

文章编号: 1000-0550 (2005) 03-0523-08

末次冰期间冰阶 (40 ~ 22 kaBP) 内蒙古 黄旗海古降水量研究

申洪源¹ 贾玉连² 魏 灵³

1 (临沂师范学院地理与旅游系 山东临沂 276005) 2 (江西师范大学地理与环境学院 南昌 330027)

3 (南京大学城市与资源学系 南京 210093)

摘要 末次冰期间冰阶 (40 ~ 22 kaBP), 黄旗海最高古湖面稳定在 1 310 ~ 1 318 m 之间, 比现代湖面约高 50 m, 湖泊面积达到 450 ~ 515 km² (平均为 466 km²), 是现代湖面 101 km² (1950 ~ 1961 年平均值) 的 4.4 ~ 5.1 倍, 湖泊补给系数 7.8 ~ 9.1。利用逐次逼近法寻找古流域的现代气候相似区域, 从而确定相关参数定量重建古降水量; 在此基础上, 附加另外两个过程, 检验了重建结果的可靠性。重建结果认为: 40 ~ 22 kaBP 古湖面稳定存在时, 黄旗海流域的古降水量可达 479 ~ 497 mm/a, 比现在年平均值 (353 mm/a) 高约 126 ~ 144 mm/a。

关键词 黄旗海 末次冰期间冰阶 古降水量 逐次逼近法

第一作者简介 申洪源 男 1964 年出生 博士 教授 第四纪地质与自然地理

中图分类号 P534.63 X141 **文献标识码** A

1 引言

在亚洲季风区, 末次冰期间冰阶, 即 MIS3a 阶段 (40 ~ 22 kaBP) 是一个相对暖湿的阶段^[1,2]。在青藏高原, 强盛的夏季风与南移的西风带相互作用^[3], 使 40 ~ 22 kaBP 存在比全新世稳定暖湿阶段^[4]更为强烈的降水过程^[5]和异常高温^[6]。而在中国北方东亚夏季风作用区域, 40 ~ 22 kaBP 暖湿程度远不及冰后期; 在岱海, 古湖面远低于冰后期最高湖面^[7], 在黄土高原, 古土壤发育程度远比冰后期要差的多^[8,9,10,11]。为了量化这种差异, 本文利用黄旗海古湖泊砂砾堤, 恢复古湖泊面积, 基于全流域水量平衡方程, 定量重建流域 40 ~ 22 kaBP 的古降水量, 并将其与全新世大湖面时期的降水量进行比较。

2 流域自然地理概况

黄旗海 (40°47' ~ 40°54' N, 112°49' ~ 113°40' E) 为内蒙古高原东南边缘的一封闭湖泊 (图 1), 行政区划属于察哈尔右翼前旗、右翼中旗和集宁市。流域总面积 4 545 km²。流域地貌组合比较简单, 湖周为宽缓的湖积平原 (特别是北岸), 外围为低山丘陵和熔岩台地, 最大高差 < 500 m。现代湖面年变化较大, 1967 年为 112.67 km², 1989 年缩至 55 km², 1990 年

夏季大雨, 湖面又有所扩展; 总体上, 近 50 年来湖面处于收缩状态^[12]。

流域为中温带半干旱大陆性季风气候, 冬季受蒙古高压控制, 多西北风, 寒冷干燥; 夏季受大陆低压控制, 气候温凉多雨。年平均气温为 4.5℃, 多年平均降水为 353 mm/a (1951 ~ 1998), 年平均蒸发量 1892 mm (1954 ~ 1998) (小型蒸发皿蒸发量)。

3 研究方法

3.1 40 ~ 22 kaBP 湖泊地貌的证据

湖蚀地貌 (湖蚀崖、湖蚀穴、湖蚀阶地等) 与湖积地貌 (湖泊砂砾堤、湖泊堆积阶地等), 是湖泊水面稳定的重要标志。湖面稳定是流域气候与水环境稳定的指示, 是目前进行封闭湖泊流域古降水量重建的必要条件。

中晚全新世以来, 黄旗海湖面波动萎缩, 暴露了 40 kaBP 以来高湖面期间的大量湖泊遗迹。在流域西部的礼拜寺北山, 发现了可以代表末次冰期间冰阶的高湖面遗迹—湖泊砂砾堤。这期湖泊地貌的出露标志是植被沿等高线条带状分布。在礼拜寺北山东坡, 其分布高度为 1 310 ~ 1 318 m。在 1 314 m 附近, 挖探槽深 3 m 左右 (未见底), 上部 50 cm 左右为现代土壤及坡面堆积, 其下为由粉沙—砂—砾石组成的古

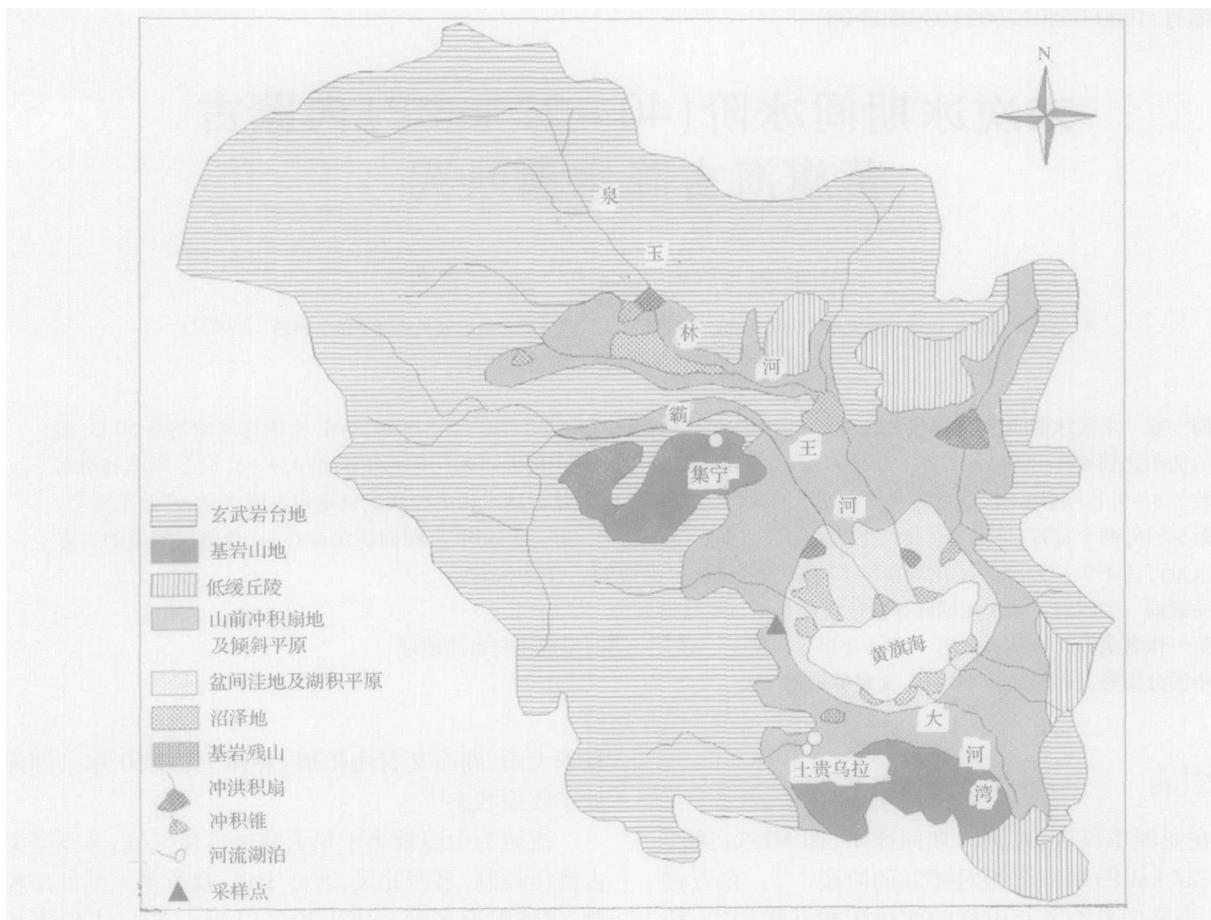


图 1 黄旗海地理位置及其地貌组合信息

Fig.1 Map showing Huangqihai Lake and its physiognomies information

湖滨砂堤堆积,未见古土壤与古坡积物。在 1.6 ~ 1.8 m 的深度上,中—细砂质样品(编号:OSLH2003-10)的光释光(OSL)年代为 24.43 ± 2.33 kaBP,距地面 1.4 m 深度中—细砂质样品(编号:OSLH2003-11)的 OSL 年代为 17.03 ± 1.58 kaBP,11 号样品在当时采样时存在一点问题,同时考虑到黄旗海流域全新世大暖期最高湖面约在 1300 ~ 1350 m 左右^[12],末次冰盛期(17.03 \pm 1.58 kaBP)时的湖面不可能达到这一高度,因此,这一年代数据有可能偏晚。在东亚季风区的封闭流域,40 kaBP 以来的高湖面^[3]分别对应夏季高太阳辐射的 40 ~ 22 kaBP 与 13 ~ 3.0 kaBP^[13],因此基本上确定此砂砾堤为末次冰期间冰阶高湖面时段的湖滨堆积。

假定古湖泊遗迹形成以后,流域内构造活动相对稳定(由于礼拜寺北山为玄武岩质熔岩山地,因此,流域不同地貌部位由于沉积厚度不同而引起重力均衡调整所造成的差异性升降基本可以排除),研究时

段流域格局不变,对古湖泊面积影响甚微,可以不予考虑。将 1:100 000 地形图(中华人民共和国测绘总局,1984 年版)扫描编辑后量算,从而得到流域面积、古湖泊面积(表 1)。

表 1 40 ~ 22 kaBP 黄旗海古湖泊面积及湖面海拔高度与现代对比

Table 1 Some information of Huangqihai Lake during 40 ~ 22 kaBP and 1951 ~ 2000AD

时段	湖泊面积 /km ²	平均面积 /km ²	湖面高度 /m	湖泊遗迹类型
现代(1951 ~ 1961)	92 ~ 114	101	1264 ~ 1270	
40 ~ 22 kaBP	450 ~ 515	482	1310 ~ 1318	砂砾堤

3.2 40 ~ 22 kaBP 黄旗海高湖面稳定存在时期古降水量重建

古降水量重建,是基于全流域水量与能量联合方程^[14]进行,其相关参数的确定是利用逐次逼近法寻

找与古流域相似的现代气候区域而获得。需要特别强调的是,所重建的是 40~22 kaBP 期间古湖面维持在 1 310~1 318 m 高度时的平均降水量,而非 40~22 kaBP 整个时段的平均降水量。

3.2.1 现代流域水平衡概况

表 2 为黄旗海流域现代三个时段的平均降水量及有关信息。

近五十年来,黄旗海流域的水量平衡情况变化较大。1951~1961 年,是人类环境干涉力较小的时期,湖泊保持较大湖面,陆面径流系数较大。自 20 世纪 70 年代在主要河流上修建水坝以来,在降水量并没有显著减少的情况下,径流系数显著降低,湖面急剧萎缩,水质逐年咸化^[15]。

表 2 黄旗海流域现代三个时段的平均降水量及有关信息
Table 2 Modern precipitation and some relative information of Huangqihai Lake during 1951 - 1984AD

时段/年	湖面面积 /km ²	降水量 /(mm/a)	陆面蒸发量 /(mm/a)	湖面蒸发量 /mm	径流系数
1951~1953	92	351	318	1956	0.094
1954~1961	119	391	351	1868	0.102
1974~1984	64	365	342	1932	0.063
1985~1998	55	346	327	1968	0.055

3.2.2 古流域水能平衡方程

根据湖泊现代地貌高度差异判断,40~22 kaBP 期间古湖面维持在 1 310~1 318 m 高度时,黄旗海仍为封闭流域,因此采用封闭流域全流域水量平衡方程:

$$P - E = H \quad (1)$$

即全流域降水量(P)和全流域蒸发量(E)与湖泊水位升降之间的平衡;如果湖面在某一时期稳定(本文以存在古湖泊砂砾堤为标志),则全流域降水量与全流域蒸发量相等,具体为:

$$P_w S_w + P_b S_b = E_w S_w + E_b S_b \quad (2)$$

并可转化为:

$$P = E_w \alpha_w + E_b (1 - \alpha_w) \quad (3)$$

其中 S_w 、 S_b 分别为湖面、流域陆面面积,单位为 km²; E_w 、 E_b 分别为湖面、流域陆面年蒸发量,单位为 mm; $P_w = P_b = P$ 为流域年降水量,单位为 mm; α_w 是湖面占全流域面积的百分比。

湖面或陆面蒸发量,由 Kutzbach 的能量平衡公式^[14]给出:

$$E = R / [(1 + B) L] \quad (4)$$

其中 R (W/m²) 为辐射平衡值, B 为波恩比, L 为蒸发潜热。 R 之值为净短波辐射 G 与长波辐射 LW 之差,即:

$$R = G - LW = K(1 - a)(1 - c) G_0 - A_n (t + 273)^4 \quad (5)$$

其中 K 为大气传输系数, G_0 为天文辐射, a 为表面反射率, c 为云量遮盖率, α_w 为表面散射率, σ 为 Stenfan-Boltzman 常数, t 为气温, A_n 为 Angstrom 系数, 可用下式计算:

$$A_n = (0.39 - 0.058^{0.5}) (1 - C * c^2) \quad (6)$$

其中 e 为水汽压, 单位 mb, C 为 Berliand 纬度系数。

水面波恩比 B_w 见表 3, 陆地波恩比 B_b , Kutzbach 的非线性模型^[14]给出下列公式:

$$B_b = (R_b / LP) / (1 - e^{R_b / LP}) - 1 \quad (7)$$

其中 R_b (W/m²) 为陆地辐射平衡值, $R_b / (LP) = D_b$, D_b 为干燥比。将 (7) 代入 (3) 并化简得到封闭湖泊全流域水量与能量平衡联合方程:

$$1 = R_w \alpha_w / [(1 + B_w) LP] + \{1 - \exp[-R_b / (LP)]\} (1 - \alpha_w) \quad (8)$$

3.2.3 主要参数的确定与逐次逼近法

对于现代流域,能量平衡公式中的诸多参数; α_w (陆地反射率)、 c (云量遮盖率)、 t (气温)、 e (水汽压)、 K (大气传输系数) 等可视作基本参数,一般来自气象水文站点的实测值,可通过相关气候图集查得。 G_0 (天文辐射)、 R (辐射平衡值)、 G (净短波辐射)、 LW (长波辐射)、 B_w (水面波恩比)、 B_b (陆地波恩比)、 A_n (Angstrom 系数) 等可视为计算参数,由基本参数通过相关公式计算所得 (G_0 一般通过太阳常数及轨道参数计算所得^[16,17])。 α_w (水面反射率)、 σ (表面散射率)、 σ (Stenfan-Boltzman 常数)、 n (纬度系数)、 L (蒸发潜热)、 C (Berliand 纬度系数)、 K (常数) 等,有的随纬度变化而变化,有的随温度变化而变化,或者为定值,通常可视做常数项。

而对于古流域,除常数项与 G_0 (天文辐射) 外,其他参数,都无法获得确定性量值。在过去的研究中,学者们大多是通过流域古气候,与现代流域水量与能量平衡诸参数的研究,结合流域及邻区近、现代气候状况,大致估算古流域能量平衡中的诸项参数,而获得流域的古降水量;或者将由孢粉资料所重建的古降水量与全流域水量能量平衡方法所获得结果进行对比,或者建立在能量平衡公式中诸基本参数的变化对降水量变化的敏感性分析基础上,估算古降水量的变化。

贾玉连等首次提出了利用逐次逼近法寻找古流域相似区域的方法,确定相关参数。此方法已在文献^[18,19]有过详细交代,在此不做进一步论述。

3.2.4 40~22 kaBP时期中国北方的气候环境特征

40~22 kaBP为末次冰期一个间冰阶,北半球中、低纬度夏季辐射较高^[13],东南季风较为强盛^[20]。西距黄旗海不足 60 km 岱海流域,古孢粉资料显示:木本植物为以桦为主的针叶落叶阔叶混交林,湖面较高^[20],暖湿程度略次于全新世暖湿期。

3.2.5 40~22 kaBP黄旗海高湖面稳定存在时期流域古降水量的重建

第一过程:不考虑构造抬升,40~22 kaBP黄旗海流域平均高度与现在相同,为 1300~1400m,太阳辐射为 336.2~342.2 W/m²,这两项参数与现代 111°54'~113°35'E, 39°03'~40°31'N 地区(山西朔州)较为相似,该区域现代年降水量(也就是 P_{00})为 440 mm。从图上查到这一地区的水面蒸发量(自由水面)和陆面蒸发量分别为 1250 mm 和 420 mm,将这两个数据代入模型得到降水量 $P_{11} = 505$ mm,从而完成第一次逼近。

由于 $P_{11} = 505$ mm 远大于 $P_{00} = 440$ mm,需要进行第二次逼近。取 $P_{22} = (505 + 440) / 2 = 473$ mm。而降水量为 473 mm 左右,并且太阳辐射、地理环境与 40~22 kaBP 时期的黄旗海流域相似的现代区域为 112°58'~113°51'E, 38°28'~39°05'N 地区(山西五台),查到这一区域的水面蒸发量和陆面蒸发量分别为 1200 mm 和 440 mm,将其代入模型,得到降水量 $P_{33} = 508$ mm,从而完成第二次逼近。 $P_{33} = 508$ mm $P_{22} = 473$ mm,这样就得到黄旗海流域 40~22 kaBP 时期的降水量约为 473~508 mm。

由于气候图集的现代陆面蒸发量与水面蒸发量都是计算数值(大水面蒸发量是小型蒸发皿的蒸发量修正后的数值),需要进一步验证;因此,下列过程是通过相关参数计算这两个参数。

第二过程:上述过程的第一次逼近,在现在气候图集中,查找黄旗海 40~22kaBP 现代气候相似区域 111°54'~113°35'E, 39°03'~40°31'N 的云量、地面反射率、大气传输系数、陆面水汽压、湖面水汽压;其他数据获取参见表 3。将以上数据代入相关方程,计算得到水面蒸发量和陆面蒸发量分别为 1235 mm 和 420 mm, $P_{11} = 503$ mm。完成第一次逼近。

由于 $P_{11} = 503$ mm 与 P_{00} (440mm) 差距较大,需要进行第二次逼近。取 $P_{22} = (503 + 440) / 2 = 471$,

而降水量为 471 mm 左右,并且太阳辐射、地理环境与 40~22kaBP 时期的黄旗海流域的现代相似区域为 112°58'~113°51'E, 38°28'~39°05'N 地区(山西五台),查到这一地区的云量、地面反射率、大气传输系数、陆面水汽压、湖面水汽压等参数,计算得到水面蒸

表 3 黄旗海 40~22 kaBP 流域古降水量重建

Table 3 Reconstruction of paleo-precipitation in Huangqihai Lake during 40~22 kaBP

参数	符号	单位	湖区	陆区	脚注
天文辐射	I	(W/m ²)	339.2	339.2	a
大气传输系数	K		0.77	0.77	b
晴天总辐射	G_0	(W/m ²)	261	261	
云量覆盖率	C		0.5	0.5	c
反射率			0.06	0.23	c
净短波辐射	G	(W/m ²)	162	133	
地表长波散射率			0.96	0.93	d
温度	T	K	278	278	
表面水汽压	E	mb	8.69	8	c
Angstrom 系数	A_n		0.185	0.191	
有效辐射	LW	(W/m ²)	60.17	60.13	
净辐射		W/m ²	101.87	72.6	
波恩比	B		0.15	1.9	f
蒸发潜热	LE	(W/m ²)	0.77	0.77	g
蒸发量	E	(mm/a)	1150	422	
降水量		(mm/a)	467~497		
相似区域	112°58'~113°51'E, 38°28'~39°05'N (山西五台)				

a. Berger^[16,17]所给出的现代各纬度多年平均太阳辐射(射于大气上界的辐射量): 40°N、30°N、20°N 分别为: 341.8、353.3、389.8 W/m²。在 40~22kaBP 期间,夏季 20°N~45°N 之间,天文辐射的最大值高出现在(1950年)约 20 W/m²;而在同一时期,冬季 20°N~45°N 之间,天文辐射低于现在(1950年)约 20 W/m²。考虑到本研究区年蒸发量的季节分布特点,取 40~22 kaBP, 20°N~45°N 之间的年天文辐射平均值高出现在(1950年)4~10 W/m²。黄旗海流域的纬度位置为 40°47'N~40°54'N,现代年平均太阳辐射值为 332.2 W/m²。因此,黄旗海流域在 40~22 kaBP 时期的年辐射值为 336.2~342.2 W/m²,相当于现代 39°21'~40°2'N。

b 大气传输系数:与纬度位置有关,随纬度的增高而升高^[21], 41°N 附近其值约为 0.77。

c 云量覆盖率:确定最后逼近的区域。由《中国气候资源地图集》^[22]和《中国自然地理图集》^[23]查得此区域的云量覆盖率。表面水汽压、地面反射率也用这种方法取得。水面反射率一般视为常数 0.06。

d 地表长波散射率:参考文献[24~26]。温性草原与沼泽为 0.93,荒漠草原为 0.9;水面为 0.96。

f 波恩比:根据现代农牧交错带水面辐射平衡值与水面蒸发量之间的关系取得, B_w 一般为 0.2,各地稍有差别。陆地波恩比 (B_b) 以满足公式为准。

g 蒸发潜热:在 0~30 间,可取常数为 0.77 W/m²。

发量和陆面蒸发量分别为 1150 mm 和 422 mm,并得

到降水量 $P_{33} = 497$ mm,从而完成第二次逼近,这一过程的相关参数及结果见表 3。 $P_{33} = 497$ mm $P_{22} = 471$ mm,这样就得到黄旗海流域 40~22 kaBP 时期的降水量约为 471~497 mm,从而完成第二过程。

3.2.6 重建结果的敏感性分析

40~22 kaBP 时期降水量的敏感性分析:以第二

次逼近所取得的相关参数(表 3)为基准,各参数以一定步长变化,检验降水量变化随之变化的情况。在各参数的最大可能的取值范围内,求得降水量的取值范围,通过求这些集合的交集,获得平均降水量可能的范围,从而得到 40~22 kaBP 黄旗海流域高湖面稳定存在时期古降水量为 479~503 mm/a(表 4)。

表 4 黄旗海 40~22 kaBP 流域古降水量随相关参数变化情况

Table 4 Sensitivity analysis of precipitation in Huangqihai Lake during 40~22 kaBP

参数	步长与降水量变化											
水面波恩比变化	0.02	0.05	0.08	0.11	0.14	0.17	0.2	0.23	0.26	0.29	0.32	
降水量变化/mm	527	519	512	506	499	493	487	481	476	470	465	
天文辐射变化/(W/m ²)	330	332	334	336	338	340	342	344	346	348	350	
降水量变化/mm	474	479	484	489	494	499	504	509	514	519	524	
地面反射率变化	0.15	0.17	0.19	0.21	0.23	0.25	0.27	0.29	0.31	0.33	0.35	
降水量变化/mm	544	533	520	509	497	485	472	459	446	432	419	
大气透明系数变化	0.72	0.73	0.74	0.75	0.76	0.77	0.78	0.79	0.8	0.81	0.82	
降水量变化/mm	442	453	464	475	486	497	508	519	531	542	553	
陆面蒸发量变化/mm	300	320	340	360	380	400	420	440	460	480	500	
降水量变化/mm	405	423	441	459	477	495	513	531	549	567	585	
湖面蒸发量变化/mm	960	1000	1040	1080	1120	1160	1200	1240	1280	1320	1360	
降水量变化/mm	456	465	474	483	491	499	508	515	523	531	539	
湖面温度变化/	273	274.5	276	277.5	279	280.5	282	283.5	285	286.5	288	
降水量变化/mm	507	504	501	498	495	492	489	486	482	479	476	
陆面温度变化/	273	274.5	276	277.5	279	280.5	282	283.5	285	286.5	288	
降水量变化/mm	512	508	503	499	494	489	484	479	474	469	464	
云量变化	0.4	0.42	0.44	0.46	0.48	0.5	0.52	0.54	0.56	0.58	0.6	
降水量变化/mm	562	549	535	522	510	497	485	473	461	449	438	
湖面水汽压变化/mbar	6	6.5	7	7.5	8	8.5	9	9.5	10	10.5	11	
降水量变化/mm	478	482	486	490	493	496	499	502	505	508	511	
陆面水汽压变化/mbar	5.5	6	6.5	7	7.5	8	8.5	9	9.5	10	10.5	
降水量变化/mm	470	476	482	488	493	497	502	507	511	515	519	
降水量变化的交集	$P = 479 \sim 503$ mm											

3.2.7 湖泊补给系数对结果的矫正

在东亚季风区,温度同季风强度(也就是降水量)至少在千年级上具有正相关关系^[20,27];而在地带性分布特点方面,温度与降水也大致是正相关,而与水面的蒸发量大致呈负相关。因此,可以利用中国北方封闭湖泊流域湖泊补给系数、降水量与温度之间的现代关系,对黄旗海 40~22 kaBP 古降水量进行粗略估算。

湖泊补给系数是流域气候条件与下垫面条件的综合反应,同降水量与温度有直接的联系,可由以下公式求得^[28]:

$$k = S_b/S_w = (E_w - P)/(P - E_b)$$

其中, k 为湖泊补给系数,其他字母含义同上。

统计了这个区域的乌梁素海、索林诺尔、岱海、查

干诺尔、黄旗海、大布苏盐湖、西泡子等 7 个受人类影响较小的封闭湖泊流域 20 世纪 50~80 年代的数据,建立了湖泊补给系数、降水量与温度之间的回归方程:

$$k = -2.025t - 0.123P + 78.49$$

其复相关系数为 0.776,决定系数为 0.602。黄旗海流域 40~22 kaBP 高湖面稳定存在时期湖泊补给系数 8.7,如果其时温度比现在高出 -2~3,那么当时的降水量应为:443~526 mm/a。此称为第四过程。

总之,黄旗海 40~22 kaBP 高湖面稳定存在时期的平均降水量 $P = (473, 508) (467, 497) (479, 503) (443, 526) = (479, 497)$ mm/a。

4 讨论

在岱海地区,全新世 10~4 kaBP 期间,气候温和湿润,当时年均温高出现在 2~3^{°C},利用水能平衡方程所估算的降水量,比现在高出 150~200 mm^[7]。另据孢粉资料所估算的岱海地区全新世温暖湿润期(7.4~5.1 kaBP)降水量比现在高 100~180 mm^[29]。在大青山调角海子,利用花粉—气候因子转换函数所重建的全新世时期的最大降水量比现在高 100~210 mm/a^[27]。这些结果同本文所重建的黄旗海 40~22 kaBP 高湖面稳定存在时期降水量与现在相比的数值略高。黄旗海本身,在全新世 9 kaBP 前后达到最大湖面^[13],湖面高度约为 1 350 m,湖泊面积约 560 km²,比 40~22 kaBP 最高湖面要大 50~110 km²,显示出降水量可能也比 40~22 kaBP 时期要高。这些数据表明,全新世高温期东亚季风区降水量比 40~22 kaBP 高湖面稳定存在时期要高,而不象青藏高原那样是相反的^[5]。

在东亚季风区,尤其是黄河流域及其以北的农牧交错带,无论是植被,还是降水、温度、云量等均呈地带性分布,因此逐次逼近法同样适用。不过由于在利用逐次逼近法寻找古流域的现代气候相似区域时,我们所应用的气候图集比青藏高原气候图集分辨率还要低,这在理论上会降低重建结果的精度。因此,附加了两个过程对结果的可靠性进行检验。

5 结论

(1) 利用逐次逼近法寻找古流域的现代气候相似区域,可以应用于东亚季风区封闭湖泊流域的降水量。不过由于现代气象资料的详略程度不同,在实际逼近过程中,可以采用不同方式。在此基础上,本文附加了另外两个过程,对结果进行了必要的检验。

(2) 40~22 kaBP 黄旗海最高湖面稳定在 1 310~1 318 m 之间,比现在湖面高 50 m 左右,湖泊面积达到 450~515 km²,是现代湖面(1951~1961 年平均 101 km²)的 4.4~5.1 倍。流域古降水量可达 479~497 mm/a,比现在(353 mm/a)高 126~144 mm/a,但比冰后期湖面最高的 8.0~6.0 kaBP 时段要低一些。

参考文献 (References)

1 刘东生,安芷生,陈明扬,等. 最近 0.6Ma 南、北半球古气候对比初探. 中国科学 (D 辑), 1996, 26(2): 97~102 [Liu Dongsheng, An

- Zhisheng, Chen Mingyang, *et al*. On the contrast between the southern Hemisphere and the Northern Hemisphere during recently 0.6 Ma. *Science in China (Series D)*, 1996, 26(2): 97~102]
- 2 Shi Y F, Yu G, Liu X D, Li B Y. Reconstruction of the 40-30 kaBP enhanced India Monsoon climate based on geological records from the Tibetan Plateau. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2001, 169: 69~83.
- 3 贾玉连,施雅风,马春梅,等. 40 kaBP 以来亚非大陆三支季风演化趋势的差异性分析及青藏高原泛湖期. 地理学报, 2004, 59(6): 829~840 [Jia Yulian, Shi Yafeng, Ma Chunmei, *et al*. Comparison of palaeoclimatic in Asian and African monsoon areas over the last 40 kaBP inferred from sediment records. *Acta Geographica Sinica*, 2004, 59(6): 829~840]
- 4 施雅风,孔昭宸,王苏民,等. 中国全新世大暖期气候与环境的基本特征. 见: 施雅风,孔昭宸主编,中国全新世大暖期气候与环境. 北京: 海洋出版社, 1992. 1~18 [Shi Yafeng, Kong Zhaocheng, Wang Sumin, *et al*. The features of environment and climate during the Holocene Megathermal in China. In: Shi Yafeng, Kong Zhaocheng. *The Climate and Environment in China During the Holocene Megathermal*. Beijing: Ocean Press, 1992. 1~18]
- 5 马春梅,贾玉连,魏灵. 青藏高原 40~28 kaBP 是否存在远高于全新世大暖期的降水量. (待刊) [Ma Chunmei, Jia Yulian, Wei Ling. Whether or not occurred outclass precipitation than the Holocene Megathermal in Tibetan plateau during 40~28 kaBP? (to be published)]
- 6 江德昕,杨惠秋. 青海达布逊湖 50 万年以来气候变化的孢粉学证据. 沉积学报, [Jiang Dexin, Yang Huiqiu. Palynological evidence for climatic changes in Dabuxun Lake of Qinghai Province during the past 500,000 years. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2001, 19(1): 101~106]
- 7 王苏民,余源盛,吴瑞金,等. 岱海—湖泊环境与气候变化. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 1990. 117~186 [Wang Sumin, Yu Yuansheng, Wu Ruijin, *et al*. *Daihai Lake*. Hefei: University of Science and Technology of China Press, 1990. 117~186]
- 8 An Z S, Kukla G J, Porter S C, *et al*. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau. *Quaternary Research*, 1991, 36(1): 29~36
- 9 李吉均,朱俊杰,康建成,等. 末次冰期旋回兰州黄土剖面与南极东方站冰芯的对比. 中国科学 (B 辑), 1990, 10: 1 086~1 094 [Li Jijun, Zhu Junjie, Kang Jiancheng, *et al*. Contrast between bessa section in Lanzhou and East Station in Antarctica. *Science in China: Series B*, 1990, 10: 1 086~1 094]
- 10 Chen F H, Bøemendal J, Wang J M, Li J J, *et al*. High-resolution multiproxy climate records from Chinese loess: evidence for rapid climatic changes over the last 75 kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1997, 130: 323~335
- 11 鹿化煜,马海州,谭红兵,等. 西宁黄土堆积记录的最近 13 万年高原气候变化. 第四纪研究, 2001, 21(5): 416~426 [Lu Huayu, Ma Haizhou, Tan Hongbing, *et al*. Plateau monsoon variations during the past 0.13 Ma indicated by loess deposit at Xining, northeast Qinghai, China. *Quaternary Sciences*, 2001, 21(5): 416~426]

- 12 李栓科,王涛. 全新世内蒙南缘黄旗海湖面的波动. 湖泊科学, 1993, 5(4): 324~334 [Li Shuanke, Wang Tao. Study on fluctuations of closed lake level of Huangqihai Lake in Inner Mongolia since Holocene. *Journal of Lake Sciences*, 1993, 5(4): 324~334]
- 13 施雅风,刘晓东,李炳元,等. 距今 40~30ka 青藏高原特强夏季风事件及其与岁差周期关系. 科学通报, 1999, 44(14): 1475~1480 [Shi Yafeng, Liu Xiaodong, Li Bingyuan, *et al*. On the relationship between super strong summer monsoon events and the precession periods in Qinghai-Tibetan plateau during 40~30kaBP. *Chinese Science Bulletin*, 1999, 44(14): 1475~1480]
- 14 Kutzbach J E. Estimates of past climate at paleolake Chad, North Africa, based on a hydrological and energy-balance model. *Quaternary Research*, 1980, 14: 210~223
- 15 王苏民,窦鸿身主编. 中国湖泊志. 北京:科学出版社, 1998. 301~341 [Wang Sumin, Dou Hongshen. *Lakes Records of China*. Beijing: Science Press, 1998. 301~341]
- 16 Berger A. Milankovitch theory and climate. *Reviews of Geophysics*, 1988, 26(4): 624~655
- 17 Berger A. Long-term variations of orbital elements resulting from the Earth's orbital elements. *Quaternary Research*, 1978, 9: 139~167
- 18 贾玉连,施雅风,范云崎. 四万年以来青海湖的三期高湖面及其降水量研究. 湖泊科学, 2000, 12(3): 211~218 [Jia Yulian, Shi Yafeng, Fan Yunqi. Water balance of paleolake Qinghai and its precipitation estimation at three high lake-level stages since 40kaBP. *Journal of Lake Sciences*, 2000, 12(3): 211~218]
- 19 贾玉连,施雅风,范云崎. 水能联合方程恢复流域古降水量时参数的确定方法及其应用—以青海湖全新世大暖期古降水量推算为例. 水科学进展, 2001, 12(3): 324~330 [Jia Yulian, Shi Yafeng, Fan Yunqi. A method on determining the parameters of the hydrological and energy-balance model and its use: a case study of Qinghai Lake at Holocene Megathermal. *Advances in Water Science*, 2001, 12(3): 324~330]
- 20 王苏民,冯敏. 内蒙古岱海湖泊环境变化与东南季风强弱的关系. 中国科学(B辑), 1991, 7: 756~768 [Wang Sumin, Feng Min. Relationship between environmental changes and strong and weak of east-south monsoon at Daihai Lake, Inner Mongolia. *Science in China: Series B*, 1991, 7: 756~768]
- 21 徐祝龄. 气象学. 北京:气象出版社, 1994. 202~212 [Xu Zhuling. *Meteorology*. Beijing: Weather Press, 1994. 202~212]
- 22 中国气象局. 中国气候资源地图集. 北京:中国地图出版社, 1994. 1~213 [China Weather Bureau. *China Climatic Resources Atlas*. Beijing: China Map Press, 1994. 1~213]
- 23 中国地图出版社. 中国自然地理图集. 北京:中国地图出版社, 1998. 35~125 [China Map Press. *China Nature Geography Atlas*. Beijing: China Map Press, 1998. 35~125]
- 24 Sellers W D. *Physical Climatology*. Chicago: University of Chicago Press, 1965. 92~106
- 25 Hastenrath S, Kutzbach J E. Paleoclimatic estimates from water and energy budgets of east African Lakes. *Quaternary Research*, 1983, 19: 141~153
- 26 Hastenrath S, Kutzbach J E. Late Pleistocene climate and water budget of the south American Altiplano. *Quaternary Research*, 1985, 24: 249~256
- 27 宋长青,吕厚远,孙湘君. 中国北方花粉气候因子转换函数建立及其应用. 科学通报, 1997, 42(20): 2182~2186 [Song Changqing, Lu Houyuan, Sun Xiangjun. Establishment of transfer functions of the pollen-climatic factors in northern China and the quantitative climatic reconstruction at DJ core. *Chinese Science Bulletin*, 1997, 42(20): 2182~2186]
- 28 范云崎. 西藏内陆湖泊补给系数的初步探讨. 海洋与湖沼, 1983, 14(2): 118~127 [Fan Yunqi. On the modulus of inland lakes in Tibet. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 1983, 14(2): 118~127]
- 29 许清海,肖举乐,中村俊夫,等. 孢粉资料定量重建全新世以来岱海盆地的古气候. 海洋地质与第四纪地质, 2003, 23(4): 99~108 [Xu Qinghai, Xiao Jule, Nakamura Toshio, *et al*. Quantitative reconstructed climatic changes of Daihai basin by pollen data. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2003, 23(4): 99~108]

Paleoprecipitation Reconstruction during the Interstadial of the Last Glacial (40-22 ka BP) in Huangqihai Lake, Inner Mongolia

SHEN Hong-yuan¹ JIA Yu-lian² WEI Ling³

1 (Department of Geography and Tourism, Linyi Normal College, Linyi, Shandong 276005)

2 (Institute of Geography and Environment, Jiangxi Normal University, Nanchang 330027)

3 (Department of Urban and Resources Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093)

Abstract In monsoon area of eastern Asia, the interstadial of the Last Glacial, that is MIS3a or 40-22 kaBP, was a warm and wet stage. There was probably more precipitation at this interval than the present in South-east Monsoon area. In the Tibetan plateau there were more precipitation during 40-22 kaBP than the Megathermal Maximum in the Holocene reconstructed with hydrological and energy balance of closed lake basin.

Evidence from gravel-sand bars around lakes shows that Huangqihai Lake have experienced high-level stage during 40-22 kaBP. These gravel-sand bars are mainly found at the foot of mountain, Libaisi northern hill and Gu hill, such as At the Libaisi northern hill, the sand-bar, with a s l l 310-1 318 m, covered by stripe-like meadow, was dated 24.43 ~ 2.33 ka BP by OSL method. This paper calculated palaeo-precipitation of this stage in Huangqihai basin, in order to analyze the difference of precipitation in the monsoon area of eastern Asia and the Tibetan plateau.

Based on the modern relief map, if the high lake level stand on the 1 310-1 318 m, 50 m higher than the present, Huangqihai Paleolake had an area of 450 ~ 515 km² (average 466 km²), 4.4-5.1 times of that of the present (1950-1961A. D). Using J. E. Kutzbach's equation of energy balance to compute the land evaporation and water surface evaporation with step-after-step approaching method to obtain the parameters, we modeled the combined hydrological and energy balance of Huangqihai basin, and the following estimates of precipitation were yielded: 479-497mm/a during 40-22 ka BP, higher 126-144 mm/a than the present. But we do not think the precipitation is more than that of the highest lake level stage in Holocene. The precipitation, however, in the Tibetan Plateau, was higher at 40-24 kaBP than at 14-4.0 ka BP.

Certainly, the reestablished palaeo-precipitation, is only when the high lake level stand at a s l l 310-1318 m during some stage of 40-22 ka BP, not that of stage of 40-22 ka BP when lake level was lower than 1310-1 318 m.

Key words Huangqihai Lake, the interstadial of the Last Glacial, palaeo-precipitation, step-after-step approaching method