

299-306

全新世艾比湖流域不同时段降水量的估算

吴敬禄 王洪道 王苏民
(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

P 332.1

提要 本文应用水热平衡模型,对艾比湖全新世时期三个高湖面期的降水量进行计算。结果表明,2ka—3ka B.P. 降水量比现今高出9%,达到287mm/a;4.5ka—5ka B.P. 增加16%,达到306mm/a;6.5ka—8.0ka B.P. 增加了22%,达到322mm/a。

关键词 全新世 水热平衡模型 古降水量 高湖面期 艾比湖

降水

区域水文特征是由一定的地形和气候条件决定的,但就短时间尺度而言,气候条件显得尤为重要。因为气候变化会引起区域水文特征量的改变,使降水、径流、蒸发达到新的平衡,这种平衡和触发机制主要是气候变化。对封闭湖泊而言,气候变化所引起的效应是以湖泊水位的涨落作为最终体现,而其具体过程却表现在降水、径流、蒸发三要素之间量的转换。

由于封闭湖泊大都处于生态环境脆弱的干旱、半干旱地带,因此,对气候的变化具有较强的敏感性。湖面较大的波动在湖泊地貌和湖泊沉积中均有反映。例如湖岸阶地、湖岸堤、湖蚀崖等都是野外确定古湖岸线的地貌证据,它们指示了湖面波动范围和幅度,根据地貌组成物的年代学资料,可以确定湖岸变化的时序,建立湖面波动的过程。在此基础上,依据水量和热量平衡的原理,可对地质时期的古水文要素进行定量和半定量的复原。

内陆封闭湖的水量平衡,如不考虑地下水补给,也就是入湖径流、湖面降水及蒸发三因子之间的动态平衡。由于热量平衡方程中也含有蒸发项,所以,近年来国内外一些研究者利用水热平衡模型估计现在和过去的水文情势。例如国外Swain等人^[1]用此法对东非裂谷湖群进行了古水文计算,国内方金琪^[2]在岱海对该模型进行初步尝试。本文则以此原理为基础对艾比湖流域的古降水量作了较详细的探讨。

一、流域自然概况

艾比湖流域位于79°53′—85°02′E,43°38′—45°52′N之间。面积50621km²,其中山地为24317km²,平原25762km²,湖泊542km²。本区南、西、北三面环山,东部与准噶尔盆地平原相连。流域山系最高点位于南部北天山西端,海拔5500m。

艾比湖位于新疆博尔塔拉蒙古自治州所属的精河县西北(图1),湖水面积542km²,水位海拔194m,最大水深约2.8m,平均水深1.4m,长轴方向为西北—东南,长约35km,宽约

本文于1993年3月10日收到,6月18日改回。

18km,湖西北是著名风口——阿拉山口,平均 ≥ 8 级大风有164天,最大风速55m/s。多年平均降水量约95mm,年蒸发量1315mm,湖水矿化度在85—124g/L之间。湖泊主要靠博尔塔拉河和博河两河补给^[7]。

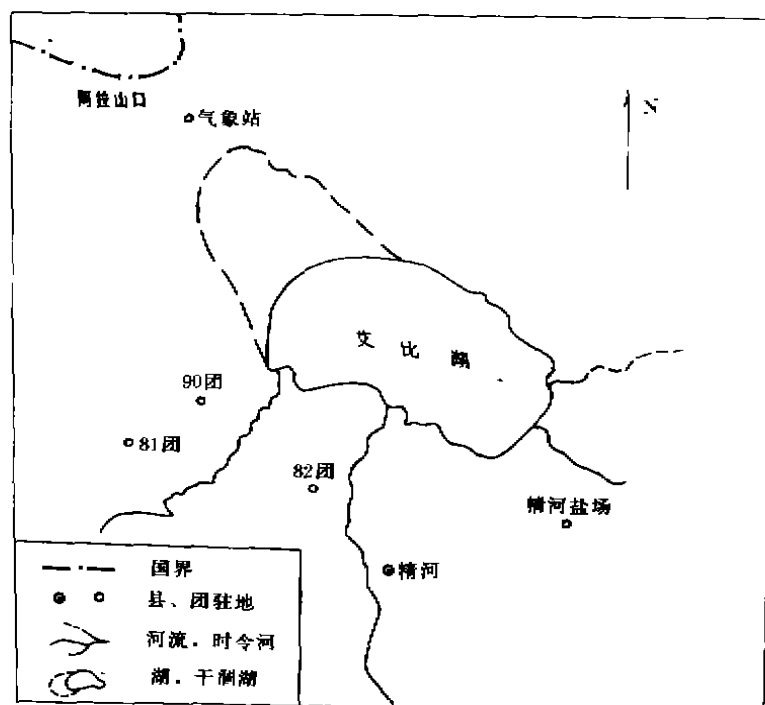


图1 艾比湖地理位置略图

Fig. 1 Sketch showing the position of Ebibur Lake

二、模型介绍

(一)水量平衡

水量平衡的概念就是在任一区域对给定的时段,各种输入量等于输出量与区域储水变量之和。为此,可列出水量平衡方程式:

$$I = Q + (W_1 - W_2) = Q \pm \Delta W \quad (1)$$

式中 I 为给定时段内输入区域的各种水量之和; Q 为给定时段内区域输出的各种水量之和; W_1 、 W_2 为区域时段始末的储水量。

由(1)式可分别列出湖泊及流域的水量平衡方程式。

1. 湖泊水量平衡方程式

在某一时段内,湖泊水量平衡可用下式表示:

$$P + R_s + R_g = E + R'_s + R'_g + q \pm \Delta w \quad (2)$$

式中 P 为时段内湖面降水量; R_s 为时段内入湖地表径流量; R_g 为时段内入湖地下径流量;

E 为时段内湖面蒸发量; R'_s 为时段内出湖地下表径流量(封闭湖为零); R'_d 为时段内出湖地下径流量; q 为时段内工、农业用水量; Δw 为时段始末湖水变化量。

内陆封闭湖泊的水量平衡方程式还可简化为:

$$P + R_s + R_d = E + q \pm \Delta w \quad (3)$$

若时段内湖盆无冲淤变化,湖面无涨落现象时,则内陆湖泊多年平均水量平衡方程式还可简化为:

$$P + R_s + R_d = E + q \quad (4)$$

2. 流域水量平衡方程式

对于流域水量平衡,如果流域闭合,则在某一时段内其水量平衡方程式为:

$$P = E + R_s + R_d \pm \Delta W \quad (5)$$

就多年平均而言,上式中蓄水量项 ΔW 的正负值可相互抵消,即:

$$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\pm \Delta w) \rightarrow 0$$

于是闭合流域的多年平均水量平衡方程式为:

$$\bar{P} = \bar{R} + \bar{E} \quad (6)$$

式中 \bar{P} 、 \bar{R} 、 \bar{E} 分别代表多年平均降水量、径流量和蒸发量。

(二) 热量平衡方程

在某一时段内,下垫面的热量平衡方程式可表示为:

$$R_s = LE + Q + G \quad (7)$$

式中 R_s 为辐射平衡量; LE 为蒸发耗热量(L 为蒸发潜热, E 为蒸发量); Q 为下垫面与大气间的乱流热通量; G 为下垫面与下层间的热通量。

当辐射平衡为正时,其热量基本用于乱流热交换和蒸发,则热量平衡式可写成:

$$R_s = LE + Q \quad (8)$$

设 $B = Q/LE$ 代入(8)式,得:

$$LE = \frac{R_s}{(1+B)} \quad (9)$$

上式是能量平衡所得的蒸发计算公式,其中 B 为波恩比。

(三) 艾比湖流域及湖泊水热平衡方程式

艾比湖为内陆闭口湖,可直接应用前述水量平衡方程式。此处假定艾比湖面积为 A_l ,流域面积为 A_b ,则湖泊和流域多年平均水量方程式为:

$$\text{对湖泊: } P_l A_l + N_b A_b = E_l A_l \quad (10)$$

$$\text{对流域: } P_b A_b - N_b A_b = E_b A_b \quad (11)$$

其中 P_l 、 P_b 分别为湖泊和流域的降水量, N_b 是流域地表和地下水入湖径流深, E_l 和 E_b 分别为湖面和流域的蒸发量。

定义 $a_l = \frac{A_l}{(A_l + A_b)}$ 为湖泊系数,联解方程(10)和(11),则:

$$P_b + a_l(P_l - P_b) = E_l a_l + E_b(1 - a_l) \quad (12)$$

如湖泊系数较小,则上式可以简化成:

$$P_b = E_l a_l + E_b(1 - a_l) \quad (13)$$

另据(8)式还可列出湖泊和流域的热量平衡方程式如下:

$$\text{对湖泊: } R_l = Q_l + LE_l \quad (14)$$

$$\text{对流域: } R_b = Q_b + LE_b \quad (15)$$

其中 R_l 和 R_b 是湖、陆净辐射量, Q_l 和 Q_b 是湖面与大气及流域陆面与大气乱流热通量, L 是蒸发潜热。

波恩比是热量平衡公式中乱流热通量与蒸发耗热量之比, 即 $B = Q/LE$ 。它依赖于地表的温度、湿度等条件。利用波恩比可将能量方程(14)、(15)式改写成:

$$E_l = \frac{1}{1+B_l} \times \frac{R_l}{L} \quad (16)$$

$$E_b = \frac{1}{1+B_b} \times \frac{R_b}{L} \quad (17)$$

其中 B_l 和 B_b 分别为湖面和陆面的波恩比。

将上两式代入湖、陆水量平衡方程式(13)可得:

$$Lp = \frac{1}{1+B_l} R_l a_l + \frac{1}{1+B_b} R_b (1-a_l) \quad (18)$$

方程(18)同时受水、热平衡所制约。如 a_l 、 R_l 、 R_b 、 B_l 、 B_b 为已知, 则该方程就可作为流域降水量的诊断方程。

在古降水量计算中, 考虑到艾比湖的湖泊系数很少 ($0.02 \leq a_l \leq 0.06$), 所以应用了简化的水量平衡方式计算。另外, 湖泊系数是实测得到, 并用现代湖面和陆面的净辐射量和波恩比来计算古降水量。这是一种较粗略的计算方法。

上述模型仅适用气候变化引起的湖面波动, 没有考虑构造运动和冰融水补给的影响。

三、模型的应用

(一)野外证据

根据湖滨地貌特征及连续沉积剖面采样分析, 可在地形图上勾划出现代和对应的几个时段的古湖岸线(图2)。

50年代以来, 人类活动主导着艾比湖的湖面波动, 所以本文在应用(18)式古降水量时, 选用1950年的湖泊面积作为现代湖面积, 尽量避免人类活动所造成的影响。表1为各对应地质时段有关湖泊的参数表。

表1 给定时段内艾比湖流域面积、湖面积、湖泊系数

Tab. 1 Total basin area, surface area and coefficient of Ebinur Lake at different stages

时 段	流域面积(km ²)	湖面积(km ²)	湖泊系数 a_l
现 代	50621	1000	0.02
2000—3000 a. B. P.	50621	1340	0.027
4500—6000 a. B. P.	50621	2300	0.045
6500—8000 a. B. P.	50621	3000	0.06

如果能确定古代的净辐射量及波恩比, 那么根据古湖泊系数, 通过(18)式就可以估算出

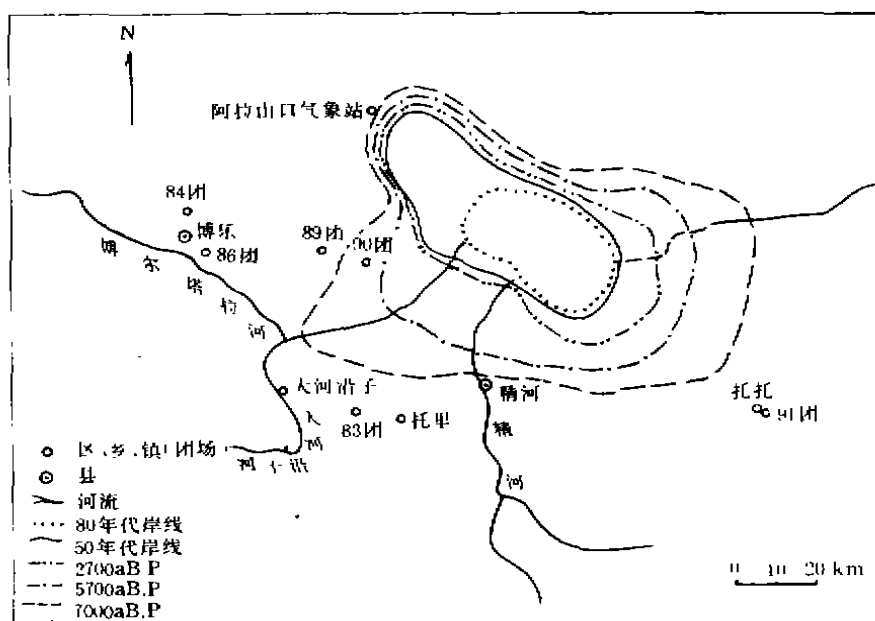


图2 艾比湖不同时期湖泊演化图

Fig. 2 Map of shrinking for Ebainur Lake at various times

维持当时湖面动态平衡所需的降水量。

(二)艾比湖流域的古降水量计算

1. 现代水热平衡计算

现代水面、陆面净辐射量和波恩比 (R_l, R_s, B_l, B_s) 可通过有关公式求得(见表2说明)。流域内垂直气候带明显,温度、降水量及其太阳辐射量随高度变化较大。由于资料所限,本文在应用水热平衡模型估算古降水量时,作了若干简化。

表2为流域内有关气象与水文参数,表中也给出了具有荒漠草原或灌木森林植被的陆面和湖面净辐射的参数,由表2可知,不同下垫面面的净辐射量是不同的。由于湖面反射率低,所以它的净辐量大于陆面净辐射量。

由水文资料计算得出的艾比湖湖面的波恩比为-0.03(表2),通过方程(18)获得 $B_s = 2.51$ 。已知流域现今平均降水量(P),湖泊系数(a_l),湖、陆有效净辐射(R_l, R_s)和湖面波恩系数(B_l)的值,解出 B_s 后得出流域的蒸发量 E_s 为240mm/a,与流域测算的蒸发量252mm/a^[7]相比误差为5%,具有较好的一致性。从而也证实了以上各参数取值的合理性及模型的可行性。

陆面净辐射量明显低于湖面,而波恩比又大于湖面,结果造成陆面蒸发量 $[R/(1+B)]$ 比湖面低(见表2)。根据诊断方程(18)式,湖面扩展所对应的古气候意味着降水量的提高,而增加的降水量用来补偿因水面扩大而增加蒸发所消耗的增量。

2. 敏感性分析

应用诊断方程(18)式估算古降水量,除需要确定古湖泊系数值外,还需假定古今的波恩比和净辐射量相似,为分析敏感性,可对各参数加以适当调整来看古降水量变化,以便验证。

表2 艾比湖流域和湖面气象水文参数计算表

Tab. 2 Meteorological and Hydrologic budget team for Ebinur Lake and its basin

序号	气候参数	符号	湖面	流域
1	表面辐射量(晴天)(w/m^2)	$G_0^{(1)}$	248	248
2	云量覆盖率	$C^{(2)}$	0.43	0.43
3	表面辐射量(有云)(w/m^2)	$G^{(3)}$	179	179
4	表面反射率	$\alpha^{(4)}$	0.06	0.23
5	短波辐射量(w/m^2)	$SW^{(5)}$	168	138
6	表面散射系数	$\varepsilon^{(6)}$	0.96	0.92
7	表面温度(K)	$T^{(7)}$	281	278
8	表面水汽压(hPa)	$e^{(8)}$	9.8	7.4
9	长波净反射量(w/m^2)	$LW^{(9)}$	72	74
10	净辐射量(w/m^2)	$R^{(10)}$	96	64
11	波恩比	$B^{(11)}$	-0.03	2.51
12	蒸发量(以热当量表示)(w/m^2)	$LE^{(12)}$	99	19
13	蒸发量(mm/a)	E	1315	252
14	降水量(mm/a)	P	95	265
15	入湖径流量(mm/a)	N	1220	14

(1)到达地面的天文辐射量(G_0),由气候图集查得;(2)云量覆盖率(C),由阿拉山口及精河气象观测资料统计所得;(3)表面辐射(有云), $G = (1 - C)G_0$ 式计算所得;(4)表面反射率(α),参见 A. M. Swain 等^[1]和陆淦蓉等^[4]及左大康等^[3];(5) $SW = G(1 - \alpha)$;(6)散射率(ε),据 A. M. Swain 等^[1]和陆淦蓉等^[4]及左大康^[3]等;(7)表面温度(T),据精河气象站(1960,1989)及姜万甫等(1988),湖面温度由精河气象站,阿拉山口气象站及精河盐场观测估计;(8)表面水汽压(e),由气象站观测所得,湖面水汽压以阿拉山口及精河气象站资料平均及参考观测所得;(9) $LW = \varepsilon \delta T^4(0.39 - 0.05\sqrt{e})(1 - 0.53e^2)$ 求得 LW ,其中 $\delta = 5.67 \times 10^{-8} w/m^2 \cdot K^4$;(10)净辐射(R),由 $R = SW - LW$ 式计算所得;(11)波恩比(B),湖面波恩比由方程(16)求得,陆面波恩比则根据现代 P_s, R_s, R_a, α_s 和 B_s 值从方程(18)求得;(12)蒸发潜热(L),其值 $L = 560 \text{ cal/g} = 235 \times 10^4 \text{ J/kg}$ 。

本模型的适应性,具体做法是将降水量的变化 δP 作为温度、云量是反射率和波恩比的单变量函数。将陆面温度的变量 δT 、云量变量 δC 、陆面反射率变量 $\delta \alpha$ 及陆面波恩比变量 δB 的选择归纳在表3。

表3 灵敏度分析参数表

Tab. 3 Sensitivity analysis

单变量	$\delta \alpha (+10\%)$	$\delta B_s (+10\%)$	$\delta \alpha_s (+10\%)$	$\delta T_s (+1^\circ K)$	$\delta C (+10\%)$
$\delta P \text{ (mm/a)}$	3	-16	-15	-6	-22

从表3分析可知,温度变化对降水量的影响不很敏感, δT 变化 $1^\circ K$,相对应的 δP 仅 6 mm/a ,表中 δP 出现负值是由于温度升高,而水汽压没作适当调整所致。若保持相对湿度不变,并假定水汽压随温度升高而升高,那么 P 将是正;反之若水汽压不随温度升高而作适当调整,那么 δP 将为负值。由灵敏度分析可知,温度变化达 $\pm 5^\circ C$ ($\delta P = -18.4 \text{ mm/a}$)左右

才能与云量、反射率、波恩比各变量变化 $\pm 10\%$ 时所引起降水量效应类似。据目前国内外一些学者研究全新世暖湿期年平均所温不超过现今 3°C ^[5,6],所以,利用该模型估算降水量时,温度变化所产生的直接影响是次要的。另外, α_i 变化 10% , $\delta P = 3\text{mm/a}$,表明湖面的微小波动对降水量的估算是敏感的,这一结果也说明了一些非气候因素给古降水量计算所造成的误差可以忽略不计。

3. 古降水量的估算

收灵敏度分析表明,云量、反射率、波恩比对模型降水量计算有较大的敏感性,所以在进行古降水量计算时,需加以调整。先假设净辐量及波恩比古今不变,可得到研究时段艾比湖流域的古降水量(表4),表4可知,全新世早中期(6.5ka—8.0ka B. P.),艾比湖古湖泊系数为0.06,当时降水量为322mm/a,比现代高22%,增加58mm/a,湖面扩大意味着流域降水量的增加,因而流域的各气候参数也有所变化。现假设各地质时期的陆面反射率和波恩比都减小 10% ($\alpha = 0.21$, $B_s = 2.26$)模拟出古气候变化更潮湿(表4)。

表4 各时段内古降水量计算成果表

Tab. 4 Estimates of palaeo-precipitation (P) at different stages

时 段	P_1 (mm/a)	P_2 (mm/a)	\bar{P} (mm/a)	ΔP (mm/a)	ΔP (%)
现 代	264	264			
2000—3000a B. P.	270	304	287	23	9
4500—6000a B. P.	289	322	306	42	16
6500—8000a B. P.	306	338	322	58	22

P_1 值只考虑水面系数 α_i 变化时的情况, P_2 是 α_i 变化和陆地反射率及波恩比减小 10% 后所得值, \bar{P} 为两者的中值。

四、小 结

通过以上分析,有如下一些认识:

1. 应用本模型计算古降水量时,模型中各参数是以现代气象和水文观测资料计算确定的,并假定除降水量变化引起古湖泊系数的变化外,其它各参数不变,因此用该模型演算所得的古降水量是偏低的值。

2. 在缺少古环境详细资料时,应用本模型计算古降水量是可行的。随着降水量的变化,对波恩比、反射率作适当的调整(本文选用 10%),将提高模型的计算精度。

3. 由灵敏度分析可知,运用本模型计算古降水量时,温度指标的影响可忽略不计,但模型对云量、反射率及波恩比等各参数的变化具有较高的灵敏度。

参 考 文 献

- [1] Swain, A. M., Kutzbach, J. E. and Hasternyath S., Estimates of Holocene precipitation for rajasthan, India, based on pollen and lake-level data, *Quaternary Research*, 1983, 19(3), 1—17.
- [2] 方金祺.全新世气候最宜期岱海流域降水量的估算,干旱区地理,1989,12(4).
- [3] 左大康、朱志辉等著.地球表面辐射研究.北京,科学出版社,1991.

- [4] 陆渝蓉、高国栋. 中国地表面辐射平衡与热量平衡. 北京, 科学出版社, 1983.
- [5] 湘庆余. 末次冰期以来中国自然环境变迁及其与全球变化的关系. 第四纪研究, 1991, (3).
- [6] 郑丰兴. 中国西部末次冰期以来冰川、积雪及其变化. 第四纪研究, 1990, (2).
- [7] 杨川德. 艾比湖水量平衡计算与分析. 干旱区地理, 1990, 13(4).

PALEOCLIMATIC ESTIMATE DURING THE LAST 10000 YEARS IN EBINUR LAKE BASIN, XINJIANG

Wu Jinglu Wang Hongdao Wang Sumin

(Nanjing Institute of Geography & Limnology, Academia Sinica, Nanjing 210008)

Abstract

Judging from the analysis of lakeshore-geomorphology and referring to the paleoclimate of selected section, in the past 10000 years, Ebinur Lake experienced three stages of high lake-level: 6.5ka—8.0ka B. P., 4.5ka—6.0ka B. P. and 2.0ka—3.0ka B. P., higher than that of present by 25m, 17m and 6m. Responsively, their surface areas were 3000 km², 2330 km² and 1334 km² respectively. In this paper, in terms of a hydrological and energy-balance model, the sensitivity of its parameters is discussed in detail, and also, paleoprecipitation of three high lake-level stages estimated. Among these parameters, lake coefficient is the main factor affecting the estimation of paleoprecipitation. And land albedo, Bowen ratio and cloud cover also show high sensitive. But temperature indicates relatively low sensitivity. By applying this hydrological and energy-balance model, the estimates of paleoprecipitation in different periods are obtained. In proper order, the average precipitation was: 332 mm/a in 6.5 ka—8.0 ka B. P., an increase by 22% of the present; 306 mm/a in 4.5 ka—6.0 ka B. P., an increase by 16% and 287 mm/a in 2.0—3.0 ka B. P., an increase by 9% of the present.

Key words Holocene epoch, hydrological and energy-balance model, paleoprecipitation, stage of high lake-level, Ebinur Lake