

〔日〕住 明正 村上 多喜雄 著

季 风 研 究

海 洋 出 版 社

季风研究

[日] 住 明正 村上 多喜雄 著

解思梅 张宝珍 译

丁一汇 审校

海 洋 出 版 社

1988 · 北京

王等
出版
10
1

Notepad

内 容 简 介

本书在全球大气试验和季风实验所获得的资料基础上，通过数值模拟、诊断分析，讨论了青藏高原与东亚季风之间的关系和南半球夏季风的特征，并进一步比较了南北两半球季风的异同，从而得出了一些非常有价值的结论。

本书对研究季风的专业人员，是一极有参考价值的学术著作。

责任编辑 张 侠

季 风 研 究

[日] 住 明正 村上 多喜雄 著

解思梅 张宝珍 译

丁一汇 审校

*

海洋出版社出版（北京市复兴门外大街1号）

新华书店北京发行所发行四季青印刷厂印刷

开本：787×1092 1/16印张，6.5 字数：14千字

1988年2月第一版 1988年2月第一次印刷

*

印数：900

ISBN 7-5027-0126-5/P·22

统一书号：13193·1057 羊：2.10元

目 录

第一章 引论	(1)
第二章 青藏高原对夏季风的影响	(3)
2.1 前言	(3)
2.2 根据FGGE/MONEX期间的观测得到的结果	(5)
2.2.1 1979年初夏风和气温的变化	(5)
2.2.2 1979年季风撤退期风场和温度场的变化	(12)
2.2.3 全球尺度的季风爆发	(18)
2.2.4 青藏高原上的热量收支	(22)
2.2.5 青藏高原上的日变化	(27)
2.2.6 小结	(29)
2.3 根据数值模式得到的结果	(30)
2.4 根据实验室的实验得到的结果	(35)
第三章 青藏高原对冬季风的影响	(40)
3.1 前言	(40)
3.2 根据观测得到的结果	(40)
3.2.1 季平均场	(40)
3.2.2 青藏高原对槽脊的影响	(44)
3.2.3 青藏高原对东南亚、南亚地区长周期振荡的影响	(44)
3.2.4 冬季风的长周期振荡	(50)
3.3 根据数值试验得到的结果	(54)
3.3.1 山后背风气旋的生成和寒潮	(54)
3.3.2 中纬度对冬季风的强迫作用	(62)
第四章 南半球的夏季风	(67)
4.1 前言	(67)
4.2 平均场	(67)
4.3 北半球夏季风同南半球夏季风的比较	(69)
4.4 1978年末—1979年初澳大利亚季风的爆发	(73)
4.4.1 纬向平均场	(73)
4.4.2 天气学的描述	(76)

4.4.3 纬向平均的涡度收支.....	(79)
4.4.4 季风爆发的机制	(83)
4.5 澳大利亚季风的活跃期和中断期	(86)
4.5.1 1978年12月—1979年2月季风的活跃期和中断期.....	(86)
4.5.2 1979年12月—1980年2月季风的活跃期和中断期.....	(89)
第五章 结束语.....	(95)

第一章 引 论

季风在东亚地区是十分盛行的，它在低纬度地区是大气环流的重要组成部分。因为季风与人类活动的关系极为密切，所以很早就引起了人们的重视。

19世纪以前，人们认为季风现象是由于地球的公转、太阳辐射、海陆热容量差异等原因引起的。根据Hally (1680) 记述，亚洲地区的季风主要是由于海陆分布而产生的巨大规模的海陆风。也就是夏季大陆增温变暖，风从相对冷的海洋上吹向大陆，冬季则相反。图1.1是沿 33.75°N 的夏季和冬季平均温度场的距平剖面图。夏天，青藏高原偏暖，其最大值在230mb上 70°E 附近，正距平达 6.5°C 。青藏高原及亚洲大陆上是温度正距平区，在上层150mb附近也有一中心，形成了所谓的青藏高原高压区，在700mb到850mb上形成了季风槽。

与此不同，非洲大陆上空的形势和青藏高原、亚洲大陆上空的形势差别很大。非洲大陆的高温区仅限于700mb层以下。在北美大陆上也可以看到同样的形势。

总而言之，亚洲地区的季风，整个对流层都是高温区（正距平区）。最突出的特点是最大值出现在对流层上层。

那么，冬季的形势如何呢？

一般在亚洲大陆上空是低温区（负距平），最小值出现在山的东端，其值约为 -6°C 。这是由于西伯利亚寒潮频频爆发而造成的。这里应该注意的是，即使在冬季，青藏高原的地面附近也是高温区。事实上，叶笃正和高由禧（1982）指出，在 30°N ， 95°E 的地面附近气温比整个青藏高原的气温都高，最大偏高 2.5°C 。

因此，当我们注意到亚洲地区季风时，就应该联想到世界屋脊——青藏高原所起的重要作用。

但是，青藏高原和海洋及低纬度地区都是资料极少或空白区。因此长期以来无法把它作为研究的对象。

1959年，中华人民共和国开始在青藏高原上建立地面和高空观测网。叶笃正和高由禧（1979）归纳和总结了连续十年观测事实的结果。高由禧等（1981），叶笃正（1981）又进一步进行了系统的归纳。

在FGGE¹⁾年(1978年12月—1979年11月)进一步加强了观测(图1.2)。在青藏高原的东半部，资料密度与一般认为资料较密的落基山脉相比并不逊色。但在西半部，特别

1) 全球大气研究计划第一期全球试验。——译者注

在 70°E — 90°E 的地区，资料问题仍然没有解决。

除了这些地面观测资料的增加以外，在FGGE年，日本静止卫星（GMS）和美国静止卫星（GOES-Indian）获得的风向量资料（Cloud Tracked Wind）也是可以利用的。

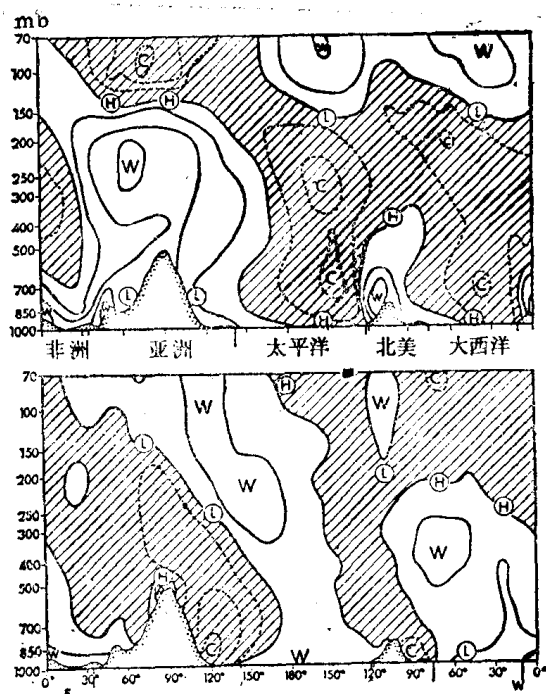


图 1.1 沿 33.75°N 的平均气温的经度-高度剖面图（距平）

（上）：1979年夏季（6月—8月）；（下）：1978年12月—1979年2月冬季。等值线间隔 2°C 。阴影区是负距平。
W、C是高、低温区中心。H、L是高、低压中心

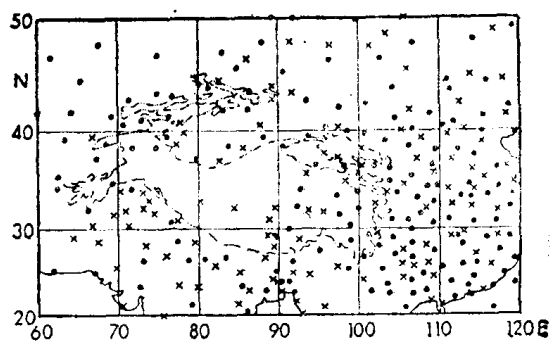


图 1.2 1979年6月青藏高原附近的观测站分布

· 无线电探空站 × 测风站

因此，在FGGE时期，在从未有过观测的地区增加了地面和高空观测。因为有了卫星资料，所以就解决了因巨大山麓影响而无法获得资料的问题。为研究青藏高原与东亚季风关系提供了较充分的资料。

本书的目的就是介绍使用FGGE资料来研究青藏高原对亚洲季风的影响。

第二章 青藏高原对夏季风的影响

2.1 前言

到了夏季,由于太阳高度发生了变化,欧亚大陆及青藏高原地区逐渐升温,其结果,使这一地区的大气相对于海洋和其他地区偏暖。但是,从图1.1可以清楚地看到,北半球夏季风盛行期,大气中层的增温比地面还要大。Halley (1686)年曾指出:“季风是由于地球上大范围的海陆分布而产生的海陆风。”这种说法,把季风简单的理解为“地面增暖,空气上升,风从相对冷的洋面上吹向陆地。”这仅仅指出地球上大规模的空气运动现象,并没有掌握现象发生的本质,因此在理论上是不够充分的。

太阳辐射年变化引起的季风循环之年变化的过程是热力学和动力学共同作用的过程。为了正确地理解这种复杂的过程,首先就应该研究构成大气环流的重要组成部分——季风现象。

关于夏季风的动力学问题,Flohn (1958)提出了这样的理论,他认为由于青藏高原的增温向大气中层输送感热,在上层形成了青藏高压,在下层形成了季风槽。后来,Flohn (1965, 1968)又对该理论加以补充,并指出,伴随着青藏高原南侧(印度阿萨姆地区)的积云活动,潜热释放也是很重要的。同样,村上(1958)用了诊断模式,把热量作为外部参数,模拟出了青藏高压,试验取得了成功。这就证明了青藏高原的热力效应能够产生青藏高压。关于青藏高原的热力效应问题,Riehl (1967)指出:比感热还重要的是高原的南侧,由对流积云发展的、同时释放出的潜热。

作为青藏高原的热力效应,感热输送和潜热释放究竟哪个是主要因素的问题,长期以来争论不休。最近,叶笃正和高由禧(1979)根据观测的事实证明感热输送和潜热释放应该是同等重要。这是极其重要的结论。在此,我们强调了青藏高原热力效应对夏季风环流的重要性*,但是Ranagarajan (1963)对这种见解提出了怀疑。他分析了欧亚大陆500mb等压面的温度场,可以看到在 25°N — 30°N 的纬圈里,从埃及穿过印度到中国,存在着东西向的带状高温区。因此,他认为与其说是青藏高原的直接影响,还不如说是欧亚大陆整体的影响更为合理,他强调¹⁾了欧亚大陆的整体效应。

即便是现在,青藏高原对大范围季风环流的影响,仍然不清楚。但是青藏高原加强了

* 指出了青藏高原对季风的机械作用和热力效应同样重要,实际上两者的作用是难以分开的。究竟哪一方面的效果显著(或达同等程度),这还是个谜。关于机械效应的问题后面再谈。

季风环流这一结论是肯定无疑的了。图2.1.1右图是沿 90°E 的经向环流剖面图。在青藏高原的南缘盛行南风，并且沿山坡向上延伸。容易理解，这是喜马拉雅山的强迫作用使气流上升。同样，在山的北侧也受地形的影响强迫气流爬坡，并且这两种气流交汇的位置大体在青藏高压脊线的位置。在喜马拉雅山南侧200mb以上，这些上升气流的回流明显，最大值在 17°N ，150mb附近，达4 m/s。正是由于这种回流，在季风发生的同时形成了经向环流，与此同时，在 17°N ，150mb处还存在着东风急流，并且在东风急流的下面， 13°N ，850mb处还存在着大于10m/s的偏西风（图2.1.1左），形成了上层是东风，下层是西风的风向切变。这是由于热成风的作用而造成的。

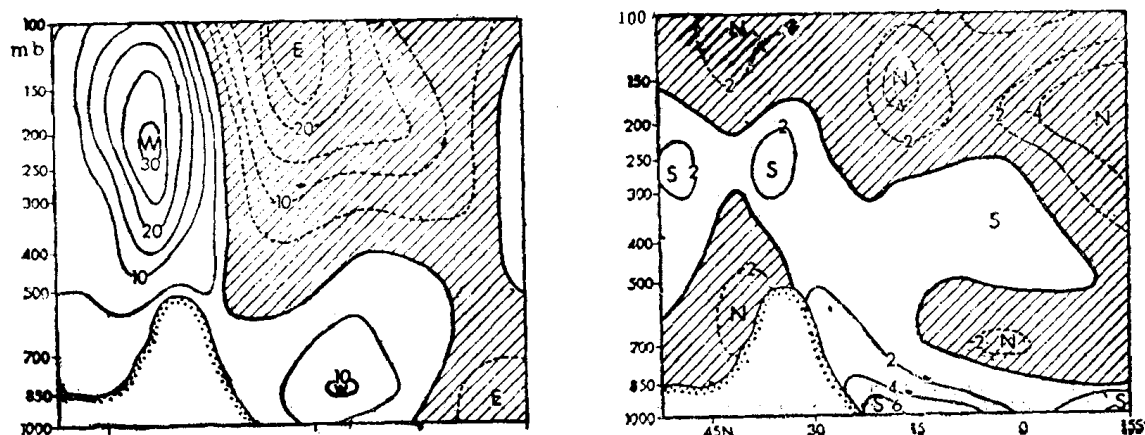


图 2.1.1 1979年夏季沿 90°E 的平均风场
(左): 东西风; (右): 南北风

图2.1.1尽管表示出季风盛行的状态，但是季风是怎样形成的，又以什么样的过程建立起来的，这才是人们最感兴趣的。一般地说，研究季风爆发的过程，是以形势场的巨大变化为对象，判断影响季风的各种因素所起的作用。在此，我们集中研究季风的爆发。

通常在阿萨姆，青藏高原的东南部，夏季的雨季要比印度中部地区开始的早。特别是阿萨姆地区4，5月的降雨很剧烈。仅两个月的时间降雨量就可超过200—500mm。这样，从冬到春，通过积云对流释放的大量潜热和日射变化造成的感热输送的增加，青藏高原东南侧的上层西风逐渐减弱。另一方面，6月初在高原的西南侧，变成了东风。一般认为，上层东风急流确立和下层季风雨几乎是同时发生的。

从偏西风向偏东风的转变过程是急剧的。西风急流从喜马拉雅山南侧突然退到北侧的现象，人们常常把它作为季风爆发的指标(Yin, 1949)。图2.1.2表示出，从5月中旬到6月上旬西风急流北跳的过程。Yin (1949)认为发生这种现象的原因是由于青藏高原的热力效应。但是，事情并不是那样简单，Sutcliffe和Banner (1954)曾指出，同样的西风急流的后退，就是在没有喜马拉雅山的中东也能发生。另外，叶笃正等(1959)发现在远离青藏高原的很多地方都可以发生同样的变化。他们指出，由于太阳辐射的变化，极地和赤道之间温度梯度变小，当达到某一临界值时，由于动力不稳定，环流就可能发生突变，因此山脉作用并不是直接的原因。

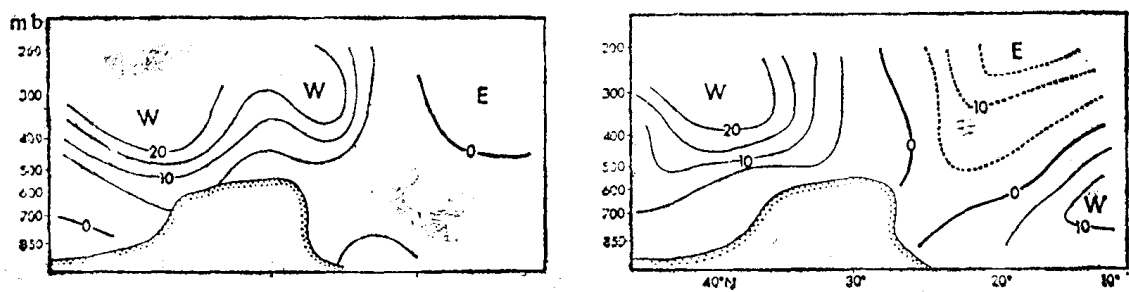


图 2.1.2 沿90°E东西风的候平均值 (间隔5m/s)

(左), 1956年5月21日—25日; (右), 1956年6月1日—10日 (Staff Members, Academia Sinica, 1957)

以上概括地介绍了关于夏季风和青藏高原关系的各种理论, 但是要想把这些理论统一起来, 确切地理解它们还是有困难的。这也是容易想象的, 因为各种理论都是只掌握了种种原因的某一方面而得出的。在这以前还没有获得能够定量地评论各种效应的充分的实测资料。

但是, FGGE成功的提供给我们从 未有过的丰富资料和在此基础上得出的 可信 的分析值。这有利于弄清过去的各种说法和促进今后的季风研究工作。

2.2 根据FGGE/MONEX¹⁾期间的观测得到的结果

2.2.1 1979年初夏风和气温的变化

1979年的北半球夏季风于6月19日在印度中部地区爆发 (Sikka and Grossman, 1981)。它比常年偏晚, Sikka(1980)对此所作的解释是, 由于欧洲西部阻塞形势以及5月下半月上层的西风槽不断地侵入印度上空, 在印度上空维持反气旋流场和低温, 所以季风爆发较晚。

当然, 1979年的季风爆发虽晚, 但与常年相比并没有很大的变化。例如, 在阿拉伯海 (5°N—10°N, 50°E—70°E) 850mb上的平均纬向风, 与季风爆发时期相应, 6月15日西风显著增强, 达到15m/s (图2.2.1.1参考 (Krishnamurti等, 1981))。

但是季风爆发的问题, 并不是仅由印度地区的现象决定的。如果认为季风的确是作为大气环流的一环, 那么季风应该取决于亚洲全区域的特征。

事实上, 从季风爆发到季风建立这段时间, 整个欧亚大陆上在同一时期大气环流发生了明显的变化。例如, 沿75°E 300mb上风的时间-纬度剖面图 (2.2.1.2中), 5月西风的强风带 (20m/s) 位于30°N附近, 而6月中北上到35°N—40°N附近。如前所述, 这些事实标志着季风爆发 (Yin, 1949)。此时日本的梅雨开始, 在日本附近急流分成了两支。当穿越日本南部的一支急流一消失, 日本的梅雨就结束。这个结论与村上 (1951) 的研究结果相同, 可以说, 在50年代随着高空观测资料的不断充实, 便开始了用3维空间来

1) MONEX为季风试验的缩写。——译者注

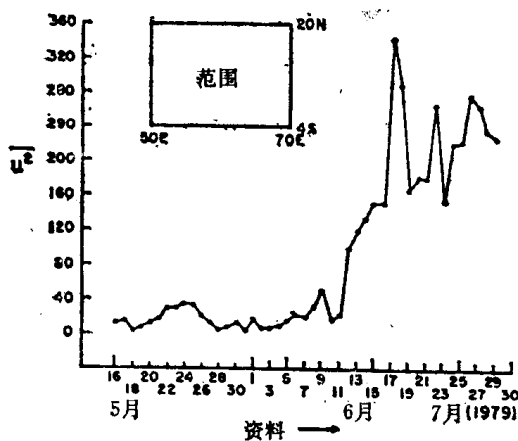


图 2.2.1.1 阿拉伯海上空范围内的平均动能 (m^2/s^2)

研究大气现象的新时代。

另一方面, 图 2.2.1.2 右是 1979 年沿 95°E 的时间-纬度剖面图, 由图可以看出 5, 6 月的急流在青藏高原的中部和东部, 其位置几乎不变。如前所述, 阿萨姆增温是从 4 月就开始了。因此, 急流北上也应该早。

下面我们具体分析 1979 年季风爆发的时间。

图 2.2.1.3 是 300mb 上沿 25°N 东西风和沿 30°N 气温的时间-经度剖面图。沿 25°N , 6 月 7 日以后在 50°E — 90°E 之间的纬向风带上, 东风逐渐加强。在 130°E 附近, 东风

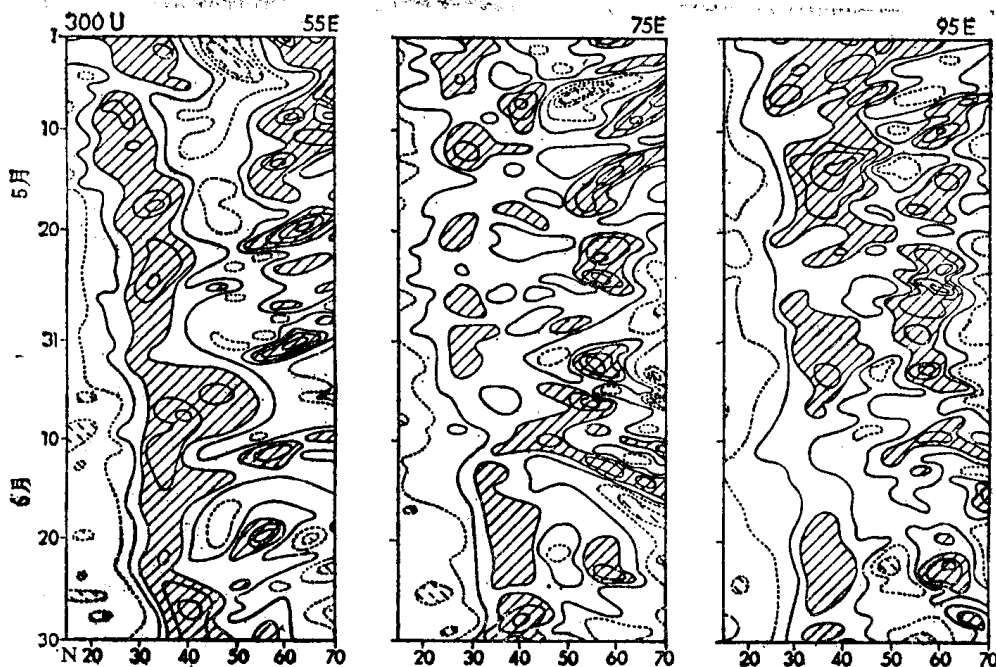


图 2.2.1.2 300mb 上东西风的时间-纬度剖面图
(左) 45°E — 65°E 的平均值; (中) 65°E — 85°E 的平均值; (右) 85°E — 105°E 的平均值。等值线间隔 10m/s 。实线是零线和正值。断线是负值, 斜线是大于 20m/s 的区域

也同样加强了。 50°E — 70°E 是 235K 以下的低温区, 但是在 6 月中旬就变成了 245K 以上的高温区。特别是 6 月 10 日前后, 在 30°N , 70°E 附近, 可以看到气温是增加的。

再看下层, 700mb 上青藏高原西侧的气温在 6 月 4 日前后就上升, 比上层偏早 6 天 (图 2.2.1.4(右))。与气温相对应, 在 25°N , 10°E — 30°E 和 65°E — 95°E 的范围内, 东风也随着加强 (图 2.2.1.4(左))。同时, 在印度和中南半岛上空季风西风建立起来了。

由此可以理解为, 6 月上半月在欧亚大陆上发生了相当大尺度的变化。为了对过程的

变化看得更清楚, 取 5 月 15 日—5 月 30 日的平均形势和 6 月 20 日—30 日的进行比较, 分析季风爆发*时的变化。

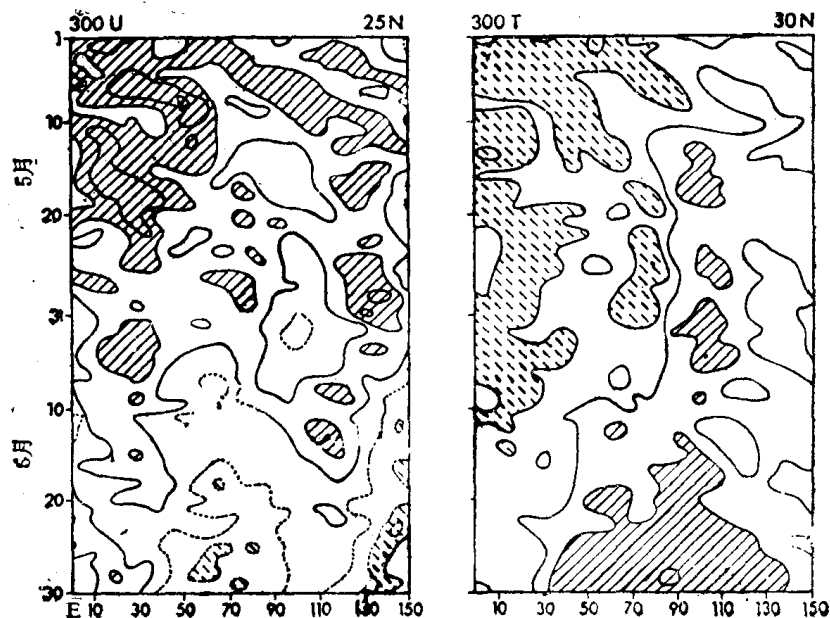


图 2.2.1.3

(左)在 25°N , 300mb上东西风的时间-经度剖面图, 说明同图2.2.1.2; (右)沿 30°N , 300mb上温度的时间-经度剖面图。等值线间隔 5K 。实斜线, 245K 以上的区域。虚斜线, 235K 以下的区域

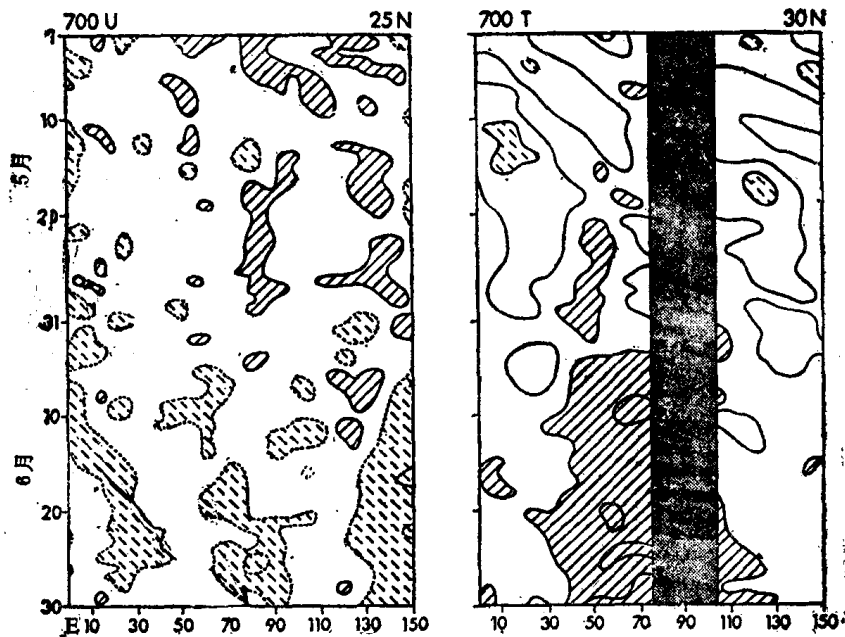


图 2.2.1.4

(左)在 25°N , 700mb上西风 u 的时间-经度剖面图。实斜线区是大于 10m/s 的西风区, 虚斜线区是东风区; (右)在 30°N , 700mb上温度 T 的时间-经度剖面图。温度间隔 5K 。实斜线是大于 285K 区, 虚斜线是小于 273K 区, 阴影区是山地

*爆发时期由于地区不同有很大的差异。另外用于定义爆发的量(风和雨)也不同。在此, Sikka and Grossman (1981) 是用雨量来定义印度季风爆发。

先看300mb和700mb上风的变化(图2.2.1.5)。图中A是反气旋性流场中心, C是气旋性流场中心。在300mb上引人注目的是从非洲到西太平洋东面呈带状反气旋性环流。其中有3个高压中心, 即 37°N , 140°E ; 35°N , 70°E ; 35°N , 35°E 。特别是, 在青藏高原的西端存在着强的反气旋性环流的变化。在季风爆发前上层的槽后退, 随后季风爆发, 青藏高原上高压发展。但是, 需要引起注意的是, 上层青藏高原高压的发展(不是青藏高原附近的局地变化)从整个欧亚大陆来看, 是 35°N 附近引起反气旋变化的一部分。

另一方面, 在700mb上(图2.2.1.5下), 明显的气旋性变化是从阿拉伯半岛穿过印度中部, 到达孟加拉湾地区。这是季风爆发后在下层相应建立起来的季风槽, 这个季风槽的发展正好使日本东部和中国南部同西非的反气旋变化相对称。

同样, 300mb和700mb上的气温变化如图2.2.1.6所示。将图2.2.1.5和图2.2.1.6比较, 可以看到反气旋的变化无论是在700mb还是300mb一般对应的都是升温, 而气旋性变

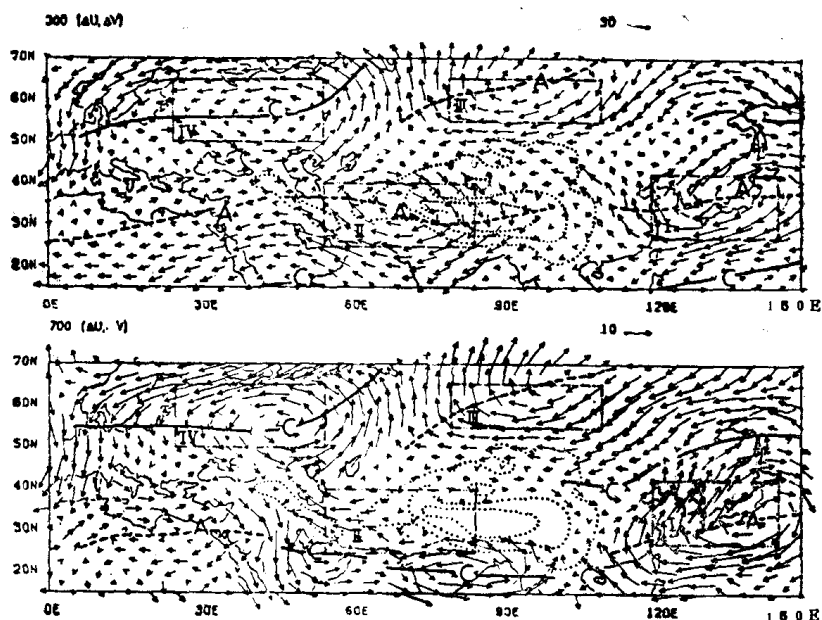


图 2.2.1.5 爆发后和爆发前之间的平均风场变化

A是反气旋中心, C是气旋中心。(上)300mb, 单位矢量是30m/s; (下)700mb, 单位矢量是10m/s。

图中I—IV区是应用热力学和涡度方程式的区域

化所对应的则是降温。例如, 在青藏高原的西端300mb上的变温达 15°C 以上, 即使在700mb也达 10°C 。流场的变化情况, 在300mb是强的, 而在700mb是弱的反气旋性变化(图2.2.1.5及图2.2.1.6 II区)。同样, 在日本附近, 300mb和700mb上的增温都很显著, 流场的反气旋性变化也很大(图2.2.1.6 I区)。

为了更详细地了解这种变化, 对I区(27°N — 42.5°N , 120°E — 145°E ; 中国东部—日本地区)和II区(25°N — 40°N , 50°E — 85°E ; 阿富汗—青藏高原西部地区)使用热力学方程进行分析, 用5月1日—6月30日每日两次资料进行计算。

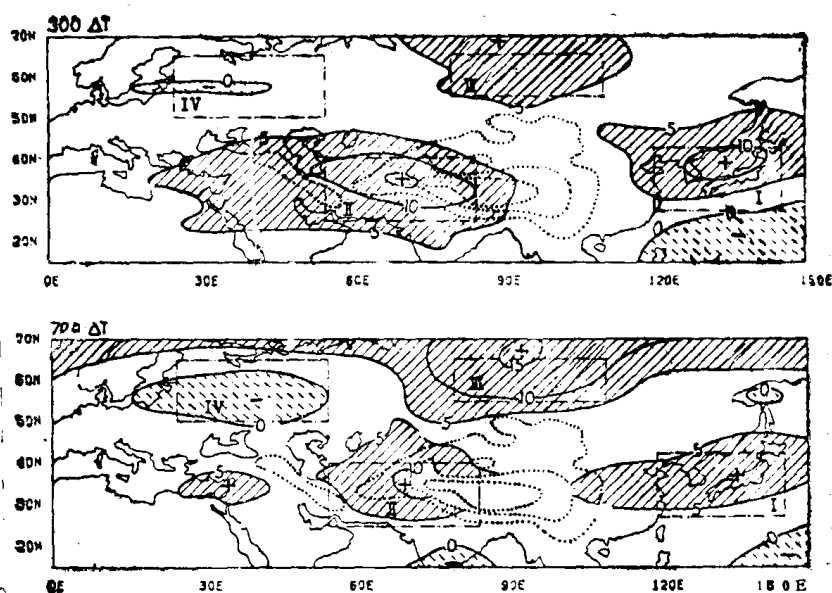


图 2.2.1.6 爆发前后之间的平均气温变化
(上)300mb; (下)700mb. 等温线间隔5℃. “+”升温区. “-”降温区

热力学方程式:

$$\frac{\partial[T]}{\partial t} = A + B + C + D \quad (2.2.1.1)$$

在此:

$$\begin{aligned} A &= - \left[u \frac{\partial T''}{\partial x} + v \frac{\partial T''}{\partial y} \right] & B &= \left[\omega \right] \cdot \left(\frac{\kappa}{p} - \frac{\partial}{\partial p} \right) [T] \\ C &= \left[\omega'' \left(\frac{\kappa}{p} - \frac{\partial}{\partial p} \right) T'' \right] & D &= \frac{[Q]}{C_p} \\ dx &= a \cos \phi d\lambda & dy &= a d\phi \end{aligned}$$

a 为地球的半径。 ϕ 是纬度。 λ 是经度。 $[]$ 是区域的平均值。 $()''$ 是对区域平均的距平值。 A 项是温度平流项。 B 是由区域内平均上升气流产生的绝热变化项。 C 是由涡动过程产生的绝热变化项。 D 项是作为热力学方程的剩余项,是非绝热加热项(当然,包括感热输送和潜热释放的效应)。一般 $\partial[T]/\partial t$ 很小,所以认为 A, B, C, D 项近似是处于平衡状态。表2.2.1.1表示出爆发前后 A, B, C, D 各项的平均值。图2.2.1.7,图2.2.1.8表示各项的时间序列值。根据这些图表可以看到:在I区里5月中旬300mb上的温度 $[T]$ 几乎是一个常数(约236K)。6月4日以后迅速增加,并且,在爆发前期最明显的特点是变冷。同样 B 项也变冷。 B 项和 D 项近似与 A 项和 C 项平衡。这里 C 项(涡动效应)是很重要的一项。另一方面,爆发的后期, C 项的增温就很小了,而 D 项却显著增温。换言之, D 项的非绝热增温是季风爆发后升温的主要原因。必须注意,在季风爆发约2周前便开始出现增温现象。这种状况即使在II区也是一样(图2.2.1.8)。

下面再利用涡度方程,研究风场的变化过程。

涡度方程式:

表 2.2.1.1 各区爆发后和爆发前的温度 $[T]$ 以及 A, B, C, D 项爆发前5月15日—30日的平均值, 和爆发后6月20日—30日的平均值(括号中的值)。单位: $[T]$ 是K; A, B, C, D 项是 $10^{-6}^{\circ}\text{C/s}$

层 次	区 域	$[T]$	A	B	C	D
300mb	I	235.6 (242.3)	10.7 (11.9)	-7.2 (-23.0)	11.3 (0.3)	-15.2 (12.0)
	I	235.0 (245.3)	-8.9 (-1.2)	10.1 (-11.2)	-1.4 (0.5)	-1.7 (14.5)
	II	226.7 (232.8)	-5.6 (-5.3)	-2.3 (-6.1)	4.0 (-1.0)	4.9 (17.5)
	IV	228.1 (229.9)	-6.2 (-4.6)	8.9 (14.0)	-2.1 (-1.5)	1.5 (-6.5)
700mb	I	275.7 (282.4)	-4.5 (4.9)	5.7 (-9.8)	-1.7 (-0.9)	1.8 (6.8)
	I	281.3 (287.6)	-6.4 (-2.7)	2.5 (-1.7)	1.0 (0.4)	3.6 (7.0)
	II	264.7 (276.5)	-16.4 (-6.8)	-0.1 (1.2)	0.2 (-0.4)	12.1 (11.5)
	IV	271.8 (271.9)	-5.6 (-5.9)	7.7 (7.6)	3.1 (0.0)	-0.4 (2.4)

表 2.2.1.2 表示各区爆发前后的涡度 $[\zeta]$ 及 E, F, G, H 项。单位: ζ 是 $10^{-6}/\text{s}$ 其他各项是 $10^{-11}/\text{s}^2$

层 次	区 域	$[\zeta]$	E	F	G	H
300mb	I	22.7 (-12.9)	-11.9 (8.3)	14.0 (-5.)	-7.4 (-5.8)	5.9 (2.3)
	I	6.0 (-17.5)	0.3 (4.2)	7.5 (-0.7)	-1.6 (-1.6)	-5.9 (-2.3)
	II	13.0 (-25.5)	14.7 (9.2)	6.9 (4.3)	0.3 (-0.9)	-18.1 (-14.5)
	IV	-27.3 (-3.9)	-7.9 (-17.4)	6.9 (10.3)	-0.0 (-0.1)	-0.3 (2.8)
700mb	I	7.9 (-3.1)	0.9 (-5.1)	-1.6 (7.3)	-3.9 (-0.7)	3.7 (-2.0)
	I	1.8 (-2.1)	2.8 (2.9)	-2.9 (-5.9)	0.5 (0.2)	-0.5 (3.8)
	II	7.1 (-6.9)	7.9 (0.0)	-5.2 (0.4)	-3.4 (0.1)	1.2 (-0.6)
	IV	-16.7 (-3.7)	0.9 (-1.1)	-0.6 (-2.0)	-0.6 (-0.5)	1.1 (1.5)

$$\frac{\partial[\zeta]}{\partial t} = E + F + G + H \quad (2.2.1.2)$$

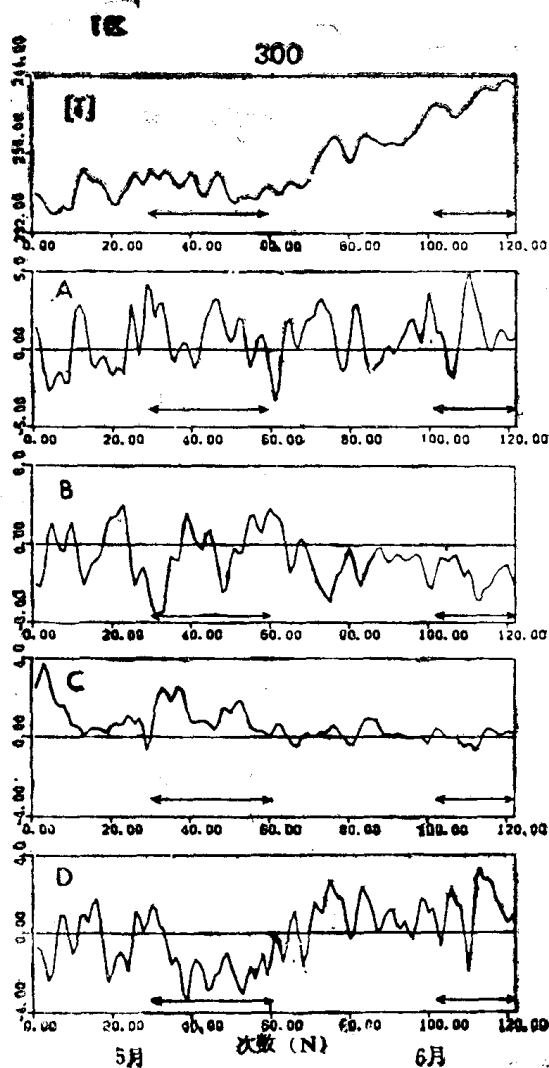


图 2.2.1.7 在 I 区 300mb 上的 $[T]$ (区内平均温度) (1 日 2 次, $n=1, 122$) 以及 (2.2.1.1) 式的 A, B, C, D 项的时间序列
箭头表示出爆发前和爆发后的时段

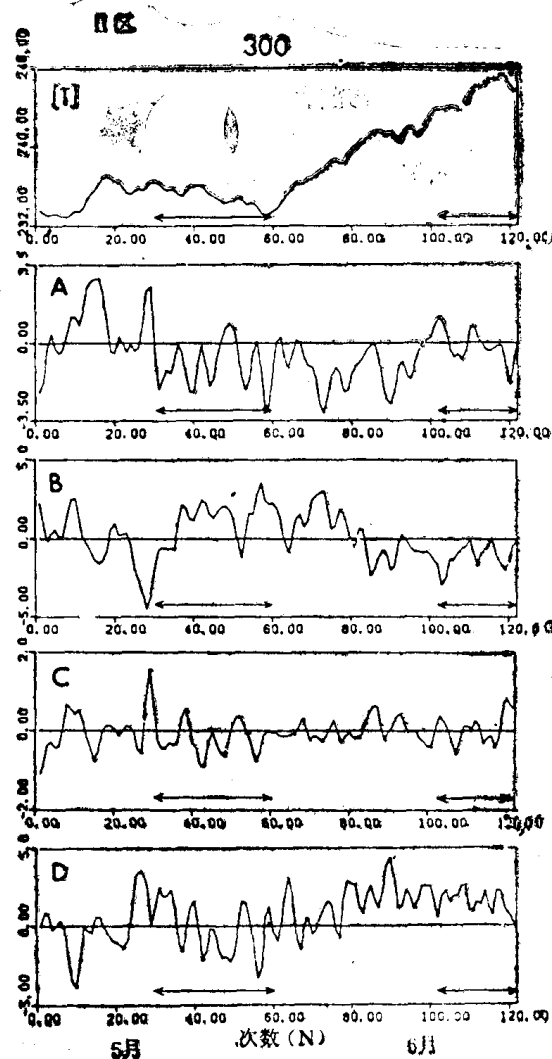


图 2.2.1.8 是 II 区的 $[T]$ 和 A, B, C, D 项
说明同图 2.2.1.7

$$E = -\left[u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \left(\beta \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p}\right)\right], F = -[(f + \zeta)D]$$

$$G = -\left[\frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p}\right], H = \text{余项}$$

E 是绝对涡度的三维平流项。 F 是散度项。 G 是垂直运动项。 H 是余项。表 2.2.1.2 表示 I—IV 区爆发前和爆发后的平均值。

I 区突出的特点是 E 和 F 项在爆发前后的符号变化。这是与爆发前后反气旋性涡度增加以及辐散增强相对应的。 G 项的作用在爆发前后都非常大。与此相反, II 区, IV 区里 G 项很小, 可以忽略不计。

根据这些结果,应该强调的是整个欧亚大陆在初夏时期的变化剧烈。特别是300mb上在印度季风爆发前2周反气旋系统急剧发展,气温也上升。

我们在研究青藏高原对季风的影响时,往往偏重于青藏高原局地性的一面,当然确实存在局地性的主要影响。但是,既然季风环流是由行星尺度环流引起的,就必须考虑欧亚大陆尺度的海陆分布的作用。

2.2.2 1979年季风撤退期风场和温度场的变化

上节主要分析了季风爆发期欧亚大陆大尺度风场和温度场的变化。季风结束期也同样发生大尺度的变化。现在,基于丁一汇、岩岛和村上(1982)的工作,分析结束期形势场的变化过程。

图2.2.2.1是300mb上的变温场。可以看出,沿20°N(左图)最大的特点是在青藏高原附近变动很大(图中两条直线之间的部分),尤其是8月23日前后,气温显著降低。因此,把这一天定义为季风撤退日。

沿45°N(右图)变温比沿20°N的变温更显著,比季风撤退日约早3天,8月20日气温急剧下降。那么,在中纬度象这样急剧的温度变化,究竟是什么原因呢?与南亚和东南亚季风结束的关系又如何呢?既然季风是大气环流尺度的现象,那么中纬度的季节变化和它有某种关系,这恐怕已成为不容否定的事实。但是,关于具体的变化过程,可以说还不够清楚。要研究这个问题,首先了解中纬度温度变化的空间尺度是必要的。图2.2.2.2是季风活动期20天(7月29日—8月17日)和季风撤退期(9月11日—30日)平均气温的差,由此可以清楚地看到从非洲大陆的东北部穿过青藏高原,从中国东北部通过日本北

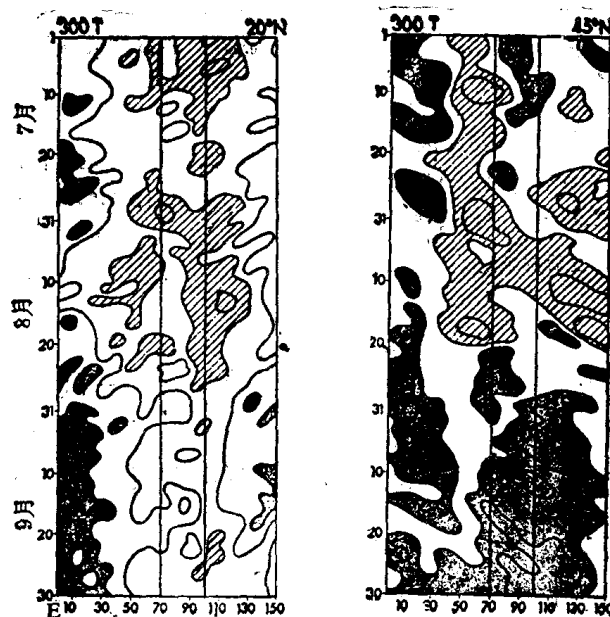


图 2.2.2.1 300mb上温度的经度-时间剖面图

(左)沿20°N, 等温线间隔是2.5℃, 斜线区是-27.5℃以上的高温区, 阴影区是-32.5℃以下的低温区; (右)沿45°N, 等温线间隔是5℃, 斜线区是-35℃以上的高温区, 阴影区是-40℃以下的低温区