

# 1960-2014年中国绿洲严寒期的时空变化特征与成因分析

柴中华, 刘普幸

(西北师范大学地理与环境科学学院, 兰州 730070)

**摘要:** 基于中国绿洲74个地面气象站的逐日平均气温观测资料, 计算候平均温度 $\leq 0^{\circ}\text{C}$ 的严寒期起止候及候数, 运用线性趋势法、M-K突变检验、Morlet小波分析法、相关分析等方法, 分析中国绿洲严寒期的起止候及候数的时空变化特征与成因。结果表明: 近55年来, 中国绿洲严寒期起始候推后、终止候提前、候数缩短, 变化倾向率分别为 $0.3\text{ p}/10\text{a}$ 、 $-0.27\text{ p}/10\text{a}$ 和 $-0.58\text{ p}/10\text{a}$ ; 且空间差异显著, 其中, 柴达木盆地绿洲严寒期来的最早、结束的最晚, 严寒期变化趋势最显著。严寒期起止候及候数分别在1990年、1998年、1994年发生突变。严寒期起始候与候数表现出与大气环流和厄尔尼诺有关的显著周期, 终止候表现出与太阳活动有关的显著周期, 可以证实严寒期起始候和候数的变化与大气环流和厄尔尼诺密切相关, 而终止候的变化则与太阳活动有关。青藏高原指数、亚洲区极涡面积指数和二氧化碳排放量是影响研究区严寒期的主要因子, 而南亚夏季风指数则对柴达木盆地绿洲影响最显著。研究区严寒期随着经纬度和海拔高度的增加, 起始候提前、终止候推后、候数延长, 并以纬度的变化最显著。严寒期起止候及候数对区域增暖具有极好的响应, 但区域增暖对起止候及候数的影响各不相同。

**关键词:** 中国绿洲; 候平均气温; 影响因子; 区域增暖

DOI: 10.11821/dlxb201605004

IPCC第5次评估报告中指出: 在21世纪全球气候变化将达到前所未有的速度, 强降水、热浪、洪水和干旱等极端天气将开始增加, 且气候变化对自然生态系统和社会经济系统均会产生深刻的影响, 包括可能导致海平面上升、海洋酸化、冰冻圈退缩、水循环紊乱(水短缺等)、极端事件频发、生物多样性受损、粮食安全受到威胁, 等等<sup>[1-2]</sup>。在全球气候变暖的大背景下, 大范围气候异常现象不断出现, 极端天气气候事件频繁发生, 给社会、经济和人民生活造成了严重的影响和损失<sup>[3-5]</sup>。气候变暖背景下的极端气温引起了学者们的广泛关注。如Karl等<sup>[6]</sup>揭示了在美国和前苏联极端最低温度在过去几十年有明显上升趋势, 而极端最高温度的变化则表现出明显的区域性。Easterling等<sup>[7]</sup>和Plummer等<sup>[8]</sup>分别对美国东北部和澳大利亚、新西兰的研究也发现, 所研究地区的极端最低温度日数是不减少的。Manton等<sup>[9]</sup>通过15个国家的91个气温站点计算分析后认为东南亚地区在1961-1988年期间每年暖日、暖夜天数在显著增加, 而冷日、冷夜天数在显著减少。Alexander等<sup>[10]</sup>研究表明在全球变暖的背景下, 极端温度有了明显的改变, 其中极端低温

收稿日期: 2015-11-11; 修订日期: 2016-02-26

**基金项目:** 国家自然科学基金项目(40961035); 甘肃省科技计划基金项目(0803RJZA094); 甘肃省级重点学科自然地理学项目 [Foundation: National Natural Science Foundation of China, No.40961035; The Science Technology and Project of Gansu Province, No.0803RJZA094; The Provincial Key Disciplines of Natural Geography Project of Gansu]

**作者简介:** 柴中华(1989-), 女, 甘肃山丹人, 硕士, 主要从事干旱区域环境与绿洲建设。E-mail: zhonghua0403@126.com

**通讯作者:** 刘普幸(1964-), 女, 山西平遥人, 教授, 博士, 主要从事干旱区域环境与绿洲建设、树轮水文学等研究工作。E-mail: fmlpx@nwnu.edu.cn

的变化更为剧烈,并且在全球陆地超过70%的地区冷夜数明显减少,暖夜数显著增加。Sheikh等<sup>[11]</sup>研究发现南亚地区极端暖天气普遍增多,极端冷天气不断减少,与全球气温变化的平均结果一致。Milanovic等<sup>[12]</sup>对塞尔维亚的尼什和贝尔格莱德地区在1974-2003年的极端气温进行分析,表明该区域极端暖日数不断增加,冷日数不断减少。在国内,任福民等<sup>[13]</sup>和Zhai等<sup>[14]</sup>系统地分析了中国区域极端温度的时空变化的某些特征,指出了中国区域极端事件的季节特征和区域差异;付冬雪等<sup>[15]</sup>研究表明在全国范围内冬半年极端低温频数变化一致,均呈减小趋势;杜军等<sup>[16]</sup>研究表明,西藏霜冻日数、结冰日数和冷夜(昼)日数明显减少,生长季长度延长,暖夜(昼)日数显著增加;王琼等<sup>[17]</sup>和刘青娥等<sup>[18]</sup>分别对长江和珠江流域极端气温事件分析,发现其具有类似的变化规律。

中国绿洲对全球气候变暖的响应比其他区域更为敏感,受气候变化的影响更加复杂,其影响程度更加严重,造成的损失也会更加巨大。已有研究表明中国西北地区气候变暖主要来自最低气温升高的贡献<sup>[19]</sup>。杨金虎等<sup>[20]</sup>研究表明近45年来中国西北年极端低温发生频次不断减少、强度不断减弱。陈少勇等<sup>[21]</sup>研究中国西北地区极端低温事件的演变特征分析表明西北地区极端低温的低值主要出现在北疆和青海高原。以上对于极端低温的研究大都以平均气温、日最低气温、季节平均极端低温、极端低温指标等作为研究对象,而采用候平均温度 $\leq 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的严寒期的变化的研究还未见。因此,本文根据气候学上一年72候划分标准,计算 $\leq 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 候平均气温,通过严寒期的起止候及候数,来分析中国绿洲严寒期起止候及候数的时空变化特征及成因。以期为在农业生产以及采暖期的确定等气象服务中提供科学依据、为气候变化基础研究及相关部门应对气候变化提供参考,为丰富全球变暖背景下区域响应的科学认识,也为研究整个亚洲中部干旱区极端低温事件的演变奠定基础。

## 1 研究区概况

中国绿洲位于亚欧大陆的腹地,高山与盆地相间分布,面积约 $1.9\times 10^5\text{ km}^2$ <sup>[22]</sup>,主要包括北疆、南疆、河西走廊、河套平原、柴达木盆地和阿拉善等6个绿洲,除河套平原绿洲属外流型绿洲外,绝大部分是由高山冰雪融水补给形成内陆径流并经引水灌溉而成。气候干燥,年平均降水量小于200 mm,冬季寒冷,夏季炎热,气温变化剧烈,年较差和日较差大。中国绿洲的光热资源非常丰富,太阳总辐射大于 $5.04\times 10^5\text{ MJ/m}^2$ ,年日照时数大于2800 h, $\geq 10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的积温在2600 $^{\circ}\text{C}$ 以上,无霜期约为140 d。中国绿洲的土壤以棕漠土、灰棕漠土和风沙土为主,地带性植被主要以荒漠和荒漠草原为主(图1)。

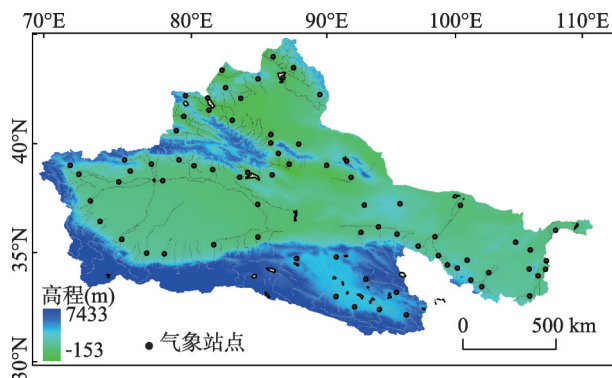


图1 中国绿洲气象站点分布

Fig. 1 Distribution of meteorological stations in China's oases

## 2 资料与方法

本文选用1960-2014年中国绿洲74个地面气象站的逐日平均气温为观测资料,数据来源于中国气象科学数据服务站(<http://cdc.cma.gov.cn/home.do#>)。青藏高原指数(TPI)、亚洲极涡面积指数(APVAI)、亚洲极涡强度指数(APVII)、西风指数(WCI)

等逐月指数来自中国气象局国家气候中心气候变化与预测研究室发布的74项环流指数数据集,时间序列为1960-2011年;南亚夏季风指数(SASMI)逐月指数来自中国科学院大气物理研究所李建平研究员的个人主页(<http://ljp.lasg.ac.cn/>),时间序列为1960-2014年;西伯利亚高压指数(SHI)由中国气象局乌鲁木齐沙漠气象局姚俊强提供,时间序列为1960-2011年;年均二氧化碳排放量来自世界银行数据中心(<http://data.worldbank.org.cn/>),时间序列为1960-2011年。在分析严寒期起止候及候数的变化趋势时,选用线性方程对序列变量进行拟合,对于变化趋势的显著性,采用时间 $t$ 与原序列变量 $y$ 之间的相关系数进行检验<sup>[23]</sup>,突变检验采用Mann-Kendall(M-K)法<sup>[23]</sup>、滑动 $t$ 检验法和累计距平法,小波分析采用Matlab 7.0软件的小波分析<sup>[24]</sup>工具箱。

数据处理的方法是:根据气候学上一年72候(英文pentad简写为p,下文均采用简写)划分标准,计算 $\leq 0^{\circ}\text{C}$ 候平均气温得到严寒期的起止候及候数。

### 3 结果分析

#### 3.1 中国绿洲严寒期的时间变化趋势

**3.1.1 中国绿洲严寒期的年际变化趋势** 近55年来,中国绿洲严寒期的起止候及候数的变化比较明显(图2),起始候呈明显的推后趋势,其变化倾向率为 $0.3\text{ p}/10\text{a}$  ( $\alpha \geq 0.001$ ),55年共计推后1.7 p,起始候平均开始于第63 p,即11月16日-20日左右,开始最早在1981年,最晚在1994年;而终止候呈明显提前的趋势,其变化倾向率为 $-0.27\text{ p}/10\text{a}$  ( $\alpha \geq 0.001$ ),55年共计提前1.5 p,平均终止于第14 p,即3月6日-10日左右,终止最早在2013年,最晚在1976年;其中,严寒期起始候推后趋势比终止候提前趋势更为明显;严寒期候数呈明显缩短的趋势,其变化倾向率为 $-0.58\text{ p}/10\text{a}$  ( $\alpha \geq 0.001$ ),55年共计缩短3.2 p,平均严寒期候数共计24 p,最短在2006年,最长在1968年。图中红线表示10年滑动曲线,起始候的变化呈波动上升趋势,1994年后上升比较明显,终止候和候数的变化趋势基本一致,都呈波动下降趋势,在1994年以后下降比较明显。

**3.1.2 中国绿洲严寒期的年代际变化趋势** 从中国绿洲严寒期起止候及候数的年代际来看(表1),严寒期起始候呈显著推后趋势,距平值由1960s的 $-0.71$ 逐渐至1980s的 $-0.26$ ,推后0.45,自1990s开始距平值由负值变为正值,直至2010-2014年高达0.76;终止候呈显著提前趋势,1960s-1980s变化不太明显,自1990s开始距平值由正值变为负值,距平值由1990s的 $-0.14$ 逐渐至2010-2014年的 $-0.39$ ,且在2000-2009年提前最明显,高达 $-0.9$ ;严寒期候数呈显著缩短趋势,距平值由1960s的1.17逐渐至1980s的0.49,缩短0.68,自1990s开始距平值由正值变为负值,距平值由1990s的 $-0.34$ 逐渐至2010-2014年的 $-1.39$ ,并在2000-2009年缩短最明显。总之,严寒期起止候及候数在1990s以后变化最显著。

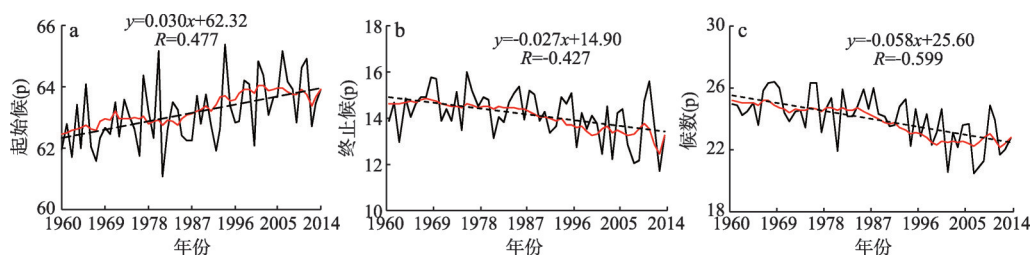


图2 中国绿洲严寒期起止候及候数的年际变化趋势

Fig. 2 The annual variation trend of the onset and upset pentad and pentads of cold period in China's oases



3.2 中国绿洲严寒期的空间变化特征

为了更好地反应中国绿洲严寒期起止候及候数的空间变化特征,本文利用中国绿洲74个气象站点起止候及候数序列和变化倾向率作为参数,利用ArcGIS中的Kriging插值法分别绘制中国绿洲1960-2014年起止候及候数的空间分布图(图3)。

结果证明,研究区严寒期的空间差异显著。从图3严寒期起止候及候数的空间变化可知,起始候介于59~67 p之间,极差相差8 p,其中,柴达木盆地绿洲严寒期起始候来的最早,北疆绿洲次之,南疆绿洲最晚,均在第60 p、62 p、65 p,最早与最晚相差5 p;终止候介于9~18 p之间,极差相差9 p,其中柴达木盆地绿洲严寒期终止候结束的最晚,北疆绿洲次之,南疆绿洲最早,均在第17 p、16 p、11p,最早与最晚相差6 p;严寒期候数介于15~31 p之间,极差相差16 p,其中,柴达木盆地绿洲严寒期候数最长,北疆绿洲次之,南疆绿洲最短,均在第30 p、28 p、19 p,严寒期候数相差11 p。

从严寒期起止候及候数的空间变化趋势分析,起始候99%的站点处于推后趋势,且大多数站点变化倾向率在0~0.4 p/10a之间,只有阿拉尔站点呈提前趋势,但未通过显著性检验。从整个区域来看,76%的站点通过了0.05的显著性检验,柴达木盆地绿洲推后趋势比较明显,平均为0.48 p/10a,且所有站点均通过显著性检验;终止候97%的站点呈提前趋势,且大多数站点变化倾向率在-0.6~0 p/10a之间,只有乌鲁木齐和库米什站点呈推后趋势,但未通过显著性检验。从整个区域来看,47%的站点通过了0.05的显著性检验,柴达木盆地绿洲提前趋势比较明显,平均为-0.52 p/10a,且75%的站点通过显著性检验;严寒期候数所有站点呈缩短趋势,89%的站点通过了0.05显著性检验,且大多数站点变化倾向率在-1~0 p/10a之间,柴达木盆地绿洲缩短趋势比较明显,平均为-0.9 p/10a,且88%站点通过显著性检验。

显然,柴达木盆地绿洲严寒期来的最早、结束的最晚,严寒期最长且起止候及候数推后、提前、缩短最明显,说明柴达木盆地绿洲对全球变化响应最为敏感,与该地是青藏高原,其气候变化最为敏感和显著的结论<sup>[25]</sup>相一致,亦与全球气候变化的“驱动机和放大器”等研究结果<sup>[26]</sup>相关,同时也与高海拔地区比低海拔地区对全球气候变化响应更敏感的结论<sup>[27]</sup>相一致。

3.3 突变分析 气候突变是普遍存在于气候变化中的一个重要现象,是气候预测和模拟要考虑的重要因素。本文使用Mann-Kendall检验法、滑动t检验法和累积距平法,对近55年中国绿洲及其子区域严寒期起止候及候数进行突变分析(表2,其中表2中将北疆绿洲简写为北疆、南疆绿洲简写为南疆、河西走廊绿洲简写为河西、河套平原绿洲简写为

表1 中国绿洲严寒期起止候及候数的年代际平均距平

Tab. 1 The decadal mean anomalies of the onset and upset pentad and pentads of cold period in China's oases			
年代	起始候(p)	终止候(p)	候数(p)
1960-1969	-0.71	0.34	1.17
1970-1979	-0.25	0.54	0.67
1980-1989	-0.26	0.34	0.49
1990-1999	0.21	-0.14	-0.34
2000-2009	0.61	-0.9	-1.47
2010-2014	0.76	-0.39	-1.39

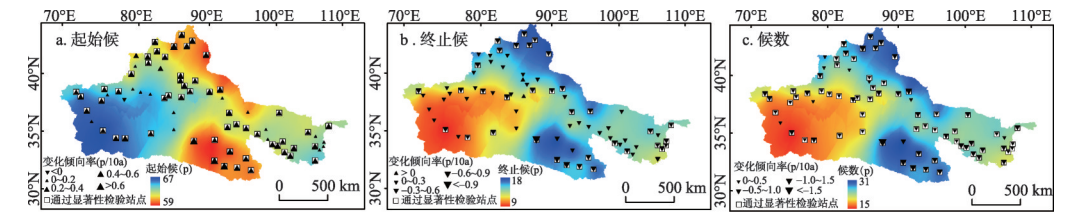


图3 中国绿洲严寒期起止候及候数的空间变化趋势

Fig. 3 Spatial distribution trend of the onset and upset pentad and pentads of cold period in China's oases

河套、柴达木盆地绿洲简写为柴达木、阿拉善绿洲简写为阿拉善,下同),其中,Mann-kendall 检验法和滑动 $t$ 检验法中子序列长度为3 a,并给定显著性显著水平 $\alpha = 0.01$ ,临界线 $U = \pm 2.58$ 。结果表明,近55年来,整个研究区严寒期起始候显著推后的突变点为1990年,终止候显著提前的突变点为1998年,候数缩短的突变点为1994年。子区域严寒期起始候突变均发生在1990s初,北疆绿洲略早一些,在1991年。子区域严寒期终止候突变年较起始候均有所推后,其中,柴达木盆地绿洲在1994年突变,突变最早。子区域严寒期候数突变年均发生在1990s以后,其中,柴达木盆地绿洲在1993年突变,突变最早。柴达木盆地绿洲严寒期终止候和候数的突变均早于其它子区域,进一步印证了柴达木盆地绿洲是全球气候变化的“驱动机和放大器”。中国绿洲及其子区域严寒期起止候及候数的突变年均发生在1990s以后,与中国1990年后发生一次强增温结果一致<sup>[28]</sup>。

### 3.4 周期分析

根据中国绿洲严寒期起止候及候数序列,应用Morlet小波功率谱分析其周期(图4),结果表明:严寒期起始候存在3.39 a、4.98 a ( $\alpha \geq 0.1$ )的周期,终止候存在8 a、10.53 a的周期,严寒期候数存在3.17 a的周期。严寒期起始候与候数共同存在3~5 a的短周期,与以2~4 a为周期出现的大气环流、2~7 a为周期出现的厄尔尼诺的周期较符合,而严寒期终止候存在10.53 a的周期,与太阳活动10.3~11.2 a的周期基本一致。反映了严寒期起始候和候数主要受大气环流和厄尔尼诺事件的影响,而严寒期终止候则主要受太阳活动的影响。

### 3.5 影响因子的相关分析

为了进一步分析中国绿洲严寒期起止候及候数的影响因子,本文从区域特征、大气环流与二氧化碳排放量等方面入手,选取青藏高原指数(TPI)、亚洲极涡面积指数

表2 中国绿洲严寒期起止候及候数的突变分析

Tab. 2 Mutation analysis of the onset and upset pentad and pentads of cold period in China's oases

		M-K法	滑动 $t$ 检验	累计距平
起 始 候	全区	1990/1991	—	1990
	北疆	1990/1991	—	1991
	南疆	1988	1987/1993	1993
	河西	1976/1981/1992	—	1992
	河套	1970/1987/1993	1967/1969/1971	1993
	柴达木	—	1993/1994	1993
终 止 候	阿拉善	1983/1984/1987	1971/1992	1992
	全区	1998	—	1998
	北疆	2007/2009/2012	1964/1971/1982	2007
	南疆	1997	1984/1997/2010	1995
	河西	1992/1994/1995	1995	1985
	河套	1992/1995	1981/1984/1990/1997	1995
候 数	柴达木	1994	1979/1994	1994
	阿拉善	2007/2010/2012	1969/1989/2007	1990
	全区	1994	1971	1994
	北疆	1999	1970/2006/2007	1999
	南疆	1997	1967/1971/1991	1997
	河西	1995	1971/1972/1995/2007	1995
	河套	1995/2005/2007/2010	2007	1993
	柴达木	—	1993/1996	1993
	阿拉善	1999	1969/1987/1989/1999	1987

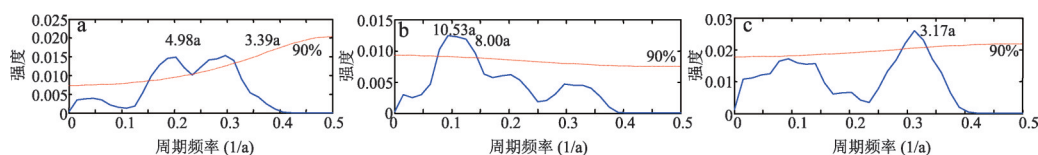


图4 中国绿洲严寒期起止候及候数的Morlet小波功率谱分析

Fig. 4 Periods of the onset and upset pentad and pentads of cold period with Morlet wavelet in China's oases

(APVAI)、亚洲极涡强度指数 (APVII)、西风指数 (WCI)、南亚夏季风指数 (SASMI)、西伯利亚高压指数 (SHI)、年均二氧化碳排放量 (CDE) 与中国绿洲及其子区域严寒期起止候及候数进行线性相关分析 (表 3)。结果表明, 严寒期起止候及候数主要受青藏高原指数、亚洲区极涡面积指数和二氧化碳排放量的影响。其中, 青藏高原指数与起始候呈正相关, 相关系数在 0.26~0.392 ( $a \geq 0.05$ ) 之间, 与终止候及候数呈负相关, 相关系数在 -0.525~-0.219 之间, 亚洲区极涡面积指数与起始候呈负相关, 相关系数在 -0.578~-0.218 之间, 与终止候及候数呈正相关, 相关系数在 0.219~0.617 之间, 二氧化碳排放量与起始候呈正相关, 相关系数在 0.23~0.627 之间, 与终止候及候数呈负相关, 相关系数在 -0.567~-0.235 之间, 二氧化碳的过量排放是导致气候变暖的主要原因<sup>[29]</sup>, 柴达木盆地绿洲则与南亚夏季风相关性较好, 相关系数为 -0.345、0.297、0.26 ( $a \geq 0.05$ ), 这与该区东南部地势较低, 且多河谷, 来自印度洋的暖湿气流能达到此地有关, 也与上述周期分析中大气环流等的影响结果一致。Li 等<sup>[30]</sup>研究发现中国西北干旱区的气温变化主要受西伯利亚高压的影响, 而二氧化碳排放量加速了这一过程。青藏高原大地形的热力和动力作用对大气环流和气候产生一定的影响, 受到气象学家的广泛关注<sup>[31-32]</sup>, 青藏高原的热力性质差异变化对周边地区的温度产生重要的影响, 主要表现为积雪面积和植被状况的变化<sup>[33]</sup>。

3.6 与地理参数的关系

为研究中国绿洲严寒期起止候及候数与地理参数的关系, 本文以经纬度 1°为等间距计算在此间距上起止候及候数的均值, 海拔高度考虑到本文中绿洲分布区域海拔均低于 4000 m, 故本文选取海拔均低于 4000 m 的区域对其以 100 m 为等间距进行重分类, 并求出每 100 m 高程上起止候及候数的均值。

从严寒期起止候及候数在经纬度和海拔高度的变化趋势可知 (图 5), 随着经度的

表 3 中国绿洲严寒期起止候及候数影响因子的相关分析

Tab. 3 Correlation coefficients of the onset and upset pentad and pentads of cold period and impact factor in China's oases		TPI	APVAI	APVII	WCI	SHI	SASM	CDE
起 始 候	北疆	0.26*	-0.454**	-0.307*	0.213	-0.361**	-0.001	0.467**
	南疆	0.287*	-0.454**	-0.41**	0.175	-0.249	-0.123	0.389**
	河西	0.387**	-0.371**	-0.21	0.207	-0.327*	-0.118	0.422**
	河套	0.355**	-0.288*	-0.13	0.178	-0.077	-0.063	0.23
	柴达木	0.339**	-0.218	-0.055	0.122	-0.439**	-0.345**	0.627**
	阿拉善	0.392**	-0.578**	-0.431**	0.186	-0.239	-0.01	0.374**
终 止 候	北疆	-0.23	0.322*	0.247	-0.414**	-0.045	-0.145	-0.313*
	南疆	-0.525**	0.219	0.26*	-0.385**	-0.1	0.083	-0.389**
	河西	-0.248	0.382**	0.134	-0.235	-0.173	-0.138	-0.259*
	河套	-0.298*	0.302*	0.114	-0.239	-0.105	0.095	-0.235
	柴达木	-0.324*	0.308*	0.118	0.05	-0.164	0.297*	-0.451**
	阿拉善	-0.241	0.336**	0.436**	-0.306*	-0.277*	-0.138	-0.27*
候 数	北疆	-0.219	0.617**	0.448**	-0.021	0.141	0.001	-0.451**
	南疆	-0.406**	0.431**	0.342**	-0.229	0.145	0.045	-0.522**
	河西	-0.358**	0.609**	0.424**	-0.153	0.21	0.179	-0.402**
	河套	-0.305*	0.533**	0.37**	-0.175	0.118	0.055	-0.239
	柴达木	-0.376**	0.428**	0.212	-0.239	0.1	0.26*	-0.567**
	阿拉善	-0.371**	0.523**	0.335*	-0.088	0.045	0.045	-0.351**

注: \*、\*\*分别表示通过  $a = 0.05$ 、 $a = 0.01$  的显著性检验。

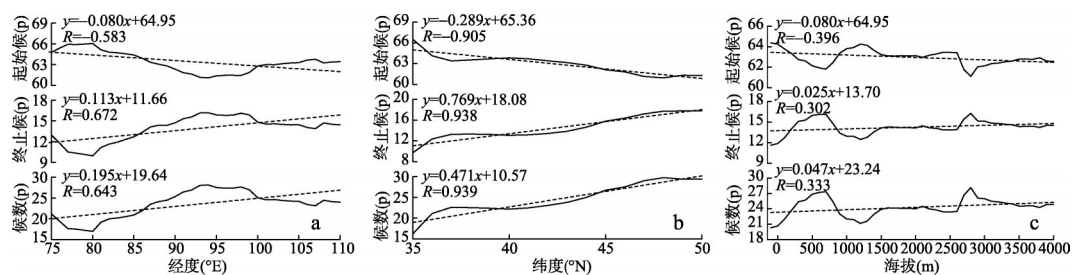


图5 中国绿洲严寒期起止候及候数在不同经纬度带和海拔高度的平均变化趋势

Fig. 5 Mean change trends of the onset and upet pentad and pentads of cold period in categorized longitude and latitude and altitude ranks over China's oases

增加, 严寒期起始候提前、终止候推后、候数延长, 变化倾向率分别为 $-0.08$  p/1°E、 $0.113$  p/1°E和 $0.195$  p/1°E ( $a \geq 0.001$ ), 且在 $86^{\circ}\text{E} \sim 99^{\circ}\text{E}$ 起始候达到最小值、终止候和候数达到最大值。因研究区的南北疆绿洲东部、河西走廊绿洲西部和柴达木盆地绿洲分布在 $86^{\circ}\text{E} \sim 99^{\circ}\text{E}$ 范围内, 故随着经度的增加研究区中西部严寒期来的最早、结束的最晚, 严寒期最长。

随着纬度的增加, 严寒期起始候提前、终止候推后、候数延长, 变化倾向率分别为 $-0.289$  p/1°N、 $0.769$  p/1°N和 $0.471$  p/1°N ( $a \geq 0.001$ ), 且在 $47^{\circ}\text{N} \sim 50^{\circ}\text{N}$ 起始候达到最小值、终止候和候数达到最大值,  $36^{\circ}\text{N} \sim 39^{\circ}\text{N}$ 次之。因北疆绿洲全区在 $47^{\circ}\text{N} \sim 50^{\circ}\text{N}$ 范围内, 柴达木盆地绿洲和南疆绿洲南部在 $36^{\circ}\text{N} \sim 39^{\circ}\text{N}$ 范围内, 故随着纬度的增加, 北疆绿洲严寒期来的最早、结束的最晚、严寒期最长, 柴达木盆地绿洲和南疆绿洲南部次之, 说明纬度是影响北疆绿洲严寒期的一个重要因素。

随着海拔的增加, 严寒期起始候提前、终止候推后、候数延长, 变化倾向率分别为 $-0.08$  p/100 m、 $0.025$  p/100 m和 $0.047$  p/100 m ( $a \geq 0.001$ ), 且在高海拔区 $2600 \sim 3200$  m起始候达到最小值、终止候和候数达到最大值, 低海拔区 $1000$  m以下次之。因海拔 $2600 \sim 3200$  m主要分布在柴达木盆地绿洲, 海拔 $1000$  m以下主要分布在研究区北疆绿洲, 故随着海拔的增加柴达木盆地绿洲严寒期起始候来的最早、终止候结束的最晚、候数最长, 北疆绿洲次之, 说明海拔高度是影响柴达木盆地绿洲严寒期的一个重要因素。

### 3.7 对区域气候增暖的响应

为研究中国绿洲严寒期起止候及候数与其对应的月平均气温之间的响应关系, 选取了与其相关的3月、11月、11月-次年3月的平均气温及中国绿洲各站点年平均气温与相应的中国绿洲严寒期起止候及候数进行相关分析(图6), 在此之前, 本文对3月、11月、11月-次年3月的平均气温的变化趋势做了研究, 发现3月、11月、11月-次年3月的平均气温呈增暖趋势, 相关系数分别为 $0.442$ 、 $0.451$ 、 $0.617$  ( $a \geq 0.001$ )。

结果表明, 起始候受11月平均气温影响最大, 即11月气温越高严寒期开始的越迟, 相关系数高达 $0.927$  ( $a \geq 0.001$ ); 终止候受3月平均气温影响最大, 即3月气温越高严寒期结束的越早, 相关系数高达 $-0.825$  ( $a \geq 0.001$ ); 候数受11月-次年3月平均气温影响最大, 即11月-次年3月平均气温越高, 严寒期候数越短, 相关系数高达 $-0.49$  ( $a \geq 0.001$ )。

从年平均气温与起止候及候数相关系数来看, 起止候及候数与年平均气温的相关性较高, 相关系数分别为 $0.617$ 、 $-0.412$ 、 $-0.665$  ( $a \geq 0.001$ ), 表明起止候及候数对气候增暖具有极好的响应, 且从中可以发现, 严寒期起始候的相关系数要高于终止候的相关系数, 因此, 严寒期起始候的推后对于区域气候增暖的响应比终止候的提前更显著。



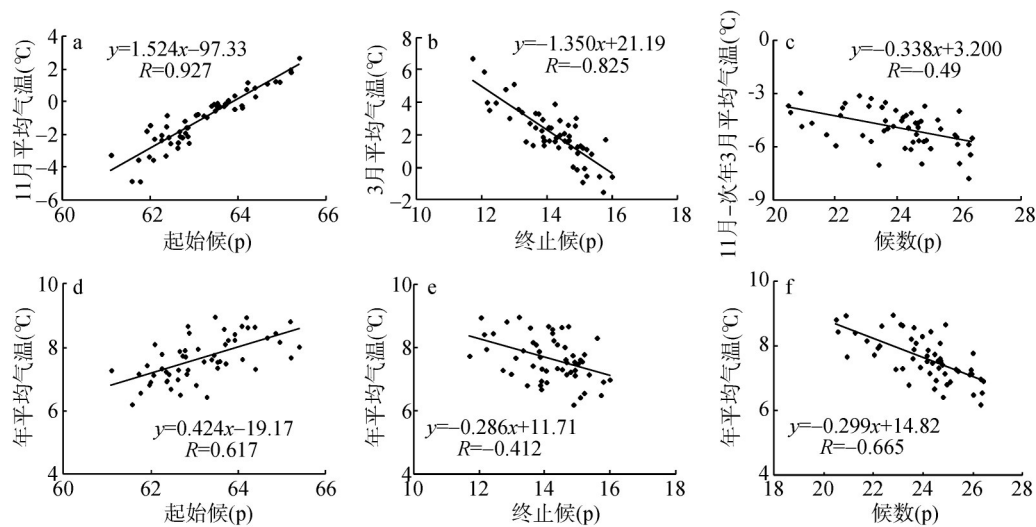


图6 中国绿洲严寒期起止候及候数与平均气温的散点图

Fig. 6 The relationship between the trend magnitudes of the onset and upset pentad and pentads of cold period and the average temperature in China's oases

为了进一步分析区域气候变暖对起止候及候数的影响,通过M-K方法对中国绿洲年平均气温进行突变检验,在1987年有明显的突变,以此为节点分别统计了突变点前后起止候及候数(表4)。由表看出,1987年突变后,起始候推后0.9 p;终止候提前0.8 p;候数缩短1.8 p,表明区域气候增暖对起止候及候数的影响是不同的,且对起始候的影响要大于对终止候的影响。

表4 中国绿洲气温突变前后严寒期起止候及候数的变化  
Tab. 4 The mean values of the onset and upset pentad and pentads of cold period during 1960-1986 and 1988-2014 in China's oases

	起始候(p)	终止候(p)	候数(p)
突变前	62.7	14.6	24.8
突变后	63.6	13.8	23
变化对事件的影响	推后	提前	缩短

4 结论

- (1) 近55年来,严寒期起始候推后、终止候提前、候数缩短,变化倾向率分别为0.3 p/10a、-0.27 p/10a和-0.58 p/10a;起止候及候数分别在1990年、1998年、1994年发生突变,与中国1990年后发生一次强增温结果一致。
- (2) 中国绿洲严寒期起止候及候数在空间分布差异显著,柴达木盆地绿洲严寒期来的最早、结束的最晚、严寒期最长,北疆绿洲次之,南疆绿洲严寒期来的最晚、结束的最早、严寒期最短,且柴达木盆地绿洲严寒期变化趋势最显著,表明其对全球变化响应最为敏感。
- (3) 青藏高原指数、亚洲区极涡面积指数和二氧化碳排放量是影响严寒期起止候及候数的主要因子;而柴达木盆地绿洲受南亚夏季风的影响较明显。小波分析反映出严寒期起始候和候数主要受大气环流和厄尔尼诺事件的影响,而终止候则主要受太阳活动的影响。
- (4) 严寒期起止候及候数随着经度的增加,变化倾向率分别为-0.08 p/1°E、0.113 p/1°E和0.195 p/1°E;随着纬度的增加,变化倾向率分别为-0.289 p/1°N、0.769 p/1°N和0.471 p/1°N。



1°N; 随着海拔的增加, 变化倾向率分别为 $-0.08$  p/100 m、 $0.025$  p/100 m和 $0.047$  p/100 m。

(5) 3月、11月、11月-次年3月的平均气温分别对严寒期起止候及候数的影响最大; 严寒期起止候及候数对区域气候增暖具有极好的响应, 起始候的推后对于区域气候增暖的响应比终止候的提前更显著, 且区域气候增暖对起始候的影响要大于对终止候的影响。

## 参考文献(References)

- [1] IPCC. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge & New York: Cambridge University Press, 2013b.
- [2] Solomon S, Qin D, Manning M, et al. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York: Cambridge University Press, 2007.
- [3] Feng Peizhi, Li Cuijin, Li Xiaoquan. An analysis of Main Meteorological Disasters in China. Beijing: China Meteorological Press, 1985: 110-117. [冯佩芝, 李翠金, 李小泉. 中国主要气象灾害分析. 北京: 气象出版社, 1985: 110-117.]
- [4] Changnon S A, Roger A P, David C, et al. Human factors explain the increased losses from weather and climate extremes. Bulletin of the American Meteorological Society, 2000, 81: 437-442.
- [5] Ding Yihui, Geng Quanzhen. Atmosphere, ocean, human activity and global warming. Meteorological Monthly, 1998, 24 (3): 12-17. [丁一汇, 耿全震. 大气、海洋、人类活动与气候变暖. 气象, 1998, 24(3): 12-17.]
- [6] Karl T R, Kukla G, Razuvaev V N, et al. Global warming: Evidence for asymmetric diurnal temperature change. Geophysical Research Letters, 1991, 18: 2253-2256.
- [7] Easterling D R, Horton B. Recent trends in maximum and minimum temperature trends for the globe. Science, 1997, 277: 364-367.
- [8] Plummer N. Changes in climate extremes over the Australian region and New Zealand during the twentieth century. Climatic Change, 1999, 42: 183-202.
- [9] Manton M J, Della-Marta P M, Haylock M R, et al. Trends in extreme daily rainfall and temperature in Southeast Asia and the South Pacific: 1996-1998. International Journal of Climatology, 2001, 21(3): 269-284.
- [10] Alexander L V, Zhang X, Peterson T C, et al. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2006, 111(D5).
- [11] Sheikh M M, Manzoor N, Ashraf J, et al. Trends in extreme daily rainfall and temperature indices over South Asia. International Journal of Climatology, 2015, 35(7): 1625-1637.
- [12] Milanovic M, Gocic M, Trajkovic S. Analysis of extreme climatic indices in the area of Nis and Belgrade for the period between 1974 and 2003. Agriculture and Agricultural Science Procedia, 2015, 4: 408-415.
- [13] Ren Fumin, Zhai Panmao. Study on changes of China's extreme temperatures during 1951-1990. Scientia Atmospherica Sinica, 1998, 22(2): 217-227. [任福民, 翟盘茂. 1951-1990年中国极端气温变化分析. 大气科学, 1998, 22(2): 217-227.]
- [14] Zhai Panmao, Sun Anjian, Ren Fumin, et al. Changes of climate extremes in China. Climatic Change, 1999, 42(1): 203-218.
- [15] Fu Dongxue, Sun Zhaobo, Li Zhongxian, et al. Spatial and temporal features of China minimum temperature in winter half year during 1955-2006. Journal of the Meteorological Sciences, 2011, 31(3): 274-281. [付冬雪, 孙照渤, 李忠贤, 等. 1955-2006冬半年中国极端低温的时空变化特征. 气象科学, 2011, 31(3): 274-281.]
- [16] Du Jun, Lu Hongya, Jian Jun. Variations of extreme air temperature events over Tibet from 1961 to 2010. Acta Geographica Sinica, 2013, 68(9): 1269-1280. [杜军, 路红亚, 建军. 1961-2010年西藏极端气温事件的时空变化. 地理学报, 2013, 68(9): 1269-1280.]
- [17] Wang Qiong, Zhang Mingjun, Wang Shengjie, et al. Extreme temperature events in Yangtze River Basin during 1962-2011. Acta Geographica Sinica, 2013, 68(5): 611-625. [王琼, 张明军, 王圣杰, 等. 1962-2011年长江流域极端气温事

- 件分析. 地理学报, 2013, 68(5): 611-625.]
- [18] Liu Qinge, Wu Xiaoqing, Chen Xiaohong, et al. Temporal and spatial variation characteristics of extreme temperature in the Pearl River Basin during 1960-2012. *Journal of Natural Resources*, 2015, 30(8): 1356-1366. [刘青娥, 吴孝情, 陈晓宏, 等. 珠江流域1960-2012年极端气温的时空变化特征. 自然资源学报, 2015 30(8): 1356-1366.]
- [19] Liu Dexiang, Dong Anxiang, Deng Zhenyong. Impact of climate warming on agriculture in Northwest China. *Journal of Natural Resources*, 2005, 20(1): 119-125. [刘德祥, 董安祥, 邓振镛. 中国西北地区气候变暖对农业的影响. 自然资源学报, 2005, 20(1): 119-125.]
- [20] Yang Jinhu, Jiang Zhihong, Wei Feng, et al. Variability of Extreme high temperature and low temperature and their response to regional warming in northwest china in recent 45 years. *Arid Land Geography*, 2006, 29(5): 625-631. [杨金虎, 江志红, 魏锋, 等. 近45年来中国西北年极端高、低温的变化及其对区域增暖的响应. 干旱区地理, 2006, 29(5): 625-631.]
- [21] Chen Shaoyong, Wang Jinsong, Guo Juntao, et al. Evolution characteristics of the extreme high temperature event in Northwest China from 1961 to 2009. *Journal of Natural Resources*, 2012, 27(5): 832-844. [陈少勇, 王劲松, 郭俊庭, 等. 中国西北地区1960-2009年极端高温事件的演变特征. 自然资源学报, 2012, 27(5): 832-844.]
- [22] Yang Faxiang, Fu Qiang, Mu Guijin, et al. Study on regionalization of oases in China. *Arid Zone Research*, 2007, 24(5): 569-573. [杨发相, 付强, 穆桂金, 等. 中国绿洲区划探讨. 干旱区研究, 2007, 24(5): 569-573.]
- [23] Wei Fengying. *Modern Climatic Statistical Diagnosis and Forecasting Technology*. Beijing: China Meteorological Press, 1999. [魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术. 北京: 气象出版社, 1999.]
- [24] Wang Wensheng, Ding Jing, Xiang Honglian. Multiple time scales analysis of hydrological time series with wavelet transform. *Journal of Sichuan University (Engineering Science Edition)*, 2002, 34(6): 15-17. [王文圣, 丁晶, 向红莲. 水文时间序列多时间序列尺度分析的小波变化法. 四川大学学报(工程科学版), 2002, 34(6): 15-17.]
- [25] Li Lin, Chen Xiaoguang, Wang Zhenyu, et al. Climate change and its regional differences over the Tibetan Plateau. *Advances in Climate Change Research*, 2010, 6(3): 181-186. [李林, 陈晓光, 王振宇, 等. 青藏高原区域气候变化及其差异性研究. 气候变化与研究进展, 2010, 6(3): 181-186.]
- [26] Pan Baotian, Li Jijun. Qinghai-Tibetan Plateau: A driver and amplifier of the global climatic change. *Journal of Lanzhou University (Natural Science)*, 1996, 32(1): 108-115. [潘保田, 李吉均. 青藏高原: 全球气候变化的驱动力与放大器. 兰州大学学报(自然科学版), 1996, 32(1): 108-115.]
- [27] Yao Tandong, Liu Xiaodong, Wang Ninglian. The issue of climate change in the Qinghai-Tibet Plateau area. *Chinese Science Bulletin*, 2000, 45(1): 98-106. [姚檀栋, 刘晓东, 王宁练. 青藏高原地区的气候变化幅度问题. 科学通报, 2000, 45(1): 98-106.]
- [28] Lin Xing, Qian Weihong. Trend on the daily mean air temperature and its anomalous strength in China for the warm season in the last 40 years. *Acta Geographica Sinica*, 2003, 58(S): 21-30. [林祥, 钱维宏. 近40年中国暖季日气温及其异常强度变化趋势. 地理学报, 2003, 58(S): 21-30.]
- [29] IPCC. Summary for Policymakers of Climate Change 2007: The Physical Science Basis//Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2007.
- [30] Li Baofu, Chen Yaning, Shi Xun. Why does the temperature rise faster in the arid region of China? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2012, 117(D16115).
- [31] Duan A M, Wu G X. Role of the Tibetan Plateau thermal forcing in the summer climate patterns over subtropical Asia. *Climate Dynamics*, 2005, 24(11): 793-807.
- [32] Liu Xin, Li Weiping, Wu Guoxiong. Interannual variation of the diabatic heating over the Tibetan Plateau and the Northern Hemispheric circulation in summer. *Journal of the Meteorological Sciences*, 2002, 60(3): 267-277. [刘新, 李伟平, 吴国雄. 夏季青藏高原加热和北半球环流年际变化的相关分析. 气象学报, 2002, 60(3): 267-277.]
- [33] Yao Junqiang, Liu Zhihui, Yang Qing, et al. Temperature variability and its possible causes in the typical basins of the arid Central Asia in recent 130 years. *Acta Geographica Sinica*, 2014, 69(3): 291-302. [姚俊强, 刘志辉, 杨青, 等. 近130年来中亚干旱区典型流域气温变化及其影响因子. 地理学报, 2014, 69(3): 291-302.]

## Spatial and temporal variations and their causes for the cold period in China's oases during 1960-2014

CHAI Zhonghua, LIU Puxing

(College of Geography and Environmental Science, Northwest Normal University, Lanzhou 730070, China)

**Abstract:** Based on the daily average temperature of 74 meteorological stations in China's oases of observation data, we calculated pentad average temperature  $\leq 0^{\circ}\text{C}$  of the onset and upset pentad and pentads of cold period by using the methods of linear regression analysis, nonparametric Mann- Kendall test, wavelet analysis and correlation analysis. We also analysed the spatial and temporal variations and their causes for the onset and upset pentad and pentads of cold period in China's oases. The results show that: in recent 55 years, the onset pentad of cold period postpones and upset pentad advances, the pentads shorten gradually, the trend rates are respectively  $0.3 \text{ p}/10\text{a}$ ,  $-0.27 \text{ p}/10\text{a}$  and  $-0.58 \text{ p}/10\text{a}$ ; and the spatial difference is significant, especially for the Qaidam Basin oases, the onset pentad is the earliest, the upset is the latest, and the change trend of cold period is the most obvious. Mutation point of the onset and upset pentad and pentads of cold period is respectively observed in 1990, 1998 and 1994. The onset pentad and pentads of cold period show an aperiodic cycle, which is related to the atmospheric circulation and El Nino events, while the upset pentad of cold period shows an aperiodic cycle, which is related to the solar activity, suggesting that the onset pentad and pentads of cold period are closely related to the atmospheric circulation and El Nino events, while the upset pentad of cold period to the solar activity. The Qinghai-Tibet Plateau index, the Asia polar vortex area index, and the carbon dioxide emissions are the main factors affecting the cold period of the study area, and the South Asia summer monsoon index exerts the greatest effect on the Qaidam Basin oasis. The onset and upset pentad and pentads of cold period increase with the increase of latitude, longitude and altitude, onset pentad advances and upset pentad postpones, the pentads extends gradually, and the change of latitude is most significant. The onset and upset pentad and pentads of cold period have good response to regional warming, but the regional warming has different effects on the onset and upset pentad and pentads of cold period.

**Keywords:** China's oases; pentad average temperature; influencing factor; regional warming