

藏西南札达盆地磁性地层学特征及其构造意义

王世锋^①, 张伟林^①, 方小敏^{①*}, 戴霜^②, Oliver Kempf^③

① 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085;

② 兰州大学西部环境教育部重点实验室, 兰州大学资源环境学院, 兰州 73000;

③ Institut für Umweltgeologie, Technische Universität Braunschweig, D38106, Germany

* 联系人, E-mail: fangxm@itpcas.ac.cn

2007-09-07 收稿, 2007-12-26 接受

国家自然科学基金(批准号: 40672142, 40334038)和国家重点基础研究发展计划(批准号: 2005CB422000, 2002CB412601)资助项目

摘要 札达盆地是喜马拉雅山北坡一个重要的晚新生代盆地, 对盆地地层的年代学研究将为反演喜马拉雅造山带隆升与构造演化提供许多重要的信息. 盆地新生代地层厚近 750 m, 共采集古地磁定向样品 268 块. 系统古地磁测量表明岩石经热退磁显示大多数样品在 500~690°C 之间可以获得稳定的特征剩磁, 实测极性柱与标准极性柱对比表明该套地层的古地磁年龄为 9.5~2.6 Ma. 盆地的沉积地层年龄不支持藏南拆离系作为控盆构造的假说, 结合盆地内沉积构造特征及盆地北缘活动构造特征, 认为盆地形成受喀喇昆仑断裂活动控制.

关键词

札达盆地

磁性地层学

控盆构造

喀喇昆仑断裂

印度板块与欧亚大陆在(60±5) Ma 的陆陆碰撞造成喜马拉雅造山带的形成与青藏高原的逐步隆升[1,2]. 对喜马拉雅造山带隆升与构造演化不同的学者有不同的认识, 如对喜马拉雅造山带中部Thakkhola裂谷的控盆断裂的研究认为造山带在 14 Ma 时便达到现在的高度[3], Wang 等人[4]根据喜马拉雅山北麓吉隆盆地内动物化石分析在 7 Ma 时喜山的高度在 2900~3400 m 左右, 而施雅风等人[5]和徐仁等人[6]根据喜马拉雅北坡希夏邦马峰地区植物化石组合认为上新世以来喜山隆升了至少 3000 m, 黄万波等人[7]在吉隆盆地内首次发现的三趾马化石资料揭示喜马拉雅造山带在上新世后才开始强烈隆升, 而吉隆盆地内磁性年代学结果[8]表明 7.0~6.7 Ma 时喜马拉雅山的高度与华北平原的高度是相似的, 喜马拉雅造山带的强烈隆升发生在 3.6 Ma 后.

札达盆地与吉隆盆地相似, 是喜马拉雅山北麓另一个重要盆地, 由于地层出露连续, 保存完整, 含有丰富的动物化石, 具备了进行盆地演化及年代学研究的良好基础, 也成为各项研究的关注的重点. 目前地层特征表明盆地是一套晚新生代河湖相沉积[9~11], 钱方[12]在该盆地约 750 m 的剖面采集了 80 多块古地

磁样品, 初步的磁性地层学研究认为盆地形成于 7 Ma 以来. 近 2 年来在中德合作的基础上, 我们对盆地进行了详细的沉积学及磁性地层学研究, 取得精细的磁性地层年代学数据. 本文将展示这些研究进展并对其构造含义进行阐述.

1 地质背景

札达盆地位于拉萨地块与喜马拉雅构造带接触部位(图 1), 雅鲁藏布江缝合带沿盆地北缘阿伊拉日居山通过, 晚新生代以来喀喇昆仑断裂在阿伊拉日居山南北缘通过, 盆地南缘为提提斯喜马拉雅山及藏南拆离系. 盆地东西长约 140 km, 南北最大宽度为 50 km, 盆地呈向西开口的喇叭状. 盆地地层近水平产出, 超覆于盆地基岩侏罗-白垩系变质砂岩之上, 地层出露厚度在盆地南缘达到最大, 约 800 m 左右. 底部岩石以快速堆积的含砾砂岩夹薄层泥岩为特征, 中部以砂岩与泥岩泥灰岩互层为特征, 上部以巨厚砾岩与薄层泥灰岩泥岩互层为特征.

2 札达盆地磁性地层学特征

2.1 样品采集与测试

采样选择在札达县县城南西 20 km 处开始, 向波

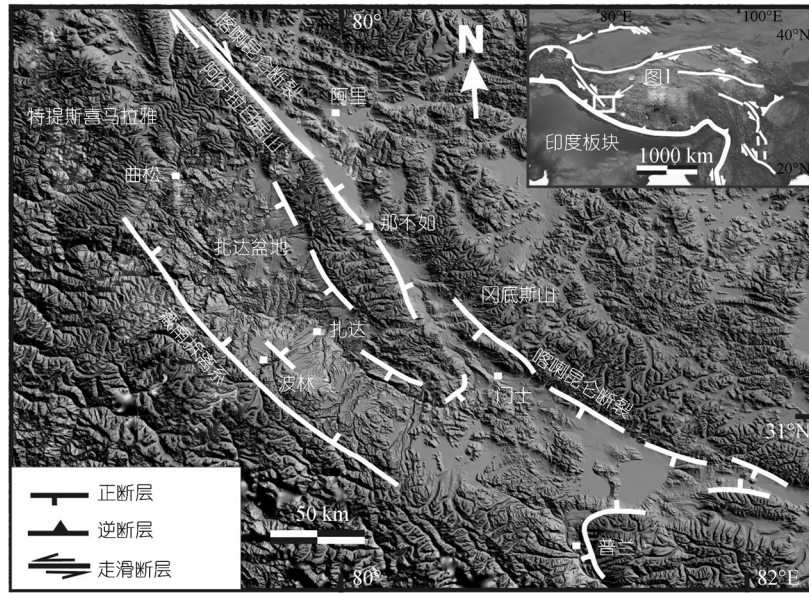


图 1 札达盆地构造位置简图

林村方向展开(图 1), 该剖面地层出露连续。朱大岗等人 [11]曾提到札达盆地内存在 2 个不整合面, 上面的不整合为香孜组(Qp_x^1)与札达组(N_2z)分界, 下面的不整合为札达组与托林组之间, 本次采样上限为上不整合面。我们的实际工作认为第三纪这套地层连续沉积, 朱大岗等人 [11]文中所提的第三纪地层中的不整合我们认为是河道冲刷造成的局部的沉积构造, 不是不整合, 这点与前人认识一致 [12,13]。野外古地磁样品采集用自然面定向法(地质罗盘定向)在每个采点采集 1 块定向手标本, 一般在开挖的 0.5~1.5 m 深槽或坑中进行以保证采集到新鲜的样品, 部分覆盖严重地段在平行层位顺延 5 m 左右采集, 样品尽量采集泥岩或细砂岩。按照高原北部新生界磁性地层研究的可靠经验 [14~16], 采样间隔确定为 2~3 m, 在厚层砂砾岩、砾岩段视细砂岩、泥岩透镜体的出现而适当放宽。经过前后两次加密和补采, 共采集定向样品 268 块; 室内用小型切割机把每组定向样品加工成 2 块 2 cm×2 cm×2 cm 立方体平行样, 共获得样品 384 个。样品次生剩磁清洗采用热退磁法, 加热均在 14 步以上, 加热区间 50~690°C。所有样品均在零磁空间(平均磁场强度<300 nT)2G 超导磁力仪上测量。其中 2005 年采集加工的两套样品(116 个样点)分别在德国图宾根大学构造与环境古地磁实验室和中国科学院地质与地球物理研究所古地磁实验室完成, 2006 年加密采集的一套样品(152 个样点)在德国图宾根大

学构造与环境古地磁实验室完成。

图 2 为剖面代表性样品热退磁曲线和剩磁矢量正交投影图, 大多数样品表现出共同的特性, 即在 250~350°C 时剩磁矢量强度和方向发生了较大的转折, 代表次生剩磁的去除, 此后多数样品剩磁方向稳定指向原点, 在 680°C 左右下降至零附近(图 2(a), (c))。但少数样品在 350~400°C 剩磁强度还有一次较明显的减小和方向改变, 于 500°C 之后甚至达 600°C 之后, 剩磁方向才稳定指向原点, 强度逐步缓慢减小(图 2(b))。还有部分样品表现出在 580~585°C 剩磁基本被完全清洗(图 2(d))。因此, 可以推测特征剩磁携带矿物主要为赤铁矿和磁赤铁矿, 部分为磁铁矿; 而少数样品中还有次生剩磁, 并可能为磁赤铁矿所携带。而准确确定特征剩磁和次生剩磁所携带的矿物, 有待于其他岩石磁学研究来进一步验证。

2.2 磁性地层年代

样品特征剩磁分析用 Kirschvink 主向量分析法 [17] 获得, 对特征剩磁最大偏离角(MAD)大于 15°的样品给予剔除, 然后按采点对 3 套样品进行 Fisher 平均, 获得采点的平均磁偏角、磁倾角, 以此计算采点的虚地磁极(VGP)古纬度, 对 VGP 古纬度小于 20°的样点也给予剔除, 2 次共剔除 31 个样点, 约占全部样点的 11%; 最后依据 237 个样点获得的虚地磁极(VGP)纬度(大于 20°)来表示磁极性柱的变化。

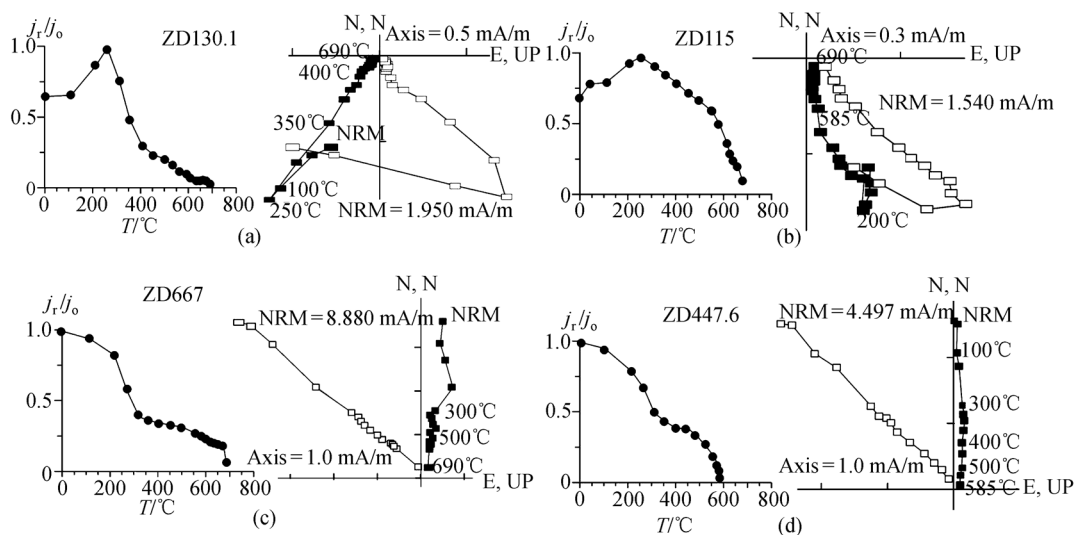


图 2 札达盆地剖面代表性样品热退磁与剩余矢量正交投影图
实心(空心)矩形为水平(垂直)面投影

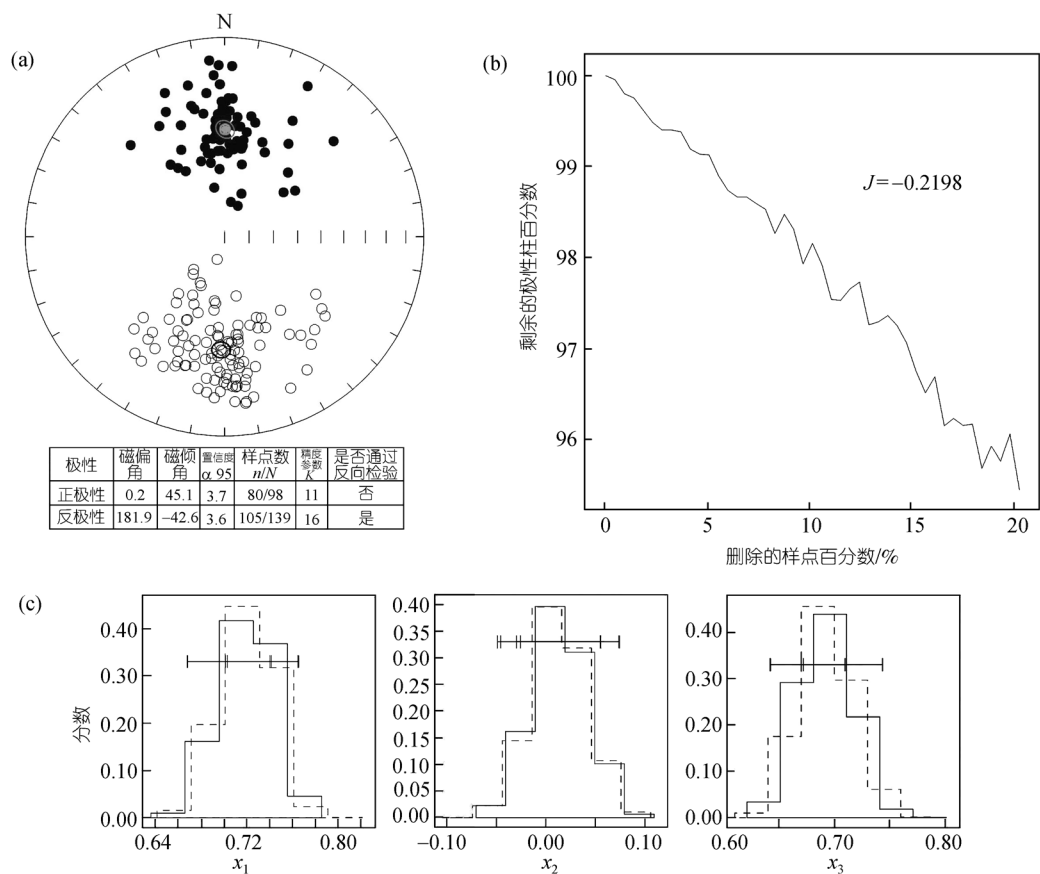


图 3 札达盆地剖面特征剩磁方向的平均值与现代地理坐标系的等面积投影(a)及其磁性地层稳定性的“折叠刀”检验(b)和磁极性反转的“接靴带法”检验(c)

图(a)中椭圆代表了围绕特征剩磁方向平均值的 95% 的置信度水平, 实(空)心圆分别代表正(反)极性方向

为了判断特征剩磁和极性柱的可靠性,我们对所获得的特征剩磁进行“解鞋带法”(Bootstrap technique)^[18]磁极倒转检验和磁性地层“折叠刀法”(Jackknife technique)^[19]检验。“解鞋带法”是利用所有正负极性平均特征剩磁方向重叠度来检验所获得的剩磁是否为原生剩磁。对水平产状地层的古地磁野外系列检验存在一定难处,首次检验以后我们发现结果不是很理想,平均正负倾角值相差近 10°,表明在剔除 31 个样点之后可能还存在部分不稳定性样品;鉴于此,我们把部分剩磁未完全清洗掉的正负极性样品 { $N-n$ } (图 3(a))剔除掉后重新进行检验。图 3(a)为这些特征剩磁方向 fisher 统计平均值与等面积极射投影图。图 3(c)为特征剩磁的 3 个轴反向以后和未反向数据组的相互重叠度。结果显示,该剖面特征剩磁正负极性倒转 180°之后与正极性重叠在 95%置信度内基本无法区分,因而较好地通过“解鞋带法”检验,且后文论述中实测极性结果与标准极性柱的对比以及化石点年代的界定进一步验证了此检验结果,说明了特征剩磁方向代表了原生剩磁方向,是地球偶极子磁场的真实记录。“折叠刀法”检验是将获得的极性进行 0~20%之间的任意样点的删除的百分数与剩余极性带的百分数之间进行线性对比,其关系斜率 J 定量描述了磁性地层的稳定性。Tauxe和Gallert^[19]建议 J 范围在 0~-0.5 之间定义为磁性地层稳定性范围。札达盆地剖面参数值 $J = -0.2198$ (图 3(b)),为稳定磁性地层参数范围内,说明该剖面至少恢复了 95%以上的真实磁性带。此外,由于剖面均为水平地层,不能对所获得的特征剩磁进行 McElhinny 褶皱检验^[20],其特征剩磁可能反映了沉积时的地磁信息。

地层中的古生物化石特征可以很好的限定札达盆地磁性地层学特征,我们在剖面 347 m 层位采集到札达三趾马(*Hipparion zandaense*)下颊齿化石 4 枚(中国科学院古脊椎动物与古人类研究所,邓涛鉴定)。据古生物地层学研究,*Hipparion zandaense* 是李凤麟、厉大亮(1990)初次建立的;*H. zandaense* 的正型标本为一具头骨和下颌骨,发现于札达(托林)以南 31 km 的达巴区西北方向山顶附近,海拔 4250 m,地层为扎达群下部托林组中部的灰、灰黄色砂岩、含砾砂岩,由化石年代确定为中新世晚期;同时岳乐平等^[8]也在高原南部发现吉隆-沃马盆地三趾马(*Hipparion gyirongensis* Hsu),其地质记录为中新世晚期,时代为 5.3~8 Ma;而三趾马在中国出现的最

早年龄是 12 Ma;此外,在剖面下部地层(托林组)中发现大量的哺乳动物骨骼碎片,孟宪刚等人^[22]报道发现晚中新世-上新世兔鼠类牙齿化石(*Ochotona* sp.)。在剖面中上部的湖相地层(古格组)中,发现大量腹足类化石(*Adelinella regularis* YÜ, *Velutinopsis spiralis* YÜ, *Radix Zandaensis* sp. Nov, *Hippeutis* sp.)及哺乳动物额鼻角犀类骨骼化石(*Dicerorhininae*),这些化石时代为晚上新世-早更新世^[22]。因此,该地层剖面的地质时代为晚新近纪-第四纪,亦即该剖面纪录的地磁极性事件不应老于三趾马在中国出现的最早年龄 12 Ma。

札达剖面共记录了 15 个正磁极性带 $N1 \sim N15$ 和 15 个反磁极性带 $R1 \sim R15$,结合生物地层特征,本文认为札达剖面所揭示的磁极性带可以与标准地磁极性年代表^[22]中 $2An \sim 4Br$ 极性时进行良好对比(图 4);实测极性柱中清晰地检测到几个长而醒目的反、正极性带: $R2, R6, N13, N15$ 等;其中 $R2, R6$ 反极性带最长,将它们分别与标准极性年代表中跨时很长的 $C2Ar, 3r$ 极性时相对比,将相对较长正极性带 $N13, N15$ 对比于标准极性年代表中的 $C4n, C4An$ 极性时。根据以上几个起控制和标尺作用的特征极性带,并结合沉积学知识,把中下部 $R6$ 极性事件之前的 $N7 \sim N12, R7 \sim R12$ 与标准极性柱中的 $C3An \sim C3Br$ 对比; $N13$ 与 $N15$ 间的 $R13, N14, R14$ 一起对应于标准极性年代表中的 $4r$ 。中上部的 $R3 \sim R5$ 对应于 $C3n$ 中的反磁极事件的记录,而其中的 4 个正磁极 $N3 \sim N6$ 则应该是 $C3n$ 中的 4 个正磁极事件(图 4);顶部 $N1, R1, N2$ 共同对比于 $C2An$ 。由于剖面顶部为巨厚砾岩及底部为砂砾岩均未能采集到样品,但按照上述年代对比和沉积速率计算,可得出顶部的不整合面年代约为约 2.6 Ma,底部即盆地开始接受沉积年代约 9.5 Ma(图 4)。

图 5 给出了札达盆地剖面各主要解释的磁极性的年龄-厚度关系与沉积速率变化曲线,可以看出,主要磁极性的年代和高度之间呈现出良好的线性关系,并且其所决定的 3 段主要地层岩性段沉积速率的变化与其岩相的变化也有良好的对应关系,如剖面及上部砂砾岩(<4.2 Ma)与下部砂砾岩、细砂岩(>7 Ma)沉积为主的阶段沉积速率较高,平均分别为 13.7 cm/ka 和 11.9 cm/ka;中部以湖相细粒沉积为主的阶段沉积速率相对较低,约为 10.1 cm/ka,因而反映出合理的沉积信息,剖面磁极性的解释是合理可行的。

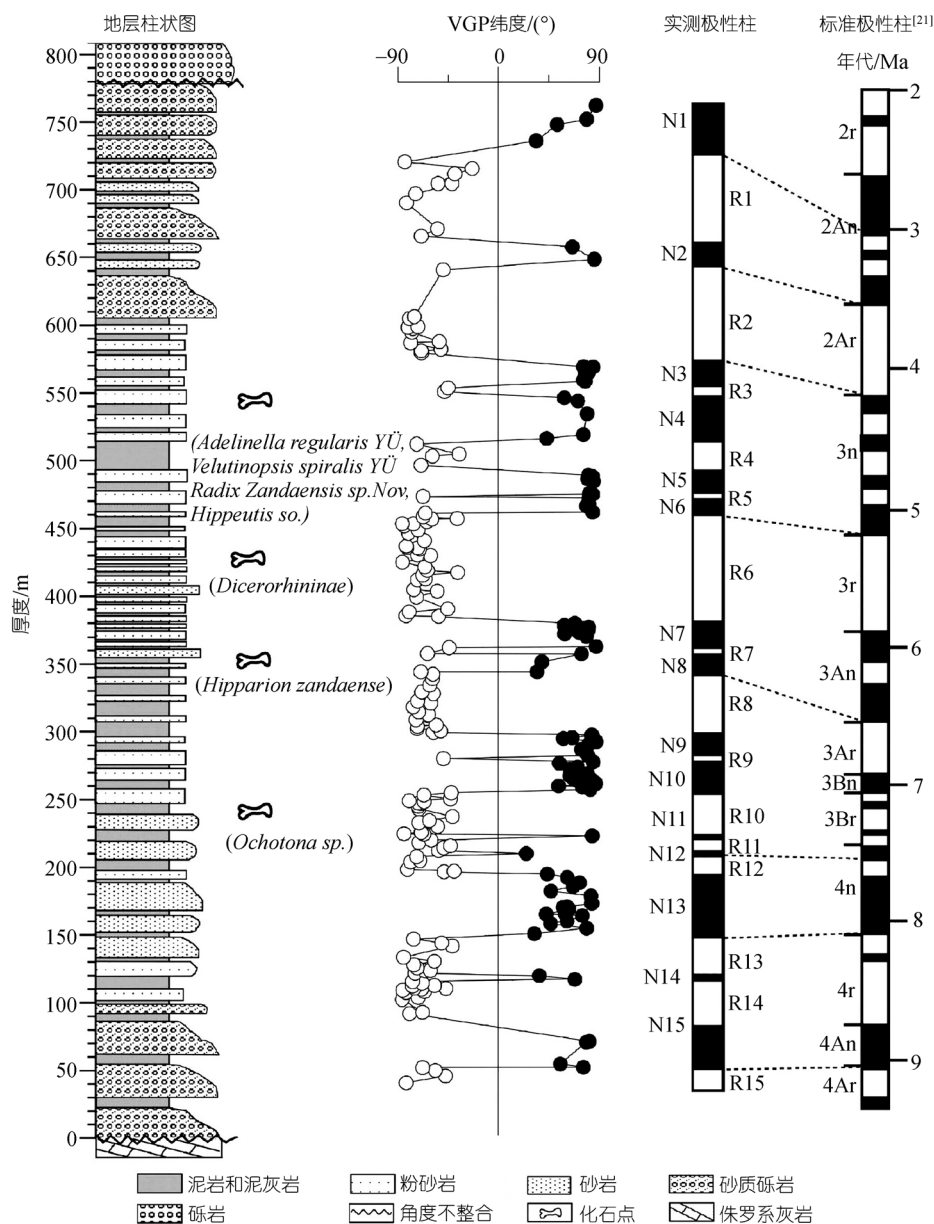


图 4 札达盆地剖面磁性地层及其标准极性柱的对应关系

3 讨论与结论 3.1 磁性地层学对札达盆地控盆构造活动时间的限定

札达盆地的磁性地层特征可精确的限制控盆构造的活动的时间, 从而为确定盆地类型提供时间依据. 目前, 关于盆地的成因类型有挤压盆地 [9,10]、地堑盆地 [11,13]、半地堑盆地 [23] 及挤压-伸展盆地(翘板式盆地) [24,25] 4 种模式(图 6). 周勇等人 [9] 认为盆地南缘为藏南拆离系正断层控制, 北缘为倾向北东的阿伊

拉日居逆冲断裂控制(图 6-1). 如果这种模式成立的话, 盆地应具有前陆盆地的沉积特征, 即, 盆地的沉积中心应位于盆地的北缘, 同时盆地北缘地层在逆冲断裂作用下变形应该强烈, 这与盆地地层近水平产出, 沉积中心位于盆地南缘的事实 [23,25] 是不一致的, 同时, 磁性年代学结果显示盆地为 9.5 Ma 以来开始沉降接受沉积物, 而藏南拆离系最晚一次活动的时间为 11 Ma 之前 [26-29], 此后藏南拆离系不再有强烈的活动构造记录, 因此藏南拆离系不是主要的控

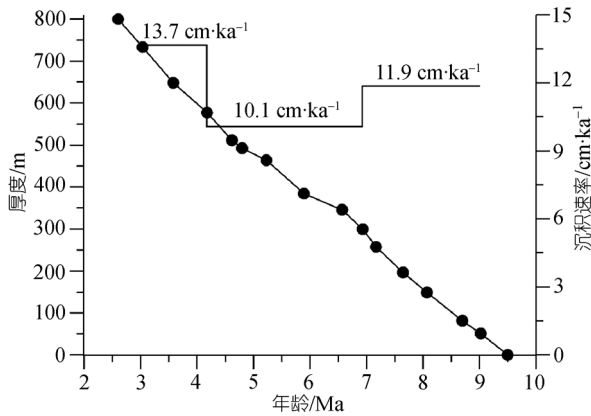


图5 札达盆地剖面年龄-厚度关系与沉积速率变化图

盆构造。朱大岗等人 [44] 认为盆地地为地堑, 南缘为藏南拆离系控制, 北缘为一系列正断层控制(图 6-2)。如前所述, 盆地的南缘正断层不是主要的控盆构造, 因此盆地也不是严格意义上的地堑。邵兆刚等人 [24] 认为盆地南缘为藏南拆离系控制, 北缘为倾向西南的逆断层控制, 盆地模式类似南降北升的翘板(图 6-3)。这个模式同样存在一系列的问题: 首先, 如前所述, 盆地沉积时代与盆地南缘藏南拆离系的活动时间不匹配, 因此南缘断裂不是主要的控盆构造; 其次, 盆地北缘如果是倾向南西的逆冲推覆席, 那么, 盆地北缘的地层会由早期的沉积变为晚期的出露剥蚀, 本文的磁性地层年代学结果表明地层是 9.5 Ma 以来的沉积, 沉积时代非常新, 因此地貌上应该有剥蚀残山存在, 而野外的观察表明盆地北缘地层与盆地中部地层的保存是连续的, 并没有剥蚀残山的存在。此外, 由于札达盆地是 10 Ma 以来形成的盆地, 盆缘的控盆

构造在地貌上应该有所显示, 对盆缘构造的研究已表明 [23]: 盆地北缘存在一系列近东西走向的右旋走滑断层, 这些断层同时具有正断层的属性, 它们为喀喇昆仑断裂的分支断裂, 正是这些断裂控制了盆地的发展演化(图 6-4)。因此, 札达盆地是由喀喇昆仑断裂控制的半地堑盆地, 而不是翘板式盆地。

综上所述, 盆地的磁性地层年代学揭示札达盆地形成于 9.5 Ma 左右, 盆地是喀喇昆仑断裂控制的半地堑盆地。

3.2 磁性地层学对断裂活动时限的控制

对断裂活动时间的研究通常是通过热年代学来进行的(K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U-Pb, Sm/Nd 等), 方法是通过韧性剪切带内重结晶的锆石、云母、长石等矿物直接确定年限。对脆性断裂带而言, 由于破碎带内生成的低温矿物较少, 造成测年方法的相对困难。低温测年通常是测定磷灰石矿物的裂变径迹或 U-Th-He, 但其意义常常代表整体隆升, 而与隆升关系不大的脆性走滑断裂活动的测年则存在困难。本文通过盆山耦合, 利用磁性地层学反演断裂活动时限的方法为晚新生代脆性走滑断裂的活动时限的研究提供了一种新的尝试。

喀喇昆仑断裂晚新生代的的活动经历了由韧性向脆性断裂转变的过程, 磁性地层学的年代数据可与其他已知的热年代学数据比较。目前对喀喇昆仑断裂的热年代学数据有 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 及 U-Pb 年龄 [30-33], 这些年龄表明断裂 12~10 Ma 以来开始其走滑伸展活动。本文的磁性年代学数据 9.5 Ma 滞后于这个时间, 如果这个年龄代表断裂在本区的初始活动年龄, 一个

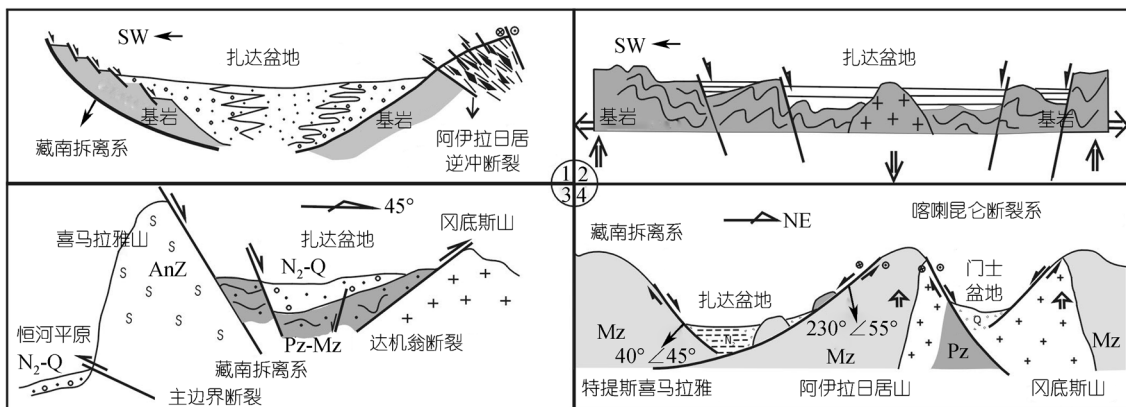


图6 札达盆地4种主要盆地模型

模型1 根据文献[9, 10]; 模型2 根据文献[11, 13]; 模型3 根据文献[24, 25]; 模型4 根据文献[23]. 4种模型均经过部分简化修改

合理的解释为断裂初期活动形成的盆地由于规模所限,并没有形成直接接受沉积的盆地.以2001年东昆仑断裂地震活动现象^[34]为例,一次8.1级的地震可以形成2~5 m左右的断陷槽(sag-pot);而形成一个可以接受沉积的走滑拉分盆地(pull-apart basin),断裂要持续活动上百万年.正是由于盆地形成需要一定的时间,造成盆地沉积时间滞后于断裂活动时间.这种认识在喜马拉雅造山带研究中得到证实,如对喜马拉雅造山带中部Thakkhola裂谷的研究中表明,裂谷是14 Ma开始形成^[3],而对裂谷中沉积物的磁性地层研究表明,沉积物是11 Ma开始沉积的^[35].此外,盆地沉积滞后于断裂活动的另一种可能是盆地的形成只是断裂某一发展阶段的产物,它并不是伴随断裂初期活动而形成的.如:在东昆仑断裂的研究中,对东昆仑断裂控制的垭口盆地古地磁年龄表明盆地形成于3.5 Ma^[36]左右,而通过最大走滑错距与走滑速率推测的东昆仑断裂起始时间在12~10 Ma左右^[37],这表明盆地可能是断裂发展到一定时期才开始形成的.因此,盆地的沉积是滞后于控盆断裂的活动时间的,盆地的沉积年龄提供了控盆断裂的活动上限.这种认识对于我们研究其他脆性活动构造具有启发作用.

晚新生代以来青藏高原周缘发育一系列脆性走滑断裂,这些断裂在青藏高原形成演化中扮演重要的角色,如鲜水河断裂、东昆仑断裂、海原断裂以及红河右旋走滑断裂等,由于测年方法的限制,这些断裂的活动时限问题一直存在疑义.由于这些断裂在尾端均发生构造转换,形成走滑拉分盆地或逆冲推覆构造,对拉分盆地的磁性地层学研究将为解决断裂活动时间提供参考.如:红河右旋走滑断裂在北西端发生构造转换,形成大理盆岭地貌^[38],对这些盆地沉积物的磁性地层学研究将对解决红河断裂活动的问题提供帮助,同样,对鲜水河断裂的研究表明沿断裂的60 km走滑断裂在南端被一系列走滑拉分盆地吸收^[39],对这些盆地内的沉积物的研究同样可获得精确的断层年代学数据.

总之,精确的磁性地层学数据表明藏南拆离系活动时间与盆地形成时间不匹配,这表明藏南拆离系不是主要的控盆构造,结合其他沉积构造证据,揭示札达盆地是喀喇昆仑断裂控制的半地堑盆地.通过盆山耦合,用磁性地层学技术方法为反演脆性断裂活动时限提供了一种新的选择,这种方法提供了断裂活动的上限.

致谢 在成文过程中与中国科学院地质与地球物理研究所王二七研究员、樊春博士进行了有益的交流,在德国图宾根古地磁实验室得到了Erwin Appel教授,Rachid El Bay和Ulrich Blaha博士的帮助,在此一并表示感谢.

参考文献

- Dewey J F, Cande S, Pitman W C. Tectonic evolution of the India-Eurasia collision zone. *Ecl Geol Helve*, 1989, 82: 2191—2194
- Yin A, Harrison T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annual Review Earth Planet. Science*, 2000, 28: 211—280
- Coleman M, Hodges K. Evidence for Tibetan plateau uplift before 14 Myr ago from a new minimum age for east-west extension. *Nature*, 1995, 374: 49—52[DOI]
- Wang Y, Deng T, Dana B. Ancient diets indicate significant uplift of southern Tibet after 7 million years ago. *Geology*, 2006, 34(4): 309—312[DOI]
- 施雅风, 刘东生. 希夏邦马峰地区科学考察报告. *科学通报*, 1964, (10): 928—938
- 徐仁, 陶君容, 孙湘君, 等. 希夏邦马峰高山标化石层的发现及其植物学和地质学上的意义. *植物学报*, 1973, 15(1): 103—119
- 黄万波, 计宏祥. 西藏三趾马动物群的首次发现及其对高原隆升的意义. *科学通报*, 1979, 19: 885—889
- 岳乐平, 邓涛, 张睿, 等. 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. *岩石学报*, 2004, 47(6): 1009—1016
- 周勇, 丁林, 邓万明, 等. 札达盆地构造旋回层及其地质意义. *地质科学*, 2000, 35(3): 305—315
- 王维亮, 张进江, 张波. 西藏札达盆地构造与沉积特征. *北京大学学报(自然科学版)*, 2004, 40(6): 872—878
- 朱大岗, 孟宪刚, 邵兆刚, 等. 西藏阿里札达盆地上新世-早更新世河湖相沉积中两个不整合面的发现及意义. *地质通报*, 2004, 23(5-6): 605—608
- 钱方. 用古地磁方法对西藏阿里地区上新世以来水平运动的初步研究. 见: 中国地质科学院, 编. 西藏地球物理文集. 北京:

- 地质出版社, 1990. 198—206
- 13 郭铁鹰, 梁定益, 张宜智, 等. 西藏阿里地质. 北京: 中国地质大学出版社, 1991. 360—393
- 14 Fang X M, Garzzone C, Fan M J, et al. Flexural subsidence by 29 Ma on the NE edge of Tibet from the magnetostratigraphy of Linxia Basin, China. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 210: 82—94
- 15 Dai S, Fang X M, Dupont-Nivet, et al. Magnetostratigraphy of Cenozoic sediments in Xining basin and its implications on the uplift of northern Tibetan Plateau. *J Geophys Res*, 2006, 111: B11102, doi: 10.1029/2005JB004187
- 16 Fang X, Zhang W, Meng Q, et al. High resolution magnetostratigraphy of the Neogene Huaitoutala section in the eastern Qaidam Basin on the NE Tibetan Plateau, Qinghai Province, China. *Earth Planet Sci Lett*, 2007, 258: 293—306 [\[DOI\]](#)
- 17 Kirschvink J L. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys J R Astron Soc*, 1980, 62: 699—718
- 18 Tauxe L. *Paleomagnetic Principles and Practice*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1998. 121—170
- 19 Tauxe L, Gallert Y. A jackknife for magnetostratigraphy. *Geol Res Lett*, 1991, 18: 1783—1786
- 20 McElhinny M W. Statistical significance of the fold test in paleomagnetism. *Geophys J Roy Astron Soc*, 1964, 8: 33—40
- 21 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 [\[DOI\]](#)
- 22 孟宪刚, 朱大岗, 邵兆刚, 等. 西藏阿里札达盆地上新统兔鼠类牙齿化石的发现. *地质通报*, 2005, 24(12): 1175—1178
- 23 Wang S F, Blisniuk P, Fang X M, et al. The basin-range system along the south segment of the Karakorum Fault zone (KFZ). *Int Geol Rev*, 2008, 50: 121—134 [\[DOI\]](#)
- 24 邵兆刚, 孟宪刚, 朱大岗, 等. 西藏阿里地区札达沉积盆地活动构造. *地质通报*, 2005, 24(7): 625—629
- 25 孟宪刚, 朱大岗, 邵兆刚, 等. 西藏阿里札达盆地地质构造的基本特征及其演化. *地学前缘*, 2006, 13(4): 160—167
- 26 Searle M P, Parrish R R, Hodges K V, et al. Shisha Pangma leucogranite, south Tibetan Himalay: field relations, geochemistry, age, origin, and emplacement. *J Geol*, 1997, 105: 295—317
- 27 Wang Y, Li Q, Qu G. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronological constraints on the cooling and exhumation history of the South Tibetan Detachment System, Nyalam area, southern Tibet. In: Channel Flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones. In: Law R D, Searle M P, Godin L, eds. Geological Society, London, Special Publications, 2004, 268: 327—354
- 28 Murphy M A, Harrison T M. The relationship between leucogranites and the South Tibetan detachment system, Rongbuk Valley, southern Tibet. *Geology*, 1999, 27: 831—834 [\[DOI\]](#)
- 29 Zhang J J, Guo L. Structure and geochronology of the southern Xainza-Dinggye rift and its relationship to the south Tibetan detachment system. *J Asian Earth Sci*, 2007, 29(5-6): 722—736 [\[DOI\]](#)
- 30 Searle M P, Weinberg R F, Dunlap W J. Transpressional tectonics along the Karakoram fault zone, northern Ladakh: Constraints on Tibet extrusion. In: Holdsworth R E, et al, eds. Continental Transpressional and Transensional Tectonics. Geological Society (London) Special Publication, 1998. 307—326
- 31 Dunlap W J, Weinberg R F, Searle M P. Karakoram fault zone rocks cool in two phases. *Geol Soc London J*, 1998, 155: 9903—9912
- 32 Phillips R J, Parrish R R, Searle M P. Age constraints on ductile deformation and long-term slip rates along the Karakoram fault zone, Ladakh. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 226: 305—319
- 33 Lacassin R, Valli F, Arnaud N, et al. Large-scale geometry, offset and kinematic evolution of the Karakorum fault, Tibet. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 219(3-4): 255—269 [\[DOI\]](#)
- 34 Lin A, Fu B, Guo J, et al. Co-seismic strike-slip and rupture length produced by the 2001 Ms 8.1 Central Kunlun earthquake. *Science*, 2002, 296: 2015—2017 [\[DOI\]](#)
- 35 Garzzone C N, Dettman D L, Quade J, et al. High times on the Tibetan plateau: Paleoelevation of the Thakkhola graben, Nepal. *Geology*, 2000, 28: 339—342, 599 [\[DOI\]](#)
- 36 宋春晖, 高东林, 方小敏, 等. 青藏高原昆仑山垭口盆地晚新生代高精度磁性地层及其意义. *科学通报*, 2005, 50(19): 2145—2154
- 37 Fu B, Awata Y. Displacement and timing of the left-lateral faulting in the Kunlun fault zone, northern Tibet inferred from geologic and geomorphic features. *J Asian Sci*, 2007, 29: 253—265 [\[DOI\]](#)
- 38 Fan C, Wang G, Wang S, et al. Structural Interpretation of Extensional Deformation along the Dali fault System, SE Margin of the Tibetan Plateau. *Inter Geol Rev*, 2006, 48(4): 287—310 [\[DOI\]](#)
- 39 Wang E, Burchfiel B C, Royden L H, et al. The Cenozoic Xianshuihe-Xiaojiang, Red River, and Dali fault systems of southwestern Sichuan and central Yunnan, China. *Geological Society of America Special Paper*, 1998. 108