

文章编号: 0253-3782(2003)03-0314-10

综 述

地幔柱、大火成岩省及大陆裂解 ——兼论中国东部中、新生代地幔柱问题^{*}

李凯明¹⁾ 汪 洋^{1,2)} 赵建华¹⁾ 赵海玲¹⁾ 狄永军¹⁾

1) 中国北京 100083 中国地质大学

2) 中国广州 510640 中国科学院广州地球化学研究所

摘要 根据前人对地幔流体力学数值模拟、全球地震层析成像和火成岩方面的研究成果, 详细叙述了地幔柱的基本特征, 即: 地幔柱具有巨大的球状顶冠和细窄尾管的形态, 具备高温、低粘的物理性质, 来自 2 900 km 处核/幔边界附近的“D”层。大火成岩省(LIP)是地幔柱到达地表最好的表现形式。基于地幔柱、大火成岩省的基本特征, 以及地幔柱和大陆解体的时空关系, 通过对我国东部中、新生代火成岩的岩石学、地球化学和时空分布特征, 以及这些火成岩产生的构造背景等方面的研究, 认为中国东南地区中生代火成岩与典型的地幔柱有关的 LIP 的基本特征并不符合, 不能把东南地区中生代火成岩作为典型的与地幔柱活动相关的大火成岩省的实例来看待; 东北地区新生代火成岩不具备热点、地幔柱活动的典型特征, 新生代火山活动与地幔柱活动可能没有直接关系。

关键词 地幔柱 大火成岩省 大陆裂解 大陆溢流玄武岩 中国东部

中图分类号: P313 **文献标识码:** A

引言

地幔柱(mantle plume)理论源于 Wilson(1963)对夏威夷-皇帝洋岛火山链的研究, 他认为洋岛火山链是由大量岩浆组成的固定的热地幔区在活动的地球表层上形成的; 后来经 Morgan(1972)正式提出地幔柱这一概念, 他指出 Wilson 所谓的固定的热地幔区是产生于核/幔边界的一个地幔柱, 在地表表现为热点(hotspot)。地幔柱理论刚提出时, 并未引起地质学界的重视, 因为当时正是板块学说一统天下的时候, 人们只把它当作一种假说, 作为板块理论的一种补充。然而, 板块理论作为岩石圈运动学的定量描述, 它只能用于讨论发生在板块边缘区域的运动过程, 对于远离板块边缘的板块内部的动力学机制则显得无能为力(Molnar, 1988; Hill *et al.*, 1992; Duncan *et al.*, 1997)。直到地幔柱理论在解释海底火山链、大火成岩省(large igneous province, LIP)和大陆裂解机制问题上获得巨大成功之后(Richards *et al.*, 1989; Richards, 1991; Duncan, Richards, 1991; Storey, 1995;

* 国家自然科学基金(No. 49973012, 40104003)资助项目。

2003-01-16 收到初稿, 2003-03-24 收到修改稿, 2003-04-07 决定采用。

Storey, Kyle, 1997), 该理论才逐渐引起地质学家、地球物理学家和地球化学家的高度重视。日本近年来在地球科学领域投以巨额研究经费, 以丸山茂德教授为代表, 将启动一个旨在创立新的地球观——“超级地幔柱”(super-plume)科研计划(储雪蕾, 常旭, 1997)。全球构造的理论核心是地幔柱构造, 因此, 地幔柱理论已成为当今地球科学的一个热点问题。本文将对地幔柱构造、大火成岩省和大陆裂解的相关问题作一些综述, 并且就中国东部中、新生代是否存在地幔柱的问题作一探讨。

1 地幔柱一般特征

模拟实验表明(Olson, Singer, 1985; Griffiths, 1986; Griffiths, Campbell, 1990), 高温、低粘度层具有极不稳定的物理性质, 一旦受到某种热扰动, 就会在浮力作用下呈柱状上升, 形成一个具有巨大球状的头部和细窄尾管的柱状构造——地幔柱构造。因此, 地幔柱最显著的特征是具有巨大的球状顶冠和细窄尾管的形态特征, 并具有高温、低粘的物理性质。

1.1 地幔柱头部特征

流体动力学实验(Griffiths, Campbell, 1990; Hill *et al.*, 1992)显示, 当地幔柱从高温、低粘的源区分离的时候, 地幔柱头部直径的变化范围 $D \approx Q^{2/5}(\nu/g\alpha k \Delta T_s)^{1/5}$ 。其中, D 为头部直径, Q 为从源区流入上升地幔柱头部的热流通量, ν 为上覆地幔粘度, g 为重力加速度, α 为热膨胀相关系数, k 为地幔的热导率, ΔT_s 为地幔柱与源区温度差。一旦离开源区, 地幔柱头部直径将会增加 $D(z) \approx Q^{1/5}(\nu/g\alpha \Delta T_s)^{1/5} k^{2/5} z^{3/5}$, z 为离开源区的距离。如果上述参数取现代地球的值, 那么在地幔柱穿过地幔的时候, 头部直径将会达到 800~1 200 km。如果改变下地幔的粘度, 从 10^{22} Pa·s 降到 10^{21} Pa·s(相当于晚太古时的地球粘度参数), 那么, 头部直径将会降低到 600~800 km。如果改变流通量从 10^3 N/s~ 10^5 N/s, 和改变源区的温度差(ΔT_s)从 200°C~800°C, 头部直径仅改变了几百公里, 但是头部直径改变对于热膨胀系数(α)的改变, 却非常敏感(Griffiths, Campbell, 1990)。Hill 等(1992)根据上面的公式推断: 起源于核-幔边界(CMB)的地幔柱, 将要接近地表的时候, 其头部直径将会达到 1 500~2 500 km, 与地球大部分的大陆溢流玄武岩的分布规模差不多。

1.2 地幔柱尾管特征

李荫亭(2000)从控制地幔柱尾管结构的基本方程式出发, 给出了一个定长轴对称地幔柱温度和速度分布的近似解, 从而指出: 弱地幔柱(热流通量较小, 如 $Q_c = 80$ GW)在上升过程中, 尾管热损耗是相当显著的, 这是因为中心温度下降过多, 使其在接近岩石圈底部时难以获得足够的熔融程度, 而不能造成明显的地表表现。强地幔柱(如 $Q_c = 400$ GW)在地幔中上升时, 地幔粘度随压力下降而显著降低, 所受阻力减小, 因此, 尾管中的上涌流动作加速运动, 上涌速度高达 100~300 cm/a。

2 地幔柱起源及上升

地震波研究表明(Parmentier, 1975; Albarede *et al.*, 1999), 在地幔中只有两个位置能够产生地幔柱: 一个是 670 km 处上下地幔之间的不连续面; 另一个是 2 900 km 处的核-幔附近的“D”层。这就涉及到地幔柱与地幔对流的关系。Morgan(1972)最初设想, 地幔柱是地幔对流上拱的一种表现, 即地幔柱起了将下地幔中的热带到地表的作用。

Parmentier(1975)和 Hofmann(1982)认为, 即使核-幔边界(CMB)附近的“D”层能够产生地幔柱, 它也无法穿过上-下地幔之间 670 km 处的界面, 它将夭折在这个热边界层之中。所以, 上升至地壳表层的地幔柱只能产生于上-下地幔之间的热边界层。因此, 人们一直认定 670 km 处的热边界是对流的屏障, 向下的冷消减板块终止于此, 向上的地幔柱起源于此。但是, Albarede 等(1999)的研究表明, 如果在 670 km 处发生化学界面、分层对流的话, 那么下地幔至少在密度上要比上地幔大 2%, 但没有足够的矿物学、地震学证据能够说明在 670 km 处发生了化学成分的改变, 并且最近的地震资料表明, 许多消减板块能向下穿过 670 km 不连续面直至下地幔。如果消减板块能穿入下地幔深处, 那么有意义的化学层很难长期存留。因此, 地幔对流应该是以全地幔方式进行的。

通过对地震资料、地幔对流方式、大陆溢流玄武岩(CFB)、洋底高原玄武岩和大洋岛屿玄武岩等典型地幔柱成因的玄武岩的化学成分, 大洋岛玄武岩(OIB)与大洋中脊玄武岩(MORB)的比较, 地幔放热与整个地球放热的比值、地幔柱的头部直径的大小等特征的研究, 多数学者(Brunet *et al.*, 2000; Davies, 1992; Richards, 1991; Griffiths *et al.*, 1990; Campbell, 1990)认为, 地幔柱是来自 2 900 km 处核-幔边界附近的“D”层。最新的地震层析研究表明, 夏威夷、冰岛等地幔柱的确来自 2 900 km 深度的核-幔边界(Bijwaard, Spakman, 1999; Li *et al.*, 2000; Kerr, 2003)。

导致“D”层发生热扰动可能来自核-幔之间的温度差(Olson, Singer, 1985; Davies, 1990)。这样地核会不断向地幔中释放热量。但由于原始地核物质组成不均或其它因素, 这种放热作用在不同位置可能有所差异, 从而会产生热扰动。热扰动会使“D”层物质的粘度降低, 流动性增强, 在热梯度的驱动下, 所有受热扰动作用的高温、低粘度物质会向热边界层最低处汇聚, 形成地幔柱(Davies, 1990, 1992)。

一个新启动的地幔柱在上升过程中, 随着热量的不断散失和温度的不断降低, 其上升速率会变得愈来愈慢, 地幔柱在上升过程中自身化学成分会发生一定的变化(Campbell, 1990)。这种变化主要表现在头部。头部在上升过程中会不断地加热周围的地幔物质, 使其粘度降低、浮力增加, 并与地幔柱头部融合在一起上升。因而, 地幔柱头部的化学成分是不断变化的, 具有源区化学成分和捕获的地幔成分混合特征。相反, 地幔柱狭窄的尾管在上升的过程中始终近于直立, 基本不捕获周围地幔物质, 因而其化学成分变化较小, 主要反映源区化学成分特点。

3 地幔柱与大火成岩省及大陆裂解

3.1 大火成岩省(LIP)

目前看来, LIP 是地幔柱到达地表最好的表现形式。LIP 由体积巨大的连续的以富镁铁岩石占优势的喷出岩及其伴生的侵入岩组成。它包括大陆溢流玄武岩(CFB)和伴生的侵入岩, 火山被动边缘、大洋高原、海岭、海山群和洋盆溢流玄武岩(Mahoney, Coffin, 1997)。Ontong Java 和 Kerguelen-Broken Ridge 大洋高原、北大西洋火山被动边缘与德干和哥伦比亚河大陆溢流玄武岩是大火成岩省的典型代表。各种不同的大火成岩省在时空分布及组成上都具有相似性(Coffin, Eldholm, 1992, 1993), 它们具有非常大的体积、高的喷发速率, 如德干 CFB, 80% 的火成岩的活动持续时间集中在 1 百万年以内(White, Mckenzie, 1995), 岩石类型以拉斑玄武岩为主。大火成岩省代表了地球上已知的最大的火山

事件, 记录了物质和能量从地球内部向外的大量转换(赵海玲等, 2001). 大火成岩省的成因难以用板块构造来解释, 但可用地幔柱模式来解释. 如果最初地幔柱穿过大洋岩石圈, 就可能形成大洋高原玄武岩, 而当板块在上隆中心上面移动时, 就形成了水下的海岭或海山(赵海玲等, 2001). 在一定条件下地幔柱和大陆岩石圈相互作用, 就可能形成大陆溢流玄武岩. 与地幔柱头部有关的大火成岩省有南非的 Karoo、印度的 Decan 和北大西洋第三纪火成岩省等.

Hill 等(1992)指出, 在过去 250 Ma 间, 在陆壳上较大规模的地幔柱至少有 8 个(Yellowstone, Afar, Iceland, Reunion, Tristan, Tasmania-Ferrar, Karoo, Siberian), 另外也提出了 8 个较小的地幔柱(East Africa, Raton, Eastern Australia, Trindade or Martin, New England, Meteor-Discovery-Bouvet, Australian Northwest Shelf, Fernando).

通过地幔柱理论, 人们试图解决如何进行大火成岩省与热点的配对问题. 例如, 德干暗色岩与 Reunion 热点的配对, 哥伦比亚河暗色岩与黄石热点的匹配, 北大西洋第三纪火成岩省与冰岛热点的匹配, Karoo 玄武岩省与 Marion 热点的匹配(Richards *et al.*, 1989; Hill, 1991; Hill *et al.*, 1992; 王登红, 1995, 1998).

3.2 冈瓦纳大陆解体与冈瓦纳大火成岩省

大火成岩省是超级大陆解体事件的重要标志之一, 而在超级大陆解体事件中地幔柱的活动特征已成为人们感兴趣的问题. 例如, 冈瓦纳大陆的解体有主动地幔柱与被动地幔柱理论之争议, 被动地幔柱理论认为在大陆裂解过程中, 地幔柱没有起到任何作用, 只是能导致大陆溢流玄武岩的喷溢; 主动地幔柱理论认为, 地幔柱造成大陆的上隆和碎裂, 致使大陆分开(Storey, Kyle, 1997).

与冈瓦纳大陆解体有关的 3 个中侏罗的大火成岩省是: ① 南非的 Karoo 大火成岩省. 其体积约为 $2.5 \times 10^6 \text{ km}^3$, 并且一直延伸到东南极洲的 Dronning Maud Land (DML) (Cox, 1988), U-Pb 锆石法年龄为 $(183 \pm 0.6) \text{ Ma}$ (Encarnacion *et al.*, 1996). Duncan 等(1997)通过 Ar-Ar 法测年认为, 它们的活动时间非常短暂($180 \sim 183 \text{ Ma}$); ② 南极洲的 Ferrar 大火成岩省. 其体积约为 $0.5 \times 10^6 \text{ km}^3$, 位于 Transantarctic Mountains 一狭长的带内(2 000 km 长), 一直延续到澳洲的塔斯马尼亚岛、澳大利亚和新西兰(Minor, Mukasa, 1995; Storey, Kyle, 1997; Duncan *et al.*, 1997; White, Mckenzie, 1995; White, 1997). 南极洲的 Ferrar 闪长岩的 U-Pb 锆石法年龄为 $(183 \pm 1.0) \text{ Ma}$ (Minor, Mukasa, 1995), Dufek 层状辉长岩岩体(全世界最大的辉长岩体之一), Ar-Ar 年龄为 $(182.5 \pm 2.4) \text{ Ma}$ (Storey, Kyle, 1997); ③ Chon Alike Silicic 大火成岩省. 其体积约为 $1.7 \times 10^6 \text{ km}^3$, 主要由硅质岩组成, 位于南美的巴塔哥尼亚地区, Rb-Sr 等值线年龄为 $(188 \pm 1.0) \text{ Ma}$ 、 $(183 \pm 2.0) \text{ Ma}$ 、 $(181 \pm 7.0) \text{ Ma}$ 、 $(181 \pm 4.0) \text{ Ma}$ 、 $(178 \pm 1.0) \text{ Ma}$ 、 $(169 \pm 2.0) \text{ Ma}$ 、 $(168 \pm 2.0) \text{ Ma}$ (Storey, Kyle, 1997), 说明它们比镁铁质岩石有更长的岩浆作用时间. 它可能是早期的侵入岩的再次熔融产生的, 或者由于他们的粘度较大, 持续时间也较长.

尽管 3 个大的火成岩省化学成分差异非常大, 但是岩石的测年数据的一致性提出暗示, 即它们原来属于单一的冈瓦纳大火成岩省. 因而这个巨型 LIP 的体积可达 $5 \times 10^6 \text{ km}^3$, 如果底侵的物质也算入的话, 可能会达到 $10 \times 10^6 \text{ km}^3$. 这将是世界上最大的大火成岩省(Coffin, Eldholm, 1992; White, 1997).

在南大西洋地区, 冈瓦纳最初裂解为一些微陆块, 分布在南大西洋的周围(即南极洲,

非洲和南美洲板块). 微大陆包括: Falkland Island, Haag Nunataks, Ellsworth-Whitmore Mountains; 另外一些微陆块包括: Maurice Ewing Bank, 南极半岛, Filchner 微陆块和 Agulhas Ridge. 从现在已知的年龄数据来看, 这些微陆块的翻转事件发生在冈瓦纳解体的最初阶段(Lawver *et al.*, 1992; Elliot, 1992; Storey, 1995; Storey, Kely, 1997), Falklands Islands 的翻转在最老的镁铁质火成岩省侵入期间或之后, Ellsworth Mountains 翻转早于 Ferrar 有关的板内花岗岩(最年轻的硅质火成岩省)的侵入. 这样就提出一个假设, 这些翻转时间均发生在 190~175 Ma 之间, 与火成岩省的形成同时, 也就是说大的冈瓦纳火成岩省和微陆块的反转与同一事件有关. 为了与 Larson(1991)提出的白垩纪超级地幔柱(superplume)相区别, Storey 和 Kyle(1997)基于微陆块的翻转时间和 3 个大火成岩省的作用时间顺序, 提出了巨地幔柱(megaplume)理论模式. 他们认为, 单靠板块的边界力的作用, 难以使冈瓦纳发生解体, 必须在冈瓦纳大陆下面存在一系列彼此相似的地幔柱.

Storey 和 Kyle(1997)认为, 南大西洋区的巨地幔柱致使冈瓦纳岩石圈抬升, 并且能够产生巨大的冲击力, 使冈瓦纳打开. 冈瓦纳岩石圈不规律的隆升是由一系列在空间上相近的地幔柱, 即巨地幔柱引起的. 不规律的应力场和裂谷体系, 将为微陆块的形成与翻转提供动力学机制. 地幔柱头部上面最初的冈瓦纳岩石圈裂谷作用, 将使上升的软流圈物质发生减压熔融, 并且与岩石圈发生相互作用, 最后产生了冈瓦纳大火成岩省. 该模型可以解释火成岩省与微陆块的翻转在时间上的相关性. 翻转发生在最古老的(Falkland Island 岩墙)火成岩省之后, 并在最年轻的 Ellsworth Mountains 硅质岩省之前. 另外, Martin 和 Harnady(1986)和 Lawver 等(1992)根据磁异常带判断, 东西冈瓦纳之间海底扩张始于 170 Ma, 与溢流玄武岩作用的时间间隔为 10 Ma. 其它大火成岩省情况亦如此, 如 Decan, Parana, North Atlantic Tertiary 大火成岩省, 其海底扩张时间与火成岩作用时间都相差 10 Ma 左右. North Atlantic Tertiary 大火成岩省, 火山作用一直延续到 62~63 Ma, 但是主要集中在 59 Ma. 而海底扩张的最老磁异常条带为 55 Ma, 大约要比火山作用时间晚 7~8 Ma(White, 1997).

4 中国东部地幔柱问题探讨

从上面的论述可知, 源于地幔柱的大火成岩省具有以下几个基本特征: ① 虽然地幔柱活动有一个较长的地质历史过程, 但是地幔柱上升到地壳浅部时必定有一个强烈的爆发期. 在该爆发期, 岩浆活动持续时间间隔短, 喷发速率高、将形成大规模的 LIP; ② LIP 形成的构造背景与大陆裂解有关; ③ 地幔柱头部产生的火成岩, 其主要岩石系列为拉斑玄武岩系列, 具有高场强元素的正异常, 并且应该能够找到与尾管有关的苦橄岩类.

在此, 以源于地幔柱的 LIP 所具有的几个基本特征为出发点, 对我国的二叠纪峨嵋大火成岩省, 中国东部地区中、新生代是否存在地幔柱活动的问题做一些探讨.

峨嵋大火成岩省主要以二叠纪时期大规模喷发的以峨眉山玄武岩为主体, 分布于我国川、滇、黔三省, 分布面积约为 $5 \times 10^5 \text{ km}^2$, 总体积达 $3 \times 10^5 \text{ km}^3$, 直径大约 800 km, 并且在地表分布区以东和东南地区, 石油钻探还揭露出玄武岩层. 说明喷发期的分布区更广(宋谢炎等, 1999). 大量的同位素资料证实, 峨嵋玄武岩主喷发期大约在 259~261.5 Ma(侯增谦等, 1999a, b). 峨嵋火成岩省不仅发育典型的大陆溢流玄武岩(即峨嵋山玄武岩), 而且云南剑川、大理、丽江地区发育典型的苦橄岩类, 被确认为地幔柱尾管区(宋谢炎等,

1999). 峨嵋火成岩省的大陆溢流玄武岩(CFB)具有地幔热柱头冠的典型化学特征, 富集HREE和HFSE的正异常(宋谢炎等, 1999).

因此, 峨嵋大火成岩省无论在分布规模、集中的岩浆活动时间以及地球化学等特征上, 均表明它是我国地质历史中一个典型的与地幔柱有关的大火成岩省.

4.1 中国东南地区中生代地幔柱问题

最近有些学者提出中国东南地区发育的中生代岩浆活动和成矿作用与地幔柱活动有关(谢窦克等, 1996; 毛景文等, 1999; 毛建仁等, 1999; 谢桂青等, 2001; 陶奎元, 邢光福, 1999; 赵红军等, 2001). 这种认识主要是通过岩石地球化学特征来加以论证的. 但是, 利用地球化学指标反演构造背景常常不能唯一地确定岩浆活动的构造背景. 通过对东南地区中生代火成岩特征与地幔柱有关的大火成岩省的基本特征的比较, 我们认为它们的形成与地幔柱活动之间不具备必然的联系.

1) 首先从中国东南地区中生代地质演化特征来看, 东南地区在中生代属于挤压构造背景(万天丰, 1993), 其巨量岩浆活动与古太平洋板块俯冲作用有关(周新民, 李武显, 2002). 在侏罗纪时期发育相当规模的逆冲推覆构造和褶皱(高学兑, 1995, 图2; 邢光福等, 2002, 图4). 而世界上与地幔柱有关的大火成岩省的岩浆活动均与大陆裂解有关.

2) 中国东南地区中生代岩浆活动持续的时间很长, 从早侏罗世(180 Ma)—早白垩世(90 Ma), 延续达90 Ma之久(周新民, 李武显, 2002), 而不是表现为在极短的(几个Ma)时间内发生强烈的岩浆活动而形成大火成岩省. 同时, 火成岩活动时代具有从内陆到沿海逐渐变新的明显趋势(周新民, 李武显, 2002, 图2和附表1), 与典型的地幔柱有关的大火成岩省的岩浆活动特征不符.

3) 中国东南地区早白垩世玄武岩具有Nb-Ta的负异常(周新民, 李武显, 2002). 东南地区局部发育有早侏罗世和早白垩世的A型花岗岩和双峰式的火成岩组合, 但是这些岩石组合均为造山后拉张环境下的产物, 并非大陆裂解环境下形成的(邱检生等, 2002; 邢光福等, 2002). 因此, 把东南地区中生代玄武岩与地幔柱相关的LIP联系起来似乎不妥.

4) 目前尚未在东南地区中生代火成岩中发现具有MgO含量高, 与尾管有关的苦橄岩类的出露; 并且中生代玄武岩随着时代的变新, 成分上有钙碱性—偏碱性—碱性的演化特点, 而不发育典型的LIP拉斑玄武岩系列的火成岩.

综上所述, 认为东南地区中生代火成岩与典型的地幔柱有关的LIP的基本特征并不符合, 因此, 不能把东南地区中生代火成岩作为典型的与地幔柱活动相关的大火成岩省的实例来看待.

4.2 中国东北部新生代地幔柱问题

对于中国东北部地区发育的新生代玄武质岩浆活动, 有研究者也认为其与地幔柱活动有关(邓晋福等, 1996). 我们认为这种看法值得商榷.

1) 中国东北部新生代玄武岩活动延续时间长, 大约从古新世(E₁)开始一直持续到现在, 长达60 Ma左右(刘若新等, 1992). 同时, 该地区新生代火山活动在时空分布上具有中间老、四周晚, 随时间的推移呈递叠式向四周发展的显著特点(刘若新等, 1992; 汪洋, 1999). 总体上看, 中国东北部地区新生代火山活动可以分为两大阶段: 早第三纪玄武质火山活动主要发生在该地区的中部; 晚第三纪—第四纪火山活动主要发生在该地区的周边(刘若新等, 1992; 汪洋, 1999). 显然, 中国东北部新生代岩浆活动特征与大火成岩省

(LIP)的岩浆活动特征明显不同,而且与热点(hotspot)岩浆活动的时空迁移特征也不相同。

2) 中国东北部新生代玄武岩中没有苦橄岩类(刘若新等,1992),即没有发育与高温的地幔柱(尾管)相关的岩浆活动;而典型的 LIP 岩浆活动和热点玄武岩均有苦橄岩类的出露。

3) 如果我国东北部地区玄武岩发育地区的岩石圈之下存在地幔柱,则由地幔柱引起的岩石圈温度的升高,必然导致玄武岩发育地区相对于其它地区存在岩石圈质量异常。但是,卫星重力 50~100 阶异常图(Ning *et al.*, 1996)显示,我国东北部地区 50~100 阶卫星重力异常不显著。由于 50~100 阶卫星重力异常反映的是岩石圈地幔的质量异常情况(Ning *et al.*, 1996),这表明我国东北部地区岩石圈地幔没有明显的横向质量异常。我国东北部地区也不存在明显的均衡重力异常(Zuo *et al.*, 1996),表明东北部地区岩石圈在大尺度上已经达到重力均衡状态。因此,内蒙古自治区东部和山西北部大同、河北汉诺坝等地发育新第三纪—第四纪玄武岩地区相对于辽河-华北盆地等老第三纪玄武岩发育地区的高海拔地形,可能不是由于这些地区之下存在热的地幔柱所致,而应当与大兴安岭-太行山重力梯度带两侧地壳厚度变化所导致的均衡抬升有关。这些情况表明,我国东北部岩石圈之下不存在热地幔柱。

综上,我国东北部地区新生代火山活动与地幔柱活动可能没有直接关系。对于中国东北部地区发育的新生代玄武岩与地幔柱有关的观点,其证据尚不充分。

5 结论

1) 地幔柱具有巨大的球状顶冠和细窄尾管的柱状构造的形态特征和高温低粘的物理性质。地幔柱顶冠上升会引起地壳上隆,形成大火成岩省,与大陆裂解密切相关;由地幔柱的尾管所代表的柱状体是一个长期生存、活动的部分。尾管的长期活动会导致大洋热点火山链的形成。

2) 中国东南地区中生代火成岩与典型的地幔柱有关的 LIP 的基本特征并不符合,因此,不能把东南地区中生代火成岩作为典型的与地幔柱活动相关的大火成岩省的实例来看待。我国东北地区新生代火成岩不具备热点、地幔柱活动的典型特征,新生代火山活动与地幔柱活动可能没有直接关系。

参 考 文 献

储雪蕾,常旭. 1997. 创立新的地球观——日本“超级地幔柱”研究计划[J]. 地球物理学进展, **12**(4): 127~128

邓晋福,赵海玲,莫宣学,等. 1996. 中国大陆根-柱构造——大陆动力学的钥匙[M]. 北京: 地质出版社, 1~110

高学兑. 1995. 水口山矿田主要金矿床类型及其找矿方向[J]. 湖南地质, **14**(4): 220~225

侯增谦,卢记仁,汪云亮,等. 1999a. 峨嵋火成岩省: 结构、成因与特色[J]. 地质论评, **45**(增刊): 885~891

侯增谦,汪云量,张成江,等. 1999b. 峨嵋火成岩省地幔热柱的主要元素及 Cr、Ni 地球化学特征[J]. 地质论评, **45**(增刊): 880~883

李荫亭. 2000. 动态地幔柱尾管结构[J]. 地球物理学报, **43**(1): 29~36

刘若新,陈文寄,孙建中,等. 1992. 中国新生代火山岩的 K-Ar 年代与构造背景[A]. 见: 刘若新编. 中国新生代火山岩年代学与地球化学[C]. 北京: 地震出版社, 1~43

毛建仁,陶奎元,邢光福. 1999. 中国东南大陆边缘中新生代地幔柱活动的岩石学记录[J]. 地球学报, **20**(3): 253~258

毛景文,华仁民,李晓波. 1999. 浅议大规模成矿与大型矿集区[J]. 矿床地质, **18**(4): 291~299

邱检生, 沈渭洲, 王德滋. 2002. 浙闽沿海晚中生代 A型花岗岩[A]. 见: 王德滋, 周新民编. 中国东南部晚中生代花岗质火山-侵入杂岩成因与地壳演化[C]. 北京: 科学出版社, 160~188

宋谢炎, 侯增谦, 黄永健, 等. 1999. 峨嵋火成岩省地幔热柱稀土元素标志[J]. 地质论评, 45(增刊): 872~875

陶奎元, 邢光福. 1999. 中国东部燕山期火山岩浆大爆发[J]. 矿床地质, 18(4): 316~322

万天丰. 1993. 中国东部中、新生代板内变形构造应力场及其应用[M]. 北京: 地质出版社, 211

汪洋. 1999. 中国东北-华北新生代火山活动的深部动力学机制[J]. 地质论评, 45(增刊): 174~179

王登红. 1995. 热点研究评述[J]. 地质科技情报, 14(1): 9~15

王登红. 1998. 地幔柱及其成矿理论[M]. 北京: 地震出版社, 1~19

谢窦克, 马荣升, 张禹慎. 1996. 华南大陆壳生长过程与地幔柱构造[M]. 北京: 地质出版社, 1~257

谢桂青, 胡瑞忠, 赵红军, 等. 2001. 中国东南部地幔柱及其与中生代大规模成矿关系初探[J]. 大地构造与成矿学, 25(2): 179~186

邢光福, 杨祝良, 毛建仁, 等. 2002. 东南大陆边缘早侏罗世火成岩特征及其构造意义[J]. 地质通报, 21(7): 384~391

赵海玲, 邓晋福, 李凯明, 等. 2001. 大火成岩省及地幔动力学[J]. 岩石矿物学杂志, 20(3): 307~312

赵红军, 胡瑞忠, 蒋国豪, 等. 2001. 初论地幔热柱与铀成矿关系[J]. 大地构造与成矿学, 25(2): 171~178

周新民, 李武显. 2002. 中国东南部晚中生代花岗质火山-侵入杂岩形成的构造岩浆模式[A]. 见: 王德滋, 周新民编. 中国东南部晚中生代花岗质火山-侵入杂岩成因与地壳演化[C]. 北京: 科学出版社, 273~295

Albarede F, Van der Hilst R D. 1999. New mantle convection model may reconcile conflicting evidence[J]. EOS, 80: 535~539

Bijwaard H, Spakman W. 1999. Tomographic evidence for a narrow whole mantle plume below Iceland[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 166: 121~126

Brunet D, Yuen D A. 2000. Mantle plumes pinched in the transition zone[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 178: 13~27

Campbell F H. 1990. Implication of mantle plume structures for the evolution of flood basalts[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 99: 79~83

Coffin M F, Eldholm O. 1992. Volcanism and continental break-up: a global compilation of large igneous provinces[A]. In: Storey B C, Alabaster T, Pankhurst R J eds. *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*[C]. London: Spec Publ Geol Soc, 17~30

Coffin M F, Eldholm O. 1993. Scratching the surface: estimating dimensions of large igneous provinces[J]. *Geology*, 21: 515~518

Cox K G. 1988. Karoo Province[A]. In: Macdougall J D ed. *Flood Basalts*[C]. Hingham: Kluwer Academic Publishers, 239~271

Davies G F. 1990. Mantle plumes, mantle stirring, and hotspot chemistry[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 99: 94~109

Davies G F. 1992. Mantle convection[J]. *J Geol*, 100: 151~206

Duncan R A, Hooper P R, Rehacek J, et al. 1997. The timing and duration of the Karoo igneous event, southern Gondwana[J]. *J Geophys Res*, 102: 18 127~18 138

Duncan R A, Richards M A. 1991. Hotspots, mantle plumes, flood basalts, and true polar wander[J]. *Rev Geophys*, 29: 31~50

Elliot D H. 1992. Jurassic magmatism and tectonism associated with Gondwanaland break-up: an Antarctic perspective [A]. In: Storey B C, Alabaster T, Pankhurst R J eds. *Magmatism and the Cause of Continental Break-up*[C]. London: Spec Publ Geol Soc, 165~184

Encarnacion J, Fleming T H, Elliot D H, et al. 1996. Synchronous emplacement of Ferrar and Karoo dolerites and the early breakup of Gondwana[J]. *Geology*, 24: 535~538

Griffiths R W. 1986. Thermals in extreme viscous fluids, including the effects of temperature dependent viscosity[J]. *J Fluid Mech*, 166: 115~138

Griffiths R W, Campbell I H. 1990. Stirring and structure in mantle starting plumes[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 99: 66~78

Hill R I. 1991. Starting plumes and continental breakup[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 104: 398~416

Hill R I, Campbell I H, Davies G F, *et al.* 1992. Mantle plumes and continental tectonics[J]. *Science*, **256**: 186~193

Hofmann A W. 1982. Mantle plumes from ancient oceanic crust[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **57**: 421~436

Kerr R A. 2003. Plume from the core lost and found[J]. *Science*, **299**: 35~36

Larson R I. 1991. Latest pulse of earth: evidence for a mid-cretaceous superplume[J]. *Geology*, **19**: 547~550

Lawver L A, Gahagan L M, Coffin M F. 1992. The development of Paleoseaways around Antarctica[J]. *Antarctic Res Ser*, **56**: 7~30

Li X, Kind R, Priestly K, *et al.* 2000. Mapping the Hawaiian plume conduit with converted seismic waves[J]. *Nature*, **405**: 938~941

Mahoney J J, Coffin M F. 1997. Preface[A]. *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism*[C]. Washington D C: Am Geophys Un,

Martin A K, Harnady C J H. 1986. Plate tectonic development of the south-west Indian Ocean: a revised reconstruction of East Antarctica and Africa[J]. *J Geol Res*, **91**: 4 767~4 786

Minor D R, Mukasa S B. 1995. A new U-Pb crystallization age and isotope geochemistry of the Dufek layered mafic intrusion: implications for the formation of the Ferrar Volcanic Province[J]. *EOS*, **76**: 285~286

Molnar M A. 1988. Continental tectonics in the aftermath of plate tectonics[J]. *Nature*, **335**: 131~133

Morgan W J. 1972. Plate motions and deep mantle convection[J]. *Geol Soc Am Mem*, **132**: 7~22

Ning J, Li J, Chen J, *et al.* 1996. 50~100 satellite gravity anomaly[A]. In: Yuan X ed. *Atlas of Geophysics in China, Publication No. 201 of the International Lithosphere Program*[C]. Beijing: Geological Publishing House, 38~39

Olson P, Singer H. 1985. Creeping plumes[J]. *J Fluid Mech*, **158**: 511~531

Parmentier E M. 1975. Numerical experiments on the structures of mantle plumes[J]. *J Geol Res*, **80**: 4 417~4 424

Richards M A. 1991. A mantle plume initiation model for the Wrangellia flood basalt and other oceanic plateaus[J]. *Science*, **261**: 410~430

Richards M A, Dukan R A, Courtillot V E. 1989. Flood basalts and hotspot tracks: plume heads and trails[J]. *Science*, **246**: 103~107

Storey B C. 1995. The role of mantle plumes in continental breakup: case histories from Gondwanaland[J]. *Nature*, **337**: 301~308

Storey B C, Kyle P R. 1997. An active mantle mechanism for Gondwana breakup[J]. *SAfr J Geol*, **100**: 283~290

White R S. 1997. Mantle plume origin for the Karoo and Venterdorp floods basalts, South Africa[J]. *SAfr J Geol*, **100**: 271~282

White R S, Mckenzie D. 1995. Mantle plumes and food basalts[J]. *J Geophys Res*, **100**: 17 543~17 585

Wilson J T. 1963. A possible origin of the Hawaiian Islands[J]. *Can J Phys*, **41**: 863~870

Zuo Y, Liu L, Li Y, *et al.* 1996. Isostatic gravity anomaly[A]. In: Yuan X ed. *Atlas of Geophysics in China, Publication No. 201 of the International Lithosphere Program*[C]. Beijing: Geological Publishing House, 30~31

MANTLE PLUME, LARGE IGNEOUS PROVINCE AND CONTINENTAL BREAKUP — ADDITIONALLY DISCU- SSING THE CENOZOIC AND MESOZOIC MANTLE PLUME PROBLEMS IN EAST CHINA

Li Kaiming¹⁾ Wang Yang^{1,2)} Zhao Jianhua¹⁾ Zhao Hailing¹⁾ Di Yongjun¹⁾

1) *China University of Geosciences, Beijing 100083, China*

2) *Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China*

Abstract: Based on the former workers' study results such as numerical simulation of fluid mechanics, seismic tomography of the whole earth and igneous rocks, the basic characteristics of mantle plumes are summarized in detail, namely the mantle plume, from the D'' layer near the core-mantle boundary (CMB) 2 900 km deep, is characterized by the shape of large head and thin narrow conduit, by the physical property of high temperature and low viscosity. The LIP (large igneous province) is the best exhibition when the mantle plume ascends to the surface. According to the basic characteristics of the mantle plumes and the LIP, as well as the temporal-spatial relationships between the mantle plume and continental breakup, the detailed research on petrology, geochemistry, temporal-spatial distribution, tectonic background of the Cenozoic-Mesozoic igneous rocks and gravity anomaly distribution in east China has been done. As a result, the Mesozoic igneous rocks in southeast China should not be regarded as an example of typical LIP related to mantle plumes, for their related characteristics are not consistent with those of the typical LIPs related to mantle plumes. The Cenozoic igneous rocks in northeast China have no typical characteristics of mantle plumes and hotspots, so the Cenozoic volcanism in northeast China might have no direct relationships with the activity of mantle plumes.

Key words: mantle plume; large igneous province; continental breakup; continental flood basalt; east China