

文章编号: 1006-6616 (2006) 04-0399-07

青藏高原与东西两侧大陆的气温差异

蒋复初, 王书兵, 傅建利, 王 燕, 殷伟德

(中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081)

摘要: 主要对我国昆仑山—秦岭以南的东西部气温的差异问题进行简要讨论。比较气象台站实测气温和换算至海面后的温度, 明显反映西部、中部和东部3个地貌阶块的海面气温自西向东逐级降低。我国西部高原地区全年温度较东部丘陵平原区相对偏高, 主要原因在于青藏高原和南亚次大陆主要为西南季风所控制, 致使气温相对偏高, 而东部深受东南季风和来自高纬冬季风的影响, 气温相对偏低。因而, 全球变化和区域性季风气候是导致东西部气温差异的主导原因, 而不能笼统地归之为高原增温效应和东部“冷槽”影响所致。

关键词: 气温差异; 全球变化; 季风气候; 青藏高原

中图分类号: P467; P462.4⁺1

文献标识码: A

在晚新生代, 中国大陆经历了由西低东高转变成西高东低的构造地貌过程, 形成三级地貌阶梯。地貌上的巨大变迁, 对亚洲乃至北半球大气环流和气候的时空演变产生了深刻的影响。中国大陆自然环境的形成和演变, 与晚新生代具全球意义的新构造、古海洋和古气候事件有着基本同步的发展过程^[1-2]。

我国西部高原高山的垂直自然气候带谱大大高于东部山地, 雪线、林线与多年冻土线等自然标志线的高度自西向东大幅度降低^[3-6], 高原对大气的增温效应影响了环境演化等的东西部差异, 亦与东部第四纪冰川的发育密切相关。在环境研究中, 我们曾根据自然带标志线(雪线、多年冻土线、森林线)空间分布特征探讨了自然带标志线与气候参数的定量关系^[3-5]。自然带标志线的空间分布状态综合反映了在现今中国大陆地势、地形、地貌背景上非季风区、南亚季风区和东亚季风区的气候对自然生态环境的不同影响, 为定量理解过去全球或区域的气候变化对不同地区乃至不同地点的生态环境的影响提供了现代的判识依据。在编图过程中发现, 与强烈的地势对照性相联系的自然标志线, 不完全符合正常的垂直地带性分布规律。同纬度的自然带标志线相比也显示出西高东低的空间特征, 东西部间的气温存在较大差异。本文主要在相关气象台站实测气温数据的基础上, 对我国昆仑山—秦岭以南的东西部气温差异问题进行简要的讨论。

收稿日期: 2006-08-29

基金项目: 国家自然科学基金项目(批准号: 40572169)和中国地质调查局地质调查项目(批准号: 1212010541401)成果。

作者简介: 蒋复初(1949-), 男, 研究员, 从事第四纪地质与环境研究。

1 沿 30°N 线的气温分布特征

为便于对比,将相关气象台站 1961~1980 年实测平均气温按统一的直减率换算到海平面高度后再进行比较。按一般通用的原则,我们采用 1 月平均气温代表冬季气温,换算时直减率采用 0.45℃/100m;7 月平均气温代表夏季气温,直减率取 0.60℃/100m,全年平均气温直减率取冬、夏两季的平均值 0.525℃/100m。从 N30°线附近气象台站实测气温和换算至海面后的温度来看(表 1),显示出西部、中部和东部 3 个地貌阶块的海面气温自西向东逐级降低的空间分布特征。

表 1 N30°线附近气象台站实测气温和换算至海面高程温度的比较

Table 1 Contrast between the measured temperatures at weather stations near 30°N and those obtained by conversion of the measured temperatures to the temperatures at sea level

台站	纬度	经度	海拔 /m	实测平均气温/℃			气温年较差 /℃	海面高程温度/℃			
				1月	7月	全年		1月	7月	全年	
西部	安巴拉	30°23'	76°46'	272	13.4	30.0	24.4	20.4	14.6	31.6	25.8
	普兰	30°19'	81°21'	3900	-9.1	13.7	3.0	22.9	8.5	34.1	23.5
	当雄	30°29'	91°05'	4200	-10.8	10.6	1.0	21.4	8.1	35.8	23.5
	易贡	30°19'	94°51'	2250	3.2	17.6	11.3	14.7	13.3	33.2	23.1
	波密	29°52'	95°46'	2754	-0.4	16.5	8.5	16.9	12.0	33.0	22.9
	巴塘	30°05'	98°55'	2589	3.6	19.5	12.2	15.9	15.3	35.0	25.1
	义敦	30°20'	99°21'	3200	-3.3	14.1	5.8	17.4	11.1	33.3	22.6
	理塘	30°00'	100°16'	3948	-6.2	10.7	3.0	16.9	11.6	34.4	23.7
	雅江	30°02'	101°02'	2925	1.2	18.3	10.7	17.1	14.4	35.0	26.1
	新都桥	30°09'	101°45'	3461	-3.8	13.0	5.1	16.8	11.8	33.8	23.3
中部	康定	30°05'	102°02'	2616	-2.5	15.8	7.1	18.3	9.3	31.5	19.4
	雅安	30°00'	103°03'	628	6.1	25.4	16.2	19.3	8.9	29.2	19.5
	遂宁	30°30'	105°35'	228	6.5	27.4	17.5	20.9	7.7	29.0	18.9
	简阳	30°24'	104°33'	451	6.4	26.7	17.2	20.3	8.4	29.4	19.6
	涪陵	29°45'	107°25'	2230	7.1	28.7	18.2	21.6	9.3	30.3	19.6
	石柱	30°00'	108°08'	572	5.5	27.1	16.6	21.6	8.1	29.5	19.6
	恩施	30°16'	109°22'	437	4.9	27.2	16.4	22.3	6.9	29.8	18.7
东部	五峰	30°10'	110°37'	908	1.8	24.2	13.1	22.4	5.9	29.7	17.9
	荆州	30°24'	112°05'	35	3.2	28.1	16.0	24.9	3.4	28.3	16.2
	黄石	30°15'	115°01'	22	3.7	29.5	17.0	25.8	3.8	29.6	17.1
	黄山	30°08'	118°09'	1840	-3.4	17.8	7.7	21.2	4.9	28.8	17.4
	杭州	30°19'	120°12'	7	3.6	28.7	16.1	25.1	3.6	28.7	16.1
定海	30°02'	122°07'	136	5.3	26.8	16.3	22.1	5.5	27.0	16.5	
N30°线全球平均温度								14.7	27.3	20.4	

(1) 西部高原1月气温除当雄(8.1℃)相对偏低外,总体上较高。向东增高,多在11~12℃之间,其中巴塘最高,为15.3℃。至东缘的康定降为9.3℃。从四川盆地到鄂西山地,1月气温从雅安的8.9℃至五峰降为5.9℃,显示出逐渐降低的变化趋势。东部从江汉平原到浙江沿海冬季总体低温,其中以荆州(3.4℃)为最低,杭州(3.6℃)次之。陆上略有降低,定海明显增高,这可能是海洋的增温效应所致。青藏高原与长江中下游平原的1月温差最大可达12℃左右。

(2) 沿N30°线西部青藏高原的7月气温一般变化于33~35℃之间,较东西两侧都要高些。其中又以当雄(35.8℃)为最高,康定(31.5℃)最低;中部四川盆地与鄂西山变化不大,为29~30℃;东部以江汉平原的黄石(29.6℃)最高,沿海地区以定海(27.0℃)最低。东部定海与西部当雄7月最大温差达8.8℃。

(3) 西部高原地区年平均气温一般变化于23~26℃之间,只有东缘的康定年均温相对偏低,为19.4℃。四川盆地年均温为20~19℃,到鄂西山地渐降至18℃左右;东部地区多为16~17℃。东西部间年均温最大差值为10℃左右。

(4) 把它们与全球平均温度^[7]相比,青藏高原1月的平均温度低于N30°线全球平均温度(14.7℃)0.3~6.6℃,仅金沙江河谷区的巴塘略高出0.6℃,而东部则偏低9.2~11.3℃;7月西部青藏高原气温高于平均值(27.3℃)4.2~8.5℃,但东部地区陆上仅高1.0~2.3℃,沿海的舟山岛定海则偏低0.3℃;年均温西部高原地区高于全球平均温度2~6℃,东部地区低于全球平均温度3~4℃。

综上所述,就全球N30°线而言,我国大陆存在西部夏季高温和冬季偏低温,东部冬季低温显著和夏季高温不显著的现象。

2 青藏高原及东西两侧地区的气温分布特征

除30°N线附近的气温比较外,我们同时对青藏高原及东西两侧部分相近纬度的气象站的实测温度记录按直减率统一换算至海平面高度后再进行比较。同样,以1月代表冬季,直减率采用0.45℃/100m,7月代表夏季,直减率取0.60℃/100m,全年取平均值0.525℃/100m。青藏高原及东西两侧相关气象站换算后的海平面年均温列于表2、图1。

(1) 高原的1月气温比东部地区偏高,但又比西边的巴基斯坦、印度和缅甸等低平地区偏低,尤以干燥的青藏高原腹地地区更甚;7月气温均比两边高,尤以当雄(35.8℃)最为突出,说明高原确实存在夏季增温效应;年平均气温比我国东部平原和沿海地区的年均温高7~9℃,但也比西侧印度和巴基斯坦低平地区的年均温偏低。我国西部高原的温度水平在同纬度的亚洲大陆上并不是最高的。

(2) 高原东边的长江中下游东南季风区与西边的印巴次大陆西南季风区相比,1月气温约低10~12℃,7月气温约低2~6℃,年均温约低8~10℃,并自北向南呈现差距减小的趋势,显示出纬度地带性的影响。

所以,我国东部秦岭与南岭间是属冬季绝对降温的亚热带气候,岭南为热带气候区,同纬度的南亚次大陆具有热夏和暖冬的热带气候,而界于两者之间的青藏高原则为以夏季高温为主要特征的高原气候。

表2 青藏高原与其东西两边气温的比较

Table 2 Comparison of air temperatures between the Qinghai-Tibet Plateau and its eastern and western sides

气象台站	纬度	经度	海拔 高程 /m	平均气温/℃			海面均温/℃			高原与东西两侧海面温差/℃					
				1月	7月	全年	1月	7月	全年	1月		7月		全年	
白沙瓦	34°01'	71°34'	36	10.6	32.2	22.3	10.8	32.4	22.5	9.1	/	5.9	/	8.5	/
吉迈	33°48'	99°48'	3968	-16.2	2.7	-6.8	1.7	26.5	14.0		1.0		/		-1.8
许昌	34°01'	113°50'	72	0.4	27.9	14.6	0.7	28.3	15.0	/	/	/	/	/	/
杰卢姆	32°56'	73°44'	233	12.2	30.5	22.7	13.2	31.9	23.9	11.8	/	7.1	/	10.8	/
玉树	33°06'	96°45'	3703	-15.3	2.6	-6.3	1.4	24.8	13.1		0.5		/		-2.8
高邮	32°48'	119°27'	5	0.9	27.6	14.6	0.9	27.6	14.6	/	/	/	/	/	/
拉合尔	31°33'	74°20'	214	12.0	31.2	23.5	13.0	32.5	24.6	11.7	/	8.7	/	11.4	/
甘孜	31°38'	99°59'	3394	-14.0	3.4	-4.6	1.3	23.8	13.2		-1.4		/		-5.2
巢湖	31°37'	117°52'	22	2.6	28.9	16.1	2.7	29.0	16.2	/	/	/	/	/	/
安巴拉	30°23'	76°46'	272	13.4	30.0	24.4	14.6	31.6	25.8	6.5	/	-4.2	/	2.3	/
当雄	30°29'	91°05'	4200	-10.8	10.6	1.0	8.1	35.8	23.5		4.7		/		7.5
荆州	30°24'	112°05'	35	3.2	28.1	16.0	3.4	28.3	16.2	/	/	/	/	/	/
新德里	28°35'	77°12'	216	13.7	31.1	24.8	14.7	32.4	25.9	10.6	/	6.5	/	11.5	/
定日	28°35'	86°37'	4300	-15.3	0.1	-8.1	4.1	25.9	14.4		-1.0		/		4.1
南昌	28°40'	115°58'	47	4.9	29.7	17.5	5.1	30.0	17.7	/	/	/	/	/	/

3 我国东西部气温差异问题

在晚新生代, 中国大陆经历了由西低东高转变成西高东低的构造地貌过程, 晚中新世的强烈断块运动伴随着强烈的火山喷发, 把不同构造地貌单元焊接成具有整体性的青藏地块, 地面平均高程达到 3000m 左右, 自距今 120 万年以来, 经阶段性整体隆升, 形成今日平均海拔 4000~5000m 的青藏高原。中国大陆的三级地貌阶梯逐步明显, 东西间的地势差异不断加强。地貌上的巨大变迁, 必然对亚洲乃至北半球大气环流和气候的时空演变施加了深刻的影响, 奠定了今日气候格局的下垫面基础。

青藏高原季风区地貌单元包括青藏和云南高原, 它的北界大致为昆仑山, 即是与西风急流北支西风带区的分界; 东界大致在 E105°线, 是东亚冷空气南下的地形锋区; 西界和南界已出国境, 但应当是高原的地形边界带。气候研究成果显示^[9], 青藏高原相对于四周同高度的自由大气, 夏季高原地面存在加热效应, 因而为热源; 冬季高原的热效应比较复杂, 深切峡谷中温度偏高, 大面积的高原面是一个冷源。因此在青藏高原上空夏季为热低压控制, 冬季为冷高压左右。这种高原季风气候决定了青藏高原自然环境的特殊性和内部差异性, 形成了以垂直气候带大幅度升高为主要特征的区域气温。青藏高原大气受到来自地面的加热作用, 使得地表年均温明显增高。对 N30°线附近气象台站年均温的初步分析显示, 从近海到高原的加热梯度约 0.2℃/100m, 表明区域性地面高程每增高 500 m, 年均温比正常的还要增加 1℃。海拔在 4000~5000m 间的青藏高原, 年均温要比同纬度的东部地区高 8~10℃。高

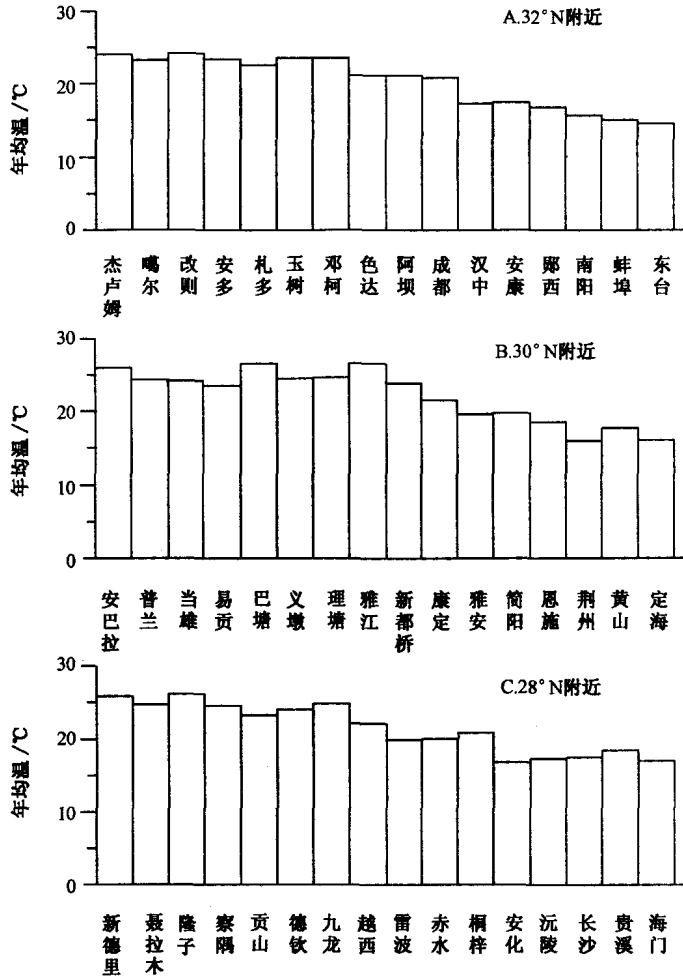


图 1 青藏高原及两侧气象站实测年均温换算至海平面年均温后的直方图^[8] (按 0.5°C/100m 计)

Fig.1 Histograms of annual average temperatures at sea level obtained by conversion of measured annual average temperatures at weather stations on the Qinghai-Tibet Plateau and in its adjacent areas (on the basis of 0.5°C/100 m)

原的增温效应足以使雪线和森林线的垂直带谱，比相应的东部地区升高 200m 左右。

我国西部高原地区全年温度较东部丘陵平原区相对偏高，主要原因在于青藏高原和南亚次大陆主要为西南季风所控制，以及高原的增温效应的影响。经初步计算，不同高程的西部高原地面的 7 月增温率大约为 1.8~2.0°C/1000m，以高程 4500m 计，青藏高原面上存在 8~9°C 的 7 月增温值，故在 N30°线上，因高原夏季加热效应可使年均温高出 N30°线平均值 3.5~4.0°C。而东部地区为东南季风区，冬季受强大的冬季风和西伯利亚寒流的影响，使冬季的平均气温明显地低于西部高原及其以西孟加拉湾和印度洋气候区，即使在夏季，东南季风区的温度也比西南季风区偏低。东部低地冬季 1 月降温值可达 9~10°C，导致现今年均温比 N30°线平均值偏低 4.5~5.0°C。所以，东部和西部的年均温差之和 8~9°C，即是 N30°线上青藏高原和长江中下游的年均温差值，是多种气候因素的综合效应，其差值主要部分由西部

的夏季增温值和东部的冬季降温值组成。

上述事实足以说明,中国东部深受东南季风和来自高纬冬季风的影响,所以气温相对偏低;而高原和南亚次大陆主要为西南季风控制,致使气温相对偏高;两类季风的交汇地区成为温度纬向差异性分布的过渡带。因而,导致青藏高原与其两侧大陆气温差异的主导原因应是季风气候,青藏高原自身的热源增温和东部低地“冷槽”降温也是不可忽视的因素,后两者似乎分别有各自的贡献,加剧了高原与其两侧大陆气温的差异。因此,在涉及全球变化的区域响应时,应该充分考虑东南季风和南亚季风的演变。

4 需进一步研究的问题

类似现今的海陆分布早在中新世晚期就已基本成型,我国北方红粘土和黄土的时空分布表明,季风气候在 7.6 Ma BP^[10]前甚至更早至 22 Ma BP^[11]就已形成,2.5 Ma BP后进一步发展,并形成今日的大气环流格局。冬季风的强度还随冰期与间冰期的交替变化而变化,而且第四纪大冰期中因大陆架露出海面,现今中国东部地区的大陆度增加,而使夏季风对长江中下游地区的影响减弱,也会使得夏季冷空气南下的频度和强度相应加强,降温幅度的加大使东部地区雪线高度降低,是否有助于该区的冰川发育尚待进一步研究。

中国大陆东西部地貌差异在动态变化之中,第四纪以来东西部之间的地面高差的最大变幅为 2500~3000m^[12],因而,东西部气温差异也是一种动态过程。气温差异的原因和变幅因时因地而异,它既受新构造活动等地质地貌过程的制约,又叠加了全球性气候变化和区域性季风强弱变化的多重效应。所以,为了正确认识东西部气温差异的时空演变,需考虑新构造运动升降的动态效应幅度,剖析过去地质过程中的渐变事件和突变事件,预测将来的环境变化趋势,对构造、气候及其它环境因子之间的综合关系和正负反馈机制进行深入的对性和定量研究,是应予重视的第四纪环境地质问题之一。

参 考 文 献

- [1] 蒋复初,吴锡浩. 中国大陆阶梯地貌基本特征 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 1993, 13 (3): 15~24.
- [2] 中国科学院《中国自然地理》编辑委员会. 中国自然地理(地貌) [M]. 北京: 科学出版社, 1980. 255~300.
- [3] 蒋复初,吴锡浩,王书兵,等. 中国气候雪线空间分布特征 [J]. 地质力学学报, 2002, 8 (4): 289~296.
- [4] 蒋复初,吴锡浩,王书兵,等. 中国大陆气候多年冻土线空间分布基本特征 [J]. 地质力学学报, 2003, 9 (4): 303~312.
- [5] 蒋复初,吴锡浩,王书兵,等. 中国大陆森林线空间分布特征及其与多年冻土线、气候雪线的关系 [J]. 地质力学学报, 2004, 10 (4): 289~299.
- [6] 施雅风. 中国冰雪冻土图 [M]. 北京: 地图出版社, 1988.
- [7] J. Houghton. 全球变暖 [M]. 北京: 气象出版社, 1995.
- [8] 蒋复初,赵志中,王书兵,等. 青藏高原环境研究中的几个问题 [C] //地质力学专业委员会和第四纪地质专业委员会. 青藏高原地质过程与环境灾害文集. 北京: 地震出版社, 2005. 13~19.
- [9] 叶笃正,高由禧. 青藏高原气象学 [M]. 北京: 科学出版社, 1979. 1~278.
- [10] 孙东怀,刘东生,陈明扬,等. 中国黄土高原红粘土序列的磁性地层与气候变化 [J]. 中国科学 (D), 1997, 27 (3): 266~270.
- [11] Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, et al. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China [J]. Nature, 2002, 416: 159~163.
- [12] 吴锡浩,安芷生. 黄土高原黄土-古土壤序列与青藏高原隆升 [J]. 中国科学 (D辑), 1996, 28 (2): 103~110.

TEMPERATURE DIFFERENCE BETWEEN THE QINGHAI-TIBET PLATEAU AND ITS CONTIGUOUS AREAS

JIANG Fu-chu, WANG Shu-bin, FU Jian-li, WANG Yan, YIN Wei-de

(*Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100081*)

Abstract: This paper briefly discusses the difference of temperatures between the western and eastern parts south of the Kunlun-Qinling mountains of China. Comparison between the measured temperatures at weather stations and the temperatures obtained by conversion of the measured temperatures at sea level shows that the sea-level temperatures in the western, middle and eastern geomorphologic steps of China decrease gradually at $0.5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ from west to east. The annual average arithmetic temperatures in the plateau region of western China are higher than those in low, level region of eastern China, mainly because the climate of the Qinghai-Tibet Plateau of western China and the Southern Asian subcontinent has been controlled by the southwestern monsoons, while the climate in eastern China has been mainly influenced by the southeastern Asian monsoons and winter monsoons from high latitudes. Therefore, the global change and regional-scale monsoon climate are the primary cause responsible for the difference of arithmetic temperatures between eastern and western China, so we cannot broadly ascribe the temperature difference to the warming effect of the plateau and the effect of "cold troughs" in the east.

Key words: temperature difference; global change; monsoon climate; Qinghai-Tibet Plateau

“大陆构造与资源环境”暨第七届全国地质力学学术研讨会 于2006年10月27~29日在北京召开

会议由中国地质科学院地质力学研究所等单位主办。中国地质调查局、中国地质科学院、中国地震局、中国科学院、北京大学等20个省市自治区的43个单位,150多名代表参加了会议。李廷栋、马宗晋、张宗祜、翟裕生、汪集旸、邓起东、赵文津、康玉柱等院士出席了本次讨论会。国土资源报等新闻单位对会议进行了报道,会议汇编了《“大陆构造与资源环境”暨第七届全国地质力学学术研讨会论文摘要集》。

与会专家就中国主要构造体系控油作用、青藏高原地质调查研究新进展、构造体系与成矿系统、地质力学发展的基本问题、大巴山前陆演化与找油方向、中国地质灾害的类型与防治、青藏高原隆升与湖泊演化、青藏高原隆升与中国西部盆地构造形成的耦合以及李四光的学术创新思想等问题作了精彩的大会报告。

会议代表们围绕地质力学与陆内变形、矿田构造与成矿预测、地质灾害与环境、新构造运动与地壳稳定性、盆地构造与油气资源等5个主题,分别作了专题报告。

会议集中展示了自1999年第六届全国地质力学会议以来,继承与发展李四光科学创新精神的新思维、新创建、新成果;突显了李四光科学创新精神与现代经济建设相结合的新进展。