

晏红明,袁媛,王永光,2022. 气候变暖背景下气候平均值更替对中国气候业务的影响[J]. 气象, 48(3):284-298. Yan H M, Yuan Y, Wang Y G, 2022. Influence of climatological mean value change on climate operation in China under the global warming [J]. Meteor Mon, 48(3):284-298(in Chinese).

气候变暖背景下气候平均值更替对中国气候业务的影响^{*}

晏红明¹ 袁媛² 王永光²

¹ 云南省气候中心,昆明 650034

² 国家气候中心,中国气象局气候研究开放实验室,北京 100081

提 要: 气候平均值的改变意味着气候平均态(以下简称气候态)的改变,由于不同气候态之间的差异,当气候态更替时,相应会改变各种气象要素、环流系统等变化特征的判识结果。不同气候态之间的差异越大,对判识结果的影响就会更加明显,这种影响即是气候态更替的影响。对于 2022 年 1 月 1 日执行的气候平均值由 1981—2010 年改为 1991—2020 年的新规定,将会对中国气候监测、预测和评价等业务产生怎样的影响? 针对气候平均值的改变,分别从中国 160 个站气温和降水,以及大气环流和海洋关键因子的变化等多方面,首先对比分析了不同时段气候态变化的差异及影响,然后重点讨论了 1991—2020 年新气候态更替的影响。结果表明不同时段气候态更替的影响不同,其中气温气候态更替的影响比降水气候态更替的影响显著,这种影响存在一定的季节差异,冬半年的影响大于夏半年,而降水气候态更替的影响主要集中在 4—6 月和 9—11 月两个转换季节。分析气候态更替的影响,发现基于新气候态,中国大部分地区的气温距平减小,其中减小最明显的区域位于河套附近,幅度在 0.3~0.7℃,对降水的影响主要在夏季和秋季,夏季中国南方和秋季华北多雨的特征减弱;对 500 hPa 大气环流的影响表现为冬季乌拉尔山脊加强、东亚槽偏东和蒙古高压减弱,而夏季则刚好相反;对东亚冬夏季风活动也有一定影响,表现为冬季风减弱,而夏季风加强;对海洋关键海区海温变化的影响表现为 IOD 正位相减弱和 Niño1+2 区海温距平指数偏高的特征。

关键词: 气候平均值,气象要素,不同时段气候态,气候态更替

中图分类号: P461

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2021.111901

Influence of Climatological Mean Value Change on Climate Operation in China Under the Global Warming

YAN Hongming¹ YUAN Yuan² WANG Yongguang²

¹ Yunnan Climate Center, Kunming 650034

² Laboratory for Climate Studies, National Climate Centre, CMA, Beijing 100081

Abstract: The change of climatological mean value indicates the change of climatic average state (hereinafter referred to as climatic state). Due to the difference between different climatic states, when one climate state changes, it will influence the judgment results of variation characteristics of various meteorological elements, atmospheric circulation system and so on. The greater the difference between different climatic states, the more obvious the impact on judgment results, which is the impact of climatic state replacement. How will the new regulation of changing the climate mean value from 1981—2010 to 1991—2020,

^{*} 国家自然科学基金项目(U1902209、41775073、42030603)、西南区域重点项目(2014-4)和中国气象局创新发展专项(CXFZ2021Z033)共同资助
2021 年 5 月 19 日收稿; 2021 年 11 月 19 日收修定稿

第一作者:晏红明,主要从事季风气候研究和短期气候预测. E-mail:y-hm@netease.com

通讯作者:袁媛,主要从事短期气候预测研究. E-mail:yuany@cma.gov.cn

which will be implemented on 1 January 2022, affect China's climate monitoring, prediction and evaluation? This is a very concerned problem in our climate operation. In view of the change of the climatological mean value, this paper compares and analyzes the differences and impacts of climatic states in different periods from the aspects of temperature and precipitation at 160 stations in China as well as from the changes of atmospheric circulation and oceanic key factors and so on, and then focuses on the impacts of the new climatic state replacement of 1991–2020. The results show that the influence of climatic states in different periods is different, in which the influence of temperature climatic state replacement is more significant than that of precipitation climatic state replacement, and there are some seasonal differences in this influence. The influence in winter is greater than that in summer, while the influence of precipitation climatic state replacement is mainly concentrated in the two transition seasons of April–June and September–November. By analyzing the influence of the new climatic state, we found that the temperature anomaly in most parts of China decreases, and the maximum decrease area is near Hetao region, with a decrease range of 0.3–0.7°C. The influence of precipitation climatic state replacement mainly occurs in summer and autumn, and the rainy characteristic in southern China in summer and in northern China in autumn weakens; The influence of height climatic state replacement on 500 hPa atmospheric circulation shows that in winter Ural Mountains ridge is strengthened, the East Asian trough is more eastward and the Mongolian high is weakened, while the situation is just the opposite in summer. In terms of the influence on monsoons, the East Asian winter monsoon is weakened, but the summer monsoon is strengthened. In addition, the IOD positive phase weakens and the sea surface temperature (SST) anomaly index in Niño1+2 region rises.

Key words: climatological mean value, meteorological element, climatic state in different periods, climatic state replacement

引 言

在气候业务中,气候平均值是指某一历史时段内某一气象要素的多年平均值,它表征了某时段内的气候平均态(以下简称气候态),因此气候平均值的改变意味着气候态的改变。世界气象组织(WMO)规定,气象要素的气候平均值是其最近三个整年代的平均值或统计值,需每隔10年进行一次更新(WMO,2007;2017),目前为止,气候平均值先后经历过多个时段滚动的30年平均。为了保持与国际气候业务和服务工作一致,中国气象局于2021年3月发文,规定从2022年1月1日起我国各级气候业务将正式启用1991–2020年的气候平均值(气预函[2021]21号,2021)。

全球变暖是近几十年来气候变化最主要的特征,已有的很多研究利用不同方法检测到20世纪北半球平均气温序列中的突变或跃变信号。尤卫红(1998)在分析全球和不同区域气温多尺度变化特征时指出1979年全球大部分地区的气温出现了突变,气温明显升高;Zhao et al(2005)研究发现20世纪

北半球平均气温突然变暖出现在1980年前后;亚洲政府间气候变化专业委员会(IPCC)第五次评估报告指出,工业革命以来全球气候显著变暖(Hartmann et al,2013)。我国气温变化与全球气温变化在趋势上非常一致(丁一汇等,2007),20世纪60年代以来中国大陆冬季气温出现明显的线性上升趋势(唐国利等,2009)。但气温变化的过程也是非常复杂的,最近半个多世纪以来,全球气候经历了多个年代际尺度的变化,自20世纪70年代以来,全球表面温度保持迅速上升趋势,而自2000年左右,全球表面温度的上升趋势开始减弱,甚至停滞,显著上升趋势明显减弱,增温停滞现象于2013–2014年左右结束(Trenberth and Fasullo,2013;Medhaug et al,2017;Hu and Fedorov,2017;高英健等,2020;吴立新,2020)。另外,由于地形差异和纬度差异等变化的影响,各地变暖速率并不相同,一般情况下,大陆变暖盛于海洋,中高纬度陆地区域变暖比低纬度地区大,西伯利亚到内蒙古一带的北亚大陆是近百年变暖最激烈的地区之一(Zhao et al,2014;Wang et al,2018;Yan et al,2019)。晏红明等(2000)指出全球海洋表面温度在20世纪70年代出现显著增暖;

Cheng et al(2019)分析了 1858—2018 年全球海洋上层 2 000 m 热含量,发现全球变暖更稳定的变化主要体现在海洋上;Hu et al(2020)发现全球平均海洋环流存在显著的加速趋势,自 20 世纪 90 年代以来全球海洋动能存在显著的增长趋势,其增长速率达到每 10 年增长 3%~27%。地球系统复杂显著的变化导致各气象要素在不同年代具有明显不同的气候态特征。同时,近年来许多气象观测站搬迁以及城市化也会对气候态产生影响。因此,在自然气候波动变化和客观人为因素的共同作用下,不同时段的气候平均值是有一定差异的。根据 WMO 的规定,基于 30 年气候平均值,使用滚动气候平均值的方法,即某一变量在具体某一年所对应的气候平均值是固定的,例如,某变量处于 2001—2010 年期间,计算其距平值用紧邻的前 30 年(1971—2000 年)的气候平均值,以此类推(WMO, 2019)。但气候业务具有一定的特殊性,目前在我国的国家级、省级和州市级的气候监测、预测、评估等实际气候业务中,每 30 年气候平均值的更替与 WMO 的规定一致,但并没有按照 WMO 规定的滚动气候平均值来开展实际气候业务,而是使用统一的一个气候平均值。这一方面是因为在实况监测评价业务中,涉及到极端天气气候事件监测和历史排名,需要用统一的气候平均值表征其异常特征;另一方面是在实际气候预测业务中需要基于长时间系列的历史资料建立多种预测模型,而模型的建立以及预报效果的检验评估也要利用统一的气候平均值。在这种情况下,气候平均值的更替就会对气候业务产生一定影响。已有的很多工作针对气候平均值更替对气候业务的影响开展研究,结果表明气候平均值的更替会对我国大部地区的气候监测、预测和评估等气候业务产生不同程度的影响(王永光, 2002;王秀文和李月安, 2003;房一禾等, 2016)。因此,了解不同气候态背景下气象要素变化的差异,对中国气候业务工作将有重要的指导意义。

气候监测、预测和评估是中国气候的主要业务,其中降水和气温是最受关注的气象要素,其变化与一些关键大气环流系统和海温等外强迫因子的变化密切联系(丁婷和高辉, 2019;刘芸芸等, 2021)。因此,本文主要针对中国逐月降水和气温来讨论气候态更替的影响,并进一步讨论新气候态背景下 500 hPa 高度场、海表温度及各关键海区海温指数、冬夏季风活动等关键环流因子和海洋因子的变化特征。

1 资料和方法

分析资料包括:①国家气候中心提供的中国 160 个站 1951—2020 年月平均降水和气温数据;②美国国家环境预报中心和国家大气研究中心(NCEP/NCAR)提供的 1951—2020 年再分析月平均 500 hPa 高度场、高低层风场等资料,分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (Kistler et al, 2001);③英国哈德莱中心提供的 1951—2020 年月平均海表温度资料,资料分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ (HadISST, Rayner et al, 2003)。

在以下分析中为简单起见,将 1951—1980、1961—1990、1971—2000、1981—2010 和 1991—2020 年 5 个不同时段的气候平均分别称为: P_1 、 P_2 、 P_3 、 P_4 和 P_5 。以 1981—2010 年和 1991—2020 年两个时段为例,假定某一个变量 X ,该变量在两个时段的气候态分别表示为:

$$P_4 = \frac{1}{30} \sum_{i=1981}^{2010} X_i$$

$$P_5 = \frac{1}{30} \sum_{i=1991}^{2020} X_i$$

以上两式中 i 表示年份,两个气候态的差值(D)表示为:

$$D = P_5 - P_4$$

在以下分析中,我们重点讨论 $P_5 - P_4$ 差值变化的影响,同时也简单比较了 1951—2020 年期间不同时段气候态(即 P_1 、 P_2 、 P_3 、 P_4 和 P_5)变化的差异。对于气温而言,主要讨论新旧气候态差值(D)的变化,降水则主要用两个气候态的差值(D)和降水差值百分率(B)进行讨论,即

$$B = \frac{P_5 - P_4}{P_4} \times 100\%$$

本文主要通过比较不同气候态之间的差异,进一步探讨气候态更替对气温和降水、关键大气环流系统和海洋因子等变化特征判识结果的影响,进而了解气候态更替对气候业务的影响。由于不同气候态之间的差异,基于不同气候态时各气象要素、环流系统和海洋因子等变化特征的判识结果是有差异的。例如对于某一个气象观测站点 2021 年 6 月的气温而言,相对于气候态 P_3 和 P_4 的距平分别为 dT_3 和 dT_4 。以 dT_3 和 dT_4 的正距平为例,由于气候平均态的差异,如果两个气候态之间的差值($P_4 - P_3$) > 0 ,则 $dT_4 < dT_3$,表明与 P_3 相比,基于 P_4

气温偏高的幅度减小;如果 $(P_4 - P_3) < 0$,则 $dT_4 > dT_3$,表明与 P_3 相比,基于 P_4 气温偏高的幅度就会增大。其中 $(P_4 - P_3)$ 的绝对值越大,气候态更替对判识结果的影响相应就会更加显著,也即是气候态更替对气候业务的影响也更加显著,相反,其影响不明显。本文主要分析的是气候态更替对各类气象要素带来的可能影响,不涉及对未来气候变化的预估或者预判方面的内容。本文冬季为12月至次年2月,以12个月所在的年为当年,涉及的中国地图边界的审图号为GS(2019)1798号,底图无修改。

2 气温气候态的变化及其影响

与全球气候变暖趋势一致,1951—2020年期间

从 P_1 到 P_5 不同时段的30年气温气候平均值基本呈上升趋势,特别是从 P_3 到 P_5 的上升趋势显著。分析逐月各时段气温气候态的变化(图1),发现除1、4、10、11和12月从 P_1 到 P_5 的变化呈显著持续的线性上升趋势外,其他月份均存在一个停止期,停止期一般出现在从 P_1 到 P_2 或 P_2 到 P_3 两个时段,6、7和9月从 P_1 到 P_2 的气候平均值甚至出现了下降趋势。

分析气温 P_5 气候态与其他时段气候态(P_4 、 P_3 、 P_2 、 P_1)差值的逐月变化,可以更进一步看到气候变暖对不同气候态的影响(图2a)。整体而言, $P_5 - P_1$ 的差值最大, $P_5 - P_2$ 的差值次之, $P_5 - P_3$ 的差值为第三, $P_5 - P_4$ 的差值最小。另外,差值变化有较大的季节差异,冬半年(11月至次年4月)的差

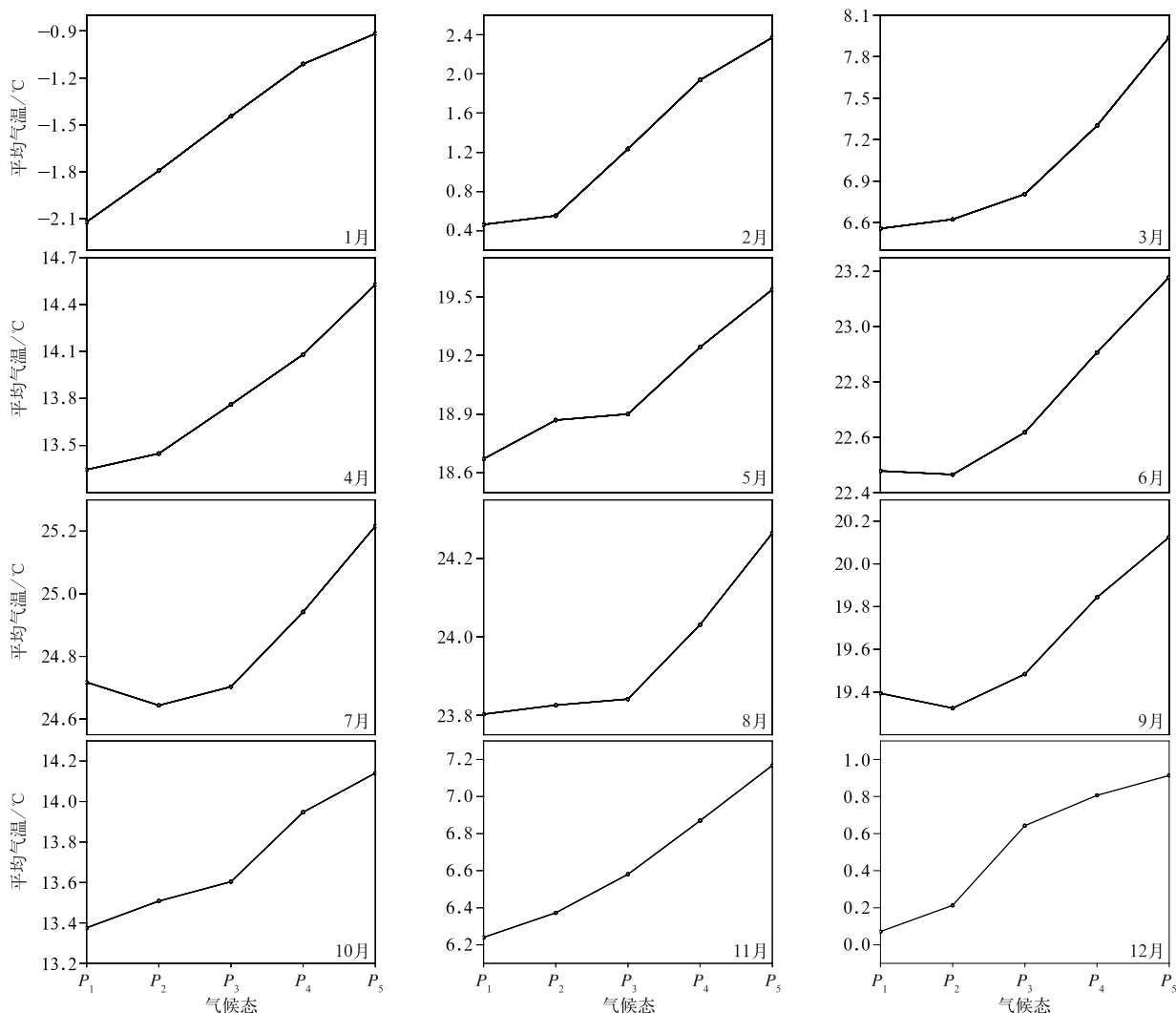


图1 中国160个站逐月平均气温在不同年代气候平均值的变化

Fig. 1 Variation of monthly average temperature of 160 stations in China in different climatic states

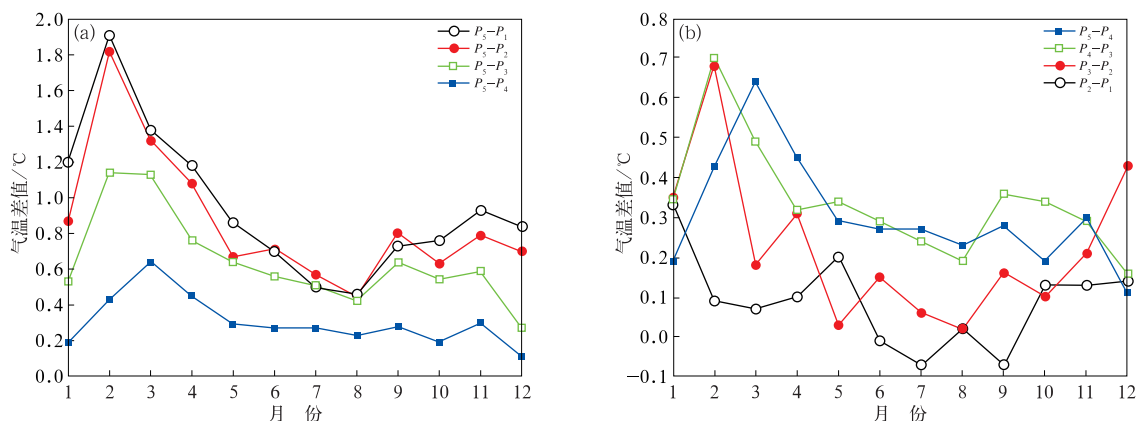


图 2 中国 160 个站 (a) 平均气温气候态 P_5 分别与其他不同时段气候态差值的逐月变化, (b) 两个相邻气候态的差值的逐月变化

Fig. 2 The monthly variations of differences between the climatic state P_5 and the climatic state of other different periods of average temperature (a), and the monthly variations of differences between two adjacent climatic states (b) of 160 stations in China

值较大,而夏半年(5—10月)差值较小,其中,2月和8月分别是差值最大和最小的两个月份。

由于气候态是指三个整年代的平均值或统计值,每隔 10 年滑动更新一次,因此每两个相邻气候态的差值可以反映新旧气候态更替时的影响程度。图 2b 为每两个相邻时段气候态的差值(后一个 30 年气候态减去相邻的前一个 30 年气候态)的逐月变化,比较 1—12 月累计差值的变化,表明 $P_4 - P_3$ 的差值最大 (4.07°C),其次是 $P_5 - P_4$ 的差值 (3.67°C), $P_3 - P_2$ 的差值为第三 (2.68°C), $P_2 - P_1$ 的差值最小 (1.37°C)。相邻两个时段气候态的变化同样存在显著的季节差异,一般而言,冬春季 1—4 月较大,而夏半年较小,其中 2 月或 3 月的差值最大。重点分析 $P_5 - P_4$ 的差值变化,清楚看到差值在 3、4、7、8 和 11 月近半年的时间里均为最大,其中 3 月的差值最大,高达 0.64°C ;而 12 月最小,仅为 0.11°C ,夏季的差值一般仅为 $0.2 \sim 0.3^{\circ}\text{C}$ 。

综合以上分析看到,由于气候变暖停止、快速或缓慢变化的影响,每一次气候态更替的影响是不同的,其中,气候态从时段 P_1 到 P_2 更替的影响较小,而从 P_2 到 P_3 、 P_3 到 P_4 、 P_4 到 P_5 更替的影响均比较大,尤其 P_3 到 P_4 更替的影响最大。与旧气候态相比,每次新的气候态均会使得气温距平减小,表现为气候变暖趋势减缓的特征。另外,气候态变化的影响还存在一定的季节差异,总体而言,气温气候态更替对冬半年的影响较大,而对夏半年的影响较小。

中国 160 个站各站点年平均气温气候态 $P_5 - P_4$ 的差值在全国均为正值,最大差值中心位于河套、华东沿海、西北西部的部分地区,差值约为 $0.4 \sim 0.5^{\circ}\text{C}$ (图 3a)。与年平均气温差值的分布基本一致,各站点四个季节平均气温 $P_5 - P_4$ 的最大差值中心均位于河套附近,但中心强度春季最大,夏季次之,冬季为第三,秋季最小;西北地区的差值在不同季节的变化差异较大,冬季和秋季出现负差值区域,春季差值较大,中心为 0.7°C ;在西南地区东部、华中西部和华南西部的气温差值较小,该区域的差值在冬季、夏季和秋季均低于 0.1°C (图 4)。 $P_5 - P_4$ 差值的空间分布表明,基于气候态 P_5 ,我国大部分地区的气温距平减小,其中减小最明显的区域位于河套附近,幅度在 $0.3 \sim 0.7^{\circ}\text{C}$,而西北地区西部部分地区的气温距平在冬季和春季增大。

冬季冷暖在气候业务中最受关注,图 3b 为 1951—2020 年冬季全国 160 个站平均气温的年际变化,可看到 20 世纪 80 年代的气候平均为 -0.5°C ,而 21 世纪 10 年代的气候平均为 6.2°C ,两个时段气候平均相差近 6.7°C 。因此,基于气候态 P_5 ,中国冬季气候偏冷的年份表现为增加,例如:近年来的 2009 年和 2015 年冬季气温相对于气候态 P_4 偏高,而相对于 P_5 却表现为偏低变化。

3 降水气候态的变化及其影响

与气温气候态的变化不同,1951—2020 年期间

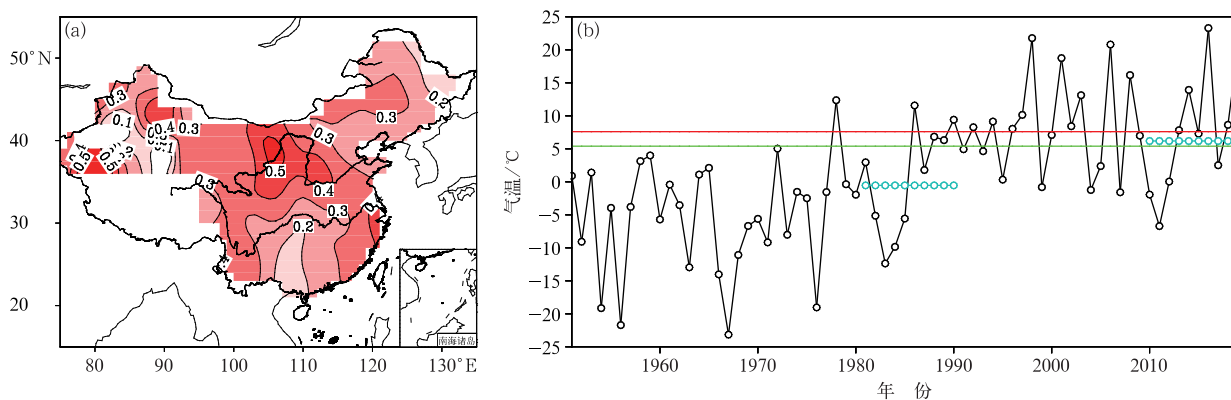


图3 中国160个站(a)年气温气候态 $P_5 - P_4$ 的差值分布和(b)1951—2020年冬季平均气温的年际变化(红色线为1991—2020年的气候平均,绿色线为1981—2010年的气候平均,圆圈标注的蓝色线分别为20世纪80年代和21世纪10年代的气候平均)

Fig. 3 Difference distribution of climatic state $P_5 - P_4$ of annual average temperature of 160 stations in China (a) and the interannual variation in winter temperature in 1951—2020 of 160 stations in China (b)

(In Fig. 3b, red line is the climate mean in 1991—2020, green line is the climate mean in 1981—2010, and blue lines marked by the circle are the climate mean in 1980s and 2010s, respectively)

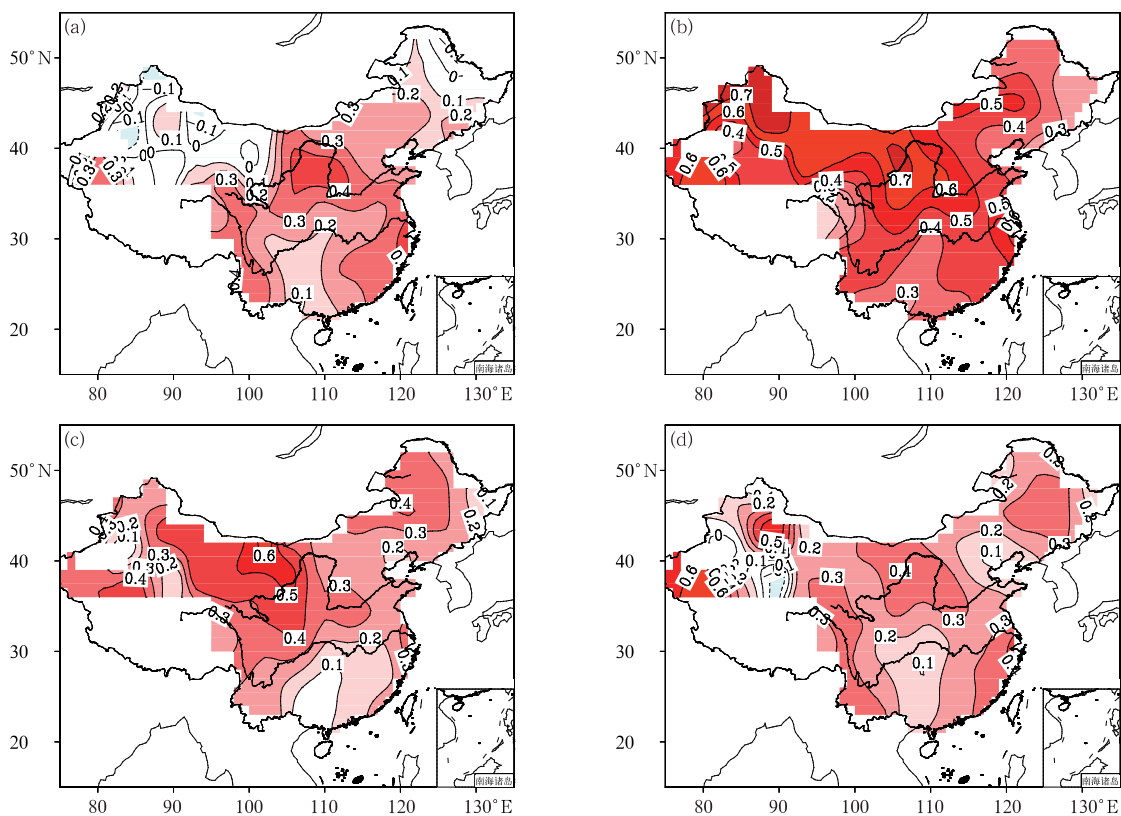


图4 中国160个站(a)冬季、(b)春季、(c)夏季和(d)秋季季节平均气温气候态 $P_5 - P_4$ 的差值场分布(单位: $^{\circ}\text{C}$)

Fig. 4 Difference distributions of climatic state $P_5 - P_4$ of seasonal mean temperature (unit: $^{\circ}\text{C}$) of 160 stations (a) winter, (b) spring, (c) summer, (d) autumn

不同时段降水气候态变化主要表现出明显的年代际波动,增加或减少的线性趋势并不明显(图5)。不同时段降水气候态变化的差异也比较大,除1月降水气候平均值基本呈稳定增加趋势外,其余月份降水气候平均值均呈高低波动变化,4月和9月降水从 P_2 到 P_5 出现稳定减少趋势,而6、7、8和12月从时段 P_2 到 P_5 则呈逐渐增加的趋势,11月逐渐增加的趋势从 P_3 开始。综合来看,相对于降水气候态 P_4 ,气候态 P_5 在1、6、7、8、11和12月均表现为增加,而其他月份却表现为减少。

对比降水气候态 P_5 分别与其他气候态(P_1 、 P_2 、 P_3 、 P_4)差值的逐月变化(图6a),发现由于降水的变化趋势不明显,相应降水气候态 P_5 与其他时段气候态的差值并无明显差异;差值的月际变化特

征也十分类似,正差值最显著的月份出现在6月,该月 P_5-P_2 的差值最大(13.1 mm),而负差值最显著的月份是4月和9月, P_5-P_2 的最大差值也仅仅接近7 mm。进一步分析每相邻两个降水气候态差值的月际变化(图6b),可以清楚看到差值变化的幅度也并不是很显著,相比较而言,在转换季节4—6月和9—10月差值的波动较大,但 P_5-P_4 的差值在6月的变化幅度最大也仅为6.5 mm,差值在大部月份的波动均在 ± 4 mm。因此,对于全国平均降水的变化而言,降水新气候态 P_5 的更替对其降水变化评估的影响并不明显。

图7a和7b分别为年平均降水气候态 P_5-P_4 的差值和降水差值百分率分布,可以看到除西南地区 and 西北地区西部的部分地区为降水负差值外,全

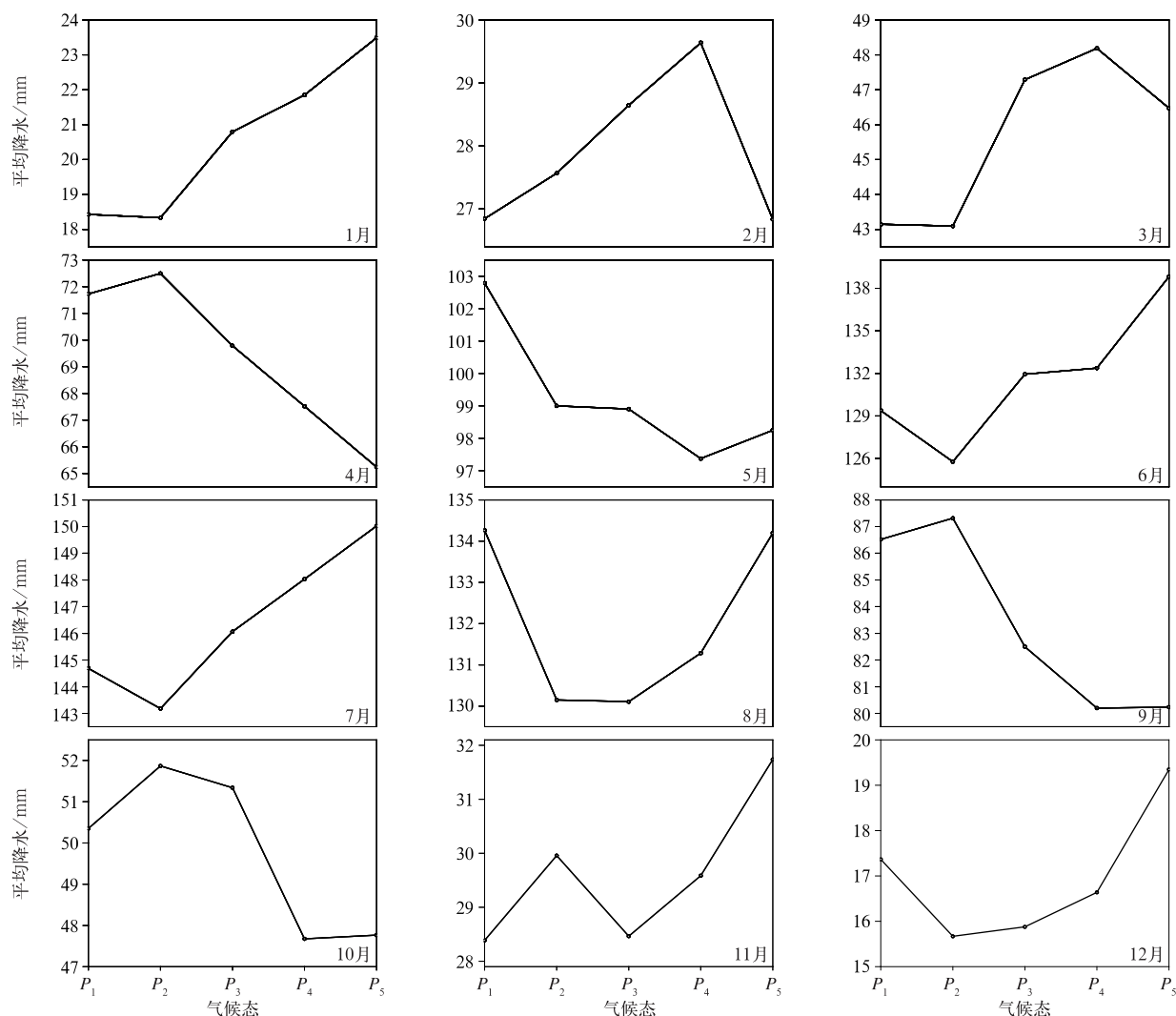


图5 同图1,但为降水

Fig. 5 Same as Fig. 1, but for precipitation

国大部分地区均为正差值,长江以南地区的降水正差值较大,超过 50 mm 的差值中心位于江南东部;降水差值百分率除西北地区西北部超过 $\pm 5\%$ 外,其

余地区均很小,介于 $\pm 5\%$ 。从不同季节降水差值百分率的变化(图略)可以看到,由于西北地区降水量较少导致降水差值百分率波动变化较大之外,我国

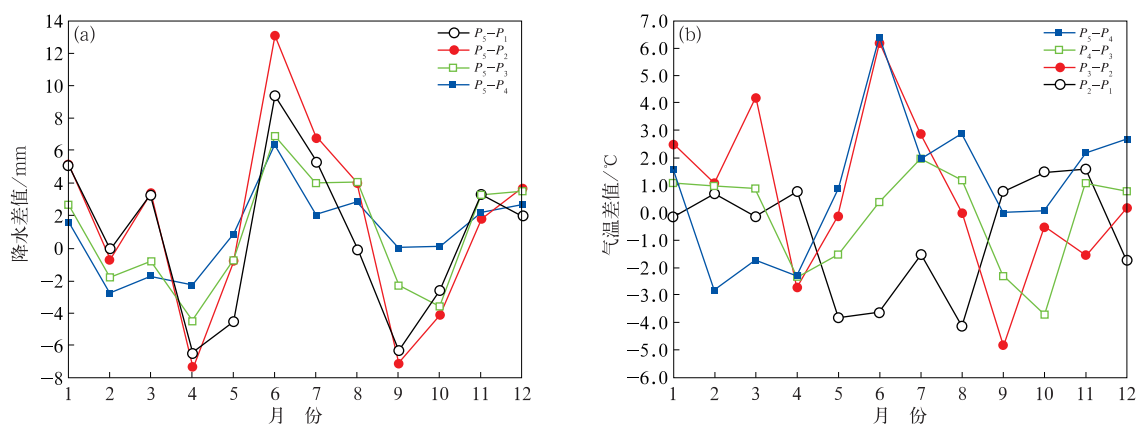


图6 同图2,但为降水

Fig. 6 Same as Fig. 2, but for precipitation

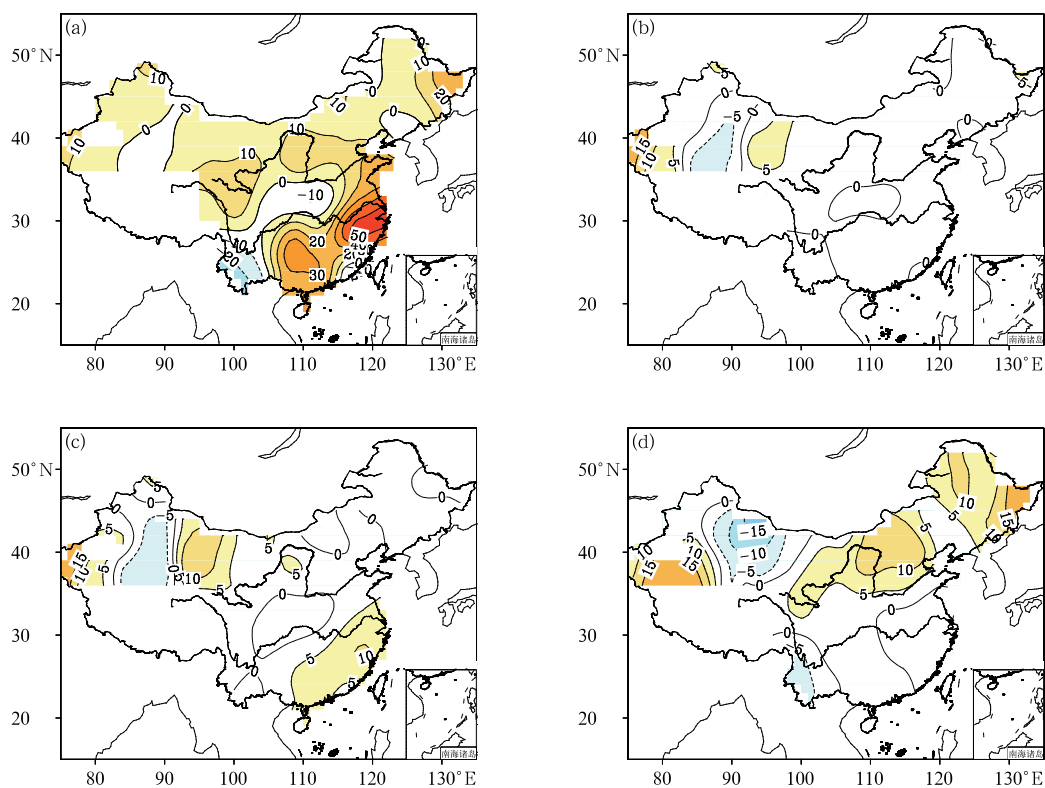


图7 降水气候态 $P_5 - P_4$ 的差值(单位:mm)和差值百分率(单位:%)变化

(a)年降水差值,(b)年降水差值百分率,(c)夏季降水差值百分率,
(d)秋季降水差值百分率

Fig. 7 The difference (unit: mm) and percentage (unit: %) changes of precipitation climatic state $P_5 - P_4$

(a) distribution of annual precipitation difference, (b) annual precipitation difference percentage, (c) summer precipitation difference percentage and
(d) autumn precipitation difference percentage

东部地区的降水差值百分率的变化都不是很明显,尤其在冬季和春季。夏季在长江下游、华南和华东的降水偏多 5%(图 7c),而秋季降水偏多 5%的区域主要在华北和东北地区(图 7d)。

主汛期(6—8 月)的降水变化是气候业务最关注的部分。我们进一步分析了主汛期逐 10 年平均降水分别与降水气候态 P_5 和 P_4 的差值百分率分布(图 8)。可以看到中国东部雨带位置呈现明显的年代际变化,20 世纪 50 年代雨带位于河套、华北及东北南部,类似于第一类雨型,之后多雨区范围逐渐

减小;到 20 世纪 80 年代,多雨区分别位于东北地区 and 河套以南的秦岭附近,仅长江以南少雨明显;20 世纪 90 年代两条多雨区分别位于华北和长江以南,江淮地区少雨;21 世纪 00 年代,江淮多雨,而华北和江南少雨;21 世纪 10 年代,多雨区位于东北北部和江南东部。对比逐 10 年平均降水分别与气候态 P_5 和 P_4 的差值百分率分布中雨带位置的变化,发现 P_5 对中国东部长江以南的降水影响较大。与 P_4 相比,基于 P_5 时,20 世纪 80 年代及之前的年代长江以南降水偏少特征更加显著;20 世纪 90 年代长江

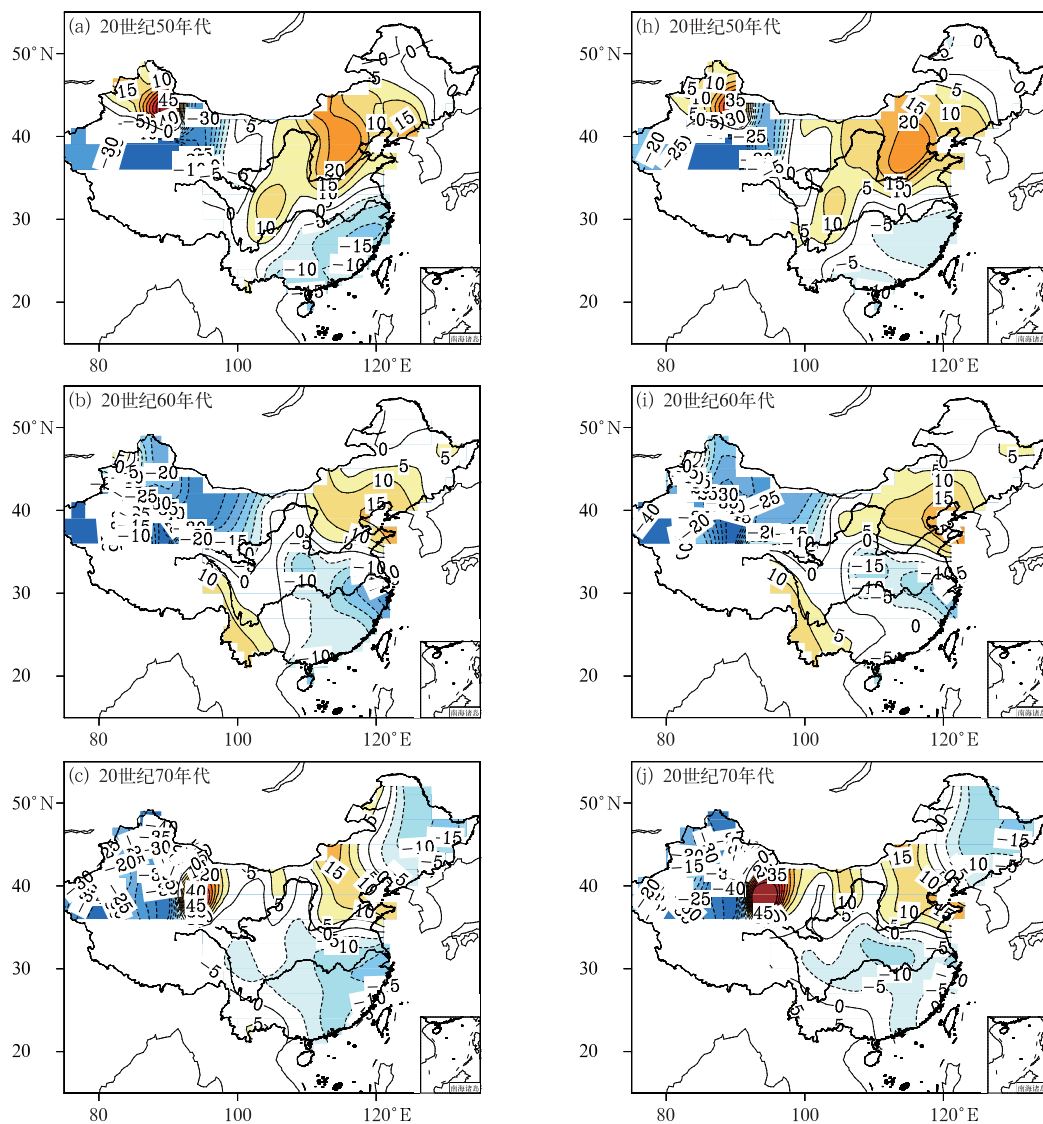
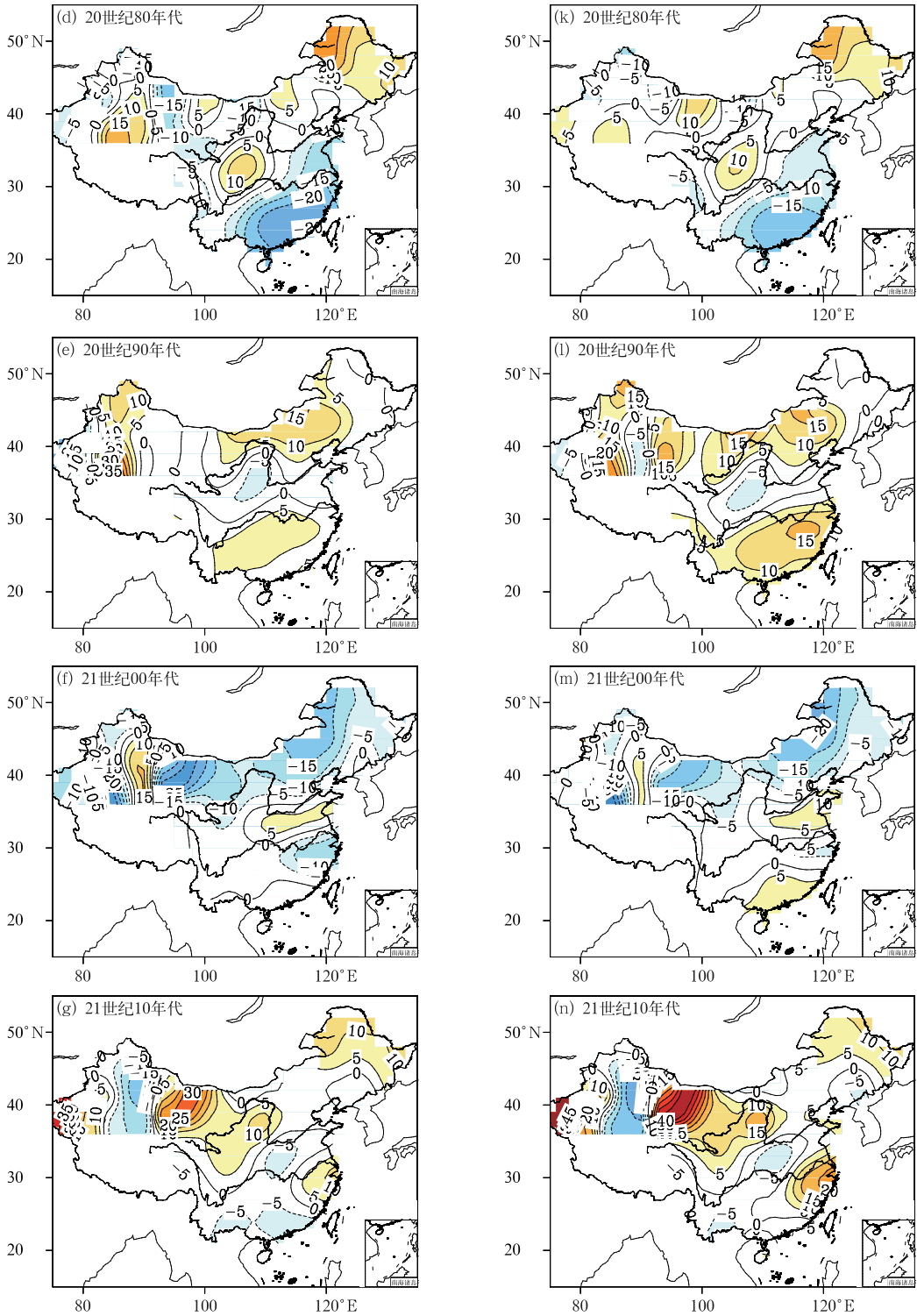


图 8 20 世纪 50 年代至 21 世纪 10 年代主汛期(6—8 月)逐 10 年平均降水分别与降水气候态 P_5 (a—g) 和 P_4 (h—n) 的差值百分率分布(单位: %)

Fig. 8 Percentage distributions (unit: %) of the differences between the decadal average precipitation and the precipitation climatic state P_5 (a—g) and P_4 (h—n) in summer (June—July—August), respectively from 1950s to 2010s



续图 8

continued

以南的多雨变化也并不明显,主雨带仍位于华北;21 世纪 00 年代位于华南南部和 21 世纪 10 年代位于华东东部的多雨强度也明显比 P_4 偏弱。即在新气

候态 P_5 背景下,中国南方多雨的变化特征有所减弱,这是我们在汛期降水预测中需要关注的问题。

4 气候态变化对大气环流和海洋因子的影响

4.1 对大气环流的影响

500 hPa 高度场异常是短期气候预测中最为关注的大气环流要素,与降水和气温等气象要素的变化密切联系。图 9 是 500 hPa 高度场气候态 $P_5 - P_4$ 的差值,这里我们重点关注欧亚大陆高度场差异,可以清楚看到夏季和冬季欧亚大陆的差值波列基本呈相反态势。夏季为“两负一正”,负差值区分别位于乌拉尔山和东亚沿海,正差值区位于蒙古地区,表明在 P_5 气候态背景下,乌拉尔山脊减弱、东亚槽偏东和蒙古高压(或贝加尔湖高压)加强。而冬季欧亚高度场差值的分布刚好相反,为“两正一负”,正差值区分别位于喀拉海—乌拉尔山和东亚沿海,负差值位于蒙古地区,表明新的气候平均态下冬季乌拉尔山脊呈现加强、东亚槽和蒙古高压呈现减弱的特征。

东亚冬夏季风的变化是制约东亚地区冬夏季气候异常的主要环流系统。朱艳峰(2008)选取 $25^\circ \sim 35^\circ \text{N}$ 、 $80^\circ \sim 120^\circ \text{E}$ 和 $50^\circ \sim 60^\circ \text{N}$ 、 $80^\circ \sim 120^\circ \text{E}$ 两个区

域 500 hPa 纬向风区域平均的差值来衡量东亚冬季风强弱;晏红明等(2017)选取 $40^\circ \sim 52.5^\circ \text{N}$ 、 $112.5^\circ \sim 135^\circ \text{E}$ 和 $25^\circ \sim 35^\circ \text{N}$ 、 $115^\circ \sim 135^\circ \text{E}$ 两个区域 200 hPa 纬向风区域平均的差值来衡量东亚夏季风强度。根据以上关于冬、夏季风的指数定义,我们分析了 1958—2020 年东亚冬、夏季风指数的年际变化(图 10)。对于冬季风而言,变化趋势不明显,但年代差异较大,1981—1990 年冬季风指数平均为 7.02,2011—2020 年冬季风指数平均为 8.28,相差 1.26(图 10a)。对于夏季风而言,有明显的减弱趋势,但年代差异较小,夏季风指数在 1981—1990 年平均为 9.98,2011—2020 年平均为 9.17,相差 0.81(图 10b)。冬、夏季风年代的差异表明基于气候态 P_5 ,冬季风变化呈现减弱,而夏季风呈现加强的特征。

4.2 对海温的影响

海表温度的变化与大气环流的变化密切相关,分析海洋的年代际变化特征对于进一步了解气候变化具有重要意义。图 11 为不同季节平均海温气候态 $P_5 - P_4$ 的差值分布,可以看到除赤道东南太平洋和南极地区的海温出现负差值外,其余大部分地区的海温均为正差值,其中,北太平洋中纬度和北大

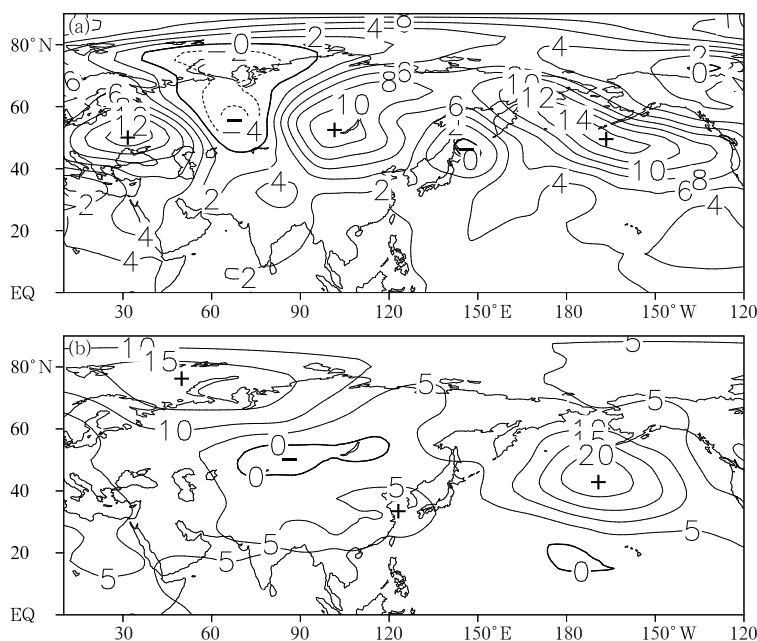


图 9 (a)夏季和(b)冬季 500 hPa 高度气候态 $P_5 - P_4$ 的差值分布(单位: dagpm)

Fig. 9 Difference distribution of climatic state $P_5 - P_4$ at 500 hPa in summer (a) and winter (b) (unit: dagpm)

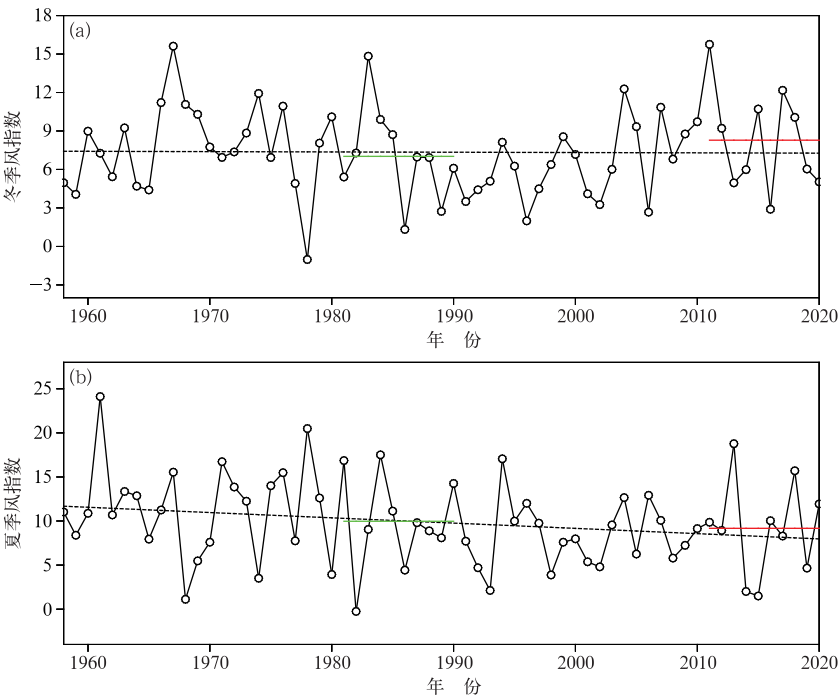


图 10 1958—2020 年(a)冬季风和(b)夏季风指数年际变化
(虚线表示线性趋势,绿线表示 20 世纪 80 年代的平均,红线表示 21 世纪 10 年代的平均)
Fig. 10 Interannual variation of (a) winter and (b) summer monsoon indexes
(dotted line; linear trend, green line; mean in 1980s, red line; mean in 2010s)

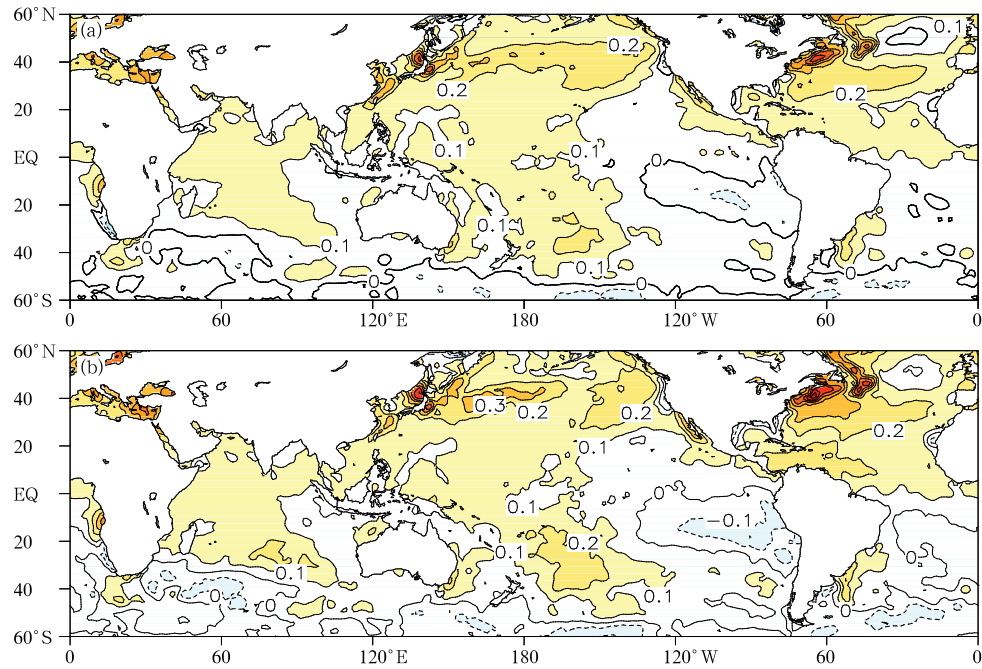


图 11 海温气候态 $P_5 - P_4$ 的差值分布
(a)年(1—12 月)平均海温,(b)秋冬季(9—12 月)平均海温
Fig. 11 Difference distribution of climatic state $P_5 - P_4$ of
annual mean sea surface temperature (SST) (from January to December) (a)
and mean SST in autumn and winter (from September to December) (b)

西洋中纬度海域海温正偏差较大,其他海域正偏差基本在 0.1°C 左右。差值分布还表明在赤道印度洋和赤道太平洋附近均为西部的增暖比东部明显的特征(图 11a)。一般而言,赤道印度洋偶极子的季节锁相出现在秋季 9—11 月,赤道中东太平洋冷暖海温变化季节锁相出现在 11—12 月,从秋冬季季节 $P_5 - P_4$ 的差值分布来看,赤道东南太平洋地区小于 -0.1°C 的差值区范围更大,西北太平洋地区的正差值强度也更加显著,表明基于新气候态 P_5 ,印度洋和太平洋东西部地区的热力差异特征更加明显(图 11b)。

进一步考察热带海洋不同关键区海温的变化,赤道印度洋偶极子(Indian Ocean dipole, IOD)是衡量印度洋东($10^{\circ}\text{S} \sim 0^{\circ}, 90^{\circ} \sim 110^{\circ}\text{E}$)和西($10^{\circ}\text{S} \sim 10^{\circ}\text{N}, 50^{\circ} \sim 70^{\circ}\text{E}$)海温差异的指数(Saji et al, 1999),Niño3 和 Niño1+2 分别是热带东太平洋区域($5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}, 150^{\circ} \sim 90^{\circ}\text{W}$)和区域($10^{\circ}\text{S} \sim 0^{\circ}, 90^{\circ} \sim 80^{\circ}\text{W}$)平均的海温指数,用来衡量赤道中东太平洋地区冷暖海温变化的强弱。图 12 为以上关键海区区域平均海温的年际变化,可以清楚看到 9—11 月热带印度洋东、西海温差值在 21 世纪 10 年代比 20 世纪 80 年代偏高 0.39°C ; 11—12 月 Niño1+2 区两

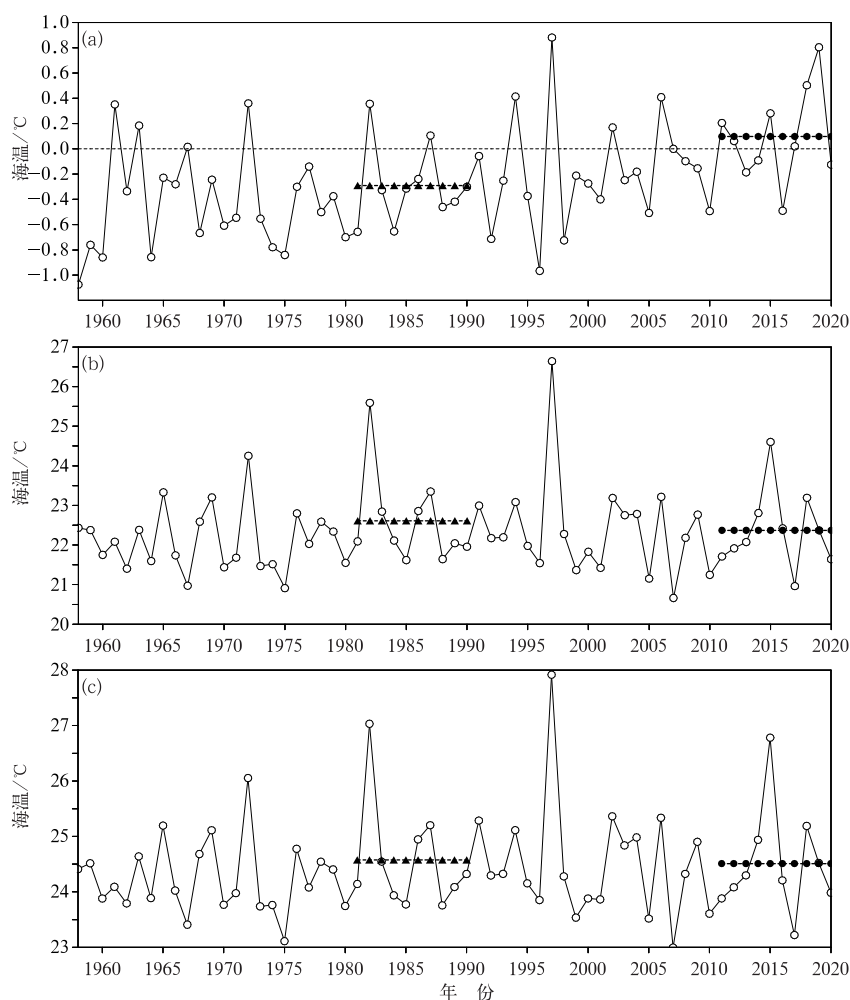


图 12 1958—2020 年不同区域平均海温指数年际变化

(a) 9—11 月 IOD, (b) 11—12 月 Niño1+2, (c) 11—12 月 Niño3

(水平三角线和黑色点线分别为 20 世纪 80 年代和 21 世纪 10 年代的平均)

Fig. 12 Interannual variation of SST index in different regions during 1958—2020

(a) IOD from September to November, (b) Niño1+2 from November

to December, (c) Niño3 from November to December

(Horizontal triangle and black solid dotted lines are the average values for 1980s and 2010s, respectively)

个年代的区域平均海温相差 0.25°C ,而Niño3区两个年代区域平均在海温距平仅相差 0.06°C 。进一步表明了热带西印度洋和热带东南太平洋海区新旧气候态的差异比较大,气候态的更替对IOD和Niño1+2区海温变化的评估将造成一定的影响,基于新气候态,IOD正位相呈现减弱和Niño1+2区海温指数呈现偏高的特征。

5 结论与讨论

本文针对气温和降水两个主要气象要素,以及大气环流和海洋表面温度等关键因子的不同气候平均态更替所产生的影响进行了讨论,得到以下几点结论:

(1)由于气候变暖的影响,不同时段气温气候态变化对气候业务的影响是不同的,其中,从 P_1 到 P_2 气候态更替的影响不明显,而之后的气候态更替的影响较大,尤其从 P_3 更替为 P_4 气候态的影响最大, P_4 更替为 P_5 气候态的影响次之。在新气候态 P_5 背景下,冬季气候偏冷的年份表现为增加的特征。另外,气温气候态更替的影响还存在显著的季节差异,总体而言,冬半年的影响较大,夏半年的影响较小。

(2)不同时段降水气候态的变化与气温气候态的变化明显不同,降水气候态变化的线性趋势不明显,主要呈现出波动变化。对于全国平均降水变化而言,新气候态更替对气候业务的影响不显著。

(3)在空间分布上,基于新气候态 P_5 ,我国大部分地区的气温距平减小,其中减小最明显的区域位于河套附近,幅度在 $0.3\sim 0.7^{\circ}\text{C}$,而西北西部部分地区的气温距平在冬季和春季表现为增大的特征;对降水变化特征判识结果的影响主要出现在夏季和秋季,基于新气候态 P_5 ,夏季中国南方和秋季华北多雨的变化特征减弱,这是我们在汛期降水预测中需要关注的问题。

(4)基于新500 hPa高度气候态 P_5 ,夏季乌拉尔山脊呈现减弱、东亚槽偏东和蒙古高压呈现加强的特征,而冬季变化刚好相反,表现为乌拉尔山脊加强、东亚槽减弱和内蒙古高压减弱的特征。对冬夏季风活动也有一定影响,表现为冬季风减弱,而夏季风加强的特征。

(5)海温气候态 P_5-P_4 的差值除了热带东南太平洋和南极为负偏差外,其余大部分地区均为正

偏差,正偏差最明显的区域位于北太平洋和北大西洋。在热带太平洋和印度洋关键海区,基于新气候态 P_5 ,IOD正位相表现为减弱和Niño1+2区海温指数表现为偏高的特征。

全球气候变暖的影响是多方面的,每30年气候平均值的改变在一定程度上都会对气候业务中的监测、预测及其评估等业务工作造成一定的影响,尤其是气温变化的评估。而由于降水变化的线性趋势不明显,降水气候平均值的改变总体而言对降水评估的影响不如对气温评估的影响明显,但我们仍需关注不同区域降水气候平均值更替带来的不同影响。本文仅分析气温、降水、500 hPa大气环流、海温等因子对气候平均更替的影响,而对于最高气温、最低气温、日照等气象要素的影响还未进行分析。对于其他气象要素气候平均值更替的影响还有待于做进一步分析。

另外,从本文分析我们看到500 hPa中高纬度大气环流以及中高纬度海洋的海温变化均比较显著,尤其是北太平洋和北大西洋增暖明显。高低纬度的海气相互作用有一定差异,对于中高纬度地区的海气相互作用而言,主要是大气的变化影响海洋,那么欧亚中高纬度环流的异常变化与中高纬度海洋温度变化之间的相互联系还不清楚,值得进一步分析。另外,西印度洋增暖明显导致的IOD减弱对西南季风和气候异常的影响也是值得进一步关注的问题。

参考文献

- 丁婷,高辉,2020.2019年夏季东亚大气环流异常及对我国气候的影响[J].气象,46(1):129-137. Ding T, Gao H, 2020. Atmospheric circulation in East Asia in summer 2019 and its influence on climate of China[J]. Meteor Mon, 46(1): 129-137 (in Chinese).
- 丁一汇,任国玉,赵宗慈,等,2007.中国气候变化的检测及预估[J].沙漠与绿洲气象,1(1):1-10. Ding Y H, Ren G Y, Zhao Z C, et al, 2007. Detection, attribution and projection of climate change over China[J]. Desert Oasis Meteor, 1(1): 1-10 (in Chinese).
- 房一禾,赵春雨,王颖,等,2016.新、旧气候态的差异及对东北地区气候业务的影响[J].气候变化研究进展,12(3):193-201. Fang Y H, Zhao C Y, Wang Y, et al, 2016. The difference between new and old climatic stage and its influence on climatic operation in the Northeast China[J]. Climate Change Res, 12(3): 193-201 (in Chinese).
- 高英健,任保华,郑建秋,等,2020.增温停滞背景下黑潮与湾流区域潜热通量年代际趋势变化差异及其成因分析[J].大气科学,44(4):776-791. Gao Y J, Ren B H, Zheng J Q, et al, 2020. Differences of the interdecadal trend shifts of latent heat fluxes in

- Kuroshio and gulf stream regions in the warming hiatus background and the possible mechanisms[J]. *Chin J Atmos Sci*, 44(4):776-791(in Chinese).
- 刘芸芸,王永光,柯宗建,2021. 2020年夏季我国气候异常特征及成因分析[J]. *气象*, 47(1):117-126. Liu Y Y, Wang Y G, Ke Z J, 2021. Characteristics and possible causes for the climate anomalies over China in summer 2020[J]. *Meteor Mon*, 47(1):117-126(in Chinese).
- 气预函[2021]21号,2021. 关于做好气候业务中气候平均值更新工作的通知[Z]. 北京:中国气象局预报与网络司. Letter[2021] No. 21, 2021. Notice on updating the climatological mean value in climate operation[Z]. Beijing: Department of Forecast and Network, China Meteorological Administration(in Chinese).
- 唐国利,丁一汇,王绍武,等,2009. 中国近百年温度曲线的对比分析[J]. *气候变化研究进展*, 5(2):71-78. Tang G L, Ding Y H, Wang S W, et al, 2009. Comparative analysis of the time series of surface air temperature over China for the last 100 years[J]. *Adv Climate Change Res*, 5(2):71-78(in Chinese).
- 王秀文,李月安,2003. 新气候平均值在中期预报业务中的应用[J]. *气象*, 29(1):43-45. Wang X W, Li Y A, 2003. Application of new normals to med-range forecast operation[J]. *Meteor Mon*, 29(1):43-45(in Chinese).
- 王永光,2002. 多年平均值的改变对中国气候业务的影响[J]. *气象*, 28(8):41-43. Wang Y G, 2002. The influences of normals change upon climate operation of China[J]. *Meteor Mon*, 28(8):41-43(in Chinese).
- 吴立新,2020. 气候变暖背景下全球平均海洋环流在加速[J]. *中国科学:地球科学*, 50(7):1021-1022. Wu L X, 2020. Acceleration of global mean ocean circulation under the climate warming[J]. *Sci China Earth Sci*, 63(7):1039-1040.
- 尤卫红,1998. 气候变化的多尺度诊断分析和预测的多种技术方法研究[M]. 北京:气象出版社. You W H, 1998. Research on multi-scale diagnostic analysis and prediction of climate change[M]. Beijing: China Meteorological Press(in Chinese).
- 晏红明,胡娟,周建琴,等,2017. 一个新的东亚副热带夏季风指数的定义[J]. *气象学报*, 75(2):193-210. Yan H M, Hu J, Zhou J Q, et al, 2017. Definition of a new East Asian subtropical summer monsoon index[J]. *Acta Meteor Sin*, 75(2):193-210(in Chinese).
- 晏红明,肖子牛,谢应齐,2000. 近50年热带印度洋海温距平场的时空特征分析[J]. *气候与环境研究*, 5(2):180-188. Yan H M, Xiao Z N, Xie Y Q, 2000. The analysis of spatial and temporal characteristics of sea surface temperature anomaly in the Indian Ocean during last 50 years[J]. *Climatic Environ Res*, 5(2):180-188(in Chinese).
- 朱艳峰,2008. 一个适用于描述中国大陆冬季气温变化的东亚冬季风指数[J]. *气象学报*, 66(5):781-788. Zhu Y F, 2008. An index of East Asian winter monsoon applied to description the Chinese mainland winter temperature changes[J]. *Acta Meteor Sin*, 66(5):781-788(in Chinese).
- Cheng L J, Abraham J, Hausfather Z, et al, 2019. How fast are the oceans warming? [J]. *Science*, 363(6423):128-129.
- Hartmann D L, Tank A M G K, Rusticucci M, et al, 2013. Observations: Atmosphere and surface[C] // *Climate Change 2013 the Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press:159-254.
- Hu S J, Sprintall J, Guan C, et al, 2020. Deep-reaching acceleration of global mean ocean circulation over the past two decades[J]. *Sci Adv*, 6(6):eaa7727.
- Hu S N, Fedorov A V, 2017. The extreme El Niño of 2015-2016 and the end of global warming hiatus[J]. *Geophys Res Lett*, 44(8):3816-3824.
- Kistler R, Kalnay E, Collins W, et al, 2001. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation [J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 82(2):247-268.
- Medhaug I, Stolpe M B, Fischer E M, et al, 2017. Reconciling controversies about the ‘global warming hiatus’ [J]. *Nature*, 545(7652):41-47.
- Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al, 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late Nineteenth Century[J]. *J Geophys Res: Atmos*, 108(D14):4407.
- Saji N H, Goswami B N, Vinayachandran P N, et al, 1999. A dipole mode in the tropical Indian Ocean[J]. *Nature*, 401(6751):360-363.
- Trenberth K E, Fasullo J T, 2013. An apparent hiatus in global warming? [J]. *Earth's Future*, 1(1):19-32.
- Wang J F, Xu C D, Hu M G, et al, 2018. Global land surface air temperature dynamics since 1880[J]. *Int J Climatol*, 38(S1):e466-e474.
- WMO, 2007. The Role of Climatological Normals in a Changing Climate (WMO/TD No. 1377)[Z]. Geneva: WMO.
- WMO, 2017. WMO Guidelines on the Calculation of Climate Normals (WMO-No. 1203)[Z]. Geneva: WMO.
- WMO, 2019. Technical Regulations; Basic Documents No. 2. Volume 1-General Meteorological Standards and Recommended Practices [Z]. 2019 edition. Geneva: WMO.
- Yan Z W, Qian C, Luo Y, et al, 2019. Climate characteristics and trends[M] // Liu W D. Joint Construction of Green Silk Roads. Beijing: The Commercial Press:334-407.
- Zhao P, Jones P, Cao L J, et al, 2014. Trend of surface air temperature in eastern China and associated large-scale climate variability over the last 100 years[J]. *J Climate*, 27(12):4693-4703.
- Zhao Z C, Ding Y H, Luo Y, et al, 2005. Recent studies on attributions of climate change in China[J]. *Acta Meteor Sin*, 19(4):389-400.