中国科学(B 辑)
第25卷 第10期 SCIENCE IN CHINA (Series B) 1995年10月

古里雅冰芯中小冰期以来的气候变化*

姚檀栋 焦克勤 杨志红 施维林
(中国科学院兰州冰川冻土研究所,兰州 730000)

摘要 以古里雅冰芯中 $\delta^{18}O$ 和积累量的记录为基础,论述了小冰期以来古里雅冰芯所反映的气候变化特征. 自1570年以来,古里雅冰芯所记录的气候经历了几次明显的变化,17世纪和19世纪是400多年来的相对寒冷和少雨时期;18世纪和20世纪是400多年来的相对温暖和多雨时期. 古里雅冰芯反映了这一地区温度和降水的密切关系:温度上升对应降水增加,温度下降对应降水减少. 这种关系与季风对本区的影响具有内在联系.

关键词 古里雅冰芯 $\delta^{18}O$ 积累量 季风

小冰期作为在地球上广大地区内业已证实的距今最近的一次冷期,已由不同的学者通过不同的方法进行了广泛的研究. 在中国东部,小冰期的研究主要是通过史料记载[1~3],在中国西部,用树木年轮[4,5]和冰芯[6]等方法研究,取得了一定进展,但资料系列和覆盖地区还需进一步扩展. 近年来我们先后在敦德冰帽、唐古拉冰川、希夏邦马冰川和古里雅冰帽提取了大量冰芯样品,在填补青藏高原的气象记录空白方面迈出了一步. 特别是作为青藏高原第三极的干寒极点,古里雅冰帽是记录高分辨率气候变化的天然档案[7~10]. 本文将以古里雅冰帽的最新资料,着重论述小冰期以来的气候变化.

关于小冰期的划分研究,往往因资料序列的限制或地区的不同而有所不同. 本文以已有的资料序列为基础,以17世纪冷期以来的时段作为讨论范围.

1 时间序列的建立

古里雅冰芯断代的方法是冰芯提取以后,对冰芯进行以污化层为标志的层位序列的描述,并在室内 $\delta^{18}O$ 分析的基础上,以 $\delta^{18}O$ 的季节变化特征作为年层划分的另一个指标,按照污化层和 $\delta^{18}O$ 的变化特征,最后以污化层变化为基础,建立了古里雅冰芯污化层厚度与深度的关系(图1). 可以看出,年层厚度在上部变化较大,在一定深度(大致在30 m)以下,这种变化较小并逐渐稳定. 在不同的流动模式中,适合这种情况的最佳模型就是Bolzan一级模型. 按照这种模型,垂直速度 $V(y)$ 随深度的变化关系为

$$V(y)=b(1-y/H)^{p+1}, \tag{1}$$

1994-04-15收稿,1994-10-17收修改稿
* 国家攀登计划和国家自然科学基金资助项目

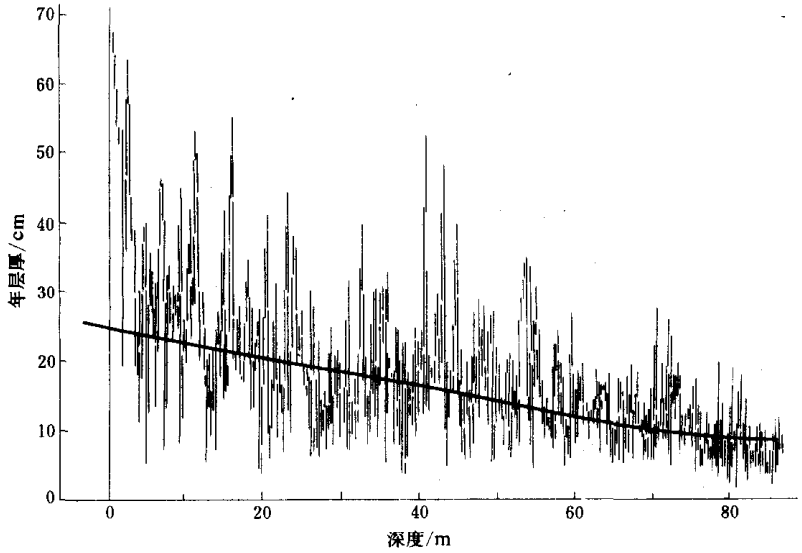

图 1　古里雅冰芯年层厚度随深度的变化

其中，b 是以 m/a 表示的积累率，y 是冰当量深度，p 是稳定参数.

按照合理的应变关系，以图 1 和方程(1)的年层 - 深度关系进行模拟，其中 $b=0.252$ m 冰当量，$p=2.369$，按模拟当量结果 $H=323$ m，得到时间模型为

$$T(y)=541.05[(1-y/323)^{-2.369-1}]. \qquad (2)$$

用上述时间模型得到的结果，又用污化层的时间序列进行了验校，以期提高模型的定年精度.小冰期以来时段内，模型结果与污化层时间序列的验校结果是：在污化层计数为 100, 300, 400 和 500 a 的深度内，模型定年结果分别为 104, 301, 401 和 500 a，最大绝对误差只有 4 a，不到 1%，说明利用模型定年得到的结果与污化层定年得到的结果极为一致.

此外，时间模型结果也与 $\delta^{18}O$ 时间序列进行了比较.如图 2 所示，从冰芯顶部至 10 m 深处，按氧同位素峰值计数共有 30 个年层，按污化层模型计算结果，在同深度处为 31 个年层，两者相差只有一年，误差在 2.5% 以内.

根据上述 3 种断代方法的比较，我们认为 3 种方法中的任一种都能建立高精度的时间序列. 但污化层方法更直观，更易判别. 所以，本文所用时间序列最后以污化层方法建立.

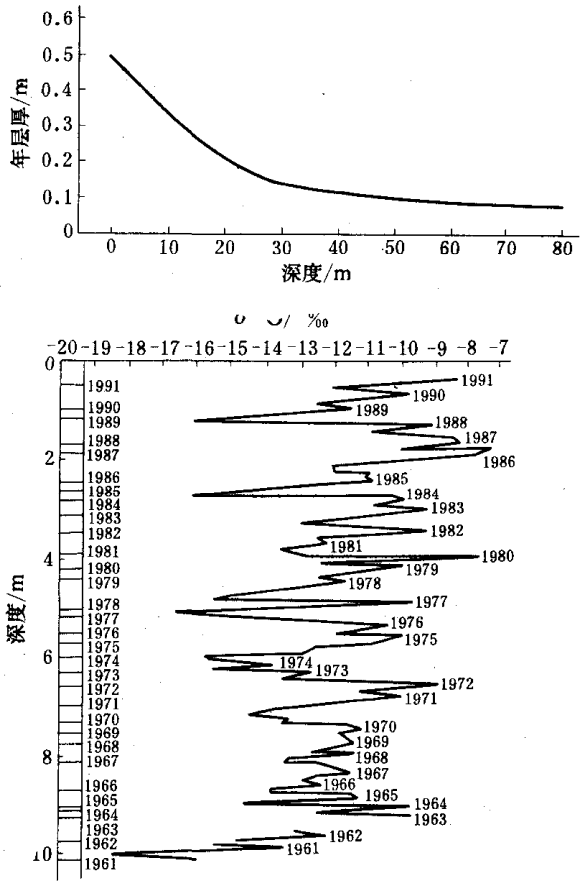

图 2　古里雅冰芯上部 10 m 氧同位素序列与模型结果的对比

2 $\delta^{18}O$ 和冰川积累 - 气温和降水的替代指标

冰川记录中的 $\delta^{18}O$ 作为气温的指标，对反映长期气候变化是可靠的．这可从以下几方面得到证实：(1) $\delta^{18}O$ 的季节变化特征与气象站气温变化具有平行的相关关系．不论是在高原面上的沱沱河气象站，还是在高原北侧的德令哈气象站，气温的变化与 $\delta^{18}O$ 的变化具有很好的对应关系：冬季，气温降低，降水中的 $\delta^{18}O$ 值减小；夏季，气温升高，降水中的 $\delta^{18}O$ 值也增大；(2) 降水中的 $\delta^{18}O$ 与气温的这种季节变化的对应关系通过数学模型可以定量地表示出来．大致是：降水中的 $\delta^{18}O$ 每增大(或减小) 1‰，温度上升(或下降)约 1.6℃；或者说，温度每上升(或下降) 1℃，降水中的 $\delta^{18}O$ 增大(或减小)约 0.6‰；(3) 降水中的 $\delta^{18}O$ 与海拔高度的变化具有线性对应关系：即海拔高度上升，降水中的 $\delta^{18}O$ 减小，海拔高度下降，降水中的 $\delta^{18}O$ 增大．不论是在古里雅冰帽的小范围内，还是整个青藏高原北部，这种关系都是存在的．因为海拔高度的高低影响着温度的高低，所以，降水中 $\delta^{18}O$ 与海拔高度的关系实际上仍反映了它与温度的关系．

冰芯中的积累量是大气降水在冰川上直接记录，在气象站，降水是通过雨量筒作为接收器来记录各种天气过程所产生的降水．在冰川上则是以整个冰川作为接收器来记录各种天气过程所产生的降水．雨量筒因其面积小，在记录降水量时会受到各种偶然过程和随机误差的影响．冰帽积累也会受到风吹雪过程的影响．但大量研究证实，冰帽的积累在各类冰川中是最接近实际降水量的．如果撇开这些偶然和随机影响因子，那么以冰川作为接收器和以雨量筒作为接收器所记录的降水应是等同有效的．

需要考虑的一个因素是，由于相对湿度在不同的高度的分布是不同的，因此，在不同的站之间进行比较时，若要进行绝对量值的比较是行不通的．在青藏高原，相对湿度随高度的变化与东侧平原地区有所不同(图 3)，其相对湿度不是随高原的上升而递减，而是在一定的高度范围内随高度的增加而增加，然后再递减．这样，在 400 hPa 左右，高湿层的厚度和强度都达到最大．夏季是青藏高原的雨季．同时，夏季时，高原平均对流最强的层次也在 400 hPa 左右．由于高原上的高湿层有利于冰晶的形成和云的发展，所以 400 hPa 左右应是高原对流和水汽凝结的重要高度，这里及附近的高度所截获的降水量也就大于较低高度处所截获的降水量．古里雅冰帽海拔顶部接近 7 000 m，正好基本位于这一高湿层中，因此这里的降水量必然大于低海拔处气象站的降水量．这从表 1 的比较中看得十分清楚．

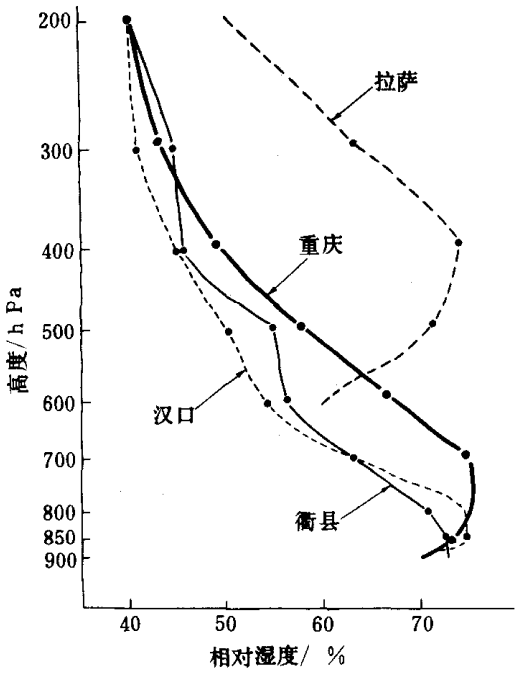

图 3 青藏高原及东侧平原地区夏季相对湿度随高度的变化

基于上面的讨论，我们认为，就古里雅冰芯而言，$\delta^{18}O$ 和冰川积累量是反映气候变化的两个主要因子——气温和降水的最好替代指标．

表 1　古里雅冰帽及周围台站湿度降水的比较

地　点	北　纬	东　径	海拔/m	年降水/mm	气温/℃		
					年均	1月	7月
古里雅			6 700	200 (1570～1991)	−19	<−24	
甜水海	35°21	79°33′	4 860	23.8	−7.7	−21.2	6.0
康西瓦	36°12′	78°46′	3 986	36.6	−0.6	−11.3	9.8
天文点			5 171.2	46.7	−9.8	−21	3.0
空喀山口			5 278	30.1	−9.3	−19.9	4.2
和　田	37°08′	79°56′	1 374.6	35.0	12.1	−5.7	25.5

3　古里雅冰帽小冰期以来 $\delta^{18}O$ 和积累量的恢复

运用前述时间序列模型，我们将 $\delta^{18}O$ 随深度变化转换成随时间的变化(图 4)．在图 4 中，我们不但恢复了 $\delta^{18}O$ 的逐年变化，还计算了 10 a 平均值的时间序列．为了研究趋势变化，我们又对 10 a 平均值作了 11 点滑动平均．从逐年变化序列中可以看出异常温暖和异常寒冷的年份．这些异常温暖与异常寒冷年份的出现，有一定的规律可循：异常温暖年份基本上是出现在暖期内，异常寒冷年份基本上是出现在冷期内和由冷变暖及由暖变冷的过渡期内．异常寒冷年份出现在气候过渡期内，必然对气候产生大的扰动而引起气候的不稳定．10 a 平均值时间序列和 10 a 平均值的 11 点滑动平均时间序列都明显地反映了 17 世纪冷期以来温度变化的基本趋势：16 世纪末、17 世纪初，气候由暖变冷，在 17 世纪中达到这一时段的寒冷鼎盛期；18 世纪初气温迅速回升，嗣后虽有多次小的冷期扰动，但温暖气候一直是 18 世纪的主要特征；19 世纪初气温急剧下降，并在 1820 年左右达到古里雅冰芯中 17 世纪以来的最寒冷时期，一直持续到 20 世纪初．此后，气温上升成为主要趋势．

降水指标—— 积累量恢复的基础是冰芯中年层厚度的变化(图 1)．由于年层厚度是随冰川厚度的增大而减薄的．所以，必须要有相应的公式进行校正计算．由于不同的冰川的减薄率会随冰温、冰的应变率等基本特征的差异而有所不同，所以不同的冰川所用的校正公式也是不一致的．我们对古里雅冰芯所提出的年层厚度随深度变化的校正公式为

$$\lambda=\lambda_1/(1-y/H)^{3.369}, \tag{3}$$

根据此公式，就可对图 1 中年层厚度随深度的变化校正并转换成随时间逐年变化的序列(图 5(a))．如同对 $\delta^{18}O$ 时间序列的处理方法一样，我们也在古里雅冰芯逐年积累变化的基础上，计算了 10 a 平均值(图 5(b))和对 10 a 平均值的 11 点滑动平均(图 5(c))，以进行趋势分析．将积累量的逐年变化、10 a 平均值变化和 10 a 平均值的 11 a 滑动平均值变化结合起来进行分析，更能说明一些问题．首先，整个 17 世纪是一个低降水时期，平均降水量不足 200 mm；18 世纪降水量增加，有几个明显的多降水时段：1700～1720 年，1730～1750 年，1770～1790 年．整个 19 世纪是又一低降水期．除 1830 年左右降水略有增加外，其余时间降水量在 180 mm 左右．进入 20 世纪以后，降水量急剧增加．虽然就逐年变化看，20 世纪最大降水年份的降水量并未超过 18 世纪，但由于 20 世纪整个时段的降水都很高，所以可以明显看出 20 世纪平均降水已远远超出 18 世纪的降水．这种趋势在滑动平均图(图 5(a))上看得更清楚．

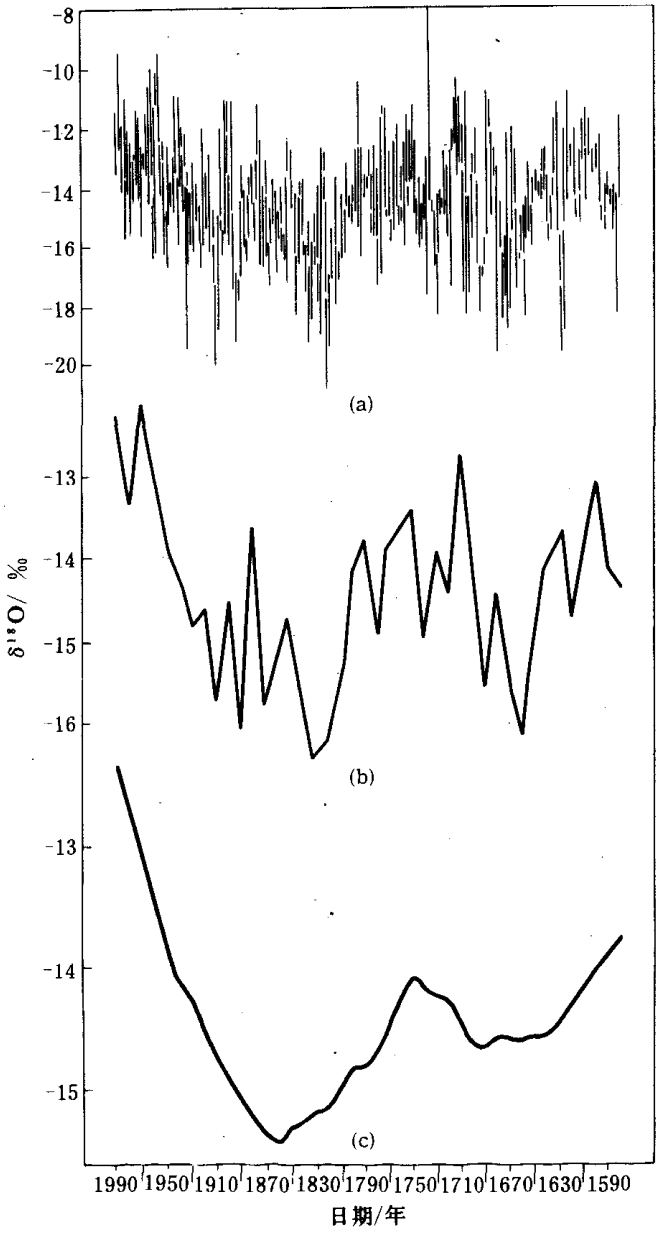

图4 古里雅冰芯中 $\delta^{18}O$ 随时间的变化
(a)逐年变化, (b)为 10 a 平均值变化, (c)10 a 年平均值的 11 点滑动平均

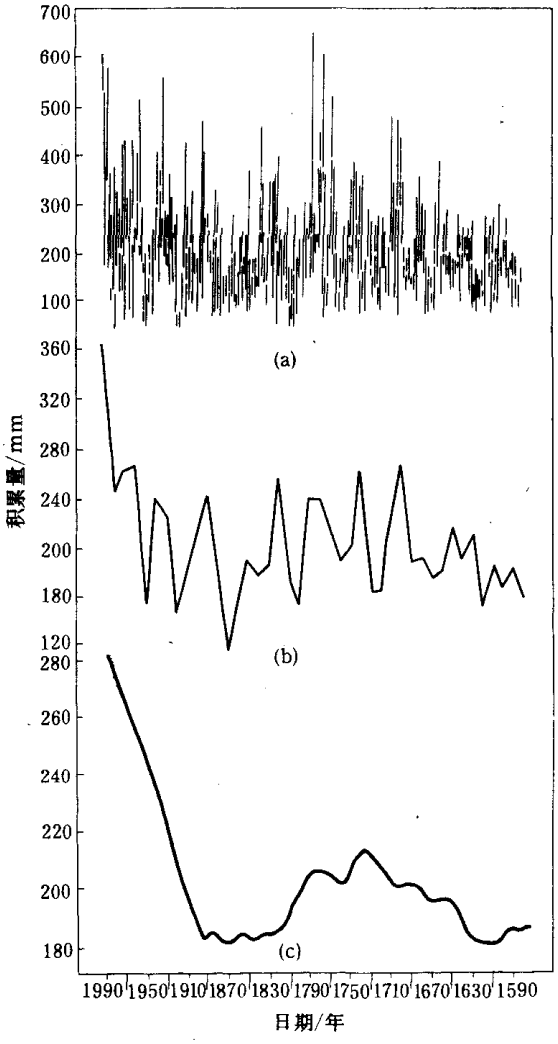

图5 古里雅冰芯积累量的逐年变化((a)), 10 a平均值变化((b))和对10 a平均值的11点滑动平均((c))

4 讨论

图6是古里雅冰芯中积累和 $\delta^{18}O$ 的长期变化趋势图. 直观判断就可看出, 在古里雅冰芯中, 气温和降水是密切相关的: 气温下降, 伴随着降水的减少, 气温上升, 伴随着降水的增大. 17世纪寒冷期, 降水量不到 200 mm; 18世纪气候转暖, 降水量增加到 210 mm; 19世纪气候再度转冷并达到小冰期以来的最寒冷时段, 降水量也急剧减少到 180 mm 左右, 且维持了

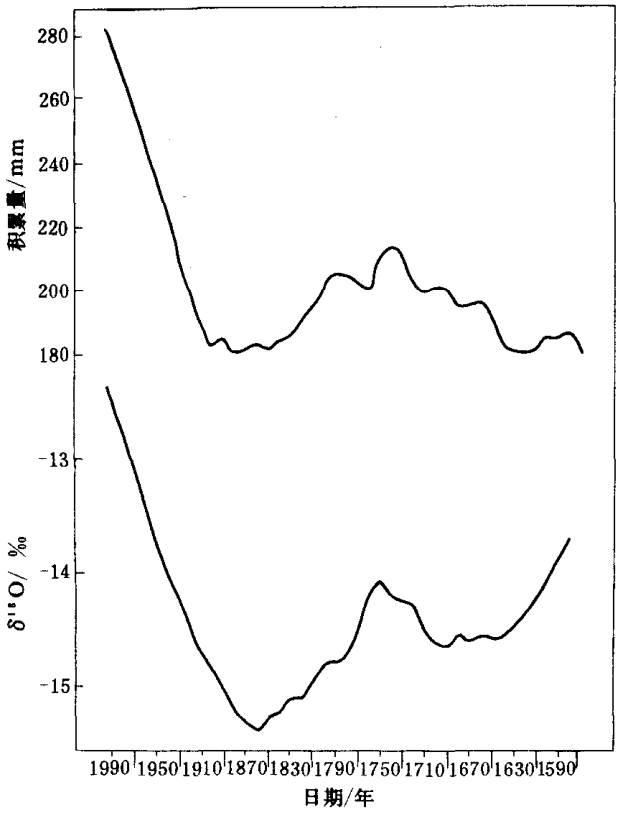

图 6　古里雅冰芯中小冰期以来 $\delta^{18}O$ 和积累量变化趋势(10a 平均值的 11 点滑动平均)

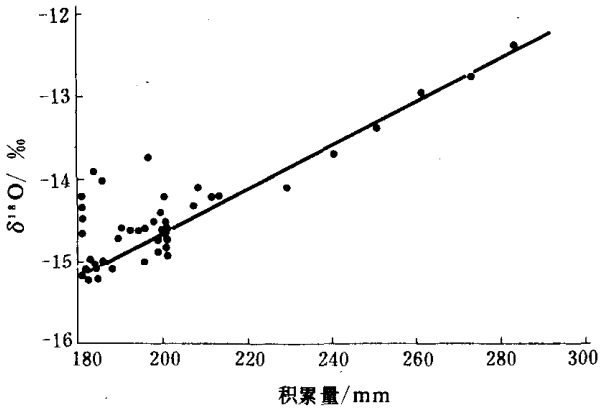

图 7　古里雅冰芯中 $\delta^{18}O$ 与积累量相关图

整一个世纪；进入 20 世纪以后，气温急剧上升，伴随着降水的急剧增加，达到小冰期以来的最高值(达 280 mm)．在古里雅冰芯中，$\delta^{18}O$ 和积累量的相关系数达 0.86．如果用一相关图来表示，可以直观显示两者极好的线性相关关系(图 7)．

这种特征并不是古里雅冰芯所独有的．从最近我们获取的唐古拉冰芯记录，也可看到这种特征，即长时间尺度上，温度上升伴随着降水的增加，温度下降伴随着降水的减少[11]．实际上，如果我们将唐古拉冰芯和古里雅冰芯的 $\delta^{18}O$ 记录进行比较(图 8)，可以发现这两记录之间相关很好．既然东西相隔达 1 000 km 的两根冰芯记录中的 $\delta^{18}O$ 具有完全相同的趋势，且每根冰芯内的 $\delta^{18}O$ 和积累量又都具有密切的正相关关系，那么，我们就不能认为这种关系是某种偶然因素导致的，而应当从影响这些关系产生的共同过程去寻找原因．这一过程既导致两地具有共同的温度变化趋势，又导致两地的水汽供应趋势相同．季风正是主导这些变化趋势的根本过程．青藏高原冰川的水汽主要有以下可能来源：来自孟加拉湾东南方向的印度洋水汽输送；来自阿拉伯海西南方向的水汽输送[12]，局地对流云水汽输送和来自西风带的水汽输送．孟加拉湾丰沛的水汽溯布拉马普特拉河而上，进入雅鲁藏布江大拐弯后，以明显的“湿舌”状伸入高原腹地易贡、嘉黎一带，此后沿雅鲁藏布江北上，转向西北伸入高原北缘．这一水汽路径是唐古拉山降水水汽的主要来源．阿拉伯水汽路径的发展是：夏季，由于印度半岛和阿拉伯海热低压活动频繁，大量对流云

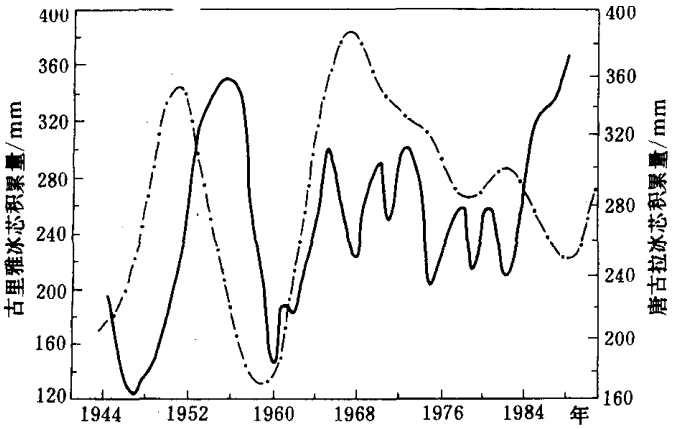

图 8　古里雅冰芯与唐古拉冰芯 $\delta^{18}O$ 记录

和积雨云团随着南支槽前较强的偏西和偏南气流，跨入青藏高原西部；冬季，阿拉伯海上空宽阔的急流云系向高原西端的帕米尔高原伸来时，常形成涡旋云系，造成南疆盆地边缘至阿里一带的降水．这条水汽路径是影响古里雅地区降水的主要水汽路径．夏季时，青藏高原强烈升温，对流云强烈发展，在400 hPa左右的最大湿层凝结并产生降水(图3)．因冰芯取样高度一般在6 000～7 000 m高度，所以这一水汽来源是不容忽视的．西风气流水汽来源是另一个对青藏高原降水产生影响的可能路径，但据我们目前掌握的资料看，就本文所涉及的两个点而言，西风气流水汽来源影响的可能性只限于古里雅冰帽．即使是古里雅冰帽，西风气流水汽来源的影响可能是比较微弱的．

综合上面的讨论，在青藏高原从古里雅冰帽到唐古拉冰川的广阔高原面上，影响冰川区降水的主要水汽来源可归结为孟加拉湾水汽来源、阿拉伯海水汽来源和局地对流水汽来源．这3种水汽来源都和季风的强弱息息相关．对于季风，不同类型的学者有不同的认识．对海洋学家来说，季风开始也就是海洋风力转换的开始，对气象学家来说，是陆地上高降水期的开始，对地球化学家来说，是降水中物质成分发生重大变化的开始，对冰川学家来说，是冰川积消特征发生重大改变的开始．尽管有仁者见仁，智者见智之异，但季风无疑以温度和降水作为两个主要指标而反映各种现象的本质．当夏季风期开始时，随着大陆温度的升高，海陆温度差异发生转折，造成水汽从海洋向大陆的辐合，在高原上产生大量降水；冬季风开始时，大陆急剧降温，干冷的大陆冷空气向海洋运动，陆地降水减少．更长时间尺度上季风的影响，简言之，也就是季风季节变化特征的复制．即气候变暖时，大陆和海面温度上升，海面蒸发加强，向高原的水汽输送加强，高原降水量增加；气候变冷时，大陆和海面温度下降，海面蒸发减弱，向高原的水汽输送也相对减弱，高原降水量减少．古里雅冰帽和唐古拉冰川虽然水汽供应来源不同，但这些水汽来源直接受季风的控制．就是局地对流云水汽来源，也是在气候变暖时，因对流加强降水增加，反之，则降水减少．因此，我们就不难理解，为什么古里雅冰芯和唐古拉冰芯中的降水与温度变化都有极好的对应关系，且这两冰芯中的气候变化趋势相互又有很好的对应关系．

参 考 文 献

1 竺可桢．中国五千年以来气候变迁的初步研究．中国科学，1973，(2)：226～256
2 张德二，朱淑兰．近500年来我国南方冬季温度的初步分析．见：全国气候变化学术讨论会文集．北京：科学出版社，1981．64～70
3 王绍武，王日昇．中国的小冰河期．科学通报，1990，35(10)：769～772
4 张先恭，赵 溱，徐瑞珍．祁连山园柏年轮与我国气候变化趋势．见：全国气候变化学术讨论会文集．北京：科学出版社，1981．26～35
5 吴祥定，林振耀．青藏高原2千年来气候变迁的初步探讨．见：全国气候变化学术讨论会文集．北京：科学出版社，1981
6 姚檀栋，谢自楚，武筱舲等．敦德冰芯中的小冰期气候记录．中国科学，B辑，1990，(11)：1 196～1 201
7 姚檀栋，焦克勤，李忠勤等．古里雅冰帽气候环境记录．中国科学，B辑，1994，24(7)：766～773
8 章新平，姚檀栋．大气降水中氧同位素分馏过程的数学模似．冰川冻土，1994，16(2)：156～165
9 姚檀栋，焦克勤，章新平等．古里雅冰帽冰川学研究．冰川冻土，1992，14(3)：233～241
10 李月芳，姚檀栋，皇翠兰．古里雅冰帽化学成分的空间变化．冰川冻土，1993，15(3)：467～473
11 姚檀栋，蒲健辰，刘景寿．唐古拉冰芯气候学研究．见：青藏高原冰川气候与环境，北京：科学出版社，1993．16～21
12 林振耀，吴祥定．青藏高原水汽输送路径的探讨．地理研究，1990，9(3)：802～809