

# 藏南乌郁盆地晚新生代沉积序列的时代 及其区域构造意义

陈贺海<sup>①②</sup> 汉景泰<sup>①\*</sup> 丁仲礼<sup>①</sup> 孙会国<sup>①</sup> 郭正府<sup>①</sup>

(<sup>①</sup> 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029; <sup>②</sup> 中国北仑出入境检验检疫局检测一科, 宁波 315800)

**摘要** 青藏高原的古高度及其时代迄今仍是青藏高原研究的重大课题. 通过对乌郁剖面近 145 m 水平地层的磁性地层学研究和下伏火山岩定年, 建立了乌郁盆地 15~2.5 Ma 时段的年代地层学框架和盆地发育历史. 研究表明, 15 Ma 以来乌郁经历了 3 个重要的构造发展阶段. 15~8.1 Ma 期间, 乌郁盆地发生了强烈的火山构造作用, 其中包括至少 3 期强烈的火山喷发并使地层倾斜、褶皱. 其后, 盆地进入较长的构造平静期, 发育了 8~2.5 Ma 湖相沉积序列. 2.5 Ma 期间, 乌郁盆地经历了一次较强的东西向拉张, 产生了南北向断裂, 结束了湖泊沉积, 沿断裂发育了河流. 与吉隆盆地对比结果表明, 8 Ma 以来喜马拉雅造山带和冈底斯造山带经历的构造作用有高度的一致性. 因此, 上述 3 个不同的构造阶段具有区域性意义. 研究结果为深入探讨中新世以来藏南地区古气候环境演化和高原隆升历史提供了重要的年代学依据.

**关键词** 青藏高原南部 乌郁盆地 晚新生代 古地磁 K-Ar 年龄

青藏高原的隆起不仅改变了高原内部及周边地区的环境格局, 而且对全球气候-环境系统产生了深刻的影响<sup>[1~10]</sup>. 弄清青藏高原高度演化历史特别是现代高度出现的时代对于深入认识晚新生代以来全球气候环境长期演化机制具有极为重要的意义, 也是青藏高原研究一直倍受关注的课题之一. 近年来, 关于青藏高原古高度的时代出现了较大的争议. 一些学者认为, 青藏高原在 8~14 Ma 甚至更早时期已基本达到现代的高度<sup>[11~19]</sup>. 而另一些学者则认为, 青藏高原现代高度的获得主要发生在上新世或更晚的时期<sup>[20~23]</sup>. 目前, 这一争议之所以存在的原因在于各种观点的基本依据不同, 前者多基于构造等方面的推断, 缺乏直观的印证, 而后者则基于气候环境演变的地质观察, 但缺少坚实的年代学数据. 因此, 地质古环境演化记录的年代学研究是实现突破的关键一环.

位于雅鲁藏布江以北、冈底斯山脉东缘的乌郁盆地发育了新生代时期的湖相沉积序列, 富含植物化石和孢粉, 并夹有多期火山岩和火山凝灰岩, 为重建新生代以来高原隆升和环境演化历史提供了十分有利的条件(图 1). 该区地层除区域地质调查作过描述<sup>[24]</sup>外, 一些学者也曾做过古气候和沉积环境方面的初步研究<sup>[25]</sup>, 但总的来说, 系统的研究工作和地层年代学工作还十分薄弱. 本文通过对乌郁盆地晚新生代沉积序列的综合性年代学研究, 其中主要包括湖相沉积的古地磁研究和火山岩 K-Ar 定年研究, 建立了该区 15~2.5 Ma 时段地层年代学框架, 在此基础上讨论了乌郁盆地以及藏南地区重大构造活动的历史, 为进一步揭示藏南地区晚新生代时期的环境演化和隆升过程提供重要的年代学依据.

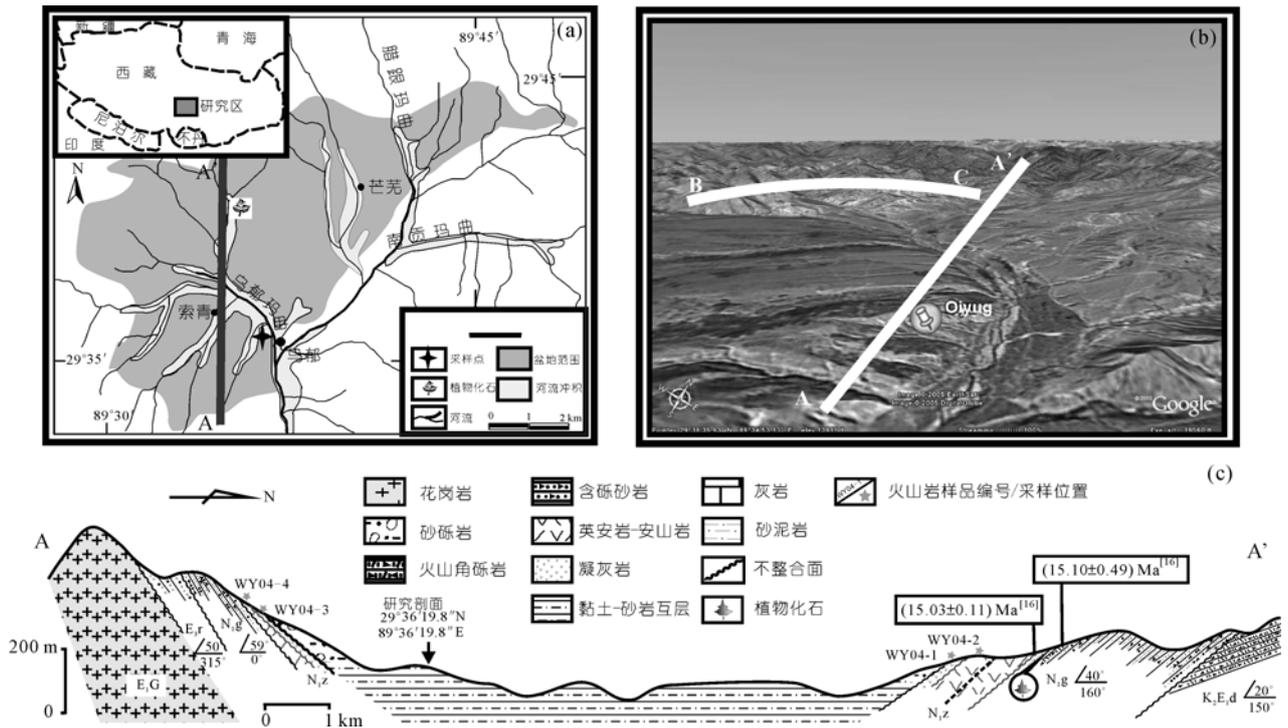


图 1 乌郁盆地位置及地层剖面示意图

(a) 乌郁盆地地理位置示意图; (b) 乌郁盆地地貌示意图; (c) 乌郁盆地剖面示意图. A—A' 截取剖面; B—C 盆地北缘灰白色凝灰岩出露带.  $K_2E_1d$  为晚白垩-古新世典中组,  $E_1G$  为古新世嘎冲组,  $E_{3r}$  为渐新世日贡拉组,  $N_{1g}$  为早-中中新世嘎扎村组,  $N_{1z}$  为中-晚中新世宗当组, 据文献[24]修改

## 1 晚新生代地层概况及样品采集

乌郁盆地位于西藏南木林县, 冈底斯山脉东端, 冈底斯-念青唐古拉板片南缘, 南距雅鲁藏布江约 60 km. 盆地北东方向长 28 km, 北西方向宽 12 km, 在南东-北西方向上呈不对称箕形凹陷(图 1(a)和(b)). 盆地出露地层自老至新依次为晚白垩-古新世典中组( $K_2E_1d$ )中酸性火山岩及火山碎屑岩, 古新世嘎冲组( $E_1G$ )花岗岩, 渐新世日贡拉组( $E_{3r}$ )碎屑岩夹酸性凝灰岩, 早-中中新世嘎扎村组( $N_{1g}$ )砂泥岩、砂岩或砾岩互层等碎屑沉积夹火山角砾岩, 局部含油页岩, 产植物叶化石; 中-晚中新世宗当组( $N_{1z}$ )中酸性火山岩及火山凝灰岩, 后二者在剖面两侧均有分布(图 1(c)). 需说明, 嘎扎村组和宗当组曾被划分为上新世(地层符号分别为  $N_{2g}$  和  $N_{2z}$ )[24], 但根据已有的年龄数据, 如叶化石下伏火山角砾岩的年龄为 15.1 Ma 和上覆火山岩底部年龄为 15.03 Ma[16]以及本文的火山岩年龄测定结果(表 1), 本文对此二地层的年代归属作了上述修正和图 1 中地层时代代号. 这些岩层均已强烈变形, 呈不规则环状沿盆地中心分布, 总体产状向盆地中心倾斜. 根据野外剖面观察, 宗当组火山岩系列至

少有 3 种岩石组成, 自老至新依次为粉红色英安岩-安山岩、安山角砾岩和灰白色长英质晶屑凝灰岩. 在凝灰岩之上再次发育了湖相沉积, 分布于盆地中部. 其岩性以薄层黏土-粉细砂交互层为特征, 地层产状基本呈水平分布, 前人将其划为更新世[24,25]. 该湖相地层剖面顶部普遍发育了洪冲积砂砾石层, 磨圆度和分选性较差, 厚度约 3~5 m. 湖泊消亡后, 强烈的河流下切作用及河床的摆动形成了陡峭的湖相地层剖面和数级不连续的基座阶地, 顶部的洪冲积砂砾石层为最高一级阶地.

本文研究的重点是中新世以来火山岩-火山凝灰岩及上覆湖相沉积序列的地层年代学. 湖相地层剖面位于达孜镇西乌郁玛曲西侧( $29^{\circ}36'19.8''N$ ,  $89^{\circ}36'20.6''E$ , 见图 1), 剖面厚度约 145 m. 整个湖相剖面以灰蓝色为基本色调, 总体粒度较细, 半成岩状态, 其中的细砂层或粉细砂层多已铁质胶结, 呈锈红色. 如上所述, 沉积序列以薄层砂质黏土-粉细砂交互层为基本特征. 此外, 还可看出剖面上部较厚的砂层(一般厚度在 15~40 cm)有所增加, 其中厚度最大的一层约 4 m, 距湖相顶部约 30 m, 在空间上分布较广,

表 1 乌郁盆地水平湖相地层下伏火山岩(全岩)K-Ar 年代测定结果

样品号	岩性描述	年龄/Ma	采样位置(经纬度/海拔高度)
wy04-1	凝灰岩	7.92±0.15	29°42'13.0"N, 89°35'10.6"E/4384 m
wy04-3	凝灰岩	8.23±0.13	29°41'57.7"N, 89°35'15.6"E/4392 m
wy04-4	安山岩	9.87±0.30	29°41'33.7"N, 89°35'21.6"E/4405 m

成为地层延伸、对比的一个显著标志层(参见图 3, 岩性柱状图)。本文对该剖面进行了定向古地磁样品的系统采集, 采样间距为 50 cm, 单剖面采集样品 270 块, 每个样品均取平行样。取样水平挖掘深度一般在 30~50 cm, 以去除松散的表层。火山岩和火山凝灰岩的定年样品自下至上共采集 4 块, 具体采样地点及地理位置见图 1(c)和表 1。

## 2 样品处理及测试

古地磁样品的测试工作在中国科学院地质与地球物理研究所古地磁与年代学实验室完成。退磁使用英国 MMTD-80 热退磁仪, 剩磁测量使用美国 2G 公司的 2G-760 U-Channel 超导磁力仪。按测试要求, 每块样品经室内无磁锯片加工成 2 cm×2 cm×2 cm 的立方块。全部测试样品均采用系统热退磁, 退磁温度为常温(20℃), 150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 550, 585℃, 少量样品的退磁温度达到 620, 660 和 678℃。在样品处理和测试过程中, 有 23 块样品损坏, 共获得 557 个样品的系统古地磁测试数据。

用于定年的火山岩样品经镜下观察, 其中有 3 块样品符合实验要求。K-Ar 年龄测定由国家地震局地质研究所同位素年代学实验室完成, 测定结果见表 1。

## 3 特征剩磁分析

退磁结果分析采用 Zijderveld<sup>[26]</sup>图解法, 特征剩磁方向计算采用主分量分析法<sup>[27]</sup>, 样品特征剩磁方向的确定一般至少用 4 个温度点(300, 350, 400, 450℃)数据。

在热退磁过程中, 大部分样品在 550℃时基本达到完全退磁或已退到天然剩磁(NRM)的 10%以下, 表明样品剩磁载体主要为磁铁矿或磁赤铁矿。有些样品(如部分阶地样品)退磁温度在 600℃以上才能完全退磁, 表明大量赤铁矿的存在。多数样品的退磁曲线显示了双组分的地磁分量: 粘滞剩磁在 100~300℃之间即可退去, >300℃表现为稳定的特征剩磁, 呈直线型趋向原点。如图 2 wy-7 和 wy-222 所示, 随着退磁温度增加, wy-7 加热到 300℃时除去了粘滞剩磁并开

始记录特征剩磁, wy-222 则在 150℃时即表现出特征剩磁。还有部分样品, 除室温点外, 其余温度点的剩磁磁性具良好的一致性, 表明低温粘滞剩磁影响微弱, 如样品 wy-11 和 wy66(图 2)。

总体来说, 湖相样品的绝大部分表现出稳定的特征剩磁, 但也有少数样品磁倾角偏浅, 甚至在逐步退磁过程中出现正负摆动, 造成磁偏角与磁倾角相矛盾的现象。我们认为, 由于盆地所处纬度较低, 磁性颗粒受沉积因素影响而引起的磁倾角偏差在剩磁方向记录上比较敏感, 从而导致某些样品剩磁极性的“错谬”记录。为降低各种因素的干扰, 在建立极性地层时本文首先对样品的特征剩磁数据进行质量分析, 确定取舍。在数据合理性分析过程中主要遵循三条原则: (1) 磁偏角(Dec)与磁倾角(Inc)的匹配(90°<Dec<270°, 则 Inc<0°; -90°<Dec<90°, 则 Inc>0°); (2) Inc 值在[-10°, 10°]区间内的样品一般不予采用; (3) 最大角偏差(Mad), 一般认为 Mad≤13°的值为可信值。依据上述原则, 有 41 块湖相样品结果不能满足, 不予采用。最终获得用于建立地层磁性柱的湖相样品 197 块。

## 4 磁性地层划分与对比

用上述筛选出的样品的特征剩磁方向计算虚磁极纬度(VGP), 以此建立乌郁剖面的磁极性柱。在极性段的划分上, 一般一个极性段的确立至少有两个样品点。基于这一原则, 湖相剖面共识别出 13 个正极性带和 14 个负极性带, 自上至下分别编号为 N1, N2, N3, ..., N13 和 R1, R2, ..., R14。乌郁剖面极性柱与标准极性柱<sup>[28]</sup>的对比结果见图 3。

乌郁盆地湖相地层虽然顶部缺少绝对年龄, 但下伏火山岩的年龄为磁性地层的对比提供了关键性的年代制约。由于两个火山凝灰岩样品的平均年龄为 8.1 Ma(表 1), 因此, 湖相地层必然限定在 8.1 Ma 以来的时段。在此前提下, 其沉积的时代可以通过极性段组合特征的对比研究加以确定。从图 3 所示的地层极性段落组合特征可以看出, N9~N12 组合段与标准极性柱的 C3Bn~C4n.1n 段组合形态十分相似, 其

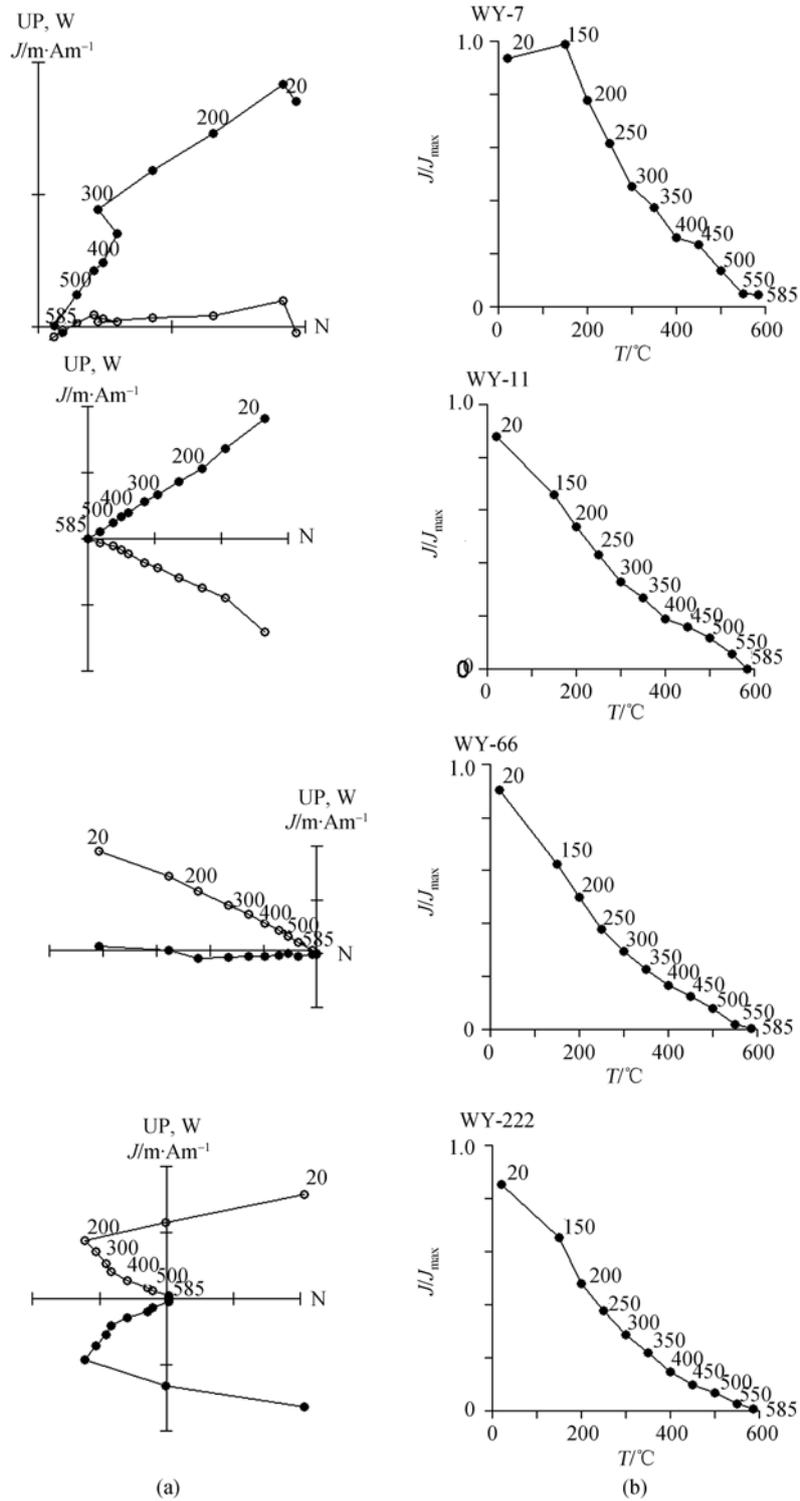


图 2 乌郁盆地部分古地磁样品热退磁结果  
(a) 正交投影图(●表示水平分量, ○表示垂直分量); (b) 剩磁强度随温度衰减曲线

对应年龄为 6.935~7.562 Ma. 由此, R13~R14 组合段对应于标准极性柱的 C4n.1r~C4r.1r 段, 其年龄为 7.562~8.1 Ma. 根据下伏火山凝灰岩的测年结果和剖

面出露情况, 这一极性对比结果是合理的. 因为, 虽然乌郁盆地湖相地层取样剖面底部尚未出露基岩, 但有些地点已经出露, 这说明未出露的湖相沉积只

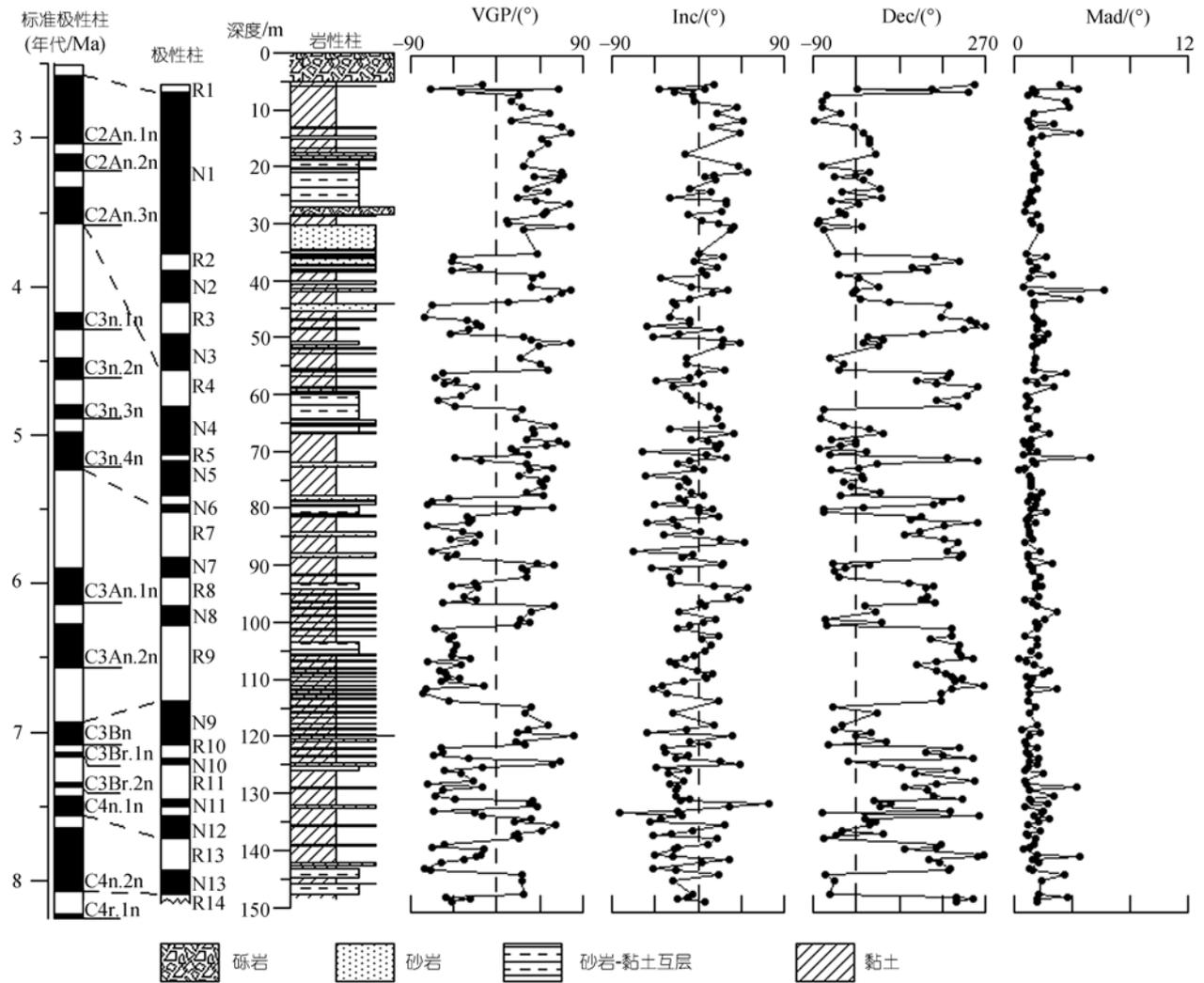


图 3 乌郁剖面古地磁测试结果

Inc—磁倾角, Dec—磁偏角, VGP—虚磁极纬度, Mad—最大角偏差. 古地磁极性标号中 N 为正极性, R 为负极性, 标准极性柱来自 Cande 等<sup>[28]</sup>

是整个湖相沉积序列的很小部分, 因此所测剖面的湖相序列底部年龄可以与火山凝灰岩的年龄相当接近. R7~R9 组合段与标准极性柱的 C3r~C3Ar 段的特征有很高的相似性, 而且与 N9~N12 段的对比完全连续, 因而具有很高的可信度. 湖相上部 N1~N3 组合段与标准极性柱的 C2An.1n~C2An.3n 段也有极为相似的组合特征, 而与其他极性组合段相比有显著的差别. 因此, 湖相序列的 R1 极性段应属高斯期之后的松山期早期, 大致年龄在 2.5 Ma. 由此, R4~N6 组合段将对应于标准极性柱的 C2Ar~C3n.4n 段, 年龄为 3.58~5.23 Ma. 二者相比, 湖相沉积序列比标准极性柱少一个正负对. 我们认为, 出现这种情况的原因, 很可能是由于该段黏土增多、沉积速率较低, 而采集

间距仍为 0.5 m, 从而造成了极性事件的遗漏. 另一因素是, 这一极性组合段中每个极性时段持续时间都比较短.

为了验证上述对比的可靠性, 对磁性地层对比获得的年龄数据进行了沉积速率分析(见图 4). 从图中可以看出, 尽管 R4~N6 组合段和它对应的标准极性段缺失一个正负对, 但其沉积速率与此前的 100 多万年, 即 6.6~5.23 Ma 时段, 高度一致(见图 4 中的中段拟合线), 而且沉积速率的变化与粒度也有良好对应关系. 沉积速率高的时段沉积物粒度较粗, 沉积速率低的时段沉积物粒度较细. 由此可间接说明上述磁性地层对比结果的合理性. 对比结果表明, 乌郁盆地出露的水平湖相地层年龄为 2.5~8.1 Ma.

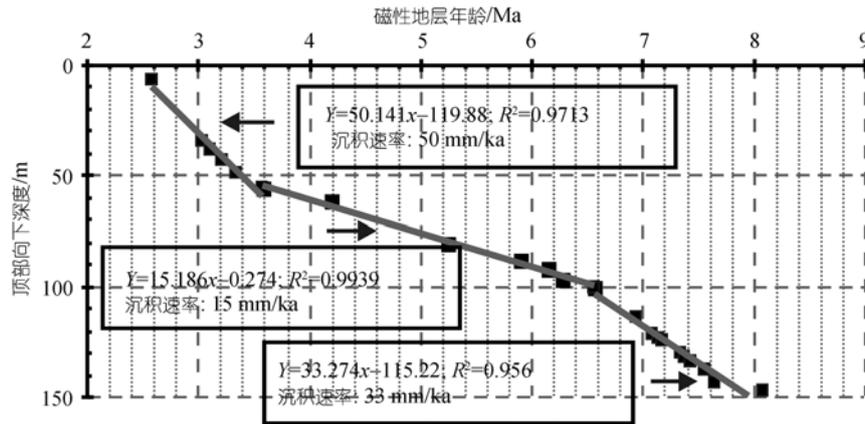


图 4 乌郁盆地地层深度-年代曲线

## 5 晚新生代以来的盆地演化及其区域构造意义

乌郁盆地晚新生代地层的年代学研究结果为认识该区构造活动和盆地演化历史提供了关键性的年代学框架,也为理解藏南地区晚新生代以来的构造活动历史提供了重要基础。乌郁盆地在 15 Ma 之前曾经发育了湖泊沉积。尔后发生了强烈的火山活动,形成了大量的中酸性火山岩。从火山岩样品的测年结果和岩性的多样性可知,这是一个由多期喷发活动构成的火山构造幕,其中至少有 3 次强烈喷发。第一次喷发的时间为 15 Ma,喷发产生的火山岩覆盖了老的湖相地层。第二次强烈喷发发生在约 10 Ma,形成了大量的安山岩及火山角砾岩。第三次发生在 8.1 Ma 左右,形成了盆地四周广泛分布的灰白色晶屑凝灰岩。下伏湖相地层发生强烈变形、倾斜和褶皱说明,在 15~8 Ma 期间不仅有多期火山喷发,也发生了强烈的构造作用,并产生了新的湖盆地形。此后,该区处于较长的构造平静期,发育了 8~2.5 Ma 期间的湖相沉积序列,地层呈原始的水平状产出,呈角度不整合覆盖于早期岩层之上。在 2.5 Ma 左右,即第四纪初期,湖泊消失,发育了贯穿盆地的河流,向南汇入雅鲁藏布江。河流的强烈下切作用使湖相地层被切割、侵蚀,形成了高耸陡峭的剖面。湖相环境消失的可能原因基本有两种,一种是构造破坏,另一种是河流的溯源侵蚀。从乌郁到雅鲁藏布江河段近乎笔直的形态和存在的基岩峡谷可以推断,乌郁玛曲的这一河段是沿断层发育的。从 15~8 Ma 火山岩仅出现在盆地范围内的特点可知,该断层在此时段发生活动的可能性很小。继后稳定的湖泊沉积表明,断层也不可能发生

在 8~2.5 Ma 时期。根据这一河段两边出露的基岩(K-E 岩浆岩和沉积岩)有很好的连续性特征,可以排除该断层发生在更老的时代的可能性。因此,这一断层发生的时代应该在大约 2.5 Ma。此断层的出现导致了湖水泻出、现代河流的发育和湖相环境的消失。8~2.5 Ma 湖相沉积很好地保持了原始沉积的产状表明,该断层的性质应属张性断层,即受到东西向拉伸作用。综上所述,2.5 Ma 左右的湖泊消失和乌郁玛曲河的发育指示了冈底斯山脉东端发生的一次东西向拉伸性断裂构造活动,暗示南北向的挤压应力作用。由上可知,中中新世以来乌郁盆地的演化过程主要经历了 3 个阶段,即 15~8 Ma 强烈火山-构造活动期、8~2.5 Ma 平静期和 2.5 Ma 构造断裂-侵蚀期,这 3 个阶段与高原南部的区域性构造作用有着紧密的联系和很好的一致性。(1) 在时间和区域上,15~8 Ma 期间乌郁盆地的多期火山活动和整个冈底斯造山带发生的火山构造活动非常一致<sup>[15,29,30]</sup>,因而应属中新世冈底斯造山带火山活动的一部分。这一事件被解释为是藏南地区下部加厚地壳减薄、东西向构造伸张的反映<sup>[29,30]</sup>。在强烈的火山构造作用下,此前的盆地沉积发生了褶皱、倾斜,并形成了新的湖盆。不仅如此,这一构造事件在喜马拉雅造山带也有良好的对应性。位于喜马拉雅北坡的吉隆盆地的研究表明<sup>[31,32]</sup>,盆地沉积物最老的年龄约为 7.0~7.2 Ma。考虑沉积序列底部有一部分没有出露,推断吉隆盆地形成的时间也应在 8 Ma 左右,这说明喜马拉雅造山带在此期间也发生了强烈的构造活动。因此,15~8 Ma 冈底斯造山带的火山构造活动实际上反映了藏南地区广泛发生的一期强烈构造运动。(2) 8~2.5 Ma 期间,乌郁盆

地发育了连续的湖相沉积, 沉积粒度较细, 总体上沉积韵律变化不大, 岩层基本呈水平分布, 显示了稳定的构造环境. 吉隆盆地在此时段也一直处于湖相环境. 由此说明 8~2.5 Ma 藏南地区整体表现为构造平静期. (3) 乌郁盆地湖相沉积结束于 2.5 Ma, 吉隆盆地结束的时间也大致在此前后, 而且乌郁玛曲和吉隆藏布均有老基岩地段的南北向分布的峡谷型河谷, 指示了南北向断层的存在, 反映了较强的东西向构造拉张和南北向张性断裂活动, 是 15~8 Ma 强烈构造运动之后, 藏南地区发生的又一次大规模构造运动.

还需指出, 乌郁盆地和吉隆盆地尽管都经历了 2.5 Ma 时期的构造断裂作用和后期的切割、侵蚀, 但 8 Ma 以来的湖相地层均保持了原始沉积的产状, 显示出最近 8 Ma 期间藏南地区在构造方面的良好的整体性.

## 6 结论

乌郁盆地晚新生代湖相沉积序列的古地磁研究和下伏火山岩 K-Ar 年龄测定结果表明, 发生于 15~8 Ma 期间的火山活动至少有 3 期, 分别发生在 15, 10 和 8.1 Ma, 强烈的火山构造活动使中新世早期的湖相沉积地层发生了强烈的倾斜和褶皱变形, 并创生了新的盆地地形, 在此基础上发育了中-上新世湖相沉积. 古地磁研究结果表明, 该湖相沉积序列的年龄为 2.5~8.1 Ma. 其后, 南北向断裂活动穿过湖盆南部, 发育了贯穿盆地的河流, 结束了湖泊沉积. 乌郁盆地 15 Ma 以来所经历的 3 个重要构造阶段与吉隆盆地有很好的 consistency, 表明乌郁盆地记录的构造事件具有重要的区域性意义. 同时也说明, 本文研究结果将为深入探讨藏南地区的环境演化和隆升历史提供重要的年代学依据.

**致谢** 感谢朱日祥、孙继敏对古地磁数据分析提出重要建议. 感谢两位审稿人对本文作了认真审阅并提出了许多宝贵意见和修改建议.

## 参 考 文 献

- 1 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1979. 1—278
- 2 Ruddiman W F, Raymo M E. Northern Hemisphere climate regimes during the past 3 Ma: possible tectonic connections. *Philos Trans R Soc London, Ser B*, 1988, 318: 411—430
- 3 Kutzbach J E, Guetter P J, Ruddiman W F, et al. The sensitivity of climate to late Cenozoic uplift in southern Asia and the American west: numerical experiments. *J Geophys Res*, 1989, 94: 18393—18407
- 4 Raymo M E, Ruddiman W F. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*, 1992, 359: 117—122[DOI]
- 5 Prell W L, Kutzbach J E. Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. *Nature*, 1992, 360: 647—652[DOI]
- 6 Prell W L, Kutzbach J E. The impact of Tibet-Himalayan elevation on the sensitivity of the monsoon climate system to changes in solar radiation. In: Ruddiman WF, ed. *Tectonic Uplift and Climate Change*. New York: Plenum Publishing Corporation, 1997. 171—201
- 7 Turner S, Hawkesworth C, Liu J Q, et al. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. *Nature*, 1993, 364: 50—54[DOI]
- 8 李吉均, 方小敏. 青藏高原隆起与环境变化研究. *科学通报*, 1998, 43(15): 1569—1574
- 9 施雅风, 李吉均, 李炳元. 青藏高原晚新生代隆升与环境变化. 广州: 广东科技出版社, 1998. 1—463
- 10 Guo Z, Ruddiman W F, Hao Q, et al. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature*, 2002, 416: 159—163[DOI]
- 11 Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, et al. Raising Tibet. *Science*, 1992, 255: 1663—1670[DOI]
- 12 Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, et al. Activation of the Nyainqentanghla Shear Zone: implications for uplift of the southern Tibet Plateau. *Tectonics*, 1995, 14: 658—676[DOI]
- 13 Coleman M, Hodges K. Evidence for Tibetan plateau uplift before 14 Myr ago from a new minimum estimate for east-west extension. *Nature*, 1995, 374: 49—52[DOI]
- 14 Rowley D B, Pierrehumbert B S, Currie B S. A new approach to stable isotope-based paleoaltimetry: implications for paleoaltimetry and paleohypsometry of High Himalaya since the Late Miocene. *Earth Planet Sci Lett*, 2001, 188: 253—268[DOI]
- 15 Williams H, Turner S, Kelley S, et al. Age and composition of dikes in Southern Tibet: new constraints on the timing of east-west extension and its relationship to postcollision volcanism. *Geology*, 2001, 29(4): 339—342[DOI]
- 16 Spicer R A, Harris N B W, Widdowson M, et al. Constant elevation of southern Tibet over the past 15 million years. *Nature*, 2003, 421: 622—624[DOI]
- 17 Currie B S, Rowley D B, Tabor N J. Middle Miocene paleoaltimetry of southern Tibet: implications for the role of mantle thickening and delamination in the Himalayan orogen. *Geology*, 2005, 33: 181—184[DOI]
- 18 Rowley D B, Currie B S. Palaeoaltimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet. *Nature*, 2006, 439: 677—681[DOI]
- 19 Mulch A, Chamberlain C P. The rise and growth of Tibet. *Nature*, 2006, 439: 670—671[DOI]
- 20 李吉均, 文世宣, 张青松, 等. 青藏高原隆起的时代、幅度和形式探讨. *中国科学*, 1979, 6: 608—616

- 21 Li J. Uplift of Qinghai-Xizang Plateau and Global Change. Lanzhou: Lanzhou University Press, 1995. 1—207
- 22 崔之久, 高全洲, 刘耕年, 等. 夷平面、古岩溶与青藏高原隆升. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1996, 26(4): 378—386
- 23 Wang Y, Deng T, Biasatti D. Ancient diets indicate significant uplift of southern Tibet after ca. 7 Ma. *Geology*, 2007, 34(4): 309—312 [\[DOI\]](#)
- 24 西藏自治区地质矿产厅. 西藏 1:20 万谢通门-南木林幅. 1996, 130—134
- 25 崔江利, 颜廷松, 张晔. 西藏南木林-鄂郁盆地早更新世地层及气候分析. 华北水利水电学院学报, 2004, 25: 58—61
- 26 Zijdeveld J D A. AC demagnetization of rocks: analysis of results. In: Collinson D W, Creer K M, Runcorn S K, eds. *Methods on Paleomagnetism*. Amsterdam: Elsevier, 1967. 254—286
- 27 Kirschvink J L. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys JR Astron Soc*, 1980, 62: 699—718
- 28 Cande S C, Kent D V. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J Geophys Res*, 1995, 100: 6093—6095 [\[DOI\]](#)
- 29 Coulon C, Maluski H, Bollinger C, et al. Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet:  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  dating, petrological characteristics and geodynamical significance. *Earth Planet Sci Lett*, 1986, 79: 281—302 [\[DOI\]](#)
- 30 Chung S L, Liu D, Ji J, et al. Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology*, 2003, 31(11): 1021—1024 [\[DOI\]](#)
- 31 王富葆, 李升峰, 申旭辉, 等. 吉隆盆地的形成演化、环境变迁与喜马拉雅山隆起. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1996, 26(4): 329—335
- 32 岳乐平, 邓涛, 张睿, 等. 西藏吉隆-沃马盆地龙骨沟剖面古地磁年代学及喜马拉雅山抬升记录. 地球物理学报, 2004, 47(6): 1009—1016