榆木山地区玉门砾岩磁性地层及其对青藏高原东北部变形隆升意义

刘栋梁[1,2)]，宋春晖[3)]，方小敏[1,2)]，戴霜[3)]，李海兵[1)]

1）中国地质科学院地质研究所大陆构造与动力学国家重点实验室，北京，100037； 2）中国科学院青藏高原研究所大陆碰撞与高原隆升重点实验室，北京，100085； 3）兰州大学资源环境学院西部环境教育部重点实验室，兰州，730000

内容提要：青藏高原新生代变形隆升过程是青藏高原新生代构造演化研究的热点问题，地处于高原东北部祁连山东北缘的榆木山是研究高原变形隆升时空过程的关键研究区之一。榆木山地区发育了一套粗砾相磨拉石——玉门砾岩，磁性地层研究表明其底部地质年代约为3.58 Ma。经古水流、磁化率、野外考察等推断玉门砾岩可能主要为构造隆升的产物，同时在榆木山地区还发育3个与玉门砾岩有关的不整合面，其跨越年龄分别约为：5.23～3.58Ma、2.88～2.58 Ma和<1.77～0.8 Ma。综合分析认为该地区变形隆升不晚于3.58 Ma，之后至少经历两期构造变形隆升，该结果比北东向分步生长变形隆升模式推测的变形隆升时间明显早约1 Ma，应该是对高原东北部青藏-昆黄运动的响应结果。

关键词：榆木山；磁性地层；玉门砾岩；青藏高原变形隆升

青藏高原作为地球上平均海拔最高、面积最大的高原，它是中、新生代以来印亚板块持续碰撞而变形隆升的结果。由于高原面积巨大，高原南北可能不是同一时间开始变形隆升的，其中北东向生长观点的国际影响力最大，该观点认为印亚板块碰撞变形前缘主要沿高原边缘深大剪切断裂和激活高原内部块体间原有的俯冲带和断裂进行，呈北东向分步变形隆升（Tapponnier et al.，2001），并推测阿尔金断裂向北东方向的持续运动相继使高原东北部的柴达木盆地内褶皱和南、中、北祁连山及其榆木山开始变形隆升，这些地区对应的最早活动时间可能分别约为11 Ma、6 Ma、5 Ma、1 Ma（Meyer et al.，1998）。

然而近年研究表明高原东北部存在始新世—渐新世构造运动，如印亚板块碰撞的远程效应可能在始新世之初就到达柴达木盆地（Zhou Jianxun et al.，2006；Liu Dongliang et al.，2009；刘栋梁等，2008；王亚东等，2009）。磁性地层研究表明柴达木盆地构造活动时间不晚于30Ma（Sun Zhiming et al.，2005），之后盆地存在中新世以来多期构造运动（Fang Xiaomin et al.，2007；Lu Haijian et al.，2009）；河西走廊地区构造运动时间不晚于40.2 Ma（戴霜等，2005），之后走廊经历渐新世（Guo Zhaojie et al.，2009）和中新世—第四系（赵志军等，2001a，2001b；方小敏等，2004；陈杰等，2006；Zheng Dewen et al.，2010）构造运动。这些年代显然与北东向生长观点推测的最早变形隆升时间不同，而在走廊中部榆木山地区的相应地质研究较少。本研究以榆木山地区沉积的玉门砾岩为研究对象，建立其磁性地层年代学序列，探讨玉门砾岩的主要成因，揭示玉门砾岩沉积期间的构造事件，并讨论北东向生长观点推测的榆木山最早构造变形时间是否可靠。

1 地质背景与地层

河西走廊位于我国西北地区，它是由北西西走向的北祁连山和宽滩山—龙首山围成的山前坳陷或前陆盆地（Li Youli et al.，1998；Zhu Lidong et al.，2006；王成善等，2004），构造上走廊主要受祁连山北缘断裂、阿尔金左行走滑断裂东北部分以及宽滩山-龙首山断裂所控制。整个走廊被榆木山、大黄山隆起分割成酒泉盆地、张掖盆地、武威盆地几个次级盆地。走廊内沉积了较厚的新生代地层，其记

注：本文为国家自然科学基金（编号41021001，40921001）和中国地质科学院地质研究所基本科研项目（编号J1112）联合资助的成果。
收稿日期：2010-03-23；改回日期：2012-03-02；责任编辑：郝梓国，黄敏。
作者简介：刘栋梁，男，1978年生。副研究员，从事构造地质学研究。Email：pillar131@163.com。

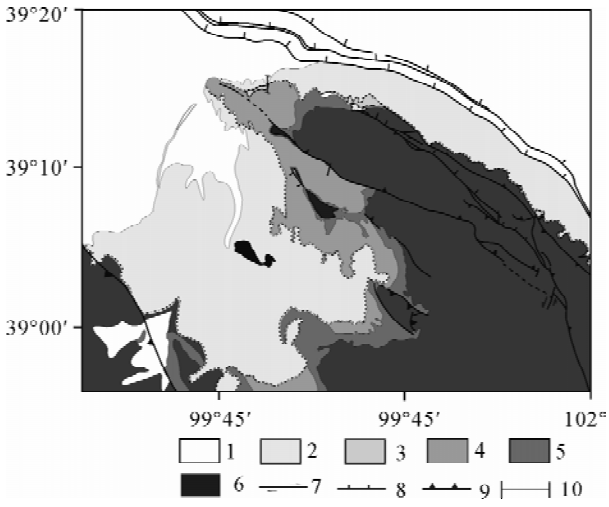

图 1　榆木山及邻区地质图

Fig. 1　Geological map of Yumushan and adjacent region

1—Q_4；2—Q_{2+3}；3—Q_1；4—N_2；5—N_1；6—前新生代地层；7—走滑断层；8—正断层；9—逆断层；10—采样剖面

1—Q_4; 2—Q_{2+3}; 3—Q_1; 4—N_2; 5—N_1; 6—Pre-Cenozoic strata; 7—slip fault; 8—normal fault; 9—thrust fault; 10—sample section

录了青藏高原最北缘的新生代变形隆升历史。

榆木山位于北祁连山的北缘，面积约为 3200 km^2，与周围相邻盆地的高差在千米以上。它呈北西西向展布插入河西走廊，成为酒泉和张掖盆地的分界。早期地质学者通过榆木山西缘第三系与白垩系新民堡群之间的角度不整合接触关系等认为榆木山为燕山运动晚期产物（霍永录等，1989），潘宏勋等（2000）对此提出质疑，他们通过构造地质学、沉积学研究认为榆木山可能是祁连山北缘断裂系向北东叠瓦状逆冲作用形成的推覆体。结合 1∶20 万区域地质图，我们在榆木地区进行了详细的地质考察和研究工作。如图 1 所示，榆木山主体部分为前新生代基岩，南北两侧以及西北角出露新生代以来地层，包括白杨河组、疏勒河组、玉门砾岩层、酒泉砾岩层、戈壁砾岩层。整个酒泉盆地新生代以来的岩石地层单元名称均一致，1942 年孙健初将第三纪地层划分为中新统白杨河系和上新统疏勒河系，并命名了玉门砾石层和酒泉砾石层，认为酒泉砾岩层属中更新世沉积。之后，余伯良等（1957）确定玉门砾岩为晚第三纪地层，并将酒泉砾岩年代相应提前。方小敏等（2004）研究表明疏勒河为中新世沉积，玉门砾岩为上新世—中更新世沉积，酒泉砾岩为晚更新世沉积。

研究剖面位于榆木山西端（位置见图 1），剖面起点为：北纬 39°14′42.0″，东经 99°39′0.1″，海拔 1655m。剖面出露的新生代地层主要为疏勒河组、玉门砾岩组及酒泉砾岩组，实测地层出露良好，厚度 >400 m（图 2）。由下而上分别为：0～69 m 为疏勒河组上部褐黄色含砾粉砂岩与砾岩互层；69～296 m 为灰色巨厚层砾岩夹泥质粉砂岩条带的玉门砾岩组；69～226m 地层出露于地表，而估算地表以下地层约 70m 厚（水平距离乘以地层倾角的正弦值，即 150×sin28°＝70，见图 2）；296～400 m 为灰黑色巨厚砾岩的酒泉砾岩组。研究剖面存在 3 个不整合面，其中上疏勒河组与玉门砾岩之间存在平行不整合（C），上下玉门砾岩之间存在角度不整合（B），以及玉门与酒泉砾岩之间存在角度不整合（A）。

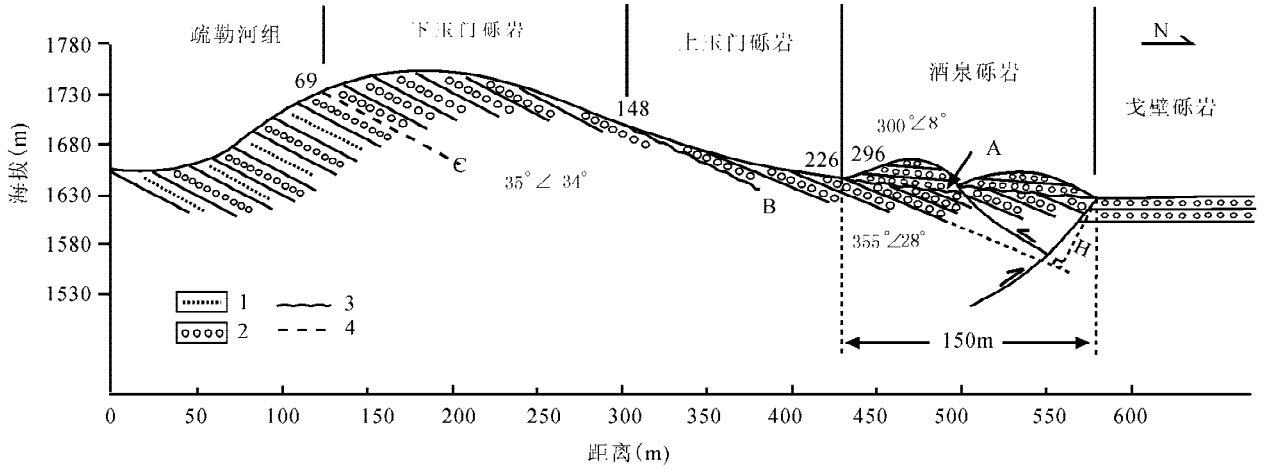

图 2　榆木山剖面实测剖面示意图

Fig. 2　YM section in the Yumushan

1—砂岩；2—砾岩；3—角度不整合；4—平行不整合

1—Sandstone; 2—conglomerate; 3—angular unconformity; 4—parallel unconformity

2 样品采集与测量

结合在酒泉盆地古地磁年代地层学的研究经验，采样间隔在 2m 基本上能保证万年尺度的地磁极性事件不被遗漏（方小敏等，2004；戴霜等，2005），如文殊山剖面采样间隔为 4m 或 2m 已基本记录了晚新生代 11Ma 以来的大部分地磁事件（赵志军等，2001a），因此，本剖面采样间隔原则上为 1m，而在剖面上部大套砾岩段采样困难，只能视砂泥透镜体而定，但采样间距最大＜10m，共采集 109 块定向样品，每块样品切成 3 套规格为 2 cm×2 cm ×2 cm 的立方体。两套样品送中科院地质与地球物理研究所古地磁实验室 2G-755 超导磁力仪上进行测量，其中一套采用交变退磁，另一套采用热退磁，总体来说热退磁效果好于交变退磁，故处理地磁磁性时采用热退磁结果。

图 3 为不同代表性样品的分步热退磁行为。热退磁实验中，大部分样品均表现大致相同的变化趋势，即在约 220℃时剩磁矢量强度和角度发生较大改变，代表了黏滞剩磁的去除。部分样品在 300～400℃，甚至达 500℃之后，剩磁方向随温度升高才表现出较稳定的原点走向，强度逐步缓慢减小，直到 630℃之后剩磁开始显著降低，在 680℃时降为 0，而剩磁方向稳定指向原点，表明这一剩磁成分为原生剩磁，其携磁矿物可能主要为赤铁矿（图 3a，d）。部分样品则在黏滞剩磁去除后，剩磁强度均匀减小并指向原点，到约 600℃时降为 0，其携磁矿物可能主要为磁铁矿（图 3b）。还有一些样品在 300℃后逐步下降并指向原点，到 585℃时基本上指向原点，表明其携磁矿物可能主要为磁赤铁矿和磁铁矿（图 3c）。

对逐步热退磁结果进行特征剩磁主成分分析，经地层产状校正后得出特征剩磁方向，其中绝大部分样品最大偏离角（MAD）≤10°，对于 MAD 大于 15°的特征剩磁予以删除。利用获得特征剩磁的磁倾角和磁偏角计算出虚地磁极（VGP）纬度，采用 VGP 纬度表示古地磁极性变化。采样地层大多为砾岩中的砂岩夹层，采样条件不是十分良好，故采纳了 VGP 纬度小于 30°的数据，共获得 79 个样品的 VGP 古纬度配套数据。为了进一步判断特征剩磁和通过它所获得的极性柱的可靠性，我们对所获得的特征剩磁进行“反向检验”和“折叠刀法”等。反向检验表明正向偏角为 347.4°，反向偏角为 160.5°，二者与等面积投影图中心连线的夹角近于 180°。“折叠刀法”检验榆木山剖面参数值 $J=-0.3501$，说明该剖面至少恢复了 95%以上的真实磁极性带。

3 磁性地层年代

将实测极性柱与国际标准极性柱对比（图 4），实测极性柱显示榆木山剖面共检出 7 个正极性（N1～N7）和 5 个负极性（R1～R5）。酒泉盆地古生物年龄主要集中在白杨河组和疏勒河组地层内，这些古生物被用于古地磁地层年龄限定（方小敏等，2004）。酒泉盆地内砾岩段地层的古生物研究较少，故本剖面地层年代的确定更多的是依靠全盆地的地层对比，通过对比老君庙剖面获得榆木山剖面磁性地层年代。榆木山剖面最上部为第四纪最新沉积

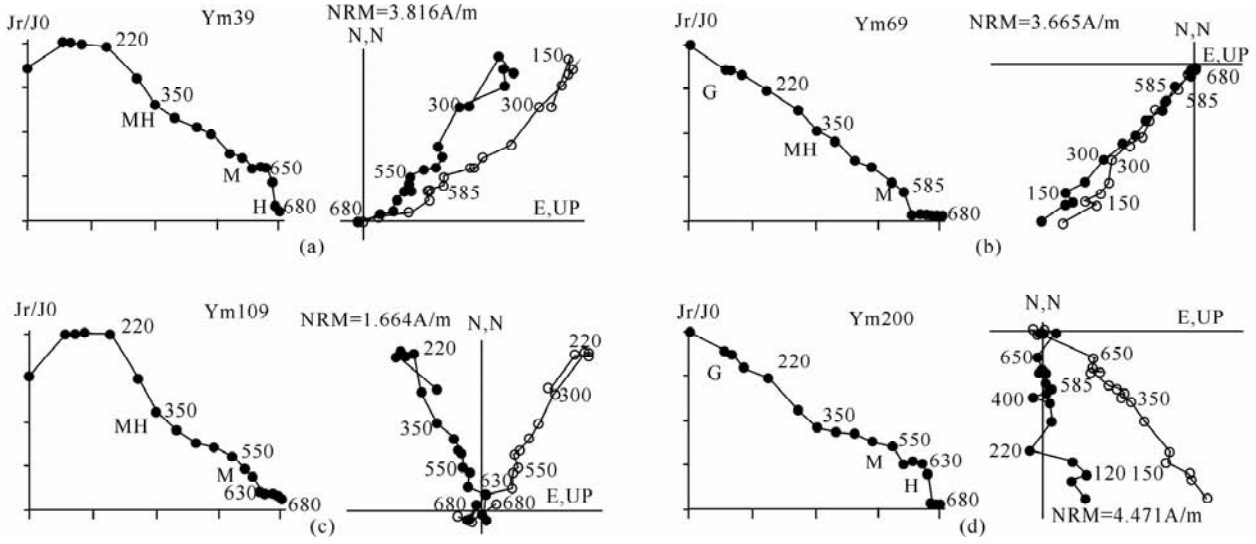

图 3 榆木山地区 YM 剖面新生代地层分步热退磁与剩磁矢量正交投影图

Fig. 3 Representative thermal demagnetization diagrams for samples from YM section

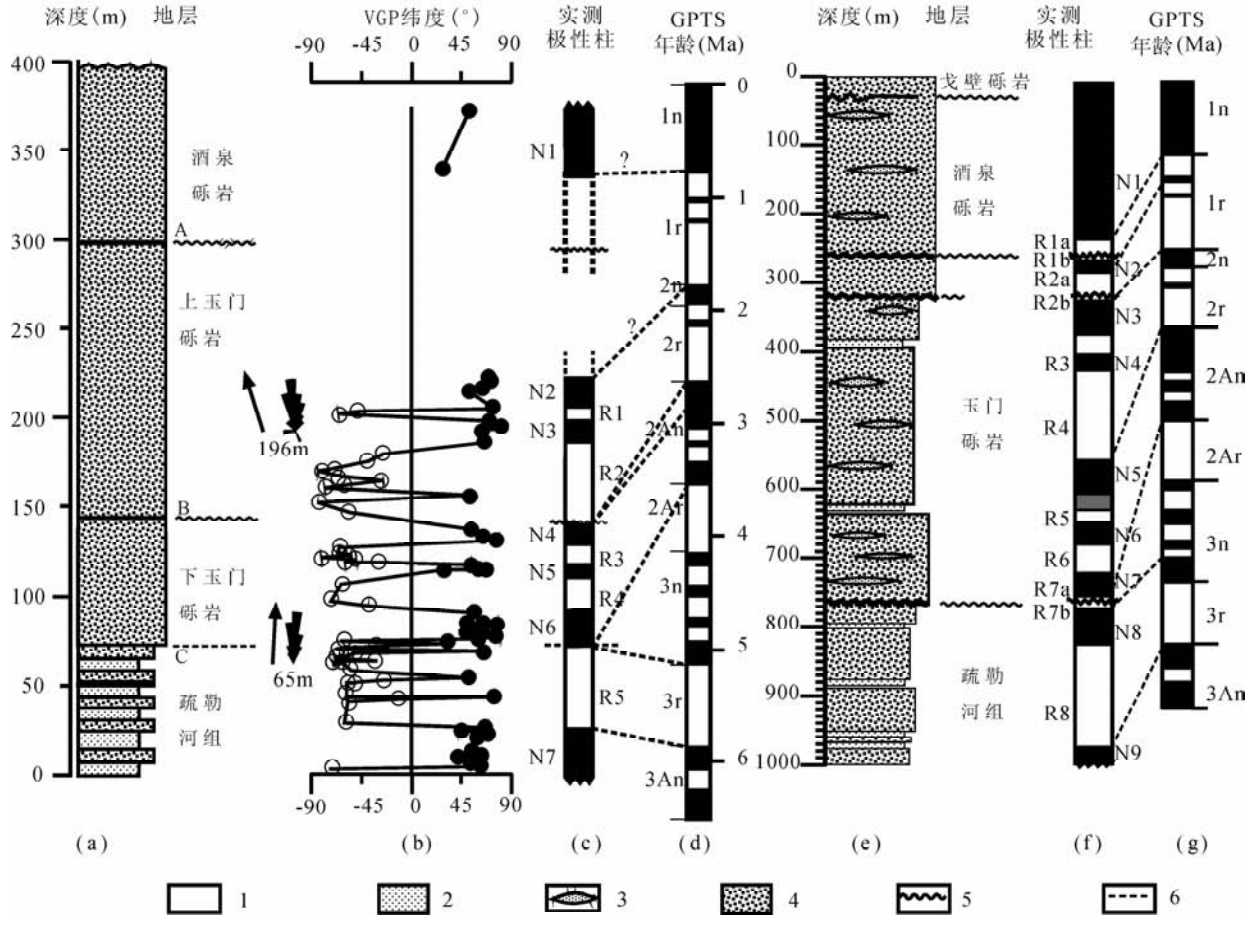

图 4　榆木山剖面与老君庙剖面磁性地层结果对比

Fig. 4　Magnetostratigraphy correlation between the Yumushan and Laojunmiao Sections

(a)—榆木山剖面地层柱状图；(b)—榆木山剖面虚拟地磁极纬度 VGP；(c)—榆木山剖面实测极性柱；(d)，(g)—标准极性柱(Cande et al.，1995)；(e)—老君庙剖面地层柱状图；(f)—老君庙剖面实测柱状图；1—泥岩或粉砂岩；2—砂岩；3—砂透镜体；4—砾岩；5—角度不整合；6—平行不整合

(a)—The strata log of the Yumushan section; (b)—virtual geomagnetic pole (VGP) of Yumushan section; (c)—the observed polarity of Yumushan section; (d), (g)—the geomagnetic polarity time scale (GPTS) of Cande et al., 1995; (e)—the strata log of the Laojunmiao section; (f)—the observed polarity of Laojunmiao section; 1—mudstone or siltstone; 2—sandstone; 3—sand lens; 4—conglomerate; 5—angular unconformity; 6—parallel unconformity

物，故 N1 应与国际标准极性柱(Cande et al.，1995)的 Brunhes 期(0～0.78 Ma)对应，相当于老君庙剖面的 N1。中间 5 个正极性事件(N2～N6)和 4 个负极性事件(R1～R4)能很好地与 C2n～C2An.3n 对应，只是由于不整合面 B 的存在而使 N4 比 C2An.1n 要短一点，相当于老君庙剖面的 N3～N7 和 R3～R6。榆木山剖面位于地表以下部分应与 C1r 对应，相当于老君庙剖面的 R1～R2，故榆木山剖面玉门砾岩地表部分的最上部年龄可能是1.77 Ma。榆木山剖面最下面的 R5 与标准极性柱可能有两种对应方式：①R5 与 C2Ar 对应，因连续性则 N7 应与 C3n.1n 对应，但此段岩性为含砾粉砂岩与灰色砾岩互层，N7 段的沉积速率明显偏高，故这种对应方式不合理；② R5 与 C3r 对应，N7 应与 C3An.1n 对应，且沉积速率较合理。因此榆木山剖面 R5 对应于 C3r，相当于老君庙剖面的 R8。

通过磁性地层可以限定地层的沉积速率，为该段地层的沉积厚度除以其沉积时间间隔。榆木山剖面可以获得部分段地层的沉积速率：R5 对应地层沉积速率约为 60 m/Ma；R3～N6 对应地层沉积速率约为 113 m/Ma；R1～R2 对应地层沉积速率约为 92 m/Ma。通过沉积速率外推可计算出不整合面 C 和 B 缺失地层的年龄分别约为 5.23～3.58 Ma 和2.88～2.58 Ma，另外不整合面 A 跨越年龄应约为＜

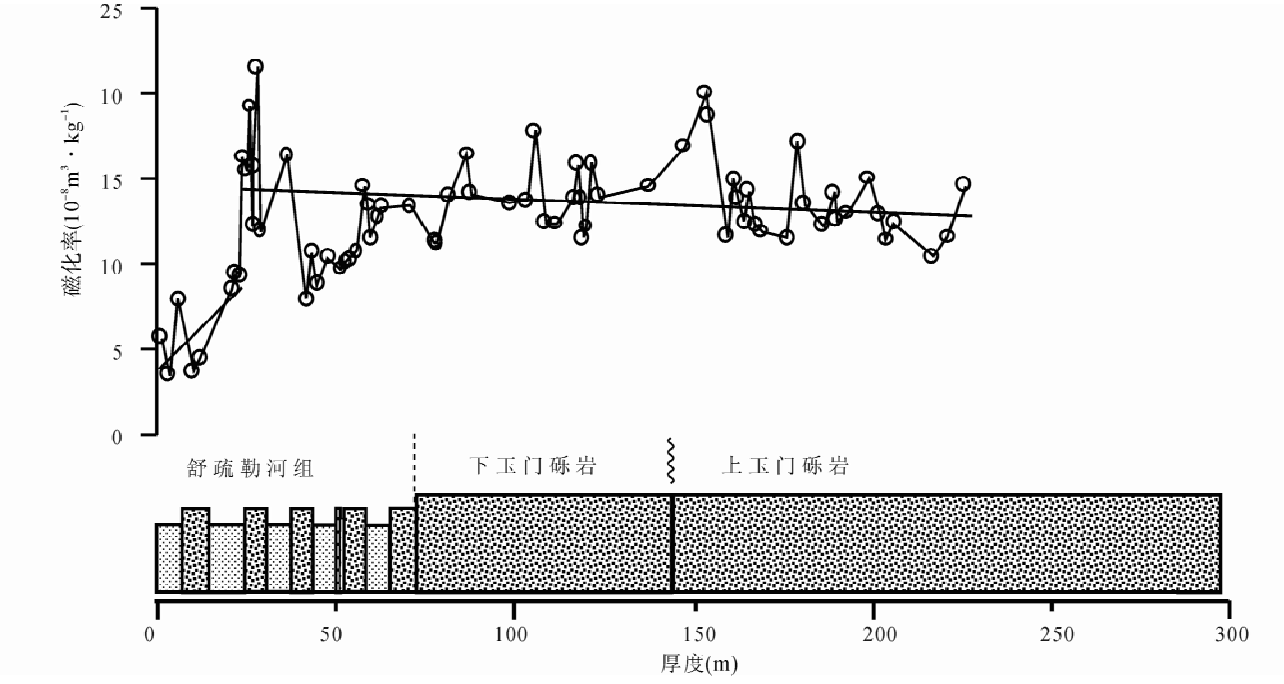

图 5 榆木山剖面磁化率(k)结果

Fig. 5 Magnetic susceptibility (k) values of the Yumushan Section

1.77～0.8 Ma。

4 讨论

玉门砾岩为河西走廊上新世以来的一套粗砾相磨拉石沉积，本研究为榆木山地区该套砾岩沉积提供了磁性地层年代学数据，结果显示其底部年龄约为 3.58 Ma，顶部年龄应约为 0.8 Ma。几乎同时期，我国西部其他地区沉积了巨厚层的西域砾岩、七个泉组砾岩，全球其他地区沉积物沉积速率迅速增加(Hay et al., 1988; Zhang Peizhen et al., 2001; Molnar, 2004)。目前此套沉积物沉积速率增大的主要原因尚不清楚，其可能是气候变化或(和)构造运动的产物(Li Jijun et al., 1997; Zheng Hongbo et al., 2000; Zhang Peizhen et al., 2001; Molnar, 2004; Huntington et al., 2006; 傅开道等, 2006)，一般认为在构造活动区的巨厚上新世沉积主要为构造产物(Zhang Peizhen et al., 2001; Molnar, 2004; Huntington et al., 2006)。

我们在河西走廊内进行详细的地质研究，基于以下原因认为玉门砾岩可能主要为构造运动的产物。①河西走廊西部地区的热年代学(George et al., 2001; Jolivet et al., 2001; Guo Zhaojie et al., 2009; Zheng Dewen et al., 2010)、地层学(Bovet et al., 2009)等研究表明该地区至少自中新世起存在强烈的构造活动，此外河西走廊东侧的六盘山地区的磁性地层学(宋友桂等, 2001; Lin Xiubin et al., 2010)、沉积学(张进等, 2005)等研究表明该地区构造活动不晚于中新世，榆木山处于河西走廊西部与六盘山之间，即使高原存在沿断裂传递的构造变形，榆木山地区构造活动时间也不会晚于中新世，故榆木山地区在上新世—更新世应处于构造活动期。②榆木山地区磁性地层研究表明该地区自渐新世起存在构造运动(Fang Xiaomin et al., 2012)，宇宙核素研究表明榆木山约在 3.7±0.9 Ma 存在构造隆升事件(Palumbo et al., 2009)，以上研究表明榆木山在上新世—更新世期间处于构造活动期。③榆木山剖面玉门砾岩的古水流来自南部的榆木山(图 4)，确信榆木山此时处于构造隆升阶段。④磁化率变化为构造隆升的响应(Sun Jimin et al., 2005; Lu Haijian et al., 2009; 张涛等, 2010)，榆木山剖面磁化率范围为 3.5×10^{-8}～21.5×10^{-8} $m^3 \cdot kg^{-1}$，明显分为平均值为 6.5×10^{-8} $m^3 \cdot kg^{-1}$ 和 13.5×10^{-8} $m^3 \cdot kg^{-1}$ 的两阶段，玉门砾岩为高磁化率地层(图 5)。⑤通过沉积速率时空对比，老君庙剖面的玉门砾岩沉积速率明显高于榆木山剖面，这可能源于构造隆升造就的地貌高差，而不是气候中的年平均降水量因素(刘栋梁等, 2011)。⑥傅开道等(2006)指出如果气候对玉门砾岩起控制作用，则玉

门砾岩应当出现与全球气候变化相一致的砾岩粒径粗细大小沉积旋回，而榆木山剖面野外考察并未发现砾岩粒径粗细大小沉积旋回。

综上所述，榆木山地区玉门砾岩可能主要为构造运动的产物。榆木山剖面揭示玉门砾岩底部年龄约为 3.58 Ma，与青藏高原东北部最近一次强烈隆升的开始时间约 3.6Ma 很接近（李吉均等，1996；崔之久等，1998；方小敏等，1998）。榆木山地区玉门砾岩的开始沉积表明该区有较强的变形和隆升事件，可能是青藏运动 A 幕在该地区的响应，磁性地层年代给出的 3.58 Ma 的构造运动时间早于 Tapponnier 等（2001）提出的北东向生长模式中 1Ma 的变形隆升时间，不支持整个高原的北东向生长模式。当玉门砾岩沉积开始之后，榆木山剖面存在两个不整合面 B 和 A（见图 2）。一般来讲，区域角度不整合代表该地区存在构造运动事件。通过沉积速率推算出两不整合面跨越年龄约为 2.88～2.58 Ma 和＜1.77～0.8Ma，其可能是青藏运动 B 幕和昆黄运动 B 幕在该地区的强烈变形隆升响应。

榆木山与周围河西走廊盆地高差在 1000 m 以上，为印亚板块新生代碰撞的远程效应在高原最北部的响应地区。榆木山周边沉积了较厚的新生代沉积物，Fang Xiaomin 等（2012）对榆木山南缘早第三纪的白杨河组和晚第三纪的疏勒河组地层进行了详细研究，角度不整合、生长地层等指示该地区最早活动时间不晚于 27.8 Ma，之后存在多期构造变形隆升事件。上新世以来榆木山地区至少经历了 3 期构造变形隆升事件，其为青藏高原最近一次强烈隆升在榆木山地区的响应。榆木山正是因为新生代期间的多期构造隆升事件而达到现今高度，其最终地貌可能在昆黄运动 B 幕结束之后形成，整个高原至少隆升到 3000m 以上，高原进入冰冻圈（施雅风等，1995；Fang Xiaomin et al.，1999；Yang Shengli et al.，2010）。

5　结论

（1）磁性地层研究表明榆木山剖面玉门砾岩的底界年龄约为 3.58 Ma，另外 3 个与玉门砾岩有关的不整合面跨越年龄分别约为：5.23～3.58Ma、2.88～2.58 Ma 和＜1.77～0.8 Ma。

（2）经古水流、磁化率、野外考察等推断玉门砾岩可能主要为构造隆升的产物，榆木山地区变形隆升不晚于 3.58 Ma，之后至少经历两期构造变形隆升，应该是青藏高原东北部青藏-昆黄运动在该地区的响应。

（3）榆木山地区最早变形隆升时间比北东向传播模式的最早变形隆升时间早约 1Ma，榆木山地区最早变形隆升时间不支持青藏高原北东向生长模式。

致谢：两位评审人提供了许多有益的建议，这些对完善本文至关重要，在此表示由衷的感谢。参加野外工作的还有李立立、张玺正、马文忠、唐玉虎、刘永前、朱强、胡思虎、张志高等同学，在此表示感谢。特别感谢中国科学院地质与地球物理研究所朱日祥院士对古地磁相关测定实验的指导。

参　考　文　献

陈杰，Wyrwoll K H，卢演俦，Krapez B，万景林，刘进峰．2006．祁连山北缘玉门砾岩的磁性地层年代与褶皱过程．第四纪研究，26（1）：20～31．

崔之久，伍永秋，刘耕年，葛道凯，庞其清，许清海．1998．关于“昆仑-黄河运动”．中国科学（D 辑），28（1）：53～59．

戴霜，方小敏，宋春晖，高军平，高东林，李吉均．2005．青藏高原北部的早期隆升．科学通报，50(7)：673～683．

方小敏，李吉均．1998．3.4Ma 来青藏高原的阶段性与环境演变．见：施雅风等主编，青藏高原晚新生代隆起与环境演变．广州：广东科技出版社．394～415．

方小敏，赵志军，李吉均，颜茂都，潘保田，宁春晖等，戴霜．2004．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），34（2）：97～106．

傅开道，方小敏，高军平，韩文霞．2006．青藏高原北部砾石粒径变化对气候和构造演化的响应．中国科学（D 辑），36（8）：733～742．

霍永录，路锡良，曾恒平等．1989．中国石油地质志，卷 13：玉门油田．北京：石油工业出版社，1～441．

李吉均，方小敏，马海洲，朱俊杰，潘保田，陈怀录．1996．晚新生代黄河上游地貌演化与环境变迁．中国科学（D 辑），26（4）：316～322．

刘栋梁，方小敏，王亚东，张伟林，高军平．2008．平衡剖面方法恢复柴达木盆地新生代地层缩短及其意义．地质科学，43（4）：637～647．

刘栋梁，宋春晖，颜茂都，张伟林，方小敏，李海兵．2011．初探玉门砾岩沉积速率时空变化对气候-构造相互作用的意义．大地构造与成矿学，35（1）：56～63．

潘宏勋，葛肖虹，刘俊来．2000．对祁连山北缘榆木山隆起的质疑．长春科学大学学报，30(1)：9～13．

施雅风，郑本兴，李世杰，叶佰生．1995．青藏高原中东部最大冰期时代高度与气候环境探讨．冰川冻土，17（2）：97～112．

宋友桂，方小敏，李吉均，安芷生，苗晓东．2001．晚新生代六盘山隆升过程初探．中国科学（D 辑），31(增刊 S1)：142～148．

孙健初．1942．祁连山一带地质纲要．地质论评，7(1～3)：17～25．

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．

王亚东，方小敏，张涛，迟云平，刘栋梁．2009．平衡剖面反映的柴

西新生代变形对青藏高原隆升的响应. 兰州大学学报，45 (6)：28～35，40.

余伯良. 1957. 甘肃走廊新构造运动的特征与意义. 见：中国科学院地学部编辑. 中国科学院第一次新构造运动座谈会发言记录. 北京：科学出版社，119～126.

张进，马宗晋，任文军. 2005. 宁夏中南部新生界沉积特征及其与青藏高原演化的关系. 地质学报，79(6)：757～773.

张涛，胡思虎，刘栋梁，高军平，孟庆泉，方小敏，宋春晖. 2010. 柴西红沟子地区晚新生代岩石磁学特征及对青藏高原北缘隆升的响应. 地质科学，45 (4)：987～996.

赵志军，方小敏，李吉均. 2001a. 祁连山北缘酒东盆地晚新生代磁性地层. 中国科学(D 辑)，31 (增刊 S1)：195～201.

赵志军，方小敏，李吉均，潘保田，史正涛，颜茂都. 2001b. 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.

Bovet P M, Ritts B D, Gehrels G, Abbink A O, Darby B, Hourigan J. 2009. Evidence of Miocene crustal shortening in the North Qilian Shan from Cenozoic stratigraphy of the western Hexi Corridor, Gansu Province, China. American Journal of Science, 309 (4): 290～329.

Cande S C, Kent D V. 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. J. Geophys Res., 100: 6093～6095.

Fang Xiaomin, Li Jijun, Van der Voo R. 1999. Rock magnetic and grain size evidence for intensified Asian atmospheric circulation since 800, 000 years B. P. related to Tibetan uplift. Earth and Planetary Science Letters, 165 (1): 129～144.

Fang Xiaomin, Zhang Weilin, Meng Qingquan, Gao Junping, Wang Xiaoming, King J, Song Chunhui, Dai Shuang, Miao Yunfa. 2007. High-resolution 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 (1～2): 293～306.

Fang Xiaomin, Liu Dongliang, Song Chunhui, Dai Shuang, Meng Qingquan. 2012. Oligocene slow and Miocene-Quaternary rapid deformation and uplift of the Yumu Shan and North Qilian Shan: evidence from high-resolution magnetostratigraphy and tectonosedimentology. Journal of the Geological Society (accepted).

George A D, Marshallsea S J, Wyrwoll K H, Chen Jie, Lu Yanchou. 2001. Miocene cooling in the Northern Qilian Shan, northeastern margin of the Tibetan Plateau, revealed by apatite fission-track and vitrinite-reflectance analysis. Geology, 29 (10): 939～942.

Guo Zhaojie, Lu Jiemin, Zhang Zhicheng. 2009. Cenozoic Exhumation and Thrusting in the Northern Qilian Shan, Northeastern Margin of the Tibetan Plateau: Constraints from Sedimentological and Apatite Fission-Track Data. Acta Geologica Sinica(English Edition), 83 (3): 562～579.

Hay W W, Sloan J L, Wold C N. 1988. Mass age distribution and composition of sediments on the ocean-floor and the global rate of sediment subduction. Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets, 93 (B12): 14933～14940.

Huntington K W, Blythe A E, Hodges K V. 2006. Climate change and Late 10 Pliocene acceleration of erosion in the Himalaya. Earth and Planetary Science Letters, 252 (1～2): 107～118.

Jolivet M, Brunel M, Seward D, Xu Zhiqin, Yang Jingsui, Roger F, Tapponnier P, Malavieille J, Arnaud N, Wu Cailai,. 2001. Mesozoic and Cenozoic tectonics of the northern edge of the Tibetan Plateau: Fission-track constraints. Tectonophysics, 343 (1～2): 111～134.

Li Jijun, Fang Xiaomin, Van der Voo R, Zhu Junjie, Niocaill M C, Cao Jixiu, Zhong Wei, Chen Huailu, Wang Jianli, Wang Jianming, Zhang Yiechun. 1997. Late Cenozoic magnetostratigraphy (11～0 Ma) of the Dongshanding and Wangjiashan sections in the Longzhong Basin, western China. Geologie En Mijnbouw, 76 (1～2): 121～134.

Li Youli, Yang Jingchun. 1998. Tectonic geomorphology in the Hexi Corridor, north-west China. Basin Research, 10 (3): 345～352.

Lin Xiubin, Chen Hanlin, Wyrwoll K H, Cheng Xiaogan. 2010. Commencing uplift of the Liupan Shan since 9.5 Ma: Evidences from the Sikouzi section at its east side. Journal of Asian Earth Sciences, 37 (4): 350～360.

Liu Dongliang, Fang Xiaomin, Gao Junping, Wang Yadong, Zhang Weilin, Miao Yunfa, Liu Yongqian, Zhang Yuezhong. 2009. Cenozoic Stratigraphy Deformation History in the Central and Eastern of Qaidam Basin by the Balance Section Restoration and Its Implication. Acta Geologica Sinica (English Edition), 83 (2): 359～371.

Lu Haijian, Xiong Shangfa. 2009. Magnetostratigraphy of the Dahonggou section, northern Qaidam Basin and its bearing on Cenozoic tectonic evolution of the Qilian Shan and Altyn Tagh Fault. Earth and Planetary Science Letters, 288 (3～4): 539～550.

Meyer B, Tapponnier P, Bourjot L, Metivier F, Gaudemer Y, Peltzer G, Guo Shunmin, Chen Zhitai. 1998. Crustal thickening in the Gansu-Qinghai, lithospheric mantle, oblique and strike-slip controlled growth of the Tibetan Plateau. Geophysical Journal International, 135 (1): 1～47.

Molnar P. 2004. Late cenozoic increase in accumulation rates of terrestrial sediment: How might climate change have affected erosion rates? Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 32: 67～89.

Palumbo L, Hetzel R, Tao Mingxin, Li Xiaobin, Guo Jianming. 2009. Deciphering the rate of mountain growth during topographic presteady state: An example from the NE margin of the Tibetan Plateau. Tectonics, 28, TC4017, doi: 10.1029/2009TC002455.

Sun Jimin, Zhu Rixiang, 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.

Sun Zhiming, Yang Zhenyu, Pei Junling, Ge Xiaohong, Wang Xisheng, Yang Tianshui, Li Weimin, Yuan Sihua. 2005. Magnetostratigraphy of Paleogene sediments from northern Qaidam Basin, China: Implications for tectonic uplift and block rotation in northern Tibetan plateau. Earth and Planetary Science Letters, 237 (3～4): 635～646.

Tapponnier P, Xu Zhiqin, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G, Yang Jingsui. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. Science, 294 (5547): 1671～1677.

Yang Shengli, Fang Xiaomin, Shi Zhengtao, Lehmkuhl F, Song Chunhui, Han Yongxiang, Han Wenxia. 2010. Timing and provenance of loess in the Sichuan Basin, southwestern China. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 292 (1～2): 144～154.

Zhang Peizhen, Molnar P, Downs W R. 2001. Increased sedimentation rates and grain sizes 2～4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. Nature, 410 (6831): 891～897.

Zheng Dewen, Clark M K, Zhang Peizhen, Zheng Wenjun, Farley K A. 2010. Erosion, fault initiation and topographic growth of the North Qilian Shan (northern Tibetan Plateau). Geosphere, 6 (6): 937～941.

Zheng Hongbo, Powell C M, An Zhisheng, Zhou Jie, Dong Guangrong. 2000. Pliocene uplift of the northern Tibetan Plateau. Geology, 28 (8): 715～718.

Zhou Jianxun, Xu Fengyin, Wang Tiecheng, Gao Aifeng, Yin Chengming. 2006. Cenozoic deformation history of the Qaidam Basin, NW China: Results from cross-section restoration and implications for Qinghai Tibet Plateau tectonics. Earth and Planetary Science Letters, 243 (1～2): 195～210.

Zhu Lidong, Wang Chengshan, Zheng Hongbo, Xiang Fang, Yi Haisheng, Liu Dengzhong. 2006. Tectonic and sedimentary evolution of basins in the northeast of Qinghai-Tibet Plateau and their implication for the northward growth of the Plateau. Palaeogeography, Palaeoclimateology, Palaeoecology, 241 (1): 49～60.

Magneteostratigraphy of Yumen Conglomerate in the Yumushan Region and Its Implication for Deformation and Uplift of the NE Tibetan Plateau

LIU Dongliang[1, 2], SONG Chunhui[3], FANG Xiaomin[1,2], DAI Shuang[2], LI Haibing[1]

1) *State Key Laboratory of Continental Tectonics and Dynamics, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing*, 100037; 2) *Key Laboratory Continental Collision and Plateau Uplift, Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing*, 100085; 3) *Key Laboratory of Western China's Environmental Systems, Ministry of Education of China & College of Resources and Environment, Lanzhou University, Lanzhou*, 73000

Abstract

The Cenozoic deformation and uplift of the Tibetan Plateau is a hot issue in recent study of earth science. The Yumu Shan, located in the northeastern margin of the Qilian Shan, northeast Tibetan Plateau, is the key area for deciphering the spatio-temporal evolution of the entire plateau. The thick molasse (Yumen conglomerate) deposited in the Yumushan region, with bottom age of ～3.58 Ma by the magneteostratigraphy. Based on the paleocurrents, magnetic susceptibility, field research and published results, the Yumen conglomerate was likely the product of tectonic uplifting, and three unconformities related to the Yumen conglomerate were developed with age ranging from 5.23～3.58, 2.88～2.58, and <～1.77～0.8Ma, respectively. Integrated study suggests that the uplift and deformation of the Yumushan region was not later than 3.58 Ma, experiencing at least two successive tectonics events. Our result is one Ma earlier than time of deformation and uplift, which was inferred from northward growth model of the Tibetan Plateau, and should be part response of Qingzang-Kunhuang Movement in the northeastern part of the plateau.

Key words: Yumushan; magneteostratigraphy; Yumen Conglomerate; deformation and uplift of the Tibetan Plateau