

地幔柱的概念、分类、演化与大规模成矿 ——对中国西南部的探讨

王登红

(中国地质科学院 矿产资源研究所,北京 100037)

摘 要: 自核幔边界上升的物质,当其汇聚成圆柱状的结合体,并因其相对于周围地幔环境来说具有温度更高、活动性更强、粘度更低等特点而能够上升到壳幔边界时,一般可以演化成为具有宽厚的冠状构造和细长的尾部构造的地幔柱。地幔柱进一步与地壳发生作用,可以在地表记录下一系列的热点或形成巨大的火成岩省。根据地幔柱最后出露的位置,可以将其分为洋壳和陆壳环境下产出的两种基本类型,也可以根据其演化历史分出不同的阶段,如初始阶段、上升阶段、成熟阶段和衰退阶段。中国西南部地区可能经历了两次以上的地幔柱冲击,二叠纪的峨眉山玄武岩是一个古生代晚期演化比较彻底的地幔柱留下的记录,而新生代以来的地幔柱活动可能正在发育,深部物质的大规模上隆可能是青藏高原隆升的一个原因,大量的散布的幔源岩浆活动和流体作用可能是中国西南部大规模成矿作用的重要原因。

关键词: 地幔柱,热点,地幔柱分类,地幔柱演化,大规模成矿作用,中国西南

中图分类号: P51, P611 **文献标识码:** A **文章编号:** 1005-2321(2001)03-0067-06

1 一些基本概念与认识

地幔柱的概念目前在国际上还没有一个统一的定义,一般趋向于认为自核幔边界上升、在地幔中演化、到近地表与地壳发生壳幔相互作用的圆柱状地质体。这一地质体在物质、能量和物理化学性质等方面与其生成的环境(主要是正常地幔)之间具有一定的明显或比较明显的差别,因而可以被人类用不同的方法——目前来说主要是地球物理的方法识别出来。但是,地球物理方法只能识别现代的正在形成或演化之中的地幔柱,对于古代已经消亡的地幔柱则只有通过研究其在地表留下的地质记录(包括物质的岩石学记录、构造的形态学记录和能量的热演化记录等)来推断地幔柱的存在。要用地球物理的方法去寻找古代地幔柱,如峨眉山地幔柱的“柱子”在哪里,在目前看

来难度很大,但并不能因为找不到而否定其曾经存在。无疑,对于年代越古老的地幔柱,越难研究^[1,2]。目前人们比较熟悉的也就是250 Ma以来的地幔柱,但研究古代地幔柱是极为重要的,如Isley等人(1999)编制了3816亿年间地幔柱活动的时间表^[3]; R. A. Sproule(2000)研究了太古宙绿岩带中的地幔柱成因岩浆岩^[4];加拿大地质调查局还将35亿年以来全球200多个属于地幔柱头部产物的大型火成岩省按地质年代进行了排队,并在2000年巴西31届国际地质大会上进行了展示。关于地幔柱及热点概念的形成与发展,笔者已在不同的文献中作过介绍^[5,6],此不赘述。

古代的地幔柱当它停留在岩石圈下部,没有完全通过火山喷发等形式上升到地表的话,可以称为“固化地幔柱”,Lee和Halliday等(1994)提出固化的地幔柱头部的概念来解释喀麦隆线状分布的火山^[7]。地幔柱喷发到地表的部分当其面积很大时一般称为大型火成岩省(LIP),面积较小并且是在海洋中喷发的话则一般称为洋岛玄武岩(OIB)。实际上,OIB只是地幔柱留下的部分记录,当地幔柱刚到达洋壳的底部,地幔柱自身的能量也可以导致地壳特别是古老陆壳

(如因为裂谷化而沉入海底的古老陆壳)发生重熔形成酸性岩浆。另外,地幔柱中巨量的物质在一定条件下也可能分异出酸性的岩浆来。因此,地幔柱不但可以产生 OIB,同样可能产生中酸性岩浆岩(如 Kergulen 地幔柱产生的粗面岩, SiO_2 质量分数平均可达 63.46% [8,9]。这在大陆环境下产生的 LIP 中是常见的(如西伯利亚、峨眉、德干),在大洋主要是新生洋壳环境下产生的 LIP 中也是存在的(如冰岛)。

近现代活动的地幔柱在地表留下的记录通常称为热点,但仅仅有能量上的异常记录还不足以证明存在地幔柱。因此,往往需要有一定规模的火山岩,尤其是碱性玄武岩(洋壳)或碱性的中、酸性岩浆作用(陆壳)相耦合,才比较容易使人相信是地幔柱在起作用。反之,也并非所有的地幔柱在温度上一定高于周围的环境地幔,为此,Anderson 早在 1975 年就指出地幔柱与其说是“热”柱不如说是“化学”柱 [10],Bonatti (1990)也进一步证实地幔柱不一定真的很“热” [11]。目前一般用化学地幔柱的概念来指代那些温度不一定明显偏高但在物质成分上与环境地幔明显不同的地幔柱(如拥有大量活动性组分 K, LREE, C, 高温高压状态的水等)。显然,偏高的温度有助于地幔柱物质的重熔,活动性组分,如水的存在,也可以降低熔点,从而增强地幔柱物质的活动性。Schilling 等人还提出用“湿热点”来指代那些不是很热也不像是起源于核幔边界的热点 [12],类似于笔者提出的起源 670 km 深处不连续面、活动范围主要在上地幔和地壳中的一类地幔柱 [5]。

一般将海洋环境中由地幔柱形成的高出海底一定高度又具有一定规模的地质体叫做洋岛,但对于大陆壳环境下形成的面积又不大的地幔柱产物(有别于 LIP)目前还没有深入研究,但可以肯定,自核幔边界上升的地幔柱,既可以出现在洋壳环境,也可以出现在陆壳环境。因此,当地幔柱在大陆壳上“小荷才露尖尖角”时一定也会留下记录。这一部分“记录”对于成矿作用来说可能更为重要,因为一旦发生大规模火山作用,巨大的玄武质岩浆作用和能量作用可能更显著地破坏已经形成的矿床。对于这部分在大陆环境下发生的、由地幔柱头部物质和能量形成的地质记录,目前既是地幔柱研究的难点,也是“热点”。说它难,是因为用地球物理的方法难以识别(因为规模小),用地球化学的办法也难以分辨(因为有地壳物质的混入),说它“热”,是因为它往往对应着强大的成矿作用,特别是一些大型、超大型矿床以及大型矿集区

的形成,很可能与地幔柱有着内在的成因联系,因而引起了矿床学家的特别关注,以至于 Sillitoe 早在 1974 年就在 *Nature* 上撰文论述热点与锡矿的关系 [13]。但办法总是会有,对于与热点有关的锡矿,人们可以利用非造山碱性花岗岩来作为热点的一个标志(尽管还存在分歧);对于其它的成矿作用,人们还在努力寻找办法,目前比较“热门”的一个方向是“煌斑岩是否可以作为地幔柱头部在大陆上留下的记录?”。尽管 M.Storey 等人(1989)将煌斑岩(130-110 Ma)作为 Kergulen 地幔柱头部的标志产物之一 [14],但由于煌斑岩地球化学特征的复杂性,这一标志似乎还没有被广泛运用。

2 关于分类的探讨

虽然 Wilson(1973)曾对热点进行过分类,包括(1)南大西洋中脊和东太平洋隆起或其附近的热点;(2)洋中脊其它部位的热点(3)与裂谷带有关的年轻热点(4)可能固定于海底的年轻热点(5)已被掩盖的老热点 [15]。显然,这种分类并未揭示地幔柱的源区特征(或深度),也没有揭示地幔柱的演化特点(阶段性)。笔者(1998)曾提出,在研究的起步阶段,可以根据产出环境的不同将热点分为产于大陆上的热点和产于海洋中的热点两大类,理论上还应分出产于海陆过渡部位的热点;在研究的深化阶段,可以分出起源于核幔边界的深源地幔柱和起源于上地幔与下地幔边界的浅源地幔柱,还可以根据地幔柱本身的演化规律区分出初始阶段的地幔柱、上升阶段的地幔柱、作用于地壳的地幔柱及衰退阶段的地幔柱(表 1)。

表 1 热点与地幔柱的分类

Table 1 A classification of mantle plume and hotspot		
按起源深度分	按演化阶段分	按产出环境分
深源 2 900 km 核幔边界	初始阶段的地幔柱	产于大陆地壳的 地幔柱(热点)
	上升阶段的地幔柱	产于大洋地壳的 地幔柱(热点)
浅源 670 km 不连续面	壳幔相互作用阶段 的地幔柱	产于洋壳与陆壳 过渡环境的地幔 柱(热点)
	衰退阶段的地幔柱	

据王登红(1998) [5] 略修改。

不难想象,自核幔边界 2 900 km 深处上升的地幔柱到了只有几十 km 的近地表环境后,其自身的物质、能量和物理化学状态会发生明显的变化;当它与地壳发生壳幔相互作用并喷发出地表之后,人们所得到的样品在物质组成、化学成分等方面又会发生各种

各样的变化。对于前者,主要涉及到地幔柱自身的演化及其与环境地幔之间物质和能量的交换问题,目前国际上也还只是通过地球物理的途径来观察并利用实验手段和计算机技术来模拟,尚处于不断探索之中;对于后者,更多地涉及到壳幔相互作用的问题,实际上是地幔柱与地壳之间物质与能量的交换问题,目前国际上大量的研究都聚焦于此。显然,假设物质组成和能量结构相同的地幔柱,只是由于所作用的对象不同,其结果也会明显不同(当然,不同的地幔柱与不同的对象发生作用,其结果会更复杂)。因此,首先有必要将地幔柱按“出露”的环境不同,分为两大类,即陆壳环境下产出的地幔柱(不妨简称陆柱,即 CP)和洋壳环境下产出的地幔柱(不妨简称洋柱,即 OP)。这是为了方便人们研究而划分的,实际上 CP 和 OP 在其发源地并无此区别,只是因为最终作用的对象不同而不同,CP 产物中或多或少会留下陆壳物质混入的记录,而 OP 则会留下洋壳物质混入的记录。洋壳物质主要是硅镁质、陆壳物质主要是硅铝质,因而同样是玄武岩(SiO_2 质量分数为 45%~50%),西伯利亚暗色岩的 Al_2O_3 质量分数多大于 15%, MgO 质量分数多小于 8%^[16];而夏威夷玄武岩的 Al_2O_3 质量分数多小于 11%, MgO 质量分数多大于 16%^[17]。因此,将地幔柱按结果分为两大类是必要的也是可行的。当然,实际上还存在第三大类,即混合型,主要指板块俯冲环境下产出的地幔柱,因为在这种环境下产出的地幔柱既可能受到俯冲洋壳物质的混入,也可能受到地壳物质的污染。另外还可能出现更复杂的情况,如地幔柱在上升过程中还没有到达近地表环境就遇到正在下插的或古老的但还没有被地幔“消耗”掉的洋壳板片,抑或地幔柱在穿透大陆壳时遇到的是由古老洋壳褶皱造山形成的偏硅镁质成分的陆壳,等等。这些情况,在研究新生代以前的地幔柱时会经常遇到,因此在研究过程中要开拓思路,特别是在利用地球化学图解时更应注意。

3 演化

地幔柱自核幔边界上升到地表,最终以大规模岩浆作用的形式喷发或侵位,这是一个非常复杂的过程,也是一个演化的过程。笔者认为至少可以分为 4 个演化阶段:

(1) 初始阶段:核幔边界由于某些原因而分异出具有明显活动性的物质,并逐渐聚集形成“预地幔

柱”,那些原先在地核中富集但又难以在高温高压条件下“安定”下来的元素很可能起了非常重要的作用,离子半径大的元素和轻元素以及放射性元素也可能积极参加进来。从行星对比和地球演化的角度看,地幔柱的形成似乎是必然的,它是导致地球大尺度物质和能量交换的一种重要方式。比如, W, Sn, Mo, Bi, Au, Ag 等等,这些元素在地核中的丰度可远远高于地幔和地壳^[18],但它们与地核中的主要元素 Fe, Ni 在地球化学性质上还存在明显的差别,难以为地核所“容纳”,从而可能随着地幔柱的上升而向地表聚集。

(2) 上升阶段:趋向于形成地幔柱的物质集中到一起,形成具有一定规模、一定形态的“雏地幔柱”,如 Griffiths 等(1986)所描绘的喷管状、蘑菇状或气球状^[19],它们由于与周围地幔存在明显的密度、温度、粘度等差异而具有“浮力”,能够缓慢地脱离核幔边界并穿越厚大的地幔(当然,一些小规模的雏地幔柱可能被地幔吃掉而消失)上升到近地表。

(3) 壳幔相互作用阶段:规模巨大的雏地幔柱不但本身具有足够的物质和能量,而且能够导致周围环境中的正常地幔物质发生部分熔融,熔融的部分被地幔柱吸纳,从而使地幔柱的体积更加庞大,同时物质成分也会发生明显变化、能量则可能慢慢衰竭,但由于压力的降低,地幔柱的活动性可能更显著,因而,此时的地幔柱趋于“成熟”,当它到达 670 km 处的不连续面时可能会分化出次级的“幔枝”,并且与上地幔和地壳发生充分的反应。此时的地幔柱一方面向地壳不断输送物质和辐射能量,引起地壳范围的一系列变化(如碱性岩浆的上侵、变质作用、裂谷化、盆地的形成);另一方面地幔柱本身演化出巨大的头冠构造和细长的尾部构造,定位也较浅,能够被人类所探测到,因而是目前研究的重点。

(4) 喷发—消退阶段:随着地幔柱的继续上升和地壳的局部张裂,地幔柱物质将在非常短暂的时间间隔内发生大规模的喷发与侵位,从而使地幔柱顶冠的体积萎缩,能量耗尽,只留下残余部分停留在地壳的底部,慢慢失去活动性而成为固化的地幔柱,成为“化石”。但这部分残留地幔柱一旦遇到合适的条件,如深大断裂或超岩石圈断裂,仍然可能发生上侵,并且可能带来与基性超基性岩有关的 Cu-Ni-PGE 矿床。

4 研究现状与动向

近年来,地幔柱在国内外的研究处于重大变革的

前夜,或者说国内外的地学界正在从不同的角度、不同的学科领域对地幔柱的基本概念、理论与方法进行检验。有两个动向值得注意,日本的地质学家特别是地球物理学家多从现代地球物理资料出发来研究地幔柱的结构,而欧美的地质学家以及独联体国家多从地球化学的角度来研究地幔柱在地球演化进程中的地位。其结论也不完全相同,比如日本人特别强调的冷幔柱观点在欧美反映平平,并在10年前就被认为“存在明显的差错”^[20]。笔者查阅了在1999年全年的 *Nature*, *Geology*, *Science* 等刊物上发表的有关地幔柱的文章,发现几乎无人引用“冷幔柱”的概念。多数意见认为,冷幔柱的存在还需要更多的事实依据,至少可以认为目前还没有地壳(包括洋壳)能够俯冲到下地幔乃至核幔边界的依据。显然,地幔不是自由空间可以任板块自由活动。另外,欧洲的地质学家以往较少研究地幔柱,但目前也已经对欧洲大陆上的新生代地幔柱活动引起了重视^[21]。

国外近年来在地幔柱与成矿作用研究方面,如在卡林型金矿矿集区^[22,24]、与基性超基性岩有关 Cu-Ni-PGE 硫化物矿床(以 Naldrett 为首的研究组在 31 届国际地质大会上对近年来取得重大突破的 Voisey Bay Ni-Cu-Co-PGE 矿床与地幔柱的关系进行了系统介绍)、条带状铁建造^[3]等方面取得了显著进展。国内近年来对于地幔柱概念的响应也比较积极,除了邓晋福等人(1992)较早开始运用地幔柱理论研究岩石圈运动之外^[25]《地幔柱及其成矿作用》一书^[11]的出版对于国内广大读者比较系统地了解地幔柱理论具有现实意义。我国在成矿学方面比较多地运用了地幔柱理论,如牛树银等(1996)对于幔枝构造及成矿的研究^[26]、陈毓川等(1998)对于分散元素形成独立矿床(如大水沟碲金矿)的研究^[27]、王登红等(1998, 1999, 2000)对于胶东和滇黔桂两大金矿矿集区及新疆北部 Cu-Ni-PGE 成矿系列的研究^[28,30]、谢冀克等(1996)、毛景文等(1998)、华仁民等(1999)、毛建仁(1999)和李子颖等(1998)分别对华南中生代大规模成矿作用的研究^[31,35]、最近还有人运用于秦岭造山带的金属成矿作用^[36]。最近,在毛景文和胡瑞忠负责的国家重点基础研究规划 973 项目“大规模成矿作用及大型矿集区预测”中也首次设立了国家级的研究课题(范蔚茗负责),对峨眉地幔柱及其成矿作用进行专门研究,预计会涌现大量的新资料、新成果。

5 对于我国西南部大规模成矿作用的探讨

地幔柱与大规模成矿作用之间有没有联系,如果有,又是什么样的联系,这是一个非常重要的研究课题,国内外都在探索之中。如虽然 Oppliger 等人(1997)提出了卡林型金矿矿集区与黄石热点存在成因联系^[22]、Isley 和 Abbot(1999)建立了地幔柱与 BIF 型铁矿之间的联系^[3],但并不清楚为什么有的地幔柱形成金矿矿集区,有的却只是形成铁矿等等一系列的理论问题。因此,积累资料并加以探索,是目前地幔柱与成矿研究方面的主要现状,但无疑必将有重大的进展或突破。我国西南部是研究地幔柱与成矿作用比较合适的地区,除了大面积分布的峨眉山玄武岩是一个二叠纪地幔柱的产物外,近年来还在雅鲁藏布江大拐弯处发现了现代的“热点”。

考虑到峨眉地幔柱在二叠纪时位于赤道附近,与现代的“热点”相隔数千 km,因此,如果现代的地幔柱能够进一步确认的话,则我国西南部的大陆地壳至少遭到了两个不同地幔柱的两次“冲击”。对于二叠纪的地幔柱,由于玄武岩已经大规模喷发,因此,峨眉地幔柱实际上演化得比较彻底,其所对应的成矿作用除了带来一些与基性-超基性岩有关的 Cu-Ni-PGE 矿床和 V-Ti-Mt 外(如杨柳坪、金宝山的 Cu-Ni-PGE 矿床和攀枝花的钒钛磁铁矿),还可能导致一些先前形成的矿床被破坏或成矿元素发生迁移、重新组合形成新的矿床或矿集区,峨眉山玄武岩分布区外围的热液型 Hg, Sb, Pb-Zn 矿床具有一定的分带性,可能与此有关。另外,峨眉山玄武岩本身携带有大量的铜,在后续热液作用和/或地下水的淋滤下也可以形成铜矿床,如在四川省丹巴县铜炉房等地可以见到玄武岩裂隙中的自然铜,并且已经在古鲁、花滩、吊红崖等地发现了多个中型以上的铜矿。

对于现代的“热点”,或许在新生代之初就已经存在并开始活动,并形成了一系列的活动性很强的岩浆岩,如四川牦牛坪的岩浆碳酸岩、煌斑岩和碱性花岗岩,云南老王寨等地密集分布的煌斑岩,腾冲等地的碱性火山岩,洱海东侧的高钾火山岩和钾镁煌斑岩等,东喜马拉雅的岩浆碳酸岩^[37]、藏北的板内火山岩^[38]等,都可能暗示着地幔柱的存在。这个地幔柱尚在活动、上升,其部分头冠物质可能刚刚到达近地表环境,因而在地表留下的只是蛛丝马迹,需要仔细

分辨,因为此时即使是地幔柱直接来源的岩浆岩也会混入大量的地壳物质,包括古老的已经消失在地幔中的俯冲残片,以至于在地球化学特征上往往出现复杂性和多解性。边千韬(2000)根据前人地震层析资料,编制了扬子地台西南缘立体速度异常图,发现存在两个低速柱,东侧的低速柱在垂向上对应于个旧、老王寨和都龙,西侧的低速柱对应于腾冲、金顶和临沧^[39]。这两个低速区在 50 km 深度明显分开,在 20 km 深度连成一片,但有隔阂,在 200 km 深度连成一个大的低速区。300 km 以下,地幔横向不均匀性依然存在,低速异常仍然存在,它向下至少延深到 1 100 km 的下地幔。如果该地幔柱能够被进一步确认的话,则不妨可以从全新的角度来理解为什么青藏高原可以隆升到如此高的地步,那就是因为深部有一个地幔柱在“顶着”。当然,这还只是一个“猜想”。

参考文献:

- [1] 王仁民,陈珍珍,赖兴运.华北太古宙从地幔柱体制向板块构造体制的转化[J].地球科学,1997,22(3):317-321.
- [2] ZHOU M F. Crustally - contaminated komatiitic basalts in Southern China: products of a Proterozoic mantle plume[A]. 31th IGC Abstract Volume, Brazil[C]. 2000.
- [3] ISLEY A E, ABBOTT D H. Plume-related mafic volcanism and the deposition of banded iron formation[J]. J Geophy Res, 1999, 104(B7): 15461-15477.
- [4] SPOULE R A. Plume-generated magmatism in the Superior Province [A]. 31th IGC Abstract Volume, Brazil[C]. 2000.
- [5] 王登红. 地幔柱及其成矿作用[M]. 北京:地震出版社,1998. 160.
- [6] 王登红. 热点研究述评[J]. 地质科技情报,1995,14(1) 9-16.
- [7] LEE D C, HALLIDAY A N, FITTON J G, et al. Isotopic variations with distance and time in the volcanic islands of the Cameroon line: evidence for a mantle plume origin[J]. Earth and Planetary Sci Lett, 1994, 123 :119-138.
- [8] WEIS D, FREY F A, LEYRIT H, GAUTIER I. Kerguelen archipelago revisited: geochemical and isotopic study of the Southeast Province lava[J]. Earth Planet Sci Lett, 1993, 118 :101-119.
- [9] MATTIELLI N, WEIS D, GREGOIRE M, et al. Kerguelen basic and ultrabasic xenoliths: evidence for long-lived Kerguelen hotspot activity [J]. Lithos, 1996, 37(2-3) 261-280.
- [10] ANDERSON D L. Chemical plumes in the mantle[J]. Geol Soc AM Bull, 1975, 86 :1593-1600.
- [11] BONATTI E. Not so hot “ hot spots ” in the oceanic mantle[J]. Science, 1990, 250(5) :107-111.
- [12] SCHILLING J. Fluxes and excess temperatures of mantle plumes inferred from their interaction with migrating mid-ocean ridge[J]. Nature, 1991, 352 :397-403.
- [13] SILLITOE R H. Tin mineralization above mantle hot spots[J]. Nature, 1974, 248 :497-499.
- [14] STOREY M, SAUNDERS A D, TARNEY J, et al. Contamination of Indian Ocean asthenosphere by the Kerguelen-Heard mantle-plum[J]. Nature, 1989, 338 :574-578.
- [15] WILSON J T. Mantle plumes and plate motions[J]. Tectonophysics, 1973, 19 :149-164.
- [16] SHARMA M, BASU A R, NESTERENKO G V. Nd-Sr isotopes, petrochemistry, and origin of the Siberian flood basalts, USSR[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1991, 55 :1183-1192.
- [17] HAURI E H. Major-element variability in the Hawaiian mantle plume [J]. Nature, 1996, 382(1) :415-419.
- [18] 黎彤. 化学元素的地球丰度[J]. 地球化学, 1976(3) :167-174.
- [19] GRIFFITHS R W. Thermals in extremely viscous fluids, including the effects of temperature-dependent viscosity[J]. J Fluid Mech, 1986, 166 :115-138.
- [20] LOPER D E. Mantle plum[J]. Tectonophysics, 1991, 187 :373-384.
- [21] WEDEPOHL K H, BAUMANN A. Central European Cenozoic plume volcanism with OIB characteristics and indications of a lower mantle source[J]. Contrib Mineral Petrol, 1999, 136 :225-239.
- [22] OPPLIGER G L. 内华达大盆地中第三纪卡林型矿化与黄石公园古热点有关吗[J]? 王登红,王平安译.地质科学译丛,1998,15(1) 22-25.
- [23] 王登红. 卡林型金矿的找矿进展及其意义[J]. 地质地球化学, 2000, 28(1) 92-96.
- [24] MURPHY J B, OPPLIGER G L, BRIMHALL G H, et al. Plume-modified orogeny: an example from the western United States[J]. Geology, 1998, 26(8) :731-734.
- [25] 邓晋福,赵海玲,吴宗絮,等.中国北方大陆下的地幔热柱与岩石圈运动[J]. 现代地质,1992,6(3) :267-274.
- [26] 牛树银,罗殿文,叶东虎,等.幔枝构造及其成矿规律[M]. 北京:地质出版社,1996. 140.
- [27] 陈毓川,毛景文,骆耀南,等.四川大水沟碛(金)矿床地质和地球化学[M]. 北京:原子能出版社,1996. 145.
- [28] 王登红,林文蔚,杨建民,等.试论地幔柱对于我国两大金矿集中区的控制意义[J]. 地球学报,1999,20(2) :157-162.
- [29] 王登红. 地幔柱的识别及其在大规模成矿研究中应注意的问题[J]. 地球学报,1999(增刊) 426-432.
- [30] 王登红,陈毓川,徐志刚.新疆北部 Cu-Ni-PGE 硫化物矿床成矿系列探讨[J]. 矿床地质,2000,19(2) :147-154.
- [31] 谢寡克,马革生,张禹慎,等.华南大陆地壳生长过程与地幔柱构造[M]. 北京:地质出版社,1996. 257.
- [32] 毛景文,李红艳,宋学信,等.湖南柿竹园钨锡钼多金属矿床地质地球化学[M]. 北京:地质出版社,1998. 215.
- [33] 华仁民,毛景文.试论中国东部中生代成矿大爆发[J]. 矿床地质,1999,18(4) 300-308.
- [34] 毛建仁,陶奎元,邢光福,等.中国南方新生代地幔柱活动的地球化学证据[J]. 地质论评,1999,45(增刊) :698-702.
- [35] 李子颖,黄志章,李秀珍,等.试论华南新生代地幔柱构造与铀成矿作用[J]. 矿床地质,1998(增刊) 99-102.
- [36] 刘方杰,方维萱,郭健.地幔柱/热点成矿作用与秦岭造山带金

- 属成矿[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2000, 19(4): 431-432.
- [37] LIU Yan. Carbonatites from the eastern Himalayan syntaxis: petrology and tectonic implications[J]. 地学前缘(Earth Sciences Frontiers), 2000, 17(Suppl): 10-11.
- [38] 邓万明. 青藏高原北部新生代板内火山岩[M]. 北京: 地质出版社, 1998. 179.
- [39] 边千韬. 地球壳幔结构与超大型矿床形成关系初议[A]. 涂光炽. 中国超大型矿床(I) [M]. 北京: 科学出版社, 2000. 545-569.

BASIC CONCEPT , CLASSIFICATION , EVOLUTION OF MANTLE PLUME AND LARGE SCALE MINERALIZATION —PROBE INTO SOUTHWESTERN CHINA

WANG Deng-hong

(Institute of Mineral Resources , CAGS , Beijing 100037 , China)

Abstract : Mantle plume is usually referred to a large amount of materials originated from the mantle/core boundary , with characteristics of higher temperature , lower viscosity and more active than its surrounding mantle , which has a general shape of plume within the mantle and evolves into a mushroom shape with a large head and a small tail beneath the crust . After the interaction between mantle plume and crust , a trail of hotspots and a large igneous province will be formed by mantle plume on the surface of the Earth . Two basic types of mantle plumes can be identified according to their final environment (continental or oceanic) , and a typical mantle plume will evolve from initial stage , to ascending stage , to mature stage and to waning stage . Southwestern China might have been affected by two mantle plumes , i. e. the Permian Emei mantle plume and the Cenozoic mantle plume . The former fossil plume has waned and produced the Emei large igneous province , while the later adolescence plume is swelling up and has produced a lot of mantle-originated magmatism , regional fluid movement , and large scale mineralization in southwestern China .

Key words : mantle plume ; hotspot ; classification of mantle plume ; evolution of mantle plume ; large scale mineralization ; southwestern China