

从青藏高原隆起探讨西藏湖泊 生态环境的变迁*

陈志明

(中国科学院南京地理研究所)

青藏高原的隆起是亚洲新生代以来最重大的地质事件。约从中二叠纪晚期开始,古地中海从青藏地区自北向南逐步撤出,至始新世中期,由于喜马拉雅运动,西藏地区全部露出海面并隆起成陆。但是,直到第四纪的中更新世,大高原面貌才基本形成。从而,整个自然地理环境,在短暂的地质时期内,从昔日低海拔的热带、亚热带气候,发展至今“世界屋脊”的高寒大陆性气候,经历了举世注目的变化。

青藏高原大面积大幅度的上升,深刻地改变着高原及其邻近地区的自然环境。就湖泊演变而言,构造影响主要通过气候变化而产生。高原隆起,特别是纬向山系的兴起,改变了大气环流,导致湖泊生态环境的深刻变化。

高原隆起对气候的影响简单地可分两方面:在水平方向上,随着海拔高度的增加,屏障作用愈加明显。它阻挡着南方温湿气流北上和北方干冷气流南下,从而削弱区内峰面活动,促使降水减少,并产生自南向北逐步变干、变冷的纬向气候分异。在垂直方向上,高度增加,风速增大,湿度减少。同时,地面作为热源和水汽源而使水面蒸发增强。张捷迁认为,青藏高原是一个巨大的热源,它所释放的热量要比几个强台风的总和还要大¹⁾。在水平与垂直两方面的共同作用下,导致高原本部的大陆性气候,并诱发季风环流的形成而使中亚气候产生根本性的变化^[2]。

下面主要探讨山体屏障,气候变干对湖泊生态环境变化的深刻影响。

一、上新世湖泊的极盛时期

E₂中期(结束海浸历史)是西藏湖泊发育可追溯的最早上限。在第三纪漫长的地质岁月中,这里是在海洋性气候控制下、海拔千米左右的丘陵平原和湖沼广布的地区^[2]。

如 E₂—E₃, 现在已发现的湖相(包括部分湖河相——下同)地层有9处(其中6处产化石)。至 N₂, 随断陷盆地的加深与发展,以及世界气候的影响,古湖泊又进一步发展。目前发现新第三纪湖相地层共有33处,其中13处产化石(包括三趾马动物群4处,古植物古孢粉和微体古生物各约10处)^[3]。

上新世湖相地层主要是一套粘土、亚粘土及粉砂质为主的细碎屑沉积,少数湖盆或某些层段夹杂着湖河相或湖滨相粗粒碎屑物。从沉积物的颜色上看,自北向南呈规律变化。

* 本文是在总结前人和科学院青藏队有关研究成果的基础上写成的。参加有关湖泊野外工作的还有范云崎、区裕雄、杨逸畴、王富葆、李炳元、尹泽生、张青松等同志。

1) 张捷迁, 1979。青藏高原与东亚夏季风雨量的关系。青藏高原科学讨论会论文(摘要)。

本刊编辑部收到稿件日期: 1980年6月25日。

如从昆仑山以南的西藏北部、青海西南部的紫红、棕红或砖红等红色岩系,向西藏中部逐步变为黄棕、黄绿和紫褐等岩系,至藏南又过渡为灰、灰绿、灰黑的岩系。另外,在藏北 N_2 湖相地层中,普遍发现含有数层至数十个薄层的石盐、石膏等蒸发岩夹层¹⁾,而藏南的湖相地层则含有薄层的褐煤。这反映 N_2 南北存在气候分异:北方炎热较干燥,湖泊多数处于氧化环境(含氧化铁“ Fe^{3+} ”而呈红色);南方炎热而湿润,湖泊多数处于还原环境(含还原铁“ Fe^{2+} ”和较多有机质而呈灰暗色)。这与同时期湖相地层的孢粉组合所反映的古气候(北部以高山针叶林和耐旱草本为主的森林-草原植被;南部以雪松和栎为主的暖温带-亚热带的针阔混交林)²⁾基本一致。此外,上新世湖相地层出露相当广泛,目前除藏西北和冈底斯山北麓湖区没有报道外,其他地区在现代湖泊的周围都有大量发现,其分布范围比今日湖面大数倍至10多倍。这也是当时气候远较今日湿润的标志之一。

从湖相地层所含微体古生物等情况看,这时藏中、藏南湖泊皆属淡水型。例如,高原腹地的伦坡拉古湖,新第三纪湖相粘土中含光亮湖花介(*Limnocythere argulata*)为主的介形虫组合,及扁旋螺(*Hippeutis*)、蛹形螺(*Pupilla* sp.)等腹足类,并含有淡水高等水生植物眼子菜和鱼类化石³⁾。又藏东唐古拉山南坡的布龙组产豆螺(*Bithynia* sp.)、*Viviparus* sp.等淡水腹足类^{2,11)}。该山口西南的瓦里百里塘湖相层,产介形虫6属19种。6属为土星介(*Ilyocypris*)、小玻璃介(*Candoniella*)、玻璃介(*Candona*)、尾星介(*Cypricercus*)、湖花介(*Limnocythere*)、白花介(*Leucocythere*)。前4属为淡水常见种属,后2属为常在淡水,偶尔在半咸水的种属⁹⁾。藏南诸古湖皆为淡水型,如达涕湖相层含杜氏珠蚌(*Unio* cf. *douglasia* Grif et Pidg)、河北珠蚌(*Unio tschiliensis sturran*)、豆蛄(*Pisidium* sp.)、球蛄(*Sphaerium* sp.)、小隐螺(*Adelinella* sp.)、萝卜螺(*Radix* sp.)等腹足类和隆起土星介、疑湖浪介、湖浪介等介形虫化石。又吉隆古湖卧马组中含恒河螺(*Gangetia exgr. rissoides odhner*)的深水小形螺及眼子菜^{2,11)}。此外,萨尔、札达、曲松等古湖地层也含有较丰富的淡水古生物化石。

至于藏北上新世末期,从普遍含有蒸发岩及其森林-草原的孢粉组合反映,主要发育咸水-半咸水的内陆湖泊。其他直接证据有待深入调查。

古脊椎动物的研究证明,布龙组三趾马动物群属森林型,与南亚同类动物群较接近。同时某些水生生物也属南亚种属(如上述恒河螺),说明上新世初,欧亚大陆动物的来往很少受高大地形的阻隔。而至上新世中期,藏南三趾马动物群才与南亚属种有所区别,这表明此时南部喜马拉雅山已成为动物迁移的障碍¹²⁾。古植物古孢粉及岩相的综合研究也证明,上新世高原海拔不超过1000米。虽然后期南部喜马拉雅山(近2000米)可阻挡南北动物的交往,但它远远不足以阻挡南亚季风侵入高原内部。因而使高原气候仍然保持温暖湿润,从而形成当时植被茂盛,水网稠密的湖泊极盛时期。

二、更新世湖泊水面的进退

至 N_2 末 Q_1 初的强烈喜马拉雅运动第四期,南部喜马拉雅山及整个高原开始强烈隆

1) 陈克造等, 1979. 青藏高原的盐湖. 青藏高原科学讨论会论文(摘要)。

2) 李文漪、梁玉莲, 1979. 根据孢粉组合试论西藏高原上新世的孢粉分区及古地理问题(摘要)。

3) 夏金宝, 1979. 藏北班戈及其邻近地区的新生界. 西藏石油地质, 第3期, 35—43页。

4) 庞其清, 1978. 青藏高原唐古拉山口晚新生代介形虫化石及其地质意义. 全国微体古生物会议论文。

起。同时,更新世初期随着冰期的到来,气候曾向干冷方向变化。此时,沉积岩相产生巨大的变化,如高原外围普遍沉积巨厚的磨拉石建造,高原内部湖相粘土常被粗粒碎屑物质所代替:喜马拉雅山北坡 N_2 古湖泊带的粘土沉积皆为巨厚的河流或河湖相钙质砂砾岩(贡巴砾岩)所代替;藏北多数大湖(巴木错、色林错、当惹雍错、札日南木错等)沉积亦为类似的钙质胶结的砂砾岩(湖滨相)所占据,表明此时湖泊水面有所缩小。虽然随着冰期-间冰期气候的干湿变化,湖面波动的气候地层层序尚未深入研究,但已有资料证明,其基本关系是:冰期—干燥期—低湖面—湖退沉积序列(细粒物质被粗粒物质所覆盖);间冰期—湿润期—高湖面—湖进沉积序列(粗粒物质被细粒物质所覆盖)。调查表明,典型的湖相细粒沉积多数皆出现在间冰期,例如(自北向南),青藏公路昆仑山垭口(厚 536 米)细粒湖相沉积(姜塘组),据古地磁测定和孢粉组合,定为 Q_1 间冰期^[6]。其湖相地层中普遍繁殖淡水高等水生植物(眼子菜、黑三稜、香蒲、莲等)^[7],表明此时湖泊又被淡化;青藏线上唐古拉山口西南的瓦里百里塘,其富含淡水化石的(厚 360 米)湖相细粒沉积(曲果组),据古地磁、介形虫和孢粉组合也定为 Q_1 间冰期^[8]。冈底斯山中段北坡当惹雍错的土黄色粘土——粉砂湖相物质(组成第 6—11 级阶地),据与 Q_2 冰水扇接触关系,定为该间冰期湖相沉积。藏南喜马拉雅山北坡的一些湖泊,在 Q_2 间冰期也沉积以细粒为主的湖相地层。如佩枯错的最高阶地的粘土、亚粘土沉积(据重矿物和孢粉组合),加布拉古湖的高阶地粘土、亚粘土沉积(据某些古脊椎动物化石),古错高阶地的湖相粘土层(据发育的铁盘及岩相)。这些湖相细粒物质在垂直方向上都相变为粗粒的非湖相沉积^[7]。

必须指出,上述冰期—干燥期—湖退沉积;间冰期—湿润期—湖进沉积的对应事实,不同于过去苏联和我国一些学者的认识,他们把冰期对应于湿润期。例如 $\Theta. M.$ 穆尔札也夫认为中亚(蒙古)的湖泊,在冰期时气温低,湖面蒸发量少,空气相对湿度大,因而湖泊繁盛^[14]。我国某些教科书也支持类似观点,认为中亚、西南亚、非洲(北部、东部、中部)及北美西部冰期时大多为潮湿气候的高湖面^[8]。实际上,世界上大部分地区在冰期中都干燥化(Dauser et al. 1976)。只有北美西南部,在冰期中气候湿润,湖面上涨(因太平洋湿气团侵入)^[5]。我国在冰期时,西伯利亚高压和北太平洋低压强大,南支西风急流盛行,气候大陆度大,导致我国低温干旱;间冰期,西伯利亚高压北撤,青藏高压形成,北支西风急流加强,印度低气压中心向我国扩张,西南季风和东南季风的影响频繁,因而我国绝大多数地区高温多雨^[3]。

三、晚更新世末期湖泊的普遍退缩

Q_3 高原面已抬升到 4000 米左右,以喜马拉雅山为首的纬向山系约达 6000 米。它相当于西南季风的整个天气高度^[10]。青藏高原隆起对气候影响的直接范围要比高原本身的水平尺度大一倍,垂直尺度大三分之一(达 6000 米)^[4]。因而构成巨大的气候屏障,仅使少数湿气沿雅鲁藏布江河谷溯流而上,呈现目前下游 4000—800 毫米,中游和藏东 800—500 毫米,河源及藏中 400—200 毫米,藏西北 100—50 毫米的年降雨分配趋势。整个内陆

1) 孔绍宸, 1980。青藏高原新第三纪以来植物群发展的初步探讨。青藏高原科学讨论会论文(摘要)。

2) 刘兰锁、孔绍宸, 1980。从昆仑山-唐古拉山新第三纪、第四纪的孢粉组合,讨论青藏高原的隆起(未刊)。

3) 张林源, 1979。青藏高原上升对我国第四纪环境演变的影响。第三届全国第四纪学术会议论文。

4) 高由禧等, 1980。青藏高原对大气环流季节变化的影响。青藏高原科学讨论会论文(摘要)。

高原处于干旱-半干旱的大陆性气候,导致湖泊退缩、水体分离。

1. 湖面退缩: 现代湖岸线与古代岸线的对比是封闭湖泊范围变化的指示^[15]。据考察,高原所有内陆湖泊都有不同程度的强烈退缩。例如,多数最高湖岸线高出今日湖面数 10 米至 100—200 米,个别超过 200 米(表 1)。虽然这与后期的构造抬升有关,但隆起中,内陆基准面的下降是有限的。其次,湖面水平退缩也相当显著。例如,在开阔的湖滨地带出现的古湖岸砂砾堤,一般退缩距离都在 10 公里以上(图 1)。据湖区航空象片的判读和

表 1 主要内陆湖泊最高古岸线特征简表

湖 名	面 (km ²) 积	海 (m) 拔	最高古岸线高度 (m)	湖 岸 特 征
班公错	430	4214	80	主要为湖蚀崖、少量湖滨砂砾
芒 错		5020	200	钙质胶结的砾岩层组成
邦 达 错	105.5	5000	210	基座阶地、覆盖湖滨砾石
札日南木错	1000	4613	100—141	湖相砂砾石组成
当惹雍错	1399	4475	167	侵蚀阶地
色 林 错	1865	4530	120—130	湖相砂砾堤
巴 木 错	180	4555	100	砂砾堤具浪蚀崖洞

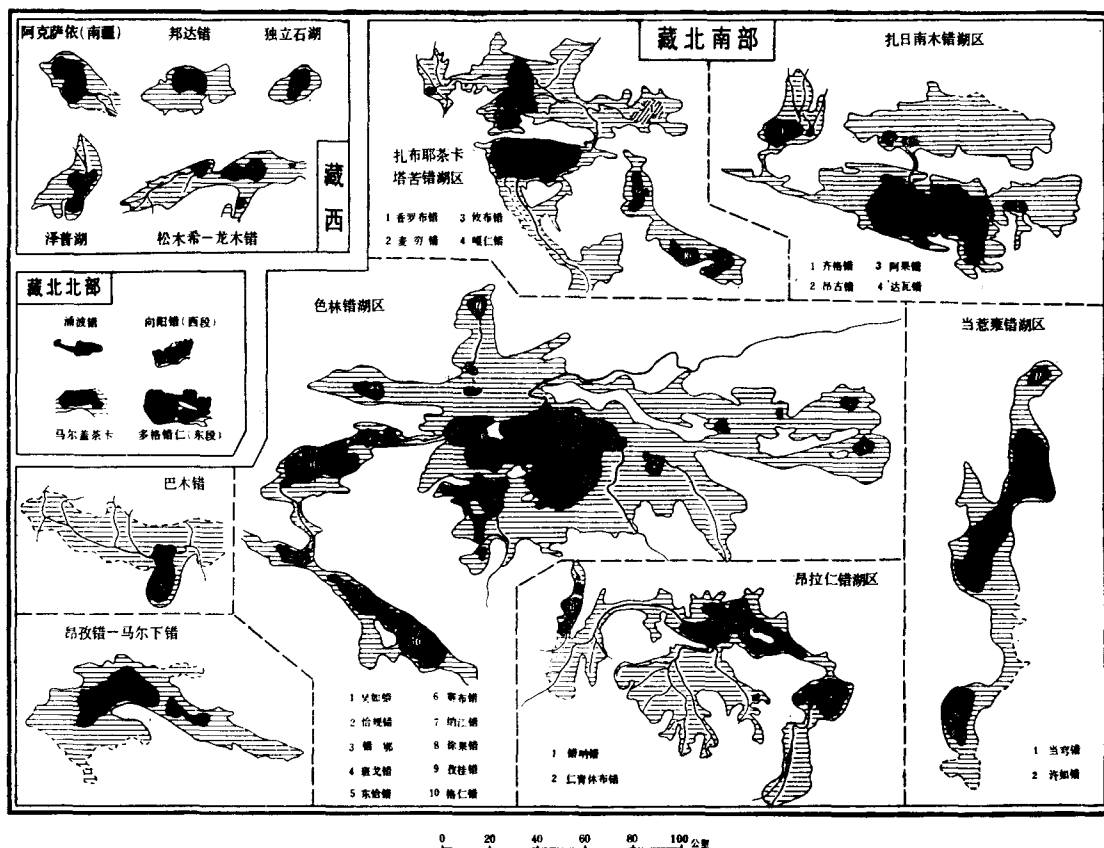


图 1 西藏高原内陆湖泊第四纪古今范围对比

少数地面资料的推测,第四纪最高湖面可能在 Q_2 大间冰期或部分 Q_3 间冰期,当时湖面约比今日大 3—6 倍。

2. 水体分离: 高原许多湖泊在过去都有统一湖面,许多小湖都是大湖分离的产物。如古色林错在高湖面时曾与班戈错、错鄂、恰规错、吴如错、格仁错等 10 多个湖泊相连;札日南木错曾与达瓦错、齐格错、昂古错等 10 多个湖泊连通。其他内陆湖泊分离也相当明显(表 2)。

表 2 西藏湖泊第四纪分离简表

地 区	一 度 相 连 的 湖 泊	依 据
藏南	羊卓雍错、沉错、空姆错、巴纠错等	湖间地由湖积物组成,垭口低于高湖岸线
	佩枯错-浪强错;嘎拉错-多钦错	湖间地由湖-洪积物组成;广泛湖滩地相连
藏北南部	色林错、班戈错、错鄂、恰规错、吴如错、孜拉错、格仁错、雅个冬错等 10 多个湖泊	最高岸线 130 米,并高于各湖间地;多数湖间地尚有岸线或河流相通
	当惹雍错(1)当穷错(2)-许如错(3)	1—2 之间实地见有广泛湖岸线相连,1—3 之间在航片上见有古岸线相连
	札日南木错(1)-达瓦错(2),齐格错(3),昂古错、阿果错等 10 多个湖泊	主湖高湖岸线 141 米,高于各湖间垭口;1—2,1—3 之间航片见有河湖阶地相通连
	昂拉仁错、仁青休布错、错纳错等数个湖泊	航片上见其通道皆有河湖阶地相连
	塔若错-札布耶茶卡	塔湖东北角与札湖湖盆有通道及阶地相通
	木纠错、仁错贡玛、仁错约玛、玖如错;昂孜错-马下尔错等 3 个湖泊	具有统一湖盆;并在航片上见有广阔湖滩地相连
藏西北	龙木错-松木希错等	最高岸线 200 米,远远超出湖间地
	班公错,曼冬错、昂拉锐错等湖泊	有湖滩地及河谷或阶地相连
藏北北部	振泉湖、雪景湖、连水湖等 10 多个湖泊;涌波错-得雨错;马尔盖茶卡-江尼茶卡;错尼-吐波错等湖;才多茶卡-蒂浪碧错-鄂雅错等 8 个湖泊,多格错仁及其 7—8 个子湖	具有各自统一的湖盆,湖积平原或古湖岸线相连

3. 内外流的转化: 在湖面退缩的过程中,当水位下降到出水垭口以下,或出口受堵塞时,原来的外流湖将转向内流。这种现象在高原边缘尤其普遍(图 2):



图 2 青藏高原边缘地区外流转化为内流的湖泊

西部内陆大湖班公错,早在 1000 多年前曾向西流入印度河上游的协约克河^[17,19],后来湖面下降和冰川泥石流堵塞而成内陆湖,目前该湖西端分水垭口仅高出湖面 12 米,而最高岸线高出湖面 80 米。南部的曼冬错(斯潘古尔湖)也不例外,其西端分水垭口不足 20 米,而最高岸线高 45 米¹⁾。可见,它们在高湖面时都曾向西外流。

西南部的拉昂错与玛旁雍错,它们在 18 世纪中叶以前都属象泉河(朗钦藏布)的外流湖泊^[19]。其湖盆北部有一古河谷通过(东起公珠湖,向西经门士与噶尔曲、象泉河谷地相通),谷中尚有广泛的古河湖相的砂砾岩分布²⁾。目前拉昂错西北通向象泉河的分水垭口高出湖面仅 10 米,比该湖 25 米的最高岸线低 15 米。而东侧玛旁雍错湖水在高水年份尚可注入拉昂错。无疑,它们过去都是外流湖泊。

藏南内陆大湖羊卓雍错原以曼曲注入雅鲁藏布江^[3]。其通道两侧至今保存河流阶地(高 45 米左右,宽约 2—3 公里),而后通道被洪积扇堵塞。目前洪积扇组成的分水垭口,比羊卓雍错水面仅高 6.5 米,但比最高湖成阶地低 20—30 米。

其他藏南佩枯错、错姆折林-定结错、多庆错过去分别注入朋曲河、亚东河等外流水系,由于从外流水系中演化而来,因而形成外流区域中的孤立内陆湖泊。

值得注意的是,目前一些外流湖泊正在向内流过渡。如藏北安多县的错那湖,它原为外流湖泊,最高湖成阶地高 16 米,而南端出水垭口高仅 0.2—0.3 米。据悉湖水可以常年外流,但在少雨年份(特别干季)不能外泄。可见,它已成为半封闭性湖泊。

必须指出,上述外流转内流的过程并非单向进行,例如羊卓雍错,据出口故道洪积地形的观察,由于堵塞(高洪积扇)→漫溢蚀低→再堵塞(低洪积扇),至少经历两次内外流的反复转化过程。但是,在气候不断变干的总趋势下,如果不被外流水系切开,那么边缘湖泊的主要发展倾向,则是外流向内流。

四、全新世现代盐湖的形成

Q₄初期,高原面隆起超过 4300 米,喜马拉雅山成为世界最高山脉,因此屏障作用愈加明显。由于气候变干,湖水浓缩,现代盐湖相继出现。如目前除高原边缘一些外流湖,和少数由冰雪融水补给的内陆湖外,其他皆为咸水湖。它们一般自南向北呈现“微咸湖—咸湖—盐湖或干盐湖”的分布趋势。其矿化度平均值(克/升)分别从 1—6(藏南)向北逐渐增至 55—133(藏中)、202(藏北),至青海柴达木盆地增至 324,最高可达 526 克/升³⁾。

湖水浓缩过程何时开始?首先,可从一些湖成阶地上发现石器来推断。如藏中错纳错(茶里错)、札仓茶卡⁴⁾、色林错等,在 Q₃湖成阶地上残留中-新石器,说明盐湖是在冰后期以来形成的,否则古人何以饮用咸水。又据札仓茶卡、恰果错等三个盐湖,以及柴达木盆地别勒湖等盐类的¹⁴C 断代表明,其成盐期分别约在 9,000 年和 33,800 年⁵⁾。青海湖钻孔资料分析提供类似结论:该湖 Q₃湖积物中,氯离子含量平均值为 0.005% (淡水),而到

1) 王富葆,张青松等,1977。西藏阿里地区地貌和第四纪地质。1976 年青藏高原科学考察报告, p. 29—37。

2) 王富葆,张青松等,1977。西藏阿里地区地貌和第四纪地质。1976 年青藏高原科学考察报告, p. 29—37。

3) 范云崎, 1979。西藏湖泊的水化学特征。青藏高原科学讨论会论文。

4) 中国科学院青藏考察队地貌第四纪组, 1977。西藏阿里地区地貌和第四纪地质。1976 年青藏高原科学考察报告, 42, 45 页。

5) 陈克造等, 1979。青藏高原的盐湖。青藏高原科学讨论会论文。

Q_4 平均值增至 0.085%^[9]。此外,该湖 1960 年(黎尚豪测)湖水盐分比 1980 年前(俄国科学院 Schmidt 测)增加千分之七^[13]。据此速度估算,在约 114,000 年内湖水至少浓缩 10 倍以上。羊卓雍错西南部子湖沉错,其阶地 ^{14}C 断代表明,该湖 3,160 年来,水位下降 22 米^[2]。青海湖仅在一年间(1961—1962)湖水离子总量增高达 240 毫克/升^[9]。可见,近代湖水浓缩异常迅速。

1. 沉积类型的转化 如前所述,更新世湖泊沉积是以粗细相间的碎屑旋迴出现的。但至 Q_3 末或 Q_4 初,由于湖水浓缩,可溶盐(特别硼锂)大量积集,形成现代的盐湖。据钻孔揭示,藏北盐湖札仓茶卡,其 Q_3 湖相土黄色沉积,从砂砾逐步相变为粉砂粘土(厚 1.5 米,未见底)。 Q_4 早期开始沉积碳酸盐、绿泥石、伊利石粘土,少数钻孔上部发现库水硼镁石、柱硼镁石(厚 4—6 米);但至 Q_4 中期,则以碳酸盐、绿泥石、伊利石粘土、芒硝为主,并向上过渡为纯芒硝(1.4—6 米); Q_4 晚期又发展为石膏、钾石膏、柱硼镁石、石盐、碳酸盐、绿泥石、伊利石粘土,向上最后过渡到薄层石盐(0.2—1.6 米)。可见,随时间推移,从含碳酸盐的粘土逐渐过渡到层状氯化物(石盐)^[9]。据地表路线观察,藏北许多内陆湖泊都有类似情况。例如,除大量卤水盐湖外,湖底出现盐类结晶的有昂达尔错,马尔盖茶卡,朋彦错、雅根查错、札布耶茶卡;全年干涸盐层裸露的有玛尔果茶卡、确旦错、江尼茶卡、札仓茶卡等。再向北(青海西南),干盐湖、干土湖数量继续增多^[2]。

从我们 1976 年获得的 11 个湖泊底质的资料看,多数湖泊正向化学沉积过渡。表 3 揭示如下特点:

表 3 某些湖泊底质淤泥与各类沉积岩化学成分比较*

岩石类型		灰岩	泥灰岩	湖 泊 底 质 淤 泥											粘土岩	砂岩
				玛旁雍错	其香错	玛尔盖茶卡	才多茶卡	达则错	阿木错	札日南木错	仓木错	伊布茶卡	班公错	青海湖		
主要氧化物 %	SiO ₂	5.19	8.02—53.32	67.50	51.97	40.97	31.33	54.57	52.93	44.57	49.67	49.57	30.84	35.66	58.11	78.31
	CaO	42.51	18.18—50.44	4.871	9.653	11.668	10.077	12.198	18.209	3.182	11.492	10.253	30.761	20.20	3.10	5.50
	MgO	7.87	0.26—1.96	1.930	2.794	1.881	1.474	3.303	1.701	2.718	3.303	4.318	1.524	2.98	2.44	1.16
	Al ₂ O ₃	0.51	1.52—9.92	12.06	10.40	6.76	3.33	10.41	6.63	7.21	12.75	12.83	6.20	9.71	15.04	4.76
	Fe ₂ O ₃	0.54	0.44—3.30	3.87	3.43	2.74	1.25	2.92	1.79	1.37	3.75	3.84	1.67	3.69	4.02	1.08
	CO ₂	41.54	—	0	2.763	0	0.056	0.225	0	0.967	0.095	0.090	0	14.17	2.63	5.04

* 据我所范云崎等采样,隋桂荣分析。

- (1) 其中 10 个湖泊的 SiO₂ 含量低于碎屑岩,1 个湖泊介于砂岩与粘土岩之间;
- (2) Al₂O₃ 含量全部低于粘土岩而相当于泥灰岩,其中 10 个湖泊的 Al₂O₃ 含量高于砂岩;
- (3) CaO 含量全部高于粘土岩,其中 9 个湖泊含量高于砂岩而达到或接近泥灰岩的水平;

1) 蔡碧琴, 1979. 藏北张藏茶卡全新统 ^{14}C 年代学的初步研究(摘要), 青藏高原科学讨论会论文。
2) 范云崎, 1979. 西藏湖泊的水化学特征。青藏高原科学讨论会论文。

(4) MgO 含量全部超过砂岩, 6 个超过粘土岩和泥灰岩的含量, 其他 5 个湖泊介于砂岩与泥灰岩之间, 或达到泥灰岩的一般值。

可见, 北部内陆湖泊现代沉积正向化学沉积过渡。其化学成分逐渐接近泥灰岩含量。

2. 水生生物的单一化 因湖泊水质咸化, 目前高等水生植物极罕见, 鱼类品种单一, 低等生物仅繁殖广盐性、盐性种属。水生高等植物仅在淡水湖和少数微咸水湖中出现, 而在大量咸水湖和盐湖中绝迹。鱼类(从西藏 10 多个湖泊看) 仅见裂腹鱼亚科的三个属(裸裂尻鱼、裸鲤、裂腹鱼) 和条鳅亚属的几个种。据曹文宣(1978) 研究, 高原裂腹鱼是随高原隆起, 从晚第三纪该区原始鲃亚科鱼类的适应与改造而产生的。

原生动物从若干湖泊的资料看, 仅见纤毛虫(38 种)、肉足虫(31 种) 等适应性高的世界种, 其生态主要受海拔高度、温度和 pH 值等条件的影响(王家辑, 1974)。鳃足类动物的嗜盐性种类(盐水卤虫 *Artemia salina*) 是近代湖水盐化的产物, 其数量多寡与矿化度密切相关¹⁾。藻类也以适应性强的硅藻为主(见表 4), 随着矿化度的增加, 藻类有硅藻优势化的现象。据胡鸿钧等(1977) 研究, 绿藻种类数量从高原东南向西北递减, 呈现与气候干燥度和湖水矿化度增加的一致趋势。可见, 高原隆起, 湖水咸化同样导致水生生物面貌的巨大变迁。

表 4 若干湖泊矿化度与藻类主要种数的比较

湖 名	总矿化度 (克/升)	硅 藻		绿 藻	蓝 藻	裸 藻
		种 数	生 态 型			
错 尼	56.73	44	半咸水型	0	0	0
涌 波 湖	23.02	11*	淡水型为主*	1*	1*	—
振 泉 湖	22.65	35	半咸水型为主	3	0	0
青 海 湖	12.32	18	咸水型	4	6	1
曼 冬 错	11.96	58	淡水型与半咸水型	1	4	0
玛旁雍错	0.41	32	淡水型	35	4	7
本 错	0.14	95	淡水型	68	0	—

* 样品采自该湖湖滨之小湖

几 点 认 识

湖泊生态演变是综合自然过程的一个重要组成部分。其发育演化虽离不开全球气候模式的影响, 但处于强烈隆起中的高原湖泊, 无疑受隆起过程的严格控制。随着高原隆起, 气候不断变干, 使湖泊从以淡水为主的 N₂ 湖沼极盛时期, 演变到现代以咸水为主的残留湖泊时期。在生态环境的演化过程中, 至少经历下列主要发育阶段:

1. 上新世以淡水、外流为主(藏南、藏中) 和部分内陆半咸水-咸水(藏北) 的湖泊极盛时期。在此时的湖相地层中, 藏北出现早期蒸发岩, 而藏中、藏南出现薄层的含褐煤建造;
2. 更新世(主要在世界气候的影响下), 出现数次较大的湖泊进退。典型的湖相细粒

1) 蒋燮治, 1980。西藏鳃足类动物的生态分布和区系特点。青藏高原科学讨论会论文(摘要)。

沉积多数出现于间冰期;冰期(因湖退)湖相细粒沉积,在垂直和水平方向上,常相变为滨湖相或非湖相的粗粒沉积;

3. 冰后期湖泊的普遍退缩。它使湖泊解体,湖滨地带出现众多古岸线砂砾堤。从第四纪高湖面(Q_2 大间冰期或部分 Q_3 间冰期)至今,估计湖面缩小 3—6 倍;

4. 近代盐湖的形成。据 ^{14}C 断代,藏北盐湖约于 9,000 年前形成(青海西南盐湖约于 33,800 年前形成),并据青海湖个别历史实测资料估算,11.4 万年间,藏北湖水浓缩可达 10 倍以上。水质咸化,导致可溶盐类的大量积集,和淡水生物区系向广盐性、盐性或高寒的种属转化。

参 考 文 献

- [1] 王明业, 1967. 藏南地区湖泊的成因与演变. 珠穆朗玛峰科学考察报告 (1966—1968). 科学出版社, 160—168 页。
- [2] 李吉钧等, 1979. 青藏高原隆起的时代、幅度和形式的探讨. 中国科学 6: 608—616。
- [3] 陈志明, 1981. 西藏高原湖泊的成因. 海洋与湖沼 12 (2): 178—186。
- [4] 杨理华、刘东生, 1974. 珠穆朗玛峰地区新构造运动. 地质科学 3: 209—219。
- [5] 杨怀仁、徐馨, 1980. 中国东部第四纪自然环境的演变. 南京大学学报 1: 139。
- [6] 段万偶等, 1979. 青藏公路沿线第四纪冰期的研究. 科学通报 10: 455—457。
- [7] 施雅风、郑本兴, 1976. 珠穆朗玛峰地区第四纪冰期探讨. 珠穆朗玛峰科学考察报告 (1966—1968), 科学出版社, 50 页。
- [8] 南京大学地理系地貌教研室, 1961. 第四纪地质学. 人民教育出版社, 58, 64 页。
- [9] 中国科学院兰州地质研究所等, 1978. 青海湖综合考察报告. 科学出版社, 36, 39 页。
- [10] 郭旭东, 1974. 中国西藏南部珠穆朗玛峰地区第四纪气候的变迁. 地质科学 1: 71—77。
- [11] 黄万波、计宏祥, 1979. 西藏三趾马动物群的首次发现及其对高原隆起的意义. 科学通报 19: 885—888。
- [12] 普利亚尔金, B. A., 1959. 克什米尔, 新知识出版社, 17 页。
- [13] 潘为去, 1960. 青藏高原的湖泊. 地理知识 5: 223—227。
- [14] 穆尔札也夫, ㊟. M., 1958. 蒙古人民共和国. 三联书店, 165—304 页。
- [15] Churchill, D. M. etc., 1978. Closed lakes and the Pataeoelomatic record. Climatic Change and Variability. p. 101.
- [16] Ronald, U. Cooke and Andrew Warren, 1973. Geomorphology in Deserts. p. 228.
- [17] Sven Hedin, 1922. The Formation of Pangong-Tso. "Southern Tibet" Vol. VII, Chapter VIII: pp. 511—525.
- [18] Sven Hedin, 1922. The Old Drainage of the Selling-tso-Pangong-Tso Depression. "Southern Tibet" Vol. VII. Chapter, VIII pp. 526—534.
- [19] Terra, H. De. and G. Eyelyn Hutchinson, 1934. Evidence of recent Climatic Changes Shown by Tibetan Highland Lakes. *Geo. Journal* 84: 311—320.

APPROACHES TO THE CHANGES OF ECOLOGICAL ENVIRONMENT OF LAKES IN XIZANG BASED ON THE UPEHAVAL OF THE QINGHAI-XIZANG PLATEAU

Chen Zhiming

(*Nanjing Institute of Geography, Academia Sinica*)

ABSTRACT

The evolution of lakes is an important component part of the multiprocess of nature. Although such developing evolution is unavoidably influenced by the global climatic pattern, lakes located within the scope of such violent upheaval would inevitably be under the strict control of the overwhelming impact of upheaval. This paper deals with the lake ecological environment changes influenced tremendously by the upheaval of Qinghai-Xizang Plateau from the climatic points of view. Along with the uplift of the Plateau the climate became drier and drier. As a result, the so-called "golden age" (N_2) in which the fresh water lakes were taken as principal lakes turned into the present age in which the water turned salty in these survived lakes. In the evolutionary course of ecological environment —, these lakes on the Plateau underwent chiefly the following developing stages:

1. A lot of lakes appeared in Pliocene, most of them were of fresh water and with out-flow to the South and Central Xizang (Tibet); some were of inland brackish-saline water in North Xizang. At that time, early evaporites with lake facies occurred in the strata in North Xizang, while thin-layered brown coal formation occurred in both Central and South Xizang.

2. Under the influence of global climate, violent seiches took place for several times in Pleistocene. Typical fine grain deposits of lake facies began to appear mostly at the interglacial stage, while those fine grain deposits of lake facies in glacial age changed both vertically and horizontally into coarse grain deposits either of shore or non-lake facies as a result of regression.

3. A common retreat of lakes in post-glacial period. Lakes were dismembered, more paleo-shore lines were seen along the lake shores. Since the highest lake level in Quaternary (Q_2 — the great interglacial or Q_3 — the interglacial), the lake area has shrunk by 3 to 6 times.

4. The formation of the recent saline lakes. It is identified by means of ^{14}C that the salt lakes in North Xizang were formed about 9,000 years ago, while those in Southwest Qinghai were 33,800 years of age. According to data of a few historic survey, the water in Qinghai Lake (Kuku Nor) in Qinghai Province has been condensed by over 10 times within a period of 114,000 years, and the salinization of the water quality leads to the deposition in great quantity of saline which makes all living beings in fresh water evolving towards the euryhalinous or highly-frigid genera and species.