

新构造的约会（Dating）

中国地震局地质研究所张会平

2020.4.28

前记：

在 5.12 汶川地震 12 周年之际，受邀写一篇科普文章，开始想着写一写“活动构造区的灾害链”。酝酿期间，先后读到几篇内容类似的，转念一想，避免和已有的重复，干脆写些别的。

12 年为一纪，古时也把大地分成十二地支，十二地支统合起来就是大地。说到“纪”，作为地质人，自然就会想到地质年代表，第四纪、白垩纪、侏罗纪、寒武纪……。而我现在又负责地质所新构造与年代学实验室，自己和团队研究工作大多和年代学有关，团队里各种测年手段也相对较全，索性和团队成员每人约上一小段，给大家介绍一下我们平常工作中常用到的测年方法。

测年的英文为 **dating**，与约会同音，想来自己从 1996 年大学读地质专业以来，相约也有两纪啦，索性起这个题目，一语双关，想不想来和年代学约一个？

地球自形成以来，经历了约 46 亿年，各个层圈在不断演变，我们是如何确定岩石年龄？新构造主要研究新生代（~65 百万年）以来发生的地壳运动，那新生代以来的构造运动又是如何划分不同期次的呢？

有关年代学的发展，我们还得从最开始发现天然放射性说起。1896 年 5 月，法国物理学家安东尼·亨利·贝克勒尔（Antoine Henri Becquerel）确认了天然放射性的发现。我们日常生活中经常提到放射性的地方，可能就是家里用到的装修材料，建筑陶瓷、大理石、花岗岩等等（装修的新房，你有没有想测测？万一装修材料不合格了怎么办？）后来人们证明放射性元素的原子（母体）自发衰变会形成另外元素的原子（子体），同时放射性衰变也是一个放热过程，地球内部

岩石的天然放射性不断产生热量，使地球地壳及岩石圈以下的深层物质保持熔融状态（有没有想到火山喷发的岩浆，每次想到火山，我总是想用写文章着急上火时，脸上、嘴角迸发出的痘痘类比一下^_^）。

由于岩石的天然放射性产生热量，地球内部温度相当相当高，一般情况下，地表平均温度 20 度左右，从地表往下每增加一公里，温度会升高 25-30 度左右，也就是我们常说的地温梯度。岩石矿物元素（母体）衰变过程中形成的新元素（子体），保存在矿物内部的程度会受到岩石所处深度的温度影响。如果温度过高，矿物里衰变生成的新元素（子体），会很快从矿物内部被释放出来；只有当矿物所处深度的温度足够低之后，矿物衰变生成的新元素（子体）才会保存在矿物里面，矿物开始计时，这个温度范围，我们则称为部分退火带（或部分保存带）（图 1）。由于这些年代表方法的计时都和温度有关，所以也被经常称为热年代学。

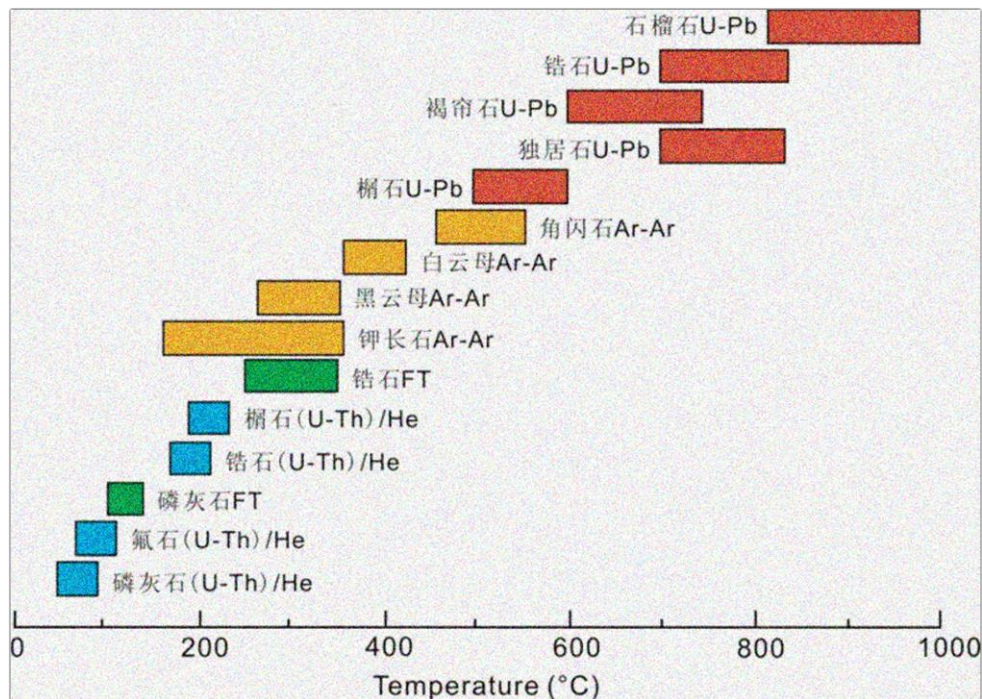


图 1 不同岩石矿物的封闭温度范围

那么问题来了，这些岩石形成时候温度辣么高，在地下辣么深，是什么过程把这些岩石“搬”到地表上来的呢（火山喷发啊，地震啊，每次地震地球母亲都会把头顶石头往上抬高那么一点点）？地质学的诸多问题均和这个“搬石头”的过程有关，例如：岩体的隆升过程，随

着靠近地表温度越来越低，深部岩体内矿物开始计时，最终隆升到地表（图 2）；断层活动导致岩体间的相互摩擦也会产生大量的热，这些热也会将先前计时的矿物重新归零（哈哈，是不是有点像秒表）。

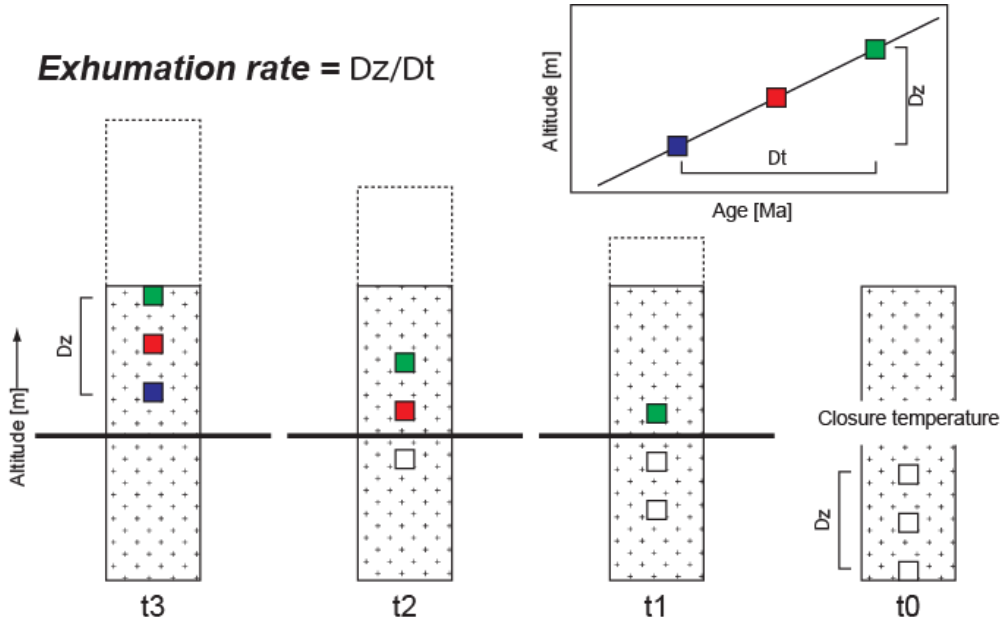


图 2 高程-年龄关系计算剥露速率模式

地质体由于隆升剥露，由下向上运动通过封闭温度，不同高程样品开始记录年龄 ($t_0 > t_1 > t_2 > t_3$)，年龄呈现上老下新

热年代学最主要的应用是获得岩体的剥露速率，由于部分退火或完全退火的样品记录了岩体冷却、剥露的历史，其中快速剥露启动的时间通常解释为断裂逆冲构造快速活动的时间（图 3），这是研究新生代构造活动最重要的方法之一。近些年发展的锆石、磷灰石多法联测，可以重塑岩体由 30-20 km 深隆升至地表的连续演化历史，讨论构造变形、断裂活动和地貌演化等科学问题。

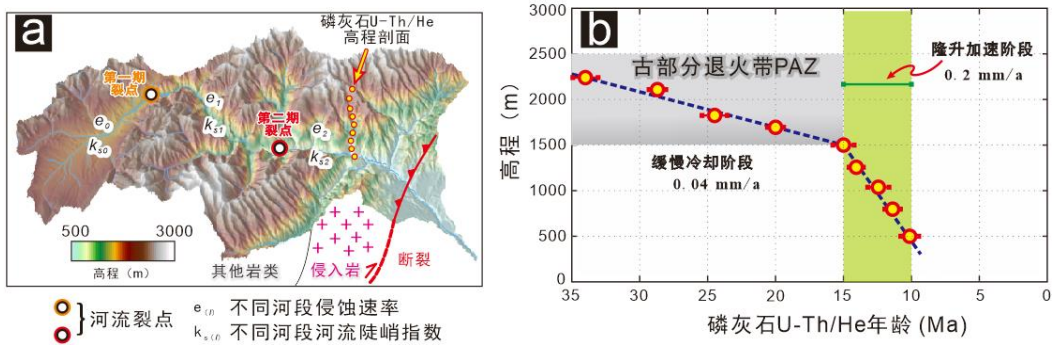


图 3 样品采集及高程-年龄关系

沿地质体高程采样 (a)，年龄-高程关系图中的斜率代表剥露速率 (b)，剥露速率由小变大的转折时间点 (~15Ma)，即为快速剥露的起始时间

除原生放射性核素衰变的辐射外，环境中天然辐射本底还包括了宇宙射线的辐射。宇宙射线主要来源于地球的外层空间，如银河系和太阳系，宇宙射线粒子到达地球表层，与大气中物质发生碰撞后，再次轰击地表岩石或矿物内不同元素产生的核素，称为原地生成宇宙成因核素 (图 4) (走在大街上，烈日当空，不打太阳伞，不戴遮阳帽，有没有被紫外线轰击的感觉？宇宙射线也一样，一般的伞是挡不住的，照样啪啪啪打脸上)。目前我们发现的宇宙成因核素的种类多达四十多种，但是由于核素自身性质、仪器测试能力等因素的限制，可以为我们所用的并不多，应用较为广泛的核素主要有放射性核素 ^{10}Be 、 ^{14}C 、 ^{26}Al 、 ^{36}Cl 和稳定核素 ^3He 和 ^{21}Ne 这几种。

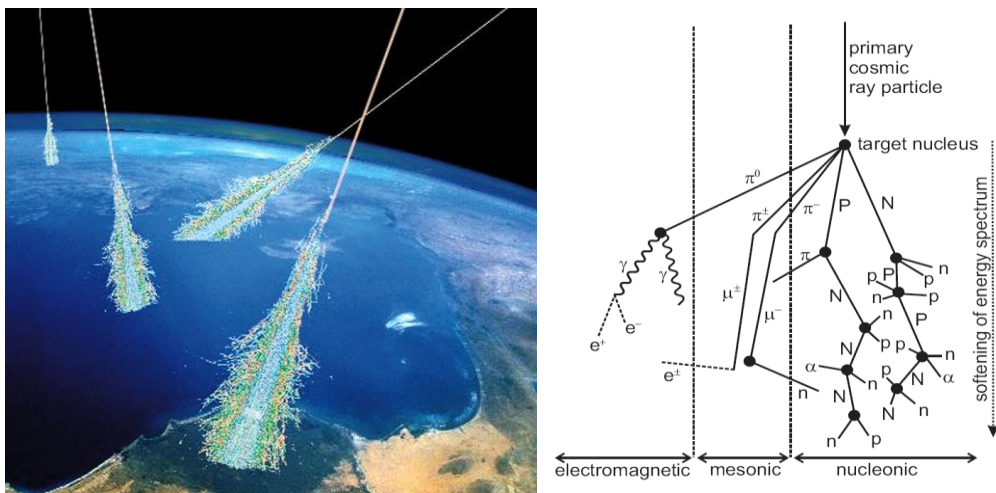


图 4 宇宙射线和次级宇宙射线粒子 (Simpson and Fagot, 1953)

(叭叭叭说了不少，我站太阳底下听你讲，脸都晒黑了，快讲讲能干啥用啊?!) 地表岩石中被宇宙射线轰击的这些原子，随着轰击时间越长，积累的新粒子就越多 (是不是和太阳底下暴晒一个样，越晒越黑)，样品从野外跋山涉水采回来 (讲个真实笑话，中美国际合作那阵儿，合作的外宾青海采集的样品，自己付费带上飞机，邻座老外聊起来纳闷，美国也辣么多石头，为啥非得花钱来中国搬，还累死累活的)，搬到实验室，叮咣叮咣，噼里啪啦，先物理粉碎，得到 100 克样品，然后哗哗哗，淅沥沥，这个酸，那个碱，化学处理一番，最后放到仪器上翻过来翻过去，熬了 1 个月，终于测出来这块石头被射

线轰击生成了 90,000,000 个原子，如果我们知道采样点的 1 克样品被射线轰击过程中 1 年能够生成 30 个，那么好了，这个样品年龄我们就可以计算到底几岁啦 ($90,000,000 \div 100 \div 30 = 30,000$ 年)。这个年龄非常关键，是我们计算断裂活动速率必须的时间标尺。

试想一条活动断层，不断活动错断了河谷里形成的不同级阶地（河流的古河道位置，随着河流下切不断被抬升废弃形成的平面台地），先形成的老阶地与后期形成的新阶地相比（图 5），位错距离会更大，我们野外可以通过皮尺，GPS，激光测距仪，无人机，激光雷达等设备，把每一级阶地的位错距离量测出来，比如 30kyr（**kyr 是千年的意思**）的阶地面，位错了 150 米，那么 30kyr 以来断裂的活动速率就是 $150 \div 30 = 5.0$ mm/yr（图 6；**这个是什么有多快？想想手指甲，1 年会长 50mm 左右**）。如果同一个野外点有不同级别的很多阶地，我们可以获得这个断层点处不同时间以来的活动速率；要是沿着一条断层有很多点位都可以开展类似工作，那么我们就可以了解和认识这条断层不同时间，不同空间的演化序列。

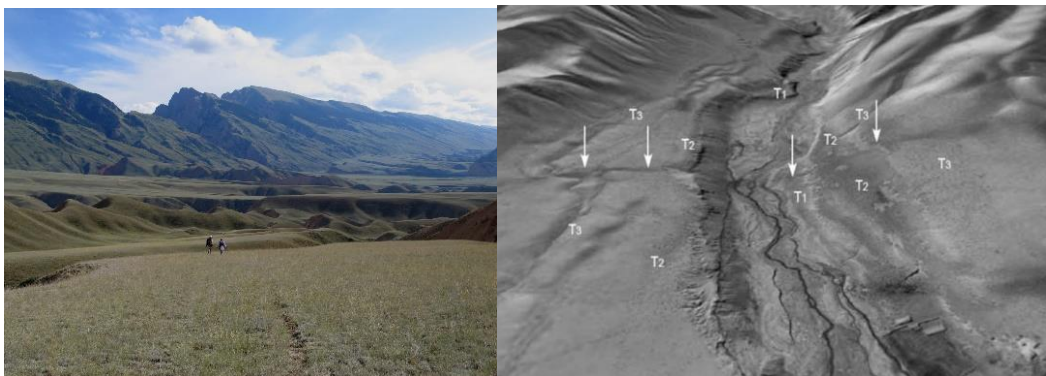


图 5 造山带内的不同级别河流阶地及断裂位错 (Zhang et al., 2007)

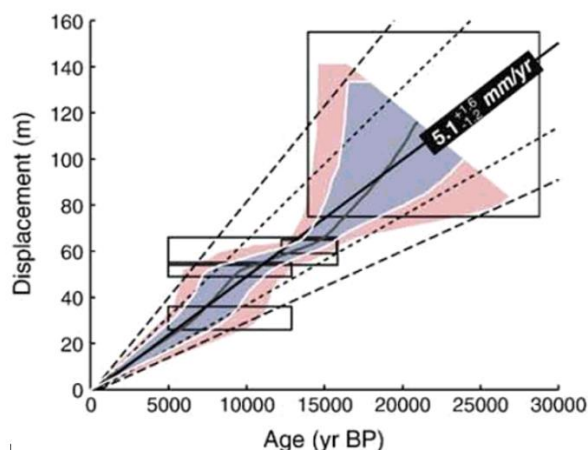


图 6 东昆仑断裂活动速率 (Gold and Cowgill, 2011)

横坐标阶地年龄, 纵坐标断裂位错幅度

宇宙射线可以有效解决近地表表面的暴露年龄, 对于不是暴露地表的样品, 可以采用热释光 (TL)、光释光 (OSL) 或者碳 14 (^{14}C) 测定沉积埋藏年龄。矿物晶体, 如石英和长石, 受到围岩或沉积物中 U, Th, ^{40}K , Rb 等放射性元素衰变及宇宙射线的辐照时, 射线能量被储存于矿物晶格, 常被称为电子陷阱(有种被捕银铛入狱的感觉哈)。在热激发或光激发(红外, 可见光或紫外)的条件下, 这些储能电子将摆脱陷阱束缚(里应外合, 俗称越狱有没有), 晶格中的能量部分以光的形式释放, 这种发光即被称为热释光 (TL) 或光释光 (OSL)。辐照时间越长, 积累能量越多, 释光强度越强。通过人工放射源辐照和释光强度测量, 可得到二者间的响应关系, 从而计算出矿物在地质埋藏中接受的总能量。通过测量释光信号强度估算其在最后一次曝光事件以来获得的等效辐照剂量, 与样品每年所接受的辐照剂量相比(赶快拿出计算器, 噼里啪啦一通, 做了个一年级小朋友都会算的除法), 即可获得样品的沉积埋藏年龄, 除了测定阶地年代外, 例如风成黄土-古土壤, 湖相沉积物等也非常有效。 ^{14}C 方法测年精度高, 技术成熟, 可以用来测定沉积地层中含有有机质的样品, 例如碳屑、树根、骨头、植硅体、贝壳类以及粪便(哈哈, 没有错, 动物粑粑我们也可以测)等。但我国地震活动活跃的西部地区, 地形高差大、气候干旱, 地层中有机质并不丰富, ^{14}C 测年材料不容易获取, 很大程度上制约着 ^{14}C 方法在古地震事件测年中的应用。

还是以前面我们假设的阶地为例, 野外把要采样的阶地面挖开(图 7 左), 在距离地表面 50cm 以下, 用 20-25cm 不锈钢钢管(避光)采集样品, 然后带回实验室暗室, 又是一通这个酸, 那个水(图 7 右), 最后测得年龄为 40,000 年(咦, 和刚才你那射线啪啪啪轰击的不一样啊, 别急)。这个年龄代表了沉积层的沉积年龄, 表面的年龄 30,000 年是暴露废弃年代, 表明从采样的 50cm 到阶地面最后结束沉积前还有 10,000 年持续沉积(破案了!)



图7 释光样品野外采集（左图）与实验室处理（右图）

我们要研究活动断裂，光挖个小坑解决不了问题，一个阶地远远不够啊，活动构造学家学会了给断裂带做解剖，像做手术给病灶开刀一样，挖掘机、铁锹、冰镐，十八般兵器，统统上阵，平行断裂，垂直断裂，布设一系列探槽，把发生地震的断裂元凶给挖出来仔细研究研究（图8），搬个板凳坐在探槽里，描描画画，识别古地震事件，把标志层加密采样，OSL、 ^{14}C 全部通通网罗一个遍（图9）。有了古地震事件分布，断裂活动速率等等这些参数，结合其他地球物理、地震学资料，地质学家就可以判断这条断层活动性以及潜在的危险性，为城市规划、生命线工程建设提供建议。

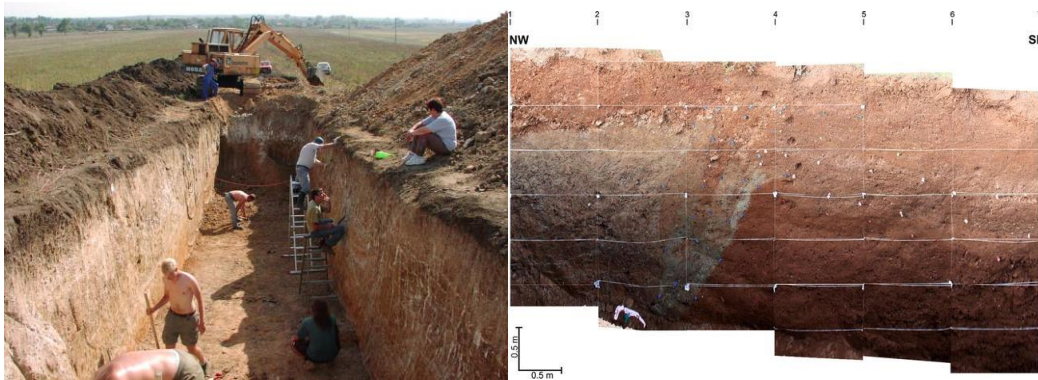


图8 野外跨断层探槽（左）及探槽一壁（右）

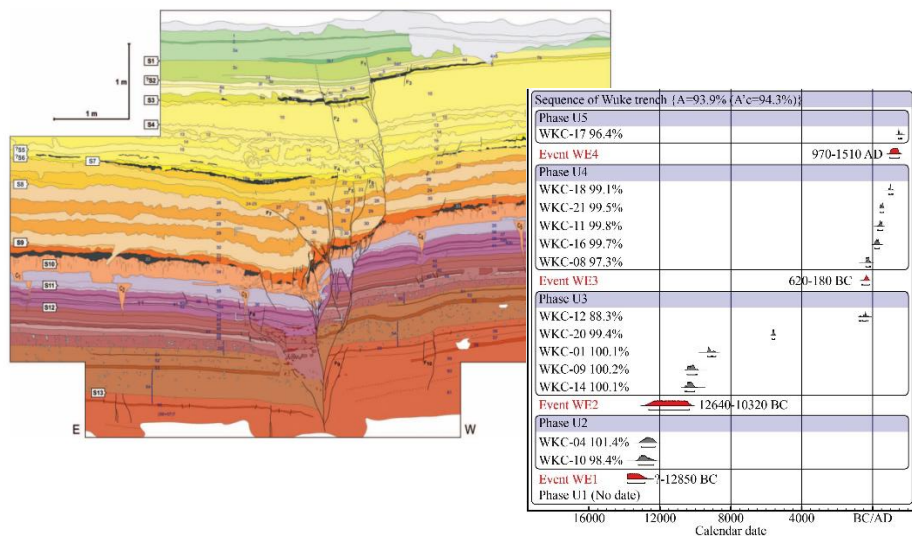


图9 探槽解译结果（左）及古地震事件分布（右）

除了这些放射性和热年代学，前面我还提到了磁性地层定年，俗称古地磁，要了解古地磁定年，我们首先需要了解地磁场模型（**野外罗盘带没带？赶快看看指北针还指北不？**）。古地磁学中通常认为地磁场是一个地心偶极子场，即地磁场类似于一个巨大的条形磁铁，磁铁的北极位于地理南极附近，而磁铁的南极位于地理北极附近。地磁极与地理极之间有一定差角，这就是磁偏角（图10左图）。由于现实中地磁场并不是一个完美的偶极子场，且地磁场分布也不均匀（图10右图），因此这个磁偏角在世界各地是不同的。当我们使用磁罗盘定向时，需要针对当地的磁偏角进行校正（**出野外记得检查一下自己的罗盘哈**）。通常使用偏角、倾角和磁场强度来定义地球上一个位置的地磁场信息，这也是我们从岩石记录中主要揭示的磁场信号。

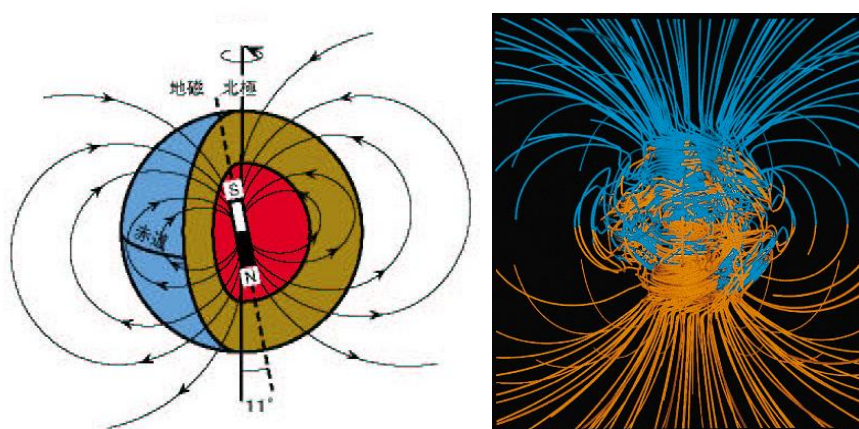


图 10 地心偶极子场模型（左）与地磁场磁力线分布右

磁性地层学是利用古地磁定年的主要手段。其原理是通过测量连续沉积地层剖面的古地磁方向，并依据该方向建立磁极性地层柱，再与标准地磁极性年表（图 11）对比后获取研究剖面的地层年龄框架。磁性地层学方法被广泛应用于海、陆相沉积地层定年。实际对比中，我们常就需要一个年龄卡点（记不记得地质年代里面的金钉子），通常是生物化石（看没看到图里的老鼠和犀牛，如果幸运的话，地层里会有颗老鼠牙，犀牛骨，这些生物很多是特定时期的生物），亦或火山灰（可以进行同位素定年的材料）等，可以将所研究的地层年龄限制在一个有限范围内，再进行地磁极性柱的对比（选 A 或选 B？），获取整体沉积剖面的年龄框架（因为有老鼠和犀牛，所以 B 是对的），有了年龄，后面的故事自然也就好讲了。

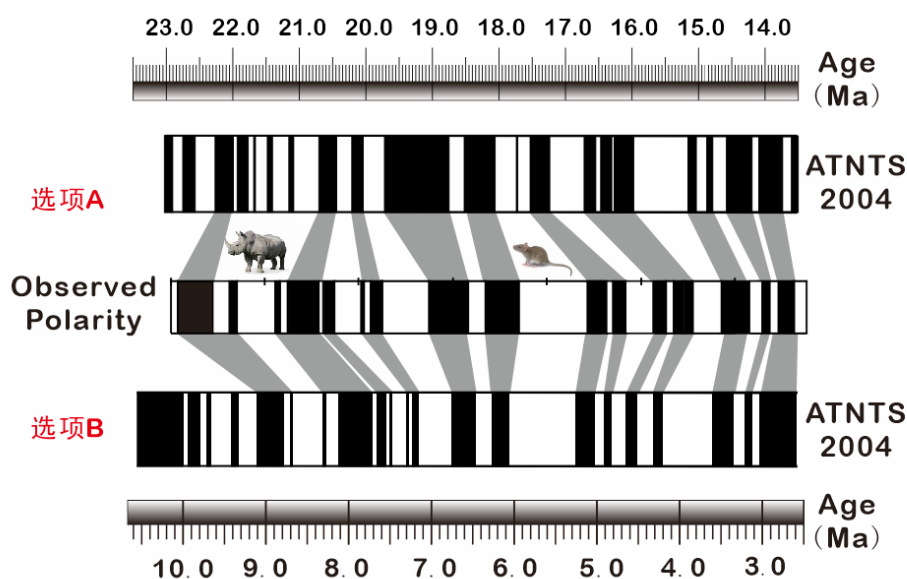


图 11 标准地磁极性年表（Lourens et al. 2004）

地球自形成以来，各个圈层面貌一直在改变，每一次地壳运动都会在其演化历史上留下一个深深的脚印。12 年前的汶川地震，就是地球表层运动最直观的一次体现。随着社会生产力发展，人类活动对地球的影响越来越大。地球在 46 亿年里，饱经风霜，我们敬畏自然，认识自然，保护地球，其实是保护我们自己！

注：

- 1) 文中文献从略，如有需要，请联系作者，未说明文献出处的，均来自于网络，特此说明；
- 2) 覃金堂、刘彩彩、庞建章和王英帮助部分材料，表示感谢；
- 3) 另需说明，每种测年方法有其要求，实验有风险，采样需谨慎！