

# 20 世纪后 30 年中国西北西部降水年代际变化机理分析\*

戴新刚<sup>1)</sup> 张凯静<sup>1)2)†</sup>

1) (中国科学院东亚气候与环境重点实验室, 大气物理研究所, 北京 100029)

2) (青岛市气象局, 青岛 266003)

(2011 年 12 月 6 日收到; 2012 年 3 月 9 日收到修改稿)

在全球气候变暖背景下 1980 年代中期中国西北西部气候发生了年代际突变, 降水明显增加且主要是极端降水的贡献. 本文用欧洲中期预报中心再分析资料 ERA-40 计算了瞬变涡动、环流、水汽输送及其散度等的年代际变化并进行了分解分析. 结果表明, 1987 年后大气环流年代际变化形成“东高西低”环流背景场, 西风带向该区的水汽输送增加, 水汽辐合增强, 其中主要是定常波水汽输送的贡献, 其结果是造成该区及周边空气水汽含量上升, 有利于降水或极端降水的增加. 夏季该区瞬变涡动增强且造成水汽辐合, 增加了降水天气出现的频率; 冬季瞬变涡动减弱, 天气过程减少, 说明降雪增加的原因应该是空气水汽含量增加, 导致降雪强度增加. 因此该区降水的增加即有中高纬度大气变暖变湿的贡献, 也有瞬变涡动的动力作用. 未来西北西部降水的趋势主要取决于瞬变涡动与大气水汽含量变化的竞争.

**关键词:** 西北西部降水, 年代际变化, 水汽输送, 瞬变涡动

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

## 1 引言

20 世纪后半叶全球气候暖化加剧<sup>[1,2]</sup>, 中国气候变暖明显<sup>[3]</sup>. 1970 年代末大气环流发生年代际突变, 东亚夏季风明显减弱<sup>[4-6]</sup>, 中国东部呈现南涝北旱的局面<sup>[7]</sup>. 然而, 近 50 年西北东部和西部降水几乎呈相反变化趋势<sup>[8]</sup>. 1980 年代中西北西部降水逐渐增多, 出现湿润化趋势, 河川径流增加, 湖泊面积扩大, 生态环境好转<sup>[9]</sup>. 有研究推测西北西部(新疆及甘肃西部)的气候可能正在从“暖干型”向“暖湿型”转化<sup>[10]</sup>. 观测分析揭示, 气温升高主要是变暖趋势的贡献; 降水的增加主要发生在年代际尺度(几十年)上<sup>[11]</sup>. 中国北方以贺兰山为界, 贺兰山以东属于东亚季风区, 二十世纪后半叶随着东亚季风减弱降水趋于减少; 贺兰山以西、青藏高原

以北的西北西部属于内陆干旱区, 包括新疆、甘肃的河西走廊和内蒙古的阿拉善盟等, 这一区域东亚夏季风难以到达, 天气气候主要受西风带及其上的扰动影响, 气候变化的机理不同于东部季风区. 陈发虎等曾根据古环境记录等的研究提出我国内陆干旱区全新世气候变化的西风模式<sup>[12]</sup>. 关于 1987 年以来西北西部降水增加的机理已经有一系列研究. 戴永久等认为北大西洋涛动和极涡面积变化可能是西北夏季降水的主要影响因子<sup>[13]</sup>. 赵兵科等从天气学角度分析了与夏季降水增多对应的环流特征即中亚高度场偏低, 高空急流南压等<sup>[14]</sup>. 杨莲梅等发现冬季新疆降水增加与西风带水汽输送增加有很好的对应关系<sup>[15]</sup>.

全球变暖导致大气中的能量与水汽循环速度加快<sup>[16]</sup>, 极端天气气候事件有增加的趋势<sup>[17]</sup>. 降水记录的分析发现, 1987 年后新疆降水的增加主

\* 国家自然科学基金(批准号: 40775048, 410750580)和公益性行业科技专项(批准号: GYHY201106016)资助的课题.

† E-mail: zhangkj2011@gmail.com

要是夏季强降水或极端降水频次增加的贡献<sup>[18]</sup>. 当然, 伴随气候变暖新疆冬季暴雪频次亦随之增加<sup>[19]</sup>. 因此除了一般的天气气候分析外, 需要进一步研究造成西北西部强降水增加的物理原因. 与中国东部季风区不同, 内陆干旱区降水主要由西风带上的瞬变涡动及局地热对流两部分贡献. 平均大气环流是其背景. 因此必须对水汽输送等进行分解分析, 以便分别考察气候背景水气、定常波与瞬变波<sup>[20,21]</sup>等的变化和贡献. 定常波通常指环流场的平均槽脊(定常波的波峰与波谷), 主要受大尺度异常海温驱动. 瞬变涡动主要表示西风带上移动性天气尺度扰动或波动, 反映了天气过程的强度和频度, 其异常既同南北热力差异有关, 也与定常波变化相联系. 因此研究内陆干旱区降水变化必然涉及这三个方面的因素. 本文拟从背景大气水汽含量、水汽输送及瞬变涡动等的年代际变化分析西北西部降水变化的内在机理.

## 2 数据与计算方法

本文计算所用数据依次为国家气候中心列出的中国 160 个标准气象站月降水量、全球降水气候中心(GPCC)的月平均数据集<sup>[22]</sup>和欧洲中期数值预报中心(ECMWF)逐日再分析资料集 ERA-40<sup>[23]</sup>, 后者包括对流层等压面风、高度、比湿与可降水量等, 分辨率为  $2.5 \times 2.5$  经纬度. GPCC 降水分辨率为  $0.5 \times 0.5$  经纬度. 可降水量表示单位面积整层大气空气柱中的水汽含量, 也称为大气可降水量(precipitable water), 即气柱中所有水汽都凝结成降水形成的降水量. 瞬变涡动表示一个月时间尺度以下气象变量的方差, 通常可以用日平均气象纪录计算. 一个逐日记录  $y$  可以分解为

$$y = \bar{y} + y', \quad (1)$$

其中(1)式右端两项分别为  $y$  的月平均值和相对于月平均的偏差, 前者是大尺度背景, 后者与具体天气过程相联系. 瞬变涡动 TE 定义为一个月内在天气尺度过程的方差

$$TE = \sum_{t < M} \overline{y'^2}, \quad (2)$$

其中求和号下的指标  $t$  为时间(天), 日期,  $M$  为当月天数. 本文计算水平方向水汽输送或通量.(2)式中没有纬度规范化因子, 因为本文仅计算其变化百

分率. 月平均通过垂直单位面积的水汽通量可以分解为平均气流输送与瞬变涡动输送两部分, 即

$$\rho \overline{\mathbf{V}q} = \rho \overline{\mathbf{V}\bar{q}} + \rho \overline{\mathbf{V}'q'}, \quad (3)$$

其中  $\rho$  为空气密度,  $q$  为空气比湿,  $\mathbf{V}$  为等压面水平风矢量. 考虑到空气柱水汽含量在 300 hPa 以上已经很少, 计算对流层水汽输送积分时, 上边界只取到 300 hPa, 记为  $P_{300}$ . 对流层月平均单位时间通过垂直单位宽度截面的水汽输送定义为

$$\frac{1}{g} \int_{P_{300}}^{P_s} \overline{\mathbf{V}q} dp = \frac{1}{g} \int_{P_{300}}^{P_s} \overline{\mathbf{V}\bar{q}} dp + \frac{1}{g} \int_{P_{300}}^{P_s} \overline{\mathbf{V}'q'} dp, \quad (4)$$

其中  $P_s$  表示地面气压,  $g$  为重力加速度.(2)式等号右端第一、二项分别表示对流层平均气流或定常波水汽输送(SWMT)及瞬变涡动水汽输送(TEMT). 设  $Q_\lambda, Q_\varphi$  分别表示水气输送的纬向和经向分量, 水气输送散度  $D_q$  用下式计算, 即

$$D_q = \frac{\partial Q_\lambda}{a \cos \varphi \partial \lambda} + \frac{\partial Q_\varphi}{a \partial \varphi}, \quad (5)$$

其中  $a$  为地球半径;  $\lambda, \varphi$  分别为经度和纬度. 对流层水汽输送及其散度单位分别为  $\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$  和  $\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}\text{m}^{-2}$ . 下文中, 将(5)式等号右端第一、二项分别称为纬向和经向水汽输送散度(下文中简称为“纬向水汽散度”及“经向水汽散度”). 而 SWMT 与 TEMT 的散度也均由(3)式计算. 水汽散度计算借助大气科学专用软件 GraDS 完成. 此外, 本文亦计算月平均 200 hPa 瞬变涡动强度 TE<sup>[24]</sup>.

本文计算 1987—2000 年相对于 1973—1986 年水汽输送及其散度差异, 即 1987 年突变前后它们的年代际变化. 为叙述方便起见, 下文亦用“距平”一词表示“年代际变化”. 考虑到瞬变涡动、可降水量和降水等空间差异太大, 本文计算他们的年代际变化百分率, 定义为年代际差与其气候值的比. 考虑到季节降水量少于 1 mm 的格点对计算相对变化百分率的敏感性, 在绘图(见图 3 和图 4)时将这样一些格点设为缺省值, 不参加绘图.

## 3 观测到的降水演变

西北西部降水增加明显的区域在新疆境内. 新疆有 12 个标准气象观测站, 包括库车、喀什、和田、且末、若羌、乌鲁木齐、伊犁、塔城、阿勒泰、乌苏、吐鲁番和哈密等站. 近 50 年 12 个站平

均的年降水量和季节降水量演变都呈现出明显的年代际尺度变化特征(图 1). 用 3 次多项式拟合的非线性趋势清楚地显示出一个可能的多年代尺度成分演变, 其时间尺度大约在 60 年左右. 很明显, 近 60 年新疆年降水演变的年代际变化主要由这一尺度成分控制. 1950 年代与 1987 年后它处于正位, 新疆降水偏多; 在 1960 年至 1980 年代中期的负位相对应于新疆降水偏少. 新疆冬、夏季降水的演变与年降水演变趋势类似. 如所周知, 降水与水汽输送密切相关, 要理解降水变化的机理需要研究水汽输送的年代际变化.

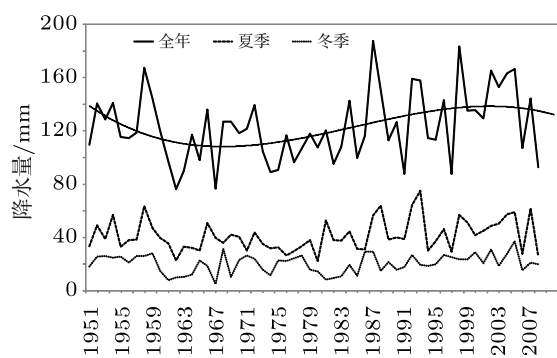


图 1 1951—2008 新疆 12 个气象站平均降水量演变

#### 4 大气环流年代际变化

一地的天气气候主要受大气环流控制. 内陆干旱区水汽输送场变化的原因之一是中高纬度大气环流发生了年代际变化. 1987 年突变前后 500 hPa 高度场变化显示(图 2(a)), 夏季内陆干旱区都为正高度距平控制. 仔细观擦会发现新疆东西两侧各有一个正高度距平中心, 新疆是一个相对低值区, 形成有利于新疆降水的“东高西低”形势场. 从更大范围看, 中亚和西伯利亚各是一个负高度距平区, 新疆位于这个高度距平场构成的变形场中心西侧, 有强的西北 - 东南向气流辐合, 有助于增强南北向热力差异及加强来自北方向新疆的水汽输送与辐合, 造成内陆干旱区空气水汽含量增加.

冬季, 从东欧到西伯利亚是一大片负距平中心, 而南方均是正高度距平区, 里、咸海到新疆是相对低值区(图 2(b)), 表明 1987 年后欧亚大陆中纬度准定常波向东漂移. 这一方面增强了从欧洲北部向中亚和新疆的西风气流水汽输送(参见图 3(b)), 造成

内陆干旱区空气水汽含量增加, 另一方面也形成了关于内陆干旱区大尺度的“东高西低”形势场, 十分有利于新疆冬季降雪的增加. 因此, 大尺度环流的变化是造成西北西部冬、夏降水增加的主要环流背景.

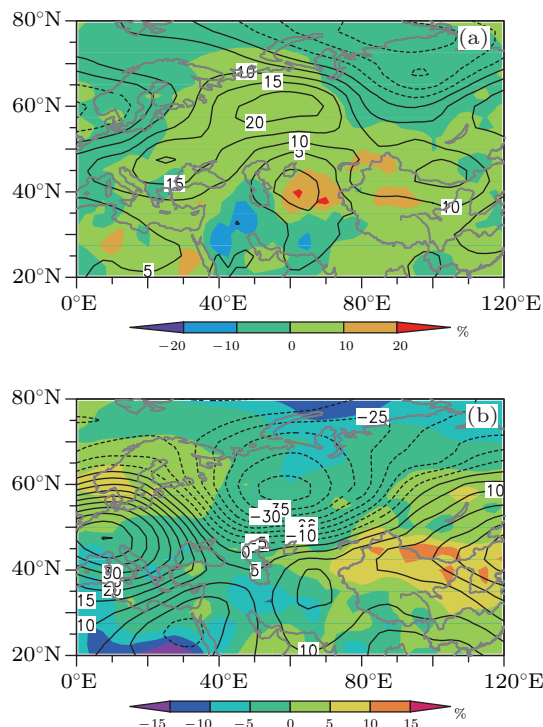


图 2 1987—2000 相对于 1973—1986 年平均 500 hPa 位势高度差(单位: 位势米)及可降水变化百分率(彩色) (a) 夏季; (b) 冬季

#### 5 水汽输送及气柱水汽含量

西北西部降水增加同当地上空气柱水汽含量或可降水量, 以及水汽输送场的变化有关. 计算表明, 1987 年后内陆干旱区及周边空气水汽含量明显增加, 有利于降水. 夏季, 向西北西部的西风带水汽输送增加, 内陆干旱区东部及南疆盆地存在向西的水汽输送距平(图 3(a)), 表明大气环流的年代际变化导致夏季向西北西部的的水汽输送增加并存在水汽辐合. 这可能是西北西部空气水汽含量增加的原因之一. 水汽输送的分解分析表明, SWMT 距平比 TEMT 大一个量级, 前者占据了水汽输送距平的主要部分<sup>[25]</sup>. 图 3(b) 显示, 夏季在内陆干旱区大部 TEMT 距平都有向西或西北分量, 有助于西北西部水汽汇合, 增加空气的水汽含量. 因为该区气候平均水汽输送向东<sup>[26]</sup>.

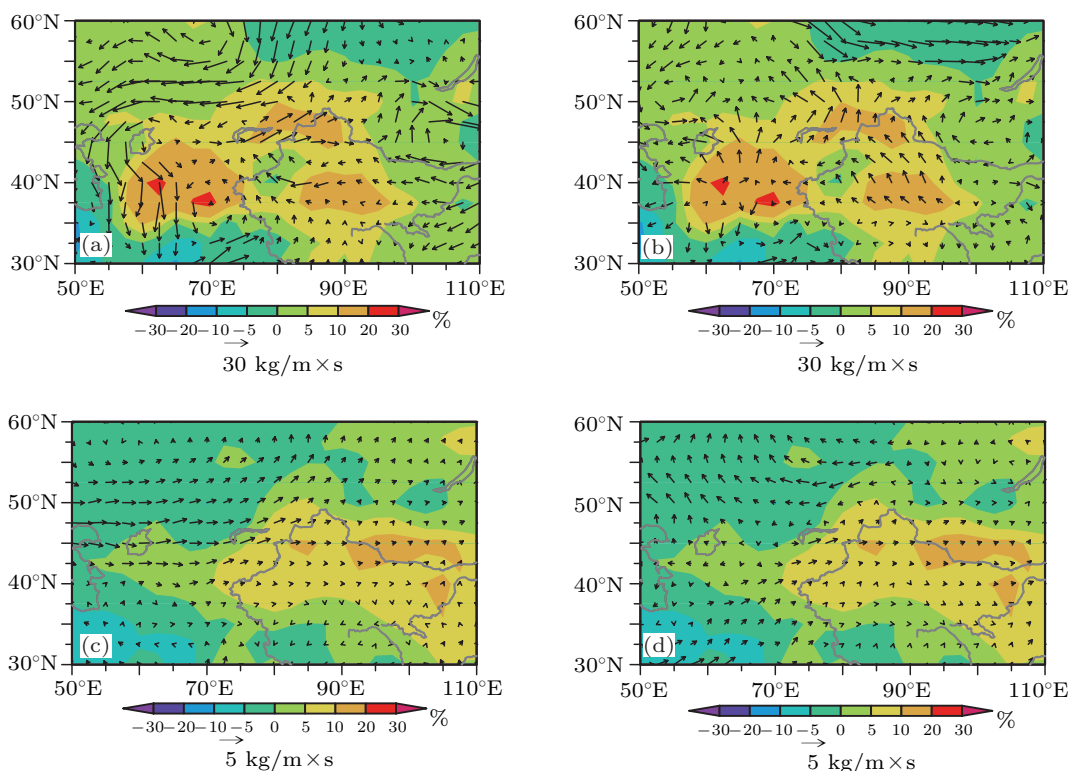


图3 1987—2000年与1973—1986年平均对流层水汽输送差及可降水量(灰度)相对变化百分率;(a),(b)夏、冬季总水汽输送;(c),(d)夏、冬季瞬变涡动水汽输送

冬季内陆干旱区及其周边大气可降水量也有明显增加(图3(c)),存在一支从里、咸海到新疆北部的水汽输送距平带.与夏季不同,冬季中亚的TEMT距平方向与SWMT距平接近(图3(d)),均指向东或东北,说明中亚瞬变涡动加强了冬季西风带向新疆或内陆干旱区的水汽输送.于是,冬季水汽输送和可降水量的年代际变化都有利于西北西部降雪增加.另外,西北特殊地理环境下西风带水汽输送的加强与新疆降水增加的关系也曾为NCAR/NCEP及ERA40再分析资料的计算证实<sup>[25]</sup>.当然除了水汽输送外西北西部空气水汽含量及降水的变化直接与当地大气中水汽的辐合辐散关联.

## 6 水汽散度

水汽辐合是降水发生的必要条件,降水的变化也必然伴随水汽散度的变化.计算表明,1987年后西北西部周围降水与大尺度水汽散度都发生了明显的年代际变化.GPCC降水资料显示,冬、夏内陆干旱区降水有明显变化(见图4),其中西部的新疆增加最为明显,夏季东部降水变化不大(图4(a)),

但冬季有所增加(图4(b)).夏季西北西部降水增加区域并未与水汽输送距平辐合区对应,只有其北部处于水汽距平辐合区.新疆南部位于水汽距平辐散区,北部降水增加最明显的区域位于该辐合带中心附近,说明新疆北部降水增加与大尺度水汽辐合增强有关.而新疆南部降水增加往往与向西水汽输送增加关联.因为塔里木盆三面环山向东开口.

分解分析表明,SWMT散度距平分布(图4(c),(d))相似于总水汽散度距平(图4(a),(b)),说明西北西部水汽散度异常主要是SWMT异常的贡献.TEMT散度距平(图4(e),(f))与SWMT距平散度同量级,但幅度小于后者,说明TEMT散度亦很重要,不可忽略.从图4(e)中可以发现,夏季西北西部降水增加区与TEMT辐合区相吻合.这表明夏季新疆北部降水增加的主要原因是TEMT和SWMT造成的水汽辐合增强,而新疆南部即塔里木盆地降水增加应该主要是TEMT辐合增强的贡献.这表明1987年后夏季西北西部冷空气活动频次增加与空气水汽含量上升是新疆强降水频次增加的主要原因.可见夏季西北西部降水的增加既有大尺度定常波水汽输送辐合的背景,也有

瞬变涡动水汽辐合增加的贡献. 前者增加了环境空气水汽含量, 有利于当地降水的发生, 后者表示天气尺度降水过程频度增加, 使得强降水出现的概率变大.

塔里木盆地属于极端干旱气候区, 降水极少. 从图 3(a) 可以看到盆地中有明显向西送距水汽平输送并伴随可降水量增加, 表明盆地西部应该有明显的水汽辐合. 因为盆地西部地形高大且闭合. 但

图 4(c) 显示夏季盆地中定常波水汽散度距平大于零, 说明与南疆降水增加相联系的水汽辐合可能主要发生在盆地边缘地带且主要与瞬变涡动活动增强关联. 其实盆地的瞬变涡动既可以来自西风带, 也可以来自东面、甚至南面的青藏高原, 其相对重要性尚待进一步研究.

冬季内陆干旱区降水距平与大尺度水汽散度距平有很好的配置关系.

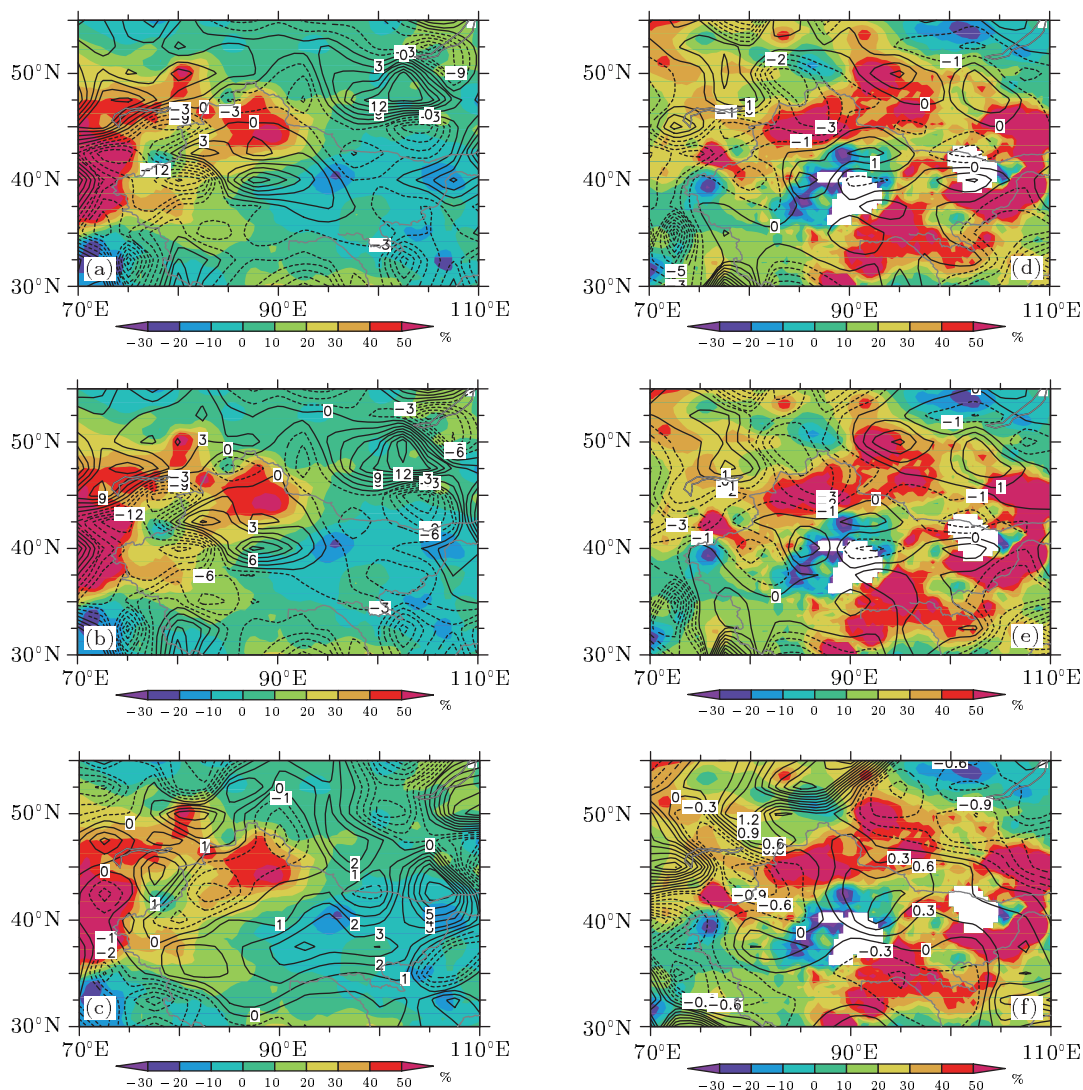


图 4 1987—2000 与 1973—1986 年平均水汽散度差 ( $10^{-6} \text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}$ ) 和相应的降水量变化百分率 (灰色); (a), (c), (e) 依次为夏季总、定常波及瞬变涡动水汽输送散度距平; (b), (d), (f) 为冬季结果; 其他同图 3

从图 4(b) 中可以看到, 西北西部, 即内陆干旱区西部, 降水的明显增加带均位于水汽辐合增强区; 内陆干旱区中部的降水减少区对应于水汽辐散增强区, 内陆干旱区东部降水的增加区西侧也对应于水汽辐合增强区, 说明冬季内陆干旱区降雪增加与大尺度水汽辐合增强关联. 比较图 4(d),

(f) 可知, 冬季水汽散度的变化也主要是 SWMT 水汽输送变化的贡献. TEMT 散度距平较小且大于零, 表明瞬变涡动对新疆北部与东南部冬季水汽辐合的贡献减弱. 因为内陆干旱区气候平均 TEMT 散度为负 [26]. 因此 1987 年后冬季冷空气活动频度下降且暴雪天气增加的主要原因

应该是 SWMT 辐合及气候暖化造成的背景大气水汽含量增加. 因此夏季与冬季西北西部强降水/降雪增加的机理不同, 前者既有热力学的因素, 也有动力学的原因, 而后者主要是热力学上的原因, 即背景大气变暖变湿.

### 7 水汽散度再分解

水汽散度分别由经向 ( $\partial qv/\partial y$ ) 和纬向 ( $\partial qu/\partial x$ ) 水汽散度之和构成, 对不同地区二者的相对重要性可能不一样, 通常符号相反. 计算结果表明, 无论冬、夏纬向水汽散度异常都是西北西部年代际水汽辐合增强的主要贡献者; 经向水汽散度距平与纬向水汽散度位相相反 (图略). 这与东亚季风区完全不同 (图略)<sup>[25]</sup>. 分解分析显示, 两个方向总水汽散度距平特征 (图略) 分别相似于它们各自的 SWMT 散度距平 (图 4(c), (d)), 说明定常波纬向水汽输送异常是其主要部分. 在西北西部, 冬、夏定常波经向水汽输送异常都造成水汽辐散 (图 5(b), (d)), 纬向散度均导致水汽辐合 (图 5(a), (c)). 注意到西北西部降水异常增加区均落在定常波纬向水汽辐合的大值中心附近, 说明 1987 年后

西北西部的大尺度水汽辐合及降水增加主要原因是定常波纬向风场及东西向大气层水汽含量场变化的结果. 这与图 3(a), (c) 中向新疆的纬向水汽输送增强及可降水量增加是一致的. 这是大气环流年代际变化造成的中亚高度场偏低与高空急流南压的必然结果<sup>[14]</sup>.

### 8 瞬变涡动

西风带上移动性天气尺度扰动是本文计算的瞬变涡动的主要部分, 表示天气过程的强度与频度. 它是夏季除局地对流性降水外内陆干旱区降水的主要制造者. 中高纬度瞬变涡动的极大轴称为风暴路径, 通常与高空急流相伴. 计算出的 200 hPa 等压面瞬变涡动年代际变化百分率显示, 夏季除了内陆干旱区西部和西南部瞬变涡动减弱外, 其余地区都有所增强 (图 6(a)), 其中降水增加明显的新疆北部瞬变涡动有较明显增加. 注意到图 4(e) 中瞬变涡动水汽输送在西北西部造成水汽辐合, 说明 1987 年后新疆夏季冷空气活动增强并制造水汽辐合. 因此该区夏季降水增加也有瞬变涡动或冷空气活动频繁的贡献. 因为它增加了降水过程的频次.

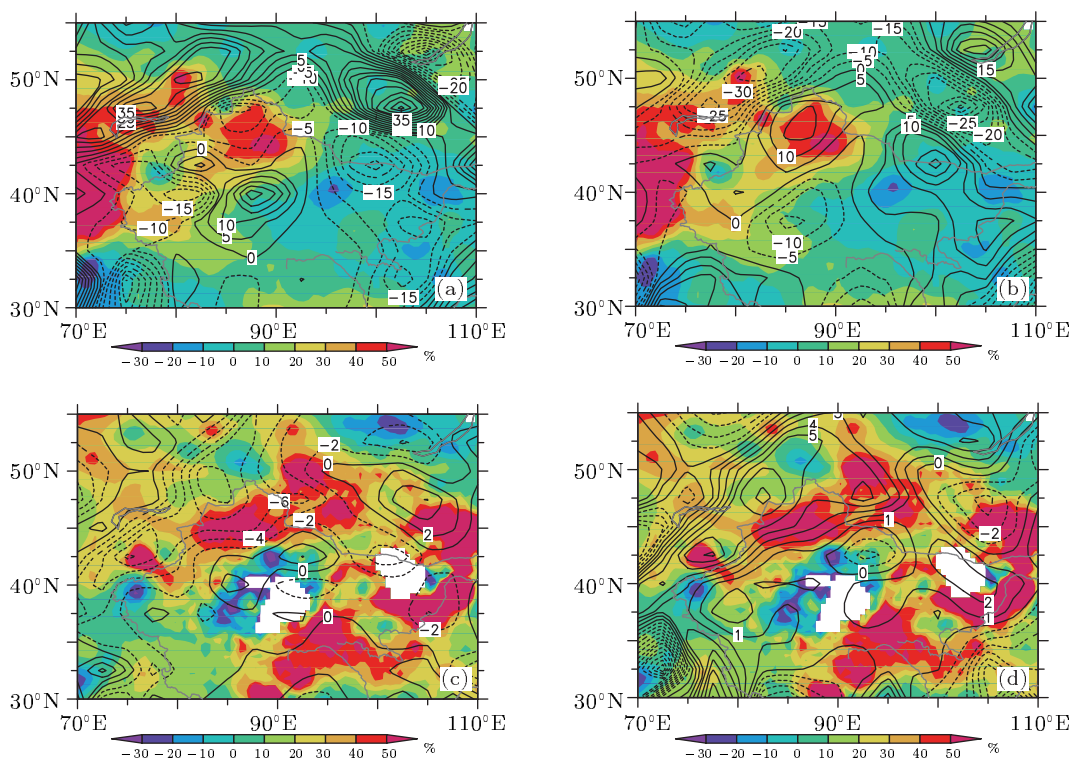


图 5 1987—2000 相对于 1973—1986 年平均定常波纬向与经向水汽输送散度年代际变化 (单位:  $10^{-6} \text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}$ ) 及降水变化百分率 (灰色); (a), (b) 夏季纬向与经向散度; (c), (d) 冬季纬向与经向散度

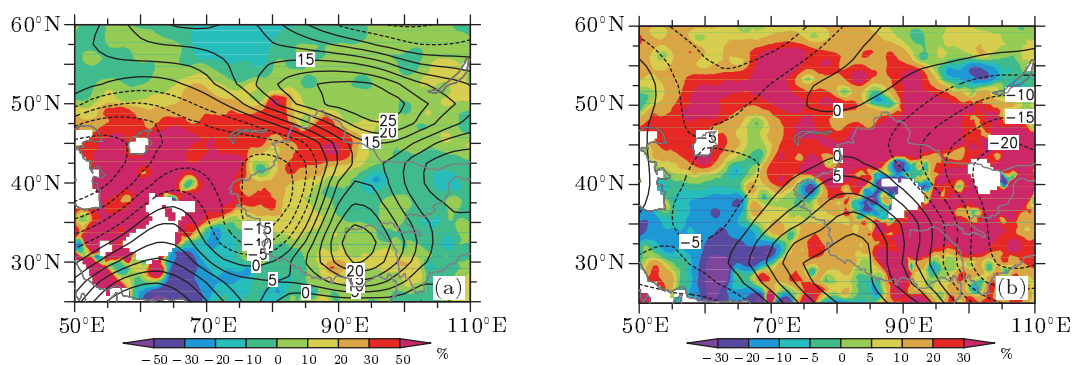


图 6 1987—2000 年相对于 1973—1986 年平均的 200 hPa 瞬变涡动及降水变化百分率(彩色) (a) 夏季; (b) 冬季

冬季除塔里木盆地西端外西北西部大部分地区都位于瞬变涡动减弱区(图 6(b))且对应于瞬变涡动水汽辐散(图 4(f)),说明瞬变涡动的减弱不利于西北西部冬季降雪.这可能与北半球冬季气候暖化明显且向极增强有关<sup>[28]</sup>,因为它减弱了北方的行星锋区,导致产生瞬变涡动频次减小,因此西北西部冬季降雪或暴雪增加与定常波水汽辐合增强及气候暖化造成的空气水汽含量增加有关.这进一步证明西北西部冬季降雪增多主要与背景大气热力状况改变有关.

## 9 结论

综上所述,1987 年后西北西部降水增加,相应周边的瞬变涡动、水汽输送及其散度等都有明显变化,其主要特征如下:

1. 冬、夏向西北西部的西风带水汽输送增加,且主要是定常波水汽输送的贡献;
2. 冬、夏西北西部水汽辐合增强并伴随空气水汽含量增加,其中定常波水汽输送异常是主要贡献者,且纬向水汽输送距平是其主要部分;
3. 夏季西北西部瞬变涡动增强,即夏季天气尺

度扰动频度或强度增加,瞬变涡动水汽辐合加强并与降水增加区对应;

4. 冬季西北西部瞬变涡动减弱,天气过程减少,但空气水汽含量上升.

因此,夏季西北西部降水或强降水增加主要是由于大尺度水汽辐合增强及冷空气活动频次增加;冬季冷空气活动频次减少,但降雪或暴雪增加的主要原因应该是气候暖化<sup>[7]</sup>及大尺度水汽辐合增强造成该区周边空气水汽含量上升所致.可见,1987 年后西北西部降水增加即有动力学的原因,也有大气热力结构变化的贡献.如果一方面全球气候暖化持续,空气的持水汽能力会进一步提高,有利于中高纬度降水<sup>[29]</sup>;另一方面暖化向北极增强,北极海冰进一步减少,南北温差会进一步变小,行星锋区会变弱,西风带和风暴路径有可能进一步北移,降水过程会减少,又不利于我国西北内陆干旱区的降水.因此,我国内陆干旱区未来降水变化趋势不仅与大气环流年代际变化有关,还取决于气候变暖背景下未来空气水汽含量及瞬变涡动的变化趋势.至于大气环流及瞬变涡动年代际变化的原因可能与大西洋海温的多年代尺度涛动(AMO)等有关,留待后文讨论.

[1] Fu C and Wang Q 1991 *Science China B* 666 (in Chinese) [符淙斌,王强 1991 中国科学(B) 666]  
 [2] Mann M, Amman C, Bradley R, Briffa K, Jones P, Osborn T, Crowley T, Hughes M, Oppenheimer M, Overpeck J, Rutherford S, Trenberth K, Wigley T 2003 *EOS* 84 256  
 [3] Wan S, Wang L, Feng G L, He W, Wang C and Zhou G 2009 *Acta Phys. Sin.* 58 5083 (in Chinese) [万仕全,王令,封国林,何文平,汪婵娟,周国华 2009 物理学报 58 5083]

[4] Dai X G, Wang P, Chou J F 2004 *Chinese Science Bulletin* 48 2730  
 [5] Zheng B, Gu D J, Lin A L, Li C H 2007 *Chin. Phys.* 16 1472  
 [6] Wang G L, Anastasios A Tsonis 2009 *Chinese Physics B* 18 5091  
 [7] Dai X G, Wang P, Zhang P Q, Chou J F 2004 *Progress in Natural Science* 14 598  
 [8] He J H, Liu Y Y, Chang Y 2005 *Arid Meteorology* 23 10 (in Chinese) [何金海,刘芸芸,常越 2005 干旱气象 23 10]  
 [9] Hu R J, Ma H, Fan Z L, Yang Q, Wu S F, Huang Y Y 2002 *J.*

- Natural Resources* **17** 22 (in Chinese) [胡汝骥, 马虹, 樊自立, 杨青, 吴素芬, 黄玉英 2002 自然资源学报 **17** 22]
- [10] Shi Y F, Shen Y P, Li D L, Zhang G W, Ding Y J, Hu R J, Kang R S 2003 *Quaternary Sciences* **23** 152 (in Chinese) [施雅凤, 沈永平, 李栋梁, 张国威, 丁永建, 胡汝骥, 康尔泗 2003 第四纪研究 **23** 152]
- [11] Dai X G, Ren Y Y, Chen H W 2007 *Acta Meteorologica Sinica* **65** 1002 (in Chinese) [戴新刚, 任宜勇, 陈洪武 2007 气象学报 **65** 1002]
- [12] Chen F, Huang X, Yang M 2006 *Quaternary Sciences* **26** 881 (in Chinese) [陈发虎, 黄小忠, 杨美临 2006 第四纪研究 **26** 881]
- [13] Chen D D, Dai Y J 2009 *Chin. J. Atmos. Sci.* **33** 1247 (in Chinese) [陈冬冬, 戴永久 2009 大气科学 **33** 1247]
- [14] Zhao B K, Cai C X, Yang L M, Wang H 2006 *J. Glaciology and Geocryology* **28** 434 (in Chinese) [赵兵科, 蔡承侠, 杨莲梅王慧 2006 冰川冻土 **28** 434]
- [15] Yang L M, Shi Y G, Yang H 2010 *J. App. Meteor.* **21** 491 (in Chinese) [杨莲梅, 史玉光, 汤浩 2010 应用气象学报 **21** 491]
- [16] Huntington T G 2006 *J. Hydrology* **319** 83
- [17] Xiong K G, Feng G L, Wang Q G, Hu J G 2009 *Acta Phys. Sin.* **58** 8107 (in Chinese) [熊开国, 封国林, 王启光, 胡经国 2009 物理学报 **58** 8107]
- [18] Yang LM 2003 *J. Geography* **58** 577 (in Chinese) [杨莲梅 2003 地理学报 **58** 577]
- [19] Yang L M, Yang T, Jia L H, Chang T 2005 *J. Glaciology and Geocryology* **27** 389 (in Chinese) [杨莲梅, 杨涛, 贾丽红, 常涛 2005 冰川冻土 **27** 389]
- [20] Lorenz E N 1976 *The Nature and Theory of Atmospheric General Circulation* (Beijing: Chinese Academic Press) (in Chinese), p22–84 [洛伦茨 1976 大气环流的性质和理论 (北京: 科学出版社) 第 22—84 页]
- [21] Peixoto J P, Oort A H 1992 *Physics of Climate* (New York: Springer Verlag Inc) 61–69
- [22] Beck C, Grieser J, Rudolf B 2005 *DWD, Klimastatusbericht* **2004** 181
- [23] Uppala S M, Kållberg P W, Simmons A J, Andrae U, Bechtold V da Costa, 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, Balmaseda 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, HÅlm 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
- [24] Hoskins B, Pearce R 1983 *Large-scale dynamical processes in the atmosphere* (London: Academic Press) 201–230
- [25] Dai X G, Li W J, Ma Z G, Wang P 2007 *Progress in Natural Science* **17** 42
- [26] Zhang K J, Dai X G, Wang P 2011 *J. Geophysics* **54** 2477 (in Chinese) [张凯静, 戴新刚, 汪萍 2011 地球物理学报 **54** 2477]
- [27] Wang H J 2010 *Advances in Geosciences* **25** 563 (in Chinese) [王会军 2010 地球科学进展 **25** 563]
- [28] Dai X G, Wang P 2010 *Atmospheric and Oceanic Science Letters* **3** 45
- [29] Wang X R, Xu X D, Miao Q J 2003 *Climate and Environmental Research* **8** 35 (in Chinese) [王秀荣, 徐祥德, 苗秋菊 2003 气候与环境研究 **8** 35]

# A mechanism analysis of the interdecadal precipitation change in Northwestern China for the last 30 years of twentieth century\*

Dai Xin-Gang<sup>1)</sup> Zhang Kai-Jing<sup>2)1)†</sup>

1) (*RCE-TEA, Institute of Atmospheric Physics, CAS, Beijing 100029, China*)

2) (*Qindao Meteorological Service, Qingdao 266003, China*)

(Received 6 December 2011; revised manuscript received 9 March 2012)

## Abstract

There took place an inter-decadal climate change over the west part of Northwestern China at mid-1980s. One of the significant characteristics is the increase in precipitation with more extreme rainfall or snowfall event. For understanding its mechanism our calculation focuses on the difference of the geo-potential height on 500 hPa, transient eddy activity, column water vapor content or precipitable water, moisture transport and its divergence between 1987–2000 and 1973–1986. The results show that the change in height field is favorable for the increase in moisture transport to the region with moisture convergence, leading to more water vapor over the region. Meanwhile the eddy activity became weak in wintertime and strong in summertime, leading to more synoptic processes in summertime and less in wintertime. A further decomposition shows that the increase in the transport with convergence was contributed mainly by its stationary-wave part along the west-east direction, while the transient eddy played a positive role in summertime and a negative one in wintertime for precipitation. It turns out that the increase in precipitation in the region resulted from the moisture convergence and the increase in eddy activity in summertime while the moisture convergence played a dominant role in wintertime. Besides, the warming climate also played a positive role in increasing air water-vapor content in the region since the warm air can hold more water vapors than the cold one.

**Keywords:** Northwestern China precipitation, inter-decadal change, moisture transport, transient eddy

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

---

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

† E-mail: zhangkj2011@gmail.com