



PGL

第3期 (总第十七期)

Letters



风化 (蔡书慧摄于约书亚树国家公园)

Paleomagnetism and Geochronology Laboratory in Beijing

2012

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

繁忙的秋季总能给人带来丰硕的收获。古地磁与年代学及地质应用课程培训班的成功召开，为促进国内古地磁学工作者相互交流与合作，培养新一代研究人员搭建了重要的平台。令人欣喜的是，培训班成员来自构造、勘探、海洋地质、第四纪环境等不同的专业领域。因此，这次的聚会无疑也为深化古地磁学在其他学科中的应用提供了契机。笔者认为，一个学科能突破自己的学科范畴，成为更广泛学科的应用工具，才是这个学科持久生命力的体现。

鉴于此，本期 PGL Letters 为大家奉上了“专题介绍”大餐。内容囊括了古地磁学在古环境、大地构造、古地质研究中的应用。准确的应用需要扎实的理论基础，因此，本专题中还涵盖了一些基本磁学参数和概念的讨论。这些专题介绍的作者来自不同的专业领域，相信这些来自不同视角的理解，能为大家日后工作打开一些思路。

化学剩磁是红层中主要的载磁机制，但它能否准确记录当时地磁场的方向却一直没有明确的答案。本期的重点连载讨论了红层中化学剩磁的历史研究以及今后可能的突破口。

本期文献导读更多加入了年代学的内容，为大家介绍地幔捕虏体中 He、Ar 同位素的特征以及 Ar-Ar 定年的技术实现。此外，青藏高原隆升和超大陆构造作为构造磁学的热点话题也是本期文献导读的关注对象。上期重点连载为大家介绍了趋磁细菌的研究进

展，而本期我们将继续关注趋磁细菌磁小体的生源论以及纳米磁颗粒在医学中的应用。

“时间”是科学研究中最需要的，也是最奇缺的元素。小时候总听老师家长说，要和时间赛跑，但结果大多是屡战屡败。回头想想，何不变被动为主动？在本期的文化动态，我们一起来探讨如何做时间的主人。

莫言获得诺贝尔文学奖的消息可谓给中国人打了一剂强心针，但同时也给我们科研工作者带来了前所未有的压力。在我们期待诺贝尔物理学奖、诺贝尔化学奖的同时，正如莫言所说“尽快从喧嚣热闹中摆脱出来，大家都该干嘛干嘛去”也许才是最好的捷径。

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，同时欢迎同行业公司人员投稿。

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3期

2012年10月

目 录

人物介绍

刘彩彩.....	1
----------	---

专题介绍

古地磁学在黄土地层研究中的应用	1
浅谈南海海底磁条带研究的发展与展望.....	6
浅谈环境磁学在古环境演变中的几点应用.....	9
古地磁研究与Rodinia超大陆重建.....	11
古地磁在大地构造中的应用	13
浅谈真极移	14
磁学矿物在青藏古高度研究中的应用前景	16
关于岩石磁学参数定量解释的一些思考	17
一阶反转曲线图——FORC图的原理解释及应用	19
利用古地磁确定岩心方位的方法	21

重点连载

浅谈红层中的化学剩磁	26
------------------	----

文献导读

探索趋磁细菌磁小体的生源论和亚细胞组织器官	28
真空炉逐步加热重现白云母中 ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar年龄梯度.....	29
地幔捕掳体的He、Ar同位素特征及数据意义	31
青藏高原东北部在25-20Ma隆升的证据，来自西宁盆地的沉积记录.....	31
1419Ma Nova Guarita基性侵入岩古地磁极及对Nuna超大陆持续时间的构造指示.....	32
磁纳米颗粒和微型NMR传感器在医学诊断中的应用.....	33

文化动态

做时间的主人	35
实验室新闻	35

人物介绍



刘彩彩，中国地震局地质研究所副研究员，1984 年 3 月生于陕西榆林，2001-2005 年就读于北京工商大学，获工学学士学位；2005-2010 年在中国科学院地质与地球物理研究所古地磁实验室硕博连读，获得理学博士学位；2010-2012 年于中国地震局地质研究所从事博士后工作；2012 年 7 月留所工作，8 月通过副研究员岗位答辩。

博士期间主要从事南方红土沉积的磁学研究，主要利用磁性地层学方法对南方红土剖面进行定年，同时通过岩石磁学及环境磁学研究，从磁性矿物组成的角度研究部分南方红土剖面发生重磁化的机理，以及从磁性矿物的转化机制的角度研究该地区古气候的演化。博士后期间的主要工作围绕祁连山地区展开，主要利用古地磁方法，例如磁性地层学及磁组构等方法，对祁连山山间的残留盆地内及其周边的第三系沉积进行研究，探讨祁连山的隆升机制及青藏高原东北缘的构造应力模式演化。目前研究工作继续博士后期间的研究，并同时开展了对断层泥磁化率异常的磁学研究。

目前主持中国博士后科学基金项目（南方红土古地磁记录的复杂性机理研究，2011.1-2013.1）、国家自然科学基金项目（祁连山地区门源盆地磁性地层学研究，青年基金，2012.01-2014.12）以及中国地震局地质研究所中央级公益性科研院所基本科研业务专项（祁连盆地磁性地层学研究，2012.9-2015.12）各一项。

专题介绍

古地磁学在黄土地层研究中的应用 黄鹤桥

古地磁学是地球物理学领域中一门重要的学科，它是研究地质历史地球磁场的基本特征、组成、起源与演化，同时探讨地磁场的起源。古地磁学的研究方法是对不同地质时期各种岩石地磁要素进行测量并通过对测量数据的分析，找出其中的规律，解决相关的地质问题。通过对古地磁学的研究，不仅可以解决地质历史时期地磁场的演化规律，同时还可以促进解决生命、环境演化等相关问题的研究。

我国黄土分布面积达 63 万平方公里，尤其在黄河中游地区厚层的黄土连续覆盖面积约 27.5 万平方公里，形成蔚为壮观得黄土高原。中国黄土—古土壤序列是第四纪以来中国北方环境和气候变化最详细的记录之一。其厚度之大，地层层序之完整，古土壤发育之清楚，含哺乳类化石之多，均属世界罕见。巨厚的黄土地层完美的记录了二百多万年来地球磁场变化的信息，使得我们得以通过黄土进行古地磁研究。

近年来研究表明，黄土是在干冷气候条件下形成的风成沉积物，并且受风化作用的影响较小。古土壤是在相对潮湿温暖环境下形成的，并受到较强的风化和成土作用。黄土—古土壤磁化率的变化与深海氧同位素密切相关，这说明黄土的沉积与全球冰层的变化存在相关性，并且都受控于北半球环流的变化，因此，对中国黄土沉积物的研究引起国际上的广泛关注。丁仲礼和刘东生对不同区域的各个地层单位进行了空间和时间上的一一对比，证明了中国黄土在记录第四纪古气候变迁上具有很好的连续性。

由于中国黄土沉积物在全球变化研究中的特殊地位，而黄土的磁学性质又与古环境和古气候的变迁密切相关。因此，最近几年来，对黄土磁学性质的研究十分活跃，并取得了多方面的进展。

一、黄土—古土壤的磁性矿物成分

岩石磁学包括铁磁性矿物的鉴定（包括矿物的种类、晶形、粒径大小、形状以及形成的物理化学条件）以及各种铁磁性矿物的来源和形成时期，它们作为剩磁载体在各种剩磁中的贡献，并以此确定原生剩磁或特征剩磁的成分，及各种次生剩磁的成分。

选择合适的退磁手段和条件,以获得精确可靠的数据。黄土岩石磁学特征的研究亦是如此,它的研究不仅可以探知黄土岩石磁性特征,而且对黄土古地磁学的研究以及古地磁学理论亦有贡献。同时可以通过不同地区、不同时代、不同层位的黄土磁学特征,分析黄土形成环境或演变过程,对研究中国黄土气候环境变化作出贡献。

对于铁磁性矿物,当外加磁场较弱时,磁化强度随外加磁场的变化呈可逆过程。但是,当外加磁场超过某一临界值时,磁化强度随外加磁场的变化为非线性不可逆过程,即发生磁滞现象。通过改变外加磁场的方向可以获得完整的磁滞回线,由磁滞回线可以直观地确定饱和磁化强度(M_s),饱和磁化外场(H_s)、饱和剩余磁化强度(M_r)、矫顽力(H_c)、剩磁矫顽力(H_{cr})和初始磁化率(χ)等磁参数。由这些磁参数可以确定磁性矿物的种类和粒度。

无论黄土还古土壤,其主要磁性矿物的居里温度都是 580°C ,说明两者的主要磁性载体是磁铁矿。磁赤铁矿作为一种不稳定的磁性载体存在于黄土和古土壤中,赤铁矿对剩余磁性的贡献是很小的。

黄土—古土壤主要磁性矿物的矫顽力和剩磁矫顽力与磁铁矿较吻合,实验值比单畴磁铁矿的理论值偏高的原因主要是由于黄土和古土壤中含有少量赤铁矿所致。黄土和古土壤的饱和磁化外场都与磁铁矿的理论饱和磁化外场相近,而与赤铁矿的理论饱和磁化外场相差很远。同时,黄土和古土壤磁性矿物的饱和磁化外场比磁铁矿的理论饱和磁化外场略高,这进一步说明黄土—古土壤的磁性矿物是以磁铁矿为主,并含有少量的赤铁矿。黄土和古土壤磁性矿物成分没有显著的差别,都是以磁铁矿为主。稳定的天然剩磁(NRM)也主要是由磁铁矿携带的,赤铁矿并不是黄土和古土壤稳定天然剩磁的磁载体。

黄土和古土壤磁性矿物的粒度与其剩余磁性的成因直接相关。而且也是解决低场磁化率变化与深海氧同位素曲线相关机制的关键。根据频率磁化率($\chi_{fd}\%$)和等温剩磁实验结果,一些研究者认为由于成土作用,古土壤中含有较多的超单畴颗粒,这些超单畴磁性颗粒对常温下的剩余磁性没有贡献,但对低场磁化率的贡献是非常重要的。与黄土相比,古土壤经受了较强的成土和风化作用,因此由一些无机化学反应过程生成较多的超单畴颗粒,这就是古土壤比黄土磁化率增高的原因。

在中国黄土沉积物研究当中,磁化率被认为是夏季季风强度的良好替代性指标,自 1980 年代以来,黄土-古土壤磁性增强机制的研究开始广泛开展起

来,并且取得了大量研究成果。沉积环境中,磁性矿物的形成、搬运、沉积和沉积后的改造都会受到环境和气候变化的影响。因此,研究工作也主要集中于这几个地质过程对磁性矿物的影响过程和影响程度。由于地理位置和气候条件的不同,对于增强机制的解释也存在很大的差异,目前主要存在以下几种说法:成土过程中细颗粒强磁性矿物的生成沉积物的压实和碳酸盐淋滤作用,黄土和古土壤母质和源区的差别,来自源区粉尘的稀释作用,自然燃烧,植物残体分解以及微生物生化过程中形成的超细颗粒磁性矿物等。不过,随着大量岩石磁学方法的使用、研究不断深入,越来越多的学者倾向于成土作用的强度是导致黄土与古土壤中磁化率差异的本质因素,是磁性增强的主导机制即成土过程中细颗粒磁性矿物(磁铁矿和磁赤铁矿)的形成是造成古土壤中磁化率增强的主要因素,成土过程中形成细颗粒磁铁矿为磁化率的主要贡献者,该过程中细颗粒磁性矿物除磁铁矿和赤铁矿外,磁赤铁矿也具有较大的贡献。

磁性矿物是沉积物中记录古地磁场和古环境变化信息的载体,其矿物组成和粒径分布决定了沉积物的磁学性质。在中国黄土沉积物中的磁性矿物主要包含亚铁磁性矿物磁铁矿、磁赤铁矿、反铁磁性矿物赤铁矿和针铁矿等四种,其中磁铁矿和磁赤铁矿是最主要的载磁矿物,对磁化率和剩磁等磁学性质贡献最大,且粒径分布较广,既有细颗粒的超顺磁性颗粒和单畴颗粒,也有较粗的准单畴和多畴颗粒。那么,究竟是何种粒径、哪一种或几种磁性矿物,是磁性增强的主要因素呢?磁性增强机制的研究进一步指明主导该增强机制磁性矿物的种类和粒径分布两个方面。

在磁性矿物种类方面,成土过程中细颗粒磁性矿物(磁铁矿和磁赤铁矿)的形成是造成古土壤中磁化率增强的主要因素,成土过程中形成的细颗粒磁铁矿为磁化率的主要贡献者;而刘东生等则认为该过程中细颗粒磁性矿物除磁铁矿和赤铁矿外,磁赤铁矿也具有较大的贡献。随后的大量岩石磁学证据表明,成土过程中形成的细颗粒磁赤铁矿,而不是先前认为的磁铁矿含量,是构成黄土—古土壤中磁性增强的主导机制。穆斯鲍尔谱分析显示,铁元素一部分赋存于磁铁矿和磁赤铁矿中,而另外一部分则赋存于赤铁矿中,且比值与磁化率成正比,表明磁化率的增强是由磁铁矿和磁赤铁矿含量的增加引起。通过透射电子显微镜(TEM)分析表明,在黄土、古土壤样品中均广泛存在着一些微观二元结构,有磁铁矿核-赤铁矿环,磁铁矿核-磁赤铁矿环和磁赤

铁矿核-赤铁矿环三种组合。这些二元结构均是磁铁矿低温氧化后的产物,在粉尘源区,氧化较为充分,小颗粒的磁铁矿完全转化为赤铁矿,而颗粒较大的磁铁矿,内部会保留有部分磁铁矿,与外层氧化形成的赤铁矿组成类似核-幔的二元结构;在沉积区,成土成因的磁铁矿由于低温氧化而向磁赤铁矿转化,转化不完全时会残留有磁铁矿核,形成磁铁矿核-磁赤铁矿环结构,而当磁铁矿颗粒较小时,氧化程度较高,全部转化为磁赤铁矿,磁赤铁矿表面则会进一步氧化为赤铁矿,从而形成磁赤铁矿核-赤铁矿环结构。现代土壤的研究结果也证实了在排水性良好的土壤类型中,氧化作用较强,生物/非生物成因的磁铁矿均大部分转化为磁赤铁矿,而且细颗粒的磁赤铁矿表现出良好的稳定性,不会进一步向赤铁矿转化。实验室合成实验同样显示了水铁矿在低温下可以直接转化为磁赤铁矿。

在粒径分布方面,目前的研究主要通过分粒级研究和岩石磁学分析来实现。分粒级的结果表明,无论黄土还是古土壤样品,小于 $0.3\mu\text{m}$ 颗粒磁化率和频率磁化率值均最高。在黄土中,大于 $10\mu\text{m}$ 颗粒对样品磁化率的贡献为 48.26%;而在古土壤中,小于 $0.3\mu\text{m}$ 颗粒对样品磁化率的贡献则为 59.86%。综合磁性提纯和 CBD 技术,黄土中粗颗粒粉尘成因磁性矿物对磁化率的贡献超过 50%,成土成因磁性矿物的贡献也可达 37%;古土壤中成土成因磁性矿物的贡献则要大 70%。岩石磁学分析则认为主导黄土—古土壤中磁化率增强的因素是成土过程中形成的单畴颗粒磁性矿物(以磁赤铁矿为主)的含量。古土壤中频率磁化率百分含量在升高到 12%时达到饱和,而且不会随着磁化率的继续升高而增大,磁化率的增强并非由于粒度分布的变化,而是磁性矿物含量的变化引起。磁性提纯后的样品去除粉尘背景值的贡献,频率磁化率百分含量在 14%达到饱和,与磁化率所表征的成土作用强度不相关。频率磁化率与磁化率线性相关,表明无论黄土还是古土壤,磁性矿物的粒径分布几乎恒定不变;频率磁化率所表征的处于狭窄区域内(约 $25\sim 30\text{nm}$)超细磁性颗粒的含量与小于该阈值磁性颗粒的含量成正比,依然可以作为表征细颗粒磁性矿物含量的参数。非磁滞剩磁(ARM)对稳定单畴颗粒(约 $25\sim 100\text{nm}$)比较敏感,与磁化率的良好相关性表明 ARM 可以表征粒径在 $25\sim 100\text{nm}$ 范围内磁性颗粒的含量。而在磁性提纯后,ARM 值减少较小则表明此范围内的磁性颗粒不易被磁性提取,为成土成因。通过低温试验,超顺磁性颗粒和单畴颗粒对磁化率的贡献,结果显示单畴的贡献要大于超顺磁性颗粒,而计算

所得的成土成因磁赤铁矿峰值粒径刚好大于 SP/SD 的阈值。细颗粒 (SP + SD) 磁赤铁矿是水铁矿在成土过程中的向赤铁矿转化的中间产物,其含量增加是磁性增强的主导因素。

综上所述,经过大量研究尤其是岩石磁学方面的证据,目前取得的研究成果趋向于主导这种磁性增强的因素是成土过程中形成的单畴磁赤铁矿含量升高。大量成果表明,黄土沉积物磁性增强机制主要由成土作用的强度控制。但是,成土作用只是沉积后改造的一个方面,而且沉积后改造也仅仅是黄土沉积物这一地质体涉及的形成、搬运、沉积和沉积后改造一系列复杂过程中之一。我国黄土沉积物分布及其广泛,黄土沉积区在地理位置和气候条件等方面存在着显著的差异,那么这一磁性增强机制是否适用于所有地区还不得而知。一些黄土沉积物中磁化率和成土作用的强度显示了不相关、甚至负相关,应该进一步加强不同地区成土作用对磁化率变化的影响研究。

成土作用是一个复杂的过程,不仅包含了对原生磁性矿物的改造,同时还会形成新的磁性矿物。黄土沉积物中主要的磁性矿物有磁铁矿、磁赤铁矿、赤铁矿、针铁矿等,其中磁铁矿和磁赤铁矿是主要的载磁矿物,对磁化率等磁学参数的贡献最大。但这些磁性矿物之间并不是一成不变的,而是会在一定的物理、化学条件下进行相互转化。在低温氧化过程中,磁铁矿会向磁赤铁矿转化,而磁赤铁矿则会进一步转化为赤铁矿。成土作用在它们之间的转化过程中扮演什么样的角色目前还不得而知。搞清楚这些问题对于理解成土作用对磁性矿物种类、含量和粒径的影响,磁学参数的环境学意义乃至古地磁结果的可靠性都具有十分重要的意义。同时,区分来自源区的原生磁性信息和沉积区的次生磁性信息成为了备受关注的课题。中国黄土沉积物中,既有来自风尘源区的粗颗粒磁铁矿,又有来自沉积区次生的细颗粒磁铁矿和磁赤铁矿。过去的一些研究表明,利用柠檬酸盐-碳酸氢盐-连二亚硫酸盐(CBD)按照特定的步骤,可以有效的溶解磁赤铁矿、赤铁矿、针铁矿和成土成因的细颗粒磁铁矿。通过 CBD 方法系统地研究了交道剖面的磁学参数变化,认为成土作用的加强使得成土成因磁铁矿和磁赤铁矿含量升高,粒径变细,CBD 处理后各磁学参数的长期变化显示了冬季风加强的趋势。同时,赤铁矿信息的分离随着实验仪器精度的提高和试验方法的创新和改进而成为可能。目前有效的方法有高温退磁后的特征剩磁($580\sim 680^\circ\text{C}$)、高场交变退磁后的特征剩磁($100\sim 150\text{mT}$)、Lowrie 三轴热退磁方法中的

高矫顽力组分以及磁性提纯后的一些矿物学测试 (XRD)。采用对饱和等温剩磁进行交变退磁的方法来分离赤铁矿的信息, 100 mT 的交变场可以有效地清洗掉粗颗粒磁铁矿携带的剩磁, SIRM_{100mT} 的载体主要是赤铁矿, 且 SIRM_{100mT}/SIRM、SIRM_{100mT}/SIRM_{30mT} 和 SIRM_{100mT}/SIRM_{60mT} 均可以指示赤铁矿的相对含量变化, 并通过这几个参数在第四纪以来呈现长尺度降低的趋势指明了无论是黄土高原沉积区还是粉尘源区的干旱化总体上都是增强的。不过目前此类研究尚少, 还没有得到广泛的认可及大量应用, 因此, 今后在赤铁矿的分离上还具有很大的研究空间。

二、黄土和古土壤磁化率的气候意义

黄土磁化强度是黄土磁性重要参数之一。磁化强度的大小与所含铁矿物的种类、数量、颗粒大小以及晶形因素有关。由于气候变化, 成壤作用会引起黄土中铁矿物种类的变化。而且淋溶作用也会造成可溶性矿物的迁移, 使铁矿物富集。风化作用使粒度发生变化。上述与气候有关的地质作用都会引起黄土磁化强度的变化。因此, 磁化强度变化无疑是气候变化的反映。黄土磁化率亦是黄土磁性的重要参数之一。岩石磁化率大小与铁矿物的种类、颗粒大小及数量有关, 特别是与超细颗粒 $\leq 1\mu\text{m}$ 磁性矿物数量有关。这些 $\leq 1\mu\text{m}$ 的具有超顺磁性颗粒越多磁化率值越高。气候变化, 成壤作用会产生大量超细颗粒磁性矿物, 造成高磁化率值。因此, 磁化率变化也反映了气候变化, 可以作为衡量气候变化的指标。

黄土和古土壤的磁化率作为敏感的古气候替代指标, 已被广泛用来研究黄土高原的古气候。黄土和古土壤的磁性矿物有沉积和成壤两种成因, 前者来源于粉尘的源区, 而后者是粉尘堆积后在成壤过程中形成次生磁性矿物导致的磁化率增量。当粉尘堆积的气候干冷到基本没有成壤作用时, 其中的细颗粒则全部为风成成因的。分析结果表明, 风成粉尘的黄土粒度与磁化率之间存在着平缓的线性关系, 借助回归方程可估算出各个黄土或古土壤样品磁化率的沉积分量, 再从各个样品的总磁化率中减去沉积分量就可得到成壤分量的估计。磁化率沉积或成壤分量与黄土或古土壤物质通量的乘积即为磁化率的沉积通量或磁化率的成壤通量。

磁化率表征了磁性矿物的产率, 但磁化率值缺乏明确的时间量度, 在干冷的黄土堆积期, 黄土磁化率取决于粉尘本身固有的磁化率。实验表明, 原始粉尘的磁化率值随粒度变化很小, 随粉尘堆积速

率变化也很小。而粒度和堆积速度反映了黄土高原及源区的气候干冷程度及风动力的大小, 也就是说当气候条件变化时, 粉尘的磁化率并没有多大的变化, 即磁化率值并不能很真实地反映其形成时的气候变化, 这是因为磁化率值并没有包含所测样品所代表的时间因素。当温湿的古土壤发育期来临时, 单位时间内所堆积的粉尘量减小, 每个所测量的古土壤样品所代表的时间较黄土样品的长, 因而其磁化率值也没有包含时间因素。而对于古气候研究来说, 都以单位时间来研究古气候状况, 所以如果能对磁化率值进行时间校正, 校正后的气候替代性指标能更真实地反映古气候状况。黄土的磁化率通量指黄土高原单位面积上单位时间内所产生的磁性粒子 (包括沉积的和成壤的) 通量的磁化率表示, 即用磁化率通量表示通量的磁性粒子通量, 它等于粉尘的产生通量乘以其标准磁化率。

显然磁化率沉积分量和成壤分量分别是冬夏季风的替代性指标, 所以由它们的变化序列不难得到气候季节性变化。由于磁化率通量的沉积分量与冬季风的干冷程度呈负相关变化, 即磁化率通量越大, 表明气候越干冷, 而磁化率成壤分量与夏季风的温湿程度呈正相关变化, 所以两者均可以反映季节性变化的大小。因此, 磁化率通量 (等于沉积和成壤两种分量之和) 即反映了黄土高原气候变化的季节性, 也就是说, 磁化率通量是一种含有气候变化季节性信号的气候替代性指标。

黄土和古土壤的磁化率成壤分量可反映降水量的大小, 而通过对黄土高原现代气候研究发现, 夏季风降水是全年降水的主要部分, 从这个意义上说, 磁化率指示了夏季风的强度, 可根据它的大小, 特别是其相对于粉尘原生磁化率的增量 (成壤分量), 可大致确定夏季风的活动范围, 并估计它的相对强度。进一步的研究发现洛川黄土的磁化率变化曲线可以与深海氧同位素变化进行较好的对比, 从而认为磁化率是陆相地层中灵敏的气候代用指标。目前许多学者已探讨各种方法来估算与气候有关的磁化率含量, 并进一步进行定量分析古降水量和古温度。通过与 ^{10}Be 浓度的对比分辨出沉积和后来成土过程中形成的磁性矿物, 认为后生的磁铁矿与当地当时的降雨量有直接的关系, 因此古降雨量可以计算出来。

随着稳定同位素理论不断完善, 分析测试技术水平的提高, 海洋沉积物及有孔虫氧同位素的研究取得进展, 建立了深海氧同位素曲线, 反映全球平均冰量的多少, 即全球气候变化曲线。黄土剖面磁化强度的变化呈现出的规律性, 与黄土—古土壤

序列可以很好的对比,结果显示,古土壤层磁化强度相对高于黄土层,强度变化曲线有规律的波动,其曲线变化的规律也与深海氧同位素曲线变化的规律较为一致。近来的研究表明,黄土—古土壤序列的磁化率曲线能更加完整、准确地反映古气候冷暖波动,可以作为第四纪大陆古气候记录的模式之一,其复杂、特殊的磁化率曲线与深海沉积物氧同位素曲线的可对比性,反映了黄土高原乃至整个中国黄土分布区的气候环境变化,不仅受东亚季风的影响,也受到全球气候变化的影响,黄土磁化率曲线是目前分辨率最高的古气候记录。

用磁化率定量分析气候变化目前确实是一种有效的手段,但是还存在许多问题。磁化率增强的土壤成因说虽然得到了广泛的认同,但无法解释古土壤的发育程度与磁化率高低不能完全对应的现象。现代粉尘磁化率的研究表明磁化率的变化具有季节性,黄土中风尘的化学成分和原生物质成分在不同时期具有明显的变化,这些现象表明黄土的粉尘物源成分并不均一。磁化率必然受原生物质成分变化的影响,因此,磁化率的成因机制还是一个远未解决的问题,区分出原地成土作用形成的磁性矿物的含量进行定量分析还需进一步研究。另外,成土过程中不仅产生超顺磁的磁性颗粒,很可能还产生单畴和假单畴颗粒产生,因此仅以超顺磁的含量进行古降水的分析可能是不准确的。目前对现代表土磁化率的调查确实是一种建立气候和磁化率关系的很好手段,因此,为提高样品的代表性,加大采样密度和采集不同气候区的样品是必须的。另外,应该注意到土壤的不同发生层磁化率大小并不一样,因此应研究哪一土壤发生层的磁化率更具代表性。生物对土壤磁化率的贡献是不容怀疑的,它们的作用有许多种,是生物自身的分解为主,还是生物活动促使矿物的转化为主等还有待于研究。另外,磁化率的变化可能是多种因素综合作用造成的,仅考虑降雨量和温度可能是不够的,因此还需要对磁化率与气候的关系进行更深入的研究。

三、黄土磁性地层

磁性地层学是研究地层单元磁性特征的地层学。磁性地层学以岩石的剩余磁性特征和变化作为基础。它主要基于四种基本磁性特征:磁极性、偶极子场位置、非偶极子分量和磁场强度。其中最主要的是磁极性即岩石剩磁方向的变化—极性倒转。由于地磁场倒转具有全球同时性,因此磁性地层有利于大范围的地层对比,可以进行不同大陆、不同岩性的对比,甚至可以进行海陆相之间的对比。

磁性地层学分四类:1 以周期为 100a 的地磁变化为依据,称长期变化磁性地层学;2 以周期为 100-1000000 的极性带为依据,称极性磁性地层学;3 以磁化率变化为依据的磁化率磁性地层学;4 以变化周期为 100000-1000000000a 的平均古地磁极位置为依据,称视磁极漂移曲线磁性地层学。

进行磁性地层学研究时必须掌握几个原则:

1、在研究沉积物的磁性地层时,地层剖面要可靠清楚,没有大的沉积间断,具有一定的沉积速率。

2、了解岩石中磁性矿物组合以及各种组合在不同剩磁中的作用。分析岩石中磁性矿物的产生时间,即哪些磁性矿物是原生的,作为原生剩磁磁性载体而存在,那些磁性矿物是次生的,是岩石形成后后期后生形成的,作为次生剩磁载体而存在。

3、进行岩石退磁研究。磁性地层研究中一个关键问题是能否得到岩石的原生剩磁(特征剩磁)。良好的退磁是得到原生剩磁的保证。

4、进行必要的沉积物年龄测定,以便与生物地层、岩石地层结果对比。

5、忌在剖面中仅采其中一段进行极性测量,然后将其结果随意和极性表中的某个极性期或亚期对比。因为极性倒转本身就是连续的正负极相间,地层中某一小段的极性变化也是一种正负极性相同,不能确定属于哪个极性期或亚期,除非有可靠的年龄佐证。

6、磁性地层不能为地层提供明确的年龄,它仅是通过对比标准磁极性时间表而得到的相对年龄,间接地为地层提供时间标尺。

全球古地磁的方法日益被应用于第四纪地层的划分、对比及测年的研究。同时钾-氩等年代测定技术的发展,为确定地磁极性历史的时间序列提供了良好的条件。

中国黄土是连续、均匀、快速的沉积物,磁性强,剩磁稳定,非常适合作古地磁研究,黄土磁性地层学研究主要根据极性磁性地层学和磁化率磁性地层学进行划分。

黄土磁性地层区域对比是按黄土地层的磁性特征的变化顺序进行区域性的横向对比,对黄土地层划分和对比有重要作用。区域对比的标志主要是古地磁的极性变化。在黄土磁性地层区域对比时,主要可靠的标志是布容—松山,与松山—高斯间的极性变化界限以及松山极性时内的极性亚时。而布容极性时内的布莱克偏移可作为对比时的参考,因为难以确定其全球性。

70 年代就进行的黄土的磁性地层学研究,认为离石黄土和午城黄土的界限在 690 ka BP,也就是布

容正向期和松山反向期的界线处,但午城的底界没能限定。80年代初,利用古地磁测年方法研究了中国洛川黄土古地磁样品,首次提出了正确的中国黄土堆积年代,将中国黄土磁学研究推向世界,并在黄土剖面中获得可靠的短期的地磁极性事件(Jaramillo 和 Olduvai 事件)。随后的研究证实了中国黄土堆积开始于 2.6Ma BP 的研究结果。除了 Jaramillo 和 Olduvai 极性事件外,在 2001 年对 S1 层古土壤进行了详细的研究,用释光法进行定年,并与深海氧同位素进行对比,发现了 Blake 极性事件的存在。对渭南黄土剖面 L13 至 S13 进行了详细的岩石学和古地磁学研究,并通过确定上下 Jaramillo 事件结合沉积速率的方法进行年龄的确定,发现了 Cobb Mountain 极性事件,其年龄为 1.3 Ma 左右。

综上所述,中国黄土沉积物的磁性矿物有磁铁矿、磁赤铁矿、赤铁矿和针铁矿。成土过程中新生成的细粒磁性矿物的含量变化是导致磁化率增强的主导因素。赤铁矿对认识粉尘源区的干旱化过程是很重要的。中国黄土沉积物的磁气候学记录灵敏地反映了第四纪亚洲内陆地区干旱化过程和东亚季风演化历史。要进一步量化提取磁气候记录,既要区分粉尘源区和沉积区的磁信号,又要区分不同土壤化作用阶段的磁信号。此外,需要开展微生物对磁性矿物改造等问题的深入研究。

浅谈南海海底磁条带研究的发展与展望

宋洋

对海底磁条带的研究,首先联想到便是二战期间为了打击猖獗的德国潜艇,英美研制出磁力探测仪,这一领域的研究可以说对于海洋地球物理的发展是十分重要的一步。主要应用在当潜艇在水下航行时,能引起周围磁场的变化,使用这种磁力探测仪就可以发现水下的潜艇,并对其展开攻击。随后美国哥伦比亚大学拉蒙特地质研究所和斯克里普斯海洋研究所用磁力探测仪进行海洋地球磁场的研究,从 1984 年至 1957 年已在大西洋中脊上进行了近 20 次的航行。到 1958 年,美国海岸与大地测量局派遣了“先驱者”号海洋调查船,携带着全磁场磁力探测仪,以密集的航线,对太平洋广大海域进行测量,获得了大面积的洋底岩石磁性特征资料。当他们把这两次测量的磁力强度相同的等值线标绘在图上时,众人惊奇地发现:这些等磁力线条带大都呈南北方向平

行于大洋中脊排列,而且磁性正负相间;每个条带长约数百千米,宽度一般数十千米;磁化强度很高的海底磁性体形成了正向磁性条带,而相邻近的磁性很弱的海底磁性体则形成负磁性条带;遇到切割大洋中脊的大断裂带时,这些磁条带也会被切断错开海底磁条带。这个发现顿时引起世界各国地质学家的兴趣,他们风趣地把磁条带比喻为“磁性林荫大道”1963 年,英国剑桥大学的两位学者瓦因和马修斯为了研究海底磁条带,专门来到北大西洋冰岛西南的雷克雅内斯洋脊海面,在 50 千米见方的海域进行了精密调查,并以 5 至 10km 为一条测线,进行航空磁测,共测了 58 条测线结果,他们也获得了平行大西洋中脊的对称分布的正负磁条带,面对一大堆海底磁条带的资料,瓦因和马修斯苦苦思索,寻找令人信服的解释。美国著名海洋地质学家赫斯提出了“海底扩张说”这一崭新理论,认为洋中脊是新生海底不断产生的地方,在坚硬的地壳下,塑性的地幔物质受地球内部不断散发热量的影响,部分地幔物质变轻而缓缓上升,直到地壳下部才逐渐冷却变重并向两侧流动。这种流动的作用力很大,渐渐就把地壳“撕裂”开,同时地壳里的玄武岩浆便沿着这个裂缝涌出来,冷却凝固后就形成新的海底,原有的海底被推向两侧。在这新诞生的海底中央,隆起一条海底山脉,这就是大洋中脊。

瓦因和马修斯根据“海底扩张说”及磁极转向的现象,提出了一个大胆的解释,他们认为海底磁条带不是由于磁化强弱不均引起的,而是在地磁场转向的背景下,海底不断新生、扩张所造成的研究表明,地磁极的倒转在整个地球史上曾多次发生。距今 760 万年以来,地磁场改变磁极符号多达 171,几乎每隔 20 万至 100 万年就要发生一次,在过去的,450 万年间已发生过 3 次,其间还发生过几次以万年为周期的短期倒转,现代地磁场变弱并开始倒转,至少已有 150 年之久,根据人造卫星仪器精确测量 120 年后,地球磁场将发生倒转。当新的海底岩石在洋中脊形成时,如果正处于正向磁场时期,那么就获得正向的磁条带,由于海底的扩张,这个具有正向的海底岩石将被后来形成的新的岩石推向两侧,如果这时正好是反向磁场时期,那么此时形成的岩石就具有反向磁性。地磁场反复转向,新海底沿中脊不断形成和扩张,就在海底留下了一系列磁化方向正反相间的磁条带这样,每次地磁场转向,都在当时新形的海底打上了印记,也就是说,海底磁条带实际上记录下了地球磁场不断转向的历史,也记录了海底扩张的历史。这样,不难根据磁条带离开大洋中脊轴的距离,计算出海底扩张的速率:太平洋的海底单侧扩张速率约

为 4 厘米/年,大西洋和印度洋为 2 厘米/年。但影响地磁方向的变化原因,至今它是怎样产生影响的等等这一切还需要进一步的研究才能为我们揭开这个谜团。

回顾磁条带的研究,在海盆的年龄和演化历史等方面起到了很重要的作用。地磁异常是地质现象的直接反映,它们之间本来就存在着许多必然的联系。在我国南海中央海盆中分布着大范围的规律性很强的条带状磁异常(近 50 万 km^2)。对它们进行分析、对比与解释,认为这是我国疆界内存在的由中央扩张脊型海底扩张产生的磁条带地层的反映,它发生在新生代第三纪中晚期,具有太平洋西部边缘海底扩张型特点。对国内外地学界有争议的南中国海的形成与演化有了进一步的认识,对南海深部地质构造、地壳结构的研究和矿产资源开发等都具有重要意义。但由于早期磁测精度的限制,南海海盆内至今还有很多最基本的问题未解决,这也是长期以来,地质学家们对南海海盆的年龄和演化历史的认识存在较大争议的原因。

对于南海形成演化的动力学机制,学者们提出了多种观点。夏斌等(2004)总结了上世纪 70 年代以来前人对南海的研究工作,按照区域构造动力来源,将南海海底扩张概括为五类模式:(1)弧后扩张模式(Karig, 1973);(2)碰撞—挤出一拉张模式(Tapponnier 等, 1976, 1982; Briais 等, 1993);(3)地幔柱活动和地幔上涌模式(龚再升等, 1997; 李思田等, 1998);(4)陆缘伸展扩张模式(刘昭蜀等, 1988; 陈国达, 1988);(5)大西洋海底扩张模式(Taylor 等, 1980, 1983; 姚伯初等, 1994)。在上述的多种南海成因模式中,海底扩张模式(Taylor 1993)是关于南海成因的主要观点。

南海中央海盆地区条带状磁异常的特征,从整体上看,条带状磁异常区大致以南(西)北东向伸展,沿走向的延伸长达 860km 以上。西南段比较狭窄,宽约 220km 左右,西起 112°E 线附近,约在 11°06'N 至 12°30'N 之间,有 20 条左右正负相间、平行排列、断续分布、以 NE50°方向延展的磁条带,当延伸到 115°30'E 附近时,很明显地看出条带状磁异常区的宽度突然膨胀到 620 多公里,条带状磁异常的数目增多到 50 余条,分布在 12°30'N 到 18°30'N 之间的辽阔海区,一直到 119°00'E 左右才结束,规模巨大。条带状磁异常区内各个异常带的宽度均在 10~30km 之间,大多数宽度为 20km 左右,强度一般在 100~300nT 之间,最强的约 450nT 左右。总的来看,条带状磁异常的强度从西南向东北有增强的趋势。条带状磁异常的走向大致有两组,一组是北东向,另一组

为近东西向。北东向条带状磁异常的走向基本上在 50°~70°之间,中间虽有海山异常干扰,但比较醒目,很容易追踪。近东西向条带状磁异常走向在 80°~100°之间,只出现在 115°30'E 以东,14°30'N 以南和 16°30'N 以北深海盆区,各有 18 条左右正负相间带状的磁异常,而在同一组条带状磁异常带内,明显地存在着错断现象,使磁异常带不太连续。每个条带状磁异常的长度不一,最长者连续达 200 余公里,短者只有 30km。

将南海的磁异常条带与全球地磁反转时间表进行系统对比,Taylor & Hayes(1980)在南海中央海盆首次识别出 11-5b 号磁异常条带,相当于 32~17Ma,这些磁条带为近东西向,在北纬 15°左右有一近东西向的海底山链与磁异常条带平行,且海山链两侧的磁异常条带具有明显的对称性,因此,海山链被推测为已停止的扩张轴,南海形成于渐新世-早中新世海底扩张。发现海底磁异常条带是支持南海海底扩张成因的主要依据。Ben Avraham & Uyeda(1973)首先在南海中央海盆中对比出东西向的磁异常条带,但未鉴别出其时代。Taylor & Hayes(1980)首次对比出 5d-11 号东西向磁异常条带,并提出:南海是 32-17Ma 期间由南北向的海底扩张形成的。何廉声(1987)提出南海发生过两次海底扩张,第一次海底扩张发生在晚白垩世早期,其依据是由南海西南海盆采集的地磁资料鉴别出的 M7-M11(126-119Ma)磁异常条带。吕文正(1987)在西南海盆对比出 20-27 号磁异常条带,由此认为南海第一次海底扩张发生在晚白垩世至早古新世(70-63Ma)。姚伯初等(1994)利用中美联合调查南海海洋地质第二阶段所采集的综合地球物理资料,在西南海盆中鉴别出 18-13 号磁异常条带,认为其形成时代是晚始新世至早渐新世(42-35Ma)。姚伯初(1996)认为南海在新生代经历了大西洋型海底扩张的演化历史,海盆中有三个残留的海底扩张中心,并发生过两次海底扩张。第一次海底扩张发生在晚始新世—早渐新世,扩张方向为北西—南东向,产生了南海西北海盆和西南海盆,第二次海底扩张是在晚渐新世—早中新世,形成了南海中央海盆。其中最突出且争议最大的,就是西南次海盆的年龄问题, Taylor and Hayes (1983)提出西北和中央海盆的扩张年龄为 32-16Ma,根据 Cande and Kent (1992) 以及 Gradstein et al. (2004) 修正的磁条带年表,扩张年龄为 30-16Ma,西南次海盆未识别出磁条带;姚伯初和曾维军(1994)和姚伯初(1999)提出南海两段式扩张,其中西南次海盆与西北次海盆扩张年龄为 42-35Ma,中央海盆为 32-17Ma; Briais et al. (1993) 提出西北和中央次海

盆从 30Ma 开始扩张, 伴随扩张脊的向南跃迁, 西南次海盆在 23Ma 以后开始张开的认识。根据 Hsu et al. (2004) 的研究, 南海东部靠近马尼拉海沟和台西南盆地南部发育有南海海盆最老的洋壳, 对应的条带编号为 10-17, 年龄为 30-37Ma。然而, 在澎湖隆起、台西南和台西盆地 (在台湾分别叫台南和台西盆地) 解体不整合的时代大致 30Ma (Lin et al., 2003), 这些地区正好位于 Hse et al. 识别的南海洋壳磁条带的北部和东北部, 而这些盆地的沉积历史与 Hsu et al. (2004) 解释的 37 Ma 的最早扩张时代并不一致, 因此南海东北部磁条带的性质和年龄仍需要进一步的验证。

以上涉及问题的研究, 需要建立在对南海海盆关键区域磁条带精确定年的基础上。还需要我们进一步的研究工作。早期的磁测研究主要是使用船载磁力仪, 但由于南海海盆水深较大 (西北和中央海盆水深大于 3000 米, 西南次海盆水深大于 4000 米), 再加上沉积物的影响, 位于海面的船载磁力仪对南海海盆内、尤其是对洋壳宽度窄且条带密集的西南次海盆内磁异常的测量, 分辨率很低, 导致分析结果存在很大的误差。使用深拖磁力仪, 将磁力探测仪器贴近海底面进行磁力测量 (通常距海底几十米到几百米的范围内), 可以使探测精度高出几倍到十几倍, 犹如看表演的人从山上走到山下的操场边一样, 分辨率和准确性都极大提高。因此, 随着南海的深拖磁力探测的实施, 我们将会发现新的成果。

参考文献:

- [1] 龚再升, 李思田, 谢泰俊等. 南海北部大陆边缘盆地分析与油气聚集. 北京: 科学出版社, 1997
- [2] 何廉声. 南海地质构造图. 见: 南海地质地球物理图集. 广州: 广东科技出版社, 1987
- [3] 李思田, 林畅松, 张启明等. 南海北部大陆边缘盆地幕式裂陷的动力过程及 10Ma 以来的构造事件. 科学通报, 1998, 43(8): 797~810
- [4] 李元科. 工程最优化设计. 北京: 清华大学出版社, 2006
- [5] 刘绍文, 王良书, 李成等. 塔里木北缘岩石圈热一流变结构及其地球动力学意义. 中国科学(D 辑), 2003, 33(9): 852~863
- [6] 刘绍文, 施小斌, 王良书等. 南海成因机制及北部岩石圈一流变结构研究进展. 海洋地质与第四纪地质, 2006, 26(4): 117~124
- [7] 刘昭蜀, 赵焕庭, 范时清等. 南海地质. 北京: 科学出版社, 2001
- [8] 吕文正. 南海中央海盆条带磁异常特征及构造演化. 海洋学报, 1987, 9(1): 69~78
- [9] 宋海斌. 南海基底构造格架及张裂大陆边缘的综合地球物理研究. 中国科学院地球物理研究所博士后出站报告, 1998
- [10] 姚伯初, 王光宇. 南海海盆在新生代的构造演化. 南海地质研究, 1991, 3: 9~23
- [11] 姚伯初, 曾维军, Hayes D E. 等. 中美合作调研南海地质专报. 武汉: 中国地质大学出版社, 1994
- [12] 姚伯初. 南海海盆新生代的构造演化史. 海洋地质与第四纪地质, 1996, 16(2): 1~13
- [13] 姚伯初. 南海西北海盆的构造特征及南海新生代的海底扩张. 热带海洋, 1999, 18(1): 7~15
- [14] 姚伯初, 万玲, 刘振湖. 南海海域新生代沉积盆地构造演化的动力学特征及其油气资源. 地球科学-中国地质大学学报, 2004, 29(05): 543~549
- [15] Ben Avraham Z, Uyeda S. The evolution of the China Basin and the Mesozoic Paleogeography of Borneo. Earth and Planetary Sciences Letters, 1973, 18: 365~375
- [16] Briais A, Patriat P, Tapponnier P. Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea: Implications for the Tertiary tectonics of Southeast Asia. Journal of Geophysical Research, 1993, 98(B4): 6299~6328
- [17] Cande S C, Kent D. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. Journal of Geophysical Research, 1992, 97(B10): 13917~13951
- [18] Cande S C, Kent D. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. Journal of Geophysical Research, 1995, 100(B4): 6093~6095
- [19] Li Q, Wang P, Zhao Q et al. A 33Ma lithostratigraphic record of tectonic and paleoceanographic evolution of the South China Sea. Marine Geology, 2006, 230: 217~223
- [20] Taylor B., Hayes D. E. The tectonic evolution of the South China Sea. Hayes D E. In: Tectonic and Geological Evolution of Southeast Asia Seas and Islands. American Geophysical Union, 1980, 23: 89~104
- [21] Taylor B., Hayes D. E. Origin and history of the South China Sea basin. In: The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands. Part 2, Geophys. Monogr. Ser., edited by D.E. Hayes, AGU, Washington, D.C., 1983, 27: 23~56

浅谈环境磁学在古环境演变中的几点应用

陈祚伶

环境磁学兴起于 20 世纪 80 年代, 是一门介于地球科学、环境科学和岩石磁学之间的交叉学科, 主要研究大气圈、水圈和岩石圈甚至生物圈中磁性矿物的形成、运移、沉积和沉积后改造过程。环境磁学方法具有样品用量少, 灵敏度高、测量简单快捷、无破坏性和低费用等优点, 已在古气候学、湖泊学、海洋学和沉积学等各个领域中得到广泛应用 (Thompson et al., 1980; Thompson and Oldfield, 1986)。由于磁性矿物颗粒的搬运、沉积和转换与沉积环境的变化和古气候演化密切相关 (King et al., 1991), 其磁学性质可作为环境变化、气候过程和构造演化的代用指标。另外, 各中物质都具有磁性 (包括常见的铁磁性、亚铁磁性, 以及顺磁性、抗磁性和反铁磁性), 因此可以在任何地质环境中考虑磁性的变化及其代表的地质和环境过程 (刘青松和邓成龙, 2009)。通过对沉积地层中岩石磁学参数的研究可为重建古气候、古地理及构造演化历史提供有价值的资料。本文将通过对几种环境磁学参数的引入, 初步探讨它们在古环境演变中的一些应用。

1. 磁化率应用于陆相 PETM 事件时间标尺的建立

在环境磁学的众多参数中, 磁化率被最为广泛应用。通常所用的磁化率参数包括体积磁化率和质量磁化率, 是衡量外场作用下物质被磁化难易程度的量。磁化率与样品中所含磁性矿物种类、粒度和含量直接相关, 常用做磁性矿物含量的粗略度量, 而这些相应的变化受控于沉积物所处的环境和气候条件。因此, 通过对沉积序列磁化率含量的测量, 可以间接揭示出古环境和古气候的演变历史。早期研究表明, 磁化率在黄土剖面上与黄土-古土壤韵律存在显著地一致性 (Kukla et al., 1987)。进一步的深化研究认为, 黄土-古土壤交互序列反应了轨道匹配的冰期-间冰期旋回, 轨道驱动导致东亚夏季风发生强弱变化, 影响成土作用, 导致古土壤中形成大量 SP/SD 磁赤铁矿, 使得古土壤的磁化率显著升高 (Zhou et al., 1990)。因此, 通过对磁化率时间序列的建立, 可以获得黄土-古土壤韵律变化的轨道时间标尺。在海洋方面, 磁化率的应用也得到了广泛的应用。Mead 等通过对深海沉积物磁化率数据进行波谱分析, 首次得到了古气候轨道变化周期。

Tiedemann 和 Haug (1995) 年把磁化率作为冰筏物含量的替代指标, 并通过轨道调谐建立了比较合理的时间标尺。由此可见, 轨道周期的变化以辐射强

迫的方式施加在地球表生系统, 通过影响气候及环境, 最终导致沉积载体磁化率发生相应的变化, 可用以构建沉积地层的时间标尺。

PETM (Paleocene-Eocene thermal maximum) 事件是发生在古新世-始新世界限附近 (~55Ma) 的一次短暂的 (200kyr)、快速的全球增温事件 (Kennett and Stott, 1991), 现有较为普遍的观点认为 >2000Gt C 的海底天然气水合物分解导致了海-气系统约 5‰ 到 6‰ 的碳同位素的负漂 (Zeebe et al., 2009)。许多其他机制, 包括彗星撞击、泥碳燃烧及有机物接触变质假说等也被提出来解释这一事件 (McInerney and Wing, 2011)。解决这些机制争议及具体的碳释放量对认识气候系统对 CO₂ 的敏感性、以及碳循环系统对扰动的响应方面显得特别重要, 而这些问题的解释依赖于精确年龄时间标尺的建立。早期研究通过对 ODP Site 690 钻孔古地磁结果, 假定整个 C24r 负极性期沉积速率恒定, 建立了该事件的初步时间标尺 (Kennett and Stott, 1991)。但该结果误差较大, 因为 C24r 段持续时间约 3Ma, 沉积速率不大可能保持不变。Norris 和 Rohl (1999) 通过测定深海沉积物磁化率值, 发现在 PETM 时间发生的 C24r 段磁化率变化具有明显的岁差周期, 并利用谱分析证实了这一现象。基于这一结果, 他们建立了一个相对精准的 PETM 事件时间标尺, 指出该事件的触发发生千年时间尺度。然而, 在 PETM 时期, 尤其在事件触发阶段, 海底碳酸岩大量溶解 (Zachos et al., 2005), 很可能干扰了磁性信号的记录。同时, 由于海相沉积速度较慢, 加上生物扰动的影响, 周期不易识别, 周期计数具有较大的主观性。因此, 海相记录的轨道时间标尺具有较大的不确定性。

相对海相记录而言, 陆地湖相沉积记录具有沉积速率快、无碳酸岩溶解等影响, 应该是建立 PETM 精准时间标尺的理想载体。在古新世晚期全球较暖的气候背景下, 经向温度梯度较小, Hadeley 环流圈拉长。同时, 青藏高原尚为隆升, 我们可以假想华中地区降雨量将主要受控于 ITCZ 南北向移动控制, 而非强度相比现今较弱的季风系统控制。由于 ITCZ 的移动主要受轨道辐射强迫调控, 降雨量的变化将反映出轨道周期变化特征。而湖泊水文特性及磁性特性在很大程度上受控于降雨量的变化。基于这些推论, PETM 时期湖相沉积磁化率记录可用来记录当时的轨道周期信号, 进而建立该事件的时间标尺。当然, 这一假想的需建立在以下几个前提下: 其一, 该沉积盆地面积应较大, 以排除沉积动力学的影响; 其二, 沉积相变相对均一, 防止沉积物源变化对磁学性质影响; 其三, 沉积物连续。最近我们研究小

组在湖北识别出了这样的PETM时间沉积序列, 拟开展磁化率等磁学参数的相关研究工作, 以期建立该事件的精准事件标尺。

2. 磁化率各向异性在构造演化方面的应用

新生代以来, 青藏高原的隆升历史及构造演化过程, 对评估高原隆升的古气候、古环境效应, 以及对中亚干旱化和东亚季风系统的影响方面起关键作用。同时, 一部分研究提出青藏高原隆升导致风化剥蚀强度加强, 通过吸收大气中CO₂, 是新生代气候由温室转向冰室气候的主要原因 (Raymo and Ruddiman, 1992)。因此, 正确评估高原隆升历史和构造演化过程是解决以上假说需要考虑的基本前提。但迄今为止, 对高原隆升历史及具体的抬升时间并没有明确的限定。虽然许多证据提出高原隆升时间, 但是相互之间差异却非常大, 其结果具有多解性。由于磁化率各向异性 (AMS) 参数对构造应力作用相对敏感, 因此对高原地区前陆盆地沉积序列的AMS测定应能为高原隆升历史提供新的对比证据。

磁化率各向异性可以表达为对称二阶张量, 这定义了AMS椭球体, 其三个主方向称为特征方向。岩石磁化率各向异性的几何形态可以通过AMS椭球体的形状与各向异性度来表示。通常来说, AMS椭球体的形状分为: 压扁状 (Oblate)、拉长状

(Prolate) 与三轴不等长的椭球状。研究表明, AMS椭球体最大轴K_{max}与岩石最大应变方向的平行程度可以作为岩石变形强度的指标, 从而恢复岩石所处的应力环境 (Borradaile & Henry, 1997)。如根据沉积物AMS椭球体方向与形状特征重建的天山两侧应力场演化过程的研究, 将AMS椭球体K_{max}的垂直方向作为地层的挤压缩短方向 (Tang et al., 2012)。因此, 我们可以选取青藏高原前陆盆地新生代沉积物作为研究载体, 通过测定磁化率各向异性参数值来恢复高原隆升的构造演化历史, 并可进一步结合古高度研究结果, 探讨高原隆升对全球大气环流格局以及表生碳循环过程的影响。但是, 在应用该参数研究构造应力方面, 需综合考虑其他因素对几何形态的影响。比如, 河湖相沉积物AMS还对古水流方向敏感, 因此如何区分出构造应力效应还是古水流方向或强度的变化就显得尤为重要。针对这一问题, 我们可以在高原前陆盆地中选取沉积相对均一的沉积剖面, 同时在取样过程中选取粒度相差不大的层位进行对比研究, 以排除古水流方向和强度对椭球体形状的影响。

3. 关于地质时期灾难性事件的古地磁假想

在地质历史时期, 灾难性事件的发生常伴随有生物的大量灭绝、气候的急剧变化以及环流系统的变化。这些方面的相互关系已有很多研究, 比如K-T界限恐龙大规模灭绝事件、PETM时期全球快速升温等。但是, 这些灾难性事件与古地磁、环境磁学之间的相互关系却很少有人问津。由于地球的磁场性质在一定程度上受其旋转角动量控制, 有理由相信在地质历史时期大尺度气候变化、洋流系统格局的变化等因素可能会改变地球角动量的分配, 进而影响磁场特性。在K-T界限, 大量研究认为一个~10km的陨石撞击地球导致了该时期恐龙的灭绝。然而, 这一撞击过程是否对地球旋转角动量造成重新分配? 其对地磁场的变化影响有多大? 是否发生倒转? 这些变化与恐龙的大量灭绝有无直接或间接的关联? 这些问题是值得古地磁学家深思的。而在PETM事件时期, 气候系统、大洋环流格局及水文循环过程发生了急剧的变化, 这些过程是否足够影响地球角动量的重新分配、对古地磁场产生多大影响都是比较有意思的问题。气候环流模式模拟结果表明, 大气角动量的变化在很大程度上改变着地球的旋转速度 (Wilson, 1998)。因此, 对这些灾难性事件时期磁性特性的研究将有助于我们了解快速气候变化与地球磁场的关系。

参考文献:

- Borradaile, G J, Henry B, Tectonic application of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Sci Rev*, 1997. 42: 49-93.
- Kennett, J P & Stott, L D, Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Palaeocene. *Nature*, 1991. 353: 225-229
- King J W, Channell J E T. Sedimentary magnetism, environmental magnetism and magnetostratigraphy. *Reviews of Geophysics*, 1991. 29: 358-370.
- Kukla, G, Loess stratigraphy in central china. *Quaternary Science Review*, 1987. 6: 191-219.
- McInerney F A, Wing S L, The Paleocene-Eocene Thermal Maximum: A Perturbation of Carbon Cycle, Climate, and Biosphere with Implications for the Future. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2011, 39.
- Norris R D, Rohl U. Carbon cycling and chronology of climate warming during the Palaeocene/Eocene transition. *Nature*, 1999. 401: 775-778.
- Raymo ME, Ruddiman WF. Tectonic Forcing of Late Cenozoic Climate. *Nature*, 1992, 359: 117-122.

- Tang, Z H, Huang, B C, Dong, X X, Ji, J, Ding, Z L, Anisotropy of magnetic susceptibility of the Jingou River section: Implications for late Cenozoic uplift of the Tian Shan, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2012. 13: Q03022, doi:10.1029/2011GC003966.
- Thompson R, Oldfield F. *Environmental Magnetism*. London: Allen and Unwin, 1986.
- Thompson R, Stober J C, Tumer G M, et al, *Environmental Applications of Magnetic Measurements*. *Science*, 1980. 207: 481-486
- Tiedemann R, Haug G H. Astronomical calibration of cycle stratigraphy for Site 882 in the northwest pacific. In: Rea D K, Basov I A, Scholl D W, et al. eds. *Sci. Program Drill Ocean*. 1995, 145: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 283-292.
- Wilson, C R, Oceanic effects on Earth's rotation rate. *Science*, 1998. 281: 1623-1624.
- Zachos J C, et al. 2005. Rapid acidification of the ocean during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Science*, 308: 1611-1615.
- Zhou L P, Oldfield, F, Wintle, A G, Robinson, S G and Wang J T, Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess. *Nature*, 1990. 346: 737-739.
- 刘青松, 邓成龙. 磁化率及其环境意义. *地球物理学报*, 2009. 52 (4): 1041-1048.

古地磁研究与 Rodinia 超大陆重建

刘玄

通过研究前寒武纪和古生代岩石的古地磁特征可以获得很多关于大陆分布和移动, 以及它们与同时代的造山带之间的关系等问题的定量信息(Piper, 1974)。其原理可以基本解释为, 由同一大陆、同一地质时代的岩石标本得出的古地磁极位置基本一致。但由不同大陆、同一地质年代的岩石标本得出的古地磁极位置却往往不同。由同一大陆不同地质年代所得到的古地磁极位置连成的曲线叫做极移曲线也就是通常提到的“APWA”(Kearey et al., 2009)。这种极移只是一种表观现象, 而不是真实的过程, 因此这种极移曲线亦叫做视极移曲线。实际上视极移曲线反映了大陆在不同地质年代的位置发生了变动, 不同的大陆运动情况不同, 因此各自得出的视极移曲线的形状和取向也就不同, 由此可以追溯各个大陆的运动历史和它们之间的相互关系。超大陆的拼合和裂解构成超大陆旋回, 期间全球大

部分或者全部大陆陆壳组成超大陆, 随后裂解, 产生多个小陆块, 或某些小陆块与超大陆分离然后又重新组合、焊接形成新的超大陆(张文治, 2000)。在 1991 年三位学者(Moores, 1991; Dalziel, 1991; Hoffman, 1991) 提出 Rodinia 超大陆拼合和裂解的地质证据后, 对 Rodinia 超大陆的研究吸引了很多学者的关注。徐备(2009)全面的综述了 1997 年以来国际上有关 Rodinia 超大陆构造演化问题的研究成果。他提到“超大陆聚合的重要标志是格林威尔造山带以及同期造山带的全球性分布, 近年的研究使科学家们对此有了更为清晰的认识。格林威尔造山带的研究以劳伦古陆南缘的美国 Texas 最为系统。例如 Mosher 建立了一条从 Texas 中部到西部的代表格林威尔造山带核部到边缘的完整剖面, 并描述了 1326~1275Ma 的弧-陆碰撞和 1150~1120Ma 的陆-陆碰撞和 A 型俯冲过程, 指出该区与 Rodinia 超大陆有关的造山运动持续了约 300Ma。Grimes 在西 Texas 的研究表明, 格林威尔造山晚期发生了 Carrizo Mountain 群变质核的上升并向克拉通逆冲, ^{40}Ar - ^{39}Ar 同位素年代学记录表明发生 400~350°C 冷却作用的年代为 996~978Ma, 代表逆冲作用的年代。这个年龄与加拿大格林威尔造山带中 996~977Ma 的年龄相一致, 表明 Rodinia 超大陆最后的聚合。除了研究劳伦古陆与周缘陆块的聚合之外, 各较小陆块之间拼合关系的研究也受到重视。例如对南极洲与澳大利亚陆块之间 Albany-Fraser 造山带的研究揭示从 1324Ma 到 1060Ma 发生过 3 期挤压变形, 表明两陆块间为斜向碰撞并伴有右旋剪切运动。Mezger 等对印度东部 Eastern Ghats 带的历史研究证明, 连接印度和南极大陆的 Grenville 造山事件的年龄约为 960Ma。”。张文治(2000)关于新元古宙 Rodinia 超大陆古地磁研究进展综述提到“澳大利亚学者 C.M. Powell 和李正祥博士(Li Zheng-xiang) 及国际著名古地磁学家澳大利亚的 McEhiny, 美国的 Meert, 加拿大的 Parkt 依据 Li 和 Powell, van der Voo 和 Mee 提出的古地磁极可靠性标准, 选择澳大利亚、印度的 22 个数据点(18 个为 1980 年前的), 劳伦 28 个(14 个为 1987 年前的)可靠极($Q_v \geq 3$, $Q=A, B, C$ 级)的平均极构成其晚元古代—寒武纪的视极移曲线(APWP)。当按 Rodinia 的重建, 把劳伦和东冈瓦纳的 APWP 旋转, 澳大利亚和南极洲旋转到印度的现今座标, 劳伦围绕欧拉极 56° , 21°W (339°E) 旋转 166° , 保持劳伦南部和南极洲的 Grenville 前山相配, 古地磁 APWP 呈现最好的拟合。从 1050Ma 到 725Ma 是完整的 Rodinia, 在 725Ma Vendian 时期, APWP 出现宽的分离, 紧接着形成了

古太平洋, 裂谷期发生了拉皮担和斯图特的低纬度冰川作用。而后东冈瓦纳保持在低纬度, 而劳仑在 580Ma 快速地移到极地”。

关于华南在 Rodinia 超大陆中的位置以及其是否已 Grenvillian 造山带与超大陆相连仍是众多学者所争论的问题 (Li ZX, 2001, 2008, 2009; 周金城等, 2008)。Li ZX (2008) 认为, 华夏地块虽然出露较差, 但是它的地壳成分与 Laurentia 西南部的 Belt Basin 西部源区非常类似。而且, 其基底记录了 1300-1000Ma 的变质作用。而海南岛与 Mojave Province 类似也发育有 1430Ma 左右的花岗质侵入体和同时代的克拉通内沉积和火山序列。因此他们认为华夏地块至少在 1830-1000Ma 期间是 Laurentian 的一部分。而 Laurentian 和华夏-扬子地块的碰撞直到 1140Ma 或更晚才沿着四堡造山带一端发生, 一直持续到 900Ma 左右在另一端终止。Laurentia-华南-澳大利亚-东南极地块的连接解释了沿 Laurentia、北 Queensland、King Island-Transantarctic Mountain 和 Albany-Fraser-Musgrave 带发生 Grenvillian 造山作用的地质事实。张文治 (2009) 提到“Zhang 和 Piper 在扬子地块新元古震旦地层上段 (730-670 Ma) 进行研究, 在高解阻温度下揭露出 A1 成分 (古地磁极在 151.2°E, 0.2°N, 古纬度 (37±7)° 变形构造研究证明这个成分是早期获得的) 和 A2 成分 (古地磁极 171.8 E. 19.2°S, 古纬度 10°, 可能早古生代叠加)。同时, 从华南获得的 41 个数据中选择 24 个粗略构成了扬子地块新元古代-寒武纪的视极移曲线。与 Zhao 等的显生宙视极移曲线相接。他们评价说, 这些极远离华南石炭纪以来的 APWP, 它们中的多数类似 Piper 研究获得南沱的极和 Wang 获得的葛春坞的极。将华南地块绕欧拉极 11°N、146.5°E 相对于澳大利亚旋转 68.5°, 华南的古地磁极与澳大利亚 Adelaide-Amadeus 得到的古地磁极分布一致, 构成 Adelaide Amadeus-Sinian APW 线段。据此华南应位于澳大利亚西北部, 而不是 Li 和 Powell 提出的在澳大利亚和北美 (劳仑) 之间。将华南放在冈瓦纳的西北边缘, 与生物地理对比一致。Li 和 Powell 提出华南是 Rodinia 的成员, 位于澳大利亚东部和劳仑之间的缺失部分, 华夏地块与劳仑西北靠近, 并曾经是劳仑的一部分。Piper 将 Powe、Meert 等劳仑的古地磁极旋转使华南处于澳大利亚和劳仑之间, 发现劳仑与 Adelaide-Amadeus-Sinian APW 线段不可比。所以反证这个重建是不适当的, 或说古地磁不支持这种重建。对此, Li 和 Powell 做出评论, 首先肯定了 Zhang 和 Piper 从云南南沱组所获得古

地磁极 A1, 与他们在莲沱获得的莲沱组的极 (13.7°N, 164.0°E, $A_{95}=8.0^\circ$) 相近, 古纬度相同 (38±8)°, 认为所用的已发表的前人的数据可靠性未做评判, 年龄与 APWP 的顺序也不一致, 他们不认为 Zhang 和 Piper 的华南的 APWP 是正确的。Li 利用认为可靠的极 N1、N2、Cs、GA 和 ZH, 重新绘制华南的 APWP。与澳大利亚 (假设它不动) 的 APWP 对比发现, 华南 (扬子) 的 APWP 明显偏离 Zhang 和 Piper 的 APWP, 否定有共同的 Adelaide-Amadeus-Sinian 共同极移曲线的存在。用 Piper 和他们得到下震旦的两个极求平均值 (7.0°N, 157.5°E) 计算, 使与东冈瓦纳、劳仑 720 Ma 的极一致, 华南应处在澳大利亚东北部, 方位与 Li 和 Powell 不同。所以 Li 认为利用目前有限的新元古古地磁结果确定它们的相对位置尚不成熟。

总的来说, 对于古老超大陆的重建需要结合地质、古地磁等许多证据才能得出正确结论, 而很显然古地磁在这中间起着至关重要的作用。在国际上, 对于 Rodinia 的研究, 特别是基于古地磁的研究已然深入, 而对于华南在 Rodinia 的位置尚需更深入细致的研究。

参考文献:

1. Piper JDA. 1974. "Proterozoic crustal distribution, mobile belts and apparent polar movements." *Nature* 251 (5474): 381-384.
2. Kearey P, Klepeis KA, Vine FJ. 2009. *Global tectonics* (3 ed.). Chichester: Wiley. Pp 67. ISBN 978-1-4051-0777-8.
3. 张文治. 2000. 全球新远古超大陆拼合和理解及中国大陆所处位置古地磁研究进展. 前寒武纪研究进展, 23 (3): 179-189.
4. Moores, E.M., 1991. Southwest U.S.-East Antarctic (SWEAT) connection: a hypothesis. *Geology* 19, 425-428.
5. Dalziel IWD. 1991. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. *Geology* 19, 598-601.
6. Hoffman, P.F., 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science* 252, 1409-1412.
7. 徐备. 2009. Rodinia 超大陆构造演化研究的新进展和主要目标. 地质科技情报, 20 (1): 15-19.
8. Li, Z. X., X. H. Li, et al. (2001). "South China in Rodinia -- An Update." *Gondwana Research* 4 (4): 685-686.

9. Li, Z. X., S. V. Bogdanova, et al. (2008). "Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis." *Precambrian Research* 160 (1-2): 179-210.
10. Li, Z. X., X. H. Li, et al. (2009). "The South China piece in the Rodinian puzzle: A reply to the comment by Munteanu and Wilson." *Precambrian Research* 171(1-4): 77-79.
11. 周金城, 王孝磊, 邱俭生. 2008. 江南造山带是 否格林威尔造山带? -关于华南前寒武纪地质的几个问题. *高校地质学报*, 14(1): 64-72.

古地磁在大地构造中的应用

刘鸣

自 20 世纪 60 年代板块构造理论建立以来, 古地磁学就受到地球科学家的高度重视, 在地学中的应用日益广泛, 影响也越来越大。尤其是 Van der Voo (1990) 和程国良 (1993) 等提出了古地磁数据可靠性的判据, 不仅促进了古地磁学的研究, 而且推动了古地磁在构造地质学中的应用。目前古地磁学在构造地质学中的应用主要有以下两方面: 1) 恢复未知地块相对大陆的运动演化史 (Phillips, 1972; 黄宝春, 1994, 1996; Zhao et al, 1996); 2) 揭示大陆增生和造山带的形成机制 (Hillhouse et al, 1988; Lin, 1989; Gilder et al, 1999)。

目前古地磁在构造地质研究中所取得的进展大致包括以下几个方面: 1) 建立了非洲、北美、欧亚大陆和印度板块等主要大陆板块自 200Ma (早侏罗世) 以来的代表性视极移曲线 (Bessee et al., 1991), 对全球中生代以来的大地构造和区域构造演化研究都具有重大意义; 2) 建立了长达 160Ma 的地磁极性年表, 其中 84Ma 以来的时段 (Cande et al., 1995) 在目前为大家所公认, 被广泛应用于以建立区域新构造运动的时间标尺和晚新生代区域环境演变的年代框架为目的的磁性地层研究中; 3) 加强了对岩石磁学的研究, 增进了对岩石剩磁获得机制的理解。如岩石重磁化机制往往与最近一期构造-热事件有关, 因此可通过测定重磁化分量来确定断层最后活动的时间 (Hailwood et al., 1992); 4) 岩石磁组构 (主要是岩石磁化率各向异性) 的研究近年来发展很快, 如通过测量磁组构确定块体的旋转 (Lee et al., 1990), 推测断层运动的方向 (Hailwood et al., 1992) 等; 5) 以古地磁学方法研究块体相对运动和大型断裂带的活动, 结合构造地质方法, 补充修改乃至重建新的区域构造模式。当今古地磁学

的研究主要集中在世界上几个新生代强烈活动的构造区域, 比如我国青藏高原及其周边地区, 地中海边上的亚平宁弧形活动逆冲褶皱带, 菲律宾板块与中国大陆板块碰撞而形成的台湾活动造山带以及南美洲中部的安第斯造山带等。以青藏高原为例, 根据古地磁资料重建的羌塘、拉萨、昆仑、塔里木、柴达木等亚洲古块体的白垩纪古地理位置图, 可以解释中亚地区因碰撞所引起的地壳缩短变形和块体之间的相对运动特征 (Halim et al., 1998)。如西藏中部和西部相对旋转的古地磁结果, 表明了喜马拉雅弧是造山作用所形成的 (Chen et al., 1993)。青藏高原内部及其周围的地块都发生过旋转, 总体上高原东部和我国西南地区发生顺时针方向的旋转, 而高原西部和北部发生了逆时针方向旋转, 这至少可以部分地解释因印度与欧亚大陆碰撞所引起的地壳缩短变形。

随着研究工作的深入, 在应用古地磁研究构造地质现象时的许多问题就逐渐暴露出来, 特别是研究古老的大地构造时问题就更多。首先, 缺乏可靠的古地磁极数据, 已经建立的所有视极移曲线均不完善。建立大陆和主要地块的视极移曲线是一项很重要的基础性工作, 对于研究区域地壳块体的运动历史具有重要的参考价值。在研究块体运动时, 常常以相邻大陆地块的代表性视极移曲线上某个时间上最接近的古地磁极作为参考点, 计算期望的古地磁极或古地磁方位, 因此该古地磁参考极的可靠性对块体运动的研究结果影响很大。建立一个代表性视极移曲线通常会碰到的困难是: 该地块总体研究程度较低, 可收集到的古地磁资料较少, 或者某些时代完全缺少资料, 或者已有的古地磁资料可靠性评价偏低。尽管有的地块已经有许多条视极移曲线, 但大多数往往都不相同。所以今后积累不同时代的比较完整的高质量的古地磁极数据, 仍然是一件十分重要的工作。其次, 不同研究者在用磁性地层确定区域构造运动的时间时往往得出不同的结果。由于磁性地层结果具有诸多不确定因素 (Tarling et al., 1993), 因此如何克服这些因素取得正确的结果是今后应该注意的问题。最后, 古地磁学在研究块体经向运动时常常得出古纬度变化为 ($6^{\circ} \pm 4.8^{\circ}$)、($7^{\circ} \pm 5.5^{\circ}$) 这样统计上看似有意义的结果, 并由此推断块体发生了经向的漂移 (约 (660 ± 520) km 和 (770 ± 600) km)。但除非有许多研究者都得出类似的结果, 否则很难肯定其是否正确 (Bulter, 1993)。因为磁倾角浅化是一种比较常见的现象, 所以由磁倾角计算出的古纬度可能偏小。目前虽然对沉积物的磁化机制已经有较深入的理解, 但磁倾角如何校

正还悬而未决。

尽管还存在上述技术难题,但这并不影响古地磁在构造地质学中的进一步应用。传统意义上古地磁研究大地构造的方法逐渐被应用到局部构造的研究中来,尤其块体运动的研究近年来已成为热点之一,与块体运动密切相关的大型断裂带的研究也已展开。另外,从研究时限来看,古老大陆漂移、陆块增生等固然是古地磁研究的一项重要内容,但现在从工程建设、防震减灾等与人类生产实践的需要出发,探索相对较年轻的新生代构造的研究方法就显得更为必要。

参考文献:

1. Van der Voo, R. The reliability of paleomagnetic data. *Tectonophysics*, 1990, 184: 1-9.
2. 程国良. 1993. 古地磁数据可靠性的试用判据. *地球物理学报*, 36 (1): 121-123.
3. Phillips, JD and Forsyth, D. Plate tectonics, paleomagnetism, and the opening of the Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, 1972, 83(6): 1579-1600.
4. 黄宝春,朱鸿,谭承泽. 吉林省东部地区古地磁结果的大地构造意义. *地球物理学报*, 1994, 37:304-315.
5. 黄宝春,朱日祥. 华北地块早古生代古地磁结果的大地构造意义. *地球物理学报*, 1996, 39: 166-172.
6. Zhao, X. and Coe, RS and Gilder, SA and Frost, GM. Palaeomagnetic constraints on the palaeogeography of China: Implications for Gondwanaland. *Australian Journal of Earth Sciences*, 1996, 43(6):643-672.
7. S.A.Gilder, P.H.Leloup, and Courtillot, V et al. Tectonic evolution of the Tancheng-Lujiang (Tan-Lu) fault via middle Triassic to Early Cenozoic paleomagnetic data. *Journal of geophysical research*, 1999, 104(B7): 15365-15390.
8. J.W.Hillhouse, M.O.McWilliams, 王俊达. 古地磁在增生构造和构造地质学方面的应用. *地球与环境*, 1988, 7: 30-36.
9. Jinlu Lin, 吴益宏. 东亚大陆增生的古地磁证据. *宝石和宝石学杂志*, 1989, 3: 103.
10. Besse J, Courtillot V. 1991. Revised and synthetic apparent polar wander paths of the African, Eurasian, North American and Indian plates and true polar wander paths since 200Ma. *J Geophys Res*, 96: 4029~ 4050.
11. Bulter R F. 1993. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terrain. Boston: Blackwell Scientific Publications.
12. Cande S C, Kent D V. 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J Geophys Res*, 100 (B) : 6093~ 6095.
13. Chen Y, Courtillot V, Cogne J- P, et al. 1993. The configuration of Asia prior to the Collision of India: Cretaceous paleomagnetic constraints. *J Geophys Res*, 98(B12) : 21927~ 21941.
14. Hailwood E A, Maddock R H, Fung T, et al. 1992. Palaeomagnetic analysis of a fault gouge and dating fault movement Anglesey, North Wales. *J Geol Soc London*, 149(2) : 273~ 284.
15. Halim N, Cogne J P, Y Chen, et al. 1998. New Cretaceous and early Tertiary paleomagnetic results from Xining-Lanzhou basin, Kunlun and Qiang tang blocks, China: implications on the geodynamic evolution of Asia. *J Geophys Res*, 103(B9) : 21025~ 21045.
16. T arlling P T, Burbank D W. 1993. Assessment of uncertainties in magnetostratigraphic dating of sedimentary strata. Applications of paleomagnetism to sedimentary Geology. SEPM. special publication No.49.
17. Teh- Quei Lee, Catheine Kissel, Carlo Laj, et al. 1990. Magnetic fabric analysis of the Pliocene-Pleistocene sedimentary formations of the Coastal Range of Taiwan. *Earth Planetary Sci Letts*, 98: 23~ 32.

浅谈真极移

徐慧茹

视极移曲线是指同一大陆不同地质年代的古地磁极位置连成的曲线,可以通过分离出岩石中记录的磁偏角和磁倾角计算获得。极移这个概念早在19世纪就被提出过,当时地质学家古生物学家和古气候学家根据岩石组合和化石划分出了古气候分布区,发现某一地质时期寒带动植物化石广泛在赤道出现,热带的动植物化石却在两极出现,认为这可能暗示了地球的两极曾经位于现在的赤道上。19世纪50年代初期,古地磁学家根据各大陆的古地磁数据绘制了一系列的视极移曲线,证明某些大陆的纬度确实随着时间发生了变化。这一曲线长期以来一直是古地磁学用于恢复各板块古地理位置的“利器”。人们都知道该曲线的获得建立在GAD模型成立的基础上,然而除此之外,我们还需要假设所有的视极移是由板块自身漂移造成的。但是实际上,

除去板块漂移引起的“极移”部分，往往还有“真极移”部分的贡献。所谓真极移，是指地球的核幔边界以上部分，相对于旋转轴，也就是两极运动，从而引起的南北极位置的改变。将地球简化为一个旋转球体时有三个相互垂直的惯性力矩轴，其自转轴往往与最大的惯性力矩轴重合，当地球上质量重新分布后导致两者不再重合，前者会自动移动到新的惯性力矩轴处，也就是说地球将围绕一个新的自转轴进行旋转。

实际上地球的两极从来就不是固定不动的，以其它星体为参考，一类极移是相对其他星体不动的，如真极移；另一类极移相对于其他星体发生运动，如岁差，章动。后者往往有一定的周期，这也为我们观测真极移提供了帮助。对现代真极移的研究通常直接来源于天文学家 and 大地测量工作者的实际观测。自从国际测地学会于 1895 年建立了 ILS (International Latitude Service)，后者先后布设 7 个台站用以观测地球旋转轴的移动，之后的一个世纪，大量的光学天文观测台站涌现并进行了很多观测。1989 年 Hipparcos 卫星发射后，对星表有了更为准确的标定，这为使用来自不同台站的极移数据提供了参考标准。Gross 和 Vondrak (1999) 根据 Hipparcos 极移系列、ILS 极移系列和空间大地观测数据建立的 SPACE96 极移序列建立了最长的极移序列数据，得到现代地磁场正在以 3.50 mas/yr 的速度往西经 79.2 的方向移动^[1]。Argus 和 Gross (2004) 使用热点参考系重新计算极移，认为地理极在以 4.03 mas/yr 的速度往西经 68.4° 移动^[2]。

对于短尺度的真极移，可以由天文学家 and 大地测量工作者通过观测得出，而对于长尺度的真极移的观察比较复杂，通常根据 GAD 模型，用地磁极的变化反映地理极的移动。我们已经知道视极移曲线包括真极移和板块运动两部分，视极移曲线可以各板块的古地磁数据直接测得，如果我们还能够得到板块运动部分的量，就能够得到 TPW 了。如图 1 所示，岩石圈与软流圈/地幔之间的运动 S_1 (板块运动) 和地幔与地核之间的运动 S_2 (真极移) 共同

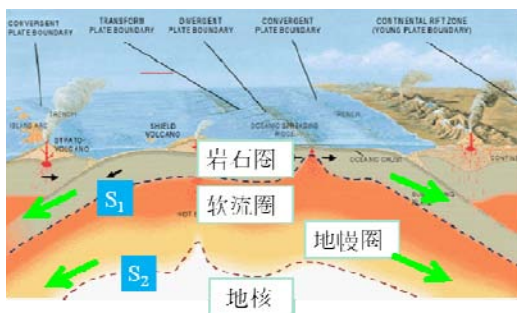


图 1 视极移曲线、真极移和板块运动相互关系示意图 (摘自网络)

造成了视极移曲线 S 。为了求得长尺度的真极移，我们需要了解岩石圈和地幔之间相对运动。地表上的火山是地幔柱的表现形式，根据 Morgan 的理论^[3]，地幔柱起源于地幔深处，对比岩石圈和火山之间的运动就可以了解板块运动量 S_1 。如图 2 所示，当板块相对于地幔发生移动，由于地幔柱不动，与之对应的热点就会不断形成火山，而且是一系列近乎弧形链状，如太平洋火山链。通过测量火山链中各火山间的距离以及形成时间，可以得到板块运动量 S_1 ，从而得到真极移的运动量。Besse 和 Courtillot (2002) 对全球 200Ma 以来的 APWP 进行了详细的研究，并根据热点在板块上的轨迹得到板块相对于地幔的位移，从而对 TPW 也进行了系统的总结^[4]。他们认为过去的 200Ma，真极移的发生具有阶段性的，在白垩纪表现为速度较快，而在 50-10Ma 又几乎为静止状态，而且虽然证据尚不充足，他们推测 10Ma 以来 TPW 速度较快，约为 10m/y，这与前面提到短尺度观测时对 1900-1990 的观测值也比较接近。

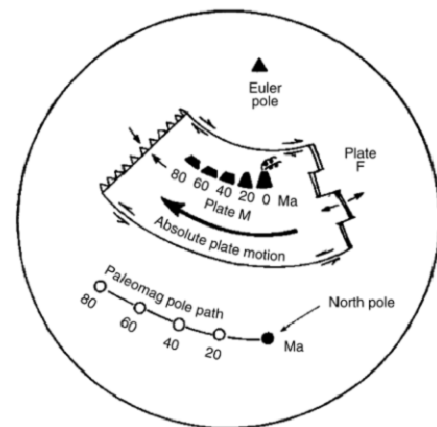


图 2 板块和热点的相对运动 (引自 Gordon, 1987)

对于更早期的真极移恢复，由于洋壳俯冲导致早于 200Ma 的热点数据非常少，很难对真极移进行定量的评价。Evans (2003) 总结前人成果，提出如果 TPW 的速度远大于板块的漂移速度，就有可能对当时 TPW 有粗略的计算^[5]。如图 3 所示，当真极移远大于板块的移动速度，视极移曲线就能反映出真极移的一些信息，即使各个板块相对地幔的移动速度不一致，那么视极移曲线也会表现出某些相似性。当某时期各陆块的视极移曲线表现出明显的一致性，而地质特征又显示该时期不可能存在超级大陆，我们可以推测在视极移曲线中真极移的贡献更大。Kirschvink (1997) 就利用该方法提出早寒武世发生过一次较快的真极移事件 (Inertial Interchange TPW)，并指出与该事件发生时间耦合的变化的海平面、生物量以及碳同位素等各项环境指标，推测快速的真极移事件可能对生命演化产生重大影响^[6]。

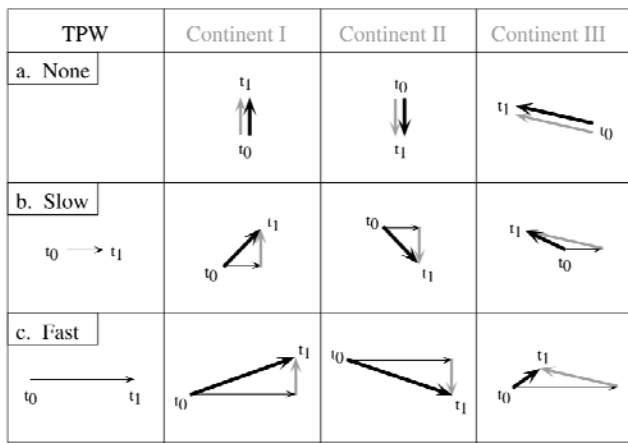


图 3 真极移和板块运动矢量合成图 (引自 Evans, 2003)

目前,真极移的研究争议还比较多。Christensen 总结之前发表的地震和古地磁等各项研究结果于 1998 在 Nature 上发表文章提出热点可能不像人们想象中的那么稳定,也会相对于地幔发生运动^[7]。Tarduno 的各项研究也不断支持这一说法。这样就动摇了我们计算板块运动量的理论基础^(e.g.,[8])。然而, Courtillot 等 (2003) 将热点分为三类:来源于下地幔;来源于地幔转换带;来源于上地幔。并且提出只有第一类热点能够被认为是稳定不动的,能够用于构建热点参考系^[9],似乎为热点参考系的可靠性又增加了筹码。Evans (2003) 将真极移的发生与地质历史中超级大陆的形成与裂解联系起来,认为当超大陆形成后,位于其几何中心的上涌的地幔物质可能导致地球发生真极移,把超大陆推移到赤道上,当发生裂解时,最大惯性力矩轴不稳定,会导致真极移的多次发生,甚至出现 90° 的快速变化,当新的超大陆形成后,该过程将再次重复^[5]。

总而言之,真极移这一科学主题目前仍有许多等待探明的问题,虽然如此,随着新方法新数据的不断出现,我们离真理的距离总在不断缩小。

参考文献:

1. Gross, R.S. and J. Vondrák, Astrometric and space-geodetic observations of polar wander. *Geophysical Research Letters*, 1998.
2. Argus, D.F. and R.S. Gross, An estimate of motion between the spin axis and the hotspots over the past century. *Geophysical Research Letters*, 2004. 31(6): p. L06614.
3. Morgan, W.J., Deep mantle convection plumes and plate motions. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 1972. 56(2): p. 203-213.
4. Besse, J. and V. Courtillot, Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *Journal of Geophysical*

Research, 2002. 107(B11): p. 2300.

5. Evans, D.A.D., True polar wander and supercontinents. *Tectonophysics*, 2003. 362(1): p. 303-320.
6. Kirschvink, J.L., R.L. Ripperdan, and D.A. Evans, Evidence for a large-scale reorganization of Early Cambrian continental masses by inertial interchange true polar wander. *Science*, 1997. 277(5325): p. 541.
7. Christensen, U., Fixed hotspots gone with the wind. *Nature*, 1998. 391(6669): p. 739-740.
8. Tarduno, J.A., On the motion of Hawaii and other mantle plumes. *Chemical Geology*, 2007. 241(3-4): p. 234-247.
9. Courtillot, V., et al., Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003. 205(3-4): p. 295-308.

磁学矿物在青藏古高度研究中的应用前景

段宗奇

作为“第三极”的青藏高原,其隆升对中国、亚洲乃至全球环境变化影响极大。这使得青藏高原地区成为全球气候的“敏感区”和“启动区”。然而青藏高原的隆升时间、高度及模式一直处于争论中。近些年来,古地磁学者通过恢复缝合带两侧的古地磁数据恢复古纬度开始探讨印度与欧亚大陆的初始碰撞时间^[1-6]。但在青藏高原隆升高度的研究中,磁学方法尚未得到应用。

目前,用来重建高原古海拔高度的方法众多,前人已对这些方法做了详细的回顾^[7],主要包括古植物、氢氧同位素、夷平面、裂变径迹、构造沉积演化、火山岩岩石地球化学、质量平衡法、季风变化及区域干旱化等研究方法。这些方法中,古植物的方法因材料的优势可能较适用于青藏高原古高度的研究中。这种方法的核心是:通过对现代植被和平均气候状况的相关关系的研究,与新生代植被化石与现代森林热量分布的进行对比,从而恢复古温度,结合大气的热力学性质相结合可以推断古海拔高度。罗攀等^[8]在武夷山、神农架、贡嘎山和天山等地利用表土中叶蜡正构烷烃的含量,验证了这种方法在高原地区的可行性。不难发现,这种方法的本质就是将今论古。从这个角度考虑,磁学矿物是否可以应用于古海拔高度的研究中呢?

从矿物生成角度来看,针铁矿和赤铁矿具有一定的垂直地带性,即在海拔较高的地区更倾向生成针铁矿,赤铁矿倾向于出现在低海拔地区。针铁矿和赤铁矿均属于反铁磁性矿物,且均存在一个较弱

的亚铁磁性, 但赤铁矿的亚铁磁性相对较高。下表是二者物理性质的对比:

矿物种类属性	赤铁矿	针铁矿
饱和磁化强度(Ms)	0.4 Am ² /kg	10 ⁻³ ~1 Am ² /kg
矫顽力(Hc)	1 mT ~ 几百 mT	1T
居里点 (Tc)	675 °C	120 °C
晶形	板状	针状

从这个表中可以看出, 二者的矫顽力非常大, 热磁分析的方法可以利用居里点将二者识别出来。但磁学方法尚无合适的定量手段。漫反射光谱(DRS)可以根据赤铁矿和针铁矿在不同光谱之间的峰值对二者进行半定量及比值的测定。这样, 磁学矿物有前景成为古海拔高度研究的方法。

同样的, 这种方法也必须使用将今论古这一手段。需要找到一个合适的采样地点, 从低海拔地区一直到高海拔地区采集现代原生表层土壤或者岩石, 研究赤铁矿/针铁矿的比例与高度之间的关系。如果能建立起这样一个模式, 就可以用其与高原上经抬升地层岩石中赤铁矿/针铁矿的比例进行对比分析, 结合其他定年方法, 就可以得出当时这一地层所处的海拔高度。从而为解决青藏高原隆升高度提供新的研究方法。

参考文献:

- [1] Chen JS, Huang BC, Sun LS. New constraints to the onset of the India-Asia collision: palaeomagnetic reconnaissance on the Linzizong Group in the Lhasa Block, China. *Tectonophysics*, 2010, 489: 189-209
- [2] Dupont-Nivet G, Lippert PC, van Hinsbergen, et al. Palaeolatitude and age of the Indo-Asia collision: palaeomagnetic constraints. *Geophys J Int*, 2010, 182: 1189-1198
- [3] Liebke U, Apple E, Ding L, et al. Position of the Lhasa terrane prior to India-Asia collision derived from palaeomagnetic inclinations of 53 Ma old dykes of the Linzhou Basin: constraints on the age of collision and postcollisional shortening within the Tibetan Plateau. *Geophys J Int*, 2010, 182: 1199-1215
- [4] Najman Y, Apple E, Boudagher-Fadel M, et al. The timing of India-Asia collision: geological, biostratigraphic and palaeomagnetic constraints. *J*

Geophys Res, 2010, 46: 531-554

- [5] Huang BC, Chen JS, Yi ZY. Paleomagnetic discussion of when and where India and Asia initially collided. *Chin J Geophys*, 2010, 53: 2045-2058
- [6] Yi ZY, Huang BC, Chen JS, et al. Paleomagnetism of early Paleogene marine sediments in southern Tibet, China: Implications to onset of the India-Asia collision and size of Greater India. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, 309: 153-165
- [7] 张冉, 刘晓东, 安芷生. 青藏高原古高度重建方法研究进展. *海洋地质与第四纪地质*, 2008, 28(5): 129-136

关于岩石磁学参数定量解释的一些思考 葛坤朋

经过近 40 学时课程的学习, 最大的收获是将过去习读的岩石磁学知识和零散实验数据的解释系统地串联了起来, 收获非常大。具体地说, 我在这次课程中主要学到了三类知识。第一, 从理论上深入了解了岩石磁学与环境磁学的物理机制; 第二, 了解了各种磁性参数在实际自然科学研究中的广泛应用和发展前景; 第三, 从测量仪器原理和使用的角度上了解了自然样品的磁学参数的获得过程, 并很好的将实践应用与理论解释结合了起来。

但是, 地学并不像数理化那样来的精确, 地学的研究对象非常复杂, 以至于很多时候只能给出定性的解释。而认识事物的发展顺序通常是从定性认识到定量解释再到更深层次的定性认识这样逐次递进的。所以要想更深入的理解岩石磁学与环境磁学, 就需要进行定量的解释, 并使得定量尽可能的逼近真实。而且, 对于岩石磁学与环境磁学, 其测量环境是强磁场条件。而天然样品常常都是暴露在弱的地磁场下, 这本来就存在一个强弱磁场的环境差异。所以岩石磁学如果不能反映岩石磁性的本质, 则难以完善地应用在天然磁学研究之中。



图 1 定量方法研究的分类结构图

事实上,现代定性分析方法同样要采用数学工具进行计算,而定量分析则必须建立在定性预测基础上,二者相辅相成,定性是定量的依据,定量是定性的具体化,二者结合起来灵活运用才能取得最佳效果。

但在磁学研究当中,定性与定量又更有侧重性。判断磁性矿物种类侧重于定性,比如 Verwey 转化、Morin 转化、居里温度等;判断磁性矿物粒度、含量侧重于定量,比如频率磁化率、AMS、磁滞回线、FORC 曲线等。

总的来说,当前实验室的一些定性参数和定量参数的应用,虽然可以很好的对自然界磁性矿物粒径性质进行更好的解释。但由于自然界的复杂性,更多的还是停留在对天然样品磁性状态进行多少,高低,强弱这样的定性解释。

如图 1,无论对天然样品性质进行正演还是反演,定量的方法都可以分为数理方法、实验方法。数理方法又包括解析方法和数值方法。解析方法即通过现有的磁学数理方程式进行解析求解,给出不同条件的磁性矿物性质,比如不同粒径磁化率曲线的求解等等;数值方法即在没有解析解的情况下,通过计算机进行数值求解的方法,比如微磁学模拟和 IRM 剩磁矫顽力组分的模拟等等。实验方法又包括分析方法和模拟方法。分析方法即逐步分离出矿物,并使用各种磁学参数进行单一组分的量化,比如磁选实验和 CBD 溶解实验等等;模拟方法即在实验室中模拟自然界的的环境,以实现模拟实验结果的磁学测量,并对自然样品的磁性状态进行预测,比如黄土沉积过程的模拟、合成样品氧化还原的模拟实验、合成样品记录磁场强度的模拟实验等等。

由于数理方程通常很难求得解析解,而分离矿物的方法复杂而且有很多不确定性。因此定量的方法就集中在了数值方法与实验模拟方法之上,特别是二者的结合。而微磁学模拟与实验模拟方法的结合就是一个很好的磁学定量研究的路径。

微磁学是属于技术磁化范畴的一种唯象学理论,是考察磁体内磁性质和磁行为的一种研究方法。它所研究的基本单元尺度介于原子与畴畴之间,一方面,要求这个尺度足够小,从而可以反映畴畴之间磁矩过渡的状态,这相对于以畴壁为对象的研究要细致精确;另一方面,这个尺度又要足够大,从而能以连续的磁化强度矢量作为研究对象,而不是分立的原子磁矩。微磁学与畴壁理论相比,优势在于畴畴和畴壁不再是假设和条件,而是理论的结果,并且能清晰地给出各磁化状态下的磁结构和能量图像。

微磁学的局限性,在于退磁能的计算量很大。对于无相互作用的磁性质研究,可以通过单一颗粒的计算,最后进行数学统计。而对于大颗粒 MD 磁性矿物或者有相互作用的样品,只有通过提高程序设计方法或者加大计算能力来实现。因此在微磁学的计算方法上,仍有很大的研究和提升空间。

在岩石磁学方面,前人的研究多集中在磁铁矿颗粒的微磁学模拟,而对赤铁矿、胶黄铁矿等其它磁性矿物性质的微磁学研究很少,这需要开拓新的理论研究方法进行模拟。此外对复杂几何形态天然矿物,磁性矿物转化(如氧化还原作用)的磁性质以及生物磁小体和化石磁小体的微磁学模拟等等都是微磁学应用中很有前景的研究方向。

通过化学合成或者生物合成特定粒径的磁性矿物,可以很好的模拟自然环境下磁性样品的物理化学过程。比如合成样品的古强度模拟实验、VRM 定年研究、CRM 的生长研究、缺陷剩磁的磁记录研究都可以运用实验模拟方法进行定量的探索。

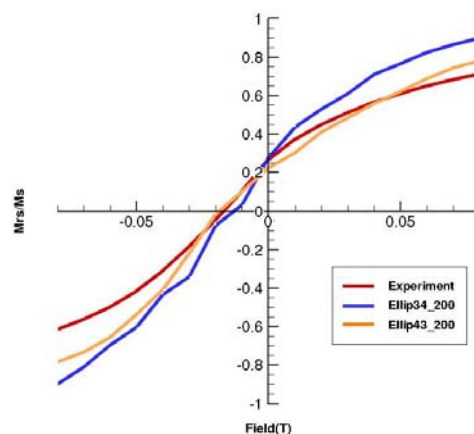


图 2 实验正演磁滞回线（红色曲线）与微磁学模拟曲线（蓝色和橙色曲线）的比较

而将微磁学方法与实验模拟有效的结合起来,可以以此来推演自然样品的磁学性质。如图 2 所示,

图中红色曲线为中值粒径为 65 nm 的合成磁铁矿磁滞回线, 我们通过透射电镜观察得知的样品拉长度和统计参数, 进行了 34 粒和 43 粒磁铁矿颗粒集的微磁学模拟。计算表明, 43 粒磁铁矿的颗粒组成的颗粒集已经能很好的与实验曲线匹配起来, 这说明微磁学方法与实验模拟方法能够很好的相互佐证。这为实验的预测和指导, 以及对自然样品磁学性质的理解提供了新的思路。

所以, 微磁学方法与实验模拟方法的完美结合, 是岩石磁学与环境磁学定量化研究的利器。

一阶反转曲线图——FORC 图的原理解释及应用

吴百灵

在此次“古地磁与年代学及地质应用”的培训课程中, 不仅对古地磁的基础原理和理论基础有了更为深入的掌握, 同时也对其在相关领域中的研究应用, 有了整体的了解, 对于古地磁学的总体发展, 有了较为全面的认识。在理论部分的讲解中, 老师深入浅出的授课方式, 也使较为晦涩的理论, 学起来较为轻松易懂。本文将对基础理论中的一个方面即磁滞现象中的 FORC 图的原理解释以及应用进行归纳。

样品和矿物的磁滞行为强烈受控于磁性矿物的类型和粒度, 磁滞回线及其特征参数被广泛用来确定岩石中磁性矿物的组成。然而在地质样品中, 我们经常碰到的是不同成分和粒度的磁性矿物的混合物, 样品中所包含的多种矿物相及其不同的粒径和结晶程度以及化学计量会导致一些模糊性, 仅通过磁滞回线获取的一些参数, 如 M_r , M_s , B_{cr} , B_c , χ_i , χ_{hf} , 来判别多种磁成分是非常困难的, 磁滞回线所包含的大量信息也将被丢失。Pike 等推广了 Mayergoyz 的方法, 采用了一种新的数据描述方式即一阶反转曲线 (FORC) 来描述磁滞数据。FORC 不仅能准确地磁性矿物矫顽力的分布以及磁性矿物颗粒之间磁相互作用的强弱, 而且可以帮助区分磁性矿物的种类和磁畴状态。下文对 FORC 图的测量原理、典型的 FORC 图及其在实践中的应用进行总结。

1. FORC 的测量及其数据处理

首先将样品在正向磁场中饱和磁化, 然后将外磁场降至某一磁场 H_r (反向磁场), 测量从 H_r 开始至正向饱和场的磁化强度 (M) 随外场的变化曲线, 这样就获得一条 FORC 曲线。单个 FORC 曲

线为起始点 (即反转点) 位于主磁滞回线的上支, 然后在外磁场向正向饱和和磁场变化过程中的磁化曲线, 因此是一条不完整的磁化曲线 (图 1-a)。为了将整个磁滞回线所封闭的区域包括在内, 选择不同的反转点, 即改变反向场 H_r , 就能获得一个 FORC 曲线组 (图 1-b)。FORC 曲线组上任一点 H_a ($H_r \leq H_a$) 的磁化强度由该点的外加磁场及反转点磁场两个变量所决定, 表示成 $M(H_r, H_a)$ 。将测得的所有磁化强度 $M(H_r, H_a)$ 对两个变量 H_r 和 H_a 求二阶偏导, 得到 $M(H_r, H_a)$ 在 (H_r, H_a) 平面上的密度分布 $\rho(H_r, H_a)$, 即为 FORC 密度分布:

$$\rho(H_r, H_a) = -\frac{\partial^2 M(H_r, H_a)}{\partial H_r \partial H_a}$$

为了估算某点 (H_r, H_a) 的 FORC 密度分布, 首先确定以该点为中心的局部方形网格, 然后对这些局部网格点内所有数据进行拟合 (图 1-c)。这个方形网格所包含点的个数为 $(2 \times SF + 1)^2$, 其中的 SF 是平滑因子 (smoothing factor), 其值由所研究的材料和测量的噪音水平决定, 通常选用 1-3。最常用的拟合方法是采用二次多项式函数对其进行展开, 其形式为:

$$M(H_r, H_a) = a_1 + a_2 H_r + a_3 H_r^2 + a_4 H_a + a_5 H_a^2 + a_6 H_r H_a$$

得到 FORC 密度分布平面图后, 为了方便观察将原始坐标轴 (H_r, H_a) 转化为 $H_c = (H_a - H_r)/2$, $H_b = (H_a + H_r)/2$ 。FORC 图谱既为以 H_c 为横坐标, H_b 为纵坐标绘出的 FORC 分布平面等值线轮廓图 (图 1-d)

2. FORC 图的理解及典型 FORC 图的解释

通过等值线分布中心最大值做沿横轴方向的剖面图, 可获得矫顽力的分布图。对于无相互作用的 SD 颗粒组成的样品, 由 FORC 技术获得的矫顽力分布图通常与由反向场退磁曲线获得矫顽力谱具有很好的一致性, FORC 的峰值矫顽力 (H_c, FORC) 也与剩磁矫顽力 B_c 在数值上较为接近, 在一定程度上反映样品的平均剩磁矫顽力。通过峰值矫顽力 (即 $H_c = H_c, \text{FORC}$) 做沿垂直方向的剖面图可以获得静磁相互作用场的分布图。通常将峰值矫顽力处的静磁相互作用场最大值减小到一半时对应的磁场定义为磁相互作用场的半宽值 ($H_b/2$), 用来表征静磁相互作用的强弱。

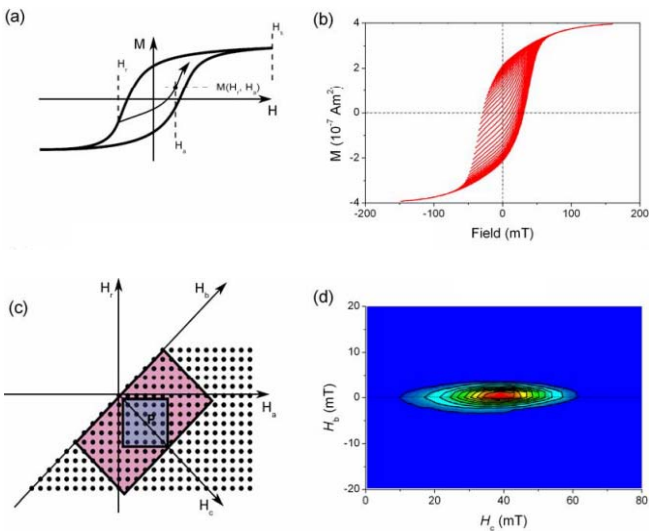


图 1 FORC 图成图过程 (a) 样品先被正向饱和和磁化后, 降低磁场至磁场 H_r , 测量由 H_r 到正向饱和和磁场变化过程中的磁化曲线, 获得一条 FORC 曲线, 曲线上任意一点 H_a 的磁化强度 $M(H_r, H_a)$ 由 H_r 和 H_a 共同决定; (b) 一个样品的 FORC 曲线组; (c) FORC 测量中用来测量磁化强度的 H_a 和 H_r 值组成的矩阵, FORC 包含的粉红色区域通常用 (H_c, H_b) 坐标系表示, 灰色区域表示平滑因子为 2 时计算 P 点的 FORC 密度分布值的局部网格数据点; (d) 由 (b) 图的 FORC 曲线计算得到的 FORC 图, 平滑因子为 2

无磁相互作用的 SD 颗粒: 其在 FORC 图上的闭合等值线只沿着横轴方向展布, 而其垂向展布非常窄。计算中的平滑效果以及成等值线图的插值作用, 使得实际的 FORC 图为拉长的椭圆形。

当 SD 颗粒之间的磁相互作用逐渐增强时: 其 FORC 图的等值线在纵轴方向上也开始有所分布, 其分布越宽, 表明颗粒间的静磁相互作用越强。

MD 和 SP 颗粒: MD 和 SP 颗粒的粒径截然不同, 但它们的磁学性质有很多相似性, 比如 MD 颗粒的矫顽力非常小, SP 颗粒由于热扰动的影响, 在室温情况下, 其理论矫顽力为零。但与 SP 颗粒不同, 由于某些局部缺陷 (pinning point), MD 颗粒常常含有类似 SD 的行为, 因此在 FORC 图上, SP 和 MD 的特征完全不同. MD 颗粒矫顽力分布会比 SP 颗粒的要高, 具体表现为沿着横轴的展布要宽一些, 其等值线并不闭合, 与纵轴以大开口的方式相交。

PSD 颗粒: PSD 颗粒的 FORC 图同时具有 SD 和 MD 颗粒的特征, 即中间存在闭合等值线 (SD 特征), 外围存在不闭合的等值线与纵轴相交, 且具有较大的垂向展布

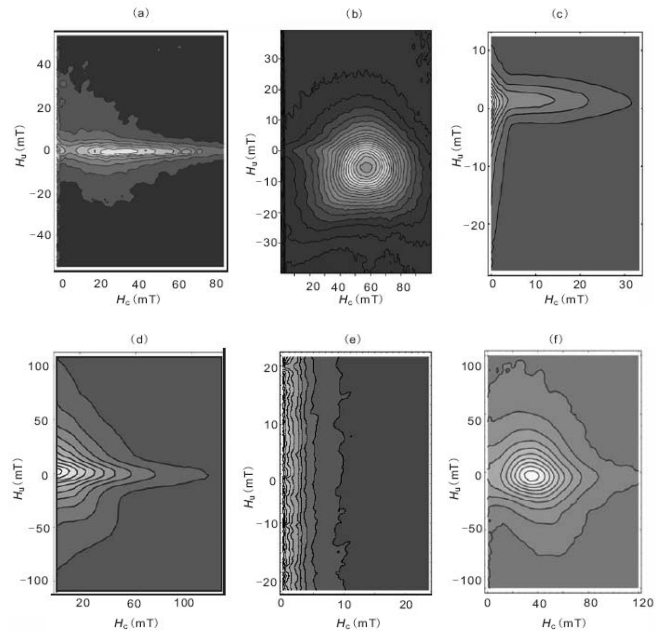


图 2 (a) 不存在相互作用的 SD 颗粒; (b) 相互作用的 SD 颗粒; (c) SP 颗粒; (d) 细 MD 颗粒; (e) 粗 MD 颗粒; (f) PSD 颗粒的 FORC 图

3. FORC 图的应用举例

3.1 确定磁性颗粒间有无明显的磁相互作用

胶黄铁矿 (Fe_3S_4) 在自然界中广泛分布, 由于其与磁铁矿的晶体结构相同, 胶黄铁矿的磁性也非常强 (Roberts et al., 2006)。前人研究表明, 自然样品中的胶黄铁矿颗粒一般在 200 nm 左右, 并且呈簇状聚集在一起, 这就使得胶黄铁矿的 FORC 分布具有非常典型的特征。比如, 其 FORC 等值线分布中心对应的矫顽力一般在 60-75 mT, 并且表现出很强的磁相互作用。

3.2 分析样品中具有不同矫顽力磁性矿物的含量

Carvalho 等 (2006) 通过理论模拟和实验观测, 发现如果样品中磁性颗粒的矫顽力具有双峰分布, 当磁相互作用较弱时, FORC 图还可以用来定量地分析样品中具有不同矫顽力磁性矿物的含量。当混 SD 和 PSD 磁铁矿时, 在比较大的含量变化范围内 ($< 10\%$), 混合物的 FORC 分布是纯 SD 和 PSD 的 FORC 分布按照其含量线性叠加的结果。但是当混合磁铁矿和赤铁矿时, 由于赤铁矿的饱和磁化强度比磁铁矿小两个量级, 所以只有赤铁矿的含量大于 88% 时, 此方法才有效, 否则无法确定赤铁矿的含量。

3.3 鉴别磁性矿物热转变

Muxworthy and Dunlop (2002) 在氦气环境中加热样品, 然后测量不同温度下合成磁铁矿样品

FORC 图的变化, 观测样品矫顽力以及相互作用随温度的变化直到达到居里点的变化过程。实验显示磁铁矿 PSD 颗粒的 FORC 图在 500°C 以前变化很小, 等值线图有左移的趋势, 高于此温度后, FORC 图变化剧烈, 封闭的等值线状态消失。FORC 图变得更类似 MD 颗粒的性质。另外 FORC 图在升温过程中由以前的不对称性分布转变为较为对称性分布, 非对称性程度随温度升高而降低。

综上, FORC 不仅能准确地磁性矿物矫顽力的分布以及磁性矿物颗粒之间磁相互作用的强弱, 而且可以帮助区分磁性矿物的种类和磁畴状态。并在磁性矿物的检验以及热转化过程中有较高的灵敏性。在岩石磁学研究中具有广泛的应用。

参考文献:

1. 秦华峰, 刘青松, 潘永信. 一阶反转曲线 (FORC) 图的原理及应用实例. 地球物理学报, 2008(51(3)): 743-751
2. Roberts A.P., Pike C.R., Verosub K.L. First-order reversal curve diagrams: a new tool for characterizing the magnetic properties of natural samples. J. Geophys. Res., 2000(105(B12)): 28461-28476
3. Lisa Tauxe. Lectures in Paleomagnetism [EB]. UC press, 2005, <http://earthref.org/MAGIC/books/Tauxe/2005/>

利用古地磁确定岩心方位的方法

李志远

一、岩心定向的意义

在油气钻探中, 为了确定地层地质构造形态 (如地层倾角、倾向、走向、裂隙、节理等方向), 往往要求不在一条直线上部署一定数量的探井, 通过普通取心方法和录井方法取得地质数据, 再通过对比分析找出地层变化规律, 并绘出构造图。可见, 常规方法需要较多的工作量、更多的投资, 周期也较长。

采用岩心定向技术则可用较少的探井 (工作量), 在较短的周期内完成局部区域的油气地质勘探任务。在局部区域, 可以先用一口岩心定向井准确判断地层走向及倾斜方向等; 随着油田的开发, 为提高开采效果, 可用地应力及岩心产状数据指导钻井工程设计及油气开发。

钻井工程中的井眼稳定、套管变形 (挤毁); 开发生产中的地层出砂; 油气层增产中的水力压裂等,

都要求了解地层倾角、裂隙形态、延伸方向等, 而定向取心则能够提供很有用的准确的地层数据。

古地磁岩心定向技术早在 60 年代起便受到工程界的重视。伴随着高灵敏度、低温超导磁强计的出现和计算机技术的普遍应用, 这项技术得到较快发展, 并由于它不需要特殊的工具仪器、涉及人员少、省时、便捷、成本低、准确性较高而得到较广泛应用^[1]。

二、古地磁学的基本原理

2.1 地球的中心偶极子磁场(GAD)

地球已有 45 亿年生成历史, 它有一个旋转地理轴, 还有一个与地理轴成 11.5° 角的磁轴, 如图 1 所示。这样就形成以过地球中心为轴的偶极子磁场。在这个庞大地磁场影响下, 地面上所有磁性矿物颗粒, 都将被它按地磁场方向磁化, 并在岩石中保存很长时间, 甚至数亿年。在地下所处的原始方位。

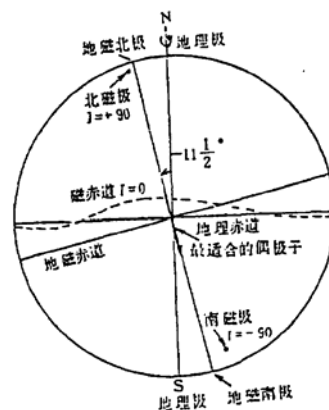


图 1 地理极、地磁极、磁极及地理赤道、地磁赤道、磁赤道

2.2 岩石天然剩磁 NRM 的形成

古地磁学作为一门科学发展和形成的另一条件, 就是保存历史记忆的岩石内存在有磁性矿物颗粒, 由于这些磁性颗粒在地磁场作用下被磁化, 记载了当时信息, 并在岩石中维持很长时间。

一般称岩石形成时被磁化获得的剩余磁性称为原生剩磁。随着历史的变迁和推移, 地质事件的发生, 在漫长的时期内, 岩石内的磁性颗粒, 继续会受到地磁场影响和磁化, 这时岩石获得的剩磁称为次生剩磁或叫粘滞剩磁 (VRM), 现代地磁场粘滞剩磁一般是在近 73 万年内形成的, 并与当代地磁场方向一致^[2]。它的磁性强弱和方向与原生剩磁可能不完全一样。我们把这种原生剩磁和后来形成的粘滞剩磁统称为天然剩磁, 它是古地磁学研究的核心内

容和基础, 是推动古地磁学发展的重要因素。因为它保留了岩石长时间生存发展磁性信息。

2.3 岩石剩磁强度弛豫时间

对一团相同的磁性颗粒来说, 它获得这种新的磁化强度所占用的时间是与它的松弛时间相关的。这种磁性颗粒具有的这个特征时间常数, 称为弛豫时间, 用 τ 来表示。它的关系式表达如下:

$$\tau = \frac{1}{C} \exp\left(\frac{VB_c J_s}{2KT}\right) \quad (2.1)$$

其中: C ---频率因子 (月 $10^{-10} s^{-1}$)

V ---颗粒体积

K ---波尔茨曼常数

B_c ---矫顽力

J_s ---天然磁化强度

T ---绝对温度

由表达式看出, 岩石磁性颗粒弛豫时间 τ 强烈地依赖于温度 T , 也与矫顽力有关。岩石中不稳定的天然剩磁(NRM)在正常温度下, 依磁性颗粒的性质, 弛豫时间约在 100 秒至 10^8 年范围内, 并在此间可转化为新的粘滞剩磁。如果温度高, 弛豫时间短, 原生剩磁大部分会消失, 并转成对粘滞剩磁贡献。同时, 弛豫时间与单畴磁性颗粒形状大小及在多畴颗粒格阵分布相关。岩石磁性颗粒弛豫时间这种特性, 是磁清洗、粘滞剩磁产生的主要理论依据。亦是区分原生剩磁和粘滞剩磁理论基础。对古地磁研究是很重要的特性参数。

古地磁岩心定向就是通过古地磁仪, 测定岩石磁化时的地磁场方向来实现的。因为任何岩心所处的地层在形成时或稍后, 都会受到地球偶极子场引起的磁场磁化, 并与当时地磁场一致, 古地磁岩心定向就是利用古地磁仪(磁力仪和退磁仪)来分离和测定岩心的磁化变迁过程, 用 Fisher 统计法^[3]确定与岩心对应的不同地质年代的剩磁方向, 用以恢复岩心在地下所处的原始方位。

三、古地磁岩心定向的基本方法

3.1 测试岩样的制备

首先将断开的岩心按照原样组合在一起, 在岩心柱面上绘一条平行于岩心轴线并标有方向的标志线。如图 2 所示。将截取的岩心加工制成直径 25mm、高 25mm 的标准试样。步骤是将圆柱面标志线延到岩心截面上, 然后在截面上绘出多条平行于标志线的线, 以保证最终试样绘有标志线。将绘制标志线的大岩心置于钻床上, 调好水平夹固, 沿轴向钻取小岩心, 再切成直径 25mm、高 25mm 标准样品。

将端面上的平行标志线过轴心绘于圆柱面上, 此时标准试样绘制完毕。

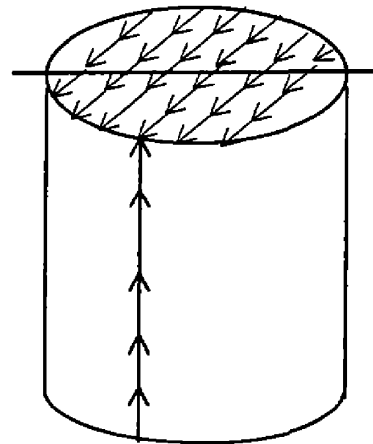


图 2 古地磁的岩样制备

3.2 剩磁的测定和统计

古地磁岩心定向测量是以水平分量确定北极方位。它是采用右手坐标系, Z 轴向下为正。磁偏角 D 体现出地理北极方位角(图 3)。因为 X 轴通过标志线, D 是水平向量 H 与 X 轴的夹角, 所以 D 决定标志线的地理方位。

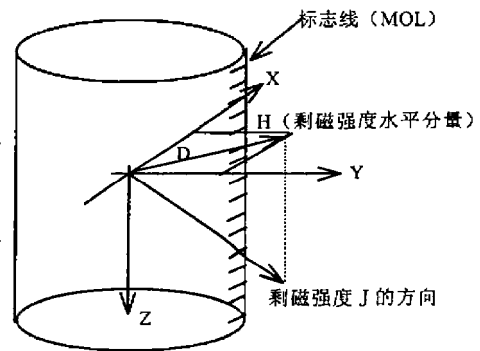


图 3 古地磁岩样的坐标系

将测试标准样品首先从要测的一批样中抽出两三个样进行磁化强度和磁清洗探测性试验, 取得初步认识后, 即可确定测试方案和程序。

测试样品一般要经过磁力仪(小旋转和超导磁力仪)交变退磁和热退磁, 按步骤分段进行测定处理。热退磁退磁分段间隔一般采用 $30 \sim 50^\circ C$, 交变退磁采用 $30 \sim 50 Oe$ (奥斯特)。岩心的剩磁强度向量方向, 在低温段(小于 $350^\circ C$)或矫顽力较低阶段(退磁场强度小于 350 奥斯特)一般表现为粘滞剩磁; 高温段(大于 $350^\circ C$)或矫顽力大于 350 奥斯特, 剩磁强度向量方向趋于原生剩磁方向。这一点对我们确定

岩心定向方向很重要。

对于用粘滞剩磁定向,测定的磁偏角 D 可直接转为地理北极方向(在钻取岩心倾角很小情况下),不用考虑地质年代、当地磁偏角和采用地质露头进行测定比较等复杂过程,是目前推崇的钻井岩心定向方法^[4]。而它的磁倾角(垂直方向)取决于当地的地理纬度。这个纬度与磁倾角简单的关系是如下:

$$\text{tg}I = 2\text{tg}L \quad (3.1)$$

其中: I —粘滞剩磁磁倾角

L —当地地理纬度

因此,如果取样地点纬度已知,就可在相关温度内(低于 350°C),通过筛选向量矢量方法分离粘滞剩磁,其中总有某一个倾角接近于地球中心偶极(GAD)磁场值,然后校正向量偏角,由此确定岩心原始方位。

对于原生剩磁定向,由于地壳活动,板块运动,岩心剩磁定向的磁北极已产生变化(一般叫虚移磁极),这时必须要考虑地质年代、地质露头及测定点磁偏角等因素。相对讲,岩心定向要复杂一些。但是对一些特殊研究以及验证粘滞剩磁定向准确性,用原生剩磁定向是十分必要的。

古地磁岩心剩磁向量测定由计算机进行程序控制,并把测试结果绘制成各种图件,其中有退磁过程曲线、单样测试正交投影图等,由观察这些图件,可清楚了解到测试过程、剩磁强度和水平向量变化规律。

为了确定岩心剩磁向量的平均方向,一般用 Fisher 统计方法,以便得到一组样品的测试结果。在 Fisher 统计中,一般采用代数的方法求向量的平均方向^{[5][6]}。假定从所有样品组成的母体中随机抽取 N 个样品,测得特征剩磁方向的倾角和偏角分别为 I_i 和 D_i ($i=1, 2, 3, \dots, N$)。在直角坐标系中,单位矢量在每个轴的方向余弦见图 4。

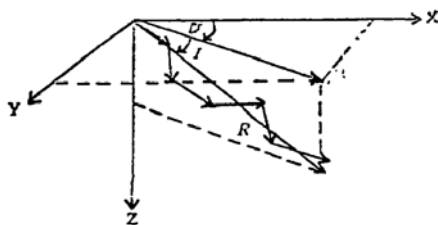


图 4 求向量和 R 示意图

公式是:

$$\begin{cases} X = \cos D \cdot \cos I \\ Y = \sin D \cdot \cos I \\ Z = \sin I \end{cases} \quad (3.2)$$

将 N 个样品特征剩磁矢量的方向余弦相加,得合成矢量的长度和平均方向余弦:

$$R^2 = \left(\sum_{i=1}^N X_i \right)^2 + \left(\sum_{i=1}^N Y_i \right)^2 + \left(\sum_{i=1}^N Z_i \right)^2 \quad (3.3)$$

$$\bar{l} = \frac{\sum_{i=1}^N X_i}{R}, \bar{m} = \frac{\sum_{i=1}^N Y_i}{R}, \bar{n} = \frac{\sum_{i=1}^N Z_i}{R} \quad (3.4)$$

该平均方向的偏角 \bar{D} 和倾角 \bar{I} 分别为:

$$\bar{D} = \text{tg}^{-1} \frac{\bar{m}}{\bar{l}}, \bar{I} = \sin^{-1} \bar{n} \quad (3.5)$$

这里的偏角 \bar{D} 和倾角 \bar{I} , 表征为一组岩样的最终测定的平均剩磁向量方向。

3.3 乘磁向量测定精度和离散度估计

根据 Fisher 统计代数方法,得到结果后,可用均方根误差和 Fisher 统计来估计它们的精度和离散度。对参加统计的一组矢量, Fisher 仿照三维空间的高斯分布,把这些矢量当作单位球面上的点,给出概率度分布 P 。

$$P = \frac{K}{4\pi \sin(hK)} \exp(K \cos \theta) \quad (3.6)$$

式中, θ 是一样品的观察方向与密度最大真方向之间的夹角。 K 取最佳估计值 $K > 3$ 时:

$$K = \frac{N-1}{N-R} \quad (3.7)$$

式中, N 为参加统计的样品个数, R 为合矢量长度,一般用 K 来衡量平均方向的精度。

平均方向的可靠程度,可通过测定球面上一个圆(置信圆)的半径来确定,其圆心在观察到的平均方向上,其方向落在该圆内的概率为 $(1-P)$, 其 $\alpha_{(1-P)}$ 值为:

$$\alpha_{(1-P)} = \cos^{-1} \left\{ 1 - \frac{N-R}{R} \left[P^{-\frac{1}{N-1}} \right] \right\} \quad (3.8)$$

通常取概率 $P=0.05$, 用 α_{95} 又叫 95% 置信圆锥半顶角。因此可用 K 和 α_{95} 这两个精度参数 (K 值越大精度越高, α_{95} 越小越可靠) 来量度一组 Fisher 分布的方向或极的平均观察方向的可靠程度。

四、古地磁岩心定向的实例^[7]

4.1 实验样品

为了获取扬子地块古生代中期可靠的古地磁极数据,李学森、吴汉宁等在四川江油市沙窝子村附

近对上泥盆统地层序列开展了古地磁野外采样工作,采集的岩性主要为深灰色中厚层状砂屑、泥晶灰岩。使用便携式岩心钻机采样,磁罗盘定向,在上泥盆统和下石炭统地层构成的向斜两翼共布置 23 个采点,采集定向岩心样品 230 块,平均长度 5~6cm,室内共加工出 472 块标准的古地磁定向标本。为了进行本次研究,根据 1 块岩心能加工出标准古地磁样品的个数将整个样品分成 3 组,即单标样岩心样品、双标样岩心样品和 3 标样岩心样品,并从这 3 组样品中随机抽取了 16 块、78 块、24 块,共计 118 块样本组成实验样品。

4.2 古地磁测试结果

在中国科学院地质与地球物理研究所古地磁实验室完成了测试工作。剩磁测量是在 2G-755R 型岩石超导磁力仪上完成的。

绝大多数岩心样品的天然剩余磁性 (NRM) 都具有明显的双分量特征,即 0~20mT 或 0~300°C 分离的正极性低温分量和 300~480°C 温度段揭示的反极性高负倾角的中温分量 (图 5)。

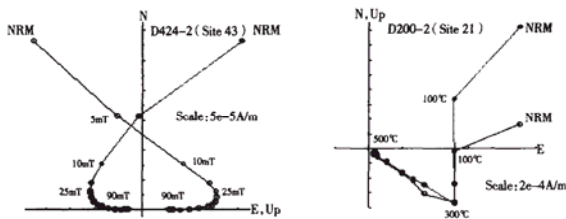


图 5 代表性标本的退磁矢量 Z 氏图 (地理坐标系)
●代表水平面投影; ○代表垂直面投影

运用 Kirschvink 主分量分析法^[8]求得每个标本的低温剩磁分量后,以采点为单位对低温分量进行了标准 Fisher 统计以求得平均方向。在地理坐标系下求得平均方向为: $D_g = 1.7^\circ$, $I_g = 47.1^\circ$, $K_g = 76.6^\circ$, $\alpha_{95} = 4.1^\circ$ 。产状校正后 $D_s = 40.4^\circ$, $I_s = 50.5^\circ$, $K_s = 5.0$, $\alpha_{95} = 17.7^\circ$ 。可以看出,低温分量非常接近于现代地磁场偶极子场方向 (图 5)。运用 McElhinny 褶皱检验方法^[6]对低温分量进行了褶皱检验:

$K_s/K_g = 0.06524 < F(32,32) = 3.24$, 99% 概率水平,表明低温分量未通过褶皱检验,说明了低温分量应该是现代地磁场的粘滞剩磁。这充分证实了粘滞剩磁分量在地理坐标系中的平均方向与现代地磁场方向从统计意义上来说是近似相同的原理是正确的。

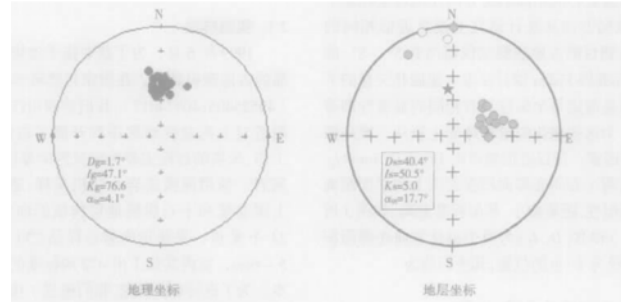


图 6 低温分量等面积投影图 (●为下半球投影; ○为上半球投影; ★现代地磁场方向)

4.3 重定向结果及可靠性分析

根据本文阐述的方法,已知样本在样品坐标系 (标志线为 Z 轴) 中的测试结果和采样点的现今地磁场方向求取样本标志线的产状,对 118 块定向岩心样品进行了实证研究,并把计算结果与野外实测结果进行了对比。计算过程中,利用已知定向样本的实测倾角对待求倾角进行了限定。

单标样岩心样品:对随机抽取的 16 块单标样岩心样品的研究表明,实测倾向值与计算倾向值的差别变化较大,两条表征实测的倾角和计算倾角的曲线基本重合 (图 7)。其中,3 块样品的计算结果与实测结果相近,计算出的 VRM 平均方向为 $D_g = 358.85^\circ$, $I_g = 30.2^\circ$,实测 VRM 平均方向为 $D_g = 354.5^\circ$, $I_g = 38.8^\circ$; 2 块样品的倾向误差在 10° 以内,11 块样品的计算值与实测值之间相差悬殊。这就说明单标样岩心样品的古地磁定向结果是随机的,可靠程度很低。

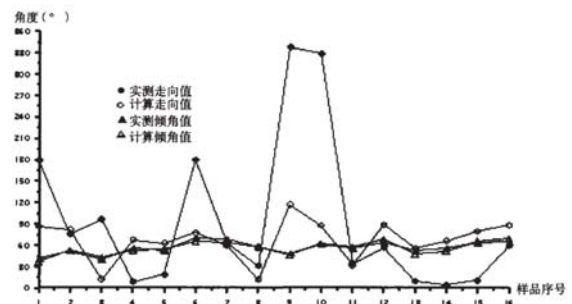


图 7 标样岩心样品的古地磁重定向结果与野外实测值对比

双标样岩心样品:与单标样岩心样品结果类似,倾角基本相同,倾向变化较大 (图 8)。在测试的 39 块样品中,28 块样品的两个样本测试结果十分地相似。其中 18 块与实测值很相近,计算出的 VRM 平均方向为 $D_g = 359.5^\circ$, $I_g = 33.7^\circ$; 其余 10 块与实测的结果相差很大,计算出来的 VRM 平均方

向为 $D_g = 358.6^\circ$, $I_g = 23.5^\circ$ 。这说明双标样岩心样品的古地磁定向结果的可靠性是可以预知的, 只要是两块样品的计算结果是相似的并且计算出来的 VRM 的平均方向与实测值是相近的, 那么定向结果的可靠程度可达 60%~70%。

标样岩心样品: 3 标样岩心样品的一个显著特征是在 3 个样本当中至少有 1 个样本的计算结果与实测结果相似(图 9)。在测试的 8 块样品中, 虽然 4 块样品的 3 个样本的计算倾向值变化比较大(例如 SD014、SD120、SD178、SD199), 但是至少有一块样本与实测的结果非常相近, 并且 VRM 的平均方向与实测值也很接近。这说明 3 标样岩心样品的古地磁定向结果的可靠性是确定的, 但是目前还无法判断 3 个数据中究竟哪一个能用于表征岩心的原始方位, 只有继续增加样品的测试数量才能最终判定出来。

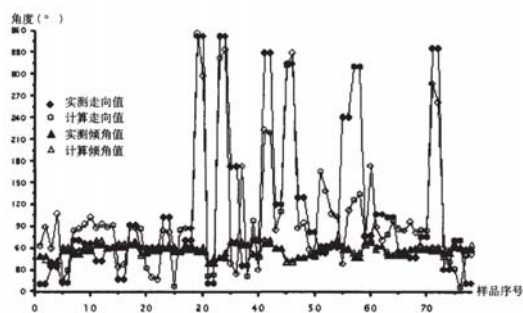


图 8 双标样岩心样品的古地磁重定向结果与野外实测值对比

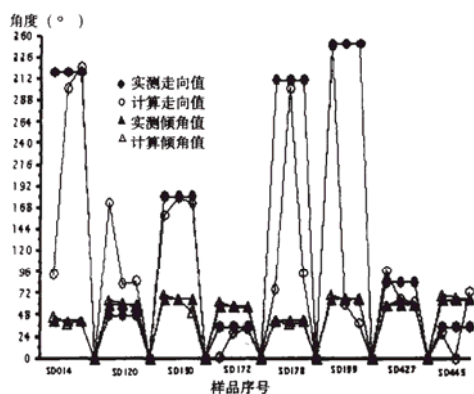


图 9 标样岩心样品的古地磁重定向结果与野外实测值对比

五、总结

岩石或沉积物中铁磁矿物具有记录和保存地磁方向的能力, 地磁场长期作用的结果使地球具有轴向地心偶极子磁场性质。在实验室内, 通过磁清洗(退磁方法), 可获得岩芯定向所需的原生剩磁、天然剩磁和次生剩磁等磁矢量。现代地磁场作用下叠

加的粘滞剩磁(VRM)即属于次生剩磁, 现代地磁场的水平分量与地理北极之间存在一个地区性磁偏角, 因此, 在获得粘滞剩磁 VRM 矢量后, 即可将岩芯进行定向。

另外, 岩石在沉积和成岩过程中所记录的原生剩磁以及岩石在叠加次生剩磁之后的综合天然剩磁(NRM)亦可作为岩芯定向的依据。但由于原生剩磁和天然剩磁与现代地理北极之间关系不明(尤其在古老的岩石中), 因此, 在用此两种磁化矢量进行岩芯定向时, 需先在相同层位的相邻露头区取样, 测量其原生剩磁或天然剩磁相对于现代地理北极之间的磁偏角, 然后在岩芯上测量相对于某标志线的原生剩磁或天然剩磁的磁偏角, 则露头区样品上原生剩磁或天然剩磁的矢量方向与岩芯上相应的原生剩磁或天然剩磁的矢量方向一致。据此, 可将岩芯归位, 并可确定岩芯上标志线相对于地理北极的方向[9]。

随着新方法的研究, 高灵敏度、低温超导磁强计的出现, 计算机技术的发展, 古地磁岩心定向技术得到较快的发展。由于其自身的优点: 不需要特殊的工具仪器、需要较少的人力、省时、便捷、成本低、准确性较高等, 古地磁岩心定向技术将会得到更广泛地应用。

参考文献:

- [1] 黄仁山,孙展飞; 岩心定向技术在油气钻探中的应用[J]; 石油钻探技术, 1997,25(4):11-12.
- [2] Hallwod E.A, Ding F; Palaeomagnetic reorientation of cores and the magnetic fabric of hydrocarbon reservoir sands.
- [3] Fisher R A; Distribution on a sphere; Proc R Soc (London) A,1953, 217: 295~305.
- [4] Rolph T.C., Viscous remanent magnetization: a tool for orientation of drill cores[J]; Geological Society Special Publication, No.98,239-243.
- [5] D.H.塔林; 古地磁学的原理与应用[M]; 北京:北京科学出版社,1978.
- [6] 袁学诚等; 古地磁学原理及其应用[M]; 北京:地质出版社,1991.
- [7] 李学森,吴汉宁,张小浩等; 钻井岩心重定向的古地磁方法及其可靠性研究[J]; 油气地球物理, 2006, 4(2):27-32.
- [8] Kirschvink J L; The least squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data[J]; Geophys J Roy astr Soc,1980,62:699-718.
- [9] 任德生; 松辽盆地火山岩裂缝形成机理及预测研究——以徐家围子断陷芳深 9 井区为例; 2003, 19-25.

重点连载

浅谈红层中的化学剩磁

姜兆霞

红层是陆地或海洋中的一种沉积岩,因颜色红而得名,颜色范围是 5YR-2.5YR (红棕色-红色),也可能延展到 10RP-7.5RP (紫红色)。广泛分布于世界热带-亚热带地区,大量的古地磁、古植物学以及沉积学证据表明,红层主要分布在南北纬 30° 之间[Van Houten, 1968],例如我国秦岭-淮河以南,青藏高原以东,主要形成于晚古生代、早中生代和晚新生代。红层有两类明显的岩性分支,一种为有颜色的富含石英的砂岩和粉砂岩,与海洋中的石灰岩、蒸发岩以及风成砂岩密切相关,可作为干燥度的指标。另外一类为不成熟的砂岩和泥岩组成的杂色地层,该类红层通常含有湿热气候的植物群和食草的脊椎动物化石[Van Houten, 1973]。研究表明,赤铁矿是红层中主要的染色矿物[Robb, 1949],分布在粘土矿物母质或者空隙中。红层中赤铁矿是碎屑成因还是自生的,这对理解它们的起源至关重要,而碎屑成因的赤铁矿主要来源于陆源风化剥蚀的红土[Blodgett et al., 1993]。这种富含赤铁矿的陆源沉积物一般形成于干湿循环的半干旱气候,低碳环境 [Walker, 1967a, 1967b]。

红层记录了沉积时或沉积后形成的相对较强的剩磁信息,被广泛用于古地磁研究。但是红层中磁性的起源以及能否准确记录当时地磁场方向等问题仍没有明确的答案[Larson, 1975]。红层可以获得两类原生剩磁,分别为沉积剩磁(DRM)和化学剩磁(CRM)。前者主要是颗粒在沉降过程中,沿外界地磁场定向排列,经过后期的干燥固结,如果颗粒的方向一直保存在沉积物中,那么岩石会在该方向获得沉积剩磁。如果磁性矿物发生化学变化,那么沿着外界磁场方向会获得一个磁矩,即为化学剩磁。[Collinson, 1965] 提出四种红层获得剩磁的假设过程:(1)火成岩碎屑颗粒在水中沉积时,沿当时地磁场方向定向排列,并且在后期地质时期未发生化学变化,于是便会记录一个沉积剩磁;(2)沉积物中的磁性颗粒经历了化学变化转化为另外一种磁性矿物,接着经历了剥蚀重新沉积,于是记录了沉积剩磁,或者磁性颗粒在搬运过程中发生了化学变化,

然后再沉积记录沉积剩磁;(3)岩石在沉积后发生了化学变化,于是沿着当时地磁场方向记录一个化学剩磁;(4)已经完全定向排列沉积的磁性颗粒发生了化学变化,于是沿着地磁场方向或者单颗粒的磁矩方向记录一个化学剩磁。但是证据表明,第一种过程是不成立的。因为原岩中的磁性矿物在红层中并不是主要的载磁矿物,而赤铁矿是主要的载磁矿物。另外,我们并不知道红层中的细粒赤铁矿是否记录 DRM,如果这些颗粒保存在渗滤溶液中,那么这些颗粒沉积到岩石基质中时会定向排列,但是需要这些颗粒自身已经具有磁矩,并且粒径不能太小。另外,铁氧化物通常粘附在粘土矿物表面搬运,在这种情况下很难获得 DRM,因为无磁的粘土矿物的固定负载会减弱氧化物的磁定向力。所以,一般来说,化学剩磁是红层中 NRM 的主要来源,主要由赤铁矿携带。

Houten (1968)对红层中的铁氧化物进行了研究,发现赤铁矿在红层中主要有两种存在方式,一种为黑色颗粒,该类赤铁矿结晶程度较高,通常会含有磁铁矿和钛铁矿的结核或者小斑块儿。这些黑粒赤铁矿主要是磁铁矿发生赤铁矿化产生的,而钛铁矿尽管与磁铁矿共存,但是十分稳定,不会发生赤铁矿化。但是从结构上看该类赤铁矿会有薄层状结构或者格子结构,而磁铁矿与钛铁矿则夹杂在这些格子构造的空隙中。该类赤铁矿主要出现在火山成因的岩石中,很少是在土壤形成过程中产生。另外一种可能发生初期赤铁矿化的情况是在海滩沙中,但是完全赤铁矿化的颗粒在海洋黑沙中并不常见。红层中含有大量赤铁矿化的黑色颗粒。并且红层越古老,其中黑色赤铁矿的含量会越高,而磁铁矿和钛铁矿的含量则会越少。红层中的另一类赤铁矿形式是红色染料。研究表明,几乎在所有的红棕色沉积物中,赤铁矿都是唯一的可监测到的染色物质。大量的实验观测和天然样品的研究表明,该类赤铁矿主要源于棕色非晶形铁氧化物(如水铁矿)在水溶液中陈化或者针铁矿在高温下脱水,这些过程是非常重要的成岩过程。但是现在并没有可靠的方法检测红层中赤铁矿染料是来源于红土中,还是含铁硅酸盐或者棕色铁氧化物的转化。总之,不论是黑色赤铁矿颗粒还是基质中的红色赤铁矿染料,对红层的古地磁研究都具有十分重要的意义。前人对前寒武纪的砂岩、老红层砂岩的研究表明,根据热退磁结果,红层中的原生剩磁大部分是由赤铁矿携带。其中,在赤铁矿胶结的石英砂岩中,NRM 是赤铁矿胶结物生长超过一定粒径后产生的 CRM。另外,在以粘土为基质的碎屑红层中,NRM 也主要是

CRM, 因为这些细粒赤铁矿物质在沉降过程中很难沿着外界地磁场定向排列[Collinson, 1965]。但是在含有大量黑色赤铁矿颗粒的红层中, 原生剩磁是由这些黑色颗粒携带, 而沉积物中的红色染色物质对原生剩磁几乎没有贡献。在很多碎屑红层中, 黑色赤铁矿颗粒是沉积物在有机质影响下发生成岩作用产生的, 所以其携带的原生剩磁为 CRM。但是在沉积过程中, 黑色铁氧化物也会获得一个 DRM, 但是这些黑色铁氧化物经过埋藏和氧化后, 其携带的 DRM 会被改造, 那么最终赤铁矿会继承沉积后 DRM。

Tauxe (1980) 利用热退磁方法在 Siwalik 山脉的红层中分离出了两种不同成因的赤铁矿, 一种为较细的染色赤铁矿, 矫顽力较高, 但是解阻温度较低, 主要携带次生的化学剩磁, 可利用化学退磁方法将其退掉, 剩下的为一种灰色镜赤铁矿, 即黑色赤铁矿, 矫顽力低于前者, 但解阻温度为 690 度, 砾石检验结果表明该组分携带的为原生的 DRM, 但是由于赤铁矿的剩磁主要由底部物质携带, 所以其 DRM 存在明显的倾角变浅问题。Larson (1975) 研究了加利福尼亚湾中生代沉积物中, 红层形成初期 CRM 的形成过程。根据沉积学、岩石磁学和古地磁结果分析, 该处的 CRM 掩盖了沉积物原生剩磁。沉积物的 CRM 主要由三种自生矿物赤铁矿、针铁矿和锰钡复合物携带, 其形成的前提是沉积物中必须含有可以进行后期改造的不稳定的含铁矿物, 为赤铁矿等自生矿物提供母质。这些自生矿物在结晶生长超过临界粒径后, 会沿地磁场方向获得一个剩磁, 即为 CRM。但是, 沉积物中 CRM 的形成速率并不一致, 这是因为自生磁性矿物的改造和形成过程与各种因素的相互作用有关, 如间隙水的化学性质、水动力梯度和沉积物的矿物学性质等。另外, CRM 获得的复杂性使得磁性地层学几乎不能反映沉积时地磁场信息。

介于红层中 CRM 的复杂性, 人们在实验室中对赤铁矿 CRM 进行了模拟研究 [Hedley, 1968; Bailey, 1981; Stokking, 1987; Stokking and Tauxe 1990a, 1990b; McClelland, 1993]。古地磁学的基本假设是岩石可以提供可靠的地磁场记录。随着磁性矿物发生化学变化, 它们会获得一个 CRM。事实上, 不同岩石历史阶段的矿物相会在原生剩磁的基础上添加不同的 CRM 组分, 所以若想利用古地磁方法解释地质历史的不同阶段, 就必须清楚 CRM 的不同组分以及各组分的形成时间。红层的 CRM 存在很多形成机制, 两种主要的形成机制为矿物转化 (如 $\text{Fe}_3\text{O}_4 \rightarrow \gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ 或 $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$; 铁氢氧化物脱水, $\text{FeOOH} \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O}$) 和晶体生长 ($\text{Fe}_3^{2+} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow$

$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$)。Hedley (1968) 对合成的铁氧化物与非磁性的灰泥的混合物在地磁场环境下进行逐步加热, 并在无场环境中冷却, 每次冷却后的样品在室温下测量其剩磁, 于是可以获得每个温度点下的比较纯的 CRM, 而不受部分热剩磁 (pTRM) 的干扰。针铁矿 ($\alpha\text{-FeOOH}$)、纤铁矿 ($\gamma\text{-FeOOH}$) 和正方针铁矿 ($\beta\text{-FeOOH}$) 加热获得的 CRM 基本都沿地磁场方向, 但是纤铁矿加热的矿物转化过程是 $\gamma\text{-FeOOH} \rightarrow$ 磁赤铁矿 ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) $\rightarrow \alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$, 在磁赤铁矿向赤铁矿转化过程中, 磁矩会发生反转, 这对于解释富含磁赤铁矿的岩石烘烤后的剩磁信息具有十分重要的指导意义。Marshall (1971) 对海底玄武岩进行加热研究, 发现不稳定的钛磁铁矿在加热氧化后会获得一个化学剩磁, 但是该剩磁并不会影响原生剩磁 (NRM) 的方向, 而是与 NRM 方向一致, 但 Bailey (1981) 对海底玄武岩进行加热获得的 CRM 却是沿着外场和 NRM 的过渡方向。这种相互矛盾的结果说明, 除了矿物转化, 还有很多因素控制剩磁的方向, 如在矿物转化过程中粒径和磁畴状态的变化等。Stokking (1987) 利用铁盐在水溶液中进行赤铁矿合成, 并使形成的赤铁矿沉积到有空隙的氧化铝薄片上, 然后对其进行古地磁测试, 发现晶体生长产生的 CRM 与外场方向是一致的。所以说, 对于 CRM 的方向, 并没有一致的观点。Stokking and Tauxe (1990b) 通过改变外场的方向, 系统研究了 CRM 记录的方向。当外场方向单一时, CRM 记录的方向为外场方向, 但是当添加两个方向垂直的外场时, 样品 CRM 的方向较为复杂, 部分样品的 CRM 在某一个外场方向, 有些样品的 CRM 则处在二者的过渡方向。作者认为 CRM 的复杂行为反映了晶体从溶液中沉降时获得剩磁的复杂性。这可能受外界磁场、原生颗粒自身产生的退磁场以及原生颗粒与次生颗粒之间的交换作用。

综上所述, 化学剩磁是一个十分复杂但又十分重要的磁学指标, 是陆内红层和大洋红层研究中不可或缺的手段。但是由于自然界样品形成过程的复杂性, 可能需要更多的实验室模拟工作来解译化学剩磁的具体形成过程、影响因素以及与天然剩磁的关系。

参考文献:

1. Bailey, M. E. and C. J. Hale (1981). "Anomalous magnetic directions recorded by laboratory-induced chemical remanent magnetization."

2. Collinson, D. (1965). "The remanent magnetization and magnetic properties of red sediments." *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 10(1): 105-126.
3. Hedley, I. (1968). "Chemical remanent magnetization of the FeOOH, Fe₂O₃ system." *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 1(2): 103-121.
4. LARSON, E. E. and T. R. WALKER (1975). "Development of chemical remanent magnetization during early stages of red-bed formation in Late Cenozoic sediments, Baja California." *Bulletin of the Geological Society of America* 86(5): 639.
5. Marshall, M. and A. Cox (1971). "Effect of oxidation on the natural remanent magnetization of titanomagnetite in suboceanic basalt."
6. Mcclelland, E. and C. Goss (1993). "Self reversal of chemical remanent magnetization on the transformation of maghemite to haematite." *Geophysical Journal International* 112(3): 517-532.
7. Robb, G. L. (1949). "Red bed coloration." *Journal of Sedimentary Research* 19(3): 99.
8. Stokking, L. and L. Tauxe (1990a). "Properflies of Chemical Remanence in Synthetic Hematite"Testing Theoretical Predictions." *Journal Of Geophysical Research* 95(B8): 12,639-612,652.
9. Stokking, L. B. and L. Tauxe (1987). "Acquisition of chemical remanent magnetization by synthetic iron oxide."
10. Stokking, L. B. and L. Tauxe (1990b). "Multicomponent magnetization in synthetic hematite." *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 65: 109-124.
11. Tauxe, L., D. V. Kent, et al. (1980). "Magnetic components contributing to the NRM of Middle Siwalik red beds." *Earth and Planetary Science Letters* 47(2): 279-284.
12. VAN HOUTEN, F. B. (1968). "Iron oxides in red beds." *Geological Society Of America Bulletin* 79(4): 399-416.
13. Van Houten, F. B. (1973). "Origin of red beds: a review-1961-1972." *Annual Review Of Earth And Planetary Sciences* 1: 39.
14. Walker, T. R. (1967). "Color of recent sediments in tropical Mexico: a contribution to the origin of red beds." *Bulletin of the Geological Society of America* 78(7): 917-920.
15. Walker, T. R. (1967). "Formation of red beds in modern and ancient deserts." *Geological Society of America Bulletin* 78(3): 353-368.

文献导读

探索趋磁细菌磁小体的生源论和亚细胞组织器官 陈海涛

细菌如同真核生物一样, 具有生物化学功能的磷脂双分子层细胞膜。目前, 趋磁细菌磁小体已成为探讨细菌功能基因细胞器的重点研究对象。磁小体由磷脂双分子层包裹磁铁矿晶体颗粒组成。磁小体沿着地磁场的方向在细胞内呈链状排列。经过几十年的研究, 对于趋磁细菌的磁小体膜的形成和磁铁矿矿化机制的相关因子报道偏多。因此, 本文主要在磁小体形成机制展开进一步的研究。

在 1884 年, karl august mobius 首次提出使用器官一词描述原生生物的可复制结构。在后续的几个世纪, 亚细胞结构细胞器从膜结合物到含高聚合物蛋白和其他高分子组成的分子结构中均有发现。这些细胞内组织首先被认为独特存在于真核生物中, 但是经过 20 多年的研究发现, 在细菌体内也发现这类复杂的细胞结构和细胞骨架成分。这一结果显示, 什么控制真核生物细胞组织的形成, 如细胞膜和目标蛋白的形成。与原核生物是否存在相同的机制? 如果不同, 细菌细胞内组织器官的生成又存在什么样的细胞生物学机制, 仍需要进一步研究。

在体内合成磁小体细胞器结构的趋磁细菌可以作为研究细菌细胞器组织的一类原核生物。趋磁细菌是能沿着磁场的方向定位的高系统发育多样性的微生物。扫描电镜和其他电子显微镜显示磁小体脂质膜来源于细胞内膜的内陷(如图 1)。另外, 细胞相关膜蛋白能够控制趋磁细菌在磁小体内生成磁性颗粒如磁铁矿或胶黄铁矿。动态的细胞骨架纤维结构将单个的磁小体颗粒串联排列成链状, 其起源和活性与真核生物的肌动蛋白系统的功能相似。这些特征使得磁小体可以作为研究细菌组织器官的生物学功能的重要对象。

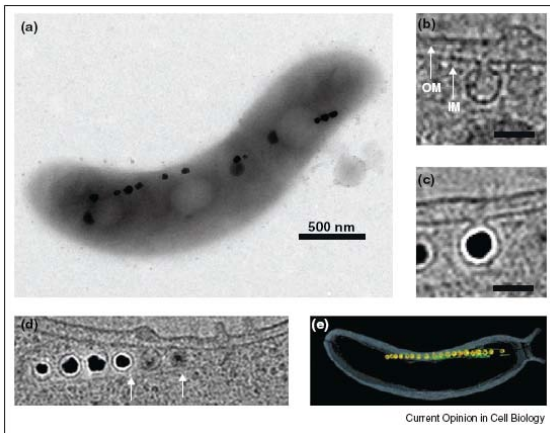


图1 趋磁细菌的细胞学特征 (a) AMB-1 的 TEM 图; (b) 部分 ECT 图展示 AMB-1 矿化前磁小体膜起源于内膜; (c) 磁铁矿的成核伴随内膜的内陷; (d) ECT 图展示磁小体链组装的细胞骨架纤维; (e) AMB-1 的三维结构图

磁小体膜蛋白的生物化学分析、基因筛选及比较基因组学研究发现, 不同的趋磁细菌有一个共同的与磁小体的形成相关的基因岛, 称为磁小体岛

(MAI)。mamAB 基因簇 (MAI 的一个基因簇) 在磁小体的形成必不可少。删除这些基因会对磁小体膜的形成、蛋白的锚定、矿化成核及链组装机制造成影响 (图2)。本综述主要加深对磁小体的形成、组装和细胞分裂的动态机制的理解。

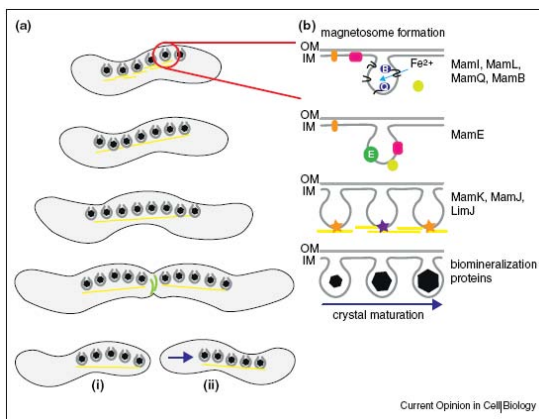


图2 磁小体形成的细胞周期过程 (a) 趋磁细菌的分裂过程; (b) 磁小体的形成过程

本文作者主要从磁小体膜的形成、磁小体蛋白的定位、链的组装和细胞分裂进行探讨。首先关于膜的形成: 目前已知 MamI、MamL、MamQ 和 MamB 四种膜蛋白参与磁小体膜的形成, 但是对于前三种蛋白的特性目前还不是很清楚, 最近研究发现 MamB 与许多磁小体蛋白相互作用, 不仅直接参与磁小体膜的生源论, 还是其他膜蛋白的组织中心。其次磁小体蛋白的定位: 遗传学分析表明, MamE

参与磁小体蛋白的定向。当它缺乏时, 空的磁小体膜泡形成后, 相关蛋白如 MamJ、MamI 和 MamC 等不能在细胞内定向而干扰磁小体的形成。然后磁小体链的组装机理: 为了扩大磁学效应, 趋磁细菌沿着细胞长轴排列磁小体链。目前已知磁小体基因岛基因编码蛋白 MamK 参与其链的组装机理, 缺乏会导致磁小体呈簇状向两极分布。同时, MamK 的调控因子 MamJ 和其同源基因 LimJ 也参与链的组装。最后磁小体形成和细胞分裂。为了维持磁学特征, 趋磁细菌的利用生成的 FtsZ 环和细胞骨架纤维的作用使磁小体链均匀的分配到每个子细胞中。

总之, 虽然在过去几十年已经取得一些显著性研究进展, 并认识到影响磁小体形成的因素和基本途径。下个挑战是要去理解这些因素是如何相互作用而协调细胞作用, 进一步理解细菌细胞器的功能及其动态模拟过程。无论生命进化的历史如何, 趋磁细菌的进化和生成是错综复杂而有趣的。

Greene S E. and Komeili A. Biogenesis and subcellular organization of the magnetosome organelles of magnetotactic bacteria. *Current Opinion in Cell Biology*. 2012, 24:490-495

真空炉逐步加热重现白云母中 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄梯度

师文贝

白云母广泛存在于火成岩及变质岩, 并且有着较高的钾含量, 因此常常用来进行 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学研究。白云母作为一种含水矿物, 真空加热过程中的稳定性一直受到质疑, 限制了它在热年代学上的应用。最近的研究发现白云母在真空加热过程中脱水并不会造成结构塌陷, 而且热液处理的白云母通过真空炉逐步加热已经获得 Arrhenius 参数 (Harrison et al., 2009), 证明白云母可能是可以进行热年代学研究的。但是, 这一现象在天然样品是否也同样可以在实验室中再现呢?

根据前人的研究, Arizona 州中南部 Crazy 盆地中的二长花岗岩岩体是距今约 1700Ma 的深成岩体 (10-12km), 并经历了数百个百万年的缓慢冷却历史。激光微区研究显示岩体中的白云母和黑云母晶体存在年龄梯度 (Hames and Bowring, 1994), 因此 Joseph Kula 和 Terry L. Spell (2012) 采集了该岩体中的白云母进行了详细的真空炉阶段升温研究。

作者对采集的白云母样品进行了电子探针分

析, 结果显示其晶体中化学组成是均一的 ($\text{Na}_{0.04}\text{K}_{0.92}(\text{Fe}, \text{Mg})_{0.42}\text{Ti}_{0.04}\text{Al}_{1.52}(\text{Al}_{0.85}\text{Si}_{3.15})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$)。在进行 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素分析的时候, 作者首先将样品按粒度不同进行了区分, 依次为 CB355 (355-425 μm)、CB250 (250-355 μm)、CB180 (180-250 μm)。在实验设计的时候作者设计了两组不同的加热方式对这些样品进行了分析, 一组为 775-1400 $^{\circ}\text{C}$, 分 15 步进行加热, 每步 12 分钟; 另一组为 450-1100 $^{\circ}\text{C}$, 以 25 $^{\circ}$ 间隔逐渐升温, 20 分钟的加热时间, 为了与第一组进行对比加了又加了 1200 和 1400 $^{\circ}\text{C}$ 两步, 共计 29 步。

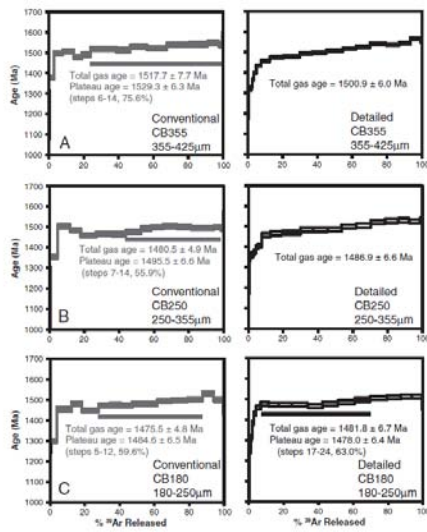


图 1 三组样品常规加热及详细加热结果展示

第一组常规加热结果显示样品的全气体年龄与坪年龄与其粒度成正相关关系, 三组样品的全气体年龄与坪年龄分别为: CB355 (1517Ma、1529Ma), CB250 (1480Ma、1495Ma), CB150 (1475Ma、1484Ma)。第二组加热实验结果显示: CB355 在开始约 10% 的释气区间内年龄从约 900Ma 快速升至 1450Ma, 随后年龄单调上升至其最大值 1565Ma, 全气体年龄为 1500Ma, 无坪年龄; CB250、CB150 年龄谱形态与 CB355 相似, 但各个年龄值依次都要低一些, CB150 给出了 1478Ma 的坪年龄 (图 1)。

作者通过这些结果与 Hames 和 Bowring(1994) 的激光微区测试结果对比, 认为通过详细的加热过程, 白云母的年龄谱有效的反映了其内部的年龄梯度, 并且提出 ^{40}Ar 扩散域可能小于 50 μm (图 2); 同时, 借鉴钾长石 MDD 模拟程序以及 Harrison et al.(2009) 给出的白云母活化能及扩散参数通过 Arrhenius 方程作图显示, 这些结果与 Harrison et al.(2009) 结果能够较好的符合 (图 3), 证明天然白云母中可能存在多重扩散域, 并且这些信息在真空

加热过程中并未产生均一化, 因此其热历史可能在实验室通过逐步加热实验得以重现。

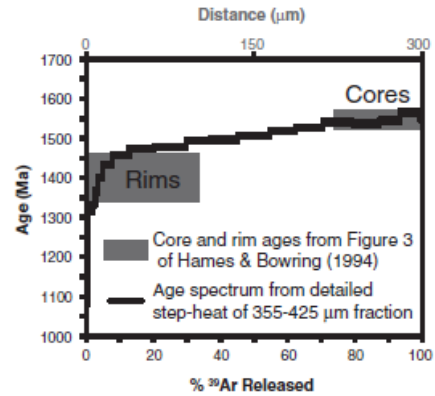


图 2 CB355 详细加热年龄谱与 550 μm 云母晶体边缘与中心的激光定年结果 (Hames and Bowring, 1994)。年龄谱的计算依据累积的气体释放量 (下横轴), 边缘与中心的分析结果依据分析点在晶体中的位置对其半径长度作图

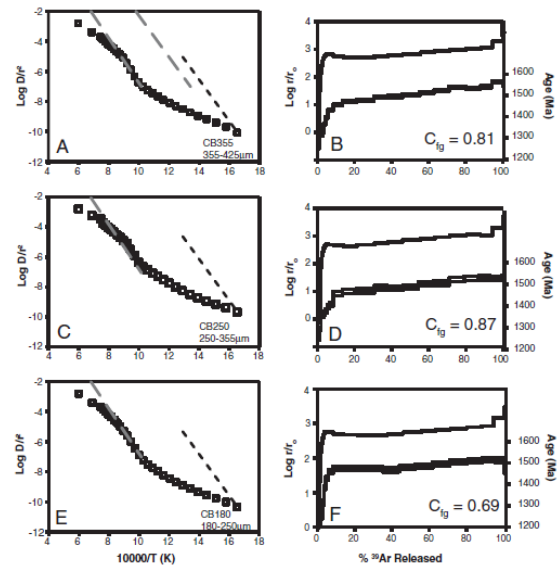


图 3 Arrhenius 谱(A、C、E)以及扩散域分布-年龄谱组成图 (B、D、F)、A、C、E 中的灰色虚线为 Harrison et al.(2009) 中的实验数据, 图 A 中的低温灰色虚线是 Harrison et al.(2009) 给出的最小扩散域参考线, A、C、E 中的黑色虚线限制了 E=63kcal/mol 时的最小扩散域。B、D、F 中相关系数 C_{fg} 的计算基于全部气体释放量 3AB: CB355; 3CD: CB250; 3EF: CB180

Joseph Kula, Terry L. Spell, 2012, Recovery of muscovite age gradients by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ vacuum furnace step-heating analysis, Chemical Geology, 304-305:166-174

地幔捕掳体的 He、Ar 同位素特征及数据意义

苏菲

地幔捕掳体矿物中所保存的稀有气体(尤其是 He、Ne、Ar)成分特征能够反映地幔源区的演化过程。地球加积形成时捕获原始太阳星云组分,所以地球初始 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值为 120Ra (Ra 为空气中的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值, $1\text{Ra}=1.40\times 10^{-6}$)。地幔中原始捕获的 (primordial) ^3He 和 ^4He 随着地球去气不断丢失,而 U、Th 不断衰变产生 ^4He , 所以地幔 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值由 45 亿年前的 120Ra 不断降低。大约 3 亿年前对流地幔 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值就降到近 10Ra, 随后缓慢降至 8Ra。大量洋中脊玄武岩 (MORB) 氦同位素数据也集中在 $8\pm 1\text{Ra}$ 。深部地幔比较不均匀,是去气程度较低比较原始部分与俯冲板块的混合,因此,洋岛玄武岩 (OIB) 氦同位素数据变化大,从 5Ra 到 50Ra (Starkey et al., EPSL, 2009)。地壳去气程度高, U、Th 含量也高,由于 U、Th 衰变产生的放射性成因 He 同位素比值约 0.03 Ra。一般认为低的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值是俯冲板块中 U、Th 衰变产生 ^4He 的影响,高的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值则是代表来自深部的物质。

大陆岩石圈地幔 (SCLM) 经历了复杂的演化过程,传统的地球化学手段只能部分揭示熔体与 SCLM 的作用过程。稀有气体元素具有很高的熔体/流体配分系数,在地幔中 He、Ar 同位素与 Sr、Nd 和 Pb 同位素可能是解耦的,因此 He、Ar 同位素可以作为反映大陆岩石圈地幔的更详细的岩石学过程的独特的示踪剂。

以西班牙中部的 Calatrava (CLV) 和西班牙东南部的 Tallante (TL) 为例, CLV 地区的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70319-0.70363$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.51285-0.51291$, 以及高达 19.8 的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 表明此地区经历过 HIMU 特征的熔体上涌的交代过程。而 TL 地区 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7020-0.7045$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.5124-0.5134$ 则未反映出此地区经历过何种熔体的交代作用。在这些研究基础上, Martelli 等对采自上述地区地幔捕掳体的橄榄石 (ol) 和斜方辉石 (opx) 进行了 He、Ar 同位素分析。

氦同位素结果如图 1 所示,当 [He] (氦含量) 低于 $3\text{E}^9\text{ccSTP/g}$ 时, $^3\text{He}/^4\text{He}$ 与 [He] 具有明显的正相关性,反之,两者则无相关性,这是因为 [He] 高时晶格的影响小, [He] 低时晶格的影响大。所以,针对 CLV 和 TL 的样品,选取 $3\text{E}^9\text{ccSTP/g}$ 为 cutoff 值,低于此值的样品认为是二次过程影响其浓度以及 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值的波动,高于此值的样品的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值

比较稳定,不随 He 的含量而变,所以这些样品的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值能比较好的反应源区特征。

He、Ar 如图 2 所示, $^3\text{He}/^4\text{He}$ 与 $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ 有明显的正相关关系,这通常被认为是岩浆上升过程中 ^3He 、 ^4He 和 ^{40}Ar 之间由于质量、扩散性不同导致的扩散分馏,并且低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 和低 $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ 也对应较低的 He、Ar 含量,可以推测这些样品极有可能经历过扩散分馏过程。TL 的氦同位素特征 ($^3\text{He}/^4\text{He}=6.5\text{Ra}$) 表明此地区是受来自于软流圈的交代的影响。CLV 地区的氦同位素 ($^3\text{He}/^4\text{He}=5.0-5.7\text{Ra}$) 明显的低于 TL 地区,结合之前的研究表明本地区是由与 Betic 俯冲相关的富 ^4He 或者富 U、Th 的流体交代的结果,并且这两个地区在交代作用过程中都发生了同位素的扩散分馏现象。

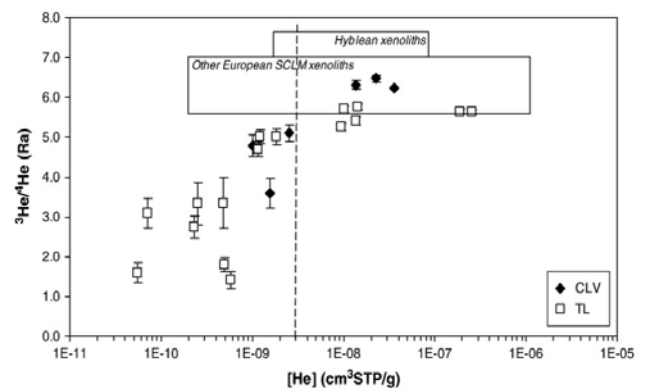


图 1 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 与 [He] 的关系

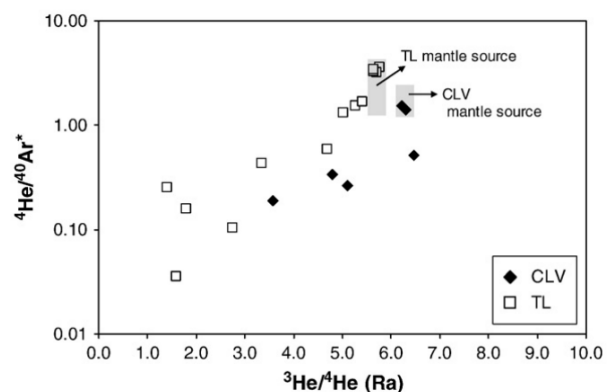


图 2 $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ 与 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 的关系

M. Martelli, G. Bianchini, L. Beccaluva, et al. Helium and argon isotopic compositions of mantle xenoliths from Tallante and Calatrava, Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2011, 200: 18-26

青藏高原东北部在 25-20Ma 隆升的证据, 来自西宁盆地的沉积记录

吴百灵

喜马拉雅和青藏高原隆升的时间对于理解陆内变形机制和与之相关的新生代区域性和全球性气候变化具有重要的意义。气候研究显示东亚季风的出现和亚洲内陆的干旱化可能与新生代喜马拉雅-青藏高原的隆升以及特提斯海的西退相关。西宁盆地因位于青藏高原东北缘并处于东亚季风潮湿地区和西北干旱地区的转换带上, 且保存厚层的古新世到早中新世湖相沉积记录而受到广泛关注。

本文通过对西宁盆地塔山剖面详细的磁性地层学研究, 确立了西宁盆地塔山剖面沉积物的年龄为早渐新世到中中新世。根据磁性地层年龄结果得出其沉积速率在~33Ma 到~16Ma 相对较低且接近常量, 但在 25.3-19.7 Ma 有一个沉积速率不稳定的时期。使用磁化率和比值($J_{400^\circ\text{C}} - J_{585^\circ\text{C}}/J_{400^\circ\text{C}}$)来定量估计磁铁矿含量的变化(图 1)。塔山剖面磁化率和剩磁强度的比值在~250m(~25Ma)均显著升高。作者认为这一变化可能是由物源变化引起的。结合前人的热年代学研究结果, 作者认为塔山剖面沉积物中磁铁矿含量增加的最合理解释可能是~25Ma 含有富磁铁矿的火成岩和火山岩的拉脊山的生长造成的, 并最终形成了西宁盆地的南缘。

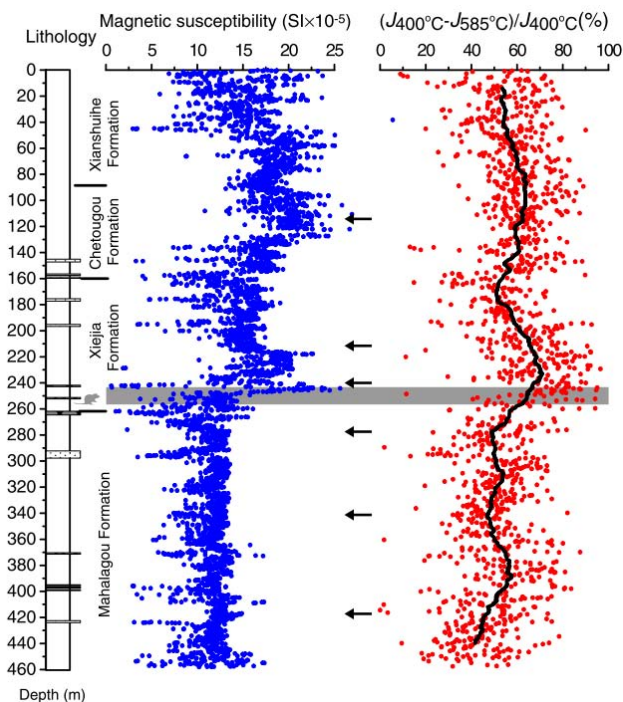


图 1 塔山剖面随深度变化的磁化率和 $(J_{400^\circ\text{C}} - J_{585^\circ\text{C}})/J_{400^\circ\text{C}}$ 比值

西宁盆地在 25-20Ma 构造作用的证据可以与整个

印度-亚洲碰撞带广泛分布的变形相联系。与更早发生在中始新世的海退不同, 这种同时且广泛分布的地表隆升, 可能与 25-20Ma 东亚季风气候的出现和中亚沙漠地区的干旱化相关。基于在东亚和印度季风、中亚地区干旱化的加剧、青藏高原地表抬升之间的联系, 本文认为 25-20Ma 青藏高原隆升到一个临界值高度的时期或者该时期为区域地貌变化改变了大气循环模式的时期。

Xiao, G., Z. Guo, et al. Evidence for northeastern Tibetan Plateau uplift between 25 and 20 Ma in the sedimentary archive of the Xining Basin, Northwestern China, *Earth and Planetary Science Letters*, 317-318(0), 185-195

1419Ma Nova Guarita 基性侵入岩古地磁极及对 Nuna 超大陆持续时间的构造指示

徐慧茹

Nuna 超大陆大约形成于古元古代, 关于它的古地理形态和裂解时间目前是争论热点。近年来许多高质量的古地磁数据使这些问题有了新的进展。不少研究在恢复 Nuna 超大陆形态时基于地质学证据认为 Amazonian 和 Baltica 时期相邻。然而, Bispo-Santos et al. (2008) 根据 1780Ma 左右的古地磁极得出该时期 Amazonia 与华北相邻, 当年轻的岩浆弧拼贴到 Amazonia 的西南边界时, 华北的西部块体也与东部块体碰撞形成了中部带。Kusky (2007) 提出华北在 Nuna 形成 (1850 Ma) 后不久就与之分离, 同期形成的大范围基性岩墙群指示了这一裂解事件。本文通过对 Amazonia 克拉通上发育的一期基性岩墙群进行古地磁和年代学实验以探讨 Nuna 超大陆的持续时间。

采样点位于 Mato Grosso 州北部。岩墙群以辉长岩辉绿岩为主要岩性, 切过 1700-1900 Ma 的地层。岩墙走向以 NW 为主, 少量为 NE 走向, 厚度 1 米到几米不等。共采集 19 个采点。其中采点 5 同时取了围岩样品进行烘烤检验。样品用太阳罗盘和磁罗盘定向。选择 4 条岩墙样品进行 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 定年, 黑云母的年龄结果最好, 长石最差。综合考虑得到该期岩墙的年龄为 1418.5 ± 3.5 Ma。

古地磁实验在巴西圣保罗大学古地磁实验室磁屏蔽室 ($<1000\text{nT}$) 进行。交变退磁和热退磁同时用于剩磁的获得。交变退磁通过 Molspin 两轴交变退磁仪或者连接了低温磁力仪的三轴自动交变退磁仪实现, 15mT 以下步长为 2.5mT, 大于 5mT 步长

为 5mT。热退磁通过 MMTD-60 炉实现, 150°C-500°C步长为 50°C, 500°C-600°C步长为 20°C。剩磁使用 Molspin 低速磁通门磁力仪或 2-G 低温磁力仪测量。退磁结果显示, 使用热退磁方法的样品只有 33% 获得了特征剩磁分量, 而交变退磁方法更为有效, 所有采点都获得了特征剩磁方向。获得的平均方向为 $D_m = 220.5^\circ$, $I_m = 45.9^\circ$ ($\alpha_{95} = 6.5^\circ$, $K = 27.7$, $N = 19$), 从而得到了古地磁极位于 $245.9^\circ E$, $47.9^\circ S$ ($A_{95} = 7.0^\circ$, $K = 23.7$)。烘烤检验结果显示岩墙侵位后没有发生区域的重磁化事件, 推测上述方向很可能是岩墙侵位后冷却期间获得的原生剩磁。此外, 交变退磁显示的中值矫顽力为 2.5mT-17.5mT, 且剩磁强度在 100mT 以下降至零, 为典型的磁铁矿/钛磁铁矿特征。热退磁显示样品中解阻温度在 500-580°C 之间的磁性颗粒占总量的 50-100%, 说明磁铁矿是主要的载磁矿物。

低场磁化率随温度变化曲线使用 KLY-4S 卡帕桥及其 CS-4 温度控制装置测得。曲线显示居里温度在 585°C 附近, 并有显著的 Hopkinson 峰, 说明样品中含稳定的 SD/PSD 磁铁矿。此外, 部分样品的该曲线在 350-400°C 有一定下降, 指示少量磁赤铁矿的存在。低温热磁曲线也反映出 -153°C 的 Verway 转换, 证明磁铁矿是主要的载磁矿物。等温剩磁获得使用脉冲磁力仪加场, 磁滞回线参数使用南安普顿大学国家海洋中心的振动样品磁力仪测得。磁滞回线和 IRM 获得曲线分别反映出样品的矫顽力较小以及 300mT 以下就达到饱和, 说明低矫顽力样品为主导, 支持磁铁矿和钛磁铁矿是主要载磁矿物的结论。

镜下观察显示主要矿物为长石 (30-35%)、辉石 (15-25%)、钛辉石 (20-10%)、紫苏辉石 (5-15%)、黑云母 (5-10%) 和绿帘石 (<5-10%)。载磁矿物以粗颗粒 (可达 500 μ m) 磁铁矿和钛磁铁矿为主, 有出熔结构。这与磁学实验的结果也一致。

磁化率各向异性的实验使用卡帕桥开展。磁化率各向异性结果显示岩墙可分为三类: 75% 为 normal 磁组构; 17% 为 inverse 磁组构; 8% 为 intermediate 磁组构。后者可能受应力或者后期的热液改造等影响。前者可以指示岩浆流动方向, 结果表明大部分岩墙中的岩浆呈水平或近水平流动, 说明岩浆源比较远。

作者通过筛选 Laurentia、Baltica、NCC 和 Amazonia 各大陆在 1780Ma 左右的古地磁恢复出如图 1(1)所示的 Columbia 超大陆的形态。还将本文获得的 14 亿年左右的古地磁极与 Laurentia、Baltica 和 NCC 同期的数据对比, 得到两个结论: 1.

Amazonia 和 NCB 很可能在 14 亿年左右脱离了 Nuna 超大陆(图 1(2)); 2. 虽然 Bispo-Santos et al.(2008) 指出 Johansson (2009) 提出的 SAMBA 模型 (一种 Nuna 的古地理恢复模型, 见图 1 (3)) 与该时期 Amazonia 的古地磁极数据不符, 但是该文中获得的数据可能支持这一模型在 14 亿年左右的实现。

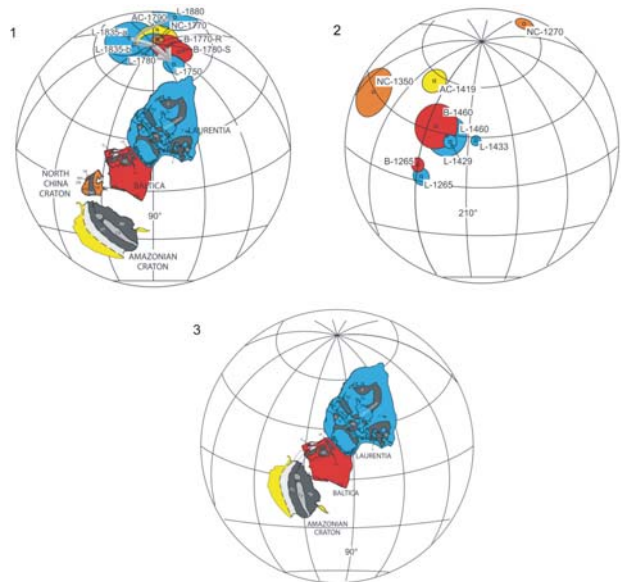


图 1 Laurentia、Baltica、NCC 和 Amazonia 各大陆在 1780Ma 左右的古地磁极

Bispo-Santos, F., et al., *Tectonic implications of the 1419 Ma Nova Guarita mafic intrusives paleomagnetic pole (Amazonian Craton) on the longevity of Nuna. Precambrian Research, 2012*

磁纳米颗粒和微型 NMR 传感器在医学诊断中的应用

杨彩云

生物样品中病原体 and 细胞、临床相关蛋白标记物的敏感性测量和定量测定对疾病的诊断、恶性肿瘤的监测及疗效的评估是非常重要的。最近, 诊断磁共振 (DMR) 传感器受到了相当大的关注。作为一种新科技, DMR 生物传感平台整合了纳米材料、生物共轭化学及微制造等前沿科技。由于生物样品的磁背景可以忽略, 磁纳米颗粒 (MNPs) 能使最低限度处理的样品获得高灵敏度的检测值。本文作者主要介绍了新型磁纳米颗粒和 DMR 系统的最新进展, 讨论了具体的生物医学和临床 DMR 应用。

理想的临床检测技术应该①提供高灵敏度和特异性②能快速检测最低限度处理的样品③允许多路复用检测。许多基于光学、电子或磁检测的传感器实现了其中某些标准, 但由于需要冗长的样品纯化或长的分析时间, 这些传感器对于临床上的应用仍

有限。

由于磁纳米颗粒 (MNP) 具有超顺磁行为, 在生理溶液下不会自发聚集。典型的 MNP 包含一个无机磁核和一层生物相容性表面涂层, 其表面涂层能用功能性配体改造以使 MNP 具有分子特异性。当 MNPs 置于磁场时, 产生局部磁场, 改变周围水分子的弛豫速率, 有效地破坏了水质子的自旋-自旋弛豫联合, 表现为磁共振信号的改变, 可通过纵向 (T_1 , 自旋-晶格) 和横向 (T_2 , 自旋-自旋) 弛豫时间的缩短来测量。通常, MNPs 的横向弛豫效能 (r_2) 比纵向弛豫效能 (r_1) 更显著, 故将 T_2 作为基于 NMR 生物传感器的测量指标。

根据目标生物分子尺寸, DMR 检测有两种形式 (图 1)。

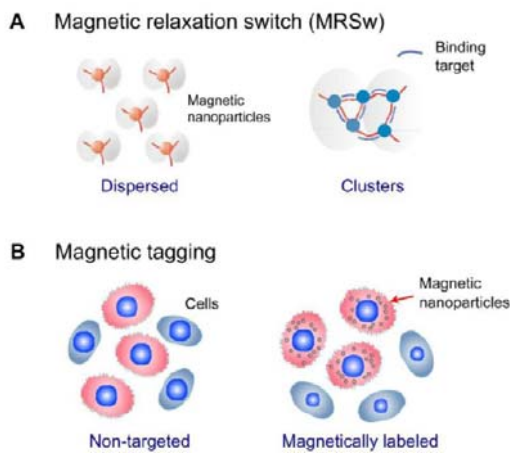


图 1 (A) 磁性弛豫转换 (MRSw) 试验检测溶液中磁纳米颗粒组织状态的变化。MRSw 适用于小分子分析物, 如代谢物、寡聚核苷酸及蛋白的检测。当 MNPs 在溶液中聚集, 会导致聚合物 T_2 值的改变。(B) 磁标记试验检测绑定了 MNPs 的大生物分子 (如细菌、哺乳动物细胞或细胞成分) 的存在。绑定的 MNPs 给标记的细胞一个磁矩, 降低了 T_2 弛豫时间

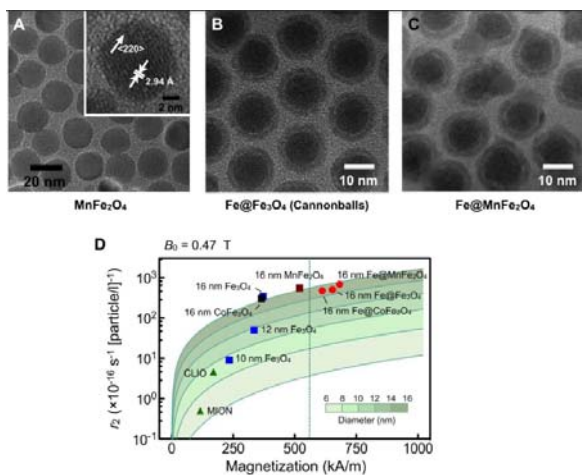


图 2 (A) $MnFe_2O_4$ (掺 Mn 铁氧体粒子) 透射电镜图。这些纳米粒子有窄的粒径分布和高的结晶度, 其 r_2 值达 $420s^{-1} \cdot mM^{-1}$ 。(B) 铁核/铁酸盐壳磁纳米颗粒 (Cannonball) 的透射电镜图。其磁化强度为 $763kA \cdot m^{-1}$ 。(C) 新一代 MNPs 包含一个 Fe 核和一个人造铁壳 ($Fe@MFe_2O_4$, $M=Fe, Mn, Co$)。 $Fe@MnFe_2O_4$ 获得 $796kA \cdot m^{-1}$ 高饱和磁化强度且 r_2 达

$430s^{-1} \cdot mM^{-1}$ 。这些 MNPs 性能优越, 能在血液样品中检测皮摩尔亲和素和单个癌细胞。

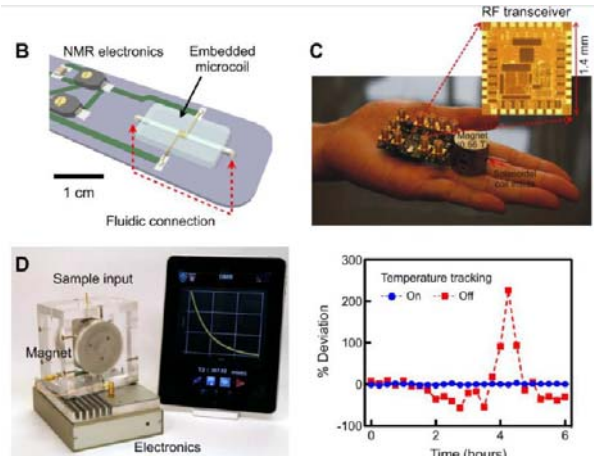
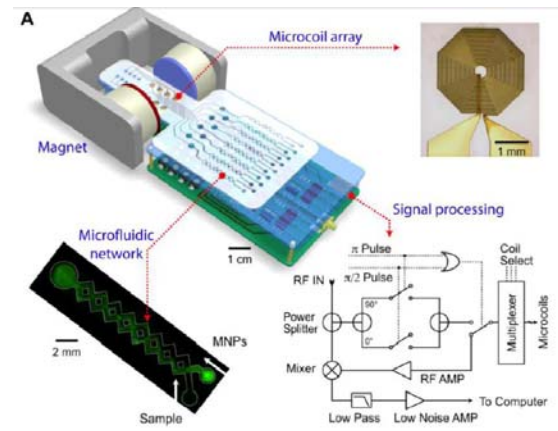


图 3 小型化的 DMR 传感器 (A)测量生物样品弛豫时间的 uNMR-1 包含 NMR 测量的微弹簧圈、样品处理和混合的微流体网络、小型化 NMR 电子设备及便携永久磁铁。(B) uNMR-2 包含一个嵌入微流体装置的螺旋管型线圈。改良的 uNMR-2 有更好的信噪比, 样品体积减少到 $\sim 1\mu l$ 。(C) uNMR-2 重 0.1kg, 它有一个新的 RF 收发器整合在 0.18um CMOS 中以弥补小磁铁信号的减少。(D) 新一代 uNMR 具有自动追踪并补偿温度变化的能力。开启温度补偿的 uNMR, 其同一样品的 T_2 值变化 $< 1\%$, 未开启温度补偿的 uNMR, 其 T_2 值波动 $> 200\%$ 。新设备与移动设备连接, 便于系统控制和数据记录

随着芯片 uNMR 装置的到来, 优化的磁纳米材料及先进的共轭技术的发展, DMR 系统是一个高度吸引人的平台。除在生物医学研究有重要的实际用途外, DMR 系统对临床疾病治理也有深远影响。

Huilin Shao, et al., *Magnetic Nanoparticles and microNMR for Diagnostic Applications. Theranostics, 2012*

文化动态

做时间的主人

蔡书慧

常常听到身边的人感叹一转眼就怎样了，细想一下，确实如此，生活其实就是由许多“一转眼”的片段组成的。一转眼，盼望许久的十一长假结束了；一转眼，本来还以为漫长难捱的一年国外生活过去了；一转眼，仿佛昨天还满脸青春朝气的同窗好友如今已成家立业；一转眼，之前觉得遥遥无期的六年博士生涯已快到尽头……时间在这或长或短的“一转眼”中悄悄溜走，有些人能够抓住这转瞬即逝的时间做些有意义的事，随着一个个“一转眼”的积累，他们离成功越来越近，有些人懵懵懂懂，任凭时间从指缝白白流走，剩下的只是对时光荏苒的叹息。

通常人们对时间的利用分三种情况：一种是浪费时间却全然不自知，这种人几乎完全我行我素，不受外界因素影响；另一种是能够意识到浪费时间并且会为之自责但自控能力差，在喜欢和应该做的事情之间总是情不自禁地选择前者；第三种是自制力强并能够很好地掌控时间，这种人能够游刃有余地驾驭时间，他们是时间的主人。第一种人完全放纵自己，不会有心理负担，第三种人生活有条不紊，非常充实，也最容易成功，唯有第二种人活的最辛苦，他们一方面经不住外界的诱惑，另一方面又要忍受自责的折磨，两种力量一直在内心抗争。不幸的是大部分人都属于第二种。相信不少人有这样的经历：把本应该工作的时间用来聊天、玩游戏或者在网上闲逛，结果要到 deadline 的时候任务没完成，又把晚上本应该休息的时间用来工作，任务终于完成，可以松口气了，又把工作时间用来补觉……这种情况归根结底是由自制力差，不能合理安排时间造成的。时间像一匹骏马，你如果不能驾驭它，就会被它牵着走。在美国的时候，房东是位 60 多岁的墨西哥老太太，专门把房子出租给留学生，有一次她听说一个学生白天出去玩，晚上回来熬夜赶第二天的作业就觉得很诧异，说了一句：“First things should go first”。她的文化程度不高但却明白这个道理，我们可以由此想象，美国之所以强大是与其做事习惯分不开的。

一个人能否成功，聪明才智当然不可少，但对于大多数人来说对时间的驾驭能力则更为关键。这一点对科研工作者尤为重要，科研工作不是一朝一夕的事情，而是平心静气，日积月累，循序渐进的过程，这无疑需要大量的时间投入，最后能在这条道路上走的更远的往往是那些踏实勤奋，自制力强，能合理安排时间的人。可以说学习驾驭时间的过程也就是走向成功的过程，因此，让我们努力蜕变成第三种人，做时间的主人，在这“一转眼”的博士几

年中，扎稳根基，拓宽视野，储备知识，为自己争取一个美好的未来。

仅以此文献给像我一样和时间做斗争的大家共勉！

实验室新闻

从温暖适宜的初夏，至酷暑难当再到清秋残夏，夏季，绿树成因；夏季，挥汗如雨。这是一年中的最难得的时机，大家可以前行于祖国的大地上，获取解读这片土地奥秘的载体。赵杰、陈力和为闫永刚等人从滇藏到苏、鲁、皖等地采集从前寒武纪到石炭-二叠纪的样品；潘永信研究员、林巍和王寅焱前往东北采集趋磁细菌样品；田兰香副研究员在四川采集山蝙蝠样品；蔡书慧在四川阿坝州采集了考古磁学样品；孙露及孔艳芬等人在内蒙、甘肃和青海采集磁性地层样品。曹长乾博士在南京进行铁蛋白的研发。



图 1 第二届深海研究与地球系统科学学术研讨会合影

7月2日到5日，刘青松研究员带队参加第二届深海研究与地球系统科学学术研讨会；2012年8月20-24日，我组承办的“古地磁与年代学及地质应用”课程培训班在我所顺利召开（图1）。刘青松研究员、潘永信研究员、王非研究员、邓成龙研究员、秦华峰副研究员和刘双迟博士为学员进行了培训和讲解。9月4至8日，潘永信研究员前往武汉参加了第二届国际地球生物会议。2012年9月20日—21日，中法海洋-季风-气候联合实验室

(LIA_MONOCL)揭幕仪式暨南海古海洋研讨会在我所顺利召开（图2和图3）。来自法国驻华大使馆、法国国家科研中心（CNRS）、同济大学、北京大学、中科院、大气物理研究所以及我所的领导和相关科研人员20余人参加了会议。此次会议的召开，极大地推动了中法科学家在海洋科学研究上的进程。



图 2 中法海洋-季风-气候联合实验室 (LIA_MONOCL) 揭幕仪式



图 3 中法海洋-季风-气候联合实验室 (LIA_MONOCL) 揭幕仪式暨南海古海洋研讨会合影

日前, 受国际地球深部研究 (SEDI) 委员会主席 S. Tanaka 教授、副主席 J. Aurnou 教授和秘书长 M. Bergman 教授的邀请, 潘永信研究员担任 SEDI 咨询委员会 (Advisory Committee) 委员, 在此表示祝贺。

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

资深编辑: 张春霞

美工: 胡鹏翔

本期特约编辑: 胡鹏翔 葛坤朋

电话: 010-82998365, 82998087, 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:

打开实验室网页 www.paleomag.net

然后点击左下角 进入中文版>>>, 在网页中下部的‘知识与资料’专栏中, 点击‘PGL-Letters 期刊’

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

