

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

西藏北部新生代大型逆冲推覆构造与唐古拉山的隆起

李亚林¹⁾, 王成善¹⁾, 伊海生²⁾, 刘志飞³⁾, 李勇²⁾

1) 中国地质大学地球科学与资源学院, 青藏高原地质研究中心, 北京, 100083; 2) 成都理工大学沉积地质研究院, 610059; 3) 同济大学海洋地质教育部重点实验室, 上海, 200092

内容提要: 西藏北部唐古拉山地区新生代发育一大型逆冲推覆构造, 推覆构造带走向与唐古拉山脉延伸方向一致, 主体呈 NW-SE 向展布, 由北部乌兰乌拉湖—巴庆构造带(锋带)、雀莫错—改纳构造带(中带)和南部各拉丹东—鄂碎玛构造带(根带)构成, 构造样式上由根带到锋带表现为: 高角度叠瓦逆冲构造、褶皱—逆冲构造和中低角度叠瓦逆冲构造, 逆冲推覆运动方向由南西向北东, 并在推覆构造带北侧发育新生代沱沱河前陆盆地。同构造岩浆侵入体同位素年代学和前陆盆地沉积充填序列演化表明, 推覆构造形成时限为 67.1~23.8 Ma。推覆构造形成演化受控于印度—欧亚板块碰撞造山和其后印度板块持续向北俯冲动力学体制, 并造成唐古拉山地区地壳在始新世—渐新世的强烈缩短、增厚和唐古拉山脉的隆起。

关键词: 青藏高原; 唐古拉山; 新生代; 逆冲推覆构造; 前陆盆地

印度与欧亚板块新生代碰撞造山以来, 青藏高原地壳产生了大规模的缩短变形, 这种缩短变形与高原隆升机制与过程一致是青藏高原研究的热点问题(An Y et al., 2000; Harrison et al., 1992; Peter et al., 2002; Patriat et al., 1984; Basee et al., 1984), 目前已在喜马拉雅地区、雅鲁藏布江缝合带、拉萨地块、班公错—怒江缝合带、可可西里—金沙江缝合带以及塔里木盆地和河西走廊盆地南缘发现了大规模逆冲推覆构造, 包括主边界断裂(MBT)、主中央断裂(MCT)、主喜马拉雅断裂(MHT)(Zhao Wenjin et al., 1993)、冈底斯逆冲断系(GTS)(An Y et al., 2000)、拉萨地块冲断带(NLT)(吴珍汉等, 2003)、狮泉河—安多冲断带(SGA)(Kapp et al., 2003)、西昆仑冲断带(WKT)、北昆仑冲断带(NKT)和南山冲断带(NST)等(An Y et al., 2000)(图 1)。这些逆冲推覆变形不仅使得高原地壳大规模缩短和增厚, 而且造成高原内部及其周边山系的隆起(Wang Chengshan et al., 2002; Erchie, Wang Chengshan et al., 2003; 郑度等, 2004)。但对高原腹地羌塘地块新生代是否发生大规模逆冲变形, 还存在不同的认识, 对羌塘地块北部唐古拉山地区, 尽管前人认为该

区新生代经历较为强烈的缩短变形(Coward et al., 1990), 并对该区北部风火山地区第三纪缩短量作了研究(Wang Chengshan et al., 2002), 但对唐古拉山地区新生代变形特点与过程尚未开展系统研究。近年来, 在对唐古拉山—沱沱河地区开展国家自然科学基金项目研究和 1:25 万区域地质调查过程中, 通过对该区详细的野外地质调查发现, 原零星分布的逆冲断层实属同一大型逆冲推覆构造——唐古拉山推覆构造(Tanggula Thrust System, TTS), 并对其几何学、运动学特征、形成时代和前陆盆地沉积充填序列作了研究, 在查明推覆构造基本特征基础上, 分析了逆冲推覆构造与唐古拉山隆升的关系, 为系统研究青藏高原新生代地壳缩短过程与隆升机制提供了新的证据。

1 区域地质概况

唐古拉山推覆构造(TTS)发育于唐古拉山脉及其北侧的沱沱河地区, 区域构造上, 该区位于金沙江缝合带和班公错—怒江缝合带之间的羌塘地块东北部(图 1, 2)。区内晚古生界—新生界地层不同程度均有发育, 晚古生界包括石炭系杂多群和二叠系开

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号 40202022)、青藏高原油气资源战略选区调查与评价项目(编号 XQ-2004-06)和中国地质调查局调查项目(编号 200213000002)资助的成果。

收稿日期: 2005-12-20; 改回日期: 2006-04-18; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 李亚林, 男, 1968年生。1999年毕业于西北大学, 获博士学位。现为 中国地质大学(北京)教授, 从事青藏高原地质研究。通讯地址: 100083, 北京市海淀区学院路 29 号, 中国地质大学青藏高原地质研究中心; 电话: 010-82322171; Email: liyalin@cugb.edu.cn。

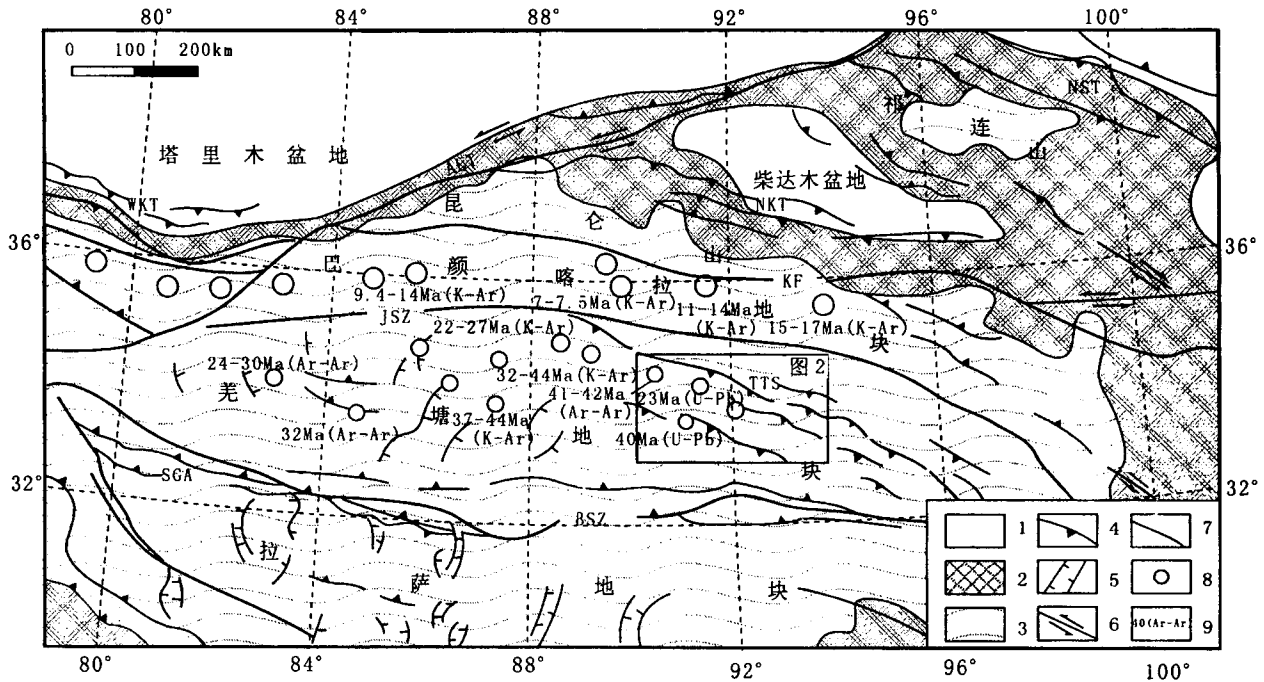


图 1 青藏高原北部区域构造略图

Fig. 1 Regional tectonic map of the Northern Tibetan plateau

1—海拔<3.0 km; 2—海拔≥3.0 km; 3—海拔≥4.5 km; 4—逆断层; 5—正断层; 6—走滑断层; 7—断层; 8—岩浆岩分布区; 9—岩浆岩时代; ALT—阿尔金断裂; KF—昆仑断裂; JSZ—金沙江缝合带; BSZ—班公错—怒江缝合带; TTS—唐古拉山冲断带; WKT—西昆仑冲断带; NKT—北昆仑冲断带; SGA—狮泉河—改则—安多冲断带; NST—南山冲断带

1—Elevation < 3.0 km; 2—elevation ≥ 3.0 km; 3—elevation ≥ 4.5 km; 4—thrust fault; 5—normal fault; 6—strike-slip fault; 7—fault; 8—magmatic center; 9—age of magma; ALT—Altyn Tagh fault; KF—Kunlun fault; JSZ—Jinshajiang suture; BSZ—Bangongcuo-Nujiang Suture; TTS—Tanggula Mountain thrust system; WKT—Western Kunlun thrust belt; NKT—Northern Kunlun thrust belt; SGA—Shiquanhe-Gaize-Amduo thrust system; NST—Nanshan thrust belt

心岭群, 主要分布于研究区北部, 多呈逆冲断片出露, 杂多群主要为被动陆大陆边缘陆棚—盆地相碎屑岩—碳酸盐岩沉积, 开心岭群为裂谷—原洋裂谷环境下的碎屑岩—火山岩—碳酸盐岩建造。中生界在区内出露广泛, 包括上三叠统巴贡组和侏罗系雁石坪群, 主要为中生代羌塘前陆盆地内发育的碎屑岩—碳酸盐岩建造, 其中雁石坪群自下而上包括中侏罗统雀莫错组、布曲组、夏里组和上侏罗统索瓦组、雪山组。区内第三系主要分布推覆构造前缘的沱沱河盆地中(图 2), 盆地沉积记录连续, 自下而上包括始新统沱沱河组、渐新统雅西错组和中新统五道梁组, 为一套内陆湖泊相碎屑岩—碳酸盐岩沉积, 其变形特征、沉积充填序列和接触关系为研究逆冲构造的沉积响应以及冲断隆升过程提供了良好记录, 为本次调查和研究的重点。除上述地层之外, 在研究区南部和西部分布有面积不等的新生代火山岩和中酸性侵入体(图 1, 2), 其中火山岩主要为受地壳缩短和增厚体制制约的钾玄质—高钾钙碱性系列(刘

红英等, 2004; 邓万明等, 1996; Ding Lin et al., 2000; 伊海生等, 2004a), 中酸性岩浆侵入体主要沿唐古拉山脉一线大量发育, 属同碰撞—晚造山期壳幔型花岗质岩浆侵入体(段志明等, 2005), 野外调查发现火山岩和岩浆侵入体均卷入了逆冲变形, 与逆冲断裂间构造关系清晰, 为确定逆冲构造变形时限以及综合分析研究区新生代构造演化创造了条件, 也为探讨逆冲推覆构造的与高原隆升的关系奠定了基础。

2 逆冲推覆构造分带性与变形特征

对唐古拉山口、沱沱河、乌拉乌拉湖地区野外地质填图发现, 唐古拉山逆冲推覆构造南起各拉丹东—鄂碎玛一带, 北至乌兰乌拉湖—开心岭煤矿—肯底玛—巴庆一线, 呈 NW-SE 向展布, 平面上与唐古拉山脉走向基本一致, 研究区内整个逆冲变形带近东西延伸长度大于 320 km, 南北宽 60~80 km(图 2, 3), 根据其变形特点与构造组合样式可以分为前

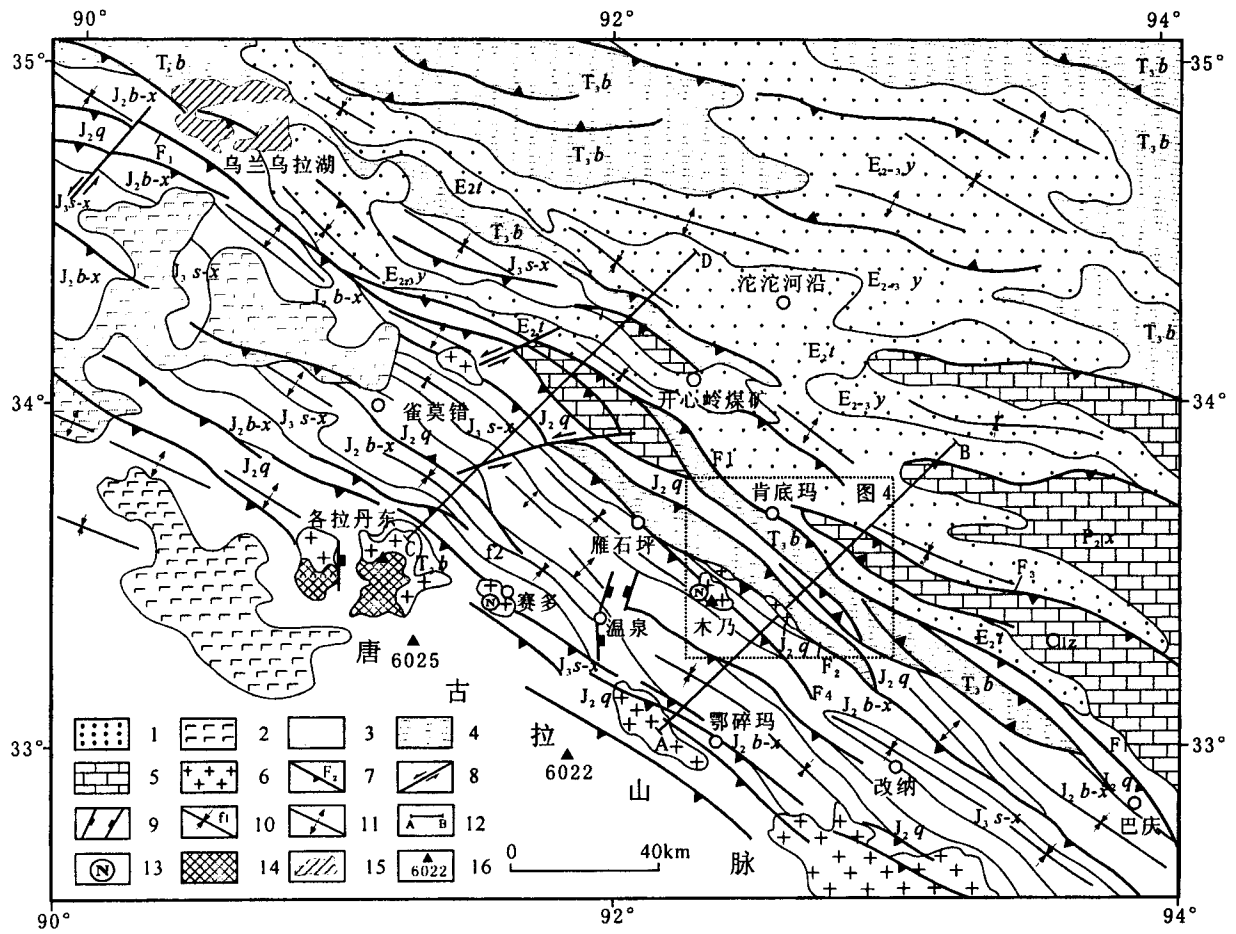


图 2 唐古拉山逆冲推覆构造地质简图

Fig. 2 Simplified tectonic map of the Tanggula Mountain thrust system

1—第三系;2—新生代火山岩;3—侏罗系;4—三叠系;5—石炭系—二叠系;6—花岗岩;7—逆断层;8—走滑断层;9—正断层;10—向斜轴迹;11—背斜轴迹;12—剖面位置;13—年代学样品采集位置;14—冰川区;15—湖泊;16—山峰及高度;E_{2-3y}—雅西错组;E_{2t}—沱沱河组;J_{3s-x}—索瓦组—雪山组;J_{2b-x}—布曲组—夏里组;J_{2q}—雀莫错组;T_{3b}—巴贡组;P_{2k}—开心岭群;C_{1z}—杂多群

1—Tertiary; 2—Cenozoic volcanic; 3—Jurassic; 4—Triassic; 5—Carboniferous-Permian; 6—granite; 7—thrust fault; 8—strike-slip fault; 9—normal fault; 10—axes of synclines; 11—axes of anticlines; 12—location of cross section; 13—sampling locality for U-Pb dating; 14—ice covered area; 15—lakes; 16—mountain peak and elevation; E_{2-3y}—Yaxicuo Formation; E_{2t}—Tuotuohe Formation; J_{3s-x}—Suowa Formation—Xueshan Formation; J_{2b-x}—Buqu Formation—Xiali Formation; J_{2q}—Quemocuo Formation; T_{3b}—Bagong Formation; P_{2k}—Kaixinling Group; C_{1z}—Zaduo Group

锋带、中带和根带三个构造变形带。

2.1 锋带:巴庆—乌兰乌拉湖构造带

推覆构造锋带位于乌拉乌拉湖—肯底玛—巴庆一带,北以肯底玛逆断层(F₁)与沱沱河盆地为邻,南部大致以雁石坪逆断层(F₂)与中带为界(图 2,4),整个构造带走向 NW,宽约 10~20 km,平面上呈略向东北突出的弧形。区域上该带总体延伸长度大于 320 km,本区位于其中段,并在地貌上表现为唐古拉山系中—高山区与北部低山—丘陵区地貌的分界,因而称之为唐古拉山断裂(TGF)。锋带以发育

不同性质的构造岩片和多条不同规模的逆冲断层为特征,构造岩片主要由结扎群、开心岭群、巴贡组、雁石坪群和第三系沱沱河组、雅西错组等组成,不同岩片由 SW 向 NE 推覆叠置,构成叠瓦状构造(图 4)。

锋带内逆冲断裂间构造岩片内以褶皱变形为特点,褶皱形态从直立、斜歪到倒转褶皱均有发育,以直立—斜歪为主,其轴向 NW、NWW,两翼倾角 45~60°,倾伏角 10~20°,与其北侧沱沱河盆地第三系地层内褶皱相比,形态较为紧闭(图 4a,b),但由于断层改造作用,形态多不完整,特别是沿肯底玛断层

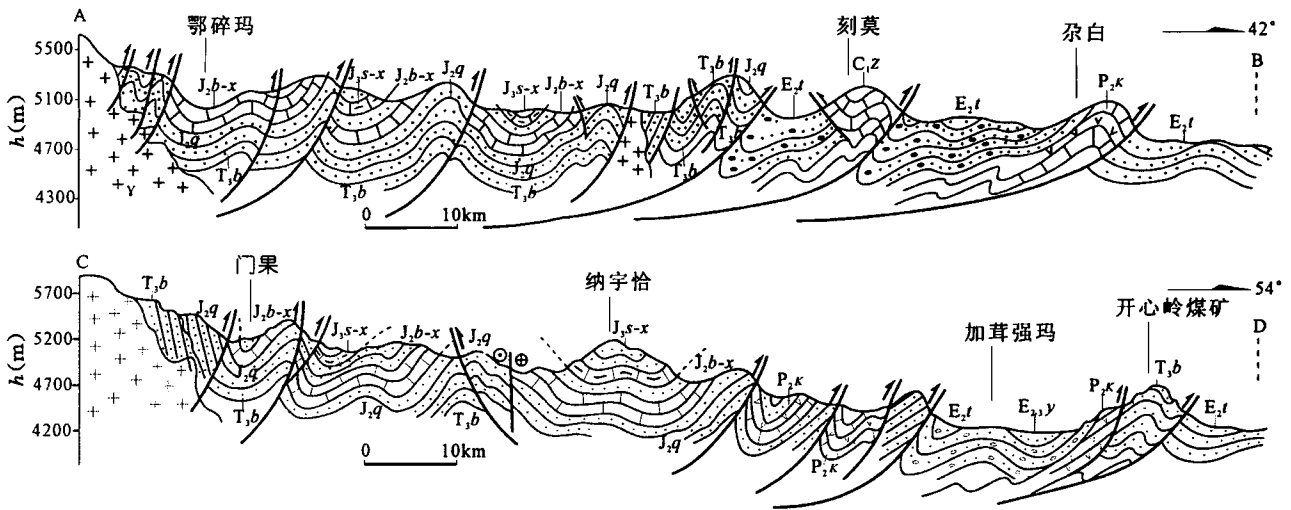


图 3 逆冲推覆构造横剖面图(位置及图例见图 2)

Fig. 3 Cross sections of the Tanggula thrust system (location and legend shown in Fig. 2)

(F₁)一线,不仅表现为不同时代的地层逆冲于第三系沱沱河组或雅西错组之上(图版 I-1,2),而且在远离逆冲断裂带的地区,第三系地层产状平缓、稳定,倾角一般小于 35°,构成宽缓的直立开阔褶皱,在靠近断层带的断层下盘中,地层倾角变陡,从 20~30°渐变到 60~70°,直至倒转,形成轴面倾向 SW 的倒转向斜(图 2,图版 I-3),而逆冲断层(F₁)上盘发育轴面南倾的倒转背斜(图 4,图版 I-4),不仅表明沿该带发生强烈的构造变形,而且不对称的褶皱构造样式指示由 SW 向 NE 的逆冲运动方向(图 4)。

锋带逆冲断层主要包括肯底玛断层(F₁)、雁石坪逆断层(F₂)、刻莫逆断层(F₃)以及一系列次级断层等,断层面倾向 207~240°,倾角一般 24~50°,近于平行展布,断裂带宽度一般几十米—数百米,带内岩石强烈挤压破碎,构造角砾岩、碎裂岩、构造透镜体、劈理发育,总体表现出脆韧性变形特点(图版 I-5),同时在锋带附近还发育一系列断面倾向 NE 反向逆冲断层,与主断层构成冲起构造,如刻莫冲起构造(图 3)。

除上述断层两盘不对称褶皱构造外,断层运动学标志还包括擦痕构造、S-C 组构、不对称构造透镜体、小型剪切褶皱(图版 I-6,7)以及断层下盘第三系变形砾岩中的拉伸线理等,并一致指示由 SW 向 NE 的逆冲运动方向。例如,对肯底玛地区 F1 断层面发育的擦痕构造和下盘第三系变形砾岩中的拉伸线理统计发现,该断层上盘主体运动方向为 NE40-55°,同时伴有左行走滑运动分量(图 4c)。

2.2 中带:雀莫错—改纳构造带

推覆构造中带位于 F2 断裂以南的改纳—温泉—雀莫错一带,宽度存在一定变化,在常错—木乃一带宽约 30~40 km,西部雀莫错一带 40~50 km。变形地层主要为中上侏罗统雁石坪群(图 2,3)。中带以发育规模较大的褶皱构造和逆冲断层为特点,总体表现为褶皱—冲断构造样式(图 3)。其中褶皱构造轴向主体 NWW-NW 向,两翼地层倾角 40~50°(图 5a),褶皱形态以直立水平褶皱为主,靠近断层带附近可见不对称斜歪褶皱。同时野外大量调查发现,在中带内向斜规模较大,形态较为开阔,而背斜规模较小,形态相对紧闭,同时由于受逆冲断层改造形态不完整,一系列次级背、向斜常构成大型复式向斜,如雁石坪复向斜(F₁)、温泉复向斜(F₂)等,因此中部构造带褶皱构造组合总体显示呈现隔档式特点(图 3)。

中带内逆冲断裂构造表现为一系列断面倾向 SW 的逆冲断层,断层倾角较大,一般 50~70°(图 3, 5a),常表现为宽度 50~200 m,延伸长度 30~80 km 的构造破碎带,断层带内破劈理、构造角砾岩、断层泥发育,表现出脆韧性变形特点,同时沿断层带发育呈带状、长条状、椭圆状串珠侵入的新生代花岗岩体,如沿雁石坪断裂(F₂)和木乃断裂(F₄)发育的规模较小的中酸性岩浆侵入体(图 3,4),表明断裂构造对侵入体分布具有明显控制作用。同时调查发现中带褶皱—逆冲构造组合关系具有一定的规律性,即在构造剖面上(图 3),逆冲断层一般出现于褶

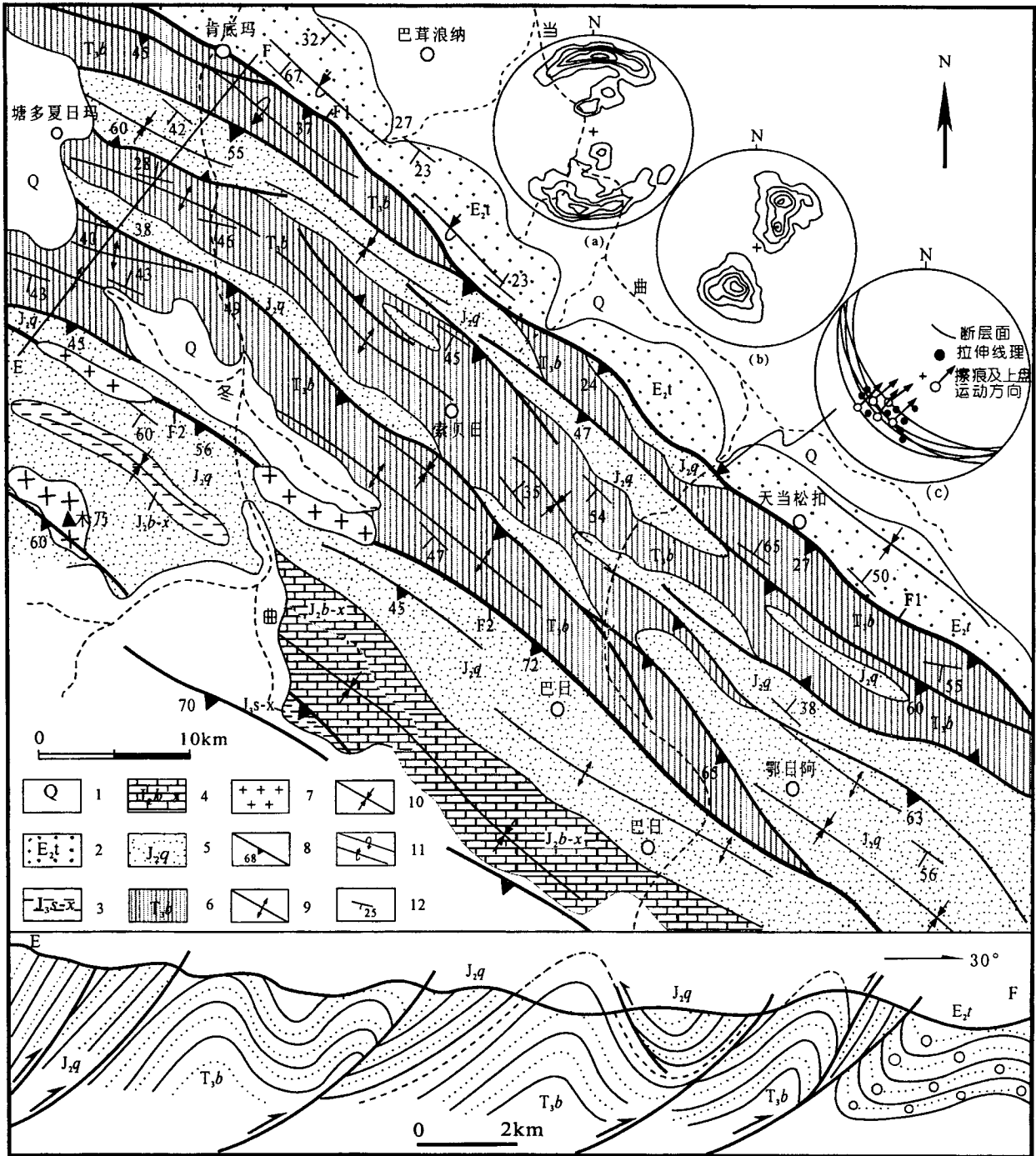


图4 肯底玛地区推覆构造锋带地质图

Fig. 4 Geologic map of TTS frontal zone in Kendima area

1—第四系;2—沱沱河组;3—索瓦组—雪山组;4—布曲组—夏里组;5—雀莫错组;6—巴贡组;7—花岗岩;8—逆断层;9—背斜轴迹;10—向斜轴迹;11—倒转褶皱;12—地层产状;(a)—锋带前缘第三系褶皱构造 π 图解($n=57$,等值线分别为1.1%~3.3%~5.5%~7.7%~9.7%~11.0%);(b)—前锋带褶皱构造 π 图解($n=61$,等值线分别为1.5%~4.5%~7.5%~10.5%~12.0%);(c)—肯底玛断层面、擦痕及拉伸线理投影(均为下半球投影)

1—Quaternary; 2—Tuotuohe Formation; 3—Suowa Formation—Xueshan Formation; 4—Buqu Formation—Xiali Formation; 5—Quemocuo Formation; 6—Bagong Formation; 7—granites; 8—thrust fault; 9—axes of anticlines; 10—axes of synclines; 11—overturned anticline and synclines; 12—attitude of strata; (a)— π diagram of the Tertiary fold ($n=57$, the contour values are 1.1%~3.3%~5.5%~7.7%~9.7%~11.0%); (b)— π diagram of the fold in frontal zone ($n=61$, the contour values are 1.5%~4.5%~7.5%~10.5%~12.0%); (c)—fault plane and lineation stereographic diagram of Kendima fault; (The stereogram for lineation, attitude of strata and fault plane is on lower hemisphere)

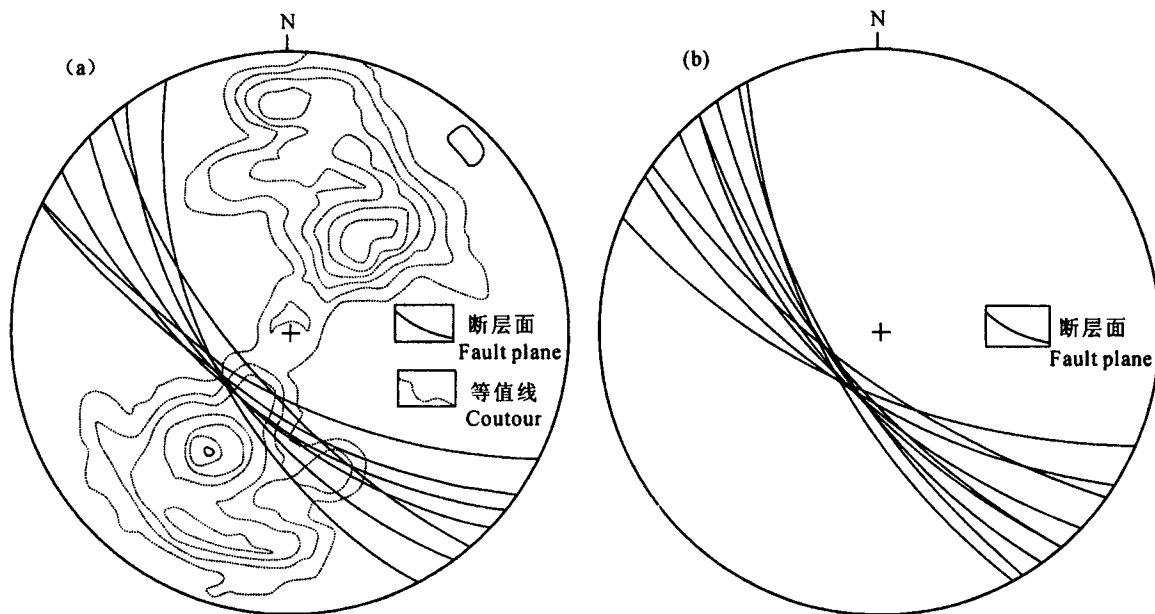


图 5 中带和根带断层面逆冲断层与褶皱赤平投影图解(下半球投影)

Fig. 5 Stereographic diagram of thrust fault and fold in the middle and root zones (on lower hemisphere)

(a)—中带逆冲断层面产状与褶皱 π 图解($n=165$,等值线分别为 0.9%~2.7%~4.5%~6.3%~8.1%~9.0%);

(b)—根带逆冲断层面产状($n=10$)

(a)— π diagram of the fold and thrust fault in middle zone($n=165$,the contour values are 0.9%~2.7%~4.5%~6.3%~8.1%~9.0%);

(b)—stereographic diagram of thrust fault in root zone($n=10$)

褶皱构造背斜与向斜的拐点处,说明逆冲剪切变形为褶皱作用递进变形的结果。此外,野外调查中在中带 F_2 、 F_4 以及其他断裂带内可见到厚度不等的变形石膏层,表明中侏罗统雀莫错组、布曲组和夏里组内的膏盐沉积为褶皱—冲断构造的滑脱层(李亚林等, 2004)。

总体来看,中带与锋带和根带相比,断层数量较少,密度较小,而褶皱构造规模较大,形态相对完整,属于推覆构造带内变形相对较弱的构造单元。

2.3 根带:各拉丹东—鄂碎玛构造带

推覆构造根带位于唐古拉山脉主峰及北侧的鄂碎玛—赛多—各拉丹东一带,宽度约 8~15 km,平均海拔高度大于 5600 m,为唐古拉冰川和冰碛物集中分布区,同时沿该带发育大量规模不等的岩浆侵入体,由于自然条件限制和岩浆活动影响,使得对根带变形特征研究受到制约。本次研究中对地层出露相对较好的鄂碎玛地区开展了详细调查。研究发现该区根带出露地层主要为雀莫错组,构造变形以逆冲剪切变形为主,带内断裂密度较大,断层间距一般 <2 km,断层走向 $NW310^\circ\sim 330^\circ$,断面南倾,倾角 $65^\circ\sim 80^\circ$ (图 5b,6),常表现为密集劈理化带,并截切岩浆侵入体,断层带内 S-C 组构、构造透镜体发育,

并指示断层上盘由 SW 向 NE 的逆冲运动方向(图版 I-8)。由于受岩浆侵入和逆冲断层活动影响,断层带间逆冲岩片内地层产状变化较大,倾角在数十米内由 20° 剧增到 70° ,褶皱形态难以恢复,但在褶皱转折端和两翼轴面劈理普遍发育,综合分析看来,鄂碎玛地区根带总体表现为强烈变形的高角度叠瓦状冲断构造带(图 6)。另外,在各拉丹东地区也具有相似的变形特点,并且发育呈逆冲岩片产出的上三叠统巴贡组,因此从变形强度和构造层次反映出,各拉丹东—鄂碎玛一带应为逆冲推覆构造系统的根带,总体表现为强烈变形的构造—岩浆带。

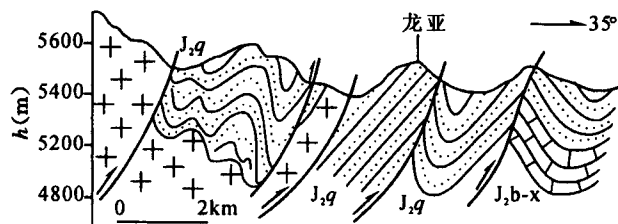


图 6 鄂碎玛地区根带构造剖面(图例同图 4)

Fig. 6 Cross section of root thrust zone in Esuima area (legends seen Fig. 4)

表 1 木乃与赛多花岗岩单颗粒锆石 U-Pb 年龄测定结果

Table 1 Single-grain zircon U-Pb isotope analysis results of the Munai and Saiduo granites

侵入体及 样品编号	重量 (μg)	U ($\mu\text{g/g}$)	Pb ($\mu\text{g/g}$)	Pbc (μg)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
木乃 P17-(2)N1	20	2109	50	0.370	72	0.1802	0.01057 <5>	0.06980 <510>	0.04788 <330>	67.8 ± 2.0	68.5 ± 2.0	93.2 ± 2.0
	30	961	21	0.210	81	0.2460	0.01050 <7>	0.06862 <782>	0.04741 <512>	67.3 ± 2.0	67.4 ± 2.0	69.7 ± 2.0
	20	1672	29	0.150	118	0.1941	0.01033 <6>	0.06931 <707>	0.04868 <471>	66.2 ± 2.0	68.0 ± 2.0	132.6 ± 2.0
赛多 D3120N	30	3542	32	0.170	181	0.1417	0.00647 <2>	0.0414 <23>	0.0464 <24>	41.6 ± 2.0	41.2 ± 2.0	19.7 ± 2.0
	30	3835	35	0.200	165	0.1387	0.00636 <3>	0.0415 <24>	0.0473 <26>	40.9 ± 2.0	41.3 ± 2.0	63.2 ± 2.0
	40	1151	12	0.130	107	0.1202	0.00609 <5>	0.0396 <51>	0.0471 <58>	39.2 ± 2.0	39.4 ± 2.0	56.4 ± 2.0

注: Pbc 代表普通铅; 括号内的数字为 (2σ) 绝对误差, 例如: $0.01050 <7>$ 表示 $0.01050 \pm 0.00007 (2\sigma)$ 。

3 推覆构造时代、推覆距离与缩短量

3.1 推覆构造的时代

本区推覆构造形成的时代, 可以通过沿逆冲断裂带侵入花岗岩岩脉(株)的时代和卷入逆冲构造地层时代予以限定。如前所述, 除沿推覆构造根带发育大量花岗岩侵入体外, 在锋带和中带还发育沿逆冲断裂构造侵入的串珠状花岗岩脉, 如: 赛多岩体、木乃岩体和沿 F_2 、 F_1 断层发育的线状花岗岩脉(图 2), 野外调查和侵入体岩石地球化学研究发现, 这些小型岩体和岩脉具有相同的岩性和地球化学特征, 呈条带状或长圆形产出, 其长轴与逆冲断层走向一致, 岩体内发育的流面与断层面产状具有一致性, 同时侵入体又被断层错断, 表明这些侵入体属于同构造侵入, 又被断层后期活动改造, 基于侵入体与逆断层的构造关系, 我们选择木乃岩体和赛多采集了年代学样品(采样位置见图 2), 在天津地质矿产研究所同位素测年实验室进行了单颗粒锆石 U-Pb 年代学测定, 获得了 67.1 ± 2.7 Ma 和 40.6 ± 3.1 Ma 的等时年龄(表 1, 图 6)。根据野外观察到断层多期活动特点, 认为 67.1 ± 2.7 Ma 代表了推覆构造的活动的起始时限, 而 40.6 ± 3.1 Ma 时代与在雀莫错南侧沿逆冲断裂侵入的辉长岩脉时代(44 Ma, U-Pb)、各拉丹东侵入体(40 ± 3 Ma, U-Pb)、劳日特错侵入体(37~38 Ma, U-Pb)基本一致(图 2), 可能与断层后期活动有关。此外古地磁研究证实, 沱沱河组时限为 52~42 Ma, 雅西错组时限为 42~23.8 Ma(伊海生等, 2004b; 刘志飞等, 2005), 并与上覆基本未变形、产状近于水平的五道梁组区域上表现为

不整合接触(Wang Chengshan et al., 2002), 而逆冲推覆构造卷入的最新地层为第三系雅西错组, 因此雅西错组上限代表了逆冲推覆构造的上限, 并与推覆构造西部雀莫错地区沿逆冲断层侵入的花岗岩时代(23Ma, U-Pb)一致。同位素年代学分析结果、磁性地层时代以及野外地层接触关系综合分析表明, 唐古拉山新生代逆冲推覆构造发育起至时代为古新世初—渐新世末。

3.2 推覆距离与缩短量

逆冲推覆构造在近 SN 方向的影响范围南起唐古拉山主脉, 北至沱沱河沿一线, 横跨整个唐古拉山北麓, 从图 2 可以看出, 从逆冲推覆体的前锋开心岭煤矿—尕白一带到南部鄂碎玛—各拉丹东根带一线, 主断层露头的平面距离为 75~80 km, 代表了推覆的距离。本区逆冲推覆构造的推覆距离和空间延伸范围表明, 该区推覆构造不仅构成羌塘地块内部最重要的构造单元, 也是青藏高原内部大规模逆冲推覆构造之一。由于受露头 and 标志层条件制约, 使得对整个推覆构造带变形缩短量恢复受到限制, 但我们在乌兰乌拉湖南侧雅西错组中发现了一套空间延伸稳定的含砾石英砂岩作为标志层对第三系地层缩短量进行了计算, 平衡剖面恢复表明乌兰乌拉湖地区第三系地层缩短率为 18.2%, 考虑到该剖面逆冲断裂构造不发育, 且地层倾角一般在 $20^\circ \sim 30^\circ$ 之间, 而整个推覆构造带褶皱构造地层倾角多在 $40^\circ \sim 60^\circ$ 间(图 4, 5), 且逆冲断层发育等因素, 由此推测唐古拉山地区新生代褶皱和逆冲推覆作用产生的缩短率应在 40%~45%, 缩短距离 60~70 km。

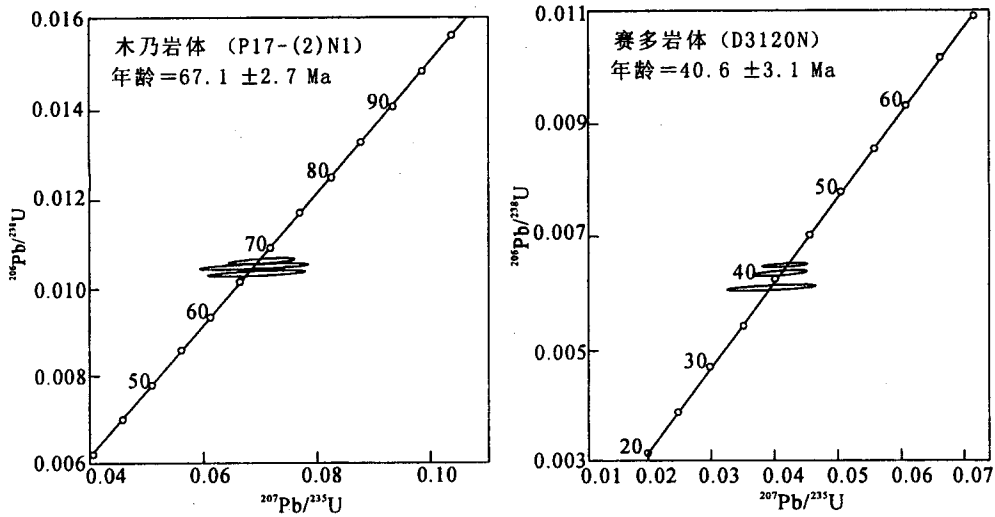


图 7 木乃与赛多花岗岩体单颗粒锆石年龄 U-Pb 谐和图

Fig. 7 Single-grain zircon U-Pb concordancy diagram of the Munai and Saiduo granites

4 沱沱河盆地充填结构与逆冲推覆构造活动性

4.1 盆地充填物及沉积相

沱沱河盆地长约 230 km、宽 30~80 km,呈 NWW 向展布带状分布于唐古拉山推覆构造锋带前缘(图 2),通过对乌兰乌拉湖、肯底玛、开心岭地区盆地第三系沉积详细的剖面研究发现,盆地基底主要由雁石坪群、三叠系巴贡组构成,局部为结扎群和开心岭群,在盆地南部基底岩系与第三系沉积间大都表现为断层接触,在开心岭及其以北地区以角度不整合接触为主,表明盆地具有“南断北超”的特点。

沱沱河盆地充填序列自下而上包括始新统沱沱河组、渐新统雅西错组和中新统五道梁组,为一套厚达 3000 余米的陆相碎屑岩—碳酸盐岩建造(表 2)。沱沱河组厚度 >1200 m,岩性主要为杂色复成分砾岩、含砾砂岩及薄—中层状岩屑砂岩,砾岩中砾石以中—粗砾为主,次棱角—次滚圆状,分选差,成分复杂,主要有紫红—灰色砂岩、细砂岩、灰色生物碎屑灰岩、灰黑色灰岩、生物碎屑灰岩和花岗岩等。在通天河剖面上,主要由 2 个次级旋回组成向上变粗的旋回,其下部冲积扇相、辫状—曲流河相交替出现,向上渐变为以冲积扇相为主,包括扇根亚相、扇中亚相,古流向主体向北(表 2)。

雅西错组厚度 >1400 m,岩性主要为紫红色、砖红色粗—细粒岩屑石英砂岩、粉砂岩、泥岩、薄层泥晶灰岩,局部夹少量细砾岩和薄层泥灰岩、内碎屑

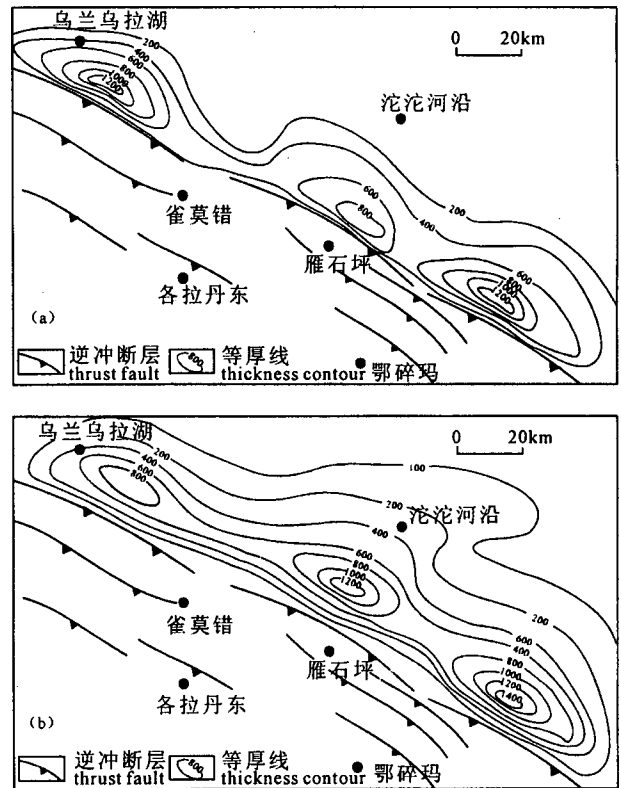


图 8 沱沱河组—雅西错组厚度等值线图(单位:m)

Fig. 8 Isopach map (in meters) of the Tuotuohe and Yaxicuo Formation

(a)—沱沱河组;(b)—雅西错组

(a)—Tuotuohe Formation; (b)—Yaxicuo Formation

表 2 沱沱河盆地沉积充填序列和沉积相
Table 2 Sequential fill and sedimentary faces of the Tuotuohe basin

系	统	时代	组	厚度	岩性组合	旋回	古流向	沉积相	
								亚相	相
古近系	中新统	23.8Ma	五道梁组						
			渐新统	32Ma	雅西错组	2100m	石膏层	[旋回示意图]	(n=2)
		石膏层				(n=1)			
		石膏层				(n=1)			
		石膏层				(n=1)			
	始新统	42Ma	沱沱河组	1800m	石膏层	(n=1)	浅湖亚相	湖三角洲	
				1500m	石膏层	(n=8)	河流		
						(n=1)		曲流河	
				1200m		(n=2)	扇根 扇中	冲积扇	
						(n=6)			
900m					(n=2)	网状河	河流		
600m			外扇	冲积扇					
300m			曲流河	河流					
		52Ma				(n=1)	扇中 扇根	冲积扇	

灰岩和层纹石灰岩,并在中上部发育多层中—薄层状石膏层,雅西错组主要为湖泊相沉积局部夹由厚度不大的河流相沉积,包括滨湖亚相、浅湖亚相和湖三角洲亚相,古流向早期主体指向北,中晚期以北东为主,在晚期转变为向南(表2)。

五道梁组厚度较小(<200 m),地层近于水平(倾角<15°),与雅西错组角度不整合接触,岩性主

要为灰—灰白色薄—中厚层状泥灰岩、泥岩及灰黑色薄—中厚层状泥晶灰岩,为一套湖相碳酸盐岩沉积,局部发育少量滨湖相砂岩沉积。

4.2 盆地充填结构与冲断隆升过程

沱沱河盆地始新世—渐新世沉积充填厚度等值线图(图8)反映出,在始新世时沉积范围局限在盆地南部的一带,主要以粗碎屑岩相分布在逆冲构造

带前渊,最大沉积厚度为 >1200 m,在雅西错沉积期间,盆地沉积中心同样位于盆地南部,但沉积范围显著增大,达沱沱河沿以北。沉积厚度南厚北薄的特征反映出,盆地南深北浅,盆地结构总体为向南倾斜的不对称楔形盆地,同时盆地内单向流水波痕、槽状交错层理、楔形交错层理以及叠瓦状排列砾石等古流向标志反映出向北或北北东方向的物源区方向(表 2)。从盆地充填结构样式、古水流、盆地“南断北超”、沉积中心限于盆地南部以及与推覆构造时空配置关系表明,沱沱河盆地沉积充填结构受南侧逆冲推覆构造制约,并成为盆地物源和盆地沉积体系分布的主控因素,沱沱河盆地属于唐古拉山推覆构造前缘的前陆盆地。

如前所述,逆冲断裂和沿断裂带侵入的花岗岩体反映出,逆冲断裂具有多期活动,沱沱河盆地充填序列、沉积相、沉积速率和古水流变化进一步表明,逆冲推覆作用具有明显的阶段性,唐古拉地区在始新世以来至少经历了两次显著的幕式冲断和隆升过程。第一次在 $52\sim 42$ Ma,以沱沱河组为代表,盆地以冲积扇与河流相沉积为主体,巨砾岩和副砾岩发育,说明搬运介质具有明显洪流和碎屑流特征,盆地过补偿沉积显著,其时代与该区始新世与地壳缩短增厚引发的高钾钙碱性系列火山作用时代一致(邓万明等,1996),同时唐古拉山地区新生代花岗岩和侏罗系碎屑岩磷灰石裂变径迹表明在 $55.8\sim 38.2$ Ma 处于快速隆升时期^⑥,表明在此时期冲断作用活动强烈,在造成地壳缩短增厚的同时,盆地南部唐古拉山地区因挤压—冲断作用,强烈隆起、剥蚀,为盆

地提供了充足的物源(图 9)。

在此后盆地内沉积环境转为以湖泊为主,夹有短期河流沉积环境,沉积速率减小,古水流以东北向为主,层序中时常夹有内碎屑灰岩和叠层石灰岩薄层(表 2),说明该时期气候相对温暖潮湿,表明冲断作用减弱,构造相对稳定,盆地南部唐古拉地区表现为缓慢隆升,这一过程持续到渐新世早期(32 Ma)。

第二次为渐新世晚期(>23.8 Ma),整个保持在湖泊环境,但沉积旋回向上变粗,雅西错组上部多套盐层的出现(表 2),标志着古气候环境由温暖潮湿转为干燥,发育多期的盐湖沉积(刘志飞等,2005),同时古水流转为向南,在地层接触关系上表现为雅西错组与五道梁组间的角度不整合,说明研究区又一次强烈挤压隆升,构造体制发生重大转变,强烈的构造作用不仅使得沱沱河盆地大面积结束沉积,而且造成唐古拉山进一步隆升,在此后仅在局部发育中新统五道梁组碳酸盐岩沉积。

5 逆冲推覆构造形成机制及其高原隆升意义

从区域上来看,唐古拉山逆冲推覆构造向东沿至 $E95^\circ$ 与澜沧江断裂交汇,向西在 $E88^\circ$ 的玉盘湖一带与金沙江断裂带交汇,东西向延伸距离可达 600 km,为青藏高原内部新生代一大型逆冲推覆构造。在时代上,逆冲推覆构造和由此引发的缩短事件主要发生在 $67\sim 23$ Ma,并在冲断带前缘发育压陷性质的沱沱河盆地,其起始活动时间与印度与欧亚大陆碰撞的时间一致(Ding Lin et al., 2003; Klootwijk

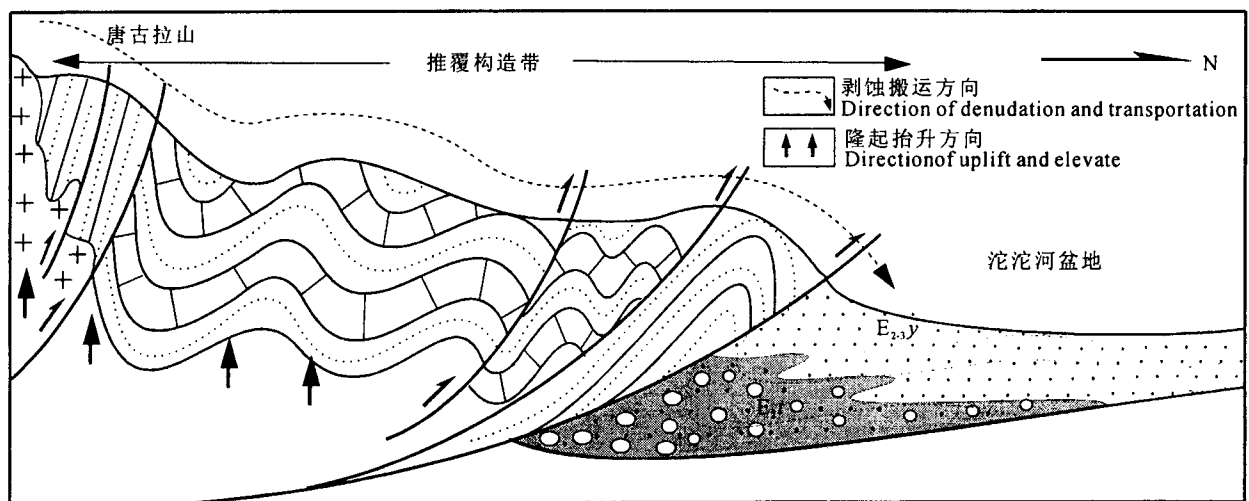


图 9 唐古拉山地区冲断隆升和盆地演化模式

Fig. 9 Schematic model showing the uplifting and basin evolution of the Tanggula region

et al., 1992), 而其上限与狮泉河—安多大型推覆构造 (23 Ma) (Kapp et al., 2003)、雅鲁藏布江逆冲带 (27~18 Ma) (An Y et al., 1994)、喜马拉雅中央主断裂 (MCT) 主导变形时代 22Ma (Parrish et al., 1993; Coleman et al., 1995) 以及念青唐古拉地区逆冲推覆构造 (吴珍汉等, 2003) 等的上限时代基本一致, 并且与整个高原区域性最后一期强烈褶皱和逆冲推覆所致之地壳缩短事件时限 (28~17 Ma) (Coleman et al., 1995) 一致; 另外, 研究区冲断构造在始新世和渐新世末强烈变形时间与印度板块向北运动速率减小的时间也存在一致性 (Acton et al., 1999), 表明唐古拉山地区逆冲推覆构造形成演化受控于印度—欧亚板块碰撞造山和碰撞后印度板块持续向北俯冲动力学体制, 并造成该区地壳强烈缩短、增厚和唐古拉山的隆起。

基于上述事实, 对研究区逆冲推覆构造形成机制和唐古拉山的隆升过程可以得出如下认识: 新生代初 (65 Ma 土), 由于印度—欧亚板块强烈地碰撞造山作用, 使得高原在第三纪初广泛发生地壳缩短变形 (其范围至少达研究区), 羌塘地块北部唐古拉山地区在此动力学体制下开始出现褶皱和逆冲变形; 之后随着印度地块向北持续向北俯冲, 唐古拉山地区因冲断和褶皱作用不断隆起, 在始新世—渐新始初由于褶皱—冲断作用导致该区地壳发生强烈短缩、增厚, 并在推覆带前缘形成沱沱河前陆盆地, 同时由于增厚的地壳熔融引发大规模的岩浆与火山活动, 在构造和深部岩浆作用下, 唐古拉山也快速隆升、剥蚀成为盆地的物源区。渐新世晚期由于唐古拉山不断隆起, 造成以北地区气候环境由温暖潮湿转为干燥, 沱沱河盆地内开始发育膏盐沉积, 并在渐新世末 (23 Ma 土) 伴随整个高原强烈挤压缩短事件, 唐古拉山地区又一次强烈隆起, 并造成雅西错组与五道梁组间角度不整合, 而沱沱河盆地五道梁组近水平地层产转表明, 中新世初由挤压冲断作用导致的差异隆升已基本结束, 此后进入整体隆升和夷平阶段。同时, 本区渐新世末构造隆升事件时间与高原其他推覆构造时限及其高原北部发生荒漠化作用时限 (Guo Z T et al., 2002) 的一致性, 表明渐新世末在整个高原曾发生区域性构造隆升作用。

另从整个青藏高原新生代大型推覆构造运动方向来看, 大致以羌塘地块为界, 可分为向南逆冲和向北逆冲两大系统, 向南推覆系统包括: MHT、GTS、NLT、SDT、MCT、MBT 等, 向北推覆系统包括唐古拉山冲断系、可可西里冲断系、西昆仑冲断系、北昆

仑冲系和南山冲断系。目前对向北冲断系统时代和前陆盆地沉积记录以及山脉隆升过程研究结果来看, 这些逆冲推覆构造不仅造成其南侧山系的快速隆升, 而且在隆升时代和过程上存在由南向北的生长过程 (An Y et al., 1999; Tapponnier et al., 2001; Wang Chengshan et al., 2002; Erchie Wang et al., 2003; 王成善等, 2004)。空间上, 唐古拉山逆冲推覆构造位于向北推覆系统最南部的一个大型推覆构造, 而且由地壳强烈缩短隆引起的钾玄质—高钾系列火山岩时代也存在向北变新的趋势 (刘红英等, 2004), 大致以 TTS 和 JSZ 一线为界其南为 45~22 Ma, 其北 < 17 Ma (图 1), 说明在高原腹地唐古拉山地区, 地壳缩短变形和隆升过程也存在向北迁移的趋势。因此, 从唐古拉山地区新生代逆冲推覆构造时代、沉积响应及其与高钾系列火山活动的时空关系反映出, 唐古拉山地区在始新世—渐新世已经隆起, 并可能为始新世—渐新世古高原的北部边界。

致谢: 本文研究过程中曾得到美国 California 大学赵西西教授、宜昌地质调查中心段其发研究员的帮助, 段志明博士、张玉修博士、王谋博士等参加了部分野外工作, 在此表示谢忱。

注 释

- ① 中国地质调查局宜昌地质调查中心, 2004. 1: 25 万赤布张错幅区域地质调查报告。
- ② 李亚林, 2001. 从俯冲碰撞到高原隆升—青藏高原几个构造问题研究. 成都理工大学博士后研究报告。
- ③ 成都理工大学, 2004. 1: 25 万温泉兵站幅区域地质调查报告。

参 考 文 献

- Coward M P, Kidd W S F, 潘耘, Shackleton R M, 张湖. 1990. 拉萨至格尔木的构造. 北京: 科学出版社, 321~347.
- 邓万明, 郑锡澜, 松本征夫. 1996. 青海可可西里地区新生代火山岩的岩石特征与时代. 岩石矿物学杂志, 15 (4): 289~298.
- 段志明, 李勇, 张毅, 李亚林, 王谋. 2005. 青藏高原唐古拉山新生代花岗岩锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及其大陆动力学意义. 地质学报, 79 (1): 88~97.
- 李亚林, 伊海生, 王成善, 李勇, 伍新和, 张玉修. 2004. 西藏羌塘盆地盐相关构造特征与油气聚集. 成都理工大学学报, 31 (6): 586~591.
- 刘红英, 夏斌, 邓万明, 张玉泉. 2004. 藏北巴毛穷宗—羌巴欠火山岩 K-Ar 和 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年代学研究. 矿物岩石, 24 (1): 71~75.
- 刘志飞, 王成善, 金玮, 伊海生. 2005. 青藏高原沱沱河盆地渐新—中新世沉积环境分析. 沉积学报, 23 (2): 210~217.
- 王成善, 朱利东, 刘志飞. 2004. 青藏高原北部盆地构造沉积演化与高原向北生长过程. 地球科学进展, 19 (3): 373~381.
- 吴珍汉, 叶培盛, 胡道功, 等. 2003. 拉萨地块北部逆冲推覆构造系统. 地质论评, 49 (1): 74~81.
- 伊海生, 林金辉. 2004a. 藏北高原新生代高钾钙碱性系列火山岩与壳幔相互作用. 北京: 地质出版社, 1~95.

- 伊海生, Zhao Xixi, 林金辉, 时志强, 李保华, 赵兵. 2004b. 藏北乌兰乌拉湖地区第三纪陆相红层古地磁研究的初步结果及地质意义. *地球学报*, 25 (6): 633~638.
- 郑度, 姚檀栋. 2004. 青藏高原隆升与环境效应. 北京: 科学出版社, 1~46.
- Acton G D. 1999. Apparent polar wander of India since of the Cretaceous with implications for regional tectonics and true polar wander. In: Radhakrishna Tand Piper J D A, eds. *The India Subcontinent and Gondwana: A palaeomagnetic and Rock Magnetic perspective*. *Memoir Geological Society of India*, 44: 910~937.
- An Y, Harrison T M, Ryerson F J, et al. 1994. Tertiary structural evolution of the Gangdese Thrust System, southeastern Tibet. *J. Geophys. Res.*, 99: 18175~18201.
- An Y, Harrison T M, Murphy M A, et al. 1999. Tertiary deformation history of southeastern and southwestern Tibet during the Indo-Asian collision. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 111: 1644~1664.
- An Y, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annu Rev Earth Planet Sci.*, 28: 211~280.
- Basee J, Courtillot V, Pozzi J P, et al. 1984. Paleomagnetic estimates of crustal shortening in the Himalayan thrusts and Zangbo suture. *Nature*, 311: 621~626.
- Coleman M, Hodges K. 1995. Evidence for Tibetan uplift before 14 Myr ago from a new minimum age for east-west extension. *Nature*, 374: 49~52.
- Coward M P, Kidd W S F, Pan Yun, et al. 1985. The structure of the 1985 Tibet geotraverse, Lasha to Golmud. In: Sino-British Comprehensive Geological Expedition Team of the Qinghai-Tibet Plateau, ed. *The geological evolution of the Qinghai-Tibet Plateau*. Beijing: Science Press, 321~347 (in Chinese with English abstract).
- Ding Lin. 2003. Paleocene deep-water sediments and radiolarian faunas; implication for evolution of Yalun-zangbu foreland basin, southern Tibet. *Science in China (Series D)*, 46: 84~96.
- Ding Lin, Zhou Yong, Zhang Jingjiang, et al. 2000. Geologic relationships and geochronology of the Cenozoic volcanoes and interbedded weathered mantles of Yulinshan in Qiangtang, North Tibet. *Chinese Science Bulletin*, 45(24): 2214~2220.
- Erchie Wang, Jinglin Wan, Jiaqi Liu. 2003. Late Cenozoic geological evolution of the foreland basin bordering the West Kunlun range in Pulu area; Constraints on timing of uplift of northern margin of the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 108(B8): 2401~2416.
- Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, et al. 2002. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature*, 416: 159~163.
- Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F. 1992. Raising Tibet. *Science*, 255: 1663~1670.
- Kapp P, Murphy M A, Yin A, et al. 2003. Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of the Shiquanhe area of western Tibet. *Tectonics*, 22(4): 1029.
- Klootwijk C T, Gee J S, Pierce J W, et al. 1992. An early India-Asia contact, paleomagnetic constrains from Ninetyeast Ridge, ODP Leg 121. *Geology*, 20: 395~398.
- Parrish R, Hodges K V. 1993. Miocene (22Ma) metamorphism and two stages thrusting in the Greater Himalayan sequence, Ammapurna Sanctuary, Nepal. *Geol. Soc. Am. Abs. W. Progs.*, 25: A174.
- Patriat P, Achache J. 1984. India-Eurasian collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. *Nature*, 311: 615~621.
- Peter G, DeCelles, Delores M R. 2002. Implications of shortening in the Himalayan fold-thrust belt for uplift of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, (6): 1062~1087.
- Tapponnier P, Zhiqin X, Roger F, et al. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 294: 1671~1677.
- Wang Chengshan, Liu Zhifei, Yi Haisheng, et al. 2002. Tertiary crustal shortening and peneplanation in the Hoh Xil region; implications for the tectonic history of the northern Tibetan Plateau. *Journal of Asian Earth Sciences*, 20: 211~223.
- Wang Chengshan, Zhu Lidong, Liu Zhifei. 2004. Tectonic and sedimentary evolution of basins in the north of Qinghai-Tibet plateau and northward growing process of Qinghai-Tibet plateau. *Advance In Earth Sciences*, 19 (3): 373~38 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Wenjin, Nekon K D. 1993. Deep seismic reflection evidence for continental under thrusting beneath southern Tibet. *Nature*, 366: 557~559.

图 版 说 明

1. 肯底玛地区, 沿 F_1 断层巴贡组逆冲于沱沱河组之上 (322°)。
2. 刻莫北沿 F_3 断层, 石炭系杂多群逆冲于沱沱河组之上, 断层下盘沱沱河组产状近直立 (217°)。
3. 肯底玛东 3 km 处, 巴贡组逆冲于沱沱河组之上, 并在下盘沱沱河组中产生倒转向斜 (44°)。
4. 肯底玛南东 2 km 处, F_1 断层上盘巴贡组中的倒转背斜 (51°)。
5. 雁石坪东 F_2 断裂带内的构造透镜体和劈理 (43°)。
6. 肯底玛 F_1 断层带内的无根剪切褶皱, 指示上盘向 NE 的逆冲运动 (224°)。
7. 雁石坪东 F_2 断裂带内不对称构造透镜体, 指示上盘向 NE 的逆冲方向 (47°)。
8. 鄂碎玛地区根带逆冲断层中的 S-C 组构, 指示向 NE 的逆冲方向 (62°)。

Cenozoic Thrust System and Uplifting of the Tanggula Mountain, Northern Tibet

LI Yalin¹⁾, WANG Chengshan¹⁾, YI Haisheng²⁾, LIU Zhifei³⁾, LI Yong²⁾

1) *Research Center of Tibetan Geology, School of Earth Science and Resources, China University of Geosciences, Beijing, 100083*; 2) *Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of Technology, Chengdu, Sichuan, 610059*; 3) *Ministry of Education Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai, 200092*

Abstract

Based on geological mapping and structural analysis, a large-scale Cenozoic thrust system was discovered in

the Tanggula Mountain area, northern Tibet. This thrust system, named the Tanggula thrust system (TTS), stretches for a distance of more than 320 km in NW-SE direction and parallels to the Tanggula Mountain. The TTS can be divided into three segments based on their deformation styles. From north to south, they are (1) the Ulan Ul-Baqing thrust belt (front belt), (2) the Qoima—Gaina thrust belt (middle belt), and (3) the Geladaindong—Esuima thrust belt (root belt). In the north of front belt is the Tuotuohe foreland basin. The Tanggula thrust system is characterized by a major south-dipping thrust, and the thrust direction is from SW to NE. From root to front belt, the deformation styles are high-angle imbricate thrust, fold thrust and lower-angle imbricate thrust. Chronology of granites and sediments in the foreland basin indicates that the TTS occurred in 67.1 ~ 23.8 Ma. Geochronological analysis and foreland basin sequence clearly document two episodes of crustal shortening along the TTS. The older event occurred in the Early Eocene, and during this stage the foreland basin appeared and was accompanied with widespread volcanic and granites intrusion. The younger shortening event occurred in the Late Oligocene, which was symbolized by a disconformity of strata and granites intrusion. The evolution of TTS was controlled by the India—Asia collision and the Indian subduction toward the Asian continent subsequently. This dynamics not only caused crustal shortening and thickening of study region, but also induced a rapid uplifting of the Tanggula Mountain in the Eocene and Oligocene.

Key words: Qinghai—Tibet plateau; Tanggula Mountain; Cenozoic; thrust system; foreland basin

~~~~~

