

西藏色林错及邻区古近纪沉积凹陷对地壳增厚的响应

吴珍汉¹⁾, 张其超¹⁾, 吴艳君¹⁾, 叶培盛²⁾

1) 中国地质科学院, 北京, 100037; 2) 中国地质科学院地质力学研究所, 北京, 100081

内容提要:青藏高原中部古近纪发育伦坡拉盆地、色林错盆地、尼玛盆地, 组成伦坡拉—色林错—尼玛沉积凹陷, 总体呈近东西走向, 长超过 250km, 宽 30~50km; 凹陷中心古近系河湖相沉积地层厚度达 5~6km, 下部为古新统一始新统牛堡组砾岩、砂岩、泥岩、泥灰岩, 上部为渐新统丁青湖组泥岩、页岩、粉砂岩夹油页岩, 顶部被新近系河湖相沉积不整合覆盖。凹陷南部发育尼玛—色林错逆冲推覆构造, 凹陷北侧发育赛布错—扎加藏布逆冲推覆构造, 伦坡拉盆地北部发育薄皮推覆构造, 伴有不同规模的褶皱变形。地壳深部不同深度发育多重逆冲推覆构造, 羌塘地块南部自北向南逆冲推覆, 拉萨地块北部自南向北逆冲推覆; 两者对冲部位地壳厚度发生显著变化, 地表形成古近纪沉积凹陷。根据深地震反射及构造解释, 结合 Airy 均衡分析, 表明不同深度逆冲推覆及对冲构造运动导致地壳缩短增厚, 增厚地壳均衡隆升及密度差异对古近纪沉积凹陷及盆地演化具有重要控制作用。色林错凹陷及邻区古近纪沉积记录对青藏高原地壳增厚与隆升过程具有重要指示意义。

关键词:古近纪沉积凹陷; 逆冲推覆构造; 地壳缩短增厚; 色林错及邻区; 青藏高原中部

青藏高原中部沿班公—怒江缝合带新生代早期发育伦坡拉—色林错—尼玛沉积凹陷(图 1), 总体呈近东西走向, 自东向西形成伦坡拉盆地、色林错盆地、尼玛盆地、洞错盆地。沿伦坡拉—色林错—尼玛凹陷, 古近纪发育厚达数千米的古近系河湖相沉积地层, 良好地记录了新生代早期青藏高原古气候古环境变化过程(Rowley et al., 2006; Wu Zhenhan et al., 2008, 2014a; Zhang Kexing et al., 2010; Deng Tao et al., 2011)。前人对伦坡拉盆地、色林错盆地、尼玛盆地的沉积地层进行了大量观测与研究(Ma Lixiang et al., 1996; Ai Huaguo et al., 1998; Yin Qing et al., 2015), 对新生代早期陆相沉积的油气资源潜力进行了勘查评价(Luo Benjia et al., 1996; Lei Qingliang et al., 1996; Fan Xiaojun et al., 2015; Sun Wei et al., 2015), 但对古近纪沉积盆地形成演化及控制机理认识不够深入。我们综合地表地质构造观测与深部地震反射剖面资料, 发现色林错及邻区古近纪沉积凹陷与地壳缩短增厚存在成因联系, 应用重力均衡模式能够良好地揭示古近纪沉积凹陷对地壳增厚的响应关系。

1 古近纪沉积凹陷与构造变形

色林错及邻区古近纪沉积凹陷总体呈近东西走向, 东起伦坡拉盆东, 西至尼玛盆西, 东西长超过 250km, 南北宽约 30~50km(图 2)。沿伦坡拉—色林错—尼玛沉积凹陷, 伦坡拉盆地和色林错盆地以晚期崩错断裂及隆起为界, 色林错盆地和尼玛盆地以吴如错北侧三叠系逆冲岩席为界, 晚期构造改造之前古近纪沉积盆地及古水系互连互通。古近纪凹陷中心长期处于湖泊沉积环境, 湖相沉积地层厚达 5000~6000m; 凹陷边缘湖泊沉积与河流沉积频繁交替, 河湖相沉积厚度变化较大。古近系下部为牛堡组砾岩、砂岩、泥岩、泥灰岩, 沉积时代主要为始新世, 底部发育古新统砂砾岩, 呈角度不整合覆盖上白垩统红层; 古近系上部为丁青湖组泥岩、页岩、粉砂岩, 夹油页岩、油浸砂岩, 沉积时代主要为渐新世, 顶部发育中新世早期泥灰岩、泥岩、砂岩(Rowley et al., 2006; Wu Zhenhan et al., 2009)。

目前对伦坡拉盆地古近系沉积地层及时代研究程度相对较高。综合剖面观测、石油钻探、地震反射等资料(Xu Zhengyu, 1980; Cai Dajiang, 1997;

注: 本文为地质矿产调查评价专项羌塘盆地油气地质构造保存条件研究项目(编号: 1212011221111)及西藏羌塘盆地油气地质构造保存条件调查项目(编号: 12120115000901)联合资助的成果。

收稿日期: 2016-04-20; 改回日期: 2016-05-26; 责任编辑: 黄敏。

作者简介: 吴珍汉, 生于 1965 年, 博士, 研究员, 长期从事青藏高原区域地质调查与地质构造研究工作; 通讯地址: 100037, 北京市西城区百万庄大街 26 号; Email: zhenhanwu@cags.ac.cn。

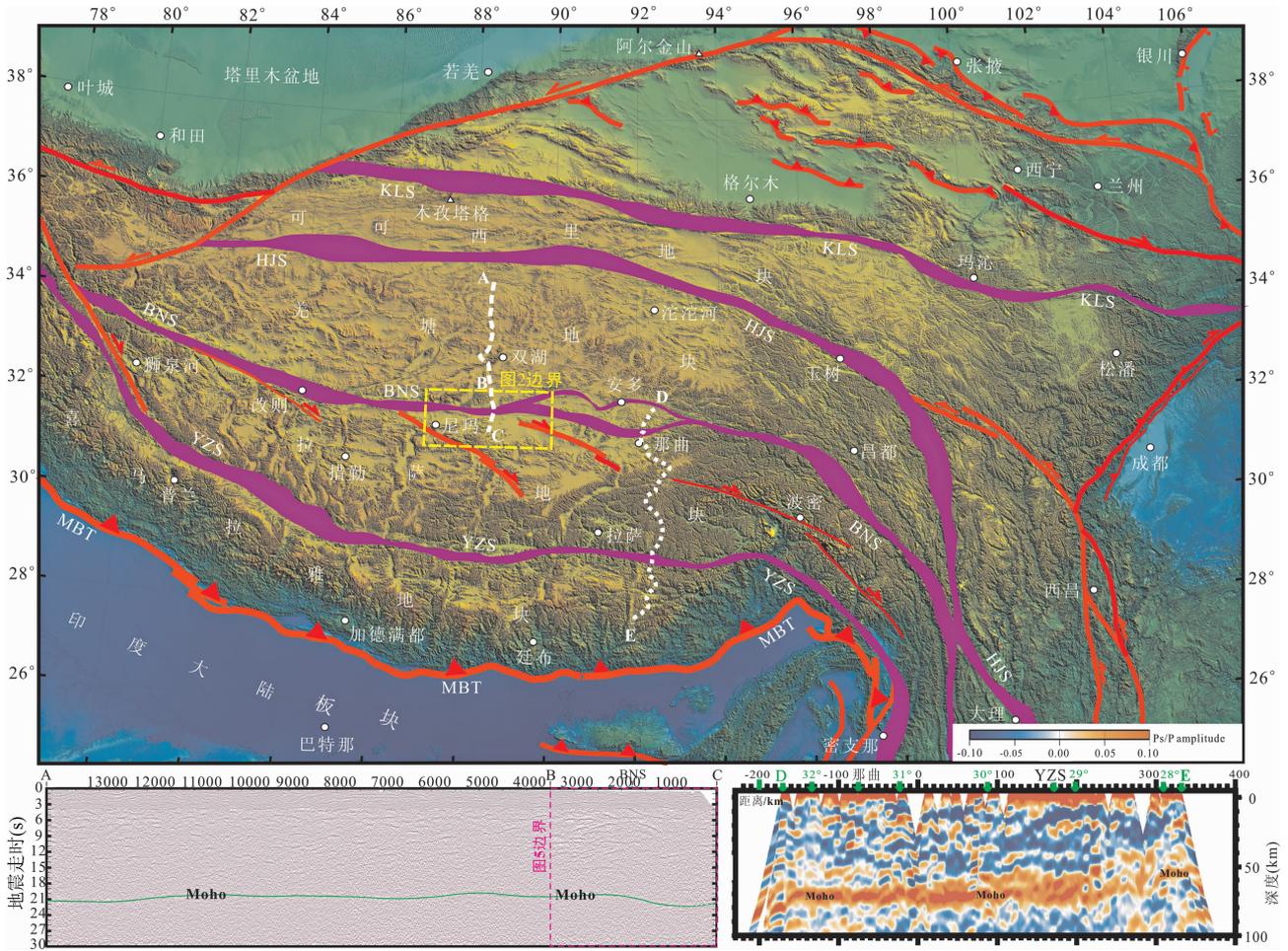


图1 青藏高原构造地貌及研究区位置图

Fig. 1 Tectonic and topographic framework of the Tibetan Plateau with dashed lines marking the studied areas

MBT—主边界断裂; YZS—雅鲁藏布江缝合带; BNS—班公—怒江缝合带; HJS—可可西里—金沙江缝合带; KLS—东昆仑缝合带;

A-B-C为横穿羌塘地块深地震反射剖面(Gao Rui et al., 2013), D-E为横穿拉萨地块接收函数剖面(Shi Danian et al., 2015)

MBT—Main Boundary thrust; YZS—Yarlung-Zangbu suture; BNS—Bangoin-Nujiang suture; HJS—Hoh-Xil-Jinsha suture; KLS—Eastern Kunlun suture; A-B-C is the deep seismic reflection profile across the Qiangtang Block (after Gao et al., 2013) and D-E is the receive function profile across the Lhasa Block (after Shi et al., 2015)

图15断层

Guo Jingru et al., 2003), 伦坡拉盆地古近纪沉积地层最大厚度为 4607m, 丁青湖组下段(E_3^1)、中段(E_3^2)、上段(E_3^3)沉积地层最大厚度分别为 356m、328m、523m, 牛堡组下段(E_1)、中段(E_2^1)、上段(E_2^2)沉积地层最大厚度分别约 800m、1400m、1200m(表 1)。伦坡拉盆地和色林错盆地周缘发育竟柱山组、长山组、的欧组紫红色碎屑岩, 呈角度不整合覆盖上白垩统红层, 时代暂定为古新世早中期(表 1); 尼玛盆地西侧和北侧部分地区沉积康托组紫红色碎屑岩, 地层时代为古近纪中晚期(Zeng Qinggao et al., 2006)。

色林错盆地、伦坡拉盆地、尼玛盆地古近纪沉积环境随时间和空间发生显著变化, 古气候和古水深变化导致沉积粒度及颜色变化(Ma Lixiang et

al., 1996)。古新世—始新世牛堡组沉积期处于干燥气候环境, 在滨浅湖区形成棕红色—棕褐色—棕黄色砾岩、砂岩、粉砂岩、粉砂质泥岩, 深湖区形成浅黄色—灰白色—灰绿色粉砂岩、泥岩、泥灰岩、页岩, 地层沉积旋回反映沉积环境变化(图 3b)。渐新世早中期发育偏潮湿气候环境(Wu Zhenhan et al., 2014b), 形成丁青湖组中下段灰白色—灰色泥灰岩、泥岩、页岩、粉砂岩, 伦坡拉盆地凹陷中心沉积了厚达 30~80m 富含化石的油页岩(图 3a), 色林错盆地凹陷中心形成泥灰岩、泥岩、粉砂岩、页岩互层(图 3c)。渐新世晚期全球气温增高, 古气候向干旱环境变化, 伦坡拉盆地形成丁青湖组上段棕黄色—灰白色粉砂岩、泥岩、泥灰岩互层(表 1)。尼玛盆地古近纪发育暗紫色—棕褐色含砾砂

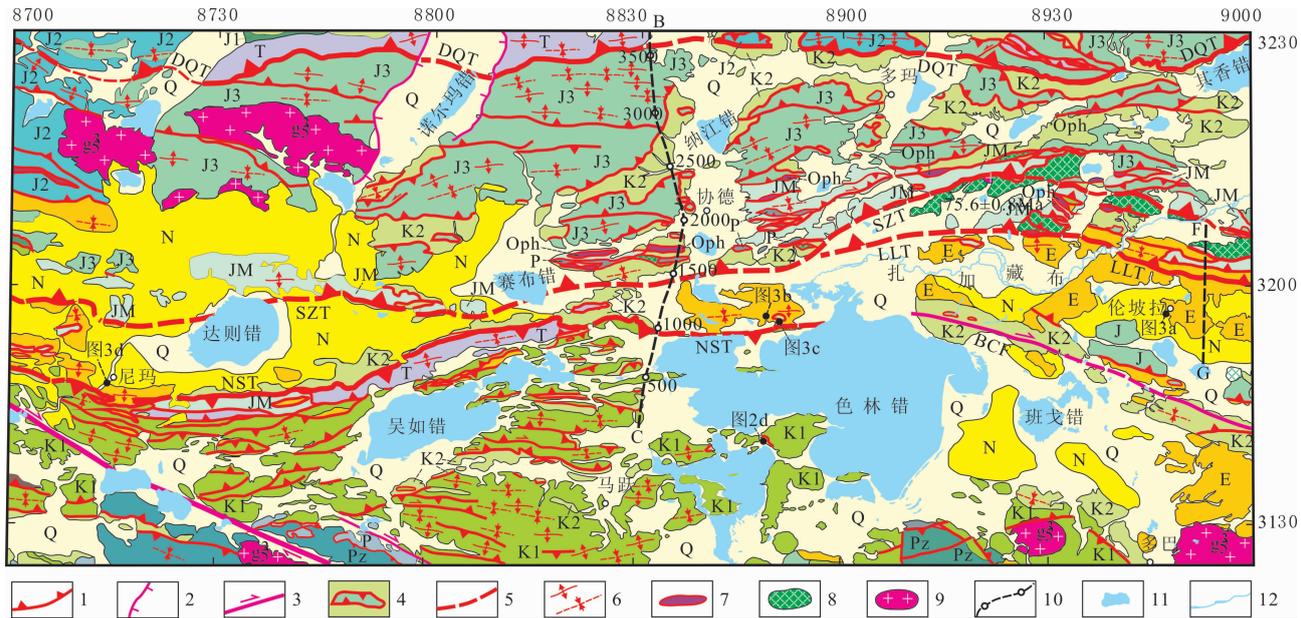


图 2 色林错及邻区古近纪沉积盆地与构造纲要图

Fig. 2 Sketch map of the Paleogene basins and major structures in the Silin Co and its adjacent areas

1—逆冲断层;2—正断层;3—走滑断层;4—飞来峰;5—隐伏断层;6—褶皱构造;7—蛇绿岩;8—晚白垩世火山岩;9—花岗岩;10—地震反射剖面;11—现代湖泊;12—现代河流。Q—第四系;N—新近系;E—古近纪河湖相沉积;K₂—上白垩统阿布山组红层;K₁—下白垩统;J₃—上侏罗统;J₂—中侏罗统;J₁—下侏罗统;JM—侏罗纪混杂堆积;T—三叠系;P—二叠系;Oph—蛇绿岩。BCF—崩错走滑断裂;NST—尼玛—色林错逆冲推覆构造;LLT—伦坡拉逆冲推覆构造;SZT—赛布错—扎加藏布逆冲推覆构造;DQT—多玛—其香错逆冲推覆构造。虚线 B—C 和 F—G 显示地震反射测线位置,黑点标注野外照片位置

1—Thrust fault; 2—normal fault; 3—strike-slip fault; 4—nappe; 5—covered fault; 6—folds; 7—ophiolite; 8—Late Cretaceous volcanic rocks; 9—granite; 10—seismic reflection profile; 11—lake; 12—river. Q—Quaternary mud, sands and gravel; N—Neogene sedimentary rocks; E—Paleogene lacustrine, fluvial and alluvial mudstone, sandstone, marl and conglomerate; K₂—Upper Cretaceous red-beds; K₁—Lower Cretaceous limestone and clastic sedimentary rocks; J₃—Upper Jurassic limestone; J₂—Middle Jurassic limestone, dolomite, sandstone, siltstone and shale; J₁—Lower Jurassic sandstone, siltstone, shale and mudstone; JM—Jurassic mélange; T—Triassic system; P—Permian; Oph—ophiolite; BCF—Bengco strike-slip fault; NST—Nima-Silin Co thrust; LLT—Lunpola thrust; SZT—Saibu Co-Zagya thrust; DQT—Doma-Qixiang Co thrust. The dash lines B-C and F-G refer to seismic reflection profile, and the black dots mark outcrop for the photos

表 1 色林错东侧伦坡拉盆地新生代沉积地层简表*

Table 1 Cenozoic stratigraphic system of the Lunpola basin in east of the Silin Co

地质年代	地层单位	层序	沉积厚度	岩石组成	
第四纪	第四系		≤100m	粉砂质泥岩、砂岩、砾岩	
新近纪	上新世	风化剥蚀或缺失沉积			
	中新世	中新统	≥100m	灰白色泥岩、泥灰岩夹砂岩	
古近纪	渐新世	丁青湖组	E ₃ ³	523m	灰色泥岩、页岩、粉砂岩夹棕红色泥岩
			E ₃ ²	216~328m	灰色泥岩、页岩、粉砂岩、油浸砂岩
			E ₃ ¹	176~356m	暗灰、灰色泥岩、油页岩夹砂岩、粉砂岩
	始新世	牛堡组	E ₂ ²	200~1200m	棕红色、灰绿色砂岩、泥岩、泥灰岩
			E ₂ ¹	224~1400m	灰绿色、灰色泥岩、页岩互层含油砂
古新世		E ₁	32~800m	棕红色砾岩、砂砾岩夹棕黄色砾岩	
	竟柱山组、长山组、的欧组		105~120m	紫红色砾岩、砂岩夹泥岩、泥灰岩	

注: * 综合野外地质观测、钻探编录资料及石油地震反射剖面(Guo Jingru et al., 2003)编制。

岩、粉砂岩夹泥岩,顶部被新近系砾岩角度不整合覆盖(图 3d)。

色林错及邻区古近纪沉积盆地及周缘发育大量逆冲推覆构造(图 2),如伦坡拉逆冲推覆构造

(LLT)(图 4)、赛布错—扎加藏布逆冲推覆构造(SZT)、尼玛—色林错逆冲推覆构造(NST)(图 2)。沿伦坡拉逆冲推覆构造(LLT),侏罗系砂页岩(J_M)、晚白垩世火山岩、上白垩统红层(K₂)、始新统

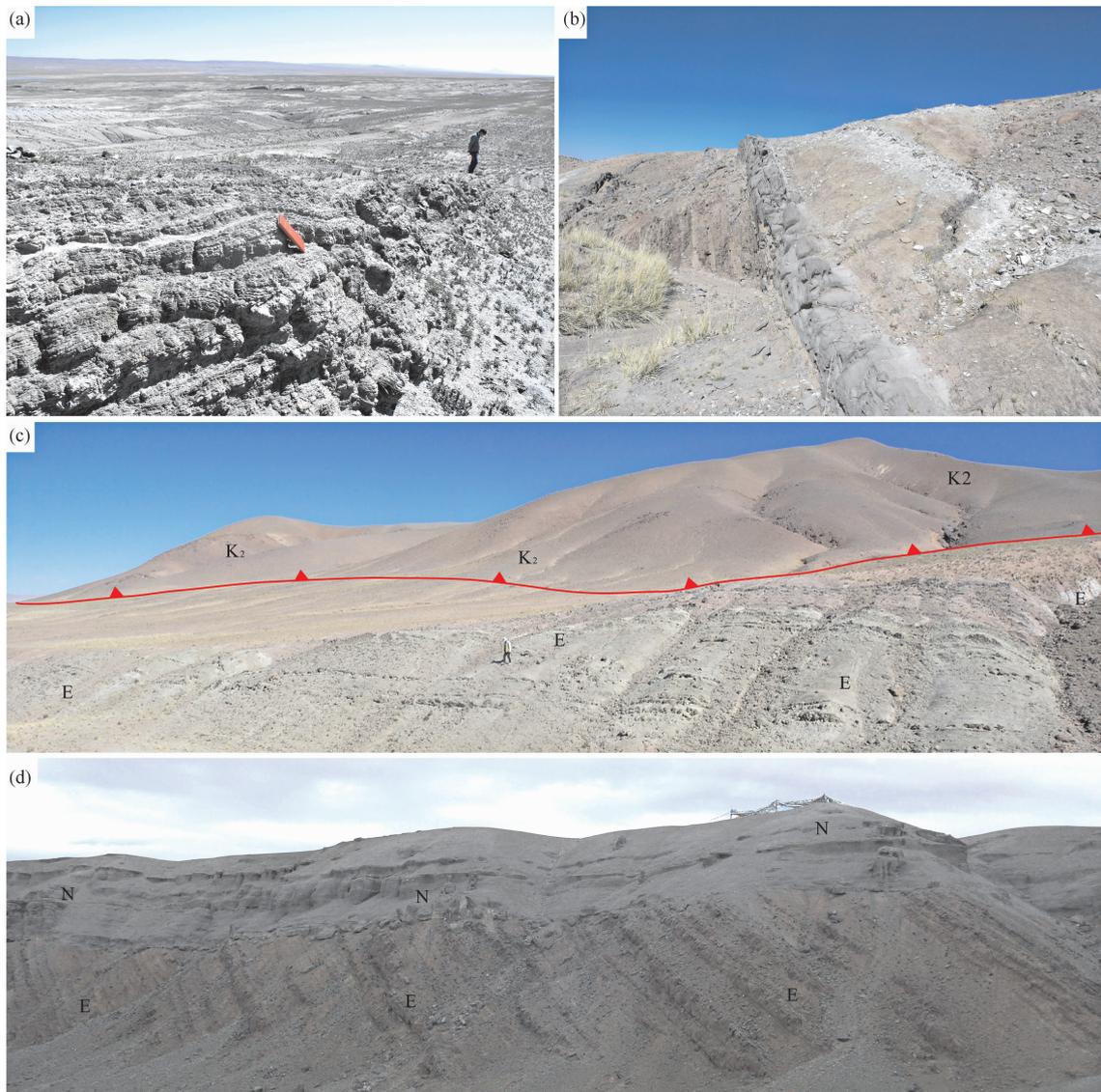


图 3 色林错及邻区古近纪沉积地层照片

Fig. 3 Photos of the Paleogene sedimentary strata in the Silin Co and its adjacent areas

(a) — 伦坡拉南侧古近纪丁青湖组湖相沉积页岩与泥灰岩(镜头向北); (b) — 色林错北侧古近纪湖相沉积砂岩、泥岩夹页岩(镜头向西); (c) — 色林错北侧上白垩统红层飞来峰(K₂)及下伏古近纪湖相沉积(E)(镜头向北); (d) — 尼玛南侧新近纪砾岩(N)角度不整合覆盖古近纪泥砂岩(E)(镜头向南); 照片野外露头位置见图 2

(a) — View northward at lacustrine shale and marl of the Paleogene Dingqinghu Fm. in the southern Lunpola; (b) — view westward at the Paleogene sandstone, mudstone and shale in northern coast of the Silin Co; (c) — view northward at the Late Cretaceous red-beds (K₂) thrust over the Paleogene lacustrine sedimentary rocks (E) in northern coast of the Silin Co; (d) — view southward at the Neogene conglomerate (N) overlying the Paleogene sandstone and mudstone (E) in southern Nima; locations of the outcrops for photos are marked in Fig. 2

牛堡组(E₂)自北向南逆冲推覆 24~30km, 下伏渐新统丁青湖组沉积地层(E₃³), 属表层薄皮推覆构造(图 2, 4), 伦坡拉盆地深部牛堡组沉积期发育同沉积反向断层和对冲运动(图 4)。尽管逆冲推覆构造运动比较强烈, 伦坡拉盆地古近系沉积地层褶皱变形总体比较微弱, 牛堡组和丁青湖组沉积层序基本连续, 层理保持近水平产状(图 4)。沿赛布错—扎

加藏布逆冲推覆构造(SZT), 羌塘地块南部不同类型逆冲岩席自北向南逆冲推覆(Wu Zhenhan et al., 2012, 2014a), 前锋抵达伦坡拉—色林错—尼玛沉积凹陷北缘, 局部形成飞来峰(图 2)。沿尼玛—色林错逆冲推覆构造(NST), 拉萨地块北部发生自南向北逆冲推覆构造运动, 由下白垩统郎山组灰岩和上白垩统红层组成的逆冲岩席沿缓倾斜拆离断

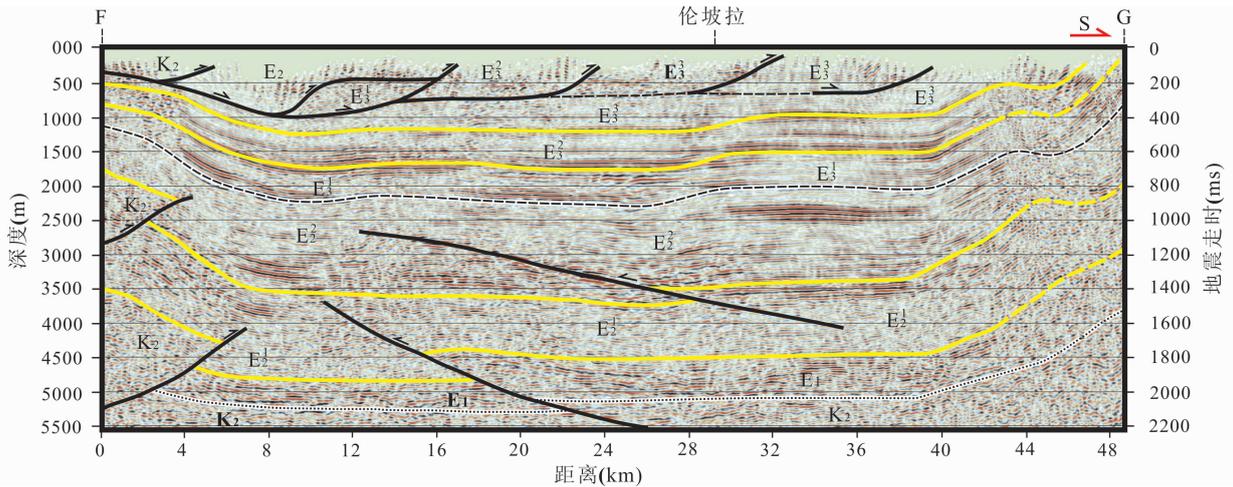


图 4 伦坡拉盆地古近系地震反射剖面图

Fig. 4 Seismic reflection profile of the Paleogene strata across the Lunpola Basin

Q—第四系; E_3 —丁青湖组湖相沉积; E_3^3 —丁青湖组上段; E_3^2 —丁青湖组中段; E_3^1 —丁青湖组下段; E_2 —牛堡组河湖相沉积; E_2^2 —牛堡组上段; E_2^1 —牛堡组下段; E_1 —牛堡组底部或长山组、的欧组红色砂砾岩; K_2 —上白垩统红层。地震反射剖面来自 Guo Jingru et al., 2003, 剖面位置如图 2

Q—Quaternary; E_3 —Oligocene lacustrine strata of the Dingqinghu Fm.; E_3^3 —upper section of the Dingqinghu Fm.; E_3^2 —middle section of the Dingqinghu Fm.; E_3^1 —lower section of the Dingqinghu Fm.; E_2 —Eocene lacustrine strata of the Niubao Fm.; E_2^2 —upper section of the Niubao Fm.; E_2^1 —lower section of the Niubao Fm.; E_1 —lower boundary of the Niubao Fm. or reddish sandy conglomerate of the Changshan and Di'ou Fms.; K_2 —upper Cretaceous red-beds. The seismic reflection profile came from Guo et al., 2003, and location of the profile is marked in Fig. 2

层自色林错南岸向北推覆 38km, 在色林错盆地古近系顶部形成郎山组灰岩飞来峰和上白垩统红层飞来峰(图 3c); 拆离断层下伏古近系发生强烈褶皱变形, 形成宽度超过 20km 的色林错向斜构造(Wu Zhenhan et al., 2014a), 导致尼玛盆地古近系地层陡倾(图 3d)。

2 地壳结构与深部构造

青藏高原已有多条深部探测剖面横穿班公—怒江缝合带, 如 INDEPTH—III 深部地球物理综合探测剖面(Zhao Wenjin et al., 2001)、Hi-Climb 宽频地震测线(Nábělek et al., 2009)、Sinoprobe 深地震反射剖面(Gao Rui et al., 2013)、错那—聂荣宽频地震测线(Shi Danian et al., 2015)。Sinoprobe 深地震反射剖面横穿伦坡拉—色林错—尼玛沉积凹陷及羌塘地块(图 1), 良好地揭示了青藏高原北部地壳结构和深部构造(Gao Rui et al., 2013); 错那—聂荣接收函数剖面横穿喜马拉雅地块、雅鲁藏布江缝合带、拉萨地块及班公—怒江缝合带(图 1), 较好地反映了 Moho 界面起伏、岩石圈速度结构及深部构造(Shi Danian et al., 2015)。现有深部地球物理探测资料显示, 班公—怒江缝合带(BNS)南北两侧自羌塘地块南部向拉萨地块北部地壳厚度(Moho

面深度)显著增加(图 1), 伦坡拉—色林错—尼玛古近纪沉积凹陷与 Moho 界面深度变化呈良好对应关系(图 5)。

综合野外地质观测和深地震反射资料, 发现色林错及邻区自地表向深部不同深度发育多重逆冲推覆构造, 如地壳表层发育赛布错—扎加藏布逆冲推覆构造(SZT)与尼玛—色林错逆冲推覆构造(NST), 沉积盖层底部发育南羌塘滑脱构造(SQB)和拉萨地块北部滑脱构造(NLB), 中上地壳发育向南逆冲构造(UST)和向北逆冲构造(UNT), 中地壳发育向南逆冲推覆构造(MST)和向北逆冲推覆构造(MNT), 下地壳发育向南逆冲构造(LST)和向北逆冲构造(LNT)(图 5)。沿不同深度逆冲断层及滑脱构造, 羌塘地块南部地壳自北向南逆冲推覆, 拉萨地块北部地壳自南向北逆冲推覆, 造成多重对冲运动(图 5)。在古近纪沉积凹陷南北两侧, SZT 与 NST 构成地壳表层薄皮对冲推覆构造, SQB 与 NLB 构成沉积盖层底部对冲构造; 羌塘地块南部中地壳沿 UST 与 MST 向南逆冲形成双重推覆构造, 与拉萨地块北部向北逆冲 UNT 形成中地壳对冲运动; 下地壳向南逆冲构造 LST 与向北逆冲构造 LNT 共同组成下地壳对冲构造(图 5)。

根据 Sinoprobe 深地震反射(Gao Rui et al.,

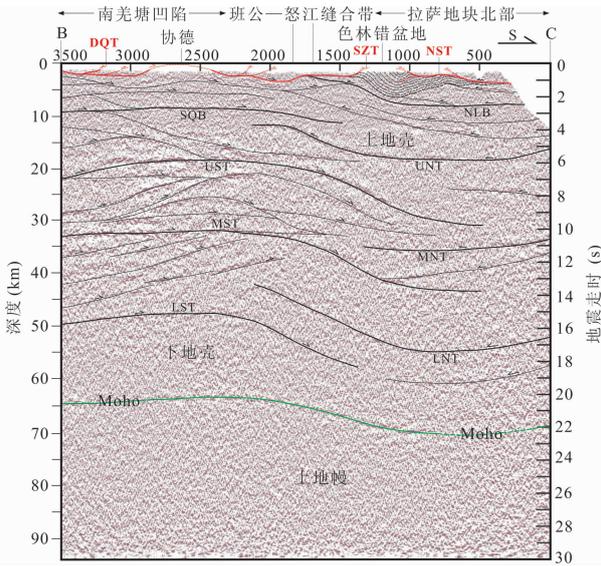


图5 色林错盆地深地震反射与地壳结构剖面图

Fig. 5 Deep seismic reflection profile and crust structures across the Silin Co Basin

NST—尼玛—色林错逆冲推覆构造;SZT—赛布错—扎加藏布逆冲推覆构造;DQT—多玛—其香错逆冲推覆构造;SQB—南羌塘沉积盖层底部滑脱构造;NLB—拉萨地块北部沉积盖层底部滑脱构造;UST—中上地壳向南逆冲推覆构造;UNT—上地壳向北逆冲推覆构造;MST—中地壳向南逆冲构造;MNT—中地壳向北逆冲构造;LST—下地壳向南逆冲构造;LNT—下地壳向北逆冲构造。B-C 深地震反射剖面据 Gao Rui et al., 2013;剖面位置如图 1、图 2

NST—Nima-Silin Co thrust; SZT—Saibu Co-Zagya thrust; DQT—Doma-Qixiang Co thrust; SQB—Southern Qiangtang lower boundary thrust; NLB—Northern Lhasa lower boundary thrust; UST—upper-middle crust southward thrust; UNT—upper crust northward thrust; MST—middle crust southward thrust; MNT—middle crust northward thrust; LST—lower crust southward thrust; LNT—lower crust northward thrust. The B-C seismic reflection profile came from Gao et al., 2013; location of the seismic profile is marked in the Figs. 1 and 2

2013)及沿线 GPS 观测资料,羌塘地块北缘多格错仁地壳厚度 67km,平均海拔高度 4900m;羌塘地块北部地壳厚度约 64km,平均海拔高度 5100m;羌塘地块中部羌中隆起地壳厚度 65km,平均海拔高度 4800m;羌塘地块南部地壳厚度 64km,平均海拔高度 4850m;色林错凹陷地壳厚度(Moho 深度) 70km,平均海拔高度 4570m。根据错那—聂荣宽频地震测量与接收函数反演结果(Shi Danian et al., 2015),拉萨地块北部地壳厚度 69km,平均海拔高度约 5000m;地震测线两侧山区海拔高度更大,色林错南部马跃周边山区海拔高度达 4900~5200m。班公—怒江缝合带南北两侧,地壳厚度差异较大, Moho 面深度自北向南增加 ~6km,色林错凹陷处

于地壳厚度显著变化部位(图 5)。

3 古近纪沉积凹陷对地壳增厚的响应

在地壳不同深度逆冲推覆对冲部位,深部壳幔边界(Moho)深度发生显著变化,地表形成伦坡拉—色林错—尼玛沉积凹陷,古近纪发育伦坡拉、色林错、尼玛等沉积盆地(图 2),凹陷中心保存厚达 5~6km 连续湖相沉积地层(图 5)。地壳不同深度地质构造存在显著耦合关系,尤其古近纪长达 35Ma 长期发育凹陷盆地和连续湖相沉积,这对揭示青藏高原地壳增厚和隆升过程具有非常重要的科学意义,有必要进行定量分析并给予合理解释。

根据地壳厚度和海拔高程观测资料,应用 Airy 均衡模式,能够对不同构造单元计算地壳平均密度。对青藏高原任何地块(构造单元),如果地壳平均密度为 ρ_C (g/cm³),地幔平均密度为 ρ_M (g/cm³),地壳厚度为 H (km),海拔高程为 h (km);假设隆升之前(海拔高度为 0km)地壳厚度为 $H_C = 30$ km,隆升至海拔高度 h 后增厚地壳沉入地幔深度为 H_M (km),根据 Airy 均衡模式,则:

$$H \times \rho_C = h \times \rho_A + H_C \times \rho_C + H_M \times \rho_M$$

其中, ρ_A 为空气密度,相对于岩石可以忽略不计,或 $\rho_A = 0.00$ g/cm³

$$H = h + H_C + H_M$$

$$(H - H_C) \times \rho_C = H_M \times \rho_M$$

$$H_M = (H - H_C) \times \rho_C / \rho_M$$

如果地幔平均密度为 $\rho_M = 3.31$ g/cm³,那么:

$$h = H - H_C - H_M = (H - H_C) \times (1 - \rho_C / \rho_M) = (H - 30) \times (1 - \rho_C / 3.31)$$

$$\rho_C = 3.31 \times [1 - h / (H - 30)] \quad (1)$$

根据地壳厚度和平均海拔高程观测资料,利用公式(1)计算色林错及邻区各构造单元地壳平均密度。结果表明,色林错凹陷 $\rho_C = 2.932$ g/cm³,羌塘地块南部 $\rho_C = 2.838$ g/cm³,羌中隆起 $\rho_C = 2.856$ g/cm³,羌塘地块北部 $\rho_C = 2.814$ g/cm³,多格错仁 $\rho_C = 2.872$ g/cm³,拉萨地块北部 $\rho_C = 2.886$ g/cm³。色林错凹陷地壳平均密度最高(2.932g/cm³),可能指示地壳深部残留古大洋俯冲板片,或地壳深部存在高压或超高压变质;羌塘地块北部地壳平均密度最低(2.814g/cm³),可能与厚达 8~10km 中生界海相沉积地层存在成因联系。

沿班公—怒江缝合带发育的色林错凹陷,地壳平均密度(2.932g/cm³)明显大于羌塘地块南部(2.838g/cm³)和拉萨地块北部(2.886g/cm³);高密

度地壳在重力作用下能够产生更大的垂向应力,导致色林错及邻区长期处于凹陷环境,形成伦坡拉一色林错一尼玛沉积凹陷。不同深度逆冲推覆构造导致地壳缩短增厚(图 5),色林错南北两侧增厚地壳平均密度保持相对稳定;色林错凹陷古近纪随沉积厚度增加地壳平均密度逐步减小,现今地壳平均密度为 $\rho = 2.932\text{g/cm}^3$;古近纪早期湖相沉积之前,色林错地区地壳密度为 2.968g/cm^3 。以现今地壳厚度、平均密度、海拔高度为约束条件,选择三种不同构造模式,计算新生代早期逆冲推覆导致地壳缩短增厚及均衡隆升过程(表 2),通过与色林错盆地构造地貌演化对比(图 6),优选最为合理的构造模式。

模式 I:古近纪早期青藏高原中部不同地块地壳厚度相近($\sim 40\text{km}$),逆冲推覆构造运动导致地壳缩短增厚;中新世早期逆冲推覆构造改造色林错盆地,约 20Ma 地壳隆升至现今海拔高度(Wu Zhenhan et al., 2008, 2009)。按照这种模式,地壳缩短增厚不同阶段,色林错地区相对两侧羌塘地块南部和拉萨地块北部长期处于凹陷沉积环境,凹陷幅度自古新世晚期(55Ma) $246\sim 391\text{m}$ 逐步加大,至渐新世晚期(25Ma)达 $566\sim 718\text{m}$ (表 2、图 6a、图

7);中新世早期色林错盆地南北两侧相向逆冲推覆及构造改造,逆冲岩席自南北两侧向盆地中心部位对冲,破坏沉积凹陷环境,导致古近系地层褶皱变形并形成色林错向斜,经过均衡隆升海拔高程长期保持 $\sim 4570\text{m}$ (图 7)。这种模式比较符合伦坡拉一色林错一尼玛凹陷构造地貌及沉积记录。

模式 II:古近纪早期拉萨地块北部、色林错、羌塘地块地壳厚度分别为 40km 、 37.5km 、 35km ,逆冲推覆构造运动导致地壳缩短增厚,渐新世晚期($\sim 25\text{Ma}$)地壳均衡隆升至现今海拔高度。按照这种模式,古新世晚期(55Ma)自拉萨地块北部一色林错地区一羌塘地块南部一羌塘地块北部,平均海拔高度自南向北逐步降低(表 2、图 6b),沿班公一怒江缝合带难以形成伦坡拉一色林错一尼玛凹陷;始新世早期(50Ma)拉萨地块北部仍然保持较大海拔高度(1885m),色林错地区与羌塘地块南部存在相近的平均海拔高程,相对高差仅 43m ,色林错地区难以形成长期稳定的湖泊沉积环境;始新世中期($\sim 45\text{Ma}$)色林错地区与羌塘地块南部相对高差为 131m ,开始形成凹陷沉积环境;始新世晚期一渐新世晚期($40\sim 25\text{Ma}$)凹陷幅度逐步加大(表 2),可能形成稳定的湖泊沉积环境(图 6b)。然而,仅仅持续 $15\sim 20\text{Ma}$

表 2 青藏高原中部新生代地壳增厚导致均衡隆升一览表

Table 2 Crustal thickening and its corresponding uplift of the central Tibetan Plateau in the Cenozoic

地质年代	多格错仁	羌塘地块北部	羌塘地块南部	色林错盆地	拉萨地块北部
模式 I:古近纪早期各地块地壳厚度相近,逆冲推覆导致地壳缩短增厚,中新世早期逆冲推覆构造改造色林错盆地					
20Ma	H=67km, h=4896m	H=64km, h=5095m	H=64km, h=4848m	H=70km, h=4570m, $\rho=2.932\text{g/cm}^3$	H=69.0km, h=5000m
25Ma	H=67km, h=4896m	H=67km, h=5095m	H=64km, h=4848m	H=67.5km, h=4282m, $\rho=2.932\text{g/cm}^3$	H=69.0km, h=5000m
30Ma	H=62.5km, h=4301m	H=60km, h=4495m	H=60km, h=4278m	H=62.93km, h=3701m, $\rho=2.938\text{g/cm}^3$	H=63.6km, h=4304m
35Ma	H=58km, h=3705m	H=56km, h=3896m	H=56km, h=3708m	H=58.34km, h=3135m, $\rho=2.944\text{g/cm}^3$	H=58.9km, h=3699m
40Ma	H=53.5km, h=3110m	H=52km, h=3297m	H=52km, h=3137m	H=53.76km, h=2585m, $\rho=2.950\text{g/cm}^3$	H=54.2km, h=3095m
45Ma	H=49km, h=2514m	H=48km, h=2697m	H=48km, h=2567m	H=49.17km, h=2052m, $\rho=2.952\text{g/cm}^3$	H=49.4km, h=2490m
50Ma	H=44.5km, h=1919m	H=44km, h=2098m	H=44km, h=1996m	H=44.59km, h=1535m, $\rho=2.952\text{g/cm}^3$	H=44.7km, h=1886m
55Ma	H=40km, h=1323m	H=40km, h=1498m	H=40km, h=1426m	H=40km, h=1035m, $\rho=2.968\text{g/cm}^3$	H=40km, h=1281m
模式 II:古近纪早期拉萨地块北部、色林错、羌塘地块地壳厚度分别为 40km 、 37.5km 、 35km ,逆冲推覆导致地壳缩短增厚					
25Ma	H=67.0km, h=4896m	H=64.0km, h=5095m	H=64.0km, h=4848m	H=70.0km, h=4568m, $\rho=2.932\text{g/cm}^3$	H=69.0km, h=5000m
30Ma	H=61.7km, h=4191m	H=59.2km, h=4372m	H=59.2km, h=4160m	H=64.58km, h=3887m, $\rho=2.938\text{g/cm}^3$	H=63.57km, h=4301m
35Ma	H=56.3km, h=3485m	H=54.3km, h=3647m	H=54.3km, h=3471m	H=59.16km, h=3226m, $\rho=2.944\text{g/cm}^3$	H=58.86km, h=3697m
40Ma	H=51.0km, h=2780m	H=49.5km, h=2923m	H=49.5km, h=2781m	H=53.74km, h=2584m, $\rho=2.950\text{g/cm}^3$	H=54.14km, h=3093m
45Ma	H=45.7km, h=2074m	H=44.7km, h=2198m	H=44.7km, h=2093m	H=48.33km, h=1962m, $\rho=2.956\text{g/cm}^3$	H=49.43km, h=2489m
50Ma	H=40.3km, h=1368m	H=39.8km, h=1474m	H=39.8km, h=1402m	H=42.92km, h=1359m, $\rho=2.962\text{g/cm}^3$	H=44.71km, h=1885m
55Ma	H=35.0km, h=662m	H=35.0km, h=749m	H=35.0km, h=713m	H=37.5km, h=776m, $\rho=2.968\text{g/cm}^3$	H=40.0km, h=1281m
模式 III:古近纪早期各地块地壳厚度约 40km ,逆冲推覆导致地壳缩短增厚,青藏高原腹地约 40Ma 隆升至海拔 4500m					
35Ma	H=67.0km, h=4896m	H=64.0km, h=5095m	H=64.0km, h=4848m	H=70.0km, h=4568m, $\rho=2.932\text{g/cm}^3$	H=69.0km, h=5000m
40Ma	H=64.0km, h=4500m	H=60.0km, h=4500m	H=61.56km, h=4500m	H=63.35km, h=3718m, $\rho=2.941\text{g/cm}^3$	H=65.1km, h=4500m
45Ma	H=56.0km, h=3440m	H=53.3km, h=3497m	H=54.38km, h=3477m	H=55.56km, h=2780m, $\rho=2.950\text{g/cm}^3$	H=56.76km, h=3428m
50Ma	H=48.0km, h=2382m	H=46.7km, h=2498m	H=47.19km, h=2451m	H=47.78km, h=1888m, $\rho=2.959\text{g/cm}^3$	H=48.38km, h=2354m
55Ma	H=45.0km, h=1323m	H=40.0km, h=1498m	H=40.0km, h=1426m	H=40.00km, h=1035m, $\rho=2.968\text{g/cm}^3$	H=40.00km, h=1281m

注:表中, H 为地壳厚度(km), h 为海拔高度(m); ρ 为地壳平均密度(g/cm^3),按照 Airy 均衡原理及公式(1)计算确定。

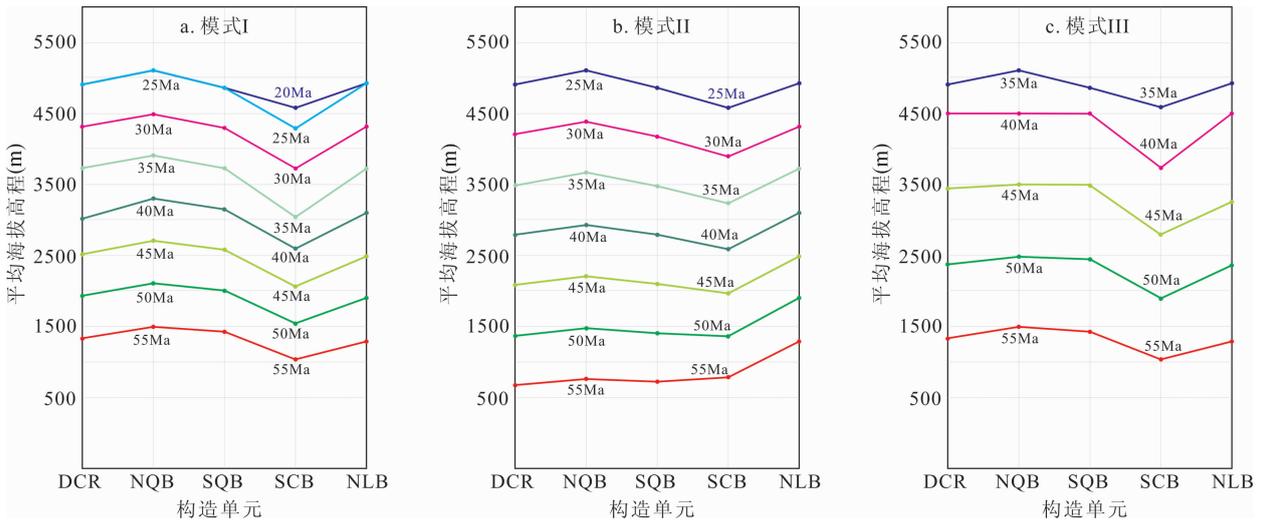


图6 色林错盆地及邻区新生代海拔高度演化

Fig. 6 Altitude evolution of the Silin Co Basin and its adjacent areas in the Cenozoic

DCR—多格错仁; NQB—羌塘地块北部; SQB—羌塘地块南部; SCB—色林错盆地; NLB—拉萨地块北部

DCR—Duogai Coren belt; NQB—northern Qiangtang block; SQB—southern Qiangtang block;

SCB—Silin Co basin; NLB—northern Lhasa block

的沉积凹陷与伦坡拉盆地、色林错盆地的长期形成演化过程不匹配,难以形成厚达5~6km的古近系湖相沉积地层。

模式III:古近纪早期各地块地壳厚度约40km,逆冲推覆构造运动导致地壳缩短增厚,始新世中晚期(~40Ma)隆升至海拔~4500m(Rowley et al., 2006)。按照这种模式,色林错地区相对两侧羌塘地块南部和拉萨地块北部自古新世晚期(55Ma)开始发育沉积凹陷;始新世凹陷幅度逐步加大,至始新世中期(40Ma)色林错凹陷与南北两侧地块相对高差达782m;始新世晚期(35Ma)色林错凹陷幅度显著减小,与羌塘地块南部相对高差仅280m,与拉萨地块北部相对高差为432m(表2、图6c),类似于现今构造地貌格局,气候有利时期凹陷中心能够形成比较浅的湖泊,难以保持长期稳定的湖泊沉积环境并形成渐新统丁青湖组湖相沉积。

比较分析这三种模式,模式I最符合色林错及邻区古近纪凹陷地质构造与沉积记录;模式II沉积凹陷时间短,不符合色林错盆地和伦坡拉盆地的古近系沉积记录;模式III难以形成渐新世凹陷及丁青湖组沉积。因此选择模式I定量描述色林错及邻区古近纪沉积盆地演化与地壳缩短增厚的耦合关系及形成机理,导致青藏高原古近纪逆冲推覆、构造变形与地壳缩短增厚的动力来自印度大陆板块北向俯冲(Yin An et al., 2000; Kapp et al., 2007; Wu Zhenhan et al., 2009)。

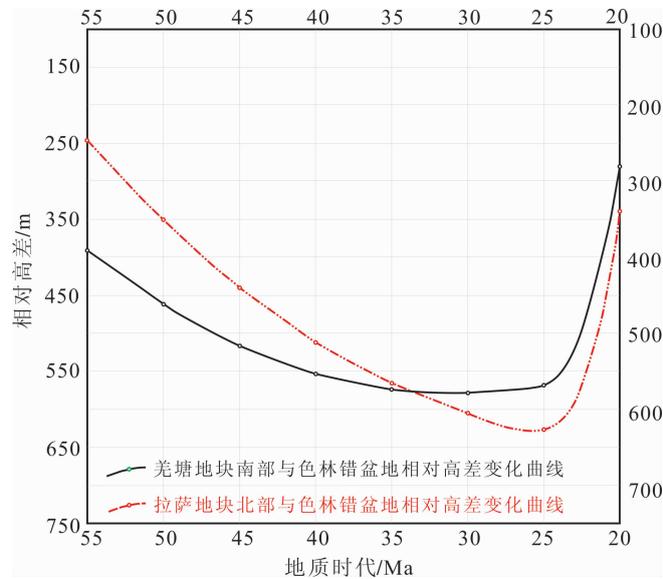


图7 色林错盆地与南北两侧地块新生代相对高差变化曲线图

Fig. 7 Change of elevation differences between the Silin Co Basin and its bordering blocks in the Cenozoic

4 讨论

印度—欧亚碰撞造山导致喜马拉雅地区和青藏高原地壳发生强烈挤压和缩短增厚,中地壳和下地壳分别发育韧性剪切构造变形(Xu Zhiqin et al., 2016),上地壳发生逆冲推覆构造运动(Yin An et al., 2000; Wu Zhenhan et al., 2015)。沿班公—怒江缝合带及邻区,新生代地壳挤压缩短和逆冲推

覆不仅导致地表构造隆升(Ren Zhanli et al., 2015; Lu Lu et al., 2015; Wu Zhenhan et al., 2016),对陆相盆地沉积凹陷及油气成藏也具有显著的控制作用(图4、图5)。由于高分辨率磁性地层控制剖面及高精度同位素测年资料不足(Kapp et al., 2007; Rowley et al., 2006),目前对伦坡拉盆地、色林错盆地、尼玛盆地古近系不同层位沉积地层的时代仍然存在不同认识(Wang Kaifa et al., 1975; Xu Zhengyu, 1980; Cai Dajiang, 1997; Zhang Kexing et al., 2010; Deng Tao et al., 2011)。通过深化研究,精确测定班公—怒江缝合带沿线陆相盆地古近系不同层位地层年龄及不同时期沉积速率,根据地壳增厚与地表凹陷耦合关系(图6、图7),结合伦坡拉盆地、色林错盆地、尼玛盆地古近纪沉积记录,能够更好地揭示青藏高原地壳缩短增厚、构造地貌演化、古环境变迁的过程与形成机理。

5 结论

青藏高原中部大致沿班公—怒江缝合带发育伦坡拉—色林错—尼玛沉积凹陷,东西长超过250km,南北宽约30~50km;自东向西形成伦坡拉盆地、色林错盆地、尼玛盆地,古近纪长期处于河湖相沉积环境,凹陷中心古近系连续沉积地层厚度达5~6km。古近纪盆地内部及周缘发育大量逆冲推覆构造,如赛布错—扎加藏布逆冲推覆构造、伦坡拉逆冲推覆构造、尼玛—色林错逆冲推覆构造,主要逆冲推覆构造向古近纪盆地方向推覆距离分别超过24~38km;逆冲推覆锋形成不同时代的逆冲岩席和不同规模的飞来峰,压盖古近系沉积地层,伴生色林错向斜等褶皱构造。

深地震反射及构造分析表明,色林错及邻区构造地貌与地壳结构、深部构造存在密切关系。地壳深部不同深度发育多重逆冲推覆构造,包括地表薄皮推覆构造、沉积盖层底部滑脱构造、中上地壳逆冲推覆构造、下地壳逆冲构造。沿不同深度构造界面,羌塘地块南部自北向南逆冲推覆,拉萨地块北部自南向北逆冲推覆;两者对冲部位地壳厚度发生显著变化,色林错盆地两侧自北向南 Moho 深度由64km增加至70km,地表形成古近纪沉积凹陷。色林错盆地及南北两侧多重逆冲推覆及不同深度对冲构造运动导致地壳缩短增厚,增厚地壳均衡隆升及密度差异控制古近纪沉积凹陷及盆地演化。

色林错及邻区古近纪沉积凹陷与逆冲推覆构造运动、地壳缩短增厚及均衡隆升存在显著耦合关系,

研究伦坡拉—色林错—尼玛凹陷古近纪沉积及盆地演化对认识青藏高原地壳增厚与隆升过程具有重要意义。

致谢:美国康乃尔大学 Larry Brown 教授提供了伦坡拉盆地石油地震反射处理及研究报告,高锐院士提供了色林错盆地及邻区 Sinoprobe 深地震反射剖面资料,野外工作得到地调局拉萨工作站及米玛、加措、边巴等提供的支持和帮助,在此一并致谢。

References

- Ai Huaguo, Lan Linying, Zhu Hongquan, Zhang Keyin, Zeng Tao, 1998. Form mechanism and oil geological characteristics of Lunpola basin in the Tertiary. *ACTA Petrolei Sinica*, 19(2): 21~27 (in Chinese without English abstract).
- Cai Dajiang, 1997. Seismic velocity structure and stratigraphic distribution of the Lunpola basin, northern Tibet. *Petroleum Geophysical Exploration*, 32(1)(Suppl.): 95~102 (in Chinese without English abstract).
- Deng Tao, Wang Shiqi, Xie Guangpu, Li Qiang, Hou Sukuan, Sun Boyang, 2011. A mammalian fossil from the Dingqing Formation in the Lunpola basin, northern Tibet, and its relevance to age and paleo-altimetry. *Chinese Science Bulletin*, 56(34): 2873~2880.
- Fan Xiaojun, Pan Lei, Li Feng, Li Jixuan, Hou Donglin, Hao Jingyu, 2015. Hydrocarbon accumulation mechanism and play fairways of the Paleogene in Lunpola basin, Tibet. *Oil & Gas Geology*, 36(3): 362~269 (in Chinese with English abstract).
- Gao Rui, Chen Chen, Lu Zhanwu, Larry D. Brown, Xiong Xiaosong et al., 2013. New constraints on crustal structure and Moho topography in central Tibet revealed by SinoProbe deep seismic reflection profiling. *Tectonophysics*, 606: 160~170, doi.org/10.1016/j.tecto.2013.08.006.
- Guo Jingru, Larry Brown, Christopher Gonsalves, Terry Jordan, Passakorn Pananont, 2003. Structure and Evolution of the Duba/Lunpola Basin Complex of Central Tibet. *Scientific Report of Institute for the Study of the Continents*, Cornell University, Snee Hall, Ithaca, NY14850, USA.
- Kapp P., DeCelles P. G., Gehrels G. E., Heizler M., Ding L., 2007. Geological records of the Lhasa-Qiangtang and Indo-Asia collisions in the Nima area of central Tibet. *GSA Bulletin*, 119(7/8): 917~932, doi: 10.1130/B26033.1.
- Lei Qingliang, Fu Xiaoyue, Lu Yaping, 1996. Petroleum geological features of Tertiary terrestrial Lunpola basin, Xizang (Tibet). *Earth Science-Journal of China University of Geosciences*, 21(2): 168~173 (in Chinese with English abstract).
- Luo Benjia, Dai Guangya, Pan Zexiong, 1996. Oil and gas potential in Paleogene terrestrial Bangonghu-Dingqing suture zone. *Earth Science-Journal of China University of Geosciences*, 21(2): 163~167 (in Chinese with English abstract).
- Lu Lu, Zhao Zhen, Wu Zhenhan, et al. 2015. Fission track

- thermochronology evidence for the Cretaceous and Paleogene tectonic events of the Nyainrong microcontinent, Tibet. *ACTA Geologica Sinica*, 89(1): 133~144.
- Ma Lixiang, Zhang Erhua, Ju Juncheng, Lei Qingliang, Zhou Jiajian, 1996. Basin characteristics of Paleogene deposition systems tract in Lunpola basin, Xizang (Tibet). *Earth Science-Journal of China University of Geosciences*, 21(2): 174~178 (in Chinese with English abstract).
- Nábělek, J., H. György, J. Vergne, S. Sapkota, B. Kafle, M. Jiang, H. Su, J. Chen, B. S. Huang, and Hi-CLIMB Team, 2009. Underplating in the Himalaya-Tibet collision zone revealed by the Hi-CLIMB experiment, *Science* 325, 1371, DOI: 10.1126/science.1167719.
- Ren Zhanli, Cui Junping, Liu Chiyang, et al. 2015. Apatite fission track evidence for uplift cooling in the Qiangtang basin and constrains for the Tibetan Plateau uplift. *ACTA Geologica Sinica*, 89(2): 467~484.
- Rowley B. David and Brian S. Currie, 2006. Paleo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet. *Nature*, 439: 677~681.
- Shi Danian, Zhenhan Wu, Simon Klemperer, Wenjin Zhao, Guangqi Xue, Heping Su, 2015. Receive function imagining of crustal suture, steep subduction and mantle wedge in the eastern India-Tibet continental collision zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 414 (2015): 6~15, Doi: 10.1016/j.epsl.2014.12.055.
- Sun Wei, Li Zhiwu, Xiao Qiugou, Wang Xingjian, Wang Chenxia, 2015. Analysis of petroleum accumulation of Paleogene Niubao Formation in middle-deep underground on north margin of Lunpola basin, Tibet, China. *Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition)*, 42(4): 419~426 (in Chinese with English abstract).
- Wang Kaifa, Yang Jiaowen, Li Zhe, Li Zengrui, 1975. On the Tertiary sporo-pollen assemblages from Lunpola basin of Xizang, China and their palaeogeographic significance. *Scientia Geologica Sinica*, 4: 366~374 (in Chinese with English abstract).
- Wu Zhenhan, Patrick J. Barosh, Wu Zhonghai, Hu Daogong, Zhao Xun and Ye Peisheng, 2008. Vast early Miocene lakes of the central Tibetan Plateau. *Geological Society of America Bulletin*, 120(9/10): 1326~1337, Doi:10.1130/B26043.1.
- Wu Zhenhan, Wu Zhonghai, Hu Daogong, Zhao Xun, Zhao Xitao, Ye Peisheng, 2009. Cenozoic tectonic evolution and uplift process of the Tibetan Plateau. Beijing: Geological Publishing House, 1~331 (in Chinese with English abstract).
- Wu Zhenhan, Gao Rui, Lu Zhanwu, Ye Peisheng, Lu Lu, Yin Caiyun, 2014a. Structures of the Qiangtang basin and its significance to oil-gas exploration. *ACTA Geologica Sinica*, 88(6): 1130~1144 (in Chinese with English abstract).
- Wu Zhenhan, Yang Yan, Patrick J. Barosh, Wu Zhonghai, Zhang Yaoling, 2014b. Tectonics and Topography of the Tibetan Plateau in Early Miocene. *ACTA Geologica Sinica*, 88(2): 410~424.
- Wu Zhenhan, Liu Zhiwei, Zhao Zhen, Ji Changjun, Ye Peisheng, 2016. Thrust and uplift of the Lung'erni-Angdarco Palaeo-Oil Reservoirs in the Qiangtang Basin. *ACTA Geologica Sinica*, 90(4): 615~627 (in Chinese with English abstract).
- Xu Zhengyu, 1980. The Tertiary and its petroleum potential in the Lunpola basin, Tibet. *Oil and Gas Geology*, 1(2): 153~158 (in Chinese with English abstract).
- Xu Zhiqin, Wang Qin, Li Zhonghai, Li Huaqi, Cai Zhihui, Liang Fenghua, Dong Hanwen, Cao Hui, Chen Xijie, Huang Xuemeng, Wu Chan, Xu Cuiping, 2016. Indo-Asia collision: tectonic transition from compression to strike slip. *ACTA Geologica Sinica*, 90(1): 1~23 (in Chinese with English abstract).
- Yin An & Harrison T. M., 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.* 28: 211~280.
- Yin Qing, Yi Haisheng, Xia Guoqing, Li Hongwei, Yao Lei, 2015. Accommodation space and Milankovitch orbit cycle sequence of the Paleogene stratigraphic frames in Lunpola basin based on spectrum analyses of the logging curve. *Progress in Geophysics*, 30(3): 1288~1297 (in Chinese with English abstract).
- Zeng Qinggao, Mao Guozheng, Wang Baodi, Nima Ciren, Gesang Suolang and others, 2006. Geological survey report and geological map at scale 1:250,000 of the Gerze Quadrangle (I45C004001). Published by Tibet Geological Survey, Lhasa (in Chinese without English abstract).
- Zhang Kexing, Wang Guocan, Ji Junliang, Luo Mansheng, Kou Xiaohu, Wang Yueming, Xu Yadong, Chen Fenning, Chen Ruiming, Song Bowen, Zhang Jianyu & Liang Yiping, 2010. Paleogene-Neogene stratigraphic realm and sedimentary sequence of the Qinghai-Tibet Plateau and their response to uplift of the Plateau. *Science China, Earth Sciences*, 53(9): 1271~1294.
- Zhao Wenjin, Mechie J, Brown L D, Guo J, Haines S S, Hearn T M, Klemperer S L, Ma Y S, Meissner R, Nelson K D, Ni J F, Pananont P, Rapine R, Ross A, Saul J, 2001. Crustal structure of central Tibet as derived from project INDEPTH wide-angle seismic data. *Geophys. J. Int.*, 145(2): 486~498.

参 考 文 献

- 艾华国, 兰林英, 朱宏全, 张克银, 曾涛. 1998. 伦坡拉第三纪盆地的形成机理和石油地质特征. *石油学报*, 19(2): 21~27.
- 蔡大江. 1997. 藏北伦坡拉盆地地震波速结构与地层分布. *石油地球物理勘探*, 32(1) (增刊): 95~102.
- 邓涛, 王世骥, 颜光普, 李强, 侯素宽, 孙博阳. 2011. 藏北伦坡拉盆地丁青组哺乳动物化石对时代和古高度的指示. *科学通报*, 56(34): 2873~2880.
- 范小军, 潘磊, 李凤, 李吉选, 厚东琳, 郝景宇. 2015. 西藏伦坡拉盆地古近系油藏成藏机理及有利区带预测. *石油与天然气地*

- 质, 36(3): 362~269.
- 雷清亮, 付孝悦, 卢亚萍. 1996. 伦坡拉第三纪陆相盆地油气地质特征分析. 地球科学——中国地质大学学报, 21(2): 168~173.
- 罗本家, 戴光亚, 潘泽雄. 1996. 班公湖—丁青缝合带老第三纪陆相盆地含油前景. 地球科学——中国地质大学学报, 21(2): 163~167.
- 马立祥, 张二华, 鞠俊成, 雷清亮, 邹家健. 1996. 西藏伦坡拉盆地第三系沉积体系域基本特征. 地球科学——中国地质大学学报, 21(2): 174~178.
- 孙玮, 李智武, 肖秋苟, 王兴建, 王晨霞. 2015. 西藏伦坡拉盆地北缘中深层古近系牛堡组油气成藏分析. 成都理工大学学报(自然科学版), 42(4): 419~426.
- 王开发, 杨蕉文, 李哲, 李增瑞. 1975. 根据孢粉组合推论伦坡拉盆地第三纪地层时代及古地理. 地质科学, 4: 366~374.
- 吴珍汉, 吴中海, 胡道功, 赵逊, 赵希涛, 叶培盛. 2009. 青藏高原新生代构造演化与隆升过程. 北京: 地质出版社, 1~331.
- 吴珍汉, 高锐, 卢占武, 叶培盛, 陆露, 殷裁云. 2014a. 羌塘盆地结构构造与油气勘探方向. 地质学报, 88(6): 1130~1144.
- 吴珍汉, 刘志伟, 赵珍, 季长军, 叶培盛. 2016. 羌塘盆地隆鄂尼—昂达尔错古油藏逆冲推覆构造隆升. 地质学报, 90(4): 615~627.
- 徐正余. 1980. 西藏伦坡拉盆地及其含油性. 石油与天然气地质, 1(2): 153~158.
- 许志琴, 王勤, 李忠海, 李化启, 蔡志慧, 梁风华, 董汉文, 曹汇, 陈希节, 黄学猛, 吴婵, 许翠萍, 2016. 印度—亚洲碰撞: 从挤压到走滑的构造转换. 地质学报, 90(1): 1~23.
- 尹青, 伊海生, 夏国清, 李宏伟, 姚磊. 2015. 基于测井曲线频谱分析在伦坡拉盆地古近系米氏旋回层序及可容空间变化趋势中的研究. 地球物理学进展, 30(3): 1288~1297.
- 曾庆高, 毛国政, 王保弟, 尼玛次仁, 格桑索朗等. 2006. 改则幅(I45C004001) 1: 25万区域地质调查报告. 西藏自治区地质调查院, 1~346.

Response of Sedimentary Depression to Crustal Thickening in the Silin Co Basin and Its Adjacent Areas, Tibet

WU Zhenhan¹⁾, ZHANG Qichao¹⁾, WU Yanjun¹⁾, YE Peisheng²⁾

1) Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037, China;

2) Institute of Geomechanics, CAGS, Beijing, 100081, China

Abstract

The Lunpola, Silin Co and Nima basins formed in the Paleogene along the Lunpola-Silin Co-Nima depression in central Tibetan Plateau. The sedimentary depression trending in east-west is as long as 250km and as wide as 30~50km. Paleogenelacustrine, fluvial and alluvial sedimentary rocks as thick as 5~6km formed in the depression, including conglomerate, sandstone, mudstone and marl of the Paleocene-Eocene Niubao Formation, and mudstone, shale and siltstone intercalated with oil shale of the Oligocene Dingqinghu Formation covered unconformable by the Neogene lacustrine deposits. The Nima-Silin Co thrust formed in the southern depression, the Saibu Co-ZajiaZangbu thrust formed in the northern depression and thin-skinned thrust formed in the northern Lunpola Basin, accompanied by folding deformation. Multiple imbricate thrust occurred in deep crust along the depression. Southward thrust in the southern Qiangtang Block and northward thrust in the northern Lhasa Block result in spatial change of crust thickness across the Paleogene sedimentary depression. Such collisional thrust at different depths caused shortening and thickening of crust, and differential uplift of the thickening crust coupled with density variation evidently controlled the Paleogene depression and basin evolution according to seismic reflection profiling and the Airy balance modeling. Paleogene sedimentary records for depression in the Silin Co basin and its adjacent areas are significant for better understanding crust thickening and uplift process of the central Tibetan Plateau.

Key words: Paleogene sedimentary depression; thrust system; shortening and thickening of crust; Silin Co; central Tibetan Plateau