

# 喜马拉雅山北坡奥陶纪—古近纪构造古地磁新数据

朱同兴, 庄忠海, 周铭魁, 潘忠习, 冯心涛

ZHU Tong-xing, ZHUANG Zhong-hai, ZHOU Ming-kui, PAN Zhong-xi, FENG Xin-tao

中国地质调查局成都地质矿产研究所, 四川 成都 610082

Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, China Geological Survey, Chengdu 610082, Sichuan, China

**摘要:**在喜马拉雅山北坡奥陶系—古近系近乎连续的沉积地层中系统采集古地磁样品3791件,其中测试统计样品数为2920件,基本获取了统级年代古地磁数据,绘制出喜马拉雅地块奥陶纪—古近纪古地磁极移曲线和古纬度变化曲线。喜马拉雅地块在向北漂移过程中曾发生了多次旋转,最后一次约28°的顺时针旋转发生在始新世,可能与西喜马拉雅构造结形成有关;晚三叠世和晚侏罗世曾发生了纬度为2°和3.8°的向南回返,可能与雅鲁藏布新特提斯洋弧后扩张有关。根据古纬度数据推算:中白垩世雅鲁藏布新特提斯洋盆的宽度至少为2200 km;始新世以来的喜马拉雅陆—陆碰撞造山运动导致印度地块—喜马拉雅褶皱带—拉萨地块之间的地壳缩短量至少为1000 km。

**关键词:**构造古地磁;奥陶纪—古近纪;喜马拉雅山北坡

**中图分类号:** P54:P318.4<sup>+</sup>4 **文献标识码:** A **文章编号:** 1671-2552(2006)01-02-0076-07

**Zhu T X, Zhuang Z H, Zhou M K, Pan Z X, Feng X T. New Ordovician–Paleogene tectonomagnetic data from the northern slope of the Himalayas. *Geological Bulletin of China*, 2006, 25(1–2):76–82**

**Abstract:** A total of 3791 systematic oriented paleomagnetic samples were collected from the Ordovician –Paleogene nearly consecutive sedimentary rocks on the northern slope of the Himalayas, southern Tibet, of which 2920 samples were analyzed and took part in the statistics. New magnetostratigraphic data of the series–rank were obtained and the Ordovician–Paleogene paleomagnetic apparent polar wander path and paleo–latitude curve of the Himalayan block were drawn. The paleomagnetic records suggest that the Himalayan block rotated several times during its northward drifting and that the final ~28° clockwise rotation took place in the Eocene, which is probably related to the formation of the western tectonic syntax. South–directed inversions of 2° and 3.8° in latitude were recorded during the Late Triassic and Late Jurassic, which is likely to be related to the back–arc spreading of the Yarlung Zangbo Neo–Tethys Ocean. Based on the estimation of the paleo–latitude data, the Middle Cretaceous Yarlung Zangbo Neo–Tethys oceanic basin was at least 2200 km wide, and there was a crustal shortening amount of at least 1000 km between the Indian plate, Himalayan fold–thrust belt and Lhasa block resulting from the Himalayan continent–continent collisional orogeny since the Eocene.

**Key words:** tectonomagnetic; Ordovician–Paleogene; northern slope of the Himalayas

根据潘桂棠等<sup>[1]</sup>对青藏高原大地构造单元的划分方案,喜马拉雅山北坡的大地构造位置隶属于印度板块北缘与雅鲁藏布结合带之间的喜马拉雅褶皱冲带(图1)。一系列前展式逆冲推覆岩片的叠置是研究区内最明显的构造组合特征<sup>[2]</sup>。根据沉积建造、岩浆活动、变质作用等综合分析,喜马拉雅山北

坡显生宙以来经历了奥陶纪—泥盆纪稳定陆表海、石炭纪—二叠纪裂谷盆地、三叠纪—侏罗纪离散型被动大陆边缘盆地、白垩纪—古近纪汇聚型前陆盆地、新近纪—第四纪后造山隆升5个大的地质发展演化阶段<sup>[3]</sup>。其中早白垩世为前陆早期复理石盆地沉积,晚白垩世到始新世为前陆晚期磨拉石盆

收稿日期:2005-04-22;修订日期:2005-11-02

基金项目:中国地质调查局1:25万聂拉木县幅(H45C004002)地质调查项目和国家自然科学基金项目(编号:40272012)成果。

作者简介:朱同兴(1962-),男,研究员,从事沉积地质学和区域地质调查研究工作。E-mail: ztongxing88@yahoo.com.cn

地沉积。

# 1 野外采样和实验室测试分析

## 1.1 野外采样

在2000—2002年开展的西藏1:25万聂拉木县幅区域地质调查中,笔者在喜马拉雅山北坡奥陶系—古近系近乎连续的海相沉积地层中系统采集古地磁样品3791件(表1)。由于部分样品在运输途中遭到不同程度的损坏,部分样品的天然剩磁强度较弱,已接近仪器的灵敏度,在统计时未被利用,因此实际统计的测试样品数为2920件(表3)。这些古地磁样品的测试分析数据对喜马拉雅山北坡奥陶系—古近系系统的磁性地层和构造古地磁研究工作起到了决定性作用<sup>①</sup>。古地磁采样全部集中在北喜马拉雅特提斯沉积岩带(北喜马拉雅地层分区)的实测主干地层剖面上(图2、表1)。古地磁采样的主要岩石类型为碎屑岩和碳酸盐岩,采样的岩石地层单位均有腕足类、双壳类、菊石类、牙形石、有孔虫、超微化石等化石组合控制,确保了采样地层层序的连续性、完整性和地层时代的可靠性。

野外样品采集使用国产GSD-1型手提式轻便取样钻机,钻取的岩心直径为24~25 mm,长度一般为30~60 mm,用磁罗盘定向器在野外露头上进行定向取心。采样间距一般控制在0.5~3 m之间。

## 1.2 样品测试与分析

首先将野外采集的全部古地磁定向岩心标本切割成直径为25 mm、高20~25 mm的测试样品,并用清水冲洗干净岩心样品表面的泥尘,根据测试仪器要求,将每块岩心样品侧面野外采样时画定的定向标志线移画到样品顶面上,写上样品编号。

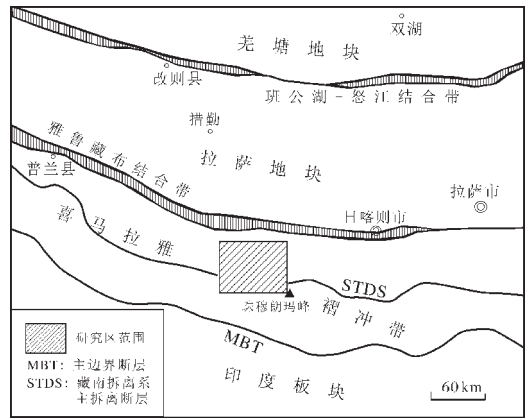


图1 研究区大地构造位置

Fig.1 Tectonic location of the study area

所有磁性样品由中国地质调查局成都地质矿产研究所古地磁实验室完成测试。主要测试仪器为美国SCHONST-EDT仪器公司生产的DSM-2型数字旋转磁力仪和SSM-2A型磁通门旋转磁力仪,后者对测试弱磁性样品的效果更佳,其测试灵敏度达到 $10^{-5}$  A/m,这是目前世界上除低温超导磁力仪外最先进的使用最方便的测试仪。热退磁仪为TSD-1型,交变退磁仪为GSD-5型三轴旋转翻滚式。

本次对大部分样品采用热退磁(热磁清洗)处理方法,少量样品进行交变退磁法测试。一般来说,对沉积岩样品进行热退磁测试效果最佳。本次工作对少量不适用热退磁测试的破碎样品(样品是完整的)进行了交变退磁测试,结果令人满意。选取总样品数10%的样品作为先导性样品,首先进行逐

表1 喜马拉雅山北坡古地磁采样剖面 and 样品分布

Table 1 Paleomagnetic sampling sections and sample distribution on the northern slope of the Himalayas

剖面名称及代号	控制地层 单位代号	剖面 厚度/m	剖面 分层数	采样 层数	采样数	古磁样 品代号
定日贡扎剖面(GZP)	E <sub>1j</sub> E <sub>1+2z</sub>	401	9	8	103	ME
定日美母剖面(DMP)	K <sub>1-3</sub> G,K <sub>3z</sub>	856	22	14	103	MG/MK
聂拉木县古错剖面(GCP)	K <sub>1g</sub> K <sub>1-3</sub> G	942	21	15	81	MG/MK
聂拉木县门布剖面(MBP)	J <sub>3m</sub> J <sub>3w</sub>	374	21	14	463	MJ
聂拉木县门卡墩剖面(MKP)	J <sub>3m</sub>	2251	50	21	458	MJ
聂拉木县拉弄拉剖面(LNP)	J <sub>2l</sub>	637	13	11	347	MJ
聂拉木县聂雄拉剖面(NNP)	J <sub>1p</sub> J <sub>2n</sub>	1398	65	59	828	MJ
聂拉木县土隆剖面(TLP)	T <sub>1-3</sub> T <sub>3d</sub> T <sub>3q</sub>	1943	80	71	654	MT
聂拉木县色龙剖面(SLP)	P <sub>2+3</sub> S <sub>1-3</sub> T	344	21	11	251	MP
聂拉木县亚来剖面(YLP)	O/S/D/C				503	M
合计					3791	

① 朱同兴,邹光富,周铭魁,等.西藏1:25万聂拉木县幅区域地质调查报告.2002.

步系统退磁测试。先导性样品是从不同剖面、不同地层单位和不同岩性中选出的代表性样品,先导性样品系统退磁测试的温度档次为每隔50℃递增,即从0℃,50℃,100℃,150℃……700℃,而系统交变退磁的交流场值为每隔5mT递增,即从0mT,5mT,10mT,15mT……100mT。根据先导性样品的测试结果,按其剩余磁化强度衰减和能被揭示出来的特征剩余磁化方向的特性,分别对其余样品进行5~7步(温度或交变磁场档次)系统退磁测试。对全部样品的测试原始数据进行岩心定向产状和地层产状2次校正后,采用Kirschvink线性矢量分析(即最小二乘法主矢量分析)和通用的Fisher矢量分布统计分析,同时作出每个样品在不同温度档或不同交流场值剩磁方向变化的Zijdé-veld正交矢量投影图、乌尔夫网或斯密特网的立体投影图和剩余磁化强度衰减曲线图,以获取每个岩心样品的特征剩余磁化方向。

## 2 磁性特征和构造古地磁数据

### 2.1 剩余磁化强度

岩石剩余磁化强度包括天然剩余磁化强度和特征剩余磁化强度。天然剩余磁化强度是由岩石形成时的原生磁化和成岩后各种次生磁化(地球磁场、风化作用、雷击、热事件、构造事件等产生的磁化)叠加的总和。特征剩余磁化强度是样品经过温度或交变磁场退磁测试,去掉了次生粘滞磁化组分和产状校正后获得的磁化方向的剩余磁化强度。各时代样品的天然剩余磁化强度和特征剩余磁化强度数据(表2)表明,天然剩余磁化强度均在DSM-2型数字旋转磁力仪和SSM-2A型磁通门旋转磁力仪测试的灵敏度范围之内( $10^{-5}$ A/m)。岩石的天然剩余磁化强度属中一弱。奥陶纪—古近纪样品的最大天然剩磁强度达 $5.28 \times 10^{-1}$ A/m,最小的为 $2.14 \times 10^{-5}$ A/m。少数样品的天然剩磁强度已接近仪器的灵敏度,统计时未利用。

### 2.2 磁性特征

通常情况下,对某一岩石地层单位采集的一定数量的磁性样品,在未经退磁处理前,其天然剩余磁化方向是很分散的,但是经过一定步骤的退磁测试,并进行倾斜改正(岩心产状和地层产状)后,其特征剩余磁化方向在层面坐标下应集中在一定方向范围内,否则统计的测试数据可靠性较差,数据无法利用。这里笔者仅选取二叠系(包括下二叠统基龙组、中上二叠统色龙群)共231件样品和中侏罗统(包括聂聂雄拉组、拉弄拉组)共728件样品分别作出了倾斜改正前、后在斯密特网立体投影下的特征剩余磁化方向分布图。很明显,倾斜改正前的天然剩余磁化方向是很分散的,而倾斜改正后的特征剩余磁化方向较为集中(图3)。其他地层单位的岩石磁性数据也是类似的结果。

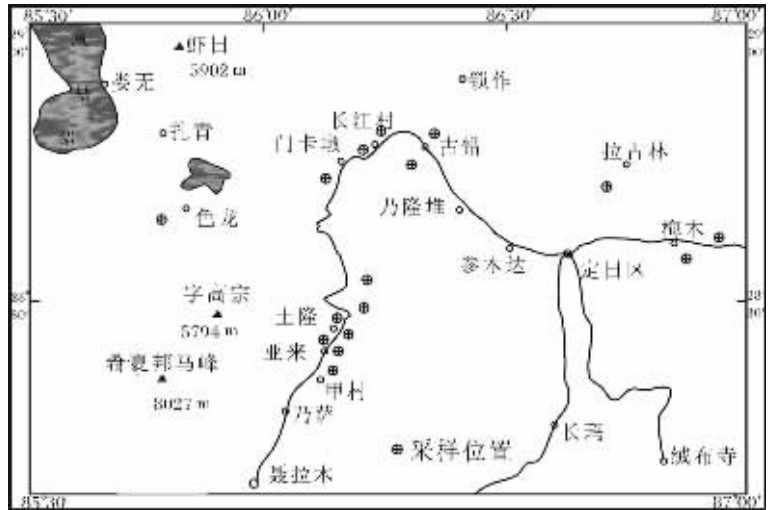


图2 喜马拉雅山北坡古地磁采样点位置  
(采样点位置基本上沿中尼公路布置,具体位置见表1)

Fig.2 Location of the paleomagnetic samples on the northern slope of the Himalayas

喜马拉雅山北坡奥陶系—古近系海相沉积岩石中的大部分样品含有2个磁化组分(图4中的样品MP102和MT630):一组为150~250℃以前的低温粘滞剩余磁化分量,一般均易于消除;另一组是(350~400)~(550~600)℃区间的最终能指向原点的相对稳定的特征剩余磁化方向分量(高温分量)。随着退磁温度递次增加,样品的剩余磁化强度也依次有序衰减,到450~500℃时,样品的剩余磁化强度普遍衰减了70%~80%;到600℃时,其衰减程度已接近100%。少数样品为单一磁化组分(如图4中的样品MG97),但其特征剩余磁化方向与含有2个磁化组分样品中的中—高温磁化方向基本一致。

尽管本次研究未能对磁性样品做磁化率—温度曲线的测试,但被分离出的特征剩余磁化方向温度区段和剩余磁化强度普遍在600℃时已被彻底清洗的情况,说明其解阻温度不超过600℃,由此判断大部分样品的磁性载体主要是磁铁矿<sup>[4]</sup>。笔者认为,本次所获取的古地磁数据真实地反映了喜马拉雅地块各地质时代的磁化场信息,古地磁数据的质量与精度是可信的。

### 2.3 构造古地磁数据及意义

根据对全部样品测试数据的分析、统计和计算,获得了年代地层“统”一级单位的各项构造古地磁数据,包括平均剩余磁化方向、古地磁极位置、古纬度等参数(表3)。由古地磁极位置和古纬度数据分别绘制出喜马拉雅地块自奥陶纪至古近纪视极漂移曲线(图5)和古纬度变化曲线(图6)。

构造古地磁数据的意义主要表现在以下4个方面。

(1)喜马拉雅地块从奥陶纪至晚白垩世均位于南半球,由奥陶纪的35.8°S不断向北缓慢移动,到晚白垩世古纬度为11.3°S。晚白垩世—古近纪喜马拉雅地块快速北移并越过赤

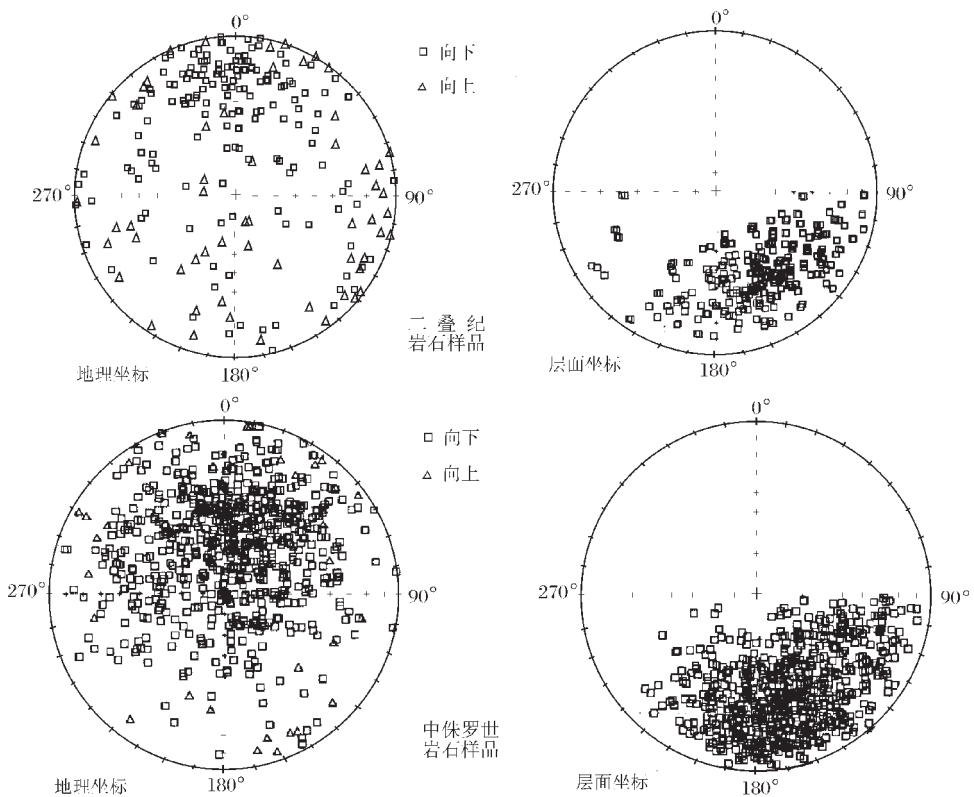


图3 二叠系和中侏罗统地层岩石倾斜改正前、后天然剩余磁化方向、特征剩余磁化方向的分布  
Fig.3 Distribution of directions of natural remanent magnetization and characteristic remanent magnetization for the Permian and Middle Jurassic samples before and after rock tilt corrections

道,至始新世中晚期(约40Ma)已快速漂移至北半球,古纬度为8.1°N。整个古生代和中生代期间,喜马拉雅地块的古地磁极点位置集中在E293~304°、N23~42°区域内,表明喜马拉雅地块在长达450 Ma的向北漂移过程中,整体上属于相对稳定的块体。

(2)由古纬度数据推算出喜马拉雅地块各时期向北移动的平均速率(图6):奥陶纪至泥盆纪陆表海时期向北移动的平均速率是0.55 cm/a;石炭纪至二叠纪大陆裂谷时期移动速率为0.74 cm/a;三叠纪至侏罗纪被动大陆边缘时期向北移动的平均速率是0.30 cm/a,其中晚三叠世为5.5 cm/a,晚侏罗世为1.24 cm/a;早白垩世前陆早期复理石盆地向北移动速率是1.9 cm/a;晚白垩世到始新世前陆晚期磨拉石盆地向北移动的速率陡增至8.5 cm/a。参照东亚帕里新近纪古纬度23.7°N的数据<sup>[4]</sup>,渐新世—上新世的北移速率为4.7 cm/a。根据上述向北漂移的速率,笔者相信,喜马拉雅地块奥陶纪至中三叠世相对稳定,并作为一个整体地块向北漂移;晚三叠世和晚白垩世向北移动速率陡增至5.5 cm/a和8.5 cm/a,表明以雅鲁藏布江为主体洋盆的特提斯洋在晚三叠世和晚白垩世有2次明显的俯冲消减过程。

(3)奥陶纪到晚白垩世,喜马拉雅地块在向北移动过程

表2 奥陶系—古近系岩石样品剩余磁化强度数据统计  
Table 2 Statistics of the data of remnant magnetization of the Ordovician–Paleogene samples

地质年代	天然剩余磁化强度/A·m <sup>-1</sup>		特征剩余磁化强度/A·m <sup>-1</sup>	
	最大值	最小值	最大值	最小值
E	1.62E-02	5.72E-05	3.24E-03	4.00E-05
K <sub>3</sub>	2.98E-02	2.14E-05	5.96E-03	1.50E-05
K <sub>2</sub>	2.35E-02	6.95E-05	4.70E-03	4.87E-05
K <sub>1</sub>	7.58E-02	1.34E-04	1.52E-02	9.38E-05
J <sub>3</sub>	1.04E-01	6.44E-05	2.08E-02	4.51E-05
J <sub>2</sub>	1.36E-02	2.52E-05	2.72E-03	1.76E-05
J <sub>1</sub>	2.85E-02	1.13E-04	5.70E-03	7.91E-05
T <sub>3</sub>	1.70E-01	8.18E-05	3.40E-02	5.73E-05
T <sub>2</sub>	5.28E-01	3.20E-04	1.06E-01	2.24E-04
T <sub>1</sub>	1.86E-01	1.04E-04	3.72E-02	7.28E-05
P	7.20E-02	1.53E-04	1.44E-02	1.07E-04
C <sub>1+2</sub>	2.26E-03	8.40E-05	4.52E-04	5.88E-05
C <sub>1</sub>	9.23E-03	5.54E-05	1.85E-03	3.88E-05
D <sub>2+3</sub>	3.66E-03	1.12E-04	7.32E-04	7.84E-05
D <sub>1</sub>	2.35E-03	7.28E-05	4.70E-04	5.10E-05
S <sub>2-4</sub>	2.69E-03	1.81E-04	5.38E-04	1.27E-04
O <sub>1+2</sub>	1.93E-02	4.36E-05	3.86E-03	3.05E-05

中整体发生了约20°的顺时针旋转,但于石炭纪和早三叠世曾分别逆时针旋转了6°和8°。这2次在顺时针旋转背景下的逆时针旋转,可能与大陆裂谷的张裂作用有关。始新世到上新

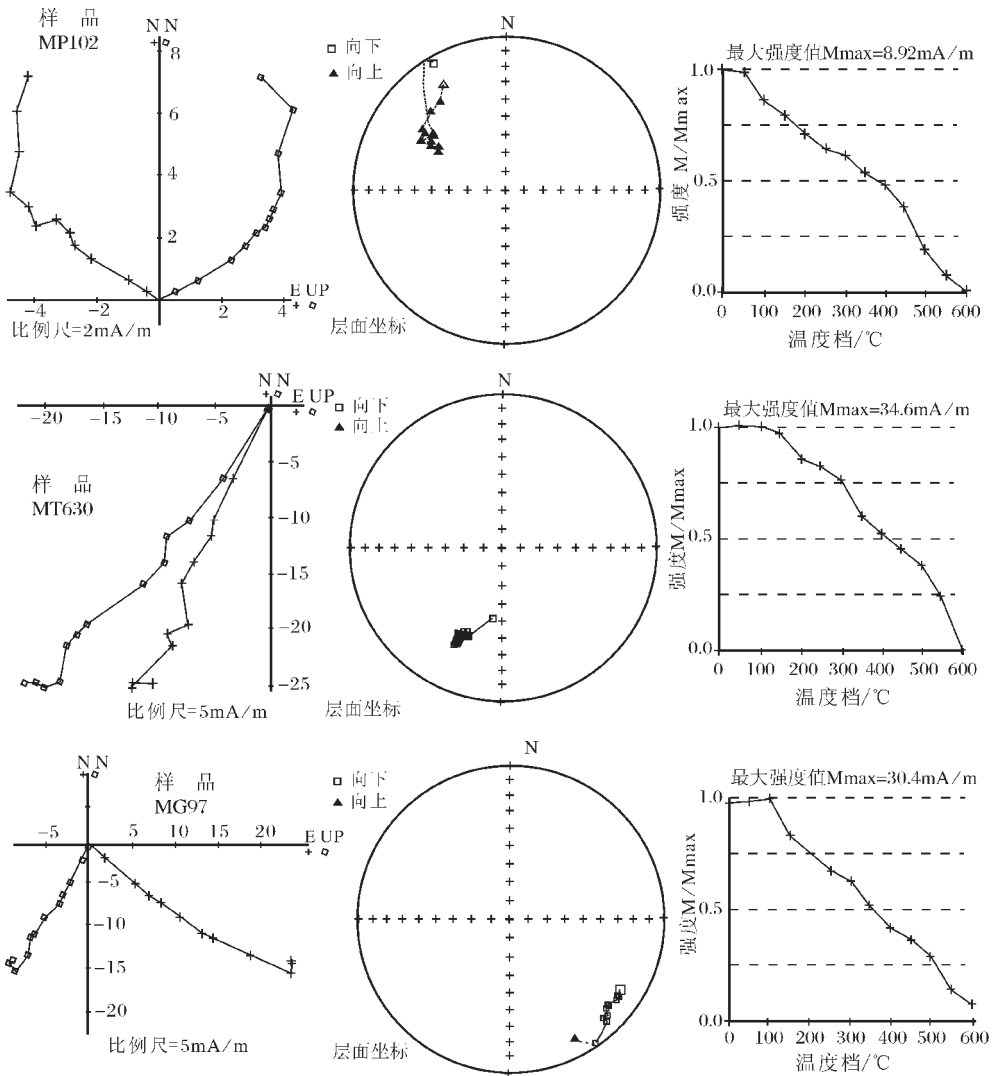


图4 代表性样品MP102、MT630和MG97热退磁曲线

Fig.4 Thermal demagnetization curves for representative samples MP102, MT630 and MG97

世,喜马拉雅地块在相对快速北移的同时也产生了约28°的顺时针旋转。这一现象说明,在始新世晚期,印度洋洋底持续扩张,导致以雅鲁藏布江为主体洋盆的特提斯洋闭合造山,并在其西北端的帕米尔地区形成了一个向北楔入的西喜马拉雅构造结。伴随着西喜马拉雅构造结强烈的陆-陆碰撞造山作用,中喜马拉雅地区产生了顺时针旋转运动。

(4)在喜马拉雅地块整体向北移动过程中,在晚三叠世—早侏罗世(晚三叠世古纬度为18.6°S,早侏罗世为20.6°S)和晚侏罗世—早白垩世(晚侏罗世古纬度为18.6°S,早白垩世为22.4°S)期间,曾分别发生了古纬度为2°和3.8°的向南回返。这一现象可能与雅鲁藏布新特提斯洋弧后扩张有关。根据古纬度数据,拉萨地块中白垩世古纬度为4.2°N<sup>[9]</sup>,而喜马拉雅地块中白垩世古纬度为18.0°S,两者古纬度相差22.2°。考虑到拉萨地块和喜马拉雅地块现在的纬度差,大致可以

推算出这个最终消亡了的雅鲁藏布新特提斯洋盆的宽度至少为2200 km。

### 3 喜马拉雅造山带地壳构造缩短量估算

始新世晚期以来,印度板块持续向北俯冲,导致雅鲁藏布新特提斯洋的闭合,北喜马拉雅地区进入了陆-陆碰撞造山新阶段。强烈的陆-陆碰撞造作用直接导致喜马拉雅薄皮褶冲构造带的形成和地壳的大幅度缩短。对喜马拉雅造山带构造和地壳缩短量的研究始终没有停止过。早期的地质学者认为喜马拉雅褶冲带的总缩短量不超过1000 km<sup>[6]</sup>。Coward等<sup>[7]</sup>在巴基斯坦低喜马拉雅和亚喜马拉雅薄皮褶冲构造带内用平衡剖面的方法恢复出地壳的最小缩短量为620 km。在尼泊尔西部,DeCelles等<sup>[8]</sup>推算出低喜马拉雅和高喜马拉雅地区构造缩短量为228 km,到尼泊尔东部,Schelling<sup>[9]</sup>估算出

表3 喜马拉雅地块奥陶纪—古近纪构造古地磁数据

Table 3 New Ordovician–Paleogene tectonomagnetic data of the Himalayan block

采样位置		地质	分析	平均剩余磁化方向				古地磁极位置				古纬度/°
经度/°	纬度/°	年代	样品数	偏角/°	倾角/°	<i>k</i>	$\alpha_{95}$	经度/°	纬度/°	$\delta p$	$\delta m$	
86.8	28.7	E	95	-19.9	15.9	6.5	5.6	313.0	62.2	3.0	5.8	8.1N
86.3	28.8	K <sub>3</sub>	46	152.4	21.8	6.5	8.1	124.0	-41.8	4.5	8.6	11.3S
86.6	28.7	K <sub>2</sub>	89	153.9	33	6.0	6.0	118.1	-36.9	3.9	6.9	18.0S
86.3	28.8	K <sub>1</sub>	56	153.4	39.6	7.1	7.0	115.7	-32.7	5.1	8.4	22.4S
86.3	28.7	J <sub>3</sub>	316	158.1	33.9	7.3	2.9	113.1	-38.2	1.9	3.3	18.6S
86.3	28.5	J <sub>2</sub>	728	163.7	37.8	7.8	1.9	105.7	-37.9	1.3	2.2	21.2S
86.2	28.5	J <sub>1</sub>	154	159.5	36.9	13.3	3.1	110.4	-37.2	2.1	3.6	20.6S
86.2	28.5	T <sub>3</sub>	424	163.7	33.9	8.4	2.4	106.6	-40.4	1.5	2.7	18.6S
86.1	28.4	T <sub>2</sub>	163	158.4	35.6	13.9	2.9	112.1	-37.6	2.0	3.4	19.7S
86.0	28.6	T <sub>1</sub>	130	163.0	37.1	9.0	4.1	106.3	-38.1	2.8	4.8	20.7S
85.8	28.7	P	231	154.4	38.8	8.3	3.2	114.7	-33.7	2.3	3.8	21.9S
86.1	28.4	C <sub>1+2</sub>	43	164.5	43.1	5.9	8.8	103.2	-34.5	6.8	10.9	25.1S
86.1	28.4	D <sub>3-C1</sub>	154	158.0	47.9	11.1	3.4	108.1	-28.9	2.9	4.4	29.0S
86.1	28.4	D <sub>2+3</sub>	9	156.4	47.3	6.2	18.8	109.8	-28.9	15.8	24.3	28.4S
86.1	28.4	D <sub>1</sub>	20	160.1	48.7	11.6	9.2	105.9	-28.9	8.0	12.1	29.7S
86.1	28.4	S <sub>2-4</sub>	48	160.0	50.7	15.2	5.2	105.2	-27.2	4.7	7.0	31.4S
86.1	28.4	O <sub>1+2</sub>	214	160.2	55.3	11.3	2.9	103.6	-23.1	2.9	4.1	35.8S

注:表中*k*值代表倾斜改正后平均方向的统计精度参数, $\alpha_{95}$ 值代表倾斜改正后95%水平的置信圆锥半顶角, $\delta p$ 值代表置信椭圆的半短轴, $\delta m$ 值代表置信椭圆的半长轴

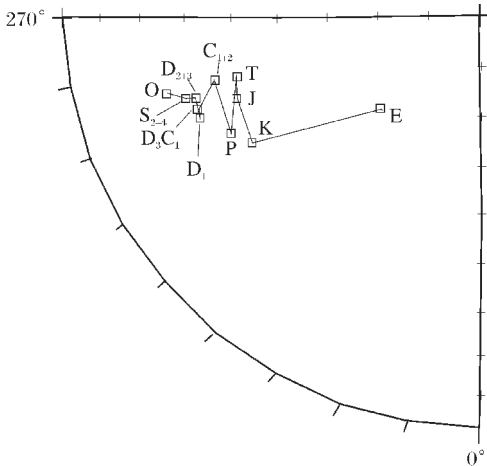


图5 喜马拉雅地块奥陶纪—古近纪视极漂移曲线

Fig.5 Ordovician–Paleogene apparent polar wander path of the Himalayan block

O—奥陶纪;S<sub>2-4</sub>—中晚志留世;D<sub>1</sub>—早泥盆世;D<sub>2+3</sub>—中晚泥盆世;D<sub>3-C1</sub>—晚泥盆世—早石炭世;C<sub>1+2</sub>—石炭纪;P—二叠纪;T—三叠纪;J—侏罗纪;K—白垩纪;E—古近纪

仅为70 km的缩短量,同时推测在MCT系统内有245~280 km的缩短量。Hodges<sup>[10]</sup>认为在喜马拉雅山前陆地区和雅鲁藏布结合带之间,地壳缩短量可能介于465~808 km之间。在西喜马

表4 喜马拉雅地块及邻近地块不同时期的古纬度数据

Table 4 Cretaceous–Neogene paleolatitude data of the Himalayan block and adjacent blocks

地层年代	印度板块	喜马拉雅地块	拉萨地块
N <sub>2</sub>		23.7° <sup>[4]</sup>	
E <sub>2</sub>	-2.4° <sup>[13]</sup>	8.1°	13.8° <sup>[12]</sup>
E <sub>1</sub>	-16.4° <sup>[13]</sup>		9.2° <sup>[12]</sup>
K <sub>2</sub>		-11.3°	7.3° <sup>[12]</sup>
K <sub>2</sub>		-18.0°	4.2° <sup>[5]</sup>
K <sub>1</sub>	-37.5° <sup>[13]</sup>	-22.4°	

拉雅地区,稳定的印度次大陆和稳定的欧亚大陆之间的地壳缩短量大致为1800 km;而在东段,构造缩短量高达2750 km<sup>[11]</sup>。

本次通过系统的古地磁数据测量和对相邻的印度板块、拉萨地块各时期古纬度数据的收集(表4)后认为:古近纪以来的喜马拉雅造山运动,尤其是渐新世以来的陆-陆碰撞作用,导致印度板块快速向北移动,并伴随有顺时针方向的旋转。始新世时喜马拉雅地块的古纬度为8.1°N,拉萨地块的古纬度为13.8°N<sup>[12]</sup>,两者之间的纬度差为5.7°,而现今纬度差只有2°,这表明自始新世至今,这2个地块的地壳缩短量至少为400 km。同样在始新世时印度板块还处在2.4°S<sup>[13]</sup>,与喜马拉雅地块的古纬度差为10.5°。按印度板块中部参考点——贾巴

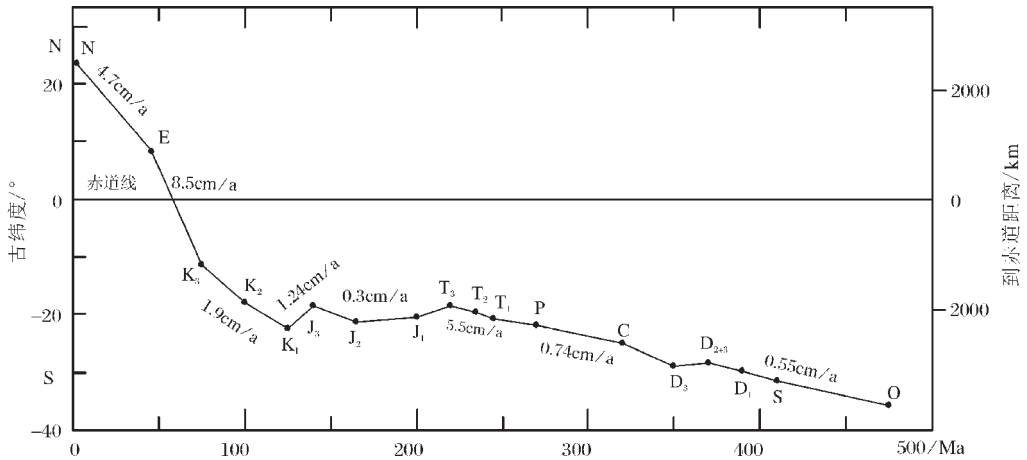


图6 喜马拉雅地块奥陶纪—新近纪古纬度变化曲线

Fig.6 Ordovician-Neogene paleolatitude curve of the Himalayan block

地质年代代号同图5。由各个时期的古纬度数据推算出的喜马拉雅地块向北移动的平均速率是理想化的,实际的情况可能要复杂得多。基本的假设条件是喜马拉雅地块向北每漂移一个纬度,就相当于向北移动了100km。计算某一时段内的运动速率就是用运动距离除以运动时间。更详细的解释参见正文

尔普尔的现今纬度为23.5°N计算,这2个地块间目前的纬度差为5°,还有5.5°的纬度差被强烈的碰撞造山作用所吸收。因此自始新世以来,喜马拉雅地块与印度板块之间的地壳构造缩短量约为600 km。综上所述,根据古纬度数据初步估算,始新世以来的喜马拉雅陆-陆碰撞造山运动导致印度板块-喜马拉雅褶冲构造带-拉萨地块之间的地壳构造缩短量在中喜马拉雅地区(相对于西喜马拉雅和东喜马拉雅而言)至少为1000 km。

致谢:参加野外地质调查工作的还有王剑研究员、江新胜研究员、邹光富副研究员、李建忠高级工程师、白平工程师、王安华工程师等,在此表示感谢!

参考文献:

[1]潘桂棠,李兴振,王立全,等.青藏高原及邻区大地构造单元划分[J].地质通报,2002,21(11):701-707.

[2]朱同兴,周明魁,邹光富,等.聂拉木县幅地质调查新成果及主要进展[J].地质通报,2004,23(5-6):433-437.

[3]孙知明,许坤,马醒华,等.辽西朝阳地区含鸟化石层附近侏罗-白垩系磁性地层研究[J].地质学报,2002,76(3):317-324.

[4]朱志文.青藏高原及其邻区显生宙以来的古地磁极移曲线的对比意义[J].地球物理学报,1985,28(sup 1):219-226.

[5]董学斌,王忠民,谭承泽,等.青藏高原古地磁研究新成果[J].地质论评,1991,37(2):160-164.

[6]Molnar P. Structure and tectonics of the Himalayas: Constraints

and implications of geophysical data [J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 1984, 12:489-518.

[7]Coward M P, Butler R W H, Chambers A F, et al. Folding and imbrication of the Indian crust during Himalayan collision[A]. In: Shackleton R M, Dewey J F, Windley B F, eds. Tectonic evolution of the Himalayas and Tibet [C]. London, The Royal Society, 1988. 89-115.

[8]DeCelles P G, Gehrels G E, Quade J, et al. Neogene foreland deposits, erosional unroofing, and the kinematic history of the Himalayan fold-thrust belt, western Nepal[J]. Geological Society of America Bulletin, 1998, 110:2-21.

[9]Schelling D. The tectonostratigraphy and structure of the eastern Nepal Himalaya[J]. Tectonics, 1992, 11: 925-943.

[10]Hodges K V. Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives[J]. Geological Society of America Bulletin, 2000, 112(3):324-350.

[11]Dewey J F, Cande S, Pitman W C. Tectonic evolution of the India/Eurasia collision zone[J]. Eclogae Geologicae Helvetiae, 1989, 82:717-734.

[12]董学斌,王忠民,谭承泽,等.亚东-格尔木地学断面古地磁新数据与青藏高原地体演化模式的初步研究[J].中国地质科学院院报,1990,(21):139-148.

[13]叶祥华,李家福.古地磁与西藏板块及特提斯的演化[J].成都地质学院学报,1987,14(1):65-79.