

## 第五讲 OLR 反演热带

## 散度风及垂直环流

蒋尚城

(北京大学地球物理系, 100871)

热带地区常规观测资料稀少, 而且由于那里盛行对流活动, 非地转运动较强, 风的辐散分量不仅可以和旋转分量相比, 甚至还可以超过旋转部分。常规风的观测其辐散分量往往比实际的偏小, 因而如何利用卫星观测改善低纬数值预报中的初始场, 是数值业务预报的一个重要课题。另一方面, 由于辐散风场实际上反映了垂直环流, 而精确的热带纬向环流(如 Walker 环流)及经向环流(如 Hadley 环流)及其变化的测得, 是了解大气环流的演变及气候异常的必要前提。卫星观测的 OLR 能很好地反映热带大气的水平辐散风场和垂直运动场, 所以利用 OLR 资料反演热带散度风场及其垂直环流无论对于改善数值预报的初始场还是研究热带大气环流及气候异常都有着重要的意义。本讲介绍利用 OLR 资料反演热带辐散风场、垂直环流场的方法及其应用研究成果。

## 1 OLR 计算热带速度势场及散度风场

Julian<sup>[1]</sup>在他的热带客观分析方案中, 首先提出了一种由卫星资料反演散度场的计算方案。在此计算方案中, 将风场分离为旋转分量和辐散分量, 并由卫星观测的相当黑体温度(可以由 OLR 直接计算)反演为各层相应的网格点的散度值, 然后再由散度与速度势的关系式

$$\nabla^2 \chi = -D \quad (1)$$

式中,  $D$  为散度,  $\chi$  为速度势。速度势高值区代表辐散区, 低值区代表辐合区, 辐散风由高位势吹向低位势。

用迭代法求解式(1)中的速度势  $\chi$ 。求解时第一次假设边界上速度势为零, 解上述方程得到第一近似值  $\chi'$ , 根据区域内部的  $\chi'$  场外推出非零  $\chi$  值, 再求解上式, 直到速度势趋于平稳。根据所求出的速度势  $\chi$ , 再利用式(2)、(3)求出辐散风分量  $u_x, v_x$

$$u_x = -\frac{1}{a \cos \varphi} \cdot \frac{\partial \chi}{\partial \lambda} \quad (2)$$

$$v_x = -\frac{1}{a} \cdot \frac{\partial \chi}{\partial \varphi} \quad (3)$$

附表即是 Julian 制作的卫星的相当黑体温度和散度的转换方案。它是基于大量热带地区散度、涡度和垂直速度廓线与降水雷达回波和卫星资料统计分析的结果而得的。

Krishnamurti<sup>[2]</sup>应用统计方法, 提出了一个热带地区的 OLR 反演为 200hPa 层散度的经验统计公式。Krishnamurti 用了 FGGE 年 ECMWF II<sub>a</sub> 资料中的 35 个例子, 对风场和 OLR 场都进行球谐展开。对纬向波数  $J=1, 2, 3, \dots, 12$  不同的截断波数分别进行相关统计分析, 发现  $J=8$  时  $\nabla^2 \chi$  和 OLR 及 OLR 的拉普拉斯相关最好, 相关系数高达 0.76。通过多元线性回归得到的波数为 8 的热带地区 OLR 转换为 200hPa 散度的计算公式:

$$D_8 = -\nabla^2 \chi = 0.2814 \times 10^{-7} R - 0.2036 \times 10^5 \nabla^2 R - 0.7069 \times 10^{-5} \quad (4)$$

其中  $R$  为 OLR 值, 单位为  $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,  $D_8$  是 200hPa 散度, 单位为  $\text{s}^{-1}$ 。此式适用于 30°S—

30°N, 用于中尺度与大尺度系统分析。由 OLR 根据上式求出的散度同样可以利用式 (1)–(3) 求出 200hPa 上的速度势  $\chi$  和辐散风  $u_\chi, v_\chi$ 。

附表 卫星的相当黑体温度( $T_{BB}/K$ )与散度场( $10^{-6} \cdot \text{s}^{-1}$ )的转换方案

$T_{BB}/K$	P/hPa											
	150	200	250	300	400	500	600	700	800	850	900	950
210	40	29	20	8	0	-2	-4	-6	-10	-12	-15	-22
215	38	30	22	10	0	-2	-4	-6	-12	-14	-17	-22
220	30	40	28	14	0	-2	-3	-5	-13	-18	-20	-23
225	23	35	40	16	2	0	-2	-5	-16	-21	-25	-26
230	20	27	29	20	8	0	-1	-4	-12	-20	-24	-25
235	10	14	18	13	6	0	-1	-2	-8	-10	-14	-16
240	3	7	10	8	5	0	0	-1	+3	-7	-8	-10
245	1	4	4	3	3	0	0	-1	-1	-3	-4	-5
250	0	3	3	0	0	0	0	0	0	0	0	-3
255	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
260	-2	-2	-1	0	0	0	0	0	0	0	1	2
265	-4	-3	-1	0	0	0	0	0	0	0	2	3
270	-8	-7	-4	-1	0	0	0	1	2	2	3	5
275	-14	-12	-6	-2	0	0	0	2	4	5	6	8
280	-18	-15	-8	-2	0	0	0	4	5	6	8	9

## 2 热带纬向及经向垂直环流的反演

利用 OLR 资料求出的辐散风分量可以进一步推算纬向和经向的垂直环流。其方法有两种: 一是利用 Julian 方法得到 850hPa 和 200hPa 上下两层的辐散风, 用  $D_u$  和  $D_v$  分别表示纬向和经向风的散度:

$$D_u = \frac{\partial u_\chi}{\partial x} = \frac{\partial^2 \chi}{a^2 \cos^2 \varphi \partial \lambda^2} \quad (5)$$

$$D_v = \frac{\partial v_\chi}{\partial y} = -\frac{1}{a} \frac{\partial^2 \chi}{\partial \varphi^2} \quad (6)$$

对于 Julian 方案, 可用高低空两层的辐散差及其气压差的乘积近似地表示其平均垂直速度, 以  $\bar{\omega}_v$  表示平均经向环流的垂直速度,  $\bar{\omega}_u$  表示平均纬向环流的垂直速度。

$$\bar{\omega}_v = (D_{u850} - D_{u200}) \cdot \Delta p / 2 \quad (7)$$

$$\bar{\omega}_u = (D_{v850} - D_{v200}) \cdot \Delta p / 2 \quad (8)$$

式中,  $\Delta p = 850 - 200(\text{hPa})$ 。

对于 Krishnamurti 方案则只求 200hPa 的散度  $D_u$  和  $D_v$ , 如求两个纬度(经度)  $y_1, y_2$  ( $x_1, x_2$ ) 之间的平均垂直环流, 则

$$D_u = \frac{1}{y_2 - y_1} \int_{y_1}^{y_2} \frac{\partial u_\chi}{\partial x} dy \quad (9)$$

$$D_v = \frac{1}{x_2 - x_1} \int_{x_1}^{x_2} \frac{\partial v_\chi}{\partial y} dx \quad (10)$$

由于热带 200hPa 散度和垂直速度有密切关系, 200hPa 辐散对应为上升运动, 辐合对应为下沉运动, 用  $D_u$  和  $D_v$  的极大和极小值分别对应辐散(上升)和辐合(下沉)中心。

故可用  $D_v$  和  $D_u$  直接推算纬向和经向垂直环流的上升和下沉支。

### 3 OLR 计算的速度势场与实测风计算的结果比较

谢安、白人海<sup>[3]</sup>曾用 1980 年 1 月 1—31 日的 EC 实测风场资料与对应时刻 OLR 计算的速度势场进行相关统计, 得到的相关系数分布图及纬向平均的曲线分布如图 1 所示。可以看出这两种资料所反映的辐散流场在北半球中纬地区的变化趋势比较一致, 平

均相关系数达 0.4 以上。在江淮流域的中下游、南亚地区及孟加拉湾和阿拉伯海、地中海的南部地区这两种速度势有较好的相关。从长江下游经日本一直向东也是高相关区。在低纬和南半球, 则相关性较差, 相关系数一般都小于 0.20。在西北太平洋的热带地区甚至出现大片负相关区, 亦即两种资料计算的速度势相关程度中纬比热带好, 北半球比南半球好, 陆地比海洋好。这正好说明常规资料的数量与质量状况。

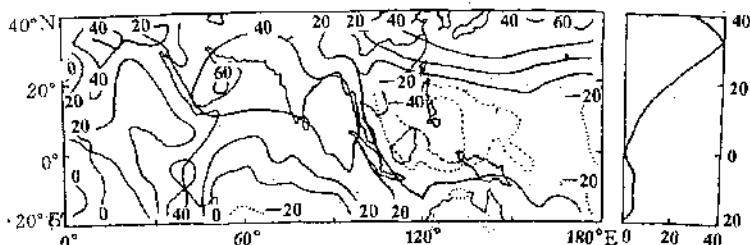


图 1 EC 和 OLR 资料的 850hPa 速度势场的相关系数分布和纬向平均(1980 年 1 月)

张永生、蒋尚城<sup>[4]</sup>用 OLR 资料分别以 Julian 和 Krishnamurti 的换算表和式(4)反演的散度而计算的速度势(以 ODJ 和 ODK 表示)和 EC 实测风计算的速度势(ECD 表示)用月、候、日平均资料进行了试验比较。图 2 为 1979 年 1 月的 200hPa 速度势 ODJ、ODK 和 ECD 3 种计算结果的比较。从数量级看均在  $10^5 - 10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$  之间。ODJ 的结果(图 2a)要比 ODK(图 2b)大而光滑, 但两者相对形势很一致, 说明用 OLR 资料分析热带环流形势时, 这两种方案的效果差不多。用 OLR 资料反演的结果 ODJ 和 ODK 与风场计算结果 ECD(图 2c)相比较, 沿赤道向东, 非洲南部( $15^\circ\text{S}-0^\circ, 20-40^\circ\text{E}$ )的辐散区, 东太平洋( $15^\circ\text{S}-0^\circ, 30-80^\circ\text{W}$ )的辐合区都很一致。差别较大的地方主要是在太平洋自界线附近和青藏高原, ODJ 和 ODK 的计算结果显示自界线以西赤道南侧有高值中心, 对

应为辐散区和强烈上升运动区, 而在 ECD 上该上升中心位于自界线以东, 约偏东 30 个经度。从 1979 年 1 月 OLR 的平均图<sup>[5]</sup>可以看出, 偏西的中心对应为  $180\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$  的低中心, 偏东的则为  $220\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。显然西边的对流强度远大于东部的。由于低纬洋面风场资料稀少, 卫星观测结果应比 EC 结果更为可靠。但在青藏高原上, ODJ 和 ODK 均为大值区, 对应为上升区, 而 ECD 则为低值区, 对应为下沉区。这种相反结果显然是青藏高原的特殊地形影响所决定的。青藏高原的低 OLR (高速度势)是由于冬季高原下垫面的降温所致。实际上高原应为下沉区。所以 OLR 反演出来的上升区是明显不对的。从 1993 年 1 月 1—5 日候平均的试验结果(图略), 可以看出南美和非洲大陆上的辐散中心三者都比较一致, 但在西太平洋和中太平洋, ODJ 和 ODK 都有一个强的辐散中心, 而在 ECD 上却不明

显。此外，在沿 $30^{\circ}\text{N}$ 的副热带纬圈上，ECD 上有 5 对正负相间的系统，反映了副热带流场波动（槽前上升，槽后下沉）的特点。ODJ 和 ODK 上虽也反映出这种大气波动的特点，但波数少、强度弱，说明卫星资料不能捕捉该地区大气运动的细节。在低纬菲律宾以东洋面上（ $130\text{--}160^{\circ}\text{E}$ ,  $0\text{--}25^{\circ}\text{N}$ ）差异较大：ECD 为一高脊（上升区），而 ODK 和 ODJ 则为低值区（下沉区）。这种反相关现象与前面给出的谢安等的 1980 年 1 月的统计结果很

一致。事实上这里应为副高的下沉区，卫星观测是正确的，ECD 结果应当修正。

日平均资料试验也有类似的结果。总之，用 OLR 反演的速度势场在低纬洋面上比 EC 资料更为可靠。用 EC 风场资料计算的结果必须用 OLR 资料计算的结果进行校验和订正。而在中纬地区和冬季的青藏高原（夏季情形，有待于进一步试验）地区，EC 风场的计算结果较 OLR 资料更为可信，这正反映了卫星与常规观测资料各自的优缺点。

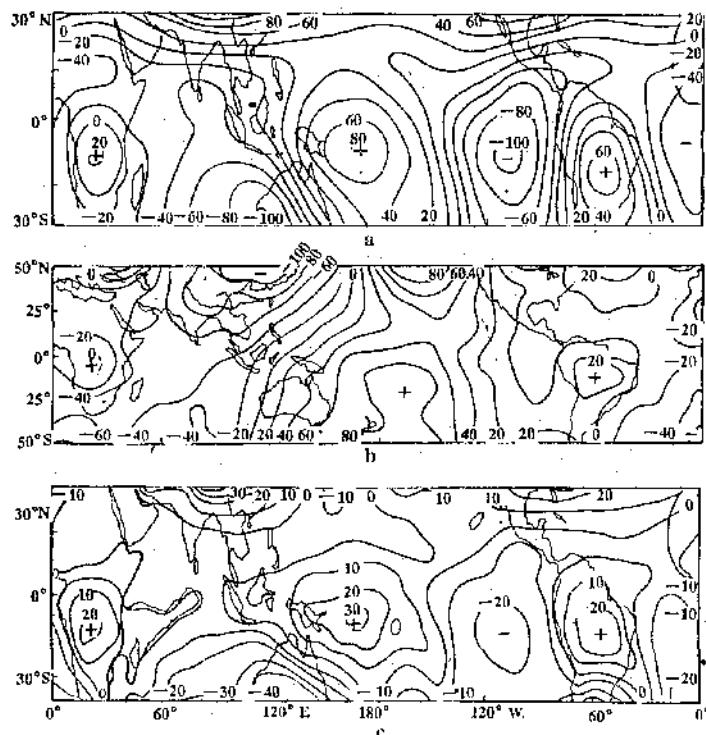


图 2 3 种方案计算的 200hPa 速度势场比较

a. ODJ b. ODK c. ECD

#### 4 OLR 反演的热带速度势场和赤道纬向垂直环流

##### 4.1 全球热带 200hPa 速度势和辐散风场的气候学特征

低纬度的速度势场决定了热带环流，Krishnamurti<sup>[5,7]</sup>在 70 年代初就用个别年的

风场资料计算了热带地区的速度势场和东西向垂直环流。丁一汇等<sup>[8]</sup>利用 NMC 的热带风场资料（1968—1980 年），计算了夏半年气候平均的速度势场和辐散环流。鉴于实测风场在低纬计算的速度势场有上节谈到的一些问题，卫星资料可以弥补常规资料的不足，用

OLR 资料计算一套热带地区各月平均的速度势和辐散风图十分必要。为此,我们<sup>[9]</sup>用 1974 年 6 月—1990 年 1 月(除 1978 年 3—12 月)近 15 年的 OLR 资料,用 Julian 的反演方案作了全球热带地区 1—12 月逐月的平均速度势和辐散风图。图 3 给出了其中的 1、4、7、10 月平均图,以分析其季节变化特征。

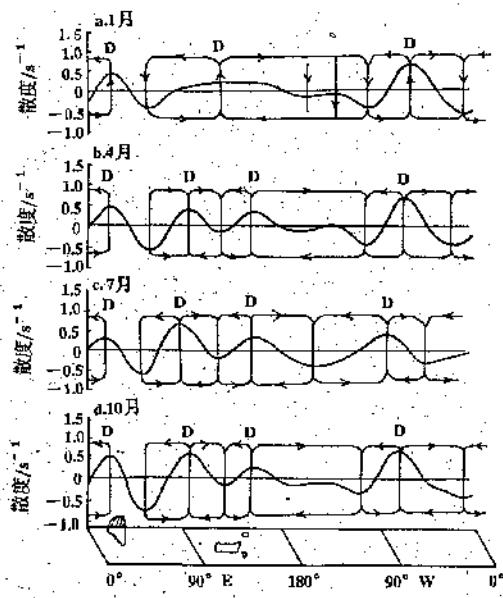


图 3 OLR 反演的热带地区 200hPa 气候平均的速度势和辐散风图  
a. 1 月, b. 4 月, c. 7 月, d. 10 月

由图 3 可以看出,全球热带大气辐散中心在陆地上主要在赤道非洲和南美洲,海洋上是在东印度洋—加里曼丹以及西太平洋地区。相对而言,赤道非洲中部和南美洲的辐散中心比较稳定,而东印度洋—加里曼丹和西太平洋的辐散中心季节变化明显。1 月这两个区的辐散中心合并,但强中心在西太平洋;4 月以 120°E 为界,赤道附近明显分为两个中心,西部的中心强度增加到可以和东部的中心相比;7 月,两个辐散中心继续分离,东印度洋—加里曼丹区域中心强度增至最大,位置也北跃到孟加拉湾的东北部,而在西太

平洋区看不出明显的辐散中心;到 10 月西部孟加拉湾的辐散中心南退到北苏门答腊,强度减弱,而东部辐散中心又开始恢复。即这两个地区的辐散中心有明显的季节性东西振荡。另一方面,从 4 个辐散中心位置变化的年循环(图略)看,有两个地区变化最大。一是东印度洋—加里曼丹区。从 4—5 月,辐散中心离开赤道跳到北半球马六甲海峡,强度也增加到大于西太平洋的中心;5—6 月继续北移到安达曼海;7 月北移到 16°N 缅甸西南端;8 月停留少动;9 月又急速南落到 9°N 附近;10 月又回到马六甲海峡。从 4—8 月经向位移达 16 个纬度。从春到夏剧烈的季节北移以及从夏到秋的急速南落,显然与南亚季风的爆发、北进和南撤密切相关。另一显著经向位移的是南美辐散中心。1—5 月由 7.5°S 逐渐北移过赤道到 2°N,5—6 月西北行到巴拿马湾,6—7 月向西偏北方移到东北太平洋 12.5°N 附近,8、9 月份南移少动,9—10 月又急速南退到南美大陆,到 12 月移到原来 1 月的位置。冬夏的季节位移达 25 个纬度。这种变化显然是与东北太平洋上夏季飓风的频繁活动有关。西太平洋大气辐散中心,除 6—9 月虽有较强辐散,但未形成明显中心外,1—5 月和 10—12 月辐散中心只在 0—5°S 附近微弱振荡。而在非洲,1—7 月辐散中心由 10°S 向北略偏西移过赤道,7—12 月又回到 10°S,主要是在大陆上作南北的季节振荡。

过去不同作者根据风场资料计算的热带洋面上的大气辐散中心的位置结果差别很大。Vander Boogard<sup>[10]</sup>用几年台站资料直接计算了速度势场得到夏季辐散中心位置在中南半岛上空。丁一汇等<sup>[8]</sup>用 NMC 热带风场资料(1968—1980 年)计算出 7、8 月的辐散中心是在菲律宾的东海岸(18°N, 130°E)附近。中央气象台<sup>[11]</sup>用 EC 资料(1980—1987 年)计算的 7 月 200hPa 强辐散中心是在 10°

N,95°E附近,我们<sup>[9]</sup>用15年的卫星观测的OLR所计算的7月强辐散中心是在孟加拉湾附近(15°N,95°E),比中央台约偏北5个纬度。李维亮<sup>[12]</sup>指出夏季(7月)大气热源中心是在孟加拉湾北岸,且在孟加拉湾东北部上升最强。这都说明了夏季热带洋面上的强辐散中心位于孟加拉湾附近这一结果较为可靠。OLR计算的气候平均的速度势和辐散风场图可以作为分析热带大气环流的重要参考。

#### 4.2 全球赤道(10°S—10°N)地区的东西向垂直环流的气候学特征

我们在用OLR计算全球热带的气候平

均速度势场和辐散风的基础上,又计算了1—12月全球赤道(沿10°S—10°N纬度带平均)每隔2.5经度上的200hPa上的 $D_u$ 和 $D_v$ ,从而推出全球逐月平均的赤道纬向垂直环流图。图4即为其中的1、4、7、10月的平均纬向垂直环流示意图。图中实线是 $D_u$ 随经度变化曲线。正、负中心分别为上升、下沉中心,由图4可以看出赤道纬向垂直环流的四季变化与图3的水平速度势及辐散风变化很一致。即冬季全球200hPa赤道地区有3个辐散中心对应着3个上升支,南美及非洲大陆各有一支,另一支在西太平洋上,那里的上升

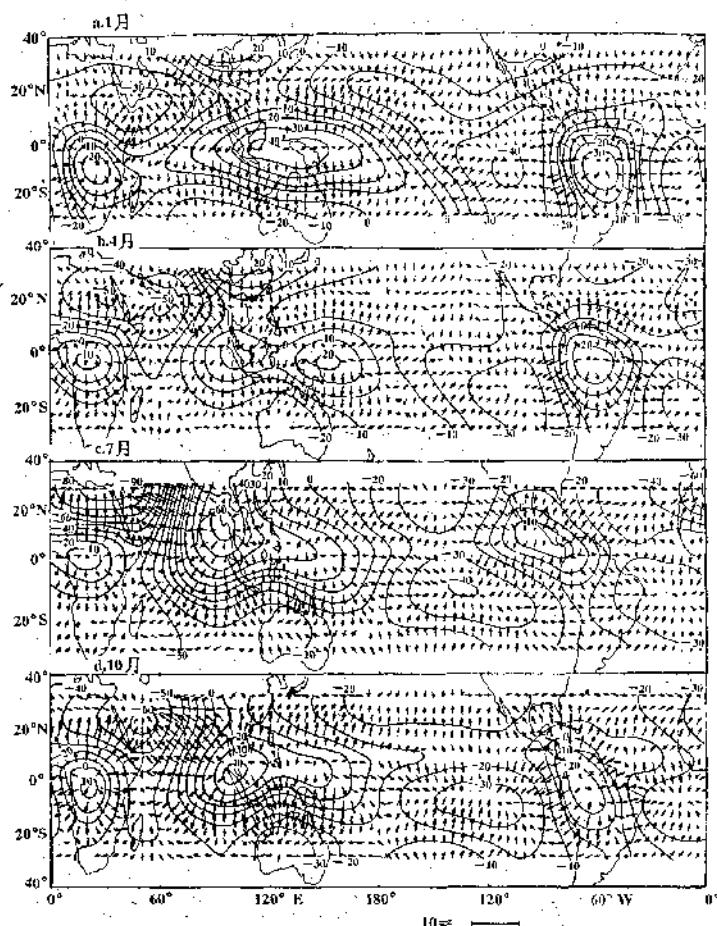


图4 赤道附近平均纬向垂直环流图

(1974年6月—1994年1月)

弱而区域宽广，在东太平洋则有大范围的下沉区。故在冬季赤道地区上空有3个辐散中心相应有3对纬向垂直环流圈，其中规模最大的一个即是在西太平洋上升，东太平洋下沉的所谓 Walker 环流圈。一年之中，南美及非洲大陆上的辐散中心及相应的垂直环流圈变化最小，有点类似于驻波性质。变化最大的是 Walker 环流。1—4月，西太平洋辐散中心分裂为东西两个，从而出现两个上升支，使环流圈增多，距离缩小；4—7月，这两个上升支又反向而行，东太平洋下沉支向西移动，从而使西部环流圈变大，东部缩小；7—10月这两个辐散中心又相向而行，东部的下沉支向东移动，从而使西部的环流圈缩小，东部的变大；10—1月，两个上升支合并，恢复成单一的 Walker 环流圈，亦即  $90^{\circ}\text{E}$ — $90^{\circ}\text{W}$  赤道太平洋上辐散中心（上升支）和相应的纬向环流圈有分裂—扩展（指西部环流圈，东部相反，下同）—缩小—合并—分裂的年循环规律。尽管西部环流圈的上升支可以有分裂、移动与合并等变化，但就气候平均而言都不会越过日界线。卫星观测揭示了赤道纬向环流重要的气候学特征及其季节变化的细节。特别有意思的是当厄尔尼诺全球气候异常时期，其西部的上升支才会越过日界线东移，并在原地的辐散中心又进一步分裂，造成环流圈增多的异常现象（见第三讲图 6）。这种赤道

纬向环流圈的气候学特征及其异常的动力学成因是非常值得进一步研究的。

## 参考文献

- 1 Julian, P. K. Objective analysis in the tropics, a proposed scheme. *Mon. Wea. Rev.*, 1966, 112, 1752—1767.
- 2 Krishnamurti, T. N., and S. Low-Nam. On the relationship between the OLR and divergent circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1986, 64, 709—719.
- 3 谢安、白人海. 卫星 OLR 资料在低纬风场中的应用. 气象学报, 1983, 51(2): 220—226.
- 4 张永生、蒋尚城. OLR 对热带散度风场的反演试验(送应用气象学报).
- 5 蒋尚城、朱亚芬. OLR 的应用和图集. 1990, 141, 北京大学出版社.
- 6 Krishnamurti, T. N. Tropical east-west circulation during the Northern summer. *J. Atmo. Sci.*, 1971, 28, 1342—1347.
- 7 Krishnamurti, T. N. Tropical east-west circulations during the northern winter. *J. Atmo. Sci.*, 1973, 30, 780—787.
- 8 丁一汇等. 全球热带和副热带 200hPa 平均辐散环流研究. 气象学报, 1987, 45(1): 120—127.
- 9 蒋尚城、杨沫群. 卫星观测的热带 200hPa 水平辐散环流和纬向垂直环流的气候学特征(待发表).
- 10 Van der Bogard and Henry. The mean circulation of the tropical and subtropical atmosphere. July NCAR, Tech Note, Sept. 1977.
- 11 中央气象台. 全球热带地区平均环流图集. 1988, 28, 北京: 气象出版社.
- 12 李维亮等. 亚洲上空夏季平均环流的结构及其热源分析. 气象学报, 1983, 41(1): 43—54.