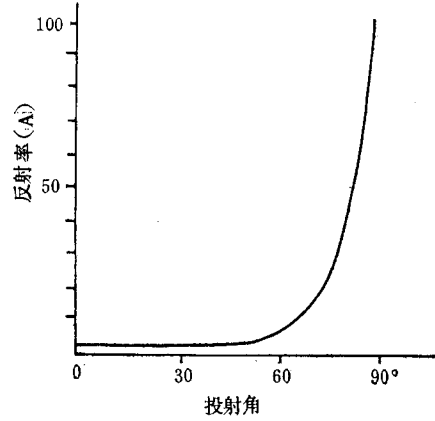


图 1 水面反照率与辐射投射角的理论曲线
(选自文献[4])

1) 李克让等, 中国海及其邻海气候, 海洋出版社。(待刊)

二、海面辐射平衡各分量的时空分布

1. 海面总辐射

太阳总辐射系海-气系统辐射平衡的重要分量,它受太阳高度角、大气性状和云量等

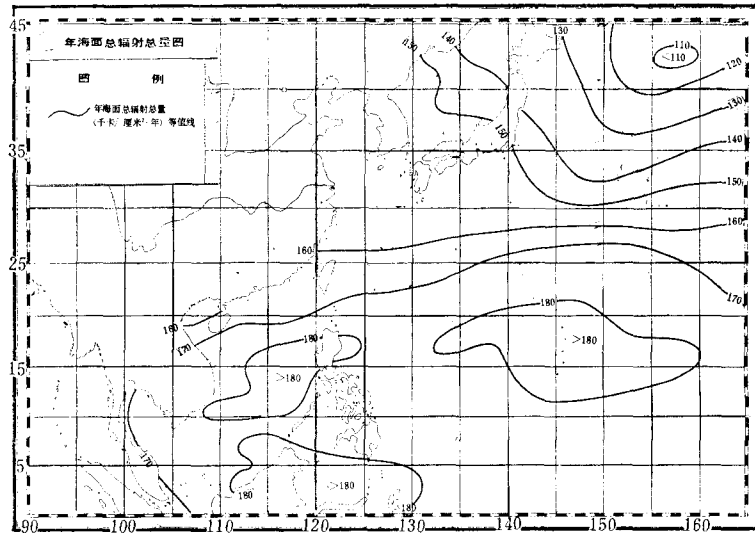


图2 海面年总辐分布(千卡/厘米²·年)

制约。本海区太阳总辐射的等值线分布,具有基本的带状特征,但被云量的非均匀分布严重破坏。这种纬向非均一性,主要发生在中纬度地区,在东北部海域形成东北-西南向低值带,而在副热带地区则出现闭合高中心区(图2)。

本海区总辐射的年总量在 110—185 千卡/厘米²·年间变化,高值中心在副热带 15°N 海域,恰与副热带高压盘踞的少云区相重合。出现在日本岛东北部 42°N 附近的低值区,则是温带气旋经常出没和发展的多云区。

中国近海总辐射年总量为 154—182 千卡/厘米²·年,最高值出现在南海中部,最低值出现在黄海南部。

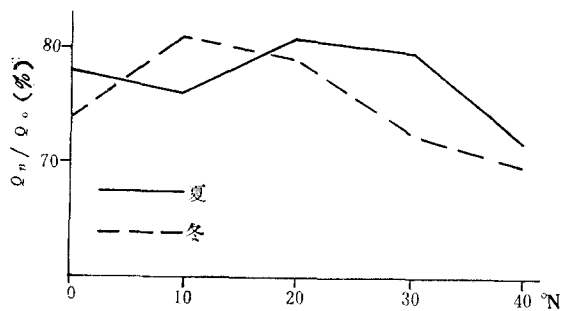


图3 实际总辐射与晴天总辐射比值随纬度的变化

Q_n ——实际总辐射, Q_0 ——晴天总辐射

整个海域总辐射的纬向平均值,在 15°N 以南随纬度基本不变,大致维持在 180 千卡/厘米²·年左右,15°N 以北,随纬度的增加迅速减少。

比较晴天可能总辐射与实际太阳总辐射(见图3)可见,由于云的削弱,该海区的实际太阳总辐射,约为晴天可能总辐射的 70—80%,夏季大于冬季,但在低纬辐合带海域,

由于夏季云量增加,反而小于冬季,从分布曲线可见,冬季风所导致的云系对 20°N 以北

的太阳总辐射有重要影响，而夏季辐合带的对流云系则对 10°N 附近太阳总辐射有重要作用。

总辐射的季节变化相当明显，我们以 12—2 月的平均值代表冬季，6—8 月的平均值代表夏季(以下同)。

由图 4 可见，夏季总辐射的高值，出现在 20° — 28°N 海域，由此向南和向北递减，高值中心出现的海域与副高所在少云区重合。总辐射强度大致为 12.3 — 18.2 千卡/厘米²·月。

冬季月总辐射为 3.8 — 14.8 千卡/厘米²·月，随纬度增加而递减(图 5)。

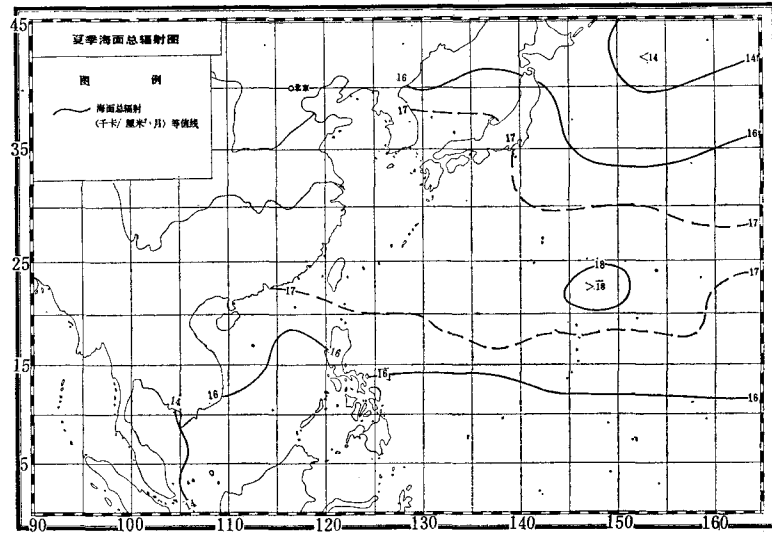


图 4 夏季海面总辐射
(千卡/厘米²·月)

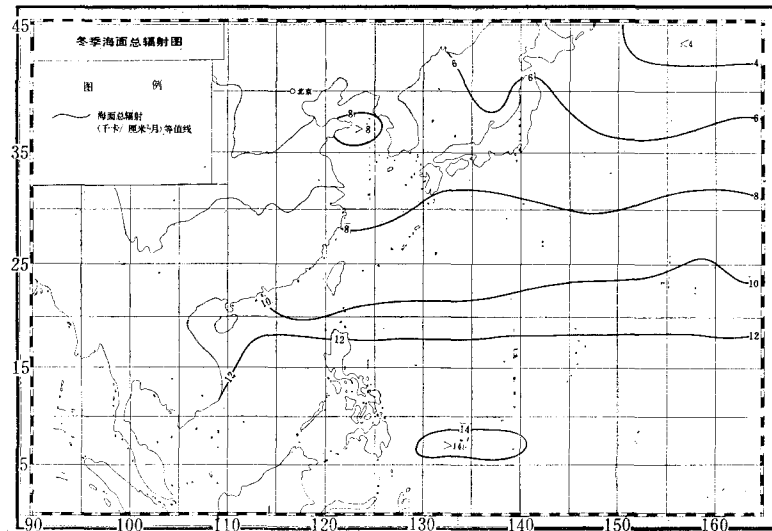


图 5 冬季海面总辐射
(千卡/厘米²·月)

本海区总辐射月最大值为5月和7月,高值中心分别出现在 18° — 24° N和 22° — 32° N海域。

2. 海面吸收辐射

海面吸收辐射除受太阳高度角、大气性状和云量控制外,还受海面反照率的影响。吸

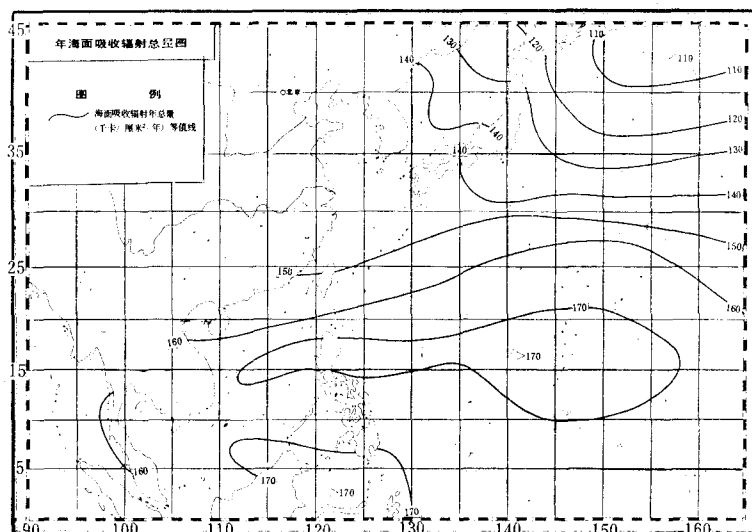


图6 海面吸收辐射年总量
(千卡/厘米²·年)

收辐射值反映了本海区实际得到的太阳短波辐射值。本区的吸收辐射值,年总量为101—

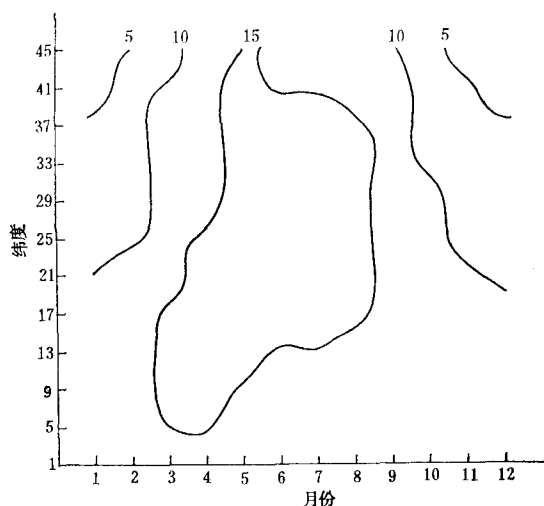


图7 海面吸收辐射的时空分布
(千卡/厘米²·月)

176 千卡/厘米²·年,其分布特征与总辐射大体一致(图6),仅强度大约减少了6—10%左右。

吸收辐射的最大值出现在7月 20° — 30° N海域,最小值出现在12月和1月的 40° N以北海域,高值中心的季节变化,在时空上均产生明显的跳跃现象,如高值月由5月跳到7月,再退回5月。高值区则由赤道海区跳到 20° — 30° N海区,再南退回赤道海区(图7)。

由图8可见,热带吸收辐射的最大值出现在春季,冬、夏几乎相等,中、高纬度的最大值则出现在夏、春季。

本海区吸收辐射的经向差异,以12月和1月最大,达10千卡/厘米²·月;5月最小,仅2.8千卡/厘米²·月。年较差则以赤道最小,约2.5千卡/厘米²·月,而 42° N以北海域最大,达12.7千卡/厘米²·月。

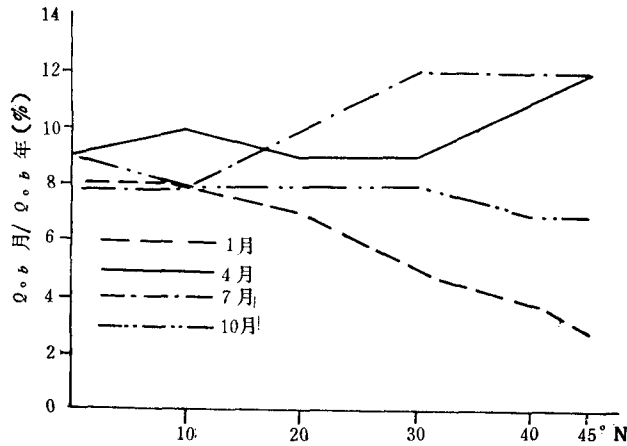


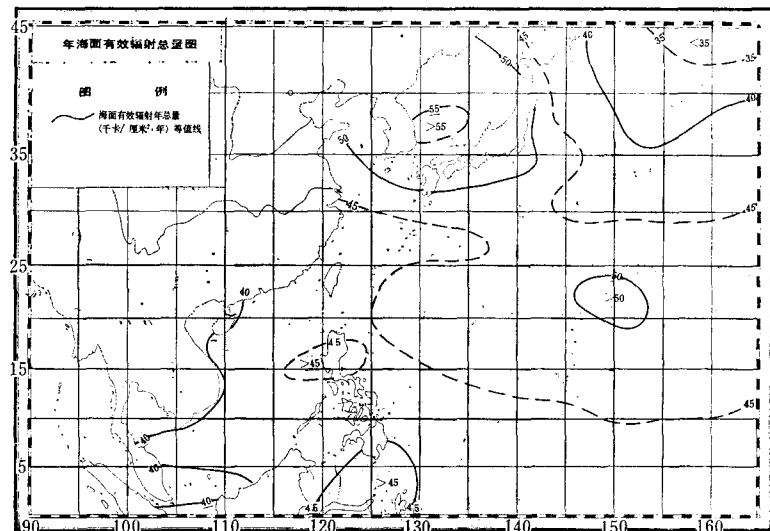
图 8 吸收辐射各月总量与年总量比值随纬度的变化

3. 海面有效辐射

有效辐射反映了海面因长波辐射而消耗的热量,主要受海-气温差和云量制约。受季风和洋流影响,本海区有效辐射的空间分布相当不均一,30°N 以北大体西高、东低,而 30°N 以南则东高、西低(图 9),恰恰相反。年总量变化在 33—55 千卡/厘米²·年间,最大中心出现在日本群岛北部海域,南海为相对低值区,有效辐射的季节变化较少。

夏季有效辐射月总量在 1.9—4.3 千卡/厘米²·月间,高值出现在 20°N 附近海域,最低中心在日本群岛东北部海域,暹罗湾为相对低值区(图 10)。

冬季有效辐射在 2.8—6.0 千卡/厘米²·月间,大于夏季,空间形势与年总量分布图大致相似,最大中心出现在日本海南部海域,最低值出现在赤道附近(图 11)。

图 9 海面有效辐射年总量
(千卡/厘米²·年)

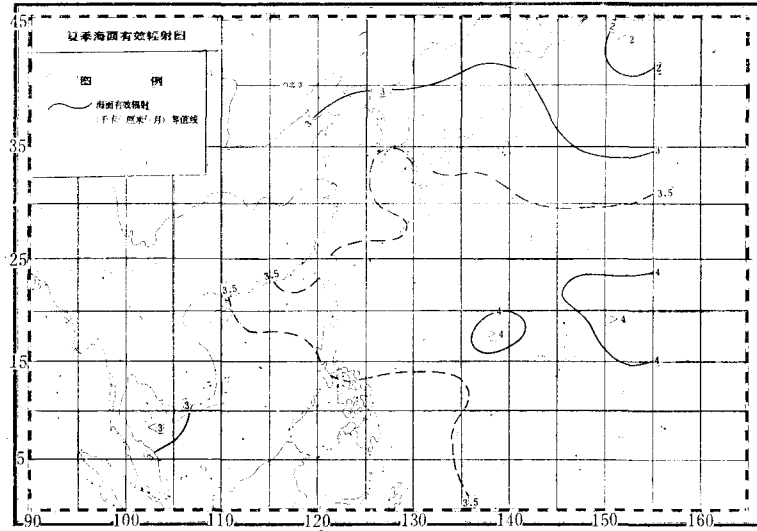


图 10 夏季海面有效辐射
(千卡/厘米²·月)

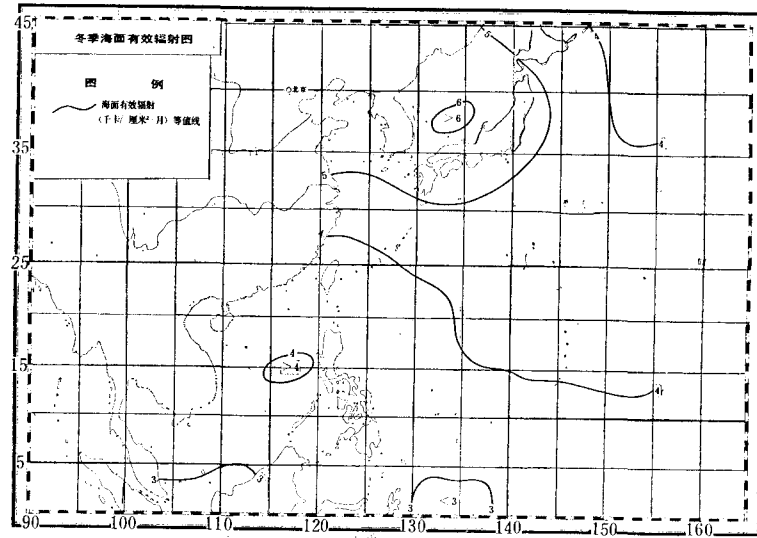


图 11 冬季海面有效辐射
(千卡/厘米²·月)

中国近海有效辐射的年总量在 41—51 千卡/厘米²·年间,以黄海最大,南海北部最小,年较差在 3.0—5.3 千卡/厘米²·月间,季节变化以 1 月最大(出现在北黄海),7 月最小(出现在南黄海),北部海域最大值多出现在 1 月或 10 月,南部则出现在 4 月。

三、海面辐射平衡的时空分布

辐射平衡系太阳短波辐射与海面长波有效辐射的收支差额,反映了各海域在垂直方

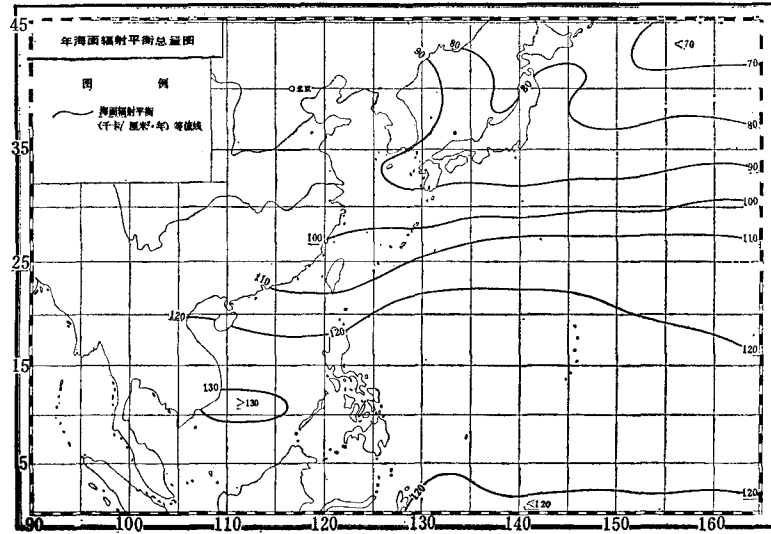


图 12 海面辐射平衡年总量
(千卡/厘米²·年)

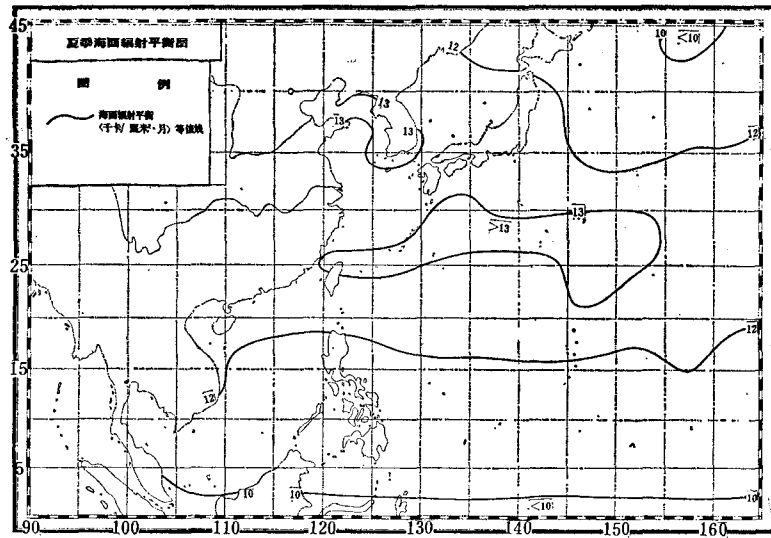


图 13 夏季海面辐射平衡
(千卡/厘米²·月)

向的净辐射能。该海区所有海域的辐射平衡的年总量均为正值,等值线大致呈纬向分布,但受冷、暖洋流强烈影响的海域,其纬向分布受到严重破坏,这在日本岛周围海域和我国近海反映十分明显,整个海域年总量在 66—130 千卡/厘米²·年间,10°N 附近为一高值带,最大中心出现在南海 12°N 附近海域,最低值出现在日本岛东北部海域(图 12)。其辐射平衡的冬夏差异极大。

夏季整个海域的辐射平衡(净辐射)均为正,月总量在 9.3—13.2 千卡/厘米²·月间,

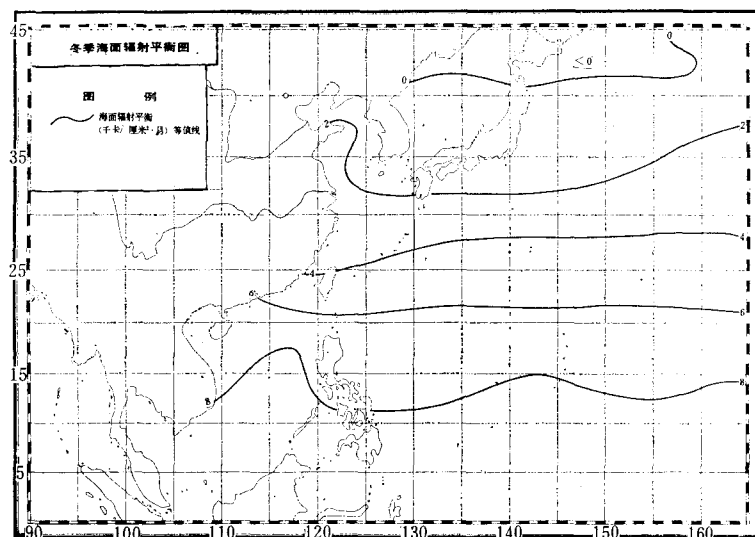


图 14 冬季海面辐射平衡
(千卡/厘米²·月)

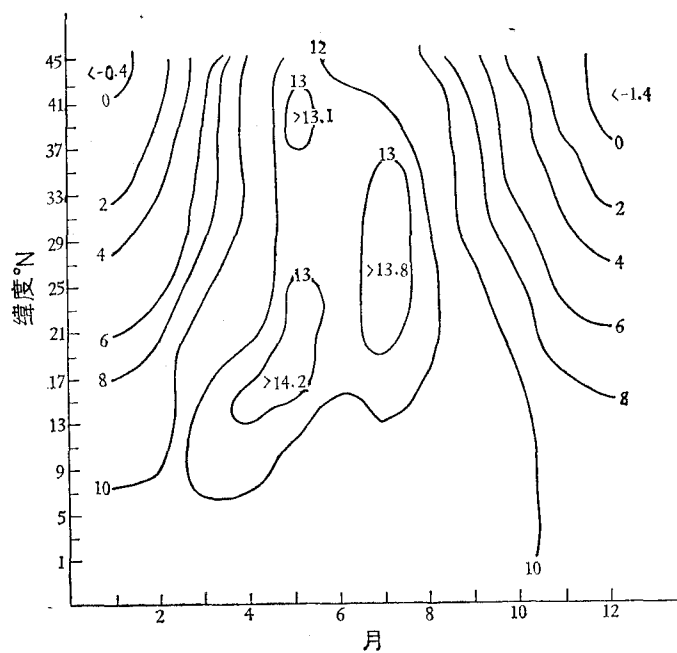


图 15 海面辐射平衡的时空分布
(千卡/厘米²·月)

最高值出现在大洋 25°—30°N 海域以及渤海、黄海北部和朝鲜南部海域，赤道附近和北海道以东海域为相对低值区(图 13)。

冬季月总量在 -0.6 — 9.9 千卡/厘米²·月间，空间差异大于夏季，最大值出现在北纬 15° 以南海区，北部海面出现负值(图 14)。冬季辐射平衡的强度大致为夏季强度的 40%，

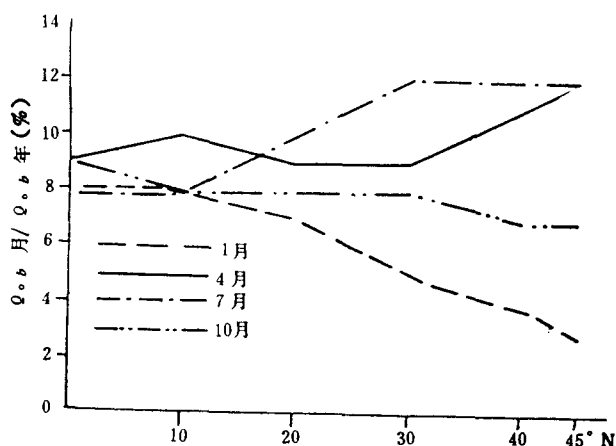


图 16 辐射平衡月总量与年总量比值随纬度的变化

可见该海区海洋能量的累积主要在夏季进行。

由图 15 可知,全年除 1 月和 12 月在 40°N 以北出现负值外,均为正值,最大值出现在 5 月 $16^{\circ}\text{--}24^{\circ}\text{N}$ 和 7 月 $18^{\circ}\text{--}35^{\circ}\text{N}$ 海域,中心强度约为 13.5 千卡/厘米²·月,最小值出现在 12 月 $38^{\circ}\text{--}45^{\circ}\text{N}$ 海域和 1 月 $42^{\circ}\text{--}45^{\circ}\text{N}$ 海域,中心强度约为 -1.0 千卡/厘米²·月。

此外,辐射平衡的季节变化随纬度增加而增大(图 16),存在跳跃现象。最大值出现在 $40^{\circ}\text{--}45^{\circ}\text{N}$ 海域,年较差达 14.1 千卡/厘米²·月,最小值出现在 $2^{\circ}\text{--}8^{\circ}\text{N}$ 海域,仅为 2.5 千卡/厘米²·月。总辐射收支差额的经向差以 12 月和 1 月最大,达 11.1 千卡/厘米²·月;最小值出现在 6 月和 8 月,约 3.0 千卡/厘米²·月。

中国近海辐射平衡年总量变化在 $92\text{--}128$ 千卡/厘米²·年间,以黄海北部最小,黄海南部最大,四季均为正值,变化在 $0.6\text{--}14.2$ 千卡/厘米²·月间。

四、结 语

本文简要介绍了西北太平洋辐射平衡气候学的计算方法,在计算中对云的影响函数 $f(n)$ 和反照率 A 的确定上作了两点改进。在此基础上计算分析了西北太平洋辐射平衡及其分量的时空特征。结果表明,时空分布的基本形态与西北太平洋的气候特征是相一致的,特别是反映出对季风气候特征的响应。

此外,我们还将该海区的计算与布德科 1975 年海洋辐射平衡计算分析工作^[2]作了比较。以 A 表示我们的计算, B 为布德科的计算(单位为千卡/厘米²·年)从下表可知结果相当一致。

纬度	$0^{\circ}\text{--}10^{\circ}$	$10^{\circ}\text{--}20^{\circ}$	$20^{\circ}\text{--}30^{\circ}$	$30^{\circ}\text{--}40^{\circ}$
A	126	124	112	90
B	124	121	111	90

参 考 文 献

- [1] 布德科, M. U., 1956。地表热量平衡(李怀瑾译, 1960 年出版)。科学出版社, 第 246 页。
- [2] 布德科, M. U., 1978。地球热量平衡(沈钟译, 1980 年出版)。气象出版社, 第 40 页。
- [3] 康德拉捷夫, K. Я., 1954。太阳辐射能(李怀瑾等译, 1962 年出版)。科学出版社, 第 461—506 页。
- [4] Kondratyev, K. Ya., 1972. Radiation Processes in the Atmosphere. UNWNO pp.17—89.
- [5] Sadler, J. C., L. Oda and B. J. Kilonsky, 1976. Pacific Ocean Cloudiness from Satellite Observations. Department of Meteorology University of Hawaii. p. 137.
- [6] Бортковский, Р. С., 1971. расчет турбулентных потоков тепла, влаги и количества движения над морем по данным судовых измерений. *метеорол. и гидрал.* **3**:93—98.
- [7] Гирдюк, Г. В. и Т. В. Киримова, 1974. Методика расчета составляющих Радиационного баланса поверхности океана. *метеороло. и гидрол.* **12**:63—69.

SPACE-TIME CHARACTERISTICS OF RADIATION BALANCE OVER THE NORTHWEST PACIFIC

Chen Yongshen, Li Kerang and Sha Wanyin

(*Institute of Geography, Academia Sinica, Beijing*)

ABSTRACT

Based on the Budyko's method and the data from 1958—1970, the authers computed and analysed the components of the radiation balance over the northwest pacific.

In the present paper the method used was improved in two points. In computing the balance of radiant energy at the sea-surface, the traditional experience formula was abandoned and coefficient of cloud cover was adopted. In calculating the albedo of sea surface and coefficient of cloud cover, the angle of noon sun's altitude and sea state were considered.

In this paper, the authers computed the total radiation, the absorbed radiation, the effective outgoing radiation and the radiation balance at the sea surface respectively. The space-time characteristics of the radiation balance components were also discussed.