第69卷 第3期　　地 质 学 报　　Vol. 69, No. 3
1995年8月　　ACTA GEOLOGICA SINICA　　Aug., 1995

河南熊耳山地区金矿成矿时代的古地磁研究

王官福　陈志宏　丁士应　任富根
(中国地质科学院天津地质矿产研究所)

通过对河南熊耳山地区前寒武纪地层及该地区北岭的蚀变岩型金矿、鸡冠山的石英脉型金矿和店房的角砾岩型金矿的古地磁研究，结合地质上的研究成果，认为北岭蚀变岩型金矿和店房的角砾岩型金矿的成矿作用始于元古宙，有后期成矿作用的叠加，鸡冠山石英脉型金矿则是燕山期成矿。

关键词　熊耳山地区　前寒武纪古地磁　金矿床　成矿时代

1 引言

熊耳山地区位于华北地台南缘、马超营大断裂以北的华熊地块上。区内主要出露地层有太古宙太华群，元古宙嵴山群、熊耳群、官道口群及第三纪碎屑岩。太古宙与元古宙地层的接触关系多为不整合，第三系与下伏地层多为断层接触。

熊耳山地区岩浆活动呈现两个高峰期，一是在元古宙期间，主要表现为大面积巨厚的中基性火山物质喷发，形成了以熊耳群为主体的火山岩地层，二是中生代期间，以大量的中酸性岩浆岩的形成为标志。它们为本区金矿的形成提供了物质基础和热动力条件。近十年来在熊耳群火山岩地层中发现了许多金矿床(点)，主要矿床类型有角砾岩型、蚀变岩型和石英脉型，并相应发表了一系列研究论文和论著[1-5]，对于金矿的成因，特别是金矿的成矿时代，有着不同的认识[6-8]，本文则是利用古地磁方法研究、论证该区主要类型金矿床的成矿时代问题。

中国前寒武纪古地磁研究始于70年代中期，且近年来越来越多的古地磁研究结果表明前寒武纪古地磁研究是可行的[9-12]。华北地台前寒武纪古地磁研究重点集中在元古宙地层上。从南至北，在一些典型的地层剖面上获得了多个古地磁数据[13-18]。较详细的、水平较高的当属中美合作对蓟县中上元古界剖面上的古地磁研究[19]。本次在华北地台南缘熊耳山地区开展的前寒武纪地层剖面上的古地磁研究是在前人工作的基础上进行的，重点集中在与该区金矿床形成密切相关的中元古宙熊耳群火山岩的古地磁研究。由于不是连续的地层采样(太华群与熊耳群之间缺失早元古宙嵴山群)，或样品本身不具备保存原

注：本文为中国地质科学院青年基金资助项目(编号 9011)。
本文1993年7月收到，1994年9月改回，季国容编辑。

生剩磁的能力(官道口群底部高山河组沉积红层),所以由这些数据所定义的视极移曲线并不十分精确,需要补充更多的数据以使极移曲线形状更加可靠。

2 古地磁在矿床地质研究中的应用

古地磁方法不仅用于板块构造的研究,也可用于矿床成因的研究[20]。绝大多数矿床含有磁黄铁矿、磁铁矿或赤铁矿等,有些矿床含有特殊的磁性矿物如镁铁尖晶石、锌铁尖晶石、铬铁矿及锡石[21]等。这些矿物可以保存矿化时的磁性记录,其磁化强度和方向可以随温度和化学条件的变化而变化,因此,根据退磁过程中剩磁强度和方向的变化情况,可查明相关矿床的演化历史,有助于判断成矿的相对时代、成矿后叠加热事件等。关于矿床成矿时代问题,由于许多矿床缺少含钾、铷和铀的矿物及其它方面的原因,使得传统的同位素测年方法不能给出准确的成矿年龄[22],此时古地磁方法可发挥其作用。

矿区古地磁的野外采样方法与一般古地磁研究的野外采样方法类同,只是要对矿体和围岩同时采样,其中围岩的采样位置应尽量远离矿体,以免受矿化作用的影响,同时也对区域范围内各类岩石进行系统采样。通过比较它们之间原生剩磁方向的异同,判断矿体与围岩之间的生成关系,进而确认矿床的形成时代、与区域性成岩作用之间的演化关系。常用的比较剩磁方向是否相同的方法有三种:第一种方法是视极移曲线法。在古地磁研究程度比较高的地块内,一般都建立起视极移曲线,当围岩与矿脉的产状关系清楚时,由围岩和矿脉所求得的虚地磁极可直接与视极移曲线上相应的极位置对比,以此大概估计矿化时代。这种方法已用来确定热液成因的磁黄铁矿集合体的年龄[21],有人通过这种方法确定了后生(热液)矿床的形成年龄[23],也可用来确定与矿化有关的稳定赤铁矿剩磁获得的时代。一般说来,由矿脉所求得的虚地磁极落在视极移曲线 20° 宽的带内所对应的极的时代可看作矿化时代[24]。这种方法简单易行,但精度不高。第二种方法是置信圆比较法,该方法是直接用矿脉与围岩原生剩磁方向在 95% 置信水平上进行比较,若围岩与矿脉方向矢量差小于矿脉剩磁方向的置信圆锥半顶角 α_{95} 时,认为它们有共同的原生剩磁方向,即矿体与围岩几乎同时形成或同时遭受后期重磁化作用的影响。此时须明确围岩的剩磁是否为原生剩磁。当把围岩与矿体的剩磁方向投影到等面积(或等角度)投影图上时,若两个剩磁方向落在两个置信圆 α_{95} 相交汇的公共部分时,表明它们具有相同的方向[25],即二者之间剩磁获得的时代相同,这里的 α_{95} 一般应限制在 15° 以内。第三种方法是 McFadden 计算方法[26],该方法是从理论上通过数学公式的计算来比较围岩与矿脉原生剩磁方向的异同,常用公式为:

$$[R_1 + R_2 - R^2/(R_1 + R_2)]/2(N - R_1 - R_2) > (1/P)^{1/(N-2)} - 1$$

R_1 和 R_2 分别是围岩和矿体剩磁矢量的长度,R 是 R_1 和 R_2 的矢量和,N 是围岩和矿体的样品数之和,P 是概率值,通常取 P 为 0.05,即 95% 概率水平,不等式右边对给定的 N 值可直接查表。若计算结果使上述不等式成立,表明围岩与矿体剩磁方向不同,若计算结果使不等式不成立,则表明二者具有相同的剩磁方向,这意味着矿体与围岩同时形成或者围岩(或围岩与矿体同时)遭受后期重磁化。围岩及矿体是否遭受重磁化可采用常规的剩磁稳定性检验的方法进行检验。三种方法在工作中可以单独使用,也可联合使用。

3 野外样品采集和实验室内的测试

古地磁野外采样工作是在详细的野外踏勘基础上，对本区各地层组岩石及各类侵入岩、典型金矿床进行了系统的古地磁样品采集。各地层样品主要采自与本区金矿成矿空间关系极为密切的熊耳群火山岩，其岩层组的划分参照河南省地矿厅第一地质调查队(1985 年)进行栾川北部区域地质调查工作时所提出的划分方案和《河南省区域地质志》(1989 年)所使用的熊耳群建组方案[27]，同时对本区范围内出露的太华群变质岩、官道口群的高山河组和龙家园组岩石及中生代的花岗质岩石进行了系统的样品采集，典型金矿床的古地磁样品采集则以产于熊耳群火山岩系中的北岭蚀变岩型金矿、鸡冠山石英脉型金矿、店房角砾岩型金矿为主(表 1、图 1)。

所有采样点都具备岩石露头新鲜、产状清楚、受后期构造运动影响小的特点。样品采集使用手提式采样钻机，采集的岩芯直径为 2.5cm，长为 3—10cm。采用垂直地层走向

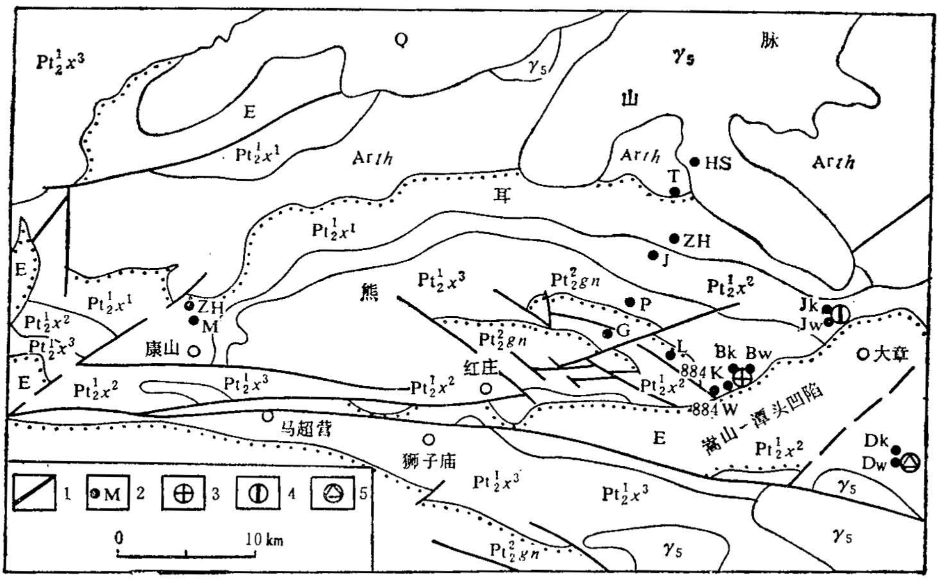


图 1　河南熊耳山地区地质略图及采样位置

(地质略图据河南省地矿厅第一地质调查队修编)

Fig. 1 Generalized geological map of the Xiongershan area and location of sampling sites

(Geological map modified from that compiled by the Geological Surveying Party No. 1, Department of Geology and Mineral Resources of Henan Province)

Q 第四系；E 第三系；Pt_2^2gn 中元古界官道口群；$Pt_2^1x^3$ 中元古界熊耳群坡前街组；$Pt_2^1x^2$ 中元古界熊耳群焦园组；$Pt_2^1x^1$ 中元古界熊耳群磨石沟组、张合庙组；Arth 太古界太华群；γ_5 中生代花岗岩；1.断裂；2.采样点及代号；3.北岭蚀变岩型金矿；4.石英脉型金矿；5.角砾岩型金矿

Q Quarternary; E Tertiary; Pt_2^2gn Guandaokou Group, Middle Proterozoic; $Pt_2^1x^3$ Poqianjie Fomation of Xionger Group, Middle Proterozoic; $Pt_2^1x^2$ Jiaoyuan Formation of Xionger Group, Middle Proterozoic; $Pt_2^1x^1$ Moshigou Formation and Zhanghemiao Formation of Xionger Group, Middle Proterozoic; Arth Taihua Group, Archean; γ_5 granite, Mesozoic 1.fault; 2.location of sampling sites; 3.Beiling alteration type gold deposit; 4.quartz vein tyne gold deposit; 5.brecciatype gold deposit

表 1 采样点代号及对应样品类别

Table 1 Types and symbols of samples

<table>
<tr><th colspan="3">样 品 类 别</th><th>代号</th><th colspan="2">样 品 类 别</th><th>代号</th></tr>
<tr><td rowspan="6">元古宙</td><td rowspan="2">官道口群</td><td>龙家园组</td><td>L</td><td rowspan="4">北岭蚀变岩型金矿</td><td>硅化、黄铁矿化蚀变脉体</td><td>Bk</td></tr>
<tr><td>高山河组</td><td>G</td><td>硅化、黄铁矿化蚀变脉体围岩</td><td>Bw</td></tr>
<tr><td rowspan="4">熊耳群</td><td>坡前街组</td><td>P</td><td>884 金矿脉矿石</td><td>884K</td></tr>
<tr><td>焦园组</td><td>J</td><td>884 金矿脉围岩</td><td>884W</td></tr>
<tr><td>张合庙组</td><td>ZH</td><td rowspan="2">店房角砾岩型金矿</td><td>矿 石</td><td>Dk</td></tr>
<tr><td>磨石沟组</td><td>M</td><td>围 岩</td><td>Dw</td></tr>
<tr><td colspan="3">太古宙太华群</td><td>T</td><td rowspan="2">鸡冠山石英脉型金矿</td><td>石英脉金矿矿石</td><td>Jk</td></tr>
<tr><td colspan="3">花山花岗岩</td><td>HS</td><td>围 岩</td><td>Jw</td></tr>
</table>

采样的方法，岩芯间的最小距离为 5—6cm，穿越不同岩性夹层，一个钻孔样可看作在很短时间内的一个磁化单元。这种采样方法有利于消除由于一段时间内地磁场的变化、样品的野外定向及岩石磁化不均匀性所引起的误差。

对选取用作实验室测量的样品，在天津地质矿产研究所古地磁实验室[1)]采用逐步热退磁法进行系统测量，所用设备是美国产 TSD-1 型热退磁仪(温度控制在 ±1℃范围内，冷却空间残余磁场保持 < 5nT) 和 DSM-2 型数字旋转磁力仪(仪器精度为 2×10^{-4}A/m)。50%的样品退磁步数为 14 步 (0℃, 100℃, 200℃, 300℃,350℃,400℃,500℃,525℃,550℃,575℃,600℃,625℃,650℃,675℃)，剩余的 50%的样品依退磁过程中剩磁强度和方向的变化而定，不少于 8 步，个别强度太弱的样品除外(强度 < 2×10^{-4}A/m 不再继续测量)。为减少系统误差，样品加热过程中，每次在石英舟上的放置位置应是无顺序、无方向的。对磁性微弱样品的测量，为了节省时间和测试数据的准确性，采用降低仪器信噪比的方法(仪器固有信噪比为：小于 1 000 转，信噪比为 20，可降至 10；大于 1 000 转，信噪比为 10，可降至 8)。对磁性较强的样品(≥ 10A/m)，在加热过程中，样品之间的间距应拉开，若是紧挨着放，冷却过程中，相邻样品会相互影响导致新的剩磁产生，有可能会影响最后稳定剩磁方向的集中。本次测量样品之间间距约 2—3cm。

本次测试的样品按岩性可分为火成岩、变质岩和沉积岩三大类。样品退磁前，都进行了岩石磁学分析(包括光、薄片镜下观察，化学成分分析，对火山岩样品还进行了磁滞回线和等温剩磁测量)。分析结果表明：沉积岩剩磁携带矿物构成较复杂，有赤铁矿、磁铁矿、针铁矿和磁黄铁矿等；火山岩样品以磁铁矿和磁赤铁矿为主，岩石的蚀变作用以成岩后发生的自蚀变作用为主，所以岩石中的磁性矿物可认为是原生剩磁的携带者；变质岩的剩磁携带者以赤铁矿为主，另有少量磁铁矿和磁赤铁矿，太华群变质程度高(麻粒岩相)，变质温度(700—800℃)高于剩磁携带矿物的居里温度(575—675℃)，所以获得的剩磁为变质剩磁。部分样品加热冷却后又进行了化学成分分析，其中的三价铁和二价铁的含量有所变化，由于冷却是在无磁空间中进行的，所以新生的磁性矿物不会产生新的剩磁，所测的

1) 1992 年通过国家级计量认证。

剩磁方向是可靠的。从各组样品系统退磁的结果看，各样品的剩磁构成简单，后期叠加剩磁的强度很弱，成岩温度较高的火山岩和中深变质岩以热剩磁为主，且有较高的矫顽力，早期低矫顽力次生剩磁随时间的迁移已衰减贻尽，只有近代矫顽力较低的次生剩磁仍叠加在原生剩磁方向上(图 2)。

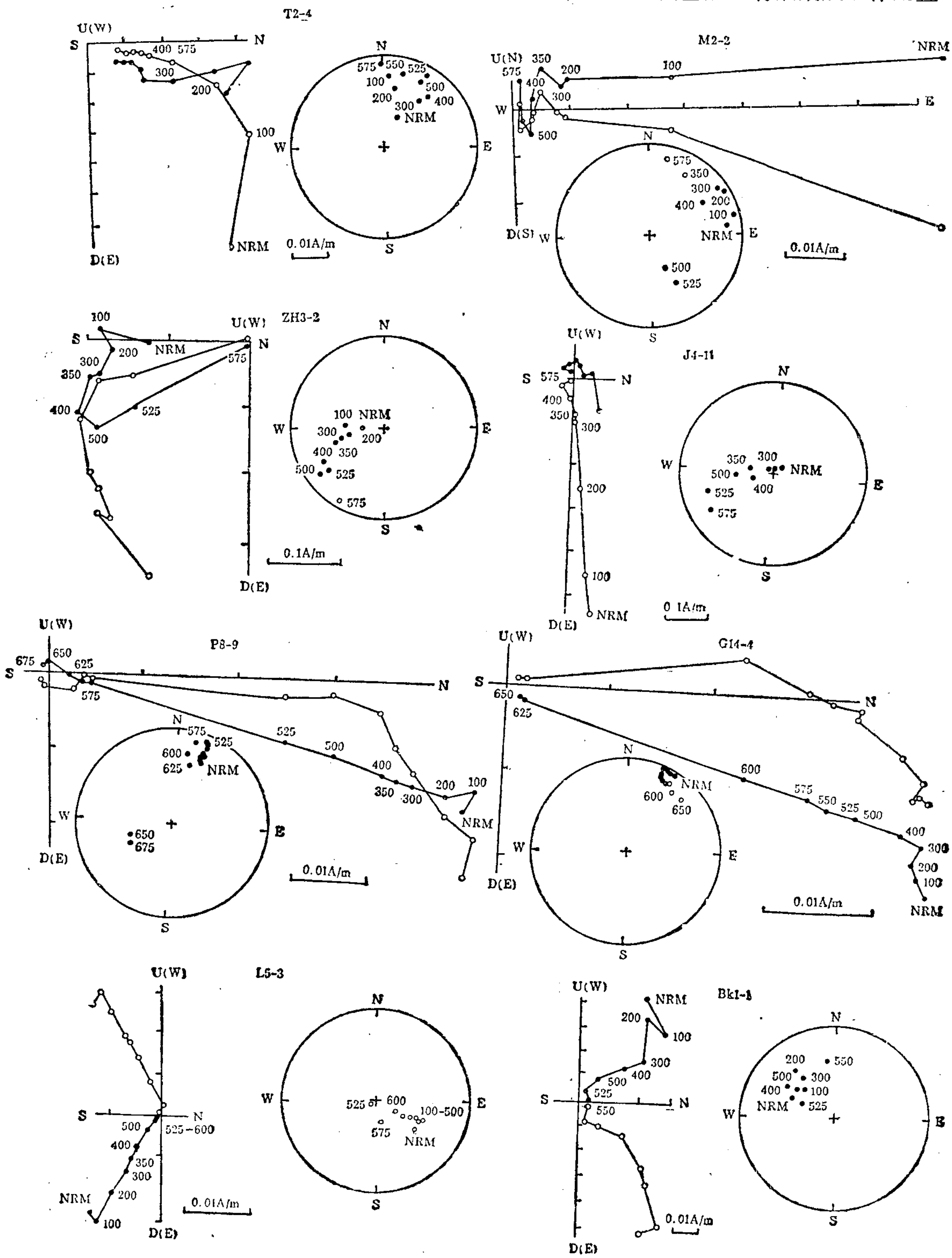
4　古地磁测试数据分析及其地质解释

对所有样品经过逐步热退磁后所得到的数据进行逐个分析，选取几个方向大致相同，且强度随温度升高逐渐减弱的几个区段(一般样品可选取两个区段)，对每个区段用主分量分析法[28]进行线性拟合，求其特征剩磁方向，对样品最后区段进行拟合时，应包括原点在内。对线性拟合所求出的方向是否可靠，用最大角偏差 (MAD) 来衡量，要求 MAD≤15°。对个别样品，由于拟合后的 MAD > 15°，但某个温度点可用，我们则采用稳定端点法。最后对每组样品采用弗舍尔统计法，求其平均稳定特征剩磁方向，然后计算古地磁极位置及相应研究地区的古纬度。对于矿区样品的古地磁测试数据，先求得围岩与矿体的剩磁方向，用 McFadden 法进行比较，判断其方向的异同，再求其虚地磁极，投影到极移曲线图上，由此可判断矿体的形成时代。

古地磁数据的可靠与否依据国内目前最新的八条判别标准来确定[29]，这八条标准包括地层时代、统计精度、退磁和矢量分析、野外检验、构造控制、倒转检验、非重磁化和磁性载体的鉴定。本次工作所得到的古地磁数据首先满足其中最重要的四条，即：地层时代清楚、样品经过系统退磁并采用主分量法分离磁性成分、采样地区大地构造归属明确且局部构造关系清楚、在地理座标下的磁化方向不同于现代地磁场的磁化方向，且各组样品选出代表性样品进行了岩石磁学实验和矿物鉴定。对于不同的采样地层，还不同程度地满足其它四条中的某一条，如太华群及熊耳群的磨石沟组和焦园组以及官道口群的龙家园组通过倒转检验。熊耳群的张合庙组通过广义褶皱检验。本次工作的古地磁详细测试结果见表 2。图 3 是根据表 2 数据所绘制的视极移曲线。为了便于比较各矿床的成矿时代，将各矿床的围岩与矿体的虚地磁极位置也绘在图中。早元古代的古地磁极用“七五”期间在华北地台北缘早元古代渣尔泰群 (CH:1950Ma) 所求得的古地磁数据来代替[30]。因为华北地台在晚太古代到早元古代早期，各地块基本焊接在一起，形成统一的早期克拉通，早元古代以后，虽然各个活动时期不同地区的构造体制不同，但没有发生大规模的分裂作用，同时将中生代花山花岗岩体的虚地磁极也绘在图 3 中。综合分析熊耳山地区前寒武纪视极移曲线，三个矿区的围岩与矿体的极位置及花山花岗岩体的极位置，可推断出下面四条参考性结论：

(1) 北岭蚀变岩型金矿的成矿时代始于中元古代熊耳期。矿化程度较低的蚀变矿化脉体(即硅化、黄铁矿化蚀变脉状体，其含金品位很低)与围岩的剩磁方向是一致的（通过 McFadden 法的检验)，而产于北岭金矿 884 坑道中的矿体剩磁方向与围岩的不一致（没有通过 McFadden 法的检验)，但它们的极位置 (Bk,Bw, 884K, 884W) 都落在该地区元古宙地层所定义的宽约 20° 的视极移曲线带内[31]。表明该蚀变岩型金矿在元古宙已发生至少一次的成矿作用，因为矿体与围岩剩磁方向不一致，但古地磁极位置都落在元古宙所定义的视极移曲线带内，造成这种现象的原因是后期成矿热液的作用使部分矫顽力高的

次生剩磁叠加在第一次成矿作用所产生的原生剩磁方向上，由于其所占比例小只能造成原生剩磁方向的偏离而不能彻底改变原生剩磁的方向，这是同生成矿有后期成矿作用叠



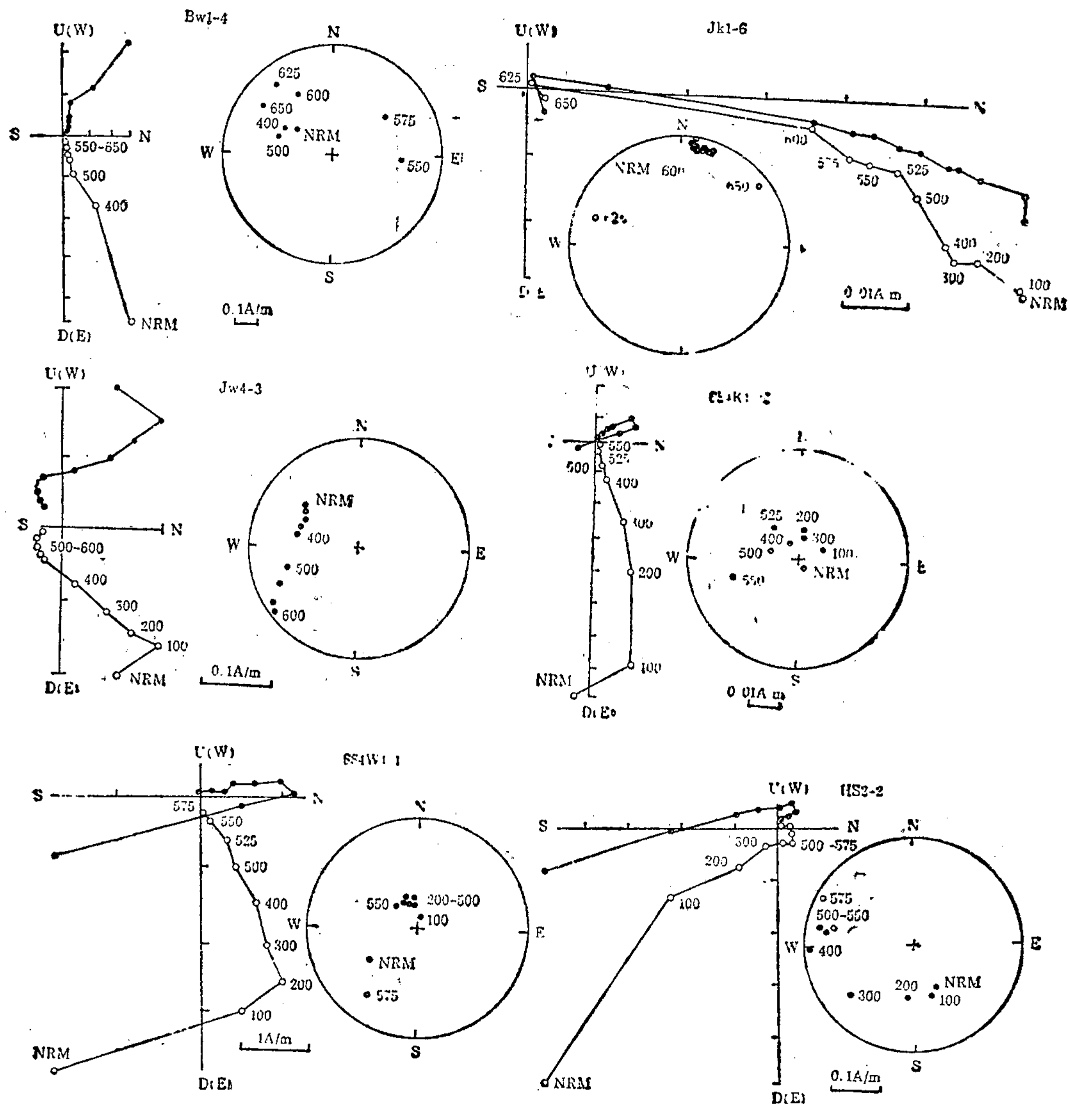


图 2　熊耳山地区地层与金矿床代表性样品(经倾斜改正后)逐步热退磁方向的等面积投影和正交矢量图

Fig. 2　Equal-area projection plots of directions and orthogonal demagnetization diagrams showing typical behaviour during progressive thermal demagnetization for samples from strata and gold deposits (directions have been corrected for tilting)

● 水平面内投影；○ 垂直面内投影；代号同表 1，代号后面的数字分别代表采样点编号和采样点内样品编号，图上数字的单位为℃

● Projections in the horizontal plane; ○ projections in the vertical plane; the symbols are the same as in Table 1. The number behind the symbol is the site number and sample number within the site. The unit of the figures on the digram is ℃

加的古地磁特征上的反映。

(2) 鸡冠山石英脉型金矿中的围岩与矿体的剩磁方向显然不同，表明它们不是同期

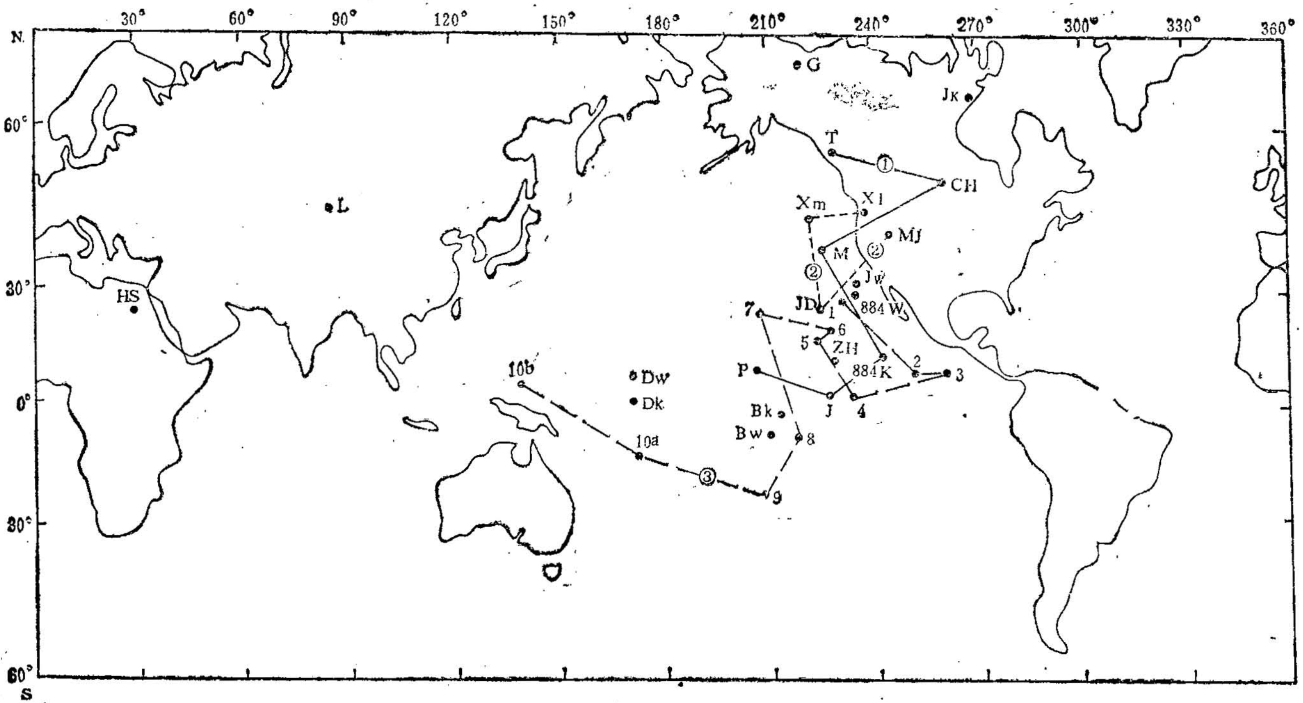


图 3 华北地台不同地区视极移曲线和熊耳山地区金矿床的极位置(墨卡托投影)

Fig. 3 Comparison of Precambrian APW paths from different areas in the North China Platform and gold deposit pole positions from the Xiongershan area (Mercator Projection)

① 熊耳山地区视极移曲线(代号同表1); ② 蓟县剖面视极移曲线,1,2,3,4 为长城系的极,5,6,7,8 为蓟县系的极,9,10a,10b 为青白口系的极; ③ 中条山地区视极移曲线, MJ,JD,Xm,X1 分别对应中元古代马家河组、鸡蛋坪组、许山组中部和下部[31]

① APW paths in the Xiongershan area (symbols same as Table 1); ② APW paths in the Jixian section, poles 1,2,3,4 from the Changcheng System, poles 5,6,7,8 from the Jixian System, poles 9,10a,10b from the Qingbaikou System; ③ APW paths in the Zhongtiaoshan area, symbols of MJ, JD, Xm, X1 for the Middle Proterozoic Majiahe Formation and Jidanping Formation and the middle and lower parts of the Middle Proterozoic Xushan Formation respectively[31]

表 2　熊耳山地区地层与金矿床的古地磁分析结果

Table 2　Location and paleomagmetic data of samples

采样点	采样位置		样品数	最佳温度	地层座标下磁化方向				极点座标		古纬度	地理座标下磁化方向	
代　号	经度(°E)	纬度(°N)	n(N)	区间(℃)	Ds	Is	K	α95	经度(°E)	纬度(°N)	(°N)	Dg	Ig
T	111.8	34.2	10(10)	400—650	31.6	23.9	13.3	13.7	231.3	54.1	12.5	21.7	41.3
CH	109.3	41.2	16 个采点	200—625	18.0	12.7	8.6	13.1	259.6	51.7	6.4		
M	111.4	34.0	15(25)	300—550	50.7	20.2	13.8	10.7	216.4	38.1	10.4	28.8	20.8
ZH	111.5	34.1	22(25)	575—650	234.3	45.0	13.8	9.1	63.8	−10.5	26.6	240.9	12.5
J	111.7	34.1	10(13)	525—625	254.5	34.1	12.9	14.0	45.8	−1.7	18.7	280.5	41.6
P	111.8	34.1	8(8)	400—625	260.4	0.8	70.5	6.6	27.6	−7.8	0.4	262.2	5.0
G	111.8	34.1	26(26)	400—675	14.3	49.0	99.2	2.9	217.1	77.2	29.9	15.2	15.0
L	111.8	34.1	10(18)	500—625	127.3	−90.0	48.7	7.0	87.9	44.8	−68.8	184.3	−50.7
HS	111.8	34.2	5(5)	400—650	286.0	3.5	42.7	11.8	27.7	22.5	17.1	286.0	31.5
Jk	111.9	34.1	4(4)	400—650	6.8	31.7	99.2	9.3	270.6	72.0	17.2		
Jw	111.9	34.1	7(8)	500—650	225.7	12.0	185.7	4.4	235.7	31.2	6.1		
Bk	111.8	34.1	8(10)	500—625	263.0	21.9	15.9	14.4	215.1	−0.6	11.3		
Bw	111.8	34.1	19(21)	500—625	271.5	24.8	16.2	8.6	211.8	−8.5	13.0		
884K	111.8	34.1	4(4)	500—650	242.1	29.1	17.5	22.6	230.9	12.9	15.6		
884W	111.8	34.1	11(14)	300—675	225.4	13.2	16.2	11.7	236.4	30.8	6.7		
Dk	111.9	34.0	5(8)	500—650	107.6	44.3	79.5	7.0	170.9	1.1	26.0		
Dw	111.9	34.0	7(12)	550—650	97.1	45.7	40.4	8.3	175.4	9.4	27.1		

注：N为总样品数；n为采用的样品数；Ds,Is 和 Dg,Ig 分别代表地层座标下和地理座标下的偏角和倾角；K为倾斜改正后的精度参数；α_{95} 为置信圆锥半顶角；CH 引用文献[30]。

Notes: N total number of samples, n number of used samples, Ds, Is and Dg, Ig declination and inclination in stratigraphic and geographic coordinates, respectively; K precision parameter after tilt correction; α_{95}: half-angle of cone of 95% confidence about the mean direction in stratigraphic coordinates. CH after reference[30]

热事件作用的结果。围岩的极位置落在中元古代熊耳期所定义的视极移曲线带内，但矿体的极位置接近华北地台侏罗纪的极位置[32]，表明成矿期为燕山期。是燕山期构造-岩浆活动提供的热源导致了金的富集而成矿。

（3）店坊角砾岩型金矿的围岩与角砾岩矿体的剩磁方向基本一致（通过 McFadden 的方向一致性检验），且二者的虚地磁极位置位于熊耳期所定义的视极移曲线带内，但偏离其围岩（焦园组）古地磁极所在的位置。这说明矿与围岩遭受后期重磁化作用而使其偏离了区域围岩的古地磁极，造成重磁化原因是后期叠加成矿热液的作用。野外地质观察发现金的矿化作用由西向东逐渐减弱，而该金矿的西南部有一中生代花岗岩体——合峪岩体，表明金的矿化作用与该岩体有关，该角砾岩型金矿属多期成矿，成矿作用始于中元古代，有中生代成矿作用的叠加[33]。

（4）花山花岗岩体的古地磁极位置接近华北地台晚二叠纪的极位置[34,35]，是印支晚期岩浆活动的产物，不应属于燕山期，有待可靠的同位素数据进一步证实。该岩体与邻近金矿床的后期叠加成矿作用密切相关。

5 结语

综上所述，熊耳山地区各类金矿床的成矿时代比较复杂。古地磁研究结果表明：中元古代和显生宙的中生代是本区金矿富集成矿的两个主要时期。另外，古地磁方法在确定成矿时代问题上具有速度快且经济的优点。因此在矿床地质研究中具有很大的应用潜力。

本文在写作过程中承蒙张文治和张惠民两位老师的指点，在此深表谢意。

参　考　文　献

1 孙枢，张国伟，陈志明．华北断块南部前寒武纪地质演化．北京：冶金工业出版社，1985．1—66 页．
2 胡受奚主编．华北与华南古板块拼合带地质和成矿．南京：南京大学出版社，1988．1—79 页．
3 张国伟主编．秦岭造山带的形成及其演化．西安：西北大学出版社，1989．1—55 页．
4 张建军．河南熊耳群火山岩金矿物质来源探讨．河南地质，1987，(4)：1—5．
5 陈衍景，富士谷．豫西金矿成矿规律．北京：地震出版社，1992．47—209 页．
6 任富根，李增慧，高亚东，赵嘉农，丁士应．熊耳群火山岩系金矿的特征及含金性．天津地质矿产研究所所刊，1990，(23)：25—36．
7 晁援，徐克勇．秦巴地区岩金矿的富集规律．秦巴金矿论文集．北京：地质出版社，1993．1—12 页．
8 陈衍景，富士谷，胡受奚．豫西金矿成矿时代．金属矿产与勘探，1992，(3)：140—144 页．
9 王官福．前寒武纪古地磁研究的可行性分析．国外前寒武纪地质，1991，(1)：53—56．
10 王官福．前寒武纪古地磁研究的前景．地球科学进展，1991，(4)：19—50．
11 Piper J D A. Paleomagnetism and the continental Crust. open University Press, 1987. 329—374.
12 张惠民，赵风清．试论前寒武纪变质岩古地磁研究的可行性——以闽北地区的研究为例．地质论评，1994，(4)：312—321．
13 张文治，李普．中国震旦亚界古地磁特征．中国地质科学院天津地质矿产研究所所刊，1981，(1)：111—121．
14 张惠民，张文治．中国东部中上元古界的磁性地层学和古构造演化．第 27 届国际地质交流学会学术论文集．北京：地质出版社，1984．151—160 页．
15 林金录．蓟县中、上元古界剖面的古地磁结果．科学通报，1988，(33)：207—210．
16 高荣繁，范义清，林新兴，黄鹤龄．辽东半岛南部晚前寒武纪的古地磁学的初步研究．中国地质科学院沈阳地质矿产研究所所刊，1983，(6)：122—141．
17 陈亚平，钱祥麟．山西吕梁山地区晚前寒武纪镁铁质岩墙群的古地磁学研究。北京大学学报(自然科学版)，1987，(2)：87—97．

18 刘椿，王启超，张建中，陈伯延，袁相国，陈惠霞，刘海山．太行山区元古代早期和中期地层的古地磁学测定结果及其地质意义．地质科学，1984，(4)：455—459．
19 张惠民，张文治，Elston D P. 华北蓟县中上元古界古地磁研究．地球物理学报，1991，(5)：602—615．
20 Park J. K. Palaeomagnetism for geologists. Geoscience Canada. 1983, 10(4): 180—188.
21 Hanus V and Krs M. Applicability of paleomagnetism of pyrrhotite to ore-genetic studies. Mineralium Deposita, 1968, (3):242—248.
22 Sangster D F. Age of mineralization in Mississippi Valley-type (MVT) deposits: A critical-requirement for genetic modelling. In Geology and Genesis of Mineral Deposits in Ireland. Edited by C. J. Andrew etal., Irish Association for Economic Geology, Dublin. 1986. 625—633.
23 Hanus V and Krs M. Paleomagnetic dating of hydrothermal deposits. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 1963, (8):82—101.
24 Piper J D A Paleomagnetism. Geomagnetism, 1989, (3):1—162.
25 Symons D T A and Sangster D F. Paleomagnetic age of the Central Missouir Barite Deposits and its Genetic Implications. Econ. Geol. 1991, 86(1): 1—12.
26 McFadden P L and Jones D L. The fold test in Paleomagnetsm. Geophys. J.R. Astr. Soc., 1981, (69): 53—58.
27 河南省区域地质志，北京：地质出版社，1989．5—124 页．
28 Kirschvink J L. The Least-squares line and plane and the analysis of paleomagneic data. Geophys. J.R. Astron. Son., 1980, (62): 699—718.
29 程国良．古地磁数据可靠性的试用判据．地球物理学报，1993，(1)：121—123．
30 白瑾主编．华北陆台北缘前寒武纪地质及铅锌成矿作用．北京：地质出版社，1993．94—97．
31 孙大中，胡维兴主编．中条山前寒武纪年代构造格架和年代地壳结构。北京：地质出版社，1993．156—164 页．
32 马醒华，邢历生，杨振宇，徐树金，张景鑫．鄂尔多斯盆地晚古生代以来古地磁研究．地球物理学报，1993，36(1)，68—79．
33 王官福．河南店坊金矿的古地磁年龄及其地质含义。中国地球物理学会年刊，北京：地震出版社，1992。240 页．
34 吴汉宁，常承法，刘椿，钟大赍．依据古地磁资料探讨华北和华南块体运动及其对秦岭造山带构造演化的影响．地质科学，1990，(3)：202—213．
35 吴汉宁，周立发，赵重远．阿拉善及邻近区石炭、二叠系古地磁学研究及意义．中国科学（B 辑），1993，23(5)：527—536．

THE PALAEOMAGNETIC STUDY OF THE MINERALIZATION AGE OF GOLD DEPOSITS IN THE XIONGERSHAN AREA, HENAN PROVINCE

Wang Guanfu, Chen Zhihong, Ding Shiying and Ren Fugen

(Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources, Tianjin)

Abstract

Different types of gold deposits have been found in the Middle Proterozoic rocks of the Xiongershan area, Henan province, at the south margin of the North China platform, but different views have been proposed about the mineralization age of the gold deposits.

On the basis of palaeomagmatic studies of the Middle Proterozoic and other rocks of the region as well as the gold ores and their wall rocks, with due consideration of their geological setting, the authors infer that the gold mineralization of the Beiling alteration-type gold deposit and the Dianfang breccia-type gold deposit started in the Proterozoic and then was superimposed by later mineralization. But the mineralization age of the Jiguanshan gold deposit is Yanshanian.

Key words: Xiongershan area, Precambrian palaeomagnetism, gold deposit, mineralization age

作 者 簡 介

王官福，生于 1961 年 7 月，辽宁省庄河市人。1984 年毕业于长春地质学院应用地球物理系。现任中国地质科学院天津地质矿产研究所工程师。从事古地磁研究。通讯处：天津市河东区大直沽 8 号路 4 号天津地质矿产研究所，邮政编码：300170。