

文章编号: 1006-6616 (2005) 02-0172-09

西藏纳木错盆地 116ka 以来沉积演化 与青藏高原隆升

朱大岗¹, 孟宪刚¹, 赵希涛², 邵兆刚¹,
马志邦², 杨朝斌³, 吴中海¹, 王建平¹

(1. 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081;

2. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029; 3. 西藏自治区国土资源厅, 拉萨 850000)

摘要: 根据湖相或湖滨相沉积的轴系等时线年龄测定结果, 116kaB.P. 以来, 在西藏纳木错沿岸, 发育了拔湖 48m 以下的 6 级湖岸阶地和拔湖 48m 以上, 最高至 139.2m 的高位湖相沉积。可划分出 3 个沉积相组合, 其演化可划分为 4 个阶段: ①116~72kaB.P., 为深湖环境, 古湖面拔湖高于现今纳木错 140~48m; ②72~37kaB.P., 为半深湖环境, 拔湖为 48~26m; ③37~30kaB.P., 为浅湖环境, 拔湖 26~19m; ④30kaB.P. 以来, 湖水逐渐变浅, 拔湖 < 19m。纳木错盆地沉积与青藏高原隆升响应关系, 揭示出高原自 116kaB.P. 以来先后经历了稳定期、持续逐步较快隆升期 (116~37kaB.P.)、急剧强烈阶段性隆升期 (37~30kaB.P.) 和较稳定期 (30kaB.P. 以来)。青藏高原的隆升是一个多阶段、不等速和非均变的复杂过程。

关键词: 沉积相; 沉积演化; 高原隆升; 晚新生代; 青藏高原

中图分类号: P546, P534.63

文献标识码: A

自 20 世纪 80 年代以来, 青藏高原的隆升过程和环境变化成为当今地球科学研究的焦点。目前, 国内外学者在关于青藏高原隆起的时间、过程和幅度等重大问题上, 存在着不同的看法^[1-4], 这将影响一些重大科学问题的解决和突破。青藏高原内外盆地是在高原挤压变形和周边山脉隆升过程中形成的, 高原面的隆起导致的盆山结构在盆地的沉积物中可将沉积环境变化记录下来, 通过盆地中沉积物的精确测年、沉积分析和沉积环境信息提取, 可以恢复高原隆升的历史。目前, 对高原南部喜马拉雅山山前凹陷和高原东北缘盆地的晚新生代地层研究较深入, 并已建立了地层年代序列^[5-6], 而对于高原内部晚新生代沉积盆地的研究仍较欠缺^[7], 限制了对高原隆升过程的认识。

纳木错及邻区位于雅鲁藏布江缝合带和班公—怒江缝合带之间, 是拉萨地块的重要组成部分。其大地构造部位处于班公错—怒江带、冈底斯山脉与念青唐古拉山脉组成的三角区域内, 是藏北高原东南部的一个重要的构造单元。其性质与羌塘盆地相似, 在藏北高原具有代

收稿日期 2004-10-15

基金项目“国土资源大调查项目”西藏纳木错地区第四纪环境演变调查研究〔编号 DKD2001006〕“西藏当雄幅 1:25 万区域地质调查〔编号 DKD9901001〕和“青藏高原生态地质环境遥感调查与监测”编码 200315100002 的阶段性研究成果。

作者简介 朱大岗(1951-)男, 研究员, 从事区域地质、沉积相与古环境研究, E-mail: dlagangzhu@sohu.com,

电话 010-68422370.

表性^[8]。同时，纳木错盆地不仅发育有多级湖相地层，含较丰富的动植物化石，而且通过西北部的雄曲—那曲与色林错等湖泊相连，属于藏北高原东南部古大湖的一部分^[9]。因此，纳木错盆地对确定周边相似地层的年代和探讨高原构造演化历史具有重要意义。本文结合多级湖岸阶地测量、实测湖相沉积剖面、同位素测年为基础的时间框架，开展了沉积层序、沉积相、沉积演化及其对构造隆升的响应研究，为恢复青藏高原隆升历史提供依据。

1 纳木错沿岸湖相沉积的水准测量及其同位素测年

1.1 湖岸阶地与湖相沉积的拔湖高度

环纳木错 7 条湖岸阶地和高位湖相沉积剖面的水准测量结果表明^[10]，纳木错沿岸大体可划分出 6 级湖岸阶地 ($T_1 \sim T_6$)，其拔湖高度由低至高依次为 T_1 为 1.5~8.3m， T_2 为 8.3~15.6m， T_3 为 14.0~19.9m， T_4 为 18.7~25.8m， T_5 为 26.0~37.3m 和 T_6 为 38.3~47.6m；高位湖相沉积的拔湖高度为 48~139.2m (图 1)。

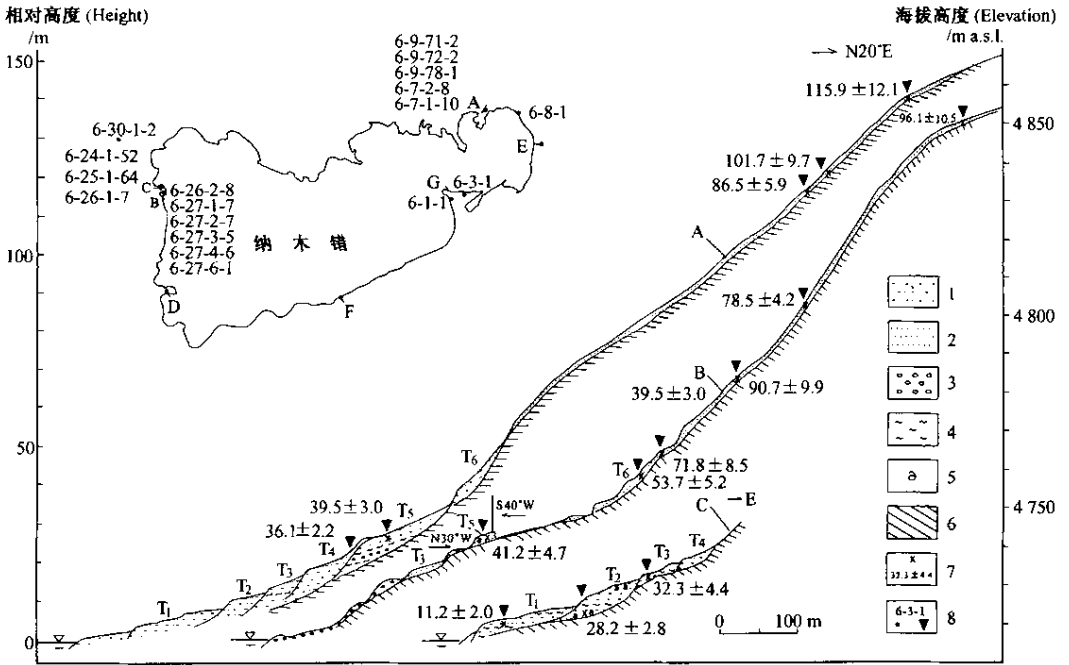


图 1 纳木错沿岸湖相沉积及湖岸阶地实测剖面图^[11]

Fig.1 Measured section of the lacustrine deposits and lake terraces of Nam Co

1—土壤层 2—粘土层 3—砂砾层 4—水草层 5—螺壳 6—基岩 7—铀系样品测年数据 8—采样点及编号；实测剖面位置：A—干玛弄及西南 B—塔吉古日西南 C—扎弄湖 D—夺玛南 E—马尼洋淌 F—丁曲怕 G—多青岛西北

1.2 铀系法测年

作者采用的 26 个铀系测年样品中，18 个样品采自纳木错沿岸，作为对比的 8 个样品位于藏北内流区与怒江水系分水岭上方靠外流区一侧。这些样品均为富含碳酸盐的湖相细砂、粉砂或粘土和湖滨相湖滩岩。因均属不纯的碳酸盐，作者采用了全溶样品的等时线技术^[12]，经过校正的铀系等时线年龄测定结果表明^[11]：铀系等时线年龄与湖相、湖滨相沉积层位和地貌部位 (图 1) 对比，绝大部分数据符合相应的地貌部位，即愈高、年龄愈老的规律：只

有 6-27-6-1 和 6-9-71-2 两样品与相邻样品稍有颠倒,但均在 $\pm 1\sigma$ 的误差范围内^[11]。

富含碳酸盐的湖相或湖滨相沉积的铀系全溶样品的等时线年龄测定结果表明:高位湖相沉积形成于 $115.9 \pm 12.1 \sim \text{kaBP}$ 的晚更新世早期;第六、五、四、三级阶地分别形成于 $71.8 \pm 8.5 \sim 53.7 \pm 4.2$ 、 $41.2 \pm 4.7 \sim 39.5 \pm 3.0$ 、 $36.1 \pm 2.2 \sim 35.2 \pm 3.0$ kaBP 和 32.5 ± 4.4 kaBP 的晚更新世中—晚期;低阶地(第二与第一级阶地)和湖滩岩分别形成于 $29.3 \pm 2.7 \sim 11.2 \pm 2.0$ kaB.P. 的晚更新世晚期—全新世早期。

1.3 ^{14}C 法年龄测定

文中 10 个 ^{14}C 法测年样品,均为湖相细砂、粉砂或粘土中的水草层、螺壳或淤泥。全部样品采自纳木错沿岸:西北岸班戈县德庆乡扎弄淌、波曲河口,当雄县纳木错乡干马弄、打曲怕等地的 T_1 和 T_2 阶地(表 1)。根据纳木错湖相沉积的 ^{14}C 法年代学初步研究, $T_1 \sim T_2$ 阶地湖相地层中的水草层 ^{14}C 测年结果为 $2350 \sim 10390\text{a}$, $T_1 \sim T_2$ 阶地中的螺壳 ^{14}C 测年结果为 $5290 \sim 9030\text{a}$, T_1 阶地中的淤泥 ^{14}C 法测年结果为 13820a 。因此,可以确定环纳木错的第一、二级湖积阶地的形成时代为全新世以来。与铀系法测年结果相比, ^{14}C 法年龄值普遍偏低,其原因待查。

表 1 纳木错湖泊沉积的 ^{14}C 法测年结果

Table 1 ^{14}C dates of the lake terraces from Nam Co

序号	样品编号	采样部位	样品物质	距今年代 (aB.P.)	树轮校正 (Cal. aB.P.)
1	06-24-01-5	扎弄淌 T_1	水草	4220 ± 85	4830 ± 120
2	06-24-01-103	扎弄淌 T_1	水草	4350 ± 85	4870 ± 100
3	06-25-01-4	扎弄淌 T_2	螺壳	8060 ± 100	9010 ± 170
4	06-24-01-45	扎弄淌 T_1	水草	2380 ± 60	2350 ± 60
5	06-25-01-32	扎弄淌 T_2	水草	7780 ± 80	8560 ± 90
6	06-27-08-2	波曲河口 T_1	淤泥	11805 ± 100	13820 ± 240
7	06-27-08-49	波曲河口 T_1	螺壳	4540 ± 65	5290 ± 130
8	06-28-01-2	波曲河口 T_2	螺壳	8130 ± 90	9030 ± 125
9	06-07-03-8	干马弄 T_1	水草	2610 ± 70	2750 ± 25
10	06-02-01-55	打曲怕 T_1	水草	9230 ± 95	10390 ± 145

注:中国地震局地质研究所碳十四实验室测定。

1.4 纳木错沿岸湖相沉积的形成年代与邻区对比

根据铀系等时线年龄研究结果确定,纳木错沿岸的高位湖相沉积形成于 $115.9 \pm 12.1 \sim 71.8 \pm 8.5$ kaB.P. 时期,包括晚更新世早中期的末次间冰期,即深海氧同位素第五阶段(MIS 5)和末次冰期早冰阶,即深海氧同位素第四阶段(MIS 4);高阶地(第六至第三级阶地)分别形成于 53.7 ± 4.2 kaB.P.、 $41.2 \pm 4.7 \sim 39.5 \pm 3.0$ kaB.P.、 $36.1 \pm 2.2 \sim 35.2 \pm 3.0$ kaB.P. 和 32.3 ± 4.4 kaB.P.,相当于晚更新世中晚期的末次冰期间冰阶即深海氧同位素第 3 阶段(MIS 3);低阶地(第二与第一级阶地)分别形成于 28.2 ± 2.8 kaB.P. 之后和 11.2 ± 2.0 kaB.P. 前后(其 ^{14}C 年龄为 $2350 \sim 13820\text{aB.P.}$),大致相当晚更新世末期的末次冰期晚冰阶即深海氧同位素第 2 阶段(MIS 2)和全新世或冰后期,即深海氧同位素第 1 阶段(MIS 1)^[13]。

2 纳木错沿岸湖相地层层序、沉积相划分与沉积演化

2.1 湖相地层层序

实测的纳木错剖面位于西北岸扎弄淌和东北岸干马弄两地，根据湖相沉积物特征、堆积物位置差异和地层接触关系等特征，可将湖相地层纳木错群 (Q_{3-4n}) 的地层层序，从上到下，分成两组共 38 层^[14]。

(1) 扎弄淌组 (Q_{4z}): 地层剖面位于纳木错西北岸扎弄淌。剖面线方向大体沿湖岸至山坡上，起点坐标：E30° 47' 22.3"，N90° 16' 45.9"；终点坐标：E30° 47' 25.3"，N90° 16' 56.5"。扎弄淌组主要分布于纳木错周边一带地势低洼处^[15]，可划分为 T_1 与 T_2 两个部分 (图 2)， T_1 为一套浅灰黄色、浅黄白色、浅灰绿色等含水草层的含粘土粉砂层和砂质粘土层，出露厚度 2.7m，含小螺壳 (耳萝卜螺 *Radix auricularia* Linne')，水平层理有扰动现象； T_2 为一套浅灰、灰白、浅黄色等含小螺壳碎片及植物根系的含砾砂土层、砂砾层、中粗砂层、含粘土粉砂层、中细砂层和粉砂质粘土层，出露厚度 2.4m。扎弄淌组地层剖面出露的总厚度为 5.1m， T_1 、 T_2 均未见底。

(2) 干马弄组 (Q_{3g}): 地层剖面位于纳木错东北岸干马弄。剖面线方向大体沿湖岸至山梁上，起点坐标：E30° 55' 15.8"，N90° 55' 24.9"；终点坐标：E30° 55' 35.7"，N90° 55' 58.7"。干马弄组由 $T_3 \sim T_6$ 阶地及高位湖相沉积地层组成，湖相沉积特征明显，剖面出露的

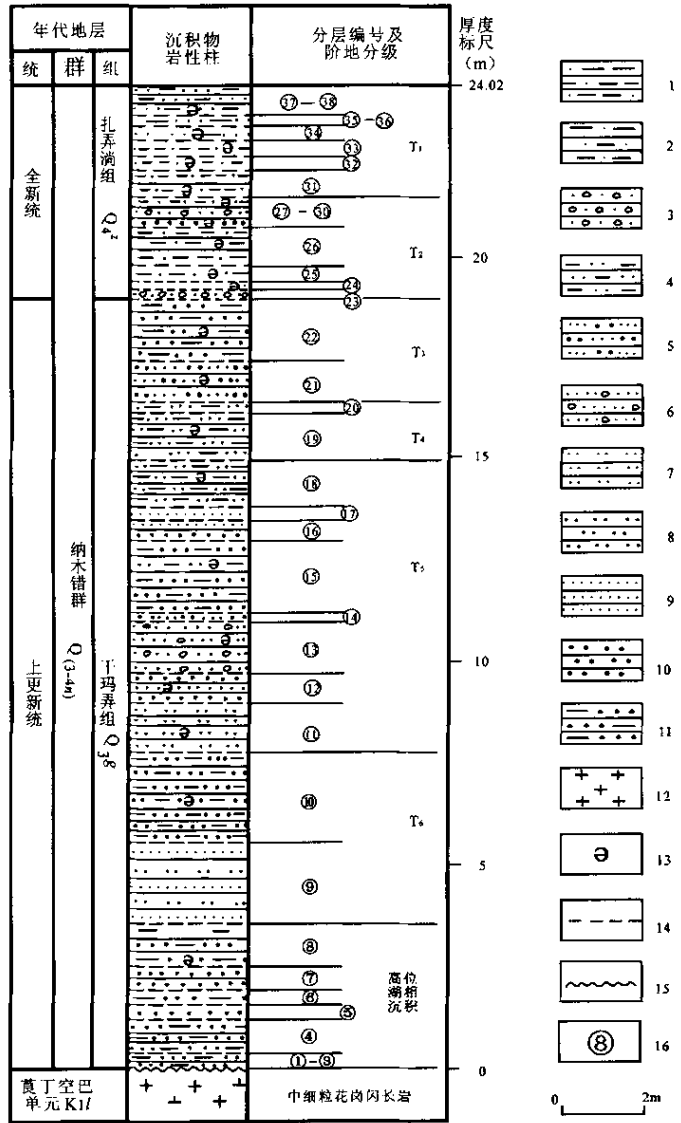


图 2 纳木错湖相综合地层层序柱状图

Fig.2 Columnar section of lakeshore deposits of Nam Co.

- 1—粉砂质粘土层；2—砂质粘土层；3—砂砾层；4—亚砂土层；
- 5—中细砂层；6—含砾细砂层；7—粉细砂层；8—粉砂层；9—细砂层；
- 10—中粗砂层；11—粘土质粉砂层；12—中细粒花岗岩闪长岩；13—螺壳；
- 14—平行不整合界线；15—角度不整合界线，16—层号

总厚度为 18.92m, 其中 T_3 2.4m, T_4 1.15m, T_5 7.1m, T_6 4.2m, 高位湖相沉积厚 3.57m。 T_4 、 T_5 均未见底。由灰白、灰黄、浅灰、浅灰绿色等薄层状粉砂层夹灰、灰白色细砂层、粉细砂层、中粗砂层等组成, 大多数层中局部可见水草层和小螺(耳萝卜螺 *Radix auricularia* Linne') 碎片。其沉积物岩性特征基本代表此套地层的面貌及特点。在横向上, 部分地段碳酸盐砂或粘土含量增多、变厚, 并相互间呈消长关系。干马弄组地层覆于浅红色含砂土碎石层的莨丁空巴单元 (K_{2l}) 中细粒花岗闪长岩的棕红色残坡积物之上, 呈不整合接触^[16]。

2.2 沉积相划分

根据纳木错群 (Q_{3-4n}) 不同层位湖相地层沉积特征的差异^[17], 可将该套地层从下至上, 划分为三个不同的沉积相类型:

(1) 深湖相: 分布于干马弄组 (Q_{3g}) 下部的高位湖相沉积层位, 主要由粘土质粉砂层、粘土粉砂层和中粗砂层韵律层局部夹粗砂透镜体组成, 粘土质粉砂是所有沉积相中粒度最细 $M_d < 0.03\text{mm}$, 其中值粒径集中在 $5.0\mu\text{m}$ 左右, 粉砂层中有滑动变形层理为特征, 属于相对水深沉积产物。发育有水平层理, 含小螺碎片和植物根系, 局部见水草层, 为深水湖相边缘沉积产物。

(2) 半深湖相: 分布于干马弄组 (Q_{3g}) 中部 T_6 、 T_5 阶地沉积层中, 主要由粘土粉细砂层(亚砂土层)与细砂层、粉砂层韵律互层夹中粗砂层或中细砂层组成, 其中值粒径大都集中在 $5.0 \sim 10.0\mu\text{m}$ 之间, 以水平层理发育、层面存在水动能弱的生物水平和斜向生物遗迹为特征, 含小螺碎片, 局部夹薄层腐质水草, 属于相对水深即半深湖相边缘沉积产物。

(3) 浅湖相: 分布于干马弄组 (Q_{3g}) 上部 T_4 、 T_3 阶地和扎弄淌组 (Q_{4z}) T_2 、 T_1 阶地地层中, 主要由含粉砂粘土层(亚粘土)、粘土粉砂层、中细砂层和砂质粘土层夹含砾砾中粗砂层、含砾砂土层、中细砂层和砂砾层等组成, 其中值粒径大都变化在 $5.0 \sim 20.0\mu\text{m}$ 之间, 且单层厚度变化较大, 从 $8 \sim 95\text{cm}$ 之间, 具水平层理, 含小螺壳, 小螺壳局部密集成薄层, 局部夹较密集的水草腐质层, 属于浅湖相和湖滨相边缘沉积产物。

2.3 沉积演化

根据湖岸阶地、剖面层序和沉积组合关系, 116ka 以来纳木错盆地沉积演化可明显划分为 4 个大的阶段: ① 116 ~ 72kaB.P., 干马弄组 (Q_{3g}) 下部, 为高位湖相沉积层, 层序层 1 ~ 8, 粒度向上变细, 代表深湖向半深湖演化趋势, 当时湖面拔湖高于现今纳木错 140 ~ 48m; ② 72 ~ 37kaB.P., 干马弄组 (Q_{3g}) 中部, $T_6 \sim T_5$ 湖岸阶地沉积层, 层序层 9 ~ 18, 总体上粒度向上变细, 代表半深湖向浅湖演化趋势, 当时湖面拔湖高于现今纳木错 48 ~ 26m; ③ 37 ~ 30kaB.P., 干马弄组 (Q_{3g}) 下部, $T_4 \sim T_3$ 湖岸阶地沉积层, 层序层 19 ~ 22, 湖水继续变浅, 湖面拔湖高于现今纳木错 26 ~ 19m; ④ 30kaB.P. 以来, 扎弄淌组 (Q_{4z}) 地层, $T_2 \sim T_1$ 湖岸阶地沉积层, 层序层 23 ~ 38, 湖水逐渐变浅, 湖面拔湖 $< 19\text{m}$ 。

3 纳木错盆地沉积演化与青藏高原隆升

从 116ka 至今, 根据纳木错沿岸湖泊沉积、湖岸堤、湖成阶地、湖蚀地形等的水准仪实测数据与邻区地质调查, 以及铀系等时线和¹⁴C 法年龄测定结果, 表明古湖面变化十分明显(图 3), 反映出青藏高原经历了 3 个不同构造期的演化过程^[18]。

3.1 稳定期和持续逐步较快隆升期——古大湖发育阶段 (116 ~ 37kaB.P.)

116 ~ 37kaB.P., 在纳木错盆地充填了 > 14.87m 深湖相—半深湖相环境沉积物, 其沉积速率从相对较低变为相对较高, 说明青藏高原念青唐古拉山区由早期的相对稳定—持续逐步快速隆升。根据沉积相组合、沉积演化, 以及沉积速率特征, 可将古大湖发育阶段划分为稳定期和持续逐步快速隆升期。

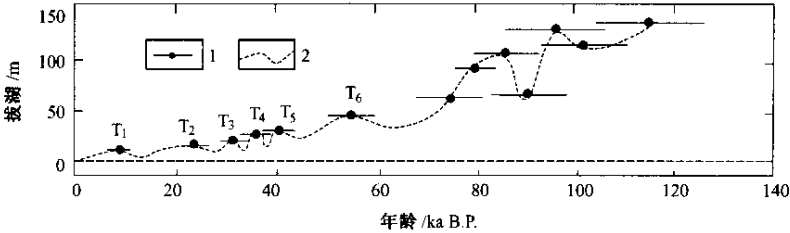


图3 晚更新世以来纳木错湖面变化曲线图

Fig.3 Nam Co lake-level variation since Late Pleistocene

1—铀系年龄及误差范围; 2—湖面变化曲线

(1) 稳定期 (116 ~ 72kaB.P.): 此阶段, 古大湖水面的拔湖高于现今纳木错湖水面达 140 ~ 48m, 属深湖相沉积环境。其湖相沉积的铀系法年龄测定结果 (115.9 ~ 71.8kaB.P.) 表明, 在晚更新世早期即末次间冰期 (MIS 5) 时, 纳木错已发育成为一个充满盆地的深水大湖。在纳木错盆地充填湖相沉积厚度至少达 3.57m 以上, 其沉积速率平均为 0.059mm/a, 是整个湖相沉积中最低的一个。这说明青藏高原念青唐古拉山区此期间保持稳定, 达到准夷平状态, 剥蚀速率低, 造成纳木错盆地物源供给不足。这一高原相对稳定期在整个青藏高原周边都广泛存在, 绝对年龄相近。如在青藏高原西部—中部的班公湖一带和扎日南木错、当惹雍错地区^[19], 以及藏北高原羌塘盆地^[20]等, 均有形成于低沉积速率的稳定湖泊沉积。必须指出, 在 MIS 5 期间, 包括纳木错在内的古大湖湖面的总趋势是下降的, 但很可能发生过两次升降变化; 而在 MIS 4 期间, 湖面则明显下降, 从而形成了纳木错、错鄂、错那、蓬错等湖泊沿岸的高位湖相沉积。

在此阶段, 古大湖面积最大。如在 115.9kaB.P. 的 MIS 5e 末期的最高湖面时期, 1:25 万遥感解译和 1:10 万地形图解读表明, 仅其古东湖的面积就达 78800km², 为现今该区湖群湖面总面积 8500km² 的 9.2 倍, 其流域的总面积可达 167000km²^[12]。由于纳木错与邻近的仁错—久如错和申错的分水岭, 仅分别高于纳木错现今湖面 20m 和 52m, 故古纳木错必经各分水岭与色林错等其它古湖盆连通; 扎日南木错、当惹雍错与塔若错、扎布耶茶卡等湖也连成一片, 可分别称为“古东湖”和“古西湖”。上述古湖分水岭的海拔多在 4770 ~ 4850m 之间, 因而它们可能会连通在一起, 成为一个巨大网格状的深水大湖——藏北高原“古大湖”, 其水深普遍达 200 ~ 400m, 估计古湖泊的面积可达 150000 ~ 200000km² 以上, 是现今湖泊面积的 10 ~ 20 倍^[21]。“古大湖”主体分布在班公湖—怒江带以南、冈底斯山脉以北与念青唐古拉山脉以西的广大区域内。

(2) 持续逐步快速隆升期 (72 ~ 37kaB.P.): 此阶段, 古大湖水面的拔湖高于现今纳木错湖面达 48 ~ 26m。此期间盆地湖相沉积厚度达 11.3m 以上, 沉积速率平均值达到 0.33mm/a。盆地沉积环境由深湖相转变为半深湖相, 说明盆地基底开始快速抬升, 沉积速率较稳定期有大幅度加快, 反映青藏高原念青唐古拉山隆升、剥蚀作用和物源供给大量增加; 而从沉积组

合、沉积速率和粒度方面,表明这期间青藏高原较快速隆升,并使念青唐古拉山海拔不断增高,剥蚀量不断加大。但是,这种构造隆升是阶段性的。大约在 53.7kaB.P. 和 41.2 ~ 39.5kaB.P. 前后的 MIS 3 早期,古大湖面曾发生过两次较明显的升降,形成了纳木错沿岸拔湖 47.6 ~ 26.0m 的第六级和第五级阶地,以及当穷错沿岸的第五级阶地。

3.2 急剧强烈的阶段性隆升期——古大湖分裂阶段(37 ~ 30kaB.P.)

此阶段,古湖面高于现今纳木错 26 ~ 19m,为浅湖相沉积环境。盆地内充填了厚度约 3.55m 以上的湖相沉积物,其沉积速率平均值快速增加到 0.51mm/a,表明青藏高原较快速隆升,并使念青唐古拉山脉等海拔增高,造成高的剥蚀率。

大约在 40 ~ 35kaB.P. 之间古大湖面曾发生了短期的下降,当其再次上升之时(约为 37kaB.P.),即,末次冰期间冰段中期,藏北高原古大湖湖面随着青藏高原的快速隆升而再次上升之时,可能湖水冲开了古大湖与怒江水系的分水岭而外泄,使古大湖湖面急剧下降和局部解体,从而使充填纳木错盆地的古湖——“古纳木错”与“古东湖”的残留部分(其湖面高程可能略低于 4700m)分离。并使在扎日南木错—当惹雍错湖区范围内的“古西湖”与残留的古大湖分离。由于当时水气来源丰沛,使补给纳木错盆地的过剩湖水不得不从纳木错西北宽约 2km、高出现今纳木错湖面约 26m 的雄曲—那曲谷地向 NWW 方向溢出,再通过色林错、班戈错、错鄂之间的谷地向东流动而外泻。由于外泄河流的下切,古大湖湖面逐渐下降,从而在 35.2 ± 3.0kaB.P. 前后,纳木错沿岸形成了拔湖 18.7 ~ 25.8m 的第四级阶地和拔湖 21.5 ~ 22.2m 的湖蚀地形。此时,在玛拥错等湖泊沿岸也有湖相沉积形成。

大概在 35.2kaB.P. 以后湖面经历了短期的下降,随后大约在 32.3 ± 4.4kaB.P. 前后的 MIS 3 晚期,湖面再次上升,经稳定时段后,湖水又继续从纳木错 WN 方向高出现今纳木错湖面近 20m 的雄曲—那曲谷地分水垭口处的谷底,向 NWW 方向溢出。从而形成了纳木错沿岸拔湖 14.0 ~ 19.9m 的第三级阶地和沿湖广泛分布拔湖 17.5 ~ 19.8m 的湖蚀地形。

3.3 较稳定期——残留湖盆阶段(30kaB.P. 以来)

此阶段,湖水面高于现今纳木错 < 19m,为浅湖相沉积环境。盆地内充填了厚达 5.1m 以上的湖相沉积物,其沉积速率平均值降低到 0.17mm/a,表明青藏高原由急剧、强烈、阶段性的隆升期转为较稳定期,但继承性构造活动还在持续,还有小幅度隆升;念青唐古拉山脉的海拔还在不断增高,与此相伴的剥蚀作用和物源供给较前述的稳定期为多。随着青藏高原隆升到一定高度,成为南亚季风的屏障和末次冰期盛冰期即 MIS 2 的到来,藏北高原气候日渐干旱化,古大湖湖水的补给赶不上蒸发,湖面开始下降^[22]。当湖面降到雄曲—那曲谷地的分水垭口后,湖水再也不能外泄了,形成现代的纳木错。若以 U 系测年数据来看,其时间应在 32.3 ± 4.4kaB.P. 之后和 T₂ 底部堆积形成的时间 28.2 ± 2.8kaB.P. 之前,大致略早于纳木错东北岸期波拉 29.3 ± 2.7kaB.P. 的湖滨相沉积,约在 30kaB.P. 左右。此后,纳木错湖面又经历了两次明显的波动和数十次小的停顿,从而形成了拔湖 8.3 ~ 15.6m 和 1.5 ~ 8.3m 的第二级与第一级阶地,以及多达 30 条的湖岸砂砾堤。而古湖的残留部分则在此时期不断解体,形成了一个孤立的湖泊。尽管在中全新世气候暖湿时期湖区范围曾一度扩大,但是未影响其干缩、变咸的总趋势,并最终成为今天藏北湖群的面貌。

4 结论与讨论

(1) 通过实测第四系湖相地层剖面、水准仪测量表明,116ka 以来在西藏纳木错沿岸,

发育了拔湖 48m 以下的 6 级湖岸阶地和拔湖 48m 以上的高达 139.2m 高位湖相沉积。

(2) 纳木错湖相或湖滨相沉积的轴系等时线年龄测定结果表明, 高位湖相沉积形成于晚更新世早期, 第六至第三级阶地则分别形成于晚更新世中期至晚期。 ^{14}C 法测年表明, 第二和第一级阶地的形成时间介于 13820 ~ 2350 年间, 属全新世。因此, 116ka 以来, 纳木错盆地湖相沉积地层由纳木错群 (Q_{3-4n}) 组成; 纳木错群可分为上更新统干马弄组 (Q_{3g}) 和全新统扎弄淌组 (Q_{4z})。

(3) 116ka 以来纳木错盆地沉积是深湖、半深湖、浅湖 3 个沉积相组合, 其演化可划分为 4 个阶段: ① 116 ~ 72kaB.P., 为深湖沉积环境, 当时湖面拔湖高于现今纳木错 140 ~ 48m; ② 72 ~ 37kaB.P., 为半深湖环境, 当时湖面拔湖高于现今纳木错 48 ~ 26m; ③ 37 ~ 30kaB.P., 为浅湖环境, 湖面拔湖高于现今纳木错 26 ~ 19m; ④ 30kaB.P. 以来, 湖水逐渐变成浅湖, 湖面拔湖 < 19m。

(4) 纳木错盆地湖相沉积与青藏高原隆升的响应关系, 揭示出青藏高原自 116ka 以来先后经历了: ① 稳定期和持续逐步快速隆升期 (116 ~ 37kaB.P.); ② 急剧强烈阶段性的隆升期 (37 ~ 30kaB.P.); ③ 较稳定期 (30kaB.P. 以来)。其中 37 ~ 30kaB.P. 的快速隆升是第四纪构造运动的一个重要分水岭; 116 ~ 37kaB.P 构造活动是逐渐增加, 明显加速, 地形高差显著增大; 30kaB.P. 以来构造活动又逐渐减弱。可见, 青藏高原的隆升经历了一个多阶段、不等速和非均变的复杂过程。

致谢: 野外工作期间西藏自治区国土资源厅王保生厅长、培训中心主任平错、中国地质调查局拉萨安全保障工作站负责人李全文、河南地质调查院王建平院长、区调队刘彦明队长等单位 and 同志们的全力支持, 以及地质力学研究所 1:25 万当雄幅填图项目组全体成员的大力协助, 在此表示衷心感谢。

参 考 文 献

- [1] 李吉均, 方小敏. 青藏高原隆升与环境变化研究 [J]. 科学通报, 1998, 43 (15): 1569 ~ 1574.
- [2] Kroon D. Steens T N F, Troelstra SR. Onset of monsoonal related upwelling in the western Arabian Sea [J]. Proc ODP, Sci Results, 1991, 17: 257 ~ 263.
- [3] Harrison TM, Copeland P, Kidd WSF, et al. Raising Tibet [J]. Science, 1992, 255 (27): 1663 ~ 1670.
- [4] Coleman M. Evidence for Tibetan uplift before 14 Ma age from a new minimum age for east-west extension [J]. Nature, 1995, 374 (6517): 49 ~ 52.
- [5] 方小敏, 李吉均, 朱俊杰, 等. 甘肃临夏盆地新生代地层绝对年代测定与划分 [J]. 科学通报, 1997, 42 (14): 1457 ~ 1471.
- [6] 于庆文, 李长安, 古风宝, 等. 青藏高原东北缘新生代隆升—沉积—气候演化及其耦合 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 2001.
- [7] 刘志飞, 王成善, 伊海生, 等. 可可西里盆地新生代沉积演化历史重建 [J]. 地质学报, 2001, 75 (2): 250 ~ 257.
- [8] 西藏自治区地质矿产局. 西藏自治区区域地质志 [M]. 北京: 地质出版社, 1991.
- [9] 朱大岗, 赵希涛, 孟宪刚, 等. 西藏纳木错与仁错—久如错连通和藏北高原古大湖的发现 [J]. 中国地质, 2001, 28 (12): 40 ~ 42.
- [10] 朱大岗, 孟宪刚, 赵希涛, 等. 纳木错湖相沉积与藏北高原古大湖 [J]. 地球学报, 2001, 22 (2): 53 ~ 60.
- [11] 朱大岗, 孟宪刚, 赵希涛, 等. 西藏纳木错和藏北高原古大湖晚更新世以来的湖泊演化和气候变迁 [J]. 中国地质, 2004, 31 (3): 269 ~ 277.
- [12] 马志邦, 赵希涛, 朱大岗, 等. 西藏纳木错湖相沉积的轴系年代学研究 [J]. 地球学报, 2002, 23 (4): 311 ~

316.

- [13] 姚檀栋, Thompson, L. G., 施雅风, 等. 古里雅冰芯中末次间冰期以来气候变化记录研究 [J]. 中国科学 (D 辑), 1997, 27 (5): 445 ~ 452.
- [14] 朱大岗, 赵希涛, 孟宪刚, 等. 西藏纳木错第四纪湖相地层划分及纳木错群的建立 [J]. 地质通报, 2002, 21 (11): 708 ~ 716.
- [15] 朱大岗, 孟宪刚, 赵希涛, 等. 西藏纳木错晚更新世以来湖面变化和湖相沉积中粘土矿物显示的环境信息 [J]. 地质力学学报, 2004, 10 (4): 300 ~ 309.
- [16] 吴珍汉, 孟宪刚, 胡道功, 等. 当雄县幅地质调查成果及主要进展 [J]. 地质通报, 2004, 23 (5 ~ 6): 484 ~ 491.
- [17] 刘宝. 岩相古地理 [M]. 北京: 地质出版社, 1985.
- [18] Zhu Dagang, Zhao Xitao, Meng Xiangang et al. Quaternary lake deposits of Nam Co, Tibet, with a discussion of the connection of Nam Co with Ring Co-Jiuru Co [J]. Acta Geologica Sinica, 2002, 76 (3): 283 ~ 291.
- [19] 中国地质调查局. 冈底斯构造带区域地质调查成果与进展 [J]. 地质通报, 2004, 23 (1): 45 ~ 60.
- [20] 和钟铨, 李才, 杨德明, 等. 西藏羌塘盆地的沉积特征及演化 [J]. 长春科技大学学报, 2000, 30 (4): 347 ~ 352.
- [21] 赵希涛, 朱大岗, 吴中海, 等. 西藏纳木错晚更新世以来的湖泊发育 [J]. 地球学报, 2002, 23 (4): 329 ~ 334.
- [22] 赵希涛, 朱大岗, 严富华, 等. 西藏纳木错末次间冰期以来的气候变迁与湖面变化 [J]. 第四纪研究, 2003, 23 (1): 41 ~ 52.

SEDIMENTARY EVOLUTION OF THE NAM CO BASIN, TIBET, SINCE 116ka BP AND QINGHAI-TIBET PLATEAU UPLIFT

ZHU Da-gang¹, MENG Xian-gang¹, ZHAO Xi-tao², SHAO Zhao-gang¹,
MA Zhi-bang², YANG Chao-bin³, WU Zhong-hai¹, WANG Jian-ping¹

- (1. Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100081, China;
2. Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;
3. Department of Land and Resources of the Tibet Autonomous Region, Lhasa 850000, Tibet)

Abstract: U-series isochron dating of lacustrine and lakeshore deposits shows that six lake terraces below 48m above lake level and highstand lacustrine deposits from 48 to 139.2m above lake level have formed along the banks of the Nam Co since 116ka BP. Three sedimentary facies may be distinguished. Their evolution progressed through four stages: ① 116 to 72 ka BP: a deep lake environment predominated in the basin, with a paleolake level 140 to 48 m above the level of the present Nam Co; ② 72 to 37 ka BP: the lake environment was of moderate depth, with a paleolake level 48 to 26 m above lake level; ③ 37 to 30 ka BP: a shallow lake environment occurred, with a paleolake level 26 to 19 m above lake level; and ④ 30 ka BP to present: the lake has become progressively shallow and the paleolake level was < 19m above lake level. The response of Nam Co basin deposits to the Qinghai-Tibet plateau uplift reveals that the plateau has experienced the following stages since 116 ka BP: the stable stage and progressive rapid uplift stage (116 to 37 ka BP), the abrupt and strong uplift stage (37 to 30 ka BP), and the relatively stable stage (since 30 ka BP). The uplift of the Qinghai-Tibet Plateau is a multi-stage, variable-speed and nonuniform complex process.

Key words: sedimentary facies; sedimentary evolution; plateau uplift; Late Cenozoic; Qinghai-Tibet Plateau