0577-6619/2009/67(1)-0083-89 *Acta Meteorologica Sinica* 气象学报

有关东亚夏季风北边缘的定义及其特征*

汤 绪[1] 陈葆德[2] 梁 萍[3] 钱维宏[4]

TANG Xu[1] CHEN Baode[2] LIANG Ping[3] QIAN Weihong[4]

1. 上海市气象局，上海，200030
2. 中国气象局上海台风研究所，上海，200030
3. 上海市气候中心，上海，200030
4. 北京大学物理学院大气科学系，北京，100871
1. *Shanghai Meteorological Bureau*, *Shanghai* 200030, *China*
2. *Shanghai Typhoon Institute*, *Shanghai* 200030, *China*
3. *Shanghai Climate Center*, *Shanghai* 200030, *China*
4. *Department of Atmospheric Sciences*, *Institute of Physics*, *Peking University*, *Beijing* 100871, *China*

2007-04-16 收稿，2007-09-06 改回.

Tang Xu, Chen Baode, Liang Ping, Qian Weihong. 2009. Definition and features of the north edge of Asian summer monsoon. *Acta Meteorologica Sinica*, 67(1):83－89

Abstract By using the daily total precipitable water amount (TPW) from the ECMWF reanalysis (ERA40) in 1958－2001, the north edge of the Asian sub-tropical summer monsoon was defined by a normalized precipitable water index (NPWI), and its climatology and interannual/interdecadal variability were examined. Results show that two monsoon systems (the Indian monsoon system and the East Asian monsoon system) can be identified in terms of the north edge of Asian summer monsoon defined by the NPWI. The mean north edge goes eastwards along the south side of the Tibetan Plateau in the area west of 100°E, and then turns northeastwards along the northeast side of the Tibetan Plateau via the east of Northwest China, the north of North China, the west of Northeast China to the northeast Asia. The north edge of the East Asian monsoon system has distinct interannual variability in the area east of 100°E, while that of the Indian monsoon does not show obvious interannual variation in the area west of 100°E.

Key words Precipitable water, Asian summer monsoon, Definition of north edge

摘 要 采用欧洲中心(ECMWF)44年再分析(ERA40)日总可降水量(TPW)资料，用标准化可降水量指数(NPWI)定义了夏季风北边缘，并进一步研究了亚洲夏季风北边缘的气候特征及其年际、年代际变化特征。结果表明，用标准化可降水量指数定义的夏季风北边缘在亚洲可以确定出印度夏季风系统和东亚夏季风系统；就夏季风北边缘的平均位置而言，其在100°E以西沿青藏高原南侧呈东—西走向，年际变化极小；在100°E以东呈东北—西南走向，从青藏高原东侧北上经西北地区东部、华北地区北部、东北地区西部延伸到东北亚地区，并存在明显的年际、年代际变化。

关键词 可降水量，东亚夏季风，季风北边缘定义

中图法分类号 P434

1 引 言

季风边缘是表示季风系统扩张、收缩和移动及其与周边系统相互作用的特殊边界范围，它代表夏季风每年向北推进达到的最北界。夏季风北边缘活动直接影响中国北方地区的特大洪涝和严重干旱的

* 资助课题：国家自然科学基金(40675057)，中国气象局气候变化专项“东亚副热带夏季风进程的年代际变化”专项。
作者简介：汤绪，主要从事季风气候、城市环境气象、沙尘暴、科技发展战略等研究。E-mail：tangxu570512@vip.sina.com

发生,给这些地区带来“干”与“湿”的不同气候状态。因而,开展亚洲夏季风边缘的研究具有重要的科学和现实意义。

亚洲夏季风的地域范围相当广泛,夏季风的基本特征如爆发、撤退及地域范围等已被研究了多年(Ramage,1971)。夏季风的进退是与它的北边缘紧密联系在一起的。为了客观地描述亚洲夏季风的各种特征,气象学家们提出了许多指数和图解系统来试图确定其爆发、撤退及地域范围。高由禧等(1962)指出,在盛夏7、8月极锋到达最北位置,正是夏季风所影响的北界。同时又分别用候大雨带的位置和地面相对湿度差零值线表征夏季风的北界,认为夏季风推进的北界自东北嫩江上游经过兴安岭、阴山到甘肃张掖。Tao 等(1987)、Tanaka(1992)、Wang 等(2002)根据雨季和风向的变化分别给出了亚洲夏季风爆发和推进过程。Wu 等(1998)提出青藏高原的动力和热力作用使得亚洲夏季风的爆发首先在其东南部的热带海洋孟加拉湾东岸和热带大陆的西岸发生。梁潇云等(2005)证明春季青藏高原的机械强迫作用和抬升的感热加热对亚洲夏季风的爆发地点起了“锚定”的作用,而孟加拉湾季风潜热释放所激发的次级环流的上升支位于中国南海,随后南海夏季风爆发(Liu,2002)。而 Lau 等(1997)则研究了南亚夏季风的爆发及演变。就亚洲夏季风推进的经向延伸而言,亚洲夏季风的北缘可达 40°N 以北。而 Qian 等(2002)用近 40 年日降水资料计算了 5 mm 等雨量线的逐日推进等时间线,最北降水线的密集带从黄河上游到华北的北部,维持的时间从 7 月初到 8 月底。将该线称为气候上的季风最北边缘线。此外,江志红等(2006)采用降水资料定义的标准降水指数也对夏季风推进北界及其年代际变化进行了研究。而另有诸多学者(陆菊中等,1983;施尚文等,1983;汤明敏等,1983;朱乾根等,1989;王安宇等,1999)则从热力学角度出发也定义了描述夏季风进退及其北界的指标。

研究人员从不同角度出发定义不同的夏季风指数也从侧面反映出夏季风的复杂性。但无可置疑的是,使用某一种指数来客观地描述夏季风的基本特征仍然是可能的。Zeng 等(2004)在临界值为黄金比率的前提下,利用标准化全球可降水量,提出了一种全球统一的夏季风爆发及撤退指数。他们发现,该指数跟用大多数夏季风地区的长期降水数据定义的指数是一致的,而且该指数能反映亚洲夏季风的地域范围。本文,我们将在 Zeng 等(2004)的基础上,用可降水量定义亚洲夏季风的北边缘;同时,以亚洲夏季风的北缘为重点,分析其地域范围的逐年变化情况。

2 研究资料及夏季风北边缘的定义

原始数据来源于欧洲中期天气预报中心(ECMWF)提供的 44 a 再分析(ERA-44a)日总可降水量(TPW)数据(Simmons,2002)。ERA-44a 涵盖了从 1957 年 9 月到 2002 年 8 月期间的每日 4 次时间(00:00,06:00,12:00,18:00 UTC)分析的结果,采用经纬度2.5°×2.5°的水平分辨率,每日总可降水量是通过计算每天 4 次数据平均得到的。ERA-44a 利用可变数据同化系统,综合了 1957 年中期自大气监测系统取得重大突破以来的原地及遥感监测数据,能反映湿度场的相对大小,又较雨量更能反映大尺度特征,同时还综合其他要素和下垫面的特征。

根据 Zeng 等(2004)的观点,描述夏季风的标准化可降水量指数(NPWI)可以表示为

$$I_{\mathrm{NPW}}=\frac{W-W_{\min}}{W_{\max}-W_{\min}}$$

I_{NPW}为标准化可降水量指数;W 为每个格点每天的日总可降水量;$W_{\max}$和 $W_{\min}$分别为每个格点在一年中的最大及最小的日总可降水量;$W_{\max}-W_{\min}$为该年每个格点上的日总可降水量极值差。

以 Zeng 等(2004)的理论为基础,根据 I_{NPW} 1958—2001 年 44 a 的数据,提出下述标准来定义亚洲夏季风的北边缘。某经度线的夏季风北边缘位置点满足:

(1) $I_{\mathrm{NPW}}\geqslant 0.618$ 的最北纬度位置(Zeng 等,2004);

(2) 该最北位置持续 3 d 以上;

(3) 该最北位置上的 $W_{\max}-W_{\min}\geqslant 40$ mm。

上述最北纬度位置便被确定为该经度线的夏季风北边缘位置点,然后连接所有经线上最接近的北边缘位置点成为一条连线,这条连线被定义为该年的亚洲夏季风北边缘。

图 1a—1d 分别表示 85°—95°E 和 110°—120°E 经向平均的 44 a 日平均日总可降水量和 NPWI 的时间-纬度分布。图 1a 中,在印度夏季风地区,大范围可降水量一般来说在 3 月左右开始从 10°S 向北扩散,逐步北移,7 月到达青藏高原南山脚,8 月末开始向南回退,最后,12 月移至赤道地区,其爆发速度远比撤退速度快得多。另外,在夏季 30°N 以北地区出现的可降水量次大值中心可能与盛夏西风带系统的活动有关。I_{NPW}(图 1b)中反映出来的特点跟日总可降水量十分相似,只不过表现得更为平滑一些而已。而且在图 1b 中,沿着青藏高原南边出现的日总可降水量梯度也消失了。正如 Zeng 等(2004)指出的那样,因为 W_{max} 和 W_{min} 间的差异,使用 NPWI 会放大非季风区日总可降水量的变化。为了在非季风区域避免这种误导,在确定亚洲夏季风的北边缘时,需引入条件:$W_{max}-W_{min}\geqslant 40$ mm。在东亚夏季风区域(图 1c—1d)。5 月初可见夏季风爆发得更快,到 8 月底夏季风慢慢撤退。因此,该引入条件能反映季风区湿度场上的季节转换特征,具有气候学意义。此外,引入条件(2)主要是为了确保季风北边缘的影响具有一定的稳定性,即使季风北边缘具有天气学意义。

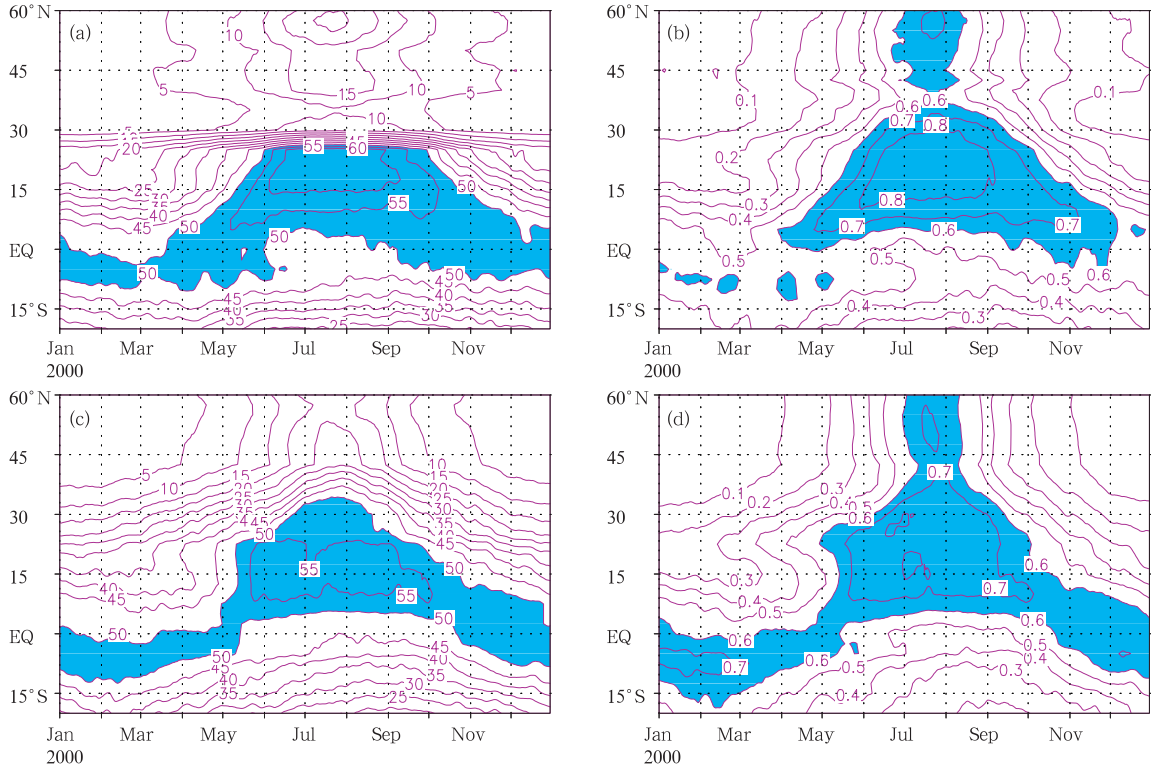

图 1　1958—2001 年平均日总可降水量(a. 85°—95°E, c. 110°—120°E;单位:mm)
和 NPWI(b. 85°—95°E, d. 110°—120°E)的时间-纬度分布

Fig. 1　Time-longitude plot for the TPW (a. 85°—95°E, c. 110°—120°E;unit:mm)
and NPWI (b. 85°—95°E, d. 110°—120°E)averaged over the period of 1958—2001

3　可降水量反映的全球季风分布

一般来说,潮湿的夏季伴随着相对较高的总可降水量,干燥的冬季总可降水量较小。同样,可以设想,总可降水量的最大季节变化区域与夏季风地区是吻合的。由此计算出 1958—2001 年各年度每一格点上总可降水量最大值与最小值之间的差异。从这一数据 44 a 的平均值(图 2)可以看出,所有总可降水量最大值与最小值差异的地区与有着良好记录的夏季风地区都是吻合的,如:亚洲夏季风(Webster,1998),北美夏季风(Higgins,1997),北非南非夏季风(Okoola,1999),澳洲夏季风和南美夏季风

(Hendon,1990;Zhou,1998)。根据可降水量极值差(≥40 mm)的定义,在亚洲我们可以确定两个季风系统:印度季风系统覆盖印度半岛、西至阿拉伯海、东跨孟加拉湾、北邻青藏高原外围;东亚季风系统覆盖面极广,南达印度支那半岛,北至鄂霍次克海,西起高原东侧,东至太平洋中部以北。

图 2 与钱维宏(2004)用季节变化的干湿转换、与越赤道气流相联系的盛行风向季节变化及热带气团在一个地区的季节变化等确定的全球季风分布有着较好的对应关系,尤其在北半球的季风北边缘在总体上是相当一致的。由此看来,本文中可降水量极值差定义能基本刻画全球季风的分布;但不同区域的季风因局地特征影响各异,因而会在反映季风区域的天气气候特征等方面有所差异,为此需进一步细化定义的指标才能准确地描述不同区域的季风分布和季风边界的位置。

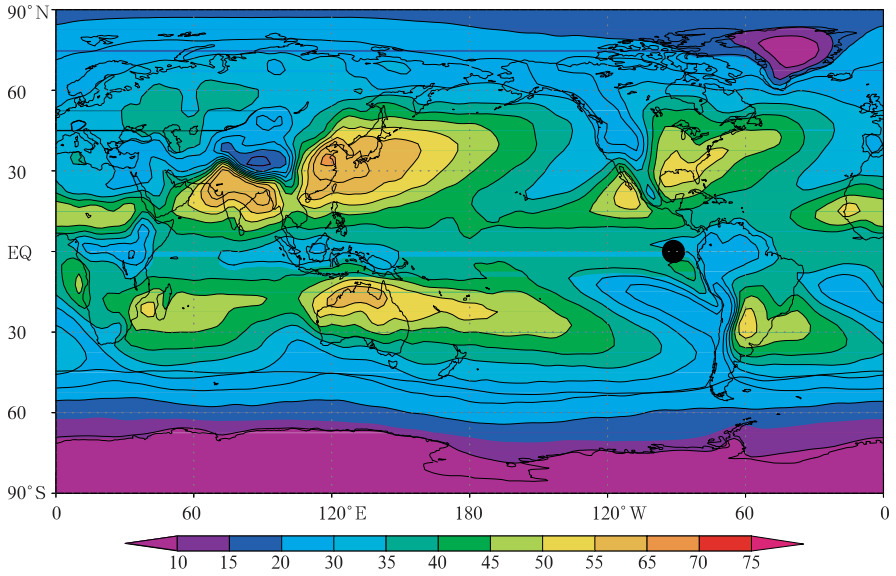

图 2 1958—2001 年平均的总可降水量最大值与最小值之差的全球分布(单位:mm)

Fig. 2 Global distribution of differences between the maximum and minimum of the TPW averaged over the period of 1958—2001 (unit: mm)

4 亚洲夏季风北边缘的特征

根据第 2 节中提出的亚洲夏季风北边缘的定义,图 3 给出亚洲夏季风 1958—2001 年逐年的北边缘及其多年平均的北边缘。选定 100°E 以西为印度夏季风,以东为东亚夏季风。可以看出,尽管在 65°E 以西明显地表现出较强的年际变化,但印度夏季风北边缘的大部分在沿青藏高原南山脚一带多年都表现出很高的一致性。另一方面,在一特定位置,东亚夏季风北边缘也表现出显著的年际变化。东亚夏季风 44 a 平均北边缘可达中国西南部的云贵高原,向东北延伸至东北地区西侧。这些结果与 Zeng 等(2004)的研究基本一致,与用长期降雨数据得出的结果也不谋而合(Tao 等,1985)。

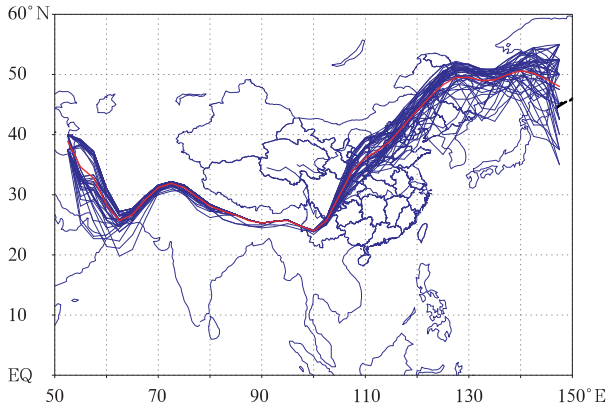

图 3 1958—2001 年逐年亚洲夏季风北边缘(细实线)和平均北边缘(粗实线)

Fig. 3 Yearly north edge (thin line) of Asian summer monsoon during 1958—2001 and the average north edge (thick line)

为了详尽分析北边缘在中国各经度线上每年南北位移的情况,绘制了北边缘沿 100°、105°、110°、115°和120°E的逐年演变曲线(图 4)。从图中可以看出,北边缘在 100°—120°E 范围内,除 100°E 以外,都有明显的年际变化。100°E 的北边缘停留在青藏高原南侧,各年位置差异不明显。

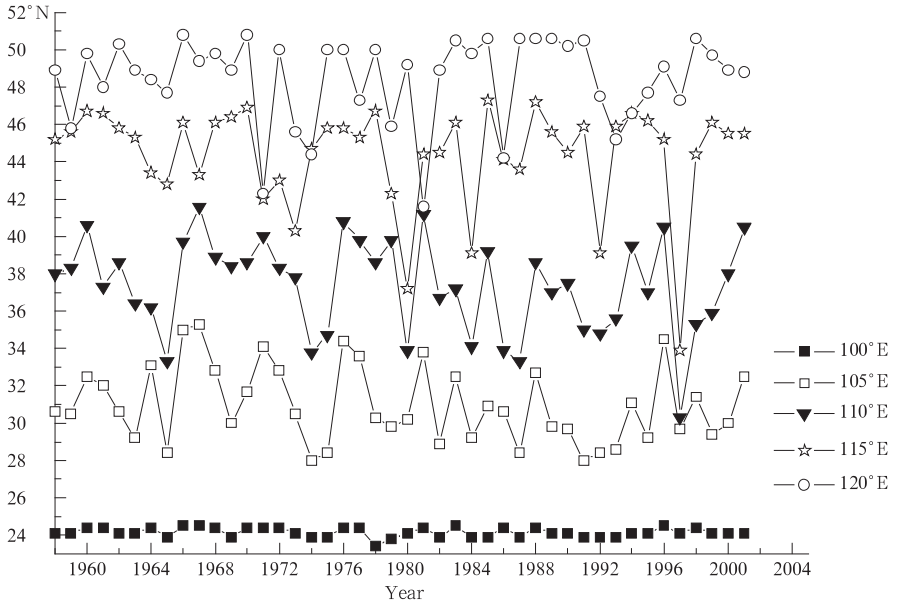

图 4　1958—2001 年亚洲夏季风北边缘沿 100°、105°、110°、115°和 120°E 的纬度位置

Fig. 4　Latitude variation of yearly north edge of Asian summer monsoon on 100°, 105°, 110°, 115° and 120°E during 1958－2001

总的来说,图 4 中 105°、110°、115°和 120°E 北边缘位置的年际变化趋势是较为一致的。因此,将沿 105°—120°E 中各经度的北边缘平均位置作为东亚夏季风北边缘的位置。图 5 给出了 1958—2001 年东亚夏季风北边缘位置的逐年变化曲线。从图中可以看出,东亚夏季风北边缘位置的年际变化是明显的,最北可达 43.1°N(1966 年),最南仅至 34.8°N(1997 年)。这 44 a 中,东亚夏季风北边缘在 34°—44°N 南北摆动,南北摆动的跨度超过 8 个纬度,平均位置在 40.6°N 附近。

进一步给出沿 105°—120°E 中各经度的东亚夏季风北边缘的各年代平均位置(图 6)。从图 6 中可以明显的看出,夏季风北边缘在逐个年代都是南撤的,从 20 世纪 60 年代位于 41.4°N 附近,到了 20 世

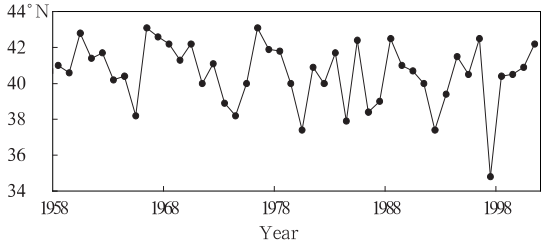

图 5　沿 105°—120°E 平均的夏季风北边缘位置的逐年变化曲线(1958—2001 年)

Fig. 5　Latitude variation of the average yearly north edge of Asian summer monsoon over 105°－120°E during 1958－2001

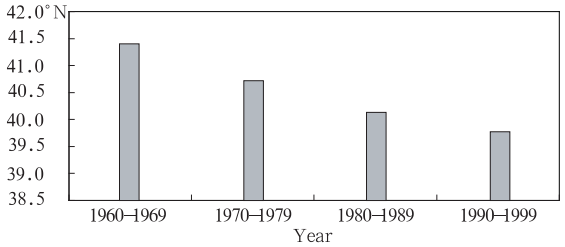

图 6　沿 105°—120°E 平均的夏季风北边缘位置的年代际变化(1960—1999 年)

Fig. 6　Decadal variation of the latitude location of the average north edge of Asian summer monsoon over 105°－120°E during 1960－1999

纪90年代,夏季风北边缘平均位置则位于40°N以南。从60年代到90年代,平均逐个年代南移约0.5°。另外,统计发现,60—70年代和80—90年代中东亚夏季风北边缘较多年平均位置偏北年份的发生频率分别为12/20(60%)和8/20(40%)。这表明,以1979—1980年为界,前20年易出现偏北的夏季风北边缘,后20年则易出现偏南的夏季风北边缘。这与王绍武(1999)、黄荣辉(1999)、黄刚(1999)等关于70年代后期到80年代初期的大气环流场(东亚夏季风)和海温场均发生了突变的研究结果是一致的。

5 结 论

(1) 根据标准化可降水量指数(NPWI)和可降水量极值差(>40 mm)定义的夏季风北边缘,在亚洲可以确定两个夏季风系统:印度夏季风系统,覆盖印度半岛,西至阿拉伯海,东跨孟加拉湾,北邻青藏高原南部外围;东亚夏季风系统,覆盖面极广,南达印度支那半岛,北至鄂霍次克海,西起高原东侧,东至太平洋中部以北。夏季风北边缘的平均位置,在100°E以西沿青藏高原南侧呈东—西走向,年际变化极小;100°E以东,呈东北—西南走向,从青藏高原东侧北上,经西北地区东部、华北地区北部到东北地区西部。夏季风北边缘的这一地理位置与用长期雨量数据得出的结果基本一致。

(2) 夏季风北边缘的年际变化是明显的。105°—120°E平均的东亚夏季风北边缘最北可达43.1°N(1966年),最南仅至34.8°N(1997年)。这44年中,东亚夏季风北边缘在34°—44°N南北摆动,南北摆动的跨度超过8个纬度,平均位置在40.6°N附近。

(3) 夏季风北边缘存在明显的年代际变化。从20世纪的60年代至90年代,夏季风北边缘平均逐个年代向南位移0.5°左右。而且,在1979年以前和1980年以后是一个明显的转折,以1979—1980年为界,前20年易出现偏北的夏季风北边缘,后20年则易出现偏南的夏季风北边缘。

References

Gao Youxi, Xu Shuying, Guo Qiyun, et al. 1962. Monsoon region over China and regional climate// Several Problems of East Asian Monsoon (in Chinese). Beijing: Scientific Press, 49-63

Hendon H H, Liebmann B. 1990. A composite study of onset of the Australian aummer monsoon. J Atmos Sci, 47: 2227-2240

Higgins R W, Yao Y, Wang X L. 1997. Influence of the north American monsoon system on the U. S. summer precipitation regime. J Clim, 10: 2600-2622

Huang Gang. 1999. Study on the relationship between summer monsoon circulation anomaly index and the climatic variations in East Asia. Quart J Appl Meteor (in Chinese), 10(1): 61-69

Huang Ronghui, Xu Yuhong, Zhou Liantong. 1999. The interdecadal variation of summer precipitations in China and the drought trend in North China. Plateau Meteor (in Chinese), 18: 465-475

Jiang Zhihong, He Jinhai, Li Jianping, et al. 2006. Northerly advancement characteristics of the East Asian summer monsoon with its interdecadal variations. Acta Geographica Sinica (in Chinese), 61(7): 675-686

Lau K M, Yang S. 1997. Climatology and interannual variability of the southeast Asian summer monsoon. Adv Atmos Sci, 14: 141-162

Liang Xiaoyun, Liu Yimin, Wu Guoxiong. 2005. Influence of Tibet Plateau on location and strength of Asian monsoon onset. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 63(5): 799-805

Liu Y M, Chan J C L, Mao J Y, et al. 2002. The role of Bay of Bengal convection in the onset of the 1998 South China Sea summer monsoon. Mon Wea Rev, 130(11): 2731-2744

Lu Juzhong, Lin Chunyu. 1983. Relations between withdraw of summer monsoon over East China and seasonal variation over East Asia// Collection of national tropical monsoon symposium (in Chinse). Kunming: Yunnan People Press, 45-55

Okoola R E. 1999. Diagnostic study of the eastern Africa monsoon circulation during the Northern Hemisphere spring season. Int J Climatol, 19: 143-168

Qian W H, et al. 2002. Temporal-spatial distribution of seasonal rainfalland circulation in the East Asian monsoon region. Theoretical and Appl Climatology, 73: 151-168

Qian Weihong. 2004. Snoptic Study (in Chinese). Beijing: Peiking University Press, 267pp

Ramage C. 1971. Monsoon Meterorology. San Diego: Academic Press, 296pp

Simmons A J, Gibson J K. 2000. The ERA-40 project plan. ERA40 Proj Rep Ser 1, 62pp. Eur Cent For Med-Range Weather Forecasts, Reading, U K

Tanaka M. 1992. Intraseasonal oscillation and the onset and retreat dates of the summer monsoon over the east, southeast and western north Pacific region using GMS high cloud amount data. J Meteor Soc Japan, 70: 613-629

Tao Shiyan, Chen Longxun. 1985. The East Asia summer monsoon

//Proceedings of International Conference on Monsoon in the Far East. Tokyo, 1-11

Tao Shiyan, Chen Longxun. 1987. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China//Monsoon Meteorology. Oxford University Press, 60-92

Wang B, Lin Ho. 2002. Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon. J Climate, 15:386-398

Webster P J, Magana V O, Palmer T N, et al. 1998. Monsoon: Processes, predictability, and the prospects for predition. J Geophys Res, 103:14451-14510

Wu G X,Zhang Y S. 1998. Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea. Mon Wea Rev, 126 (4): 913-927

Zeng X, Lu R. 2004. Globally unified monsoon onset and retreat indexes. J Climat, 17:2241-2248

Zhou J-Y, Lau K M. 1998. Does a monsoon climate exist over South America? J Climat,11:1020-1040

附中文参考文献

高由禧,徐淑英,郭其蕴等. 1962.中国的季风区域和区域气候//东亚季风的若干问题.北京:科学出版社,49-63

黄荣辉,徐予红,周连童.1999.我国夏季降水的年代际变化及华北干旱化趋势.高原气象,18:465-475

黄刚.1999.东亚夏季风环流指数与夏季风气候变化关系的研究.应用气象学报,10(1):61-69

江志红,何金海,李建平等.2006.东亚夏季风推进过程的气候特征及其年代际变化.地理学报,61(7):675-686

梁潇云,刘屹岷,吴国雄. 2005. 青藏高原对亚洲夏季风爆发位置及强度的影响. 气象学报, 63(5): 799-805

陆菊中,林春育.1983.中国东部夏季风南撤与东亚季节变化的联系//全国热带季风会议论文集.昆明:云南人民出版社,45-55

钱维宏.天气学.2004.北京:北京大学出版社,267pp