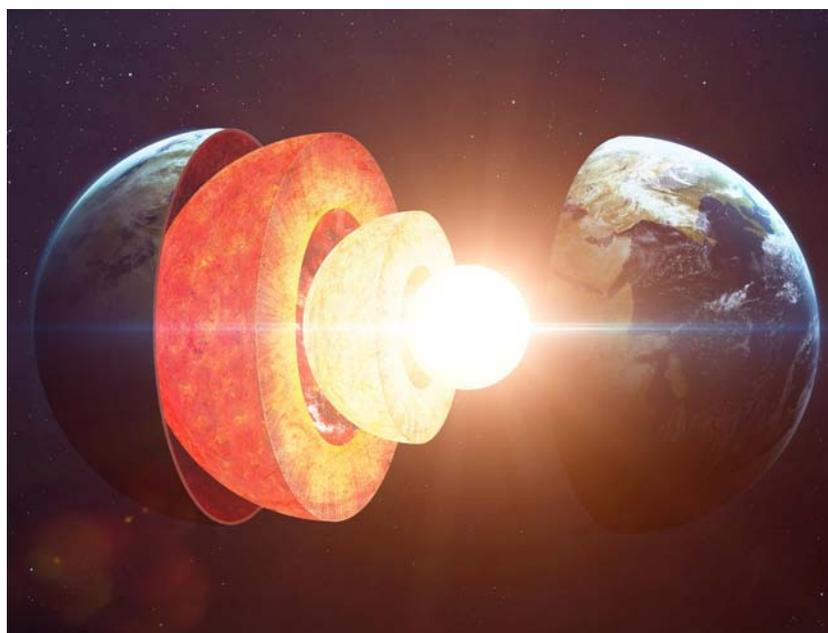


地球科学前沿论坛

2019 · 第3辑



中国科学院地质与地球物理研究所

目录



ESR 热年代学进展和古人类化石定年	1
地震波形层析成像揭示：地幔柱起源于核幔边界.....	10
多阶面波成像与地震破裂相图及其物理内涵.....	20
现今和早期岩浆系统的动力学过程.....	28
大西洋中脊核杂岩地球物理研究进展.....	36
上地幔矿物的高温粘弹性与流变性.....	48
海洋天然气水合物优化开采及储层力学稳定性评价.....	54
绿色开发利用可燃冰的新思路及关键科学问题.....	61
亏损地幔的尺度与组成的新视角.....	67
板块构造 50 年	74
深源地幔柱是否存在?	80
特提斯大陆岩浆弧与二叠纪末生物大灭绝.....	86



ESR 热年代学进展和古人类化石定年

报告人：Rainer W. Grün 教授 | 整理：蔡书慧，董 良（岩石圈室）

一、ESR 定年的基本原理

在绝缘的矿物中（如石英）有两种能级状态，基态（基带）和激发态（导带）。当矿物形成时，所有的电子都处于基带中。在自然界连续的辐射作用（如 α 、 β 、 γ 射线和宇宙射线）下，电子会受到激发跃迁至更高能级的导带，同时在基带附近留下带正电荷的陷阱。经过一段时间的扩散，大部分受到激发的电子会重新与带正电荷的陷阱结合。但是自然界的矿物都含有缺陷（晶格缺陷或间隙原子等），能够捕获一部分电子形成顺磁中心。其中，E' 心是氧空位中心，Al 心和 Ti 心是石英中的 Si^{4+} 被 Al^{3+} 或 Ti^{4+} 替代所形成的杂质中心。顺磁中心的数量（等效剂量 D_E ）随时间的累积效应可以用于定年，与单位时间的辐射强度（剂量率 \dot{D} ）和辐射持续的时间（年龄 A ）成正比，同时受到矿物中陷阱数量的制约。等效剂量可以通过 ESR 信号强度反映，为样品自形成或 ESR 信号最后一次归零之后所累积的总辐射量，它是样品单位时间内接受的辐射量关于时间的累积函数：

$$D_E = \int_0^A D_E(t) dt \quad (1)$$

假设剂量率不随时间变化，则 ESR 年龄公式可简化为：

$$A = \frac{D_E}{\dot{D}} \quad (2)$$

等效剂量的测定有两种方法，即附加剂量法和再生剂量法。在附加剂量法中，一般使用 γ 源对样品进行不同剂量的人工辐照，并测量各辐照剂量所对应的 ESR 强度。以样品的 ESR 信号强度为纵坐标，辐射剂量值为横坐标可以建立剂量响应曲线。通过合适的数学模型（通常采用单饱和函数）对信号值进行拟合，将曲线外推至 ESR 信号强度为零时，其与横轴的交点的绝对值即为 D_E 值。再生剂量法需要将样品进行充分的加热或光照使样品顺磁中心的 ESR 信号完全回零，然后对这些样品再进行不同剂量的人工辐照，建立剂量响应曲线。将原始样品（未加热或光照）的 ESR 信号强度投影到剂量响应曲线上，其对应的剂量值，即 D_E 值。再生剂量法的优点是利用内插法增加了 D_E 的准确性，但该方法缺点是样品的灵敏度在信号归零过程中可能会发生改变。

剂量率是单位时间内样品及其周围环境中放射性元素所产生的辐射剂量及宇宙射线产生的辐射剂量的总和。放射性元素的剂量率通过分析放射性元素的含量（一般只考虑铀、钍、钾元素），结合已发表的剂量率转换因子、样品的含水量、粒径、形状、刻蚀深度、射线的衰减系数进行计算。宇宙射线的剂量率取决于样品的位置，可以根据采样点的经度、纬度、高度或深度进行计算。



热稳定性描述了样品顺磁中心的平均寿命。在一级动力学模型中，平均寿命可由以下方程计算得到：

$$1/\tau = \nu_0 \exp\left(-\frac{E_a}{kT}\right) \quad (3)$$

其中 τ 为顺磁中心的平均寿命, ν_0 为逃逸频率, E_a 为活化能, 通常为 1-3eV (1eV=1.602020⁻¹⁹J), k 为玻尔兹曼常数, T 为绝对温度 (K)。热稳定性对等效剂量的影响为：

$$D_E = \dot{D} \tau (1 - e^{-t/\tau}) \quad (4)$$

当恒稳状态 ($t \gg \tau$) 时, 热运动释放的电子数和通过辐射新捕获的电子数相等, $\tau (1 - e^{-t/\tau})$ 趋近于 τ ; 而当顺磁中心稳定 ($t \ll \tau$) 时, $\tau (1 - e^{-t/\tau})$ 趋近于 t 。换言之, 样品的表观年龄在恒稳状态下为顺磁中心的平均年龄, 而顺磁中心稳定的情况下为样品形成或最后一次 ESR 信号归零 (如受热、光照、机械作用等) 起的时间长度。

二、基于 ESR 热年代学的冷却速率和剥蚀速率计算——以高加索地区 Eldzhurtinskiy 花岗岩体为例

这项工作发表于 1999 年, 研究区位于高加索地区 Chegem 火山口西北部的 Eldzhurtinskiy 花岗岩体。该岩体为 I 型黑云母质花岗岩, 主要矿物组成为石英、斜长石、钾长石和黑云母, 副矿物 (< 1%) 为锆石、独居石、榍石等。在深度距花岗岩体顶部约 3850m 处, 一条剪切带将 Eldzhurtinskiy 花岗岩与一套颜色更浅的双云母花岗岩分开。研究样品取自 Eldzhurtinskiy 花岗岩体的两个连续钻孔, 在取样过程中实时测定了下部钻孔不同深度的储存温度。上部钻孔从 Eldzhurtinskiy 花岗岩体顶部向下取

1500m; 下部钻孔位于上部钻孔东南方向约 1km 处的 Baksan 谷 (较上部钻孔顶部高程低约 1km), 自谷底向下取 4000m。

在 ESR 热年代学中, 石英的不同顺磁中心具有其特定的部分退火温度带。当样品的储存温度高于部分退火带的温度上限时, 自由电子无法被陷阱捕获; 当样品储存温度在部分退火带中, 部分被陷阱捕获的电子可以保留, 其余部分因受热重新回到激发态, 是一个动态平衡的过程; 当储存温度低于部分退火带的温度下限时, 被陷阱捕获的电子可以完全被保留。部分退火带的温度区间与冷却速率呈负相关, 即冷却速率越快, 温度越高。样品的 ESR 表观年龄受到冷却速率、陷阱参数和储存温度的影响。在冷却速率和剥蚀速率的计算中, 当单调冷却的钻孔样品其储存温度处于图 1 中的线性部分时, 可以直接将不同样品的 ESR 表观年龄差除以它们的温度差和深度差来计算 (模型 1)。该方法假设测量的温度能准确代表样品的储存温度且整个系统处于热平衡状态, 在此基础上该方法比较可靠是因为它不依赖于陷阱参数和遵循的动力学过程。当陷阱参数已知 (模型 2), 冷却速率则可以直接根据 ESR 表观年龄和储存温度计算 (如图 1), 剥蚀速率则可通过冷却速率除以地温梯度得到。

1. 裂变径迹和 ⁴⁰Ar/³⁹Ar 定年法计算的冷却及剥蚀速率

在对该地区的冷却和剥蚀速率的研究中, Hess et al. (1993) 通过对黑云母进行裂变径迹和 ⁴⁰Ar/³⁹Ar 定年, 得出该地区长期的冷却速率在空间上呈现一致性约为 180 °C /Myr, 抬升速率约为 4mm/a, 花岗岩顶部大约在 180ka 以前达到表面温度。

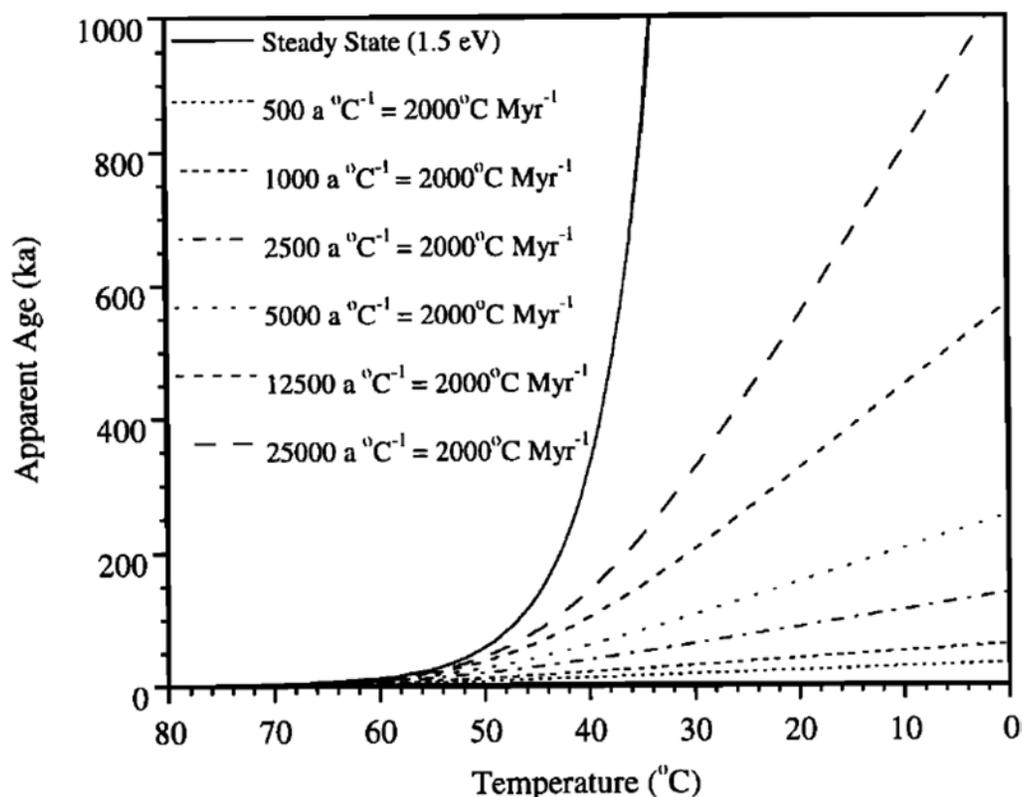


图1 ESR 表观年龄为样品的储存温度随冷却速率变化的函数(假设 $E_g=1.5\text{eV}$, $\nu_0=2.6\times 10^{11}\text{s}^{-1}$)
(注: 图1中的数值有误, 需更改: $500\text{a}/^\circ\text{C}=2000^\circ\text{C}/\text{Myr}$, $1000\text{a}/^\circ\text{C}=1000^\circ\text{C}/\text{Myr}$, $2500\text{a}/^\circ\text{C}=400^\circ\text{C}/\text{Myr}$, $5000\text{a}/^\circ\text{C}=200^\circ\text{C}/\text{Myr}$, $12500\text{a}/^\circ\text{C}=80^\circ\text{C}/\text{Myr}$, $25000\text{a}/^\circ\text{C}=40^\circ\text{C}/\text{Myr}$)

Gazis et al. (1995) 对黑云母和钾长石进行 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 全溶分析, 得出黑云母年龄从岩体顶部的 $1.9\pm 0.24\text{Ma}$ 随着深度的增加减小至 4km 处 $0.83\pm 0.26\text{Ma}$; 钾长石年龄分布在 $2.09\pm 0.09\text{Ma}$ 到 $2.78\pm 0.09\text{Ma}$ 区间, 没有明显的随深度变化的趋势; 在对两个钾长石样品进行 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 逐步加热分析后发现在低温和高温步骤时都出现了过剩氩的情况。Gazis et al. (1995) 认为冷却速率在 1.9 至 1.56Ma 间达到最大值, 约为 $200\text{--}500^\circ\text{C}/\text{Myr}$, 剥蚀速率高达 13mm/a , 在此之后冷却速率下降至约 $100\text{--}150^\circ\text{C}/\text{Myr}$ 。钾长石 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄由于存在过剩氩而不可信。该研究结果与 Hess et al. (1993) 的研究结果不一致, 但原因并不清楚。

2. Eldzhurtinskiy 花岗岩体的 U-Pb 年龄测定

为了明确上述 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年结果差异的原因及 Eldzhurtinskiy 花岗岩体的侵位年龄, 本研究通过高灵敏度高分辨率离子探针 (SHRIMP) 对花岗岩中的锆石进行 U-Pb 定年。第一个样品取自下部钻孔近地表 ($< 100\text{m}$) 的黑云母花岗岩, 第二个样品取自下部钻孔靠近底部主剪切带下方 (3970m) 的双云母花岗岩, 定年结果显示二者的年龄在误差范围内一致, 因此花岗岩的锆石 U-Pb 年龄为 $2.04\pm 0.03\text{Ma}$ 。

3. 基于热传导模型和温度测量曲线计算的下部钻孔的冷却及剥蚀速率

下部钻孔温度数据可用于估算山谷的



沉降速率。该钻孔下部 ($> 500\text{m}$) 地温梯度在地表的线性投影可以给出山谷最近剥蚀量的第一级近似值为 $\sim 1000\text{m}$, 和山谷的实际深度 1200m 接近。该钻孔上部 ($< 500\text{m}$) 地温梯度的曲率可用于计算剥蚀速率的第一级近似值。在二维热传递模型中假设花岗岩体的地温梯度为 $45^\circ\text{C}/\text{km}$, 放射性元素产生的热量为 $2.9\mu\text{W}/\text{m}^3$, 由侵蚀作用形成的峡谷宽 2000m 、深 1200m , 模型计算了不同侵蚀速率下温度随深度的变化。结果表明当侵蚀速率为 $10\text{km}/\text{Myr}$ 的时, 模拟的温度曲线与测量的温度曲线最接近, 因此推算峡谷的形成开始于 120kyr 前。在侵蚀速率为 $10\text{km}/\text{Myr}$ 下, 该钻孔上部的冷却速率为 $> 500^\circ\text{C}/\text{Myr}$, 下部的冷却速率从 $50^\circ\text{C}/\text{Myr}$ 上升到 $150^\circ\text{C}/\text{Myr}$ 。

4. ESR 定年法计算 Eldzhurtinskiy 花岗岩体的冷却和剥蚀速率

确定样品的储存温度和冷却年龄是计算冷却速率和剥蚀速率的基础。下部钻孔的储存温度为打钻时的实测温度, 而上部钻孔缺乏温度的记录。前人对石英 E' 心的研究发现, 其 ESR 信号强度在加热的过程中首先随温度升高增强, 在 250°C 左右达到最大值, 随后急剧下降。此外, 未加热之前 E' 心的信号强度 (I_1) 与在 250°C 加热 60 分钟后的信号强度 (I_2) 的比值与储存温度呈正相关, 这一特性可用于指示古温度。本研究先通过建立下部钻孔样品的 I_1/I_2 比值与储存温度之间的关系, 再对比上部钻孔 I_1/I_2 比值推算样品的储存温度。

同时, 研究测定了钻孔样品石英 Al 心和 Ti 心的 ESR 表观年龄, 图 2 为石英 Al 心和 Ti 心的 ESR 表观年龄随深度和温度变化的曲线。根据模型 1 并结合样品的年龄、深度

和储藏温度计算得到: 下部钻孔的冷却速率为 $\sim 600 \pm 120^\circ\text{C}/\text{Myr}$ (Ti 心) 和 $\sim 570 \pm 55^\circ\text{C}/\text{Myr}$ (Al 心), 剥蚀速率为 $5.6 \pm 1.1\text{mm}/\text{a}$ (Ti 心) 和 $5.5 \pm 0.5\text{mm}/\text{a}$ (Al 心); 上部钻孔冷却速率为 $\sim 160 \pm 40^\circ\text{C}/\text{Myr}$ (Ti 心) 和 $\sim 180 \pm 35^\circ\text{C}/\text{Myr}$ (Al 心), 剥蚀速率为 $2.4 \pm 0.6\text{mm}/\text{a}$ (Ti 心) 和 $2.7 \pm 0.5\text{mm}/\text{a}$ (Al 心)。ESR 定年法得到的下部钻孔的冷却速率与基于热传导模型和温度测量曲线计算得到的值相近, 但前者剥蚀速率低于后者, 这可能是由于地表和湮没温度两者之间的地温梯度在对应的深度 (Al 心在 950m , Ti 心在 1800m) 处未达到平衡所致。

本研究表明, ESR 定年可以用于计算约 10ka – 1Ma 时间范围内造山过程中的冷却速率和剥蚀速率。

三、ESR 低温热年代学的新进展

目前, ESR 热年代学的研究采用了新的技术和方法来更准确地计算顺磁中心的陷阱参数及 β 射线的剂量率。陷阱参数 (激发能和逃逸频率) 一般通过一系列等温退火实验获得, 将高温实验结果外推至自然环境中可能会造成较大的不确定性。因此具有明确的热历史和储存温度记录的钻孔样品可以用于估计实际的陷阱参数。应用一级动力学模型, 结合样品的热历史和储存温度, 通过序列二次规划算法对比实测的 ESR 表观年龄与拟合年龄, 从而确定陷阱参数的最优结果。研究对比了处于热稳定环境的 Otway 盆地钻孔和快速冷却环境的 Eldzhurtinskiy 花岗岩钻孔, 结果显示两个钻孔中石英 Al 心的陷阱参数一致并遵循



一级动力学方程；但 Ti 心的陷阱参数无法从 Otway 盆地钻孔样品中获取，表明 Ti 心的热运动可能不符合一级动力学模型，亟需进一步的研究。在 β 剂量率的计算中，对于非均质的样品，通过模型计算代替传统方法可以有效减小误差。研究首先建立了 DosiVox-2D 二维模型，并验证及讨论了模型计算得到的 β 剂量率的准确性。继而

对 β 剂量率模型的应用进行了研究，包括岩石样品选择、平面矿物扫描、矿物中放射性元素浓度分析和模拟不确定性的计算等方面。在这些研究的基础上，ESR 热年代法被应用至 Namche Barwa 地块中晚更新世快速剥露历史的研究中，目前已取得了令人满意的初步结果。

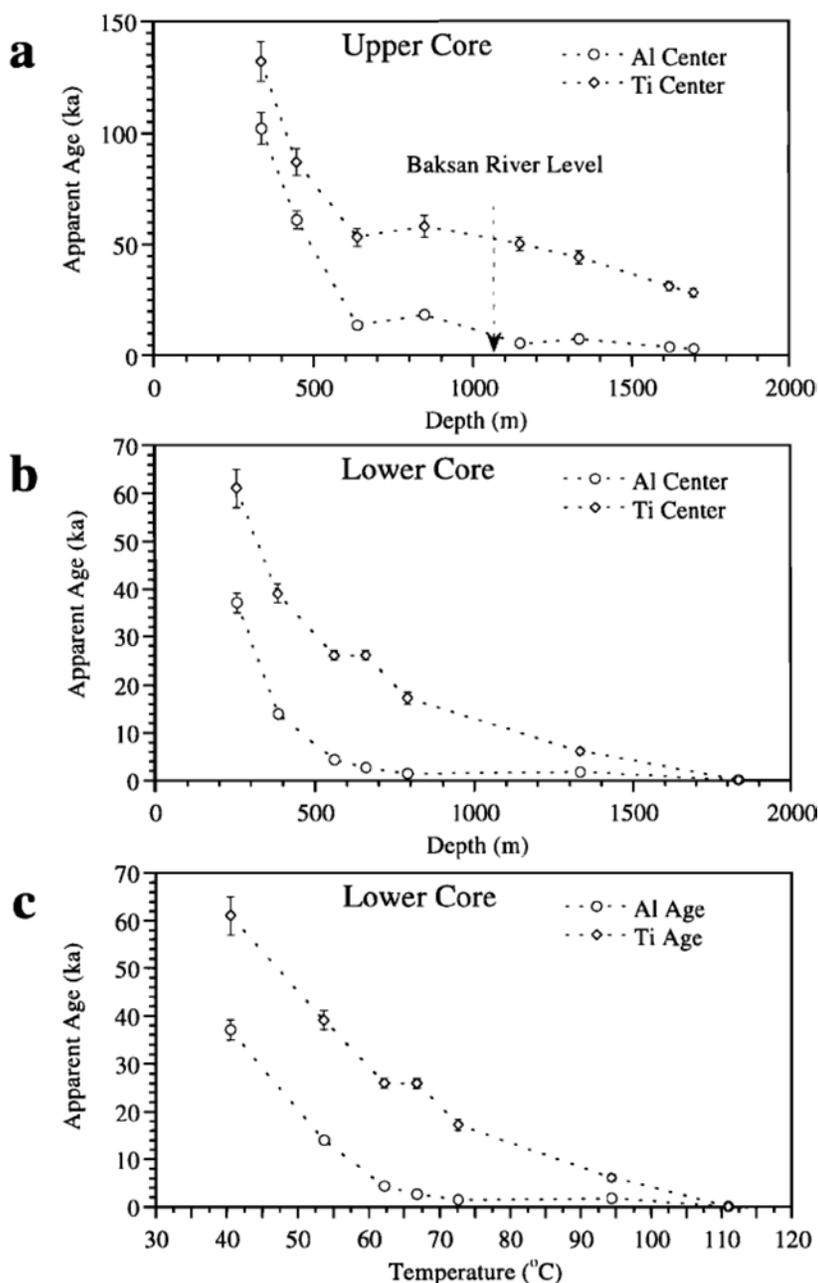


图2 (a) 和 (b) 上部岩芯和下部岩芯表观年龄随深度变化, (c) 下部岩芯表观年龄随温度变化, 空心圆和菱形分别代表 Al 心和 Ti 心 ESR 年龄



四、ESR 定年和古地磁磁性 地层定年在古人类遗址定年方面的 应用

通常人类化石的年龄是通过间接分析与之相关的材料来确定的，这种间接测年方法会引入一些不确定的误差，如果能够直接测定人类化石的年龄则可减少误差，目前 ESR 定年可能是最合适的直接测定人类遗骸年代的方法。

1. 西班牙阿塔普埃尔卡的大落水洞 (Atapuerca Gran Dolina TD-6) 遗址古人类 牙齿定年

“祖人” (*Homo antecessor*) 人骨化石于

20 世纪 90 年代中期首次在西班牙阿塔普埃尔卡的大落水洞遗址早更新统地层 TD-6 单元中发现，是西欧发现的最早人类化石，其形态特征表明祖人可能为尼安德特人和现代人的共同祖先或者接近两个人种分异的节点。该研究用 ESR 方法对一颗祖人牙齿 (ATD6-92) 进行定年。该牙齿出土于 TD-6 单元的第二层 (图 3)，尺寸约为 $1.5 \times 1 \text{cm}$ 。ESR 定年结果结合牙釉层最可能的铀含量区间将牙齿年龄限定为 624-949ka (图 4)，最后结合磁性地层年代结果将“祖人”的年龄进一步限定为 772-949ka，支持该人类类型比较古老的论点。

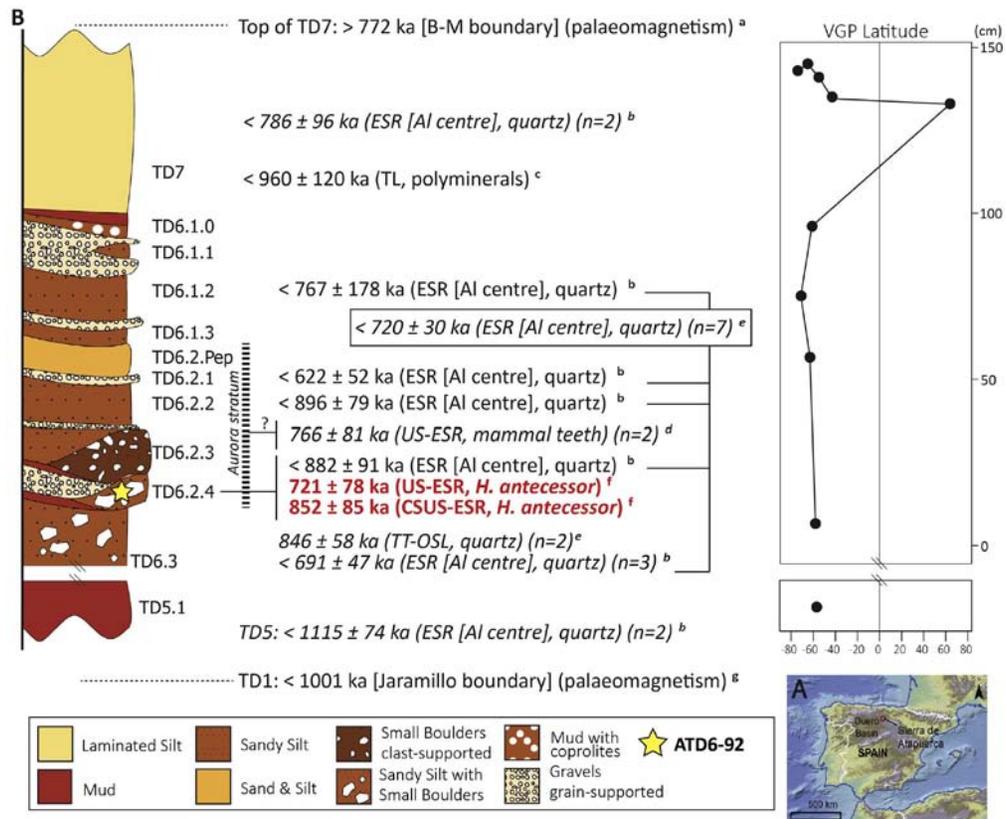


图 3 遗址地理位置 (A)、地层岩性柱状图及古地磁极性结果 (B)，图中红色字体年龄为本研究 ESR 定年新结果，其余黑色字体年龄为已有研究定年结果

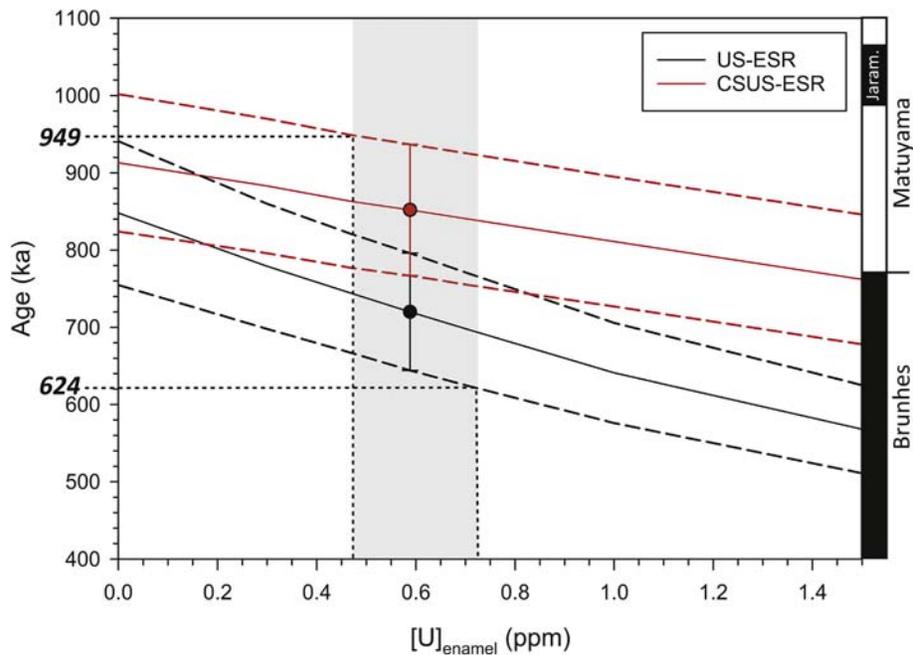


图 4 ESR 定年结果及古地磁磁性地层年代结果，灰色阴影区代表牙釉层最可能的铀含量区间

2. 阿尔及利亚 Ain Boucherit 遗址带有石器划痕的动物骨骼化石定年

目前已有证据证明东非出现最早的奥尔德沃石器和带有人类活动产生的石器划痕化石的年龄约为 2.6Ma。阿尔及利亚 Ain Hanech 遗址发现的 ~1.8Ma 的石器被认为

代表北非最早的古遗存。该研究在阿尔及利亚 Ain Boucherit 两处邻近的沉积剖面中发现了更老的石器和带有石器划痕的动物骨骼化石。对两个遗址共计 50m 厚的沉积剖面进行磁性地层研究，得到很好的磁极性序列（图 5）。采用多中心方法对石英颗

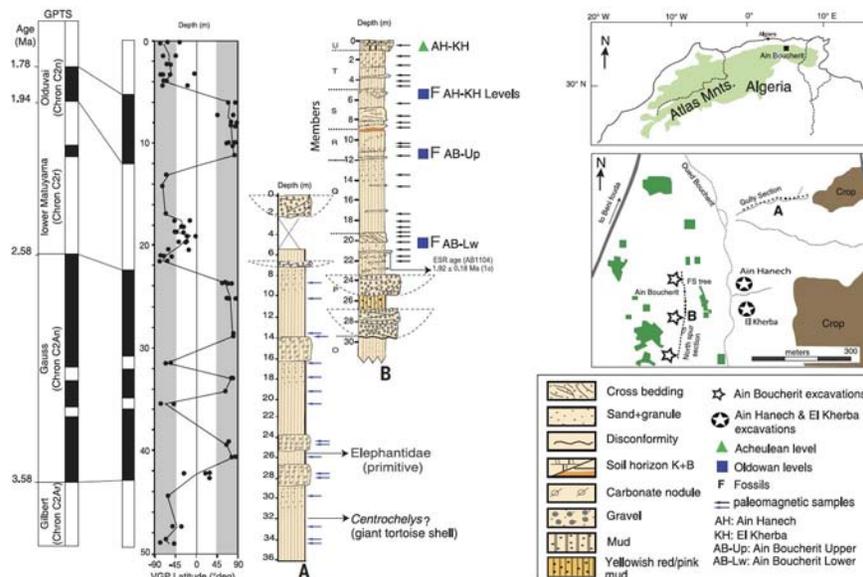


图 5 Ain Boucherit 遗址地理位置、沉积剖面地层岩性及磁性地层结果。ESR 定年样品位于 AB-Lw 化石层下方 ~1m



粒进行 ESR 定年，得到了非常一致的 Al 心和 Ti-Li 心年龄，为 $1.92 \pm 0.18\text{Ma}$ （图 5）。通过独立的 ESR 年龄可以将测得的磁极性序列与地磁极性年表对应，从而确定剖面其他位置化石的年龄。ESR 与磁性地层定年相结合把这些石器和骨骼化石的年龄限定为 ~ 1.9 和 $\sim 2.4\text{Ma}$ ，这一结果将该地区出现石器的历史大大提前，几乎和东非 2.6Ma 的记录接近，支持早期石器制造和使用技术不只起源于东非，而是可能在东非和北非同时出现的多起源论点。

Rainer W. Grün 教授简介：

Rainer W. Grün，格里菲斯大学(Griffith University)考古地球化学教授及澳大利亚国立大学(Australian National University)名誉教授(Honorary Professor)，现任格里菲斯大学澳大利亚人类演化研究中心主任。Grün 教授主要从事第四纪年代学研究，对古人类年代学尤其是 ESR-铀系测年做出了突出贡献，他建立的 ESR 与铀系相结合的测年方法(ESR/U-series)，是目前国际上直接测定第四纪动物和古人类牙齿化石的最理想的方法。该方法首次把化石样品的

ESR 分析和铀系分析相结合，能够模拟出铀的迁移历史，有效地克服了化石样品“开放体系”的测年难题，实现了对化石的精准测年。Grün 教授对全球多个著名古人类遗址系统地开展了 ESR/U-series 测年研究，对多个代表性人类化石进行精准测年，获得了一批早期现代人起源和演化的关键年代学证据，对早期现代人的起源和演化研究做出了不可或缺的贡献。先后任 Quaternary Science Reviews、Journal of Human Evolution、Archaeological and Anthropological Sciences 副主编，Quaternary Geochronology 主编以及其它多个第四纪地学期刊编委，出版专著 1 部，发表 SCI 论文 235 篇，第一作者论文 90 篇，其中包括 Nature、Science 论文 13 篇，总引用次数达 13000 多次。2008 年，他同时当选澳大利亚人文科学院院士和英国伦敦考古学会院士。

【致谢：感谢中国地震局地质研究所刘春茹研究员、澳大利亚国立大学方芳博士、中国科学院古脊椎动物与古人类研究所葛俊逸副研究员、我所岩石圈室邓成龙研究员对本文的修改。】

延伸阅读

Grün R, Tani A, Gurbanov A, et al. A new method for the estimation of cooling and denudation rates using paramagnetic centers in quartz: A case study on the Eldzhurtinskiy Granite, Caucasus[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1999, 104(B8): 17531-17549. ([链接](#))

Duval M, Grün R, Parés J M, et al. The first direct ESR analysis of a hominin tooth from Atapuerca Gran Dolina TD-6 (Spain) supports the antiquity of Homo antecessor[J]. *Quaternary Geochronology*, 2018, 47: 120-137. ([链接](#))

Sahnouni M, Parés J M, Duval M, et al. 1.9-million-and 2.4-million-year-old artifacts and stone tool-cut-marked bones from Ain Boucherit, Algeria[J]. *Science*, 2018, 362(6420): 1297-1301. ([链接](#))

Hess J C, Lippolt H J, Gurbanov A G, et al. The cooling history of the late Pliocene Eldzhurtinskiy gran-



ite (Caucasus, Russia) and the thermochronological potential of grain-size/age relationships[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1993, 117(3-4): 393-406.([链接](#))

Gazis C A, Lanphere M, Taylor Jr H P, et al. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ studies of the Chegem ash-flow caldera and the Eldjurta Granite: Cooling of two late Pliocene igneous bodies in the Greater Caucasus Mountains, Russia[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1995, 134(3-4): 377-391.([链接](#))



地震波形层析成像揭示：地幔柱起源于核幔边界

报告人：Barbara Romanowicz | 整理：官 畅，王 旭（岩石圈室）

摘要：地幔对流模式一直是地球科学领域最重要的科学问题之一。地幔对流存在与否或具体模式如何，是认识板块运动驱动力、地球内部物质循环等地球动力学过程的关键。Romanowicz 教授及其团队一直致力于利用地震学层析成像方法构建全地幔速度模型。其最新构建的 SEMUCB-WM1 模型显示，活跃热点下方存在较宽的且呈近垂直展布的柱状低速异常，该异常可从约 1000km 深度处一直延伸至核幔边界处，它们的底部通常存在巨大的部分熔融的剪切波超低速异常区（ULVZs）。

1. 引言

大家上午好，今天我报告的题目是“Mantle plumes rooted at the core-mantle boundary : evidence from seismic waveform tomography”。地震层析成像方法已发展三十余年，它所获取的地球深部速度模型

为我们认识地球动力学过程提供了重要依据。首先，我们来看早期的上地幔地震层析模型（图 1，M84C），它显示了 100km 深度处的全球剪切波速度结构，红色表示该区域剪切波速度低于全球平均值，而蓝色则表示该区域剪切波速度高于全球平均

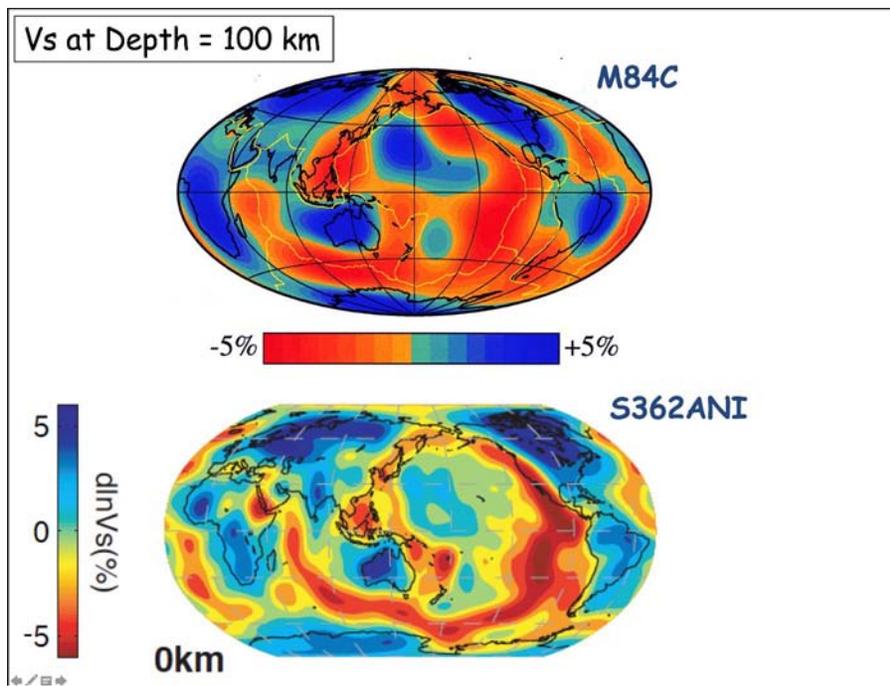


图 1 M84C 模型（上）和 S362ANI 模型（下）在 100km 深度的剪切波速度切片



值。这种高速、低速异常通常被认为代表了比平均温度高或者低的温度异常。值得注意的是，在这个深度处有一些结构强烈反映了板块构造。比如，沿大洋中脊表现为明显热异常，古老的克拉通下方则表现为冷的特征。该模型也明显刻画出了太平洋板块的冷热规律性变化特征。这些特征在一定程度上均能很好地支持存在板块运动。在这里，我向大家展示哈佛大学一研究小组近期新获取的层析成像结果（图1，S362ANI）。我们可以看到早期的速度模型与新近的速度模型主体上是一致的，但很明显后者呈现出的结构较前者更为精细。

为了提高对地幔结构成像的分辨率，在过去的三十年里我们团队一直致力于地震层析成像方法与地球深部结构的研究工

作。在前人的研究基础上，我们对地幔内部的大尺度速度结构已经有了清楚的认识。接下来，我们将通过不同深度的速度切片来认识地幔速度结构变化（图2）。第一个是100km深度处的速度结构，如前所述，该深度的速度结构与板块构造具有强相关性。第二个是660km深度处的速度结构，我们可以看到在地幔过渡带底部的速度结构与板块构造的相关性明显减弱甚至消失。该深度处，两个主要的高速异常地区分别位于西太平洋和南美洲，这些高速异常与我们对俯冲带的精细走时层析成像结果一致，代表了俯冲板片的深部结构。在1000km深度处，之前所表现的特征明显减弱，大尺度结构缺失。但在一些区域，我们仍可观测到与俯冲结构相关的高速异常，

Shear velocity maps

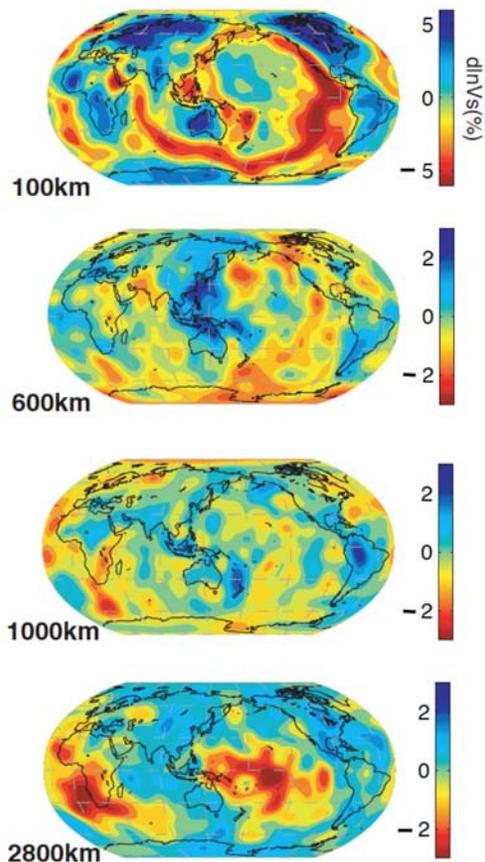


图2 S362模型不同深度 V_S 速度剖面



比如汤加地区和南美洲的北部。与此类似，在俯冲带地区的层析成像中，我们经常可以看到这些区域的俯冲板片往往俯冲得更深。在地幔的底部 (~ 2800km)，速度结构发生了很大变化，表现出明显的大尺度特征。例如，两个分别位于太平洋中部和非洲的低速区，亦被称为 LLSVP (Large Low Seismic Velocity Province)。其它的层析成像模型中我们也能看到这些结构，并且从这些模型中提取 ScS 震相的走时异常，我们可以发现这些特征并不是假象，而是数据本身携带的信息。那么什么是 LLSVP？它们在地球动力学中起什么作用？是否是板块俯冲的驱动力？是否在地幔对流中起到决定性作用？

下面我将介绍一些关于层析成像的基本概念。对于给定分布的震源和地震台站，我们可以得到一些震相的旅行时信息。如果在地震波经过的区域内存在低速异常结构，其到时会晚于根据背景速度模型计算得到的理论到时。单一的射线传播方向往

往并不能确定速度异常的位置或是否存在，所以需要射线路径充分覆盖。另一方面，地震台站接收到的地震信号携带了大量地球深部结构的信息，如果我们能够充分利用这些信息，则可以提高成像的分辨率。比如，尽管震源到台站的路径上存在小体积的速度异常，单从初至波的到时信息上并不能反映出速度异常。这是因为初至波总会沿着走时最小的路径传播，也就是说它会绕过低速异常体传播到地震台站。但初至波后的波形信息会记录到低速异常的信息，所以尽可能发掘波形中的信息，能为约束速度结构提供更多信息。这是全波形层析成像的优势之一，也是这些年我们一直致力于发展这种方法的原因。全波形层析成像是通过迭代使根据理论模型正演的波形数据不断接近观测的波形数据，也就是使失配函数最小。近十多年来数值算法的快速发展使我们可以用谱元法计算更复杂的三维全球模型的理论地震图，从而获得更精细的地幔速度结构。

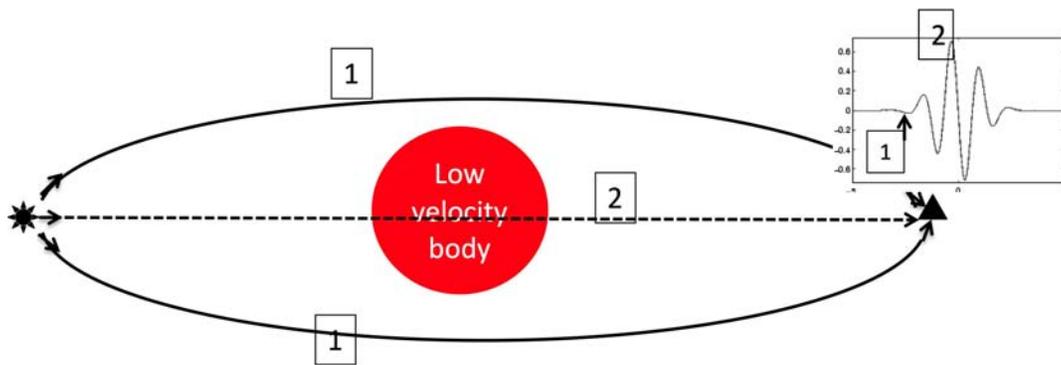


图 3 地震波传播经过小尺度低速异常时的路径及波形示意图

2. 上地幔成像结果

前面我介绍了一些背景知识，接下来我将展示最近取得的一些结果。图 4A 是太平洋中心区域的第二代全球 S 波全地幔速

度模型 250km 深度剪切波速度相对变化结果。我们发现沿着近平行于绝对板块运动方向存在条带状低速异常。在垂直于绝对板块运动的方向，条带状低速异常结构水



平间隔约 2000km (图 4B-E)。不仅地震学研究, 大地水准测量资料研究也发现了类似的特征。这种条带状的低速异常不仅存在于太平洋区域, 在其它地区 (如印度洋和大西洋) 也出现了类似的结构。在这些条带状低速异常的附近区域通常存在热点。在 300km 以下 (图 5), 可以清楚地观测

到从下地幔近垂直向上延伸的柱状低速异常体。这些深部柱状低速异常体与其之上的条带状低速异常相连。在一些区域, 这些近垂直的深部低速异常体可能扮演着向浅部条带状低速体注入物质的通道, 从而导致了软流圈物质沿着板块运动方向水平流动。

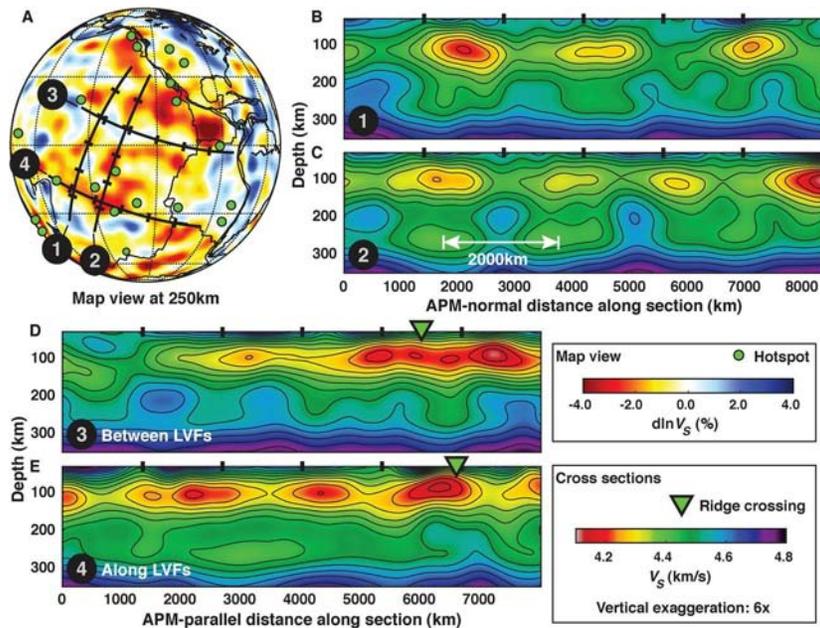


图 4 A. 250km 深度 V_S 速度异常切片; B-C. 垂直于 APM 方向的 V_S 速度异常剖面; D-E. 平行于 APM 方向的 V_S 速度剖面

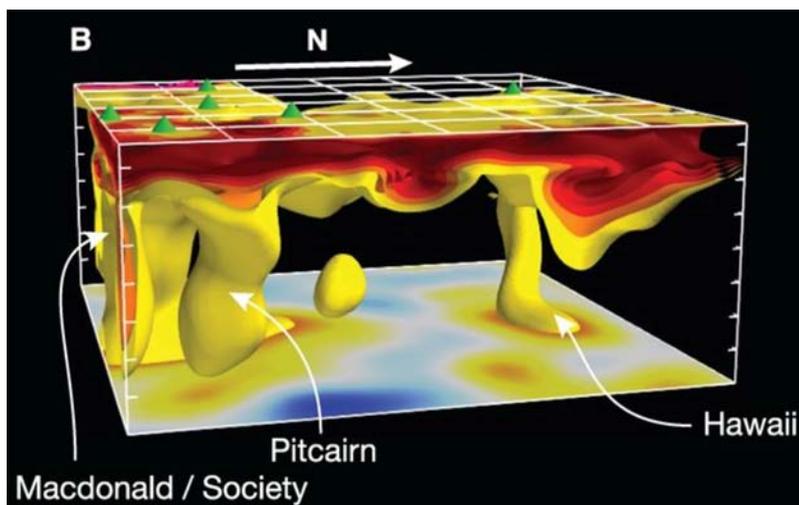


图 5 V_S 速度异常三维视图



3. 下地幔成像结果

下面我们来看下地幔的速度结构。前人通过传统层析成像方法所构建的剪切波速度模型 (S40RTS), 在 Macdonald 和 Pitcairn 两个火山下方存在低速异常。但是, 由于火山的周围区域存在相似的低速异常, 两个火山下方的低速异常是否代表了地幔柱仍不能确定。近年来, 我们通过全波形层析成像新获取的全地幔剪切波速度模型

(SEMUCB_WM1; 图 6), 清晰地指示出火山下方的下地幔中存在近垂直的柱状低速异常, 其速度异常值显著大于周围地区 (异常值约 1.5% ~ 2%)。这些低速异常的底部恰好位于核幔边界附近剪切波速度极小的区域, 一直向上延伸至约 1000km 深度。虽然地幔柱并不一定位于火山的正下方, 但可清晰地看出地幔柱与火山有着——对应关系。

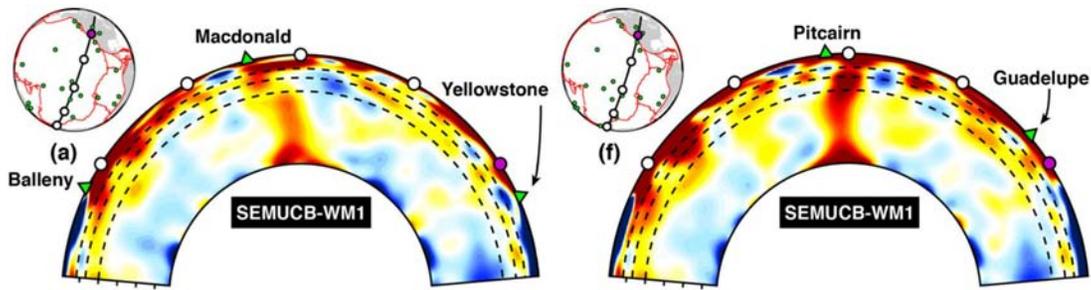


图 6 SEMUCB_WM1 速度模型垂直剖面

在 2800km 深度的速度剖面上 (图 7), 我们可以发现 11 个主要热点下方存在特征相近的地幔柱, 这些地幔柱在 1000-2800km 内的速度异常值小于 -0.5%。我们的 SEMUCB_WM1 模型显示, 在其它的热点附近也存在类似的从核幔边界一直向上

延伸的 (软) 弱通道。一个很有意思的现象是, 我们所观测到的这些地幔柱都位于或紧邻非洲和太平洋 LLSVP。巧合的是, 我们也没有在核幔边界剪切波高速异常区的上方发现热点。

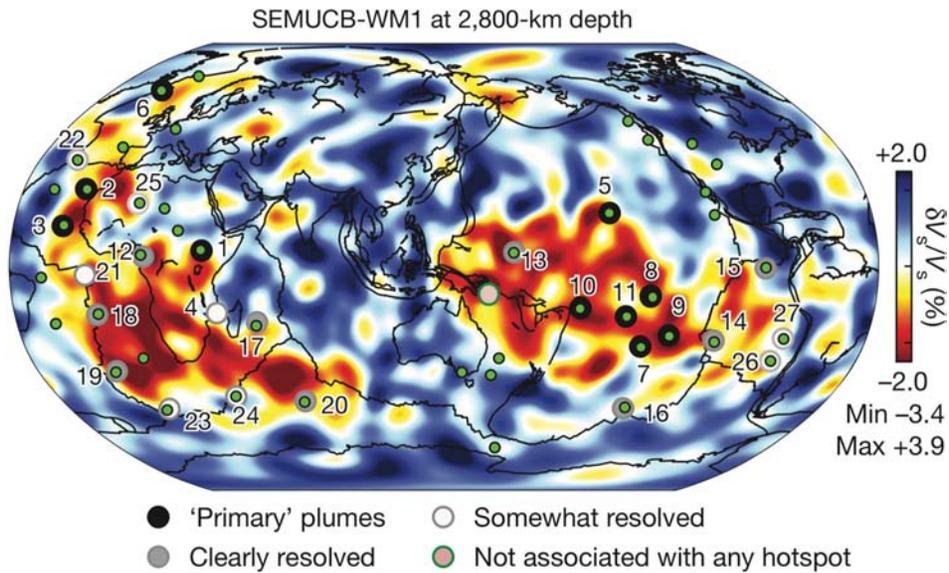


图 7 SEMUCB_WM1 2800km 深度速度剖面

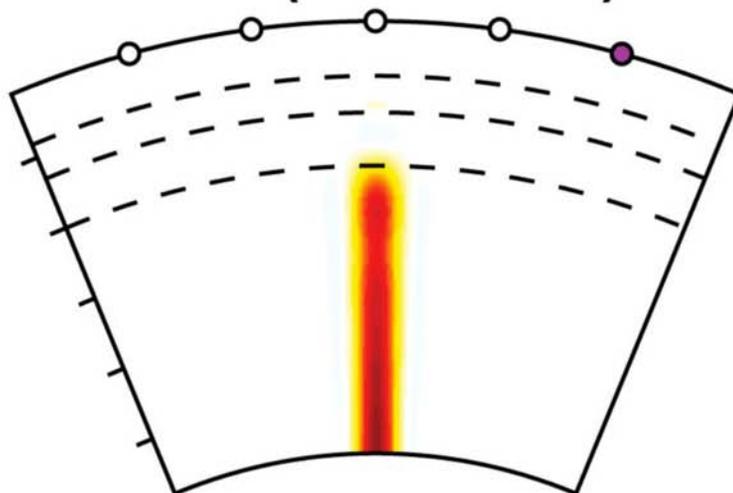


我们也做了一些正演测试（图8），在夏威夷下方设置了一个较细的地幔柱模型，其直径为400km，从核幔边界一直延伸到1000km深度，剪切波速度异常值为-2%。从成像的结果来看，速度异常直径达到

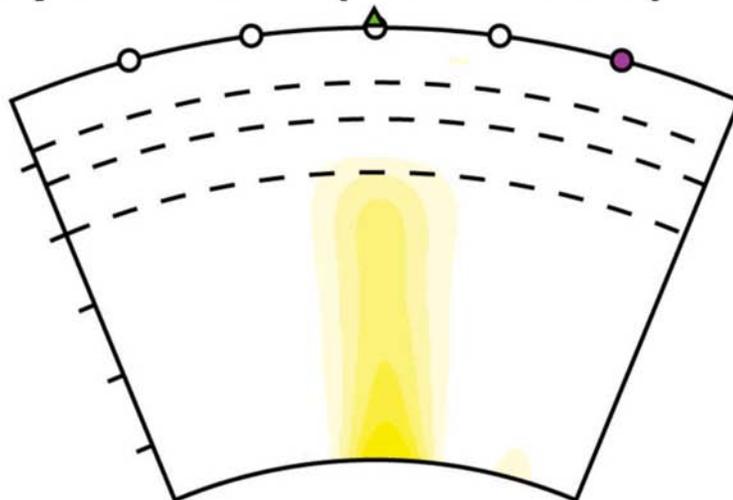
了600km，速度异常值只有约-0.5%。这个结果说明如果实际的地幔柱的宽度小于400km，我们的方法很难对其进行有效地成像。

400 km width synthetic plume

Input model (Max: -2.0%)



Output model (Max: -0.6%)



$d\ln V_s$ -2.0%  +2.0%

图8 400km宽地幔柱正演测试



为了验证观测到的速度异常不是由大的速度异常“分解”得到的，我们又做了下面的测试（图 9）。在核幔边界至 1500km 深度范围内设置了一个直径为 5000km、速

度异常值为 -2% 的模型。测试表明，恢复的速度模型与理论模型大致相同，并没有产生 SEMUCB-WB1 模型中类似地幔柱的假象。

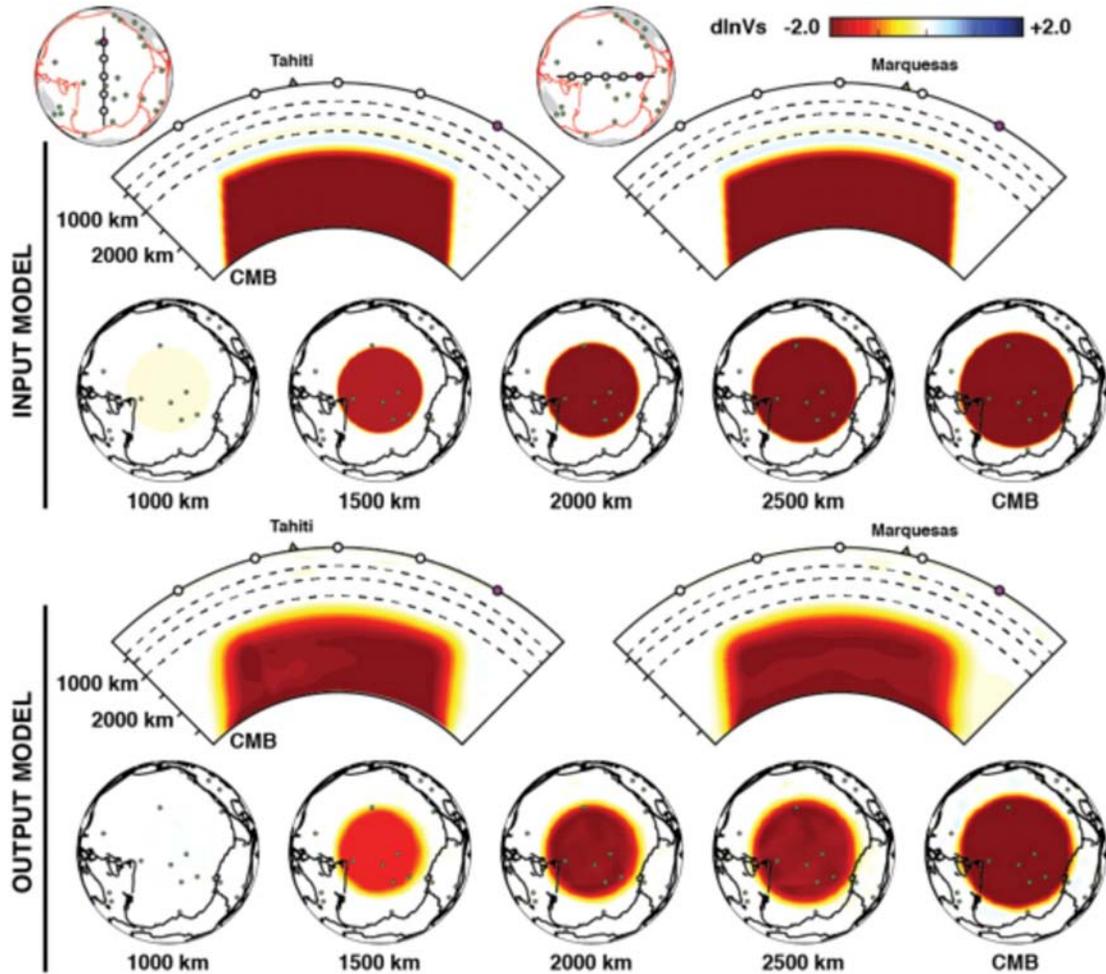


图 9 正对大速度异常区的正演测试

以上的测试结果表明，我们的方法可以有效恢复从核幔边界向上延伸的大尺度速度异常体。后面，我们将继续通过正演测试来确定位于核幔边界上方的强速度异常薄层对层析成像的影响（图 10）。我们在初始模型中设置了以核幔边界为底，高度为 600km、直径为 5000km、速度异常值为 -3% 的结构。结果表明，全波形层析成像能够将其良好的恢复。需要特别注意的

是，新方法也可对速度异常结构的深度进行较准确地约束。

在前人研究以及我们新获取的 SEMUCB-WM1 模型中，地幔柱底部（核幔边界上方）存在剪切波超低速区（ULVZs），但其精细的结构仍存在争议。我们利用北美地区地震台站所接收到的西太平洋地区地震事件 S/Sdiff 震相的波形信息研究了中心位于夏威夷西南 11°、太平洋 LLSVP 边界内



的剪切波超低速区 (ULVZs)。并通过测量走时、波束成形分析以及三维数值模拟波形对比, 对该 ULVZs 进行了约束。结果表明, 在核幔边界上方的高度约 20km、直径

约为 910km 范围内, 其剪切波速度异常值达到了约 -20%。同样的, 我们在冰岛地幔柱的下方也发现了具有相似结构的剪切波超低速区 (ULVZs)。

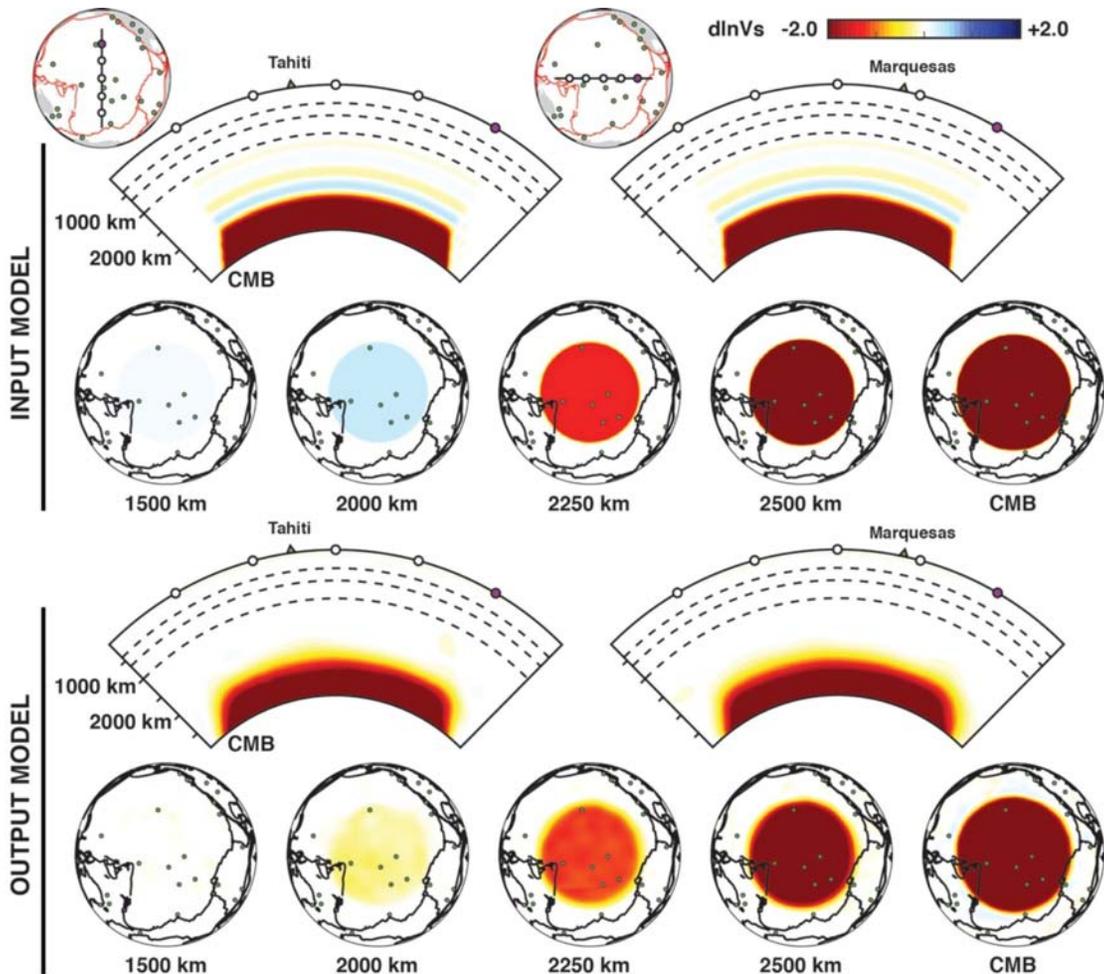


图 10 带有强速度异常薄层的正演测试

4. 未来展望

近年来, 我们发展了盒层析成像方法 (Box Tomography)。这个方法可以应用于地下局部地质结构的成像。不同于传统层析成像方法, 盒层析成像方法的数值模拟 (比如波形层析成像) 完全在成像的“盒”区域内, 因此相较于传统层析成像, 具有效率高的优点, 而且在成像区域以外

速度信息缺失时也可对目标区域进行准确的成像。这个方法可以用于研究地球深部特定区域, 因此将会有效地改进和提升目前的全球层析成像模型, 对我们理解地球内部结构以及地球动力学具有至关重要的意义。

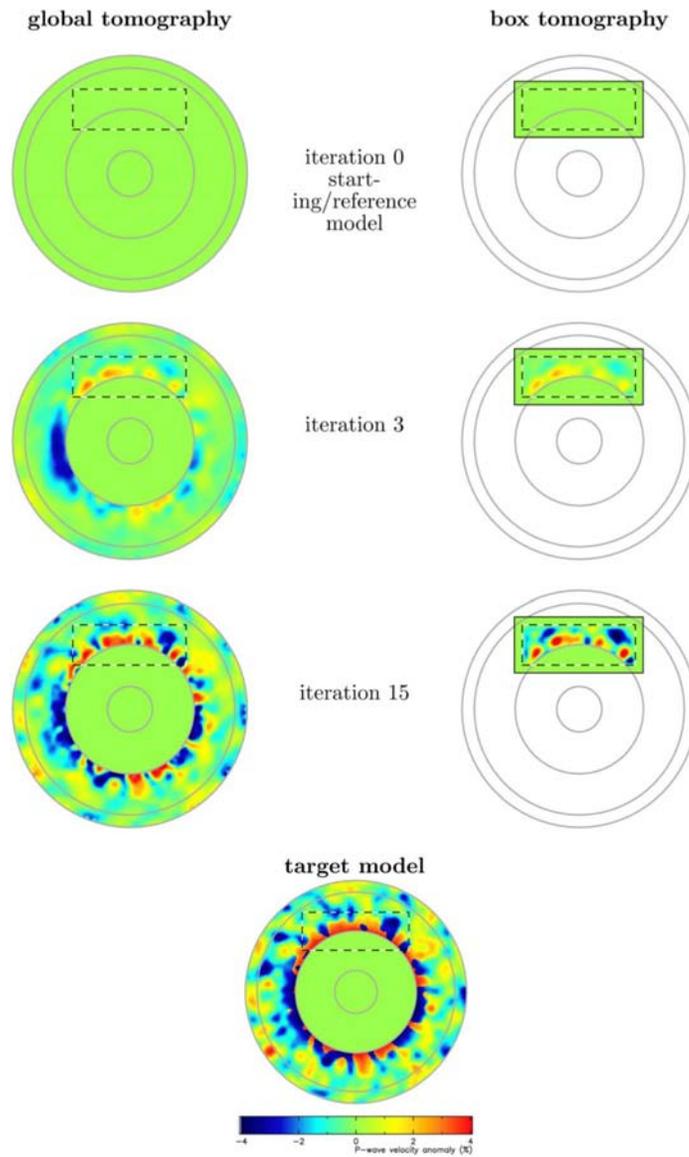


图 11 全球层析成像与区域层析成像的比较

以上就是我今天报告的全部内容，谢谢大家！

主要参考文献

- Yuan K, Romanowicz B. Seismic evidence for partial melting at the root of major hot spot plumes[J]. *Science*, 2017, 357(6349): 393-397.([链接](#))
- French S, Lekic V, Romanowicz B. Waveform tomography reveals channeled flow at the base of the oceanic asthenosphere[J]. *Science*, 2013, 342(6155): 227-230.([链接](#))
- Cottaar S, Romanowicz B. An unusually large ULVZ at the base of the mantle near Hawaii[J]. *Earth and*



Planetary Science Letters, 2012, 355: 213-222.([链接](#))

French S W , Romanowicz B. Broad plumes rooted at the base of the Earth' s mantle beneath major hotspots[J]. *Nature*, 2015, 525(7567): 95-99.([链接](#))

Masson Y, Romanowicz B. Box Tomography: Localised imaging of remote targets buried in an unknown medium, a step forward for understanding key structures in the deep Earth[J]. *Geophysical Journal International*, 2017, 211(1): 141-163.([链接](#))

Kustowski B, G. Ekstrom, A. M. Dziewonski. Anisotropic shear-wave velocity structure of the Earth' s mantle: A global model[J]. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 2008, 113(B6).([链接](#))



多阶面波成像与地震破裂相图及其物理内涵

报告人：陈晓非 | 整理：方媛媛，李超（地星室）

摘要：第一部分关于多阶面波频散曲线提取与结构成像反演，强调了面波反演方法中高阶面波的重要性，提出了频率 - 矢量波数域变换法（frequency-vector wavenumber transform method, F-J method）来提取多阶面波信息，该方法较传统方法可以更准确地提取面波高阶频散曲线。将高阶频散信息加入面波成像反演中，可以增加反演约束，从而降低反演的不确定性，有效提高面波反演的精度。第二部分关于地震破裂相图和临界震级，陈晓非团队经系统计算给出了地震破裂相图，发现并命名了一种新的破裂类型——自停止破裂（self-arresting rupture），进而确定地震临界震级，为认识地震活动规律和地震破裂过程研究提供了理论基础，可以用来解释许多地震学中的难题。

一、多阶面波频散曲线提取与结构成像反演

1. 引言

地震面波成像方法是地球内部结构成像的重要方法之一。20 世纪 50 年代至 70 年代，面波成像方法非常活跃，是重要的成像手段；80-90 年代，面波成像方法关注度有所衰减，原因是天然地震事件周期长、频率低，导致面波成像结构的分辨率很难提高。过去十多年来得益于背景噪声成像方法的发展，使得面波成像可以向高频、短周期方向发展，所以面波成像又再一次活跃起来。

面波成像最关键的步骤是提取频散曲线，频散曲线是一系列不同频率成分、不同速度的连线，频散曲线与介质模型一一对应，且是非线性关系。所以测得频散曲线，就可以进行反演，进而得到地下的结

构信息。确定频散曲线最常用的方法是双台法，根据面波经过两个台站时的时间和距离，就可以求出面波经过这两个台站的速度。利用窄带滤波，分别滤得不同频率成分的面波，就可以求出不同频率成分的速度，进而可以得到频散曲线。由于在实际天然地震资料中，基阶面波与多阶面波混杂在一起，而基阶面波能量较强，所以用传统的双台法很难求得多阶面波成分。除双台法外，利用阵列方法可以得到一部分多阶，但比较模糊。

背景噪声成像方法，可以从噪声中提取出面波，通过对获取的噪声信息进行相关、叠加，便可以获取包含有面波信息的经验格林函数。然后利用测量频散曲线的双台法等方法，便可以获取背景噪声中的频散曲线。相比于天然地震资料，背景噪声获取的频散曲线，频率更高，周期更短，可以获得更精细的结构。



2. 面波反演方法（包括背景噪声反演方法）中高阶面波的重要性

在传统面波反演方法中，一般只利用到面波的基阶成分，但是面波中不光存在基阶，还有高阶成分。仅利用基阶面波成像，反演的结构存在很大的不确定性，需

要增加其他的约束来减小反演的非唯一性。如果将面波的高阶信息加入反演，这种反演的不确定性就可以极大地降低（图1）。只有采用基阶、高阶频散曲线联合反演，面波方法才能提供独立、高质量的地球内部结构。

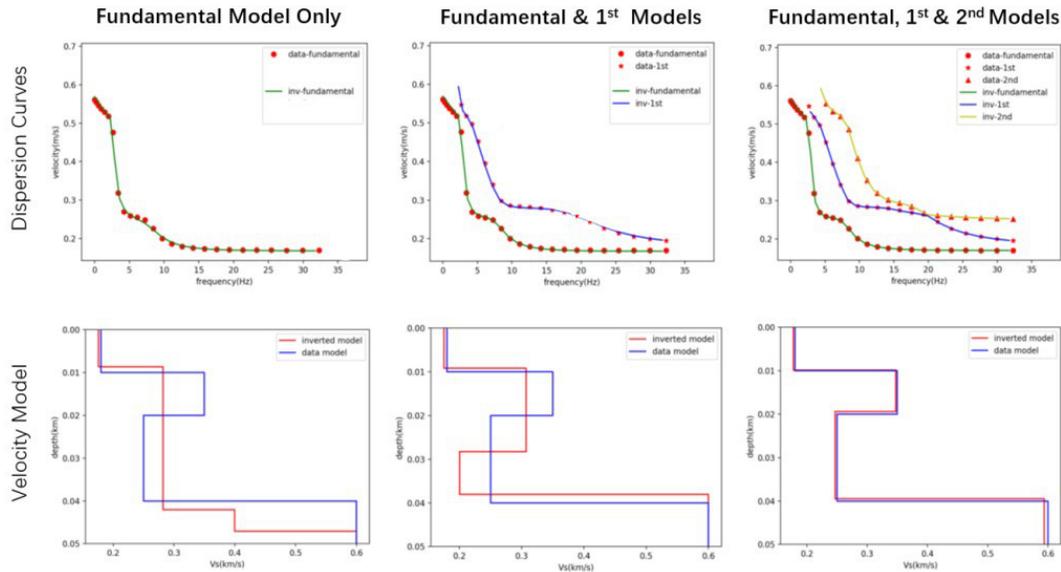


图1 基阶面波反演与多阶面波反演结果对比图

3. 高阶面波频散曲线的提取

既然多阶面波反演如此重要，那么为什么以往不做多阶面波反演呢？因为以往的分析方法当中很难从实际资料中提取到高阶面波信息，基于此，我们开发了一种频率-矢量波数域变换法（frequency-vector wavenumber transform method, F-J方法）来提取多阶面波信息。

传统的频散曲线提取方法，以双台法为例，是直接根据频散定义，通过窄带滤波，测量两个台站之间面波的到时来提取，对一些高阶面波能量较大的特殊情况，从地震图上可以明显看出来的多阶面波可以提取出来，但通常高阶面波能量小且信噪比低，故不易测量。归根到底是因为在时

域中面波的基阶与高阶是混叠在一起的，但是在波数和频率域不同阶的面波是严格区分的，是离散的。所以要想区分出多阶，最好的办法就是将时间-空间域的地震图变换到频率-波数域，即通过傅里叶变换来进行。传统的F-K方法都是基于标量波数变换进行的，而标量波数变换仅对应于二维波动问题，即利用线源对应的平面波的傅里叶变换，但实际问题都是三维的，都是三维波动的传播，因此，此前的F-K方法用于实际数据时都未达到应有的效果。我们的F-J方法利用点源产生的波作为基函数来进行F-K变换，最后可以提取到比较好的多阶面波信息。

首先利用合成地震数据验证该方法的



有效性，我们根据已知的地下结构信息，合成了一系列背景噪声信息，然后通过比较利用该方法从噪声信息中提取的频散曲线与通过模型计算出来的频散曲线的拟合

程度，发现该方法可以计算出多阶的面波频散曲线，验证了该方法对于理论数据是有效的（图 2）。

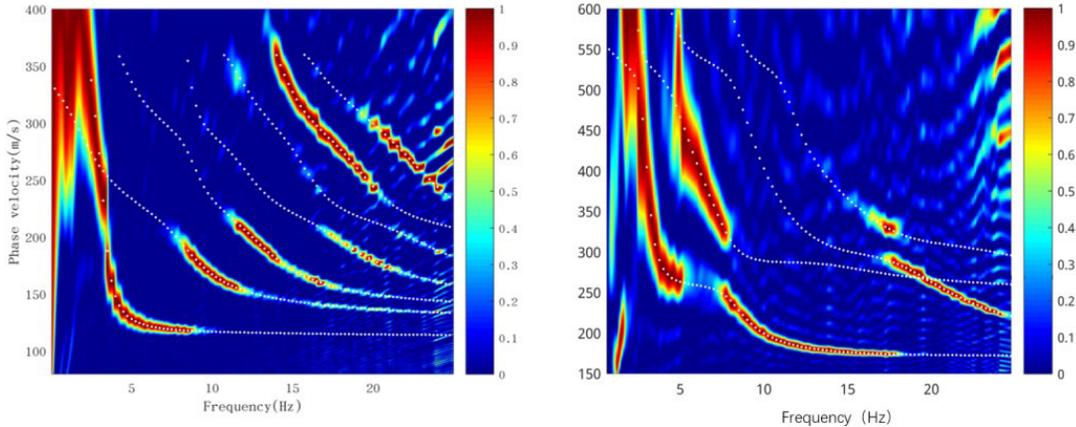


图 2 不同理论模型的多阶面波频散曲线提取结果（左：基于模型 2 的频散曲线；右：基于模型 1 的频散曲线。具体模型参数可参考 Wang et al., 2018）

表 1 模型 1 的参数（引用自 Jiannan wang and Xiaofei Chen 2017）

深度 (m)	密度 (g/cm ³)	S 波速度 (m/s)	P 波速度 (m/s)
0	1.78	190	1500
10	1.85	350	1700
20	1.80	240	1600
40	1.94	600	1900

表 2 模型 2 的参数（引用自 Jiannan wang and Xiaofei Chen 2017）

深度 (m)	密度 (g/cm ³)	S 波速度 (m/s)	P 波速度 (m/s)
0	1.78	125	200
3.5	1.85	128	250
6.1	1.67	130	300
10.8	1.82	142	350
17.2	1.94	188	500
20.0	1.89	360	700

将该方法利用到实际资料中，利用 US-Array 记录的噪声信息对美国西北部地区、中部地区、中西部地区进行的频散曲线提取，发现该方法都可以比较清晰地提取到面波的多阶信息。另外我们发现，利用上述研究区域的现有模型计算出的频散曲线

与通过 F-J 方法提取出的频散曲线还存在一定差异，说明现有模型还需要进一步改进。我们还将该方法应用于德国地区，利用该地区三组不同时期的地震台站记录的信息分别进行面波频散曲线提取，从结果上看都可以清晰地提取到多阶面波信息，而该



地区最新的地下结构模型计算出的频散曲线与我们从实际数据中提取出的频散曲线相比存在系统性的偏低现象,说明模型还有进一步改进的空间。另外该方法也可以应用到海洋地震资料中,同样可以提取多阶面波信息。将该方法利用到华北地区的成像中,如果将山地地区的台站与盆地地区的台站混合在一起提取频散曲线,提取的结果基阶不是很清晰,但如果将山地地

区与盆地地区分开做,从山地地区提取的频散曲线非常清晰,而盆地提取的频散曲线非常不好,说明盆地区的地下结构非常复杂,存在很多非水平的垂向结构,成像效果非常差。我们的方法与现有最好的方法 MASW 方法(多道面波分析方法)相比,可以提取更多的多阶成分,同时对于数据的质量要求不是特别高(图3)。

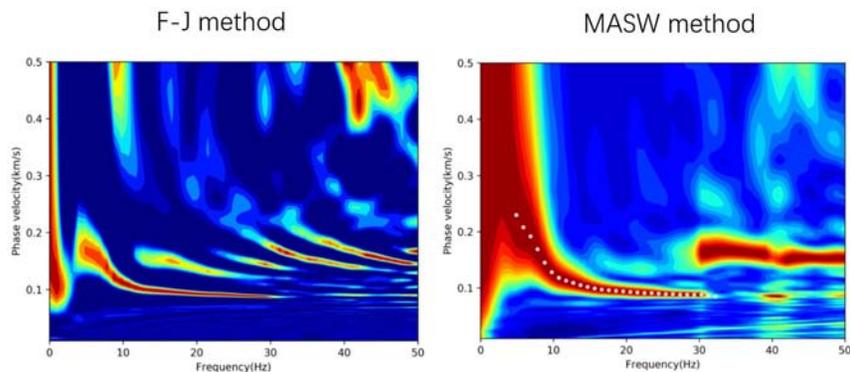


图3 F-J方法与MASW方法对比

4. 利用多阶面波频散曲线反演来改进结构成像

仅利用基阶面波成像,反演结果中没有完全收敛到真实结果,但是将高阶面波成分加入,与基阶成分一起反演,在使用

同样的初始模型的情况下,获得的结果不确定性变得更小,更加收敛于真实模型。另外当给定一个更加粗略的初始模型,当加入多阶面波成分,反演结果同样可以收敛到真实模型(图4)。

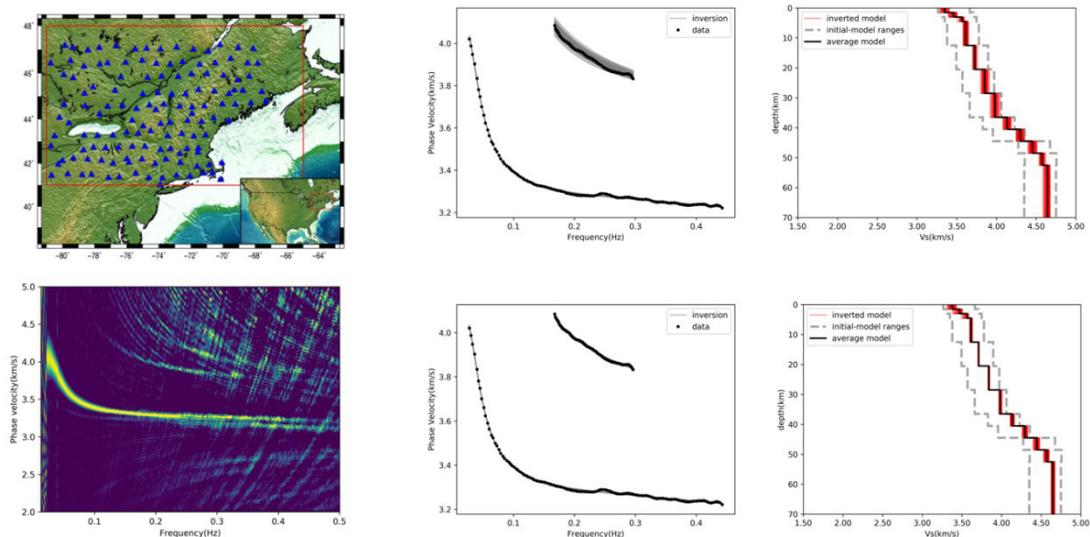


图4 基阶面波反演结果收敛性(上)与多阶面波反演收敛性(下)对比



总之，高阶面波信息对结构反演至关重要。仅仅使用基阶信息的地震面波反演很难成为独立的、高精度的结构成像方法。我们提出的矢量波数变换方法（F-J Method），可以有效提取多阶面波信息。基于 F-J Method，我们发展了多阶面波反演方法。这一进展表明：地震面波（主动源、被动源）成像方法，在充分利用多阶频散信息基础上，有望成为一种独立的、具有较高精度的地球内部结构（深、浅）成像方法。

二、地震破裂相图和临界震级

1. 引言

地震学中最成熟的部分是基于地震波理论的内容，例如地震波成像，因为这些地震学的分支都有成熟的理论基础作支撑。而对于地震本身的动力学过程，缺乏整体的、系统的认识。我们最近对于地震破裂过程的研究，发现了一些新的现象、新的规律，似乎可以为许多地震学中很多看似不相关的、完全不同方向的一些问题提供一个统一的理论基础，这就是接下来要讲到的地震破裂相图。

2. 动力学破裂类型和地震相图

地震本身是个破裂过程，地下内部由于板块构造运动，断层面两侧存在剪切应力的作用和应变的积累。当断层面两侧的应变积累达到一定阈值，超过剪切强度时断层便突然滑动，就发生地震并向外辐射地震波，就有可能造成地面的破坏。

对于地震破裂过程，可以通过弹性动力学方程和断层破裂或滑动准则做一个很好的模拟。从地震开始发生，到地震如何

破裂、如何发展、如何停止，所有的过程我们都可以模拟出来。常规的求解地震破裂过程的方法有：有限差分法、谱元法、有限元法、边界元法等等。其中的边界积分方程方法（boundary integral equation method, BIEM）甚为适合求解这类问题，求解的精度最高，因为这种方法本身最符合描述边值问题。

利用边界积分方程方法，我们发现地震破裂总体而言，存在三种破裂形态：第一种是超剪切破裂（supershear rupture），其破裂速度大于剪切波速度；第二种是亚剪切破裂（sub-rayleigh rupture），其破裂速度始终不超过剪切波速度；第三种我们称之为自停止破裂（self-arresting rupture）。前两种破裂，只要模拟的时间足够长，破裂会一直进行下去，但是对于自停止破裂，破裂传播到一定程度，它就会自己停止。

为了确定这三种破裂的参数范围，我们进行了数值模拟实验。由于计算能力的限制，网格不能无限减小，我们观察随着网格由大逐渐减小时，三种破裂类型之间界限的变化趋势，进而预测出三种破裂类型之间的界限（图 5）。

上面的地震破裂相图是全空间的情况，我们的工作主要是将全空间的情况发展到半空间，半空间没有简单的格林函数，没有解析解，所以都是数值解，计算量非常大。在半空间的情况下，我们发现，在全空间下的亚剪切破裂全部变成了超剪切破裂，地震破裂相图只存在超剪切破裂和自停止破裂两种状态。为什么亚剪切会变成超剪切呢？这是由于自由地表的作用，我们称之为自由地表诱发的超剪切。以上的结论都是假设断层的埋深为零，当断层埋

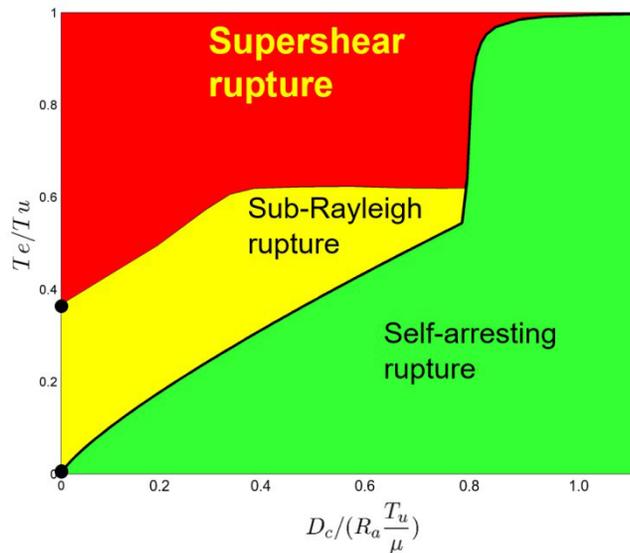


图5 地震破裂相图

深不为零时，地震破裂相图介于全空间和半空间相图之间，存在亚剪切破裂区域，但是该区域有所减小，埋深越深，越接近于全空间情况。另外断层角度变化时，地震破裂情况也有所不同，但是对于地震破裂类型没有影响，对于地震能量有影响。

我们的研究也可以对地震灾害防御工作提供借鉴意义，现行的地震预警原理基于：造成地震破坏的地震能量，比如S波，传播速度低于P波波速，P波和S波的到达时间差是地震预警的保障。根据我们的研究，如果地震断层的埋深为零或很浅（< 100m），大的走滑型地震一旦失稳破裂，一定会成为超剪切破裂，至少会成为地表诱发超剪切破裂；与亚剪切破裂相比，超剪切破裂的振幅大，大振幅震相传播速度快（> S波速度，接近P波速度）且沿断层法向衰减慢。这意味着：超剪切地震破坏性大（地表震动大、范围广、震动频率高），且破坏性大的震相与P波到时差很小，这将对地震预警造成巨大挑战。

3. 地震破裂相图的发展

早期研究主要发现亚剪切破裂，后来在模拟和实验以及实际资料当中，都发现了超剪切破裂。这两者都是非常清楚的，在我们的计算当中，发现了自停止的破裂。之前，没有人关注自停止破裂，因为过去关于震源动力学模拟的研究都将其当成不成功的数值实验。但是我们坚信这种自停止破裂是符合物理规律的，它是按照弹性力学的物理框架来发展的，对于这种破裂的描述完全是基于数学，没有不合理的地方。所以这种传播到一定程度自己停下来的破裂，也是一种物理结果，是根据我们给定的初值得出的物理结果，不是一个失败的数值模拟实验。

为了验证自停止的破裂到底是不是由地震产生的真实的物理现象，我们依据实际地震进行了模拟研究，给定一系列台站，台站记录到的地震图、地震矩、地震矩速率、破裂谱与实际资料完全符合，因此这就是一个真实的破裂。



过去对于破裂的分类是根据破裂速度和 S 波速度的差异，如果按照以前的分类方法，我们观察到的破裂现象应该划分为亚剪切破裂，但是这并非这种破裂最本质的特征，它的最本质特征是：随着传播到了一定程度，它会自己停止。超剪切破裂和亚剪切破裂本身不会停止，也就是说如果没有外界的干预，它们会一直破裂下去。因此我们将其命名为自停止的破裂（self-arresting rupture）。

为了研究自停止的破裂的大小，我们做了一系列实验，发现自停止破裂的地震震级可以是 3.7、5 级甚至是 6 级，所以这种自破裂的地震是完全有意义的，我们平时多见的很多地震就落在这些震级范围内。

4. 地震临界震级

临界震级的客观定义一直是个未解决的问题。如果我们的地震破裂相图是正确的，我们从逻辑推理就可以确定地震的临界震级。在地震相图上，随着由自停止破裂逐渐向亚剪切破裂接近，地震的震级逐渐增大，地震始终会破裂到一定范围然后停止，但是自停止破裂地震的震级始终存在一个上限值，超过这个上限值，自停止破裂就变成了亚剪切破裂，因此我们可以以这个上限值来定义临界震级。

对于超剪切破裂地震和亚剪切破裂地震，它们只有遇到外部几何、地质特征发生较大变化时，即破裂强度特别大的位置，破裂才会停止。因此对于大地震，其震级依赖于外部环境，而不是初始值。但是对于自停止破裂的地震，其震级大小完全取决于初始值。从某些方面讲，其震级似乎是可预测的，如果可以找到与其相关的基本参数，就可以根据其初始震相，预测其

震级，或者给出它的上限。

另一个比较受关注的问题是超剪切破裂的下限是多少？一直以来都无法得到解决，下限是不是 6.5？用我们的观点看：超剪切破裂的下限一定不超过自停止破裂的上限，也就是说地震的临界震级就是超剪切破裂的下限。

在理想情况下，如果地震的初始参数是已知的：自停止地震的震级是可以预测的；或者我们可以预测大地震（特征地震）的震级大于临界震级；特征地震的震级可以通过地质调查或者动力学断层模拟估计出来。

5. 小地震的新机制

自停止破裂是小地震的一种机制。小地震和大地震之间差异很大，在某些情况下利用小地震来预测大地震是不成立的。小地震很有可能就是自停止破裂的地震。

根据我们的研究，如果地震是自停止破裂的地震，还没有碰到地质条件突变的位置，它就自己停止了，所以它的谱比较光滑，没有 stopping phase（图 6 上半部分表示自停止破裂的地震）。传统的 Crack 模型，只有碰到地质条件突变的位置，它才会停止，所以它的谱存在 stopping phase（图 6 下半部分表示传统的 Crack 模型）。对美国 Parkfield 地区的实际地震资料分析中，我们也发现了这种规律。依据他人研究低频地震（low-frequency earthquake）给出的震源参数，初步模拟研究表明：仅不破开成核区的自停止破裂能够同时满足低频地震的震源参数。

根据以上的研究，我们提出的自停止破裂，这是一种新的破裂方式，其最终大小取决于其在理想条件下的成核参数（断

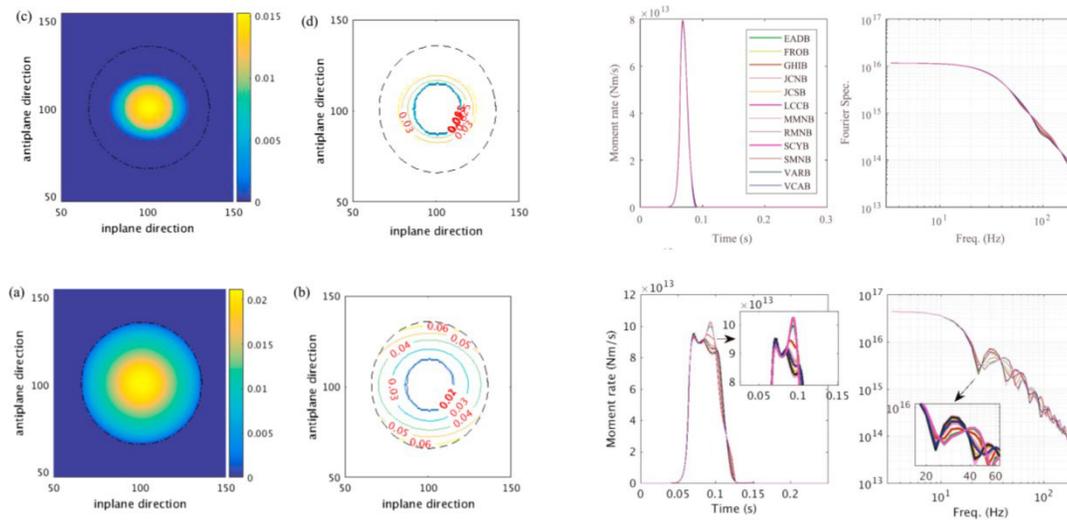


图6 自停止破裂地震与非自停止破裂地震特征对比

层面、破裂空间等)。通过计算自停止破裂的最大震级曲线，我们可以确定地震临界震级。地震破裂相图模型可以解释特征地震模型，并确定超剪切地震的下限。通过对地震相图的研究，我们发现地震学中许多看似互不相关的现象，其实本身都有内在的联系，这种联系的本质还是弹性动力学方程，还是没有跳出物理规律和牛顿力

学。也就是说弹性动力学方程不仅可以解释地震波问题，同时也可以解决许多我们过去不理解、不知道如何去做的问题。我们的研究基于动力学破裂模拟提供了对地震物理学研究的新观点，许多问题都可以开展进一步的挖掘研究。

以上就是我今天报告的全部内容，谢谢大家！

主要参考文献

- Wang J N, Wu G X, Chen X F. Frequency-Bessel transform method for effective imaging of higher-mode Rayleigh dispersion curves from ambient seismic noise data[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2019, 124.([链接](#))
- Wen J, Chen X, Xu J. A dynamic explanation for the ruptures of repeating earthquakes on the San Andreas Fault at Parkfield [J]. *Geophysical Research Letters*, 2018, 45(20): 11116-11122.([链接](#))
- Xu J, Zhang H, Chen X. Rupture phase diagrams for a planar fault in 3-D full-space and half-space [J]. *Geophysical Journal International*, 2015, 202(3): 2194-2206.([链接](#))

【说明：本次记录基于陈晓非院士的报告发言整理而成，有所删减。感谢陈棋福研究员、郝金来副研究员对本文的修订。】



现今和早期岩浆系统的动力学过程

报告人：Boris Kaus | 整理：王欣欣（岩石圈室）

摘要：岩浆系统如何工作，地幔熔体如何运移到地表，地球早期地壳如何生成？这些复杂的动力学演化过程是迄今为止尚未解开的谜题。难点在于问题的时空跨度：地幔演化如此漫长，而岩浆作用相对如此迅速，其空间跨越厘米到千公里尺度，时间跨越分钟到若干个百万年。Kaus 教授利用地球动力学数值模拟方法，研究了现今地球内部的岩浆运移过程，认为岩墙扩展和多次岩浆脉冲可以显著地加速地幔岩浆的上涌和侵位，是岩浆从软流圈到地表运移过程的控制因素；以美国黄石公园为例，模拟研究了活跃岩浆系统的物理过程，并得出岩石圈内部岩浆房连通性、岩石圈塑形变形和地壳粘性等因素控制着模型系统的表面抬升速率；同时，通过数值模拟研究早期地球的岩浆动力学演化过程，有效地重构出早期地壳的形成过程。

一、地球的岩浆系统

我们了解到，俯冲带将地表的水带入到地幔，并在一定深度发生反应，释放出水。俯冲带的脱水反应，导致上覆地幔楔发生部分熔融，而熔体沿着某种路径向上运移，让系统更加复杂。地幔深部产生的熔体一般是铁镁质的，但多数大陆地壳却是长英质熔体，说明熔体的化学成分在运移过程中发生过改变。

岩浆系统到底如何工作？图 1a 摘自 2014 年 Grotzinger 和 Jordan 写的一本关于理解固体地球动力学演化的书。图中显示，地球深部岩浆房的岩浆不断上涌，并在地表喷发，从而形成火山。但是，我们并不清楚这种岩浆系统工作模式的正确性。那么将如何判定？目前我们有两种方式，分别为地球物理学和地质学，其中地球物理

学为我们提供当前岩浆系统的结构。2015 年，Kiser 等人获得圣海伦火山的纵波速度结构，实心点表示地震，颜色代表纵波速度值（图 1b）。图中较低的纵波速度值，可能由岩浆导致，代表岩浆的位置和形态。但是，高温或者物质差异等因素也可以造成纵波的低速异常，导致我们不能直接确定为岩浆成因。而且，地震波的波长有几公里长，其中低于该波长的异常体无法被地球物理学成像。因此，地球物理学只能为我们提供一幅现今地球的间接图像。下面我们再看地质学证据。图 1c 显示了 Terres del Paine 地区的围岩和花岗岩，代表岩浆系统的一部分。地球内部的岩浆侵入到地壳，结晶后生成花岗岩，经过后期的构造改造，暴露在地表。这一复杂岩浆结晶过程是研究地球岩浆系统的至关重要一环。研究表明，地球内部 5% 或者 10%



的岩浆喷出到地表，生成火成岩，而剩余 95% 或者 90% 的岩浆则保留在地球内部。地球物理研究也发现，地壳内部不存在全部熔融导致的岩浆房，只存在部分熔融导致的岩浆房。然而，目前我们并没有完全掌握岩浆系统的具体演化过程。最主要

的原因在于，没有建立联合地球物理学和地质学的数值模型，用于定量地模拟岩浆系统的演化过程，其中包括岩浆从地幔到地表的运移过程。近几年，我们课题组一直做这一部分工作，目前也获得了一些成果。

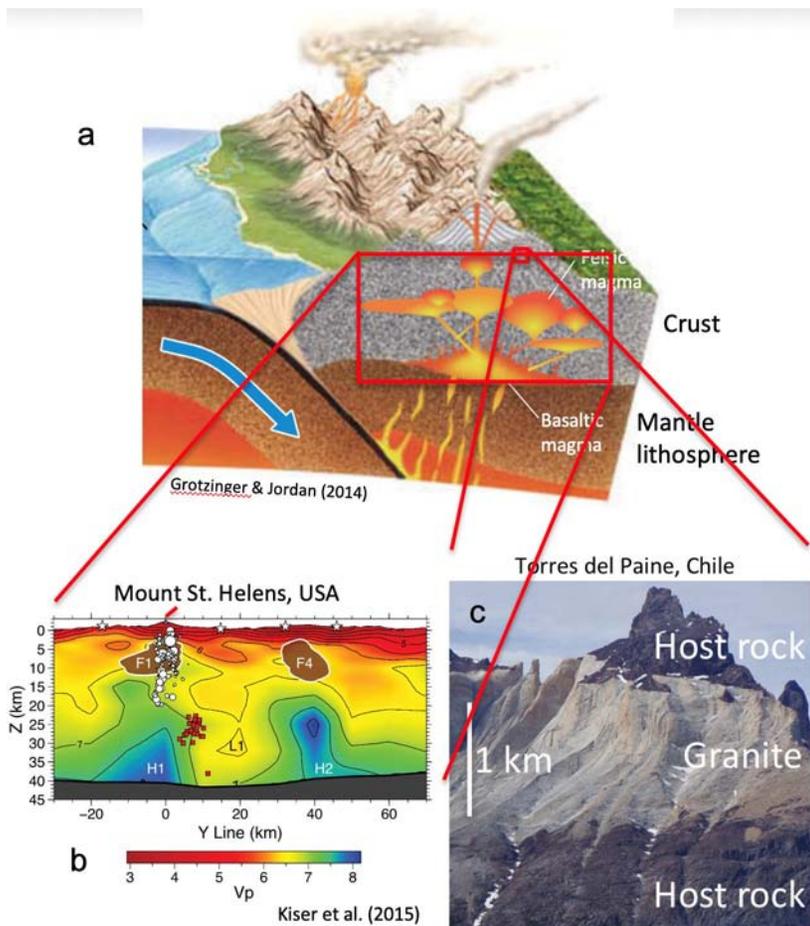


图 1 岩浆系统示意图

二、岩浆脉冲的数值模拟研究

我们发现 Torres del Paine 地区的岩浆岩并不是均质的，其中花岗岩来自三个不同的岩浆脉冲（图 2）。目前我们可以精确地追溯出该地区多期岩浆脉冲的侵入时间和深度，其中岩浆脉冲的侵入深度约为 3

千米。地质或者地球物理证据发现，许多地区出现多期岩浆脉冲形成的基岩，例如阿尔卑斯和意大利北部等。下面我们需要思考几个问题。为什么没有产生火山？为什么岩浆发生侵入而不是喷发？这些问题的答案，我们还不得而知。

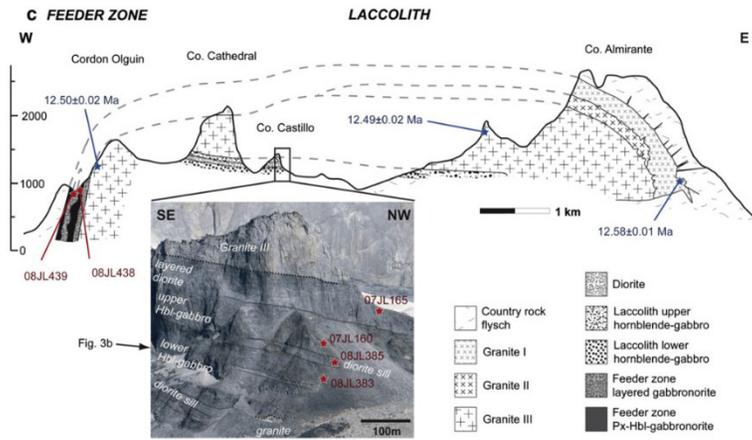


图 2 Torres del Paine 地区的地质构造图

基于以上地质学的研究证据，我们利用 MVEP2 软件设置了二维热 - 力学初始模型（图 3a）。在数值模型中，花岗质岩浆脉冲源于大陆岩石圈地幔的顶部，初始

温度为 900 °C，熔融程度达到 100%；每隔几千年，在相同位置设置新的岩浆脉冲，并用不同颜色代表不同期次的岩浆脉冲（图 3b）。

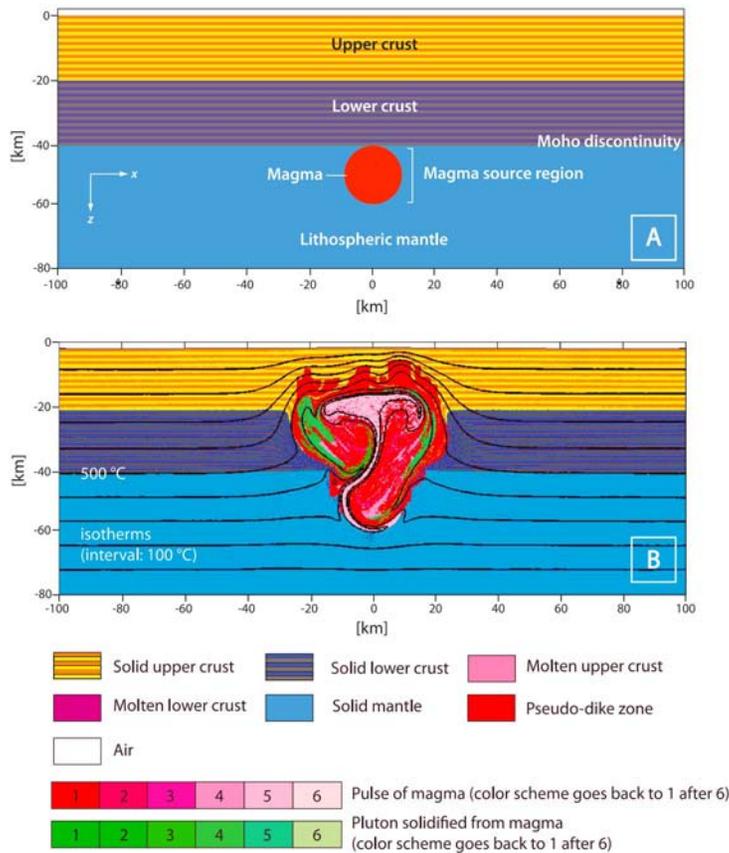


图 3 数值模型初始设置 (a) 和不同期次岩浆脉冲颜色 (b)



我们选取半径 10km、时间间隔 1Myr、多期次的圆形岩浆脉冲作为参考模型，并在模型中设置岩墙，模型演化结果如图 4。我们计算发现，温度较大、粘度较低的岩浆脉冲首先突破壳-幔边界，上升到下地壳；第二个岩浆脉冲出现后，花岗质岩浆继续上涌，在下地壳形成一个岩墙带；随着多次岩浆脉冲的持续加入，下地壳产生多个岩墙带，致使岩浆突破上-下地壳边界；随着岩墙带在上地壳不断产生，岩浆最终上涌到地壳浅部。

通过改变花岗质岩浆脉冲的尺寸、次数、间隔以及岩墙扩展等，我们得出影响岩浆运移的关键因素。如果模型中没有岩墙扩展作用，多期次岩浆无法突破上-下地壳边界，无法侵入到上地壳浅部；如果模型中只有一个岩浆脉冲，岩浆向上运移很短一段距离后，会迅速冷却，无法在上地壳形成侵入岩。因此，多期次的岩浆脉冲和岩墙扩展是岩浆系统侵入上地壳浅部的控制性因素。

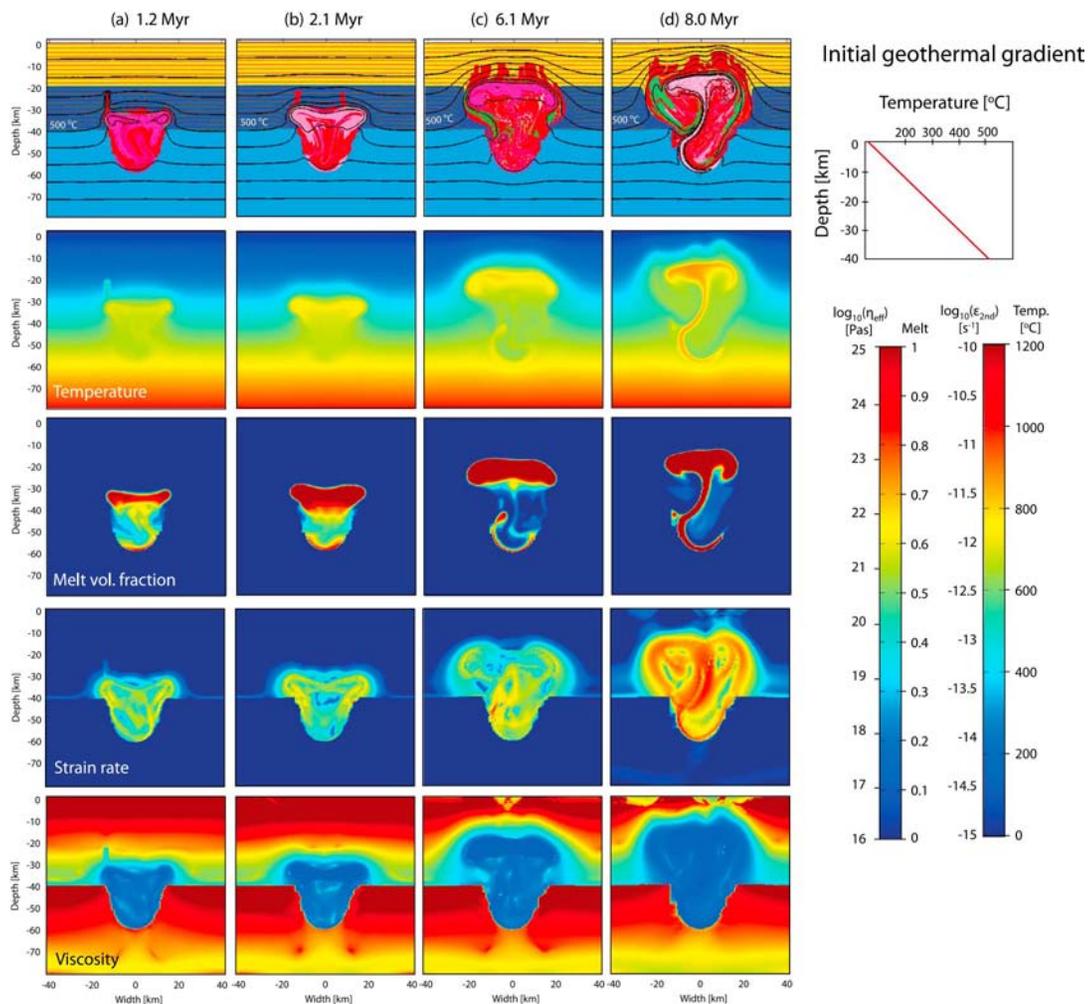


图 4 参考模型中岩浆脉冲的演化结果



三、活跃岩浆系统的数值模拟研究

我们之前讨论的数值模型主要基于地质学证据，下面我们着重讨论地球物理学证据。图 5a 是黄石公园超级火山及其相邻区域深部结构的地震层析成像结果。结果显示，黄石公园超级火山之下的上地壳和下地壳各存在一个较大的地震波低速异常

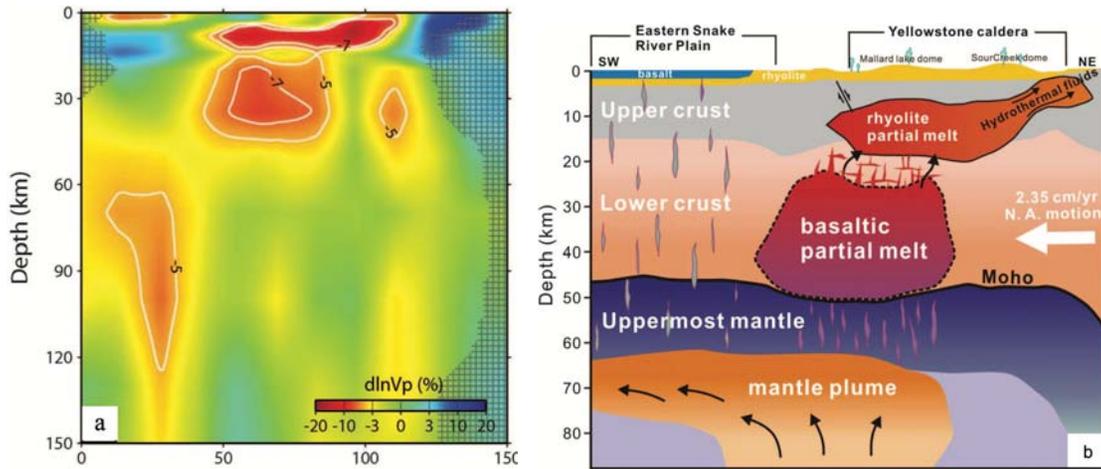


图 5 黄石公园及其相邻区域深部结构的地震层析成像结果 (A) 和岩浆系统示意图 (B)

当然，地球科学家对黄石公园超级火山区域也进行了其他方面的研究，例如重力学研究发现火山区域存在高达 -50mgal 的重力异常，GPS 研究确定出其表面抬升速度以及水平运动速度和方向等。然而，现今岩浆系统如何工作才能导致这种物理状态，是岩浆本身的浮力，还是岩浆房之间的相互连通。

我们利用三维并行热-力学软件 LaMEM 研究黄石公园超级火山岩浆系统的物理机制。LaMEM 由我们课题组利用有限差分方法编写而成，可以计算粘-弹-塑性流变、自由表面、相图、重力异常等参数的变化。考虑到输入参数多、计算量大，

区域，均代表岩浆房的位置。图 5b 给出地幔柱供给深部热物质-下地壳形成玄武质岩浆房-上地壳形成流纹岩质岩浆房的关系示意图。然而，图 5 只能给出定性的理论关系。上地壳和下地壳的两个岩浆房形成的具体机制和过程？它们之间是否相互连通？为什么下地壳位置的岩浆房更大？为什么岩浆不在东蛇河平原下方聚集，而在黄石公园下方？这一系列的问题需要我们进一步研究。

我们将 LaMEM、伴随算法和重力反演相结合，用于确定影响研究区域现今岩浆系统物理状态的关键因素。基于地震层析成像结果 (Huang, 2015)，我们设置了初始模型 (图 6a)，其中地幔柱、玄武质岩浆房和流纹岩质岩浆房分别设置在地幔浅部以及上、下地壳底部，而连接它们的黑色区域则代表阀门，通过控制阀门的开关，可以控制它们之间的连通性。

通过计算模型中岩浆系统的有效密度，测试岩浆房的连通性、地壳和上地幔的流变属性等参数，我们得出最符合本研究区域的模拟结果 (图 6b)。我们研究发现，如果岩浆房之间没有连通，模型最高的表面

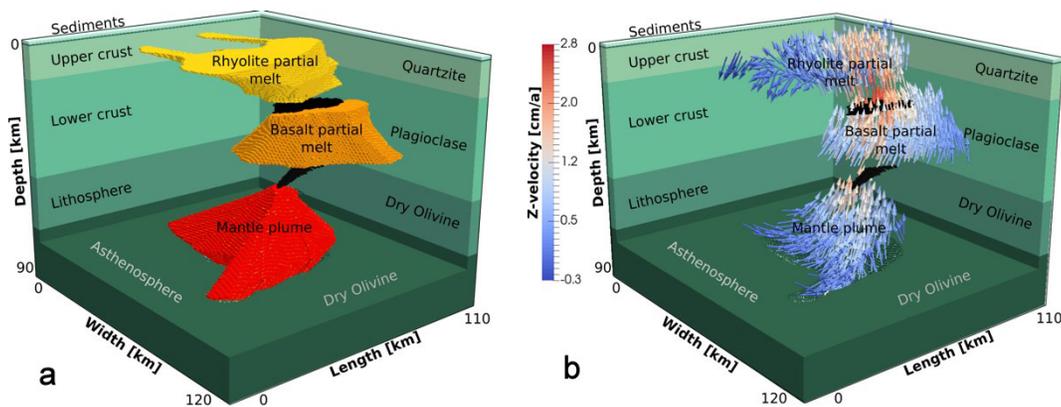


图6 黄石公园超级火山区域岩浆系统的初始模型设置 (a) 和计算结果 (b)

抬升速率仅有 $\sim 0.2\text{cm/yr}$ ；如果岩浆房之间相互连通，上地壳的流变属性为塑性，那么表面抬升速率可达 $\sim 1.2\text{cm/yr}$ ，与观测值相符；如果岩浆房之间相互连通，地壳的流变属性为粘性，那么表面抬升速率会更高。因此，黄石公园超级火山表面抬升的驱动力不仅是岩浆本身的浮力，还需要岩浆房的相互连通以及塑性的上地壳。

四、地球早期岩浆系统的数值模拟研究

下面介绍我们课题组针对地球早期岩浆系统的部分研究工作。与现代地球不同，太古代时期地幔的温度较高，导致其软流圈存在更多的熔体组分，地壳含有较高的镁。然而，现今观测到的太古代陆壳主要由英云闪长岩-奥长花岗岩-花岗闪长岩 (tonalite-trondhjemite-granodiorite) 组成，指示其源自富水和低镁的玄武岩，并不是高镁的陆壳。为什么现今不存在高镁的太古代地壳？英云闪长岩-奥长花岗岩-花岗闪长岩的太古代陆壳又是如何产生的？

2014年，我们利用地球动力学数值方法模拟太古代地壳的形成过程，已将研究

结果发表在 *Nature Geoscience*。基于太古代温度结构和物质组成，我们利用 *Perple_X* 程序计算出其密度结果，发现较厚的地壳底部已经发生榴辉岩化，其密度大于软流圈顶部的密度值。图7a是我们计算太古代地壳演化的初始模型设置，其中白色线段代表地壳的榴辉岩化部分，蓝色区域代表其余地壳，黄色区域代表部分熔融的软流圈。我们的计算结果显示，密度较大的下地壳底部，致使其重力不稳定而发生拆沉；拆沉的地壳物质向下运移，导致模型上部形成新的地壳（绿色部分），下部粘度低的软流圈物质上涌（图7b）。上述较沉地壳拆沉-新地壳形成-软流圈物质对流的循环过程反复进行，直到模型稳定。但是，该模型存在一些缺点，例如模型演化过程中没有生成英云闪长岩-奥长花岗岩-花岗闪长岩的太古代陆壳等。

基于地球化学研究结果，我们将物质的化学成分变化计算进热-力学模型中，这种模型称为岩石-热-力学模型。在数值模型中，每当物质部分熔融程度达到15%时，熔体被抽离；当25%或者40%的熔体被抽离后，模型物质相图发生改变；被抽离后的熔体转换为无水侵入岩和富水喷出

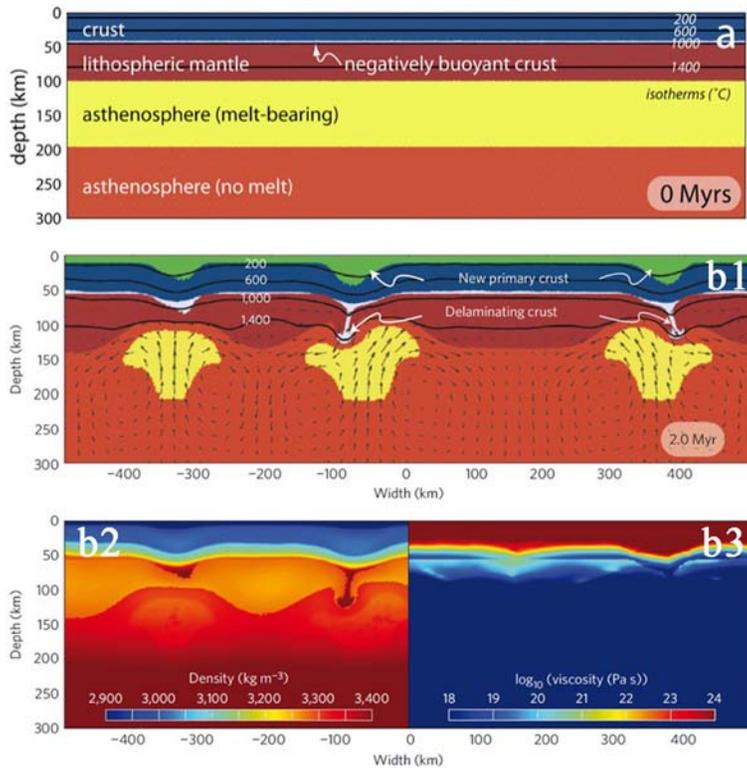


图 7 太古代地壳演化的热-力学初始模型设置 (a) 和计算结果 (b)

岩。图 8 为太古代陆壳形成过程的岩石-热-力学模型研究结果。太古代地壳形成过程主要分为三个阶段，依次为孵化 (图 8a)、滴落 (图 8b) / 板内变形 (图 8c) 以及稳定 (图 8d) 阶段。在孵化阶段，温度较高的富水软流圈顶部物质首先发生部分熔融，每当熔融程度达到 15% 后，熔体被抽离并转化为镁铁质侵入岩和喷出岩；剩余较重的软流圈顶部物质向下运移，导致深部软流圈物质上涌并发生解压熔融，继续生成镁铁质侵入岩和喷出岩；随着镁铁质侵入岩在地壳底部不断的累积，由于其密度较大，最终会失衡向下滴落 (图 8b)。在滴落 / 板内变形阶段，镁铁质侵入岩与岩石圈地幔一起向下滴落，长英质地壳物质的比重不断增加；地壳和地幔持续冷却，地壳厚度不断增加。最终，模型进入稳定

阶段，地壳长英质比重缓慢增加，镁铁质残余地壳缓慢滴下 (图 8d)。我们发现太古代地壳的不稳定是由镁铁质成分导致，并不是榴辉岩化。

五、结语

最后，我对这次报告内容进行简单地总结。多次岩浆脉冲和相互连通的岩浆通道有助于岩浆在岩石圈内部的运移，而且早期地球与现今地球的岩浆系统有许多相似性。但是，岩浆系统在地球内部的运移是一个复杂的问题，仍然需要我们投入更多的精力深入研究，争取更好地理解岩浆系统的工作过程和机制。

说明：本次记录基于 Boris Kaus 的发言整理而成，略有删减。

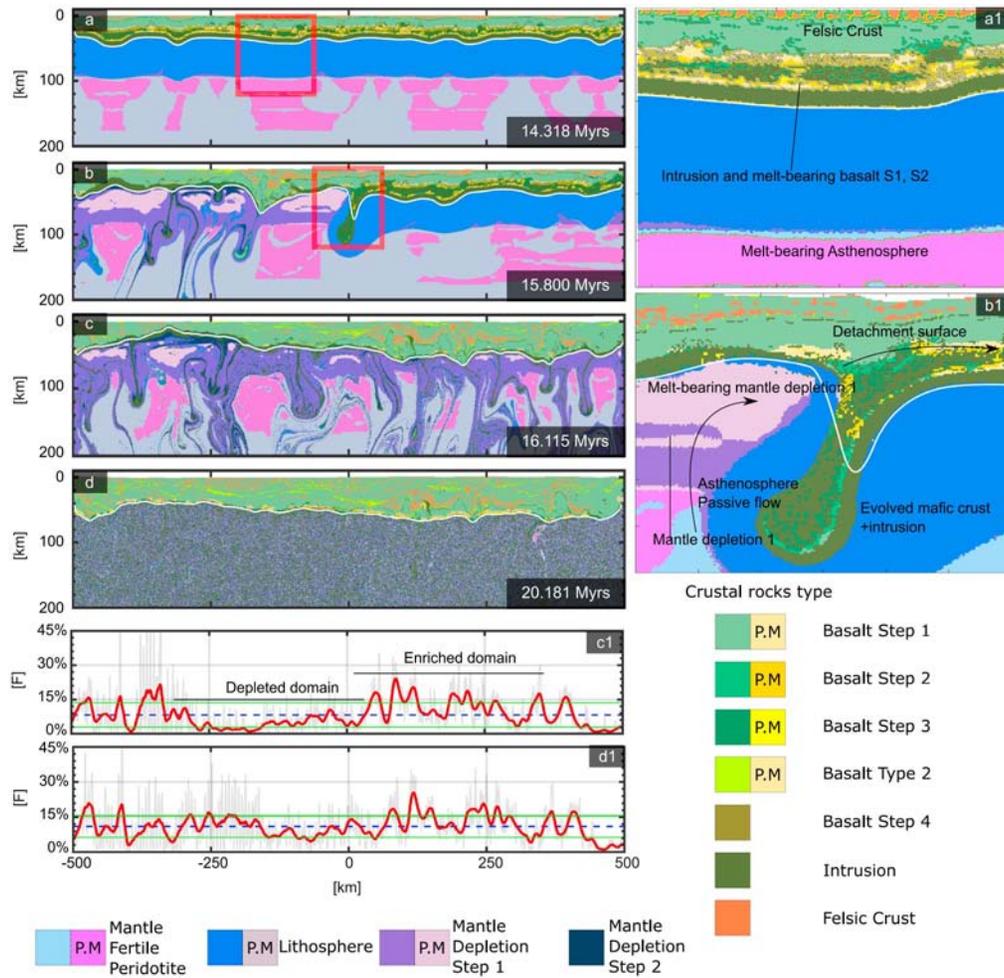


图 8 太古代陆壳形成的岩石 - 热 - 力学模型演化结果

主要参考文献

- Cao W, Kaus B J P, Paterson S. Intrusion of granitic magma into the continental crust facilitated by magma pulsing and dike-diapir interactions: Numerical simulations[J]. *Tectonics*, 2016, 35(6): 1575-1594. (链接)
- Johnson T E, Brown M, Kaus B J P, et al. Delamination and recycling of Archean crust caused by gravitational instabilities[J]. *Nature Geoscience*, 2014, 7(1): 47-52. (链接)
- Piccolo A, Palin R M, Kaus B J P, et al. Generation of Earth's Early Continents From a Relatively Cool Archean Mantle[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2019, 20(4): 1679-1697. (链接)
- Reuber G S, Kaus B J P, Popov A A, et al. Unraveling the physics of the Yellowstone magmatic system using geodynamic simulations[J]. *Frontiers in Earth Science*, 2018, 6: 117. (链接)



大西洋中脊核杂岩地球物理研究进展

报告人：Juan Pablo Canales | 整理：南方舟（油气室）

摘要：大洋核杂岩及其发育的热液系统往往赋存块状硫化物矿床，是产生 H_2 、 CH_4 及其他非生物成因有机化合物的场所，对于研究该区域碳循环及早期地球生命具有重要意义。2003 ~ 2004 年，Canales 教授等通过大西洋中脊 TAG 热液活动区 4 次 OBS 探测试验结果，认为热源可能来自于拆离断层下盘下方深部 ($> 7km$) 岩浆体的侵入。2013 年，他们对大西洋中脊 Rainbow 热液活动区综合地球物理探测，发现 Rainbow 区的下地壳存在众多沿脊轴侵入的辉长岩岩浆透镜体，Rainbow 地块由上隆的地幔物质构成，并被这些 600-800m 长的辉长岩透镜体侵入；在热液活动区下方，流体循环主要受侵入岩体底部的小型冷却熔融体驱动，蛇纹石化放热为热液系统提供了热源，深部热裂隙及浅部断层网为其提供流体通道。Rainbow 区域探测到的高密度持续稳定的微地震主要是由于蛇纹石化体积膨胀产生的岩石热破裂所造成。通过多次探测实验，Canales 教授等揭示了 TAG 热液系统及 Rainbow 热液系统的形成机制，并被业内专家普遍接受。

对于我来说，这是第一次来到中国，非常荣幸能够在这里做报告，感谢地质地球物理研究所提供这次交流学习的机会。今天的报告我将介绍下我参与的与大洋核杂岩相关的地球物理探测项目，这些项目的都是美国国家自然科学基金委赞助的。今天的报告主要分三个部分：

- (1) 大洋核杂岩概述及洋壳热液系统；
- (2) 大西洋中脊 TGA 热液区地震探测；
- (3) Rainbow 区综合地球物理探测。

1 大洋核杂岩及热液系统

大洋拆离断层是位于岩石圈深部的大偏移距正断层，位于大洋中脊的两侧，代表着

海洋岩石圈的增生的一种模型（图 1，Chapman 模型），与传统的岩浆模型（Penrose 模型）完全不同。大洋核杂岩生成于洋中脊拆离断层区域，是联系深层岩石和构造活动（地幔柱、局部应变和地壳增生）的纽带。

热液系统是深海极端环境的重要组成部分和典型代表，汇聚了多种极端物理化学环境且复杂多变，相比深海非热液区，现代热液喷口及周围存在丰富度高、更为多样性的生物群落，此外热液喷口处的嗜热微生物的生存环境与地球早期环境类似，因此被认为是研究生命起源的关键。图 2 所示为 I 型、II 型和 III 型热液系统相对于岩浆中心和断层的位置（Kelley and Shank, 2010）。

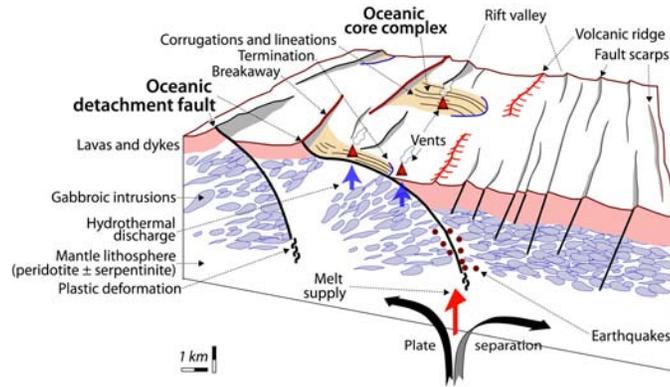


图 1 Chapman 模型 (Escartín and Canales, 2011)

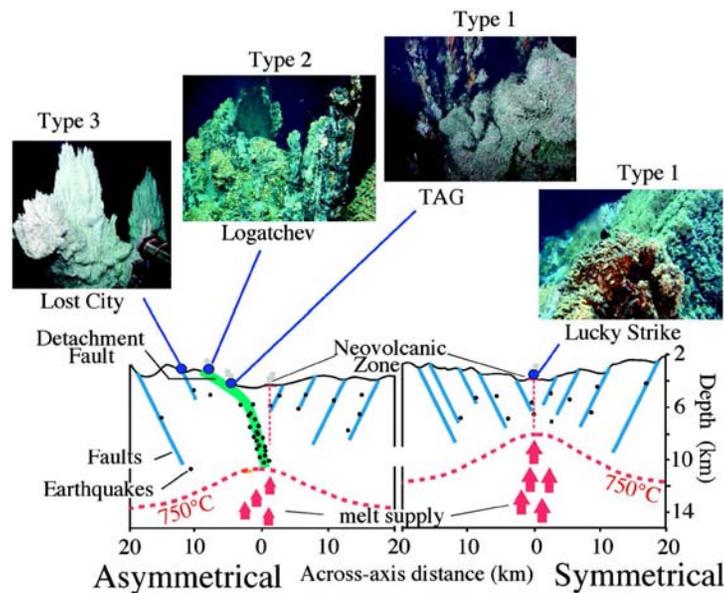


图 2 I 型、II 型和 III 型热液系统相对于岩浆中心和断层的位置 (Kelley and Shank, 2010)

为探究中-大西洋中脊 TAG 热液活动区和 Rainbow 热液活动区成因，伍兹霍尔海洋研究所联合多家单位进行了多次的地球物理探测。

2 TAG 热液活动区地震探测

2.1 构造背景

TAG 热液活动区位于大西洋慢速扩张洋中脊 26°08'N, 44°50'W 位置 (图 3)，区域约为 10km×20km 大小，靠近洋中脊裂

谷的东壁，由热液沉积物、玄武岩和一系列与轴平行的断裂构成。

2.2 STAG (Seismicity and Structure of the TAG Segment) 实验

STAG (Seismicity and Structure of the TAG Segment) 实验包括四个航次：

- 2003 年 6-7 月，科考船 Atlantis 号投放长期观测被动源 OBS 及温度探头；
- 2003 年 10-11 月，科考船 Maurice Ewing 号搭载短期 OBS，进行气枪震源主动源 OBS 观测；

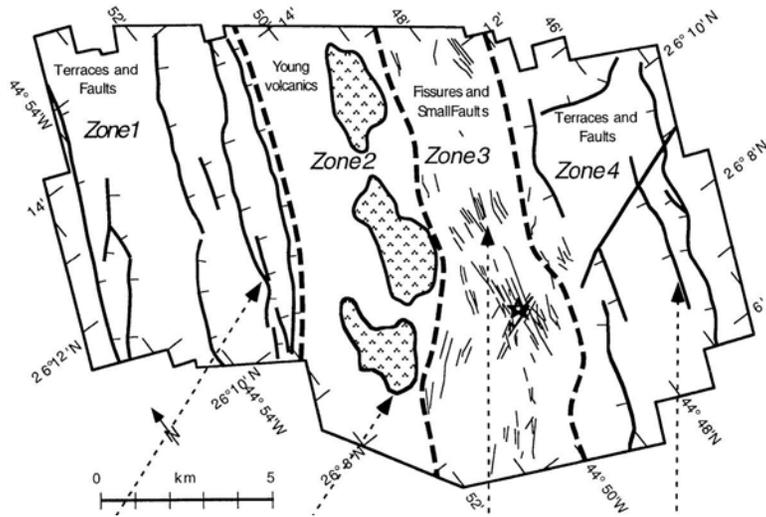


图 3 TAG 热液活动区 (Kleinrock and Humphris, 1996)

► 2004 年 3-4 月, 科考船 Knorr 号回收被动源 OBS;

► 2004 年 10-11 月, 科考船 Knorr 号回收温度探头。

(1) 被动源地震数据层析

伍兹霍尔研究所联合 Lamont-Doherty 地球天文台在 TAG 热液活动区投放了 13 台短周期 4 分量 OBS (图 4 白色圆圈, Sohn et al., 2007), 并连续观测了 9 个月, 记录到大约 19000 次 1-4 级地震事件 (约 80 次每天), 震源位置如图 4 黑点所示, 根据震源位置分析可知, 该地区地震活动主要集中在两个地区: 一个是位于中轴裂谷东侧隆起的弧形区域, 另一个区域位于东侧谷壁, 其走向平行于洋中脊。

利用拾取的 P 波初至进行层析成像, 获得垂直洋中脊剖面 AA' (图 4) 的速度模型 (图 5, Sohn et al., 2007)。我们发现洋脊中轴裂谷两侧极其不对称, 西侧部分的速度结构与中-大西洋中脊其他火山构造相似, 但是在中轴东侧被一个巨大的高速异常体覆盖, 1km 以下地层的速度超过了 6.5km/s, 而同一深度西侧新火山区的速度

为 4.5km/s。这说明在地下浅部存在下地壳和蛇纹岩化上地幔岩石, 速度异常体向中轴倾斜的角度为 $20^{\circ} \pm 5^{\circ}$, 在大约 3km 深处与西侧倾断层面相交。

通过对被动源 OBS 数据层析成像结果进行解释, 我们得到了图 5 所示的集岩石圈扩张、地壳增生和热液系统循环于一体的模型, 可以判断 TAG 热液活动区位于一个新的大洋拆离断层的上盘。在层析结果中我们并未发现地壳熔融层, 因此热液流须从海底 7km 以下汲取热量才能够保证如如此长期、高温的热液循环。

(2) 3D 地壳结构

大西洋中脊 TAG 段 3D 海底地震仪观测如图 6 所示: (a) 为 TAG 段所处位置; (b) OBS 在水深图中位置, 白色圆圈表示 OBS, 黑色实线为气枪震源轨迹 (其上标有自小到大的炮号), 阴影区为新火山带; (c) 将经纬度坐标投影到笛卡尔坐标系下, 红色 OBS 接收红色气枪震源信号, 绿色则接收绿色气枪震源信号, 白色 OBS 接收所有信号, 白色小圆点表示 Sohn et al (2007) 提到过的地震事件, 黑色实线链接震源和接

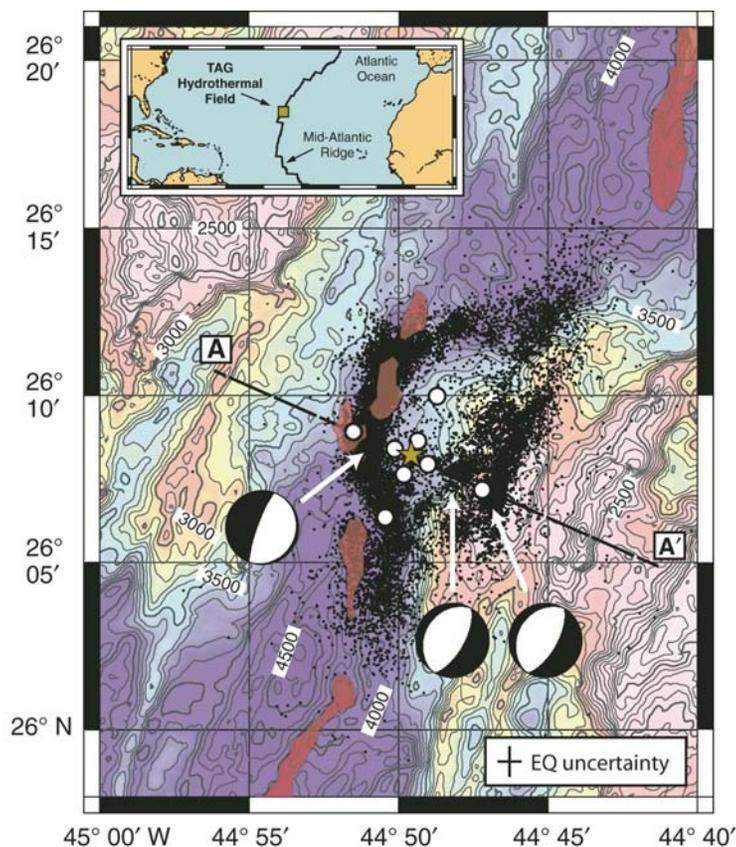


图 4 TAG 热液活动区长周期地震仪投放

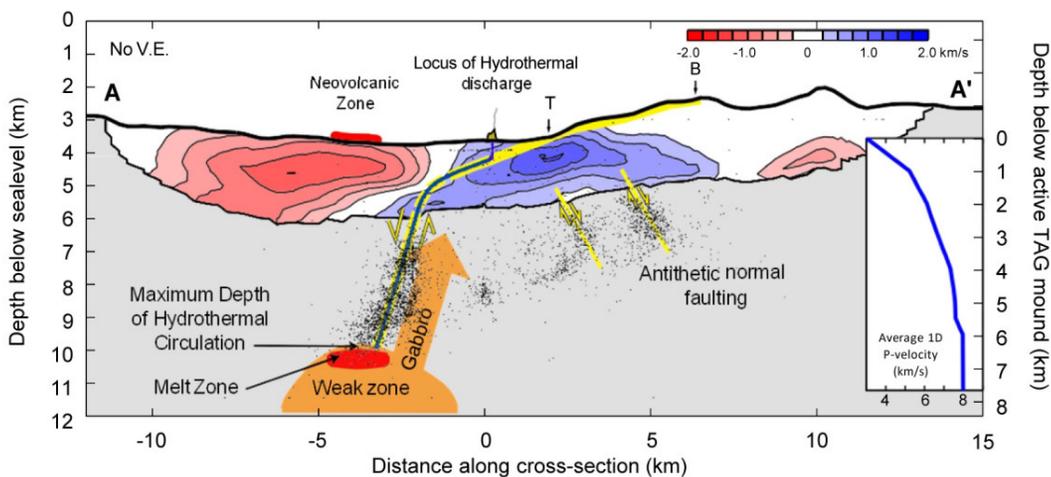


图 5 P 波层析成像结果

收器，代表之后层析反演中用到的旅行时信息。

通过拾取不同的震相信息，利用迭代的射线追踪方法，获得了图 7 所示的 P

波速度模型：取 $X=-4, -2, 0, 2, 4$ km, $Y=-8, -4, 0, 4$ km 处 8 个截面展示结果，白色区域为 0 射线覆盖区，红色三角形位置为 TAG 热液活动区。

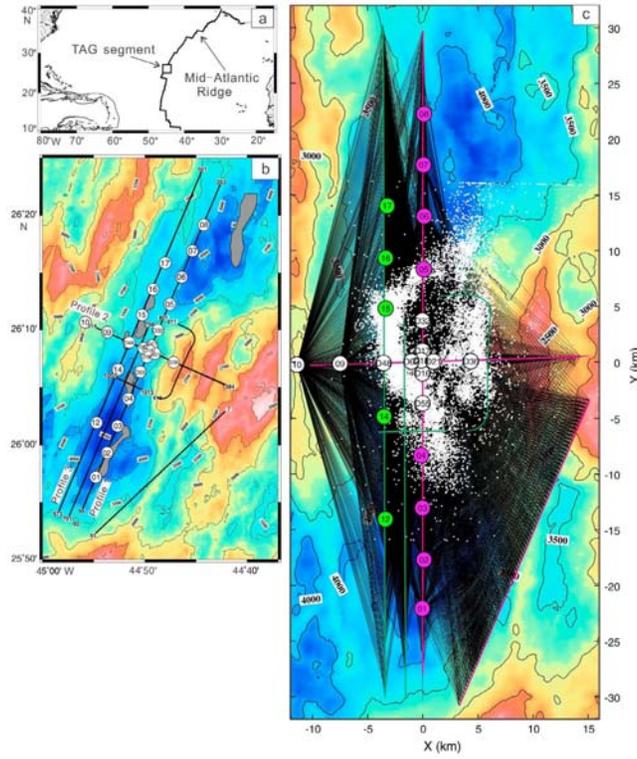


图 6 3D OBS 观测矩阵示意图

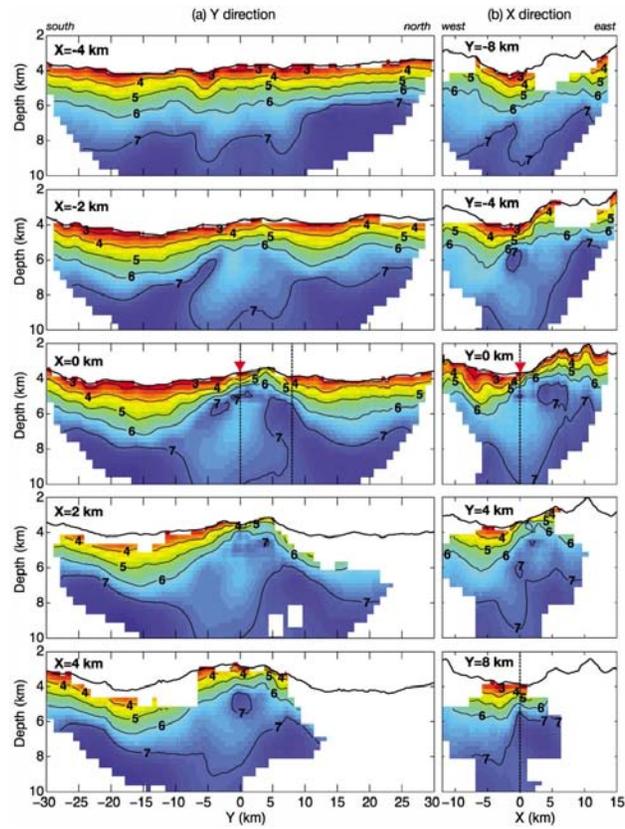


图 7 速度模型深度切片



图 8 所示为剖面 1、2 (图 6 (b)) 反演得到的速度模型侧视图 (Canales et.al., 2007), 其中半透明的黄色球面近似为断

层面, 与速度剖面中的速度异常体相对应, 同时也对应了该地区的活跃地震带 (黑色圆点为地震事件 (Sohn et al., 2007))。

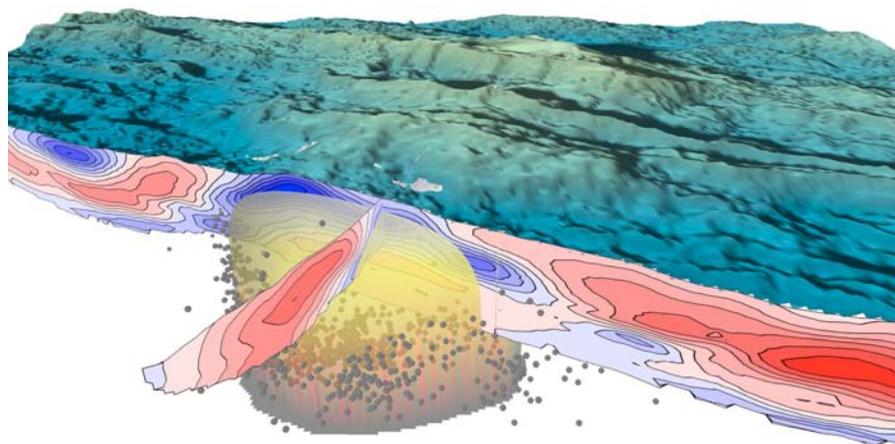


图 8 剖面 1、2 斜视图

2.3 结论

STAG 实验结果揭示了该地区拆离断层下复杂的几何构造, 在其上方大约 2km 范围内, 断层沿伸展方向和走向有 15-20° 轻微倾斜, 2km 以下位置处倾斜角度变大 (70°)。 (图 5) 这种几何形状意味着断层沿着弯曲的板块边界以高角度成核, 同时拆离断层下盘在拉升同时倾角逐渐变小。

TAG 热液活动区热液循环的热源很有可能来自于深部 (> 7km, 位于拆离断层下盘下方) 岩浆体的侵入。

3 Rainbow 热液活动区综合地球物理探测

2013 年 4 月至 5 月, 伍兹霍尔海洋研究所联合夏威夷大学, MIT 和日本 JAMSTEC 等多家单位, 针对中-大西洋中脊 Rainbow 热液活动区开展综合地球物理调查, 目的是获得该地区岩浆作用、断裂作

用、基底岩性与热液环流的关系。

3.1 构造背景

Rainbow 热液活动区位于沿洋中脊 Azores triple junction 西南方 500km 位置处, 沿该段洋中脊, 扩展轴由一系列非转换不连续和转换偏移边界的脊段组成, 这些脊段大部分是右进的。 (图 9, Dunn et.al., 2017) 本次调查实验覆盖了全部 4 处脊段, Rainbow 地块以及其他地块用灰色虚线标出, 黄色三角为 Rainbow 热液活动区。

3.2 综合地球物理调查实验

此次综合地球物理实验包括: 3D 主动源 OBS 层析成像, 2D 多道地震, 台长期观测 OBS 阵列、多波束和逆散射以及重磁数据测量。

(1) 3D OBS 层析成像

在 Rainbow 热液活动区中心沿洋中脊轴向 80km 范围、垂直洋中脊轴向 32km 范围内, 布设 46 台短周期 OBS, 其间隔为 7km。 (图 10) 气枪容量为 6600 立方英

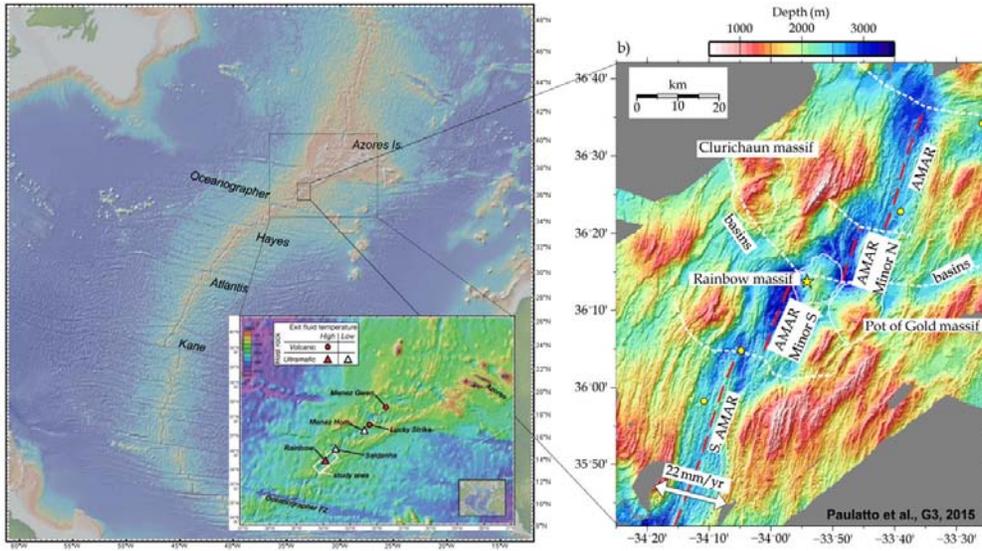


图 9 中 - 大西洋中脊 Rainbow 热液活动区

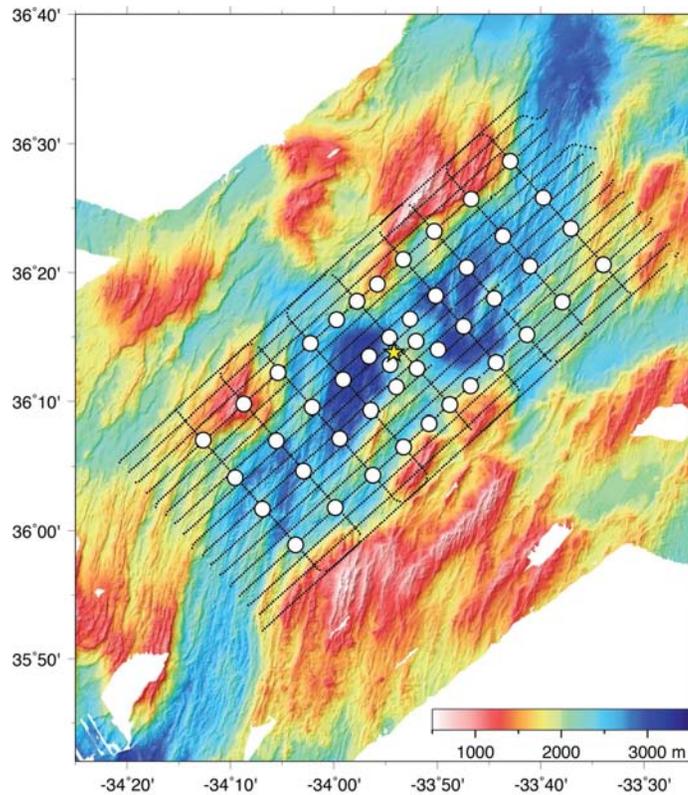


图 10 3D OBS 投放示意图

寸，总计约 3800 炮，气枪间隔 450m (约 180s)。

对数据预处理后的 OBS 数据拾取震相，进而利用旅行时进行射线追踪、层析反演，进而获得 3D 速度模型，图 10 所示为不同

方位角的垂直剖面速度模型。从大致平行于板块边界的剖面 (图 10, AA' 和 EE') 能够看出，地块下方的高速区域被拉张，都呈穹隆形态且比地块本身更为宽广。

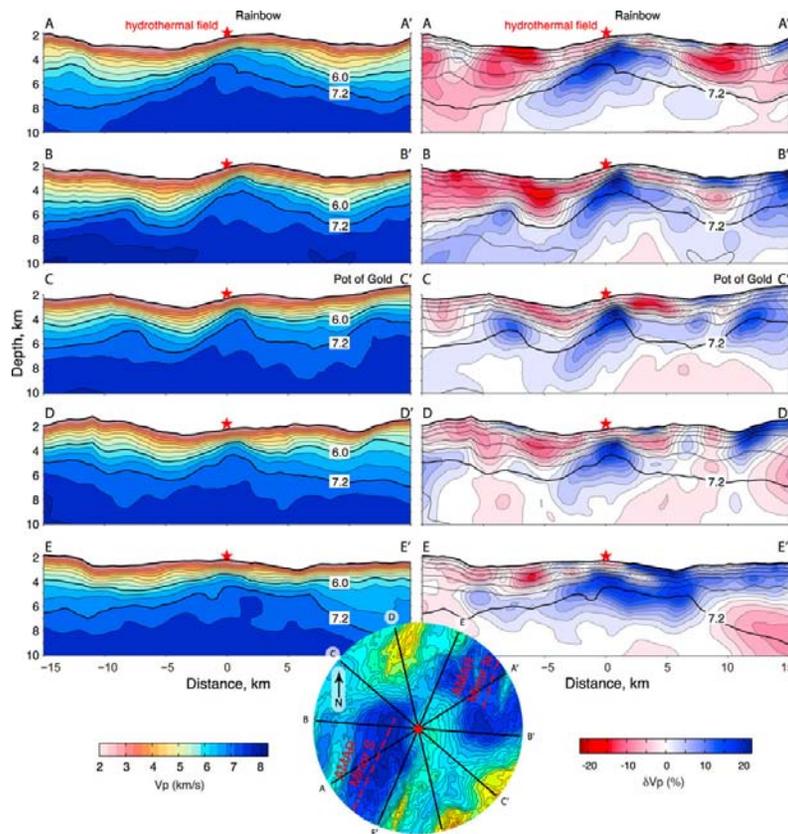


图 11 3D OBS 折射层析速度结构

(2) 2D 多道反射地震成像

为了解岩浆和构造过程如何在超基性环境中产生高温热液活动，我们在 Rainbow NTD (non-transform discontinuities) 及其附近利用多道地震展开地球物理调查 (Canales et.al., 2017)。其中包括 21 条 MCS (Multichannel Seismic) 测线 (图 12)，拖缆长 8km，包含间距为 12.5m 的检波器 636 道，气枪容量 6600 立方英寸，炮间距 37.5m。

经过观测系统定义→带通滤波→球面扩散校正→异常值滤波→地表一致性校正→反褶积→去鬼波等预处理，利用 3DOBS 层析获得的速度结构进行叠后深度偏移，得到 21 条地震剖面。

图 13 所示为剖面 106 和剖面 119 的相对 P 波速度，其中黑点表示岩浆基岩的分

布；右上图表示基岩随深度的变化；左下图表示基岩长度的分布；右下图所示为基岩位置处的 P 波速度及推测的蛇纹岩化程度，大于 7.3km/s 的可能对应于辉长岩，即 20% 以上蛇纹岩化，小于 7.3km/s 的可能对应于蛇纹岩化小于 20% 的超基性岩。

(3) 被动源 OBS 观测

在 Rainbow 热液活动区共投放 15 台长期记录 OBS (9 个月) (图 14)，成功回收 13 台，共记录 35000 个地震事件。图 15 上图所示为震源定位位置坐标，底图为高程信息，白色三角代表 OBS，坐标中心为 Rainbow 块体中心 (33.88792°W, 36.22967°N)，下图是对应上图的震源分布横截面 (红点区域)。

通过网格搜索方法在海平面以下不同

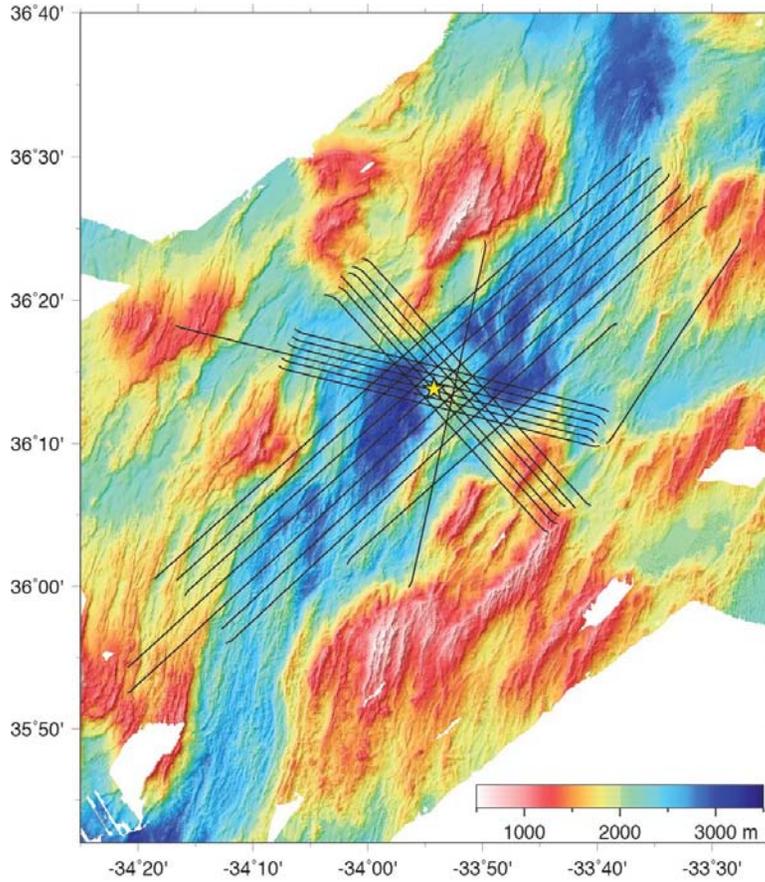


图 12 2D 多道地震反射剖面

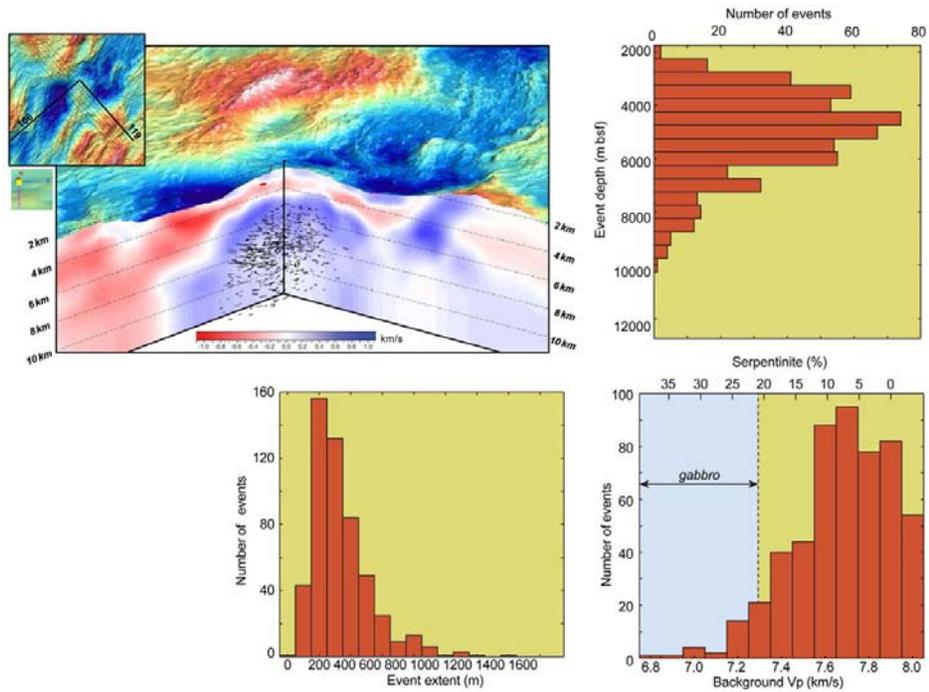


图 13 Rainbow 地块下辉长岩岩浆透镜体分布 (Canales et.al., 2017)

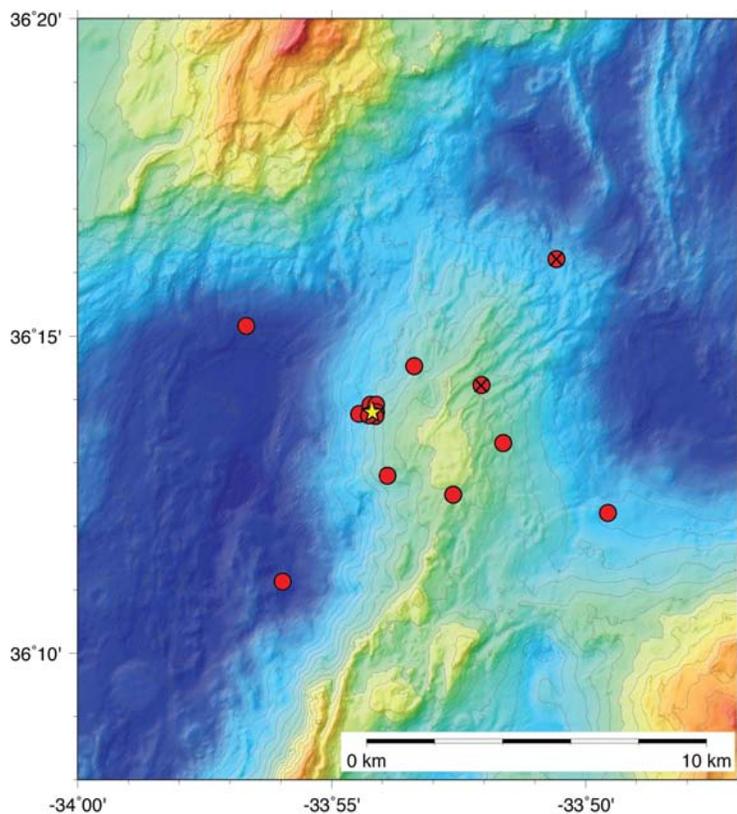


图 14 被动源 OBS

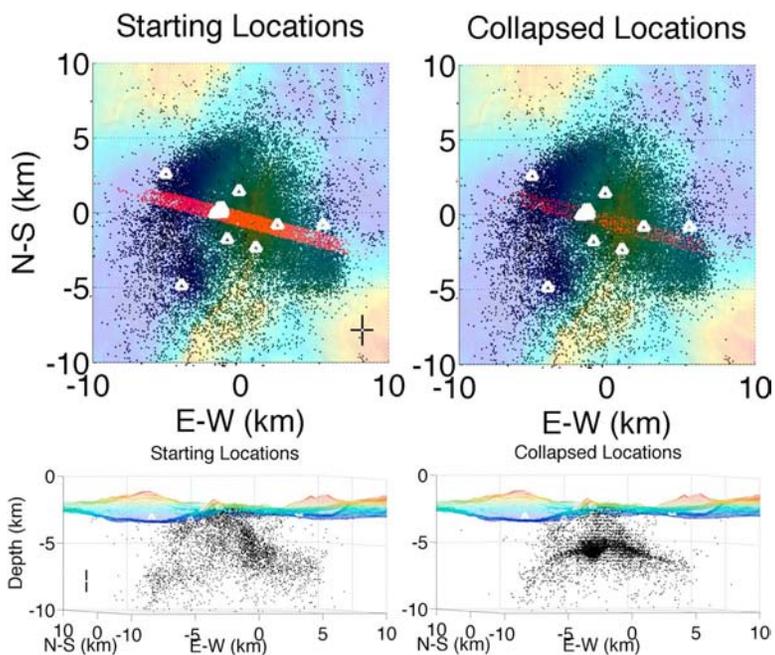


图 15 震源位置

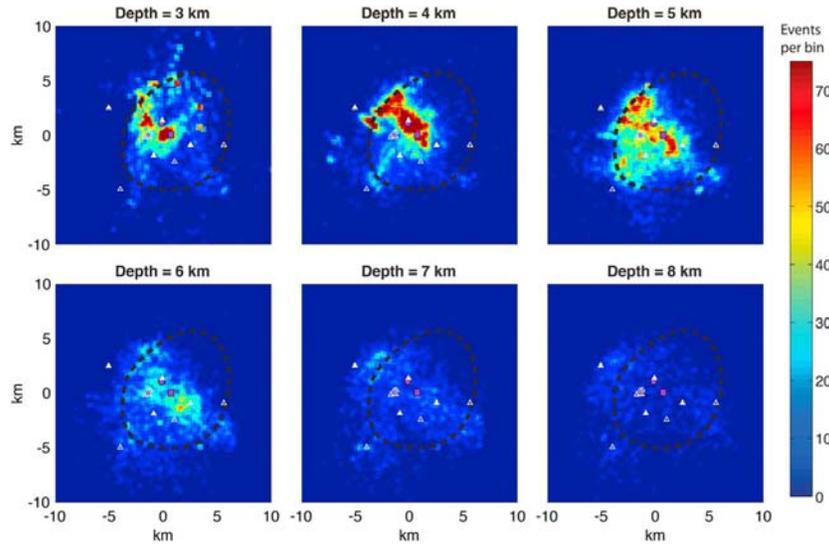


图 16 不同深度地震事件密度

深度的 500 米网格上确定地震事件密度 (图 16), 白色三角位置为 OBS, 紫色五角星为热液喷口位置。超基性地块生成了大量的浅部小地震, 蛇纹岩化可能是这些地震的成因。

3.3 结论

在 Rainbow 热液活动区大洋核杂岩中未发现存在活跃拆离断层的证据, Rainbow

区的下地壳是沿洋中脊轴反复侵入小的熔融体形成, 而不是通过大型岩浆房活动形成的, Rainbow 地块由上隆的地幔物质构成, 并被小的辉长岩体侵入。在热液活动区下方, 流体循环主要受侵入岩体底部的小型冷却熔融体驱动, 其通道为深部热裂隙及浅部断层网络。

主要参考文献

- Canales J P, Sohn R A, Demartin B J. Crustal structure of the Trans-Atlantic Geotraverse (TAG) segment (Mid-Atlantic Ridge, 26°10'N): Implications for the nature of hydrothermal circulation and detachment faulting at slow spreading ridges[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2007, 8(8) : Q08004. ([链接](#))
- Canales J P, Dunn R A, Arai R, et al. Seismic imaging of magma sills beneath an ultramafic-hosted hydrothermal system[J]. *Geology*, 2017, 45(5): 451-454. ([链接](#))
- Escartín J, Canales J P. Detachments in oceanic lithosphere: Deformation, magmatism, fluid flow, and ecosystems[J]. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 2011, 92(4): 31-31. ([链接](#))
- Dunn R A, Arai R, Eason D E, et al. Three-Dimensional Seismic Structure of the Mid-Atlantic Ridge: An Investigation of Tectonic, Magmatic, and Hydrothermal Processes in the Rainbow Area[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2017, 122(12): 9580-9602. ([链接](#))



- Horning G, Sohn R A, Canales J P, et al. Local Seismicity of the Rainbow Massif on the Mid-Atlantic Ridge[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2018, 123(2): 1615-1630. ([链接](#))
- Kelley D S, Shank T M. Hydrothermal systems: a decade of discovery in slow spreading environments[J]. Diversity of hydrothermal systems on slow Spreading ocean ridges, 2010, 188: 369-407. ([链接](#))
- Kleinrock M C, Humphris S E. Structural control on sea-floor hydrothermal activity at the TAG active mound[J]. *Nature*, 1996, 382(6587): 149-153. ([链接](#))
- Sohn R A, Canales J P, Humphris S E. Kinematics and geometry of active detachment faulting beneath the Trans-Atlantic Geotraverse (TAG) hydrothermal field on the Mid-Atlantic Ridge[J]. *Geology*, 2007, 35(8): 711-714. ([链接](#))
- Zhao M, Canales J P, Sohn R A. Three-dimensional seismic structure of a Mid-Atlantic Ridge segment characterized by active detachment faulting (Trans-Atlantic Geotraverse, 25°55'N-26°20'N)[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2012, 13(11). ([链接](#))

【致谢：感谢中科院南海海洋研究所徐敏研究员与中科院地质地球所徐亚副研究员对本文的审核。】



上地幔矿物的高温粘弹性与流变性

报告人：Ian Jackson | 整理：付博焱，魏 佳（地星室）

摘要：上地幔处于高压环境，矿物流变作用明显，穿过的地震波极易发生衰减，研究上地幔矿物在高温高压环境下对地震波的影响具有重要意义。Ian Jackson 教授团队通过宽频带强迫振动高温高压矿物物理实验，还原了上地幔的温度环境，研究了在上地幔温度条件下矿物的流变学性质以及对地震波的影响，为进一步对上地幔结构进行精细刻画奠定了基础。

1 引言

大家上午好，今天我报告的题目是“Laboratory measurements of high-temperature viscoelastic relaxation with application to the seismic properties of the Earth’s upper mantle”。地震层析成像方法已发展了 30 余年，它所获取的地球深部速度模型为我们认识地球动力学过程提供了重要依据。首先，我们来看上地幔地震速度结构（图 1），

它显示了 150km 深度处的澳大利亚剪切波速度结构，其中绿色表示该区域剪切波速度高于局部平均值。这种高速或低速异常通常被认为代表了比平均温度高或低的温度异常。图 2 显示了全球上地幔逆品质因子（注：Q 值的倒数， $1/Q$ ）的分布，其中红色部分的逆品质因子高于全球平均值，蓝色部分低于全球平均值。这也表示红色区域的地震波衰减作用更大，而蓝色区域的地震波的衰减作用较小。

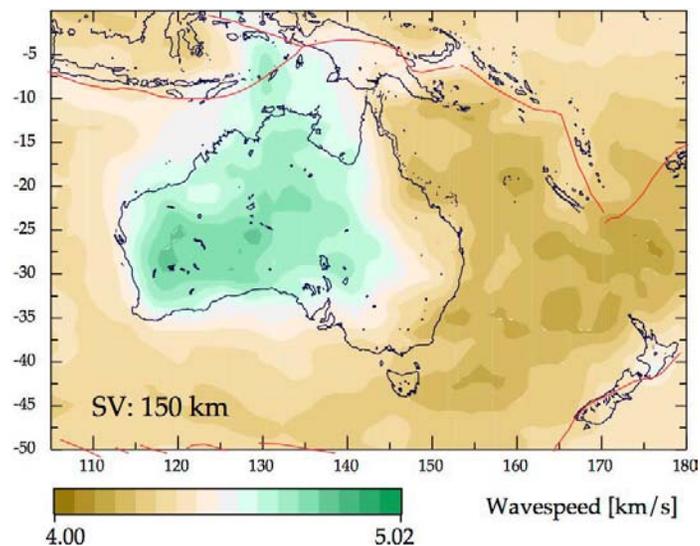


图 1 澳大利亚上地幔速度结构模型

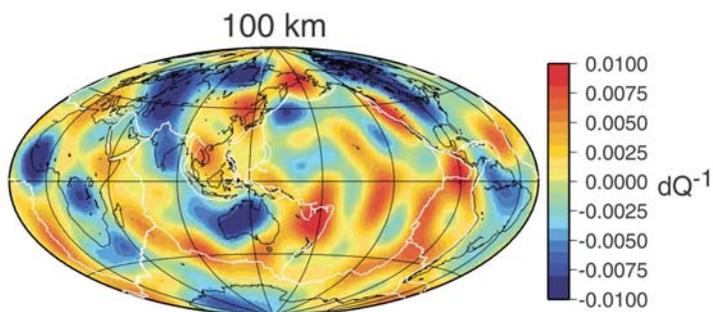


图2 全球上地幔逆品质因子的分布

地震波速度以及衰减性质的差异，代表了上地幔结构中温度、压力的差异。在过去的几十年中，我的研究团队通过高温宽频带强迫振动矿物物理实验，测量了上地幔温度环境下的地震波在不同频率下的衰减以及速度变化，希望能够为通过地震波速度频散和能量衰减刻画上地幔温度、

压力环境提供实验依据。

图3是我们实验研究所用仪器的示意图，通过该实验仪器，我们能够控制样品所处温度、压力环境以及强迫振动的频率，从而定量地研究不同温度条件下，上地幔矿物的速度频散及能量衰减等性质。

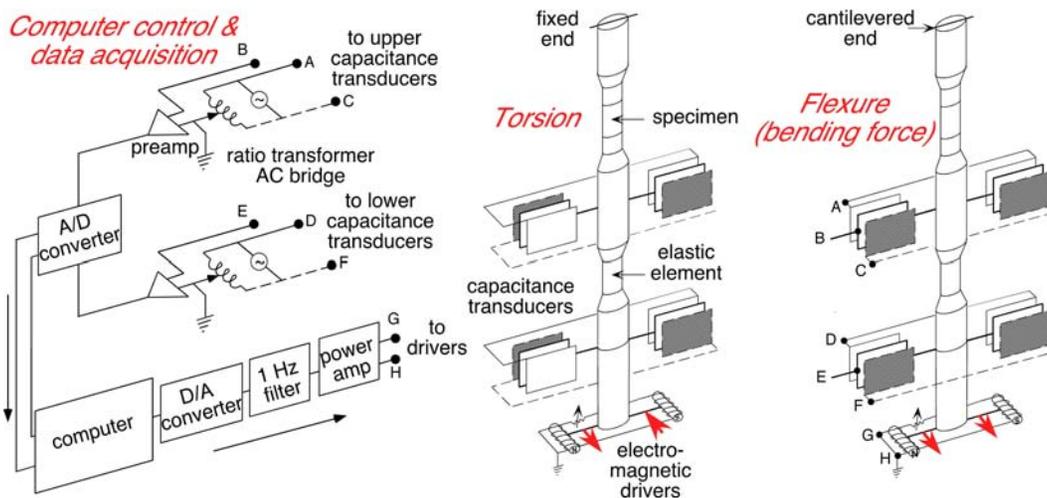


图3 宽频带高温强迫振动实验装置

2 实验测量

由于上地幔主要组成矿物为橄榄石，因此我们的实验样品主要为人工合成的橄榄石集合体。我们研究了矿物颗粒尺度、位错密度、矿物含水以及部分熔融对上地幔中传播的地震波的速度频散、能量衰减产生的影响。

首先，我们研究了矿物颗粒尺度对地震波速度频散和衰减的影响。通过控制矿物颗粒尺度，合成了矿物颗粒尺度不同的橄榄石集合体，测量了不同颗粒尺度橄榄石集合体的地震波速度频散与衰减特征，如图4所示。根据图4中的现象，我们发现随着矿物颗粒尺度的减小，矿物集合体地震波的速度频散以及能量衰减在不断增加。

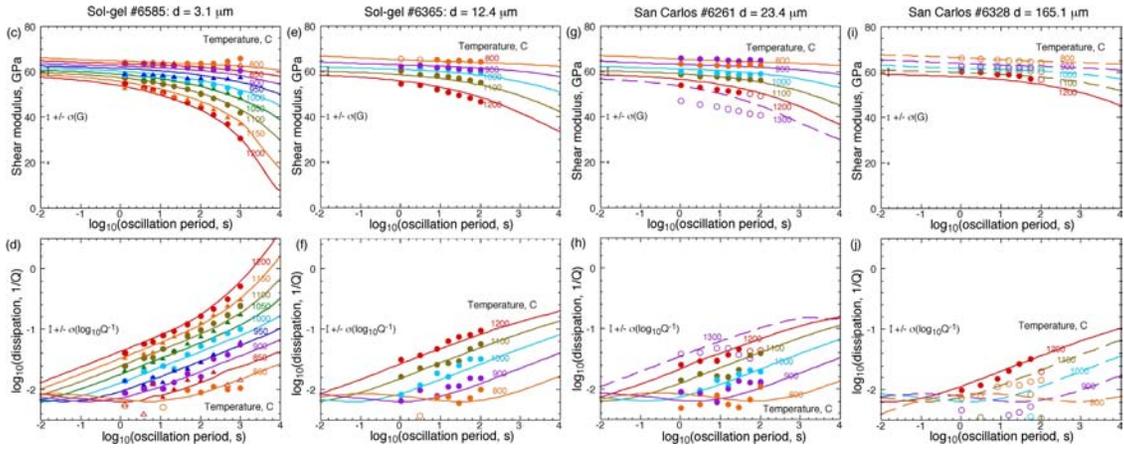


图 4 不同颗粒尺度矿物集合体的模量频散及衰减曲线

一般研究认为，在矿物颗粒边界处会发生如图 5 所示的弹性、滞弹性以及粘弹性三种性质的作用，并且随着作用力的增加，颗粒边界之间的相互作用会向着粘弹性作用发

展，从而造成地震波的衰减。由于颗粒尺度的下降，会导致颗粒边界密度的增加，这也就导致随着颗粒尺度的减小，矿物集合体的地震波速度频散以及能量衰减作用的增强。

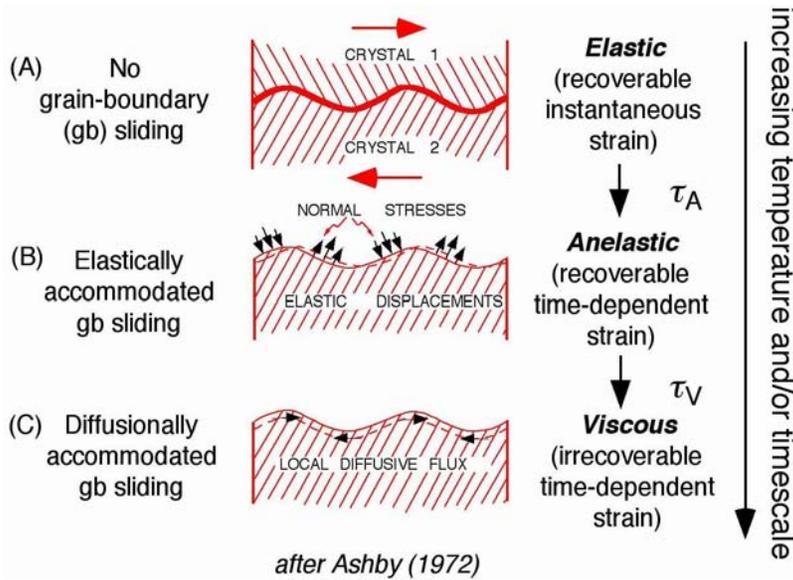


图 5 颗粒边界作用示意图

之后，我们继续研究了矿物集合体含水程度对地震波频散以及衰减作用的影响，以及大洋中脊中地震波的频散以及衰减特征。我们通过 Fo_{90}Ti 的加水实验（图 6）发现，矿物集合体含水能够极大的增大地震波的衰减和频散作用，根据研究，我们认为这个现象主要是由于水分子增加了矿物

原子结构的缺陷导致的。

最后，我们研究了高温条件下部分熔融对矿物集合体速度频散和能量衰减的影响。如图 7 所示，我们在人工橄榄石集合体中掺入易发生熔融的金属颗粒，并且在高温环境下，使样品中的金属颗粒发生熔融。通过强迫振动实验，我们发现（图 8），

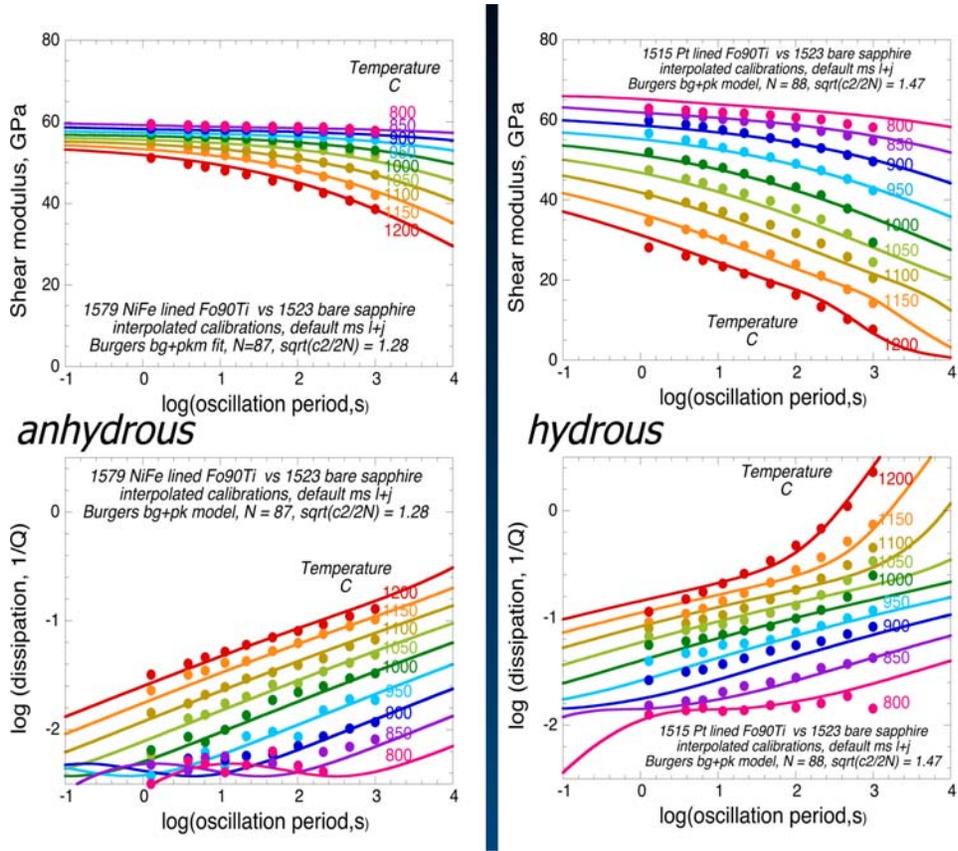


图 6 Fo_{90}Ti 强迫振动实验

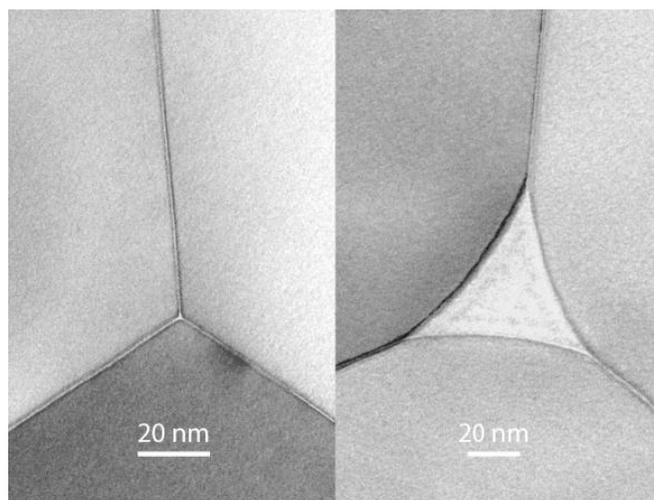


图 7 人工橄榄石集合体

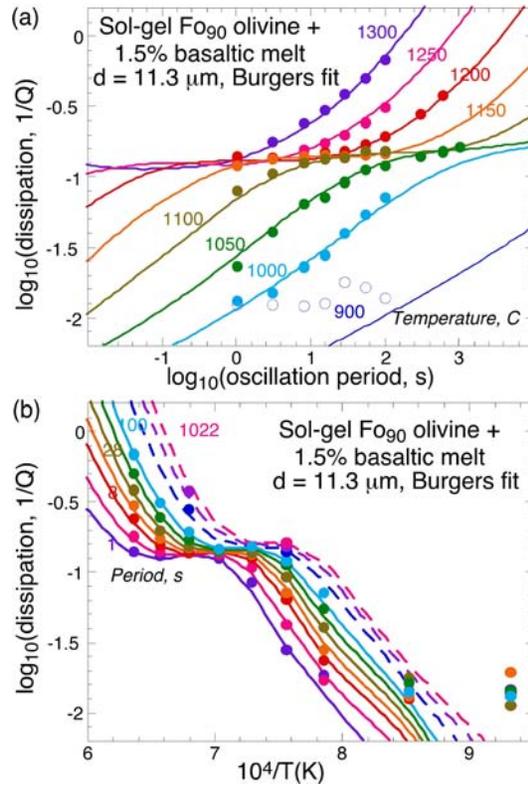


图 8 部分熔融强迫振动实验

随着温度的提高，部分熔融现象增加，从而会导致矿物集合体内部发生金属流体的喷射流动，造成衰减和频散的增加。

3 结论

上地幔中存在矿物颗粒的细粒化，矿物含水及部分熔融等现象。我们通过实验证明了以下结论：强迫振动实验装置能够研究上地幔环境下，矿物集合体的频散和衰减

性质；我们通过改变集合体中的矿物颗粒粒径，往矿物集合体中加水及部分熔融等实验，得到了颗粒尺度、矿物含水以及部分熔融对矿物集合体频散和衰减性质影响的大小；部分熔融引起的衰减，主要是由熔融金属的喷射流动引起的；强迫振动实验装置能够清晰的研究不同机制对矿物集合体衰减和频散特征的影响，进而精确地分析上地幔矿物对地震波的频散和衰减作用，是研究上地幔结构特征的重要手段。

主要参考文献

Cline II C J, Faul U H, David E C, et al. Redox-influenced seismic properties of upper-mantle olivine[J]. *Nature*, 2018, 555(7696): 355. ([原文链接](#))

Dalton C A, Ekström G, Dziewoński A M. The global attenuation structure of the upper mantle[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2008, 113(B9). ([链接](#))



- Jackson I, Faul U H. Grainsize-sensitive viscoelastic relaxation in olivine: Towards a robust laboratory-based model for seismological application[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2010, 183(1-2): 151-163. ([链接](#))
- Jackson I, Faul U H, Fitz Gerald J D, et al. Shear wave attenuation and dispersion in melt-bearing olivine polycrystals: 1. Specimen fabrication and mechanical testing[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2004, 109(B6). ([链接](#))
- Jackson I, Schijns H, Schmitt D R, et al. A versatile facility for laboratory studies of viscoelastic and poroelastic behaviour of rocks[J]. *Review of Scientific Instruments*, 2011, 82(6): 064501. ([链接](#))
- Kennett B L N, Fichtner A, Fishwick S, et al. Australian seismological reference model (AuSREM): mantle component[J]. *Geophysical Journal International*, 2012, 192(2): 871-887. ([链接](#))



海洋天然气水合物优化开采及储层力学稳定性评价

报告人：许天福 | 整理：刘丽楠（页岩气与工程室）

一、天然气水合物资源潜力及开采前景

天然气水合物，也称“可燃冰”，是在低温高压条件下，由甲烷和水结合而成的似冰状化合物，主要分布在海洋大陆架边缘和陆地冻土区。1778年，英国化学家在实验室合成了二氧化硫的水合物；1811年，Davey合成了含氯气的水合物；1934年美国科学家首次在输气管道中发现天然气水合物，它堵塞了管道，影响天然气输送；直到20世纪80年代，水合物被视作能源以来，水合物调查研究才得以快速发展，美、日、俄、

加、英、德等国以及欧盟均投入巨资进行水合物调查研究，印度、韩国等也奋起直追。全球在浅海沉积物区和陆域冻土区均已获取水合物实物样品，国际深海钻探包括DSDP、ODP、IODP和ICDP等。全球已获取水合物实物样品和推测存在水合物的区域分布如图1所示。通过研究样品发现，自然界中的天然气水合物可以分为块状水合物、分散状水合物、结核状水合物和脉状水合物（图2）。天然气水合物资源金字塔模型定性揭示了各种类型水合物储层的资源潜力和开采难度之间的关系，并在一定程度上为今后水合物试采靶区的选择指明了方向。

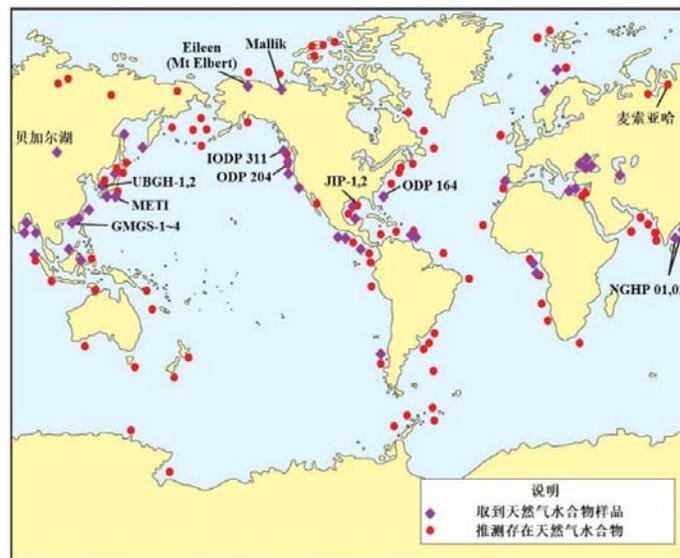


图1 全球已获取水合物实物样品和推测存在水合物的区域分布图

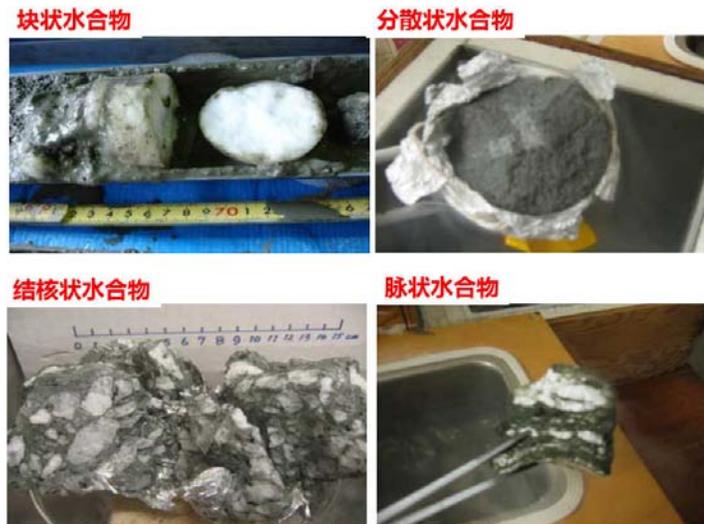


图2 天然气水合物样品

天然气水合物的储量巨大，初步预测碳含量是煤、石油、天然气等常规化石能源的2倍，将改变现有的能源市场。我国海域陆域均有天然气水合物发育，初步评价我国海域水合物资源量约为800亿吨当量。通过GMGS1-GMGS3航次调查，在南海圈定了6个成矿远景区、25个有利区块和24个钻探目标区。通过钻探调查，锁定两个超千亿方水合物矿藏。

天然气水合物资源量巨大，但受不同矿藏和储存形式的限制，开采具有很多挑战。全球诸多国家都进行天然气水合物的试验性开采，主要包括加拿大的冻土区、美国的阿拉斯加、墨西哥湾、日本、印度和中国等。天然气水合物原位开采的思路是原位打破相平衡使其发生分解，从而回收可流动甲烷气体，主要方法包括降压法、加热法、注抑制剂和置换等方法，其中降压法是目前的主流方法，例如日本Nankai海槽的天然气水合物降压开采，降压开采持续时间6天，日均产气率20000STm³，日均产水率200m³，累计产气量为120000STm³，因地层出砂而停产。

我国天然气水合物主要分布在南海，水合物下伏地层分布有天然气，GMGS(2007)航次成功取得天然气水合物样品。中国南海的天然气水合物开采是目前时间最长的一次开采。南海神狐海域为主要开采试验区，持续60天，最高日产量35000STm³，累计产气量为300000STm³地质条件主要为泥质粉砂，进行流体开采。中国神狐海域2017年试采“四维一体”环境综合监测系统，持续产气时间最长，累计产气量最大，气流稳定，环境安全(图3，图4)。

中国祁连山地区分布有陆域水合物，但资源分布有限，只分布在裂隙中，最高日产量约136STm³。祁连山冻土区2011年(图5)用单直径降压联合注热法进行水合物试采，降压开采阶段持续84小时，累计产气量为82STm³，降压和注热开采阶段持续9天，累计产气101小时，累计产气量为95STm³。2016年(图6)进行“山字型”水平对接井水合物试采，SK-0井为排水降压主井，累计产气量23天，最高日产气量136.6STm³，累计产气量为1078.4STm³。

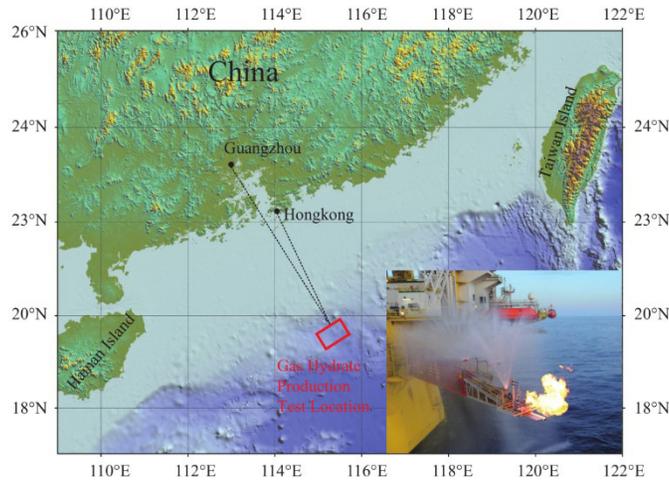


图 3 中国南海神狐海域 2017 年水合物试采区域位置

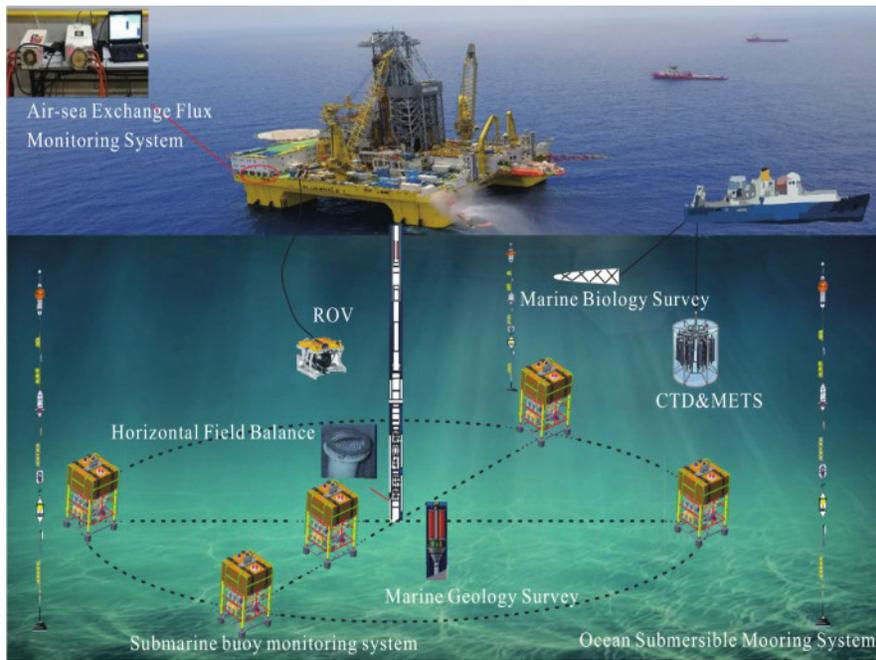


图 4 中国南海神狐海域 2017 年试采“四维一体”环境综合监测系统

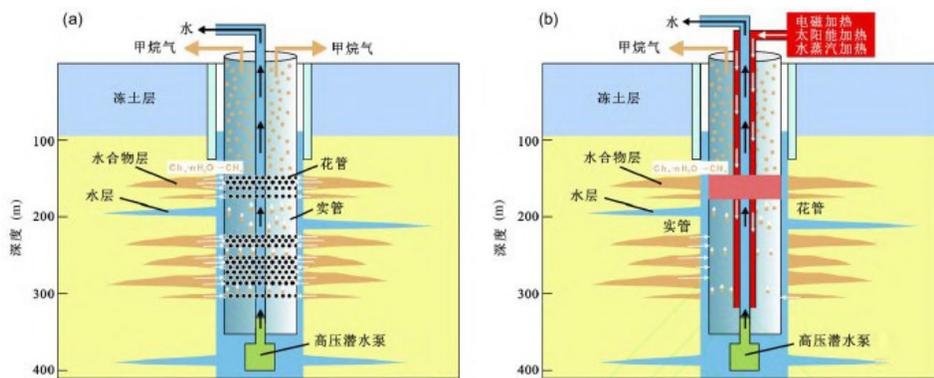


图 5 祁连山冻土区 2011 年单直径降压联合注热法水合物试采原理示意图

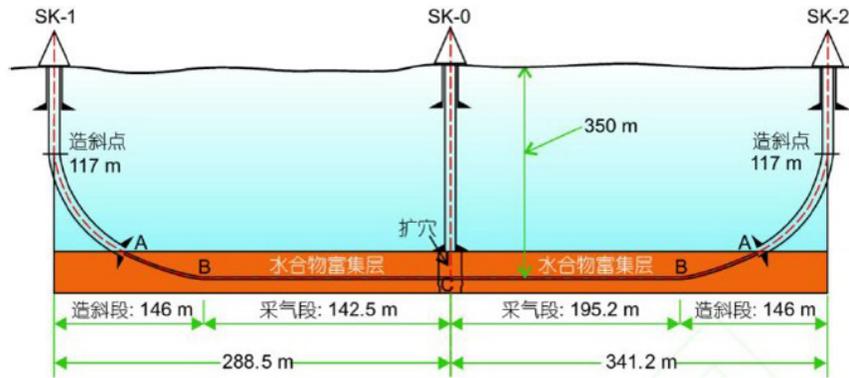


图6 祁连山冻土区2016年“山字型”水平对接井水合物试采原理示意图

天然气水合物的开采涉及到钻采工程技术、产能潜力评价、开采方案设计、环境影响效应和地质灾害风险等诸多问题，研究的前提是多相渗流理论，研究的关键是对地质力学特性的研究。其中，钻采工程技术包括钻井完井技术、储层改造技术、人工举升技术、管道流动保障、降压联合注热技术；产能潜力评价包括开采潜力分析、长期产能预测；生产井设计、监测井设计、射孔位置设计、降压方案设计；环境影响效应包括海洋生态环境、大气环境影响；地质灾害风险包括海底滑坡、地层沉降变形和地层产砂堵塞。

水合物的孔隙度的动态变化会导致渗透率的动态变化，是一个复杂的动态系统，产能预测具有诸多挑战。可以通过机理分析、数学表达、模拟技术和现场应用对天然气水合物的多相渗流进行研究和验证。开采理论包括开采过程储层多相渗流机理和开采过程地层力学行为机理。水合物开采数值模拟技术包括水-热（TH）耦合模拟、水-热-力（THM）耦合模拟、水-热-化学（THC）耦合模拟、井筒-储层耦合模拟和大型并行计算方法。数值模拟参数根据室内渗流试验、压差试验、岩石力学实验和场地试验获取。最后，将理论基础

和数值模拟的研究应用日本 NanKai 海槽和中国南海神狐海域。

天然气水合物开采涉及到井储层改造、壁稳定性问题、海底面沉降和海底滑坡等多方面的地质力学问题。

二、天然气水合物多相渗流基础理论及水合物开采地质力学行为

1. 天然气水合物多相渗流基础理论

天然气水合物系统包括液相、冰相、气相和水合物相。水合物分解涉及到孔渗条件和渗流场。孔渗条件包括孔隙度（有效应力增加、热膨胀特性）、绝对渗透率（颗粒表面、孔隙中心、胶结于孔喉、大颗粒）、相对渗透率（相饱和度）和毛细压力（临界液体饱和度、毛细负压）。渗流场包括温度场、压力场和应力场。

（1）水合物地层孔隙度演化：水合物分解过程会产生自由气体造成孔压变化，伴随的吸热反映会产生温度变化。通过水合物分解和有效应力变化综合反映水合物储层开采过程中，相态变化、岩石骨架变形和储层应力状态变化及对孔隙度的影响。



(2) 水合物地层渗透率演化：水合物相、冰相演化对多孔渗流通道有改造，采用含水合物沉积物多孔基质平行毛管渗流模型进行研究。

(3) 水合物地层多相流 - 相对渗流

(4) 水合物地层多相流 - 毛细压力

(5) 水合物地层有效多相渗流参数获取：室内岩心试验→场地渗流试验→实验数据获取→数值试验→模型选择→多相渗流参数校正。

2. 水合物开采地质力学行为

水合物分解包括力学场参数演化（剪切模量、体积模量、泊松比和弹性模量）、应力应变关系（弹性本构模型、弹塑性本构模型）、沉降变形机制（岩土体压密、剪切破坏）、储层产砂机理（颗粒脱离骨架、颗粒迁移过程）。

(1) 含水合物地层力学特征影响因素包括水合物饱和度、水合物赋存模式、地层围压、地层温度和加载速率等。

(2) 水合物地层会引发海底面塌陷、斜坡失稳、大规模气体泄漏和井壁失稳破坏等地质灾害。

(3) 水合物开采受到海平面升降、全球温度升高、地震、海啸、海底基础设施、钻井扰动和海洋资源开采等多方面的天然/工业活动诱发因素。

(4) 水合物开采地层井壁稳定性问题。

(5) 水合物分解井周有效应力变化、力学性质减弱、剪应力增强、套管破坏变形。

(6) 水合物开采诱发海底面沉降、滑坡问题。

(7) 水合物分解诱发海底滑坡、造成大规模甲烷气体泄漏，并进一步诱发海啸。

三、天然气水合物数值模拟技术开发及应用

数值模拟分析过程涉及采用传热 - 流动过程全耦合数学模型 (TOUGH+Hydrate)，岩土力学过程数学模型 (3D Biot)，井筒应力状态计算、含水合物沉积层力学性质刻画、岩体破坏准则和时空数值离散等多方面的分析计算。其中，(1) 传热 - 流动过程全耦合数学模型包括质量能量守恒控制方程、质量积累项、质量流动项，相组成包括液相、气相、水合物相和冰相，组分包括水、甲烷、水合物、盐和热；(2) 岩土力学过程数学模型包括应力平衡控制方程、几何方程、本构方程；(3) 井筒应力状态计算分析了径向应力、切向应力和垂向应力；(4) 含水合物沉积层力学性质刻画考虑了含水合物沉积层的粘弹性、弹性模量、内聚力、泊松比和内摩擦角。

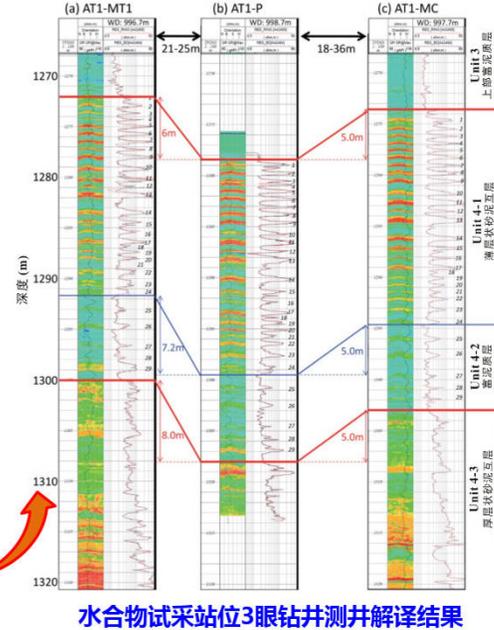
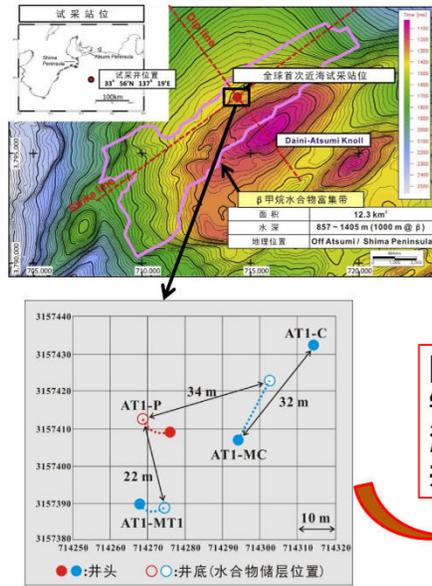
经验证，程序的数值解与解析解吻合度很高，将研究结果应用到了日本 NanKai 海槽 (图 7) 和中国南海富泥质储层水平井优化开采 (图 8)。

通过数值模拟技术，研究了地层的沉降特征发现：海底面形成漏斗状沉降区域，降压开采 1 年最大沉降量 0.28m，射孔段下伏地层出现微小隆升现象。降压初期为快速沉降阶段，前 67 天海底面沉降量占 1 年开采累计沉降量的 50%。降压初期是预防破坏的关键时期，试采期间应采用逐步缓慢降压方案。

(1) 温度场时空演化对比结果表明由于局部低渗泥质层阻水作用，富水合物层形成有效降压。



□ 场地概况-日本Nankai海槽



水合物试采站位3眼钻井测井解释结果

图7 日本Nankai海槽应用

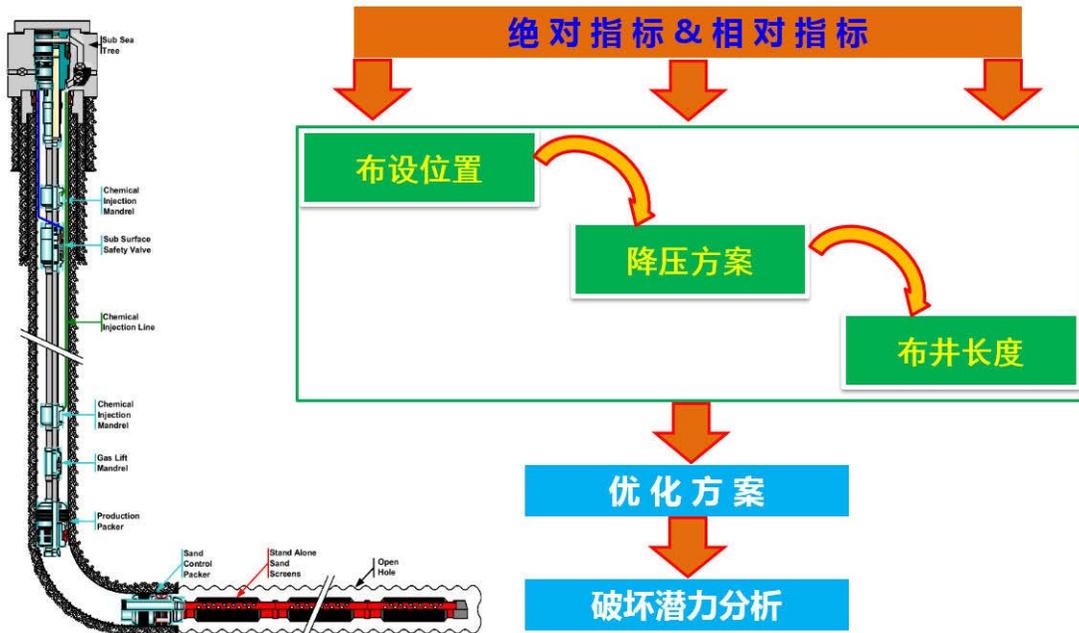


图8 中国南海富泥质储层应用

(2) 压力场时空演化结果表明受泥质层限制，砂质层内形成有效降压。

(3) 传热作用对比表明泥质层具有有效的传热作用，相对于单一厚层水合物藏，成层非均质水合物储层更有利于降压开采。

(4) 井周地层应力状态及破坏潜力分析，井筒降压引起地层有效应力快速增加、井周地层应力集中并迅速出现剪切应力、应力路径显示井周地层破坏潜力增加。

(5) 水平井降压地层沉降特征：水平



井群降压开采，后期海底面显示整体下沉趋势。水平井下部地层出现局部隆升，局部不规则变形应注意套管稳定。

紧密围绕水合物开采特征，开发耦合岩土力学分析模块的数值模拟程序 HydrateBiot，为我国海洋水合物开采产能评价和地层力学稳定性分析提供改进的工具和方法。

基于现场水合物试采过程模拟，发现成层非均质水合物储层相对于单一厚层水合物储层更有利于降压开采，为今后我国海洋水合物试采靶区选择和射孔方案设计提供了理论基础，

首次对南海泥质粉砂型水合物储层进行系统的水平井降压开采方案优化与产能评价，基于井周剪应力分析，揭示水平开采地层优势出砂位置，提出固结井周地层

骨架和预防地层出砂的工程措施。

四、前景展望

在报告的最后，许教授总结了水合物开采的数值模拟研究可以用于储层非均质性刻画、储层参数反演识别、三维地质模型构建、生产设计、监测井布井方案设计、射孔位置、长度设计、水平井开采潜力评价和水合物开采相关地质力学行为预测等多方面，并指出在并行井筒-储层热流固耦合数值模拟程序开发、水合物开采地层出砂-井筒防砂分析方面具有很好的前景，积极探索不同的水合物增产机制与增产方法，为实现水合物的安全高效开采奠定基础。



亏损地幔的尺度与组成的新视角

报告人：Albrecht W.Hofmann | 整理：林音铮、刘 通（岩石圈室）

摘要：在经历大撞击引发的岩浆海事件之后，地球开始分异形成不同的圈层。地核首先分离，剩余的硅酸岩地球再进一步分异出地幔和地壳。原始地幔继而发生熔融，熔体抽取形成陆壳后，残留下来的地幔就被称为亏损地幔。原始地幔在多大程度上参与了陆壳的形成，即亏损地幔在整个地幔中的所占比例，仍然是尚未解决的重要问题。亏损地幔的规模和组成对于理解地球分异、壳幔演化等科学问题非常关键。前人已通过大量的研究通过不同手段来估算亏损地幔的占比，但结果仍存在争议。9月20日下午，著名地球化学家 Albrecht W. Hofmann 教授应邀来我所进行学术访问，并作了题为“A New Look at Size and Composition of the Depleted Mantle”的学术前沿报告。在报告中，Hofmann 对亏损地幔的尺度及组成进行了重新评估，认为亏损地幔在整个地幔中的占比远大于原来的认识，其组成则不如原来所认为的那么亏损，并推测存在一个“隐藏的”或“消失的”早期富集地幔端元。

一、问题的提出

1. 亏损地幔的现有认识

从地球化学角度而言，硅酸岩地球大致由原始地幔、亏损地幔和陆壳三个储库组成（图1），其中亏损地幔是原始地幔发生熔体抽取形成陆壳后的残留。Jacobsen and Wasserburg（1979）利用现今陆壳的Nd同位素组成和亏损的Nd同位素组成（由MORB的Nd同位素代表）进行估算，结果显示大约有30%的原始地幔参与了陆壳的形成，表明亏损地幔占全地幔的30%。Davies（1981）则根据质量守恒原理，建立公式（1）-公式（3），其中x为各端元的质量分数， C_i 为各元素的含量， ε 为同位素组成，利用 εNd 值进行计算可以得到各端元

占全地幔的比例以及其中所有微量元素的含量。结果显示亏损地幔占全地幔的比例不超过30%。

$$\sum x_i = 1 \quad (1)$$

$$\sum x_i C_i = C_0 \quad (2)$$

$$\sum x_i C_i \varepsilon_i = C_0 \varepsilon_0 \quad (3)$$

不同学者（Salters and Stracke, 2004; Workman and Hart, 2005）的估算结果都支持：相对于原始地幔而言，亏损地幔强烈亏损包括Th、U在内的不相容元素（图2）。

2. 问题的提出

根据前人所估算亏损地幔的大小，其大致对应660km不连续带之上软流圈地幔，代表了大洋中脊玄武岩（MORB）的源区。根据这一模型，660km不连续带之下的下地幔没有发生熔融亏损，也没有参

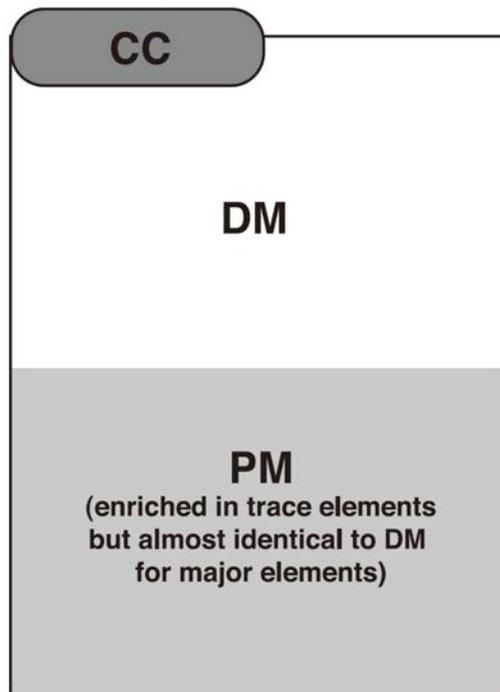


图 1 硅酸盐地球理想模型 (Korenaga, 2008)

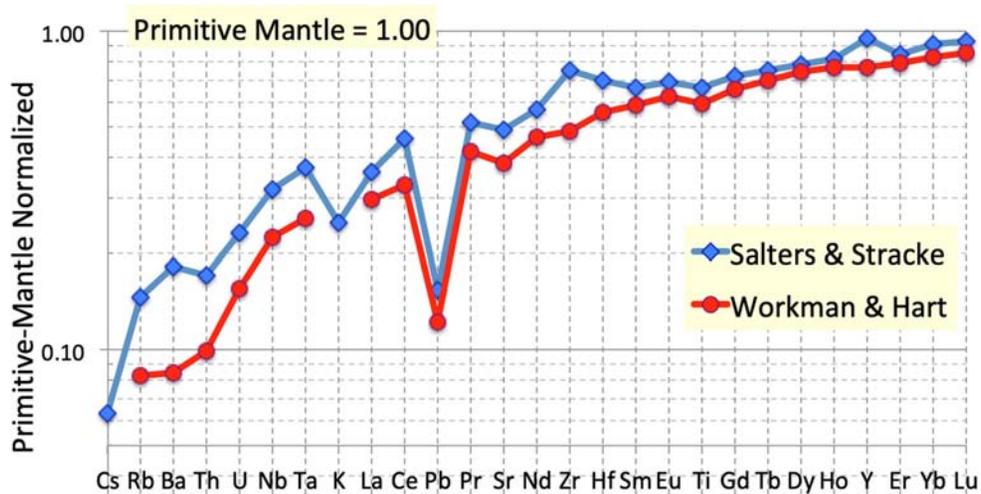


图 2 亏损地幔的微量元素相对原始地幔标准化图 (自 Hofmann 教授报告 PPT)

与到陆壳的形成，因此上地幔和下地幔是分层对流的。但众多的地球物理观测结果显示俯冲板块明显穿透地幔过渡带进入下地幔，从而不支持地幔分层对流 (Grand et al., 1997 ; French and Romanowicz, 2015)。另一方面，前人利用陆壳的 Nd 同位素来推测亏损地幔的大小值得商榷。这一方法最

主要的问题是忽略了洋壳抽取对于陆壳 Nd 同位素的影响，因为洋壳抽取会改变亏损地幔的 Sm/Nd 比值。将 MORB 的 ϵ_{Nd} 值对 Sm/Nd 比值作图，可以得到一定的弱相关性，而这种相关性与陆壳的 Nd 同位素组成之间并无关联 (图 3)。因此，亏损地幔 Sm/Nd 比值的变化的变化不仅由陆壳的分离造成，

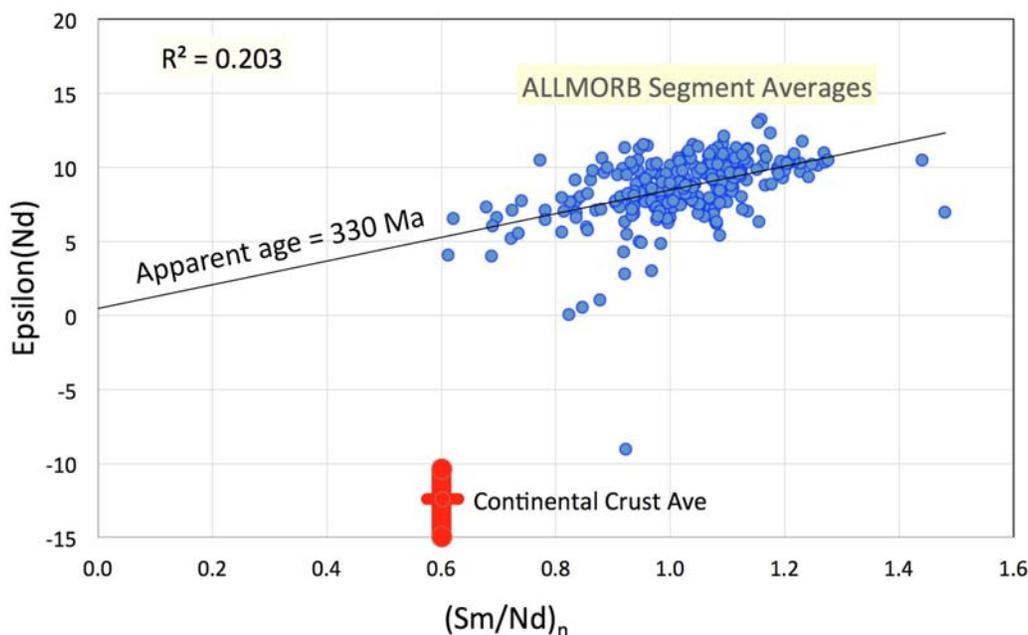


图3 MORB的εNd值-Sm/Nd比值图 (自 Hofmann 教授报告 PPT)

还受到洋壳分离的影响。洋壳形成是地球上最主要的岩浆过程，其规模远大于陆壳，因此仅借助大陆地壳进行简单的Nd同位素模拟计算并由此推算亏损地幔的尺度无疑是片面的。这样的问题在Pb同位素中同样存在，因此放射性同位素可能并不是探讨陆壳从地幔中分离的有效参数，需要寻找新的示踪手段。

二、重新评估亏损地幔

1. 新视角——孪生元素对比值

由于放射性同位素在陆壳和洋壳分离过程中均会发生变化，因此很难用来有效地区分陆壳和洋壳的形成过程。但是有些微量元素在地幔熔融过程中具有非常接近的配分系数，它们的比值在洋壳形成过程中并不发生明显的分馏，而在陆壳形成过程中发生明显的分馏。这样具有非常相似配分系数的微量元素包括Nb和Ta、Ce和

Pb、Nb和U等，它们的比值(Nb/Ta、Ce/Pb、Nb/U等)也被称为孪生元素对比值(canonical ratio; 图4)。因此，亏损地幔这些孪生元素对的比值等同于大洋中脊玄武岩和洋岛玄武岩的比值。

根据硅酸盐地球中三个储库之间的质量守恒关系(公式(3))，利用孪生元素对比值代替Nd同位素比值可以更好地估算亏损地幔的大小。以Nb/U比值为例，得到公式(4)-公式(5)，式中c、p及d分别代表大陆地壳、原始地幔及亏损地幔三个硅酸盐地球端元。结果显示亏损地幔在全地幔中所占比例约在60%-80%，远高于原来认为的30%。

$$X_d = \frac{X_c U_c ((\text{Nb}/\text{U})_d - (\text{Nb}/\text{U})_c)}{U_p ((\text{Nb}/\text{U})_d - (\text{Nb}/\text{U})_p)} - X_c \quad (4)$$

$$U_d = \frac{U_p (X_d + X_c) - X_c U_c}{X_d} \quad (5)$$

2. 消失的地幔端元?

从上面的结果可以看出，利用孪生元

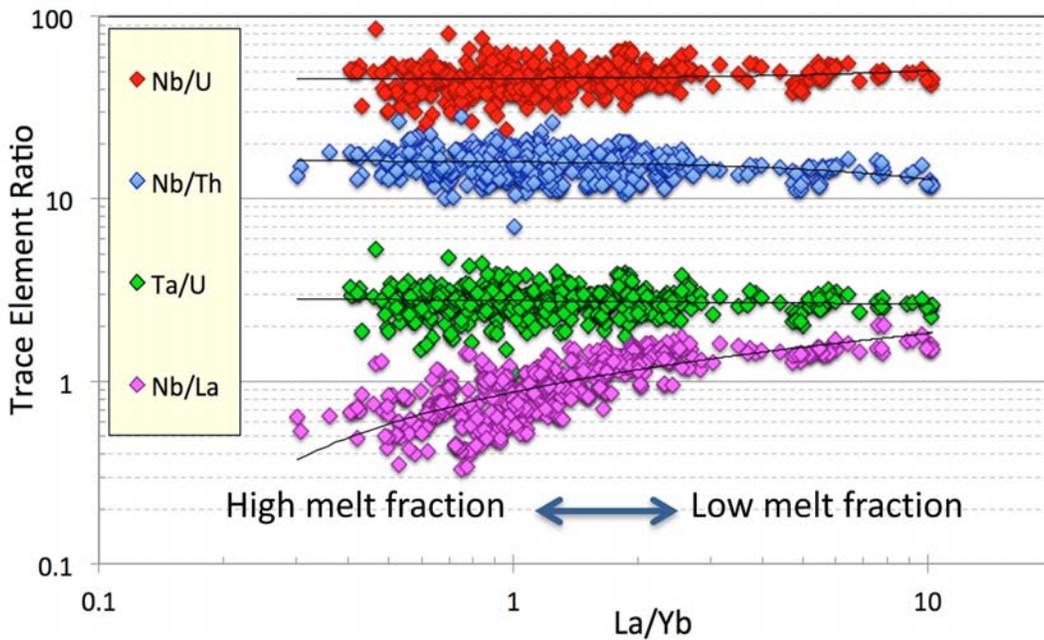


图 4 MORB 玻璃微量元素对比值-La/Yb 图 (数据来自 Jenner and O' Neill, 2012)

素对比值和 Nd 同位素获得的亏损地幔大小差异非常大, 那么这两者的差别是否能够调和? 值得注意的是, Nd 同位素估算只考虑了 MORB 的 Nd 同位素组成, 而孪生元素对比值则考虑了具有相同比值的 MORB 和 OIB。MORB 和 OIB 的 ϵ_{Nd} 值分别大概在 8.5 和 5 左右, 因此 MORB 和 OIB 地幔

源区的平均 ϵ_{Nd} 值应该在 5-8 之间。根据 MORB 和 OIB 的 Nd 同位素共同计算的亏损地幔也仅占全部地幔的 30%-40%, 仍然低于利用孪生元素对比值所获得的结果, 两者的差异表明地球内部存在一个 ϵ_{Nd} 值 ≤ 3 的亏损地幔 (图 5)。

根据 ^{146}Sm - ^{142}Nd 同位素体系的研究,

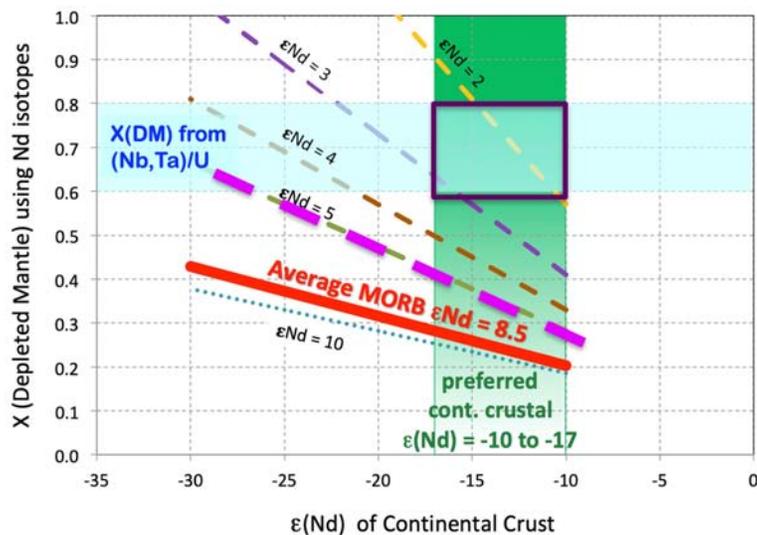


图 5 大陆地壳和亏损地幔的 ϵ_{Nd} 值及亏损地幔比例的对对应关系 (自 Hofmann 教授报告 PPT)



在地球形成后非常短的时期，地幔经历了一次分异事件，分别形成早期富集端元（EER, early enriched reservoir）和早期亏损地幔（EDR, early depleted reservoir）。早期亏损地幔演化到现在的 ϵNd 值为 3-4，符合孪生元素对比值所需的“隐藏”地幔储库。在演化模型（图 6）中可以看到，EER 端元

有比较低的 ϵNd 值并且会随演化不断减小，EDR 的 ϵNd 值则会不断上升，从 EDR 储库中分离出陆壳后，残余地幔的 ϵNd 值会上升更多。简单的模拟结果显示，球粒陨石质地幔发生 10%-12% 的部分熔融，形成的熔体抽取大约 2%-3%（EER），就会形成类似于现今地幔（ ϵNd 值 = 3.5）的 EDR。

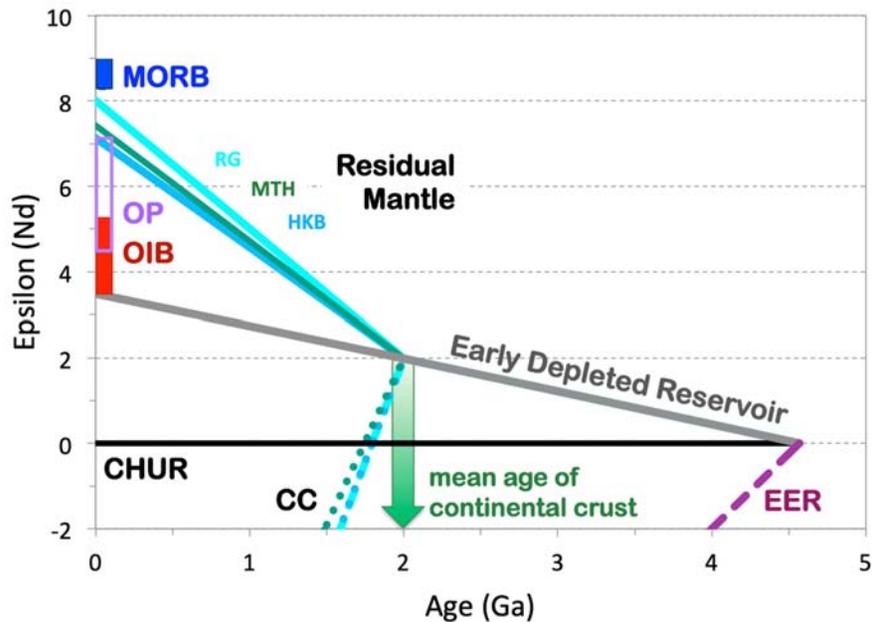


图 6 可能的四端元硅酸盐地球演化模型（自 Hofmann 教授报告 PPT）

那么如果这样一个早期的富集地幔端元真的存在，它应该以何种方式储存，又为何从未被检测到？Hofmann 认为它可能来自于早期富集基性地壳的深俯冲，并埋藏在地幔底部的 LLSVPs（巨大低剪切波速度区，large low shear velocity mantle provinces）；另一种可能是这个富集储库在早期经历来自地外物质的激烈撞击，从而溅出地外并消失了，但这些都仍缺乏观测的证据。

如果这样一个“隐藏”的地幔储库确实存在，硅酸盐地球应该包括 4 个储库，即（1）早期的富集储库（消失或埋藏）；（2）

早期的亏损储库，以及由早期亏损储库分异得到的（3）大陆地壳和（4）残余地幔（对应原来三储库模型中的亏损地幔端元）。

3. 亏损地幔的尺度和组成

Hofmann 认为 Salters 和 Workman 的模型将上部地幔分离出来，认为它长时间内处于非常亏损的状态，是默认了地幔的分层对流。地震学的结果显示上下地幔不断地发生着物质交换和成分变化，因此不会存在独立的亏损上地幔端元。根据孪生元素对比值进行重新估算，得到亏损地幔中不相容元素相对于原始地幔的亏损程度比原来认识的要小得多（图 7）。

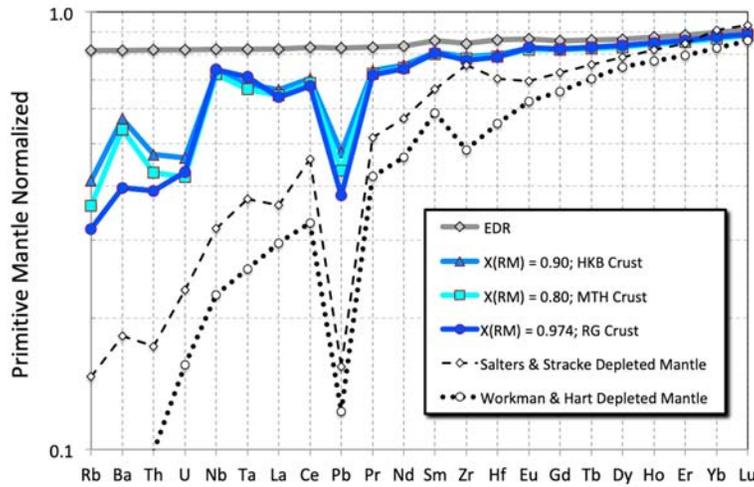


图 7 不同模型计算得到的亏损地幔微量元素含量 (自 Hofmann 教授报告 PPT)

利用洋壳岩石 Nb/U 比值对 EDR 进行和之前一样的质量守恒计算，甚至可以得到 80–100% 的亏损地幔比例！这个结果和 Nd 同位素，也和 Nb, Ta, Pb 微量元素相

符，即使考虑 Nb/U 比值一定不确定性，仍然能够得到相似的结果 (图 8)，说明亏损地幔在地幔中的占比非常高，几乎是整个地幔。

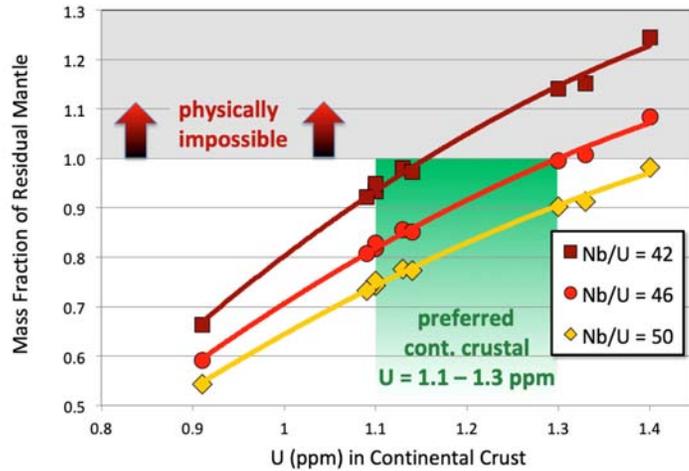


图 8 考虑洋壳岩石 Nb/U 比值不确定性计算的亏损地幔比例 (自 Hofmann 教授报告 PPT)

主要参考文献

- Davies G F. Earth's neodymium budget and structure and evolution of the mantle[J]. *Nature*, 1981, 290(5803): 208. ([链接](#))
- French S W, Romanowicz B. Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots[J]. *Nature*, 2015, 525(7567): 95. ([链接](#))



- Grand S P, van der Hilst R D, Widiyantoro S. High resolution global tomography: a snapshot of convection in the Earth[J]. *Geological Society of America Today*, 1997, 7(4). ([链接](#))
- Jacobsen S B, Wasserburg G J. The mean age of mantle and crustal reservoirs[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1979, 84(B13): 7411-7427. ([链接](#))
- Jenner F E, O' Neill H S C. Analysis of 60 elements in 616 ocean floor basaltic glasses[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2012, 13(2). ([链接](#))
- Korenaga J. Urey ratio and the structure and evolution of Earth' s mantle[J]. *Reviews of Geophysics*, 2008, 46(2). ([链接](#))
- Salters V J M, Stracke A. Composition of the depleted mantle[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2004, 5(5). ([链接](#))
- Workman R K, Hart S R. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM)[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 231(1-2): 53-72. ([链接](#))



板块构造 50 年

报告人：Dan McKenzie | 整理：吴子木（岩石圈室）

摘要：20 世纪 60 年代，板块构造理论的诞生标志着人类在对地球运作方式的认识上有了革命性的进步，五十年来该理论始终是固体地球科学研究领域中的基本理论框架。McKenzie 教授为我们简要回顾了板块构造理论创立之前地球科学的发展状况，分析了板块构造没有在此之前诞生的原因，并从理论创立者的角度讲述了板块构造理论逐步建立的过程，阐释了观测和相关研究在其中起到的关键性作用。

大家上午好，今天我报告的题目是“Plate Tectonics at 50 or Downward Bound or Seismology and Something Else (the Something Else being my contribution)”。实际上，我完成板块构造这部分研究工作的时候距今已经不止 50 年了。我现在的研究方向则是关于核幔边界处熔融形成机制的，正如标题中“Downward Bound”所形容的那样，在我的整个学术生涯中，我自己的研究兴趣是从地表向地球深部不断转移的。同时，虽然我并非地震学家，但几乎在我的每个工作中都会涉及到地震学，这是因为地震学的内容比起地质学在一开始更易于被物理学毕业的我所理解，我与地震学家们的合作习惯也因而一直保持了下去。但那些地震学领域外的工作才是我个人的学术贡献，也就是这里提到的“my contribution”。

我在板块构造方面所做的工作主要是在博后期间完成的，当时我可能是研究板块构造的学者中年纪最小的，我今天并不打算讲太多这些工作的具体内容，而是想谈谈在此之前为什么没有“板块构造”。如今，在 GPS 技术的帮助下，板片的水平运

动对我们来说是显而易见的，人们甚至很难想象前人为何理解不了如此简单的一个道理。但是当我把半个世纪前的实际观测和模型展示出来时，你们可能就会觉得当年的那些科学家并非真的那么“愚钝”。以 Hess 在 1960 年发表的海底扩张的模型为例（图 1），它想表达的观点是新生洋壳在扩张的洋中脊处不断形成，但除此之外的很多细节都是错误的，比如上升的地幔对流位于扩张洋中脊的中心，比如洋壳是蛇纹岩构成的等等，如此就给人们带来了很多的误导。再让我们来对比一下 Gutenberg 与 Richter 在 1954 年所绘的全球震源分布与现今的结果（图 2），从前者的结果中几乎看不出任何板块边界存在的迹象，但这在后者当中却一目了然。此外，相比于地震密集分布的洋中脊，大陆内部地震分布稀疏，这也可能是过去普遍专注于大陆研究的地质学家们没有意识到板块构造的重要原因之一。由此可见，高精度观测资料的不足极大地阻碍了人们对板块构造这一概念的认知。

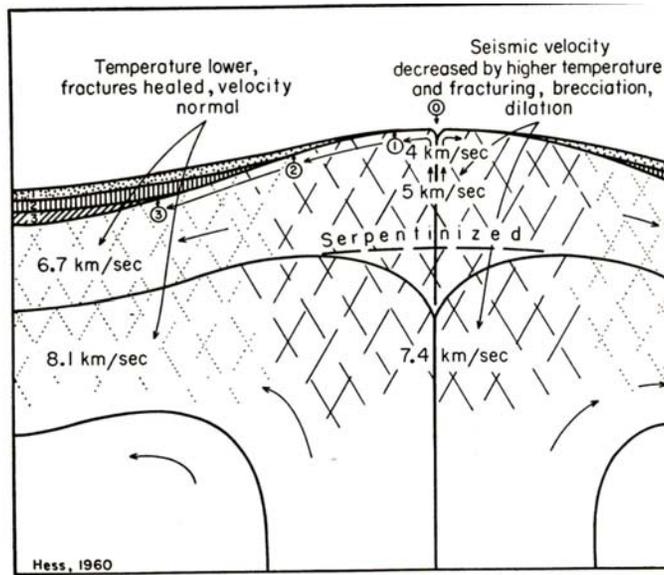
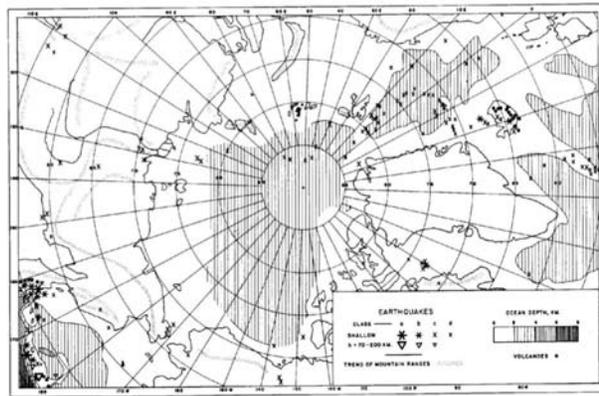


图 1 Hess 提出的海底扩张模型 (Hess, 1962)

1954
Gutenberg and Richter



2017

Elevation and earthquakes shallower than 50 km

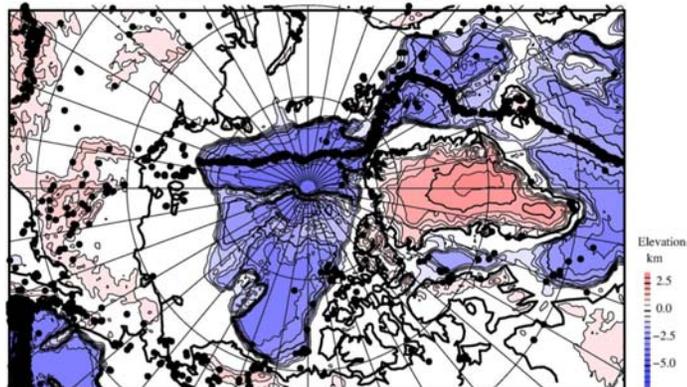


图 2 1954 年全球震源分布结果与现今结果对比 (Gutenberg and Richter, 1954; 转引自 McKenzie 教授报告 PPT)



上世纪六十年代，伴随着美国海军大规模海底测量工作的开展，Raff and Mason (1961) 首次发现海底普遍存在磁异常条带，且相邻条带的极性相反，但在一开始这些条带关于洋脊的对称分布并没有被人们注意到，磁异常条带是如何形成的也并没有得到解答。几年后，Vine 与 Matthews 等人通过联系海底扩张模式和地磁倒转假说对这些条带的形成做出了解释，但同时也引来了极大的争议，因为在当时无论是海底扩张还是地磁倒转均未得到广泛认同。尽管洋底扩张可以很好地解释磁异常条带的对称性，但当时没有人知道转换断层将这些磁异常条带错断达 1000 公里之后为何突然截止于大陆边缘处。在后期，我

和 Jason Morgan (1969) 用三联点 (triple junction) 理论很好地说明了这个现象。

观测资料的限制同样存在于对板块构造理论的另一个关键环节——岛弧地区的研究中。尽管人们当时在日本已经发现了一些深源地震，但没有人能从当时的定位结果中确定这里有板片俯冲的存在 (图 3)。那时候很多学者都试图解释岛弧地区的地震分布，Gutenberg (1959) 认为地球内部可能存在深达 700 公里的巨大逆冲断层并导致了地震发生 (图 4)，但这在物理上是完全不可能的。同时，由于数据精度的不足，过去有段时间里人们甚至认为岛弧地区的震源机制都是走滑成因的。

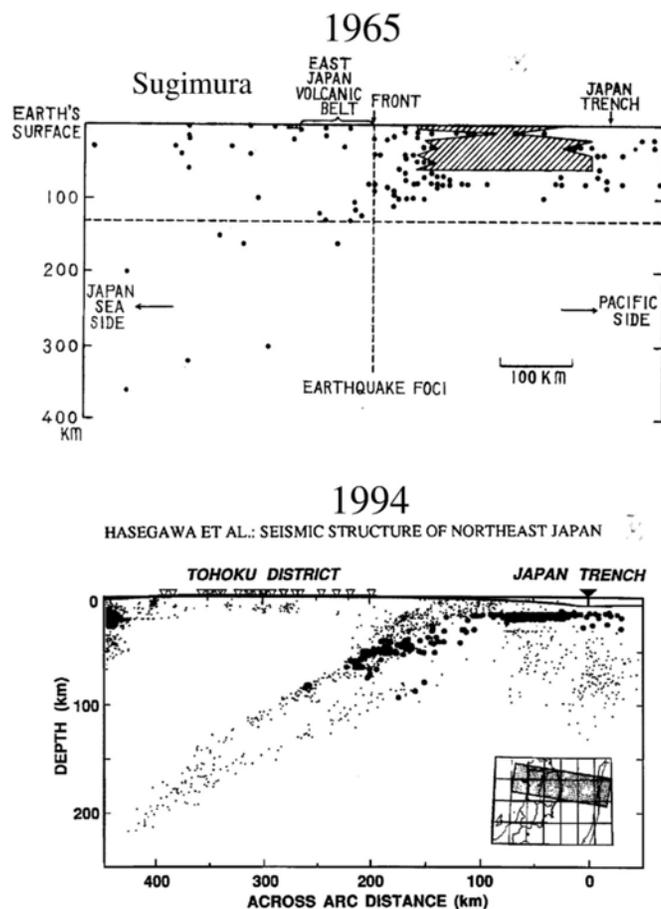


图 3 1965 年日本俯冲带地震定位结果与 1994 年结果对比 (转引自 McKenzie 教授报告 PPT)

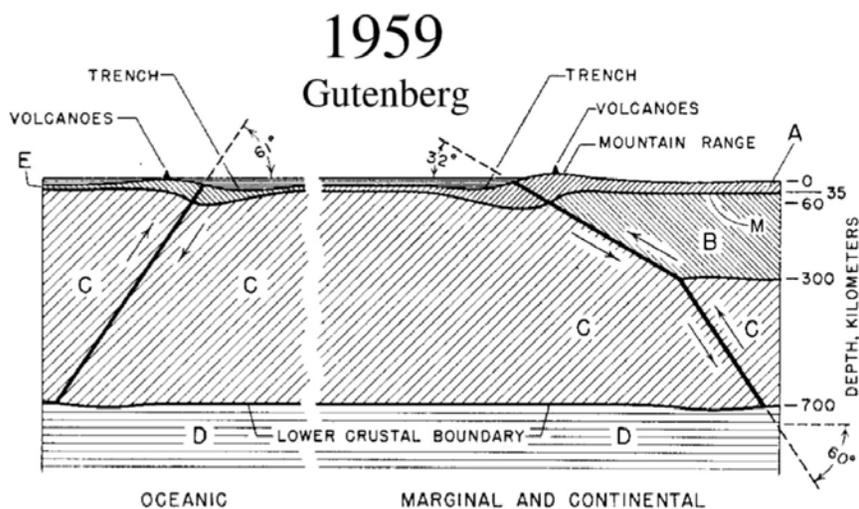


图 4 Gutenberg 对岛弧地震带形成机制的解释 (Gutenberg, 1959)

一个有趣的小插曲发生在 1967 年的 AGU 春季会议上，Jason Morgan 在关于洋底扩张的专题提交了一份摘要，但他在会场上讲的却是与之完全无关的内容——板块构造，而我对此并不知情。同年夏天，在我重读了我以前的导师 Teddy Bullard 利用欧拉定理进行大陆重构的文章之后，我萌发了和 Morgan 相似的观点，于是和 Bob Parker 完成了关于板块构造的文章。当我们 11 月将文章投给 Nature 之后才得知 Morgan 在之前已经有过相似的发现但还没有发表，于是我给编辑部发了封电报希望等 Morgan 的文章发表之后再接收我们的文章，但编辑的回信却告诉我们文章已经接收了，于是我们关于板块构造的工作恰好赶在 1968 年之前发表了。

在板块构造理论正式诞生之前，Hess 在他的海底扩张模型中指出扩张是洋中脊之下上升的地幔对流导致的，甚至直到 1980 年，他的学生 Ronald Oxburgh 仍认为洋中脊之下普遍存在着热柱从而导致了海底扩张，然而这种机制从物理学的角度根本无法解释扩张的对称性。1966 年，我在

等待自己博士论文的评阅意见期间，就已经论证了这种位于洋中脊之下的地幔对流是完全不必要的，洋中脊本身具有明显的被动扩张的特征。现在，在丰富的地质和地球物理资料积累的基础上，我们对洋中脊的热结构有了更深入的认识（图 5），这些证据都表明被动上涌（passive upwelling）过程更符合实际的观测事实。

通过今天的报告，我希望能让大家认识到，缺乏准确可靠的观测资料是在上世纪 60 年代以前板块构造理论没有出现的主要原因，而并非是因为当时的科学家们不够出色。同时，自上个世纪 60 年代末三联点模型提出后，板块构造理论在运动学方面至今没有发生多少改变，而我也并不认为今后会有多大的改动产生。尽管如此，在地球动力学方面，我们相比过去有了非常大的进步。当我还是本科生的时候，当时的地质学家们并不认为用物理学可以解释他们观察到的现象。现在的很多“地质学家”在观察现象的同时会更多地考虑涉及到的地质过程，而在当年这属于“地球物理学家”的工作范畴。最后，我想在座

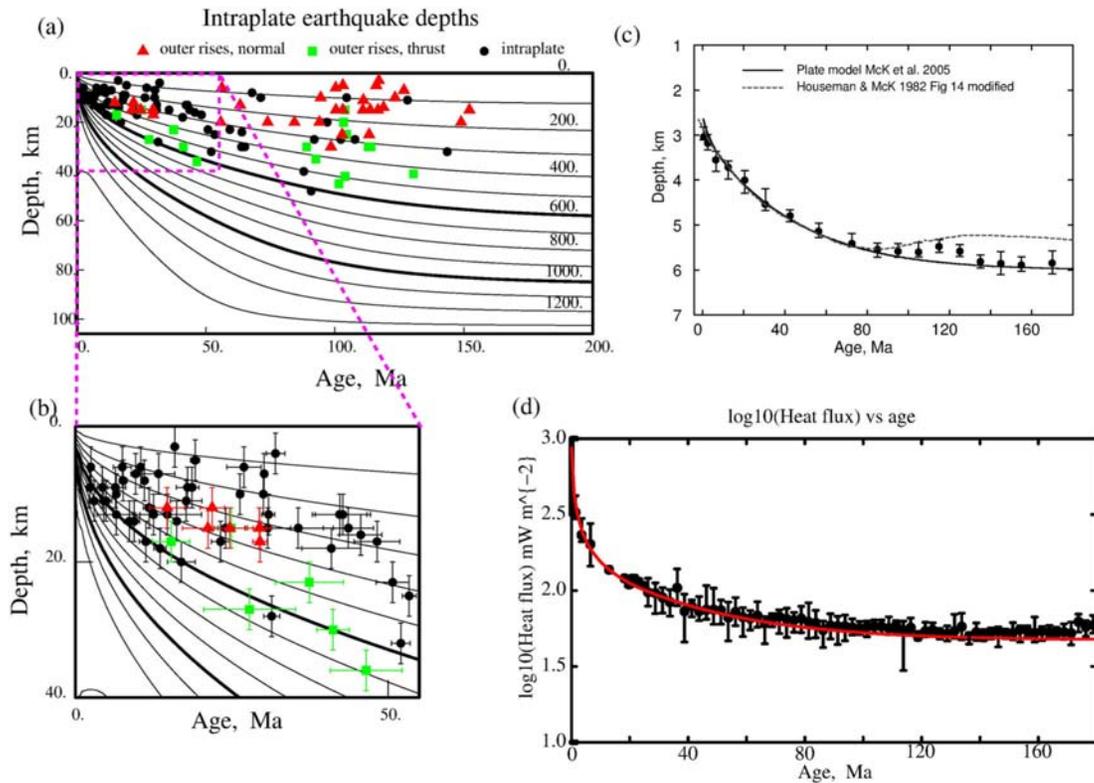


图 5 现今的洋中脊热结构模型 (McKenzie et al., 2005)

的年轻人到我这个年纪的时候可能也会做一个和今天主题相近的报告，告诉后人们，科学家们在 2019 年对地球认识的种种不足同样来自于当时观测数据本身的限制。

精彩问答节选

问：从您的报告中，我们了解到地球物理学在板块构造理论的建立过程中起到至关重要的作用，我想知道您如何评价地质学家在其中起到的作用？地质学家是否也在其中做出了一些原创性的贡献？

答：如果我们把海洋地质学家与大陆地质学家区分开，那前者对板块构造创立的贡献显然更大一些。但如 John Dewey 等大陆地质学家在推动板块构造学说发展的过程中同样起到了重要作用，他们证明了地质学家在过去百年来发现的许多地质现象都可以用板块构造模型来解释。然而，这种对板块构造的应用与我和 Morgan 所

做的工作并不完全一致，我们的工作涉及更多的理论计算，比如刚体的球面运动等，这需要运用计算机程序和代数矩阵等工具，这在当时是一个相当新颖的研究思路 and 方式。

问：相比于发展新的理论方法，我们是否有必要在新仪器设备的研制上投入更多的精力？

答：这是一个有趣且重要的问题。我对新仪器设备一向很感兴趣，不仅在于它们本身，也在于人们运用物理知识去创造这些仪器的过程。以卫星为例，我此前一直利用它获取重力数据，对我来说它是一种不可思议的工具，它们飞行在数千千米的高空之上，能够不受地形限制地获取全球数据，为我的研究带来了极大的帮助。同时，我刚才所讲的故事就是伴随着人类第一次完成海底磁异常测量开始的。技术



的进步可以帮助你实现你之前做梦都想不到的事，而且往往能够赋予你一个看待事物的全新视角。很多人沉溺于新技术的本身，而我更关心利用新技术能够做到哪些事。

问：过去二十年里，关于地球系统科学的研究越来越多，您认为我们是否真正有能力做到对地球系统科学的研究？

答：这些研究很重要，但是我并没有从事过太多这方面的工作。一直以来我致

力于对地球上正在发生的物理过程的研究，我想这些工作是建立一个复杂全面的地球系统模型的前提和基础。其实我本人并不热衷于构建复杂的模型，这一点你可以从今天的报告中感受到。一旦当你试图通过调整过多的变量来拟合观测结果时，我可能会对你的结果产生严重的怀疑。但是系统地认识我们的地球有助于我们在如环保等领域做出正确的判断和决策。

主要参考文献

- Gutenberg B, Richter C F. Seismicity of the Earth[M]. Princeton : Princeton Univ Press, 1954.
- Gutenberg B. Physics of the Earth' s Interior[M]. New York, London : Academic Press, 1959. ([链接](#))
- Hess H H. History of Ocean Basins//Engel A E J, James H L, Leonard B F (Eds.) . Petrologic Studies : A Volume in Honor of AF Buddington[C]. Geological Society of America, 1962 : 599-620. ([链接](#))
- McKenzie D, Jackson J, Priestley K. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 233 (3-4) : 337-349. ([链接](#))

【更多阅读】

- McKenzie D P, Parker R L. The North Pacific : an example of tectonics on a sphere[J]. *Nature*, 1967, 216 (5122) : 1276-1280. ([链接](#))
- Morgan W J. Rises, trenches, great faults, and crustal blocks[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1968, 73 (6) : 1959-1982. ([链接](#))
- McKenzie D P, Morgan W J. Evolution of triple junctions[J]. *Nature*, 1969, 224 (5215) : 125-133. ([链接](#))
- Raff A D, Mason R G. Magnetic survey off the west coast of North America, 40 N. latitude to 52° N. latitude[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1961, 72 (8) : 1267-1270. ([链接](#))
- Vine F J, Matthews D H. Magnetic anomalies over oceanic ridges[J]. *Nature*, 1963, 199 (4897) : 947-949. ([链接](#))
- Wilson J T. A new class of faults and their bearing on continental drift[J]. *Nature*, 1965, 207 (4995) : 343. ([链接](#))
- 更多信息见英国伦敦地质学会为 McKenzie 教授制作的主页 ([链接](#))



深源地幔柱是否存在？

报告人：Gillian R. Foulger | 整理：许晶瑶，黄永树（岩石圈室）

板块构造理论是当今地球科学的基石，描绘了大洋岩石圈从产生到消亡的动力学过程，能合理解释沿汇聚板块边界分布的火山弧成因，但难以解释位于板块内部的岩浆作用，如夏威夷群岛、黄石和冰岛等。因此，在板块构造理论诞生后不久，地幔柱假说也随即提出。加拿大地质学家 Wilson (1963) 认为太平洋板块在下伏“热点”上移动，类似打点计时器，热点将上覆板块穿透，最终形成年龄逐渐变年轻的夏威夷岛链。在此基础上，美国地球物理学家 Morgan (1971) 将其抽象为地幔柱假说，认为在活动板片下，源于地球深部的炽热物质上涌产生大量熔体，喷出地表，最终形成一系列岛链。地幔柱假说被广泛采用，以解释包括生命灭绝、雪球地球等重大地质事件的成因。但作为假说，对其进行验证是将其升华为理论 / 定理的基本要求。因此，关于地幔柱假说的检验一直是地球科学研究的焦点和前沿问题之一。

针对上述科学问题，英国杜伦大学地球物理学家 Gillian R. Foulger 教授在我所前沿论坛展开了相关讨论。Foulger 教授首先简要回顾了地幔柱假说提出的背景，然后论述了地幔柱假说的定义、内涵和基本预测，并在此基础上评述了地幔柱假说的验证情况。Foulger 教授认为，迄今为止，有关地幔柱假说基本预测的“证据”常具有多解性，或仍未得到检验，有待继续研究。

Foulger 教授最后结合自己在冰岛的研究，提出板块构造理论可以较好的解释冰岛的地质现象，相关模型和思路对全球其他地区“热点”成因解释有重要参考价值。

第一部分：地幔柱假说存在的问题

根据地幔柱假说，地幔柱起源于地幔深部热边界层（上 - 下地幔边界或核 - 幔边界），其上涌至浅部地幔时将伴有如下地质现象：（1）地表强烈隆起；（2）形成大规模的溢流玄武岩；（3）随着时间推移形成类似夏威夷的火山链，火山链延伸的方向就是板块运移的方向；（4）高温岩浆作用。在 Foulger 教授看来，这些预测尚未得到证实：

（1）地表强烈隆起

当地幔柱柱头到达上地幔时，会导致地表强烈隆起（Campbell, 2005），这是地幔柱假说最重要的预测之一。峨眉山大火成岩省是少数被认为有上千米尺度隆起的大火成岩省，但 Peate and Bryan (2009) 认为对该隆起的认识建立在错误的火山地层学工作之上，其真正隆升的幅度有限。总的来说，全球有地幔柱报道的地区，还缺乏地表强烈隆起的确凿证据。

（2）溢流玄武岩省

一般认为，溢流玄武岩岩浆喷发速度快且规模巨大，能在 1-5 Ma 内喷发几百万立方千米的岩浆，例如北大西洋大火成岩省产生了约 $5 \times 10^6 \text{ km}^3$ 岩浆，而西伯利亚玄



武岩达到 $10 \times 10^6 \text{ km}^3$ 。地幔柱被广泛用来解释该类地质现象。但是，地幔柱能否产生如此大规模的熔体尚无定论。根据 Cordery et al. (1997) 的计算，即便是温度很高的情况下，地幔柱也很难在短期产生如此大体积的岩浆。Foulger 教授认为要产生如此巨量的岩浆可能需要一个长时间的岩浆储库，而不是短时间一次形成。

(3) 地幔柱“尾部”延伸至核-幔边界
地幔柱假说另一个重要的假设是地

幔柱尾部能延伸到核幔边界。目前主要通过地震层析成像的方法来探讨地幔柱的尾端深度。Foulger 教授指出，我们须谨慎对待地震层析成像的结果，同一地区不同作者发表的地震层析成像数据解释存在差异，很难重复。例如，对夏威夷地区的研究中（图 1），Li et al. (2008) 认为地幔柱的尾部向西北方向（图 1 左），而 Wolfe et al. (2009) 的工作（图 1 右）提出了一个向东南方向的地幔柱（和左图方向完全相反）。

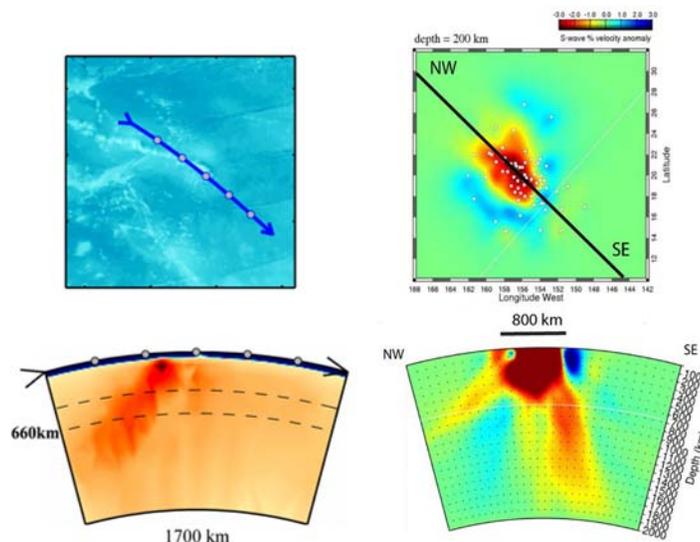


图 1 不同作者发表的夏威夷下地震层析成像：左图显示了一个低速体，被解释为地幔柱，从夏威夷大岛向夏威夷岛链下方的西北方向倾斜 (Li et al., 2008)；右图显示了类似的低速体，也被解释为地幔柱，从夏威夷大岛下方向东南方向完全相反的方向倾斜 (修改自 Wolfe et al., 2009 附件)。与之类似，最近有关黄石热点的地球物理观测也呈现出相左的解释

(4) 随着时间推移的火山链

地幔柱假说认为地幔柱相对静止，夏威夷岛链的延伸方向代表了太平洋板块的运动方向。Foulger 教授认为夏威夷的“热点”并没有保持固定不变，因为大约 50 Ma 前的夏威夷皇帝岛链弯曲改变了方向，但当时的太平洋板块并没有改变移动方向（图 2）。

Foulger 教授认为地幔柱假说无法解释这些地质现象，越来越多科学家意识到并

不是所有的“热点”下都有地幔柱。

第二部分：利用板块构造理论解释“热点”

作为地幔柱假说的替代方案，Foulger 教授认为板块构造能很好解释这些板内出现的呈富集地幔地球化学特征的岩浆省。

地幔柱假说认为岩石圈是被动的，地幔柱主动上升穿过岩石圈喷出。与之相反，板块构造认为地幔是被动的，而板块在其上移动，发生伸展作用，熔体被动流出。

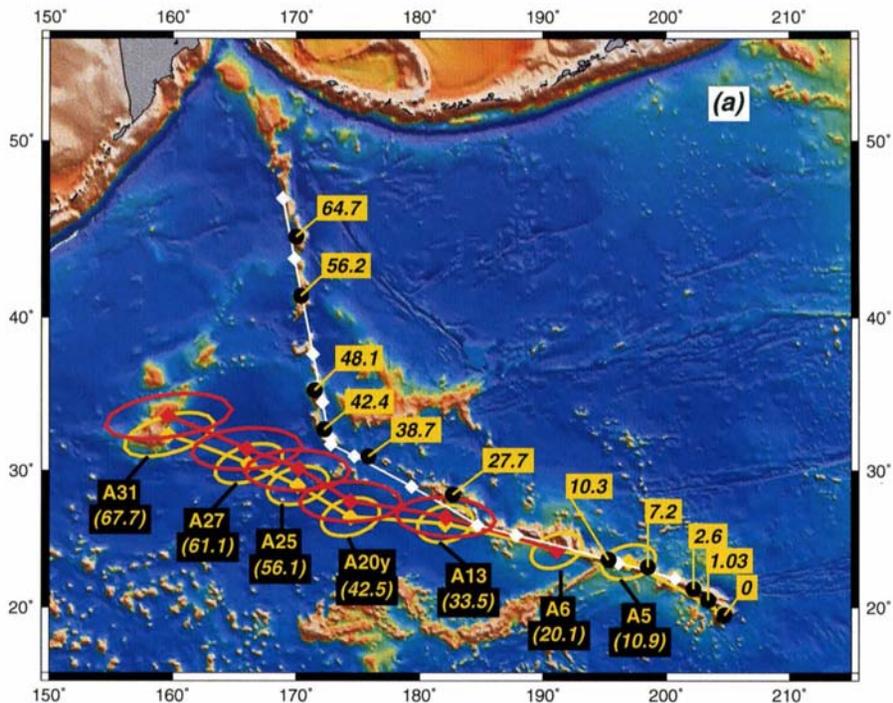


图 2 Hawaiian-Emperor 链上不同年龄的海山和火山的位置 (黑点), 以及理论重建的位置 (红点和黄点分别代表不同理论模型重建的位置, 红/黄圈大小表示理论预测的误差范围) (Raymond et al., 2000)

后者认为热异常并不一定局限在板块边界, 由板块构造作用导致的板内拉张同样可以形成板块内部的热异常。Foulger 教授认为, 在中国峨眉山大火成岩省广泛发育伸展构造的背景下, 可以设想, 如果其下拥有一个巨量的岩浆房储库, 可在短时间内产生大量溢流玄武岩。

Foulger 教授认为, 板块构造理论可以合理解释现有的观测。地幔柱假说预测热点出现的位置是随机的, 然而除夏威夷和冰岛外, 现观察到的热点主要集中在板块边界 (图 3)。地震层析成像显示冰岛在地幔浅部形成, 不显示明显温度异常。另外, 地球化学研究显示夏威夷岩浆源区有再循环洋壳的贡献。俯冲地壳的熔融能解释在“低温”条件下较高的岩浆产率。

根据板块构造理论, 可预见: (1) 岩

石圈伸展拉伸。以美国黄石为例, 黄石位于两个构造省的交界处, 这两个构造省之间微小的运动差异可能会导致大陆裂谷的扩大。另外有研究者认为位于南太平洋 Samoa 群岛的形成与地幔柱有关, 但是 Samoa 刚好位于板片撕裂的位置, 具有典型的伸展特征。前人研究认为, 冰岛是热点火山作用的产物, 但 Foulger 教授认为冰岛是由大陆撕裂形成的。(2) 地幔中的熔体。地震学家通过地震学数据发现地幔中存在许多低速区域, 可以通过部分熔融解释。如榴辉岩的熔点比地幔岩低约 200°C, 榴辉岩熔融可以产生大量的熔体。此外, 板片俯冲过程中挥发分的加入能导致岩石熔点降低。(3) 浅源。例如冰岛和黄石的地震低速体起源于上地幔, 并没有延伸至下地幔中 (图 4, 图 5)。

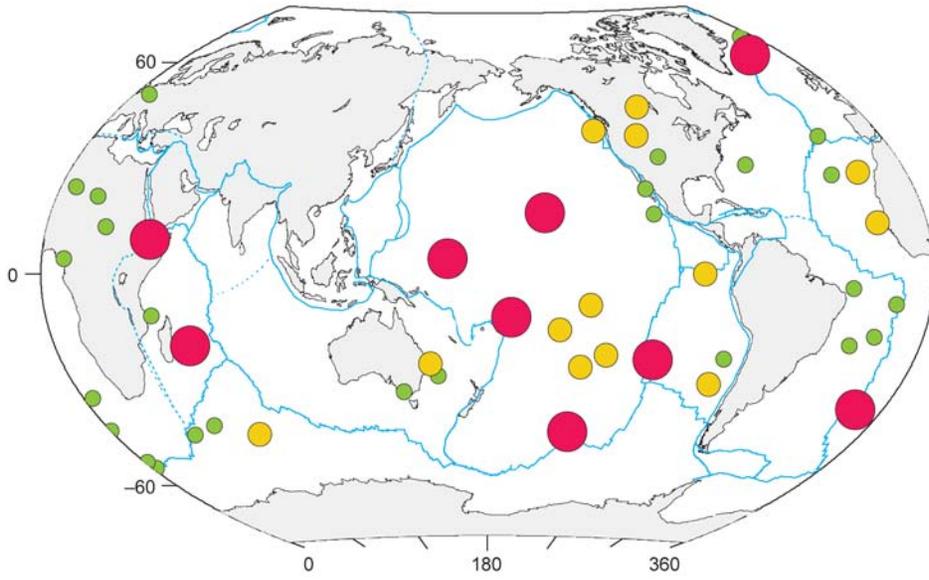


图3 热点全球分布图 (Foulger and Natland, 2003)

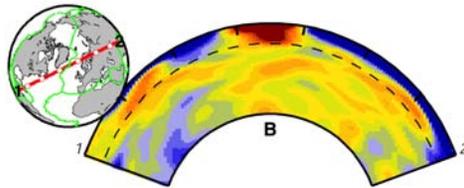


图4 冰岛层析成像截面图 (Ritsema, 1999)

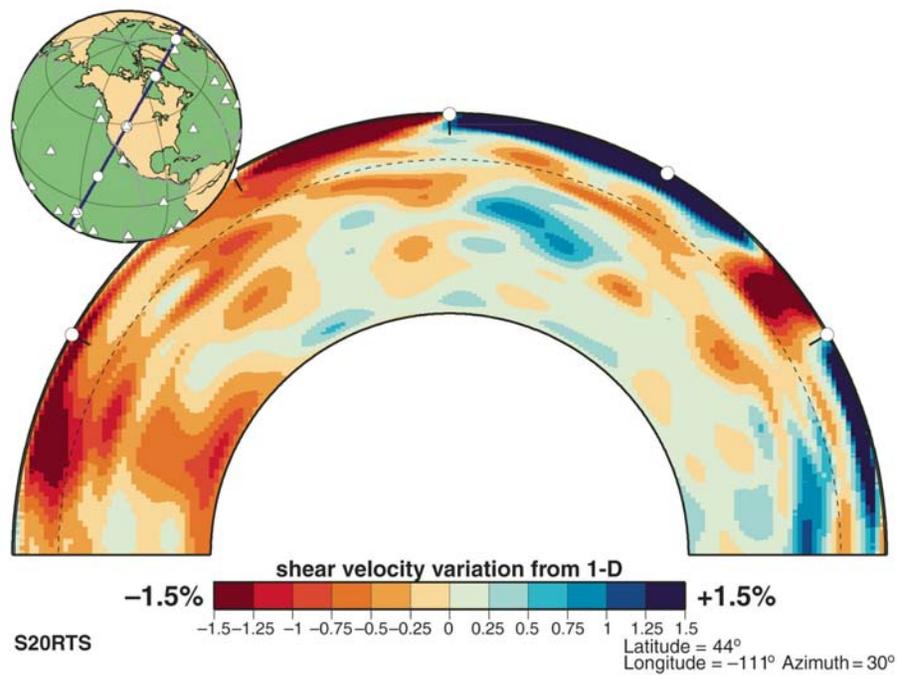


图5 Yellowstone 地震层析成像截面图 (Foulger et al., 2015)



最后, Foulger 教授强调我们应该重视构造地质学的研究, 并结合地球物理、岩石学、地球化学等多个学科来解析地球动

力学演化之谜。

(地幔柱有关信息参考网页: <http://www.mantleplumes.org>.)

主要参考文献

- Campbell I H. Large igneous provinces and the mantle plume hypothesis[J]. *Elements*,2005,1(5):265-269. (链接)
- Cordery M J,Davies G F,Campbell I H. Genesis of flood basalts from eclogite - bearing mantle plumes[J]. *Journal of Geophysical Research:Solid Earth*,1997,102 (B9) :20179-20197. (链接)
- Foulger G R,Natland J H. Is "hotspot" volcanism a consequence of plate tectonics[J]. *Science*,2003,300 (5621) :921-922. (链接)
- Foulger G R,Christiansen R L,Anderson D L. The Yellowstone "hot spot" track results from migrating basin-range extension[C]//The Interdisciplinary Earth:A Volume in Honor of Don L. Anderson. Geological Society of America Special Paper,2015,514:215-238. (链接)
- Li C,van der Hilst R D,Engdahl E R,et al. A new global model for P wave speed variations in Earth' s mantle[J]. *Geochemistry,Geophysics,Geosystems*,2008,9 (5) . (链接)
- Morgan W J. Convection plumes in the lower mantle[J]. *Nature*,1971,230 (5288) :42-43. (链接)
- Raymond C,Stock J,Cande S. Fast Paleogene motion of the Pacific hotspots from revised global plate circuit constraints[C]//Richards M A,Gordon R G,van der Hilst R D. The History and Dynamics of Global Plate Motions,Volume 121. Washington:American Geophysical Union,2000. (链接)
- Ritsema J,van Heijst H J,Woodhouse J H. Complex shear wave velocity structure imaged beneath Africa and Iceland[J]. *Science*,1999,286 (5446) :1925-1928. (链接)
- Peate I U,Bryan S E. Pre-eruptive uplift in the Emeishan?[J]. *Nature Geoscience*,2009,2 (8) :531-532. (链接)
- Wolfe C J,Solomon S C,Laske G,et al. Mantle shear-wave velocity structure beneath the Hawaiian hot spot[J]. *Science*,2009,326 (5958) :1388-1390. (链接)

【更多阅读】

- Chang W L,Smith R B,Wicks C,et al. Accelerated uplift and magmatic intrusion of the Yellowstone caldera,2004 to 2006[J]. *Science*,2007,318 (5852) :952-956. (链接)
- French S W,Romanowicz B. Broad plumes rooted at the base of the Earth' s mantle beneath major hotspots[J]. *Nature*,2015,525 (7567) :95. (链接)
- Hand E. Mantle plumes seen rising from Earth' s core[J]. *Science*,2015,349 (6252) :1032-1033. (链接)
- Huang H H,Lin F C,Schmandt B,et al. The Yellowstone magmatic system from the mantle plume to the upper crust[J]. *Science*,2015,348 (6236) :773-776. (链接)
- Nelson P L,Grand S P. Lower-mantle plume beneath the Yellowstone hotspot revealed by core waves[J].



Nature Geoscience,2018,11 (4) :280. ([链接](#))

Zhou Y. Anomalous mantle transition zone beneath the Yellowstone hotspot track[J]. *Nature Geoscience*,2018,11 (6) :449. ([链接](#))



特提斯大陆岩浆弧与二叠纪末生物大灭绝

报告人：沈树忠 | 整理：孟中琦（岩石圈室）

一、研究背景

在云南的鲁贝剖面有这样一套陆相地层：下部是晚二叠世黄绿色的含煤、各类植物化石及孢粉的砂泥岩，上部是早三叠世紫红色的砂泥岩且没有生物化石。这一截然的界线实际上代表了地质历史时期一次重大的事件——二叠纪末生物大灭绝，这指示了当时陆地生态系统的崩溃。二叠纪末生物大灭绝是地质历史时期最大的灭绝事件，海洋生物有将近 85%-95% 灭绝，比如珊瑚、三叶虫、腕足等动物近乎完全消失；陆地生物如合弓纲动物（类似哺乳类动物）大量灭绝。记录这次生物大灭绝最好的海相地层剖面是浙江长兴的煤山剖面，通过剖面出露的火山灰定年，大灭绝时代可限定在 $251.880 \pm 0.031/0.28$ Ma 与 $251.941 \pm 0.037/0.28$ Ma 之间，灭绝事件持续发生时间近 6 万年左右，目前关于生物大灭绝的最流行的假说是：火山作用是导致生物大灭绝的主要原因。

煤山剖面记录了一次碳同位素的负漂（图 1），恰好对应于生物大灭绝的时代，而且从牙形石的古温度恢复可以看到灭绝后有一次快速的升温过程，很可能是大量甲烷的释放、有机物的氧化导致碳同位素的巨大变化，从而导致生物的灭绝。任何一

次地震作用、大规模的火山喷发都可以导致碳同位素发生巨大变化，特别是当时存在的特提斯洋便是一个巨大的碳库。

一些学者认为西伯利亚大火成岩省的火山喷发是导致当时碳同位素变化的重要原因（图 2）。西伯利亚大火成岩省持续的时间是 1 Myr 左右，主要的依据是 Hg 富集层的发现，华南、日本等地的地层普遍记录了 Hg 同位素的变化（图 3）。此外，在云南的鲁贝和新疆的大龙口剖面上也发现了 Hg 含量和 Hg 同位素的异常变化，这些统统被解释为西伯利亚大火成岩省的贡献。然而，近年来我们所做的有关生物大灭绝的模式、速度及环境地球化学的指标（包括氧同位素，一些非金属同位素等）的最典型地区都分布在华南，那么为什么我们一定要用西伯利亚大火成岩省来解释生物大灭绝呢？西伯利亚大火成岩省是否足够大到可以导致地表碳循环发生巨大的变化呢？

二、研究思路

在华南板块的西部存在中二叠世喷发的峨眉山玄武岩形成的康滇古陆，由此往东由陆相逐渐过渡到海陆交替相、海相地层。以前的研究涉及到的主要是海相地层，

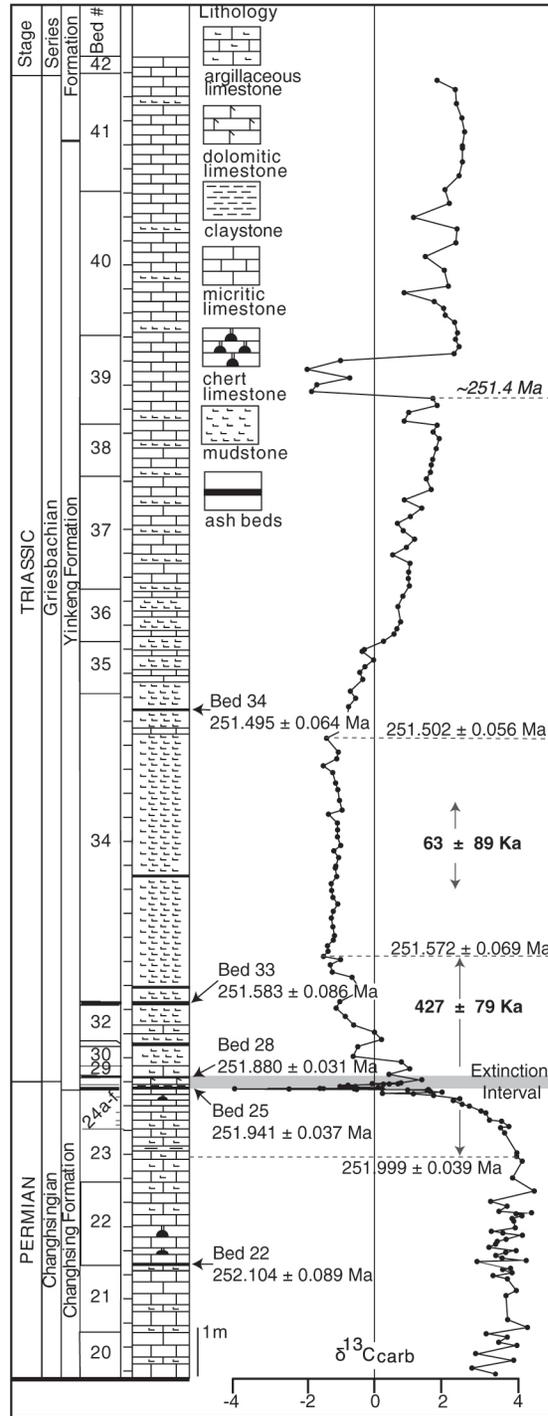


图 1 煤山剖面的地层、年代和碳同位素成分变化 (Burgess et al., 2014)

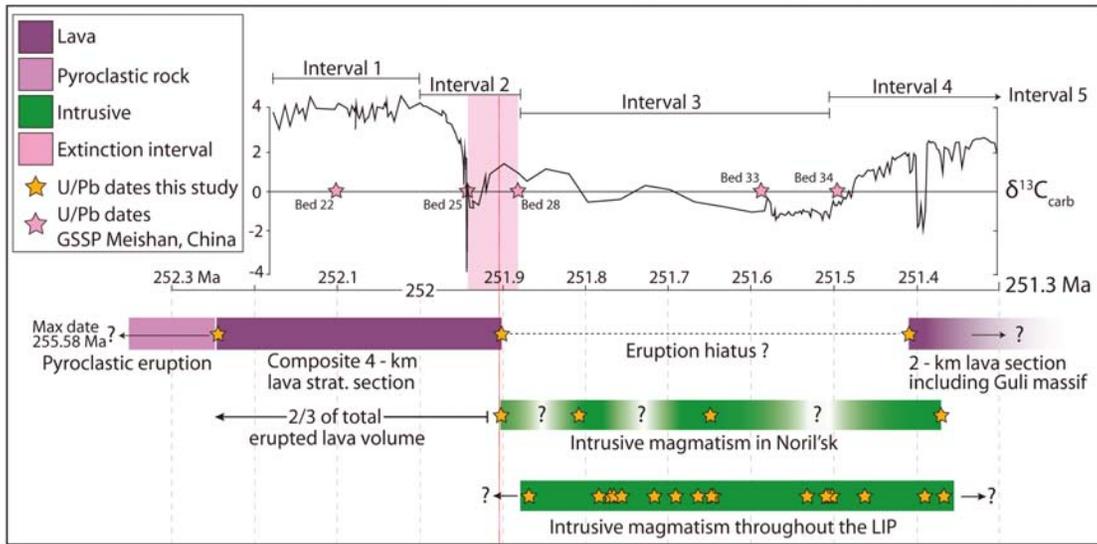


图 2 二叠纪末到早三叠世西伯利亚大火成岩省、生物大灭绝、碳同位素记录 (Burgess and Bowring, 2015)

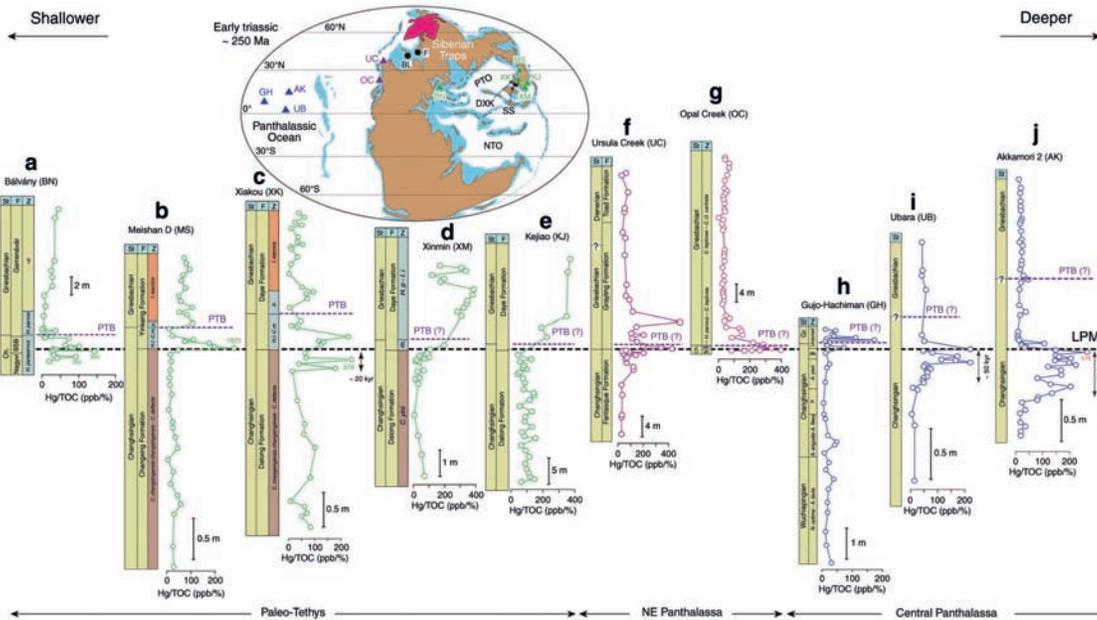


图 3 Hg 富集层位与二叠纪末生物大灭绝时间耦合效应 (Shen et al., 2019)

包括 Hg 的富集、Hg 同位素的变化等，陆相剖面的研究相对较少。

我们之前对陆相剖面做了详细的研究 (图 4)，包括碳同位素的变化、高精度的测年，岩相的变化等，三条陆相剖面中我们发现它们具有共同的层序变化，P/T 界限下面都是黄绿色的砂泥岩地层，植物化石、

煤层比较丰富；而到了上面均为红色的砂泥岩地层，无任何生物化石，甚至连孢粉都没有，研究表明这代表一个气候相对比较干旱、高度氧化的环境，由此可见 P/T 附近有截然的变化。在界线附近往往具有灰绿色的火山岩屑砂岩，锆石 U-Pb 定年非常接近生物大灭绝的时代。



令人惊奇的是，在生物大灭绝的层位，我们发现了一层具有团块状的铜富集层，铜呈层状分布。那么，这些铜是从哪里来的呢？是附近的斑岩型铜矿被风化剥蚀搬运再沉积形成的吗？但是，这样的模式很难去解释几百公里都分布有相同的富铜层位。接着我们取样进行切片，发现其中含有大量的结晶程度很差的石英和硫化物的颗粒，颗粒经过分析后发现铜的含量比较高，主要以铜和硫为主，两者的比例达到 1.8 : 2。

同时我们还做了一些火山碎屑岩中熔体包裹体的工作，熔体包裹体可以代表它形成时的熔体环境，发现其中的 SiO₂ 的含量在 70% 左右，指示一个中酸性的岩浆环境，证明在二叠 - 三叠之交有大量的含铜的岩浆的喷发，那么含铜层位是否是由岩浆侵入形成的呢？很显然，岩浆侵位不可

能形成大面积的具有这种薄层状的铜的富集层。

我们想到铜的富集可能与有机物的富集有关，因为有机物可以携带大量的铜，接着在扫描电镜下发现，这些富铜的颗粒周围都含有炭屑，进一步确定它是植物在生长期将铜吸收富集的。同时，在铜富集的层位还发现了多环芳烃的存在，由于多环芳烃是植物在燃烧过程中释放的一种气体，进一步证明当时存在大规模的野火事件，植被系统被大规模破坏，土壤系统迅速崩溃。

此外，我们做了一些铜同位素的工作，有意思的是剖面（未发表）下部 $\delta^{65}\text{Cu}$ 在 0 附近，往上则出现千分之一的正漂，正漂表明铜暴露地表发生氧化作用，这对于解释铜的富集具有重要的意义。

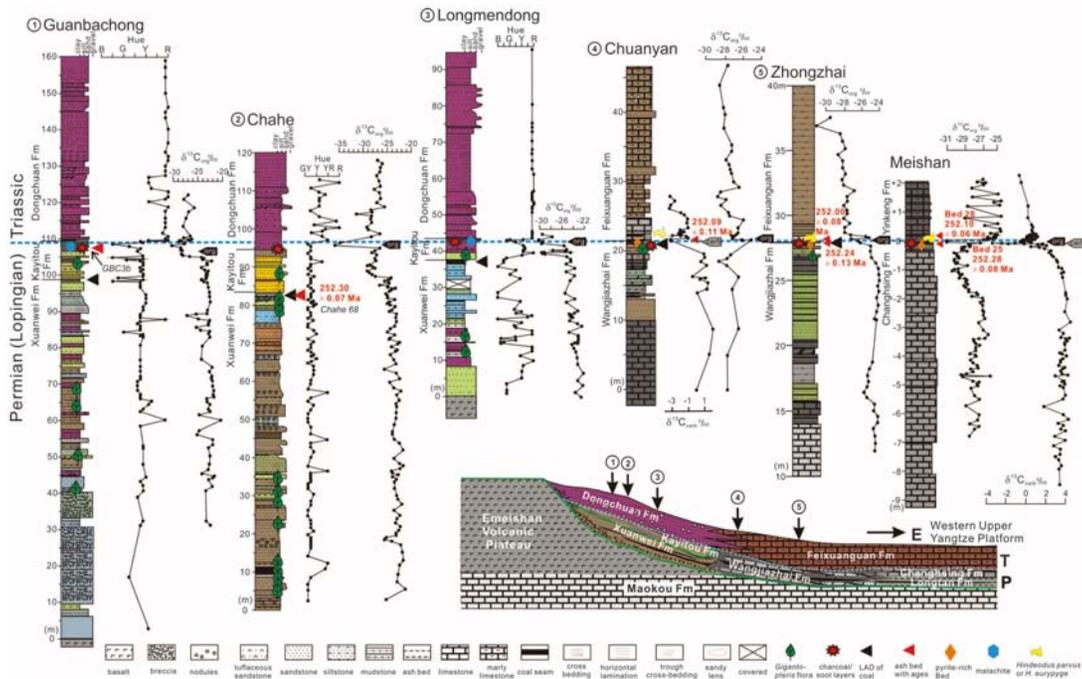


图 4 华南二叠纪末 - 早三叠世海相、陆相地层 (Shen et al., 2011)



三、初步认识与未解难题

(1) 二叠纪末生物大灭绝的模式、速度、幅度大多是根据华南和特提斯大洋中的剖面建立(特别是华南地区),时间非常短。

(2) 华南大规模爆发式中酸性火山喷发导致了大量铜和汞的富集,同时引起大规模的野火事件,植被系统被大规模破坏,土壤系统迅速崩溃。

(3) 华南地区多种地球化学指标异常并不一定是西伯利亚大火成岩省的结果,海陆相生物大灭绝对比需要高精度的年龄和陆相地球化学指标。

(4) 二叠纪末-三叠纪之交,在特提斯洋中可能存在一个火山岩岩浆弧,这次岩浆弧的火山作用可能是导致华南地区多种地球化学指标异常和生态系统崩溃的原因。

四、学术讨论

问:在全球性的生物大灭绝过程中,为什么针叶状的植物可以保留下来?

答:现在地球上的植物特别丰富,我们可以清楚地看见现代地球上以被子植物为主。但是,植物经历了几个演化阶段:在二叠时期以相对低等的蕨类植物为主,中生代以裸子植物为主,一直到现代以被子植物为主,在二叠-三叠之交植物发生了巨大的变化,但是并不意味着植物彻底消亡,如果消亡了,那么现代就不会有植物。针状的植物之所以能顺利避开生物大灭绝,是因为它耐干旱,能够在恶劣的环境下生存下来。

问:大陆弧在地质演化过程中长期存在,为什么二叠-三叠之交的大陆弧这么特殊,可以导致全球性的生物大灭绝呢?

答:二叠-三叠之交是泛大陆演化的关键时刻——从聚合到裂解的转变,这种转变可能导致大规模的岩浆活动加剧,这种推测应当也是合理的,希望在将来的特提斯演化问题的研究中追踪到多种的证据。

问:二叠纪末的生物大灭绝是否是一个量变到质变的过程呢?二叠纪生物大灭绝之前的多次冰期等事件对这次大灭绝有没有影响?

答:这是一个很好的问题,实际上也是一个很难研究的问题,任何事物的发生发展,变化乃至变坏都是一个量变到质变的过程。在二叠纪生物大灭绝之前发生过很多的小的事件,每一个物种都是有一个延续过程的,一般来说一个物种生存的时代为1 Myr,我们统计了二叠纪不同生物种的生存延续时间,发现物种越靠近P/T界限,它的寿命也就越短。这是不是指示当时的环境是一个逐渐弱化的过程,这是个值得思考的问题,但是很难研究,很难量化地表述出来。

问:P/T界限的划定大多采用碳同位素,有的直接划定在碳同位素负漂的开始,有的是在负漂的峰值,还有就是在负漂的结束,那么是不是可以统一一下呢?

答:就我们而言,我们是不会用碳同位素的变化来作为P/T界限,P/T界限是通过牙形石来定的,碳同位素的变化反映的是碳循环的变化,从时间意义上来讲,P/T界限应该是全球等时的,我们可以说陆相比海相晚几千年、几万年,都不要紧,因为我们目前的技术无法分辨出几千年和几



万年的尺度，只能认为是等时的。如果碳同位素真正能反映全球信号变化，它的等时线要比生物的等时线远远好得多，我建议不要在乎划定在碳同位素负漂的开始、峰值或负漂的结束，但是用法要一致。比如，如果用碳同位素负漂的开始作为划定标志，则全部都要以这个为标准。

问：生物大灭绝是瞬时发生的，在 252 Ma 左右，然而，岩浆弧的爆发是一个持续的过程，它可以延续很长时间，那么你怎么用一个持续发生的岩浆弧事件解释一个瞬时发生的灭绝事件呢？前人之所以将目光集中在西伯利亚大火成岩省，是因为这也是一个瞬时发生的事件，可以较好地解释灭绝事件。

答：这是一个好的问题，我们必须做出合理的解释，我深信地球深部活动是导致地表环境变化的主要的原因，岩浆弧是一个持续的过程，而生物的大灭绝仅仅发生在六万年的尺度，生态系统的恶化是一个累积的过程，并不是一开始恶化，立

即就会有相应的反应。

问：从喷发的角度看，岩浆弧与大火成岩省不同，大陆岩浆弧对于硫化物的贡献要比大火成岩省要多，这可能是造成硫和铜的结合的原因。为什么这里的铜这么富集？您报告中的铜的富集层都位于陆相，那么海相地层是否同样富集呢？

答：海相地层确实没有铜的富集，很可能的原因是铜会溶解于海水中而无法富集。但是，Hg 可以在海相地层中很好地富集。

问：二叠末的生物大灭绝是全球性的，还是区域性的？泛大洋有没有同样的记录？

答：二叠末的生物大灭绝肯定是全球性的。但是我认为特提斯洋中碳释放、有机质的氧化造成的影响远远大于西伯利亚大火成岩省。泛大洋是否有这样的记录还不太确定，因为大洋本身完全是开放的，没有明显的记录。唯一可以确定的是特提斯洋中存在明确的记录。

主要参考文献

- Burgess S D, Bowring S, Shen S. High-precision timeline for Earth's most severe extinction[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2014, 111 (9): 3316-3321. ([链接](#))
- Burgess S D, Bowring S A. High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction[J]. *Science Advances*, 2015, 1 (7): e1500470. ([链接](#))
- Shen S, Crowley J L, Wang Y, et al. Calibrating the end-Permian mass extinction [J]. *Science*, 2011, 334 (6061): 1367-1372. ([链接](#))
- Shen J, Chen J, Algeo T J, et al. Evidence for a prolonged Permian-Triassic extinction interval from global marine mercury records[J]. *Nature Communications*, 2019, 10 (1): 1563. ([链接](#))