

近 60 年新疆降水趋势与波动机制分析*

戴新刚¹⁾ 汪萍^{2)†} 张凯静³⁾

1) (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)

2) (中国气象科学研究院, 中国气象局, 北京 100081)

3) (青岛市气象局, 青岛 266003)

(2012年12月23日收到; 2013年2月20日收到修改稿)

用小波多尺度分析和回归等方法研究了近 60 年新疆降水记录的波动与趋势特征, 结果发现 21 世纪头十年降水亦然保持增加趋势, 但春、夏降水已呈弱的非线性下降趋势, 秋、冬季节降水增加趋势明显. 这可能与气候暖化的季节不均匀性有关. 年降水量的振荡与北大西洋涛动 (NAO) 关系密切, 二者约 80% 的方差都集中在年际尺度和多年代尺度成分两个带上, 年际变化之间呈显著负相关关系. NAO 的多年代尺度成分位相超前降水 10 年左右, 而大西洋海温的多年代尺度涛动与之相差 5 年, 后者与降水的关联更为密切. “极差” 分析表明, 对应于 NAO 的极端正或负位相事件, 下游的降水和水汽环境明显不同. 在 NAO 极端负位相年, 中亚和新疆降水都明显增加, 来自欧洲南部的水汽输送和中纬度瞬变涡动水汽输送均偏强, 中亚大气可降水量上升, 冷空气路径偏西, 瞬变天气系统易得到西南水汽输送带的配合, 水汽辐合增强, 有利于新疆和中亚的降水. 反之, 西风带水汽输送偏弱, 天气过程偏少, 降水量偏小, 易发生干旱. 因此, NAO 的异常是新疆和中亚降水年际波动的主要原因之一.

关键词: 新疆降水, 北大西洋涛动, 水汽输送, 瞬变涡动

PACS: 92.30.Bc, 92.60.Ry, 92.05.Df, 92.70.Gt

DOI: 10.7498/aps.62.129201

1 引言

中国地域辽阔, 东部为著名的东亚季风区, 汛期降水主要受夏季风波动的影响^[1,2]; 西北部远离海洋, 属于内陆干旱区, 天气气候终年受西风带控制^[3-5]. 自 20 世纪 70 年代末大气环流突变以来^[6], 中国东部转变为“南涝北旱”型^[7,8], 东亚夏季风偏弱^[9]; 西北西部自 20 世纪 80 年代中期开始降水明显偏多, 形成了近 30 年中国北方的“东干西湿”气候型^[10,11]. 然而, 北方气候干湿型位相的转换在东西方向上并不同步, 东部先于西部约 10 年. 最新观测数据显示, 进入 21 世纪以来, 东亚“南涝北旱”的降水格局正在逐渐发生变化, 中国大陆汛期主雨带开始缓慢北移, 近几年多徘徊在淮河流域或黄、淮之间, 华北及西北东部降水出现增加的趋势. 尤其值得注意的是, 平静了多年的黄河在 2012 年又

出现了较大的汛情. 这表明东亚夏季风正在逐渐增强, 东亚的旱涝型正在发生变化. 这可能与近些年北太平洋海表温度的年代尺度振荡型 (PDO) 的位相转换有关^[12]. 另一方面, 观测记录亦显示, 近 10 年来西北西部降水持续偏多的趋势却并未改变, 其未来演变趋势值得密切关注, 相关研究十分迫切, 因为这关系到该地区的未来经济发展战略规划和人类有序适应策略的选择等问题^[13].

西北西部的降水波动在一定程度上与西风带及其上传播的扰动变异有关^[14,15]. 北半球中高纬度西风带的年际变化在相当程度上可以用北极涛动 (AO) 指数^[16]刻画. 而北大西洋涛动 (NAO) 位于途经中国西风带的上游且与 AO 存在显著相关^[17], 其指数能很好地表示西风带上游的变化. 许多研究已经发现, 中国的极端天气、气候事件, 如极端旱涝、极端雨雪冰冻等, 几乎都与欧亚大陆上空西风带的阻塞高压事件有关^[18,19]. 文献 [20—22] 的最

* 国家自然科学基金 (批准号: 40775048, 41075058)、国家重点基础研究发展计划 (批准号: 2013CB430201) 和公益性行业科技专项 (批准号: GYHY201106016) 资助的课题.

† 通讯作者. E-mail: pwang@cma.gov.cn

新理论和观测研究都指出, NAO 的位相与其下游的急流及风暴路径的位置, 以及阻塞高压发生的频率和位置等均存在密切的联系. 因此, 欧亚大陆上空西风带的异常规律也可以通过分析 NAO 指数的变化加以研究. 其实, 一些研究已经发现 NAO 与中国夏季降水存在一定的联系^[14,23]. 符淙斌和曾昭美^[24]的研究发现, 在更长时间尺度上 NAO 指数与中国东部旱涝变化存在关联.

近几十年的气候暖化, 特别是高纬度快速升温已经导致北半球高纬度下垫面属性发生了一系列变化. 卫星观测发现北方在变绿^[25], 北极海冰融化速率加快^[26]. 这些暖化效应已经改变了北方西风带的热力状况, 其中一个明显的变化特征是西风带在变暖、变湿^[4], 它会直接或间接地影响到北半球中纬度乃至中国西北西部的降水或降雪^[27]. 由于西风控制区的降水模式不同于东亚季风区^[15], 其天气气候主要受西风带上移动性涡动的强度和频度影响, 天气过程一般比较快. 在这种情况下, 环境大气的水汽含量就变为影响降水的一个重要因子^[4]. 因此, 研究西北西部的水汽环境变化及其与上游的水汽输送和瞬变涡动等变化的联系有助于揭示该区域降水变化的机理. 西北西部在地理上是一个比较模糊的划分, 除了新疆外还应该包括内蒙古西部和甘肃西部的部分地区. 鉴于西北西部降水增加明显的站点主要位于新疆维吾尔自治区, 故本文主要分析新疆降水的变化特征及可能机理. 在下文中先分析降水的线性与非线性趋势并结合气候暖化的影响估计其未来趋势; 其次分析降水波动的多尺度特征及其与 NAO, 大西洋年代尺度涛动 (AMO) 等的关联; 最后分析 NAO 影响新疆降水年际变化的可能机理, 即 NAO 位相变化对下游水汽环境及瞬变涡动等的影响.

2 数据与方法

中国气象局 160 个标准气象观测站中有 12 个站位于新疆境内, 站名依次是阿勒泰、塔城、奇台、伊宁、乌鲁木齐、吐鲁番、阿克苏、库车、喀什、若羌、和田、哈密. 下文均用这 12 个站 1951—2011 年降水和气温的平均值近似代表新疆的平均纪录.

NAO 指数有多种定义版本, 对于 1948—2012 年及 1900—1947 年均使用 Li 和 Wang 定义和计算的逐月 NAO 指数^[28]. AMO 指数

^[29,30] 及北太平洋涛动 (PDO) 指数^[31] 均取自美国国家海洋大气管理局 NOAA 网站 (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/gcos.wgsp/Timeseries/>). 此外, 水汽输送等的计算使用欧洲中期数值预报中心 (ECMWF) 再分析资料 ERA-40 中的逐日资料数据集^[32], 包括等压面风、比湿、位势高度和大气可降水量等, 分辨率均为 2.5×2.5 经纬度. 1951—2000 年欧亚大陆的降水资料来自德国的全球降水气候学中心 (GPCC)^[33], 分辨率为 0.5×0.5 经纬度.

本文使用的分析方法主要有四种, 即相关分析、回归分析、小波多尺度分析和“极差”或合成分析. 对于时间序列用回归方法分析其趋势, 用正交小波分解分析其非线性趋势并计算多尺度方差和多尺度相关系数. 其中正交小波基选用 Daub4^[34], 小波分解计算借助 Matlab 工具箱软件完成. 在相关分析中, 除了计算降水与 NAO 指数序列本身的相关系数外, 还对其差分序列 (或年际增量序列^[35]) 计算相关系数, 并且与正交小波分解结果进行比较. 因为差分序列可以提取序列中纯年际变化成分, 并在很大程度上可以削弱序列中引起非平稳性的成分, 如趋势或年代际变化等. 对相关系数的显著性检验需要知道序列的有效自由度 (EDOF). 为了严格起见, 对每一个参与相关系数计算的序列或分解分量序列都计算其 EDOF, 具体计算公式如下^[36]:

$$\text{EDOF}(x, y) = n \times \frac{1 - r_1 r_2}{1 + r_1 r_2}, \quad (1)$$

其中, n 为样本容量, r_1 和 r_2 分别为两个序列各自的一阶自相关系数.

水汽输送和水汽散度的计算方法同文献^[15]. 为了弱化其他因子的干扰, 突出 NAO 对影响下游降水的若干关键物理过程的作用, 我们采用了“极差”或合成分析方法, 分析 NAO 极端位相对水汽输送、瞬变涡动变异等的影响. “极差”计算分三个步骤, 首先选取数个对应于 NAO 指数极端负位相年和极端正位相年, 然后分别计算对应正/负位相年变量场 (A) 的样本组平均场; 最后计算二者的差, 即极差 (ED):

$$\text{ED} = A_- - A_+, \quad (2)$$

其中 A_+ 与 A_- 分别表示极端 NAO 正、负位相对应样本组的平均值. 考虑到地理差异对极差分布的影响, 对于降水、可降水量和瞬变涡动等均计算与

其极差对应的所谓极差百分率 (EDP), 其定义为

$$\text{EDP} = \frac{(A_- - A_+)}{|A_+|} \times 100\%. \quad (3)$$

瞬变涡动 (TD) 的定义与传统定义略有不同, 其定义为 700 mb 高度瞬变值的均方根, 即

$$\text{TD} = \sqrt{(h - \bar{h})^2}, \quad (4)$$

其中 h 为 700 mb 逐日平均高度场, 根号下的长或短平均符号 “ $\bar{}$ ” 均表示月平均. 这样定义瞬变涡动主要是为了计算其极差百分率方便. 因为传统瞬变涡动的定义同平均瞬变涡动引起的偏差模不成比例.

3 线性与非线性趋势

新疆降水的演变既有线性趋势, 亦有非线性趋势. 1951—2011 年新疆 12 个站平均年降水量标准化序列的 5 次多项式拟合曲线显示, 存在一个明显的非线性趋势或多年代尺度波动 (见图 1(a)). 在 1950 年代趋势不明显, 1960—1986 年期间降水偏少, 1980 年代中期发生了一个多年代尺度的转折性突变, 随后新疆进入降水偏多期. 突变后各月降水量均有不同程度增加 (见图 1(b)), 其中 12 月和 1 月降水量增加了近 50%, 7, 8 两个月增加了约 40%, 12 个站年降水量平均增加了约 18%, 冬、夏两季降水增加最明显. 另外, 从图 1(a) 中亦不难看出, 降水量曲线存在一个明显的线性增加趋势, 计算结果约为 5 mm/10 a.

季节降水量的演变趋势与年降水量差异较大. 从图 2 中可以看到, 5 次多项式拟合的四个季节降水量的非线性趋势之间存在较大差异. 年代际季节降水水位相转折的年份也并不一致, 春、夏、秋、冬四个季节的转折点依次位于 20 世纪 90 年代初、20 世纪 80 年代中期、20 世纪 70 年代末及 20 世纪 90 年代中期. 其中只有夏季降水量转折点或年代际突变点与年降水量比较一致. 进入 21 世纪以来, 春、夏季节降水量都呈现一个弱的非线性下降趋势, 秋、冬季节降水量明显上升. 这表明近 10 年新疆年降水量的上升趋势主要是秋、冬季节降水的贡献. 此外, 在秋、冬季节降水曲线中还存在明显的线性增加趋势. 计算出的春、夏、秋、冬降水量线性趋势依次为 0.93, 1.14, 1.50 和 1.16 mm/10 a, 其中秋季降水量增加趋势最大, 冬季次之.

考虑到季节降水量本身大小对趋势估计的影响, 为了便于比较, 用 1951—2011 年各季平均降水

量去标度各自降水量的趋势, 可以得到季节降水的相对趋势或降水百分率趋势, 它们依次为 2.7%, 2.8%, 5.3% 和 5.5%/10 a. 可见秋、冬季降水的相对趋势也最大, 即降水增加最明显. 这种趋势的一个后果是导致降水量的季节分布发生变化. 秋、冬季降水增加可能越来越明显, 冬季雪灾会变多. 另外, 降水量趋势的季节差异会逐渐提升秋、冬季降水在年降水量中的比重, 从而对未来年降水量趋势产生影响.

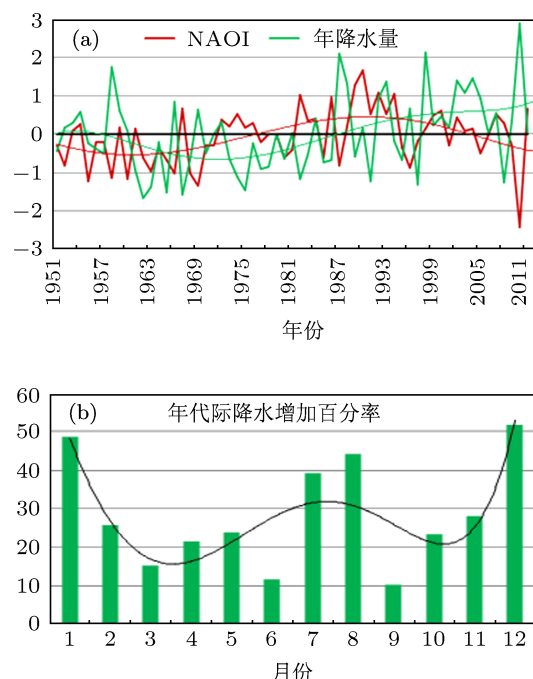


图 1 1951—2011 年新疆标准化年降水量与 NAO 指数 (a) 及 1987—2011 年相对于 1960—1986 年平均月降水量变化百分率 (b); 绿色, 降水; 红色, NAO 指数; 图中光滑曲线为相应量的 5 次多项式拟合

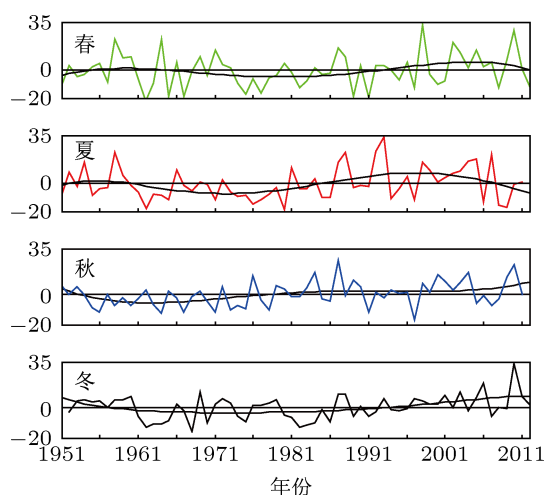


图 2 1951—2012 新疆 12 个站平均季节降水量距平 (mm) 及其 5 次多项式拟合 (黑色光滑曲线)

季节降水趋势的差异可能同气候暖化的季节分布不均匀性有关. 计算出的 1951—2011/12 a 春、夏、秋、冬四个季节 12 个站平均气温趋势依次为 0.27, 0.08, 0.26, 0.46°C/10 a. 可见冬半年气候暖化最强, 夏季最弱, 这与降水趋势大致对应. 如所周知, 气候暖化提升了气柱的持水汽能力, 会引起空气柱水汽含量增加, 有利于降水. 事实上相关计算已经发现^[4,15], 自 1980 年代中期突变后, 西北西部及其周边地区, 特别是中亚等地的空气柱水汽含量明显上升. 这显然对天气尺度降水或夏季对流性降水都十分有利.

4 降水与 NAO 相关

新疆降水演变与 NAO 存在密切联系. 年降水量与 NAO 指数的相关系数为 -0.21 , 达不到 0.05 统计信度. 但去掉降水量线性趋势后, 二者的相关系数变为 -0.33 , 超过 0.01 的统计信度. 它们的差分序列曲线显示 (见图 3) 二者纯年际变化多之间呈反位相或负相关, 相关系数达 -0.40 , 超过 0.01 的统计信度. 这说明新疆降水量的年际变化在很大程度上与 NAO 的年际振荡有关. 因此, 如果能用某种方法预测出未来一年 NAO 指数的变化, 就可以间接推断新疆降水的年际变化. 不过, 降水演变与 NAO 指数间更细致的尺度及位相关系将在下文借助正交小波分解展示.

降水与 NAO 在多年代尺度带上也存在联系. 对比标准化的 1951—2011 年降水量序列与 NAO 指数的演变 (图 1(a)), 容易发现在二者的非线性趋势, 即 5 次多项式拟合曲线的尺度特征比较接近. 其中 NAO 的位相转换先于新疆降水约 10 a 左右. 降水量由偏少位相向偏多位相转折发生在 1980 年代中期, 而 NAO 由负位相转为正位相发生在 1970 年代末. 注意到近几年 NAO 指数在多年代尺度上已经转为下降趋势, 未来新疆降水在这一尺度带上也可能要发生相应转换. 不过, 考虑到气候暖化的效应, 未来新疆降水的演变趋势主要取决于非线性下降趋势与伴随气候暖化的线性增加趋势之间的竞争. 假如变暖趋势不变, 暖季的降水可能减少, 冷季降水会继续偏多.

气候暖化趋势还可能对整个 21 世纪中高纬度降水的多年代尺度波动产生影响. 高学杰等^[37] 在 IPCC 温室气体排放情景 SRES A1B 下, 用高分辨区域气候模式 RegCM3 模拟了 21 世纪中期和末期中国降水的变化. 结果显示, 西北地区冬、夏气温

和降水均有明显上升. 但根据 NAO 指数的多年代尺度成分位相演变 (见图 1) 也可以大致推断, 大约在 2040—2065 年 NAO 将再次变为正位相, 21 世纪末处于负位相. 与此对应, 21 世纪中期新疆降水可能偏多, 末期可能偏少. 这两种估计的不一致性也许可以解释为: 区域气候模式的降水情景预测结果意味着伴随气候暖化的继续, 西北西部降水增加趋势会继续加强, 到 21 世纪中、后期能超过降水多年代尺度成分的贡献并成为中、高纬度带降水的主导模态. 不过, 我们对最新 CRU 格点气温资料^[35] 的非线性趋势分析显示 (图略), 近几年全球暖化速率有减缓的倾向. 看来基于变暖情景或趋势估计的未来降水变化仍然存在较大的不确定性.

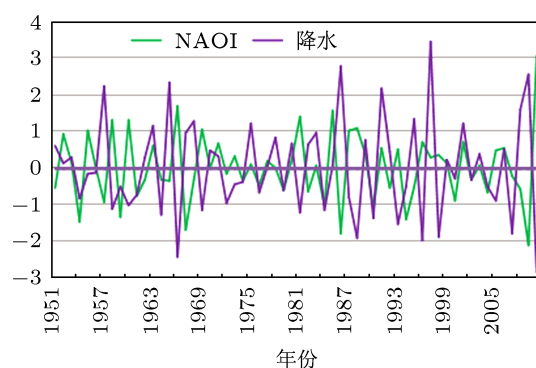


图 3 标准化差分序列表示的 NAO 指数与新疆年降水量的纯年际变化

5 正交小波分解

5.1 方差分析

正交小波分解可以清楚地展示不同时间尺度上降水量与 NAO 指数之间的方差分布. 新疆年降水序列长度为 61 a, 依据申农 (Shannon) 抽样定理, 一般二进制小波展开尺度只能取到 16 a. 对于标准化降水序列, 若在两端补 3 个零后可以展开到 32 a 尺度, 其余归入大于等于 64 a 尺度成分, 后者属于多年代尺度成分或非线性趋势部分. 从图 4 中可以看到, 标准化年降水序列和 NAO 的方差主要集中在年际尺度 (2 a, 4 a) 以及多年代尺度 (≥ 64 a) 成分上. 其中降水的年际尺度 (2 a + 4 a) 成分方差约占 70%, 64 a 及以上尺度成分约占 19%, 两部分之和约占总方差的 90%. 而 NAO 指数的年际变化方差约占 63%, 64 a 以上尺度成分方差占 11%, 两部分之和约占总方差的 75%. 可见二者的方差随尺度分布比较接近, 其时间演变可能存在一定的联系

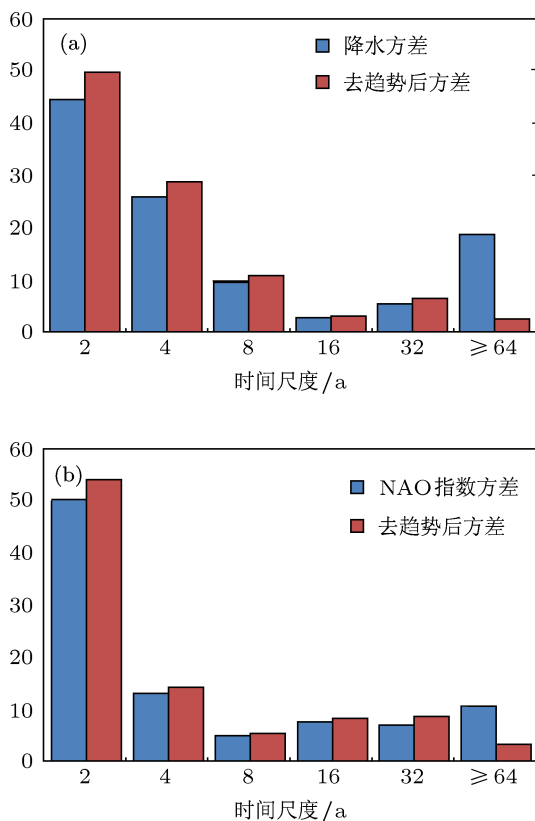


图4 新疆年降水量(a)与NAO指数(b)正交小波分解方差分布,其中蓝色表示原序列方差,红色为去趋势后方差

时间序列的线性趋势对序列不同尺度成分方差会有不同程度的影响. 无论从图5还是图1(a)中都可以看到, 在年降水序列或其64 a以上尺度分量(非线性趋势)中都存在明显的线性趋势. 而NAO指数的线性趋势不明显, 仅为0.08/10 a, 这当然与该指数的定义方式有关. 在去掉线性趋势后, 它们的小波分解方差分布发生了一些变化, 其中降水的64 a以上尺度成分方差由原来的18.6%降至2.5%, 说明降水序列中存在较大的线性增加趋势; 而32 a及其以下尺度成分的方差百分比都略有上升(图4), 其中2 a尺度成分上升最明显, 由原来的44.4%上升到49.5%, 即强的线性趋势可以降低降水的年际

变化方差. 另一方面, 去趋势对NAO指数的方差分布影响相对较小(图4), 其中64 a以上尺度成分方差由原来的11%降至3.7%, 2 a尺度成分方差由50.3%升至54.3%. 可见去趋势操作可以提高时间序列中年际变化方差, 因而可以提高基于统计方法的降水年际变化预测水平. 注意到去趋势操作对64 a以上尺度成分方差影响最明显. 这是因为序列中的线性趋势与非线性趋势之间非正交, 导致线性趋势与最大时间尺度成分的相关性最高, 因而去趋势对其影响最大.

5.2 多尺度相关

序列之间的相关性与尺度有关. 新疆年降水量与NAO指数呈负相关关系, 相关系数为 -0.21 . 计算出二者的有效自由度为59, 表明相关不显著. 在去趋势后相关系数提高到 -0.33 , 有效自由度上升到61, 超过了0.01的统计信度, 即去趋势后二者呈显著负相关关系. 利用小波分解可以计算二者的多尺度相关系数及对应尺度成分的有效自由度. 从表1中可以看到, 二者的相关系数仅在2 a, 32 a和64 a及其以上尺度比较大, 在其他尺度上都比较小. 不过, 根据计算出的各分量序列的有效自由度估计, 二者也仅在2 a尺度上呈显著负相关, 相关系数为 -0.49 , 超过了99%的置信度. 从图5中容易看出, 它们在2 a尺度分量上存在特殊的位相演变关系: 当幅度较小时二者为同位相关关系, 幅度大时呈反位相关关系, 这与它们的差分序列演变非常相似(图3). 二者在2 a尺度上显著的负相关关系表明, 序列中的大振幅部分主导了相关系数的统计性质. 从图5中还可以看出, 在4 a时间尺度上二者的位相关系不稳定或不确定, 这导致很低的相关系数. 因此, 4 a尺度成分属于年际变化中的不相干成分, 无法根据一方估计另一方.

表1 正交小波分解下新疆年降水量与NAO指数的多尺度统计特征

小波尺度	1 a	2 a	4 a	8 a	16 a	32 a	> 64 a
相关系数	-0.21	-0.49	-0.18	-0.16	-0.08	-0.76	0.73
有效自由度	59	29	44	12	4	0.5	0.2
相关系数(去趋势)	-0.33	-0.49	-0.19	-0.15	-0.05	-0.58	-0.38
有效自由度(去趋势)	61	29	44	12	4	0.5	0.5

从表1中可以看到, 在年际变化尺度(2 a+4 a)上降水与NAO的相关系数达到了 -0.41 , 几乎等于前面用差分序列方法计算出的纯年际变化(图3)之

间的相关系数(-0.40), 超过了0.01的统计信度. 这从另一个角度证实, 新疆年降水量与NAO指数年际变化之间存在显著的负相关关系. 注意到降水2

a 尺度成分占到年际变化方差的 63%, 如果能较准确地预测 NAO 指数的年际变化, 就可以借助这一尺度分量间的高相关性估计降水量的年际变化.

此外, 在 32 a 和 64 a 及其以上尺度上二者的有效自由度很低, 即便二者相关系数很高 (-0.76 , -0.73), 也都无法通过显著性检验. 不过, 从另一个方面来看, 高相关不显著并不等于没有用. 有效自由度越低表示序列的随机性越小, 确定性越大, 反而表示在这些尺度上二者具有比较确定的反位相关系 (见图 5). 根据这种关系利用 NAO 指数可以在一定程度上估计未来降水的多年代尺度成分变化趋势. 此外, 从表 1 中还可以看到, 去趋势对降水与 NAO 指数的年际变化相关系数影响不大, 但对多年代尺度成分之间的相关系数有明显影响. 二者在 32 a 尺度上的相关系数由去趋势前的 -0.76 降至 -0.58 , 在 64 a 及其以上尺度成分之间的相关系数由 $+0.73$ 变为 -0.38 . 这说明去趋势降低了二者多年代尺度成分之间的相关性, 从而也降低了用 NAO 指数估计降水多年代尺度起伏的统计信度.

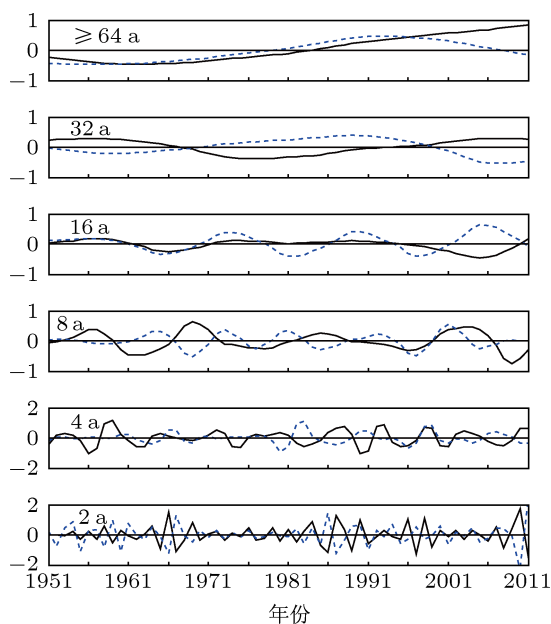


图 5 新疆标准化年降水序列 (实线) 和 NAO 指数 (虚线) 的正交小波分解

5.3 多年代尺度波动

新疆降水的多年代尺度波动可能与大尺度海温变化有关. 从图 5 中可以看出降水与 NAO 的多年代尺度 (大于等于 64 a) 成分演变存在一个明显的位相差. 去趋势后, 这一成分降水变为一个约 60 a 时间尺度的波动 (见图 6), 而 NAO 指数的相应成分变化不大, 仍保持为一个约 50 a 尺度的振

荡型, 二者之间的位相差有十多年. 后者同图 1(a) 中 5 次多项式拟合曲线相似. 从图 6 中还可以看到, NAO 与太平洋海温的 PDO 指数的多年代尺度成分在近 60 年有几乎一致的位相, 说明北半球中高纬度西风带的多年代尺度振荡与北太平洋海温的变化关联. 此外, 图 6 亦显示, 从位相关系上看降水的多年代尺度成分与 AMO 指数位相更接近些, 相关程度更高. 降水超前于 AMO 约 4—5 年. 因此, 大西洋海温的多年代尺度涛动也可能与新疆降水的长周期变化机制有关. 显然, 可以利用 AMO 及 PDO/NAO 指数构造统计模型预估未来新疆降水的多年代尺度变化. 然而, 单纯的多年代尺度成分估计亦存在不确定性, 还必须同时考虑趋势项的贡献.

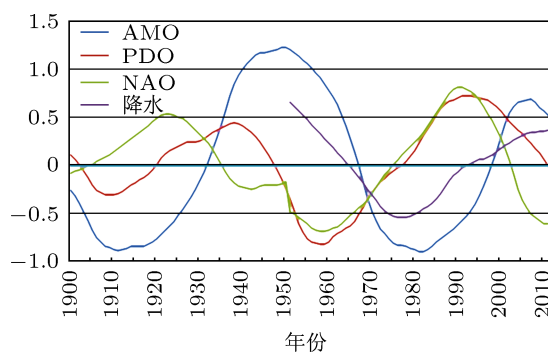


图 6 去趋势后新疆降水 (紫色) AMO (蓝色)、PDO (红色) 及 NAO (绿色) 指数正交小波分解中的多年代尺度 (32 a + 64 a) 成分演变

新疆降水的年代际变化机制可能涉及复杂动力 - 热力过程 [38,39]. 本文使用的 NAO 指数是用海平面气压场定义的, 它的位相变化反映了北半球中高纬度地面气压场特征结构的变化. NAO 的位相变化往往伴随着中高纬度西风带定常波、急流、水汽输送, 乃至风暴路径等的变化, 并可以造成某些区域气温或降水的年代际变化. 海温的年代或多年代尺度变化对降水的影响方式可能比较复杂, 可以是动力学上的影响 (如影响中高纬度准定常波, 或风暴路径等), 也可以是热力学上的, 如影响背景大气的温、湿度状况等, 二者都可以直接影响水汽输送和水汽散度场等 [15]. 此外, 大西洋海温的年代际变化还可以影响年际尺度降水的统计性质, 如均值、方差或相关等. 计算结果表明, 虽然对应于 1951—2012 年期间 AMO 正位相和负位相下 NAO 和降水的差分或年际增量序列之间的相关系数并无明显变化 (都近似为 -0.3), 但方差却各不相同, 降水方差分别为 1.93 (+ 位相) 和 1.43 (− 位相), NAO 的方差分别为 0.78 (+ 位相) 和 0.67 (− 位相).

这自然会对降水频率和极端值产生影响,并降低用NAO指数估计新疆降水年际变化的统计稳定性.

6 降水年际变化机制

6.1 水汽输送

新疆降水与NAO指数年际变化的显著相关性表明,后者的位相变化可能会对水汽输送场产生影响.这可以通过极差或合成分析的方式加以确认.首先,从1958—2001年期间的年平均NAO指数序列中找出前7个极端正位相事件年份(1967, 1982, 1986, 1989, 1990, 1992, 1994)和前7个负位相极端位事件年份(1958, 1960, 1963, 1966, 1968, 1969, 1996),然后分别计算对应于这两组极端年的平均年降水量、对流层水汽输送、水汽散度及大气可降水量等,最后根据(2)和(3)式计算它们的极差或极差百分率.计算结果显示(图7(a)),在欧亚大陆上存

在一条从地中海到新疆一线的极差水汽输送带,表明在NAO的极端负位相年,从欧洲南部,经中亚向新疆的水汽输送增加,极差水汽输送带东端甚至伸展到了新疆北部.伴随这条水汽输送带的是一条更宽广的大气水汽含量增加带(正极差百分率).这显然对新疆降水非常有利.反之,来自西或西南方的水汽输送减弱,从南欧到中亚南部的大气水汽含量减少,不利于新疆的降水.不过,对气柱水汽含量极差的 T 检验显示,仅在里海南部、青藏高原、新疆东南部和蒙古西部等部分地区达到了0.10的统计信度.

水汽输送的分解计算显示^[3],平均气流或定常波水汽输送极差场与总水汽输送非常相似(图7(b)),说明前者是后者的主要部分.但瞬变涡动水汽输送的极差分布(图7(c))与前二者都不同,表明在NAO的极端负位相年,中纬度亦存在一条从欧洲经里海北部-咸海一线到达新疆北部的极差瞬变涡动水汽输送带.这说明,在NAO的极端负位相环流背景下,在东欧或中亚,伴随冷空气或天气尺度系统的东移,容易得到西南方水汽输送场的配合,导致向新疆的瞬变涡动水汽输送增强,提高了天气系统携带的水汽量,有利于新疆的降水.反之,影响新疆的天气系统较干,不利于降水.

6.2 水汽散度

在中亚和新疆的水汽散度极差与用GPCC格点资料计算的降水极差百分率之间存在一定的配置关系.图8(a)显示,在NAO极端负位相年,不仅新疆降水增多,毗邻的中亚地区降水增加更明显,范围更大,且通过了0.10信度的显著性检验(图8(b)),新疆只不过是中亚大片降水增加区中的一小部分.这说明,伴随西方及西南方水汽输送的增加,不仅欧洲南部降水增多,中亚和新疆,甚至青藏高原西部、西西伯利亚的降水都有所增加,其中增加幅度最大的区域位于天山、阿勒泰山西侧的中亚带状区域.这表明,迎风坡地形在降水的极差分布中亦可以伴有重要角色

大尺度水汽散度极差场与降水极差场的配置表明(图8),造成新疆和中亚降水变化的机制不尽相同.在NAO的极端负位相年,新疆降水增加区域几乎都对应于水汽散度的负极差(图8(a), (b)),说明该区降水增加与其上空的平均水汽辐合增强(负极差)有关.但中亚降水的正极差区域几乎都对应于水汽散度的正极差,即大尺度水汽的辐散区.这

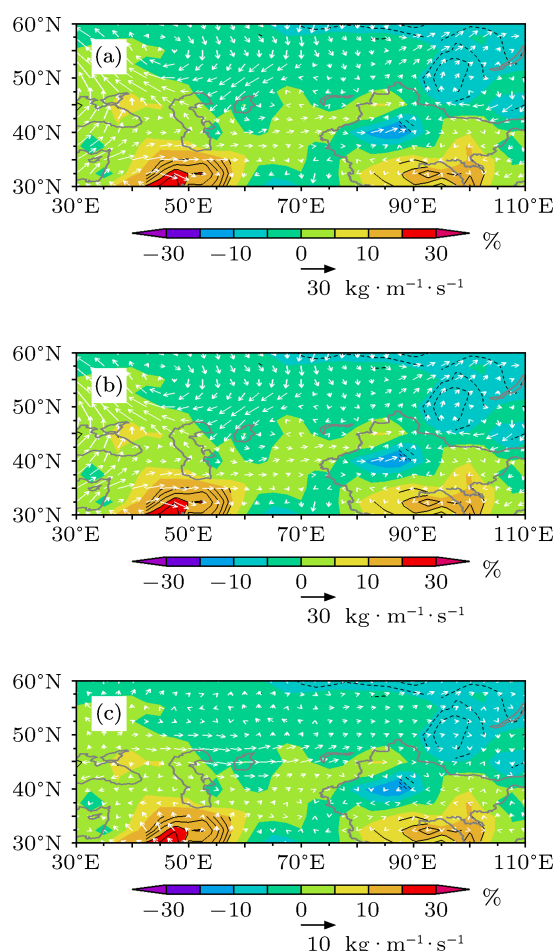


图7 对流层水汽输送极差矢量(白色箭头)和可降水量的极差百分率(彩色填图),图中黑色实线或虚线区域为可降水量极差通过0.10信度检验 (a)总水汽输送;(b)平均气流水汽输送;(c)瞬变涡动水汽输送;单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$

似乎也不能完全用地形对降水的影响解释. 分解计算表明, 平均气流水汽散度极差分布 (图 8(c), (d)) 与总水汽散度极差场相近, 但瞬变涡动水汽散度场却不然 (图 8(e), (f)). 中亚降水增加最明显的区域几

乎都对应于瞬变涡动水汽散度的负极差, 即中亚降水的增加主要是瞬变涡动水汽辐合加强的贡献. 不过, 统计检验表明, 这一区域的水汽散度极差尚达不到 90% 的统计置信度.

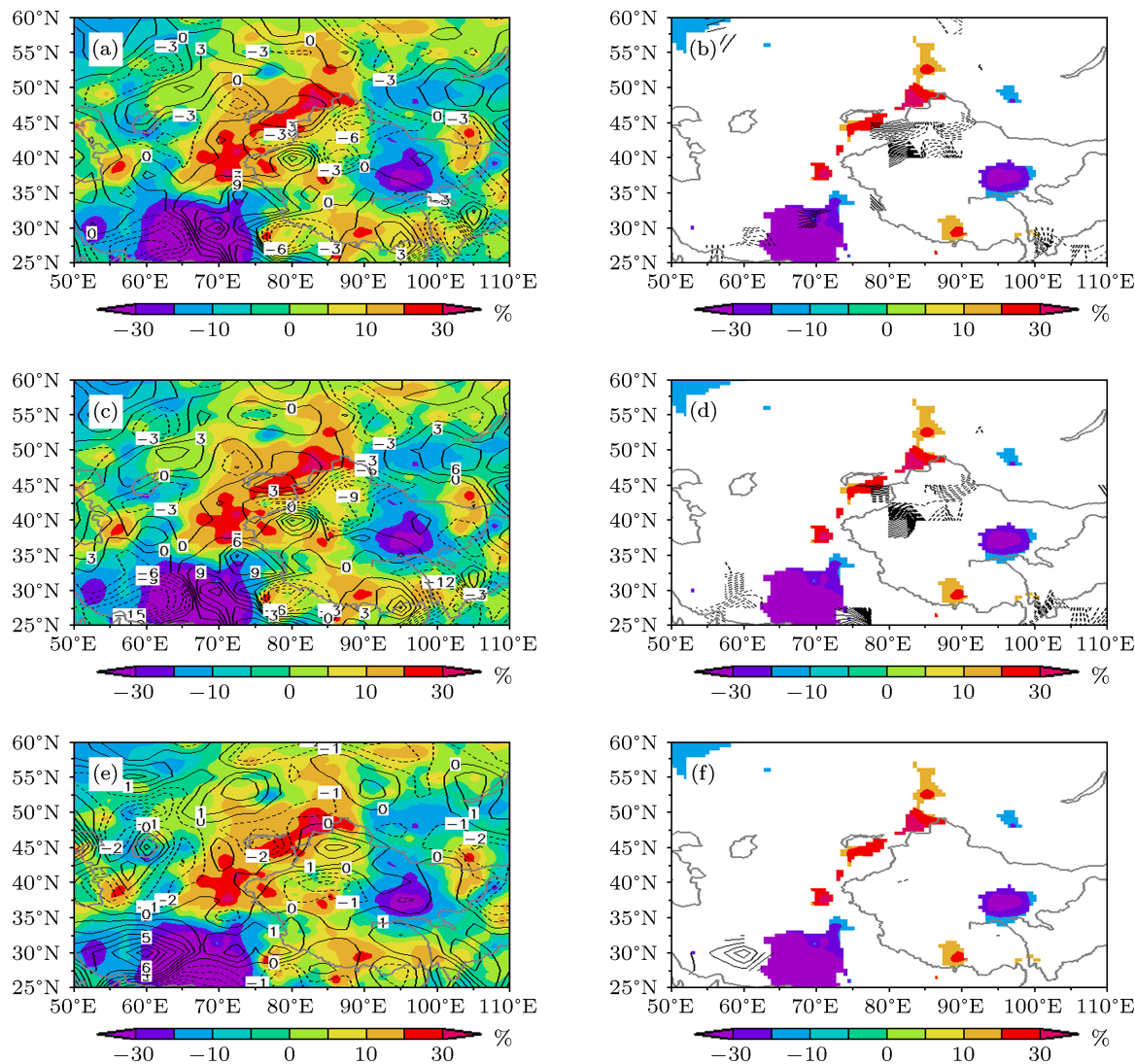


图 8 年降水量极差百分率和对流层水汽散度极差 (单位: 10^{-6} kg/s) (a) 总水汽散度; (c) 平均气流水汽散度; (e) 瞬变涡动水汽散度; 右边图为对应左边图的通过 0.10 信度检验区域, 彩色为降水, 实或虚线为水汽散度

新疆南部和北部降水变化机制不尽同. 新疆北部的降水正极差对应于平均气流水汽散度负极差 (辐合) (图 8(c), (d)) 及瞬变涡动水汽散度正极差 (辐散) (图 8(e), (f)), 说明在 NAO 极端负位相环流背景下, 新疆北部的降水增加主要与定常波水汽输送增加、水汽辐合增强导致的背景大气水汽含量上升 (图 7) 有关; 新疆南部对应于平均气流和瞬变涡动水汽散度的负极差, 即水汽辐合增强. 考虑到在 NAO 极端负位相年新疆南部可降水量是减少的 (图 7), 说明新疆南部的降水增加应主要与瞬变涡动水汽辐合增强 (通过 90% 置信度 (图 8(f))) 关联.

反之, 在 NAO 极端正位相年, 中亚和新疆瞬变涡动水汽辐合减弱, 空气水汽含量下降, 降水偏少

6.3 瞬变涡动

瞬变涡动是内陆干旱区降水的主导系统 [40]. 用 (4) 式计算的瞬变涡动包括了大于 1 d 及小于 30 d 的所有瞬变涡动. 从 Peixoto 和 Oort 计算的大气动能谱的分布 (见文献 [40] 第 12 页图 2.4) 可知, 本文计算的平均瞬变涡动强度的主要部分是天气尺度瞬变涡动, 它反映了月平均天气尺度冷空气的活动强度和频度.

天气预报实践早已发现, 不仅冷空气活动的强度和频度对降水有影响, 冷空气路径对降水影响更明显. 计算结果显示, 在 NAO 的极端负位相年, 从里、咸海北方到贝加尔湖和新疆区域都是瞬变涡动的正极差区, 即这些地区上空的瞬变涡动活动得到加强, 最强中心位于乌拉尔山和新疆北部及其邻近地区, 后者超过了 90% 的置信度 (见图 9). 这表明, 影响新疆的冷空气多来源于乌拉尔山周围, 即冷空气活动路径偏西, 天气过程较多. 偏西路径移来的天气系统容易得到西南方增强的暖湿气流的配合, 有利于中亚、中国西北西部乃至西西伯利亚等地的降水. 反之, 在 NAO 的极端正位相年, 冷空气活动偏弱, 天气系统较干, 不利于天气尺度降水, 容易发生干旱事件. 因此, NAO 的位相变化对其下游的风暴路径会产生或多或少的影响, 从而影响天气尺度降水过程. 可见, 极端的 NAO 位相变化事件可以通过大气环流对水汽输送和天气过程的热力动力性质等产生明显干扰, 从而影响新疆和中亚的降水.

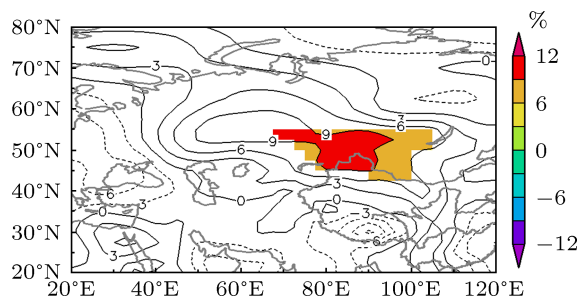


图 9 700 mb 高度瞬变涡动极差百分率 (%); 彩色部分为通过 0.10 信度检验区域

7 结论

综上所述, 西北西部降水在 1980 年代中期发

生了一个年代际突变, 突变后各月降水都有所增加, 其中冬、夏季节降水增加明显, 平均增加 40%—50%. 降水演变有三个主要尺度成分, 即 2—4 a 的年际尺度, 50—60 a 的多年代尺度及一个线性趋势, 其中年际变化方差最大, 约占 70%; 多年代尺度及其以上成分合占 29%, 降水的年际变化与 NAO 指数呈显著负相关, 超过 0.01 的统计信度. 在多年代尺度上 NAO 的位相超前于降水, 相差 10 a 左右, AMO 与降水位相差 4—5 a, 它们对降水的年代际变化均有指示意义. 近十年秋、冬季节降水量亦然保持线性增加趋势, 但春、夏季节降水趋势不明显或略有下降. 伴随气候暖化, 冬半年降雪可能增加, 雪灾较频繁.

NAO 是新疆降水年际变化的重要因子之一. 在 NAO 的极端负位相年, 从欧洲南部经中亚向新疆的水汽输送增强, 中纬度瞬变涡动水汽输送也加强, 瞬变涡动活动增多, 天气过程频繁, 冷空气路径偏西, 天气系统易得到西南水汽输送带的配合, 瞬变涡动水汽辐合增强, 中亚和西北西部空气水汽含量增加, 新疆和中亚降水增加; 反之, 西风带向新疆的水汽输送减少, 冷空气活动减弱, 天气过程偏少, 不利于新疆和中亚降水, 容易发生干旱事件.

本文计算水汽输送资料的分辨率较低, 对于西部复杂地形上的水汽散度计算会有误差, 所得结果存在不确定性, 有待用高分辨率的资料进行验证. 此外, 降水多年代尺度变化的机理比较复杂, 尚需进一步研究.

本文第一作者就 NAO 和阻塞高压等问题同罗德海进行了有益的讨论, 谨致谢意.

- [1] Tao S, Chen L X 1987 *Monsoon Meteorology* (New York: Oxford University Press) pp60–92
- [2] Dai X G, Wang P, Zhang K J 2012 *Chin. Phys. B* **21** 119201
- [3] Zhang K J, Dai X G, Wang P 2011 *Chin. J. Geophys. Res.* **54** 870
- [4] Dai X G, Li W J, Ma Z G, Wang P 2007 *Prog. Natur. Sci.* **17** 42
- [5] Chen F H, Huang X Z, Yang M L 2006 *Quart. Sci.* **26** 881 (in Chinese) [陈发虎, 黄小忠, 杨美临 2006 第四纪研究 **26** 881]
- [6] Han J P, Wang H J 2007 *Chin. J. Geophys. Res.* **50** 1666 (in Chinese) [韩晋平, 王会军 2007 地球物理学报 **50** 1666]
- [7] Dai X G, Wang P, Zhang P Q, Chou J F 2003 *Prog. Natur. Sci.* **14** 598
- [8] Zhang L B, Feng G L, Guo L N, Shi N 2006 *J. Nanjing Institute Meteor* **29** 1 (in Chinese) [张立波, 封国林, 郭利娜, 施能 2006 南京气象学院学报 **29** 1]
- [9] Wang H J 2001 *Adv. Atmos. Sci.* **18** 376
- [10] Dai X G, Ren Y Y, Chen H W 2007 *Acta Meteor Sin.* **65** 1002 (in Chinese) [戴新刚, 任宜勇, 陈洪武 2007 气象学报 **65** 1002]
- [11] Liu H W, Ding Y H 2011 *J. Appl. Meteor.* **22** 129 (in Chinese) [刘海文, 丁一汇 2011 应用气象学报 **22** 129]
- [12] Ma Z G 2007 *Chin. Sci. Bull.* **52** 1199 (in Chinese) [马柱国 2007 科学通报 **52** 1199]
- [13] Ye D Z, Fu C B, Ji J J, Dong W J, Lü J H, Wen G, Yan X D 2001 *Adv. Geos.* **16** 453 (in Chinese) [叶笃正, 符淙斌, 季劲钧, 董文杰, 吕建华, 温刚, 延晓冬 2001 地球科学进展 **16** 453]
- [14] Yang L M, Zhang Q Y 2008 *J. Atmos. Sci.* **32** 1187 (in Chinese) [杨莲梅, 张庆云 2008 大气科学 **32** 1187]
- [15] Dai X G, Zhang K J 2012 *Acta Phys. Sin.* **61** 199201 (in Chinese) [戴

- 新刚, 张凯静 2012 物理学报 **61** 199201]
- [16] Ambaum M H P, Hoskins B J, Stephenson D B 2001 *J. Clim.* **14** 3495
- [17] Wallace J M 2000 *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **126** 791
- [18] Li C Y, Gu W 2010 *Chin. J. Atmos. Sci.* **34** 865 (in Chinese) [李崇银 顾薇 2010 大气科学 **34** 865]
- [19] Ji M X, Huang J P, Wang S W, Wang X, Zheng Z H, Ge J M 2008 *Plateau Meteor.* **27** 415 (in Chinese) [季明霞, 黄建平, 王绍武, 王鑫, 郑志海, 葛颀铭 2008 高原气象 **27** 415]
- [20] Luo D, Gong T, Diao Y 2007 *J. Atmos. Sci.* **64** 3
- [21] Luo D H, Diao Y, Feldstein S B 2010 *J. Atmos. Sci.* **68** 577
- [22] Amir S, Huang J P, Higuchi K 2001 *Int. J. Clim.* **21** 355
- [23] Sun J Q, Wang H J 2012 *J. Geophys. Res.* **117** D08110
- [24] Fu C B, Zeng Z M 2005 *Chin. Sci. Bull.* **50** 1512 (in Chinese) [符淙斌, 曾昭美 2005 科学通报 **50** 1512]
- [25] Lucht W, Prentice I C, Myneni R B, Sitch S, Friedlingstein P, Cramer W, Bousquet P, Buermann W, Smith B 2002 *Science* **296** 1687
- [26] Stroeve J, Holland M M, Meier W, Scambos T, Serreze M 2007 *Geophys. Res. Lett.* **34** doi: 10.1029/2007GL0297
- [27] Zhang K J, Dai X G, Wang P 2011 *Chin. J. Geophys.* **54** 2477 (in Chinese) [张凯静, 戴新刚, 汪萍 2011 地球物理学报 **54** 2477]
- [28] Li J, Wang J 2003 *Adv. Atmos. Sci.* **20** 661
- [29] Enfield D B, Mestas-Nunez A M, Trimble P J 2001 *Geophys. Res. Lett.* **28** 2077
- [30] Rayner N A, Parker D E, Horton E B, Folland C K, Alexander L V, Rowell D P, Kent E C, Kaplan A 2003 *J. Geophys. Res.* **108** 4407
- [31] Barnett T P, Pierce D W, Latif M, Dommenges D, Saravanan R 1999 *Geophys. Res. Lett.* **26** 615
- [32] Uppala S M, Kållberg P W, Simmons A J, Andrae U, Bechtold V D C, Fiorino M, Gibson J K, Haseler J, Hernandez A, Kelly G A, Li X, Onogi K, Saarinen S, Sokka N, Allan P, Andersson E, Arpe K, Bal-maseda M A, Beljaars A C M, van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Caires S, Dethof A, Dragosavac M, Fisher M, Fuentes M, Hagemann S, HÄlm E, Hoskins B J, Isaksen L, Janssen P A E M, McNally A P, Mahfouf J F, Jenne R, Morcrette J J, Rayner N A, Saunders R W, Simon P, Sterl A, Trenberth K E, Untch A, Vasiljevic D, Viterbo P, Woollen J 2005 *J. Roy. Meteor. Soc.* **131** 2961
- [33] Schneider U, Becker A, Finger P, Meyer-Christoffer A, Ziese M, Rudolf B 2013 *Theor. Appl. Climatology* doi 10.1007/s00704-013-0860-x
- [34] Daubechies I 1988 *Pure Appl. Math.* **41** 909
- [35] Fan K, Wang H J 2009 *Weather and Forecasting* **24** 974
- [36] Bretherton C S, Widmann M, Dymnikov V P, Wallace J M, Bladé I 1999 *J. Climate* **12** 1990
- [37] Gao X J, Shi Y, Zhang D F, Giorgi F 2012 *Chin. Sci. Bull.* **57** 374 (in Chinese) [高学杰, 石英, 张冬峰, Giorgi F 2012 科学通报 **57** 374]
- [38] Dong B, Sutton R T, Woollings T 2011 *Clim. Dyn.* **37** 1621
- [39] Zuo J Q, Li W J, Ren H L, Chen L J 2012 *Chin. J. Geophys.* **55** 384 (in Chinese) [左金清, 李维京, 任宏利, 陈丽娟 2012 地球物理学报 **55** 384]
- [40] Peixoto J P, Oort A H (Translated by Wu G X et al) 1995 *Physics of Climate* (Beijing: Meteorological Press) p12 (in Chinese) [Peixoto J P, Oort A H 著 (吴国雄等译) 1995 气候物理学 (北京: 气象出版社) 第 12 页]

A study on precipitation trend and fluctuation mechanism in northwestern China over the past 60 years*

Dai Xin-Gang¹⁾ Wang Ping²⁾† Zhang Kai-Jing³⁾

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

2) (Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China)

3) (Qingdao Meteorological Agency, Qingdao 266003, China)

(Received 23 December 2012; revised manuscript received 20 February 2013)

Abstract

This paper focuses on the mechanism of the trend and oscillation in precipitation records in northwestern China over the past 60 years. The results from regression and orthogonal wavelet decomposition show a clearly ascending in annual precipitation since 2000, which is contributed mostly by significant increase in autumn and winter precipitations, while almost no trend can be identified in spring and summer time, which shows a weak descending in non-linear form. This may be in connection with different warming rates in seasons. There is a significant anti-correlation between the precipitation and the North Atlantic oscillation (NAO) on the inter-annual scale. About 80% of their variances concentrate on inter-annual and multi-decadal scales. The multi-decadal components of NAO index have a phase leading about 10 years to corresponding precipitation, about 4–5 years lag for AMO. Hence, NAO index can be used as an indicator for inter-decadal change of the precipitation. Other results from combination-difference analysis show that the NAO in extreme negative phase could lead to the precipitation increase in central Asia and northwestern China, owing to increase in eastward water-vapor transport from south Europe to Northwestern China, which causes an increase in column water vapor content in the above areas, and meanwhile the transient eddy activity becomes intensified in the areas or north with a further south route moving from Europe, Central Asia throughout northwestern China. On the contrary, a dry climate might appear in the areas when meet extreme positive phase of NAO. Thus, NAO's oscillation is one of the most important mechanisms for inter-annual change in precipitation of northwestern China.

Keywords: northwestern China precipitation, North Atlantic oscillation, water-vapor transport, transient eddy activity

PACS: 92.30.Bc, 92.60.Ry, 92.05.Df, 92.70.Gt

DOI: 10.7498/aps.62.129201

* Project supported by the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 40775048, 41075058), the National Basic Research Program of China (Grant No. 2013CB430201), and the Special Scientific Research Fund of Public Welfare Profession of China (Grant No. GYHY201106016).

† Corresponding author. E-mail: pwang@cma.cma.gov.cn