

PGL

Letters

第4期 (总第六期)



征程 (摄影: 樊高民)

2009

Paleomagnetism and Geochronology Laboratory in Beijing

古地磁与年代学实验室

Paleomagnetism and Geochronology Laboratory in Beijing



古地磁与年代学实验室科研人员结构图

期刊首语

风雨送春归，飞雪迎春到。又是一年辞旧迎新时，PGL Letters 首先祝您在新的一年里硕果累累。

印度与亚洲大陆的碰撞，造就了目前世界上海拔最高的高原——青藏高原。也许您会产生这样的疑问：印度与亚洲大陆究竟是何时何地发生初始碰撞的呢？本期的专题介绍将给您以答复。

以史为鉴，可以知兴衰，了解学科发展的历史，同样会给人以启迪。通过磁学发展简史，不难发现磁学同样经历了极其漫长且缓慢的发展过程，而近代各种新观点的提出对推动磁学的发展起着举足轻重的作用。本期文献综述、重点连载等栏目中所涉及的对地球磁场进行描述的各种极的定义、地球磁场相对古强度的建立以及地磁场倒转等内容，在推动地磁学发展方面均具有重要的意义。

行之有效的磁学实验方法及高效率的仪器设备，是顺利开展地磁学研究的保障。本期文献导读关于交变退磁过程对环境物质磁化率值的影响，Seminar 专栏中关于磁滞回线影响因素的分析，以及实验专栏中关于新型

自动化磁化率仪器的研制等内容肯定会让您受益匪浅。

海平面变化及其相应的海陆耦合过程、环境效应对人类社会、经济具有重要的影响，三角洲区域的沉积物是理想的可用于海平面变化研究的载体，本期研究进展主要介绍三角洲区域高分辨率海平面变化与磁学记录。

当生存遭遇命运时，您会如何应对？本期的文化动态中，是80后的年轻人对生命的思索，不知您是否认同其观点。其实只要生命不息，对生的思索便会永远存在，而人类社会的发展很大程度上就是得益于这思索。经历了迷茫中的挣扎，困惑中的探索后，相信前进的步伐会更加的坚定而有力。

该刊物宗旨：大家刊物大家办，办好刊物为大家！

该刊物的定位：融知识性与趣味性为一体，在拓宽知识面的同时，加强研究深度探讨。

征稿方式：该刊物将由我们实验室所有人员参与创作，同时欢迎同行业人员投稿。

发行对象：向本实验室内部人员，及国内外古地磁界的同行（参考资料）。

发行方式：电子版本（彩色）和纸质版本（黑白）。

栏目设置：详见本刊最后页。

PGL Letters

第4期

2009年12月

目 录

人物介绍

胡守云.....1

专题介绍

再论印度与亚洲大陆何时何地发生初始碰撞.....1

文献导读

磁学发展历史简约版..... 15

如何有效地构建RPI?..... 16

交变退磁过程对环境物质磁化率值的影响..... 16

红土中的“红色”铁氧化物..... 17

研究进展

三角洲区域高分辨率海平面变化与磁学记录18

Seminar专栏

浅析影响磁滞回线的几种因素..... 19

古地磁学中的各种极..... 22

实验专栏

新型自动化磁化率仪的研制 24

重点连载

地磁场的倒转 25

文化动态

新闻集萃 30

当生存遭遇命运 32

人物介绍



胡守云

中国科学院南京地理与湖泊研究所

研究员 博士生导师

1957年出生，安徽铜陵人。现任中国科学院南京地理与湖泊研究所研究员。1982年和1991年分别于合肥工业大学和中国地质大学（武汉）获得学士和硕士学位。在欧美学习和工作多年，并多次获得欧美科研机构的经费资助。1998年在德国图宾根大学获得博士学位。1999年回国后，先后主持国家自然科学基金委面上基金课题多项，并先后参加了973、攀登计划、科学院重大项目等一系列课题。

应用环境磁学手段，长期从事湖泊沉积物的古环境和古气候演化研究。对湖泊沉积物的沉积剩磁获得机制、湖泊沉积物磁性矿物的碎屑来源以及沉积后的磁性矿物的变化很

有兴趣，结合其它环境代用指标，探讨古环境和古气候变化的磁学响应方式，有一些自己的体会和认识。近年来，关注现代环境污染研究，应用湖泊沉积物、土壤、植物等不同研究对象，探讨重金属污染的大范围、高分辨率、经济、有效、快速的磁学研究方法。

目前，承担下列课题的研究工作：

获得中国国家基金委面上基金课题资助(40972216)，主持“植物重金属污染的磁学响应及机理研究”。资助期限 2010-2012 年；

获得中国科学院知识创新工程重要方向项目经费资助(KZCX2-YW-338)，参加“三千年以来我国特征区高分辨率湖泊记录及其环境水文模拟研究”课题。资助期限 2009-2011 年；

获得中国国家基金委面上基金课题资助(40674033)，主持“污染土壤磁解析:人为和自然贡献区分及污染物迁移”研究。资助期限 2007-2009 年。

专题介绍

再论印度与亚洲大陆何时何地发生初始碰撞

【黄宝春，陈军山】

1.引言

印度与亚洲大陆的碰撞造就的青藏高原造山带是最近五亿年来地球历史上发生的最重要造山事件^[1-5]；该造山带的持续演化导致了青藏高原的形成，强烈影响了青藏高原及亚洲内陆地区的地壳和岩石圈构造、气候和环境变化。印度和亚洲大陆的碰撞和持续作用，其影响范围已远远超越了青藏高原及其北部中亚腹地，波及东南亚和中国东部^[6-8]。

同时, 青藏高原的隆升不仅控制了东南亚河流水系的分布与走向^[9-11], 而且高原隆升使高空大气环流发生改变, 形成了世界闻名的亚洲季风^[12-13]。高原剥蚀的沉积物对全球大洋的化学组成也产生了重要影响, 进而使全球环境发生了改变^[14-16]。

青藏高原是一个仍在进行中的造山带。然而, 对于如此重要的造山带, 在印度与亚洲大陆是何时碰撞这一基本问题上目前却存在极大争议^[5, 17-21]。尽管长期以来地学界倾向于把~55-50Ma作为其初始碰撞时限^[22-25], 但根据不同学科的研究成果, 所提出的碰撞时间从~70Ma的晚白垩世到~30Ma的早渐新世不等^[5, 19-21, 26-33]。此外, 刘小汉等^[34]最近撰文指出雅鲁藏布蛇绿岩带很可能并不代表印度与欧亚板块的边界, 而仅仅属于残留的洋壳化的弧后裂隙盆地; 真正的板块边界很可能位于喜马拉雅南坡。诚然, 不同研究者对碰撞概念及资料的不同理解是产生意见分歧的重要原因; 但更重要的是, 缺乏精细定量记录的约束是这一分歧长期得不到解决的关键所在。

印度与亚洲大陆的初始碰撞时限是理解青藏高原造山带和高原演化的起点, 采用不同的碰撞时间对该造山带的造山过程、高原隆升与演化的动力学过程、以及与高原隆升密切相关的陆内变形过程等重大科学问题至关重要^[35]。同时, 印度与亚洲大陆初始碰撞的时限、古地理位置等是正确认识青藏高原高程变化的前提和基础; 内陆气候的变迁与陆块所处古地理位置紧密相关。对印度与亚洲大陆碰撞之初、以及高原隆升过程中的古地理位置变化的精确厘定, 是正确开展气候环境变化数值模拟研究的基础。因此, 对印度与亚洲大陆初始碰撞的发生时间、地点(即初始碰撞接触带所处的古地理位置)、及模

式开展深入研究, 是青藏高原研究的基础, 对正确认识青藏高原造山带的形成、高原隆升与演化的动力学过程、空间地理位置与气候环境变化间的耦合, 提升我国在青藏高原研究中的话语权, 合理开发和利用西部自然资源等具有重大战略意义。

古地磁学是研究大陆漂移和板块演化的最有效手段, 其最大优势是可以通过对保存在岩石中的磁学信息的解读, 定量地确定地质历史时期岩石圈板块的运动学过程, 进而重建板块的演化历史及与周边块体的碰撞过程。古地磁学的独特内涵, 使之成为地球科学诸学科中唯一可以定量确定板块的古方位和古纬度及其变化规律的手段, 是制约板块碰撞时限和碰撞缝合带古地理位置的理想方法。为此, 本文拟从古地磁学的视角探讨现今古地磁资料所限定的印度与欧亚大陆的初始碰撞时间和地点。不妥之处, 恳请不吝赐教。

2. 争议之源

“印度与亚洲大陆的碰撞时限”是青藏高原造山带研究的核心基础科学问题。近年来, 随着各学科测试技术的飞速发展和研究手段、程度、及深度的不断扩大, 长期以来被地学界广泛接受的早始新世(~55-50Ma)印度和亚洲大陆的初始碰撞时限^[22-25]目前却存在极大争议^[5, 17-21, 29-30]。古地磁学、地层学、沉积学、生物古地理等不同学科所提出的初始碰撞时间从~70Ma的晚白垩世到~30Ma的早渐新世不等^[5, 19-21, 26-33]。限于篇幅和能力, 简要分析如下:

首先, 从沉积学和地层学研究出发, 多数学者认为印度大陆北缘最高海相层可以指示印度和亚洲板块的初始碰撞时代^[16-17]。目前, 对印度西北部Zaskar地区的地层研究发

现, 沉积相从海相突变到陆相的时代为始新世早期 (~52Ma, [28, 36])。喜马拉雅西部巴基斯坦境内最高海相层Balakot组的时代约为45Ma, 印度和尼泊尔地区Subathu和Bhainskati组的年龄、以及藏南仲巴错江顶组的时代与之相当^[19]; 但岗巴-定日地区给出的年龄甚至要小于40Ma^[37]。此外, 即使是对同一套“最高海相地层”, 不同学者对地层年代和沉积相变化的认识差别很大, 进一步提出了争议很大的碰撞时代^[28, 33, 37-43]。

值得注意的是, 最高海相沉积消失的时间很可能并不代表两板块的初始碰撞时代。事实上, 大陆板块碰撞后, 只是洋壳消失了, 海相沉积仍可存在; 而且由于大陆板块边界的不规则性和古方位差异, 两个板块的碰撞还可能表现为局部首先碰撞的模式。因此, 最高海相沉积消失的时间很可能仅仅限定了两个板块初始碰撞时间的下限。

其次, 根据德干暗色岩年龄和印度大陆晚白垩世Maastrichtian期陆生生物的迁移时间, Jaeger等^[26]提出印度与亚洲板块之间的初始碰撞发生在白垩纪末期; Upadhyay等^[44]则根据孢粉将碰撞时代限定在50-60 Ma左右。但是, 陆生生物地理分布和年代学上的不确定性严重影响了来自相关研究结论的精确性^[45]。

第三, 碰撞大陆边缘的变形记录也可能代表了印度与亚洲大陆的碰撞时代。在巴基斯坦西北缘, 亚洲大陆南界的柱状增生楔和海沟地层(66-55Ma)逆冲到印度板块的被动大陆边缘之上。由此, Beck等^[27]推测印度板块和欧亚大陆之间大洋岩石圈的消失必定出现在55Ma之前; 而在Zaskar地区, Spontang蛇绿岩逆冲至印度被动大陆边缘的时间为白垩纪末期^[46-47], 也可能表征印度与亚洲大陆

的碰撞应该在65Ma左右; Ding等^[19]对藏南的研究也持有与此类似的认识; 而在拉萨地块上, 林子宗群火山岩与下伏晚白垩世设兴组之间的不整合, 也可能代表了印度与亚洲的碰撞时代^[48-49]。但是, 碰撞大陆边缘的变形能否代表板块的碰撞时间仍在争议之中^[50-51], 因为洋壳俯冲过程同样可以产生类似的现象。

第四, 冈底斯岩基的岩浆作用曾被认为是新特提斯洋在拉萨地块下俯冲而成的, 该岩浆作用的结束应代表了大洋岩石圈的消失和大陆板块的碰撞^[3, 17, 52]。根据这一假设提出的印度与亚洲大陆的碰撞应发生在~40Ma左右^[53-57]。但冈底斯岩基岩浆活动的漫长历史(从~190-30Ma; ^[58-63])表明, 冈底斯岩浆作用的结束不能用来制约两大板块的碰撞时间。

第五, 板块的碰撞应早于大陆地壳的深俯冲, 大陆深俯冲变质岩的年代是制约印度与亚洲大陆碰撞时限的重要标志之一。目前, 西构造结Kaghan地区和Tso Morari地区榴辉岩的变质时代尽管有些争议, 但大致发生在46-55Ma^[64-67]。根据板块的前进速度, 基本可以认为西构造结地区印度与亚洲的碰撞发生在50Ma之前, 这与西构造结附近的印度磨拉石沉积的研究结论^[68]一致。然而, 青藏高原中部和东构造结地区榴辉岩的研究程度较低。有限的年代学资料显示, 早期榴辉岩相变质作用可能发生在60-40Ma左右^[69], 似乎与西构造结地区的年龄相当。但这一地区榴辉岩形成后经历的麻粒岩相变质作用叠加^[69-70], 给早期榴辉岩相变质作用的精确定年带来了困难。总之, 从大陆深俯冲所产生的变质作用角度来看, 印度与亚洲的碰撞应发生在50Ma以前, 且东西部地区并不存在显著的年龄差异; 但仍需要进一步深入研究。

第六, 前陆盆地的陆源碎屑及其变化对板块碰撞时限的重要制约。理论上说, 大洋俯冲结束导致大陆碰撞以后, 两侧大陆物质将发生交换, 特别是仰冲盘的剥蚀将导致在俯冲盘和缝合带附近形成前陆盆地。因此, 如果我们能够确定出最早的前陆盆地的时代, 且确认其物质来源于缝合带另一侧的大陆地壳, 无疑将会对碰撞时间提供重要制约^[16, 71-72]。目前, 该领域积累了大量的研究成果。在青藏高原造山带的西北部, 印度北部的Indus磨拉石同时覆盖在印度和亚洲大陆之上^[73-74], 其下部的Chogdo组之上产有49Ma的海相灰岩, 这一特征限定了西构造结地区印度与亚洲的碰撞应发生在49Ma之前; 而藏南桑单林组(放射虫化石确定的地层年龄为65-56Ma, ^[19])砂岩中最年轻的碎屑锆石的年龄与沉积时代完全一致, 且锆石的年龄和Hf同位素的特征与雅鲁藏布江缝合带以北的冈底斯花岗岩的特点完全相同^[35], 表明印度与亚洲的碰撞应发生在56Ma之前。

然而, 目前的问题是对含放射虫化石沉积岩系构造属性的认识, 直接影响了对相关源区分析研究结果的大地构造意义的解释^[75]。如果始新世早期沿仲巴-萨嘎-定日一线存在一定规模的特提斯洋盆, 即使物源分析揭示出这一时期的沉积中包含缝合带以北的物源, 其对印度与亚洲板块碰撞时限的制约仍值得进一步研究。

此外, 由于近年来Aitchison等提出的“弧陆+陆陆碰撞”模型也较好地解释了目前在印度-雅鲁藏布江缝合带附近所观测到的诸多地质事件^[20-21]。碰撞缝合带当时所处的古地理位置, 即印度和亚洲两个大陆地块在何地发生的初始碰撞, 成为制约印度和亚洲大陆初始碰撞时限的关键。

3. 古地磁学研究现状

古地磁学作为制约板块碰撞时限/地点/模式的最理想方法之一, 在板块构造理论的发展和完善、全球各主要陆块构造演化和古地理重建等领域发挥了举足轻重的作用。然而, 在青藏高原30多年的古地磁学研究历史中, 尽管获得了大量古地磁数据, 在聂拉木等地区开展了艰苦的磁性地层研究, 为青藏高原及邻区诸块体从冈瓦纳大陆的裂解及碰撞和拼贴过程等印度和亚洲大陆碰撞前的演化历史提供了定量约束。但在“印度与亚洲大陆何时何地发生初始碰撞”这一核心基础科学问题的研究上, 可靠的资料严重不足^[20]。

首先, 对印度洋磁异常条带的分析发现, 印度板块相对于欧亚大陆的运动速度在新生代曾发生过显著变化。Molnar & Tapponnier^[76]最早将~40Ma的10-16cm/yr到5cm/yr的速度变化解释为两大板块碰撞的时间, 而Patriat & Achache^[22]对资料的重新整理分析后将上述变化放置在~50Ma(从15-25cm/yr减小到13-18cm/yr), 并认为其代表了印度和亚洲的初始碰撞。同时, Klootwijk等^[24, 77]对印度洋90°E海岭上沉积岩的古地磁学研究发现, 印度板块的运动速度在~55Ma由18-19.5cm/yr骤减到4.5cm/yr, 认为这一变化应该与印度和亚洲的完全碰撞有关, 进而进一步推测两板块的初始碰撞时代在白垩纪/古近纪界限附近。Lee & Lawver^[78]对板块汇聚速度进一步进行总结后提出, 印度与亚洲的碰撞可划分为60-44Ma的软碰撞(部分碰撞)和44Ma以后的硬碰撞(完全拼合)两个阶段。同时, 正如Acton^[79]所指出的“印度北向运动速率, 虽然在57Ma之后减慢了许多, 但直至20-30Ma之前仍具有相当快的漂移速率。无论在57Ma发生了什么, 印度北向运动的旅程远

未结束”。然而，最关键的问题是，板块运动速率的变化究竟是来自于另一板块的阻挡（即与亚洲大陆的碰撞）还是洋壳本身扩张速率的变化，目前仍缺乏明确的证据。

另一方面，Klootwijk等^[24, 80]还根据印度-雅鲁藏布江缝合带两侧不同时代岩石中广泛存在的重磁化分量所限定的碰撞缝合带的位置（假定重磁化分量为印度和亚洲大陆的碰撞所引起）与印度板块视极移曲线（APWP）所限定的大印度板块西北缘的古纬度的对比，推测印度与亚洲大陆的初始碰撞发生在~65Ma或之前。然而，即使同样采用Klootwijk等^[24, 80]所提出的大印度板块模型，由近年来修订的印度板块的APWP^[81-82]所推算的大印度板块西北缘的古地理位置，在~65Ma是不可能越过赤道而到达北半球低纬度地区，即到达上述重磁化分量所限定的碰撞缝合带的位置。

其次，从理论上讲，两个板块是否发生了碰撞，可以通过APWP以及推算的参考点的古纬度变化的直接对比来判断。碰撞之前，由于两个板块具有各自独立的运动方式和过程，两个板块应具有各自独立的APWP和完全不一致的古纬度；如果两个分离板块的APWP在某一时间点之后由分离转变为相交或不相区分，显然，这一时间点代表了两个板块的初始碰撞时间，同一参考点的古纬度变化也由显著差异转变为相互重叠。目前，印度和欧亚板块均已建立了以5Ma，甚至1Ma为时间窗口的中、新生代APWP^[81-82]，但由于印度和亚洲大陆碰撞之后，在南起印度大陆北缘，北至西伯利亚板块南缘的广大区域内发生了复杂的陆内变形（如陆内构造旋转、逃逸和缩短等），印度和欧亚板块APWP^[81]显示两板块在55Ma时尚有~30°的古纬度差。尽管这一古纬度差可用印度大陆北缘在拉萨

地块下的~400-1000公里俯冲消减量等和拉萨地块至西伯利亚板块南缘之间的~1900公里的地壳缩短量来解释^[83-90]；但是，不仅基于古地磁数据提出的印度大陆北缘与西伯利亚板块南缘之间的~2700公里的构造缩短量与基于地质观测研究提出的构造缩短量之间尚有~1000公里的亏空^[7]；而且中亚地区新生代火山岩的古地磁研究表明中亚地区晚白垩世以来的陆相沉积中存在着显著的“磁倾角浅化现象”；早期基于陆相沉积物的古地磁倾角对青藏高原及其北侧中亚地区的新生代构造缩短量的估计很可能是一个超额估计^[88-89]。由此可见，印度和欧亚大陆晚白垩世以来的APWP显然不能为精确地厘定印度大陆北缘的喜马拉雅地块和亚洲大陆南缘的拉萨地块晚白垩世以来的运动学图像提供精细约束，进而为“印度与亚洲大陆的何时何地发生初始碰撞”这一核心基础科学问题提供精细制约。

解决问题的最直接办法是在印度和亚洲大陆碰撞缝合带两侧，通过块体的精细APWP和相对连续的古纬度变化的直接对比来约束。上世纪八十年代初，中-法和中-英联合考察组对拉萨地块晚白垩世沉积岩和古近纪林子宗群火山岩等开展了系统研究，并得出林子宗群火山岩形成时期的古纬度为~13-19°N^[91-95]。由喜马拉雅地块岗巴地区基堵拉组灰岩和砂岩的古地磁数据^[86]与之直接对比，似乎在~65Ma时喜马拉雅和拉萨地块的古纬度已趋于重叠，表明印度与亚洲大陆的初始碰撞很可能发生在白垩/古近纪之交。

然而，近年来的年代学研究表明林子宗群的时间跨度为~64-44Ma^[96-97]。显然，林子宗群火山岩的平均古地磁结果无法约束在~20Ma的林子宗群形成时期，拉萨地块是否发生了显著的古地理位置变化；同时，对欧亚

大陆~65-50Ma 期间APWP分析表明, 欧亚大陆整体上存在~10°的北向漂移; 而拉萨地块相应时段是否同样经历了一个~10°的显著北向运动等运动学问题, 现有林子宗群火山岩的古地磁数据也无法回答。另一方面, Patzelt等^[86]从宗浦组(55-63Ma)获得的古纬度(~4.0°N)明显低于下伏基堵拉组(~63-66Ma)的古纬度(~6.5-9.6°N), 且宗浦组的古纬度与林子宗群火山岩的结果(~13-19°N)有一定差异。此外, Patzelt等^[86]宗浦组的古纬度与最近Tong等^[90]从定日宗浦组下部(61.7-65.5Ma)沉积岩中获得的中温重磁化分量(Tong等^[90]认为该重磁化分量的获得与印度与亚洲大陆的碰撞有关)所确定的古纬度相当。这些问题均有待于进一步研究。

第三, 印度与亚洲大陆的碰撞以及碰撞后印度板块前缘向亚洲大陆下的俯冲, 导致了现今对大印度(Greater India)范围的分歧^[98]。尽管Ali等^[98]根据澳大利亚西侧印度洋海底地形研究所获得的冈瓦纳大陆裂解之前的大印度板块的形状(在现今印度大陆的北缘还存在着~950Km的大印度岩石圈板块), 似乎是一个值得信赖的模型, 但由于对亚洲大陆南缘(拉萨地块)古近纪古地理位置的不确定性, 或换句话说对发生在拉萨地块与西伯利亚板块南缘之间的构造缩短量的分歧, 使得一些学者直接运用由稳定欧亚大陆的新生代APWP换算得到的亚洲大陆南缘的古地理位置(~30°N)研究印度与亚洲大陆的碰撞过程^[20-21, 99]。事实上, Aitchison等学者提出的印度与亚洲大陆的“弧陆+陆陆”碰撞模型除陆陆初始碰撞时间晚之外, 另一个显著特点是认为亚洲大陆南缘在始新世期间(~55-35Ma)始终位于~30°N(图1), 且陆陆初始碰撞的位置与现今的印度-雅鲁藏布

缝合带位置大致相当。显然, 如果早期从拉萨地块上获得的林子宗群的初步古地磁结果(~13-19°N, ^[92, 94])正确的话, 印度与亚洲大陆的初始碰撞时限要远远早于上述“弧陆+陆陆”碰撞模型所提出的印度与亚洲大陆的初始碰撞时限。

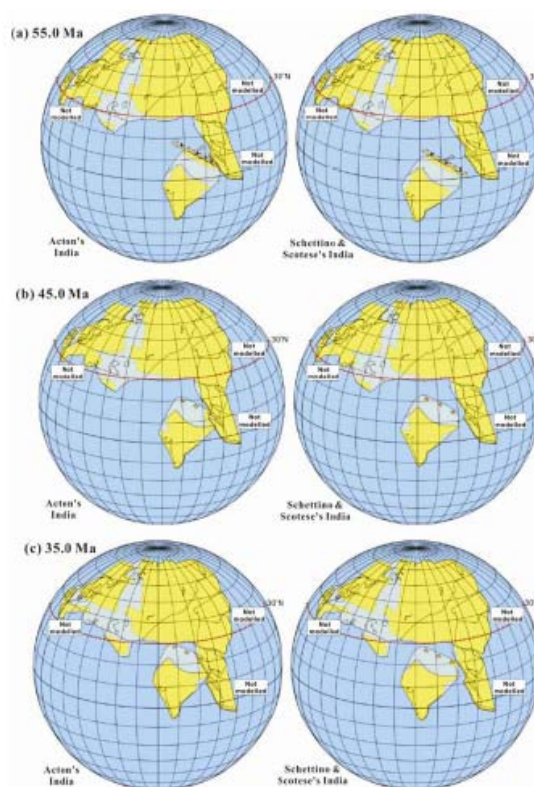


图1: 印度与欧亚大陆碰撞模型, 引自Ali & Aitchison^[21]。注意该模型假定古近纪欧亚大陆最南缘的拉萨地块的古地理位置与现今位置相当

显然, 导致古地磁资料难以对两大板块碰撞时限提供精细制约的重要原因是现有古地磁资料未能给出雅鲁藏布缝合带两侧块体晚白垩-始新世这一时段的详细运动图像。

4. 古近纪亚洲大陆前缘的古地理位置

通常, 由刚性板块的古地磁APWP, 可以推算板块内部任意参考点任意时刻的古纬度。然而, 由于欧亚大陆南缘的青藏高原及中亚地区在印度与亚洲大陆的新生代持续碰撞和挤压下, 发生了显著的构造缩短和侧向

构造逃逸^[3, 5-7, 22, 83-84, 91, 100-105]; 稳定欧亚大陆的APWP^[81-82]不能用来确定拉萨地块在印度与亚洲大陆碰撞前后的古地理位置。也就是说, 由于在印度大陆北缘至西伯利亚板块南缘之间存在两千余公里的新生代南北向构造缩短, 由稳定欧亚大陆APWP计算得到的欧亚大陆南缘某参考点(如拉萨地块)的古纬度并不能代表欧亚大陆南缘发生或部分发生构造缩短之前的古纬度, 其间的差值为在参考点与西伯利亚板块南缘之间所发生的碰撞后总构造缩短量。因此, 印度与亚洲大陆碰撞前后亚洲大陆南缘的古纬度需要通过直接从拉萨地块上获得的古地磁极位置计算得到。

最近, 我们获得了拉萨地块林子宗群典中组(二段和三段)、帕拉和年波组的古地磁极位置。依据近年来对拉萨地块林周盆地林子宗群火山岩的系统Ar-Ar年代学结果^[48, 97], 表明拉萨地块(参考点: 39.3°N, 91.0°E)在Danian期(典中组, ~64.43-61.45 Ma)和Ypresian-Lutetian期(年波和帕纳组, ~54.07-43.93 Ma)的古纬度分别为7.0°N ± 12.3°和11.6°N ± 6.5°。同时, 通过古地磁极位置间的比较还可以发现拉萨地块在Danian期和Ypresian-Lutetian期之间, 古地磁极位置在95%置信区间上相互重叠, 表明在此期间拉萨地块的古地理位置变化在古地磁误差范围之内(相对旋转量为 $R = 0.77 \pm 8.34^\circ$, 南北向相对运动量为 $F = 4.19 \pm 8.25^\circ$)。因此, 从古地磁学角度看, 拉萨地块在林子宗群形成时期(~64-44 Ma)未发生显著的构造旋转和南北向纬度变化, 在~20 Ma内保持相对稳定地位于~7-12°N北半球低纬度地区。这一结果与上世纪八十年代初中法联合考察所获得的林子宗群火山岩的古地磁结果^[92, 94]基本一致; Achache等^[92]通过拉萨地块林周盆地等地的

林子宗群安山岩和熔接凝灰岩的初步古地磁研究, 从8个采样点中获得拉萨地块林子宗群形成时期的古纬度为 $12.8^\circ\text{N} \pm 6.4^\circ$ (参考点: 39.3°N, 91.0°E)。

此外, Achache等^[92]还从拉萨地块塔克那红层(Albian-Aptian期^[106])中获得了可靠的古地磁数据。尽管该研究表明在拉萨地块内部以羊八井附近的念青唐古拉走滑断层为界可能存在~15°左右的相对旋转, 但由其计算得到的参考点(39.3°N, 91.0°E)的古纬度为 $11.5^\circ\text{N} \pm 6.4^\circ$; 由此, 我们可以推测拉萨地块自晚白垩世塔克那组红层沉积(Albian-Aptian期^[106])至古近纪林子宗群形成(~64-44 Ma)期间均未发生显著的南北向运动, 自始至终处于北纬低纬度地区。进一步地, 我们可以大胆地断言, 印度与亚洲大陆前缘的拉萨地块的初始碰撞, 必定发生在~10°N北半球低纬度地区。

5. 古地磁学约束的初始碰撞时限

在确定了晚白垩世-古近纪亚洲大陆南缘拉萨地块的古地理位置的前提下, 通过古地磁学方法研究印度与亚洲大陆的初始碰撞时间通常有两种方法。

首先, 可以通过雅鲁藏布缝合带两侧地块同时代古地磁资料的直接对比, 研究印度与欧亚大陆前缘的初始碰撞时间。上世纪末, Patzelt等^[86]通过对岗巴/Duela盆地沉积岩的古地磁学研究, 从宗山组(~65-71Ma)、基拉组(~63-66Ma)、及宗谱组(~55-63Ma)中获得了可靠的古地磁数据; 由其换算得到的参考点(39.3°N, 91.0°E)的古纬度分别为: $4.7^\circ\text{S} \pm 4.4^\circ$ 、 $7.5^\circ\text{N} \pm 4.8^\circ$ 、 $4.8^\circ\text{N} \pm 3.8^\circ$ 。与拉萨地块林子宗群形成时期的古纬度(~61-64Ma: $7.0^\circ\text{N} \pm 12.3^\circ$; ~44-54Ma: $11.6^\circ\text{N} \pm 6.5^\circ$)相比较, 可以发现在64-55Ma期间,

缝合带两侧地块的古纬度在95%置信范围内是一致的, 表明印度与亚洲大陆的初始碰撞很可能发生林子宗群形成之初或之前。另一方面, 如果拉萨地块在晚白垩世至古近纪期间保持古地理位置的相对稳定, 则喜马拉雅地块岗巴地区宗山组 (~65-71Ma) 的古地磁结果限定了在~65Ma之前, 雅鲁藏布缝合带两侧块体之间的古纬度尚有十几度的差距, 表明印度大陆前缘与欧亚大陆的初始碰撞时间不可能早于白垩/古近纪之交的~65Ma。

印度与亚洲大陆的初始碰撞发生在白垩/古近纪界限附近的观点似乎得到了大量地质资料的支持 (p398, [24] 及 [107-108])。特别地, 在雅鲁藏布缝合带中部, 拉萨地块林子宗群与下伏晚白垩世设新组之间为不整合接触: 接触面以下为红色、紫红色砂岩, 可见扁平状砾石; 接触面以上为典中组一段灰白色凝灰质安山岩; 同时在林周盆地的凯布、那噶棍巴、冲噶等地的火山岩中均可见到设兴组红层的团块即捕虏体。同时, 大量基础地质工作也证实这一不整合接触是拉萨地块林子宗群所共有的特征 [109-110]。近年来, 不少学者进一步认为该区域不整合所对应的构造事件很可能代表了印度与欧亚板块的碰撞, 其初始碰撞时间应该在白垩/古近纪界线附近, 极有可能为~65Ma [48-49, 111]; 而且, 这期间印度大陆北缘与欧亚大陆南缘同时出现的大规模变形, 也预示着两个大陆很可能已经接近和碰撞 [19, 112]。

然而, 上述讨论与最近Tong等 [90] 从定日宗普组下部 (61.7-65.5Ma) 沉积岩中获得的高温特征剩磁分量所确定的喜马拉雅地块早Danian期的古地理位置 (参考点 39.3°N/91.0°E 的古纬度: 17.6°S ± 4.0°) 相矛盾; 如果接受Tong等 [90] 的结果, 则喜马拉雅与拉萨地块的初始碰撞至少发生在61.7Ma之

后。

近年来, Aitchison等学者 [20, 113] 反复撰文提出印度与亚洲大陆的初始碰撞为~35Ma的始新世Priabonian期。事实上, Aitchison等学者提出的印度与亚洲大陆的初始碰撞模型除初始碰撞时间晚之外, 另一个显著特点是认为亚洲大陆的南缘在始新世期间 (~55-35Ma) 始终处于~30°N (如图1), 且印度与亚洲大陆的初始碰撞发生在现今雅鲁藏布缝合带的位置上。显然, 由亚洲大陆南缘拉萨地块林子宗群的古地磁结果 (本文及 [92, 94]) 可知, 始新世期间亚洲大陆南缘所处的古地理位置要远远低于现今拉萨地块的古纬度, 进一步表明印度与亚洲大陆的初始碰撞要远远早于晚始新世的~35Ma [20-21, 113]。同样, 由本次研究所获得的林子宗群的古地磁极与稳定印度大陆的APWP [81] 相比较, 可以发现在60Ma时, 古地磁极之间的距离为 $20.6^\circ \pm 6.6^\circ$, 但在50和45Ma时, 古地磁极之间的距离分别为 $4.1^\circ \pm 6.5^\circ$ 和 $2.4^\circ \pm 7.0^\circ$, 印度与亚洲板块的初始碰撞至少发生在50Ma之前。这一初始碰撞时间的下限与Ding等 [19] 从雅鲁藏布缝合带两侧沉积物源的分析所得出最小碰撞时间 (Lutetian期) 相一致。

其次, 如果我们能准确地恢复印度与亚洲大陆碰撞前印度板块的大小和形状, 则可以通过印度板块的APWP [81-82] 所确定的大印度 (Greater India) 板块北缘的古地理位置与拉萨地块晚白垩-古近纪古地理位置的比较, 研究印度与亚洲大陆的初始碰撞时限。众所周知, 大印度的研究有着80多年的历史, 为大量的地质、地球物理、地球化学、及古生物学者所关注。大印度板块的存在与否、轮廓、运动方式、运动历史、以及对应的生物形态一直以来都困惑着地球科学界, 至今尚未形成统一认识。印度与亚洲大陆的碰撞以

及碰撞后大印度板块前缘向亚洲大陆下的俯冲, 导致了现今难以准确复原大印度板块北缘的形状, 因而不可避免地形成了各种不同的复原模型^[4, 22, 24, 98, 102, 114-120]。在此, 我们不妨采用递进的方式来讨论大印度板块北缘的古地理位置, 进而讨论印度板块与亚洲大陆的初始碰撞时限。在雅鲁藏布缝合带南岸任取一点(29°N/91°E)为参考点, 由印度板块APWP^[81]计算出参考点80-30Ma古纬度变化。结果表明在~50Ma时参考点的古纬度已与拉萨地块南缘的古纬度一致, 表明即使不考虑大印度的范围, 现今印度大陆北缘也已经与拉萨地块南缘接触, 说明初始碰撞至少发生在~50Ma之前。

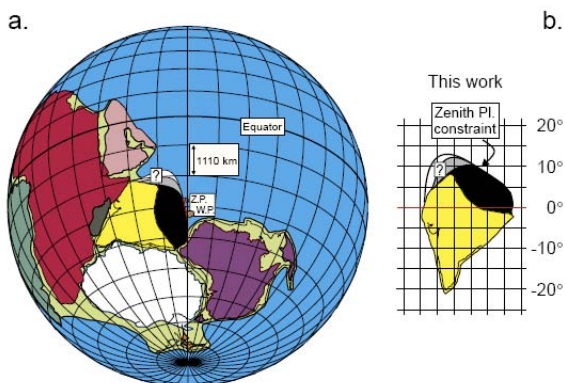


图2: 根据印度洋海底地形重建的大印度板块模型^[98]

地震资料显示, 在雅鲁藏布缝合带北侧, 印度板块以~10°的低角度俯冲于拉萨板块之下, 其前锋很可能到达了距雅鲁藏布缝合带~400km的班公-怒江缝合带^[121-122]。另一方面, 在雅鲁藏布缝合带以南存在着康马-隆子、特提斯喜马拉雅、高喜马拉雅、低喜马拉雅、及主边界断裂(MBT)以南的印度克拉通诸多构造单元^[109], 这些构造单元之间不仅发育了雅鲁藏布缝合带、藏南拆离系、MBT等构造活动带; 而且集中了青藏高原最主要的山峰(珠穆朗玛峰)与最深的峡谷(雅鲁藏布江大峡谷), 地形起伏大, 构造活动强烈, 极有可能是碰撞以后纬向构造缩短被吸

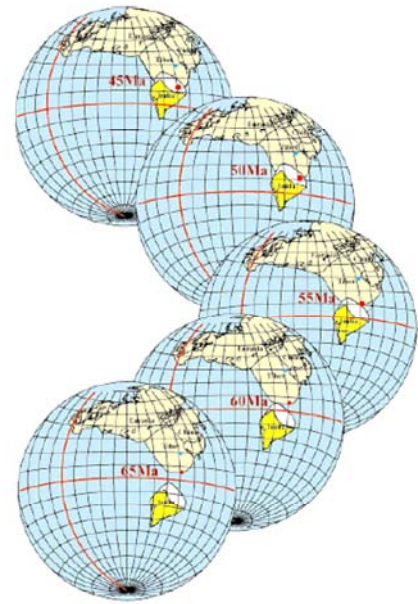


图3: 印度与欧亚大陆古近纪碰撞模型。大印度板块的模型

引自Ali & Aitchison^[98]; 印度与欧亚大陆的古地理位置按照其古近纪APWP^[81]绘制; 亚洲大陆南缘的西藏诸块体的古地理位置按照古地磁数据控制的拉萨地块古近纪的古纬度示意绘制。

收的主要地带。因此, 很可能存在着相当规模的构造缩短^[3-4, 24, 86, 102, 114-117, 123-125]。也就是说, 大印度板块的范围很可能远远超过现今印度板块。可喜的是, 香港学者Ali等^[98]根据澳大利亚西侧印度洋海底地形资料重建了冈瓦纳大陆裂解之前的大印度板块的形状(图2), 提出在现今印度大陆的北缘还存在着~950Km的大印度岩石圈板块, 或假设大印度板块除在雅鲁藏布缝合带以北存在~500Km的俯冲部分之外, 在喜马拉雅地块上存在着~500km的南北向构造缩短。根据此大印度板块的模型, 古地磁资料限定了两板块的初始碰撞至少发生在55-60Ma期间。如图3, 由最新获得的亚洲大陆南缘的拉萨地块在~65-44Ma期间的古地理位置, 应用由全球古地磁数据建立的印度板块和欧亚大陆的APWP^[81], 对65-45Ma期间大印度板块^[98]与欧

亚大陆的碰撞过程进行了重建。如图所示,印度与亚洲大陆的初始碰撞最可能发生在55-60Ma期间;且两大板块发生初始碰撞的位置很可能为北纬低纬度地区。由于~65Ma时大印度板块的前锋尚未越过赤道到达北半球低纬度地区,该模型限定了印度与亚洲大陆的初始碰撞不可能早于~65Ma的白垩/古近纪界限。

6. 结论与展望

欧亚大陆南缘的拉萨地块古近纪林子宗群火山岩和沉积夹层(~64-44Ma)的古地磁学再研究,揭示出欧亚大陆南缘的拉萨地块在Danian期和Ypresian-Lutetian期之间,未发生显著的构造旋转和南北向纬度变化,在~20Ma内保持相对稳定地位于~7-12°N(参考点为39.3°N, 91.0°E)。同时,拉萨地块林子宗群形成时期的古纬度还与Achache等^[92]从塔克那红层中所获得的拉萨地块Albian-Aptian期的古纬度相当,进一步表明拉萨地块很可能自晚白垩世Albian-Aptian期至古近纪林子宗群形成的Danian-Lutetian期期间均未发生显著的南北向运动,自始至终处于北纬低纬度地区。青藏高原内部和中亚腹地上大规模的碰撞后南北向构造缩短也因此被限定在林子宗群形成之后。通过以上分析,现今古地磁资料所限定的印度与亚洲大陆的初始碰撞时间的下限为~50Ma,上限为~65Ma;如果以Ali等香港学者^[98]根据印度洋海底地形所限定的冈瓦纳大陆裂解之前的大印度板块的模型,则印度与亚洲大陆的初始碰撞极有可能发生在55-60Ma之间。

然而,上述的初始碰撞时限一方面受制于碰撞前大印度板块的模型;同时也对亚洲大陆南缘拉萨地块晚白垩世至古近纪期间的古地理位置提出了更高的要求。因此,进一

步在印度-雅鲁藏布江缝合带南侧对晚白垩世-古近纪海相地层系统开展以古生物年代学和磁性地层学为基础的古地磁学综合研究,获得该时期缝合带南侧的精细古地理位置及变化,通过缝合带两侧古地磁资料的直接对比,可望从古地磁学角度对印度与亚洲大陆的初始碰撞时限进行更精确的厘定。

主要参考文献

- [1] Allegre C J, and thirty-four others, 1984. Structure and evolution of the Himalaya-Tibet orogenic belt. *Nature*, 307, 17-22.
- [2] Chang C F, Chen N S, Coward M P, et al., 1986. Preliminary conclusions of the Royal Society and Academia Sinica 1985 geotraverse of Tibet. *Nature*, 323, 501-507.
- [3] Dewey J, Cande F S, and Pitman III W C, 1989. Tectonic evolution of the India/Eurasia collision zone. *Eclogae Geol. Helv.*, 82, 717-734.
- [4] Matte P, Mattauer M, Olivet J M, et al., 1997. Continental subduction beneath Tibet and the Himalaya orogeny: a review. *Terra Nova*, 9, 264-270.
- [5] Yin A, and Harrison T M, 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28, 211-280.
- [6] Tapponnier P, Peltzer G, Armijo R, et al, 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10, 611-616.
- [7] Johnson M R W, 2002. Shortening budgets and the role of continental subduction during the India-Asia collision. *Earth Sci. Rev.*, 59, 101-123.
- [8] Liu M, Cui X, and Liu F T, 2004. Cenozoic rifting and volcanism in eastern China: a mantle dynamic link to the Indo-Asian collision? *Tectonophysics* 393, 29-42.
- [9] Brookfield M E, 1998. The evolution of the great river systems of southern Asia during the Cenozoic India-Asia collision: Rivers draining southward. *Geomorphology*, 22, 285-312.
- [10] Zeitler P K, Meltzer A S, Koons P O, et al., 2001. Erosion, Himalayan geodynamics, and the geomorphology of metamorphism. *GSA Today*, 11(1), 4-9.
- [11] Clark M K, Schoenbohm L M, Royden L H, et al., 2004. Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns. *Tectonics*, 23, 2002TC001402.
- [12] Raymo M E, and Ruddiman W F, 1992. Tectonic forcing

- of the late Cenozoic climate. *Nature*, 359, 117-122.
- Richter F M, Rowley D B, and DePaolo D J, 1992. Sr isotope evolution of seawater: the role of tectonics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 109, 11-23.
- [13] Molnar P, England P, and Martinod J, 1993. Mantle dynamics, the uplift of the Tibetan plateau, and the Indian monsoon. *Rev. Geophys.*, 31, 357-396.
- [14] Richter F M, Rowley D B, and DePaolo D J, 1992. Sr isotope evolution of seawater: the role of tectonics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 109, 11-23.
- [15] Clift P D, 2006. Controls on the erosion of Cenozoic Asia and the flux of clastic sediment to the ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 241, 571-580.
- [16] Najman Y, 2006. The detrital record of orogenesis: A review of approaches and techniques used in the Himalayan sedimentary basins. *Earth Sci. Rev.*, 74, 1-72.
- [17] Searle M P, Windley B F, Coward M P, et al., 1987. The closing of the Tethys and the tectonics of the Himalaya, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 98, 678-701.
- [18] Guillot S, Garzanti E, Baratoux D, et al., 2003. Reconstructing the total shortening history of the NW Himalaya. *G3*, 4, 2002GC000484.
- [19] Ding L, P Kapp P, and Wan X Q, 2005. Paleocene - Eocene record of ophiolite obduction and initial India-Asia collision, south central Tibet. *Tectonic*, 24, 2004TC001729.
- [20] Aitchison J C, Ali J R, Davis A M, 2007. When and where did India and Asia collide? *J. Geophys. Res.*, 112, B05423, doi: 10.1029/2006JB004706.
- [21] Ali J R, and Aitchison, J C, 2008. Gondwana to Asia: Plate tectonics, paleogeography and the biological connectivity of the Indian sub-continent from the Middle Jurassic through latest Eocene (166-35 Ma). *Earth-Science Reviews*, 88, 145-166.
- [22] Patriat P, and Achache J, 1984. Indian-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. *Nature*, 311, 615-621.
- [23] Burchfiel B C, and Royden L H, 1991, Tectonics of Asia 50 years after the death of Emile Argand. *Eclog. Geol. Helv.*, 84, 599-629.
- [24] Klootwijk C T, Gee J S, Peirce J W, et al., 1992. An early India-Asia contact: Paleomagnetic constraints from Ninetyeast Ridge, ODP Leg 121. *Geology*, 20, 395-398.
- [25] Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, et al., 1992. Raising Tibet. *Science*, 255, 1663-1670.
- [26] Jaeger J J, Courtillot V, and Tapponnier P, 1989. Paleontological view of the ages of the Deccan Traps, the Cretaceous/Tertiary boundary, and the India-Asia collision. *Geology*, 17, 316-319.
- [27] Beck R A, Burbank D W, Sercombe W J, et al., 1995. Stratigraphic evidence for an early collision between northwest India and Asia, *Nature*, 373, 55-58.
- [28] Rowley D, 1996. Age of initiation of collision between India and Asia: a review of stratigraphic data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 145, 1-13.
- [29] Aitchison J C, Badengzhu, Davis, A M, et al., 2000. Remnants of a Cretaceous intra-oceanic subduction system within the Yarlung-Zangbo suture (southern Tibet). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 183, 231-244.
- [30] Ding L, Kapp P, Zhong D, et al., 2003. Cenozoic volcanism in Tibet: evidence for a transition from oceanic to continental subduction. *J. Petrol.*, 44, 1833-1865.
- [31] 王成善, 李祥辉, 胡修棉. 2003. 再论印度-亚洲大陆碰撞的启动时间. *地质学报*, 77(1), 16-24, 2003.
- [32] 朱弟成, 潘桂棠, 莫宣学, 等, 2004. 印度大陆于欧亚大陆的碰撞时代. *地球科学进展*, 19(4), 564-571.
- [33] Zhu B, Kidd W S F, Rowley D, et al., 2005. Age of initiation of the India - Asia collision in the east-central Himalaya. *J. Geol.*, 113, 265-285.
- [34] 刘小汉, 据宜太, 韦利杰, 等, 2009. 再论雅鲁藏布江缝合带构造模型. *中国科学D辑: 地球科学*, 39(4), 448-463
- [35] 吴福元, 黄宝春, 叶凯, 等, 2008. 青藏高原造山带的垮塌与高原隆升. *岩石学报*, 24, 1-30.
- [36] Gaetani M, and Garzanti E, 1991. Multicyclic history of the northern India continental margin (northwestern Himalaya). *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 75, 1427-46.
- [37] Wang C, Li X H, Hu X M, et al., 2002. Latest marine horizon north of Qomolangma (Mt. Everest): implications for closure of Tethys seaway and collision tectonics. *Terra Nova*, 14, 114-120.
- [38] Willems H, Zhou Z, Zhang B, et al., 1996. Stratigraphy of the upper Cretaceous and Lower Tertiary strata in the Tethyan Himalayas of Tibet (Tingri area, China). *Geol. Rundsch.*, 85, 723-754.
- [39] 李祥辉, 王成善, 胡修棉, 等, 2000. 朋曲组-西藏南部最高海相层位一个新的地层单元. *地层学杂志*, 24(3), 243-248.
- [40] 李祥辉, 王成善, 胡修棉, 等, 2001. 西藏最新菲碳酸盐海相沉积及其对特提斯关闭的意义. *地质学报*, 75(3), 314-321.
- [41] Wan X, and Ding L, 2002. Discovery of the latest Cretaceous planktonic foraminifera from Gyirong of southern Tibet and its chronostratigraphic significance. *Acta Palaeontol. Sinica*, 41, 89-95.
- [42] 李国彪, 万晓樵, 刘文灿, 等, 2004. 雅鲁藏布江缝合带南侧古近纪海相地层的发现及其构造意义. *中国科学D*

- 辑, 34(3), 228-240.
- [43] 魏玉帅, 王成善, 李祥辉, 等, 2006. 藏南古近纪甲查拉组物源分析及其对印度-欧亚大陆碰撞启动时间的约束. 矿物岩石, 26(3), 46-55.
- [44] Upadhyay R, Ram-Awatar, Karl R K, et al., 2004. Palynological evidence for the Palaeocene evolution of the forearc basin, Indus Suture Zone, Ladakh, India. *Terra Nova*, 16, 216-225.
- [45] Clift, P. D., 2005. Comment on 'Palynological evidence for the Palaeocene evolution of the forearc basin, Indus Suture Zone, Ladakh, India' by R. Upadhyay, Ram-Awatar, R. K. Kar and A. K. Sinha, *Terra Nova*, 17, 196-200.
- [46] Searle M. P, Cooper D J W, and Rex A J, 1988. Collision tectonics of the Ladakh-Zaskar Himalaya. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 326(A), 117-150.
- [47] Le Fort, P., 1989. The Himalayan orogenic segment. In: *Tectonic Evolution of the Tethyan Region*, Sengor, A. M. C. (ed.), Berlin, Kluwer Acad., 289-386.
- [48] 莫宣学, 赵志丹, 邓晋福, 等, 2003. 印度—亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应. *地学前缘*, 10, 135-148.
- [49] Mo X X, Hou Z Q, Niu Y L, et al., 2007. Mantle contributions to crustal thickening during continental collision: Evidence from Cenozoic igneous rocks in southern Tibet. *Lithos*, 96, 225-242.
- [50] Searle M P, Corfield R I, Stephenson B, et al., 1997. Structure of the North Indian continental margin in the Ladakh-Zaskar Himalayas, Implications for the timing of obduction of the Spontang ophiolite, India-Asia collision and deformation events in the Himalaya. *Geol. Mag.*, 134, 297-316.
- [51] Corfield R I, Watts A B, and Searle M P, 2005. Subsidence history of the north Indian continental margin, Zaskar - Ladakh Himalaya, NW India. *J. Geol. Soc. London*, 162, 135-146.
- [52] Le Fort P, 1996. Evolution of the Himalaya, in: *The Tectonic Evolution of Asia*, edited by Yin A and T M Harrison, Cambridge University Press, 95-109.
- [53] Schärer U, Xu R H, Allegre C J, 1984. U-Pb geochronology of Gangdese (Transhimalaya) plutonism in the Lhasa-Xigaze region Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69, 311-320.
- [54] Xu R H, Schärer U, and Allegre C J, 1985. Magmatism and metamorphism in the Lhasa block (Tibet): A geochronological study. *J. Geol.*, 93, 41-57.
- [55] Honegger K H, Dietrich V, Frank W, et al., 1982. Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalayas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 60, 253-292.
- [56] Weinberg R F, and Dunlap W J, 2000. Growth and Deformation of the Ladakh Batholith, Northwest Himalayas: implications for timing of continental collision and origin of calc-alkaline batholiths. *J. Geol.*, 108, 303-320.
- [57] Weinberg R F, Dunlap W, and Whitehouse M, 2000. New field, structural and geochronological data from the Shyok and Nubra valleys, northern Ladakh: linking Kohistan to Tibet. In: *Tectonics of the Nanga Parbat Syntaxis and the Western Himalaya*, Khan M A, Treloar P J, Searle M P, Jan M Q (eds.), *Geol. Soc. Special Publ.*, 170, 253-275.
- [58] Harrison T M, Grove M, McKeegan K D, et al., 1999. Origin and episodic emplacement of the Manaslu Intrusive Complex, Central Himalaya. *J. Petrol.*, 40, 3-19.
- [59] 李才, 王天武, 李惠民, 等, 2003. 冈底斯地区发现印支期巨斑花岗闪长岩-古冈底斯造山的存在证据. *地质通报*, 22, 364-366.
- [60] Chung S L, Liu D Y, Ji J Q, et al., 2003. Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology*, 31, 1021-1024.
- [61] Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, et al., 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 220, 139-155.
- [62] Chu M F, Chung S L, Song B, et al., 2006. Zircon U-Pb and Hf isotope constraints on the Mesozoic tectonics and crustal evolution of Southern Tibet. *Geology*, 34, 745-748.
- [63] Singh S, Kumar R, Barley M E, et al., 2007. SHRIMP U-Pb ages and depth of emplacement of Ladakh Batholith, eastern Ladakh, India. *J. Asian Earth Sci.*, 30, 490-503.
- [64] Tonarini S, Villa I, Oberli F, et al., 1993. Eocene age of eclogite metamorphism in the Pakistan Himalaya: Implications for India-Eurasian collision. *Terra Nova*, 5, 13-20.
- [65] de Sigoyer J, Chavagnac V, Blichert-Toft J, et al., 2000. Dating the Indian continental subduction and collisional thickening in the northwest Himalaya: Multichronology of the Tso Moriri eclogites. *Geology*, 28, 487-490.
- [66] Kaneko Y, Katayama I, Yamanmoto H, et al., 2003. Timing of Himalayan ultrahigh-pressure metamorphism: sinking rate and subduction angle of the Indian continental crust beneath Asia. *J. Metamorphic Geol.*, 21, 589-599.
- [67] Leech M L, Singh S, Jain A K, et al., 2005. The onset of India-Asia continental collision: early, steep subduction required by the timing of UHP metamorphism in the western Himalaya. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 234, 83-97.
- [68] Wu F Y, Clift P D and Yang J H, 2007. Zircon Hf isotopic constraints on the sources of the Indus Molasse, Ladakh

- Himalaya, India. *Tectonics*, 26, TC2014, doi:10.1029/2006TC002051.
- [69] Ding L, Zhong D L, Yin A, et al., 2001. Cenozoic structural and metamorphic evolution of the eastern Himalaya syntaxis (Namche Barwa). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 192, 423-438.
- [70] Lombardo B, and Rolfo F, 2000. Two contrasting eclogite types in the Himalayas: implications for the Himalaya orogeny. *J. Geodyn.*, 30, 37-60.
- [71] Pivnik D A, and Wells N A, 1996. The transition from Tethys to the Himalaya as recorded in northwest Pakistan. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108, 1295-1313.
- [72] Hodges K V, 2000. Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112, 324 - 350.
- [73] Garzanti E, Critelli S, and Ingersoll RV, 1996. Paleogeographic and paleotectonic evolution of the Himalayan Range as reflected by detrital modes of Tertiary sandstones and modern sands (Indus transects, India and Pakistan). *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108, 631-642.
- [74] Clift P D, Shimizu N, Layne G D, et al., 2001. Tracing patterns of erosion and drainage in the Paleogene Himalaya through ion probe Pb isotope analysis of detrital K-feldspars in the Indus Molasse, India. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 188, 475-491.
- [75] 李亚林, 王成善, 胡修棉, 等, 2007. 西藏南部始新世早起放射虫动物群及其对特提斯闭合时间的约束. *科学通报*, 52(12), 1430-1435.
- [76] Molnar P, and Tapponnier P, 1975. Cenozoic tectonics of Asia; effects of a continental collision. *Science*, 189, 419-426.
- [77] Klootwijk C T, Gee J S, Peirce J W, et al., 1991. Constraints on the India-Asia convergence: paleomagnetic results from Ninetyeast Ridge. *Proc. ODP Sci. Results*, 121, 777-882.
- [78] Lee T Y, and Lawver LA, 1995. Cenozoic plate reconstruction of Southeast Asia. *Tectonophysics*, 251, 85-138.
- [79] Acton G D, 1999. Apparent polar wander of India since the Cretaceous with implications for regional tectonics and true polar wander. *Memoir Geological Society of India*, 44, 129-175.
- [80] Klootwijk C T, Patrick J C, Russel N, et al., 1994. Further palaeomagnetic data from Chritral (Eastern Hindukush): evidence for an early India-Asia contact. *Tectonophysics*, 237, 1-25.
- [81] Besse J, and Courtillot V, 2002. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *J. Geophys.*, 107(B11), 2300, doi:10.1029/2000JB000050.
- [82] Schettino, A., Scotese, C.R., 2005. Apparent polar wander paths for the major continents (200 Ma to the present day): a paleomagnetic reference frame for global plate tectonic reconstructions. *Geophys. J. Int.* 163, 727-759.
- [83] Besse J, Courtillot V, Pozzi J P, et al., 1984. Paleomagnetic estimates of crustal shortening in the Himalayan thrusts and Zangbo suture. *Nature*, 311, 621-626.
- [84] Chen Y, Courtillot V, Cogné J P, et al., 1993. The configuration of Asia prior to the collision of India Cretaceous paleomagnetic constraints. *J. Geophys. Res.* 98, 21,927-21,941.
- [85] Jin Y, McNutt M K, Zhu Y-S, 1996. Mapping the descent of Indian and Eurasian plates beneath the Tibetan Plateau from gravity anomalies. *J. Geophys. Res.*, 101(B5), 11,275-11,290.
- [86] Patzelt, A., Li, H M, Wang, J D, Appel, E, 1996. Paleomagnetism of Cretaceous to Tertiary sediments from southern Tibet: evidence for the extent of the northern margin of India prior to the collision with Eurasia. *Tectonophysics*, 259, 259-284.
- [87] Owens T J, and Zandt G, 1997. Implications of crustal property variations for models of Tibetan plateau evolution. *Nature*, 387, 37-43.
- [88] Gilder S, Chen Y, Cogne J P, et al., 2003. Paleomagnetism of Upper Jurassic to Lower Cretaceous volcanic and sedimentary rocks from the western Tarim Basin and implications for inclination shallowing and absolute dating of the M-0 (ISEA?) Chron. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 206, 587-600.
- [89] Huang B C, Piper J D A, He H, et al., 2006. Paleomagnetic and geochronological study of the Halaqiaola basalts, southern margin of the Altai Mountains, northern Xinjiang: constraints on neotectonic convergent patterns north of Tibet. *J. Geophys. Res.*, 111, B01101, doi:10.1029/2005JB003890.
- [90] Tong Y B, Yang Z Y, Zheng L D, et al., 2008. Early Paleocene Paleomagnetic Results from Southern Tibet, and Tectonic Implications. *International Geology Review*, 50, 546-562.
- [91] Achache J, Courtillot V, Zhou Y, 1984. Paleogeographic and tectonic evolution of southern Tibet since middle Cretaceous time: new paleomagnetic data and synthesis. *J. Geophys. Res.*, 89, 10311-10339.
- [92] Achache J, Courtillot V, Zhou Y, 1991. Paleogeographic and tectonic evolution of southern Xizang (Tibet) since

- middle Cretaceous time: new paleomagnetic data and synthesis. In: Li G, Yuan X, and Hirn A (eds.), *Geology of the Himalayas—Papers on Geophysics*, 201-244.
- [93] 周姚秀, Courtillot V, 等, 1984. 西藏古地磁研究的新结果—对拉萨地块运动的初步认识. *喜马拉雅地质 II*, 中法合作喜马拉雅地质考察1981年成果之一, 地质出版社.
- [94] 周姚秀, 鲁连仲, 陈显尧, 等, 1990. 西藏古地磁研究与初步探讨. 见: 袁学诚, 周姚秀, 李立, 等. *喜马拉雅岩石圈构造演化—西藏古地磁与大地电磁研究*. 北京, 地质出版社, 中华人民共和国地质矿产部地质专报, 7(6), 1-119.
- [95] Lin J L, and Watts D R, 1988. Paleomagnetic results from the Tibetan Plateau. *Philos. Trans. R. Soc. London*, 327A, 239-262.
- [96] 周肃, 莫宣学, 董国臣, 等, 2004. 西藏林周盆地林子宗火山岩⁴⁰Ar-³⁹Ar年代格架. *科学通报*, 49, 2095-2103.
- [97] 董国臣, 莫宣学, 赵志丹, 等, 2005. 拉萨北部林周盆地林子宗火山岩层序新议. *地质通报*, 24(6), 549-557.
- [98] Ali J R, and Aitchison, J C, 2005. Greater India. *Earth Science Rev.*, 72, 169-188.
- [99] Ali J R, and Aitchison, J C, 2006. Positioning Palaeogene Eurasia problem: solution for 60-50 Ma and broader tectonic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 251, 148-155.
- [100] Dewey J.F., Shackleton R.M., Chang C.F., et al., 1988. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 327A, 379-413.
- [101] England, P., Searle, M., 1986. The Cretaceous-Tertiary deformation of the Lhasa block and its implications for crustal thickening in Tibet. *Tectonics* 5, 1-14.
- [102] Le Pichon, X., Fournier, M., Jolivet, J., 1992. Kinematics, topography, shortening and extrusion in the India-Asia collision. *Tectonics* 11, 1085-1098.
- [103] Avouac J.-P., P. Tapponnier, P. Bai, et al., 1993. Active Thrusting and folding along the northern Tien Shan and late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan. *J. Geophys. Res.* 98, 11791-11808.
- [104] Yang, Z., Besse, J., 1993. Paleomagnetic study of Permian and Mesozoic sedimentary rocks from Northern Thailand supports the extrusion model for Indochina. *Earth Planet. Sci. Lett.* 117, 942-952.
- [105] Murphy, M.A., Yin, A., Harrison, T.M., et al., 1997. Did the Indo-Asian collision alone create the Tibetan plateau? *Geology* 25, 875-879.
- [106] Jaeger, J.J., C. Adloff, J., Doubinger, D., et al., 1982. The contribution of fossils to the paleogeography of the Lhasa block (Tibet). *EOS* 63, 1093.
- [107] Briggs, J.C., 2003. The biogeographic and tectonic history of India. *J. Biogeogr.* 30, 381-88.
- [108] Rage, J.C., 2003. Relationships of the Malagasy fauna during the late Cretaceous: Northern or Southern routes? *Acta Paleontol. Pol.* 48, 661-662.
- [109] 潘桂堂, 丁俊, 等, 2005. 青藏高原及邻区地质图1: 1500000. 成都, 成都地图出版社.
- [110] 黄映聪, 杨德明, 等, 2005. 西藏林周县扎雪地区林子宗群帕那组火山岩的地球化学特征及其地质意义. *吉林大学学报*, 35, 5.
- [111] Mo, X., Niu, Y.L., Dong, G.C., Zhao, Z.D., Hou, Z.Q., Su, Z., Ke, S., 2008. Contribution of syncollisional felsic magmatism to continental crust growth: A case study of the Paleogene Linzizong volcanic Succession in southern Tibet. *Chemical Geology* 250, 49-67.
- [112] Ding, L., Kapp, P., Yue, Y., Lai, Q., 2007. Postcollisional calc-alkaline lavas and xenoliths from the southern Qiangtang terrane, central Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.* 254, 28-38.
- [113] Aitchison, J.C., Ali, J.R., 2001. When did the India-Asia collision really happen? *Gondwana Res.* 4, 560-561.
- [114] Besse, J., Courtillot, V., 1988. Paleogeographic maps of the continents bordering the Indian Ocean since the Early Jurassic. *J. Geophys. Res.* 93, 11,791-11,808.
- [115] Treloar, P.J., Coward, M.P., 1991. Indian plate motion and shape—constraints on the geometry of the Himalayan Orogen. *Tectonophysics* 191, 189-198.
- [116] Gnos, E., Immenhauser, A., Peters, T., 1997. Late Cretaceous early Tertiary convergence between the Indian and Arabian plates recorded in ophiolites and related sediments. *Tectonophysics* 271, 793-819.
- [117] Mattauer, M., Matte, P., Olivet, J.L., 1999. A 3D model of the India-Asia collision at plate scale. *Geodynamics* 328, 499-508.
- [118] Reeves, C., de Wit, M., 2000. Making ends meet in Gondwana: retracing the transforms of the Indian Ocean and reconnecting continental shear zones. *Terra Nova*. 12, 272-280.
- [119] Reeves, C.V., 2003. Reply to Discussion on Reeves, 2000. *J. Afri. Earth Sci.* 36, 389-390.
- [120] Ali, J.R., Aitchison, J.C., 2007. 'Greater India' controversy: Case closed? *Current Science* 92, 739-742.
- [121] Zhao, W., Nelson, K.D., Che, J., Quo, J., Lu, D., Wu, C., Liu, X., 1993. Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath southern Tibet. *Nature* 366, 557-559.
- [122] Kind, R.E.A., 2002. Seismic Images of Crust and Upper Mantle Beneath Tibet Evidence for Eurasian Plate

Subduction. *Science* 298, 1219-1221.

[123] Veevers, J.J., Powell, C.M., Johnson, B.D., 1975. Greater India's place in Gondwanaland and in Asia. *Earth Planet. Sci. Lett.* 27, 383-387.

[124] Monaco, C., Tapponnier, P., Tortorici, L., et al., 1997. Late Quaternary slip rates on the Acireale-Piedimonte normal faults and tectonic origin of Mt. 871 Etna (Sicily). *Earth Planet. Sci. Lett.* 147, 125-139.

[125] Leloup, P.H., Lacassin, R., Tapponnier, P., Harrison, T.M., 2001. Comment on "Onset timing of left-lateral movement along the Ailao Shan-Red river shear zone: Ar-40/Ar-39 dating constraint from the Nam Dinh area, northeastern Vietnam" by Wang et al., 2000. *Journal of Asian Earth Sciences* 18, 281-292-Discussion. *J. Asian Earth Sci.* 20, 95-99.

文献导读

磁学发展历史简约版

1. 1000 (approx) Chinese discover that lodestone floating on "boat" prefers south-north direction.
2. 1581 **Robert Norman** publishes "The Newe Attractive," announcing the discovery of magnetic dip (inclination).
3. 1600 **William Gilbert's** "De Magnete": Earth itself is a great magnet.
4. 1634 **Henry Gellibrand** discovers the secular variation of declination.
5. 1699 **Edmond Halley** conducts the first magnetic survey.
6. 1722 **George Graham** discovers diurnal variation of declination.
7. 1834 **Gauss** founds "Göttingen Magnetic Union," later (1836-9) develops spherical harmonic analysis of the scalar magnetic potential.
8. 1906 **Bernard Brunhes** publishes first evidence of reversely magnetized rocks.
9. 1909 **Douglas Mawson** reaches the southern magnetic pole, at the edge of Antarctica.
10. 1918 **Alfred Wegener** publishes "The Origin of the Continents and Oceans."
11. 1929 **Motonori Matuyama** produces evidence that reversely magnetized rocks may have originated when the Earth's magnetic polarity had reversed.
12. 1933 **Thomas Cowling** proves self-sustained dynamos are never axisymmetric.
13. 1946 **Walter Elsasser** tries to calculate dynamo solutions.
14. 1951 **Jan Hospers** publishes study of Icelandic lavas, concludes from their magnetization that reversals were real.
15. 1952 **Runcorn** promotes "polar wandering" to explain magnetic reversals.
16. 1955 **Eugene Parker** proposes way for solar toroidal fields to strengthen the poloidal field.
17. 1963 **Morley, Vine and Matthews** propose that magnetic banding of the ocean floor is produced by seafloor spreading and polar reversals.
18. 1965 **Heirtzler** produces map of symmetric magnetic banding of the ocean floor.
19. 1966 **Steenbeck et al** propose "alpha dynamo," generalizing an idea of Parker.
20. 1975 **Lowes and Wilkinson** demonstrate dynamo action in the lab.
21. 1981 First precision mapping of the Earth's field from space, by Magsat.

22. 1997 Glatzmaier et al. use computer to simulate the Earth's dynamo and its reversals. 【刘青松整理】

如何有效地构建 RPI?

地球磁场相对古强度 (RPI) 为研究地球磁场的演化提供了有效的途径。但是构建 RPI 需要沉积物具有很强均一性, 这包括磁性矿物与非磁性矿物介质两方面。此外, 后期成岩作用的影响也要尽可能的小。Hofman 和 Fabian (EPSL, 294, 34-43, 2009)最近设计了一种新方法(简称 HF2009), 可以有效地识别以上影响, 从而确定出最佳的 RPI 归一化因子。

以前的研究一般假定 NRM 是地球磁场强度 (H)和磁性矿物含量(C)的函数:

$$\text{NRM}(z)=\text{H}(z)*\text{C}(z), \quad (1)$$

其中 z 是深度。

而 HF2009 模型认为, 沉积物记录的 NRM 还和介质获得剩磁的效率(q)相关。因此, 上式可比改写为:

$$\text{NRM}(z)=q(z)*\text{H}(z)*\text{C}(z), \quad (2)$$

忽略高阶项,

$$q(z)=\text{NRM}(z)/(\text{c}(z)*(1+\alpha*\lambda(z)),$$

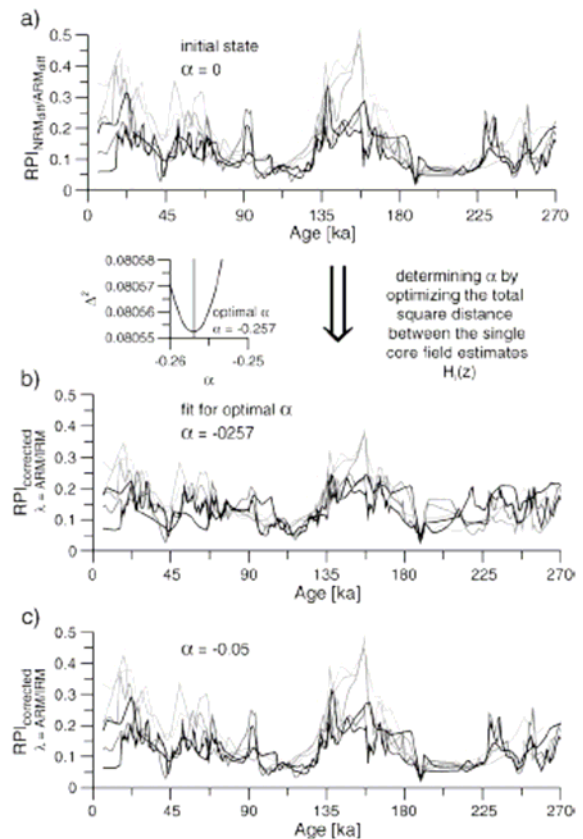
其中 λ 代表沉积物的性质和成分变化。

我们可以用 ARM 来代替 $\text{c}(z)$, ARM/SIRM 来代替 $\lambda(z)$, 通过变化 α , 使得不同孔得到的 RPI 相似度最高。如下图所示: 其中

$$\Delta^2(\alpha) = q^2 \sum_{1 \leq i < j \leq N} \int_{t_0}^{t_1} (H_i^{(a)}(z(t)) - H_j^{(a)}(z(t)))^2 dt,$$

当用 SIRM 作为含量的指标时, 发现需要引入 Fe/χ (可以作为还原作用的指标)才能得到最佳的结果。

Levi 和 Banerjee (1976)的研究表明,



ARM 作为 RPI 的归一化参数最好。但是 HF2009 模型指出, SIRM 会效果更好。

这里不得不回答另外一个问题: NRM, ARM, 和 SIRM 的退磁谱, 前二者明显比 NRM 和 SIRM 更具有相似性, 暗示着 ARM 和 NRM 具有相同的剩磁携带者么?

HF2009 认为, 这其中的症结在于, 对于 DRM, 磁颗粒的初始剩磁为 TRM, 然后再外场下偏转。我们知道 TRM 比 ARM 更容易获得, 但是和 ARM 一样容易退磁。言外之意, ARM/TRM 并不是个常数。这已经被 Yongjae Yu 的研究证明。

在所有实验室再沉积实验中, 目前还没有考虑初始 TRM 对 TRM 的影响, 另外, ARM 与 SIRM 到底哪个更合适作为 RPI 的归一化因子, 也需实验室进一步验证。【刘青松】

交变退磁过程对环境物质磁化率值的影响

室温下的低场磁化率 (χ) 是环境磁学和古

地磁学研究中最基本的参数之一,用于描述岩石和环境物质被磁化的难易程度,即物质对外加弱磁场的反应能力。岩石和环境物质中磁性矿物的成分、含量、粒度和结构特征影响其磁化率值的大小,这是我们所熟知的。但一般不会注意交变退磁过程对环境物质磁化率值的影响,不过这种影响确实存在。

Jordanova 等(2007)选择黄土/古土壤样品(采自比利时、保加利亚、中国、西伯利亚和塔吉克斯坦)、闪长岩、花岗岩和片麻岩(采自南极洲)进行了逐步交变退磁处理,在退磁过程中测量其磁化率各向异性,结果发现,在退磁场达到 100mT 或 200mT 时,样品的平均磁化率值较初始值均有所增大,增幅为 2%~27% (图 1)。

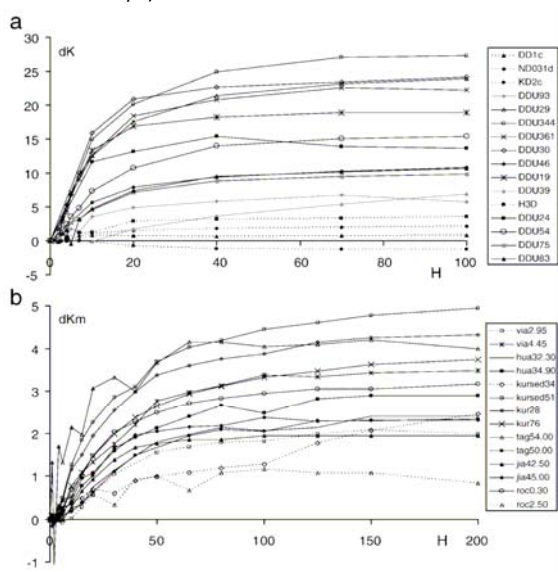


图 1 样品的平均磁化率值 (κ_m) 随交变场的增强而增大。(a) 采自南极洲的岩石 (DDU 样品) 和闪长岩; (b) 黄土/古土壤样品。

Jordanova 等(2007)通过对比磁化率的增大与磁滞参数及其比率间的关系,认为逐渐衰减的交变退磁场改变了样品中初始的磁畴结构,使得其磁畴壁面积增加,从而导致样品磁化率值的增大。

启示: 环境磁学和古地磁学研究中,样品的磁化率及其各向异性测量必须在交变退磁处理前进行。【李海燕】

参考文献:

Jordanova D, Jordanova N, Henry B, et al., 2007. Changes in mean magnetic susceptibility and its anisotropy of rock samples as a result of alternating field demagnetization. *Earth and Planetary Science Letters*, 255, 390-401.

红土中的“红色”铁氧化物

红土广泛分布于世界热带-亚热带地区,例如我国秦岭-淮河以南,青藏高原以东分布的典型的南方红土。通过古地磁方法结合古地理数据重建的古红土沉积物相对古地理极位置的分布,发现多数的红土沉积均分布于古赤道的南北 30 度之间 (Franklyn B. Van Houten, 1973)。这表明红土的形成与热带-亚热带特殊的气候相关。而赋予红土“红色”的矿物主要是棕色的磁赤铁矿、针铁矿以及红色的赤铁矿等铁氧化物。而温度、干湿等气候条件和氧化还原环境影响着红土中这种“红色”铁氧化物的组成。Theodore R. Walker (1967) 对于美国 Baja California 州东北部 Sonoran 沙漠从上新世到现今的红土沉积以及 Colorado 州古生代沉积的研究发现,较老的更新世土壤的颜色从黄色渐变为红色,而其下伏的上新世沉积为红色,且上新世的沉积中主要以晶形较好的赤铁矿为主,这些现象表明赤铁矿的晶形随着沉积时间的增加而不断完善。

结合野外和土壤学的研究,作者进一步发现土壤颜色的渐变与沉积物中铁氧化物的性能有关,亦即与沉积时间相关。Theodore R. Walker 将红土中铁氧化物颜料的形成分为三个阶段: (1)黄色到棕黄色无定形态含铁氢氧化物,主要出现在时代较年轻的更新世土壤中; (2)红色含铁氢氧化物,可以是无定形态也可以是晶形较差的,甚至不能产生 X 射

线衍射特征峰的晶体, 该类铁氧化物包括晶形不完善的赤铁矿或者多种铁氧化物的混合, 主要出现在较老的较红的的更新世土壤中; (3) 红色, 晶形完好的赤铁矿, 该矿物在文中的上新世沉积中起主导作用。此外, 作者还指出如果成岩作用是在干旱条件下发生, 其终端“红色”矿物—晶形完好的赤铁矿的形成需要上百万年甚至上亿万年的时间才能完成。

通常, 较强烈的风化强度往往会加速以上矿物形成和转化的过程。Franklyn B. Van Houten (1973) 也指出棕色的铁氧化物(如褐铁矿)通常不稳定, 在一定的风化作用下容易转变为稳定的晶形较好的赤铁矿和针铁矿, 且这种转变无论在干旱还是潮湿的气候条件下均能发生。

最近 V. Barron 和 J. Torrent (2002) 用化学实验证明了由水铁矿向磁赤铁矿最后向赤铁矿转化的过程。同时他们还发现升高温度会加快这个转换过程, 当反应温度为 100℃ 时, 整个转化过程只需要 100 分钟, 而在 100℃ 时为 50 年, 以此类推, 作者得出在 25℃ 常温下, 需要 1Myr 去完成整个从水铁矿到赤铁矿的转化过程。但这个转化过程同时也受 P/Fe 比、配合体浓度等因素的影响。

综上, 通过前人的研究我们发现随着风化强度的加强或是沉积时间的增加, 红土中的“红色”铁氧化物从不稳定转变为稳定, 从无定形转变为完好晶形, 且这中转变在化学实验中也得到了证明。进而我们也可以通过土壤中铁氧化物的种类来推断沉积物沉积时的气候条件(如温度), 或者沉积时间的长短。【刘彩彩】

参考文献:

Barron V. and Torrent J. 2002. Evidence for a simple pathway to maghemite in Earth and Mars soils, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(15), 2801–2806

Van Houten, F.B., 1973. Origin of Red Beds A Review-1961-1972, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1, 39–61.

Walker, T.R., 1967. Formation of Red Beds in Modern and Ancient Deserts, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 78, 353–368.

研究进展

三角洲区域高分辨海平面变化与磁学记录

【杨小强】

自 Douglas (1991) 根据对全球潮位记录的测量推算出在 1880–1980 年期间全球平均海平面约以 1.8mm/yr 的速率上升后, 海平面变化及其相应的海陆耦合过程、环境效应对人类社会、经济所造成的影响等问题, 逐渐引起人们的关注。由于海平面上升所引起的沿海区域陆地面积的侵蚀、咸水倒灌、风暴潮和洪水等一系列自然灾害, 将对人类生活造成非常重大的影响, 近年来, 海平面变化等问题便成为政府和科学家们讨论和研究的热点课题之一。中国 70% 的大城市和 40% 的人口分布在沿海区域, 是中国经济的“生命带”; 在广东, 沿海区域更是人口、工业的聚焦地, 海平面持续上升对社会、经济的影响将难以估量(黄镇国, 2000a, 2000b)。Huybrechts 等预测, 在 1900–2100 年两百年时间内, 全球平均海平面将最大上升 0.9m 左右。根据一些学者对广东海平面的研究, 认为珠江口区域在 1960's–1980's 期间, 平均海平面约以 2mm/yr 甚至 ~4mm/yr 或 ~9mm/yr 的速率上升。而根据卫星监测, 在 1992–1998 年期间, 南海海平面却反映出与我国东海、黄海不同的变化趋势, 海平面约以 1.41mm/yr 的速率在下降。这些研究揭示, 在近几十年内海平面变化具有数十年尺度的旋回, 不同区域可能具有截然不同的特征。然而, 如果要

预测未来数百年,甚至数千年海平面的长期变化趋势,讨论海陆变迁过程中人类社会的响应模式,那么重建过去海平面变化的历史、规律及其对全球气候变化的响应特征,是必须完善的一个重要环节。

在数万年尺度,全球海平面升降无疑与全球气候、冰量具有同步变化特征。然而在更高分辨率尺度,如数千年至数百年,甚至数十年尺度,不同区域海平面变化体现出一定的差异。这些差异体现出区域性的地壳均衡作用、水量交换等因素对局部海平面变化的重要影响。如全新世(~12 kyr)以来,红海海平面约从 11-9 kyr 经历快速上升后,便步入波动性缓慢上升阶段,海平面波动的幅度在约 20 米左右。最低海平面在 8.4-6.6 kyr,最高海平面约在 2.6 kyr 和 1.0 kyr 左右。在与全球水量交换收到一定限制的白海(White Sea)和黑海(Black Sea),海平面变化显示截然不同的特征。白海(White Sea)和科拉半岛(Kola Peninsula),最高海平面发生在 12.5 kyr,最低海平面发生在 12.5-9.5 kyr,在约 6 kyr 和 4 kyr 又有两次较高的海平面时期;而在黑海,最高海平面一直到约 5.5 kyr 才达到最高,之后在波动中小幅度下降到现在的高度。局部高频海平面变化规律的研究,对了解它对一定区域过去及未来社会、环境的效应更具有重要意义。

在珠江三角洲,虽然其约 100~200cm/kyr 的沉积速率提供了理想的可用于海平面变化研究的载体,但是由于海平面变化替代指标的选择和地层年代厘定、横向地层对比等问题的制约,致使其初始海侵的时间、全新世最高海平面的时间以及百年至千年高分辨率海平面波动规律难以达到比较认可的结论。在差异性构造升降基本稳定的前提下,三角洲沉积体系主要受控于海平面的

周期性升降。沉积相在纵向和横向上的叠置表现为三角洲平原——前三三角洲——三角洲前缘的旋回性变化,这种变化为根据沉积相变进行地层对比带来了巨大困难,具有一些明显指相意义的微体生物化石也存在间断,无法建立连续的高分辨率海平面变化曲线。然而由于海平面的升降导致沉积区水深的周期性波动,可以影响一些陆源性重矿物粒度的纵向分布特征,因此某些重矿物粒度的周期性变化,也许是反映海平面波动的良好替代指标。磁铁矿作为最常见的重矿物之一,以其在一定时间范围内粒度的变化为替代性指标,可能是建立相对海平面变化曲线的有效指标。

另外一方面,在三角洲沉积体系中,在没有细砂、粗砂层和丰富的贝壳存在的沉积层位,沉积物的剩磁特征十分稳定,其记录了比较可靠的地球磁场长期变化特征。不同区域利用地球磁场长期变曲线,进行地层的横向对比和辅助确定地层的年龄格局,有助于三角洲区域海平面的研究取得突破性的进展。

我们以珠江三角洲的三个钻孔为例,以长期变化曲线对比和沉积旋回分析为地层横向对比的工具,确定地层年龄框架后,以 ARM/SIRM 为表示磁铁矿粒度相对变化的指标,分析三角洲全新世以来百年至千年尺度海平面的波动,其表明在该时间尺度范围内,海平面的变化至少与“Bond”气候事件间存在良好的相关性。

Seminar 专栏

浅析影响磁滞回线的几种因素

【赵翔宇】

作为岩石磁学实验中常用的一种测量手段,磁滞回线不但可以用来鉴别磁性矿物种类,还可以判断磁畴状态,进而推断粒径大小。比如,顺磁性物质没有磁滞现象,是一条过圆点的直线,超顺磁(SP)颗粒、单畴(SD)颗粒与多畴(MD)颗粒的磁滞回线也有各自明显的特征。更多的时候,利用 Day 图可以直观地表示测量的对象的磁畴状态。所谓 Day 图,就是利用由磁滞回线测量得到的饱和磁化强度(M_s),饱和剩磁(M_r)以及矫顽力(H_c)和反向场(back-field)测量得到的剩磁矫顽力(H_{cr})四个参数构建的以 M_r/M_s 为纵轴, H_{cr}/H_c 为横轴的平面图。然而实验中会发现一些令人困惑的现象,比如细腰(wasp-waisted)和粗腰(pot-belled)等不规则回线的出现以及自然界中很多磁性矿物的数据都投影在 Day 图的 PSD 区间上等。当然,随着研究的深入,人们渐渐认识到了造成这些现象的一些原因,要解释这些现象,就要从影响磁滞回线的因素讲起。

研究表明,颗粒粒径大小、形状、相互作用强弱以及测量时的初始磁化状态都会影响磁滞回线,另外,测量温度、磁性矿物种类、组分(composition)(比如是否含钛)、内应力也是重要影响因素。有两种思路可以研究这些影响因素,一是实验,二是模拟。但由于实验往往受制于制备样品时的很多不可定量因素影响,从而增加分析难度,所以模拟就成为定量研究的有力工具。

1. 粒径的影响

自然界的颗粒通常是具有粒径分布的,不同粒径的磁性颗粒的磁滞回线有怎样的差别呢?简单来说,SP 颗粒没有磁滞现象,而 SD 颗粒有磁滞。二者叠加会造成什么结果呢?利用 Stoner-Wohlfarth 模型和考虑到易磁化轴的空间分布, Lisa Tauxe et al.(1996)构建了模

型,结果显示,较大的 SP 颗粒在更小的外场下就能饱和,与 SD 颗粒适当的混合就可以出现细腰状的磁滞回线;较小的 SP 颗粒与 SD 颗粒混合,可以生成粗腰状磁滞回线。

2. 晶体形状的影响

通常模拟时设定磁铁矿为球型或立方体, Yongjae Yu and Lisa Tauxe(2008)则利用微磁方法研究了具有八面体形状的磁铁矿的磁滞回线。计算发现,形状对于微磁结构的影响是存在的,八面体比立方体似乎更易保存剩磁,尤其对于 >120 nm 的磁性颗粒来说,他们认为几何上的特点(顶点多)使得八面体晶型具有更大的矫顽力和硬度(squareness, M_r/M_s)。

3. 相互作用

随着样品中磁性颗粒含量的增加,其可能由无相互作用变为强相互作用。Muxworthy et al.(2003)分别探讨了相互作用对 SD 与 PSD(假单畴)颗粒的影响。

对于理想的 SD 颗粒来说,其内部的磁化方向是均一的,这种情况下结果是简单明了的。将磁滞参数投影在 Day 图上可以看到随着相互作用的增强,数据从 SD 区间向 MD 区间移动,即对于 SD 颗粒来说,相互作用减弱了其携带剩磁的能力,降低了它的矫顽力。

对于真实的 SD 颗粒来说,其内部磁化是不均一的,微磁模拟的结果会呈现花状(flower)。这时的情况就会复杂一些,相互作用的影响会与颗粒本身的各向异性性能有关系。当然,总体的规律依然与理想 SD 相同。值得注意的是,模拟发现,当各向异性性能定向排列时(比如趋磁细菌体内的磁小体链), M_r/M_s 值比随机排列时更高一些。这也有助于我们理解初始磁化状态对于磁滞回线的影响。

对于 PSD 颗粒来说,并没有清晰一致的结

果产生。不过对于 100 nm 颗粒的模拟发现, 如果颗粒具有定向排列的单周各向异性, 则相互作用使其更加稳定, 即使其趋于 SD 状态 (更高的 M_{rs}/M_s), 这可能可以说明为什么磁小体链中的颗粒往往具有更大 SD/MD 临界粒径 (>70 nm)。

另外, 尽管 Dunlop[2002]将 Day 图上 PSD 区间解释为 SD 与 MD 混合造成的结果, Muxworthy et al.(2003)的模拟结果显示, 较小的 MD 颗粒以及受相互作用影响的 SD 颗粒的磁滞参数也处于 PSD 区间。与此类似的是, Luca Lanci and Kent(2003)研究发现具有各向异性或粒径的分布的 SD 颗粒也可以在 PSD 区间占有“一席之地”。这些不单给出 PSD 区间可能代表的物理意义, 也让我们看到了 Day 图 PSD 区间的多解性。

4. 温度等其他因素的影响

众所周知, M_s 与 B_c 都随温度变化, 则磁滞回线也会受到温度的影响。Yongjae Yu et al.(2004)利用合成和天然样品系统的研究 20 K—853 K 之间磁滞回线。实验中的合成样品的每一粒径的样品被分为三组, 第一组是经过退火处理并稀释的磁铁矿, 第二组是稀释的未经退火处理的磁铁矿, 第三组则是未处理的磁铁矿。退火处理是为了释放晶体内部的应力, 而稀释则是为了减小颗粒间的相互作用, 从而研究应力、相互作用是否磁滞回线随温度变化的性质。另外, 在低温的测量时, 样品又分为 ZFC 和 FC 冷却进行比较。

单独观察, 对于 PSD, 降温经过 Verwey 转换温度(T_v)以后, 经过退火处理的样品的各个参数都会突然升高, 而未经退火处理的样品则是平缓变化; ZFC/FC 的作用在低于 T_v 后显现出来: ZFC 使矫顽力变大, 但 M_{rs} 变小。MD 样品的 B_{cr} 参数与 T_v 没有关系, 另外三个参数却似乎与是否经过退火处理无

关, 在低于 T_v 以后都会明显升高。而 ZFC 使 M_{rs} 变大, 矫顽力变小, 正好与 PSD 颗粒相反。

将 MD 样品(16.9 μm)室温以下各温度点数据表示在 Day 图上可以发现一个有趣的现象: 从室温至 T_v , 记录剩磁能力逐渐降低 (趋向 Day 图 MD 区间右下方), 但 T_v 之下, 数据反向朝 SD 方向移动。

Yongjae Yu et al.(2004)认为, 相比 Day 图, 如果用 M_{rs}/M_s 为纵轴, B_c 为横轴构建 SC(squareness-coercivity)图, 则可以显示出更多关于粒径和优势各向异性性能的信息。究其原因, 可能是因为 B_{cr} 与 B_c 随温度变化趋势相近, 所以 B_{cr}/B_c 便损失掉一些信息。利用 SC 图, 他们分析得到在高于室温时, 磁铁矿的形状各向异性性能占优势, 而在低于 T_v 时, 则是磁结晶各向异性性能主导。

综上所述可以看到, 多种因素的影响, 既让我们知道磁滞回线携带了丰富的信息, 也意识到如果不能有效识别, 那么磁滞回线的分析和应用则变得复杂。这提醒我们, 因为类似于磁滞回线和 Day 图这种多解性的存在, 实验时遇到难以解释的数据时, 一定要借助各种磁学或者非磁学的手段综合分析, 才可能正确的解释数据。

参考文献:

- A.Muxworthy, W. Williams, D. Virdee, Effect of magnetostatic interactions on the hysteresis parameters of single-domain and pseudo-single-domain grains, JGR, 2003
- L.Tauxe, T.A.T Mullender, T.Pick, Potbellies, wasp-waists, and superparamagnetism in magnetic hysteresis, JGR, 1996
- Luca Lanci, Dennis V. Kent, Introduction of thermal activation in forward modeling of hysteresis loops for single-domain magnetic particles and implications for the interpretation of the Day diagram, JGR, 2003
- Yongjae Yu, Lisa Tauxe, Micromagnetic models of the effect of particle shape on magnetic hysteresis, PEPI, 2008

Yongjae Yu, Lisa Tauxe, Bruce M. Moskowitz, Temperature dependence of magnetic hysteresis, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2004

古地磁学中的各种极

【刘成英】

古地磁中经常看到各种极，如南(北)磁极、地磁南(北)极、虚地磁极、古地磁极等，一不小心就容易混淆。以下简述各种极的定义、相互关系和简单应用。

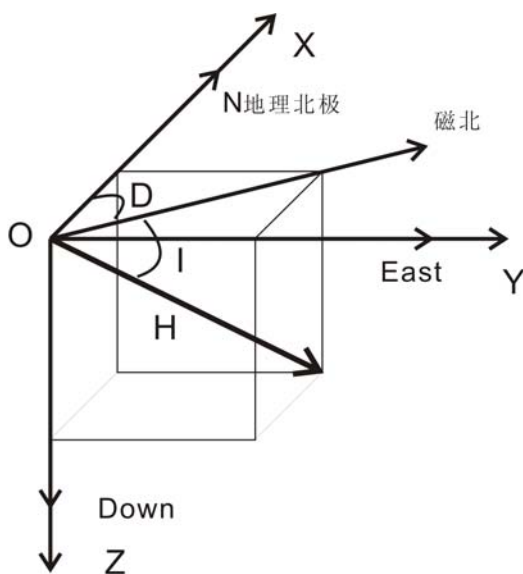


图1 地磁场观测点坐标系及地磁场要素

地球在绕太阳公转同时也绕自转轴自转，地球自转轴与地球表面的交点称为地理北(南)极。地球周围存在着磁场，称为地磁场。地磁场有大小和方向，是矢量场。英国人吉尔伯特在1600年提出地球自身就像一个大磁体，两极和地理两极相重合。这一理论确立了地磁场与地球的关系。如图1，为了研究地球上任一点O处的地磁场方向和强度，以该点的地理北，地理东和竖直向下建立笛卡尔坐标系(分别对应X、Y和Z轴)，并分别以向北，向东和向下为正，则XOY为

水平面，XOZ为地理子午面。地磁场矢量H在水平面上的分量指向磁北。将磁北与地理北的夹角称为偏角(declination, D)，矢量H与水平面的夹角成为倾角(inclination, I)。任意地磁场矢量H就可以用两种方法表示，一是由H在三轴上的分量 H_x 、 H_y 和 H_z ，即 (H_x, H_y, H_z) 表示。一种由矢量H的数值大小H、D和I表示，即 (D, I, H) 。前者一般应用于直角坐标系的描述中，后者一般应用于球面坐标的描述中。

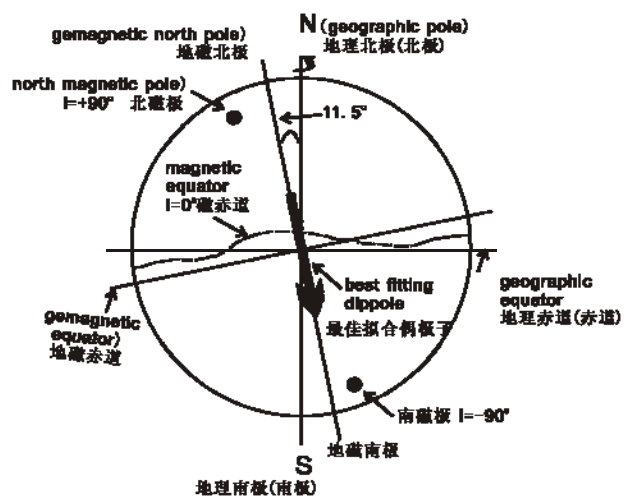


图2 各种极及赤道示意图(引自 McElhinny, 1973)

我们常说在地球上任何地方放一个小磁针，让其自由旋转，当其静止时，磁针的N极总指向北极。这里的北极，明确意义上应该指地磁北极。如图2所示，因为现代地磁场的地磁北极和地理北极相差不大($\sim 11.5^\circ$)，因此，在一般性描述中将地磁北极等同于地理北极。

地球磁场分为两部分，一部分为外源磁场，一部分为内源磁场。起源于地球内部的磁场称为内源场，约占地球总磁场的95%。内源场的主要部分为偶极子场，占总地磁场的80%~85%。内源场还有五个大尺度的非偶极子

场,称为磁异常,分别为南大西洋磁异常,欧亚大陆磁异常,北非磁异常,大洋洲磁异常和北美磁异常,主要来源于地壳岩石产生的磁场。起源于地球外的磁场称为外源场,主要由太阳产生,它约占了地球磁场的5%。

1839年高斯把球谐函数分析方法应用于地磁场,得出了地磁场的数学表达形式,奠定了地磁学的数理基础。1885年施密特进一步发展了这一方法,将地磁场的磁势用高斯级数展开。高斯系数应能客观反映全球范围内地磁场的基本特征。利用地面上实测磁场的三分量值,可以确定高斯系数。当只取高斯级数 $n=1$ 的项时,相当于在地心放置了一个磁偶极子,称为地磁场的地心偶极子(geocentric axial dipole, GAD)模型,如图3。

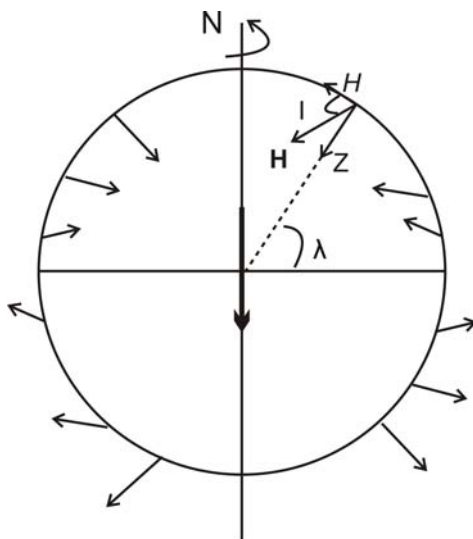


图3 地心轴向偶极子(GAD)模型
(引自McElhinny, 1973)

这一模型能模拟的现代地磁场80~85%部分。为了更高级拟和现代地磁场,取 $n=1$ 和2的项($n=2$ 项与地心偶极子的位置有关),可得到偏心偶极子模型。对现代地磁场拟和最好的二阶高斯模型与地球表面的交点称为地磁北(南)极,如图2,对应地磁赤道。事实上,地磁北(南)极非真实存在,只是理论模型。

真实存在的北磁极和南磁极,用倾角 I 定义。 $I=+90^\circ$ 时表征北磁极, $I=-90^\circ$ 时表征南磁极。 $I=0^\circ$ 的点构成磁赤道。实际上北(南)磁极不是一个点,而是一个区域。

假设古地磁场是地心偶极子场,按照GAD模型,磁倾角 I 与磁纬度 λ (λ 等于当时的地理纬度)及磁余纬的关系为

$$\tan I = 2 \tan \lambda = 2 \cot p \quad (0^\circ \leq p \leq 180^\circ)$$

在地面任意点(λ_s, Φ_s)测定倾角 I 后,可由上式计算磁余纬 p ,再根据该点的磁偏角 D ,就可由 λ_s, Φ_s, D 和 I 求出地磁极的位置。这样确定的磁极成为虚地磁极(virtual geomagnetic pole)。

为什么这个磁极称为虚地磁极呢?由以上简要推导可以看出,计算出来的虚地磁极:

(1) 假设古地磁场为地心偶极子场 (2) 假设样品在获得特征剩磁方向(D, I)时,仍然处于现今地理位置上 (3) 利用单个样品(或者较短时间间隔内的样品),可视为某一时间点。因为板块运动,假设(2)不能完全成立。假设(1)成立的条件是利用至少在大于万年时间间隔尺度上采样的地磁场数据平均,以消除地磁场长期变化。而虚地磁极的(3)特点正好与这一假设相悖。因此,利用单点时间计算出来的地磁极不能真正反映真实地磁极的位置。但是正是由于VGP反映的是某一时刻地磁极位置,不同时刻的样品对应的VGP位置不同。在较短的时间间隔内,可认为板块是静止的,因此VGP的变化反应了地磁场行为的变化,因此可应用GVP随时间的变化特征来研究地磁场变化行为,这对于特殊时期,如地磁场倒转期间的行为研究非常有用,如。

所谓古地磁极(geomagnetic pole),可以由平均的地磁场倾角和偏角计算,也可由相应的VGP平均算出。古地磁极与VGP的差

别主要就在于假设已经利用足够长的采样间隔上的地磁场数据平均消除了地磁场长期变化影响。事实上,古地磁极的计算也是假设采样点在一直在现今地理位置上。因此古地磁极的变化可以反映板块位置的变化。同一板块古地磁位置随时间变化就构成了视极移曲线,利用视极移曲线就可研究同一板块的运动或者不同板块之间相互关系。

参考文献:

朱岗崑编著,2005,古地磁学基础原理方法成果与应用,科学出版社

Butler. R., 1998, Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes, Electronic edition.

实验专栏

新型自动化磁化率仪的研制

【刘双迟】

经过几个月的紧张开发工作,由古地磁实验室完全自主设计的新型自动化磁化率仪已初具雏形,整机的结构、部件、软件等都已设计完成,只需进行一些细节处硬件购置即可投入使用。新型自动化磁化率仪具有自动化大批量测量样品,可测长岩芯样品,可单样品调零等新功能,很大程度改善了对磁化率这一物理量的测量方法。在这里,有必要向大家介绍一下这台仪器的相关内容。

古地磁实验室现已有英国BARTINGTON公司生产MS2型便携式磁化率仪,由磁化率读数表和此产品B型探头组成,可应用于野外或实验室,用途包括地质和土壤调查,古地磁学,考古勘察,古气候研究,水文学,沉积学,岩芯剖面测量或相关性研究以及磁组份分析。在考古学研究中,该系统主要用于

检测由于人类活动,主要是用火所导致的磁化率增强的现象。该测量是非破坏性的,而且使用低频磁场以确保测量结果不受样品的导电性影响。

但是,现有实验仪器局限性在于:

现有仪器只能进行样品的单次测量,即需要每次都需将样品放入探头测量后在拿出,增加了实验者的工作量,降低了工作效率;现有仪器只能完成小型圆柱体,立方体样品的测量,而无法完成长岩芯样品的测量。

鉴于以上的不足之处,本项目设计了以下技术创新点

设计了自动化传动测量系统,使仪器可以大批量测量样品;在自动化传动测量系统的基础上,更换现有探头,可以测量长岩芯样品;设计了可与长岩芯样品探头替换使用的单次样品测量调零技术,可以防止大批量测量样品时仪器发生的漂移问题。

仪器的设计原理如下:

本系统设有步进电机,步进电机接口卡,步进电机控制器,链轮,链条,支架等,为仪器构建一个可自动前后移动的操作平台:使用LabVIEW软件编程以实现对步进电机的实时控制,电机的运动带动链轮,链条转动完成传送带的自动传送样品,软件同时控制磁化率仪对已传送至探头的样品进行测量,从而完成自动化大批量的样品测量;对于长岩芯样品,使用步进电机控制测量点的间距,实现任意测量点间距的长岩芯样品测量。

仪器的实物图和操作界面请见图1,图2。

因仪器开发工程庞大,流程繁杂,下面只就一些技术关键点进行说明。

1. 如何解决传送链轮和链条无磁性问题的

正在积极寻找能生产无磁性材料链条的厂家,已找到英国motionco公司可以生产无磁性缩醛材料制成的链轮及链条,同时,也

在与国内厂商积极联系，以期在成本上有所减少。

2. 如何解决系统对步进电机及磁化率仪的控制问题

本系统将采用 LabVIEW 软件编程实现对系统的控制，在编制界面中，使用者可以设置测试样品个数，每个样品测试次数，样品间隔距离等。在运行程序时，通过串口将程序的 G 语言转换为磁化率仪和步进电机能识别的 ASCII 码，以实现对其二者的控制。



图 1 仪器实物图

3. 如何解决传送与测量的时间匹配问题

这是一个需要大量试验的工作，即分时段通过两个串口对步进电机和磁化率仪发送指令。两者的间隔时间既不要过长，这样会导致样品移动到探头位置很久后才进行测量，浪费掉大量的时间，降低测量效率；也不要太短，这样会导致样品还未被送至最佳位置磁化率仪就开始测量，得到错误的结果。解决方案暂定为通过大量的实验，确定一个

样品间隔距离与发送指令时间间隔的函数，使其能够通过设定的距离自动调节间隔时间。

综上，是新型自动化磁化率仪的开发进展情况，囿于设计者的经验和能力，其中必然会有一些不足之处，请大家在实际操作仪器的过程中进行发现并及时反馈给我们，让我们的仪器能够更高效，更有针对性的实现功能。

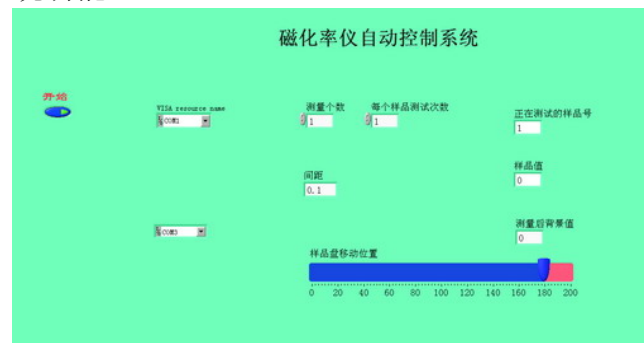


图 2 操作界面图

重点连载

地磁场的倒转

——David Gubbins 【葛坤鹏、蔡书慧】翻译

地球的磁场是不稳定的。不只在强度上有所变化，而且还不时地发生倒转。很多此类行为至今仍是谜，但是地磁场的实际观测与理论研究相结合，为进一步了解地磁场带来了曙光。

地球一直存在着磁场吗？

是的——或者说至少已经存在了相当长的时间了。在过去的长达 30 多亿年的地质时间里，都有被磁化的岩石存在。并且，除了在磁极的倒转期间，磁场一直以偶极子的形式存在，包含南极和北极（图 1）。

地球的磁场的外形就像是一个沿地理轴摆放，置于地心的条形磁铁，即所谓的偶极

子结构。但是，磁场的非偶极子部分也是很重要的，这就是为什么指南针很少绝对指南的原因。磁场产生于地球的液态外核，在距离我们 3,000 公里的地下；固态的地幔是一个相当好的电绝缘体并且大部分温度太高难以被磁化，所以它对地磁场的影响并不大。

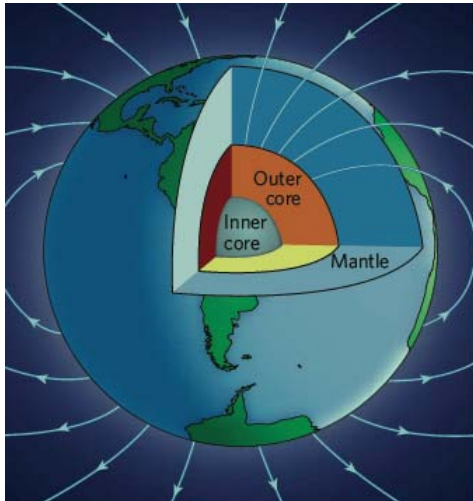


图 1 地球的磁场。

磁场是怎样产生的呢？

磁场一直被作用于铁质液态外核的发电机维持着。它的工作原理同汽车里的交流发电机类似。液态外核以大约每秒 1mm 的速度旋转，切割磁力线后产生电压，这样又增强了原来的磁场。由于整个地球的缓慢冷却而产生了密度梯度，而液核流体的运动则是由密度梯度产生的浮力作用驱动的。地核的固化是由内而外的，轻的元素分离上升从而产生了热对流。地球的内核经历了约 10 亿年长到如今的大小。地球的自转也会影响流体的运动，比如倾向于使流体环自转轴运动，但并不是流体的源动力。

磁场以什么样的形式存在？

从地表观测，地磁场近似于在地心沿地理轴方向放置一个条形磁铁所产生的磁场。地磁极即假想的条形磁铁轴延长到地球表面的两个交点（现在，地磁北极位于加拿大附近的北极圈内）。当仅仅有一个观测数据可用

时，正如古地磁数据通常遇到的情况一样，通过假设的偶极子场形式就可以得到一个虚地磁极（VGP），当非偶极子场很小时，VGP 可以认为是对地磁极很好的近似。但是，这种近似在磁极倒转期间就失效了。当地球表面的观测数据延拓到地核表面时，情况变得更复杂了（图 2）：磁场仍然是一个平均的偶极子结构并且地磁极也在与地球表面相同的位置，但是非偶极子场是如此之强，以至于很多地方磁场是垂直的（垂直极）。垂直磁场最强的点并不是在磁极，而是在偏离地理极约 20° 的两个区域，如图 2 中两块深蓝色区域所示。

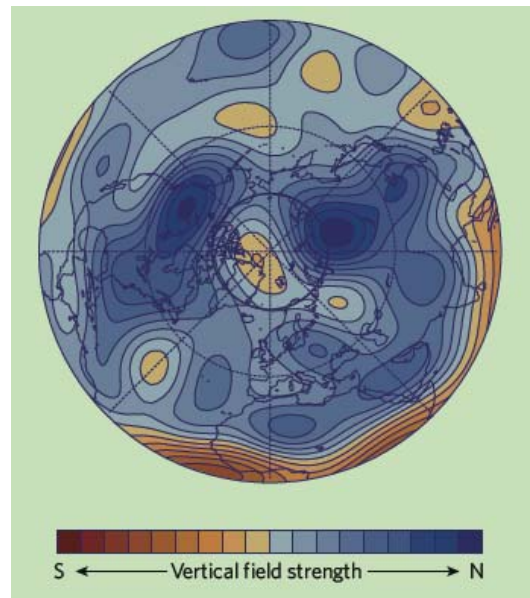


图 2 地核表面的磁场分布

投影图上只显示了外核的北半球部分。中心圆指示了地球的固态内核的位置。在 3,000 公里以下的外核表面，磁场变得更强了，而且非偶极子场也更加明显。更令人惊讶的是，磁场最强的地区（图中的深蓝色）并不是由偶极子场所推断的那样位于北极，而是在中心圆（内核）外沿的两个区域上。中心圆内的磁场接近零值（蓝/橙边界）。这是由于“切柱面”的效应所致，所谓切柱面是一个假想的母线平行于地轴，侧面与内核相切的圆柱面，它在极区产生了不同的动力学状态。

通过卫星观测数据使得绘制地核表面地磁场分布成为可能，而极区弱场的发现则第一次真正的将发电机理论与观测联系起来。

我们是怎样知道地球的极性经历过倒转呢？

岩石被磁化后保留了在其形成时期的地磁场方向。一个好的熔岩流序列或者沉积序列可以记录较长地质时期内的多次倒转。此外，海底的磁性条带也是极性倒转的一个证据。

磁性条带是怎样产生的呢？

在大洋中脊处，构造板块分离，新的洋壳形成。洋壳在形成的同时，它被当时的地磁场磁化，在洋中脊的两边产生了新洋壳的线性片段。当地磁场倒转后，新生的洋壳又会对称地产生反向的磁性片段，这可以由船载磁力仪测量出来。这些磁异常绘制成图呈条带状。由于同一条带中的岩石具有相同的平均年龄，这也是我们对海地板块年龄了解地很透彻的原因所在（图3）。在更古老的太平洋海域，以及大西洋的边缘没有磁性条带的存在，因为在没有发生倒转的时候地壳已经发生了挤压作用。

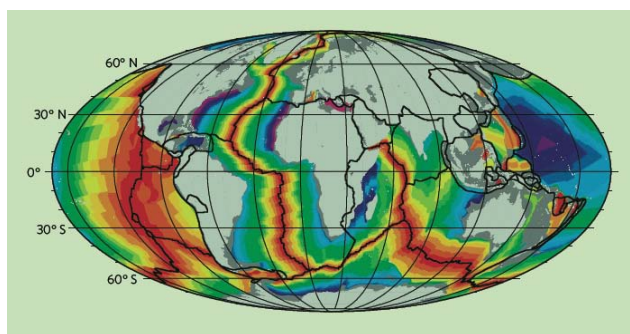


图3 海底的磁性条带

这些磁性条带的发现意味着我们可以通过与倒转时间表进行对比，对相应的海底岩石进行精确的定年（图4）。最年轻的海底（红色）靠近于形成新洋壳的洋中脊。最古老的海底（蓝色）位于大西洋海岸和西南太平洋

地区。(Courtesy of R. D. Müller. 请见 R. D. Müller *et al. Geochim. Geophys. Geosyst.* doi:10.1029/2007GC001743; 2008.)

地磁场为什么会发生倒转？

因为它可以倒转：无论磁场是正向还是反向，磁场各力之间的复杂关系以及磁感应强度都是一样的。由于地磁场一直是变化的，所以一次地磁场的减小，尔后重新增长到原来的状态还是变为相反极性是偶然的。这说明一次倒转并不只是磁极的倒转，非偶极子部分极有可能也会倒转。

那么，地磁场是怎样倒转的呢？

倒转时期，偶极子场不复存在。许多数据显示虚地磁极沿着太平洋的边缘运动。并随着测量地点的不同，虚地磁极沿着两条优选经度中的一条运动。如果，这种观点正确的话，那么在倒转期间磁极也会集中在太平洋的边缘处（参见下文）。

地球多长时间发生一次倒转？

地磁场在其方向改变之前的逐渐减弱，典型时间为几千年，通常会发生在更短的时间内。接着，倒转的磁场强度逐渐增加，又会经历几千年的时间。

地球磁场倒转的频率是怎样的？

近期（地质时间意义上），平均每300,000年发生一次倒转（图4）。最后一次倒转发生在780,000年以前，然而，下一次的倒转有点延迟了。从那时起，磁极开始变化并往复运动，即所谓的地磁漂移，或者说是夭折的倒转。自从上一次完全倒转发生后，磁场已经经历了至少十余次地磁漂移了。

地磁倒转的时间表有规可循吗？

科学家对倒转时间的统计做了大量的工作，除了认为地磁倒转是随机的以外，还没有其它更可信的结论。

地磁场一直是这样毫无规律的倒转吗？

不是，实际上存在着长时期不发生倒转的时期，即超静磁带。最近一次的超静磁带，白垩纪正向超静磁带，从 124 个百万年以前一直持续到 80 个百万年前。在大约 300 个百万年以前的时期，还有一个超静磁带存在，Kiaman 反向超静磁带。由于没有同期的海底岩石存在，所以我们对此知之甚少。

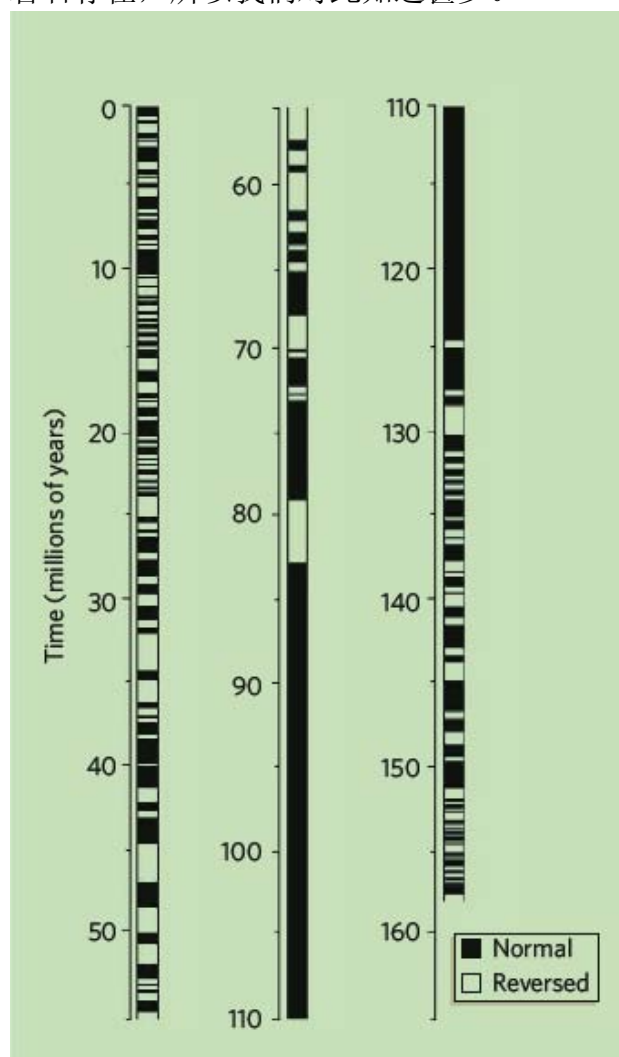


图4 倒转时间标尺 图中有一段很长的没有倒转的正极性黑色间隔，即所谓的白垩纪超静磁带（CNS）。从图中还可以看出超静磁带结束以后，也即从 80 百万年以来，地磁场的倒转频率是逐渐增加的。（重新修改自 W. Lowrie *Fundamentals of Geophysics*; Cambridge Univ. Press, 1997.）

为什么超静磁带时期地磁场停止倒转了呢？

超静磁带对于地核作用的时间尺度无疑是太长了——地球外核每 1,000 年翻转一圈，

并且过去的 100 个百万年里这种规律不太可能改变。而极有可能是由于固态地幔的变化作用所致。地磁场发电机是由外核表面的逐渐冷却所驱动，而这种冷却又受控于板块构造和地幔对流作用，所以冷却状态的变化会引起地磁场发电机的行为变化。第一种观点认为，由于某些大的事件的发生，使得地核冷却的速度发生变化，根据这种假说，当发电机难以被驱动时，倒转就发生了。第二种观点认为，地核表面冷却机制的变化改变了外核流体运动的性质。如果不那么戏剧性的话，我更倾向于第二种观点，因为这种机制是地幔演化的一个必然结果。

正常场和倒转场是相同的吗？

极有可能。这已经是地磁场数据广泛研究的一个课题了，而且众说不一。但是最可能的是每一次都是整个磁场发生倒转。完全的倒转是理论上成立的唯一形式。所有的正-负极性的差异是因为倒转不彻底。完全倒转需要多长时间也是一个研究课题，但是理论上讲最多只需要几万年的时间。

为什么有些倒转成功了，有些却没有呢？

如果地磁场被剧烈扰动，那么它朝两个方向中任意一个方向变化的可能性是相等的。地磁场可以通过流体运动促进周围电流旋转在外核发生倒转，这个过程仅仅需要 500 年左右。但在固态内核当中情况又有不同。因为在固体内，电流也即磁场的变化只能由电阻决定——这个过程相比于在液体中运动一个导体产生电磁感应需要更久的时间，大约 5,000 年。因此内核使磁场变得更加稳定，或者说能更持久的保持原来的状态。磁场可以在外核中倒转长达 5,000 年，而内核中却仍保留着正向场，它使得总磁场又返回到正向场的状态。这可能就是为什么在完全倒转期

间会有多次的地磁漂移了：十分之九的试图倒转没有成功，而只是地磁漂移，持续不变的内核磁场会将发电机的磁场拉回到原来的极性（图 5）。

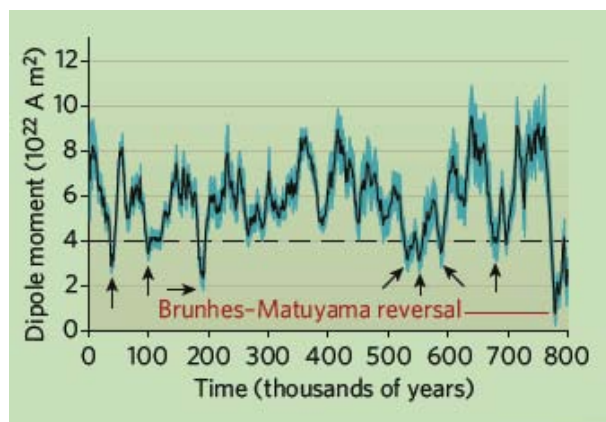


图 5 地磁漂移

图中编撰了800,000年来的地磁强度（磁偶极矩）记录；在图中的坐标系上，现今的强度值为8。最后一次倒转，介于现在所处的布容正向期和松山反向期之间，发生于780,000年之前，当时的强度有一个显著的低值。地磁漂移，图中箭头所指的地方，磁场的方向很随机，并且强度低于4（图中虚线）。这些数据首次说明，磁场即使处于稳定的极性状态也会有强度上不规则的变化。（重新修改自 Y. Guyodo and J.-P. Valet *Nature* 399, 249–252; 1999.）

地磁场的倒转行为同板块构造有关联吗？

可能。地核的冷却驱动了发电机，而且地幔对流意味着不同位置的地核表面的热耗散是不同的。特别是150百万年以来构造板块在环太平洋海域的持续俯冲，冷却了太平洋边缘的下地幔，使得此处的热耗散较其它地区都要来得更快。当我们以地震实测数据作为边界条件来对地磁场发电机进行数值模拟时，我们得出，外核流体在向下流动，磁通量在这些冷的区域下方汇集起来。磁场的集中分布符合现今的地磁场数据，如图 6 所

示。这种集中分布同样可以解释为什么倒转时期的磁极会沿太平洋边缘分布。

对发电机理论的计算机模拟能提供可靠的信息吗？

理解地磁场发电机液态导体行为的早期尝试大部分都未能成功，因为只有复杂的流体运动才能产生再生磁场。现在运用超级计算机已经可以模拟电磁感应作用，但仍旧不能模拟地球外核复杂流体的运动以及地球的急速自转。计算机通过极大简化了的假设令人惊奇地重现了地磁场的某些方面，像偶极子场，模拟的一些倒转，以及一部分当今的非偶极子场（图 6）。一些理论学家认为下一代的超级计算机可以强大到能够回答现今存在的地磁场问题。

实验室里的研究能够提供可靠的信息吗？

科学家在实验室里对地磁场发电机的研究进行了大胆的尝试，用一个装着液态金属的大容器。钠、镓、水银都曾尝试过。实验可以获得比数值模拟更高的旋转速度，但问题是大的模型需要足够大的磁感应强度来产生一个磁场：感应作用的大小取决于物体的电导率，大小和运动速度的乘积。将地核缩小至实验室内的型号，意味着流体需要运转的更快来补偿体积的缩小。我们通过实验或许能对流体性质和湍流了解很多，但对发电机行为的了解却不见得如此。

我们将要面临下一次地磁场倒转吗？

可能。从1850年以来，地磁场的磁偶极距每百年下降5%，而且考古文物显示，在2,000年前的罗马，地磁场的强度很高的。现今磁场的降低，与南大西洋和印度洋下的地核行为有关，在那里磁场发生了区域性的倒转。这个过程类似于太阳黑子对于11年为周期的太阳磁场倒转的影响。这可能就是磁场

倒转的开始,但我们还没有到达不可逆的临界点。如果没有到达临界点,那么更有可能只是一个地磁漂移而不是完全倒转,因为很多类似的磁场降低在过去发生过,而并没有完全倒转(图5)。

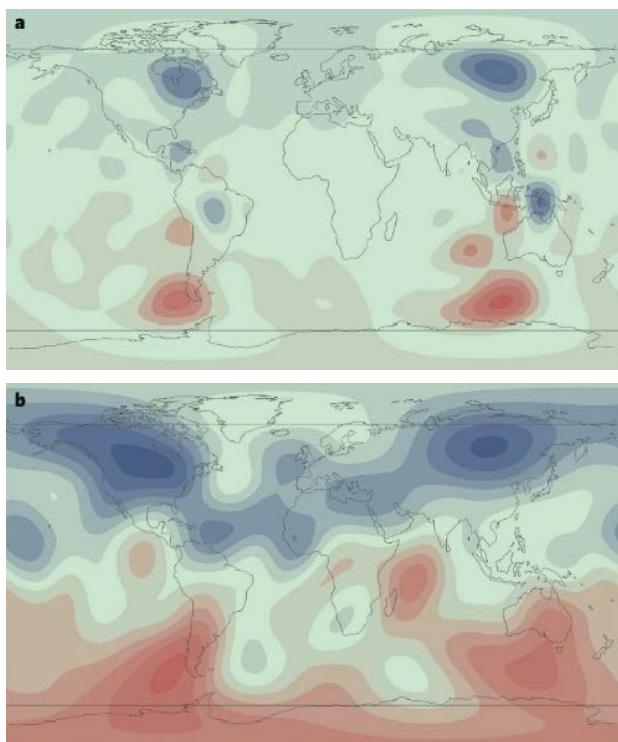


图6 地磁场发电机的计算机模型 a图,显示了由发电机模型产生的磁场,地核表面的热流刚好与所估计的其上固态地幔的温度分布相一致。四个磁场最强的位置同当今强磁场地区的相应的位置非常接近,如图2b。太平洋边缘的冷地幔使得热流在地核向下流动,汇聚了磁力线。沿着切柱面最大(图2),这也解释了为什么强磁场地区偏离了地理极。(修改自 D. Gubbins *et al.*, 2007, 参见后附文献.)

我们是否应该为一次磁场倒转而担忧呢?

弱的磁场使得磁层屏蔽作用减弱,意味着更多的宇宙射线会到达地表。磁层是指地磁场开始起主导作用的空间边界。我们还会观察到更多的极光活动。在过去的磁场倒转期间,通过地磁场进行导航的物种会灭绝(但

主要是一些通过地磁场辨别向上和向下的单细胞生物)。随着大气层地磁活动的增加,电子通讯设备会受到更大的干扰。但是我们对一个不同的地磁场对磁层的作用知之甚少。地磁场的倒转是否会影响到人类的健康尚不清楚:即使一个很弱的场也可能产生屏蔽作用。人类已经经历了很多地磁漂移和少数地磁倒转:所以我们或许也能安全地度过下一次地磁场倒转。

注: David Gubbins is in the School of Earth Sciences, University of Leeds, Leeds LS2 9JT, UK. e-mail: gubbins@earth.leeds.ac.uk

更多参考文献:

Jacobs, J. A. *Reversals of the Earth's Magnetic Field* (Cambridge Univ. Press, 1994).

Merrill, R. T., McElhinny, M. W. & McFadden, P. L. *The Magnetic Field of the Earth* (Academic, New York, 1996).

Gubbins, D., Willis, A. P. & Sreenivasan, B. *Phys. Earth Planet. Inter.* 162, 256–260 (2007).

Laj, C., Mazaud, A., Weeks, R., Fuller, M. & Herrero-Bervera, E. *Nature* 351, 447 (1991).

Gurnis, M., Wysession, M. E., Knittle, E. & Buffett, B. A. (eds) *The Core–Mantle Boundary Region* (Am. Geophys. Un., Washington DC, 1998).

文化动态

新闻集萃

【张春霞】收集整理

学术交流

1、法国兰斯大学物理系张葵教授应潘永信研究员邀请来华进行学术访问,并于2009年11月9日~13日进行系列讲座,主题是“晶体学基础,晶体生长机理和晶体鉴定方法——Basis of crystallography, crystal growth and characterisation methods”,系列讲座如下:

第一讲：晶体晶体学基础-1（晶体的定量描述和晶体分类）；

第二讲：晶体学基础-2（正点阵，倒易点阵，布拉格定律）；

第三讲：中、西方科教人才培养之比较；

第四讲：热力学条件下的相变和晶体生长机理；

第五讲：透射电镜鉴定物相、晶体生长方向和化学成份。



张葵教授简介：

1977-1984 就读于北京钢铁学院材料系并获硕士学位，1988 年获巴黎玛丽和皮埃尔居里大学博士学位，1999 年成为法国兰斯大学物理系终身教

授，主要从事固体物理、磁学、晶体学和热力学方面的教学，科研方面主要以功能性纳米材料的组织鉴定为主。

2. 朱日祥院士、黄宝春研究员、潘永信研究员、邓成龙研究员和刘青松研究员于 12 月 14-18 日参加了在美国加利福尼亚 San Francisco 举办的 AGU Fall Meeting，并在相关专题做了口头报告或张贴了 Poster。详细信息如下：

(1) 朱日祥院士在“**Frontiers of Tectonics in China**”专题做了题目为“Precambrian Plate Tectonics Revealed from the North China Craton”的口头报告；

(2) 黄宝春研究员在“**Frontiers of Tectonics in China**”专题做了题目为“Paleomagnetic reconnaissance on the Linzizong Group in the Lhasa Block, China: constraints to the onset of

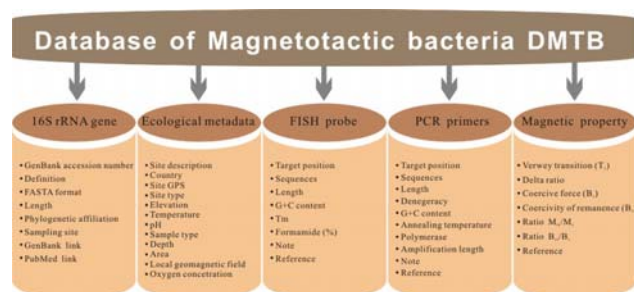
the India-Asia collision”的口头报告；

(3) 潘永信研究员在“**Geomagnetic Paleointensity: Fifty Years of the Thellier-Thellier Method**”专题做了题目为“The Fluctuation of the Geomagnetic-field Strength during the Cretaceous Quiet Zone: Paleointensity Results from Chinese Lavas”的口头报告；

(4) 邓成龙研究员在“**Geologic Insights From Magnetic Properties**”专题张贴了题目为“Magnetostratigraphy of early humans in China”的 Poster；

(5) 刘青松研究员在“**Linking Mechanisms Between Rock-Magnetic Parameters and Paleoclimate**”专题张贴了题目为“Environmental magnetic study of a Xeralf chronosequence in northwestern Spain: indications for pedogenesis”的 Poster。

趋磁细菌数据库建立



趋磁细菌能在体内矿化形成磁铁矿或胶黄铁矿颗粒，是生物矿化和生物地磁学研究的模式微生物，具有重要的生物学和地学意义。由中国科学院地质与地球物理研究所古地磁实验室生物地磁学小组开发的“趋磁细菌数据库”网站于 2009 年 10 月 22 日正式开通 (Database of Magnetotactic Bacteria, DMTB, 网址：<http://database.biomnsl.com/>)。DMTB 包括所有已发表趋磁细菌的 16S rRNA gene 序列及相关的详细信息、已知采样地点的物理化学性质、聚合酶链式反应(Polymerase Chain

Reaction, PCR)特异性引物、荧光原位杂交 (Fluorescence in situ hybridization, FISH)探针以及详细的岩石磁学性质。这是国际上第一个关于趋磁细菌的综合性网站。【林巍】

当生存遭遇命运

【成洪江】

天地真大，人何以自处？

这是智者对人类存在的思索，这是愚者对自己生活的感慨。每个人，对生活都有自己的理解，谁也没有资格对别人的生活妄加指责。毕竟，我们只是对别人生活观望的“观众”，永远做不了左右别人生活的“导演”。

个人林林总总的感悟和认识，都被局限和浓缩在个人所处的“天地”中，更确切的说时代。人的认识虽然有时候可以跨越时代的局限，却永远也摆脱不了时代的影响。每个时代有每个时代的特殊，所以，每个人有每个人的问题，一代人有一代人的苦恼，没什么高低之分。

不知道什么时候，我们被灌以“80后”、“迷茫”的一代等称谓。相比于苦难中成长的父辈，我们没有经历“文化大革命”的“洗礼”，似乎对生存和理想没有确切的认识；相比于新崛起的一代，我们没有遇到“网络多样化”的改变，好像对待生活又缺少一种洒脱。

这是时代赋予我们的特殊性：我们迷茫，不代表我们没有想法；我们困惑，不代表我们不会努力；我们战战兢兢，不表示我们害怕一如既往；我们如履薄冰，不表示我们不敢勇往直前。

生存的困惑

衣食住行，这是一个人生存的根本。很

难想象，一个日日“衣不遮体，食不裹腹”的人会有动力和激情完成一个毫无希望的“目标”。或许有，却不属于我们，不属于我们这个时代。

这绝不是我们胸无大志，而是一个信仰问题。曾经，我们深信不疑，相信自己可以在不远的未来一展拳脚；后来才明白，这一切不过是对我们的一种误导。于是，十几年建立起来的“信仰大厦”瞬间坍塌。而信仰的坍塌带来的是迷茫和困惑，在迷茫中，我们又成了一种“附和者”。失去信仰的我们迫切的需要一个“偶像”，一个“目标”，抑或是一种安慰。于丹，易中天之流看似偶然的出现，让我们这些迷茫的人如同找到了“救命稻草”，一窝蜂的追捧。我们似乎忘记了当年的“五四运动”是如何激烈的进行“反孔”活动的（诚然，当初的“五四运动”全部摒弃孔子的学说思想，有其过火之处，可如今的“于丹说《论语》”呢？。物极必反，可什么时候才是尽头呢）。

我们没有信仰，可我们还得生存。可结果呢？飞速上涨的房价，看不到希望的工作……这种危机压迫着我们这些即将进入社会的“雏儿”。很害怕应验了那句话“还没有进入社会，就被社会淘汰”，可不幸的是，我们正渐渐的往这条路上走去，越长越远，回不了充满希望的起点，到不了看不到未来的终点，就这么悬着：终日漫游于虚拟的网络，寻找那些“志同道合”的人，聊以自慰。

理解的尴尬

时代以一种方式压榨我们什么的同时，也一定以另一种方式给予我们什么。这些，我们理解。

时代是个让人很纠结的词。我们得益于所处的时代，同时也被所处时代束缚；譬如我们的今天：看上去我们衣食无忧，可其中潜

在的问题让人忧心忡忡。这些，我们了解。

时代的发展构建了人类的历史，人类历史走到今天，是人类以有限的生命构筑起来的。如同时代有它的局限性一样，社会也要有制度才相得益彰，才得以继续前进，这些，我们懂得。

制度，代表一种规矩，代表一种束缚，每个向往自由的人都对其深恶痛绝，渴望摆脱“制度”。我们向往自由，可我们更明白制度的重要性。人类社会发展至今，每个时代都脱离不了制度。我们在以自己的方式为自己谋求生存的同时，注定会影响别人的生存。这是一种矛盾，而这种矛盾需要制度的调解。凯鲁亚克道出美国“垮掉的一代”生活的真谛：在路上。可这种在路上的人，最终在制度和人性的束缚下，最后还是回归恬静，享受简单和束缚的生活。

这些，我们都明白：与其说这是制度的问题，不如说是人类的悲哀。人的生存需要空气、食物和水，上帝同时赋予我们一切：赋予我们无私的时候，教会我们自私；给予我们荣耀的时候，赋予我们虚荣；让我们学会善良的时候，却不忘带给我们邪恶……这是人的两面性，我们身上齐集与美好和丑恶，善良和邪恶，如同一枚硬币的正反面。我们欢笑，我们哭泣；我们充满希望，我们彻底绝望；我们为了人世间的美好而感叹，却不得不为社会上的阴暗而无奈。

尽管生活充满无奈，可我们依然相信：万事万物，都有其存在的道理，人也一样。我们来到这个世界，一定有来到这个世界的原因。每个人，都有需要担负的责任，这些责任我们需要承担。

我们也一直在努力，可经过多少年教育的洗礼，等到以为可以担负责任，回报别人的时候，才发现：自己多年的努力一无所获，

依旧需要依靠亲人才能生存，这是何等的尴尬和讽刺。

时代压榨我们，我们理解；制度束缚我们，我们理解；因为，我们还有希望。如果连我们的希望也剥夺了，那我们还能如何？

希望的渺茫

纵观人类社会，我们是历史的尘埃。我们永远不知道，什么时候，自己会成为历史的绊脚石；什么时候，我们会成为遗臭万年的历史遗迹，什么时候，我们会成为人类灾难的诱因。这种时候固然可悲，更可悲的是，多数的我们甚至没有“什么时候”。孔子为了拯救苍生做出的努力却成为后世当权者的“统治工具”；达尔文提出的“进化论”却沦为了希特勒发动世界大战的“理论依据”……

我们在努力前进的时候，命运却总在不经意间和我们开个小小的玩笑，而这个玩笑，却可能耗尽我们的一生。

生活没有希望，我们还有未来，而我们了解未来的渠道就是科学。曾经，一直以为，科学，充满希望和向往。可了解越多，认识越深，才明白科学原来也是那么可悲：且不说人类自己身上带的贪婪、自私、卑鄙，且不说人类征服自然带来的一切灾难；仅仅研究科学时候，科学的未来就能让人陷入一种无法回避的尴尬：

科学的目的在于提供一个简单的理论去描述整个宇宙。然而，有一天，真的找到了一套完整的统一理论，则它也将决定我们的行动。

——《时间简史》

现在的我们在研究、发展科学，而最终得出的结果可能发现人类的未来仅仅是一场“宿命论”的悲剧，如同白垩纪末期的恐龙灭绝，我们摆不脱自然，走不出环境带给我们的束缚。因为，我们需要的一切取之于地球，取之于环境，我们永远也不可能摆脱环

境,就像我们永远离不开空气、水、食物。也许有人乐观:人类会不断地认识自然,认识宇宙,无休无止,无穷无尽。可这种认识最终陷入的问题是一种上帝式的救赎:人类不断地遭受灾难,在不断地重建家园。犹如一次次的“大洪水灾难”和一艘艘的“诺亚方舟”。于是,出现了伟大科学家如牛顿和爱因斯坦晚年对科学的“变节”、对宗教的“虔诚”。

时间是一列快速前进永不回头的火车,我们是这列火车的乘客,好想走出火车,静静的去看看时间这列车,可真的可以吗?人只有在特定的时间和空间中才有意义,这是人,确切的说是一切生物的束缚。当有一天,人类可以突破时间和空间的束缚时,那会造成怎样的慌乱和迷茫啊?这就是科学,在解决一个问题的时候,带来的是更大的问题。

科学,真的有尽头吗?在科学前进的路上,我们看得到希望,却永远看不到结果。

困兽之斗

人生就是一个茶几,上面摆满了杯具(悲剧)。戏谑中带着悲凉,讽刺中夹着无奈。这种绝望式的悲观,不知道是个人的悲哀,还是人类的悲哀,抑或两者都是。人生充满太多的无奈,可我们无法否认、逃避、摆脱。因为否认它是给它力量,逃避它是给它力量,对抗它是给它力量,只有认识它了解它并且承认它的存在,在做出选择时考虑到它,我们才能做出正确的选择。

人,只有在特定的时间和空间下才有意义。而这种时空,恰似一个“牢笼”,人在其中做“困兽之斗”。

困兽,明知道没有希望,还必须如“飞蛾扑火”般挣扎,我们也一样。只要我们还相信唯物主义,只要我们还知道存在的意义,只要我们还……有多少理由让我们在这个世

界继续存在,就有多少理由驱使我们挣扎在这个世界上。

在时代的推动中,卑微的我们如同被挂着胡萝卜的毛驴,看着前面的食物,不停地被诱惑着前进,永远只能看着,走着,却吃不到。

或许我们什么也不知道;或许我们知道人生不过是一场“幻想”之旅;或许我们需要的仅仅是“幻想”,就是这种幻想才让我们有生存下去的希望,才有了继续奋斗的勇气。人,有时候是需要麻醉、需要幻想的,不是吗?

既然选择继续存在,就必须努力奋斗。生存,是最基本的需求,需求,激发我们的激情和动力,促使我们不断“前进”,不断为自己创造所谓的“未来”。这是基本,更重要的是,我们在不断地成长中,必须形成自己的认知体系,这样我们不会再自怨自艾,不会再怨天尤人。对世间纷繁复杂的事情,才有自己的理解,才不会人云亦云。

睁大眼睛,惶恐的望着世界,战战兢兢的行在命运之间,如履薄冰。

编后语

PGL-Letters 期刊为古地磁与年代学实验室季刊,为非正式发行,仅供同行业人员内部讨论交流。所刊内容,稿件作者负责。本刊面向同行业人员进行征稿,同时欢迎其它科研小组来信来稿。

《PGL-Letters》将包括以下栏目:

期刊首语

人物介绍 (在地磁学方面做出贡献的专家以及实验室人员介绍)

专题介绍 (每期设置一主题)

文献导读 (地学领域最新文献简介)

研究进展 (包括本实验室最新的研究进展,成果总结等)

Seminar 专栏 (包括来访报告者及其报

告内容简介等)

实验专栏 (包括仪器使用, 方法改进, 实验心得等)

重点连载 (包括教学专栏, 文献综述的连载等)

疑难问答 (主要是专业问题的交流探讨)

文化动态 (该部分内容较为灵活, 包括实验室组织的活动图片, 生活感悟等抒发胸臆或看法等方面的小篇幅文字)

责任编辑: 刘青松 邓成龙 张春霞

美工: 张春霞

电话: 010-82998432, 82998426, 82998010

Email:

qslu@mail.iggcas.ac.cn;

cldeng@mail.iggcas.ac.cn

cxzhang@mail.iggcas.ac.cn

实验室网页:

<http://www.paleomag.net>

PGL-Letters 电子版下载地址:

<http://www.paleomag.net/members/qingsongliu/PGL-letters>

联系地址:

北京市北土城西路 19 号

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 北京

邮编: 100029

