

PGL

第2期

Letters

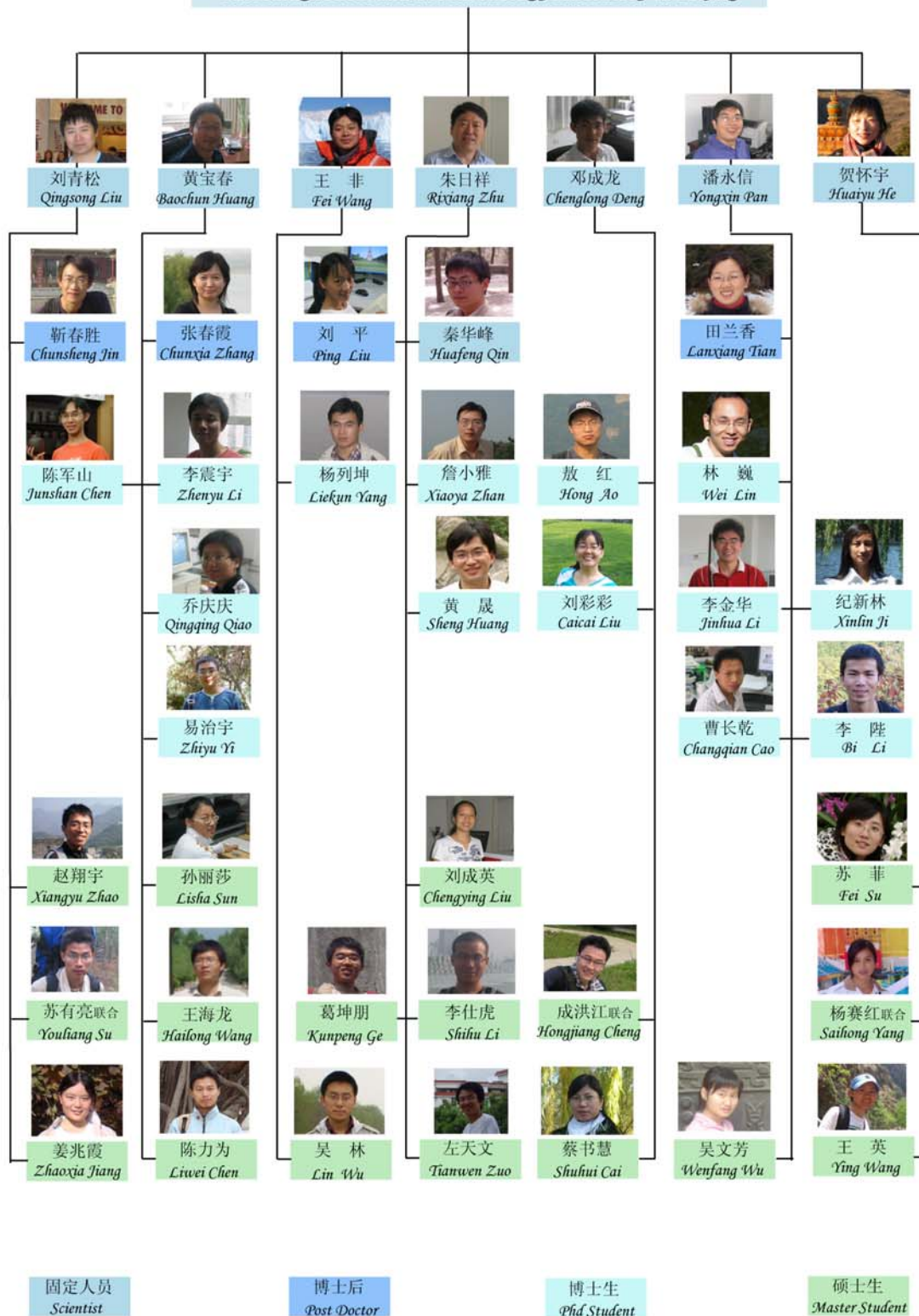


新疆 - 公路剖面地层接触关系——黄宝春研究员现场教学

2008

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

2008年即将过去，回眸《PGL-Letters》走过的路程，不免让人心生诸多感慨与感动。

犹如婴儿必经母亲十月辛苦孕育方得以出世一样，从酝酿、探讨、起草、征稿、设计到刊出的整个过程，亦倾注了所有参与创作人员无数的心血与期待。如今，《PGL-Letters》这个新生婴儿在大家的关心和爱护下正一点点成长，并力图以更加丰富多彩的内容出现在各位面前。

作为2009年的贺岁之作，《PGL-Letters》第二期不但含有大量精彩的专业内容，而且在学术氛围、科研产出甚至科学与文学的关系方面亦展开了系列的探讨，希望它丰富的内容能给您以点滴的启示。

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）。

经过初步探讨，《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）

PGL Letters

第2期

2008年12月

目 录

人物介绍

潘永信.....1

专题介绍

学术报告气氛探讨.....1

如何提高科研产出.....2

文献导读

MBB的年龄问题3

红海的海平面和内陆粉尘记录 (36-64Ka)3

奇特的生物成因磁铁.....3

研究进展

泥河湾盆地磁性地层定年与早期人类演化.....4

南方红土磁性地层年代学小综述.....4

黄土古地磁结果与沉积连续性.....5

三轴等温剩磁热退曲线方法简介.....5

Seminar 专栏

岩石磁组构.....6

实验专栏

古地磁野外地质考察物品清单.....9

Ar-Ar实验室设备检漏操作.....10

重点连载

磁化率11

利用FORC技术研究趋磁细菌磁小体磁铁矿的几点体会.....16

文化动态

科学与文学 (连载一)18

人物介绍



潘永信

研究员、博士生导师

1985年 中国地质大学（武汉）获学士学位 1988年 中国地质大学（武汉）获硕士学位；1998年 中国科学院地球物理所获博士学位. 1988—1995年 太原理工大学（原山西矿业学院）助教、讲师；1998-2002年 中国科学院地质与地球物理所副研究员；2002年至今 地质与地球物理所研究员. 2000-2001年 英国皇家学会皇家访问学者（利物浦大学），2003-2004年 德国洪堡访问学者（慕尼黑大学）. 2003年获得国家自然科学基金委杰出青年基金资助. 2006年获第九届中国青年科技奖.

目前主要研究方向：

1. 古地磁与地球深部过程：研究地质历史时期地磁场古强度变化，特别是超静磁期间和地球早期地磁场强度等，探讨地球深部过程。
2. 生物地磁学：生物学和地学交叉，研究趋磁细菌为代表的生物成因纳米磁性矿物结构、磁学性质与应用，研究实验室条件下和自然环境中的生物矿化作用。探讨地磁场变化对生物的影响。

科研项目：

- (1) 国家自然科学基金委杰出青年基金项目，“沉积物生物磁学研究及其环境意义”（2003-07）

- (2) 中国科学院知识创新工程重要方向项目，“地磁场对生物的影响及其机理”（2005-08）
- (3) 国家自然科学基金委优秀创新群体基金，“地球磁场与地球外核动力学”（2003-08）
- (4) 国家自然科学基金委重点基金项目，“超静磁期间地磁场强度对地球深部过程的制约”（2007-10）

专题介绍

学术报告气氛探讨

我们实验室每周三下午从 2:30 开始学术报告，这也是我们所目前坚持最久，效果最好的系列报告【朱岗昆】。我们实验室有这么多优秀的教授和研究生，学术报告气氛应该更活跃【朱日祥】。

那么如何活跃实验室的学术报告，如何发挥大家的创造精神？

其中可能的答案是知识面不够，尤其是对国际刊物上发表的论文不能消化，没有一定的知识积累，达不到厚积薄发【王华沛】。专业思维“僵化”或“狭隘”，眼界只限于自己本方面的内容，对于非专业本方向的知识，持“事不关己，高高挂起”的态度，如此以来对其他人的方向基本上是“知其然，而不知其所以然”或者也就只知其皮毛而已。这就使得在学术报告，尤其是专业性很强的工作报告上，由于不了解或不懂，更是不感兴趣而只能是正襟危坐，而闭口无言，这样的状态很难形成各抒其见的活跃气氛【张春霞】。

对于听众来说，要了解报告人的心态。作为一个报告人，谁都有要将自己报告准备好和讲好的心情，所以当你站在台上，你渴望得到下面听众的尊重。这种尊重体现在两个方面：第一，尊重并发扬报告人的优点。第二，鼓励报告人去改正自己的缺点并且提出报告中所存在的科学问题并展开讨论。在这方面，老师和同学都发挥至关重要的作用。无论我们是听国际科学报告的时候还是发表文章的时候，我们可以看到那些名科学家们有一个显著的特点：总是带着一种求知和批判的思想去听别人或看别人的东西。因为他们求知，所以当报告人的报告很精彩或者科学问题很独到又或者工作很漂亮的时候，他们从不吝惜自己的赞美语言。虽然仅仅是那么几句好听的话，但是对于年轻人是一种莫大的鼓励。也正是因为求知，许多科学家能够认真地去听自己不懂的科学报告，难能可贵的是他们是以一种求知者的心态去思考问题和提出问题，虽然有些问题是那么的可笑和愚蠢，但是这正应了中国的一句名言：真正的学者才有不耻下问的品格。因为有批判的精神，他们敢于怀疑一切并与报告人展开

讨论, 陈述自己的观点并提出科学问题。正是这种批判的精神, 让一代又一代的科学家健康成长; 正是这种批判的科学精神让我们的科学从绝对真理走向相对真理, 从规律的特殊性走向规律的普遍性。所以如果你要问我做科学的与其他行业的人相比具有什么样的优点, 我会告诉大家科学工作者们会尊重, 他们尊重世界上一切美好的东西, 所以在科学工作者们的眼中, 世界上从不缺少美丽, 只是你有没有发现美丽的眼睛。我还会告诉大家科学工作者们会批判, 在他们的眼中, 世界上任何事物都不是绝对的, 世界上根本没有什么至高无上, 任何虚假虚伪的东西都会随着时代的进步而被暴露。也正是因为这种批判的精神, 我们的科学才能健康的成长和发展。当报告人站在报告台上的时候, 不知道你是否有过尊重的心态, 你能不能全心去意地去听别人的报告并指出别人报告中的闪光点, 你是否可以以一种求知者的心态去听关于自己不懂的东西并不怕嘲笑地去提出非常愚蠢但是对自己又很重要的问题。作为一个报告人, 听众就是报告的生命, 听众者们的关注与赞扬比什么都重要。当你坐在下面听报告的时候, 你能不能以一种批判者的心态提出你自己的想法以及报告者的工作的不足以及给别人提供你自己的建议。批判不等于批评, 批判是一定要提出你给报告人的建议。我还是想再次重申作为报告人的我在台上最需要的是: 我需要老师和同学们的关注, 这种关注最主要体现在你能不能发现我工作中的闪光点, 你能不能对我的工作有什么样的改进和建设性的意见, 也许我的报告只有 15 分钟, 但是讨论能达半个小时到一个小时, 而且如果你能给我工作上的帮助以及提出好的科学想法, 那么我想我自己一定喜欢做报告, 因为我发现我每次做完报告后我都在进步【曹常乾】。

当然, 从学术报告本身也有很大的改进空间, 比如: 1) 不建议所有的学生去做一个完全超出自己水平和知识面的报告, 对于大多数人来说, 准备这样的报告只能浮于表面。但是要求, 无论是前沿报告还是工作报告, 要求都按照高标准的方式, 充分准备。2) 每个完整的工作报告应该包括: A) 前沿介绍, 讲出科学意义, 这样大家都能知道你在或者要干什么; B) 具体实验的结果及其分析, 要求图文并茂, 杜绝罗列数据, 根据你要解决的问题列举证据; C) 要给出自己的思考和分析, 这样能让大多数人听懂你在做什么, 也能让老师清晰的看出讨论的欠缺和实验的不足【李金华】。

此外, 1) 报告周期有待改进, 实验室每个人每个月至少要做一至两次报告。2) 报告内容有待改进: 应以工作汇报为主, 比如三次工作汇报加一次读书报告。报告不用很长, 介绍一下自己这一两个星期中的实验情况即可。有结果说结果, 没结果也可以讨论问题出在哪里。3) 报告形式有待改进: 以前我们是重报告轻讨论, 我认为应该报告和讨论两手抓。讨论是大家相互交流的过程, 也许别人的一句话可以解决困扰你很久的问题。

总而言之, 1. 缺乏提问题的能力; 2. 知识面欠缺; 3. 有些紧张而冷场。第三方面有可能是怕出错挨批造成。这就需要大家有宽松的态度, 本着学习而不是批判的态度来听报告, 本着暴露自己知识的不足而不是掩藏的态度来提问题【刘青松】。

目前, 除了周三的大报告之外, 贺怀宇的年代学组, 刘青松和邓成龙的岩石磁学与环境磁学组, 以及潘永信的生物磁学组, 黄宝春的构造磁学与环境磁学组都不定期的组织各自的小报告会, 从而达到报告深度和广度的灵活结合。相信在大家共同的努力下, 我们的系列报告会越来越生动, 内容越来越丰富, 效果越来越好。

如何提高科研产出

如何提高科研产出, 这个话题不仅仅是即将毕业的师兄师姐的紧迫任务, 也是我们即将面临的问题。我们实验室的文章现状就是老师多, 学生少, 老师论文影响因子高, 学生论文相对逊色。

不知道这也不是国内科研实验室的普遍现象。导师们总反映国内的学生相比国外, 在科研创新和学术讨论上有很大差距, 我们确实存在一定问题, 比如惰性, 或者科研专一性不强, 或者思维定势, 在小学到大学十几年的框架教育下, 徘徊在科研门槛周围的都是这样的大学生, 我觉得老师们可以在鼓励学生交流, 营造科研氛围上做一些工作, 我们学生当然也乐意在这种氛围下提升自己的科研兴趣和思维活跃能力, 这是一个需要坚持的过程, 良好的科研气氛需要一定加以时日塑造。

另外就是如何发表高水平的文章, 老师们今天的高水平文章量产也非一日之功, 所以他们的科研经验对我们弥足珍贵, 如何有效借鉴老师们的心得也可以算一条“捷径”, 不过关键还是自己工作的前沿性, 系统性和创新性, 这就启示我们, 进行课题研究的时候是应该站高看远, 还是一个山头一个山头翻? 有时候觉得自己无法把握这种范围, 所以这也告诉我们, 做科研不能只专注于自己研究的狭小范围, 应该广有涉猎, 才有可能弥补自己知识和思维的局限性, 有可能发现新问题, 发现新联系, 引发有益的科学思考。

另外就是写文章的目的, 我们学生难免有点功利思想, 而不是把文章当作是工作总结来和他人交流的方式, 也许文章中自我推导或者断言的色彩很浓, 也许我们在经历了漫长艰辛的试验后很难面对自己过程中的瑕疵, 我们有时候在科研的严禁前面缺乏那种壮士断腕的决心。

科研论文产出的提高, 老师们起引导作用, 关键是我们的态度和思维, 希望古地磁以后多产, 高产, 也祝愿大家都有所建树。【李陞】

文献导读

MBB 的年龄问题

前人研究表明, MBB 记录在中国黄土/古土壤序列的冷期,但是在海洋记录中则处于暖期 MIS19。二者的不匹配使得中国黄土与海洋序列无法准确对比。Liu et al. (2008, EPSL)发现, 如果考虑 10-20cm 的剩磁记录下移(包括剩磁锁定过程和浅表混合层的双重影响), 在海洋记录中, MBB 则处于 MIS19 的顶部, 或者在 MIS18 和 MIS19 的交界处。选用石英颗粒的粒径作为东亚冬季风的气候指标, 中国黄土/古土壤序列中的 MBB 也记录在暖期的顶部。二者的一致性否定了先前认为的海陆气候记录存在着巨大的相差, 或者中国黄土中的剩磁存在着几十千年的锁定过程。Dreyfus et al. (2008, EPSL, 274, 151-156)通过研究冰芯中的 ^{10}Be 记录, 发现, 与 MBB 相关的 ^{10}Be 低的年龄大概为 770 千年, 比熔岩流(氩-氩定年)测定的年龄年轻至少 10 千年【刘青松】。

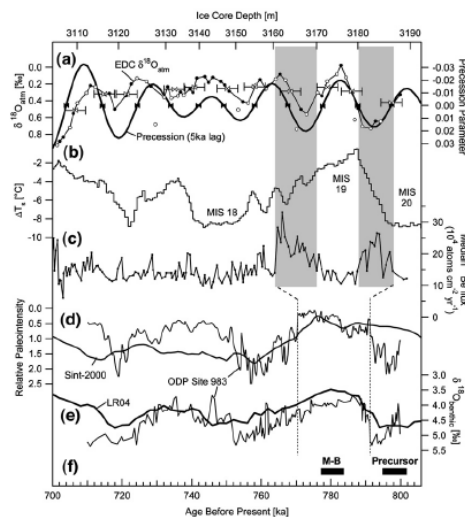


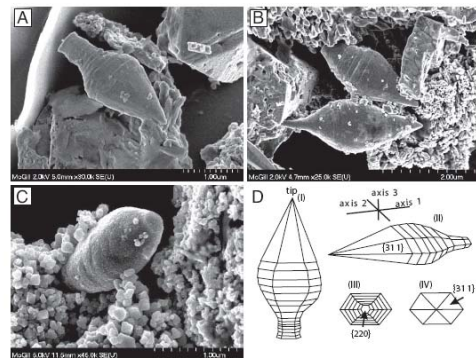
图 (a-c)冰芯记录, (d-e)海洋记录, (f) 熔岩流记录。 ^{10}Be 高对应于地球磁场低。

红海的海平面和内陆粉尘记录 (36-64 Ka)

Rohling et al. (2008, Paleoclimatology, 23, PA3219, doi:10.1029/2008PA00167)发现, 红海沉积物中记录的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{ruber}}$ (海平面记录)与南极冰盖记录变化一致, 而内陆粉尘 (Ti, Fe, 赤铁矿含量, 本研究中发现磁化率与其它参数变化非常一致, 因为在本孔中, 也可以作为内陆粉尘参数)的变化则与北极冰盖记录一致 (主要是 D-O 旋回)。直接对比两种记录发现了海平面变化与内陆粉尘 (局部气候, 或者与季风相关) 存在着相位差。这表明本地区海平面上升 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{ruber}}$ 值变小) 发生在 D-O 旋回的冷期。[刘青松]。

奇特的生物成因磁铁矿

科学家从距今 5500 万年的沉积层中挖出了巨型磁性化石——微生物残骸。这种不寻常结构在大规模全球变暖时期的成长, 为我们提供了气候变化如何影响生物行为的线索。相关论文 10 月 20 日在线发表于美国《国家科学院院刊》(PNAS) 上 (Schumann et al., PNAS, 2008)。无论是目前尚存还是已形成化石的细菌, 都有一些种类含有磁性物质——磁性氧化铁晶体。一般认为生物体利用这些磁性物质, 沿着地球磁场进行导航定位。不过, 论文第一作者、加拿大麦吉尔大学的 Dirk Schumann 说, 新发现的这些化石“和任何以前描述过的磁性晶体都不同”。Schumann 和同事从美国新泽西州的沉积物中发现了这些化石。研究小组把沉积物溶于水, 用磁铁提取磁性物质, 之后通过电子显微镜进行研究。研究小组发现这些磁铁晶体含有氧的同位素, 这表明它们是水生来源。



Schumann 表示, 与其它能产生磁性的微生物相比, 此次发现的大部分化石都可以称为巨人, 体型达到先前的 8 倍, 一些在长度上能达到 4 微米。而且这些化石的形状就像矛头和拉长了的钻石, 这种形状从未在先前发现的化石中出现过, 也不存在于现存的任何生物体。科学家还不知道有哪种微生物能够制造出这样大且形状怪异的磁性晶体。Schumann 说, 这一新发现的晶体一定是真核生物——一种比细菌更复杂的生物形态——形成的, 先前人们认为绝大多数磁性晶体是由细菌形成的。美国加州州立工艺大学退休物理学家、研究喜磁细菌的 Richard Frankel 说: “这是个令人信服的结论, 而且这些新化石非常令人感兴趣。”论文合著者、普林斯顿大学的 Robert Kopp 说, 巨型微生物可能用它们的晶体来定向。也有可能其中的一些微生物用这些矛一样的晶体作为盔甲外衣。发现这些磁性水晶的沉积物已有 5500 万年的历史, 正是古新世-始新世极热 (Paleocene-Eocene Thermal Maximum) 时期。这一时期持续了几万年, 地球温度上升了约 5-9 摄氏度。美国加州大学圣克鲁兹分校地球物理学家 James Zachos 说, 这表明巨气候变化形成了完美的条件, 使得大型微生物开始“喜爱”氧化铁。这一发现支持了这样一种预言, 即随着

全球变暖引起温度升高,沿海生态情况将发生不可预测的变化。为了确定这些晶体的作用,研究小组将寻找能够制造相同尺寸和形状磁性结构的现代微生物。他们也许会在亚马逊发现它们,那里的反应性铁离子含量是新泽西海岸等三角洲环境的 2 倍。Kopp 说,这将会告诉科学家“许多关于允许这种结构开始成长的条件。【曹长乾】

研究进展

泥河湾盆地磁性地层定年与早期

人类演化

朱日祥 邓成龙 潘永信

早期人类走出非洲以后的迁移、扩散以及对环境的适应是人类演化研究的核心问题之一。位于北纬 40 度、地处华北平原和内蒙古高原过渡带的泥河湾盆地,因发育良好的晚新生代地层及其丰富的哺乳类动物化石和旧石器遗址,自上世纪 20 年代以来,一直是中外地质学家、古生物学家和古人类学家研究的热点,尤其是研究东亚早期人类演化的重要地区。由于泥河湾组沉积物缺乏同位素测年的合适材料和湖相沉积物磁性的复杂性,该盆地沉积物(包括文化遗址)的年代存在较大争议。近年来,我们对泥河湾盆地沉积序列及其一系列旧石器遗址和哺乳动物化石地点进行了系统的古地磁年代学研究,建立了该盆地的年代地层格架,厘定了泥河湾动物群的时代,并在国际上首次确定了争论已久的小长梁、马圈沟等著名旧石器遗址的年代,在此基础上建立了泥河湾地区早期人类活动年代序列。

泥河湾组地层为一套河湖相沉积序列,开始沉积的时代约为 2.6 Ma,不仅记录了 Gauss 正极性时末期以来主要的地磁极性特征,其主体为 Matuyama 负极性时和 Brunhes 正极性时,包括 Olduvai 和 Jaramillo 两个正极性亚时,而且记录了地磁场的一些精细结构,例如 Kamikatsura、Santa Rosa、Punaruu 和 Cobb Mountain 地磁漂移。广义的泥河湾动物群的时代为 2.0~0.8 Ma,根据动物群分子的相似性可以推断,狭义的泥河湾动物群(即下沙沟动物群)的时代也与之相似。

以生活在泥河湾盆地的早期人类为代表的东亚早期人类至少在 1.66~0.78 Ma 期间的大约 90 万年的时间内长期持续地占据东亚高纬度地区。其中,关于马圈沟遗址的研究成果是东亚高纬度地区迄今已被确认的最早的人类活动证据。早期人类走出非洲以后,途经西亚、南亚,以较快的速度扩散到东亚地区。向南越过印度尼西亚的赤道地

区,向北扩散到东亚高纬度地区。虽然青藏高原和中亚地区的高原及其恶劣环境对早期人类迁移构成一定的阻碍,但是,除了沿南线迁移、扩散之外,对于早期人类沿北线迁移、扩散到东亚高纬度地区或者从东亚高纬度地区向西迁移、扩散的可能性,目前尚不能排除,毕竟他们已经具备了很强的适应环境的能力,仅仅凭借简单的工具就能在远比非洲热带地区寒冷和恶劣得多的东亚高纬度自然环境中生存下来。

华北地区早期人类已经能够适应东亚高纬度地区冬季风增强、夏季风减弱和干旱化趋势增强的复杂环境变化,尤其能适应中更新世气候转型前后中国北方多变而且不稳定气候条件和生态环境,这种气候环境的多变性以及生活方式的进步(例如动物性食品的利用)等因素的综合作用逐步增强了早期人类适应环境变化的能力。因此,适宜的气候和环境条件只是适合早期人类的生存,而气候和生态环境的多变性与不稳定性是促进人类进化的重要因素。

(主要参考文献:朱日祥,2007,第四纪研究,27(6),922-944; Deng et al., 2008, Quaternary Research, 69, 77-90)

南方红土磁性地层年代学小综述

刘彩彩

南方红土是我国热带亚热带地区的一种普遍存在的红色风化壳。目前对其展开的磁性地层学研究主要集中在长江中下游地区,其中包括安徽宣城、江西长虹大道、四川胜利和黄甲以及浙江七里亭等剖面。前四个剖面据前人研究[1,2]均属于风成沉积,而七里亭剖面主体为河流相沉积。

对于安徽宣城剖面(图 1a),乔彦松等[3]对其展开了详细的磁性地层学研究,其研究结果表明宣城地区的红土沉积记录了 B/M 界线,结合顶层一块样品的热释光年龄 $18\text{ka}\pm 1.29\text{ka}$,计算得出该剖面的沉积速率为 1.05cm/ka ,进而推断宣城剖面风成堆积的底界年龄约为 0.85Ma,网纹红土的形成时期约为 0.36~0.93Ma。

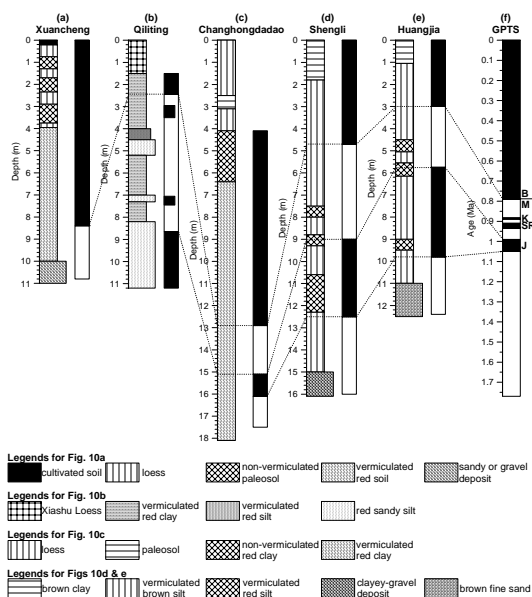
浙江七里亭剖面(图 1b)主要记录了 early Brunhes Chron、late Matuyama Chron 及该期内的 Jaramillo Subchron,通过 B/M 界限年龄和 Jaramillo Subchron 起始年龄计算出该剖面的沉积速率为 2.95cm/ka ,较高的沉积速率使得该剖面能够记录三个小漂移事件。此外,还可以推断该地区的红土沉积始于 1.0Ma 左右,网纹红土上下界分别为 0.75~0.98Ma[4]。

江西九江地区的长虹大道剖面(图 1c)则记录了 Brunhes Chron、late Matuyama Chron 及完整的 Jaramillo Subchron,对该剖面两个层位富集的微

球粒的研究表明其有可能对应于北方黄土中 B/M 界限之上 580-700kaBP 和 727-730kaBP 两层位的澳亚区地外物质撞击事件, 进一步证明了磁性地层记录的可靠性。该剖面的沉积速率为 1.238cm/ka, 其中网纹红土大致形成于 1200~400kaBP[5]。

对于成都平原的磁性地层学研究以胜利(图 1d)和黄甲(图 1e)两个剖面最为典型。两个剖面均记录了 Brunhes Chron、late Matuyama Chron 及完整的 Jaramillo Subchron。其中对于胜利剖面, 依据不同时间控制点计算而得 B/M 界线到 Jaramillo Subchron 顶部以及 Jaramillo Subchron 亚带期间的沉积速率约为 2.05 和 4.37cm/ka, 以此两个沉积速率分别外推网纹红土的顶底界年龄约为 0.64 和 1.13Ma BP。而依据同样方法计算得出黄甲剖面的网纹红土顶底界年龄分别约为 0.56 和 1.09 Ma BP[2]。

综合以上各剖面的磁性地层结果, 长江中下游地区的网纹红土大致形成于 0.4~1.0-1.2Ma 之间。而袁宝印老师 2008 在《第四纪研究》的文章[6]中认为南方网纹红土风化壳发育最盛期在中更新世极端湿热期, 即对应于北方黄土-古土壤序列的 S₄~S₅ (0.4-0.7MaBP) 时期, 而网纹红土发育的时代跨度可以由早更新世末一直延续到晚更新世初, 这正与以上的磁性地层结果相符。



References

- [1] Xiong, S.F., Sun, D.H. & Ding, Z.L., 2002. Aeolian origin of the red earth in southeast China, *J. quat. Sci.*, 17, 181-191.
 [2] 赵治中, 乔彦松, 王燕等, 2007. 成都平原红土堆积的磁性地层学及古环境记录, *中国科学 D 辑*, 37 (3): 370-377.
 [3] 乔彦松, 郭正堂, 郝青振等, 2002. 安徽宣城黄土堆积的磁性地层学与古环境意义, *地质力学学报*, 8 (4): 369-375.

[4] Liu C C, Xu X M, Yuan B Y, et al., 2008. Magnetostratigraphy of the Qiliting section (SE China) and its implication for geochronology of the red soil sequences in southern China. *Geophys. J. Int.*, 174,107-117.

[5] 蒋复初, 易锡浩, 肖华国等, 1997. 九江地区网纹红土的时代, *地质力学学报*, 3(4), 27-32.

[6] 袁宝印, 夏正楷, 李保生等, 2008, 中国南方红土年代地层学与地层划分问题, *第四纪研究*, 28(1), 1-13.

黄土古地磁结果与沉积连续性

Zhu et al.(2007, GRL)对洛川、西峰、宜川以及渭南地区末次冰期以来的黄土沉积物的高分辨率的古地磁学研究, 除了紧临黄河的宜川剖面, 其它三个剖面均记录到了 Laschamp 地磁极性漂移, 其中渭南剖面还记录了 Mono Lake 漂移。这两个极性漂移的时间尺度均小于 2 ka, 所以 Zhu et al.(2007)推断末次冰期以来的黄土沉积在 2 ka 尺度(甚至<2 ka)上是连续的, 并指出黄土的连续性受到黄土发育地点及时间尺度的影响。

Deng (2008, G3)对白草塬地区 S1 和 L1 的古地磁分析表明, 该剖面未记录到任何极性漂移, 例如在其它剖面间或有所记录的 Laschamp、Mono Lake 及 Blake。作者认为该剖面 Laschamp、Mono Lake 缺失的部分原因是由于粘滞剩磁对来自源区的粗颗粒(如 large PSD 或 MD) 磁铁矿的 overprint 作用而 replace 了原生的 DRM, 主要原因是末次冰期地层在<2 ka 尺度上的 episodic 缺失。而 S1 中 Blake event 的缺失主要是由于末次间冰期 4-6 ka 尺度上的 episodic 缺失。S1 堆积速率较 L1 慢, 所以 episodic 尺度相对较长。与其它黄土剖面相比表明: 高堆积速率未必能可靠的记录古地磁极性变化。

注: 二篇文章均以黄土中古地磁极性事件的记录来反推黄土的沉积连续性, 得到的只是粉尘保存了多少。而粉尘的供给速率和供给量才是提取古气候信息更重要的关注点。【靳春胜】

三轴等温剩磁热退曲线方法简介

刘彩彩

通常, 磁性矿物都具有各自特征的矫顽力及热磁行为。等温剩磁获得曲线分析方法是一种确定高低矫顽力组分分布的有效手段, 但这种方法却不能分辨出具体的磁性矿物种类。为了获得更详尽的信息, 可以将获得的等温剩磁进行逐步热退磁, 结合等温剩磁获得曲线与矿物的热磁分析, 从而识别样品中磁性矿物的种类。然而对于一些解阻温度相近, 矫顽力差别很大的磁性矿物, 该方法不能很有效的识别他们。于是, Lowrie 于 1990 年在 GRL 上发表的文章中提出了一种更有效的方法。该方法是

将样品依次在强、中、弱三种磁场强度下分别沿着三个正交轴获得等温剩磁，这样三个轴的等温剩磁分别代表三种矫顽力组分的剩磁强度，即将高、中、低三种矫顽力组分分离开来，然后对样品进行逐步热退磁，分别绘出这三个轴的等温剩磁退磁曲线，再结合矿物的热磁特性分析每种矫顽力组分的载磁矿物成分，进而获得样品的磁性矿物组成。

常见磁性矿物的矫顽力及解阻温度：

Ferromagnetic mineral	Maximum Coercivity(T)	Maximum Unblocking Temperature(°C)
Magnetite	0.3	575
Maghemite	0.3	≈350
Titanomagnetite		
X=0.3	0.2	350
X=0.6	0.1	150
Pyrrhotite	0.5--1	325
Hematite	1.5--5	675
Goethite	>5	80-120

表中磁性矿物的最大解阻温度往往接近其居里温度或奈尔温度。且值得注意的是，矿物的矫顽力大小通常与颗粒大小，颗粒形状等性能相关，同一种磁性矿物在不同环境下可能具有不同的矫顽力分布范围。比如，多畴赤铁矿的矫顽力可能低于0.5T，而细粒赤铁矿的矫顽力通常在1.5T以上，这就表明，对于粒径分布较宽的磁性矿物其矫顽力分布范围也可能很宽。因此，在三轴等温剩磁退磁曲线中三条曲线在同一温度点附近出现解阻现象是可能的。

Lowrie 在 1990 年的文章中以几个石灰岩、砂岩样品为例，具体采用的高、中、低场分别为 5T、0.4T、0.12T。实验者可以根据样品情况及实验条件选择适合的场进行实验。

以上内容均来源于：

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

Seminar 专栏

岩石磁组构

乔庆庆

岩石在地磁场中会产生感应磁化，其磁化能力通常用磁化率来表征。岩石的磁化率取决于其结构构造和矿物种类及含量等因素，由于岩石的结构构造和矿物种类及含量具有非均一性和各向异性，因

此其不同方向上的磁化率亦有所差别，即表现为磁化率各向异性（AMS：Anisotropy of Magnetic Susceptibility，亦称磁组构）。

磁化率各向异性是岩石的普遍特征之一，通常反映岩石中铁磁性矿物的择优取向。从结晶学特点来看，磁化率各向异性是指岩石中磁性矿物、颗粒或晶格的定向及其组合，其物理实质即磁化强度（包括感应磁化强度和剩余磁化强度）随方向变化的性质，主要表现为颗粒形状各向异性和磁晶各向异性两个方面。产生磁化率各向异性的因素可以是沉积作用、岩浆流动造成的磁性矿物的定向排列，也可以是构造应力作用引起的岩石内磁性矿物的定向重结晶、定向排列及韧性变形。各种岩石的磁化率各向异性受不同因素所控制：沉积岩的 AMS，受沉积环境（如介质流动方向、速度）及成岩过程的控制；火山岩受熔岩流的支配；变质岩及深成岩则由应力场、可塑性形变及结晶作用所决定；块状矿体的 AMS 与其定位过程、可塑性形变等因素有关。磁化率各向异性有着广泛的应用，在沉积岩中，可以研究岩石的沉积、搬运、充填方式；在岩浆岩中，可用以研究熔岩流动构造及其与围岩的相互关系，从而可分析岩体的形成过程。不同变质程度的岩石，其磁组构的特征不同，因而研究岩石的磁组构可以分析变质岩的类型及变质程度。磁组构还能研究变质岩中的某些构造单元。需要指出的是，由于岩石磁化率各向异性易受局部因素的影响，因此应用磁化率各向异性进行地学研究时，对磁化率各向异性数据进行统计和可靠性检验是非常必要的。

近些年除磁化率各向异性测量得到更广泛应用外，对非磁滞剩磁各向异性（AAR）和等温剩磁各向异性（AIR）的研究受到了重视。非磁滞剩磁和等温剩磁各向异性依赖于岩石中载磁矿物颗粒性质，与天然剩磁（NRM）的磁组构有关。它比传统的磁化率各向异性更明确地指示岩石组构，但测量相对较慢。岩石样品的主要携磁矿物类型决定了剩磁各向异性的获得和测定方法。一般先测定样品的等温剩磁来获取有关携磁矿物的信息，以磁铁矿为主要携磁矿物时，应用交变退磁，而以赤铁矿为主要携磁矿物时则用热退磁法清洗。前者为 AAR，后者为 AIR。

岩石磁各向异性与磁组构表示方法

岩石磁各向异性一般是指岩石的磁化强度随方向的变化性质，包括感应磁化强度的各向异性与剩余磁化强度的各向异性。含铁磁性矿物的岩石，其磁各向异性的成因，可以归纳为三类，即矿物结晶磁各向异性、形状磁各向异性和结构构造磁各向异性。

磁畴、晶系、磁性颗粒的形状与大小等因素，决定了单个磁性颗粒的易磁化方向。在岩石内含有许多磁性颗粒，它们各自的易磁化方向在空间分布上的一致程度，决定了整个岩石在不同方向上发生磁化的难易程度，这种差别即岩石磁化率的各向异性。而当磁性颗粒在岩石内连成线和面时（即结构

构造磁各向异性), 更可加剧岩石在不同方向上磁化的差别。

在磁化率各向异性的统计整理中, 无论是采取 Fisher 统计还是张量统计, 都需要将各子样的磁化率张量或其主值, 主方向转换到统一的坐标系中, 地理坐标系是常用的统一坐标系。而张量统计受单个样品的离散程度、样品的个数、样品的各向异性强弱及样品的主方向分布是否轴对称等因素的影响比 Fisher 统计小; 张量统计的置信区域表达得比较充分, 它不但表达了置信范围的大小, 而且具有方向性; 张量统计的效果比 Fisher 统计好, 但 Fisher 统计较为简单、直观。

目前使用的磁各向异性度参数, 有校正磁各向异性度 (P_j), 来表征磁化率椭球体的磁各向异性; 线理 (L): $L=K_1/K_2$; 面理 (F): $F=K_2/K_3$; 而磁化率椭球体的形状因子 T 则定义为 $T=(2\ln K_{int}-\ln K_{max}-\ln K_{min})/(\ln K_{max}-\ln K_{min})$, 在磁面理与线理同等发育时, $T=0$; 在磁面理发育为主时, $0<T<1$; 在仅有磁面理发育时 $T=1$; 在磁线理发育为主时, $-1<T<0$; 在仅有磁线理发育时 $T=-1$ 。岩石磁组构的测试结果, 应包括 3 个主轴磁化率的大小及取向, 它们是描述岩石磁组构的基本要素。主磁化率轴的方向可表示在球面投影图上, 通常采用下半球的赤平极射投影。国际学术界约定用方块符号表示最长轴取向, 用三角及圆分别表示中间和最短轴取向。下倾的方向, 用实心符号表示。磁化率椭球形状的表示方法可以采用两种方式, 一是计算各种特征参数; 二是建立参数间的关系图 (即磁各向异性图)。

矿物的磁各向异性、岩石 AMS 起因

磁铁矿在弱场中测量显磁各向同性, 在强场中显各向异性, 易磁化轴是 (111) 方向, 难磁化轴是 (100) 方向。赤铁矿, 基面内的弱场磁化率是各向同性的, 在强磁场中显示三轴各向异性。铁磁性的磁黄铁矿基面内的磁化率是各向同性的, 辉石及角闪石亦能明显地影响弱磁各向异性度。对于磁铁矿, AMS 主要是形状各向异性, 而对于其它矿物, AMS 则是结晶各向异性。

岩石 AMS 的起因概述为: 铁磁性颗粒的形状定向排列; 具磁晶各向异性晶体的晶格定向排列; 磁畴的定向排列; 磁性颗粒串列在一起; 应力感应的各向异性及交换各向异性。若天然岩石在 AMS 测量之前未曾处于任何强磁场环境中, 则控制其磁各向异性最重要的因素是前两项。含磁铁矿岩石的磁各向异性受两种因素控制, 即受颗粒形状的各向异性及长轴择优取向程度两者的控制。

三大类岩石磁各向异性

沉积岩

在一般情况下, 沉积岩的磁各向异性相对较弱, 其磁各向异性度 $P<1.1$, 磁化率椭球主要呈扁长状。研究沉积物磁化率各向异性的目的是为了获取有关铁磁性颗粒的沉积过程的信息。因为主轴磁化率方向同沉积岩外部构造方向及内部构造方向

关系密切, 未变形的沉积岩的磁性组构与原始的岩石组构一致, 因此通过研究沉积岩的磁各向异性, 可以帮助了解沉积岩在沉积过程中某些地质信息 (如沉积物质的来源、沉积物质的搬运方向以及沉积方式等)。

沉积岩的磁各向异性主要受沉积过程所控制, 影响其中磁性颗粒取向的因素主要有三个方面: 一是地球引力作用。它使得矿物颗粒以其较大表面置于平坦的、且平行于沉积盆地底部的沉积表面沉积。如果底面是微倾斜的, 颗粒可能沿底面滚动, 使它的长轴平行于等高线定向; 对于更陡的倾斜, 则颗粒的长轴平行于倾向方向定向。二是水流作用。它使得矿物颗粒的长轴平行于流线定向, 如果水流较急, 一些颗粒可能滚动并使其长轴的取向垂直于流向 (不过这种横向定向沿流线定向少)。三是地球磁场作用。它使铁磁性颗粒的长轴平行于当地地磁场子午线方向定向。而在沉积岩中铁磁性矿物颗粒的定向主要受控于水动力, 地磁场只影响那些小于 0.03mm 颗粒。小于 0.1 μ m 的磁性颗粒在很大程度上受控于布朗运动, 特别是在沉积后的过程中。当沉积发生在静水环境中 (没有任何水流), 只有重力作用, 它使得扁平状的颗粒置于沉积表面或底层。而大部分棒状颗粒, 其长轴在底层随机排列。如果在沉积过程中有水流作用发生, 颗粒的总体组构并不受其影响, 因为重力作用仍是主要影响因素, 将在底层继续引起强的扁平组构。在所有沉积状况下, 最小磁化率方向均垂直于层理面。液体流动方式与颗粒长轴取向有关。在强动力环境下, 颗粒长轴大致垂直于水流方向。而在弱动力或滞流环境下, 沉积颗粒长轴则大致平行于液体流动方向。

沉积磁组构分析的基本原理建立在磁性颗粒形态各向异性与磁化率各向异性的对应关系上。磁性颗粒不同方向 (或结晶轴) 被磁化的强度不同, 这是引起单个磁性颗粒具有磁化率各向异性的根本原因。一般来说, 长轴方向比短轴方向易于磁化, 磁性颗粒的长轴、中轴和短轴与磁化率椭球体的长轴、中轴和短轴是一一对应的。就沉积物而言, 磁性颗粒的定向排列是引起沉积物磁化率各向异性的主要原因。磁化率各向异性度 $P=K_{max}/K_{min}$, 反映沉积物中颗粒趋向排列程度, 受控于沉积动力强度及沉积环境的稳定性。在动力方向稳定, 强度高而变化小的水动力条件下沉积物 P 值较大, 反之, P 值小。同时, 沉积物中磁性矿物的含量高, P 值也大, 故此, 相同的沉积环境下, P 值又受物源的影响; 磁线理度 $L=K_{max}/K_{int}$, 反映颗粒长轴呈线状排列的程度, 受控于搬运介质流动方向的单一性及沉积动力强度。流体流动持续而稳定, 颗粒排列有序度高, 则 L 值大, 反之, L 值小; 磁面理度 $F=K_{int}/K_{min}$, 反映沉积颗粒呈面状分布的程度, 沉积物中微细层理构造发育得好, F 值大, 反之, F 值小, 因而其量值大小取决于沉积动力强度及沉积环境稳定状况; 磁基质颗粒度 $q=2(K_{max}-K_{int})/(K_{max}+K_{int}-2K_{min})$,

则反映了沉积粒度的分选性,量值大小取决于沉积物粒度均一状况及颗粒排列有序化程度,是沉积物动力沉积状况的反映。一般来说, q 小于 0.5 表示沉积物是在正常的重力分异作用下沉降下来的,而 q 大于 0.7 则表示沉积物是在一种非正常重力分异作用下沉降下来的,即能量突然减弱,沉积物粗细混杂,大量地同时沉降下来。也可以说 q 大于 0.7 的层位即代表着事件沉积。而 q 值在 0.5 与 0.7 之间,则是上述两者间的一种中间(过渡)状态。

沉积物磁组构参数及组合特征与其沉积动力类型及动力沉积特征有明显对应关系。 P 、 F 量值高而稳定, q 值远小于 0.5,且变化小,在磁组构参数关系图上,样品数据点集中分布于 P 、 F 高值区, q 的低值区,表明沉积动力强而稳定,正常重力分异作用下的沉积过程占主导地位,指示强动力条件下的水成沉积。 P 、 F 、 L 量值低,变化小, q 平均值小于 0.5,但量值变化较大,在磁组构参数关系图上,样品数据点集中分布于坐标原点附近的有限区域,说明沉积动力弱而稳定,事件性沉积时有发生,为风成沉积。现代不同沉积环境下沉积物磁组构参数量值对比表明,风成沉积的 P 、 F 、 L 值均明显低于水成沉积的相应值;在磁组构参数关系图上,风成沉积样品数据点集中分布于坐标原点附近的有限区域,指示沉积动力弱而稳定,水成沉积的多远离坐标原点,指示沉积动力较强。

火成岩

火成岩分为火山岩和侵入岩两大类。由于它们的成因有所不同,一是岩浆喷发活动的产物,一是岩浆侵入活动的产物,因此它们的磁各向异性特征有所不同。岩石中矿物多沿着岩浆流动和侵入的方向定向。

火山岩的磁各向异性度不高,与沉积岩的大致相同,其 AMS 主要受熔岩流所控制,熔岩流动使其中的钛铁矿颗粒发生定向,导致磁各向异性的产生。磁化率各向异性在喷出岩中的应用主要集中在确定岩浆流动方向及火山口位置等方面。Ellwood 认为,对于单一的熔岩流,可利用凝灰岩流采点的磁线理来确定其流向,如果单一熔岩流不同部位采点磁线理确定的熔岩流方向可以在火山凝灰岩流的溢出源处交叉,则可据此确定该火山凝灰岩的喷出口。研究火山岩的磁各向异性,可以通过磁化率主轴方向同熔岩流向的对应关系,确定熔岩的流动方向和火山岩体的产状。用 AMS 参数,可以探讨 AMS 主轴取向同流纹构造、火山岩体形状的关系。其磁面理接近或平行于熔岩流、岩床、岩墙及实验室模拟岩浆流实验材料的流面。磁线理与流动方向垂直,或与其平行。测量花岗岩及花岗闪长岩的磁组构可以划分及判定 Tis 花岗岩及其相对年代;测量熔岩流的 AMS,可用于火山口定位。越来越多的证据都显示,磁组构流动叠瓦是确定岩浆流动方向的有用标志,磁化率量值椭球长轴方向可代表凝灰质的流动方向。

侵入岩的磁各向异性变化非常大,磁各向异性

度从类似于火山岩和沉积岩的非常低值变到特别高值。其磁组构特征与岩石结构之间的关系,可概括为:在具有流动磁组构的岩石中(迁移过程中受到岩浆流动控制的侵入岩),磁化率椭球的主轴与岩浆流动时形成的组构单元相一致,而且磁化率各向异性较低;在伴随有变质过程,具有韧性变形的岩石中主磁化率的方向与形变的组构单元有关,且磁组构各向异性变化很大;在具有后期磁铁矿充填的次生磁组构的岩石中,其磁组构与被磁铁矿叠加的组构单元的方向一致。

侵入岩主轴磁化率方向同组构单元方向之间的关系可以归纳为:①具有流动磁组构的侵入岩的主轴磁化率方向同由流动岩浆所确定的组构单元有关;②具有形变磁组构的侵入岩的主轴磁化率方向同形变组构单元有关;③具有拟结晶磁组构的岩石,其主轴磁化率方向同那些由磁铁矿所反映的组构单元方向有关。通过对侵入岩磁各向异性的研究,一方面可以利用其数值特征了解岩体形变和可以了解拟结晶的程度;另一方面可以利用以流动磁组构为主的岩石的磁化率主轴方向,分析岩浆流动方向、岩体产状、应力场特征等地质问题。

应用磁化率各向异性,可以确定岩浆侵入的通道;区分不同成因的岩体;分析岩浆的侵位过程及侵位机制;区分岩脉与围岩的相对时代;推测侵入岩体内部构造特征;划分岩体边界或岩相带。

同源岩浆 AMS 演化特征: K_{\max} 主方向指示岩浆流动方向, K_{\min} 主方向指示受压方向。在岩浆侵入初期,岩浆表现为粘滞流体,具有塑性流动特征,磁晶长轴集中平行于流动方向。岩浆侵入后期,受围岩压力或构造应力的作用较大,流动方向不具有集中分布特征,而受压力作用产生的磁面理具有择优取向性。故 K_{\min} 主方向呈集中分布,反映受压方向。故而岩浆侵入由初期至后期通常具有磁组构类型由 L 型向 S 型演化的规律,即 AMS 椭球由拉长型向三轴型至压扁型。按地理坐标,岩石原地的 K_{\min} 主方向取向主要受下述因素的影响:围岩边界的产状。在岩浆侵入中心受顶部围岩的压力,磁面理水平, K_{\min} 主方向垂直,而在侵入边缘受围岩边界的影响,磁面理倾向于与围岩边界产状一致;构造压应力。在构造压应力的作用下, K_{\min} 主方向倾向于与应力方向一致;岩体形成后的构造运动使 K_{\min} 主方向作相应的构造旋转。

变质岩

变质岩的磁各向异性更为复杂。它不仅与原岩有关,而且在一定范围内还与变质程度有关。研究表明:在低级变质岩中,磁面理平行于板状劈理或变质片理,磁线理通常平行于不同成因类型的物理线理;在高级变质岩中,磁面理通常平行于片理,而磁线理平行于由空间定向的硅酸盐颗粒所确定的线理。这些特征对于研究变质岩中劈理或片理的成因以及区域变质程度与地质问题无疑是十分有意义的。

必须指出的是任何岩石的磁各向异性不仅与

成岩过程有关,而且与成岩后的应力过程(或塑性形变)有关。研究表明:强烈形变的岩石组构(或应力)与磁组构之间有如下关系:(1)磁化率椭球与岩石组构单元(片理、矿物线)共轴;(2)磁化率椭球主轴以一一对应的形式与总应力椭球共轴;

(3)磁化率椭球和应力形态之间存在某种幂函数关系。因此,研究以形变磁组构为主的岩石磁各向异性可以揭示与形变过程有关的构造应力场特征。

而磁组构方法多用于发生了一定韧性变形的变质岩中,主要是因为低变形很难让矿物定向,而脆性变形又没有足够的时间使得矿物定向。而在实际的研究中,常常需要综合运用多种磁组构方法。AMS 测量的是岩石整体的磁化率各向异性,是岩石内所有矿物的整体贡献,包括反磁性矿物、顺磁性矿物和亚铁磁性矿物。而 ARM 测量的是亚铁磁性矿物的磁各向异性,因为只有亚铁磁性矿物才可以携带剩磁。因此 ARM 可以很好的反映亚铁磁性矿物颗粒的定向。岩石的韧性变形过程也就是岩石的连续变形过程,相对于粒状的亚铁磁性矿物,基质和片状及柱状的基本造岩矿物首先开始旋转、变形。故前期 ARM 并不显著,AMS 记录的是硅酸岩矿物的定向情况;后期随着变形的增强,亚铁磁性矿物颗粒开始变形、旋转、生长以及矿物成份的变化,使得 ARM 变的显著,并能很好的指示剪切运动的方向。故,我们可以利用前期的 AMS 和后期的 ARM 来厘定应力变化情况(是否为共轴),也可用二者间的夹角及其变化来讨论剪切带的演化。

随着变质程度的增加,岩石内部的矿物也在发生着显著的变化,使得岩石表现出来的磁组构特征也在不断变化,呈现出复杂且缺少变化规律的磁组构性质。变形强度的增加对磁组构的影响是显著的,虽然过程是复杂的。有研究表明,沿着片岩的层面施力使岩石变形,随着变形强度的增加, T 和 P 出现了先减小后增大的现象。先减小是因为力使得原先沿层面(平行于力方向)排列的矿物向垂直于力的方向旋转,磁化率椭球体趋于球形,磁各向异性减小;后增大是因为随着力的作用,矿物在垂直于力的方向发生了定向排列等一系列变形,从而使得磁化率椭球体重新变形拉长,磁各向异性增大。当韧性变形达到最大时,矿物完全沿与力的垂直方向排列,掩盖了原先的磁组构,岩石在宏观上发育该方向的面理。

磁组构在构造应用研究中的常见问题

AMS 的测量必须在低场中进行,因为高场会使多畴磁铁矿或者磁黄铁矿的磁畴壁发生移动,从而改变它们的磁化率和各向异性;AMS 测量的是岩石整体的磁化率各向异性,是岩石内所有矿物的整体贡献,因为各种磁性矿物的各向异性表现不一样,所以多种磁性矿物的各向异性总和并不能真实的反映矿物的定向;岩石内不同矿物类型对测量结果有影响,多种矿物混合时往往更为复杂。而在实际情况中,岩石总是由多种不同磁组构特征的矿物混合而成,因此磁化率椭球体与应力椭球体并不完全

契合;当磁性颗粒是 SD 颗粒时,岩石表现出相反的磁组构性质,即矿物的长轴方向表现为 AMS 的短轴方向;而在以后期变形为主要研究目的的变质岩中,原岩内的原生磁组构对后期因变形而形成的磁组构有一定的影响。在强韧性变形的岩石中,后生磁组构完全可以改造原生磁组构。但在变形较弱的岩石中,两种磁组构共同作用,使得岩石的 AMS 并不能很好的反映矿物定向和应力情况。

结束语

任何岩石都不同程度地具有磁各向异性。从微观上讲,岩石的磁各向异性主要起源于它所含铁磁性矿物的磁晶各向异性和结构构造的各向异性。但从宏观上讲,它受成岩过程中和成岩后地质作用的控制,岩石的磁各向异性不同程度地记录了成岩过程中和成岩后的地质信息,保留着有关成岩环境及尔后的动力变质作用的痕迹,因此研究岩石的磁各向异性,有助于分析岩石的成岩过程和成岩后地质作用的特点。AMS 研究的进步,必定推动地球科学的发展。

参考文献

- 许同春,磁组构(上),地震地磁观测与研究,1989,10(3):70-77
 许同春,磁组构(下),地震地磁观测与研究,1989,10(4):72-80
 张家强,李从先,丛友滋,水成沉积与风成沉积及古土壤的磁组构特征,海洋地质与第四纪地质,1999,19(2):85-94
 陈庆强,李从先,丛友滋,沉积物磁组构与其动力沉积特征对应关系研究,科学通报,1998,43(10):1106-1109
 徐柏安,岩石的磁各向异性及其在地质上的应用,地质与勘探,1990,26(6):39-46
 Borradaile, G.J., Henry B, Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy, Earth-Science Reviews, 1997, 42:49-93

实验专栏

古地磁野外地质考察物品清单:

采样工具:

地质锤,汽油钻,钻头,压水桶,专用机油,配油壶,漏斗,安全帽(该部分应在出行前备好)
 水桶,沙盘,汽油桶,汽油,丝袜(用来过滤水),缸子(该部分可在当地购买)

定向,测样工具:

定向仪(注意铜丝,最好系一红绳,以防野外丢失),罗盘, GPS, (卷尺)

取样工具:

角铝,取样器,记号笔(粗的用来标记手标本或给断岩芯定向,细的用来标记岩芯样品,北辰物中

心有售), 胶布 (宽胶, 窄胶, 防水胶), 卫生纸, 样品袋, 手套

如果是采集非固结的黄土, 湖相沉积物样品, 需要带上菜刀, 小铲子等

记录物品:

野簿, 铅笔, 卷笔刀

其它:

数码相机, 电池、地质图, 喷漆 (用来标识采样点, 以备后期补样), 耳塞, (放大镜), (防水围腰), 望远镜, (凿子) (取手标本时有用处)

野外生活用品:

药物 (常用的治疗拉肚子, 中暑, 感冒的药品如氟哌酸, 藿香正气软胶囊, 感冒清热颗粒, 外加风油精, 创可贴等), 防水服, 登山鞋, 换洗衣物, 洗漱用品, 防晒霜, 遮阳帽等

出野外证明及携带钻机证明 (来去所需要的份数要考虑好, 证明函的抬头最好先空着以便后来可能的变更)

注: () 内为注解或可酌情选择的用品

(附) 新生代沉积物野外采样工具和资料:

罗盘、GPS、电池、数码相机、高度表、放大镜、冰镐、地质锤、卷尺
菜刀、小铲子、斧头
胶带、裁纸刀、包装纸 (旧报纸或者草纸)、记号笔、铅笔
塑料盒、塑料袋、线手套
记录本、地质图、地形图、地质志

另: 钻机维修地址: 光熙门北里 13 号楼地下二层 (西坝河 重庆饭店后)

TEL: 010-64292505、010-64292506

【葛坤朋】

Ar-Ar 实验室设备检漏操作

王英

在上一篇有关真空操作的文章中我曾提到过对于 Ar-Ar 实验室中的仪器要保持高的真空度, 只有达到一定的真空条件才能保证样品测试的精度。为了做到这一点, 安装仪器时各个接头的法兰都必须上紧, 等到所有的接口连接好后我们必须采用一种方便, 有效的手段去验证刚刚装好的地方是否严密, 这样一来“检漏”操作就必不可少。

所谓检漏, 就是检查仪器各个接头的地方和与外界大气有接触的地方如: 法兰和样品盘等是否有漏气现象。如果接口或接缝处有漏气甚至微漏现象

都会大大降低仪器内部的真空度, 这样就会很大程度地影响样品测试。为了避免这种情况的发生, 对刚接好的地方或是认为有微漏的地方, 我们常采用以下方法对其进行检测。

一般来说, 检漏有两种方法: 液体检漏和气体检漏。两种方法区别就在于一种用丙酮检测, 一种用纯的氩气检测。检漏前先打开离子规的表盘, 通过观察读数来判断仪器内部要检测部分的真空度从而选择检测方法。如果是中低真空, 我们会先采用喷入丙酮的方法: 将少量的丙酮喷在各个可能发生漏气的接口处尤其是法兰接口, 如图 2-1。



图 2-1 法兰接缝处



图 2-2 尖头喷嘴

如果此处漏气, 挥发的丙酮气体会沿着缝隙进入仪器中, 通过离子规显示表盘可读出仪器真空度的读数大幅变化 (可能一直变差, 也可能先变差一会就变好一些)。反之, 如果离子规读数随着丙酮的喷入并没有明显的变化, 说明仪器密封效果好。



图 2-3 氩气罐

当离子规表盘处显示的读数达到 10^8 的高真空时, 我们才可以用氦气来检验仪器是否有微漏(只有真空度够高, 才能保证质谱的安全使用)。此时需关闭质谱的离子泵, 用计算机软件寻找 ^{40}Ar 的峰中心(不断缩小寻找范围的过程), 然后对其进行连续扫描。喷入氦气之前峰的扫描应该是较平稳的, 在各个接口处用尖嘴喷头(图 2-2)喷入氦气后, 如果扫描的峰出现明显的上升或下降等波动性变化, 说明所检部分有微漏; 反之不漏。对于气体检漏还有一点需要说明: 氦气罐(图 2-3)内部是高压气体, 开关的设置与常压罐不同, 操作时需谨慎!

检漏操作非常重要, 它让我们很确切的知道系统整体的密封情况, 便于后续工作的开展。操作时也要认真仔细!

重点连载

磁化率

刘青松, 邓成龙

摘要. 作为地质与环境演化过程的替代指标, 磁化率被广泛地用来研究各种与古气候和环境演化相关的问题。然而, 磁化率的复杂性和多解性常常被忽略。本文从磁化率的物理基础出发, 系统地论述了磁化率的测量、影响磁化率的主要因素(包括磁性矿物的类型、粒径大小、温度、频率和外加场等), 简要介绍了磁化率在海陆古环境研究中的应用。

关键词 磁化率, 环境磁学, 岩石磁学

1. 引言

岩石磁学最初被用来评价古地磁记录的稳定性。为此, 前人已从不同角度广泛研究了各种磁性矿物的磁学性质。一般而言, 矿物的磁学性质随着粒径、温度、纯度等的变化而改变。对于自然样品中的磁性矿物, 它们的磁性与其物源及形成与保存的环境密切相关。因此, 可以根据其特定的磁学性质来推断相应的地质与环境过程。随着岩石磁学的发展, 以 Thompson 和 Oldfield (1986) 发表的专著《Environmental Magnetism》为标志, 环境磁学作为一个新的分支学科被明确下来。通过研究多种介质(包括陆相沉积物, 比如风成沉积物和湖相沉积物, 以及海洋沉积物), 环境磁学在构建不同时

间尺度下的全球气候演化以及现代环境监测等方面都起到了不可替代的作用。

Dunlop 和 Özdemir (1997) 在《Rock Magnetism—Fundamentals and Frontiers》一书中系统地阐述了与剩磁(Remanent Magnetization)相关的基本理论。虽然本书对于环境磁学研究的总结不多, 但是为深入理解环境磁学提供了坚实的岩石磁学理论基础。随后, Maher 和 Thompson (1999) 主编了一个环境磁学专辑《Quaternary Climates, Environments and Magnetism》, 对环境磁学在第四纪气候研究中的应用进行了详细的总结和深入的剖析。Evans 和 Heller (2003) 出版的专著《Environmental Magnetism—Principles and Applications of Enviromagnetics》可以视为 Thompson 和 Oldfield (1986) 专著的升华版, 它囊括了环境磁学应用的更多领域, 比如, 生物磁学、考古与人类演化等。

环境磁学之所以能够独立发展, 主要是因为各种物质都具有磁性(包括我们熟知和广泛应用的铁磁性、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。此外, 磁学性质属于物理性质, 与其他测试方法相比, 磁性测量具有许多优点, 例如, 测量方便、简单、快速, 测试费用低廉, 可重复性强, 大部分室温测量技术对样品无破坏性等(Thompson 和 Oldfield, 1986; Evans 和 Heller, 2003)。

在环境磁学的众多参数中, 磁化率被最为广泛应用。这是因为各种磁化率仪器价格适中, 被广泛装备, 同时磁化率的测量简单而且快速。便携式的磁化率仪器(比如 Bartington MS2)甚至可以直接测量野外的露头 and 剖面。但是, 环境磁学参数的解释并不唯一。即使是普遍认为最简单的磁化率也受多种因素控制, 它不但与磁性矿物的类型和含量相关, 还与磁性颗粒的粒径、测量的温度和频率相关。因此, 若想准确地应用岩石磁学参数作为气候或者环境的替代指标, 必须了解这些参数的复杂性和解释的非唯一性。

本文主要对磁化率的物理机制进行系统地论述, 尤其是对其多解性进行澄清, 同时还简要介绍如何应用磁化率来研究各种相关的地质和环境问题。

2. 磁化率的物理基础

磁化率最为简单的定义就是一个衡量物质被磁化强弱的量, 也就是磁化强度(M)是外加场(H)的正比函数($M = \chi \times H$ 或 $M = \kappa \times H$), 其中的系数就是磁化率(χ , 质量归一化; κ , 体积归一化)。更为准确的定义是 M 对 H 的一阶导数($\chi = dM/dH$)。从这个公式可以看出, 在饱和状态, $dM = 0$, 因此, 其相应的磁化率为零。这一性质可以用来分离亚铁磁性磁化率(ferrimagnetic susceptibility, χ_{ferri})和顺磁性磁化率(paramagnetic susceptibility, χ_{para})。

某一物质的磁化率可以用体积磁化率 (volume magnetic susceptibility, 通常用 κ 表示) 或者质量磁化率 (mass magnetic susceptibility, 通常用 χ 表示) 表示。体积磁化率 κ 为一无量纲参数。在 cgs 单位系统下的磁化率值是 SI 下的 4π 倍, 即 $\chi(\text{cgs}) = 4\pi\chi(\text{SI})$ 。体积磁化率除以密度即为质量磁化率 χ , 亦即 $\chi = \kappa/\rho$, 其单位为 m^3/kg 。磁化率通常是在弱场 (e.g., $<1\text{mT}$) 中测量。

以上定义对应的是直流场的测量。对于交流场下磁化率的测量, 情况要复杂得多。此时, M 和 H 不再同相位, 因此就出现了实磁化率(χ')和虚磁化率(χ''), 对于超顺磁 (superparamagnetic, SP) 颗粒 (Worm, 1998),

$$\chi' = \frac{\chi_0}{1 + \omega^2 \tau^2} \quad (1),$$

$$\chi'' = \omega \tau \frac{\chi_0}{1 + \omega^2 \tau^2} \quad (2),$$

其中, χ_0 是处于平衡状态下的磁化率; ω 是观测频率; τ 是弛豫时间。

$$\tau(T) = \tau_0 \exp\left(\frac{\mu_0 V M_s H_K}{2kT} \left[1 - \frac{H_0}{H_K}\right]^2\right) \quad (3),$$

其中 $\tau_0 = \sim 10^{-9} \text{ s}$ (Worm, 1998), k 是 Boltzman 常数 ($1.38 \times 10^{-23} \text{ J/K}$), T 是绝对温度, M_s 和 H_K 分别是饱和磁化强度和微观矫顽力(在没有热扰动情况需要旋转一个磁性颗粒所需要的外场), H_0 是测量的外加场 (Néel, 1949)。

对磁化率更为精确的解释需要引入张量的概念。对于一块样品, 在不同方向上测量的磁化率值不一样。磁化强度和外加场这两个矢量之间的线性关系可以用二阶张量来表示。其中含有 6 个独立矩阵元素。对于这个二阶张量 (磁化率各向异性), 可以用磁化率椭球来表示。正是因此磁化率各向异性的存在, 在研究古地磁数据时, 比如对于瓦片等考古材料 (具有非常强的磁化率各向异性), 需要考虑进行磁化率各向异性的校正 (Selkin et al., 2000)。

2. 磁化率的测量和计算

Bartington 磁化率仪是目前最为广泛使用的磁化率测量仪器。Bartington 磁化率仪是以 10 毫升水作为标样标定的。该标样在 SI 单位下的读数为 -0.9 , 对应的体积磁化率为 -0.9×10^{-5} 。在 SI 单位系统下, 这个值是没有单位的。而对于其他体积为 10 毫升的样品, 其体积磁化率值为仪器的读数乘以 10^{-5} 。对于体积不是 10 毫升的样品, 其体积磁化率为仪器读数乘以 10^{-5} , 然后乘以 10, 再除以样品的体积 (单位为毫升)。

由于 10 毫升水的质量为 10 克, 则在 SI 单位下 -0.9 的读数对应的质量磁化率为 -0.9×10^{-8} 。在 SI 单位下, 这个值的单位为“ m^3/kg ”。而对于其他质量为 10 克的样品, 其质量磁化率为仪器的读数乘以

10^{-8} , 单位为 m^3/kg 。如果样品的质量不是 10 克, 则其质量磁化率等于仪器读数乘以 10^{-8} , 然后乘以 10, 再除以样品的质量 (单位为克)。

非磁滞剩磁 (ARM) 在外加场比较小时 (比如 $<80 \mu\text{T}$), 其值与外加场呈现线性关系。为了进行横向对比, 可以用非磁滞磁化率 (anhysteretic susceptibility, χ_{ARM}) 来表示。要获得样品的 ARM, 通常是在较强的磁场 (例如, 100 mT) 中对样品进行交变退磁的同时对样品施加一个弱的、恒定的直流磁场 (例如, 0.5 Oe)。而样品的 χ_{ARM} 即为 ARM 除以相应的直流磁场所得的数值。例如, 某个样品重 5g, 在 100 mT 的交变磁场和 0.5 Oe 的恒定直流磁场中获得的 ARM 为 $5 \times 10^{-5} \text{ emu}$, 则该样品的 $\text{ARM} = 5 \times 10^{-5} / 5 = 1 \times 10^{-5} \text{ Am}^2/\text{kg}$, $\chi_{\text{ARM}} = (1 \times 10^{-5} \text{ Am}^2/\text{kg}) / (0.05 \text{ mT}) = (1 \times 10^{-5} \text{ Am}^2/\text{kg}) / (1000/(4\pi) \times 0.5 \text{ A/m}) = 25.13 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ 。

3. 磁化率的频率和温度特性

由公式(1)和(2)可以看出, 磁化率是观测频率的函数。这就意味着, 应用不同的磁化率仪器 (比如 Bartington 和 Kappa Bridge, 其固有的观测频率不同) 测得的结果是不一致的。而且观测频率越大, 其磁化率值越小。这一性质在环境磁学领域被广泛应用, 一般地, 频率磁化率的定义为:

$$\chi_{\text{fd}} = \chi_{\text{LF}} - \chi_{\text{HF}} \quad (4),$$

$$\chi_{\text{fd}}\% = (\chi_{\text{LF}} - \chi_{\text{HF}}) / \chi_{\text{LF}} * 100\% \quad (5),$$

χ_{LF} 和 χ_{HF} 分别为低频和高频磁化率, χ_{fd} 和 $\chi_{\text{fd}}\%$ 分别为频率磁化率的绝对值和百分数。当变动频率时, 只对超顺磁/单畴 (SP/SD) 的临界点附近的颗粒影响最大。因此在两个频率测得的磁化率的差值就反映了这些临界颗粒的信号, 对于更小或者更大的颗粒, 没有任何作用。因为更大的颗粒处于多畴 (MD) 状态, 没有频率特性。更小的颗粒是纯超顺磁状态, 也不具备频率特性。因此, 频率磁化率就像一个很小的窗口只反映非常小的粒度区间内 (跨度为几个纳米) 磁性颗粒的信号 (Liu et al., 2005a)。

一般而言, 可以应用磁化率的频率特性来反映样品中是否存在 SP 颗粒。但是前提条件就是必须存在这些处于超顺磁和单畴的临界点附近的颗粒 (对于磁铁矿为 $22-25 \text{ nm}$, Liu et al., 2005a)。而且也只有这些 SP/SD 颗粒的粒径分布变化不大时, χ_{fd} 的变化才能代表 SP 颗粒含量的变化。当 χ_{fd} 为零时, 则可能对应着两种情况: 或者不存在 SP 颗粒, 或者存在着非常细小的 SP 颗粒。

对于 $\chi_{\text{fd}}\%$, 其值的变化基本反映的颗粒粒径的分布 (Worm, 1998)。对于分母 χ_{LF} 来说, 其值包含了所有颗粒的贡献。当处于 SP/SD 临界点附近的颗粒的含量固定时, 也就是 χ_{fd} 固定, 此时, 随着其粒径分布的加大, $\chi_{\text{fd}}\%$ 减小。

对于磁化率的频率和温度特性, 我们可以这样简单地理解。颗粒受到热扰动, 其振动频率加快, 如果观测的时间尺度大于其振动周期, 则颗粒振动得比观测快, 那就无法测量它的准确状态, 也就是

说此时颗粒处于解阻, 或者 SP 状态, 那么颗粒的磁化率增加。在室温处于 SP 状态的颗粒, 如果增加观测频率, 那么颗粒则会逐渐变为 SD 状态, 其磁化率降低。

对于同样的观测频率, 如果升温, 由公式(3)可以得出, 其驰豫时间 τ 减小, 也就是期振动加快, 当超过临界值后, 则 SD 颗粒会转变为 SP 颗粒, 其磁化率突然升高。当继续升高时, 由于磁颗粒的矫顽力和饱和磁化强度的降低, 其磁化率值也会随之降低。这两种过程的叠加, 会在其解阻温度形成一个磁化率的峰值, 即霍普金森峰(Hopkinson Peak)。对于 SP 和 SD 颗粒, 随着粒径的增加, 其霍普金森峰所对应的温度越高。对于大于 SD 粒径的颗粒, 在大于室温且小于其居里温度时, 其磁化率基本不随着温度和频率而发生改变。因此, 通过磁化率随着温度变化曲线的特征, 可以初步判定磁化率的携带者是处于怎样的粒径范围。

通过以上分析可知, 磁化率随温度的变化曲线($\chi-T$ 或 $\kappa-T$)与矿物和粒径都相关。因此, 即可以用来确定磁性矿物的居里温度, 也可以用来确定其粒径分布。值得注意的一点就是在加热和冷却过程中常常伴随有磁性矿物转化, 即生成新的磁性矿物或者原来的磁性矿物发生变化(Liu et al., 2005b), 从而使 $\chi-T$ 曲线的解释复杂化。然而, 热处理过程中磁性矿物的变化又能提供样品形成时的环境信息, 这为环境磁学研究提供了新的手段(Deng et al., 2001)。此外, 由于不同磁化率仪的测量频率不同, 因此, 用不同磁化率仪测得到磁化率的绝对值不能进行对比。

4. 磁化率的外加场特性

相对于磁化率的频率和温度特性, 对其外加场特性研究还不够深入。通过公式(3)可以看出, 驰豫时间 τ 也是外加场 H_0 的函数。当 H_0 小于 H_K 时, τ 随着 H_0 的增加而减小。也就是增加外加场可以使得原本处于 SD 状态的颗粒转换为 SP 状态。由于不同矿物的 H_K 不同, 其磁化率随着 H_0 的变化曲线也不尽相同。因此, 可以通过研究 K-H 曲线来区分一些具有不同矫顽力的矿物的行为。

5. 磁化率的粒径特性

磁性颗粒的磁化率除了以上因素控制外, 还与其粒径变化密切相关(Maher, 1988)。在此, 有必要先了解磁畴的一些基本概念。能量最小是最稳定的状态。在直接观测到磁畴形态之前, 物理学家就已经预测到应该有这样一种结构, 它能有效地降低颗粒的能量, 它就是磁畴。简单地说, 磁畴就是以一个小区间, 在这个区间里, 磁化强度达到饱和, 因此整个小区间可以看作一个整体。一般而言, 磁性颗粒的磁畴数目随着粒径的增大而增加。当颗粒足够小时, 磁性颗粒只含有一个磁畴, 这种情况, 称其为 SD 颗粒。不同的磁性矿物其 SD 上下边界是不一样的。对于磁铁矿, 其上边界大概在 80-100

nm。而对于赤铁矿, 其上边界可能在 10 几个微米。因此, 几乎自然样品中所有的赤铁矿都在 SD 范围, 因而是很好的磁性载体。对磁铁矿, 其下边界在 20-25 nm 左右, 低于这个值, 由于热扰动, 磁性颗粒解阻, 颗粒处于 SP 状态(Dunlop and Özdemir, 1997)。

对于 SD 颗粒, 颗粒本身并不随着外场变化而旋转, 但是它的磁化强度矢量 M 会随着外场变化而变化。能够让 M 旋转 180 度的那个反向平行于 M 的力叫做宏观矫顽力 H_K 。自然样品中各种磁颗粒随机分布, 因此, 通过磁滞回线测量得出的矫顽力(B_c , 单位为 mT; 或 H_c , 单位为 A/m)只是 H_K 的一半(Dunlop and Özdemir, 1997)。

对于 MD 的颗粒, 其磁化率则是由于磁畴壁的移动引起的。这种机制要比比旋转磁化强度容易得多。外场变化时, 磁化强度矢量不会旋转, 只是磁畴壁在移动, 因此 MD 颗粒的矫顽力要小得多, 因为只需要很小的力比如几个 mT 就足以可以克服磁畴壁的障碍, 让他移动。

室温下, 粒径小于 SP/SD 临界值的磁性颗粒, 其磁化率随着粒径增加而逐渐增大。当超越 SP/SD 的临界值后, 磁化率突然降低(对于磁铁矿, 可降低大约 30-40 倍)。SD 颗粒具有最低的磁化率。之后, 磁化率随着粒径增加而再次逐渐增大。整体上, 磁化率随着粒径变化成不对称的‘V’字形分布(Maher, 1998; Liu et al., 2005a)。

6. 不同磁性矿物的磁化率

对于铁磁性和亚铁磁性物质(比如单质铁、磁铁矿和磁赤铁矿), 其磁化率最高。相较之下, 反铁磁性物质(比如赤铁矿和针铁矿)的磁化率则低得多。因此, 样品中即使含有很少量的磁铁矿和磁赤铁矿, 样品的磁化率也常常受他们控制。这在中国黄土和古土壤中表现得非常明显。黄土高原的古土壤中含有大量的赤铁矿, 从质量上来看, 赤铁矿才是主导矿物, 但是, 古土壤的磁化率却是由磁赤铁矿控制(Liu et al., 2005a)。

当磁性矿物的晶格中含有杂质时, 其磁化率随着矿物的纯度(Stoichiometry)的降低而呈复杂的变化。比如, 对于纯的赤铁矿和针铁矿, 其磁性非常低。当晶格中含有微量杂质时(比如铝), 由于未配对的电子自旋(Spin)增加, 其磁性会整体增强。当超过一定临界值后, 其磁性又会因为稀释作用而降低。

对于比较大的 SD 磁铁矿, 当样品完全均匀氧化成磁赤铁矿时, 由于 M_s 的整体降低, 其磁化率会降低。但是对于刚好处于 SP/SD 临界值之上的磁铁矿颗粒, 当它均匀氧化成磁赤铁矿时, 由于驰豫时间减小, 会从 SD 状态变为 SP 状态, 反而使磁化率大幅度增加。对于粒径很粗的准单畴(PSD)、多畴颗粒, 很难被均匀氧化, 一般会在颗粒的表面形成细颗粒的磁赤铁矿膜, 这样其整体磁性的变化就会非常复杂(Liu et al., 2004a)。

7. 顺磁性磁化率

Rochette(1987)系统地研究了顺磁磁化率和样品所含离子之间的关系。他发现其中 Fe^{2+} , Fe^{3+} 以及 Mn^{2+} 对顺磁磁化率的贡献最大。经验公式为

$$\kappa_{para} = \frac{\rho}{1000} \left(\frac{25.2 \times Fe^{2+} + 33.4 \times Fe^{3+} + 33.8 \times Mn^{2+}}{33.4 \times Fe^{3+} + 33.8 \times Mn^{2+}} \right) \mu SI \quad (6),$$

其中 ρ 是密度 (kg/m^3)，离子含量的单位为重量百分比。

在一般的实验室情况下，外加场小于几个 T，顺磁性物质远远不能被饱和。因此，其磁化强度与外加场成正比。因此，常常用高场磁化率来估算顺磁的贡献。比如，可以选取 0.5-1 T 之间磁滞回线的线性段来拟合高场磁化率（单位为 $Am^2/T/kg = m^3/kg/780000$ ）。值得注意的是，反铁磁性物质具有较高的矫顽力，在 1 T 很可能没有完全被饱和。这种情况，它们也对高场磁化率有贡献。一般情况下可以不考虑这种影响。但是如果需要非常精确地估算顺磁成分，比较可行的方法是首先应用 CBD 溶液把 Fe^{3+} 的铁氧化物溶解，之后的高场磁化率才能真正代表顺磁性物质的贡献。

与高场磁化率对应的是低场磁化率。它包含两部分：亚铁磁性磁化率 (χ_{ferri}) 以及顺磁性磁化率 (χ_{para})。因此，可以通过扣除顺磁成分来估算亚铁磁性矿物对样品磁化率的贡献，即 $\chi_{ferri} = \chi - \chi_{para}$ 。

8. 磁化率与其它参数的比值

磁化率除了本身可以作为磁参数外，还可以与其它参数配对提供更多的信息。应用得最多的是 χ 与 χ_{ARM} 的比值(与之相关的是 King-Plot)(King et al., 1982)。 χ/χ_{ARM} 在 SD 粒径区间达到最小值(~ 0.09)，在向更小或者更大的粒径区间展布时，又会增加。因此，整体上随着粒径的增加， χ/χ_{ARM} 呈 ‘V’ 字形分布。除此之外，还有 $\chi_{ARM}/SIRM$ 、 $SIRM/\chi$ 、 χ/M_s 等比值参数。其中， χ/M_s 常用来衡量 SP 的贡献。对于大颗粒的磁铁矿，其 $\chi/M_s < 10^{-5} m/A$ ，当这个比值比较大时，暗示着样品中存在着大量的 SP 成分。在环境磁学研究中，综合运用这些比值参数，往往能得到有用的磁粒度信息，而磁性颗粒的粒度常常是与地质与环境过程密切相关的 (Liu et al., 2003, 2004b, 2007; Deng et al., 2005; 王喜生等, 2006; 邓成龙等, 2007)。

9. 磁化率的应用

以上讨论表明，影响磁化率的因素非常多。对于不同的地质和气候环境，磁化率的变化机制也不尽相同。实际工作中首先需要确定磁化率的主要贡献者，最常用的手段是磁化率随着温度变化的高低温曲线 (e.g., Liu et al., 2005b; Deng et al., 2001)，通过各种特征点 (包括各种磁性转换点和居里温度点) 来判定磁性矿物的类型。需要注意的是，在高温阶段，有可能会生成新的磁性矿物。此时，可以利用逐步加热曲线来确定磁性矿物转化的温度点。这样还可以识别在居里温度前的磁化率峰到底是霍普金森峰还是新生成的磁性矿物引起的 (Deng et al., 2001)。与之配套的还有一些前期处理样品的手段。比如，应用 CBD 方法分离 Fe^{3+} 铁氧化物 (主要是磁赤铁矿、赤铁矿、针铁矿) 与粗颗粒磁铁矿贡献 (邓成龙等, 2000; Deng et al., 2005)。此外，还可以通过筛选和重力分异等方法把样品首先分为不同的粒度组分，然后衡量每一组分对整个样品的磁性的贡献 (e.g., Hao et al., 2008)。

当把磁化率的变化与具体的地质和环境过程相联系时，需要知道背景值的信息。比如，在某一自然沉积物剖面，如果发现磁化率在某一深度向上突然增加，这既可以解释为上覆沉积物中磁性矿物含量增加 (比如中国黄土-古土壤序列) (Deng et al., 2005)，又可以解释为下伏沉积物中磁性矿物被溶解 (比如，近海岸表层海洋沉积物) (Liu et al., 2004c)。下面通过实例简要探讨如何应用磁化率变化特征来获取陆相和海相沉积物记录的地质、环境过程的信息。

黄土在全球范围内广泛分布，其中最为著名的是中国的黄土-古土壤序列。在冰期时，冬季风搬运来大量粉尘物质，在黄土高原沉积下来，形成黄土层；在间冰期时，粉尘输入减少，同时夏季风带来丰富的降雨，形成土壤层。因此，在冰期-间冰期旋回的时间尺度上，形成黄土-古土壤的交互的序列 (刘东生等, 1985)。前人研究表明，简单的磁化率测量就可以分辨出这种黄土-古土壤韵律。经成土作用，古土壤中形成大量的 SP/SD 磁赤铁矿，使得古土壤的磁化率显著升高 (Zhou et al., 1990; Liu et al., 2005a,b, 2007)。由于应用了磁化率作为东亚夏季风的替代指标，极大地推动了中国黄土古全球变化的研究。通过黄土-古土壤序列的磁化率和深海氧同位素记录的对比，开辟了海陆气候耦合研究的新途径，使得中国黄土在全球气候变化研究领域占有举足轻重的地位 (刘东生等, 1985; Heller and Liu, 1984)。然而，在世界其它地区 (比如西伯利亚、阿拉斯加、阿根廷等)，古土壤的磁化率不仅不升高，反而降低。在西伯利亚、阿拉斯加地区，磁化率的变化主要受到冬季风强弱控制。当冬季风较强时，搬运来的碎屑磁性矿物粒径较大，因而磁化率较高 (Beget et al., 1990; Zhu et al., 2003)。而在阿根廷地区，古土壤的低磁化率特征则是由于暖期的大量降雨使得溶解作用占主导，使得整体磁性减弱 (Orgeira et al., 1998)。

磁化率在海相沉积物研究中也广泛应用 (Bloemendal, 1983; Robinson et al., 1995)。目前是大洋钻探计划(ODP)钻孔在探测船上的必测参数之一。在北太平洋地区, 由于缺少构建氧同位素曲线的物质, Tiedemann and Haug (1995)则把磁化率作为冰筏物含量的替代指标, 并进一步进行了轨道调谐, 从而得出比较合理的时间标尺。在地中海地区, 大量的粉尘物质来源于撒哈拉沙漠地区。Larrasoana et al. (2008)发现在该区, 磁化率可以作为粉尘物质含量的替代指标。Rohling et al. (2008)则发现红海沉积物中记录的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{ruber}}$ (海平面记录)与南极冰盖记录变化一致, 而磁化率的变化(内陆粉尘的替代指标)则与北极冰盖记录一致(主要是D-O旋回)。直接对比两种记录发现了海平面变化与内陆粉尘(局部气候, 或者与季风相关)存在着相位差。Brachfeld (2006)则成功地应用高场顺磁磁化率来研究海洋沉积物中生物成因物质的含量变化。然而, 海相沉积物的磁化率实际也受到多种因素控制, 比如, 物源磁性矿物的种类和含量、自生磁性矿物的种类和含量、磁性矿物的保存程度, 以及生物成因的抗磁性物质的含量(比如碳酸盐)(Hounslow and Maher, 1999)。

除了以上的例子, 磁化率还在其它地质环境领域被广泛应用。比如, 湖相沉积物的地层对比 (Zhu et al., 2001; 朱日祥等, 2007)和古环境重建 (胡守云等, 2001; Verosub and Roberts, 1995), 油气田上方的油烟囱 (Saunders et al., 1991), 海相地质(Watkins and Maher, 2003)填图, 城市污染追踪 (Oldfield et al., 1985; 据宜太等, 2004; 卢升高&白世强, 2008)等。总之, 磁化率并非一个简单的磁学参数, 它是多种因素共同作用的综合信息, 正确解释磁化率的变化机制必须建立在对相关地质与环境过程的正确理解的基础上。

参考文献

1. Beget J E, Stone D B, Hawkins D B. Paleoclimatic forcing of magnetic susceptibility variations in Alaskan loess during the late Quaternary. *Geology*, 1990, **18**: 40-43
2. Bloemendal J. Paleoenvironmental implications of the magnetic characteristics of sediments from Deep-Sea Drilling Project Site 514, southeast Argentine Basin. Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, 1983, **71**: 1097-1108
3. Brachfeld S A. High-field magnetic susceptibility (χ_{HF}) as a proxy of biogenic sedimentation along the Antarctic Peninsula. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2006, **156**: 274-282
4. Deng C, Zhu R, Jackson M J, et al. Variability of the temperature-dependent susceptibility of the Holocene eolian deposits in the Chinese loess plateau: A pedogenesis indicator. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A*, 2001, **26**(11-12): 873-878
5. Deng C L, Vidic N J, Verosub K L, et al. Mineral magnetic variation of the Jiaodao Chinese loess/paleosol sequence and its bearing on long-term climatic variability. *Journal of Geophysical Research*, 2005, **110**: B03103, doi: 10.1029/2004JB003451
6. 邓成龙, 袁宝印, 朱日祥 等. 陕西交道全新世黄土-黑垆土磁化率的CBD研究. *地球物理学报*, 2000, **43**(4): 505-514
Deng C L, Yuan B Y, Zhu R X, et al. Magnetic susceptibility of Holocene loess-black loam sequence from Jiaodao profile of China before and after citrate-bicarbonate-dithionite extraction. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 2000, **43**(4): 505-514
7. 邓成龙, 刘青松, 潘永信 等. 中国黄土环境磁学. *第四纪研究*, **27**(2): 193-209, 2007

- Deng C L, Liu Q S, Pan Y X, Zhu R X. Environmental magnetism of Chinese loess-paleosol sequences. *Quaternary Sciences*, 2007, **27**(2): 193-209
8. Dunlop D J, Özdemir Ö. *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. Cambridge Studies in Magnetism. Cambridge University Press, Cambridge, 1997.
9. Evans M E, Heller F. *Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics*. San Diego: Academic Press, 2003. 1-299
10. Hao Q Z, Oldfield F, Bloemendal J, et al. Particle size separation and evidence for pedogenesis in samples from the Chinese Loess Plateau spanning the past 22 m.y. *Geology*, 2008, **36**: 727-730
11. Heller F, Liu T S. Magnetism of Chinese loess deposits. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1984, **77**: 125-141.
12. 胡守云, 邓成龙, Appel E 等. 湖泊沉积物磁学性质的环境意义. *科学通报*, 2001, **46**(17): 1491-1494
Hu S Y, Deng C L, Appel E, et al. Environmental magnetic studies of lacustrine sediments. *Chinese Science Bulletin*, 2002, **47**(7): 613-616
13. 据宜太, 王少怀, 张庆鹏 等. 福建三明地区被污染土壤磁学性质及其环境意义. *地球物理学报*, 2004, **47**(2): 282-288
Ju Y T, Wang S H, Zhang Q P, et al. Mineral magnetic properties of polluted topsoils: A case study in Sanming city, Fujian province, southeast China. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 2004, **47**(2): 282-288
14. King J, Banerjee S K, Marvin J, et al. A comparison of different magnetic methods for determining the relative grain size of magnetite in natural materials: some results from lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 1982, **59**: 404-419
15. Larrasoana J, Roberts A P, Rohling E J. Magnetic susceptibility of Mediterranean marine sediments as a proxy for Saharan dust supply? *Marine Geology*, 2008, **254**: 224-229, doi:10.1016/j.margeo.2008.06.003
16. Liu Q S, Jackson M J, Banerjee S K, et al. Determination of magnetic carriers of the characteristic remanent magnetization of Chinese loess by low-temperature demagnetization. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, **216**: 175-186.
17. Liu Q S, Torrent J, Maher B A, et al., Quantifying grain size distribution of pedogenic magnetic particles in Chinese loess and its significance for pedogenesis. *Journal of Geophysical Research*, 2005a, **110** (B11): B11102, doi:10.1029/2005JB003726
18. Liu Q S, Deng C L, Yu Y, et al. Temperature dependence of magnetic susceptibility in argon environment: Implications for pedogenesis of Chinese loess/paleosols. *Geophysical Journal International*, 2005b, **161**: 102-112
19. Liu Q S, Banerjee S K, Jackson M J, et al. New insights into partial oxidation model of magnetites and thermal alteration of magnetic mineralogy of the Chinese loess in air. *Geophysical Journal International*, 2004a, **158**: 506-514
20. Liu Q S, Banerjee S K, Jackson M J, et al. Grain sizes of susceptibility and anhysteretic remanent magnetization carriers in Chinese loess/paleosol sequences. *Journal of Geophysical Research*, 2004b, **109**(B3): B03101, doi:10.1029/2003JB002747
21. Liu J, Zhu R, Roberts A P. High-resolution analysis of early diagenetic effects on magnetic minerals in post-middle-Holocene continental shelf sediments from the Korea Strait. *Journal of Geophysical Research*, 2004c, **109**: B03103, doi:10.1029/2003JB002813.
22. Liu Q S, Deng C L, Torrent J, et al. Review of recent developments in mineral magnetism of the Chinese loess. *Quaternary Science Reviews*, 2007, **26**: 368-385
23. 刘东生等著. *黄土与环境*. 北京: 科学出版社, 1985. 1-251
Liu Tunsheng et al. *Loess and the Environment*. Beijing: China Ocean Press, 1985. 1-251
24. 卢升高, 白世强. 杭州城区土壤的磁性及磁性矿物学及其环境意义. *地球物理学报*, 2008, **51**(3): 762-769
Lu S G, Bai S Q. Magnetic characterization and magnetic mineralogy of the Hangzhou urban soils and its environmental implications. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 2008, **51**(3): 762-769
25. Maher B A, Thompson R. *Quaternary Climates, Environments and Magnetism*. Cambridge University Press, 1999.
26. Maher B A. Magnetic properties of some synthetic sub-micron magnetites. *Geophysical Journal*, 1988, **94**: 83-96
27. Mark W., Hounslow M W, Maher B A. Source of the climate signal recorded by magnetic susceptibility variations in Indian Ocean sediments. *Journal of Geophysical Research*, 1999, **104**: 5047-5061
28. Néel L., Thédu trainage magnétique des ferromagnétiques en grains fin avec application aux terres cuites. *Annals Géophysiques*, 1949, **5**: 99-136
29. Oldfield F, Hunt A, Jones M D H, et al. Magnetic differentiation of atmospheric dusts. *Nature*, 1985, **317**: 516-518

30. Orgeira M J, Walther A M, Vásquez C, et al. Mineral magnetic record of paleoclimate variation in loess and paleosol from the Buenos Aires formation (Buenos Aires, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 1998, **11**: 561~570
31. Robinson S G, Maslin, M A, McCave I N. Magnetic-susceptibility variations in upper Pleistocene deep-sea sediments of the NE Atlantic- Implications for ice rafting and paleocirculation at the last glacial maximum. *Paleoceanography*, 1995, **10**: 221~250
32. Rohling E J, Grant K, Hemleben C, et al. New constraints on the timing of sea level fluctuations during early to middle marine isotope stage 3. *Paleoceanography*, 2008, **23**: PA3219, doi:10.1029/2008PA001617.
33. Rochette P. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structural Geology*, 1987, **9**: 1015~1020
34. Saunders D F, Burson K R, Thompson C K. Observed relation of soil magnetic susceptibility and soil gas hydrocarbon analysis to subsurface hydrocarbon accumulation. *AAPG Bulletin*, 1991, **75**: 389~408
35. Selkin P, Gee J, Tauxe L, et al., The effect of remanence anisotropy on paleointensity estimates: A case study from the Archean Stillwater complex. *Earth and Planetary Science Letters*, **183**: 403~416, 2000.
36. 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., and Allen, J.F. (Eds.). <I> Sci. Program Drill. Ocean>, 1995, **145**: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 283~292
37. Thompson R, Oldfield F. *Environmental Magnetism* (George Alien & Unwin, London, 1985).
38. Verosub K L, Roberts A P. Environmental magnetism: past, present, and future. *Journal of Geophysical Research*, 1995, **100**: 2175~2192.
39. 王喜生, 杨振宇, Løvlie R等. 黄土高原东南缘黄土-古土壤序列的环境磁学结果及其古气候意义. *科学通报*, 2006, **51**(13): 1575~1582
- Wang X S, Yang Z Y, Løvlie R, et al. Environmental magnetism and paleoclimatic interpretation of the Sanmenxia loess-paleosol sequence in the southeastern extremity of the Chinese Loess Plateau. *Chinese Science Bulletin*, 2006, **51**(22): 2755~2762
40. Watkins S J, Maher B A. Magnetic characterisation of present-day deep-sea sediments and sources in the North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, **214**: 379~394
41. Worm H-U. On the superparamagnetic-stable single domain transition for magnetite, and frequency dependency of susceptibility. *Geophysical Journal International*, 1998, **133**: 201~206
42. Zhou L P, Oldfield F, Wintle A G, et al. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess. *Nature*, 1990, **346**: 737~739.
43. Zhu R X, Hoffman K A, Potts R, et al. Earliest presence of humans in northeast Asia. *Nature*, 2001, **413**: 413~417
44. Zhu R X, Matasova G, Kazansky A., et al. Rock magnetic record of the last glacial-interglacial cycle from the Kurtak loess section, southern Siberia. *Geophysical Journal International*, 2003, **152**: 335~343
45. 朱日祥, 邓成龙, 潘永信. 泥河湾盆地磁性地层定年与早期人类演化. *第四纪研究*, 2007, **27**(6): 922~944
- Zhu R X, Deng C L, Pan Y X. Magnetostratigraphy of the fluvio-lacustrine sequences in the Nihewan basin and its implications for early human colonization of northeast Asia. *Quaternary Sciences*, 2007, **27**(6): 922~944

利用 FORC 技术研究趋磁细菌磁小体铁矿的几点体会

李金华 秦华峰

趋磁细菌(Magnetotactic bacteria, 简称 MTB)能在细胞内合成由生物膜包被的、纳米尺寸、单畴磁铁矿或胶黄铁矿晶体颗粒, 被称为磁小体。磁小体在细胞内多呈单链或者多链沿细胞长轴方向排列, 作为 MTB 的“生物磁针”, 感受地球磁场或者外加磁场而使细胞沿磁场方向定向游弋。一阶反转曲线(First order reversal curve, 简称 FORC)技术是近年来发展起来的一种多磁滞回线的测量技术。和

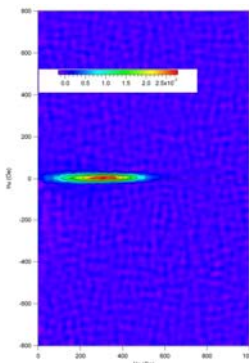
传统的磁滞回线相比, FORC 图能给出磁性样品详细的矫顽力分布和磁畴状态, 同时还能半定量地确定磁性颗粒间的磁相互作用。近几年, FORC 技术受到众多研究者青睐, 用于 MTB 磁小体的岩石磁学研究。

本文就应用 AGM2900 测量趋磁螺菌 AMB-1 磁小体的 FORC 曲线、FORC 图的计算以及解释三方面谈几点体会。

1. 样品制备和测量

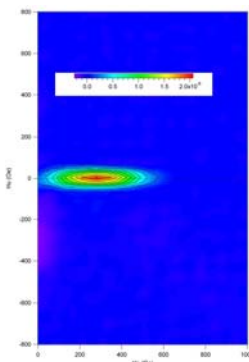
样品量: AGM2900 的灵敏度为 $1.0 \times 10^{-11} \text{ Am}^2$ 。测量的时候需要用无磁性的胶将样品粘在探头上。合适的样品量是获得稳定测量信号的关键。一般来说, 粘在探头上样品的饱和磁化强度 M_s 大于 10^{-9} Am^2 合适。对于趋磁细菌样品, M_s 在 $10^{-7} \sim 10^{-8}$ (大致相当于 $10^8 \sim 10^9$ 个细胞) 最为合适。

样品的准备: 细胞样品含有大量的水分和有机成分。建议采用低温冷冻干燥预处理细胞, 这种方法可以避免常温空气中干燥容易导致磁铁矿氧化, 获得的全细胞粉末样品容易以随机排列方式, 紧密的粘贴在测量探头上。但是, 干燥过程容易导致细胞失水变形, 磁小体之间和细胞之间的间距缩小, 测量的结果可能偏离真实情况。

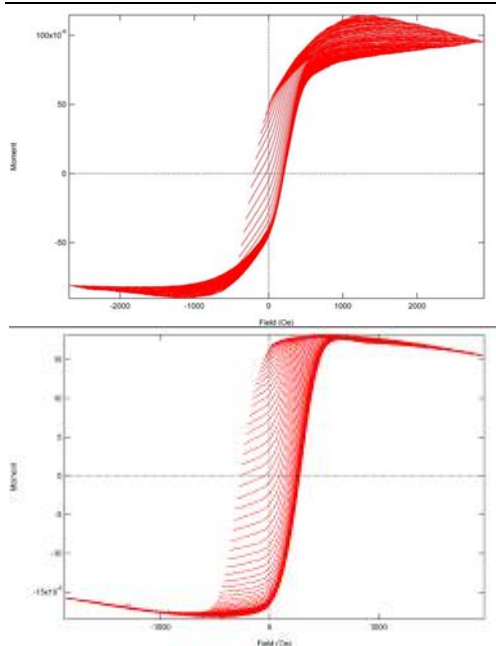


湿 AMB-1FORC 图 (SF=3)

采用高速离心除去游离水获得湿的全细胞样品, 理论上能获得较为真实的结果。然而, 要特别注意, 在调谐参数时, 细胞容易随外场发生转动而定向而表现出明显的各向异性。



冻干 AMB-1FORC 图 (SF=3)



随意排列 AMB-1 FORC 曲线 (上图)
沿磁场定向排列 AMB-1 FORC 曲线 (下图)

样品粘贴: 这一步非常关键。少量胶能粘住样品即可, 样品均匀涂抹在探头小玻片的中央稍靠前部位。装上探头之前, 轻轻晃动探头将未粘牢的样品除去。(冬天人容易带电, 接触仪器和探头之前一定要事先放电)

磁滞回线: 一般进行 FORC 测量之前, 建议进行磁滞回线的测量。根据磁滞回线的闭合状况、矫顽力、饱和磁化强度、形状等信息判断样品量和粘贴是否合适、以及设定 FORC 的测量参数。

测量参数的选择:

饱和磁场: 1000 mT 即可; H_b : ± 800 Oe;
 H_c : 0—1000 Oe;

Average time: 每个点测量的时间, 一般为 100ms, 信号弱的样品可以采用 200ms;

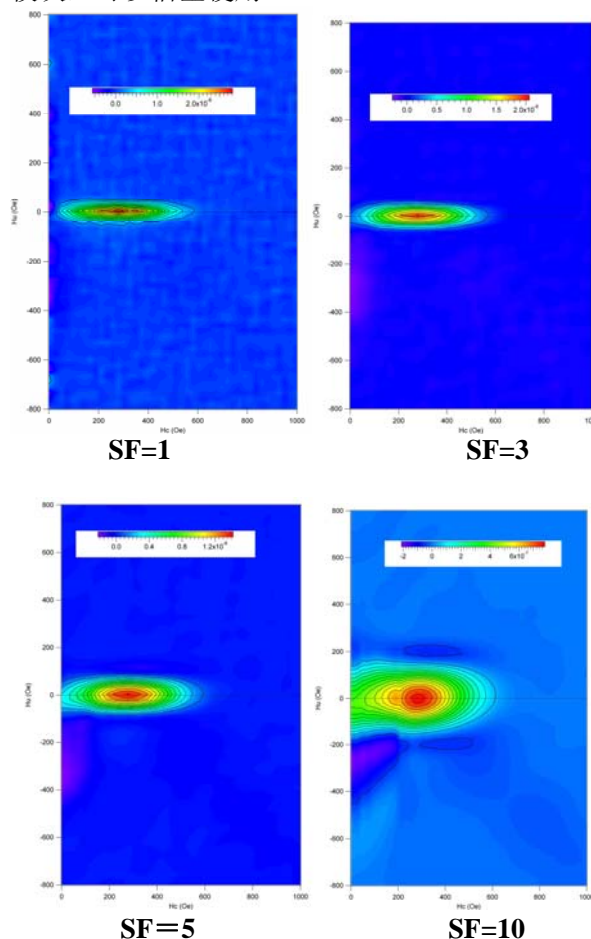
Numbers: 测量的小磁滞回线条数, 80-120 条即可。

2. FORC 图计算中平滑因子的选择

目前有很多计算 FORC 图的程序和软件。其中四种在我们实验室都有使用, 包括基于 Igor Pro 软件平台的 FORCinel v1.05 (Harrison) 程序, 基于 Matlab 平台的 FORCO-BELLO MATLAB code version 0.99c (Winklhofer) 程序, 基于 mathematica 4.1 平台的 PMCFORC analysis (Muxworthy) 程序和 FORCIT (Acton) 程序。四种程序有稍微的差别: 差别处在于两点, 一是二阶偏导的求取, 主要有两种方式, 一种为多项式拟合, 用联立二次项系数表示偏导数的值, 另外, 也有直接用二次差分得出偏导数的值。其次的差别在于对于噪音的处理, 有采用光滑因子做平均光滑处理, 也有利用高阶滤波对数据进行处理。

然而, 其处理结果基本相同。对所有的计算程

序而言, 选择合适的平滑因子是获得理想 FORC 图的前提。在处理信号弱的样品时, 需要选择大一点的平滑因子。需要注意的是平滑因子的选用和大的平滑因子对 FORC 图形有很大的影响。加大平滑因子会导致 FORC 图分布展宽、或掩盖掉一些信息(见图)。很多学者推荐使用的平滑因子为 1-3。FORCinel v1.05 提供了一个计算最优化平滑因子的模块, 可以借鉴使用。

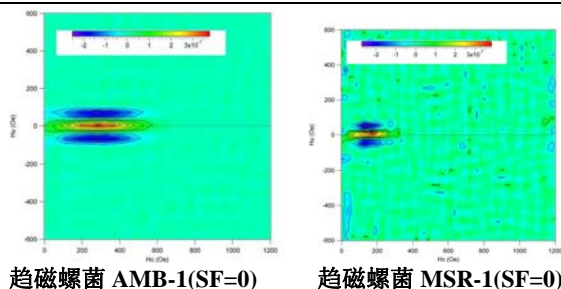


3. FORC 图的解释

磁小体链内存在沿磁小体链主轴方向的强正相互作用, 使整个磁小体链呈现理想的拉长形 SD 颗粒的行为。然而, FORC 对磁小体链内的正相互作用似乎并不敏感, 表现为全细胞样品的 FORC 图都表现窄的纵向分布。

FORC 图沿着水平轴向的完全闭合等值线分布图较好的展示了趋磁细菌磁小体的单磁畴性行为。很多学者将 FORC 图和纵轴的相交解释为 SP 行为, 也有学者认为这是由于处于 SD 和 SP 颗粒边界的磁性颗粒或粘滞 SD 颗粒的行为。

另外, 我发现不采用平滑因子时, 趋磁细菌磁小体的 FORC 图具有明显不同于采用平滑因子计算所得的 FORC 图, 表现为一个现实 SD 行为的正分布和位于这个正分布上下各一个几乎对称的负分布。这个现象我还不能解释。



关于 FORC 图的解释需要很深厚的物理基础，这也是我们实验室最为缺乏的一点。这将会成为我们应用 FORC 技术中一大障碍。

文化动态

科学与文学（连载）之一 ——《被缪斯遗忘的角落》

张春霞

谈到科学与文学，估计大部分人的观点是：科学与文学分属不同的领域，科学家与文学家更是各行其道互不交叉；科学与科学家在普通人心中近似于“神话”，普遍被认为是一心只读“圣贤”（专业领域）书，两耳不闻“世上”（非科学领域）事，近似不食人间烟火之“圣人”；由于科学家给人总的印象都是成天坐在实验室，摆弄机器，计算数据，生活单调，性格孤僻等等，于是在被神话的同时，亦未能幸免于被“妖魔化”，女博士是“第三类人”或者“灭绝师太”等言论更是甚嚣尘上，对于从事科研者，坊间亦有言曰“呆硕傻博”等等。如此的看法未免太过偏颇，但在一定程度上却反映了现代科学与文学，更确切地讲是科学工作者与大众或者是大众文化之间的隔膜；由于缺乏文化底蕴，未免让世人诟病。

其实在科学与文学发展的历程中，它们一直是相辅相成，有机地统一在一起的。翻阅那些过往的文学大家和科学家的事迹，我们不难发现在他们身上科学与文学（涵盖哲学和艺术）被有机地统一在一起，且被有效地整合并彼此促进。

苏格拉底是古希腊著名的思想家，是一系列哲学家的鼻祖，他的爱好却是自然科学；正是因为对自然科学的爱好，使得苏格拉底成为西方哲学史上第一位将集中于对物质环境与自然现象的理论探究转入了对人生事务、道德问题及人伦问题研究的哲学家。而现代科学的奠基者伽利略，是文艺复兴后期意大利物理学家、数学家和天文学家，被称为欧洲近代自然科学的创始人之一，他的爱好却是音乐和绘画。那因为《蒙娜丽莎的微笑》而被世人所熟知的达·芬奇，不但是意大利文艺复兴全盛事情著名的美术家，更是自然科学家和工程师，被誉为

是人文主义和科学精神的总代表和最高体现者；他将艺术和科学研究结合起来，把解剖学的研究范围扩大到整个人体，深入到内部器官构造。为了艺术的完美统一，达·芬奇研究过光学、力学、植物学以及地质学、数学。他的绘画风格不但影响了米开朗基罗和拉斐尔等许多艺术家，在科学方面，他的研究成果和方向更是启发了同时代的哥白尼和后代的科学家。爱因斯坦是 20 世纪最伟大的自然科学家，最杰出的物理学家，现代物理学的开创者，被称为物理学革命的旗手；他不但是位伟大的科学家，而且还是一位出色的小提琴家，对音乐有很深的造诣，在那些艰难和苦闷的日子里，正是音乐为他驱散了忧郁和喧嚣，驱走了混乱和邪恶；另外他喜欢阅读哲学著作，并从哲学中吸收思想营养，他相信世界的统一性和逻辑的一致性。他的“相对论”是人类思想史上最伟大的成就之一，因为它彻底改变了人们对时空观的认知，带来了整个物理学的革命，由此爱因斯坦一直被公认为 20 世纪最伟大的思想家之一。

我国现代地球科学和地质工作奠基人李四光，不但是世界著名的科学家、地质学家，也是知名的教育家和社会活动家。中国近代地理学和气象学的奠基人竺可桢，更是我国著名爱国教育家，是我国文化史上的重要人物。著有《射影曲线概论》《射影曲面概论》等专著的我国著名数学大师苏步青，还是位文学大师，写作大家和诗人。他不仅读诗，更有作诗兴趣，几十年笔耕不辍，写了近千首诗作，曾出版《苏步青业余诗词钞》。茅以升，中国桥梁学家、土木工程学家，不但著有《桥梁应力》、《钱塘江桥》、《武汉长江大桥》、《中国古桥与新桥》等专业著作，还著有《茅以升文存》《茅以升科普著作选》等，他的散文《中国石拱桥》更被选入初中语文课本。

最近偶然看到关于我国著名地磁学家陈宗器先生的书，读到先生写给其爱妻的书信部分，突然就被他那流畅的文笔及字里行间饱含的深情打动了，在那些真情流露的文字里，脑海里显现的是一位和蔼可亲的学者用一颗真挚的心在向爱妻，更向世人诉说着科研工作的苦与乐——读陈先生文字的感觉就如读他那个时代如徐志摩、郁达夫等人的散文，真情实感，娓娓道来，一个科学家有着如此细腻的文笔，让人不免心生敬意与感叹。老一辈科学家们那充满诗意的热情、对科学真理的追求以及强烈的社会责任感是我们现代人所羡慕而又无法企及的。

其实，随着社会的发展与进步，当代人更应该青出于蓝而胜于蓝才对。可事实上却是学历的增高与文化知识的积累并不成正比，许多本应该是“常识”的东西，对于很多人而言却是“知识”。当被人戏称“有知识没文化”之时，我们不得不无奈地承认，早已在不知不觉中筑起了一道墙，把文学给拒之于门外了。那么究竟是从何时起，科学与文学成了两条平行线？究竟是为为什么，科学界成了被缪

斯遗忘的角落？

而这种种疑问，从出生于七十年代末的这代人的教育经历中也许可寻出蛛丝马迹的答案。上大学以前，在学校里所接触的文学教育，除了《语文》这一必考科目外，就是《历史》和《政治》了，而这些教育或者说学习的最终目的都是为了考大学。虽说“棍棒之下出孝子”，但在应试教育模式下却是很难出得了文学家。在进入大学之后，大部分理工科大学基本上不开文学方面的课程，就算语文在大学中也早已沦落成了公共选修课。我们这代人尤其是理工科的学生从小到大基本上在学校中从未受过正规的文学教育，更谈不上文学熏陶了。对文学的认知，也就仅限于个人的兴趣与爱好。虽说兴趣与爱好是最好的导师，但通过自发阅读所得毕竟有限，尤其是在信息和书籍都比较贫乏的小学和中学时期。大学时期条件稍微改善，但理工科大学的图书馆里文学类书籍少之又少（自己学校是如此，对于其他的学校不甚了解，凭主观臆断估计差异不大），而学校周围可供租来看的书，除了武侠就是言情（此类书籍不知是否应该归诸于文学的范畴）。

在人生初期，尤其是从小学至大学这一人生阶段的阅读，会对性格和人生观的形成或改善起着举足轻重的作用。和大部分同时代的人相比，自己也许算是在阅读方面涉猎较广的人。小学时看了大量评书和半文言的演义类书籍（家里仅有此类书），初中时读遍了琼瑶言情小说，高中时则有幸阅读了大量的世界名著，大学时入乡随俗看武侠，当然也接触了部分探讨人生和人性的文字，如日本川端康成、渡边淳一的所有著作、米兰·昆德拉的部分作品，对哲学类的书籍仅仅是触了触其皮毛，稍微接触了一下尼采的作品。一直以来在内心总是很羡慕那些博览群书的人，更羡慕那些对绘画、音乐等均有所涉猎的人；不只是羡慕他们丰富的知识，更羡慕他们对文学、音乐、绘画等艺术的体验。因为自己虽然所读并不多，但当去回望走过的路时，自己也不得不承认自己思想在潜移默化中已经受到了很大的影响。因为文学自起产生之日起，便被赋予了很多人文关怀和悲悯主义。文学不但可以为人的精神家园创造出诗意的生活，也可激发人类对待生命本身及自然的关注与热爱。

俞敏洪在北大 2008 年开学典礼上有这么一句话：“进了北大不仅仅是来学专业的，要读大量的书。你才能有资格把自己叫做北大的学生。”他为什么会说出这样的话，北大的学生又应该是怎样的呢？蔡元培先生曾以“思想自由、兼容并包”八个字作为北大校训，经过上百年的发展与沉淀，使北大形成了崇尚思想自由、崇尚个性张扬的文化氛围。假如北大的学生人人都只埋头于自己的专业，想来北大将不再能被称其为北大了。事实上，科学与文学一直是相辅相成的，如果说专业可以训练人的逻辑性思维，是理性的，那么文学则可以训练人的发散性思维，是感性的，它能开拓思路，激发思

想的火花，进一步促进科学的发展。初到京时，曾假装北大人，在未名湖畔漫步，那红楼、那博雅塔、那德先生与赛先生、那斯诺墓、那关于海子的传说……无不弥漫着文化的气息，深深吸口气仿佛都能感受到自由的氛围。想来北大之所以有着如此的魅力，与其学生对文学的关注和对北大文化的传承是不无关系的。另外，自由的学术氛围更促进了各学科的交叉与发展。

以前大家在一起闲聊说起近现代的名人和著名科学家时，发现民国时期在文学、戏剧、音乐、绘画、哲学伦理、教育和自然科学方面均出了很多大家，文学如茅盾、徐志摩、沈从文、郁达夫、钱钟书、林语堂等，戏剧如曹禺、田汉等，音乐如聂耳、冼星海等，绘画如徐悲鸿、张大千、丰子恺等，哲学伦理如张东荪、冯友兰等，教育如蔡元培等，自然科学部分见上面段落，给人感觉犹如雨后春笋齐发。如此的状况可能源于清末的洋务运动为我们中国几千年的封建文化带来了海外新鲜空气，改变了一种意识形态一统天下的局面，特别是中国近现代的内忧外患，促使懵懂中的国人不断地反思，不断地与西方文化融合，一种自由理念开始由知识分子向广大民众传播，正是这种自由理念，把中国从僵化的八股文化中解放出来，自由学风开始在中国大地萌芽成长。同时国民党虽“独尊三民”又“兼容百家”，坚持予新闻、出版、思想、学术和文化以自由的政策，因而于民国时期，中国的思想、文化和学术界才会呈现一派真正的“百家争鸣与百花齐放”的局面，并获得了足以标傲历史的巨大成就。由此可见自由的学风造就了民国文化的奇迹。

再回到当前的问题，不难发现应试教育使得科学与文学之间产生隔膜，这隔膜使得科学工作者的思想局限于专业领域内变得有些僵化，从而缺乏自由思想和氛围。如此循环往复，科学与文学将背道而驰，越行越远，隔膜将越筑越厚，最终将很难打破。就目前而言，要改善现在的状况难也不难。难，是不可能让所有的人都回头去恶补文学的知识，而这种恶补究竟会有多大的效果更是未知；细品味之下，又不难，因为只要每个人对周围的一切多些人性的关怀，对待生活、对待科学多些热情，为自己多留下些令生命感动的日子，一切即可迎刃而解。毕竟一种文化或氛围的形成，是共同努力的结果。

笔者的话：仓促之作，有些想表达的意思并未完全交代明白，作者将在下篇文字中继续阐述。并抛砖引玉，以期引起大家的共鸣。上述文字均为个人观点，不妥之处请读者多包涵。另外，部分内容参考了《一生要读知的 100 位世界名人》、《民国时期的文化名人与成就》和《自由学风造就民国文化奇迹》，在此表示感谢。

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。

责任编辑：刘青松 邓成龙

副编辑及美工：张春霞

电话：010-82998432, 82998426, 82998010

Email：

qsliu@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/PGL_Letters_2008_NO.2.pdf

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

