

气候变化对内陆湖泊影响分析*

秦伯强

(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

关键词 气候变化 湖泊水量平衡 湖泊响应

气候变化已经不再是一个仅在理论上探讨的问题,它的变化及其对环境的影响已经受到各国科学家乃至政府的重视。这是一个既严峻又实际的问题,近几年的气候干暖所造成的水资源紧缺在北方地区尤为突出。例如,80年代连续数年的干旱,导致了“华北明珠”白洋淀持续5年的干涸,给淀区工农业生产及人民生活造成很大的影响,并使淀区生态环境遭受严重破坏,又如近几十年的气候渐趋干暖,加上水资源利用与管理上的不当,致使两北地区许多内陆湖的干涸,绿洲消失,生态环境日趋恶化。如新疆北部的艾比湖、玛纳斯湖与南部的罗布泊、台特马湖等,都面临着因干涸或接近干涸而带来的植被退化,土壤沙漠化等问题。通过对过去气候变化及其对环境的影响事实的研究,将有助于预测气候变化对未来人类生存环境的影响,本项研究基于上述考虑,选择了对气候变化反映敏感的干旱或半干旱地区的内陆湖泊,因为内陆湖泊既是气候变化的指示剂,又可反映气候变化对干旱内陆地区水环境的影响。研究的范围限于我国内蒙古、新疆和青海地区的内陆湖泊。此外,原苏联中亚、西亚地区尚有许多干旱或半干旱的内陆湖泊,作为参考与比较亦在考虑之列。时间尺度主要是本世纪以来的近百年时间。

1 近一个世纪以来气候变化对内陆湖泊影响的事实

本世纪以来,气候变化总趋势是降水减少,气温升高^[1,2]。但气候变化在地区分布上是不均匀的。通过树木年轮资料恢复的呼伦贝尔盟地区的降水量变化显示^[3],总趋势在逐渐变小,且在20至30年代降水最低,此后有所回升,至50年代达到本世纪最大值,以后又逐渐下降(图1)。反映在湖泊上,图2为内蒙古的呼伦湖与岱海的水位变化。可以看出,降水的变化与湖水位的消长非常吻合。

华北地区的白洋淀虽然为一个吞吐湖,但由于人为控制,故只蓄不放与内陆湖无异。图3为白洋淀的湖水位变化与保定6~8月降水量距平变化^[4],从中可以看到同步的变化趋势。

位于原苏联境内的伊塞克湖,是中亚半干旱地区的内陆大湖。自本世纪有实测记录以来湖水位呈现下降的趋势。如果对湖盆内的降水按下式变换。

$$P_n = \frac{1}{3} \left(\sum_{i=0}^{n-1} \frac{P_i - \bar{P}}{\bar{P}} + \sum_{i=1}^n \frac{P_i - \bar{P}}{\bar{P}} + \sum_{i=2}^{n+1} \frac{P_i - \bar{P}}{\bar{P}} \right)$$

式中 $\bar{P}$ 为多年平均降水量。取当年10月至次年9月为一水文年降水量,并与湖水位相比

* 本项研究得到了国家自然科学基金的资助。在本文撰写中得到了施雅风教授自始至终的指导,并承王苏民、王洪道、濮培民、蔡启铭四位教授提出宝贵意见,在此谨致谢意。

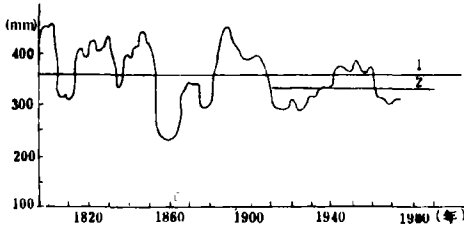


图 1 呼伦贝尔近 200 年降水量变化的 10 年滑动平均

Fig. 1 The precipitation change in 200 years in Hulun Buir region with 10-year moving average

较(图 4)⁽⁵⁾, 湖水位与降水距平累积值保持一致的趋势。

从上述几个例子中可以看出,降水尽管在不同时间尺度及地区的变化不尽相同,但多数呈现下降的趋势。而干旱内陆地区的湖泊水位变化则保持着与降水一致的趋势。

然而,气温虽然在这几年上升得很明显,而反映在湖泊上,却不及降水来得显著,气温的升高所带来的对湖泊的影响是很复杂的。一般而言,气温升高,将导致陆地或水面蒸发量增加,从而减少径流量和湖泊水量收入。但当湖盆内有冰川补给,且补给量占很大比重时,气温对湖泊的影响将不单纯是负效应的。因为气温升高。将使冰川消融增加,从而使湖泊补给量增加,湖水位上升。此时气温的影响结果将为正效应。图 5 为原苏联中亚山区的部分湖泊变化⁽⁶⁾。其中的 Каракуль 湖与 Сарезкое 湖均是冰川补给湖,冰川补给量占总补给量的 40% 以上。其中 Каракуль 湖在 1880 年时湖面积 256km²,目前湖面积已扩大到 380km²; Сарезкое 湖从 1943 年以来,湖水位年均上升 20cm。

但在近一个世纪里,内陆干旱地区的湖泊变化总趋势是干旱收缩和水位下降。表 1 为亚洲部分内陆湖泊的变化,其中多数呈现收缩的趋势。

全球部分著名内陆湖泊的变化,其中亦呈现一致下降的趋势⁽⁷⁾。

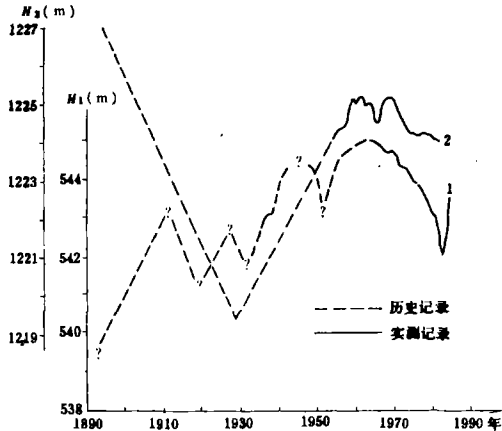


图 2 内蒙古呼伦湖(1)和岱海(2)的水位变化

Fig. 2 The lake level change of Daihai and Hulun in Inner Mongolia

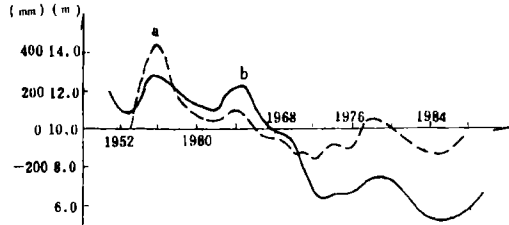


图 3 白洋淀最高年水位(a)与保定地区 6~8 月降水量距平 3 年滑动曲线(b)

Fig. 3 The annual highest water Level of Lake Baiyangdian and 3-year moving average of precipitation (June-Aug.) in Baoding region

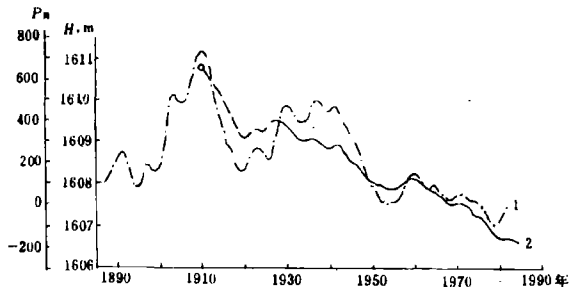


图 4 伊塞克湖降水量距平累积 3 年滑动平均曲线(1)与湖水位(2)

Fig. 4 3-year moving average of accumulating deviation of precipitation and level change of Lake Issyk-kul

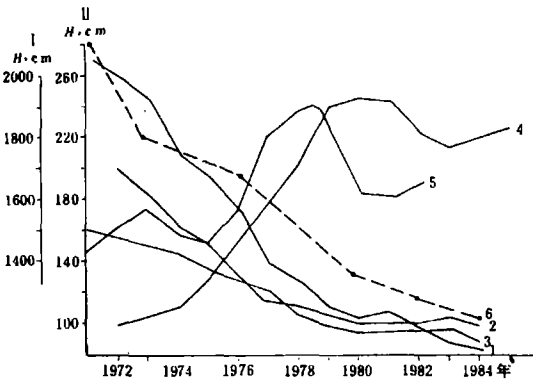


图 5 原苏联中亚地区部分湖泊变化

- 1 Натыкель 湖(I), 2 Сонкель 湖(I),
- 3 Иссык-куль 湖(I), 4 Караглы 湖(I),
- 5 Сарезкое 湖(I), 6 Шоркуль 湖(I)

Fig. 5 Variations of some inland lakes in mid-Asia of the former Soviet Union

2 气候变化对内陆湖泊影响分析

从上述图表中,可以看到气候(以降水、气温为指标)变化对湖泊的影响是非常显著,两者之间存在着某种因果联系。这里将在统计的基础上分析两者之间的关系。

由湖泊水量平衡式:

$$\Delta V = (P - E)A_l + Q_s + Q_g \tag{1}$$

式中 ΔV 为湖泊蓄水量的变化, P 、 E 分别为湖区降水和蒸发, A_l 为湖面积, Q_s 、 Q_g 分别为地表及地下径流,均由降水形成及冰川消融两部分分径流组成。把(1)式改写成:

$$(H - H_0)A_l = (P - E)A_l + Q_s + Q_g$$

式中 H 、 H_0 分别为年末与年初湖水位。经变换得:

$$H = H_0 + P - E + (Q_s + Q_g)/A_l \tag{2}$$

如果假定湖面积 A_l 仅由年初水位 H_0 决定,则上式表明时段末的水位由时段初水位及时段内的水量收支所决定。对降水求导数:

$$\frac{\partial H}{\partial P} = 1 - \frac{\partial E}{\partial P} + \left(\frac{\partial Q_s}{\partial p} + \frac{\partial Q_g}{\partial p} \right) / A_l \tag{3}$$

对温度求导数且假定降水与气温不相关则有:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = - \frac{\partial E}{\partial t} + \left(\frac{\partial Q_s}{\partial t} + \frac{\partial Q_g}{\partial t} \right) / A_l \tag{4}$$

在大多数情况下,求解(3)和(4)式是很困难的,尤其是很难用一个数学解析式来表达。这方面,最有成就的是利用水文模型来分析降水、气温变化对径流影响^(8,9)。即(3)和(4)式中的 $\partial Q/\partial P$ 及 $\partial Q/\partial t$ 等项。但降水量与气温的变化对湖泊影响的定量分析,目前尚无见诸于文的成果。这里,以青海湖为例。基于统计的方法,进行气候变化对湖泊影响分析。

表 1 亚洲部分内陆湖泊面积变化*

Table1 The area change of some inland lakes in Asia (单位: km²)

湖 名	50 年代	60 年代	70 年代	80 年代
艾 比 湖	1070	823	522	500
布伦托海	853	790	770	765
赛里木湖	454	454	457	457
巴里坤湖	140	114	88	90
青 海 湖	4980(1908 年), 4635(1957), 4474(1972), 4304(1986),			
恰特克尔	194(1897 年), 182(1929), 180(1954), 170.6(1960), 161(1977)			
恰 尼 湖	5472(1813—1824), 3300(1850—1860), 3170(1880), 2266(1954), 1707(1977)			
卡拉凯尔	364.2(1928), 380.5(1985)			

* 据王洪道,西北平旱区湖泊近期变化,有修改和补充。

通过青海湖 1958~1986 年的实测资料,用逐步回归的方法,可得如下关系式:

$$\left. \begin{aligned} Q_i &= 0.096P - 13.28 \\ Q_e &= 0.285Q_i \\ E &= 1162.87 + 957 - 0.363P \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

由于该湖盆内几乎没有冰川。故上式中径流量仅与降水有关。对降水及温度求导就有:

$$\begin{aligned} \partial Q_i / \partial P &= 0.096 \times 10^8 \text{m}^3/\text{mm} \\ \partial Q_e / \partial P &= 0.027 \times 10^8 \text{m}^3/\text{mm} \\ \partial E / \partial t &= 95 \text{mm}/^\circ\text{C} \\ \partial E / \partial p &= -0.363 \text{mm}/\text{mm} \end{aligned}$$

代入(3)式得: $\partial H / \partial P = 4.1 \text{mm}/\text{mm}$

代入(4)式得: $\partial H / \partial t = -95 \text{mm}/^\circ\text{C}$

从上述二个结果可以看出,湖盆内降水量年均增加 1 mm,则湖水位将上升 4.1 mm;而流域内气温升高 1℃,则湖水位下降 95mm。降水对湖水位的影响是正效应的,而气温对湖水位的影响是负效应的。

进一步,如湖盆内年降水量增加 23.2mm,相当于增加约 6%,则湖水位将上升 95mm,这与气温升高 1℃的效应正好相抵,即两者对湖泊的影响是等效的。在青海湖近 30 年的记录中,降水变化超过±6%的达 18 年之多,而年均气温变化距平超过±1℃的一次都没有。因此,相比之下,青海湖水位变化对降水的变化较之气温敏感。

以上是在降水与气温二项因子中进行比较的,反映的是气候状况的变动对湖泊的影响。如果把湖盆内对湖水位有影响的所有水文、气象因子包括在内,分析其中主要的影响因子,则结果将有所不同。表 2 为青海湖诸影响因子中经过逐步回归筛选出来的主要几项因子,显著水平 $\alpha=0.95$ 。从表中可以看到第一影响因子是径流,其次是降水,再其次是蒸发量,其他均未入选。由于地表径流很不稳定,表现为离差系数最大(表 2),故湖水位亦具有较大的波动起伏。实际上,在青海湖区地表径流主要由降水形成,因此,湖水位变化实际仍由降水决定,仅仅是降水经过流域的调蓄作用成为径流后,其不确定性与不稳定性大大增加。

表 2 用逐步回归法分析的青海湖主要影响因子

Table2 Correlative factors analysis of Qinghai Lake level change (单位:km²)

序 号	入选因子	离差系数	逐步回归方程	复相关系数(α)
1	径流(Q)	0.376	$\Delta H = -0.5162 + 0.026Q$	0.848
2	湖面降水(P)	0.155	$\Delta H = -0.939 + 0.0013P + 0.0199Q$	0.934
3	湖面蒸发(E)	0.072	$\Delta H = -0.2593 + 0.0011P + 0.0178Q - 0.00058E$	0.951

但是,当一个湖泊的补给来源主要由冰川补给或地下径流补给为主,而且降水形成的地表径流很少,则这样的湖泊对降水的变化是不敏感,且湖水位波动也是很平缓的。这是因为冰川融雪径流与地下径流是比较稳定的水文因子,其离差系数常常是最小的。表现为年际之间相差不大。以新疆柴窝堡湖为例。该湖的水量收入中,地表径流占 6.0%,地下径流占 81%,湖区降水占 3.6%,地下径流占了很大的比重。且补给源主要为高山冰川。因

此,该湖水位年际变化相差不大^[10]。

3 湖泊水量平衡与湖水位下降原因分析

气候变化对湖泊的影响实际上是通过对于下垫面水文情势的塑造来实现的。因此湖泊的变化更直接的影响来自湖面降水量,湖面蒸发量及径流量。

由水量平衡(1),取某时段内的平均值,则有:

$$\overline{\Delta V} = (\overline{P} - \overline{E})\overline{A}_l + \overline{Q}_i + \overline{Q}_e \tag{6}$$

其中, $\overline{P}$ 、 $\overline{E}$ 及 $\overline{Q}_i$ 、 $\overline{Q}_e$ 、 $\overline{A}_l$ 均是该时段内的平均值。如 $\overline{\Delta V}$ 小于零,则该时段内湖水位变化总趋势是下降的;如 $\overline{\Delta V}$ 大于零,则该时段内湖水位总趋势是上升的。这种变化的总趋势是由该时段内的平均气候状况所塑造的平均水文情势来决定。即使该时段内气候状况及水文情形没有变化的趋势,但湖水位的变化趋势仍可存在。

表3为我国及原苏联、蒙古若干内陆湖泊的水量平衡表。从中可以看到绝大多数湖泊在计算时段内水量收支是负的,表现为水位下降;仅少数湖泊水量收支是正的。

表 3 亚洲部分内陆湖泊水量平衡表
Table 3 The water budget of some inland lakes in Asia

湖 名	海拔 (m)	面积 (km ²)	降水量 (mm)	蒸发量 (mm)	径流量 (mm)	人蓄引水量 (mm)	水位变化 (mm/a)	备 注
青海湖	3194	4474	+407.2	−954.5	+459.5	−20.0	−108	1958~1986年
岱 海	1223	134	+407.4	−916.3	+640.3	0	+131	1955~1961年
岱 海		133.5	+385.8	−973.1	+362.3		−225	1981~1986年
柴窝堡湖	1093	30	+50	−1258	+1208	0	0	80年代
艾比湖	189	542	+94.1	−1315.4	+1221.4		0	80年代
赛里木湖	2072	457	+350	−550	+205		+5	1969年
伊塞克湖	1610	6257	+274	−914	+594		−46	1935~1978年
咸 海	100	64300	+170	−1050	+770		−110	60~70年代
恰纳湖	105	2500	+370	−660	+280		−10	60~70年代
巴尔喀什湖	340	18200	+150	−1020	+864		−6	60~70年代
死 海	−392	940	+80	−1600	+1520		0	60~70年代
乌布苏诺尔	760	3350	+130	−850	+716		−4	60~70年代

图6为青海湖水位变化与其他水文气象要素的变化。从中可以看出,仅从单个影响因子分析,其变化趋势是不显著。但综合影响结果表现为湖水位快速下降。此外,气温呈现略有升高的趋势;湖区降水虽然没有显著趋势,但陆地降水的变化却呈现明显变小趋势,反映在地表径流上亦呈现变小趋势,这些都加速湖水位下降。

新疆乌伦古湖中布伦托海的水位变化及其水文、气象要素的变化,与青海湖相类似,无论是天然状况下(代表了气候的影响)与实际情形下(代表了人类活动与气候的综合影响)均表现出湖水位下降趋势比其他水文、气象因子更为显著。

4 湖泊对气候变化的响应

在一种稳定的气候条件下,内陆湖泊经过一定时期的收缩或扩张可以达到新的平衡。这种湖泊的收缩与扩张可以看成是内陆湖泊的自我调节。由水量平衡式:

$$\Delta V = (P - E)A_l + Q_i + Q_e$$

所谓稳定气候条件,即上式中 P 、 E 、 Q_i 和 Q_e 没有增加或减少的趋势。此时,当 $\Delta V > 0$ 时,湖泊是扩大的,即 A_l 增加,由于内陆地区 $(E - P) < 0$,故 A_l 增加,即湖泊支出增加,当面积扩大到一定时期, ΔV 逐渐趋于零;反之,当 $\Delta V < 0$ 时, A_l 减少,亦即湖泊支出减少,经过若干时段后, ΔV 逐步趋于零。在平衡情况下,且仅考虑以降水补给为主的湖泊,则上式可化为:

$$A/A_l = \frac{E - P}{rP} + 1 \tag{7}$$

式中 r 为径流系数。(7)式的左边为湖泊补给系数。右边定义为气候函数 F_c 。表 4 为部分内陆湖泊的补给系数与气候函数。从中可以看到多数湖泊两者是不相等的,说明湖泊处于扩张与收缩之中。补给系数大,湖泊是扩张的;气候函数大,湖泊是收缩的。

在实际情况下,湖泊通过扩张或收缩来达到平衡往往需要很长的时间,而气候条件亦不会稳定不变,即使在十年或百年尺度上亦是如此。因此,内陆湖泊是随气候的波动而不断变化的。这就是湖泊的响应。湖泊响应的快慢反映了一个内陆湖泊对于气候变化的灵敏性。这可用湖泊为达到平衡所需的时间长短来表示。尽管这种时间长短是假想的,仍难以计算。因为有的湖泊经过扩张后即成为外流湖,也有的湖泊尚未平衡就有可能干涸。为此,定义特征时间 τ 作为衡量湖泊响应的快慢^[11],其计算式为:

$$\tau = A_l / [(dA_l/dH)(E_l - P_l)] \tag{8}$$

式中下标 l 为湖泊, dA_l/dH 即为面积随水位的变化率。从上式可以看出, τ 与湖面积 A_l 成正比,与 dA_l/dH 成反比。这说明湖面积小,则 τ 亦小,湖泊响应快,对气候变化敏感。反之,则不敏感。而 dA_l/dH 大,说明湖盆浅

平,水位略有变化,湖面积就有较大的变化,故 τ 值小,湖泊响应亦快,对气候变化敏感。反之则相反。如美国西部的 Mono 湖, τ 值高达 187 年,说明该湖对气候变化不敏感。而大盐湖则仅为 8 年,非洲的窄得湖 τ 值仅为 7 年,两湖均为浅平湖泊,对气候变化响应快。我国

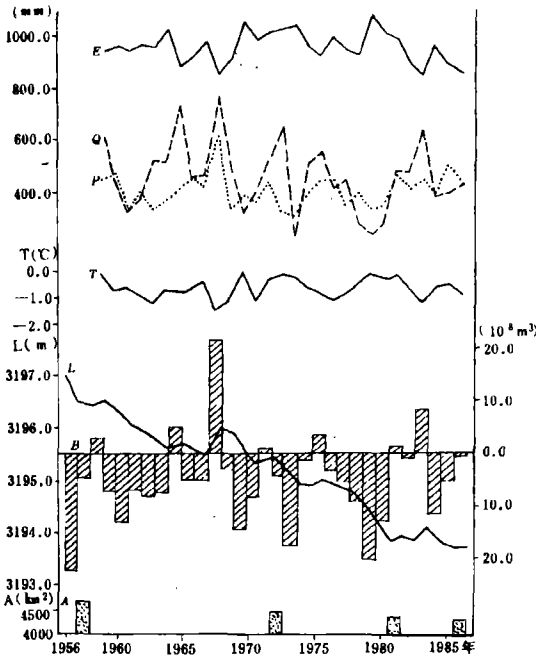


图 6 青海湖水位变化与其他水文气象要素的变化

Fig. 6 Lake Qinghai level fluctuation and the relative factors change

E —湖面蒸发, Q —地表径流, P —降水, T —气温, L —湖水位, B —湖泊水量收支, A —湖面积。

的青海湖 τ 值为 10 年;内蒙古的岱海 τ 值约为 23 年;新疆的乌伦古湖 τ 值则高达 83 年;说明前 2 个湖泊湖盆浅缓,对气候变化反应快,较敏感;而后者则较不敏感,反应亦慢一些。以上分析与湖泊的实际变化情况亦完全一致。

表 4 内陆湖泊的补给系数(A_c)与气候函数(F_c)值

Tab. 4 The value of feeding coefficient(A_c)and climatic function(F_c)of some inland lakes

湖 名	湖面积 $A_l(\text{Km}^2)$	流域面积 $A(\text{Km}^2)$	补给系数 $A_c=A/A_l$	湖面 蒸发量 $E(\text{mm})$	湖面 降水量 $P(\text{mm})$	径流系数 r	气候系数 $F_c=\frac{E-P}{rp}+1$	水 位 变化趋势
青海湖 (1958~1986)	4474	29561	6.6	954.5	407.2	0.15	10	下降
岱 海 (1955~1961 年)	133.5	2084	15.6	916.3	407.4	0.1	13.5	上升
岱 海 (1981~1986 年)	133.5	2084	15.6	973.1	385.8	0.1	16.2	下降
艾比湖 (1988~1989 年)	542	51175	94.4	1318.4	94.1	0.14	93.9	平衡
塞里木湖	457	1408	3.1	550	350	0.35	2.6	上升
伊塞克湖 (1935~1978 年)	6257	21891	3.5	914	274	0.25	10.3	下降

5 结 论

- 通过上述分析,我们可以得到如下结论:
- (1)本世纪北半球气候变化的总趋势是暖干与冷湿相交替而以暖干为主。反映在内陆湖泊上,通过对湖泊补给的影响,呈现三种趋势,即湖水位上升的,或平衡的,或下降的,湖水位下降的湖泊多数是以降水或地表径流补给的,而湖水位上升的湖泊除少数是降水补给外,其他均是以冰川或地下水补给的。
- (2)气候变化中,降水的变化对湖泊的影响是正效应的,即降水量变化与湖水位呈正比;而气温的变化对湖泊的影响却是负效应的,即气温与湖水位呈反比关系。只有当该湖具有相当数量的冰川补给时,气温的影响才是正效应的,而这也只是暂时的情况。
- (3)内陆湖泊水位变化主要是由湖泊的水量收支所决定;一段时期内的湖泊的水量平衡则由该时期内的平均气候状况所决定。从亚洲多数内陆湖泊水量收支盈亏,可以看到该地区的气候状况处于暖干的情形下,此外,尽管该地区气候参数与水文因子的变化并不很剧烈,但湖水位变化却非常显著,这再一次说明干旱或半干旱地区的内陆湖泊是气候变化敏感的指示器。
- (4)湖泊的物理形态也将影响湖泊对气候变化的响应。湖盆浅平,则反应快,变化灵敏;而湖盆深,则湖泊反应慢,变化不灵敏。

参 考 文 献

- 1 Jones P D Kellg P M Wigley T M L. Northern Hemisphere surface air temperature variations, 1951—1984. *Jour. Chim; Appl. Metect.*, 1986, 25, 161~179.
- 2 Bradley R S, Diaz H F, Eischeid J K, et al. Precipitation fluctuations over Northern Hemisphere land areas since the mid-19th century. *Science*.
- 3 高由禧, 杨秀华. 干旱区气候变化趋势初步分析. 见: 干旱气象文集. 北京: 气象出版社, 1987. 23~33.
- 4 赖叔彦, 池俊成, 史印山. 海滦河流域连年干旱及其对水库贮水及地下水位的影响. *气象*, 1990, 16(11): 51~53.
- 5 СЕВАСТЬЯНОВ Д В. СмирНОВА НП. Озеро Иссы-Кгль и ТеНденции его природного развития, 26~141, п., 1986.
- 6 СЕВАСТЬЯНОВ Д В Егоров А Н. Современные ТеНденции эволюции природных ресурсов горных озер Среднен Азии. география и природные ресурсы. 1988. (3): 50~54.
- 7 хейфен М Н. К проблеме Колебания уровня озерансек-кгль В Спете Современных изменений климата. прибрежная зона Иссык-кгуль, 1—6, Спрунзе, 1979.
- 8 Gleick P H. Methods for evaluating the regional hydrologic impacts of global climatic changes. *Journal of Hydrology*, 1986, 88. 97~116.
- 9 Gleick P H. The development and testing of a water balance model for climate impact assessment; Modeling the Sacramento basin. *Water Rasources Research*, 1987, 23(6), 1049—1061.
- 10 曲耀光, 骆鸿珍. 柴窝堡湖的水盐平衡及调水后的影响预测. 见: 柴窝堡—达坂城地区水资源与环境. 北京: 科学出版社, 1989 年. 127~135.
- 11 Mason I M, Rapley C G Street-Perrott F A et al. 1985. ERS—1 observations of lakes for climate research. In proceedings of the EARS eL/ESA symposium on European Remote Sensing Opportunities, Strasbourg. 31 March-3 April 1985(ESA SP—233, May 1985).
- 12 秦伯强, 王洪道. 青海湖水位下降与水量平衡. 见: 中国科学院南京地理与湖泊研究所集刊. 北京: 科学出版社, 1990, (7): 52~59.

ANALYSIS OF THE INFLUENCE OF CLIMATIC
CHANGE ON INLAND LAKES

Qin Boqiang

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

Key words: Climatic change; Water budget of lake; Response of lake

ABSTRACT

The climate in mid-latitude zone of the Northern Hemisphere has shown an tendency to get warm and dry since the beginning of this century. Due to such climatic change, most inland lakes fed mainly by precipitation have the change tendency of water level fall, and area shrinkage; only few lakes fed by glaciers have the tendency of expansion. By means of analysing the influence of precipitation and air temperature change on lakes, it is found that the precipitation has a positive effect, namely, precipitation change is positively correlated with lake water level variation; while air temperature has a negative effect. In addition, most lakes are sensitive to precipitation. And most lakes are in a state of the deficit of lake water volume for a long time, which is the reason to cause lake water level fall. The analysis of the relationship between the lake basin shape and the response of lakes to climatic change shows that the lakes with shallow basins are sensitive to climatic change.

[1992 年 1 月收到修改稿]

中国空间经济组织结构差异对省际边界 地区经济发展的影响

郭荣星

(中国矿业大学经济贸易学院, 徐州 221008)

地理科学 13(3), P197, 表 4, 参 2, 1993

在对中国省际接壤地区空间组织结构分析的基础上, 作者采用数学方法建立了 N 维边界地区的空间经济行为模型。利用该模型, 提出测算“行政区边界”对区域经济发展影响的定量方法, 并用之分析了晋冀鲁豫四省边界地区农业经济系统。

* * * * *

海气相互作用对长江上游 汛期水量的影响

章新平

(中国科学院兰州冰川冻土研究所, 兰州 73000)

范钟秀 周恩济

(河海大学, 南京 210024)

地理科学 13(3), P205, 图 6, 参 8, 1993

北大西洋、太平洋、印度洋的海温异常通过大气环流的作用影响长江上游汛期的水量变化。这种遥联具有一定的韵律特点。在海气相互作用中, 几乎所有的重要相关区都在洋流区, 影响时间主要在冬春季。文中分析了不同海区的海温影响长江上游汛期水量丰枯的可能物理机制。

* * * * *

气候变化对内陆湖泊影响分析

秦伯强

(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

地理科学 13(3), P212, 图 6, 表 4, 参 12, 1993

在讨论近百年来气候变化对亚洲干旱地区内陆湖泊的影响及其湖泊响应的基础上, 探讨了降水与气温变化对湖泊的影响; 通过湖泊水量平衡计算阐述湖泊水位变化的原因。同时, 分析了湖盆的物理形态与湖泊对气候变化响应的关系, 获得了若干重要的结论。

三江平原沼泽蒸发研究

陈刚起 吕宪国 杨 青 王毅勇

(中国科学院长春地理研究所, 长春 130021)

地理科学 13(3), P220, 图 2, 表 5, 参 1, 1993

据 1990 年和 1991 年两年实际观测资料可以看出, 沼泽蒸发一般比水面蒸发大 1~2 倍, 沼泽植物蒸腾在沼泽蒸发中占有重要地位, 沼泽植被覆盖率越高, 日蒸发量越大, 植被覆盖率小于 10% 时, 沼泽蒸发与水面蒸发相差不大。最后建立了沼泽蒸发统计模型。

* * * * *

天山北坡不同植被类型的表土 孢粉组合研究

潘安定

(兰州大学地理系, 兰州 730000)

地理科学 13(3), P227, 图 1, 表 3, 参 7, 1993

在对新疆干旱区不同植被带表土孢粉组合分析的基础上, 用关联度分析权重指数和法, 探讨了植被类型与孢粉组合之间的关系, 并归纳出环境评价等级指数和与植被带对应关系表。经初步检验, 对应关系与实际状况基本相符。

* * * * *

东北区冰雪旅游资源及其应用研究

韩 杰

(东北师范大学地理系, 长春 130024)

地理科学 13(3), P234, 表 3, 参 5, 1993

东北区冰雪旅游资源独具特色, 闻名全国, 具有一流的资源优势, 它是在特定的自然地理环境下形成的。最后, 作者还对开发这一资源提出建议。

全球海平面上升机制和趋势及其环境效应

杨桂山

(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

地理科学 13(3), P250, 表 3, 参 24, 1993

对全球海面上升的几种影响因素作了介绍和分析, 对未来海面上升的估计值及其可能造成的环境影响, 作了较系统的综述。