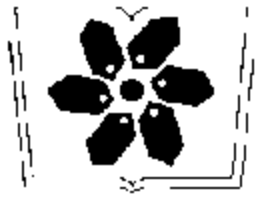
地球化学省与地球化学急变带

朱炳泉 著



科学出版社

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn



中国科学院科学出版基金资助出版

地球化学省与地球化学急变带

朱炳泉 著

科学出版社

2001

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

内 容 简 介

本书根据全球地幔和地壳大规模横向不均一性，揭示了地球化学急变带，并论述了其与构造、地球物理场的关系，以及对矿集区和油气田分布的制约及其资源环境综合效应。

本书可供从事地球科学基础与应用研究的科研人员、教师和学生参考。

图书在版编目（CIP）数据

地球化学省与地球化学急变带/朱炳泉著. —北京：科学出版社，2001

ISBN 7-03-008701-1

Ⅰ.地… Ⅱ.朱… Ⅲ.地球化学-研究 Ⅳ.P59

中国版本图书馆 CIP 数据核字（2000）第 66225 号

科学出版社 出版

北京东黄城根北街 16 号

邮政编码：100717

新蕾印刷厂 印刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

*

2001 年 2 月第 一 版 开本：787×1092 1/16

2001 年 2 月第一次印刷 印张：8

印数：1—1 200 字数：125 000

定价：20.00 元

（如有印装质量问题，我社负责调换（环伟））

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

前　言

地球科学的发展历史表明，地质、地理、化探异常、年代学与地球物理场等等的区划、编图是地球科学理论建立与发展最基本的事实依据，也是观察科学、进行归纳分析与总结的最基本的方法论。例如，大地构造、岩相古地理与古生物区系的区划与编图为槽台学说、板块运动与大陆漂移学说的建立提供了最基本的事实依据。近年关于土地幔区划、大陆增长与古大陆重建的讨论，除了依据上述的区划与编图资料外，地球化学的区划填图起了十分重要的作用。地球化学填图在资源勘探、环境评价、灾害防治、农牧业与国土规划等方面均具有重要的应用价值。

地球化学学科的建立首先是从元素的丰度与分布研究着手。丰度是平均值的概念，而分布包含着区划的含义。20 世纪 80 年代以前，化探异常图的编制已成为找矿勘探必不可少的重要手段，但关于元素分布的研究，主要侧重于元素含量和同位素比值的变化范围与变化规律的统计学研究，而较少去探讨区域分布特征和大地构造含义，因此，当时地球化学的发展是一个相对孤立的体系，而对于整个地球科学的发展贡献较少。20 世纪 80 年代由于同位素与微量元素体系理论的发展，建立了地球化学示踪与地球化学探针（Geochemical probe）的研究方法，这一研究方法使地球科学家能通过地表岩石（源生于地幔和中、下地壳）的同位素与微量元素体系研究，来揭示地幔与下地壳的化学组成特征与时空结构。通过大量高精度同位素与微量元素观察资料的积累，发现了地球的地幔与地壳体系存在大规模的垂向与横向不均一性，从而大大促进了地球科学的发展，使地球化学真正能与地质学、地球物理学相并立，成为地球科学发展的三个强大支柱之一。

一、地球化学省划分的认识发展过程

人们对于地幔与地壳体系的不均一性认识正象大地构造从槽台说（垂向运动）到板块说（横向运动）的发展一样，经历了从垂向不均一性的认识发展到对横向不均一性的认识。它大体分成三个阶段：

1. 对地球化学端元（End member）的认识

在早期阶段，通过现代大洋与大陆玄武岩的同位素组成研究已发现地幔中存在不同的端元组分，并确定至少五个以上的地幔端元。这些地幔端元同时包含着垂向与横向的不均一性的含义，但对于它们在地球三维空间的分布特征与大小并不十分清楚。

2. 地球化学域（Domain）的确立

随着资料的积累增多，对地幔不均一性的认识逐渐有了区域性的概念。我们常把存在特定端元组分的区域称为“域”；但对于它的范围大小与边界是不十分清楚的，或者

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

本身就具有模糊分布的概念。如关于“低温成矿域”、“DUPAL 异常域”、“特提斯域”等等的提法均是这一范畴。

3. 地球化学省（Province）的划分

当地球化学域进一步研究得比较详细时，它的边界可以按一定的定义而被确定时，可称为地球化学省。这些地球化学域可以是综合的区域地球化学指标，也可以是单一特征地球化学指标，如严格区别于其他区域的特定成矿省，同位素省与年龄省等。但是划分地球化学省的指标一般不是以水系或表土化探资料建立的化探异常图为基础，也不以地表岩石组合的化学成分分布图为基础（一般只作为参考资料），而是以能综合反映岩石圈层圈构造与化学演化，并记录与反映在现存状态中的地球化学资料为基础进行三维到四维空间填图。

我们研究中所取得的成果也是遵循这一轨迹前进的。在获得中国大陆各种类型壳源与幔源岩石和矿石的大量铅-锶-钕同位素资料的基础上，许多学者进行了中国大陆壳、幔多元同位素体系的综合分析研究，揭示了地幔与地壳的多元同位素体系演化规律和确立了中国大陆地幔的主要端元组分和区划特征。然后通过全球，特别是东亚大陆块体广泛的同位素与元素体系对比，我们确定了地球化学块体划分的同位素地球化学指标和填图方法。在中国东南地区作地壳与地幔的分别铅同位素和钕模式年龄填图过程中，发现了华南—扬子边界存在铅同位素急变带，证明可以用地球化学方法确定块体边界，即严格定量确定地球化学省及其边界。在这一基础上开展了中国大陆的大尺度多元同位素矢量填图，确定了中国大陆主要地球化学省和地球化学急变带（边界），并进而发现了地球化学边界对超大型矿床和油气田分布的重要制约关系。

二、地球化学省划分的基本原则与方法论

根据我们的研究经验，在进行地球化学省划分时应注意以下的基本原则与方法论：

1）必须根据不同块体中相同时代（或准同时代）、相同类型（在成因上为同一范畴），并与深部作用有关的岩石、矿床、流体的同位素体系与元素组成体系的比较，同时在块体边界存在显著差异，表现出短距离的急剧变化。这时才有可能划分出不同的地球化学省。

2）由于同位素体系受到表生与叠加地质作用的干扰比元素体系小得多，因此地球化学省的划分应以多元同位素体系为基础。同时在应用多元同位素体系资料时，必须进行同位素多维空间的拓扑分析，合理地使用同位素矢量，以使不同时代、不同类型的样品可调整到同一尺度上进行填图与比较。

3）在应用主、微量元素体系作为地球化学省划分指标时，必须在较大范围取大样本的平均值才能反映区域地球化学特征。同时最好应用元素比值或经过以特定主元素（如 MgO，SiO_2 等）为基准的标准化处理的元素含量作为划分的指标，消除岩石形成时结晶分异与部分熔融程度差异产生的影响。

4）必须注意研究问题的尺度。地球化学省的划分应着眼于具有一定大地构造尺度

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

内块体不均一性，从全球背景比较着手。因此在方法论上力求排除如岩浆过程，矿化区与非矿化区，以及变生与人为过程带来的不均一性等的影响，而要突出具有大地构造意义并具有显著性差异的地球化学指标。在讨论地球的横向化学不均一时，应注意到均一与不均一、正常与异常都是相对的概念，是以讨论问题的尺度与角度，以及数据的精确度为前提的。如对一个大型矿床来说，它的内部从矿化前沿到主矿体铅同位素组成会有相当大的变化范围，是很不均一的。但是它的主矿体铅同位素组成又相当均一，而且与同一块体内其他大型矿均很一致，因此地球化学省的划分必须应用主矿体的同位素组成。

5）为了从定性的地球化学域发展成定量的地球化学省，严格的地球化学填图和等值线处理是重要的研究方法。但填图必须要有较多数量和均匀分布的数据点。如目前铅同位素积累的数据较多，分布也相对较均匀，而且不同块体之间相差的显示度大，故此是确定地球化学省的重要填图方法。

三、地球化学省划分的主要资料依据

根据上述原则与方法，在具体进行地球化学省划分时可以选择以下的地球化学资料：

1）地幔派生岩石，特别是玄武岩的铅-锶-钕同位素与微量元素组成特征与分布规律；某些主元素组成（如 Fe，Na，Mg，Ti 等）有时也可以被应用。这些资料为地幔区划提供了最基本的依据。

2）显生宙花岗岩的同位素组成与微量元素组成，特别全岩的钕模式年龄、长石铅同位素组成与继承锆石的铀-铅年龄。这些数据可以区别出地壳形成的时间、大陆增长模式和地壳的结构。

3）大中型矿床主矿体的矿石铅同位素组成、小型铅-锌矿及其矿化点的方铅矿铅同位素组成一般也可以被利用。大中型矿床的形成均经在着不同程度的壳幔相互作用，因此矿石铅同位素组成包含着岩石圈与造山带化学区划的综合信息。

4）区域基底地层超质沉积岩的微量元素组成、钕模式年龄与同位素组成初始值（在没有初始值情况下可以用一组样品的峰值或最低值）。它们可以为不同基底与地壳的对比提供重要参考资料。

5）太古宙麻粒岩的同位素体系特征，特别是从铅同位素组成计算出的变质前 μ 值对于确定块体的古陆属性有重要的定量指示意义。

6）区域新生代地幔包体与玄武岩的钐-钕与铅-铅地质等时线（Geo-isochron），它们可以反映岩石圈的形成时间和不同块体岩石圈演化上的显著差异。

7）区域化探异常图中具有明显特征的元素或元素组合异常区，特别是通过偏提取技术（如地气、水溶液等）获得的能反映深部元素运移信息的化探异常区。这些异常区可以作为地球化学省划分及其边界确定的重要参考资料。

8）与壳幔相互作用有关的深源流体（包括包裹体、原油、沥青、卤水、热泉等等）的同位素体系特征。这些资料对于大的古陆盆地覆盖区进行地球化学区划将是特别重要的资料。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

9）区域最老基底、主要地质事件（包括岩浆作用、区域与动力变质以及块体碰撞）的年代学资料。通过区域年龄填图和年龄分布柱状图对比，获得地壳地球化学区划和边界确定的重要资料。

10）陨石学与天体化学的对比资料。比较行星学的研究方法为查明地球形成时可能出现的不同大化组分区（即原始不均一性）提供了可能。

在进行地球化学省划分时，还应充分注意大地构造的区划及其边界。如块体拼接的板块缝合线，岩石圈结构经过调整后的克拉通边界，大规模的走滑断层与韧性剪切带。地球物理场的特征及其梯度带常常与地球化学场的变化有相当的同步性。如地壳与岩石圈的厚度，重力异常与磁异常的正、负转换带，热流的分布图，六级以上浅源大地震的分布，以及各种地震波速的三维层析成像图等等。

四、地球化学省划分及其边界确定的重要应用价值

地球化学省的划分与边界的确切厘定不但在地球科学理论发展上具有重大的意义，而且同时对于资源与能源的寻找、开发，环境背景与污染源的确定，灾害的预测，区域名优产品，防伪物质指纹的建立均具有十分重要的应用价值。这里对它的理论意义与应用价值概括叙述如下：

1）地球化学省的确定揭示了块体在全球古大陆格局中的属性。地球化学属性要比古生物、构造与地层属性更具有定量性和可对比性。对比已为全球大地构造区划和古板块、泛大陆重建研究的重要手段。

2）地球化学边界揭示了块体边界壳幔相互作用的地球化学关系。它不仅将区域地球化学研究与大地构造、地球物理研究有机结合起来，更重要的是它可以揭示岩石圈不同层次时空演化，不但反映了不同块体的拼接关系，而且进一步揭示了块体结合以后岩石圈经过调整后的克拉通边界关系。这是一般地质研究不能做到的。

3）地球化学急变带（边界）及与超大型矿床的分布有着密切的关系。急变带的重大转折常是大型、超大型矿床分布的密集区，因此详细厘定急变带的位置与走向不仅对于预测与寻找超大型矿床具有现实意义，而且为深入研究急变带上的壳幔相互作用以及超大型矿床的形成机理起着关键作用。

4）地球化学急变带比地质观察更精确地指示了克拉通边界的位置。克拉通边缘前陆盆地靠近克拉通边界地段是重要的产油气位置。对比厘定克拉通边界的确切位置将会大大提高油气勘探效率。全球同位素省划分与填图已揭示出太平洋省（北半球参考线区）微块体的边界与油气资源关系更加密切。因此地球化学省的划分与边界确定对油气勘探、定位也有重要的应用价值。

5）地球化学省的划分确定了区域的地幔、地壳铅同位素背景值，为不同区域开展隐伏矿深度与规模预测提供了基本的模型参数。这些参数的确定也为不同块体建立各自的铅同位素增长线和更正确地计算铅同位素模式年龄提供了必要条件。

6）区域的元素与同位素的背景值的确定也是环境背景值的确定。通过同位素与元素比值的示踪可以快速和低成本地定量评价某些无机污染的程度，并为污染源追踪与判断提供了可能。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

7）根据地球化学省可以建立特定产品与特定产地相联系的同位素与微量元素指纹指标，即以物质成分为基础，也是极难仿制的“防伪标记”。这种方法也为鉴定古文物的产地提供了依据。

本书中有关的研究成果是原国家科学技术委员会攀登计划（A）（与超大型矿床有关的基础研究中专题——我国元古宇特征及赋存超大型矿床可能性研究）、攀登计划（B）（找寻难识别及隐伏的大矿、富矿的新战略、新方法、新技术基础性研究中专题——华南—扬子边界铅同位素急变带 Cu、Au 隐伏大矿同位素化探研究）与攀登预选（超大型矿床基础研究中的专题——岩石圈地球化学边界）、国家科学基金会重大项目（中国东南岩石圈中的地球化学课题）与面上基金（地球化学省划分的指标与格局，华北、扬子区太平洋型微块体的同位素体系剖析），中国科学院重大 B（华南地球化学急变带及其与板块构造的关系）等项目资助取得的。有关项目和专题的完成得到了徐光炽院士、刘光鼎院士、谢学锦院士与孙大中院士的指导与帮助。徐光炽院士、欧阳自远院士、张本仁院士以及蒋志、周新华、夏毓亮、易善峰研究员等对本书有关内容进行了评审，给予了很高的评价，并推荐了本书的出版。参加这些项目研究和为本书的编写提供了资料与帮助的主要人员有王一先、王汪海、王慧芬、邓尚贤、李献华、陈多福、陈毓蔚、邹日、张正伟、张海祥、邱华宁、涂湘林、常向阳、黄云鹏、郭丽芳、朱旭宇等。同时本书的内容也与国内外许多地球化学家、地球物理学家和地质学家取得的成果密切相关。作者在此向有关专家表示最深切的感谢。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

目　录

第一章　岩石圈地球化学不均一性与分区主要证据 …… (1)
一、关于地幔横向不均一性的证据与地幔化学区划 …… (2)
二、地壳横向不均一性的地球化学证据 …… (6)
三、矿石铅同位素组成 …… (11)
第二章　地球化学急变带-地球化学省边界 …… (14)
一、地球化学急变带的定义 …… (14)
二、太平与大陆板块上的地球化学急变带 …… (14)
三、中国大陆上典型地球化学急变带区段的发现 …… (17)
第三章　铅、钕、锶同位素填图与等值线处理 …… (24)
一、铅同位素填图的优越性 …… (24)
二、数据选择与数据处理方法 …… (25)
三、V_1 与 V_2 值等值线处理图解 …… (26)
四、岩石圈不同层次与不同同位素体系填图比较 …… (30)
五、中国大陆主要地球化学省边界铅同位素失量值与属性判别标准 …… (33)
第四章　地球化学急变带的地质特征及其与主构造线的关系 …… (35)
一、地球化学边界与板块构造的关系 …… (35)
二、中国大陆主要地球化学急变带的位置及其相关的主构造线 …… (39)
三、克拉通边缘元古宙基底特征 …… (45)
第五章　地球化学急变带与地球物理场的关系 …… (48)
一、华夏—扬子—印支地球化学边界 …… (48)
二、华北块体边界 …… (58)
第六章　地球化学急变带对大型-超大型矿床分布的制约 …… (62)
一、超大型矿床产出与地球化学急变带的密切关系 …… (62)
二、地球化学边界大型-超大型矿床产出的主要特征与规律 …… (69)
第七章　地球化学急变带对油气资源的制约 …… (73)
一、块体性质对油气资源的制约 …… (73)
二、地球化学急变带-克拉通边界对油气田的制约 …… (74)
三、沿地球化学边界的碳矿床 …… (78)
四、江河油田研究实例 …… (80)
第八章　地球化学省归属性与古大陆重建 …… (91)
一、中国大陆地球化学省与全球地球化学省的比较 …… (91)
二、劳亚大陆的被动离散与太平洋型微陆块的插入 …… (93)
三、东亚陆块在 Rodinia 泛大陆中的位置 …… (96)
四、冈瓦纳的离散与特提斯—印度洋域 …… (99)

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

第九章　地球化学边界-人类文明的“轨迹线” …… (101)
一、经济命脉线 …… (101)
二、天然与人为的灾害线 …… (102)
三、地球化学省与古文物产地考证 …… (106)
四、自然景观的旅游热线 …… (108)
五、人类起源与重要文明发源地的“轨迹线”探索 …… (109)
主要参考文献 …… (112)

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

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。

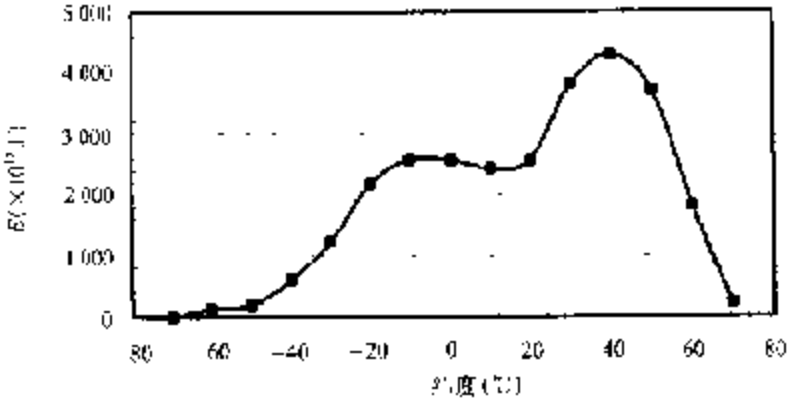


图 1－1　全球 20 世纪地震能量释放纬向分布图
(宋瑞，1992)

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，促使地球科学家从二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性分布上获得了大量资料。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，发现了太平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

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

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，如新元古代时期陆块域泛大陆（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。这些不均一性导致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-锶-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）来自亏损的上地幔，洋岛玄武岩（OIB）来自略亏损的下地幔，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。而可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 μ）、EM_1、EM_2（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 μ 值、$n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)$ 与 $n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)$]。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详细的同位素体系填图，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-锶-钕同位素组成上存在明显的区

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

别；对于相近的 $n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$ 值，印度洋比太平洋具有相对高的 $n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)$ 与低的 $n(^{143}Nd)/n(^{144}Nd)$（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。

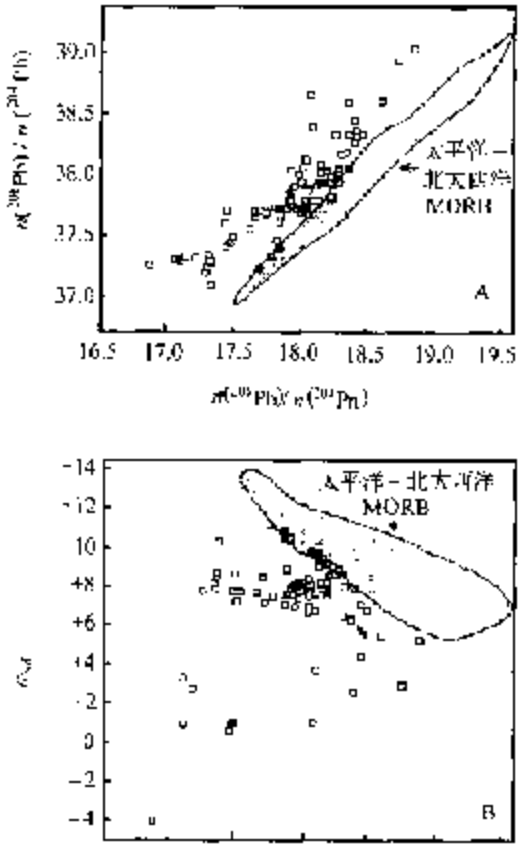


图 1－2　印度洋与太平洋玄武岩元位素体系与 $n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)-n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$(A)与 $n(^{143}Nd)/n(^{144}Nd)-n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$(B)图解上的明显差异

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

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

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；较热的地幔区岩相线较浅，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石上成分上的大

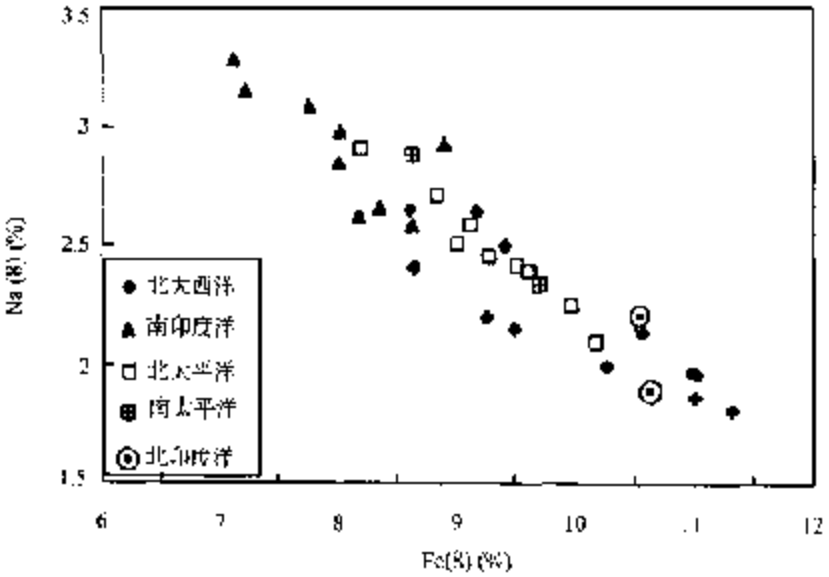


图 1-3 全球大洋 MORB 的 Na_2O 与 FeO 经标准化到 MgO=8%时的 Na（8）-Fe（8）相关图
（Humler et al.，1993）

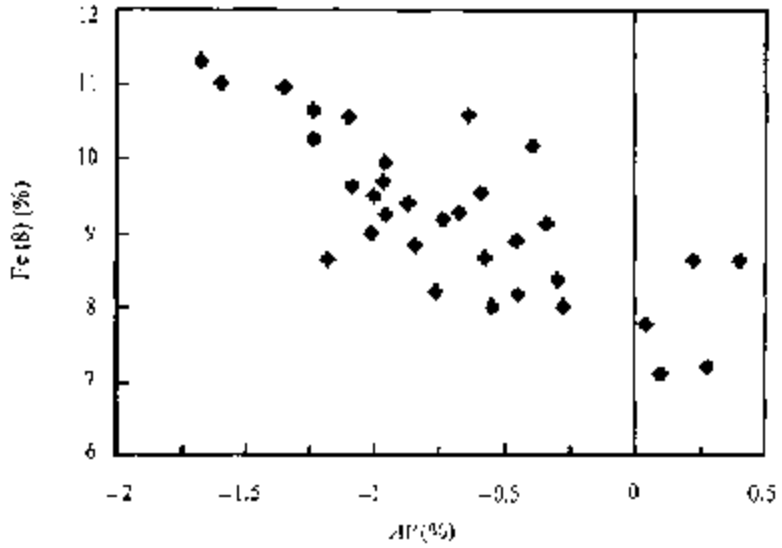


图 1-4 全球大洋 MORB 的 Fe（8）与 110km 等 S 波速相对偏差相关图
（Humler et al.，1993）

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

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

后一种块体不均一性具有历史的继承性。其对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-锶-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富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与明显的地域区分。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。

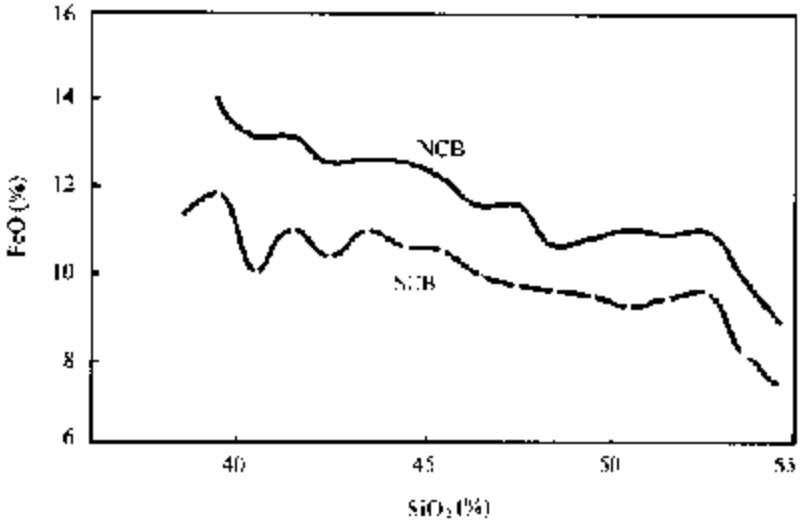


图 1－5　华北与华南新生代玄武岩 FeO SiO_2 统计平均变化曲线

（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，铂含量为 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。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

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（TiO_2 为 3.5（%）～4.5%）和低镁（MgO 为 4%～4.5%）；而位于红河断裂与建水—弥勒—师宗—盘安断裂以南的玄武岩则表现出高镁（MgO≥5.5%）低钛（TiO_2 为≤2.5%）。这表明两个区域的构造环境与上地幔化学与物质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 $m(Ce)/m(Pb)(24)$，$m(U)/m(Pb)(0.5)$，$m(Nb)/m(U)(53)$ 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［$m(Ce)/m(Pb)=24\pm1$、$m(U)/m(Pb)=0.47+0.02$）］（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［$m(Ce)/m(Pb)\approx10$，$m(U)/m(Pb)\approx0.12\sim0.30$］，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组成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	Na_2O	K_2O	Ag/C_1
华北	7～12	13	2.4～2.6	1.1～1.4	10～17	0.2～2.2	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	0.02～0.06	0.71～0.83	0.18～0.36	3.6～5.6

*微量元素为 10^{-6}g/g，主元素为百分浓度，Au 为 10^{-9}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（$\mu\leq2$）。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 μ 值在 7～10 左右（涂湘林等，1992；表 1－1；图 1－7），超过了 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。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

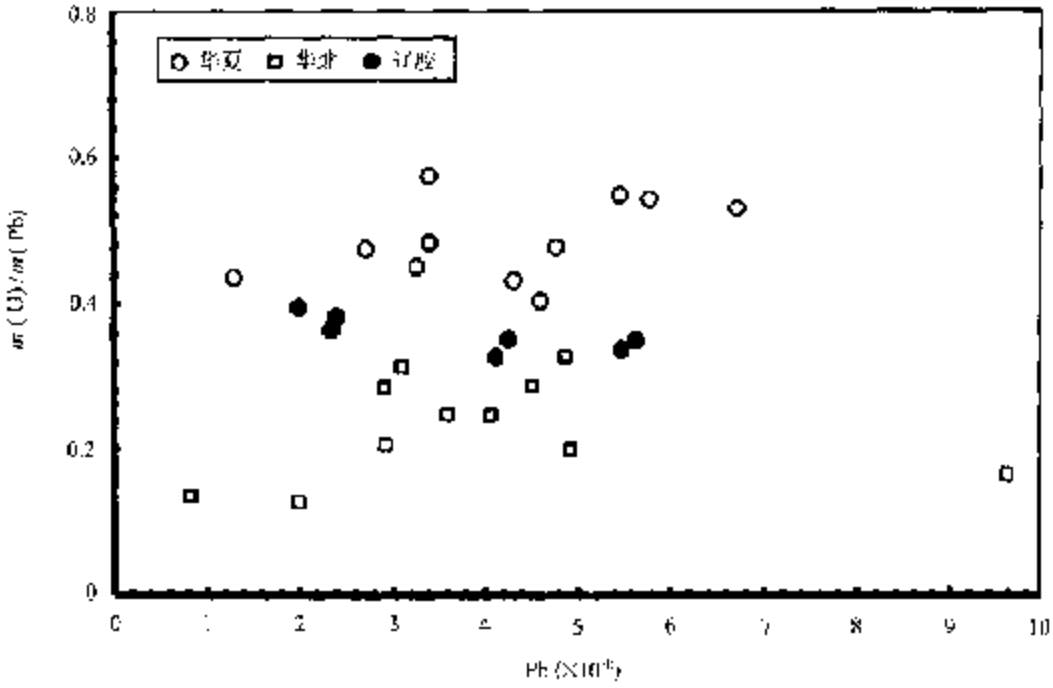


图 1-6 华南、扬子与华北新生代玄武岩 $m(U)/m(Pb)$-$m(Pb)$图解

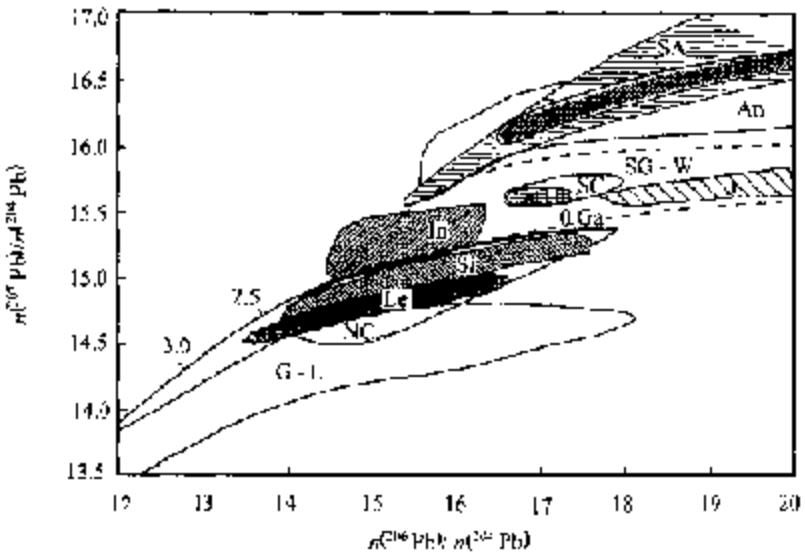


图 1-7 全球不同大陆块体麻粒岩相岩石

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

G-L. 格蒙兰-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. 西戈壁马拉山群；J. 拉大斯蒂山群

2. 大陆增长时限的差异

钕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

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

(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）的钕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钕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，中国大陆不同块体钕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。

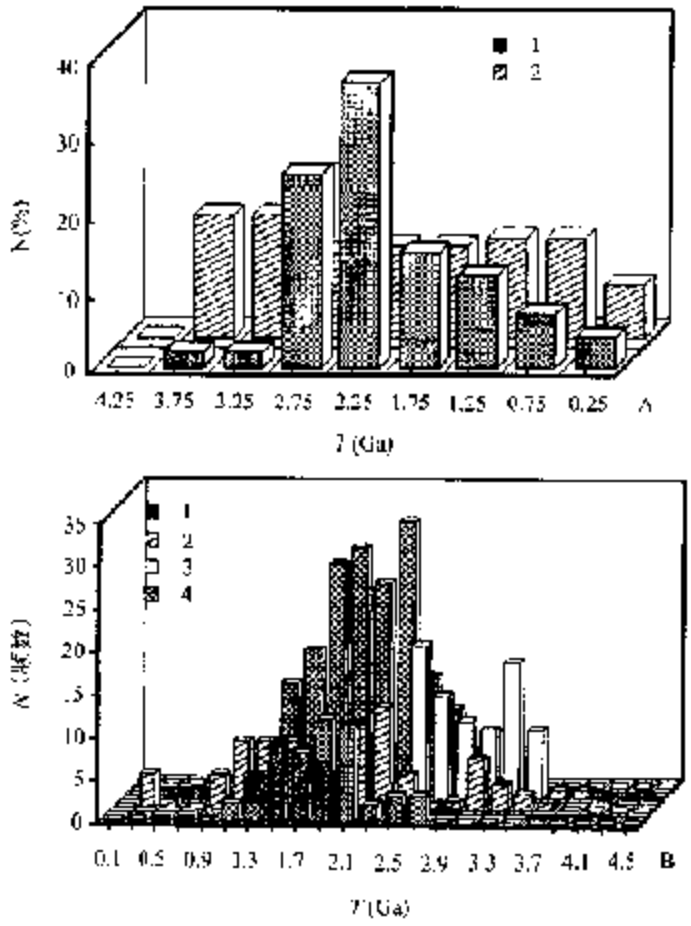


图 1－8　钕模式年龄分布图

A. 全球（1. 劳亚大陆，2. 冈瓦纳大陆）；B. 中国大陆（1. 扬子块区，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（李广等，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

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

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）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，也为研究壳幔的化学不均一性提供了重要的方法论与工具。

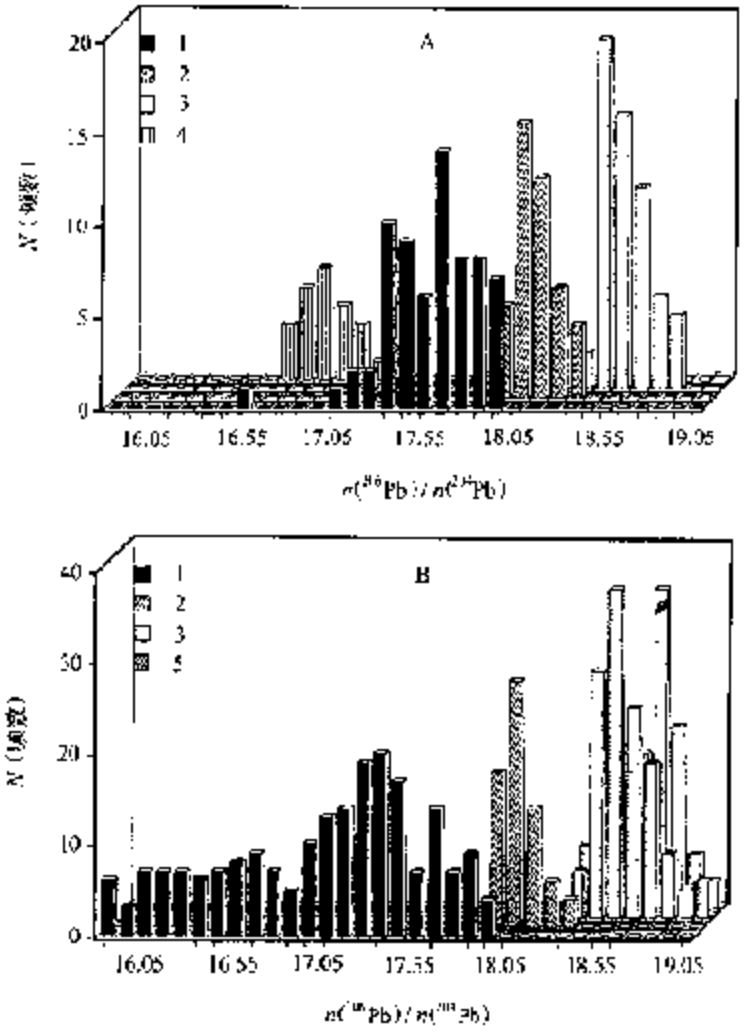


图 1－9　中国大陆不同块体上新生代玄武岩

A. 与白垩纪花岗岩 B. $n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$ 值统计分布型

1. 华北块体；2. 扬子块体；3. 华夏块体；

4. 东北地区微块体；5. 西藏块体

华北与华夏中生代同时代花岗岩（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。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

表 1-2　全球主要麻粒岩的 μ_1 值

地层与地区	变质年龄（Ga）	μ_1	N	资料来源
华北	2.5	7.81±0.02	58	Tu et al., 1993
西伯利亚	2.66	7.84±0.06	10	Moskovchenko et al., 1993
北大西洋陆块				
苏格兰	2.5	7.54±0.02	40	Whitehouse, 1989
西格陵兰	2.6	7.03±0.09	27	Black et al., 1971
拉乌拉多	2.56	7.23±0.05	18	Semhtu et al., 1993
华夏	1.8	8.35±0.10	6	Author unpublished data
澳大利亚	1.6	8.34±0.01	22	Gray & Oversby, 1972
印度				
南印度	2.5	8.51±0.05	8	Pascal et al., 1989
斯里兰卡	2.0	8.44±0.03	19	Liew et al., 1994
南极	2.5	9.43±0.19	8	Depaolo et al., 1982
南非	2.8	9.90±0.10	8	Barton, 1983
南美	2.0	9.74±0.11	12	Montgomery & Hurley, 1978
南美喀乌拉山	2.5	8.20±0.09	13	Tu et al., 1993
佳木斯	2.5	8.25±0.10	5	黄豪等, 1992

表 1-3　华夏与华北中生代花岗岩（SiO_2=71%～73%）微量元素浓度（×10^{-6}）比较

（李石，王丹，1991）

	U	Th	W	Sn	Br	Se	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 μ 值的

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

演化线上。浅变质岩来自上地壳，铅同位素显示的 μ 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 与表 1 10）出现了相反的情况。华夏区的浅变质岩位于上部，μ 值相对高；而扬子区的浅变质岩则位于下部，μ 值相对较低。但这种变化又使是与华夏、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。

位于西缘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 $n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)$ 介于东扬子与华夏之间，且更接近于华夏，因此 μ 值也接近于华夏。然而昆阳群的 $n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)$ 则比东扬子与华夏块体均明显相对偏低，而与北缘一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。

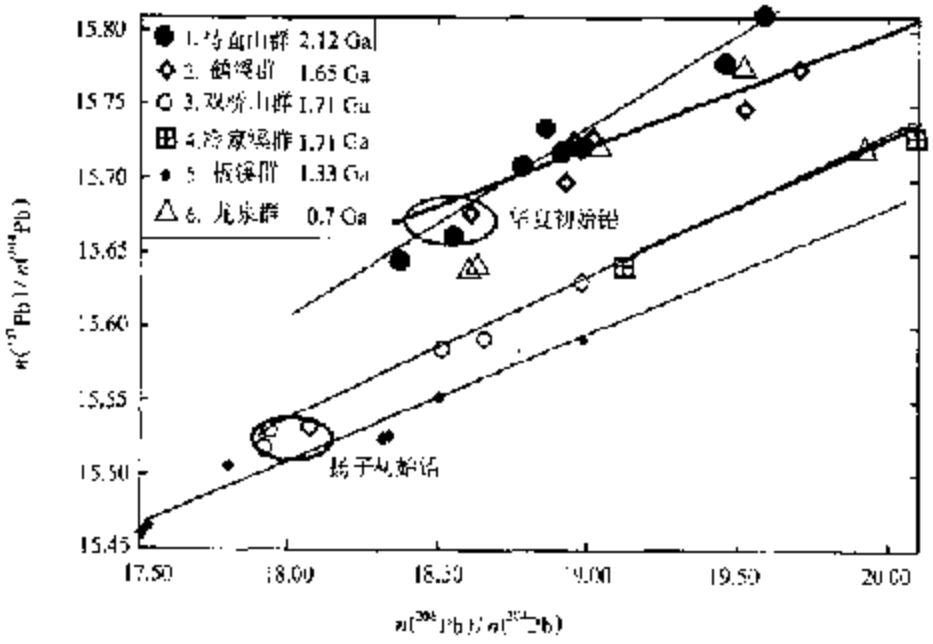


图 1 10 华夏与扬子块体上不同元古宇地层的铅-铅等时线

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。铅同位素证据表明被认为是沉积成因的黑色岩系成矿作用，幔源成分很弱；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。这种区别特

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

征是与新生代玄武岩以及中新生代花岗岩同步，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、区瓦纳、特提斯与太平洋域分别相对应。

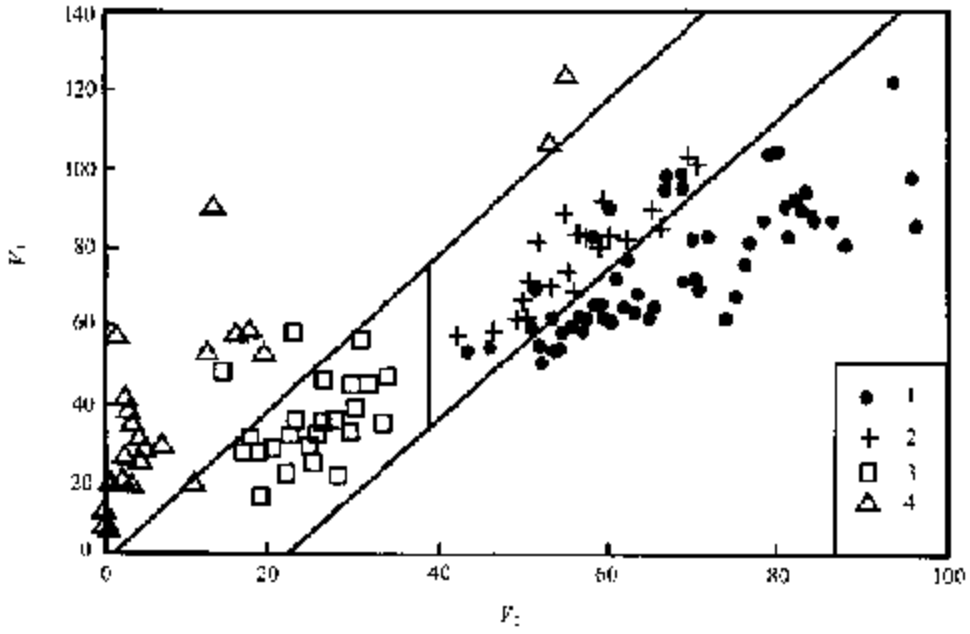


图1－11　华北、扬子、粤西与河南同时代金矿 V_1-V_2 图解

1. 翁同（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）

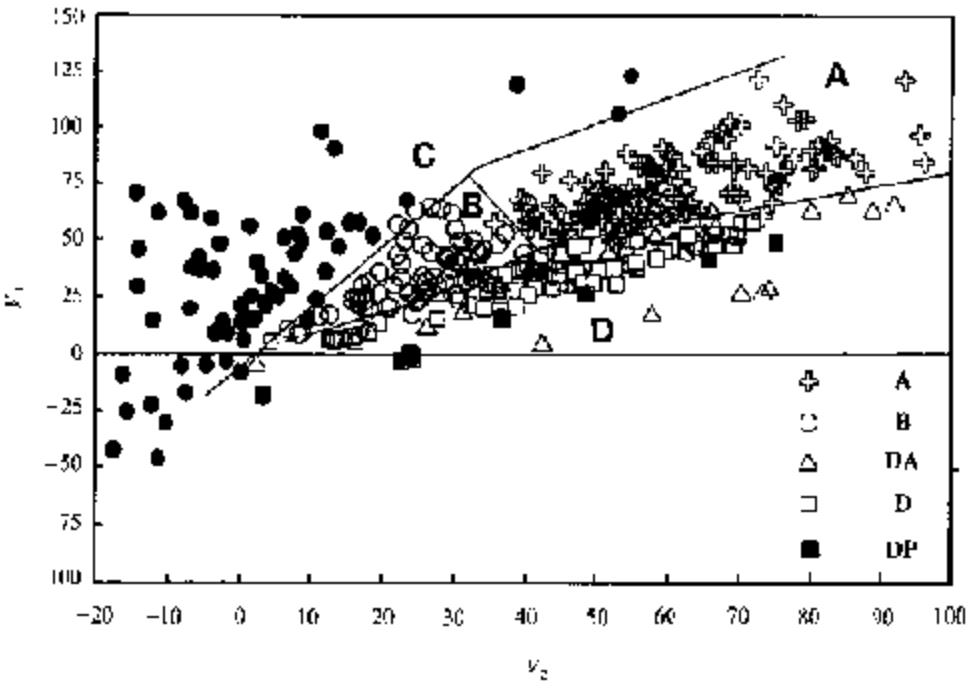


图1－12　中国大陆矿石、新生代火山岩与中生代花岗岩 V_1-V_2 图解及其与其他块体比较

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

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

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	$n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$	$n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)$	$n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)$	资料来源
LB-85	阿北马面山群板岩（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	38.331	
LB-241	鹤溪群人理岩（SC）	18.956	15.726	39.223	②
LB-242		19.021	15.728	38.885	
LB-243		18.610	15.677	38.894	
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	龙泉群碳质石英岩（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	38.555	
LB-282		19.041	15.723	38.855	
LB-277		19.519	15.777	38.963	
LB-541	赣东北双桥山群（EYB）	18.037	15.566	38.582	④
LB-542		17.044	15.555	38.449	
LB-543		18.980	15.631	39.925	
LB-544		17.828	15.563	38.343	
LB-545		17.916	15.518	38.255	
LB-546		18.072	15.532	38.381	
LB-563		18.513	15.585	38.829	
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±0.033	15.648±0.009	37.951±0.052	⑥
DC-42	昆阳群菜园湾组白云岩（WYB）(6)	18.495±0.082	15.659±0.008	38.167±0.044	⑥

①作者未发表资料；②陈先沛等，1993；③陈多福等，1993；④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。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

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

全球大洋地幔源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 $n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$ 从 18.2 变到 18.78，$n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)$ 从 37.72 变到 38.39，$n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)$ 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′ $n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$ 变化在 17.50～19.50 之间；$n(^{143}Nd)/n(^{144}Nd)$ 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—土布艾群岛之间则存在着 Dupal 异常与高 μ 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 μ 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 Loa 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 $n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$（≤18.2）、高 $n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)$（≥0.704）、高 $m(K)/m(U)$ 值，趋近于原始地幔。后者相反，高 $n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$（18.2～18.6）、低 $n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)$（≤0.704）、低 $m(K)/m(U)$ 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洋中脊 500km 剖面的详细同位素示踪研究揭

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

示：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潜结合部位（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 $n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$（17.8）和高 $n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)$（0.70345）与 $n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)$ 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 $n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$（18.9）与低的 $n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)$（0.7025），$n(^{143}Nd)/n(^{144}Nd)$ 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 μ 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	$n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)$	ε_{Nd}	$n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$	$n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)$	$n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)$	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	64.84	74.47
D2-19	132.55	50.267	0.70261	8.4	18.921	15.514	38.319	59.99	70.55
D1-2	131.00	50.408	0.70264	9.6	18.805	15.499	38.252	55.93	65.69
D6-1	130.04	50.3	0.70259	9.4	18.627	15.480	38.055	47.15	57.98
88-13-47	128.01	50.15	0.70258	8.5	18.656	15.485	38.136	49.23	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	38.089	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	18.598	15.477	38.005	39.44	48.28
88-15-4	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	33.85	40.20
88-29-18	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	21.42
88-23-1	125.66	49.61	0.70285	11.6	17.805	15.421	37.538	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	17.925	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	31.05
88-26-1	122.23	49.46	0.70276	8.0	17.694	15.452	37.626	17.55	27.43
D8-8	121.03	49.47	0.70314	6.5	18.222	15.485	38.211	39.90	37.49
D9-2	115.18	49.81	0.70293	7.9	18.248	15.489	38.065	33.58	41.26
D11-6	115.00	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。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

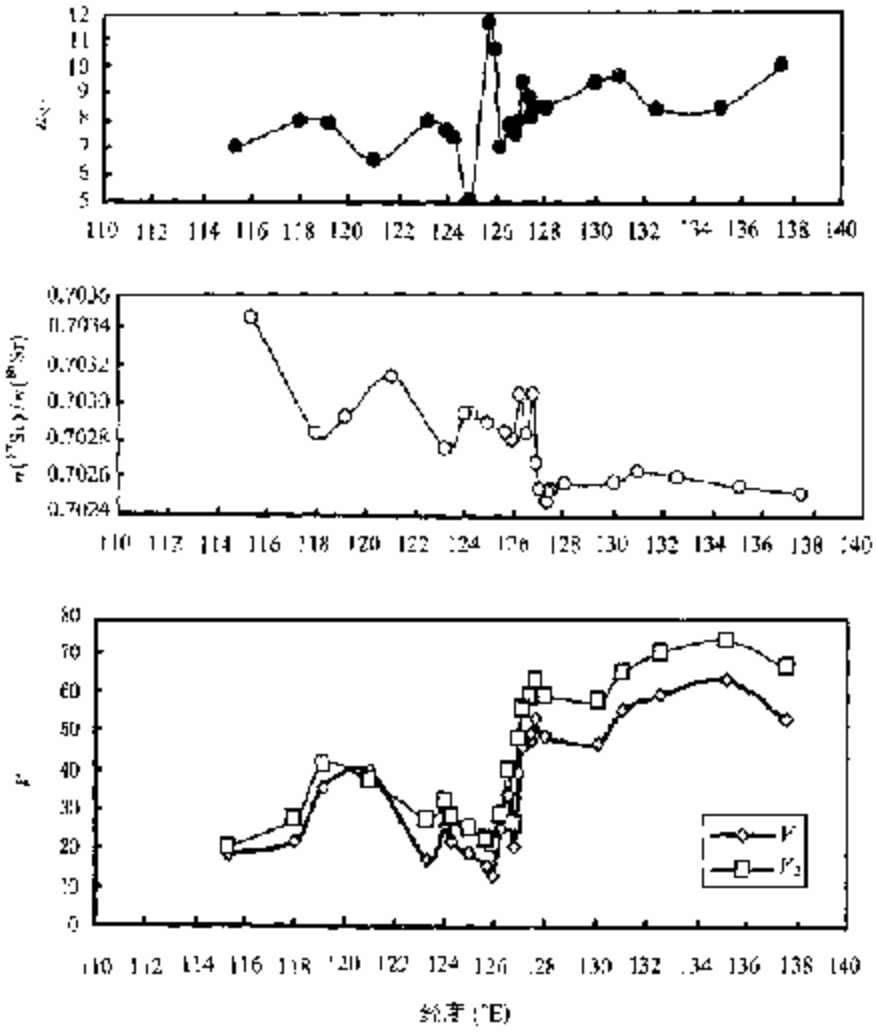


图2 I 印度洋与太平洋之间 AAD 地球化学急变带 MORB 的铅、锶、钕（V_1 与 V_2 矢量值）同位素组成的纵向变化

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（据同位素组成与钕模式年龄），实际上反映了该区 NHRL（太平洋）型、东因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 $n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)$ 在 15.71 - 16.67，而 Wanni 杂岩在 15.40 - 15.63，因此高地麻粒岩具明显高 μ 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曾存在两个地体的拼贴。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

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

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，性质上相当于华北块体北缘的边界，即北太平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 $n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)=18.4$、$n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)=38.4$ 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°10′左右）东西走向。相当于铅同位素矢量值为 V_1 在 53±1，V_2 在 40±1。华夏区钕同位素组成 0.51285～0.51305，锶同位素组成为 0.70341～0.70445；扬子区分别为 0.51258～0.51295 与 0.70457～0.70815，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 $m(Rb)/m(Sr)$、$m(Ba)/m(Zr)$ 与 $m(La)/m(Yb)$ 在边界区也存在明显的突变。华夏区地幔具十分稳定的 $m(U)/m(Pb)$（0.47）与 $m(Ce)/m(Pb)$（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（0.18×10^{-6}～0.21×10^{-6}）比两侧地幔包体高一个数量级（图 2-4）。

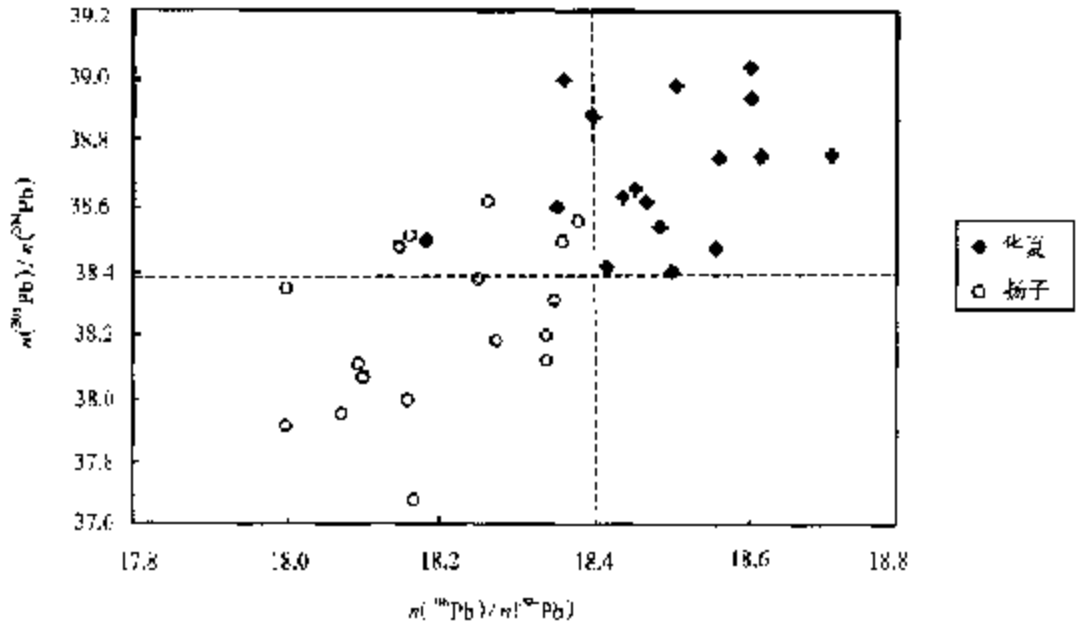


图 2-2 中国东部华夏—扬子区新生代玄武岩 $n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$—$n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)$ 图解

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

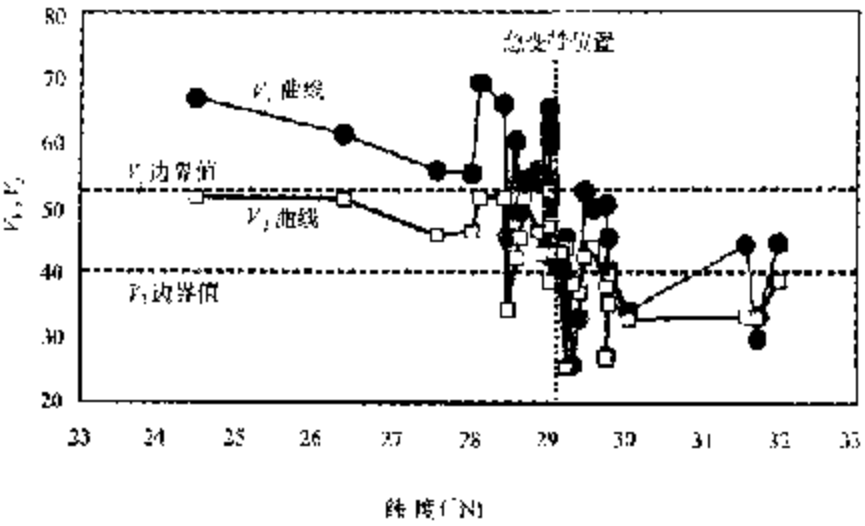


图 2－3　黄山--温州断裂及邻区铅同位素变量 V_1 与 V_2 的纬向变化

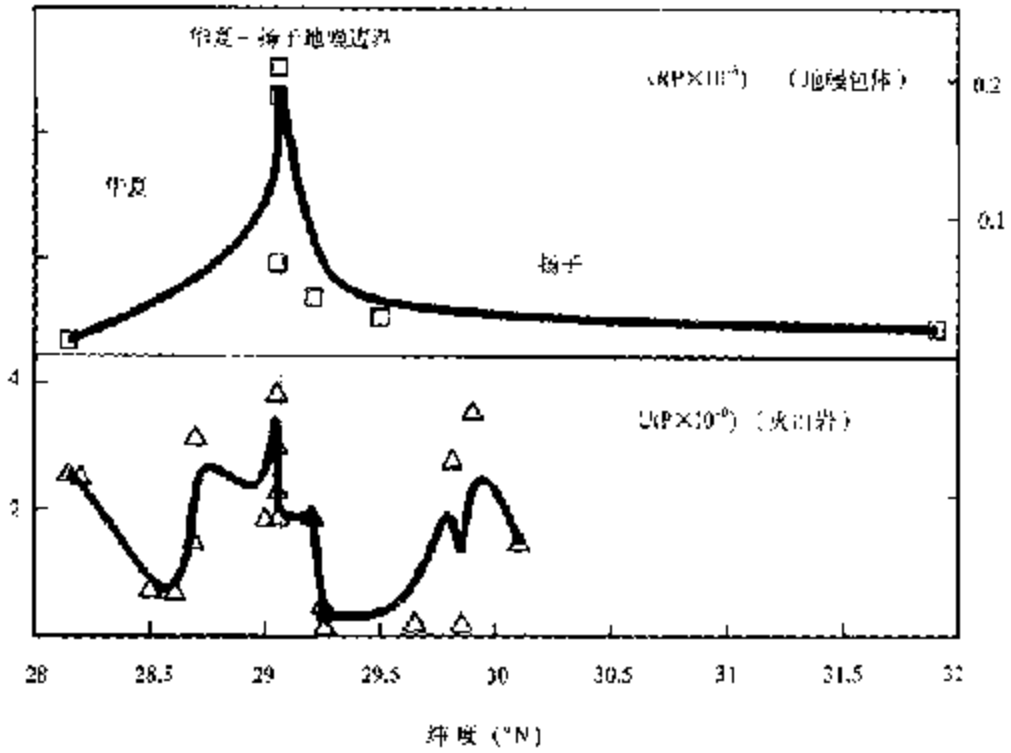


图 2－4　黄山--温州断裂及邻区基性火山岩与地幔包体 Ce 含量的纬向变化

两区中生代花岗岩长石铅同位素也存在明显变化，总体上相同于幔源岩。V_1 值填图等值线分布总体趋势也相似于地幔。但华南地壳相对于地幔已向北滑移，在龙游地区约 10.3km，而在新昌地区向北滑移在 37km 左右（图 2－5）。

华夏区花岗岩具较小的钕、锶同位素变化范围（分别为 0.512050－0.51240 与

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

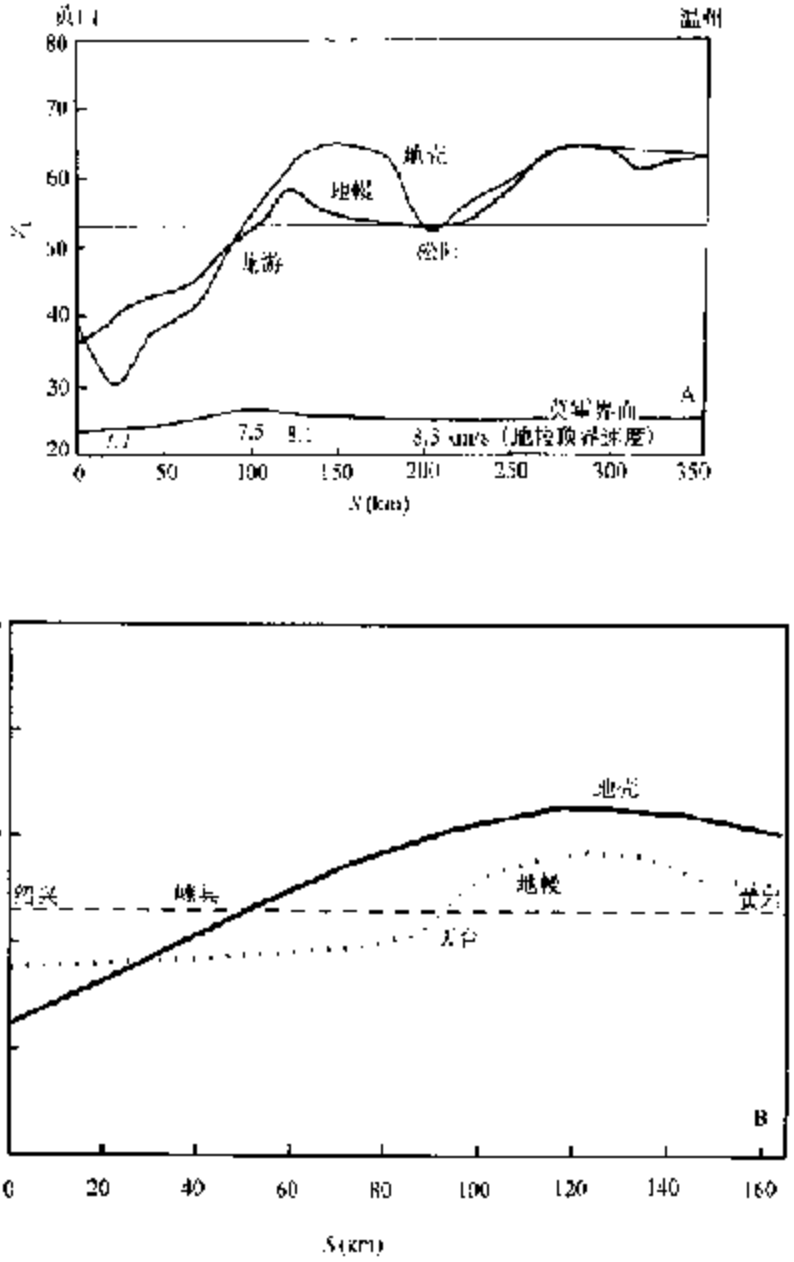


图2-5 浙西地区上地壳中生代花岗岩与地幔新生代玄武岩铅同位素矢量 V_1 值的纬向变化比较

A. 黄山—温州断面；B. 绍兴—黄岩断面

0.7075～0.7095)，而扬子区具较高的 $n(^{143}Nd)/n(^{144}Nd)$（>0.51235）和很大的 $n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)$ 变化范围（见图2-6）（朱炳泉等，1997）。从花岗岩与基底地层的铁模式年龄看，华夏地壳普遍大于1.8Ga，而扬子地壳则普遍小于1.8Ga。扬子区花岗岩主要形成于晋宁期与燕山期，而华夏区从神功期、加里东、印支期到燕山期均有活动。扬子区花岗岩的 $m(Sm)/m(Nd)$ 与 $m(A_2O_3)/m(TiO_2)$ 值高，同时随时间有较大变化范围，并显示出有正相关性。而华夏区正好相反，从中元古代至中生代变化范围很小，呈反相关趋向（见图2-7，2-8）。两区域中元古界火山岩微量元素含量也存在

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

明显差别；华夏区的平均值普遍比扬子区高 2～3 倍（图 2－8）。上述特征表明扬子区地壳主要形成于中、新元古代，同时在其后无明显的地壳增生。花岗岩的形成主要表现为玄武质洋壳的重熔与高程度结晶分异。而华夏区的地壳主要形成于新太古代与古元古代，同时在其后还有明显的新地壳物质形成。花岗岩的形成主要表现为壳幔混合。元古宇基底沉积岩的钕-钙等时线在华夏区为 1.65～2.12Ga，而在扬子区为 1.3～1.75Ga，并且两者具完全不同的数据分布范围，表明扬子区具有比华夏区低的锶同位素初始值（见第二章）。这说明两区的沉积岩钕同位素组成也表现出与地幔具同步变化。

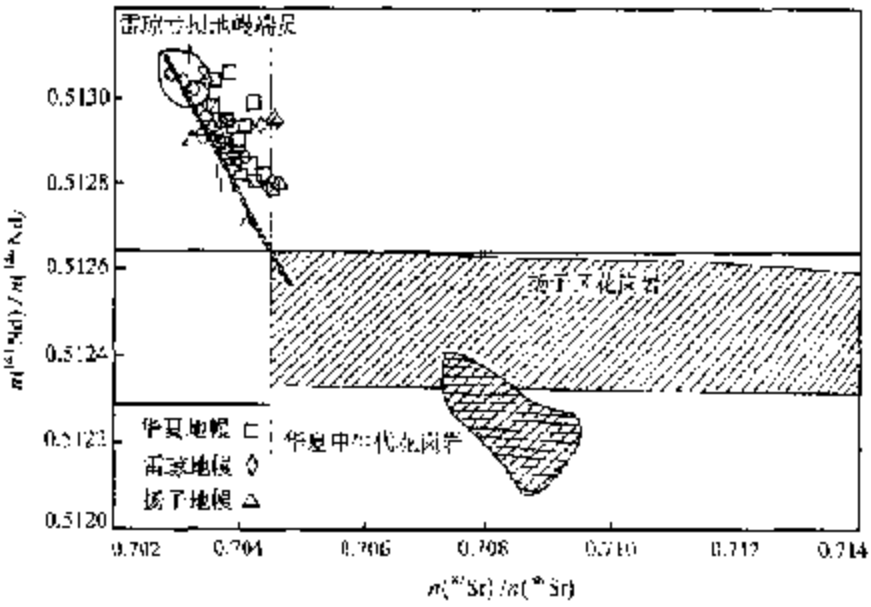


图 2－6　中国东部华夏—扬子区中新生代玄武岩与花岗岩钕-锶同位素变化范围图

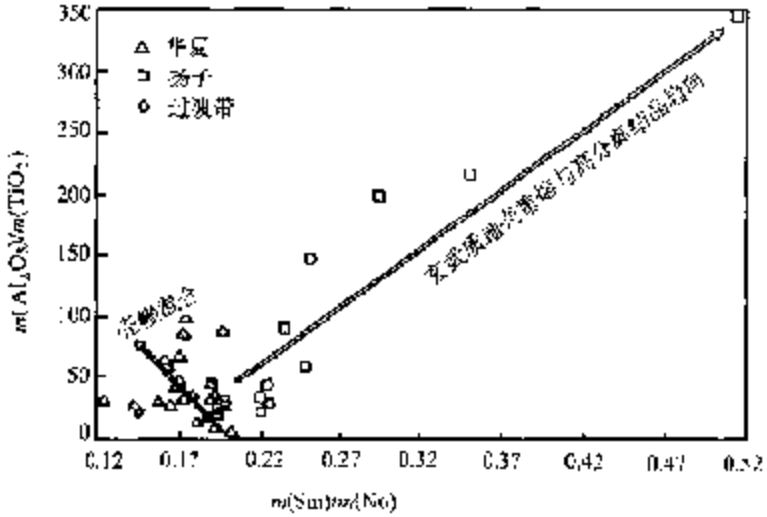


图 2－7　华夏—扬子区花岗岩 $m(Al_2O_3)/m(TiO_2)$－$m(Sm)/m(Nd)$ 变化范围与趋向区

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

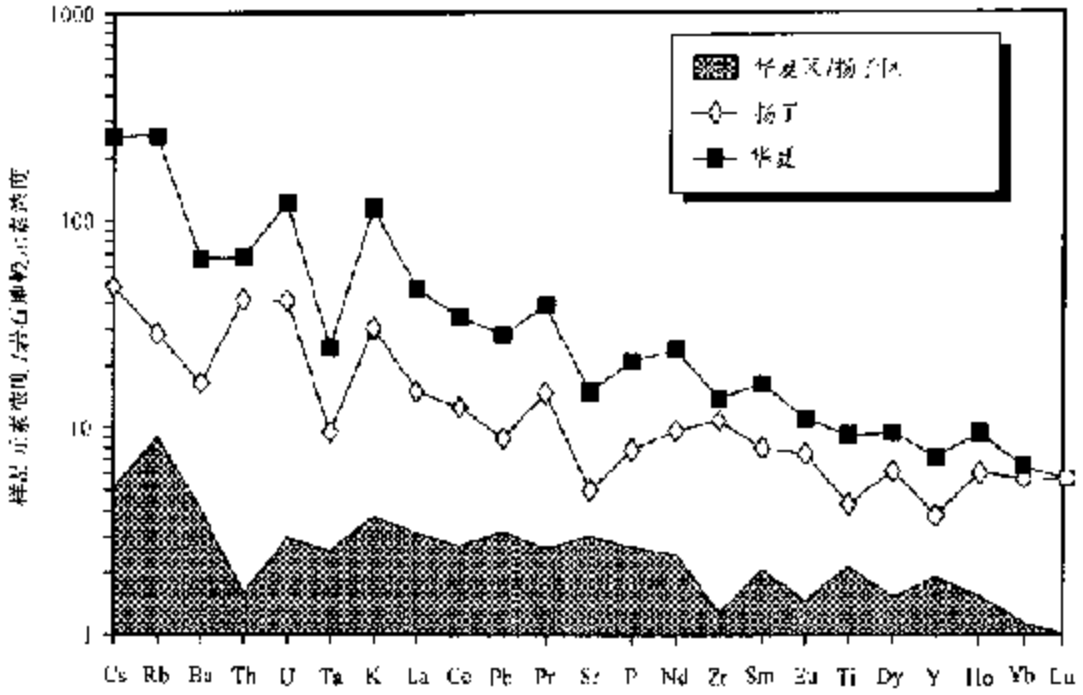


图 2-8 中亚东部华夏—扬子元古宙火山岩微量元素平均值对地幔值标准化与相对比值曲线

2. 中国大陆南北向剖面上中生代花岗岩长石铅同位素组成的急剧变化

张理刚等（1995）通过从海南三亚至黑龙江黑河近南北向剖面上 272 个中生代花岗岩长石铅同位素的测定发现，在北纬 30°北（九江—黄梅一带）与 42°北（沽源—赤峰一带）存在急剧的变化，在几公里范围内出现急变带（图 2-9）。$n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$ 从 >18（30°北以南与 42°北以北）变到 <16（在 30°北与 42°北之间）。这种变化与矿石和新生代玄武岩铅同位素组成变化是同步的。

相似于九江至黄梅的中生代花岗岩铅同位素组成急剧变化在北秦岭—华北块体南缘也较显明地见到（张理刚等，1995；张本仁等，1997）。在云南红河断裂的两侧（如个旧至金平）中生代花岗岩铅同位素的变化相近于浙江龙游地区。

3. 中、古生代火山岩中同位素组成在短距离内急剧变化的观察

在同一地区相同时代、相同类型的火山岩铅同位素组成也有观察到急剧的变化。虽然中、古生代火山岩中存在着时间效应引起的同位素变化，但许多观察到的变化不能用时间效应进行解释。如在云南师宗地区二叠纪玄武岩 $n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$ 从 16.14 变化到 19.465。等时线关系给出太古宙年龄，表明不是等时线关系，反映了火山作用发生在两种不同的岩石圈块体上。该带恰好是师宗—弥勒深断裂，是两个地球化学块体的边界。

在辽西建昌盆地同一钻孔中的岩性相同的中生代火山岩 $n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$ 变化

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

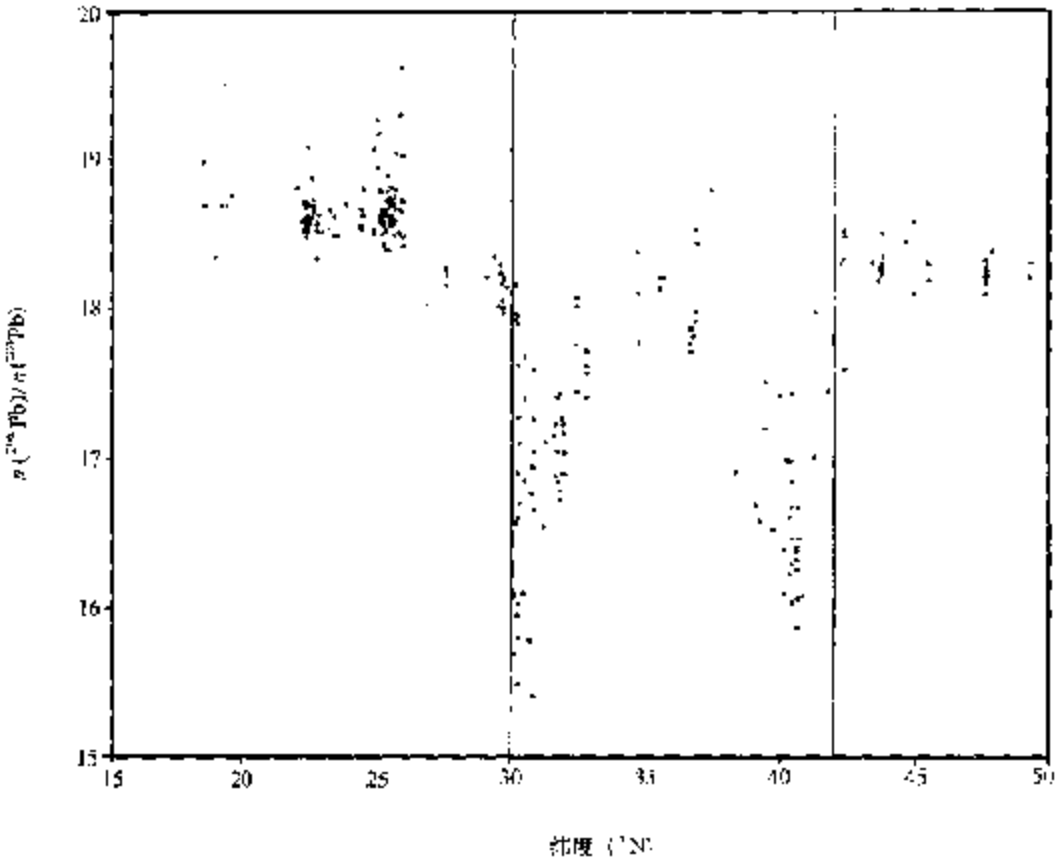


图 2-9 中国东部中生代花岗岩长石 $n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$ 值的纬向变化图
（张理刚等，1995）

在 15.5 至 18.4 左右，反映了在华北与辽鲁块体岩石圈的边界上同位素组成的急剧变化（陈义贤等，1998）。

4. 同一油田原油中同位素组成的短距离急剧变化

产出第三纪下辽河凹陷的辽河油田中，原油 $n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$ 在 17.25～18.78 左右。西部斜坡中欢喜岭油田次的值为 18.18～18.3，向北与向南在短距离内（1 km 以内）则变为 17.4～17.8。东部斜坡从北至南的变化范围则更大（17.25～18.78）。茨榆坨以及小洼油田在小范围内存在急剧的变化。在黄金带、热河台直到大平房油田存在一个大的高值区（>18.0）。其他油藏区域（如于楼—大平房—海外河油田等）则相对稳定，变化在 17.45 到 17.85 小范围内。大民屯油田变化范围也相当大（17.6～18.78），呈现出东北与西北高而中间低的趋向。$n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)$ 变化在 15.37～15.62 之间，主体油藏区域则在 15.37～15.52 之间，$n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)$ 变化在 37.3～38.3，而主体油藏区域则在 37.6～37.8。这种变化与该区中、新生代火山岩和花岗岩的变化也是同步的，因此与该区存在东西向的块体拼接带密切相关（详见第八章）。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

表 2-2 中国东南新生代与晚白垩纪玄武岩与基性岩脉铅同位素组成表

经度（°E）	纬度（°N）	产地与岩性	$n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$	$n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)$	$n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)$	Δ_1	Δ_2
118.83	31.97	江宁 B (N)	18.252	15.547	38.369	44.45	38.76
119.59	33.72	金坛 B (E)	18.103	15.467	38.658	33.21	33.15
118.5	31.7	马鞍山 B (E)	18.073	15.473	37.951	29.89	33.01
118.5	31.55	当涂 B (N)	18.150	15.574	38.466	44.25	39.32
118.2	30.05	皮山东北 B (E)	18.096	15.496	38.106	34.18	32.94
119.8	29.8	上梓州 B (E)	18.276	15.444	38.170	40.28	39.79
120.56	29.8	玄台地 B (N)	18.165	15.639	38.499	45.32	45.13
121.35	29.775	鄞县 B (N)	18.000	15.342	37.915	27.17	26.88
120.42	29.76	枫桥 B (N)	18.268	15.591	38.605	50.58	57.89
120.8	29.6	嵊州 B (N)	18.363	15.584	38.478	49.86	43.78
121	29.5	奉化 B (N)	18.385	15.516	38.546	52.5	42.36
121.017	29.43	雪窦 B (N)	18.159	15.486	37.989	32.09	37.06
121.502	29.35	宁海 B (N)	18.165	15.38	37.687	25.9	38.29
121.25	29.27	天台北 B (N)	18.354	15.511	38.301	45.41	43.65
121.375	29.27	宁海桑洲 B (N)	18.003	15.481	38.341	37.46	25.49
121.2	29.2	新昌 B (K)	18.341	15.418	38.309	40.48	42.98
119.2	29.06	龙游北 B (N)	18.341	15.455	38.189	42.40	42.99
119	29.057	也坡 B (N)	18.563	15.446	38.289	51.30	48.44
119.3	29.055	龙游 B (N)	18.489	15.517	38.33	54.32	47.81
121.4	29.053	三门 B (N)	18.404	15.656	38.856	60.20	48.12
120.95	29.051	大岭山 D (N)	18.367	15.582	38.481	62.09	58.38
119	29.047	大境 B (N)	18.62	15.551	38.737	62.61	52.65
121.5	29.045	三门 B (N)	18.512	15.645	38.960	65.21	47.07
119.8	28.95	武义 B (K)	18.356	15.613	38.591	53.55	42.81
119.9	28.9	龙游南 B (N)	18.471	15.528	38.608	55.73	46.32
120.1	28.7	盛堂 B (N)	18.562	15.492	38.462	54.55	51.52
120.3	28.65	县山 B (N)	18.417	15.503	38.403	49.75	45.46
120.2	28.6	裡叶 B (K)	18.402	15.619	38.871	60.25	42.13
119.75	28.5	北水 B (K)	18.185	15.553	38.484	45.50	34.38
117.71	28.46	楼峰 B (K)	18.212	15.682	38.427	65.88	51.06
120.31	28.15	营田 D (K)	18.62	15.664	39.019	69.13	51.60
120.8	28.05	温泉清水 D (K)	18.441	15.598	38.622	55.30	46.28
118.78	27.6	松溪 B (N)	18.457	15.547	38.648	55.81	45.83
117.3	26.4	政和 B (N)	18.566	15.611	38.741	62.35	51.55
118	24.5	漳平 B (N)	18.63	15.619	38.924	66.84	51.53

B. 玄武岩；D. 基性岩脉；N. 渐新三叠；E. 早第三纪；K. 晚白垩纪（朱炳泉等，1997）。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

第三章　铅、钕、锶同位素填图与等值线处理

在地球化学省划分中，使用单一指标常比使用综合指标更能反映事物的本质，而且问题的处理也要简易得多。在当前编制化探图时常使用一个元素一张图的做法。这种填图对于反映个别元素的特定异常区具有重要意义，如通过沉积物中铂、钯丰度的填图，发现了滇黔等铂、钯异常地球化学省（成杭新等，1998）。因此它对找矿与元素环境背景分析有实用价值。但这样的填图无疑也带来了问题处理的复杂化与繁琐，而且不能综合反映岩石圈结构与演化的地球化学关系。在众多的指标筛选中，我们认为铅同位素是最佳的一种指标。铅同位素填图确定的地球化学边界与各别元素（铂、钯）异常地球化学省之间仍有着密切的联系。华夏—扬子之间的铅同位素边界在滇黔地区的向北突出部分（详见后面讨论）恰好是铂、钯高异常区。这表明同位素填图可以包含单个元素地球化学图的某些含义。

一、铅同位素填图的优越性

从理论分析与实际应用已表明铅同位素填图存在以下其他指标不能相比的优越性：

1）在地球化学示踪研究中，人们已清楚地认识到同位素体系比元素体系更能抗地质干扰和保持稳定性，并具有很高的测量精度。地球化学填图实质上是区域性的大面积地球化学示踪。因此填图指标在有条件许可的情况下，首先必须选择同位素体系。

2）铅同位素在不同块体的地壳与地幔之间的差异性远大于钕、锶同位素体系。在不同块体的大洋与大陆地幔中，$n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$ 与 $n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)$ 的差值均在2%以上，有时可达到20%，而锶同位素一般在0.7‰左右，钕同位素在0.4‰左右。虽然钕、锶同位素比值的分析精度（十万分之几）要比铅同位素比值（万分之几）高一个数量级，但由于铅同位素的变化度是钕、锶同位素的两个至三个数量级，因此总的显示度铅同位素仍然比钕、锶同位素高一个到二个数量级。

3）铅同位素有 $n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$、$n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)$ 与 $n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)$ 三个同位素比值，代表了U-Pb与Th-Pb两个同位素体系。因此应用三个同位素比值的综合矢量在三维空间判别不同块体分辨率更高，填图可以更好地区分出块体的地球化学边界。

4）目前已获得的同位素测量数据，铅同位素要比其他同位素多得多，而且广泛分布于各种幔源岩、壳源岩与矿床中，分布面大、密度高。以中国大陆为例，铅同位素数据积累已在6 000个以上。因此有可能在大面积范围内进行填图与等值线处理，而其他同位素目前还不具备这一条件。

5）大量的观察表明，铅同位素在不同块体的地幔与地壳中存在明显的同步变化，

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

可以进行壳幔体系的综合填图，而放、铅同位素体系是不明显的。

6）铅同位素主干它们的高质量数，可比几乎不存在同位素分馏效应，这是其他同位素体系不能相比的。

二、数据选择与数据处理方法

1. 数据选择

用于铅同位素填图的铅同位素组成数据包括：①中、新生代火山岩铅同位素组成；②显生宙花岗岩长石与低 $u\,(\mathrm{U})/n(\mathrm{Pb})$ 比金矿的铅同位素组成；③主矿体的矿石铅同位素组成；④成岩相岩石铅同位素组成；⑤前寒武纪地质岩铅同位素组成的峰值（几何平均值）或最低值；⑥原油与沥青的铅同位素组成。

2. 控制点数据的确定

在一个岩体、独立矿床或同一相连的地层单元中应取平均值（对于像有正态分布的数据群取算术平均值，对于非正态分布的数据群则应取几何平均值；并排除 2σ 发外的数据。一些玄武岩、花岗岩与方铅矿中分析精度较高的单个数据也可作为控制点数据。控制点的经纬坐标应取地质体的中心；对于较大的地质体（相对于填图比例尺的大小而言）可取几个与地质体形态相一致的控制点。在地球化学省的边界，应注意边界两侧数据分布的等权性。

3. 铅同位素矢量 V_1，V_2 值的计算

关于铅同位素矢量的计算方法作者已在《地球化学中多元同位素体系理论与应用》一书中作了详细介绍，这里只对计算作简要的说明。

1）为了将不同时代的铅同位素组成进行成因与物质来源比较，首先应消除时间因素的影响，故采用样品值（s）与同时代地幔值（m）相对偏差 Δ 的表示方法（朱炳泉等，1993）。Δ_x（$x=6$、7、8，分别表示 $n\,(^{206}\mathrm{Pb})/n(^{204}\mathrm{Pb})$，$n\,(^{207}\mathrm{Pb})/n(^{204}\mathrm{Pb})$ 与 $n(^{208}\mathrm{Pb})/n(^{204}\mathrm{Pb})$ 的相对偏差）的计算按以下公式：

$$\Delta x = \{[n(^{20x}\mathrm{Pb})/n(^{204}\mathrm{Pb})_s(t)/n(^{20x}\mathrm{Pb})/n(^{204}Pb)_m(t)] - 1\} * 1\,000 \quad (1)$$

不同时代地幔铅同位素组成采用陈毓蔚和朱炳泉（1984）所提出的地幔增长线公式。即取地幔 μ 值 $n\,(^{238}\mathrm{U})/n(^{204}\mathrm{Pb})$ 为 7.8，κ 值 $n\,(^{232}\mathrm{Th})/n(^{238}\mathrm{U})$ 为 4.04，地球年龄取 4.57Ga，地球原始铅同位素组成 α_0 $n\,(^{206}\mathrm{Pb})/n(^{204}\mathrm{Pb})$，$\beta_0$ $n\,(^{207}\mathrm{Pb})/n(^{204}\mathrm{Pb})$，$\gamma_0$ $n(^{208}\mathrm{Pb})/n(^{204}\mathrm{Pb})$ 分别取 9.307，10.294 和 29.476。时代 t 可根据已确定的时代，或应用铅同位素模式年龄（$t<0$ 时取 $t=0$，即与现代地幔值比较）。

2）根据相对偏差值数据在三维空间的平面分布特征，确定回归平面为：

$$\Delta_8 = 2.0367\Delta_6 - 6.143\Delta_7 \quad (2)$$

3）将铅同位素相对偏差 Δ_6，Δ_7 和 Δ_8 值数据直接投影到回归平面上，不同块体数据的分辨率将更高。在回归平面内取新的坐标，则可从下式计算出铅同位素矢量值：

$$V_1 = 0.44073\Delta_6 + 0.89764\Delta_8$$

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

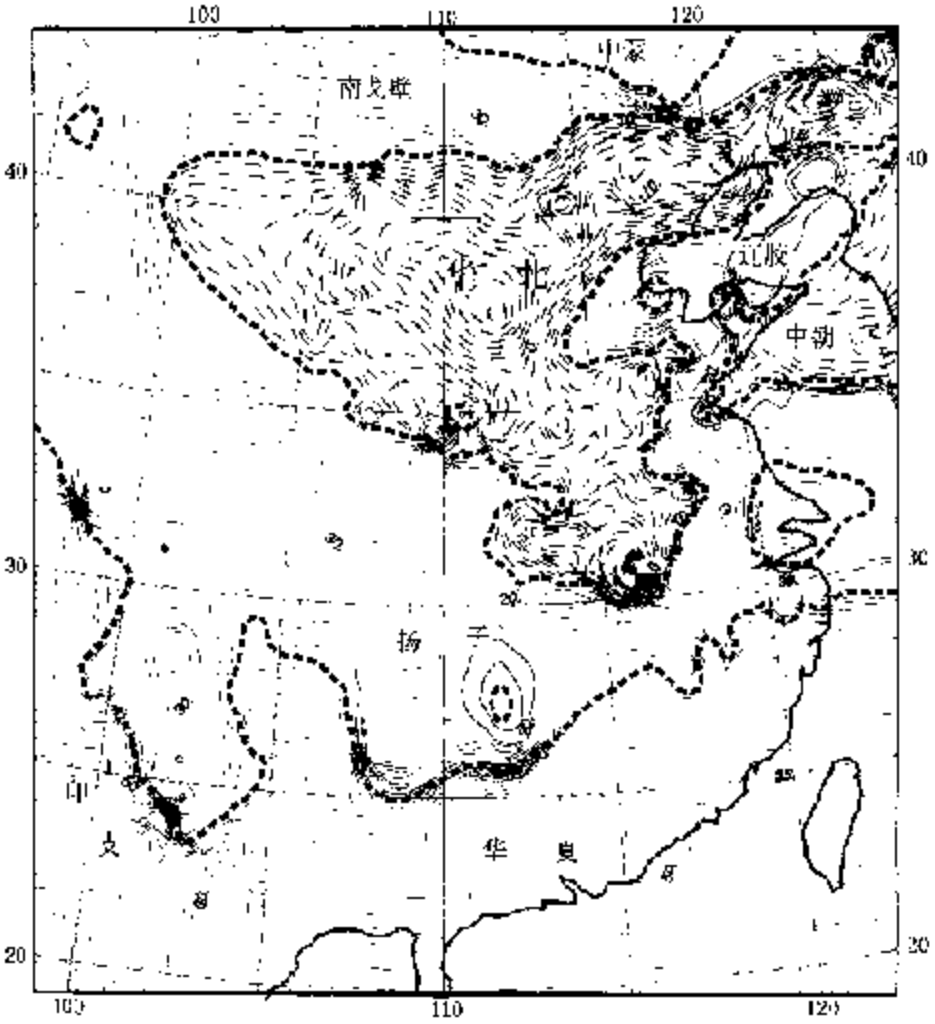


图 3-2 中国大陆中、东部地区铅同位素次量 V_2 值等值线图

虚线为铅同位素急变带；细实线为等值线 $V_2>14$；细虚线为等值线 $V_2<14$

作为地球化学省划分的基础。图 3-4 为中国及邻域的大范围 V_2 等值图，从图可见华北块体以北与西北地区的地球化学微块体分区情况。该图结果表明不同块体不但具有明显不同的铅同位素组成 V_2 与 V_1 值特征，而且在块体之间存在着铅同位素急变带，标志着块体的地球化学边界。

2. V_1-V_2 差值等值线图

为了能将华夏块体与北疆—东太斯块体较好地相区别，应用 V_1-V_2 等值线是十分必要的。同时还可以突出 $n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)$ 的异常区（即 DUPAL 异常域）与 NHRL 区的区别。从图 3-4 可见华夏区则明显均为 DUPAL 异常区。而华北块体以北则为明显的 NHRL 区。在扬子与华北块体上则存在 DUPAL 异常区与 NHRL 区复杂拼接；其中扬子区的康滇地块则是一块较大的 NHRL 区。小一点的 NHRL 微块体有江胶胶块体、江南古陆和苏南块体。这一图解对于确定太平洋古陆与古亚洲洋的分布和评价对油气资源的制约也起了十分关键的作用（详见第八、第九章的讨论）。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

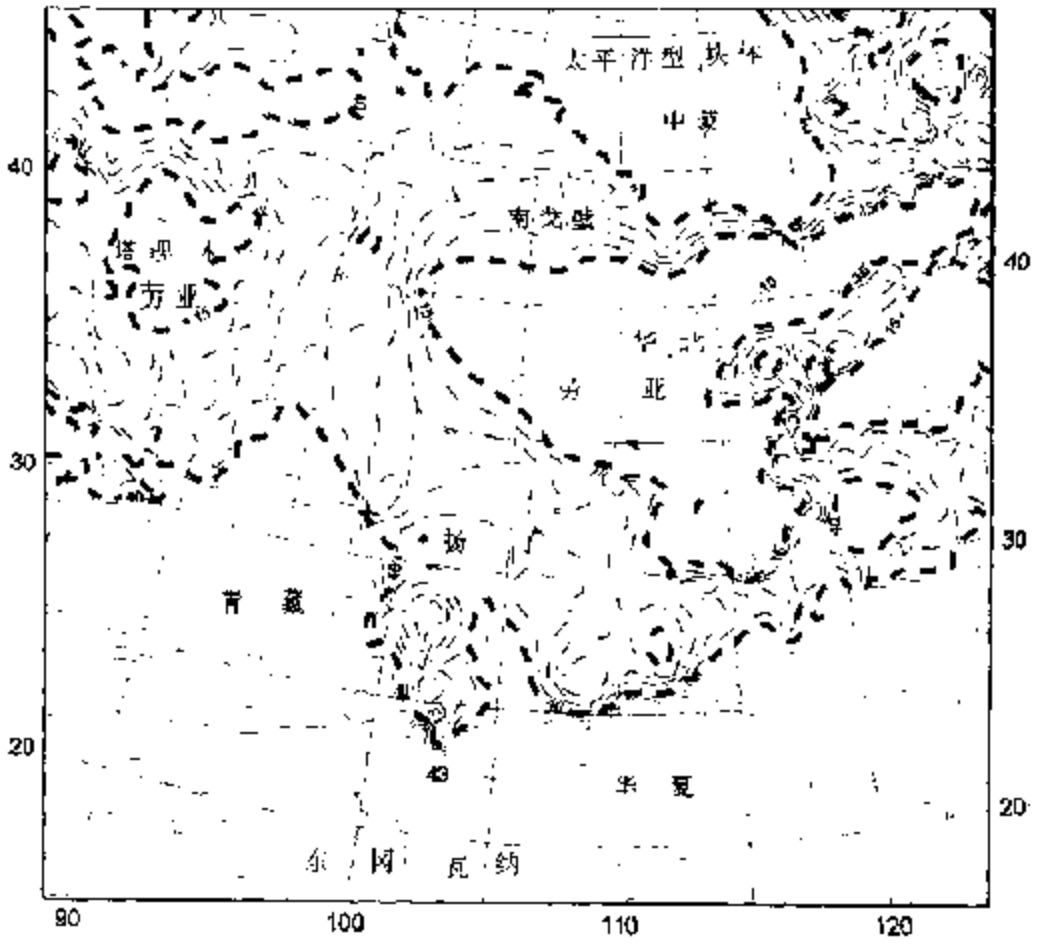


图 3-3 中国大陆合域铅同位素矢量 V_2 值等值线图

粗虚线为铅同位素急变带；红实线为等值线 $V_2>40$，黑线为等值线 $40>V_2>14$；点线为等值线 $V_2<14$

3. 等值线图的精度与真伪性评价

从平均测试水平看，所用铅同位素比值的分析误差一般在万分之四左右，它导致 V_1，V_2 值的误差在 ±0.7 左右。由于铅同位素比值不能进行内部分馏校正，考虑到不同实验室在应用标样进行同位素分馏效应校正上的偏差，铅同位素比值分析的正确度应在 0.1% 左右。因此在地球化学边界的确定上 V_1，V_2 值误差应小于 ±2 左右。不同块体之间 V 值之差无论是平均值，还是边界变化值均在 10 以上，因此数据的精度完全满足地球化学省划分的要求。

由于数据分布的不等权性，在等值线图中将会使得边界位置出现不真实性；当地球化学边界的一侧数据较多，而另一侧数据极少时，边界会向少数据一方凸出；如川黔边境地区，由于四川盆地缺少数据而使地球化学边界向北偏离。增加虚点也是等值线处理中常用的方法。但这一方法会带来人为因素，因此我们在处理中不使用这一方法。相反在一些情况下我们采用适当减少数据点多的一侧控制点使块体两侧数据分布具有等权重的办法。这一办法使误差增大，但真实性增加。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

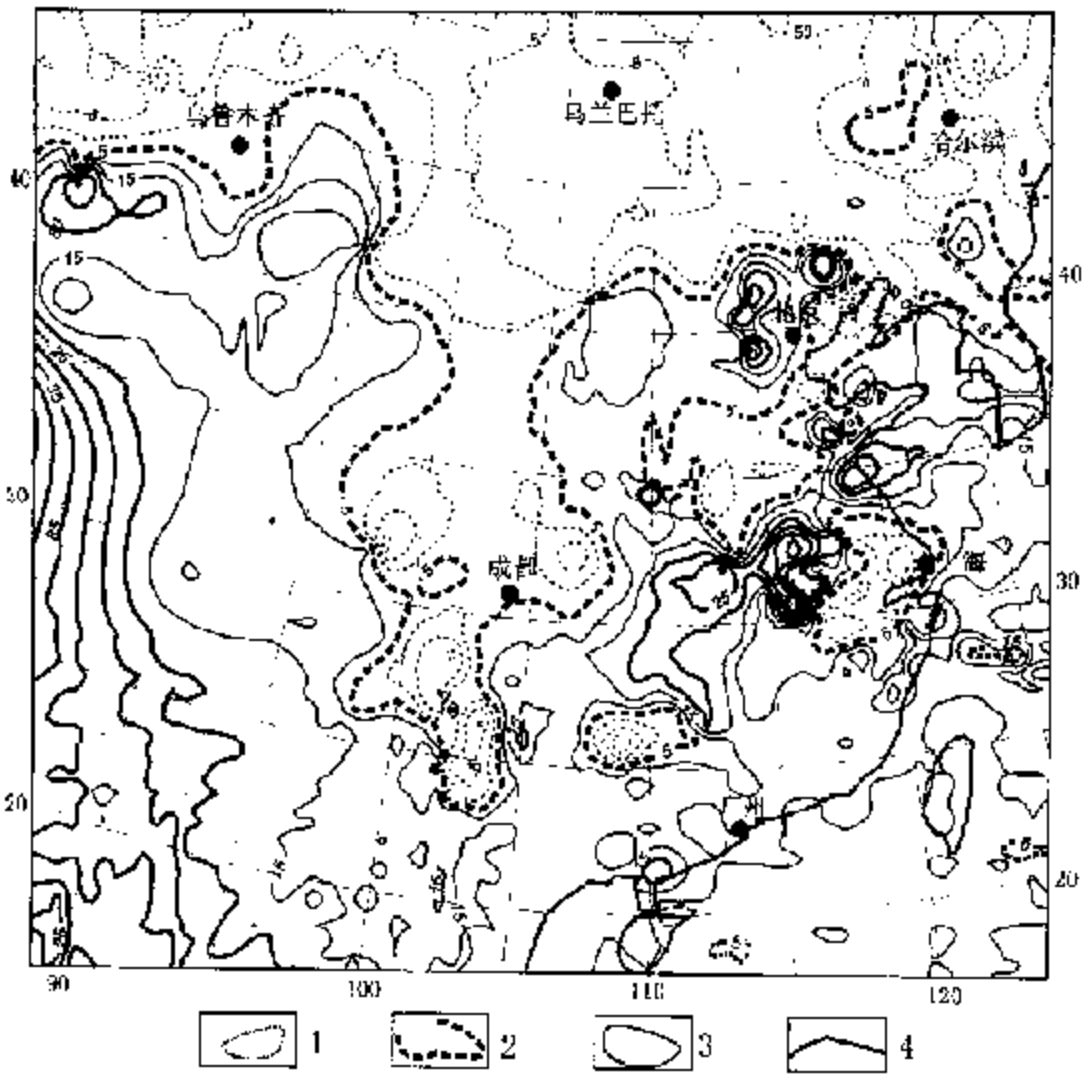


图3-4 中国大陆铅同位素 V_1-V_2 差值等值线图

1. 直线为（V_1-V_2）<5等值线，即太平洋型块体的可能分布区，为油气有前景的区域；2.（V_1-V_2）=5的边界线；3. 细实线为（V_1-V_2）在10-15的等值线，弱DUPAL异常区，油气前景差的区域；4. 粗实线为（V_1-V_2）>20的等值线，强DUPAL异常区

还有在地球化学边界两侧当控制点密度均很高时，急变带刻明显显得较陡；而当边界两侧控制点密度均较低时，急变带会显得平缓。在平缓地段可能存在不良实性，当增加数据密度时也可能出现陡的急变带。因此目前还不能对不同地段地球化学急变带的陡度变化情况及其地质意义作深入的讨论。

4. 地球化学省铅同位素矢量边界值的确定

在铅同位素矢量填图和等值线处理的基础上，首先应确定等值线急变带的出现区域，同时这些急变带具有一定的连续性。这些区段可以确定为地球化学省的边界。边界值则是根据数据分布密度较高，急变带梯度最陡的地区来确定。我们取急变带等值线变化范围的中值为地球化学省边界值。当在边界上不同地段确定的边界值有一定差别时，

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

则再进一步取整数平均值。

四、岩石圈不同层次与不同同位素体系填图比较

1. 同区域地壳与地幔铅同位素矢量填图的比较

由于板块俯冲与碰撞造山等因素的影响，两个块体之间地壳与地幔物质可以发生一定范围的混合。为了查明这些因素的影响范围和壳幔物质统一填图时对确定地球化学边界的影响程度，我们对中国东南部华夏—扬子区做了地壳中生代花岗岩与地幔新生代玄武岩 V_1 矢量的分别填图与等值线处理（见图3－5与图3－6）。从两图可见，地幔与地

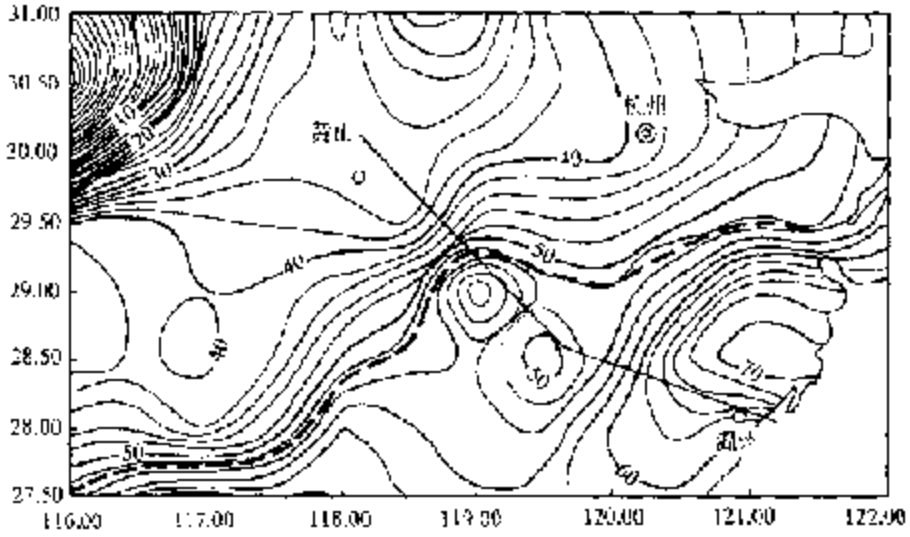


图3－5 黄山—温州剖面及底区地幔铅同位素矢量 V_1 值等值线图

虚线为地幔地球化学边界

壳的等值线分布与 V_1 边界线走向是近于一致的。同时从地壳与地幔均可看出华夏区和水一带与扬子块体物质的混合，可能标志着扬子板块向华夏的俯冲。但从细节度进行解析，地壳与地幔地球化学边界仍然有一定的差别。如浙东地区地壳边界要比地幔边界偏北30～40km，浙中龙游地区两者相近，而在闽西北—赣东边境地区扬子地壳明显向华夏凸出。因此我们认为对于大范围的地球化学区划填图，地壳与地幔派生物质可以作统一体来考虑，使地球化学边界显示更清晰。但对于小范围的大比例尺填图，地壳与地幔物质应分开进行处理为宜，可以获得板块俯冲和碰撞推覆方面的信息。

2. 铅同位素填图与钕模式年龄填图比较

地壳岩石的钕模式年龄反映了大陆地壳的增长时间，因此也是块体地球化学区划的重要依据。但在进行钕模式年龄填图时，必须要与能反映样品所在位置地壳的形成时代。这些岩石包括花岗岩和基底岩石。沉积盖层页岩虽可较好反映区域地壳的形成年龄，但不能代表样品位置的地壳形成年龄，因此在填图中不宜应用。图3－7为中国东南部华夏—扬子区花岗岩和基底岩石的钕模式年龄等值线图。钕模式年龄图反映出扬子

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

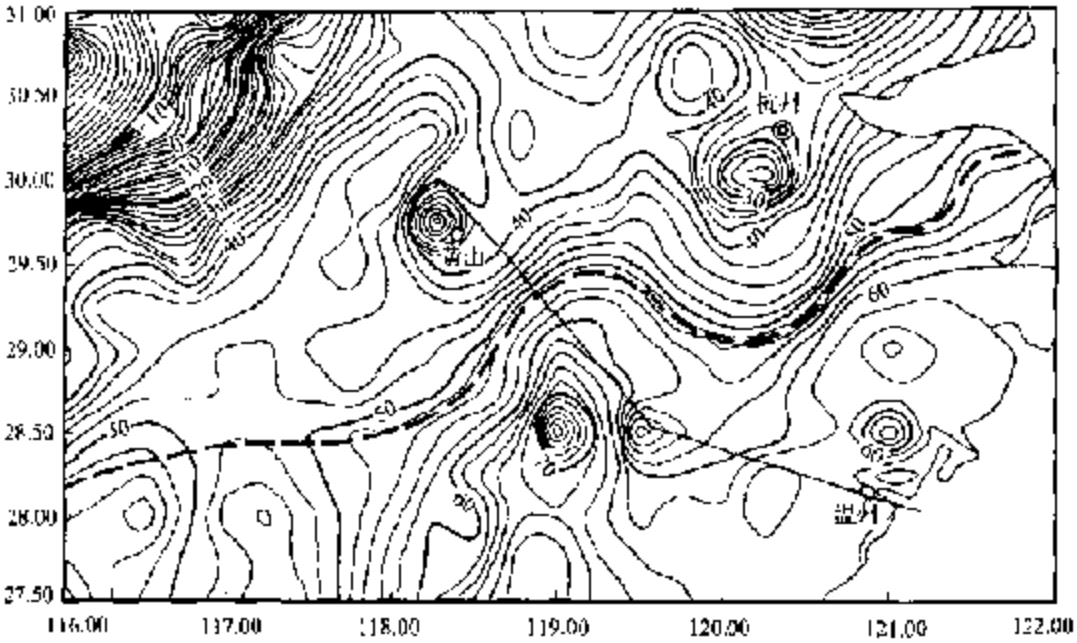


图 3－6　黄山—温州断面及邻区中生代花岗岩体铅同位素矢量 V_2 值等值线图

虚线为地壳地球化学边界

区小于 2.0Ga，而华夏区大于 2.0Ga。钕模式年龄边界大体与铅同位素矢量边界协调一致。它们之间的一些差异可能与钕模式年龄数据分布密度低，不完全反映真实情况有关。两种填图的协调性是否反映了低的钕模式年龄值对应着低的铅同位素矢量值？答案是不肯定的，只能说在局部的小区域内，或在特定的地球化学块体之间（如华夏—扬子东部区）是可以对应；在大范围内不完全能对应。在图 3－7 的西北部进入华北—扬子

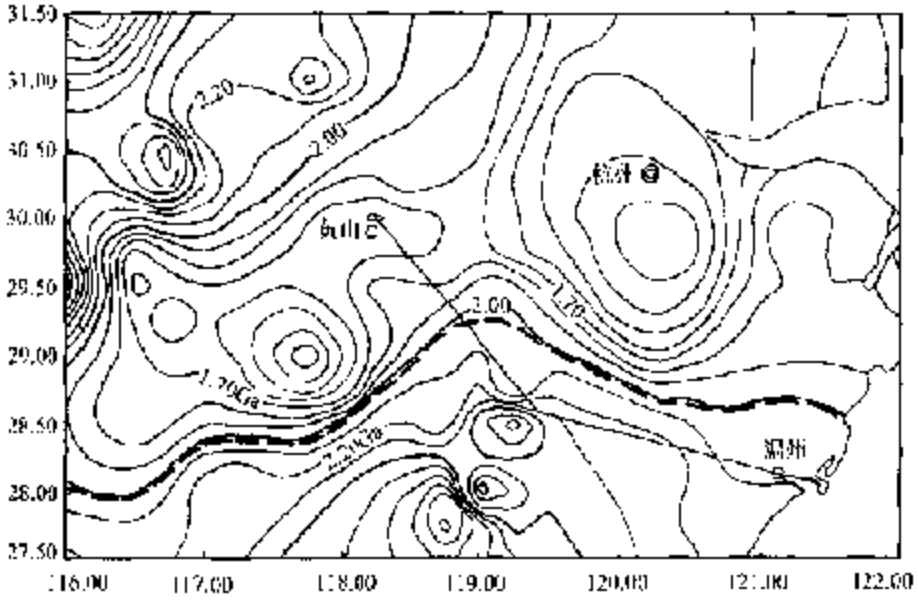


图 3－7　黄山—温州断面及邻区花岗岩和基底岩石的钕模式年龄等值线图

虚线为地球化学边界

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

边界。华北块体的钕模式年龄又增高至大于2.2Ga，但在图3-5、3-6中可看到铅同位素矢量 V_1 在华北块体比扬子块体更低。因此铅同位素矢量值大小不完全是时间效应。图3-8是中国南方较大范围的钕模式年龄等值线与铅同位素 V_2 边界等值线比较

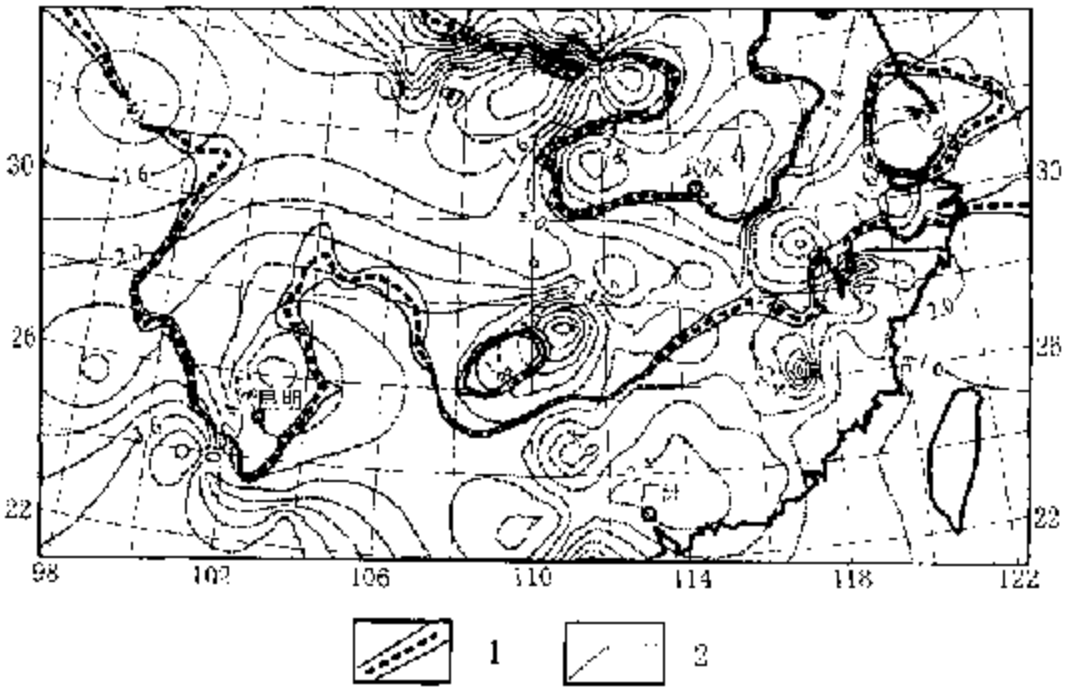


图3-8 中国南方钕模式年龄等值线与铅同位素 V_2 矢量边界等值线比较

1. 铅同位素急变带；2. 钕模式年龄等值线

图。从图可以见到华北—扬子边界区两种边界等值线能较好相吻合。华夏—扬子—印支之间的两种边界情况较复杂。如前所说，东段两者较好，但在西段扬子块体中的康滇古陆，其钕模式年龄明显老于华夏—印支块体。在云南地区出现了与东部完全相反的情况，扬子块体钕模式年龄大于1.9Ga，而印支块体小于1.9Ga，因此在大范围内确定块体地球化学边界用铅同位素矢量比用钕模式年龄更具有优越性。在块体内部钕模式年龄大小一般与铅同位素矢量值呈反相关。比较图3-2与3-7可以看到，在华夏块体内的浙闽地区钕模式年龄较高，而铅同位素矢量值相对较低。在华夏块体内湘桂地区沿地球化学边界呈北东东向展布的区域出现钕模式年龄低值区，但铅同位素矢量值恰较高(Chen et al., 1998; Zou et al., 1998; 朱炳泉等, 1997)。

3. 锶同位素填图及其地质含义

锶同位素体系易受到岩浆作用、变质作用、流体作用、风化作用与大气过程的壳幔相互作用影响，因此主要反映了岩石圈的后期演化过程。

火山岩的锶同位素组成常常反映了岩石圈的厚度，以及软流圈中是否有前存俯冲带地幔源的存在。在岩石圈厚度大的地区，玄武岩常具有相对低的 $n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)$ 值(<0.7040)；而岩石圈减薄的地区，玄武岩的 $n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)$ 值则相反较高（>

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

0.7040)。当有俯冲带地幔源存在时，则 $n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)$ 会高于 0.706。同一地区的同时代火山岩与花岗岩的锶同位素组成一般不存在同步变化。

花岗岩的初始锶同位素比值与花岗岩的类型密切相关。当用花岗岩的初始锶同位素比值填图处理时，可看到锶同位素等值线与布格重力异常之间有很好的相关性；重力梯度带一般是低 $n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)_I$（<0.708）的幔型与壳幔混合型花岗岩的分布区，而重力平稳区则是高 $n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)_I$（>0.710）的壳型花岗岩分布区。因此，花岗岩的初始锶同位素组成常反映了地壳的厚度，与块体的早期演化过程关系不密切，因而它的块体效应也不明显。中国东南部扬子与华夏区花岗岩的锶同位素分布填图与等值线正是反映了上述的情况（王联魁等，1982；王濂身等，1982）。东南沿海是强的重力梯度带，中生代花岗岩的 $n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)_I$ 明显较低。但这些花岗岩的铅同位素组成与华夏块体内部的同时代壳型花岗岩是近于一致的。

由于碳酸盐中锶含量很高，并在流体中具有高溶解度和长的存留时间，因此在流体活动和水-岩相互作用强的地区，地表岩石与流体的锶同位素组成填图可以揭示出深部隐伏碳酸盐沉积盆地的分布范围。如辽河油田的锶同位素填图反映出了隐伏的古生界盆地的分布（详见第八章）。

总之，锶同位素填图可以作为地球化学填图的补充手段，对块体的岩石圈与地壳化学、物理结构作进一步的划分。

五、中国大陆主要地球化学省边界铅同位素矢量值与属性判别标准

根据中国大陆矿石铅、中新生代花岗岩长石铅与新生代火山岩为主体的铅同位素平均值资料填图与等值线处理图，我们将中国大陆划分成若干地球化学块体——铅同位素地球化学省：暂命名为华夏、青藏—印支、扬子、辽胶渤、中朝、佳木斯、兴安、中蒙古、北疆—南戈壁、塔里木。这些块体的边界均存在着铅同位素急变带。这些省块体之间的铅同位素地球化学急变带边界值与大体走向如下：

1. 各地球化学省的边界值

（1）华夏—扬子急变带——根据前面地球化学省边界值的确定原则，华南—扬子之间的急变带边界线 V_1 与 V_2 值分别定为 53±1 与 40±1（Zhu，1994；Zhu et al.，1996）。这一急变带大体沿红河断裂（北西向）、屏边—昭通断裂（南-北向）、沿昭通—潍潭—南丹的从东-西向至南-北向转折、融水—郴州断裂（北东东向）、遂川—弋阳裂陷槽（北东向）与德兴—三门断裂（东-西向）。

（2）扬子—华北急变带——急变带的铅同位素 V_2 与 V_1 边界值分别为 14 与 20 左右。填图表明大别块体应归属华北；徐州—宿州地区有扬子块体插入至郯庐断裂以西，而在南京地区存在华北块体的东移使边界位于郯庐断裂以东，因此华北—扬子东界不完全吻合郯庐断裂。西部边界以北秦岭为界。

（3）辽胶插入地体周边急变带——铅同位素填图证据表明辽南与胶北存在一个不属于华北的地体。它插入华北块体内部可达冀南的邢台—鹤壁地区，与华北、中朝与扬子

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

块相接邻。该块体边界的 V_2 值虽也在 14 左右，但块体内部 $V_2 > V_1$，两者区别于扬子块体（$V_1 > V_2$）。

（4）华北块体北缘急变带　　华北块体以北存在着一个不同于华南、华北或扬子的独立同位素体系（暂称为北太平洋陆块）。它与华北块体之间存在一条近东西向的急变带，边界值 V_2 也定为 14 左右，走向大体沿镜泊湖—赤峰—五原一线。

（5）佳木斯、兴安、中蒙块体边界　　这些块体的周边也都存在着急变带；其中佳木斯与中蒙 V_2 值大于 40，与华夏块体相当，但 $V_2 > V_1$ 又区别于华夏。中蒙块体边界位于大兴安岭西坡。兴安块体同位素体系特征相近于华北。

2. 地球化学块体属性判别

根据同位素体系特征，中国大陆的地球化学块体可以归属四种类型：

（1）北大西洋型　　以 $V_2 < 14$ 和 $V_1 > V_2$、低 μ 值（< 7.9）为特征；包括华北、中朝、塔里木、兴安块体。

（2）东冈瓦纳型　　以 $V_1 > 53$，$V_2 > 40$，高 μ（> 8.2）为特征，包括华夏与青藏—印支块体。

（3）北太平洋型　　以 $V_2 > 14$，$V_2 > V_1$ 为特征，明显的贫生-铅，包括佳木斯、中蒙、北疆—南戈壁等块体。

（4）扬子型过渡块体　　存在上述几种块体类型的过渡特征。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

第四章　地球化学急变带的地质特征及其与主构造线的关系

地球化学边界与板块之间的拼接线、主构造线存在总体上的相近性，但在具体走向与位置上又存在明显的差异性，因此地球化学边界不等同于板块边界。地球化学边界提供了深源的信息，而根据此原观察确定的构造边界只反映地表的情况，因此两者存在一致或不一致性均是可以理解的。正确地去解释这种一致性和不一致性才有益于地球科学研究的深化。

地球化学边界在大陆上常与不同块体的元古宇基底拼接带、裂陷槽，即元古活动带有关（如滇中、辽胶、秦岭等地区），而有些地段则常表现为时代较晚的大规模走滑断层（如红河断裂、阿尔金断裂等）。在造山作用弱的地区，地球化学边界可以与地表不明显的地幔深断裂有关（如浙赣地区的德兴—江山断裂）。有时甚至不能确定是否有重要的构造线，如滇黔桂地区华夏块体向北突出的部分与扬子块体的边界，苏皖地区地球化学边界相对于郯庐断裂的位移，均没有明显的构造证据。

在大洋中边界的构造证据则更不明显，如 AAD 近于垂直于大洋中脊。虽然这一地球化学边界可以和南北向的转换断层相吻合，但此类的转换断层在大洋中脊上出现频率很高，代表地球化学边界的转换断层没有显示出构造上的特殊性。热柱之间的地球化学边界也同样没有构造线证据。

一、地球化学边界与板块构造的关系

根据目前对地球化学边界、大地构造与地球物理三者关系的研究，初步表明地球化学边界可以产生于板块结合过程和板块结合以后的克拉通化过程。现对这两种情况作如下讨论：

1. 板块结合过程产生地球化学边界

不同块体之间的结合带若广泛存在大规模的板块俯冲和推覆碰撞造山作用，则两块体的地壳与地幔物质将在大范围内发生不均一混合，便难于形成梯度很陡的地球化学急变带。大陆造山带常介于科迪勒拉型与阿尔卑斯型之间。大陆块体的结合往往正交俯冲形成碰撞造山带结合（阿尔卑斯型，板块运动方向与结合线垂直）的可能性较小，完全的平行结合（科迪勒拉型，板块运动方向与结合线平行）也少见，而斜交、走滑剪切和插入的结合面较普遍。同时斜交结合可进一步分解成正交俯冲与平行走滑的分量组合（见图 4—1 示意图）。例如，太平洋—科科斯板块与法拉荣—北美大陆板块的结合是以圣安德烈斯断裂为界；板块运动方向与结合带方向在开始时呈低角度的斜交俯冲（~20°）（刘方槐，1980），而后来变成平行走滑，并且斜交结合时也分解为与法拉荣的

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

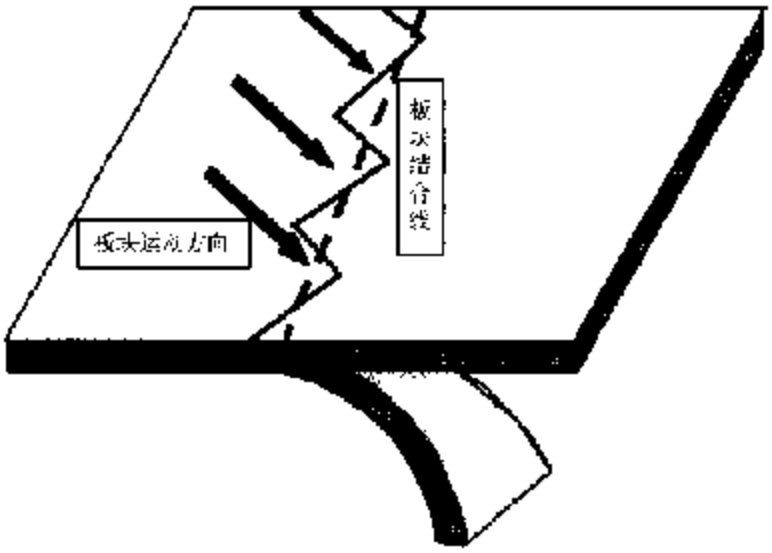


图 4-1 斜交块体结合的俯冲与走滑转换示意图

正交俯冲和与北美大陆的平行走滑（图 4-2）。年代学资料表明菲律宾海板块在新生代向北运动了上千公里（Hickey-Vargas, 1998），从天皇海山—夏威夷岛链火山作用的时代表明太平洋板块则向北西向运动（Rona et al., 1978），因此两板块沿小笠原—马利亚纳弧的结合也是斜交结合。同样，沿台湾海峡出现的菲律宾海板块与中国大陆的结合也不存在着大洋板块向福建沿海大陆的正向俯冲，而是以平行走滑为主的斜结合。扬子板块与青藏—印支板块的结合，正交结合面只出现在龙门山的北西向俯冲，而在红河—金沙江断裂形成长距离的北西方向左旋剪切结合作为扬子块体的边界。青藏羌塘与塔里木块体的拼接也是明显的斜结合。这一斜结合同样分解为俯冲与走滑两种形式：即出现于喀拉昆仑与柴达木的俯冲带和出现于中间的大规模走滑断层（200 多公里）—阿尔金断裂（Yin et al., 2000）。西伯利亚与华北具有相一致的同位素体系特征，表明曾为同一块体，在古生期后插入了大量外来块体（北太平洋型陆块），形成增生弧，块体之间的结合也以长距离的剪切带结合为主（Sengor, 1993）。劳亚型（北大西洋型）陆块一般均被外来块体的插入而被动离散，因此没有相应的大洋同位素省与其对应。在上述的斜交、剪切和插入的结合面上则可出现陡梯度的构造最专地球化学边界。

2. 块体克拉通化产生的地球化学边界

克拉通边界是块体拼合以后由于不同块体在岩石圈物理与化学结构上的差异而产生的块体之间调整边界，这种调整是通过底板增托（underplating）和拆离（delamination）作用来完成。如秦岭造山带与华北块体之间岩石圈物质成分上明显的差异已解释成是这样一种作用（Gao et al., 1997）。大陆在形成、增长阶段，岩石圈的厚度是随着大陆地壳的增厚而增厚。在造山带由于地壳－岩石圈挤压增厚，导致温度梯度增加，使岩石圈底部熔融、拆离返回软流圈，同时由于岩石圈厚度与密度的减小导致前区隆升。这种作用在青藏高原表现得最明显（Zhu, 1981）。另外一种机制是岩石圈增厚后深部可出现高密度的榴辉岩相，由于重力下沉而出现岩石圈下部拆离。克拉通边界一般以近于垂直的

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

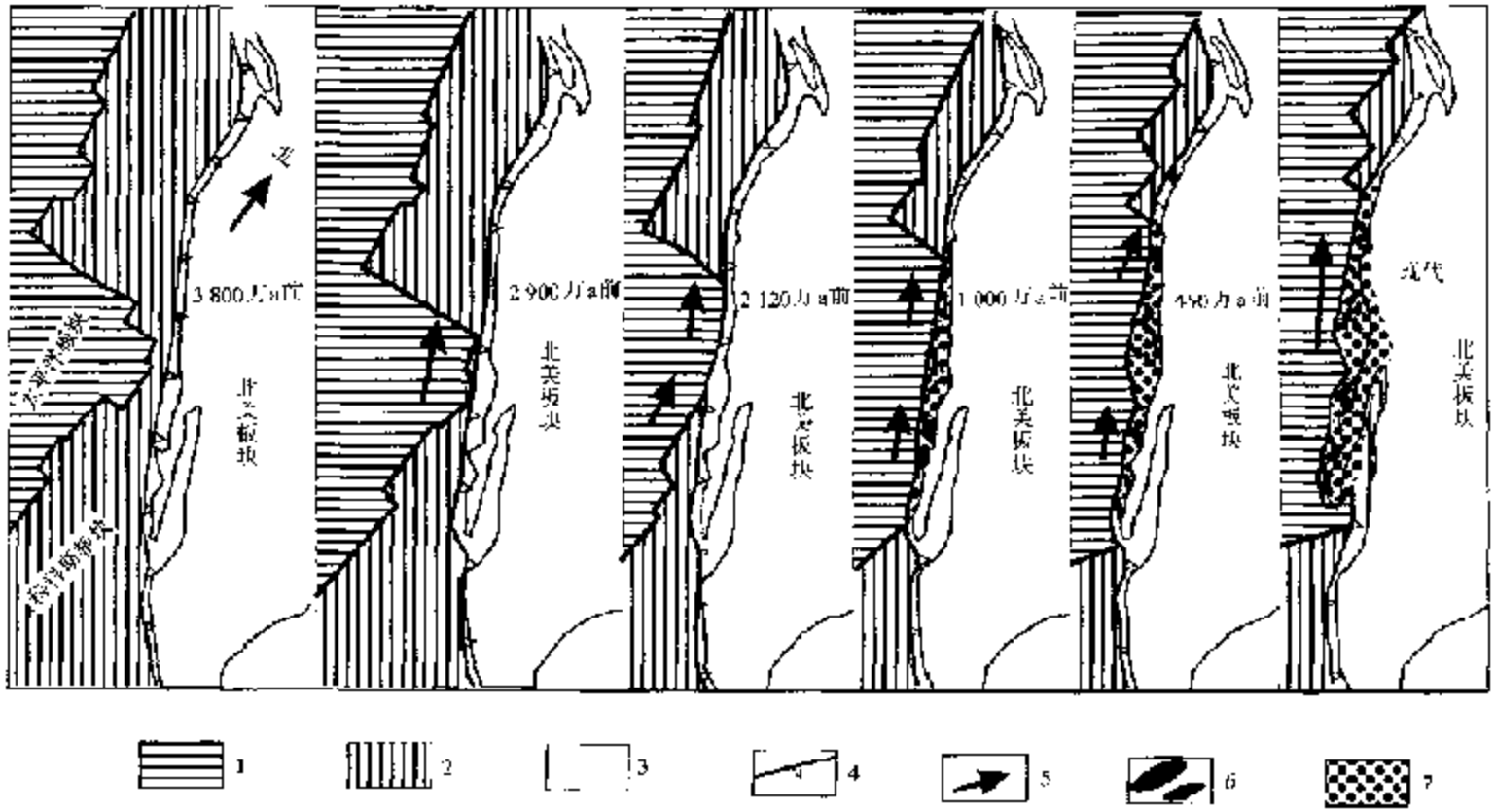


图 4-2　太平洋—科科斯板块与北美大陆板块的结合过程图解

1. 太平洋板块；2. 科科斯板块；3. 北美板块；4. 缝合线；

5. 板块运动方向；6. 海洋；7. 第三系沉积岩

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

超壳断裂为中心。由于折层作用，使它的两侧岩石圈化学组成与厚度存在明显差异。

岩石圈厚度调整产生的沉降导致形成稳定而宽阔的后造山前陆盆地。这时可形成构造隐性的克拉通化地球化学边界。同时后期还可以发生大体沿克拉通边界的离散，形成裂陷槽（特别是后晋宁期与泥盆—早石炭），并再汇聚，再次产生新的造山带。这时则形成构造显性的克拉通化地球化学边界。这种离散与再结合在原有的基础上进一步加强了壳幔相互作用。在消减带形成的壳幔再循环富集地幔源、也导致成矿元素的富集，并成为后期超镁质与高生热火成岩源区。因此在地球化学边界可形成一条特征的地球化学异常带。图4-3是克拉通边界的典型地质结构。关于地球化学急变带与板块边界、克拉通边界的关系在表4-1中做了概要的总结。

表4-1　克拉通边界与板块边界的地质、地球化学含义及其与地球化学急变带的关系

主要特征	克拉通边界	板块边界
块体性质	新元古代以前等上了大陆增长的稳定大陆块体	包括大陆、大洋、残留洋壳
边界特征	反映板块结合之后由于不同块体岩石圈物理与化学结构上差异产生的侧向边界	反映板块结合过程产生的岩石组合、大地构造与变质带特征
边界宽度	以断于垂直的超壳断裂为中心的构造性边界（宽）几公里	是一个很宽的带，包括蛇绿岩套、混杂岩，双变质，宽约100km
地球化学证据	地球化学急变带 同位素组系的显著差异	岩石成因方面的地球化学与岩代学证据
地球物理证据	边界两侧岩石圈波速结构、重力、磁异常有显著差异	现代板块边界：贝尼奥夫带 古板块边界：无到显证据
造山带型边界	在造山带当普遍岩石有白垩、存在关闭的孔石盆地、裂谷盆地时，就成为构造显生地球化学急变带	阿尔卑斯造山带： 地球化学急变带与行板块边界 科迪勒拉型造山带： 地球化学急变带=板块边界
前锋盆地下的边界	后造山克拉通边缘前陆盆地发育区，边界可以从地球化学填图发现，为构造隐性地球化学急变带	不发育，也不能确定
对资源的制约	对大型～超大型矿床的严格制约，前陆盆地克拉通边缘控制油气，全球4/5的边缘前陆盆地产出34%的油气（500多个盆地的统计）	只有一般概念的制约
大陆"急变带"与大洋"急变带"的比较	大陆"急变带"=克拉通边界	大洋"急变带"与板块消减带、洋中脊无关，与转换断层有关，可能反映：地幔对流圈界面？古岩石圈界面？

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

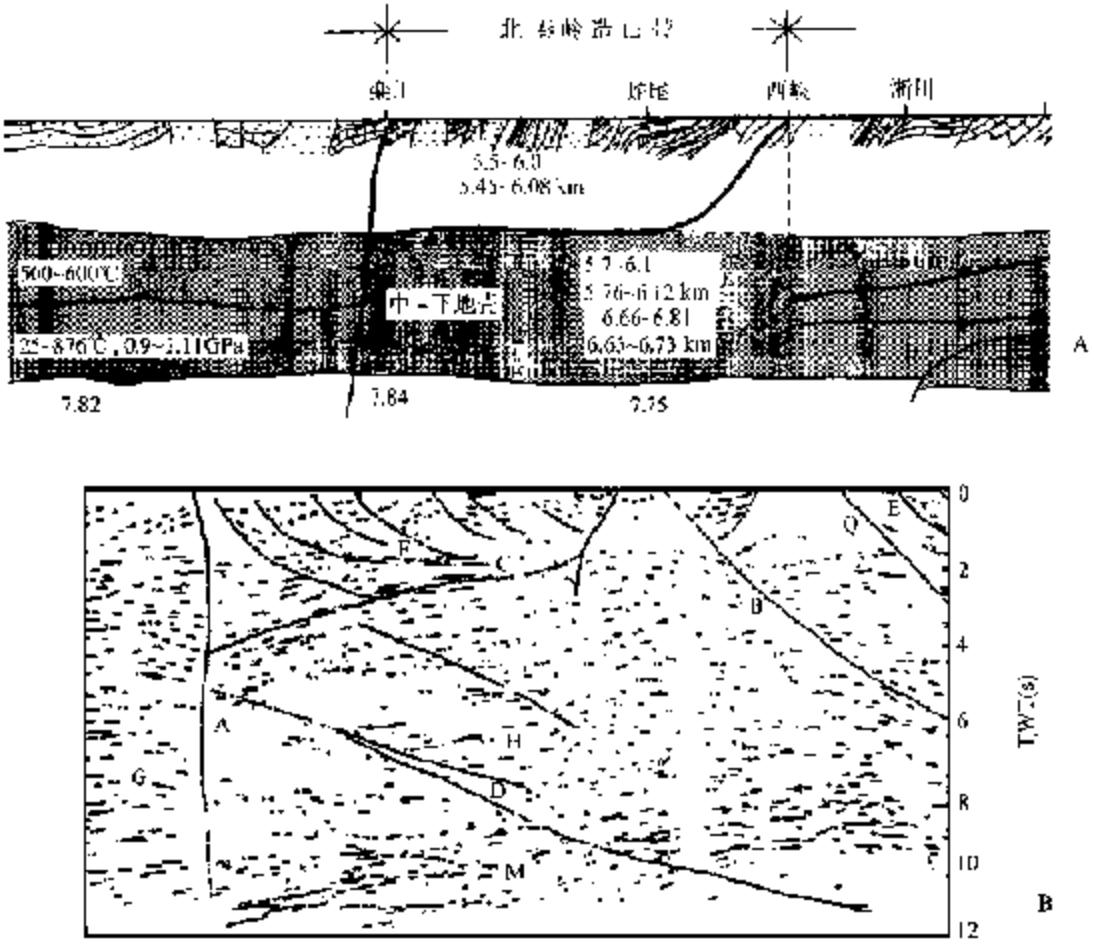


图 4-3 克拉通边界典型岩石圈结构图解

A. 穿过燕岭地区（张国伟等，1996）；B. 穿切郯庐断裂（张学斌，1995）

二、中国大陆主要地球化学急变带的位置及其相关的主构造线

从图 4-4 可清楚看出中国大陆地球化学边界与地质上确认板块之间的主构造线（缝合线）之间具有总体趋势上的一致性和具体位置上的差异性。下面将分段讨论地球化学边界与主构造线的关系。

1. 扬子与华夏—印支之间的地球化学边界

作为扬子与华夏—印支块体之间的构造边界长期以来就存在着较大的争议，特别是扬子—华夏之间西段的边界在构造认识上没有可靠的证据。通过地球化学边界的定量确定，也许反过来对认识块体划分的构造边界将会有帮助。

（1）义敦岛弧—红河断裂带　印支—青藏与扬子地球化学省的边界自西北向东南大体沿江达—兰坪—南华—新平—建水—蒙自一线（走向约 300°左右）；北段位于义敦岛弧东侧，南段位于红河断裂北东侧，两段呈 10°～15°斜交。在个门地区地球化学边界

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

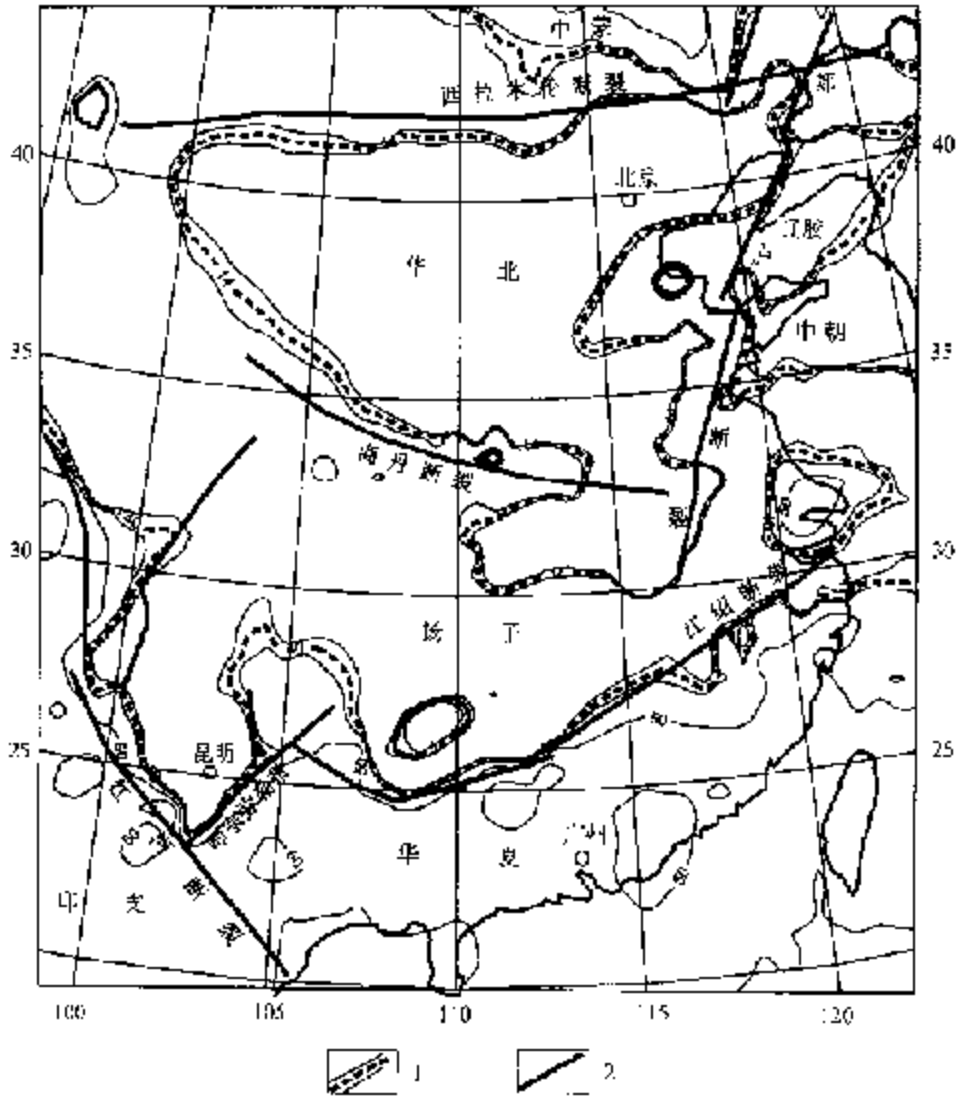


图 4－4　中国大陆中部与东部地区垦司位素急变带与大地构造区划及其主构造线的关系

1. 粗虚线为急变带；2. 粗实线为主构造边界线

则向北东向呈 90°大转折。在新平地区急变带明显受到南北向绿汁江深断裂的错动后，离开哀牢山进入楚雄盆地而成为隐性急变带。在祥云—宾川一带则明显受到南北向断裂的错动使急变带进一步向北移。在兰坪—北衙地区急变带则又呈现北西西向而切过点苍山北部。因此南北向的断裂相似于大洋中脊上转换断层，成为急变带的“转换断层”。沿这一急变带出现了晋宁期峨山花岗岩、元阳花岗闪长岩、洱海东花岗岩和水塘斜长角闪岩等（见表 4－2），表明晋宁期的构造活动对地球化学边界的形成起着控制作用。但该带古特提斯时期的块体分离（小洋盆）与结合的证据也十分明显，如双沟蛇绿岩、景东 P-MORB 特征的火山岩和墨江岛弧火山岩组合的出现（张旗等，1988；董云鹏等，1999）。这套火山岩的形成时代为 340～362Ma。金平地区沿红河谷则存在 263Ma 左右亏损型 MORB、岛弧火山岩和动力变质事件（邹日等，1997）（表 4－2）。这表明哀牢山存在石炭纪早期开始打开，至二叠纪中期关闭的小洋盆。因此古特提斯构造对地球化

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

学急变带的形成与改造也起着关键的作用。最东 P-MORB 在较、铅与 $n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)$同位素组成仍然具有岛弧特征，可以指同位素组成具有扬子块体趋向。这表明该区在石炭纪以前已存在扬子向印支块体俯冲的消冲带。俯冲位置也应在哀牢山的东北侧。因此在哀牢山地区地球化学急变带代表了前石炭纪的俯冲带，而与景东—双沟蛇绿岩只是相平行，但位置不一致。该又带虽存在新生代的强烈左旋走滑与隆升（邓日等，1997；Zhang et al.，1999），但它的明显线性趋向表明对地球化学急变带的形成与改造可能不起重要影响。急变带的位置表明整个哀牢山应属于印支块体。自个旧向东南沿墙山群的北侧至都龙进入越南境内也存在一条地球化学急变带（大体以 $V_2=50$ 为界），应标志着华夏—印支的边界（详见图 4－4）。由于这两种块体性质相近，急变带分辨不明显，因此需要更详细的填图才能确切确定它们的地球化学边界。

（2）弥勒—师宗带　地球化学急变带从个旧—建水之间转向北东—南西向，沿兴仁、师宗、弥勒、建水一线延伸，即沿南盘江盆地的北缘，并与沿哀牢山北侧分布的北西向急变带相接。沿南盘江盆地的边缘虽无明显的大构造线，但前二叠纪地层明显受到强烈褶皱变形和向东南逆冲到三叠纪地层上，可认为是前陆褶皱变形带。这一构造带被称为师宗—弥勒构造带。它与地球化学急变带几乎完全相吻合。地表地质研究表明，师宗—弥勒带是具有复杂岩石构造组合的断裂构造带。构造带主要由一系列倾向北西、倾角 40°～60°的逆冲断层与夹于其间的逆冲构造岩片组成，剪切包含古生界、少量三叠系和元古宇地层构造岩块，以及岩浆岩构造块体。师宗—弥勒断裂带是不同岩石-构造单元的分界线，严格控制着两侧不同构造组合。断裂南东侧主要分布二叠纪地层，北西侧主要是上古生界及少量的下古生界和元古宇地层。以断裂带为构造面，北西侧的地质体逆冲于南东侧的二叠系不同层位之上。带内构造岩块发生强烈挤压破碎变形，而断裂两侧地层则主要表现为褶皱变形。岩石地层与沉积环境对比分析表明，师宗—弥勒构造带是重要的岩相古地理界限。同时，该带又严格分隔北西侧的低绿片岩相变质区与南东侧的未变质区，为重要的变质作用分界线（云南省地质矿产局，1990）。在建水东南可见到以构造岩块形式良好保存下来的大洋岛弧环境枕状熔岩。它以明显的铌、钽亏损和钛富集为特征，表明源区受到消减组分加入的影响，形成于岛弧构造环境。全岩铅-铅年龄测定为 351±17Ma，表明板块俯冲发生于早石炭纪（Dong et al.，1999）。它的南面出现了二叠纪的大面蛇绿岩（钟大赉等，1998）。弥勒—师宗—罗平一带二叠纪玄武岩与煤系和碳酸盐沉积伴生，表明为大陆边缘环境。因此这一地段作为华夏块体向扬子块体俯冲碰撞形成地球化学边界的地质证据是明显可观察到的。该带进一步向东北延伸可以连接到安顺地区黔中古陆的南缘。然而急变带在兴仁一带又明显存在小的间断而向北转折。这与该地区构造上存在明显的 X 型交错断裂是密切相关的（见图 4－5）。

（3）小江断裂与昭通—曲靖隐伏深断裂　铅同位素填图表明在曲靖—普安以北则又明显出现了一个具华夏特征的地球化学区。地表构造上它的西界应近于小江断裂（大体沿东经 103.7～104°E）。根据地球物理与遥感资料，这一边界应是昭通—曲靖隐伏深断裂。这条构造线可能从昭通一直延伸至越边。小江断裂两侧元古宇基底和地层系列存在明显差异，显示出地体拼接的特征。东川以东出现的一套紫红色砂板岩并有辉长岩-闪长花岗岩-斜长花岗岩侵位，年代大于 780Ma（邱华宁等，1998）。在小江断裂以

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

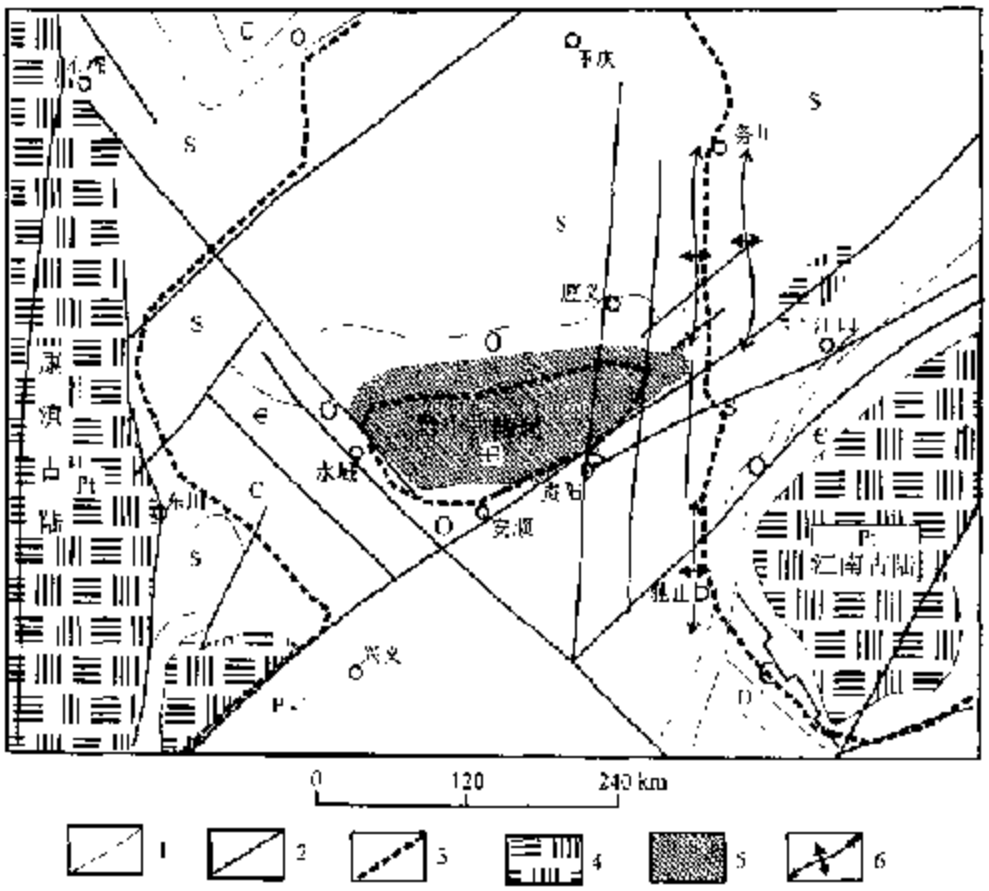


图 4－5　滇黔地区铅同位素急变带与地质构造格局图

1. 地层界线；2. 构造线；3. 地球化学边界；4. 前寒武纪古陆；

5. 新元古代、寒武纪古隆起；6. 箱式背斜走向

西未能见到。在陆良地区出露的位于南沱冰积层以下的牛头山组（为浅色砂岩和薄层复理石建造）也完全不同于昆阳群。但这一些夏特征区域的北界目前还难以确定，因为北部是四川盆地的第四纪覆盖区。从目前的同位素资料看，至少应在贵州北部的赫良—仁怀—务川一线。

（4）独山—瓮安断裂带　　地球化学急变带在贵州东南部明显沿着独山—麻江—瓮安的南北向断裂带和箱式背斜的走向。这些断裂存在明显的右旋走滑，表明该断裂以西的块体发生了向北的推移。这可能是导致地球化学急变带在南丹地区发生重大转折的重要原因。它的东部有大面积的元古宇基底岩石出露。在麻江—镇远一带有大量金伯利岩超基性岩侵位，表明该处存在岩石圈厚度的陡变带。梵净山地区出露了具有完整枕状熔岩结构的新元古代蛇绿岩套。由于受到瓮安—江口北东向中生代断裂的错动，因此它的原来位置尚不清楚。瓮安地区出露的二叠纪玄武岩也具有枕状熔岩特征。因此这一断裂带可能标志着江南古陆的东部克拉通边界，自独山以南至南丹—河池，地球化学急变带由南北向呈弧形转向北东东向。这与该区的弧形构造十分相对应。

（5）河池—融水—郴州深断裂　　在河池—融水—郴州一线地球化学急变带呈北东东走向，基本沿江南古陆的南缘。广西融水地区四堡群基性火山岩具有洋中脊至岛弧特

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

征，并发育有晋宁期的花岗岩（本洞岩体等）。在湖南道县、宁远与新田地区出现了中、新生代玄武岩的喷发。这表明该深断裂的活动从新元古代持续到新生代。郴州附近急变带存在南北向位移，也与该区北东与南北向构造交错发育，且南北向构造占优势的特征相一致（刘义茂等，1998）。

（6）遂川—弋阳裂陷槽　在江西地区地球化学边界沿着北东向遂川—弋阳裂陷槽。该带在德兴、铜峰、广丰、弋阳、相山、永丰等地区广泛发育晋宁期（0.8～0.9Ga）从酸性到基性的双峰式火山活动以及碱铁建造，形成地堑式大陆裂谷（余达淦等，1993）。在赣东北梓树墩则出现了新元古代蛇绿岩套（0.98Ga）（李献华等，1994）。余江附近还存在新生代的玄武岩喷发。这表明该带既存在新元古代的扬子—华夏拼接，又出现了晋宁—加里东期的裂解和长期地幔活动。

（7）德兴—天台断裂与江绍断裂　在赣东北德兴地区地球化学边界从北东向转向沿德兴—龙游—天台断裂的东西向，并与江绍断裂相交错。沿这一边界在德兴井化、蒲江地区出现晋宁期 MORB 型高弧火山作用（830Ma）（朱炳泉等，1994）；在高阳骆家门地区则有新元古代双峰式火山作用出现。龙游溪口则有 230Ma 的印支期超镁铁岩侵位。浙金衢盆地以及永康、天台一带具有中生代（103Ma）拉斑玄武岩喷发。新生代玄武岩广泛分布于龙游、天台、新昌、嵊县地区。因此在德兴—天台断裂与江绍断裂之间存在着自晋宁期以来强的拉张环境和地幔岩浆活动。该区地壳与地幔派生岩石的分别的同位素填图表明存在地壳相对于地幔的右旋。这与该区存在大规模向北西逆冲的前陆褶皱冲断带是相一致的（肖文交等，1997）。

2. 华北块体南部地球化学边界

该地球化学边界与地质上认识的构造边界存在较大的差异。地球化学填图表明大别地体应属于华北，而不是扬子；北秦岭则属于扬子块体或一个独立的微块体，而非华北块体。

（1）南西边界　华北西南缘与扬子的地球化学边界在凤县—柴川—方城以及铁山—九江一线，与近于垂直的柴川深断裂相吻合，而不是构造上认为的商丹断裂（缝合线）。但在宜昌地区空岭群以及邻近的花岗岩和矿床铅同位素组成则完全相同于大别块体和秦岭以北的太华群。因此可能存在着一个与大别块体相连的华北块体"半岛"。其西界大体位于神农架群与空岭群之间，在地质图上可见到明显的弧形构造线；北界沿老河口—唐河—桐柏方向穿过南襄盆地；南界沿宜昌—荆沙—武汉方向穿过江汉盆地。根据地球化学边界，柴川深断裂可能终止于舞阳附近，由舞阳向南转折至桐柏地区存在南北向的深断裂。

（2）东南边界　东南的地球化学边界沿九江—庐江—南京一线。将中生代以后出现的郯庐断裂作为华北与扬子的东南边界无论从地质上还是从地球化学边界看也均是不对的。徐州—宿州地区扬子块体向西推覆位移已大大超过郯庐断裂，它的边界在蒙阴—徐州—宿州—寿县一线（王德滋等，1992），这与地球化学急变带是一致的。地球化学急变带走向表明在大别以东则存在华北块体沿苍山—徐州方向向东位移超过郯庐断裂至南京地区。这些边界均没有明显的主构造线存在。

反射地震剖面表明华北与扬子的地球化学边界处常具有陡角度的超壳深断裂，如在

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

郯庐断裂西侧的深断裂和渠川—黑沟深断裂；它们与地表的主构造边界——郯庐断裂与依舒断裂具有一定的距离。岩石圈厚度也从华北块体大于 200km 急剧降至扬子块体为 80km（张国伟等，1996；袁学诚，1995）。在地质上被认为是构造边界的郯庐断裂与依舒断裂均为向地球化学边界倾伏，并在中、上地壳中消亡的弧型铲式断裂（图 4-3）。

3. 辽胶块体边界

胶东的华北块体部分已被郯庐断裂分开呈独立块体。辽南、渤北与冀南等渤海周边地区原认为是华北块体，地球化学填图表明这一地区不属于华北。青岛辽胶渤地体，可能归属扬子、因见纳或北太平洋陆块。胶南的中朝块体在铅同位素体系特征上相同于华北，但被郯庐断裂两侧具扬子块体属性的块长特分开（见第七章图 7-3）。根据地球化学填图、前寒武纪地层对比和构造关系，华北块体与辽胶块体在辽宁地区的拼接位置大体在锦县—盘山—鞍山，以鞍山—腾鳌断裂及其西延方向为界，在鞍山地区则被错动至海城—草河口一线以北辽河群—南辽河群拆接带为界。但这一地球化学边界从辽宁营口—海城一带插入盖锦地区又从辽东湾回折，沿辽东半岛西岸至复州地区，然后向西穿过渤海至塘沽地区进入华北平原至任丘—邢台—鹤壁一线，西界与北北东向的太行断裂相一致。在鹤壁地区向东折沿北东东向至范县—济南—东营，入海后与中朝块体边界相接。这些边界大多切过第三纪掩盖，因此地见不到相吻合的主构造线。在胶东地区地球化学边界与该区的韧性剪切带走向基本相一致。

4. 华北块体北界及北部块体的地球化学边界

一个较大范围的铅同位素填图（图 4-6）与地质演化对比表明，华北、塔里木与西伯利亚是同一属性的古陆块，属劳亚型（北大西洋型）陆块。华北块体的北部边界大体沿狼山—阿拉善—赤峰—四平—镜泊湖东西走向。它位于西拉木伦深断裂以南，与集宁—承德—凌源深断裂相近（任纪舜等，1980）。

处于华北块体以北从北疆、内蒙到佳木斯的微陆块大部分不同于华北或西伯利亚，而是归属北太平洋型陆块；其中 $V_2>40$ 的块体有佳木斯、中蒙与准噶尔等。而兴安块体 $V_2<14$，与华北块体相似。界于这两者之间的有南戈壁与那林哈达块体。沿大兴安岭西坡和中—俄—蒙边境的中蒙块体东缘地球化学边界最为明显的。它的东部与南部周边位于内蒙古境内的大兴安岭西坡和阴山地区，大体沿海洲里—海拉尔—乌兰浩特—阿鲁科尔沁旗—赤峰—二连一线。东南部边界呈北东向与该区北东向的构造线（大兴安岭—太行山岩石圈深断裂和兴蒙吉黑海西褶皱带等）是近于平行一致的。但在海洲里—海拉尔一带地球化学边界呈北西向，与地表北东向的显性构造线（如得尔布干大断裂）形成交错关系，但与隐伏在中生代盆地以下的北西向构造线是一致的（阎鸿铭等，1998）。佳木斯块体周边的地球化学边界虽也是明显的，但具体走向根据目前的资料还不能较详细的确定。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

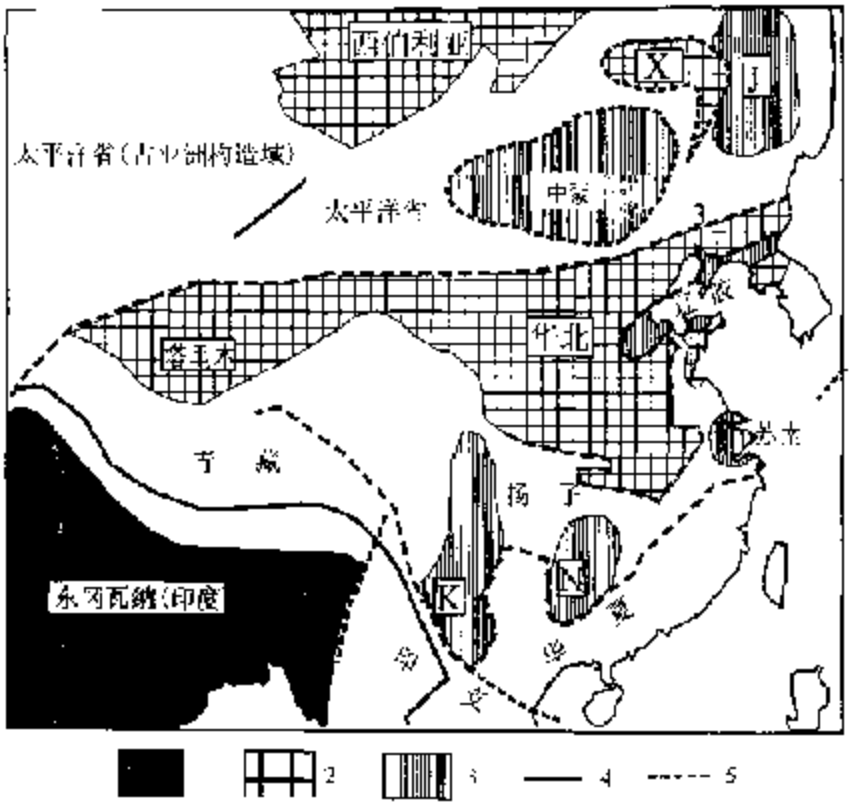


图 4-6 中国大陆及邻区地球化学急变带与主要地质块体分布图

1. 冈瓦纳部块；2. 劳亚部块；3. 太平洋部块；4. 重要构造线；5. 地球化学边界

K. 康滇；N. 江南；X. 兴安；J. 佳木斯

三、克拉通边缘元古宙基底特征

在块体结合边界的地球化学急变带上，普遍存在具有分属不同块体构造关系复杂的元古宙同时或准同时异相地层。这些地层由于后期构造活动与岩浆活动十分发育，使之无正常地层系列，常称之为岩群。一般以大规模的走滑断层与韧性剪切带-糜棱岩化带作为不同块体元古宙地层的边界。这可称为元古宙活动带或元古宙增生杂岩。全球许多大的克拉通之间，均存在这样的元古宙活动带。如南非克拉通与罗得西亚克拉通之间的林波波活动带。在活动带的一些地段可出现新元古代的蛇绿混杂岩，只是邻近边界分布，作为增生岛弧的组成部分，而没有严格的块体边界指示意义。中国几个典型的地球化学边界元古宙成矿区段都有此特征，如：

1. 滇中地区

该区的几套代表性的中元古代地层为昆阳群、大红山群、哀牢山群与苴林群。据同位素体系填图表明浅变质的昆阳群属扬子块体，而其他深变质的地层属印支、华夏块体。钕模式年龄表明两侧地壳形成时代存在明显差别，扬子区＞2Ga，印支区＜1.8Ga。然而这些地层的时代主要形成于 1.8～1.3 Ga（邹日等，1997；翟明国等，1990；Hu et al., 1991；舒向阳等，1997，1998），缺少正常的地层系列，也无上、下叠置关系，成

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

矿床受构造形变与蚀变岩化十分强烈，广泛受到晋宁期与印支期构造岩浆活动影响，形成增生杂岩，如沿地球化学边界出现的峨山花岗岩、元阳花岗闪长岩、东川花岗质杂岩等均为晋宁期岩体。该区形成了与元古宙地层有关的大型—超大型铜金矿，如汤丹、大红山、易门、龙陵河铜矿，老王寨、金厂、大坪金矿。

2. 滇黔地区

在华夏—扬子东部边界上，地球化学边界将扬子块体上具有浅变质、低钕模式年龄（1.4～1.7Ga）的双桥山群、松木坞群、陈蔡群、平水群等与华夏古陆上具有深变质和高钕模式年龄（>1.8 Ga）龙泉群、八都群、鹅溪群、马面山群等元古宇地层也明显分开（朱炳泉等，1997；Chen et al.，1998）。

3. 辽吉地区

同位素体系填图与变质岩成因环境研究表明，该区出露的几套古元古代地层，北辽河—老岭群与南辽河—集安群分属两北两个不同变质地体。这两套地层形成时代均在1.9～2.3 Ga。边界区地层呈紧形发夹，发育大规模的韧性剪切带，并有广泛的古中元古代与显生宙岩浆活动，形成辽吉增生杂岩带。沿边界产出与元古宇地层有关的矿床有大石桥菱镁矿，后仙峪硼矿，猫岭金矿，连山关铅矿，岫岩铅锌矿等等（芮宗瑶等，1994）。

4. 狼山地区

该区同位素急变带将狼山—渣尔泰群的前山与后山区别开。两者之间岩相与变质程度上也存在明显差异，以深断裂为界，紧闭褶皱发育，分属华北与南戈壁地体。地层形成时代大体在1.3～1.9 Ga。沿边界广泛发育中元古代至中生代岩浆活动。东升庙铜矿与甲生盘铅锌矿产于前山，而霍各乞铜铅锌矿产于后山（芮宗瑶等，1994）。

5. 秦岭地区

作为扬子块体是晋宁期以前由若干微块体拼合而成，并在晋宁期及以后与华北块体结合。作为该区华北-扬子边界广泛出露了元古宇地层秦岭群—宽坪群与栾川群—熊耳群；但前者钕模式年龄<2.0 Ga属扬子块体内的微陆块，主要是新增生的地壳物质。而后者具有>2.5 Ga的太古宙钕模式年龄，属华北块体。直接接触的地层是中元古代至新元古代的增生杂岩熊耳群与宽坪群（1.65～0.9 Ga），以栾川—黑沟断裂为界。在这两套近同时异相地层的边界地带出现了中生代超大型成矿矿床，如栾川、金堆城铜矿、文峪金矿等（张国伟等，1996；张宗清等，1996）。

6. 胶东地区

胶南地区的胶南群、荆山群，属与华北块体属性相同的中朝块体，而胶北地区的胶东群、粉子山群属辽胶构块体。这些基底地层时代为新太古代—古元古代。在这两个块体的地球化学边界上具有广泛的后期韧性剪切作用和岩浆活动。胶东的超大型金矿和铜矿与这一地球化学边界密切相关（孙丰月等，1995）。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

表 4-2　地球化学边界的晋宁—印支期构造事件年代学资料

地球化学边界	晋宁期	印支期
华北—扬子边界	西峡二郎坪枕状熔岩 945±67Ma（钐-钕）①	勉略蛇绿岩 242±21Ma（钐-钕）⑤
	周至丹凤群枕状熔岩 984±36Ma（钐-钕）①	大别榴辉岩 209-244 Ma（钐-钕）⑩
	丹凤秦岭群斜长角闪岩 978±79Ma（钐-钕）①	
	南南松树沟蛇绿岩 983±140Ma（钐-钕）①	
印支—扬子边界	夏酒在牢山斜长角闪岩 814±20Ma（钐-钕）②	金平红河谷 MORB 263.7±3.9Ma（钾-氩）②
	元阳闪长岩 864±12Ma（钾-氩）③	金平哀牢山火山岩 265±2Ma（铀-铅）②
	玻白花岗岩 778Ma（钾-氩）④	红河边动力变质金云母 266.8±5.3Ma（钾-氩）②
	红河成矿带成矿作用 869±38Ma②	
华夏—扬子边界	浙西松毛鸡群 MORB，830±10Ma（钾-锡）⑤	龙溪灵山超镁铁岩 230.5±1.5Ma（氩-氩）⑥
	江西广上群火山熔岩 790±8Ma（铀-铅）⑧	东华大宽花岗岩 240±2 Ma（铀-铅）⑦
	双峰东北蛇绿岩 980±9Ma（铀-铅）⑦	
	紫红双溪鸡赤 OIB，978±44Ma（钐-钕）⑤	
	东川花岗岩 773±14Ma（铀-铅）⑧	

①张京清等，1996；②邹仁等，1997；③金世昌等，1989；④、⑤朱炳泉等，1997；⑥余达淦等，1993；⑦李献华等，1994；⑧邱华宁等，1997；⑨李曙光等，1996；⑩李曙光等，1989；⑪王一光等，1993。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

第五章　地球化学急变带与地球物理场的关系

查明地球化学急变带与地球物理场变化的相互关系对于了解地球化学急变带的成因，揭示它的地质含义和进一步探索对大型资源的制约有着十分重要的意义。地球不同块体物质的密度、磁化率、电阻率与波速的横向与垂向不均一性，决定了地球物理场的变化。地球化学边界两侧岩石圈地震波速与热结构上常存在明显差异。地球化学急变带在许多地段常与重力正异常梯度带、莫霍界面梯度带以及正负磁异常转换带有较好的吻合（平行位），但在重要的成矿密集区则形成明显的交错位。中国大陆布格重力异常图与地震测深莫霍界面深度图表明大陆内明显存在若沿大陆块体边界和切穿块体的梯度带（殷秀华等，1980；曾融生等，1991；Liu et al.，1997）。大陆上规模最大的重力梯度带是大兴安岭—太行山—武陵山—苗岭至越南北部长山的北北东向梯度带，其次是贺兰山—龙门山—云南东部近南北向的梯度带和东南沿海北东向的天台山—雁荡山—戴云山梯度带；同时还存在沿克拉通边界的近东西向梯度带（王谦身等，1982，1983）。这些地球物理梯度带与地球化学急变带构成了大型资源或矿密集区的重要交错位与平行位（图5-1）。地球化学急变带与软流圈上涌带也出现平行一致与交错两种情况。在显性急变带，常与莫霍界面梯度带呈交错，而在隐性急变带则与莫霍界面梯度带相平行。地球化学急变带及其转折端也是强浅源地震的多发地段。

一、华夏—扬子—印支地球化学边界

穿过华夏—扬子—印支地球化学急变带的主要地球物理剖面有海源—江川、孟连—马龙、黑山—泉州、随县—宁德与黄山—温州等五条（见图5-2），这些地球物理剖面揭示出了地球物理场变化与地球化学急变带之间的重要对应关系。

1. 东南岩石圈（黄山—温州剖面）

地质上，华夏与扬子块体之间的边界一直被认为是沿江绍断裂。在东南岩石圈地学断面研究中，分布于黄山—温州剖面龙游虎头山、莲塘与衢县西华地区的新生代碱性玄武岩为研究地幔边界提供了重要研究对象。研究表明在小范围内铅同位素组成有明显的变化，锶同位素则表现出明显的亏损下降，揭示出华南—扬子地幔边界位于北纬29.1°左右（朱炳泉等，1993，1995；详见第二章图2-3）。在黄山—温州地球物理剖面上明显指示出在龙游地区存在上地幔抬升，并存在圣诞树形的高密低速体（王谦身等，1993）（图5-3A，B）。地球物理场的急剧变化与地球化学急变带完全相吻合。从地球物理剖面可见，出现于15～20km左右的中地壳低速层（波速＜5.9km/s）在龙游—遂昌地区也随着消失。同时华夏一侧地震P波波速从下地壳底界6.8km/s变化至上地幔

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

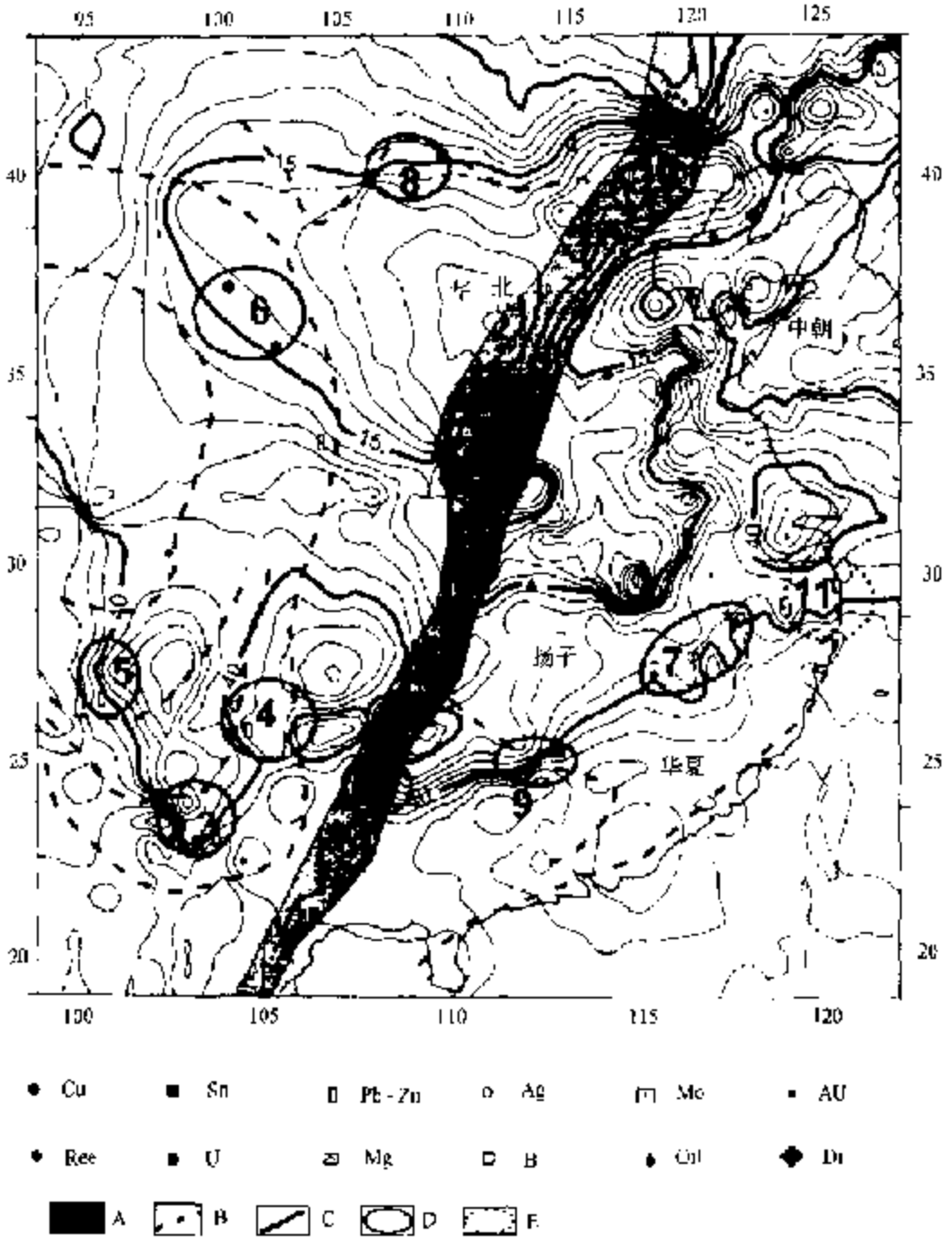


图 5-2 中国大陆重要的重力梯度带的分布及其与地球化学急变带的关系

A. 阴影区为大兴安岭—太行山—武陵山莫霍界面梯度；B. 基础重力梯度带走向线；C. 地球化学急变带；D. 已知大型矿集区；E. 预测的大型矿集区；D与E的编号：1. 小秦岭—栾川矿集区；2. 大川矿集区；3. 个旧—箐口矿集区；4. 东川—昭通矿集区；5. 兰平矿集区；6. 金川—白银厂矿集区；7. 德兴—冷水坑矿集区；8. 白云鄂博矿集区；9. 狮州矿集区；10. 赤峰丹凤区；11. 天台预测区

顶界为 8.3km/s，而扬子一侧从 6.8km/s 变化至 7.5—7.8km/s 左右。其他地震剖面也

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

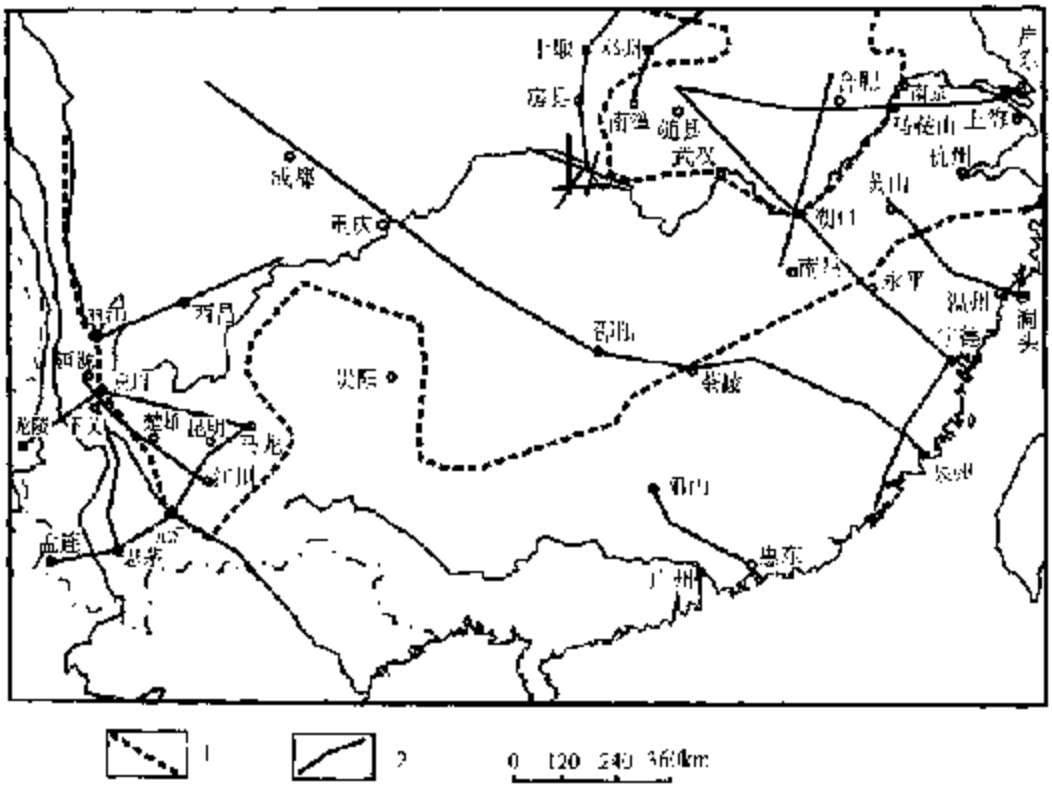


图 5－2 中国南方主要地球物理剖面与穿越地球化学急变带的位置图（根据陈文提供资料）

1. 地球化学边界；2. 地学断面测线

表明在华夏块体下没有出现近于 6.9～8km/s 的速度层。这表明华南与扬子具有明显不同的岩石圈结构（图 5－2）（熊绍柏等，1993）；华夏块体下麻粒岩相的下地壳或偏基性的下地壳可能没有广泛出现。区域性钙同位素关井 V_1 值填图表明在天台北也存在急变带，显示出华南—扬子边界也位于北纬 29.1°左右。因此华南—扬子地幔边界在龙游以东基本呈东西向，沿德兴—龙游—三门断裂，而龙游以西大体沿江绍断裂。在黄山—温州剖面上拟合的边界（$V_1=53$）位于高黄山丰乐水库 104km 处（图 2－5A）。花岗岩长石锶同位素的 V_1 填图等值线图总体趋势相似于地幔 V_1 值图。地壳边界在黄山—温州剖面上拟合在 93.7km 处（图 2－5A）。因此在该剖面线方向上明显存在着华南地壳相对于地幔物向北滑移，滑移距约为 10km，这一滑移与根据地震波速所确定的地壳内以及壳幔之间的剪切方向是一致的（熊绍柏等，1993）。为了对北东部的壳幔边界位置，对绍兴—天台—黄岩辅助剖面作相应的拟合曲线，结果表明地幔边界在天台北，距绍兴 90km，而地壳边界在嵊县附近，距绍兴 53km。因此该区地壳相对于地幔向北滑移达 37km（图 2－5B）。虽然上述两条剖面之间控制数据较少，难以确切确定地壳与地幔边界具体位置，但总体趋势上表明中国东部存在着地壳相对于地幔的左旋滑动，使华夏块体向西北逆冲到扬子块体上。从地球物理剖面与地质观察均表明浙北存在着一系列向西北逆冲的前陆褶皱冲断层（熊绍柏等，1993；肖文交等，1997）。这与地球化学剖面的证据是相一致的。由西向东壳与幔边界的位差虽愈来愈大，但华南地壳仍然不能达到江绍断裂的位置。锶同位素所证实的华南—扬子地幔边界与地球物理资料所确定的江山

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

一条山线基本相吻合。闽北江绍断裂两侧的陈蔡与双溪坞群，以及一些晋宁期的基性岩体与花岗岩体应归属于扬子块体，是拼合了块体后期大陆增生的一部分。

浙江龙游地区均存在明显的重力异常梯度带，与地球化学急变带吻合。这一重力梯度带沿仙霞岭—大盘山近东西走向，与东南沿海重力梯度带相连接，也与地球化学急变带相吻合（王谦身等，1982，1993）。溪口至龙游重力从 -20mGal 至 20mGal。在浙江

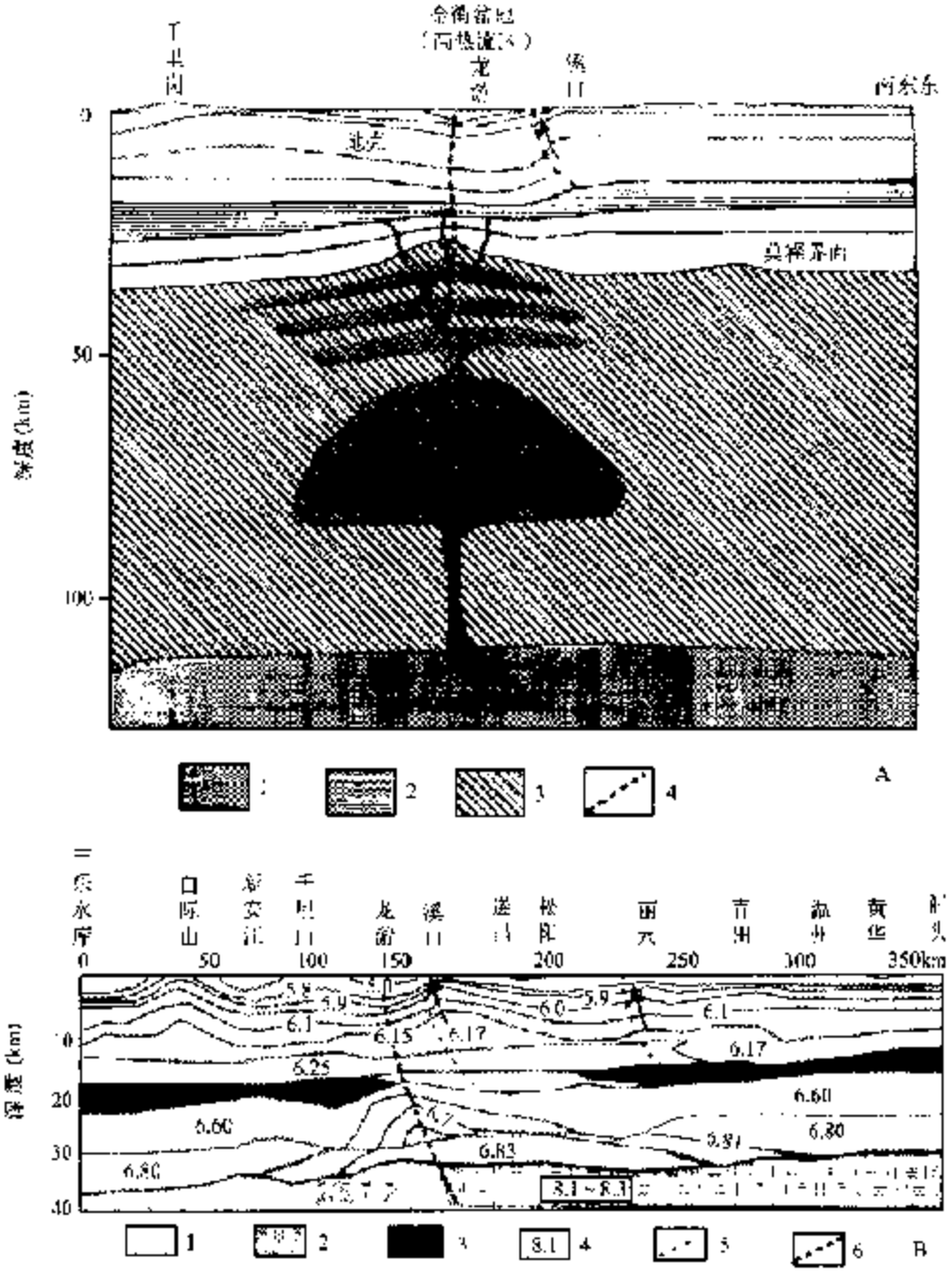


图 5－3

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

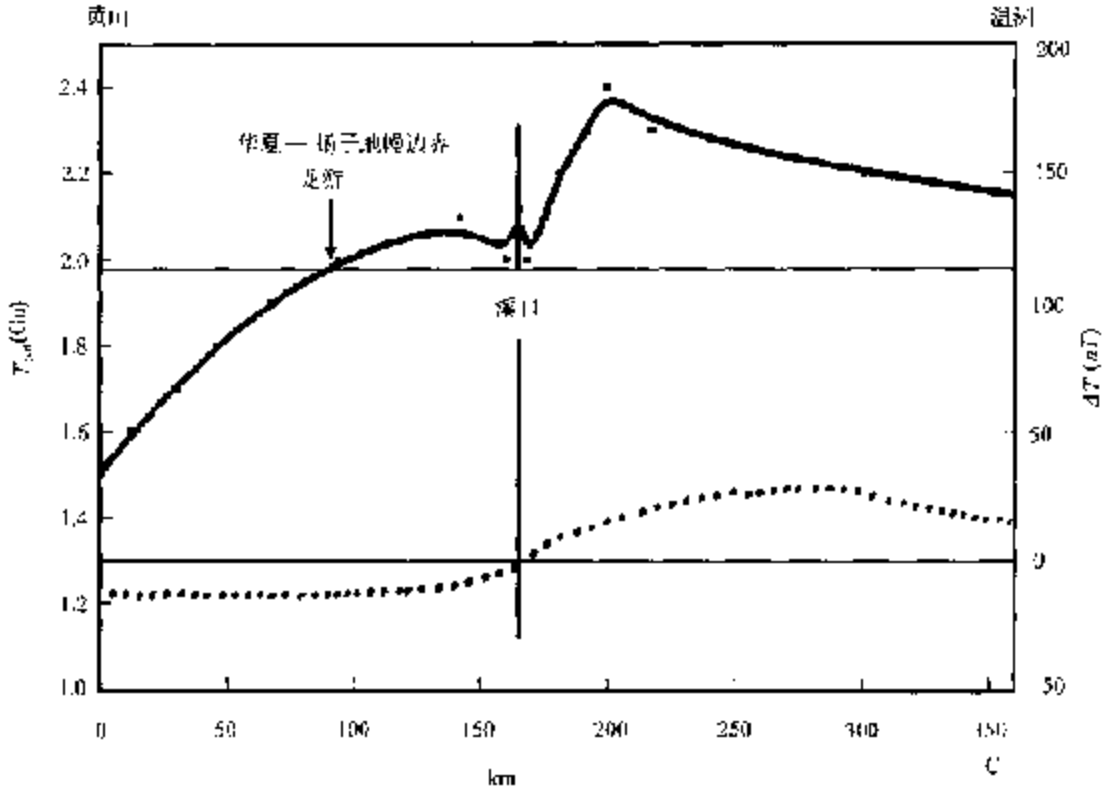


图 5 3 黄山—温州地球物理剖面与地球化学边界（续）

A. 龙游地区第四纪覆盖层地质图（图中 1. 新流积与高河低洼带；2. 中晚更新统；3. 地层界线；4. 地球化学急变带位置）。B. 岩石圈二维速度结构图（1. 扬子岩石圈地幔，波速 7.9～7.7km/s；2. 华夏岩石圈地幔，波速 8.1～8.3km/s；3. 地壳低速层；4. 波速值；5. 地壳推覆逆冲带；6. 地球化学急变带）。C. 磁异常剖面与地壳钕模式年龄剖面（参考熊绍柏等，1993；王德滋等，1993；何雅芬等，1993；朱炳泉等，1997）

地区地球化学边界两侧从扬子到华夏存在从负磁异常到正磁异常的转化（见图 5－2C）（何雅芬等，1993）。

根据该地区中生代花岗岩的钕模式年龄填图（见第三章图 3 7）可知，华夏块体的岩浆形成时间普遍老于 2.0 Ga，而扬子陆块总体上小于 1.9 Ga。华夏区以遂昌东—龙泉南为古陆核向西围，特别是向东北方向增长。因此浙江沿海的大陆壳南部明显老于北部。古陆核中出现的岩石如八都群以及大茗、浅竹、花桥等花岗岩体显在 1.8 Ga 左右，但钕模式年龄均在太古宙。

在黄山—温州剖面上拟合的大陆增长年龄变化曲线上（图 5 2C），可看出从黄山至华南—扬子地球化学边界钕模式年龄从 1.6 Ga 线性增加到 1.96 Ga，龙游至溪口段地壳年龄稳定在 2.0～2.1 Ga，溪口以南急剧增高（>2.1 Ga）。由于剖面线只从华夏古陆的旁边经过，因此不能反映大陆增长的真实情况，只反映古陆核向东北方向增长的特征。地球物理剖面上的磁异常变化曲线也明显反映出溪口以北为负异常，而以南为正异常。正异常一般代表着太古宙基底的出现。由于剖面线只切过古陆的边缘，因此正磁异常也是相对较弱的。

龙游北位于地幔边界上由新生代玄武岩所带上来的地幔包体中地幔交代作用十分明

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

显。U含量高达 0.19×10^{-6}～0.21×10^{-6}（同位素稀释法测定），是苏浙闽其他地区（如嵊县、新昌、昉溪、六合等地，U含量为 0.01×10^{-6}～0.05×10^{-6}）地幔包体的10倍左右（东炳泉等，1993；黄皖康等，1992）。因此龙游地区岩石圈地幔的生热率远高于其他地区，可能与该地软流圈抬升存在因果关系。地球物理资料已证实这一边界位置地幔岩石圈中存在的"圣诞树岩盘"形低速高密体（熊绍柏等，1993）极有可能是高生热率的交代地幔，因此密度高而又具有塑性，使波速下降。

2. 随县—湖口—宁德剖面

该剖面的湖口—宁德段在铅山地区穿过地球化学边界。在这一地区出现了北东向的重力梯度带（从20～－50mGal）。地球化学边界以南出现明显的重力负异常，而以北略显正异常（图5－4A，B）。航磁异常也具有相同的特征，表现出北东向的串珠状异常带。湖口—宁德剖面波速密度结构图表明在铅山—永平地段存在莫霍界面的上隆，两侧的地壳和上地幔岩石圈结构也存在明显的差异。上地幔顶界波速南高北低的特征与黄山

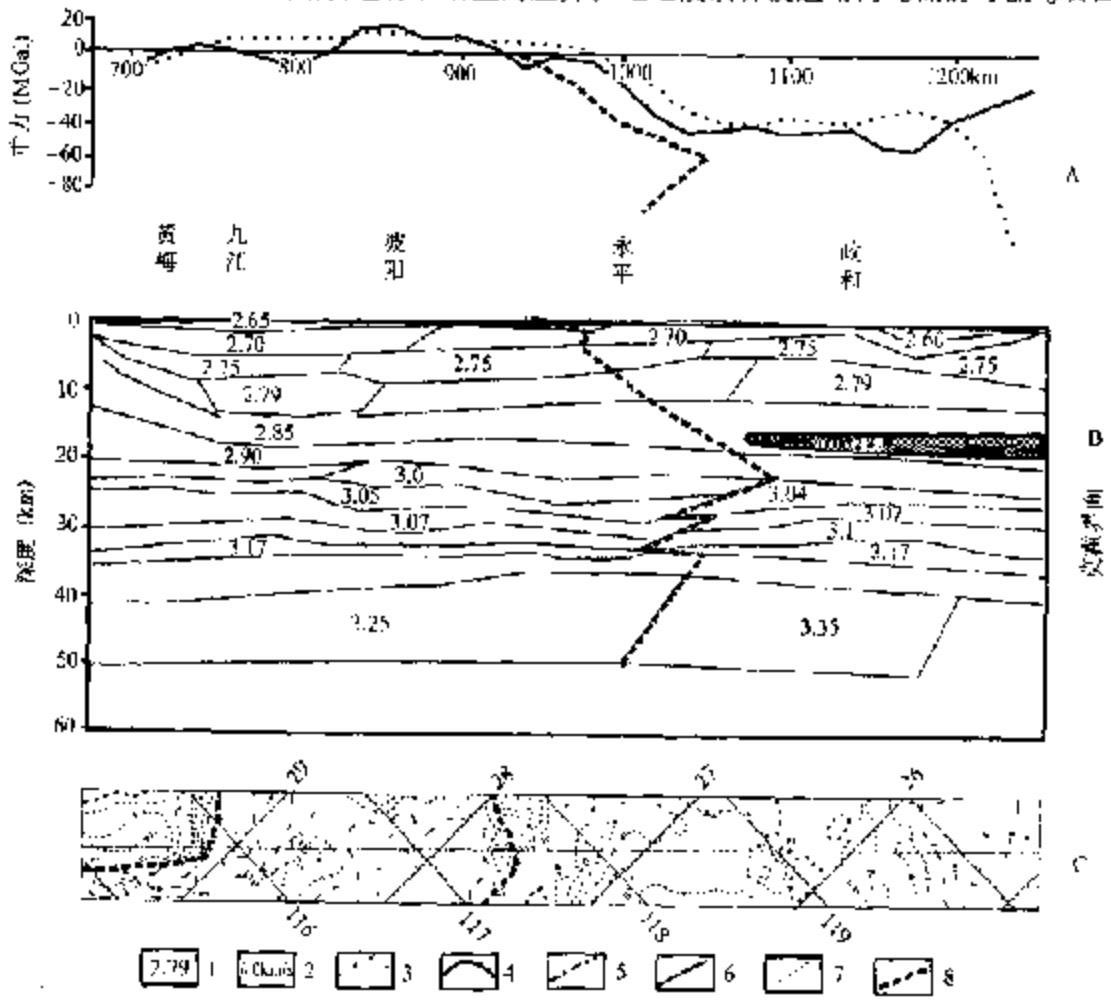


图5－4：湖口—宁德地球物理剖面

A. 重力曲线；B. 速度密度模型图；C. 重力异常平面图（赵文山，孙大中，1996）。1. 密度值；2. 波速值；3. 布格重力异常曲线；4. 剖部重力异常曲线；5. 0 mGal等值线；6. 重力正异常等值线；7. 重力负异常等值线；8. 地球化学急变带位置

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

—温州剖面是相对应的。中地壳低速层只在华夏块体出现，不能向扬子块体延伸（金文山，张大中，1996）。在黄梅—湖口之间该剖面通过华北—扬子地球化学边界，也出现了强的重力梯度带（从 -10～20 mGal）。

3. 黑山—泉州地学断面及其南区（湘桂地区）

该地学断面经衡阳—茶陵—遂川通过扬子—华夏地球化学边界，茶陵正好位于地球化学急变带的中心线。这一位置也是莫霍界面的梯度带，地壳厚度从茶陵东南的 30km 向西北急增至 35km（王懋基，1994）。该区莫霍界面同样表现出一定的特征。中地壳低速层恰只出现于扬子块体，与湖口—宁德剖面刚好相反。该剖面的扬子块体区段地壳厚度大、变化大，为 35～44km；华夏区段地壳厚度小，且变化平缓，为 30～32km 左右。这一剖面的岩石圈结构华夏—扬子之间同样存在显著的差异，扬子区岩石圈存在 3～3.1 的密度层（相当于 7～8km/s 的速度层，而华夏区不存在，与黄山—温州断面具有相似性（图 5-5）。融水—郴州—遂川一线存在一条强的正重力异常带与地球化学急变带相平行（黎春华，1993）。沿该带岩石圈厚度明显变薄，导致在道县、宁远、新田地区新生代玄武岩的喷发。

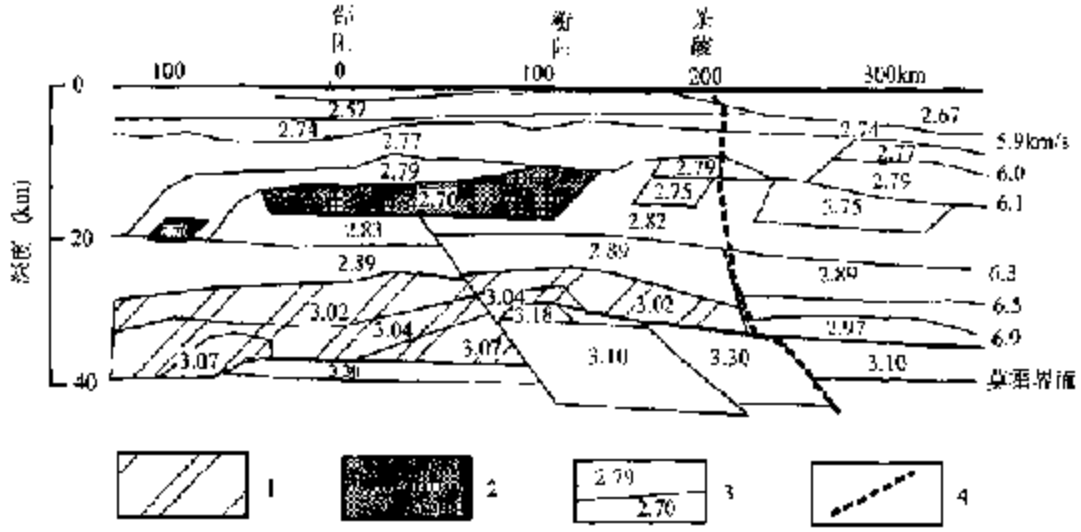


图 5-5 黑山—泉州剖面的凤凰—茶陵段速度-密度模式图

1. 密度在 3.0～3.1 之间的密度层；2. 中地壳低速层；3. 地壳密度值；4. 地球化学急变带位置

该断面向西北经雪峰山至松桃地壳厚度为 35～41km，而岩石圈厚度达到 200～350km，松桃向西北至沿河—涪陵—华蓥地壳厚度增至 44km，而岩石圈厚度变薄到 150km 以下。这一地段恰好经过贵州东部南北向地球化学边界的北端，进一步表明地球化学与地球物理场的变化是同步的。

四川会东至贵州西部从西向东地壳厚度明显减薄，由 54km 减至 45km，与地球化学急变带变化平行。

4. 滇黔地区

（1）地壳地球物理特征　滇中地区作为印支—扬子块体边界的地球化学急变带也

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

得到了区域地球物理资料的支持。国家地震局作的云南龙陵—宾川—马龙大断面与马龙

晋宁—元江—思茅—孟连大断面在宾川、元江一带均穿过了地球化学边界。从其人工地震的结构模型上可以看出（图5-6），以红河断裂为界，其东北侧元江、宾川、建水和红河地壳P波速度为多层结构。上部低速层以较均匀的沉积岩、变质岩为主。小江断裂两侧中地壳结构存在显著差异，江川较楚雄和马龙少了一层，且波速变化大。扬子区下地壳速度大于6.4km/s，各区厚度变化大、地震反算密度为2.7～3.14，属麻粒岩相，埋深20～40km。与此不同，西南侧思茅地区的地壳结构为双层型，中上地壳合为一单层，同时下地壳厚度较大，壳幔界面相对较浅。这可能是由于构造作用影响，大量中地壳物质逆冲上来，与下壳物质混杂，造成其中上地壳和地震波速上无法区分而成单层。以上特点说明，红河断裂应为两个块体的分界断裂。上述情况与黄山—绩溪断面也有很大的相似性。

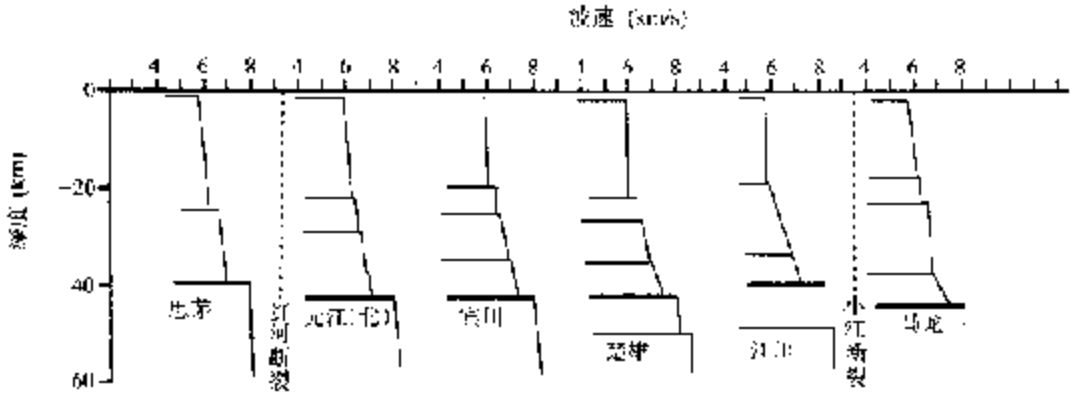


图5-6 滇中地壳波速结构模型

（孙克兰等，1991）

从区域重力场资料上可以明显看出，地球化学边界与区域重力异常梯度带能很好相吻合（图5-7）。在云南沿西北走向地球化学边界上明显出现一条正负异常带，大体沿维西—剑川—北衙—祥云—楚雄—新平—元阳方向。重力正异常带总体上属于印支块体的一部分，而近南北向的负异常带则总体上是扬子块体的组成部分。该区的磁异常ΔT等值线确定的正负异常转换梯度带与重力梯度带基本是一致的（云南省地质矿产局地球物理地球化学勘探队，1990）。因此地球物理的重力、磁异常梯度带与地球化学急变带能很好相吻合，均位于喜马拉雅山北缘，平行于红河—金沙江断裂。新平和徐何地区的大红山群与哀牢山主体位于同一个重力正异常带上，进一步证明其同属于印支块体。

滇黔地区地壳厚度变化在44～50km，表现为西北厚，而东南薄（图5-7）。在新平—元江—建水一带莫霍界面梯度带的急剧转折与地球化学急变带的急剧转折是几乎完全相一致的。在新平至景东地段莫霍界面梯度带向西南转折，与地球化学急变带呈交错。个旧—马关地区莫霍界面梯度带为东西走向，与华夏—印支间的地球化学急变带交错。建水—泸西与丘北—蒙自之间的地带是莫霍界面平坦的地区（厚47km）。建水—弥勒—师宗—兴仁一带也存在明显的莫霍界面梯度带，与华夏—扬子的地球化学边界走向完全相吻合。地球化学急变带与莫霍界面梯度带交错地段与大型-超大型矿床出露的密集地段（个旧—金平—马关成矿区段与易门—大红山—老王寨成矿区段）是相一致的，

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

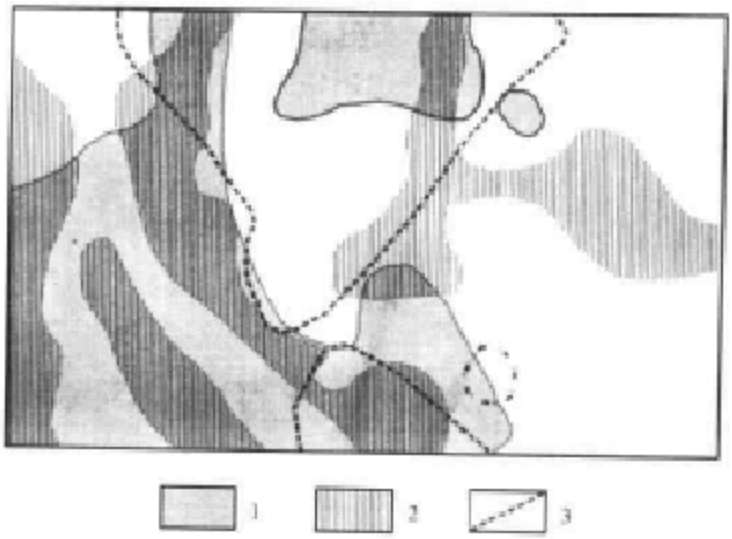


图 5-7　宾宰山重力、磁异常带与地球化学块体边界的关系

1. 正磁异常区；2. 为正重力异常区；3. 地球化学边界

而两者平行的地段是隐性地球化学边界，应是低温成矿域和油气产出的有利地段。紫木凼、烂泥沟、戈塘、烂木厂等大型低温金矿和铊矿正产于这一平行位的东南侧（图 5-8）。

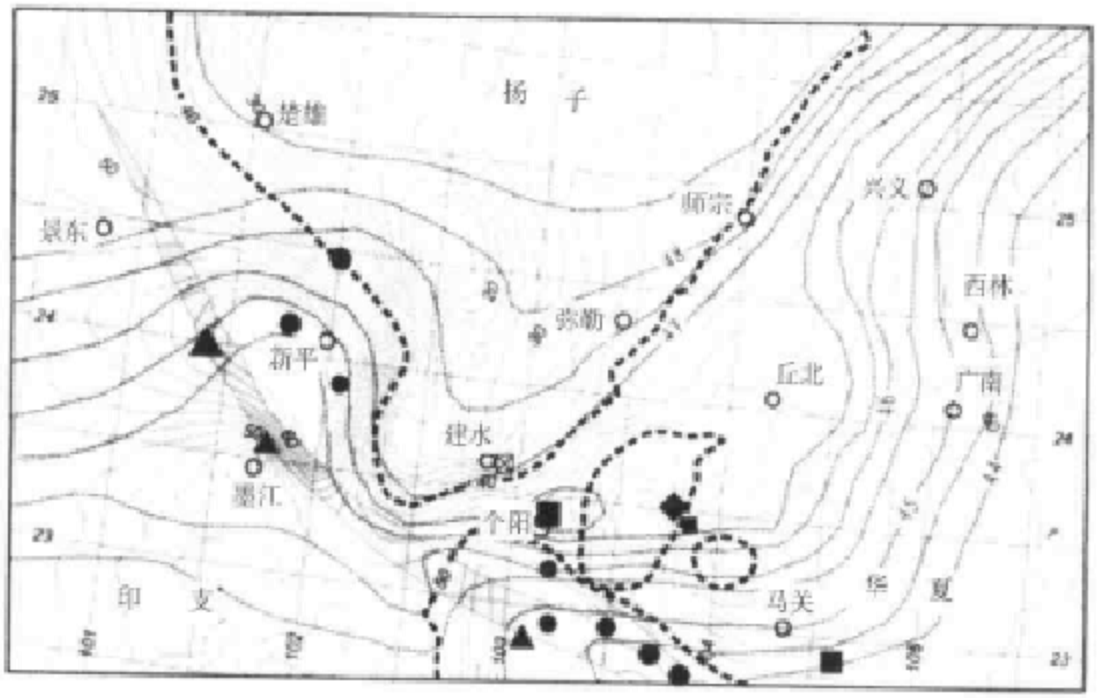


图 5-8　滇南地球化学总变带重大转折端地球化学场与重力莫霍界面关系图

点线为地壳厚度等值线；实线为铅同位素矢量 V_2 等值线；粗虚线为地球化学边界；阴影区为宾宰山逆山带；实方块点为锡矿；实圆点为铜矿；实三角点为金矿；实菱形点为铅矿

这一转折端内是强烈地震的多发区，历史上有震级记载的 6 级以上地震达 15 次之

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

多。

（2）地幔层析成像　云南地区地震层析成像研究最引人注目的成果是在哀牢山东北侧扬子的下岩石圈向西南俯冲到印支坎体之下至思茅—勐连缝合线一带。扬子的下岩石圈厚约80～100km，以45°角向西消减到250～300km深处（图5－9），这与依据地表

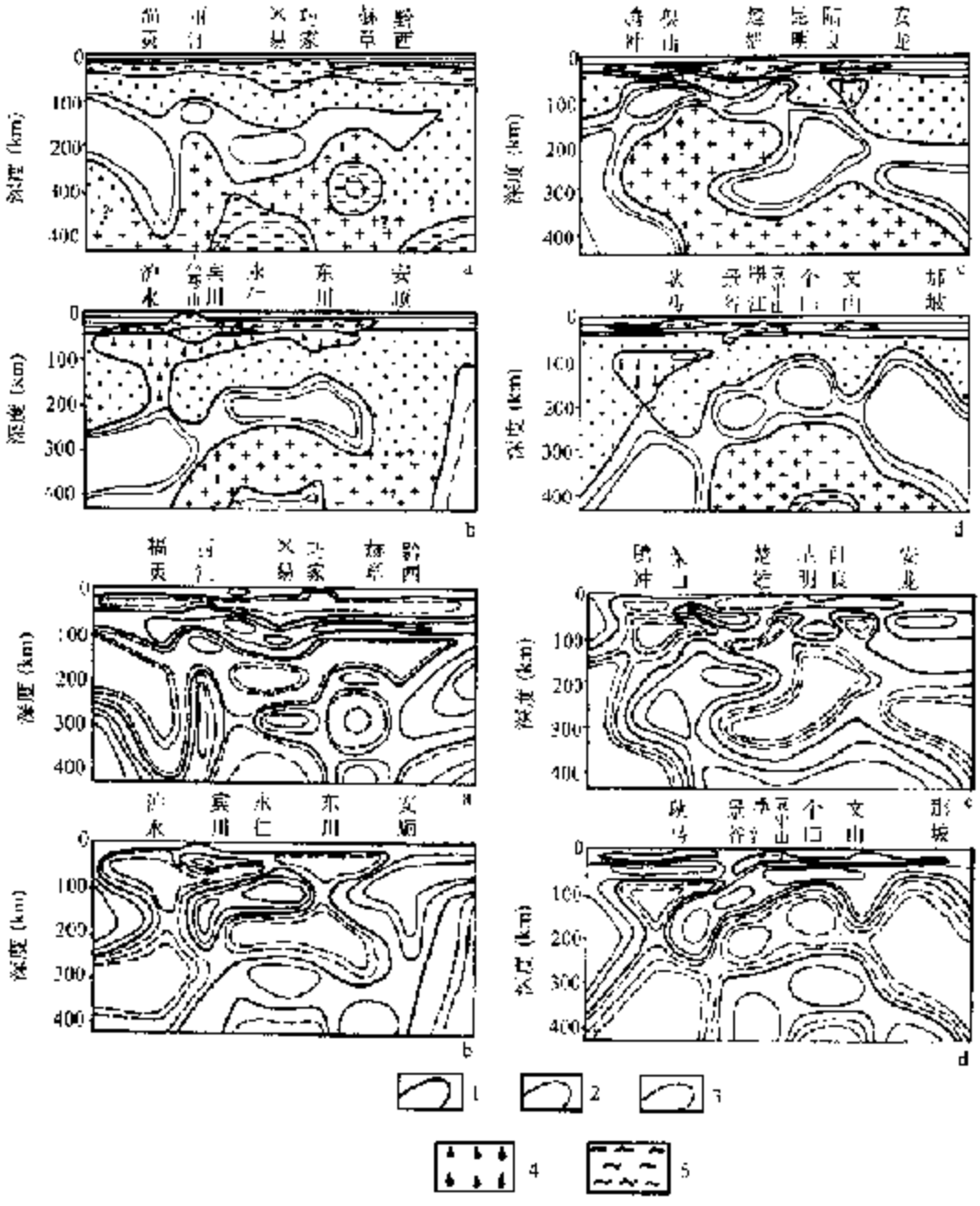


图5－9　云南地区岩石圈波速异常与深部构造剖面

（赵永贵等，1992）

a. 福贡—黔西剖面；b. 泸水—安顺剖面；c. 腾中—安龙剖面；d. 耿马—那坡剖面；

1. 零异常；2. 高速异常等值线；3. 低速异常等值线（间距3%）；4. 软流圈上涌体；5. 壳内低速带

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

断层产状所作的思茅—临昌地块的岩石圈向东俯冲到扬子地块之下的推论完全相反（赵永贵等，1992）。耿马—潞西—腾冲—泸水地区明显存在着俯冲带以上地幔楔的软流圈上涌带，岩石圈厚度约40～60km。这个地幔楔可延伸到丽江—宾川—楚雄—墨江一带。因此腾冲火山岩具强烈的俯冲带地幔源同位素体系特征，而铅同位素组成区别于印支华夏型地幔源，具有明显的扬子块体特征倾向$n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$为17.9～18.2；（朱炳泉，1998）。这与扬子板块的向西俯冲是相呼应的。哀牢山为消减带前缘的挤压造山带。该地区地表虽存在一系列东北倾的断裂，但大量200m以下钻孔资料表明这些地表东北倾的断裂是弧型断裂，在深部均转向西南倾（金平龙脖河铜矿勘探资料，1997）。因此俯冲带上断层的地表倾向是后期走滑产生的效果。上述地球物理证据与地球化学块体划分是一致的。

地震层析还表明个旧、罗平、东川等地位于滇东的地幔上涌带，与滇黔边境的地球化学边界也是相呼应的。文山、安龙、安顺、息烽一带则是岩石圈厚度较大的地区，并且岩石圈从南向北愈来愈厚（150～350km）。因此建水—弥勒—师宗—兴仁—富源—会泽—昭通带作为地球化学边界两侧岩石圈结构存在显著的差异：东部岩石圈厚（≥150km）而地壳相对较薄（≤47km），而西部岩石圈薄（80～150km），地壳厚（47～60km）。这种岩石圈结构十分相似于青藏地区。岩石圈厚度与地壳厚度呈反相关，表明是大陆碰撞挤压地壳增厚而导致的岩石圈下部热熔融减薄（Zhu，1980）。

（3）卫星重异常特征　卫星重力异常球冠谐和函数平面等值线图表明在桂北—黔西—川东—陕南存在一个超低重力异常区带（≤－48 mGal），而它的东侧是一个巨厚岩石圈带（超过300km）。这个区域在震旦纪以后形成拉张盆地，便急变带在蒙自、南丹附近从近东西向急剧转折成近南北向；形成了与地表主构造线无明显相关的地球化学边界，但与地球物理场的变化有相当的一致性。

南北向的大兴安岭—太行山—武陵山重力梯度带通过湘黔边界，与上述卫星重力异常是相呼应的。它的东侧与地球化学急变带走向近于一致。这里构成了另一个重要的低温成矿域，控制了许多大型、超大型汞、锑矿床（务川、独山、丹寨等）的产出。龙安—麻江地区则是大型的古油田。南丹则是重力梯度带与地球化学急变带的交错位，是大厂超大型锡矿的产出地（见图5－1以及第六章与第七章图7－5）。

二、华北块体边界

1. 秦岭地区

在华北—扬子地球化学边界的西段——秦岭地区，地球物理场与地球化学场呈强烈的正交。莫霍界面梯度带在栾川至西安段穿过秦岭。地壳厚度从东面的33km增加至41km。两条深部重力异常梯度带也穿过东、西秦岭（见图5－10，11）。一条在镇平—丹凤之间（－20～－80 mGal），与莫霍界面梯度带大部分重叠。这一位置也就是中国大陆南北向的大兴安岭—太行山—武陵山梯度带穿越的位置。该梯度带与华北古大陆南缘地球化学急变带形成近相互垂直的交叉区。区域布格重力异常场自东部信阳地区的10mGal平缓过渡到南阳一带－20 mGal，再往西达西安附近快速下降到－160 mGal，表现为急剧变化的重力梯度带，相对变化180 mGal左右，构成土地幔东高西低，西部大

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

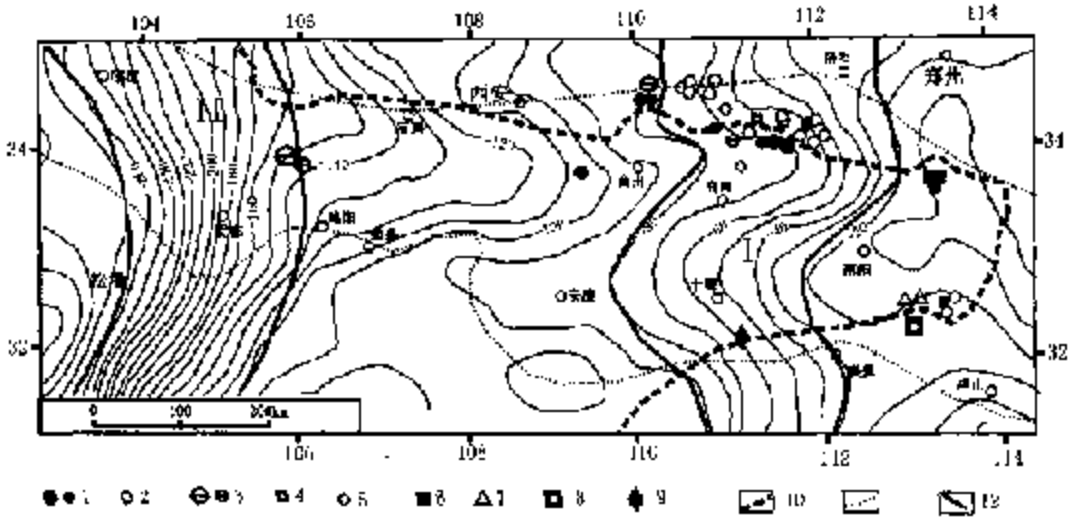


图5-10 秦岭地区地球化学急变带与重力异常梯度带的交错关系及其对大型矿床分布的制约

（张国伟等，1996；刘光鼎等，1998）

1. 超大型-大型钼矿；2. 大型金矿；3. 超大型-大型铅锌矿；4. 大型银矿；5. 大型锑矿；6. 大型铁矿；7. 特大型天然碱矿；8. 特大型金红石矿；9. 特大型磷矿；10. 地球化学边界；11. 秦岭造山带边界；12. 深部重力梯度带（I. 东部太行—武安梯度带，II. 西部梯度带）边界；实线为重力异常等值线

幅度向西倾斜，并表现为规则交替的壳幔背斜、壳幔向斜褶皱构造形式。壳幔褶皱轴多为向北凸出的弧形，与华北古陆南缘地表出露的构造线展布相似，表明地表构造线分布受深部构造的控制。安阳至南阳一线莫霍界面形态分界线使东西两侧的构造轴线中断，因此可推断这条界线是巨型隐蔽超壳压扭断裂带，人工地震资料（国家地震局，1981）表明该段为莫霍界面不连续面，西侧相对北移100km，在断裂与西盘的壳幔背斜轴交汇处或附近，莫霍界面出现弯状隆起，如许昌—平顶山幔隆和南阳—唐河幔隆。这两个幔隆区在地表分别控制了叶县盆地和南襄盆地，隐性构造地球化学急变带在这两幔隆区大拐弯向西穿过南襄盆地。在桐柏出现局部的幔凹区，控制了桐柏北部的金银多金属矿化集中区，与洛南—栾川幔向斜的凹陷区形成钼钨金银多金属矿集区的深部构造类型相似。

另一条重力梯度带相当于南北向的贺兰山—龙门山梯度带的穿越位置，在成县与岷县之间（-140—-260mGal）与地球化学急变带形成交叉位（袁学诚等，1994；张国伟等，1996；刘光鼎等，1998）。这一交叉位控制了西和—成县铅锌矿带。南召以东莫霍界面等值线呈近东西向，与地球化学急变带是平行的。然而这一地区90km以下恰又存在着一条南北向宽近百公里的地幔热区（低速带）（袁学诚，1996）。这一深部地幔热区则使地球化学急变带在舞阳—桐柏地区从近东西向转向近南北向。因此秦岭地区地球化学场与地球物理场变化存在着复杂的交错关系。

2. 辽胶渤地块周边

辽胶渤块体是薄岩石圈（-80km）、薄地壳（-30km）的区域。在济南—濮阳—安阳—石家庄—天津一线的范围内75km以下存在明显的地幔软流圈上涌带。这也是一

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

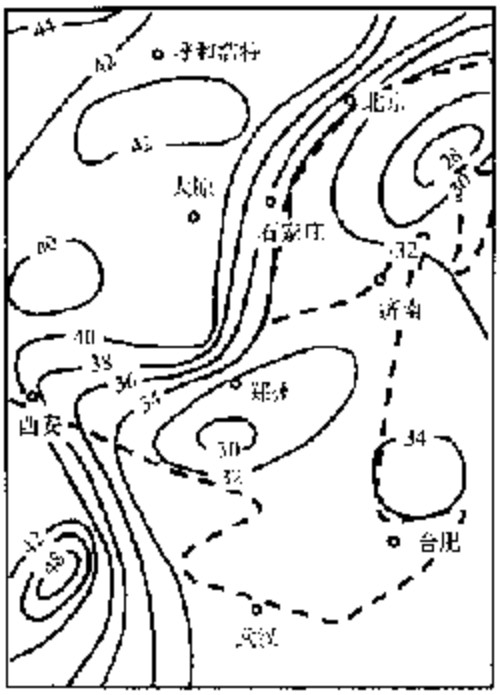


图 5-11 华北-辽胶渤块体地球化学边界与地壳厚度等值线的关系
（张学威，1996）
实线为地壳厚度等值线；虚线为地球化学急变带

个负航磁异常区。这一低速带的边界是与地球化学急变带的走向几乎近于一致。南北向的大兴安岭—太行山—武陵山莫霍界面梯度带则与辽胶渤块体的西部地球化学边界相吻合。地球物理与地球化学场的平行一致性标志着该区隐性地球化学边界，与油气关系密切，而金属成矿少（图 5-11）。

沾化—容成—蔚县地学断面在容成地区穿过华北与辽胶块体之间的地球化学边界（图 5-12A）。沧州—惠民—邹平—沂源地学断面在邹平南穿过辽胶与华北块体之间的地球化学边界（图 5-12B），在这两个地壳-地幔波速结构剖面上可看到两侧地壳结构存在明显差别。容成以东地壳与岩石圈均变薄，并存在明显的中地壳低速层。邹平以南地壳再次增厚（刘国栋等，1984）。周口—海城—东沟地学断面在耿庄地区华北与辽胶块体地球化学边界，两侧的波速结构又别也是显著的。华北一侧有明显的低速层，地壳厚度小于 35km，而辽胶一侧地壳厚度大于 36km（陈义贤等，1999）（图 5-12C）。

在大连—蓬莱—沂水一线存在另一条环流圈上升带。它在胶东地区穿越了中朝块体与辽胶渤、扬子块体的地球化学边界。这二个交错位应是金属矿成矿的有利地段。这与胶东大型-超大型金矿产出的密集区是对应的。

3. 华北边界北部与中蒙古块体地球化学边界区

大兴安岭—太行山—武陵山莫霍界面梯度带北段沿扎鲁特旗—阿鲁科尔沁—赤峰一延大一线。赤峰以北莫霍界面梯度带与中蒙块体地球化学边界平行一致，而赤峰以南穿越了华北块体北部东西向地球化学急变带。因此中蒙块体边界是隐伏急变带，应为油气与低温成矿域形成的有利地段，而赤峰地区应注意寻找大型-超大型金属矿。该梯度带再向南至太行山则又与地球化学边界构成平行趋势（图 5-1），形成了辽胶块体周边的油气场。

上述资料表明，通过地球物理与地球化学场料关关系的研究对于认识大地构造背景与成矿背景，解析岩石圈物理与化学结构的重要意义是显而易见的。但目前中国大陆上一些地段的地球物理剖面还几乎是空白（如鄂尔多斯地区），对地球化学边界的位置确定得不够精确，因此影响对上述问题研究的进一步深化。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

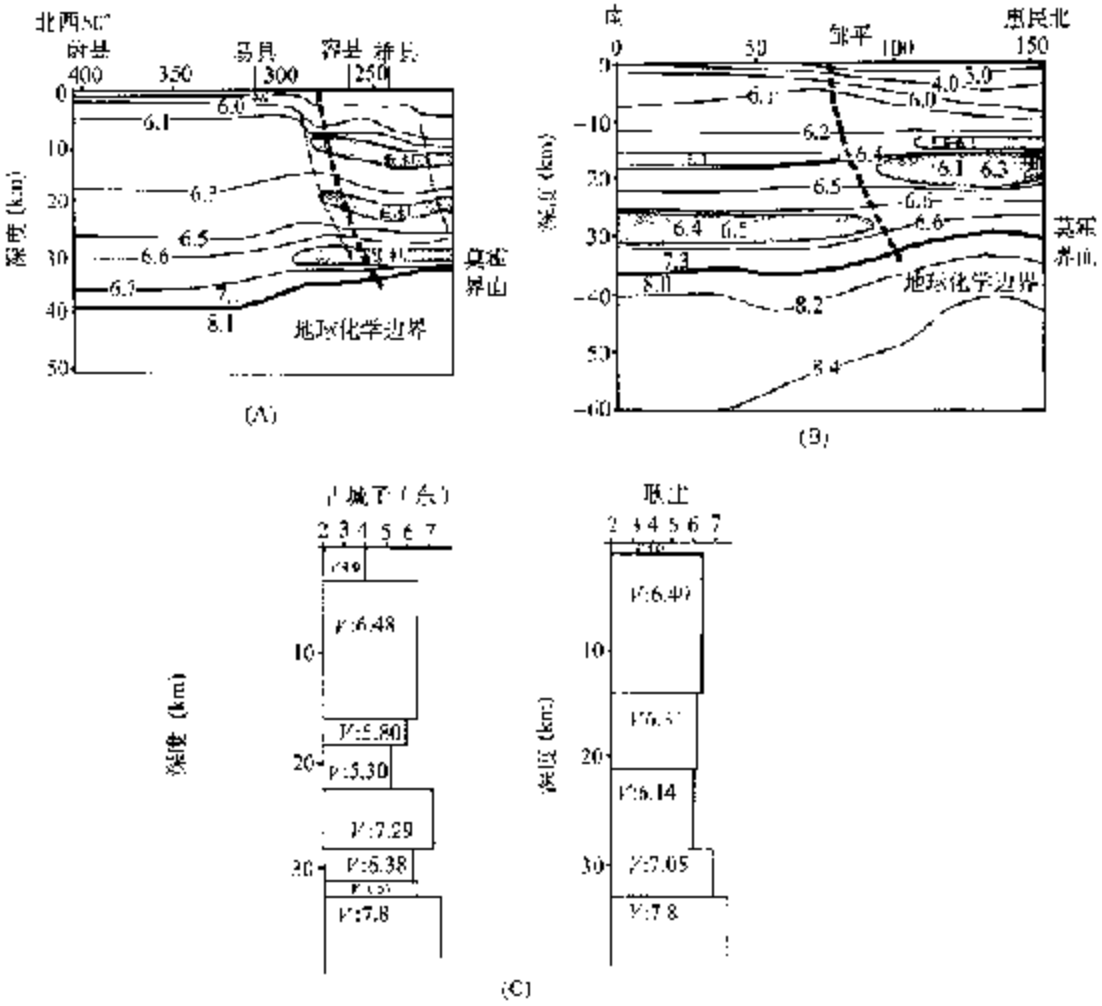


图 5-12 渤海周边主要地学断面

A. 沽化—容成—蔚县地学断面蔚县—易县原波速结构；B. 沧州—惠民—邹平—沂源地学断面邹平段浅速结构；C. 阿阳—海城—东沟地学断面上耿庄与吉城子级速结构对比；阴影区为地壳低速层；粗虚线为地球化学边界位置

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

第六章　地球化学急变带对大型-超大型矿床分布的制约

以往在研究大型-超大型资源分布的制约关系和成矿带的分布规律时，常常从构造与地球物理角度考虑较多，而地球化学主要着重于成矿域、矿床成因与成矿物质来源研究，缺少对矿集区和矿床定位制约研究。Kutina（1983，1988，1994）等从构造与地球物理出发探讨超大型矿床分布规律，提出了有影响的学术见解。他提出有地幔根的不连续界面（mantle-rooted discontinuities）与板块边界、克拉通边界和裂谷的变错位是关键的超大型矿床定位条件，并强调了一些纬向线（美洲的北纬40°、亚洲的北纬41°、欧洲的北纬50°线等）是重要的地幔不连续界面。但这些见解仍然是十分粗线条和带有片面性，更缺少成因机制研究。我国一些著名矿床学家也提出了克拉通边界、块体边界对大型-超大型矿床分布的重要控制作用（涂光炽，1995；翟裕生等，1998）。本章将从地球化学边界这一新的视野研究大型-超大型矿床和大型矿集区的分布规律。从中国大陆上大的成矿带与超大型矿床分布的大体规律看，它们与不同块体克拉通边缘的元古宇活动带常有着密切的关系。大量的同位素地球化学资料表明这些克拉通边界恰好是铅同位素与钕模式年龄的急变带，因此地球化学边界与克拉通边界是近于一致的。从现有资料看，地球化学边界与超大型矿床产出的关系比与构造线的关系更加密切。

一、超大型矿床产出与地球化学急变带的密切关系

1. 华夏—扬子地球化学边界

该地球化学边界控制了中国南方90%以上的超大型矿床，包括铜、锡、银、金、铀、铅-锌、磷等矿种。下面对位于地球化学边界上的分几个成矿带、区作讨论，以了解它们的密切因果关系。

（1）金沙江成矿带　该成矿带位于滇西与川藏边境北北西向（从德格至兰坪）的地球化学边界上，主要为与喜马拉雅期富碱斑岩以及火山岩有关的铜、钼、铅-锌、金、银矿床，以及与中新生代前陆盆地、推拉盆地碎屑岩沉积有关的铜、铅-锌、银矿床。前者以玉龙超大型铜矿为代表，后者以兰坪金顶超大型铅锌矿为代表。从德格至中甸的晚三叠纪义墩岛弧基性、中酸性火山岩中也有大量铁、铜、铅-锌、银矿床，但目前未能发现超大型矿床。

1）玉龙铜矿：该矿位于江达地球化学边界的北北西延伸方向上，并出现明显的急变带收缩，产于青藏块体一侧的新生代（38Ma）富钾二长花岗斑岩中的斑岩型铜、钼矿（见图6-1中①）。同时代的超钾质火山岩与花岗岩在这一成矿带广泛发育（张玉泉等，1997）。它们的成因与富集地幔源密切相关（朱炳泉等，1992）。斑岩一般只是提供了壳幔相互作用与热水循环的通道，成矿物质有相当部分由基底和地幔供给。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

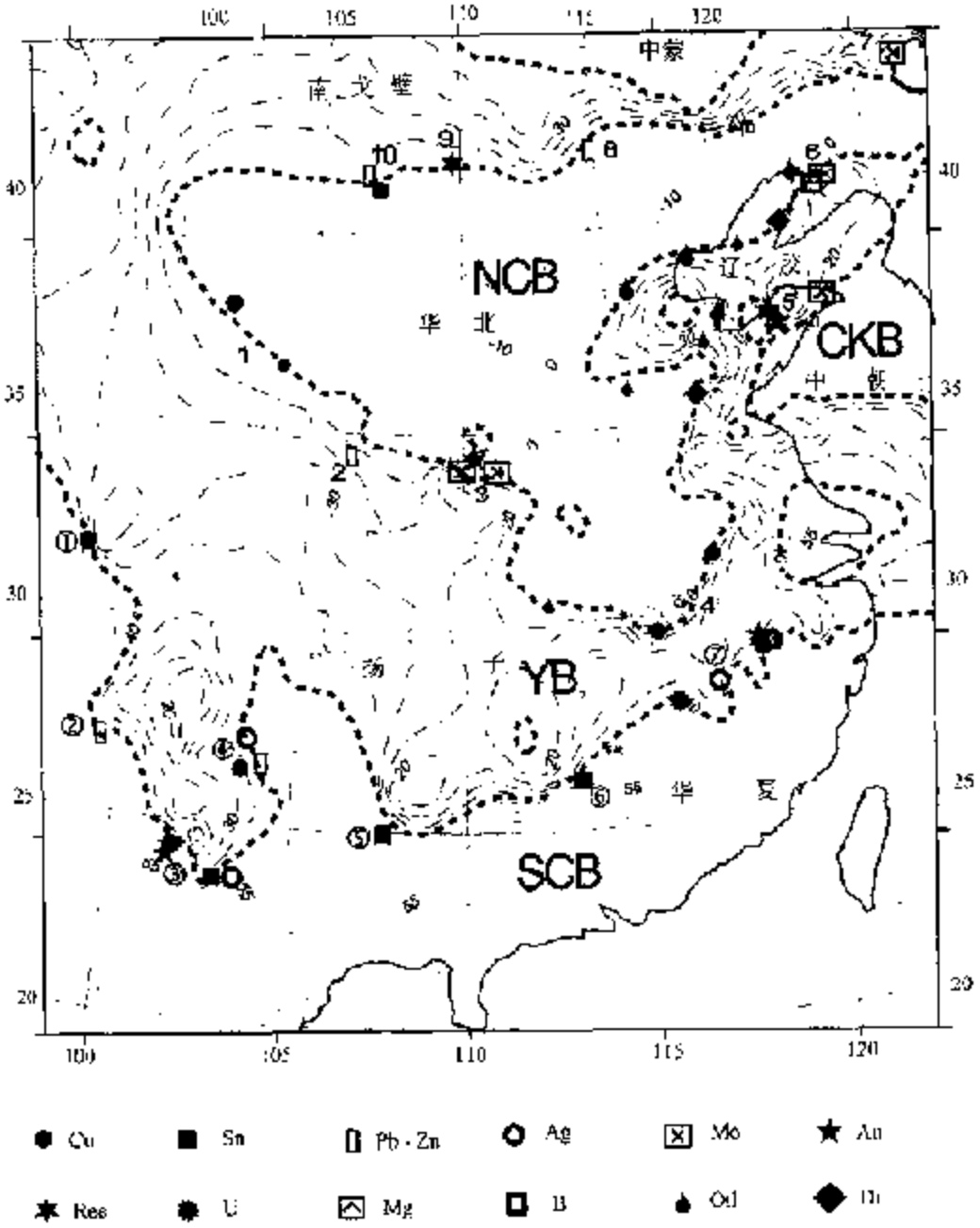


图 6-1 中国中东部（华北—扬子—华南地区）地球化学急变带与超大型矿床分布的关系

①，②，③为华夏—扬子—印支之间地球化学边界超大型矿床编号；

1，2，3为华北周边地球化学边界超大型矿床编号（矿床名称见文中叙述）

2）兰坪金顶铅-锌矿：该矿位于构造隐生地球化学急变带的中心线保扬子块体一侧，与中白垩纪—早第三纪富含有机质的碎屑岩和构造破碎带密切相关。但铅同位素组成表明成矿物质具明显幔源特征（朱赖民等，1998）（见图 6-1 中③）。稀土配分特征表明成矿流体为富 CO_2 的幔源流体（王京彬等，1991）。地球物理证据表明深部存在超壳断裂，但未见火山作用，应是一个陆内裂谷转化的克拉通边缘前陆盆地，成矿与陆

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

内热水作用有关。成矿物质不是来自中生代沉积物，而是与克拉通边缘壳幔相互作用有关。

（2）红河成矿带　该成矿带可分成两个成矿区段，即楚雄盆地及其周边成矿区与华夏—扬子—印支三块体结合部成矿区。两区与元古宇基底有关的成矿作用具有相似性，但后期成矿存在明显的差别。这两个成矿区也是地球化学急变带与地球物理莫霍界面梯度带的两个交错区（见第六章）。

1）楚雄盆地及西南缘大型矿集区：这一成矿区段位于地球化学边界从沿红河断裂被绿汁江断裂错动进入楚雄盆地的急剧转折地段。特大型的大红山铜-铁矿位于楚雄盆地东部边缘，绿汁江断裂西侧，处于地球化学急变带中心线偏华夏块体一侧。矿床类型为与中元古代大红山群钠质细碧岩有关（1.65 Ga）的火山岩型和热水沉积型矿床。大型的易门铜矿则位于绿汁江断裂东侧，处于地球化学急变带中心线偏扬子块体一侧。成矿与中元古代昆阳群的因民、落雪、鹅头厂（黑山）组有关，成矿时代与大红山大体相当，主要为热水沉积改造型矿床。从铅同位素等时线看这两个矿床均存在强的晋宁期成矿作用（见表6-1）。进入楚雄盆地后则出现与中、新生代地层或岩浆作用有关的矿床，如华定铜矿、姚安铅-锌矿、南华铊矿等。大红山铜-铁矿的南面为老王寨超大型金矿，产于哀牢山泥盆纪、石炭纪与三叠纪纠碎屑岩蚀变带中，为细碎屑岩型矿床（见图6-1中③）。该处早石炭纪裂谷岛弧火山岩作用对成矿可能也有重要贡献。

2）华夏—扬子—印支结合部大型矿集区：这一部位由于三板块的结合，地球化学急变带出现了从北西向到北东向的近90°的重大转折端。该区存在外带、近带与内带三个成矿带。外带位于哀牢山中，离地球化学边界略远，为金成矿带。如元阳大坪金矿产于晋宁期花岗闪长岩体中，为石英脉型。石英包裹体氩-氩坪年龄测定表明存在晋宁期、印支期与喜马拉雅期三次成矿作用（朱炳泉等，1998）。墨江金厂金矿产于志留系纠碎屑岩蚀变带中。近带位于红河断裂两侧，靠近地球化学边界的南侧，为铜成矿带。大红山式的中元古代钠质细碧岩系一直延伸到河口地区，形成了延伸达20km的龙脖河铜矿带（地层时代为1.3～1.6Ga）与常河铜矿，两者均表现出强的晋宁期成矿时作用（869～954Ma）（邹日等，1997）。与二叠纪玄武岩、基性岩有关的卡房铜矿、水源铜矿也位于此带中。内带沿地球化学边界中心线分布，为锡、银、铅-锌成矿带。包括与晚白垩纪花岗岩有关的个旧超大型锡矿，位于中心线略偏华夏块体一侧，基底处于哀牢山群与昆阳群结合带（见图6-1中③成矿带）。蒙自白牛厂超大型银矿位于急变带中心线华夏块体一侧（见图6-1中③成矿带），成矿作用与石炭纪热水沉积和中生代的改造成矿有关，并有锡矿产出，基底可能为瑶山群。沿地球化学急变带中心线的建水—石屏一带则有不少铅-锌矿产出。具有超大规模的马关都龙锡矿则位于华夏—印支之间的地球化学边界上。

（3）康滇块体东缘东川—会泽大型矿集区　作为康滇块体东界和地球化学边界的小江断裂与昭通—曲靖隐伏深断裂两侧是一个大型-超大型分布密集区。矿床类型主要为两种：

1）与元古宇地层有关的铜成矿密集区：它只出现的西侧，产于东川昆阳群因民—落雪—黑山头组地层中（1.65～1.8 Ga），但氩-氩与铅-铅年龄测定资料表明大量似层状与脉状矿主成矿期为晋宁—澄江期（800～700 Ma）（邱华宁等，1998）。其中汤丹铜

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

矿床近超大型。它位于扬子块体、略偏离急变带中心线，与火山岩以及碳酸盐-黑色页岩地层界面有关，中元古代时应存在以热水沉积为主的矿源层。晋宁期的基性至中酸性岩浆活动（850～800Ma）引起了强叠加改造成矿（见图6-1中①）。

2）与震旦纪至石炭纪地层有关的MVT成矿密集区：这些矿床分布于地球化学中心线与两侧。矿种有铅、锌，铜与银矿床，主要与晚元古代、石炭纪的热水沉积有关。这一地区存在地球化学边界由南北向至东西向的转折。许多大型铅-锌矿床，如会东大梁子、巧家茂租、永善金沙厂等均与震旦纪地层有关，成为中国大陆上罕见的震旦纪铅-锌成矿密集区。滥泥坪铜矿也产于震旦系地层中。与石炭纪地层有关的铅-锌矿在滇-黔边境的会泽、赫良地区大量产出，其中矿山厂近于超大型。昭通乐马厂银矿产于下寒武统白云岩中，也近于超大型（邓海林，1998）。新的年代学资料表明该区存在新元古代的基性至酸性的岩浆活动（796Ma）和前震旦纪的基底地层（图6-1中④）。

（4）江南古陆西南缘成矿带　地球化学边界的黔东与桂北存在着从南北向向近东西向的重大转折。这是中国大陆一个重要的锑、锡、汞、磷、铅-锌成矿域。成矿也主要以震旦纪至泥盆纪的热水沉积有关。

1）西缘南北向成矿带：该带以锑、汞、磷、金低温成矿为主。锑主要产于泥盆纪—志留纪地层破碎带，如独山半坡、匡年等大型锑矿虽偏离江南古陆元古宇基底，但均位于南北向地球化学边界附近。从北端超大型的务川汞矿到南部丹寨大型汞矿，许多汞矿化均位于南北向地球化学边界邻近，成矿主要与寒武纪地层有关。这一南北向最的寒武纪地层也有较多的锌-铅矿化，如都匀牛角塘大型锌-铅矿。这一低温成矿域也伴随着金、砷的矿化，如三都苗龙金矿（产于奥陶系地层中）。沿地球化学边界瓮安—福泉一带震旦系陡山沱组中产出大型磷矿，瓮安磷矿达到了超大型（参考第八章图7-5）。

2）南缘东西向大型矿集区：该带以锡、锑、铅-锌热水沉积成矿为主，部分与岩浆活动有关。超大型大厂锡矿恰好位于地球化学急变带由南北转向东西向的重大转折部位，靠华夏块体一侧。成矿与泥盆纪的热水沉积、以及中生代的花岗岩活动和夕卡岩化有关。包括同位素给出1.5Ga的等时年龄（Zartman et al.，1994）。它的东面有与新元古代晋宁期花岗岩有关的铜-锡矿床（九毛、一洞）。因此该矿与元古宙基底可能曾然有关（见图6-1中③）。大厂块状硫化物锡矿中的锡储量已达到超大规模，在全球是一种很特殊的类型，表明江南古陆周边锡的成矿作用极强（涂光炽，1998）。金牙金矿位于大厂的西南。这一地球化学边界区与泥盆纪热水沉积有关的锌-铅矿也大量出现，如河池箭猪坡、环江北山与融安泗顶等大型矿床。

（5）湘南大型矿集区　北东东向的地球化学急变带在湘南有很陡的梯度，并在郴州至茶陵存在近南北向错动。该区也是一个大型-超大型矿床的密集区。成矿主要与华罗纪—早白垩纪中生代花岗岩活动相联系，并与泥盆系地层密切相关。有锡、钨、钨、铅-锌，铋等矿床。其中柿竹园锡-钨-铋-钼多金属矿为超大型，位于急变带收缩并出现南北向错动处的华夏块体一侧（见图6-1中⑥）。沿地球化学边界华夏一侧出现了桂阳黄沙冲铅-锌、宝山铜-钼-铅-锌、临武香花岭锡-铅-铋-锂、宜章瑶岗仙钨等大型矿床。扬子块体一侧则有水口山铅-锌、柏坊铜、道县后江桥铅-锌等大-中型矿床。

（6）赣东北成矿带　赣东北北东向从贝安至德兴的地球化学边界控制了五个超大型矿床，是超大型矿床出现密度最高的区域（直线距离在150km以内）。这些矿床主要

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

为中生代斑岩-次火山岩型矿床，矿种包括铜、钨、金、铀等。这些斑岩-次火山岩的锶同位素初始值在0.7043～0.7088（裴世金，1992），由此具有俯冲特富集地幔源特征。

1）相山铀矿：该超大型铀矿接近于地球化学边界中心线，产于侏罗纪破火山口碎斑熔岩中，外接触带为花岗斑岩（见图6－1中③成矿带）。该区已证实存在新元古代基底火山岩。早期矿石为铀变代型，晚期为萤石型，成矿年龄为120Ma。

2）冷水坑银矿：这一银、金、铅、锌超大型矿也位于地球化学边界中心线急变收缩处。成矿与燕山晚期花岗斑岩型-流纹斑岩有关，具强烈的钾交代作用（见图6－1中③成矿带）。

3）德兴地区铜厂、金山、银山超大型矿床密集区：该成矿密集区位于地球化学边界从北东向向东西向转折处。铜成矿为与中生代花岗闪长斑岩-英安斑岩有关的斑岩型矿床，但金成矿则与动力变质改造成矿有关，成矿时代为406～409Ma（王秀璋等，1999）。这些矿床均产于双桥山群（1.7 Ga）地层中，地球化学证据表明成矿物源来源于双桥山群基底和地幔（见图6－1中③）。

2. 华北块体周边地球化学边界

华北块体周边地球化学边界同样控制着中国华北地区90％以上超大型矿床和我国著名非金属矿种的分布。

（1）辽东古元古界成矿域

1）硼、镁矿床：辽东海城至桓仁一带的华北—辽胶块体地球化学边界是中国大陆上重要的古元古界成矿域。主要矿种有硼、镁、铁、铅-锌、铜等。海城—大石桥一带的菱镁矿为我国唯一的超大型镁矿，矿石储量达25亿t。该矿位于辽南地球化学边界靠华北一侧的古元古代北辽河群中。成矿严格受钙-镁碳酸盐地层控制（见图6－1中位置6）。营口—集安一线的含硼角闪岩相变质岩系是中国最大的硼矿密集区，分布于地球化学边界靠辽胶块体一侧南辽河群中。它的基底是花岗岩基。成矿时代为1 900～2 100Ma，为火山-热水沉积-变质矿床。后仙峪硼矿达到超大型（图中位置同上）。

2）铅-锌、金矿床：沿地球化学边界的辽胶块体一侧也广泛出现铅-锌矿化，主要与碳酸盐地层有关。印支期（220－230 Ma）岩浆活动产生了改造成矿作用。典型的大中型矿床有辽宁青城子和吉林荒沟山。这一矿带向东延伸到朝鲜出现了检德超大型铅-锌矿。南辽河群碳质岩系中则有金成矿作用，如猫岭大型金矿。

（2）华北块体北缘元古基底成矿带

1）狼山—渣尔泰铜、铅、锌大型矿集区：中元古代狼山—渣尔泰群（1.3～1.8Ga，铅-铅等时年龄为1 490Ma）（施林道等，1994）分布于华北—南戈壁块体的两侧从狼山至固阳一带。东升庙超大型锌、铜多金属矿位于西北地球化学边界靠华北块体一侧。它的西南有炭窑口多金属矿。东升庙西北相邻的霍各乞铜铅锌多金属矿则位于南戈壁地体（见图6－1中位置10）。固阳甲生盘铅等矿也靠近南戈壁地体。矿区邻近存在多次岩浆活动，因此成矿不仅与中元古裂谷环境热水沉积有关，而且后期改造成矿作用也很强。

2）白云鄂博稀土矿：这一世界上独一无二的超大型稀土矿位于华北块体北部地球化学边界靠南戈壁地体一侧，为全球罕见的超大矿床。该矿产于中元古代白云鄂博群

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

(1.4 Ga)，与狼山群属同一套地层。同位素年龄资料表明矿化具有多时间多阶段性：从中元古代（铅-铁等时年龄 1 313Ma）、晚元古代晋宁期（独居石釉-铅年龄 820～1 000Ma）、加里东（钍-铅年龄，400～500Ma）到海西均有矿化（见图 6－1 中位置 9）(Sircombe，1996)。因此成矿习惯是中元古界热水沉积后期叠加改造。

3）蔡家营铅锌矿：该矿位于地球化学边界华北地块一侧的张北－正镶白旗矿带，容矿围岩为古元古代红旗营子群。成矿与燕山期（134Ma）浅成侵入岩和火山岩（花岗斑岩与石英斑岩）有关，但成矿物质来自古元古界地层（见图 6－1 中位置 8）（刘桐，1994）。稍近的下宁营岩体接触交代型大型银、金、铅锌矿也产于位于地球化学边界的红旗营子群中。

4）大黑山钼矿：这是我国最大的超大型钼矿，位于永吉县，在具有太古基底的华北块体与佳木斯块体之间的地球化学急变带上（见图 6－1 中位置 7）。成矿与泥盆纪地层以及中生代花岗岩有关的斑岩型矿床。

（3）胶东金、铜、石墨大型矿集区　　这一成矿密集区位于辽胶与中朝块体之间的弧形地球化学急变带上。胶东金矿与元古宙胶东群和粉子山群地层有关，也产于地壳重熔花岗岩（元古宙与中生代）和中生代火山岩、次火山岩与砂岩岩中。年龄测定表明主要为印支期与燕山期成矿。因此成矿与地球化学边界的长时期元素相互作用有关。胶东玲珑、焦家等金矿均具超大规模。它的东面为烟台钼矿也达到超大型（见图 6－1 中位置 5）。西部产于古元古代地层中的大型石墨矿（烟台、莱西、文登、平度）也与这一边界密切相关（参见第七章图 7－3）。

（4）东秦岭金、钼、银大型成矿密集区带　　该矿集区位于华北—扬子西南缘同位素地球化学急变带紧密收缩区靠华北块体一侧，是钼、金大型-超大型矿床的密集区（参见第五章图 5－10）。

1）小秦岭—熊耳山金矿大型矿集区：金矿在小秦岭至熊耳山沿地球化学边界北侧的狭长范围内密集分布，出现 13 个大型金矿，其中文峪金矿达到超大型。该带金成矿与活化型与燕山期花岗岩侵位有关，但成矿物质来源与太华群（新太古代至古元古代）绿岩系统显有关（见图 6－1 中位置 3）。

2）金堆城—栾川（南泥湖、雷门沟）钼矿大型矿集区：金堆城超大型钼矿位于地球化学急变带的北侧。栾川—熊耳山的两个超大型钼矿位于地球化学急变带的中心线，矿源与熊耳群、栾川群红钾角斑岩密切相关。该地区中生代底岩广泛发育，但只在古元古宙地层中的斑岩接触带才有钼矿产出（见图 6－1 中位置 3）。

（5）西秦岭铅-锌大型矿集区带　　西秦岭华北—扬子块体可位素地球化学边界的扬子块体一侧从西河至凤县一带出现了十余个大型-超大型铅-锌矿床（其中厂坝—李家沟为超大型）。这一成矿带可东延至柞水—山阳地区。东段明显位于地球化学边界南侧。西段由于地球化学填图资料不充分，因此目前还不能确定是否严格位于边界）（见图 6－1 中位置 2）。矿床类型主要产于泥盆纪泥质岩与碳酸盐沉积地层中，为热水沉积矿床。

（6）华岭—铜相块体边缘非金属与银、金成矿带　　在老河口—佛山一宜昌近南北向地球化学边界转折地带出现了两个超大型的新元古代磷矿——保康磷矿与宜昌磷矿。桐柏地区出现了大型的银洞坡金矿、破山银矿和刘山垭铜锌矿床，以及枣阳地区超大型的金红石矿。唐河地区油气田中出现了两个特大型的天然碱矿（安棚、吴城）。因此桐

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

羊也是一个大型矿集区。宜昌—武汉带有石膏等大中型非金属矿床分布（参见第五章图5-11）。

(7) 长江中下游多金属成矿带　从鄂昌—九江至宁芜—栖霞等长江中下游地区铜-铁-锌-金-铁资源丰富。这一成矿带位于华北与扬子之间地球化学急变带上的扬子块体一侧，成矿与泥盆系至二叠系的硅酸盐地层有关。部分为热水沉积矿床（如栖霞山铅锌矿）。但大部分富矿主要为与中生代富碱侵入岩-火山岩有关的斑岩-次火山岩型矿床，并叠加有夕卡岩型矿床，使矿床更富化；其中城门山、狮子山铜矿与栖霞山铅锌矿已接近超大型（见图6-1中位置4）。

(8) 金川铜镍矿　这是唯一位于华北—扬子西南地球化学边界，与中元古代裂谷活动有关的矿床（见图6-1中位置1），岩体的年龄为1.5 Ga（钐-钕），成矿年龄为0.82 Ga（由于资料不充分，因此还不能确定确切的归属性）。

(9) 徐淮急变带　该急变带从山东至皖北由北北东向转为近东西向，经徐州—宿州—蒙城—霍丘—潢川（大体沿徐宿弧形推覆体边界）与郯庐断裂交错（107～108°E，32.5～36°N）。该带目前虽没有发现大矿，但金属地气化探表明存在一条比胶东更强的金异常带，可能存在一个潜在的黄金基地（谢学锦，攀登计划B学术会议报道）。该具铜矿带是与石英闪长岩有关的夕卡岩型铜矿。

(10) 地球化学边界的著名非金属矿床　华北块体的地球化学边界也是我国大型油气田与著名非金属矿的控制线。在第七章将详细讨论地球化学边界对大型油气田的制约（图6-2中编号1～8）。我国仅有的两个金刚石矿，复县与蒙阴金刚石矿床同样也是位于华北与辽胶、扬子块体之间的地球化学边界中心线（见图6-1中有关非金属矿产符号与图6-2中编号21--22）。我国最大的长江流东海水晶矿则位于扬子与中朝块体之间的地球化学边界（图6-2中编号23）。

3. 佳木斯—内蒙古—北疆地区各种块体的地球化学边界

这些块体的地球化学边界同样也是产出超大型矿床的有利地段。这些块体边界与矿床包括如下：

(1) 大兴安岭西坡中蒙块体地球化学边界　中蒙块体东部地球化学边界从满洲里进入中国境内由北西转折呈北东弧形走向。这一地带是又一个铜、铀、钼、铅-锌等的多金属成矿密集地段。在满洲里地区的中、俄、蒙边境出现了近十个超大型矿床，其中铀钼五个，如最大的俄罗斯红石铀矿。成矿主要与中生代大规模的中酸性岩浆活动有关，为火山岩-次火山岩型与斑岩型矿床为主。该区地表虽主要是北东向的构造，但超大型矿床分布明显受中生代地层下隐伏的北西向深断裂所控制（阎国锡等，1998），与地球化学边界的走向一致。科右中旗的巴尔泽稀土铌铍锆矿床则位于地球化学边界中蒙块体一侧的超大型矿床，成矿与中生代花岗岩（125 Ma）有关（王　光等，1997）。它的南面阿鲁科尔沁旗—开鲁地区的陆家堡铀矿是我国最大的砂岩型超大型铀矿（中生代）（参见第七章图7-2）。内蒙古四子王旗苏莫查干敖包超大型萤石矿则位于中蒙地块南部边界（图6-2点25）。

(2) 佳木斯块体地球化学边界　位于佳木斯与那丹哈达地体之间南北向的地球化学边界上出现了大量大型-超大型的石墨矿；其中萝北云山、鸡西柳毛、勃利佛岭和穆

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

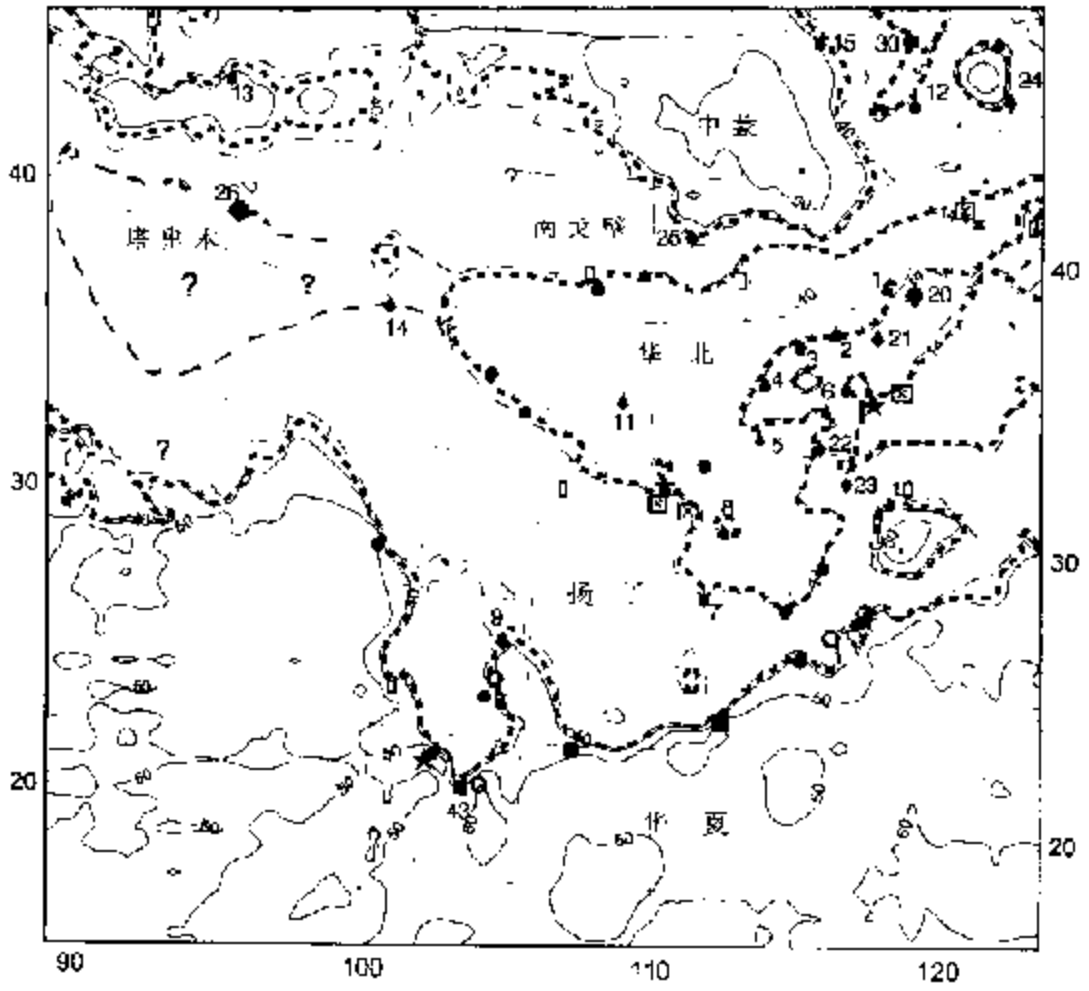


图6-2 中国大陆全域地球化学急变带与超大型矿床分布的关系
（图中矿床编号的名称见文中叙述）

棱光义等四个为超大型石墨矿。它们均产于麻山群中高级变质岩中。年龄资料表明麻山群地层时代为古元古代或新太古代（图6-2点24）。

(3) 塔里木块体北部边界　　该带出现了特殊种类超大型矿床——新疆尉犁蛭石矿。该矿位于晋宁期超基性岩中（图6-2点26）。

(4) 兴安地体边界　　出现于该边界的典型超大型矿床是黑龙江多宝山铜矿，为石炭纪斑岩型矿床，近来也发现了新元古代的成矿作用（图6-2点30）。

二、地球化学边界大型-超大型矿床产出的主要特征与规律

根据地球化学边界上大型-超大型矿床分布的产状、地质特征、矿床类型、物质来源、成矿时间与地球物理场等因素，可以看出以下的主要特征与规律。

1. 成矿密集区常位于急变带重大转折端与梯度陡变带

从大型-超大型矿床密集区出现的地区可明显看出它们均位于地球化学急变带的重

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

大转折端。例如，华夏—扬子边界上的滇东南的个旧—蒙自地区、滇黔北部边界的会泽—昭通地区、赣东德兴地区、湘南郴州地区、桂北南丹—河池地区的转折端均是产出大型-超大型矿的密集区。华北与中朝块体周边的金堆城—栾川地区，胶东地区，九江城门山地区与东升庙地区等；中蒙块体边界的满洲里地区等的成矿密集区也均是急变带的重大转折端。这些转折端常常具有极陡梯度的急变带。

2. 存在成矿的分带性

位于急变带中心部位的矿床主要为内生矿床，包括火山岩型、斑岩型或与花岗岩有关的铜、钨、锡、银、钼等矿床，与中心线有一定离散的矿床为热水沉积与动力变质成因的铜、铅、锌、金、铁、镁、硼等矿床。如在红河成矿带存在内带为锡、银，近侧为铜，远侧为金的明显分带性（见第五章图5－8）。小秦岭－熊耳山矿集区呈现出中心带为钼矿，偏离中心线的北侧为金矿带，南侧为铅锌锑矿（见第五章图5－11）。当急变带梯度很大时则易出现多金属矿，如郴州地区。

3. 相当部分的矿床与块体边界的元古宇地层直接或间接有关

地球化学边界的大型-超大型矿床主要与块体边界的元古宙基底与活动带（特别是中元古代）有关，只有少数金矿与太古宙基底有关。这些特征与非洲、澳洲超大型矿床分布规律是一致的。

4. 成矿的长时间持续性

中国大陆在元古宙基底上的大型-超大型矿床成矿作用与非洲、澳洲等南大陆的明显区别是中国大陆具有长时间持续性，而南大陆只表现为元古宙成矿作用。成矿时代在华北从古元古代延续到中生代，而华夏则从中新元古代延续到中、新生代。如滇中地区的地球化学边界上存在着中元古代、新元古代、泥盆纪、石炭纪与中生代的热水沉积成矿，以及与晋宁期、印支期、燕山期与喜马拉雅期岩浆活动有关的改造成矿与壳幔相互作用成矿。同时各个成矿密集区与大型-超大型矿都有两次以上成矿事件的叠加。

5. 地球化学边界控矿与矿床类型的关系

从总体上讲，各种类型的成矿作用均可以在地球化学边界发生，表现为一个连续演化的成矿系列。按时间先后大体可分成以下阶段：海底热水沉积成矿作用—动力变质改造成矿作用—与岩浆作用有关的斑岩、次火山岩与花岗岩成矿作用—线成热液交代与低温成矿作用。从地球化学边界类型上看，构造显性地球化学边界上主要为与岩浆和动力变质作用有关的矿床，而构造隐性地球化学边界上主要表现为低温成矿作用。

6. 物质来源均存在壳幔相互作用

同位素示踪证据表明地球化学边界上的大规模成矿作用，无论是与幔源岩浆作用有关的矿床，还是热水沉积、低温矿床，在物质成分上均存在强的壳幔混合特征。如兰坪铅锌矿为产于中生代地层的热水沉积矿，东川铜矿为产于中元古界地层的沉积改造矿床，均看不到明显的幔源岩浆作用证据，但铅同位素证据均具有强的幔源特征。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

7. 成矿作用类型及其时空分布与全球性大地构造格局的转化密切相关

表 6-1 给出了中国主要大型超大型矿床类型与成矿时代。这些资料表明在全球大陆离散，洋盆与裂谷环境发育时，成矿以热水沉积与火山作用成矿为主。几个重要的时限为中元古代裂谷期（1.8～1.3Ga），Rodinia 泛大陆离散期（"新元古"纪，0.70～0.57Ga）与 Pangaea 泛大陆离散期（密西西比纪至侏罗纪，0.40～0.32Ga）。这三个时期也是全球 SEDEX 与 MVT 矿床最发育的时期。当大陆汇聚挤压形成了泛大陆时，成矿主要为与中酸性岩浆活动和动力变质有关的改造成矿作用，如晋宁期 Rodinia 泛大陆形成时（0.90～0.70Ga），加里东 Pangaea 泛大片期（0.5～0.4Ga）与燕山—喜马拉雅期欧亚大陆形成期（<0.19Ga）是这些成矿作用的重要时期，特别是燕山—喜马拉雅期的成矿作用表现尤为强烈。中国大陆在 1.3～0.9 Ga（相当于中元古代的延展纪与狭带纪）和 0.32～0.19 Ga（晚石炭纪、二叠纪至三叠纪）成矿作用极弱，在全球也同样。这是介于从拉张到挤压之间的过渡期。

表 6-1　中国大陆上在全球主要构造成矿期的大型-超大型成矿作用

时代(Ga)	构造形式	矿床类型	铅	铅-锌	铜	金	锡钨铋
2.5～1.8	大陆主要增生期	火山喷气矿床	M(3-1(中条山)				
1.8～1.3	岛弧-裂谷，增生地体	火山作用-热水沉积成矿	SYB,11(东川；4-2(大红山、落雪、易门、龙头河)；NNH,1 SL(赤子山)，1-1(都各乞)	NNB 3-1(都各乞、铁空口、甲拉盘)		SYB 4-1(黄金洞)	
1.3～0.9	全球陆大陆汇聚开始(格林威尔期)	无显期-成矿作用					
0.9～0.7	Rodinia 泛大陆期(晋宁期)	动力变质与岩浆热液成矿(改造成矿)	SY2,1-SL(东川)；4-L(大红山，易门，龙物河)；NYB 1-SL(金川)		Y,1-L(个旧 SYB,1-L(冶铁头)		SYB, 2-L(融水，罗城)
0.7～0.57	Rodinia 泛大陆离散(拉张环境)	海底火山作用与热水沉积成矿作用	SY3,1-L(都龙坪)	SYB 8-1(会泽、金顶、会东铅区)			
0.57～0.5	劳亚大陆汇聚劳亚离散(泛非期)	热水沉积(玉、铁等伴生成矿)	NY2,1-1(白银厂)		SYB,2-SL(都龙、驾福)		
0.5～0.4	Pangaea 泛大陆聚(加里东期)	改造成矿作用	?	SYB,1 SL(锡铁山)	NYB,1(脱柏)		

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

续表

时代(Ga)	构造形式	矿藏类型	铜	铅锌	银	金	钨钼锡
0.4～0.22	Pangaea 泛大陆离散，拉张（泥盆-密西西比纪，全球 SEDEX 与 MVT 发育最广泛的时代）	海底火山作用与热水沉积成矿作用	NX，2-L（阿舍勒、富温、黄山） XB，1-SL（多宝山） SC，1-L（大宝山）	NYB，1-SL（厂坝），4-L（成县、凤县、山阳） SYB，1-SL（会泽），5-L（环江、河池、韶水） SC，1-SL（凡口）	SYB，2-SL（蒙自、玛瑙）		SYB，SL（大厂锡）
0.32～0.19	劳亚大陆汇聚（海西、印支期）	弱斑岩与改造成矿					NNB，1-SL（大黑山钼）
0.19～0	冈瓦纳大陆离散，欧亚大陆形成（熊山、喜马拉雅期）	斑岩与岩浆热液改造成矿作用（少量热水沉积）	SYB，2-SL（德兴、玉龙）	SYB，1-SL（兰坪），1-L（河池） NNB，1-SL（蔡家营）	SYB，3-SL（蒙自、德兴、冷水坑）	LJB，2-SL（胶东） NYB，1-SL（义谷） SYB，1-SL（老王寨）	SYB，3-SL（个旧、大厂、柿竹园钨） NYB，2-SL（金堆城、栾川钼）

SL，超大型矿床；L，大型矿床；SYB，华夏—扬子地球化学边界；LJB，辽胶地球化学边界；NYB，华北—扬子地球化学边界；NNB，华北北缘地球化学边界；NC，华北块体内部；NX，北疆；XB，兴安块体地球化学边界；Y，扬子内部；SC，华南内部。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

第七章　地球化学急变带对油气资源的制约

铅、锶、钕同位素体系在岩石和矿床的成因、形成时代与矿床勘探定位研究中早已发挥了重要作用。但这些固体同位素体系在油气研究方面的应用只是刚刚起步。虽然锶同位素在油田卤水研究方面也应用较早，但主要说明油田水的运移，从而间接了解油气的运移情况（Chaburi et al., 1987; Steuber et al., 1984, 1991, 1993; Bullen et al., 1996）。随着同位素地球化学填图方法在确定块体性质、属性及其边界方面研究取得重大进展的同时，也发现了油气田的分布与金属矿床一样受到地球化学块体属性与边界的控制。现代油气田与古油场常与低温成矿域中的汞、锑、铀、矿、金、铅-锌等矿床密切相联系（傅家谟等，1989）。龙格萨克斯坦的古生界盆地中常在其上部是砂岩型铀矿床，而下部是大型油气田。Oliver（1992）提出美国中部的密西西比型铅-锌矿与油气田在有相同的成因，与汇聚板块边缘的流体作用紧密相关。长期的研究表明，原油与沥青中处于络合态的金属具有高的稳定性。因此近年来国内外在将铅、锶、钕等固体同位素体系应用油气成因、油源对比、生油年龄和油气田构造环境制约与定位研究方面取得了重大进展（张景荣等，1997；涂湘林等，1997；Manning, J.K. et al., 1991; Stille et al., 1993; Parnell et al., 1990; Mossman et al., 1993）。

一、块体性质对油气资源的制约

通过同位素体系填图，我们已将中国大陆划分成六个主要同位素省和若干具有一定归属性的地球化学块体：①华夏（东冈瓦纳型省），②华北（劳亚省），③青藏—印支（东冈瓦纳省），④扬子（过渡型，或特提斯型省），⑤佳木斯（太平洋型省），⑥新疆北部—南戈壁（太平洋型省，相近于佳木斯）；以及辽胶渤（太平洋型块体）、中朝（劳亚型块体，相当于华北）、兴安（劳亚型块体，相近于华北）、中蒙（太平洋型块体）、塔里木（劳亚型块体，相近于华北）与苏南（太平洋型块体）等地球化学块体。地球化学省划分和全球油气资源分布资料表明太平洋型微陆块的边缘盆地（相当于古亚洲构造域）与油气资源关系更加密切（见图7-1）。北半球典型太平洋型陆块分布区，如中东波斯湾与阿拉伯半岛地区，俄罗斯滨里海、哈萨克斯坦与西西伯利亚地区，美国南加州与海湾地区均是特大型油田产区。中国太平洋型新生陆缘块体周边分布丰富的油气资源。大庆油田以东也是典型的太平洋型块体（佳木斯块体）。北疆准噶尔盆地及其周边是太平洋型微块体的重要组成部分，包含了克拉玛依和吐哈油田。苏南－越北块体也是属太平洋型，已突破了苏北油田。中国大陆最大的太平洋型块体是中蒙块体，它的东南周边位于内蒙古境内大兴安岭西坡和阴山地区，沿满洲里－海拉尔－乌兰浩特—阿鲁科尔沁旗－赤峰一二连一线。这一地带应有较大的油气勘探前景。在内蒙古中部分布着大面积的中新生代盆地，也进行了广泛的油气勘探，但只在中蒙块体两边地球化学急变带与这些盆地的交错位置上找到了有工业意义的油气田（如陆家堡、二连、中俄蒙边境等

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

地区的突破）（见图 7－2）。这些地区均有车轴-油共生现象，相似于哈萨克斯坦地区。

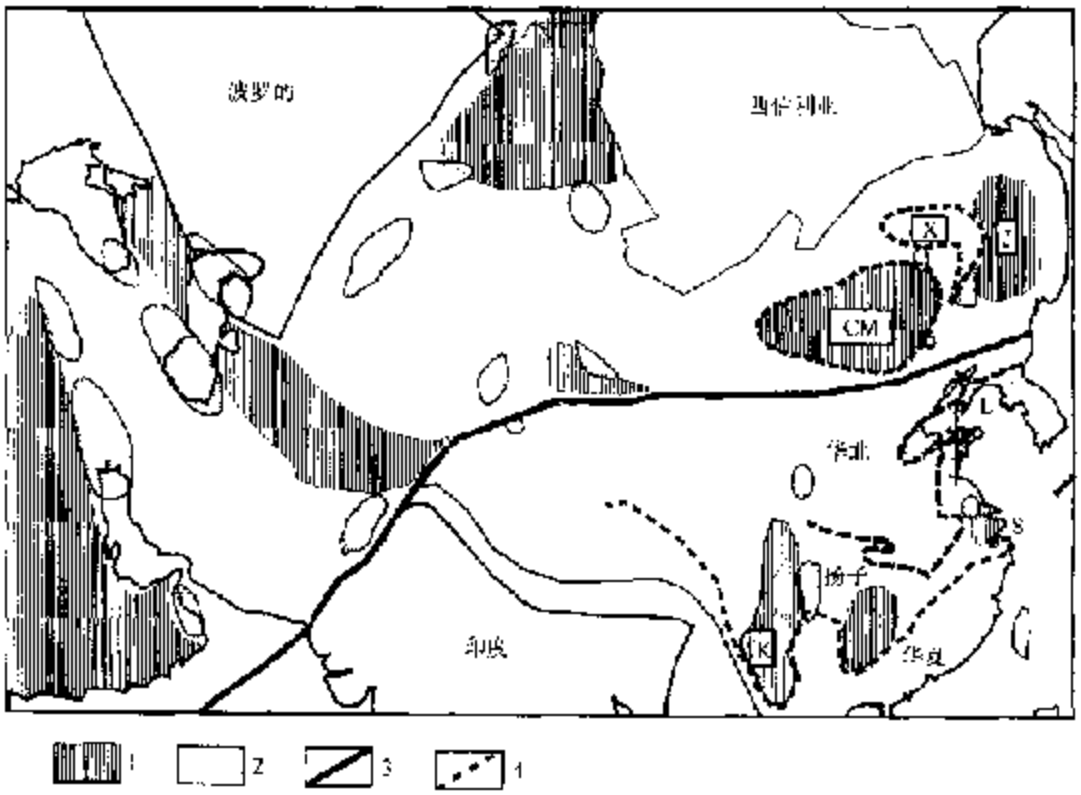


图 7－1　亚洲地区太平洋型块体与油气资源的分布区

1. 太平洋型块体；2. 准气田；3. 一级构造与地球化学边界；4. 次级地球化学边界

因此确定太平洋型块体的分布域将是指导油气勘探第一重要制约因素。华南地区的江南与康滇古陆具有太平洋陆块特征，它们的周边应有一定的油气前景。

根据剩余位素（V_1-V_2）差值填图可以揭示出太平洋型块体（小于＋5 的区域）在中国大陆及其周边的大体分布情况（第三章图 3－5）。从图可见中国北方，特别华北块体以北的区域具有大优势的太平洋型块体分布，而南方只有较小的区域，其中康滇与苏南是较大一点的块体。因此在中国北方找油气明显要比在南方容易得多。我国的油气勘探实践也明显证实了这一观点。

二、地球化学急变带 克拉通边界对油气田的制约

地球化学急变带反映了克拉通边缘的地球化学特征，比地质观察更有效地揭示了克拉通边界的位置（可达到 1km 级）。克拉通边界是块体拼合以后由于不同块体在岩石圈物理与化学结构上的差异而产生的块体之间调整边界，因此在地质含义与位置上多少不同于板块缝合边界。急变带分成构造显性与构造隐性两种类型。构造显性急变带出现于造山带、岛弧与裂谷盆地地段，可以看到主构造线（如缝合线、在规模的走滑断层等）与急变带的走向一致。构造隐性急变带出现于克拉通边缘的前陆盆地中。由于这些后造山的克拉通边缘前陆盆地没有受到造山前和造山后的强烈构造运动影响，因此看不到与

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

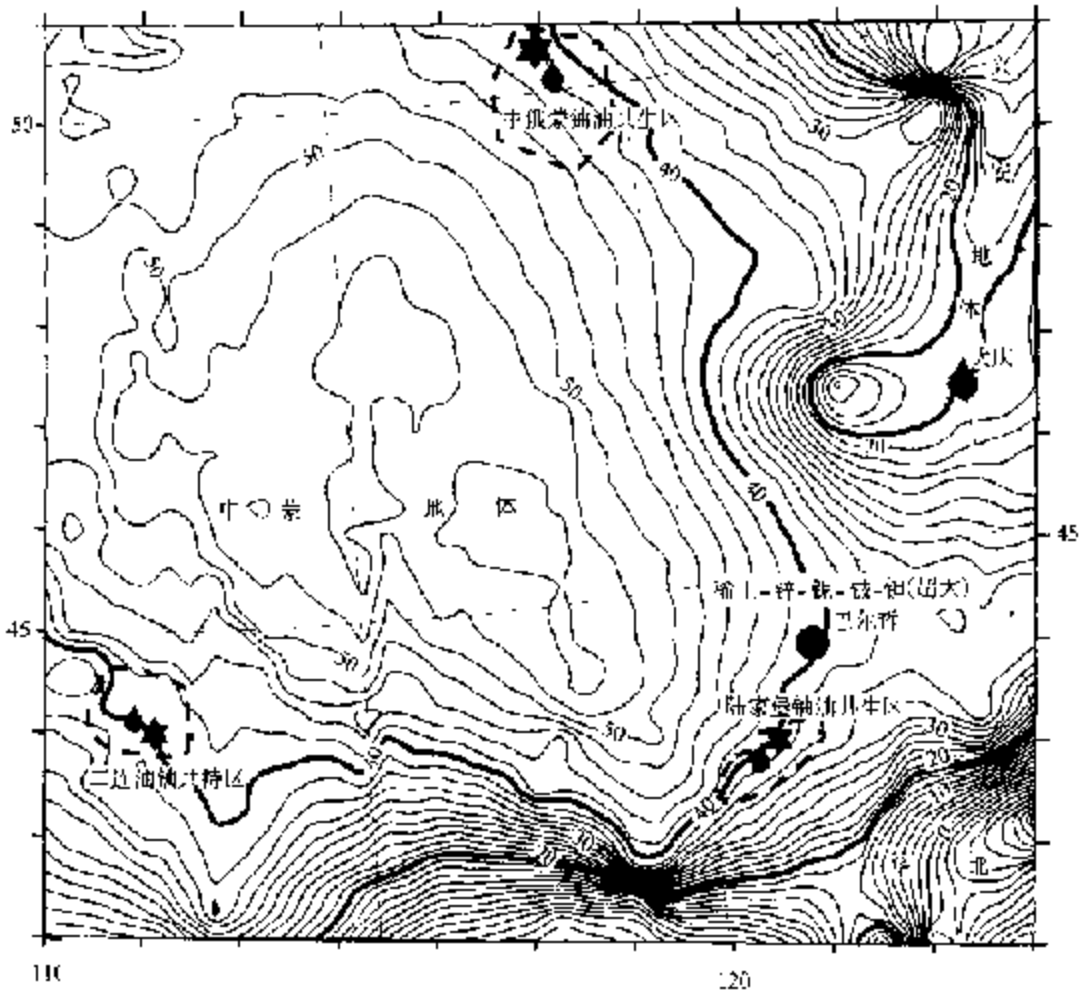


图7-2 中蒙块体周边地球化学边界及超大型矿床与油-铀共生区分布

满状点为油气田；六角星点为铀矿床；圆点为金属矿床

急变带一致的主构造线。急变带对大型-超大型矿床的分布起着十分明显的制约作用；但金属矿床主要位于构造显性急变带，少数出现于构造隐性急变带。克拉通边缘前陆盆地中靠近克拉通边界的地段是重要的油气产出位置（南方油气勘探项目经理部等，1997）。全球仅占4%的克拉通边缘前陆盆地中探明了34%的油气储量，同时其他盆地的性质还不十分明确。因此在这些盆地中找到油气的概率要比其他盆地高13倍以上。克拉通边缘前陆盆地中靠近克拉通边界的地段恰好是构造隐性急变带的出现位置。因此急变带的位置确定不仅对寻找大型-超大型金属矿有重要指示意义，而且对油气勘探也同样会有重要指示意义。

分析中国大陆中、东部地区（新疆地区不明）的油气田分布规律表明，除了四川与鄂尔多斯两个大盆地外，其他油气田均位于地球化学急变带上，即克拉通边界上。

1. 辽胶块体与华北—中朝块体地球化学边界

渤海周边油气田的分布被形容为"摔碎的盘子，又跌了一脚"，即分布规律不明显。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

但从地球化学边界角度看，油气田均位于深部克拉通边界与第三纪凹陷的立交地段。渤海周边地球化学急变带确定了辽胶块体与华北—中朝块体的拼接边界（图 7－3）。这一边界从营口插入盘锦地区并从辽东湾回折，沿辽东半岛西岸至复州地区，然后向西穿过渤海至唐沽地区进入华北平原至任丘—邢台—鹤壁，从鹤壁向东折沿北东东向至范县—济南—东营入海与中朝块体边界相接。该边界与下辽河凹陷、渤中凹陷、黄骅凹陷、冀中凹陷、东濮凹陷和济阳凹陷相交，控制了辽河、渤海、大港、华北、中原与胜利油田主油气场的定位。其中胜利油田的情况较为复杂；由于该地段是辽胶渤块体与华北块体、中朝块体以及郯庐断块的拼接带。北东向的地球化学边界反映了前古生代的块体拼接，而在中生代郯庐断裂将中朝块体从华北块体中错断分离开，并形成近南北向的地球化学边界和郯庐断块。因此边界的走向可能较为复杂，有待进一步深入研究才能查明。因此油气产出与华北克拉通边缘残留的古生代前陆盆地应有关系，而第三纪凹陷可能主要作为储层。这从潜山油藏常常产油气更富（如在胜利油田、任丘油田具有许多产于古生界盆地中日产 1 000t 以上的高产油气井）也可以得到旁证。近来在渤海中北部、天津东千米桥以及山东龙口港外发现的亿吨级大油田，也均受地球化学急变带控制。特别是山东龙口港外的油田已超出了渤海湾的第三纪凹陷，但仍然位于地球化学边界上，进一步表明了生油的深部控制作用（图 7－3）。

图 7－4 显示了中国南方急变带的位置，及其与重要的油气田和油气勘探区分布的关系。位于南襄盆地与江汉盆地中的油气田也位于急变带上。急变带在秦岭造山带为东西向的构造显性走向，在桐柏附近折回变成构造隐性急变带，并呈近东西向（唐河—老河口方向）穿过南襄盆地，再从神农架折回穿过江汉盆地（宜昌—武汉方向）。因此在南襄盆地与江汉盆地中的油气勘探可能应于东西向发展为最佳选择。

2. 中国南方油气勘探

“八五”期间中国南方油气勘探与研究所确定的有前景的勘探区与研究区（南方油气勘探项目经理部等，1997；汪世忠等，1997）与扬子—华夏—印支之间的急变带看来也有着密切的关系：

（1）苏南块体边界　　同位素地球化学填图表明苏南存在着一个不同于扬子块体的独立块体（$V_2>40$），地球化学性质上相近于辽胶块体。这一块体的边界由于被盆地覆盖，因此在地质上已不可能确定。油气勘探有希望的苏北盆地以及句容—溧阳—太湖等地段均位于克拉通边界的急变带上（图 7－4），并已发现了苏北油田。

（2）金衢盆地　　该盆地位于扬子—华夏急变带。在浙江境内急变带具有从龙游至三门的东西走向（与地球物理所确定的江山—象山线相吻合）。这一方向由于发育了前陆盆地，因此无明显的连续主构造线，也反映出块体的深部构造边界不是江绍断裂。

（3）黔南—桂中盆地　　扬子—华夏急变带在桂黔地段沿融水—河池—南丹—独山—瓮安从近东西向转为近南北向。由于黔南—桂中等前陆盆地覆盖了这一地段，因此克拉通边界根据地质观察也难以确定。黔南盆地中瓮安—凯里等地的油气显示发现；在桂中盆地的柳城地区也发现工业油气，它们恰好位于急变带上。在黔桂地区从河池—南丹—独山—麻江—瓮安这一急变带（图 7－5），南部以金属矿为主；如大厂锡矿，北山、泗猪皮铅锌矿、半坡锡矿等，但这些矿中均有沥青脉出现，而且从南向北逐渐增多。在

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

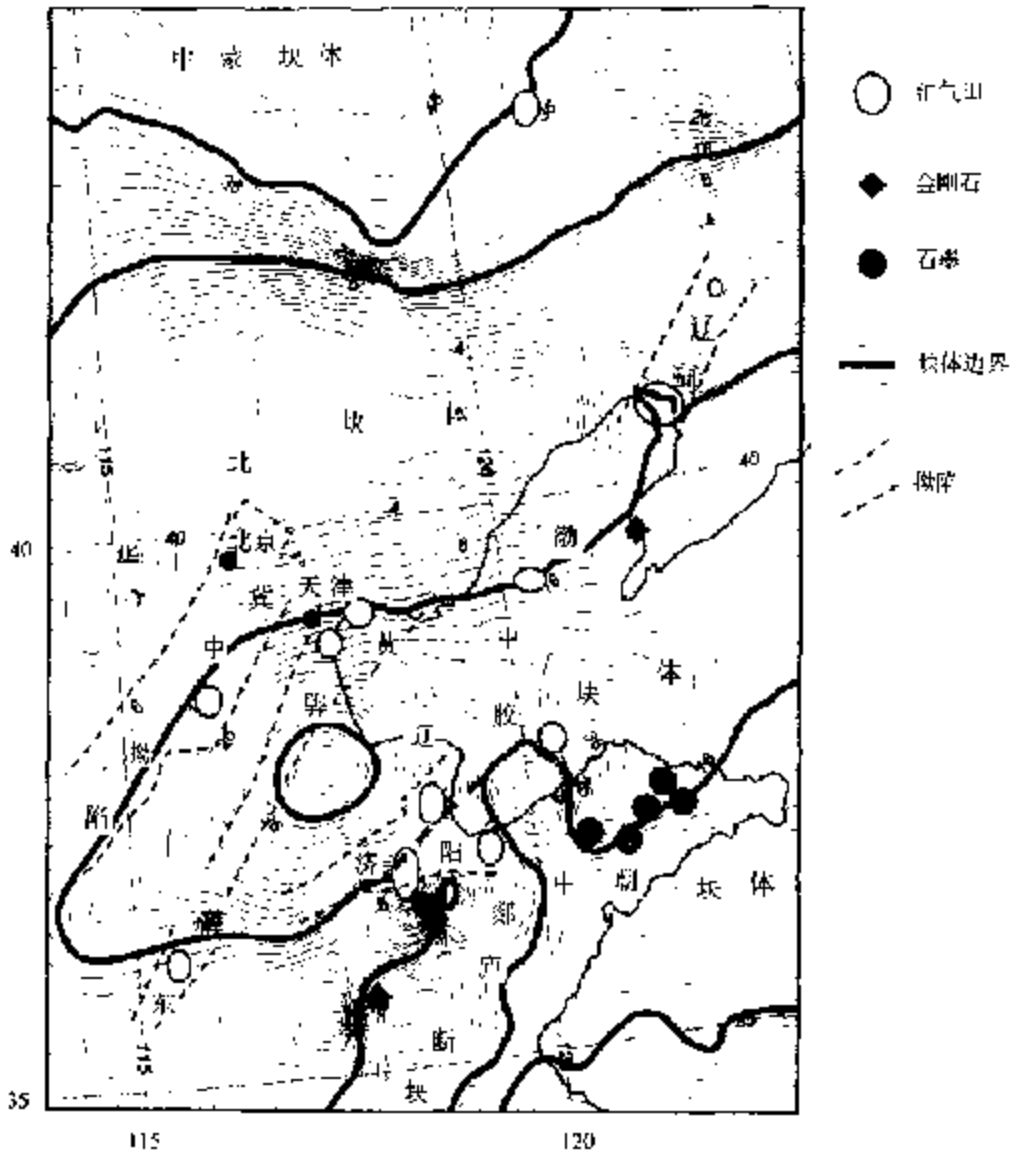


图7-3 辽胶渤块体周边地球化学边界及大型油气田与碳矿床的分布

丹寨汞矿中沥青脉则已大规模出现。从丹寨向北的麻江—福泉—瓮安地段则出现了中国最大的古油气藏，沥青储量达到13亿t（王守德等，1997）。

（4）南盘江盆地　在滇黔边界，地球化学急变带沿建水—师宗—普安一线以南穿过南盘江盆地。这一地区莫霍界面的梯度带走向与地球化学急变带相一致，因此是明显的克拉通边界。边界西北侧是扬子块体中康滇陆块为太平洋型块体。盆地中的上三叠纪与第三纪盖层为碎屑岩是好的储油层。因此该盆地应有油气前景。

（5）楚雄盆地　在云南境内哀牢山南段，急变带沿主构造线——红河断裂呈北西西向，为构造显性急变带。但在沿绿汁江断裂急变带发生南北向错动后进入楚雄盆地成为构造隐性急变带，指出了深部克拉通边界的位置。在云南楚雄盆地中，地球化学急变带经绿汁江断裂错动后从红河断裂转入楚雄盆地。成矿作用从东南的大量的金属成矿（如大红山铜矿、易门铜矿、牟定铜矿、姚安铅-锌矿等）向西北（大体以楚雄—牟定为

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

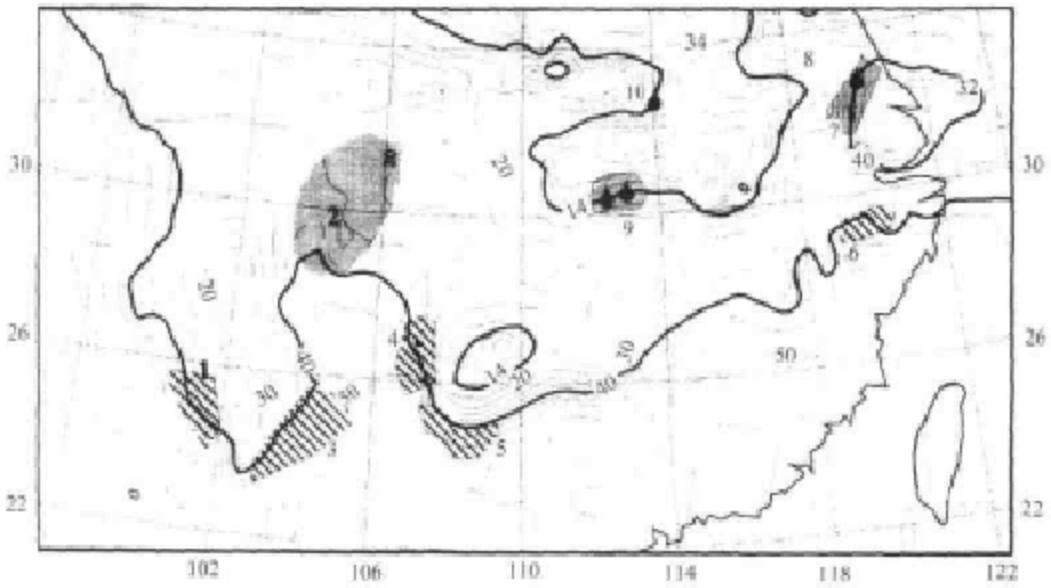


图 7－4　中国南方地球化学急变带及南方油气资源与勘探区分布

1. 楚雄盆地；2. 四川盆地；3. 南盘江盆地；4. 黔南盆地；5. 桂中盆地；6. 金衢盆地；7. 苏北—太湖盆地与苏北油田；8. 合肥盆地；9. 江汉盆地与江汉油田；10. 南襄盆地与河南油田；阴影区为已发现油气的盆地；黑点为油气田；斜线区为勘探中的盆地

界）明显转化为油气显示（见图 7－6）。

上述分析表明找油与找金属矿似乎都是从同一条起跑线（克拉通边界，即急变带）上出发。由于前陆盆地中油气的产出是在克拉通边界近侧，因此通过细尺度的地球化学填图详细厘定急变带在前陆盆地中的位置与走向，对于指导油气勘探将会取到实际的效果。同时由于地表构造线已不明显，因此靠地质方法确定克拉通边界已变得相当困难或不可能。地球物理方法相对成本较高，同时对深层次的解析也常具有多解性。地球化学填图方法相对是一种可靠且成本低的方法。由于这是一项新的油气勘探方法，因此它的理论基础与应用方法细则将有待于在应用中进一步提高与完善。

三、沿地球化学边界的碳矿床

剖析沿地球化学边界碳矿床（油气、石墨、金刚石等）分布可以发现油气与石墨常具有明显的对称分布，金属矿床与油气田也呈对称分布。当浅部构造为碰撞造山带时，地壳出现强烈挤压剪切和重熔时，主要表现为金属矿藏的岩浆作用与动力变质改造成矿作用，还原碳以石墨矿形式出现。当浅部构造为断陷盆地时，可以形成热水沉积金属矿床，同时更主要是形成油气田。两者之间则出现金刚石的分布，如渤海湾地区浅部构造表现为北北东的断陷盆地，以形成油气田为主。渤海海峡大连—莱州以东的胶东与辽南地区，浅部构造为近东西向的弧型韧性剪切带，而近南北向的构造转化为深部隐伏构造。因此在构造立交部位形成了一系列超大型金矿（玲珑、焦家等）与钼矿（烟台），并伴随着大量大型石墨矿（平度、莱西、牟平等）的形成（见图 7－3）（蒋志等，

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

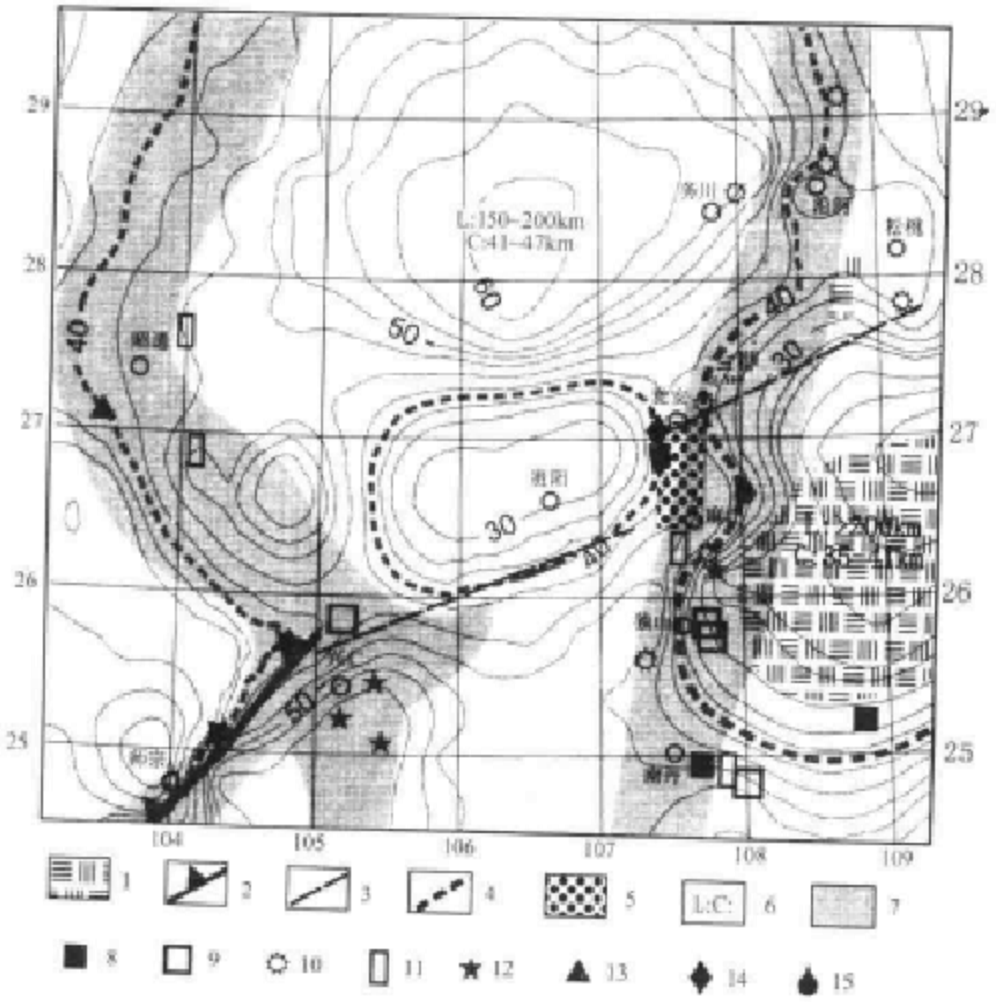


图 7-5 沿江南古陆西缘地球化学急变带大型矿床与古油藏的分布

1. 江南古陆（元古宇）；2. 绥宗—弥勒缝合带；3. 可能的缝合带；4. 地球化学边界；5. 古油藏分布区；6. 岩石圈（L）与地壳厚度（C）值；7. 重力梯度带位置；8. 铜矿；9. 铅矿；10. 汞矿；11. 锑锌矿；12. 金矿；13. 银矿；14. 磷矿；15. 油气显示

1996)。而在之间的过渡带出现了如辽东半岛瓦房店与山东蒙阴的金刚石矿。处于边界区的胜利油田原油中金的含量也很高。秦岭一桐柏地区也存在类似的情况：西段浅部构造表现为东西向的碰撞造山带，深部构造为近南北向的地幔热区与冷区（袁学诚，1996），沿地球化学急变带出现了一系列超大型金矿（小秦岭地区）与钼矿（栾川、金堆城），也伴随大量石墨矿的产出（薛志等，1996）。而东部出现近南北向的南阳盆地—江汉盆地（岩石圈中的深部构造已被转化为浅部构造）与地球化学急变带（被隐化了的块体之间的拼结带）相交，控制了油气田的分布（如已发现的南阳与江汉油田）。佳木斯地体周边也出现这种对称分布：东部是块体拼结所引起的强烈的动力变质带，出现了中国大陆上独一无二的超大型石墨矿密集区，西部则是裂谷盆地形成大型油气田（大庆）。如果上述地区的石墨能转化为油气，则也是许多特大型的油田。石墨与超临界水反应，则可以很快转化为烷烃。这些石墨也可能是生物成因的，由于脱氢而成了石墨。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

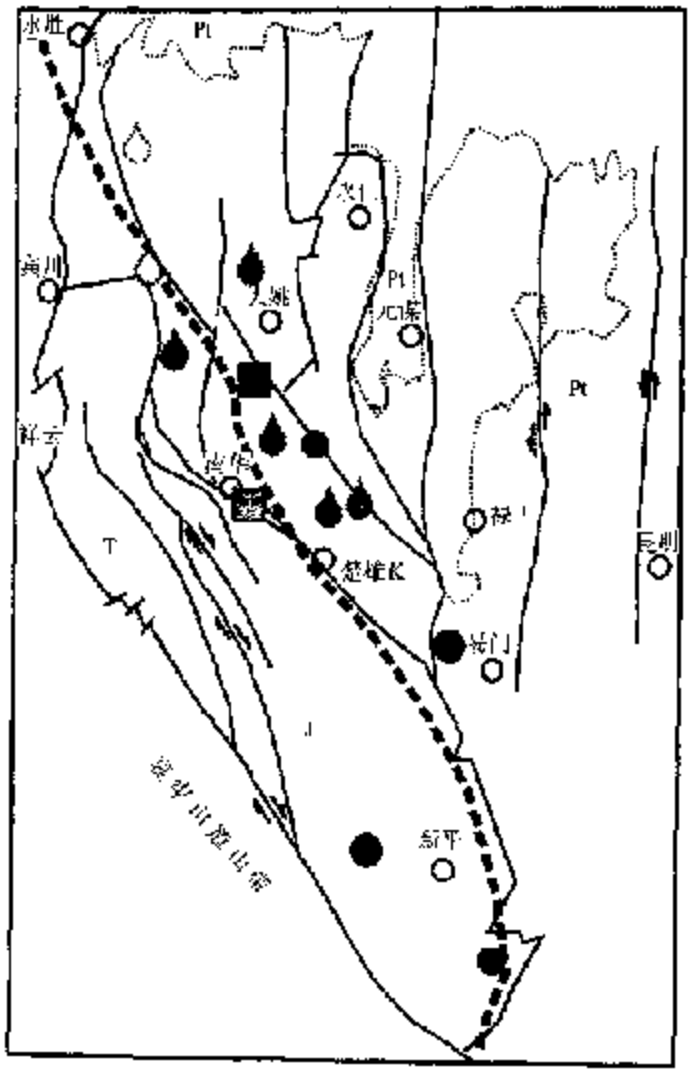


图 7-6 地幔盆地中地球化学边界的走向
及其与金属矿和油气显示分布的关系
浅色线状点为油气显示；黑面点为铜矿；深色方块点为铅锌矿；
浅色方块点为金矿；粗虚线为地球化学边界

同样它们也可能原来就是无机碳，由于没有出现加氢条件而未能形成油气。

四、辽河油田研究实例

辽河油田位于下辽河第三纪凹陷中。铅同位素填图与地质证据均表明存在辽吉块体向华北陆块的插入，为了查明块体的属性和地球化学急变带-克拉通边界的具体位置。我们进行了详细的同位素体系填图，以了解油气与克拉通边界及其前陆盆地对油气分布的制约。

1. 铅同位素组成特征

(1) 原油　　原油 $n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$ 在 17.25～18.78 左右。西部凹陷中除欢喜

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

岭油田的欢、齐编号区块的值（18.18～18.3）较高外，其他区块十分稳定（17.4～17.8）。东部凹陷的变化范围更大（17.25～18.78）。茨榆坨以及小洼油田在小范围内存在急剧的变化。在黄金带、热河台直到大平房油田存在一个大的高值区（>18.0）。其他油藏区域（如于楼、大平房—海外河油田等）则相对稳定，变化在17.45到17.85小范围内。大民屯油田变化范围也相当大（17.6～18.78），呈现出东北与西北高而中间低的趋向。$n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)$变化在15.37～15.62之间，主体油藏区域则在15.37～15.52之间。$n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)$变化在37.3～38.3，而主体油藏区域则在37.6～37.8。在$n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$-$n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)$图解上（图7-7）看具有明显的幔源或壳幔混合特征，大部分数据落在Zartman等（1981）铅构造模式的地幔演化线两侧，和零

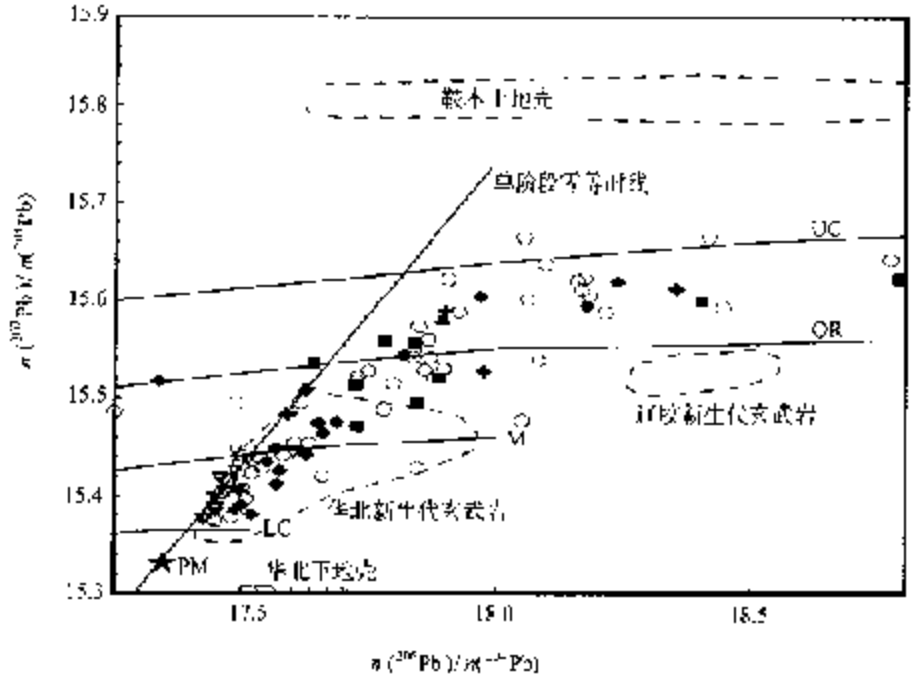


图7-7 辽河油田原油$n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)$-$n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$图解

M，地幔；LC，下地壳；OR，造山带；UC，上地壳；PM，华北块体原始地幔点；空心圆点，东部凹陷；实心棱形，西部凹陷；实心方块，大民屯；实心三角，外围盆地；倒三角，沥青A

等时线的右侧，呈三角形分布趋向，并指向华北原始地幔点（Zhu et al.，1984）。该区铅同位素的强幔源特征是与克拉玛依、塔里木盆地沥青是相一致的（张景廉等，1997，1998）。在一些区块内可见到数据延两个线性趋向分布；一个趋向具陡的斜率，具古太古代（>3.6 Ga）的等时线关系；另一个等时线趋向（缓倾斜）给出新元古代的年龄信息，如大民屯为1 154 Ma，茨榆坨为911 Ma。主体油藏区与华北块体新生代玄武岩的铅同位素组成近于一致，而与鞍本地区的上地壳岩石以及华北地块北缘的下地壳岩石均相差很远。欢—齐、热—黄、大民屯等区块的铅同位素组成则与辽胶块体上的新生代玄武岩相近。在$n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)$-$n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)$图解上（图7-8）具华北块体铅同位素特征的原油构成了很好的线性关系，并接近和通过华北原始地幔点，这一现象在壳源岩石中是不存在的，在新生代玄武岩中也不十分明显。具辽胶块体特征的样品构成

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

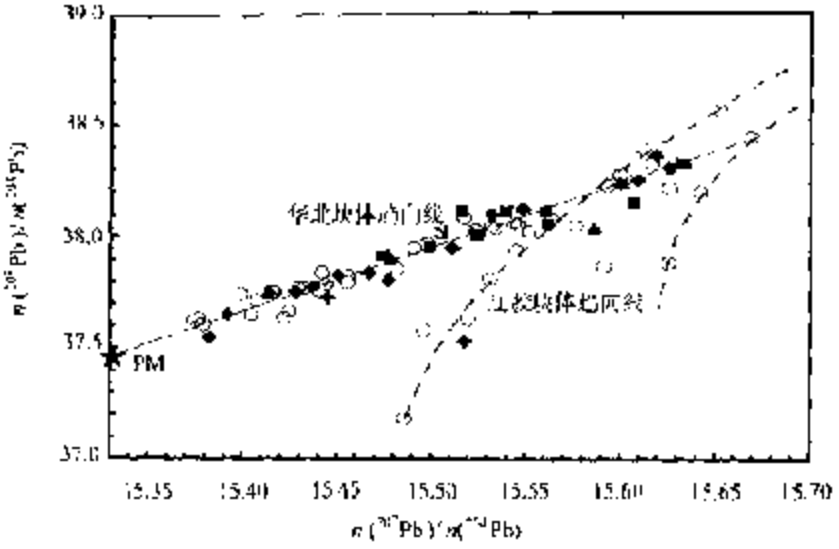


图 7－8　辽河盆地原油 $n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)-n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)$ 图解

图中点符同图 7－7

了另外的演化趋向。在铅同位素三维空间矢量值 V_1 与 V_2 图解上（图 7－9）数据可明显区分出主体油藏区、茨榆坨油田、欢…齐头与大民屯等四个分区，反映了主体油藏区

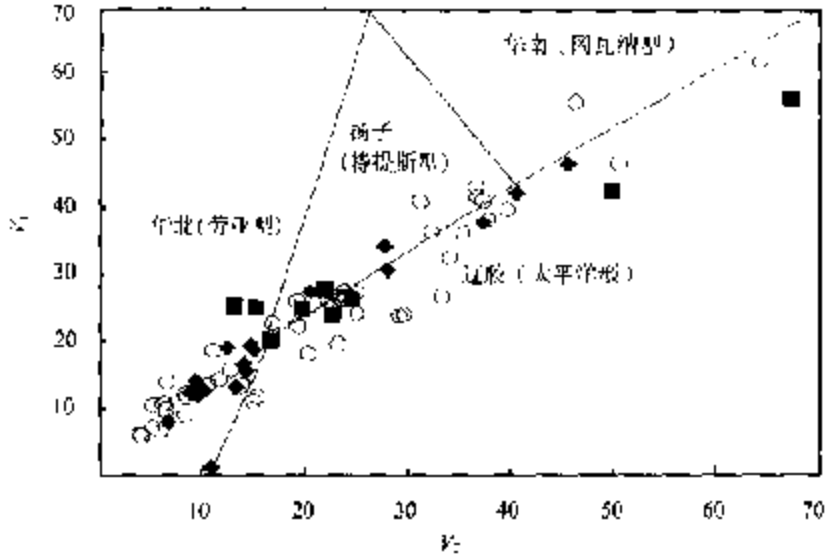


图 7－9　辽河油田原油铅同位素 V_1-V_2 图解

图中点符同图 7－7

以华北块体的幔源特征为主、大民屯为华北块体中存在壳幔混合的区域，而茨榆坨、黄金代－热河台与欢…齐块为辽胶块体边界部分，也存在一定的壳幔混合。块体之间的克拉通边界前陆盆地是油气形成与储集的重要构造环境，而且铅同位素填图是定量确定克拉通边界的重要地球化学方法。岩石的铅同位素填图已确定在下辽河盆地存在辽胶块体向华北块体的插入。为了较详细地确定在下辽河盆地中华北与辽胶块体的拼接关系和克拉通边界，进行了铅同位素 V_2 值填图与等值线处理（图 7－10）。由于华北块体的 V_2

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

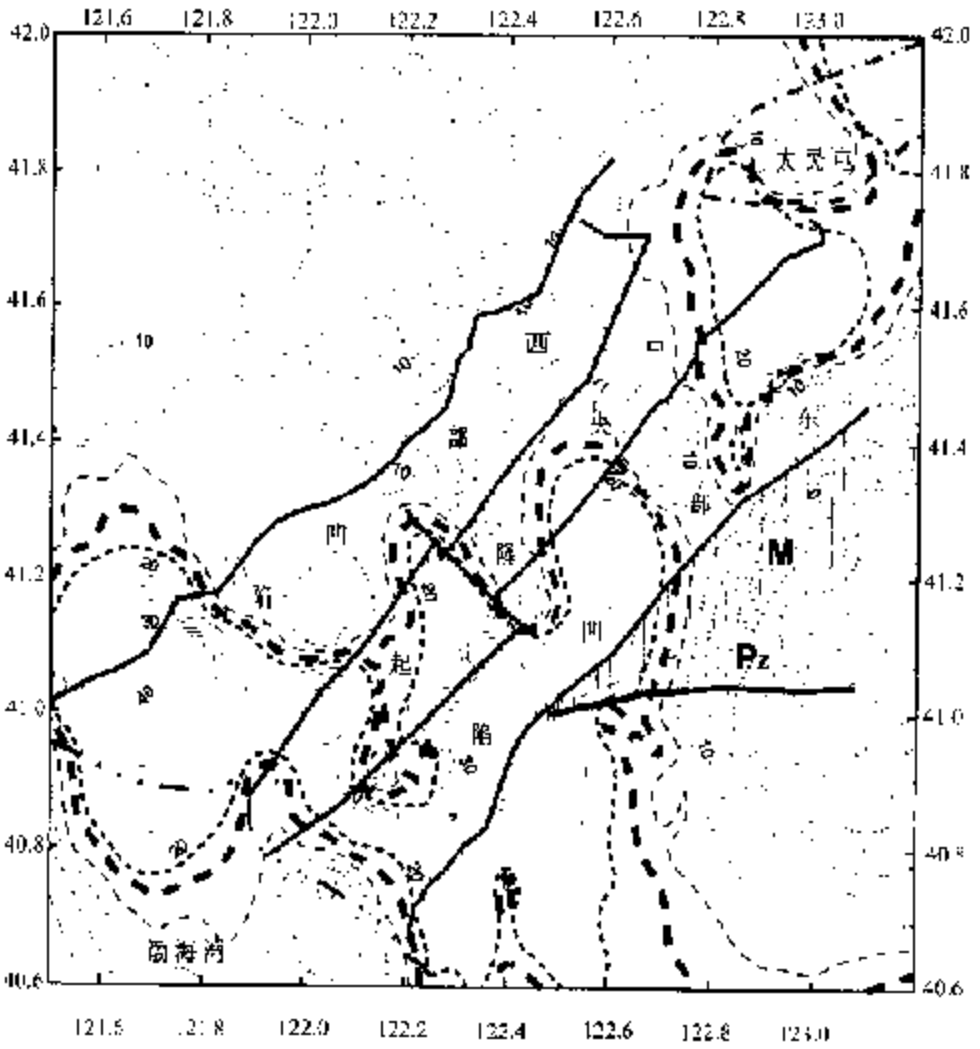


图 7－10　辽河油田原油 V_2 等值线图

粗实线为地球化学边界；点线为华北块台；细实线为断块体；M. 中生代地层；Pz. 前古生界地层

值小于 16±2，而辽胶块体大于 16，因此根据铅同位素 V_2 值的急变带很易于确定块体之间的克拉通边界。由图可见辽胶块体明显从盘河口—海城—营口一线（即北辽河群与南辽河群边界）插入下辽河盆地。北界在热河台—大法—齐家一线；并从欢喜岭折回以海岸线一带为南界。同时在东部凹陷北区英台—带和大民屯也出现了小的辽胶块体残块。这些具辽胶特征的块体周边存在明显的同位素急变带，铅同位素 V_2 值从 6.5 变化到 40 以上。急变带与第三纪凹陷的交汇处是油气场的主要控制部位区。主干反映幔源与深源作用最明显的铅同位素比值是 $n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)$，我们还进行了 $n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)$ 相对偏差的填图与等值线处理（图 7－11）。根据油气的铅同位素演化趋向（图 7－7），由基性麻粒岩包体获得到华北块体的原始地幔值以及两类块体上新生代玄武岩的铅同位素组成下限（涂湘林等，1993；朱炳泉，1998），在该地区取华北块体地段原始幔值 $n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)$ 为 15.37、辽胶块体地段为 15.48。在计算相对偏差时分别以此值为标准。从图 7－11 可见，存在一个明显的深源作用区；①是界于齐家—黄

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

金带—高升之间的三角地带；②是黄金带—高升以北与东部凹陷的东侧；③海外河—葵花岛一带的海上区域。

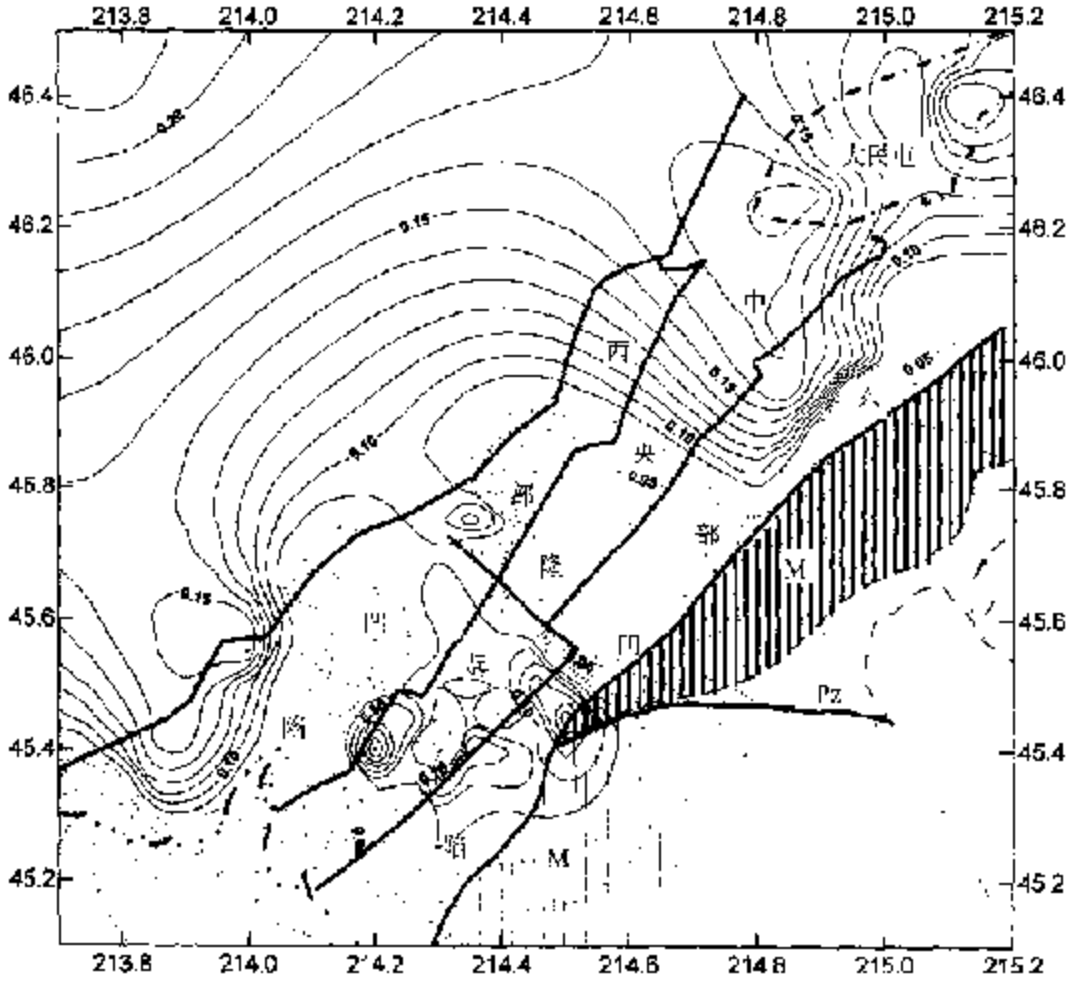


图 7-11 辽河油田原油 $n(^{207}Pb)/n(^{206}Pb)$ 与地幔值偏差的等值线图

(2) 干酪根　取自东部凹陷、西部凹陷与大民屯的干酪根中氯仿沥青 A 抽提物具有相当稳定的铅同位素组成。$n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$ 在 17.45～17.60，$n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)$ 在 15.37～15.44，$n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)$ 在 37.6～37.8。因此抽提物铅同位素也具有强的地幔特征。但在 $n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)$-$n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$ 图解上它们几乎严格按零等时线分布，而原油位于零等时线右侧，两者在误差范围外可以相区别，因此 $n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$ 值比原油相对略偏低。这一现象表明抽提物中的铅是近期进入的，没有时间效应产生的同位素比值增加或下降。$n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)$ 比原油相对略偏高。干酪根的铅同位素具有大的变化范围，具有以壳源为主的壳幔混合铅特征。

2. 锶同位素组成特征

原油的 $n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)$ 变化在 0.7065～0.724 之间，大部分样品具有与海水锶相近的同位素组成（≈0.7092），低于 0.708 的样品则明显有地幔组分的加入。结合锶-

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

锶同位素的相关性表明多数样品落在从俯冲带上地幔至俯冲带新增生地壳的范围内（朱炳泉等，1998），也相当于从岛弧火山岩至海相沉积岩的范围。少部分样品具有上地壳的同位素体系特征，也相当于陆相沉积岩的范围（图 7－12）。上体注藏区域均小于0.711。等值线处理表明在高升、冷家堡、获喜坨与大民屯凹陷，存在着明显的锶同位素急变带，形成西北高值区与东南低值区（图 7－13）。在东部凹陷南端的大平房与荣

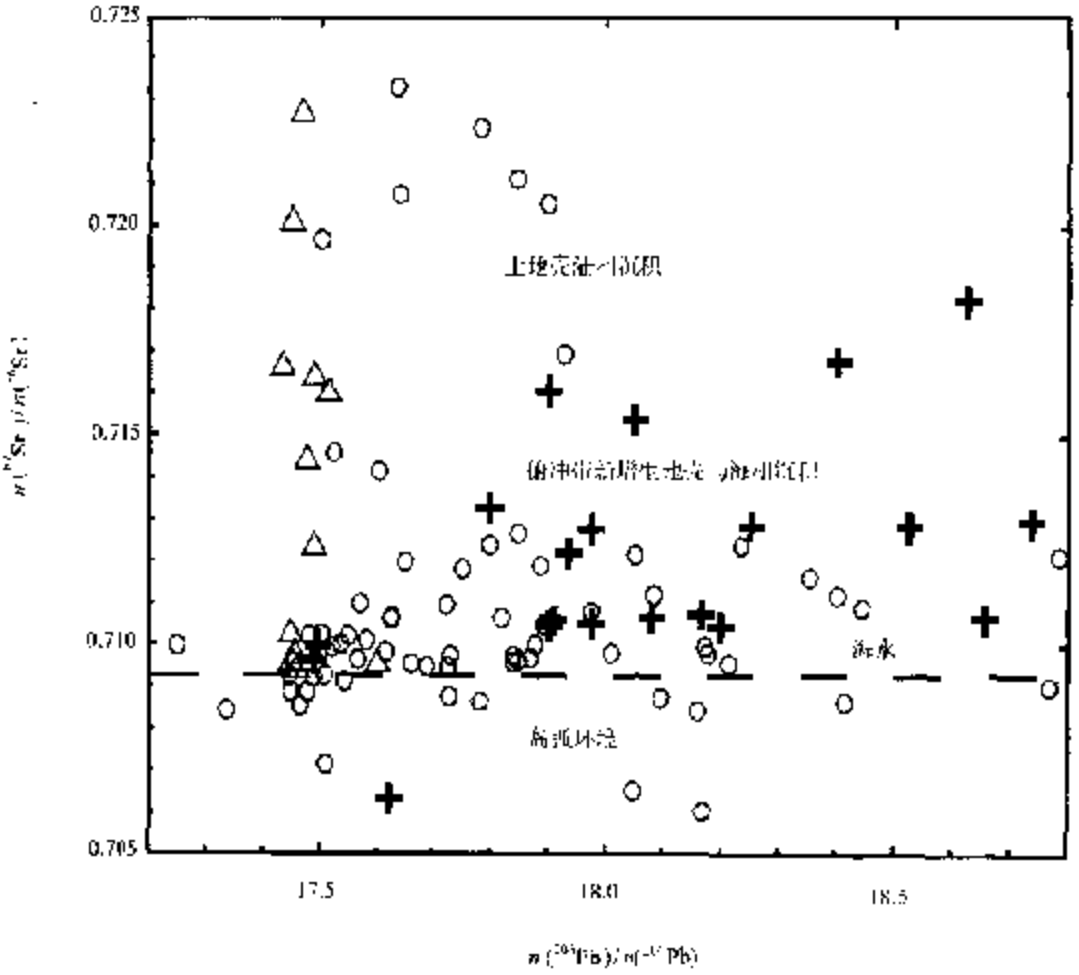


图 7－12　辽河油区原油 $n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)$ $n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$ 图解

盘点：原油；三角点：可溶性有机质；十字点：干酪根

兴屯油区出现了一个小的高值区，而到辽东湾的葵花岛又成为低值区。这一锶同位素分布趋向反映了辽胶块体与华北块体拼接的克拉通边界在下辽河盆地南部的弧形走向。低锶区可能代表了克拉通边缘后震旦纪前陆盆地（以海相沉积为主）的分布区（北部急变带代表了前陆盆地的北缘），或是反映了一个受深源作用影响的一个区域。前者是地质边界条件，后者是地球化学作用场，两者可能是一个统一体。而西北高 $n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)$ 区则是陆相沉积区、无深源作用影响。在东部凹陷界 3 井中已报道存在明显地幔特征的高 ^{3}He 同位素证据（4Ra）。在东部凹陷的东南地区也存在着一个高 ^{3}He 的温泉区（徐永昌等，1990；任德贵等，1997）。锶同位素填图与 $n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)$ 相对偏差填

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

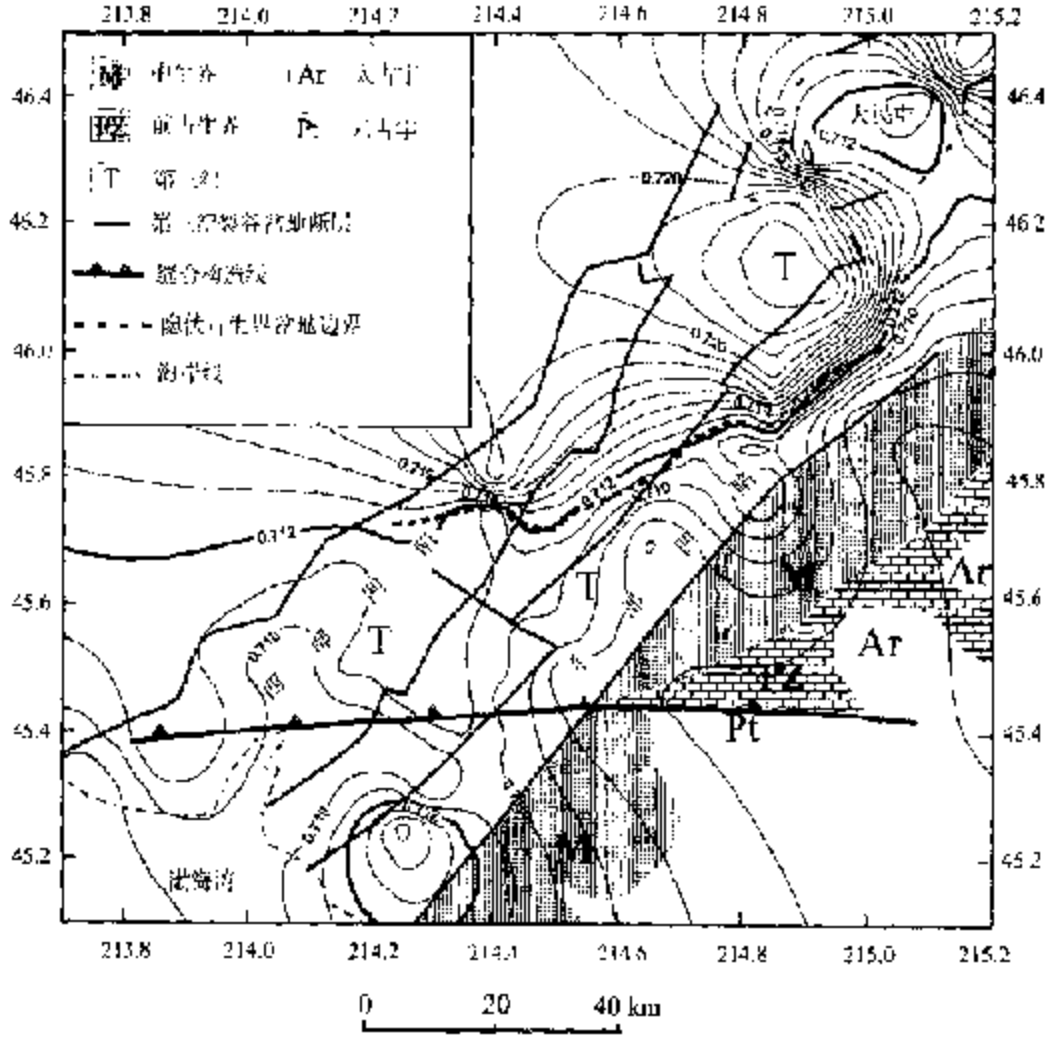


图 7-12 辽河油田原油 $n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)$ 等值线图

图反映的东部凹陷东南侧的强壳幔相互作用区和 ^3He 同位素证据是相一致的。该区原油 C_2，C_3 的 $\delta(^{13}C)$ 值达到 −6 左右也罕见地达到地幔值（陈振岩等，1997）。上述特征与铅同位素 V_2 填图以及新生代玄武岩铁解析填图反映的克拉通边界走向也是一致的。辽河油田首先明显受到北东向第三纪裂谷盆地的制约（陈义贤，1985；陈义贤等，1994），内部的北北东向构造将盆地分成西部凹陷、东部凹陷和中央隆起带。中国大陆的大比例尺铅同位素填图已表明在辽河盆地的南部存在辽胶渤块体的插入，与华北块体结合。这一构造界面应是控制油气田的另一重制约。

3. 钕同位素制约

由于原油中钕含量极低（常 $<10^{-9}$），因此同位素比值难于达到满意的精度。$n(^{143}Nd)/n(^{144}Nd)$ 总体上变化在 0.5116～5121 之间。从等值线分布看下辽河盆地在大范围内 $n(^{143}Nd)/n(^{144}Nd)$ 具有南、北两头高而中间低的趋势（图 7-14）。模式年龄分析表明中间具有古太古代基底，而南、北两头具有新太古代—古元古代基底。鞍本

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

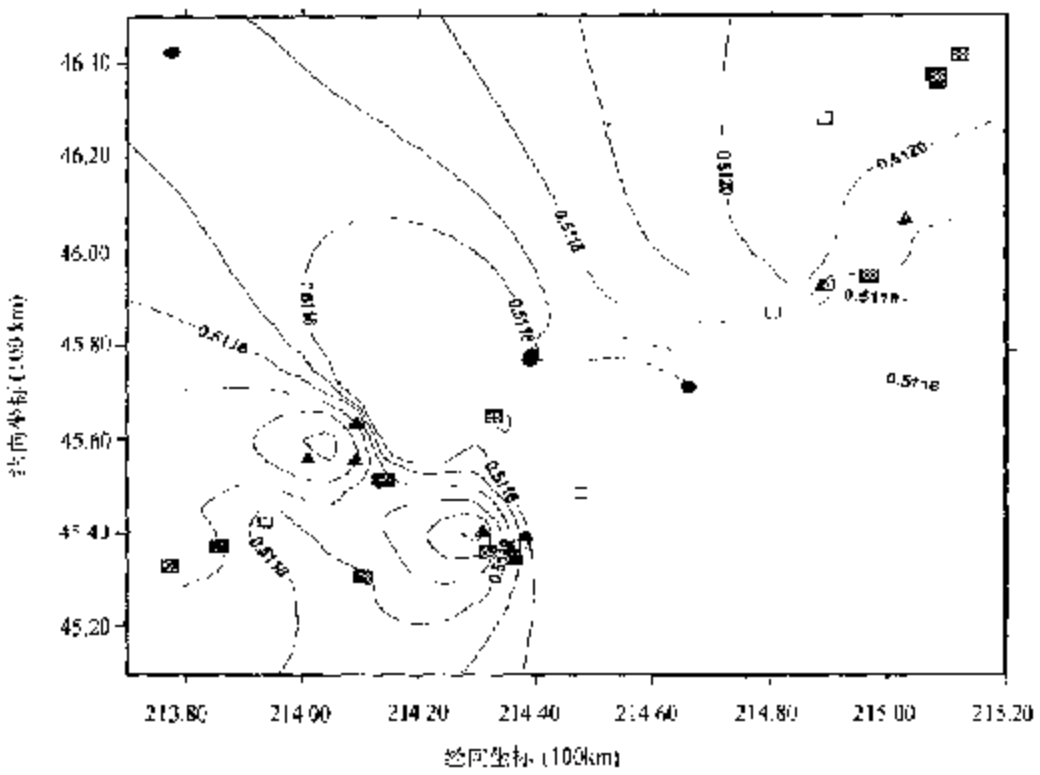


图 7－14　辽河油田原油 $n(^{143}Nd)/n(^{144}Nd)$ 等值线图
图中点为样品数据点

地区已发现具有＞36 亿 a 的古老地壳。这与下辽河盆中间的古太古代基底分布趋向正好对应。南部是辽胶块体插入区，基底年龄在 23 亿 a 左右，也与数模式年龄相一致。

4. 新生代玄武岩铁解析

为了进一步详细确定两个块体结合的边界和岩石圈深部构造的信息，我们根据该地区已发表和未发表的新生带玄武岩岩石化学全分析资料（陈义贤等，1994；陈文寄等，1992），用计算得的 MgO 规一化［FeO］含量（符号表示为 Fe_8）进行填图，并作等值线处理。数据处理中首先将岩石全分析数据减去水和烧失量后再计算为 100%，然后选用 MgO 含量在 5.5%～9% 的数据进行 MgO 规一化到 8%，并将铁统一计算成 FeO。这些数据的 SiO_2 含量在 48%～51%，为橄榄拉斑与碱性玄武岩，它们的 Fe_8 与 Na_8（以同样的方式计算）反映岩石圈块体属性与深部液相线的差别。根据大洋玄武岩的研究表明 Fe_8 与 Na_8 变化是与地震波层析成像反映的深部波速变化是相同步的（Humler et al.，1993）。由于华北与辽胶块体岩石圈具有不同的演化历史以及在厚度上存在明显差异，因此它们的 Fe_8 也存在显著差别。下辽河盆地的 Fe_8 填图与等值线处理（见图 7－15）表明在欢喜岭与热河台之间存在着近东西向的地球化学急变带，标志着华北与辽胶块体的拼接带，即早期存在的深部构造线。这与大范围铅同位素填图结果是相一致的。根据统计资料，取 Fe_8 = 10.5 为块体的边界（Zhu，1994）；华北块体高于此值，而辽胶块体低于此值。在地表该区也仍然可见到平行于这一边界的东西向构造线，即沿鞍山—腾鳌断裂向西可能延伸到小洼、齐家地区。这些构造线已被北北东向的第三纪盆地构造线错

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

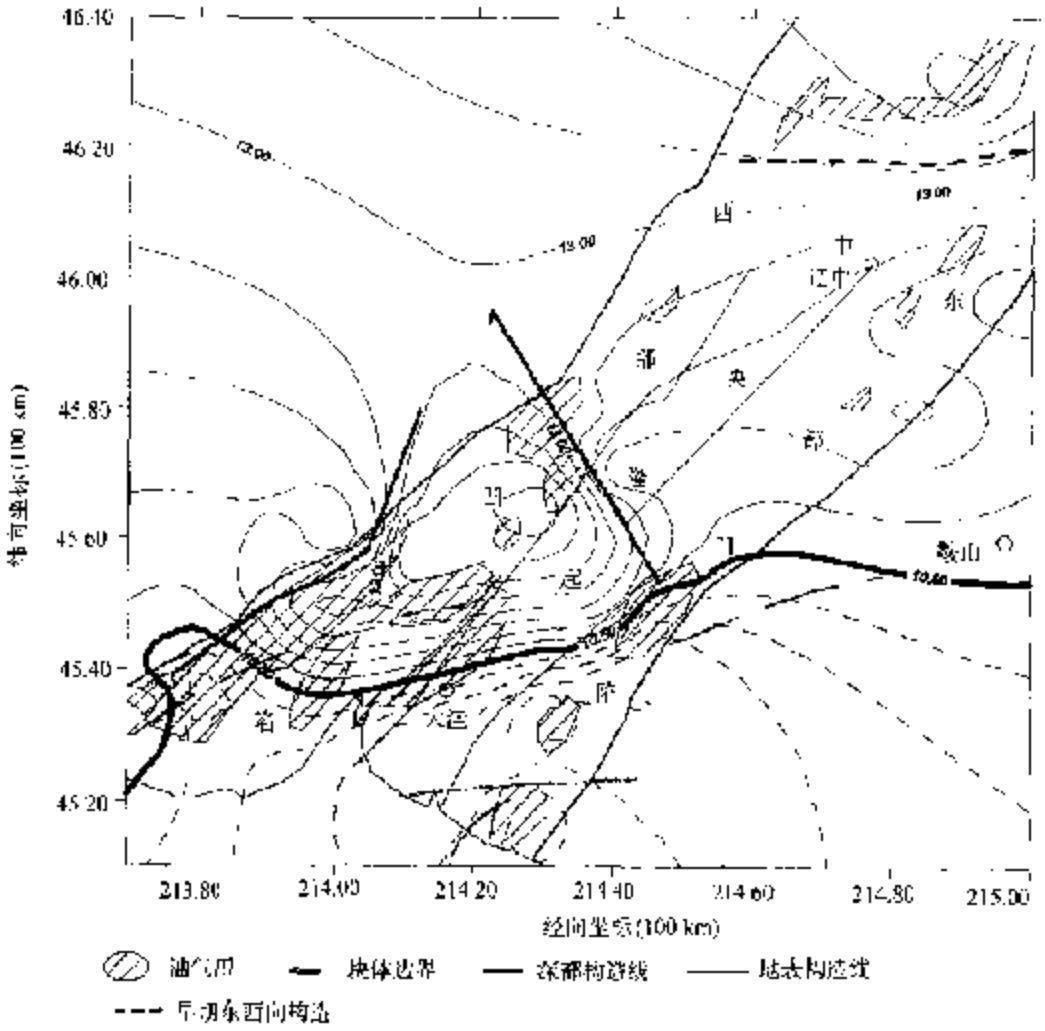


图 7-15 辽河油田新生代玄武岩 Fe_8 等值线图

粗实线为地球化学边界；平行区为辽敖坳陷

断，表明是早期的构造线。钻孔与地球物理资料表明边界两侧地层结构存在显著不同；东部凹陷的北部存在古生界地层，西部凹陷北部存在中、新元古界地层，沿这一东西向断裂有中生界地层分布（陈义贤等，1994）。这表明块体的拼接发生在前古生界。这一东西向拼结带与西部凹陷和东部凹陷的交错地段出现了最深的第三纪凹陷（如清水凹陷）。Fe_8等值线处理还表明在块体边界的北部存在一个欢喜岭—热河台—高升的三角面急变带，应标志着华北块体内岩石圈的断错带，即深部构造线。这些构造线在地表也有一定的表现，并错断了北北东向第三纪盆地构造线，表明活动时间较长。辽河油田占80%的主要油气藏似乎明显受到这一三角面的控制。由于西部凹陷与深部构造线有较多的立交交错面，因此含油气藏更多。而东部凹陷立交交错面只出现在热河台—黄金带地段，因而油气藏相对较少。辽河油田的构造分布更明显受到深部构造线的控制。出现在深部构造线上的中古生界盆地也可样是构造立交。当这些盆地段有后期花岗岩活动和动力变质发生时，也可以有油藏出现。因此除第三纪凹陷立交地段外，也应注意深部构造

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

线与中央隆起以及第三纪盆地以外的立交，如热河台至冷家堡和热河台七小连的中央隆起带，曙光与高升牛田之间第三纪盆地以外的中生代隆起地段。大民屯地区虽然铅同位素填图上表明是在华北块体内部，但存在着一个 Fe_2 高值区（>14%），可能表明该区也存在块体内部的岩石圈断错带。该区是否存在辽胶块体的局部插入也是值得提出疑问的。该区除有拉玄武岩出现外，同时有超钾质玄武岩喷发，表明地幔交代作用十分强，是存在深部活动的另一个证据。这一岩石圈深部构造上的异常区也是辽河油田的一个重要油气场。它的深部隐伏构造确切位置与性质有待于进一步深入研究。如果存在辽胶块体的局部插入，该区的油气场规模可能会更大。

5. 关于油气勘探的几点认识

1）从中国大陆的粗解析和辽河地区的细解析研究均表明，古构造隐性铅同位素急变带所确定的克拉通边界及其前陆盆地是控制大型油气田的重要制约条件。当克拉通边界前陆盆地与第三纪凹陷呈立交时则是油气聚集最有利地段。下辽河盆地辽东湾中存在着华北与辽胶块体复杂的镶嵌拼接关系。一个较大的辽胶插入体其北界位于热河台—小连—齐家一线，并从欢喜岭折回以海岸线一带为南界。同时在东部凹陷北区、铁 2 井与茨榆坨一带以及大民屯也出现了小的辽胶块体残块，标志着郯庐断裂从东到西通过。这些由铅同位素急变带所确定的镶嵌拼接带两侧应是油气勘探的关键地段，如铁 2 六周围目前还未得到开发。大民屯地区由于样品取样有限，对插入的辽胶块体大小及其边界目前还不能很好确定，进一步的详细确定对该区油气的大小与范围的圈定将有帮助。东部凹陷向海上的延伸地区也是两个块体拼接的重要地段，而西部凹陷的海上延伸部分不存在块拼接带。因此东部凹陷的海区将会找到更好的油气田。

2）根据铅-锶同位素研究还表明原油中具有强的俯冲带环境幔源特征和壳幔相互作用同位素信息，反映出深部存在着板块结合边界的岛弧与海相沉积环境，即存在较大的前古生界克拉通边缘前陆盆地。因此辽河深部油气将具有很大的潜力。从 $n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)$ 与 $n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)$ 填图与等值线处理图综合确定了如下几个强的深源作用地段：（A）东部凹陷的东侧，可能扩展到东部隆起带的古生代盆地之下；（B）界于黄金带—高升—欢喜岭之间的三解形地段；（C）海外河至葵花岛地段。

3）关于油气成因初步得到以下几点认识。

用同位素证据表明辽河油田油气的成因明显受到幔源作用的影响，因此油气成因必然与壳幔相互作用相联系。由于原油样品中铅、锶含量较高，而钕含量极低，因此幔源影响主要表现为流体作用。这种作用表现为以下三方面：①提供了幔源烃与氢等的成油成气的物质组分；②提供了干酪根降解与原油成熟度演化的能源；③可能还起着干酪根降解化学反应的催化作用。由于干酪根中可溶有机质具有十分均匀和零时间效应的强幔源铅同位素组成信息，因此干酪根降解应是在近期幔源流体作用下发生。可能这种作用在不断的发生，只是现存的可溶性有机质还未能迁移成油。原油中的铅同位素组成则明显具有时间效应，并且这种时间效应超越了第三纪，如大民屯等地区具有新元古代的等时线趋向，因此生油不仅与第三纪凹陷沉积有关，而且更主要与下伏古生界、古生界和震旦纪地层有关。

古板块结合以后由于岩石圈厚度调整产生了克拉通边界和克拉通边缘前陆盆地。在

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

卓拉通边界常存在近垂直的超壳断裂，为幔源流体活动提供了有利条件。第三纪裂谷盆地和新生代火山岩的发育进一步加强了壳幔相互作用。因此前陆盆地与裂谷盆地构立交界油气形成聚集最有利的地段。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

第八章　地球化学省归属性与古大陆重建

中国大陆不同块体岩石圈的壳幔演化及其与周边地体的相互关系涉及到全球多次泛大陆的形成与裂解，以及冈瓦纳域与劳亚域、特提斯域与太平洋域的相互关系等全球性重大地质问题。80年代末至90年代初关于亚洲的增生与冈瓦纳离散的时空关系研究取得了大量成果（Ren，1991，1998；Zhu，1994，1998）。关于中元古代晚期格林威尔造山带和晚元古代早期全球 Rodinia 泛大陆重建的研究，是近来对于大陆增长和板块构造重建研究的重要突破，并认识到查明中国大陆不同块体在 Rodinia 联合古陆重建中的地位对于古大陆重建取着十分重要的作用（Hoffman，1991；Li et al.，1995）。中国大陆地球化学省划分与地球化学急变带的发现，揭示了块体属性与边界的地球化学关系。资料表明该急变带最早形成于晋宁期，并控制了华南几乎所有与壳幔相互作用有关的超大型矿床，同时发现了晋宁期的强烈成矿作用，表明与 Rodinia 联合古陆的形成有着密切联系。

近年来全球同位素体系填图已揭示出太平洋省（新同位素体系吻合北半球参考线 NHRL）与印度洋—东冈瓦纳省（具有 DUPAL 异常）是在全球占主要面积的两个地球化学省区，其次则是西冈瓦纳省（高 μ 异常）与劳亚省（近于原始地幔）（Hart，1984；Klein et al.，1988；Zhu，1994，1995）。中国大陆同位素体系填图则已揭示出华夏、吉藏（为印度洋—东冈瓦纳省的一部分），华北、中朝、塔里木（归属劳亚）和扬子（过渡带）等主要省区，同时还初步揭示出在当伯利亚与华北—塔里木之间的北疆、南戈壁、中蒙、佳木斯等外来微块体。这些微块的分布可一直延伸至中东地区。在华北—扬子区也存在同一性质的独立微块体，如辽胶渤、康滇、苏南等（朱炳泉等，1998；Zhu，1998）。从初步获得的同位素体系特征看，这些微陆块明显区别于冈瓦纳与劳亚体系，而大部分应归属太平洋省。较多的古代学资料表明这些微陆块可能是在新元古代（800～900 Ma）晋宁期 Rodinia 泛大陆形成时插入的，是“焊接” Rodinia 泛大陆的重要“铆钉”。有关超大型矿床的分布规律研究已表明块体边界的地球化学急变带对超大型矿床的产出有密切的关系（朱炳泉，1998），而这些太平洋型微陆块的边界与超大型矿床密集区以及油气资源关系更加密切；如辽胶渤块体周边的超大型金矿、斜矿与丰富的油气资源；北秦岭块体北缘超大型金矿与钒矿；康滇周边控制着近十个铜、银、锡、铅-锌超大型矿床。北半球典型太平洋型陆块区如西西伯利亚、波里海和有加州均是特大型油田产区。由于太平洋古陆的离散与 Rodinia 泛大陆的形成均发生在新元古代以前，因此古生物区系对比方法已显得无能为力，古地磁方法的可靠性也常受到限制，而以同位素体系为主的地球化学方法则具有相当的可靠性与定量性。

一、中国大陆地球化学省与全球地球化学省的比较

全球地球化学省的划分将为确定大陆块体属性和古大陆重建提供重要的定量参考资

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

料。

1. 全球大洋同位素省的划分

根据现有的资料，全球大洋可划分成三个同位素省：

(1) 太平洋省　　具有 NHRL 特征，$n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)$与 $n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)$时显相对偏低，而 $n(^{143}Nd)/n(^{144}Nd)$ 则显较高。在地域上除太平洋外，也包括北大西洋大部分地区。

(2) 印度洋省　　具有 DUPAL 异常特征以及具有较低的 $n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$和较高的 $n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)$。在地域上包括印度洋大部分海域以及南大西洋南部和非律宾海；

(3) 高 μ 省　　具有高 $n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$、高 μ 和相对低的 $n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)$特征，分布在南太平洋与南大西洋的中部地区。

2. 全球大陆同位素省的划分

(1) 北太平洋型陆块省　　具有 NHRL 特征，特别是相对较低 Pb，分布于北美西部以及亚洲西伯利亚与华北之间的地域，并延伸至中东阿拉伯地盾。它的亚洲部分也称古亚洲域。

(2) 东冈瓦纳型陆块省　　具有较高的 $n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$ 和 DUPAL 异常特征，包括印度、澳洲中西部、印支、华夏以及南非与南极的部分地区。

(3) 西冈瓦纳型陆块省　　具有明显高的 $n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$与 $n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)$和高 μ 特征；分布于非洲、南极和南美的大部分地区，并可能包括东澳。

(4) 劳亚或北大西洋型陆块省　　具有低 $n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$ 和近于原始地幔的低 μ 特征，包括华北、塔里木、西伯利亚、欧洲波罗的、格陵兰与北美东北部的劳伦陆块。

前三个陆块省可以相对应于三个大洋省，只有北大西洋型陆块省还没有找到相应的大洋省对应。

3. 亚洲大陆块体的地球化学属性

同位素填图与构造体系研究表明，亚洲大陆明显形成了三大古构体系（劳亚、冈瓦纳与古太平洋古陆）被两个大洋体系（古亚洲—太平洋与特提斯—印度洋）分开的格局。因此形成了两个重要的构造域：即特提斯构造域位于中国西南和南方；古亚洲构造域位于中东—中亚—蒙古地区。两个构造域被沿红海—北印度洋经中缅—兴都什克—天山—华北块体北缘的巨型地球化学边界分开。远东、中国东北与渤海周边地区（兴安岭—太行山以东）则是两个构造域的过渡带。这两个构造域的最明显差别是特提斯域受到中、新生代构造运动的强烈影响，同时几乎无新元古代以后的新增生大陆；而古亚洲域几乎没有受到中、新生代构造运动的影响，存在大规模的新元古代以后的新增生陆壳。同位素证据表明中国大陆不存在环太平洋构造域（图 8-1）。

根据中国大陆矿石铅、中新生代花岗岩长石铅与新生代火山岩为主体的铅同位素进行填图和等值线处理，可以将中国大陆划分成若干地球化学块体——铅同位素省，被命

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

名为华夏、青藏—印支、扬子、辽胶渤、中朝、佳木斯、兴安、中蒙、北疆—南戈壁、塔里木等。

根据同位素体系特征，中国大陆的地球化学省可以归属四种类型：①北大西洋型（或劳伦型），以 $V_2 \leqslant 14$ 和 $V_1 > V_2$，低 μ 值（$\leqslant 7.9$）为特征；包括华北、中朝、塔里木、兴安块体。②东冈瓦纳型，以 $V_1 \geqslant 53$，$V_2 > 40$，高 μ（>8.2）为特征，包括华夏与青藏—印支块体。③北太平洋型，以 $V_2 > 14$，$V_2 \geqslant V_1$ 为特征，明显的贫钍-铅，包括佳木斯、中蒙、北疆—南戈壁等块体。④扬子型过渡块体，存在上述几种块体类型的过渡特征。图 8－1 为亚洲地区块体区划、地球化学省划分与属性的简要构造图。

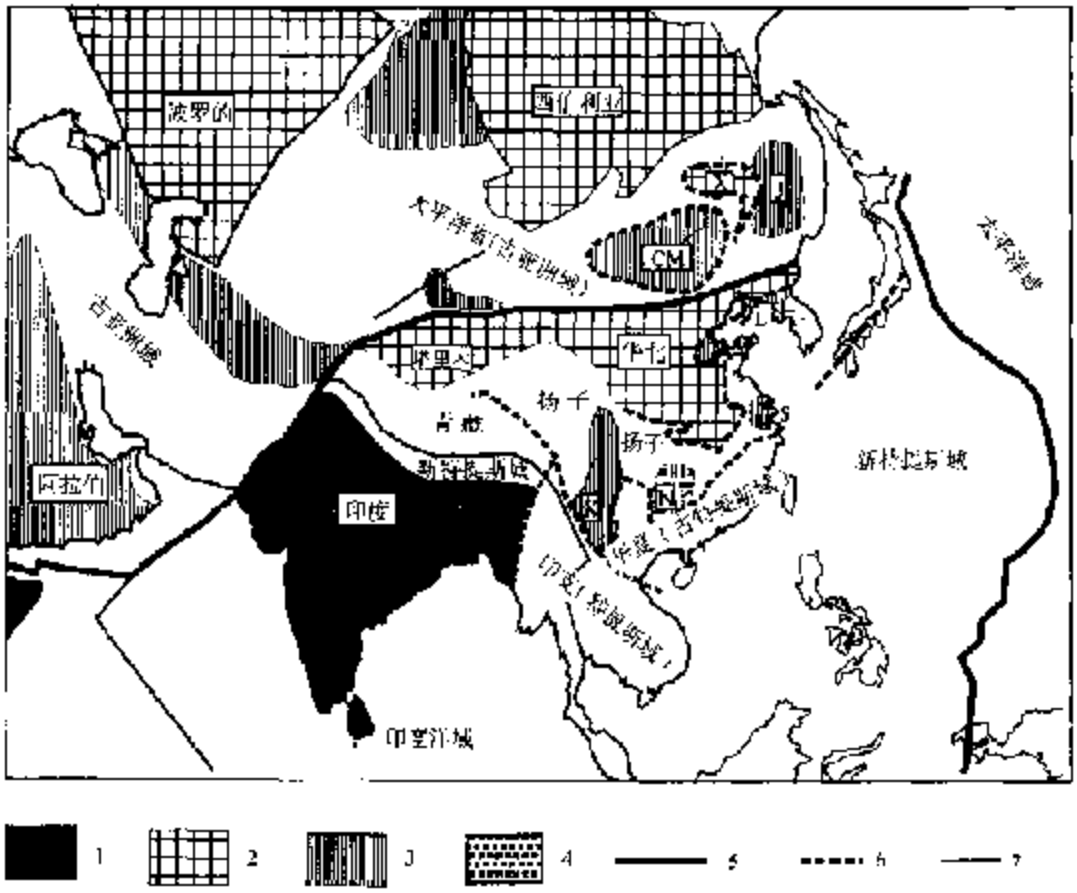


图 8－1　亚洲地区区划、地球化学省划分与属性的简要构造图

1. 东冈瓦纳型块体；2. 劳亚型块体；3. 太平洋型微古陆；4. 属性不明的古陆块；5. 一级构造线、地球化学边界；6. 主要地球化学边界；7. 主要断裂；CM. 中蒙块体；J. 佳木斯块体；X. 兴安块体；L. 辽胶块体；S. 苏南块体；K. 康滇古陆；N. 江南古陆

二、劳亚大陆的被动离散与太平洋型微陆块的插入

1. 关于太平洋古陆及其离散

20 世纪 80 年代以来通过地幔派生岩石的多元同位素体系研究揭示出全球地幔存在多个端元组分，进而 Hart（1984）等根据南北半球大洋玄武岩同位素组成的明显差异，提出了北半球参考线（NHRL）的概念作为北太平洋的同位素体系特征，而明显区别于

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

印度洋玄的 Dupal 异常。在 20 世纪 70 年代 Zartman 等则通过科迪勒拉地区铅同位素省的划分确定了这些地体的铅性 铅同位素体系特征。在北美阿拉斯加，以及中国北部从佳木斯至北疆的广大地区、蒙古、西西伯利亚、哈萨克斯坦到中东地区也发现广泛存在着 $n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)$ 略高 NHRL 的同位素组成。然而对比西伯利亚地块（阿尔卑地质等）与华北块体上太古宙麻粒岩铅同位素 μ_1 值（7.8），则可看到它们具有高度的一致性（见第一章，表 1－1）。这两个块体均具有明显的 $n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)$ 高异常。而位于华北板块以北，出现于内蒙古乌拉山群 μ_1 值 8.20±0.09 与佳木斯地体麻山群中的麻粒岩则为 8.25±0.10。因此西伯利亚与华北之间具有 NHRL 型铅特征的块体不是西伯利亚与华北块体汇聚时形成的过渡带。这些铅同位素组成也完全不同于华南等东冈瓦纳省（具强 DUPAL 异常）。因此这一地区的微陆块也不可能来自冈瓦纳大陆。从多元同位素体系拓扑结构看，这些块不太可能由来自冈瓦纳与劳亚大陆的物质混合，而应存在一个长期与上述两大陆分离的独立第三储块——太平洋古陆。

20 世纪 70 年代末至 80 年代初 Nur（1975）等提出了太平洋古陆的概念。北美科迪勒拉与东亚存在属太平洋古陆的外来地体。地球物理证据表明在太平洋存在着相当大面积地壳厚度超过 30km 的海山与台地。Ben-Avraham 等（1980）认为是这些海山与台地是下沉了的太平洋古陆的一部分。同时他还提出了大科迪勒拉的概念，即这些太平洋型微陆块（外来地体）的分布延伸到了阿拉斯加和西伯利亚。任纪舜等（1980）也提出蒙古—鄂拉普相当于科迪勒拉型的活动大陆边缘。20 世纪 90 年代初在东北那丹哈达地体上发现的动物群既不同于华北，也不同于西伯利亚，而被认为是太平洋海山的独立体系（Shao et al., 1991）。Gordienko（1993，1994）从地层对比提出西伯利亚、波罗的与华北地块在晚里菲（650～630 Ma）以前曾构成一个超大陆，由于若干外来地体的插入而使这一超大陆被动离散。Sengor（1993）进一步描述了块体插入的演化过程，指出这一地区微块体边界主要是走滑断层，蛇绿岩套只是增生杂岩的一个可能组成部分，而没有块体边界的指标意义。前文德斯存在微陆核是组成这些块体的基本支架。它们在文德—寒武纪（610～530 Ma）开始插入，并不断形成增生杂岩和前缘岩浆弧来完成大陆增生，最终形成现存的地质格局。该区存在很长时间范围的大陆增长（4.2～0.4Ga）也支持了上述演化模式。因此该区不是一般认为的华北与西伯利亚板块在海西期的汇聚。来自对蒙古西拉木伦蛇绿岩套的钐-钕年龄为 665 Ma 也不是一些地质学家期望的为海西期，说明了前面的认识是正确的（陈森煌等，1991）。阿拉伯地盾新元古代蛇绿岩与高级体系岩石提供了在 Rodinia 泛大陆形成期间亚洲大陆与冈瓦纳大陆结合的直接证据，这些岩石的锆-铅锆石与锶-钕年龄为 630～870Ma（Fleck et al., 1980；Greenwood et al., 1980；Pallister et al., 1988），同时这些岩石具明显的钕-铅亏损特征，与现代地区的中生代（150Ma）MORB 相同，表明该地区不是属于冈瓦纳—特提斯域，而是属于太平洋—古亚洲构造域。

上述证据表明太平洋古陆的主动离散与劳亚大陆的被动离散，以及不同陆块从新组合形成 Rodinia 泛大陆是同步的和相互联系的事件。

2. 扬子块体的性质

扬子块体在地球化学性质上具有华北、华南和太平洋型块体三者的过渡特征。但扬

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

子基底的性质与华南、华北存在明显区别。同时扬子块体内部，特别是西部与东部无论在地球化学，还是基底性质上均存在明显差异。东扬子区广泛分布出露的最老地层（双桥山、上溪、冷家溪、九岭、张伯岭群等）一般具有中元古代的钕模式年龄（1.4～1.7 Ga），并与地层时代大体相当。相反它们的上覆地层（从板溪群到白垩系地层）均具有古元古代至太古宙的钕模式年龄（1.9～2.5 Ga）。这表明该区不存在老于1.7 Ga的基底，并在1.4 Ga以前是没有与其他老于1.7 Ga的陆块相拼接的独立体系，在新元古代以后才与其他古陆块（华北、华夏、江南古陆等）相联结。相反在华南与华北，无论是基底还是盖层均具有大于1.9Ga的钕模式年龄。东扬子区具有古元古代到太古宙模式年龄的地区只在崆子杂岩和空岭岩（2.8Ga）极小的范围内出现（赵凤清等，1994；李志昌等，1997），似乎不能代表大面积的东扬子基底。同时这些小区域在地球化学上相同于华北。从大别地体铅同位素特征，以及大别群钕模式年龄（2.27～2.61Ga）大于地层时代（1.7 Ga）的现象表明它们显应属于华北地球化学省，而不是扬子省。并且华北—大别—空岭在铅同位素等值线图上总是带状完全相联结的统一块体。西扬子存在两个具较大面积和太古宙基底的古陆，即康滇古陆与江南古陆。这两个陆块具有2～2.8 Ga的钕模式年龄。铅同位素组成也明显比东扬子低：$n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)$ 趋近于华北块体，但明显 $n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)$ 相对偏低，具有 NHRL 特征而区别于华北（见图8－4）。因此它们既不是来自冈瓦纳大陆，也不是来自劳亚大陆，而应是太平洋古陆的一重要组成部分。东扬子的苏南块体（或称赣北地体，从杭州湾至长江北岸一带）也具有相同的属性。比较扬子块体内部新元古界地层古地磁资料时也发现位于苏南块体边缘的新元古代河上镇群古纬度处于高纬度带（46±5°），与辽吉块体相近，而其他微块体处于低纬度带（见表8－2）。

表8－1　扬子区元古宇基底地层与上覆地层钕模式年龄比较

元古宇地层	地层时代(Ga)	钕模式年龄(Ga)	上覆地层钕模式年龄(Ga)	资料来源
上溪群	1.4～1.7	1.41～1.69	1.9～2.7(Z,€,S,C,P,T)	①,②
双桥山群	1.4～1.7	1.5～1.52	1.9～2.7(Z,€,S,C,P,T)	②
张伯岭群	1.4～1.7	1.53～1.69	1.9～2.5(Z,€,S,C,P,T)	①
冷家溪群	1.7	1.4～1.7	1.9～2.5(板溪,Z,€,O,S,P,T,K)	③

①李曙光等，1992；②周新华等，1993；③作者资料。

当我们研究扬子块体与华北、华夏、印支块体结合的碰撞与构造事件年代学时，则发现无论是扬子西缘还是北缘均存在着对应的两次主要构造事件：即晋宁期与印支期。晋宁期皖南—赣东北蛇绿岩的钕-钐与钐-钕年龄（980～1 020 Ma）（周新民和 Zhu，1993）；秦岭地区宽坪沟蛇绿岩983Ma，秦岭群中的角闪岩979Ma，二郎坪中的枕状熔岩945Ma（张宗清等，1996），大别地区榴辉岩钕-钐 900Ma（刘若新等，1994）。浙西松飞坞群大洋中脊玄武岩830Ma（钕-锶），哀牢山群中元阳地区的闪长岩845Ma（钾-氩），水塘斜长角闪岩810Ma（钐-钕），东川辉长岩-斜长花岗岩780Ma（钾-钙）、小溜口火山岩830Ma（钕-锶、钐-钕）。扬子地区年龄在700～900Ma晋宁期的花岗岩则分布得相当广泛。印支期的表现有金平地区新红河断裂与维水地区二叠纪洋中脊玄武岩263～265 Ma，浙江龙游地区超镁铁岩230 Ma（朱炳泉等，1997）。大别榴辉岩钐-钕年

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

龄 220～250 Ma；南秦岭勉略蛇绿岩 241Ma（李曙光等，1992，1996）。印支期花岗岩相对分布较少，但印支期的动力变质则广泛出现。相应的晋宁期与印支期成矿事件也被证实广泛存在，如东川、易门、大红山、龙陵河、拉拉厂、岔河等地区产于元古宇地层中的铜矿均存在 700～900Ma 主成矿期。

这些证据表明在晋宁期以前并不存在作为一个整体的扬子块体，而是一些分散的、具不同属性的微块体。在晋宁期时，这些微块体相互结合，在这一过程中也逐渐与华北和华夏块体相结合，形成 Rodinia 泛大陆。这种结合方式虽与华北—西伯利亚的结合有所不同，但时间是同步的。

3. 辽胶渤插入地体

辽南、胶东北部与冀南地区以前一直认为是华北块体的一部分，但同位素填图表明该区明显不同于华北块体，而是具有扬子或太平洋陆块特征（图 8－2）。这一看法已得到相当多的地质与古地磁证据支持。辽东与吉林地区的古元古代地层北部的北辽河群—老岭群与南部的南辽河群—集安群具有不同的沉积系列和变质特征，说明分属两个不同的地体。同样胶南地区的胶南群、荆山群，属与华北块体属性相同的中朝块体，而胶北地区的胶东群、粉子山群属辽胶渤块体。位于辽胶渤块体上旅大、复县地区的新元古代地层测定的古纬度为 30°～56°（表 8－2），处于高纬度地带，因此以灰岩沉积为主。而位于华北块体上辽西南票地区同时代地层古纬度为－5.3°到 18°，处于低纬度地带，因此以白云岩沉积为主。这说明新元古代以前它们是分离的地块。下辽河地区鞍山—腾鳌断裂向西可能延伸到六注、齐家地区。钻孔与地球物理资料表明两界两侧地层结构存在显著不同：该断裂的北部存在古生界地层和中、新元古界地层，而南部为古元古代地层，无新元古代与古生界地层。这表明块体拼接应发生在新元古代至古生代。因此这可能也是 Rodinia 泛大陆形成时的产物。

三、东亚陆块在 Rodinia 泛大陆中的位置

近来，国际上根据各大陆新元古代时期古地磁资料的制约，提出劳伦、波罗的、印度与东冈瓦纳等陆块在新元古代时曾连接成 Rodinia 泛大陆（Hoffman，1991；Van der Voo，1994，1995）。但西伯利亚地块体有些古地磁资料表明它并没有与 Rodinia 大陆相连接（Smethurst et al.，1992）。李正祥等（1995）根据地层对比则认为华南位于 Rodinia 的中心部位，界于澳洲与北美劳伦大陆之间（图 8－3）。图 8－3 为 Rodinia 泛大陆在新元古代时的重建情况。Rodinia 主要由三个部分组成：①西冈瓦纳：包括非洲与南美。②东冈瓦纳：包括东南极、澳洲、印度等。③劳亚（Laurasia）：包括劳伦（Laurentia）、波罗的、格陵兰与西伯利亚。三个主体古陆正好代表了三个基本的地球化学省域。它们较完整的构形也反映了地球化学的省域的基本区分在新元古代以前就形成了。

对比中国大陆与全球在 750～900Ma 时的古地磁资料（见表 8－2）以及同位素体系特征，对于中国大陆在 Rodinia 泛大陆中位置则并不像李正祥所确定的那样。首先中国大陆各微块体新元古代时的古地磁资料很分散；古地磁极纬度有很宽的范围：从 40°南到 60°北，古纬度在 10°南到 55°北。扬子的某些微块体（如登山群与广士群的资料）与

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

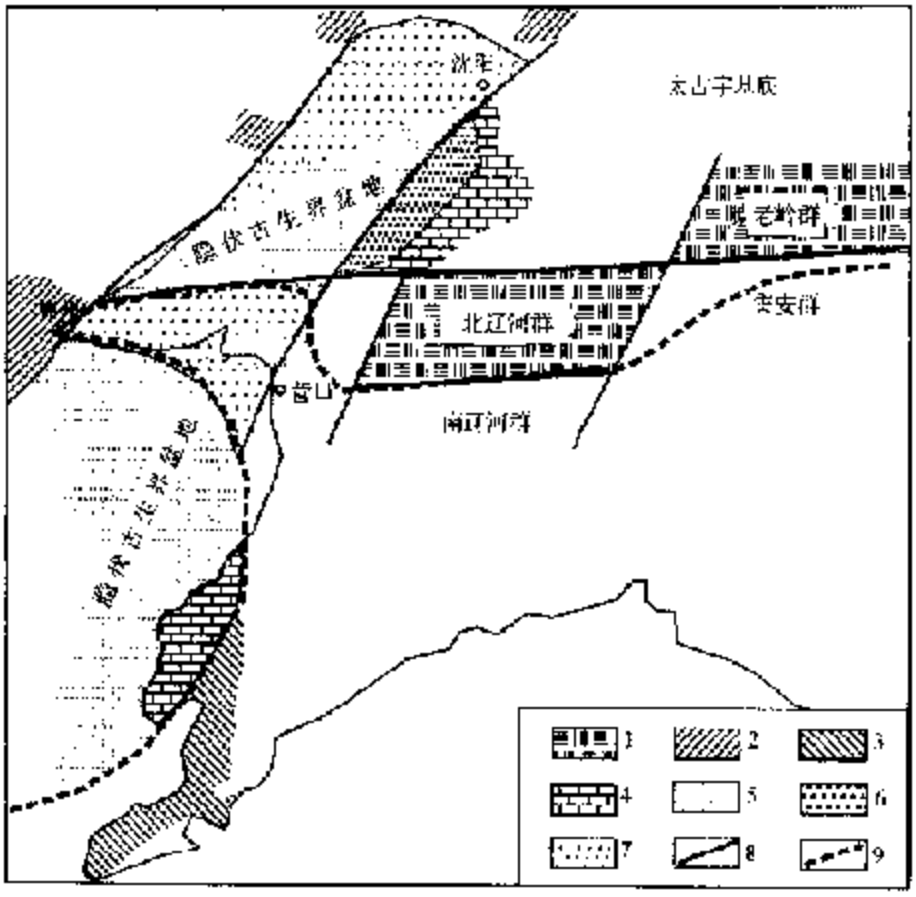


图 8-2 辽宁地区元古代化学边界与构造、地层分布图

1. 古元古界地层；2. 华北板块上的新元古界地层；3. 辽吉块体上的新元古界地层；
4. 出露的古生界地层；5. 古生界盖层地；6. 中生界地层；7. 第三纪凹陷；8. 主要断裂；
9. 地球化学边界

劳伦相近。Zhang 等（1997）则认为将华夏—扬子置于澳洲与劳伦之间是不吻合古地磁资料的。从同位素体系特征看，扬子具有劳亚、太平洋与东冈瓦纳的过渡特征，而华夏主要是东冈瓦纳特征。因此将华夏置于劳伦一侧，而将扬子置于澳洲一侧（Li et al., 1995）是不恰当的。中国大陆在新元古代时古陆形成的复杂性正是由于太平洋古陆在这一时间的解体并向 Rodinia 泛大陆插入所引起。西伯利亚块体在泛大陆中位置的不确定性也应是这一因素所致（该块体周边的新元古代地层不一定是属于西伯利亚，有可能属于太平洋型微陆块）。近来印度洋北部阿曼湾海的马西腊岛蛇绿岩的同位素体系研究表明该区是太平洋域（Mahoney et al., 1998），表明太平洋域微块体的分布十分广泛。Rodinia 泛大陆向东北打开的喇叭口也正是太平洋型微陆块插入的反映。从同位素体系上看，太平洋古陆是一个长期独立的省域。因此要进一步确切查明中国大陆在 Rodinia 泛大陆中的位置必须要认真研究太平洋古陆的离散与插入。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

表 8-2　中国大陆与全球有关大陆 750～900 Ma 时期古地磁资料对比

地区与块体	地层	古地磁极位置		古纬度	资料来源
		东经	北纬		
盛大(辽宁)	金县亚群(36)	48.5	45.7	35.5	高荣繁,1987
	五行山亚群(3)	63.4	40.6	44.1	
复县(辽宁)	五行山亚群(26)	165～219	62.9	41	
	复县石群(23)	166～356	46.6～34.3	51.7	
	绥河群南芬组(14)	161.8	63.9	56.2	
泰岭	南沱	213	56		Liu et al., 1993
东扬子	灯影组	223	48		Zhang, 1983
	陡山沱组	216	38		
贵州开阳	莲沱组	278	68		Zhang, 1997
云南澄江	澄江组	74.1	60.5		
云南普宁梅树村		271	69		
贵州江口	江口组	208	60		
首阳(苏南)	河上镇群	337～6.2	-15.2～23.3	46	张惠民等,1994
蔚县(华北)	景尔塔组(30)	142	3.8	47	
德兴—戈阳(扬子)	登山群(下)	31	20.7	-12.7	张惠民等,1994
	登山群(上)	5.8～18.8	-23.2～29.7	2.4～5.9	
广丰(扬子—华南边界)	广丰群	336.6	29.9	21.1	
南票(华北)	景儿峪—高荣庄组(61)	332～33.3	33.1～49.8	11.4	高荣繁,1987
老庄河(华北)	景儿峪组(10)	29.5	26.9	7.4	高荣繁,1987
贵州德安	南沱(N_3)	169	-42		Zhang, 1997
云南马龙	南沱(N_2)	172	19		
	南沱(N_1)	151	0		
中扬子	南沱组下部			38±8	Li et al., 1995
Congocratou	Ksi 熔岩—Nosib 群(3)	158～323	-0.1～28		D'Agrella Filho et al., 1998
	Tanzania 火成岩	93～137	11～43		Wed et al., 1998
Laurentian	Grenville(14)	326～348	-25～27		
Baltica	芬兰,Protogine 带	210～242	-45～4		
NW 加拿大	830Ma 地层	321～348	-12～16		Torsvik et al., 1996

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

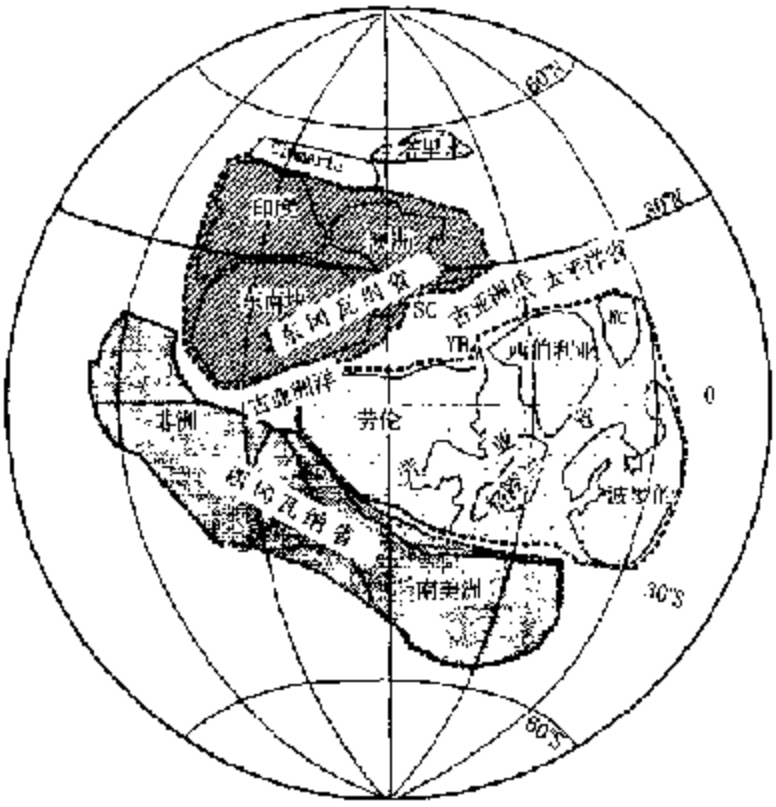


图 8-3 Rodinia 纵大陆与同位素省的关系

NC：华北；SC：华夏；YB：扬子；斜线区东冈瓦纳省；

点区为劳亚省；浅阴影区为西冈瓦纳省

四、冈瓦纳的离散与特提斯—印度洋域

由于古生代时间冈瓦纳大陆的形成与离散，使全球同位素地球化学省的分布格局更加复杂化。在冈瓦纳大陆中东冈瓦纳省置于劳亚省与西冈瓦纳省之间，而劳亚省则进一步被支解。图 8-4 为冈瓦纳大陆构形与四个地球化学省域的分布。从图可见东冈瓦纳省（以印度、西澳为主体）域被明显变形，使边界变得很不规则。它在北美与亚洲大陆南缘形成狭长分布，并伸展到非洲与南美洲的南部。这进一步表明地球化学边界主要形成于新元古代，而在显生宙主要是形态改变。同时由于特提斯海域的形成，太平洋型微块体进一步分化位移，以及新增生地壳的形成导致了不少过渡型地球化学省的发育，如扬子省、北疆—佳木斯省等。随着冈瓦纳大陆的离散与亚洲大陆在印支期的最后形成，全球地球化学省分布则变得十分零散，特别是使得东亚大陆从南到北具有明显的地球化学分省特征，即华夏（东冈瓦纳型）→扬子（过渡型）→华北（劳亚型）→北疆—佳木斯（太平洋型）→西伯利亚（劳亚型），成为大陆上地球化学分省与地球化学边界研究的重要地区。北美大陆则明显存在着东西向的分省特征，即劳亚型—太平洋型—东冈瓦纳型—太平洋型的过渡。但在各南大陆仍然以一个地球化学省为主体，如南美、非洲以

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

西冈瓦纳型为主体；南极、澳洲以东冈瓦纳型为主体。因此南大陆地球化学分省研究也相对比较简单。

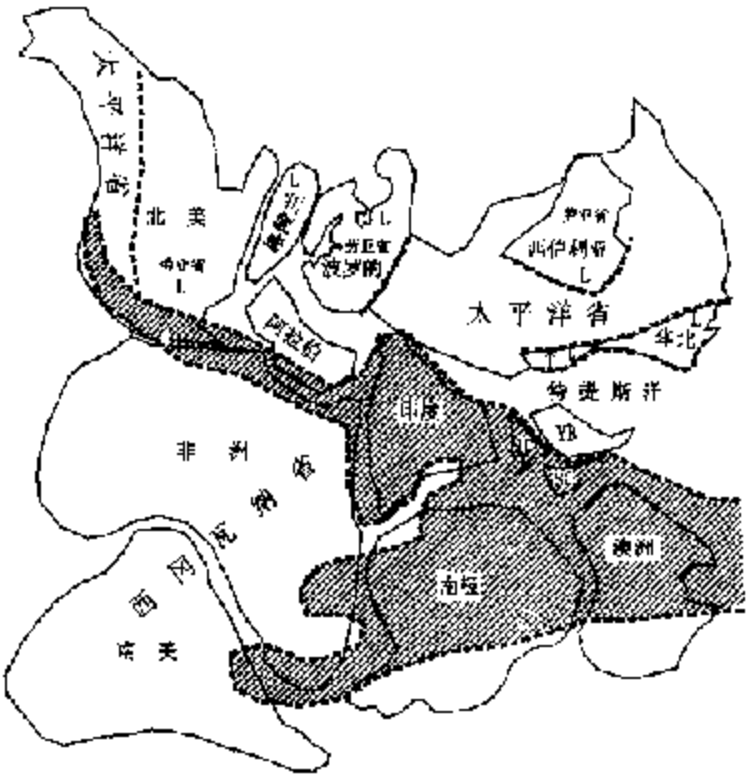


图 8-4 古生代冈瓦纳大陆构形与四个地球化学省域的分布简图

斜线区为东冈瓦纳省分布区；L. 表明为劳亚型块体；

TC. 印支；5C. 华夏；YB. 扬子；T. 塔里木

全球泛大陆的形成与地球化学省划分及其边界的密切关系，表明地球化学省的划分和边界的详细厘定必将成为古大陆重建和板块构造研究的重要手段。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

第九章　地球化学边界-人类文明的“轨迹线”

地球化学边界不仅是与当前经济建设密切相关的资源线，而且包与人类生活的许多方面息息相关。在中国金属资源产量中占绝对优势的著名锡都、铜都、镍都、钼都、钨都等等均无不例外地位于地球化学边界上。当我们的新闻报道中得知重大灾害性地震发生时，几乎也都是位于地球化学边界上。在历史上和现代一个一个城发现具有世界知名度的大型景观溶洞与其他洞穴也在地球化学边界上。由于矿山的不合理和无计划性的开发，因此资源线也是有毒元素的污染线。同时主要的河流水系发源于地球化学边界，这些严重的污染正在不断带到人口密集的下游。人类起源，从旧石器时代到新石器时代的遗址也聚集于地球化学边界。人类文明史上许多神秘的难解之谜可能可以通过地球化学边界来揭开。本章将更多地从资源环境的综合效应、经济地理、社会和历史的角度，以杂谈的形式来叙述地球化学与人类生活的密切关系。虽然本章的叙述中科学的推理并不严格，但事实依据的归纳是很充分的。

一、经济命脉线

由于地球化学边界是大型-超大型资源的控制线，因此国家经济建设的重点地区已常常不知不觉地沿着地球化学边界进行。中国重要的钢铁基地如鞍钢与首钢（位于华北—辽胶块体边界）、包钢（华北块体北部边界）、武钢与马钢（华北—扬子块体边界）、攀钢（扬子—印支块体边界）等均位于或十分接近于地球化学边界。在华夏—扬子地球化学边界上出现了两个铜都（东川与德兴），两个锡都（个旧与大厂），占我国铜、锡产量的60%以上。在我国有色金属工业发展和国民经济建设中它们占有非常重要的特殊地位。金川镍都是我国唯一的镍生产基地，在世界上占第3位。它位于华北块体西南地球化学边界。全球最大的稀土生产基地——白云鄂博则位于华北块体北部地球化学边界。我国两个最大的黄金生产基地-胶东与小秦岭占我国黄金总产量50%以上。它们分别位于华北—辽胶块体与华北—扬子地球化学边界。近年来沿华夏—扬子边界四个超大型银矿（德兴银山、冷水坑、黑白与昭通）的发现，使我国紧缺的银资源得到缓解（参见第六章与图6－1）。

位于青藏—扬子块体地球化学边界，柴达木盆地东北缘的盐湖是我国最大的钾盐生产基地。在贵州地区华夏—扬子南北向的地球化学边界上（瓮安　福泉一带），在湖北扬子　华北近南北向的地球化学边界上（保康—宜昌）是我国最重要的磷生产基地。这些化肥资源在我国农业发展中起着十分重要作用。

油气与核能是极为重要的能源。我国的这些能源基地也是在地球化学边界崛起。年产量占全国第一的大庆油田位于佳木斯—兴安块体之间的地球化学边界。辽胶块体地球

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

化学边界的油气田——胜利（第二大油田）、辽河（第三大油田）、大港（第五位）等占我国石油天然气产量约60%。由于铀矿的人工开采对人体健康带来极大危害，因此在当前只有可地浸低成本提取的铀资源才有重要经济价值。近来位于中蒙块体地球化学边界河套科尔沁盆地特大型砂岩型铀矿床的发现，对于我国未来核能的发展将起十分重要的作用。

由于地球化学边界分布着重要的工业基地，可时地球化学边界也常伴着地形、地貌，使得铁路、公路干线也似乎在沿着地球化学边界修建。如横贯东西向的铁路线（浙赣线、湘桂黔线等），横贯大西北的陇海大动脉（西安—兰州—哈密）似乎最大体沿着地球化学边界来修过。

二、天然与人为的灾害线

1. 地震灾害线

大量七六级以上的浅源地震给人类带来的灾害是很为严重的。深源地震常发生在板块俯冲带（贝尼奥夫带），而浅源地震与板块俯冲带关系不密切，但与地球化学边界-地球化学边界关系十分密切。自我国在地震观察上有了正确的震源与震级记录以来，所报道的中国中、东部强破坏性地震极大部分位于地球化学边界。20世纪70年代发生了位于辽胶微块体边界的邢台、唐山、海城的大地震，严格位于辽胶与华北之间的地球化学边界。位于云南建水地区地球化学边界的急剧转折端发生了通海大地震（1970年1月5日），正是这个转折端，历史记载表明曾发生了15次6级以上的地震。位于滇东北地球化学边界上发生了昭通大地震（1974年5月11日）（华夏—扬子地球化学边界）。80年代滇西边境耿马、澜西的大地震发生于印度与印支板块边界，也是地球化学的边界（印支块体与印度板块之间的地球化学边界，目前地球化学填图还未能确切厘定）。20世纪90年代云南丽江（震中严格位于印支—扬子地球化学边界）（1996年2月3日）和内蒙古包头发生的6级以上地震以及河北张北—尚义之间的7级地震（1997年）（震中严格位于华北块体北缘地球化学边界），再次提醒人们强破坏性的地震仍沿地球化学边界发生，并有增多的趋势。与此同时，沿地球化学边界一些历史上地震少发区也有引人注目的地震发生，如四川沐川地区的多发性地震，黔滇边境荔波—坝江之间的5.5级地震等。回顾历史上发生于西北地区的7~8级地震，如海源、古浪、民勤、民乐、玉门、华县地区则位于华北与扬子之间的西部地球化学边界（图9-1）。正当本书最后完稿时，2000年1月15日在云南姚安又发生了6.5级地震，也恰好严格位于地球化学边界上。因此从地球化学边界的角度来研究浅源地震成因以及进行中、长期预报地震是值得引起重视的。

2. 有毒有害元素的无机污染线

由于地球化学边界存在着丰富的资源，矿业的发展以及无计划、不科学的开采提炼也使地球化学边界成为严重的有毒、有害元素的无机污染源。特别是滇、黔边境地球化学边界具有丰富汞、锑、金、砷、能资源。这一带的微细粒卡林型金矿由于选取技术的提高，开采利用规模正在不断扩大。在21世纪，微细粒金矿将成为主要的利用资源。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

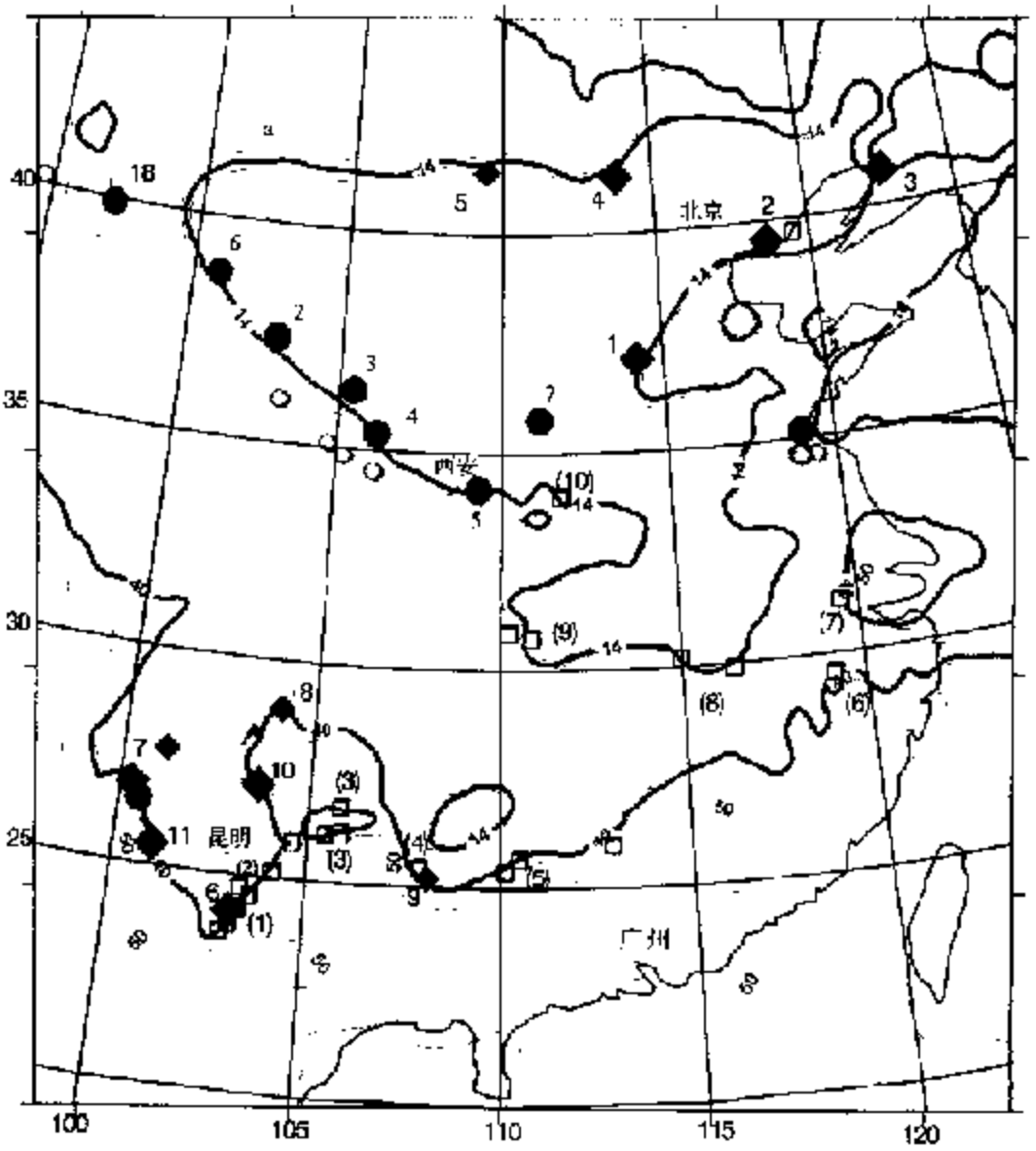


图 9-1　中国大陆地球化学急变带与近代灾害性地震和溶洞分布的关系

地球化学急变带及其误差范围；实方块为近 30 年来中国大陆内的灾害性地震（大的为 6 级以上地震；小的为 5 级地震），照圆点为中国大陆内有记载的 7 级以上大地震；空方块为著名溶洞、瀑布与喀斯特地形；空心圆为石窟与其他洞穴景观。地震点编号：1. 邢台；2. 唐山；3. 海城；4. 张北；5. 包头；6. 通海；7. 丽江与宁蒗；8. 沐川；9. 嘉波；10. 昭通；11. 姚安；12. 古浪；13. 海原；14. 松原；15. 华县；16. 民乐；17. 临汾；18. 玉门。溶洞、瀑布与洞穴编号：(1) 燕子洞、阿卢古洞、白龙洞、慈云洞、罗平九龙洞瀑布等；(2) 培南石林；(3) 黄果树瀑布、龙宫、织金洞等；(4) 嘉波水上森林；(5) 桂林山水（芦笛岩、七星岩等）；(6) 灵栖洞、瑶琳洞与龙游石窟；(7) 善卷洞、张公洞等；(8) 龙宫洞、慈云洞等；(9) 玉腔洞、三游洞；(10) 鸡冠洞

然而这些金矿中存在着大量的汞、砷、铊等有毒元素（是金含量的 1 000 倍以上），因不能利用而成为污染物排入珠江水系的上游河道。当前大量的锑矿正在民采开发，而其中的汞、砷矿石作为废石被直接倒入河流中。珠江及其支流的上游正流经这些地区。这

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

此有害元素以两种形式将很快被带到河流的下游。一种形式是在洪水季节被直接大量冲刷搬运到中、下游。目前这些有毒废石在珠江中游已肉眼可见。另一种形式是通过水生食物链的传递。汞、砷、铬等到元素进入水生食物链将几乎不能再排泄出，因此食物链中这些元素的浓度将不断增高，并快速传递到下游生物体系中。同时无机污染一旦形成，整治将极为困难，短期不能见效。它引起的灾害也是突发性地破坏生态系统，即化学定时炸弹。

长江水系则与华北—扬子地球化学边界密切相关。长江的最大支流——汉水上游是秦岭地区的金、钼、铅、锌的重要基地。长江中、下游河道本身就沿着地球化学急变带流经，沿江两岸有铁、铜、金、铅、锌等许多矿产资源云集。与上述相同的污染情况也大胜枚举。

3. "穿越地球化学边界"的铅污染

当前地球化学填图正在从以找矿为目的转向为环境与城市建设服务为目的。近来的研究表明铁、锶、铅等同位素地球化学背景的确定与填图对于快速定量评估污染水平与运移情况，水系的风化侵蚀情况，以及化肥对水系土壤的影响评价方面具有重要的意义(Sturges et al., 1987; Zhu, 1995; Steimann et al., 1997; Whitehead et al., 1998; Matin et al., 1999; Bullen et al., 1996; Whitehead et al., 1998)。铁、铅同位素有利于示踪源区，而锶同位素有利于示踪过程。如氮肥的使用是导致有毒蓝-绿藻迅猛繁殖(赤潮现象)的重要因素，同位素与微量元素示踪方法已被广泛用于监测研究这一化学—生态动力学过程。由于公路交通的迅速发展，因此20世纪90年代汽车尾气引起的铅污染已达到非常严重的程度。"怎样来定量评价汽车尾气铅的污染程度"是一个环境评价方法论上的重要问题。如果用直接在地表取样进行铅含量测定的方法来评价，由于事先对地区铅本底没有作系统调查和编制地球化学背景图，而且铅浓度背景值小区域内差别较大，干扰因素多，因此无法做到定量化评价。同时这一办法还有大量样品分析，因此工作量大、成本高。铅同位素背景在一个地球化学省内部十分稳定，受干扰因素小，因此根据铅同位素地球化学填图确定的区域背景值和汽油的铅同位素组成，只要测定少量的地表样品铅同位素组成就可以对汽车尾气引起的铅污染作出快速的定量评价，使工作量与花费大大减少。

珠江三角洲地区属于华夏地球化学省的一部分，由于汽油中加入的铅来自华夏块体以外，因此它的铅同位素组成与位于华夏块体内部的背景值有明显差别。因此很容易用同位素方法将汽车尾气污染铅鉴别出来。陈毓蔚等(1998)对广东地区的广州市郊、三等城市(佛山)和小集镇(大沥)的公路旁进行了地表和大气飘尘取样与铅同位素组成分析。各种车辆汽车尾气铅同位素组成平均为：$n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)=18.097$；$n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)=15.577$；$n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)$ 37.740，相应 $V_1=25.44$；$V_2=38.85$ ($V_2>V_1$)。铅同位素地球化学省区划资料表明这样的铅同位素组成是典型的太平洋省特征，即在辽胶块体、佳木斯块体、北缘坳陷与西扬子康滇块体出现。上述地区恰好是石油产地。汽油中加入的铅也是当地的铅资源。这些铅在华南与华北是几乎不存在的；华南所有的铅均表现出 $V_1>V_2$。华南地区上地壳铅同位素组成平均值为 $n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)=18.546$；$n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)=15.672$；$n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)$ —

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

38.679，与广州市郊和佛山地区未污染土壤铅同位素组成近于一致（见表 9－1）。对此汽车尾气污染铅同位素组成与广州地区背景值有很大差别，使得污染铅所占的比例很容易从同位素组成鉴别出来。土壤稀硝酸可溶铅、雨水与飘尘分析表明它们的铅同位素组成矢量 V_1 与 V_2 值均分别小于华夏块体边界值 53.2 与 40.2，因此明显不是本地背景铅，而是人为从异地带入的污染铅。广州市郊铅同位素组成与汽车尾气铅已相当接近，佛山次之，大沥则介于与华夏地球化学省本底铅与污染铅之间。应用常用的污染铅同位素评价指标 $n(^{206}Pb)/n(^{207}Pb)$ 的混合模式，则可以较定量地评估广州市郊土壤污染铅已占总铅的 45% ~ 60%（即污染铅已是背景值的 1 倍以上）；佛山地区污染铅占 30%左右，大沥则占据 50%左右。珠江三角洲大气中尘埃与气溶胶的铅同位素组成表明，这些地区的铅污染情况要比上述估计更为严重。在 $n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)-n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$ 图解（图 9－2）上可见，所有数据均偏离区域背景值，它们的分布趋向线最介于汽车尾气铅与工业用铅（近于超大型的广东凡口铅锌矿铅）、而不是指向区域背景铅。统计表明大气尘埃与气溶胶中人为污染铅均已占到 90%以上；其中广州市汽车尾气污染铅占优势，而佛山地区工业用铅污染则相当严重，可能来自冶金过程以及五金加工、塑料和陶瓷业。大沥这一空旷农村地区没有工业习铅污染，尘埃中的铅污染由汽车尾气铅产生。化学组成资料表明汽车尾气污染铅主要以吸附态存在于土壤与气溶胶中，而工业污染铅主要以氧化物形式存在于尘埃与气溶胶中（Zhu et al., 2000）。

表 9－1　珠江三角洲部分地区污染铅与华南地球化学省背景铅同位素平均值

铅同位素指标		$n(^{208}Pb)/n(^{204}Pb)$	$n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)$	$n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$	V_1	V_2	$n(^{208}Pb)/n(^{207}Pb)$
汽车尾气铅平均值		18.097	15.577	37.740	25.44	38.85	1.1604
广州市郊	白云山雨水	18.185	15.652	38.547	47.01	35.90	1.1615
	白云山尘埃	18.131	15.62	38.229	38.02	36.08	1.1610
佛山（广佛公路）	佛山土壤可溶铅	18.163	15.634	38.055	34.66	35.35	1.1765
	尘埃	18.294	15.638	38.528	49.53	41.10	1.1699
大沥（广佛公路）	大沥表土壤可溶铅	18.214	15.589	38.288	39.05	37.22	1.1680
	尘埃	18.455	18.550	38.333	48.74	49.08	1.1868
广东背景铅	华夏上地壳平均	18.546	15.672	38.679	59.34	52.43	1.1834
	珠江三角洲平均	18.574	15.685	38.937	66.23	51.24	1.1842
	七座不锈铅平均	18.620	15.579	38.660	60.20	54.13	1.1952
广东凡口铅矿		18.382	15.690	38.793	57.91	43.63	1.1716

由于酸雨主要是煤燃烧使 SO_2 进入大气引起的，煤主要来自北方，其同位素组成与华夏背景值也有很大的差别。因此根据同位素地球化学省背景，同样可以对燃煤引起的污染程度作出快速定量评估。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

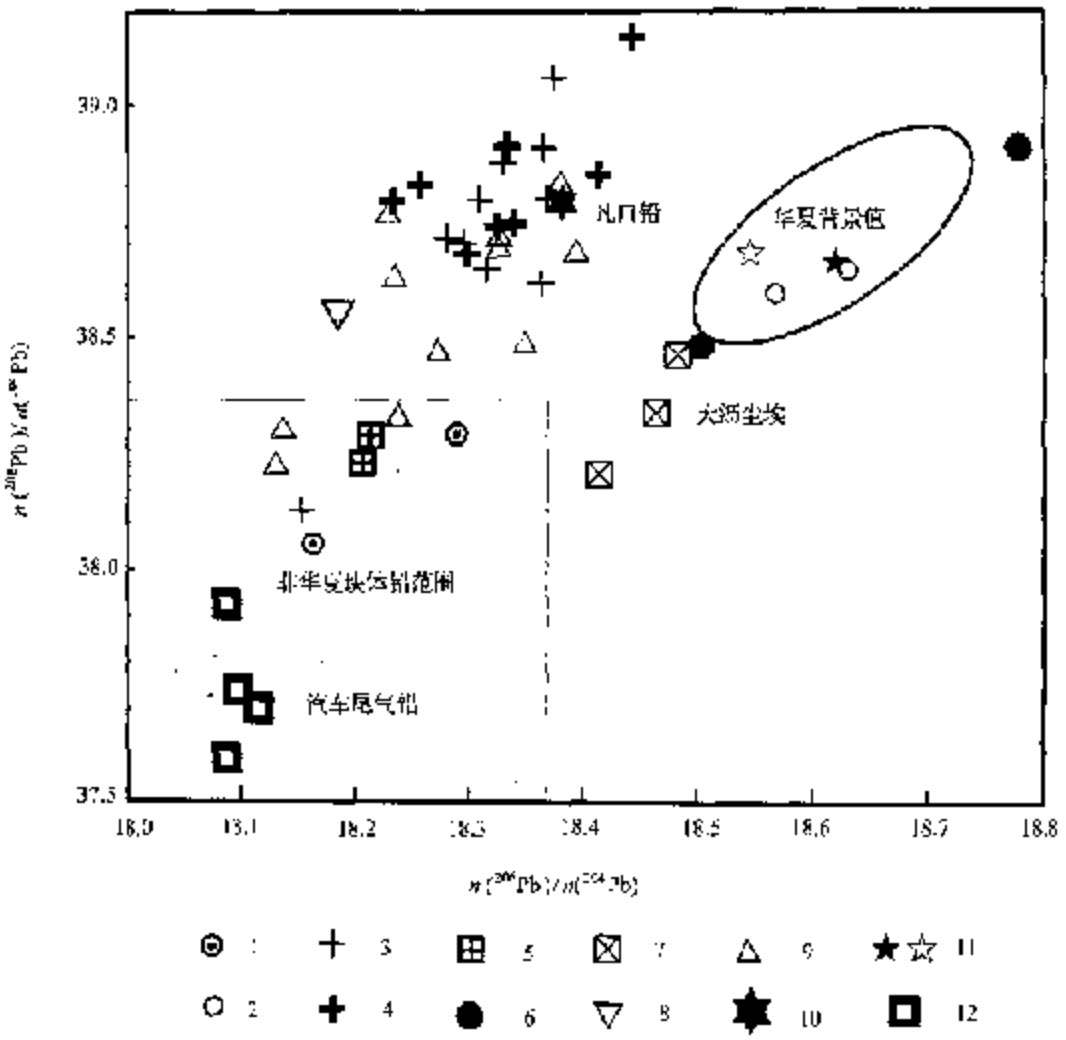


图 9－2　珠江三角洲污染铅与华南地球化学省背景关系的铅同位素 $n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$-$n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)$ 相关图

1. 佛山地区土壤稀硝酸可溶铅；2. 佛山地区土壤难溶铅；3. 佛山尘埃；4. 佛山气溶胶；5. 广州土壤稀硝酸可溶铅；6. 广州土壤难溶铅；7. 大沙尘埃；8. 广州雨水；9. 广州尘埃；10. 天口铅锌矿；11. 珠江三角洲背景值；12. 汽车尾气

三、地球化学省与古文物产地考证

中国大陆矿石铅同位素的资料较早就被美国纽约康尼玻璃博物馆用于考证在欧洲出土的最古老玻璃球的产地。Brill 等（1991）测定了这些玻璃球的铅同位素组成，并与中国大陆和欧洲铅同位素省的特征进行比较。他们比较他认为这些最古老的玻璃球应来自中国，因此玻璃的发明应是中国，而不是埃及。

我国殷商时期的青铜器在冶炼、制作工艺与艺术造型方面均已达到相当发达的程度。西周与春秋时期的青铜器无论是制作工艺还是艺术造型均不能与殷商青铜器相比。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

郭沫若（1957）在青铜器时代一书曾指出："中国究竟是在什么时候由石器时代递禅到青铜器，在今天谁也无法回答。……只是知道殷代已经是青铜器时代了"，"可以证明为殷以前的怎为前驱时代的器皿一个也不曾发现"，因此看不到一个从发生到发展的过程。这些年来，殷商青铜器在我国河南安阳、湖北黄陂、四川广汉、江西新干等许多地方大量出土，其中四川广汉三星堆的发现最多。中国、美国与日本学者对殷商青铜器做了大量的铅同位素组成测定（金正耀等，1994；1995；彭子成，1995）。结果发现这些青铜器虽然出土地点相距较远，但均具有相同的铅同位素组成特征。同时这些铅同位素组成特征与周代以后的青铜器存在明显的差别。将不同时代青铜器铅同位素资料与中国大陆铅同位素省区划特征做比较，可以发现周代以后的青铜器铅同位素组成可以和中国大陆上相应的矿产资源做比较，即可以明确地确定它们的产地。然而殷商青铜器铅同位素组成具有高放射成因铅特征（金正耀等，1994），并且 $n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)$-$n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$ 具有近 25 亿 a 的等时线关系（图 9－3）。目前中国大陆上所发现的铜、锡、铅锌古矿与新矿似乎均不具有这些铅同位素组成特征。由于殷商青铜器的铅含量很高（0.41%～37.77%）（李连琪，1997），因此也不可能是富铀矿物加入引起的高放射成因铅。从矿石铅同位素演化的规律看，高放射成因铅一般只在新元古代以后才出现。目前还未发现新太古代含高放射成因铅的矿床。华夏与扬子地块的地壳主体是在元古宙以后形成的，因此几乎不可能形成具有太古宙年龄的矿床。华北地块地壳虽形成于太古宙，但华北块体上的太古宙矿石均以贫放射成因铅为特征。因此殷商青铜器的资源产地仍然是一个谜。一种可能性是出现于地球化学边界两个块体的混合铅。

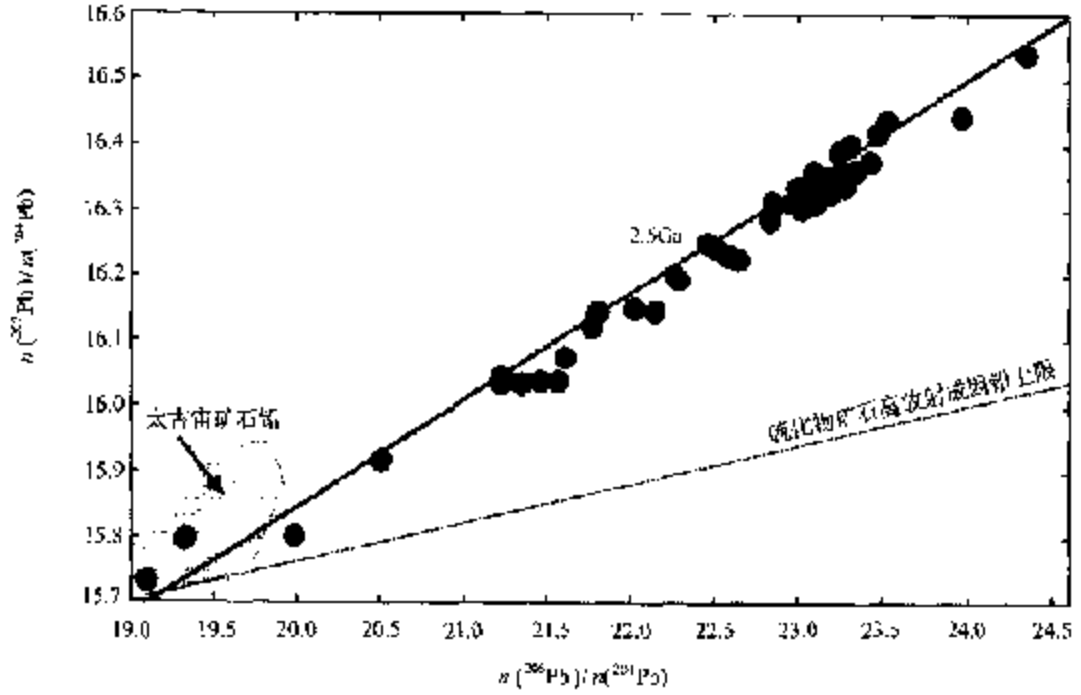


图 9－3　殷商青铜器 $n(^{207}Pb)/n(^{204}Pb)$-$n(^{206}Pb)/n(^{204}Pb)$ 相关图
（金正耀等，1994，1995）

同位素区划资料也表明，殷商青铜器几乎不可能用现代已知的资源来仿制。因为用

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

现代开发的铜、铅、锡资源不可能配制成具有与殷商青铜器具相同同位素特征的"赝品"，除非使用人工分离高丰度同位素的高科技方法。但后一种方法成本极度昂贵，因此投机者不可能用这种方法来制造几利可图的殷商青铜器赝品。古人的这一杰作不管是无意还是有意，恰给今人一个重要的启发：用特定资源制成的物品具有超难可复制性和极高的防伪性；由同位素地球化学省所区划出的不同地域的产品有着自己特有的同位素指纹标记。这将可能为打假防伪、侦破和商检开拓了新的途径。

四、自然景观的旅游热线

中国的喀斯特溶洞奇观在世界上享有盛名，那么它们是否在碳酸盐沉积区均有随机分布呢？然而实际上主要沿地球化学边界及其附近才有大规模的喀斯特溶洞出现。"桂林山水甲天下"，这个世界上最早闻名的喀斯特岩溶、地貌分布区恰好位于华夏—扬子地球化学边界上。在滇黔地区沿建水—弥勒—泸西—兴仁—安顺北东方向的华夏—扬子地球化学边界上从古到今不断发现一个比一个规模更大的喀斯特溶洞。古代最早被游人观光的是泸西的阿卢古洞，称为"云南第一洞"，以采燕窝而闻名的建水燕子洞则有"亚洲第一溶洞"的美名。它们与后来开发的路南石林风景区、白龙洞、神光洞、碧云洞等构成了一条岩溶旅游热线。近20年来在安顺地区发现的龙宫洞与织金洞，其规模与壮观程度多远远超过了阿卢古洞与燕子洞，誉为"溶洞之王"。由岩溶造成的著名黄果树瀑布群（地面18处，地下洞14处）也位于这条线上。在罗平地区新开发的九龙河瀑布群与黄果树瀑布群相比不相上下，它同样位于这一岩溶带上。在中国东部沿华夏—扬子边界华北—扬子边界溶洞分布数量也相当多，如浙江中部著名的灵栖洞与瑶琳洞（见图9－1）。虽然华南其他地区也有溶洞出现，但数量与规模均不能与地球化学边界相比。

中国北方大溶洞出现较少，但分布仍以邻近地球化学边界为多；如被称为"北国第一洞"的河南栾川鸡冠洞、江西湖口的龙宫洞与湖北黄石飞云洞、湖北秭归地区的玉虚洞、三游洞等均位于华北—扬子地球化学边界。

喀斯特溶洞的形成可能与沿克拉通边界前陆盆地的广泛发育和深大断裂的出现有关。由于岩石圈厚度差异产生的断陷造成地形陡变，流水的大落差和沿裂隙灌入，导致碳酸盐地层中地下河与瀑布的形成，加速了喀斯特地貌的发育。许多险峰、岩壁同样理由也在这些地段发育。

东北著名的镜泊湖风景区新生代火山岩广泛喷发。那里出现了中国最大的火山岩洞穴，如地下熔岩洞与地下森林。它则位于东北地区的华北—佳木斯地球化学边界上。

华夏—扬子地球化学急变带通过浙江龙游北（29.1°N）。地震剖面测线通过此地，揭示了该地段岩石圈结构的南北向明显变化和软流圈地幔的上涌带。这里也发现了有来自100km以下的含石榴子石二辉橄榄岩地幔包体样品，然而恰忽略了就在近30m深地下存在的神秘奇观。最近龙游北石岩背村几个农民把村边祖祖辈辈未能汲干过的水池终于抽干了。他们的探索初步发现2.8km²面积的地下存在25个左右大的石窟，最大的面积达1万m²。这是人工开挖的，还是天然的？若是人工所挖，则要上千年的工程量，有且何年、何人、为何而开凿均无历史记载，这个谜还未能揭开。沿克拉通边缘发育的

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

白垩纪—第三纪拉张盆地沉积了巨厚的粗砂岩。这些岩石十分易于开凿与雕刻。历史上许多石窟出现在这样的地质环境下，如敦煌莫高窟、炳灵寺与麦积山石窟等的分布也是沿着华北块体西南地球化学边界。龙游石窟也许是同一类型天然-人工结合的杰作。

五、人类起源与重要文明发源地的"轨迹线"探索

1. 人类起源

当我们考察人类起源遗址与古人类活动的足迹时，似乎也觉得与地质轨迹有着某种密切的联系，像东非猿人的活动足迹是沿着东非裂谷的。中国古人类的活动则有着自己的"轨迹线"。从周口店的北京猿人（~40 万年）到较进化的山顶洞人，从陕西蓝田猿人（~80 万年）到较进化的半坡人（~6 000 年），以及从最近在长江中下游发现的南京汉山、安徽和县古人类遗址一直到较进化的含山三星村人。在云南较早发现的 1.7Ma 元谋人。湖北发现的时代为近 2Ma 前的丛山人和巴东人，是中国目前发现的时代最早古人类遗址。陕西洛南与湖北郧县也相继发现了中更新统的猿人活动。具有旧石器时代与用火证据的古人类活动遗址，如山西芮城（1.8Ma）、安徽繁昌（2~2.4Ma）和广西柳江人等等已广泛发现。这些古人类活动遗址离华北江胶、华北—扬子地球化学边界竟也是如此的近（见图 9-4），使人感到惊奇。

2. 重要文化遗址

考古资料表明春秋时代以前中华民族的重要文明先驱与发源地也是沿着地球化学边界分布的（见图 9-4）。中国新石器遗址地理分布与旧石器遗址相比，可看出有明显的继承性。沿地球化学边界新石器遗址的分布可大体分成 6 个集中区（戴向明，1998）：

（1）华北块体西南缘舞阳—西安—宝鸡—庄浪地球化学边界　　这一线包括了新石器早期 7 000~8 000 a 前的裴李岗文化（舞阳）、仰韶文化（西安半坡、渭洑）、大地湾一期（宝鸡、凤翔、庄浪等）和稍晚（5 000~6 000a）的老官台文化（宝鸡）与马家窑文化（临洮）等。有色铜、铁器则在灵台、庄浪、凤翔、岐山等许多地区。

（2）长江中游枝江—宜昌—黄坡的华北—扬子地球化学边界　　主要为新石器中晚期的龙山文化（巴东、秭归、宜昌、荆州、孝感等地）和商代青铜器遗址（黄坡盘龙城）。

（3）太行山东麓华北—江胶块体之间的地球化学边界　　该带出现了新石器早期（7 000~8 000 a 前）的磁山文化（磁县、武安磁山、溆阳）以及商代铜、铁器遗址（安阳、浚县、藁城等）。

（4）山东中部华北—江胶—中朝块体之间的地球化学边界　　这一沿郯庐断裂的南北向狭长区域内广泛出现了新石器早期（7 500~8 300 a 前）的后李文化遗址（临淄）和中晚期北辛文化遗址（兖州、滕州、邹宁、苑城等地），以及商代青铜器（寿光、益都）。北辛文化还延伸到烟台、连云港等地，同样也位于地球化学边界上。

（5）长江下游—杭州湾地区沿苏南—扬子块体地球化学边界　　早期新石器遗址包括浙江余姚河姆渡、江苏含山三星对与中晚期余杭反山、吴兴钱山漾等。该带出现了最早的稻谷种植、船、漆器与养蚕。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

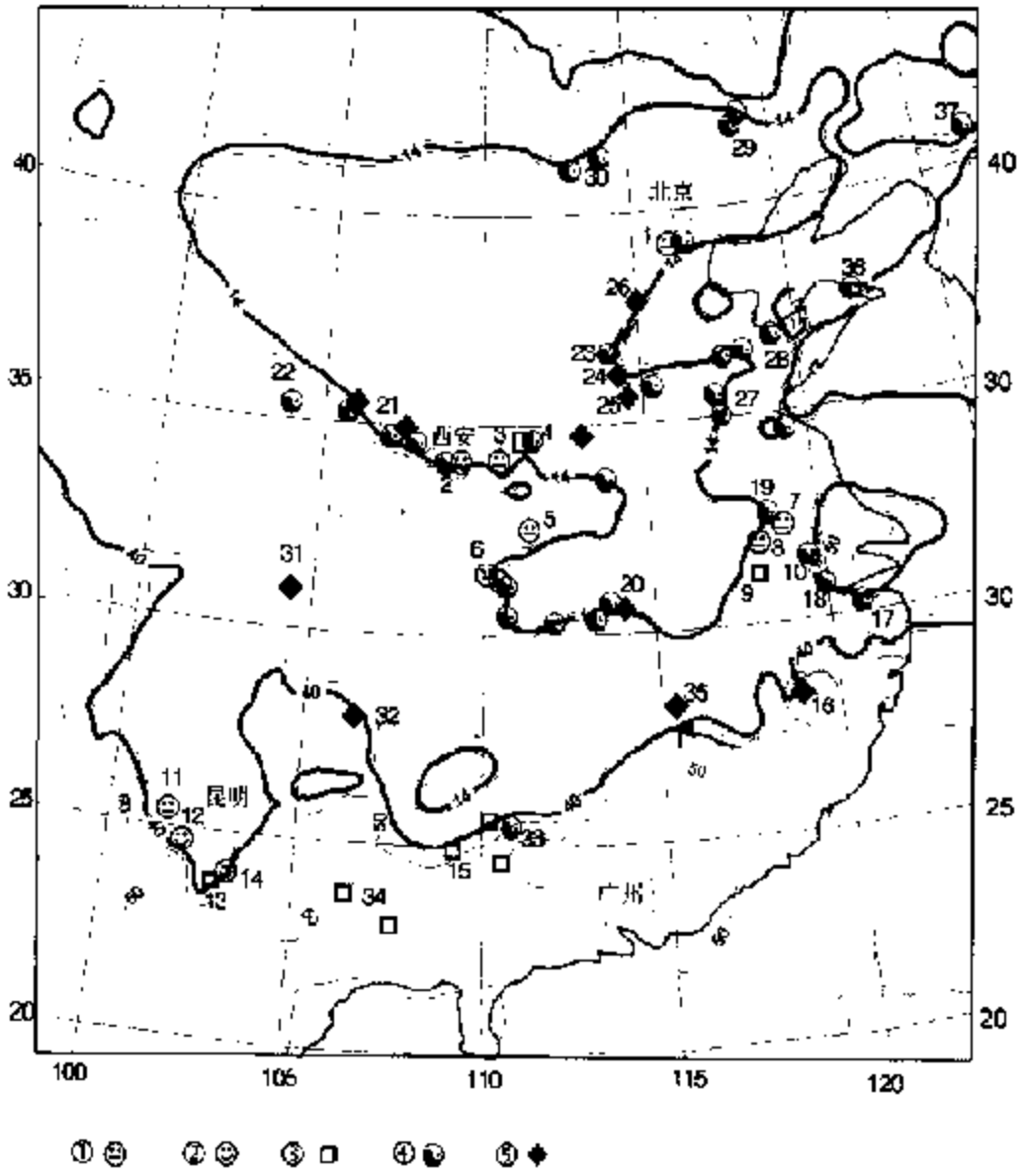


图 9-4 人类起源与重要文明先驱遗址(旧石器、新石器与商代铜铁器等)与北球化学边界的关系

①古人类遗址；②人形遗科化石；③旧石器遗址；④新石器遗址；⑤商代铜铁器遗址。1. 北京人与山顶洞人；2. 陕西蓝田人（80 万 a）与半坡人（6 000 a）；3. 陕西洛南人；4. 山西两城古人类遗址；5. 河北郧县人；6. 广郭边境巫山人与巴东人；7. 南京汤山人；8. 安徽和县人；9. 安徽繁昌旧石器；10. 江苏金坛三星村人；11. 云南元谋人；12. 云南禄丰人形遗科化石；13. 丝水珠子洞古人类活动遗址；14. 开远人形超科化石；15. 柳城巨猿洞人形超科化石；16. 江西新干商代青铜器遗址；17. 浙江余姚河姆渡原始人遗址（7 000 年最早的稻谷和恒，船、漆出现）；18. 浙江吴兴钱三漾遗址（4 700～5 200 a，最早出现蚕丝）；19. 江苏六合东周最早冶铁器遗址；20. 河北贾坡盘龙城商代青铜器；21. 甘肃灵台春秋早期冶铁遗址；22. 甘肃马家窑文化遗址（4 200～5 000 a 最早铜器）；23. 河北武安磁山遗址（7 300 a 粟种植出现）；24. 河南安阳殷虚文化遗址（3 000～4 000 a 青铜器与甲骨文）；25. 河南浚县商代陨铁器；26. 河北藁城商代陨铁器；27. 北辛文化遗址（兖州、滕州、济宁等地）；28. 后李文化遗址（临淄）；29. 赤峰、喀喇沁旗新石器遗址；30. 凉城、张北等地新石器遗址；31. 广汉商代青铜器；32. 仁怀商代铜器；33. 桂林、灌阳、蓝洞等地旧石器与新石器遗址；34. 三色、北京、蓬安旧石器遗址；35. 清江商代青铜器；36. 塘台新石器遗址；37. 黑江新石器遗址

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

(6) 华北坎休北缘地球化学边界　　该地球化学边界的赤峰、喀喇沁旗、张北、凉城、宁城等地均广泛发现了新石器的遗址。

目前我们对于上述事实的因果关系还不十分清楚，也许是这些地段多洞穴可供居住?! 因为许多新石器时代的遗址是在溶洞中发现的，如云南燕子洞；也许是那里资源丰富、依山傍水、气候宜人?! 或可能是这些地段存在较稳定的第三纪－第四纪拉张盆地，有利于化石、遗迹的保存?! 不管怎样，但有一点应是可以肯定的，即中国大陆资源、环境的综合效应制约着人类起源、进化与文明的发展；物质组成，同位素组成是天体、地球、生命与人类演化的最基本的“基因”，地球化学边界则是最基本的“基因”线。一些人类学者从基因观点出发认为中国人类祖先来自于非洲，从地球化学角度看似乎是不能接受的。

地球化学边界与人类生活和文明发展如此息息相关，因此进一步确定厘定地球化学边界的位置，深入研究它的成因机制，开发和利用地球化学边界为人类造福与减灾将具有重大的理论与现实意义。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

主要参考文献

蔡杰，毛鸿欣，张兴洲等．1992．锡林斯复合地体．吉林：吉林科学技术出版社

陈江新，谢学锦，矿光宝等．1998．中国泛遍平原沉积物已们，钍土度值及地球化学省初步研究．地球化学，27（2）：101～108

常向阳，朱炳泉，孙大中，陈华宁．1997．东川铜矿同位素地球化学研究：I．地层年代与铅同位素组成应用．地球化学，26（2）：32～38

常向阳，朱炳泉，邹一，孙大中．1998．鲁中龙脊构造矿区变质成矿火山岩及地球化学研究：II．同位素特征与年代学．地球化学，27（4）：361～366

陈多福，吴维坚，陈先沛．1993．浙江贝宁跨读群中的走古宙地层及其地质意义．李继亮主编，东南大陆岩石圈结构与地质演化．北京：海洋工业出版社，158～161

邓军亭，冉崇英．1992．康滇地轴铜矿床同位素地球化学．北京：地质出版社

徐海鹏，孔繁荣，李炳良等．1991．华北地台北缘几个超基性岩带的时空分布及其演化．地球化学，（2）：128～132

陈振岩，余国强，郑治宇等．1997．可可苏里多源天然气复合成因．石油学报，2：58～62

陈文贤，1985．辽河裂谷右地断裂活化序次和油气藏形成模式．石油学报，5：1～11

陈文贤，廖兴联等．1994．辽河油田构造特征新识．辽河石油勘探局，1～159

陈文贤，朱炳泉，张振旗．1999．辽河断陷原位生成环境与演化．北京：石油工业出版社，1～100

陈文贤，李大明，李齐等．1992．下辽河裂谷盆地玄武岩年代学与地球化学．中国新生代火山岩年代学与地球化学：刘若新主编．北京：地震出版社，81～92

陈先沛，陈多福，董维全．1993．浙江东南含碰弧石英岩构成同，构造时线及构造性质．李继亮主编：东南大陆岩石圈结构与地质演化．北京：海洋工业出版社，149～157

陈毓川，王平安．1996．东秦岛北带主要矿床成因系列图．北京：地质出版社

戴向明．1998．黄河流域新石器时代文化格局之演变．考古学报，131（4）：389～428

戴立信，朱炳泉．1999．滇东南超水成型枕状熔岩及其对华南产动提斯的有约．科学通报，44（21）：2323～2327

戴立信，朱炳泉，常向阳，邓尚贤．2000．秦岭山造带中两类火山岩地球化学特征及其构造意义．地球化学，29（1）：6～13

高荣繁．1987．辽宁地区晚前寒武纪褶皱基地体的初步探讨．地质矿产部沈阳地质矿产研究所主编：中国北方地质构造论文集（第一集）．北京：地质出版社，165～173

郭沫若．1957．青铜时代．北京：科学出版社，297～308

黄智龙，卢海文，解广轰等．1992．峨眉地幔包体 Sm，Sr，Pb 同位素组成，地球化学，（2），1～18

韩去．1996．中国地震活化与矿产分布规律．北京：地震出版社

李连璞．1957．河南安阳殷墟H 160号墓出土铜器的成分分析研究．考古，（2）：80～84

金振昌．1989．云南元阳大坪金矿床构造控矿规律研究报告．昆明工学院矿产地质研究所

金文山，张大中．1996．华南大陆岩部地壳结构及其演化．北京：地质出版社

金下锡，Chase，T．W．，平原良生，马湖久夫，二轮嘉六等．1994．江西新干大洋洲商墓出土青铜器的化学研究．考古，（8）：735～747

金上锡，马湖久夫，Chase，T．W．，二轮嘉六，平原良光等．1995．广汉三星堆遗物和青铜器学习的系统研究．文物，（2）：80～85

黎春华，1993．从重、稀区域场对征分析华南中部地壳结构．华东地质学院学报，16（4）：413～419

李石，王剑．1991．荆枉山一大别山北岗岩类地球化学．北京：中国地质大学出版社

李曙光，Hart，S．R．，郑双根等，1989．中国华南、华北阿尔依德时代的重要系证据．中国科学（B），（3）：312～319

李曙光，刘德良，赵子福等，1992．大别地体退扬子块体北的边界：新的地质与地球化学证据．中国东南海陆岩石圈结构与演化研究，李继亮主编．北京：中国科学技术出版社，46～54

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

李曙光，叶卫东，张国伟等. 1996. 青条岭韧性剪切带黑云母花岗岩的年代学与地球化学. 中国科学 (D)，26 (3)：223～231

李献华，周国庆，赵振新. 1994. 粤东北新丰超基性岩体的锆石铅铅年龄及其意义. 地球化学，23 (2)：125～131

梁兴. 1998. 松辽盆地含油气系统分析及勘探目标选择. 海相油气地质，3 (2)：35～46

刘方槐. 1980. 板块构造与油气聚集. 地质地球化学，3：1～20

刘光鼎，蒋天平. 1998. 中国的地质环境与陆地矿床. 地球物理学报，41 (2)：182～188

刘东燕. 1998. 论地球科学. 地学前缘，5 (1)：1～8

刘燕臣，张朝宗. 1984. 湘西板溪群及冷家溪群的形成时代研究. 科学通报，29 (2)：148～150

刘国栋等. 1984. 华北地区内高导层及其可能成因构造活动的关系. 中国科学 (B)，14 (9)

刘义茂，王昌烈，晋玉杰等. 1998. 柳江同超大型多金属矿床成矿条件与成矿模式. 中国科学 (D)，28 (SUPP)：49～56

路凤香，郭大中，张湖泉，常向阳. 1997. 东川铜矿区成矿地球化学研究：Ⅱ. Pb-Pb，^{40}Ar-^{39}Ar 法成矿年龄测定. 地球化学，26 (2)：39～45

任纪舜，黄汲清. 1980. 中国大地构造及其演化. 北京：科学出版社

邵建国，王洪彬，张培干等. 1998. 江东古陆的地幔 He 渗漏. 科学通报，43 (8)：862～865

涂光炽. 1983. 东川式层控铜矿的成矿模式. 中国科学 (B)，13 (3)：249～255

涂光炽，刘丛强等. 1993. 康滇地轴铜矿床地球化学与矿床成因结构模型. 北京：科学出版社

涂光炽，施林道，方如恒等. 1994. 华北陆块北缘及邻区有色金属矿床地质. 北京：地质出版社

王克荣，倪培仁，刘国太等. 1991. 滇中元古宇铁铜矿床. 武汉：中国地质大学出版社

宋天一. 1992. 地球扎深构造与地震. 待发表

徐光炽. 1998. 试论非常规超大型矿床物质组成地质背景形成机制的某些特征. 中国科学 (D)，28 (增刊)：1～6

徐淑琳，张湖泉，沈渭洲，郝德琴. 1995. 华北燕辽裂谷带 Pb 同位素组成特征及其与全球对比. 中国科学 (D)，23，5：537～544

徐淑琳，张湖泉，张宏康等. 1997. Pb、Sr、Nd 同位素体系在石英定年和成因示踪中的应用. 地球化学，26 (2)：57～67

许桂铃，黄远，曹代勇，金维俊. 1992. 徐福弧形构造带的形成与演化. "七五" 地质科学主要成果学术交流会议论文选集. 北京：科技大学出版社，139～144

许荣华，李朝阳. 1991. 金顶超大型铅锌矿床 REE 地球化学研究. 地质化学，(4)：359～365

许靖华. 1982. 华南花岗岩两个成矿系列的演化及其锶同位素特征. 地球化学，(4)：329～339

王清晨，武传真，刘洪臣，殷英. 1982. 亚洲大陆地壳厚度分布轮廓及地壳构造特征的探讨. 地震地质，4 (3)：1～9

王清晨，刘洪玉，武传真等. 1983. 从中国地壳构造特征试论若干盆地含油气远景. 朱夏主编：中国中新生代盆地构造和演化. 北京：科学出版社，48～54

王清晨，江为为，周文虎等. 1993. 屯溪—温州之间的重力场特征与地壳结构的关系. 李继亮主编：东南大陆岩石圈结构与地质演化. 北京：冶金工业出版社，234～237

王懋基，1994. 黑山—泉州地学断面的重磁解释. 地球物理学报，37 (3)：321～329

王一先，赵振华，包志伟. 1993. 浙江花岗岩地球化学与成因演化研究. 李继亮主编：东南大陆岩石圈结构与地质演化. 北京：冶金工业出版社

王一先，赵振华. 1997. 巴尔哲超大型稀土铌铅铅矿床地球化学与成因. 地球化学，26 (1)：24～35

王训练，郑冰，蔡立国. 1997. 中国有万古相聚与油气评价. 海相油气地质，2 (1)：44～50

汪仕典，戴少武，1997. 湖北省及邻区海相地层油气勘探及其前景. 海相油气地质，2 (2)：32～38

肖文交，李继亮，何海清. 1997. 从前陆褶皱冲断带看大地构造相分析及其意义. 地质科学，32 (1)，27～36

熊绍柏，郑丁未，尹银孙等. 1993. 丽江—宁蒗花—香格里拉地带三维地壳结构及其构造意义. 地球物理学报，36 (4)：434～443

熊绍柏，魏明惠，刘宏宾等. 1993. 永梁—温州地带的岩石圈结构与速度分布. 李继亮主编：东南大陆岩石圈结构

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

与地质演化．北京：冶金工业出版社，250－256
徐永昌，沈平，陈履安等，1990．煤型气的工业储聚新领域大陆裂谷．科学通报，12，932－935
闫福芳，任国泰，邓振强，1993．东南大陆岩石圈的地震区域场特征与地壳结构的关系．李继亮主编：东南大陆古石圈结构与地质演化．北京：冶金工业出版社，238－241
阎海涛，周绍辰，叶茂，马伟东，1998．十佛亭环境成矿斑岩集区与超大型矿床．中国科学（D），28（增刊），45～49
杨光禹，张时俊，杨武年，1994．贵州中西部的构造格局与构造应力场．地质科学，29（1）：10～15
余达淦，曾庆利，黄国龙，1995．华南（东）晚古生代海盆地形成、演化及封闭．华东地质学院学报，16（4）：301－319
袁学诚，徐克才，唐文榜等，1994．东秦岭陆壳反射系剖面．地质地球学报，37（6）：749～758
袁学诚，1995．全中国大陆五底构造．地球物理学报，38（4）：448～459
袁学诚，1996．秦岭岩石圈速度结构与秦岭云构造模型．中国科学（D），26（3）：209－215
赵振华，从柏林，李广生等，1990．中国滇西南造山带变质岩的 Sm-Nd 和 Rb-Sr 同位素年代学．岩石学报，（4）：1－11
张本仁等，1994．秦巴岩石圈构造及成矿成烃地球化学研究．武汉：中国地质大学出版社
张本仁，张雪飞，赵志丹，侯文藻，1996．东秦岭及邻区壳、幔地球化学分区和演化及云人地构造意义．中国科学（D），26（3）：201－208
张旗等，张本仁，袁学诚，1996．秦岭造山带过渡构造岩石圈三维结构剖面．北京：科学出版社
张景廉，朱炳泉，张子中，徐淑琳等，1997．克拉玛依乌尔禾油田 Pb-Sr-Nd 同位素地球化学．中国科学，27（4）：325～330
张德民，张汉泊，王宗荫，1994．古地磁研究，合文业，张人中主编：华南大陆深部构造格架及其演化．北京：地质出版社，111－132
张理刚等，1995．东南岩石圈块体构成．北京：科学出版社
张宝清，任国伟，何国民等，1990．秦岭变质地层年龄及其构造意义．中国科学（D），26（3）：216－222
赵永贵，钟大赉，刘建华等，1992．地震层析地质解释原理及其在滇西深部构造研究中的应用，地质科学，（2）：103－113
曾融生，1993．深部构造与地球动力学研究．—地球．固体地球科学论评，27－32
钟大赉，吴根耀，季建清等，1998．滇东南发现蛇绿岩．科学通报，43（13）：1365－1370
钟大赉等，1998．滇川西部古特提斯造山带．北京：科学生版社
中国石油天然气总公司南方油气勘探项目经理部，杭州石油地质与研究所，1997．中国南方海相油气勘探研究新进展．海相油气地质，2（2）：1～15
庄新华，Goldstein，S．L．，郑志等，1993．皖南新元地区沉积岩系与右源区省女年研究．李继亮主编：东南大陆岩石圈结构与地质演化．北京：冶金工业出版社，78－84
邹日，朱炳泉，孙大中，常向阳，1997．红河成矿带壳幔演化与成矿作用的年代学研究．地球化学，26（2）：46～56
朱炳泉，王慧芬，1989．雷琼地区 MORB-OIB 过渡型地幔源的 Nd-Sr-Pb 同位素证据．地球化学，3：193－201
朱炳泉，王慧芬，毛存孝等，1991．广东三水盆地古新冲带地幔源岩石的年代学与 Nd-Sr-Pb 同位素证据．地球化学，（1）：28～32
朱炳泉，张佩华，常向阳，1992．滇川西部新第三纪超钾质火成岩系统 Nd-Sr-Pb 同位素特征与青南大陆地幔演化．地球化学，3：201－212
朱炳泉，王慧芬，邹日神等，1995．地质地幔地球化学与华南—扬子地幔边界划分讨论．李继亮主编：东南大陆岩石圈结构与地质演化．北京：冶金工业出版社，60－68
朱炳泉，王慧芬，常向阳，1995．华南—扬子地球化学过程及其对超大型矿床形成的控制．中国科学，25：1088～1098
朱炳泉，常向阳，邹日，孙大中，1998．地球化学急变行区元素地质特征及其与超大型矿床产出的关系．中国科学，28：63～70

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

大陆构造等 1998 地球科学中同位素体系理论与应用. 北京：科学出版社

大绍闻. 1998 元古代构造不连续性与块体地球化学边界研究. 地学前缘, 5 (1): 72 - 81

Allegre C J, Rousseau D, 1984. The growth of the continent through geologic time studied by Nd isotopic analysis of shales. Earth Planet. Sci. Lett., 67: 19 - 34

Amelin Y V, Neymark L A, 1999. Lead isotope geochemistry of Paleoproterozoic layered intrusions in Baltic Shield: Inferences about magma source and U-Th-Pb fractionation in the crust-mantle system. Geochim. Cosmochim. Acta, 63: 493 - 505

Ben-Avraham Z, Nur A, Jones D, Cox A, 1981. Continental accretion: from oceanic plateau to allochthonous terranes. Science, 213: 47 - 54

Barton J M, 1983. Rb-Sr and U-Th-Pb isotopic studies of the Sand River gneisses, Central zone, Limpopo mobile belt. Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr., 8: 9 - 18

Basu A R, Xie G H, Huang A K, et al., 1991. Major element, REE, and Pb, Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of eastern China: implications for their origin from suboceanic-type mantle reservoirs. Earth Planet. Sci. Lett., 105: 149 - 169

Benedict P C, Cook D G, Roth M, 1990. Kinetic and thermodynamics of dissolved rare earth uptake by alluvial materials from Nevada test site. 30th IGC, 3, 51

Black L P, Gale N H, Moorbath S, et al., 1971. Isotopic dating of very early Precambrian amphibolite gneisses from Godthaab district, West Greenland. Earth Planet. Sci. Lett., 12: 245 ~ 259

Castillo P R, 1988. The Dupal anomaly as a trace of the upwelling lower mantle. Nature, 336: 667 ~ 670

Chen J F, Jahn B M, 1998. Crustal evolution of southeastern China: Nd and Sr isotopic evidence. Tectonophysics, 284: 101 - 133

D' Agrella-Filho M S, Trindade R I F, Siqueira R, et al., 1998. Paleomagnetism of the Precambrian Rio Apa Block, Southwestern Brazil: Implications for its Neoproterozoic breakup and the formation of Gondwana. Inter. Geol. Rev., 40: 171 ~ 188

DePaolo D J, Wasserburg G J, 1976. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}Nd/^{144}Nd$. Geophys. Res. Lett., 3: 743 ~ 746

DePaolo, D J, et al., 1982. Sm-Nd, Rb-Sr and U-Th-Pb systematics of granulite facies rocks from Fyfe Hill, Enderby Land, Antarctica. Nature, 298: 614 ~ 618

Deng Y P, Zhu B Q, 1998. Characteristics of the Island Arc Pillow Lavas from Southeast Yunnan Province, and Its Tectonic Implications for Paleo-Tethys in South China. Chinese Sci. Bull. (in press)

Dosso L, Bougault H, Langmuir C, Bolinger and Bonnier O, 1999. The age and distribution of mantle heterogeneity along the Mid Atlantic Ridge (31 ~ 41°N). Earth Planet. Sci. Lett., 170: 269 ~ 286

Dupre B, Allegre C J, 1983. Pb-Sr isotope variations in Indian Ocean basalts and mixing phenomena. Nature, 303: 142 ~ 146

Farmer G L, DePaolo D J, 1983. Origin of Mesozoic and Tertiary granite in the Western United States and implications for Pre-Mesozoic crustal structure, 1. Nd and Sr isotopic studies in the geocline of North Great Basin, J. Geophys. Res., 88: 3379 - 3401

Farmer G L, DePaolo D J, 1984. Origin of Mesozoic and Tertiary granite in the Western United States and implications for Pre-Mesozoic crustal structure, 2. Nd and Sr isotopic studies of unmineralized and Cu- and Mo-mineralized granite in the Precambrian craton. J. Geophys. Res., 89 (B12), 10141 ~ 10160

Fleck R J, Greenwood W R, Hadley D G, et al., 1980. Rubidium-Strontium geochronology and plate-tectonic evolution of the southern part of the Arabian shield, Geological survey professional paper 1131

Gordienko I V, 1993. Correlation of reconstructed sections for Pre-Jurassic terranes between the Siberian and North Chinese continents. IGCP 321-Gondwana dispersion and Asian accretion, Third Inter. Symp. Kuala Lumpur, 4 - 5

Gordienko I V, 1994. Paleozoic geodynamic evolution of the Mongol-Okhotsk fold belt. J. S. Asian Earth Sci., 9: 429 - 433

Grey C M, Oversby V M, 1972. The behavior of lead isotopes during granulite facies metamorphism. Geochim. Cos-

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

mochun. Acta, 36: 939~952

Hart S R, 1984. A large-scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle. Nature, 309: 753~757

Heyl A V, Kutina J, 1994. Giant ore deposits of the USA. The 9th Symposium of International Association on the Genesis of Ore Deposits. Beijing, 1: 4~5

Hickey-Vargas R, 1998. Origin of the Indian Ocean-type isotopic signature in basalts from Philippine Sea plate spreading centers: An assessment of local versus large-scale processes. J. Geophy. Res., 103 (B9): 20963~20979

Hofmann A W, 1986. Nd and Pb in oceanic basalts: new constrains on mantle evolution. Earth Planet. Sci. Lett., 79: 33~45

Hofmann A W, 1998. Origin of the Hawaiian mantle plume. Chinese Sci. Bull., 43 (Supp), 52

Hoffman P F, 1991. Did the breakout of Laurentian turn Gondwana inside out? Science, 252: 1409~1412

Hu A Q, Zhu B Q, Man C X, et al., 1991. Geochronology of Dabongshan group. Chinese J. Geochem. (3): 195~203

Hemler E, Thirot J L, Montagner J P, 1993. Global correlations of mid-ocean ridge basalts chemistry with seismic tomographic image. Nature, 364: 225~228

Jin Z Y, 1998. On the high radiogenic lead in Shang bronzes. Proc. International Conf. On "In Memory of Excavating Yinxu for 70 Years: 1928~1998", ed. Institute of Archaeology, Chinese Academy of Social Sciences, 249~253

Klein E M, Langmuir C H, Zindler A, et al., 1988. Isotope evidence of a mantle convection boundary at the Australian Antarctic discordance. Nature, 333: 623~628

Kutina J, 1991. Metallogeny of mantle-rooted structures extending across the western edge of the Proterozoic American craton. Global Tect & Metall, 4: 21~51

Kutina J, 1995. Regional mantle-rooted structures extending transversely to the margins of cratons and adjacent mobile belts. Global Tect & Metall, 5: 7~18

Kutina J, 1995. Setting of the REE-deposits of BaYan Obo (China), Mushgay Khuduk (Mongolia), and Chelsan (North Korea) in the pattern of transregional structural discontinuities. Global Tect & Metall, 5: 69~72

Kutina J., 1996. The role of mantle-rooted structural discontinuities in concentration of metals. Global Tect & Metall, 5: 79~102

Kutina J, 1999. Ore deposit controls by fracture patterns of the crust and by mantle rooted structural discontinuities. Earth Science Frontiers (China University of Geosciences, Beijing), 6 (1): 29~53

Li Z S, Shao J A, 1993. Collaged Triassic continental margin of eastern China. IGCP 321

Li Z X, Zhang L, Powell C M, 1996. Roles of the major east Asian cratonic blocks in the assembly and breakup of supercontinent Rodinia. 30th IGC, Abstract, 1: 496

Liew T C, Milisenda C C, Hofmann A W, 1994. Pb isotopic discrimination of crustal domain within the high grade basement of Sri Lanka. Precambrian Res., 66: 111~121

Liu G D, Han T G, Liu Y K, 1997. Tectonic framework of China and its relation with mineral resources. Chinese Science Bulletin, 42 (2): 89~95

Manning L K, Frost C D, Brantharer J F, 1991. A Neodymium isotopic study of the crude oils and source rocks, potential applications for petroleum exploration. Chem. Geol. 91: 125~138

Mahoney J J, Natland, J H, White, W. M, Poreda, R, Bloomer, S H, Fisher R L, Baxter, A N, 1989. Isotopic and geochemical provinces of the western Indian Ocean spreading centers. J. Geophys. Res., 94: 4033~4053

Mahoney J J, Roex, A P le Peng, Z Fisher, R L, Natland, J H, 1992. Southwestern limits of Indian Ocean ridge mantle and the origin of low $^{206}Pb/^{204}Pb$ mid ocean ridge basalt: isotope systematics of the central Southwest Indian Ridge (17°~50°E). J. Geophy. Res., 97: 19771~19790

Mahoney J J, Frei, R, Tejada, M L G, Mo, X X, Leat P. T, Nagler, T. F., 1998. Tracing the Indian ocean mantle domain through time: Isotopic results from old west Indian, East Tethyan, and South Pacific seafloor. J. Petrology, 39: 1285~1306

Montgomery C W, Hurley P M, 1978. Total rock U Pb and Rb Sr systematics in the Imataca Series, Guyana Shield, Venezuela,. Earth Planet. Sci. Lett., 39: 281~290

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

Moskovchenko N I, Ovchinnikova G V, Kastrykina V M, 1993. High pressure granulites of East Siberia in terms of Archean and Proterozoic evolution. Precambrian Res., 62: 473~491

Mossman D J, Nagy B, Davis D W, 1993. Comparative molecular-elemental and U-Pb isotopic composition of stratiform and dispersed globular organic matter in the lower Proterozoic uraniferous metasediment, Elliot Lake, Canada, Energy Source, 15: 375~386

Nur A, Ben-Avraham Z, 1977. Lost Pacific continent. Nature, 270: 41~43

Olivet J, 1992. The spots and strains of plate tectonic. International Geol. Rev., 32: 77~106

Parnell J, et al., 1990. Pb-Pb dating of hydrocarbon migration into a bitumen-bearing ore deposit. North Wales, Geology, 18: 1028~1030

Pallister J S, Stacey J S, Fisher L B, Promo W R, 1988. Precambrian ophiolites of Arabian Geologic setting, U-Pb geochronology, Pb isotopic characteristics, and implications for continental accretion. Precambrian Res., 38: 1~54

Peucat J J, Vidal P, Bernard Griffiths J, Condie K C, 1989. Sr, Nd and Pb isotopic systematics in the Archean low-to high-grade transition zone of south India: syn-accretion vs post accretion granulites. J. Geol., 97: 537~550

Peng Z C, Zartman R E, Fuda E, Chen D G, 1986. Pb-, Sr- and Nd-isotopic systematics and chemical characteristics of Cenozoic basalts, Eastern China. Chemical Geology, 59: 3~33

Pyle D G, Christie D M, Mahoney J J, 1992. Resolving an isotopic boundary within the Australian-Antarctic Discordance. Earth Planet. Sci. Lett., 112: 161~178

Rona P A, Richardson E S, 1978. Early Cenozoic global plate reorganization. Earth Planet. Sci. Lett., 40: 1~11

Sengor A M, 1993. Evolution of the Altaic tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. Nature, 364: 298~300

Sircombe K N, Qiu Y Z, 1996. Reconnaissance shrimp monazite analysis of the Bayan Obo Nb-Ree-Fe deposit, 30th IGCP, Abstract 7: 787

Schiøtte L, Hansen B T, Shirey S B, Bridgewater, 1993. Petrological and whole rock isotopic characteristics of tectonically juxtaposed Archean gneisses in the Okak area of the Nain Province, Labrador: relevance for terrane models. Precambrian Res., 63: 293~323

Shao J A, Tong K D, Wang Z Y, et al., 1991. The tectonic features and evolution of Nadanhada terrane, Science in China (B), 17: 744~752

Shirey S B, Bender J F, Langmuir C H, 1987. Three-component isotopic heterogeneity near the Oceanographer transform, Mid-Atlantic Ridge. Nature, 325: 217~223

Stille P et al., 1993. The Neodymium isotopic system as a tool for petroleum exploration. Geochim. Cosmochim. Acta, 57: 4521~4527

Smethurst M A, A N, Khramov, 1992. A new Devonian paleomagnetic pole for the Russian platform and Baltica, and related apparent polar wander. Geophys. J. International, 108: 179~192

Steinmann M, Stille P, 1997. Rare earth element behavior and Pb, Sr, Nd isotope systematics in heavy metal contaminated soil. Appl. Geochem., 12: 607~623

Sturges W T, Barrie L A, 1987. $^{206}Pb/^{207}Pb$ isotopic ratios in the atmosphere of North America as tracers of U. S. and Canadian emission. Nature, 329: 144~146

Sun S S, Tatsumoto M, Schilling J G, 1975. Mantle plume mixing along the Reykjanes ridge axis: lead isotopic evidence. Science, 190: 143~147

Tatsumoto M, 1983. Pb, Nd and Sr isotopes in volcanic rocks from Tubuai Island. EOS, 64: 347

Torsvik T H, M A, Smethurst J G, Meert et al., 1996. Continental break and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic-A tale of Baltica and Laurentia. Earth Sci. Rev., 40: 229~258

Unrug R, 1997. Rodinia to Gondwana: the geodynamic map of Gondwana supercontinent assembly GSA Today, 7 (1): 1~6

Van der Voo R, Meert J G, 1991. Late Proterozoic paleomagnetism and tectonic model: a critical appraisal. Precambrian Res., 53: 149~165

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

Van der Voo R, Meert J G, 1994. The latest Precambrian-Early Cambrian: final break up of Rodinia elements and assembly of Gondwana, EOS, 75: 200

Van der Voo R, Meert J G, 1995. Paleomagnetic constraints on constraints on the break up of Rodinia and the assembly of Gondwana, Abs. With programs-Geol. Soc. America, 27: 93 - 94

Van der Voo R, Spakman W Bijwaard H, 1999. Tethyan subducted slabs under India. Earth Planet. Sci. Lett., 171: 7~20

Weil A B, Van der Voo R, Niocaill C M, et al, 1998. The Proterozoic supercontinent Rodinia: paleomagnetically derived reconstructions for 1100 to 800 Ma. Earth Planet. Sci. Lett., 154, 13 - 24

Whitehead K, Ramsey M H, Muskail J, et al., 1998. Determination of the extent of anthropogation through fracture sandstone using Pb isotope tracing. Appl. Geochem., 12: 75~81

Whitehouse M J, 1989. Pb-isotopic evidences for U-Th-Pb behaviour in a progressed amphibolite to granulite facies transition from the Lewisian Complex of north-west Scotland: implication for Pb-Pb dating. Geochim. Cosmochim. Acta, 53: 717~724

Wright E, White W M, 1987. The origin of Samoa: new evidence from Sr, Nd and Pb isotopes. Earth Planet. Sci. Lett., 81: 151 - 152

Xu J, Han Y, 1996. High radiogenic Pb-isotopic composition of ancient MORB type rocks from Qingling area-Evidence for the presence of Tethyan-type oceanic mantle. Science in China (D), 39 (supp): 33~42

Yin A, Harrison T M, 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., in press

Zhai Y S, 1998. China ore deposits related to deep structure in and around the North China Block. Global Tect & Metall, 6: 173~175

Zartman R E, 1974. Lead isotopic provinces in Cordillera of the western United States and their geological significance. Econ. Geol., 69, 792~805

Zartman R E, Doe B R, 1981. Plumbotectonics——the model. Tectonophysics, 75: 135 - 162

Zartman R E, et al., 1994. Constraints from lead isotopes on origin and source of the Dachang tin-polymetallic deposit, PRC. 9th Symp. Inter. Assn. Genesis of Ore Deposits, 2, 503~504

Zhang Q R, Piper J D A, 1997. Palaeomagnetic study of Neoproterozoic glacial rocks of Yangzi Block, palaeolatitude and configuration of South China in the late Proterozoic supercontinent. Precambrian Res, 85, 175~199

Zhu B Q, 1981. On thermal history with special reference to Xizang plateau. Proc. Symposium on Qinghai-Xizang Plateau, Beijing. Science Press, 1: 875 - 884

Zhu B Q, Mao C X, Lugmair G W, Macdougall J D, 1983. Isotopic and geochemical evidence for the origin of Plio-Pleistocene volcanic rocks near Indo-Eurasian collisional margin at Tengchong, China. Earth Planet. Sci. Lett., 65: 265~275

Zhu B Q, Chen Y W, 1984. Features of Pb isotopic composition of ores and evolution of continental crust of China. Scientia Sinica (b), (6): 635~646

Zhu B Q, Li X H, Liu B L, 1990. Three-component mixing and four system recycling models for explaining Nd-Sr-Pb isotopic correlation of suboceanic and subcontinental mantles. Science in China (B), 33: 757 - 768

Zhu B Q, 1994. Geochemical evidences for the southern China block being a part of Gondwana. J. S. Asian Earth Sci. 9: 319~324

Zhu Zhaoguan, 1995. The Mapping of geochemical provinces in China based on Pb isotopes. J. Geochem. Exploration, 55: 171~181

Zhu B Q, 1998. Discussion on Geochemical Division and Affinity of East Asia Blocks: Implications for Tectonic Framework, In: Gondwana dispersion and Asian accretion-Final result of IUGS IGCP 321, Ed: I. Metcalfe, Netherland, A. A. Balkema Pub., 211 - 227

Zhu B Q, Chen Y W, Peng J H, 2000. Pb isotopic geochemistry of urban environment in Pearl River Delta, Appl Geochemistry, (in press)

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn