

25-31 / P343-3
P341
青海湖热力状况的模拟与未来情景之研究

秦伯强 黄群

(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

提 要 运用基于湖泊热量收支与湍流扩散的湖泊热力学模型模拟了青海湖近30年来湖水热力状况, 内容包括湖泊水面温度, 温度沿深度的垂直分布, 冬季结冰与融冰的起迄时间, 冰盖厚度, 积雪深度与天数等。在此基础上, 运用4个GCMs模型输出的CO₂倍增情景下该地区的气候状况, 评价了湖泊热力状况在未来的可能变化情况。

关键词 青海湖 热力模拟 未来情景 GCMs
分类号 P343.3 P341

湖泊

青海湖是我国最大的内陆湖泊, 自本世纪初以来, 该湖水面急剧下降, 湖泊显著收缩^[1], 据估算^[2]平均每年下降约10cm, 面积收缩达7km², 进一步通过湖泊水量平衡的研究发现, 青海湖近年来的水位下降与湖面积收缩主要是气候变化造成的, 人类活动的影响并不是主要的^[3], 而在未来CO₂加倍的情景下, 可以预计青海湖地区的入湖径流量将随降水的增加而上升, 但湖面蒸发量却将因气温升高而加大^[4], 因此, 湖泊水位的变化取决于未来该地区水、热条件的组合情况而定。

尽管近年来对青海湖在水文、气象、生态环境等方面做了许多研究工作^[5-10], 但对湖泊热力状况的研究甚少, 在国内, 有关湖泊热力状况的研究都偏于湖泊水面蒸发方面, 研究手段以水文实验辅以经验公式为主, 研究对象基本上是以浅水湖泊为主, 从这个意义上讲, 本次研究是有关深水湖泊热力状况研究的首次尝试。

1 模型的建立

模型的构造分成二部分, 一部分是用于非冰冻期, 另一部分是用于冰冻期, 用于非冰冻期的湖泊热力模型是基于—维湍流扩散模型来构造的^[11], 亦即:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{A(Z)} \frac{\partial}{\partial Z} \{ A(Z) [k_w + k(Z, t)] \frac{\partial T}{\partial Z} \} + \frac{1}{A(Z)} \frac{1}{C_w} \frac{\partial [\Phi A(Z)]}{\partial Z} \quad (1)$$

其中, T 是水温 (C), t 是时间 (d), Z 是深度 (m), $A(z)$ 是相应于深度为 Z 处的湖面积 (km²), k_w 为分子交换系数 (m²/d), $k(Z, t)$ 是湍流扩散系数 (m²/d), C_w 是水体的比热 [$J/(m^3 \cdot C)$], Φ 是热源项 (W/m^2), 太阳辐射进入水体后, 按指数衰减:

$$\Phi = (1 - \beta) Q_0 e^{-\eta Z} \quad (2)$$

β 是水表面辐射吸收率, η 是衰减系数, Q_0 是到达水表面净短波辐射, Z 是深度, 在水表面, 把热量平衡作为方程(1)的边界条件, 于是(1)式就化为:

• 国家自然科学基金(49201005)和中国科学院留学回国基金资助。
收稿日期:1997-06-23;收到修改稿日期:1998-02-09。秦伯强,男,1963年生,博士,研究员。

$$[k_m + k(Z, t)] \frac{\partial T}{\partial t} = Q_s + L_d - L_w \pm Q_e \pm Q_h \quad (3)$$

式中, L_d 是大气向下净长波辐射, L_w 是水体表面向上的长波辐射, Q_s 是潜热通量, Q_h 是感热通量, 右端各项单位均为 W/m^2 . 在湖水底部, 假定水-土之间没有热量交换, 于是(1)在下边界上化为:

$$[k_m + k(Z, t)] \frac{\partial T}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

为了计算湍流扩散的热量输送, 这里选用 *Henderson-Sellers* 的方法^[12], 即:

$$k(z) = (K_{\infty} \nu_f z / P_0) e^{k_1 z} (1 + 37R_i^2)^{-1} \quad (5)$$

其中 K_{∞} 是 *Karman* 常数(0.4), P_0 为该地区的气压, ν_f 是水面摩擦速率, 由下式估计:

$$\nu_f = 1.2 \times 10^{-3} U_2 \quad (6)$$

U_2 为 2m 处的风速, K_1 为与纬度有关的 *Ekman* 流的参数, 由下式决定:

$$K_1 = 6.6 (\sin \Phi)^{1/2} U_2^{-1.84} \quad (7)$$

其中 Φ 为所在地的纬度, 而 R_i 为 *Richard* 数, 由下式给出^[12]:

$$R_i = \frac{-1 + \{1 + 40N^2 k^2 z^2 / [V_f^2 \exp(-2k_1 Z)]\}^{1/2}}{20} \quad (8)$$

其中 N 为 *Brunt-Vaisala* 频数, 即:

$$N = [-g/\rho(\partial\rho/\partial z)]^{1/2}$$

而水密度 ρ 可由与温度的关系式估计^[13]:

$$\rho = (1 - 1.9549 \times 10^{-5} |T_s - 227|^{1.68}) \times 10^3 \quad (9)$$

T_s 为水温(K). 由于青海湖海拔较高, 考虑用气压资料对短波入辐射进行修改^[14]:

$$Q_s = Q_0 \exp[a(1 - P_s/P_{a_0})] \quad (10)$$

式中, Q_0 为海平面上的短波辐射通量, P_s, P_{a_0} 分别为某高度上的大气压和海平面上的大气压, a 为经验系数, 取为 0.55. 水面蒸发由彭曼公式计算:

$$E = a(E_s - E_a)(1 + bU_2) \quad (11)$$

式中, E 为蒸发量, E_s, E_a 分别为饱和水气压和实际水气压, U_2 为地表面上 2m 处的风速, 系数 a, b 由最靠近的测站的观测资料确定, 取为 0.17 和 0.76^[15]. E_s 通过下式计算^[11]:

$$E_s = p \exp(13.3185T_s - 1.9760T_s^2 - 0.6445T_s^3 - 0.1299T_s^4) \quad (12)$$

式中, $T_s = 1 - (373.15 / (T_s + 273))$, T_s 为表面温度.

在冬季, 由于湖泊水面结冰, 其物理状况与非结冰期完全不同, 故而引入与非结冰期不同的模型结构. 根据 *De Bruin* 和 *Wessels* 的工作, 冰盖厚度与冰层的热量收支之间有如下关系^[16]:

$$\frac{dh_i}{dt} = - \left(\frac{G + Q_w}{\rho_i \lambda_m} \right) - \left(\frac{E}{\rho_i} \right) \quad (13)$$

式中, G 为单位面积时间内的热量收支总量, Q_w 为水传入冰的热通量, ρ_i 为水的密度, λ_m 为结冰或融冰潜热, E 为蒸发通量, G 由下式确定:

$$G = Q - Q_e - \lambda_m E = Q_s + A_s(T_s - T_a) \quad (14)$$

式中, Q 为太阳总辐射, T_s 为假想的平衡温度, 由下式给出:

$$T_s = T_i + Q_n/A_s \quad (15)$$

A_s 与大气层稳定状况有关,由下式确定^[16]:

$$A_s \begin{cases} 4\epsilon_s \sigma T_s^3 + 2.5U_{10} & \text{当 } T_s < T_i \\ 4\epsilon_s \sigma T_s^3 + 2.5U_{10}[1 + 10(T_s - T_i)/U_{10}]^{1/2} & \text{当 } T_s > T_i \end{cases} \quad (16)$$

表面温度 T_s 的计算式为:

$$T_s = T_f + (A_s \frac{h_i}{k_i})(T_i - T_f - Q_n/A_s) \quad (17)$$

T_f 为凝结点, A_s 由下式确定:

$$1/A_s = 1/A_i + h_i/k_i \quad (18)$$

h_i 和 k_i 分别为冰厚及冰的热传导率, Q_n 为进入冰层的辐射量,约等于净辐射 Q_n 的 75%。由此,可导出表面温度和冰厚的计算式如下^[16]:

$$\lambda_i \rho_i \frac{dh_i}{dt} = -A_s(T_s - T_f) - Q_n \quad (19)$$

其中,当 $T_s < T_f$ 时为结冰过程,当 $T_s = T_f$ 时为消融过程。

在结冰期,降雪将在冰面上积淀下来,并在气候转暖时,又先于冰盖层而融解。因此,如将积雪与冰盖层看作二个不同导热系数的物质层,式(18)可以改写成:

$$1/A_s = 1/A_i + h_i/k_i + h_s/k_s \quad (20)$$

式中, h_s 为积雪深, k_s 为积雪的导热系数可由经验公式来确定^[16]:

$$k_s \cong 3 \cdot 10^{-6} \rho_s^2 \quad (21)$$

ρ_s 为积雪密度,与积雪埋深和积雪天数有关。假定 R_j 为从第一次降雪开始之后的第 j 天的降雪量, ρ_j 为相应第 j 天时的积雪密度,则积雪深度为:

$$h_s = \sum_{j=1}^J R_j / \rho_j \quad (22)$$

于是
$$h_s/k_s = \sum_{j=1}^J h_j/k_{s_j} \cong \sum_{j=1}^J R_j / (k_{s_j} \rho_j) \quad (23)$$

其中,第 j 天的积雪密度 ρ_j ,一般而言,随时间而增大(积雪压实),而开始时新鲜积雪的密度为 90kg/m^3 ,逐渐增加,最大至冰的密度 900kg/m^3 ,其计算式写成^[16]:

$$\rho_j = 90 + 0.5(J - j)\Delta t \quad (25)$$

J, j 意义同前。由此,即可估计雪面与冰面、水面与冰面两个界面上的热量收支,并进而模拟积雪与冰盖的增长与消融情况。

整个模型在应用于青海湖时把青海湖按水深分成 1m 厚的水层若干层,初始时温度的垂直分布是假设的,因此对第一年的模拟重复两次,以消除初始值的影响,对每层均进行上述热量收支的计算与湍流扩散的计算以及由水密度而得出的水体纵向交换,即可得到逐层的水温分布,即水温沿深度的分布。

2 模拟结果分析

利用青海湖刚察站 1958 年至 1984 年共 27 年的实测气温、降水、湿度、云量和风速资料输入该模型,即可得到湖面(冰面)温度、冰盖与积雪过程和湖泊水温的垂向分布(图 1、图 2)。从图中可以看出水面温度与气温几乎是同步的,年最高水温大约在 $20-25\text{C}$ 左右,略高于月平

均气温,而冰盖起始时间大约为每年的12月中旬,至次年4月下旬,冰盖时间约133d,占全年的三分之一之多,平均最大冰厚为0.76m,而积雪持续天数较冰盖时间略少,约131d,但平均最大积雪仅为35mm。从一年四季湖泊水温沿深度的变化情况来看,春季(4月15日)表层水温在 0°C ,原因是此时多数年份尚未完全解冻,但水温在大部分深度上都接近于 4°C ,说明水体温度均匀单一;在冬季表层温度为冰面温度,远远低于 0°C ,但在冰水界面处,温度为 0°C ,此处的深度即为冰盖的厚度,向下水温迅速增至 4°C ,直至湖底,迹即为逆温层;在夏季,从表层向下至4.5m处,为一均匀混合层,水温垂直梯度变化很小,从4.5m处至水深10m处,为一过渡层,温度沿深度变化很大,此即通常讲的温跃层,在10m以下,水温在 $4-5^{\circ}\text{C}$ 之间,垂向变化率趋于零;在秋季(10月15日),从水面至水下8m处,为一混合层,显然,这一混合层的厚度远比夏季大,在8-12m处,为一温跃层,与夏季相比,厚度大致相当,但深度加大,12m以下为水温在 $4-5^{\circ}\text{C}$ 的均匀层(图1)。以上模拟结果仍有待实测资料验证,但从现有的少许资料^[11]来看,或与其他深水湖的调查结果(如抚仙湖)^[18]相对照,结果大致是可信的。

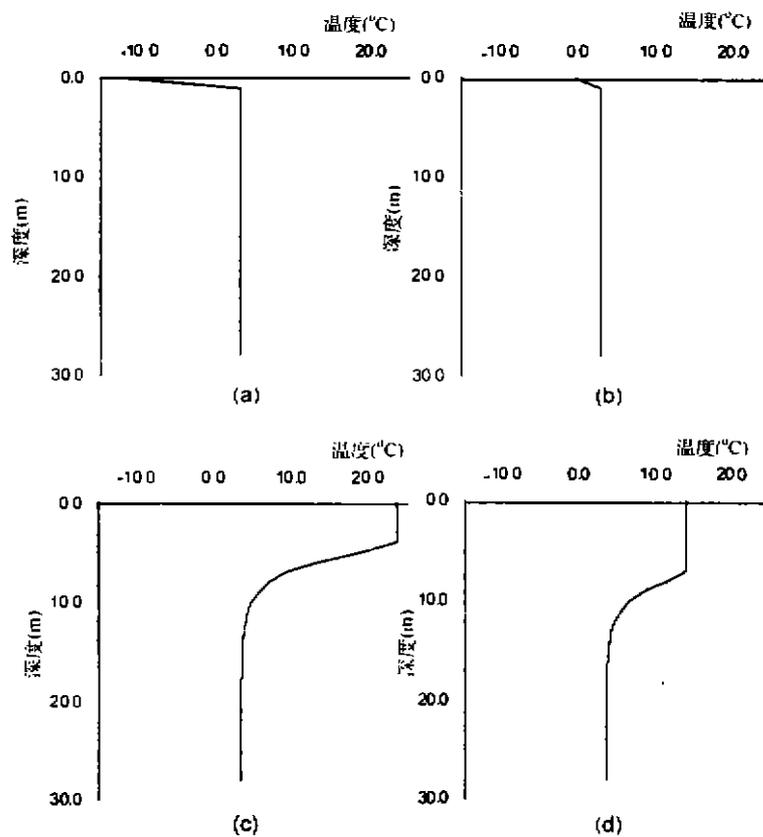


图1 模拟的青海湖多年平均(1958-1984)水温沿深度的变化

(a) 冬天(Jan. 15); (b) 春天(Arp. 15); (c) 夏天(Jul. 15); (d) 秋天(Oct. 15)

Fig. 1 Simulated multi-yearly averaged water temperature profile of Qinghai Lake

(a) Winter(Jan. 15); (b) Spring(Arp. 15); (c) Summer(Jul. 15); (d) Autumn(Oct. 15)

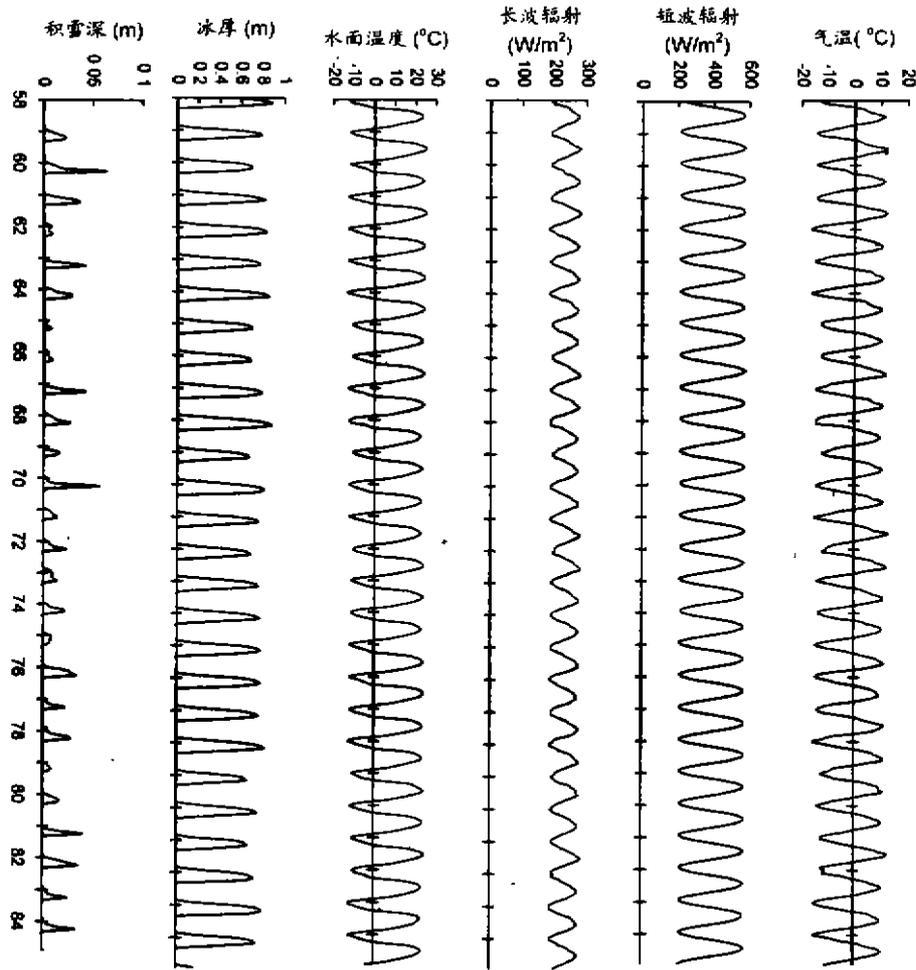


图 2 青海湖地区的温度、辐射因子与模拟的水面温度、冰盖和积雪过程

Fig. 2 The air temperature and radiative fluxes and the simulated water surface temperature, the thickness and duration of ice and snow cover during 1958—1984 in Qinghai Lake

3 未来情景之研究

尽管上述模拟模型未经实测资料验证,作为一个应用实例,仍可以用来评估未来湖泊的热力状况的变化幅度.作者曾利用 4 个 GCMs 模型输出的未来 CO_2 加倍情景下青海湖地区的气候变化情况,评估了青海湖水量收支与水位的变化^[4].这里同样利用这 4 个 GCMs 模型输出的 CO_2 加倍情景下的湖区气候参数,驱动上述模型得到湖泊热力状况变化情况,连同敏感性分析结果一起列于表 1.

从表中可看出,在气温变化 1°C 时,水面温度变化并不大,约 0.7°C 左右,而冰盖厚度及冰封的时间将发生变化,冰盖厚度变化平均约 $7\sim 8\text{cm}$,冰盖时间约 $8\sim 9$ 天.对积雪深的影响也较为显著,平均约 $6\sim 7\text{mm}$.但云量与降水变化对湖水热力状况的影响远不及温度显著.由于 4 个 GCMs 模拟的 CO_2 加倍情景下,该地区气温将升高 $3\sim 5^\circ\text{C}$,降水将增加 $5\%\sim 30\%$ 不等.

表1 青海湖水面温度、冰厚、冰冻日数与积雪深度等因子的敏感性分析与未来 CO₂ 倍增时的变化
 Tab. 1 The sensitivity study and the future change with the doubling CO₂ of the water surface temperature, the thickness of ice and snow, the duration of ice and snow coverage in Qinghai Lake

项目	结冰结束日	结冰起始日	冰冻天数	积雪天数	最高水面温度(C)	最大冰厚(m)	最大雪深(m)
1958-1984	Apr. 25	Dec. 13	133	131	24.1	0.76	0.037
T+1(C)	Apr. 20	Dec. 16	134	122	24.4	0.683	0.029
T-1(C)	Apr. 30	Dec. 10	141	140	23.7	0.836	0.042
CL+10%	Apr. 25	Dec. 12	133	132	24	0.762	0.035
CL-10%	Apr. 25	Dec. 13	133	131	24.1	0.759	0.035
P+10%	Apr. 25	Dec. 13	133	131	24.1	0.762	0.038
P-10%	Apr. 25	Dec. 13	133	131	24.1	0.758	0.031
GFDL 方案	Apr. 3	Dec. 1	93	92	25.6	0.450	0.034
GISS 方案	Apr. 3	Nov. 30	94	93	25.4	0.448	0.037
OSU 方案	Apr. 13	Dec. 22	111	110	25.4	0.576	0.050
UKMO 方案	Mar. 26	Jan. 8	77	76	26.4	0.302	0.033

因而,在此情景下,青海湖水温将增加 1.3-2.3 C 不等,冰封天数将减少 22 天至 56 天不等,但对积雪深度影响不大,除 OSU 模型外,其他模型预测几乎没什么变化.原因是气温升高的同时,降水亦相应增加,使冰上最大积雪深度能够与现在的水平持平.

4 结语

运用水体湍流扩散理论与湖泊热量收支方程相结合来模拟深水湖泊内部的热力结构及随季节的变化情况是本项研究的初步尝试.湖泊热力特性及其随季节的变化同湖泊生态系统内部诸多生物、物理、化学等过程密切相关.是水域生态系统的动力源泉.上述模拟研究的意义还在于把传统意义上的湖泊调查工作的内容上升到物理过程的描述与模拟上.这是一个迄今仍被许多人所忽视的领域.

虽然本次模拟结果尚待更进一步的验证分析,但从初步的结果比较来看,该模拟结果大致能反映深水湖泊内部的温度场状况.特别是有关温跃层的深度、厚度及不同季节里的变化与深水湖泊(如抚仙湖等)的实测结果可以相对照.相比较而言,积雪与冰冻的模拟较之湖水温度场的模拟简略些,但同样由于缺乏资料,亦难以对模拟结果进行更深入的评估.

未来因 CO₂ 增加而造成的全球气温升高无疑对全球水域生态系统将产生复杂而深刻的影响,湖泊水域生态系统亦不例外.而作为水域生态系统的动力源泉的热力状况将直接受全球变化的影响.这里,作为上述模拟的一个应用实例,把 GCMs 模拟得到的 CO₂ 倍增情景下青海湖地区的降水、温度等的变化幅度输入该模型,得到一个有关湖泊热力状况变化幅度的评估.从结果来看,因 CO₂ 倍增该地区降水、气温均将升高,从而湖泊水面温度亦将升高.湖泊冰封天数与冰厚亦将减少,但积雪深度可以与过去持平.

致谢 研究过程中得到了 S. P. Harrison, S. W. Hostetler, Juri Vassiljev 的帮助和指导,在此一并致谢.

参 考 文 献

- 1 施雅风. 山地冰川与湖泊萎缩的亚洲中干暖化趋势. 地理学报, 1991, 44(1): 1-11
- 2 秦伯强, 王洪道. 青海湖水位下降与水量平衡. 中国科学院南京地理与湖泊研究所集刊, 第 7 号. 北京: 科学出版社, 1990: 53-59
- 3 秦伯强, 施雅风. 青海湖流域的水文特征及水位下降原因分析. 地理学报, 1992, 47: 267-273
- 4 秦伯强, 黄 群. 气候变化对内陆湖泊的影响评估——以青海湖为例. 海洋与湖沼, 1998(出版中)
- 5 范建华, 施雅风. 气候变化对青海湖水情的影响. I. 近三十年时期分析. 中国科学(B), 1992, 5: 537-542
- 6 杨贵林, 刘卫东. 青海湖水位下降与趋势预测. 湖泊科学, 1992, 4(3): 17-24
- 7 周陆生, 杨卫东. 青海湖流域近六百年来气候变化与湖水位下降原因. 湖泊科学, 1992, 4(3): 25-31
- 8 周立华等. 人类活动对青海湖水位的影响. 湖泊科学, 1992, 4(2): 32-37
- 9 曲耀光. 青海湖水量平衡及水位下降原因分析. 湖泊科学, 1994, 6(4): 298-307
- 10 马 钰. 青海湖水位变化与湖区气候要素的关系. 湖泊科学, 1994, 8(2): 103-106
- 11 Hostetler S W and Bartlein P J. Simulation of Lake evaporation with application to modeling lake level variations of Harney-Malheur Lake, Oregon. *Water Resources Research*, 1990, 26: 2603-2612
- 12 Henderson-Sellers B. New formulation of eddy diffusion thermocline models. *Applied Mathematical Modelling*, 1985, 9: 441-446
- 13 Hegger R J. Thermal dependent properties of water. *Journal of Hydraulic Engineering*, 1983, 109: 298-302
- 14 章基嘉, 朱抱真, 朱富康等. 见《青藏高原气象科学进展》, 北京: 科学出版社, 1988, 14-61
- 15 施成熙, 卞毓明, 朱晓原. 确定水面蒸发模型. 地理科学, 1984, (4): 1-10
- 16 De Bruin H A R and Wessels H R A. A model for the formation and melting of ice on surface waters. *Journal of Applied Meteorology*, 1987, 27: 164-173
- 17 中国科学院兰州地质研究所等. 青海湖综合考察报告. 北京: 科学出版社, 1979, 24-25
- 18 濮培民, 孙顺才, 高礼存等. 抚仙湖. 北京: 海洋出版社, 1990, 98-99

The Simulation of Thermal Properties of Qinghai Lake and the Potential Change in the Future

Qin Boqiang Huang Qun

(Nanjing Institute of Geography & Limnology, Chinese Academy of Sciences Nanjing 210008)

Abstract

Based on the lake energy budget and lake eddy diffusion equation, the lake thermal model was constructed and used in the simulation of thermal properties of Qinghai Lake, the largest saline and deep lake in China. The simulated items include the water surface temperature, temperature profile, ice formation and thaw procedure, snow aging process etc. With the aid of the four-GCMs output about the climate condition of doubling CO₂ in this area, the potential change degree of the water thermal properties has been evaluated and discussed.

Key Words Qinghai Lake, thermal simulation model, future condition, GCMs