

# 1982年8月—1983年7月西太平洋及其 邻近地区的大气加热场特征\*

姚 兰 昌\*\*

(中国科学院兰州高原大气物理研究所)

## 提 要

本文用月平均资料详细地计算了强厄尔尼诺时期(1982年8月—1983年7月)西太平洋及其邻近地区的大气加热场。结果表明:(1)西太平洋、太平洋中部赤道及其热带全年是一个范围大、强度强的热源区,而上述热源区北、南两侧的副热带则为大范围的冷源区。我国南海也有一个较强的热源区。赤道热源带的南移和加强是厄尔尼诺时期的一个重要特征;(2)各月大气加热场的分布特征可分为冬春和夏秋两类;(3)总加热率的月际变化明显,且有2次显著的增热过程。

## 一、引 言

众所周知,1982—1983年在赤道东太平洋上出现了历史上最强的一次厄尔尼诺现象,这个现象的发生发展及其可能产生的后果引起人们的关注,尤其它与大气环流和我国天气气候的联系,许多学者从多方面进行过研究<sup>[1-3]</sup>。但这次事件在西太平洋热带海域的加热场上是否有所反映尚不清楚。现在已知,1982—1983年的厄尔尼诺过程是从1982年5月开始,8月已逐渐明显,到1983年秋季结束。本文则选取1982年8月至1983年7月时段,详细地计算了各月西太平洋及其邻近地区整层气柱的辐射收支和热量收支。给出该地大气冷热源的时空分布、强度及其变化,间接比较了该年加热场与常年平均的差异,分析了总加热的月际变化和大气热量得失的形成因子。以便了解西太平洋地区在强厄尔尼诺时期大气的实际加热状况,为该地区热带环流年变物理机制和数值预报的研究提供一个加热场背景。

## 二、计 算 方 法

对大气加热场本文直接利用公式<sup>[4-7]</sup>分别计算出整层气柱的各个辐射和热量分量:感热( $Q_sT$ )、降水潜热(LRT)、有效辐射(FT)、大气顶逸出辐射(OFUT)、长波净放射( $SFT = FT - OFUT$ )、短波吸收(SRT)和大气辐射差额( $FRT = SRT + SFT$ ),并按下式求得总加热量:

$$SUMT = Q_sT + LRT - FRT \quad (1)$$

从海表至100 hPa共计算9层次,范围为 $20^\circ S - 30^\circ N, 100^\circ E - 140^\circ W$ ,所用资料取自世界和国内的月平均气候资料以及同期网格点( $5 \times 5$ )上的海温、气温、风速和云量等资

\* 本文于1989年8月26日收到,1990年4月12日收到修改稿。

\*\* 陈天宁、蔡英参加了部份资料的统计和计算工作。

料。上述各量的精确度文献[6,7]和1)中已有论述,其主要量值与一些工作<sup>[7-9],1)</sup>也做过对比。本文仅讨论整层气柱的总加热和各量的收支,垂直方向上的冷热源分布留待以后分析。为了方便,本文一律用各热量相应的变温率来表述。

### 三、大气加热场特征

按上述方法我们计算了1982年8月至1983年7月共12个月的大气加热场。限于篇幅,本文仅给出12个月的平均(以下称年平均)及其中1,7和10月的分布图。

#### 1. 年平均加热场

由图1可见,西太平洋、太平洋中部赤道及其热带海域全年是一个范围大、强度强的热源区。加热中心分别出现在西太平洋和南太平洋中部热带,年平均加热强度大致与孟加拉湾相当,比青藏高原主体要大不少<sup>[5-6]</sup>。这个热源区与同期赤道低压带(图略)的区域是对应的。而上述热源区的南、北两侧的副热带则为大范围的冷源区。从地面气压场上看,它们又分别与南、北太平洋副热带高压区域对应。北侧的冷源强度(中心为 $-0.7^{\circ}\text{C}/\text{d}$ )比南侧( $-0.5^{\circ}\text{C}/\text{d}$ )稍强。

我国南海南部一带也有独立的热源中心,其强度大致与西太平洋热带相当。我国东部沿海至日本西南部海域也是一个强热源区。

由于没有多年平均的加热场资料,因此该年与常年的距平情况无法给出。我们知道,降水量的增长表明上空有大量凝结潜热的释放,随之也影响着总加热的变化。因此,我们利用降水距平(下同)也可以推测出加热作用的大致情况。图2是1982年8月至1983年7月的年平均降水量分布(图中虚线为距平分布)。从该图可看到,降水量的分布区域与图1分布十分相似,主要的降水中心与大气加热中心都一一对应。该年的降水分布与常年(1978—1987年)的主要不同在于,常年强降水区的地理位置位于西太平洋赤道及其偏西偏北一带(中心在 $8^{\circ}\text{N}, 135^{\circ}\text{E}$ )。距平图上也可看见该海域为负距平区(中心达 $-112\text{mm}$ )。而正距平主要出现在赤道上及其以南一侧,表明1982—1983年的强降水区主要分布于西太平洋、太平洋中部赤道及其热带和南太平洋中部热带的广阔洋面上,整个降水区明显比常年偏南偏东。另外,上述地区有多个正距平中心,其值相当可观,如奥托那( $10^{\circ}\text{S}, 139^{\circ}\text{W}$ )高达 $255\text{mm}$ ,且在南太平洋中部热带至奥托那一带出现最强中心,年降水总量达 $4277-4500\text{mm}$ ,约比常年猛增1—3倍。由此可推测该年上述地区的加热作用比常年显著,分布区域也较偏南偏东。另外,日本西南部至广东沿海也为正距平区,表明该年降水比常年明显增多,日本西南部海域甚至增多 $1000\text{mm}$ 以上,因而热源显著增强;而菲律宾和印尼一带为大片负距平,尤其菲律宾的年降水总量比常年减少 $1000\text{mm}$ 左右,因而此地的热量得失十分异常,乃至三宝颜( $7^{\circ}\text{N}, 122^{\circ}\text{E}$ )一带变为冷源,印尼一带的降水量比常年也少许多,热源也较弱。

引人注意的是,1986—1987年也发生了中等偏强的厄尔尼诺,该年(1986年8月—1987年7月)的降水量分布(图略)与1982—1983年也大致相似。但该年的最强降水区则位于赤道以北(中心在 $5^{\circ}\text{N}, 155^{\circ}\text{E}$ ),与常年相比强降水区的分布区域也偏南偏东;此外,西

1) 姚兰昌, 1986年10—12月西太平洋热带及其邻近地区大气加热场分析(《高原气象》即将发表)

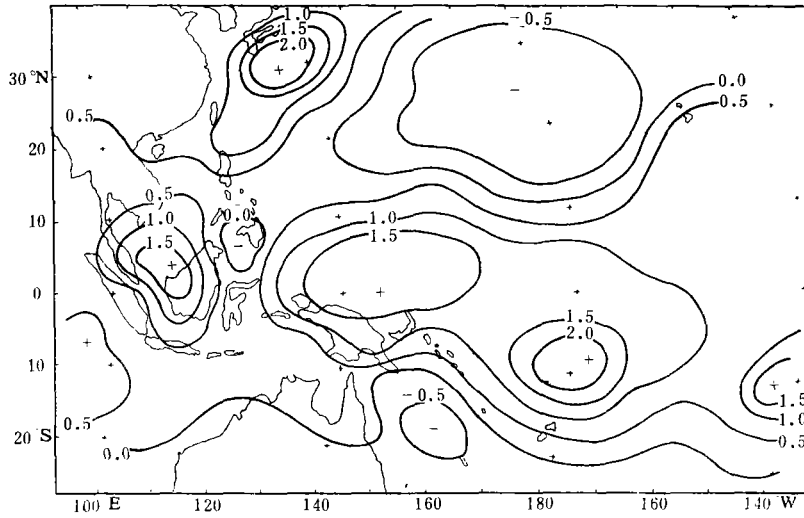


图1 1982年8月—1983年7月年平均总加热率分布( $^{\circ}\text{C}/\text{d}$ ), (+为热源, -为冷源)

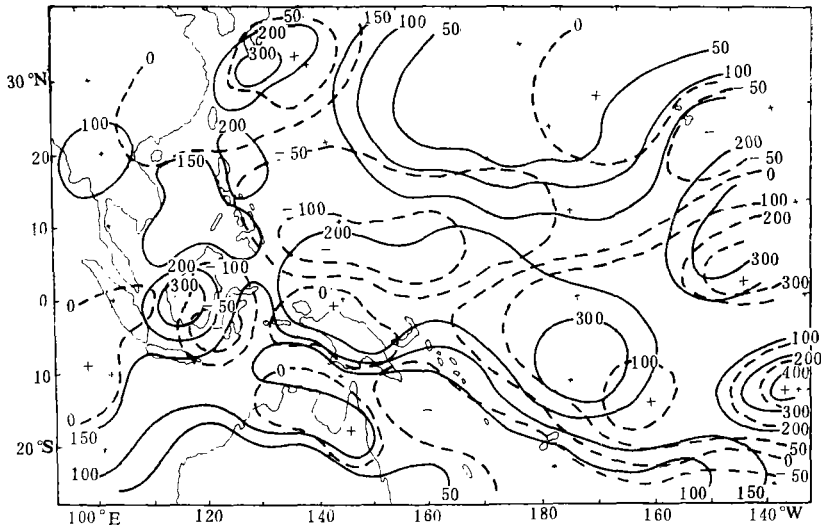


图2 1982年8月—1983年7月年平均降水分布(实线为降水量(mm),虚线为距平分布)

太平洋、太平洋中部赤道及其热带的降水量比常年增加更多,甚至比1982—1983年同一地区增多1000 mm以上,显然该年的加热强度应该更强。看来,发生厄尔尼诺时期,西太平洋及邻近海域加热场的分布虽与常年大致相同,但热源加强区的分布区域和强度与常年的差别却很显著。

1982年8月—1983年7月各月大气加热场的变化其基本特征可分为冬春和夏秋季二类。1—5月赤道热源带位于赤道之南,这是冬春季的明显特征,其余各月热源带位于赤道以北,这可作为夏秋情况。而决定其分布的主要因子是赤道低压系统的季节性移动。

下面分述冬春(1,4月为代表)和夏秋(7,10月为代表)季加热场的时空分布特征。

## 2. 冬春季

由图 3 a 可见,太平洋上低纬地区的加热区主要出现在热赤道上及其南侧一带,加热中心成带状分布于西太平洋赤道、加里曼丹岛、南太平洋中部热带、奥托那和圣诞岛(2°

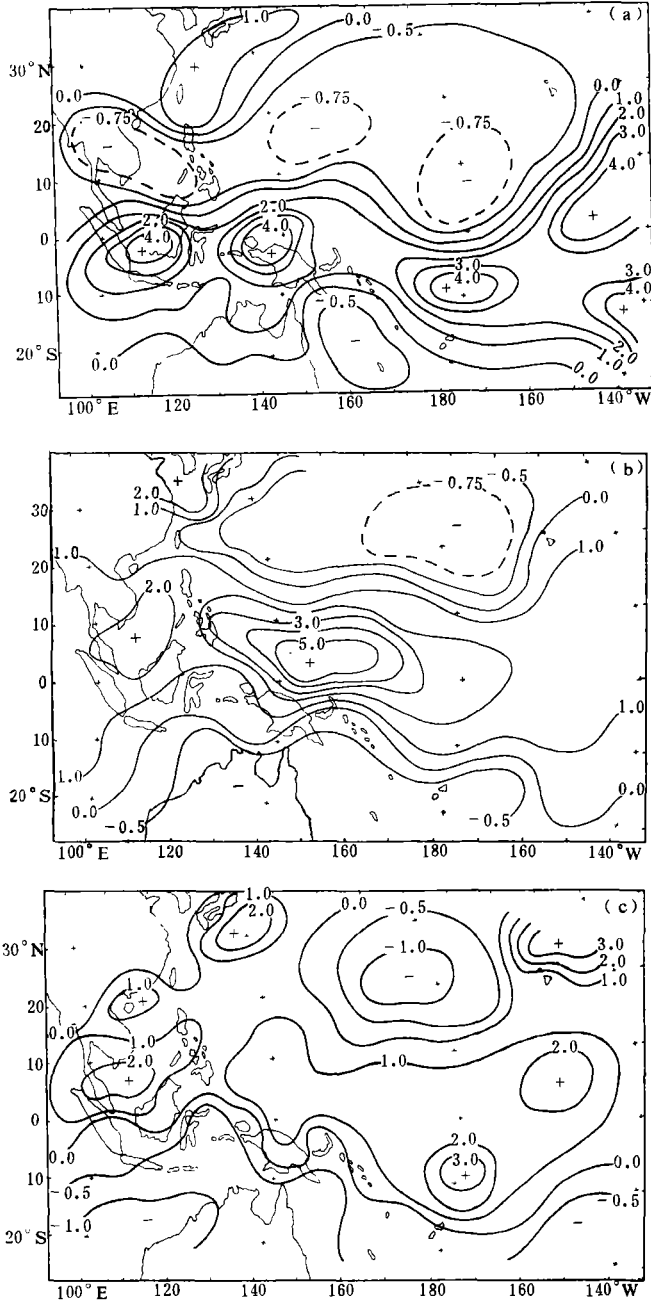


图 3 1983 年 1 月(a)、7 月(b)和 1982 年 10 月(c)总加热率分布  
(其他说明同图 1)

N, 157°W)一带, 中心强度分别达 6.0, 8.0, 5.2, 7.0 和 6.0°C/d。加热的最大轴线呈西偏北(150°E 以西约在 2°S)、东偏南(170°E 以东则在 8°S—10°S)。该热源带恰与云量图上(图 4 a)的多云区对应; 赤道热源带以北的北太平洋副热带折向西直至菲律宾中部和南海中北部的广阔洋面上为冷源区所控制。这个冷源带上出现了多个冷中心, 与此对应的云图上是一个个晴空少云区。1月该冷源带南移至全年的最南位置(约在 8°N), 但在换日线一带甚至可直达太平洋中部赤道; 澳大利亚北部及其西海岸的印度洋上为弱热源, 它与澳大利亚低压一致(图略), 但澳大利亚东海岸的太平洋上则为冷源区; 我国东海岸至日本西南部一带也是一个强热源区。

1月的降水量分布(图略)与图 3 a 也很相似, 与多年平均相比, 明显不同的是该年 1 月的强降水区分布较常年偏南。从距平图上(图略)可看到, 我国南海、西太平洋和太平洋

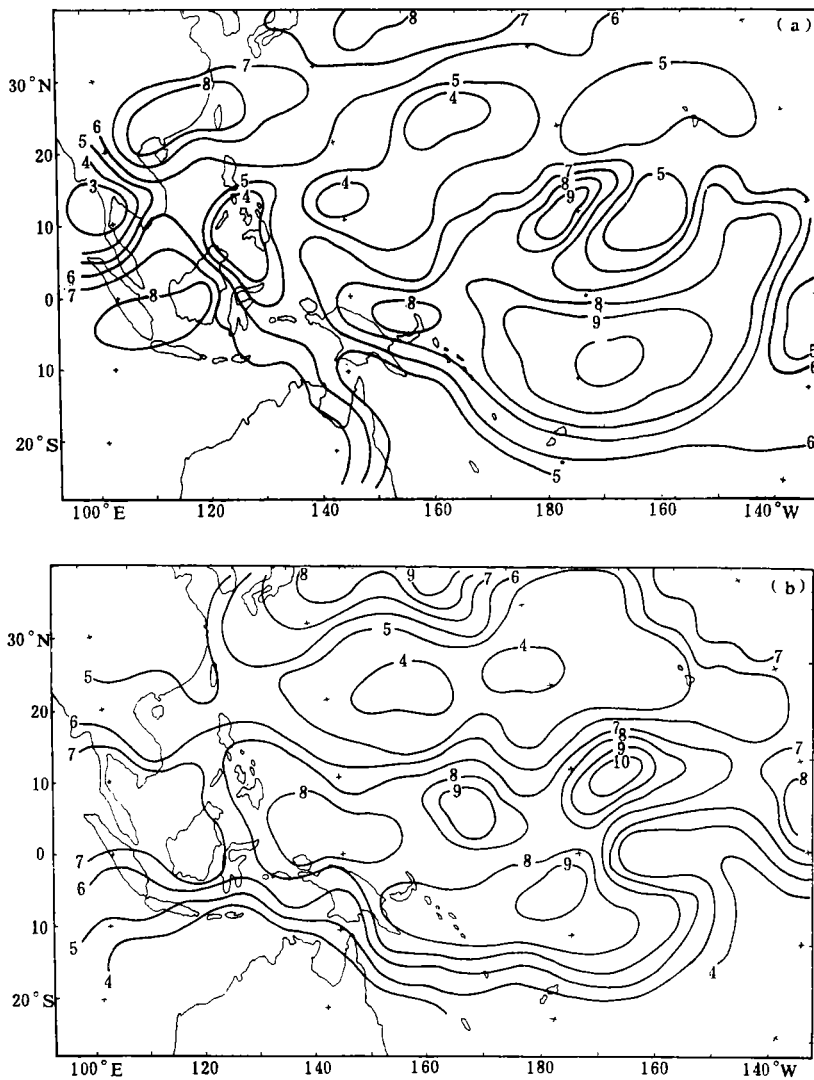


图 4 1983年1月(a)和7月(b)总云量分布(成)

中部为一带状分布的正距平区,最大正距平出现在太平洋中部赤道及其南北半球的热带一带,其值高达(年平均,下同)600—700 mm,表明上述地区的降水量甚至能达到多年平均值的10—20倍<sup>[1]</sup>,因此上述地区的大气加热强度可以肯定在常年之上。此外,日本西南部至我国沿海一带也有一个较强的正距平区,表明1983年1月的热源比常年明显增强很多。而赤道以北的副热带和澳大利亚北部及其东西两侧洋面上则为大范围的负距平区,其量值一般都在100—200 mm,因而该两地区的冷源也应该比常年强(或加热作用减弱)。

4月的加热场分布(图略)与1月的最大不同在于赤道以南的各加热中心强度迅速减弱,仅约为1月的1/3;南海南部的加热区更偏南偏西;太平洋中部赤道北侧的冷源区向北推进至8°N一带;澳大利亚北部3—5月出现了独立的热源中心。冬春季其他各月的分布与1,4月的分布区域也大致相似,所不同的是澳大利亚北部和南太平洋热带2—3月的热源显著增强(见表1)。

值得注意的是,西太平洋赤道以南和南海南部一带的热源区1—5月一直偏南且稳定少变,北太平洋副热带至南海中北部的冷源带也较偏南,热(冷)源区位置偏南的这种分布恰好对应我国1982年冬季华南和西南天气异常冷,1983年1—3月华南异常多雨<sup>[2-3]</sup>。从1—5月的云图上(图4a,其他略)也可看到我国华南一带始终为多云区所覆盖,反映在加热场上如广州2—3月出现了总加热均超过2.0°C/d的异常情况。最近我们又分析了1986—1987年西太平洋的大气加热场<sup>1)</sup>,发现该年冬春季西太平洋和南海南部的热源区又异常偏北,与1982—1983年形成鲜明的对照。而1986—1987年冬春我国江南、华南的天气则异常暖,干旱少雨<sup>[2]</sup>。很可能这种加热场分布直接制约着我国江南、华南冬春季的冷空气活动,乃至造成该地异常天气的出现。另外,南太平洋中部热带的热源1—3月也相当强(表1),直至5月北移与西太平洋热源合併连成一片。尤其奥托那1982年12月至1983年5月各月的加热异常地大,这与该地降水量比多年平均剧增4—10倍一致。至于圣诞岛一带1982年8月至1983年1月的加热异常也与西风异常,降水量猛增<sup>[1]</sup>有关。

### 3. 夏秋季

7月的分布图(图3b)与1,4月不同。此时热源带已北进至赤道以北,最大加热中心出现在西太平洋和北太平洋中部赤道和热带之间的5°N一带,比1,4月北移了约7个纬距,这与同期赤道低压带夏季向北推进一致。加热强度比4月强,与1月相近。云量图上(图4b)所看到的多云区也主要偏于赤道北侧。7月整个南海至印尼一带都是热源(事实上6月整个南海已转变为热源),原在加里曼丹的加热中心此时已移至南海中北部,北移了5—7个纬度,强度也比1,4月弱,云图上可看到密集多云区主要在赤道以北。

北太平洋副热带的冷源区,7月向北推进至15°N以北,范围比冬季小,强度稍强。冷中心位于20°N,175°W,比1月明显偏北。

赤道南侧副热带的冷源区,7月与1月相比也经历了移动和加强的过程。5月除澳大

1) 姚兰昌、蔡英,1982—1983年与1986—1987年西太平洋及其邻近地区大气加热场的差异变化分析(《高原气象》待发表)

表1 1982年8月—1983年7月大气热量平衡收支(°C/d)

地区	月 各分量	8	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7
		西太平洋赤道 5°N—5°S 130°E—155°E	LRT	1.26	0.86	0.83	1.32	2.34	3.29	2.88	2.74	2.41	2.85
	FT	0.48	0.49	0.46	0.45	0.43	0.42	0.44	0.44	0.43	0.42	0.44	0.44
	OFUT	2.36	2.34	2.35	2.35	2.36	2.34	2.34	2.34	2.34	2.34	2.36	2.33
	SRT	1.05	1.03	1.03	1.01	1.01	1.00	1.02	1.06	1.03	1.03	1.03	1.03
	FRT	0.83	0.82	0.86	0.89	0.92	0.92	0.88	0.84	0.88	0.89	0.89	0.86
	SUMT	0.53	0.08	0.01	0.51	1.49	2.49	2.08	1.98	1.63	2.02	1.80	1.46
西太平洋热带 5°N—15°N 130°E—155°E	LRT	2.42	2.95	2.11	1.50	1.81	0.63	0.15	0.56	0.55	0.81	2.03	3.81
	RFT	0.91	0.92	0.94	1.04	1.07	1.06	1.02	0.98	0.97	0.97	0.97	0.95
	SUMT	1.62	2.11	1.26	0.52	0.87	-0.24	-0.76	-0.33	-0.36	-0.25	1.19	2.96
太平洋中部赤道 5°N—5°S 155°E—180°	LRT	3.79	1.81	2.05	2.20	1.85	0.20	1.53	0.61	1.08	3.38	2.54	3.55
	FRT	0.93	0.87	0.90	0.95	0.99	1.02	0.95	0.95	0.95	0.92	1.02	1.01
	SUMT	3.18	0.91	1.33	1.57	0.94	-0.77	0.67	0.05	0.31	2.62	1.77	2.58
北太平洋中部热带 5°N—15°N 155°E—180°	LRT	3.65	4.43	1.81	3.06	1.95	0.28	0.26	0.20	0.32	0.41	2.30	3.84
	FRT	0.91	0.87	0.92	1.01	1.03	1.03	0.98	0.95	0.90	0.95	0.95	0.95
	SUMT	2.85	3.63	1.05	2.27	0.78	-0.61	-0.71	-0.66	-0.52	-0.50	2.44	2.88
南太平洋中部热带 5°S—18°S 170°E—165°W	LRT	2.80	1.56	2.06	3.42	1.21	2.77	2.10	3.77	1.47	1.35	0.77	0.74
	FRT	0.90	0.89	0.91	0.99	1.08	1.09	1.04	0.98	0.91	0.93	0.96	0.95
	SUMT	2.01	0.77	1.26	2.50	0.26	1.95	1.12	2.96	0.63	0.50	-0.10	-0.11
南海中北部 10°N—20°N 105°E—125°E	LRT	3.22	2.26	1.97	1.77	0.84	0.84	0.31	0.41	0.44	0.60	0.87	2.51
	FRT	0.89	1.00	1.02	1.07	1.05	1.06	1.03	0.93	0.96	0.94	0.98	0.89
	SUMT	2.39	1.29	0.94	0.81	0.05	-0.04	-0.62	-0.42	-0.54	-0.30	-0.07	1.73
南海南部 5°S—10°N 100°E—115°E	LRT	1.80	1.44	2.01	2.27	2.77	2.13	0.52	0.61	0.48	1.97	1.68	2.17
	FRT	0.84	0.86	0.85	0.91	0.96	0.97	0.97	0.96	0.95	0.96	0.92	0.88
	SUMT	1.04	0.60	1.28	1.47	1.89	1.27	-0.42	-0.34	0.42	1.16	0.85	1.49
澳大利亚北部 10°S—22°S 120°E—150°E	LRT	0.11	0.34	0.01	0.13	0.31	1.00	1.11	3.36	1.00	0.89	0.20	0.06
	FRT	0.92	0.95	1.04	1.04	1.03	1.04	1.02	0.92	0.92	0.93	0.90	0.88
	SUMT	-0.68	-0.49	-0.87	-0.75	-0.60	0.14	0.21	2.53	0.33	0.10	-0.57	-0.61
北太平洋副热带 15°N—30°N 150°E—165°W	LRT	0.81	0.91	0.25	0.81	0.39	0.15	0.05	0.15	0.73	0.23	0.19	0.32
	FT	0.47	0.45	0.44	0.53	0.50	0.59	0.58	0.56	0.53	0.52	0.51	0.48
	OFUT	2.50	2.50	2.51	2.48	2.42	2.48	2.48	2.48	2.40	2.42	2.44	2.48
	SRT	0.98	0.96	0.95	0.79	0.72	0.70	0.74	0.81	0.86	0.91	0.89	0.91
	FRT	1.05	1.09	1.12	1.16	1.20	1.19	1.16	1.11	1.01	0.99	1.04	1.09
	SUMT	-0.13	-0.12	-0.81	-0.06	-0.71	-0.86	-1.02	-0.84	-0.24	-0.82	-0.94	-0.87
奥托那	LRT	0.18	0.21	0.49	1.26	3.24	8.00	10.23	5.82	3.47	4.65	2.50	1.53
	FRT	1.12	1.08	1.12	1.16	1.16	1.13	1.14	1.06	1.01	1.06	1.14	1.11
	SUMT	-0.99	-0.82	-0.46	0.19	2.17	6.97	9.16	4.94	2.78	3.64	1.55	0.46

\* 为省篇幅,表中各地区未列出感热( $Q_sT$ )项,但用公式(1)可求得该值。

利亚北部东北侧有一小块热源外,其他地区和东侧的洋面上都为冷源,6月冷源区进一步向北扩展并向澳洲大陆东西洋面延伸,到7月冷源范围更大,强度加强而且北移至 $8^{\circ}\text{S}$ 一带。这与澳大利亚季节性地面高压于6,7月达最强一致。

7月的降水量(图略)分布形势与图3b也很相似。与多年降水量图相比,所不同的是强降水中心的地理位置和强度明显不一致。1983年7月的强降水中心位于 $5^{\circ}\text{N}, 150^{\circ}\text{E}$ ,而常年在 $8^{\circ}\text{N}, 135^{\circ}\text{E}$ 附近。降水正距平大值区位于西太平洋赤道至热带一带,中心值(年平均)可达355mm。可见,1983年7月的降水量较常年也有成倍的增长。因此,从7月的降水距平也可知,1983年7月西太平洋热源加强区的分布区域也较常年偏南偏东,总加热量比常年也大得多。

综上所述,我们从年和1,7月的降水量图上都看到了赤道强降水区的南移与加强,乃至造成赤道热源带南移和加强的事实。很可能这是发生厄尔尼诺时期的一个重要特征。显然这与发生厄尔尼诺时期赤道辐合带南移一致,与厄尔尼诺年西太平洋编号台风数较常年偏少,而反厄尔尼诺年较常年偏多也一致<sup>[2]</sup>。

至于秋季各月(8—12月)的加热状况大致也与7月相似。前已述及1982年8—9月厄尔尼诺已经形成,从这2个月的分布图(图略)上可见,西太平洋和太平洋中部赤道及其热带为热源区,加热中心约在 $5^{\circ}\text{N}, 165^{\circ}\text{E}$ ,这2个月的中心强度分别为 $3.4$ 和 $5.4^{\circ}\text{C}/\text{d}$ ;南太平洋中部热带也有一个强加热中心( $13^{\circ}\text{S}, 175^{\circ}\text{W}$ ),8—9月的中心值都达 $3.5^{\circ}\text{C}/\text{d}$ ;南海中北部的热源,8—9月的中心强度分别为 $6.4$ 和 $2.8^{\circ}\text{C}/\text{d}$ ,其中心位置( $18^{\circ}\text{N}, 115^{\circ}\text{E}$ )比7月更偏东偏北;北太平洋副热带的冷源这2个月的强度较弱,中心位置与7月一致;澳大利亚中北部一带的冷源这2个月主要偏于西海岸的印度洋上。到10月(图3c),最明显的变化是西太平洋和太平洋中部的加热作用都在减弱,尤其西太平洋地区;其次,加热中心也较8—9月偏东20—25个经度,强中心主要出现在南太平洋中部热带。上述加热强度的减弱和加热中心东移的事实与同期海温正距平自西向东传播是一致的<sup>[1-2]</sup>。11—12月(图略,见表1),北太平洋副热带的冷源有所减弱并开始南移,澳大利亚及其两侧洋面上的冷源也开始减弱并南撤至 $10^{\circ}\text{S}$ 以南;南海南部的热源则继续增强并南移;南北太平洋中部热带的热源11月又进一步增强,12月后减弱西伸与西太平洋赤道热源合并、加强并逐渐转变为冬季的分布形势。

另外,从8—12月的分布图上(如图3c)还可以看到,南北太平洋中部热带始终同时各存在2个加热中心,云量图上(图略)可看到它们分别对应2个辐合带多云带。这与1982年6月以后南北半球热带经常出现共生的热带气旋也是一致的<sup>[1]</sup>。

#### 四、总加热率的月际变化

我们分析了1982年8月—1983年7月逐月总加热率的月际变化(图略),发现西太平洋及其邻近地区大气的加热作用有2次显著的增强过程。一次是由秋至冬的增热,由表1可见,这次增热过程主要出现在赤道及其以南地区;增热过程的时间和强度各地并不都是一致的。西太平洋赤道的增热过程出现在10—11月;太平洋中部赤道在9—11月;南海南部在9—12月;南太平洋中部热带和太平洋中部赤道相同;澳大利亚北部和奥托那最迟,前者在1—3月,后者在上年12月至2月。而增热幅度最大在奥托那(上年12



月至2月高达 $7.0^{\circ}\text{C}/\text{d}$ )和西太平洋赤道(上年10月至1月为 $2.5^{\circ}\text{C}/\text{d}$ ),尤其前一地区为其他地区所罕见,这与以上所述该地的降水全破了历史记录是一致的。西太平洋热带、北太平洋中部热带和南海中北部则为减热地区,且以北太平洋中部热带为最大(9—12月达 $-2.9^{\circ}\text{C}/\text{d}$ )。另一次增热过程发生在由春至夏时期,这次与前次又有所不同:(1)增热地区主要在赤道以北的热带地区。增热幅度5—7月最大,它比青藏高原春季大气的增热约晚2个月<sup>[6]</sup>。(2)增热中心的月际变化明显。如南海的增热中心5—7月分别在 $5^{\circ}\text{N}$ ,  $110^{\circ}\text{E}$ ;  $10^{\circ}\text{N}$ ,  $110^{\circ}\text{E}$ ;  $15^{\circ}\text{N}$ ,  $115^{\circ}\text{E}$ 。而西太平洋和北太平洋中部的增热中心5月在 $0^{\circ}$ ,  $160^{\circ}\text{E}$ , 6月向西向北到达 $5^{\circ}\text{N}$ ,  $145^{\circ}\text{E}$ 一带(图略)。(3)增热急剧。如西太平洋热带、北太平洋中部热带和我国南海中北部5月的总加热分别为 $-0.25$ ,  $-0.50$ 和 $-0.30^{\circ}\text{C}/\text{d}$ , 7月急增至 $2.96$ ,  $2.88$ 和 $1.73^{\circ}\text{C}/\text{d}$ , 其中以西太平洋热带的增热为最大。(4)西太平洋和太平洋中部赤道、南太平洋中部热带以及澳大利亚北部等地区5—7月则为减热时期。

由上分析可知,赤道及其以南地区的加热作用秋季最为明显,赤道以北的热带海洋上则是春夏季最为显著。显然,上述2次增(减)热过程与低纬地区高、低压系统和太阳活动的季节性位移变化有关,这与过去的认识也一致<sup>[10]</sup>。

各地总加热的年变化由表1可见,西太平洋和太平洋中部赤道以及南海南部为双峰型变化,其他各地大致为单峰型变化。西太平洋赤道全年各月是热源。北太平洋副热带相反,各月是冷源,年变化小,表明大气的冷却作用较稳定,无明显的季节变化。此外,该表还反映了各地冷热源的转换和加热迟早的变化趋势。

## 五、热量得失的形成因子

表1列出了各地的辐射和热量收支(区域内所有测站和网格点上之平均值)。不难看出,各地总加热的大小主要决定于降水潜热和辐射差额2个因子,而感热很有限。因此,表内各地大致可分为降水潜热特别大的加热区和辐射支出多的冷却区二类。

西太平洋赤道的潜热除8—11月较小外其他各月相当大,冬春季达最大。变温率达 $2.0^{\circ}\text{C}/\text{d}$ 以上长达8个月,仅此各月都足够补偿辐射消耗而变成热源;另外,此地由于云量多,大气中的水汽含量丰富,因而有效辐射小,逸出辐射也是低值区,虽然短波吸收全年都是高值带,但最终导致该地的辐射差额是最小的地区之一。这也是该地大气热源作用强的一个重要原因。西太平洋热带与赤道也有所不同,主要是1—5月的潜热很小,甚至不够补偿辐射支出而形成冷源。

北太平洋中部赤道和热带各月的潜热分配都是夏秋季显著地多于冬春季。与西太平洋热带类似,与西太平洋赤道正好相反。因而冬春季出现冷源或甚弱热源。看来西太平洋热带、北太平洋中部赤道及其热带与西太平洋赤道有着不同的气候背景。前者可能受冬春季副高影响,后一地区则更多地受赤道低压带影响的缘故。南太平洋中部热带冬春潜热最大,与西太平洋赤道相似,但在6—7月却最少,因而出现冷源。

我国南海南部的潜热也主要集中在冬季,夏季次之,春季最少,辐射差额各月的量值大致与西太平洋赤道相当,除3—4月外其余各月热源的维持主要是降水潜热造成的。南海中北部则与西太平洋热带相似。

澳大利亚北部与上述地区又不尽相同。该地的气候特色之一是干雨季非常分明。表 1 可见,较大的降水潜热主要集中在 1—5 月,其量值与辐射差额相当。因此除降水特大月(3 月)外,热源一般较弱,其余各月由于降水少而变为冷源。

与上述地区形成鲜明对照的是北太平洋副热带,这里除秋季降水潜热较大外,其余各月都很小,辐射支出则较大。由云量图可知,该地全年为晴空少云区,大气中水汽含量也甚少,因而短波吸收较小,有效辐射比赤道大,逸出辐射全年也是一个高值区,辐射收支相抵支大于收,这是该地大气终年处于冷却状态的主要原因。

## 六、结 论

(1) 西太平洋、太平洋中部赤道及其热带和我国南海一带就年平均而论全年是一个范围大、强度强的热源区。而上述热源区北南两侧的副热带则为大范围的冷源区。热源主要是降水潜热很大造成的,而冷源则是辐射支出多形成的。上述热源加强区的分布区域和强度与常年相比明显不同。引人注意的是,赤道热源带的南移和加强是发生厄尔尼诺时期的一个重要特征。

(2) 各月大气加热场的分布特征可分为冬春和夏秋季 2 类。

(3) 总加热的月际变化明显,且有 2 次显著的增强过程。赤道及其以南的加热作用秋季最为明显,赤道以北的热带地区则是春夏季最为显著。

## 参 考 文 献

- [1] 王绍武, 1982—1983 年的厄·尼诺与南方涛动, 气象科技, 3, 1—7, 1984.
- [2] 张先恭、赵汉光等, 1986—1987 年的厄尔尼诺及其对中国夏季雨带和温度的影响, 气象, 14, 4, 3—7, 1988.
- [3] 王绍武等, 厄·尼诺、南方涛动与瓦克环流, 气象科技, 2, 20—28, 1984.
- [4] 陈隆勋等, 东亚地区的太阳辐射能收支(一), 气象学报, 34, 2, 146—161, 1964.
- [5] 叶笃正、高由禧等, 青藏高原气象学, 2—9, 科学出版社, 1979.
- [6] 姚兰昌、罗四维等, 亚洲地区月平均大气加热场及其年变特征, 高原气象, 1, 3, 1—11, 1982.
- [7] 姚兰昌等, 西太平洋赤道海域的热量平衡, 高原气象, 7, 1, 50—57, 1988.
- [8] 陈隆勋等, 亚洲季风区各月的大气热源的结构, 全国热带夏季风学术会议文集, 246—258, 云南人民出版社, 1982.
- [9] Thomas, R. H., and F. H. Arthur, Annual and interannual Variations in outgoing longwave radiation over the tropics, Mon. Wea. Rev., 109, 1208—1218, 1981.
- [10] 朱抱真等, 北半球热源、热汇的年变和大气环流的年变, 动力气象论文集, 38—62, 科学出版社, 1961.

# THE CHARACTERISTICS OF ATMOSPHERIC HEATING FIELD OVER THE WEST PACIFIC AND ITS SURROUNDING SEA AREA IN AUGUST 1982 TO JULY 1983

Yao Lanchang

*(Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics, Academia Sinica)*

## Abstract

Using the monthly climatic data, the atmospheric heating field over the west Pacific and its surrounding sea area in the strong El Nino period (from August 1982 to July 1983) is computed in detail. The main results are as follows:

(1) The equatorial and tropical sea area in west Pacific and in the middle of Pacific is a heat source area with strong intensity and large range through the year. But the subtropical sea area at both southern and northern side of equator which neighbours with this heat source is a large range of cold source. China South Sea has also a stronger area of heat source. The Southward movement and intensification of equatorial heat source belt are important characteristics in El Nino Period. (2) Distribution characteristics of atmospheric heating field can be classified into two types: the Winter—Spring and the Summer—Autumn types. (3) The inter-monthly variation of total atmospheric heating rate is very evident and there are two notable heat increasing processes.