

# 祁连山山区空中水汽分布特征研究<sup>\* 1</sup>

张 强<sup>1</sup> 张 杰<sup>1</sup> 孙国武<sup>1</sup> 狄潇泓<sup>2</sup>

1 中国气象局兰州干旱气象研究所,兰州,730020  
甘肃省干旱气候变化与减灾重点实验室,兰州,730020  
中国气象局干旱气候变化与减灾重点开放实验室,兰州,730020  
2 兰州中心气象台,兰州,730020

## 摘 要

将卫星遥感资料与探空资料和地面观测降水资料相结合,分析了祁连山山区空中水汽含量和云迹风的空间分布特征。并且,以此为基础,研究了祁连山大气水汽和地面降水的空间分布及其与大气环流和地形的关系。结果表明:祁连山大气水汽和地面降水受西风带、偏南季风(南亚季风和高原季风)和东亚季风的共同影响,在祁连山西北部大气水汽主要受西风带气流控制,在祁连山中南部偏南季风占主导地位;在祁连山的东北部则是东亚季风的影响比较明显。同时,祁连山大气水汽、降水和降水转化率与海拔高度和坡向以及环流影响区的关系均十分密切。一般,迎风坡上大气水汽含量在 3500—4500 m 海拔高度会出现一个峰值;而在背风坡上除东亚季风影响区外大气水汽含量只出现随海拔高度单调递减趋势,基本上不出现任何峰值。背风坡大气水汽含量总体上要比迎风坡少得多,最多大约能少 4.49 kg/m<sup>2</sup>。无论是大气水汽含量、地面降水还是降水转化率均在东亚季风影响区最大;东亚季风影响区大气水汽含量在迎风坡上的峰值要更强,出现的海拔高度更低。

**关键词:** 卫星遥感资料,祁连山区,空中水汽,云迹风,大气环流影响系统。

## 1 引 言

祁连山位于欧亚大陆腹地,东起天祝县的乌鞘岭,西止哈撒克的当金山口,分布在 37°—40°N、92°—104°E,海拔高度 1700—5808 m,地形高程变化较大。山南麓接青藏高原,北临河西走廊。由于其显著的高山增水效应<sup>[1-3]</sup>,祁连山山区大气水汽含量充沛、地面降水丰富<sup>[4]</sup>。这不仅培育了永久性山地冰川和积雪,而且哺育着黑河、疏勒河和石羊河等 3 大内陆河。所以,祁连山实际上扮演了河西走廊地区天然“水库”的角色,是河西走廊地区农业、生态以及人类生存的主要依靠。然而,随着社会发展、人口增加以及生态环境的变化,该地区人类与自然的不协调性正在逐渐加剧,水资源短缺的矛盾也

日益突出。这种趋势已经在一定程度上破坏了内陆河流域气候—水资源—生态体系的有机性和自组织优势,致使内陆河的流域缩短、地下水位下降、尾间湖泊干枯、下游绿洲消失或萎缩等,生态环境面临严重退化的局面<sup>[5]</sup>。目前,这一切问题的焦点都逐渐集中于内陆河上游祁连山区的降水趋势上。因此,对该地区空中水汽的合理开发利用正在受到社会各界的高度关注。

从科学上讲,要开发祁连山区空中水资源,首先需要客观认识该地区大气水汽的时空分布特征及其大气环流影响系统。祁连山地区不仅地形特征比较突出而且影响其气候的大气环流系统也比较多<sup>①</sup>,其大气水汽时空分布规律及影响机制十分复杂。研究表明,西北地区气候可以划分为 3 个环流系统影

\* 初稿时间:2006 年 2 月 12 日;修改稿时间:2006 年 8 月 1 日。

资助课题:国家科技部“西部开发科技行动”重大项目(2004BA901A16)、国家自然科学基金项目(40175004)和甘肃省自然科学基金(3ZS051-A25-011)。

作者简介:张强,主要从事大气边界层、陆面过程、绿洲气象学、干旱区气象学和城市大气环境等领域的研究。E-mail: zhangq@gsm.gov.cn; qzhang@ns.lzb.ac.cn

① 张强. 祁连山和其内陆河流域绿洲的水循环特征. 已投大气科学.

响区<sup>[6]</sup>;其西部和中北部气候主要受西风带活动的控制,称为西风带气候影响区;其中南部气候主要受南亚季风和高原季风活动的控制,称为高原季风气候影响区;其东部的气候主要受东亚季风活动的影响,称为东亚季风气候影响区。祁连山地区正好处在这3个大气环流影响区的交汇处<sup>①</sup>,可能会同时受西风带、南亚季风及高原季风和东亚季风活动的共同影响。然而,在祁连山区仅有祁连、托勒、门源等几个常规气象站,观测站点十分稀少;而且整个祁连山区地形高差相对较大,立体气候特征十分明显,降水受环流系统变化和局地环境的影响也较显著。由于这些局限,以往研究对祁连山及其周边地区大气水汽活动规律的认识还十分有限。

本研究试图用最新的卫星遥感资料来反演分析山区年均大气水汽含量和云迹风的空间分布特征,研究地形和大气环流影响系统对大气水汽和降水分布

的影响机制,为开发祁连山区空中水资源提供科学指导,以达到进一步提高人工增雨(雪)效果的目的。

## 2 资料和分析方法

### 2.1 研究区概况

图1给出了祁连山1000 m等高线分布和内陆河流域的地理特征以及本研究所参考的周边气象站的分布。由图中1000 m等高线分布可看出,祁连山脉分布范围广泛,地形成西北东南走向,其上分布着草地、森林、湖泊、积雪和冰川等各种陆地景观。由祁连山孕育出了以石羊河、黑河和疏勒河3大水系为主的大小数十条内陆河。祁连山地区在景观特征上是典型的以水连接的高山降水—冰川(雪盖)—河流—绿洲—荒漠等有机组合的内陆河流域自然环境链条<sup>[7]</sup>,它是中国西北干旱区一种十分独特的地理景观和十分巧妙的生态环境组合体。

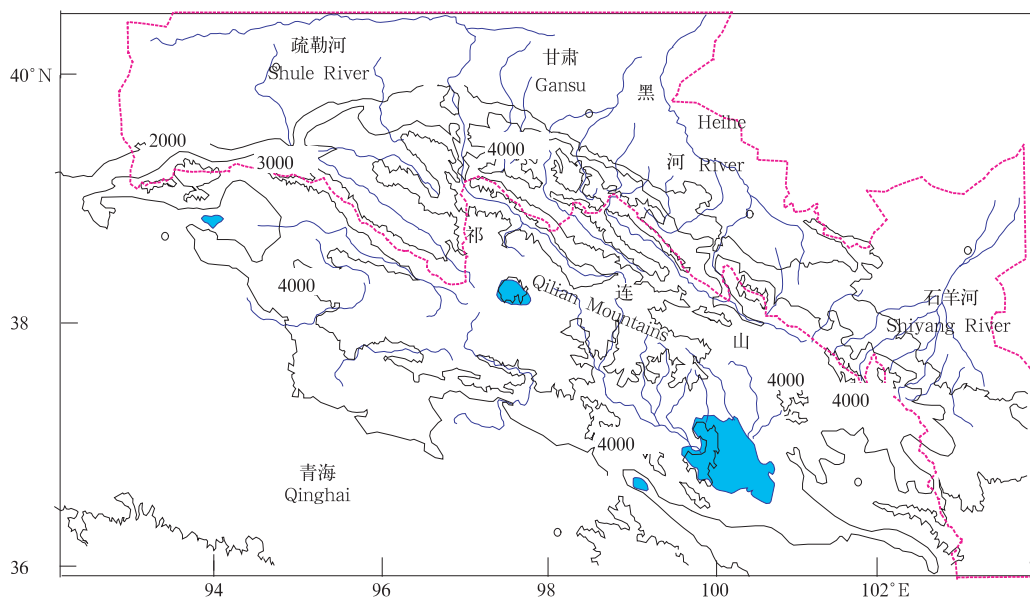


图1 祁连山地理特征分布(等高线间距为1000 m)

Fig. 1 Characters of geographic distribution of Qilian Mountains(contour interval: 1000 m)

### 2.2 资料介绍

本研究以2002年5月至2005年4月Terra和Aqua卫星的MODIS资料以及2002年5月至2003年4月日本静止气象卫星GMS每小时的可见光和水汽通道资料等先进的卫星遥感资料为主,以2002—2005年祁连山周边敦煌、酒泉、张掖、民勤等4个探空气象观测站的高空资料以及2002年5月—2003年4月祁连山周边冷湖、西宁、都兰、兰州

等共7个常规气象观测站的地面降水资料为辅,综合分析祁连山大气水汽含量和地面降水特征,以此来克服单一资料论证依据不够充分的缺陷。资料都来自兰州卫星遥感中心。

Terra和Aqua卫星的MODIS探测器是地球观测系统EOS(Earth Observing System)的重要组成部分,其有3个水汽吸收波段和2个大气窗区波段,水汽吸收波段的中心波长分别为0.905、0.936

和 0.94  $\mu\text{m}$ , 分辨率均为 1 km; 大气窗区波段的中心波长分别为 0.865 和 1.24  $\mu\text{m}$ , 分辨率分别为 0.25、0.5 km。NASA 通过利用 MODIS 卫星遥感资料这 5 个波段的特点, 采用近红外比值算法反演出了大气水汽特征, 并作为业务产品正式对外发布 (<http://modarch.gsfc.nasa.gov/MODARCH>)。本文也利用 MODIS 这 5 个波段的特点, 反演祁连山无云时大气水汽, 其在技术上应该还是比较可靠的。在有云的环境下, 通过反演云的光学厚度和云粒子有效半径的方法来达到水汽含量的反演。

### 2.3 计算方法

#### 2.3.1 卫星遥感资料反演水汽含量的方法

水汽含量是一定体积内的水汽质量。在气象应用中, 水汽含量一般定义为单位面积内某一厚度的湿气团的质量。目前, 遥感反演大气水汽含量的方法主要有 3 种: 近红外法<sup>[8-9]</sup>、微波方法<sup>[10]</sup>、热红外法<sup>[11-12]</sup>。根据本文资料特点, 采用近红外比值算法来反演祁连山及周边地区 1 km  $\times$  1 km 的水汽含量。

在晴空条件下, 为了减小地表反射率对反演结果的影响, 本文采用 MODIS 资料中的一个吸收通道和两个窗口通道共 3 个波段的比值来反演水汽含量, 其定义为<sup>[13]</sup>

$$\tau_w = \frac{\rho_{940}}{c_1 \rho_{1240} + c_2 \rho_{865}} \quad (1)$$

这里,  $\tau_w$  是大气透过率,  $\rho_{940}$ 、 $\rho_{1240}$ 、 $\rho_{865}$  分别是 940、1240、865 nm 波段的反射率,  $c_1$ 、 $c_2$  为常数, 取 0.2 和 0.8。当  $c_1 \rho_{1240} + c_2 \rho_{865} \neq \rho_{940}$  时, 设  $\tau_{1240} = \tau_{865}$ , 则有<sup>[14]</sup>

$$\begin{aligned} \tau_w &= \frac{\rho_{940}}{c_1 \rho_{1240} + c_2 \rho_{865}} \cdot \frac{\tau_{940}}{\tau_{865}} \\ &= \frac{\rho_{940}}{c_1 \rho_{1240} + c_2 \rho_{865}} \cdot \frac{\rho_{940}}{\rho_{865}} \cdot \\ &\quad \exp[\alpha_1 + \alpha_2 \sqrt{W^*}] \end{aligned} \quad (2)$$

$$W^* = mW_0 = \frac{1}{\cos\theta} + \frac{1}{\cos\theta_s} W_0 \quad (3)$$

其中,  $\alpha_1$  和  $\alpha_2$  为常数, 分别取 0.02 和 0.651<sup>[8]</sup>。 $\tau_{1240}$ 、 $\tau_{865}$  分别是 1240、865 nm 波段的大气透过率,  $\theta$ 、 $\theta_s$  分别为观测天顶角和太阳天顶角,  $W_0$ 、 $W^*$  分别是沿天顶角和传感器方向上的水汽含量, 由此可得  $\tau_w$  与  $W_0$  的关系。

在有云的情况下, 由于太阳-云-遥感路径上水汽分子的存在, 两个通道辐射比值中会包含水汽对

辐射的吸收信息; 并且云中粒子对太阳辐射的多次散射同样会增加对辐射的吸收。假设云顶高度以外的水汽含量相对于云区的含水量可以忽略不计, 就可以建立云区水汽含量与云光学厚度  $\tau$  和云粒子有效半径  $r_e$  的关系。

根据 Trabert<sup>[15-16]</sup> 推得的公式

$$V = \frac{C}{\omega^*} \sum n_r r^3 / \sum n_r r^2 = \frac{C}{Q_v} k r_e \quad (4)$$

式中  $V$  为能见度, 单位为 m,  $C$  是系数, 按散射理论取值为 2.6,  $\omega^*$  为液态水含量, 单位为  $\text{g}/\text{m}^3$ , 假设所有云滴都是同样大小, 则取  $k$  值为 1, 但对于宽谱,  $k$  值就要取大一些。

通常所说的光学厚度是 550 nm 的光学厚度, 它是能见度  $V$  的另一种反映。根据气溶胶和云模式

$$V = \frac{1}{\beta} \ln \frac{1}{\epsilon} = \frac{3.912}{\beta} \quad (5)$$

$\epsilon$  是对比度阈值, 等于 0.02,  $\beta$  是分子和气溶胶在 550 nm 波长的总消光系数, 与大气透过率  $\tau_w$  有关, 而  $\tau_w$  又与  $\tau$  有如下关系:

$$\tau_w = \exp(-\tau) \quad (6)$$

基于模式消光系数值和式(4)–(6), 就可以推导得到能见度和光学厚度的复杂函数关系。为了消除未知项  $\beta$ , 直接得到能见度和 550 nm 波长的光学厚度  $\tau$  的关系, 利用 6S 辐射传输模式, 采用中纬度夏季和中纬度冬季的大气模式状态下, 通过输入从 0 到 20 km 间距为 0.2 km 一系列能见度的资料, 最后得到一系列 550 nm 波长的光学厚度  $\tau$  值。

$$V = \frac{4.5254 \times \tau^{-1.0971}}{1000} \quad (7)$$

所以液态含水量可表示为  $\tau$ 、 $r_e$  的函数<sup>[11]</sup>

$$Q_v = \frac{2.6 \times r_e}{4525.4 \times \tau^{-1.0971}} \quad (8)$$

$\tau$ 、 $r_e$  的反演采用文献中给出的方法<sup>[17-18]</sup>。

#### 2.3.2 探空资料计算水汽方法

根据大气水汽含量的定义, 目前用地面探空获得的水汽密度资料计算大气水汽含量的公式可以表示为<sup>[19]</sup>

$$Q_v = \rho_w \times (H_2 - H_1) \quad (9)$$

其中,  $Q_v$  表示为水汽含量,  $\rho_w$  表示水汽密度,  $H_2$ 、 $H_1$  分别表示水汽柱的上、下高度。本研究考虑的水汽含量是地表到 100 hPa 高度层上水汽含量的总和。以此计算的大气水汽含量作为观测值来验证 MODIS 卫星遥感资料反演的大气水汽含量的误差程度。

### 2.3.3 确定云迹风的方法

由于不同环流系统和地形的影响,祁连山区气流运动往往相对比较复杂。祁连山及其周边地区地面气象站十分稀少,地面观测的风速和云况很难准确了解该地区气流的运动特征。目前,最新的研究表明<sup>[20-21]</sup>,根据卫星遥感资料提供的信息确定水汽的运动轨迹,从而对几十公里尺度的气流的运动方向即云迹风进行定量估计已经成为可能。

对祁连山周边 7 个探空站不同季节不同气压层高度上的空气相对湿度进行统计,发现水汽分布有 3 个相对湿度较大的高度,一个在 300 hPa,一个在 500 hPa,另外一个在 700 hPa 或近地层。其中,祁连山北边敦煌、酒泉、张掖和民勤 4 个站除夏季最大高度在 500 hPa,其他季节在 300 hPa;祁连山西南部冷湖站除夏季最大高度在 400 hPa,其他季节在 300 hPa;祁连山东部和东南部的相对湿度最大高度除 7 月在 500 hPa 外,其他季节在 400—500 hPa;位于山区的西宁站的相对湿度最大出现在近地面或 700 hPa。因此,根据相对湿度的垂直分布可推知高、中、低云的分布大概在 300、500 和 700 hPa 附近。祁连山附近主要以层云降水较多,并且山区地面气压在 600—700 hPa 附近,所以,在进行云迹风分析时,根据降雨云和非降雨云特征,将云类型分为两种,即高云(300 hPa)和中低云(500 hPa),并且考虑 200—400 hPa 高度的云都为高云,400 hPa 以下的云为中、低云。

本研究考虑对该区域降水有贡献的中、低云,根据许健民<sup>[20]</sup>提出的红外和水汽通道的方法指定云迹风高度,生成中、低云的云迹风资料,采用红外亮

温交叉相关系数法为主估算云迹风。20 世纪 90 年代 Schmetz<sup>[22]</sup> 已经比较成功地使用这种方法估算云迹风,白洁等<sup>[23]</sup> 也对这种方法进行了尝试。从这些文献看出这种云迹风基本可以满足用来进行云运动方向的趋势统计分析。本研究利用 GMS 卫星每隔 30 min 至 1 h 的资料,来分析祁连山及其周边地区  $1^\circ \times 1^\circ$  共 48 个格点的云迹风,风向分为 16 个方位。格点位置分布在  $37^\circ-40^\circ\text{N}, 92^\circ-104^\circ\text{E}$ , 覆盖了整个祁连山区及周边地区。

### 3 卫星遥感资料反演的水汽含量与探空观测值的比较验证

以往大多数研究认为探空观测资料计算的大气水汽含量是相对比较可靠。这里利用祁连山周边敦煌、酒泉、张掖以及民勤等 4 个探空站观测资料,计算了 2002 年 5 月至 2005 年 4 月之间春、夏两季大气的水汽含量平均值;并与利用 Terra 和 Aqua 卫星遥感资料反演的上述 4 站同期的水汽含量平均值进行了统计对比分析。从表 1 可以看出,反演值与观测值之间的最大绝对误差为  $1.8 \text{ kg/m}^2$ ,最大相对误差 14%,大部分绝对误差基本上小于  $1 \text{ kg/m}^2$ ,相对误差基本上不超过  $\pm 10\%$ 。祁连山地区大气水汽含量的时间和空间变化均十分明显,变化幅度一般可以从几至几十千克/平方米,这样的变化幅度完全可以容忍  $1 \text{ kg/m}^2$  左右的计算误差影响。以上的误差分析表明,Terra 和 Aqua 卫星的 MODIS 遥感资料反演的大气水汽含量的精度水平基本能够反映祁连山大气水汽含量的空间和时间变化特征,能够满足本研究的技术要求。

表 1 卫星反演的水汽含量值与观测值的对比

Table 1 Retrieved values from satellite and observed values of water-vapor content

名称	春季				夏季			
	观测值 ( $\text{kg/m}^2$ )	反演值 ( $\text{kg/m}^2$ )	绝对误差 ( $\text{kg/m}^2$ )	相对误差 (%)	观测值 ( $\text{kg/m}^2$ )	反演值 ( $\text{kg/m}^2$ )	绝对误差 ( $\text{kg/m}^2$ )	相对误差 (%)
敦煌	9.4	8.6	-0.8	-8.5	19.6	20.3	0.7	3.6
酒泉	8.8	8.4	-0.4	-4.5	18.2	17.1	-1.1	-6.0
张掖	10.1	9.7	-0.4	-4.0	21.6	22.4	1.8	7.4
民勤	9.3	9.7	-1.3	-14.0	20.0	20.3	0.3	1.5

## 4 结果分析

### 4.1 云迹风特征和环流影响系统分析

为了便于后面对大气水汽和地面降水分布特征的讨论,在这里我们先分析气流运动的气候规律,这

对解释大气环流系统对大气水汽分布的影响机理是十分重要。这里用祁连山及其周边地区逐月中、低云系的云迹风分布来分析其气流的活动规律。

图 2 是祁连山区及其周边地区全年云迹风聚类分区。从聚类分区中的典型玫瑰图特征可以看出,

整个祁连山地区全年水汽的来向主要受西风气流的引导,这说明其气候受西风带的影响十分明显。但对偏离西风气流的云迹风出现频率进一步聚类分析发现,很显然,整个祁连山区可以划分为 I 区、II 区、III 区等 3 个云迹风特征区。在 I 区(祁连山的西部和中北部)很少有西向或西北向以外的其他方向的云迹风出现,这说明该地区完全由西风带气流控制,因此称其为西风带影响区。

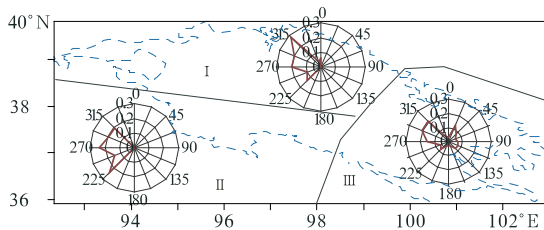


图 2 祁连山区及周边地区全年云迹风聚类分区  
Fig. 2 Yearly cloud-drift wind clustering sub-areas in the Qilian Mountains and its peripheral regions

在 II 区(祁连山中南部),虽然西向和西北向云迹风仍然不少,但偏南方向的云迹风出现频率也相当高,占到总云迹风频率的 37.7%,在夏季基本上以偏南方向的云迹风为主,占到总云迹风频率的 55.9%。这种偏南方向云迹风应该主要是受来自印度洋的南亚季风和来自青藏高原的高原季风共同引导而形成<sup>[24-25]</sup>,我们在这里把影响该区的南亚季风和高原季风统称为偏南季风,这个方向的水汽含量往往远比西向和西北向水汽更充沛,所以在该区域偏南季风对气候影响占主导地位,因此称其为偏南季风影响区。

在 III 区(祁连山的东部),除西向和西北向云迹风比较盛行外,偏东方向的云迹风也占有相当大的比例,而且偏东方向的云迹风主要出现在夏半年,占到总云迹风频率的 27.1%。偏东方向的云迹风虽然出现频率并不十分高,但它基本上受东亚季风引导<sup>[24-25]</sup>,往往是夏半年该区域强降水过程的主要水汽来源<sup>[26]</sup>。这意味着东亚夏季风对该区域气候影响更显著,因此称其为东亚季风影响边缘区。

由以上分析表明,祁连山区虽然面积并不十分广阔,但它正好处在这 3 个大气环流影响区的交汇处,它的气候受西风带、南亚季风和高原偏南季风以

及东亚季风活动的共同影响。图 2 仅仅给出的是一个正常年份大气环流系统影响的气候区域范围。然而,可能由于西风带、南亚季风和高原季风、东亚季风活动的年际进退,大气环流系统的气候影响区域也往往会随之在祁连山区一带发生扩缩,在过渡地带会很容易出现相对干或湿年<sup>①</sup>。所以,祁连山及其周边地区气候往往比较敏感,对大气环流活动的依赖性更强,气候要素的年变率也相对比较大<sup>[6]</sup>。对近 10 年该地区地面降水资料的统计表明,祁连山托勒站单站降水距平能够达到 65.4%,即使区域平均降水距平也高达 39.6%,这就充分印证了上述的推测结论。

#### 4.2 大气水汽含量的空间分布特征

上述分析已经表明祁连山区具有十分复杂的大气环流影响机制,这无疑会造成该区域大气水汽含量的鲜明空间格局。选取 MODIS 卫星遥感资料反演的祁连山及其周边地区  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  共 48 个格点的年平均水汽数据,可以得出大气水汽的空间分布。由祁连山及其周边地区水汽含量(图 3)和地形空间分布可见,大气水汽含量空间总体变化明显呈现出由西北向东南逐渐增加的梯度趋势。我们分析认为,东高西低的大气水汽分布形势是由东亚夏季风的扩展方向所决定的,南高北低的大气水汽分布形势是由南亚季风和高原季风的扩展方向所决定的。并且,还能发现由西向东的增加趋势要比由北向南的增加趋势更强一些,这正好说明对祁连山地区大气水汽贡献比较明显的是东亚季风、南亚季风和高原夏季风,西风带对祁连山大气水汽的贡献相对小一些。

同时,水汽含量的分布与地形分布也有很好的对应关系,这从地形对从东南向西北梯度递减的大气水汽分布总趋势的明显扰动就能充分说明。从图 3 很容易看出,在地形特殊的地区往往会对应大气水汽含量的极值中心。譬如,受  $98^{\circ}\text{E}$  附近和  $38^{\circ}-39^{\circ}\text{N}$  疏勒南山对东南气流阻挡和抬升的影响,在该地形成了一个大气水汽的高值中心;另外在  $100^{\circ}-101^{\circ}\text{E}$  和  $37^{\circ}-38^{\circ}\text{N}$  范围的青海湖北侧,地势平坦,海拔相对较低,出现了一个大气水汽含量的低值区。

同时,在大气水汽含量梯度明显较大的地带正好对应着两种大气环流系统影响区的过渡带,这反映了大气环流影响系统明显差异的气候区之间气候要素实现过渡的典型特征。

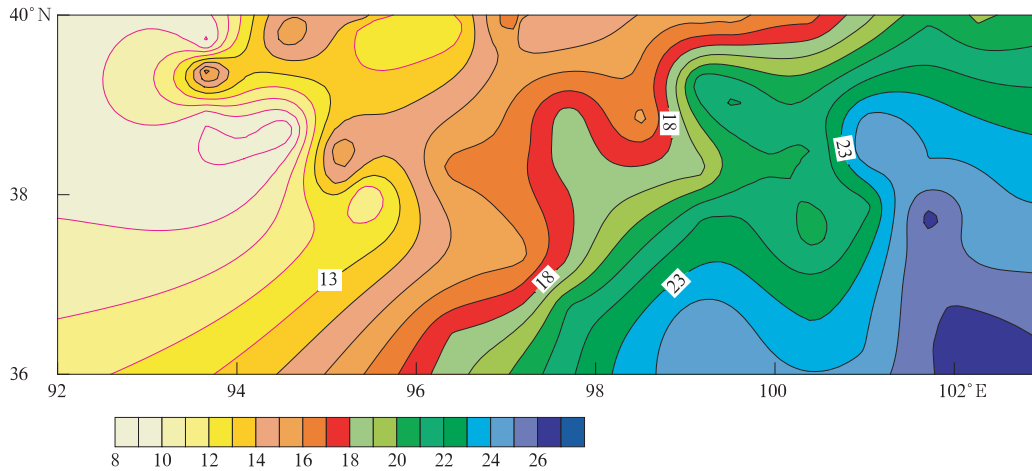


图3 祁连山及周边区年平均水汽含量分布(水汽单位:  $\text{kg}/\text{m}^2$ )

Fig. 3 Distributions of annual mean water-vapor content ( $\text{kg}/\text{m}^2$ ) in the Qilian Mountains and its peripheral regions

#### 4.3 大气水汽随海拔高度和坡向的变化

为了认识海拔高度和坡向对大气水汽分布的影响以及与大气环流影响系统的关系,这里根据云迹风的聚类分区,来分别分析不同气候影响区大气水汽含量随海拔高度和坡向(迎风坡和背风坡)的变化特征。图4是西风带影响区即I区(图4a)、偏南季

风影响区即II区(图4b)、东亚季风影响区即III区(图4c)迎风坡大气水汽含量随海拔高度的变化关系。可见,在迎风坡上,无论在任何一个大气环流影响区,大气水汽含量与海拔高度均具有很好的相关,相关系数在I、II、III区分别能达到0.931、0.925、0.880。但是,大气水汽含量随海拔高度的变化规律

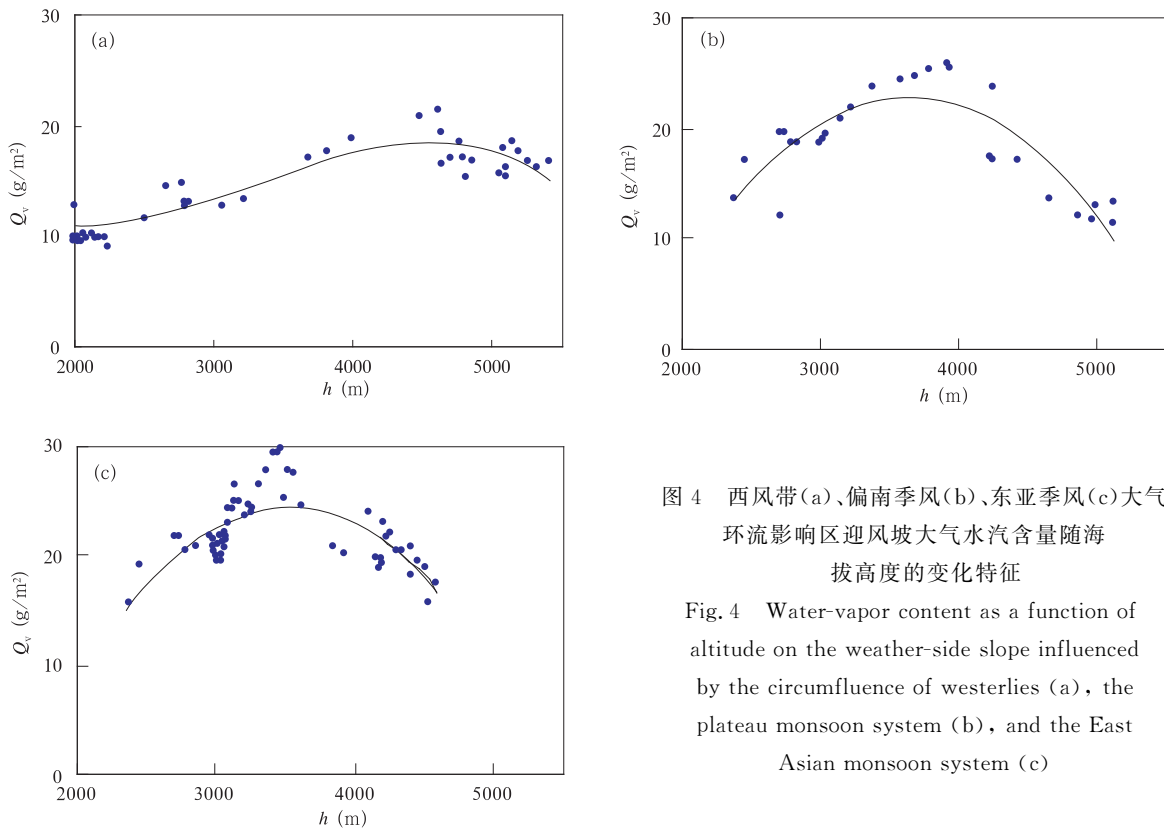


图4 西风带(a)、偏南季风(b)、东亚季风(c)大气环流影响区迎风坡大气水汽含量随海拔高度的变化特征

Fig. 4 Water-vapor content as a function of altitude on the weather-side slope influenced by the circumfluence of westerlies (a), the plateau monsoon system (b), and the East Asian monsoon system (c)

在各个大气环流影响区不尽相同。在 I、II、III 区, 大气水汽含量分别在 4608、3855、3476 m 海拔高处出现峰值, 峰值强度分别达到 21.72、25.75、29.58 kg/m<sup>2</sup>。可以用二次拟合法分别给出 I、II、III 区大气水汽含量与海拔高度的关系式

$$Q_{v,I} = -2e^{-7}h^2 + 0.0034h + 5.5922 \quad (10)$$

$$Q_{v,II} = -6e^{-6}h^2 + 0.0424h - 54.318 \quad (11)$$

$$Q_{v,III} = -7e^{-6}h^2 + 0.0486h - 61.146 \quad (12)$$

这里  $Q_{v,I}$ 、 $Q_{v,II}$ 、 $Q_{v,III}$  分别是 I 区、II 区、III 区的大气水汽含量, 单位是 kg/m<sup>2</sup>;  $h$  是海拔高度, 单位是 m。

通过比较还发现, III 区即东亚季风影响区平均水汽含量更高, 峰值强度更大, 峰值出现的海拔高度却更低。而 I 区正好与 III 区相反, 平均大气水汽含量最低, 峰值强度最小, 峰值出现的海拔高度却最高。这两个气候区之间水汽含量峰值强度可以相差大约 8 kg/m<sup>2</sup>, 峰值出现的海拔高度可以相差

1100 m 以上, 特征量的差别十分明显。II 区大气水汽含量随海拔高度变化的特征值正好在西风带气候区和东亚季风区之间。令我们深受鼓舞的是这 3 个区大气水汽含量的差异正好与以往研究<sup>[6]</sup>给出的地面降水的区域差异相一致。

一般而言, 大气水汽含量随海拔高度变化在背风坡与迎风坡之间会有很不相同的特征。为了比较它们的区别, 在图 5 中对 I 区(a)、II 区(b)、III 区(c)背风坡大气水汽含量随海拔高度变化关系进行了比较。很清楚, 与在迎风坡一样, 在背风坡大气水汽含量与海拔高度同样有很好的相关, 在 I、II、III 区相关系数分别能达到 0.869、0.863、0.650, 而且基本为线性关系。

$$Q_{v,I} = 0.0036h - 0.8668 \quad (13)$$

$$Q_{v,II} = 0.0031h + 6.8532 \quad (14)$$

$$Q_{v,III} = 0.0051h + 3.5661 \quad (15)$$

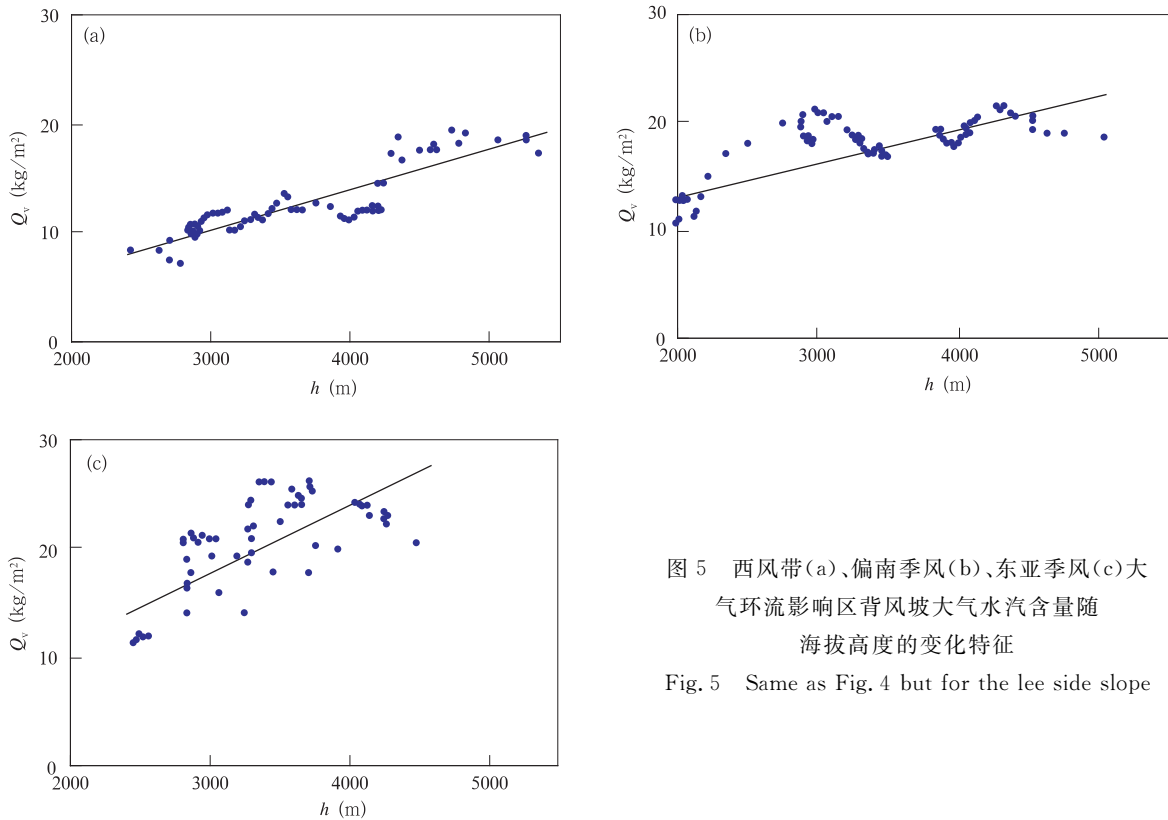


图 5 西风带(a)、偏南季风(b)、东亚季风(c)大气环流影响区背风坡大气水汽含量随海拔高度的变化特征

Fig. 5 Same as Fig. 4 but for the lee side slope

同时, 比较图 4 和 5 容易发现, 背风坡大气水汽含量随海拔高度的分布与迎风坡的相比有两个明显的特点: 第一, 除东亚季风大气环流影响区而外背风坡大气水汽含量基本上保持随海拔高度增高而单调

增加的趋势, 一般不会在某一高度出现峰值; 第二, 无论在任何环流影响区, 背风坡大气水汽含量总体上要比迎风坡的低, 在 I 区尤其明显。背风坡的大气水汽含量大约要比迎风坡的低 0.5—4.49 kg/m<sup>2</sup>, 这是相

当明显的差异。所以,往往会在迎风坡和背风坡出现截然不同的生态植被分布。以上两方面特征也很容易从机制上解释,因为在迎风坡当抬升作用达到最强的降水高度后水汽在向下游背风坡移动过程中由于前期持续的降水过程大气到达背风坡时水汽含量自然会逐渐降低。

#### 4.4 水汽含量与降水量的关系

大气水汽含量是实现地面降水的物质基础,为了分析大气水汽含量与降水的关系,选取 3 个大气环流影响区地面降水与同地点大气水汽含量进行比较。图 6b 是 3 个区的降水量与大气水汽含量的相关比较。很明显,降水量与大气水汽含量的相关很好,随大气水汽含量增加地面降水也随之增加,在 3

个区的相关系数分别达到 0.973、0.617、0.973。相对而言,在 II 区降水量与大气水汽含量的关系要差一些,这一方面可能是该区域降水机制更复杂一些;另一方面可能由于该区域海拔高度在 4000 m 以上主要降水地带没有地面观测资料进行比较,所以很自然其相关系数要较小一些。3 个区都可以拟合出降水与大气水汽含量的线性关系

$$P_{\text{I}} = 39.748Q_v - 327.03 \quad (16)$$

$$P_{\text{II}} = 28.651Q_v - 82.533 \quad (17)$$

$$P_{\text{III}} = 21.193Q_v - 11.664 \quad (18)$$

这里  $P_{\text{I、II、III}}$  分别是 I、II、III 区地面年平均降水量,单位:mm。

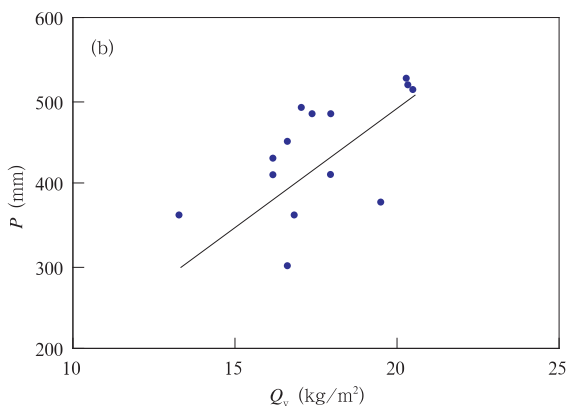
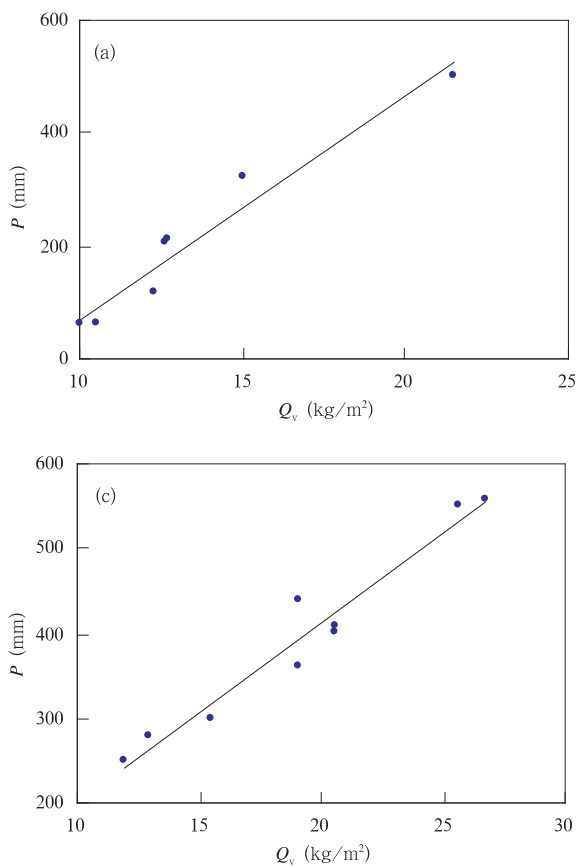


图 6 在西风带(a)、高原季风(b)、东亚季风(c)环流影响区年降水量与大气水汽含量的关系比较

Fig. 6 Relations of annual precipitation with atmospheric water-vapor content in sub-areas influenced by the circumfluence of westerlies (a) the plateau monsoon system (b), and the East Asian monsoon system (c), respectively

图 7 是 3 个区大气水汽的降水转化率(降水与大气水汽含量之比)随海拔高度变化关系的比较。可见,在 I 和 II 区,降水转化率与海拔高度均有比较好的关系,相关系数分别能达到 0.984 和 0.929,它们随高度增加而增加,其二次拟合关系式分别为

$$f_{\text{I}} = -1e^{-8}h^2 + 0.0001h - 0.079 \quad (19)$$

$$f_{\text{II}} = -3e^{-8}h^2 + 0.0002h - 0.181 \quad (20)$$

这里  $f_{\text{I}}、f_{\text{II}}$  分别是 I、II 区大气水汽含量的降水量转化率( $P/Q_v$ , 其中  $Q_v$  单位从  $\text{kg}/\text{m}^2$  转化成 mm), 单位是%。在 III 区,降水转化率与海拔高度的变化已经不太明显,基本上保持在一个比较稳定的水平上,这意味着在大气水汽含量比较充沛的 III 区降水转化率已经达到了比较高的程度,不再容易受海拔高度变化的影响。



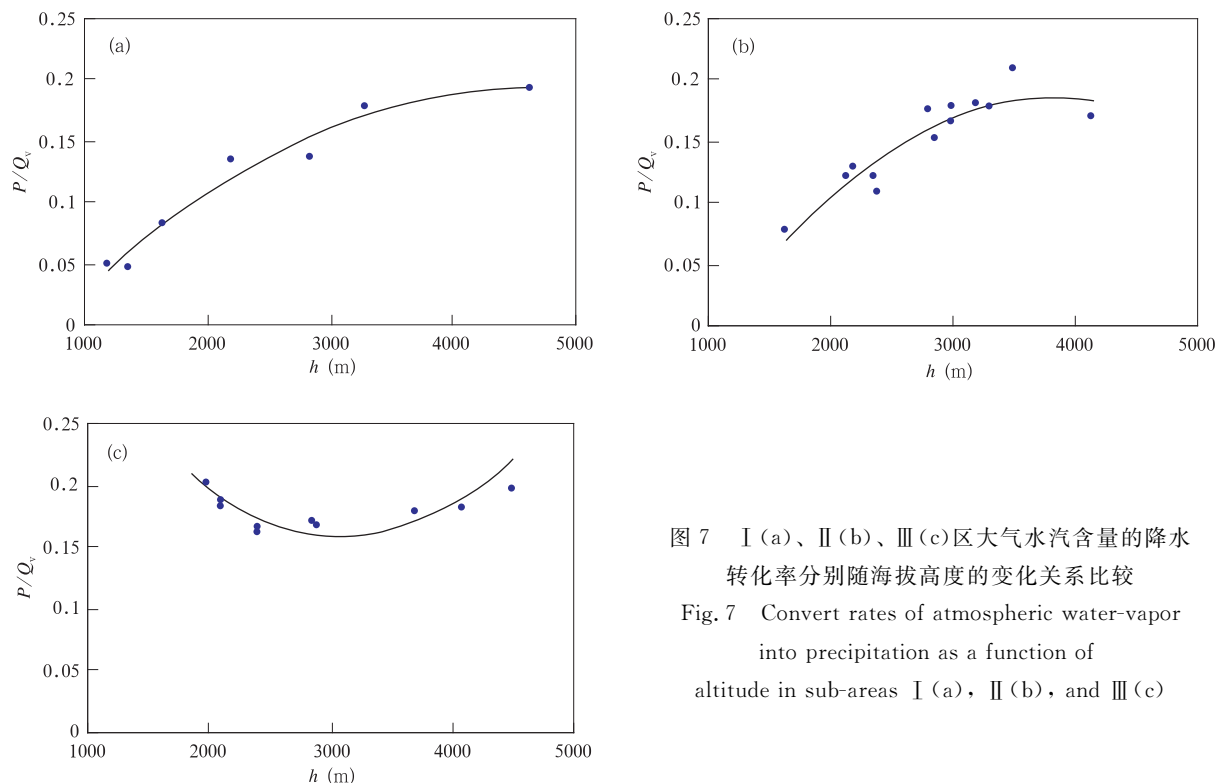


图7 I (a)、II (b)、III (c)区大气水汽含量的降水转化率分别随海拔高度的变化关系比较  
Fig. 7 Convert rates of atmospheric water-vapor into precipitation as a function of altitude in sub-areas I (a), II (b), and III (c)

同时,通过3个环流影响区的比较可以看出,不同环流影响区的降水转化率水平明显不同,在III区平均在0.175%左右,在II区平均在0.160%左右,在I区平均仅在0.145%左右。可见,III区降水转化率最高,I区和II区的降水转化均比较低,而且I区的尤其低,I区和II区的降水转化只有在海拔高度较高的时候才能达到大致与III区相当的水平。上述的降水转化率的特征正好支持了祁连山东部降水多而西部降水少的降水空间分布特点<sup>[6]</sup>。

## 5 结果与讨论

研究表明用MODIS卫星遥感资料来反演大气水汽基本上是可行的,它反演的祁连山区大气水汽含量与地面探空观测值相当一致,并且也能比较好地反映祁连山区大气水汽含量的时空分布特征。

祁连山区是西风带、南亚季风和高原季风以及东亚季风的交汇处。虽然从水汽的出现频率看受西风带影响较多,但从对大气水汽含量的贡献看东亚季风和南亚季风和高原季风带来的水汽更多一些,对祁连山气候的影响要更显著一些。而且无论是云迹风聚类分区还是大气水汽含量空间分布特征都表现出在祁连山区可以分为西风带、偏南季风、东亚季

风3个环流影响区,而且云迹风聚类分区与大气水汽含量空间分布特征之间在物理上基本上相互支持。

无论在任何气候影响区,在迎风坡和背风坡大气水汽含量与海拔高度之间均有很好的相关。但在迎风坡上大气水汽含量在3500—4500 m海拔高度会出现一个峰值,再向上或向下大气水汽含量均随之降低;而在背风坡上除东亚季风影响区而外大气水汽含量随海拔高度减少只出现单调递减趋势,基本上不出现任何峰值。并且,无论任何环流影响区背风坡大气水汽含量总体上要比迎风坡少的多,最多大约能少 $4.49 \text{ kg/m}^2$ ,约占背风坡总大气水汽含量的30%。

无论是大气水汽含量、地面降水还是降水转化率,它们均在东亚季风影响区最高或最大或最强,而在西风带影响区总是最低或最小或最弱。并且,在不同气候影响区大气水汽含量随海拔高度的变化规律也很不相同,在东亚季风影响区,大气水汽含量在迎风坡上的峰值要更强,出现的海拔高度却更低;而西风带影响区则正好相反,峰值更弱,出现的海拔高度则更高。

正是由于祁连山区这种大气水汽含量空间分布

特征以及受大气环流系统和地形的特殊影响机制,造就了祁连山区西部降水少,而东部降水多;平原降水少,而山区降水多的特点。同时,也很好地表明了有利于支持实施人工增雨(雪)的大气水汽条件出现的大气环流形势以及海拔高度和方位等。

本文的研究尽管试图利用各种综合资料来系统分析祁连山大气水汽特征及其影响机制,但由于地面观测资料太少,并且卫星遥感资料的空间分辨率也不是十分理想,在一定程度上或多或少影响了对卫星遥感反演方法有效性的充分验证以及对区域大气水汽影响机制的深入分析。我们寄希望通过今后在祁连山区建立中尺度大气监测网和对更先进的卫星遥感资料的开发应用来进一步更深入、更定量地探讨祁连山区大气水汽问题。

## 参考文献

- [1] 吴国雄,王军,刘新等. 欧亚地形对不同季节大气环流影响的数值模拟研究. 气象学报, 2005, 63(5): 603-611
- [2] 湛芸,李泽椿. 青藏高原东北部区域性大到暴雨的诊断分析及数值模拟. 气象学报, 2005, 63(3): 289-299
- [3] 丁贤荣. 高山增水效应及其水资源意义. 山地学报, 2003, 21(6): 681-685
- [4] 宜树华,刘洪利,李维亮等. 中国西北地区云时空分布特征的初步分析. 气象, 2003, 29(1): 7-11
- [5] 张强,胡隐樵. 绿洲地理特征及气候效应. 地球科学进展, 2002, 17(4): 477-486
- [6] 宋连春,张存杰. 20世纪西北地区降水变化特征. 冰川冻土, 2003, 25(2): 143-148
- [7] 胡隐樵,左洪超. 绿洲环境形成机制和干旱区生态环境建设对策. 高原气象, 2003, 22(6): 537-544
- [8] Kaufman Y J, GAO B C. Remote sensing of water vapor in the near IR from EOS/MODIS. IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing, 1992, 30(5): 871-884
- [9] Bennartz R, Fischer J. Retrieval of columnar water vapor over land from backscattered solar radiation using the medium resolution imaging spectrometer. Remote Sensing of Environment, 2001, 78: 274-283
- [10] Alishouse J C, Snyder S A, Vongsathorn J, et al. Determination of oceanic total precipitable water from the SSM/I. IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing, 1990, 28: 811-816
- [11] Ottlé C, Outalha S, Francois C, et al. Estimation of total atmospheric water vapor content from split-window radiance measurements. Remote Sensing of Environment, 1997, 61: 410-418
- [12] Sobrino J A, Li Z L, Stoll M P, et al. Improvement in the split window technique for land surface temperature determination. IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing, 1994, 32: 243-253
- [13] Gao B C, Kaufman Y J. Algorithm Technical Background Document: The MODIS Near-IR Water Vapor Algorithm. 1998: 25, <http://modarch.gsfc.nasa.gov/MODARCH>
- [14] 王伟民,孙晓敏,张仁华等. 地物反射光谱对 MODIS 近红外波段水汽反演影响的模拟分析. 遥感学报, 2005, 9(1): 8-15
- [15] B J 梅森. 云物理学. 北京: 科学出版社, 1979: 677pp
- [16] 王鹏飞,李子华. 微观云物理学. 北京: 气象出版社, 1989: 163-164
- [17] Nakajima T, King M D. Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements. Part 1: Theory. J Atmos Sci, 1990, 47: 1878-1893
- [18] NASA Goddard Space Flight Center Greenbelt. Cloud Retrieval Algorithms for MODIS: Optical Thickness, Effective Particle Radius, and Thermodynamic Phase MODIS Algorithm Theoretical Basis Document No. ATBD-MOD-05, Maryland. 1997: 83
- [19] 刘世祥,杨建才,陈学君等. 甘肃省大气水汽含量、水汽输送的时空分布特征. 气象, 2005, 31(1): 50-54
- [20] 许健民,张其松,方翔. 用红外和水汽两个通道的卫星测值指定云迹风的高度. 气象学报, 1997, 55(4): 408-416
- [21] Steven J, Paul W, Christopher, et al. Fully automated cloud drift winds in NESDIS operations. Bull Amer Meteor Soc, 1997, 28(6): 1234-1245
- [22] Johannes Schmetz, Kenneth Holmlund. Operational cloud motion winds from meteosat infrared images. J Appl Meteor, 1993, 32: 1206-1225
- [23] 白洁,王洪庆,陶祖钰. GMS 卫星红外云图云迹风的反演. 北京大学学报, 1997, 33(1): 85-92
- [24] 黄荣辉,陈文,丁一汇. 关于季风动力学以及季风与 ENSO 循环相互作用的研究. 大气科学, 2003, 37(4): 484-498
- [25] Tao Shiyan, Chen Longxun. The East Asia summer monsoon // Proceedings of International Conference on Monsoon in the Far East. Tokyo, 1985: 1-11
- [26] Sun Guowu, et al. A study of the lows at 500 mb level over the Qinghai-Xizang plateau in summer // Geological and Ecological Studies of Qinghai-Xizang Plateau. Beijing: Science Press; New York: Gorton Land Breach, Science Publishers. INC, 1981: 1547-1551

## RESEARCH ON ATMOSPHERIC WATER-VAPOR DISTRIBUTION OVER QILIANSHAN MOUNTAINS

Zhang Qiang<sup>1</sup> Zhang Jie<sup>1</sup> Song Guowu<sup>1</sup> Di Xiaohong<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institute of Arid Meteorology, CMA, Lanzhou 730020

Key Laboratory of Arid Climatic Changing and Reducing Disaster of Gansu Province, Lanzhou 730020

Key Open Laboratory of Arid Climatic Changing and Disaster Reduction of CMA, Lanzhou 730020

<sup>2</sup> Lanzhou Observatory Central, Lanzhou 730000

### Abstract

Based on the remote sensing data, the radiosonde data and the precipitation data observed by weather stations, distributions of water-vapor in air and cloud motion winds in the Qilianshan Mountains are analyzed. Moreover, on the basis of water-vapor and cloud motion wind analyses, relations of atmospheric water-vapor distribution with precipitation, atmospheric circulation and terrain are investigated. The results show that distributions of atmospheric water-vapor and precipitation in Qilianshan Mountains are affected by the westerly belt, the southerly monsoon (the South Asian monsoon and Tableland monsoon) and the East Asian monsoon. In the northwest region of the Qilianshan Mountains, water-vapor and precipitation are entirely affected by the westerly belt flow, and there is no other direction water-vapor transport except westerly water-vapor flux, so, the northwest region is regarded as the westerly belt region. In the south and middle region of the Mountains, water-vapor is mainly controlled by the southerly monsoon, 37.7% of the total water-vapor is from the south, especially in summer, the southerly water-vapor flux accounts for 55.9% of the total, and furthermore the water-vapor content in the southerly flow is more than that in the westerly flow. The southerly monsoon water-vapor is influenced by the South Asian monsoon from the Indian Ocean and the tableland monsoon in the Qinghai-Tibet plateau, so, the south and middle region is called the southerly monsoon region. But in the northeast region of the Mountains, the East Asian monsoon is the main climate system affecting the water-vapor in this region, except west and northwest water-vapor fluxes, there are a lot of easterly water-vapor fluxes in summer. The frequency of easterly cloud-motion winds in summer half year accounts for 27.1% of the total, though the frequency is not too high, it is the main water-vapor source of summer precipitation in this region, therefore, the northeast region is a marginal region of East Asian monsoon. On the other hand, atmospheric water-vapor, precipitation and the convert rate of water-vapor into precipitation are close related with altitude and circulation systems. Generally, there is a peak value of water-vapor content at the altitude from 3500 m to 4500 m on the windward slope, but on the leeward slope, water-vapor monotonically decreases with reduce in altitude except for that in the East Asia monsoon region. Water-vapor on the leeward slope is much less than that on the windward slope, and the maximal difference in water-vapor content between both sides may reaches about 4.49 kg/m<sup>3</sup>. Whether the value of water-vapor content, precipitation or the convert rate of water-vapor into precipitation all reach their maximals in the East Asian monsoon region, and correspondingly the peak value of water-vapor on the windward slope is also larger and occurs at a lower altitude in comparison with other two regions.

**Key words:** Satellite remote sensing data, Qilian Mountains, Atmospheric water-vapor, Cloud-motion wind, Atmospheric circulation.