ttp://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.asp

# 青藏高原西北缘晚新生代构造变形研究

黎敦朋1,2),赵越1),刘健1),潘燕兵1),裴军令1),何哲峰1)

1) 中国地质科学院地质力学研究所,北京,100081; 2) 福州大学紫金矿业学院,福州,350108

内容提要:晚新生代,印亚碰撞的远程效应使青藏高原周缘发生了强烈的构造变形和隆升作用,然而不同学者 对高原强烈构造变形和隆升时代的认识却大相径庭。本文通过对青藏高原西北缘晚新生代褶皱冲断带的构造变 形、沉积作用、岩浆活动与地貌响应等的综合研究,依据古新统至中新统地层的连续沉积和产状的协调一致,提出 青藏高原西北缘在古新世一中新世末并未发生区域性强烈的构造变形,并基于褶皱、生长地层、楔顶沉积和冲断带 中局部不整合等标定青藏高原西北缘强烈构造变形的时代为上新世一早更新世,其中最强烈的构造变形发生于西 域砾岩沉积结束阶段,即约1.1~0.7 Ma 的昆黄运动最终使中更新世以前地层全面褶皱-抬升,形成区域性的乌苏 群与西域砾岩之间的角度不整合,这为青藏高原西北缘晚新生代的构造变形提供了关键的构造地质学证据;同时, 根据磷灰石裂变径迹的研究成果提出青藏高原西北缘的主要隆升可能是在上新世一早更新世通过高原边缘的边 界断层系以后展式逆冲扩展作用抬升形成的,并就裂变径迹热历史模拟的剥蚀厚度提出西域砾岩很可能主要来自 高原边缘地形变化最剧烈的陡坡带,支持西域砾岩属构造成因的认识。

关键词:构造变形;后展式逆冲扩展;上新世一早更新世;青藏高原西北缘

青藏高原的隆升是新生代印亚碰撞的结果,高 原通过深部物质运动和地表构造变形的方式铸就了 现今的世界屋脊,换句话说,高原隆升是地壳深部物 质运动和地表构造变形的结果。目前对高原深部物 质的运动只能通过间接方法分析获得,而地表的构 造变形是可以观察到的客观实体。因此,新生代构 造变形的研究对于认识高原隆升具有重要的意义。 青藏高原隆升时代、幅度、方式的科学问题是当前国 际地学界研究的热点与前缘。目前,不同学者对高 原隆升时代的认识大相径庭,主要观点有:始新世晚 期隆升的观点(David et al., 2006; Wang Erchie et al.,2003);中新世中期前(约14 Ma)已达到最大平 均高度的观点(Turner et al., 1993:Coleman et al., 1995; Blisniuk et al., 2001; Robert et al., 2003);中 新世晚期前(约8 Ma)已达到或接近现今高度的观 点(Harrison et al., 1992; Molnar et al., 1993); 上 新世晚期(3~4 Ma)隆升达到或接近现今高度的观 点(施雅风,1964;徐仁,1973;Metivier et al.,1998; 郑洪波,2002);多阶段隆升并强调上新世以来的构 造隆升为主的观点(李廷栋,1995;钟大赉,1996;李 吉均,1979,1998;潘保田,2004;葛肖虹,2006;任收 麦,2006)。笔者认为认识高原隆升的时代、幅度、方 式,重要的是要恢复高原新生代构造变形的历史,新 生代构造变形最强烈的阶段应是高原隆升最剧烈的 时期。青藏高原西北缘的西昆仑山及其北缘古新统 至中新统地层是连续沉积的,其岩层产状也协调一 致,因此,笔者认为青藏高原西北缘在古新世一中新 世末并未发生区域性的强烈构造变形,那么,造成青 藏高原西北缘大幅度隆升的强烈构造变形发生于什 么时候呢?本文试图从青藏高原西北缘的西昆仑山 及其北缘的晚新生代构造变形研究入手,结合沉积 学、岩浆岩石学、构造热年代学等综合研究,讨论青 藏高原西北缘的隆升时代与高原生长方式。

# 1 区域地质地貌概况及前人研究

研究区位于青藏高原西北缘的西昆仑山北缘与 塔里木盆地结合部位,西邻帕米尔构造结,是一个构 造复杂、位置重要的盆山结合地带(图1),由造山带 向盆地包括西昆仑中央造山带、西昆仑造山带北缘 冲断带(包括铁克里克推覆体及其北缘的褶皱冲断

注:本文为中国地质科学院地质力学研究所基本科研业务费项目(编号 DZLXJK200803)及中国地质调查局项目(编号 121201060108)资助的成果。

收稿日期:2008-10-22;改回日期:2009-05-30;责任编辑:郝梓国。

作者简介:黎敦朋,男。高级工程师,博士。主要从事构造地质与区域成矿教学与科研工作。通讯地址:350108,福建省福州市福州地区大学新区学园路2号,福州大学紫金矿业学院;Email:dunpengli@fzu.edu.cn。通讯作者:赵越,Email:yue\_zhao@cags.ac.cn。





Fig. 1 Simpled geological map and tectonic areas of West Kunlun orogen and adjacent

1一全新统一上更新统;2一上更新统;3一上新统一下更新统西域砾岩;4一上新统阿图什组;5一渐新统一中新统乌恰群;6一古新统一始新 统喀什群;7一前古新世及前古近纪花岗岩;8一中新世一第四纪火山岩;9一中新世花岗岩;10一雪被;11一逆冲断层;12一走滑断层;13一隐 伏断层;14一岩浆岩同位素年龄数据

1—Holocenc-upper Pleistocene; 2—upper Pleistocene; 3—Pliocene-lower Pleistocene Conglomerate; 4—Pliocene Atushi Fm.; 5— Oligocene-Miocene Wuqia Group; 6—Paleocene-Eocene Kashi Group; 7—Pre-Paleocene and Pre-Paleocene granite; 8—Miocene-Pleistocene lava;9—Miocene granite;10—Glacier;11—thrust faut; 12—strike-skip faut;13—faut hided in the underground;14—data of isotopic age of magmatic

带)和塔里木盆地南缘中新生代盆地三个构造单元。

地貌上,由西昆仑山至塔里木盆地依次划分为 西昆仑中高山一极高山地貌区、西昆仑山前低山— 丘陵地貌区、塔里木盆地南部边缘冲积平原地貌区 和塔里木盆地沙漠戈壁地貌区4个单元。

晚第四纪以来,西昆仑山-塔里木盆地南部沙漠 与黄土发育(方小敏,2002;Sun et al.,2005)、气候干 旱,盆地水系不发育,分为贯流水系和山前水系。贯 流水系发育于昆仑山-喀喇昆仑山腹地的冰川区,河 流长,发育历史悠久,总体具有先向西流,然后再向北 流的直角拐弯特征,主要有叶尔羌河、喀拉喀什河、玉 龙喀什河和提孜那甫河等。山前水系发源于西昆仑 山北坡,河流较短,发育时代新,如桑株河、杜瓦河等。

西昆仑山北缘与塔里木盆地过渡区域是青藏高 原西北部地质、地貌、气候变化最剧烈的地区,也是距 离帕米尔构造结最近、新构造变形尤为强烈的区域。 晚新生代以来,西昆仑山及其北缘地区发生了强烈的 逆冲-走滑和褶皱变形(张或丹,1988;龚铭,1995;刘学 锋,1996;罗金海,2004;曲国胜,2005;周新源,2004;刘 胜,2004),火山、地震活动频繁(刘嘉麒,1990);同时, 在塔里木盆地南缘沉积了巨厚的新生代地层(Zheng et al., 2000;金小赤, 2001), 记录了西昆仑山晚新生 代新构造变形和隆升的丰富信息,使之成为研究青藏 高原新构造变形和隆升的最佳区域之一。虽然许多 学者(艾东,1988;刘学锋,1996;罗金海,2004;曲国 胜,2005;周新源,2004;刘胜,2004;崔军文,2006;王 永,2006)对该区进行过新构造变形的研究,但是,由 于受自然地理、交通条件等的限制,对该区域新构造 变形研究还有待深入,特别是对区域褶皱变形的研究 较为薄弱。笔者通过对西昆仑山北缘——塔里木盆 地西南缘晚新生代褶皱冲断带构造变形的调查研究, 结合生长地层、楔顶沉积、冲断带中局部不整合面及 裂变径迹分析等来讨论青藏高原西北缘晚新生代构造变形与高原隆升问题。

### 2 新构造变形特征

青藏高原西北缘的新构造变形主要表现为褶皱 与断裂变形。褶皱变形主要分布于塔里木盆地南 缘,断裂变形主要发育于西昆仑山北缘——塔里木 盆地南缘冲断带和造山带内部各边界断裂。

### 2.1 褶皱变形

晚新生代,西昆仑山在由南向北逆冲推覆过程 中,在山前盆地形成多排平行于昆仑山走向或与昆 仑山走向有小交角的褶皱系:在塔西南叶城南部发 育1~4 排褶皱(张或丹,1988;曲国胜,2005;刘学 锋,1996),在杜瓦、桑株、克里阳地区普遍见1~2 排 褶皱。杜瓦以东发育有皮亚曼背斜、阿其克破背斜, 在铁克里克推覆体东南缘发育布雅一恰哈向斜,在 于田以东褶皱不发育。前人(张或丹,1988;曲国胜, 2005;刘学锋,1996)对叶城县甫沙-柯克亚褶皱、克 里阳褶皱、杜瓦褶皱等进行过较系统的研究,本文主 要介绍前人研究薄弱的皮亚曼背斜、阿其克破背斜、 布雅-恰哈向斜的变形特征。

### 2.1.1 皮牙曼背斜

皮亚曼背斜位于铁克里克北缘断裂以北的皮亚 曼管理区南部,背斜长约 30km 宽约 20km,枢纽呈





Fig. 2 Map of remote-sensing geology and structural section of Piyaman anticline

1一砾岩;2一砂岩;3一泥岩;4一灰岩;5一膏盐层;6一绿泥石英片岩;7一角闪绿泥石英片岩;8一次生石膏脉;9一逆冲断层(平面);10一逆冲断层(剖面);11一走滑断层(平面);12—走滑断层(剖面);13—古水流玫瑰花图;14—化石采集点;15—角度不整合接触界线;16—平行不整 合接触界线;17一剖面位置;Q<sup>b</sup>w一中更新统乌苏群;N<sub>2</sub>Qp<sup>1</sup>x一西域砾岩;N<sub>2</sub>a一阿图什组;E<sub>3</sub>N<sub>1</sub>W一乌恰群;K<sub>2</sub>y一上白垩统克苏勒苏群; P<sub>1-2</sub>d—中二叠统杜瓦组;C<sub>2k+t+a</sub>—中石炭统卡拉乌依组、塔哈奇组和阿孜干组;SD<sub>1-2</sub>t—志留系-下中泥盆统塔里奇组;Chs—长城系桑株塔 格群

1—Conglomerate; 2—gritstone; 3—mudstone; 4—limestone; 5—plaster and salt bed; 6—chlorite quartz schist; 7—hornblende chlorite quartz schist; 8—hypo-plaster pulse; 9—thrust fault(plane); 10—thrust fault(section); 11—strike-skip fault(plane); 12—strike-skip fault(section); 13—palaeocurrent rose chart; 14—fossil collection location; 15—angular unconformity borderline; 16—parallel unconformity borderline; 17— section loction;  $Q_P^2 w$ —middle Pleistocene Wusu group;  $N_2 Q p^1 x$ —Pliocene-Pleistocene Xiyu conglomerate;  $N_2 a$ —Pliocene Atushi Fm.; E<sub>3</sub> N<sub>1</sub> W—Wuqia Group; K<sub>2</sub> y— upper Cretaceous Kesulesu group; P<sub>1-2</sub> d—lower-middle Peronian Duwa Fm.; C<sub>2k+t+a</sub>—middle Carboniferous Kalawuyu Fm. And Tahaqi Fm. And Azigan Fm.; SD<sub>1-2</sub> t—Silurian lower-middle Devonian Taliqi Fm.; Chs—early Mesoproterozoic Sangzhuotage Group

北西西走向,为一向东、西两端倾伏的短轴背斜,背 斜西北端被和田隐伏断裂切割及第四系覆盖而出露 不完整,在南翼发育多个次级褶皱(图 2)。

皮亚曼背斜核部出露宽约 500m 的志留系-下 中泥盆统塔里其组浅变质岩系(贺振建,2003),与上 覆石炭系呈角度不整合或断层接触,绿片岩相变质, 属基底浅变质岩系。皮亚曼背斜北翼由核部到翼部 出露石炭系、二叠系、白垩系及新生界喀什群、乌恰 群,沟谷中局部出露少量阿图什组,背斜北翼西北部 被和田断裂切割而出露不完整;皮亚曼背斜南翼由 北向南依次出露石炭系、二叠系、白垩系及新生界喀 什群、乌恰群、阿图什组和西域砾岩。白垩系与下伏 二叠系杜瓦组呈平行不整合接触,局部可见褶皱地 层之上被产状近水平的中更新统乌苏群不整合覆 盖。褶皱核部的石炭系、二叠系下部地层产状倾角 缓,一般 20°~38°,两翼的二叠系上部地层、白垩系、 乌恰群产状逐渐变陡为 60°~75°, 翼部的阿图什组 和西域砾岩产状又逐渐变缓,褶皱南翼西域砾岩顶 部地层倾角约20°。

在皮亚曼背斜南翼东段,喀什群和乌恰群由北 向南组成2个连续过渡的次级紧闭向斜和紧闭背 斜,总体上次级褶皱两翼地层倾角基本对称,一般倾 角60°~75°,次级向斜开口向东,枢纽向西翘起,枢 纽走向与西昆仑山北缘逆冲推覆断层走向有10°~ 20°的夹角。

在皮亚曼背斜南翼的次级褶皱以南,出露阿图 什组和西域砾岩,以西域砾岩为中心组成一个宽缓 的开阔向斜,向斜两翼为阿图什组,枢纽呈北西西走 向,两翼地层倾角 35°~20°。

在褶皱核部南侧发育 2 条断层,北部为石炭系 塔哈奇组与下伏志留系-下中泥盆统塔里其组(贺振 建,2003)接触界线之间的一条逆冲断层,断层面倾 向 215°,倾角约 45°,断层带中可见 50~120cm 厚的 挤压碎裂岩和构造片岩。在断裂带中主要发育由南 向北逆冲的擦痕和阶步,显示向北逆冲特征(图 2c)。从皮亚曼褶皱核部石炭系塔哈奇组灰岩平缓 地盖在志留系-下中泥盆统塔里其组浅变质岩之上, 推测该逆冲断层未切穿背斜核部的石炭系(图 2d)。 在褶皱核部南侧前述断裂带南约 5m,在石炭系塔哈 奇组灰岩中见一条断面直立的断层,断层带宽约 1m,断层面倾向 200°,倾角约 80°,沿走向见该断裂 出露于背斜核部,断层面上可见北盘上冲的擦痕和 阶步,在该断层北侧的破裂面上可见左旋走滑的水 平擦痕及阶步,据此分析该断裂早期表现为左旋走 滑性质,晚期具有逆冲运动特征。根据现今皮亚曼 背斜形态较为完整,地层未遭受明显破坏,推测晚期 的走滑运动位移量不大,没有破坏背斜地层的完整 性与连续性。

根据上述构造变形特征分析,皮亚曼背斜的形成可能与背斜核部的逆冲断裂活动有关,并且主干断层未冲出背斜核部的石炭系,显示皮亚曼背斜具有断展褶皱特征(罗金海,2004),其形成时代可能在上新世早中期。皮亚曼背斜南翼次级褶皱的形成可能与稍晚活动的次级逆冲断层有关,依据皮亚曼背斜北翼冲沟中未见西域砾岩出露,而背斜南翼分布大面积的西域砾岩,并且西域砾岩褶皱形成宽缓的向斜形态分析,皮亚曼背斜南翼次级褶皱的形成时代较皮亚曼主背斜形成时代晚,大致在西域砾岩沉积之后的早更新世晚期。

### 2.1.2 阿其克破背斜

阿其克破背斜位于玉龙喀什河与策勒河之间的 铁克里克东北缘,为一长约 25km 宽约 10km、枢纽 呈南北走向并向北倾伏、东部地层被断层错失的破 背斜(图 3),其显著特征是枢纽走向与区域构造线 不协调,暗示其成因有别于一般的褶皱。

阿其克破背斜自核部至翼部地层依次是志留 系-下中泥盆统、上泥盆统、石炭系、二叠系、白垩系、 新生界喀什群、乌恰群及阿图什组,西域砾岩则分布 于褶皱西部,阿图什组以前地层倾角中等,而西域砾 岩地层倾角较缓。背斜核部为宽约 8km 的志留系-下中泥盆统塔其克组浅变质岩(贺振建,2003),并与 上覆上泥盆统奇自拉夫群砾岩呈角度不整合接触。 该不整合面之上的上泥盆统、石炭系、二叠系、白垩 系、喀什群、乌恰群及阿图什组、西域砾岩地层产状 协调,地层间呈平行不整合或整合接触。

在遥感影像图上(图 3a),阿其克破背斜东北方 向发育一组活动构造影像,其南侧水系向东偏转,显 示其为左旋走滑运动特征,其可能是隐伏的策勒断 层在阿其克破背斜东部活动的结果。

在阿其克破背斜北部倾伏端,见二条相距约 20m的逆冲断层(图 3b),断层倾向 190°~213°,倾 角 35°~38°。断层南部断片(上部)为乌恰群与阿图 什组,中部断片为中上更新统未固结的砾岩,北部断 片(下部)为未固结的砂砾岩,地层叠置具有"老压 新"的现象,显示为逆冲运动性质,断层活动时间特 别新,是中更新世以来构造运动的结果。

阿其克破背斜东翼地层已断失,西翼地层向北 西倾伏,枢纽走向近南北向。在遥感影像上(图



图 3 阿其克破背斜遥感地质图(a)、构造变形照片(b,c,d)与构造剖面图(f、g)

Fig. 3 Map of remote-sensing geology(a), structural deformatin photos(b,c,d) and structural

section(f, g) of Aqike broken anticline

1—砾岩;2—砂岩;3—泥岩;4—灰岩;5—膏盐层;6—绿泥石英片岩;7—绢云石英片岩;8—次生石膏脉;9—逆冲断层(平面);10—逆冲断层 (剖面);11—走滑断层;12—推测断层;13—剖面位置;14—河流; $Q_{2-4}$ —中更新统-全新统; $Q_{P}^{0}w$ —中更新统乌苏群; $N_{2}Q_{p}^{1}x$ —西域砾岩;  $N_{2}a$ —阿图什组; $K_{2}y$ —上白垩统克苏勒苏群; $P_{1-2}p$ —下中二叠统普斯格组; $C_{2k+t+a}$ —中石炭统卡拉乌依组、塔哈奇组和阿孜干组; $SD_{1-2}t$ —志留系-下中泥盆统塔里奇组; $Pt_{1}A$ —古元古界埃连卡特岩群

1—Conglomerate;2—gritstone;3—mudstone;4—limestone;5—plaster and salt bed;6—chlorite quartz schist;7—sericite quartz schist;8 hypo-plaster dike;9—thrust fault(plane);10—thrust fault(section);11—strike-skip fault(plane);12—blind fault;13—section loction;14 river; $Q_{2-4}$ —middle Pleistocene-Holocene;  $Q_P^2 w$ —middle Pleistocene Wusu Group; $N_2 Q p^1 x$ —Pliocene-Pleistocene Xiyu conglomerate; $N_2 a$ — Pliocene Atushi Fm. ; $K_2 y$ —upper Cretaceous Kesulesu Group; $P_{1-2} p$ —lower-middle Peronian Pusige Fm. ;  $C_{2k+t+a}$ —middle Carboniferous Kalawuyu Fm. And Tahaqi Fm. And Azigan Fm. ; $SD_{1-2} t$ —Silurian lower-middle Devonian Taliqi Fm. ; $Pt_1 A$ —Paleoproterozoic Ailiankate Group

3a),阿其克破背斜东翼显示为一走向近南北的线性 影像——阿其克断裂。前人(周新源,2004)资料显 示:阿其克断裂倾向 230°~255°,倾角 65°~70°,为 一高角度的逆断层,断层带内发育碎裂岩,深部地震 资料显示其向北隐伏延伸约 38km。

在阿其克破背斜最南端,铁克里克推覆体逆冲

于阿其克破背斜之上,在阿其克破背斜南部发育一 组由北向南逆冲的反冲断层(图 3d),断层发育于石 炭系灰岩中,剖面上呈向北陡倾的弧形,由2条相距 约 20m 的断层组成,断层带内发育碎裂岩,两侧地 层倾角近直立,远离断层带地层倾角逐渐向南变缓。

前人(罗金海,2004;周新源,2004)认为阿其克 破背斜是西昆仑山向东北的推挤作用力大于阿尔金 左旋走滑断裂系向西的挤压应力形成的枢纽与西昆 仑冲断带垂直的转换构造;肖安成(2000)认为阿其 克破背斜和皮牙曼背斜均是和田-阿其克逆冲推覆 体上盘的推覆褶皱;崔军文(2006)根据阿其克破背 斜中的近南北走向的楔形张裂隙、石膏脉和顺层滑 动变形等构造,提出阿其克破背斜形成的主要应力 来源于其南侧的西昆仑山。根据野外调查资料,笔 者基本同意第一种观点,认为西昆仑山北东向的挤 压应力与东北部策勒隐伏左旋走滑断层的北西向的 应力在阿其克山一带相遇,逐步形成枢纽近南北走 向的阿其克背斜,随着挤压应力的增强,在背斜核部 形成走向南北向的张性断层及节理,其后在背斜核 部形成走向南北向由西向东逆冲的断层,使西翼地 层逆冲于东翼地层之上,形成阿其克破背斜;晚期阶 段,东西走向的深部逆冲断层活动增强并冲出地表, 形成北部时代较新的逆冲断层,同时在其南部形成 反冲断层。因此,阿其克破背斜的形成主要与西昆 仑山北东向的挤压作用和其东侧的策勒断层的左旋 走滑断裂运动有关。

### 2.1.3 布雅-恰哈箕状向斜

布雅-恰哈向斜位于铁克里克推覆体东缘,呈一 个向东开口的不对称箕状向斜(图 4)。该向斜西部 翘起端围绕铁克里克推覆体东缘出露石炭系、二叠 系、侏罗系、新生界。在和田县皮夏河石炭系之下局 部出露铁克里克推覆体的基底片麻岩系——埃连卡 特岩群,显示石炭系与下伏基底岩系呈沉积不整合 接触;向斜北翼出露地层与西部翘起端一致;而向斜 南翼出露地层被西昆仑山北缘推覆体压盖,主要为 阿图什组和西域砾岩,时代总体较北翼新;向斜中心 主体为阿图什组和西域砾岩,褶皱地层之上被产状 近水平的中更新统乌苏群不整合覆盖。而在铁克里 克推覆体东缘,南部出露石炭系、二叠系、侏罗系、白 垩系、新生界的喀什群、乌苏群、阿图什组和西域砾 岩,依次呈向东缓倾斜的单斜地层,局部受铁克里克 推覆体北缘次级断裂影响产状变陡(恰哈乡南一 带);北部地层被铁克里克北缘断裂切割而出露不完 整。显然,布雅-恰哈箕状向斜盆地具有背驮盆地的 特征。因此,布雅-恰哈箕状向斜是发育于背驮盆地 中的褶皱。

通过地质填图,穿过箕状向斜西部布雅一带的 剖面显示,向斜枢纽平行于铁克里克推覆体,两翼地 层倾角小,一般为 20°~10°。沿恰哈河的剖面显示 南部的西域砾岩构成"W"型向斜,向斜南翼大部分 地层被山前逆冲体压盖,而北翼地层由南向北时代 变老。沿箕状向斜东部的乌鲁克萨依河剖面仅出露 西域砾岩,呈向北缓倾斜的单斜地层。在箕状向斜 最北部的铁克里克推覆体东缘阿西村一带的剖面显 示:铁克里克推覆体向东,古近系喀什群超覆于铁克 里克推覆体的片麻岩之上,沿倾向方向出露地层依 次为喀什群、乌恰群、阿图什组和西域砾岩,呈倾向 北东的单斜构造。

除箕状向斜南部西昆仑造山带北缘的逆冲推覆 断裂外,向斜中总体断裂不发育,阿西村北见铁克里 克北缘断裂切割了新生界,在策勒河东呈槽状低地, 同时策勒河具向东偏转现象,显示为现代仍在活动 的左旋走滑断层特征。在恰哈乡南见铁克里克推覆 体东缘的次级断裂切过乌恰群、阿图什组,使恰哈乡 南侧的地层发生牵引变形,地层倾角显著变陡,同样 该断裂使策勒河向东发生偏转,亦显示为左旋走滑 运动特征。

布雅-恰哈箕状向斜由南向北构造变形略有增强 的趋势,显示挤压应力来自南侧的西昆仑造山带;而 在箕状向斜东部的乌鲁克萨依河,西域砾岩呈单斜构 造,这表明南部昆仑山的挤压应力不是特别强。因 此,布雅-恰哈箕状向斜的形成可能与来自南部昆仑 山的挤压应力在受到铁克里克推覆体南部边界阻挡 作用有关,在东部没有地体阻挡的地段,未形成褶皱。

根据铁克里克推覆体东缘阿西村东一带的地层 呈向东倾伏的单斜构造,显示其未受到来自南侧的 西昆仑造山带的挤压作用的影响,而主要与其西侧 的铁克里克推覆体向东的左旋走滑挤出运动有关。 铁克里克推覆体东缘新生代地层的隆起与倾斜,只 分布于距离铁克里克推覆体东缘 10~15km 范围 内,也暗示其成因与铁克里克推覆体向东的挤出构 造变形作用有关。根据参与褶皱的最新地层为西域 砾岩,铁克里克推覆体向东的挤出运动的时代主体 发生于西域砾岩沉积之后,即早更新世中晚期。

从玉龙喀什河经过皮夏河至洞列克的东西向剖 面看,向斜基底为古元古界埃连卡特岩群,向斜地层 倾角由下至上基本一致,一般 20°~15°,呈向东缓倾 的单斜地层。西部石炭系、二叠系出露于海拔 3200



图 4 布雅-恰哈向斜地质图(a)与构造剖面图(b、c)

Fig. 4 Map of geology(a) and structural section(b, c) of Buya-qiaha syncline

1一砾岩;2一砂岩;3一泥岩;4一灰岩;5一膏盐层;6一石英片岩;7一角闪绢云绿泥片岩;8一花岗岩;9一逆冲断层(平面);10一逆冲断层(剖面);11一走滑断层;12一推测或隐伏断层;13一剖面位置;Q<sup>6</sup>w一中更新统乌苏群;N<sub>2</sub>Qp<sup>1</sup>x一西域砾岩;N<sub>2</sub>a一阿图什组;J<sub>1-2</sub>y一下中侏罗统叶尔差群;P<sub>1-2</sub>p一下中二叠统普斯格组;C<sub>2k+t+s</sub>一中石炭统卡拉乌依组、塔哈奇组和阿孜干组;Chs一长城系桑株塔格群;Pt<sub>1</sub>A一古元古界埃连卡特岩群

1—Conglomerate;2—gritstone;3—mudstone;4—limestone;5—plaster and salt bed;6—quartz schist;7—hornblende sericite chlorite schist; 8—granite;9—thrust fault(plane);10—thrust fault(section);11—strike-skip fault;12—fault hided in the underground or presumed;13 section loction;  $N_2 Q p^1 x$ —Pliocene-Pleistocene Xiyu conglomerate;  $N_2 a$ —Pliocene Atushi Fm. ;J<sub>1-2</sub> y—lower-middle Jurassic Kesulesu group;  $P_{1-2} p$ —lower-middle Peronian Pusige Fm. ;  $C_{2k+t+a}$ —middle Carboniferous Kalawuyu Fm. And Tahaqi Fm. And Azigan Fm. ;SD<sub>1-2</sub> t— Silurian lower-middle Devonian Taliqi Fm. ;Chs—early Mesoproterozoic Sangzhuotage Group ;Pt<sub>1</sub>A—Paleoproterozoic Ailiankate Group

~3800m,东北部同时代地层出露于 2800~3000m; 阿图什组在洞列克西出露于海拔 4346m,而在乌库 一带出露海拔约是 2800m 。沿恰哈河(南北向)剖 面观察,西域砾岩在恰哈河脑,出露海拔约 3500m, 在干吉萨依一带西域砾岩出露海拔约 3000m。由地 层分布的海拔变化,显示沿南北方向的高程变化可 能是由山麓剥蚀面向塔里木盆地倾斜变化的结果, 而沿东西向的高程变化可能暗示与铁克里克推覆体 向东的挤出构造变形有关,即铁克里克推覆体在向

### 东挤出过程中,使其前缘地层抬升并发生倾斜变形。

因此,布雅-恰哈箕状向斜可能是西昆仑造山带 在上新世一早更新世逆冲挤压变形和西部铁克里克 逆冲推覆体向东挤出运动联合作用的产物。

### 2.2 断裂变形特征

研究区的断裂变形主要包括了西昆仑造山带北 缘的逆冲构造变形、铁克里克推覆体的逆冲构造变 形和塔里木盆地南缘的冲断构造变形,此外,塔里木 盆地基底断裂在晚新生代也有一定活动,这里不讨

# 论塔里木盆地基底的断裂活动情况。 2.2.1 西昆仑造山带北缘逆冲断裂系

西昆仑造山带北缘逆冲断裂系出露于喀什塔什 乡南一库地一带,是区域上的库地断裂带在铁克里 克推覆体南部的边界断裂。西昆仑造山带北缘逆冲 断裂系由一系列向塔里木盆地逆冲的叠瓦状推覆体 构成,是高原边缘地形高差变化最大的地域。喀什 塔什乡南-库地断裂追踪早期韧性剪切带,继承了早 期断层结构面,卫片上线状构造影像特征清晰,地貌 上表现为一系列断层三角面、断层崖和线性负地形。 该断裂带包含了多条相互平行或近于平行的脆性断 裂,单个断裂带宽5~20m,断裂面倾向190°~215°, 倾角60°~70°,断层带内构造岩主要为断层角砾岩、 碎裂岩、炭化断层泥及炭质构造片岩等,发育不对称 揉皱、擦痕、阶步等运动学标志,显示断层为由西南 向北东逆冲的推覆构造。

在和田县喀什塔什乡南的月堂能代里雅,可见 中元古界桑株塔格群逆冲于新第三系之上(图 5), 奥陶纪花岗岩又逆冲于中元古界桑株塔格群之上, 中元古界桑株塔格群绿片岩内部还发育次级逆冲断 层。在奥陶纪花岗岩内部还发育多个叠瓦状断层, 进一步的花岗岩磷灰石裂变径迹测年结果显示(见 构造热年代响应部分),山前逆冲断层系总体具有后 展式逆冲扩展特征,主体逆冲时代为上新世晚期-早 更新世。

### 2.2.2 铁克里克逆冲推覆体

铁克里克逆冲推覆体位于策勒县南部至叶城柯 克亚西,地球物理资料显示其是无根的外来构造单 元(高锐,2002),其在晚新生代以来向北推覆了数十 千米。铁克里克逆冲推覆体的元古界中深变质岩系 在柯克亚南、桑株南、杜瓦南、喀拉喀什河口、玉龙喀 什河口等地逆冲于古生界—新生界之上,断层面倾 向南,倾角中-陡,推覆方向由南西向北东方向(张或 丹,1988;陈杰,2001;肖安成,2000;罗金海,2004;周 新源,2004;曲国胜,2005;崔军文,2006)。

铁克里克逆冲推覆体在晚期伴有由西向东的挤 出构造变形,主要依据:①在铁克里克北缘逆冲断 裂系中,发现有近水平的擦痕及阶步,指示其发生过 左旋走滑运动,如在杜瓦的东山;②铁克里克东缘 的阿西村一带新生界呈向东缓倾的单斜地层,显示 系铁克里克逆冲推覆体在向东挤出过程中地层掀斜 所致;洞列克西阿图什组出露于海拔约4300m,而在 乌库一带出露海拔约2800m,也表明铁克里克推覆 体具有向东的走滑降升特征。



图 5 和田县月堂能代里雅西昆仑造山带北缘逆冲断裂 剖面(剖面位置见图 4 I - I<sup>'</sup>)与裂变径迹年龄分布图 Fig. 5 Section chart of thrust faut of northern margin

west kunlun orogen in Hetian county Yuetangnengdailiya area(section loction in Fig. 4 I - I') and distributing chart of age AFT

1-冰碛砾石;2-砂砾岩;3-泥岩;4-绿泥石英片岩;5-花岗 岩;6-逆冲断层;7-推测逆冲断层;8-AFT采样位置;9-AFT年龄/高程;Qh-全新统砾岩;E<sub>3</sub>N<sub>1</sub>W-渐新一中新统乌 恰群;Chs-长城系桑株塔格群

1—Moraine conglomerate; 2—gritstone and conglomerate; 3 mudstone; 4—chlorite quartz schist; 5—granite; 6—thrust fault; 7—presumed thrust fault; 8—sample collecting loction of apatite fission track age ; 9—AFT age /elevation; Qh—Holocene; E<sub>3</sub>N<sub>1</sub> W—upper Oligocene-Miocene Wuqia Group; Chs—early Mesoproterozoic sangzhutage Group

因此,铁克里克逆冲推覆体在向北的逆冲推覆 变形中,并伴有向东的挤出运动,其向东的挤出运动 对布雅-恰哈箕状向斜的形成有一定的贡献。铁克 里克逆冲推覆体的逆冲、挤出的时代根据卷入的最 新变形地层主体发生于西域砾岩沉积晚期。

### 2.2.3 塔里木盆地南缘逆冲-走滑断裂系

塔里木盆地南缘逆冲-走滑断裂系是指位于铁 克里克逆冲推覆体以北的逆冲与走滑构造变形带中 的断裂系。这些逆冲-走滑断裂分布于铁克里克推 覆体至和田隐伏断裂之间。张或丹(1988)在桑株河 北部发现古生界的飞来峰逆冲于西域砾岩之上,表 明塔里木盆地南缘在早更新世以后发生了强烈的逆 冲推覆作用。笔者在阿其克破背斜北翼也发现乌恰 群和阿图什组逆冲于中更新统之上(图 3b),前人 (肖安成,2000)对甫沙一固满一带断层相关褶皱的 研究也表明,盆地边缘逆冲作用强度由造山带向盆 地减弱,活动时间由早变晚;同时,在逆冲断裂中也 发现有近水平的擦痕,如在皮牙曼背斜核部等地,表 明在逆冲推覆变形中也伴有左旋走滑运动。

# 3 岩浆活动

岩浆活动是构造运动的反映,青藏高原西北缘



图 6 西昆仑造山带北缘新生代岩浆岩分布及其同位素年龄图 (据刘嘉麒,1990;邓万明,1989;Arnaud N.O. 1992;万渝生,2004及作者数据) Fig. 6 Distribution of magmatite at Cenozoic and isotopic age in northern margin of west Kunlun orogen (afterLiu jiaqi,1990; Deng wanmin,1989; Arnaud N.O. 1992;Wan yusheng, 2004 and author data) 1-火山岩;2-花岗岩;3-逆冲断层;4-走滑断层;5-隐伏断层;6-新生代岩浆岩同位素年龄

1-Vlcanic; 2-granite; 3-thrust fault; 4-strike-slip fault; 5-fault hided in the underground; 6-isotopic age of magmatite at Cenozic

在中新世以前岩浆活动零星(图 6),中新世晚期(~ 10Ma以来)岩浆活动性增强,上新世晚期火山溢流-喷发作用有加剧的趋势。笔者在泉水沟北发现了 3 个晚中新世的小岩株(图 6),锆石 SHRIMP U-Pb 年龄分别为 9.3 $\pm$ 0.5 Ma(MSWD=3.08, n=12)、 9.7 $\pm$ 0.2 Ma(MSWD=2.36, n=3)和 10.1 $\pm$ 0.4 Ma(MSWD=8.31, n=10);在甜水海北新发现了 一处中新世晚期粗面质火山岩,全岩<sup>40</sup> Ar-<sup>39</sup> Ar 年龄 为 8.3 $\pm$ 0.3 Ma;西昆仑北缘普鲁地区克里雅河沿 岸,对西域砾岩顶部下层玄武岩全岩<sup>40</sup> Ar-<sup>39</sup> Ar 测年 为 1.41 $\pm$ 0.04 Ma,对西域砾岩顶部上层玄武岩 4 个全岩<sup>40</sup> Ar-<sup>39</sup> Ar 测年数据的加权平均年龄为 1.1 $\pm$ 0.1 Ma(MSWD=2.3)(赵越,2008)。

综上所述,青藏高原西北缘晚新生代以来岩浆 活动约从10~8Ma开始活动频繁,自6.5Ma以来 的火山作用显著增强,表明构造活动性从中新世晚 期开始显著加剧。

### 4 构造热年代

磷灰石裂变径迹(AFT)年龄记录了岩石在地

壳最上部约 3km 的岩石冷却剥露时代,岩石快速冷 却事件常常代表较强烈的构造抬升与剥露,它一般 是构造运动的结果。

通过高原面上泉水沟北花岗岩磷灰石裂变径迹 测试,结果获得 24.8~14.0Ma 的磷灰石裂变径迹 年龄,经热历史模拟显示该花岗岩体经历了 25~ 17Ma 和 5~2Ma 以来的二阶段的快速冷却(黎敦 朋,2007)。西昆仑陡坡带月堂能代里雅花岗岩的磷 灰石裂变径迹测试结果,反映了总体上 2.9±0.5 Ma 以来的快速冷却,同时陡坡带的裂变径迹年龄 呈"下老上新"分布特征(图 7),显示青藏高原边缘 断裂活动具有典型的"后展式"逆冲扩展特征。

前人(Wang Erchie et al.,2003)对乌鲁克萨依 河糜棱质花岗岩的磷灰石裂变径迹测年,反映了约 5 Ma 以来的快速冷却;对普鲁花岗岩的磷灰石裂变 径迹测试结果(Wang Erchie et al.,2003),反映了 约 8 Ma 以来的快速冷却事件。

上述磷灰石裂变径迹年龄记录了 25~17Ma、约8Ma、约5Ma和2.9±0.5 Ma以来的多阶段的快速冷却,并显示青藏高原边缘断裂活动具有典型的







"后展式"逆冲扩展特征。

# 5 盆山耦合作用

与造山带毗邻的盆地沉积、水系地貌演化等反 映了沉积盆地对造山带构造变形的响应,是山盆耦 合作用的结果。青藏高原西北缘晚新生代山盆耦合 作用主要表现在生长地层、局部不整合、楔顶沉积、 水系地貌等方面。

### 5.1 生长地层

生长地层是构造变形阶段沉积于背斜脊部和侧 翼的地层,属于同构造期沉积地层,其记录了地层抬 升旋转的同生变形过程,因此,识别生长地层可以帮 助确定构造变形的起始时间和演化历史。

塔里木盆地南缘在西昆仑山前发育多排褶皱, 其成因与前陆逆冲或走滑断层活动有关,显示具有 断展褶皱特征的生长地层(罗金海,2004)。对叶城 县柯克亚剖面甫沙背斜北翼地层产状的系统测量表 明(图 8),乌恰群、阿图什组地层倾角为 75°~72°, 地层倾向和倾角没有明显变化;从西域砾岩底部开 始,地层倾角由 72°向上逐渐变缓,至西域砾岩顶部 地层倾角变为约 20°,地层旋转了近 50°,在层理法 线赤平投影中表现为由边缘向中心的变化路径。

Sun 等(2008)对桑株巴扎东的调查表明阿图什 组、西域砾岩是一套生长地层,帕卡布拉克组是前生 长地层。地层倾角由阿图什组顶部的 70°逐渐变化 为西域砾岩顶部的 12°,并在西域砾岩中见有生长 地层楔,生长地层楔的尖端指向 SSW 方向。

根据古地磁测量成果(Zheng et al., 2000; Sun



图 8 叶城县柯克亚西域砾岩生长地层剖面(a)(据 Zheng et al. 修改, 2002)及层理法线赤平投影图(b)

Fig. 8 Section chart of growth stratum of Xiyu conglomerate(a)(after Zheng et al., 2003)

and projection of bedding normal (b)in Yecheng county Kekeya area

1一泥岩;2一泥质砂岩;3一砂岩;4一砾岩;5一次生石膏脉;6一乌恰群层理法线;7一阿图什组层理法线;

8--西域砾岩层理法线;9-箭头方向表示层理法线变化趋势

1—Mudstone;2—argillaceous sandstone;3—sandstone;4—conglomerate; 5—hypoplaster pulse;6—normal of Wuqia group bedding; 7—normal of Atushi Fm. bedding;8—normal of Xiyu conglomerate bedding;9—direction of arrow expressed trend of bedding normal et al.,2006),叶城柯克亚地区的阿图什组形成于 4.5~3.6Ma,西域砾岩形成于 3.6-<1.8Ma;皮山 桑株地区的阿图什组形成于 5.3~3.0Ma,西域砾 岩形成于 3.0-<2.0Ma,由此推断甫沙背斜生长 地层发育时代开始于约 3.6Ma,桑株生长地层发育 时代可能开始于上新世早期。

据郑洪波(2000)、陈杰(2001)的研究,柯克亚背 斜、固满背斜、阔什塔什背斜形成时代大约从早更新 世依次由南向北变新,塔西南坳陷研究成果(刘胜, 2004)也显示阿图什背斜、喀什背斜开始生长地层的 时代约为 1.07Ma,苏盖特背斜形成于距今 4.0Ma, 阿克陶背斜形成于距今 1.0Ma 以内。

因此,塔里木盆地南缘生长地层是从上新世早 中期开始形成的。

### 5.2 局部不整合面

阿图什组与下伏乌恰群帕卡布拉克组在盆地内 部沉积是连续的,笔者在盆地边缘的布雅─恰哈向 斜南翼的皮夏河上游发现阿图什组与下伏帕卡布拉 克组存在局部的微角度不整合接触(图 9),可能是 西昆仑造山带北缘冲断作用导致沉积间断的结果, 笔者称其为冲断不整合。该不整合面之下是乌恰群 帕卡布拉克组三角洲相灰黄色中厚层粉砂质泥岩夹 薄-中层粉砂岩,地层产状为 40°∠15°;不整合面之 上为阿图什组河流冲积相砂砾岩,发育大型斜层理 和叠瓦构造,最大砾石直径大于 40cm,斜层理前积 层产状 305°∠28°,地层产状为 32°∠12°,不整合面 呈波状起伏。 根据 Zheng et al. (2000)、Sun et al. (2005)对 阿图什组古地磁测量结果,推算阿图什组底界时代 为 5.3Ma 或 4.5Ma,因此,推测在皮夏河上游发现 的阿图什组与帕卡布拉克组微角度不整合面时代为 上新世早期。



图 9 布雅-恰哈向斜阿图什组(N<sub>2</sub>a)与下伏乌恰群 帕卡布拉克组(N<sub>1</sub>k)微角度不整合接触

Fig. 9 Micro-angular unconformity contact of Atushi Fm. ( $N_2$  a) and Pakabulake Fm. ( $N_1$  k) in synclin of Buya-qiaha

#### 5.3 楔顶沉积

在于田县普鲁的康苏拉克一带,西域砾岩堆积 于前新生界之上,西域砾岩中下部为厚约 60m 的砂 砾岩层,其顶部见 1~2m 的烘烤层;西域砾岩中上 部为厚 10~12m 的玄武岩,其上部为厚 5~8m 的烘



Fig. 10 Section of sediment of wedge-top in Pulu area

1一砾岩;2一砂岩;3-泥岩;4-风成沙;5-灰岩;6-炭质板岩;7-变质火山岩;8-绿泥石英片岩;9-绢云石英片岩;10-大理岩;11-花 岗岩;12-玄武岩;13-逆冲断层;14-走滑断层; $\beta$ -第四纪玄武岩; $Qp^2w$ -乌苏群; $N_2Qp^1x$ -西域砾岩; $N_2a$ -阿图什组; $K_2k$ -上白垩统 克苏勒苏群; $P_{1-2}a$ -下中二叠统阿羌火山岩; $Z-\in_A$ -震旦-寒武系阿拉叫依岩群;JxA-蓟县系阿拉玛斯岩群 1-Conglomerate;2-gritstone;3-mudstone;4-eolian sand;5-limestone;6-charcoal callys;7-metavolcanite;8-chlorite quartz schist; 9-sericite quartz schist;10-marble;11-granite;12-basalt;13-thrust fault;14-strike-skip fault; $\beta$ -basalt in Pleislocene; $Qp_2w$ -middle

Pleistocene Wusu group; N<sub>2</sub>Qp<sup>1</sup>x—Pliocene-Pleistocene Xiyu conglomerate; N<sub>2</sub>a—Pliocene Atushi Fm. ;K<sub>2</sub>k—upper Cretaceous Kesulesu group;P<sub>1-2</sub>a—lower-middle Peronian Aqiang volcanics; Z-E<sub>A</sub>—Sinian-cambrian Alajiaoyi Group; JxA-late Mesoproterozoic Alamasi Group 烤砾岩;西域砾岩顶部为厚 12~15m 的玄武岩,其 上被 5~30m 的风成沙覆盖。在西域砾岩之下的前 新生界中发育多条逆冲走滑断裂(图 10),显示逆 冲、走滑断裂活动时代早于西域砾岩沉积时代。根 据康苏拉克以北西域砾岩沉积厚度超过 200m,布 雅-恰哈向斜西域砾岩厚度超过 1000m,而普鲁康苏 拉克一带所见的西域砾岩厚度不超过 100m,其南部 紧靠西昆仑北缘逆冲断裂系,沉积层以下的前新生 界又十分发育逆冲、走滑断裂,因此,普鲁康苏拉克 一带沉积的西域砾岩具有前陆盆地冲断带楔顶沉积 的特征。楔顶沉积是冲断带的重要标志之一,根据 区域上西域砾岩的时代介于 3.6~1.1Ma,推测楔 顶沉积的时代为上新世晚期一早更新世早期。

#### 5.4 水系地貌演化

高原水系的演化主要受控于构造地貌。根据笔 者与刘健合作的研究,塔里木盆地南缘区域古水流 主体方向从渐新世一中新世乌恰群沉积时期的南 东、南东东流向北西、北北西向,至上新世早期的阿 图什组沉积时期剧变为南西一近南北向流向北北 东一北东向(图 11)。古水流体系在上新世早期阿 图什组沉积时期发生了重大转折,即古地貌格局由 中新世以前的东南高西北低,演变为早上新世以后 的西南高东北低,暗示上新世早期帕米尔高原-昆仑 山系发生了显著的构造抬升,区域构造地貌格局发 生了重大改变。

# 6 新构造变形与青藏高原隆升时代的 厘定

对西昆仑山北缘一塔里木盆地南缘地层接触关 系(图 2b、3f、4b、4c、9、11)的研究,皮亚曼背斜、阿 其克破背斜和布雅一恰哈向斜的地层接触关系显示 石炭系-下更新统之间不存在区域性角度不整合,白 垩纪以后的地层沉积是连续的,因此,在上新世之前 西昆仑山北缘不存在强烈的构造变形,至少在古新 世-中新世晚期不存在强烈的构造变形。

中更新统乌苏群与下伏的上新统-下更新统西 域砾岩之间为区域性的角度不整合接触界面,不整 合面之下的地层发生了显著的褶皱变形(图 2、3、 4),代表了一次强烈的新构造运动,前人称为"西域 运动"(黄汲清,1980),后来称为"昆仑-黄河运动" (李吉均,1979;潘保田,1998;崔之久,1998)。根据 塔里木盆地南缘克里雅河中游西域砾岩顶部上层火 山岩 4 个全岩<sup>40</sup> Ar-<sup>39</sup> Ar 的加权平均值年龄为 1.10 ±0.04 Ma(赵越,2008)、相邻地区酒泉砾岩底部年 龄为 0.84 Ma B P(赵志军,2001)、昆仑山垭口望昆 冰碛层形成于 0.71 Ma B P(崔之久,1998)和古里雅 最老的冰川堆积年龄为 0.73 Ma B P(施雅风, 1999)。因此,西域砾岩与乌苏群之间的角度不整合 接触界面代表的"昆仑-黄河运动"时代约 1.1~0.7 Ma。

西昆仑山北缘断裂逆冲于西域砾岩之上,铁克 里克北缘断裂也逆冲于西域砾岩之上,表明在西域 砾岩沉积之后发生了强烈的逆冲推覆构造变形;对 高原边缘断裂带的磷灰石裂变径迹年龄分析显示断 裂活动时代主要集中于约 10~8Ma、约 5Ma 和 3~ 1Ma。

前人(Zheng et al.,2000;Sun et al.,2005)对叶 城柯克亚剖面和皮山桑株剖面生长地层研究表明塔 里木盆地南缘生长地层是从上新世以来开始形成 的。

在塔里木盆地边缘发现的阿图什组与下伏帕卡 布拉克组局部的局部不整合面,其时代为上新世早 期。于田县普鲁的康苏拉克一带的楔顶沉积,其时 代也是上新世晚期-早更新世早期。

青藏高原西北缘晚新生代以来,约从10~8Ma 开始岩浆活动增加,自6.5Ma以来的火山作用显著 增强。

青藏高原西北缘古水流体系在上新世早期阿图 什组沉积时期发生了重大转折,区域构造地貌格局 可能发生了重大改变。

青藏高原西北缘磷灰石裂变径迹年龄记录了约 25~17Ma、约8Ma、约5Ma和3~1Ma以来的多阶 段的快速冷却。

基于上述褶皱、断裂、生长地层、楔顶沉积、冲断 带中局部不整合面、岩浆活动、古水流方向变化、构 造热年代学等标定的青藏高原西北缘强烈构造变形 的时代为上新世一早更新世,而最强烈的构造变形 发生于西域砾岩沉积结束阶段,即约1.1~0.7 Ma 的昆黄运动最终使中更新世以前地层全面褶皱-抬 升,与前人(葛肖虹,2006;任收麦,2006)在阿尔金地 区的研究具有类似的结论,这为青藏高原西北缘上 新世一早更新世的构造抬升提供了关键的构造地质 学证据。

纵观青藏高原周缘的河西走廊盆地、四川盆地、 西瓦里克盆地等的磨拉石沉积:自上新世中期开始 青藏高原周缘开始出现磨拉石沉积,在河西走廊称 为玉门砾岩,四川盆地称为大禹砾岩,在西瓦里克盆 地是上西瓦里克群和中西瓦里克群上部砾岩,这些



图 11 塔里木盆地西南缘区域地层对比图

Fig. 11 Regional stratigraphic correlation in the southwestern Traim basin

1一砾岩;2一砂砾岩;3一砂岩;4一粉砂质泥岩;5一泥岩;6一煤系地层;7一石膏;8一灰岩;9一生物灰岩;10一绿泥石英片岩;

11一地层缺失;12一角度不整合接触;13一平行不整合接触;14一相变接触;15一古水流玫瑰花图

1—Conglomerate;2—sandstone and conglomerate;3—sandstone;4—silty mudstone;5—mudstone;6—coal measure strata;7—plaster ;8 limestone; 9—biolithite; 10—chlorite quartz schist; 11—lost strata; 12—angular unconformity borderline; 13—parallel unconformity borderline;14—facies change contact;15—palaeocurrent rose chart 高原周缘盆地的的磨拉石建造具有准同时性,在塔 里木盆地连续砾岩出现的时间约是 3.5Ma(Zheng et al.,2000),河西走廊连续砾岩出现的时间约是 3.6Ma(赵志军,2001),大禹砾岩连续砾岩出现的时 间约是 3.6Ma(李勇,2002),西瓦里克盆地连续砾 岩出现的时间约是 2.5Ma (李孝泽,2001)。因此, 青藏高原周缘盆地的磨拉石沉积至少自 3.6Ma 就 已经开始出现,在河西走廊和四川盆地磨拉石沉积 底部与下伏地层表现为平行不整合接触。而昆仑黄 河运动在整个青藏高原周缘具有准同时性,四川盆 地雅安砾岩与大禹砾岩呈角度不整合接触,缺失 0.82~0.65Ma的地层(李勇,2002);在河西走廊酒 泉砾岩与玉门砾岩呈角度不整合接触,缺失 0.93~ 0.84Ma的地层(赵志军,2001);塔里木盆地乌苏群 与西域砾岩呈角度不整合接触,缺失约1.1~0.7 Ma 的地层。因此,上新世一早更新世的构造变形 在青藏高原具有普遍性,特别是昆仑-黄河运动在整 个青藏高原周缘的表现是一致的,即约1.1~0.7 Ma 的昆仑-黄河运动遍及整个青藏高原及其周缘, 是一次新生代以来影响最为广泛、变形最为强烈的 构造变形事件。

综合上述资料,结合区域研究成果笔者提出:青 藏高原西北缘的隆升是晚新生代构造变形的结果, 青藏高原西北缘主期隆升的时代与新构造变形具有 同步的特点,其大体经历了约 25~17Ma 的初期隆 升、约 10~8Ma 的早期小幅隆升、约 5.3~3.6Ma 的中期快速隆升、约 3.6~0.7Ma 的晚期强烈隆升 以及 0.7Ma 以来的末期隆升,才最终铸就了青藏高 原"世界屋脊"的现今地貌格局;而青藏高原主期隆 升时代为上新世一早更新世,即高原西北缘主要的 隆升作用发生于上新世一早更新世。笔者的研究以 构造地质学、沉积学、构造热年代学等多方面的证据 支持中国学者长期以来认为青藏高原的隆升是上新 世一早更新世的认识(黄汲清,1980;李吉均,1979; 李廷栋,1995)。

# 7 讨论

### 7.1 对西昆仑山北缘高原生长形式的讨论

在和田县月堂能代里雅,山前陡坡带海拔 3900 ~4075 的花岗岩磷灰石裂变径迹年龄是 1.6±0.8 Ma~2.9±0.5 Ma(图 5),该岩片最高海拔 4090m 的磷灰石裂变径迹年龄是 6.2±1.4 Ma;4140m 的 中部岩片的花岗岩磷灰石裂变径迹年龄是 1.6± 0.5 Ma;海拔 4350~4635m 的上部岩片花岗岩磷灰 石裂变径迹年龄是 0.9±0.3Ma~1.0±0.2Ma,每 个花岗岩岩片内磷灰石裂变径迹年龄总体仍具有上 老下新的正常分布规律。此外,万景林(2002)在于 田普鲁海拔 2640~2800m 一带获得磷灰石裂变径 年龄为 8.5±0.6Ma~8.9±0.6 Ma; Wang 等 (2003)在恰哈乡南海拔 3580~3640m 一带获得糜 棱岩化花岗岩的磷灰石裂变径年龄是 5.1±0.9Ma ~5.9±0.9Ma。如图7所示高原北缘冲断带的磷 灰石的裂变径迹年龄与分布高度具有"下老上新"的 反序分布特征,显示西昆仑山北缘逆冲断层总体具 后展式扩展特点,这与野外露头观察到的地质现象 吻合。显然,西昆仑山陡坡带的磷灰石裂变径迹年 龄主要是逆冲构造抬升冷却作用的结果,磷灰石裂 变径迹年龄代表的是构造作用岩石冷却剥露的时 代,磷灰石裂变径迹年龄"上新下老"的反序分布特 征,也说明了逆冲作用控制了陡坡带的裂变径迹年 龄分布。

西昆仑造山北缘晚新生代的构造变形样式主要 表现为西昆仑造山向塔里木盆地方向的后展式的逆 冲变形。根据磷灰石裂变径迹分析,可能至少发育 4~5个逆冲岩片,其逆冲时代可能分别对应于约10 ~8Ma、约6~5Ma、约2.9~1.6Ma和约1.0~0.9 Ma。

因此,西昆仑山隆升主要是陡坡带逆冲断层后 展式逆冲扩展作用形成,抬升作用发生于约 10~ 8Ma、约 6~5Ma、约 2.9~1.6Ma 和约 1.0~0.9 Ma,图 12 为西昆仑山北缘高原隆升模式。

通过西昆仑山北部边缘陡坡带逆冲断层扩展方 式的研究,笔者提出青藏高原西北缘高原的生长可 能是在晚新生代主要通过逆冲断层系后展式逆冲扩 展作用抬升形成的。

### 7.2 对西域砾岩成因的讨论

对于广泛分布于中国西部的西域砾岩的成因, 目前有3种代表性观点:第1种以黄汲清先生为代 表,认为西域砾岩代表了上新世末一第四纪初期一 次强烈的构造运动(黄汲清,1980;李吉均,1979, 1996,2001);第2种以 Molnar 等(1990)、Wang 等 (2003)、Zhang 等(2001)等为代表,认为西域砾岩是 第四纪全球气候变冷的产物;造成上述观点差异的 主要原因是西域砾岩底部与阿图什组呈整合接触, 未见强烈的构造变形;第3种观点以陈杰(2001)为 代表,认为西域砾岩是构造运动叠加气候变化的产 物。

近年来的调查成果显示,青藏高原西北缘从上



图 12 西昆仑山北缘的高原隆升模式 Fig. 12 Feature of struture deform in the study area 1-新生界;2-晚新生代火山岩;3-前新生界;4-逆冲断层;5-左旋走滑断层;F1-康西瓦断裂; F2-西昆仑山北缘断裂;F3-铁克里克北缘断裂 1-Cznozoic;2-vlcanic of Neogene;3-Pre-Cznozoic;4-thrust fault;5-strike-slip fault;F1-Kangxiwa fault; F2-the northern margin fault of West Kunlun mountain;F3-the northern margin fault of Tiekelike

新世开始在塔里木盆地南缘发育大量与逆冲断层活 动有关的生长褶皱、生长地层和生长不整合(陈杰, 2002;肖安成,2000),在地震剖面中显示塔里木盆地 南缘西部地层沿多层滑脱面发育双重逆冲构造、三 角带构造等(陈杰,2001;肖安成,2000;曲国胜, 2005;罗金海,2004;张达景,2007),表明滑脱面之下 地层发生了强烈变形,具有地下变形强,地上变形弱 的特征,个别逆冲断层甚至逆冲至近地表形成生长 褶皱、生长地层和生长不整合等构造。由于在没有 地震剖面资料以前地表貌似变形微弱的区域,在地 震剖面中可以看出在滑脱面之下实际上发生了非常 强烈的构造变形,造成西域砾岩沉积阶段构造变形 非常微弱的假像,使人们错误地认为西域砾岩是第 四纪全球气候变冷的产物。笔者在恰哈-布雅向斜 西域砾岩中上部发现的大量泥石流堆积也表明当时 降雨量较大,与冰期气温较低,降水量少明显矛盾。 因此,西域砾岩的形成与第四纪全球气候变冷关系 并不十分明确。

我们对陡坡带的磷灰石裂变径迹年龄分析表 明,主要的磷灰石裂变径迹年龄介于 2.9~0.9Ma, 热历史模拟显示上新世以来的最大剥蚀厚度达 5~ 8km,剥蚀速率约为 1000~1600m/Ma,剥蚀速率是 非常大的;而高原内部的泉水沟北花岗岩的磷灰石 裂变径迹年龄介于 25~14Ma,热历史模拟显示其 最上部 2.6km(由 80℃温度降低至地表的 0℃的厚 度,地温梯度取 30℃/km)的岩石被剥蚀耗时 25~ 15Ma,平均剥蚀速率只有 130m/Ma,剥蚀速率小。 由此可以估算高原边缘陡坡带的剥蚀速率是高原内 部的剥蚀速率的 7~12 倍,陡坡带的剥蚀速率比高 原内部的剥蚀速率约大一个数量级。因此,笔者推 测西域砾岩可能主要来自于陡坡带的快速剥蚀区 域。

万景林(2002)对克里雅河普鲁段西域砾岩上部 花岗岩砾石的磷灰石裂变径迹分析,获得一个年龄 为4.5±0.3Ma,也说明了西域砾岩的砾石剥露时 代非常新,可能是陡坡带岩石快速剥蚀的产物。

因此,推测西域砾岩是上新世中晚期一早更新 世西昆仑山北缘陡坡带向北强烈逆冲、快速抬升剥 蚀的产物,西域砾岩主体应属构造成因。

### 8 结论

(1)本文通过对青藏高原西北缘晚新生代褶皱 冲断带构造变形、沉积作用、岩浆活动和地貌响应等的综合研究,基于褶皱、生长地层、楔顶沉积及冲断带中局部不整合面等标定的青藏高原西北缘强烈构造变形的时代为上新世一早更新世,而最强烈的构造变形发生于西域砾岩沉积结束阶段,即约1.1~ 0.7 Ma的昆黄运动最终使中更新世以前地层全面褶皱-抬升,这为青藏高原西北缘晚新生代的构造变形事件提供了关键的构造地质学证据。

(2)综合分析提出:青藏高原西北缘的隆升是 构造变形的结果,青藏高原西北缘的隆升时代与新 构造变形具有同步的特点,其大体经历了约 25~ 17Ma 的初期隆升、约 10~8Ma 的早期小幅隆升、约 5.3~3.6Ma 的中期快速隆升、约 3.6~0.7Ma 的晚 期强烈隆升以及 0.7Ma 以来的末期隆升,才最终铸 就了青藏高原"世界屋脊"的现今构造地貌格局;而 青藏高原主期隆升时代为上新世一早更新世。

(3) 西昆仑山北缘地形变化最剧烈的陡坡带的 磷灰石裂变径迹年龄呈"上新下老"的反序分布特 征,显示了约 3Ma 以来西昆仑山向塔里木盆地大规 模后展式的逆冲扩展作用,提出青藏高原西北缘的 高原隆升可能是在晚新生代主要通过逆冲断层后展 式逆冲作用抬升形成的认识;根据磷灰石裂变径迹 热历史模拟的剥蚀厚度,提出西域砾岩很可能主要 来自地形变化最剧烈的陡坡带,支持西域砾岩属构 造成因的观点。

**致谢:**感谢中国地震局地质研究所国家地震动 力学实验室的郑德文研究员在磷灰石裂变径迹测年 中给予的大力帮助,感谢中国地质大学王瑜教授在 Ar-Ar 测 年 中 提 供 的 支 持,感 谢 国 土 资 源 部 SHRIMP [] 中心宋彪研究员在 SHRIMP 定年中的 悉心指导,特别感谢审稿人对文章修改提出的有益 建议。

### 参考文献

- 艾东.1988. 喀喇昆仑山-西昆仑山地区的新构造运动,干旱区地理, 11(4):31~38.
- 陈杰,卢演俦,丁国瑜.2001.塔里木西缘晚新生代造山过程的记录——磨拉石建造及生长地层和生长不整合,第四纪地质,21 (6):528~539.
- 陈杰,尹金辉,曲国胜,等.2002. 塔里木盆地西缘西域砾岩的底界、时 代、成因与变形过程的初步研究,地震地质,22(增刊):104~ 116.
- 陈正乐,万景林,王小凤,等.2002.阿尔金断裂带8Ma左右的快速走 滑及其地质意义,地球学报,08:295~300.
- 崔军文,郭宪璞,丁孝忠,等.2006.西昆仑一塔里木盆地盆一山结合带的中、新生代变形构造及其动力学,地学前缘,13(4):103~118.
- 崔之久,伍永秋,刘耕年,等.1998.关于"昆仑-黄河运动",中国科学 (D),28(1):53~592.
- 邓万明. 1998. 青藏高原北部新生代板内火山岩. 北京:地质出版社, 30~78.
- 丁道桂,王道轩,刘伟新,等.1996.西昆仑南造山带与盆地,北京:地 质出版社,1~230.
- 方小敏,吕连清,杨胜利.2002.昆仑山黄土与中国西部沙漠发育和高 原隆升,中国科学 D辑,31(3):177~184.
- 高锐,肖序常,高弘.2002.西昆仑一塔里木一天山岩石圈深地震探测 综述,地质通报,21(1):11~18.
- 葛肖虹,任收麦,马立祥,等.2006.青藏高原多期次隆升的环境效应,

地学前缘,13(6):118~130.

- 龚铭,邵鸿良,伍泓,段铁军,等.1995.塔里木盆地断裂构造样式与油 气关系探讨,石油与天然气地质,16(1):11~21.
- 贺振建,边雪梅,修申成,等.2003.新疆和田地区志留系一中泥盆统 塔里其组的建立,地层学杂志,27(3):242~246.
- 黄汲清,陈炳蔚.1980.特提斯一喜马拉雅构造域上新世一第四纪磨 拉石的形成及其与印度板块活动的关系.见:国际交流地质学 术论文集,构造地质——地质力学,北京:地质出版社,1~14.
- 姜春发,王宗起,李锦轶.2000.中央造山带开合构造,北京:地质出版 社,10~12.
- 金小赤,王军,陈炳蔚.2001.新生代西昆仑隆升的地层学和沉积学记录,沉积学报,75(4)):459~468.
- 黎敦朋,赵越,胡健民,等.2007.青藏高原西北缘高原面与陡坡地貌 形成过程的裂变径迹热年代学约束,岩石学报,023(05):900~ 910.
- 李海兵,杨经绥,许志琴,等. 2006.阿尔金断裂带对青藏高原北部生 长、隆升的制约,地学前缘,13(4):59~79.
- 李吉均,方小敏,马海洲,等.1996.晚新生代黄河上游地貌演化与青 藏高原隆起,中国科学(D辑),26(4):316~322.
- 李吉均,方小敏,潘保田,等.2001.新生代晚期青藏高原强烈隆起及 其对周边环境的影响,第四纪研究,21(5):381~391.
- 李吉均,方小敏.1998.青藏高原降起与环境变化研究,科学通报,43 (15):1569~1574.
- 李吉均,文世宣,张青松,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.
- 李廷栋. 1995. 青藏高原隆升的过程机制,地球学报,(1):1~9.
- 李孝泽,董光荣,陈惠中,等.2001.从青藏高原南北两个磨拉石剖面 的对比看青藏高原的隆升过程,中国沙漠,21(4):354~360.
- 李勇,侯中健,司光影.2002.青藏高原东缘新生代构造层序与构造事件,中国地质,29(1):30~36.
- 刘嘉麒,买卖买.依明,1990.西昆仑山第四纪火山的分布与 K-Ar 年龄,中国科学 B辑,(2):180~187.
- 刘胜,汪新,伍秀芳,等.2004.塔西南山前晚新生代构造生长地层和 变形时代,石油学报,25(5):24~28.
- 刘学锋,肖安成,陈毓遂,等.1996.塔里木盆地西南缘构造变形特征, 江汉石油学院学报,18(2):19~24.
- 刘永江,葛肖虹,GENSER J,等. 2003.阿尔金断裂带构造活动的<sup>40</sup> Ar/<sup>39</sup>Ar 年龄证据,科学通报,48(12):1335~1341.
- 罗金海,周新源,邱斌,等.2004.塔里木盆地西部喀什凹陷褶皱冲断 带的构造特征,石油与天然气地质,25(2):199~203.
- 潘保田,方小敏,李吉均,等.1998.晚新生代青藏高原隆升与环境变 化,见:施雅风,李吉均,李炳元主编:青藏高原晚新生代隆升与 环境变化,广州:广东科技出版社,373~414.
- 潘保田,高红山,李炳元,等. 2004. 青藏高原层状地貌与高原隆升, 第四纪地质,24(1):50~58.
- 潘家伟,李海兵,Laurie BARRIER,等.2007.西昆仑推覆前锋带新生 代构造地貌特征,地质通报,26(10):1367~1389.

潘裕生.1990.西昆仑构造特征与演化,地质科学,(3):224~232.

- 曲国胜,李亦纲,李岩峰,等.2005.塔里木盆地西南段前陆构造分段 及其成因,中国科学 D辑,35(3):193~202.
- 任收麦,葛肖虹,杨振宇,等.2006.<sup>36</sup>Cl 断代法应用于青藏高原末次 快速隆升的构造事件研究,地质学报,80(8):1110~1117.

- 施雅风,李吉均,李炳元,等.1999.晚新生代青藏高原的隆升与东亚 环境变化,地理学报,54(1):10~21.
- 宋春晖,方小敏,高军平,等.2001.青藏高原东北部贵德盆地新生代 沉积演化与构造隆升,沉积学报,19(04):493~500.
- 宋友桂,方小敏,李吉均.2001.晚新生代六盘山隆升过程初探,中国 科学 D辑,31(增刊):142~148.
- 万景林,王瑜,李齐,等.2001.阿尔金山北段晚新生代山体抬升的裂 变径迹证据,矿物岩石地球化学通报,20(4):222~224.
- 万景林,王二七.2002.西昆仑北部山前氆氇地区山体抬升的裂变径 迹研究,核技术,25(7):565~567.
- 万渝生,罗照华,李莉.2004.3.8Ma 青藏高原年轻碱性玄武岩锆石 离子探针 U-Pb 年龄测定,地球化学 33(05):442~446
- 王军.1998. 西昆仑卡日巴生岩体和苦子干岩体的隆升——来自磷灰 石裂变径迹的证据,地质论评,44(4):435~442.
- 王永,李德贵,肖序常,等.2006.西昆仑山前晚新生代构造活动与青 藏高原西北缘的隆升,中国地质,33(1):41~47.
- 肖安成,杨树锋,陈汉林,等.2000.西昆仑山前冲断系的结构特征,地 学前缘,7(增刊):128~135.
- 肖序常,王军.1998. 青藏高原构造演化及隆升的评述, 地质论评, 44(4):372~381.
- 徐仁,陶君容,孙湘君,等.1973.希夏邦马峰高山栎化石层的发现及 其植物学和地质学上的意义,植物学报,15(1):103~119.
- 张达景,胡健民,蒙义峰,等.2007.塔里木盆地西南部齐姆根逆冲推 覆构造的特征及其与油气的关系,地质通报,26(3):266~274.
- 张或丹.1988.铁克里克山前逆冲带及其找油前景,江汉石油学院学报,10(1):1~11.
- 赵越,黎敦朋,刘健,等.2008.构造地貌——认识高原历史的钥匙,地 质通报,27(12):1961~1967.
- 赵志军,方小敏,李吉均,等. 2001.酒泉砾石层的古地磁年代与青藏高原隆升,科学通报,46(14):1208~1212.
- 郑洪波,Kutherine Butcher,Chris Powell. 2002. 新疆叶城晚新生代 山前盆地演化与青藏高原北缘的隆升— I 地层学与岩石学证 据,沉积学报,20(2):274~281.
- 郑洪波,Kutherine Butcher, Chris Powell. 2003. 新疆叶城晚新生代 山前盆地演化与青藏高原北缘的隆升─Ⅱ沉积相与盆地演化, 沉积学报,21(1):46~51.
- 郑洪波,陈惠中,靳鹤龄,等.2002.上新世一早更新世青藏高原北缘 隆升的磁性地层学证据,海洋地质与第四纪地质,22(2):58~ 62.
- 郑洪波.2002.从新疆叶城剖面砂岩和砾岩组分看西昆仑山的剥蚀历 史,地质力学学报,8(4):297~305.
- 钟大赉,丁林. 1996. 青藏高原的隆起过程及其机制探讨,中国科学 (D辑),26(4):289~295.
- 周新源,罗金海,王清华.2004.塔里木盆地南缘冲断带构造特征及其 油气地质特征,中国科学 D辑,34(增刊):56~62.
- Arnaud N O, Brunel M, Cantagrel J M, Tapponnier. 1993. High cooling and denudation rates at Kongur Shan, Eastern Pamir (Xinjing, China) revealed by <sup>40</sup> Ar/<sup>39</sup> Ar thermochronology, Tectonics, 12(6):1335~1346.
- Arnaud N O, Vidal Ph, Tapponnier P, et al. 1992. The high  $K_2$  O volcanism of northwestern Tibet: Geochemistry and tectonic implications, Earth and Planetary Science Letters,  $111:351 \sim$

- 367.
  Blisniuk P. M., B. R. Hacker, J. Glodny et al. 2001. Normal faulting in central Tibet since at least 13. 5Myr ago, Nature, 412~618.
- Coleman M, Hodges K. 1995. Evidence for Tibetan uplift before 14Myr ago from a new minimun age for east-west extension . Nature , 374:49~52.
- David B Rowley , Brian S Currie. 2006. Paleo2altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin central Tibet. Nature , 439:  $677\!\sim\!681$ .
- Fang Xiaomin, Zhang Weilin, Meng Qingquan, et al. 2007. Highresolution magnetostratigraphy of the Neogene Huaitoutala section in the eastern Qaidam Basin on the NE Tibetan Plateau, Qinghai Province, China and its implication on tectonic uplift of the NE Tibetan Plateau, Earth and Planetary Science Letters, 258,293~306.
- Harrison T M, Copeland W S F, Kidd e t al. 1992. Raising Tibet. Science, 255:1663~1670.
- Metivier F., Y. Gaudemer, P. Tapponnier et al. 1998, Northastward growth of the Tibet Plateau deduced from balanced reconstruction of two deposional areas: The Qaidam and Hexi corridor basins, China, Tectonics, 17(6): 823~842.
- Molnar P, England P. 1990. Late Cenozoic uplift of mountain rangesand global climate change: chickenor egg? Nature, 346: 29~34.
- Molner P., P. England, J. Martinod. 1993. Mantle dynamics, Uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian Mosoon, Reviews of Geophysics, 31: 357~396.
- Robert A. Spicer, Nigel B. W. Harris, et al. 2003. Constant elevation of southern Tibet over the past 15million years, Nuture, 42(6): 622~624.
- Sobel E R, Dumitru T A. 1997. Thrusting and exhumation around the margines of the western Tarim basin during the India-Asia collision, Journal of Geophysical Research, 102 : 5043~5063.
- Sun Jimin , Zhang Liyuan, Deng Chenglong et al. 2008. Evidence for enhanced aridity in the Tarim Basin of China since 5. 3Ma, Quaternary Science Reviews, doi:10.1016,1012~1023.
- Sun Jimin and Liu Tungsheng. 2006. The Age of the Taklimakan Desert, science, 312:1621.
- Sun Jimin, Zhu Rixiang, and An Zhisheng. 2005. Tectonic uplift in the northern Tibetan Plateau since 13. 7 Ma ago inferred from molasse deposits along the Altyn Tagh Fault, Earth and Planetary Science Letters, 235(3-4):641~653.
- Turner S, Hawkesworth, J. Liu et al. 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks , Nature, 364 (1):  $50 \sim 54$ .
- Wang Chengshan, Zhao Xixi, Liu Zhifei, et al. 2008. Constraints on the early uplift history of Tibetan Plateau, The National Academy of Sciences of the USA, 105(13):4987~4992.
- Wang Erchie, Wan Jinglin, Liu Jiaqi. 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): 2381~2412.

- Xiao W. J., B. F. Windley, D. Liu Y., et al. 2005. Accretionary Tectonics of the Western Kunlun Orogen, China: A Paleozoic-Early Mesozoic, Long-Lived Active Continental Margin with Implication for the Growth of Southern Eurasia, Journal of Geology, 113:687~705.
- Zeitler P K,1985. Cooling history of the NW Himalaya, Pakistan. Tectonics, 4:127~151.
- Zhang P Z, Molnar P, DownsW R. 2001. Increased sedimentation rates and grain sizes 2~4Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates, Nature, 410: 891~897.
- Zhang Zhaochong, Xiao Xuchang, et al. 2008. Post-Collisional Plio-Pleistocene Shoshonitic Volcanism in the Western Kunlun

- Mountains, NW China: Geochemical Constraints on Mantle Source Characteristics and Petrogenesis, Journal of Asian Earth Sciences, 31(2008):379~403.
- Zheng H, Powell C, An Z, et al. 2000. Pliocene uplift of the northern Tibetan Plateau. Geology, 28(8): 715~718.
- Zheng Hongbo, Huang Xiangtong, Kutherine Butcher, et al. 2006. Lithostratigraphy, petrography and facies analysis of the Late Cenozoic sediments in the foreland basin of the West Kunlun, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 24(1):61 ~78.
- Zheng Hongbo, Kutherine Butcher, Chris Powell, et al. 2003. Late Neogene aeolian loess deposition in southern Tarim Basin and its palaeoenvironmental significance, Tectonophysics,  $385:49 \sim$ 59.

# Late Cenozoic Tectonic Deformation on the Northwestern Margin of the Qinghai-Tibet Plateau

LI Dunpeng<sup>1,2)</sup>, ZHAO Yue<sup>1)</sup>, LIU Jian<sup>1)</sup>, PAN Yanbing<sup>1)</sup>, PEI Junling<sup>1)</sup>, HE Zhefeng<sup>1)</sup>

1) Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100081; 2) College of Zijin Mining, Euchen University, Euchen Eulien 250108

2) College of Zijin Mining, Fuzhou University, Fuzhou, Fujian, 350108

### Abstract

In Late Cenozoic, the long-range effect of Indo-Asia collision may result in strong tectonic deformation and uplift of marginal area in the Qinghai-Tibet Plateau. However, different geologists have very different understanding of the age of the tectonic deformation and uplift in the Qinghai-Tibet Plateau. Hence, there is no consensus to be reached. Based on an integrated research of tectonic deformation, sedimentation, magmatic activity and physiographic response to the fold and thrust belt on the northwestern margin of the Qinghai-Tibet Plateau late Cenozoic, in combination with Paleocene to Miocene strata sedimentation's succession and strata dips' coherence, it is suggested that a strong regional tectonic deformation has not taken place in the northwestern margin of the Qinghai-Tibet Plateau at the Paleocene-late Miocene. Unconformity marks such as folds, growth stratum, wedge-top sediment and local unconformity contact in thrust-fold belt indicate an age of Pliocene-early Pleistocene for the strong tectonic deformation in the northwestern margin of the Qinghai-Tibet Plateau. In addition, the strongest deformation took place at the end of Xiyu conglomerate deposition, that is Kunlun-huanghe Movement at about 1.1 $\sim$ 0.7 Ma, which finally resulted in overall folding and uplifting of strata before Pleistocene and regionally angular unconformity between Wusu Formation and Xiyu comgloerate. This provides the key structural geological evidence for tectonic deformation of the northwestern margin of the Qinghai-Tibet Plateau in late Cenozoic. Meanwhile, research of apatite fission track suggests that main uplifting of the Qinghai-Tibet Plateau likely resulted from the boundary fault of the Plateau in the form of thrusting extension in Pliocene and Pleistocene. Denudation thickness by fission track modeling indicates that the Xiyu conglomerate should come from slope zone which had suffered landform change, which supports the understanding of the tectonic genesis of the Xiyu conglomerate.

**Key words**: tectonic deformation; thrusting extension; Pliocene-early Pleistocene; the northwestern margin of the Qinghai-Tibet Plateau