

云南断陷湖泊的形成和晚新生代的沉积及其演化

朱海虹

(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 210008)

提要 对取自1980—1986年的样品分析表明: 云南断陷湖泊自上新世随着区域性隆起断裂拉张形成以来, 经历了裂陷早期沼泽、深陷期深水、充填后期浅水的构造-沉积演化阶段, 揭示了深水湖泊以重力流为特色; 中等水深湖泊横向搬运以重力流、纵向搬运以三角洲为特色; 浅水湖泊以河流三角洲为特色的沉积模式。

云南省是我国断陷湖泊较集中分布的地区。以往这些发育在区域性断裂带上的湖盆, 因埋藏丰富的新生代褐煤受到人们的重视。近几年来, 因其在构造、沉积和古环境学上的意义而受到国内外学者的关注。本文通过(1980—1986年)广泛深入地野外考察、湖泊学观测、钻孔取样和实验分析, 系统地剖析了湖盆的形成和晚新生代沉积; 应用构造-沉积统一观点, 归纳了断陷湖泊三个演化阶段的基本特征和沉积模式。

一、湖盆的形成和晚新生代沉积

1. 湖盆分布及其形成的区域构造背景

云南断陷湖盆都是沿北北西和北北东向的区域性大断裂带分布, 在同一断裂体系内可形成一系列湖盆(图1)。滇池、洱海和抚仙湖盆地晚新生代地层对比和典型钻孔岩石古地磁年龄测定说明, 这些盆地是在上新世至早更新世, 随着区域性隆起、拉张断裂形成的。

根据板块观点, 金沙江—元江断裂是印度板块与扬子板块的缝合线。沿断裂发育的湖盆, 不仅在空间分布上受到构造格局的制约, 而且在形成时间上也与板块活动一致。新生代以来, 印度板块向东北方向漂移与西藏陆块俯冲碰撞, 形成西藏一系列断块山地和断陷湖泊, 这些湖泊最早形成于始新世中期, 普遍发育于上新世和早更新世, 与喜马拉雅运动二期相当^[6]。而位于西藏高原东南翼的云南高原, 处于川滇菱形断块内, 在云南莫霍面等深图上, 属慢隆区^[8]。印度板块向西藏陆块碰撞, 导致西藏内部东西向拉张和“刚性东移”, 使川滇菱形断块向东南方向滑移, 并使西侧金沙江—元江断裂呈右移拉张, 东侧小江断裂呈左移拉张, 形成一系列正断层控制的断裂盆地(图2)。

2. 湖盆晚新生代地层及沉积环境

钻孔和物探资料揭示盆地形成以来, 接受厚达1000m以上的晚新生代沉积, 时代为

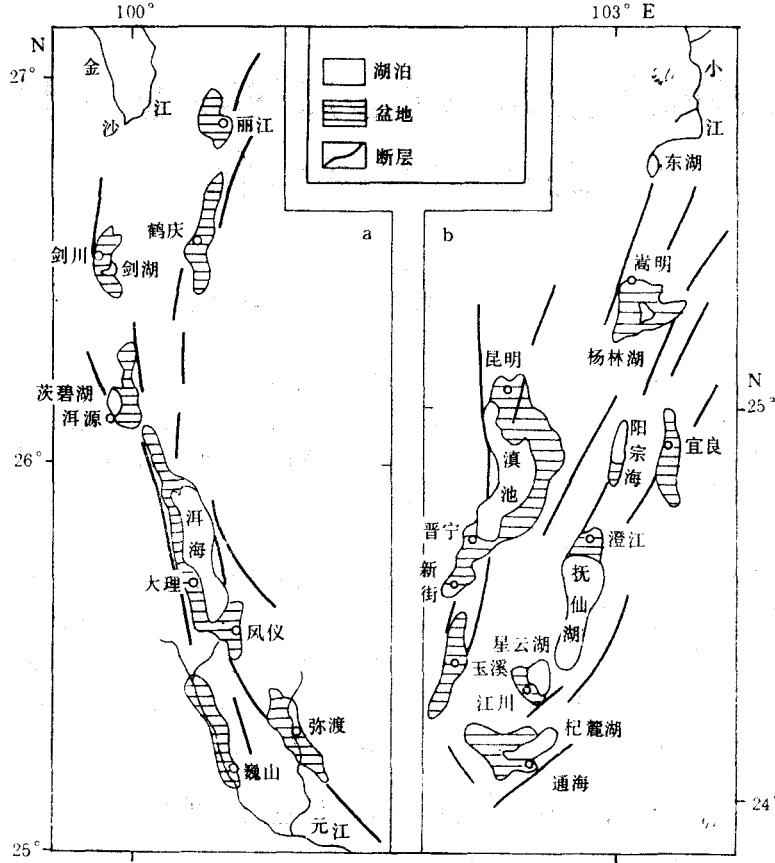


图 1 金沙江—元江断裂带(a)和小江断裂带(b)湖盆分布
 Fig. 1 Distribution of lake basins in great fault zones of Jinsha River—Yuanjiang River (a) and Xiaojiang River (b)

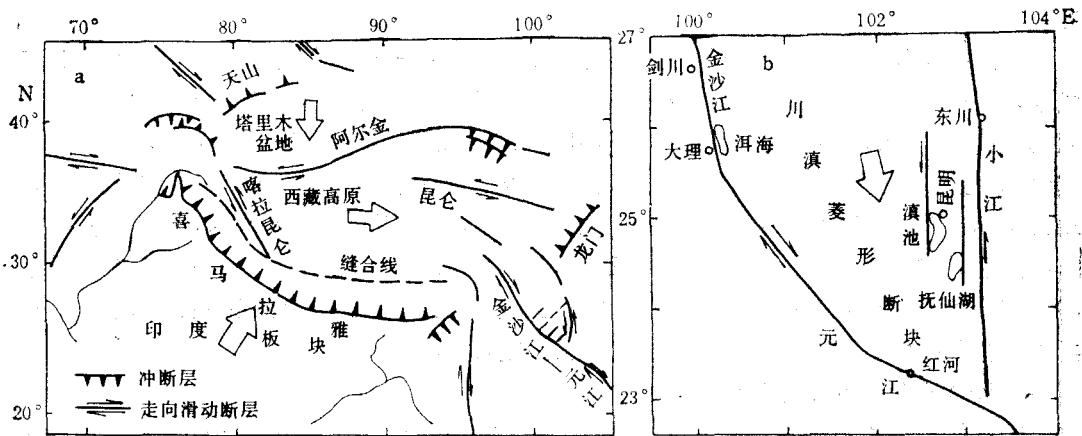


图 2 川滇菱形断块(a)与湖泊(b)分布
 Fig. 2 Chuan-Dian rhombus block and distribution of lakes

上新世或中、晚更新世^[4]。我们对滇池盆地北部三角洲官渡镇附近参 1 井岩心古生物分析、古地磁和同位素测年及沉积层序特点综合研究发现,该地层是自 340 万年以来,包括上新统上段,更新统和全新统的连续沉积。参 1 井井深 501.33m,钻达寒武纪石英砂岩,自下而上为:

(1) 上新统 井深 342m 以下,主要为灰色泥岩、泥质粉砂岩夹多层褐煤及碳质泥岩,近底部 10m 为灰色粘土砾石层,古地磁年代为高斯极性世。孢粉主要为青冈-蓼-禾本科-水龙骨组合,整个组合中,热带和亚热带分子多,如冬青 *Ilex*、山矾 *Symplocos*、五加 *Aralia*、阿丁枫 *Altingia*、山龙眼 *Helicia*、夹竹桃科的小花藤 *Microchites*,但上部出现冷杉 *Abies* 和雪松 *Cedrus*。未见软体动物。介形类主要有玻璃介 *Candona* sp. 和浅、淡水生长的斗星介 *Cypridopsis* sp.。

(2) 下更新统 井深 139—342m,灰、黄灰色泥岩和粉砂质泥岩夹粉砂岩、褐煤和碳质泥岩,古地磁年代为松山期。该层段化石丰富,下段为代表凉湿气候的雪松-冷杉-松-藻组合;上段为青冈-榆-铁杉组合。腹足类有王氏奇壳田螺 *Idiopoma wangi*、石圆田螺 *Cipangopaludina cf. lapidea*、圆田螺 *Cipangopaludina* sp.、满氏螺蛳 *Margarya mansuyi*、矮螺蛳 *Margarya nana*、胀大短沟蜷旋脊变种 *Semisulcopira aubryana* var. *spiralis*、胀大短沟蜷网格变种 *Semisulcopira aubryana* var. *cancellata*。瓣鳃类有楔蚌 *Cuneopsis* sp.、变锐棱蚌(亲近种) *Acuticosta* aff. *immutata*、无齿蚌 *Anodonta* sp.、裸珠蚌 *Psilunio* sp.。介形类有土星介 *Ilyocypris* sp.、斑点滇池金星介 *Dianchicypris punctulata*、球星介 *Cyclocypris* sp.、滇池玻璃介 *Candona dianchiensis*、玻璃介 *Candona* sp.、胖抚仙湖花介 *Fuxianhucythere cf. inflata* 等。

(3) 中更新统 井深 90—139m,灰、灰黄色泥岩及粉砂质泥岩或泥质粉砂岩,上段夹粉砂和褐煤层,古地磁年代属布容极性世下段。该层下段孢粉仍为代表温干气候的青冈-榆-铁杉组合,上段为代表凉湿气候的松-青冈-水龙骨-藻组合。软体动物有胀大短沟蜷网格变种,美丽短沟蜷 *Semisulcopira dulcis* 和江苏楔蚌 *Cuncopsis cf. jiangsuensis*。介形类有土星介(未定种)和滇池玻璃介。

(4) 上更新统 井深 22—90m,黄灰、灰绿色粉砂质泥岩及泥岩夹少量粉砂、细砂层和 5 层薄褐煤层,古地磁年代属布容极世上段。井深 24m 处 ¹⁴C 年龄为 17 290 ± 570,66m 处 25 300 ± 1 200a;铀系法年龄 29m 处为 37 000,66m 处 86 000a。该层孢粉反映了凉湿气候的松-青冈-水龙骨-藻组合。腹足类有拟黑螺螺蛳 *Margarya melanoides*、满氏螺蛳、矮螺蛳、美丽短沟蜷和胀大短沟蜷网格变种,未见瓣鳃类。介形类有斑点滇池金星介、玻璃介(未定种)和光滑丽星介 *Cypria lubrica*。

(5) 全新统 井深 0—22m,黄灰色粉砂质泥岩,样品不全,未见化石。

以上地层岩心粒度、矿物、地球化学、生物生态等综合特征,均反映了自湖泊形成以来,经历了由浅到深再到浅的过程,与滇池湖盆其它钻孔岩心剖面特征一致^[2]。

盆地物探和所有钻孔资料,也揭示出晚新生代地层不整合在起伏的风化壳基底上。地层厚度变化显示盆地早期为 6 个次级凹陷分割(图 4)。另外,盆地边缘露头显示同一断裂带的各湖盆,在其演化过程中,有时是统一的水体。例如,在更新世晚期,滇池湖盆不仅统辖了 6 个次级凹陷,而且与其南面的新街盆地、玉溪盆地水体相连。与此同时,抚仙湖

与星云湖盆地水体也曾相通^[1](图3)。现在这些盆地因新构造运动升降差异,使原来一度相连的古湖泊成为不同流域水系的盆地^[2]。从沉积-构造演化特点看,各盆地分割多发生于构造强烈活动时期,而各盆地统一多形成于构造活动相对平静期间。同一断裂带发育的各湖盆时而分割、时而统一的特点,其它断裂带也有类似情况。

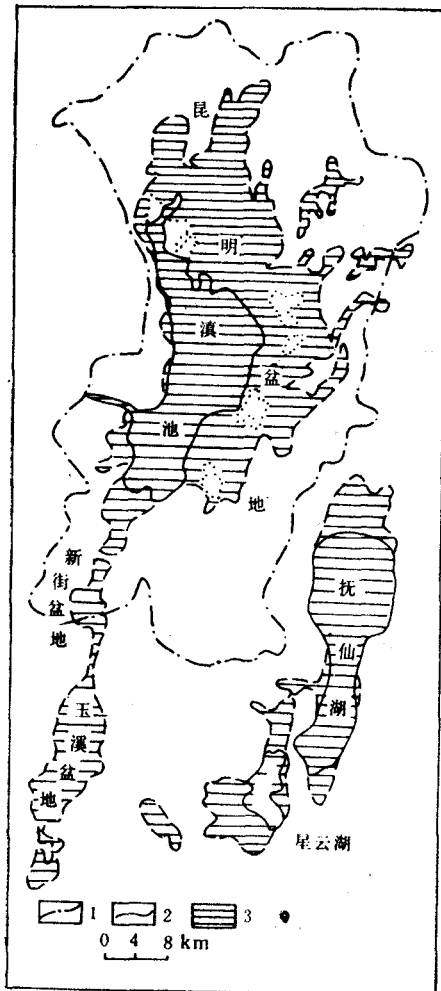


图3 滇池盆地及邻近盆地更新世晚期古湖泊分布
 Fig. 3 Distribution of ancient lakes in Dianchi Basin and its adjacent basins during Late Pleistocene
 1. 盆地界线; 2. 现代湖泊界线; 3. 古湖泊范围。

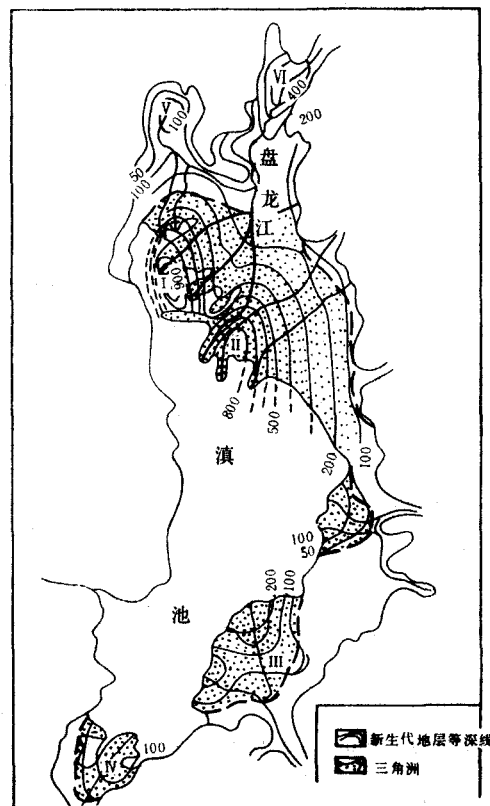


图4 滇池盆地新生代基底构造与现代三角洲分布
 Fig. 4 Cenozoic basement structure and distribution of present deltas in Dianchi Basin
 I. 新河村凹陷; II. 九甲凹陷; III. 晋城凹陷; IV. 晋宁凹陷; V. 普吉凹陷; VI. 龙头街凹陷。

二、沉积作用的特点和沉积体系

1. 沉积作用的特点

云南断陷湖泊最大沉积厚度一般不在湖盆中心而偏于主断层一侧,反映了断裂活动

对沉积作用的控制。这一特点也为我国东部第三纪断裂盆地勘探所证实^[7]。据钻孔和物探资料,滇池西北侧和洱海西侧,晚新生代地层厚达 1 000m 以上,表明其位于这两个湖盆的沉降中心。据现代沉积物 ¹⁴C 年龄测定推算,滇池西北部沉积速率为 30—75cm/ka, 是滇池湖心沉积速率 20cm/ka 的 1.5—3.5 倍。按参 1 井上部岩心 ¹⁴C 年龄推算,晚更新世晚期以来,三角洲平均沉积速率为 126cm/ka, 是现代湖心沉积速率的 6.3 倍。

从基底构造看,滇池西北侧新河村凹陷因受西山主断层控制,沉降幅度最大,为全盆地主凹陷所在,而受到次级构造控制的其它小凹陷,沉积厚度也达到 200—800m 不等,成为局部沉降中心。自晚新生代以来,各凹陷均表现为扇三角洲和三角洲的强烈充填,其中以主凹陷充填的三角洲规模最大(图 4)。沉降中心对沉积作用的控制,在洱海盆地更有明显表现。晚新生代以来,盆地西侧点苍山强烈隆起,盆地凹地中心偏于西侧,这里山麓洪积扇和扇三角洲十分活跃,成为最有特色的沉积现象^[4]。

2. 沉积体系

在断裂湖盆沉积格局上,存在纵向和横向两类搬运体系,前者与盆地长轴方向一致,后者与短轴方向一致。沿盆地主构造方向发育的水系,一般流域面积、径流量和输沙量较大,相应地在盆地长轴方向两端形成较大的沉积体系。例如,滇池和洱海两个湖盆的北部,盘龙江和弥苴河的流域面积和入湖水量,均分别占到这两个湖盆流域面积和入湖水量的 30% 和 33%, 相应形成这两个湖盆最大的三角洲体系(图 4、图 5)。但是这两个湖盆处于不同演化阶段,滇池是充填晚期的超补偿湖泊,沉积作用大于盆地沉降作用,三角洲规模大,各沉积相和亚相发育充分,层序完整,沉积物成熟度高,如分支河道沉积物中,砂和粉砂含量达 90%,分选好, σ_{ϕ} 值在 1—2 ϕ 之间,反映牵引流搬运特点明显;洱海大致处于演化中期的等补偿湖泊,湖盆沉积作用与沉降作用大致均衡,三角洲河道物质粗、细混杂,砾石、粘土含量高,分选差, σ_{ϕ} 值在 2.5 以上,具有牵引流与洪水密度流过度的特点;抚仙湖属低补偿深陷期湖泊,沉降幅度大于沉积速度,即使盆地长轴方向水系,也多属源短、流急的河流,多形成由洪水密度流充填的扇三角洲体系。

横向搬运体系可分为陡坡型与缓坡型两类,其分布取决于构造形式。地堑盆地两侧均为陡坡体系,湖岸濒临断崖,水系多为近源、流急的间隙性溪流,沉积作用多表

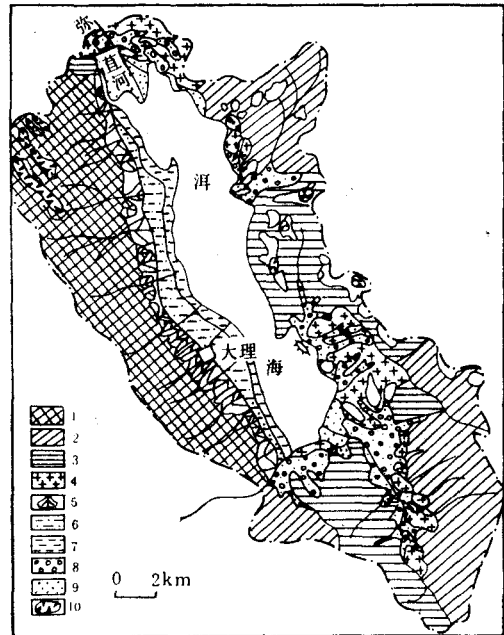


图 5 洱海盆地沉积与地貌图
Fig. 5 Sedimentary and geomorphological map of Erhai Basin
1. 高山; 2. 中山; 3. 低山; 4. 丘陵; 5. 洪积扇; 6. 全新世扇三角洲; 7. 现代扇三角洲; 8. 河流沉积; 9. 三角洲; 10. 溶蚀洼地。

现。

现事件性,如洱海西岸突发性暴雨洪流,往往由密度流形成洪积扇-扇三角洲体系;或由地震、滑坡触发产生的重力流形成的高密度浊流沉积体系,如抚仙湖(图6)。滇池为不对称阶状地堑盆地,西岸陡坡以小型扇三角洲为主,东侧缓坡水系规模大大超过西岸,有利于中、小型三角洲发育。缓坡体系相带较宽,变化缓,与陡坡体系呈明显对比。

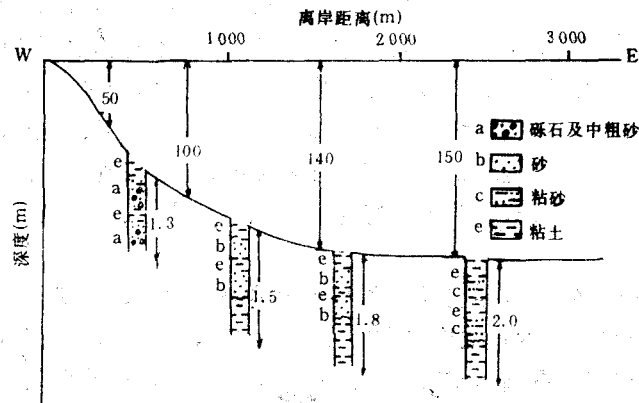


图6 抚仙湖浊流沉积剖面

Fig. 6 Columnar section of turbidite deposits in Fuxian Lake
a,b,c,e 相当于鲍马层序中 a,b,c,e 层。

三、构造-沉积演化与沉积模式

1. 裂陷早期沼泽阶段

裂陷早期,分割盆地的各个小凹陷开始充水,但水较浅,在暖湿气候条件下,水生植物繁衍,有机质丰富,形成泥炭沼泽环境。盆地边缘以碎屑流沉积为主,形成洪积扇或扇三角洲——沼泽相组合模式。岩性以暗色泥岩和褐煤为主,夹少量粉、细砂层。沉积物含大量植物残体,水生动物化石少,陆源碎屑矿物含量高,淋滤沉淀的菱铁矿粗晶体发育,褐煤和泥岩类常见铁的自生矿物。

2. 深陷期深水阶段

随着构造活动加剧,盆地进一步张裂下陷,湖水加深,各小凹陷合并成统一水体,陡坡侧以扇三角洲为主或形成高密度重力流沿湖底运移,形成扇三角洲——浊流沉积模式。湖盆边缘岩性由暗色粘土层与砂砾层组成反旋回序列。向湖方向,砂砾层渐变为砂和粉砂或含砾粉、细砂,局部有递变层理。该时期鱼类、介形类丰富,腹足类和瓣鳃类多分布在浅水滨岸带与湖湾,底栖动物数量大。湖水贫营养盐,浮游生物种类和数量虽不及浅水期,但浪基面和温跃层以下水体扰动小,适宜有机质保存与转化,有利生油环境。除浊积物含不稳定陆源矿物外,沉积物中陆源矿物少,但自生碳酸盐微晶发育,也可能出现自生海绿石^[3]。

3. 充填后期浅水阶段

随着构造活动相对稳定,盆地周边山地经长期剥蚀,流域面积和水系扩大,加速湖盆充填,水域变浅。三角洲发育,滨岸底坡平缓,波浪对沉积物的分异作用明显,由岸向湖方

向依次出现砾、砂、粉砂,至破浪带以外过渡到粘土沉积为主的开阔湖环境。在物源丰富、波浪和沿岸流强裂作用下,滨岸带物质再搬运常发育沙嘴和沙坝,形成该时期三角洲-沙坝-泻湖沉积模式^[1]。三角洲间湾与泻湖沼泽泥炭发育。该时期腹足类、瓣鳃类和浅水生态的介形类增加,水生植物和浮游生物大量繁殖,有机质含量高,但湖底大部分在浪基面以上,生油母质不易保存和转化。沉积物碎屑矿物含量高,在生物化学作用下,自生文石、方介石、菱铁矿、黄铁矿微晶发育。

综上所述,云南断陷湖泊演化总趋势是由浅—深—浅,岩序上为粗—细—粗,此过程代表了一个完整的沉积旋回。但实际上,湖盆演化的各阶段都可能因构造活动强度、幅度变化对沉积作用的影响而改变。因此,在上述演化总背景上,还存在着次级旋回,使湖盆充填具有多旋回性。

参 考 文 献

- [1] 云南省区域地层编写组,1978。西南地区区域地层表(云南省分册)。地质出版社,80—81页。
- [2] 中国科学院南京地理与湖泊研究所等,1989。云南断陷湖泊环境与沉积。科学出版社,70—110页。
- [3] 王云飞,1983。抚仙湖现代沉积物中的海绿石。中国科学院南京地理研究所集刊 1: 17—27。
- [4] 冯敏、姚秉衡、倪华等,1984。洱海扇三角洲沉积。中国科学院南京地理研究所集刊 2: 14—25。
- [5] 朱海虹、姚秉衡、倪华,1989。云南断陷湖泊滨岸沉积体系的研究。中国科学院南京地理与湖泊研究所集刊 6: 43—63。
- [6] 陈志明,1981。西藏湖泊的成因。海洋与湖沼 12(2): 178—187。
- [7] 陈昌明、黄家宽、陈景山等,1982。中国东部第三纪裂谷盆地的沉积模式及其在油气预测中的应用。中国科学院地球科学学术会议论文集。科学出版社,35—43页。
- [8] 郑长苏、吴瑞金,1985。昆明盆地的成因、构造与演化。中国科学院南京地理研究所集刊 3: 1—15。

FORMATION OF FAULT LAKES IN YUNNAN PROVINCE, AND ITS SEDIMENT AND EVOLUTION IN LATE CENOZOIC

Zhu Haihong

(*Nanjing Institute of Geography and Limnology, Academia Sinica, 210008*)

ABSTRACT

1. Lakes in Yunnan and Tibet plateaus, which developed along with regional deep-great belts during Pliocene and Early Pleistocene are of unity and synchronism in spacial and temporal distribution. These lakes were formed by tensional faults with regional upheaval and dissociation of Yunnan Plateau, as a result of collision of Indian Plate with Tibet Plate.

2. According to the comprehensive analysis of spore-pollen, molluska, ostracoda, age dating of paleomagnetic, ^{14}C and uranium series, and sedimentary sequence obtained from deep cores, it can be found that the strata may be regarded as a continue accumulation in 3.4Ma including the periods of upper Pliocene, Pleistocene and Holocene. The evolution process of lake basin shows a shallow—deep—shallow environmental change.

3. The largest thickness and rate of sediment in fault basin are not located in their geometrical center, but in one side near the main fault. For the sedimentation pattern of the fault basin, there exist two transport systems, longitudinal and lateral, the latter can be divided into steep slope and gentle slope. All these features show that the sedimentary process was controlled by fault action in the lake basin.

4. Tectonic-sedimentary evolution in fault basin has experienced the following general trend: limnology stage of preliminary tension, deep water stage of strongly sagging period and shallow water stage of late filling period, lithologically experienced: coarse—fine-coarse. Different models of sediment can be formed in each stages.