

地幔柱存在的依据

Geoffrey F. Davies

(Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra, ACT 0200, Australia. E-mail: Geoff.Davies@anu.edu.au)

摘要 从一些成熟的观察我们可推测地幔中至少有几个地幔柱, 这并不需要什么假设. 的确, 如果我们对地球早期热状态的假设合理的话, 那么用成熟的定量流体动力学模型不难预测地幔柱的存在. 一些其他重要的观察, 特别是溢流玄武岩和裂谷有关的岩浆活动, 也被证实与物理推论基本一致. 最近有人宣称用地震层析成像方法探测到地幔柱, 这应该说是地幔柱存在的最直接证据, 但地幔柱尾部很难被检测到, 因此该探测结果尚须进一步检验. 尽管地幔柱假说的可行性仍存在重要问题, 但地幔柱假说似乎很值得继续研究. 尽管如此, 许多与板块无关的岩浆活动与地幔柱的关系并不清楚或可能无关. 最近的研究表明化学组成造成的浮力变化会使得地幔柱动力学变得更复杂. 这可用以解释比纯热地幔柱更宽泛的现象, 包括“无柱头”的热点轨迹.

关键词 地幔 地幔柱 对流 热点 溢流玄武岩 裂谷火山作用

自从Morgan^[1,2]提出地幔柱假说以来, 地幔柱是否存在一直是个热门话题. 也许是因为地幔柱物理模型成熟过程进展缓慢(大约 20 多年)的缘故. 一些热心支持者过于强调了地幔柱的重要性, 而怀疑者也不是没有道理地抱怨说地幔柱是一个没有很好限定的概念, 既不能检验也不能考证. 到现在为止, 有些怀疑者变得大喊大叫, 甚至有点幼稚可笑. 显然, 地幔柱的存在与否已成为争论的焦点. 该争论有时相当激烈.

本文的第一个目的是说明地幔柱假说有足够的观察支持. 第二个目的是简单评述各种地幔柱模式及其观察结果, 强调这些模式和观察的一些不足之处, 并指出进一步的发展, 其中某些方面令人鼓舞.

关于第一个目的, 本文向支持者和反对者指出到现在为止已有基础牢固、定量化和可具预测性的地幔柱理论. 因此, 当今地幔柱的概念比以前更为紧凑、更可验证. 本文再次对怀疑者强调地幔中地幔柱的存在能够直接通过相当成熟的观察事实而获得, 无需很多假设. 而且, 有足够的理论依据说明热柱在其他行星硅酸盐幔部的存在是预料之中的, 无需很多假设.

如上总结的很多要点均非地幔柱存在的“证据”, 从严格意义上说证据是逻辑学和数学界的概念, 而非科学界的概念. 我相信从科学的观点看发展定量化的假设、理论和模型更有效, 而这些在一定条件下能够对自然界的行有更具现实的指导意义. 从这个意义上说, 我的观点是地幔柱假设是有用的, 并且值得继续研究.

关于本文的第二个目的, 我的判断是有些与板块活动无关的岩浆活动也可能与地幔柱无关, 至少到目前为止我们的理解是这样. 最近的研究认为, 其中有些类似的岩浆可能与地幔柱的活动有某种联系. 即便如此, 地幔柱也不可能解释与板块活动无关的一切岩浆活动, 事实上极少有人认为如此.

对地幔柱的形成机理、可行性和观察总是存在很多观点. 因此, 本文仅代表我个人的观点. 我在这里并不打算代表任何一派“地幔柱团体”说话, 更不保护或评论极力主张有助于地幔柱存在的各种断言. 这里提出的观点与 Morgan 最初倡导的地幔柱并不完全一致. 这是因为我们现在有关地幔柱和地幔柱动力学知识比 Morgan 三十多年前要丰富得多.

本质上, 这里提倡的概念是, 地幔柱是地幔中存在的由自身浮力驱动的地幔上涌, 其形式可以是直径约 1000 km 的巨大的圆柱状的“柱头”, 也可以是直径 100~200 km 的狭窄“柱尾”. 讨论将涉及到动力学和一些关键的观察, 我认为这些关键的观察足以建立地幔柱假设的可行性. 其他人比我更有资格讨论某些尚未很清楚的地幔柱及其有关的观察和详细解释.

1 地幔柱

Morgan^[1,2]地幔柱假说的提出是用来定性解释 Wilson 所提出的在运动板块下存在地幔热点的想法. Wilson 的想法是在他提出板块构造理论^[3,4]的同时发展起来的, 以解释太平洋里与年龄递变有关的火山活动. 后者是 Darwin 首次设想的, 并由 Dana 在 contiguous 岛弧首次发现的 (Menard^[5]再次强调). 夏

威夷-皇帝岛火山链随年龄递变的事实现已得到定量证实^[6]。Morgan提出有大约20个地幔柱,其他人提出40个或更多,尽管到底有多少个尚不很清楚。

Morgan利用板块再造认为地幔柱彼此间的距离相对固定。当时人们普遍认为下地幔具有非常高的黏滞度,可以保持地幔柱基本上固定不动。因此,人们很合理地认为相对固定的地幔柱来源于下地幔。不过,地幔柱固定的观点并不是这里讨论地幔柱假说最本质的东西。的确,地幔柱固定论很快就被动摇了,因为允许下地幔对流的黏滞度并非当时估算的那么高^[7,8]。

1.1 怎样从观测中获知地幔柱的存在

夏威夷浅部地幔存在地幔柱可以直接从观测中获知。夏威夷火山链中活动的火山作用限定在仅几十公里的“点”上(故称作“火山热点”)。火山岛出现在大约1 km高和1000 km宽的海底隆起上,向西北方向延伸。该隆起从地震剖面上得知不是地壳加厚造成的^[9]。如此大的宽度也不可能是由岩石圈的挤压造成的^[10]。最可能的解释是该隆起是由板块下低密度物质的浮力引起的。因此,该隆起和当地活动的火山作用就表明火山中心下面有上升的由低密度物质组成的狭窄通道——地幔柱存在。

因火山作用空间分布范围很小,所以推测上升通道比较狭窄(几十到100公里宽)。上涌是由浮力驱动的,因为需要浮力抬高很宽的隆起。隆起的宽度可以通过太平洋板块下的侧向扩展来解释。这与推测的狭窄上涌一致,因为火山作用主要是由减压熔融形成的,减压熔融主要集中在主上升柱的中心,而板块下地幔柱物质以水平方向扩张为主,亦即减压熔融有限。

夏威夷-皇帝岛火山链建造向西北方向逐渐变年老,并延伸几千公里,记录的火山活动时间至少75 Ma(即该岛链与Kamchatka海沟交汇处的年龄)^[11]。正如Wilson^[4]最初指出的,持续的年龄递变趋势说明熔融源区在地幔足够深处,以致不随太平洋板块的运动而运动。因此,地幔柱延伸的深度大于其本身的直径。持续的火山作用也说明存在一个稳定并不断更新的源区,这一点将在下面继续谈。

夏威夷是一个非常好的例子。该推理很可能适应于其他几个与隆起和年龄递变火山链有关的热点的例子,如Tristan da Cunha(和Walvis and Rio Grande洋脊), Reunion(和Chagos-Laccadive洋脊及

Mascarene海台), Kerguelen(和Kerguelen海台及Ninety-East洋脊), Iceland(和Iceland与大陆边缘连接的洋脊)^[12,13]。Cape Verde具有持续的岩浆活动和大的隆起,但年龄递变趋势很不明显,这是因为非洲板块在该地的运动速度很慢。Louisville洋脊实际上已完全消失,但年龄递变趋势很明显^[14]。其他的例子是否为地幔柱则难以确定,但这种例子还有20~40个。

这些观察和推测是大家十分熟悉的。这里再次引用是因为从这些简单的观察获得的推测力度似乎并不比他们本身更好。在这些推理中不需要地幔柱结构或动力学理论。

上述推测的地幔柱决不代表所有板块构造无法解释的火山活动。因此,并没有任何暗示地幔柱可以解释一切。

1.2 为什么夏威夷地幔柱主要是热柱

上述推测的夏威夷地幔柱的浮力既可能由热异常也可能是化学组成不同所致。两个事实说明浮力是热的(或主要是热的):其一热柱在行星的幔部存在,下面将继续讨论;其二来自于夏威夷火山活动至少持续了75 Ma,这是皇帝岛上最古老的年龄^[11](夏威夷地幔柱的起源时间并不清楚)。如果浮力是由化学组成的不同造成的,那么不清楚浮力物质怎样才能如此缓慢而又很稳定地供给。需要物质总量巨大。如果地幔柱物质具有 30 kg/m^3 的密度异常,那么夏威夷地幔柱的体积补给量约为 $7.5 \text{ km}^3/\text{a}$ ^[15]。要维持该年流量,75 Ma需要源区的体积相当于直径约1000 km的球体,类似于地幔柱头的体积。如果作为一个巨大的储库,其浮力会引起地幔上涌,就像热地幔柱头一样,因为“柱体上升速度”与物体大小的平方成正比^[16]。结果更像溢流玄武岩喷发而非热点轨迹。

一方面,没有任何机理能够持续稳定地提供组成不同引起的浮力物质。俯冲似乎不可能因为俯冲物质可能混进地幔^[17]。在缺乏可行设想的情况下,流体力学又不支持存在纯粹的化学组成柱。另一方面,如果地幔柱来源于热边界层,其持续性是没有问题的,因为热边界层本身就是由下面上来的热补给的。

1.3 定量热柱模型:柱头和柱尾

热柱的形式和行为到目前已得到很好的理解,并已被物理学和流体力学定量化了。该主题已得到全面评述,如Loper^[18]和Davies^[15]的文章。目前的理解如下(参考图1)。地幔在浮力的驱动下上涌主要是以柱体而非面状形式。一个新的地幔柱形成有一

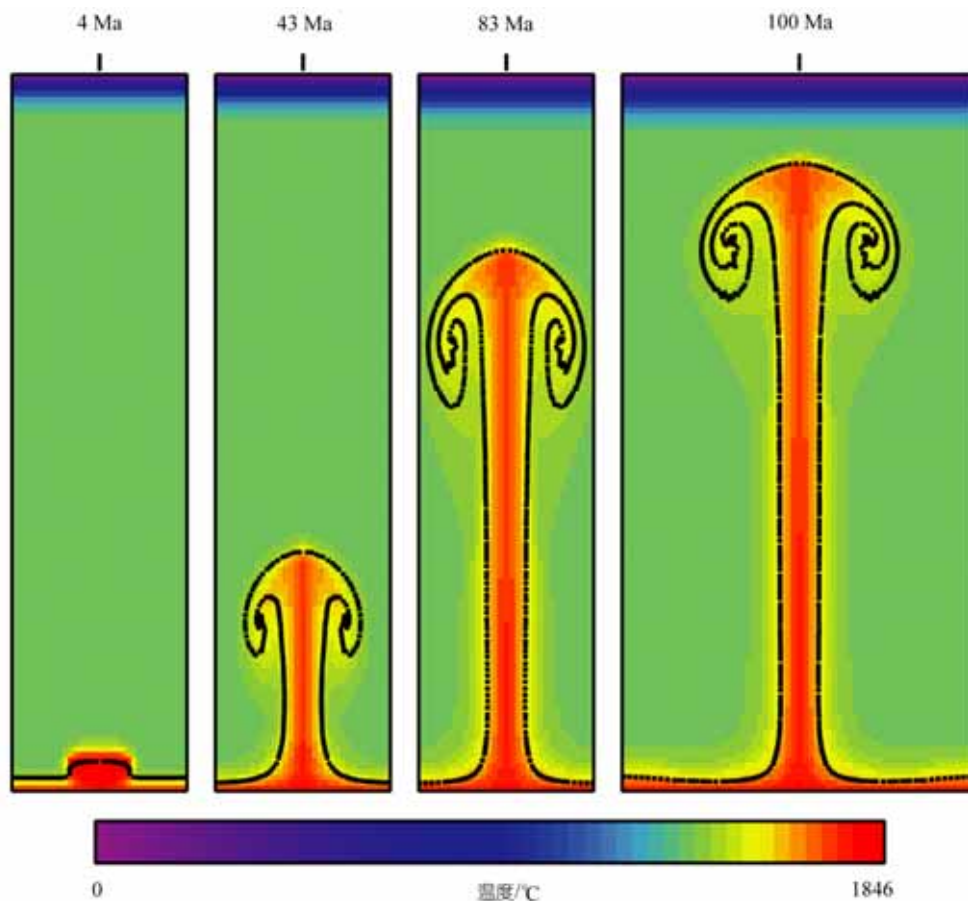


图 1 热地幔柱从热边界层生长, 显示典型的“柱头”和“柱尾”结构的形成和发展

在该例子中, 周围地幔的黏滞度为 10^{22} Pa·s; 它与深度无关, 但是温度的函数. 示踪线说明物质最初起源于热边界层, 由柱头发展起来的螺旋性结构是因为其上涌时携带周围被加热的地幔物质所致. 柱尾比柱头狭是因为柱尾温度高而黏滞度低, 因此仅需要狭窄的通道即可有补给物质流动. 引自 Davies^[15]

个球状的冠,称作“柱头”,柱头必须达到直径约 400 km 才能有足够的浮力脱离供给的热边界层,从地幔上升.热物质可能通过狭窄的通道(称作“柱尾”)持续从热边界层流入柱头.柱尾比柱头窄是因为热柱物质的黏滞度大约为周围地幔的 $1/100$.而柱头必须足够大以便突破高黏滞度的周围地幔而上升.柱尾物质沿原有通道不断补给,足以保持低黏滞度的热柱物质按一定速率流入(该速率可由热边界层的供给确定).

地幔柱上升时柱头随着热携带增长, 最终达到直径估计约 800~1200 km. 热携带的出现是因为柱头加热靠近周围地幔的薄层, 其中一些会变热变轻而被裹进柱头随之上升. 这种“裹带”进地幔柱头的携带地幔物质形成了螺旋式结构(图 1), 这些裹进来的物质可能具有不同的组成, 反映不同的地幔起源深度. 地幔柱的这种解释已通过标准流体动力学研

究定量化了, 并进一步得到实验结果和数值模型的证实^[19~24]。

最近的一些断言^[25~29]，如地幔柱假说是拼凑的，不能量化，也不能被检验等，纯数无稽之谈，根本并没有参考大量的文献。从这些文献中得出的如上简单总结与那些断言相反。

基本的热柱模型已经被扩展并能探讨诸如地幔黏滞性成层的影响^[30]、背景地幔流^[31~34]、源区组成分层^[35]、地幔柱内混合^[36]、裹进来的物质组成浮力和地幔柱顶部熔融^[30,37]等。这些研究正在继续。

1.4 为什么热柱在行星幔部可能存在

如果行星核部有热外流的话，我们可以认为幔部存在热柱。后者实际上是没有问题的，因为地球的磁场是地核对流活动产生的，维持地核对流需要核热外流。热也能够以传导的方式穿过核-幔边界，从

而在地幔底部形成热边界层. 这种热边界层最终变得不稳定而上升, 从而驱动地幔对流^[15]. 流动地幔的物理特性保证了这种浮力上涌是以柱体形式而非面状形式, 并具有巨大球状“柱头”和细窄的“柱尾”. 因此, 我们坚信地幔中应该存在热柱.

不管地幔有多少结构层, 上述讨论皆适应, 这是因为热必须以传导的形式穿过任何密度界面. 因此, 形成能够产生浮力上涌的热边界层的过程在任何这种界面上皆会出现. 该讨论直接适应于任何类地行星的硅酸盐幔部. 热的穿透可能是增生和核幔分异的结果. 与行星的冷表面接触的幔部外层先冷却. 随着幔部冷却, 核热开始流入幔部, 有利于热柱的形成.

1.5 Anderson 的尺度论调

Anderson^[38]认为有些物理特性随特定体积的变化而按比例变化, 而不管特定体积的变化是由压力还是温度引起的. 该方法适应于Birch的弹性特征和Grüneisen的晶格震动和相关的特性. 值得注意的是, 既然温度只造成很小的体积变化, 热引起的变化与尺度间的对应关系并未得到很好的限定, 因此也不是很准确的指示. 然而, 这还不是主要问题. Anderson的关键问题是, 黏滞度在地幔高压下较之在近地表对温度变化不那么敏感.

Anderson 注意到一个例外, 即辐射热的传输, 但还有另外一个重要的例外, 即黏滞度. 黏滞度是热活动过程的结果, 并是压力和温度的函数. 因此, 可表示为:

$$\mu = \mu_0 T \exp \left[\frac{(E^* + PV^*)}{RT} \right],$$

其中 μ 是黏滞度, μ_0 是常数, T 是温度, E^* 是活化能, P 是压力, V^* 是活化体积和 R 是气体常数. 如果忽略了系数 T , 这只有很小的影响, 可得:

$$\frac{\partial \ln \mu}{\partial \ln T} = - \frac{E^* + PV^*}{RT}.$$

这表明温度对黏滞度的影响随压力的升高而增加, 而并非Anderson认为的降低. 而且影响是巨大的. 活化能通常估计在 200~400 kJ/mol之间. 活化体积并没有很好的限定, 但保守的估计为 3 cm³/mol, 与Anderson的一致. 在地幔底部约 140 GPa的压力下, 假如活化焓 $H^* (= E^* + PV^*)$, 为 600~800 kJ/mol, PV^* 则另外增加活化能 400 kJ/mol. 应用保守的 600 kJ/mol活化焓, 温度从 3000 增加到 3500 , 黏滞度将会降低到 1/250. 这远比地幔柱模型建立者经常应

用的要降低得多. 因此, Anderson有关黏滞度的说法是错误的. 黏滞度在整个地幔中都是温度的函数, 因此, 狭窄的地幔柱的存在是没有问题的.

压力的提高会增加热导率和黏滞度、降低热膨胀性, 所有这些变化都会降低地幔对流的活力. 在这方面 Anderson 是对的. 正如他解释的那样, 一个重要表现特征是提高对流体的规模, 这实际上就是为什么地幔柱头即使在下地幔估计也会很大的原因. 注意, 即使地幔浮力上涌很慢, 但仍然在运动. 实际上地幔柱运动到黏滞度相对低的区域, 因浮力增加其上升速度就会加快. Anderson 通过强调同时发生的密度分层来回避这一结论.

Anderson的说法, 即对流被完全抑制在下地幔, 还有两个其他原因是站不住脚的. 首先, 他设想辐射热传输会提高有效热导率达 8 个数量级. 更重要的是, 因他的尺度参数压力引起的黏滞度的增加与独立观察事实不符. 尺度理论暗示黏滞度随特定体积的 40 或 48 次方变化, 换句话说黏滞度的变化是密度的至少 40 次方. 在 50, 700 和 2800 km处分别采用密度为 3400, 4400 和 5500 kg/m³, 其黏滞度相对上地幔的提高将分别达到 3×10^4 和 2×10^8 倍. 假设上地幔下部的黏滞度为 3×10^{20} Pa·s, Anderson的尺度理论暗示在 700 km处至少是 1×10^{25} Pa·s, 在地幔底部是 6×10^{28} Pa·s. 然而, 冰川消溶后地壳抬升限制和俯冲带大地水准面允许的黏滞度在下地幔顶部不超过 1×10^{23} Pa·s^[39~41]. 预测的地幔底部极低的黏滞度暗示地球的自转特征, 并能够验证. 实验室预测的活化体积似乎与观测的地幔黏滞度不一致. 该问题很早以前 Davies^[42]已讨论过: 部分的原因可能是活化体积本身在高压下降低.

1.6 是否所有地幔柱皆到达地幔浅部?

不时有人认为尽管地幔柱可能形成, 但多数在到达地幔顶部前都消失在地幔中. 正如我们见到的那样, 柱头最初是巨大的, 他们上升又足够快, 所以不可能消失. 一旦柱尾通道形成就能够保持非常缓慢的浮力流, 就像Louisville热点轨迹消退所显示的那样. 在快速运动的板块下面, 足够弱的柱尾的确会导致分裂^[43], 可能形成不了在地表能观察到的影响. 然而, 推测的地幔柱浮力流能够达到 20 多倍, 所以任何弱的地幔柱都会或多或少的对热传输有贡献. 柱尾通过背景地幔“风”上升到现在为止已进行了广泛的研究, 诸如最近Zhong等人^[33]、Kerr 等人^[34]和

O'Neill等人^[44]的贡献。

Malamud等人^[45]明确指出存在一些“看不见”的地幔柱。然而，他们的讨论依据主要是统计学的，并没有对相关的流体动力学给出适当解释。地幔柱起源于流体不稳定性，这种不稳定性具有一个特征的尺度参数。如果考虑到有关地幔柱头成长和脱离的特定讨论^[22]，其基本原理完全不支持这种存在看不见的地幔柱的可能性。这也进一步为Zhong^[46]的数值研究所证实。

1.7 地幔柱热流和地核冷却

如果地幔柱起源于核幔边界附近，那么地幔柱携带的热量主要来自地核。地幔柱携带的热和地核热的带出都有独立的估算，所以检验地幔柱假说的关键是看这些热的带入和带出在某种程度上是否平衡。

Davies^[47]和Sleep^[48]都认识到热点岩浆活动可以用来限定地幔柱尾部浮力上升的速率。如果热点岩浆活动是岩石圈下面轻的地幔柱物质上升的结果，那么产生的地形测量学重量应该和地幔柱物质的浮力大小相当。新的地形上隆产生的速率相当于地幔柱浮力达到的速率。浮力流直接转化成热流无需考虑地幔柱温度^[15,47]。这种方法获得的结果是地幔柱尾部达到岩石圈底部携带大约 2.3 TW (terawatts, 1×10^{12} W)^[47,48]热，只相当于地球 44 TW热的 6%。其他的热来自新的柱头携带的热。Hill等人^[49]根据大陆和海洋溢流玄武岩的证据认为，新的柱头在过去的 250 Ma期间每隔 10~20 Ma产生一次。这说明他们携带了大约 1.2 TW的热，总共由上地幔地幔柱携带的热流大约为 3.5 TW，仍然不到地球热损失速率的 10%。

即使考虑到较小的地幔柱，这一数值也不可能有很大的提高，因为大量的小的地幔柱的存在在流体动力学上是不可能的。而且考虑到地幔柱上升时热的损耗，这一数值也不可能有很大的提高，因为大多数通过扩散从地幔柱损失的热已经包括在内了^[24]。

然而，最近提出的两个证据可能改变这种估计。Bunge (Geophys J Int, 待出版)指出，因为远离热边界层的对流地幔具有近似绝热的地温梯度，地幔柱和周围地幔的热异常在深部就会很大。这说明由热点活动估计的浮力流远比地幔底部地幔柱的浮力流小。Bunge根据数值模拟估计非绝热的温度变化在 200~300 °C，底部地幔柱热流估计会是顶部地幔柱热流的 2 到 3 倍。Bunge的模型认为从地核流出的热流可

能高达地球总热流的 15%~20%，即 6~9 TW。相关的讨论涉及到冷的下降柱的影响^[46,50]，这是Bunge认为的近绝热地温梯度的来源。最近包含高密物质^[51]热柱的模拟计算表明很可能存在另一种完全不同的可能性，即高密度的物质及其热有可能在其达到地表前已分离而下沉。

结合绝热地温梯度和在一定压力下铁的热传导估计的地核热流出大约为 3.7~5.2 TW^[52,53]，与地幔热流基本一致。需要维护地核磁场动力的能量估算存在很大的不确定性，这是因为小规模的涡流组分不清楚。Buffett^[54]估计维护地磁场需要的能量大约是 0.1 TW量级，可能达 0.5 TW。因为对流能不可能 100 % 转化为动力能，所以需要的对流地核的热流要比该值大，Buffett估计约为 2~4 TW。这些估计基本上和地幔柱热流估计一致，尤其是当近绝热地温梯度是主要影响因素的时候。

为了解释动力学的需要和内核的生长并假设地核是放射性生热，有人认为从地核流出的热流要高得多，达 15~20 TW (例如^[54,55])。然而，这些估计很大程度上取决于下地幔热边界层传输的热参数的选取。他们应用的参数^[56]并不一定适合与温度有关的黏滞度相联系的流体的热边界层。选取更适合的参数^[57,58]会产生相对低的地核热流。这可抵销掉地核辐射的需要和保持更明显的地核和地幔柱热流的一致性。这个问题需要进一步的研究。

1.8 热点“固定”论

相对固定的热点引起了人们极大的关注，这一来是因为热点活动提供了假设“固定”的参考系，并以此来测量板块的运动，二来可以探讨热点是否真是固定的。这些努力从未考虑到地幔深部黏滞度的重新估算(比原来小好多)早已排除了热点“固定”论的合理性。热点的确比板块运动慢，但在很长时间内人们很少测量其最快运动速度，即热点彼此之间到底能运动多快、是否与观测一致？

现在这个问题已得到认真探讨，热点彼此间通常运动速度不会超过 2 cm/a，而板块的运动速度为 2~10 cm/a^[13]。然而，有人认为存在一些重要的运动期，Tarduno等人^[59]认为夏威夷热点在 81~47 Ma期间，即形成皇帝海岛时其向南运动速度大约为 4 cm/a。Tarduno等人^[60]认为在大西洋和太平洋热点间的早期运动速度为 3 cm/a。印度洋的热点运动速度仅 1 cm/a^[44]。另一方面，Gordon^[61]认为这些运动是由于真

极轨迹(所有的热点都向地球自转轴)而不是热点间的相对运动。

热点相对运动的确定对板块运动和地幔对流有重要意义。最近有了对下地幔黏滞度的估计值^[41],这个问题的解决才有可能。没有任何结果可以用来怀疑地幔柱的存在或这里支持的^[26]建立在物理学基础上的地幔柱假说的核心,因为热点固体并不是该假说的关键所在。

有关热点运动和深部地幔柱源区的水平运动间的关系,在Steinberger和其他人的一系列文章中^[31,32]有清楚的介绍。他们估计了在大规模地幔流存在的情况下上升的地幔柱的轨迹。O'Neill等人^[44]通过增加转换过程将他们的方法进行了延伸,并得出结论:当年龄超过80 Ma时,热点的相对运动是可以辨别出来的。Zhong等人^[33]提出了板块下上升的地幔柱的动力模型,并在其模型中展示了地幔柱的横向运动。

1.9 地幔柱的地震图像

地幔柱可能比俯冲的岩石圈块体更难被检测到,而后者在过去的十年内用地震层析成像法做了很好的解析。地幔柱的形态、温度和速度异常迹象等因素

使得地幔柱不易被地震层析方法观察到。厚约120 km和平均温度比周围地幔低大约650 °C的俯冲古老岩石圈具有的穿过其厚度的总热异常约为 8×10^4 K。因为俯冲块体是准平面的,倾斜穿过俯冲块体的地震波会探测到较大的总异常,并且所有的波以同样的速度穿过会探测到类似的异常。然而,地幔柱的最大温度异常仅250 °C,其直径才100 km左右,所以具有的总的热异常要小得多。同时,因为地幔柱为圆柱状形态,仅有一束狭窄的波柱会探测到最大异常。另外,因为地幔柱产生负的速度异常,波峰超过地幔柱将会减少地幔柱的净效应^[62]。

地震学界在对热地幔柱的可能结构的认同上似乎存在不确定性,但通过地幔上升的地幔柱的结构在现实的黏滞度条件下能够通过计算机模拟得到,例如Davies^[15], Leitch等人^[30]和Farnetani^[35]的结果,其中由Leitch等人计算的结果具有最高的清晰度。另一个例子见图2(a),在该例子中地幔纵向上的黏滞度结构与Mitrovica等人^[41]根据观察得到的类似。该地幔柱具有大约150 GW热流率,略微低于根据夏威夷地幔柱估算的200 GW,是根据近最强地幔柱^[48,63]估

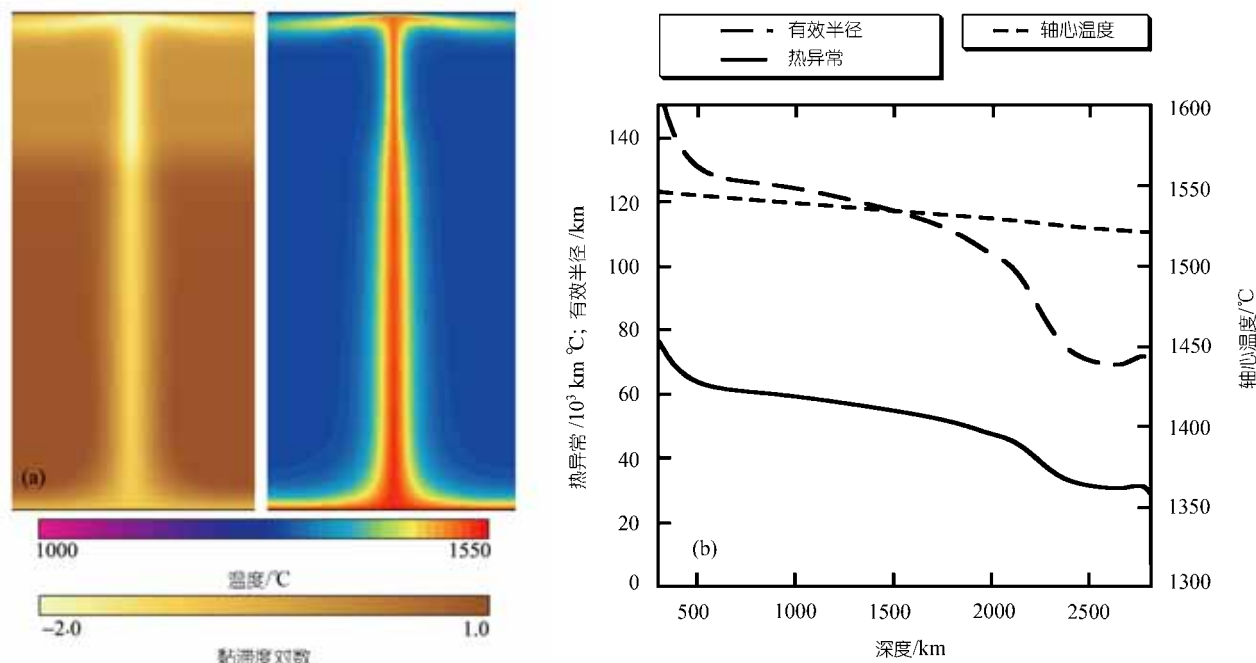


图2

(a) 在比图1用更现实的地幔黏滞度模拟时地幔柱柱尾的热和黏滞度结构。上地幔的黏滞度为 3.3×10^{20} Pa·s; 黏滞度在700 km深度时增加6倍,在深部地幔黏滞度以指数增长约5倍,所以地幔底部黏滞度为 10^{22} Pa·s。(b) 在(a)作为地幔深度的函数时的地幔柱特征。轴心温度近似恒定。从地幔柱边缘到轴心,热异常从下地幔约 5.6×10^4 K降到上地幔的 3.2×10^4 K。地幔柱有效半径,即热异常除以轴心温度,从下地幔的约120 km降到上地幔的约70 km

算的约两倍. 图 2(b)显示该地幔柱的热异常, 它是深度以及轴心温度和影响半径的函数. 轴心温度异常近似稳定, 约 250 . 影响半径在下地幔度 (1300 km 深度)约 240 km, 轴心热异常为 5.6×10^4 km . 在上地幔轴心热异常约为 3.2×10^4 km , 影响半径约 140 km.

尽管这些数值与某些最近认为的异常一致, 但小于一些地震观察所假设或暗示的. 例如, 考虑到地震对地幔柱的检测可靠性, Ji 等人^[64]假设轴心温度异常为 600 , Gaussian 水平剖面的影响半径为 125 km, 这暗示热异常为 1.3×10^5 km . Ritsema 等人^[65]开发了地震模型 S20RTS, 在该模型中上地幔每约 1% 的剪切波速度变化其最小水平分辨率相当于 1000 km. 利用温度异常值 5×10^{-4} km/s , 其最小可分辨的热异常至少为 1×10^5 km . 这比预期的地幔柱异常大许多倍, 所以该模型肯定不能分辨地幔柱. 另一方面, Montelli 等人^[66]认为类似地幔柱的压性波速度异常在下地幔约为 0.5%, 在上地幔约为 1.5%. 这些异常的直径并未得到很好的限定, 但据说约为 200 km, 不会超过 400 km. 速度异常相对的热异常在下地幔约为 100 , 在上地幔为约 300 , 暗示热异常大约为 $(2 \sim 6) \times 10^4$ km . 该数值尽管存在很大的不确定性, 但基本上与图 2 的模型一致.

因为地幔柱探测困难, 所以宣称探测到的地幔柱远比预期的但没有探测到的地幔柱多就不足为奇了. 同样, 对地震学家认为检测到的地幔柱的可信性存在争议也不奇怪. 结论是如果没探测到就认为地幔柱不存在的结论^[25]仍然靠不住.

1.10 地幔柱起源深度

Courtillot 等人^[12]提出存在 3 种不同的地幔柱. 仅有 7 个地幔柱起源于最深地幔, 其他的来自于地幔过渡带或地幔中间某一深度. 他们采用 5 个标准: (1) 存在年龄变年轻的热点轨迹, (2) 有溢流玄武岩省, (3) 地幔柱最少有至少 10^4 N/s 浮力流, (4) 热点的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值高于洋中脊玄武岩的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值, (5) 地震速度低于周围区域地幔. 然而, 这些标准和地幔柱起源深度的关系是取决于模型的, 并且是有争议的. 特别是没有什么理由认为低的氦同位素比值就意味着起源于浅部地幔. 洋岛玄武岩 (假定是地幔柱来源) 具有非常宽的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值, 从 3 到超过 30 个大气压值, 既高于又低于相对变化很小的大洋中脊玄武岩的 8 ± 1 ^[67]. 这种不均一性的来源是存在很大争议的, 但可能各种俯冲的洋壳物质堆积在深部地幔柱源区,

并携带有少量原始物质^[17]. 所以, 地幔柱源区可能含有各种氦同位素比值, 因此氦同位素比值不是一个有用的判断来源深度的指标.

在现阶段尚没有好的动力学原因相信 1×10^4 N/s 浮力流是地幔柱从地幔底部上升所需的最小值. Courtillot 等人引用的参考文献中应用的近似值需要在如 Zhong 等人^[33]2000 年提出的那种全动力数值模型中更好地检验.

一个认为地幔柱不能延伸到下地幔的较可靠的证据是 Montelli 等人^[66]未能探测到存在于冰岛上地幔的强烈异常的下地幔. 如果这一尝试能提高其分辨率的话, 可能对冰岛地幔柱, 也许是所有地幔柱, 提出一个重要问题. 然而, S 波研究的最初结果确实显示冰岛地幔柱下地幔伸展的证据^[68]. 但不管怎样, 层析探测地幔柱处于初级阶段, 其可靠性需要进一步深入研究.

尽管辨别源区深度并不可靠, 但 Courtillot 等人的收集对判断地幔柱的起源位置提供了有用的总结. 他们的其他标准(热点轨迹和溢流玄武岩)将在下面讨论.

1.11 明显与热地幔柱无关的火山活动

许多批评地幔柱假说的动力来自那些并没有被证实是地幔柱假说预测到的火山活动的例子. Clouard 等人^[14]和 Natland 等人^[69]提供了太平洋火山活动的很好总结, 这些火山活动包含一些合理的例子, 其中有些火山活动与地幔柱无关. 然而, 我们必须小心在排除地幔柱来源的可能性时不要简单化. 例如, 火山脊或缺少明显年龄递变趋势(该问题也是由 Foulger 等人^[25,26]提出的)必须详细检验: 热点轨迹年龄递变趋势有可能被后期岩浆活动的叠加、周围洋脊位置的跳跃(如 Campbell 等人(J Petrol, 出版中)提供的 Ninety East Ridge)、大陆地壳引起的复杂过程和喷发体积巨大但运动速度缓慢(如冰岛的例子)等因素复杂化.

在夏威夷的典型例子中, 缺失观察到的溢流玄武岩省并不令人信服, 其简单的原因是热点轨迹进入到 Kamchatka 俯冲带, 所以早期的记录已不清楚了. 夏威夷溢流玄武岩位于 Kamchatka 半岛似乎是合理的, 但并没有最终解决这个问题是因为二者相距遥远. 这明显是个需要解决的重要问题.

即使用这些小心谨慎的评述也存在很好的例子说明太平洋火山活动很多都与经典的柱头、柱尾模式

不一致,尤其是缺失能够鉴别的具有年龄递变轨迹的柱头产物^[14,69]。

最近的热化学地幔柱模型可能引起这些讨论被广泛评述。Farnetani等人^[51]展示地幔柱柱头在形态和行为方面比经典的热地幔柱柱头更不规则(图3)。在这些例子中,许多地幔柱柱头呆在过渡带下面,而细的上涌穿过该带进入上地幔。这种模型能够解释“无柱头”的地幔柱轨迹^[14,69]和那些小的可能来自上地幔的地幔柱机理。Lin等人(Nature, 出版中)展示携带密度较大的物质能够引起地幔柱尾部流动变化很不规则,从而有可能产生多期重要的喷发。这些结果将地幔柱模型的研究带入一个新的王国,其地幔柱行为更广,能够解释很多非板块火山活动。

1.12 其他反对地幔柱的理由

除了上面提到的反对观点, Foulger等人^[25,26]宣称冰岛附近缺失的大规模热流异常是反对冰岛地幔柱的证据。但大规模的热流异常只出现在岩石圈相当薄的地区。岩石圈减薄不是地幔柱必然的结果^[70],所以Foulger等人并没有提供特别的证据。

Anderson^[28]宣称地幔柱温度的估计值与上地幔温度正常变化的估计值差不多,因此地幔柱是没必要的。后者观点的得出并没有参考地幔柱的关键证据和上述引用的大量地幔柱文献。Anderson对地幔温度变化范围的证据太宽泛并且不分青红皂白,以致

于不能令人信服。地幔温度和组成的变化并不是与地幔柱不相容的,它们并没有如Anderson断言的那样被地幔柱的倡导者所忽略(例如文献[17,47,71])。地幔背景温度和热点源区的评估需要细心的工作,必需记住的是,由于地幔源区物质的不均一性、岩浆迁移的复杂性和不平衡过程^[72~75]等因素,使得地幔熔融岩石学用岩石学和地球化学方法来判别地幔柱确实有困难。

Foulger等人^[25,26]收集了一些地幔柱倡导者宣称的极端例子,并注意到他们和这些例子间存在不一致,就认为这是地幔柱假说不可取、不科学的证据。然而,这些差别和不一致的根源是因为地幔柱存在激烈争议,甚至在地幔柱倡导者之间亦如此。另一方面, Foulger^[25]和Anderson^[27~29]宣称有关地幔柱不存在重要争议,甚至他们引用这种争论作为地幔柱假说虚弱或死亡的证据。

如前所论,极端的例子是Malamud等人^[45]宣称存在5200多个地幔柱。除了没有考虑流体动力学限制外,他们的估计是建立在断言大洋热流分配给冷的部分和背景部分基础上的,后者被认为是地幔柱,但无证据表面这种分配的正确性。

2 地幔柱柱头、溢流玄武岩和裂谷

地幔柱被提出用来解释溢流玄武岩和热点轨迹的形成。此外,其可能的作用和异常的与裂谷相关的

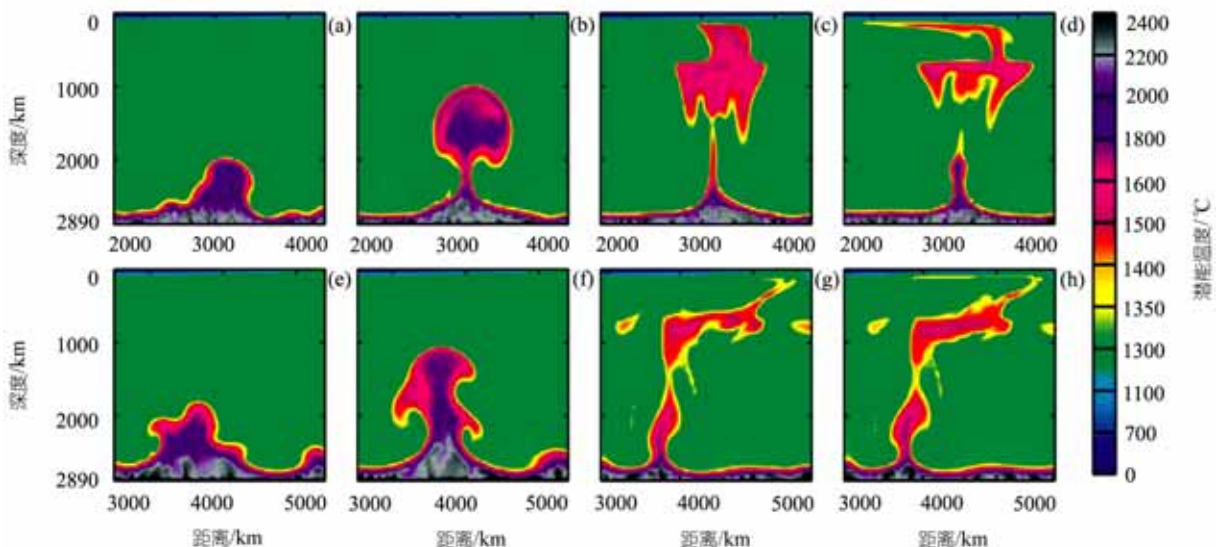


图3 热化学柱

穿过三维数值模型的两个纵剖面序列((a)~(d), (e)~(h))。形态比图1热地幔柱更不规则,其“柱尾”不稳定。地幔柱上升被过渡带的相转变所干扰。细小的脉柱可穿过过渡带进入上地幔,这能够解释“无柱头”的热点轨迹。引自Farnetani等人^[51]

岩浆活动有关似乎是有道理的。所谓的大火成岩省有两种主要类型：以延长的火山岩组出现，厚达几十公里并向裂谷和裂谷大陆边缘两侧变薄；或作为宽阔的几公里厚的玄武岩层序，广布于大陆或海底表面^[76]。前者主要是通过反射地震“向海倾斜的反射层”发现的^[77]，后者早已被认知为溢流玄武岩省。

Morgan^[78]注意到Whitehead等人^[19]展示的地幔柱柱头和柱尾结构能够解释诸如某些热点轨迹似乎从溢流玄武岩省区出现的事实，拓展了他的地幔柱原始假说，即我们现在称作地幔柱尾。他指出溢流玄武岩是由于地幔柱柱头到达岩石圈底部引起的，其热点轨迹出现在溢流玄武岩省是由地幔柱柱尾持续到达岩石圈底部引起的。认识到热携带能够引起地幔柱柱头成长到足够大从而形成溢流玄武岩省^[22]是这种观点可行性的基石^[79]。

从裂谷边缘大火成岩省的发现得到启发，White等人^[80]提出大体积的裂谷边缘岩浆活动能够通过存在裂谷下面存在异常热地幔来解释，以致裂谷活动时减压熔融形成的岩浆量远远大于在洋中脊或正常地幔之上裂谷形成的岩浆量。他们估计地幔温度超过周围地幔 200 °C。这一简单的裂谷边缘岩浆活动的模式已得到广泛采用。

2.1 溢流玄武岩和地幔柱柱头

White等人^[80]提出了两个争论了很长时间的假说：玄武岩省也可以用裂谷解释；下部热地幔通过上涌柱的堆积仅限于上地幔中。他们认为溢流玄武岩从裂谷喷发地流动，喷发地的抬升使得玄武岩流过附近的大陆地表到达很远的距离。对溢流玄武岩的这种解释遇到的困难是一些溢流玄武岩省(如哥伦比亚河谷和西北利亚溢流玄武岩)形成时并不存在重要裂谷。在有裂谷出现的例子中(如Deccan和Karoo溢流玄武岩)溢流玄武岩主要喷发时间早于裂谷形成时间^[13, 81]。

地幔柱仅出现在上地幔的假说遇到的困难是热的地幔堆积需要很长时间，因为上地幔任何地幔柱柱头都是比较小的，留下的柱尾提供热地幔所需的体积，通常情况下需要几千万年^[79]。在Cape Verde热点，即地幔柱假说产生的地方^[80]，这可能不是问题，因为非洲板块相对热点运动速度很慢。然而，对Deccan traps这一例子，印度板块相对Reunion热点每年向北运动约 18 cm，该热点轨迹从Deccan岩省出现^[13]。Deccan大多数溢流玄武岩在 1 Ma内和重要裂

谷出现前的突然大规模快速喷发^[81, 82]很难用热地幔的缓慢堆积来解释。然而，如果热的地幔是以从地幔底部起源的新地幔柱头形式到达的，那么地幔柱头聚集到足够大，就能够提供需要的喷发体积，它可能穿过熔融带很快到达地表^[22]。

固然，地幔柱头解释溢流玄武岩也遇到另外两个困难：其一在缺乏裂谷的情况下，地幔柱头不能快速上升到达浅部熔融带，所以产生于裂谷前的岩浆相对很少；其二从以前的估计来看，地幔柱头到达和在岩石圈下扩张的时间间隔似乎是 20 Ma 而不是 1 Ma。

更详细的研究显示 3 个因素可以克服这些困难^[30]。第 1 个因素是地幔柱化学组成比正常地幔更饱满，如其地球化学特征暗示的那样^[83]。第 2 个因素是地幔黏滞度结构，当超过 660 km不连续界面时，黏滞度提高约 30 倍^[39, 84]。第 3 个因素是地幔柱形成于热边界层。

高分辨数值模拟^[30]显示当地幔柱上升超过黏滞度小的过渡带时就会加速并变窄(图 4；该过程的动画见文献^[85])。地幔柱柱头较小的水平延伸允许其较容易地“敲开”并使周围上地幔让道而上升至较浅部位。岩石圈底部最小的黏滞度允许柱头相对快速的在岩石圈底部扩张。最后，从热边界层补给继承来的热结构保证了最热的物质位于地幔柱中心，从而达到最浅部。这些因素的共同作用提高了熔浆产生的量。结合从地球化学特征获得的更饱满的组成，地幔柱模型预测，在一到两个百万年期间，地幔柱能够产生几百万立方公里的岩浆，基本上接近大的溢流玄武岩省观察到的火山岩量。

2.2 地幔柱柱头和(一些)裂谷边缘

甚至在缺少大规模的裂谷前期火山喷发或在推迟的裂谷作用情况下^[37]，地幔柱柱头到达岩石圈底部也能为大体积的裂谷边缘岩浆活动提供直接的地幔源区(图 5)。Keleman等人^[86]对美国东海岸边缘火成岩省(ECMIP)的地幔柱柱头模型的可靠性存有疑问，是因为ECMIP很狭窄(100 km或不到 100 km)，没有类似北大西洋大火成岩省那样的大体积的表面喷发，也没有明显与之有关的热点轨迹。然而，有关的热点轨迹可能出现在南美东北海岸之下和对应于现代正在活动的Fernando de Noronha热点^[13]。此外，裂谷作用出现在大约 15~25 Ma，推测的Newark地幔柱柱头到达的时间为 201 Ma，该地幔柱导致了区域

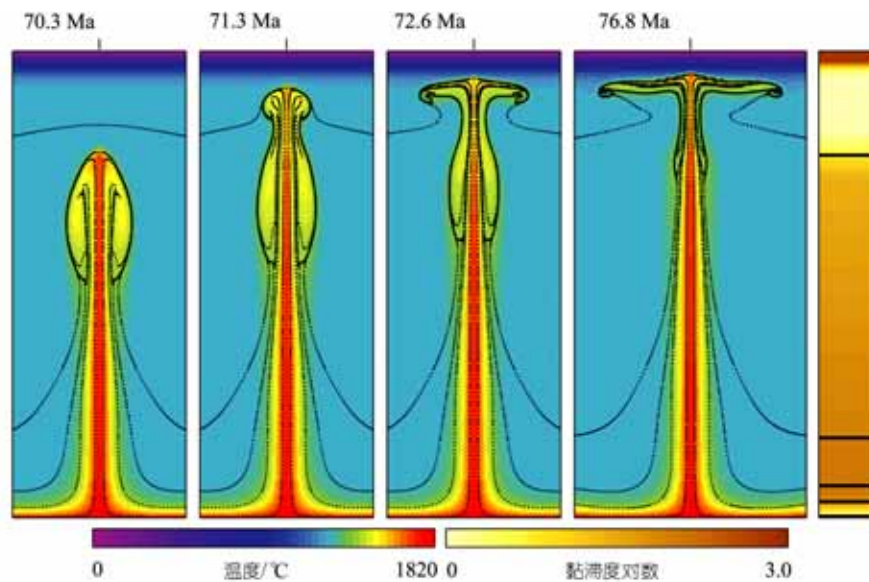


图4 热地幔柱柱头上升进入低黏滞度的上地幔

黏滞度(右边)在过渡带递增20倍,进一步呈指数增加约10倍。黑线显示不同深度的流动如图1。如从每个时间间隔可见,地幔柱柱头“茎部变细”使其更容易横向挤走上地幔物质,从而达到较浅部位,最后上升很快

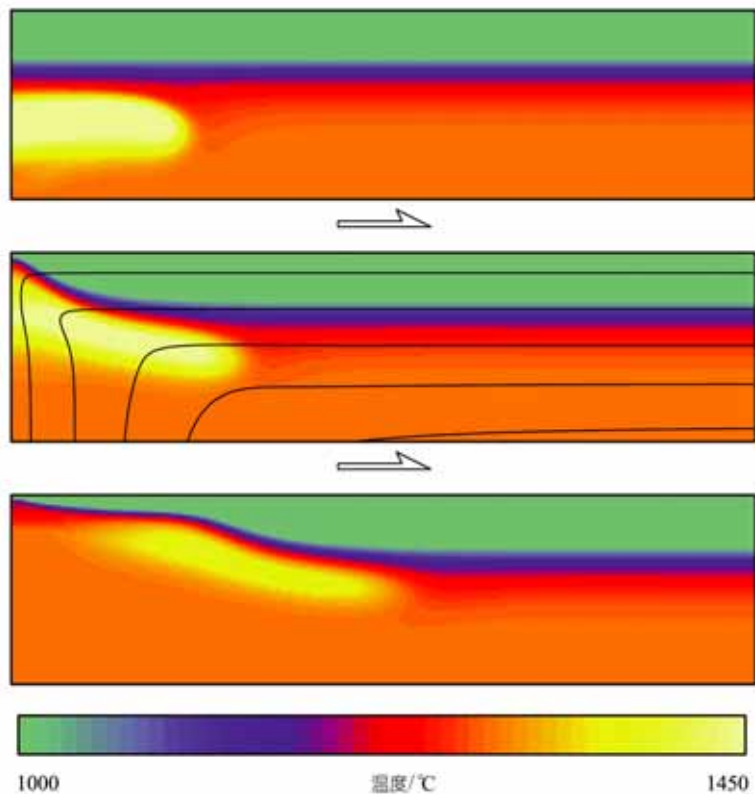


图5 纵剖面显示前期侵位于岩石圈底部(上图)的地幔柱柱头怎样被拖曳进裂谷带(下图)

裂谷边缘初始时在左边。黑线为流动线。地幔柱物质在新近形成的大洋岩石圈底部扩散,但当裂谷发展到如下图所示时只有正常的地幔物质进入裂谷。因为地幔柱温度高,裂谷地区的减压熔融开始时程度很高,但逐渐返回到洋脊下正常状态。引自Leitch等人^[32]和Leitch(个人交流)

性的岩墙群和Palisades岩席的形成^[87]。

ECMIP能够被解释为地幔柱柱头迟到的裂谷火山作用,该地幔柱具有“锅贴”状结构并位于小于100 km厚的岩石圈之下。Leitch等人^[32]详细的数值模拟(图5)显示较早就位的柱头在裂谷出现初期会产生极强的岩浆作用。然后,当较热的柱头物质穿过裂谷熔融带时,其下面的正常地幔就会上升补位,形成的玄武岩的厚度恢复到正常洋壳厚度。正如所观察到的那样,其结果是裂谷-边缘带加厚的地壳逐渐变薄至约100 km宽的正常地壳。White等人^[80]也对北大西洋火成岩省的地幔柱模型提出质疑,因为与冰岛洋脊热点轨迹相比,它具有非常不同的体积和初始岩浆组成,但这种差异也可能反映的是从地幔底部上升的地幔柱尾部的不同^[87]。

正如White等人^[80]提出的,在某些裂谷边缘岩浆事件中出现如此异常大体积的岩浆作用,只能用在异常热地幔之上裂谷的出现来解释。在对流系统中,较热流体的最直接的源区是热的下部热边界层,在地幔中可以上升形成地幔柱。新的地幔柱柱头的到达对典型的非裂谷或前裂谷岩浆的突然喷发提供了直接的(除此之外似乎没有其他的)机理。地幔柱柱头的存在亦很容易解释大体积的裂谷岩浆作用。存在的尚未解决的重要问题是,喷发或侵位的岩浆的体积和组成与源区产生的熔体的体积间的关系如何?这涉及到地幔中熔浆迁移的过程和组成不同的源区的熔融过程,这两个问题皆是复杂的主题,涉及到激烈的争论^[72~74]。

3 结论

行星的幔部很可能存在热柱,其物理性质已很好地定量化,直接证据存在于地球的地幔中。地震层析成像探测地幔柱是困难的,所以现在的争论并不奇怪,但地震层析技术可能对地幔柱模型提供最直接的检验。地幔柱尾部是对年龄逐渐变年轻的火山岛链的最直接的解释。地幔柱头对溢流玄武岩的喷发提供了直接的解释,特别是现在,喷发的时限和体积皆能模拟。

异常热地幔上的裂谷是对许多裂谷边缘巨厚的大火成岩省的直接解释。对流地幔下部热边界层最可能是地幔柱的直接热源。一旦地幔柱头和裂谷相互作用的运动学过程被了解的话,这种热物质与地幔柱的差异很可能是一个合理的解释。

有些火山脊并没有明显的年龄递变趋势。这种

情况可能是当地洋脊的复杂性或是代表性样品的年龄不够多引起的,但我们必须注意还有另一种可能性,即这些洋脊与地幔柱无关。其他具有年龄递变趋势的火山脊并不具有与之有关的溢流玄武岩省。这些观察结果对经典的热地幔柱模型是一个挑战,但热化学组成可能具有更宽的行为,能够解释更多的非板块火山作用。

扩张中心和地幔柱主量元素和挥发分组成变化对地幔熔融的影响已经成为一个争论不休的问题,可能涉及到熔融不均匀或多组分的源区、熔体迁移(空隙流、隧道流、脉状流)、连续但变化的且不完全与周围橄榄岩的反应、近地表的分异以及所有这些过程对当地难以预测的变化和时间尺度的依赖等的复杂性,皆要求仔细工作和小心得出结论(如文献[73, 75, 88, 89])。因此,源区的组成和温度问题很难彻底解决。

致谢 感谢加利福尼亚大学 Santa Cruz 分校地球科学系的盛情接待和在写作过程中与 Gary Glatzmaier 的讨论。Shijie Zhong, Jim Natland, Gillian Foulger 和 Claude Herzberg 的评审对本文的改进很大。中文稿由张宏福翻译,牛耀岭校对。

参 考 文 献

- 1 Morgan W J. Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 1971, 230: 42~43
- 2 Morgan W J. Plate motions and deep mantle convection. *Mem Geol Soc Am*, 1972, 132: 7~22
- 3 Wilson J T. Evidence from islands on the spreading of the ocean floor. *Nature*, 1963, 197: 536~538
- 4 Wilson J T. A possible origin of the Hawaiian islands. *Can J Phys*, 1963, 41: 863~870
- 5 Menard H W. *The Ocean of Truth*. Princeton, New Jersey: Princeton University Press, 1986. 353
- 6 McDougall I. Age of shield-building volcanism of Kauai and linear migration of volcanism in the Hawaiian Island chain. *Earth Planet Sci Lett*, 1979, 46: 31~42
- 7 Goldreich P, Toomre A. Some remarks on polar wandering. *Jour Geophys Res*, 1969, 74: 2555~2567
- 8 Cathles L M I. *The Viscosity of the Earth's Mantle*. Princeton: Princeton University Press, 1975. 390
- 9 Watts A B, ten Brink U S. Crustal structure, flexure and subsidence history of the Hawaiian Islands. *J Geophys Res*, 1989, 94: 10473~10500
- 10 Turcotte D L, Schubert G. *Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems*. New York: Wiley, 1982. 450
- 11 Duncan R A, Keller R A. Radiometric ages for basement rocks from the Emperor Seamounts, ODP Leg 197, *Geochem. Geophys*

- Geosyst, 2004, 5: Q08L03, doi:10.1029/2004GC000704
- 12 Courtillot V, Davaille A, Besse J, et al. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 205: 295~308 [\[DOI\]](#)
 - 13 Duncan R A, Richards M A. Hotspots, mantle plumes, flood basalts, and true polar wander. *Rev Geophys*, 1991, 29: 31~50
 - 14 Clouard V, Bonneville A. How many Pacific hotspots are fed by deep-mantle plumes. *Geology*, 2001, 29: 695~698 [\[DOI\]](#)
 - 15 Davies G F. *Dynamic Earth: Plates, Plumes and Mantle Convection*. Cambridge: Cambridge University Press, 1999. 460
 - 16 Batchelor G K. *An Introduction to Fluid Dynamics*. Cambridge: Cambridge University Press, 1967
 - 17 Davies G F. Stirring geochemistry in mantle convection models with stiff plates and slabs. *Geochim Cosmochim Acta*, 2002, 66: 3125~3142 [\[DOI\]](#)
 - 18 Loper D E. Mantle plumes. *Tectonophysics*, 1991, 187: 373~384 [\[DOI\]](#)
 - 19 Whitehead J A, Luther D S. Dynamics of laboratory diapir and plume models. *Jour Geophys Res*, 1975, 80: 705~717
 - 20 Loper D E, Stacey F D. The dynamical and thermal structure of deep mantle plumes. *Phys Earth Planet Interiors*, 1983, 33: 304~317 [\[DOI\]](#)
 - 21 Olson P, Singer H A. Creeping plumes. *Jour Fluid Mech*, 1985, 158: 511~531
 - 22 Griffiths R W, Campbell I H. Stirring and structure in mantle plumes. *Earth Planet Sci Lett*, 1990, 99: 66~78 [\[DOI\]](#)
 - 23 van Keken P. Evolution of starting mantle plumes: A comparison between numerical and laboratory models. *Earth Planet Sci Lett*, 1997, 148: 1~11 [\[DOI\]](#)
 - 24 Coulliette D L, Loper D E. Experimental, numerical and analytical models of mantle starting plumes. *Phys Earth Planet Interiors*, 1995, 92: 143~167 [\[DOI\]](#)
 - 25 Foulger G. Plumes, or plate tectonic processes? *Astron Geophys*, 2002, 43: 6.19~23
 - 26 Foulger G R, Natland J H. Is "hotspot" volcanism a consequence of plate tectonics? *Science*, 2003, 300: 921~922 [\[DOI\]](#)
 - 27 Anderson D L. Look again. *Astron Geophys*, 2003, 44: 1.10~1.11 [\[DOI\]](#)
 - 28 Anderson D L. The thermal state of the upper mantle; no role for mantle plumes. *Geophys Res Lett*, 2000, 27: 3623~3626 [\[DOI\]](#)
 - 29 Anderson D L. Top-down tectonics. *Science*, 2001, 293: 2016~2018 [\[DOI\]](#)
 - 30 Leitch A M, Davies G F. Mantle plumes from flood basalts: Enhanced melting from plume ascent and an eclogite component. *J Geophys Res*, 2001, 106: 2047~2059 [\[DOI\]](#)
 - 31 Steinberger B. Motion of the Easter hot spot relative to the Hawaii and Louisville hot spots. *Geochem Geophys Geosyst*, 2002, 3: doi:10.1029/2002GC000334
 - 32 Steinberger B, O'Connell R J. Advection of plumes in mantle flow: implications for hotspot motion, mantle viscosity and plume distribution. *Geophys J Int*, 1998, 132: 412~434 [\[DOI\]](#)
 - 33 Zhong S, Zuber M T, Moresi L N, et al. Role of temperature dependent viscosity and surface plates in spherical shell models of mantle convection. *J Geophys Res*, 2000, 105: 11063~11082 [\[DOI\]](#)
 - 34 Kerr R C, Mériaux C. Structure and dynamics of sheared mantle plumes. *Geochem Geophys Geosyst*, 2004, 5, doi:10.1029/2004GC000749
 - 35 Farnetani C G. Excess temperature of mantle plumes: The role of chemical stratification across D". *Geophys Res Lett*, 1997, 24: 1583~1586 [\[DOI\]](#)
 - 36 Farnetani C, Legras B, Tackley P J. Mixing and deformations in mantle plumes. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 196: 1~15 [\[DOI\]](#)
 - 37 Leitch A M, Davies G F, Wells M. A plume head melting under a rifting margin. *Earth Planet Sci Lett*, 1998, 161: 161~177 [\[DOI\]](#)
 - 38 Anderson D L. 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. *科学通报*, 2004, 49(20): 2025~2028 [\[摘要\]](#) [\[PDF\]](#)
 - 39 Hager B H. Subducted slabs and the geoid: Constraints on mantle rheology and flow. *Jour Geophys Res*, 1984, 89: 6003~6015
 - 40 Mitrova J X. Haskell [1935] revisited. *J Geophys Res*, 1996, 101: 555~569 [\[DOI\]](#)
 - 41 Mitrova J X, Forte A M. Radial profile of mantle viscosity: Results from the joint inversion of convection and postglacial rebound observables. *J Geophys Res*, 1997, 102: 2751~2769 [\[DOI\]](#)
 - 42 Davies G F. Geophysical and isotopic constraints on mantle convection: an interim synthesis. *Jour Geophys Res*, 1984, 89: 6017~6040
 - 43 Whitehead J A. Instabilities of fluid conduits in a flowing earth -- are plates lubricated by the asthenosphere? *Geophys Jour Roy Astr Soc*, 1982, 70: 415~433
 - 44 O'Neill C, Muller D, Steinberger B. Geodynamic implications of moving Indian Ocean hotspots. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 215: 151~168 [\[DOI\]](#)
 - 45 Malamud B D, Turcotte D L. How many plumes are there? *Earth Planet Sci Lett*, 1999, 174: 113~124 [\[DOI\]](#)
 - 46 Zhong S. Dynamics of thermal plumes in 3D isoviscous thermal convection. *Geophys J Int*, 2005 (in press)
 - 47 Davies G F. Ocean bathymetry and mantle convection, 1. Large-scale flow and hotspots. *Jour Geophys Res*, 1988, 93: 10467~10480
 - 48 Sleep N H. Hotspots and mantle plumes: Some phenomenology. *J Geophys Res*, 1990, 95: 6715~6736
 - 49 Hill R I, Campbell I H, Davies G F, et al. Mantle plumes and continental tectonics. *Science*, 1992, 256: 186~193
 - 50 Labrosse S. Hotspots, mantle plumes and core heat loss. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 199: 147~156 [\[DOI\]](#)
 - 51 Farnetani C G, Samuel H. Beyond the thermal plume paradigm. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L07311, doi:07310.01029/02005GL022360
 - 52 Stacey F D. *Physics of the Earth*. Brisbane: Brookfield Press, 1992. 513
 - 53 Braginsky S I, Roberts P H. Equations governing convection in Earth's core and the geodynamo. *Geophys Astrophys Fluid Dyn*, 1995, 79: 1~97

- 54 Buffett B A. Estimates of heat flow in the deep mantle based on the power requirements for the geodynamo. *Geophys Res Lett*, 2002, 29: 1566[DOI]
- 55 Nimmo F, Price G D, Brodholt J, et al. The influence of potassium on core and geodynamo evolution. *Geophys J Int*, 2004, 156: 363~376[DOI]
- 56 Manga M, Weeraratne D, Morris S J S. Boundary layer thickness and instabilities in Benard convection of a liquid with temperature-dependent viscosity. *Phys Fluids*, 2001, 13: 802~805[DOI]
- 57 Davies G F. Cooling the core and mantle by plume and plate flows. *Geophys J Int*, 1993, 115: 132~146
- 58 Wüllner U, Davies G F. Numerical evaluation of mantle plume spacing, size, flow rates and unsteadiness. *J Geophys Res*, 1999, 104: 7377~7387[DOI]
- 59 Tarduno J A, Duncan R A, Scholl D W, et al. The Emperor Seamounts: southward motion of the Hawaiian hotspot plume in Earth's mantle. *Science*, 2003, 301: 1064~1069[DOI]
- 60 Tarduno J A, Gee J. Large-scale motion between Pacific and Atlantic hotspots. *Nature*, 1995, 378: 477~480[DOI]
- 61 Gordon R G, Horner-Johnson B C, Kumar R R. Latitudinal shift of the Hawaiian hotspot: Motion relative to other hotspots or motion of all hotspots in unison relative to the spin axis (i.e. true polar wander)? *Geophys Res Abstracts*, 2005, 7: 10233. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU05-A-10233
- 62 Nataf H-C. Seismic imaging of mantle plumes. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2000, 28: 391~417[DOI]
- 63 Davies G F. Temporal variation of the Hawaiian plume flux. *Earth Planet Sci Lett*, 1992, 113: 277~286[DOI]
- 64 Ji Y, Nataf H-C. Detection of mantle plumes in the lower mantle by diffraction tomography: Theory. *Earth Planet Sci Lett*, 1998, 159: 87~98[DOI]
- 65 Ritsema J, Allen R M. The elusive mantle plume. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 207: 1~12[DOI]
- 66 Montelli R, Nolet G, Dahlen F A, et al. Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle. *Science*, 2004, 303: 338~343[DOI]
- 67 Farley K A, Neroda E. Noble gases in the earth's mantle. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 1998, 26: 189~218[DOI]
- 68 Montelli R, Nolet G, Dahlen F A. Deep plumes in the mantle: Geometry and dynamics. *Geophys Res Abstracts*, 2005, 7: 02473. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU05-A-02473
- 69 Natland J H, Winterer E L. Fissure control on volcanic action in the Pacific. In: Foulger G R, Natland J, Presnall D, et al, eds. *Plumes, Plates and Paradigms*. Geological Society of America, 2005
- 70 Davies G F. Thermomechanical erosion of the lithosphere by mantle plumes. *J Geophys Res*, 1994, 99: 15709~15722[DOI]
- 71 Davies G F. Mantle plumes, mantle stirring and hotspot chemistry. *Earth Planet Sci Lett*, 1990, 99: 94~109[DOI]
- 72 Yaxley G M, Green D H. Reactions between ecogite and peridotite: Mantle refertilisation by subduction of oceanic crust, Schweiz. Mineral Petrog Mitt, 1998, 78: 243~255
- 73 Spiegelman M, Kelemen P B, Aharonov E. Causes and consequences of flow organization during melt transport: The reaction infiltration instability in compactible media. *J Geophys Res*, 2001, 106: 2061~2078[DOI]
- 74 Takahashi E, Nakajima K, Wright T L., Origin of the Columbia River basalts: Melting model of a heterogeneous plume head. *Earth Planet Sci Lett*, 1998, 162: 63~80[DOI]
- 75 Putirka K D. Mantle potential temperatures at Hawaii, Iceland, and the mid-ocean ridge system, as inferred from olivine phenocrysts: Evidence for thermally driven mantle plumes. *Geochem Geophys Geosyst*, 2005, 6: Q05L08, doi:10.1029/2005GC000915
- 76 Coffin M. F, Eldholm O. Large igneous provinces: crustal structure, dimensions and external consequences. *Rev Geophys*, 1994, 32: 1~36[DOI]
- 77 Mutter J C, Zehnder C M. Deep crustal structure and magmatic processes: The inception of seafloor spreading in the Norwegian-Greenland Sea. In: Morton AC, Parsons L M, eds. *Early Tertiary Volcanism and the Opening of the NE Atlantic*. *Geol Soc Amer Spec Publ*, 39 *Geol Soc Amer Spec Publ*, 1988, 39: 35~48
- 78 Morgan W J. Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Oceans. In: Emiliani C, ed. *The Sea 7*. New York: Wiley, 1981. 443~487
- 79 Campbell I H, Griffiths R W. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth Planet Sci Lett*, 1990, 99: 79~83[DOI]
- 80 White R, McKenzie D. Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Jour Geophys Res*, 1989, 94: 7685~7730
- 81 Hooper P R. The timing of crustal extension and the eruption of continental flood basalts. *Nature*, 1990, 345: 246~249[DOI]
- 82 Courtillot V, Besse J, Vandamme D, et al. Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary? *Earth Planet Sci Lett*, 1986, 80: 361~374[DOI]
- 83 Hofmann A W. Mantle chemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 1997, 385: 219~229 [DOI]
- 84 Forte A M, Mitrovica J X. New inferences of mantle viscosity from joint inversion of long-wavelength mantle convection and post-glacial rebound data. *Geophys Res Lett*, 1996, 23: 1147~1150[DOI]
- 85 Davies G F. Movies of plates and plumes. 2002. <http://rses.anu.edu.au/gfd/members/davies/index.html>
- 86 Kelemen P B, Holbrook W S. Origin of thick, high-velocity igneous crust along the U.S. East Coast Margin. *J Geophys Res*, 1995, 100: 10077~10094[DOI]
- 87 Hill R I. Starting plumes and continental breakup. *Earth Planet Sci Lett*, 1991, 104: 398~416[DOI]
- 88 Langmuir C H, Klein E M, Plank T. Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: Constraints on melt generation beneath ocean ridges. In: Morgan J P, Blackman D K, Sinton J M, eds. *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges*. *Geophysical Monograph* 71, Washington, DC: American Geophysical Union, 1992
- 89 Kelemen P B, Hirth G, Shimizu N, et al. A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges. *Philos Trans R Soc London, Ser A*, 1997, 355: 1~35

(2005-01-21 收稿, 2005-05-31 收修改稿)