

# 中国极端干旱事件的年代际变化及其成因<sup>\*</sup>

侯 威<sup>1)†</sup> 杨 萍<sup>1)‡</sup> 封国林<sup>2)‡)</sup>

1) 兰州大学大气科学学院, 兰州 730000)

2) 中国科学院大气物理研究所, 东亚区域气候环境重点实验室, 北京 100029)

3) 国家气候中心, 中国气象局气候研究开放实验室, 北京 100081)

(2007 年 9 月 1 日收到 2007 年 12 月 11 日收到修改稿)

研究了河北山西、黄河中下游、江淮和西北东部地区 531 年极端干旱事件的概率, 采用古里雅冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  含量和 500 年来太平洋年代际涛动指数进行了对比分析. Morlet 小波分析发现四个地区的极端干旱事件概率和古里雅冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  含量都存在着 350 年左右的准周期, 且四个地区近 500 年来极端干旱事件概率的变化与古里雅冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  含量的变化相反. 在  $\delta^{18}\text{O}$  含量较高的时期, 发生极端干旱事件的概率较低, 反之亦然. 对太平洋年代际涛动指数进行小波变换, 发现 80 年尺度的准周期在逐渐衰弱而 50 年尺度的准周期却在逐渐增强. 在 80 年或 50 年尺度的准周期处于控制地位时, 四个地区处于极端干旱事件多发期, 而在二者处于交替时期, 即二者周期性均较弱的时期, 处于极端干旱事件偏少期.

关键词: 干旱, 冰芯, 太平洋年代际涛动

PACC: 9260X

## 1. 引 言

干旱及其形成机理是一个古老但又富有挑战性的研究课题. 干旱问题研究的困难在于它既包含了气候系统内部的自然变化, 又受到太阳活动和火山爆发等外强迫的作用, 是一个需要多学科交叉研究的科学问题. 已有研究表明青藏高原和赤道中太平洋地区年代际变化与中国东部旱涝密切相关<sup>[1,2]</sup>; 相关研究表明, 中国区域降水和气温的变化与太平洋年际涛动 (pacific decadal oscillation, 简称 PDO) 有关; 中国年际降水与年代际气候变化以及海洋变化有密切关系<sup>[3-6]</sup>. 封国林等则利用观测数据的非线性时空分布特征, 从非线性、复杂性的角度对中国华北华南地区的降水进行了系统的研究<sup>[7-12]</sup>.

在气候变化中, 不同的气候转换过程往往伴随着不同时间尺度的变化, 探讨这种变化特点及其影响, 对认识现代气候变化、预测未来气候变化趋势有重要意义. 因此搞清持续干旱的气候背景及其成因具有十分重要的意义. 为了更深入和详细地讨论中国气候的变化, 应用张德二等人<sup>[13-15]</sup>整理的 531 年

旱涝指数来研究中国极端干旱事件时间分布的演化. 这套旱涝等级资料序列前后段分别采用历史文献记载和实测降水量评定, 其评定旱涝等级的分级标准是经过较长时间的探索、改进, 集思广益而成, 具有较高可靠性. 在分析极端干旱事件概率的基础上利用青藏高原古里雅冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  含量<sup>[16,17]</sup>、太平洋年代际涛动<sup>[18]</sup>等可靠而实用的长序列代用资料来研究中国夏季气候变化的可能成因.

## 2. 旱涝指数资料及方法

选取 531 年 (1470—2000 年) 旱涝指数<sup>[13-15]</sup>中无缺测年的 26 个站点. 根据这些站点的地理位置和已有研究<sup>[19]</sup>, 将其分为四个大区, 分别为河北山西地区: 太原, 临汾, 北京, 长治, 天津, 唐山, 保定, 石家庄; 黄河中下游地区: 邯郸, 郑州, 德州, 济南, 临沂, 菏泽; 江淮地区: 上海, 蚌埠, 蚌埠, 合肥, 安庆, 屯溪, 武汉; 西北东部地区: 榆林, 延安, 西安, 汉中, 安康.

由于气候变化具有一定的时空尺度, 因此采用滑动窗口的方法计算各个站点每十年内极端干旱事

<sup>\*</sup> 国家重点基础研究发展计划 (973 项目) (批准号: 2006CB400503) 和中国气象局国家极端气候事件检测系统建设项目资助的课题.

<sup>†</sup> E-mail: hou\_w@sohu.com

件的发生概率,窗口长度为 10 年,滑动步长为 5 年. 10 年代表年代际这一时间尺度,而 5 年为国际公认的代表了一个小尺度的气候周期<sup>[20]</sup>. 将每个地区内各个站点极端干旱事件(即旱涝等级为 5)的发生概率进行算术平均,从而得到整个地区极端干旱事件的发生概率. 概率较高(低)的时期属于极端干旱事件多发期(偏少期). 如图 1 所示, $x$  坐标代表了十年的区间,例如当  $x = 1490$  时,实际代表了 1480—1490 这一时间段.

小波分析可以揭示气候变化在各种时间尺度上的周期变化特征,还能显示出各种周期信号随时间的变化. 采用 morlet 小波对四个地区极端干旱事件概率和各种代用资料进行连续小波变换分析. morlet 小波为复数小波,小波变换系数的模值表示能量密度,模值图能把各种时间尺度的周期变化在时间域中的分布情况展示出来. 小波变换系数的模值越大,表明其对应的时段和尺度的周期性越明显. 小波系数的实部包含给定时间和尺度下,相对于其他时间和尺度、信号的强度和位相两方面的信息,也就是事件在不同时间尺度上其值变化量的时间振荡特征<sup>[21—23]</sup>.

### 3. 旱涝指数的概率分析

从图 1(a)中可以看出,在 1560 年之前(区间

1)极端干旱事件的发生概率  $P$  值较小,大致在  $P = 0.1$ (即平均十年发生一次)左右变化且变化幅值也较小,说明极端干旱事件的发生次数较少且在年代际尺度上变化不大,是极端干旱事件偏少期. 1560—1655 年之间(区间 2), $P$  值明显上升,其随时间变化幅度较区间 1 也变得十分剧烈,属于极端干旱事件多发期. 这一现象在历史记录中也有明确的记载,区间 2 处于 16 世纪末 17 世纪初,正好是近千年来气候最为寒冷的阶段即所谓的小冰期盛期,此时至少在北半球对应寒冷的气候背景<sup>[18 24]</sup>. 在 1655—1875 年(区间 3), $P$  值及其变化幅度明显降低,与区间 1 十分类似,属于极端干旱事件偏少期,这一时期正是近 500 来气候相对温和的时期<sup>[24]</sup>. 从上世纪初至今(区间 4),对应于从 19 世纪末中国和北半球迅速增暖的气候背景<sup>[24]</sup>, $P$  值及其变化幅度再次明显升高,与区间 2 十分类似,再次进入极端干旱事件多发期. 比较区间 1 至区间 4,可以看出,河北山西地区 531 年极端干旱事件概率在年代际时间尺度上,无论是其幅值还是变化幅度都存在着从缓和(区间 1)→剧烈(区间 2)→缓和(区间 3)→剧烈(区间 4)的变化趋势.

图 1(b)也可以大致分为四个区间,分别为 1580 年之前(区间 1), $P$  的幅值较小;1580—1690 年(区间 2), $P$  幅值较大;1690—1890 年(区间 3), $P$  幅值

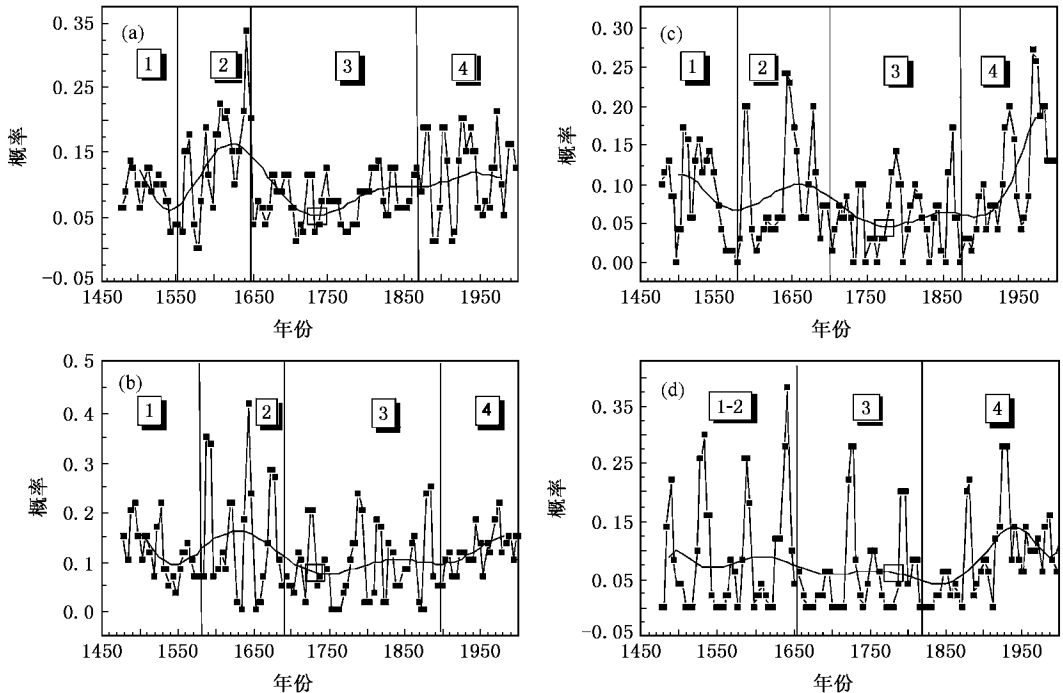


图 1 四个地区十年滑动的极端干旱事件概率随时间的演化 (a)河北山西区 (b)黄河中下游区 (c)江淮区 (d)西北东部区

再次下降;1890—2000年(区间4),概率 $P$ 无论幅值和变化幅度均有一个明显的上升趋势.图1(c)和(b)的变化相似,1875—2000年间(区间4) $P$ 的幅值和变化幅度较区间3增大,可以认为上世纪初至今,江淮地区极端干旱事件的概率也存在着明显的增大趋势.总体而言,黄河中下游地区近531年极端干旱事件概率在年代际时间尺度上存在着从较缓和(区间1)→剧烈(区间2)→较缓和(区间3)→缓和上升(区间4)的变化趋势;江淮地区则为从较缓和(区间1)→剧烈(区间2)→较缓和(区间3)→剧烈上升(区间4)的变化趋势.

图1(d)为西北东部地区,概率 $P$ 大致可以分为三个区间.在1650年之前(区间1—2) $P$ 的幅值较大且有上升趋势;1650—1875年(区间3)内 $P$ 幅值及其峰值的出现频率均有所下降,其中在约1650—1720年,极端干旱事件概率非常低,在1875—1940年(区间4)间概率 $P$ 值有上升趋势.该地区近531年极端干旱事件概率在年代际时间尺度上存在着趋向剧烈(区间1—2)→趋向缓和(区间3)→趋向剧烈(区间4)这一变化趋势.

从以上分析可以看出,四个地区的极端干旱事件概率 $P$ 的幅值和变化幅度均有较明显的时间分

布特征,大致为从趋向剧烈→趋向缓和→趋向剧烈的变化趋势;在20世纪初至今这一时期内,黄河中下游地区和江淮地区 $P$ 值的幅值和变化幅度均有一个明显的上升趋势.就现有531年资料来看,这一现象在百年时间尺度上是首次出现.

不同时间尺度下的小波系数可以反映系统在该时间尺度下的变化特征:正的小波系数对应于极端干旱事件多发期,负的小波系数对应于极端干旱事件偏少期;小波变换系数的绝对值越大,表明该时间尺度变化越显著.因此,通过小波系数的分析可识别出极端干旱事件的多时间尺度演变特性.图2为四个地区极端干旱事件概率的连续小波变换分析图,图3是时间尺度为70的小波系数图.可以看出四个地区都存在着时间尺度为70,即350年左右的准周期(因计算干旱事件概率对数据采用了5年滑动,所以时间尺度70对应 $70 \times 5 = 350$ 年),在1520—1640年(区间A)和1880年至今(区间C)为极端干旱事件多发期,其余时间为极端干旱事件偏少期(区间B),极端干旱事件的概率依次经历了由高(区间A)→低(区间B)→高(区间C)这一演变过程,与图1的分析结果基本一致,在时间上也有较好的对应关系;且在350年这一时间尺度上,多发期和偏少期的

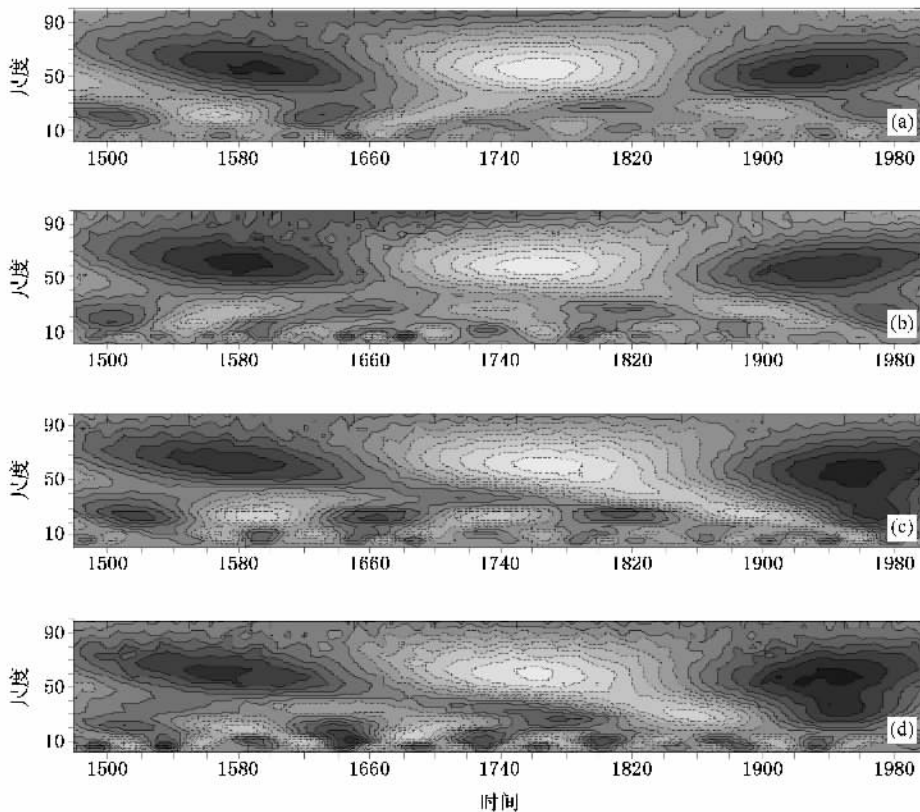


图2 四个地区极端干旱事件概率的小波分析图 (a)华北 (b)山东 (c)华东 (d)西北

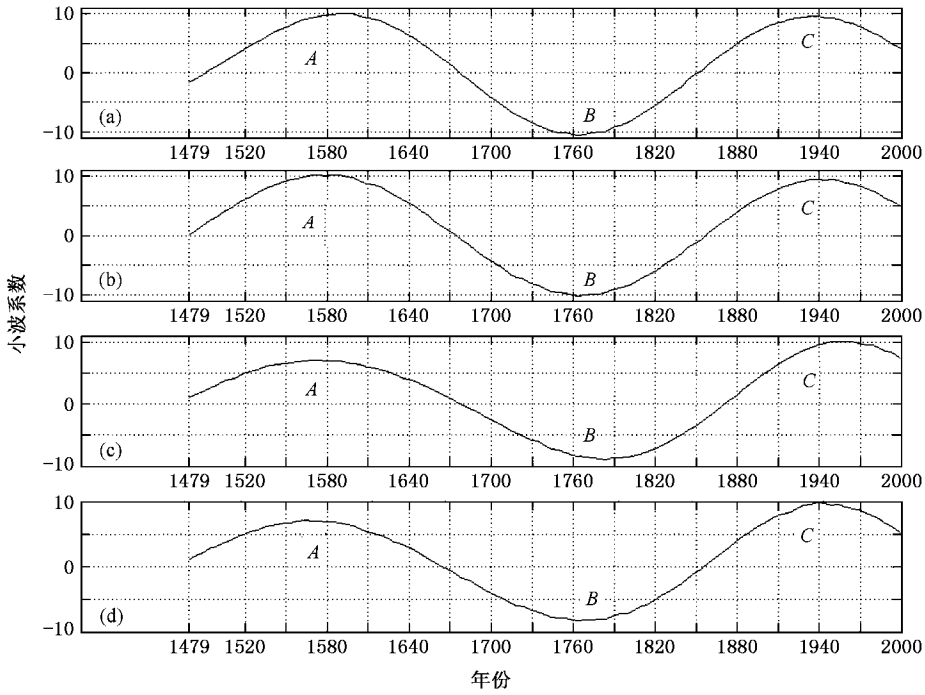


图 3 四个地区极端干旱事件 70 时间尺度(350 年)的小波系数图 (a)华北 (b)山东 (c)华东 (d)西北

位相变化非常显著.

### 4. 青藏高原的影响

青藏高原陆面热状况对东亚气候异常有着重要的影响,特别是对中国旱涝气候灾害的发生有重要作用.温度常被用作为高原地面的热量指标,这已在大量高原热力影响研究方面得到应用<sup>[25]</sup>.已有研究表明  $\delta^{18}\text{O}$  含量是很好的温度代用指标,古里雅冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  含量反映了青藏高原地区的温度变化,这里我

们主要用过去 500 年来古里雅冰芯中所记录的  $\delta^{18}\text{O}$  (温度代用指标)来进行分析<sup>[17, 26-31]</sup>.从图 4 中可以看出,在 1550 年之前,  $\delta^{18}\text{O}$  含量基本保持稳定;在 1550—1700 年之间,  $\delta^{18}\text{O}$  含量上升,维持在一个比较高的水平,1700—1870 年左右,  $\delta^{18}\text{O}$  含量下降,其后至今一直处于上升阶段.近 500 年古里雅冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  含量大致经历了高→低→高这一变化形式.在图 5 中,由  $\delta^{18}\text{O}$  含量的小波分析图和小波系数图可以看出,存在着时间尺度在 35,即 350 年左右的准周期.因  $\delta^{18}\text{O}$  含量数据间隔为 10 年,所以时间尺度

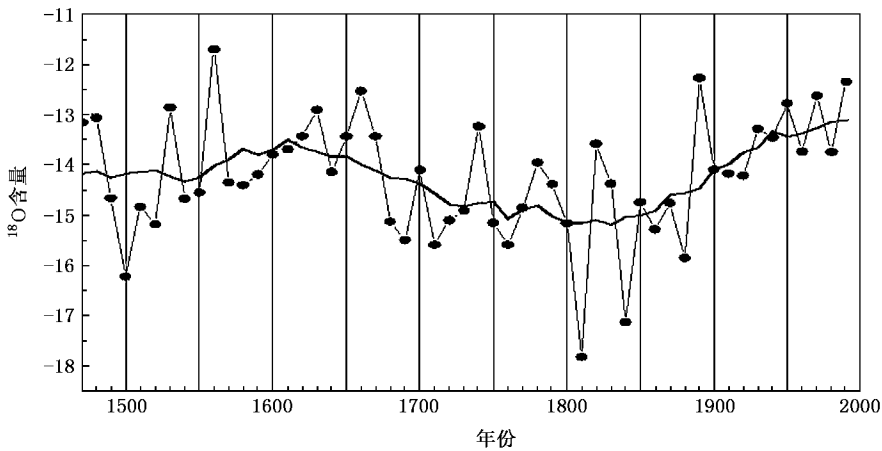


图 4 古里雅冰芯 1470—2000 年  $\delta^{18}\text{O}$  含量<sup>[16, 17]</sup>

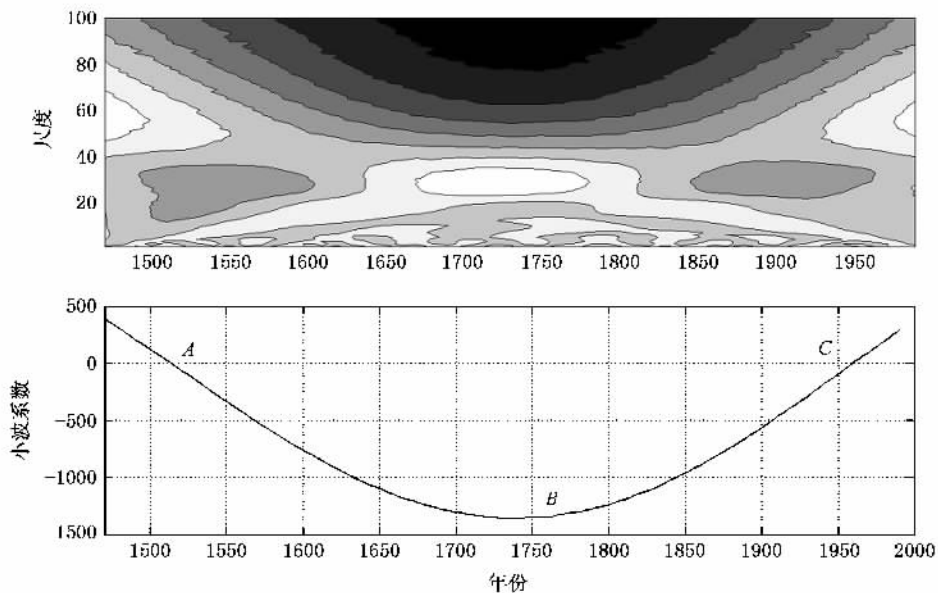


图5 古里雅冰芯 1470—2000 年  $\delta^{18}\text{O}$  含量小波分析图(上)和时间尺度在 35(350 年)的小波系数图(下)

35 对应  $35 \times 10 = 350$  年)现象. 在 1550 年(区间 A)和 1920 年(区间 C)前后达到小波系数极小值且为负, 对应于  $\delta^{18}\text{O}$  含量较少的时期, 在 1730 年前后(区间 B)达到小波系数极大值且为正, 对应于  $\delta^{18}\text{O}$  含量较高的时期, 依次经历了从低(区间 A)→高(区间 B)→低(区间 C)的演变, 对比于图 1—3 的分析结果, 可以发现, 四个地区近 500 年来极端干旱事件概率的变化与古里雅冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  含量的变化相反, 在时间上也有很好的对应关系. 在  $\delta^{18}\text{O}$  含量较低(较高)的时期, 发生极端干旱事件的概率较高(较低). 高原温度影响亚洲季风和我东部气候的物理过程如下<sup>[32]</sup>, 高原地表温度较高(低)→感热强(弱)→感热加热引起的上升运动强(弱), 形成高原弱(强)环境风场→上升气流向上输送的感热通量不易(易)被风吹散, 加热集中(不集中), 有利(不利)于高原感热通量向上输送→高原上空对流层的加热强(弱)→高原对流层温度高(低)→高原同其南部海洋对流层热力对比强(弱)→对亚洲夏季风强度起增强(削弱)作用; Vernekar 等<sup>[33—35]</sup>也指出如果太阳辐射能量被用来融化过多的积雪, 将致使地面温度降低, 进而导致异常低的地面感热通量, 由于地表感热通量的降低减小了高原与印度洋地区的经向温度梯度, 从而减弱了亚洲夏季风强度, 造成中国东部及西北东部地区干旱. 总体而言, 当高原温度较高时, 高原与印度洋地区对流层热力对比强, 加强了亚洲季风强度, 反之如果高原温度较低, 高原与印度洋地区对流层热

力对比较弱, 削弱了亚洲季风强度.

## 5. 太平洋年代际涛动的影响

太平洋年代际涛动(PDO)指数是对北太平洋  $20^\circ\text{N}$  以北的月平均 SST 异常进行经验正交函数分析(EOF)所得第一模态的时间系数, 该指数能较好地反映北太平洋大尺度海洋年代际变化特征. 中国区域气候年代际变化与大尺度环流的年代际变化相联系. 北半球冬季主要大气活动中心在近百年内发生了 3 次气候突变, 突变时间和 PDO 位相转换一致, PDO 与中国气候年代际变化存在密切联系<sup>[36]</sup>.

对近 50 年资料的研究发现, 对应于 PDO 暖位相期(即中纬度北太平洋异常冷、热带中东太平洋异常暖), 冬季, 中国华北、江淮以及长江流域大部分地区降水偏少, 华北地区气温异常偏高; 夏季, 华北地区降水异常偏少且气温异常偏高, 而长江中下游异常偏多、气温异常偏低. 对应于 PDO 冷位相期, 上述形势相反<sup>[37]</sup>. 图 6 中, PDO 指数的冷位相和暖位相交替出现, 1600 年之前 PDO 指数以冷位相为主, 1600—1640 年以暖位相为主, 1640—1920 年以冷位相为主, 间或出现暖位相; 其后除在 1940—1980 年为冷位相, 其余时期均为暖位相. 对比于图 1 的结论, 在暖位相时期, 都处于干旱事件多发期, 尤其是在 1640 年前后, 四个地区均出现严重的干旱事件; 在冷位相时期, 都处于干旱事件偏少期, 1940—1980

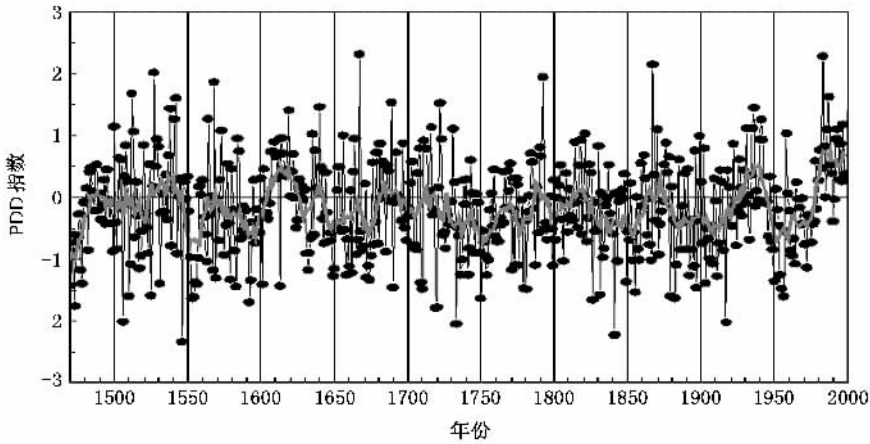


图 6 近 500 年太平洋年代际涛动指数<sup>[19]</sup>

年的冷位相期处于两段暖位相时期之间,其干旱事件概率的下降在图 1 中都有体现。

对 PDO 进行小波分析,发现在 80 年左右的时间尺度上的准周期,其周期性呈逐渐衰减的趋势,在 1800 年之后逐渐消失,但在 1800 年之后却逐渐出现时间尺度为 50 年左右的准周期,并且其周期性也在逐渐增强;二者在 1750—1800 年之间发生更替。

图 8(a)为对 PDO 进行小波变换得到的时间尺度为 80 年的小波系数图,图 8(b)是时间尺度为 50 年的小波系数图,图 8(c)为将时间尺度在 80 年和 50 年的小波系数相加之和,可以更加明显的看出, PDO 冷暖位相交替 80 年准周期在逐渐衰弱以及 50 年准周期在逐渐增强。关注 1750—1800 年这一时间段,80 年和 50 年的准周期在这一时期发生替换,在此之前前者处于控制地位,而之后后者处于控制地位。结合前面的结论,四个地区在 350 年这一时间尺度上,发生极端干旱事件的概率随时间经历了由高→低→高的演变,而发生转折的时期正好大约处于 1750—1800 年(图 1 方框区,图 3 区间 B),这和 PDO 主周期的更替恰好处于同一时期。在 80 年准周期或 50 年准周期处于控制地位时,四个地区处于极端干

旱事件多发期,而在二者处于交替时期,即二者周期性均较弱的时期,四个地区处于极端干旱事件偏少期。注意到图 5(区间 B)中,高原温度在 1730 年左右发生转折。研究表明中国气候变化有明显的年代际时间尺度特征,究其原因在于北半球大气环流存在明显的差异,尤其是与西北太平洋的大气环流形式关系密切。由于太平洋年代际涛动一方面既是叠加在长期气候趋势变化上的扰动,可直接造成太平洋及其周边地区(包括中国)气候的年代际变化;另一方面,它又是年际变率的重要背景,对年际变化(如 ENSO 及其影响)具有重要的调制作用,可影响 ENSO 事件频率和强度,同时也可导致年际 ENSO-季风异常关系的不稳定性(或年代际改变)<sup>[37]</sup>。由于目前对于 PDO 的发生、发展及其影响机制尚不清楚,加之代用资料和观测资料个数及长度的限制,这一现象还有待于进一步研究。

## 6. 火山活动的影响

火山活动是影响气候变化的外部因子之一。强火山喷发产生的火山尘幕能够通过影响大气的辐射

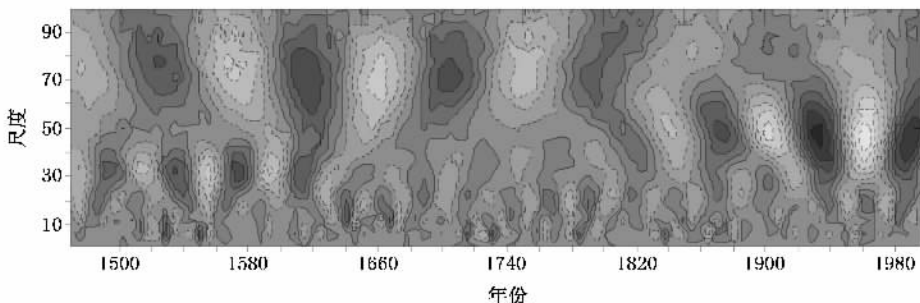


图 7 近 500 年太平洋年代际涛动指数小波分析图

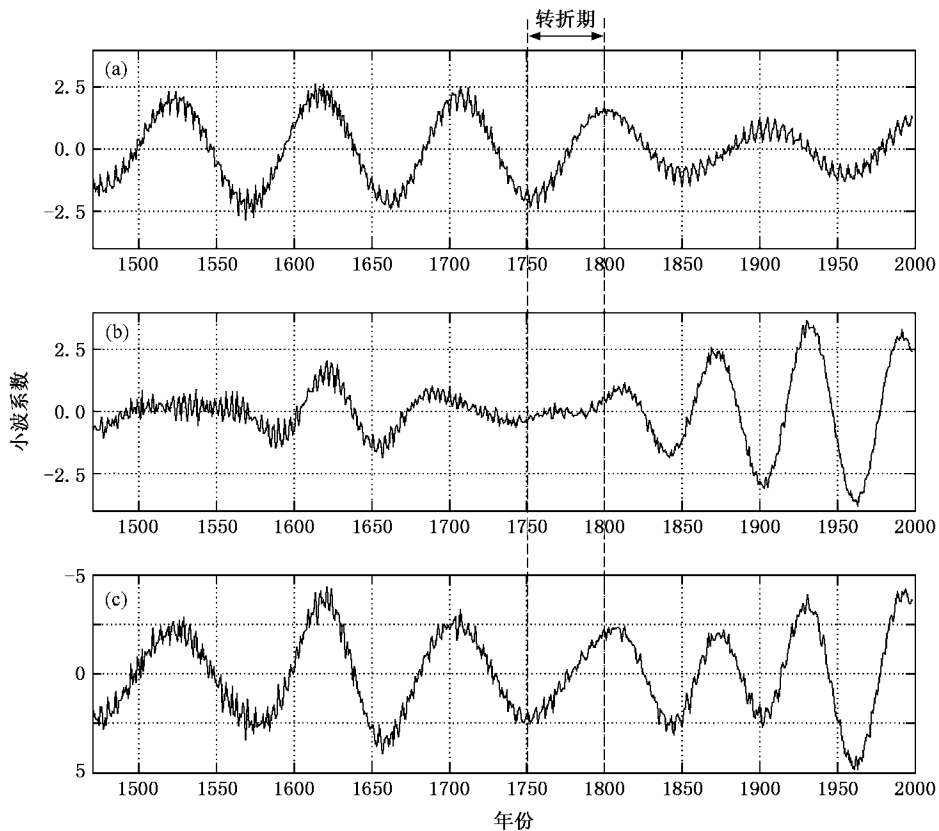


图 8 近 500 年太平洋年代际涛动指数小波系数图

传输,从而影响天气和气候的变化.在图 1 中,可以看到全局性的极端干旱事件概率很高的时期分别在 1585—1590 年,1645 年前后,1880 年前后,对比表 1 可以看出,在这些时期在南亚、日本和俄罗斯(前苏联)地区都发生了大规模的火山爆发.由于强火山喷发形成的平流层气溶胶能强烈地散射和反射太阳辐射,使地表温度降低,同时使平流层温度升高<sup>[38]</sup>.在气候系统内部的各因子使得极端干旱事件的概率偏高时,这些大规模的火山活动很可能就是一些严重、持续时间较长且波及范围大的干旱灾害的触发因子.

表 1 近 500 年重大火山爆发<sup>[39,40]</sup>

年代	地区	纬度	经度	级别
1580	Billy Mitchell, Bougainville, 西南太平洋	6.1S	155.2E	6
1586	Kelut, 爪哇	7.9S	112.3E	5
1593	Raung, 爪哇	8.1S	114.0E	5
1640	Komaga-Take, 日本	42.1N	140.7E	5
1641	Parker 菲律宾	6.1N	124.9E	6
1853	Chikurachki 千岛群岛	50.2N	155.0E	5
1854	Sheveluch, 堪察加半岛	56.7N	161.4E	5
1883	Krakatau, 西爪哇	6.1S	105.4E	6

## 7. 结 论

本文研究了河北山西地区、黄河中下游地区、江淮地区和西北东部地区近 500 年极端干旱事件的概率,显示四个地区的极端干旱事件概率  $P$  的幅值和变化幅度均有较明显的时间分布特征,大致为从趋向剧烈→趋向缓和→趋向剧烈的变化趋势;morlet 小波分析发现四个地区的概率都存在着 350 年左右的准周期,在 1520—1640 年和 1880 年至今为极端干旱事件多发期,其余时间为极端干旱事件偏少期,极端干旱事件的概率依次经历了由高→低→高这一演变过程,且在 350 年时间尺度上,多发期和偏少期的位相变化非常显著.

对古里雅冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  含量的分析发现其也存在着时间尺度在 350 年左右的准周期,这一时间尺度的小波系数具有从高→低→高的演化趋势,与四个地区近 500 年来极端干旱事件概率的变化相反.在  $\delta^{18}\text{O}$  含量较高(较低)的时期,发生极端干旱事件的概率也较低(较大),说明当青藏高原温度较高时,四个地区发生极端干旱事件的概率较小,反之亦然.

太平洋年代际涛动(PDO)指数是海气相互作用的产物.从18—19世纪美国和加拿大的树木年轮记录中估计出的振荡周期为50—70年,对近500年太平洋年代际涛动指数(PDO)进行小波变换,发现80年准周期在逐渐衰弱以及50年准周期在逐渐增强.大约在1750—1800年这一时间段发生替换,而四个地区在350年这一时间尺度上,发生极端干旱事件的概率随时间经历的高→低→高演变的转折期也在1760—1800年之间.在80年准周期或50年准周期处于控制地位时,四个地区处于极端干旱事件多发期,而在二者处于交替时四个地区处于极端干旱事件偏少期.在1730—1800年高原温度也发生转折,

说明四个地区干旱事件的概率、高原温度以及PDO之间存在着相互制约、相互调制的动力机制.尽管近年来对PDO的基本观测特征已有许多分析研究,但其涉及的物理过程及其形成机制研究还很不充分,中纬度海气相互作用的关键环节及其物理过程并没有被很好地认识清楚,PDO形成机制有待深入研究揭示,加之代用资料和观测资料个数及长度的限制,这一现象还有待于进一步研究<sup>[37,38]</sup>.

同时,在气候系统内部的各因子使得极端干旱事件的概率偏高时,大规模的火山活动很可能就是一些持续时间长、波及范围大的极端干旱事件的触发因子.

- [1] Yang J P, Ding Y J 2005 *Scientia Geographica Sinica* **25** 441 (in Chinese) [杨建平、丁永建 2005 地理科学 **25** 441]
- [2] Li D L, He J H 2007 *Plateau Meteorology* **26** 39 (in Chinese) [李栋梁、何金海 2007 高原气象 **26** 39]
- [3] Ma Z G, Shao L J 2006 *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* **30** 46 (in Chinese) [马柱国、邵丽娟 2006 大气科学 **30** 46]
- [4] Wang P, Dai X G 2004 *Chin. Phys.* **13** 1770
- [5] Dai X G, Fu C B, Wang P 2005 *Chin. Phys.* **14** 850
- [6] Shi N, Gu J Q, Yi Y M and Lin Z M 2005 *Chin. Phys.* **14** 844
- [7] Rong P P, Liu S D 1997 *Climatic and Environmental Research* **2** 77 (in Chinese) [荣平平、刘式达 1997 气候与环境研究 **2** 77]
- [8] He W P, Feng G L 2007 *Chin. Phys.* **16** 2825
- [9] Gao X Q, Zhang W 2005 *Chin. Phys.* **14** 2370
- [10] Hou W, Feng G L, Dong W J, Li J P 2006 *Acta Phys. Sin.* **55** 2663 (in Chinese) [侯威、封国林、董文杰、李建平 2006 物理学报 **55** 2663]
- [11] Feng G L, Dong W J 2003 *Chin. Phys.* **12** 1076
- [12] Feng G L, Dong W J, Gong Z Q, Hou W, Wan S Q, Zhi R 2006 *Nonlinear Theories and Methods on Spatial-Temporal Distribution of the Observational Data* (Beijing: Metrological Press) p119 (in Chinese) [封国林、董文杰、龚志强、侯威、万仕全、支睿 观测数据非线性时空分布理论和方法 (北京:气象出版社) 第119页]
- [13] Meteorology Institute of Central Meteorological Bureau 1981 *Yearly Charts of Dryness/ Wetness in China for the Last 500-year Period* (Beijing: Cartographic Publishing House) p10 (in Chinese) [中央气象局气象科学研究所 1981 中国近五百年旱涝分布图集 (北京:地图出版社) 第10页]
- [14] Zhang D E, Liu C Z 1993 *Meteorological Monthly* **19** 41 (in Chinese) [张德二、刘传志 1993 气象 **19** 41]
- [15] Zhang D E, Li X Q, Liang Y Y 2003 *Journal of Applied Meteorological Science* **14** 379 (in Chinese) [张德二、李小泉、梁有叶 2003 应用气象学报 **14** 379]
- [16] Thompson L G, Yao T, Davis M E, Henderson K A, Mosley-Thompson E, Lin P N, Beer J, Synal H A, Cole-Dai J, Bolzan J F 1997 *Science* **276** 1821
- [17] Thompson L G, Thompson E M, Davis M E, Lin P N, Henderson K, Mashiotta T A 2003 *Climatic Change* **59** 137
- [18] Shen C, Wang W C, Gong W, Hao Z 2006 *Geophysical Research Letters* **33** L03702 doi:10.1029/2005GL024804.
- [19] Zhang D E, Liu C Z, Jiang J M 1997 *Quaternary Sciences* **1** 11 (in Chinese) [张德二、刘传志、江剑民 1997 第四纪研究 **1** 11]
- [20] Wei F Y 2004 *Journal of Natural Disasters* **13** 32 (in Chinese) [魏凤英 2004 自然灾害学报 **13** 32]
- [21] Qian W H, Zhang H Y, Zhu Y F 2001 *Advances in Atmospheric Sciences* **18** 511
- [22] Li X D, Zhu Y F, Qian W H 2002 *Advances in Atmospheric Sciences* **19** 1055
- [23] Pinsky M A 2003 *Introduction to Fourier Analysis and Wavelets* (Beijing: China Machine Press) p25
- [24] Zhang D E 1994 *Climatic Change* **3** 289
- [25] Yu J H, Rong S Y, Ren J 2005 *Meteorological Science and Technology* **25** 579 (in Chinese) [余锦华、荣艳淑、任健 2005 气象科学 **25** 579]
- [26] Yao T D, Jiao K Q, Li Z Q, Shi W L, Li Y F, Liu J S, Huang C L, Xie C, Thompson L G, Thompson E M 1994 *Science in China (Series B)* **24** 766 (in Chinese) [姚檀栋、焦克勤、李忠勤、施维林、李月芳、刘景寿、皇翠兰、谢超、Thompson L G, Thompson E M 1994 中国科学(B辑) **24** 766]
- [27] Yao J H, Yang Z H, Liu J S 1994 *Chinese Science Bulletin* **39** 438 (in Chinese) [姚檀栋、杨志红、刘景寿 1994 科学通报 **39** 438]
- [28] Yao T D, Jiao K Q, Yang Z H, Shi W L 1995 *Science in China (Series B)* **25** 1108 (in Chinese) [姚檀栋、焦克勤、杨志红、施维林 1995 中国科学(B辑) **25** 1108]
- [29] Yao T D, Qin D H, Tian L D, Jiao K Q, Yang Z H, Xie C, Thompson L G 1996 *Science in China (Series D)* **26** 348 (in Chinese) [姚檀栋、秦大河、田立德、焦克勤、杨志红、谢超、Thompson L G 1996 中国科学(D辑) **26** 348]



- [ 30 ] Sheng W K , Yao T D , Xie C , Li Y F , Liu J S , Huang C L 1999 *Journal of Glaciology and Geocryology* **21** 19 ( in Chinese ) [ 盛文坤、姚檀栋、李月芳、皇翠兰 1999 冰川冻土 **21** 19 ]
- [ 31 ] Yang M X , Yao T D , He Y Q 2000 *Climatic Change* **47** 401
- [ 32 ] Zhang S L , Tao S Y 2001 *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* **25** 372 ( in Chinese ) [ 张顺利、陶诗言 2001 大气科学 **25** 372 ]
- [ 33 ] Vernekar A D , Zhou J , Shukla J 1995 *Journal of Climate* **8** 248
- [ 34 ] Yasunari T , Kitoh A , Tokioka T 1991 *J. Meteor. Soc. Japan* **69** 473
- [ 35 ] Wu G X , Liu Y M , Liu X , Duan A M , Liang X Y 2005 *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* **29** 47 ( in Chinese ) [ 吴国雄、刘屹岷、刘新、段安民、梁潇云 2005 大气科学 **29** 47 ]
- [ 36 ] Zhu Y M , Yang X Q 2003 *Acta Meteorologica Sinica* **61** 641 ( in Chinese ) [ 朱益民、杨修群 2003 气象学报 **61** 641 ]
- [ 37 ] Yang X Q , Zhu Y M , Xie Q , Ren X J , Xu G Y 2004 *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* **28** 979 ( in Chinese ) [ 杨修群、朱益民、谢倩、任雪娟、徐桂玉 2004 大气科学 **28** 979 ]
- [ 38 ] Li J , Zhang D E 2005 *Meteorological Science and Technology* **33** 193 ( in Chinese ) [ 李靖、张德二 2005 气象科技 **33** 193 ]
- [ 39 ] Newhall C G , S Self 1982 *Journal of Geophysical Research* **87** 1231
- [ 40 ] Briffa K R , Jones P D , Schweingruber F H , Osborn T J 1998 *Nature* **393** 450

## The decadal variability and its cause of the extreme drought in china \*

Hou Wei<sup>1,2†</sup> Yang Ping<sup>1,2)</sup> Feng Guo-Lin<sup>2,3)</sup>

1) ( Department of Atmospheric and Sciences , Lanzhou University , Lanzhou 730000 , China )

2) ( Key Laboratory of Regional Climate Environment Research for Temperature East Asia , Institute of Atmospheric Physics , Chinese Academy of Sciences , Beijing 100029 , China )

3) ( Laboratory for Climate Studies of China Meteorological Administration , National Climate Center , Beijing 100081 , China )

( Received 1 September 2007 ; revised manuscript received 11 December 2007 )

### Abstract

This paper investigates the probability of extreme drought in four regions of China during the 1470—2000 A. D. , and analyzes the  $\delta^{18}\text{O}$  record in Guliya ice core. By wavelet analysis , we find that the probability of drought in the four regions has the quasi-cycle of 350 a , like the  $\delta^{18}\text{O}$  record in Guliya ice core. When the  $\delta^{18}\text{O}$  record is high , the temperature of Qinghai-Xizang Plateau is high too , and the probability of drought is low , and vice versa. This paper also analyzes the Pacific decadal oscillation and finds the quasi-cycle of 80 a is weakening but the quasi-cycle of 50a is enhancing. When either of them is strong , the probability of drought is high , and the probability is low when the two quasi-cycles are alternating.

**Keywords :** drought , ice core , pacific decadal oscillation

**PACC :** 9260X

\* Project supported by the State Key Development Program for Basic Research of China ( Grant No. 2006CB400503 ) and The Program for Extreme Climatic Event Detection of China Meteorological Administration.

† E-mail : hou\_w@sohu.com