

刘菊菊,屈丽玮,井宇,等.西北干旱区夏季水汽收支特征及对气温异常的响应[J].陕西气象,2024(1):15-23.

文章编号:1006-4354(2024)01-0015-09

西北干旱区夏季水汽收支特征及对气温异常的响应

刘菊菊^{1,2},屈丽玮^{1,2},井宇^{1,2},黄少妮^{1,2}

(1. 陕西省气象台,西安 710014;

2. 陕西省气象局秦岭和黄土高原生态环境气象重点实验室,西安 710016)

摘要:利用欧洲中期天气预报中心(ECMWF)提供的1979—2016年ERA-Interim再分析资料分析了西北干旱区(35°N~48°N,80°E~106°E)夏季水汽收支特征,并通过环流合成分析进一步揭示了气温异常对西北干旱区水汽收支的影响。结果表明:西北干旱区夏季大气水汽含量和水汽净收入均为增加趋势。气温和东边界、北边界以及南边界的水汽通量均在20世纪90年代后期发生显著调整。升温主要使西北干旱区东、南边界的水汽支出减少,进而导致水汽含量增加。气温异常调整环流异常,从而使对流层中下层风速变化,进一步影响西北干旱区各边界的水汽输送。其可能影响机制为气温偏高时,印度西南季风加强,使南边界偏北风减弱,导致水汽支出减少;蒙古异常反气旋加强使东边界、南边界东部和北边界的中低层风速减小,导致东边界、南边界东部水汽支出和北边界水汽收入减少。

关键词:西北干旱区;水汽收支;气温;环流合成

中图分类号:P426

文献标识码:A

西北干旱区深居内陆腹地,远离海洋,而且有高原、山地对湿润气流的阻挡,导致该地区降水稀少,气候干旱。区内缺少河流、湖泊等水源,降水的水汽条件主要取决于外部水汽输送。降水形成过程为水汽由源地输送到降水区,辐合抬升凝结成云,云滴增长后变为雨滴而降水^[1];因此,水汽输送是形成降水的必备条件之一,水汽输送量直接影响降水量,水汽稀缺的地区表现尤为明显。随着全球变暖,中国地区气温自20世纪80年代以来有明显增加,其中西北地区增温最显著^[2-4];同时,变暖背景下全球水循环过程发生了明显变化,西北地区有变暖变湿的趋势^[5]。因此,在全球变暖背景下,深入探究西北干旱区水汽收支特征及其与气温变化的关系,对改善西北干旱区生态环境和促进经济可持续发展有重要意义。

西北地区水汽输送以西风和季风两大环流系

统为主^[6]。西风带的水汽输送占主要地位,西风带在青藏高原西侧分为南北两支^[7]。季风环流包括印度季风和东亚季风,印度季风水汽输送主要影响西北地区东部和南部^[8-9],源于西太平洋的东亚季风水汽输送主要影响西北东部^[10-11]。此外,来自北冰洋的水汽也会转为西风输送到西北地区。西北地区夏季经、纬向水汽输送均为净输出,水汽来源主要以经向输送为主。20世纪60年代以来,经向净输出增加导致总水汽输送减少^[12],而80年代以来纬向输出减弱导致水汽总收入增加^[7,13]。西风年际变化通过影响风场辐合(辐散)进而影响水汽场年际变化^[14]。西北地区北部蒙古高压反气旋环流增强使西北地区西部南风增强带来更多的水汽,而东部北风的增强削弱了来自东南方的水汽输送,造成西北地区水汽西增东减^[15]。此外,西北地区水汽变化与冬季北大西洋

收稿日期:2022-10-25

作者简介:刘菊菊(1991—),女,陕西榆林人,硕士,工程师,主要从事灾害性天气预报预警研究。

基金项目:陕西省自然科学基金基础研究计划项目(2023-JC-QN-0367);陕西省气象局秦岭和黄土高原生态环境气象重点实验室开放基金课题(2022G-15,2021G-28,2023G-3)

涛动、北极涛动及赤道太平洋海温等密切相关^[16-18]。

前人研究得出许多有意义的结果,但主要针对西北地区水汽输送来源、收支的变化以及西风带、季风和外强迫对其影响的研究,关于20世纪80年代以来显著增温后,西北地区夏季(6—8月)水汽收支与气温变化关系的研究相对较少。本文利用欧洲中期天气预报中心提供的1979—2016年ERA-Interim再分析资料,采用相关、合成分析等方法对西北干旱区夏季水汽收支特点及其与气温变化的关系进行分析,以期对西北干旱区气候变化研究提供一定的参考,同时为揭示变暖变湿的气候背景下西北干旱区区域水循环过程的变化机制提供依据。

1 资料与方法

欧洲中期天气预报中心(ECMWF)发布的新一代全球分辨率逐月ERA-Interim再分析数据的生成使用了ECMWF集成预报系统(integrated forecast system, IFS)Cy31r2模式。相比其他再分析资料,ERA-Interim再分析资料的可信度更高,有更高的分辨率^[19]。ERA-Interim大气模式中的云和对流参数化方案对冰粒子的沉降、云顶夹卷、云底的计算、陆面夜间对流的触发等物理过程进行了改进^[20]。虽然ERA-Interim发布时间较短,但ERA-Interim数值预报产品的性能已经得到普遍认可^[21]。

实际水汽输送可分为定常项和瞬变项,后者相对前者量级很小,可忽略不计;因此,用月资料得到的平均水汽输送项可近似表征实际水汽输送^[22]。本文利用ERA-Interim再分析资料^[20]1979—2016年月平均 $1^\circ \times 1^\circ$ 的风场、温度场、比湿及地面气压场,研究西北干旱区水汽收支特征及其对气温异常的响应。

所使用的整层大气水汽输送通量公式为

$$Q = -\frac{1}{g} \int_{P_s}^{P_t} \mathbf{V}q dP, \quad (1)$$

上式包括了纬向和经向的水汽输送通量^[23],

$$Q_{\text{纬}} = -\frac{1}{g} \int_{P_s}^{P_t} uq dP, \quad (2)$$

$$Q_{\text{经}} = -\frac{1}{g} \int_{P_s}^{P_t} vq dP. \quad (3)$$

$$\text{单层水汽通量为 } Q_s = \frac{1}{g} \mathbf{V}q, \quad (4)$$

同理,单层水汽通量也括纬向和经向输送。

各边界的水汽收支量为

$$A_{\text{纬}} = \int_{y_1}^{y_2} Q_{\text{纬}} dy, \quad (5)$$

$$A_{\text{经}} = \int_{x_1}^{x_2} Q_{\text{经}} dx. \quad (6)$$

其中, \mathbf{V} 为各层大气的风速矢量(单位为m/s), q 为各层大气的比湿(单位为g/kg), P_t 、 P_s 分别为上界气压(100 hPa)和地面气压, g 为重力加速度(取 9.8 m/s^2)。 x_1 、 x_2 和 y_1 、 y_2 为边界的起始、终止经度和纬度。整层水汽输送量的单位为 $\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$,单层水汽通量的单位为 $(\text{g} \cdot \text{s})/\text{kg}$,各边界的水汽收支量的单位为 kg/s 。另外,文中所用降水、气温数据为基于国家气象信息中心基础资料专项最新整编的中国地面高密度台站的资料进行空间插值生成的月值格点数据,时段分别为1979—2015年、1979—2014年,水平分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 。蒸发量资料为GLEAM(global land-surface evaporation: the Amsterdam methodology)蒸散算法将实测的降水、表层土壤湿度及植被含水率作为计算地表蒸散发的控制条件,以基于物理过程Priestley-Taylor公式作为核心方法反演的1980—2014年地表蒸发数据^[24]。

2 西北干旱区夏季水汽输送特征

2.1 区域选取及水汽输送变化特征

本文对西北干旱区进行研究,结合季风气候区与非季风气候区的分界线(大兴安岭—阴山山脉—贺兰山—乌鞘岭—巴颜喀拉山—唐古拉山—冈底斯山连线),选取 $35^\circ\text{N} \sim 48^\circ\text{N}$, $80^\circ\text{E} \sim 106^\circ\text{E}$ 作为研究区域(图1)。

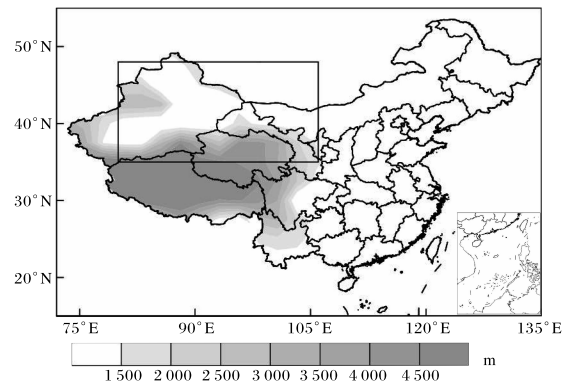


图1 中国地形分布图(矩形区域为本文研究区,下同;审图号为GS(2016)1606号,下同)

由夏季西北干旱区大气水汽含量空间分布图(图 2a)可知,西北干旱区大气水汽含量与海拔高度相关,高海拔区对应水汽含量小,低海拔区水汽含量多,大值区位于新疆和西北东部。水汽含量变化趋势率图上(图 2b),西北大部地区大气水汽含量呈增加趋势,其中新疆北部、甘肃中东部和青

海北部地区增加趋势通过了 0.05 显著性检验,符合气温增加导致水循环增强的观点。降水量呈两头多,中间少分布,大值区位于新疆山区、沿祁连山区(图 2c),降水在新疆中北部和南部、青海北部为增加趋势,其余地区为略减少趋势(图 2d)。

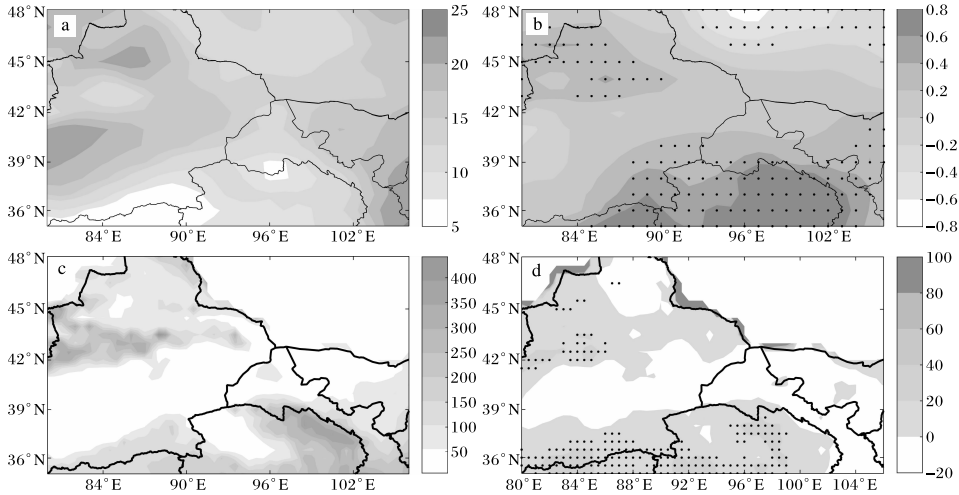


图2 西北干旱区夏季平均整层大气水汽含量(a,b;1979—2016年)、总降水量(c,d;1979—2015年)空间分布(a,c;单位为 mm)和变化趋势(b,d;单位为 mm/10 a;黑点区为通过 0.05 显著性检验)

为了定量认识西北干旱区各边界的水汽输送情况,对夏季西北干旱区各边界整层水汽输送量平均值及其变化趋势进行分析。由图 3a 可知,西北干旱区夏季水汽主要来自西边界和北边界,东边界和南边界为支出,本文分析的水汽输送量以

向东和向南为正值。西边界水汽变化趋势不明显,东、南边界水汽支出和北边界水汽收入呈显著减少趋势,东、南边界的变化趋势对区域水汽含量的增加是正贡献,北边界的变化趋势对区域水汽增加为负贡献。区域水汽净收入呈显著增加趋势,

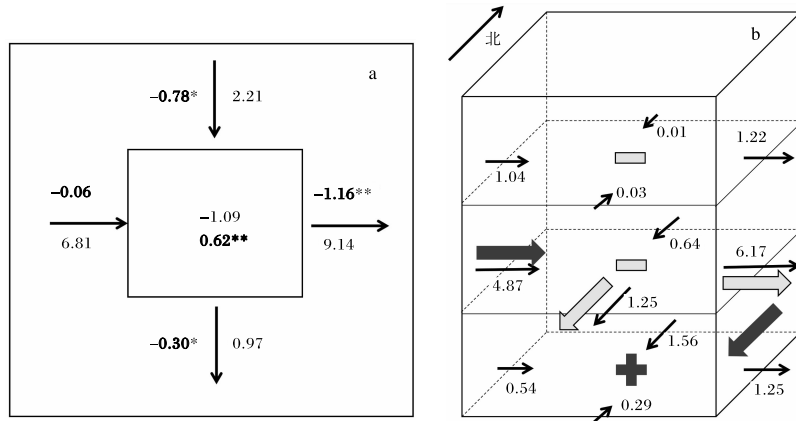


图3 1979—2016年夏季西北干旱区各边界整层平均水汽输送量(数字;单位为 10^7 kg/s)及其变化趋势率(加粗数字,单位为 10^7 (kg/s)/10 a; *、** 分别代表通过 0.05、0.01 的显著性检验)(a)和各边界、各层次上夏季水汽输送量(b;单位为 10^7 kg/s;粗箭头所在层为每个边界的大值层,浅灰代表水汽输出,深灰代表水汽输入;+、-代表水汽净收入、净输出,东、西边界宽度为 13° ,南、北边界宽度为 26°)

多年平均为净支出。

为了进一步了解西北干旱区各边界垂直方向水汽输送的特征,分别以地表~700 hPa、700~400 hPa、400~300 hPa 水汽通量垂直积分表示对流层低层、中层、高层水汽通量,分析 4 个边界水汽输送的变化特征。由图 3b 可知:西北干旱区夏季水汽在对流层低层为净收入,为 1.14×10^7 kg/s;对流层中、高层水汽为净支出,分别为 -1.91×10^7 、 -0.14×10^7 kg/s。西边界水汽收入和东、南边界水汽支出主要位于对流层中层,北边界的水汽收入主要集中于对流层低层。西、北边界水汽输送在各层均为水汽输入,东边界在各层均为水汽支出,而南边界在对流层中层水汽支出,低层和高层为水汽收入。

从图 4 可看出:西北干旱区大气水汽含量、蒸发量和气温均为增加趋势;各边界水汽输送量均为减少趋势,即西、北边界水汽输送的变化趋势对西北干旱区水汽含量为负贡献,东、南边界的水汽支出减少,对区域水汽含量为正贡献。某一区域的水汽来源有两种,即周围各边界输送和本地蒸发。西北干旱区蒸发量的略增加和水汽净收入的显著增加导致大气可降水量的增加,进而使降水量增加。其中水汽净收入的增加主要是由于东、南边界的水汽支出减少导致。气温与东、北、南边界的水汽输送量年际变化相反,年代际上,气温在 1997 年左右由偏低转为偏高,东、北、南边界水汽输送变化则相反,表明升温可能与南边界和东边界的水汽支出以及北边界水汽收入减少有关。

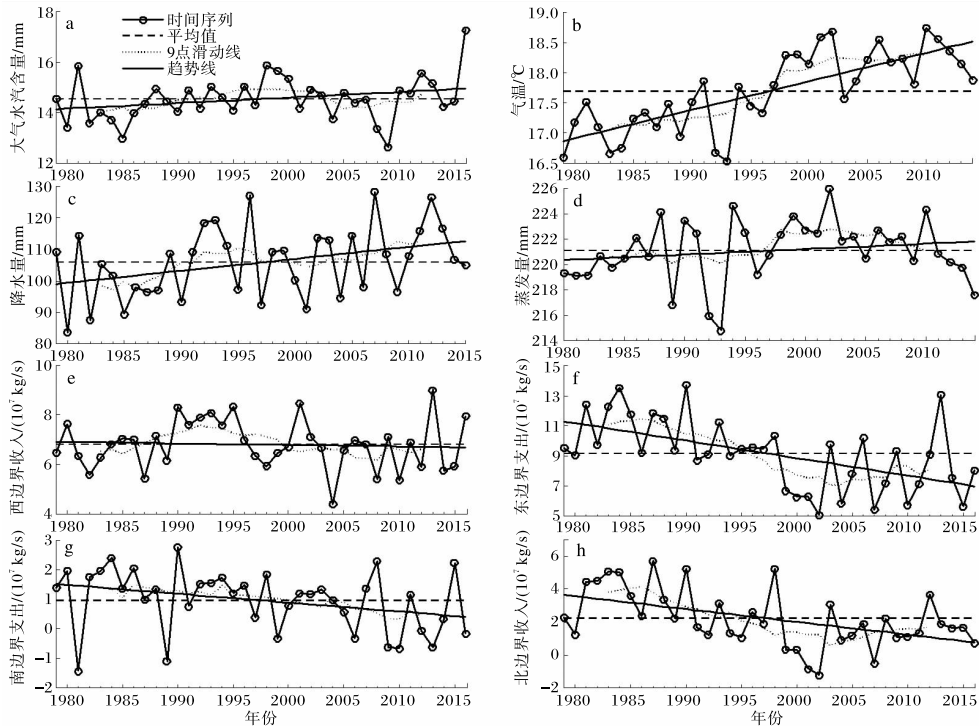


图 4 1979—2016 年西北干旱区夏季平均大气整层水汽含量(a)、气温(b,1979—2014 年)、总降水量(c,1979—2015 年)、蒸发量(d,1980—2014 年)和西(e)、东(f)、南(g)、北(h)边界水汽收支量年际变化(气温,东、北边界水汽收支通过 0.01 的显著性检验;降水量、南边界水汽支出通过 0.05 的显著性检验)

由夏季整层水汽通量及其散度图(图 5a)可知,夏季进入西北干旱区的水汽主要是西风带的西北偏西水汽输送,导致西、北边界为水汽收入,东、南边界为水汽支出。西北大部地区表现为整

层水汽通量辐散,只有西南和东南部小范围水汽辐合。由于气温和东、北、南边界的水汽通量均在 20 世纪 90 年代后期发生显著调整,故对 1997 年之前和之后的水汽输送量进行差异分析(图 5b)。

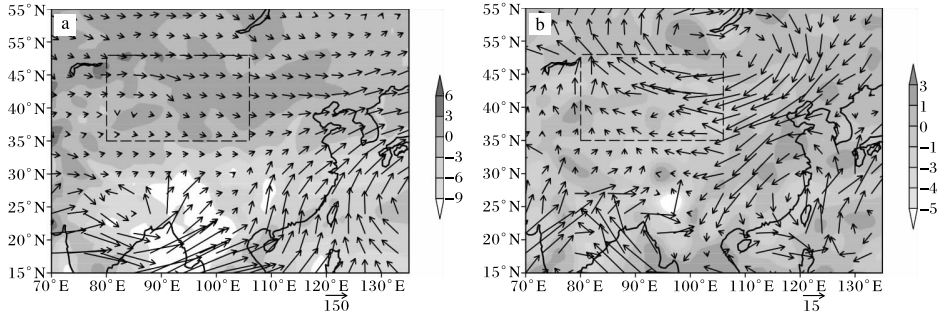


图5 西北干旱区夏季整层水汽通量(矢量;单位为 $\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$)及其散度(填色区;单位为 $10^{-4} \text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$)(a 1979—2016 年平均;b 1998—2016 年平均减去 1979—1997 年平均)

相对于 1997 年之前,1997 年之后西北干旱区有异常水汽通量辐合。中心位于蒙古地区的异常反气旋性水汽输送使东、北边界分别存在异常偏东、偏南风水汽输送,不利于东边界水汽支出和北边界水汽收入;同时,南边界有异常偏南风水汽输送,不利于南边界水汽支出。这与图 3a 所得结果相吻合。

2.2 水汽输送的垂直特征

为了进一步了解西北干旱区垂直水汽输送的特征,对西北区域平均及各边界的水汽输送在垂直方向进行深入分析。由区域平均水汽通量的垂直剖面图(图 6)可知:西北干旱区经向水汽通量主要集中于 600 hPa 以下的对流层低层;纬向水

汽通量随高度先增大后减小,大值区位于 700~450 hPa 之间,大值中心大于 $1.4(\text{g} \cdot \text{s})/\text{kg}$ 。纬向水汽通量量值远大于经向水汽通量,可见纬向水汽输送为西北干旱区水汽的主要来源。由各边界水汽通量垂直剖面图(图略)可知,东、西边界水汽通量主要集中在 800~400 hPa 之间,大值中心位于 600 hPa 附近。800 hPa 以下的近地面层由于纬向风速小,导致其水汽输送小。南边界由于海拔高度较高,水汽输送大值区位于 500 hPa 以下。北边界水汽输送大值主要位于 700 hPa 以下的对流层低层。可见,西北干旱区纬向水汽输送主要位于 700~450 hPa 之间,而经向水汽输送主要集中于近地面层大气中。

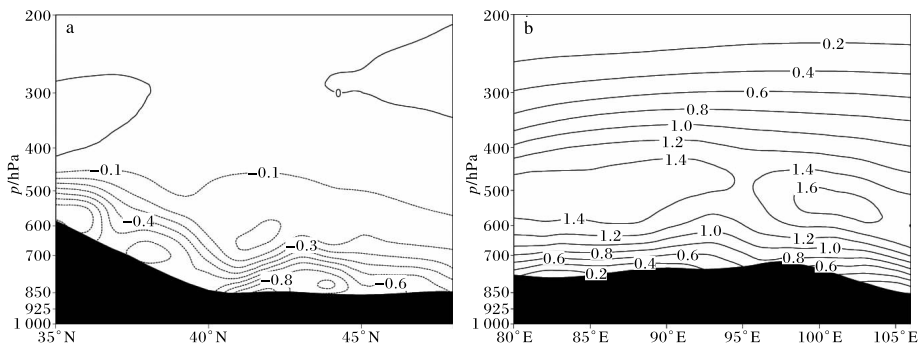


图6 1979—2016 年夏季西北干旱区区域平均经向(a)和纬向(b)水汽通量的垂直剖面图(单位: $(\text{g} \cdot \text{s})/\text{kg}$)

3 西北干旱区水汽输送与气温的关系

西北干旱区气温与东、南边界水汽支出和北边界水汽收入均呈显著负相关(通过 0.05 的显著性检验),相关系数依次为 -0.60 、 -0.34 和 -0.52 。气温与大气水汽含量正相关,相关系数为 0.31。为了分析气温变化对西北干旱区各边界水汽输送的影响机制,将西北干旱区气温去趋

势后的标准化序列大于 0.8(小于 0.8)的年份作为划分气温高(低)值年的标准。得出气温高值年 8 a(1981、1991、1998、1999、2001、2002、2006、2010 年)、气温低值年 9 a(1983、1984、1989、1992、1993、1996、2003、2009、2014 年)。由公式(2)和(3)可知,各边界水汽输送量取决于比湿和纬向(经向)风速,故分别对气温高(低)值年比湿、

风速和水汽输送进行合成分析。

由气温高、低值年各边界纬向(经向)风速、比湿、水汽通量合成差值场可知,当气温偏高时,西边界水汽通量和比湿的变化较一致,均在对流层低层表现为南部负异常,北部正异常。而纬向风速表现为 300 hPa 以下大部为负异常。42°N 以

北的比湿显著正异常可能与其靠近贝加尔湖且位于贝加尔湖的下游有关。可见,42°N 以南比湿和纬向风共同作用导致水汽输送减少,以北主要是比湿变化主导水汽输送的变化。正是西边界对流层低层的南部和北部水汽输送的相反变化导致其整个边界的水汽输送变化很小(图 7a1~图 7c1)。

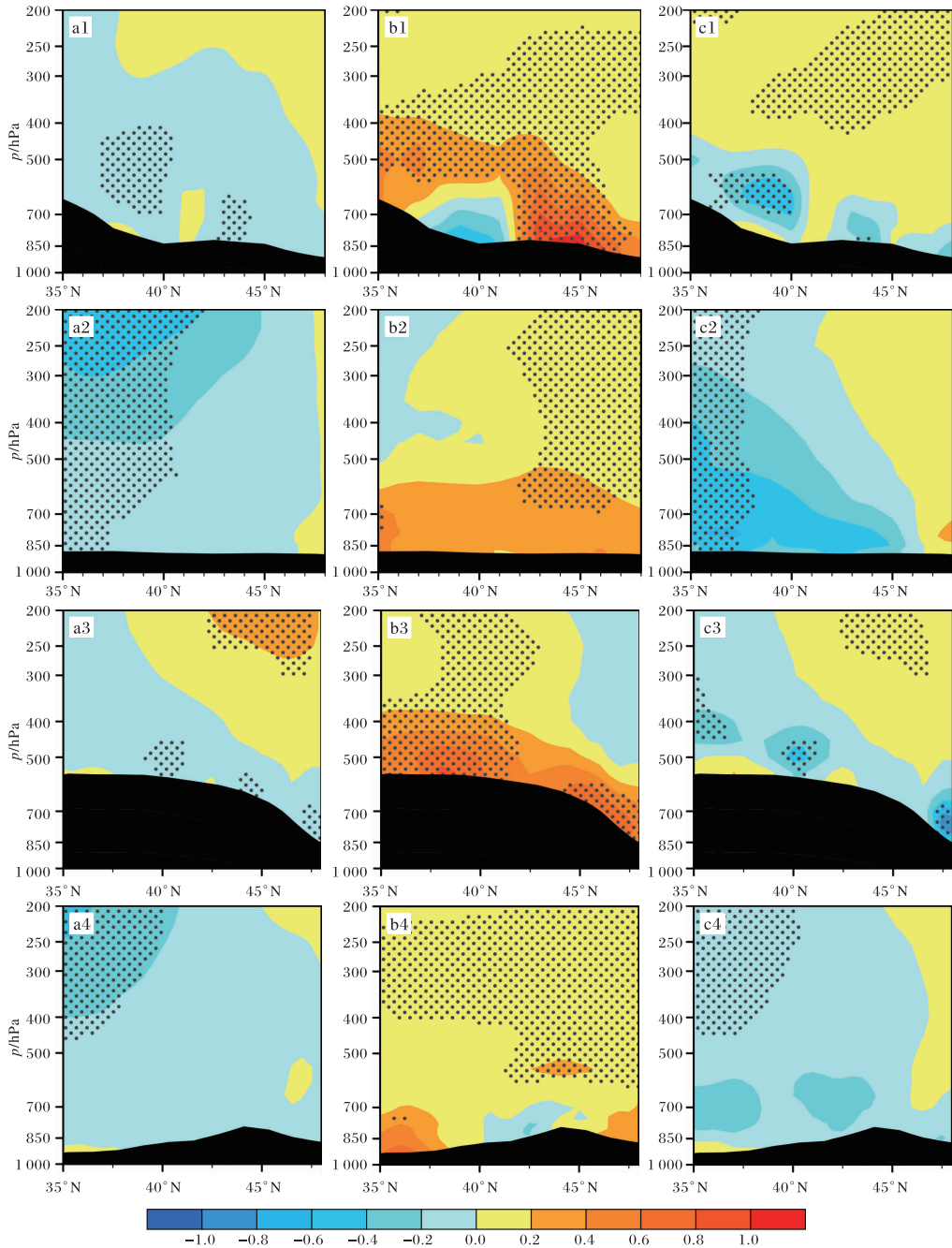


图 7 1979—2016 年西北干旱区夏季气温高、低值年各边界风速(a;单位为 10 m/s;东、西边界为纬向风,南、北边界经向风)、比湿(b;单位为 g/kg)和水汽输送量(c;单位为 $(g \cdot s)/kg$)合成差值场(黑点区为通过 0.05 的显著性检验;1~4 依次为西边界、东边界、南边界、北边界)

气温高、低值年的合成差值场上,东边界纬向风表现为负异常,负值随高度增加,40°N以南大部地区通过显著性检验;而比湿场主要表现为正异常,600 hPa以下对流层低层正值最大;而水汽通量在47°N以南大部为整层负异常,负异常大值区位于700 hPa以下的对流层低层。可见,东边界水汽输送变化与纬向风相同,与比湿变化相反,主要是东边界的纬向风减小导致水汽输出减少(图7a2~图7c2)。

南边界水汽通量和经向风速的变化较一致,均在对流层中低层表现为负异常,90°E以东的对流层上层为正异常;而比湿表现则大致相反,对流层中低层显著正异常,高层100°E以西正异常,以东负异常。可见主要是南边界的经向风速减小导致水汽输出减少(图7a3~图7c3)。北边界水汽通量和经向风速的变化一致,均表现为对流层整层大部负异常。水汽通量负异常大值区位于对流层低层。而比湿表现则大致相反,主要表现为正异常,除了95°E~97°E的700 hPa以下为负异常。可见主要是北边界的经向风速减小导致水汽输入减少,95°E~97°E为经向风速和比湿共同作

用导致水汽输入减少(图7a4~图7c4)。

综上可知,除西边界外,各边界的水汽输送量的变化主要取决于纬向(经向)风速的变化,尤其是对流层中低层的风速变化。那么,在气温升高的背景下,是什么原因导致各边界的对流层中低层风速减小呢?

由气温高、低值年700 hPa风场距平合成场(图8a、图8b)可知,气温高值年,700 hPa风场表现为异常的印度西南季风向我国输送,使西北干旱区南边界的水汽支出减少;蒙古异常反气旋环流底部的异常东风使西北干旱区东边界西风减弱,反气旋后部偏南风使南边界东部和北边界的北风减弱。气温低值年合成场基本与高值年相反,蒙古转为异常气旋性环流,印度地区为异常东北风,有利于西北干旱区东边界和南边界水汽支出。风场的合成差值场(图8c)与气温高值年的合成场基本一致。气温高、低值年高度场合成差值场上(图略),高、低层均表现为蒙古异常高压向西伸展到西北干旱区,异常高压后部的东南或偏南气流使东边界西风减弱,南边界和北边界的北风减小,与风场的合成差值场特征一致。

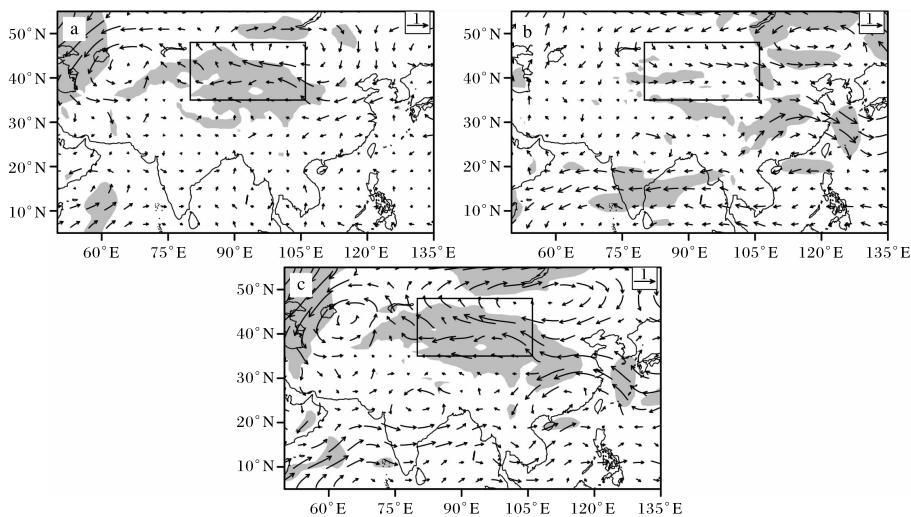


图8 1979—2016年西北干旱区夏季气温高值年(a)、低值年(b)700 hPa风场距平合成场及其差值(c)场(单位为m/s;阴影区通过0.1的显著性检验)

气温高、低值年200 hPa全风速图(图略)上,当气温偏高时,200 hPa急流强度减弱,范围缩小,尤其是西北干旱区上空急流明显减弱。一方面,高空急流减弱不利于高空动量下传,使整层纬

向风速减小;另一方面,由热成风原理可知,高层风速减小有利于低层风速减小,不利于东边界水汽支出。

综上,气温异常变化主要通过影响印度西南

季风、蒙古异常反气旋、高空急流等大气环流系统,从而影响西北干旱区各边界的风速,进一步影响西北干旱区水汽输送。气温偏高时,印度西南季风加强,导致南边界的水汽支出减少;蒙古异常反气旋加强使东边界和南边界东部水汽支出、北边界的水汽收入减少;高空急流减弱使对流层中低层纬向风速减小,不利于东边界水汽支出。气温偏低时则相反。

4 结论与讨论

本文利用欧洲中期天气预报中心(ECMWF)1979—2016年ERA-Interim再分析资料分析了西北干旱区夏季水汽收支特征及其与气温异常的关系,得出以下结论。

(1)西北干旱区夏季大气水汽含量和水汽净收入均为增加趋势。水汽净收入主要来自西边界和北边界,东边界和南边界为水汽支出。东、南边界水汽支出和北边界水汽收入均为显著减少趋势。整层水汽通量以辐散为主,经向水汽通量主要集中于600 hPa以下,纬向水汽通量主要位于700~450 hPa。

(2)从垂直方向水汽收支分布看,西北干旱区夏季水汽在对流层低层为净收入,对流层中、高层为净支出。西边界水汽收入和东、南边界水汽支出主要位于对流层中层,北边界的水汽收入主要集中于对流层低层。

(3)西北干旱区气温和东边界、北边界以及南边界的水汽输送量均在20世纪90年代后期发生显著调整。气温异常变化引起大气环流异常,导致对流层中低层的风速变化,进一步使水汽输送发生变化。其影响机制为:气温偏高时,印度西南季风加强,导致西北干旱区南边界的水汽支出减少;蒙古异常反气旋加强使东边界和南边界东部水汽支出、北边界水汽收入减少;高空急流减弱使对流层中低层纬向风速减小,不利于东边界水汽支出。气温偏低时则相反。

(4)文中仅从水汽、大尺度环流的角度分析了气候变暖对西北干旱区水汽输送的影响,未综合考虑地形、热源、海温等外强迫影响因素,今后有必要利用其他再分析资料和模式模拟来验证本文所得结果,并对水汽输送变化的成因做深入分析。

致谢:感谢浙江省气候中心马浩博士在文章修改过程中给予的指导。

参考文献:

- [1] 盛裴轩,毛节泰,李建国. 大气物理学[M]. 北京:北京大学出版社. 2003:290-292.
- [2] SHI Y, SHEN Y, KANG E, et al. Recent and future climate change in northwest China[J]. Climatic Change, 2007, 80: 379-393.
- [3] 魏娜,巩远发,孙娴. 西北地区近50a降水变化及水汽输送特征[J]. 中国沙漠,2010,6(30): 1450-1457.
- [4] 赵磊,华维,王来荣,等. 西北地区年平均地面最低温度特征分析[J]. 陕西气象,2015(5):37-40.
- [5] 王宝鉴,黄玉霞,何金海,等. 东亚夏季风期间水汽输送与西北干旱的关系[J]. 高原气象,2004,23(6): 912-918.
- [6] 王秀荣,徐祥德,王维国. 西北地区春、夏季降水的水汽输送特征[J]. 高原气象,2007,26(4): 749-758.
- [7] 李江林,李照荣,杨建才,等. 近10年夏季西北地区水汽空间分布和时间变化分析[J]. 高原气象,2012,31(6):1574-1581.
- [8] 王凯,孙美平,巩宁刚. 西北地区大气水汽含量时空分布及其输送研究[J]. 干旱区地理,2018,41(2):73-80.
- [9] 赵光平,姜兵,王勇,等. 西北地区东部夏季水汽输送特征及其与降水的关系[J]. 干旱区地理,2017,40(2):239-240.
- [10] 徐栋,孔莹,王澄海. 西北干旱区水汽收支变化及其与降水的关系[J]. 干旱气象,2016,34(3): 431-439.
- [11] 刘芸芸,张雪芹. 西北干旱区空中水资源的时空变化特征及其原因分析[J]. 气候变化研究进展,2011,7(6):385-392.
- [12] 王可丽,江灏,赵红岩. 中国西北地区水汽的平流输送和辐合输送[J]. 水科学进展,2006,17(2): 164-169.
- [13] 姚俊强,胡文峰,赵玲,等. 天山山区空中水汽含量及与气候因子的关系[J]. 地理科学,2013,33(7):859-864.
- [14] 王毅荣,林纾,李耀辉,等. 甘肃空中水汽含量对全球气候变化响应[J]. 干旱区地理,2006,29

- (1):47-51.
- [15] 俞亚勋,王劲松,李青燕. 西北地区空中水汽时空分布及变化趋势分析[J]. 冰川冻土, 2003, 25(2): 149-156.
- [16] LI B, CHEN Y, SHI X. Why does the temperature rise faster in the arid region of northwest China? [J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2012, 117:D16115.
- [17] 徐祥德,赵天良,施晓晖,等. 青藏高原热力强迫对中国东部降水和水汽输送的调制作用[J]. 气象学报, 2015, 73(1):20-35.
- [18] 姜兵. 西北地区东部水汽输送特征及其与降水的关系[D]. 南京:南京信息工程大学, 2017.
- [19] 白磊,王维霞,姚亚楠,等. ERA-Interim 和 NCEP/NCAR 再分析数据气温和气压值在天山山区适用性分析[J]. 沙漠与绿洲气象, 2013, 7(3): 51-56.
- [20] DEE D P, UPPALA S M, SIMMONS A J, et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 2011, 137(656): 553-597.
- [21] 石晓兰,杨青,姚俊强,等. 基于 ERA-Interim 资料的中国天山山区云水含量空间分布特征[J]. 沙漠与绿洲气象, 2016, 10(2): 50-56.
- [22] FENG L, ZHOU T J. Water vapor transport for summer precipitation over the Tibetan Plateau: multi dataset analysis[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2012, 117:D20114.
- [23] 苗秋菊,徐祥德,张胜军. 长江流域水汽收支与高原水汽输送分量“转换”特征[J]. 气象学报, 2005, 63(1): 93-99.
- [24] 杨秀芹,王国杰,潘欣,等. 基于 GLEAM 遥感模型的中国 1980-2011 年地表蒸散发时空变化[J]. 农业工程学报, 2015, 31(21):132-141.