

52158

# 构造译文集

(七)

地质矿产部地质力学情报网

一九八八年九月

# 前 言

古地磁学是本世纪五十年代以来新兴的一门学科。它使得沉寂多年的“大陆漂移说”重新复苏并发展成板块构造。在全球大的构造格局已成定型的前提下，构造学家和古地磁学在将热情转向区域构造所提出的大到“地体说”小到“块体的转动”，莫不与古地磁资料有关。现在越来越多的人认识到古地磁在构造研究中的重要性，因而这方面的文章不断涌现。我们选了一部分文章翻译出来，希望能对有关人员有所帮助。限于水平，错误和不当之处在所难免，欢迎读者批评指正。

本集中所有插图均由尚玲绘制，在此表示谢意。

编 者

# 目 录

|                               |       |
|-------------------------------|-------|
| 一、华南和华北碰撞,转动的古地磁制约            | (1)   |
| 二、华北华南地块显生宙极移轨线               | (5)   |
| 三、华北和华南地块中新世代演化               | (16)  |
| 四、来自中国西南部某些二叠——三叠纪岩石的古地磁结果    | (19)  |
| 五、华南晚白垩世岩石的古地磁                | (25)  |
| 六、古生代的古地磁学问题                  | (30)  |
| 七、古地磁与大小板块的运动                 | (41)  |
| 八、古地磁学与大陆漂移和板块构造              | (49)  |
| 九、纽瓦克盆地 Watchung 山脉早侏罗世岩石的古地磁 | (54)  |
| 十、泥盆纪以来的古极位置与大陆漂移             | (60)  |
| 十一、苏联的古地磁                     | (77)  |
| 十二、日本岛及附近地区晚第三纪以前的古地磁         | (121) |
| 十三、印度洋板块显生宙的古地磁与印度——亚洲的碰撞     | (138) |
| 十四、东南亚与东亚的古地磁                 | (148) |
| 十五、非洲与马达加斯加的古地磁               | (154) |
| 十六、南欧和中东前新生代古地磁               | (168) |
| 十七、北美古地磁简要述评                  | (175) |

# 华南和华北碰撞、转动的古地磁制约

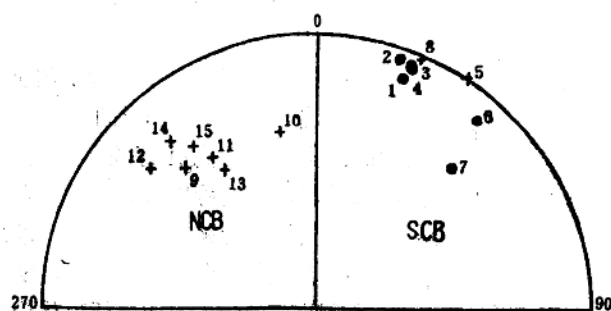
赵西西 R.S.Coe

中国东部主要受华北地块和华南地块控制，其间为近东西向的复杂褶皱系分开。对这个褶皱带的不同的地质解释导致了对这两个地块合并时代的不同估计。有关这方面的古地磁结果极少而且还充满了矛盾。本文给出了我们自己的华南和华北晚二叠世岩石古地磁研究结果以及别人有关资料的综合归纳。通过对以前某些研究结果极性的再解释，我们便能在华南广为分布的峨眉山玄武岩结果进行综合分析，从而提出了这两个地块碰撞和相对转动的新模式。

华南地块二叠纪绝大部分古地磁数据来自在整个西南广为分布的峨眉山玄武岩组。1980年赵西西在四川峨眉山附近奴背山背斜东翼一条全长212米的典型剖面(29.6°N, 103.4°E)采集了三十二块熔岩流样品。表1给出了这项研究的结果。

表1 华南地块和华北地块岩石古地磁结果一览1—1

| 岩石类型和地点   | 采点<br>经 | 采点<br>纬 | N   | 磁偏角    | 磁偏角    | A95    | k    | 极<br>经 | 极<br>纬 | A95    |
|-----------|---------|---------|-----|--------|--------|--------|------|--------|--------|--------|
| 华南地块      |         |         |     |        |        |        |      |        |        |        |
| 四川峨眉山玄武岩, | 29.6°   | 103.4°  | 32+ | 29.7°  | -12.6° | 4.0°   | 38.6 | 49.0°  | 251.9° | 2.1    |
| 华北地块      |         |         |     |        |        |        |      |        |        |        |
| 红层静乐山西    | 38.6°   | 112.1°  | 11  | 316.1° | 31.5°  | 10.0** | 45.6 | 46.1°  | 6.2°   | 10.1** |
| 砂岩粉砂岩     | 4.1°    | 113.2°  | 13  | 347.9° | 35.5°  | 15.1** | 20.6 | 67.1°  | 323.6° | 14.0** |
| 山西口泉      |         |         |     |        |        |        |      |        |        |        |
| 河北、临城砂岩,  | 37.5°   | 114.4°  | 17  | 324.7° | 34.4°  | 11.3** | 36.4 | 54.3°  | 4.1°   | 8.7**  |



这些样品都经过交变场的和热的分步退磁，这两种退磁结果都很成功，而且分离出了稳定的单向变减到零的磁化分量。这些分量的方向都会聚在一个磁偏角为北东，磁倾角平缓的平均方向附近。此外，我们将这些数据解释为一个在正极性场中获得的原始方向。同一地区的其它四篇眉山玄武岩的研究结果揭

示出同样的北东向上的古地磁方向(图1)

图1: 华北地块和华南地块二叠纪岩石的采点平均方向, 等面积投影, 圆圈和十字分别代表上半球和下半球, 反

向转换为正向。华南地块所有果点都来自峨眉山玄武岩。(1)据参考文献12表1;(2)文献9;(3)文献14;(4)文献13;(5)文献16;(6)文献17;(7)文献11;(8)文献10;华北地块的采点来自红层、砂岩、粉砂岩;(9)静乐红层(表1);(10)口泉砂岩和粉砂岩(表1);(11)临城砂岩(表1);(12)文献11;(13)W; Z. Lin等来刊资料;(14)文献9;(15)文献13。

上述研究中有一篇的数据经过褶皱检验,表明其磁化是在褶皱前获得的,这种检验对确定原生方向是必要的(但不是充分的)。这四篇论文给出的极性同我们的解释相反,他们认为是反极性,理由是峨眉山玄武岩时代为晚古生代基亚曼反向极性段。但是的如把这些磁偏角为北东方向的古地磁方位定为反极性,那末就意味着该地区自二叠纪以来,在方位上发生过 $160^\circ$ 的旋转。McElhinny等近将此解释为整个华南地块发生了转动。而Chan等人指出,由于采样区位于龙门山冲断带内,可能有过局部转动。

其它地区峨眉山玄武岩的研究结果表明,某些岩流具有南西向磁偏角和向下平缓的磁倾角。林等人指出贵州省的一个熔岩流也有这样的方向。他们把这种磁化解释为反极性,并把以前峨眉山地区的这些显然矛盾的结果归结为次生磁化和局部旋转。近来对川南和云南峨眉山玄武岩的研究结果表明,熔岩流系列既有北东向亦有南西向的。云南的熔岩流特别有意义,在这儿上部岩流具有北东向上的方向,而最下部则具有南西向下的方向。下伏的早二叠世铝土矿层也具有南西方向的磁偏角。对此最简单的解释是峨眉山玄武岩不是全部处在基亚曼反向段内,因而其既记录了正常的(北东向磁偏角)亦记录了反向的(南西向磁偏角)古代磁场。按照这种解释,所有的结果均可以接受,且无需大的方位转动。这种解释也是黄等人对峨眉山数据三种可能解释中的一种。

最近发表的峨眉山玄武岩的放射性测量数据也支持这一看法。袁等人发现玄武岩年龄范围为230—280兆年,且愈往南年龄有变老的趋势。他们对四川的岩流采用了236兆年的平均年龄,这个年龄与基亚曼反向段的上限相当。如果这些年龄是准确的,出现正、反两种极性,尤其是峨眉山附近典型部面处,记录到正极性则毫不奇怪。

图1给出了对峨眉山玄武岩不同的研究结果。一般而言,这些方向彼此非常一致,其中某些结果还经过褶皱和倒转检验。基于以上原因,加之采样点分布范围比较大(见图3a),笔者认为这些方向都是适合于用来计算华南地块晚二叠世极位置的原生方向。我们用三种不同的方法来进行计算。(1)按地区平均( $N=5$ );(2)按所有研究结果平均( $N=8$ );(3)选择一些结果平均(略去样品很少的两个结果, $N=6$ )。三种方法都得出了类似的结果。但我们推荐第三种方法的结果,这是因为在这种方法中,用来计算磁极的平均方向时,样品和岩流的数目更为接近。

其次我们在华北地块内的山西和河北省分别在相距颇远的三个地区果集了石盒子组沉积物的样品。山西大同盆地的口泉地区( $40.1^\circ N, 113.2^\circ E$ )出露着800多公尺的二叠纪砂岩和粉砂岩。静乐地区( $38.6^\circ N, 112.1^\circ E$ )一个向斜的两翼有着露头很好的同一组地层。在河北临城地区( $37.5^\circ N, 114.4^\circ E$ )沙巴沟边上出露着新鲜的砂岩。这三个地区,我们很容易识别出位于剖面底部的早二叠世含煤的山西组。从古生物角度来看,我们采样的地层属晚二叠世,除静乐地区为红层外,其余主要是黄色砂岩。采自这三个地区的岩石在实验室内,均显示出类似的磁特性。每个地点标本的逐步热退磁表明,50%样品的特征磁化分量都有着南东向或北西向的磁偏角和平缓向上或向下磁倾角。在其余样品的退磁投影图上,我们也发现有这一分量。利用Kirschvink提出的退磁线和平面相结合的方法,对我们的数据再

分析所给出的方向, 在95%置信度水平上与特征分量没有什么区别。

表1给出了这一分析的结果, 对这些研究的详细解释将另外发表。其采点平均方向通过了大于95%置信度的褶皱检验, 因此这些地点的岩石剩磁, 是在中侏罗世褶皱作用以前获得的。并且, 我们发现正反两组方向非常接近于反平行。成功的褶皱检验和倒转检验以及该特征磁化分量的载体为磁铁矿赤铁矿这一事实, 都有力地表明磁化是原生的。

对于华北地块, 我们还使用了四组他人的二叠纪结果(参加文献9、17、13和W.Z. Lin等未刊资料)。这些结果全都来自于山西太原晚二叠世的红色岩系, 它们彼此相当吻合, 而且与我们在太原东部西部所采的结果也很一致(图1)。

图1中华南地块和华北地块二叠纪古地磁方向截然不同。由这些方向计算出的平均古地磁极在大于99%置信度的水平上也是不一样的(图2)。

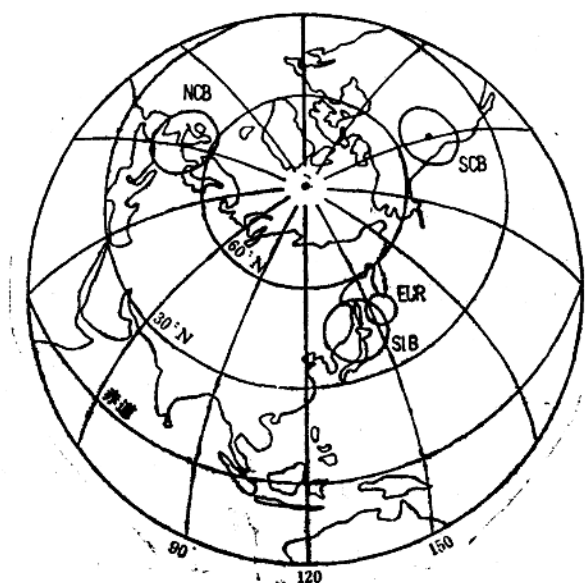


图2 二叠纪极位置。华北地块:  $51.4^{\circ} \text{ N}, 359.8^{\circ} \text{ E}, A_{95}=9.3^{\circ}$ ; 华南地块:  $49.8^{\circ} \text{ N}, 240.5^{\circ} \text{ E}, A_{95}=8.4^{\circ}$ ; 西伯利亚:  $45.0^{\circ} \text{ N}, 141.0^{\circ} \text{ E}, A_{95}=10.0$ (文献29); 欧洲:  $48.0^{\circ} \text{ N}, 153.0^{\circ} \text{ E}, A_{95}=4.6^{\circ}$ (文献30)。

鉴于华南地块和华北地块极位置的数据都经过褶皱检验和倒转检验, 而且每一地块上, 数据又很一致, 我们认为它们代表原生剩磁, 其内没有或很少混有未除掉的次生分量。由于这些方向都代表着华南地块和华北地块上很大的区域(图3a), 因此不能用小地块的局部转动来解释。

根据华南地块和华北地块的数据所确定的古纬度是相类似的, 但华南地块古北的平均方向相对华北地块顺时针旋转了60多度, 这说明二叠纪时两地块的相对位置可能不像它们现在这样。一个包含有两地块相对转动的模式, 可由图2中的几何关系给出。一个和两地块的极有着等距离大圆与两地块之间的界线的交点位于该界线的东端。围绕这个交点旋转 $67^{\circ}$ 就会使两地块的极相一致。正如图3所示, 如果碰撞是从中国最东部这一点开始, 并随着华南地块相对华北地块的顺时针转动, 逐渐向西发展, 这正是我们所预期的模式。三叠纪复理式沉

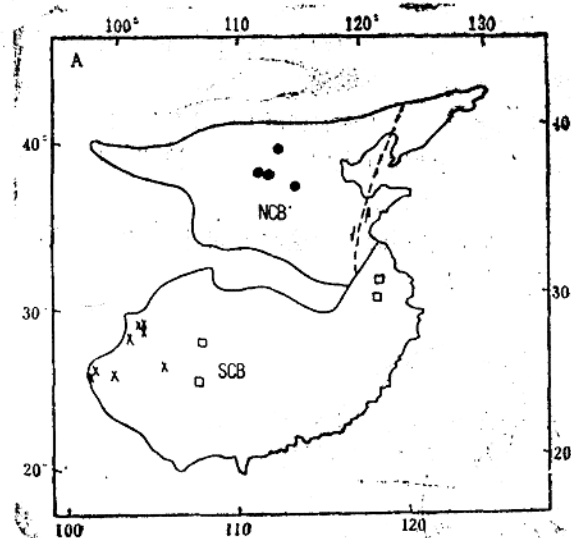


图3 华南地块和华北地块的现今位置。细线为海岸界线(不是地块界线),虚线为郯庐断裂。两地块的采点亦标绘在图上,方框为三叠纪采点,圆和斜十字代表二叠纪采点。

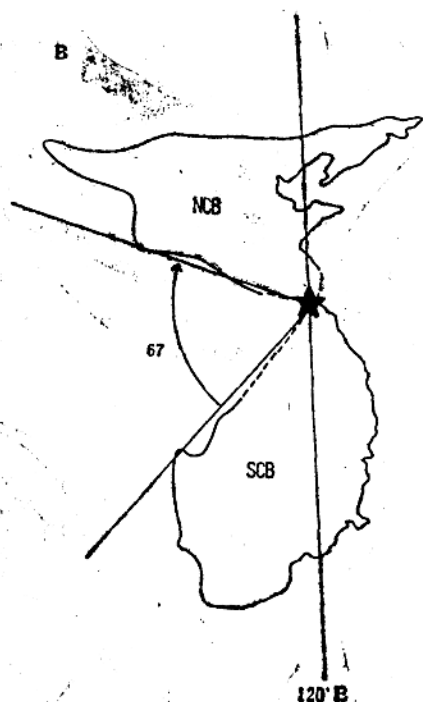


图3b 华北地块和华南地块二叠—三叠纪的再造略图。华北地块保持其相对正北现代取向是任意给定的。碰撞带中界线作了简化,郯庐断裂则被略去。

积的分布表明,这个模式值得认真考虑。这种复理式沉积在华南地块的西北边缘发育很好,但在其东北边缘仅为滨海和陆表沉积。

当然,其它的围绕大园等分线上任何一点的有限转动,或者多次转动的复杂组合都能使两地块的古磁极趋于一致。一个有趣的情况是,当围绕着一个特别选定的点进行转动时,就能使得两地块沿着它们界线的相对位移接近走滑状态。但是为了满足古地磁数据对方位转动的要求所需要的相对位移多达5000公里以上。对于如此巨大的位移,就我们所知,目前还没有地质证据。

两地块早三叠世的数据与二叠纪的相似。关于山西太原附近的两项研究(文献11、23)给出了与该地区晚二叠世岩石方向完全一致的结果。另一项来自辽宁省东部本溪地区的结果(文献11、23)与华北地块另外两项结果并不一致,即便是对平均方向和极位置计算作了校正后仍是如此,本溪结果中的磁倾角同另外两个点的结果是一致的,但磁偏角却向反时针方向转动了 $40^\circ$ ,这与根据附近郯庐断裂推测的转动方向相吻合。其他人也指出了在大断层带附近有这种局部转动的可能(文献25、26)。由于这一原因,加之亦无证据可以论证磁化是原生的,所以在进行进一步研究时舍弃了这个结果。对于华南地块来讲,一个中三叠和三个早三叠的结果彼此一致(文献10、11、27),而且与晚二叠世的结果相似。由于这些采点分布范围较广(图3a),这就进一步支持了这些古地磁方向代表整个华南地块的论点。



这样,解释晚二叠世结果的方法也可以用来解释早三叠的结果。如果把这两套数据加以平均求出二叠——三叠纪的极位置,那末图3所示的模式略加修改便可应用。其主要的修改是两块体转动所围绕的起始碰撞点,要沿着两地块边界向西移动几百公里。

至于两地块何时碰撞以及何时接合的问题仍不能精确地回答。材料翔实的研究表明,从统计角度来看,两地块的古磁极在晚白垩世时已无法区别,因此碰撞与接合一定是在此以前完成的。已经发表的两地块中,晚侏罗世极位置是相同的,但是并没有拿出确切的证据来论证这些岩石没有受到白垩纪叠加磁化,而这种叠加磁化作用遍及中国东部。我们没有晚三叠和早侏罗世的数据,而地质上提供的证据也是不确切的,其估计的时间围绕泥盆纪到侏罗纪。我们趋向于华南华北两地块的最初碰撞是在早三叠世,而它们之间的相对转动大部分是在侏罗纪期间完成的这一看法。

最后一个问题是关于中国和西伯利亚合并的时间问题。一些地质的和古地磁方面的研究论文认为,华北地块是在晚二叠世以前增生到西伯利亚之上的。但是图2中的晚二叠及早三叠世的古地磁数据与这种解释相矛盾。早在1981年McElhinny等以及最近(1986) Opdake等都指出,这些古地磁数据意味着,就华南地块和华北地块相对于西伯利亚的位置来说,在当时比今天更偏南。西伯利亚和中国之间的相对位移是在何时完成的,这仍是亚洲大地构造中的一个重要问题。

(任希飞译自Nature Vol.327 14May 1987 马醒华校)

## 华北华南地块显生宙极移轨线

林金录 M. Fuller 张文佑

华北、华南地块的极移轨线表明:(1)古生代时两地块都曾是冈瓦纳的一部分;(2)晚二叠世华北地块增生到西伯利亚地块之上;(3)在中三叠世到晚侏罗世时,华南地块增生到华北地块之上。比较华南地块与北部欧亚大陆的极移轨线可以看出:二者之间曾发生过4,000公里以上的相对运动。

中国象亚洲其他地区一样,是由一些构造地块或克拉通所组成的,它们之间被褶皱带分开。这些褶皱带标志着它们彼此接合在一起的缝合线之所在。古地磁学可以用来解释这些地块的起源和生长的历史,因此在亚洲的地质研究中有着重要的作用。为了确定华北地块(NCB)与华南地块(SCB)的视极移(APW)轨线,我们进行了详细的古地磁研究。

### 区域地质与采样

从地质上看,华北地块在北面以中亚褶皱带与西伯利亚地块分开,在南面以秦岭褶皱带与华南地块分开。华北地块的基底由太古代和早、中元古代的变质岩所构成。由于吕梁造山运



动(~1800兆年)1组成华北地块的各个部分被结合到一起形成一个稳定的克拉通地块。我们从山东、辽宁、山西以及蓟县采了样(图1), 并发现它们几乎代表了从第三纪到中元古代的全部时期。我们从250个采样点上共采集标本1,981个, 但这里所报导的仅是显生宙的结果。

华南地块(扬子准地台)被褶皱带所环绕, 如在东南面的早古生代的华南褶皱带, 在北面的秦岭褶皱带。在其东北面, 以淮阳地盾与华北地块相接。大部分华南地块的基底是元古代的。由于晋宁造山运动(~850兆年), 华南地块完成了它由褶皱带向克拉通地块的转变。我们从浙江、贵州、云南、湖北等省采了样(图1), 这些样也代表了从第三纪到晚元古代的所有时期。华南地块中未变质的岩石的最早年龄是晚元古代。采样点180个, 标本1,029个。

我们的标本经过交变场和热退磁方法清洗, 用超导磁力仪和旋转磁力仪测量。由于可以证明, 许多采样点上的标本都是被重磁化了的, 因此还利用了 Zijdeveld图, 矢量差和重磁化弧等方法进行分析。满足最小可靠性标准的本研究的全部结果和一些以前的结果被列在中国古地磁数据表中, 共包括69个华北地块的极和90个华南地块的极。来自我们的研究的极位置是按采样点进行报导的, 每一个极位置包括5个独立定向的标本。华南地块与华北地块的视极移轨线(图2a, 2b)是根据表1中的数据作出的。

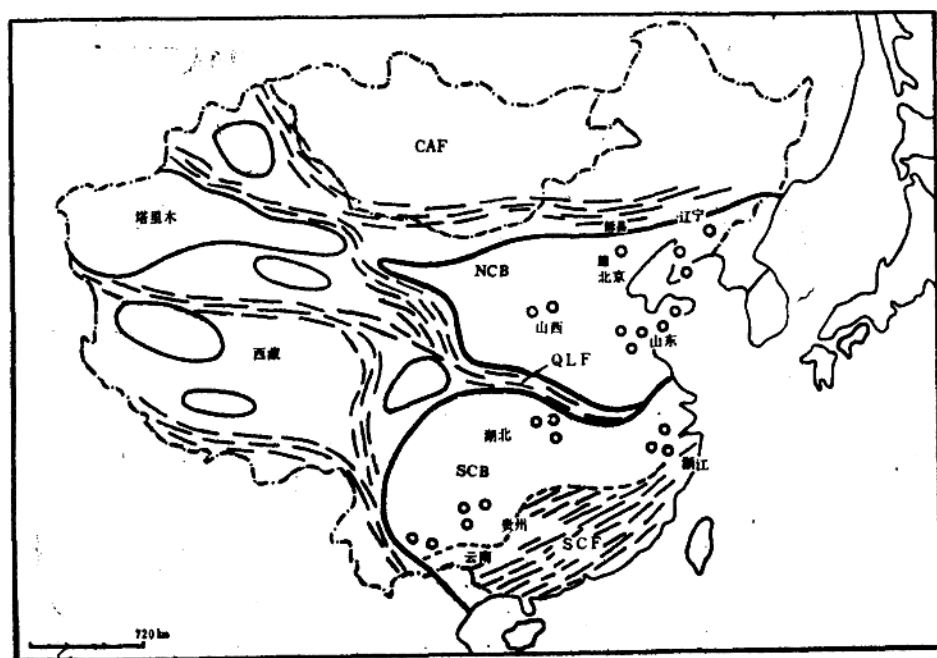


图1 中国主要构造单元位置示意图。实线为地块边界; CAF代表中亚褶皱带, QLF代表秦岭褶皱带, SCF代表华南褶皱带。

## 华南地块的古地磁

文中所列第三纪磁极是根据来自浙江省(华南的三个晚中新世的玄武质熔岩测定的

华北地块与华南地块的平均古极位置

表 1

| 年 龄    | P <sub>101</sub> | P <sub>100g</sub> | K   | A <sub>95</sub> | DP   | DW   | N  | 检验 | 编 号          |
|--------|------------------|-------------------|-----|-----------------|------|------|----|----|--------------|
|        |                  |                   |     | SCB             |      |      |    |    |              |
| TM-TP  | 74.2             | 36.5              | 148 | 7.6             |      |      | 8  | R  | SC 1—5       |
| KU     | 69.0             | 391.1             | 85  | 8.3             | 10.1 | 12.9 | 5  |    | SC 7         |
| KL     | 76.2             | 225.7             |     | 4.8             |      |      | 14 | R  | SC 8—17      |
| JU     | 73.0             | 213.7             | 29  | 12.6            |      |      | 6  |    | SC 18—24     |
| JM     | 68.8             | 202.1             |     | 14.0            |      |      | 9  | R  | SC 25—30     |
| TRM    | 54.6             | 209.7             | 95  | (5.7)           | 3.3  | 6.2  | 2  | RF | SC 32        |
| PU-TRL | 50.7             | 304.8             | 38  | 6.8             | 5.4  | 8.6  | 13 |    | SC 33—46     |
| PU     | 29.3             | 235.3             | 41  | (12.0)          | 7.4  | 13.4 | 1  |    | SC 47        |
| CU     | 21.5             | 224.6             | 28  | 17.8            | 8.9  | 17.8 | 4  | R  | SC 54—59     |
| CL     | 25.2             | 220.7             | 12  | (28.2)          | 14.3 | 28.4 | 1  | RF | SC 61        |
| CBL    | 3.4              | 195.0             | 28  | 8.8             |      |      | 8  |    | SC 64—72, 78 |
| TM     | 76.4             | 178.0             | 230 | 6.0             | 7.2  | 9.3  | 4  | RA | NC 1—5       |
| KU     | 69.0             | 182.0             |     | 4.0             |      |      | 8  | R  | LC 6         |
| KL     | 69.0             | 200.0             | 40  | 12.2            | 12.5 | 17.5 | 5  |    | NC 7—12      |
| JU     | 71.3             | 225.7             | 38  | 7.9             | 6.7  | 10.3 | 10 | R  | NC 13—23     |
| JU     | 74.2             | 215.6             | 57  | 4.0             | 3.7  | 3.4  | 10 |    | NC 24        |
|        |                  |                   |     | NCB             |      |      |    |    |              |
| JM-JU  | 72.1             | 202.0             | 194 | 6.6             | 8.8  | 9.5  | 4  |    | NC 25—29     |
| JM     | 81.9             | 253.3             | 41  | 9.6             | 8.4  | 12.6 | 4  |    | NC 30        |
| TRL    | 35.3             | 39.3              |     | 17.6            | 14.0 | 22.0 | 6  | R  | NC 35—39     |
| PU     | 38.1             | 6.3               |     |                 |      |      | 2  | R  | NC 40—42     |
| PU     | 44.0             | 358.0             | 40  | 6.9             | 3.8  | 7.2  | 12 | R  | LC 43        |
| OM     | 43.2             | 332.5             | 53  | (10.6)          | 5.3  | 10.6 | 1  | R  | NC 44        |
| CBL    | 15.0             | 298.6             | 38  | 9.9             |      |      | 7  | R  | NC 48—60     |
| PCU    | 16.5             | 301.1             | 35  | 9.5             | 8.8  | 12.9 | 8  | R  | NC 61—69     |

华北与华南地块视极移航线的基本数据和统计数字。第1列是年龄；第2和第3列是极位置；第4列(K)和第5列(A<sub>95</sub>)分别为 Fisher 分析中的精确度参数和95%误差；第6列(DP)和第7列(DM)为在95%概率条件下，极周围误差椭圆的半轴，DP为在余纬方向的，DM为垂直于余纬方向的；第8列(N)为采样点数目数；第9列为稳定性检验，其中R表示倒转检验，F表示褶皱检验，A表示产状检验；第10列是在中国古地磁数据表中的极编号。编写：TM-TP，第三纪、中新世—上新世；KU，晚白垩世；KL，早白垩世；JU，晚侏罗世；JM，中侏罗世；TRM，中三叠世；PU-TRL，晚二叠世—早三叠世；CU，晚石炭世；CL，早石炭世；CBL，早寒武世；OM，中奥陶世；PCU，晚前寒武世。

(SC1—3)，求出的极用SC4表示。这些结果包括对距的正常的与反向的岩流，但由于熔岩流太少，我们无法估计长期变是否已被很好地平均掉。然而，这些结果与湖南省红层的研究结果一致，该红层也通过了倒转检验。第三纪的视极移航线显然未被很好地限定，它可能包含一个靠近北欧的环形。

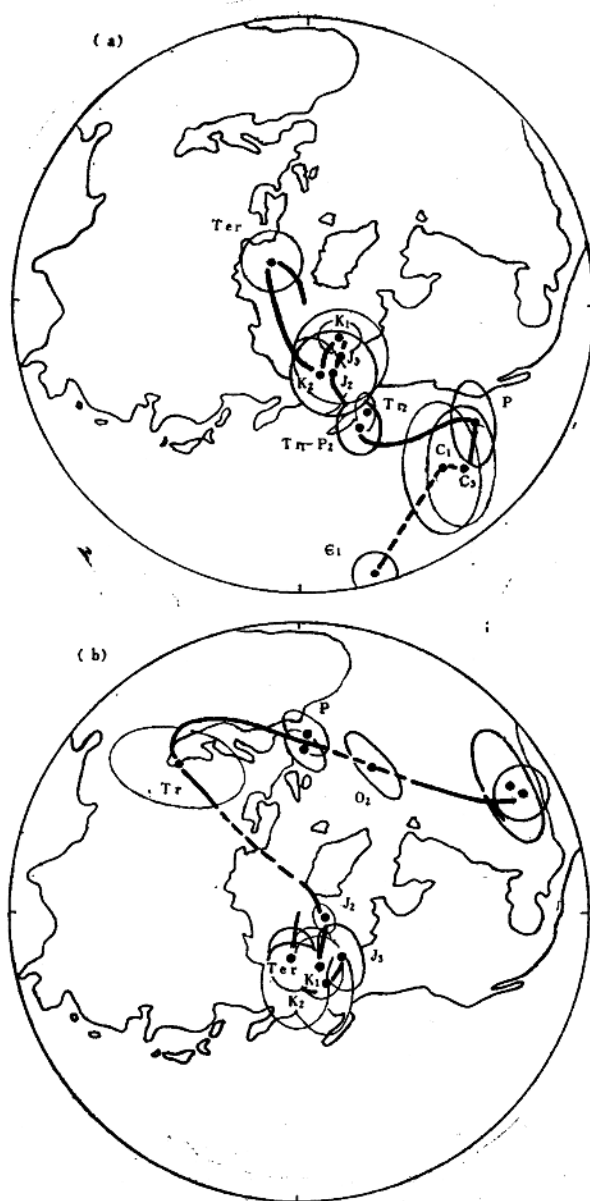


图 2 a, 华南地块的视极移轨线; b, 华北地块的视极移轨线。Ter, 第三纪; K<sub>2</sub>, 晚白垩世; K<sub>1</sub>, 早白垩世; J<sub>3</sub>, 晚侏罗世; J<sub>2</sub>, 中侏罗世; Tr<sub>2</sub>, 中三叠世; Tr<sub>1</sub>, 早三叠世; P<sub>2</sub>-Tr<sub>1</sub>, 晚二叠世到早三叠世; P, 二叠纪; C<sub>3</sub>, 晚石炭世; C<sub>1</sub>, 早石炭世; O<sub>2</sub>, 中奥陶世; E, 寒武纪; E<sub>1</sub>, 早寒武世。圆圈和椭圆是极位置的 A<sub>05</sub> 或 a<sub>95</sub> 置信区间。用来建立这两条视极移轨线的那些极在表 1 给出, 同时也给出了有关的统计数字。

白垩纪的结果来自华南地块内几个相距很远的部分; 晚白垩世的极 (SC7) 来自南朝鲜。我们的七个早白垩世的采样点分布在浙江的火山岩和沉积岩中, 给出的平均极 SC17 是与 SC8

(参考文献9)和SC9 (S. Sasajima, 个人手稿) 相一致的。

本研究中晚侏罗世的平均极 (SC 24) 是根据来自浙江的熔结凝灰岩和砂岩的六个极 SC18—23求出的。中侏罗世的结果 (SC27—30) 来自贵州省的红层, 包括正常与反向磁化的标本。同时还包括了来自香港 (SC25) (S. Sasajima, 个人手稿) 和安徽省 (SC26) (参考文献10) 的结果。

中三叠世的极SC32 (Chan Lung-san, 个人手稿) 初步的, 是由来自两个采样点的八块标本所给出的, 这些结果也包含两种极性并经过了褶皱检验。

在常兴碳酸盐剖面 (二叠-三叠纪典型剖面) 的13个采样点上采了42块标本, 这些标本经300℃的热退磁后得到了一个一致的方向。所得出的平均极为SC46, 接近于中三叠世的结果。

来自贵州峨眉山玄武岩的10个采样点的56块二叠纪标本, 大多数携带着一个晚中生代或近代的特征磁化方向, 它们的磁化很复杂, 至少带有四个方向, 其中三个很清楚是次生的, 是在现代偶极子场方向和在侏罗纪的正常的和倒转的方向上。我们暂且认为这第四个是原生的二叠纪的磁化方向, 由它给出极SC47, 近似地对应于二叠纪-三叠纪界线上的结果。一个最近极导的华南地块二叠纪的极与我们的结果不一致, 那可能是一个次生的重磁化的方向, 或是经过构造旋转的方向 (M. W. McElhinny, 个人手稿), 因此未被包括在这里所描述视极移轨线中。

晚石炭世的极 (SC54—59) 是从反向磁化的标本得到的, 它们的年龄与基亚曼反向间段的年龄相一致。标本采自一个新鲜的人工露头, 它不象其余的石炭纪采样点那样被严重地重磁化。早石炭世的极 (SC61) 来自正常磁化的结果。因此, 我们的石炭纪的结果是由那些经过倒转检验, 同时也经过褶皱检验的数据所给出的。

我们未能从泥盆纪, 志留纪和奥陶纪的采样点上获得有用的数据, 所有那些数据都是在近代的或中生代的磁场方向上被强烈地重磁化了。

早寒武世的极是由来自浙江、湖北和云南的标本给出的。来自浙江荷塘组的极和来自1,000公里以外的湖北天河板 (Tianheban) 组的极, 在95%置信度水平上满足一个产状检验, 但在层面校正之前是不一致的。天河板组是平躺着的, 当荷塘组的结果经过早古生代倾斜的校正之后, 来自两个组的数据便很好地一致起来, 这一检验相当于一个褶皱检验。

## 华北地块的古极位置

第三纪的极 (华北 NC 1—5) 包括正常和反向两种极性, 但因为它们都来自同一个地区 (山东临朐县) 来自玄武岩, 故只是初步的。晚白垩世的极 (NC6, 参考文献11) 和早白垩世的极 (NC7—12) 是由来自山东的安山岩和流纹岩给出的。上侏罗的极 (NC13—23) 来自山东莱阳组砂岩, 与来自山东西部蒙阴组的结果 (NC24, 参考文献10) 相一致。中-晚侏罗世的极 (NC25—29) 来自山东淄博三台组的粉砂岩。在所有这些研究中, 交变退磁与热退磁方法所给出的结果是一致的。

来自三个地区的红层的早三叠世初步结果具有类似的次生磁化 (来自山东淄博的结果非常接近于现代磁场的方向, 因此未被包括在内)。来自山西太原地区两个采样点的结果是分

散的,具有一个北西方向的偏角和一个较浅的正倾角。来自辽宁本溪地区四个采样点的结果包括正向和反向磁化的岩石,正向磁化的标本与山西标本具有同样的磁化方向,而反向磁化标本的方向经热退磁后,朝着与正向磁化标本方向的对跖方向移动,但即使在高温时也没有达到该对跖方向。包括来自辽宁的极(NC35—39)在内。

晚二叠世的极(NC40-42和NC43,参考文献6)是来自山西太原的一个二叠-三叠纪沉积岩剖面。在这个剖面中的砂岩是严重磁化了的,但泥岩标本经热退磁后给出了一个一致的倒转方向。

大多数奥陶纪的标本被严重地重磁化,以致未能获得有用的资料。这里给出的中奥陶世的极位置(NC44)是仅由一个采点得出的,但它经过了交变的与热的退磁处理,因此我们暂且假定它为奥陶纪的一个特征磁化方向。

早寒武世的极位置(NC46-56和NC58-60)是由山东张夏的鲕状碳酸盐岩和辽宁复州湾的碳酸盐岩给出的,它们的热清洗后的方向与所有已观测到的显生宙的特征方向不同。来自北朝鲜的早寒武世砂岩的磁化方向与此类似(NC57,参考文献11)。因此,我们认为它就是早寒武世的特征磁化方向。来自晚前寒武世南汾组的极位置(NC61-69(非常接近于该早寒武世的极位置,这说明南汾组在年龄上非常接近于早寒武世。

## 古地磁结果综述

华南地块的视极移轨线可以清楚地追溯到石炭纪,而华北地块的则可追溯到二叠纪,但就中古生代的极来说,两个地块都还需要做更多的工作。而就寒武纪的极来说,两个地块都确立得很好。由于缺少中古生代的资料,只有通过假定在可靠的晚古生代结果中最老的年代与寒武纪之间极移小于 $90^\circ$ 来解决所存在的极性不清的问题。

在编制各主要大陆块的视极移轨线时,是根据下列四条判据来挑选古极位置的:退磁;统计;年代的准确性和可能的构造旋转。我们的全部结果(表1)都经过了热的或交变场的退磁处理,有的还同时使用了两种方法。除了SC-061号极以外,它的95%置信半径为 $28.2^\circ$ 。表1中列出的所有结果,其置信间隔都小于 $25^\circ$ 。我们的大多数标本都采自具有很好的化石控制的地层典型剖面上。对显生宙的采样单元的年龄,按照地质年代-岩石单位,通常是阐明到世的水平,至少是期的水平(即早、中和晚),因此一般来说对它们年龄的判断不会相差到25兆年以上。由于我们想要得到华北、华南两个克拉通的视极线轨线,所以不能在褶皱带上或在靠近地块边缘的构造活动地区采样。因此,这些数据都满足标准的古地磁判据(例如,参考文献12)。

另外,某些采点还满足倒转检验或褶皱产状检验(表1)。因此,对华北、华南两地块的视极移轨线来说,虽然将来也还需要用新的资料加以精炼,但应该说它的可靠性已足够用来检验大地构造假说。

## 寒武纪古地理

根据古地磁的结果,我们假定:(1)由于华北、华南两地块寒武纪的古极位置十分不

方案不同。

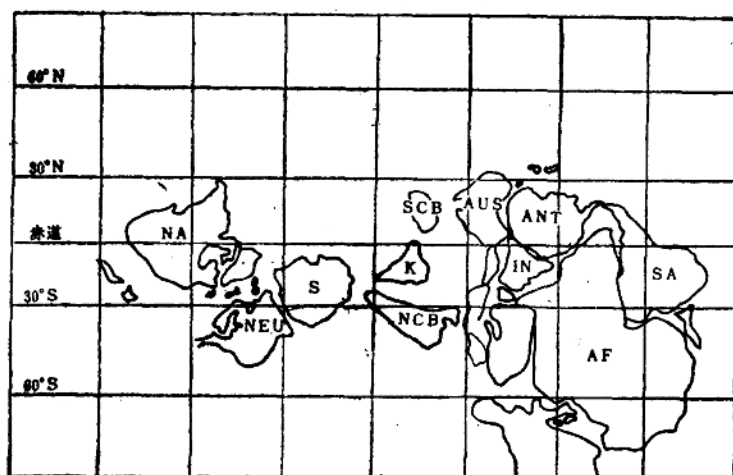


图3 根据参考文献13修改后给出的早-中寒武世的重建方案。AF, 非洲; ANT, 南极洲; AUS, 澳大利亚; IN, 印度; K, 哈萨克斯坦; NA, 北美; NEU, 北欧; S, 西伯利亚; SA, 南美; 注意: 这里将华北与华南处理为互相分离的两个地块。

同, 因此那时它们是互相分离的。(2) 华南地块靠近澳大利亚北部, 处于赤道附近的纬度; 而华北地块靠近西藏、印度北部和伊朗, 处于南半球35°纬度(图3)。因此, 两个地块都是冈瓦纳的一部分, 但彼此互相分离。

对所假定的华南地块的位置, 有下列优点: (1) 可以很容易地解释在华南地块与澳大利亚两地的寒武纪三叶虫之间的很强的亲缘关系; (2) 华南地块与澳大利亚两地的沉积岩相带之间可以互相对照。例如, 按从西向东的顺序, 首先是一个碎屑带, 然后是浅海碳酸盐岩的昌地槽相带, 最后是深海燧石或复理石的优地槽相带; (3) 在云南省和越南北部大规模的早寒武磷灰岩沉积和在华南地块的海南岛以及澳大利亚乔治娜盆地的中寒武世的那些沉积, 统统都是在彼此相邻的寒武纪热带海盆中形成的; (4) 华南地块与澳大利亚的早寒武世的原古杯目和中、晚寒武世的石膏和盐假象的分布都与由古地磁结果所给出的热带的和低纬度的环境相一致。

对华北地块在南半球的位置, 是根据对其寒武纪极的极性的解释所决定的, 并得到寒武纪三叶虫和早奥陶世头足类的分布情况的支持, 同时还得到很好地证明了的、从阿拉伯半岛及伊朗、巴基斯坦、印度北部直到中国西北和北部的蒸发岩带的分布情况的支持。所有这些都表明, 在早古生代, 华北地块是紧靠着西藏、印度北部和伊朗的(参考文献7)。

## 二叠纪的重建

华北地块晚二叠世的古地磁结果表明, 它当时非常靠近赤道, 这里所描述的二叠纪的重建, 将中国地块放在特提斯, 旁边是东北非洲和阿拉伯半岛(图4), 这与以前的几种重建

这一新的重建方案的优点是: (1) 它满足由二叠纪化石所给出的中国地块的低古纬度; (2) 它解释了二叠纪植物群的分布, 例如安哥拉、欧美、冈瓦纳和华夏四个植物群区统统聚集在一起, 并位于该重建中适当的纬度之上; (3) 它与该地区的构造历史相符合, 例如中亚褶皱带是在晚二叠世时最后缝合的。这一过程是从西边开始然后向东蔓延, 这就是

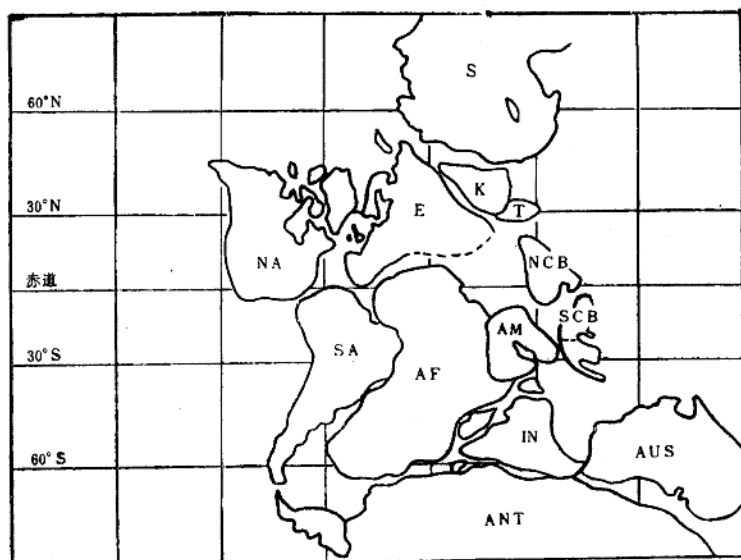


图4 二叠纪重建方案。AM: 小亚细亚; E: 欧洲; I: 印度; T: 塔里木; 其它的缩写如图3。冈瓦纳和劳亚的分组是采纳了潘加A的方案。冈瓦纳与劳亚之间的相对配位及中国地块的位置以潘加B的方案为基础。值得注意的是,虽然塔里木地块可能已经增生到哈萨克斯坦地块之上,以致于它也享有相同的安哥拉植物群。但华北地块和华南地块与西伯利亚地块有一定距离。华北地块增生到西伯利亚地块之上是发生在晚二叠世时期。

所谓的地槽迁移,我们把它解释为华北地块与西伯利亚地块的碰撞,从中国西北开始并延伸到中国东北(见参考文献7)。

## 中国几个地块的组合

来自华北的山东省和辽宁省的寒武纪的极与来自华南的浙江、云南和湖北的极不同(表1),这一点证明,华北地块与华南地块是互相隔开的。相反,来自华北地块山东省的中侏罗世的极与来自中国东南浙江省和中国西南贵州省的极,从统计意义上来说,是区分不开的,这一点说明,华北地块与华南地块到中侏罗世之前已聚合为一体。

来自山西的二叠纪结果表明,华北地块在晚二叠世处于赤道区纬度。类似地,贵州晚二叠世玄武岩的剩磁方向表明,华南地块在那个时期也处于赤道区域。然而,在二叠纪时,两个地块的相对取向与现在的相比大不相同,这说明二叠纪时虽然它们已彼此靠在一起,但尚未熔接成为一个构造单元。这一古地磁结果与古生物的和沉积岩相的证据是一致的。对这两个地块从中三叠世到早侏罗世这一段时间来说,我们尚未得到详细的古地磁结果,以致不能确定这两个地块合并的准确时间。对两个地块沉积岩相的分析指出,这一合并发生在三叠纪印支造山运动时期。

## 华南地块的向东运动

华北地块与华南地块的古地磁极位置被移到北部欧亚纬线的东面(图5a)。然而,在华



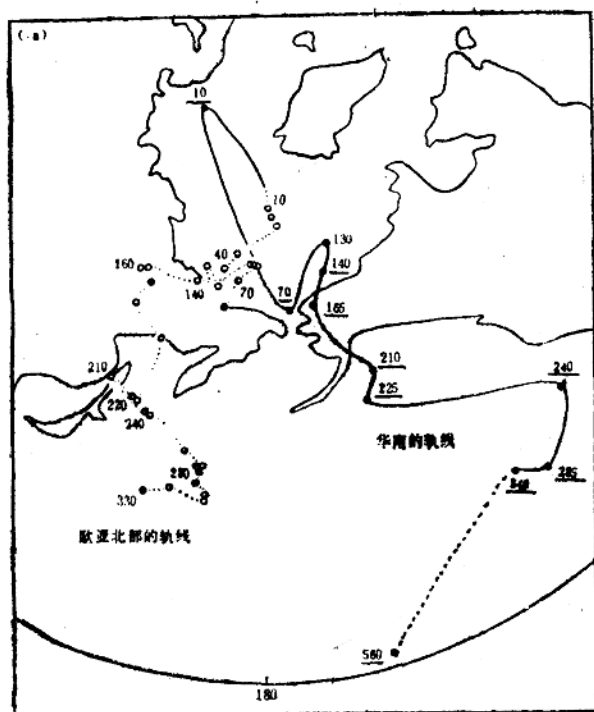
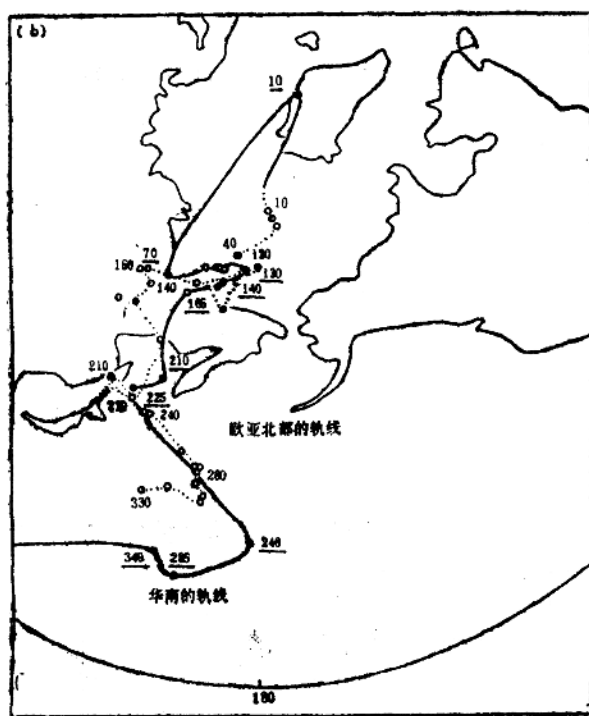


图 5 北部欧亚大陆的视极移轨线（点线）与华南地块的视极移轨线（实线）的比较。空心圆是来自北部欧亚的以 10 兆年为间隔的极位置。实心圆是来自华南地块的极。数字表示极的年龄（兆年）。下面划线的数字是华南地块极的年龄。a：华南地块的视极轨线相对于北部欧亚的轨线向东移动了。



b：围绕着一个位于现代北极附近的欧拉极顺时针方向旋转 $50^{\circ}$ 以后，便使得中国轨线中生代与晚古生代段落与北部欧亚的轨线一致起来。同一旋转使得华南地块向西移动到目前由西印度与巴基斯坦所占据的位置。

南地块与北部欧亚的视极移轨线中，其中生代的一段在形式上是相似的。当把华南地块围绕着一个靠近现代北极的欧拉极顺时针旋转 $50^\circ$ 时，将会使两条曲线一致起来（图5b）。这样的一个和巴基斯坦所占据的地区，这意味着在华南地块与北部欧亚之间发生过大约4,000公里的相对运动。这里认为，华南地块是在新生代时期由于印度板块在始新世时与欧亚板块碰撞及其随后继续向北的运动，而被推向东边的。我们的古地磁数据所给出的位移远比假定的东向运动大得多，而那个假定的位移只有几百公里。

我们想要确定在华南地块与北部欧亚大陆的视极移轨线之间的差别是否具有统计意义，为此我们研究了两条视极移轨线从石炭纪到白垩世的一段。华南地块的这一段轨线包括九个极点，它们是 $K_2$ 、 $K_1$ 、 $J_3$ 、 $J_2$ 、 $TR_2$ 、 $P_2$ — $TR_1$ 、 $P_2$ 、 $C_3$ 和 $C_1$ ，它们全部落在北部欧亚大陆相应的极点以东。如果这两组极从统计上说是无区别的，那么就不会有这种偏离（512中的1）。对大多数来自北部欧亚大陆和华南地块的古极来说，它们的 $\alpha_{95}$ 置信区间都小于 $15^\circ$ ，采用这些数值，两条轨线中的某些中生代极的置信区彼此有所重叠。然而，采用其他古地磁学者所给出的标准误差（ $P=0.63$ ）来比较这两条视极移轨线时就没有这种重叠。因此，从统计说，这两条轨线是可以区分的。

华南地块的倾角数据及其所意味着的古纬度表明，在北部欧亚大陆与华南地块的视极移轨线中所观测得到的差异，并非由一个局部的旋转所引起（图6）。假定在华南地块与北部欧亚大陆之间没有相对运动，那么杭州的古纬度显然要低于由北部欧亚的视极移轨线所给出的古纬度。既然在两条视极移轨线中的差异不能归因于一个局部旋转，那两个地区之间就必定要有显著的相对运动。如果华南地块围绕一个靠近北极的欧拉极向西旋转 $45^\circ$ 、 $50^\circ$ 或 $55^\circ$ 时，

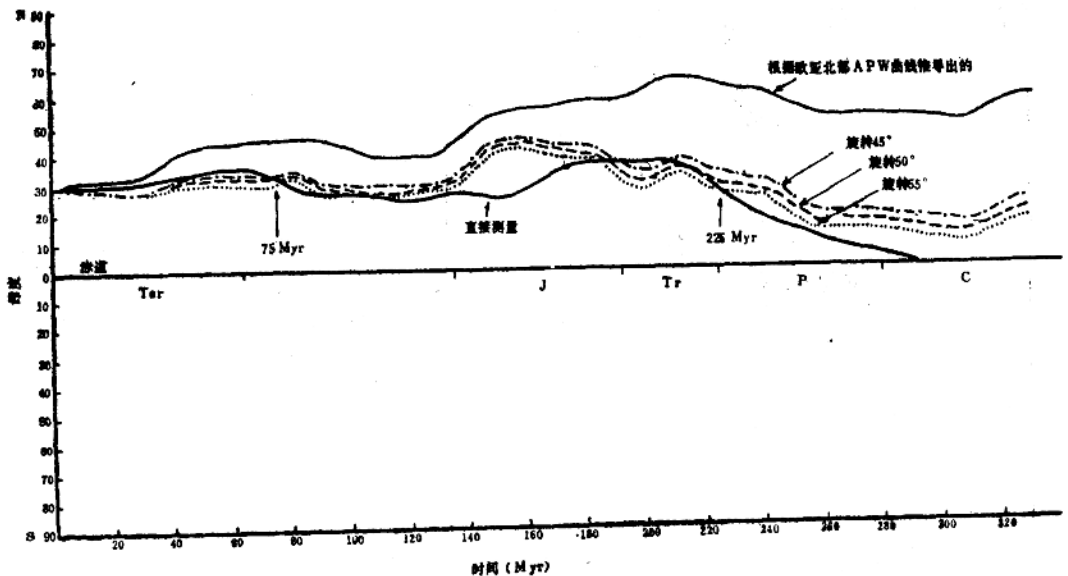


图 6 由华南标本所确定的华南地块中的古纬度（粗实线）与由北部欧亚视极移轨线所推论出的北部欧亚的古纬度（剩下的曲线）。最上面的一条曲线表示：当使华南地块处于其现今位置时，由北部欧亚的视极移轨线所推论出的古纬度。其余几条曲线分别是在使华南地块向西旋转 $45^\circ$ 、 $50^\circ$ 和 $55^\circ$ 的情况下所推论出的古纬度曲线。