

# PGL

# Letters

第2期 (总第八期)



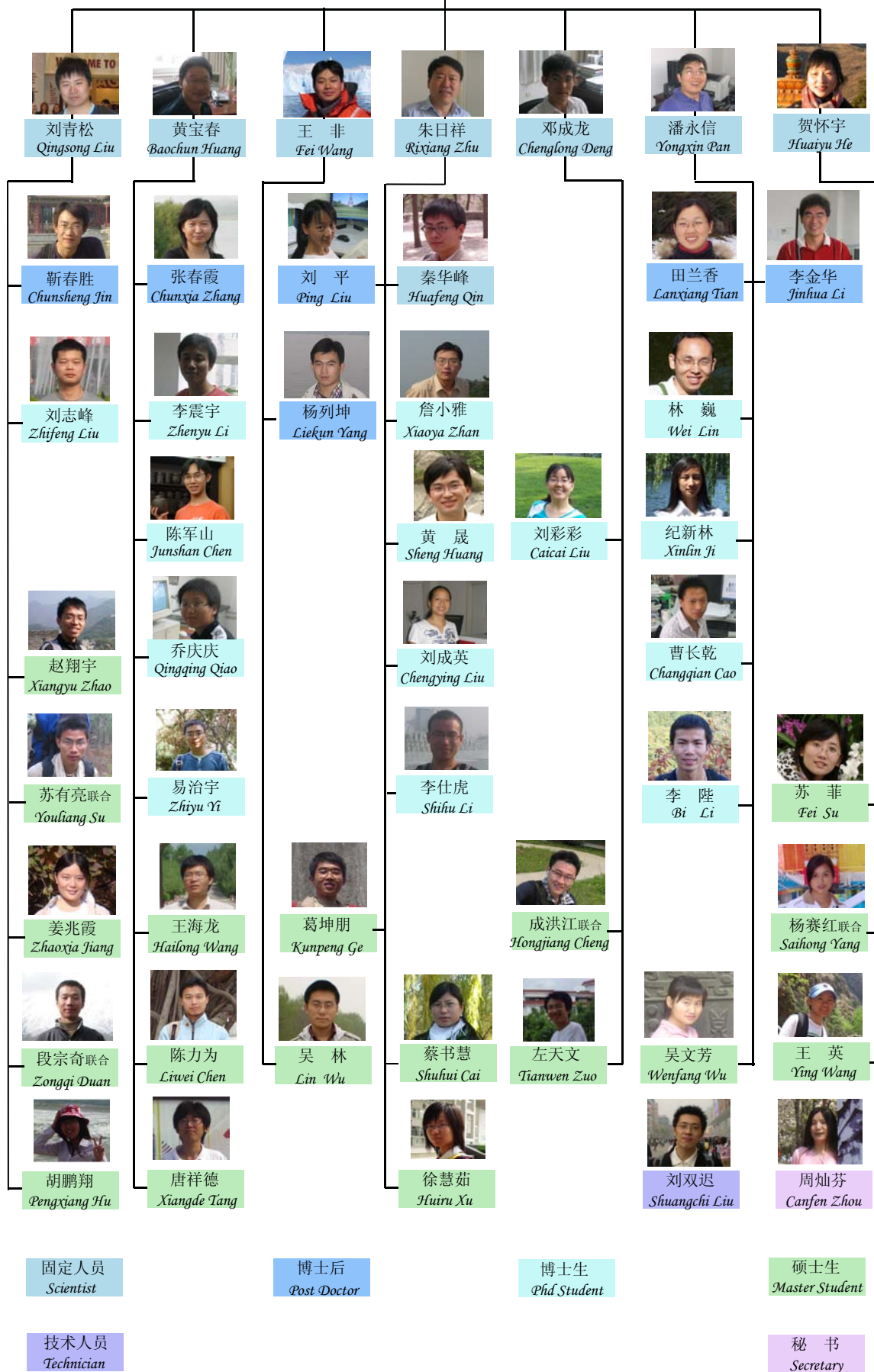
长城 (摄影: 张春霞)

# 2010

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

随着改革开放的实施以及经济的快速发展,出国留学对年轻的学子来讲早已不再是水中之月、镜中之花。当走出国门,踏进异域的校园之时,除了内心的激动之外,是否亦是心存忐忑?虽然科学不分国界,但怎样更好地去适应由于中西方文化差异所形成的教育模式的多样性,也就成了初涉异域的学子们所必须面对的难题。因此,本期的专题介绍特别推出在美留学与工作多年的胡一帆先生对高等院校地学教育的一些感受和想法,供大家参考。

目前,有很多关于铁的氧化物和氢氧化物的磁学性质方面的研究,但对Fe-Ni的性质却涉及甚少,本期的文献导读将专门向您介绍关于Fe-Ni岩石学及岩石磁学方面的综述文章。

近半年来,本实验室成果颇丰,尤其是年轻人表现尤为突出。近期的研究进展部分将特别推出了成果介绍,向大家逐一介绍本实验室各研究方向的最新成果。重点连载部分继续连载关于细菌等纳米磁性矿物的研究方法—磁性矿物研究中岩石磁学技术。

俗语云“铁打的营盘,流水的兵”,

其表达的意境亦适用于实验室,每年的6、7月份都会有学生毕业,而今年毕业生数目之多更是超越往年。在即将毕业之时,每个人感触都会有所不同,宣泄于笔端就形成了毕业论文的最后一个章节——致谢。本期在文化动态中,将实验室今年毕业生的致谢进行了整理汇总,从他们的言语中,也许会让您在不经意间忆起曾经相似的感触。

三国时期人才辈出,究竟孰弱孰强?本期《我看三国武将排名》将为您逐一数来。

该刊物宗旨:大家刊物大家办,办好刊物为大家!

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

征稿方式:该刊物将由我们实验室所有人员参与创作,同时欢迎同行业人员投稿。

发行对象:向本实验室内部人员,及国内外古地磁界的同行(参考资料)。

发行方式:电子版本(彩色)和纸质版本(黑白)。

栏目设置:详见本刊最后页。

# PGL Letters

第2期

2010年08月

## 目 录

### 人物介绍

张卫国.....1

### 专题介绍

谈谈对高等院校地学教育的一点想法.....

1

### 文献导读

Brief review of Fe-Ni studies in geosciences community .....5

### 研究进展

印度与亚洲大陆初始碰撞时限的新证据.....10

西班牙河流阶地土壤时序序列的环境磁学研究及其成土作用意义.....11

污染源样品在加热过程中磁性增强机制研究.....12

### 实验专栏

PGL古地磁实验几种仪器使用后数据整理和单位换算问题 .....13

### 重点连载

纳米磁性矿物的研究方法.....16

### 文化动态

第二届地球与行星内部国际研讨会.....26

今年上半年实验室已发表文章汇总.....28

今年毕业生之致谢文字集锦.....29

我看三国武将排名.....30



# 人物介绍



张卫国

华东师范大学河口海岸学国家重点实验室研究员，环境磁学实验室负责人。

1992 年于华东师范大学获地理学学士学位，1995 和 2001 年于该校分别获自然地理学硕士和博士学位。受英国文化委员会、英国皇家学会等资助，曾先后赴英国和美国进行合作研究。现任中国地理学会海洋地理专业委员会和环境变化专业委员会委员。

近年来，应用环境磁学方法，在环境污染、环境演变、物源区分等方面开展了研究，在长江和黄河入海泥沙的磁性区分、下蜀黄土的磁性特征、长江口及邻近海域沉积物磁性特征与物源判别、湖泊沉积物磁学特征与古环境重建等方面取得一定成果，发表论文六十多篇。2001 和 2004 年分别获上海市科委青

年科技启明星称号及其跟踪资助，2008 年入选教育部新世纪优秀人才计划。

# 专题介绍

## 谈谈对高等院校地学教育的一点想法

【胡一帆】

还是元月的时候，刘青松老师就在电邮中谈到 PGL 的这份内部刊物，问我能否谈谈一些在美留学的感想，顿时脑海里呈现出很多很多过往的经历，记不清思考这些问题有多久了，但断断续续也有 6、7 年了。真的非常感谢能有这样一次机会来总结整理并畅谈在美留学的一些看法。要写作一篇相关的文章的确很难，我只想以自身在吉林大学地球科学学院的 4 年本科和明尼苏达大学地质地球物理系近 4 年研究生的工作生活及学习经验进行对比，从教学和科研两个方面非常粗略地谈一下个人的体会，许多问题，片言只语很难深入，仅求以点带面，抛砖引玉，若能给读者带来思考，已是万幸。

学生以学为主，修课是学习的一个重要组成部分。总体而言，在这边上课还是难的：一方面和我本科阶段地质学课程学得不多有关，另一方面也和这边的教育理念有些联系。系里对于教学的宗旨是：“challenge student”。我修过本科生高年级的课，也修过研究生的课，前者多由极具工学院色彩的基础理论加商学院特色的案例教学所构成，而后者则基本都是文献阅读。大量的作业，应接不暇的考试，接踵而来的口试答辩和每周一次的实习训练带来的压力是实实在在的，其强度完全不亚于中学的备考，更何况是用自己不熟

悉的第二语言。开始的两年就是在许许多多仰望星空的不眠之夜下度过的。具体到每一门课，教授们甚少想给学生一个完整的理论知识体系，而在乎给学生一个又一个分析问题的方法，“少谈主义，多谈问题”也算这边的一个特色吧。我因转学地球物理而旁听了一年的地磁和古地磁，就是这种风格；第二年正式选课时，发现内容已经有了许多更新，文献有一半是新的。教授还故意给学生指定“劣质”文章，请学生分析，让学生上上大当，让我们明白即使是科学也有不完美和撒谎的地方。

明大地质与地球物理系的课程设置花样繁杂，教材是由任课教授选定的，这点和国内没什么区别。对照中美两边的教科书，以地球科学概论为例，两边的教科书知识框架覆盖范围大致相当，但这边的教科书的叙述要详尽得多，内容约为中文教科书的几倍。书中有大量彩色照片、插图，生动形象，诱人一读。相比之下，中文教科书显得较为单薄，只有骨架而缺血肉。在讲述同一数学定理、物理定律、化学反应或生物现象时，多以结论为主，内容相对有限。而美国的大部分教材则从推导步骤、发现过程、实验验证、现象解释、相关科学家介绍、趣闻轶事等多方面、多层次展开，比较有趣。另外中文的教材内容非常单一，叙述过于简略，离开教授讲授和辅导，学生难于自学；英文很多教材的内容则很丰富，叙述详细，方便自学；有某一专长或志向的学生，可以利用教科书的丰富内容，在教科书中展现的广阔知识天地里任意遨游，通过自学向纵深发展。

在修课的同时，我还得以结识了很多志同道合的朋友，借此也得到一个很好的机会观察来自世界各国的同学是如何学习地学的。总的来说，就是他们十分热爱自己的专业，比如学岩石的从小便做野外观测，案头

常常放有自己幼时亲手采来的标本，有的假期依然重操旧业；学地物地化的十分熬得住，四十出头一无所有却依然热忱不减。而决定中国学生所学专业的其实是取决于高考分数和毕业分配，所以中国留学生们在这里一有风吹草动便纷纷跳槽转业。过多的知识让学生失去了探索科学的童真和热情，社会的转型让学生过分早熟，承受了很多生存的压力。很多原本学地质学的同学转学更热门的金融或者统计就很常见。

对于研究生，一般来说，除了修一些必要的课程，做好本职的项目，还要帮助教授分担部分教学工作，毕竟这是奖学金的主要来源。作为很多本科教学的基础核心课，如岩石学、矿物学、地球科学概论、构造地质等都会配备实习课，这边的教授甚少亲自讲授实习课，完全放手让相关领域的硕士研究生或博士研究生设计教案，帮忙指导。一来减轻了教授本身就繁重的科研教学行政负担，二来也锻炼了研究生，只有遇到极为棘手的教学难题时，教授才会和研究生一同坐下来共商对策，同时在学期末设立学生独立评审体系，对教学质量进行把关。

在转到理论实验色彩更浓的地磁学和岩石磁学研究之前，我曾做过一些地球化学的工作，也跑了多次野外，感慨颇深。野外的生活，总体还是比较辛苦的，回想2003年兴城的海滨“度假”似乎过于甜蜜了一点。本科时代的各年级实习，是一个非常好的传统，从认识实习到专业实习，绝对是有必要继续进行下去，但这还不完全是真正和大自然接触的地质实习。回忆刚来美国的时候，我不懂开越野车，也不会搭建帐篷，野外生存的技能更是为零。采购食物、配置装备、制定行程安排，很多细节都是在这边一点点培养起来。而体魄方面也和本地的学生差距甚大：一次去沙漠的采样，每天都在被高温炙烤至

45度的地表上徒步,经常要攀登海拔一千多米的火山采集玄武岩标本,玄武岩的坚硬让采集成为一次次非常艰难的过程,再背着几十斤的玄武岩标本和其他装备上山下山更是不易。同行的导师和美国同学健步如飞,而我则是步履蹒跚,到达了10公里以外的营地,脚底全是水泡,全身疼痛。而这样的行程安排,持续了整整3周,沙漠里的1个月让我彻底与现代社会隔绝,但又感到这才是真正的地质学家过的生活。我因为烟酒不碰,所以每天采样归来没有太多“休闲娱乐”,更多是坐在篝火旁边,和导师聊天,反复按摩酸痛肌肉或者数数天上的星星,等寒风入夜时,才回帐篷入睡,那是一段非常值得怀念的日子。

限于篇幅,我想着重谈谈关于国内地学学院的长远目标以及发展定位的问题。在断断续续思考这个问题大约2年左右,我开始意识到这个问题的复杂性,很多相关的细节并不好理清,但现实又不断促使我坚持思考,因为这是一个非常重要的课题,各中起源来自我和两边毕业生及教授们的广泛交谈。

一般来说,高校毕业生理应成为社会的栋梁:是有自信、有责任、有目标、有幸福感的一个群体。但事实表明,能有如此心理体验的国内毕业生是少之有少的。里面原因非常复杂:一方面是因为大学是个非常脆弱的半开放体系,在与时代同步或不同步发展的过程中容易受到各类外界因素的强烈干扰,无论是文化的包袱、还是经济的危机和社会的转型等都可以给大学全方位沉重的打击,而不分地理界线,并极为深刻地影响着高校学子活跃而不成熟的思维及品格塑造。另一方面也有很多学校学院自身定位不够准确,在育人过程中理论脱离了实践,而后者某种意义上一定程度是前者的衍生物。

我一直在想自己的本科所在学院应该成

长为一个怎样的科研教育单位?是学习北京大学、南京大学和中国科技大学地科学院那样,成为基础理论创新,教学科研为主的院所,还是更多面向应用型,走“产学研”经济地质(石油天然气、矿产)的道路?其实二者无所谓优劣,各有好处,只要能发掘已有资源,立足自身特色,就是成功。具体到每个教授的研究方向,兴趣爱好也有不同,如果能结合起来,则更是学院一大幸事,这样能给不同类型的教授、学生以丰富的发展平台和广泛的多变空间。

国内很多211学校现在还实行着单轨制的精英教学,即教学授课和实践生产严重脱轨:重基础理论,轻实践生产。毕竟不是每一个学生都可以成为教授级别的人物,或者适合留在学术圈,大多数学生需要走上学以致用的工作岗位。反而更多的职业学校和专科学校对自身的定位却非常容易,坚持实用化的教育改革,培养的毕业生都能得以顺利就业。

明大地质地球物理系自19世纪中叶成立以来就一直走多元化育人体系建设的道路:坚持基础科学理论研究,实验技能创新以及野外训练相结合的培养模式,人尽其才,因材施教。对基础学术更感兴趣且有能力的学生,教授鼓励他们建立长远目标,夯实基础,开拓视野,并在大量阅读各类相关文献的同时钻研基础理论,提高实验技能,让这类学生在教学科研方面双轨并进。这是所谓的精英教学;而对致力于投身经济地质的同学,则着重培养锻炼其野外技巧,理论结合实践的能力,鼓励他们主动联系各类测绘制图所、矿业公司、石油能源部门,并在假期投身生产实习。这是所谓的实用化教育,学生们也因此为就业打下了坚实的基础。最后证明,两类不同的学生都能得到很好的发展提高机会,成为可塑之材:前者最后的归宿多为各

类高校的终身教授或助理教授；后者则成长为各类矿产油田企事业单位的技术工程师或管理部门的负责人。在挖掘学生潜力的过程中，教授们也实现了自我提高与再教育，所以是一个双赢的过程。这也给地球科学学院未来如何发展，深化改革提供了一个值得借鉴的思路。

另外教授们还鼓励并经常资助学生们与各类边缘交叉学科的同行人进行对话、合作，参加名目繁杂的学术会议。因为他们坚信广泛地和数学、物理、化学、化工、生物、统计、材料、计算机、天文、地理系的同行交流切磋一定能够迅速诞生海量的科研成果，开拓了双方视野的同时也丰富了学科的发展，加深了科学工作者对地球科学规律的了解，毕竟地学的发展与其他基础学科是相互依存的。每年10月的美国地质协会年会和12月地球物理协会年会都是全国全世界的同行交流的理想平台，几万名来自世界各地的地学工作者汇聚加州的旧金山，场面甚为壮观。会议的相关信息可以在<http://www.geosociety.org/meetings/>和[www.agu.org](http://www.agu.org)找到，太多的项目洽谈、科研合作、工作条约都是在这期间起草商谈。国家科学基金会(NSF)、各高校、中小学及学院、科研院所(Universities & Colleges & Middle schools & Primary schools)、国家航天航空局(NASA)下属各个分局、美国地质调查局(USGS)、教育部(Department of Education)、能源部(Department of Energy)、国家海洋大气总署(NOAA)、国家科学院(National Academy of Sciences)、谷歌地球(Google Earth)、国家地理杂志(National Geography)都在此时拿出最前沿的公共资源和与会者分享，还有其他非正式组织提供的资源更是数不胜数。学生们都反映每开一次这样的会，收获是不可估量的。

成功地释放了各类学生的潜能，使不同的学生能各得其所地得到发展，让大多数地质地球物理系的学生在毕业多年后，对母校仍然很有感情，具体表现在：系里每年来自历届校友的自发捐款数额一直很高，很多毕业生甚至捐赠了大量珍藏已久的各类岩矿、化石、陨石标本，还有一些毕业生捐赠了数套中小型仪器设备，供系里本科教学以及研究生们实验备用。

这同时也引出一个非常重要的话题：经费。众所周知，高校的经费来源主要由国家及地方政府财政拨款和在校学生学费构成，但因为校际间发展水平差距过大，国家对高等院校的投入没有也很难做到一碗水端平，大量的资金流向极少数名校，有了上顿没下顿是其他高校普遍面临的现象。缺乏持续稳定的资金来源，高校在科研和教学的改革发展上或多或少都经历过举步维艰的阶段。经济发达地区尚且有地方政府的财政保障，而欠发达地区的高校受资助的力度则要小得太多。虽然偶有港澳同胞、台湾侨胞慷慨解囊相助，如曾宪梓、邵逸夫等热心人士，但毕竟不是长久之计。另外不断攀高的高校学费早就让众多中低收入家庭难以承受，引发的一系列社会问题已经展露苗头并将在未来的数年内井喷式爆发。所以我们必需及时转换思路，不能过分依赖单一资金渠道。那到底如何才能使高校在获取资金渠道上实现多元化，做到可持续发展呢？

欧美和日本的众多公立私立学校曾经也深受类似问题困扰，但自从常青藤盟校开创了鼓励校友们捐款的先河，启动了一系列和捐款相关的制度和计划，这一问题得到了比较理想的解决。每一年，来自社会各方热烈的捐款约占这类名校收入的1/3，私立学校的总收入的20%，公立学校的10~15%左右，即使一般的社区大学(类似我国的大中专)也



有 5%~10% 左右的比例来自校友捐款，这极大地弥补了各校教育经费的不足，缓解了一次又一次的危机。当然，这也和欧美、日本的国情有一定关系，捐款行为能使捐款人这部分财产免被政府征收高昂的个人所得税，造福教育事业的同时还能获得社会的广泛赞许，并被媒体反复报道，所以才有了每年源源不断注入各所大学的资金，并形成了一个传统，风行多年。而我国绝大多数高校尚未启动相关机制，低收入群体在没有可靠的社会保证体制下，很难投身此项事业。政府对中产阶级和高收入群体税收监管体制仍然有待完善，另外捐款尚且不算投资，所以能带给这部分人士的“成就感”远不及基金、股市和地产的运营。

此外不得不提另外一个激发欧美、日本的校友对母校捐款热情的因素，那就是体育。以美国为例，学校之间的学术地位虽有差异，但风靡全国的各类体育比赛，如 NCAA

(National Collegiate Athletic Association) 却填平了这种沟壑，使得任何一所学校都能在同一起跑线上竞争。常青藤盟校虽然也有很强的优越感，但一般的州立大学决不会妄自菲薄。这样的大学文化下产生的副产品就是本校的学生因此获得了极强的校际凝聚力和自豪感，并延续到毕业之后，学生们最爱谈的口号就是：“every school is unique”。在此不得不承认体育自身的魅力对于激发学生对母校热情具有强大的能量。相比之下，我国的大学校际交流至今还非常的少，除了 90 年代末的全国大专辩论赛系列，现在尚不完善的中国大学生篮球联赛 (CUBA, Chinese University Basketball Association) 之外，再无其他分量较重，类似能够培养学生对母校热情的校际比赛。

其实诱发校友捐款的最重要因素还得追溯到质朴的母校情怀。正如上文所述，如果校友们认为在校期间真实地享受了优越的环境和获取个人发展的契机，真心希望母校做大做强，营造更好的环境给后来的学子，那捐赠则是水到渠成的事情，反之一个并不美好的 4 年回忆也许会成为阻碍捐款最现实的因素。高校的主体永远都是教授和学生，以学生为本，不断提高教育和科研水平，真正关注学生的成长的发展，不仅能让学生和教授共同受益，学校也一定能够在未来的时间里收获更多来自学生回馈的惊喜和厚爱。

限于篇幅，我想在此打住，并真诚地希望无论读者是什么样的身份，只要关心地学教育，都来静下心来读读，也许一些启迪就在里面。祝“开卷有益”。

2010.5.21

于佛罗里达大学地质系

## 文献导读

### **Brief review of Fe-Ni studies in geosciences community: A perspective from Experimental Petrology and Rock Magnetism**

【Yifan Hu】

Department of Geological Sciences, University of Florida, 241 Williamson Hall  
P.O.Box 112120, Gainesville, Florida 32611  
U.S.A  
E-mail: [huyifan925@ufl.edu](mailto:huyifan925@ufl.edu)

Unlike iron oxides and oxyhydroxides whose magnetic properties have been extensively and intensely studied by quite a few of Earth and Planetary scientists, many rock and mineral magnetic properties of Fe-Ni remain largely unknown. This may be attributed to the fact that

Fe-Ni could not naturally exist at the surface as well as subsurface of the Earth since there are numerous terrestrial processes related to thermal heating, aqueous hydration or other chemical reactions which could strongly alter its mineral composition. However, Fe-Ni is fairly ubiquitous in extraterrestrial environments especially in many types of meteorites where oxygen concentration is low and mineral hydration is uncommon.

Despite the ubiquitous existence of this mineral in meteorites, its forming mechanism in these natural environments is yet to be completely understood. Many experimental petrologists try to simulate the formation process and have successfully produced Fe-Ni as metal inclusions ranging from micron-sized blebs to submicron-sized elongated needles inside certain type of silicate mineral (mainly olivine, another common mineral presents in meteorite as well) by incorporating carbon as a reducing agent during thermal treatment. Therefore, these scientists subsequently declare that the metals should be relict product as silicate is reduced. (1981, Boland and Duba; 1981, Rambaldi and Wasson; 1994, Connolly *et al.*; 1997, Jones and Danielson; 2000, Lemelle *et al.*; 2003, Leroux *et al.*; 2005, Campbell *et al.*). As the mechanism of how olivine is reduced has well been characterized a few decades ago (Figure 1 and Table 1 1974, Nitsan) and this approach of making synthetic Fe-Ni alloy is repeatable in different labs across the world, the model so far has been the most convincing explanation. Recently, a few articles suggest that the presence of Fe-Ni particles down to a few nanometers can also be related to the reduction of olivine induced by shock (2007a and b, Van de Moortele *et al.*; 2009, Kurihara *et al.*; 2009, Hoffmann *et al.*) when meteorites are subjected to intense collision with other extraterrestrial objects e.g. asteroids. Optical images provide solid evidence of mineral modification in terms of its mineralogical change attributed to shock. Transmission Electron Microscopic (TEM) technique confirms the precipitation of Fe-Ni nano particles. In addition to these speculations, other scientists such as Cohen and Hewins, 2004 claim that desulfurization of trolite (FeS) could be another possibility to generate Fe-Ni if this iron-sulfide mineral exists in the same

meteorite.

Besides exploring how Fe-Ni is generated, its rock magnetism is of interest to geoscientists as well. Complex subsolidus phases of this mineral, however, complicate the investigation. Beginning in the early 80s of last century, David Dunlop from Toronto University and Peter Wasilewski from Goddard Space Flight Center, NASA have already done a few pilot studies of traditional magnetic properties (e.g  $M_r/M_s$ , Coercivity and Alternating Field demagnetization of saturation isothermal remanence spectrum) on Fe-Ni with various Ni content at room temperature (1981). Peter Wasilewski systematically measured how Ni content could affect hysteresis properties and thermomagnetic behavior ( $M_s$  vs  $T$ ) of alloy using synthetic samples. Also, he attempted to understand the difference of thermomagnetic behavior between ordered Fe-Ni alloys (1980, Clarke and Scott) and disordered Fe-Ni alloys (1988, Wasilewski, *GRL*).

In addition to interpreting the origin of Fe-Ni within meteorites and measuring its rock magnetic properties, several scientists have been trying to test whether Fe-Ni is reliable paleomagnetism recorder of magnetic field of the early solar system (4.5 billion years ago) when host rock or surrounding mineral (mostly silicate minerals) is subjected to thermal treatment (e.g. flash melting 2005, Desch *et al.*) to a point above its Curie temperature (Table 2) but below its melting point ( $\sim 1500$  °C) and hence acquires Thermoremanent Magnetization (TRM) in subsequent cooling in the presence of exterior field (1972, Banerjee and Hargraves; 1972, Butler; 1974, 1975, 1979, Brecher *et al.*; 1978, Lanoix *et al.*; 1981, Nagahara; 1979, 1982, 1983, 1986, Nagata *et al.*; 1979, 1988, Sugiura, Strangway and Lanoix; 1987, 1992, Collinson *et al.*; 2006, Uehara and Nakamura). Ben Weiss and his former student Ian Garrick-Bethell published one abstract in Lunar Planetary Science Conference (LPSC) 2009 displaying the nomo graph of Fe-Ni alloy with relatively low Ni content ( $<10\%$ ). This is the first time for the geosciences community to learn how the relaxation time of Fe-Ni varies as a function of temperature (Figure 2), which derives directly from the classic Neel equation (1949, Neel) and this theoretical approach establishes a fundamental basis which is of

significant value to the studies of paleomagnetism on Fe-Ni.

Richard Harrison from University of Cambridge brings the study of paleomagnetism on Fe-Ni to a higher level recently (2009 AGU, Harrison *et al.*). He implies that in order to test the reliability of Fe-Ni as possible paleomagnetism recorder, it is important and essential to examine the unit cell and crystal structure of the mineral prior to or during any high-temperature measurements. Two types of Fe-Ni alloy in terms of its distinctive crystallographic structure could transform to each other at certain range of temperature even as low as 350 °C (Figure 3 2006, Cacciamani *et al.*). Amongst these two alloys, the body-centered-cubic (bcc) one is a ferromagnetic phase and the face-centered-cubic (fcc) one is a paramagnetic phase. The latter phase could convert into the first phase as temperature is elevated, through which the magnetization of the mineral is significantly enhanced, yet the reverse conversion occurs at different temperatures besides Curie point. Therefore, the effort will provide us perspective other than traditional rock magnetism methods into the suitability of Fe-Ni for future paleointensity research. This work is in collaboration with Joshua Feinberg from Institute for Rock Magnetism over University of Minnesota and it will be published on *Meteoritic and Planetary Sciences* soon.

Other than thermal treatment, ultra high static pressure is confirmed to be another factor responsible for the phase transformation of Fe-Ni in terms of its magnetic structure. Stuart Gilder applied high static pressure (>16 GPa) to synthetic Fe-Ni alloy and implied that the results may be helpful to explain the conditions at the inner core (1998, Gilder, *Sciences*).

## FUTURE DIRECTIONS

Considering the study of Fe-Ni alloy plays a crucial role in a variety of research topics across planetary science community and paleomagnetism community, detailed investigation of this mineral with its subsolidus phases will allow scientist to have a better understanding of the physical and chemical conditions in the solar system and exo-solar system. Since the assemblage of unfamiliar

magnetic minerals found within meteorites generally obscure and complicate the overall magnetic signal, study on the basis of isolation of Fe-Ni from other more complicated magnetic alloys, e.g. cohenite (Fe, Ni, Co)<sub>3</sub>C or Schreibersite (Fe, Ni)<sub>3</sub>P will definitely start to establish a solid foundation leading to a deeper understanding of the complex geologic history of meteorites.

One process that has not received much attention is the effect of cryogenic thermal cycling on the remanent magnetism of Fe-Ni (2007, Kohout *et al.*). As the orbits of most asteroids and comets containing Fe-Ni are eccentric, which guarantees that these objects will experience heating and cooling during the course of their orbit around the sun or other stars, scientist should be able to design experiments to simulate such environment in the lab to observe remanence changes associated with these thermal perturbations experienced by meteorites as they pass by the Sun (at the perigee) or as they penetrate the Earth's atmosphere.

Furthermore, how the magnetism of Fe-Ni change when subjects to ultra-high dynamic pressure as opposed to static pressure has not been explored at all. The answer to this main constituent magnetic mineral of meteorite may help scientist reveal and interpret meteorites' shock history which may superimpose multiple collision events.

It's also unclear whether or not Fe-Ni could be produced in the process of reducing other silicate minerals (for instance pyroxene or plagioclase which also present in meteorites) as reducing agent other than carbon (H<sub>2</sub>) is incorporated (1982, Rambaldi and Wasson). This requires several further fundamental investigations regarding the stability field of these common silicate minerals with respect to their oxidation and reduction.

## REFERENCE

- Banerjee, S. K., & Hargraves, R. B. (1972). Natural remanent magnetizations of carbonaceous chondrites and the magnetic field in the early solar system. *Earth and Planetary Science Letters*, 17(1), 110-119.
- Boland, J. N., & Duba, A. (1981). Solid-state reduction of iron in olivine - planetary and meteoritic

- evolution. *Nature*, 294(5837), 142-144.
- Brecher, A., & Arrhenius, G. (1974). The paleomagnetic record in carbonaceous chondrites-natural remanence and magnetic properties. *Journal of Geophysical Research*, 79(14), 2081-2106.
- Brecher, A., & Leung, L. (1979). Ancient magnetic-field determinations on selected chondritic meteorites. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 20(2-4), 361-378.
- Brecher, A., & Ranganayaki, R. P. (1975). Paleomagnetic systematics of ordinary chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, 25(1), 57-67.
- Butler, R. F. (1972). Natural remanent magnetization and thermomagnetic properties of the allende meteorite. *Earth and Planetary Science Letters*, 17(1), 120-128.
- Cacciamani, G., De Keyser, J., Ferro, R., Klotz, U. E., Lacaze, J., & Wollants, P. (2006). Critical evaluation of the Fe-Ni, Fe-Ti and Fe-Ni-Ti alloy systems. *Intermetallics; European Congress on Advanced Materials and Processes (EUROMAT 2005), Prague, CZECH REPUBLIC.*, 14(10-11) 1312-1325.
- Campbell, A. J., Zanda, B., Perron, C., Meibom, A., & Petaev, M. I. (2005). Origin and thermal history of Fe-Ni metal in primitive chondrites. *ASTRONOMICAL SOCIETY OF THE PACIFIC CONFERENCE SERIES*, 341 407.
- Clarke, R. S., & Scott, E. R. D. (1980). Tetrataenite-ordered FeNi, a new mineral in meteorites. *American Mineralogist*, 65(7-8), 624-630.
- Cohen, B. A., & Hewins, R. H. (2004). An experimental study of the formation of metallic iron in chondrules. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 68(7), 1677-1689.
- Collinson, D. W. (1987). Magnetic-properties of the olivenza meteorite - possible implications for its evolution and an early solar-system magnetic-field. *Earth and Planetary Science Letters*, 84(4), 369-380.
- Connolly, H. C., Hewins, R. H., Ash, R. D., Zanda, B., Lofgren, G. E., & Bourot Denise, M. (1994). Carbon and the formation of reduced chondrules. *Nature*, 371(6493), 136-139.
- Desch, S., Ciesla, F., Hood, L., & Nakamoto, T. (2005). Heating of chondritic materials in solar nebula shocks. *Chondrites and the Protoplanetary Disk*, 849-872.
- Dunlop, D. (1981). The rock magnetism of fine particles. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Volume 26. Issue 1-2. 1-26.
- Hoffmann, V. H., Mikouchi, T., Kurihara, T., Funaki, M., & Torii, M. (2009). Magnetic signature of experimentally shocked San Carlos olivines: Simulation of the neoformation processes of nano-sized Fe-Ni and magnetite particles in brown colored olivines of some martian meteorites (SNC). Paper presented at the 40th Lunar and Planetary Science Conference, (Lunar and Planetary Science XL), Held March 23-27, 2000 in the Woodlands, Texas, Id. 2194,
- Jones, R. H., & Danielson, L. R. (1997). A chondrule origin for dusty relict olivine in unequilibrated chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*, 32(6), 753-760.
- Kohout, T., Kosterov, A., Jackson, M., Pesonen, L. J., Kletetschka, G., & Lehtinen, M. (2007). Low-temperature magnetic properties of the neuschwanstein EL6 meteorite. *Earth and Planetary Science Letters*, 261(1-2), 143-151.
- Kurihara, T., Mikouchi, T., Saruwatari, K., Kameda, J., & Miyamoto, M. (2009). Fe-Ni metal and magnetite nano-particles in "brown" color olivines from martian meteorites. 40th Lunar and Planetary Science Conference, (Lunar and Planetary Science XL), Held March 23-27, 2000 in the Woodlands, Texas, Id. 1049,
- Lanoix, M., Strangway, D. W., & Pearce, G. W. (1978). The primordial magnetic field preserved in chondrules of the allende meteorite. *Geophysical Research Letters*, 5, 73-76.
- Lemelle, L., Guyot, F., Fialin, M., & Pargamin, J. (2000). Experimental study of chemical coupling between reduction and volatilization in olivine single crystals. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 64(18), 3237-3249.
- Leroux, H., Libourel, G., Lemelle, L., & Guyot, F. (2003). Experimental study and TEM characterization of dusty olivines in chondrites: Evidence for formation by in situ reduction. *Meteoritics & Planetary Science*, 38(1), 81-94.
- Morden, S. J., & Collinson, D. W. (1992). The implications of the magnetism of ordinary chondrite



meteorites. *Earth and Planetary Science Letters*, 109(1-2), 185-204.

Nagahara, H. (1981). Evidence for secondary origin of chondrules. *Nature*, 292(5819), 135-136.

Nagata, T., & Funaki, M. (1982). Magnetic properties of tetrataenite-rich stony meteorites. (Symposium on Antarctic Meteorites, 7th, Tokyo, Japan, Feb. 19, 20, 1982) National Institute of Polar Research, Memoirs, Special Issue (ISSN 0386), , 744(25) 222-250.

Nagata, T., & Funaki, M. (1983). Paleointensity of the allende carbonaceous chondrite. (National Institute of Polar Research, Symposium on Antarctic Meteorites, 8th, Tokyo, Japan, Feb. 17-19, 1983) National Institute of Polar Research, Memoirs, Special Issue (ISSN 0386), 744(30) 403-434.

Nagata, T., Funaki, M., & Danon, J. A. (1986). Magnetic properties of tetrataenite-rich meteorites II. *Memoirs of National Institute of Polar Research*. Special Issue, 41, 364-381.

Nagata, T. (1979). Meteorite magnetism and the early solar-system magnetic-field. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 20(2-4), 324-341.

Rambaldi, E. (1981). Relict grains in chondrules. *Meteoritics*, 16(4), 378-379.

Rambaldi, E. R., & Wasson, J. T. (1982). Fine, nickel-poor Fe-Ni grains in the olivine of unequilibrated ordinary chondrites. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 46(6), 929-939.

Sugiura, N., & Strangway, D. W. (1988). Magnetic studies of meteorites. IN: *Meteorites and the Early Solar System (A89-27476 10-91)*. Tucson, AZ, University of Arizona Press, 1988, p.595-615. Research Supported by NSERC.

Sugiura, N., Lanoix, M., & Strangway, D. W. (1979). Magnetic-fields of the solar nebula as recorded in chondrules from the allende meteorite. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 20(2-4), 342-349.

Uehara, M., & Nakamura, N. (2006). Experimental constraints on magnetic stability of chondrules and the paleomagnetic significance of dusty olivines. *Earth and Planetary Science Letters*, 250(1-2), 292-305.

Van de Moortèle, B., Reynard, B., Rochette, P., Jackson, M., Beck, P., Gillet, P., et al. (2007). Shock-induced metallic iron nanoparticles in olivine-rich martian meteorites. *Earth and Planetary*

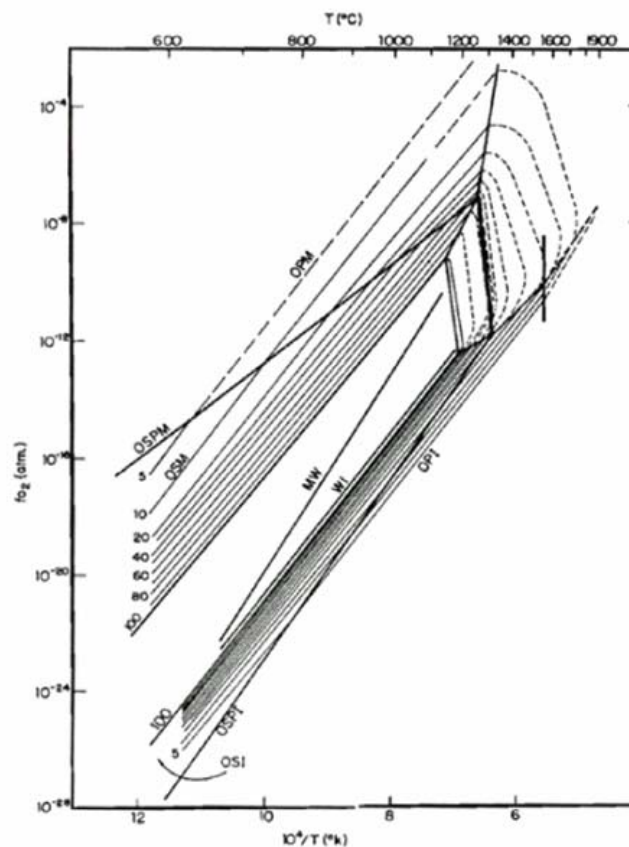
*Science Letters*, 262(1-2), 37-49.

Van de Moortèle, B., Reynard, B., McMillan, P. F., Wilson, M., Beck, P., Gillet, P., et al. (2007). Shock-induced transformation of olivine to a new metastable  $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$  polymorph in martian meteorites. *Earth and Planetary Science Letters*, 261(3-4), 469-475.

Wasilewski, P. (1981). Magnetization of small iron-nickel spheres. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 26, 149-161.

Wasilewski, P. (1988). A NEW CLASS OF NATURAL MAGNETIC MATERIALS: THE ORDERING ALLOYS. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 15, NO.5, 534-537.

## FIGURE AND CAPTIONS



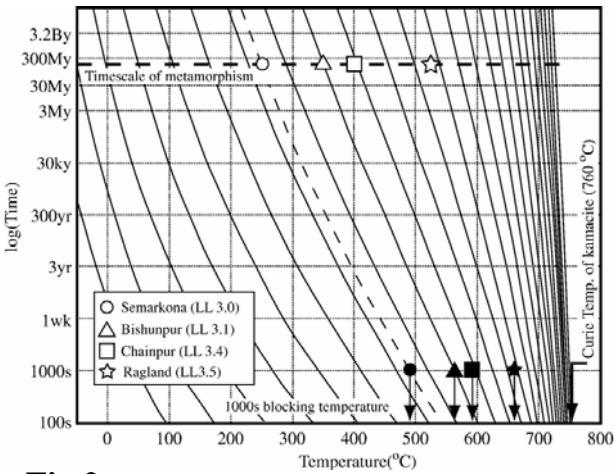
**Fig.1.** The stability fields of olivines of various fayalite contents with respect to oxidation and reduction at 1atm total pressure. Olivine of a given fayalite content is stable under  $f\text{O}_2$ -T (1974, Nitsan)

Taenite	$Fe_{0.8}Ni_{0.2}$	Ferromagnetic	620
Tetrataenite	$Fe_{0.5}Ni_{0.5}$	Ferromagnetic	550
Nickel	Ni	Ferromagnetic	358

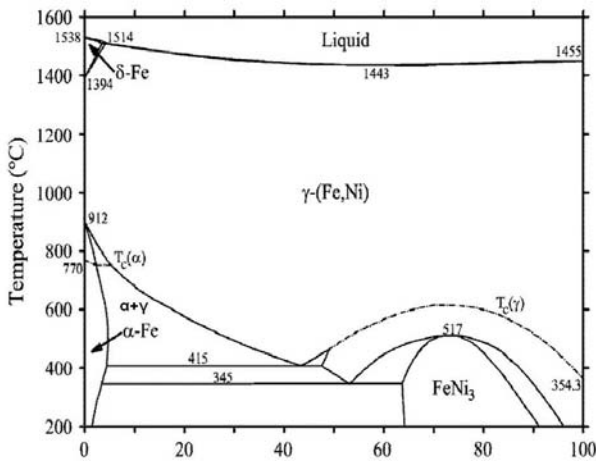
# 研究进展

## 印度与亚洲大陆初始碰撞时限的新证据

【陈军山, 黄宝春】



**Fig.2.** Time-temperature contour diagram for a particular ensemble of single domain kamacite ( $Fe_{1-x}Ni_x$  for  $x \leq 0.10$ ) from Garrick-Bethell and Weiss, 2009 LPSC



**Fig.3.** Equilibrium Fe-Ni phase diagram displaying phase equilibrium for various Ni content in Fe versus temperature. (2006, Cacciamani *et al.*)

**Table1** Equations of Isoactivity Curves of Olivine and Orthopyroxene Corresponding to Heterogeneous Oxidation-Reduction Equilibriums in the System  $MgO-Fe-SiO_2-O$  (1974, Nitsan).

**Table 2** Common Fe-Ni alloys in natural chondritic meteorites and their magnetic properties

Mineral Name	Chemical Formula	Magnetic Structure	Curie Temperature (°C)
Iron	Fe	Ferromagnetic	770
Kamacite	$Fe_{0.95}Ni_{0.05}$	Ferromagnetic	750~770

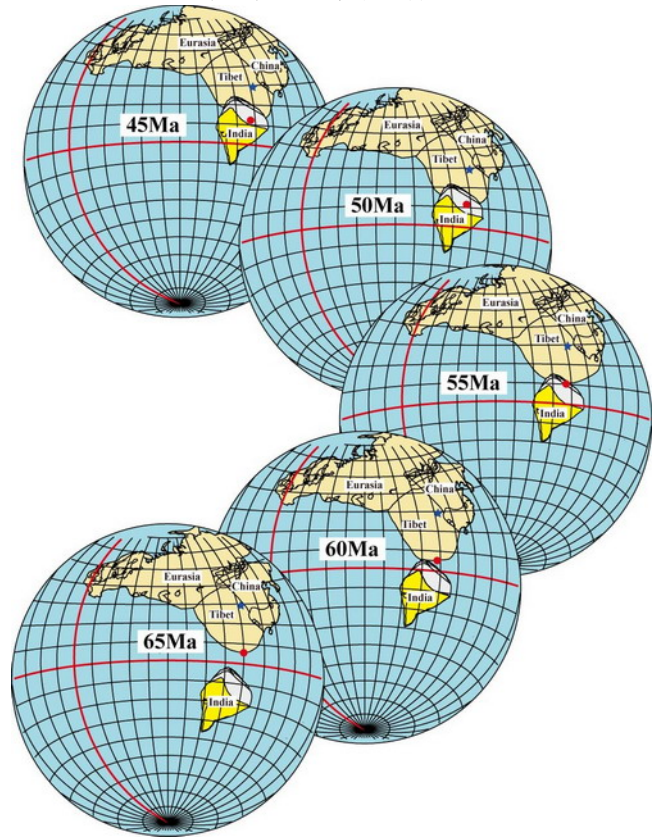


图 1 根据古地磁结果重建的印度与亚洲大陆 65-45Ma 的运动过程

印度与亚洲大陆碰撞形成了喜马拉雅造山带。该造山带是当今固体地球科学研究的重点和热点，是建立新的大陆动力学理论的最佳天然实验室。印度与亚洲大陆碰撞时限是正确认识和理解该造山带形成与演化、高原隆升的动力学过程等的起点。近南北向陆陆碰撞的最直接证据是碰撞带两侧块体在古纬度上的相互重叠。最近陈军山及其导师黄宝春等通过对拉萨地块南缘林子宗群火山岩和沉积岩夹层的古地磁学再研究，获得了最

新古地磁结果。

研究表明: (1) 亚洲大陆南缘在 Danian 期和 Ypresian-Lutetian 期之间, 未发生显著的构造旋转和南北向纬度变化, 在~20 Ma 内保持相对稳定地位于北半球低纬度地区; (2) 拉萨地块林子宗群形成时期的古纬度还与拉萨地块 Albian-Aptian 期塔克那红层的古纬度相当, 进一步表明拉萨地块很可能自晚白垩世 Albian-Aptian 期至古近纪 Danian-Lutetian 期期间均未发生显著的南北向运动; (3) 青藏高原内部和中亚腹地上大规模的碰撞后南北向构造缩短也因此被限定在林子宗群形成之后; (4) 由于印度板块在晚白垩世-晚渐新世 (~27Ma) 期间始终具有相对较快的北向漂移速率, 林子宗群形成期间, 拉萨地块相对稳定的古地理位置也进一步证明印度板块在古亚洲大陆南缘之下存在一定量的俯冲; (5) 现今古地磁资料所限定的印度与亚洲大陆的初始碰撞时间的下限为~50Ma, 上限为~65Ma; 如果以 Ali 等香港学者 (2005) 根据印度洋海底地形所限定的冈瓦纳大陆裂解之前的大印度板块为模型, 则印度与亚洲大陆的初始碰撞极有可能发生在 55-60Ma 之间。

该研究成果近期发表在国际地球物理研究的权威期刊 *Tectonophysics* (Chen, Huang and Sun. New constraints to the onset of the India-Asia collision: Pleaomagnetic reconnaissance on the Linzizong Group in the Lhasa Block, China. *Tectonophysics*, 489(1-4):189-209.

## 西班牙河流阶地土壤时序序列的环境磁学研究及其成土作用意义

【刘青松】

土壤在形成过程中会发生一系列的物理化学变化, 其中所含的磁性矿物对于深入理解这些变化至关重要。由于成土作用, 一般情况下, 土壤的 A 和 B 层会发生磁性增强的

现象。研究这些磁性矿物的演化过程及土壤磁性增强的机制, 是进一步揭示土壤的发生机理和相关的环境过程的前提。

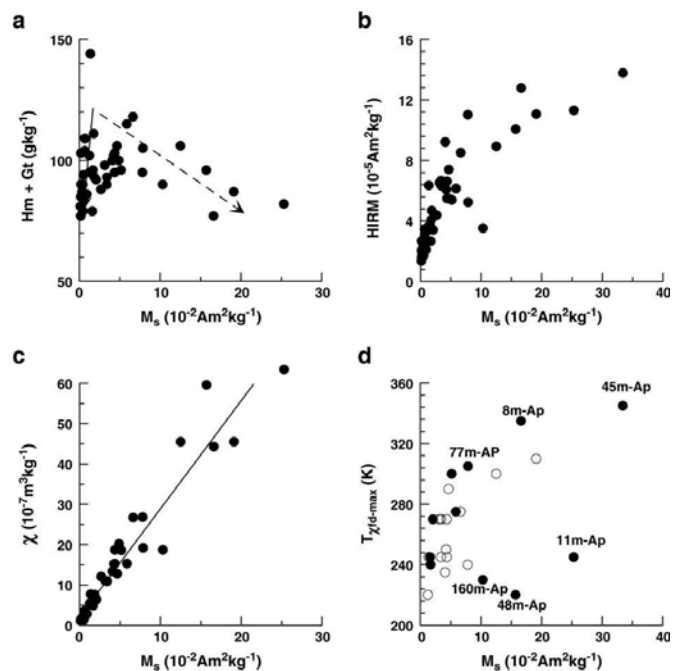


图 1: 西班牙河流阶地土壤时序序列的环境磁学结果与饱和磁化强度( $M_s$ )的相关图。a) 赤铁矿(Hm)+针铁矿(Gt); b) HIRM; c) 磁化率( $\chi$ ); d) 解阻温度( $T_{\chi fd-max}$ )。其中,  $M_s$  越大代表磁性矿物含量越高;  $T_{\chi fd-max}$  越大, 表示磁性矿物的平均粒径越大。

关于土壤磁性增强的机制, 目前有两种主流观点: 1) 在磁细菌的参与下, 生成纳米磁铁矿(magnetite), 而后由于低温氧化作用, 最终形成磁赤铁矿(Maghemite); 2) 粘土中的铁离子析出后, 首先形成水合氧化铁(Ferrihydrite), 之后再微氧环境下逐渐老化, 形成强磁性的磁赤铁矿。当磁性矿物的粒径超过一定限度后, 最终会转化为赤铁矿(Hematite)。在这个过程中, 针铁矿(Goethite)并不参与。这两种机制虽然都能生成磁赤铁矿, 但是其演化路径和所反映的地质环境完全不同。其中的关键问题就是量化这些纳米磁性矿物的粒径以及不同磁性矿物(主要是磁赤铁矿和赤铁矿)之间的关系。

最近, 通过对西班牙西北部的一个土壤

时序系列(soil chronosequence)的磁学性质详细的研究发现,与中国黄土高原沉积的黄土-古土壤序列不同,西班牙的土壤序列一直处于动态的环境之中,从而有机会追踪到磁性矿物转化过程的中间产物。结果如下:1)成土作用过程中,磁性增强分为两个阶段。在初始阶段,磁性矿物的粒径逐渐增大;之后,当颗粒的平均粒径达到~25nm(超顺磁和单畴颗粒的临界点)后,平均粒径保持稳定,磁性矿物含量的增加是磁性增强的主导因素;2)磁赤铁矿的含量和赤铁矿的含量线性相关。上述证据更加支持第二种磁性增强的机制。

该研究的意义在于,在自然土壤中,追踪到了磁性矿物转化的过程,确定了最可能的转化机制,这样可以更直接的和实验室模拟的磁性矿物过程对比,开辟了该领域的研究思路。

该成果发表在国际刊物 *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 上, Liu QS, Hu PX, Torrent J, Barrón V, Zhao XY, Jiang ZX, Su YL, Environmental magnetic study of a Xeralf chronosequence in northwestern Spain: Indications for pedogenesis, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 293, 144-156, 2010.

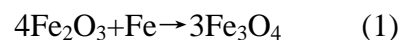
## 污染源样品在加热过程中磁性增强机制研究

【张春霞,刘青松,黄宝春】

热磁分析是古地磁学和环境磁学研究中常用的岩石磁学手段,它是通过研究热处理过程中样品磁学性质的变化来阐明磁性矿物的成分和粒度特征;常用的热磁分析手段,包括磁化率随温度变化曲线( $\kappa$ -T)、磁化强度随温度变化曲线(J-T)。但是,很多样品,尤其是污染来源的样品,在热处理过程中磁性

增强现象非常普遍,说明样品在加热过程中有强磁性矿物生成。由于前人研究显示大部分污染来源样品中均含有赤铁矿和纯铁颗粒<sup>[1-4]</sup>,我们推测污染来源样品在加热过程中的磁性增强可能来自于纯铁的还原作用。因此本文以赤铁矿和纯铁粉末作为研究对象,以热磁分析( $\kappa$ -T、J-T)、常温磁滞回线分析、低温实验等岩石磁学分析为主,结合扫描电镜SEM及X射线衍射(XRD)分析,力图揭示污染来源样品在加热过程中磁性增强机制。

将赤铁矿和铁粉末根据如下化学反应式(1),按照160:14(HI14)的质量比进行混合;为了进行对比试验,将赤铁矿和铁粉分别按照160:10(HI10)和160:5(HI5)的质量比进行混合;另外,为了区分有机碳的还原作用,将赤铁矿和有机碳(葡萄糖)按照160:14(HC14)的质量比进行了混合。



在Ar环境下从室温至700°C的 $\kappa$ -T结果显示,三组样品(hematite:Fe=160:5, 160:10, 160:14)加热后磁性增强幅度随着加入Fe量的增大而增大;当hematite:Fe=160:14时,样品磁性增强幅度随着加热次数的增多而增大。XRD结果显示,加热后产物中赤铁矿的含量随着加入Fe量的增大而减少,磁铁矿的含量则相反;另外,HI14的加热产物中磁铁矿的含量随着加热次数的增多而增大。以上现象说明,磁性增强的幅度取决于样品中纯铁颗粒的含量和加热的时间,即当样品中纯铁颗粒足够多,加热时间足够充分时,赤铁矿可被铁完全还原成磁铁矿。

在Ar环境下,HI14样品的分步加热 $\kappa$ -T实验及加热产物的XRD结果显示,当温度 $\leq 450^\circ\text{C}$ , hematite和Fe具有热稳定性;温度 $>500^\circ\text{C}$ ,磁铁矿出现,并随着温度的升高,含量逐渐增加。加热过程中新生成的磁铁矿是致使样品磁性增强的主导因素。在空气环境下加热同样会生成磁铁矿,但新生成的磁



铁矿随着加热时间的延长易发生氧化最终形成赤铁矿。

值得注意的是,当样品中有纯 Fe 颗粒存在时,  $\kappa$ -T 加热曲线在 600 °C 以上存在一逐渐降低的“tail”, 而 HC 样品的  $\kappa$ -T 加热曲线在 600 °C 以上与冷却曲线完全可逆, 且磁化率值接近零。因此, 加热曲线 600 °C 以上的“tail”是加热过程中铁颗粒区别于有机碳还原作用的显著标志。

以上研究揭示, 当样品中同时含有 hematite 和 Fe 时, 加热过程中 Fe 易将 hematite 还原成 magnetite, 导致加热后样品磁性显著增强。即少量 Fe 的存在就会造成样品在加热过程中磁性的显著增强, 该机制对于解释污染来源样品的热磁行为具有重要的意义。

该成果发表在国际刊物 **Geophysical Journal International** 上, Zhang, C. X., Q. Liu, B. Huang, and Y. Su. Magnetic enhancement upon heating of environmentally polluted samples containing hematite and iron. *Geophysical Journal International*, 2010, 181:1381-1394.

#### 参考文献

[1] Hopke, P.K., et al., Multielemental characterization of urban roadway dust, *Environ. Sci. Technol.*, 1980, 14,164-172.

[2] Muxworthy, A.R., et al., Magnetic properties and Mössbauer spectra of urban atmospheric particulate matter: a case study from Munich, Germany, *Geophys. J. Int.*, 2002, 150,558-570.

[3] Zheng, Y., et al., Magnetic properties of street dust and topsoil in Beijing and its environmental implications, *Chin. Sci. Bull.*, 2008, 53,408-417.

[4] Zhang, C.X., et al., Magnetic properties of different receptors around steel plants and their environmental significance, *Chin. J. Geophys.*, 2009, 52, 11, 2826-2839.

# 实验专栏

## PGL 古地磁实验室几种仪器使用后数据整理和单位换算问题

【葛淑兰】

PGL 古地磁实验室目前拥有诸多磁学先进仪器, 包括超导磁力仪(常规古地磁研究), 以及岩石磁学设备 VFTB, 低温 MPMS, 测量 AMS 和磁化率-温度曲线的 KLY-3, KLY-4 磁化率仪等。本文初步总结在通过这些仪器获取了相关数据之后, 处理这些数据的方法和程序、数据质量的判断以及实验结果的正确解译方法。测量对象是取自鄂霍次克海的沉积物样品。

### 一、居里秤 (VFTB)

本文所列出的实验结果是在 2010 年 3 月 27-28 日测量的, 实验内容是在 1T 强场下测量磁化强度和温度的关系, 实验操作严格按照实验室内 VFTB 操作指南进行, 在此不赘述。

VFTB 所获得的磁化强度-温度资料中, 文件为 rmp 格式, 可以用 excel 打开, 分隔符号只选择 tab 键即可。打开的文件(从第四行开始)有两套(set1 set2 分别是加温和降温过程)六列数据, 第一列为以 Oe 为单位的磁场大小, 第二列为被质量归一化的磁化强度 emu/g, 即磁化强度已经由机器自动质量归一化(对吗?)。第三列为摄氏温度, 第四列为时间(什么时间不知道), 第五列为磁化强度(?)的标准偏差百分数, 第六列为磁化率(emug/20), 在我的记录中该列为 n/a。根据以上得到的第二三列数据成图如下(图 1)。

Field/Oe mag/emu/g temp/centigrade time/s std dev/% suscep/emu/g/20

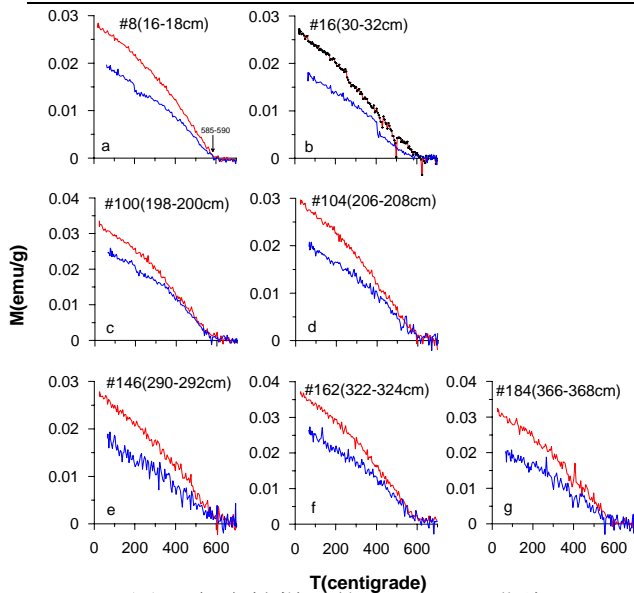


图 1 代表性样品的 J-T (1T) 曲线

针对上述数据处理和初步图形结果，有以下结论和问题：

1. 虽然曲线不很光滑，所有样品均在 580-600 °C 的剩磁消失和重新获取，表明磁铁矿的存在。
2. 样品是按照样品号顺序在一天内完成的，在图形中也发现样品之间的磁化强度相差不大，但是曲线的光滑程度却有逐渐下降趋势。比如在最后完成的 146-162-184 样品曲线显示强烈锯齿状。原因不明。这种锯齿状是否说明测量仪器或者测量过程存在问题？
3. 假如五列为磁化强度的标准偏差，是否表明一个温度点的磁化强度被测量了多次？，我们得到的是其平均值？在另外，该偏差值多在 10<sup>-4</sup> 数量级，少数可以达到 10<sup>-3</sup>，这与测量过程中屏幕显示的最小 3%，最大为 200-500%（在高温段）的数据明显不同。尝试把该偏差值除以磁化强度再乘以百分数，得到与屏幕显示相同的相对偏差。所以第五列数据是磁化强度的标准偏差数值，单位不是%。

## 二、低温量子干涉仪 (MPMS)

对上述七个样品进行了低温试验，在零场降温到 10K，施加 2.5T 强场，然后监测低温饱和剩磁在温度自 10-300K 间的变化，以揭示磁铁矿的在 110-120K 的 Verwey 转换和

赤铁矿在 250-260K 的 Morin 转换 (Dunlop&Ozdemir,1997,p50-54, p70)。

每个样品获得了 7 个类型的文件，分别是：  
\*.rso.dat,.rso.dat.gph,  
rso.diag, .rso.lastscan, .rso.lastscan.gph, .rso.ndat, .rso.raw (其中\*代表了样品号)。作图数据是根据第一个文件导出的，从 31 行开始用逗号作为分隔符。共获得 37 列数据，前面的五列如下所示，成图数据只用了四五列。从剩磁的单位 emu 来看（第五列数据），剩磁并没有被自动质量归一化，所以人工输入质量获得质量归一化剩磁结果(?)，为了更清楚地表明剩磁变化速率，也给出了 Mr-T 的一阶导数（阶段斜率），如下图所示（图 2）。

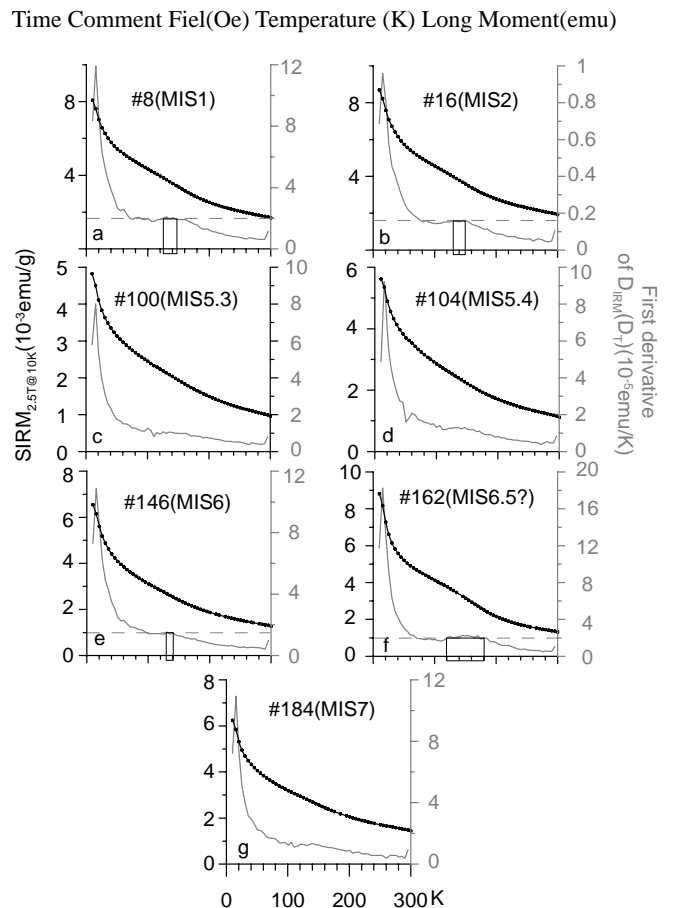


图 2 零场低温 (10K) 饱和和等温剩磁在 10-300K 升温过程中的变化 (黑色) 和一阶导数 (灰色)

虽然前面的 J-T 曲线毋庸置疑地揭示了磁铁矿的存在，但是在低温剩磁的升温过程中磁铁矿的特征 Verwey 转换却并不明显，也就是在 110-120K 之间剩磁并没有显著降低。

前人的研究发现, 有两个因素可能压制该转换。一个是钛含量, 当  $Ti^{4+}$  或者阳离子的加入晶格时, 可以降低  $Fe^{2+}-Fe^{3+}$  的电子跳跃, 所以降低了等方性温度点  $T_1$  (?)。第二个影响因素是低温氧化引起了晶格空缺, 这些空缺的存在会压制、宽化 (broaden) 甚至使得剩磁的这个转换完全消失。磁铁矿的磁赤铁矿化可以用这个方法鉴定。

在本次研究的样品中, 假如是  $Ti$  离子的加入使得 Verwey 转化几乎消失的话, 则钛磁铁矿的居里温度会随着  $Ti$  含量的增加线性降低。J-T 曲线所揭示的居里温度均集中在  $580-590^{\circ}C$  附近, 没有显示系统的降低。最有可能的原因是磁铁矿的低温氧化产生了磁赤铁矿。如何证实这个低温氧化过程的存在?

### 三、Micromag3900 磁力仪

进行了最高场为 1T 的磁滞回线 loop 和剩磁矫顽力 ( $B_{cr}$ ) 测量, 代表样品 (17 个) 还进行了 IRM 获得曲线测量。分别总结三种数据提取方法如下。

#### 3.1 LOOP

由于样品比较磁性较软, 所以最高场设为 1T 就可以达到使样品饱和的要求。文件名一般以样品号+LOOP 冠名。用 Excel 打开该文件, (从 82 行开始) 产生五列数据, 如下图。

Field (T)	Moment ( $Am^2$ )	Temperature ( $^{\circ}C$ )	Adjusted Field (T)	Adjusted Moment ( $Am^2$ )
-----------	-------------------	-----------------------------	--------------------	----------------------------

前两列是未经过顺磁校正的磁场和磁化强度, 第三列是监测温度, 第四五列是经过高场斜率校正的磁场和对应的磁化强度。磁矩单位为  $Am^2$ , 经过质量校正之后 (Moment/mass) 单位为  $Am^2/kg$ 。

关于 LOOP 测量, 线圈之间距离的拉近使得饱和磁化强度系统降低 (见下图 3)。而

且剩磁比值  $M_{rs}/M_s$ ,  $B_c$  均有不同程度的变化 (下图), 因此, 在测量同一批样品时, 应保持线圈的位置固定。

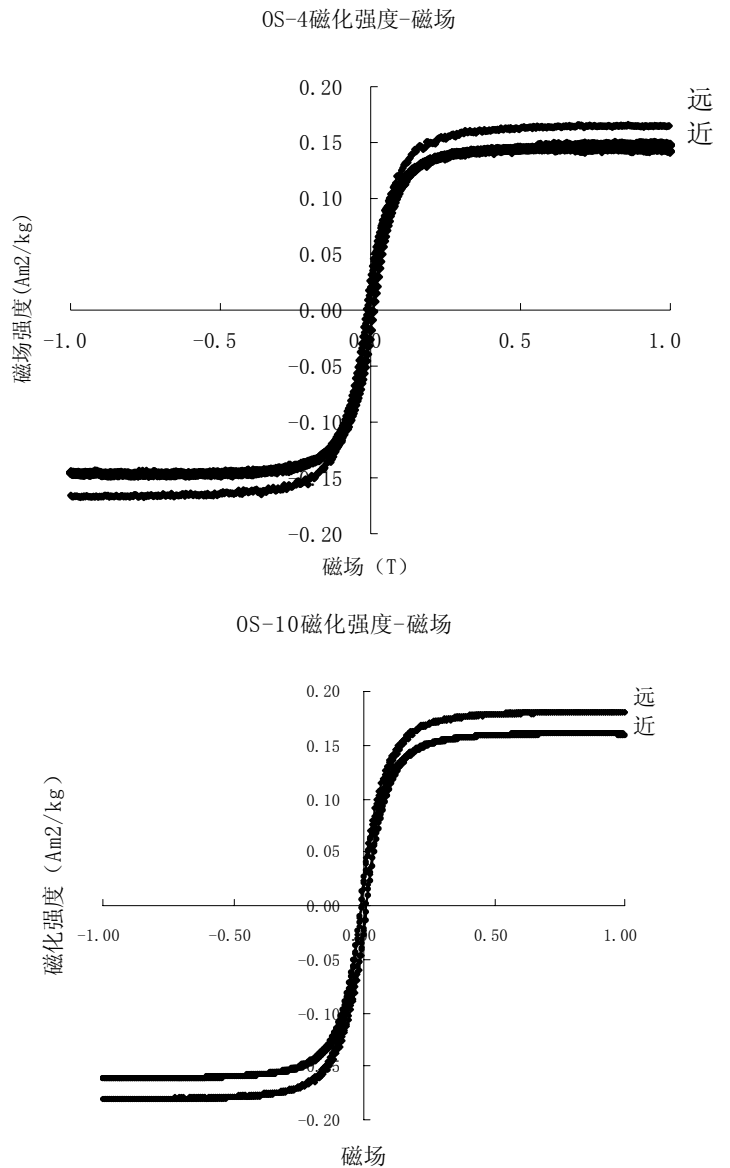
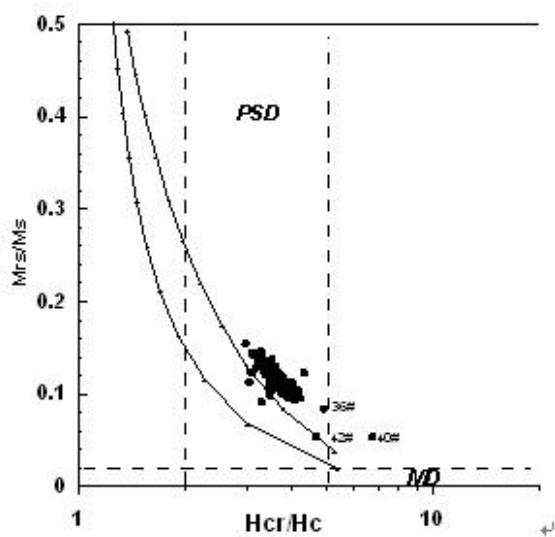


图 3 线圈远近测得的样品的矫顽力和剩磁比值

剩磁比值和矫顽力比值所得到的 day 图如下 (图 4)。样品磁性颗粒为较粗的准单畴颗粒, 沿着长条形的 SD 和  $15\mu mMD$  的混合曲线分布 (图 4 中上部线)。



致谢：在 3900、VFTB 和 MPMS 测量中分别得到刘彩彩、刘成英/姜兆霞、姜兆霞/苏有亮的大力协助。

## 重点连载

### 纳米磁性矿物的研究方法

【李金华】

#### 2 磁性矿物研究中常用的岩石磁学技术

##### 2.1 常用的岩石磁学参数

岩石磁学研究的对象非常广泛，包括合成磁性样品、天然样品和生物磁性样品等。合成磁性矿物包括磁铁矿（Magnetite）、赤铁矿（Hematite）、磁赤铁矿（Maghemite）、水合氧化铁（Ferrihydrite）、钛磁铁矿（Titaomagnetite）、钛磁赤铁矿（Titanomaghemite）、针铁矿（Goethite）、菱铁矿（Siderite）、胶黄铁矿（Greigite）和铁铬合金（Chromite）等，天然样品包括各种沉积物（海相、湖相和陆相）、土壤、火成岩、沉积岩、变质岩、俘虏体、陨石和城市灰尘等，而生物磁性样品则包括各种生物成因的磁性矿物，如趋磁细菌合成的磁小体磁铁矿、微生物在细胞外诱导形成的各种含铁矿物以及铁蛋白等。

岩石磁学测量一般包括测量样品的磁学特征与温度的变化曲线（M-T）和磁学特征与外磁场的变化曲线（M-H）。M-T 主要包括磁化率（ $\chi$ ）-T 曲线、饱和磁化强度（ $M_s$ ）-T 曲线和饱和剩磁（ $M_{rs}$ ）-T 曲线。在目前的实验条件下，可采用多种测量仪器的配合，获得 2 K 到 1000 K 甚至更高温度的测量范围。M-H 主要包括 ARM（非粘滞剩磁）及其获得曲线、SIRM（饱和等温剩磁）及其获得曲线、交变（AF）或直流（DC）退磁曲线、磁滞回线和一阶反转曲线（FORC）等。M-T 测量可以在有场（如  $M_s$ -T）、零场（如  $M_{rs}$ -T）或弱场（如 10 mT 下的磁化强度随温度变化曲线）、以及不同观测频率（如频率磁化率随温度变化曲线）等条件中进行，M-H 测量也可在不同温度下进行。通过测量 M-T 和 M-H 曲线，可以获得磁性样品的各种特征转换温度（表 1）和多种磁学参数（表 2）。综合使用这些参数，可以给出样品的基本磁学性质，并依此快速鉴别样品中磁性矿物的种类、纯度、相对含量、磁畴状态和颗粒尺寸等信息（Dunlop and Özdemir, 1997; Evans and Heller, 2003; 敖红 and 邓成龙, 2007; 刘青松 and 邓成龙, 2009）。具体如下：

（1）磁性矿物种类判定参数。利用特征转换温度判定磁性矿物的种类最为有效和准确。例如，利用热磁分析（如  $\chi$ -T 和  $M_s$ -T）和低温分析可以有效地鉴别磁铁矿、磁赤铁矿、针铁矿、磁黄铁矿和胶黄铁矿等磁性矿物。这些磁性矿物的居里温度或尼尔温度差别很大，磁铁矿在~120-125K 时存在 Verwey 转换、赤铁矿在~250 K 时存在 Morin 转变和磁黄铁矿具有 34 K 时的低温相变等。此外，矿物晶格中的缺陷（如掺杂和空位等效应）能影响其特征转换点温度以及磁学行为。因此，特征转换温度及其磁学行为不仅可以用来有效地识别矿物种类，还可以用来研究矿物的晶体化学结构等信息。



(2) 磁性矿物含量参数。常用磁化率(如  $\chi$ )、饱和等温剩磁 (SIRM) 和饱和磁化强度 ( $M_s$ ) 等参数来评估样品中磁性矿物的含量多少。当样品中混合有不同种类或不同粒度的磁性矿物时, 一般可以使用各种磁性参数的比值来粗略评估各成分之间的相对含量。例如, S-比值一般用来反映高低矫顽力磁性矿物的相对含量, ARM/SIRM 用来反映 SD 和准单畴 (PSD) 的含量, SIRM/ $\chi$  用来反映 SD 颗粒含量等。

(3) 磁性矿物粒度或磁畴参数。大多数磁学参数都能反映磁性矿物尺寸的相对大小。如  $\chi_{ARM}$  对 SD 颗粒反映灵敏,  $\chi_{ARM}/\chi$  被广泛用来判别磁性矿物颗粒的尺寸大小。Day 图、King 图和 FORC 图被广泛用来判别磁性矿物颗粒的尺寸大小及其磁畴状态。此外, 低温磁测量技术也能有效地鉴别和分离 SP、

SD 和多畴 (MD) 磁性矿物。

(4) 磁性矿物颗粒间相互作用参数。颗粒间的静磁相互作用能显著影响样品的磁学性质。通常用 ARM/SIRM vs  $H_{dc}$  图和 Wohlfarth-Cisowski 检验可以大致判断样品中磁性矿物颗粒间的静磁相互作用强弱 (Kobayashi et al., 2006; Moskowitz et al., 1993; Pan et al., 2005)。比如, Wohlfarth-Cisowski 检验的 R 值为 0.5 代表无静磁相互作用 SD 或无内退磁场效应的 MD 颗粒, R 值减小则反映 SD 颗粒间的静磁相互作用或 MD 颗粒的内退磁效应增强。另外, FORC 图沿纵轴的展布被用来直观地反映 SD 颗粒样品中颗粒间的静磁相互作用强弱。

表 1 常见的几种磁性矿物的特征

Table 1 Magnetic property of selected minerals

矿物	化学式	磁性类型	饱和磁化强度 ( $Am^2Kg^{-1}$ )	居里温度 $T_c$ (K)	其他转换温度 (K)
磁铁矿	$Fe_3O_4$	亚铁磁性	90-92	853	$T_v = \sim 122$
赤铁矿	$\alpha-Fe_2O_3$	斜交反铁磁性	0.4	-	$T_m = \sim 250$ $T_N = 948$
磁赤铁矿	$\gamma-Fe_2O_3$	亚铁磁性	70-80	863-948	
针铁矿	$\alpha-FeOOH$	反铁磁性或微弱铁磁性	$10^{-3}-1$	-	$T_N = 393$
六方纤铁矿	$\delta-FeOOH$	亚铁磁性	<10	$\sim 453$	
纤铁矿	$\gamma-FeOOH$	-	-		$T_N = 77$
硫铁矿	FeS	反铁磁性	-		$T_N = 578$
磁黄铁矿	$Fe_7O_8$	亚铁磁性	0.4- ~ 20	单斜晶系: $\sim 598$ 六方晶系: $\sim 543$	低温转换温度: 34 转换温度: $\sim 473$

胶黄铁矿 <sup>+</sup>	Fe <sub>3</sub> S <sub>4</sub>	亚铁磁性	~25	~606	-
菱铁矿 <sup>+</sup>	FeCO <sub>3</sub>	反铁磁性	-	-	T <sub>N</sub> = 38

注:

- (1) T<sub>c</sub> 指铁磁性或亚铁磁性物质的居里温度, 当 T > T<sub>c</sub> 时, 物质转变为顺磁性;
- (2) T<sub>v</sub> 指磁铁矿的 Verwey 转换温度, 当 T > T<sub>v</sub> 时, 磁铁矿为立方晶体结构, 当 T < T<sub>v</sub> 时, 为单斜晶体结构;
- (3) T<sub>N</sub> 指反铁磁性物质的尼尔温度, 当 T > T<sub>N</sub> 时, 物质表现为顺磁性;
- (4) T<sub>m</sub> 指赤铁矿的 Morin 转换温度, 当 T > T<sub>m</sub> 时, 磁化强度垂直赤铁矿 c 轴, 即在基面内, 当 T < T<sub>m</sub> 时; 磁化强度平行于 c 轴;
- (5) T<sub>c</sub>、T<sub>v</sub>、T<sub>N</sub> 和 T<sub>m</sub> 是矿物的特征转换温度, 受矿物纯度和粒度等因素的影响;
- (6) 数据来自文献(Dunlop and Özdemir, 1997; Evans and Heller, 2003; Harrison and Feinberg, 2009)

表 2 岩石磁学测量常用的磁学参数

Table 2 Selected magnetic parameters of rock magnetism

类别	参数	测量方法
磁化率参数 (susceptibility, $\chi$ )	$\chi_{lf}$ , 低场磁化率	< 1 mT
	$\chi_{hifi}$ , 高场磁化率	> 100 mT
	$\chi_{ferri}$ , 亚铁磁性磁化率	$\chi_{lf} - \chi_{hifi}$
	$\chi_{fd}\%$ 频率磁化率百分数	$(\chi_{lf} - \chi_{hf}) / \chi_{lf}$
	$\chi_{ARM}$ , 非磁滞磁化率	ARM/Bias field
剩磁参数	NRM, 天然剩磁	
	TRM, 热剩磁	
	IRM, 等温剩磁	
	SIRM, 饱和等温剩磁	
	ARM, 非磁滞剩磁	
	DRM, 碎屑剩磁	
	CRM, 化学剩磁	
标准磁滞参数	M <sub>s</sub> , 饱和磁化强度	磁滞回线
	M <sub>rs</sub> , 饱和剩余磁化强度	

	$B_c$ , 矫顽力	
	$B_{cr}$ , 剩磁矫顽力	反向场退磁
粒度参数	S-Ratio, 反映高低矫顽力磁性矿物相对含量	$-IRM_{300mT}/SIRM$
	ARM/SIRM, 反映 SD 和 PSD 含量	
	SIRM/ $\chi$ , 反映 SD 颗粒含量	
磁相互作用参数	ARM/SIRM vs $H_{dc}$	
	Wohlfarth-Cisowski 检验, IRM 获得曲线和退磁曲线	
Day 图	$M_{rs}/M_s$ vs $B_{cr}/B_c$ , 估计磁性矿物磁畴状态	
FORC 图	$H_b$ vs $H_c$ , 反映磁性矿物矫顽力场和相互作用场分布以及磁畴	
King 图	$\chi_{ARM}/\chi$ , 估计磁铁矿颗粒粒度和含量	

注: 引自文献(Dunlop and Özdemir, 1997; Evans and Heller, 2003; Moskowitz et al., 1993)

## 2.2 磁滞回线与 Day 图

在诸多磁学测量方法中, 磁滞回线测量相对容易, 并蕴含丰富的信息, 因而在古地磁学、环境磁学和材料磁学等领域被广泛应用。简单来讲, 磁滞回线就是当外加磁场作周期变化时, 铁磁性或亚铁磁性物质的磁化强度  $M$  (或磁感应强度  $B$ ) 随磁场强度 (Field 或  $H$ ) 变化的闭合曲线。从磁滞回线上可以获得磁性样品的饱和磁化强度 ( $M_s$ )、饱和剩磁 ( $M_{rs}$ )、矫顽力 ( $B_c$ )、初始和高场磁化率等参数。如果再结合剩磁矫顽力 ( $B_{cr}$ ) (通过测量样品饱和剩磁的反向场退磁曲线获得), 可以构建 Day 图 (横轴为  $B_{cr}/B_c$ , 纵轴为  $M_{rs}/M_s$ ), 用来判别磁性矿物的磁畴状态, 进而估算其颗粒尺寸 (Day et al., 1977)。

磁滞回线的测量和 Day 图的构建如图 1 所示。首先施加一强磁场 (如 1.0 T) 使样品趋于饱和, 获得  $M_s$ , 此时对应的磁场强度 (饱和磁场强度) 记为  $H_s$ 。此后减小磁场,  $M$  随  $H$  而变化,  $H$  减小至零时对应的磁化强度为  $M_{rs}$ 。继续反向施加并增大磁场, 使  $M$  减至零, 此时的磁场强度值为  $B_c$ 。反向磁场继续增大到  $-H_s$  时, 样品的  $M$  将沿反方

向磁化并趋于饱和 ( $-M_s$ )。然后, 反向磁场减小并再反向时, 按相似的规律得到另一半磁化曲线。于是, 当磁场从  $H_s$  变为  $-H_s$ , 再从  $-H_s$  变到  $H_s$  时, 样品的磁化强度  $M$  (或磁感应强度) 将由一条闭合回线 ABCDEDFGBA 描述。其中 AB 及 DE 两段是可逆磁化,  $M$  为  $H$  的单值函数; 而 BCDFGB 为磁滞回线,  $M$  为  $H$  的多值函数, 是由不可逆磁化过程所致 (图 1a)。如果施加一正向饱和磁场后关闭磁场, 使样品获得  $M_{rs}$ , 然后从零场开始, 反向施加并逐步增大磁场, 测量样品的剩磁随磁场强度的变化曲线可以获得饱和剩磁反向场退磁曲线 (Back-field demagnetization curve), 该曲线上剩磁降为零时所对应的反向磁场强度值为  $B_{cr}$  (图 1b)。

从磁滞回线的形状可以大致判断样品的磁性种类。顺磁性和抗磁性物质不携带剩磁, 不具备磁滞现象, 其磁化强度分别与外加磁场呈线性正相关和线性负相关, 因而其磁化曲线均为直线。因此, 可以通过高场的斜率矫正来扣除顺磁性和抗磁性物质对磁化强度的贡献, 从而精确估算铁磁性或亚铁

磁性物质的磁化强度。铁磁性和亚铁磁性矿物的磁滞回线与矿物类型及其磁畴状态均有关。SP 颗粒不能携带稳定的剩磁, 不具备磁滞现象, 在外加磁场作用下, 其磁化强度趋向外场方向, 迅速达到饱和, 因而其磁滞回线过原点。SD 颗粒的磁滞回线较为复杂。对于具有单轴各向异性的 SD 颗粒 (USD), 在没有外加磁场时, 形状各向异性能使颗粒的饱和磁矩沿颗粒长轴方向 (即易磁化轴为长轴方向)。因此, 沿颗粒长轴方向 ( $\phi = 0^\circ$ ) 施加磁场将获得一个矩形磁滞回线, 而与长轴成任意角度施加磁场将产生各种形状的磁滞回线, 当  $\phi$  从  $0^\circ$  趋近  $90^\circ$  时, 磁滞回线逐渐变瘦,  $\phi = 90^\circ$  时的“回线”闭合且完全可逆 (Tauxe et al., 1996)。对于含有成百万个 USD 颗粒随机排列的样品, 测得的磁滞回线实际上是所有单个颗粒的磁滞回线的叠加。Stoner 和 Wohlfarth (1948) 通过理论模拟和计算得出, 对于没有磁相互作用的 USD 颗粒随机排列组成的样品, 将产生 Stoner-Wohlfarth 型磁滞回线, 其  $M_{rs}/M_s$  和  $B_{cr}/B_c$  值分别为 0.5 和 1.09 (Stoner and Wohlfarth, 1948)。由立方 SD 颗粒 (磁晶各向异性占主导) 随机排列组成的样品具有较高的饱和剩磁, 其  $M_{rs}/M_s$  的理论值为 0.87。对于 MD 颗粒, 外加磁场会使磁畴壁发生移动, 在饱和点, 晶体内所有的磁畴壁将消失, 该晶体被均匀磁化。当磁场减弱, 例如减至 +3 mT, 磁畴壁会重新开始生成。然而, 由于磁畴壁生成的能量远大于使磁畴壁消失的能量, 因而颗粒会具有一个净  $M_{rs}$ 。随外磁场在反方向增加, 磁畴壁随之在反方向上发生迁移, 直到净磁矩完全消失为止。与 SD 颗粒相比, MD 颗粒的  $M_{rs}/M_s$  和  $B_c$  要小 (Dunlop and Özdemir, 1997; Tauxe et al., 1996)。

Day 等通过实验和理论计算得出 SD 颗粒的  $M_{rs}/M_s \geq 0.5$  和  $1 < B_{cr}/B_c \leq 1.5$ , MD 颗粒  $M_{rs}/M_s \leq 0.05$  和  $B_{cr}/B_c \geq 4.0$ , PSD 颗粒

介于二者之间 (Day et al., 1977)。Dunlop 通过进一步的理论计算, 并与实验相结合的方法改进和修正了 Day 图, 将原 Day 图的 SD 区改为  $M_{rs}/M_s \geq 0.5$  和  $1 < B_{cr}/B_c \leq 2.0$ , MD 区改为  $M_{rs}/M_s \leq 0.02$  和  $B_{cr}/B_c \geq 5.0$ 。此外, SD 和 MD 颗粒的混合也可能落在 PSD 区, SP 和 SD 颗粒混合则落在 Day 图一个新的 SP+SD 区 ( $0.1 \leq M_{rs}/M_s \leq 0.5$  和  $B_{cr}/B_c$  高达 100) (图 1d) (Dunlop, 2002a; b)。图 1c 是趋磁细菌 AMB-1 的全细胞样品在室温条件下测得的磁滞回线和饱和剩磁反向场退磁曲线。磁小体链内沿链方向的静磁相互作用使整个磁小体链 (或亚链) 等效为一个 USD 颗粒, 细胞质的良好隔离作用确保细胞间或链间的三维静磁相互作用非常弱或可以忽略 (Li et al., 2009; Li et al., 2010a)。因此, 全细胞样品等效为一个没有相互作用的 USD 颗粒随机排列的样品, 其  $M_{rs}/M_s$  和  $B_{cr}/B_c$  分别为 0.51 (接近于 0.5) 和 1.23, 在 Day 图上的投影位于 SD 区 (图 1d)。

然而, 在实际应用中, 因磁性矿物的种类、粒度、浓度不同, 或因样品含有多种粒度的多种磁性矿物等, 均会造成磁滞回线的形状变得比较复杂。仅从磁滞回线的形态看, 经常会遇到一种中间较窄、上下较宽的磁滞回线, 如同黄蜂腰一样, 被称为细腰 (wasp-waisted) 磁滞回线。具有不同矫顽力的磁性物质组分组合而成或不同粒度的磁性颗粒 (SP+MD 或 SD+SP) 组合而成混合体、磁铁矿样品表层被氧化、或磁铁矿在低于  $\sim 120$  K (Verwey 转换温度,  $T_v$ ) 下颗粒旋转再定位导致磁结构的改变等, 均能产生细腰磁滞回线 (Roberts et al., 1995; Tauxe et al., 1996)。因此, 需要综合其他岩石磁学方法或 TEM 技术对磁性矿物的种类、粒度和含量等进行综合分析才能确定造成磁滞回线异常的具体原因。

值得注意的是, Day 和 Dunlop 对 Day

图的模拟计算和实验都没有考虑颗粒之间静磁相互作用的影响。Muxworthy 等通过三维微磁模拟发现, 颗粒之间的静磁相互作用强度和作用方式能显著地影响样品的磁滞回线形状及其参数在 Day 图上的投影位置(Muxworthy et al., 2003)。比如, 随 SD 颗粒之间三维静磁相互作用(负静磁相互作用)增大,  $M_{rs}/M_s$  和  $B_c$  降低, 而  $B_{cr}/B_c$  增大, 样品在 Day 图上的投影相应向 PSD 和 MD 区移动。而链状排列的 PSD 颗粒, 随链内颗粒的静磁相互作用增加,  $M_{rs}/M_s$  和  $B_c$  增大, 而  $B_{cr}/B_c$  减小, 样品在 Day 图上的投影更倾向 SD 或 MD 区移动。

总之, 磁滞回线能给磁性矿物提供基本的磁学参数 ( $M_s$ 、 $B_c$  和  $B_{cr}$ ) 并粗略反映矿物的磁畴状态。影响磁滞回线的因素很多, 包括磁性矿物的种类、颗粒尺寸分布、形态、磁畴状态和颗粒间的相互作用等。磁滞回线和 Day 图只能粗略地将样品的磁性颗粒划分在 SD、PSD 和 MD 区, 并不能有效地区分矿物的种类以及 PSD 和 SD+MD、SP+SD、SP+MD 等磁畴的混合状态。因此, 应用 Day 图判断磁性矿物的磁畴应非常谨慎, 需要借助其他岩石磁学参数或物理手段进行综合分析。

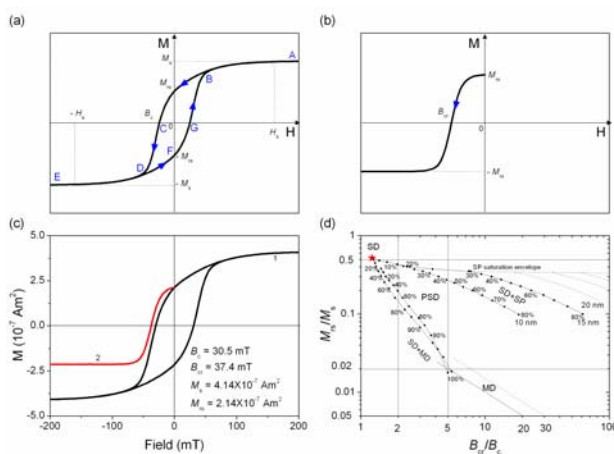


图 1 磁滞回线和 Day 图。(a) 常规磁滞回线测量示意图, 箭头指明磁化曲线的测量方向, 即

ABCDEDFGBA,  $M_s$ 、 $M_{rs}$ 、 $B_c$ 、 $H_s$  分别代表饱和和磁化强、饱和剩磁、矫顽力和饱和磁场; (b) 饱和剩磁的反向场退磁曲线, 首先给样品施加一正向场获得饱和剩磁 ( $M_{rs}$ ), 然后从零开始反向施加并逐步增大磁场, 测量样品剩磁随磁场强度的变化曲线, 剩磁为零时对应的磁场强度值为剩磁矫顽力 ( $B_{cr}$ ); (c) 趋磁细菌 AMB-1 细胞样品的室温磁滞回线(曲线 1) 和反向场退磁曲线(曲线 2) 图; (d) Dunlop 修正后的 Day 图及 AMB-1 细胞样品在其上的投影(红色星号)

### 2.3 FORC 图

FORC 技术是近年来发展起来的一种多磁滞回线测量技术。与传统的磁滞回线相比, FORC 图不仅能准确的确定磁性矿物矫顽力的分布和颗粒之间磁相互作用的强弱, 而且能直观的显示磁性矿物的磁畴状态(Pike et al., 1999; Roberts et al., 2000; 秦华峰 et al., 2008; 衡阳 and 朱洁, 2007)。近年来, FORC 技术被诸多学者选择, 用来研究趋磁细菌磁小体的磁畴状态、磁小体的空间排列与磁相互作用、以及磁小体矿化过程等相关问题(Carvalho et al., 2009; Chen et al., 2007; Ding et al., 2010; Egli et al., 2010; Li et al., 2009; Li et al., 2010a; Li et al., 2010b; Lin and Pan, 2009; Pan et al., 2005; Zhu et al., 2010)。

FORC 的测量及其数据处理过程如图 2 所示。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 2a)。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 2b)。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



场及回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:

$$\rho(H_r, H_a) = - \frac{\partial^2 M(H_r, H_a)}{\partial H_r \partial H_a} \quad (1)$$

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 2c)。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 至 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:

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

采用线性最小二乘的方法可求出此多项式中的系数  $a_1$  和  $a_6$ , 而由公式 (1) 可推出该中心点的 FORC 分布  $\rho(H_r, H_a)$  值为  $-a_6$ 。

绘出 FORC 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 2d)。通过等值线分布中心最大值 (FORC 分布峰值) 做沿横轴方向的剖面图, 可获得矫顽力场的分布图。对于无相互作用的 SD 颗粒组成的样品, 由 FORC 技术获得的矫顽力场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 ( $H_{c, \text{FORC}}$ ) 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 (Li et al., 2010b; 李金华, 2010)。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。通常将此处的静磁相互作用场最大值减小到一半时所对应的磁场定义为磁相互作用场的半宽值 ( $H_{b1/2}$ ), 用来表征静磁相互作用的强弱。

FORC 图对磁性矿物的粒度反映灵敏。无磁相互作用的 SD 颗粒在 FORC 图上产生的闭合等值线只沿横轴方向展布, 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, 其长轴在横轴方向 (如图 2d)。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展布, 展布愈宽, 表明颗粒间的静磁相互作用愈强 (Muxworthy et al., 2004; Pike et al., 1999; Roberts et al., 2000; 秦华峰 et al., 2008)。当样品中含有大量粘滞 SD 颗粒 (viscous SD, VSD) 时, 热扰动会使这些 VSD 颗粒部分表现出一定的 SP 行为, 造成 FORC 分布整体向左移动, 甚至与  $H_b$  轴相交 (Pike et al., 2001)。MD 颗粒的矫顽力一般较小, 其 FORC 等值线虽然沿横轴具有一定的展布, 然而并不闭合, 而且与纵轴以大开口的方式相交。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 (Carvallo et al., 2003; Roberts et al., 2000)。SP 颗粒属于可逆磁化, 磁化强度并不因为反转点的变化而变化, 即  $M(H_r, H_a)$  与  $H_r$  无关, 因而其 FORC 密度分布  $\rho(H_r, H_a)$  为零。因此, SP 颗粒在 FORC 图谱上的分布消失。

另外, SD 颗粒的形状和空间排列方式也会影响其 FORC 图的形状。通常, 无相互作用的 USD 颗粒随机排列组成的样品, 其 FORC 图在横轴方向展布反映矫顽力的分布, 在纵轴方向没有展布。此时, 纵轴相当于偏场 (bias field), 反映样品磁化强度变化的过

程依赖性(Newell, 2005; Winklhofer et al., 2008)。对于有磁相互作用的 USD 颗粒, 颗粒的形状各向异性能与颗粒间的静磁相互作用竞争, 从而会降低颗粒间的静磁相互作用(Carvallo et al., 2004)。比如, 磁小体链显著的形状各向异性能与相邻的磁小体链或相邻磁小体间的静磁相互作用竞争, 从而有效地降低了磁小体链间的静磁相互作用, 稳定了磁小体的链状结构(Li et al., 2010b)。最近研究表明, FORC 图对磁小体内沿磁小体链方向强的静磁相互作用(正相互作用, 增加颗粒形状各向异性能和矫顽力)不敏感, 沿纵轴的垂直展布只能用于反映样品内磁性颗粒间、磁小体链间的三维静磁相互作用(负相互作用)(Chen et al., 2007; Li et al., 2009; Li et al., 2010b; Pan et al., 2005)。

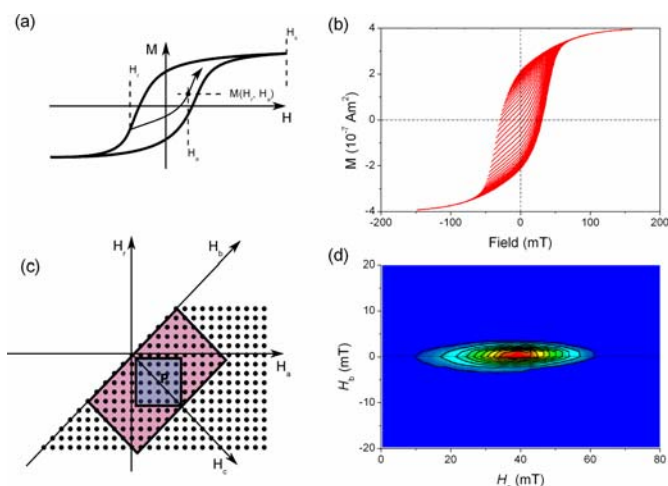


图 2 FORC 技术图示。(a) 磁滞回线区域中的 FORC 曲线测量路径, 样品先被正向饱和磁化后, 降低磁场至  $H_r$ , 测量由  $H_r$  到正向饱和磁场变化过程中的磁化曲线, 获得一条 FORC 曲线, 曲线上任意一点  $H_a$  的磁化强度  $M(H_r, H_a)$  由  $H_r$  和  $H_a$  共同决定; (b) 趋磁细菌 AMB-1 一个细胞样品的 FORC 曲线组; (c) FORC 测量中用来测量磁化强度的  $H_a$  和  $H_r$  值组成的矩阵, FORC 包含的粉红色区域通常用  $(H_c, H_b)$  坐标系表示, 灰色区域表示平滑因子为 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, FORC 图上闭合的等值线特征

和窄的垂向展布很好的显示了磁小体的 SD 状态以及弱的细胞间或磁小体链间静磁相互作用。(a) 和 (b) 图修改自文献(Harrison and Feinberg, 2008)

## 2.4 低温磁学测量技术

低温磁性测量研究样品在室温之下的磁性变化特征。与传统的室温或高温磁学测量相比, 低温磁学测量能获得一些磁性矿物在低温下的特征磁学性质, 如磁铁矿在  $\sim 120-125$  K 的 Verwey 转换, 赤铁矿在  $\sim 250-260$  K 的 Morin 转换, 以及磁黄铁矿在 34 K 的低温转换等(Dunlop and Özdemir, 1997; Harrison and Feinberg, 2009)。对于一些热不稳定磁性矿物和生物磁性矿物, 加热过程容易造成矿物还原、氧化或转化, 在低温条件下对这些矿物开展磁学研究无疑是最佳选择。一些超细反铁磁性物质(如铁蛋白)由于颗粒表面或内部存在非互补自旋, 在低温下 ( $T < T_N$ ) 往往会呈现磁滞现象, 具有很高的矫顽力, 在很高的外加磁场下仍不能达到饱和, 随温度升高, 磁滞现象逐渐消失, 矿物表现反铁磁性。因此, 低温磁学技术是研究这类磁性物质的重要手段(Gilles et al., 2002)。此外, 利用低温磁学测量技术, 研究纳米级的磁性物质非常有效(Allen et al., 1998; Brem et al., 2006; Moskowitz et al., 1997)。

磁铁矿的化学式为  $\text{Fe}_A^{3+}[\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}]_B\text{O}_4$ , 室温时具有立方尖晶石结构(cubic spinel structure)(图 3a), 其铁离子分布在 A(四面体中心)和 B(八面体中心)两个位子(sites), 1/3 的 Fe ( $\text{Fe}^{3+}$ ) 占据 A-site, 被四个氧离子包围, 而其余 2/3 的 Fe 占据 B-site,  $\text{Fe}^{2+}$  和  $\text{Fe}^{3+}$  各半, 被 6 个氧离子包围。A-site 上铁离子的自旋磁矩相互平行, B-site 上铁离子的自旋磁矩也互相平行, 但二者方向相反。因此,  $\text{Fe}^{3+}$  的磁矩被完全抵消, 只剩下 B 位的  $\text{Fe}^{2+}$  磁矩, 因而整个磁铁矿晶体表现为亚铁磁性。室温时 B 位的  $\text{Fe}^{2+}$  和  $\text{Fe}^{3+}$  的 3d 层电子可以互相交换, 迅速跳跃(hopping), 而形成电荷无

序导电态。低于~120-125 K 时, 热能减少,  $\text{Fe}^{2+}$ 和  $\text{Fe}^{3+}$ 被冻结, 其 3d 电子不再跳跃, 而形成电荷有序绝缘态。伴随着金属-绝缘相变, 磁铁矿的晶格亦从立方尖晶石结构转变为单斜晶体结构 (monoclinic lattice structure) (图 3b)。这种晶体结构的变化, 导致磁铁矿一系列物理学性质发生显著的变化。比如, 热容的异常变化及电导率的下降, 磁致电阻及磁滞热效应、自发磁化强度、磁晶各向异性及磁致伸缩效应等异常变化(Muxworthy and McClelland, 2000; Piekartz et al., 2006; Piekartz et al., 2007; Rozenberg et al., 2006; Walz, 2002)。关于低温下磁铁矿的晶体结构和电学特性的详细研究是由 Verwey 等 1939 年提出来的, 因此称之为 Verwey 转换, 转换点温度称为 Verwey 转换温度 ( $T_v$ ) (Verwey, 1939)。

目前, 对 Verwey 转换的理论解释模型可以分为结构电子模型 (Structural-electronic model) 和磁电子模型 (Magneto-electronic model) (Muxworthy and McClelland, 2000; Piekartz et al., 2007)。结构电子模型认为在  $T_v$  以下, B 位的  $\text{Fe}^{2+}$ 和  $\text{Fe}^{3+}$ 之间由于库伦斥力造成在各自的 (100) 面上变得有序, 从而降低其导电性(Huang et al., 2006; Jeng et al., 2006; Zuo et al., 1990)。磁电子模型主要观点认为, 降温到  $T_v$  以下时, 由于受到 A 位和 B 位上冻结电子 (内层电子) 的 Vonsovskii 交换作用的影响, 原 B 位上的跳跃电子 (被称为价电子) 被磁定向而变的有序, 然而与铁离子的净磁矩呈反平行。因此, B 位的  $\text{Fe}^{2+}$ 和  $\text{Fe}^{3+}$ 在低温下的有序结构不仅导致磁铁矿导电性的陡降, 也部分的降低了总磁矩(Belov, 1996)。这两个模型在解释磁铁矿因 Verwey 转换造成的电学和磁学性质的陡变上各具一定合理性, 但仍不能给出一个准确的理论来解释 Verwey 转换的物理机理。尽管如此, Verwey 转换与居里温度一样, 同属磁铁矿的

内禀性特征, 被广泛用来鉴别磁铁矿和研究其晶体化学纯度(Muxworthy and McClelland, 2000)。

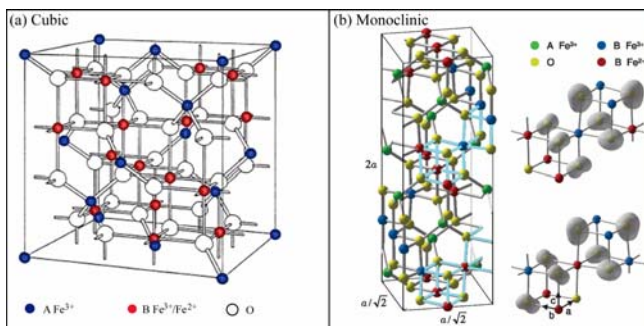


图 3 磁铁矿高温相 ( $T > T_v$ ) 的立方尖晶石结构 (a) 和低温相 ( $T < T_v$ ) 的单斜晶体结构 (b), 分别引自 <http://www.ruf.rice.edu/~natelson/research.html> 和文献(Huang et al., 2006)

磁铁矿低温岩石磁学研究的一个主要方面是研究 Verwey 转换对其磁学特征的影响, 以及通过磁学特征经过 Verwey 转换后的变化来研究磁铁矿的磁畴状态、形状、纯度和空间排列方式等(King and Williams, 2000; Muxworthy and McClelland, 2000)。实验中, 通常采用饱和等温剩磁热退磁曲线 (thermal demagnetization curve, TDC) 来确定磁铁矿的  $T_v$ 。也就是说, 将样品预先从室温冷却到低温 (如 5 K), 施加外磁场 (如 2.5 T) 使样品获得的低温饱和剩磁 (如  $\text{SIRM}_{5\text{ K}, 2.5\text{ T}}$ ), 撤销外场后, 在零场中测量剩磁随温度升高到室温 (如 300 K) 过程的变化。样品的预冷可以在零场 (zero-field cooling, ZFC) 或强磁场 (field cooling, FC) 中进行, 分别获得 ZFC- $\text{SIRM}_{5\text{ K}, 2.5\text{ T}}$ 或 FC- $\text{SIRM}_{5\text{ K}, 2.5\text{ T}}$ 热退磁曲线, 通常升温曲线上 90–130 K 之间剩磁陡降时所对应的温度为  $T_v$ 。对于 Verwey 转换信号变宽的样品, 一般对  $\text{SIRM}_{5\text{ K}, 2.5\text{ T}}$ 热退磁曲线进行一阶求导, 其绝对值的最大值所对应的温度为  $T_v$ 。另外, 也可通过饱和剩磁低温循环测量来判断磁铁矿样品的  $T_v$ , 即在室温下 (如 300 K) 施加强场 (如 2.5 T) 使样品获得饱和等温剩磁 (如  $\text{SIRM}_{300\text{ K}, 2.5\text{ T}}$ ), 撤销外

场后, 在零场中测量降温 (300→5 K) 和重新升温 (5→300 K) 循环过程中剩磁的变化。通过低温循环, 磁铁矿的剩磁通常不能完全恢复到初始状态, 表现出不同程度退磁效应, 因此  $SIRM_{300\text{ K}_{2.5\text{ T}}}$  低温循环曲线也被称为低温退磁曲线 (low-temperature demagnetization curve, LTDC)。

一般来讲, 磁铁矿在冷却过程中发生 Verwey 转换时, 其晶体由反尖晶石立方晶体结构 ( $T > T_v$ ) 转变为单斜晶体结构 ( $T < T_v$ ), 造成磁铁矿晶体的易磁化轴由  $[111]_{\text{cubic}}$  转变成  $[100]_{\text{mono}}$ , 即原来立方晶结构中一个  $\langle 100 \rangle$  变成单斜结构中新的  $c$ -轴 (新的易磁化轴) (Muxworthy and McClelland, 2000)。这个转变会造成磁铁矿磁学特征的陡变, 如 TDC 曲线和 LTDC 降温曲线上剩磁强度的陡降。磁铁矿的氧化或晶格中阳离子的空位 ( $\text{Fe}_{3-x}\text{O}_4$ ) 和 Fe 被其他原子 (如 Ti、Co、Al、Zn、Mg 和 Ga 等) 替代 ( $\text{Fe}_{3-y}\text{Z}_y\text{O}_4$ ), 均可造成  $T_v$  降低和 Verwey 转换变宽变浅。随  $x$  和  $y$  增大,  $T_v$  基本成线性下降, 当  $x > 0.035$  和  $y > 0.039$  时, Verwey 转换完全消失 (Antonov et al., 2003; Aragón et al., 1985; Brabers et al., 1998; Dunlop and Özdemir, 1997; Guigue-Millot et al., 2001; Honig, 1995; Kakol et al., 1992; Muxworthy and McClelland, 2000; Özdemir et al., 1993; Shepherd et al., 1991; Walz, 2002)。此外, 外部压力和晶格内部应力 (位错等晶格缺陷引起) 的增大也能造成  $T_v$  降低和 Verwey 转换信号变宽变浅, 甚至消失 (Muxworthy and McClelland, 2000; Ramasesha et al., 1994)。

另一方面, 磁铁矿颗粒的粒度、形状以及颗粒之间的磁相互作用也能影响 Verwey 转换所造成的剩磁变化特征以及 LTDC 低温循环曲线的可逆程度 (Dunlop and Özdemir, 1997; Özdemir et al., 2002)。一般来讲, 对于 SD、PSD 和 MD 磁铁矿颗粒, 在热退磁曲线

上, Verwey 转换造成的剩磁强度下降幅度随磁铁矿颗粒尺寸增大而升高。与立方 SD 颗粒相比, USD 颗粒的 Verwey 转换会受到不同程度的压制变得不明显, 跨越 Verwey 转换所引起的剩磁强度下降幅度也相对要低。经过低温循环, PSD 和 MD 颗粒会重新形成磁畴壁造成剩磁下降, 因而其 LTDC 曲线一般不可逆。而对于无磁相互作用的 SD 颗粒来讲, LTDC 循环曲线基本可逆, 随着 SD 颗粒之间磁相互作用的增加 (如磁小体链的坍塌聚集), 其 LTDC 曲线表现出部分 PSD 和 MD 磁铁矿的特征, 即经过低温循环后, 样品会出现不同程度的退磁。

研究表明, 大多数趋磁细菌的磁小体沿磁铁矿晶体的一个  $\langle 111 \rangle$  方向拉长并排列成链。这种晶体取向和排列使磁小体链具有显著的形状各向异性 (Pósfai et al., 2007)。因此, 在零场降温过程中, 当发生 Verwey 转换时, 磁铁矿立方晶体结构中最接近磁小体链方向的那个  $a$ -轴被优先选择, 并转变成单斜结构中新的  $c$ -轴 (新的易磁化轴)。如果这个冷却过程在强的外加磁场下进行, 当  $T < T_v$  时, 每个晶体会选择与外场方向最接近的一个  $\langle 100 \rangle$  作为易磁化轴, 从而在低温下会获得一个相对增强的 SIRM。在随后的零场升温过程中, 当  $T > T_v$  时, 磁小体链显著的形状各向异性会造成磁铁矿的易磁化轴重新回到磁小体链方向。降温过程中易磁化轴的不同选择最终造成 FC 和 ZFC 曲线在  $T_v$  下的明显分叉和  $T_v$  上的重合 (Moskowitz et al., 1993)。Moskowitz 等通过对生物成因磁铁矿 (包括趋磁细菌 MS-1、MV-1 和 MV-2 合成的磁小体磁铁矿, 异化硫酸盐还原菌 GS-15 在体外诱导合成的磁铁矿) 和化学合成的磁铁矿进行了系统地对比研究, 发现化学合成的磁铁矿和 GS-15 诱导合成的磁铁矿的 FC 和 ZFC 曲线基本全程重合, 其  $\delta_{\text{FC}}/\delta_{\text{ZFC}}$  接近或稍微大于 1, 而磁小体磁铁矿的  $\delta_{\text{FC}}/\delta_{\text{ZFC}}$  均大于 2,



因此提出  $\delta_{FC}/\delta_{ZFC}>2$  是识别磁小体链甚至化石磁小体的重要判据之一, 即 Moskowitz 检验(Moskowitz et al., 1993)。鉴于磁小体磁铁矿的  $T_v$  处于 90-110 K 之间, 作者采用  $\delta_{FC, ZFC} = (M_{FC, ZFC, 80 K} - M_{FC, ZFC, 150 K})/M_{FC, ZFC, 80 K}$  计算  $\delta$  值, 其中,  $M_{T K}$  代表 FC 和 ZFC 曲线分别在 80 K 和 150 K 时测量的剩磁强度。Moskowitz 检验被证明对大多数可培养趋磁细菌和直接从自然环境分离的未培养趋磁细菌所合成的磁小体链甚至亚链均有效(Li et al., 2009; Lin and Pan, 2009; Moskowitz et al., 1993; Moskowitz et al., 2008; Pan et al., 2005)。

实际上, 在发生 Verwey 转换时, 沿链方向的链内磁小体间的静磁相互作用能和磁小链显著的形状各向异性能会与磁铁矿的磁晶各向异性能竞争, 从而使磁小体的易磁化轴不可能完全偏离磁小体链方向, 即倾向于在立方晶体结构中的[111]和单斜结构中的[100]二者之间选择一个平衡点(Moskowitz et al., 1993; Simpson et al., 2005)。因此, 与相同尺寸的化学合成磁铁矿和提纯的磁小体样品相比, 具有完整磁小链结构的趋磁细菌细胞样品具有被不同程度压制的 Verwey 转换以及相对较低的  $\delta_{FC}$  和  $\delta_{ZFC}$  值(Kopp et al., 2006; Moskowitz et al., 1993; Pan et al., 2005; 李金华 et al., 2009)。

值得注意的是, 样品中混合的不同粒度的超细磁铁矿颗粒, 会随温度升高而逐步被解阻变成 SP 状态, 从而造成 TDC 曲线随温度上升而缓慢下降。这个下降信号与 Verwey 转换信号叠加, 会造成 Verwey 转换信号变宽减弱。多个观测频率下 AC 磁化率随温度的变化曲线可以用来评估样品中 SP 颗粒的贡献。也可以简单的用 ZFC-SIRM<sub>5 K, 2.5 T</sub> 退磁曲线在不同温度段的斜率来评估解阻温度处于该温度的 SP 颗粒的贡献。例如, Moskowitz 等用高温 (120-220 K) 斜率 (high-temperature

slope, HTS) 来评估直接从自然环境中分离的未培养趋磁细菌样品中解阻温度处于 120-220 K 之间的 SP 颗粒的贡献(Moskowitz et al., 2008)。另外, 磁小体磁铁矿的 TDC 曲线 (如 FC-SIRM<sub>5 K, 2.5 T</sub>) 在低于 30 K 时, 通常还存在另一个剩磁陡降区域, 除了与超细颗粒的逐步解阻有关外, 还可能与链内磁小体颗粒间强相互作用或颗粒表面发生了微弱的氧化有关(Li et al., 2010b; Moskowitz et al., 1993; Prozorov et al., 2007)。

## 文化动态

### 第二届地球与行星内部国际研讨会成功举办 【潘永信】

2010 年 7 月 7-10 日, 在中国科学院地质与地球物理所顺利举办了第二届地球与行星内部国际研讨会 (the Beijing Earth's and Planetary Interior Symposium, BEPIS)。会议代表围绕古地磁学和行星磁学的观测和理论模拟等学术问题 (Observations and Numerical Models of Paleomagnetism and Planetary Magnetism), 从太阳磁场、行星磁场到地磁场和古地磁场, 以及磁场与行星内部等方面进行了广泛且深入的交流和探讨。

本次会议由主席、中国科学院院士朱日祥研究员在会议开幕式上就举办 BEPIS 会议的目标与定位、历史和发展计划做了简单介绍。他提出未来地磁学和古地磁学发展, 应该综合太阳和行星磁场研究来认识地球磁场, 应融合观测和理论来推动地磁场与地球深部动力学研究。为了更好地推动该学科的发展, 地球与行星内部国际研讨会计划每三年举办一次。

本次会议期间, 包括英国皇家学会院士 D. Gubbins 教授、美国科学院士 G. Schubert 教授和 P. Olson 教授、会议合作共同主席 K.





Zhang 教授、美国地球物理联合会地磁与古地磁学分会 (AGU-GP) 前主席 L. Tauxe 教授、C. Constable 教授、J. Channell 教授等来自美国、法国、德国、英国、西班牙、韩国、俄罗斯、澳大利亚和中国 9 个国家的 40 位知名科学家做了大会口头报告, 近 40 位学者做了墙报交流。来自中国科技大学、中国地质大学、北京大学、清华大学、中国地震局和地质与地球物理研究所等单位上百名科研人员与研究生参加了会议。会议期间, 国外学者还参观了地质与地球物理研究所古地磁学与地质年代学实验室、离子探针实验室和惰性气体实验室等。在会议招待会上古地磁与年代学实验室研究生乐队表演了古筝弹奏、葫芦丝吹奏等精彩民乐节目, 充分展现了青年学者的活力。

此次会议是继 2007 年成功举办首届地球与行星内部国际研讨会之后的又一次高水平会议。会议由中国科学院和国家自然科学基金委员会资助, 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室和地球深部重点实验室主办。该研讨会的成功举办促进和加强了国际学术交流, 进一步推动了我国古地磁学与地球深部科学的发展, 对提升和扩大我国在该学科领域的国际影响具有重大意义。

以下为掠影

招待会上张可可教授在介绍将要进行的中国古典乐器表演



只有民族的, 才是世界的。一曲《渔舟唱晚》  
让来宾听得如醉如痴





实验室的“轻松乐队”在吹奏葫芦丝名曲《月光下的凤尾竹》



《笑傲江湖》荡气回肠



会议之后实验室 7 对年轻人的集体婚礼



## 今年上半年实验室学生发表文章汇总

今年，我们实验室的成果颇丰。目前为止，包括正在出版的文章已经有 13 篇，还有多篇正在审稿中。

1. Ao H, Deng CL, MJ.Dekkers, Youbin Sun, QS Liu, Rixiang Zhu.2010. Pleistocene environmental evolution in the Nihewan Basin and implication for early human colonization of North China, **Quaternary International**, 223-224, 472-478.

2. Ao H, Deng CL, MJ. Dekkers, QS Liu. 2010.Magnetic mineral dissolution in Pleistocene fluvio-lacustrine sediments, Nihewan Basin (North China) . **Earth Planet. Sci. Lett.**,292: 191-200, doi:10.1016/j.easl.2010.01.035

3. Ao H, Deng CL, Dekkers M, Liu QS, Xiao GQ, Chang H, Astronomical dating of the Xiantai, Donggutuo and Maliang Paleolithic sites in the Nihewan Basin (North China) and implications for early human evolution in East Asia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2010, In press.

4. Cao CQ, Tian LX, Liu QS, Liu WF, Chen GJ, Pan YX, Magnetic characterization of non-interacting ultrafine nano-sized ferrimagnetic particles, **JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH**, 115,B07103, doi:10.1029/2009JB006855,2010.

5.Chen JS, Huang BC, Sun LS. 2010. New constraints to the onset of the India - Asia collision: Paleomagnetic reconnaissance on the Linzizong Group

in the Lhasa Block, China. **Tectonophysics**. 489: 189-209,doi:10.1046/j.tecto.2010.04.024

6. Jin CS, Liu QS. 2010. Reliability of the Natural Remanent Magnetization recorded in Chinese loess. **Journal of Geophysical Research**, 115, B04103, doi:10.1029/2009JB006703.

7. Li, J., Y. Pan, Q. Liu, K. Yu-Zhang, N. Menguy, R. Che, H. Qin, W. Lin, W. Wu, and N. Petersen. 2010. Biomineralization, crystallography and magnetic properties of bullet-shaped magnetite magnetosomes in giant rod magnetotactic bacteria. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 293:368-376.

8. Lin, W., and Y. Pan. 2010. Temporal variation of magnetotactic bacterial communities in two freshwater sediment microcosms. **FEMS Microbiol. Lett.**, 302:85-92.

9. Liu CC, Deng CL, Liu QS, Zheng LT, Wang W, Xu XM, Huang S, Yuan BY. 2010. Mineral magnetism to probe into the nature of palaeomagnetic signals of subtropical red soil sequences in southern China. **GEOPHYSICAL JOURNAL INTERNATIONAL**, 181: 1395-1410

10. Tian LX, Cao CQ, Liu QS, Pan YX, Low-temperature magnetic properties of horse spleen ferritin, **Chinese Science Bulletin**, accepted [田兰香, 曹长乾, 刘青松, 潘永信, 马脾铁蛋白磁性纳米颗粒的低温磁学性质研究, 科学通报, 55:2312-2320, 2010].

11. Tian, L., W. Lin, S. Zhang, and Y. Pan. 2010. Bat head contains soft magnetic particles: evidence from magnetism. **Bioelectromagnetics**. In press

12. Zhang CX, Liu QS, Huang BC, Su YL. 2010. magnetic enhancement upon heating of environmentally polluted samples containing hematite and iron. **GEOPHYSICAL JOURNAL INTERNATIONAL**, 181: 1381-1394

13. 赵翔宇, 刘青松. 2010. 粒径分布对磁铁矿的磁化率及其温度变化曲线的影响, **中国科学**, 7: 873-880

## 2010 毕业生毕业感言

【张春霞】收集整理

李震宇:

(现为中科院青藏高原研究所博士后)

人常说,人生当中一个阶段的完成即标志着另一个阶段的开始。每当人们完成一个阶段的事情,都要回首过去,总结自我,以便在今后更好地开始自己脚下的行程,这些对我来说也不例外。生活在今天这个时代,成为一名科学家或许是每一个有志于学的青年人最大的梦想,六年前,我也是带着这样一个美好的愿望来到了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这个优秀而又温馨的大家庭。

老实说,我这人是很无知的,最可怕就在于之前没有认清自己的无知。直到有一天,我翻了下《论语》,其中《为政第二》篇中说到:“子曰:吾十有五而志于学,三十而立,四十而不惑,五十而知天命,六十而耳顺,七十而从心所欲,不逾矩。”孔子对于每一个中国人来说都是妇孺皆知的,但真正能够了解孔子思想的人恐怕不多。这以前,我对这些是满不在乎,但读完之后,对我触动很大,这可能是孔子对于自己人生的一个总结并将其划分为不同的阶段。若以此为标准来对自己未来的一生进行规划,自己实在太渺小了一宇宙中的一粒尘埃。我根本没有任何资格能够将自己与圣人进行比较,只是藉此想要说明,伟大的祖先早已为我们人生不同阶段设定了不同的目标,人在任何时候都不能也不应该自满,这正是自己应该努力学习的地方。实验室六年的学习生活使我受益匪浅,这里和谐、温暖、充满活力的家庭氛围让我终生难忘。在这里我不仅真实地感受到了科研的气氛,更重要的是懂得了很多人生的道理。如今,我也即将走出这个实验室,并以曾经是这个实验室中的一员而感到自

豪。

**林巍：**

(现为中科院地质与地球研究所博士后)

回顾在中国科学院六年的求学历程，虽诸多艰辛，但收获颇丰。值此论文完成之际，我由衷地致谢所有给予我指导、关心和帮助的人。

**刘彩彩：**

(现为国家地震局地质研究所博士后)

时光飞逝，转眼间五年的研究生生涯就要结束了，在我过去的人生中这五年是我最难忘的。记得考研时我做了一个最天真的梦，儒勒·凡尔纳的几本超凡的科幻小说让我想入非非，原来这个世界上最有意思的是有关地球的科学，于是，我做了一个大胆的决定，转报地球科学专业。直到今天我都觉得自己当初是在做梦。

而最让我难忘的是我们 PGL 的兄弟姐妹们，在这里的几年的时间，不仅是年龄的增长，更是人生阅历的丰富，这里的点点滴滴、欢声笑语值得我去永远回忆。

**陈军山：**

(现为中科院南海海洋研究所博士后)

三月晚春，山有嘉卉，烟柳满皇都。一眼的欣欣向荣。在这个美好的季节里，我在电脑上敲出了最后一个字，心中涌现的不是想象已久的欢欣，却是难以言喻的失落。随着论文的终结，意味着我生命中最纯美的学生时代即将结束，百般不舍，这一天终究会在熙熙攘攘的喧嚣中决绝的来临。

四年寒窗，所收获的不仅仅是愈加丰厚的知识，更重要的是在阅读、实践中所培养的思维方式、表达能力和广阔视野。很庆幸这些年来我遇到了许多恩师益友，无论在学习上、生活上还是工作上都给予了我无私的帮助和热心的照顾，让我在诸多方面都有所成长。感恩之情难以用语言量度，谨以最朴实的话语致以最崇高的敬意。

**刘成英：**

(现为中科院地质与地球研究所博士)

时光飞逝如梭。我在懵懂之中闯进了中国科学院地质与地球物理所古地磁与年代学实验室，转眼间，还带着迷糊劲，几年的时间就过去了。所幸，在师长和朋友们的关怀帮助下，当我回想起过往几年在所里的时光时，觉得自己虽然荒废浪费过一些时光，但是也在不断成长。要诚挚地感谢古地磁与年代学实验室的每一位成员：正是在这个大家庭里，在大家的关爱、帮助和宽容中才让我在这里所获良多，得以顺利完成本论文。

**王海龙：**

(现在中石油兰州西地所工作)

很幸运的能在古地磁学与年代学实验室度过我难忘的三年研究生生活，这是我成长的三年，也是我人生最重要的三年。

**赵翔宇：**

(现为中科院地质与地球研究所博士)

又是一年夏天，又是一次毕业。不同的是，本科毕业是一种集体行为，同班同学挤在机房里跑程序，敲文章；硕士毕业时，写论文的我经常是昼伏夜出，偶尔出现在公众视线中时，多半是不修边幅，一脸憔悴，双眼走神。虽然如此，我却并不是一个人在战斗，在这段时间里，实验室的老师、同学以及家人给予的帮助和关心使我能够集中精力完成论文。

注：以上所有致谢文字均摘自他们毕业论文最后章节<致谢>部分。

## 我看三国武将排名

【葛坤鹏】

东汉末年至三国鼎立，群雄并起，人才辈出。在这里小弟将三国主要武将一一列出，排下名次，以付笑谈。

一 战神：吕布

二 武圣：关羽

三 超一流上将：一 张飞、二 马超、

三 赵云、四 颜良、五 文丑、六 许褚、七 典韦、八 黄忠

上将(排名不分先后): 庞德、夏侯惇、夏侯渊、甘宁、孙策、太史慈、张辽、张郃、高览、魏延、冷苞、文聘、文鸯、李严、华雄、曹洪、张任、徐质、曹彰、关平、邓艾、姜维等

中将(排名不分先后): 徐盛、丁奉、程普、黄盖、凌统、李典、乐进、于禁、纪灵、韩当、周泰、马岱、杨任、王平、关兴、张苞、张翼、张嶷、廖化、臧霸、高顺、祖茂、王双、吴兰、雷铜等

分类规则:

一、力斩中將者，或数合至数十合败中將者，至少为上將。如 张飞十合内斩纪灵 魏延十合内胜马岱 徐质数合败廖化 后又数合败张翼

二、数合即败于战神者，不能为超一流。如夏侯惇数合内抵不住吕布

三、勇猛无敌，胆识过人之將至少为上將。如 张飞大闹长坂桥 甘宁百骑劫魏营 文鸯单骑退雄兵

四、遇超一流上將，断然不惧，挺枪来迎战数合至数十合未见胜败者，理应为上將。如 高览战许褚 李严战黄忠等

至于超一流上將排名依据，这需要我们来逐一分析之:

**吕布** 张飞+关羽三十合战其不倒足以说明一切了。再加上数合战败猛将夏侯惇。单枪匹马敌曹营六将: 许褚 典韦 夏侯惇 夏侯渊 李典 乐进 种种迹象表明，吕布武力排名第一是不容置疑的。因此称其为: 战神!

**关羽** 对于关羽，很多人怀疑他的实力。但是不管力战也好偷袭也罢，终是斩杀超一流上將颜良、文丑，砍死上將华雄。胆识与时机把握，这已是任何將领无法比拟的了。虽然后来也有三十合拿纪灵不下，百余合斗不倒庞德的战例，但明眼人都知道，关公是

最早“弃武从文”的將领之一，从温酒斩华雄到斩颜良诛文丑再到五关斩六將，关公砍瓜切菜都发生在几年之内，当时吕布已亡，曹操又将赤兔相赠，罗先生的意思，关公已取而代之。当然，不甘为黥布、彭越，力守荆州，单刀赴会，水淹七军更是后话。故称其为: 武圣!

超一流

超一流的排名很大程度上是以许褚为参照的，因为很多超一流都与许褚有过交锋，或者间接交锋。

**典韦:** 在此，直接引用可以说服我自己的参考文献了，许褚典韦二將之战，一共三次，均为不相上下，许褚主动挑战两次，各位，从许褚这个角度来看，他一个农民没有必要这么主动去不断地挑战官兵，官兵不来惹也就是了。所以，许褚早就想去投军，现在只是想表现一下自己耳! 而典韦身为官军则一心想要许褚的命，要不然颜面何存。结果二人平手! 所以

许褚 $\geq$ 典韦

**马超:**

“马超，人言有吕布之勇”，这是曹孟德的原话。且二十合战败上將张郃，四十余合即逼得上將曹洪枪法散乱，气力不加。斗罢许褚斗张飞。锦马超，确是一员虎将。而且有力战无视上將的本领。这在超一流上將里面是极其难得的，只有赵云可与之匹敌。罗先生的笔下，二人大战二百三十余合未有胜负。实际呢，罗先生有语“操恐有失”，足见马超之勇，许褚已相形见绌。许褚见不能胜马超，决定发挥自己长处: 用蛮力。而马孟起依旧枪法不乱。“一枪望褚心窝刺来”，许褚躲无可躲，被逼得弃刀夺枪，然倘二人力尽又当如何? 锦马超还会错过机会么? 所以

马超 $\geq$ 许褚

**颜良:**

罗先生关于颜良的篇幅很少。但表现其



勇猛过人已足够了。其中连续秒杀中将宋宪魏续，二十合战倒上将徐晃。要知道，徐晃何许人也，昔日在杨奉手下，曾与许褚大战五十余合不分胜负！由此观之，胜负明矣。所以：

颜良 $\geq$ 许褚

**文丑：**

大将文丑依旧只是一个配角。文丑在三国演义中出现过两次，一次是在随袁绍征公孙瓒时，同保卫公孙瓒的赵云大战五六十合未分胜负。并且是在公孙瓒大兵赶上后才拨马撤回的，试想，文丑当时定不输赵云，因为如果援军不来，他认为自己可以斗败赵云，斩杀公孙瓒。当然此时的少年将军赵子龙才初次登场呢。尔后官渡之战，文丑一人力敌张辽徐晃两员上将，足见其勇。是以有：河北名将，颜良文丑之美誉。但同关公战不三合即心怯，这是由于关公斩杀颜良的心理作用造成的，因此文丑武力不在颜良之上。由此观之：

颜良 $\geq$ 文丑 $\geq$ 许褚

**张飞：**

张飞是唯一一位藐视战神的人。吕布曾对张飞说：“环眼贼，你累次藐视我”！足见张飞之猛。而且曾与吕布酣战百余合，玄德公才“恐其有失”，所以张飞武力之强，可见一斑。而许褚也有同吕布的战例，二人交马二十合，曹操即言“吕布非一人可胜”，由此观之，许褚要吃亏了。所以，曹操命许褚、典韦、夏侯惇、夏侯渊、李典、乐进对吕布实施群殴。

张飞自可不比战神、武圣。然张飞与马超究竟孰优孰劣呢？说来也巧，二人结实地打了一场。此处仍使用网友的参考文献，马超带着一股傲视天下的凌厉来战刘备，跟本就不把张三爷放眼里，“吾家屡世公侯，岂识村野匹夫！”就想一出手宰了三爷，而张飞正在气头上，故有一时大意之感，微占下风，

从刘备的表现上可以看出来：“急鸣金收军”。而张飞吃了个小亏之后，马上吸取经验教训，定了定神，再搦马超，这时二将使出来的才是真本事，“看张飞与马超又斗百余合，两个精神倍加。玄德教鸣金收军。”刘备能在那心平气和地看着，也不着急鸣金收兵了。张飞肯定略占上风，否则刘备早急了。到了夜战的时候，马超见赢不了张飞，才使出诈败赚敌的下策，锦马超以枪法见长，竟胜不得猛张飞，被逼出阴招，是多么的无奈啊！由此观之：

张飞 $\geq$ 马超

**赵云：**

子龙将军是三国的一个重要角色。也是人见人爱的英雄形象，他就像及时雨一样，保护着先主，后主幸免于危难。枪挑上将高览。随便秒杀中将。可于万军重围之中，七进七出。“那枪浑身上下，若舞梨花，遍体纷纷，如飘瑞雪。张郃、徐晃心惊胆战，不敢近前”，罗先生对于子龙的赞赏毫不吝惜。但是刨除感情因素，我们还是可以对其武力评估出个排名来。其实，颜良、文丑之辈同样具有无视上将，秒杀中将之实力，无奈他们太也马虎，忽视自己人身安全。由此观之，赵云之实力在二将之上。赵云的枪法与马超的枪法有得一拼，可是无奈没有二人的战例。但是，对比一下就知道了，马超二十合内战败张郃，而赵云三十余合战败张郃；虽然当时马超杀父之恨的激励，但赵云亦有救主之急的拼命。因此这两次战例是有可比性的。所以：

马超 $\geq$ 赵云 $\geq$ 颜良

**黄忠：**

老黄忠为刘备夺取益州立下汗马功劳，定军山下刀劈上将夏侯渊更是千古传诵。之所以将老黄忠列为超一流上将之末，是因为，他花甲之年仍能与关公大战二百余合未见胜负，更堪能开二石弓，箭术奇准。所以能位

列五虎大将之位，此处排在超一流上将之末，不在话下。然关公曾言：大丈夫终不与老卒为伍。可见，黄忠与其他少壮派超一流上将还是有些差距的。

所以，我们的结论是：

- 一 吕布
- 二 关羽
- 三 张飞
- 四 马超
- 五 赵云
- 六 颜良
- 七 文丑
- 八 许褚
- 九 典韦
- 十 黄忠

闲来无事，感慨系之，与分高下，聊以自娱。

#### 参考文献：

罗贯中 《三国演义》 元末明初

大头 ‘三国名将之武力排名’ 猴年马月

#### 编后语

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

《PGL-Letters》将包括以下栏目：

#### 期刊首语

**人物介绍**（在地磁学方面做出贡献的专家以及实验室人员介绍）

**专题介绍**（每期设置一主题）

**文献导读**（地学领域最新文献简介）

**研究进展**（包括本实验室最新的研究进展，成果总结等）

**Seminar 专栏**（包括来访报告者及其报告内容简介等）

**实验专栏**（包括仪器使用，方法改进，实验心得等）

**重点连载**（包括教学专栏，文献综述的连载等）

**疑难问答**（主要是专业问题的交流探讨）

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

责任编辑：刘青松 邓成龙 张春霞

美工：张春霞

电话：010-82998432, 82998426, 82998010

Email:

qslu@mail.iggcas.ac.cn;

cldeng@mail.iggcas.ac.cn

cxzhang@mail.iggcas.ac.cn

实验室网页：

<http://www.paleomag.net>

**PGL-Letters 电子版下载地址：**

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

**联系地址：**

北京市北土城西路 19 号

中国科学院地质与地球物理研究所

古地磁与年代学实验室 北京

邮编：100029

