



PGL

第2期 (总第二十期)

Letters

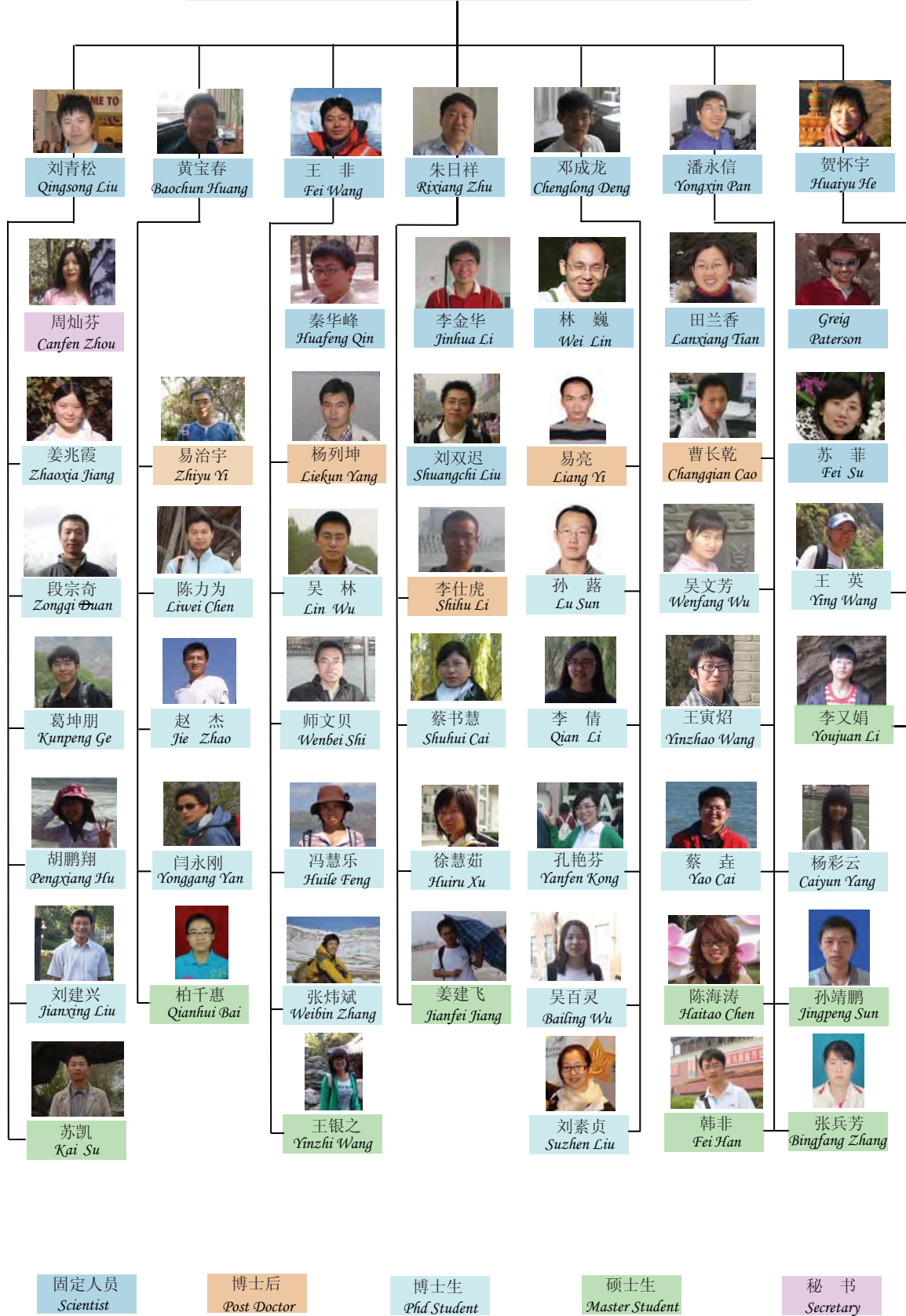


冰挂 (摄影: 苏凯)

Paleomagnetism and Geochronology Laboratory in Beijing

2013

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

又是一个金色的收获季节。在第二十九届地球物理学年会这一全国性盛大集会上大家对最新的工作进展以及日后研究方向做了深入交流。会中可以领略到地磁学在地质学各个领域发挥的日益重要的作用，也看到古地磁和岩石磁学以及其他学科的进一步交叉融汇，在理论研究取得进展的同时地磁学在应用中的巨大前景也非常值得期待。

地质学是一门解释性的学科，为了探究地质现象的内在自然规律，必须找到良好的地质记录载体。随着探测手段的进步，石笋这一高分辨率的古气候、古环境研究载体越来越多的得到关注，石笋中磁性矿物的产生机制是什么以及其在古环境研究中的应用前景如何，让我们在专题介绍中一窥究竟。

磁化率是磁学研究中最基础的参数，也是中国黄土研究的基石。但是鉴于其复杂的组成及影响因素，我们在磁化率的具体应用中必须深刻理解其内在物理规律才能从中获得更多更确切的信息，重点连载将为大家呈现一席磁化率饕餮盛宴。

本期文献导读依旧为大家带来国际上最新的磁学研究进展。硅酸盐包裹体研究让古老地核发电机的研究成为可能，本期还有各种新的技术和处理技术向大家展示，从观测手段到磁性矿物颗粒性质研究方法以及数据处理软件等等。海洋沉积物仍然是我们研究的重要组成，另外还有陨石坑磁异常和石笋磁组构的研究进展。当

然本期我们仍会持续关注磁小体的最新研究现状。

“一入科研深似海，从此孤路难独行”。科研路漫漫，沿途纵有指路人给我们点亮盏盏明灯和兄弟姐妹们带来的鼓舞欢乐，个中滋味确实很多时候也只能自己体味，不过也正应了那句话：夫夷以近，则游者众；险以远，则至者少。而世之奇伟、瑰怪，非常之观，常在于险远，而人之所罕至焉，故非有志者不能至也。望大家在科研之路上有最靓丽的风景相伴，共勉。

该刊物宗旨：大家刊物大家办，办好刊物为大家！

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

征稿方式：该刊物将由我们实验室所有人员参与创作，同时欢迎同行业公司人员投稿。

发行对象：向本实验室内部人员，及国内外古地磁界的同行（参考资料）。

发行方式：电子版本（彩色）和纸质版本（黑白）。

栏目设置：详见本刊最后页。

PGL Letters

第2期

2013年10月

目 录

人物介绍

朱宗敏.....1

专题介绍

石笋磁学研究进展.....2

重点连载

磁化率.....7

文献导读

来自古老地核发电机的信号—Jack Hills变砾岩的古地磁野外检验.....19

枝晶的岩石磁学性质：对磁力显微镜观察的思考和对其古地磁研究的启示.....20

沉积物中长尺度相对古强度变化的岩石磁学印记.....21

应用宽频交变电流磁化率表征自然界中的磁性纳米颗粒.....24

物源对北大西洋北部沉积物的磁学记录质量和解释的制约.....25

Baltic Sea 中的胶黄铁矿磁小体化石27

Theilner GUI: 分析Theilner 类型古强度实验数据的新软件28

石笋的磁组构及其形成机理.....30

霍顿陨石坑中心磁异常的成因.....30

文化动态

一边科研一边成长.....31

科研再认识.....32

科研之内，科研之外.....34

人物介绍



朱宗敏，1978 年 2 月出生，现任教于中国地质大学（武汉）地球科学学院地理系，目前主要从事洞穴石笋的环境磁学研究以及环境重金属污染的磁学调查。

受教育经历：

1997/09-2001/07, 中国地质大学（武汉），地质学理科基地班，学士

2001/09-2003/07, 中国地质大学（武汉），研究生院地层古生物方向，硕士

2006/09-2012/07, 中国地质大学（武汉），研究生院第四纪地质学方向，博士

研究工作经历：

2003-2006, 中国地质大学（武汉），助教

2006-2012, 中国地质大学（武汉），讲师

2013-至今, 中国地质大学（武汉），副教授

主要论著：

Xie, S.C.*, Evershed, R. P., Huang, X.Y., Zhu, Z.M., Pancost, R. D., Meyers, P. A., Gong, L.F., Hu, C.Y., Huang, J.H, Zhang, S.H., Gu, Y.S., Zhu, J. Concordant monsoon-driven postglacial hydrological changes in peat and stalagmite records and their impacts on prehistoric cultures in central China. *Geology*, 2013, in press.

Zhu, Z.M.*, Zhang, S.H., Tang, C.Y., Li, h.y., Xie, S.C., Ji, J.L., and Xiao, G.Q. Magnetic fabric of stalagmites and its formation mechanism, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 13,Q06006,12PP., doi:10.1029/2011GC003869, 2012.

Zhu, Z.M.*, Li, Z.G., Bi, X.Y., Han, Z.X., Yu, G.H. Response of magnetic properties to heavy metal pollution in dust from three industrial cities in China. *Journal of Hazardous Materials*, 10.1016/j.jhazmat.12.024, 2012.

Zhu, Z.M.*, Han,Z.X., Bi, X.Y., Yang, W.L. The relationship between magnetic parameters and heavy metal contents of indoor dust in e-waste recycling impacted area, Southeast China, *Science of the Total Environment*, 433:302–308, 2012.

Zhu, Z.M., Morinaga, H. *, Gui, R.J., Xu, S.S., Liu, Y.Y. Paleomagnetic constraints on the extent of the stable body of the South China Block since the Cretaceous: New data from the Yuanma Basin, China. *Earth and Planetary Science Letters*, 248: 532-543, 2006.

专题介绍

石笋磁学研究进展

朱宗敏

石笋是岩溶洞穴中常见的次生碳酸盐沉积物，由洞顶的滴水滴落洞底后其中的 CaCO_3 不断沉淀形成。石笋的主要矿物方解石属于抗磁性物质，所以相对于其它沉积物来说它的磁性非常弱。但是由于它定年精确、固结快速及没有后期扰动等特点，非常适合地球磁场长期变化以及环境磁学的研究，部分学者曾先后在该领域开展了一系列卓有成效的工作，对其中的剩磁记录特点、磁性颗粒类型、来源等方面的信息有了一定认识。但由于岩石磁学仪器测试精度的原因，该领域的研究并没有得到足够重视，近年来随着岩石磁学测试技术的大幅度提高以及石笋在全球变化研究领域引起的高度重视，已经有部分学者开始将目光再次投向这一记录丰富地球历史信息的沉积介质。

1 方解石晶体的磁性特征

方解石晶体通常是石笋的主要组成矿物，它的磁学特征对石笋的整体磁性特征有一定影响，尤其是当其中所含亚铁磁性颗粒非常少的时候可能占据主导作用。

早在19世纪人们就对方解石的磁性特征产生了兴趣，Michael Faraday 最早提出方解石是抗磁性的 (Tyndall, 1851)，即在外界磁场中磁化方解石晶体时，它会产生一个与外场方向相反的感应磁场。Tyndall (1851) 通过磁扭秤实验发现球状方解石晶体的磁化率具有很强的方向依赖性，即方解石晶体的磁化率具有很强的各向异性特征，其最小磁化率值方向平行于晶体的c轴，最大和最小磁化率的比值是1.10。König (1887) 进一步计算了球状方解石最大和最小磁化率轴的差值 ($\Delta\kappa$) 为 1.43×10^{-6} SI。

Voigt 和Kinoshita (1907) 更详细的片状方解石的磁化率测试获得最大和最小磁化率值分别是 -12.4×10^{-6} SI 和 -13.8×10^{-6} SI，这一结果得到了大量学者的认可 (Owens and Rutter, 1978; Bleil and Petersen, 1982; Rochette, 1988)。最近我们通过磁组构及电子背散射衍射 (EBSD) 测试发现，石笋中方解石晶体的生长轴往往垂直于其生长纹层 (Zhu et al., 2012)。

同时，大家也开始注意到方解石晶体的纯度对其磁性特征的影响。如Owens和Rutter (1978) 发现当Mg的重量小于65 ppm，其它杂质的重量小于20 ppm时，方解石晶体的 $\Delta\kappa = 1.19 \times 10^{-6}$ SI。Rochette (1988) 详细阐述了方解石的磁化率各向异性特征对其中铁元素含量和亚铁磁性颗粒的依赖性，发现铁、锰离子对钙离子的置换作用会使方解石晶体的磁化率显著增加。Schmidt (2006) 精心挑选了一系列天然方解石晶体，利用激光剥蚀电感耦合等离子体质谱仪 (LA-ICP-MS) 精确测量了它们的化学成份，选择其中Fe、Mn含量低于250 ppm的方解石磁化率，并减去其中由于Fe、Mn贡献而产生的顺磁性磁化率 (根据化学成份和顺磁性磁化率的居里定理 (Bleil and Petersen, 1982) 计算得到)，从而获得纯净方解石的固有磁化率为 $-4.46 \pm 0.16 \times 10^{-9}$ m³/kg ($-12.09 \pm 0.5 \times 10^{-6}$ SI)，磁化率差值 $\Delta\kappa = 4.06 \pm 0.03 \times 10^{-10}$ m³/kg ($1.01 \pm 0.01 \times 10^{-6}$ SI)。同时证实铁、锰离子对钙离子的置换会增加方解石的顺磁性特征，而且当铁元素含量在500—10000 ppm之间的时候，方解石的顺磁性 $\Delta\kappa$ 与铁元素含量成线性关系，并由此建立了两者之间的经验公式：

$$\Delta\kappa^{\text{para}} (\text{m}^3/\text{kg}) = \text{Fe} (\text{ppm}) \times (1 \pm 0.1) \times 10^{-12} \text{ m}^3/\text{kg}/\text{ppm}$$

当铁含量低于 100 ppm 时， $\Delta\kappa$ 值不受其含量影响。另外，当方解石晶体中含有少量的亚铁磁性颗粒时，后者可能对方解石的磁化率及其各向异性起主导作用。随后，Schmidt (2007) 又对比测试了室温下和低温下 (77 K) 一些碳酸盐矿物的磁性

特征, 认为室温下矿物中铁含量达 400 ppm, 低温下达到 150 ppm 会导致方解石的磁化率椭球形状从拉长型转变为压扁型。最近, Borradaile 和 Jackson (2010) 报导当颗粒中 Fe、Mn 原子质量达到 0.5% 左右的时候, 方解石的磁化率将由负值转化为正值。Levi 等人 (2011) 也发现在以方解石为主要成份的 Bar Kokhba 灰岩中, 当铁元素含量低于 130 ppm 时, $\Delta\kappa$ 及磁化率各向异性参数 (P) 与铁、锰含量之间无明显的依赖关系。

2 石笋中磁性颗粒来源及类型

洞穴石笋中磁性颗粒往往伴随其它碎屑物质同时出现, 了解后者的来源将有助于磁性颗粒特征的分析。Lascu and Feinberg (2011) 全面总结了洞穴碎屑物质的主要来源。一方面, 地上河通过流域内的地表水收集不同成份、粒径和磨圆度的碎屑物质, 再通过与地下河连通的通道将这些碎屑物质搬运至溶洞内, 而当洪水期地下水漫过石笋、流石时在其表面形成一层碎屑沉积。另一方面, 来自地表土壤和风化层的细粒碎屑物质以及围岩在地下水的溶蚀过程中遗留的难溶物容易通过下渗水搬运至围岩的裂隙网络, 并最终通过洞穴滴水在石笋、钟乳石及流石中沉积 (Bosch and White, 2004)。阶段性出现的大量降雨使地下水流量增大, 对围岩的裂隙网络产生冲刷效应, 从而使洞穴次生碳酸盐岩表面沉积较多的细粒碎屑物质 (Bull, 1981), 并最终保存在石笋和流石的纹层中。

关于石笋中铁元素的来源, 国内部分学者发表观点认为是地下水携带土壤中铁元素, 以及溶蚀围岩而来, 并且铁元素的含量与季节变化有关 (张美良等, 1999; 王先锋等, 1999)。

石笋中亚铁磁性颗粒浓度较高时, 其类型和形貌特征可通过岩石磁学方法和透射电镜 (TEM) 技术进行鉴定。磁铁矿是洞穴石笋中的主要剩磁携带者, 578°C 居里温度和 300 mT 外场中迅速饱和的特征帮助研究者们很容易地从石笋和流石中识别出

磁铁矿 (Latham et al., 1979, 1986, 1987, 1989; Morinaga et al., 1986; Lean et al., 1995; Herries et al., 2006a, b; Admas et al., 2007; Herries and Shaw, 2011)。磁铁矿会逐步氧化成磁赤铁矿, 两者往往在石笋中同时出现 (Herries et al., 2006a, b; Admas et al., 2007; Herries and Shaw, 2011), 如 Lean 等人 (1995) 根据 Lowrie—fuller 实验证实 35—50 mT 的矫顽力组分为稳定单畴颗粒的磁铁矿—磁赤铁矿组合。Latham 等人 (1986, 1989) 在密西根石笋的碎屑组分中发现了钛磁铁矿。我们通过 Lowrie—fuller 实验证实湖北恩施无底洞的一个石笋含有赤铁矿和磁铁矿 (Zhu et al., 2012)。

Perkins 等人 (1996) 对来自南威尔士和英国的 9 个洞穴的 14 个石笋样品进行了磁选、X 射线衍射和扫描电镜分析, 发现所有样品中都含有被磨圆的碎屑状磁铁矿、赤铁矿或钛铁矿颗粒, 粒径从 0.01 μm 至大于 10 μm , 并认为它们是洪水期由补给水从洞穴上方的土壤和岩层中搬运而来。而部分立方体形状样品颗粒微小 ($\leq 0.1 \mu\text{m}$), 类似于成土作用中形成的磁铁矿, 轻微的磨蚀说明它们的距离搬运很短。另外, 还有少量的针状矿物被发现, 可能是原地形成的针铁矿。

3. 石笋古地磁研究

石笋古地磁研究主要用于探讨地球磁场的长期 (PSV) 变化。石笋是矿物晶体快速固结的, 对地球磁场信息的记录没有时间滞后效应, 也不存在由于生物扰动和压实作用产生的地磁信息的失真, 而且因为是固体, 取样也十分简单, 因而可以克服海洋及湖泊沉积物在 PSV 研究中的缺点。至于石笋的沉积后作用, 如矿物的重结晶和溶解, 可以通过薄片镜下观察或抛光面的观察加以排除。同时, 石笋从滨海到内陆, 从热带到寒带都有分布, 非常有利于进行区域甚至全球对比, 而且通过多支石笋的拼接还可以获得数十万年来较连续的古气候信息, 可以克服火山岩、文化考古材料不连续的缺点。Latham

等人(1982)利用加拿大石笋恢复的VGP路径,其变化幅度比GALS7K模式中要大,波动更频繁。

Morinaga 等人(1989)研究日本几个洞穴石笋时也发现了一些十年尺度的高频信息,虽然他最终通过严格的判断标准将这些信息删除,但后来学者先后证实地球磁场的方向和强度确实存在这个时间尺度的快速变化(Gallet et al., 2003, 2009; Ben-Yosef et al., 2009; Shaar et al., 2010, 2011)。

石笋的弱磁性特征是开展PSV研究的主要障碍,很多样品的剩磁强度已经接近磁测仪器的灵敏度,因此早期研究大多选择碎屑物质含量较多的石笋、流石开展,但这也带来定年方面的问题:U/Th定年主要依据的是由铀元素衰变产生的 ^{230}Th ,但碎屑物质中往往含一些Th元素从而形成“污染”,所以碎屑含量高会降低定年的准确性,因此应该尽量避免选用碎屑颗粒含量过高的洞穴次生碳酸盐沉积,而近年来磁学测试仪器精度的提高将大大降低对石笋中碎屑含量的要求。

另外,石笋的剩磁是否为碎屑剩磁决定了PSV数据的可靠性。前人研究表明,石笋中占主导地位的应该是碎屑剩磁,即碎屑物质沉积到石笋、流石表面后,其中的亚磁性颗粒在地球磁场的作用下定向排列而获得的。一些石笋中磁性颗粒具有明显磨蚀特征,说明它们经历了搬运作用,是碎屑来源(Latham et al., 1989; Latham and Ford, 1993; Perkins and Maher, 1993; Perkins, 1996)。另外,碎屑颗粒在石笋表面沉积的时候,会由于滴水的飞溅以及石笋表面形成的薄层水流的影响而趋向于在石笋边缘富集,而对比研究发现同一石笋生长纹层内,中央和边缘所记录的古地磁方向非常一致,进一步证实石笋的剩磁主要为碎屑剩磁(Latham et al., 1979, 1986; Morinaga et al., 1989; Perkins and Maher, 1993; Lean et al., 1995; Openshaw et al., 1997)。

地下水中的铁质沉淀能够形成自生的磁性颗粒,当其生长到临界体积时记录地球磁场方向从而

形成化学剩磁。常见的自生磁性矿物有细粒的磁铁矿和针铁矿,前者往往出现于有机质丰富、相对还原的环境中,但在大多数氧化环境的洞穴内,并不利于这些自生磁铁矿的生产,往往形成以 Fe^{3+} 为主的铁的氢氧化物,比如已经发现的针铁矿(Perkins, 1996),它们可能是主要的化学剩磁携带者。

4 石笋环境磁学研究进展

近年来,石笋作为高分辨率的古气候、古环境研究载体,凭借其定年精确、分布广泛、受外界扰动少等独特优势在全球气候变化研究中显示了越来越重要的作用。同时,越来越多的古气候、古环境代用指标相继被发掘出来,然而,众多的代用指标中难以找到可单独反映温度或湿度信息的指标,即使是运用最为广泛的石笋氧同位素也同时受到这两方面因素的共同影响(Wackerbarth et al., 2010; Clemens et al., 2010; Pausata et al., 2011)。

环境磁学因其测量简单、无损样品且参数丰富等优点而备受青睐,在黄土、海洋、湖泊沉积的古气候、古环境研究中得到了广泛运用并发挥了重要作用(刘东生等, 1985; Liu et al., 2007; Balsam et al., 2011; Gomez-Paccard et al., 2013)。但对于洞穴石笋这类特殊的弱磁性沉积物,目前少有环境磁学研究的报导。

石笋和其它沉积介质一样,其中的磁性颗粒种类、浓度和粒度信息同样反映了气候、环境的变化。Brook等人(2006)在墨西哥Carlsbad Caverns国家公园内一根石柱钻孔利用碳氧同位素进行古气候研究时,作为辅助手段做了少量的岩石磁学测试,发现磁化率以及能够获得剩磁的样品区域与碳氧同位素具有较好的相关性,但对磁学参数的气候意义未作深入研究。

我们对湖北长阳清江流域和尚洞HS4石笋进行了初步的环境磁学研究,发现石笋中指示细粒亚铁磁性颗粒相对含量的参数——非磁滞剩磁和饱和等温剩磁的比值(ARM/SIRM)变化曲线,与湖北神

农架大九湖泥炭中藿烷浓度所指示的湖水水文变化曲线十分吻合(图1),他们共同揭示的降雨量变化与三峡地区古文化的兴衰演替有着密切的关系(Xie et al., 2013)。

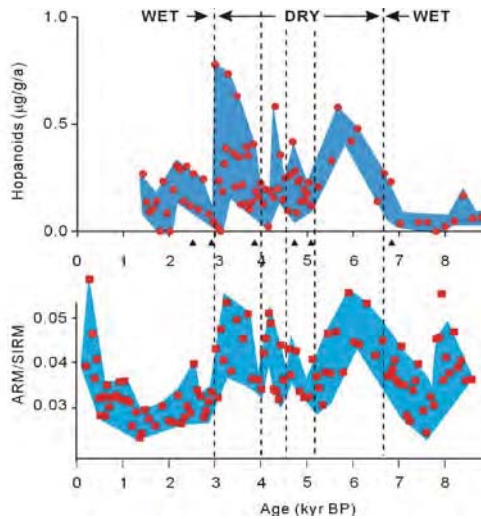


图 1 和尚洞 HS4 石笋环境磁学参数 ARM/SIRM 与藿烷浓度指示的大九湖水位变化曲线的对比 (Xie et al., 2013)。

同时,还发现 HS4 中指示亚铁磁性颗粒浓度的参数(如 SIRM)与 ARM/SIRM 呈反相关关系(相关系数-0.5)。这说明 HS4 石笋的环境磁学参数能够响应区域降水量的变化:在区域降水量大的时候,石笋中亚磁性颗粒浓度大,但其中细颗粒的比率相对较少,以粗颗粒为主;反之,当降水量小的时候,石笋中亚磁性颗粒浓度低,但以细颗粒为主,粗颗粒比率相对减少。石笋中亚磁性颗粒的特征与降水量相关并不难理解,当降水量大的时候,裂隙网络水流量、流速增大,地下河甚至出现洪水,这时能够搬运更多更粗的碎屑,反之搬运的碎屑少且偏细。

前期的研究显示出石笋环境磁学参数是非常有潜力的古水文指标,但是对其机制的解释目前尚处推测阶段,主要是通过和其它资料的对比关系进行推理,缺乏确凿的直接证据。而要解决石笋环境磁学参数响应降水过程的机制,需要弄清降水过程对石笋中磁性颗粒的来源、粒度分布、浓度的影响,进而分析其对石笋的环境磁学参数的影响。要实现这个目标,最有效的方法就是进行现代过程的连续

监测,目前我们已经在开展相关的工作。

同时,提高环境磁学研究的分辨率也是下一步工作的重点。通过去卷积处理(Jackson et al., 2010)能够将U-Channel超导磁力仪的测试数据分离成单个点的剩磁数据,而且最新改进的去卷积方法还可以忽略样品形状的不规则对数据产生的影响(Lascu et al.,2012),十分适合石笋长岩芯的测试,测试点的间距可加密至0.1cm,因而可大大提高分辨率。超导量子干涉扫描显微镜(SSM,the Scanning SQUID Microscope; SQUID, Superconducting Quantum Interference Device)是高精度和高分辨率的磁力仪,最近十年来被成功运用于微小样品的古地磁分析

(Weiss et al., 2002; Gattacceca et al., 2006; Oda et al., 2011),其分析精度可达 10^{-15} Am^2 ,测试样品的空间分辨率最高可达0.1mm。这个扫描装置特别适合薄片状的石笋样品(Lascu and Feinberg, 2011),Minnesota大学岩石磁学实验室(IRM, Institute for Rock Magnetism)的Ioan Lascu博士在2011年12月美国地球物理年会(AGU)上以Poster的形式展示了他用该方法测试的一小段石笋样品的环境磁学数据,可以达到年际分辨率水平。

参考文献:

Adams J W, Herries AIR, Kuykendall K L, et al. Taphonomy of a South African cave: geological and hydrological influences on the GD1 fossil assemblage at Gondolin, a Plio-Pleistocene paleocave system in the northwest Province, South Africa. *Quaternary Science Reviews*, 2007, 26: 2526-2543.

Balsam W L, Brooks B, Ellwood B B, et al.. Magnetic susceptibility as a proxy for rainfall: Worldwide data from tropical and temperate climate. *Quaternary Science Reviews*, 2011(30): 2732-2744

Ben-Yosef E, Tauxe L, Levy TE, et al. Geomagnetic intensity spike recorded in high resolution slag deposit in southern Jordan. *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, 287: 529-539.

Bleil U and Petersen N. Magnetic properties. In: Hellwege KH (Ed.). *Numerical Data and Functional Relationships in*

- Science and Technology. *New York: Springer-Verlag*, 1982, 308-432.
- Borradaile G J and Jackson M. Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics. *J. Struct. Geol.*, 2010, 32:1519-1551.
- Bosch R F and White W B. Lithofacies and transport of clastic sediments in karstic aquifers. In: Sasowsky I, Mylroie J. (Eds.), *Studies of Cave Sediments: Physical and Chemical Records of Paleoclimate*. Springer, Dordrecht, Netherlands, 2004, 1-12.
- Brook G A, Ellwood B B, Railsback L B, Cowart J B. A 164 ka record of environmental change in the American Southwest from a C arlsbad Cavern speleothem. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2006, 237: 483-507.
- Brooks N. Cultural responses to aridity in the Middle Holocene and increased social complexity. *Quat. Int.*, 2006,151: 29-49
- Bull PA. Some fine-grained sedimentation phenomena in caves. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1981, 6: 11-22.
- Clemens S C, Prell W L, Sun Y. Orbital-scale timing and mechanisms driving Late Pleistocene Indo-asian summer monsoon: Reinterpreting cave speleothem 18O. *Paleoceanography*, 2010, 25: PA4207
- Gallet Y, Genevey A, Courtillot V. On the possible occurrence of "archaeomagnetic jerks" in the geomagnetic field over the past three millennia. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 214: 237-242.
- Gallet Y, Hulot G, Chulliat A, et al. Geomagnetic field hemispheric asymmetry and archeomagnetic jerks. *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, 284: 179-186.
- Gattacceca J, Boustie M, Weiss B P, et al. Investigating impact demagnetization through laser impacts and SQUID microscopy. *Geology*, 2006, 34:333-336.
- Gomez-Paccard M , Larrasoana J C, Sancho C, et al. Environmental response of a fragile, semiarid landscape (Bardenas Reales Natural Park, NE Spain) to Early Holocene climate variability: A paleo- and environmental-magnetic approach. *Reviews of Geophysics*, 2013, 103: 30-43.
- Herries AIR, Adams JW, Kuykendall KL, et al. Speleology and magnetobiostratigraphic chronology of the GD2 locality of the Gondolin hominin-bearing paleocave deposits, North West Province, South Africa. *Journal of Human Evolution*, 2006a, 51: 617-631.
- Herries AIR, Reed KE, Kuykendall KL, et al. Speleology and magnetobiostratigraphic chronology of the Buffalo cave fossil site, Makapansgat, South Africa. *Quaternary Research*, 2006b, 66: 233-245.
- Herries AIR and Shaw J. Palaeomagnetic analysis of the Sterkfontein palaeocave deposits: implications for the age of the hominin fossils and stone tool industries. *Journal of Human Evolution*, 2011, 60: 523-539.
- Jackson M, Bowles J A, Lascu I, et al. Deconvolution of u channel magnetometer data: experimental study of accuracy, resolution, and stability of different inversion methods. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2010, 11, doi:10.1029/2009GC002991.
- König W. Magnetische Untersuchungen an Krystallen. *Wied. Ann. (Annalen der Physik)*, 1887, 31: 273-302.
- Lasclu I, Feinberg J M. Speleothem magnetism. *Quaternary Science Reviews*, 2011, 30: 3306-3320.
- Latham A G, Ford D C. The paleomagnetism and rock magnetism of cave and karst deposits. In: Aissaoui D M, McNeill D F, Hurley N F (Eds.), *Applications of Paleomagnetism to Sedimentary Geology. SEPM Special Publication*, 1993, 49: 149-155.
- Latham A G, Ford D C, Schwarcz H P, et al. Secular variation from Mexican stalagmites e their potential and problems. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1989, 56: 34-48.
- Latham A G, Schwarcz H P, Ford D C, et al. Paleomagnetism of stalagmite deposits. *Nature*, 1979, 280: 383-385.
- Latham A G, Schwarcz H P, Ford D C, et al. The paleomagnetism and U-Th dating of three Canadian speleothems: evidence for the westward drift, 5.4-2.1 ka BP. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1982, 19: 1985-1995.
- Latham A G, Schwarcz H P, Ford D C. Secular variation of the Earth's magnetic-field from 18.5 to 15.0 ka BP, as recorded in a Vancouver-Island stalagmite. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1987, 24: 1235-1241.
- Latham A G, Schwarcz H P, Ford D C. The paleomagnetism and U/Th dating of Mexican stalagmite, Das2. *Earth and Planetary Science Letters*, 1986, 79: 195-207.
- Lean C B, Latham A G, Shaw J. Palaeosecular variation from a Vancouver Island stalagmite and comparison with contemporary North American records. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 1995, 47: 71-87.
- Levi T, and R. Weinberger. Magnetic fabrics of diamagnetic rocks and the strain field associated with the Dead Sea Fault, northern Israel. *J. Struct. Geol.*, 2011,33: 566-578.
- Liu Q S, Deng C L, Torrentc J, et al. Review of recent developments in mineral magnetism of the Chinese loess.

Quaternary Science Reviews, 2007, 26: 368-385.

Morinaga H, Inokuchi H, Yaskawa K. Magnetization of a stalagmite in Akiyoshi Plateau as a record of the geomagnetic secular variation in West Japan. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 1986, 38: 27-44.

Oda H, Usui A, Miyagi I, et al. Ultrafine-scale magnetostratigraphy of marine ferromanganese crust. *Geology*, 2011, 39: 227-230.

Openshaw S, Latham A, Shaw J. Speleothem palaeosecular variation records from China; their contribution to the coverage of Holocene palaeosecular variation data in East Asia; Paleosecular variation and intensity. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 1997, 49: 485-505.

Owens W H and Rutter E H. Development of magnetic susceptibility anisotropy through crystallographic preferred orientation in a calcite rock. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1978, 16(3): 215-222.

Pausata F S R, Battisti D S, Nisancioglu K H, et al. Chinese stalagmite $\delta^{18}O$ controlled by changes in the Indian monsoon during a simulated Heinrich event. *Nature Geoscience*, 2011, 4: 474-480

Perkins A M. Observations under electron microscopy of magnetic minerals extracted from speleothems. *Earth and Planetary Science Letters*, 1996, 139: 281-289.

Perkins A M and Maher B A. Rock magnetic and palaeomagnetic studies of British speleothems. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 1993, 45: 143-153.

Rochette P. Inverse magnetic fabric in carbonate-bearing rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 1988, 90(2): 229-237.

Schmidt V, Günther D, Hirt AM. Magnetic anisotropy of calcite at room-temperature. *Tectonophysics*, 2006, 418: 63-73.

Schmidt V, Hirt A M, Hametner K, et al. Magnetic anisotropy of carbonate minerals at room temperature and 77K. *American Mineralogist*, 2007, 92: 1673-1684.

Shaar R, Ben-Yosef E, Ron H, et al. Geomagnetic field intensity: how high can it get? How fast can it change? Constraints from Iron Age copper slag. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, 301: 297-306.

Tyndall J. Ueber Diamagnetismus und magnekristallische Wirkung. *Poggendorffs Annalen der Physik und Chemie*, 1851, 83: 384-416.

Voigt W and Kinoshita S. Bestimmung absoluter Werte von Magnetisierungszahlen insbesondere für Kristalle. *Annalen der Physik*, 1907, 24: 492-514.

Wackerbarth A, Scholz D, Fohlmeister J, et al. Modeling the $\delta^{18}O$ value of cave drip water and speleothem calcite.

Earth and Planetary Science Letters, 2010, 299: 387-397.

Weiss B P, Vali H, Baudenbacher F J, et al. Records of an ancient Martian magnetic field in ALH84001. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 201: 449-463.

Xie S, Evershed R P, Huang X, et al. Concordant monsoon-driven postglacial hydrological changes in peat and stalagmite records and their impacts on prehistoric cultures in central China. *Geology*, 2013, doi: 10.1130/G34318.1

Zhu Z M, Zhang S H, Tang C Y, et al. Magnetic fabric of stalagmites and its formation mechanism. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2012, 13, Q06006, 12PP., doi:10.1029/2011GC003869,

刘东生等著. *黄土与环境*. 北京: 科学出版社, 1985, 1-251.

王先锋, 刘东生, 梁汉东, 等. 石笋微层物质组成的二次离子质谱初步分析及其气候意义. *第四纪研究*, 1999, 1: 59-65.

张美良, 林玉石, 覃嘉铭. 桂林水南洞石笋的沉积学特征. *沉积学报*, 1999, 17(2): 233-239.

重点连载

磁化率

刘青松

4.1 磁化率的物理基础

磁化率是一个衡量物质被磁化强弱的量。磁性物质的磁化强度(M)与外加场(H)成正比($M = \chi \times H$ 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)。对于直流场的测量方式, 磁化率的定义是 M 对 H 的一阶导数($\chi = dM / dH$)。在饱和状态, $dM = 0$, 因此, $\chi = 0$ 。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})。当外加场为交流场时, M 与 H 就会存在相位差, 从而产生实磁化率(χ')和虚磁化率(χ'')。

对于 SD 颗粒, 其磁化强度的变化机制为其磁矩在外场的作用下发生偏转。沿着其易磁化轴 (长轴) 方向, 由于其磁矩已经达到饱和状态, $dM=0$, 从而在该方向磁化率为零。相反, 在其难磁化轴 (短轴) 方向, 磁化率达到最大值:

$$\chi = \frac{2}{3} \frac{1}{N_b - N_a} \quad (4.1)$$

对于极度拉长的 SD 颗粒, 其理论磁化率为 $2/3$ 。由式子 (4.1) 可见, 在没有解阻变为 SP 颗粒前, SD 颗粒的磁化率与温度无关, 而只决定于其退磁因子。

对于 MD 颗粒, 情况刚好相反。MD 颗粒磁化强度的改变机制主要靠磁畴壁沿着外场方向移动。在 MD 颗粒的长轴方向, 磁畴壁更容易移动, 从而磁化率为最大值。

移动 MD 颗粒磁畴壁所需要的外力要旋转 SD 颗粒的磁矩所需的外力小得多, 因此 MD 颗粒磁矩对外场的反应要比 SD 颗粒灵敏, 也就是 MD 颗粒的磁化率要大于 SD 颗粒。MD 颗粒的磁化率为:

$$\chi = \frac{1}{N} \quad (4.2)$$

与单轴磁化率类似, MD 颗粒的磁化率也只与其形状因子有关, 而与温度无关。因而 MD 颗粒的磁化率温度曲线是一条相对平直的曲线, 只有接近其居里温度时才快速减小, 这是通过磁化率温度曲线鉴别 MD 颗粒的重要依据。

对于 SP 颗粒, 由于热能足够大, 其磁矩已经克服了能垒可以自由地偏转, 因此只需要较小的外场就能够有效地偏转其磁矩, 从而具有很大的磁化率。

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^[5],

$$\chi' = \frac{\chi_0}{1 + \omega^2 \tau^2} \quad (4.3)$$

$$\chi'' = \omega \tau \frac{\chi_0}{1 + \omega^2 \tau^2} \quad (4.4)$$

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

$$\chi_0 = \frac{\mu_0 V M_s^2}{3kT} \quad (4.5)$$

可见, SP 颗粒的磁化率受到多个参数的影响, 包括 SP 颗粒的体积、饱和磁化强度、外场大小、以及观测温度与频率。因此, 如果样品中含有一定量的 SP 颗粒, 如果所用仪器的观测频率和外加长不同, 其值无法横向对比。

在变为 SD 颗粒前, SP 颗粒的磁化率与其体积 $V(d^3)$ 以及饱和磁化强度的平方成正比, 而与温度成反比。随着粒径逐渐增大, SP 颗粒的磁化率类似于爬一座山坡, 然后在 SP/SD 边界遇到一个陡峭的悬崖, SP 的值迅速降低到 SD 的理论值 (式子 4.1)。当频率增加时, 这个悬崖的位置 (也就是 SP/SD 的临界粒径) 会向小粒径方向移动, 其它特征不变。

当频率增加时, 实磁化率的值减小。虚磁化率的导数为

$$\frac{d\chi'}{d\omega} = \omega \tau \frac{-2\chi_0 \tau}{(1 + \omega^2 \tau^2)^2} \quad (4.6)$$

对比式子(4.4)和(4.6)可知，实磁化率的导数与虚磁化率有相似的形状。

4.2 磁化率张量

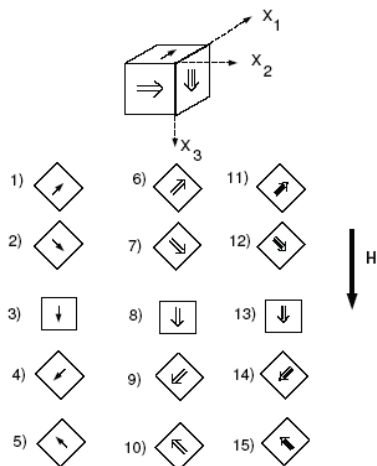


图 4.1 磁化率各向异性的 15 步测量方案图。

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。

$$M_i = \chi_{ij} H_j$$

(4.7)

$$\chi = \begin{pmatrix} \chi_{11} & \chi_{12} & \chi_{13} \\ \chi_{21} & \chi_{22} & \chi_{23} \\ \chi_{31} & \chi_{32} & \chi_{33} \end{pmatrix}$$

(4.8)

其中 j 代表外场方向， i 代表三个正交矢量方向 (X_1 、 X_2 、 X_3)， χ_{11} 、 χ_{22} 、和 χ_{33} 是外场在 (X_1 、 X_2 、 X_3) 方向时沿着这三个方向的磁化率。而 χ_{ij} 则表示在一个方向加场，可以在三个正交方向产生磁化率。

该矩阵中含有 6 个独立矩阵元素。因此，只要有 6 个独立方向的磁化率测量就可以得到这 6 个矩阵元素。为了提高测量精度以及得到误差分析，通常要测量 15 个方向的磁化率。

磁化率椭球的形状可以分为三种：三轴 (Triaxial)、针状 (Prolate) 和饼状 (Oblate)。如果磁化

率的椭球可以清晰地定义三个特征方向，我们称这种椭球为三轴椭球 ($T=0$)。如果其长轴无法定义，而短轴有明确的方向，这种椭球为饼状 ($1>T>0$)。如果长轴方向可以定义，短轴不定向，这种椭球为针状 ($0>T>-1$)。

因为 SD 和 MD 颗粒具有完全不同的磁化率各项异性。相同的排列方式可以造成完全相反的结果。如图所示，SD 颗粒的长轴 (磁化率短轴) 沿着 Z 轴定向排列，此时，磁化率椭球的短轴方向就沿着垂直方向，而长轴方向则无法定义，因此，对于这种分布的 SD 颗粒，会产生一个饼状磁化率椭球。如果把 SD 颗粒换成 MD，其磁化率长轴 (颗粒的长轴) 沿着垂向分布，而短轴无法定向，此时的磁化率椭球为针状。

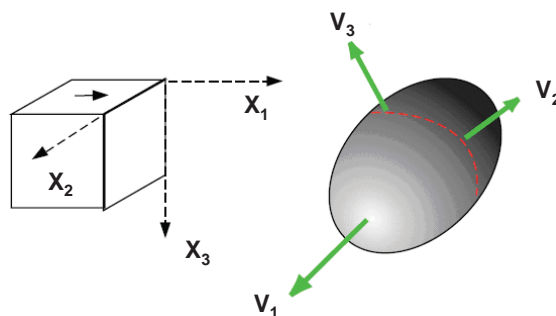


图 4.2: 一个样品的坐标系统及相应的 AMS 磁化率椭球。V 代表特征向量。

通过磁化率矩阵，可以求的相应的磁化率特征向量和特征值 (K_{max} , K_{int} , 和 K_{min})。从而磁化率的二阶张量 (磁化率各向异性) 可以用磁化率椭球来表示^[7]。为了描述磁化率椭球的空间形态，前人研究定义了诸多的参数。

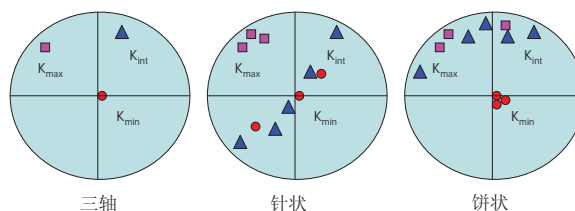


图 4.3 磁化率椭球的三种基本形状及其特征向量下半平面投影图。Kmax (方块)、Kmin (圆)、以及 Kint (三角) 分别代表其最大轴、最小轴和中间轴。

如果 SD 颗粒的长轴沿着水平面均匀分布, 此时其短轴, 也就是磁化率的长轴统一沿着垂向分布, 而短轴无定向, 对应的磁化率椭球为针状。如果是 MD 颗粒, 则对应着饼状。

通过以上分析可知, 磁化率椭球的长短轴与磁性颗粒的长短轴分布密切相关, 而后者与造成磁性颗粒定向排列的各种地质过程相关。因此, 磁化率各项异性可以被用来研究相关的地质过程, 比如水流方向、熔岩流流动方向、压力方向等。

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^[8]。

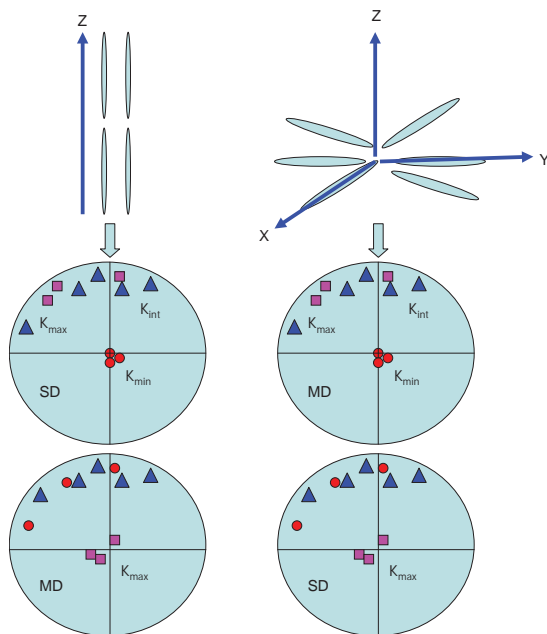


图 4.4 SD 与 MD 颗粒的定向排列及其相应的磁化率椭球。

4.3. 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)。

此外, 卡帕桥系列(KappaBridge)也是测量磁化率的主要仪器, 测量精度要比 Bartington 磁化率仪器高。值得注意的是, 卡帕桥磁化率仪器测量读数的单位是 10^{-6} SI。但是, 卡帕桥磁化率仪的测量频率固定, 不能测量频率磁化率。为了克服这一缺点, Agico 公司新近设计的 MFK 磁化率仪可以变换频率, 预计会成为下一代磁化率仪器的主流。

非磁滞剩磁(ARM)在外加直流场比较小时 (比如 $<80 \mu T$), 其值与外加直流场呈线性关系。本质上讲, ARM 属于剩磁, 而非感磁性质的参数。但是为了进行横向对比, 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, 0.05 mT)。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 0.05 mT 的恒定直流磁场中获得的 ARM 为 $5 \times 10^{-8} Am^2$, 则该样品的 $ARM = 5 \times 10^{-8} / 0.005 = 1 \times 10^{-5} Am^2/kg$, $\chi_{ARM} = (1 \times 10^{-5} Am^2/kg) / (0.05 mT) = (1 \times 10^{-5} Am^2/kg) / (1000 / (4\pi) \times 0.5 A/m) = 25.13 \times 10^{-8} m^3/kg$ 。

4.4. 磁化率的频率特性

磁化率是观测频率的函数。一般地, 频率磁化率的定义为:

$$\chi_{fd} = \chi_{LF} - \chi_{HF} \tag{4.9}$$

$$\chi_{fd} \% = (\chi_{LF} - \chi_{HF}) / \chi_{LF} * 100\% \tag{4.10}$$

χ_{LF} 和 χ_{HF} 分别为低频和高频磁化率, χ_{fd} 和 $\chi_{fd}\%$ 分别为频率磁化率的绝对值和百分数。

由图 4.5 可知, 当变动频率时, 只对 SP/SD 的临界点附近的颗粒有影响。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。

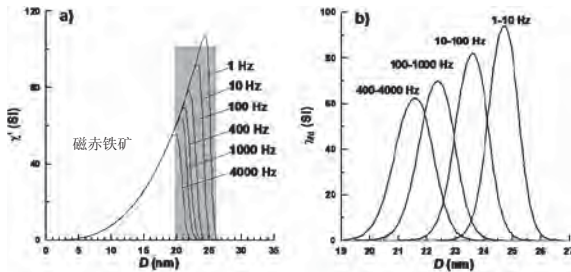


图 4.5 a) 磁赤铁矿 SP 颗粒在不同频率观测下磁化率随着粒径的变化曲线。频率的变化只影响 SP/SD 边界附近的粘滞颗粒 (VSP)。b) 频率磁化率随着粒径的变化曲线。频率磁化率只反应 VSP 颗粒的含量。

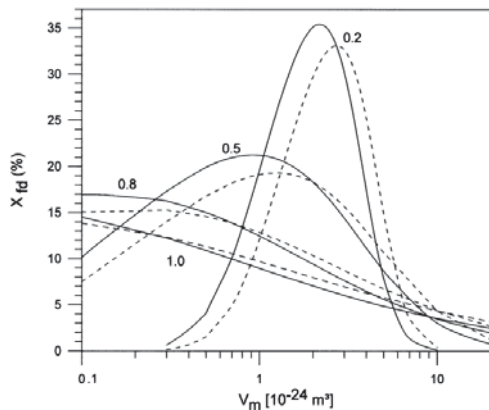


图 4.6 频率磁化率百分比与平均粒径和粒径分布的关系图。随着粒径分布逐渐增加, 频率磁化率百分比降低。

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。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。当 SP/SD 颗粒的粒径分布变化不大时, χ_{fd} 的变化能够代表 SP 颗粒含量的变化。

对于 $\chi_{fd}\%$, 其变化基本反映的颗粒粒径的分布。分母 χ_{LF} 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, 更多细小 SP 和大于 SP 的颗粒会贡献分母, 从而 $\chi_{fd}\%$ 减小(图 4.6)。

4.5. 磁化率的温度特性

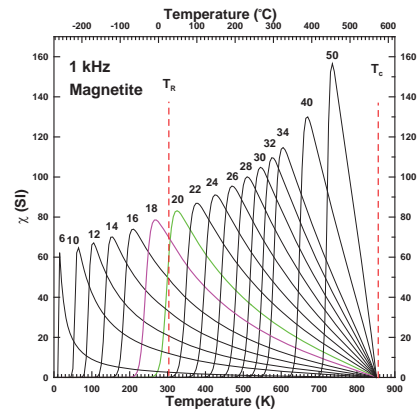


图 4.7 不同粒径磁铁矿的磁化率随着温度的变化曲线。观测频率为 1k Hz, T_r 是室温。图中曲线上的数值代表粒径(单位为 nm)。

对于同样的观测频率, 如果升温, SD 颗粒的驰豫时间 τ 减小, 也就是振动加快, 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) (图 4.7)。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(图 4.8)。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(图 4.8)。

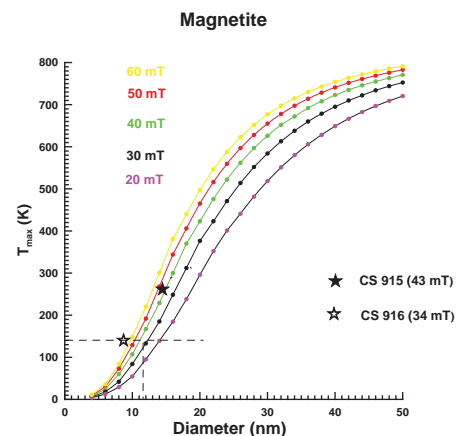


图 4.8 SD 磁铁矿磁化率峰值对应的温度 (T_{max}) 与粒径之间的关系图。粒径越大, T_{max} 越大。五角星代表美国 Yucca Mountain 火山灰的实测结果。

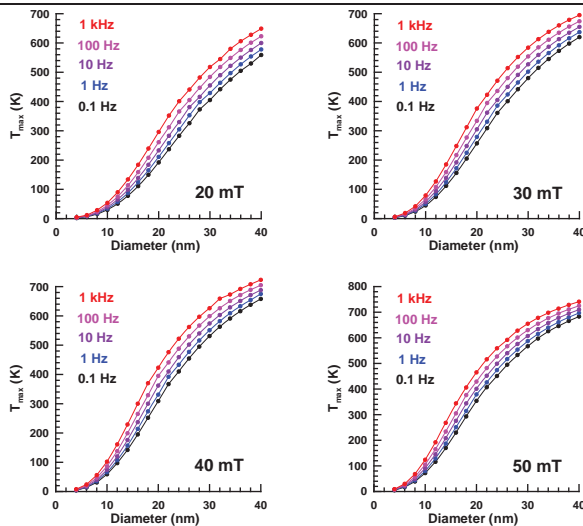


图 4.9 SD 磁铁矿磁化率峰值对应的温度 (T_{max}) 与粒径之间的关系图。图中右下角的数值代表磁铁矿的矫顽力。该图同时考虑了观测频率和 SD 颗粒矫顽力的影响。

除了磁化率外，频率磁化率也是温度的函数(图 4.10)。在 50K，频率磁化率反应的是 SP/SD 临界窗口。随着观测温度增加，频率磁化率反应的 SP 颗粒粒径越大($D_{\chi_{fd-max}}$)。

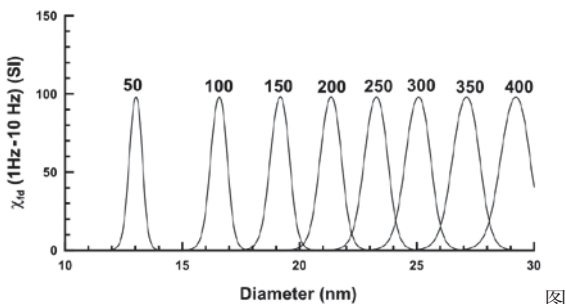


图 4.10 在不同温度下(曲线上方数值, 单位为 K)

因此，可以构建 $D_{\chi_{fd-max}}$ 与观测温度的相关曲线(图 4.11)。也就是说，根据图 4.11 的转换曲线可以获得 SP 颗粒的粒径分布信息。

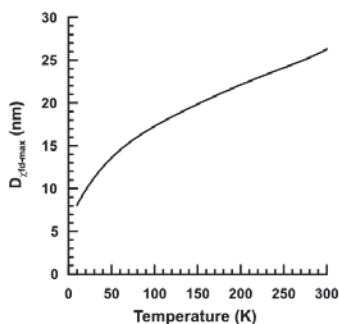


图 4.11 频率磁化率峰值对应的粒径与观测温度相关图。数据来源图 4.10。

该方法已经在中国黄土-古序列中得到很好的应用。图 4.12 显示了古土壤中 4 个典型样品的 $\chi_{fd} - T$ 曲线, 以及通过 $\chi_{fd} - T$ 曲线和 $D_{\chi_{fd-max}} - T$ 曲线得到的古土壤中成土作用产生的纳米磁赤铁矿的粒径分布。可见, SP 磁赤铁矿的粒径分布与其成土强度关系不大。因此, 古土壤的磁性增强主要由 SP 磁赤铁矿含量增加引起。

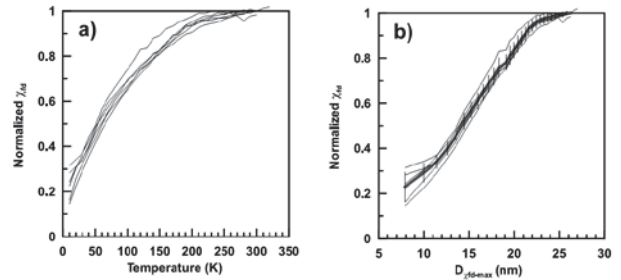


图 4.12 a) 中国黄土-古土壤序列典型样品的 $\chi_{fd} - T$; b) 通过转化后得到的 SP 磁赤铁矿的粒径分布曲线。

通过以上分析可知，磁化率随温度的变化曲线 ($\chi - T$ 或 $\kappa - T$) 与矿物类型和粒径都相关，既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，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。

与铁磁性物质不同，顺磁性物质的磁化率(χ_{para})随着温度增加而降低，服从居里定律 $\chi_{para} = C/T$ ，其中 C 是常量，可以通过 χ_{para} 与 $1/T$ 的关系图做线性拟合进行估算。对于反铁磁性矿物，其磁化率随着温度的变化比较复杂。这类矿物具有大小相等，方向完全相反的两组磁矩。在其尼尔温度之下，沿着磁矩和垂直于磁矩方向，磁化率随温度变化并不一致。在平行方向， $\chi_{//}$ 受到热扰动和外场共同控制。在尼尔温度点， $\chi_{//}$ 最大，温度降低时，由于热扰动影响逐渐降低，它的值也降低。在垂直方向， χ_{\perp} 由磁矩的偏转引起。因此，它受温度的影响不大。此外， χ_{\perp} 永远大于 $\chi_{//}$ 。对于随机分布的颗粒，其体磁

化率为 $\chi = 1/3\chi_{\perp} + 2/3\chi_{\parallel}$ 。当温度高于尼尔温度时，反铁磁性物质变为顺磁性物质，随温度继续增加，磁化率服从居里定律而逐渐减小。

在低温(<300 K)，对于一些磁性矿物存在着特殊的矿相转化点，比如，磁铁矿的 Verwey 转换(120 K)，以及赤铁矿的 Morin 转换(260 K)。因此，可以通过磁化率在这些温度点的剧烈变化特征来判断这些特定磁性矿物的存在。

4.6. 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。弛豫时间 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。

对于大颗粒(假单畴, PSD, 和多畴, MD)的磁性矿物，外加强场或者经过交变退磁处理，会导致其磁畴壁的不可逆移动，也会轻微影响其磁化率^[17]，并进而造成样品 AMS 的变化(通常叫做场诱导的 AMS, Field Induced AMS^[18~19])，但是其机制与 SD 颗粒的磁性矿物的外加场特性完全不同。

4.7. 磁化率的粒径特性

磁性颗粒的磁化率除了受以上因素控制外，还与其粒径变化密切相关。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 的尺寸是不一样的。对于磁铁矿，其尺寸大概在 80-100 nm。而对于赤铁矿，其尺寸可能在十几个微米。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。

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 的力叫做微观矫顽力 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。

对于 MD 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(比如对磁铁矿)，几个 mT 就足以可以克服磁畴壁的障碍，让它移动。

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‘N’字形分布(图 4.13)。

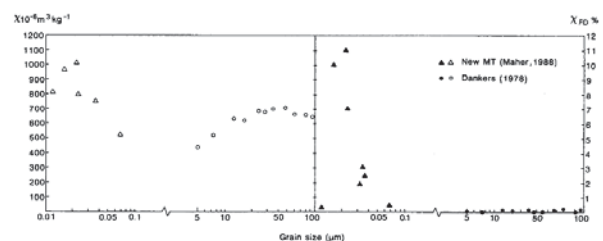


图 4.13 磁铁矿的磁化率以及频率磁化率随着粒径的变化曲线。

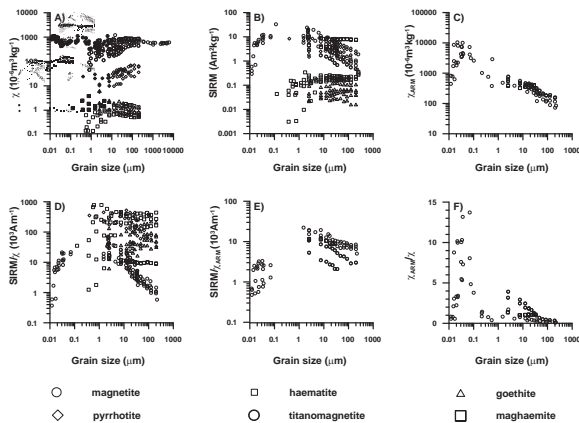


图 4.14 典型磁性矿物的磁性参数随着粒径的变化曲线对比图。

4.8. 不同磁性矿物的磁化率

铁磁性和亚铁磁性物质（比如单质铁、磁铁矿和磁赤铁矿）的磁化率最高。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(图 4.14)。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，从绝对含量上来看，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。

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），其磁性会随着铝含量的变化而变化(图 4.15)。

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，由于弛豫时间减小，会从 SD 状态变为 SP 状态，反而使磁化率大幅度增加。对于粒径很粗的假单畴（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。

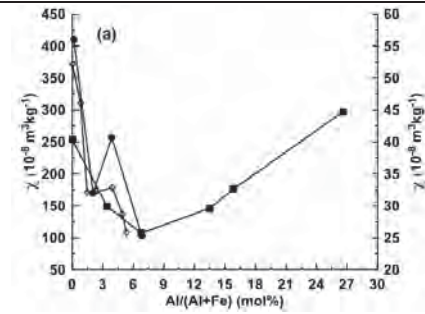


图 4.15 两组不同序列合成赤铁矿的磁化率随着其晶格中 Al 含量的变化图。

4.9. 顺磁性物质的磁化率

Rochette(1987)^[23]系统地研究了顺磁性物质的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

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

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^[1]。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 $Am^2/T/kg = Am^2/(780000A/m)/kg = m^3/kg/780000$ ）。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,也就是通常磁化率仪器所测量的值。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 $\chi_{ferri} = \chi - \chi_{para}$ 。

顺磁性物质的磁化率比较小, 比如中国黄土的顺磁磁化率的量级为 $10^{-7} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, 而且随着深度的变化较小。所以, 在考虑大尺度的磁化率变化时, 基本不需要做顺磁性物质磁化率的校正。但是, 当考虑频率磁化率的百分数时, 顺磁性物质磁化率的影响就不能忽略。

4.10 解释磁化率变化机制的流程

影响磁化率的因素很多, 通过详尽的综合性研究, 可以精确地解释其变化机制及影响因素, 进而确定相关的地质与环境过程。

首先判断样品的磁化率(χ_{bulk})是否小于零。如果是, 那么样品的磁性就由反铁磁性占主导, 比如石英、碳酸钙等。这种情况一般比较少见。如果样品的磁化率大于零, 下一步要进行其幅值的判断。通常把样品的磁化率与样品的顺磁磁化率进行归一化(χ_{bulk}/χ_{para})。如果这个值接近于 1, 说明样品的磁化率主要受顺磁性矿物控制, 铁磁性矿物的含量很少。值得注意的是, χ_{para} 一般由磁滞回线的高场线性部分拟合获得。样品中反铁磁性矿物(比如针铁矿)在高场一般也不会饱和, 从而会使得 χ_{para} 值偏大。可以通过 CBD 处理前后样品的 χ_{para} 来估算反铁磁性矿物对 χ_{para} 的影响。

如果 $\chi_{bulk}/\chi_{para} > 1$, 说明样品中含有铁磁性矿物。接下来可以通过更详细的实验来确定铁磁性矿物的磁畴状态。如果 $\chi_{fd} > 0$, 且 χ 与 χ_{fd} 和 ARM 正相关, 说明 χ 受到 SP 和 SD 颗粒的控制。如果 χ 与 χ_{fd} 和 ARM 不相关, 说明样品中 SP 和 SD 颗粒的含量不够高, 样品的磁化率主要受到大颗粒 PSD/MD 颗粒的控制。

如果 $\chi_{fd} = 0$ 或者 χ_{fd} 很小, 可以对应着两种截然不同的情况。首先这可能暗示着样品中不含有 SP 颗粒, 而以 $>SP$ 的颗粒占主导, 这些大颗粒不具有

磁化率频率特性。第二种情况是样品中所含的 SP 颗粒粒径很小, 在室温也不具有频率特性。低温测量可以进一步区分这两种结果。如果频率磁化率曲线在低温出现峰值, 也就是对应着解阻行为, 暗示着确实存在着小粒径的 SP 颗粒, 其解阻温度小于室温。值得注意的是, 如果 χ_{fd} 的峰值出现在 50 K, 还需要排除 MD 颗粒的干扰。相比较于 SP 颗粒, MD 颗粒更易于被磁铁吸出来。去除 MD 颗粒后, 如果样品的 50 K χ_{fd} 峰值消失, 说明这个 χ_{fd} 峰值主要由 MD 颗粒携带。还可以应用 CBD 处理技术来区分 SP 和 MD 颗粒的性质(图 4.16)。

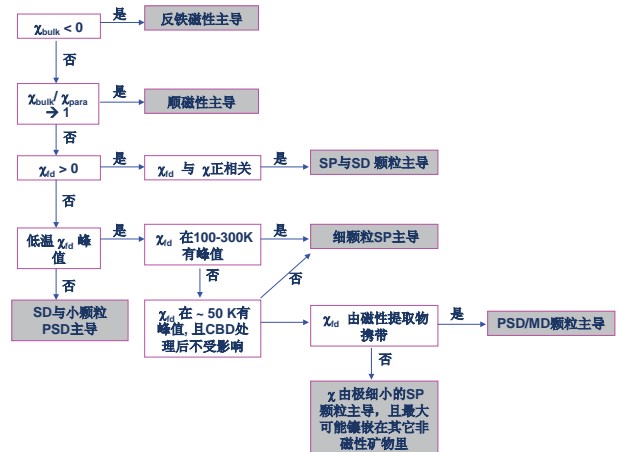


图 4.16 磁化率的解释流程图。

4.11. 磁化率的初步应用

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)^[25]。 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 $\chi/M_s < 10^{-5} \text{ m}^3 \text{ A}^{-1}$, 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^[26~27]。

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^[11~12],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^[12,28]。与之配套的还有一些前期处理样品的手段。比如,应用 CBD 方法分离仅由 Fe^{3+} 构成的铁氧化物(主要是磁赤铁矿、赤铁矿、针铁矿)与粗颗粒磁铁矿贡献^[27,29]。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级组分,然后衡量每一组分对整个样品的磁性的贡献^[30]。

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)^[27],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)^[31~32]。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^[33]。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^[10~11,34]。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^[33,35]。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^[36~37]。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^[38]。

磁化率在海相沉积物研究中也广泛被应用^[39~40],是大洋钻探计划(ODP 和 IODP)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)^[41]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)^[42]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)^[43]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。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)^[44]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稀释作用(比如碳酸盐)^[45]。

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^[46~47]和古环境重建^[48~49],油气田上方的油烟囱^[50],海相

地质^[51]填图, 城市污染示踪^[52-53]等。但不同环境或不同的地质过程对磁化率有着十分复杂的影响作用。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:

- Dunlop D J, Özdemir Ö. Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers. *Cambridge Studies in Magnetism*. Cambridge University Press, Cambridge, 1997.
- Thompson R, Oldfield F. Environmental Magnetism (George Alien & Unwin, London, 1986).
- Maher B A, Thompson R. *Quaternary Climates, Environments and Magnetism*. Cambridge University Press, 1999.
- Evans M E, Heller F. *Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics*. San Diego: Academic Press, 2003. 1~299
- Worm H-U. On the superparamagnetic-stable single domain transition for magnetite, and frequency dependency of susceptibility. *Geophysical Journal International*, 1998, **133**: 201~206
- Néel L., Thédu trainage magnétique des ferromagnétiques en grains fin avec application aux terres cuites. *Annals Géophysics*, 1949, **5**: 99~136
- Rochette, P, Jackson, M J, Aubourg C. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Review of Geophysics*, 30, 1992, **30**: 209~226
- 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.
- Sagnotti L, Rochette P, Jackson M. Inter-laboratory calibration of low-field magnetic and anisotropy susceptibility measurements. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2003, **138**: 25~38
- 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
- Liu Q S, Deng C L, Yu Y, et al. Temperature dependence of magnetic susceptibility in argon environment: Implications for pedogenesis of Chinese loess/palaeosols. *Geophysical Journal International*, 2005b, **161**: 102~112
- 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
- Nagata T, Kobayashi K, Fuller M. Identification of magnetite and hematite in rocks by magnetic observation at low temperature. *Journal of Geophysical Research*, 1964, **69**: 2111~2120
- Özdemir Ö., Dunlop D J, Berquó T S, Morin transition in hematite: Size dependence and thermal hysteresis. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2008, **9**: Q10Z01, doi:10.1029/2008GC002110.
- El-Hilo M, O'Grady K, Chantrell R W. Susceptibility phenomena in a fine particle system, II. Field dependence of the peak. *Journal of Magnetism and Magnetic Materials*, 1992, **114**: 307~313
- Worm H U, Clark D, Dekkers M J. Magnetic susceptibility of pyrrhotite: Grain size, field and frequency dependence. *Geophysical Journal International*, 1993, **114**: 127~137
- Jordanova, D, Jordanova N, Henry B, et al. Changes in mean magnetic susceptibility and its anisotropy of rock samples as a result of alternating field demagnetization. *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, **255**: 390~401
- Potter D K, Stephenson A. Field-impressed anisotropies of magnetic susceptibility and remanence in minerals. *Journal of Geophysical Research*, 1990a, **95**: 15573~15588
- Potter D K, Stephenson A. Field-impressed anisotropy in rocks. *Geophysical Research Letters*. 1990b, **17**: 2437~2440.
- Maher B A. Magnetic properties of some synthetic sub-micron magnetites. *Geophysical Journal*, 1988, **94**: 83~96
- Liu Q S, Torrent J, Yu Y J, et al. Mechanism of the parasitic remanence of aluminous goethite [α -(Fe, Al)OOH]. *Journal of Geophysical Research*, 2004a, **109**(B12): B12106, doi:10.1029/2004JB003352
- 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*, 2004b, **158**: 506~514
23. Rochette P. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structural Geology*, 1987, **9**: 1015~1020
 24. 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*, 2004c, **109**(B3): B03101, doi:10.1029/2003JB002747
 25. 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
 26. 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
 27. 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
 28. 李海燕, 张世红. 黄铁矿加热过程中的矿相变化研究——基于磁化率随温度变化特征分析. *地球物理学报*, 2005, **48**(6): 1384~1391
 29. 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
 30. 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
 31. 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*, 2004, **109**: B03103, doi:10.1029/2003JB002813.
 32. 李海燕, 张世红, 方念乔. 东帝汶海MD98-2172岩芯磁记录与还原成岩作用过程. *第四季研究*, 2007, **27**(6):1023~1030.
 33. 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
 34. Zhou L P, Oldfield F, Wintle A G, et al. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess. *Nature*, 1990, **346**: 737~739.
 35. Heller F, Liu T S. Magnetism of Chinese loess deposits. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1984, **77**: 125~141.
 36. 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
 37. 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
 38. 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
 39. 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
 40. 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
 41. 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.). << Sci. Program Drill. Ocean>, 1995, **145**: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 283~292
 42. 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
 43. 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.

文献导读

来自古老地核发电机的信号—Jack Hills 变砾岩的古地磁野外检验

赵杰

地球磁场的产生和性质对于认识地核、地球大气圈以及生命的演化具有重要的作用。特别是，地球磁场保护着大气圈免受太阳风的侵蚀。但尝试恢复地球最古老地质历史时期地核发电机记录是令人却步的任务，因为古太古代保存最好的地层被认为已经遭受最低为绿片岩相的变质作用。如果岩石的磁性组分全部为强有力的单畴颗粒，那么绿片岩相的岩石会较容易被应用于该研究。在这种情况下，部分假单畴的颗粒会被重磁化，但是剩余的部分不会被重磁化，这可以通过次生分量在其退磁温度（解阻温度）时被清洗，该温度超过了变质作用的最高温度。但是，现实的岩石并不仅仅含有单畴磁性颗粒，大的多畴颗粒在低级变质作用中很容易被重置，其所携带的次生剩磁可污染直到相关磁性矿物载体（通常为磁铁矿）居里温度的整个磁化。除热作用外，绿片岩相变质岩可能伴随着在变质事件最高温度时直接产生或者之后非磁性矿物在较低温度蚀变产生新的磁性矿物。

为了解决这些问题，一些工作利用了单晶体古强度（SCP）方法。单硅酸盐晶体可以包含类似具有理想单畴行为的微小磁包体，分离出这样的晶体可以排除在实验室中非磁性矿物相转化为磁性矿物相的效应，并且该技术是一个避免多畴颗粒影响的新方法。同时，硅酸盐母体可以保护内部的包体免受地质历史尺度的蚀变。目前可用的最古老古强度数据来自于共同位于 Kaapvaal 克拉通的 Barberton

44. 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
45. 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
46. Zhu R X, Hoffman K A, Potts R, et al. Earliest presence of humans in northeast Asia. *Nature*, 2001, **413**: 413~417
47. 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. Magnetochronology 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
48. 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
49. Verosub K L, Roberts A P. Environmental magnetism: past, present, and future. *Journal of Geophysical Research*, 1995, **100**: 2175~2192.
50. 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
51. 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
52. 琚宜太, 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
53. 卢升高, 白世强. 杭州城区土壤的磁性与其环境意义. *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

和 Nondweni 绿岩带 34-34.5 亿年的英安岩, 该数据基于热剩磁剩磁化强度, 利用 SCP 技术得到的强度值位于现代磁场的 70-50% 范围内。

地球磁场可能非常古老, 在地核形成之后不久就开始存在, 然而有些学者具有不同看法。目前可用的 34.5 亿年最老的地球磁场古强度数据已指出了地球大气圈在太阳活动面前的脆弱性。如果地球在 35-40 亿年前没有磁场的保护, 太阳风能够显著改变早期的地球水圈。因此, 确定在 34.5 亿年之前地球磁场是否存在对于认识地球热力学、地表状况及大气圈的演化具有重要作用。但很少有地区存在大于 34.5 亿年并免于低于角闪岩相变质作用的陆相岩石, 热力及相伴生的化学转换使得这些岩石不能够用于古地磁研究。最著名的例外为澳大利亚的 Phibara 克拉通, 但 Pilbara 克拉通的岩石可能仅早于已知的来自 Kaapvaal 克拉通岩石数十个百万年。然而, 有另一个记录: 即由更老岩石侵蚀而来的岩屑及硅酸盐晶体构成的碎屑岩组成的较年轻的沉积单元。可论证地, 其中最著名为澳大利亚西部 Jack Hills 具有 44 亿年锆石的变质沉积岩, 包含有磁铁矿包含物的岩屑、石英颗粒或者锆石本身组成的碎屑岩很有可能记录了太古代最早期到冥古代的地磁发电机信息。

Tarduno 与 Cottrell 通过对来自 Jack Hills 变质砾岩进行了岩石磁学与古地磁研究, 热剩磁揭示了一个显著的高温分量, 解阻温度在 550 和 580°C 之间, 通过了砾石检验, 指示其为砾石沉积之前的磁化(如图 1)。该结果与岩石磁学数据共同揭示了高解阻温度分量由磁铁矿携带, 并在同一环境磁场中磁化, 对此最简单的解释为当时地球发电机已经存在, 该结果指示了该变沉积岩的碎屑到亚碎屑矿物尺度可能记录了从古太古代到冥古代期间的地球磁场。

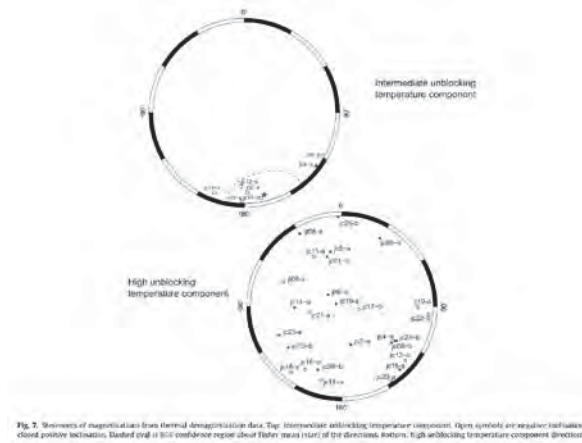


图 1: 热剩磁数据磁化方向立体图。上图: 中等解阻温度分量。空心符号代表负的倾角, 实心符号代表正的倾角。虚线椭圆为磁化方向 Fisher 平均 95% 置信范围。下图为高温分量的方向

参考文献:

John A. Tarduno & Rory D. Cottrell, 2013. Signals from the ancient geodynamo: A paleomagnetic field test on the Jack Hills metaconglomerate. *Earth Planet. Sci. Lett.* 367, 123–132.

枝晶的岩石磁学性质: 对磁力显微镜观察的思考和对其古地磁研究的启示

胡鹏翔

枝晶是沿结晶方向发散的树杈状晶体, 常见于快速冷却的岩浆环境中。磁铁矿枝晶常常生长在铁饱和的快速冷却带中, 并成为火山岩和考古矿渣的主要载磁矿物。然而, 由于枝晶复杂的形态学特征, 迄今为止关于枝晶记录古地磁信息的机制仍然不清楚。一些学者从理论上模拟了部分枝晶结构的磁学性质, 发现由于存在很强的形状各向异性, 枝晶结构可以具有很高的矫顽力和剩磁比。本文旨在通过研究五种不同结构的枝晶样品(图 1), 来检验枝晶记录剩磁的稳定性和枝晶用于古强度研究的可靠性以及枝晶的各向异性性质。

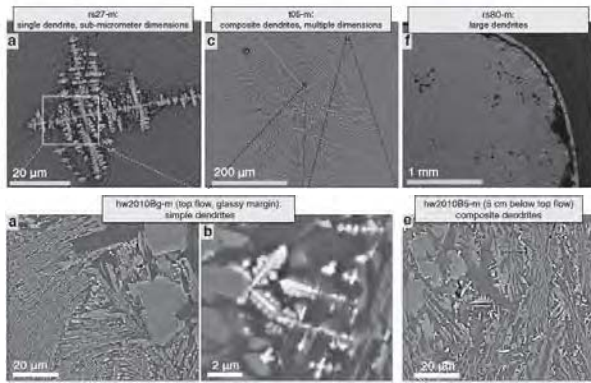


图 1 五种不同类型枝晶的扫描电镜图像。上排 a: 快速冷却合成的单枝晶样品, 枝晶由圆形的, 针状的分枝组成, 厚度为亚微米级别; b: 快速冷却合成的多枝晶样品, 由多个连生的枝晶组成, 内部的枝晶是发育良好的拉长状微米级枝晶, 而外部的枝晶显示出与 a 样品相似的形态; c: 慢速冷却合成枝晶, 厚度可达几十微米; 下排 a, b: 夏威夷玄武岩钛铁矿枝晶, 来源于岩浆流外层玻璃质边缘, 端点为亚微米级八面体晶体; e: 夏威夷玄武岩钛铁矿枝晶, 结构同 a, b 相似, 但个体较大, 发育更好。

FORC 图, 古强度实验和磁力显微镜观察显示, 枝晶的磁畴结构和磁学性质决定于枝晶分枝的大小和几何特征, 相邻分枝的距离以及分枝之间的连通性。具体来说, 虽然快速冷却的单合成枝晶分枝大小为亚微米级属于 SD 范畴, 但是 FORC 图和古强度实验中都显示出 PSD 的性质。作者通过磁力显微镜的观察认为, 整体的 PSD 性质有可能是分枝之间的相互作用导致的。在这种情况下, 分枝之间的距离和连通性主导了枝晶的磁学性质。另一方面, 天然玄武岩枝晶样品虽然大小上可达几十微米, 但却显示出漂亮的 SD 行为, 是可靠的记录古强度的载体。磁力显微镜观察显示, 每一个八面体都有统一的磁化强度, 这种现象可能来自于八面体连接处的硬剩磁可以迫使八面体有一个优选的磁化强度。

此外, 该文章基于各向异性的测量和磁力显微镜的观察, 还对枝晶的发育和各向异性做出了讨论。

参考文献:

Shaar, R., and J. M. Feinberg (2013), Rock magnetic properties of dendrites: insights from MFM imaging and implications for

paleomagnetic studies, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 14, 407–421, doi:10.1002/ggge.20053.

沉积物中长尺度相对古强度变化的岩石磁学印记

刘建兴

准确评估过去地球磁场强度对于了解地球动力学过程是十分重要的。在地质历史时期地磁极反转的频率也是在变化的。在过去的 20 Ma 间, 倒转的频率大约为 4 次/Ma, 而在 83 Ma-118 Ma 的 35 Ma 的白垩纪超静磁期(CNS)却没有倒转。倒转的频率似乎在 CNS 之后逐渐增加, Cox 认为强的地磁场可能会阻止倒转的发生。一些数值模拟的结果也表明在一个稳定的地磁极期内地球发电机可能处于高效状态, 具有高的偶极子场, 可以受控于下地幔的热结构。要验证上述假设, 最理想的办法就是积累可靠的古地磁数据来检验古强度与极性期时间跨度的关系。沉积物中连续记录对于讨论地球磁场的长期变化和能量谱是不可或缺的。DSDP 522 站位南大西洋沃利斯洋脊岩心记录了渐新世跨度约 11 Ma 近乎连续的相对古强度变化, 在此基础上讨论了地磁场强度和极性期长度的弱的正相关性。

关于沉积物岩性变化对于相对古强度评估的影响也是长期以来讨论的话题, 长期以来岩石磁学的“均一化”一致被广泛用来作为评判相对古强度可靠性的指标, 并且在利用相对古强度对海洋岩心进行地层对比和年龄估算的研究中屡试不爽。然而当讨论古强度和极性跨度关系时, 需要更加严密的检验以查明可能的岩性污染。为了对始新世-渐新世相对古强度的长期变化进行评估和对 DSDP 522 的记录进行检验以及古强度和极性跨度之间的可能关系, 近期 Yamazaki et al 对 IODP (国际综合大洋钻探计划) 320/321 航次在东赤道太平洋取得的 3 根岩心

(U1331, U1332, U1333, 图 1)进行了详细的岩石磁学研究。

钻孔详细信息如下:

U1331 (12°04.09' N, 142°09.71' W, 水深 5116 m): 底部基岩年龄约 53 Ma, 沉积物厚度 187 m, 取心长度为 157 m, 上部 80 m 除了顶部 7 m 的上新世-更新世表层黏土外, 从晚中始新世到渐新世的沉积物的沉积速率由 6 m/Ma 向上减至 3 m/Ma。

U1332 (11°54.72' N, 141°03.74' W, 水深 4924 m): 底部基岩年龄约 50 Ma, 沉积物厚度 150 m, 取心长度为 126 m, 除了最顶部 13 m 晚中新世到上新世-更新世的黏土外, 从中始新世到早中新世的沉积速率由 7 m/Ma 向上减至 3 m/Ma。

U1333 (10°31.00' N, 138°25.16' W, 水深 4853 m): 底部基岩年龄约 46 Ma, 沉积物厚度 183 m, 取心长度为 163 m, 除了最顶部的几米, 始新世-中新世的沉积物在始新世的平均沉积速率约为 4 m/Ma, 早渐新世约为 12 m/Ma, 在晚渐新世到中新世约为 6 m/Ma。

岩性上 3 根钻孔在始新世以放射虫软泥为主, 而在渐新世以钙质软泥为主, 转换界限明显, 反映了该时期赤道太平洋碳酸钙补偿深度的加深。3 根岩心沉积物均呈褐色, 反映了氧化的沉积/沉积后环境, 所以岩心应该没有经历成岩作用的改造, 故适合用来研究古强度。对 U1332 和 U1333 孔进行了全部的 U-channel 取样, 由于 U1331 孔 80 m 以下频繁出现浊流夹层, 因此只取其 80 m 以上部分, 年龄约为 41 Ma, 和其他两孔的底界年龄相当。

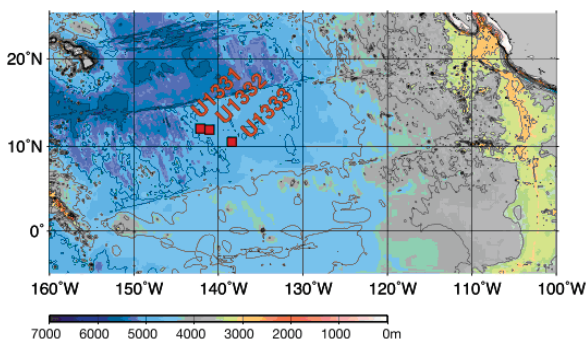


图 1 钻孔位置

实验测试: NRM 测量及交变退磁以获得特征剩磁 (ChRM) 和倾角及最大角偏差, 与标准极性柱对比确定年龄; U1331 和 U1332 的 ARM 在 0.1 mT 的直流场下获得, U1333 的 ARM 的直流场为 0.05 mT, 所用交变场为 80 mT, 并对其进行退磁; IRM 在 0.7-0.9 T 场下获得, SIRM 的获得场为 2.5 T, 之后分别加反向场 0.1 T 和 0.3 T 以求得 $S_{-0.1T}$ 和 $S_{-0.3T}$; 另外还对一些样品的磁滞回线和一阶反转曲线进行了测量。

结果及分析: 根据 IRM 判断磁性矿物的含量变化小于一个数量级; $S_{-0.3T}$ 的变化较小, 在 0.95-0.99 之间, 说明组成单一且以低矫顽力矿物为主; 磁滞参数的 Day-plot 表明磁性颗粒为准单畴 (PSD) 状态, 这些都符合计算相对古强度的均一化标准。利用 IRM 对 NRM 进行归一化来求得相对古强度, 对于 U1331 和 U1333 的归一化强度由 NRM 和 IRM 在 30 mT 退磁后的值获得, 对于 U1332 直接用 NRM 和 IRM 进行归一化。3 孔归一化后的剩磁强度结果如图 2 所示, 并将 DSDP 522 孔用来进行对比。

从图中可以看出 3 孔的归一化强度在 10 万年尺度上的变化是一致的, 然而在百万年乃至更长尺度上既有一致性也存在偏差。比如在长达 2.2 Ma 的 12r (31.021-33.232 Ma) 反极性期, 3 孔及 522 孔的强度明显高于其前后各期, 另外在 C18n 的底部和 C18r 的顶部之交也存在一个明显的强度峰值。然而, 3 孔在 33.8 Ma 的始新世和渐新世界线点的前后其强度的长期变化却明显不同, 对于 U1331 孔, 其强度值在此界线之前明显高于之后; 而 U1333 孔的变化趋势却恰恰相反, 即 33.8 Ma 之后的强度明显高于之前; U1332 孔前后的变化不明显。

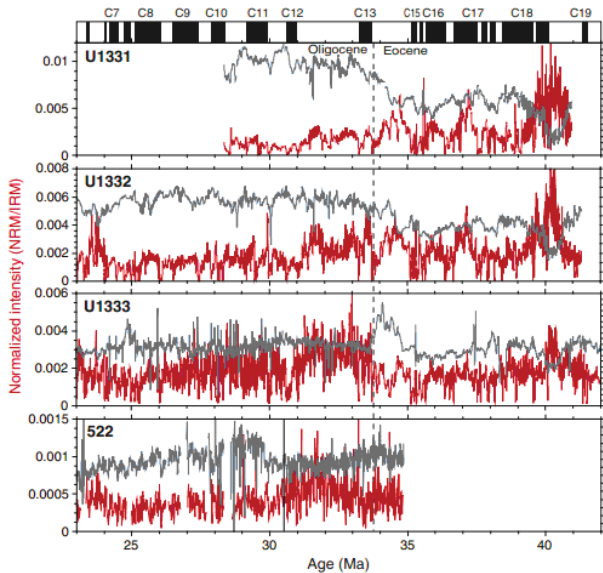


图 2 归一化剩磁强度 (红色) 及 ARM/IRM (灰色) 随年龄的变化

FORC 图结果显示 U1331 和 U1332 孔的所有样品的 H_c 峰值都在 25-30 mT 之间, 且在 H_u 轴上的展布较窄, 说明其相互作用较小, 为典型的生物成因单畴 (SD) 磁铁矿, 说明在第四纪之前的沉积物中生物成因的磁铁矿也可以在非还原的情况下长期保存。另外样品中还含有陆源成因的磁铁矿。分析结果表明样品中生物成因的磁铁矿占主要成分。

当把归一化强度的时间变化和 ARM/IRM 进行对比时, 发现二者在相当长的时间内大致呈现反相关。从 40 Ma-30 Ma 间, U1331 和 U1332 的强度呈衰减趋势, 而 ARM/IRM 却呈现相反的趋势, U1333 在 40 Ma 到 36 Ma 期间也具有上述的变化趋势。U1331 孔渐新世 ARM/IRM 的平均值要显著高于始新世, 而 U1333 孔却不明显, U1332 孔的变化介于二者之间。对于段尺度的变化, 我们可以看到 3 个钻孔的归一化强度在 40-41 Ma 都有一个明显的峰值, 对应了 ARM/IRM 的低值, 在大约 34.5 Ma 仅在 U1333 孔归一化强度的降低以及明显的 ARM/IRM 峰值, 类似而稍弱的反相关性在 U1332 的 23.5 Ma 以及 U1333 的 25 Ma 和 30.5 Ma 以及 522 的 28 Ma 处均有表现。

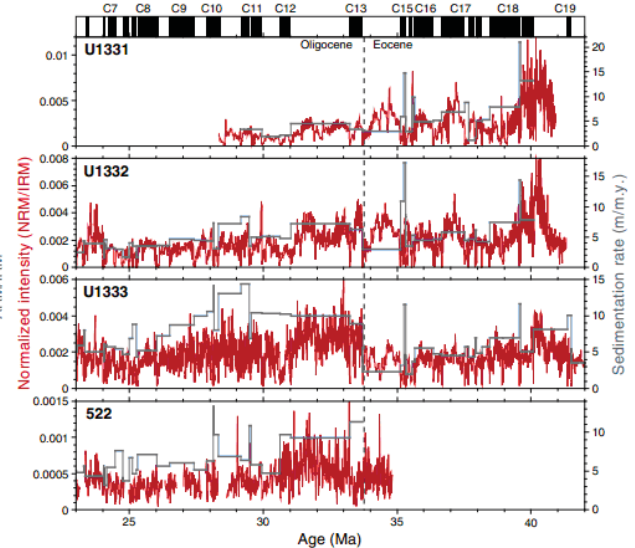


图 3 归一化强度 (NRM/IRM) (红色) 以及平均沉积速率 (灰色) 的时间变化

显然通过归一化强度对 ARM/IRM 的明显依赖性可以推断沉积物中磁学性质的改变已经影响到归一化强度的记录, 主要是磁性成分的变化 (生物成因磁铁矿和陆源磁铁矿性质迥异), 因此无论是用 IRM 还是 ARM 对古强度进行归一化都无法消除成分变化对其产生的影响。另外该研究还发现 C12r 期间以及 C18n 和 C18r 之交强的归一化强度对应了高的沉积速率, 3 孔在始新世和渐新世之交的归一化强度的变化也都对应了沉积速率的变化 (图 3)。因此本文的主要结论是: 沉积物中生物源磁性成分和陆源磁性成分的相对丰度和沉积速率都会影响远洋沉积物剩磁获得效率, 因此根据现有的归一化强度记录而推断强的地磁场在长的极性期内得到记录的结论也还为时过早。

参考文献:

Yamazaki T, Yamamoto Y, Acton G, et al. Rock-magnetic artifacts on long-term relative paleointensity variation in sediments. *G3*, 2013, 14(1): 19-43.

应用宽频交变电流磁化率表征自然界中的磁性纳米颗粒

葛坤朋

本文介绍了通过测量 125 Hz 到 512 kHz 中若干频率下的低场磁化率来表征磁性矿物颗粒性质的新方法。该方法进行了实际自然样品测试，包括玄武岩、黄土、古土壤、凝灰岩、花岗岩以及安山岩。研究证明宽频段磁化率测量可以在常温下实现与 K-T 测量研究等效而廉价、无破坏性的测量。通过 FSMS 的分析能够重建磁性矿物粒径分布，尤其是能够明显区分超顺磁性矿物的粒径特征。

实验:

实验使用了 SM-100/105 磁化率测量系统 (ZH Instruments, Brno, Czech Republic) 的两个测量线圈，其中低频线圈 (0.125, 0.25, 0.5, 1, 2, 4, 8, 16 kHz)，高频线圈 (16, 32, 64, 128, 256, 512 kHz) 对玄武岩、黄土和古土壤、凝灰岩、花岗岩以及安山岩等自然样品进行了常温变频磁化率测量，并结合低温变频实验测量进行了不同温度的变频磁化率测量。

图 1 展示了四种频率谱磁化率 (FSMS) 类型: FSMS I (a), FSMS II (b-d), FSMS III (e) 和 FSMS IV (f)。结果显示随着频率的增加，玄武岩、黄土、古土壤和凝灰岩的频率谱磁化率 (FSMS) 呈现不同程度的降低趋势。其中，玄武岩的 FSMS (图 1a) 随频率的增加而单调递减，而黄土、古土壤和凝灰岩 (图 1b-d) 的 FSMS 呈现更加明显的减小趋势，并且在频率大于 100 KHz 后，磁化率逐渐稳定，这与其中含有大量超顺磁性矿物的报道是相吻合的。多畴结构的花岗岩 (图 1e) 没有明显的频率特性，这可能是因为在在外场下磁畴壁的缓慢平滑移动所引起的。相反，安山岩样品 (图 1f) 在 16 kHz

到 128 kHz 之间出现了磁化率极值，结合低温测量发现，这可能是多畴斑晶内磁畴壁的磁共振所引起的。

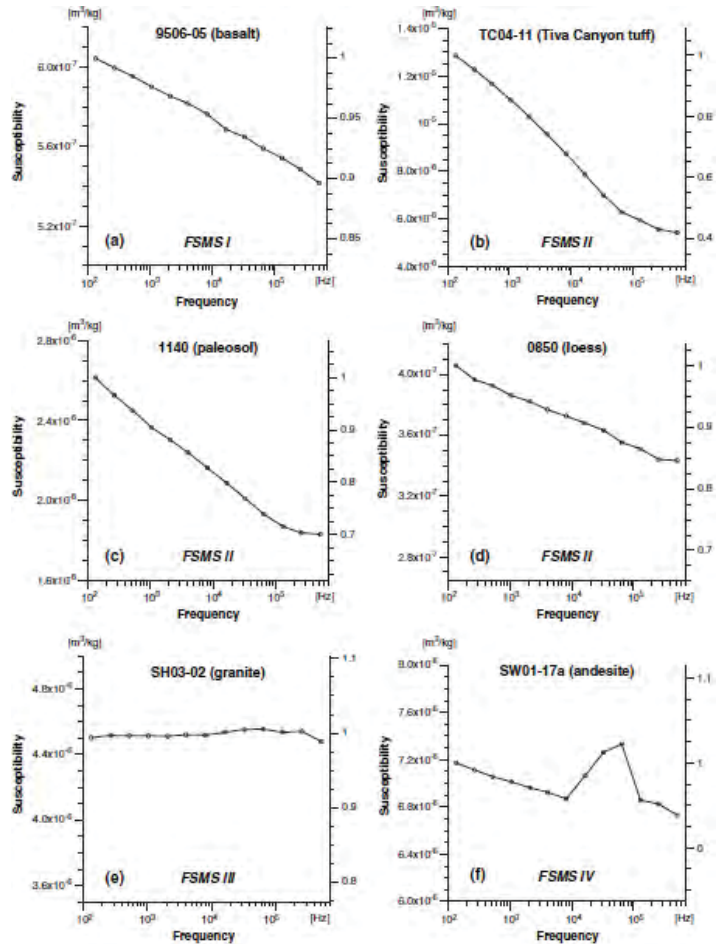


图 1. 天然样品磁化率随频率变化曲线。其中，(a) 玄武岩，(b) 凝灰岩，(c) 古土壤，(d) 黄土，(e) 花岗岩，(f) 安山岩。

模型:

文章从基本的磁化率曲线公式出发，得出中值体积频率分布公式:

$$\bar{f}_{i,i+1} \approx \frac{\Delta k_i}{(\alpha \bar{v}_{i,i+1} + k_{SD}) \Delta v_{i,i+1}}$$

其中， $\alpha = \mu_0 M_s^2 / 3k_B T$ ， $\bar{v}_{i,i+1} = (V_{b,\omega_i} + V_{b,\omega_{i+1}}) / 2$ 为阻挡体积的平均值。不同频率的阻挡体积可以由弛豫时间公式得出，而给定单畴颗粒磁化率 K_{sd} 后，就可

以得出 $(i, i+1)$ 单元的中值体积频率。

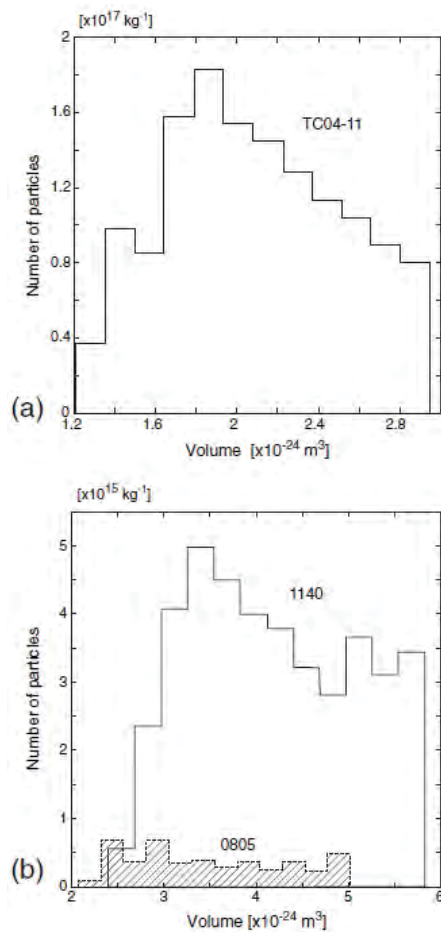


图 2. 计算得到的体积分布 (GSD) 图像。其中(a) 为凝灰岩, (b) 中实线为古土壤, 虚线指示黄土。

图 2 给出了计算得到的凝灰岩、古土壤和黄土的体积分布曲线。其中凝灰岩的中值体积约为 $1.9 \times 10^{-24} \text{ m}^3$, 为分布较窄的超顺磁颗粒, 这之前关于凝灰岩的报道是相一致的。而从图 2b 可以看出, 相对于较均一黄土颗粒分布, 古土壤的分布更加集中, 而且对于磁化率的贡献远远超过黄土, 这与黄土/古土壤的磁化率研究报道也是相一致的。因此该方法可以用来评估自然样品的粒径分布。

参考文献:

Kodama, K. (2013), Application of broadband alternating current magnetic susceptibility to the characterization of magnetic nanoparticles in natural materials, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.

物源对北大西洋北部沉积物的磁学记录质量和解释的制约

姜兆霞

前人对北大西洋北部深海沉积物的磁学研究不仅为该区域提供了宝贵的古地磁信息, 而且对理解洋流变化和周围冰盖的动力学机制具有十分重要的意义。另外, 由于该区域的沉积物主要为冰川剥蚀的陆源物质, 富含亚铁磁性的火成或者变质基岩, 同时沉积速率较高, 因此, 该区域沉积物的磁性记录质量较高。尽管磁学性质的变化可以反映气候的信息, 但是磁一致性是古地磁研究的基本要求。虽然不同的研究具有不同的要求, 但是北大西洋北部沉积物记录了高质量的古地磁和环境磁学信息。沉积物的物理性质可以反映源区以及洋流分选的变化。通常, 颗粒粒径对沉积物磁学性质具有很大的影响, 但是, 大部分的磁学研究都是针对全样 (bulk sample), 而全样一般是各源区各种粒径范围的混合物, 因此, 我们很难解释为什么这一处的古地磁记录比别处好。我们都知道粒径均匀的沉积物可以记录较为可靠的古地磁信息, 但是根据全样信息我们很难确定这些沉积物的来源以及形成过程, 进而就不容易推断如何获得高质量的沉积物记录。

因此, 探究不同源区沉积物磁学性质随粒径的变化, 各粒径组分在沉积过程中 (风化、剥蚀、搬运、沉积) 的变化, 以及这些因素对沉积物磁记录的影响变得尤为重要。基于此, Hatfield et al.(2013) 对冰岛以及格陵兰岛南部冰川剥蚀面的样品进行了详细的磁学研究, 并根据磁学性质的不同对这些源区进行区分, 进而讨论了源区和粒径变化对磁性记录解释的指示意义。

由于北大西洋北部大部分的碎屑沉积物都来源于格陵兰和冰岛的冰川剥蚀物, 因此作者对格陵兰岛南部冰川剥蚀面进行了采样, 将采样地点分为三

区, 由北向南依次为 Nagssugtoqidian Mobile belt (NMB)、Archean Block (AB)和 Ketilidian Mobile belt (KMB), 对冰岛地区, 主要采集了早第三纪火山地区 (Paleogene Volcanics, PV) (图 1)。首先对样品的全样进行了系统的磁学测试, 然后对样品进行了粒径分离, 一部分样品分成了砂 (>63 μm)、淤泥 (3-63 μm)、粘土 (<3 μm) 三个组分, 另外一部分分为 >63 μm、45-63 μm、32-45 μm、20-32 μm、10-20 μm 和 <10 μm 六个组分, 接着对分离出的各组分样品进行磁学测量。

前人研究结果表明, 该区主要的载磁矿物为磁铁矿或钛磁铁矿。该研究中, 冰岛的 χ_{ARM}/χ 较格陵兰岛的值高 (图 1), 这说明前者的磁性颗粒粒径较后者细, 但是冰岛各组分的磁化率较低, 这可能是冰岛沉积物中的磁性颗粒主要为单畴 (SD) 颗粒, 而格陵兰岛主要为多畴 (MD) 颗粒所致。另外冰岛的样品矫顽力较格陵兰岛高进一步说明, 格陵兰岛的磁性颗粒较粗。Day 图结果直观的显示 (图 2), 不论是全样还是各粒级组分, 冰岛样品都位于 PSD 区间, SD 颗粒含量较高, 而格陵兰岛主要偏向于较粗的 PSD 和 MD 区间, 只有格陵兰岛的粘土组分含有细粒的 PSD 磁铁矿。另外磁化率较高的 NMB 区样品的颗粒较粗, 更偏向 MD 区间。总之, 不同源区的沉积物磁性矿物含量和磁性颗粒的粒径存在很大差别。两个区域的沉积物磁学性质之所以存在那么大的差别, 主要归因于其成岩环境。在冰岛属于快速冷却的玄武岩, 这种情况下容易形成大量的细粒磁铁矿, 而对于格陵兰岛南部, 主要为长期的火成侵入岩或变质岩, 比较利用粗粒的磁铁矿生成。

作者搜集了前人对于该区域钻孔沉积物的粒径分析发现, 一部分趋于细的 PSD, 而另一部分钻孔的颗粒更趋于较粗的 MD 区间 (图 3)。结合本研究, 作者认为, 这反映的不单纯是沉积物粒径的信息, 更是沉积物源区的变化。趋向于 MD 区间的钻孔, 其沉积物应该主要来源于格陵兰岛的冰川剥蚀

物, 而趋于较细 PSD 的钻孔沉积物更多的来源于冰岛剥蚀物, 这在地理位置上也是一致的。另外, 冰岛沉积物磁性颗粒粒径的一致性也可以作为冰岛周围钻孔古地磁记录十分可靠的一个原因。

参考文献:

Hatfield, R. G., J. S. Stoner, A. E. Carlson, A. V. Reyes, and B. A. Housen (2013), Source as a controlling factor on the quality and interpretation of sediment magnetic records from the northern North Atlantic, *Earth and Planetary Science Letters*, 368, 69-77.

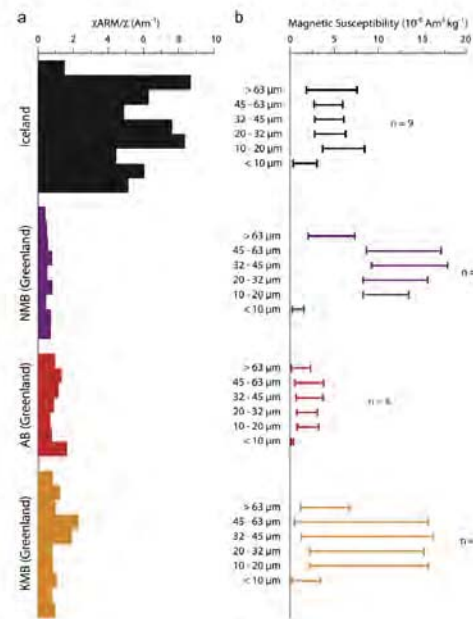


图 1 冰岛和格陵兰岛样品 χ_{ARM}/χ 的变化, 以及各组分磁化率的变化

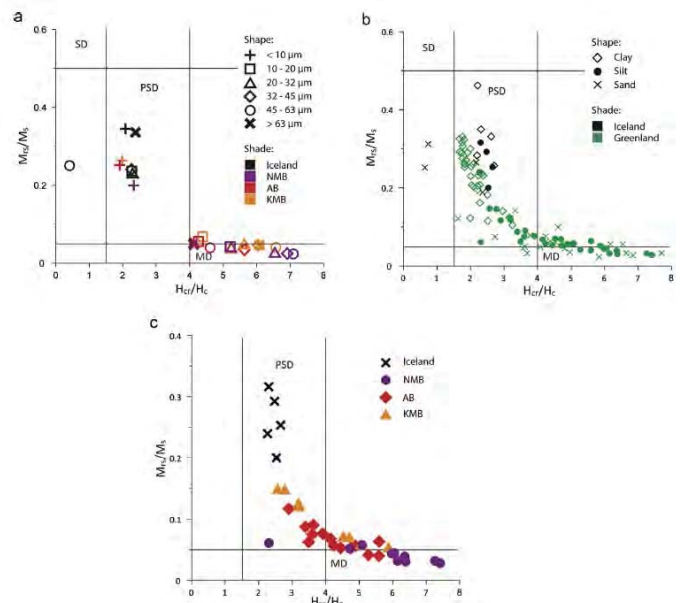


图 2 沉积物全样以及各组分的 Day 图

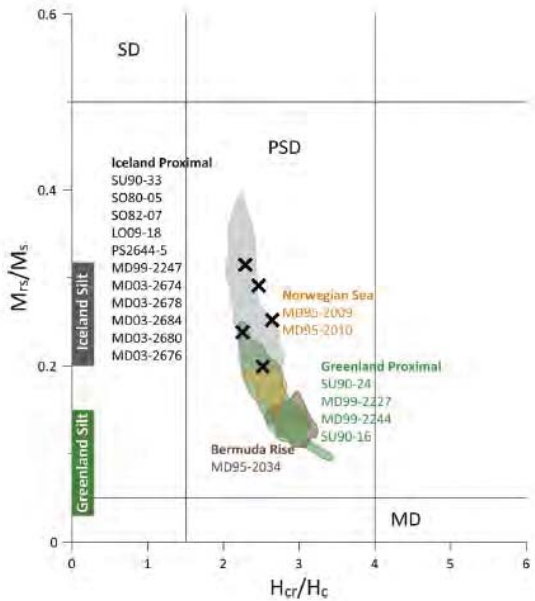


图 3 格陵兰岛和冰岛附近的钻孔样品的 Day 图投影

Baltic Sea 中的胶黄铁矿磁小体化石

王寅昭

趋磁细菌是一种可以在生物体内合成单畴磁铁矿颗粒的微生物，这类纳米级磁铁矿称为磁小体，趋磁细菌可以通过链状排列的磁小体来感受地球磁场并使细菌沿地球磁感线运动。趋磁细菌广泛分布在咸水和淡水的沉积物中，其合成的磁小体在细菌死亡后可以稳定保存在沉积物中形成化石磁小体。然而，有一类趋磁细菌也可以合成胶黄铁矿磁小体，但是，相对于磁铁矿磁小体，胶黄铁矿磁小体的研究还相对较少。虽然，疑似胶黄铁矿化石磁小体在 Miocene 和 Pliocene 的沉积岩石中曾经也有过相关报道，对于其合成和保存的环境研究也相对较少。

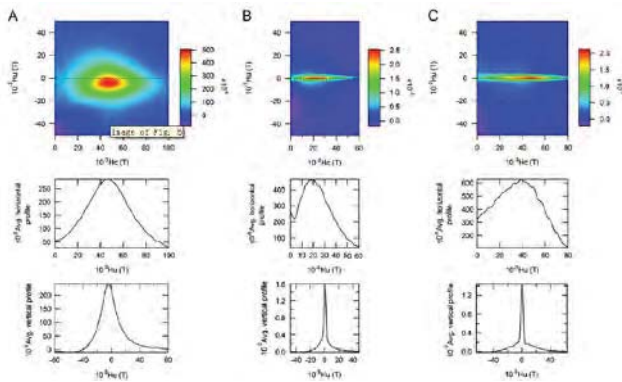
最近，Reinholdsson 等人研究了 North Central Baltic Proper 和东部的 Gotland Basin 湖相沉积物岩心。Baltic Sea 是世界上最大的咸水环境之一，其平均深度为 55 米，最大深度为 459 米，盐度差异较大，并可形成垂直盐度梯度。Baltic Sea 自上次冰川时期经历了多次大的地质变化，如地壳的上移以及海平

面的变化。基于这些自然的变化，作者把 Baltic Sea 的历史分为四个阶段，分别为：Baltic Ice Lake 时期，这个时期为淡水湖，生产力较低，介于距今 16 - 11.6 ka；第二个阶段为 Yoldia Sea 阶段，这个阶段为咸水，并与 North Sea 联通，介于 11.6 - 10.7 ka；第三阶段介于 10.7 - 10 ka，称作 Ancylus Lake，水体为淡水；最后一个阶段为 Littorina Sea，距今 10ka，为咸水环境，并有较高的生产力。在这四个阶段，沉积物性质因其特有的沉积环境而各不相同，在这篇文章中，作者主要关注后两个时期的沉积情况。通过对样品进行详细的岩石磁学研究，作者发现了在岩心中厌氧和微氧的沉积层位有磁性的增强。对这些层位进行磁富集后，使用高分辨透射电子显微镜及能谱技术证明了单畴胶黄铁矿颗粒的存在，其尺寸平均为 55*75 nm。由于这些单畴颗粒具有膜的包裹以及较好的链状结构，作者认为这些颗粒很有可能是胶黄铁矿磁小体颗粒。这个发现更进一步证实了胶黄铁矿磁小体的产生，有机物供给，保存环境以及氧化还原条件之间的密切关系。但是，磁学研究发现，分离的胶黄铁矿磁小体化石颗粒虽然相互作用较小，但是其矫顽力只有 13 mT 左右，小于磁铁矿磁小体（30 mT）以及非生物成因较大的胶黄铁矿颗粒（60 mT）。FORC 图显示出单一的矫顽力分布峰值（20 mT），这与 Chen et al 在 2007 年的结果相似。另外，SIRM/ χ ， χ_{ARM} /SIRM 和 χ_{ARM}/χ 与作者前期发现的保存有磁铁矿磁小体化石样品相似。

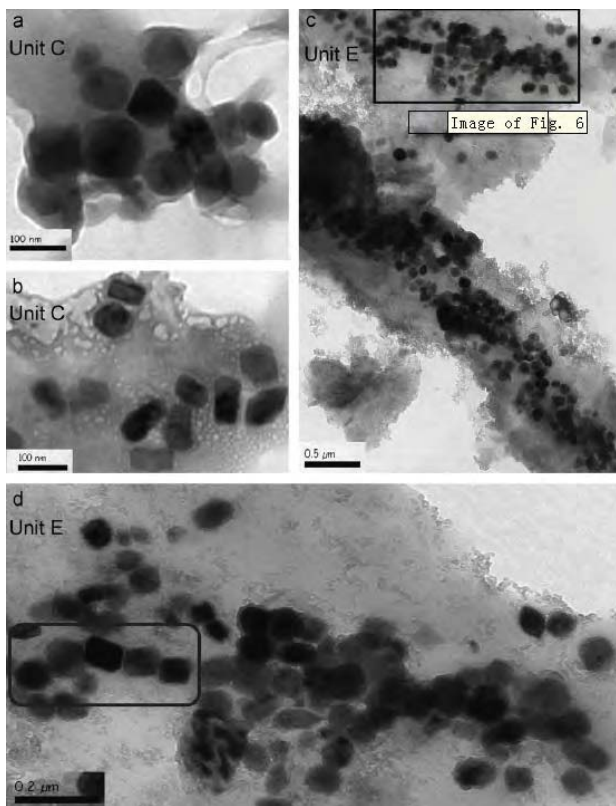
综上所述，作者认为，磁学方法可以很好的分辨厌氧和微氧环境下的胶黄铁矿磁小体信息，并有助于判断 Baltic Sea 的含氧状态。

参考文献：

Reinholdsson M, Snowball I, Zillen L, Lenz C and Conley DJ (2013) Magnetic enhancement of Baltic Sea sapropels by greigite magnetofossils. *Earth Planet. Sci. Lett.* 366: 137-150.



图一 代表样品一阶反转曲线图。Ancylus Lake 中 860cm 处自生胶黄铁矿 (A); 104cm 处薄片淤泥样品 (B); 南部 Swedish 湖磁铁矿磁小体样品 (C)。



图二 透射电子显微镜观察到的胶黄铁矿磁小体，包括磁小体生物膜以及链状结构。

Thellier GUI: 分析 Thellier 类型古强度实验数据的新软件

蔡书慧

Thellier 类型方法被广泛用于测定地磁场古绝

对强度。传统的 Thellier 类型强度实验分析方法主要是手动逐个处理数据，分析过程受主观影响大且费时耗力。本文介绍一种新的图形用户界面强度数据处理软件——Thellier GUI，该软件最突出的两个功能是自动批量解释 (Thellier Auto Interpreter) 和一致性检验 (Consistency Test)，既能用统一标准客观地分析所有数据从而避免手动分析带来的主观误差，又能节省大量时间。

程序自动解释功能工作过程是首先设定一系列数据筛选标准，点击运行，程序会自动逐一分析文件夹中全部子样品数据，并保存每个子样品所有满足筛选标准的解释结果，子样品分析结束，程序接着计算样品平均并给出最佳样品平均强度值。选择子样品数据筛选参数时除了已有参数 β , MAD , $DANG$ 等，本文又提出了三个新的参数 $FRAC$, $SCAT$ 和 $GAP-MAX$ 来尽量包含并简化传统参数。 $FRAC$ 为剩磁比例参数，指用于计算古强度值的温度段相邻温度点的 NRM 向量差之和占整个温度区间相邻温度点 NRM 向量差之和的比例，该参数综合了 Coe et al. (1978)提出的 f 参数 (最佳拟合直线的 y 分量比上拟合直线延长线在 y 轴的截距) 和 Tauxe et al (2004)提出的 f_{vds} 参数 (最佳拟合直线的 y 分量比上整个温度区间相邻温度点 NRM 向量差之和) 并避免了两个参数可能存在的漏洞。 $SCAT$ 为离散度参数，该参数定义了一个梯形区域 (图 1a)，当 Arai 图上所有的点 (包括 pTRM check 和 tail check) 都落在该区域时 (图 1b) 通过筛选标准，否则失败 (图 1c)。该参数可用于替代反映热转化程度的 $DRATS$ ，反映 zigzag 现象的 Z 和反映 tail check 的 MD 参数。 $GAP-MAX$ 用来表示相邻温度点之间的最大间隔，指所选温度段中相邻温度点的 NRM 向量差最大值比上该温度区间相邻温度点 NRM 向量差之和。本文建议运用程序自动分析数据时设定 $FRAC$, n_{ptrm} (pTRM check 的最少个数), $GAP-MAX$, β , MAD , $DANG$ 等 6 个参数就足够了，其中前 4 个反映 Arai

图上数据点的线性关系和离散度,后 2 个反映 Z 氏图上数据点的线性关系和趋向原点情况。样品水平的筛选参数建议至少用 2 个,用于计算样品平均的子样品最少个数 (N_{sample}) 和样品平均值的误差估计。程序中提供两种方法来估计样品平均值的误差:一种是计算样品平均值的标准差 ($STDEV-OPT$),程序自动从每个子样品所有可能的解释结果中选择一个值来计算样品平均值,使得标准差 $STDEV-OPT$ 最小;另外一种方法是采用 Bootstrap 统计方法计算样品平均值并给出置信区间,具体步骤为:(1) 随机选择一个子样品,(2) 从该子样品的所有可能解释结果中随机选择一个值(或者假定某一子样品的真实强度值落在所有可能解释结果中的最大最小值所确定的区间内,利用随机分布函数从该区间范围内任意选定一个值作为该子样品的强度估计值),(3) 重复步骤(1)和(2) n 次,计算 n 个值的平均值,(4) 重复步骤(1)-(3) N 次,计算 N 个平均值的平均用来代替样品的强度值并给出相应的置信区间。注意用 Bootstrap 统计方法时要求有足够多的子样品量,但实际情况却很难满足该条件。

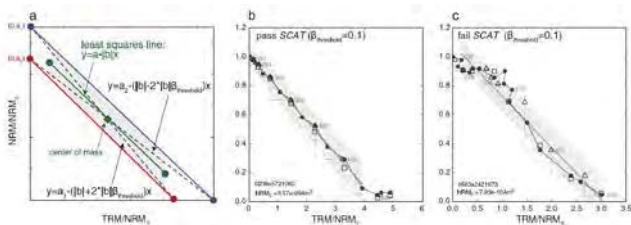


图 1 (a) SCAT 定义; (b) 所有点都落在梯形区域内,通过 SCAT 标准; (c) 部分点未落在梯形区域内,未通过 SCAT 标准

Thellier GUI 分析软件另一重要功能是可以进行一致性检验,用来检验假定应该给出相同强度结果的不同样品(具有相同年代的考古样品,同一层位或同一熔岩流的火山岩样品等)之间的一致性。进行一致性检验需要输入一系列参数:1. 固定筛选参数标准,包括 n_{ptrm} , $GAP-MAX$, MAD , $DANG$ 等; 2. 样品分组列表,将认为具有相同强度结果的样品分为一组; 3. β 和 $FRAC$ 的范围和步长,如 β 从

0.05-0.2 步长为 0.01, $FRAC$ 从 0.7-0.9 步长为 0.02; 4. 一致性检验函数即需要输出的参数值,包括 $study_sample_n$ (满足筛选标准的样品数), $max_group_int_sigma_uT$ (最离散的一组样品的标准差(最大标准差),以 μT 表示), $max_group_int_sigma_perc$ (最离散的一组样品的标准差(最大标准差),以百分数表示)。图 2 给出了一个一致性检验例子。左图为通过筛选标准样品数随 β 和 $FRAC$ 分布,越往左下角标准越低,通过标准样品数越多,越往右上角标准越严格,通过样品数越少;中间图为不同的测试组最大标准差随 β 和 $FRAC$ 分布,越往左下角最大标准差越大,越往右上角最大标准差越小;右图为左图和中间图的综合,从该图上可以看出某一数据组的最佳参数组合,有助于用户选择合适的参数来处理数据。

译者注:该软件极大地提高了强度数据处理的客观性和效率,图件可直接导出保存并可用于论文中,节省了大量作图时间,方便快捷,值得推广,详细操作说明请查阅原文及相关附件。

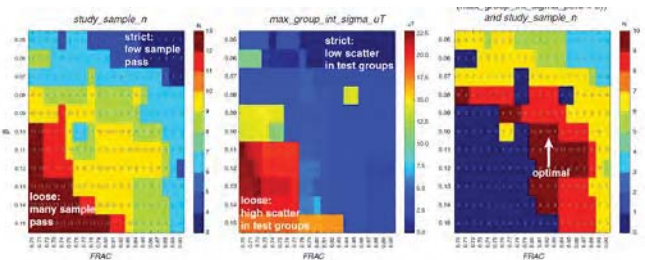


图 2 一致性检验 (Consistency Test) 结果图

参考文献:

Shaar, R., Tauxe, L., 2013. Thellier GUI: An integrated tool for analyzing paleointensity data from Thellier-type experiments. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 14, 677-692.
 Coe, R.S., Grommé, S., Mankinen, E.A., 1978. Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 83, 1740-1756.
 Tauxe, L., Staudigel, H., 2004. Strength of the geomagnetic field in the Cretaceous Normal Superchron: New data from submarine basaltic glass of the Troodos Ophiolite. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 5, Q02H06, doi: 10.1029/2003GC000635.

石笋的磁组构及其形成机理

李仕虎

洞穴堆积物由于受后期扰动较少,且易于精确定年,因此是记录地球磁场变化的理想载体。洞穴沉积物的磁组构研究可以揭示其内部结构以及亚铁磁性矿物的分布,进而有利于研究地磁场的行为变化。朱宗敏等人对来自长江中游的两根石笋(HS4和WD1)综合利用化学分析、岩石磁学、磁组构以及等温剩磁各向异性等手段分析了石笋的化学成分、磁组构的形成机制及其与晶体结构的关系,进而讨论石笋中铁磁性矿物和地磁场的关系。

化学分析显示 CaCO_3 占绝对主导,Fe 和 Mn 量非常少。HS4 的磁组构结果显示最大轴(K1)和中间轴(K2)分布于石笋的层面内,最小轴(K3)垂直于石笋层面;WD1 的磁组构结果显示 K1 和 K2 无明显分布特征,但 K3 仍垂直于石笋层面。等温剩磁获得曲线(IRM)和三轴等温剩磁退磁曲线显示 HS4 中的亚铁磁性矿物以低矫顽力为主,其解阻温度为 350°C ,可能为钛磁铁矿或磁赤铁矿;而 WD1 中的亚铁磁性矿物既有磁铁矿也含赤铁矿。等温剩磁各向异性结果(AIRM)呈与 AMS 截然不同的形态,表明石笋的 AMS 并非由亚铁磁性矿物所控制。EBSD 结果显示石笋的生长方向垂直于石笋层面。

石笋的磁化率显示微弱的抗磁性,因此少量的铁磁性矿物和顺磁性矿物可显著改变其 AMS 特性。但是微量的 Fe 和 Mn 含量以及 AIRM 结果排除了顺磁性以及铁磁性矿物的影响。该研究得出的石笋 AMS 参数与方解石单晶的参数近似,结合 AMS 和 EBSD 测量结果,本文得出石笋的 AMS 主要由方解石单晶控制,其 K3 轴反映了方解石晶体的定位方向—垂直于石笋层面。

AIRM 的最大轴的平均方向显示了截然不同的特征:WD1 的最大轴的平均方向与天然剩磁的方向

一致,而 HS4 的则差别很大。HS4 的差别由于磁性较弱,无法准确判断亚铁磁性矿物以及准确测量天然剩磁,但 WD1 中的亚铁磁性矿物为磁铁矿和赤铁矿,因此这种一致性可能是这些磁性矿物受地磁场作用定向排列的结果。

参考文献:

Zhu, Z., S. Zhang, C. Tang, H. Li, S. Xie, J. Ji, and G. Xiao (2012), Magnetic fabric of stalagmites and its formation mechanism, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 13, Q06006, doi:10.1029/2011GC003869

霍顿陨石坑中心磁异常的成因

翻译:徐慧茹

前言:霍顿陨石坑位于加拿大北部努勒维特的德文岛(Devon Island, Nunavut, Canada)。直径约 23 公里,形成于 39 百万年前。撞击区地层为厚约 2 公里的早古生代沉积岩,下伏前寒武变质结晶基底。富含碎屑的冲击熔岩充填了陨石坑,伴随有与冲击相关的热液活动。

前人对该区的重磁勘探发现一个直径为 24 公里的布格重力负异常,陨石坑中心不仅是重力最低值,而且具有强的正磁异常,这种特征在其他同等大小或者更小的陨石坑并不常见。前人对该磁异常的研究中认为该陨石坑中央具有一个隆起,在陨石坑西侧进行的地震观测也证明了这一推测。但是对这一隆起具体的几何形态以及地质特征仍没有明确的认识。本文根据 2010 年新的磁力勘探结果,使用了三种建模方法反演磁异常的来源,并对陨石坑内部和外部的岩石的磁化率和天然剩磁进行了测量。

实验结果:新的磁测结果与前人结果基本一致,但精确地检测出了最大值的位置,并重新评估了该磁异常的幅度。几种模拟结果比较一致,显示与磁测结果吻合度最好的场源体主体为位于 1 公里深的根部,顶部接近地表较浅处,由几个独立个体组成(图

1)。

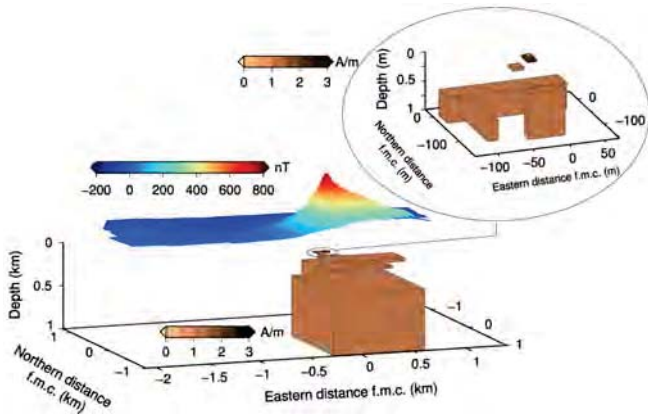


图 1 模拟霍顿磁异常场源体的 3 维视图

古生代沉积岩中磁黄铁矿是主要载磁矿物，且陨石坑内部和外部的样品磁化强度都小于 0.01 A/m。337 个前寒武基底的样品（包括陨石坑内和坑外），只有 4% 的样品磁化强度大于 1 A/m。这 12 个样品要么是陨石坑外的花岗岩或闪长岩，要么是陨石坑内的不常见的冲击熔岩碎屑，如玄武岩，闪长岩或者基性岩。但是与这些岩石对应的组在前寒武地盾中分布也很少。大部分基底样品都具有较低的磁化率和低的天然剩磁，所以整体的磁化强度也很弱。

讨论及结论：古生代沉积岩磁性较弱，不可能对中心磁异常有贡献。虽然未出露的前寒武结晶基底有时被认为是冲击磁异常的场源体，但是磁测结果显示基底样品的整体磁化率普遍较低，也不足以造成这种异常。根据来自基底的冲击碎屑多为片麻岩，推测组成隆升的基底物质也主要为片麻岩。模拟出的场源体的金字塔形态以及预期的高孔隙度也说明前人观点中下伏有硅质冲击熔岩体的假说不太可能成立。因此本文认为可能是与撞击有关的一些活动增加了岩石的感应磁化强度和剩余磁化强度，从而导致了该陨石坑的磁异常。陨石坑撞击地区广泛有热液活动的证据，这些后撞击的热液活动发生在霍顿中心隆升的前寒武结晶基底中，与大气水形成的湖泊和地下水环流一起，对该区域的岩石进行了热液侵蚀。许多熔岩层的岩石露头都表现出热液矿化。

虽然这些露头在陨石坑中央隆起的边缘处出露最多，但是裂隙更发育、孔隙度更高的中心地区（通过低重力异常值和来自基底的冲击碎屑的低密度可以推测出来）更容易受到热液侵蚀改造。热液活动可能导致磁黄铁矿和磁铁矿的形成，撞击产生的冲击力还可能导致基性矿物分解形成磁铁矿。新生矿物携带的化学剩磁和热剩磁都可能对磁异常有贡献，而隆起中心热液活动最为强烈，从而形成了磁异常的高值。如果有地下水、磁场和含铁岩石在撞击区存在，其他类地行星的陨石坑可能也会发生上述的热液作用，这一认识对理解其他陨石坑的地球物理特征有一定作用。

参考文献：

Quesnel, Y., Gattacceca, J., Osinski, G.R., Rochette, P., 2013. Origin of the central magnetic anomaly at the Haughton impact structure, Canada. *Earth Planet Sc Lett* 367, 116-122.

文化动态

一边科研一边成长

徐慧茹

进入科院这几年，很少回头总结，一直糊里糊涂的往前走，突然发现自己是高年级学生的时候，内心突然一阵恐慌。做了这么久的所谓的科学研究，它到底是什么似乎还是不清楚。科研圈外的人常把科研渲染地很浮夸，神圣伟大，肩负着种种伟大使命，也会说女博士是第三类人，但凡有个这个头衔，连相亲都变得困难，然而在科院苦熬过这几年，发现科研也没有那么华丽丽，和社会上的任何工种一样，是人们结合自身特长和生计所需后选择的一种生活方式。而做科研的人，和普通人亦无二样，没有出现人们口中的“异形”。和每一个社会人一样，

我们在自己的圈子里喜怒哀乐，享受生活带来的欢乐和苦痛。

刚开始接触科研，觉得样样新鲜，跑野外就像带薪游山玩水，做实验能接触到价格昂贵的各样仪器，数据处理能用的软件程序更是眼花缭乱功能强大，一时间觉得这是一个内容丰富的广阔世界，兴奋得有点缩手缩脚，还不时偷偷觊觎，甚至幻想着有一天能够掌握所有的技术并有所推进。

兴奋期很快过去了，开始觉得科研是件苦差。就如做实验吧，咱们实验室的超导体有中班和夜班，分别是下午四点到凌晨零点和零点到早上八点。三年前我轮替做中班和夜班，中班结束后深夜从所里回到宿舍蹑手蹑脚地洗漱收拾时，还有晚班结束后顶着初冬清早寒风坐公交回宿舍补觉的时候，忍不住可怜自己就这么慢慢被熬夜和实验摧残了。不仅苦，而且无趣。说科研是探索发现新事物新理论的过程，但经过了几次的样品采集做实验数据处理流程，感觉事事都有前例可考，解决办法大体相同，问了问周围同学，发现大家的工作流程也都是师兄师姐传下来的的固化流程，于是思想逐渐懒惰，觉得躺在前人积累的经验上，就足矣。

前几年的心理状态经历了这样的发展趋势，始终与科研保持若即若离的状态，看到小伙伴们都个个结出了硕果，又不得不着急，深深悔恨这些年没有一点长进荒废了青春。最近又开始做中班实验，依然凌晨回宿舍，收拾完了却居然有兴致刷刷微博和腾讯空间，有时还会发现几个和我一样熬了夜的朋友，心里坦然充实。仔细想想和两年前到底是有了一点不同了。这种改变自然是源于自己的心态。两年前刚接触科研，以为天底下就只有这件事需要人熬夜，两年里和同学朋友或者是陌生人交流，渐渐明白生活的道路没有人能幸运得一帆风顺，也没有人衰得样样受挫。有了这样的心理基础，渐渐想到除了实验时期，我们能享受周末的轻松，上下班的自由不打卡，实验室里师兄弟姐妹们热情的关怀帮助

等等的等一系列，说科研苦，至少也有甜，这才是生活。然后有耐心去思考为什么小伙伴们能够在如此“无趣枯燥”的科研工作中有所斩获，明白了“冰冻三尺非一日之寒”的道理。科研不会是个处处创新的活，在一步步看似重复的，但又认真严谨的研究过程中，真理才能慢慢浮出水面，能看到更远，无非是站在了巨人的肩上。

意识到这些的时候，已经是第四年的科研生活了，终于少了一些浮躁，能够平心静气的看事情了，虽然成果还少的可怜，但我依然肯定了自己的进步。科研是生活的一部分，个性发育也是生活的一部分。从四年前迷茫地进入中科院，闷着头走过好几年，期间有过各种各样当时以为再也迈不过去的坎，回头想时也都在谈笑间。可是生活的苦痛仍在继续，实验、文章、人际，样样都令人不能小觑，可纵然这样，周围无人时私语问自己，似乎也不曾真正后悔过。生命就是一次次的选择，你错过了繁花似锦的开阔大路，却一定有幽静小道上的旖旎风光，而且不论在哪条路上走向人生的下一站，道路就是道路，每条道路上的风景不殊，困难险阻都是本质相同的，它们来，它们走，最终让你完成成长的使命，一次次蜕变重生。

科研再认识

蔡书慧

除了天真无邪的孩子和不识愁滋味的青少年，几乎身边的每个人都在感慨时间过的真快，或许开始意识到时光飞逝正是一个人走向成熟的标志之一。记得刘老师无意中说过：“我们当导师的一转眼就带完一届学生，带过几届就老了”。我们学生也一样，刚入学的时候逢人就叫师兄师姐，慢慢的自己也成了师兄师姐，再多几级师弟师妹后我们就该毕业了。如果说刚入学时对科研的认识更多的是思索

和遐想,那么站在毕业边缘的我们再来谈对科研的理解则多了些许经历和体会。几年下来,惭愧的是没有太多成功的经验值得分享,倒是从亲身经历中总结出不少教训。

记得最初刘老师组织我们写对科研的理解时大家说的最多的就是做学问要踏实勤奋,能坐得住冷板凳,现在对这一点则认识的更加深刻。搞科研真的是靠点滴汇聚,步步积累出来的,没有任何捷径,容不得半点虚假。种瓜得瓜,种豆得豆,不需要在任何人面前表现和掩饰,你的成果能说明一切。很少有人特别的踏实努力却怎么也不出成果,也很少有人随随便便的就能硕果累累。当然,会有一部分人比另一部分人天生思维更敏捷一些,但这些思维敏捷的人成功的背后也绝离不开勤奋。所以造成差距的最主要原因还是能不能对自己有个合理的整体规划并脚踏实地一步一步地去实现它。

关于科研谈的最多的另外一项能力是创新,这里我想结合身边的几个例子谈谈自己对创新的理解。人类中出现牛顿、爱因斯坦这种伟人的概率比中五百万大奖还要小得多,我们不可能人人都去追求惊世骇俗的创举。所以,我认为在科研中只要是做了前人没做过的,哪怕只有一点点的进步,就是创新。下面我举几个例子。在前段时间写文章的过程中,用到了“spike”这个单词,指的是地磁场强度在短时间内的快速升高,2008年有人第一次提到这个单词,之后的研究过程中遇到地磁场类似的现象大家都习惯叫它“spike”,写文章的时候 Lisa 提出来之前没有人严格定义过“spike”,没有人讨论过具体多短的时间内地磁场的强度升高到什么程度能称作“spike”,她说我们应该给它一个定义,经过讨论,我们建议地磁场强度在 500 年内升高到现代地磁场强度两倍的行为可以叫作“spike”。当然,大家不一定同意这种定义,但是这种思维方式让我想到原来科研中的创新也可以是这样的,别人没说过的我说了,就是创新。另外一个例子源自最近和朱老师谈

论论文的事情,我对朱老师说觉得自己能想到的论文可写的内容不多,朱老师提醒我说你如果能用一、二章的篇幅把古强度和考古磁学相关内容比较详尽地讨论一下也算是一项工作,这种完整的总结性的内容对别人尤其是刚入门的研究者来说有很重要的参考价值。同时朱老师还提到了搜集整理历史资料中记载的地磁场信息的事,其实每次用到的时候我就会想如果有这样一个数据库该多好,但从来没想到过自己要去整理。另外一个类似的例子是 Greig 最近在做的一项工作,他在整理不同的学者提出的关于古强度数据处理中的统计参数,包括定义和计算方法,并按目录做成册子,发表出来之后供大家查阅参考,这为其他研究者提供了极大方便,同时也提高了自己的影响力。朱老师和 Greig 的例子让我想到了科研中的另一种创新,就是总结性创新。总结中涉及到的所有东西都是别人已有的,但所有这些零散的东西整理在一起组成一个整体却是从未有过的,而且是大家都需要的。当然这里的总结指的是尽可能完备的总结,而不是简单的罗列一部分例子,是需要花费很多时间和精力。其实想想这些事情我们都可以做,之所以没做有两个原因,一是没想到要去做,二是想到了不想去做,前者是思维的问题,后者是态度的原因。

做科研说容易也容易,说难也难,容易的是只要你踏实勤恳,善于思考,都不会一无所获,难的是在这样一个相对浮躁的社会环境下,尤其是再加上现实和生活的种种压力,有多少人还能平心静气地坐好这把冷板凳。道理我们这些高学历的知识分子都明白,关键看自己怎样选择。

科研之内，科研之外

孔艳芬

研究生生涯已经过了三年，跨入科研门槛才感觉到科研不是多彩生活，反而显得单一，甚而有点乏味。面对浩如烟海的科研世界，衬出我们太过渺小，所知如沙粒、所学如滴水，唯有科研的艰辛才会毫无偏见地隐藏在科研路上芸芸众生的内心深处。

什么是科研？也许科研不仅仅是创新的成果，还有人生的积累与感悟。原来大学那些条条框框概念好像不太需要我们去研究，既然已经写进课本，显然已经不新鲜了，反而是大学里面的那些丰富多彩的生活还每每值得回味。但是跨进科研的大门我们才发现，大学的教材与试卷原来已经不适合我们，那些很有吸引力的活动也逐渐离我们远去。一系列新的挑战摆在我们面前：出野外、做实验、整理数据、看海量文献，然后是写论文。

每个阶段，都是一种与众不同的感受，像小时候吃过的第一根棒棒糖，新奇中带有兴奋。然而科研不是小孩子的游戏，野外的长途跋涉和风吹日晒加之沉重的责任感让我们有时候很郁闷，然而大自然的广袤和生命气息又让我们这些厌倦了城市的喧嚣与紧迫生活的年轻人重生活力。能接触先进的仪器设备可能是理工科学生的梦想，但是复杂的原理，繁琐的操作可能会让每一个做实验的人痛恨不已，不稳定的仪器状态直接导致了吃不上食堂的高峰期前丰盛的红烧肉，同时也决定了男朋友这一段时间要扮演出气筒的角色。但是冰冷的仪器，嗡嗡的噪音里蹦出来的数据却让我颇有成就感。小时候很喜欢画图，随便拿一支笔就可以在墙上涂鸦，画错了，没人会追究，但是现在画图让我怀疑自己患上了严重的强迫症，一条线，一个点，会让我纠结地删掉重画，再删掉再重画，一般的结局是快喷火的双眼

对着电脑屏幕，充斥混乱意识的大脑最后被凉飕飕的空调降温，而最后不由自主地按下大脑重启键。但是看到印刷出来的那些精准图件，心里顿时又开心和自豪地恨不得挂到墙上去，这可比明星好看多了！一直以来英语老师告诉我们，要多读、多写、多看英语，现在才发现，当你的阅读材料里面只有英语的时候，一时间竟然不会用汉语写文字了，信手拈来的成语、出口成章的名句，竟然全换成了 paleomagnetism(古地磁学)！

对于做科研的人，科研之内也许更多地体现在冷冰冰的数据里面，最后的总结就是那几行简短有力的 conclusions。然而科研之外的东西，可能不太好总结：理性与修养？思维与逻辑？谨慎与严密？忍耐与淡然？意志与爆发？也许都有，也许有一部分，但是最重要的也许是：读书最终没有改变我的命运，但是改变了我的态度！

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

美工: 胡鹏翔

本期特约编辑: 葛坤鹏 胡鹏翔 苏凯

资深编辑: 张春霞

电话: 010-82998365, 82998010

Email:

qslu@mail.iggcas.ac.cn;

实验室网页:

<http://www.paleomag.net>

PGL-Letters 电子版下载地址:

打开实验室网页 www.paleomag.net

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

联系地址:

北京市北土城西路 19 号

中国科学院地质与地球物理研究所

古地磁与年代学实验室 北京

邮编: 100029

