中国科学: 地球科学 2016 年 第 46 卷 第 10 期: 1381 ~ 1391
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

羌北地块晚石炭-早二叠世古地磁结果及构造意义

杨兴峰, 程鑫, 周亚楠, 马轮, 张晓东, 闫昭圣, 彭喜明, 苏海伦, 吴汉宁*

西北大学地质学系, 西北大学大陆动力学国家重点实验室, 西安 710069

* 通讯作者, E-mail: wuhn2506@nwu.edu.cn

收稿日期: 2016-01-29; 接受日期: 2016-06-28; 网络版发表日期: 2016-09-18

国家自然科学基金项目(批准号: 41304049, 41421002)和中国科学院战略性先导科技专项项目(编号: XDB03010000)资助

摘要 本文报道唐古拉山北坡开心岭地区的晚石炭-早二叠世地层的古地磁学研究结果. 岩石磁学实验研究表明扎日根组灰岩样品中的磁性矿物以磁铁矿为主, 诺日巴尕日保组砂岩样品中的磁性矿物以赤铁矿为主或磁铁矿与赤铁矿共存. 采用系统热退磁方法对样品进行磁清洗, 大部分样品的退磁曲线呈双分量特征, 高温分量明显. 高温特征分量成功通过了砾石可靠性检验, 代表了地层岩石的原生剩磁信息. 获得羌北地块晚石炭-早二叠世地层(16个采点127块样品)的原生剩磁分量的平均方向为D_s=30.2°, I_s=–40.9°, k_s=269.0, a_{95}=2.3°; 其对应的古地磁极位置为λ=25.7°N, φ=241.5°E, dp/dm=2.8/1.7, 相应的古纬度为23.4°S. 表明晚石炭-早二叠世时期羌北地块位于南纬低纬度地区, 可能属于冈瓦纳大陆的北缘. 结合前人古地磁学研究结果, 该地块在其后快速北移, 可能与早二叠世-晚三叠世古特提斯洋快速消亡以及新特提斯洋北支班公湖-怒江洋快速扩张相关.

关键词 羌塘地块, 晚石炭-早二叠世, 岩石磁学, 砾石检验, 古地磁极

1 引言

青藏高原一直以来都是国内外地质科学家研究的焦点地区之一. 青藏高原的地质研究, 对于解决许多重大科学问题, 如冈瓦纳与欧亚大陆的界限及其变化、特提斯洋演化等, 具有重要意义. 青藏高原是由诸多构造块体组成的大型陆-陆碰撞造山带, 查明研究青藏高原内部各个块体的古地理位置及它们之间的相对位置、构造关系及其变化, 是解决青藏高原许多重大问题的必要前提. 厘定各块体古地理位置这一问题, 系统的古地磁学研究是重要的手段之一. 羌塘地块是青藏高原中北部地区的大型构造地块, 夹于两大板块缝合带(即西金乌兰-金沙江带、班公湖-怒江带)之间, 被认为是研究冈瓦纳与欧亚大陆东部边界的关键地区之一. 诸多地质证据表明在晚古生代羌塘地块有可能被双湖-龙木错带分割为南北两个次级单元, 即羌南地块和羌北地块(常承法, 1992; 和钟铧等, 2000; 潘桂棠等, 2002, 2004; 任纪舜和肖黎薇, 2004; 李荣社等, 2004; 王立全等, 2004, 2008; 李才等, 2005, 2006; 李才等, 2009; 许志琴等, 2013).

近年来, 中外地质学家在青藏高原及邻区进行了大量的古地磁学研究工作, 获得了较多的中、新生代数据(如, 朱日祥等, 1998; 程鑫等, 2015; Song等, 2015), 但晚古生代的数据则略显稀少(Huang等, 1992; Ran等,

中文引用格式: 杨兴峰, 程鑫, 周亚楠, 马轮, 张晓东, 闫昭圣, 彭喜明, 苏海伦, 吴汉宁. 2016. 羌北地块晚石炭-早二叠世古地磁结果及构造意义. 中国科学: 地球科学, 46: 1381–1391, doi: 10.1360/N072015-00462

英文引用格式: Yang X F, Cheng X, Zhou Y N, Ma L, Zhang X D, Yan Z S, Peng X M, Su H L, Wu H N. 2016. Paleomagnetic results from Late Carboniferous to Early Permian rocks in the northern Qiangtang terrane, Tibet, China, and their tectonic implications. Science China Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-015-5462-7

© 2016 《中国科学》杂志社

2012; 许伟等, 2013). 程鑫等(2011, 2013)在羌北地块中部热觉察卡地区上石炭统瓦垄山组和唐古拉山北坡诺日巴纳保附近的扎日根组分别获得了两个晚石炭世的古地磁数据. 但是这两个古地磁数据分别只有2个采点(16块样品)和4个采点(26块样品), 并且因地质条件限制未能进行剩磁稳定性检验, 尚不能确定该时期羌北地块的可靠极位置. 在前期研究的基础上, 我们最近再次对唐古拉山北坡诺日巴纳保附近的晚石炭-早二叠世地层系统采样(图1), 并在野外设置了砾石检验采点, 以期获得羌北地块晚石炭-早二叠世可靠古地磁数据, 为研究羌塘地块的构造演化及其晚古生代的古地理重建等提供数据支撑.

2 区域地层概况与样品采集

研究区位于唐古拉山北麓的开心岭地区. 开心岭群是羌塘古陆北部岛弧带组成部分, 地层展布方向呈北西西-南东东向. 地层序列从上而下可分为九十道班组、诺日巴尕日保组以及扎日根组. 扎日根组(CP^z)在区域上分布较局限, 仅分布于唐古拉北缘扎日根、诺日巴尕日保、尕日扎仁及大红山沟口西等处. 扎日根组地层是开心岭群中年代最老的地层体, 地层岩性简单, 发育有碳酸盐岩(灰色灰岩), 致密性高, 底部为灰白色生物碎屑灰岩, 中上部岩性转变为深灰色中-薄层状生物碎屑灰岩. 扎日根组地层中含有丰富的晚石炭-早二叠世蜓类化石、珊瑚以及腕足类化石, 如下部地层的石炭纪蜓类化石: *Rugosofusulina valida* Lee, *Pseudostaffella gorskyi* Dutkevich, *Fusulinella obesa* Sheng; 中上部地层的早二叠世的蜓类化石: *Zellia colaniae* Kahler et Kahler, *Triticites* sp., *Eoparafusulina* sp. indet., *Zellia heritschi* Kahler et Kahler, *Triticites plummeri Dunbar et Skinner*. 根据古生物资料, 扎日根组地层被定为晚石炭-早二叠世的岩石地层单位(刘广才, 1993)[1].

诺日巴尕日保组(P*nr*)主要发育一套碎屑岩, 以灰色、灰绿色厚层中-细粒岩屑长石砂岩、长石石英砂岩、长石砂岩为主, 偶夹粉砂岩、粘土岩及泥晶灰岩, 仅见双壳类化石, 如*Heteropecten* sp., *Palaeolima* sp.. 根

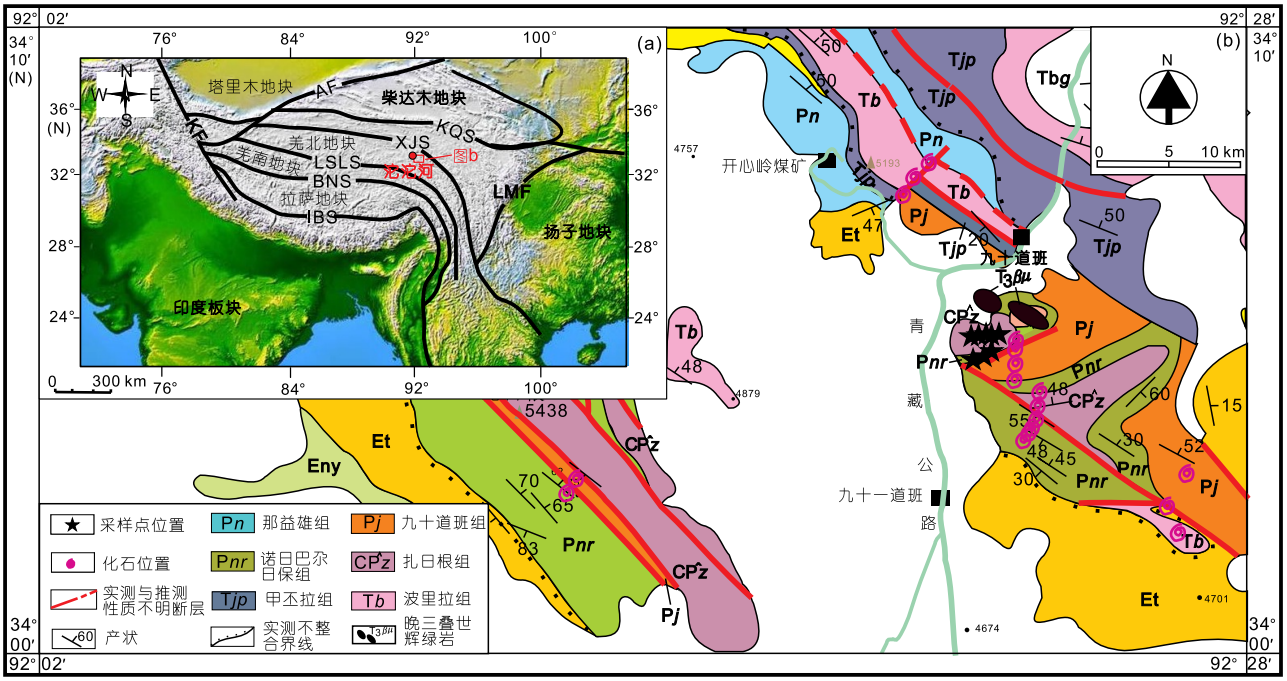


图 1 研究区大地构造图(a)及采样区地质简图(b)

IBS, 印度河-雅鲁藏布江缝合带; BNS, 班公湖-怒江缝合带; LSLS, 龙木错-双湖-澜沧江缝合带; XJS, 西金乌兰-金沙江缝合带; KQS, 康西瓦-昆南-玛沁缝合带; AF, 阿尔金断裂; KF, 喀喇昆仑断裂; LMF, 龙门山断裂. 据区域地质调查报告[1]修改. 五角星代表采样点位置

1) 青海1:25万沱沱河幅(I46C002002)区域地质调查报告. 2005. 青海: 青海地质调查院

据化石的时代可知, 该组地层沉积于早二叠-中二叠世(刘广才, 1993)[1]. 本研究部分样品采集于诺日巴尕日保组下部, 时代为早二叠世.

根据地层出露情况, 本研究于唐古拉山北坡共设置采点15个, 共采集独立定向古地磁样品149块(图1). 其中于扎日根组地层设置采点7个(采点编号C), 采集灰岩样品72块; 诺日巴尕日保组下部, 布置采点6个(采点编号*Pnr*), 采集砂岩样品61块. 由于采样地层为单斜层, 无法进行褶皱检验, 本次研究在扎日根组底部的石灰质角砾岩层中钻采了2个采点16个样品, 用于剩磁稳定性砾石检验.

3　岩石磁学实验结果与剩磁特征

所有岩石磁学和系统退磁实验均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.

3.1　岩石磁学实验结果

为了确定样品中主要磁性矿物的成分, 在所采样品中选取了部分代表性样品进行饱和等温剩磁(SIRM)和三轴等温剩磁的热退磁实验(Lowrie, 1990). 根据本次实验结果与程鑫等(2013)在同一剖面上所采的扎日根组4个采点(C01~C04)的岩石磁学结果综合分析可知, 样品的主要载磁矿物类型分为三类:

第一类样品, 在IRM获得曲线中, 磁化场强度达到200mT时, IRM基本已经趋于饱和, 说明这类样品矫顽力低; 三轴等温剩磁曲线中的三类磁组分的解阻温度在580℃左右. 这类样品的载磁矿物以磁铁矿为主(图2a和b), 扎日根组的灰岩样品主要属于此类样品.

第二类样品, 在IRM获得曲线中, 磁化场强度在0~200mT时IRM快速上升, 但大于200mT之后, 随着磁化场强度的不断增加, IRM由快速增加变成缓慢增加, 说明该类样品中既含有软磁性又含有硬磁性的矿物. 三轴等温剩磁曲线显示, 软磁组分解阻温度在580℃左右, 硬磁组分解阻温度在670℃左右. 综合可知, 样品中的磁性矿物以磁铁矿和赤铁矿为主(图2c). 此类样品代表的是诺日巴尕日保组的砂岩.

第三类样品, 在IRM获得曲线中, 当磁化场强度达到2.7T时, IRM仍未饱和; 三轴等温剩磁实验结果显示, 硬磁组分为主, 其解阻温度在670℃左右. 表明这类样品的主要载磁矿物为赤铁矿(图2d). 这类样品以诺日巴尕日保组中的砂岩样品为主.

由此可知, 扎日根组地层样品主要载磁矿物以磁

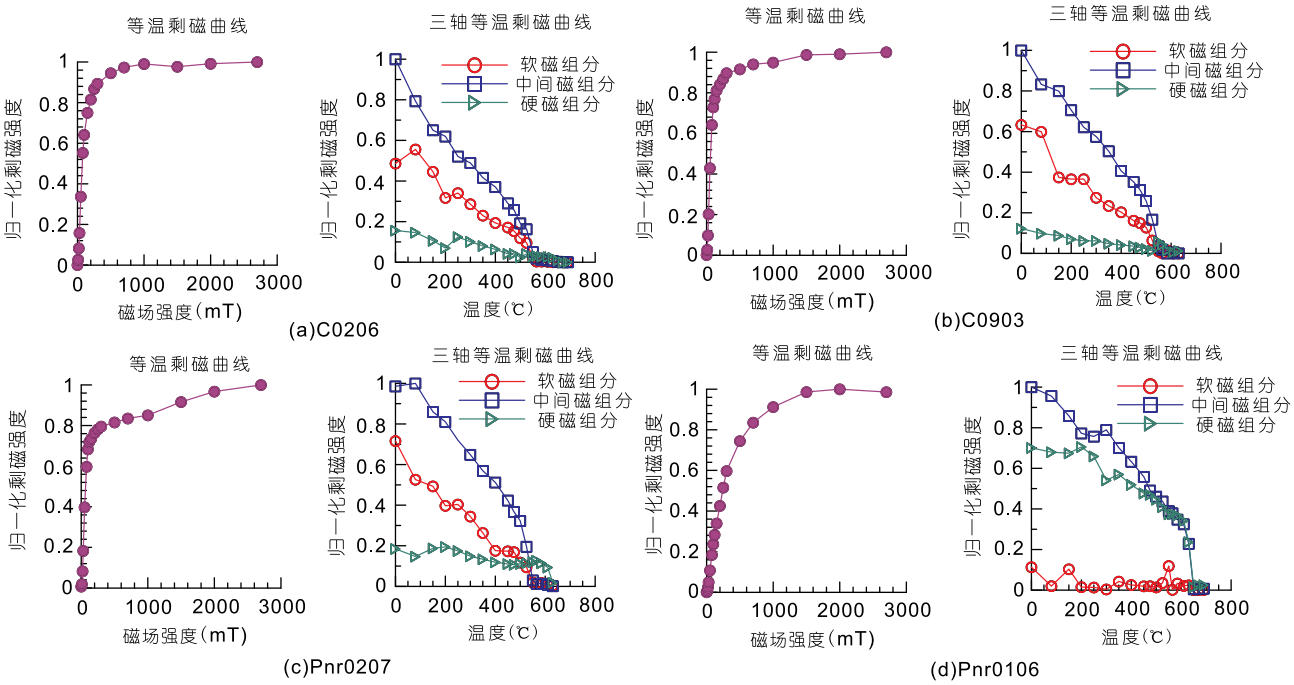


图 2　扎日根组(C)以及诺日巴尕日保组(P*nr*)地层代表性样品等温剩磁(IRM)获得曲线及三轴等温剩磁热退磁曲线图

软磁组分: < 0.04T; 中间磁组分: 0.04~0.4T; 硬磁组分: 0.4~2.7T

铁矿为主. 诺日巴尕日保组地层样品主要载磁矿物以两种形式存在: 赤铁矿为主或赤铁矿和磁铁矿共存.

3.2 热退磁实验结果

根据岩石磁学结果, 本研究选择逐步热退磁方法. 热退磁的温度间隔在低温(0~300℃)阶段选择50℃, 中温(300~550℃)阶段为25℃, 高温(550~690℃)阶段为5~10℃. 热退磁炉使用MMTD-48热退磁炉, 控温精度±1℃. 剩磁测量在2G-755R型岩石超导磁力仪上完成. 全部热退磁实验和剩磁测量均在磁屏蔽空间(残余场<300nT)内完成.

3.2.1 晚石炭-早二叠世扎日根组样品退磁结果

扎日根组灰岩样品的剩磁特征可分为以下几种类型: (1) 双分量特征: 大部分样品的退磁曲线具有明显的双分量特征. 样品的低温分量在200℃左右(图3a~i)即被清洗, 大部分磁铁矿样品的高温分量在300~550℃被获取(图3a与c~h), 少部分赤铁矿样品需在400~650℃获取高温分量(图3b和i). (2) 单分量特征: 少部分样品的矢量曲线表现为一条趋于原点的直线, 无法区分高、低温分量(图3j). 此外, 少部分样品无法运用Kirschvink主分量分析法提取出稳定的高温分量, 发现其在赤平投影图上显示了重磁化弧的特征(图3k), 通

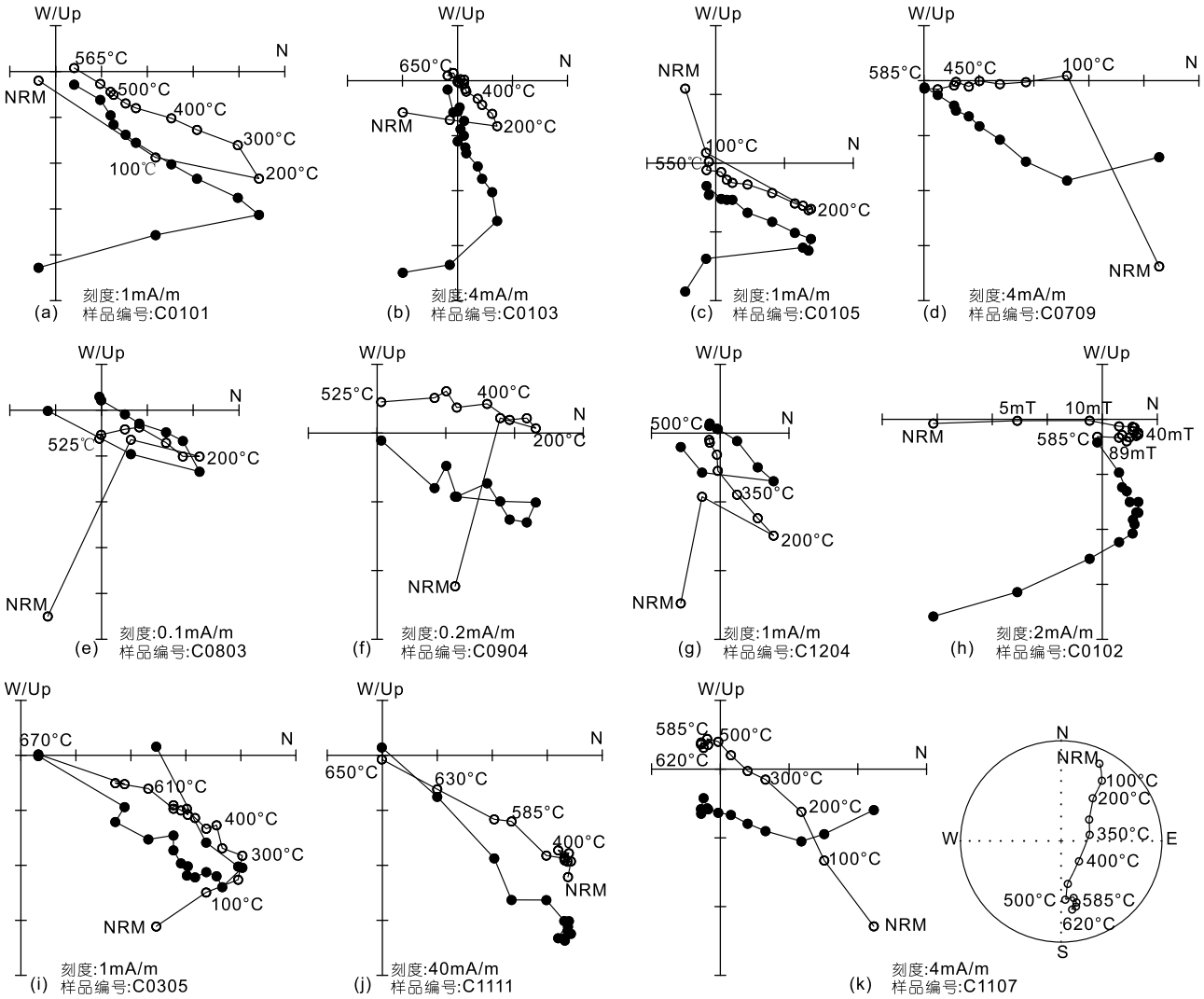


图 3 扎日根组代表性样品地理坐标系中的退磁矢量Z氏图((a)~(j))及少部分样品地层坐标系中的等面积赤平投影图(k)

(a)~(j) 空心圆与实心圆分别代表垂直面与水平面投影; (k) 空心圆代表上半球投影. (a)~(c)、(h)、(i)参考了程鑫等(2013)的研究结果

过带限制点的重磁化大圆弧法(Halls, 1978)处理这类样品.

3.2.2　早二叠世诺日巴尕日保组样品退磁结果

诺日巴尕日保组砂岩样品的剩磁特征主要分为以下几类: (1) 大部分磁铁矿样品的剩磁具有明显的双分量特征(图4a~g), 低温分量通常在200℃左右被清除与分离, 特征剩磁分量通常在300~585℃被获得. (2) 少部分砂岩样品表现为赤铁矿为主的单分量特征(图4h).

4　剩磁分量统计及稳定性检验

在本次工作中, Kirschvink主向量分析法(Kirschvink, 1980)与重磁化大圆弧法(Halls, 1978)用于剩磁组分的分离, 球面矢量的Fisher平均(Fisher, 1953)与单位矢量和重磁化大圆弧的混合平均法(McFadden和McElhinny, 1988)用于剩磁分量的统计平均. 本次研究将两个组的样品数据进行统一分析.

4.1　低温分量

115块样品的低温分量在地理坐标系下的平均方向为D_g=358.2°, I_g=67.8°, k_g=3.4, a_{95}=8.6°, 与采样点现代地磁场方向相近; 在地层坐标下的平均方向为D_s=34.8°, I_s=4.7°, k_s=3.3, a_{95}=8.7°(图5).

4.2　高温分量

晚石炭-早二叠世扎日根组与诺日巴尕日保组13个采点110块样品分离出高温分量, 采点C07的高温分量方向与其余采点的高温分量方向相差较远, 这可能是由于野外定向测量或实验测试过程中人为疏忽而导致的巨大误差而引起的, 因此采点C07不参与最终统计. 利用剩余12个采点101块样品的高温分量数据与程鑫等(2013)在同一剖面上所采的扎日根组地层4个采点(26块样品)数据进行统一平均(表1), 得到羌北地块晚石炭-早二叠世高温分量在地理坐标下的平均方向为: D_g=33.8°, I_g=26.3°, k_g=253.1, a_{95}=2.3°(图6a); 在地层坐标下的平均方向为D_s=30.2°, I_s=–40.9°, k_s=269.0, a_{95}=2.3°(图6b).

根据羌北地块晚石炭-早二叠世扎日根组与诺日巴尕日保组样品高温剩磁分量平均方向, 以采样地(92.35°E, 34.06°N)为参考点, 求得其对应的古地磁极

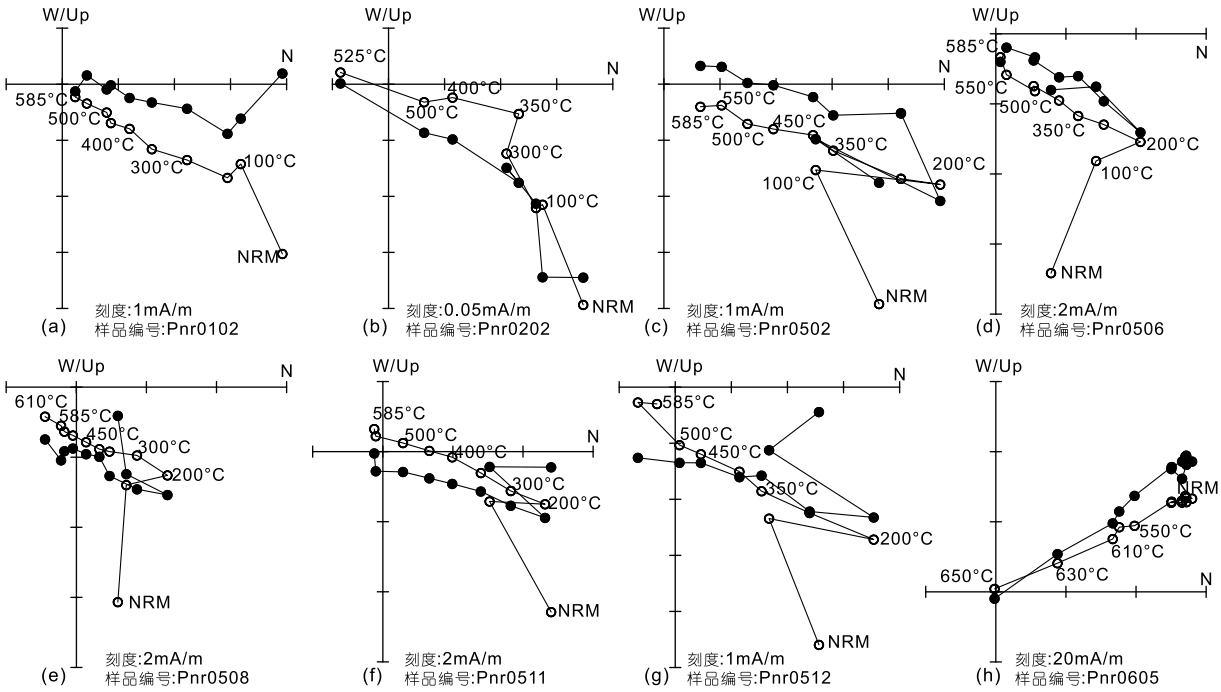


图 4　诺日巴尕日保组代表性样品地理坐标系中的退磁矢量Z氏图

空心圆与实心圆分别代表垂直面与水平面投影

表 1　羌北地块晚石炭-早二叠世扎日根组与诺日巴尕日保组样品的特征剩磁分量[a)]

采样点	岩性	地层产状	n/N	剩磁方向				$k_{g/s}$	$\alpha_{95g/s}$
		倾向/倾角		D_g	I_g	D_s	I_s		
C05*	石灰质角砾岩	53/79°	8/8	92.9°	37.3°	88.4°	−29.2°	1.1	180°
C06*	石灰质角砾岩	53/79°	8/8	112.8°	40.3°	95.9°	−14.7°	1.6	69.5/69.4°
C07*	灰岩	53/79°	9/9	27.2°	−3.2°	338.1°	−63.3°	45/45.1	7.8°
C08	灰岩	53/71°	8/10	35.3°	24.1°	30.5°	−43.5°	78.2	6.3°
C09	灰岩	53/71°	8/9	33°	25.6°	28.7°	−1.4°	80.8/78.2	6.2/6.3°
C10	灰岩	53/71°	10/10	33.5°	24.8°	28.8°	−2.3°	54.5/56.2	6.6/6.5°
C11	灰岩	55/69°	10/11	34.9°	25.6°	31.3°	−39.5°	70.3	5.8°
C12	灰岩	54.5/72°	8/9	45.8°	29.8°	44.4°	−41.5°	17.6	14.4°
C13	灰岩	54/76°	9/14	35.3°	29.9°	31.8°	−42.5°	106.9/111.3	5/4.9°
P*nr*01	砂岩	53.5/71°	9/9	28.9°	26.9°	25.4°	−38.3°	65.7	6.4°
P*nr*02	砂岩	54/71°	9/9	38.8°	27.6°	35.9°	−41°	48.1	7.5°
P*nr*03	砂岩	53/77°	6/10	28°	25.4°	20.6°	−44.5°	16.2/16	17.2/17.3°
P*nr*04	砂岩	53.5/74°	6/10	28.6°	31.1°	26.4°	−37.1°	55.2	9.1°
P*nr*05	砂岩	51/69.5°	11/12	30.2°	22.6°	24.5°	−42.4°	67.4	5.6°
P*nr*06	砂岩	51/69.5°	7/11	27.6°	29.1°	25.9°	−35.5°	125.9	5.4*
C01#	灰岩	51/69°	7/7	36.3°	22.4°	31.9°	−44.3°	75.3	7°
C02#	灰岩	51/69°	7/11	38.5°	26.2°	36°	−41.3°	62.4	7.7°
C03#	灰岩	58/73°	7/10	35°	26.5°	30.4°	−41.1°	55.1	8.2°
C04#	灰岩	29/59°	5/5	30.6°	22.3°	30.9°	−36.9°	20.1/20.3	17.5/17.4°
平均方向(采点水平)			(16)	33.8°	26.3°	30. 2°	−40.9°	253.1/269.0	2.3°

a) 采样点坐标92.35°E, 34.06°N. n/N: 统计平均的样品数/总样品数; D_g, I_g(D_s, I_s)为地理坐标下(地层坐标下)剩磁方向的偏角与倾角; $k_{g/s}$和$\alpha_{95g/s}$为Fisher统计平均精度参数和95%置信圆锥半顶角; 带“*”的采点未参与总平均方向的统计平均; 带“#”的采点为程鑫等(2013)在同一剖面上所设置的采点

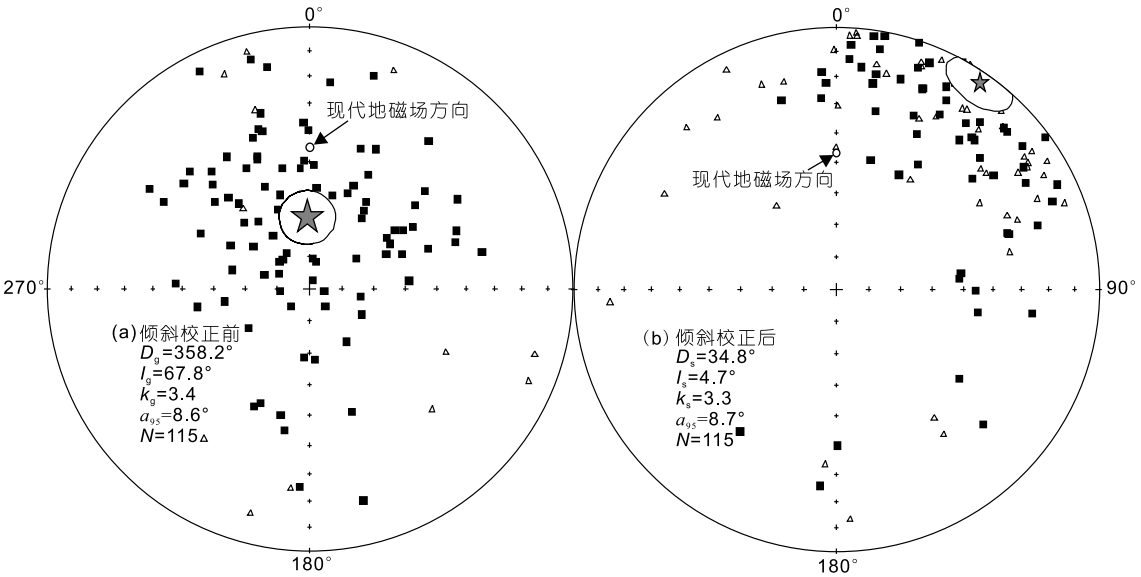


图 5　羌北地块晚石炭-早二叠世扎日根组与诺日巴尕日保组样品低温分量赤平投影图

三角形、正方形和五角星分别代表上半球投影、下半球投影和总平均方向

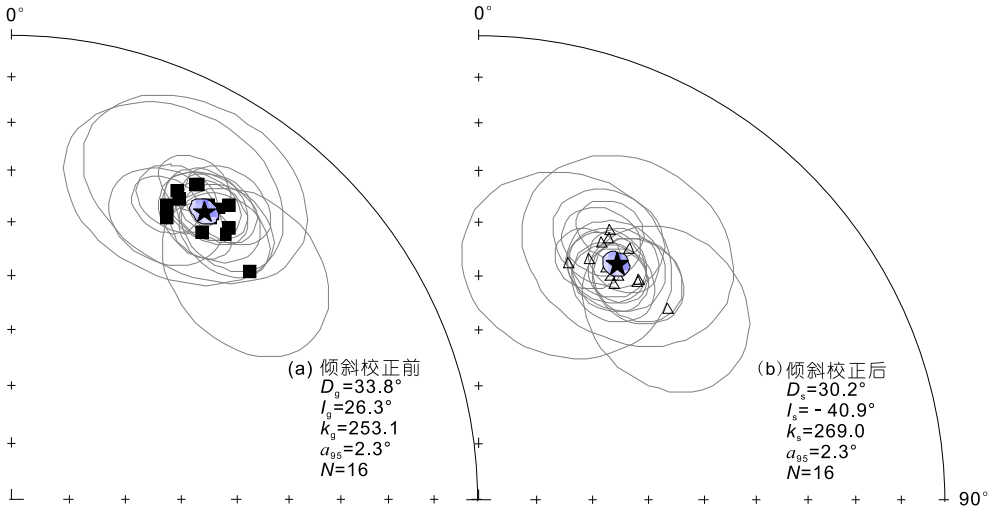


图 6　羌北地块晚石炭-早二叠世扎日根组与诺日巴尕日保组样品高温分量赤平投影图

三角形、正方形和五角星分别代表上半球投影、下半球投影和总平均方向

位置为: λ=25.7°N, φ=241.5°E, dp/dm=2.8/1.7, 古纬度为23.4°S.

4.3　剩磁稳定性砾石检验

由于采样剖面为单斜层, 因此不能进行褶皱检验(McElhinny, 1964). 本次研究过程中, 采点1(C05)与采点2(C06)样品取样于石灰质角砾岩层, 样品数为16块, 利用这两个采点样品的高温特征剩磁分量进行砾石检验. 石灰质角砾岩样品的退磁曲线表现了两个主要特征: (1) 双分量特征明显(图7a~e), 赤铁矿样品的高温分量在550~650℃获得(图7a~d), 磁铁矿样品的高温分量在300~550℃获得(图7e); (2) 少部分磁铁矿样品体现了明显的单分量特征(图7f~h). 根据石灰质角砾岩样品的剩磁分量特征, 提取了采点C05和C06的高温分量(图7i和j). 从图中可知, 砾石样品的特征剩磁方向分布分散, 无明显的规律性, 说明该地层没有受到后期大规模的重磁化作用, 表明获得的高温特征剩磁分量代表原生剩磁信息(Van der Voo, 1990; 程国良, 1993).

5　讨论与结论

5.1　讨论

如前所述, 羌北地块是研究青藏高原特提斯演化的关键地区之一. 但因古地磁数据的缺乏, 严重地制约了研究的深入. 本研究获取了羌北地块晚石炭-早二叠世的可靠古地磁极, 对于研究羌北地块的晚古生代运动学特征以及青藏高原特提斯演化、冈瓦纳与欧亚大陆的界线等研究提供了古地磁学约束.

根据古地磁数据的可靠性标准(Van der Voo, 1990), 选择前人在羌北地块、拉萨地块和塔里木地块早二叠世至三叠纪的古地磁数据(朱日祥等, 1998; 程鑫, 2012; 许伟等, 2013; 程鑫等, 2015; Huang等, 1992; Ran等, 2012; Song等, 2015), 这些古地磁数据达到了可靠性标准(Van der Voo, 1990), 并列于表2和图8. 本研究表明, 羌北地块晚石炭-早二叠世位于23.4°S; 这与羌北地块早、中二叠世开心岭群以及空喀山口组中均含有分异度很低的亲冈瓦纳相的生物组合(王根厚等, 2007), 以及在空喀山口组中发现的含砾灰岩具有冈瓦纳北缘冰砾沉积的典型特征(梁定益等, 1994)等地质学结果相一致. 由此可知, 羌北地块晚石炭-早二叠世应该位于冈瓦纳大陆的北缘(Cocks和Torsvik, 2013).

以羌北地块的古地磁极作为参考极, 以本文采样位置为参考点计算可知, 塔里木地块与羌北地块早二叠世时期存在(47.3±8.3)°的古纬度差(表2, 图8), 即两个地块之间的古特提斯洋的南北宽达到了约(5250.3±921.3)km. 羌北地块从早二叠世至晚二叠世, 北向漂移量达到(28.6±4.8)°, 约(3174.6±532.8)km, 同时伴有(7.9±4.8)°的顺时针旋转. 从早二叠世至晚三叠世, 羌北地块北向运动总计大约6300km左右. 而同一时期内, 塔里木地块则相对稳定, 北向运动总计1000km左

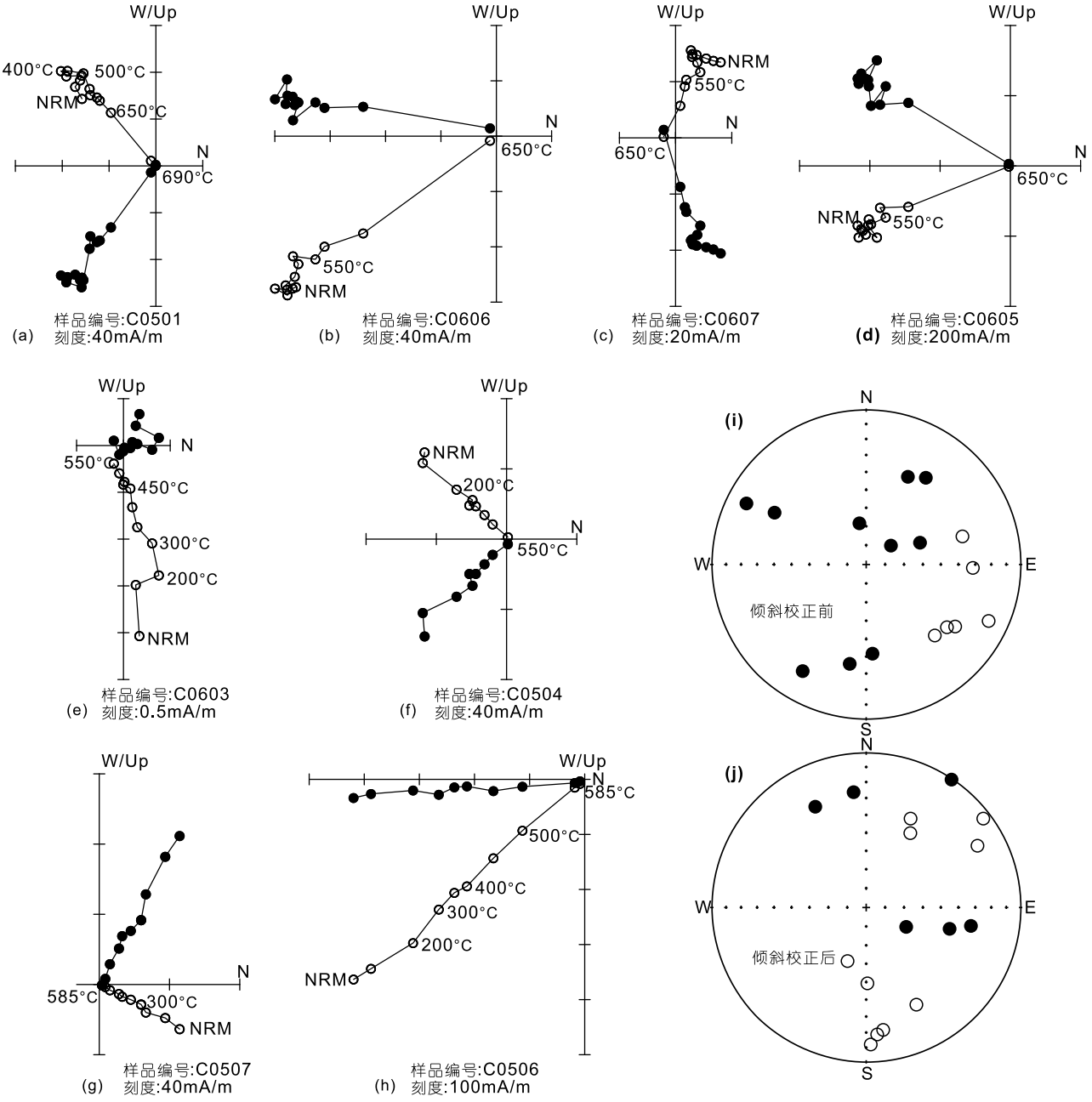


图 7　扎日根组石灰质角砾岩层C05~C06采点样品退磁矢量Z氏图((a)~(h))及高温分量方向赤平投影图((i)和(j))

(a)~(h) 空心圆与实心圆分别代表垂直面与水平面投影; (i)、(j) 空心圆与实心圆分别代表上半球投影与下半球投影

右. 由此可推断, 早二叠世期间, 羌北地块与塔里木地块间存在的古特提斯洋已达到最大规模; 早二叠世至晚三叠世期间, 两地块南北向相对距离迅速减小, 表明古特提斯洋从早二叠世开始至晚三叠世, 进入快速衰减阶段; 晚三叠世末, 羌北地块与塔里木地块的古纬度基本一致, 其古纬度差缩小到(1.8±6.9)°(表2), 在古地磁误差范围内, 两地块晚三叠世的古地磁极完全重叠在一起(图8), 表明羌北地块与塔里木地块在晚三叠世已完全碰撞拼合在一起, 从而导致两者之间的古特提斯洋在晚三叠世时期完成闭合. 最近的龙木错-双湖缝合带蛇绿岩的年代学研究也认为羌塘地块以北的古特提斯洋在早晚三叠世时期(230~237Ma)闭合

表 2　羌北、拉萨、塔里木地块晚石炭-晚三叠世古地磁结果[a)]

块体	时代	采样点坐标		n	N	D_s	I_s	k	α_{95}	λ(N)	φ(E)	A_{95}	古纬度	文献
		纬度(N)	经度(E)											
羌北地块	T_3	34.1°	92.4°		29	31.4°	53°		5.7	64°	174.7°	6.6	33.5°	Song等(2015)
	P_3	29.7°	98.7°	50	10	25.2°	6.7°		8.6	54.4°	231.7°	6.1	3.3°	Huang 等 (1992)
	P_2	33.7°	86.7°	46	5	214.3°	27.4°	25.4	15.5	31.7°	226.8°	12.5	−14.5°	程鑫(2012)
	C_3-P_1	34.06°	92.35°	127	16	30.2°	−40.9°	269	2.3	25.7°	241.5°	2.2	−23.4°	本文
拉萨地块	T	31.06°	85.16°	28	5	238°	29.4°	147.5	6.1	17.4°	205.9°	5	−15.7°	程鑫等(2015)
	P_1	30.9°	89.2°		5	46.6°	−31.2°	69	9.3	24.5°	219.3°	7.8	−16.8°	Ran等(2012)
塔里木地块	T_3	41.8°	80.5°		8	227.5°	−53.2°	87.4	5.8	52.1°	166.8°	6.7	33.8°	朱日祥等 (1998)
	T_1	41°	74.9°		5	221.4°	−44.3°	103.1	8	52.8°	175.5°	8	26.1°	朱日祥等 (1998)
	P_1	38.74°	79.7°	62	9	217.7°	−37.5°	15.4	12.3	53.2°	187.5°	11.1	21°	许伟等(2013)

a) λ, φ, A_{95}分别代表古地磁极的纬度和经度, 以及其置信参数; N, n分别代表参与统计的采点数与样品数; 古纬度: +/−, 北纬/南纬; D_s, I_s, k, α_{95}分别代表地层校正后的磁偏角, 磁倾角, Fisher统计精度参数, 95%置信半顶角

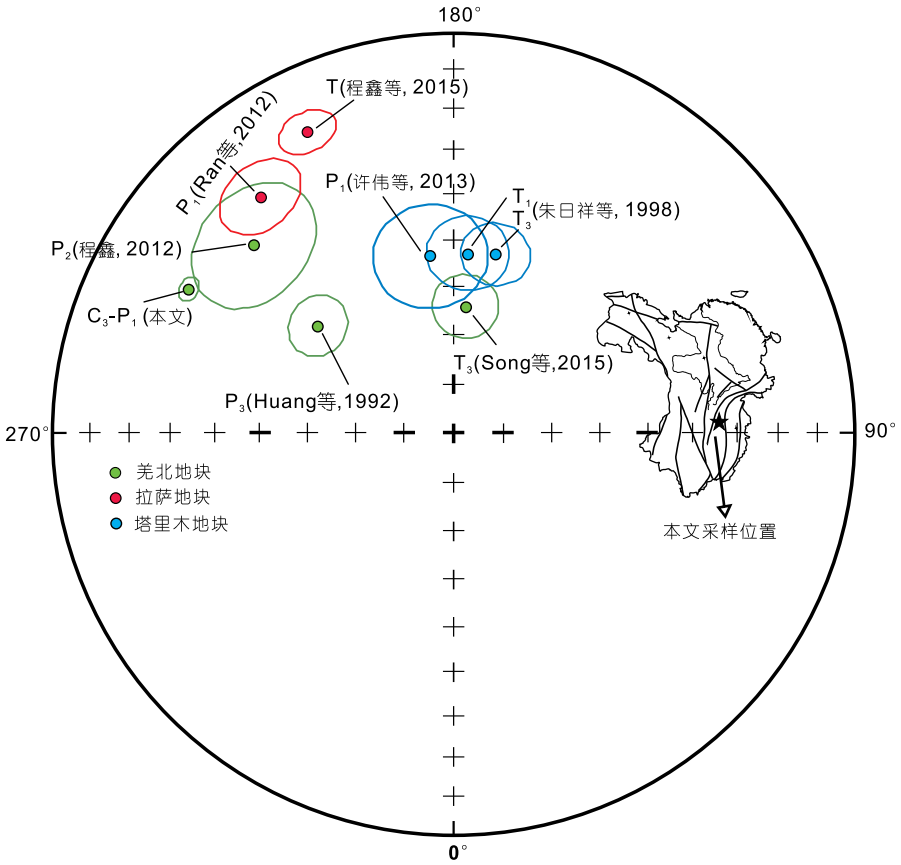


图 8　羌北地块及周缘地块晚石炭-晚三叠世古磁极位置图

绿色圆代表羌北地块, 红色圆代表拉萨地块, 蓝色圆代表塔里木地块

(Zhai等, 2011), 由此可见, 来自古地磁结果的认识与研究区地质资料有较好的吻合性.

Cocks和Torsvik(2013)认为羌北地块和拉萨地块在几乎整个古生代都属于冈瓦纳大陆东北缘的一部分, 直至二叠世时期, 由于新特提斯洋的开启(Metcalfe, 2011), 两地块才从冈瓦纳大陆中裂解出来向北漂移. 如前所述, 早二叠世至晚三叠世, 羌北地块快速北移, 北向运动量达到大约6300km左右, 而拉萨地块从早二叠世开始至三叠纪, 北向漂移量仅为(4.5±6.8)°, 约(499.5±754.8)km; 早二叠世至晚三叠世, 两地块南北向相对距离才不断增大, 这可能是由于新特提斯洋北支班公湖-怒江洋(莫宣学和潘桂棠, 2006)的开启、扩张而导致的. 可能正是由于班公湖-怒江洋的急速扩张给羌北地块的快速北移提供了动力, 并使其最终在晚三叠世时与北方的欧亚大陆碰撞拼合.

5.2 结论

(1) 羌北地块晚石炭-早二叠世扎日根组与诺日巴尕日保组地层16个采点127块样品的高温特征剩磁分量通过了砾石检验, 代表了该时期的原生剩磁信息. 原生剩磁分量的平均方向为: D_g=33.8°, I_g=26.3°, k_g=253.1, a_{95}=2.3°(地理坐标系下)与D_s=30.2°, I_s=–40.9°, k_s=269.0, a_{95}=2.3°(地层坐标系下), 对应的古地磁极位置为: λ=25.7°N, φ=241.5°E, dp/dm=2.8/1.7, 古纬度为23.4°S.

(2) 根据本文所获结果并结合前人的古地磁、古生物等研究, 羌北地块晚石炭-早二叠世应属于冈瓦纳大陆的北缘. 从早二叠世开始至晚三叠世, 古特提斯洋进入快速消亡阶段, 同时新特提斯洋北支班公湖-怒江洋进入快速扩张阶段.

致谢 本次研究得到中国科学院地质与地球物理研究所朱日祥院士、黄宝春教授的指导, 实验工作得到易治宇、秦华峰、蔡书慧和周灿芬等同志的帮助; 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, 在此一并致谢.

参考文献

常承法. 1992. 特提斯及青藏碰撞造山带的演化特点. 见: 徐贵忠, 常承法, 主编. 大陆岩石圈构造与资源 . 北京: 海洋出版社, 8

程国良. 1993. 古地磁数据可靠性的试用判据. 地球物理学报, 36: 121–123

程鑫, 吴汉宁, 郭强, 侯宝宁, 夏玲燕, 王海军, 刁宗宝, 霍斐斐, 计文化, 李荣社, 陈守建, 赵振明, 刘晓吉. 2011. 青藏高原羌北地块晚古生代古地磁研究的初步结果. 中国科学: 地球科学, 41: 1100–1108

程鑫. 2012. 青藏高原中部主要构造单元晚古生代至早中生代古地磁研究. 博士学位论文 . 西安: 西北大学, 111

程鑫, 吴汉宁, 刁宗宝, 王海军, 马轮, 张晓东, 杨刚, 洪荆晶, 计文化, 李荣社, 陈守建, 赵振明. 2013. 藏东地区晚石炭-晚二叠世古地磁新结果: 对羌北-昌都地块构造演化的制约. 中国科学: 地球科学, 43: 1312–1323

程鑫, 周亚楠, 郭强, 侯宝宁, 吴汉宁. 2015. 青藏高原拉萨地块西段三叠纪古地磁结果及其构造意义. 地质通报, 34: 306–317

和钟铧, 李才, 杨德明, 陈光权. 2000. 西藏羌塘盆地的构造沉积特征及演化. 长春科技大学学报, 30: 347–352

李才, 翟庆国, 程立人, 徐峰, 黄小鹏. 2005. 青藏高原羌塘地区几个关键地质问题的思考. 地质通报, 24: 295–301

李才, 黄小鹏, 翟庆国, 朱同兴, 于远山, 王根厚, 曾庆高. 2006. 龙木错-双湖-吉塘板块缝合带与青藏高原冈瓦纳北界. 地学前缘, 13: 136–147

李才, 翟刚毅, 王立全, 尹福光, 毛晓长. 2009. 认识青藏高原的重要窗口——羌塘地区近年来研究进展评述(代序). 地质通报, 28: 1169–1177

李荣社, 杨永成, 孟永. 2004. 青藏高原1:25万区域地质调查主要成果和进展综述(北区). 地质通报, 23: 421–426

梁定益, 聂泽同, 宋志敏. 1994. 早二叠世冈瓦纳北缘构造古地理环境与杂砾岩成因剖析. 特提斯地质, 18: 61–73

刘广才. 1993. 唐古拉山中段开心岭群乌丽群的时代定义问题. 青海地质, 2: 1–9

莫宣学, 潘桂棠. 2006. 从特提斯到青藏高原形成: 构造-岩浆事件的约束. 地学前缘, 13: 43–51

潘桂棠, 李兴振, 王立全, 丁俊, 陈智梁. 2002. 青藏高原及邻区大地构造单元初步划分. 地质通报, 21: 701–707

潘桂棠, 王立全, 朱弟成. 2004. 青藏高原区域地质调查中几个重大科学问题的思考. 地质通报, 23: 12–19

任纪舜, 肖黎薇. 2004. 1:25万地质填图进一步揭开了青藏高原大地构造的神秘面纱. 地质通报, 23: 1–11

王根厚, 梁定益, 张维杰, 贾建称, 周志广, 万永平, 于海亮. 2007. 藏东北构造古地理特征及冈瓦纳北界的时空转换. 地质通报, 26: 921–928

王立全, 朱第成, 潘桂棠. 2004. 青藏高原1:25万区域地质调查主要成果和进展综述(南区). 地质通报, 23: 413–420

王立全, 潘桂棠, 李才, 董永胜, 朱弟成, 袁四化, 朱同兴. 2008. 藏北羌塘中部果干加年山早古生代堆晶辉长岩的锆石SHRIMP U-Pb年龄——兼论原-古特提斯洋的演化. 地质通报, 27: 2045–2056

许伟, 孙知明, 李海兵, 裴军令, 潘家伟, 司家亮, 赵越, 任晓娟. 2013. 塔里木盆地古董山地区早二叠世古地磁特征及其地质意义. 地质通报, 32: 1566–1574

许志琴, 杨经绥, 李文昌, 李化启, 蔡志慧, 闫臻, 马昌前. 2013.

青藏高原中的古特提斯体制与增生造山作用. 岩石学报, 29: 1847–1860

朱日祥, 杨振宇, 马醒华, 吴汉宁, 孟自芳, 方大钧, 黄宝春. 1998. 中国主要地块显生宙古地磁视极移曲线与地块运动. 中国科学D辑: 地球科学, 28(增刊): 1–16

Cocks L R M, Torsvik T H. 2013. The dynamic evolution of the Palaeozoic geography of eastern Asia. Earth-Sci Rev, 117: 40–79

Fisher R A. 1953. Dispersion on a sphere. Proc R Soc A-Math Phys Eng Sci, 217: 295–305

Halls H C. 1978. The use of converging remagnetization circles in palaeomagnetism. Phys Earth Planet Inter, 16: 1–11

Huang K N, Opdyke N D, Peng X J, Li J G. 1992. Paleomagnetic results from the Upper Permian of the eastern Qiangtang Terrane of Tibet and their tectonic implications. Earth Planet Sci Lett, 111: 1–10

Kirschvink J K. 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. Geophys J R Astron Soc, 62: 699–718

Lowrie W. 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. Geophys Res Lett, 17: 159–162

McElhinny M W. 1964. Statistical significance of the fold test in paleomagnetism. Geophys J R Astron Soc, 8: 338–340

McFadden P L, McElhinny M W. 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism. Earth Planet Sci Lett, 87: 161–172

Metcalfe L. 2011. Tectonic framework and Phanerozoic evolution of Sundaland. Gondwana Res, 19: 3–21

Ran B, Wang C S, Zhao X X, Li Y L, He M, Zhu L D, Coe R S. 2012. New paleomagnetic results of the early Permian in the Xainza area, Tibetan Plateau and their paleogeographical implications. Gondwana Res, 22: 447–460

Song P P, Ding L, Li Z Y, Lippert C P, Yang T S, Zhao X X, Fu J J, Yue Y H. 2015. Late Triassic paleolatitude of the Qiangtang block: Implications for the closure of the Paleo-Tethys Ocean. Earth Planet Sci Lett, 424: 69–83

Van der Voo R. 1990. The reliability of paleomagnetic data. Tectonophysics, 184: 1–9

Zhai Q G, Jahn B M, Zhang R Y, Wang J, Su L. 2011. Triassic subduction of the paleo-tethys in northern Tibet, China: Evidence from the geochemical and isotopic characteristics of eclogites and blueschists of the Qiangtang Block. J Asian Earth Sci, 42: 1356–1370