青藏高原北部的早期隆升

戴 霜 方小敏 宋春晖 高军平 高东林 李吉均

(兰州大学西部环境教育部重点实验室和资源环境学院, 兰州 730000; 中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安 710054. E-mail: daisher@lzu.edu.cn)

摘要 青藏高原北部边界构造变形的研究是认识高原变形隆升时间及机制和印度-欧亚板块碰撞远程效应的重要途径.阿尔金断裂和祁连山北缘断裂控制的河西走廊盆地是位于高原最北端的新生代前陆盆地,其中巨厚的沉积物和沉积演化较完整地记录了高原北部的变形隆升历史.盆地中最老新生代地层火烧沟组为山麓-河湖相沉积,与上下地层均为不整合接触.高精度古地磁学与岩石磁学测年表明它们的年龄分别约为 40.2 和 33.4 Ma,前者揭示新生代青藏高原北部早期隆升的最晚时间,推断导致高原北部隆升的印度-欧亚板块碰撞变形的前缘最迟在那时就已到达高原最北部,阿尔金断裂和祁连山北缘断裂最晚也在那时形成和连通.后者揭示高原发生了第二次强烈变形和隆升,并导致了盆地自此以来顺时针旋转了 17°,并使火烧沟组顶部代表的晚始新世高原最早期夷平面瓦解.

关键词 青藏高原 河西走廊 新生代磁性地层学 构造变形 高原隆升

青藏高原北缘新生代构造变形的研究是认识高原隆升时间、机制和印度-欧亚板块碰撞变形远程效应的重要途径,目前认为板块碰撞变形效应向北可达阿尔泰山甚至贝加尔湖地区^[1].但对印度板块与欧亚板块碰撞开始的时间、形式、幅度以及碰撞后高原变形、隆升过程和机制还存在着激烈的争论^[1-14],就后者目前主要有岩石圈增厚拆沉和地壳侧向走滑两种端元模式.岩石圈增厚拆沉模式认为由于印度板块俯冲使岩石圈增厚挤入软流圈,下部发生拆沉作用,导致地壳反弹和高原整体隆升^[2],并使高原在中中新世^[3]或者更早^[4]达到现今高度或最高,然后发生垮塌和岩浆作用.

地壳侧向走滑模式^[5,6]认为,印度板块向北俯冲导致喜马拉雅-青藏高原和亚洲地壳向东及东南走滑逃逸,以金沙江-鲜水河断裂和昆仑山断裂为界,高原从南向北依次经历了始新世、渐新世-中新世、上新世-第四纪 3 个块体的走滑隆升. Yin 等人^[7,8]认为高原南部和北部隆升变形同时开始于 40~50 Ma,不存在从南向北的顺序扩展.检验这些模式或构建新的高原变形隆升模式,最重要的就是要确定高原不同部位变形和隆升的事件序列及其年代,其中高原北部是上述过程的末端产物,其变形和隆升过程是检验上述或者构建新模型最重要的部位.

高原北部的形成演化主要受昆仑山和阿尔金两个巨型左旋走滑断裂的控制,祁连山的隆起是控制高原北缘主边界变形的阿尔金断裂的活动产物,但

对于其活动变形时间和幅度还存在着很大的争论.一种观点认为阿尔金断裂的走滑主要发生在中中新世以来^[15],其向北东方向的逐渐生长导致了祁连山由南向北的逐步隆起,南祁连(党河南山)、中祁连和北祁连山的形成年代分别为 15, 8 和 5 Ma 前,而河西走廊北缘宽滩山-龙首山南缘断裂则在 1 Ma 前才开始活动,宽滩山-龙首山北缘断裂活动更晚^[5,6,16].最近祁连山盆地沉积碎屑裂变径迹年代揭示山地的主要剥蚀隆升过程开始于中新世以来^[17,18];另一种观点认为阿尔金断裂的走滑开始于晚始新世或至少渐新世以来^[7,8,19],阿尔金断裂东段及其东南侧一系列呈镰刀状的逆冲断裂(包括其控制的祁连山)基本都是在约 40~30 Ma 前同步形成,而最北边的宽滩山-龙首山南缘断裂约在 10 Ma 前形成^[8];党河南山和阿尔金山接合部肃北一带的古地磁和哺乳动物化石的研究也表明,本区山地可能最迟在渐新世就已隆起^[20,21].还有一种观点认为阿尔金断裂在三叠纪^[22]或 160~140 Ma 前^[23]就已存在.多数人认为阿尔金断裂自活动以来一共走滑了约 300~500 km^[24,25],但也有人推测只有 80~120 km^[15],或达到 1200 km^[26].产生这些争论的主要原因是推测变形和隆升的地质事实的年代没有得到准确的测定,多数是依据粗略的古地磁^[8,20,21]、生物化石^[8,19,21]或少量的碎屑裂变径迹给出的大致年代^[8,17,18]进行推导.

河西走廊是印度-欧亚板块碰撞后南北向挤压应力主轴方位最北端的压性沉积盆地或陆内前陆盆地,

构造上主要受控于与阿尔金断裂相连的祁连山北缘断裂及宽滩山-龙首山南缘断裂。盆地新生代巨厚的沉积物、沉积演化和地层变形历史较完整地记录了高原北部的变形隆升历史^[27,28],是正确理解和解决这些问题的理想场所。因此,本文重点讨论盆地最老新生代地层火烧沟组高分辨率高精度磁性地层测年结果,通过高精度年代和盆地沉积对构造活动的响应分析,讨论印度-欧亚板块碰撞变形前缘到达河西走廊的时间,为研究高原北缘早期构造变形和隆升提供科学依据。

1 地质背景与火烧沟组地层特征

河西走廊位于青藏高原北部边缘,是在前中生代弧后前陆盆地基础上发育的中新生代前陆盆地^[28]。北接华北板块北山-阿拉善地块,南临北祁连造山带,西连塔里木地块,东接鄂尔多斯地块。盆地周边由区域性深大断裂围限,北为宽滩山-龙首山南缘断裂,南为祁连山北缘断裂,西为阿尔金走滑断裂,东为隐伏的鄂尔多斯西缘断裂。其中祁连山北缘断裂长约1000 km,西接阿尔金断裂,是祁连山和河西走廊的分界线,断裂带走向 $290^{\circ}\sim 300^{\circ}$,倾向南西,倾角 $45^{\circ}\sim 80^{\circ}$,上陡下缓,是晚古生代以来强烈活动的逆冲断裂带,深地震反射资料表明其向下延伸到下地壳^[29](图1)。宽滩山-龙首山南缘断裂走向北西,是河西走廊和北山-阿拉善地块的分界断裂,在酒泉盆地北缘为北西西向,断面北倾,向南逆冲,深地震反射资料表明它是向南插入上地幔^[30]的宽滩山-龙首山北缘断裂的反转分支断裂^[31](图1)。这两个向南下插的大型逆冲断裂在西端与阿尔金断裂相连,在深部可能连为一体共同延伸到昆仑山下^[5-8],并致使深40~50km的盆地莫霍面向南倾向祁连山区^[29]。

这两个大型走滑逆冲断裂的活动还在盆地中形成一系列北北西向的次级右旋断裂,将盆地分割成几个小盆地。酒泉盆地就是河西走廊最西端的一个次级沉积盆地,它又进一步被右旋的嘉峪关-文殊山断裂和黑山-文殊山隆起分隔为酒西(玉门)和酒东两个更次级的盆地(图1(a))。酒泉盆地的基底为古生代火山-沉积岩系,构造单元由南向北划分为3个带^[32](图1(c)):南部构造带、中央拗陷带和北部斜坡带。南部构造带由一系列产状北陡南缓的北西向小背斜组成,背斜褶皱主要由新生代地层组成,厚

4554~6132 m。中央拗陷带中新世代地层厚达3000~4000 m;北部斜坡带由单斜的中新生代地层组成,厚2200~3500 m(图1(a))。盆地中新世代沉积物总体厚度由南向北减薄(图1(a), (b)),为山麓-河湖相沉积,具有明显的前陆盆地特征。但在酒西盆地西北端靠近阿尔金山断裂和宽滩山附近,新生代地层再次显著增厚,呈现北西挤压凹陷特点。从下向上为侏罗系下-中统龙凤山群和上统赤金堡组、下白垩统新民堡群,第三系火烧沟组、白杨河组、疏勒河组、上新世-第四系玉门砾岩组、酒泉砾岩组和戈壁砾石层。

龙凤山群主要出露在盆地南缘,为砾岩、砂岩、泥岩,含煤层,厚400~1700 m。赤金堡组分布在盆地北缘,由砾状砂岩、砂岩、泥页岩组成,厚500~1210 m。新民堡群出露在盆地北缘,在盆地内部埋深1000~3000 m,由厚达2000多米的砾岩、砂岩和泥岩组成。火烧沟组由红色砾岩、砂岩、泥岩组成,是盆地内最老的新生代地层,主要出露于酒西盆地北部红柳峡、火烧沟、膳马城一带,天然剖面厚约500~700多米,钻孔揭示深部向北厚达1100多米,向南延伸至白杨河油田附近尖灭(图1(c))。在酒东盆地南部瓷窑口一带出露厚大于333 m(图1(b)),宽滩山以北钻孔揭示厚30~40 m^[32]。白杨河组和疏勒河组在河西走廊广泛分布,白杨河组为河湖相砾状砂岩、砂岩和泥岩,南厚北薄,厚454~929 m。疏勒河组为河湖相砾岩、砂岩、泥岩和页岩,厚1050~2600 m。玉门砾岩和酒泉砾岩主要分布在盆地南缘,由巨厚的山麓-河流相砾岩和砂岩组成。

火烧沟组由司徒愈旺和杜博民与1948年命名^[33],酒西盆地北部红柳峡、火烧沟及膳马城北西一带为山麓-河湖相沉积,从下向上可划分为膳马城段、乔家段和红柳峡段(图1(d)),地层在火烧沟出露最全,是该组标准剖面所在地,总厚522 m,与下伏地层下白垩统新民堡群呈角度不整合接触,与上覆渐新统白杨河组呈平行不整合或角度不整合接触。

膳马城段厚181 m:上部为深棕红色-桔红色泥岩、砂岩和泥质砂岩;灰白色砂岩,含砾砂岩,含钙质结核,发育小型交错层理和水平层理,砾岩中具有正粒序层,厚41 m;砾石成分主要为石英岩和硅质岩,推测来自北部太古代敦煌岩群和寒武系。中部为褐色-深棕红色粉-细砂岩、泥岩,夹灰绿色砂岩,细砾岩,砾岩,发育钙质结核和指示水流方向向南的大

图 1 研究区构造和地层演化特征

1. 砾石层, 2. 砾岩, 3. 砾质砂岩, 4. 砂岩, 5. 粉砂岩, 6. 泥岩, 7. 石膏层, 8. 角度不整合, 9. 平行不整合, 10. 地层产状

型斜层理, 交错层理, 厚 60 m. 下部为砖红色含砾砂质泥岩、砂岩夹灰绿色-灰白色泥质砂岩条带, 薄层砾岩, 厚 74.5 m, 并在底部出现杂色泥砂质砾岩, 砾石为棱角状-次圆角状, 主要为片麻岩、石英岩、变砂岩, 最大 22 cm, 一般 0.5~2 cm, 分选性差, 与盆地北缘敦煌群岩性相当, 厚 5.5 m.

乔家段厚 198 m: 上部棕红色厚层砂质泥岩、泥岩夹灰白色、草黄绿色泥质砂岩、砂质细砾岩, 发育钙质结核, 厚 68 m. 中部灰白色砂质细砾岩、砾岩夹浅棕红色、灰绿色、灰白色砂岩、泥质砂岩, 厚 48 m. 下部深绿色砾岩、砂质砾岩、棕红色泥质砂岩, 砂岩, 浅肉红色砾岩, 砾石成分为石英岩, 片麻岩, 流纹岩, 铁碧玉岩等, 次浑圆状, 大小为 1~2.5 mm. 发育指示水流方向向南的大型斜层理, 厚 82 m.

红柳峡段厚 143 m: 上部深桔红色粉砂质泥岩, 泥质粉砂岩, 夹灰白色含砾砂岩, 砾岩, 含钙质结核, 厚 34 m. 中部桔红色砾质砂岩夹灰白色砾岩, 厚 55 m. 下部桔红色砾岩, 含砾砂岩, 砂岩, 泥质砂岩, 砾石成分为粗粒黑云斜长片麻岩, 黑云母片岩, 石英岩, 细碧岩, 砂质泥岩, 砾石大小一般 1 mm 左右, 少量达 1 cm, 发育钙质结核, 厚 54 m.

火烧沟组在盆地中横向上地层厚度和岩性变化较大, 总的以较粗的砾岩、砂岩为主, 上部变细为泥岩或砂质泥岩. 该组在盆地西北缘的红柳峡地区为棕红色-砖红色砾岩, 砾质砂岩和砂岩, 砂质泥岩, 厚 686 m. 在酒东盆地南缘瓷窑口一带为暗紫红、褐红色巨砾岩、砾岩, 偶夹粗粒砂岩, 厚大于 333 m(未见底), 砾岩为砂质或泥质胶结, 砾石分选和磨圆差, 砾径一般 4~10 cm, 最大 1 m, 砾石成分与附近基岩关系密切, 以变砂岩和板岩为主, 火山岩次之, 整个地层已强烈变形和揉皱, 与志留系和下奥陶统呈断层接触, 与上覆白杨河组呈角度不整合接触, 层位相当于火烧沟组膳马城段下部.

从岩性和沉积构造来看, 火烧沟组膳马城段为山麓-湖相沉积, 乔家段为扇三角洲相, 红柳峡段为河流相沉积. 各段组成一个由粗到细的沉积序列, 地层总的趋势下粗上细, 构成一个大的沉积旋回(图 1(d), 后面的图 4). 平面上地层厚度变化大, 在酒西盆地北缘自西向东, 自北向南厚度减薄并尖灭, 岩性逐渐变细. 从火烧沟向南大致从砾岩、砂岩和泥岩过渡, 其中斜层理和砂体排列方向指示水流方向总体向南.

2 样品采集与测量

采样选择在火烧沟组的标准剖面地火烧沟进行, 该剖面地层出露连续, 野外采样在开挖的 1~2 m 深槽或坑中进行, 间距为 2 m, 个别地段加密到 1 m, 砾岩段一般控制在 2~4 m, 具体视其中粉砂岩-砂岩透镜体发育而定. 第一次采样测量后发现较多样品有风化或仍没有采到原始层位, 因而第二年进行了系统补样, 两次共采集定向样品 200 组, 每组为 3 个平行样, 共 600 块样品.

样品次生剩磁清洗用热退磁法, 加热 12~24 步, 加热区间 50~690 °C. 一套样品在兰州大学古地磁和环境磁学实验室置于 2.3 m×2.3 m×2.3 m 赫姆兹屏蔽空间(中心 50 cm 范围磁场强度小于 100 mG ($1\text{G}=10^{-4}\text{T}$))内的 AGICO JR5A 旋转磁力仪测量, 其余两套平行样品分别在中国科学院地质与地球物理研究所和美国密歇根大学古地磁实验室零磁空间 2G 超导磁力仪上测量. 在旋转磁力仪测量的样品总的结果与超导磁力仪测量的结果相似, 但对于较弱的剩磁样品和以赤铁矿为主要剩磁携带者的样品, 前者测量的剩磁的稳定性较差或难以给出置信的剩磁方向, 后者给出比较理想和稳定的剩磁方向, 但也仍有少量样品因强烈受后期红化作用的影响而呈现出无稳定的剩磁方向.

图 2 为代表性样品的系统热退磁结果, 可以看出, 样品剩磁方向在 120 °C 后有一个明显的转变, 强度也有相应明显下降(部分样品为增加, 代表携带的剩磁方向与高温剩磁方向相反), 代表次生剩磁的去除. 多数样品在 300~450 °C 后剩磁有稳定的原点走向, 显示特征剩磁方向, 其中砂岩样品在 580~585 °C 剩磁基本被完全清洗(图 2(a), (b)), 泥岩和砂质泥岩一般在 650~690 °C 时剩磁基本被完全清洗, 但在 580 °C 附近有一微弱的减小(图 2(c), (d)), 推测砂岩中特征剩磁可能主要由磁铁矿携带, 而泥岩和砂质泥岩可能主要由赤铁矿携带, 其次为磁铁矿, 而次生剩磁可能由针铁矿携带.

红层由于经常受到后期风化和红化作用的影响, 可能导致古地磁信号无法准确获取. 因此, 对红层中剩磁矿物的种类和成因进行详细岩石磁学研究, 对判断红层特征剩磁的可靠性极为重要. 为此, 选取 17 个代表性样品, 在兰州大学古地磁与岩石磁学实验室进行了等温剩磁及剩磁矫顽力, 获取了三轴分量等温剩磁热退磁和温度-磁化率. 等温剩磁在美国

图 2 火烧沟组岩石系统热退磁结果

ASC 公司 IM-10-30 脉冲磁强计上获取, 热退磁在同一公司的 TD-48 热退磁炉中进行, 退磁温度范围 50~700 °C. 温度-磁化率测量在捷克 AGICO 公司 KLY3-CS3 高低温磁化率仪上完成, 温度范围 -200~709 °C.

岩石等温剩磁测量表明, 砂岩等温剩磁在外加磁场 100 mT 以内就基本达到饱和, 饱和剩磁强度很小, 为 43~214 mA/m, 剩磁矫顽力在 21~59 mT 之间 (图 3(a)); 泥岩和砂质泥岩在 2.5 T 时仍无法饱和, 此时的准饱和剩磁强度约为 300~3000 mA/m, 剩磁矫顽力为 150~450 mT (图 3(b), (c)), 指示砂岩载磁矿物主要为低矫顽力矿物, 泥岩和砂质泥岩主要为高矫顽力矿物. 三轴分量等温剩磁退磁结果进一步显示, 砂岩中主要由低矫顽力分量组成, 其解阻温度在 580 °C, 高矫顽力分量非常小, 并在 120 °C 附近几乎减小为零 (图 3(d)). 高温磁化率变化曲线也明确反映磁化率在 600 °C 附近几乎减为零 (图 3(g)).

因此, 两个实验共同揭示低矫顽力矿物为磁铁矿, 其中的少量高矫顽力矿物为针铁矿, 结合天然剩磁热退磁剩磁方向的变化 (图 2), 可以推知磁铁矿是主要的特征剩磁携带者, 而针铁矿为后期叠加的次生磁场的携带者. 泥岩和砂质泥岩中显示高、低矫顽力矿物都对等温剩磁有明显的贡献, 其中低矫顽力

分量解阻温度为 580 °C, 中、高矫顽力分量在 120 °C 有一定下降, 解阻温度为 650~700 °C 之间 (图 3(e), (f)). 磁化率-温度变化测量揭示泥岩和砂质泥岩磁化率随温度的升高缓慢降低, 在 580 和 690 °C 附近减小较为明显, 在 700 °C 附近接近零 (图 3(h), (i)). 因此, 可以比较明确地推测泥岩和砂质泥岩中除了高矫顽力矿物外, 还存在少量低矫顽力矿物, 前者主要为赤铁矿, 少量为针铁矿, 后者为磁铁矿, 结合天然剩磁热退磁剩磁方向的变化 (图 2), 可以推知赤铁矿是主要的特征剩磁携带者, 其次是磁铁矿, 而针铁矿为次生剩磁的携带者.

综合上述 NRM 热退磁和岩石磁学结果, 火烧沟组特征剩磁载磁矿物为磁铁矿和赤铁矿, 针铁矿为后期成岩或风化过程中形成, 是次生剩磁的携带者, 在 200 °C 以下可以得到有效剔除, 特征剩磁方向基本在 300 °C 至 500 °C 后有稳定原点走向, 表明后期的成岩或风化红化作用没有对剩磁方向产生显著影响. 对特征剩磁进行主成分分析, 获取样品平均剩磁方向, 多数样品通过较高的 a_{95} 置信度检验, 约有 5% 的样品未通过而剔除, 然后再对三套样品的结果进行费歇尔平均, 获取样点平均值, 最后依据样点平均磁偏角和磁倾角计算虚地磁极 (VGP) 纬度, 表示最后的古地磁极性的变化.

图3 火烧沟组岩石磁学结果图

(a)~(c): 等温剩磁及剩磁矫顽力曲线; (d)~(f): 三轴分量等温剩磁热退磁曲线; (g)~(i): 磁化率-温度曲线

3 磁性地层年代

火烧沟组记录了 11 个正磁极性带 N1~N11 和 11 个反磁极性带 R1~R11, 以正磁极性带跨越的地层最长(图 4)。古生物地层研究表明, 在膳马城分布的白杨河组下部砖红色砂岩中产哺乳动物化石 *Mimolagus rodens*, *Anagalopsis kansuensis*, 其中 *Anagalopsis* (*A. kansuensis*) 的特征比广东的 *Linnania* 及内蒙古的 *Anagale* 进化, 时代应比较晚。目前已知 *Linnania* 的时代为古新世中期, *Anagale* 的时代为渐新世早期, 推测膳马城发现的 *Anagalopsis* 的时代不

应老于渐新世早期^[33]。

在盆地其他部位的白杨河组中最近发现丰富的啮齿目化石, 计有: *Tataromys grangeri*, *T. Sigmodon*, *Leptotataromys minor*, *Parasminthus cf. Asiae-centralis*, *P. tangingili*, *P. parvulus*, *Eucricetodon asiaticus*, *Desmatolagus sp.*, *Sinolagomys? sp.* 和 *Amphechinus sp.* 等, 其中许多是临近的中国晚渐新世标准哺乳动物群塔崩布拉克(Taben-buluk)动物群中的重要分子, 推测化石组合的时代为中-晚渐新世¹⁾。因此, 位于白杨河组之下的火烧沟组应不晚于渐新世早期。通过与标准极性年表^[34]的对比, 我们发现火烧沟组中记录的磁

1) 玉门石油管理局勘探开发研究院, 酒泉盆地第三系, 1990

极性变化可与标准极性年表中 13n~18n 之间磁极性进行良好对比, 如正极性带 N1 对比于 13n, 醒目的长正磁极 N5 和 N6 对比于 16n, 2n 和 17n, 1n. 紧密出现的 3 个长正磁极 N9~N11 可以对比于醒目的 18n, 而与之出现的反极性也与标准极性年表有良好的对比(图 4).

这样, 依据解释的磁极性所决定的沉积速率, 推

测火烧沟组底部和顶部年龄分别为 40.2 和 33.4 Ma, 属晚中始新世到晚始新世, 其中膳马城段、乔家段和红柳峡段年代分别为 37.9~40.2, 35.3~37.9 和 33.4~35.3 Ma. 各磁极性带的时深图呈现良好的线性关系, 而它们所决定的沉积速率基本相同, 仅在约 38 和 36.5 Ma 有较明显的增加(图 5), 而这些层段恰好反映了乔家段底部的较多砾岩和砂岩的沉积特征, 表

图 4 火烧沟组磁性地层剖面及其与标准极性年表的对比

图5 火烧沟组磁极性厚度-年龄关系及其决定的沉积速率变化图

明解释的古地磁年龄是可靠的。

4 讨论和结论

4.1 板块碰撞后高原北部边界早期响应变形与隆起

火烧沟组仅在盆地的边缘或山前呈窄条带状平行于断裂分布, 明显受断裂控制, 向盆地中央厚度急剧减薄和消失, 如在酒西盆地西北缘, 存在两个明显的沉降中心(见图 6(a)), 一个位于红柳峡地区, 沉降中心地层最大厚度达 686 m, 向南逐渐变薄; 另一个位于宽滩山东, 从宽滩山-龙首山南缘断裂往南, 火烧沟组厚度从沉降中心的 1100 多米¹⁾向南, 经火烧沟 522 m 很快减薄到膳马城南的 118~181 m 并在白杨河油田附近尖没, 对应的压陷速率依次为 16.9, 8 和 2.3 cm/ka (图 1(c), 图 6(b)), 而酒东盆地从瓷窑口的

图6 火烧沟组地层等厚线(a)及其指示的沉积时盆地压陷深度图(b)

地层等厚线据玉门石油管理局 1958~2002 年勘探资料及野外调研资料修编; 水流方向根据地层中砾石 ab 面统计, 详见图 4

1) 玉门石油管理局 1956~2002 年勘探成果 <http://engine.scichina.com/doi/10.1360/csb2005-50-7-673>

祁连山北缘断裂向北,其厚度从大于 333m 很快在盆地内部尖没(图 1(b)),具有明显的压性盆地或前陆盆地的沉积特征.

沉积相演变和砾石成分分析揭示盆地南北两侧的火烧沟组物质分别来自祁连山和宽滩山-黑山-北山一带,而砾石排列,砂体走向和磁化率各向异性确定的水流方向进一步表明南侧水流向北流(砾石 ab 面统计古水流方向为 342°),北侧水流在宽滩山-龙首山前向南流,在剖面位置火烧沟地区表现为总体向北流(磁化率各向异性另文发表)(图 4,图 6(a)),不仅表明沉陷中心位于火烧沟与宽滩山之间,与沉积厚度指示的沉降中心位置一致(图 6(a)),而且指示周边山地开始隆升.

因此,上述证据共同表明位于盆地北侧的火烧沟组开始发育时,阿尔金断裂最东北端和宽滩山-龙首山南缘断裂此时就已存在,前者此时明显走滑并伴有一定逆冲,后者逆冲活动显著,并且二者可能已经贯通(图 1),使得在二者的接合部位产生最强烈的挤压,形成最显著的凹陷中心,其凹陷深度(> 1100 m)是其西侧阿尔金断裂南侧山前红柳峡沉降中心(686 m)的 1.6 倍(图 6(a)).由于沉积凹陷速率在接合部沉降中心达到 16.9 cm/ka,并向外(南)急剧减小(图 6(b)),当时的挤压变形非常强烈,并且导致了明显的山地隆升.

火烧沟组岩性总体较粗,并大致呈现向上变细趋势,沉积相总体由山麓洪积相砾岩经扇三角洲相砂岩、泥岩夹砾岩变为河流相砂岩夹细砾岩(图 4),沉积速率也指示总体向上减小(图 5),而且总体上沉积相和速率的变化所反映的盆地加积过程与变形挤压导致的沉积凹陷过程基本同步,盆地处于沉积补偿平衡状态,加之这段时间全球气候总体变化较小(或是逐步缓慢变冷)^[35],气候导致的侵蚀强度变化可以忽略不计(或是反而应该增强^[36]).因此,上述沉积相和水流方向的时空变化主要反映了构造变形导致的山地隆升信息,它表明高原北部山地早期隆升强烈,山地与凹陷间高差较大,随后高差总体逐步降低,最后可能形成一级准平原或夷平面.

由于盆地南缘出露的火烧沟组仅相当于膳马城段下部,厚度已达 333 m,是北侧的 4 倍多,且未见底,推测祁连山北缘断裂的活动时间可能还要早些,且活动强度明显大于北侧.上述事实共同说明印度-欧亚板块碰撞后,变形前缘最迟在 40.2 Ma 前就已到

达高原最北部边界,并使北祁连山和宽滩山-龙首山第一次隆起.

目前,多数学者认为印度板块是由西向东斜向碰撞欧亚板块^[9-14],初始碰撞时间在约 65~60 Ma^[9-12],而印度板块的整体碰撞可能发生在约 55~45 Ma^[9-14].因此,高原最北部的变形比印度板块初始碰撞时间滞后了 15~20 Ma,但与印度-欧亚板块整体碰撞时间大体相当,似乎反映印度板块碰撞初期的变形主要集中在碰撞带附近,滞后时间可能反映了变形由南向北传递过程,等到了印度板块整体碰撞后,巨大的应力迅速沿早先的一些深大断裂带传递到高原最北部,导致新生代以来最早期的强烈变形和隆升.

4.2 始新世末高原北部第二次强烈变形与隆起

火烧沟组结束年代 33.4 Ma 及其与上覆地层不整合接触,表明在始新世结束时本区发生了一次强烈的构造运动和变形,平均磁偏角还表明盆地在此后到疏勒河组(约 22~4.9 Ma)^[27]间盆地产生了约 17° 的快速大幅度顺时针旋转(图 7).在南侧的火烧沟组,此时被强烈抬升,可能导致其中部和上部上千米的地层被剥蚀,地层产生强烈变形和揉皱.从盆地断裂和地层演化判断,此时盆地南部在靠近盆地中央玉门一带形成新的前进断裂和压陷中心,导致巨厚的新生代地层形成,并整体向北减薄(图 1(c)).推测阿尔金断裂和祁连山北缘断裂此时产生了大规模走滑,而北侧的宽滩山断裂此时及以后基本没有太强的活动及相应的山体隆升,与中生代和新生代早期强烈的活动和沉积中心形成鲜明对比.但由于上覆的白杨河组主要为大套的三角洲沙坝和湖相沉积,因此,推测山体隆起的幅度是有限的,但巨厚的沉积表明隆升剥蚀一直在很快进行.

图 7 河西走廊新生代地层古地磁偏角统计结果

1. 火烧沟组: $D_{ec} = 15.1^{\circ}$, $I_{ne} = 49.5^{\circ}$, $n/N = 123/156$, $a_{95} = 4.8^{\circ}$; 2. 疏勒河组: $D_{ec} = 38.5^{\circ}$, $I_{ne} = 39.6^{\circ}$, $n/N = 229/235$, $a_{95} = 3.1^{\circ}$

这次构造运动不仅仅局限在河西走廊。位于青藏高原东北部边缘的临夏盆地,其基底为一典型的发育厚层红色风化壳的夷平面残余,高精度古地磁测年表明这一夷平面是在约30 Ma解体,断陷成为盆地的基底^[37]。而此时陇东、陇西盆地发育平行不整合或角度不整合^[33],兰州盆地在约32 Ma发生基底隆升,沉积环境由盐湖环境转变为山前洪积与辫状河流沉积,形成巨厚的标志性的黄色砂岩层,砂岩层与下伏地层呈平行不整合^[38]或者假整合接触^[39]。

在高原内部的羌塘盆地,前渐新世的地层普遍遭受了强烈的褶皱和冲断改造,而以后的新生代地层基本变形很小^[40],在可可西里盆地,早第三系地层风火山群和雅西错群(56~30 Ma)均发生了强烈的褶皱,并与上覆的五道梁组(23~16 Ma)呈角度不整合接触,沉积组合表明在31.8~30 Ma之间可能发生了一次构造运动^[41]。青藏高原南部及北部青海囊谦盆地在35~32 Ma之间普遍发生钾玄质火山喷发^[4,42],它们是高原地壳缩短加厚到相当厚度,导致下地壳或地幔局部熔融,发生壳幔混合^[4,42],并沿此时强烈构造运动产生的破裂面上升形成。在高原东南部红河断裂此时由左行走滑-挤压变形转变为到达中地壳的滑脱和大规模的走滑^[43]。

因此,发生在33 Ma左右的强烈构造运动在高原不同部位都有不同的体现,过去由于对这次构造事件的认识来自不同的学科或研究地区,将其意义仅局限于一般的构造事件和局地影响,显然它是一次高原北部普遍存在而非常有影响的构造事件,它不仅导致了我们发现的高原及周边最早期夷平面的解体,而且还可能导致了早第三纪以来最强烈的变形、断裂、岩浆活动和高原北部的第二次隆升。由于全球此时产生新生代以来最强烈的一次降温,南极冰盖首次形成并迅速达到最大^[35],因此,这次构造事件与高原隆升可能还对全球气候变化蕴涵重要的意义。

致谢 参加野外工作的还有傅开道、苗运法、张伟林、龙晓咏、孙东、金洪波和白晋峰等。得到中国科学院地质与地球物理研究所朱日祥教授、美国密歇根大学 R. Van der Voo 教授的实验帮助,作者在此表示感谢。本工作受国家重点基础研究发展规划项目(G1998040809)、国家自然科学基金项目(批准号:40121303, 40334038)和中国科学院“引进国外杰出人才计划”(科发人教字[2000]0282)的共同资助。

参 考 文 献

- 1 Molnar P, Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. *Science*, 1975, 189: 419~426
- 2 Molnar P, England P, Martinod J. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian monsoon. *Rev Geophys*, 1993, 31: 357~396[DOI]
- 3 Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, et al. Raising Tibet. *Science*, 1992, 255: 1663~1670
- 4 Chung S L, Lo Ch H, Lee T Y, et al. Diachronous uplift of the Tibetan plateau starting 40 Myr ago. *Nature*, 1998, 394: 769~773[DOI]
- 5 Tapponnier P, Xu Z Q, Francoise R, et al. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 2001, 294: 1671~1677[DOI]
- 6 Meyer B, Tapponnier P, Bourjot L, et al. Crustal thickening in Gansu-Qinghai, lithospheric mantle subduction, and oblique, strike-slip controlled growth of the Tibet plateau. *Geophys J Int*, 1998, 135: 1~47[DOI]
- 7 Yin A, Harrison T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annu. Rev. Earth Planet Sci*, 2000, 28: 211~280[DOI]
- 8 Yin A, Rumelhart P E, Bulter R, et al. Tectonic history of the Altyn Tagh fault system in northern Tibet inferred from Cenozoic sedimentation. *GSA Bulletin*, 2002, 114(10): 1257~1295
- 9 Lee T Y, Lawver L A. Cenozoic plate reconstruction of Southeast Asia. *Tectonophysics*, 1995, 251: 85~138[DOI]
- 10 Patzelt A, Li H M, Wang J D, et al. Palaeomagnetism of Cretaceous to Tertiary sediments from southern Tibet: evidence for the extent of the northern margin of India prior to the collision with Eurasia. *Tectonophysics*, 1996, 259: 259~284[DOI]
- 11 Beck R A, Burbank D W, Sercombe W J, et al. Stratigraphic evidence for an early collision between northwest India and Asia. *Nature*, 1995, 373: 55~58[DOI]
- 12 Dewey J E, Shackleton R M, Chang Ch F, et al. The Tectonic Evolution of the Tibetan Plateau. *Phil Trans R Soc*, 1988, A327: 379~413
- 13 Rowley D B. Age initiation of collision between India and Asia: a review of the stratigraphic data. *Earth Planet Sci Lett*, 1996, 145: 1~13 [DOI]
- 14 Patriat P, Achache J. India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. *Nature*, 1984, 311: 615~621[DOI]
- 15 Wang E Q. Displacement and timing along the northern strand of the Altyn Tagh fault zone, northern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, 150: 55~64[DOI]
- 16 Metiver F, Gaudemer Y, Tapponnier P, et al. Northeastward growth of the Tibetan Plateau deduced from balanced reconstruc-

- tion of two depositional areas: the Qaidam and Hexi corridor basins, China. *Tectonics*, 1998, 17(6): 823~842[DOI]
- 17 George A D, Marshallsea S J, Wyrwoll K, et al. Miocene cooling in the northern Qilian Shan, northeastern margin of the Tibetan Plateau, revealed by apatite fission-track and vitrinite-reflectance analysis. *Geology*, 2001, 29: 939~942[DOI]
- 18 Jolivet M, Brunel M, Seward D, et al. Mesozoic and Cenozoic tectonics of the northern edge of the Tibetan Plateau: fission tract constraints. *Tectonophysics*, 2001, 343: 111~134[DOI]
- 19 Meng Q R, Hu J M, Yang F Z. Timing and magnitude of displacement on the Altyn Tagh fault: constraints from stratigraphic correlation of adjoining Tarim and Qaidam basins, NW China. *Terra Nova*, 2001, 13: 86~91[DOI]
- 20 Gilder S, Chen Y, Sen S. Oligo-Miocene magnetostratigraphy and rock magnetism of the Xishuigou section, Subei (Gansu Province, western China) and implications on shallow inclinations in central Asia. *J Geophys Res*, 2001, 106: 30505~30521[DOI]
- 21 Wang X M, Wang B Y, Qiu Z X, et al. Danghe area (western Gansu, China) biostratigraphy and implications for depositional history and tectonics of northern Tibetan Plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 208: 253~269[DOI]
- 22 李海兵, 杨经绥, 许志琴, 等. 阿尔金断裂带印支期走滑活动的地质及年代学证据. *科学通报*, 2001, 46(16): 1333~1338
[摘要] [PDF]
- 23 Delville N, Arnaud N, Montel J M, et al. Paleozoic to Cenozoic deformation along Altyn-Tagh fault in the Altun Shan massif area, eastern Qilian Shan, northeast Tibet, China, in Hendrix M S, Davis, G A, eds. *Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of central and eastern Asia: from continental assembly to intracontinental deformation*. Geological Society of America Memoir 2001, 194: 269~292
- 24 潘桂棠, 焦淑沛, 徐耀荣, 等. 阿尔金山新生代构造及造山性质. *青藏高原地质文集(15)*, 北京: 地质出版社, 1984. 113~120
- 25 Peltzer G, Tapponnier P. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: An experimental approach. *Journal of Geophysical Research*, 1988, 93: 15085~15117
- 26 Ritts B, Biffi U. Magnitude of post-Middle Jurassic (Bajocian) displacement on the central Altyn Tagh fault system. *Geol Soc Am Bull*, 2000, 112: 61~74
- 27 方小敏, 赵志军, 李吉均, 等. 祁连山北缘老君庙背斜晚新生代磁性地层与高原北部隆升. *中国科学, D辑*, 2004, 34(2): 97~106
[摘要] [PDF]
- 28 Li Y L, Yang J C. Tectonic geomorphology in the Hexi Corridor, north-west China. *Basin Research*, 1998, 10: 345~352[DOI]
- 29 吴宣志, 吴春玲, 卢杰, 等. 利用深地震反射剖面研究北祁连-河西走廊地壳细结构. *地球物理学报*, 1995, 38(A02): 29~35
- 30 高锐, 李朋武, 李秋生, 等. 青藏高原北缘碰撞变形的深部过程-深地震探测成果之启示. *中国科学, D辑*, 2001, 31(增刊): 66~71[摘要] [PDF]
- 31 崔军文, 唐哲民, 邓晋福, 等. 阿尔金断裂系. 北京: 地质出版社, 1999. 179~189
- 32 玉门油田石油地质志编写组. *中国石油地质志(卷 13)——玉门油田*. 北京: 石油工业出版社, 1989. 84~269
- 33 甘肃省地质矿产局. *甘肃省区域地质志*. 北京: 地质出版社, 1989. 291~296
- 34 Cande S C, Kent D V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J Geophys Res*, 1995, 100: 6093~6095[DOI]
- 35 Zachos J, Pagani M, Sloan L, et al. Trends, rhythms and aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science*, 2001, 292: 686~693[DOI]
- 36 Molnar P, England P. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature*, 1990, 346: 29~34[DOI]
- 37 Fang X M, Garzione C, Rob Van der Voo, et al. Flexural subsidence by 29 Ma on the NE edge of Tibet from the magnetostratigraphy of Linxia Basin, China. *Earth and Planet Science Letters*, 2003, 210: 82~94
- 38 岳乐平, Heller F, 邱占祥, 等. 兰州盆地第三系磁性地层年代和古环境记录. *科学通报*, 2000, 45(18): 1998~2002[摘要] [PDF]
- 39 颜光普. 甘肃兰州盆地的第三纪地层及哺乳动物群. *地层学杂志*, 2004, 28(1): 67~80
- 40 王成善, 伊海生, 等. 西藏羌塘盆地地质演化与油气远景评价. 北京: 地质出版社, 2001. 174~182
- 41 Liu Z F, Wang C S, Yi H S. Evolution and mass accumulation of the Cenozoic Hoh Xil basin, northern Tibet. *J Sediment Res*, 2001, 71(6): 971~984
- 42 邓万明, 孙宏娟, 张玉泉. 青海囊谦盆地新生代火山岩 K-Ar 年龄. *科学通报*, 2000, 44(23): 2554~2558
- 43 Jolivet L, Beyssac O, Goffe B, et al. Oligo-Miocene midcrustal subhorizontal shear zone in Indochina. *Tectonics*, 2001, 20: 46~57[DOI]

(2004-07-02 收稿, 2004-12-31 收修稿稿)