

· 编者按 ·

D. L. Anderson 目前是美国加州理工学院(Caltech)地球物理学荣誉教授。他 1955 年在美国 Rensselaer 理工学院获地质与地球物理学士学位, 1962 年在加州理工学院获地球物理与数学博士学位。他因对地球科学的巨大贡献获得普遍赞誉, 是许多著名学会的会员或院士。他 1972 年当选为美国科学艺术学院院士、1982 年当选为美国科学院院士、1990 年当选美国哲学学会院士。他曾获得德国地球物理学会的 Emil Wiechert 奖、美国地质学会的 Arthur L. Day 金奖、英国皇家天文学会金奖、美国地球物理联合会 Bowie 奖、瑞典皇家科学院的 Crafoord 奖, 1999 年还获得由克林顿总统授予的美国科学奖。他曾任美国地球物理联合会主席。

Anderson 的科学贡献非常多, 他培养了许多当今世界一流的地球物理学家。他说自己是地震学家, 但自 20 世纪 80 年代中期以来他的研究工作主要集中在地球化学方面, 他利用地球化学手段并结合固体地球物理来探讨地球是怎样形成和演化的。近年来 D. L. Anderson 在年轻一代地球科学家中的名气更大, 是因为他一直致力于说服地球科学界地幔柱假说是有疑问的, 这使一部分人高兴, 但使更多的人感到不愉快。他勤于独立思考, 对重大的问题具有敏锐的洞察力, 从不盲从主流模式。他坚信地幔柱假说是不必要的, 因为地幔柱并不存在, 并认为板块构造理论不仅能够解释板块边界的地质过程, 而且能够解释板块内部过程, 如“热点”岩浆作用和地震等。主流的地幔柱假说也许仍然有效, 但也可能“真理有时会掌握在少数人手中”。时间会证明一切, 但争论必将会加快真理的出现。

在这篇应邀撰写的文章中, Anderson 只是证明实验室低压下获得的地球物质参数并不适合于地幔深部。在地幔深部, 压力的升高可能不允许出现侧向热浮力差, 从而阻止地幔柱的产生。压力的升高也会增高黏度和降低热传输的效能, 从而不利于细长的圆柱状的“柱”在地幔深部形成。他坚信地球的化学分层来源于地球的形成过程, 现今浅部和深部地幔间的物质交换有限。俯冲的大洋岩石圈进入地球内部可能不超过 1000 km, 完全不同于流行的深达核幔边界的观点。我邀请 Anderson 写这篇文章并不意味着我完全同意他的所有观点, 而在于希望我们中国的科学家, 特别是年轻一代, 能够开发独立思考能力, 不管是接受还是不接受某种观点, 都要建立在认真思考和对观察资料充分理解的基础上。

(牛耀龄, 执行副主编, Department of Geosciences, University of Houston)

## 地球动力学中的简单尺度关系: 压力在地幔对流和地幔柱形成中的作用

D. L. Anderson

(Seismological Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, CA 91125, USA. E-mail: [dla@gps.caltech.edu](mailto:dla@gps.caltech.edu))

**摘要** 实验室数据可通过尺度关系(scaling relations)外推来探讨地幔过程。在行星内部, 体积压缩是一个重要参数, 因此有必要探讨与体积压缩有关的各种物理量的尺度关系。本文应用简单的体积压缩尺度关系将实验数据和上地幔的物质状态外推来预测下地幔条件下的物质行为, 这种预测在热力学上是可行的。所用尺度关系类似于半协调逼近法。俯冲板片和板块的空间尺度约几百公里, 时间常数约一亿年, 但依体积尺度关系推测, 这些参数值在深部地幔要高出几个数量级。这些体积尺度关系意味着地幔深部的运动非常缓慢, 并保留有远古特征。这些结果又意味着地球内部化学分层是不可逆的, 也不支持地幔柱假说。

**关键词** 尺度关系 与体积有关的参数 深部地幔迟缓运动 地幔化学分层的不可逆性 无地幔柱

压力会降低固体内部原子间的距离, 这对许多物理参数如热膨胀、热传导和黏度会产生相当大的非线性影响。所有这些参数的变化都不利于造成行星内部小尺度的热不稳定性。其结果是在高压下地幔

对流具有极其缓慢和大规模的特征。这无论如何也不像被普遍理解的细长的圆柱状地幔柱。Boussinesq 近似法假设密度或体积( $V$ )是温度( $T$ )的函数, 而所有其他的物理特性与 $T$ ,  $V$ 和压力( $P$ )无关, 甚至包括那

些本身是 $V$ 的函数的一些物理特性。该近似法尽管在热力学和代数上是不一致的,但在低压下似乎很管用,并被普遍用于实验室对流分析和地球动力学研究,包括全地幔对流模拟。有时利用这种近似时也考虑黏度与温度的关系,或除密度外其他与温度可能有关的一些参数。采用热力学原理则更可取。作为一级近似,固体的物理特性取决于原子间的距离或晶格容积应变;作为二级近似,固体的物理特性则取决于引起应变的参数(温度、压力、组成、晶体结构等)。这是也Birch法则<sup>[1]</sup>、地震状态方程<sup>[2,3]</sup>、各种相应的状态法则和拟调和逼近法等的基础。

与体积相关的各种参数的尺度系数可以用无量纲体积导数来表示<sup>[3]</sup>: 晶格热传导  $d \ln K_L / d \ln V = 4$ ; 体积模量  $d \ln K_T / d \ln V = 4$ ; 热膨胀  $d \ln \alpha / d \ln V = -3$ ; 黏度  $d \ln \nu / d \ln V = 40 \sim 48$ 。

## 1 地幔深部尺度

热边界层(TBL)的厚度,因顶部冷却或因底部加热,会依以下公式增加:

$$h = (\kappa t)^{1/2},$$

其中 $\kappa$ 是热扩散速率,  $K_L / \rho C_p$ ;  $t$ 是时间。

Rayleigh 数是决定对流是否可能的重要参数:

$$Ra = \alpha g (\delta T) h^3 / \kappa \nu,$$

其中新 $g$ 为重力加速度,  $\delta T$ 为横穿TBL的温度增量。当 $Ra > 1000$ 时<sup>[4]</sup>,该TBL变得不稳定,会从表面(或上覆的脆性或弹性层)脱离。

对于适合于地球表面的参数而言, TBL厚度( $h$ )大约在 100 km时变得不稳定<sup>[4]</sup>,这与地球物理估计的板块厚度一致。形成这样约 100 km厚的TBL需要大约  $10^8$ 年的时间。地球的顶部TBL黏度非常高,其不稳定性(称作俯冲)除黏性变形控制外,部分受断裂控制。所以,用黏性来计算该TBL的不稳定性不完全合适。大洋板块的实际寿命大约是  $10^8$ 年。对地球的底部TBL(近核幔边界)而言,其变形很可能是全黏性的。体积尺度外推意味着温度对黏度的影响可能在下地幔比地表要小。因此,该底部高温TBL内部的黏度可能不比TBL外部小多少。

地幔底部的比容比地幔顶部的比容小 64%<sup>[3]</sup>,如果忽略辐射性热传输的话,那么地球的底部高温TBL临界厚度将约是地表的 10 倍,即约 1000 km。如果有可观的辐射性热或化学组成的变化,下地幔的临界厚度一定会大于 1000 km。热辐射能提高热传导,

化学成分分层会提高该TBL的稳定性。无论如何,深部 1/3 地幔内观测到的层析异常都非常大<sup>[5]</sup>,远远大于上地幔的俯冲板片(冷“柱”),这与尺度理论吻合。靠近地幔底部的超低速度区可能代表化学异常和部分熔融区,而非纯粹的热异常。速度太低不可能只是热异常造成的。就象在流体中一样,这需要刚性度的丢失。细长地幔柱的主张常来源于在层析研究中仅考虑先到的P波。当孤立的地震波射线将大范围异常中的局部区域包裹起来时,细长形的异常就可能产生。然而,利用大量资料,包括面波、S波、反射波、波形反演和自由振动的层析模型会比仅采用P波更可靠。

如果下地幔的TBL有 1000 km厚并有横切该TBL约 1000 K 的温差的话,那么热参数的体积尺度估算就意味着下地幔的Rayleigh数比全地幔对流和零压参数计算值低约  $10^3$ 到  $10^4$ 。下地幔的寿命,也就是说下地幔热特性的年龄超过  $10^9$ 年,可能相当于地球的年龄。如果热辐射性提高热扩散 8 个量级,这将会降低下地幔热特性的年龄约 4 个量级。地表TBL冷却很快,也因为大量的热消失而很快变得不稳定。同样地,如用尺度关系估算穿过地幔密度随深度的增加,将预示着在核幔边界区域物质运动具有大规模和迟缓(长寿命)的特征。细长而又快速上升的地幔柱当然就不会出现。地球物理界对地幔柱假说的兴趣是建立在实验室的注射实验上的,该实验不能模拟地幔物质的高Prandtl数或压力对物质热参数的影响。多数地球动力学计算的参数和实验室所得参数都超出了地幔物质热参数可能的范围。

## 2 温度

温度和压力皆影响固体的体积,而体积正是准调和逼近法及其他状态方程的尺度参数。在所有与体积有关的参数中,压力对热膨胀的影响比温度大。因此,在下地幔环境,压力、物质组成和物相转变都对体积、浮力和地震参数起重要控制作用。一般来说,温度和压力作用相反。一个例外是热传导的辐射部分。辐射提高了 $T^3$ ,可能对地幔深部热传导增高贡献很大。模型计算表明,热幅射作用会对地幔的热历史和地幔对流的方式产生重大影响<sup>[6]</sup>。就地幔对流而言,热幅射是非常重要的,因为压力和温度共同作用提高了非对流热传导的重要性,从而压制或降低了地幔对流的活力。

### 3 铁的低旋跃迁

Fe 和 Mg 在低压下具有相近的离子半径, 在地幔矿物中能够容易地相互替代. Fe/Mg 比值在主要矿物中或多或少是均匀分布的. 尖晶石具有较高的 Fe 含量(即低的 Fe/Mg 比值). 主要矿物相中 Fe 含量的高低控制了其对热辐射的透明度. 在下地幔条件下, 几乎所有的 Fe 可存在于一小部分极富 Fe 的矿物相中, 使辐射热传输成为可能. 辐射热传输(不同于传导和对流)不需要介质(就象在空气或真空中传输). 特别是在高温的情况下辐射可使热传输穿过玻璃和透明晶

体, 除非 Fe 含量降低了矿物的透明度. Fe 在高压下会发生低旋跃迁并大大降低其离子半径<sup>[7,8]</sup>. 下地幔的主要矿物推测是无 Fe 的钙钛矿[MgSiO<sub>3</sub>]和富 Fe 铁方镁石[(Mg,Fe)O]. 这具有几个主要的地球动力学暗示: 钙钛矿作为主要的矿物相控制了热传导和黏滞度. 辐射热传导在该贫 Fe 矿物中高, 而黏度降低<sup>[8]</sup>. 随着时间的推移, 一个高密度的富铁方镁石层可能在地幔底部不可逆地堆积形成, 并可能与地核发生作用. 这种富铁层的晶格热传导率会很高, 而热辐射率通过晶格则很低, 但这两种热传输的相对重要性

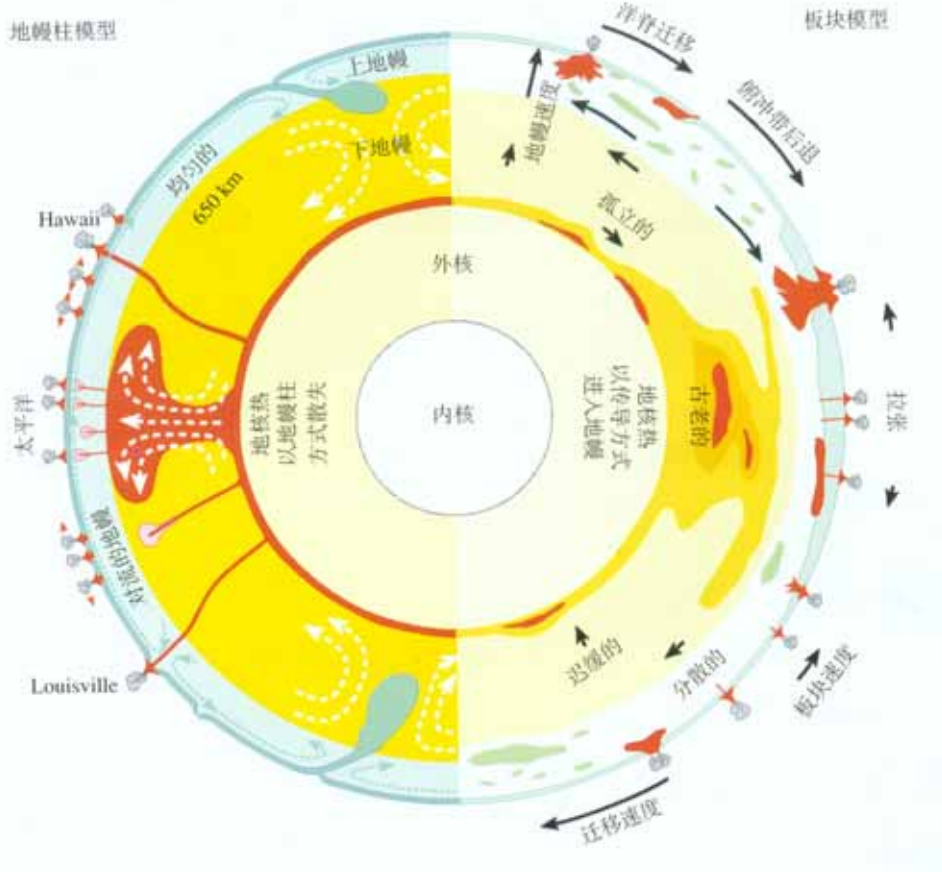


图 1 地球的剖面示意性图

主要展示地幔柱模型(左, 采自Courtilot等人<sup>[45]</sup>)和板块模型(右). 左侧显示已提出的 3 种类型的热点/热柱模型. 在下地幔, 狭窄的管道(推测的)和巨量上涌共存. 熔融异常仅限定在狭窄的地幔柱内, 并将物质从地球深部带到地表形成火山. 在各种地幔柱模型中, 地幔深部提供了物质, 地幔深部或地核提供了热点的热, 大量孤立的地球化学储库(而非分散组分和来源的不同)被用来解释热点铁镁岩地球化学的多样性. 地幔中俯冲块体的穿透、真实磁极倒转、地核热和地幔崩塌等被认为很重要. 红色区域表示热的和轻的; 蓝色区域代表冷的和密度高的. 示意图的根据是流体动力学实验, 然而该实验忽略了压力的影响和应用了相对于热传导过低的黏度. 这完全不同于地幔特性, 正是本文反驳的理由. 右侧显示板块模型、不同深度的再循环、洋脊和海沟/俯冲带的迁移、火山作用在板块拉张区的集中、活动的和物质组成不均匀的上地幔、孤立和缓慢的下地幔、压力作用下造成的下地幔物质分布的复杂性及其古老性的特征. 低密度区域不管是在浅部地幔还是深部地幔都会引起岩石圈的隆起和伸展. 熔融异常受应力、板块内部结构和地幔易熔组分丰度等的限制, 仅局限一定区域. 大规模的地质现象与地幔的黏度-热膨胀等关系一致. 在板块模型中, 上地幔(至大约 1000 km, Repetti不连续面)含有各种年龄和大小不等的再循环和拆沉物质. 这些物质与其邻区在不同时间和深度达到平衡. 洋脊迁移, 包括萌生洋脊和其他板块边界, 反映了这种不均匀地幔的各种组分. 上部 1000 km(Bullen的B和C区域)是活动的和可探测到的层位. 下部地幔(D和D'区域), 尽管很有趣也很重要, 是不活动的和探测不到的. 地球化学组分如 MORB, OIB 等存在上地幔, 主要是再循环的地表物质

目前未知。薄层内的对流传热非常缓慢(因为在Rayleigh数中对流层厚度的关系是 $H^3$ )，因而该薄层的存在减缓了地幔和地核的冷却速度。上覆贫FeO层的热传导会很高。这部分地幔的对流也会很缓慢。如果它能代表1/3的底部地幔的话(深度)，其Rayleigh数将比全地幔对流的Rayleigh数小约30倍，比 $P=0$ 时的特征值小几个数量级。

高压下的低热膨胀意味着，在地幔深部不同层间内部密度的适度增加能够永久地稳定化学分层<sup>[9~11]</sup>。高密度和高温层能够引起侧向温度梯度，从而将“地幔柱”限定在该层内，使其不可能穿透该层而进入上覆层。对流稳定层(低Rayleigh数)不具有任何侧向温度梯度。不合理的高温和低温在地幔深处也不会出现，这是因为绝大多数放射性活动是在地壳和上地幔<sup>[1]</sup>，在那里热损失很容易通过扩散或辐射来实现。

#### 4 讨论

压力对物理参数的影响，加上大离子亲石元素包括放射性元素的向上迁移，导致出现地幔的不可逆分层，这几乎与现有的全球地球化学和地球动力学模型相反。深部地幔层很可能比模拟地幔岩富Fe和Si，比浅部地幔贫U、Th和K。板内岩浆作用很可能是受岩石圈的应力状态和上地幔易熔组分的丰度控制的，而非来自深部地幔的细长热柱。部分熔融的和不均匀的软流圈与含挥发份的岩石的熔融关系一致。压力对下地幔物质的影响意味着注入实验和Boussinesq计算虽然常用来支持地幔柱假说，但不适应于地球实际情况。

#### 5 总结

压力，地球的球体形状(核幔边界表面积远远小于地表面积)和上下地幔放射性元素不一致分布导致了近地表TBL和深部地幔TBL的不对称性。近地表TBL控制板块构造和上地幔的对流方式<sup>[4,5,12]</sup>。下部TBL因为仅有少量的热来自地幔或地核<sup>[3]</sup>，而加热缓慢。这就造成了地幔深部对流迟缓。迟缓的热流和推测的低的热浮力会引起深部地幔物质分布的复杂性和不均一性，从而带走许多难以传导和辐射的热。这截然不同于地表的情形。压力对地幔化学分层的贡献使得温度无力克服内部密度差<sup>[9]</sup>。在高压下，温度对密度和其他物理特性影响很小。一个例外是辐射传导加强了压力对晶格传导的影响，从而抑制了大、小规模深部地幔对流。地幔对流以狭窄的下涌

和宽缓的扩散上隆为特征<sup>[13]</sup>，与地幔柱模型恰恰相反<sup>[14]</sup>，但与板块构造和地幔层析一致<sup>[5]</sup>。图1区别了经典的地幔柱模型和考虑了因体积压缩因素的影响而提出的新地球动力学模型(示意图)。

致谢 钟时杰和牛耀龄对文稿进行了详细的评审，并提出了许多建设性的建议。我也很感谢另一位匿名评审人的建议。中文稿由张宏福翻译、牛耀龄校对。

#### 参 考 文 献

- Birch F. Elasticity and constitution of the Earth's Interior. *Journal of Geophysical Research*, 1952, 57: 227~286
- Anderson D L. A seismic equation of state, . Shear properties and thermodynamics of the lower mantle. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, 1987, 45: 307~323
- Anderson D L. *Theory of the Earth*. Boston: Blackwell Scientific Publications, 1989. 366 <http://resolver.caltech.edu/CaltechBOOK:1989.001>
- Elder J. *The Bowels of the Earth*. Oxford: Oxford Univ Press, 1976
- Dziewonski A. Global seismic tomography: Past, present and future. In: Boschi E, Ekstrom G, Morelli A, eds. *Problems in Geophysics for the New Millennium*. Bologna: Editrice Compositori, 2000
- van den Berg A P, Yuen D A, Allwardt J R, et al. Non-linear effects from variable thermal conductivity and mantle internal heating. *Phys Earth Planet Int*, 2002, 129: 359~375 [\[DOI\]](#)
- Gaffney E S, Anderson D L. The effect of low-spin Fe on the composition of the lower mantle. *J Geophys Res*, 1973, 78(29): 7005~7014
- Badro J, Fiquet G, Guyot F. Iron partitioning in Earth's mantle. *Science*, 2003, 300: 789~791 [\[DOI\]](#)
- Anderson D L. Top-Down Tectonics? *Science*, 2001, 293: 2016~2018 [\[DOI\]](#)
- Anderson D L. The case for irreversible chemical stratification of the mantle. *International Geology Review*, 2002, 44: 97~116
- Organov A R, Brodholt J P, Price G D. The elastic constants of MgSiO<sub>3</sub> perovskite at pressures and temperatures of the Earth's mantle. *Nature*, 2001, 411: 934~936 [\[DOI\]](#)
- Campbell I H, Griffiths R W. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 1990, 99: 79~93 [\[DOI\]](#)
- Tackley P. Three dimensional simulations of mantle convection with a thermo-chemical basal boundary layer. In: Gurnis M, Wysession M E, Knittle E, et al, eds. *The Core-Mantle Boundary Region*, Geodynamics Series. Washington DC: American Geophysical Union, 1998, 28: 231~353
- Morgan W J. Deep mantle convection plumes and plate motions. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 1972, 56: 203~213
- Courtillot V, Davaille A, Besse J, et al. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 205: 295~308 [\[DOI\]](#)

(2004-04-09 收稿, 2004-06-12 收修改稿)