

青藏高原对流时空变化与东亚环流的关系

张庆云 金祖辉 彭京备

中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

摘 要 根据 1980~1998 年逐日 TBB 和 NCEP/NCAR 再分析资料, 探讨青藏高原对流 (TBB) 时空分布与东亚环流及天气气候的关系。研究指出, 青藏高原主体地区 ($28^{\circ}\text{N}\sim 34^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E}\sim 102^{\circ}\text{E}$) 的对流冬弱、夏强, 存在显著的 6 月和 10 月突变现象。夏季亚洲地区最强的对流出现在青藏高原上空, 呈现为高原西部 ($28^{\circ}\text{N}\sim 34^{\circ}\text{N}$, $82^{\circ}\text{E}\sim 94^{\circ}\text{E}$) 和东部 ($27^{\circ}\text{N}\sim 34^{\circ}\text{N}$, $104^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$) 型。夏季青藏高原上空对流弱, 850 hPa 风场上高原南、北侧的东亚地区分别呈现西风距平, 夏季中国易出现南北二条雨带; 夏季高原上空对流强, 850 hPa 风场上的西风距平出现在东亚 30°N 附近, 夏季易出现江淮流域雨带。夏季江淮流域洪涝年 (如 1980、1993、1996、1998 年) 与青藏高原东、西部对流同时加强有关; 夏季江淮流域干旱年 (如 1992、1994、1997 年) 与青藏高原东、西部对流同时减弱有关。20 世纪 90 年代, 江淮流域洪涝与干旱事件频繁发生可能与青藏高原东、西部对流强度变化出现同位相的年代际变化趋势有关。

关键词 青藏高原对流 东亚环流 洪涝 干旱

文章编号 1006-9895 (2006) 05-0802-11

中图分类号 P434

文献标识码 A

The Relationships Between Convection over the Tibetan Plateau and Circulation over East Asian

ZHANG Qing-Yun, JIN Zu-Hui, and PENG Jing-Bei

State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract This paper discusses the spatial and temporal characteristics of the convection over the Tibetan Plateau and its association with the circulation over East Asia based on the Black-Body Temperature (TBB) data of Geostationary Meteorological Satellite (GMS) from Japan Meteorological Agency (JMA) and the reanalysis dataset during 1980 - 1998 from the NCEP/NCAR reanalysis project. It is found that the convection over main block of the Tibetan Plateau ($28^{\circ}\text{N}\sim 34^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$) is the strongest in summer and the weakest in winter. Meantime, the abrupt intensity change of convection over main block of the Tibetan Plateau occurs on early June and early October. There are two convection centers over the Tibetan Plateau in summer, one is over the western Tibetan Plateau ($28^{\circ}\text{N}\sim 34^{\circ}\text{N}$, $82^{\circ}\text{E}\sim 94^{\circ}\text{E}$) and the other is over the eastern Tibetan Plateau ($27^{\circ}\text{N}\sim 34^{\circ}\text{N}$, $104^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$). There is different annual variation in intensity of convection between the two patterns. The results of the study reveal that the flooding cases in the Yangtze River and Huaihe River valleys are associated with strengthening of the convections over the western and eastern Tibetan Plateau (for example 1980, 1993, 1996, 1998). The drought cases in the Yangtze River and Huaihe River valleys are associated with weakening of the convections over the western and eastern Tibetan Plateau (for example 1992, 1994, 1997). The link mechanism between the convections over the Tibetan Plateau and the circulation over East Asian is discussed.

收稿日期 2006-05-12, 2006-06-08 收修定稿

资助项目 中国科学院知识创新重要方向性项目 KZCX3-SW-226、KZCX3-SW-221, 国家重点基础研究发展规划项目 2004CB418303

作者简介 张庆云, 女, 1950 年出生, 研究员, 研究方向: 亚洲季风和短期气候变化的成因机理及预测理论研究。E-mail: zqy@lasg.iap.ac.cn

Key words convection over Tibetan Plateau, circulation over East Asia, flooding, drought

1 引言

耸立于亚洲大陆南部的青藏高原是世界上海拔最高的高原, 青藏高原地面接受到的太阳辐射很强, 尤其是夏季地-气温差大。成为强大的地面感热输送源, 夏季高原上空大气和地气系统都是热源, 据叶笃正等^[1]估算, 6月份3000 m以上青藏高原区域每天向外输送 20.934×10^{18} J 热量。卫星云图估计及模拟实验^[1]表明, 夏季高原腹地对流云占总云量的80%以上, 有一些时段达到100%, 高原上每10万平方公里内就有20~50个发展很好的积雨云, 积雨云之间平均距离大约50~80 km, 整个高原每天约有300个积雨云系统, 说明夏季高原上对流活动的规模与热带海洋的对流活动规模相似。模拟实验还发现加热高原时常常观测到西西南和东东南两个对流中心, 高原顶部和南坡的加热是均匀分布的^[1]。高原大气在3~9月是热源, 10~2月是冷源; 各热力分量都存在夏大冬小的现象^[2], 青藏高原大气热源最强在6月(为 78 W/m^2), 冷源最强在12月份(为 -72 W/m^2)^[3]。

位于亚洲西南季风区的青藏高原是东、西风带过渡区, 高原上空的大气常常处于不稳定状态, 青藏高原上空对流有较大的年际变化, 它所引起的热力和动力作用对亚洲特别是东亚大气环流的演变有极其重要的影响, 夏季我国东部干旱、洪涝以及重大的灾害性天气气候事件与青藏高原的热力、动力作用有关。

陈烈庭^[4]研究指出: 青藏高原冬季积雪与同期500 hPa高度和前汛期江南降水关系的稳定性较好, 青藏高原异常雪盖作为江南汛期降水预报因子具有可靠的物理基础。范广洲等^[5]利用一个耦合了简化的简单生物圈模式的大气环流谱模式(SsiB-GCM), 探讨了青藏高原冬季积雪异常对东、南亚夏季风环流和降水的影响及其机理, 指出高原地区冬季积雪增加将使随后的夏季东、南亚季风明显减弱, 吴统文等^[6]对比分析了高原冬、春季多、少雪年后中国东部地区夏季(6~8月)降水分布和环流的平均特征, 指出多雪年夏季长江及江南北部降水可偏多10%~20%, 华北和华南的降水则偏少10%~30%。

迄今为止, 有关青藏高原热力的研究, 多数集中在冬春季积雪对东、南亚夏季风环流和降水影响等方面, 由于青藏高原观测站稀疏, 受常规资料分辨率所限, 对青藏高原区域对流时空变化特征的研究不多。随着GMS卫星观测资料(如TBB、OLR等)的积累和应用, 为深入分析高原区域对流活动的时空化特征提供了有利条件。TBB(Black Body Temperature)和OLR是目前揭示热带海洋和高原对流活动特征的最理想资料, 由于TBB的时空分辨率比OLR高, OLR的时空分辨率为2次/日、 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 网格点, TBB的时间分辨率是8次/日, 空间分辨率 $1^\circ \times 1^\circ$ 格点(1988年 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$), 本文利用1980~1998年逐日TBB变化探讨青藏高原地区对流时空变化特征及其与东亚环流降水变化特征。

2 资料和处理方法

把时间分辨率8次/日, 空间分辨率 $1^\circ \times 1^\circ$ 格点(1988年 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$), 空间范围($59.5^\circ \text{S} \sim 59.5^\circ \text{N}$, $80.5^\circ \text{E} \sim 160.5^\circ \text{W}$)的1980~1998年逐日GMS的TBB资料处理成日平均、候平均和月平均以及它们相应的距平资料。GMS的TBB资料西边界位于 80°E , 虽然未能覆盖青藏高原西部的部分地区, 但对高原对流活动主要特征基本上没有影响。风场、高度场等资料来自NCEP/NCAR再分析资料。中国夏季降水资料由中国气象局国家气候中心提供。

3 青藏高原对流季节、年际变化特征

TBB反映云顶温度, 代表了对流强弱, TBB高值说明对流弱, 低值说明对流强。根据1980~1998年逐日TBB资料, 计算了候平均、月平均以及相应的TBB距平和标准差(σ), 分析了青藏高原地区对流季节、年际以及空间变化。

图1a是青藏高原区域($25^\circ \text{N} \sim 40^\circ \text{N}$, $80^\circ \text{E} \sim 110^\circ \text{E}$)气候(1980~1998年)平均的1~12月逐月TBB标准差, 其年变化表明, 1月值最小($\sigma < 2.5$), 7月最大($\sigma = 4.5$); 4~5月和9~10月, σ 维持在3.5左右。

图1b是 $80.5^\circ \text{E} \sim 110^\circ \text{E}$ 经度平均的TBB标准差(σ)随时间-纬度分布剖面图, 阴影表示标准差

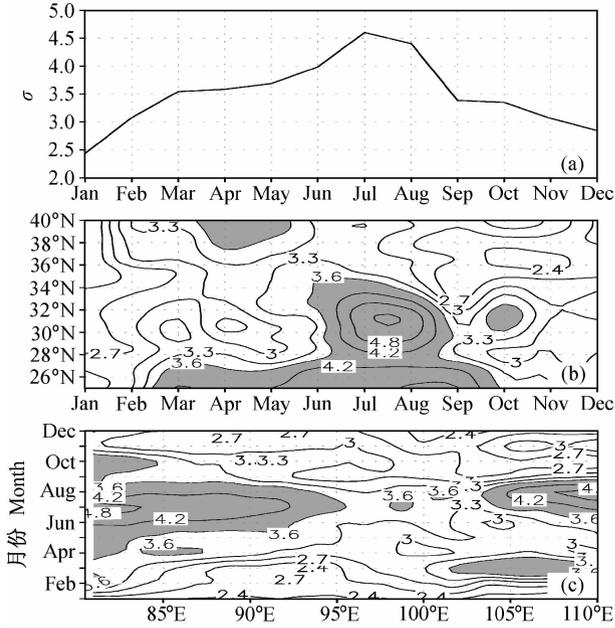


图1 1980~1998年平均TBB逐月标准差变化:(a) (25°N~40°N, 80°E~110°E)平均;(b) 80.5°E~110°E平均;(c) 25°N~40°N平均。b、c中的阴影表示 $\sigma \geq 3.6$

Fig. 1 Monthly standard deviation of TBB averaged over 1980-1998: (a) Averaged over region (25°N~40°N, 80°E~110°E); (b) averaged over 80.5°E-110°E; (c) averaged over 25°N-40°N. Shading indicates $\sigma \geq 3.6$ in (b) and (c)

$\sigma \geq 3.6$ 。在青藏高原28°N以南地区,3~10月其对流都很强(图中阴影区 $\sigma \geq 3.6$);青藏高原主体地区(28°N~34°N),6月初对流突然加强并维持到10月初突然减弱退出高原(图中阴影区 $\sigma \geq 3.6$),最强时段出现在7月,中心值达到5 σ 以上。青藏高原上空对流的显著季节变化特征与来自太阳的短波辐射和地表净辐射、地面感热输送变化有关^[2, 7-11]青藏高原对流强度6月初突然增强、10月初退出高原的突变现象(见图1b),与叶笃正等^[12]指出的北半球大气环流存在“六月突变”和“十月突变”现象一样,需要指出的是:对流6月初突然增强、10月初退出高原的突变现象仅在青藏高原主体区域(28°N~34°N)表现最突出,这表明青藏高原主体区域对流的季节变化对北半球大气环流6月和10月的突变可能有一定影响。

图1c是25°N~40°N纬度平均的TBB标准差(σ)随时间-经度分布剖面图,阴影表示标准差 $\sigma \geq 3.6$ 。青藏高原地区对流的逐月变化表明,最强的对流出现在6~8月,并呈现出95°E以西及102°E以东2个中心(图中阴影区)。从图1a、b和

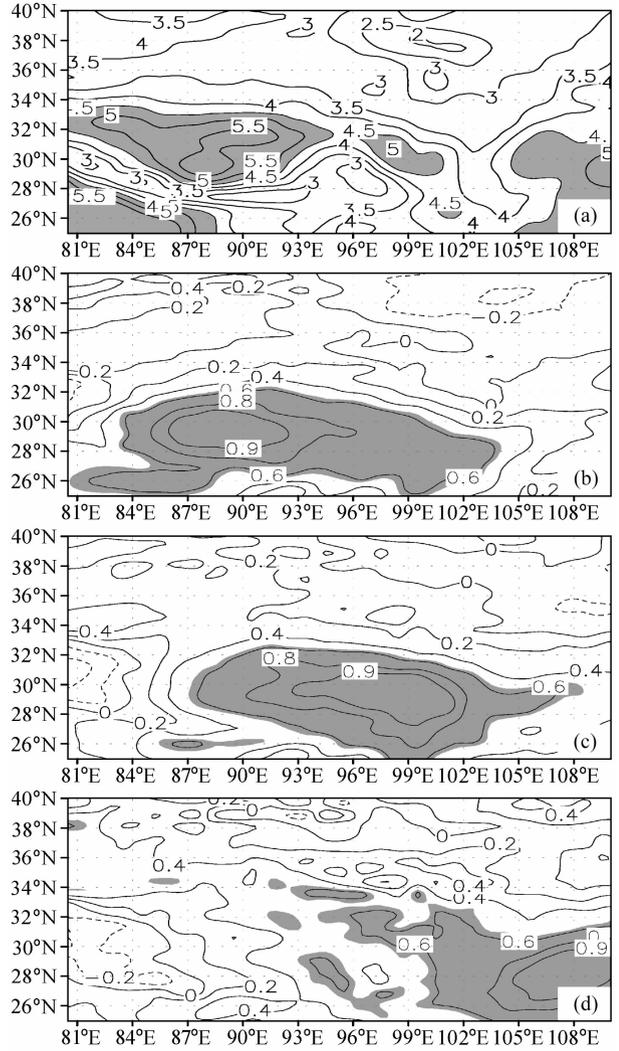


图2 (a) 1980~1998年6~8月平均TBB的标准差分布,阴影表示 $\sigma \geq 4.5$; (b) W区平均TBB与东亚地区TBB相关,阴影代表相关系数信度大于99%; (c) 同图b, 但为M区; (d) 同图b, 但为E区
Fig. 2 (a) The standard deviation of TBB during JJA (Jun-Aug) averaged over 1980-1998, shading indicates $\sigma \geq 4.5$; (b) the correlation coefficient of TBB between area W and East Asia during 1980-1998, shading indicates the region with significant level more than 99%; (c) same as (b), but for area M; (d) same as (b), but for area E

c 清楚可见,青藏高原地区最强的对流出现在夏季(图中阴影区)。因此,我们重点讨论夏季青藏高原地区对流异常与东亚季风环流及天气气候关系。

图2a是夏季(6~8月)平均的TBB标准差空间分布,阴影区 $\sigma \geq 4.5$ 。从图2a清楚可见,夏季青藏高原地区(28°N~34°N, 80°E~110°E)是亚洲地区最强的对流区,并表现为3个中心:高原西部(80°E~

95°E, 简称 W)、中部(96°E~102°E, 简称 M) 和东部(105°E~110°E, 简称 E)。为了了解这 3 个区域(W、M 和 E 区)的对流(TBB)与整个东亚地区对流的关系, 图 2b~d 分别是 W 区(37 个格点)、M 区(11 个格点)以及 E 区(35 个格点) 6~8 月平均的 TBB 与东亚地区 TBB 同期相关系数分布, 阴影代表相关系数信度大于 99%。从图 2b 可见, W 区 TBB 与东亚地区 TBB 显著相关区主要分布在 84°E~102°E 范围; M 区 TBB 与东亚地区 TBB 的显著相关区与 W 区相比, 虽然西边界比 W 区的相关区偏东 3°, 但主要相关区位于 102°E 以西, 与 W 区分布相似(图 2c); E 区 TBB 与东亚地区 TBB 的显著相关区主要出现在 102°E 以东区域(图 2d)。综上所述, 夏季青藏高原 W 区 TBB 包含了 M 区, 即 W 区可代表 102°E 以西高原对流变化, 由于 W 区范围最大且地形高度在 4500 m 以上, 处于高原腹地, 因此 W 区是青藏高原主要关键区, 它的变化反映整个高原变化的基本特征; E 区 TBB 可反映 102°E 高原以东对流变化, E 区是相对独立的, 它对高原东部有很好的代表性, 这与季国良等^[13]利用高原五道梁所观测得到的地面能量收支资料研究一致, 即高原北部地面加热场强度的变化与高原西部相似, 而与高原东半部的变化相反。

为了进一步探讨高原东、西部对流的年际变

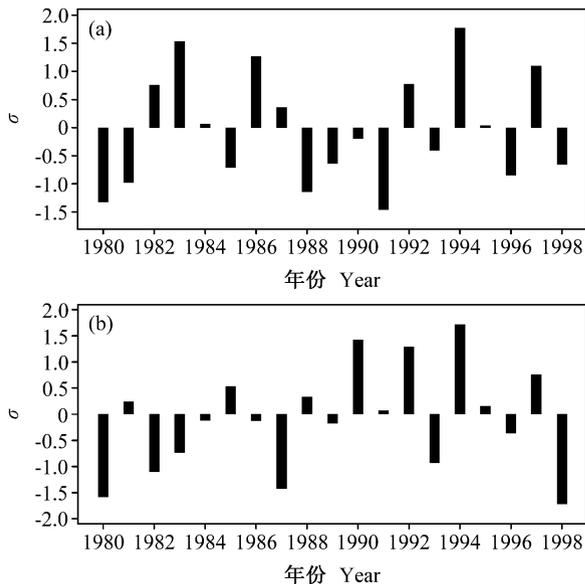


图 3 1980~1998 年 6~8 月平均的 TBB 标准化距平年变化: (a) W 区; (b) E 区
Fig. 3 The standard deviation of TBB averaged over Jun-Aug during 1980 - 1998; (a) Averaged over area W; (b) averaged over area E

化, 图 3a、b 分别是 W、E 区 6~8 月平均的逐年(1980~1998 年) 标准化的距平变化。图 3a、b 清楚表明, W 区和 E 区夏季 TBB 强度变化有各自的年际变化。本文把大于 0.5 和小于 -0.4 个标准差定义为对流减弱和加强年。分析发现, 夏季青藏高原东、西部对流(TBB)同时加强年(如 1980、1993、1996、1998 年), 不仅夏季长江流域降水偏多并都出现严重洪涝; 夏季青藏高原东、西部对流同时减弱年(如 1992、1994、1997 年), 不仅夏季长江流域降水偏少并都出现严重干旱。

由上可见, 夏季青藏高原东、西部对流强度异常对其下游地区特别是长江流域旱涝有重要影响。为了进一步了解青藏高原东、西部对流强度年变化趋势, 表 1 给出 1980~1998 年 W、E 区的 TBB 标准化距平的正、负符号的变化。

表 1 表明, 当 W 区与 E 区距平同号, 则表示青藏高原 W 区和 E 区对流强度变化一致(即同时加强或减弱); 若 W 区与 E 区反号, 则表明 W 区对流强、E 区对流的弱, 或 W 区对流的弱、E 区对流区强。在 1980~1998 年的 19 年中, W 区与 E 区的对流距平反号有 10 年, 大多数出现在 20 世纪 80 年代, 同号的有 9 年, 且多出现在 20 世纪 90 年代。上述分析已指出, 夏季长江流域干旱或洪涝事件的发生与青藏高原东、西部对流强度变化呈现一致有关, 如 1992、1994、1997 年高原东、西部对流都偏弱(图 3), 夏季长江流域都出现较严重的干旱(图 4c); 1980、1993、1996、1998 年高原东、西部对流都偏强(图 3), 这 4 年长江流域都发生了严重洪涝灾害(图 4f)。20 世纪 90 年代, 江淮流域洪涝与干旱事

表 1 1980~1998 年夏季 W 区和 E 区标准化距平正负符号
Table 1 The symbol for the standard deviation of TBB averaged over Jun - Aug during 1980 - 1998

年 Year	Area W	Area E	年 Year	Area W	Area E
1980	-	-	1990	-	+
1981	-	+	1991	-	+
1982	+	-	1992	+	+
1983	+	-	1993	-	-
1984	+	-	1994	+	+
1985	-	+	1995	+	+
1986	+	-	1996	-	-
1987	+	-	1997	+	+
1988	-	+	1998	-	-
1989	-	-			

件频繁发生可能与青藏高原东、西部对流强度变化出现同位相的年代际变化趋势有关(表1)。

4 夏季青藏高原东、西部对流强弱年的东亚环流及中国降水

青藏高原对流、雪盖异常与东亚夏季风环流、

降水的诊断及数值试验等已有了一系列的工作^[14~20],然而多数工作是将高原作为一个整体研究,本文分析表明,青藏高原东、西部的对流变化有的年一致,有的年相反,根据1980~1998年夏季青藏高原东、西部对流标准化值(见图3),对流弱的情况有3类:(A)西部弱(1983、1986、1994

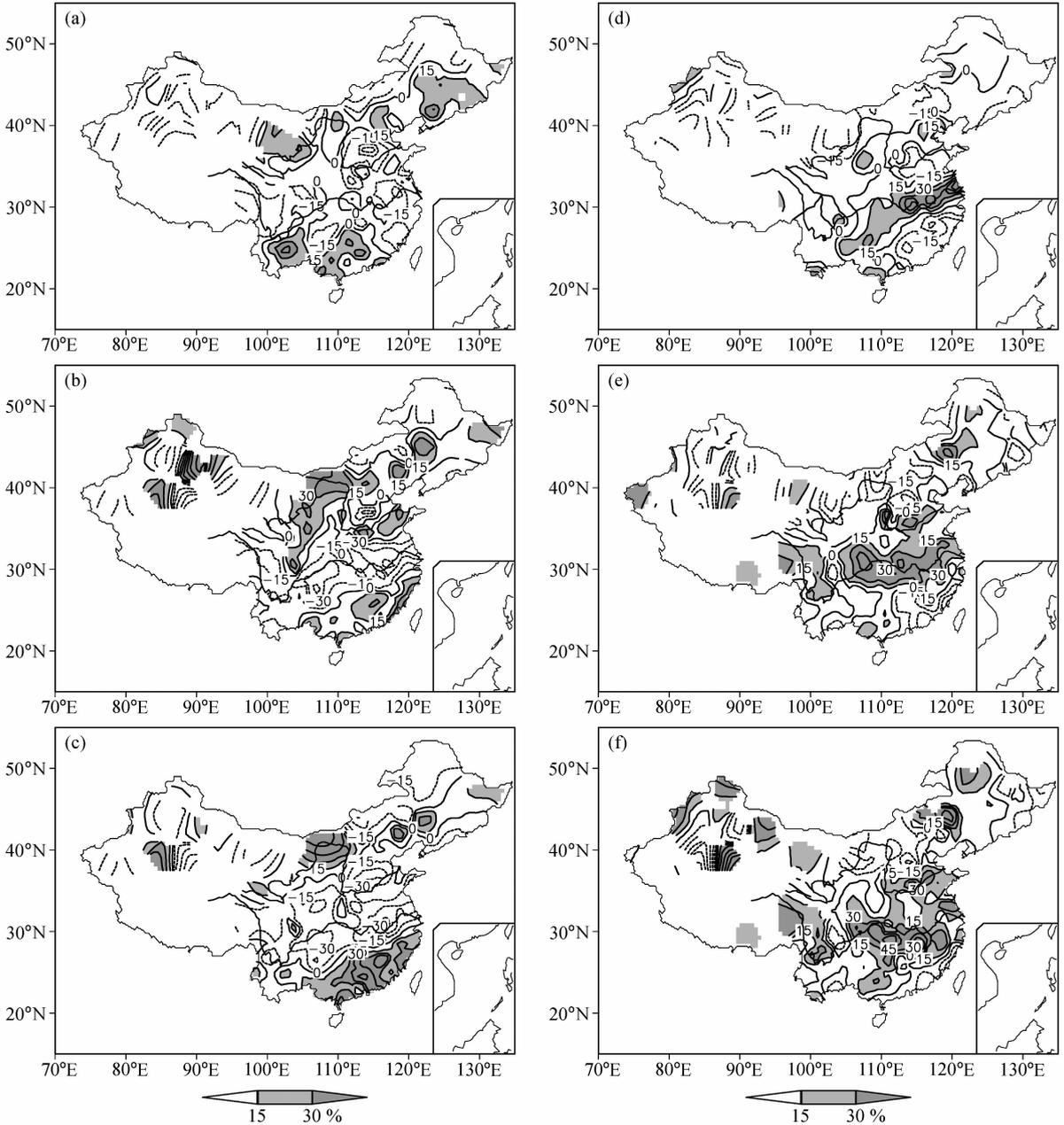


图4 6~8月降水距平合成图(阴影代表降水偏多区):(a)高原西部对流弱;(b)高原东部对流弱;(c)高原东部-西部对流都弱;(d)高原西部对流强;(e)高原东部对流强;(f)高原东部-西部对流都强

Fig. 4 The composite anomalous rainfall in China averaged over Jun-Aug (Shading areas indicate that rainfall is more than normal): (a) Weak convection in area W; (b) weak convection in area E; (c) weak convection in both area E and area W; (d) strong convection in area W; (e) strong convection in area E; (f) strong convection in both area E and area W

年), (B) 东部弱 (1990、1992、1994 年) 和 (C) 东部-西部都弱 (1992、1994、1997 年); 同样, 对流强的情况也有 3 类: (D) 西部强 (1980、1988、1991 年), (E) 东部强 (1980、1987、1998 年) 和 (F) 东部-西部都强 (1980、1993、1998 年)。因此, 我们进一步探讨青藏高原东、西部对流变化异常年东亚环流及中国降水特征。

图 4a~f 分别是上述 (A~F) 6 种类型的夏季中国降水距平百分率。图 4a~c 分别是西部、东部及东部-西部对流弱的 3 种类型, 图 4d~f 分别是西部、东部及东部-西部对流强的 3 种类型。3 种对流弱型的共同点是: 夏季中国东部降水出现南北二条雨带 (见图 4a~c 的阴影区), 分别位于华南和华北北部, 中国东部 25°N~38°N 中纬度地区降水偏少。分析发现, 虽然对流弱型中国东部降水易出现南北二条雨带, 但高原西部对流弱, 北方雨带降水中心易出现在东部, 南方雨带的降水中心易出现在西部 (见图 4a); 高原东部对流弱, 北方雨带降水中心易出现在西部, 南方雨带降水中心易出现在东部 (见图 4b)。青藏高原东部-西部对流都弱, 南北二条雨带降水都加强 (见图 4c), 这说明对流弱的 3 种型虽有共同点, 但强降水中心分布有差异。3 种对流强型的共同点是: 夏季中国东部 25°N~38°N 中纬度地区降水偏多 (见图 4d~f 的阴影区), 华南和华北北部地区降水偏少。虽然, 对流强型夏季中国东部江淮流域降水偏多, 但高原西部对流强, 强降水中心位于江淮中下游地区 (见图 4d); 高原东部对流强, 强降水中心位于江淮中上游地区 (见图 4e); 高原东部-西部对流都强, 江淮全域降水都显著偏多 (见图 4f)。这说明: 高原东部-西部对流同时加强年江淮流域易发生洪涝事件; 高原东部-西部对流同时减弱年江淮流域易出现严重干旱事件, 可见江淮流域极端天气气候事件的发生与高原东部-西部对流同时加强或减弱有关。

为什么夏季青藏高原对流弱, 中国东部易出现南北二条雨带, 而对流强易出现江淮流域雨带? 图 5a~f 对应图 4a~f 的 6 种状况给出夏季 850 hPa 距平风。图 5a~c 分别是对流弱的 3 种类型, 这 3 种类型的共同点是: 西风距平分别出现在东亚 20°N 和 40°N 附近, 而 30°N 附近出现东风距平。西风距平出现在 20°N 附近, 说明东亚热带季风槽加强^[21], 西风距平出现在 40°N 附近, 表明东亚西风带西风

加强。由此可见, 夏季青藏高原对流弱, 有利于东亚热带季风槽和西风带扰动加强, 因此夏季中国东部易出现南北二条雨带 (见图 4a~c)。图 5d~f 分别是夏季青藏高原对流强的 3 种类型, 这 3 种类型的共同点是: 西风距平出现在东亚 30°N 附近, 而 20°N 和 40°N 附近出现东风距平。西风距平出现在东亚 30°N 附近, 表明东亚梅雨锋加强^[20], 梅雨锋加强, 有利夏季江淮流域降水偏多 (见图 4d~f)。

综上所述, 夏季青藏高原对流弱, 850 hPa 风场上高原下游东亚 20°N 和 40°N 地区西风加强, 夏季中国东部易出现南、北二条雨带; 夏季高原对流强, 西风距平出现在东亚 30°N 附近, 夏季中国东部易出现江淮流域雨带。这就从环流机制上解释了为什么夏季高原对流弱, 中国东部出现南、北雨带, 高原对流强中国东部则出现江淮流域雨带。

为了进一步说明青藏高原对流强弱年, 高原下游东亚-西太平洋地区高度场的显著差别, 图 6a~f 分别对应图 4a~f 的 6 种状况, 但为 500 hPa 高度距平。图 6a~c 是对流弱的 3 种情况, 它们的共同点是: 高原东侧的东亚-西太平洋 (110°E~140°E) 30°N 以南为负距平、30°N 以北为正距平, 表明西太平洋副热带高压中心位于 30°N 以北, 这与许多研究结果一致, 即夏季西太平洋副热带高压位置偏北, 中国易出现南北二条雨带。夏季对流强的 3 种情况的共同点: 东亚-西太平洋 (110°E~140°E) 30°N 以南为正距平、30°N 以北为负距平 (见图 6d~f), 表明西太平洋副热带高压中心位于 30°N 以南。许多研究也已指出, 夏季西太平洋副热带高压位置偏南, 有利江淮流域降水偏多。

综上所述, 夏季青藏高原对流弱, 西太平洋副热带高压中心偏北 (位于 30°N 以北); 夏季青藏高原对流强, 西太平洋副热带高压位置偏南 (位于 30°N 以南)。这说明夏季青藏高原对流强弱年, 高原下游东亚-西太平洋地区位势高度场有显著差异。

为什么夏季青藏高原对流强 (弱), 西太平洋副热带高压中心位置相对偏南 (北)? 为此, 我们计算了青藏高原对流 (TBB) 强弱变化与东亚-太平洋区域 TBB 相关关系。公式 (1) 计算的结果称为自相关系数,

$$R(\tau) = \frac{\sum_{t=1}^{m-\tau} X_1(t)X_2(t+\tau)}{m-\tau}, \quad (1)$$

其中, $m=92$ d, τ 为滞后时间 (单位: d)。公式

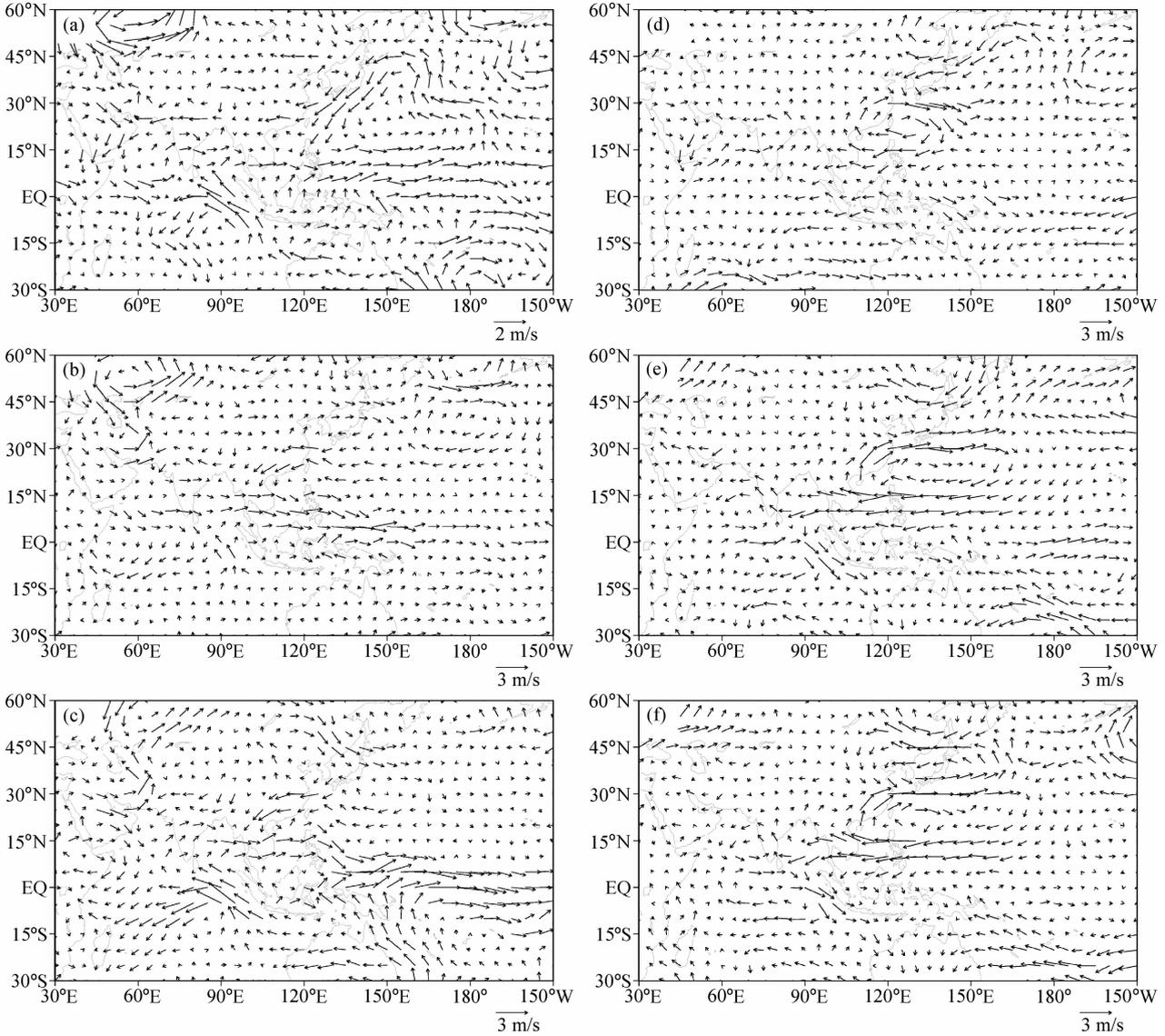


图5 夏季 850 hPa 距平风场, 其余同图 4

Fig. 5 The same as Fig. 4, but for the anomalous wind at 850 hPa

(1) 计算的相关关系隐含了诸多要素的影响, 就本文而言, 如计算 W 区与东亚地区的相关, 则包含了 M 区和 E 区的影响。为此我们计算了净相关系数, 净相关系数的意义是: 若一个应变量同时受到几个自变量影响, 那么在确定该应变量与其中某个自变量的相关关系时可采用假设其余自变量保持一致时的相关系数^[22]。在此, 假定 W 区域平均 TBB 为 X_2 , M 区为 X_3 , E 区为 X_4 是 3 个自变量, 某格点 TBB 为 X_1 (因变量), 则 X_1 与 X_2 的净相关系数公式如下:

$$r_{12.34} = \frac{r_{12.3} - r_{14.3}r_{24.3}}{\sqrt{(1-r_{14.3}^2)(1-r_{24.3}^2)}}, \quad (2)$$

其中,

$$r_{12.3} = \frac{r_{12} - r_{13}r_{23}}{\sqrt{(1-r_{13}^2)(1-r_{23}^2)}}, \quad (3)$$

$r_{12.34}$ 被称作二级净相关系数, $r_{12.3}$ 、 $r_{14.3}$ 、 $r_{24.3}$ 称为一级净相关系数, $r_{14.3}$ 、 $r_{24.3}$ 可由计算 $r_{12.3}$ 类似方法得到。下标“.”前数字表示因变量与自变量相关, 其后数字表示用统计方法保持一致的自变量。为了区别, 由公式(1)计算的结果称为自相关系数, 公式(2)、(3)计算的相关称作净相关系数。

第 3 节分析已指出, 青藏高原西部 (W 区) 范围最大, 且处于地形高度在 4500 m 以上的高原腹

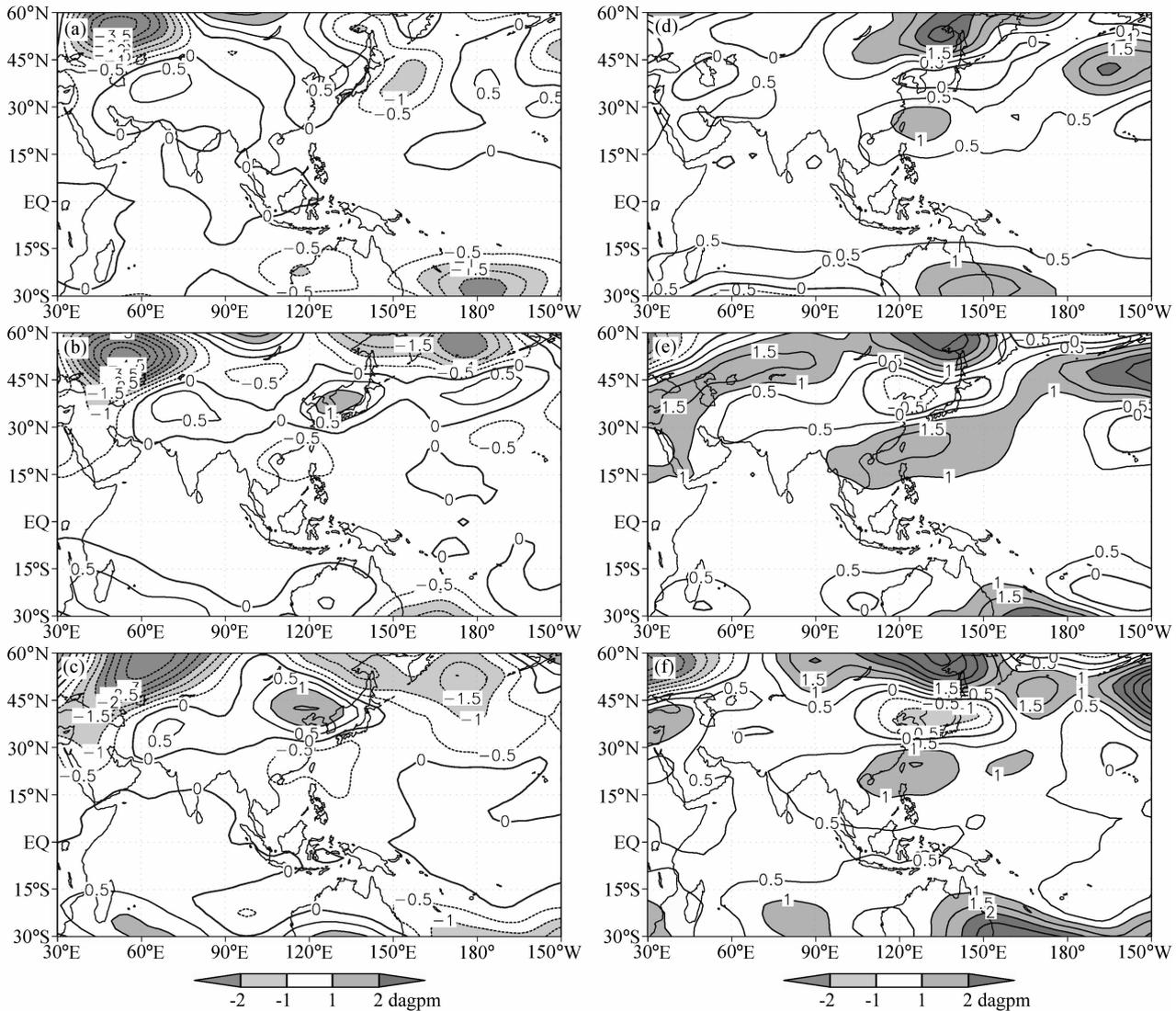


图 6 夏季 500 hPa 高度距平场, 其余同图 4

Fig. 6 The same as Fig. 4, but for the anomalous height at 500 hPa

地, W 区代表了 102°E 以西高原地区的对流变化, 因此 W 区是青藏高原主要关键区, 它的变化反映了高原主体变化的基本特征。图 7a 给出青藏高原 W 区对流弱年 (1983、1986、1994 年合成)、图 7b 是高原 W 区对流强年 (1980、1988、1991 年合成) 与东亚-太平洋区域 TBB 的同期净相关系数分布 (保持 M 和 E 区不变的相关系数), 阴影区表示信度达到 99%。从图 7a 和 b 可见, 正、负相关区的分界线出现在西太平洋 25°N 左右, 落后相关亦同, 此种相关关系可持续 12 天以上 (图略)。这说明西太平洋副热带区域对流与 W 区对流有显著的相关性, 西太平洋 25°N 以南为正相关、以北为负相

关。

图 8 是 1980~1997 年夏季 (6~8 月) 平均 500 hPa 高度以及 U=0 线的分布, 从图中可见, 多年平均夏季东亚-太平洋地区 U=0 线位于 25°N, 这是夏季平均的西太平洋副热带高压脊线位置。这与图 7a、b 正、负相关区的分界线出现在西太平洋 25°N 左右一致, 说明位于高原东部的西太平洋副热带高压的变化与青藏高原 W 区域对流强弱有显著相关性。W 区对流强 (弱) 与西太平洋地区相关关系相对稳定, 这实际上反映的是东亚天气系统的变化, 同时也说明青藏高原 W 区对流变化对下游东亚-西太平洋地区的环流变化有重要影响。

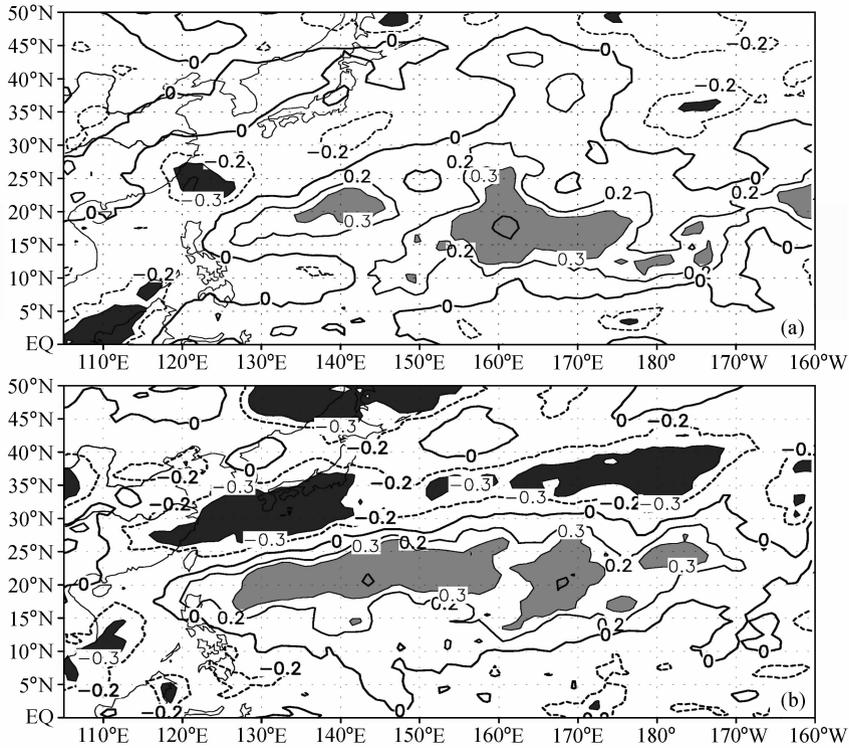


图7 W区对流(TBB)与东亚-北太平洋地区TBB同期净相关:(a)W区对流弱;(b)W区对流强。阴影区信度高于99%,深阴影为负相关,浅阴影为正相关

Fig. 7 The net correlation coefficient of TBB between area W and East Asia - the North Pacific during 1980 - 1998: (a) Weak convection in area W; (b) strong convection in area W. Shading indicates the region with significant level more than 99% (dark: negative correlation; light: positive correlation)

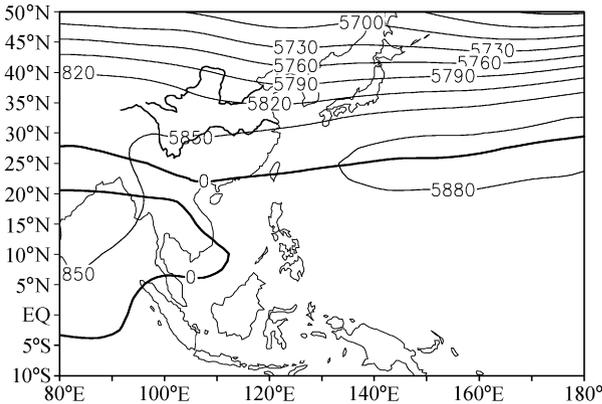


图8 1980~1997年夏季(JJA)平均500 hPa高度(单位:gpm)以及U=0线的分布

Fig. 8 The composite height (gpm) at 500 hPa in JJA averaged over 1980 - 1997 and isoline U=0 (thick solid line) at 500 hPa (the ridge line of subtropical anticyclone over the western Pacific)

5 讨论与结论

本文探讨了青藏高原对流(TBB)时空分布与

东亚环流及降水的关系,夏季东亚-西太平洋地区环流及中国东部夏季雨带的分布与青藏高原东、西部对流强、弱变化密切相关,研究指出:

(1) 青藏高原主体地区对流表现为冬弱、夏强,存在显著的6月初突跳上高原,10月初迅速撤离高原的突变现象。

(2) 夏季青藏高原对流活动呈现为高原西部型(28°N~34°N, 82°E~94°E)和东部型(27°N~34°N, 104°E~110°E);青藏高原西部、东部型对流(TBB)分别与整个青藏高原地区TBB的相关表明,高原西部型的对流代表了高原主体特征(28°N~34°N, 82°E~102°E);高原东部型的对流反映了104°E以东特征;青藏高原东、西部对流的强度变化相对独立,有各自的年际变化。

(3) 夏季青藏高原对流弱,850 hPa风场上高原东部的东亚20°N和40°N附近分别呈现西风距平,中国东部易出现南、北二条雨带;夏季高原对流强,850 hPa风场上东亚30°N附近出现西风距平,中国东部易出现江淮流域雨带,这就从环流机

制上解释了为什么有的年中国东部易出现南、北二条雨带, 有的年易出现江淮流域雨带。

(4) 夏季高原东部-西部对流同时加强, 江淮流域易出现洪涝灾害; 高原东部-西部对流同时减弱, 江淮流域易发生干旱灾害。20 世纪 90 年代, 江淮流域洪涝、干旱事件频繁发生, 可能与青藏高原东、西部对流强度变化处于同位相的年代际变化趋势有关。

参考文献 (References)

[1] 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1979
Yeh T, Gao Youxi. *Meteorology of the Qinghai-Xizang Plateau* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1979

[2] 朱克云, 段廷扬, 潘永. 青藏高原热状况特征分析. 云南大学学报 (自然科学版), 2001, **23** (4): 252~257
Zhu Keyun, Duan Tingyang, Pan Yong. Feature analysis of thermal regime on Tibet Plateau. *Journal of Yunnan University* (in Chinese), 2001, **23** (4): 252~257

[3] 赵平, 陈隆勋. 35 年来青藏高原大气热源气候特征及其与中国降水的关系. 中国科学(D辑), 2001, **31** (4): 327~332
Zhao Ping, Chen Longxun. Climate features of atmospheric heat source/sink over Qinghai-Xizang Plateau in 35 years and its relation to rainfall in China. *Science in China* (Series D) (in Chinese), 2001, **31** (4): 327~332

[4] 陈烈庭. 青藏高原冬春季异常雪盖与江南前汛期降水关系的检验和应用. 应用气象学报, 1998, **9** (增刊): 1~8
Chen Lieting. Test and application of the relationship between anomalous snow cover in winter-spring over Qinghai-Xizang Plateau and the first summer rainfall in southern China. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 1998, **9** (Supplement): 1~8

[5] 范广洲, 罗四维, 吕世华. 青藏高原冬季积雪异常对东、南亚夏季风影响的初步数值模拟研究. 高原气象, 1997, **16** (2): 140~152
Fan Guangzhou, Luo Siwei, Lü Shihua. The preliminary numerical experiments of effect of anomalous snow cover over Plateau in winter on east and south Asian summer monsoon. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1997, **16** (2): 140~152

[6] 吴统文, 钱正安. 青藏高原冬春积雪异常与中国东部地区夏季降水关系的进一步分析. 气象学报, 2000, **58** (5): 582~591
Wu Tongwen, Qian Zheng'an. Further analyses of the linkage between winter and spring snow depth anomaly over Qinghai-Xizang Plateau and summer rainfall of Eastern China. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2000, **58** (5): 582~591

[7] 杨辉, 宋正山, 朱抱真. 1979 年 5 月东南亚夏季风的建立和青藏高原的作用. 大气科学, 1998, **22** (6): 858~866

Yang Hui, Song Zhengshan, Zhu Baozhen. Onset of the Southeast Asia summer monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (*Scientia Atmospherica Sinica*) (in Chinese), 1998, **22** (6): 858~866

[8] 简茂球, 罗会邦. 1998 年青藏高原东部及其邻近地区大气热源与南海夏季风建立的关系. 高原气象, 2001, **20** (4): 381~387
Jian Maoqiu, Luo Huibang. Heat sources over Qinghai-Xizang Plateau and surrounding areas and their relationships to onset of SCS summer monsoon in 1998. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 2001, **20** (4): 381~387

[9] 董敏, 朱文妹, 徐祥德. 青藏高原地表热通量变化及其对初夏东亚大气环流的影响. 应用气象学报, 2001, **12** (4): 458~468
Dong Min, Zhu Wenmei, Xu Xiangde. The variation of surface heat flux over Tibet Plateau and its influences on the east Asia circulation in early summer. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 2001, **12** (4): 458~468

[10] 郑庆林, 王三杉, 张朝林, 等. 青藏高原动力和热力作用对热带大气环流影响的数值研究. 高原气象, 2001, **20** (1): 14~21
Zheng Qinglin, Wang Sanshan, Zhang Chaolin, et al. Numerical study of the effects of dynamic and thermodynamic of Qinghai-Xizang Plateau on tropical atmospheric circulation in summer. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 2001, **20** (1): 14~21

[11] 张艳, 钱永甫. 青藏高原地面热源对亚洲季风爆发的热力影响. 南京气象学院学报, 2002, **25** (3): 298~306
Zhang Yan, Qian Yongfu. Thermal effect of surface heat source over the Tibetan Plateau on the onset of Asian summer monsoon. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology* (in Chinese), 2002, **25** (3): 298~306.

[12] 叶笃正, 陶诗言, 李麦村. 在六月和十月大气环流的突变现象, 气象学报, 1958, **29**: 249~263
Yeh T, Dao Shihyen, Li Meitsun. The abrupt change of circulation over Northern Hemisphere during June and October. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1958, **29**: 249~263

[13] 季国良, 时兴和, 高务祥. 藏北高原地面加热场的变化及其对气候的影响. 高原气象, 2001, **20** (3): 239~244
Ji Guoliang, Shi Xinghe, Gao Wuxiang. The variation of surface heating field over Northern Qinghai-Tibet Plateau and its effect on climate. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 2001, **20** (3): 239~244

[14] 谢志辉, 罗勇. 青藏高原雪盖变化对我国气候的影响. 应用气象学报, 1999, **10** (增刊): 122~131
Xie Zhihui, Luo Yong. The effects of snow cover of Tibet Plateau on climate over China. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 1999, **10** (Supplement): 122~131

- [15] 陈乾金, 高波, 张强. 青藏高原冬季雪盖异常与冬夏季风变异及其相互联系的物理诊断研究. *大气科学*, 2000, **24**(4): 477~492
Chen Qianjin, Gao Bo, Zhang Qiang. Studies on relation of snow cover over the Tibetan Plateau in winter to the winter-summer monsoon change. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2000, **24**(4): 477~492
- [16] 陈兴芳, 宋文玲. 冬季高原积雪和欧亚积雪对我国夏季旱涝不同影响关系的环流特征分析. *大气科学*, 2000, **24**(5): 585~592
Chen Xingfang, Song Wenling. Circulation analysis of different influence of snow cover over the Tibetan Plateau and Eurasia in winter on summertime droughts and floods of China. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2000, **24**(5): 585~592
- [17] 陈乾金, 高波, 李维京, 等. 青藏高原冬季积雪异常和长江中下游主汛期旱涝及其与环流关系的研究. *气象学报*, 2000, **58**(5): 582~595
Chen Qianjin, Gao Bo, Li Weijing, et al. Studies on relationships among snow cover winter over the Tibetan Plateau and droughts/floods during Meiyu season in the middle and lower reaches of the Yangtze River as well as atmosphere/ocean. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2000, **58**(5): 582~595
- [18] 林建, 何金海. 青藏高原春夏季对流异常及其对西太平洋副高的影响. *南京气象学院学报*, 2000, **23**(3): 346~355
Lin Jian, He Jinhai. The anomalous convection over the Tibetan Plateau in spring and summer and its effect on the western Pacific Subtropical High. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology* (in Chinese), 2000, **23**(3): 346~355
- [19] 张顺利, 陶诗言. 青藏高原积雪对亚洲夏季风影响的诊断及数值研究. *大气科学*, 2001, **25**(3): 372~390
Zhang Shunli, Tao Shiyao. Influences of snow cover over the Tibetan Plateau on Asian summer monsoon. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2001, **25**(3): 372~390
- [20] 吴凌云, 余志豪. 青藏高原潜热感热、地形高度与我国冬、夏季温度的可能影响. *气象科学*, 2001, **21**(3): 291~298
Wu Lingyun, Yu Zhihao. The relationship between sensible heat and height of Qinghai - Xizang Plateau and temperature in winter and summer. *Scientia Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2001, **21**(3): 291~298
- [21] 张庆云, 陶诗言, 陈烈庭. 东亚夏季风指数的年际变化与东亚大气环流. *气象学报*, 2003, **61**(5): 559~568
Zhang Qingyun, Tao Shiyao, Chen Lieting. The inter-annual variability of east Asian summer monsoon indices and its association with the pattern of general circulation over East Asia. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2003, **61**(5): 559~568
- [22] 范福仁. *生物统计学*. 南京: 江苏人民出版社, 1966. 335~346
Fan Furen. *Biostatistics* (in Chinese). Nanjing: Jiangsu People Press, 1966. 335~346