塔里木盆地喜山期岩石重磁化研究

方大钧① 沈忠悦① 谈晓冬②

(①浙江大学地球科学系, 杭州 310027; ②Department of Earth and Environmental Sciences, Lehigh University, Bethlehem, PA18015, USA. E-mail: gs_zshen@dial.ziu.edu.cn)

摘要 通过塔里木盆地古地磁和岩石磁学研究, 发现和论证了塔里木盆地早古生代和中、新生代岩石中喜山期重磁化的普遍影响, 探讨了喜山期重磁化的携磁矿物类型及剩磁特征, 认为其成因是由于喜山期的构造流体作用. 其中富含沥青质及油气饱和的岩石中的草莓状黄铁矿, 在晚期的碱性条件下转变为草莓状磁铁矿, 并形成重磁化的携磁矿物.

关键词 喜山期 重磁化 塔里木

岩石重磁化是古地磁研究中的重要课题, 已引起广泛的关注[1~6]. Elmore 等人[1]最早发现了油气生成与自生磁铁矿的形成有着密切的关系, 这种成岩晚期形成的磁铁矿常与生物对烃类的降解作用同时发生[2]. Suk 等人[3]报道了灰岩中草莓状黄铁矿向磁铁矿转变的证据. 随后, Tan 等人[4]在塔里木盆地中、新生代碎屑岩的石油钻孔岩芯中进一步发现了喜山期重磁化与油气运移和聚集的相关性, 并伴随黏土矿物的转变. 晚期碳酸盐化也是形成重磁化的重要因素[5]. 碳酸盐岩中假象磁铁矿内的黄铁矿交代残余和黄铁矿边部的磁铁矿“反应边”记录了重磁化方向[6], 可见成岩事件对岩石重磁化的影响必须引起足够的重视.

塔里木盆地中、新生代岩芯中存在喜山期重磁化, 作者曾有简短报道[4]. 本文进一步论证了喜山期重磁化在岩芯样品存在的普遍性及草莓状黄铁矿与构造流体作用的关系, 还论证了喜山期重磁化在边缘山区自然露头岩石中也普遍存在, 其时代包括寒武纪、奥陶纪、侏罗纪、白垩纪和第三纪. 这种重磁化在时间上和空间上相互关联, 其中活动地块边界的构造流体(部分为含烃构造流体)对重磁化起到重要作用.

本文研究用样品主要采自库车河剖面中、新生代岩石和库鲁塔格及柯坪地区寒武-奥陶纪的碳酸盐岩等地表露头; 钻孔岩芯则有草 1 井(三叠系、侏罗系)、吉南 1 井(三叠系)、东河 1 井(侏罗系、白垩系、第三系)、英买 11 井(第三系)等.

剩磁测量在美国 Lehigh 大学古地磁实验室和中国科学院地质与地球物理研究所古地磁实验室, 采用美国 2G 公司生产的超导磁力仪, 热退磁为英国产 MMTD60 程控式热退磁仪进行热清洗, 交变磁场清洗装置分别采用美国 Schonstedt 仪器公司生产的 GSD-1 型交变退磁仪和 2G 超导磁力仪的配套磁清洗装置. 在浙江大学实验室进行了岩石薄片观察, 在英国 Macaulay 研究所用 XL20 型分析电子显微镜观察了解矿物的微观组合以及矿物颗粒的几何空间形状. 使用 HP-5880A 气相色谱仪对岩石样品中碳氢化合物进行了气相色谱分析, 帮助确定剩磁成因.

1 塔里木盆地喜山期重磁化的剩磁特征

1.1 早古生代岩石中的喜山期重磁化

在对塔里木盆地两个主要早古生代地层分布区: 塔东北库鲁克塔格及塔西北柯坪地区一些主要剖面岩石剩磁特征研究结果表明, 均遭受了喜山期重磁化的影响. 寒武纪岩石的重磁化在塔西北阿克苏的肖尔布拉克剖面的阿瓦塔格组及肖尔布拉克组中出现; 奥陶纪岩石的重磁化出现在塔东北雅尔当山剖面中的早奥陶世白云岗组, 及中、上奥陶统的却尔却克组、杂土坡组、文宝山组和银屏山组等.

(ⅰ) 寒武纪地层中的叠加剩磁特征. 寒武纪样品的剩磁特征概括起来有以下几点: (1) 天然剩磁强度普遍较低. 当退磁温度较高时, 剩磁强度减弱, 受仪器噪音的影响, 误差较大. (2) 普遍遭受重磁化. 几乎全部阿瓦塔格组样品的多磁成分分离结果显示: 中低温阶段(350~400℃)有一组次生剩磁组分被清洗, 方向集中在现代地磁场附近(图 1(a)). 该剩磁的成因可能有两种, 一是现代地磁场的黏滞剩磁; 二是老第三纪以后的重磁化, 与喜山运动密切相关. (3) 高温剩磁方向离散未能获得较为集中的特征剩磁组分. 可能与天然剩磁强度太弱以及严重的重磁化的影响, 原生剩磁几乎完全被取代或受到严重的干扰. 阿瓦塔格组 3 个采点的叠加组分平均方向接近, 其平均方

向为 D = 353.9°, I = 55.3° (N = 3, K = 125.0, α_{95} = 7.2°).

柯坪地区阿瓦塔格组岩石岩性为结晶白云岩、亮晶白云岩, 等温剩磁显示(图 2(a)): 在 200 mT 的脉冲磁场作用下, 样品已趋于饱和磁化, 矫顽力约 50 mT, 表明携磁矿物为典型的磁铁矿. 偏光显微镜下, 不透明矿物呈细粒填隙状产出, 沿小溶蚀孔隙排列成线状, 部分线状孔隙发生位错, 说明岩石至少经历了两期应力作用. 部分孔隙有后期流体结晶作用形成的细粒自生石英充填. 不透明矿物经能谱分析表明主要为铁的氧化物, 为自生磁铁矿.

显然, 寒武纪岩石在成岩后经历了后期的重磁化. 自生磁铁矿携带后期的化学剩磁. 从叠加剩磁的方向推测相应叠加组分应属于喜山期重磁化, 与含烃流体移聚密切相关[4].

(ⅱ) 早奥陶世白云岗组灰岩的喜山期重磁化. 早奥陶世白云岗组灰岩显示为 3 组磁组分, 其中软磁组分在 100℃左右被清洗, 高温特征剩磁一般在 500℃以后获得; 中等稳定性磁组分一般在近 400℃左右被清洗, 其剩磁强度明显大于特征剩磁强度(图 3(a)). 该组成分明显集中在现代地磁场附近(图 1(b)), 平均方向 D = 15.3°, I = 55.8°, 认为是早第三纪以后喜山运动造成的重磁化[5].

等温剩磁显示 150 mT 的充磁强度时, 样品已趋于饱和磁化, 矫顽力约为 60 mT(图 2(b)), 表明早奥陶世白云岗组灰岩以低矫顽力的磁铁矿为主.

从扫描电子显微镜和能谱分析可见: 白云岗组灰岩的主要矿物为方解石、次为石英、碎屑长石和磷灰石, 其中石英常呈微粒状与磁铁矿颗粒相伴生. 石英可能由非晶态 SiO_2 随着埋藏温度的增加, 开始向

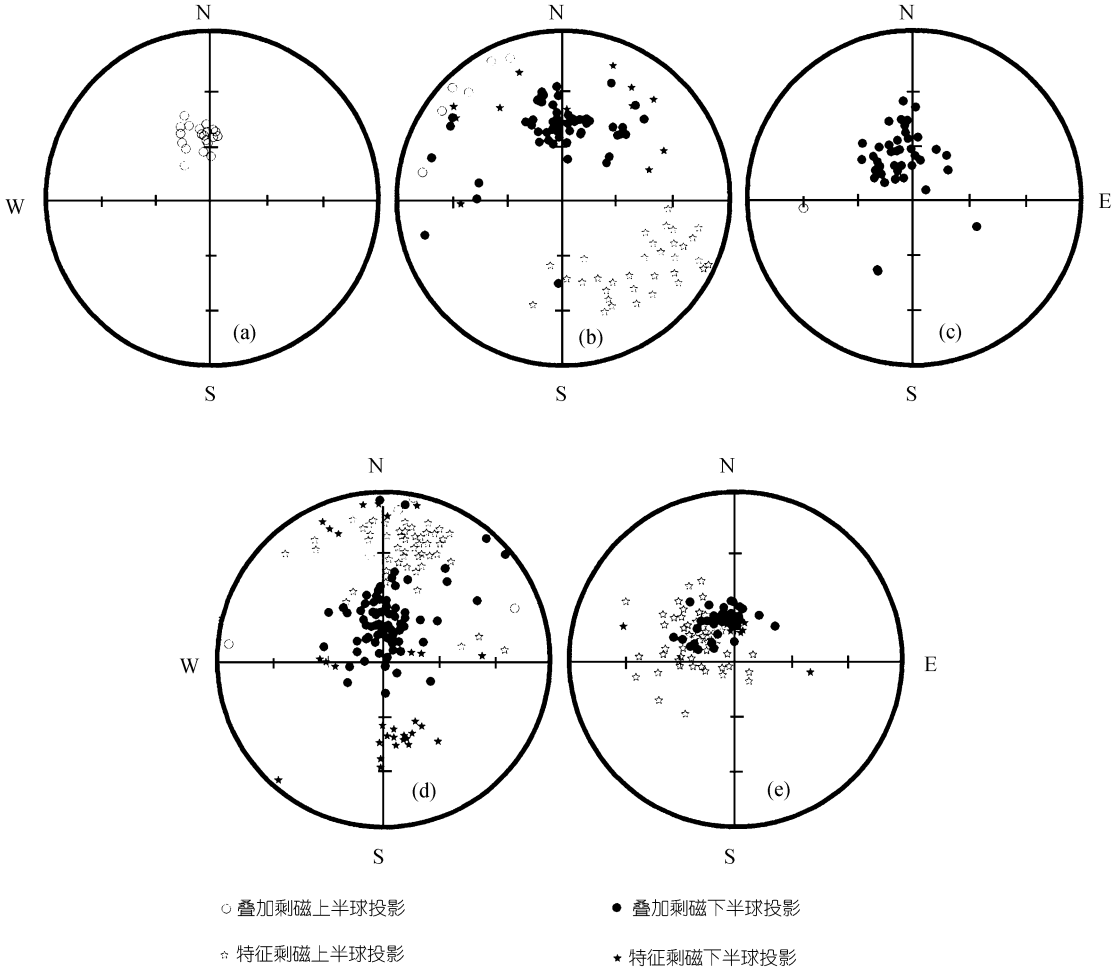


图 1 塔里木盆地不同时代岩石的叠加剩磁方向投影

(a) 寒武纪阿瓦塔格组; (b) 早奥陶世白云岗组; (c) 侏罗纪恰克马克组; (d) 白垩纪巴西盖组; (e) 早第三纪库姆格列木组

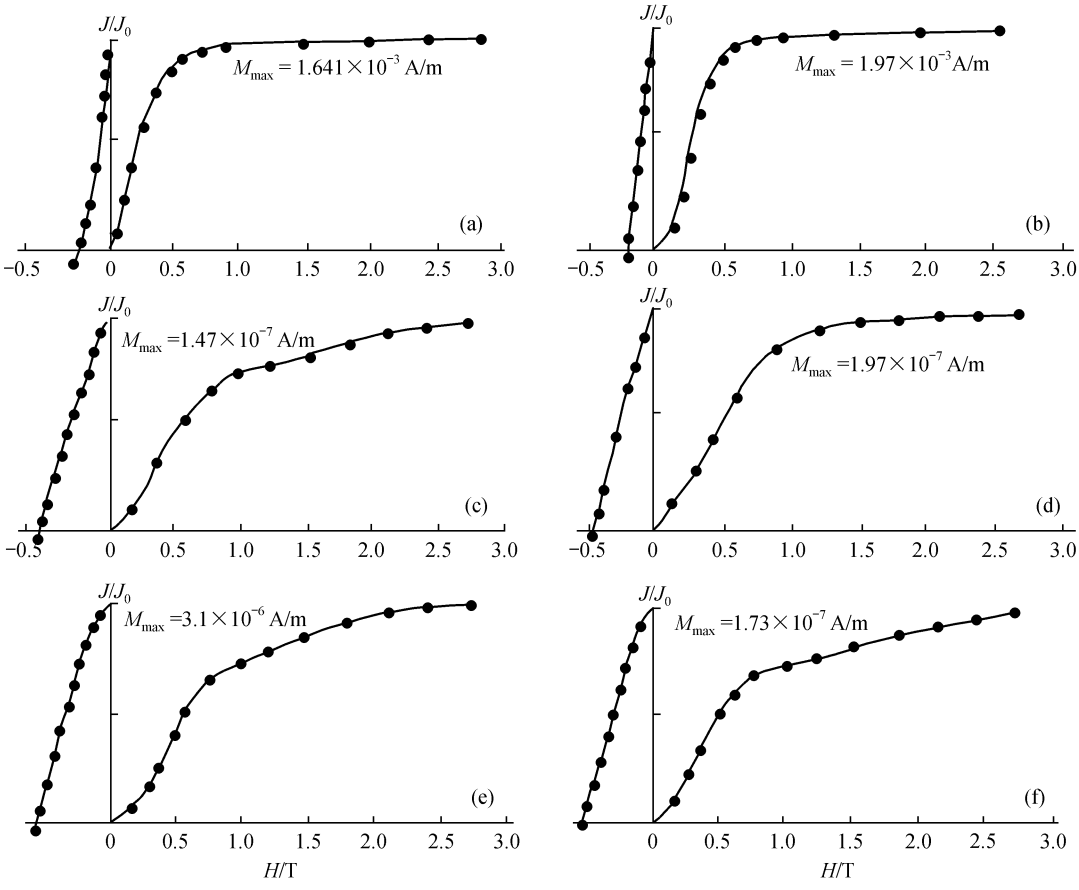


图 2 塔里木盆地各时代岩石的等温剩磁曲线

(a) 寒武纪; (b) 早奥陶世; (c) 草 1 井, 侏罗纪; (d) 英买 11 井, 第三纪; (e) 英买 11 井, 白垩纪; (f) 英买 11 井, 白垩纪

Opal-CT(方英石和鳞石英)转变, 最终形成石英颗粒. 这种 SiO_2 转变指示了埋深早期的成岩变化[3]. 白云岗组灰岩中常见不规则状方解石脉体代表了成岩期后的流体活动. 磁铁矿在方解石脉边部的产出, 指示后期流体造成了岩石中铁的重新分配. 形成次生磁铁矿的铁质, 主要来自于被溶蚀交代的碎屑磁铁矿, 亦有可能来自流体迁移过程中被淋滤的其他岩层. 次生磁铁矿与方解石脉的关系, 表明白云岗组灰岩的重磁化为典型的化学重磁化. 根据重磁化方向, 可以确认它形成于喜山期. 碳酸盐矿物在成岩早期表现为泥晶方解石的压实、脱水和胶结. 多数碎屑磁铁矿是由于泥晶方解石的紧密包裹而避免了晚期流体的改造. 这是白云岗组灰岩原生剩磁得以保存的关键.

1.2 中生代岩石的喜山期重磁化特征

(ⅰ) 侏罗系岩石的喜山期重磁化. 侏罗系中统恰克马克组中粗粒砂岩, 部分样品局部含有 2~3 mm 的粗碎屑颗粒, 研究表明, 此类样品不适合进行古地磁研究. 图 1(c)为地理坐标下恰克马克组样品特征剩磁和叠加组分的投影. 叠加组分在 300℃左右获得, 热退磁曲线上显示一小拐点(图 3(b)), 所有叠加组分的平均方向: $D = -21°$, $I = 59°$ ($K = 16$, $\alpha_{95} = 6°$, $N = 45/60$). 该方向在现代地理坐标下与采点现代地磁场方向($D = -3°$, $I = 59°$)接近. 随着热退磁温度逐步增高, 样品剩磁方向发生零乱变化, 缺乏具有稳定末端点的特征剩磁, 所有样品“特征剩磁”方向很离散[7].

代表性样品的等温剩磁曲线(图 2(c))显示, 在 250~300 mT 脉冲磁场作用下, 样品才趋于饱和磁化, 但矫顽力约 50 mT. 样品加热前后等温剩磁曲线相似, 可排除磁赤铁矿的存在, 故携磁矿物主要为磁铁矿、含部分赤铁矿. 通常携带稳定剩磁的磁铁矿颗粒为单畴和假单畴(小于几个微米), 由于岩石颗粒较粗, 推测样品中的携磁矿物为多畴磁铁矿颗粒. 这些颗粒的弛豫时间较短, 原生磁化不稳定, 相反却容易获得黏滞磁化.

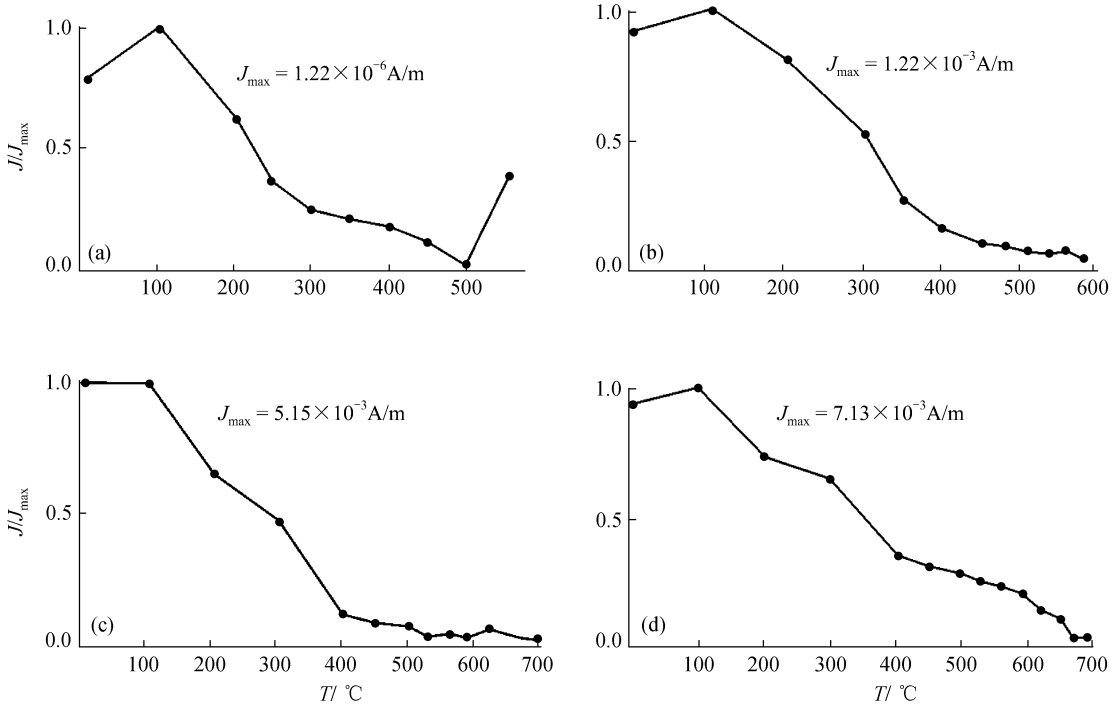


图 3 塔里木盆地各时代岩石的热退磁曲线

(a) 奥陶系(YH1-1A); (b) 侏罗系(D1J1-2); (c) 白垩系(DK1-2-1); (d) 第三系(DIE1-2-2)

(ⅱ) 白垩系岩石的喜山期重磁化. 下白垩统巴西盖组为紫红色泥岩. 图 1(d)给出了巴西盖组各采点叠加组分的平均方向. 中等稳定的叠加组分通常可从 200~300℃或 0~35 mT 退磁区间拟合得到, 但从退磁曲线显示直到 500℃和 150 mT 交变场下才被完全清洗掉(图 3(c)). 少量样品对特征剩磁有干扰. 中等稳定性的叠加组分具有两种情况, 一些采点的叠加组分分布于现代地磁场方向附近, 平均方向: D = –9°, I = 61° (K = 315, α_{95} = 4°, N = 6 采点); 另一组方向倾角很陡, 平均方向: D = 2°, I = 79° (K = 67, α_{95} = 8°, N = 6 采点)[8]. 推测后者是地层变形过程中获得. 若将地层倾角减小若干, 此方向与近代地磁场方向相近(图 1(d)).

加热前后样品等温剩磁分析显示(图2(e), (f)), 经700℃热退磁后的样品(图 2(f)), 在相同脉冲磁场作用下获得较大的等温剩磁, 且饱和磁场有减小的趋势, 说明加热后, 样品中有磁铁矿的形成. 未经热退磁的样品显示了赤铁矿为主的特征. 对于叠加剩磁和特征剩磁方向, 热退磁和交变退磁分别都给出了相似的方向.

1.3 新生代岩石的喜山期重磁化特征

下第三系库姆格列木组紫红色泥岩, 叠加剩磁组分平均方向见图 1(e). 与下白垩统的巴西盖组样品类似, 本组样品同样含有二组磁成分, 不同的是库姆格列木组样品的特征剩磁较为直观明了, 且强度较大, 受高温退磁时残余磁场的磁化干扰小, 使得特征剩磁直至 670℃退磁后仍可较准确测量到(图 3 (d)). 等温剩磁显示以赤铁矿为主要携磁矿物(图 2(d)).

仅采点 KE1 和 KE2 的部分样品呈现单一磁成分特征, 其他样品呈两组分特征. 560℃退磁后分离出特征剩磁. 然而, 所有特征剩磁的方向以正向磁化为特征, 而叠加组分平均方向约 D = 350°, I = 65°, 明显地分布于现代地磁场方向附近(图 1(e)).

样品的阻挡温度为 675℃(图 4(b)), 指示赤铁矿为主要携磁矿物. 经 700℃热退磁前后的等温剩磁获得曲线(图 4 (a))有明显区别, 这可能是一方面携带特征剩磁的赤铁矿颗粒较小且尺寸范围较窄, 而携带等温剩磁的赤铁矿颗粒尺寸较大, 因为赤铁矿的饱和磁场远大于 300 mT, 且与颗粒大小成反比. 在 300 mT 磁场下样品所获得的等温剩磁主要由较大的赤铁矿颗粒携带. 另一方面, 样品在逐步热退磁过程中 550 ~ 600℃时磁化率升高(图 4(b)), 可能有少量磁铁矿的形成. 上述两者均会导致等温剩磁曲线的变化.

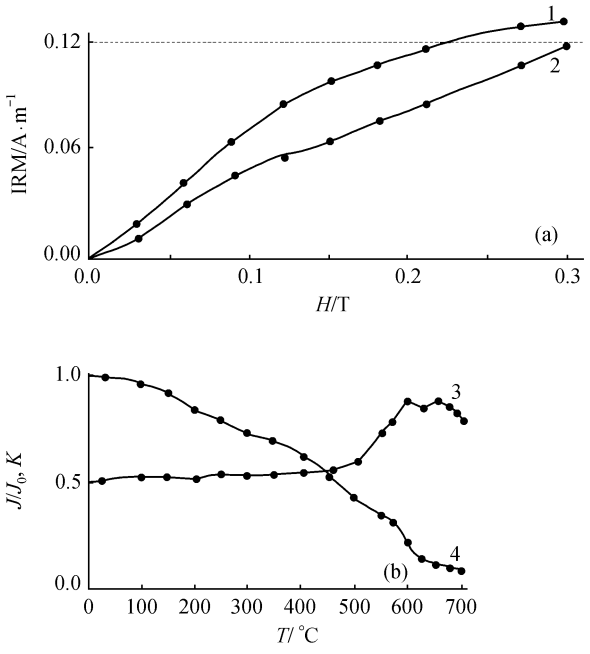


图 4 库姆格列木组岩石的等温剩磁、热退磁和磁化率变化曲线

(a) 等温剩磁; (b) 热退磁和磁化率随温度变化. 1. 加热前; 2. 加热后; 3. 退磁; 4. 磁化率

2 喜山期重磁化成因探讨

从上述的事实可见, 自古生代到新生代的岩石, 普遍具有剩磁方向与现代地磁场方向相近的叠加磁组分的存在, 显然, 这种叠加组分是喜山期的重磁化, 它严重地干扰了特征剩磁的分离. 研究这一叠加组分的形成机制对于识别与分离原生剩磁具有重要的意义.

2.1 喜山期构造流体(包括含烃构造流体)是重磁化的重要原因

目前普遍认为岩石重磁化的机制主要为热活动导致黏滞重磁化, 流体活动导致化学重磁化以及岩石应变等构造作用形成重磁化. 由于井下岩层近于水平, 因而可以忽略单一由构造变形作用的影响.

若取 300~350℃为叠加剩磁的解阻温度, 则由弛豫时间-温度关系曲线(图 5)显示的古地温为(50 ± 30)℃(以磁铁矿为携磁矿物); 若以赤铁矿为携磁矿物则古地温显得更低. 由热成熟度资料如镜质体反射率、牙形齿变化指数及包裹体测温确定的古温度在 100℃左右[9,10]. 磁性颗粒热扰动所形成的黏滞磁化强度较小, 如红色泥岩样品的叠加剩磁组分强度很弱, 一般在 0.1 mA/m 数量级, 而三叠系、侏罗系灰色砂岩样品, 重磁化组分强度一般在 10 mA/m 数量级, 有的高达 100 mA/m 数量级. 考虑到叠加组分的强度一般都在 10 mA/m 数量级, 远大于特征剩磁的强度, 很难用这样温度下的黏滞磁化来解释.

从退磁曲线、等温剩磁曲线上看, 重磁化组分的主要携磁矿物为磁铁矿. 考虑到这些样品中不同程度地含油气(碳氢化合物), 样品的重磁化可能与烃类活动有关. 我们以强磁选的方法分离磁性矿物, 以便更详细地研究携磁矿物的特征.

对于严重重磁化样品的碎屑颗粒进行磁性分选, 并对磁性颗粒进行扫描电子显微镜观察, 发现了一些球形、葡萄串状磁铁矿集合体(图 6 和 7), 这种颗粒普遍存在于沥青的岩石中[1,2], 被认为是油气活动

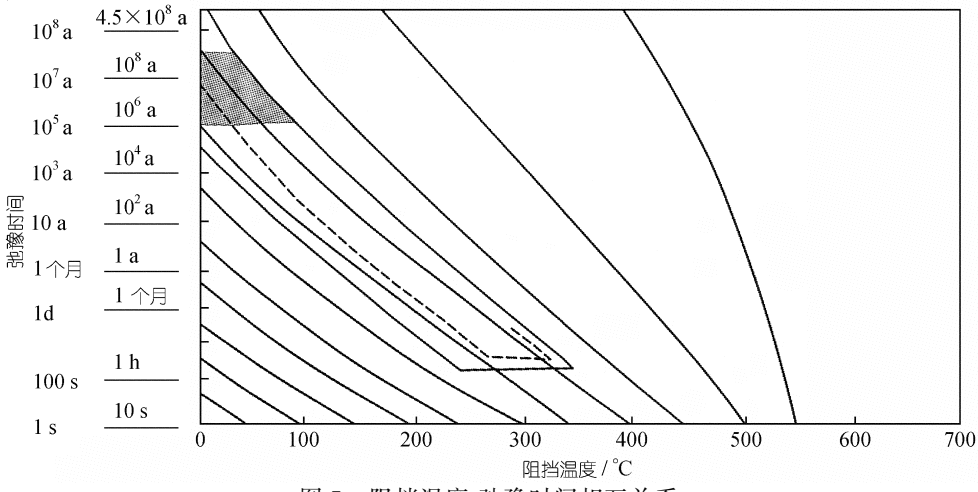


图 5 阻挡温度-弛豫时间相互关系

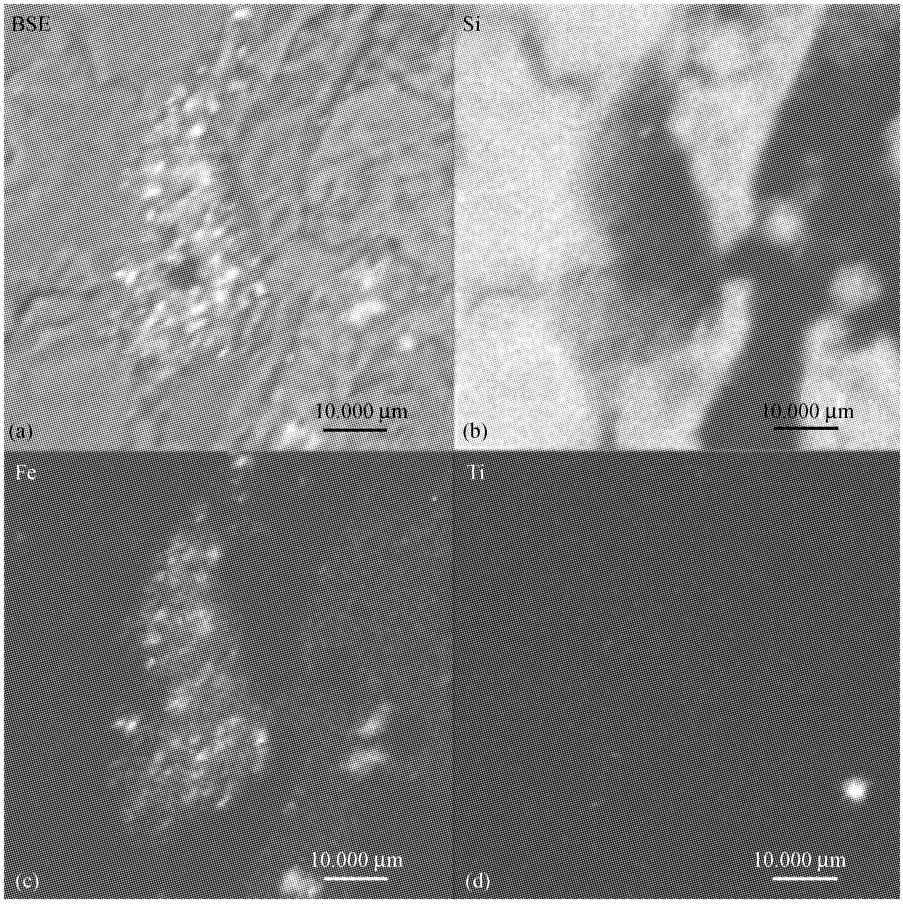


图 6 白垩系泥质砂岩的 SEM 和 EDX 扫描图像

(a) 背散射电子像; (b) Si 元素面扫描分布像; (c) Fe 元素面扫描分布像; (d) Ti 元素面扫描分布像

的直接产物. 图 6 是白垩系灰黑色泥质砂岩中获得的似草莓状磁铁矿. 集合体呈卵形和椭圆形, 单个矿物的形态以五角十二面体为主, 具有典型的黄铁矿假象之特征. 能谱(EDX)元素面分布显示, 仅见 Fe 原子, 未见 S 的痕迹. 尽管 O 及原子序数低的轻原子无法用常规的 EDX 测定, 但据等温剩磁(IRM)曲线和 X 射线衍射结果, 这是一种磁铁矿. 这种不含 Ti 的磁铁矿是重磁化剩磁的主要载磁矿物[6]. 此外, 还观察到具五角十二面体黄铁矿结构的小颗粒聚集而成的球形(或称为草莓状)磁铁矿颗粒, 以及周围一些伊利石、绿泥石等成岩过程形成的自生矿物. 图 7 是第三系泥质砂岩中出现的草莓状磁铁矿, 这种草莓状体十分典型. 集合体直径约 10 μm, 单体则仅为 0.1 μm. 草莓状磁铁矿是由草莓状黄铁矿交代而形成的, 是一种十分典型的次生磁铁矿. 说明至少有一部分磁铁矿由黄铁矿交代而来[3]. 毫无疑问, 其携载的磁性一定是叠加剩磁.

对上述样品抽提物的气相色谱分析显示(图 8), 它们普遍含有碳氢化合物. 不同时代样品的色谱图具有很好的相似性, 可能说明这些碳氢化合物是同一来源的. 富含碳氢化合物的暗色泥岩的剩磁强度较红色泥岩大, 表明了碳氢化合物与自生磁铁矿的同时存在. 可以推断, 塔北中、新生代岩芯样品的严重重磁化是由油气运移和聚集过程产生的物理化学环境导致自生磁铁矿的形成获得的. 加热到 300℃左右, 样品中的碳氢化合物即挥发排出, 同时破坏了自生磁铁矿. 又因为加热后的样品磁选颗粒明显减少, 可能分裂的颗粒处于顺磁状态.

在古代和现代沉积物岩中, 草莓状体的平均直径大约 5 μm; >50 μm 则很少见[11,12]. 各种不同草莓状体中, 微晶体的大小变化较大, 但通常直径为 0.1~1 μm. 在单个草莓状体中, 微晶粒大小和形态具有惊人的一致性, 且具有三维有序排布. 草莓状体与其中的微晶粒的直径比值约 5~30, 呈近似立方紧密

堆积状.

黄铁矿并非是惟一的原生草莓状体形态. 磁铁矿、镁铁尖晶石、胶黄铁矿都已见草莓状集合体. 白铁矿的草莓状体也有一次报道[13]. 其他的草莓状体如褐铁矿、赤铁矿、辉铜矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿则代表了氧化或交代了黄铁矿的结果.

尽管进行了大量的野外与室内实验研究, 草莓状黄铁矿的形成机制尚未被完全揭示. 在现代的缺氧环境中, 如海相、湖相和盐湖沼泽环境泥质沉积物中, 黄铁矿常以草莓状体存在[11,13]. 自古生代以来, 草莓状黄铁矿也常在沉积岩中发现, 如页岩、碳酸岩和煤系地层中. 另外, 草莓状黄铁矿也曾在热液成因矿脉和矿床中发现[11]. 能够在如此各种各样的环境中出现, 表明草莓状黄铁矿具有强的生命力而不是仅仅在一个极窄的物理和化学条件下才能形成.

有关草莓状黄铁矿的成因理论很多, 从生物成因即细菌群落的黄铁矿化, 到基于合成实验的无机成因, 在火山喷发的沉积物发现了镁铁尖晶石($MgFe_2O_4$)的微晶球状集合体[11], 它是一种三价铁的磁性矿物, 与草莓状黄铁矿的均一微球形颗粒性质一致.

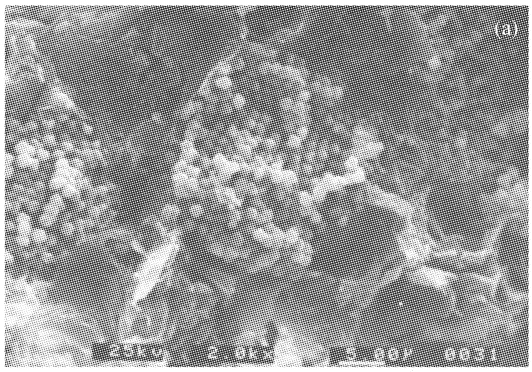
虽然胶黄铁矿是黄铁矿的前身, 且是形成草莓状黄铁矿的关键过程, 但是通过胶黄铁矿微晶的互相吸引形成草莓状黄铁矿的机制并未被完全证实.

2.2 草莓状黄铁矿向磁铁矿转变

以往对石灰岩中的草莓状黄铁矿转变为磁铁矿乃至赤铁矿已有许多报道[1~3]. 草莓状黄铁矿的形成与下列 4 个连续的过程有关: (1) 铁单硫化物微晶的成核作用与生长; (2) 胶黄铁矿(Fe_3S_4)的形成; (3) 大小不等的胶黄铁矿微晶的聚集, 即草莓状的胶黄铁矿的成长过程; (4) 黄铁矿交代胶黄铁矿. 草莓状黄铁矿主要形成于缺氧环境如海相、湖沼和盐湖泥质沉积物中[14], 也发现于一些热液成因的矿脉中. 草莓状黄铁矿的形成可能与生物活动没有直接的关系[15], 虽然脱硫细菌可以使化合物中的硫生成 H_2S 或者 HS^-, 后者可以最终生成新的硫化物, 这一过程不会影响黄铁矿的形态.

从热力学可知, 胶黄铁矿是不稳定的, 它必然会向稳定的矿物转变:

$$Fe_3S_4 + 2H_2S = 3FeS + 4H^+ + 4e^-$$
$$4H^+ + e^- + 2S = 2H_2S$$
$$Fe_3S4 + 2S = 3FeS_2$$
$$Fe_3S_4 + 2H^+ = FeS_2 + Fe^{2+} + H_2$$



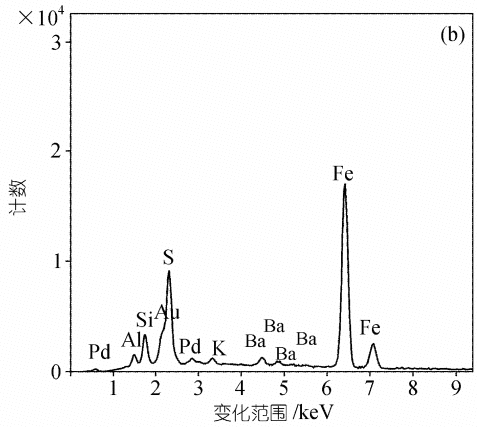


图 7 第三系泥质岩石中的草莓状黄铁矿

塔里木盆地碎屑岩中的黄铁矿形成于晚成岩阶段, 古地温低于 92℃. 因为高于 92℃时, 硫酸盐还原菌的新陈代谢被破坏[16]. 塔里木盆地油田水的 Fe 含量[16]: 三叠系 4.26 mg/L; 侏罗系 9.00 mg/L; 白垩系 5.18 mg/L; 老第三系 0.949 g/L; 新第三系 1.156 mg/L. 有机酸测定表明, 最高有机酸浓度, 三叠系 1390 mg/L; 侏罗系 873 mg/L; 白垩系 103 mg/L; 老第三系 77 mg/L; 新三系 118 mg/L. 有机酸的存在能大大加速矿物的溶解、铁的带出和新矿物的形成. 酸性的成岩环境有利于草莓状黄铁矿的形成. 塔里木盆地中生代以酸性成岩环境为特征, 油田水呈弱酸性, pH 值为 6~6.5, 个别低于 5; 自生黏土矿物以高岭石为主, 油田水 $\delta^{18}O$ 值相对较低, 一般为(–3~+0.5)‰, 碳酸盐胶结物 $\delta^{18}O$ 值也相对较低, 一般为 12.5‰~23‰. 中生代晚期至第三纪则转变为碱性成岩环境, 自生黏土矿物以伊利石为主, 其次是蒙皂石、伊/蒙无序间层和绿泥石/蒙皂石间层以及绿泥石; 油田水 $\delta^{18}O$ 值相对较高, 一般为(–1~+4)‰; 碳酸盐胶结物 $\delta^{18}O$ 值也相对较高, 一般为 20‰ ~ 27‰[16]. 中、新生界经历了早期的酸性成岩环境和晚期的碱性成岩环境, 这

种成岩环境的转变导致了草莓状黄铁矿向假象磁铁矿的转变. 在碱性的条件下, 原先形成的黄铁矿是不稳定的, 向稳定的磁铁矿转变, 这就是我们常发现在EDX下, 黄铁矿的外围常常不含S, 而含O的原因.

已形成的草莓状黄铁矿在碱性和氧化环境下可以进一步转变为磁铁矿:

$$3FeS_2 + 2O_2 = Fe_3O_4 + 3S_2$$

由此可以推断草莓状体是晚期成岩作用过程的产物, 与生物活动没有直接的关系. 它所携带的剩磁只能代表成岩转变晚期的地磁平均方向, 是一种典型的叠加剩磁. 晚期成岩作用的碱性环境为第三纪晚期至第四纪初, 它是喜马拉雅运动的结果.

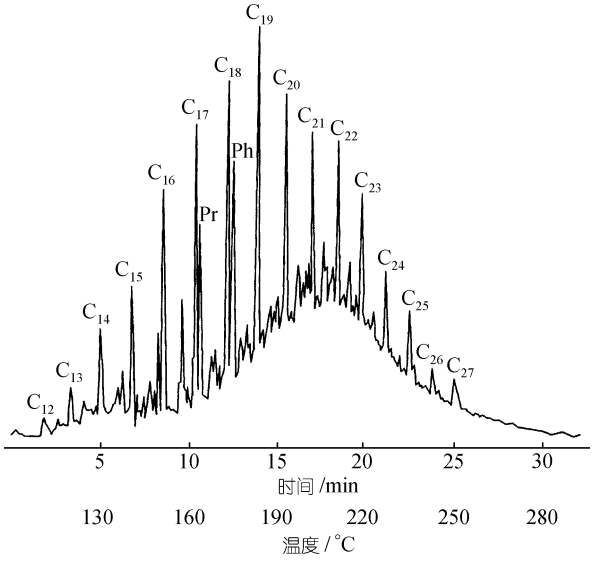


图 8 英买 11 井第三系重磁化样品抽提物的气相色谱图

3 结论

(ⅰ) 塔里木盆地各时代岩石中普遍存在着喜山期的重磁化.

(ⅱ) 喜山期重磁化一般表现为中温组分(300~450℃热退磁). 在重磁化较弱或封存较好的岩石中, 如奥陶系、白垩系和第三系岩石常表现为三组磁成分, 低温组分与样品加工过程及现代地磁场的黏滞剩磁有关; 中温组分为重磁化组分; 高温组分为原生剩磁. 对于重磁化强烈的岩石如寒武系、侏罗系等岩石表现为一组成分, 重磁化的结果几乎掩盖了原生剩磁.

(ⅲ) 早古生代碳酸盐岩的重磁化与喜山期的构造热事件有关. 构造流体的加入并与铁质相互作用, 沿构造裂隙形成了次生磁铁矿是叠加剩磁的主要携磁矿物. 而泥晶灰岩对沉积磁铁矿的封存对原生剩余磁性保存起到关键作用.

(ⅳ) 在中新生代岩石中草莓状黄铁矿普遍存在, 其中以中生代岩石更为常见. 草莓状黄铁矿形成于具含烃构造流体的酸性条件下的晚期成岩作用早期阶段, 而在晚成岩后期(喜山期)的碱性环境下, 转变为草莓状磁铁矿, 形成重磁化的携磁矿物.

致谢 本工作受国家自然科学基金(批准号: 49974016)和浙江大学理学院学科基金资助.

参 考 文 献

1 Elmore R D, Engel M H, Crawford L, et al. Evidence for a relationship between hydrocarbon and authigenic magnetite. Nature, 1987, 325: 428~ 430
2 McCabe C, Sassen R, Saffer B. Occurrence of secondary magnetite within biodegraded crude oil. Geology, 1987, 15: 7~10
3 Suk D, Peacor D P, Van der Voo R. Replacement of pyrite framboids by magnetite in limestone and implications for paleomagnetism. Nature, 1990, 345: 611~613
4 Tan X D, Fang D J, Shen Z Y, et al. Paleomagnetic study of Mesozoic and Cenozoic borehole samples in Tarim Basin: Evidence for Himalayan remagnetization and hydrocarbon migration and accumulation. Chinese Journal of Geophysics, 1996, 39(4): 513 ~ 516
5 叶瑛, 沈忠悦, 方大钧. 塔里木盆地奥陶系白云岗组灰岩中的磁铁矿及其古地磁意义. 科学通报, 1996, 41(24): 76~80
6 徐和聆, 马醒华, 肖华国. 碳酸盐新生代重磁化的磁性矿物相变记录. 第四纪研究, 1998, (4): 54
7 Fang D J, Chen H L, Wang P Y, et al. Paleomagnetic study for the Tarim Basin in the Mesozoic. Acta Geophysica Sinica, 1996, 40(1): 47~55
8 方大钧, 王朋岩, 沈忠悦, 等. 塔里木地块新生代古地磁结果及显生宙视极移曲线. 中国科学, D 辑, 1998, 28(增刊): 90~96
9 魏大卫, 白嘉启. 塔里木盆地北部古地温及其石油地质意义. 见: 贾润胥主编. 中国塔里木盆地北部油气地质研究, 第二辑, 构造与油气. 北京: 中国地质大学出版社, 1991. 257~267
10 顾忆, 黄巍. 塔东北地区油气生成与演化. 见: 贾润胥主编. 中国塔里木盆地北部油气地质研究, 第二辑, 构造与油气. 北京: 中国地质大学出版社, 1991. 247~256
11 Wilkin R T, Barnes H L. Pyrite formation by reactions of iron monosulfides with dissolved inorganic and organic sulfur species. Geochim Cosmochim Acta, 1996, 60: 4167~4179
12 Wilkin R T, Barnes H L, Brantley S L. The size distribution of fraboidal pyrite: An indicator of redox conditions. Geochim Cosmochim Acta, 1996, 60: 3897~3912
13 Ixer R A, Vaughan D J. Lead-Zinc-flourite-baryte deposits of the Pennines, North Wales and Mendips. In: Pattrick R A, Polya D A, eds. Mineralization in the British Isles. London: Chapman and Hall, 1993. 355~418
14 Oenema O. Pyrite accumulation in salt marshes in the eastern Scheldt, southwest Netherlands. Biogeochemistry, 1990, 9: 75~98
15 Wilkin R T, Barnes H L. Formation processes of framboidal pyrite. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1997, 61(2): 323~339
16 蔡春芳, 梅博文, 马亭, 等. 塔里木盆地流体-岩石相互作用. 北京: 地质出版社, 1997. 71

(2001-06-25 收稿, 2001-10-10 收修改稿)