

国外有关近两千年气候变化的研究进展

王丽华 张德二

(国家气候中心, 北京 100081)

摘要 该文综述了 20 世纪 90 年代以来, 国外在利用历史文献档案、冰芯、树木年轮研究最近 2000 年以来气候变化的主要进展。分地域陈述了各位学者提取古气候信息的方法、重建的各种古气候代用资料序列以及关于特征气候时期和年-百年尺度气候变化方面的新认识。

关键词 全球变化 小冰期 冰芯 树木年轮 古气候重建

引言

最近的两千年是全球变化研究的 IGBP-PAGES 研究的目标时段之一, 而它获取的高分辨率的气候记录及有关气候变化的研究结论则更为 CLIVER 等研究计划所注重。本文概述了近些年来国外采用历史文献、冰芯、树木年轮研究方面的进展, 着重于各种代用气候序列的研制及分析。

1 历史文献的研究

1.1 美国西部小冰期气候研究

上世纪美国西部大开发时, 大量人群涌入西部。Mock^[1]利用 1849 年 81 本西行者日记和 3 本摩门教殖民者日记, 重建了 1849 年 6 月 1 日~9 月 30 日美国西部 Great Basin 东北地区和落矶山脉的温度与降水情况, 与 1936~1987 年期间石头城到怀俄明以西区域的气象资料比较发现: 1849 年 7、8 月份的降水天数普遍比现在少, 而且可能比现在冷。从 1849 年 8 月开始, 在 Cantonment Loring (爱达荷东南) 就有了关于温度等军事气象资料, 它显示 1849 年 8 月平均温度为 17.72℃, 而 1936~1987 年期间 8 月平均温度为 19.94℃。但是军事气象资料与日记记载并不完全一致。美国西部地区年轮资料显

示 1849 年夏季的降水和温度均低于现代, 降水有 80% 接近正常, 比日记反映的气候湿润一些, 但仍比较干燥。

根据这些研究可以推断美国西部大平原地区 1849 年 6~8 月比现在冷而且干燥, 这种天气有利于植物大量生长, 并且能抑制河流、湖泊、溪流的水汽蒸发, 水草丰茂, 气候干燥凉爽, 看上去一点儿不像沙漠, 旅行比较舒适, 所以这一年会有那么多人到达西部采金区。

夏季较冷可以阻止冰川融化, 这与小冰期内大范围区域变冷的说法是一致的; 可是夏季干燥却令人产生了疑问: 因为小冰期内欧洲气候极为潮湿。不过, 美国西部特殊的多山地形可能会导致这里的天气、气候状况与欧洲有所不同。另外, 要估计小冰期内的气候状况, 单凭一个夏季(1849 年)的资料是远远不够的。

1.2 爱尔兰小冰期气候研究

爱尔兰系统的仪器记录始于 1789 年, 18 世纪气候研究主要依靠各种非仪器观测资料。Tyrrell^[2]把从日记与航海日志中收集到的爱尔兰 Cork 地区 1753 年 6 月~1756 年 9 月的气候资料与来自 Cork 地区 3 个站的当代资料进行统计比较, 指出: 1753~1756 年期间 Cork 地区冬季比现在出现早, 而且比

现在冷;潮湿的天数较少,干期较长;夏季西风出现频繁,冬半年北风与东风也较频繁。从而检验了该时期曾经发生极端气候事件。

1.3 西班牙气候研究

西班牙的历史文献资料主要来自私人、官方、基督教会等。地方政府的文献资料十分丰富且保存较好。其中宗教仪式记录作为气候研究代用资料具有逐年、连续、一致、可量化的优点。西班牙从15世纪开始就有了宗教仪式记录,并一直持续至19世纪初。

地中海气候的特点是:温度变化不大,降雨具有年际及年内变化的特点。当发生严重干旱时,各城市的教会组织举行一种祈雨仪式,称为 *pro pluvia*,仪式分为5个等级,根据干旱程度确定等级,当某一等级的祈祷生效时(即发生降水且充足持久,已经满足植物生长的需要),停止祈祷;否则还要举行更高等级的祈祷。*pro pluvia* 仪式在社会日常生活中占有重要地位,有关的文献资料都被保存在各机构的官方记录中。Javier Martín-vidé 等^[3]利用这种记录对西班牙加泰罗尼亚地区历史气候作了尝试性研究。他们收集该地区7个不同地点的资料,综合重建过去400年的干旱指数序列,发现:

(1)加泰罗尼亚地区长期气候变化与中西欧相似,其干旱和洪水发生频率的变化与中纬地区气候波动一致。

(2)加泰罗尼亚地区气候具有短期波动(20~40年)的特点。第一次波动发生在1580~1620年期间,欧洲正处于小冰期,加泰罗尼亚地区举行 *pro pluvia* 仪式的次数明显减少,灾害性降水频繁发生。1830~1860年期间(小冰期末)也发生了同样的波动。这两次波动之间,加泰罗尼亚地区气候变化无常,其中1760~1800年期间干旱和降水均发生频繁。

为重建1601~1650年期间西班牙南部安达卢西亚地区的降雨机制,Rodrigo等^[4]综合利用该地区城市年鉴、地方史、宗教史、市政文件和信件,把从中收集到的气候信息分

为降雨、温度、风、云量4类,其中年降水记录从-2到+2分为5个等级,确定每个月的降水指数及季降水指数,再由季降水指数得到合理的年降水指数,以进行年、季、月降水特点的比较。他们分析了安达卢西亚地区1601~1650年期间降雨的条件、发展过程、地理分布等,并与现代降水资料以及其他类型代用资料(如年轮记录)作了比较,认为:

(1)1601~1650年期间安达卢西亚地区降雨异常比温度异常更突出,冬季里更易出现异常潮湿的天气,年内、年际变化明显。

(2)塞维利亚比格拉纳达潮湿,受风的影响较大,而位于安达卢西亚东部的格拉纳达受地中海影响,对流较强,格拉纳达的夏季辐合现象比春季强,而塞维利亚则刚好相反。这些差异强调了局地现象的重要性。

(3)与当代气象资料对比表明:当时降雨的地理分布与现在相似,塞维利亚的气候受大西洋的影响,而格拉纳达则受地中海机制作用。当时塞维利亚的气候比现在塞维利亚和格拉纳达的都要潮湿。

(4)降水指数序列与年轮序列大体吻合。比较二者可以得出用天气动力学解释指数序列的准则:小值、负值表示高压天气,干燥晴朗;正值表示低压天气,阴雨寒冷。夏秋季节里,正值对应对流,这是带状环流阻塞的典型现象。

Rodrigo等^[5]整理了1000多封1634~1648年期间西班牙耶稣会会士的私人信件,从信件中提取的与气候有关的信息表明:1634~1648年期间卡斯蒂列地区降水多、寒潮发生频繁,这与关于伊比利亚岛1626年气候的研究结果一致。

1.4 地中海东部的研究

位于地中海东部的克利特岛(希腊)在公元1204~1645年由威尼斯共和国统治,因此在威尼斯保存了几千封当地官员向首都汇报情况的信件及报告。Grove等^[6]根据这些资料绘制了克利特岛1548~1648年期间的气候图,从图中可以看出:1547~1648年期间

发生了 8 次罕见的严冬。冬季降水量大,雨期长。1590~1591 年、1617~1618 年、1644~1645 年的暴雨异常严重,所有河流泛滥,大片土壤流失,许多建筑物倒塌。1632 年 7 月 21 日、1576 年 6~8 月均发生特大暴雨;1582 年的春夏季异常潮湿。克利特岛受撒哈拉南来气团影响,异常干旱发生时均盛行南风。地中海东、西部的气候异常并非总是同时发生。在 1548~1648 年期间有一年及连续数年天气与 20 世纪明显不同:西风较弱,经常阻塞,干旱时常发生,高压路径比正常偏北或偏南。上述天气型可以解释 1548~1648 年期间克利特岛冬、春季干旱,异常寒冷,降水量大且频繁发生。另外,1849、1858 年克利特岛发生了罕见降雪,树木、牲畜大量死亡,当时阿尔卑斯冰川正在向前推进。

1.5 欧洲 14 世纪的严寒冬季

在欧洲,冬季温度变化很大程度上决定了全年平均温度。中世纪文献资料中包含冬季气象信息的有年报、历史年表和公用文件。年报和历史年表都关注极端或异常的天气现象。年报叙述简短,具有可信性;历史年表叙述详尽,包含诸如种植时令、洪水、缺水、积雪持续时间、水体结冰等信息,但编写者沿抄前人的叙述却不提及来源。公用文件包含若干年的天气信息,可作为对年报与历史年表的核实补充。

Pfister 等^[7]把《德国史料总集》中编集的年报、历史年表、信件和公用文件等资料中对冬季温度的描述分成 7 个等级,重建出欧洲大陆 14 世纪的冬季温度指数序列。其特征如下:①1303~1328 年为冷冬;②14 世纪 20 年代末到 50 年代中期冬季比较正常;③1355~1375 年的冬季温度发生很大变化:1354~1355 年冬季可与近几个世纪最寒冷的冬季相比;1363 年 11 月初出现酷寒天气,一直持续到 1364 年 3 月,欧洲大陆的主要湖泊与河流都结了冰;④14 世纪的最后 25 年冬季温度在小冰期温度平均值(低于现在平

均值)上下波动,温度变化很小,几乎未出现极值。

Pfister 等^[7]指出:欧洲 14 世纪最冷的 4 个冬天(1305~1306 年,1322~1323 年,1354~1355 年,1363~1364 年)也盛行北风(或东北风)和冷空气对流,与蒙德极小期的天气型相似;14 世纪前半叶冬季温度的变化型与晚蒙德极小期极其相似:初始为严冬,而后为正常冬季;严冬和正常冬季各持续 20~25 年。由这种冬季温度的转换可以推断:中世纪暖期向小冰期的过渡发生于 14 世纪初。

1.6 对古人著作的研究

公元 10 世纪伊斯兰学者 al-Biruni 所著《古代国家年表》(the Chronology of Ancient Nations)一书中有大量天气、气候方面的逐月信息(冷、热、雨、雪、风等),是作者根据古希腊、埃及、罗马资料翻译而成。Oliver^[8]对该书作了研究,目的是通过分析书中所引用的资料,确定气候状况的频率、程度,并尽可能将其与已知的地中海同时期气候解释联系起来。他指出,可用于古气候重建的资料必须满足 2 个条件:①关于天气现象的描述;②注明了原始作者及来源,从而可以推知天气现象发生的时间、地点。对引用资料进行评估的要点是:①验证逐月叙述所用的历法;②确定书中引用译文的性质;③评估引用资料的来源;④确定所描述的历史时期;⑤确定空间分布。Oliver 利用希腊和埃及的资料建立了公元前 3 世纪到公元后 2 世纪的逐月天气数据库,分别统计温度、降水出现的日频次,发现:公元前 3 世纪到公元后 2 世纪,希腊、埃及在 12 月份寒冷的天数最多;现代的希腊冬季降水天数最多,而当时则是春季(4、5 月)降水天数最多。埃及现代降水天数以冬季最多,而当时以春季最多,雷、雹、降雨的发生频率与现在不同;埃及当时除夏季之外,每年大部分时期盛行南风,与现代明显不同。

2 冰芯的研究

极地以及海拔较高的冰原、冰盖地区,可

靠的观测资料极其有限,把冰层、冰盖作为大气历史的资料库,可以外推出气候与环境过去的状况。冰原、冰盖研究具有以下优点:

(1) 大多数对人类有重大意义的气候活动不可能强烈传输到(或影响到)极地冰盖;

(2) 除了从极地冰层中采集冰芯资料之外,还可以从中、低纬度高海拔冰盖中采集;

(3) 由于这些冰层、冰盖的丰厚堆积,使其能包含有近 1000 年来有关气溶胶微粒、氧同位素比值($\delta^{18}\text{O}$)等高时间分辨率记录。

Thompson^[9]通过分析由秘鲁 Quelccaya 冰盖采集到的冰芯样本得出:公元 1880 年左右两三年时间内,热带南美地区发生了一次由小冰期到 20 世纪暖期的转变;小冰期内的大部分时期冰芯中 $\delta^{18}\text{O}$ 呈季节性大幅振动(季节性明显),而 1590~1630 年期间这种大幅振动突然减小。这表明:在公元 1520(小冰期开始) 1590 1630 和 1880 年(小冰期结束)热带南美地区的气候或环境发生了突变。

1990~1992 年期间,Thompson and Yao 等在中国古里雅冰盖采集到 3 枚冰芯,通过对冰芯及雪坑等资料的分析,得出冰雪积累千年记录^[10],该记录与敦德冰芯记录低频同相,而与中国东部低海拔地区过去 1500 年历史干湿指数序列低频异相,因此东南季风系统与西南季风系统之间可能存在某种联系。另外,与秘鲁 Quelccaya 的冰芯记录对比发现:古里雅与 Quelccaya 两地虽然隔太平洋相距 2000 km 之遥,其冰芯记录却有着惊人的相似,两地似乎存在低频振荡遥相关。据此可以推测:不仅高频事件之间存在遥相关,低频气候事件之间也可能存在遥相关。

由古里雅冰芯恢复的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录显示:

(1) 上一个千年之初(指公元 1000 年左右)冰芯中的 $\delta^{18}\text{O}$ 负值最大(表示当时温度最低),这表明古里雅地区并未出现中世纪暖期,因而中世纪暖期并不具有全球性;

(2) 小冰期内 $\delta^{18}\text{O}$ 本应降低(即气温降低),但实际上公元 1300~1800 年期间 $\delta^{18}\text{O}$ 均呈增大趋势(即小冰期内变暖),这一点与

南极冰芯的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录是一致的;

(3) 敦德冰芯与古里雅冰芯的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录都显示自 20 世纪 40 年代以来持续增暖,但两记录中的主要冷、暖期的出现并不一致;而且,古里雅冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录中最近几十年的 $\delta^{18}\text{O}$ 高值在近 1000 年中并不是惟一的,公元 1300~1800 年期间类似的 $\delta^{18}\text{O}$ 高值曾出现过若干次。

利用冰芯酸度曲线可以研究过去的火山活动。火山喷发时喷出的大量强酸性气体可以被大气输送到很远的地方,最后沉积在地球表面。极地冰盖年积层中的这种沉积物能提供重要的火山活动指数。

在格陵兰中部 Crete 地区(71°N)开采的冰芯中,1816 年的酸度值大约是 1884 年的 3 倍,而波罗的海地区 5 个气象站(哥本哈根,哥森堡,斯德哥尔摩,特隆赫姆和乌普萨拉)的温度记录显示:虽然 1816 年比 1814 年冷,1884 年比 1882 年冷,但是 1814 与 1816 年的年平均温差并不比 1882 与 1884 年的年平均温差大。19 世纪丹麦、芬兰、挪威、瑞典的农业收成与人口死亡率表明 1815 年 Tambora 火山喷发后,中欧、西欧的中低纬地区降温明显而波罗的海地区则没有。这是因为到达波罗的海地区的火山尘雾很稀薄,所以对该地气温影响不大^[11]。

3 树木年轮研究

树木生长受季节、日照、降水、气温等气候要素影响,树木年轮的宽窄反映了不同的气候状况与条件。根据树木年轮资料提供的较长时期高分辨率记录,可以对过去温度变化进行研究,还可以探讨温室气体、火山活动、太阳活动等对气候变化的影响。但是年轮研究也有其局限性:①有古树的地区才可做;②树木生长取决于许多因素,气候状况只是其中之一。

3.1 北方高纬地区年轮研究

早期观察者发现:高纬树木的年轮宽度与夏季地表气温相关;近期研究则指出:高纬

树木年轮宽度反映了秋、春季及较温暖冬季的光合作用情况。

北方高纬地区(加拿大中部、东部、西部, 斯堪的那维亚和俄罗斯)森林北界位于极地气流与南方温和气流交界处, 局地及相关地区的温度变化会对那里的树木生长产生强烈影响。D'Arrigo 等^[12]在这些地区采样, 对由年轮恢复的温度作区域化处理, 重建出 1682~1968 年(即小冰期后期直至结束)的温度状况, 发现: 与 17、18、19 世纪相比, 北方高纬地区现在处于异常温暖期。

3.2 北太平洋沿岸地区年轮研究

Wiles 等^[13]由阿拉斯加湾沿岸 8 个地点所采的年轮样本重建了 1765~1988 年期间春/夏(3~9 月)的温度变化, 与阿留申低压指数、海表温度以及阿拉斯加湾沙文鱼捕捞量、南方涛动指数等序列分别做了对比, 指出:

(1) 年轮指数序列的 10 年变化与阿留申低压系统变化、阿拉斯加湾沙文鱼捕捞量变化一致;

(2) 春季温度序列显示与 1976 年的变暖、20 世纪 40 年代后期的变冷程度相当, 甚至更强的温度变化在过去几百年内曾发生过若干次;

(3) 最近 90 年的变暖超出了前 3 个世纪的温度水平;

(4) 对该序列作谱分析显示出的明显峰值与 ENSO 带宽及北太平洋环流双 10 年涛动一致。

3.3 南美地区年轮研究

山区海拔较高处的树木年轮可提供千年甚至千年以上的气候记录(分辨率为年或季), 显示出高海拔地区近几百年的自然气候变化过程, 该变化受人类活动的影响非常小。南半球亚高山带气候受人类活动的影响比北半球亚高山带还要小, 尽管当地伐木业、畜牧业对气候有一定的影响, 但这里的城市、工业中心大气污染较少甚至没有。

Villalba 等^[14]在巴塔戈尼亚(41°S)北部安第斯地区海拔 1200~1750 m 之间采集了

15 个 *Nothofagus pumilio* 样本, 这种树木的年轮宽度变化与春夏温度及降水有关, 同时也受生长地点的海拔高度和积雪覆盖程度的影响。他们通过研究认为:

(1) 晚春雪盖的持续造成土壤升温的推迟, 对树木生长有明显影响。在积雪较厚的地方, 树木生长主要受春末夏初雪盖持续时间控制; 而在无积雪覆盖、有风的地方, 树木生长也受温度影响。相关分析和主成分分析得出: 积雪覆盖期主要由 11 月降水总量及月平均温度决定, 其次受 12 月降水总量、12 月月平均温度和 1 月降水总量影响。雪季末期温度较高有利于降雨, 加速积雪的融化。

(2) 在寒冷环境里, 严冬对树木生长的破坏性影响都会在之后的生长季节中显示出来。因此树木年轮反映的是年平均温度变化。

根据这种树木的生长与气候的关系, 重建出该地区 1750 年至今晚春雪盖持续期序列和年平均温度序列。结果显示: ①最近 50 年无雪期有增长的趋势; ②尽管 20 世纪 80 年代温度异常偏高, 但在过去 250 年中并非第一次出现: 18 世纪后半叶至 19 世纪初(如 1768~1777 年, 1799~1803 年)、19 世纪 20 年代都出现过年平均温度较高且持续 5 年以上的时期。因此, 在工业化之前的 CO₂ 水平下, 该地区可能也发生过与 80 年代相似的气候变化。

3.4 日本地区年轮研究

1991 年 8 月由日本南部屋久岛海拔 320~1700 m 之间采得 11 个年轮 $\delta^{13}\text{C}$ 样本。假设温度变化是影响 $\delta^{13}\text{C}$ 和生长海拔之间关系的主导因素, 求出温度每变化 1 °C, $\delta^{13}\text{C}$ 改变 $-0.29\% \pm 0.02\%$, 据此由日本的大雪松 $\delta^{13}\text{C}$ 记录重建出过去 2000 年温度变化^[15], 发现:

(1) 过去 2000 年中 $\delta^{13}\text{C}$ 变化幅度为 1.5‰, 换算为温度变化为 5 °C;

(2) 公元 610~700 年、1580~1700 年期间 $\delta^{13}\text{C}$ 值比较高, 说明气候较冷。后一时期

温度比 1850 年之前平均值低 2°C , 可能与小冰期有关, 是一次重要的全球性气候事件;

(3) 公元 700 ~ 1200 年期间 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值为 -0.25‰ , 对应温度平均升高为 1°C , 尽管在这个大趋势上有显著的短期波动, 这段时期与中世纪暖期(公元 1000 ~ 1200 年)有关, 但是开始于 8 世纪。

(4) 1850 ~ 1965 年期间, $\delta^{13}\text{C}$ 逐渐下降 0.7‰ , 与现代日本雪松记录、冰芯记录一致。可能是由于石油燃烧、森林砍伐生成的 CO_2 中 ^{13}C 含量较低造成的。

谱分析发现日本大雪松 2000 年 $\delta^{13}\text{C}$ 记录具有一系列循环周期(187 年, 89 年, 70 年, 55 年, 44 年)。其中 89、187 年周期与太阳变化记录(历史极光频率资料、年轮 ^{14}C 资料等)的周期一致。

3.5 北美北部火山活动的年轮研究

在北美森林北界, 白桧生存所需热量在这里已达到最低限度, 因此对温度变化极为敏感。为验证仪器观测时期之前北美北部发生的 4 次火山活动, D'Arrigo 和 Jacoby^[16] 对北美森林北界的白桧作了年轮密度的研究。

与年轮宽度相比, 年轮密度可以更明显、更持续地显示火山喷发之后的短期温度变化, 较冷的年份对应的年轮密度小。年轮密度显示最冷年份为:

North west Territories: 1641;

Alaska: 1783;

Quebec and Labrador: 1816;

North west Territories: 1836.

这些密度极小值表示: 在大的火山喷发之后, 盛行的行星波大气环流影响了冷气团的分布, 从而在暖期内出现区域尺度的变冷。

另外, 1699 年加拿大中部的气温较低, 之前很可能发生过一次火山喷发。

3.6 用年轮研究太阳活动

太阳变率作为 10 年-100 年尺度气候变化的因子之一, 始终受到人们的关注。太阳斑点的变化是太阳变化的显著特征之一。太阳黑子数增加, 宇宙射线强度减弱。树木通

过吸收大气中的 CO_2 保存了 ^{14}C 记录, 可作为研究太阳变化的代用资料。但是, 除太阳变化之外, 地磁偶极子强度的变化, 气候变化导致 ^{14}C 在大气圈、水圈、生物圈重新分布, 都会影响大气中 ^{14}C 的含量。所以要由年轮 ^{14}C 记录得出太阳对大气 ^{14}C 的影响仍很困难, 但不失为一种可行的方法。

Stuiver 和 Braziunas^[17] 利用前人年轮资料得到过去 9600 年的 $\Delta^{14}\text{C}$ 记录(分辨率为 20 年), 减去 400 年滑动平均, 求出太阳变化对大气 $\Delta^{14}\text{C}$ 的影响, 发现在过去 9600 年中有 9 个 Maunder 型、8 个 Spörer 型振荡。蒙德极小期内 ^{14}C 生成率最大, 太阳常数减小了 0.052% , 全球平均温度降低约 0.04°C , 低于小冰期温度下降值。建立碳贮体模型模拟大气圈-水圈-生物圈之间的碳交换, 得到 ^{14}C 生成率记录, 谱分析发现: 自回归顺序为 20 时, 在 416、215、143、85 年出现峰值。但是, 采用不同的自回归顺序得到的结果有差异。

4 多种代用资料的综合分析

综合利用各种古气候代用资料, 不仅可以重建出更长时期的古气候变化, 还可以互相对比订正, 作相关检验, 研究各气候因子对气候系统变化的影响。

4.1 北极过去 400 年温度重建

Overpeck 等^[18] 综合利用各种古气候资料(湖泊沉积物、树木、冰川、海底沉积物), 建立了北极地区最近 400 年平均温度代用记录并指出:

(1) 最近 400 年北极环境年-百年尺度的变化是叠加在全新世的长期变化上的;

(2) 过去 400 年中, 北极地区 19 世纪异常寒冷而 20 世纪温度达到最高。这次变暖结束了北极地区的小冰期, 并导致冰川后退, 永冻土和海冰融化, 陆地和湖泊生态系统发生改变;

(3) 尽管这种变暖(尤其在 1920 年之后)很可能是由大气微量气体的增多导致, 19 世

纪中期开始的变暖表明:太阳辐射的增加,火山活动的减少以及气候系统内部的反馈都对气候变暖产生了作用;

(4) 沉积物、冰芯、历史文献、树木年轮等得出的千年记录显示,尽管 20 世纪北极夏季的温度是最近 400 年中最高的,在最近 1000 年中不一定最高。另外,在所谓的中世纪暖期(9~14 世纪),北极并未出现异常温暖。

4.2 北半球千年温度重建

Mann 等^[19]综合利用各种冰芯、树木年轮资料,重建出过去 1000 年北半球温度变化。尽管 1400 年以前的部分具有不确定性,还是可以得出如下几点结论:①11、12、14 世纪末的温暖情况接近 20 世纪平均水平;②14 世纪之后的变冷可能是小冰期的开始;③在过去 1000 年中,1989~1998 年是最暖的 10 年,1998 年是最暖的年份。

Mann 的重建针对不同时段使用了不等数目的记录,较早时段所用的记录比较稀疏。Crowley 和 Lowery 对此作了改进^[20],选用冰芯、花粉、海洋、历史气候等记录重建过去千年的温度变化,对所有时段使用了几乎相同数目的记录。结果显示中世纪有 3 个较短的增温时段(1010~1040 年,1070~1105 年,1155~1190 年),这些时段可与 20 世纪中叶的暖期相比;小冰期温度约比 20 世纪中叶暖期的温度低 0.45~0.50℃,而 1000~1200 年期间的平均温度仅比小冰期高约 0.20℃。因此不能认为中世纪暖期比最近 20 年更暖。Crowley 和 Lowery 的研究结果指出使用单独或小区域记录推断半球增温是有危害的,特别是当用这种“证据”作出 20 世纪末的变暖在气候变化的历史记录中并不罕见的结论时更加有害。用局地气候趋势外推大尺度结论时必须非常小心。

4.3 黑海地区公元初前后气候研究

希腊学者 Eratosthenes (约公元前 275~194 年)和 Hipparchus (公元前 190~125 年)认为当时(公元前 2~3 世纪)黑海地区气候异常寒冷。Neumann^[21]对此提出疑问,他从前

苏联出版的《1.5 万年海平面波动》(Sea and oceanic level fluctuations for 15000 years)一书发现:距今 2700~1400 年黑海以及全球海洋的海面均呈上升趋势。其他资料表明里海和咸海在同时期也呈上升趋势。前苏联花粉研究表明当时的温度比公元前 500 年左右的冷期高大约 0.5℃;公元初前后黑海北岸葡萄与无花果大量生长的事实,也表明当时的气候比现在温暖。花粉研究新发现的土耳其 Mt. Erciyas 地区 2000 年前的冰雪情况不仅证实了上述观点,而且指出黑海地区当时的降水比现在多。

4.4 太阳-气候关系的研究

Friis-Christensen and Lassen^[22]和 Reid^[23]研究发现,过去 100 年太阳变化指数和北半球温度、全球海表温度之间存在显著的相关。Hoyt and Schatten^[24]把他们作出的太阳指数序列和 Grove man and Landsberg^[25]的半球温度序列作相关检验,发现 10 年-100 年尺度温度变化有 50%可以用太阳作用来解释。Lean 等^[26]用其他指数序列作相关检验所得到的太阳-气候相关等于甚至大于 50%。Crowley and Kim^[27]对两个太阳变化序列与两个北半球温度序列作相关检验,太阳与气候之间的相关在 0.57~0.74 之间变化(显著性水平 97%),气候序列 32%~55%的变化可以用太阳变化来解释。将太阳序列代入能量平衡模式求出太阳变化导致的温度变化约为 0.2~0.3℃,与直接用太阳-气候相关计算出的值相等,进一步证明太阳变化可能是 10 年-100 年尺度气候变化的重要成因之一。

5 结语

国外在采用历史文献、树木年轮、冰芯等代用资料进行古气候研究方面已取得了许多成果,但仍存在不少亟待解决的问题:各类代用资料建立的长期温度记录、降水量记录、 $\delta^{13}\text{C}$ 记录、 $\delta^{18}\text{O}$ 记录等还需要相互对比,寻找内部的联系,使其更能反映气候的波动规

律以便预测未来;各种气候影响因子在不同历史时期的重要性仍需不断探讨。

参考文献

- 1 Mock C J. Historical evidence of a cold, dry summer during 1849 in the northeastern Great Basin and adjacent Rocky Mountains. *Clim. Change*, 1991, 18(1): 37 - 66
- 2 Tyrrell J G. Paraclimatic statistics and the study of climate change: the case of the Cork region in the 1750s. *Clim. Change*, 1995, 29(2): 231 - 245
- 3 Javier Martin - vide, Mariano Barriendos Vallve. The use of rogation ceremony records in climatic reconstruction: a case study from Catalonia (Spain). *Clim. Change*, 1995, 30(2): 201 - 221
- 4 Rodrigo F S, Esteban - parra M J, Castro - diez Y. An attempt to reconstruct the rainfall regime of Andalusia (southern Spain) from 1601 A. D. to 1650 A. D. using historical document. *Clim. Change*, 1994, 27(4): 397 - 418
- 5 Rodrigo F S, Esteban - parra M J, Castro - diez Y. On the use of the Jesuit order private correspondence records in climate reconstruction: a case study from Castille (Spain) for 1634 - 1648 A. D. *Clim. Change*, 1998, 40(3 - 4): 625 - 645
- 6 Grove J M, Conterio A. The climate of Crete in the sixteenth and seventeenth centuries. *Clim. Change*, 1995, 30(2): 223 - 247
- 7 Pfister C, Schwarz - zanetti G, Jacoby G C. Winter severity in Europe: the 14th century. *Clim. Change*. 1996, 34(1): 91 - 108
- 8 Oliver J E. aL - Biruní's chronology: a source for historical climatology. *Clim. Change*, 1991, 18(4): 437 - 452
- 9 Thompson L G. Ice core evidence from Peru and China. In: Bradley R S, Jones P D eds., *Climate since A. D. 1500*. London: Routledge, 1992. 517 - 548
- 10 Thompson L G, Mosley - Thompson E, Davis M E, et al. A 1000 year climatic ice - core record from the Guliya ice cap, China: its relationship to global climate variability. *Ann. Glaci.*, 1995, 21: 175 - 181
- 11 Neumann J. The 1810s in the Baltic Region, 1816 in particular: air temperatures, grain supply and mortality. *Clim. Change*, 1990, 17(1): 97 - 120
- 12 D'Arrigo R D, Jacoby G C. Secular trends in high northern latitude temperature reconstructions based on tree rings. *Clim. Change*, 1993, 25(2): 163 - 177
- 13 Wiles G C, D'Arrigo R D, Jacoby G C. Gulf of Alaska atmosphere - ocean variability over recent centuries inferred from coastal tree - ring records. *Clim. Change*, 1998, 38(3): 289 - 306
- 14 Villalba R, Boninsegna J A, Veblen T T, et al. Recent trends in tree - ring records from high elevation sites in the Andes of northern Patagonia. *Clim. Change*, 1997, 36(3/4): 425 - 454
- 15 Kitagawa H, Matsumoto E. Clim. implications of $\delta^{13}C$ variations in a Japanese cedar (*Cryptomeria japonica*) during the last two millenia. *Geophys. Res. Lett.*, 1995, 22(16): 2155 - 2158
- 16 D'Arrigo R D, Jacoby G C. Northern North American tree - ring evidence for regional temperature changes after major volcanic events. *Clim. Change*, 1999, 41(1): 1 - 15
- 17 Stuiver M, Braziunas T F. Evidence of solar activity variations. In: Bradley R S, Jones P D eds., *Climate since A. D. 1500*. London: Routledge, 1992. 593 - 603
- 18 Overpeck J, Hughen K, Hardy D, et al. Arctic environmental change of the last four centuries. *Science*, 1997, 278(14): 1251 - 1256
- 19 Mann M E, Bradley R S, Hughes M K. Northern hemisphere temperatures during the past millennium: inferences, uncertainties, and limitations. *Geophys. Res. Lett.*, 1999, 26(6): 759 - 762
- 20 Crowley T J, Lowery T S. How warm was the Medieval Warm Period?. *Ambio*, 2000, 29(1): 51 - 54
- 21 Neumann J. Climate of the Black Sea Region around 0 C. E. *Clim. Change*, 1991, 18(4): 453 - 465
- 22 Friis - Christensen E, Lassen K. Length of the solar cycle: An indicator of solar activity closely associated with climate. *Science*, 1991, 254: 698 - 700
- 23 Reid G C. Solar total irradiance variations and the global sea surface temperature record. *J. Geophys. Res.*, 1991, 96: 2835 - 2844
- 24 Hoyt D V, Schatten K H. A discussion of plausible solar irradiance variations, 1700 - 1992. *J. Geophys. Res.*, 1993, 98: 18895 - 18906
- 25 Grove man B S, Landsberg H E. Simulated northern hemisphere temperature departures 1579 - 1880. *Geophys. Res. Lett.*, 1979, 6: 767 - 769
- 26 Lean J, Bear J, Bradley R. Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change. *Geophys. Res. Lett.*, 1995, 22: 3195 - 3198.
- 27 Crowley T J, Kim K Y. Comparison of proxy records of climate change and solar forcing. *Geophys. Res. Lett.*, 1996, 23(4): 359 - 362