

# 中国山地环境气象研究进展

高登义 邹 捍 周立波 刘 宇

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

**摘 要** 中国山地环境气象学是研究中国山地与大气、自然环境之间相互作用的一门交叉学科。近数十年来, 中国山地环境气象研究进展迅速。1960 年以来, 大气物理研究所多次参加中国科学院组织的山地综合科学考察, 多学科的相互交叉促进了中国山地环境气象的研究, 特别是在珠穆朗玛峰、天山托木尔峰和横断山脉山地环境气象、雅鲁藏布大峡谷环境气象研究等方面进展较快。为监测全球环境气象变化, 中国气象局在青藏高原上设立了环境气象监测站。此外, 在利用臭氧卫星资料研究青藏高原与臭氧分布、准两年振荡 (QBO) 信号、ENSO 信号的关系方面也颇有进展。

**关键词:** 山地环境气象; 臭氧; 雅鲁藏布大峡谷

## 1 引言

自 20 世纪 60 年代以来, 中国科学院青藏高原综合科学考察队和登山科学考察队先后在珠穆朗玛峰、天山托木尔峰、南迦巴瓦峰、横断山脉以及雅鲁藏布大峡谷等地区进行了多学科的综合科学考察。在此期间, 大气科学与其他地学、生物学等学科相互渗透, 科学家们不仅关注传统的山地对大气和大气运动的作用研究, 而且开始专注探讨山地与大气、大气运动和自然环境、人类活动之间的相互作用。由此, 中国山地环境气象学应运而生。所谓中国山地环境气象学是研究中国山地地形与大气、大气运动以及自然环境和人类活动之间相互作用的学科。

在山地环境气象的考察研究中, 大气科学工作者除了专注于山地地气热量交换、山地大气冷热源、山地环境、山地屏障作用与山谷通道作用等观测研究外, 还与地学、生物学家合作, 探讨上述山地作用与自然环境和人类活动之间的关系。

杨逸畴等<sup>[1]</sup>讨论了雅鲁藏布江下游水汽通道作用与藏东南气候带、自然带、动植物分布及古老生物等分布的关系。高登义<sup>[2, 3]</sup>研究了珠穆朗玛峰山地与大气环流、人类活动的关系。

继 Reiter 和高登义<sup>[4]</sup>利用 1979 年 TOMS 卫星资料研究春季青藏高原上空臭氧总量低值中心与南亚高压移动的关系之后, 周秀骥等<sup>[5]</sup>和邹捍<sup>[6, 7]</sup>应用 1979~1992 年的 TOMS 资料研究青藏高原上空臭氧总量的季节变化和年际变化, 发现了青藏高原上空存在臭氧低值中心, 同时也发现了在落基山脉、安第斯山脉等大尺度山地高空也有类似的现象存在。邹捍等还分析研究了青藏高原上空的臭氧廓线<sup>[8]</sup>、臭氧总量的准两年

振荡<sup>[9, 10]</sup>和 ENSO 信号<sup>[11, 12]</sup>。

山地环境气象的观测研究着眼于环境本底状况及环境演变,是中国山地环境气象研究的重要部分。

1975 年春,高登义等在珠穆朗玛峰地区进行了环境本底调查,在中国登山队的协助下,取得了自珠穆朗玛峰顶至北坡大本营不同高度的冰雪样、水样、土样、生物样以及珠穆朗玛峰至拉萨一线的河水样等,共计数百件样品,经中国科学院和国家气象局合作分析样品后,得到了珠穆朗玛峰地区的环境本底值<sup>[13]</sup>,为研究珠穆朗玛峰地区的环境演变打下了基础。

20 世纪 90 年代以来,青藏高原环境气象观测研究得到更迅速地开展。第一,1991 年以来,中国气象科学研究院在青海省海南州气象站(36.23°N, 100.27°E, 海拔高度 2728 m)、瓦里关山顶大气本底观象台(36.29°N, 100.90°E, 海拔高度 3810 m)、西宁气象台(36.72°N, 100.75°E, 海拔高度 2296 m)用 Brewer 光谱仪观测臭氧总量和 UV-B 紫外辐射,用 Vaisala 臭氧探空系统观测青藏高原臭氧垂直廓线,用美国 TE49 型臭氧仪测量地面臭氧,用膜采样法测量 NO<sub>x</sub> 和 SO<sub>2</sub>; 第二,1990 年以来,中国科学院大气物理研究所(简称大气物理所)先后在珠穆朗玛峰地区进行河水和大气环境的监测研究,发现了 1990~1991 年中东战争油田燃烧对珠穆朗玛峰地区环境的严重影响;1992 年以来,大气物理所与挪威卑尔根大学合作在珠穆朗玛峰北坡进行地—气热量和物质交换观测研究;1999 年起,大气物理所开始用 Vaisala 臭氧探空系统在珠穆朗玛峰地区探测大气臭氧分压的垂直分布。第三,自 1996 年以来,西藏气象局和挪威卑尔根大学合作,在拉萨(29.67°N, 90.13°E, 海拔高度 3648 m)用多波段滤波器(multichannel filter instrument)和 Fixed Imaging Compact Spectrometer 测量 UV-B 紫外辐射;此外,还开展了 UV-B 紫外辐射等对生物的影响研究。

## 2 青藏高原臭氧观测研究

### 2.1 青藏高原上空的臭氧低值中心

Reiter 和高登义<sup>[4]</sup>利用 1979 年 TOMS 卫星资料,发现 4 月中旬青藏高原上空存在臭氧总量低值中心(图 1),并与对流层上部的暖中心配合(图 2),有利于南亚高压移向高原并维持(图 3)。

周秀骥等<sup>[5]</sup>利用 1979~1991 年的 TOMS 卫星资料,计算分析了 1~12 月平均臭氧总量分布图,发现青藏高原上空在 6~9 月出现明显的臭氧总量低值中心(图 4、5),中心位于(33.5°N, 90.6°E)附近,中心低值在 265~277 DU 之间。从臭氧总量月平均值变化与其平均年递减率(图 6)可见,青藏高原上空的臭氧总量在逐年减小,平均年递减率为 0.35%。

邹捍等<sup>[6,7]</sup>利用 1979~1991 年的 TOMS 卫星资料,求出 1979~1991 年 12 年平均的各季节全球臭氧总量各网格点纬向偏差的气候平均图,发现在夏季(图 7)不仅青藏高原上空存在明显的低值中心(与同纬度相比,偏低 30 DU 以上),且在落基山脉上空也有明显的低值中心(-20 DU 左右)。

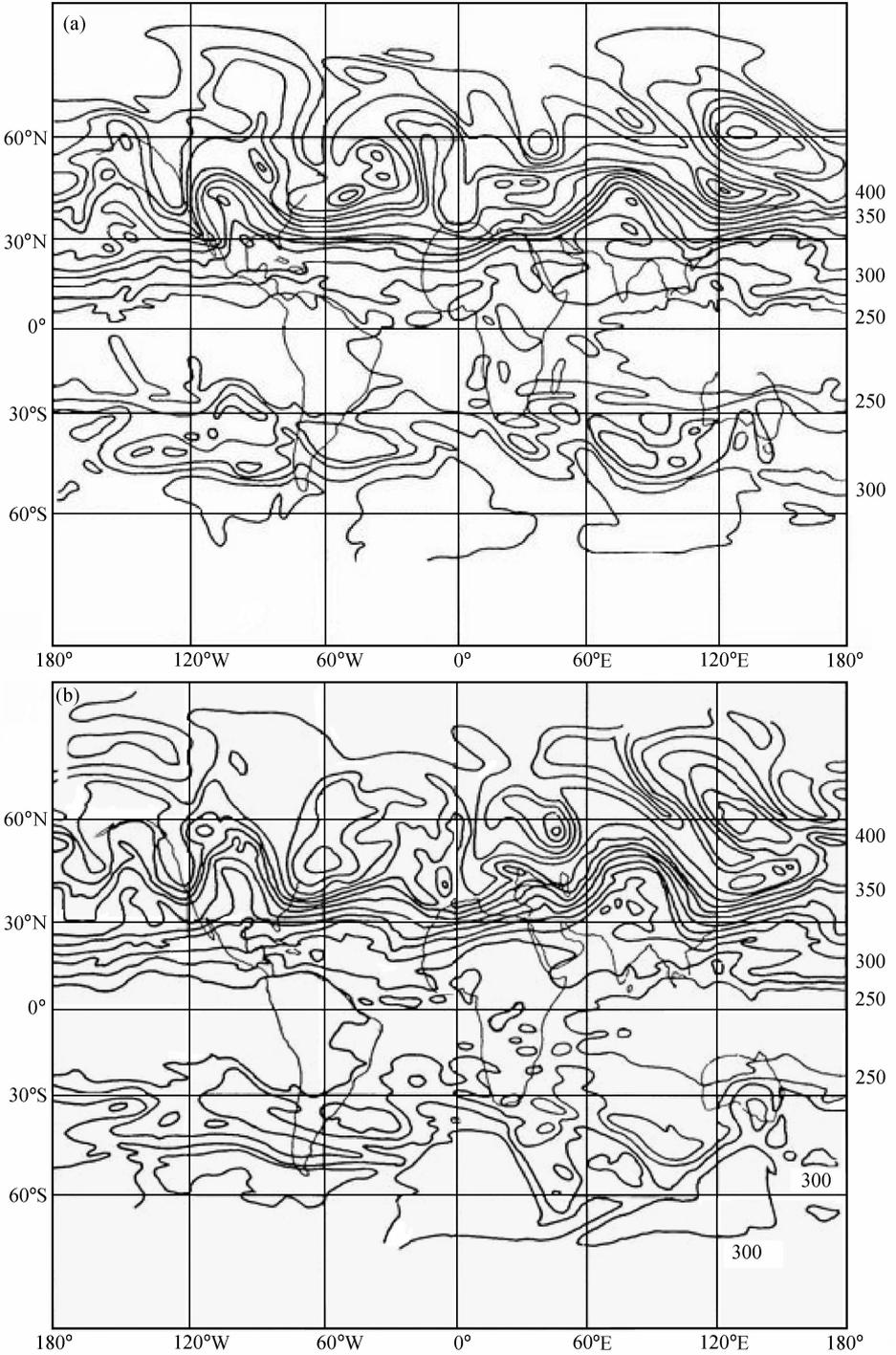


图1 1979年4月全球臭氧总量(单位:DU)分布(取自TOMS卫星资料)

(a) 16日; (b) 17日

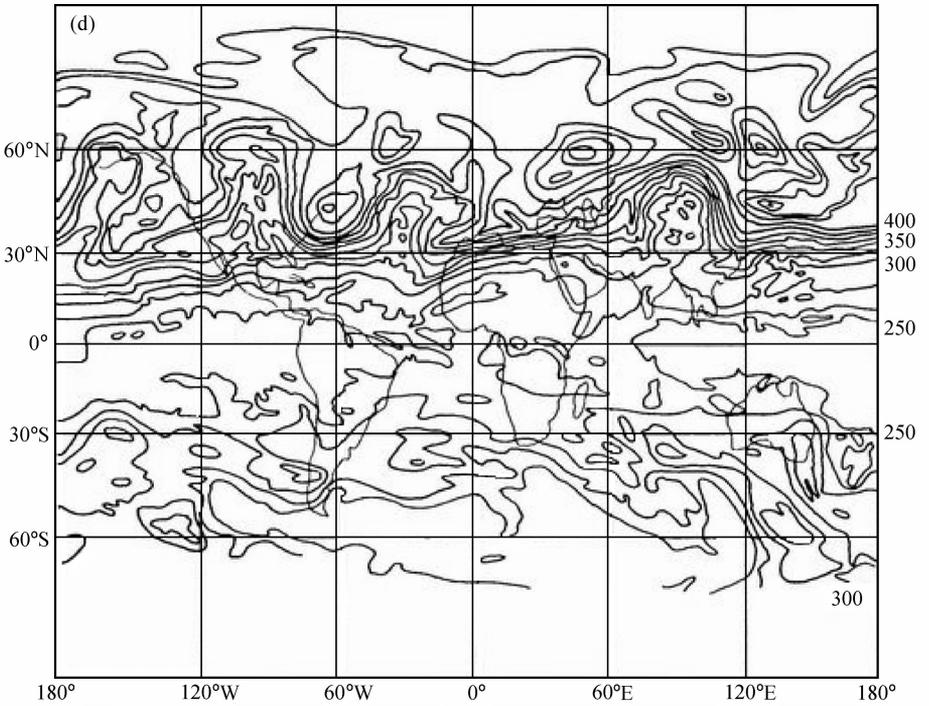
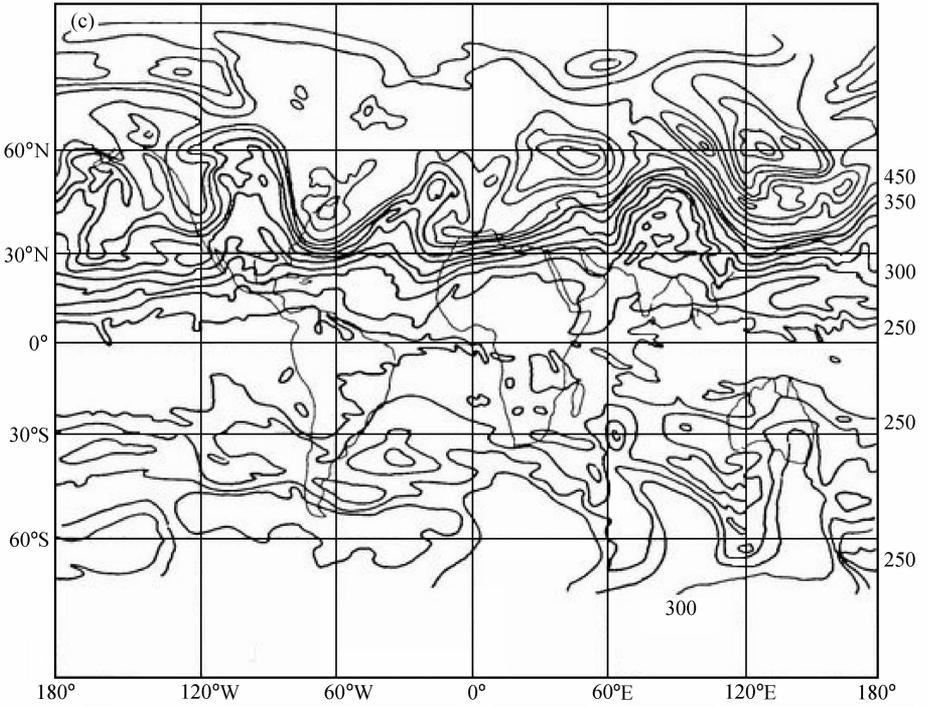


图 1 (续) (c) 18 日; (d) 19 日

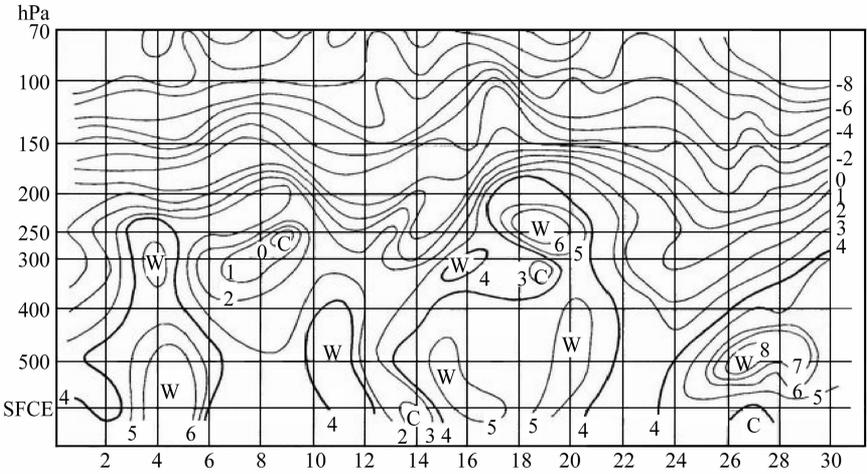


图2 拉萨站 1979 年 4 月比虚温异常  $S^*$  ( $\times 100$ ) 变化

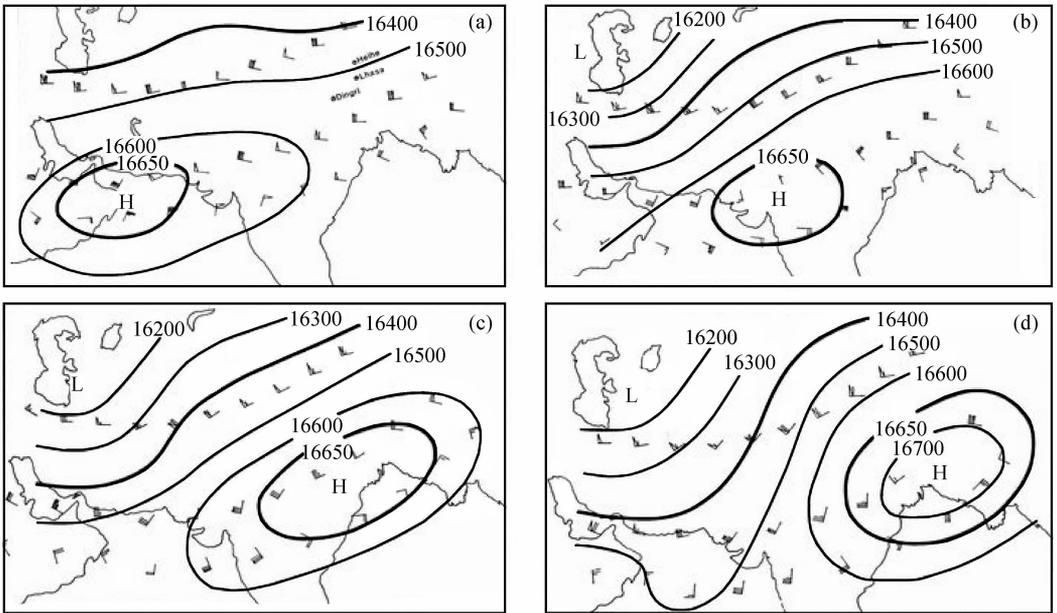


图3 1979 年 4 月 100 hPa 天气形势图

(a) 16 日；(b) 17 日；(c) 18 日；(d) 19 日

### 2.2 青藏高原上空臭氧总量的年变化

图 8 给出了青藏高原上空臭氧总量纬向偏差的年变化<sup>[6,7]</sup>和地—气热通量的季节变化<sup>[14]</sup>，可以看出，在 4~8 月（即春夏季）青藏高原上空的臭氧总量与同纬度相比偏差最大，达  $-20 \sim -27$  DU；与之相应，在此期间，青藏高原地面向大气的热量输送也最大，达  $200 \sim 240 \text{ W m}^{-2}$ 。两条曲线间的相关系数达  $-0.97$ 。可见，青藏高原上空的臭氧低值中心与地表对大气的加热作用有关。青藏高原地表对大气的加热作用，形成近地面的低压，带来高原四周空气向高原上空的辐合，进而形成空气的上升运动，把

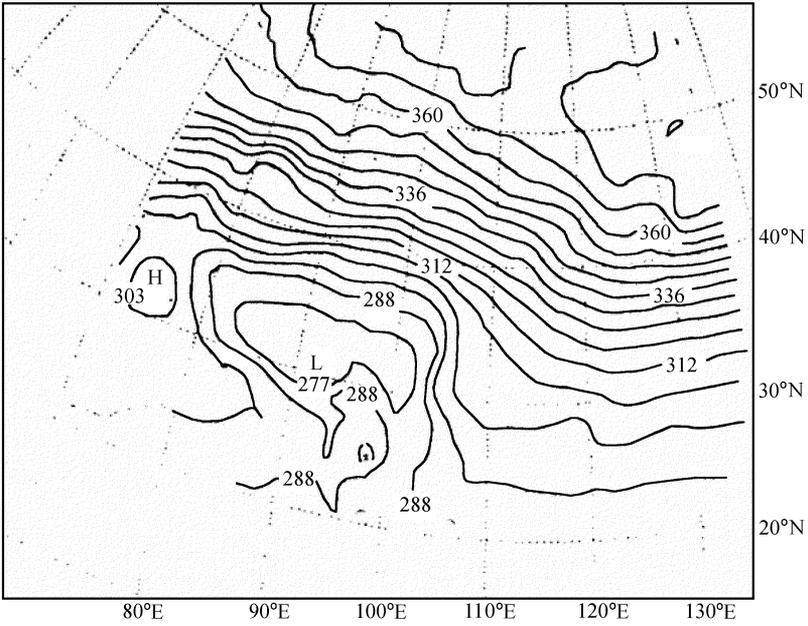


图 4 1979~1991 年中国臭氧总量 6 月平均值分布

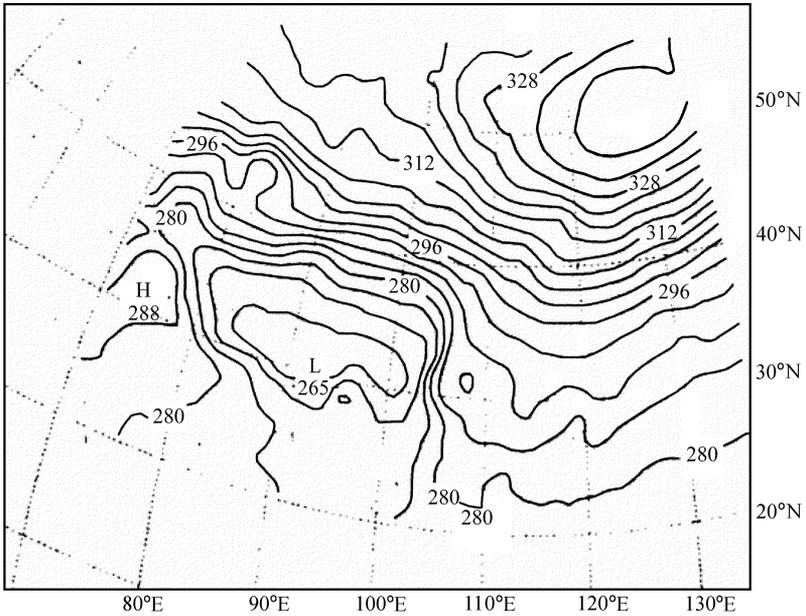


图 5 1979~1991 年中国臭氧总量 9 月平均值分布

对流层内含低臭氧值的空气输送到平流层, 而把平流层含较高值臭氧的空气向高原四周辐散, 因而高原上空整层气柱的臭氧含量减小。这与 Reiter 和 Gao<sup>[4]</sup> 的解释一致。

### 2.3 青藏高原上臭氧垂直廓线特征

中国气象科学研究院于 1995 年 10 月~1996 年 8 月在青藏高原东北部的西宁

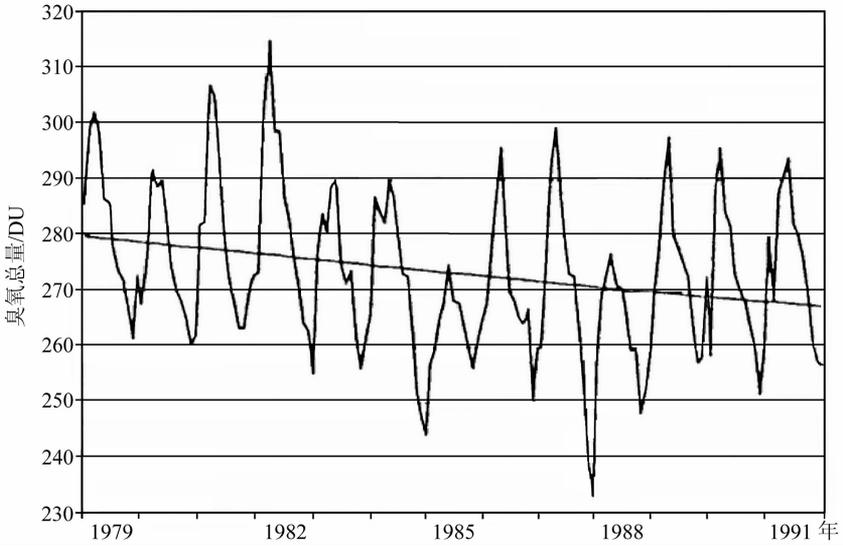


图 6 拉萨臭氧总量月平均值变化与年递减率

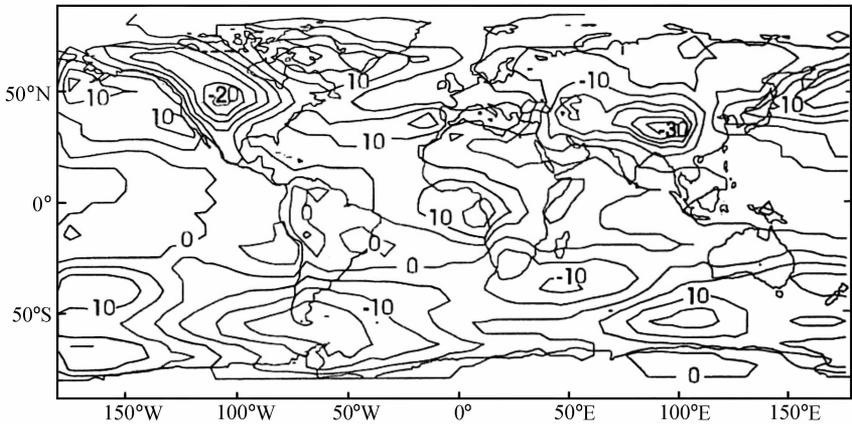


图 7 1979~1991 全球臭氧总量气候平均纬向偏差 (单位: DU, 等值线间隔为 5 DU)

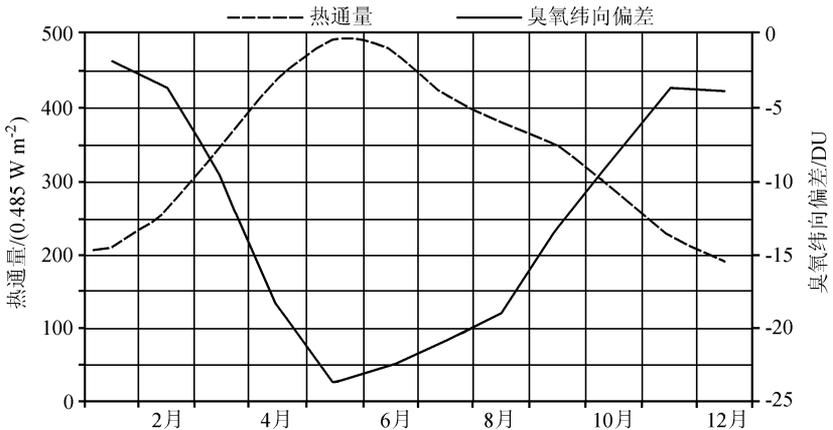


图 8 青藏高原上空臭氧总量的纬向偏差 (实线) 和地—气热通量的季节变化 (虚线) (引自文献 [14])

(36.72°N, 100.75°E, 海拔高度 2296 m) 共有效施放 45 次 ECC-5A 型臭氧探空仪, 各探空气球飞行最大高度在 18~39 km 范围, 平均为 34298 m, 探空气球飞行高度达到 30000 m 以上的占 87%。观测得到的臭氧廓线资料有效可用。

Liu 等<sup>[15]</sup>的研究 (表 1) 指出: 第一, 由 ECC-5A 型臭氧探空仪在青藏高原上测得的臭氧总量无论从各季节和年计来看, 均与 Brewer 臭氧测得的臭氧总量值相当接近, 两者相差仅百分之一左右; 第二, 从 ECC-5A 型臭氧探空仪测得臭氧廓线资料积分的结果来看, 在青藏高原上, 夏季和秋季的臭氧总量低, 在 300 DU 以下, 其中尤以秋季最低, 为 279.5 DU, 冬春季的臭氧总量值高, 超过 330 DU, 这个结果与从 TOMS 资料中分析的青藏高原上臭氧总量季节变化<sup>[5, 6]</sup>基本一致的 (如图 9); 第三, 青藏高原上空, 夏季和秋季臭氧总量偏小主要表现在 10~20 km 及 20~28 km 高度范围内, 前者为对流层上部与平流层下部, 后者为臭氧层内, 这可能与在对流层顶上下的强烈物质交换有关。

表 1 1997 各季节不同高度范围内臭氧浓度积分值

DU

高度范围/km	冬季 (1月)	夏季 (7月)	秋季 (10月)	春季 (4月)	年计
地面~10	18.19	26.11	19.61	23.89	24.18
10~20	82.48	32.87	37.42	63.15	42.42
20~28	149.91	134.94	128.49	145.23	136.97
>28	91.88	103.29	94.02	101.71	100.73
O <sub>3</sub> 总量	342.46	297.21	279.54	333.98	304.3
Brener O <sub>3</sub> 总量	339.73	291.61	281.08	337.62	301.09
差值	2.73	5.60	-1.54	-3.64	3.21
比率	0.01	0.02	-0.01	-0.01	0.01

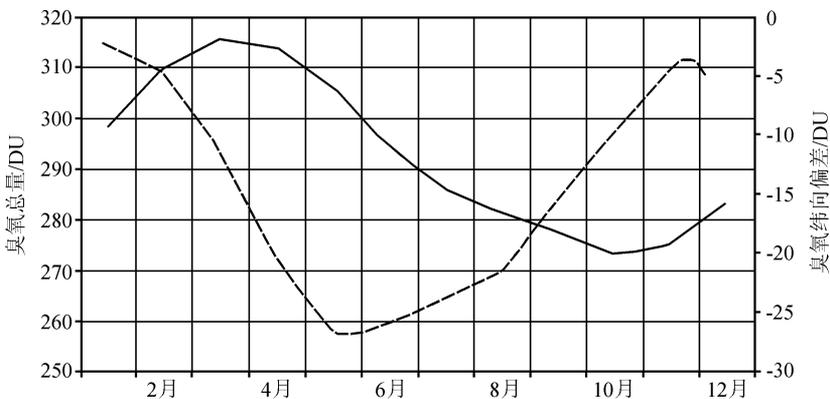


图 9 青藏高原臭氧总量季节变化, 实线: 臭氧总量; 虚线: 臭氧纬向偏差

图 10 给出了春夏秋冬四季青藏高原上的臭氧廓线分布情况。可以看出, 在青藏高原上, 夏秋季 (7~8 月、10 月) 的臭氧廓线与冬春季 (1 月、4 月) 的明显不同: 其一, 在平流层内的臭氧峰值以 1 月和 4 月为最大, 臭氧分压值达 16 hPa 以上, 7~8 月和 10 月最小, 臭氧分压只有 12~14 hPa, 这与夏秋季青藏高原上臭氧含量偏小一致;

其二, 夏秋季的臭氧廓线比较平滑, 而冬春季的臭氧廓线不平滑, 除了平流层内的臭氧分布峰值外, 还在平流层下部和对流层上部出现其他峰值。

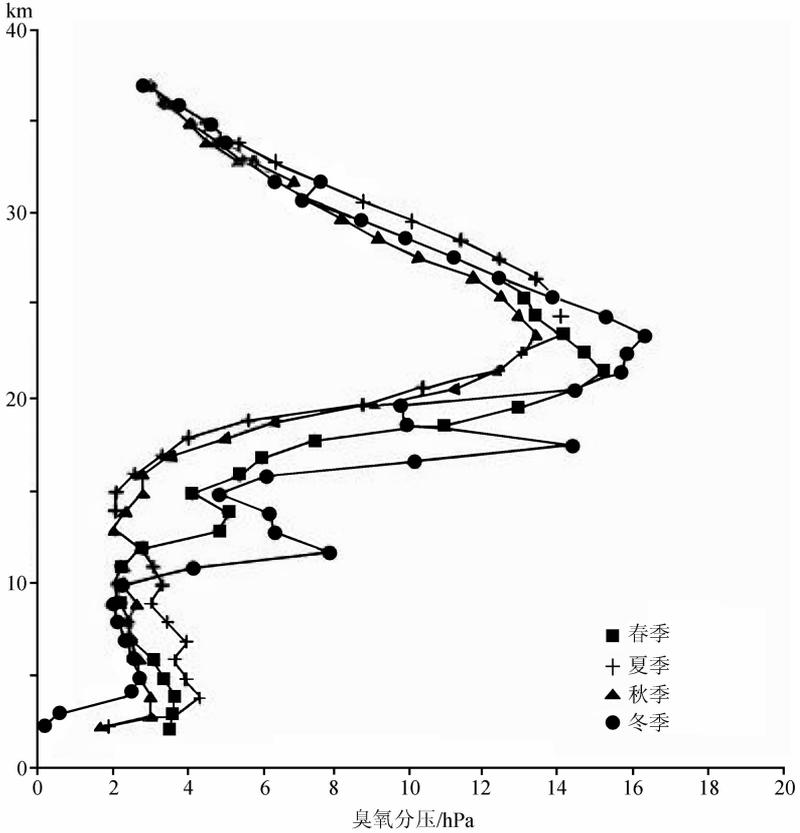


图 10 西宁上空臭氧廓线的季节变化

### 3 青藏高原紫外辐射观测研究

#### 3.1 紫外总辐射

季国良等<sup>[16]</sup>的研究(表 2)指出, 青藏高原上紫外总辐射夏季最强, 超过  $30 \text{ MJ m}^{-2}$ , 这与赤道附近洋面上的月总值接近, 春秋季节次之, 冬季最小。在青藏高原上, 晴天紫外辐射的日变化明显, 正午的值最大, 达  $38.4 \sim 52.3 \text{ W m}^{-2}$ ; 日出日没时最小, 仅有  $7.0 \text{ W m}^{-2}$  左右。1992 年 7 月在珠穆朗玛峰北坡绒布寺 (4950 m) 测得的紫外总辐射日变化与那曲和拉萨情况比较接近, 中午最大值为  $53 \text{ W m}^{-2}$ , 但日出日落前可达  $15 \text{ W m}^{-2}$  左右。

表 2 青藏高原紫外 (UV) 总辐射月总量

$\text{MJ m}^{-2}$

站名	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
那曲 (4507 m)	14.0	15.8	21.1	19.5	23.7	31.2	32.4	30.9	25.7	18.1	16.1	15.1
拉萨 (3655 m)		18.0	20.6	21.5	31.3	35.7	34.8					

### 3.2 UV-B 辐射

图 11 为 1996 年 7 月~1997 年 11 月在拉萨测得的逐月日积分 UV-B 值<sup>[17]</sup>, 最大于 7 月可达  $7\sim 8 \text{ kJ m}^{-2}$ , 最小于 12 月仅  $2 \text{ kJ m}^{-2}$ 。若以月累计平均值而言, 7 月最大, 约为  $0.22\sim 0.24 \text{ MJ m}^{-2}$ , 12 月最小, 只有  $0.06 \text{ MJ m}^{-2}$  左右。上述观测结果约为同纬度的 San Diego ( $32^{\circ}05'N$ ,  $117^{\circ}1'W$ ) 观测值的 1.3~1.5 倍。

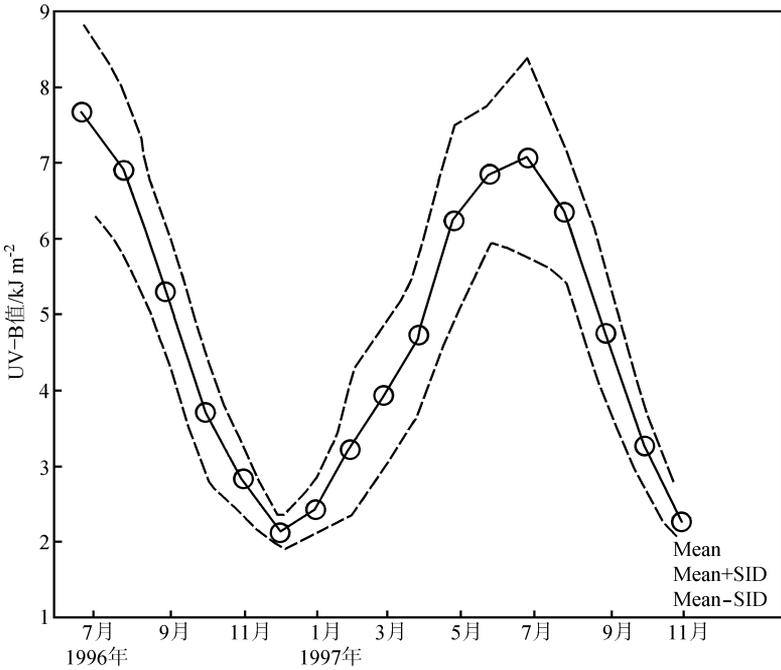


图 11 拉萨月平均日积分 UV-B 值变化

## 4 青藏高原上微量气体观测研究

王木林<sup>[18]</sup>分析了 1994 年 8 月以来在青藏高原西北部瓦里关山及其他两个本底站龙凤山站 ( $44^{\circ}44'N$ ,  $127^{\circ}36'E$ , 海拔高度 325 m) 和临安站 ( $30^{\circ}25'N$ ,  $119^{\circ}44'E$ , 海拔高度 132 m) 所观测微量气体  $\text{CH}_4$ 、 $\text{CO}_2$ 、 $\text{CO}$ 、 $\text{NO}_x$ 、 $\text{SO}_2$  的平均浓度值 (表 3), 指出, 在青藏高原上, 上述 5 种微量气体的平均浓度均为 3 站中最低; 除  $\text{CH}_4$  平均浓度值在 3 站之间差异甚小外, 其他 4 种微量气体差异均较大, 如, 瓦里关山的  $\text{CO}$  平均浓度值仅为其他两站的 28%~30%, 而  $\text{NO}_x$  的平均浓度值则仅为其他两站的 1% 以下。可见, 青藏高原上这些微量气体的含量当为我国大气的最低值, 可视为本底值。

表 3 瓦里关山与其他本底站微量气体平均浓度比较

站名	$\text{CH}_4$ ( $\times 10^{-6}$ )	$\text{CO}_2$ ( $\times 10^{-6}$ )	$\text{CO}$ ( $\times 10^{-6}$ )	$\text{NO}_x$ ( $\times 10^{-9}$ )	$\text{SO}_2$ ( $\times 10^{-9}$ )
瓦里关山	$1.813 \pm 0.025$	$369.7 \pm 6.6$	$116.2 \pm 64.4$	$0.04 \pm 0.03$	$0.13 \pm 0.10$
龙凤山	$1.898 \pm 0.018$	$394.3 \pm 26.3$	$421.7 \pm 216.5$	$3.06 \pm 1.12$	$0.94 \pm 0.73$
临安	$1.887 \pm 0.025$	$372.6 \pm 5.1$	$416.0 \pm 182.5$	$10.07 \pm 4.00$	$14.98 \pm 4.08$

## 5 青藏高原水环境和大气环境观测研究

### 5.1 青藏高原的水环境和大气环境本底状况

刘全友和黄衍初<sup>[19]</sup>的研究(表4)指出,雅鲁藏布江及其支流的河水样和珠穆朗玛峰峰顶雪样中的元素含量,比美国10个本底站水样的元素含量偏低,如Zn、Cd、Mn和Cu;其中,珠穆朗玛峰峰顶雪水中的元素含量更低,在对比的9个元素含量中,有7种元素含量均比美国本底站平均值低。但是,和南极、北极格陵兰冰原相比,青藏高原上的元素含量仍然偏高。

表4 河水和冰雪样品中的元素浓度比较

$\mu\text{g mL}^{-1}$

元 素	Na	Cl	Ca	K	Cu*	As*	Mg	V*	Al	Mn*	Cd*	Zn*	Cs*	Sc*	Fe
绒布河水	2.39	0.29	19.90	2.03	2.8	6.10	3.47	1.90	1.04	13.0	0.79		1.7	17.0	7.30
定日河水	6.05	0.41	73.00	0.66	2.6	0.50	10.7	0.31	0.16	6.8		15	9.5	4.8	0.44
日喀则河水	12.00	7.6	30.30	1.25	1.8	11.00	7.0	0.64	0.37	23.0		36	33.0	610.0	0.46
拉萨河水	4.48	2.69	20.00	1.03	2.5	4.10	3.75	0.41	0.24	16.0			10.0	4.1	0.58
南迦巴瓦峰河水					5.3				0.81	4.7		190			1.05
珠穆朗玛峰 顶峰雪水	0.08	0.16	3.81	0.08	2.3	0.12	0.26	0.42	0.09	6.3	0.10	40	0.4	9.4	0.14
美国本底值平均	1.51		1.19	0.71	30.0		0.27			20.0	16.0	70			9.00*
南极10站平均	0.03		2.40*	2.8*			7.5*								
北极格陵兰冰原					0.85					2.5*	0.03	1			

注: \* 表示量级为  $10^{-3}$ 。

由表5可见,青藏高原上沿喜马拉雅山南北所测定的14种元素的浓度比北京百花山的测值低1~2个量级,但和南极昭和站相比,除Cu、Zn和Cr3种元素含量基本相近外,其他7种元素含量均偏高1~2个量级。

表5 大气中的元素浓度比较

$\text{ng m}^{-3}$

元素	Cu	Ni	Pb	Fe	Cl	Mn	Zn	P	Ti	Ca	Cr	Si	K	S
绒布寺(海拔4950 m)	0.4	0.2	5.3	349.2	106.1	6.6	4.0	141.3	42.4	892.5	1.8	3571.2	658.2	2435.9
南迦巴瓦峰2号 营地(海拔5000 m)	120	<0.1	160	510	5290	20	150		80	470	<0.1	8090	440	550
波密(海拔3000 m)	7	<0.1	<0.1	130	6580	5	10		3	360	0.7	1040	600	1120
背崩(海拔600 m)	7	<0.1	<0.1	100	5790	7	7		7	200	30	630	210	20
南极昭和站	0.2			2.8	25.4		5.4	27.0		8.4	0.3	7.2	2.8	51.2
北京百花山	130		120	1600	1630	40	20		40	2800	40	25280	660	1920

### 5.2 珠穆朗玛峰地区环境巨变与全球大环境事件

高登义等<sup>[20]</sup>根据1975、1992、1993年在珠穆朗玛峰北坡绒布河水样监测资料,发现于1992年夏天绒布河水样中的13种化学元素含量突然升高,平均为1975年的5.9倍,1993年的7.3倍(表6)。根据夏季绒布河水源主要为珠穆朗玛峰北坡绒布冰川的

消融以及北半球中纬度大气环流的演变,可以证明,此次珠穆朗玛峰绒布河水的严重污染事件主要是 1991 年科威特油田燃烧污染物自西向东输送导致的。

表 6 绒布河水的元素含量和它们的比率

 $\mu\text{g mL}^{-1}$ 

元素	1975 年 4~5 月	1992 年 7~8 月	1993 年 7 月	1992/1975 年	1992/1993 年
V	0.00186	0.0193	<0.02	10.38	9.65
Cs	0.0017	0.015	0.0036	8.82	41.67
Cr	0.0018	0.0123	0.0014	6.83	8.79
Pb	0.0024	0.0082	0.0044	3.42	1.86
Cn	0.0012	0.0034	0.0008	2.83	4.25
As	0.0061	0.0038	0.0032	0.62	1.19
Cd	0.00009	0.00013	0.00003	1.44	4.33
Sc	0.000173	<0.002	<0.002	<11.56	1.00
Fe	0.7000	10.2	1.695	14.57	6.02
Al	1.04	7.83	2.214	7.53	3.54
K	2.03	12.6	1.110	6.21	11.35
Zn	0.0063	0.0343	0.007	5.44	4.90
Mg	3.47	4.74	1.83	1.37	2.59
Ca	18.7	20.3	23.6	1.09	0.86
平均				5.87	7.30

## 6 山地地—气热量交换观测研究

表 7 给出了珠穆朗玛峰北坡的地—气热量交换<sup>[2]</sup>。表 7 中,  $F_{ga}$ 为地气热量交换值,  $F_{sh}$ 为地气感热交换值。由表 7 可见, 春夏秋三季, 珠穆朗玛峰北坡地面均为大气的热源, 热源强度以春季(4~6 月)为最大, 夏秋次之; 在地气热量交换中, 感热输送( $F_{sh}$ )占主要地位, 春季热源强度大, 主要是因为感热强度大。

表 7 珠穆朗玛峰北坡 4~10 月地—气热量交换

 $\text{W m}^{-2}$ 

月	4	5	6	7	8	9	10
$F_{ga}$	383	370	361	261	137	150	174
$F_{sh}$	208	205	215	98	93	102	100

表 8 为根据 1966 年 5 月在绒布冰川 6325 m 冰区和 5440 m 表碛区观测计算的热量平衡结果<sup>[21]</sup>求得的珠穆朗玛峰北坡冰川区的地气热量交换, 其中,  $F_{er}$ 为有效辐射通量,  $F_{le}$ 为蒸发潜热通量。为比较起见, 表 8 中也列出了 1959 年 5 月绒布河谷的地气热量交换各分量值。

表 8 5 月珠峰北坡不同高度的地气热量交换

 $\text{W m}^{-2}$ 

	$F_{sh}$	$F_{er}$	$F_{le}$	$F_{ga}$
绒布寺站 (1959)	274	181	5	460
5440m 站 (1966)	118	105	23	246
6325m 站 (1966)	1	105	5	111

由表 8 可见, 春季 (如 5 月), 在珠穆朗玛峰北坡, 无论是以碎石表面为主的绒布河谷, 还是以冰川表面为主的冰川区, 地气热量交换均为正值, 即都是大气的热源。其中, 以绒布河谷的地气热量交换量为最大, 冰川表碛区次之, 冰川区最小。

表 9 为采用与珠穆朗玛峰北坡相同的方法计算的天山山脉主峰托木尔峰地区 5~8 月的地气热量交换。由表 9 可见, 在春夏季节, 天山托木尔峰地区和珠穆朗玛峰北坡相似, 地表都为大气的热源, 以  $106 \text{ W m}^{-2}$  的热通量加热大气。然而, 地表对于大气的热量输送在纬度较低的珠穆朗玛峰北坡远比纬度较高的天山托木尔峰地区的数值大, 前者为后者的 3 倍多。此外, 在上述两个地区中, 三种不同的地气热量交换对总的地气热量交换的贡献也有所不同: 在珠穆朗玛峰北坡, 以感热输送量为最大, 占 53%; 而在托木尔峰地区却以感热输送量为最小, 仅占 15%。由此可见, 在春夏季节, 纬度越低且海拔越高的地区, 在总的地气热量交换中, 其感热输送越为重要。

表 9 珠峰地区与托木尔峰地区地气热量交换对比

$\text{W m}^{-2}$

	$F_{sh}$	$F_{er}$	$F_{le}$	$F_{ga}$
5~8 月天山托木尔峰区	15.9	18.6	71.5	106.0
4~7 月珠峰地区	181.5	27.0	135.5	344.0

叶笃正等<sup>[14]</sup>计算了青藏高原的地气热量交换 (表 10)。由表 10 可见, 就青藏高原平均状况而言, 无论从全年平均及逐月情况来看, 地表均为大气的热源, 供给大气热量。其中, 冬季的 12 月对大气加热量最小,  $92 \text{ W m}^{-2}$ ; 春季的 5—6 月, 地面对大气输送的热量最大,  $207\sim 213 \text{ W m}^{-2}$ , 为冬季的 2 倍多。在地气热量交换的 3 个分量中, 就年平均而言, 地面有效辐射与感热输送值差异不大, 均为主要贡献者, 约占总的地气热量交换值之 40%~50%; 但以逐月而论, 情况稍有不同, 4~8 月以感热输送为主, 11~2 月以有效辐射输送为主; 蒸发潜热输送最小, 仅占 10% 许。另外, 从表 10 也可见, 地面有效辐射的年变化最小, 年较差仅达  $26 \text{ W m}^{-2}$ ; 感热通量的年变化最大, 年较差高达  $109 \text{ W m}^{-2}$ ; 蒸发潜热通量的年变化介于前两者之间。

表 10 青藏高原地表向大气输送的热量

$\text{W m}^{-2}$

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年均
$F_{sh}$	21	43	78	122	144	140	115	95	79	62	32	13	79
$F_{er}$	80	80	80	80	80	54	54	54	78	78	78	80	73
$F_{le}$	1	2	10	10	13	37	41	36	14	2	2	1	14
$F_{ga}$	102	125	168	212	237	231	210	185	171	142	112	94	166

## 7 山地大气冷热源观测研究

1985 年 6~7 月, 中国科学院青藏高原科学考察队大气科学组在横断山脉地区的六库和临沧两站增设无线电探空与高空风观测, 以加密观测网, 计算横断山区的大气冷热源问题。

麻益民等<sup>[22]</sup>应用上述资料, 利用 Nitta<sup>[23]</sup>采用的倒算法, 计算得到横断山区整层

大气柱与四周大气之间的热量交换 (表 11), 表 11 中,  $F_{\text{sum}}$  为大气总热通量,  $F_{\text{lp}}$  为凝结潜热通量,  $F_{\text{er}}+F_{\text{sr}}+F_{\text{lr}}$  为大气净辐射冷却。在表 11 中, 青藏高原南侧和青藏高原中部的结果是 Nitta<sup>[23]</sup> 采用 1979 年青藏高原实验资料由倒算法计算得到, 青藏高原的结果是叶笃正等<sup>[14]</sup> 由实测资料计算得出。可以看出, 在 6~7 月, 横断山区中南部上空的气柱是四周大气的热源, 其中, 降水潜热输送对四周大气的贡献最大。青藏高原南侧的结果与横断山区中南部的情况非常相似, 其上空气柱是四周大气的热源, 其中, 降水潜热输送的贡献最大。然而, 在 6~7 月, 对青藏高原中部及整个青藏高原上空空气柱而言, 尽管都是四周大气的热源, 但其情况与上述两地区却有所不同, 相对而言, 在后两者中, 感热输送的贡献比凝结潜热输送的贡献要大。这种差别主要是由于在 6~7 月青藏高原西部和中部的降水远比青藏高原南侧和横断山区中南部降水少得多的缘故。

表 11 横断山脉和青藏高原地区 6~7 月大气中的热量平衡

 $\text{W m}^{-2}$ 

	$F_{\text{sum}}$	$F_{\text{lp}}$	$F_{\text{sh}}$	$F_{\text{er}}+F_{\text{sr}}+F_{\text{lr}}$		$F_{\text{sum}}$	$F_{\text{lp}}$	$F_{\text{sh}}$	$F_{\text{er}}+F_{\text{sr}}+F_{\text{lr}}$
横断山中南部	123	205	18	-100	青藏高原中部	120	90	105	-75
青藏高原南侧	195	250	45	-100	青藏高原	104	70	128	-94

本文采用直接计算方法, 计算了青藏高原的热量交换, 结果列于表 12 中。为比较起见, 叶笃正等<sup>[14]</sup> 的计算结果也列于其中。

表 12 中所列青藏高原的逐月及年平均结果是按青藏高原东部和西部的结果用面积加权平均方法求得的。由表 12 所列出的结果可见, 本文与叶笃正等<sup>[14]</sup> 的计算结果均表明, 就全年平均而言, 对于青藏高原或青藏高原的东部和西部, 其上空的整层大气柱均为四周大气的热源。其中, 以青藏高原西部的热源强度为最大, 达  $22 \text{ W m}^{-2}$  (或  $39 \text{ W m}^{-2}$ ), 东部为最小, 热源强度只有  $2 \text{ W m}^{-2}$  (或  $10 \text{ W m}^{-2}$ )。就整个青藏高原而言, 年平均的热源强度为  $9 \text{ W m}^{-2}$  (或  $21 \text{ W m}^{-2}$ )。就青藏高原的各月情况来看, 3~9 月, 青藏高原上空整层大气柱为四周大气的热源, 热源强度达  $13\sim 87 \text{ W m}^{-2}$  (或  $25\sim 108 \text{ W m}^{-2}$ ); 其中, 春末夏初 (5~7 月) 的热源强度最大, 达  $72\sim 87 \text{ W m}^{-2}$  (或  $93\sim 108 \text{ W m}^{-2}$ )。10~2 月, 青藏高原上空的大气柱为其四周大气的冷源, 它从四周大气中得到热量, 其冷源强度达  $-19\sim -78 \text{ W m}^{-2}$  (或  $-10\sim -76 \text{ W m}^{-2}$ )。

表 12 青藏高原逐月大气中的热量平衡

 $\text{W m}^{-2}$ 

项目	地区	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平均
$F_{\text{sum}}$ (本文)	高原东部	-75	-52	-17	24	56	73	79	58	31	-24	-57	-77	2
	高原西部	-75	-39	42	79	104	104	91	66	33	-7	-60	-78	22
	青藏高原	-74	-48	13	42	72	87	83	59	32	-19	-59	-78	9
$F_{\text{sum}}$ <sup>[14]</sup>	高原东部	-72	-47	-8	38	73	88	91	67	40	-17	-52	-77	9
	高原西部	-70	-31	58	105	133	136	119	89	51	6	-55	-75	39
	高原	-71	-42	25	60	93	108	100	73	44	-10	-54	-76	21

若以青藏高原面积为  $250 \times 10^4 \text{ km}^2$  计, 以全年平均而论, 则整个青藏高原每天向四周大气输送的热量约为  $20.9 \times 10^{17} \text{ J}$  (或  $4.6 \times 10^{18} \text{ J}$ )。若用于加热青藏高原东侧  $200 \times 10^4 \text{ km}^2$  的中国地区 (当高空为西风时) 上空的大气, 每天可增温  $0.1^\circ\text{C}$ 。6 月, 青藏高原上空的大气向外输送的热量最大, 约达  $16.7 \times 10^{18} \text{ J}$  (或  $20.9 \times 10^{18} \text{ J}$ )。可使青藏高原东侧  $200 \times 10^4 \text{ km}^2$  的中国地区上空大气每天增温  $1.3^\circ\text{C}$  (或  $1.5^\circ\text{C}$ )。

采用与上相同的方法, 计算得到珠穆朗玛峰地区上空大气与四周大气的热量交换 (表 13)。由表 13 可见, 4~7 月, 珠穆朗玛峰地区上空大气向四周大气输送的热量不仅远远大于青藏高原上空大气的平均情况, 而且也远大于青藏高原西部上空大气的平均状况, 其热源强度可为后两者的 1.6~5.6 倍。可见, 4~7 月, 世界最高海拔地区的大气与四周大气之间的热量交换也最大。

珠穆朗玛峰地区面积约为  $5\,000 \text{ km}^2$ , 4~7 月, 珠穆朗玛峰地区上空大气向四周大气输送的热量可约达  $6.3 \times 10^{15} \sim 11.78 \times 10^{15} \text{ J}$ 。5 月, 珠穆朗玛峰上空盛行偏西风, 若加热其下游东侧  $6000 \text{ km}^2$  上空的大气, 则可每天升温  $0.4^\circ\text{C}$ ; 7 月, 珠穆朗玛峰地区上空盛行偏东风, 若加热其下游西侧  $6000 \text{ km}^2$  上空的大气, 则可每天升温  $0.2^\circ\text{C}$ 。

## 8 山地屏障作用观测研究

中国科学院青藏科学考察队大气组为研究山地屏障作用对气候的影响, 先后于 1968~1975 年、1978 年和 1982~1985 年在珠穆朗玛峰南北两侧、天山托木尔峰地区和横断山脉西侧设站观测。观测研究与综合分析结果表明, 山地对气候与环境的屏障作用非常显著。本文以珠穆朗玛峰为例讨论山地屏障作用对气候和环境的影响。

表 14 珠穆朗玛峰南北两侧降水对照

	站名	位置	海拔高度/m	年降水量/mm	平均/mm
北 侧	日喀则	( $39^\circ 13' \text{N}$ , $88^\circ 55' \text{E}$ )	3836	428	324.0
	江孜	( $28^\circ 55' \text{N}$ , $89^\circ 36' \text{E}$ )	4040	301	
	定日	( $28^\circ 35' \text{N}$ , $86^\circ 37' \text{E}$ )	4300	242	
	绒布寺	( $28^\circ 13' \text{N}$ , $86^\circ 49' \text{E}$ )	4950	325	
南 侧	曲乡	( $28^\circ 05' \text{N}$ , $85^\circ 59' \text{E}$ )	3200	1453	2244.8
	樟木	( $27^\circ 59' \text{N}$ , $86^\circ 01' \text{E}$ )	2300	2818	
	Chaunrikharka	( $27^\circ 41' \text{N}$ , $86^\circ 43' \text{E}$ )	2745	2284	
	Jiri	( $27^\circ 38' \text{N}$ , $86^\circ 14' \text{E}$ )	2003	2424	

由表 14 可见, 由于珠穆朗玛峰山体阻挡了来自印度洋的暖湿气流, 使得珠穆朗玛峰南北两侧降水差异很大, 南侧年降水量平均为  $2244.8 \text{ mm}$ , 北侧平均为  $324.0 \text{ mm}$ , 前者约为后者的 6~7 倍。

表 13 珠峰地区 4~7 月大气中的热量平衡  $\text{W m}^{-2}$

月 份	4	5	6	7
$F_{\text{sum}}$	236	244	270	147
$F_{\text{sum}}$ (青藏高原西部) <sup>[14]</sup>	79	104	104	91
$F_{\text{sum}}$ (青藏高原) <sup>[14]</sup>	42	72	87	83

表 15 珠穆朗玛峰南北两侧气候带和自然带分布<sup>[24]</sup>

	垂直气候带	自然分带	海拔高度/m
南侧	高山冰雪带	高山冰雪带	≥5500
	高山寒冻带	高山寒冻带地衣、岩屑、草甸、垫状植被带	5500~4700
	亚高山寒带	亚高山寒带灌丛草甸带	4700~3900
	山地寒温带	山地寒温带针叶林带	3900~3100
	山地温暖带	山地温暖带针、阔叶混交林带	3100~2500
	山地亚热带	山地亚热带常绿阔叶林带	≤2500
北侧	高山冰雪带	高山冰雪带	≥6000
	高山寒冻带	高山寒冻带地衣、岩屑、草甸、垫状植被带	6000~5000
	高原寒冷、半干旱带	高原寒冷半干旱草原带	≤5000

由表 15 可见, 珠穆朗玛峰南北两侧的气候带和自然带分布迥然不同<sup>[24]</sup>。在珠穆朗玛峰南侧, 丰富的垂直气候带和自然带随高度而迅速变化。高山冰雪气候带分布在海拔 5500 m 以上, 与其相应的自然带呈现出宛如南极的冰雪世界风光; 高山寒冻气候带分布在海拔 5500~4700 m, 与其相应的以地衣、岩屑、草甸、垫状植被为特征的自然带景观与北极圈里的某些自然景观颇为相似; 从亚高山寒带到山地亚热带气候带, 海拔高度仅相差 2000 多米, 但与其相应的自然带景观却相差甚大: 从灌丛草甸带经过针叶林带和针阔混交林带而进入阔叶林带, 宛如从高纬度的寒带步入低纬度的亚热带和热带, 显然, 这是印度洋暖湿气流与珠穆朗玛峰南侧陡峭山地共同作用的结果。在珠穆朗玛峰北侧, 受其自身对印度洋暖湿气流的屏障作用影响, 垂直气候带及与其相应的自然带分布就比较单调了。

## 9 雅鲁藏布大峡谷水汽通道作用观测研究

1983 年 6~8 月, 中国科学院南迦巴瓦峰登山科学考察队大气组在雅鲁藏布江下游河谷及其支流帕隆藏布江河谷设立 5 个高空气象观测站, 以论证雅鲁藏布江水汽通道的存在与否, 并与本队地学、生物学科学家合作, 论证了该水汽通道作用对气候和环境的影响。1998 年的徒步穿越雅鲁藏布大峡谷科学考察活动进一步论证了该水汽通道作用对自然环境的影响, 并与藏学研究学者合作, 论证了该水汽通道作用对藏民族历史发展的影响。

### 9.1 水汽通道论证

高登义等<sup>[25]</sup>的研究(图 12)指出, 整个青藏高原四周向高原的水汽输送以沿布拉马普特拉河—雅鲁藏布江溯江而上方向为最大, 达  $500\sim 1000\text{ g cm}^{-1}\text{ s}^{-1}$ 。这个输送强度与夏季自长江流域以南向长江以北的水汽输送强度相近。

显然, 雅鲁藏布江下游河谷是青藏高原四周向高原水汽输送的最主要水汽通道。这个水汽通道输送的方向是: 先沿布拉马普特拉河向东北方向输送, 后沿雅鲁藏布江下游向北输送, 再自雅鲁藏布江大拐弯处折向西北方向输送。

### 9.2 水汽通道对气候环境和人类的影响

高登义等<sup>[26]</sup>研究指出, 雅鲁藏布江下游水汽通道作用不仅对气候环境形成巨大影

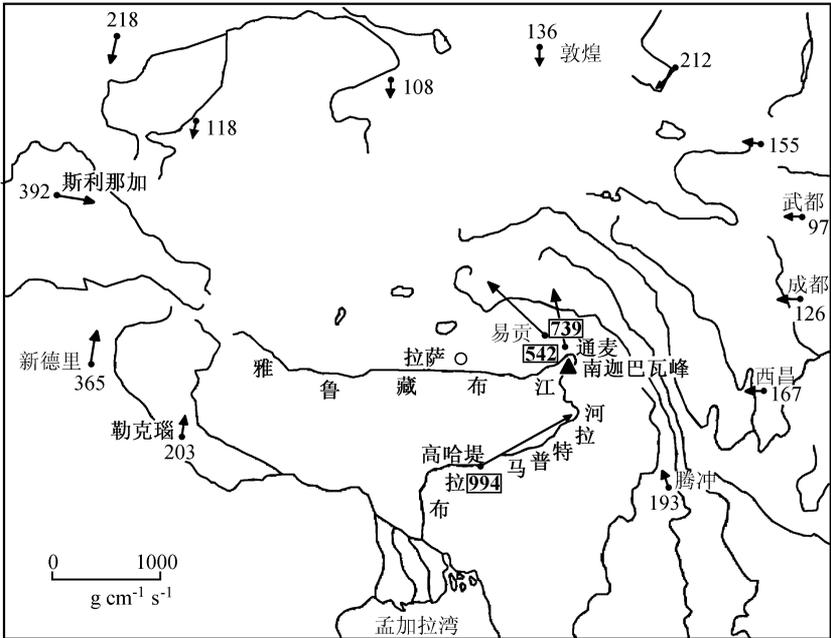


图 12 青藏高原四周向青藏高原输送水汽示意图（1983 年 7~8 月）

响，而且对我国藏民族历史发展起到了重要促进作用。

(1) 造就世界降水之最

图 13 为青藏高原东南部及其邻区多年平均年降水量分布图。由图 13 可见，正是沿着这条水汽通道上，有一条降水带，像一条长长的湿舌伸向青藏高原东南部。年降水量为 1000 mm 的等值线从缅甸与孟加拉国的孟加拉湾沿岸向北一直伸向雅鲁藏布大峡谷拐弯顶端的北面，年降水量在 4000 mm 以上的三个中心分别位于雅鲁藏布大峡谷、布拉马普得拉河南岸的印度卡西山地南麓和孟加拉湾沿岸。其中，卡西山地南麓乞拉朋齐站的年降水量高达 10000 mm 以上，是世界上年降水量的最大值。在这条水汽通道上，年降水量为 500 mm 的等值线可达 32°N 附近，而在这条水汽通道西侧，500 mm 降水量等值线的最北端仅为 27°N，两者相差 5 个纬距。这就意味着，由于水汽通道作用，可以把等值的降水带向北推进 5 个纬距。

(2) 形成巨大水能资源

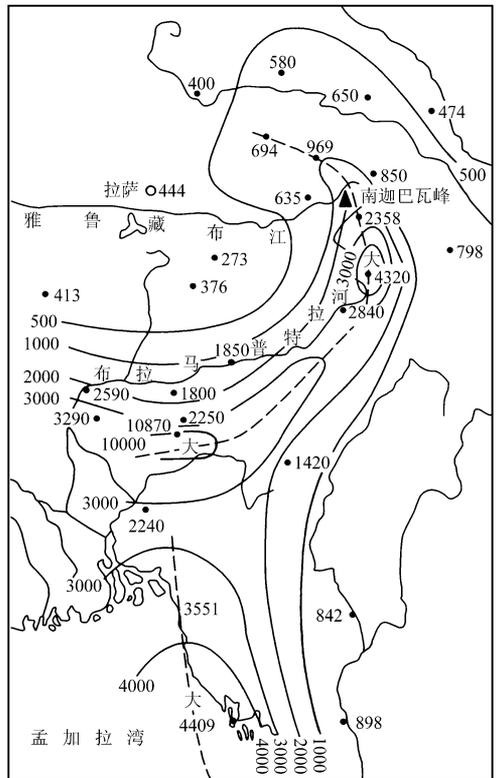


图 13 青藏高原东南部及其南侧地区多年平均年降水量分布（单位：mm）

水汽通道输送作用,造就了雅鲁藏布江—布拉马普得拉河流域的世界降水之最,形成了丰富的水流,多年平均径流量最高达  $1.654 \times 10^{11} \text{ m}^3$ ,居中国第三位。由于沿河谷地形陡峭,河流坡降度高达 23‰,造就了巨大的水能资源。全流域水能蕴藏量达  $1.1348 \times 10^8 \text{ kW}$ ,仅次于长江。单位流域面积和单位河长的水能蕴藏量居中国各大河流之首。若在大峡谷拐弯处截弯取直,可建装机容量超过  $3.800 \times 10^7 \text{ kW}$  的墨脱水电站,它将是世界上最大的水电站。

### (3) 造就四大河床瀑布群

1998 年徒步穿越雅鲁藏布大峡谷科学测量表明,从西兴拉往下到帕隆藏布与雅鲁藏布汇入口之间,河道长不过 20 余公里,但却是整个大峡谷中最为险峻和奇特的河段。这段河床平均坡降达到 9.6‰。在西兴拉至藏布巴东瀑布群的 2.9 km 河段,河床坡降度竟达到千分之七十五点六的极值。实测表明,这段峡谷中集中分布着四大瀑布群。从上游到下游出现的四大瀑布群的主体瀑布依次为:

藏布巴东瀑布 I ( $29^{\circ}46'25''\text{N}$ ,  $95^{\circ}11'05''\text{E}$ ),分两股跌落,左侧者高 33 m,宽 117 m;右侧者高 21 m。

藏布巴东瀑布 II ( $29^{\circ}46'34''\text{N}$ ,  $95^{\circ}10'40''\text{E}$ )亦称白浪瀑布,高 35 m,宽 63 m。

秋古都龙瀑布 ( $29^{\circ}49'00''\text{N}$ ,  $95^{\circ}06'20''\text{E}$ ),高 7~17 m,宽 40 m。

绒扎瀑布 ( $29^{\circ}51'10''\text{N}$ ,  $95^{\circ}05'01''\text{E}$ ),高 30 m,宽 70 m。

### (4) 推动气候带北移

在北半球,热带气候带的平均北界为  $24^{\circ}\text{N}$  左右。在这条水汽通道上,热带气候带向北推移了 5 个纬距。西藏墨脱位于  $29^{\circ}\text{N}$ ,是北半球热带的最北界,被称为“热带绿山地”。虽然它比云南西双版纳偏北 5 个纬度,但它却生长着与之相似的热带和南亚热带植物,高大的榕树、诱人的香蕉和野柠檬随处可见。墨脱年平均气温高达  $18^{\circ}\text{C}$  以上,比中国东部同纬度的金华气温高  $10^{\circ}\text{C}$  多;1 月,墨脱平均气温在  $10^{\circ}\text{C}$  以上,与广东北部(约  $24^{\circ}\text{N}$ )的气温相近。

### (5) 哺育海洋性冰川

中国最大的海洋性冰川——卡钦冰川(长 35 km)位于念青唐古拉山南麓,易贡藏布江北侧。沿雅鲁藏布大峡谷以南迦巴瓦峰为中心,是我国海洋性冰川发育最好的区域。这都是由于雅鲁藏布江水汽通道作用输送印度洋暖湿水汽带来的结果。所谓海洋性冰川是指形成冰川的固体降水来自于海洋的水汽。因此,它区别于大陆性冰川的特点是补给丰富,纬度高,温度维持在零度上下,因而活动性强,易运动。发育良好的海洋性冰川往往沿山坡前进,伸入森林中,可达海拔 2500 m 左右。

### (6) 推动生物带北移

受气候带向北移动的影响,在这条水汽通道上,许多典型的热带生物均由通常分布的  $24^{\circ}\text{N}$  向北移动,最北可达  $29^{\circ}\text{N}$  左右,成为北半球热带生物分布的最北界。例如,低等植物中的红细孢牛肝菌、高等植物中的千里榄仁、爬行动物中的大眼镜蛇、鸟类中的棕颈犀鸟、哺乳动物中的孟加拉虎、昆虫中的金印度秃蝗等。

### (7) 促进南北坡生物交流

在青藏高原南部,由于高大的喜马拉雅山脉阻挡,其南北两翼的生物分布迥然不同。然而,由于雅鲁藏布大峡谷造就了西藏东南的门户,促进了喜马拉雅山脉南北的

生物通过这条通道得到了交流与混合。一方面，在喜马拉雅山脉南翼特有的植被类型和生物种类，经过这条通道分布到山脉北翼的通麦、易贡和帕隆等地。例如，南翼谷地高等植物中的通麦栎、尼泊尔桉木，低等植物中的金顶侧耳、灰钉，动物中的猕猴、黄嘴蓝鹊等；另一方面，山脉北翼的高山松、川滇高山栎等却通过这条通道分布到南翼的甘代、鲁古等地。图 14 给出了沿这条通道上生物南北交流分布的示意图。

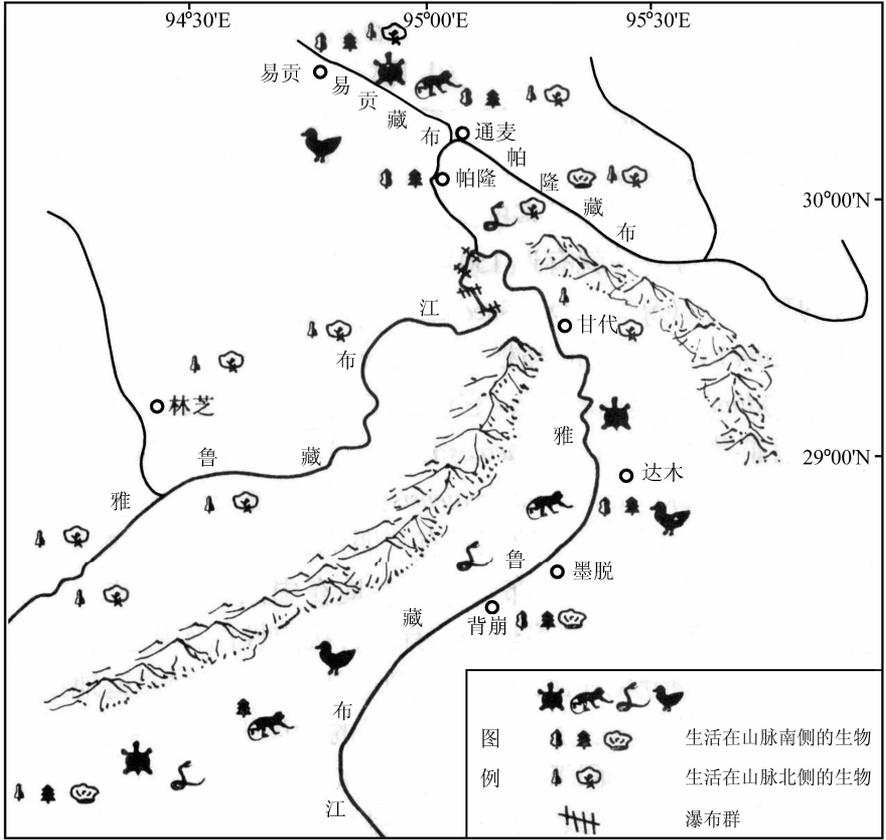


图 14 沿雅鲁藏布江水汽通道上生物南北交流分布图

(8) 庇护古老生物物种

第四纪冰期中，持久的严寒扼杀了不少生物种类。然而，位于西藏东南的雅鲁藏布大峡谷，由于其优越的暖湿气候和立体生态条件，为生物南北迁移提供了安全的走廊，成为古老生物的良好“避难所”，保存了大量的古老物种，为我们留下了许多“活化石”。例如，在这条通道地区，保存了苔类植物活化石——藻苔，蕨类植物活化石——桫欏，裸子植物的活化石——百日青和红豆杉等，被子植物活化石——水青树、领春木，锈菌活化石——拟夏孢锈属和明痂锈属。

(9) 对西藏文明的影响

多吉才旦和杜永彬<sup>[27]</sup>研究指出，在中更新世后期，当雅鲁藏布江下游水汽通道逐渐形成后，沿雅鲁藏布江下游北上的水汽通道作用，其影响最北可达那曲地区的嘉黎，雅鲁藏布江中下游地区所受暖湿气流的影响最为突出，而雅鲁藏布江中游流域的雅隆

河谷受益最大,造成了适宜于农牧业发展的气候环境,形成了农牧业并重的发达经济,历史上称作“雅隆文明”。而地处西藏西部的象雄(今阿里地区),由于没有受到来自印度洋的暖湿气流的影响,因而气候寒冷、干旱,只适宜于高山草甸生长,形成以畜牧业为主体的游牧经济,称作“象雄文明”。这种地理条件的差异,导致了藏民族历史上“象雄文明”基础脆弱,“雅隆文明”基础牢固。从这个意义上说,雅隆—吐蕃文明取代象雄一本教文明的统治地位,主要是由地理环境的差异造成的。

从西藏古代文明的这两大系统兴衰的因素的比较可以看出:象雄文明的兴起,外因的作用大于内因,象雄内部的地理、人文、人这三个因素都不优越;雅隆文明的兴起,则是内因的作用大于外因,雅隆内部的地理、人文和人这三个因素都优于象雄。其中,地理因素,尤其是雅鲁藏布江下游水汽通道作用起了十分重要的作用。此前有关这一问题的研究只注意到了人文环境和人的因素,而忽略了地理环境这一重要因素,更没有认识到雅鲁藏布江下游水汽通道作用对西藏古代文明的影响。在生产力不发达的古代西藏,地理环境对西藏社会和西藏文明发展的制约作用尤为明显。

## 10 山地屏障与河谷水汽通道作用对气候与环境的综合影响

1981~1986年,中国科学院青藏科学考察队在横断山脉地区进行多学科综合科学考察,大气组在横断山脉西侧的独龙江和片马丫口设立气象考察站。

表16为根据观测结果和云南省气象局提供的资料列出的横断山脉地区年降水量的分布。由表16可知,在高黎贡山西侧,即在横断山脉西侧,受西南季风暖湿气流影响,年降水量达3000 mm左右,是横断山区,也是中国云贵地区的降水最大值。高黎贡山以及其东侧的他念他翁山、云岭、哈巴雪山,都为南北走向,海拔高度在3000~4000 m之间,由于它们对西南季风的阻挡作用,使得在哈巴雪山东侧,即横断山脉东侧,年降水量平均不足500 mm,仅为其迎风西侧降水的17%左右。然而,处于高黎贡山东侧的怒江河谷和他念他翁山东侧的澜沧江河谷,均为深切的峡谷,正处于西南季风的背风一侧,东西水平距离仅100 km左右,应该是显著的“雨影区”。然而,从表16可见,怒江河谷中的年降水量竟达1000~1500 mm,澜沧江河谷中的年降水量达1000 mm左右,约为横断山脉西侧迎风坡降水的1/2~1/3,这比位于横断山脉东侧但不在两江河谷中的年降水量要高出2倍许。究其原因,主要是由于沿怒江和澜沧江河谷有较强的逆江而上的水汽输送(表17)。

由表17可见,在西南季风期间,沿怒江河谷的水汽输送值高达500~800 g cm<sup>-1</sup>s<sup>-1</sup>,它接近于沿雅鲁藏布江下游河谷溯江而上的水汽输送值(见图12),为怒江河谷降水提供了有利条件。在相同期间,沿澜沧江河谷逆江而上的水汽输送值仅为100~300 g cm<sup>-1</sup>s<sup>-1</sup>许,其所提供的有利降水条件不及前者,因而沿澜沧江河谷降水量也不及前者。

综上所述,由于横断山脉地区特殊的地形条件,即在南北走向高大的山脉中有深切的河谷,山脉屏障作用阻挡了西南季风,使得位于山脉东面的背风一侧不利于降水;然而,山脉东面深切的河谷又从南面引入了西南季风沿河谷北上,弥补了山脉背风一侧的不利条件,因而带来比哈巴雪山东侧大得多的降水。当然,它与雅鲁藏布大峡谷中

表 16 横断山脉地区年降水量分布

	站名	位置	年降水量/mm	平均值/mm
高黎贡山西侧	独龙江	(27°44'N, 98°21'E)	3324.1	2757.3
	片马丫口	(25°58'N, 98°40'E)	2680.8	
	密支那	(25°23'N, 97°25'E)	2267.1	
沿怒江河谷	贡山	(28°03'N, 98°45'E)	1667.4	1307.8
	福贡	(27°04'N, 98°48'E)	1389.5	
	碧江	(26°42'N, 98°55'E)	1163.0	
	六库	(25°58'N, 98°49'E)	1011.4	
沿澜沧江河谷	维西	(27°13'N, 99°31'E)	951.6	967.0
	兰坪	(26°40'N, 99°32'E)	1015.5	
	云龙	(26°17'N, 99°23'E)	878.9	
	永平	(25°27'N, 99°33'E)	1021.9	
哈巴雪山东侧	得荣	(28°17'N, 99°17'E)	324.7	472.3
	中甸	(27°50'N, 99°42'E)	619.9	

表 17 1985 年 6~8 月沿怒江、澜沧江的水汽输送  $Q$  $\text{g cm}^{-1} \text{s}^{-1}$ 

地区	站名	位置	6~8 月的平均值 $Q$	6 月的值 $Q'$
沿怒江河谷	六库	(25°59'N, 98°49'E)	528	764
沿澜沧江河谷	临沧	(23°57'N, 100°13'E)	98	313

中的年降水量 (2000~4000 mm) 相比要小得多了。显然, 这主要是由于雅鲁藏布大峡谷不处于某高大山脉背风一侧的缘故。

横断山区特殊地形条件对气流屏障作用与通道作用的综合效应带来了特殊的气候和环境状态。

何大明、李恒<sup>[28]</sup>研究指出, 在高黎贡山西侧的独龙江地区, 存在丰富的垂直气候带和自然带: 山地亚热带、山地温暖带、寒温带、高山亚寒带、高山寒带等; 它与珠穆朗玛峰南侧一样, 分布着从常绿阔叶林、针阔叶混交林、针叶林、灌丛草甸到地衣的不同自然带景观。

杨勤业<sup>[29]</sup>研究指出, 在哈巴雪山东侧, 垂直自然带表现为由常绿阔叶林向高原植被的过渡形地带, 即, 由暖干旱河谷灌丛、云南松林、杉林、高山灌丛草甸等组成, 这与高黎贡山西侧的垂直气候带和自然带显然不同。在怒江流域, 垂直带谱中的基带为湿性常绿阔叶林, 往上为针阔混交林带、暗针叶林带、杜鹃、箭竹、灌丛、高山草甸带等, 这与高黎贡山西侧的气候带和自然带非常接近。在澜沧江流域, 垂直带谱中的基带为干性常绿阔叶林, 以上为冷云杉为代表的针叶林带和灌丛、高山草甸带等, 它与怒江河谷的主要区别在于垂直自然带的基带不尽相同, 前者为湿性, 后者为干性。

## 11 结语: 人类对高山环境气象适应问题研究

自有人类以来, 凡有高山的地方, 就有人类对高山环境气象的适应问题。高登义

参照高山环境气象与高山生理研究成果<sup>[30]</sup>指出, 青藏高原因其海拔高而带来的缺氧、低温和大风, 是人类对高山环境气象适应的主要问题, 高山的“固体水库”作用和山地地面风速日较差随高度增加而加大的现象也是人类适应高山环境气象必须重视的问题。

由表 18 可见, 在青藏高原上, 氧气含量少且随着海拔高度增加而迅速减少。在海拔 3000 m 高度上, 氧气含量为海平面上的 70%, 在 6000 m 高度上, 仅为海平面上的 53%, 而在珠穆朗玛峰峰顶 (8848 m), 氧气含量仅为海平面的 31% 左右。

表 18 海拔高度与氧气含量

海拔高度/km	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
氧气含量/ $10^{-3}$	26.2	23.3	21.0	19.1	17.2	15.5	13.8	12.4	11.1	9.9

由表 19 可见, 在青藏高原上, 随着海拔高度增加, 地面风速日较差也迅速增大, 风速日较差从海拔 3500~5000 m 大约增加 4~5 倍, 即下午的风速要为上午风速的 4~5 倍。

表 19 海拔高度与地面风速日较差

站名	绒布寺	定日	拉萨
海拔高度/m	4950	4300	3670
风速日较差/ $m s^{-1}$	5.8	4.5	1.3

一般说来, 在高山地区, 冰川的“固体水库”作用, 除了能在降水季节以固态雪的形式把降水储存于冰川中以避免河流泛滥成洪灾, 而在高温的旱季让冰川缓缓融化把在降水季节储存的冰雪融入河水径流而减轻旱灾外, 也表现在无降水的日子里, 高山地区河水径流均呈现显著的日变化, 即日出后, 随着山区气温升高, 高山冰雪消融, 午后, 河水径流加大, 日落后, 径流逐渐减小。表 20 是中国高山地区多条河流的河水径流统计日变化情况。由表 20 可见, 在当地时间 14~20 时, 河水径流最大, 约为日平均径流的 2 倍; 在当地时间上午, 河水径流最小, 仅为日平均径流的 40% 许。

表 20 高山地区河水径流日变化

当地时间	02	04	06	08	10	12	14	16	18	20	22	24
相对径流*	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.6	2.0	2.5	2.0	1.3	0.9	0.6

\* 相对径流=逐时径流/日平均径流

表 21<sup>[31]</sup>提示我们, 在高海拔地区, 若大风与低温同时出现, 风冷效应会加速人体热量丧失, 往往产生比大气温度低 1~2 倍的“体感温度”, 极易造成人体冻伤, 若不适时正确治疗, 后果严重。观测表明, 在北半球的高山地区, 尤其在山脉北侧, 大风往往与低温伴随, 高山工作者务必注意。

表 21 风冷效应的经验统计

大气温度/ $^{\circ}C$	风冷相当温度/ $^{\circ}C$		
	2.5/ $m s^{-1}$	10/ $m s^{-1}$	20/ $m s^{-1}$
0	0	-12	-18
-10	-11	-26	-33
-20	-21	-40	-48

为了适应上述高山环境气象特点, 在高山地区生活与工作者必须牢记如下事项:

(1) 初到 3000 m 以上, 尤其是乘飞机到达者, 在前 3 天内应注意休息, 以尽快适应缺氧带来的高山反应。

- (2) 在高山活动, 尽量早出早归, 避免下午大风带来事故。
- (3) 要通过高山河流, 必须在中午前通过, 避免冰川融水高峰威胁生命安全。
- (4) 尽量避免在大风低温中活动, 若不能避免时, 千万注意保护手、足和脸部, 以免过低的体感温度引起冻伤。

## 参 考 文 献

- 1 杨逸畴、高登义、李渤生, 雅鲁藏布江下游河谷水汽通道初探, 中国科学 (B辑), 1987, **8**, 893~902.
- 2 高登义, 珠峰山地环境气象学, 陶诗言先生八十寿辰论文集, 1998, 337~345.
- 3 高登义, 人类在极端环境气象中的适应问题, 气候与环境研究, 1999, **4** (1), 5~8.
- 4 Reiter, and Gao Dengyi, Heating of the Tibet Plateau and movements of the South Asian High during spring, *Mon. Wea. Rev.*, 1982, **110**, 1694~1711.
- 5 Zhou Xiuji, and Chao Luo, Ozone valley over Tibetan Plateau, *Acta Meteorologica Sinica*, 1994, **8** (4), 505~506.
- 6 Zou Han, Seasonal variation and trends of TOMS ozone over Tibet, *Geophys. Res. Lett.*, 1996, **23**, 1029~1032.
- 7 邹捍、郜永祺、周立波, 大尺度山地上空的臭氧低值及地面加热, 气候与环境研究, 1998, **3** (3), 209~217.
- 8 Zou Han, and Gao Yongqi, Vertical ozone profile over Tibet using Sage I and II Data, *Adv. Atmos. Sci.*, 1997, **14** (4), 505~512.
- 9 Zou Han, Ji Chongping, and Zhou Libo, QBO Signal in total ozone over Tibet, *Adv. Atmos. Sci.*, 2000, **17** (4), 560~568.
- 10 季崇萍、邹捍、周立波, 青藏高原臭氧的准两年振荡, 气候与环境研究, 2001, **6** (4), 414~424.
- 11 Zou Han, Ji Chongping, and Zhou Libo, Wang Wei, and Jian Yongxiao, ENSO signal in total ozone over Tibet, *Adv. Atmos. Sci.*, 2001, **18** (2), 232~238.
- 12 邹捍、季崇萍、周立波等, 青藏高原臭氧的 ENSO, 气候与环境研究, 2001, **6** (3), 266~272.
- 13 王鼎新等, 珠穆朗玛峰地区大气环境本底初步探讨, 气象与环境 (珠穆朗玛峰地区科学考察报告), 北京: 科学出版社, 1980, 171~188.
- 14 叶笃正, 青藏高原地面冷热源, 青藏高原气象学, 北京: 科学出版社, 1979, 1~9.
- 15 Liu Qijun, Zhou Xiuji et al., Ozone vertical profile characteristics over Qinghai Plateau, *Variation of ozone in China and its influence on the climate and environment* (II), 北京: 气象出版社, 1997, 50~57.
- 16 季国良、陈有虞, 青藏高原的紫外辐射, 高原气象, 1985, **4** (4), 112~121.
- 17 Pu Bu Ci Ren et al., Ground-based measurements of solar ultraviolet radiation in Tibet: Preliminary results, *Geophys. Res. Lett.*, 1997, **24** (11), 1359~1362.
- 18 王木林, 大气本底监测站的 CH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub> 和 CO 浓度的初步分析, 中国地区大气臭氧变化及其对气候环境的影响 I, 北京: 气象出版社, 1996, 38~43.
- 19 刘全友、黄衍初, 南迦巴瓦峰地区的环境背景值, 南迦巴瓦峰登山科学考察, 北京: 科学出版社, 1993, 90~96.
- 20 Gao Dengyi, Lu Weixiu, and Gao Yongqi, Impacts of Kuwait Oil Fires on the Mount Qomolangma Region, *Adv. Atmos. Sci.*, 1996, **13** (2), 196~202.
- 21 寇有观等, 珠穆朗玛峰地区的太阳辐射, 气象与太阳辐射 (珠穆朗玛峰地区科学考察报告), 北京: 科学出版社, 1975, 118~132.
- 22 麻益民、宋正山、高登义, 横断山南部地区夏季热量平衡和水汽收支研究, 高原气象, 1993, **12** (3), 264~273.
- 23 Nitta, T., Observation study of heat sources over the eastern Tibetan during the summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1983, **61** (4), 590~604.
- 24 郑度, 珠穆朗玛峰地区自然带气候特征, 自然地理 (珠穆朗玛峰地区科学考察报告), 北京: 科学出版社, 1975, 1~15.
- 25 高登义、邹捍、王维, 雅鲁藏布江水汽通道对降水的影响, 山地研究, 1985, **3** (4), 239~249.

- 26 高登义, 雅鲁藏布江水汽通道及其对自然环境和人类活动影响, 世界第一大峡谷雅鲁藏布大峡谷历史、资源及其与自然环境和人类活动关系, 杭州: 浙江教育出版社, 2001, 174~196.
- 27 多吉才旦、杜文彬, 水汽通道对西藏文明的影响, 世界第一大峡谷雅鲁藏布大峡谷历史、资源及其与自然环境和人类活动关系, 杭州: 浙江教育出版社, 2001, 197~210.
- 28 何大明, 李恒, 独龙江和独龙族综合研究, 昆明: 云南科技出版社, 1996, 25~32.
- 29 杨勤业, 横断山区综合自然规划, 横断山考察专集 (一), 昆明: 云南人民出版社, 1983, 96~106.
- 30 朱受成、黄肇荣、杨生岳, 高海拔对人体二氧化碳通气反应性的影响, 高山生理 (珠穆朗玛峰科学考察报告), 北京: 科学出版社, 1980, 42~55.
- 31 Roger, G. B., *Mountain Weather and Climate*, Methuen, London and New York, 1981, 289pp.

## Advances of China Mountain Environment Meteorology

Gao Dengyi, Zou Han, Zhou Libo, and Liu Yu

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

**Abstract** The China Mountain Environment Meteorology (CMEM) is a cross subject studying on the interactions among mountain, atmosphere, environment, and human activities. The advances of CMEM have been done very quickly in the last decades. Since 1960, scientists of the Institute of Atmospheric Physics have taken part in lots of synthesis scientific researches organized by the Chinese Academy of Sciences in the mountain areas. Many subjects intercrossed one another in those researches, which accelerated the advances of study on the mountain environment meteorology in China. During the last decade, the mountain environment meteorology study at the Everest area, at the Tuomuer area of Tianshan Mountain and the Hengduan Mountains area developed very fast, so did the valley environment meteorology study at the Great Yarlung Zangbo Canyon. China Meteorological Administration set up environment and meteorology monitor stations in the Tibetan Plateau in order to watch the global environment changes. Moreover, some advances have also been made in the study on the relationship between ozone distribution on the Plateau and the QBO signals, ENSO signals, etc. with the satellite ozone data.

**Key words:** mountain environment meteorology; ozone; Great Yarlung Zangbo Canyon