

# 第一章 岩石圈地球化学不均一性与分区主要证据

地球的横向与垂向化学不均一性程度一直受到国内外地球化学家的关注与研究。从宏观上看，南、北半球就存在明显差异，如大陆主要集中于北半球，而南半球的超大型矿床又明显比北半球多。晚古生代以来冈瓦纳大陆不断离散，而北半球大陆产生强烈汇聚与挤压变形。直到现在北半球的高应力场使地震释放的能量比南半球高近一个数量级（图 1-1）。这很难完全归因于地球外作用力场的结果，而应由地球内部的化学与物理不均一性所引起。

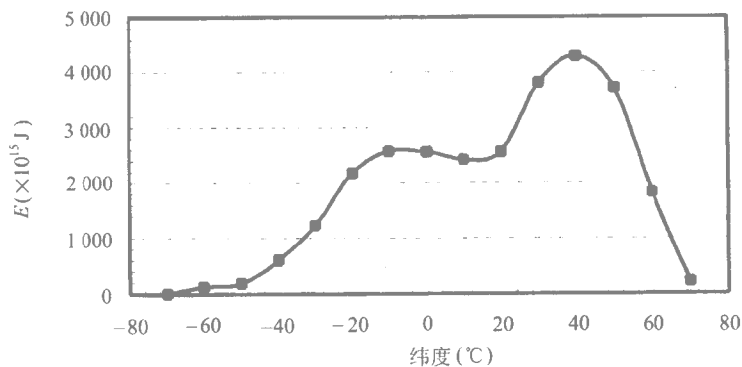


图 1-1 全球 20 世纪地震能量释放纬向分布图  
(宋贯一, 1992)

在 20 世纪 70 年代末~80 年代初，在整个地球科学范围内，国际上由于上地幔与岩石圈计划的实施，因此地球科学家从三个途径来定量研究地球的大规模横向与垂向运动与不均一性。地质学家则侧重板块构造与大陆漂移研究，较定量地确定了全球不同古陆块各自特定的构造样式、地层组合、古地磁的极移曲线及相互结合与离散的时空关系。地球物理学家则在岩石圈横向与垂向物理不均性方面，以及在地幔对流圈与热柱分布上取得了大量资料。而地球化学家注重于全球地幔的横向与垂向化学不均一性，以及壳、幔物质通过俯冲带的再循环作用。国际上通过广泛的大洋玄武岩同位素体系研究，发现了大洋地幔存在着多个不同的地幔组分端元和大规模的横向与垂向化学不均一性；与此同时在北美西部则发现了大陆上的同位素分区现象。这一期间我国地球化学家也取得了壳、幔垂向与横向不均一的大量资料，并注意到中国大陆作为冈瓦纳大陆与劳亚大陆，特提斯域与太平洋域的重要结合部位，应是研究大陆地幔与地壳横向与垂向不均一性的极关键地段。

全球各大陆块体大体可分成东冈瓦纳、西冈瓦纳、劳亚与北太平洋陆块。这些陆块

具有不同的地理域和时间域演化历史，同时又发生过多次离散和重新组合形成泛大陆，如新元古代时期陆地域泛大陆（Rodinia）的形成与离散；古生代以来冈瓦纳大陆的形成与离散等。全球大洋的演化与各陆块的汇聚与离散密切相关，主要涉及特提斯—印度洋域与古亚洲—太平洋域的演化。由于地球各区域演化时间与空间上的差异，引起了化学组成在横向与垂向上存在大规模的不均一性。同时地球形成以前和地球演化早期的核幔分异阶段也会造成地球的大规模的不均一性。这些不均一性将给不同陆块和大洋的地壳与地幔带上了明显的同位素与元素地球化学标记。

地球的不均一性一方面是太阳系与地球演化的产物，另一方面又是地球演化动力的源泉。根据经典热力学的熵增加原理，体系的演化如只从不均一性变向均一性，将导致“宇宙热死”，没有演化的动力。地球内部放射性生热元素分布的不均一性引起了大规模的地幔对流，变化着的地幔对流导致了大陆的漂移、离散与汇聚。不同的离散与汇聚构造环境，导致不同类型的岩浆作用、变质作用与岩石圈层析作用。这将进一步导致不同块体岩石圈的化学不均一性。因此地球的演化应同时存在着从均一性到不均一性和从不均一性到均一性的两重过程。

## 一、关于地幔横向不均一性的证据与地幔化学区划

### 1. 大洋地幔横向不均一性的同位素观察

20 世纪 70 年代末通过 OIB、MORB 与 IAB 的铅-铈-钕同位素研究，首先发现了它们之间存在着明显的差异，因此 DePaolo 等（1976）提出了地幔垂向不均一性的模型。根据板块构造演化模型，多数学者认为洋中脊玄武岩（MORB）来自强亏损的上地幔，洋岛玄武岩（OIB）来自略亏损的下地幔，而岛弧玄武岩（IAB）代表了再循环的俯冲带地幔。20 世纪 80 年代初，随着观察资料的增多，地球化学家进一步发现同样的 OIB，或者是同样的 MORB 与 IAB，在南半球与北半球，在太平洋与印度洋存在着明显的差异。而同类型的大陆玄武岩各地区的差异也十分明显。因此逐渐形成了地幔不但存在垂向不均一性，而且存在横向不均一性的概念。Zindler 等（1982）不少学者提出了地幔存在若干端元组分的见解。这些组分端元包括 MORB、HIMU（高  $\mu$ ）、EM<sub>1</sub>、EM<sub>2</sub>（富集地幔 1 与 2）与 PREMA（流行地幔）等等。Allegre 和 Dupre（1983）进一步将“地幔端元”的概念扩展成“地幔域”的概念，提出了南大洋存在 DUPAL 域异常〔即具有高的铅同位素  $\mu$  值、 $n(^{208}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb})$  与  $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 〕。Hart（1984）则进一步阐明了北半球与南半球大洋地幔的大规模不均一性，确定了铅同位素的北半球参考线（NHRL），并用与 NHRL 的相对偏差来定量描述 DUPAL 异常的铅同位素特征值。在这一基础上 Castilo（1988）则应用等值线处理描述了南半球 DUPAL 异常的分布范围与特征，并将它解释为地幔上涌区。为了进一步确定全球大洋地幔地球化学省的划分，20 世纪 80 年代末至 90 年代，一些研究者（Klein et al., 1988; Mahoney et al., 1989, 1992, 1998; Pyle et al., 1992; Hickey-Vargas, R., 1998）致力于大洋玄武岩的同位素体系填图，修正了南半球异常这一不全面的认识，提出了太平洋与印度洋地球化学省（域）的见解。这两个大洋地幔省在铅-铈-钕同位素组成上存在明显的区

别；对于相近的  $n(^{206}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb})$  值，印度洋比太平洋具有相对高的  $n(^{208}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb})$  与低的  $n(^{143}\text{Nd})/n(^{144}\text{Nd})$  (见图 1-2)。同时他们还发现两个省之间存在同位素组成的急剧变化，称为地球化学急变带 (geochemical discordance)，即地球化学边界。

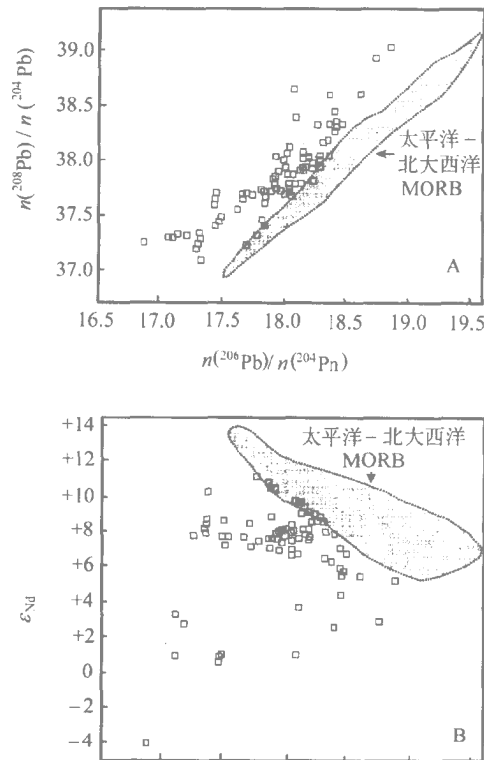


图 1-2 印度洋与太平洋玄武岩同位素体系在  $n(^{208}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb})-n(^{206}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb})$ (A) 与  $n(^{143}\text{Nd})/n(^{144}\text{Nd})-n(^{206}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb})$ (B) 图解上的明显差异

方块点为印度洋域；虚线区为太平洋域

(Mahoney et al., 1998)

## 2. 大洋玄武岩主成分的差异及其含义

关于全球在主成分上大规模横向不均一方面有说服力的证据主要来自深部地震层析成像的研究。全球资料表明地幔中 S 波存在大尺度横向不均一性 (1 000~2 400km 范围)，而且波速的变化与地幔部分熔融产生的玄武岩的 Fe 与 Na 含量之间存在明显的相关性。Humler 等 (1993) 统计了全球 398 个洋中脊玄武岩样品的主元素化学组成，经 MgO 标准化为 8% 后表明 Na 与 Fe 含量在南-北半球之间以及各大洋之间存在着显著差异，并存在着反相关 (图 1-3)，而其他主元素无明显差异。同时在大洋地幔 100~170km 深的范围内 S 波速与 Fe 含量呈反相关，而与 Na 含量呈正相关 (图 1-4)。在图 1-3 可看到北印度洋的两个点落在北太平洋与北大西洋的高 Fe 低 Na 端。近来同位素

填图的证据也表明北印度洋区存在太平洋域 (Mahoney et al., 1998)。对于这一关系存在两种解释：一种认为是地幔热状态的大规模横向差异所引起；较热的地幔区固相线较浅，部分熔融产生的岩浆 Na 含量较低，Fe 含量较高，同深度上的波速也较低，而较冷的地幔区情况则相反。另一种解释是将地幔波速的变化直接归因于地幔在主成分上的大

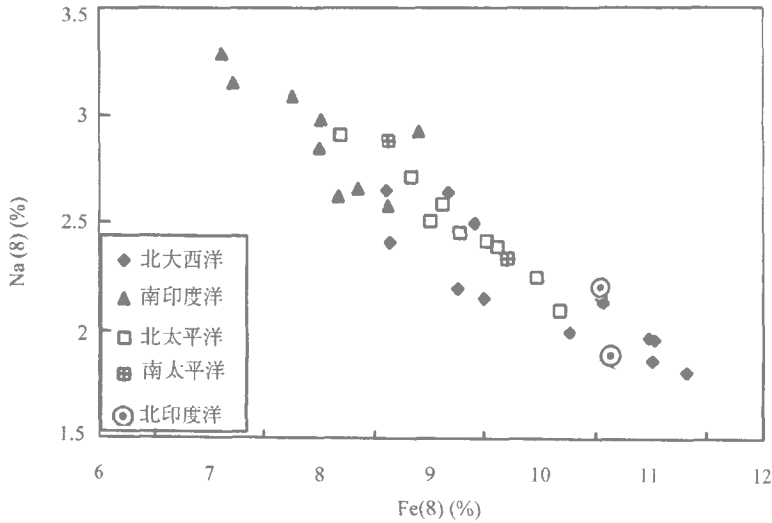


图 1-3 全球大洋 MORB 的  $\text{Na}_2\text{O}$  与  $\text{FeO}$  经标准化到  $\text{MgO}=8\%$  时的  $\text{Na}(8)$ - $\text{Fe}(8)$  相关图 (Humler et al., 1993)

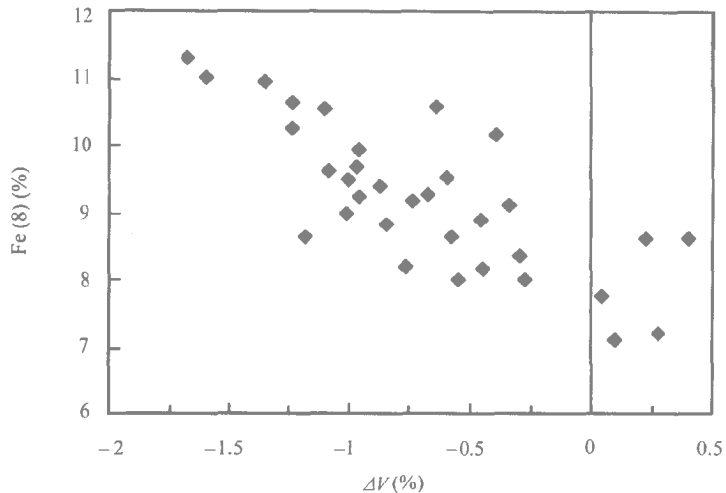


图 1-4 全球大洋 MORB 的  $\text{Fe}(8)$  与 110km 深 S 波速相对偏差相关图 (Humler et al., 1993)

规模横向不均一性。但无论哪种解释正确与否，这两种因果关系均可以产生岩石圈在化学组成上的大规模横向不均一性；它们的差别只是前一种可产生新生的块体不均一，而

后一种块体不均一性具有历史的继承性。同时地幔热状态的差异本身也包含着潜在的化学组成上的差异（特别是生热元素含量差异）。

### 3. 中国大陆地幔横向不均一性

20 世纪 80 年代中国东部与西南地区新生代玄武岩的铅-铈-钕同位素与微量元素研究取得了大量资料 (Zhu et al., 1983, 1989, 1990; 朱炳泉等, 1989, 1992; Peng et al., 1986; 刘北玲等, 1989), 发现了中国大陆地幔具有南亏损北富集的总体规律和四种地幔端元组分 ( $EM_1$ ,  $EM_2$ , PM 与 PREMA), 数据在多元同位素体系拓扑投影图上表现出明显的地域区分。在这一基础上进一步提出了地幔的地球化学区划。区划表明地幔分区 (东北、华北、渤海、扬子与华南) 与不同的大陆块体是相联系的, 特别是不同大陆块体地幔与地壳的铅同位素组成几乎是同步变化的。有关地幔区划方面的同位素证据已在《地球科学中同位素体系理论与应用》第四章中作了详细讨论 (朱炳泉等, 1998)。

作者根据中国大陆 500 多个玄武岩 ( $SiO_2\%$  在 40~55) 的岩石化学分析资料按  $SiO_2$  含量 1% 为间隔统计 FeO 含量的平均值。结果发现在  $SiO_2\%$  相同时华北块体 Fe 含量普遍比华夏低 2% 左右。从图 1-5  $SiO_2$ -FeO 相关图可见, 华北与华夏构成两条不同的相关线 (Zhu, 1994)。华北块体 Fe 含量水平与北半球 MORB 相当, 而华夏块体与南半球 MORB 相当。

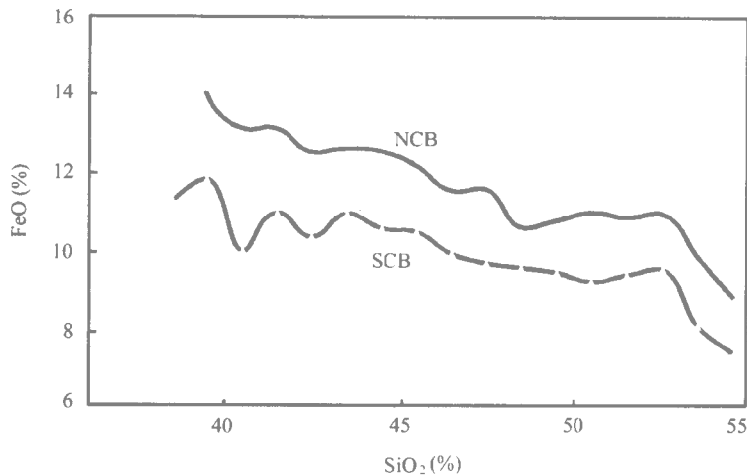


图 1-5 华北与华南新生代玄武岩 FeO- $SiO_2$  统计平均变化曲线

(以 1%  $SiO_2$  间隔对 FeO 作统计平均)

NCB. 华北; SCB. 华南 (Zhu, 1994)

张本仁等 (1994, 1996) 通过对秦巴地区华北、扬子块体上不同时代地幔派生岩石的大量主、微量元素与同位素体系研究, 确定了上地幔平均值。不同方法确定的上地幔平均值均表明, 华北与扬子地幔的许多元素存在着明显的差异 (见表 1-1)。扬子块体地幔 Cu 含量是华北块体的 8~9 倍, 铅含量为 3~4 倍, 而 Au 含量仅为华北块体的 1/3。同位素体系填图也表明, 华北、北秦岭、扬子是明显相区别的地球化学省。

在中国西南的滇、黔、桂、川地区喷发了大面积的二叠纪溢流玄武岩。从这些玄武岩的主成分可以看到位于扬子块体上的玄武岩具有明显的高钛 ( $\text{TiO}_2$  为 3.5 (%) ~ 4.5%) 和低镁 ( $\text{MgO}$  为 4% ~ 4.5%); 而位于红河断裂与建水—弥勒—师宗—瓮安断裂以南的玄武岩则表现出高镁 ( $\text{MgO} \geq 5.5\%$ ) 低钛 ( $\text{TiO}_2$  为  $\leq 2.5\%$ )。这表明两个区域的构造环境与上地幔化学与物理结构存在明显的差别。

Hofmann (1986) 曾指出, 大洋玄武岩 (主要以南大洋的资料为基础) 具有十分稳定的  $m(\text{Ce})/m(\text{Pb})(24)$ ,  $m(\text{U})/m(\text{Pb})(0.5)$ ,  $m(\text{Nb})/m(\text{U})(53)$  等比值, 但与球粒陨石有明显的差异。作者对中国东南地区新生代碱性玄武岩中的上述元素进行了较精确的同位素稀释法测定, 结果表明华夏区新生代碱性玄武岩这些元素的比值也十分稳定, 且与上述数据相一致 [ $m(\text{Ce})/m(\text{Pb}) = 24 \pm 1$ 、 $m(\text{U})/m(\text{Pb}) = 0.47 \pm 0.02$ ] (朱炳泉等, 1993, 见图 1-6)。但华北区新生代碱性玄武岩这些元素的比值明显低于上述数值  $m(\text{Ce})/m(\text{Pb}) \approx 10$ ,  $m(\text{U})/m(\text{Pb}) \approx 0.12 \sim 0.30$ ], 但相近于球粒陨石值。这表明不同大陆块体的地幔在微量元素比值上也具特定的指纹标记。

表 1-1 华北与扬子上地幔化学组成具显著性差异元素的含量

(张本仁等, 1994)

	Cu	Pb	Au	Zr	Ba	W	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{A}_2\text{O}_3$
华北	7~12	13	2.4~2.6	1.1~1.4	10~17	0.3~2.2	0.22~0.24	0.06~0.13	4.6~9.5
扬子	60~93	41~47	0.7~0.9	6.5~18.2	31~73	0.03~0.06	0.71~0.83	0.18~0.36	3.4~3.6

· 微量元素为  $10^{-6}\text{g/g}$ , 主元素为百分浓度, Au 为  $10^{-9}\text{g/g}$ , 含量范围为不同计算方法结果。

## 二、地壳横向不均一性的地球化学证据

现代地壳的大规模横向化学不均一性从地壳厚度、波速结构与热流的区域性明显差异已得到证实。然而地球化学家恰恰长期以来以均一组分模式来研究地壳演化, 认为地壳成分主要表现垂向的变化, 与地壳演化的成熟度有关。例如在研究全球花岗岩的 S 型、I 型等的分类时; 在进行上地壳与下地壳物源示踪时均希望能获得统一的同位素与微量元素划分指标。但是这种努力是不成功的; 在不同的构造块体上存在很大的差别。

### 1. 全球下地壳麻粒岩铀-铅体系比较

Zartman 等 (1981) 曾以北美、澳洲等地的铅同位素资料为主建立了“全球”统一的下地壳、地幔、造山带与上地壳铅同位素增长线, 即铅构造模式。麻粒岩相岩石被普遍认为是下地壳的组成, 并在发生麻粒岩变质作用以后铀已大量丢失 ( $\mu \leq 2$ )。然而从全球麻粒岩测得的铅同位素组成变化范围很大, 从中计算出麻粒岩相变质作用前的  $\mu$  值在 7~10 左右 (涂湘林等, 1992; 表 1-1; 图 1-7), 超越了 Zartman 铅构造模式图上从下地壳、地幔、造山带到上地壳的所有范围, 并表现出南半球高 ( $> 8.4$ ) 而北半球低 ( $< 7.8$ ) 的总体趋向, 具有很强的大陆块体特征 (Zhu, 1994)。这种变化与南、北半球地幔的变化是近于同步的。

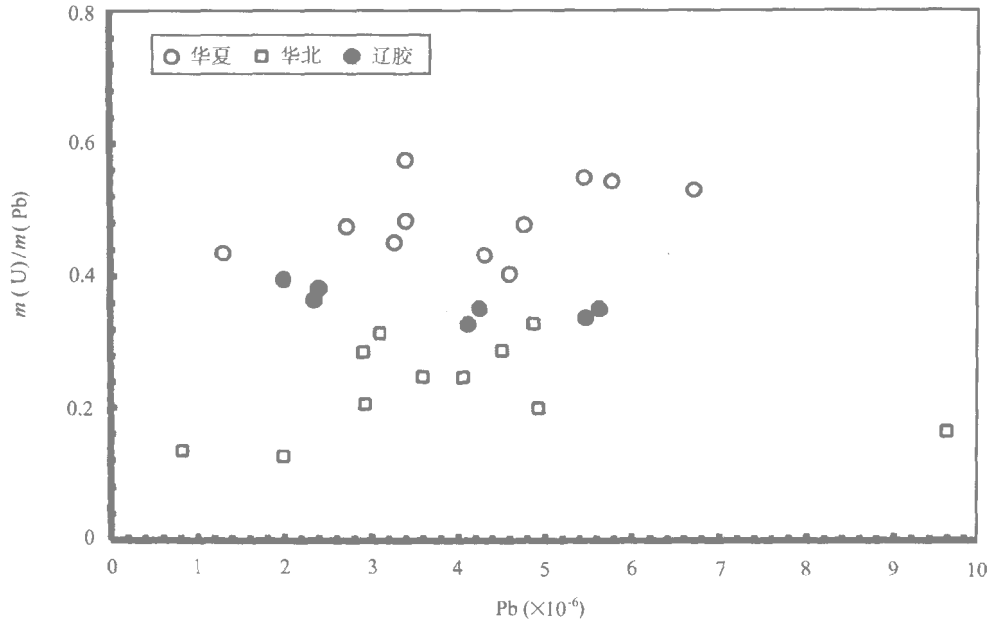


图 1-6 华南、扬子与华北新生代玄武岩  $m(U)/m(Pb)-m(Pb)$  图解

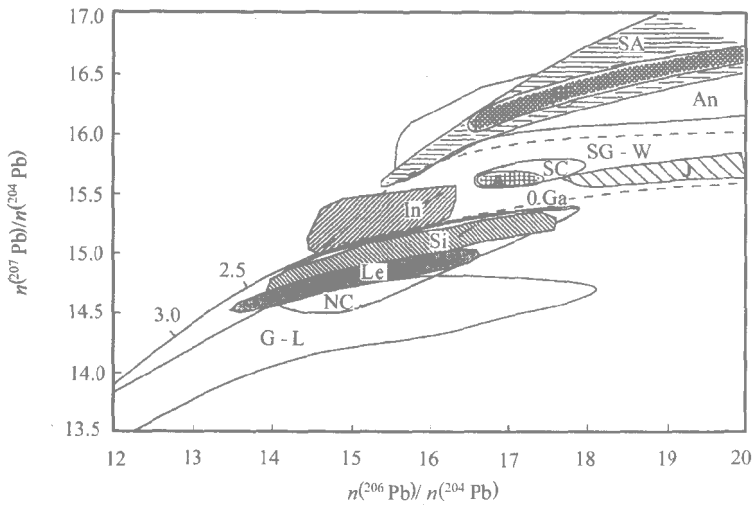


图 1-7 全球不同大陆块体麻粒岩相岩石

$n(^{207}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb})-n(^{206}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb})$  变化图解

G-L. 格陵兰-拉布拉多; Le 苏格兰路易斯; In. 印度; A. 澳洲;  
Si. 西伯利亚; An. 南极; SF. 南非; SA. 南美; NC. 华北; SC. 华南;  
SG-W. 南戈壁乌拉山群; J. 佳木斯山群

## 2. 大陆增长时限的差异

钨模式年龄的大小与变化范围反映了不同大陆块体地壳增长的历史。Allegre 等

(1984) 研究冈瓦纳大陆与北大西洋陆块 (相当于劳亚大陆的北美与欧洲部分) 的钨模式年龄分布特征时发现冈瓦纳大陆具有时间范围较长 (从 4Ga 到显生宙) 且速率均匀的大陆增长历史, 而北大西洋陆块大陆增长的时间范围则较短 (主要在 3.8~2.5 Ga) (图 1-8A)。中国大陆不同陆块的钨模式年龄分布的统计分布特征也表明, 华夏具有相对较长时间范围的大陆增长 (3.2~1.2Ga), 华北具有较短的大陆增长时间范围 (3.7~2.5Ga), 而扬子陆块的则更年轻, 主要在 2.0~1.2Ga 之间。具有最长大陆增长时间范围的块体则分布在从北疆到佳木斯的地区 (0.4~4.2Ga) (Zhu, 1998) (图 1-8B)。因此, 中国大陆不同块体钨模式年龄分布特征与铅同位素组成一样也具有较明显的块体效应。

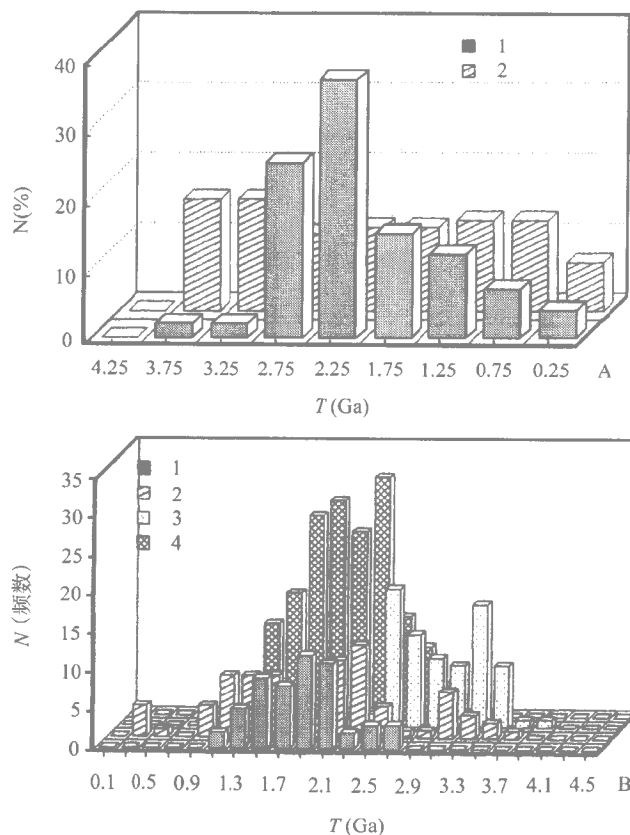


图 1-8 钨模式年龄分布图

A. 全球 (1. 劳亚大陆, 2. 冈瓦纳大陆); B. 中国大陆 (1. 扬子块体, 2. 太平洋型微块体, 3. 华北块体, 4. 华夏块体)

### 3. 同时代花岗岩的同位素与化学组成差异

张理刚等 (1995) 对中国大陆中生代花岗岩长石铅同位素组成做了大量研究, 近 10 多年来国内许多学者也积累了大量数据 (李石等, 1991; 于津生等, 1990)。结果发现不同块体上同时代花岗岩长石铅同位素组成存在着非常明显的差异。对比中国大陆不

同块体新生代火山岩（反映了上地幔源区）与中、新生代花岗岩长石铅同位素组成（代表上地壳组成）时已发现壳幔之间铅同位素组成存在明显的同步耦合变化，具有明显的块体效应（图 1-9）（Zhu, 1994, 1995）。因此地壳也表现出大尺度的横向不均一性。这些成果为研究地球块体的化学不均一性提供了重要的依据，也为研究块体的化学不均一性提供了重要的方法论与工具。

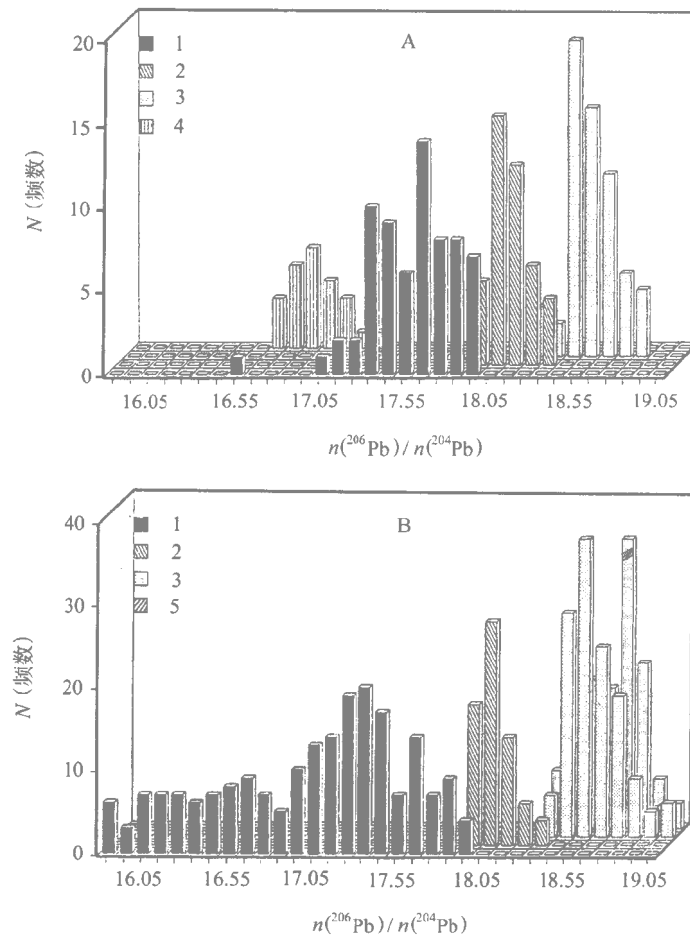


图 1-9 中国大陆不同块体上新世代玄武岩

A. 与中新生代花岗岩 B.  $n(^{206}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb})$  值统计分布图

1. 华北块体；2. 扬子块体；3. 华夏块体；

4. 东北地区微块体；5. 青藏块体

华北与华夏中生代同时代花岗岩（ $\text{SiO}_2$  限定在 71%~73%）的微量元素含量差异也十分明显；U, Th, Rb, W, Sn, Zr, Be, Mo 等元素华夏区比华北区高 2~3 倍，而 Ba, Sr, Cr, Co, V 等低 2~3 倍（李石，王丹，1991）。这表明不同块体上地壳岩石微量元素组成上存在不均一。

表 1-2 全球主要麻粒岩的  $\mu_1$  值

陆块与地区	变质年龄 (Ga)	$\mu_1$	N	资料来源
华北	2.5	$7.81 \pm 0.02$	58	Tu et al., 1993
西伯利亚	2.66	$7.84 \pm 0.06$	10	Moskovchenko et al., 1993
北大西洋陆块				
苏格兰	2.5	$7.54 \pm 0.02$	40	Whitehouse, 1989
西格陵兰	3.6	$7.03 \pm 0.09$	27	Black et al., 1971
拉布拉多	2.56	$7.23 \pm 0.05$	18	Schiffte et al., 1993
华夏	1.8	$8.35 \pm 0.10$	6	Author unpublished data
澳大利亚	1.6	$8.34 \pm 0.01$	22	Gray & Oversby, 1972
印度				
南印度	2.5	$8.51 \pm 0.05$	8	Peucat et al., 1989
斯里兰卡	2.0	$8.44 \pm 0.03$	19	Liew et al., 1994
南极	2.5	$9.43 \pm 0.19$	8	Depaolo et al., 1982
南非	2.8	$9.90 \pm 0.10$	8	Barton, 1983
南美	2.0	$9.74 \pm 0.11$	12	Montgomery & Hurley, 1978
南戈壁乌拉山	2.5	$8.20 \pm 0.09$	13	Tu et al., 1993
佳木斯	2.5	$8.25 \pm 0.10$	5	曹熹等, 1992

表 1-3 华夏与华北中生代花岗岩 ( $\text{SiO}_2 = 71\% \sim 73\%$ ) 微量元素浓度 ( $\times 10^{-6}$ ) 比较  
(李石, 王丹, 1991)

	U	Th	W	Sn	Ba	Sr	V	Cr	Co	Be	Rb
华夏	7.1	29	2.4	7.7	385	135	17	9.4	2.8	5.0	314
华北	2.2	13	1.0	1.9	1300	430	36	19	7.0	2.5	129

#### 4. 不同块体元古宇地层铅同位素体系比较

在中国南方扬子与华夏区广泛出露了中、晚元古宇地层。在扬子区主要为一套浅变质的岩石, 包括双桥山群、上溪群、板溪群、昆阳群等。在华夏区则为一套深变质岩系; 包括浙西南的八都群(由变粒岩、黑云母片岩、斜长角闪岩和片麻岩组成), 年龄大多大于 1.8Ga。它与闽北的麻源群一起构成华南地块的基底。浙西南的龙泉群是一套以高绿片岩相变质为主的火山-沉积岩系, 年龄在 0.7~1.37 Ga 之间。从年龄上看主体属震旦纪, 为混有老地层的构造混杂岩。

景宁的鹤溪群主要由斜长角闪岩、变粒岩、片岩、夹大理岩组成, 年龄为 1.6~2.06 Ga。闽北马面山群岩性与鹤溪群相似, 时代为 1.8~2.2 Ga。它们均为中元古代, 是东南地块的基底。

按 Zartman (1981) 铅构造模式, 地壳中深变质岩铅同位素组成应落在较低  $\mu$  值的

演化线上。浅变质岩来自上地壳，铅同位素显示的  $\mu$  值应较高。然而这两个块体上元古宇地层的铅-铅等时线（见表 1-4 与图 1-10）出现了相反的情况。华夏区的深变质岩位于上部， $\mu$  值相对高；而扬子区的浅变质岩则位于下部， $\mu$  值相对较低。但这种变化规律是与华夏、扬子块体的铅同位素组成特征是一致的。因此这不是地壳演化的垂向不均一性效应，而是横向块体不均一性的反映。

位于西扬子康滇块体上中元古代地层昆阳群的铅同位素组成既不同于东扬子双桥山群等地层，也不同于华夏块体上相同时代地层。该区的  $n(^{207}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb})$  介于东扬子与华夏之间，且更接近于华夏，因此  $\mu$  值也接近于华夏。然而昆阳群的  $n(^{208}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb})$  则比东扬子与华夏块体均明显相对偏低，而与北疆-佳木斯这些块体相当（朱炳泉等，1998）。因此扬子块体内部地球化学上应进一步作属性区分。

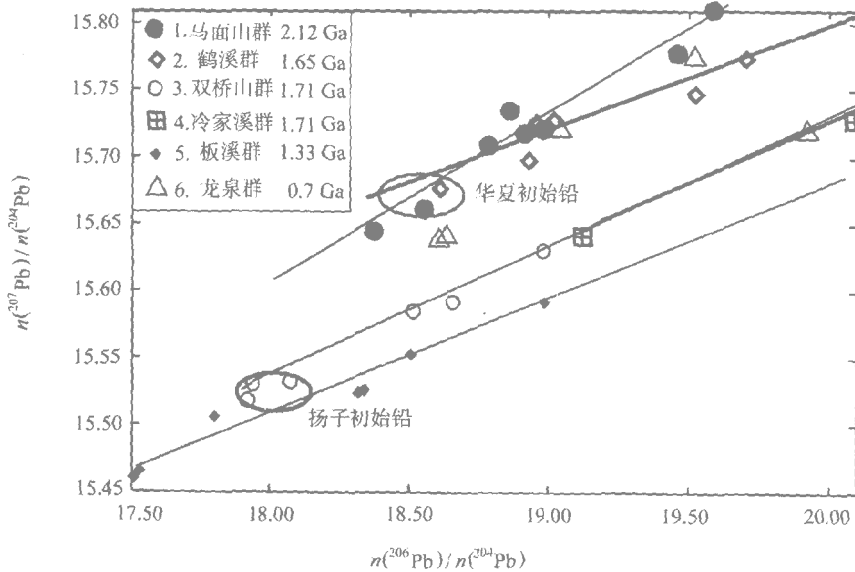


图 1-10 华夏与扬子块体上不同元古宇地层的铅-铅等时线

### 三、矿石铅同位素组成

同位素示踪表明，目前所发现的中型以上金属矿床几乎都有明显的壳幔混合特征。锆同位素证据表明被认为是沉积成因的黑色岩系成矿作用，幔源成分很强；而被认为是幔源与超基性-基性岩有关的岩浆铜镍矿壳源成分不少。在不同成因类型的大型-超大型矿床中，从矿化前缘到矿床中心部位铅同位素组成明显存在从高放射成因壳源铅到区域地幔铅的变化。因此矿石铅同位素组成较好地反映了块体的壳幔平均组成。在不同块体上同时代、同类型的矿床铅同位素组成可以看到存在着明显的差别。如从华北小秦岭、扬子湘北、华南粤西至海南岛广泛存在中生代形成的金矿。这些金矿的铅同位素组成明显存在由北向南从低到高的变化。通过消除时间效应的影响，它们的差别（见图 1-11）则变得更明显（详见第三章数据计算）。从中国大陆不同块体矿石铅同位素  $V_1$ - $V_2$  图解上则明显可看出华夏、华北、扬子与北疆-佳木斯等块体的区分。这种区划特

征是与新生代玄武岩以及中生代花岗岩同步，更清楚地反映了不同块体的大规模横向不均一（图 1-12；朱炳泉等，1998）。同时上述区划与劳亚、冈瓦纳、特提斯与太平洋域分别相对应。

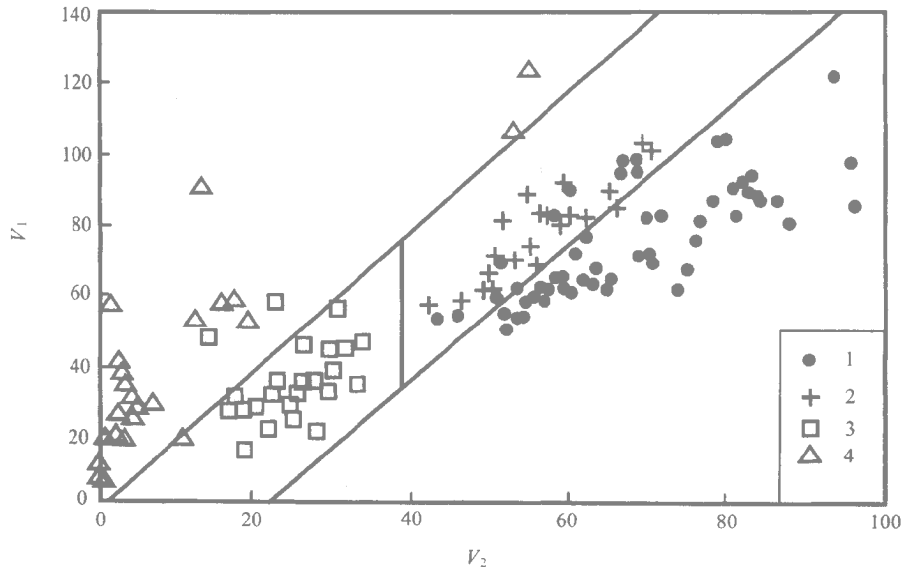


图 1-11 华北、扬子、粤西与海南同时代金矿  $V_1$ - $V_2$  图解

1. 海南 (HA); 2. 粤西 (WG); 3. 湖南中北部 (NH) (扬子块体); 4. 小秦岭 (Q) (华北块体)

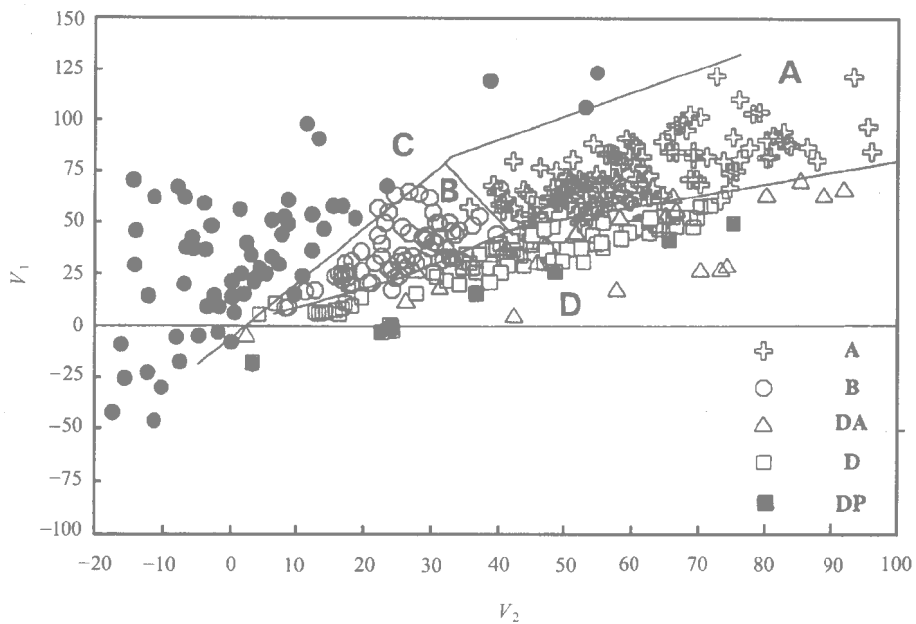


图 1-12 中国大陆矿石、新生代火山岩与中生代花岗岩  $V_1$ - $V_2$  图解及其与其他块体比较

- A. 华南; B. 扬子; C. 华北; D. 北疆-佳木斯地区; DA. 北美科迪勒拉; DP. 北太平洋群岛

表 1-4 中国南方有关元古宇沉积岩铅同位素组成

样品号	地区与岩性	$n(^{206}\text{Pb})/$ $n(^{204}\text{Pb})$	$n(^{207}\text{Pb})/$ $n(^{204}\text{Pb})$	$n(^{208}\text{Pb})/$ $n(^{204}\text{Pb})$	资料来源
LB-85	闽北马面山群板岩 (SC)	18.978	15.721	39.477	①
LB-87		19.459	15.778	39.970	
LB-88		18.782	15.709	39.002	
LB-89		18.911	15.788	39.477	
LB-90		18.860	15.735	39.314	
LB-91		19.585	15.811	40.643	
LB-92		19.347	15.844	40.003	
LB-93		18.552	15.662	38.586	
LB-95		18.375	15.645	38.334	
LB-241	鹤溪群大理岩 (SC)	18.956	15.726	39.228	②
LB-242		19.021	15.728	38.885	
LB-243		18.610	15.677	38.896	
LB-244		18.927	15.698	39.183	
LB-245		19.704	15.770	39.235	
LB-246		19.524	15.748	39.487	
LB-278	龙泉群磁铁石英岩 (SC)	20.882	15.793	38.589	③
LB-279		18.605	15.641	38.616	
LB-280		19.918	15.722	38.544	
LB-281		18.635	15.644	38.559	
LB-282		19.041	15.723	38.855	
LB-277		19.519	15.777	38.960	
LB-541	赣东北双桥山群 (EYB)	18.032	15.566	38.582	④
LB-542		17.944	15.555	38.449	
LB-543		18.980	15.631	39.925	
LB-544		17.828	15.563	38.313	
LB-545		17.916	15.518	38.255	
LB-546		18.072	15.532	38.381	
LB-563		18.513	15.585	38.839	
LB-564		17.935	15.530	38.271	
LB-565		18.352	15.626	38.886	
LB-566		17.887	15.566	38.251	
LB-567		18.077	15.580	38.587	
LB-568		18.657	15.592	39.165	
YD-12-1	昆阳群黑山组碳质板岩 (WYB)	20.043	15.790	38.078	⑤
YD-12-2		18.698	15.608	37.178	
DC-36	昆阳群洒海沟组白云岩 (WYB) (6)	$17.918 \pm 0.053$	$15.648 \pm 0.009$	$37.951 \pm 0.052$	⑤
DC-42	昆阳群菜园湾组白云岩 (WYB) (6)	$18.495 \pm 0.083$	$15.659 \pm 0.008$	$38.167 \pm 0.044$	⑤

作者未发表资料； 陈先沛等， 1993； 陈多福等， 1993； 陈多福等未发表资料； ⑤常向阳等， 1997。  
SC. 华夏， EYB. 东扬子， WYB. 西扬子。

## 第二章 地球化学急变带-地球化学省边界

在元素与同位素组成上不均一的不同大陆与海洋岩石圈块体之间的结合带是呈过渡状态还是急变状态呢？全球大洋玄武岩的同位素体系研究证实了大洋中存在着急变带 (Klein et al., 1988)。大量的观察资料表明,大陆块体的结合带也存在明显的同位素与元素体系的急剧变化 (Zhu, 1994)。

### 一、地球化学急变带的定义

根据现有的资料与认识,地球化学急变带可以初步作这样的定义:不同块体结合带地段的两侧相同时代(准同时代)、相同成因类型,并与深部壳幔相互作用有关的岩石、矿床、流体的同位素与微量元素体系存在显著差异,在边界地段则表现出短距离的急剧变化。我们称这些地段为“同位素地球化学急变带”(Geochemical discordance 或 Steep zone),它标志着具有重要构造与成矿作用含义的地球化学省边界或同位素边界(Geochemical boundary 或 Isotopic boundary)。

### 二、大洋与大陆板块上的地球化学急变带

#### 1. 大洋地球化学急变带

全球大洋地幔派生岩石的同位素体系研究已揭示出许多明显的地球化学急变带:如大西洋冰岛南部的 Reykjanes 中脊(61°N) (Sun et al., 1975),由南向北铅同位素  $n(^{206}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb})$  从 18.2 变到 18.78,  $n(^{208}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb})$  从 37.72 变到 38.39,  $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$  从 0.7027 变化到 0.7030。在沿大西洋北西向 Oeanographer 断错带上 35°04'~35°30'  $n(^{206}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb})$  变化在 17.50~19.50 之间;  $n(^{143}\text{Nd})/n(^{144}\text{Nd})$  变化在 0.5127~0.5131 之间 (Dosso et al., 1999)。在太平洋的社会群岛与澳大利亚一土布艾群岛之间则存在着 Dupal 异常与高  $\mu$  异常端元之间的急变带 (Tatsumoto, 1983; Wright et al., 1987)。复活节岛东西两侧存在着高  $\mu$  与太平洋省的过渡。这些情况被认为是地幔热点的结合处。在西太平洋马里亚纳岛弧的南段与北段之间同位素组成也存在明显的变化。夏威夷群岛玄武岩大量的铅、锶、钕同位素研究表明存在两个相距很近的平行岛链,即 Lao 趋向与 Kea 趋向。这两个趋向同位素组成存在明显的差别。前者低  $n(^{206}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb})$  ( $\leq 18.2$ )、高  $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$  ( $\geq 0.704$ )、高  $m(\text{K})/m(\text{U})$  值,趋近于原始地幔。后者相反,高  $n(^{206}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb})$  (18.2~18.6)、低  $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$  ( $\leq 0.704$ )、低  $m(\text{K})/m(\text{U})$  值,趋近于 MORB (Hofmann, 1998)。这种变化与拉斑-碱性玄武岩的岩性变化无关,反映了地幔源区地球化学上存在区域性差别与急变带。

Klein 等 (1988) 通过印度洋与太平洋中脊 500km 剖面的详细同位素示踪研究揭

示了在经纬 126.7° 东, 49.5° 南存在着近南北向的澳洲—南极地球化学急变带 AAD (Australia-Antarctic Discordance) (Klein et al., 1988; Pyle et al., 1992)。AAD 被解释为印度洋与太平洋深地幔对流圈的下涌结合部位(冷点结合)。这一急变带可能通过澳洲与南极洲中部。AAD 以西以印度洋的低  $n(^{206}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb})$  (17.8) 和高  $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$  (0.70345) 与  $n(^{208}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb})$  的明显 Dupal 异常特征, 而以东以太平洋 NHRL (北半球参考线) 为特征, 具有高的  $n(^{206}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb})$  (18.9) 与低的  $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$  (0.7025),  $n(^{143}\text{Nd})/n(^{144}\text{Nd})$  也相对较高 (0.51314) (图 2-1)。因此被确定是印度洋同位素省与太平洋同位素省的边界。印度洋与大西洋洋中脊之间的化学边界位于非洲南部 Carlsberg 洋中脊也已初步得到证实 (Mahoney et al., 1992); 如圣赫勒那群岛具高  $\mu$  特征, 而南面的特里斯坦·达库尼亚群岛具有 DUPAL 异常特征。同位素与微量元素证据表明印度洋地幔域已扩展到菲律宾海板块, 在伊豆—小笠原—马里亚纳岛弧形成了太平洋省与印度洋省之间地球化学急变带—边界, 并可能达到澳大利亚与新几内亚之间的海域(近于南北向, 在东经 140~145° 东线之间) (Hickey-Vargas, 1998)。这一地球化学边界有可能穿过澳洲与 AAD 边界相连接(参见第九章图 8-1)。

表 2-1 太平洋—印度洋之间 AAD 海域 MORB 的锶、钕、铅同位素组成

样品号	经度	纬度	$n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$	$\epsilon_{\text{Nd}}$	$n(^{206}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb})$	$n(^{207}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb})$	$n(^{208}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb})$	$V_1$	$V_2$
D4-1	137.555	50.215	0.70253	10.0	18.816	15.505	38.155	53.64	67.54
D3-4	135.09	50.416	0.70257	8.5	18.979	15.589	38.416	64.04	74.47
D2-19	132.55	50.267	0.70261	8.4	18.911	15.514	38.319	59.99	70.55
D1-2	131.00	50.408	0.70264	9.6	18.805	15.499	38.262	55.93	65.69
D6-1	130.04	50.3	0.70259	9.4	18.617	15.480	38.095	47.15	57.98
88-13-47	128.01	50.15	0.70258	8.5	18.656	15.485	38.136	49.13	59.53
88-16-1	127.58	50.16	0.70255	8.5	18.758	15.485	38.222	53.78	63.54
88-17-26	127.42	50.22	0.70254	8.1	18.630	15.475	38.099	47.58	58.46
88-4-2	127.36	48.76	0.70248	8.8	18.649	15.491	38.154	49.38	59.13
D5-5	127.08	48.74	0.70255	9.4	18.572	15.482	38.097	46.06	55.82
88-6-2	126.88	48.76	0.70268	8.0	18.398	15.477	38.005	39.44	48.28
88-18-4	126.74	50.04	0.70305	7.5	17.903	15.459	37.742	20.56	26.75
88-5-1	126.52	48.68	0.70284	7.8	18.226	15.465	37.956	33.89	40.20
88-24-18	126.17	49.77	0.70305	7.0	17.965	15.470	37.872	25.25	28.58
88-22-13	125.89	49.68	0.70281	10.6	17.764	15.431	37.584	13.25	21.12
88-23-1	125.66	49.61	0.70285	11.6	17.805	15.421	37.638	15.58	22.28
88-27	124.96	49.06	0.70290	5.1	17.866	15.476	37.726	19.24	25.52
88-30-6	124.28	48.94	0.70295	7.3	17.926	15.475	37.769	21.79	27.93
D7	124.00	49.03	0.70295	7.6	18.033	15.451	37.826	25.88	31.95
88-26-1	123.23	49.46	0.70276	8.0	17.894	15.452	37.626	17.55	27.43
D8-8	121.03	49.47	0.70314	6.5	18.222	15.465	38.211	39.90	37.19
D9-2	119.18	49.81	0.70293	7.9	18.248	15.489	38.003	35.58	41.26
D11-6	118.00	49.86	0.70284	8.0	17.944	15.409	37.743	21.63	27.60
D10-10	115.38	49.91	0.70345	7.0	17.764	15.483	37.803	18.49	19.88

资料来自 Klein et al., 1988; Pyle et al., 1992。

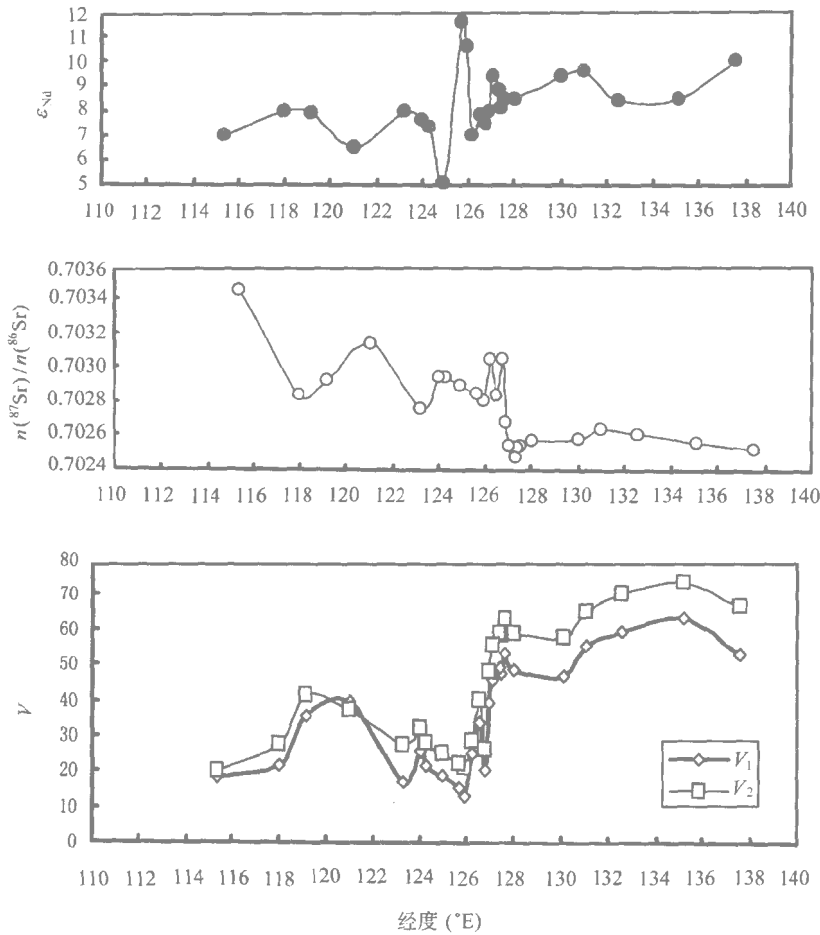


图 2-1 印度洋与太平洋之间 AAD 地球化学急变带 MORB 的铅、锶、钕 ( $V_1$  与  $V_2$  矢量值) 同位素组成的经向变化

## 2. 大陆地球化学急变带

早期 Zartman (1974) 与 Depaolo (1985) 对北美科迪勒拉地区的铅、锶、钕同位素研究曾确定了四个同位素省 ( $I_a$ ,  $I_b$ , II, III) 的划分, 在该地区也存在着十分明显的地球化学急变带 (铅同位素组成与钕模式年龄), 实际上反映了该区 NHRL (太平洋) 型、东冈瓦纳型与北大西洋型块体的复杂拼贴关系。

近来, 斯里兰卡中带麻粒岩的系统铅、锶、钕同位素体系研究也确定了两个同位素体系完全不同的同位素域, 在小范围内存在急剧的变化 (Liew et al., 1994; Milisenda et al., 1994)。高地杂岩  $n(^{207}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb})$  在 15.71~16.67, 而 Wannii 杂岩在 15.40~15.63, 因此高地麻粒岩具明显高  $\mu$  特征。它们的钕同位素组成与钕模式年龄也明显相区别; 前者钕模式年龄为 2.1~3.4Ga, 而后者为 1.1~2.0Ga。同位素证据表明在发生麻粒岩相变质作用前存在两个地体的拼接。这一例证也从方法论上证明通过同位素体系填图和急变带的确定可能在复杂的变质杂岩区划分块体的拼接边界。这一边界

被认为是西冈瓦纳（高地杂岩）与东冈瓦纳（Wanni 杂岩）大陆的结合边界。

在南非、南美、南极等地也存在这一类型的地球化学边界。西伯利亚阿尔丹地盾南缘的铅同位素边界也是十分明显，性质上相同于华北块体北缘的边界，即北大西洋型与北太平洋型陆块之间的边界。在南美西海岸安第斯山麓存在 NHRL 型大洋与西冈瓦纳型大陆的边界，一条重要的控矿带。

### 三、中国大陆上典型地球化学急变带区段的发现

#### 1. 黄山—温州地学断面

通过中、新生代幔源岩石的铅、锶、钕同位素与微量元素示踪与填图发现，在皖浙地区的黄山—温州剖面线上扬子与华南的地幔地球化学场在龙游地区出现了急剧变化（朱炳泉等，1993）。铅同位素边界值  $n(^{206}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb}) = 18.4$ 、 $n(^{208}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb}) = 38.4$  左右；扬子区小于此值，华夏区大于此值（图 2-2）。该急变带大体沿着龙游—三门断裂线（北纬  $29^{\circ}10'$  左右）东西走向。相当于铅同位素矢量值为  $V_1$  在  $53 \pm 1$ ， $V_2$  在  $40 \pm 1$ 。华夏区钕同位素组成  $0.51285 \sim 0.51305$ ，锶同位素组成为  $0.70341 \sim 0.70445$ ；扬子区分别为  $0.51258 \sim 0.51295$  与  $0.70457 \sim 0.70815$ ，也有较明显的区别（图 2-3）边界区锶、钕同位素表现为明显的最亏损值，相似于南大洋的 AAD 边界。沿剖面线的 U 含量以及  $m(\text{Rb})/m(\text{Sr})$ 、 $m(\text{Ba})/m(\text{Zr})$  与  $m(\text{La})/m(\text{Yb})$  在边界区也存在明显的突变。华夏区地幔具十分稳定的  $m(\text{U})/m(\text{Pb})(0.47)$  与  $m(\text{Ce})/m(\text{Pb})(24)$ （见第二章），而扬子区小于此值，且很不稳定，与华北区相似。龙游地区地幔包体 U 含量（ $0.18 \times 10^{-6} \sim 0.21 \times 10^{-6}$ ）比两侧地幔包体高一个数量级（图 2-4）。

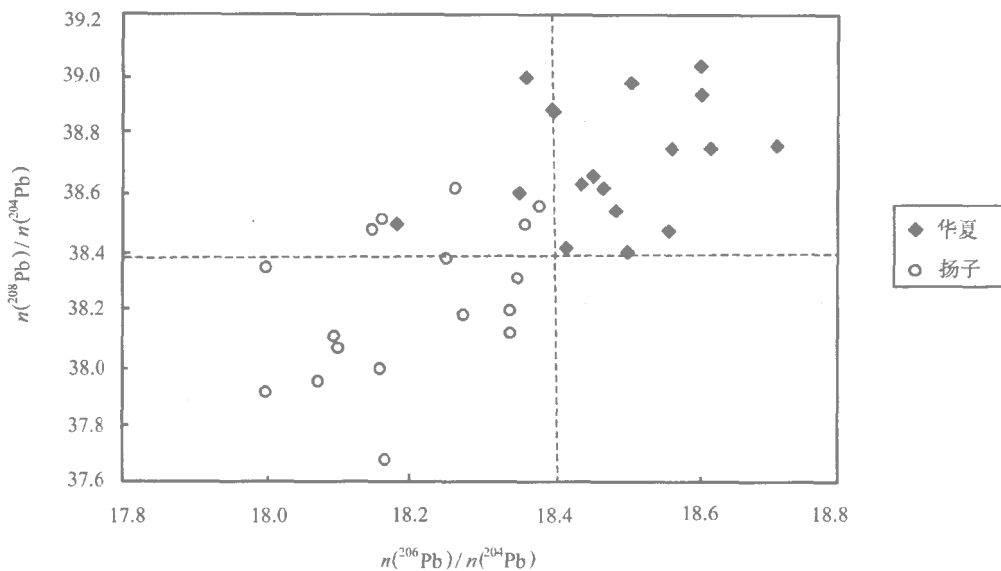


图 2-2 中国东部华夏—扬子区新生代玄武岩  $n(^{206}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb}) - n(^{208}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb})$  图解