

岩石圈不连续与大陆成矿作用*

邱瑞照¹ 邓晋福² 李廷栋¹ 肖庆辉^{1,3} 吴宗絮⁴ 彭 聪⁵

赵海玲² 周 肃^{2,6} 刘 翠²

(1 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 2 中国地质大学, 北京 100083; 3 国土资源部信息中心, 北京 100812; 4 国家地震局地质研究所, 北京 100029; 5 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 6 中国地质大学“岩石圈构造、深部过程及探测技术”教育部重点实验室, 北京 100083)

摘 要 岩石圈不连续是岩石圈块体间的构造薄弱带, 也是岩石圈单元和深部成矿单元划分的重要界线; 本文以华北地台为例, 阐述岩石圈不连续的概念, 初步探讨了岩石圈不连续在大陆成矿作用过程中的作用, 并讨论了岩石圈不连续的识别标志。

关键词 岩石圈不连续 大陆成矿作用 识别标志

20 世纪 90 年代以来, 地质学家们认识到成矿作用实际上是大陆动力学过程中的产物, 壳-幔相互作用、岩石圈/软流圈系统变迁对成矿作用有重要的控制作用, 把成矿物质供给-传输-集聚过程和大陆形成演化联系起来, 从物质-能量交换传递新视角研究大陆成矿作用过程已成为重要方向。而深部物质是如何聚集和运移到浅部地表成矿的? 控制大型矿床、矿集区储运空间形成的关键因素是什么? 一直是地质学家们竞相探索的科学问题。Kutina (1991; 1995) 提出矿床群集于扎根在地幔的区域不连续与克拉通边缘及其邻近的活动带的横向交切地区, 首次把大型成矿作用与岩石圈不连续联系起来, 提供了一个值得探索的方向; 1998 年 8 月在澳大利亚专门举行了“扎根于地幔的 (mantle-rooted) 结构不连续在金属富集中的作用-三维途径”学术讨论会。我国学者邓晋福等 (1999) 从岩石圈/软流圈大灾变角度分析中国东部、长江中下游地区燕山期成矿的深部过程, 强调再活化和活动的岩石圈尺度不连续带是良好的储矿空间。目前有关岩石圈不连续与大陆成矿作用方面的文献尚不多见, 但初步研究显示 (邓晋福等, 1999; 2001; 杜建国等, 2003), 岩石圈不连续可能是把大陆成矿作用与壳-幔相互作用、岩石圈演化等深部过程联系起来的重要纽带。本文以华北地区为例, 阐述岩石圈不连续, 尝试探讨岩石圈不连续在大陆成矿作用过程中的作用及识别标志。

1 岩石圈不连续——以华北地区为例

岩石圈不连续主要是基于地球物理探测提出的结构不连续概念 (NRC, 1993)。全球地学断面对比研究发现, 地球内部结构在横向或纵向上都很不均一 (黄怀曾, 1997), 地台区地壳结构相对简单, 造山带和裂谷区远比过去认为的双层或三层结构复杂得多, 不同构造单元之间的岩石圈结构往往表现为不连续, 洋陆过渡带是地球上最显著的侧向不连续带 (肖庆辉等译, 1993)。基于区域构造、岩石学、地球物理的

* 本文受中国地质调查局项目 (K1.4-1-2 和 200113900018)、国家自然科学基金重点项目 (NSFC 402344048)、国土资源部科技专项计划项目 (20001010202 和 200010103)、“中国三维岩石圈深部物质模型研究”课题、中国科技部 IGCP 国际合作项目 (2001cb711002) 和中国地质大学“岩石圈构造、深部过程及探测技术”教育部重点实验室开放课题 (2003009 和 2003010) 联合资助
第一作者简介 邱瑞照, 男, 1963 年生, 博士后, 副研究员, 现主要从事岩石学及深部地质研究。E-mail: qiu Ruizhao@21cn.com

综合研究, 邓晋福等(1996)指出中国大陆乃至全球的大陆构造可以用根-柱构造进行描述, 在地壳浅部主要表现为三种构造形态: 挤压造山带、大陆裂谷带和克拉通, 它们分别与造山岩石圈根、地幔热柱和大陆(岩石圈)根对应, 相应的是造山带、大陆裂谷和克拉通岩石圈类型, 这样, 不同的岩石圈类型之间应该为岩石圈不连续。

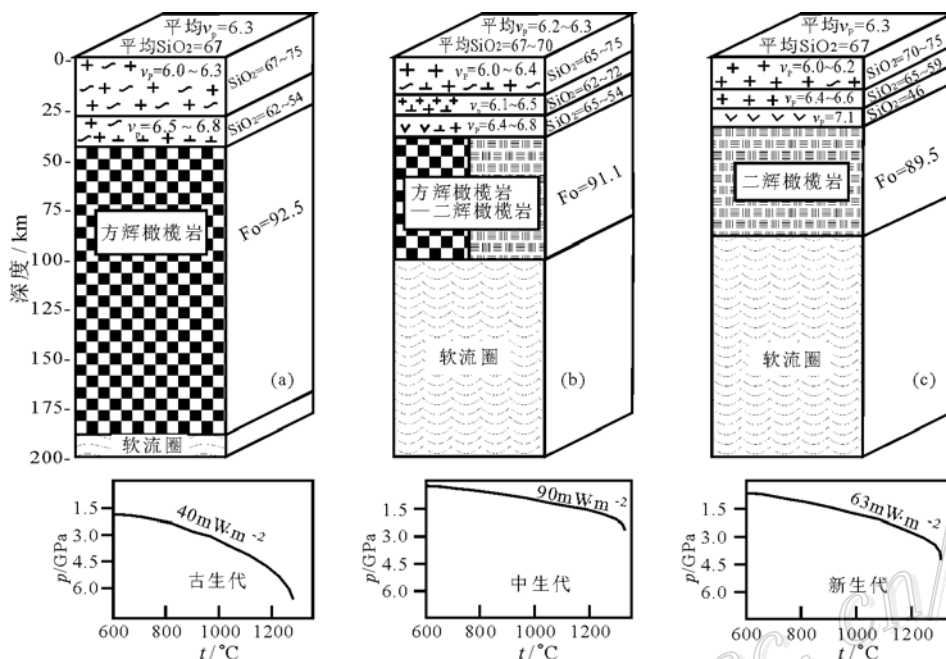


图 1 现今华北地区三类岩石圈的壳幔岩石学结构和化学结构

Fig.1 Crust-mantle petrological and petrochemical structures of three types of lithospheres in North China

以华北地区为例(图 1)^①。华北西部的鄂尔多斯块体具有正常的地壳厚度(平均 42 km), 地壳速度结构为正梯度(图 1a), 具有 ≥ 200 km 的大陆根(池际尚等, 1996); 陆壳主体成分为 TTG(陆壳平均 $\text{SiO}_2=67\%$), 岩石圈上地幔由强亏损的方辉橄榄岩组成; 近期无地震, 无岩浆活动和低热流(44 mW/m^2), 总体表现为稳定的特点, 属于华北地台中新生代地台“活化”后残留的克拉通岩石圈。

华北中部的燕山、太行山造山带地区的地壳速度结构(图 1b)以在上地壳下部(16~20 km)和下地壳壳幔过渡带(32~40 km)存在低速体和具较高热流(60 mW/m^2)区别于鄂尔多斯克拉通块体, 岩石圈和陆壳厚度分别为 90 km 和 37 km; 陆壳平均成分为花岗质($\text{SiO}_2=67\%\sim 70\%$), 岩石圈地幔由方辉橄榄岩-二辉橄榄岩构成, 该区属于新生代裂谷活动没有波及的地区, 所以保留的是中生代造山带特征。

华北东部平原区的地壳速度结构较复杂(图 1c), 通常出现高、低速互薄层结构, 陆壳厚度最薄(30~34 km), 岩石圈厚度为 60~80 km(邓晋福等, 1996); 陆壳成分为花岗闪长质(陆壳平均 $v_p=6.3 \text{ km/s}$, $\text{SiO}_2=67\%$), 岩石圈地幔主要由二辉橄榄岩构成; 该区地表热流变化大 $44.9\sim 63 \text{ mW/m}^2$ (汪集旻等, 1988), 地震多且强, 属于处在进一步的热散失、热松弛和热结构及力学状态调整时期的岩石圈(邓晋福等, 1996)。

3 种类型的岩石圈在空间上分别位于华北地台的西部、中部和东部, 图 1 显示它们之间的陆壳结构、成分、岩石圈地幔组成、陆壳厚度、岩石圈地幔厚度和热流等方面都具有明显差异(即表现为不连续), 说明连接它们之间的是岩石圈不连续。这样, 三维岩石圈不连续带可以表述为岩石圈块体之间的壳-幔结构、岩石组成、地热、陆壳和岩石圈厚度等岩石圈成分和结构要素的不连续, 它不同于一般意义上的深断裂或超壳断裂等, 而是地质、地球物理意义上的综合不连续概念。

①邱瑞照, 邓晋福, 周肃, 等. 2004. 华北地区岩石圈类型: 地质与地球物理证据. 中国科学(D 辑), 待刊.

从不同岩石圈类型的动力学效应上看,太古代-晚元古代形成的华北克拉通是冷的大陆根(岩石圈根),大陆根特殊的物理性质(密度小、厚度大、冷和强度大)使其具有稳定的性质;在中生代的造山带挤压体制下形成的造山带岩石圈根经历的一般是加厚-去根-再加厚(软流圈冷却)发育过程,因此形成的造山带根具有密度大、温度低(冷)、保留时间短和活动的特点,两类岩石圈根的动力学效应差异,必然导致相关地质事件的性质及其过程不同,因此它们之间必定是岩石圈构造薄弱带(岩石圈不连续带)。新生代时期形成的裂谷型岩石圈与地幔热柱对应,以大量玄武岩喷发为标志,在裂谷拉张体制下岩石圈减薄、诱发大陆去根作用、软流圈物质上涌,在华北东部及中国东部地区形成的裂谷型岩石圈与其西侧的造山带岩石圈之间又形成新的岩石圈不连续带。因此,不同岩石圈类型对应的动力学机制及其效应决定了不同岩石圈类型之间的连接带必定是岩石圈不连续带,而且必定是构造-岩浆-成矿活动的主要场所,必然与大陆成矿作用具有密切的关系。

2 岩石圈不连续与中国大陆成矿域

中国大陆是由中朝、扬子与塔里木等几个比较小的克拉通与其间的造山带拼合而成的一个复合大陆,其成矿域一般划分为:①前寒武纪成矿域,包括扬子、鄂尔多斯和塔里木;②古亚洲成矿域;③秦祁-昆成矿域;④特提斯-喜马拉雅成矿域;⑤滨西太平洋成矿域,包括东北、华北和华南成矿区(裴荣富等, 1998; 翟裕生等, 1999; 陈毓川等, 1999)。从大陆形成发展史看,这些成矿域的形成与岩石圈不连续的形成密切相关。

根据中国大陆形成、演化阶段划分(任纪舜等, 1999; Wang et al., 1995; 邓晋福等, 1996): (1) 拼合前(震旦纪前)是塔里木、扬子、中朝克拉通块体等几个克拉通块体独自形成的过程; (2) 主体拼合时期(震旦纪-三叠纪)包含两个阶段: ①古生代时期,北方中朝和塔里木及其周边造山带拼合形成北方拼合大陆,形成主体呈现EW向展布的古亚洲(兴-蒙)造山带、呈NWW向展布的秦祁昆成矿域的北带(其中祁连造山带呈NW走向展布);南方以扬子克拉通为主体与周边造山带拼合形成华南拼合大陆。②三叠纪时期,以中轴大陆为核心的北方拼合大陆和以扬子克拉通为主体的南方大陆拼合,形成中国主体大陆和主体呈现NWW向展布的秦祁昆成矿域。(3) 拼合后(三叠纪至今),中国大陆的边界条件发生巨大变化,动力学机制也由以南北向为主转变为以东西向为主,中国西部中生代张开发育特提斯洋、新生代挤压造山至今,形成特提斯-喜马拉雅成矿域;中国东部则中生代挤压造山、新生代拉张形成裂谷系,形成总体NE-NNE走向的滨西太平洋成矿域,并与处在中国东部的华北、扬子克拉通、古亚洲和秦祁昆造山带交切叠加,形成新的岩石圈不连续(如中国东部中生代造山带型岩石圈、裂谷型岩石圈)。

在上述5个中国大陆成矿域中,除前寒武纪成矿域之外,其他4个成矿域都为夹持于西伯利亚、中朝(燕山期开始为鄂尔多斯)、塔里木、扬子、印度等克拉通块体,以及太平洋俯冲带之间的显生宙造山带。上述克拉通块体主体均为17亿年前形成的,它们是从地幔中分离出来的最早的一批大陆,现今地球物理探测表明,它们均有一个深达200~400 km的大陆根(Yuan, 1996),其特征是地温低(冷),岩石圈地幔为亏损玄武岩组分的方辉橄榄岩,缺乏挥发分,密度低(浮力大),强度高(因为缺乏挥发分),下面的软流圈薄或不发育,其动力学性质总体是稳定的特点(Boyd, 1986; 1989; Polet et al., 1995; Yuan et al., 1996; 邓晋福等, 1996; 1998);然而,它们之间的造山带没有大陆根,岩石圈的亏损程度低,密度大,强度低,软流圈发育,这样,古亚洲、秦祁昆、特提斯-喜马拉雅和滨西太平洋成矿域的岩石圈是中国大陆内部的构造薄弱带,可称为巨型的岩石圈尺度的不连续,并可与上述五个成矿域对应;造山带与克拉通的边界、造山带内部相对稳定的块体的边界、不同时期形成的造山带以及缝合线、克拉通内部的古老造山带或裂谷带等就构成不同级别的岩石圈尺度或地壳尺度的不连续,可与成矿省成矿区(带)对应。所以,虽然中国大陆岩石圈不连续在规模上有大小之分,在形成时间上有新老之分,但可与不同级别的成矿域、区(带)对应,可以作为岩石圈角度划分深部成矿单元的重要界线。

3 岩石圈不连续在大陆成矿过程中的作用

3.1 岩石圈不连续再活化为大型矿床形成提供有利储矿空间

矿床学的研究历来强调不同尺度构造带及其交切对储矿空间的约束, 众多矿床学家注意到深和大的构造带对储矿空间的控制, 例如, 沿克拉通(华北克拉通和扬子克拉通)的边缘或其邻近的造山带分布超大型矿床(Tu, 1995), 具深断裂性质的长江破碎带是长江中下游 Cu-Fe 成矿带的聚矿构造(常印佛等, 1991), 超大型矿床与大型构造有关等(翟裕生等, 1997)。从岩石圈不连续, Kutina (1991; 1995) 强调岩石圈不连续与克拉通边缘及其邻近的活动带的横向交切地区是造山运动期间热和岩浆上升以及金属富集的有利通道; 邓晋福等(1999)则强调再活化和活动的岩石圈不连续带对以大型和超大型矿床群集为特征的储矿空间的控制作用。

从矿床统计来看(陈毓川等, 1999), 中国 52 个主要矿种、807 个矿床, 太古宙占 4.8%, 元古宙占 11.1%, 早古生代占 6.9%, 晚古生代占 22.3%, 中生代占了 34.9%, 新生代占了 20%。中国 73 个大型和超大型矿床中(翟裕生等, 1999), 前寒武纪 15 个, 占 20.5%, 中生代 26 个, 占 35.5%, 中新生代 32 个, 占 44%; 全球 108 个矿床, 前寒武纪占 38%, 古生代占 15.7%, 中新生代占 46.3%。从上述统计可以看出, 中国大陆上显生宙矿床占 84.1%或 79.5%, 其中中新生代占 54.9%或 44%, 而前寒武纪只有 15.9%或 20.5%。

从时间上看, 中国大陆拼合前的地台阶段虽然占的时间间隔最长, 但矿床最少; 主体大陆拼合阶段和拼合后阶段的时间间隔短, 但形成的矿床多, 特别是以主体大陆拼合后的成矿作用最强烈, 这似乎说明大陆越大, 成矿作用越强烈。其原因可能是①大陆面积越大, 对地幔的“大陆隔热效应”(NRC, 1993; Anderson, 1981; 邓晋福等, 1996)越强, 导致地幔的加热作用增强, 最终诱发对流地幔输入大陆的物质与热量更多, 相应萃取出来的有用成矿元素更多(?); ②大陆面积越大, 盆地的沉积域越大, 沉积分异作用越好, 更有利于大型沉积矿床以及油气田的形成(?)。

从空间上看, 在东经 105°以东、北纬 45°以南的中国东部地区, 虽然只占全国陆地面积的 40%左右, 却集中了全国 85%以上的大型、特大型矿床(陈毓川, 1999), 成矿时代主要为中生代。我们知道, 伴随中国大陆的形成已在中国东部形成许多古岩石圈不连续, 在中生代岩石圈-软流圈系统被扰乱的环境下, 从软流圈(或对流地幔)中分出的灼热的新生物质, 和由它诱发的陆壳物质的被加热和再活化, 在萃取壳幔中元素后将形成岩浆-流体-成矿系统, 其必然首先选择具有构造薄弱带和不稳定性的先存岩石圈不连续向上运移成矿, 这些再活化的岩石圈不连续将为大型矿床或矿集区形成提供有利储矿空间。可作为典型实例的是长江中下游和南岭地区, 前者在卷入滨西太平洋构造域之前属于先存的秦-祁-昆(造山带)古岩石圈不连续, 后者的 HZH 高 ϵ_{Nd} 低 T_{DM} 带(Hong et al., 1998)可能是扬子板块和华夏板块在晚元古代时形成的一条板块碰撞带(岩石圈不连续带), 但中新生代卷入滨西太平洋构造域之后都形成了众多的大型、超大型矿床, 成为中国东部著名的矿集区。就整个中国东部燕山期成矿域而言, 整体呈 NE-NNE 走向的矿带, 当它与先存的岩石圈不连续叠置并使之活化时, 就成为大尺度成矿带的良好储矿空间, 具体的成矿带可以是不同方向延伸的, 即可以与 NE-NNE 向的成矿域走向一致, 亦可以以不同角度与之交切, 具体成矿带的展布方向, 主要依赖于被活化的先存的岩石圈尺度的不连续构造带, 从而构成具有显著中国特色的“中生代成矿大爆炸”。由此可以认为中国东部“中生代成矿大爆炸”是三叠纪以来中国主体大陆拼合形成后岩石圈不连续再活化成矿的具体体现。

3.2 岩石圈不连续为巨型矿集区形成提供源-运-储时空框架

3.2.1 大陆成矿作用的源区约束

源→运→储是成矿作用研究的基本内容, 但是, 矿产资源勘查的实际告诉我们, 从某些矿床总结出来的物、化、遥找矿判别标志或规律常常具有明显的“地方性”, 例如, 在中国北方金矿勘查工作中有效的化探异常判别标志在南方适用性不好; 再如同属于环西太平洋构造域的中国东部, 华北地区经历了由

J_1 初始和 J_2 早期造山→ J_3 峰期造山→ K_1^1 晚期造山→ K_1^2 后造山的完整造山旋回^①, 其 150~140 Ma 左右的构造体制转折时限(翟明国等, 2003), 与华南岩石圈约 146 Ma 开始的伸展拉张(李献华, 1999)和东北岩石圈减薄最薄时间 145 Ma(吴福元等, 1999)大致同时, 提供了贯穿整个中国东部的燕山期花岗岩是同一大陆动力学机制下产物的证据, 它们是中国大陆岩石圈/软流圈系统与古太平洋板块俯冲共同作用的结果^②, 但为什么在东北、华北、华南地区的燕山期花岗岩岩石组合、矿产种类、规模都各不相同?

深部物质研究表明^③, 中国东部不同区域的深部物质组成和性质具有明显差异: ①东北地区属于古亚洲洋构造域(也称为兴蒙造山带), 以西段的古生代造山带岩石圈为其改造前的岩石圈深部物质组成参照(基底形成时代>400 Ma), 陆壳为石英闪长质-花岗闪长质($v_p=6.4$ km/s); 东北燕山期花岗岩以 I 型和 A 型为主而几乎没有 S 型, 花岗质岩石以富 Na 为特征, 矿产组合以 Cu、Au 为主, 绝大多数含矿岩石、花岗岩的锆同位素初始值小于 0.706、钕同位素 ϵ_{Nd} 值为正值, 这些特点均与兴蒙造山带西段类似; 暗示东北地区燕山期对流地幔物质和热输入大陆, 在形成新生陆壳和改造显生宙陆壳的同时, 花岗岩组合、矿产组合都继承了兴蒙造山带西段的特点。②华北为太古代克拉通(基底形成时代>2 500 Ma), 以西部的鄂尔多斯为其改造前的岩石圈深部物质组成参照, 其陆壳主体成分为 TTG($v_p=6.3$ km/s)。燕山期广泛发育高钾钙碱性火成岩组合(HKCA)不同于东北花岗岩岩石富 Na 的特点, 岩石组合为 I 型+A 型+非典型 S 型, 成矿作用以 Au、Cu、Mo、Pb、Zn、Ag 为主, 这些特征与对流地幔物质和热输入大陆既形成新陆壳又改造古老陆壳的特点相符。③华南大陆拼合最晚(三叠纪), 以西部扬子克拉通岩石圈是其改造前的深部物质参照(基底形成时代 800~1 700 Ma), 其陆壳主体成分为花岗闪长质($v_p=6.3$ km/s)。南岭燕山期花岗岩以高钾、过铝、S 型花岗岩为特征, 花岗岩的 ϵ_{Nd} 值绝大多数为负值, 矿产组合以 W、Sn、Bi、Mo、Nb、Ta 等为主, 与该区燕山期对流地幔物质和热输入以热为主、物质为辅, 大陆生长形式以陆壳物质再循环为主的特点相符。上述资料显示, 虽然中国东部燕山期花岗岩是同一大陆动力学机制下的产物, 但是由于改造前岩石圈深部物质组成、性质差异, 才导致各区火成岩和矿产组合不同, 反映了深部物质组成(源区)对火成岩组合、矿产组合的约束^④。

3.2.2 大陆成矿作用的运-储时空

对于巨型矿集区的形成而言, 实现金属的巨量堆积需要有一个巨大的岩浆-流体-成矿系统来供给和支持, 除了源区之外, 还必须具备统一的运-储时空, 被扰乱的大陆岩石圈/软流圈系统是提供这种供给和支持的深部背景, 而岩石圈不连续是提供大陆成矿作用源-运-储统一的最佳空间: 在一个被扰乱的大陆岩石圈/软流圈系统引发的岩浆活动旋回中, 早期的岩浆活动可以使上部地壳加热, 在岩浆活动晚期和末期, 当深部岩浆房接近全部固结时将放出大量的超临界流体、软流圈冷却时将放出的地幔流体、浅部定位的岩体将放出大量岩浆流体、加热的地壳放出变质流

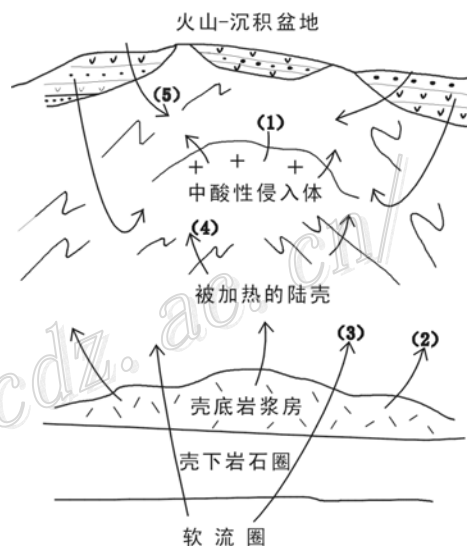


图 2 成矿系统形成示意图

(1)区域岩浆活动临近结束, 花岗岩侵入体冷却放出的热液; (2)壳底及壳内岩浆房冷却放出的热液; (3)软流圈冷却放出的热液; (4)被加热地壳放出的热液; (5)地壳水循环系统的热液。(1)-(4)为内生流体-成矿系统, (5)为外生流体-成矿系统

Fig.2 Sketch diagram showing the formation of the metallogenic system

(1) Hydrothermal liquid ejected by cooling granitic intrusion towards the end of regional magmatic activity. (2) Hydrothermal liquid ejected by cooling magmatic chamber at the bottom of or within the crust. (3) Hydrothermal liquid ejected by cooling asthenospheric material. (4) Hydrothermal liquid ejected by heated crust. (5) Hydrothermal water of the crustal cyclical system. (1)-(4) belongs to the metallogenic system of endogenetic fluids, and (5) belongs to the metallogenic system of exogenetic fluids

① Deng J F, Su S G and Mo X X, et al. 2004. The sequence of magmatic-tectonic events and orogenic processes of the Yanshan Belt, North China. Acta Geologica Sinica (for 32th IGC, in press).

② 邱瑞照, 邓晋福, 周 肃, 等. 2004. 华北地区岩石圈类型: 地质与地球物理证据. 中国科学(D 辑), 待刊.

③ Qiu R Z, Li T D, Xiao Q H, et al. Deep-level substance of three-dimension lithosphere and its restriction for the igneous assemblages and mineral resources occurring in east China. 32 IGC, Abstract

体、与被加热（整个地壳，特别是其上部已被加热）地表循环水和大气降水等一起，这些不同来源的流体携带成矿元素一起汇入可形成最宏伟的成矿流体系统，只有岩石圈尺度的不连续才可能提供这种深达岩石圈的时空框架并形成最好的成矿-流体系统（图 2）。

已有资料表明，最大的流体-成矿系统往往形成于岩浆旋回的晚期。例如，中国东部和三江地区均有漫长的演化历史，岩浆-流体-成矿系统源于壳幔内不同的深度，成矿物质和成矿流体指示来自岩石学-地球化学性质不同的源（多来源），但成矿作用的大爆发则只分别发生在燕山期和喜马拉雅期的最强烈的岩浆活动时期。例如在湘南，“小岩体成大矿”曾是个令人困惑不解的问题，但从岩石圈不连续成矿系统角度就不难理解，这些“小岩体成大矿”实际上应该归属于扬子/华夏板块之间的岩石圈不连续带在燕山期再活化过程中衍生的巨大岩浆-流体-成矿系统的分支系统。

3.3 岩石圈不连续是联系内外生矿床的纽带

岩石圈不连续是连续内外生矿床的纽带，对此我们以造山带和前陆盆地之间的不连续作为实例进行一般性的讨论。图 3 以卡通剖面图（Cartoon）形式示意，AB 是造山带与前陆盆地两个构造单元之间的不连续（discontinuity），既是造山带逆冲体的下边界，也是下冲的前陆盆地的上边界。美国大陆动力学研究计划（肖庆辉等译，1993）指出，前陆盆地的碎屑楔可以被前进式的逆冲带前缘所超覆，构造（加上原有的沉积物负荷）载荷效应有助于生物成分烃的成熟，和其他流体的排出（图 3 中的①和③），流体的迁移可以导致前陆盆地内金属矿床的形成，烃的迁移和圈闭形成有价值的油气田。Oliver（1986）指出，岩脉与造山带逆冲体下的大陆边缘沉积物由于构造加载排除流体（图 3 中的①和③），这些流体携带热、矿物、石油或造油气的煤岩成分进入前陆盆地和地台的可渗透地层，当它运移过程中，可使流经的沉积物加热和活化某些物质，当流体沸腾冷却时，可形成有用元素沉淀，在有圈闭处被圈闭的烃可形成油气田，如美国中部和东部的密西西比河谷型 Pb-Zn 矿，中东的油气田等。鄂尔多斯中部大气田含气砂岩内大面积比较均匀的石英周边的再生加大，高岭石和方解石等自生矿物的广泛发育，以及磷灰石裂变途径的年龄（150~70 Ma）年轻于地层的年龄，均与 J-K 时期太行-五台-吕梁造山带和贺兰山造山带向鄂尔多斯盆地逆冲的时期大体上相同，暗示大气田的形成可能与造山带-前陆盆地之间的不连续的形成过程，以及被排出的烃类沿不连续大规模运移进入前陆盆地有共生联系（图 3）。在造山带的腹地，下插的前陆盆地的沉积盖层和上地壳可因加热发生矿物脱水熔融，或者还有来自软流圈的岩浆水的加入，岩浆的高粘度将阻止它沿不连续运移进入盆地，而将使它在受压滤作用时主要向上底辟式上升进入造山带腹地，在它后期发生成矿作用（图 3）。图 3 卡通式示意模型比较好地解释了同一时期形成的一对构造单元-造山带与前陆盆地内，虽然呈现完全不同的成岩-成矿作用，前陆盆地内为油气田和与火成岩无关的低温金属矿床，造山带腹地则为与火成岩有关的金属矿床，但是，通过不连续（AB）可以把传统观念看来毫无成因联系的内生、外生矿床的成矿作用在空间上的共生联系起来。

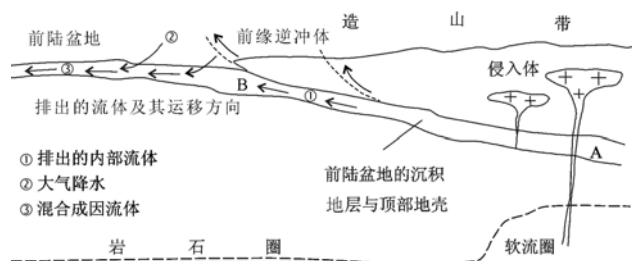


图 3 造山带与前陆盆地之间的不连续(AB)示意图
Fig. 3 Sketch map of lithospheric discontinuity (AB) between the orogenic belt and the foreland basin

4 岩石圈不连续的识别

岩石圈不连续带是岩石圈块体之间的壳-幔结构、岩石组成、地热、陆壳和岩石圈厚度等岩石圈成分和结构要素的不连续，因此对其识别要汇聚多学科的成果进行综合约束。地质与地球物理结合是 80 年代以来重要趋势，在分析某一地区或矿床成矿背景或规律时往往结合该区是“幔隆”或“幔凹”等深部背景进行

分析,这无疑非常重要,但也不难发现在不少文献中往往缺乏对这些深部背景形成时代进行分析、判别,实际上各种地球物理方法只是对现今岩石圈的“快照”,所获得的岩石圈结构、Moho 和 L/A(岩石圈与软流圈边界)深度只是反映现今的状态,并不一定代表地质历史时期或成矿作用发生时就是这样的结构状态和物质组成;特别是对拼合的中国大陆来说,“多旋回造山”(任纪舜等,1999)的特点,使某一地区的岩石圈、岩石圈不连续可能会受到多次“改造”。因此,把现今地球物理场运用去解释区域成矿作用有关的规律时应特别小心,一个最好的途径是,尽量结合地质演化历史,特别是岩浆构造事件的分析,才可能对地球物理场的形成过程给予一个比较合理的地质解释。

(1) 地球物理结构标志:最后和最强烈的一次岩浆-构造事件是决定一个地区的现今地壳-上地幔结构最关键的因素,同时也是控制该区成矿作用的决定因素。这样,总体上看,特提斯-喜马拉雅和滨西太平洋成矿域与现今地球物理探测获得的壳幔结构是可以相互对应的。例如, NNE 走向的大兴安岭-太行-武陵山重力梯度带和青藏高原周边弧形重力梯度带,以及它们反映的地壳厚度陡变带,总体上与滨西太平洋成矿域和特提斯-喜马拉雅成矿带的走向是一致的。对于被滨西太平洋成矿域叠加交切的古亚洲、秦祁昆和前寒武纪成矿域的地段,不能用现今地球物理场的特点和规律去直接对应和解释这些成矿域形成时的规律,在解释这些被后期强烈改造过的地段来说,主要需要基于地质演化历史以及寻找在同一成矿域内有相同地质演化历史,但未被后期强烈改造过的地段作为参照来解释(如本文 3.2.1)。例如,对于华北克拉通来说,中部和东部已经被燕山运动强烈改造(图 1b, c),在解释该地段前寒武纪成矿作用的岩石圈结构的背景时需要用鄂尔多斯地块的地球物理场作为参照来讨论(图 1a),因为后者是中朝克拉通未被显生宙包括燕山期、喜马拉雅期岩浆-构造事件改造的地段,它在晚太古-早元古形成以来,一直保持构造上的稳定性,包括无新生代玄武岩活动,也无现今地震活动,因此,现今地球物理场可大体上看作晚太古-早元古形成克拉通时期留下的结果;同样,古亚洲与秦祁昆成矿域的东段被滨西太平洋叠加和交切,因此,除了主要基于该地段的地质演化历史之外,需要寻找在其西段有相类似的地质演化历史的地段作为运用地球物理场时的参照。

(2) 磁异常标志:从成矿域和造山带尺度看,上地壳结构常常保留老的结构,这是因为从流变学看,上地壳常常是刚性的,从地热学看,温度是低的,所以,常常可把老的结构“冻结”保留下来。磁结构主要是上地壳物质引起的,因此,尽管滨西太平洋成矿域对古亚洲和秦祁昆成矿域的交切,但叠加改造后两个成矿域的磁异常的走向总体上仍分别呈 EW 和 NEE 向展布(陈毓川等,1999; Yuan et al., 1996)。

(3) 构造-岩浆标志:火成岩浆活动是壳幔相互作用的标志和探讨壳幔组成与演化的重要窗口,伴随最后和最强烈的一次岩浆构造事件时,岩浆的性质十分重要。如果只有幔源玄武岩岩浆注入大陆,那么,岩石圈地幔将被强烈改造,地壳部分的改造则相对较弱,如滨西太平洋成矿域新生代时期的油气成矿作用。如果主要是再循环古老陆壳局部形成的强过铝花岗岩质岩浆,则陆壳将被强烈改造,而岩石圈地幔的改造相对较弱,如滨西太平洋成矿域的南岭成矿省。如果岩浆来源同时有地幔软流圈和深部陆壳,则壳幔混合型岩浆发育,那么,原有的陆壳和岩石圈地幔将同时受到强烈改造,如滨西太平洋成矿域的燕山期的德兴、长江中下游、燕山、太行山、阴山等成矿带。对上述滨西太平洋成矿域的实例来说,新生代油气盆地可直接用地球物理场来解释,南岭成矿省和德兴、长江中下游、燕山、太行山、阴山等成矿带均形成于燕山期,新生代玄武岩活动或无或很弱,因此,大体上现今地球物理场可用来解释燕山期的状态,但是 Moho 和 L/A 的深度则不能用于燕山期,因为,虽然它们无新生代玄武岩活动,但是岩石圈伸展减薄作用对它们有重要影响。在成矿域和成矿省内,镁铁质和闪长质岩浆集中分布的地带常表征岩石圈尺度的不连续,如长江中下游成矿带,德兴成矿带,紫金山成矿带;只有花岗岩分布的地带,常表征地壳尺度的不连续。

(4) Moho 和 L/A 深度和形态:决定于①最后和最强烈的一次岩浆构造事件,②代表一个构造带演化结束时期的状态。随着造山带或大陆裂谷带的构造演化, Moho 和 L/A 深度和形态均发生变化,现今活动的造山带有山根,如青藏-喜马拉雅;而老的造山带无山根,如秦岭。现今青藏-喜马拉雅碰撞造山带虽然总体有一个巨大山根,但其内部岩石圈是不均一的,根据造山带岩石圈加厚-去根-再加厚(软

流圈冷却)发育过程,可分出早期相的帕米尔型岩石圈冷根、中期相的念青唐古拉型减薄岩石圈和晚期相的羌塘型“热”岩石圈(邓晋福等, 2001);从区域上看,青藏高原北部的昆仑和南部的喜马拉雅块体是正在加厚的岩石圈,构造-岩浆事件序列^①显示,前者是在经历了古生代、晚古生代-早中生代两个特提斯造山旋回的基础上在新生代被卷入青藏高原造山系的,而后者是在陆内俯冲的基础上发育的,两者具有不同的壳幔物质结构;冈底斯是造山岩石圈根已被拆沉或正在拆沉的岩石圈;而羌塘是减薄后又被加厚的岩石圈。冈底斯和羌塘经历的不同深部过程可从发育的埃达克岩得到启示:根据埃达克岩成因,埃达克岩形成要求基性的源岩,它可以由达到榴辉岩相深度的俯冲洋壳(O型埃达克岩)或加厚下地壳(C型埃达克岩)的部分熔融形成。在造山带岩石圈演化过程中,陆壳加厚引起的壳内分异残留的是偏基性的榴辉岩相岩石,高密度的榴辉岩相岩石堆积将导致其下的造山带岩石圈失稳、去根,而上涌的软流圈物质和热导致去根后残留在壳底的榴辉岩相岩石部分熔融将产生C型埃达克岩浆,从这个意义上说C型埃达克岩是造山岩石圈根拆沉去根的记录;在已报道的青藏高原C型埃达克岩中,羌塘是9.4~26.9 Ma(赖绍聪, 2003),冈底斯西部冈仁波齐10.8 Ma^②,冈底斯东部10~18 Ma(Hou ZQ et al., 2004),总体上羌塘C型埃达克岩早于冈底斯,说明造山带岩石圈去根首先是羌塘,然后是冈底斯,但现今羌塘下面是一个较热的且深度大的岩石圈,因此它可能是去根减薄后又由上涌软流圈物质冷却被加厚的岩石圈,其壳幔物质结构不同于冈底斯。由此昆仑、羌塘、冈底斯和喜马拉雅块体之间以岩石圈不连续相接,其形成演化反映了青藏高原造山带岩石圈Moho、L/A深度和形态均随时间变化及岩石圈不均一演化特征。

综上,现今地球物理探测获得的岩石圈不连续、Moho、L/A深度和形态、物质结构、热状态等,并不能简单地直接运用或看作某一地区成矿作用时的状态,需要结合具体地区的地质演化过程、岩浆起源和演化机理等来反演成矿作用发生时的Moho和L/A的深度和形态、岩石圈结构、物质结构、热状态等,才能获得比较准确的成矿作用发生时的深部成矿背景,从而为更好地识别岩石圈不连续、判别壳幔物质结构代表的时代、辨析成矿作用发生时的深部背景和所经历深部过程提供有用信息。

参考文献

- 常印佛,刘湘培,吴言昌. 1991. 长江中下游铜铁成矿带[M]. 北京:地质出版社.
- 陈毓川,主编. 1999. 中国主要成矿区带矿产资源远景评价[M]. 北京:地质出版社.
- 池际尚,路风香,刘永顺,等. 1996. 中国原生金刚石成矿地质条件研究[M]. 武汉:中国地质大学出版社.
- 邓晋福,莫宣学,赵海玲,等. 1999. 中国岩石圈-软流圈系统大灾害与成矿环境[J]. 矿床地质, 18(4): 309~315.
- 邓晋福,吴宗絮. 2001. 下扬子克拉通岩石圈减薄事件与长江中下游Cu-Fe成矿带[J]. 安徽地质, 11(2): 86~91.
- 邓晋福,莫宣学,罗照华,等. 2001. 青藏高原岩石圈不均一性及其动力学意义,中国科学(D辑), 44(增刊): 56~63.
- 邓晋福,赵海玲,莫宣学,等. 1996. 中国大陆根-柱构造——大陆动力学的钥匙[M]. 北京:地质出版社.
- 邓晋福,吴宗絮,邱瑞照,等. 2004. 中国大陆两类岩石圈根及其动力学效应[A]. 见:《庆祝藤吉文院士从事地球物理工作50周年》文集[C],北京:科学出版社.
- 杜建国,戴圣潜,莫宣学,等. 2003. 安徽沿江地区燕山期火成岩成矿地质背景[J]. 地学前缘, 10(4): 551~560.
- 胡圣标,何丽娟,汪集旸. 2001. 中国大陆地区大地热流数据汇编(第三版)[J]. 地球物理学报, 44(5): 611~626.
- 黄怀曾. 1997. 全球地学断面研究现状及存在问题[A]. 见:张炳嘉,洪大卫,吴宣志,主编. 岩石圈研究的现代方法[C]. 北京:原子能出版社. 8~19.
- 李献华. 1999. 华南白垩纪岩浆活动与岩石圈伸展[A]. 见:中国科学院地球化学研究所,编. 资源环境与可持续发展[C]. 北京:科学出版社. 264~273.
- 赖绍聪. 2003. 青藏高原新生代埃达克岩的厘定及其意义[J]. 地学前缘, 10(4): 407~415.
- 裴荣富,吴良士,熊群尧,等. 1998. 中国特大型矿床成矿偏在性与异常成矿构造聚敛场[M]. 北京:地质出版社.
- 任纪舜,牛宝贵,刘志刚. 1999. 软碰撞、叠覆造山和多旋回缝合作用[J]. 地学前缘, 6(3): 85~93.

① Qiu R Z, Li T D, Deng J F, et al. 2004. The sequence of magmatic-tectonic events: records of lithospheric evolution in Mesozoic-Cenozoic, Tibet, China. IGC430 Workshop. 2004-05-22~31. Kunming, China.

② Cai Z Y, Qiu R Z and Xiong X L. 2004. Geochemical characteristics and geological significance of the adakites from west Tibet. 19HKT Workshop, Abstract. 2004-07-09~13. Niseko, Japan.

- 任纪舜, 王作勋, 陈炳蔚, 等. 1999. 从全球看中国大地构造——中国及邻区大地构造图简要说明[M]. 北京: 地质出版社.
- 汪集旸, 黄少鹏. 1988. 中国大陆地区大地热流数据汇编[J]. 地质科学, 2: 196~204.
- 吴福元, 孙德有, 张广良, 等. 2000. 论燕山运动的深部地球动力学本质[J]. 高校地质学报, 6(3): 379~388.
- 肖庆辉, 李晓波, 白星碧, 等(译). 1993. 美国大陆动力学研究的国家计划[M]. 中国地质矿产信息研究院: 1~73.
- 翟明国, 朱日祥, 刘建明, 等. 2003. 华北东部中生代构造体制转折的关键时限[J]. 中国科学(D 辑), 33(10): 913~920.
- 翟裕生, 邓 军, 李小波. 1999. 区域成矿学[M]. 北京: 地质出版社.
- 翟裕生, 张 湖, 宋鸿林, 等. 1997. 大型构造与超大型矿床[M]. 北京: 地质出版社.
- Anderson D L. 1981. Hotspots basalts and the evolution of the mantle[J]. Sci., 213: 82~89.
- Body F R. 1989. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 96: 15~26.
- Boyd F R and Gurney J J. 1986. Diamonds and the African lithosphere[J]. Sci., 232: 471~477.
- Hong D W, Xie X L, Zhang J S. 1998. Isotope geochemistry of granitoids in south China and their metallogeny[J]. Res. Geol. 48: 251~263.
- Kutina J. 1991. Metallogeny of mantle-rooted structure extending across the western edge of the Proterozoic North American craton[J]. Glob. Tect. Metall., 4(1~2): 21~51.
- Kutina J. 1995. Regional mantle-rooted discontinuities extending transversely to the margins of cratons and adjacent mobile belts[J]. Glob. Tect. Metall., 5(1~2): 7~18.
- National Research Council(NRC). 1993. Solid-Earth Science and Society[M]. Washington D C, National Acad. Press, 47~83.
- Oliver J. 1986. Fluids expelled tectonically from orogenic belts: Their role in hydrocarbon migration and other geologic phenomena[J]. Geol., 14: 99~102.
- Tu G Z. 1995. Some problems pertaining to super-large ore deposits of China[J]. Episodes, 18(1~2): 83~86.
- Wang H Z and Mo X X. 1995. An outline of the tectonic evolution of China[J]. Episodes, 18(1~2): 6~16.
- Yuan X C. 1996. Atlas of geophysics in China[M]. Beijing: Geol. Pub. House.
- Z Q Hou, Y F Gao, X M Qu, et al. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet[J]. Earth and Planetary Science Letters, 220: 139~155.

Lithospheric Discontinuity and Continental Metallogenesis

Qiu Ruizhao¹, Deng Jinfu², Li Tingdong¹, Xiao Qinghui^{1, 3}, Wu Zongxu⁴,
Peng Cong⁵, Zhao Hailing², Zhou Su^{2, 6} and Liu Cui²

(1 Institute of Geology, CAGS, Beijing 100037, China; 2 China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 3 Information Center of Ministry of Land and Resources, Beijing 1000812, China; 4 Institute of Geology, State Seismological Bureau, Beijing 100029, China; 5 Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 6 Key Laboratory of Lithospheric Tectonics, Deep-Level Process and Exploration, Ministry of Education, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract

Lithospheric discontinuities are tectonic weak belts between the lithospheric blocks, and also serve as important borderlines for the division of lithospheric units and deep metallogenic units. This paper has expounded the concept of lithospheric discontinuities with North China platform as an example, probed into the roles of the lithospheric discontinuities in the process of continental metallogenesis, and discussed the identifying criteria of lithospheric discontinuities.

Key words: lithospheric discontinuity, continental metallogenesis, identifying criteria