

青藏高原春夏季对流层温度异常特征

吴裴裴^{1,2} 周顺武^{1*} 乔钰¹ 贾海荣¹ 闫梓宇¹ 刘园园² 李强³

(1 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044; 2 河北省承德市气象局, 承德 067000;
3 中国气象局华风影视集团, 北京 100081)

摘要 利用 NCEP/NCAR 再分析资料, 在揭示青藏高原对流层中上层(500~200 hPa)温度变化特征的基础上, 通过比较与同纬度地区对流层中上层温度的差异, 从温度纬向偏差角度定义了一个高原热力指数(TDI), 并分析了该指数在春夏季的多时间尺度变化特征。结果表明:①由春到夏, 亚洲对流层中上层的暖中心经历了从西太平洋西进到大陆, 并逐渐发展控制整个东亚地区, 之后东退的过程。春季扰动温度暖中心由我国华南地区逐渐西移至高原南部, 中心强度逐渐增大, 夏季扰动中心稳定在青藏高原南部;②TDI 的年变化曲线呈现出明显的单峰型特征, 表明高原的热力作用从 4 月开始明显增强, 并在 7 月达到最大, 9 月后又迅速减弱;③各月 TDI 的最高值、最低值和平均值均表现出夏季大冬季小的特征, 夏季 TDI 变幅明显小于其他季节;④TDI 具有明显的年际变化, 但春(夏)季该指数存在一定(明显)的月际差异, 且无明显的线性变化趋势。

关键词 青藏高原; 对流层中上层; 温度; 纬向偏差; 热力指数

引言

青藏高原(以下简称为高原)位于我国西南部, 面积约 $250 \times 10^4 \text{ km}^2$, 约占我国陆地面积的 1/4, 高原平均海拔高度在 4000 m 以上, 约占中纬度对流层厚度的 1/3, 是全球海拔最高、地形最为复杂的高原。高原主要通过热力和动力作用对大气环流和气候产生影响^[1]。高原的热力作用主要是指, 高原作为一个抬升的热源, 通过感热加热和潜热释放, 引起高原及其邻近地区的上升或下沉运动, 从而影响东亚大气环流和全球气候^[2-4]。高原的动力作用主要是指由于高原地形机械阻挡和摩擦引起的大气动力过程的变化, 主要是气流经过高原时的爬坡和绕流作用^[5-6]。高原的热力作用对大气环流和东亚季风有重要影响^[3, 7-9], 春、夏季高原加热异常, 通过影响太平洋副高、哈德莱环流和赤道辐合带, 影响着热带 ENSO 发展^[3]。

高原热源的变化对我国降水有良好的指示作用^[10-14], 冬春季高原的热力特征往往可指示我国夏

季降水的变化。赵平和陈隆勋^[13]利用高原及附近地面站资料, 得出春季高原热源对夏季东部降水有指示意义, 夏季热源与同期长江流域降水有显著正相关。研究表明^[14]春季高原热力分布不同, 对应全国的降水也不同。

表征高原热力强度的方法有很多, 在研究海气相互作用时, 经常利用两个区域上空的对流层温度积分来表征两个区域的热力性质^[15]; 另外利用气象常规资料通过热流入量方程进行积分, 通过倒算法计算高原地区大气热源^[7, 11]; 此外, 还有基于高原地区观测资料(如地表温度, 感热通量, 积雪资料等)表征高原下垫面热力作用^[16-17]。

由此可见, 目前表征高原热源的方法较多, 通过对各方法进行比较不难发现, 利用倒算法计算高原热源, 计算公式较为复杂; 而直接利用观测资料表征高原热源的方法一方面受资料准确度的限制, 另一方面一些资料在获取途径上也受到一些限制。综合起来, 采用对流层温度积分的方法^[15], 计算过程较简单, 同时温度资料的获取也较容易, 且使用较为方

<http://www.qxkj.net.cn> 气象科技

国家重点基础研究发展规划项目(2012CB955204), 国家自然科学基金项目(41275095, 41405070), 江苏省青蓝工程基金资助

作者简介: 吴裴裴, 男, 1983 年生, 工程师, 硕士生, 主要从事气象服务工作, Email: 447503424@qq.com

收稿日期: 2015 年 11 月 17 日; 定稿日期: 2016 年 2 月 25 日

* 通信作者, Email: zhou@nuist.edu.cn

便。本文利用 NCEP/NCAR 再分析资料,分析高原上空对流层中上层(500~200 hPa)温度的变化特征,通过与高原同纬度地区对流层中上层温度的比较,在此基础上基于温度纬向偏差^[18]定义了一个简便表征高原热力性质的指标,通过与传统方法表征高原热力指标进行比较,分析该热力指数多时间变化特征。

1 资料和方法

本文利用资料主要包括:①1979—2012年 NCEP/NCAR 月平均再分析资料中、温度场、地表感热以及 0 cm 地温资料;②同期青藏高原地区 14 个探空站的各标准等压面的月平均温度资料^[19]。

对流层温度是一个综合性的物理因子,它的变化往往是各种动力因素和热力因素共同作用的结果。各种环流因子、大气活动对东亚气候的影响,都绕不过对流层中上层温度变化这一环节^[20]。青藏高原是全球海拔最高的高原,高原的存在可以改变其上空的温度梯度^[18, 21],高原的大地形作用将导致高原上空对流层的温度与同纬度自由大气的温度之间存在差异。鉴于高原与同纬度温度之间的纬向差异,对高原主体区(75~102.5°E, 27.5~37.5°N)对流层中上层(500~200 hPa)温度进行积分,并做空间平均,引入扰动温差(T')的概念,即:

$$T' = \sum_{500 \text{ hPa}}^{200 \text{ hPa}} (T - \bar{T})$$

其中, \bar{T} 为纬向平均温度, T' 为温度纬向偏差。将对流层中上层扰动温差序列定义为高原对流层中上层温度偏差指数(简称温度偏差指数),简称为 TDI (Tibetan middle-high level Temperature zonal De-

viation Index)。

2 青藏高原对流层中上层温度的时空分布特征

分析 1979—2012 年多年平均的北半球对流层各层温度(图 1a)以及高原地区上空对流层各层温度减去同纬度地区各层温度的逐月分布(图 1b)。由图 1a 可见,北半球对流层各层温度随高度的增加而递减,在对流层中上层(500~100 hPa),由冬到夏对流层温度逐渐升高,其中在春夏季对流层温度存在明显的隆起,且在 7 月份温度达到最大,随后由夏到冬对流层温度又逐渐降低;而在暖季(4—10 月)在对流层顶至平流层下部(100~50 hPa)出现一温度低谷。

为了凸显高原地区相对同纬度地区的温度差异,图 1b 给出了高原地区对流层各层温度减去同纬度地区对流层各层温度后的各月分布。由图可见,以 150 hPa 为界,在 500~150 hPa 之间的对流层中上层,从 3—10 月,高原上空的温度距平始终为正,其中偏暖中心约为 8 °C(位于 6—7 月的 250 hPa 附近);而 100 hPa 以上的平流层下部在 3—11 月高原上空的温度为负距平,其中在 6—8 月出现了一个闭合的冷中心,负距平中心低于 -5 °C(位于 100~50 hPa 之间)。这表明在暖季期间高原上空对流层中上层(平流层下部)的温度比同纬度相同高度的温度明显偏暖(冷)。

进一步分析亚洲地区对流层中上层温度季节的演变特征,选取 1、4、7、10 月分别代表冬、春、夏和秋季,图 2 给出了亚洲地区四季对流层中上层温度场分布。由图可见,冬季东亚地区主要受东亚大槽影响(图 2a),未有暖中心形成;春季(图 2b)在赤道西

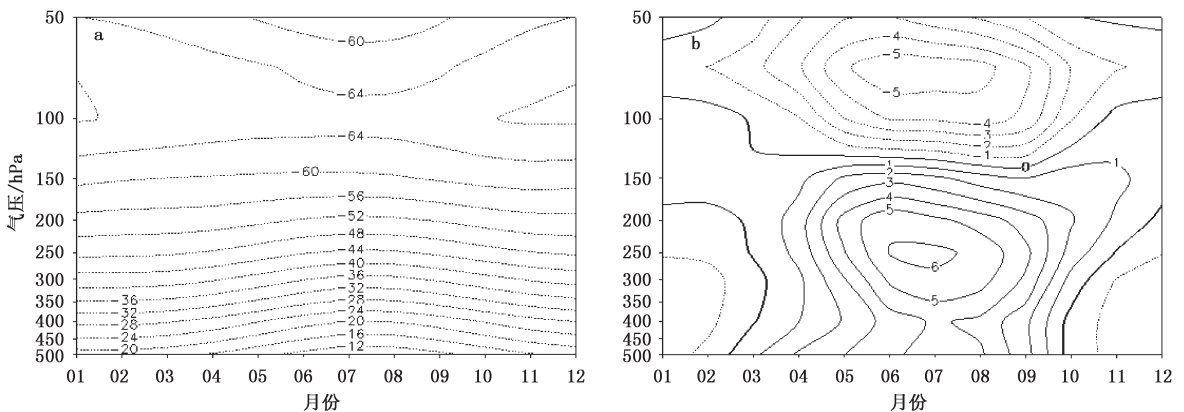


图 1 多年平均北半球对流层各层温度(a)以及高原地区对流层各层温度纬向偏差(b)的时间-高度剖面图(单位:°C)

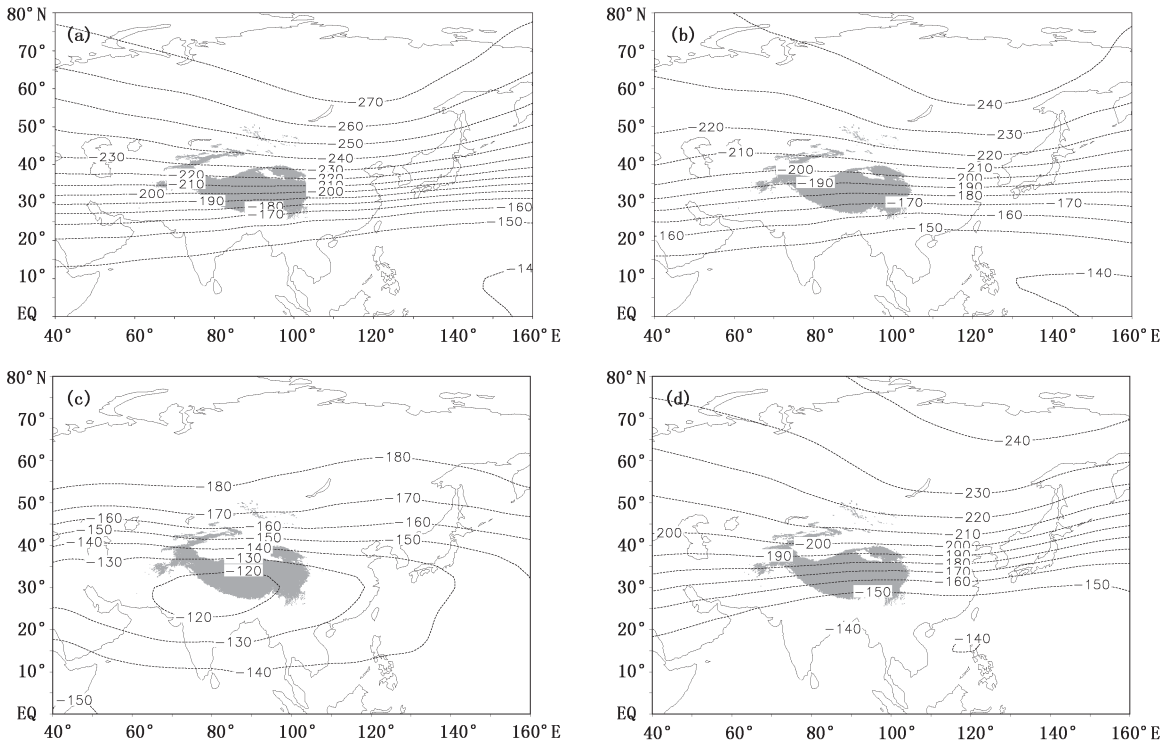


图2 亚洲对流层中上层(500~200 hPa)温度场分布:(a)1月;(b)4月;(c)7月;(d)10月

太平洋上有一个暖中心开始形成;夏季东亚大陆主要受暖中心控制(图2c),高温中心维持在 80°E 左右的高原南部;秋季(10月)此暖中心消失(图2d)。总的来说,亚洲地区对流层中上层的温度由冬到夏经历了暖中心从西太平洋建立并西移到高原附近的过程;而由夏到冬又经历了高原南侧暖中心减弱消失,东亚大槽重新建立的过程。

分析高原上空对流层中上层温度与同纬度地区温度的差异,图3分别给出了亚洲地区四季扰动温差(T')的分布。冬季(1月)在贝加尔湖以东地区有一冷中心(图3a),此时西太平洋地区出现正的扰动温差,暖中心出现在 25°N 附近的 $150^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 之间;春季(4月)冷中心仍位于贝加尔湖附近(图3b),但强度有所减弱,此时暖中心由西太平洋明显向西移到东亚大陆上空,在我国华南—西南地区为扰动温差的正距平(中心大约位于 25°N , 110°E);夏季(7月)东亚大陆上空的冷中心瓦解消亡(图3c),夏季我国大陆地区的温差基本为正距平,暖中心继续西移到高原上空(中心位于 27.5°N 的 $70^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$ 之间);秋季(10月)冷中心又重新出现在贝加尔湖附近(图3d),暖中心由高原向东移至西太平洋,且暖

中心的强度明显减弱。

进一步比较由春到夏亚洲上空对流层中上层(500~200 hPa)扰动偏差(T')正值中心位置和强度的变化,表1给出了多年平均后的4—9月期间 T' 正值中心位置和强度分布。由表可见,从4—7月扰动温差正值强度不断增大,同时其中心位置不断由高原东侧向西北移到高原,并在7月达到最大,位于高原腹地(32.5°N , 87.5°E);之后扰动温差正值开始逐渐减小,且向东移至高原东侧。总之,东亚地区对流层扰动温差的正值中心在春夏季始终位于高原地区及其东部地区。

3 TDI的多时间尺度演变特征

3.1 TDI的季节变化

分析TDI多年(1979—2012年)平均后的季节变化曲线(图4)。由图可知,该曲线在年进程中呈现出明显的单峰型;指数在3—10月为正值,而在11月至次年2月为负值。其中3月和10月的数值虽为正,但数值较小,高原的热力作用从4月开始逐渐增强,并在7月达到最大,9月后又迅速减弱。可见高原4—9月期间高原性质表现异常明显。

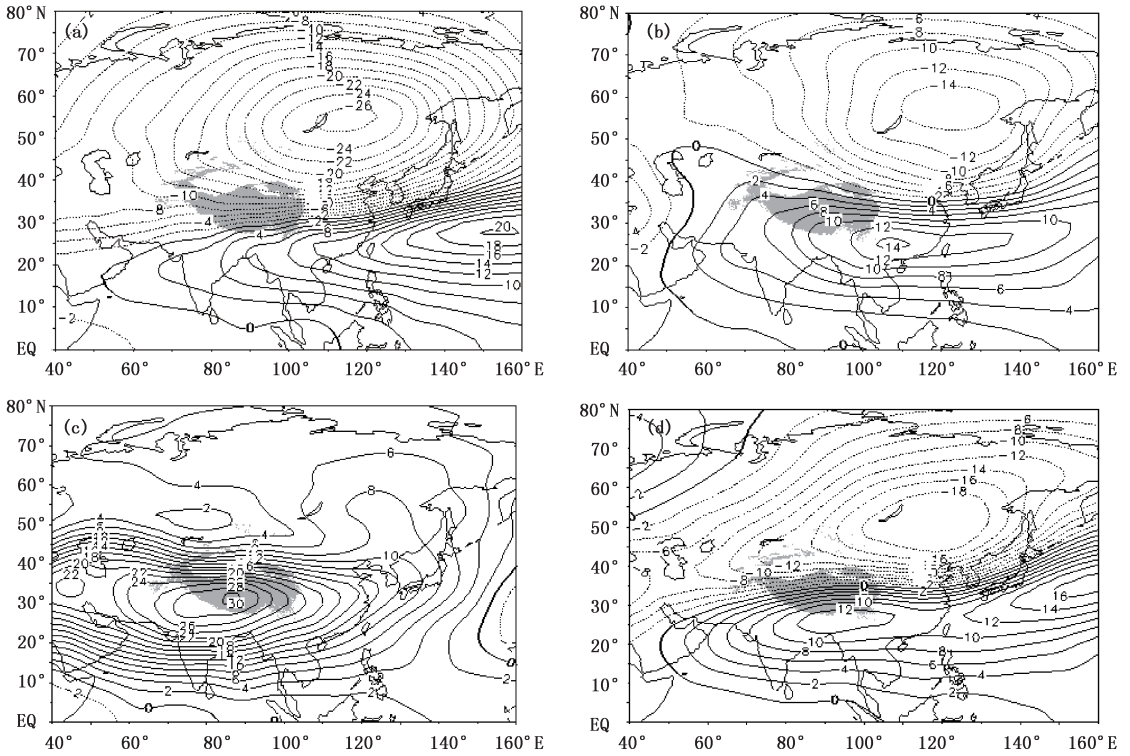


图 3 亚洲地区对流层中上层(500~200 hPa)扰动温差分布:(a)1月;(b)4月;(c)7月;(d)10月

表 1 4—9月对流层中上层(500~200 hPa)扰动偏差(T')正值中心位置和强度

	4月	5月	6月	7月	8月	9月
正中心强度/ $^{\circ}\text{C}$	14	22	29	30	27	20
正中心位置	25 $^{\circ}\text{N}$, 107.5 $^{\circ}\text{E}$	27.5 $^{\circ}\text{N}$, 97.5 $^{\circ}\text{E}$	30 $^{\circ}\text{N}$, 90 $^{\circ}\text{E}$	32.5 $^{\circ}\text{N}$, 87.5 $^{\circ}\text{E}$	30 $^{\circ}\text{N}$, 87.5 $^{\circ}\text{E}$	27.5 $^{\circ}\text{N}$, 87.5 $^{\circ}\text{E}$

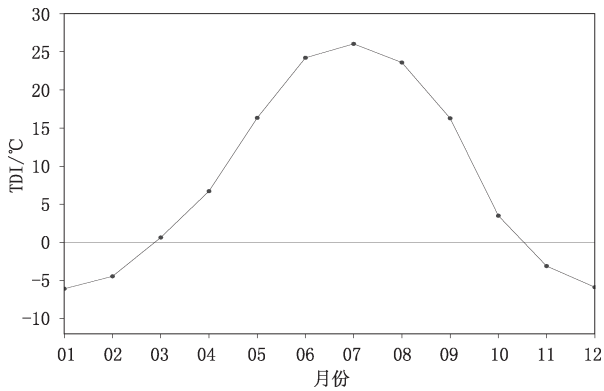


图 4 1979—2012年TDI的季节变化(单位: $^{\circ}\text{C}$)

表 2 为多年平均各月 TDI 平均值、最高值、最低值、标准差、线性变化趋势等统计结果。由表可知,1—12月 TDI 的最高值、最低值和平均值一样均表现出夏季大冬季小的特征;比较不同月份最高值和最低值的差,也可看出夏季最高值和最低值的差

明显小于其他月份;由标准差反映 TDI 的变化幅度,也可看出夏季该指数变幅较小,其中 8 月最小仅为 1.4 $^{\circ}\text{C}$,冬季较大,在 2 月最大达到 4.1 $^{\circ}\text{C}$,即表示冬季(夏季)TDI 的年际波动较大(小)。同时也可知,各月 TDI 的线性变化趋势并不明显(均未能通过显著性检验)。

3.2 TDI 的年际变化特征

春夏季高原对大气的加热作用,会得上空的大气与周围自由大气之间产生热力差异,且这种热力差异存在季节变化。图 5 分别给出 1979—2012 年 4—9 月的 TDI 年际变化曲线。由图可见,各月的 TDI 均存在明显的年际波动(折线),但无明显的线性变化趋势(直线)。4 月 TDI 平均偏低,但波动较大,总体上呈减弱的趋势;5 月 TDI 明显增大,年际波动明显,且总体上呈增加的趋势;6 月之后(6—8 月)TDI 最大,且维持在 19~30 $^{\circ}\text{C}$ 之间,但波动相

表2 1979—2012年各月的TDI最低值、最高值、线性变化趋势、标准差及多年平均值

°C

	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
最低值	-13	-11	-7	-1	9	19	20	19	10	-9	-11	-14
最高值	3	5	11	18	23	29	30	29	20	14	4	4
最高值与最低值之差	16	16	18	19	14	10	10	10	10	23	15	18
平均值	-6	-4	1	7	16	24	26	24	16	4	-3	-6
标准差	3.7	4.1	3.6	2.1	2.0	1.7	1.5	1.4	1.5	2.2	2.0	2.1
线性趋势 °C/10a	-0.1	-0.1	0.6	-0.7	0.2	-0.6	0.3	-0.2	0.2	-1.5	0.4	1.2

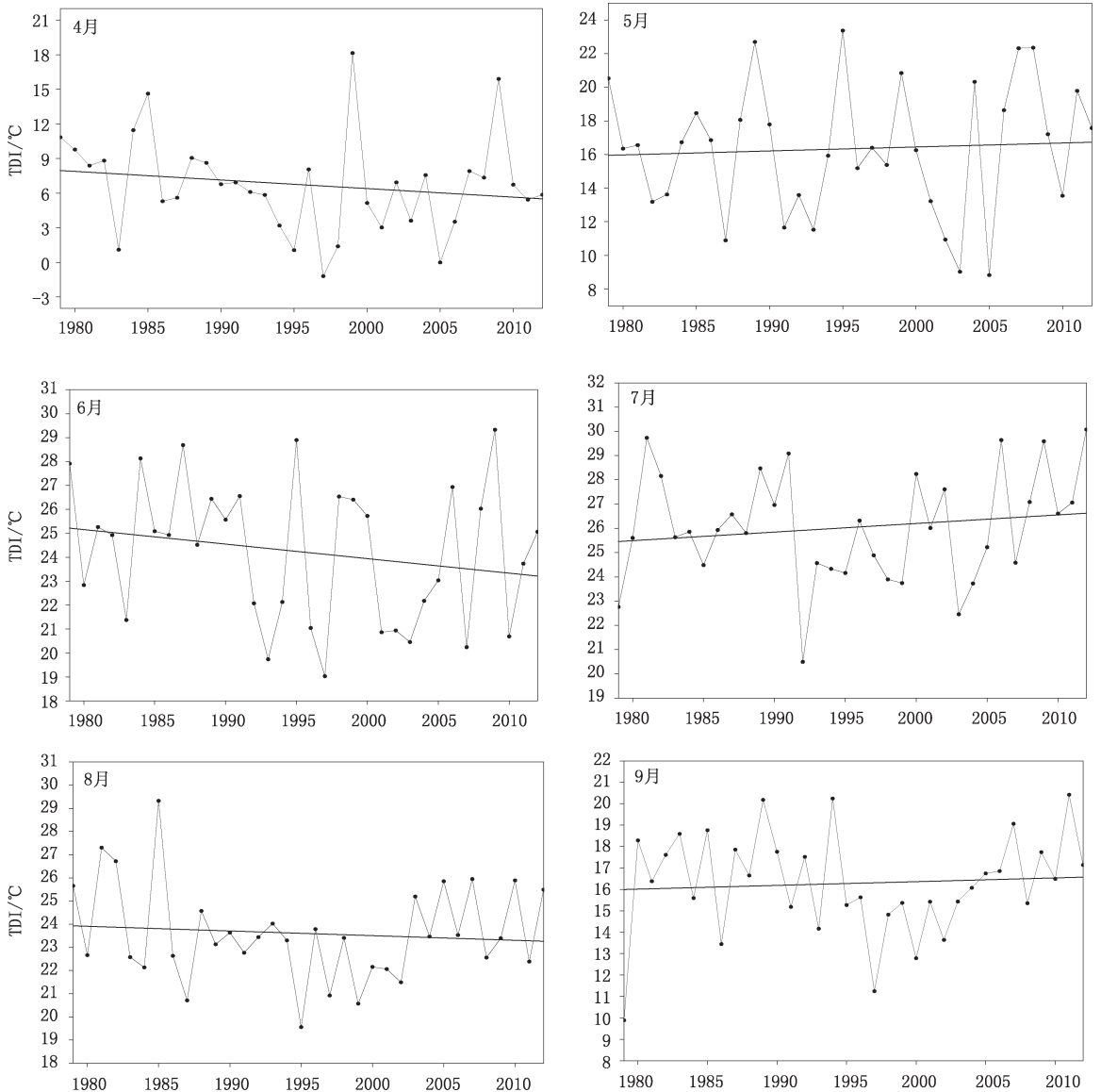


图5 1979—2012年4—9月TDI的年际变化

(图中折线为TDI, 直线为线性变化趋势, 单位: °C)

对较小,6 月和 8 月整体呈减小趋势,7 月呈增大趋势;9 月 TDI 明显减小,年际波动较大,且总体呈微弱的上升趋势。

表 3 给出了 4—9 月间各月 TDI 之间的相关系数,重点关注相邻月份之间的相关关系,发现 4 月和 5 月之间相关系数为 0.33,5 月和 6 月之间相关系数为 0.38,6 月和 7 月之间相关系数为 0.32,而 7 月和 8 月之间相关系数为 0.05,8 月和 9 月之间相关系数为 0.21,可见春季相邻月份之间 TDI 的年际变化存在一定的联系,而夏季相邻月份之间 TDI 的相关程度不大。分析表明,TDI 表现出明显的年际变化,但夏季相邻月份之间 TDI 的相关程度不大,各月之间指数存在一定的月际差异。

表 3 4—9 月期间各月 TDI 之间的相关系数

	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月
4 月	1					
5 月	0.34*	1				
6 月	0.37*	0.38*	1			
7 月	0.1	0.03	0.32	1		
8 月	0.23	-0.09	-0.15	0.05	1	
9 月	0.12	0.11	0	0.17	0.21	1

注: * 为通过信度为 0.1 的显著性检验。

3.3 TDI 指数的可靠性验证

为验证 TDI 表征高原热力性质的可靠性,分别从气候平均、年际变化和空间相关上,比较 TDI 与传统表征高原热力指标之间的差异。从年变化分布上来看,TDI 的年进程与“倒算法”得到的热源、0 cm 地表温度以及感热通量在年进程是一致的(图 6)。各指数在季节变化上均表现出单峰型,其中在暖季(4—9 月)各指数的数值均为正值,说明 4—9 月期间高原上空对大气存在明显的加热作用。总体上看,4 种物理量表征的数值从冬到夏均呈上升趋势,除感热通量值在 6 月达到最大值外,其他指数均在 7 月达到最大值,之后又迅速下降。由此可知,TDI 与其他表征高原热力性质的指标在季节变化上表现较为一致。

进一步验证在年际变化该指数的可靠性,将春季各月 TDI 与同期东亚地区的 0 cm 地表温度进行相关分析,图 7 给出了近 34 年(1979—2012 年)4—9 月 TDI 与同期地表温度的相关系数。由图可见,春季各月 TDI 与高原区的地表温度相关显著,高原

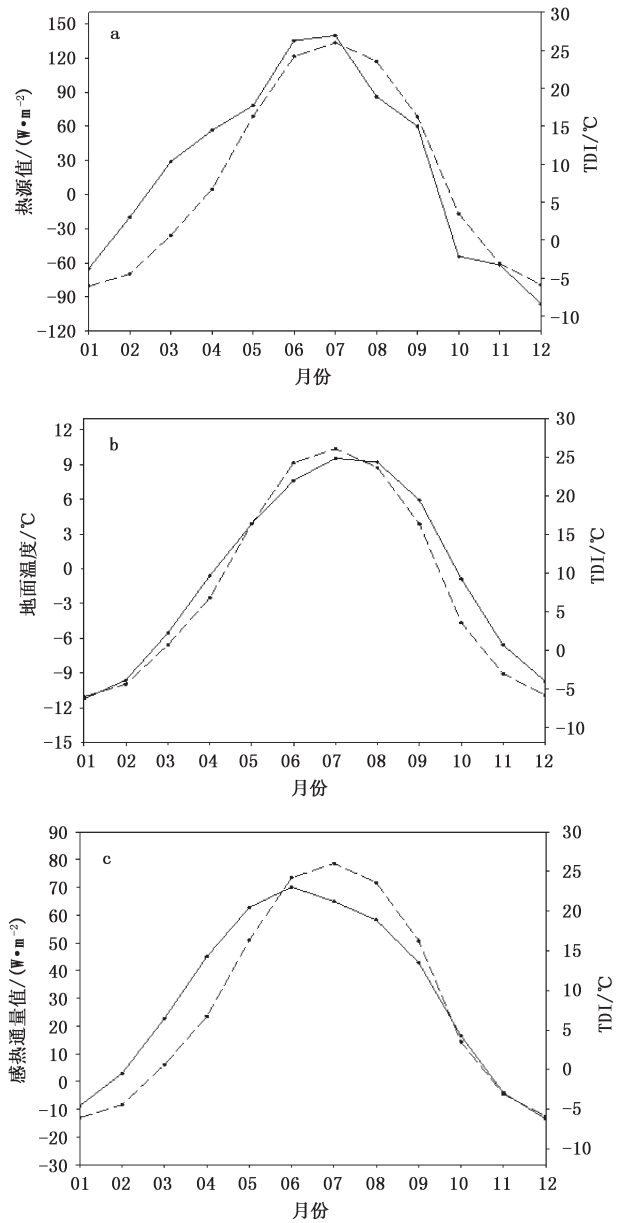


图 6 1979—2012 年 TDI(虚线)与倒算法计算的热源值(a), 0 cm 地面温度(b),感热通量值(c)逐月比较

区域的相关值达到了 0.6 以上(均通过了信度为 0.01 的显著性检验)。虽然各月的相关区域和相关程度有所差别,但春夏季最显著的相关区域仍位于高原地区。此外还可以看出,显著相关区的中心还表现出 4—6 月向北移,而 7—9 月稳定在 30°~35°N 之间,由此也证实该指数反映高原春季热力性质的合理性和可靠性。

基于高原地区 14 个探空站的温度资料,分别将高原 14 个台站的 500~200 hPa 之间温度资料做算

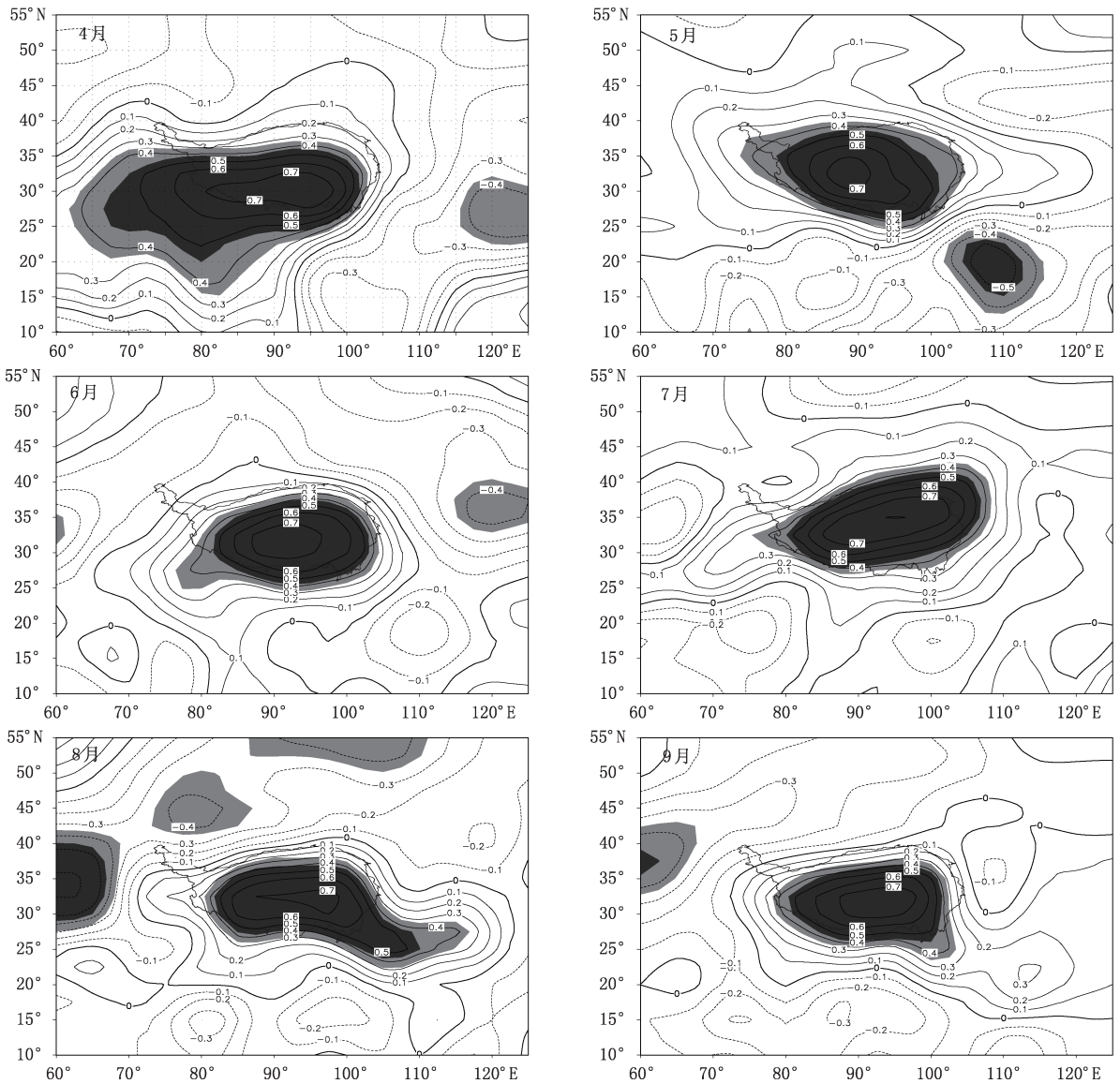


图7 1979—2012年4—9月TDI与同期0 cm地表温度的相关系数
(浅(深)色阴影表示通过信度为0.05(0.01)的显著性检验的区域)

术平均后,得到反映高原区温度变化的时间序列(简称探空温度序列)。图8显示了4—9月TDI和探空温度序列的年际变化。图中两者4—9月各月的年际波动一致,波峰波谷的对应关系比较好。且4—9月两指数序列之间的相关系数均在0.57以上(均通过了信度为0.01的显著性检验)。即春夏季两序列之间相关程度十分显著。因此可知,在年际变化上,TDI与探空温度的变化较为一致。

分析表明从多年平均,年际变化和空间分布上,TDI与其他表征高原热力性质的指数变化比较一致。从而较好地证实了通过比较高原与同纬度地区对流层中上层温度的差异,从温度纬向偏差角度定

义了一个高原纬向热力偏差指数(TDI)来表征春夏季高原热力性质的合理性和可靠性。Dai等^[22]曾讨论过用对流层不同高度温度描述亚洲季风区海陆热力对立的相对贡献,指出对流层中上层更为重要,Duan等^[23]同样引用该思路就高原热力强迫影响东亚季风年代际变化做了进一步研究。

4 结论

通过对高原地区对流层中上层温度的变化特征进行分析,与高原同纬度其他地区对流层中上层温度的比较,基于温度纬向偏差概念,定义了一个简便表征高原春夏季热力性质的指数(TDI),并对该指数

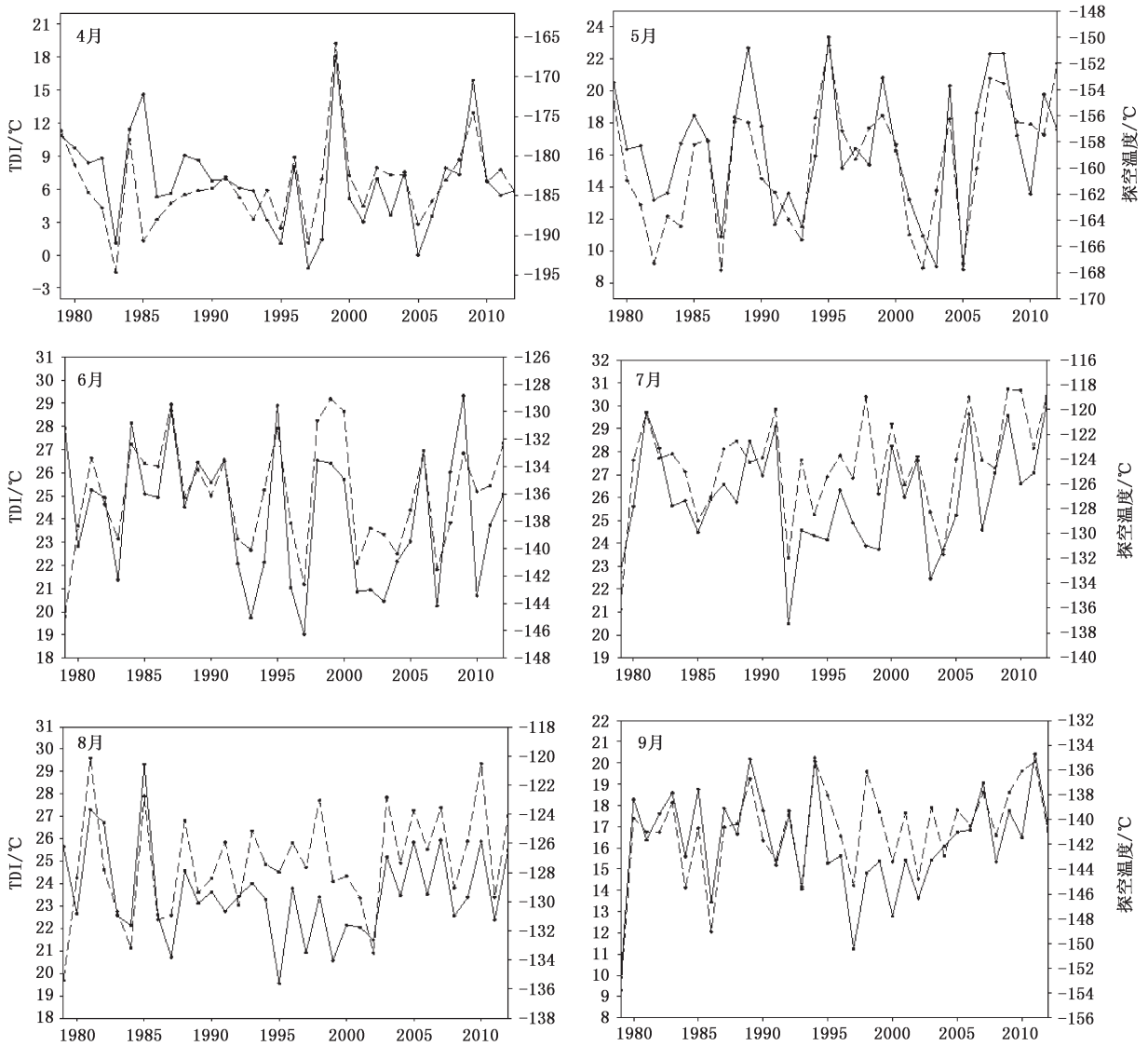


图 8 1979—2012 年 4—9 月 TDI 和探空温度的年际变化
(实线为 TDI 对应左坐标,虚线为探空温度对应右坐标)

进行了多时间尺度的分析。得到以下结论:

(1)3 月中旬到 10 月初,150 hPa 以上高原区域对流层扰动温度为负,且在夏季有一个温度冷中心;150 hPa 以下高原对流层温度为正,7 月正值中心在 250 hPa 附近。

(2)从对流层中上层空间分布的变化上看,从冬季到夏季,暖中心经历了从西太平洋西进到大陆,并逐渐发展控制整个东亚地区,之后东退的过程。春季扰动温度暖中心由我国华南地区逐渐西移至高原南部,中心强度逐渐增大;夏季扰动中心稳定在高原南部地区,随后中心强度逐渐减小。

(3)各月多年平均 TDI 的最高值、最低值和平均

值均表现出夏季大冬季小的特征;夏季最高值和最低值的差明显小于其他月份;夏季 TDI 变幅较小。

(4)4—9 月 TDI 存在明显的年际变化,但各月之间具有不同的年际变化,存在明显的月际差异,且其线性变化趋势并不明显。

(5)将 TDI 与其他表征高原热力指数进行对比,发现在年变化进程上,TDI 与其他表征高原热力性质的指数存在相同的变化特征;在空间分布图上,春夏季 TDI 与高原区域的 0 cm 地表温度存在显著的相关;年际变化上,春夏季 TDI 的变化也与高原对流层中上层(500~200 hPa)平均的探空温度变化存在很好的一致性。

参考文献

- [1] 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学[M]. 北京: 科学出版社, 1979.
- [2] Zhao Ping, Zhou Zijiang, Liu Jiping. Variability of tibetan spring snow and its associations with the hemispheric extratropical circulation and east Asian summer monsoon rainfall: An observational investigation [J]. *J Climate*, 2007, 20:3942-3955.
- [3] 周秀骥, 赵平, 陈军明, 等. 青藏高原热力作用对北半球气候影响的研究[J]. *中国科学*, 2009, 39(11): 1473-1486.
- [4] Nan S, Zhao P, Yang S, et al. Springtime tropospheric temperature over the Tibetan Plateau and evolutions of the tropical Pacific SST [J]. *J Geophys Res Atmospheres*, 2009, 114 (D10): 895-896.
- [5] 李萍云, 王亚非, 李琰. 青藏高原地形对 5、6 月北半球环流影响数值模拟[J]. *气象科技*, 2010, 38(2): 165-169.
- [6] 乔钰, 周顺武, 马悦, 等. 青藏高原的动力作用及其对我国天气气候的影响[J]. *气象科技*, 2014, 42(6): 1039-1046.
- [7] Yanai M, Song Z. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects of the evolution of the Asian summer monsoon [J]. *Meteor Soc Japan*, 1992, 70: 189-221.
- [8] Duan Anmin, Liu Yimin, Wu Guoxiong. Heating status of the Tibetan Plateau from April to June and rainfall and atmospheric circulation anomaly over East Asia in midsummer [J]. *Science in China*, 2005, 48(2): 250-257.
- [9] Wang Ziqian, Duan Anmin, Wu Guoxiong. Time-lagged impact of spring sensible heat over the Tibetan Plateau on the summer rainfall anomaly in East China: case studies using the WRF model [J]. *Climate Dynamics*, 2014, 42 (11): 2885-2898.
- [10] 沈丹, 王磊. 青藏高原土壤湿度对中国夏季降水与气温影响的敏感试验[J]. *气象科技*, 2015, 43(6): 1095-1103.
- [11] 钟珊珊. 青藏高原大气热源结构特征及其对中国降水的影响[D]. 南京: 南京信息工程大学, 2011.
- [12] 蒋艳蓉, 何金海, 温敏, 等. 冬、春季青藏高原东侧涡旋对特征及其对我国天气气候的影响[J]. *高原气象*, 2009, 28(5): 945-954.
- [13] 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[J]. *中国科学*, 2001, 31(4): 327-332.
- [14] 王群. 春季青藏高原热源的气候特征及其异常与大气环流和我国气候关系的研究[D]. 南京: 南京信息工程大学, 2006.
- [15] 赵平, 陈军明, 肖栋, 等. 夏季亚洲—太平洋涛动与大气环流和季风降水[J]. *气象学报*, 2008, 66(5): 71-729.
- [16] 何冬燕, 邓学良, 赵勇. 初春青藏高原地表温度变化对长江中下游降水的影响[J]. *高原气象*, 2010, 29(3): 579-586.
- [17] 汤懋苍, 尹建华, 蔡洁萍. 冬季地温分布与春夏季降水相关的统计分析[J]. *高原气象*, 1986, 5(1): 40-52.
- [18] 祁莉, 何金海, 张祖强, 等. 纬向海陆热力差异的季节转换与东亚副热带季风环流[J]. *科学通报*, 2007, 52 (24): 2895-2899.
- [19] Zhou Shunwu, Wu Ping, Wang Chuanhui, et al. Spatial distribution of atmospheric water vapor and its relationship with precipitation in summer over the Tibetan Plateau [J]. *J Geogr Sci*, 2012, 22(5): 795-809.
- [20] Zhou T J, Zou L W. Understanding the predictability of East Asian summer monsoon from the reproduction of land-sea thermal contrast change in AMIP-type simulation [J]. *Climate*, 2010, 23: 6009-6026, doi: 1011175/2010JCLI3546. 1.
- [21] 郑庆林, 梁丰. 青藏高原动力和热力作用对季节转换期全球大气环流影响的数值研究[J]. *热带气象学报*, 1999, 15(3): 247-257.
- [22] Dai A, Li H, Sun Y, et al. The relative roles of upper and lower tropospheric thermal contrasts and tropical influences in driving Asian summer monsoons [J]. *J Geophys Res Atmospheres*, 2013, 118:7024-7045.
- [23] Duan Anmin, Wang Meirong, Lei Yonghui, et al. Trends in summer rainfall over China associated with the Tibetan Plateau sensible heat source during 1980—2008 [J]. *J Climate*, 2013, 26:261-275.

Anomaly Characteristics of Spring and Summer Temperature in Troposphere over Tibetan Plateau

Wu Peipei^{1,2} Zhou Shunwu¹ Qiao Yu¹ Ben Hairong¹ Yan Ziyu¹
Liu Yuanyuan² Li Qiang³

(1 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044; 2 Chengde Meteorological Service, Hebei, Chengde 067000; 3 Huafeng Group of Meteorological Audio & Video Information, China Meteorological Administration, Beijing 100081)

Abstract: By using the NCEP/NCAR reanalyzed data, the differences of the mid-upper troposphere temperature in the areas of the same latitude are compared, based on the temperature variations in the mid-upper troposphere over the Tibetan Plateau (500 to 200 hPa). TDI (Tibetan middle-high level temperature zonal Deviation Index) is defined by the zonal temperature deviation. Moreover, the characteristics of multiple time scale variations of the index in spring and summer are also presented. Major conclusions are: (1) From spring to summer, the Asia mid-upper troposphere warm center moves westward from the west Pacific to the land and controls the whole East Asia gradually, and then retreats. The disturbance temperature warm center in spring moves westward from the southeast of China to the south of the Tibetan Plateau, and reinforces gradually, but it is stable in Southern Tibetan Plateau in summer. (2) The annual variation curve of TDI shows a single maximum obviously. The thermal effect increases gradually in April and reaches the maximum in July, then decreases rapidly after September. (3) The maximum, minimum and average value of TDI in all months are high in summer and low in winter. TDI in summer changes slightly. (4) The inter-annual change of TDI is obvious, but the index of spring (summer) has certain (obvious) monthly variation and there is no obvious linear trend.

Keywords: Tibetan Plateau; troposphere; temperature; zonal deviation; thermal index