# 中国西部湖泊水量对未来气候变化的响应*
## ——蒙特卡罗概率法在气候模拟输出的应用

于 革[1,2] 赖格英[1] 薛 滨[1] 刘晓玫[1] 王苏民[1] 王爱军[3]

(1:中国科学院南京地理与湖泊研究所,南京 210008;
2:Prairie Adaptation Research Collaborative, Regina SK S4S 7J7, Canada;3:南京大学城市资源系,南京 210093)

**提 要** 基于CGCM2对未来100年气候的9个模拟试验,对中国半干旱地区青海湖、岱海和呼伦湖及其流域,运用蒙特卡罗分析法模拟湖泊水量对气候变化的响应以及相应的概率.结果表明,从2020s,2050s和2080s三个时期温度增加的发生频率高于75%的分布看,温度将稳定增加2-5℃.未来的年平均温度增幅将超过了过去50年的观测记录,与过去一万年期间高温期的变化幅度相当.三个时期75%以上发生频率的温度和降水变化将会分别引起青海湖流域为-5%至+10%,呼伦湖流域为-7%至+5%,岱海流域为+2%至+12%的降水变化.虽然未来年降水总量的变幅没有超过过去50年器测记录变幅,更不及全新世的降水变化量,但湖泊水量对气候变化的反映变率较变幅要大.模拟的气候变化在75%概率的情况下,未来3个湖泊水量将有累计30%-45%的变化,变幅在±10%之间.快速的湖泊水量变化不能不引起对不远未来的水资源状况的重视和警备.

**关键词** 湖泊水量 GCM模拟 气候响应 蒙特卡罗概率
**分类号** P461

由于水资源短缺对人类生存的直接威胁,水循环以及水量变化研究已为全球变化领域的核心课题之一.近三万年的间冰期和冰后期温度上升以及大气环流变化,曾经引发过中国内陆湖泊水量的巨大变化.过去的事实提供了一个重要的参照系:在全球温室气体排放导致未来温度上升的气候环境下,中国干旱、半干旱地区的湖泊水量对气候响应,尽管温度变化的时间尺度和驱动机制与地质时期不同,但具有相近的变化幅度.湖泊水量对气候变化具有极为敏感的响应,是认识流域水量响应于气候变化尺度和强度的重要参照系.上世纪末至本世纪,在IPCC对未来100年温室气体排放量估算的基础上[1],不同的全球大气环流模型(GCM)进行了大量的气候模拟试验[2],这些模拟结果已经成为未来气候情景预测的重要依据.由于地球系统的复杂性和目前人类认识的局限性,气候模拟预测仍然存在着大量的不确定性,对模拟结果的应用也将产生一定的不确定性[3,4].近年来,采用蒙特卡罗分析法(Monte Carlo Analysis)对多个GCM模拟分析,是认识其不确定性和分析发生概率的一个有效途径,已被应用在气候模拟诊断以及不同下垫面对气候变化响应等多个领域中[4,5].

本文采用加拿大全球气候模型(CGCM2)对未来100年气候的9个模拟试验,对中国干

* 中国科学院知识创新项目(KZCX2-SW-118和KZCX1-SW-12)、国家重点基础研究发展计划(2002CB412301)和加拿大CFCAS(Canadian Foundation for Climate and Atmospheric Sciences)项目共同资助.
2003-07-04收稿;2003-12-18收修改稿.于革,女,1957年生,博士,研究员,E-mail: geyu@niglas.ac.cn.

旱、半干旱地区应用蒙特卡罗法分析模拟气候变化量的概率分布．采用近代50年水量观测资料，参照一万年来湖泊水量变化的地质记录，进行温度和降水统计分析和湖泊水量的蒙特卡罗概率分布模拟，从而应用到未来100年气候模拟场中，论证湖泊水量对未来气候响应的发生概率及其可能性．

## 1 湖泊水量对气候变化的响应

### 1.1 湖泊水量与气候的关系

在中国干旱和半干旱气候带区域内，青海湖、岱海和呼伦湖具有较大水域面积和流域，能够代表较大范围的水量平衡状况(图1、表1)[6]，同时这些湖泊在历史上随着气候变化曾经都发生过较大的湖泊水量变化，对气候变化有敏感的水位高度、水域面积或湖泊水深等水量响应[7-11]．

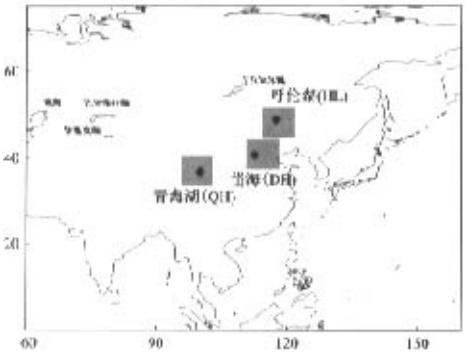



图1 青海湖(QH)、岱海(DH)和呼伦湖(HL)流域的位置(黑点)，以及用在本文中在气候模型网格位置

Fig. 1 Catchment locations of Qinghai Lake(QH), Daihai Lake (DH) and Hulun Lake(HL), and grids around the 3 lakes on GCM model

这些湖泊流域内的水文站和气象观测站有一定的积累资料，具有50年的气象(温度和降水)和20年以上的湖泊水位资料．其中气象资料采用距湖泊地理位置最近、海拔高度相近的气象站点．岱海采用大同站(40.06°N, 113.20°E, 1067.2m)，呼伦湖采用海拉尔站(49.13°N, 119.45°E, 海拔610.2m)，青海湖采用刚察站(36.88°N, 100.1°E，海拔3301.5m)①．水位资料岱海采用岱海站(40.7°N, 112.8°E)，呼伦湖采用乌尔逊河口站(48.5°N, 118.7°E, 海拔620m)，青海湖采用刚察布哈河口站(36.9°N, 100.1°E)②．

封闭湖泊的水量变化主要反映了流域降水和有效降水($P-E$)，而蒸发与温度密切的相关，因此湖泊水量理应与降水和温度具有一定相关性．这些湖泊全新世的时水量与降水呈正向对应关系[11-13]．当检查上世纪以来这些湖泊的水位和面积变化(呼伦湖增加外流径流量

表1 用在本文中湖泊和流域的地理信息[6-10]

Tab. 1 Geogrphical information of lakes and catchments used in the study

| 湖泊 | 纬度 (N) | 经度 (E) | 海拔 (m) | 湖盆类型 | 流域面积 ($km^2$) | 湖泊面积 ($km^2$) | 平均深度 (m) | 最大深度 (m) | 水质 | 本文代号 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 青海湖 | 36.88 | 100.1 | 3194 | 封闭 | 34950 | 4635 | 17.5 | 27 | 咸水(14.1g/L) | QH |
| 呼伦湖 | 48.93 | 117.38 | 545 | 外流 | 37214 | 2339 | 5.5 | 8 | 微咸水(1.165g/L) | HL |
| 岱海 | 40.62 | 112.4 | 1221 | 封闭 | 2289 | 133.5 | 7.41 | 16.05 | 咸水(3.9g/L) | DH |

① 中央气象局、中国科学院地球物理研究所：中国降水资料、中国气温资料，1954；中央气象局：1961－1970中国降水资料，1976；国家气象局北京气象中心气候资料室：1951－1980中国降水资料，1985；国家气象局北京气象中心气候资料室：1951－1980中国平均气温资料，1985；国家气象中心气候应用室：中国地面气象记录年报，2001．

② 秦伯强：气候变化对亚洲内陆湖泊影响研究——现在、过去和未来，中国科学院南京地理与湖泊研究所博士学位论文，1993：112；黑龙江省水文总站：黑龙江省水文特征值统计，海拉尔河水系、额尔古纳河水系(1898－1970)，1973；内蒙古自治区水利厅：内蒙古自治区水文统计(1899－1958)，1959．

以达到水量平衡),发现水位和面积皆呈不同幅度的下降趋势,但降水和温度呈波动甚至上升趋势. 当进行相关分析时,水量与温度和降水没有显著性相关(相关系数在 ±0.22 之间).

湖泊水量的下降趋势与气候不相关,一个重要原因是人类活动造成流域内和湖泊水量的减少. 例如,岱海水位在 1955 – 1995 年下降了 3.85m,其中 3.17m 系人为截流所致,占 82%[8]. 本文旨在研究与气候有关的变化,需要过滤湖泊水量中原因不明但与气候无关的高频. 为消除时间序列中的高频变化量,这里采用差异法[14]( $W_d = W_t - W_{t-1}$,其中 $W$ 和 $W_d$ 分别是校正前、后的湖泊水量,$t$ 为时间(a)),从而获得序列中低频变化的气候波动量. 采用差异法后的湖泊水量与降水或 $P - E$ 发生了显著相关,均达到 95% 的显著性水平(图 2).

50 年系列资料不足以认识和获得小概率事件和长周期变率,这里采用 103 – 104a 尺度的地质证据作为湖泊水量序列的延长(图 3). 根据《中国古湖泊数据库》中建立的相对湖水深度或湖面高度变化的数据档案[12, 13],以湖泊各种地质证据转化成相对现代湖面高程、面积、深度、盐度的湖泊水量指标,划分出的湖泊水量变化等级(0 – 8 级). 其中古湖泊岸线、湖泊阶地、湖相沉积以及年代学研究,能够获得具有年代的湖泊水面的绝对高程,为本文提供了古湖泊水量的定量信息. 此外,作者把根据水量平衡模式对特定气候期的古降水计算的研究成果[13, 15],作为对气候观测资料序列的延长和极端变化幅度的参照.

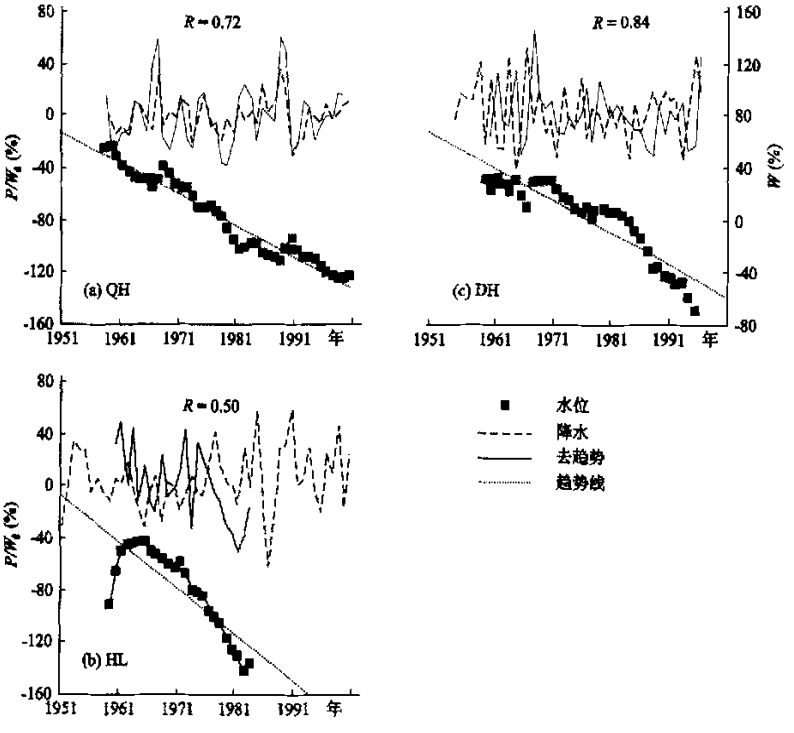



图 2　青海湖(a)、呼伦湖(b)和岱海(c)湖泊水量与多年年平均降水关系. 去趋势后湖泊水量与降水相关系数分别达到 0.72, 0.50 和 0.84,均达到了 95% 显著相关

Fig. 2 Relations of lake water and precipitation in Qinghai L. (a), Hulun L. (b) and Daihai L. (c). Coefficients of detrending lake water and precipitation are 0.72, 0.50 and 0.84 respectively. They are all significant correlations at 95% confidence level

根据观察资料统计(表2),50年来湖泊水量随着降水变化有较大的变化幅度. 3个湖泊的年际降水变幅在100－370mm之间,湖泊水量变幅呼伦湖为17%,青海湖为19%,岱海为60%. 但是,温度的年际变化幅度较小,青海湖、呼伦湖和岱海分别为2.5、3.7和2.1℃. 讨论50年期间水量与气候的变化速率,采用湖泊水量与温度和降水单回归中的斜率判断,降水变化较温度变化高出1－3个数量级.

为了观察更长时期的变幅和变率,表2列入了来自地质资料的一些统计特征. 可以看出,上述降水和湖泊水量变幅大、变率快和温度变幅小、变率慢的特征在地质时期依然存在. 不过,降水的变幅绝对量增加为190－700mm,相应湖泊水量变幅是观察时期的5.9倍(青海湖)、6.6倍(呼伦湖)和10.0倍(岱海). 相比之下,温度变幅与观察时期相当或略有增高(1.1－1.45倍).

### 1.2 湖泊水量对温度和降水变化的响应

采用蒙特卡罗随机法模拟湖泊水量对气候响应模式[4]. 这个方法的原理是根据已知的自变量前概率模式(Pre-probability),对尽可能的大样品随机取样,以获得接近总体量. 通过自变量和变量的函数关系,从而模拟出未知的后概率模式(Post-probability). 该方法能够在对一定样品量进行大样品取样,获得较准确的概率模拟,有效地避免湖泊水量对温度和降水变化响应中多种因素造成的不确定性.

首先计算水量与温度/降水的统计关系. 由于三者之间具有95%显著性相关,把观测

表2 观察系列和地质记录重建系列的湖泊水量和温度、降水统计值*

Tab. 2 Statistics of gauge and reconstruction for the lake water and climate

| 序号 | 变量 | 青海湖 | | | 呼伦湖 | | | 岱海 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 降水(mm) | 温度(℃) | 湖水高程(m) | 降水(mm) | 温度(℃) | 湖水高程(m) | 降水(mm) | 温度(℃) | 湖水高程(m) |
| 观察期(1950－2000AD) | | | | | | | | | | |
| 1 | 最大值 | 515.8 | 1.00 | 3196.6 | 480.1 | 0.10 | 545.0 | 579 | 7.70 | 990.0 |
| 2 | 最小值 | 260.1 | －1.50 | 3193.2 | 228.3 | －3.60 | 544.0 | 213 | 5.60 | 985.5 |
| 3 | 平均值 | 377.8 | －0.4 | 3194.7 | 339.7 | －1.8 | 544.4 | 377.7 | 6.7 | 988.6 |
| 4 | 标准偏差 | 54.6 | 0.5 | 1.1 | 80.7 | 1.2 | 0.6 | 89.3 | 0.7 | 1.3 |
| 5 | 变幅 | 255.7 | 2.50 | 3.4 | 251.8 | 3.70 | 0.9 | 366.2 | 2.10 | 4.4 |
| 6 | 变幅% | | | 19.4% | | | 16.5% | | | 59.6% |
| 7 | 变率 | 232.89 | －0.20 | | 13.04 | －0.43 | | 303.15 | －0.53 | |
| 地质期(10000 a BP－现在) | | | | | | | | | | |
| 8 | 0ka | 337 | －0.44 | 3194 | 319 | －0.93 | 194 | 424 | 4.24 | 1221 |
| 9 | 6ka | 534 | 3.06 | 3214 | 630 | 4.4 | 200 | 782 | 7.2 | 1265 |
| 10 | 变幅 | 197 | 3.5 | 20 | 311 | 5.36 | 6 | 358 | 3 | 44 |
| 11 | 变幅% | | | 114% | | | 109% | | | 594% |
| 12 | 变率 | 9.85 | 0.18 | | 51.83 | 0.89 | | 8.14 | 0.07 | |
| 观察期与地质期对比 | | | | | | | | | | |
| 13 | | 0.77 | 1.40 | 5.88 | 1.24 | 1.45 | 6.59 | 0.98 | 1.43 | 9.95 |

* 第6、11项(变幅%)在湖水面积栏中分别采用第5、10项除以第3、8项,在湖水高程栏中分别采用第5、10项除以湖泊平均水深;第13项(比)在温度和降水栏中为第10项除以第5项,在湖水高程栏中为第11项除以第6项.

资料的年份内（即校正期 1950 - 2000AD）的湖泊水量变化与年平均温度和年降水总量进行复相关线性回归．然后，采用蒙特卡罗随机采样法获得响应面，再分别检查各湖泊的年平均温度和降水的概率分布．温度和降水多年系列的统计检验表明，其两者平均值与中值非常接近（差值在 ±(5% - 8%) 范围内），歪态在 1.0 ± 0.8 范围内，峰态在 0.0 ± 0.7 范围内，大体符合正态分布特征．此外，采用 $\chi^2$ - 检验对假定的正态分布做最佳拟合度检验（Goodness-of-Fit Test）．采用在正态分布 - $N(x, \sigma^2)$ 的两个参数是平均值（$x$）和标准偏差（$\sigma^2$）．检验结果表明，3 个湖泊的温度和降水 8 个自变量均服从正态分布（95% 显著性）．因此，采用温度和降水多年平均值和标准偏差按照正态分布模式随机取样，取样数分别为 10000 个．最后，根据回归关系分别对 3 个湖泊的 10000 对温度和降水值进行计算，每个湖泊获得了个 10000 湖泊水量值，可画出湖泊水量对温度和降水变化响应面（图 4）．

图 4 显示了青海湖、呼伦湖和岱海的湖泊水量随着降水的增加而增加，反映了湖泊水量

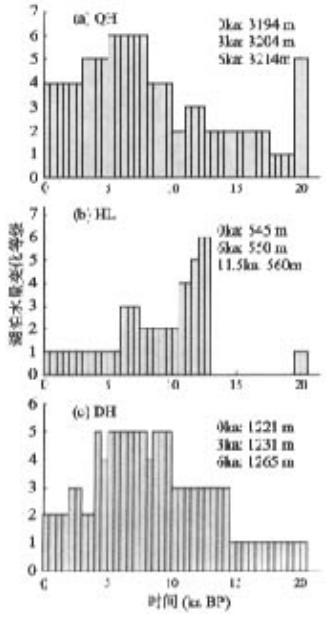



图 3　青海湖（a）、呼伦湖（b）和岱海（c）1 万年来湖泊水量的相对变化，其中 0ka 和 6ka BP 等几个特定气候期的湖泊水面高程根据古湖泊岸线、湖泊阶地以及湖相沉积重建

Fig. 3 Changes in lake status during last 10000 years in Qinghai L. (a), Hulun L. (b) and Daihai L. (c). The lake elevations at 0ka and 6ka BP etc. are based on reconstruction from geomorphology

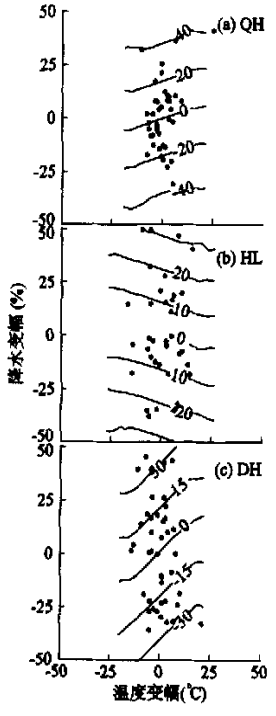



图 4　青海湖（a）、呼伦湖（b）和岱海（c）湖泊水量对温度和降水变化响应面．等值线为湖泊水量相对多年平均的变化量（%），小点是 50 年中实测的湖泊水量变化值

Fig. 4 Lake volumes responses to temperature and precipitation changes in Qinghai L. (a), Hulun L. (b) and Daihai L. (c). The contours are multi-year means of the change (%), and dots are 50-yr gauged changes in the lake water

对降水变化具有快速地正向响应．从对温度的响应来看，青海湖和岱海随温度增加而减少，反映了高原湖泊对温度变化引起的蒸发具有较强的湖水量响应．呼伦湖与温度呈正相关，但坡度较缓，在温度增加2℃时水量增加1%．这一分析数据，从统计意义上反映了流域湖泊水量对气候可能发生的响应．

响应面反映了湖泊水量对降水变化响应的变幅大，变率也快；对温度变化响应的变幅小，但变率也慢．把3个湖泊过去10000年期间古湖泊水量恢复以及当时古降水和古温度的估计叠加，可看到历史上湖泊水量变化远超过过去50年，6ka BP降水变化最大可超过现代50年标准偏差的550%，但年均温度变化为1.5－2.5倍，与现代50年的变幅相当．

## 2 全球气候模拟

### 2.1 未来100年的全球气候模拟统计模式

对未来100年的气候发展状况，目前一个主要途径是根据IPCC对未来100年温室排放量估算方案，通过全球大气环流模型进行气候模拟试验．由于各个模拟试验对温室气体排放的不同设置、模型对大气环流和大气$CO_2$浓度的不同系统响应、以及模型自身的系统误差，模拟结果具有很大的差异性，如果简单地对模拟结果加以应用，将可能产生一定的不确定性．本文采用英国科学家New和Hulme对GCMs所采用蒙特卡罗分析法[5]，能够合理地判断全球气候变化对区域气候效应，评价GCMs预测的气候变化在区域发生的可能概率．

首先决定已知的前概率模式．前概率模式可根据构成或者能够影响到气候预测变量的自变量，由4项变量组成[5]：

(1) IPCC对温室排放量导致全球增温幅度（$GT_{IPCC}$）：根据IPCC的理论估计，在未来50年全球对温室排放量导致全球增温幅度在1.5－4.5℃[1]．这里采用1.5－4.5℃幅度，中值3℃，构成对称的三角概率分布（图5a）．

(2) 在IPCC对温室排放量方案驱动下的全球气候模型对全球温度模拟增温幅度（$GT_{GCM}$）：本文采用加拿大全球气候模型（CGCM2）对未来100年气候的9个模拟试验．CGCM2是改进的第二代海洋环流模型耦合大气环流模型[16]．大气环流模型是10层32波谱模式，水平分辨率相当于3.7°×3.7°．海洋模型垂直分层29层，水平分辨率相当于1.8°×1.8°．CGCM2根据IPCC全球对温室排放量方案，根据$CO_2$浓度，$SO_2$浓度，气溶胶以及人类活动驱动的大气成分变化的不同设置，设计了3个气候模拟．每个模拟又有3个不同的试验方案(I, II和III)，分别采用了不同的海洋强迫场和初始场[2]．这9个模拟试验方案，都有着一定的科学根据；对模拟结果的评价，由于没有未来资料可以验证，总体上很难判断孰是优劣．因此，假设各个模拟的优劣均等，可采用均匀概率分布对多个模拟结果随机取样．分别对9个试验模拟的2020s, 2050s和2080s三个时期的温度变化幅度（图5b），进行服从均匀概率分布－Uni (Max, Min) 随机取样10000个(图5c、d、e)．

(3)全球气候模型模拟中的区域气候的模拟（$T_{loc}$或者$P_{loc}$）：分别取CGCM2网格上中国青海湖、岱海和呼伦湖流域模拟的3个时期9个模拟试验值．考虑到大气环流模型对空间模拟的连续性，采用每个流域围绕湖泊位置4个网格点的平均值（图1）．分别计算模拟的2020－2030年、2050－2060年和2080－2090年的三个10年平均温度和降水与1960－1990年30年均值的差值，采用服从均匀概率分布－Uni (Max, Min) 随机取样10000个．

(4)全球气候模型的气候系统模拟误差（$T_e$或者$P_e$）：这里采用CGCM2的控制试验，在

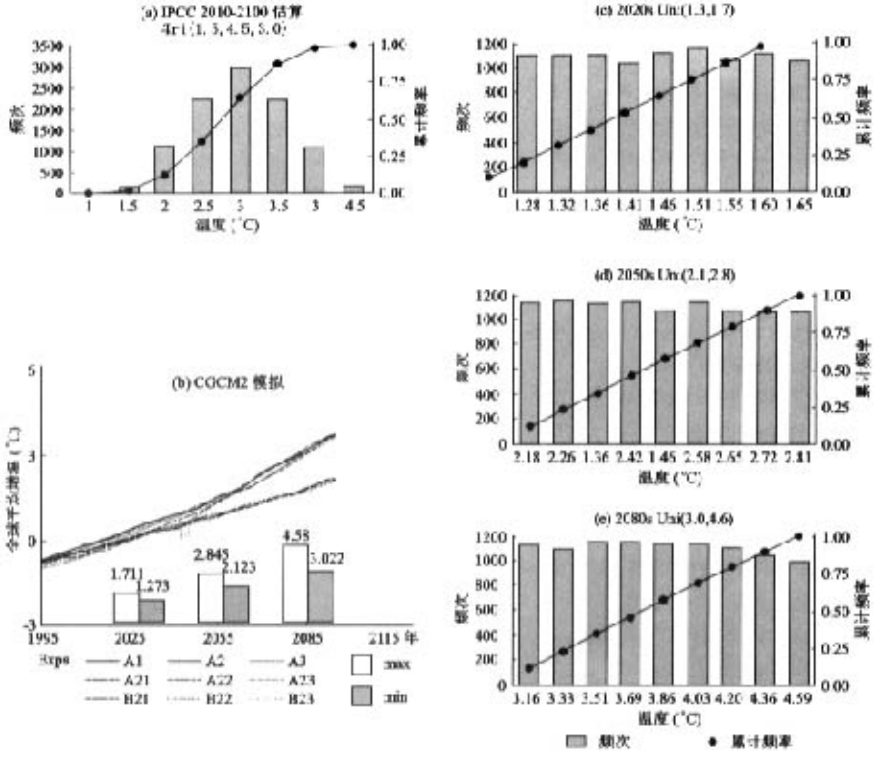



图 5　蒙特卡罗分析法前概率分布：a. 服从三角概率分布的全球未来增温幅度估计分布；b. 9 个 CGCM2 试验对全球未来 100 年增温模拟幅度；c. 服从均匀概率分布的 CGCM2 9 个试验对全球 2020s 增温幅度模拟分布；d. 与 c 相同，但对 2050s；e. 与 c 相同，但对 2080s

Fig. 5 Probability distribution diagrams based on Monte Carlo analysis: a. Global warming in the next 100 yr; b. range from 9 CGCM2 simulations; c. Following Uniform distribution to estimate 9 experiments of GCM for year 2020s; d. The same as c but for 2050s; e. The same as c but for 2080s

1000 年温度和降水积分结果上的每 30 年平均值．取每个 30 年平均值与 1000 年平均值之差，并假设 33 个差值服从正态概率分布，可对其 1 倍标准偏差在正负范围内按照正态分布 $-\mathrm{Nor}(0, \sigma)$ 随机取样 10000 个，作为该模型对现代气候模拟的系统误差．

## 2.2　二维温度与降水概率分布

后概率模式是本文需要求出的气候预测统计量（温度 $T$ 和降水 $P$），上述自变量与后概率模式变量的关系是[5]：$T = GT_{\mathrm{GCM}} / GT_{\mathrm{IPCC}} \times T_{\mathrm{loc}} + T_{\mathrm{e}}$，$P = GT_{\mathrm{GCM}} / GT_{\mathrm{IPCC}} \times P_{\mathrm{loc}} + P_{\mathrm{e}}$．据此，可获得 10000 个温度和 10000 个降水预测统计量．根据这些模拟量变化范围，按等间距划分 50 个温度级和 50 个降水级，用来计算温度和降水的频率以及画出二维概率分布图（图 6）．

## 3 湖泊水量对未来气候变化的响应

### 3.1 湖泊水量变化概率

已经发生的(过去50年以及过去10000年)湖泊水量对温度和降水变化响应面如图4,假设湖泊水量在过去一定温度和降水变化下发生的将会同样在未来一定温度和降水变化下发生,未来100年温度和降水发生的概率叠加在图3上可以获得未来湖泊水量变化以及发生概率(图6). 从未来温度高频率发生(高于80%)的机率来看,2020s的1.8－2.2℃温度增加落在6000年温度变化的范围内,但－5%至＋8%的降水变化远远达不到6000年降水增加45%－105%的变化. 在1.8－2.2℃温度增加和－5%至＋8%降水变化的气候条件下,青海湖湖泊水量将会相应产生幅度为－5%减少至＋3%增加的变化,呼伦湖(HL)为2%至＋8%的增加,岱海(DH)为－2%减少至－8%增加的变化.

### 3.2 累计频率变化

未来气候超过一定临界值时湖泊水量会变化可以从图3中提取湖泊数量变化(%)和图5中的温度和降水变化频率(%)获取两者的累计频率得到(图7). 在2020s(2020－2030AD的10年平均),湖泊水量变化在55%以上(图7: $y$ 轴,当 $x$ 轴 > 0). 当气候具有75%变化时,湖泊水量将可能有30%－42%的变化,其中以青海湖发生的变化较大(42%),岱海发生的变化较小(30%),呼伦湖的变化居中.

观察2050s,湖泊水量变化在66%以上. 当气候具有75%变化时,湖泊水量将可能有32%－45%的变化,其中仍然以青海湖发生的变化较大(45%),岱海发生的变化较小(32%). 判断气候在90%概率发生的情况下,3个湖泊水量将可能发生22%以上的变化. 至2080年,湖泊水量变化在58%以上. 当气候具有75%变化时,湖泊水量将可能有33%－40%的变化,其中以青海湖发生的变化较小(33%),呼伦湖和岱海 和的变化居中. 判断气候在90%概率发生的情况下,3个湖泊水量将可能发生24%以上的变化.

## 4 结语

IPCC在2001年的发布书上,估算了未来100年全球表面温度将升高1.4－5.8℃. 然而,人类活动引起的变化以复杂的方式对地球系统产生多重影响,因而温室气候诱发的全球变化不能简单地用因果关系来理解. 本文试图从发生概率作为一个途径,分析湖泊水量变化对全球未来气候变化的响应,以期对半干旱地区水资源的变化情景提出一些认识.

研究结果表明,从2020s、2050s和2080s三个时期温度增加的发生的频率高于75%的分布来看,温度具有从2－5℃稳定增温. 未来的年平均温度幅度已经超过了过去50年的观测记录,与过去一万年期间高温期的温度变化幅度相当. 三个时期75%以上发生频率的降水变化,将会分别引起青海湖流域－5%至＋10%、呼伦湖流域 －7%至＋5%、岱海流域＋2至＋12%的变化. 虽然未来年降水总量的变幅仅仅在过去50年观察变幅之内,更不及全新世的降水变化量,但是湖泊对气候的响应分析结果还表明,尽管湖泊水量的变幅大,但变率也快. 模拟的气候变化在75%发生概率的情况下,3个未来的湖泊水量将有累计频率30%－45%的变化,其中变幅在－10%至＋10%之间. 快速的湖泊水量变化将对这些半干旱流域的水资源以及社会经济发展、人类生存环境产生重大影响,这足以让人们对本世纪水资源的形势应有足够的重视和警备.

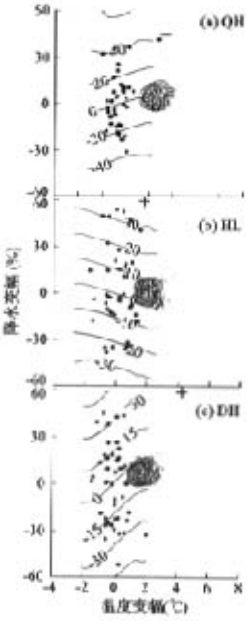



图 6　青海湖(a)、呼伦湖(b)和岱海(c)等 3 个流域 2020s 气候预测的温度和降水变化概率与湖泊水量变化的响应．十字符号为地质记录

Fig. 6 Lake water changes responses to temperature and precipitation changes of year 2020s in Qinghai L. (a), Hulun L. (b) and Daihai L. (c). The cross is from geological record

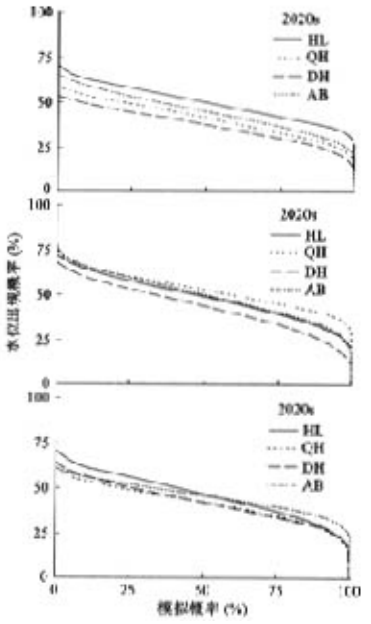



图 7　2020s、2050s 和 2080s 青海湖 (QH)、呼伦湖 (HL) 和岱海 (DH) 等 3 个流域湖泊水量变化(%)和温度降水变化累计频率图

Fig. 7 Cumulative probabilities of lake water volume changes (%) responses to temperature and precipitation changes (%) in Qinghai L. (QH), Hulun L. (HL) and Daihai L. (DH) for 2020s, 2050s and 2080s

湖泊流域水量对大气降水的响应，尚未涉及到汇流、产流以及流域蒸发等下垫面过程．由于各个流域区域特征不一样，包括人类活动、冰川消融等变化，同时由于地表蒸发受到温度的控制，流域湖泊水量将有较为复杂的反馈与响应过程，将需要进一步分析不同区域湖泊水量变化以及特点．这些均是今后努力的目标．

**致　谢**　感谢 Dr. Elaine Barrow 在气候模拟输出和研究技术方面的帮助．

## 参 考 文 献

1　Gates W L, Henderson-Sellers A, Boer G J, *et al*. Climate models: Evaluation. In: Houghton J T and others eds. Climate change 1995, The science of climate change. Cambridge: Cambridge University Press, 1996: 285 - 357

2　Boer G J, Flato G & Ramsden D. A transient climate change simulation with greenhouse gas and aerosol forcing: projected climate to the twenty-First century. *Climate Dynamics*, 2000, **16**: 427 - 450

3　Mahlman J D. Uncertainties in projections of human-caused climate warming. *Science*, 1997, **278**: 1416 - 1417

4　Carte T R, Hulme M, Viner D eds. Representing Uncertainty in Climate Change Scenarios and Impact Studies. University of East Anglia Press, Norwich, 1999: 128 (ISBN: 0.902170.25.2)

5 New M, Hulme M, Repreaenting uncertainty in climate Change Scenarios: a Monte-Carlo approach. *Integrate Assessment*, 2000, **1**: 203 - 213
6 王苏民,窦鸿身. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社, 1998: 580
7 王苏民,吉 磊,羊向东等. 呼伦湖. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 1995:1 - 110
8 黄 群,姜加虎. 岱海水位下降原因分析. 湖泊科学, 1999, **11**(4): 304 - 310
9 王苏民,冯 敏,余源盛等. 岱海. 合肥:中国科学技术大学出版社, 1997:191
10 杨川德,郎新媛. 中亚湖泊的近代变化. 北京: 气象出版社, 1993:53 - 68
11 秦伯强. 近百年来亚洲中部内陆湖泊演变及其原因分析. 湖泊科学, 1999, **11**(1):11 - 19
12 Yu G, Harrison S P, Xue B. Lake Status Records from China: Data Base Documentation. Academic Report in Max-Planck-Institute, 2001, No4. Jena, Germany(ISSN1615 - 7400)
13 于 革, 薛 滨, 刘 健等. 中国湖泊演变与古气候动力学研究. 北京: 气象出版社, 2001:196
14 周复恭, 倪加勋, 朱汉江等. 应用数理统计学. 北京: 中国人民大学出版社, 1989:468 - 500
15 Xue B, Yu G, Wang S M, *et al*. Preliminary reconstruction of spatial precipitation patterns and atmosphereic circulations in China during the late Quaternary. *Chinese Science Bulletin*, 2001, **46** (Supp.): 22 - 27
16 McFarlane N A, Boer G J, Blanchet J-P, *et al*. The Canadian climate centre second-generation general circulation model and its equilibrium climate. *Journal of Climate*, 1992, **5**: 1013 - 1044

# Preliminary Study on the Responses of Lake Water from the Western China to Climate change in the Future: Monte Carlo Analysis Applied in GCM Simulations and Lake Water Changes

YU Ge[1,2], LAI Geying[1], XUE Bin[1], LIU Xiaomei[1], WANG Sumin[1] & Wang Aijun[3]

*(1: Nanjing Institute of Geography & Liminology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, P. R. China;*
*2: Prairie Adaptation Research Collaborative, Regina SK S4S7J7, Canada;*
*3: Department of Urban and Resources, Nanjing University, Nanjing 210093, P. R. China)*

## Abstract

Although climate simulation of the GCMs is an important basis to configure the future climate, there are numerous uncertainties in a simply application of the GCM outputs. Monte Carlo probability analysis is a powerful tool to determine the probability of projected climate, and understand better the uncertainties. We applied the Monte Carlo technique in the GCM climate simulations for the future 100 year, and analyzed the probabilities in the responses of lake water changes to the future climate for Qinghai Lake, Hulun Lake and Daihai Lake in the western China.

The results show that the temperatures in year 2020s, 2050s and 2080s would have stable 2 - 5℃ increases at a 75% chance. The changes in temperature would exceed to the gauges of last 50 years and be equivalent to reconstructions during the Holocene. The 75% chance climate change would lead to lake water changes ranging −5% to +10% in Qinghai Lake Basin, −7% to +5% in Hulun Lake Basin and +2% to − +12% in Daihai Basin. Although the future changes in precipitation are equivalent to the last 50 - yr gauges and lower than changes in the Holocene, the speed of lake water change was much high. Under the conditions of the projected climate at 75% chance, the 3 lakes would have cumulative 30% −45% changes with the amplitudes of −10% to +10%. The fast responses of the lake water would warn us that we should have a preparation enough for the future changes in water resources.

**Keywords:** Lake water; GCM simulation; climate responses; Monte Carlo probability