“中国大陆岩石圈组成、结构、演化与环境”
系列丛书编辑委员会

主编　张炳熹
委员　任纪舜　李思田　李巍然　吴宣志　张本仁
　　张宗祜　洪大卫　裴荣富　翟裕生

“中国大陆岩石圈组成、结构、演化与环境”系列丛书

编辑缘起

1995～1996 年间，在地矿部科技司组织和主持下，召开了多次《八五》重点基础地质研究项目专题交流和讨论会。本丛书就是会上提交主要论文的汇编，它将陆续把《八五》基础地质研究成果介绍给广大地质工作者。

在前两个 5 年计划执行过程中，都是在项目结束后举行一次成果交流会。这种会有利于在项目之间进行交流，促进了相互了解，初步改善了项目及学科间的互相隔离状态，但因时间不足，对问题的讨论难以深入。另外，有关重要项目研究报告的公开出版往往耗时较长，这就严重影响了学术思想的交流和信息的勾通。鉴于上述情况，在“八五”项目开始时，科技司一方面特意在各基础地质研究项目的基础上，专门设立了一个综合题目，希望在各个基础项目完成之后，能在反映各个项目研究成果之余，环顾一下在对中国基本地质情况的认识，另一方面，又计划在各个研究项目工作进展到一定阶段后，及时组织有关的专题交流讨论会，目的是能在项目完成前，在项目及专题之间涉及的共同问题有一次交流讨论的机会，以及时发现问题，及时作适当地考虑。在组织交流会时，特别加长了讨论的时间比例。

几次试行，与会者较普遍地反映这种方式确有适当开阔眼界并有助于获得有关问题的整体概念，而且能够直接得到不同的意见或批评。丛书的各分册即是各次会上的主要成果。

自从《六五》以来，地矿部科技司即注意到了开展多学科协作、交流对促进地质研究工作的重要性。在此之前，地质学术交流讨论会多数是按学科或某一方面的专题组织进行的，这当然有利于学科水平的提高和某一方面专题研究的深入。但是，涉及对某一地区、地段整体地质情况的认识并非某一单独学科的研究所能胜任。虽然我们有的项目也是针对某一地区或地质构造单元设立的，或者对某一涉及学科范围较多的项目，分出许多子课题分头进行研究，但在工作过程中缺少彼此之间的交流、讨论。以致最终成果没有形成一个首尾一贯、前后呼应的有机整体。

由于我们长期以来习惯于以学科为主的交流研讨，所以在《六五》研究项目完成后，组织了一次“成果交流会”，内容包罗地质部门内部的主要专业及学科，因之与会者初到会时多反映这会太“杂”。但是，在总结时却认为好就好在“杂”上。可是因为是初次尝试，在时间上不免太紧，特别是没有足够时间讨论。同时，出席人数虽然较多但终究有限，会上材料也未能广泛印发，影响依然有限。

《七五》项目完成后，虽然也同样组织了一次研讨会，除讨论时间略有增加外，其他方面改进不大。

到了《八五》，就是前面所说的情况了，这也就是本丛书的缘起。总的目的，一是推动地质科学研究中多学科的协作、交流；二是促进项目结束之前专题间的交流讨论，以提高研究总成果的水平；三是及时出版有关论文，使得这些研究成果在地质界中能为多数人所了解，并引起批评、建议和支持。

最后，还应指出，我们以前尚不习惯于在会上展开学术讨论，不仅多学科之间，而且在本学科之内，往往在会上各抒已见有余，而针锋相对互相诘辩不足。这几次会中在时间安排上特别加长了讨论，有的讨论时间还长于报告的时间。这也算是一点新的开端。创造地质科学研究中的公开讨论、答辩的气氛，也似是"当务之急"。

结束这个缘起的说明之前，谨向支持全部会议活动及丛书出版的地矿部科技司张良弼司长，彭维震处长，以及为各次会议提供方便条件的中国地质大学（北京）致谢。具体筹划并安排全部活动的是中国地质科学院岩石圈研究中心的洪大卫研究员。

张炳熹

1997 年 8 月

编者前言

在张炳熹教授的领导下，地质矿产部“八五”重点基础地质研究项目中有关深部构造与成矿研究问题研讨会，于1995年8月22～24日在中国地质大学(北京)召开。会议的概况、主要交流问题和有关进展，以及对今后工作的建议，请见本书转载的会议纪要。本书即是根据会议纪要建议——出版研讨会有关成果编辑的。需要说明的是，原计划汇集多篇文章以飨读者，但由于种种原因，如出席研讨会的专家未能及时提交文章，有的与会专家的成果已被其他刊物刊用，因而本书未能将研讨会上探讨有关深部构造与成矿的全部内容予以出版。这里我们仅选编了包括岩石圈壳-幔演化与成矿、深部构造与成矿、深部流体与成矿和深部成矿与预测共计22篇文章。我们认为这些文章对我国在今后开展深部找矿、制订矿产资源发展战略有重要参考意义。

本书编辑过程中，承张炳熹教授指导，原地质矿产部科技司资助，项目办公室洪大卫教授支持，谨此致以衷心感谢！

裴荣富、翟裕生、张本仁

1999年3月

深部构造与成矿关系研讨会会议纪要

一、概　况

根据张炳熹先生的倡仪，在部科技司和“中国大陆岩石圈的组成、结构、演化与环境”项目组的支持下，于1995年8月22～24日在中国地质大学（北京）召开了“深部构造与成矿研讨会”。来自生产第一线、院校和科研单位的近40位学者参加了会议，作中心发言者26人，自由讨论发言近百人次。会议开的生动活泼、讨论热烈、畅所欲言，充分体现出自由探讨、百家争鸣的精神。科技司张良弼司长参加了会议，并应邀就“九五”科技发展规划作了重要讲话。

会议讨论的内容丰富，主题明确。以我国的研究成果为主，围绕深部构造与矿床形成背景，将岩石圈研究与矿床形成和分布的研究相结合，进行了多方面的探讨。参加会议的各学科专家（地质、地球物理、地球化学、矿床学、岩石学、构造地质学……等）互相学习、交流，都感到有较大收获，认为是一次成功的多学科结合、自由研讨的学术会议。

二、主要交流问题和有关进展

从大家发表的最新研究成果看，通过“八五”期间部重大基础项目和有关研究的开展，我们对于深部构造与成矿的关系已有不少新的认识，提出了新的问题，为进一步深入研究，打下良好基础。

1.对壳幔相互作用、地幔部分熔融和有关的成矿作用有新的认识

通过对幔源包体的熔融实验，说明地幔物质的部分熔融可以初步富集铬，与会者认为这是有关铬矿床形成的起点，从而开阔了对原有岩浆矿床成因认识（岩浆侵位、分异作用）的思路。对地幔包体的精细观测，获得了关于地幔岩在演化过程中，碱金属含量增高，碱交代作用增强的认识。

一些深源矿产，如金刚石、铂族元素、铬铁矿、钒钛磁铁矿等矿床的形成与岩石圈断裂和深部地质作用过程直接相关。

壳幔物质的循环、再循环，对成矿的富集、再富集起着重要的控制作用。

2.加深了对成矿流体重要性的认识，并作了很有意义的探索

地幔富碱流体对多种矿床类型的形成都有控制作用。通过高温高压实验，研究深部含矿流体特点，发现两相不混熔区存在电桥现象，这对深部地球物理资料的合理解释将很有意义。

要注意区域性大尺度的流体活动及其对成矿分带的影响，如三江地区、长江中下游地区等，注意研究区域成矿分带和矿床分带的自相似性。

3.介绍了我国岩石圈的地球物理探测资料，并探讨了这些深部信息对分析区域成矿的意义，例如一些迹象明显近EW向、近SN向地物异常带与主要成矿带的吻合现象，华北变质基底中古陆核与坳陷带的相间分布，一些不同深度段中磁性特征的差异对认识成矿垂直分带的意义等。对我国东部沿海地区岩石圈减薄近100km的原因及其控矿意义，也引起与会者的关注和重视。

4. 对岩石圈地球化学和区域地球化学作了新的探索

对秦岭及毗邻地块的岩石圈组成，主要是下地壳组成作了对比研究。通过对华南花岗岩类同位素地球化学的研究，探讨了其有关深部基底的差异性及其对金属成矿的影响，划分了新的区域成矿系列，提出了一定的花岗岩省具有一定的成矿系列专属。另外，通过研究认为，地球化学省和成矿省一般是一致的，但在一定条件下，它们二者又可以不一致，即在非地球化学省中，如具备特殊"成矿能力"，也可以有金属的富集成矿。这些都开拓了找矿的思路。

5. 多方面地探讨了构造控矿作用及区域成矿规律

通过模拟试验，研究了在岩石流动状态下，形变和相变与 Au 的富集机理，进一步认识到韧性剪切及随后的脆性构造对 Au 的富集有重要作用。讨论了深部构造的分类及其判别标志。介绍了裂谷构造控矿特征(以白云鄂博矿床等为例)，探讨了造山带构造不同阶段的不同构造形式及对成矿的保存和破坏作用。分析构造对成矿的控制。提倡用历史的观点，编制中国不同地质时代的构造背景与大型－超大型矿床的分布图，探讨了不同时代的构造对金属成矿的控制作用，提出了多期叠加成矿集中区的概念。介绍了异常成矿构造聚敛对形成超大型矿床的控制作用。总结提出了"行"、"列"、"汇"的构造控矿规律以及在深部过程影响下，共源岩浆补余分异对形成超大型矿床的重要作用。

系统探讨了侏罗纪和白垩纪时中国东部内生成矿的时空演化及区域构造应力场和矿化特征。此外，还分别介绍了大兴安岭区、华北地块北缘、长江中下游、华南、三江等区的构造控矿特征，还专门讨论了金川铜镍矿床的复杂成矿过程。并提出小岩体形成超大型的金川铜镍矿床应是通过深部成矿过程，含矿岩浆发生补余分异效应后，成矿流体上升到有利构造部位而成矿的。因而大胆地提出超出超基性岩体以外的有利构造部位，也可以找矿的设想。

6. 注重研究战略找矿

与会学者普遍认为，在研究战术找矿的同时，要加强对战略找矿的研究，特别重视矿床形成和分布的区域地质、地球化学和地球物理背景，研究岩石圈内部构造与成矿。坚持地质、地球化学、地球物理等多学科的综合研究工作。

三　对今后工作的建议

1. 深部构造与成矿是一个复杂的高难度的研究课题，必需要有地、物、化、遥等多领域、多学科互相的结合研究，对各学科专家学者来说，又是一个互相学习的过程，这次会议体现了这个精神，建议今后多组织类似的多学科交流和合作的学术会议。

2. 深部构造与成矿是有重要理论和找矿意义的战略性研究课题，建议应尽早建立专项开展研究，特别是对中国东部的深部找矿更应是地矿部门当务之急。若在中国东部重要成矿区带的深部发现了矿产资源，无论在经济上和建设周期上都比在中国西部有更大效益。

3. 我国已积累了极其丰富的区域地质、地物和地化成果，建议通过某种形式，对这些资料加以综合性地整理、分析、鉴别、总结，将现有的认识提到一个新的高度。

4. 为广泛交流，建议出版此次会议成果，要求作者在 10 月底前将正式文稿完成，以便及时编辑出版。

会议召集人：裴荣富、翟裕生、张本仁

项目办公室负责人：洪大卫

1995 年 9 月 22 日

目　录

编者前言 …… 裴荣富　翟裕生　张本仁(Ⅰ)
深部构造与成矿关系研讨会会议纪要 …… (Ⅱ)

第一篇　岩石圈壳-幔演化与成矿

南岭金属成矿省深部构造过程与超巨量金属堆积…… 裴荣富　彭　聪　熊群尧(1)
东北地区地壳上地幔及其对内生多金属矿带形成的影响 …… 彭　聪(14)
中国大陆及临近海域岩石圈根部不均匀性结构横向变化 …… 彭　聪　高　锐(19)
华南深部构造与内生成矿分带 …… 马开义　姜　枚　薛光琦　董英君(28)
岩石圈/软流圈系统的大灾变与巨型矿集区形成……
…… 邓晋福　莫宣学　赵海玲　罗照华　戴圣潜等(36)

第二篇　深部构造与成矿

大型构造与成矿关系研究 …… 翟裕生　宋鸿林　邓　军(44)
深部成矿的构造作用 …… 万天丰(53)
中国内生稀土矿床与裂谷关系 …… 白　鸽　袁忠信　吴澄宇(57)
青海锡铁山矿床构造形变与成矿作用 …… 邱小平　季克俭(63)
论中国东部变质岩区内生金矿床形成的深部构造背景及深断裂构造的控制作用 ……
…… 范永香　王颖怡(70)
华北地块北缘显生宙造山类型及其矿床组合 …… 吴珍汉(79)
尚义-赤城深断裂的成矿控矿作用研究 …… 牛树银　孙爱群(84)
郯庐断裂与金矿成矿 …… 沈远超　曾庆栋　刘铁兵(93)

第三篇　深部流体与成矿

地球化学省和壳-幔再循环与成矿的关系 …… 张本仁(103)
地幔流体与成矿…… 杜乐天(109)
金刚石的形成与流体的关系…… 路凤香　郑建平　陈美华(115)
地幔活动在成矿中的作用及其示踪…… 李延河(122)
长江中下游至东部沿海中生代火山岩的含矿流体地幔来源及演化 ……
…… 张荣华　胡书敏　王　军(125)

第四篇　深部成矿与预测

陕西双王-二台子含金角砾岩型金矿床——造山后伸展构造运动的指示物…石准立(134)
焦家金矿田隐伏矿床分布规律和构造预测 ……
…… 吕古贤　郭　涛　舒　斌　孙之夫　赵可广等(143)
论辽、吉地区古元古代硼矿床的形成与深部构造的关系 …… 冯本智　卢静文(155)
深部隐伏矿预测的地质、地球化学和地球物理方法——以吉林夹皮沟金矿为例……
…… 李俊健　沈保丰　董第光　赵　珙(164)

第一篇　岩石圈壳－幔演化与成矿

南岭金属成矿省深部构造过程与超巨量金属堆积

裴荣富　彭　聪　熊群尧

（中国地质科学院矿床地质研究所，北京）

摘　要　南岭地区是中国东南部的重要有色、稀有金属成矿省。该成矿省包括湘南、赣南、桂东、广东和福建，总计面积达 550 000km²（张宏良、裴荣富等，1987），并以丰产钨、锡矿产著称于世。建国 40 多年来已完成了大量的矿产勘查和矿床地质科学研究工作，并取得丰富成果。本文即在此基础上，重点探讨本区中生代陆内造山的深部构造过程（作用）和地球物理鉴证及其对形成超巨量金属堆积的重要意义。提出南岭金属成矿省的构造演化可分为前寒武纪扬子板块和华夏板块的克拉通化、两板块消减的陆间造山和太平洋板块向陆壳消减的大陆活化 3 个阶段，以及表壳的"行-列-汇"控矿模式，根据地震、地温和地电测量，提出本区从深到浅有岩浆流动上升的可能性，从而反映了本区按锶初始值划分的沿海、过渡和陆内 3 个花岗岩带的成因关系，以及各花岗岩带出现各自专属的成矿系列，其中具世界级超大型钨-锡矿床的超巨量金属堆积都与上述深部构造过程的演化密切有关。

关键词　南岭金属成矿省　陆内造山　深部构造过程

一、南岭金属成矿省构造环境和演化

南岭金属成矿省地跨 3 个大地质构造单元，从西向东为：扬子板块（YZP）、华夏板块（CYP）和东南沿海褶皱系（SECFS）[1]（图 1）。

1. 扬子板块

据测试花岗片麻岩中锆石 U-Pb 年龄约为 2.8Ga 的年代鉴证，该区可能存在新太古代基底[2]。区内的中—新元古代地层广泛分布于华夏板块，并以夹有火山岩的低级变质沉积岩系为主，其中，最有争议的地层是以往称谓的板溪群（图 1），近年来，通过该群中的两个蛇绿岩 Sm-Nd 同位素定年，分别为 935Ma ± 10Ma 和 1034Ma ± 24Ma[2]，从而，鉴证了板溪群的成岩年代问题。另外，扬子板块内古生代和中生代的岩浆作用比较发育。因而，构造-岩浆作用应是该板块的重要成矿作用。

2. 华夏板块

位于板溪群之南，并以江山—绍兴（浙江部分）和萍乡—玉山（江西部分）深断裂作为缝合带与扬子板块分界（图 1，No.1 界线）。华夏板块是由前寒武纪基底和震旦系—中生代沉积的火山岩盖层组成，根据现已取得的残余锆石同位素年龄为 2.5Ga 的数据[3]，华夏板块有存在太古宙基底的可能。沉积盖层的底部（震旦系—早古生代）为轻微变质海相沉积物的

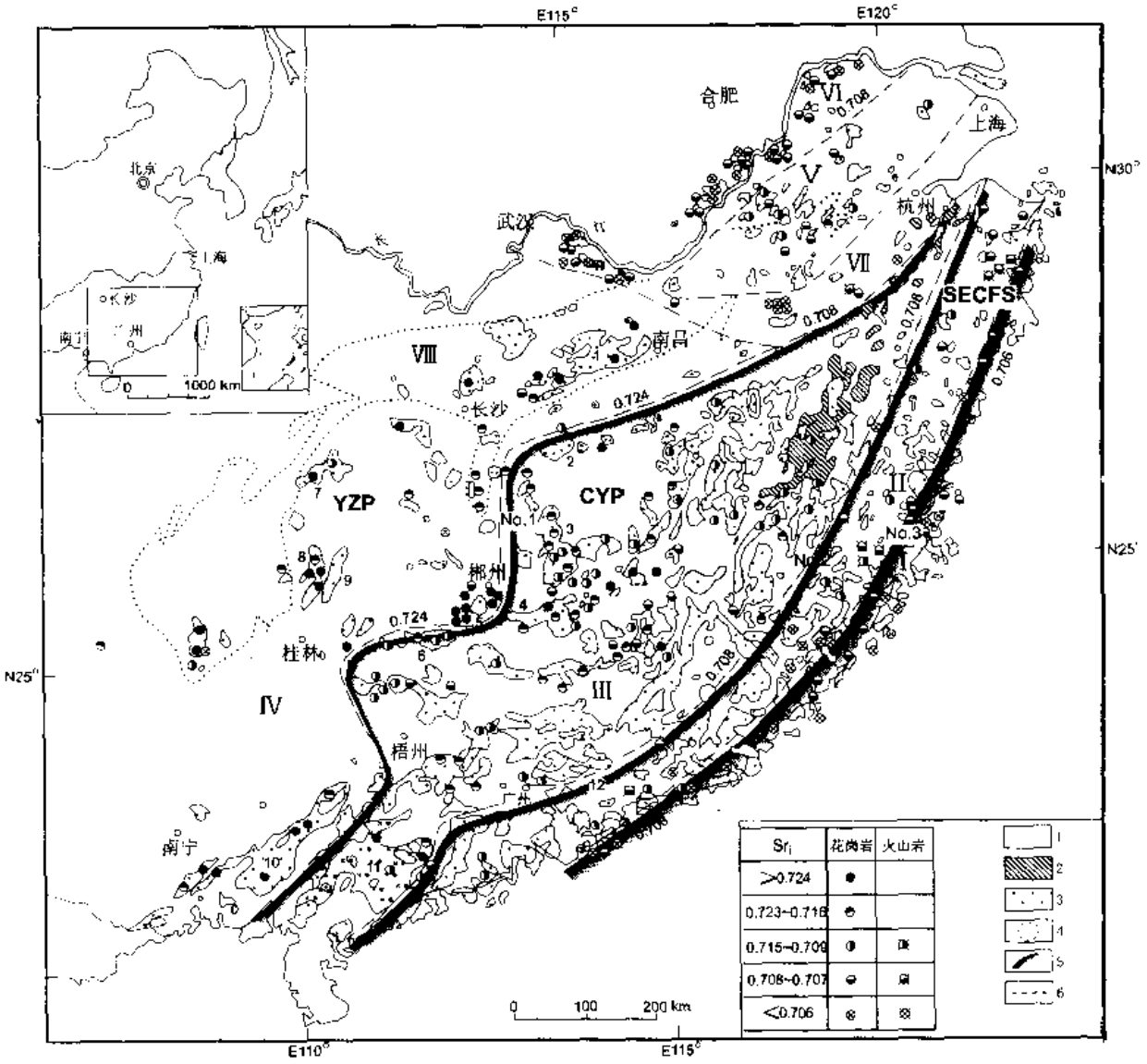


图 1　南岭成矿省大地构造单元和区域花岗岩类类型

1-混合岩;2-变质基底;3-花岗岩类;4-板溪群;5-构造单元界线;6-Sr 初始等值线;
Ⅰ～Ⅳ—分别代表浙-闽-粤沿海、浙-闽-粤沿岸、湘-赣-粤和湘-桂内陆花岗岩带;
YZP、CYP 和 SECFS—分别代表扬子板块、华夏板块和东南沿海褶皱系

厚大褶皱岩系。晚古生代到中生代的沉积地层被确认是构成板块活动的北缘岩层。这些岩系可作为华夏板块前陆的增生楔。整个华夏板块广泛发育了由新元古代到中生代的构造－岩浆作用,其中,尤以中生代花岗岩类侵入作用是华夏板块大量有色、稀有金属矿床成矿的重要共生组合体。

3.东南沿海褶皱系

座落在中国东南沿海区,并以产出大量白垩系火山喷发沉积-火山-侵入岩为特征。该褶皱系可能是华夏板块陆缘的构造增生带,并以政和-大浦深断裂与华夏板块为界(图 1 界线 No.2)[4]。此外,在该深断裂之东还产出有长乐-南澳深断裂,并以此深断裂构造为界线

划分出浙-闽-粤沿海花岗岩带(ZFGCB)和浙-闽-粤沿岸花岗岩带(ZFGOB),后一岩带矿化微弱(表 1)[5]。

表 1　南岭地区花岗岩类同位素特征

花岗岩类岩带	ZFGOB	ZFGCB	HJGB	HGIB
I_{Sr}	<0.706	0.706~0.708	0.708~0.724	>0.724
$\delta^{18}O/‰$	5~9	7~9	9~12	10~13
$\varepsilon_{Nd}(t)$	-1.7~-5.3	-3.7~-7.4	-6~-12	7~-14
$\varepsilon(t)_{DM}/Ga$	<1.2	1.2~1.4	>1.8	1.8~2.4
基底年代/Ga	1.5~1.7	1.6~2.0	2.8~2.0	1.7~1.8
花岗岩类类型	A	I	S	高 Al-S
矿化专属	弱	Cu-Au-Pb-Zn	W(Sn)-Nd-Ta -Pb-Zn-U	Sn(W)-Pb-Zn -Hg-Sb

4. 构造演化

据上述区域构造特征,可以认为,南岭金属成矿省的区域构造背景演化包含了地壳发展的 3 个阶段,即首先是前寒武纪的扬子板块和华夏板块的克拉通化阶段,其后是两板块发生地壳消减聚敛而出现陆间造山和它们的碰撞阶段,再后,由于中生代(燕山期)太平洋板块的洋壳向陆壳消减,除导致陆壳对接消减外,并发生大规模陆内造山而进入大陆活化阶段。据此,南岭金属成矿省在构造上表现为稳定克拉通化的前寒武纪基底、陆间造山的加里东期褶皱带和陆内造山的燕山期大陆活化。上述构造事件的发展是区域构造演化在地质历史上的 3 个重要的构造转换。根据区域内产出的典型矿床可作为地质历史构造事件演化的特殊标记,作者从矿床成矿系列类型在区内的分布规律建立了区域成矿的概念模式(图 2),从模式中可以反映出区域构造演化和深部过程与成矿系列的成矿专属。

5. 控矿模式

根据上述区域构造特征和演化,南岭金属成矿省的成矿主要是在欧亚板块的中国亚板块内经过洋-陆变迁的陆间—陆缘—陆内演化历程,由深部构造引发构造-岩浆作用,并受表壳的一定构造样式控制而成矿的。

根据南岭地区的线性和环状构造图(图 3)可以明显地看出区内的表壳构造是十分复杂而多样化的(于志鸿等,1989)。其中,线性构造,按规模的不同可以划分为大带、中带和小带。大带和中带具显著的构造方向性,主要为 NW 和 NE 向,并且叠置在众多小带之上,从小带的密集度可以辨认它们大致反映先期构造的 EW 和 SN 向。据此,可以判定本区表壳构造的演化是由先期构造叠复于后期构造而形成的多期棋盘格子状构造。从总体的宏观考察,构造方向的区域配置表现为先期的 EW 和 SN 向基本上可以成"行"(Lines),NE 和 NW 向明显地成"列"(Rows),两组方向相交可以成"汇"(Clusters)。作者把这种构造样式称之为"行-列-汇"模式("L-R-C"model)。表壳构造的"行-列-汇"控矿模式,在南岭地区,甚至在中国和全球范围均十分发育[6],尤其是对与构造-岩浆成矿有关的超大型矿床的控矿作用更为显著,如世界级的奥林匹克坝 Cu-Au-U 超大型矿床就是受 NNW 和 NE 两组线性构造的交

汇并联合了环形构造而成矿的(图 3)。南岭地区"线－环"联合控矿构造样式也是十分发育的(图 3)。但应指出,不是所有表壳构造中出现的"行-列-汇"或"线-环"构造样式均可控矿,

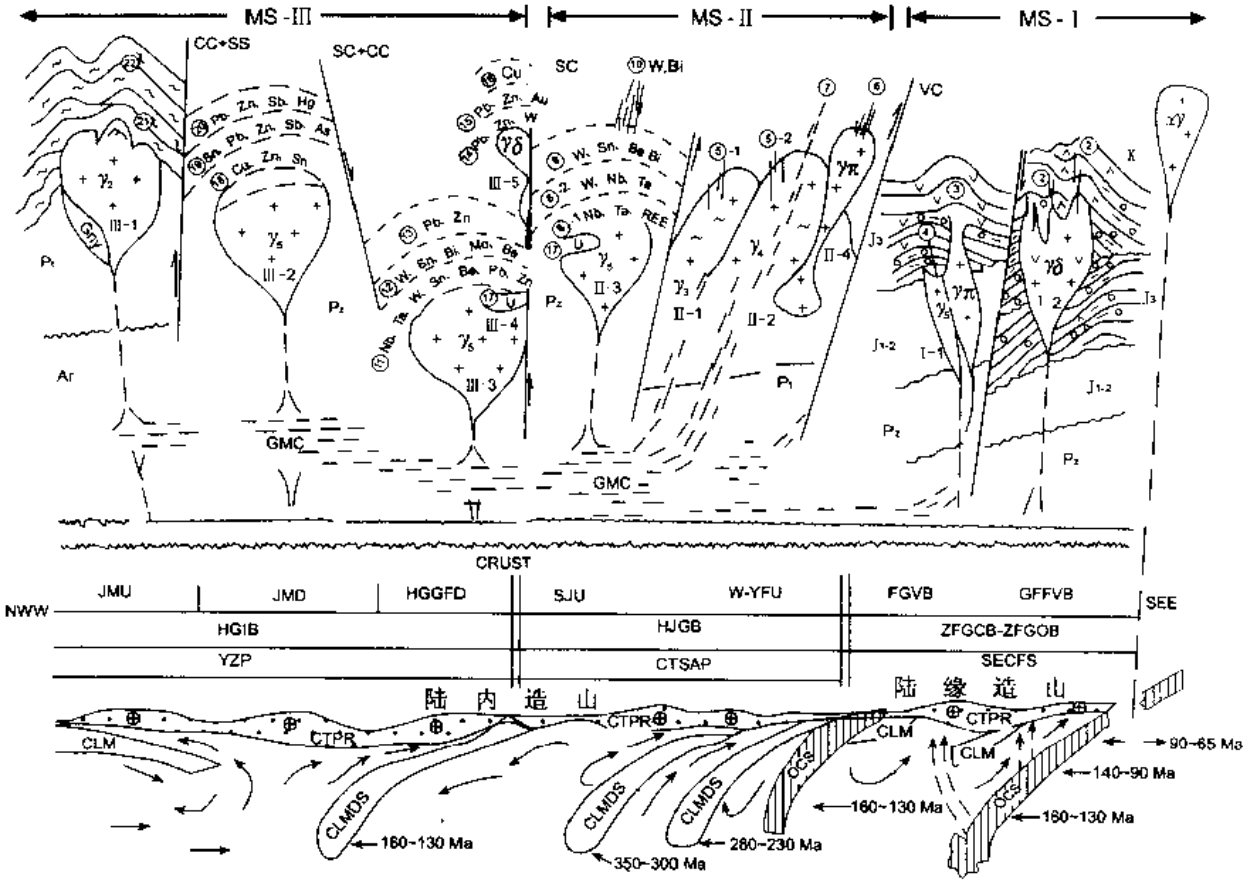


图 2　南岭金属成矿省陆内造山深部构造过程的成矿演化与矿床成矿系列概念模式

Ar－太古宙高级变质岩系
Pt－元古宙低—中级变质岩系
Pz－古生代钙质沉积岩系
J_{1-2}－下中侏罗统石英砂岩和凝灰质千枚岩系
J_3－上侏罗统英安流纹质和凝灰质砂岩系
K－白垩系凝灰质砂页岩系
γ—黑云母(白云母)花岗岩或富 Al 白岗岩或 Li 钠长花岗岩
γ_2—四堡花岗岩
γ_3—加里东花岗岩
γ_4—华力西花岗岩
γ_5—燕山花岗岩,花岗闪长岩,花岗斑岩
αγ—碱性花岗岩
MS Ⅰ,Ⅱ和Ⅲ矿床成矿系列
SS Ⅰ-1,Ⅰ-2,Ⅱ-1,Ⅱ-2,Ⅱ-3,Ⅱ-4,Ⅲ-1,Ⅲ-2,Ⅲ-3,Ⅲ-4 矿床成矿亚系列
CC,SC,VC 分别为钙质、硅质、火山质圈岩
①火山成因脉型 Au 和斑岩 Cu 矿床(紫金山)
②浅成交代-充填型 Ag-Pb-Zn-Au 矿床(银坑,五步)
③火山岩成因脉型 Sn 矿床(长埔)
④钠长石化花岗岩型 Nb-Ta 矿床(博罗)
⑤Ⅰ～2 伟晶岩型 Nb-Ta 矿床(南平、西坑)
⑥斑岩 Sn 矿床(银岩)
⑦剪切蚀变岩型 Au 矿床(河台)
⑧1～2 钠长石化花岗岩型 W-Nb-Ta-REE 矿床(大吉山)
⑨云英-夕卡岩化型 W-Sn-Bi-Mo 矿床(瑶岗仙)
⑩高温热液黑钨石英脉型矿床(西华山)
⑪钠长石化花岗岩-夕卡岩-高温热液交代型 Nb-Ta-W-Sn-Be-Pb-Zn 矿床(香花岭)
⑫云英岩-夕卡岩型 W-Sn-Mo-Bi 矿床(柿竹园)
⑬热液交代型 Pb-Zn-Ag 矿床(东坡)
⑭夕卡岩型 Pb-Zn-W 矿床(黄沙坪)
⑮夕卡岩型 Pb-Zn-Au 矿床(水口山)
⑯热液交代型 Cu 矿床(铜山)
⑰蚀变花岗岩型 U 矿床(212)
⑱夕卡岩型 Cu-Zn(Sn)矿床(拉么)
⑲热液交代锡石硫化物矿床(大厂)
⑳热液交代型 Pb-Zn-Hg 矿床(芒场)
㉑云英岩型 Sn-Cu 矿床(宝坑)
㉒热液交代型 Sn-Cu-Zn 矿床(九毛)
CLM—大陆岩石圈地幔
CLMDS—CLM 的拆离层
OCS—洋壳消减
CTRR—陆壳增厚部分融熔
GMC—花岗质岩浆库
JMU—江南古陆隆起
JMD—江南古陆边缘坳陷
HGGFD—湘-桂-粤断陷区
SJU—赣南隆起区
JMD—江南古陆边缘坳陷区
W—YFU-武夷-云开断隆区
FGVB—闽-赣-粤断陷区
GFFVB—粤-闽断陷火山盆地区
YZP—杨子板块及前陆
CTSAP—华夏板块及前陆
SECFS—东南沿海褶皱系
ZFGCB、ZFGOB、HJGB 和 HGIB—分别为浙－闽－粤沿海、浙－闽－粤沿岸、湘－赣－粤和湘－桂内陆花岗岩带,附年代箭头表示消减－碰撞期

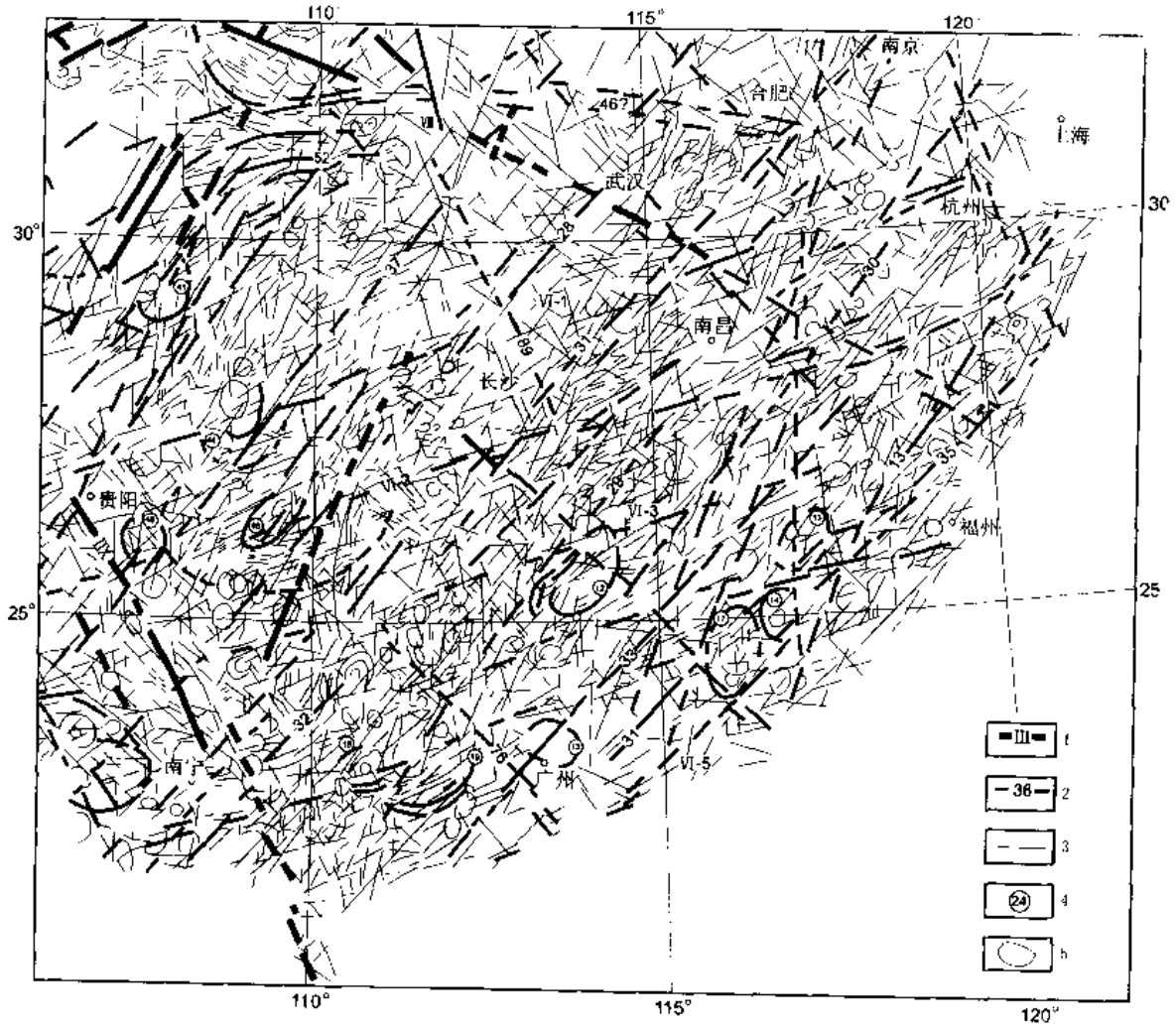


图 3　南岭区线性和环形构造

1—大型线性构造;2—中型线性构造;3—中—小型线性构造;4—大型环性构造;5—中—小型环性构造

惟有当上述表壳构造样式与深部构造过程耦合的那些“行-列-汇”或“线-环”构造时才能形成超大型矿床。

二、深部构造过程地球物理鉴证

深部构造过程是通过本区及邻区已有地球物理信息,包括地震、地温和大地电磁测量资料的综合分析。

1.地震和地温测量

南岭及邻区地壳厚度约为 29～33km[7,8](图 4)。区内的沿海地区(ZFGOB 和 ZFGCB)地壳厚度相对较薄约为 29km,并逐渐向陆内区(HJGB 和 HGIB)增厚达 33km 和以具有山根为特征。沿海区的上地壳厚为8～10km,其地震波速(V_P)的变化由5.0km/s到6.20km/s;

中地壳厚为 10km，波速（V_P）在 6.20～6.60km/s 之间，下地壳厚为 12km/s，V_P 为 6.60～7.07km/s。下地壳和中地壳之间存在 V_P=6.38km/s 的低速界线带（图 4）。该带表明有重熔岩浆物质分布于界线带的可能并可推测是由太平洋板块向华夏板块消减引起的。另外，在近台湾海峡的沿海地区，上地幔出现异常带 Pn 由 7.90km/s 变化到 7.95km/s。这和地壳内出现活动带是相符合的。据此，沿海地区可能形成一个大陆边缘由洋壳向陆壳过渡的结构特征。

南岭陆内区（HJGB 和 HGIB）上地壳厚为 10km，V_P 变化在 6.00km/s 至 6.20km/s 之间，中地壳厚为 10km，其下部的 V_P 为 5.80km/s；下地壳厚 13km，V_P=6.8km/s，据此可以看出低 V_P 带（5.55～6.03km/s）类似浮体不连续的分布在中地壳，它们可能是壳幔之间存在不均匀物质的表现。扬子板块和华夏板块地震波速的这种分布样式明显地与东南沿海褶皱系不同。这种分布样式的可能解释是在陆内造山期间岩石圈加厚发生拆离，重熔物质上升至地壳的结果。

根据地热测量资料的推演，南岭沿海地区的岩石圈厚度约为 70km 至陆内达 240km，并可能存在山根。据此，可以认为在扬子板块和华夏板块之间与山根两侧的界线上至少有两条活动带[9]（图 5）。同时在地壳表层可见赣江和吴川-四会深断裂大致与两条活动带相一致。因此，推断这条活动带由地表将延展至深部并为本区深部构造过程成矿提供最为重要的构造准备。

2. 地电测量

据地电测量资料推断，在 90～150km 深度的高阻区被低阻区围绕（图 6-c，d）。30km 深度为壳幔边界，高阻区呈 E—W 方向带，并分割低阻区为较小的面积出现（图 6-b）。15km 深部范围内低阻区为不规则环形分布[10]（图 6-a）。这种分布样式可以设想由深到浅有岩浆流动上升的可能性。

三、花岗岩类岩浆作用与成矿

1. 花岗岩类同位素分带

据现有 300 余个花岗岩类岩体 Sr 初始值（I_{Sr}）的研究，并结合 O、Nd 同位素资料划分出 4 个 Sr 同位素带[11]（表 1 和图 1），这 4 个岩带是由 3 个 Sr 初始值：0.706、0.708 和 0.724 划分的。按花岗岩类 Sr 同位素划分的花岗岩类特征如下：

（1）浙江-福建-广东沿岸花岗岩带（ZFGOB）：分布于 I_{Sr} 为 0.706 以东的区域，主要为白垩纪 A 型碱性花岗岩类；

（2）浙江-福建-广东沿海花岗岩带（ZFGCB）：I_{Sr} 介于 0.706 和 0.708 之间的区域，主要是侏罗纪和白垩纪 I 型二长花岗岩和正长花岗岩类；

（3）湖南-江西-广东过渡花岗岩带（HJGB）：I_{Sr} 介于 0.708 和 0.724 之间的区域，主要是早古生代至白垩纪 S 型二长花岗岩、正长花岗岩和碱性长石花岗岩；

（4）湖南-广西陆内花岗岩带（HJIB）：分布于 I_{Sr} 为 0.724 以西地区，主要是早古生代至白垩纪高 Al-S 型二长花岗岩，包括二叠纪至三叠纪的蓝晶石二长花岗岩在内（洪大卫，1998）。

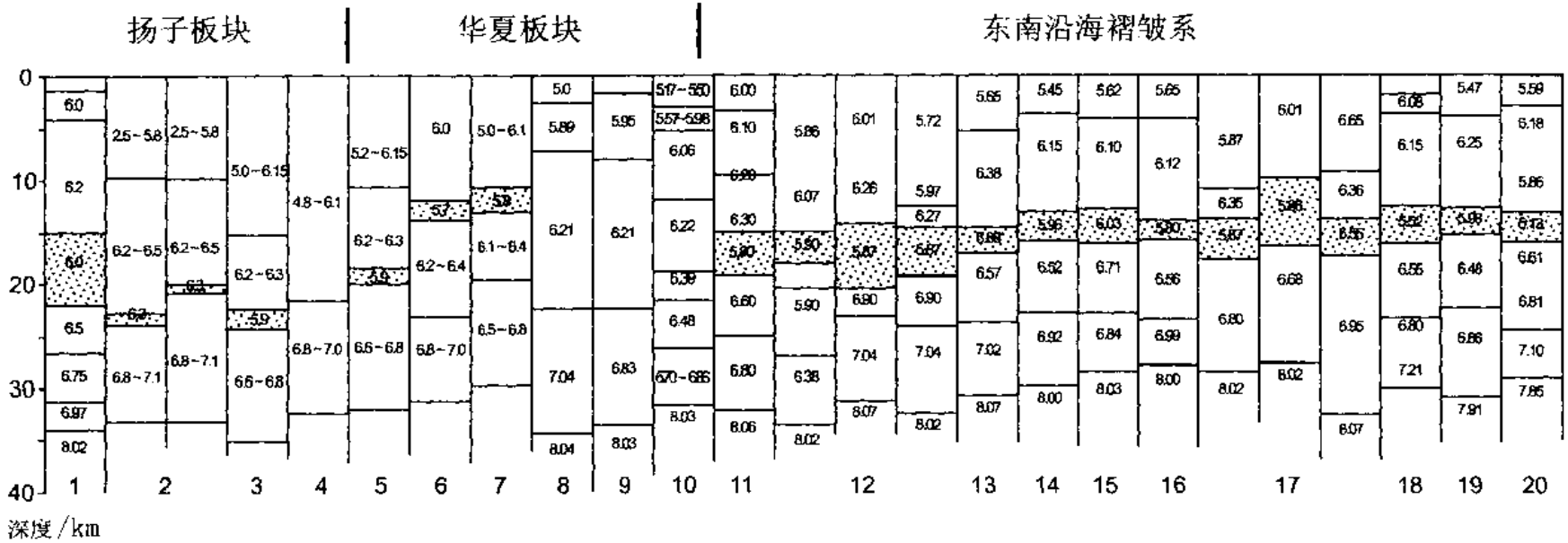


图 4 扬子－华夏－东南沿海地壳结构(V_p/(km·s^{-1}))

(8、9 据朱介寿,1996;1、10 据江西物探队,1990;2～7 据刘国栋,1994;12～20 据廖其林等,1988)

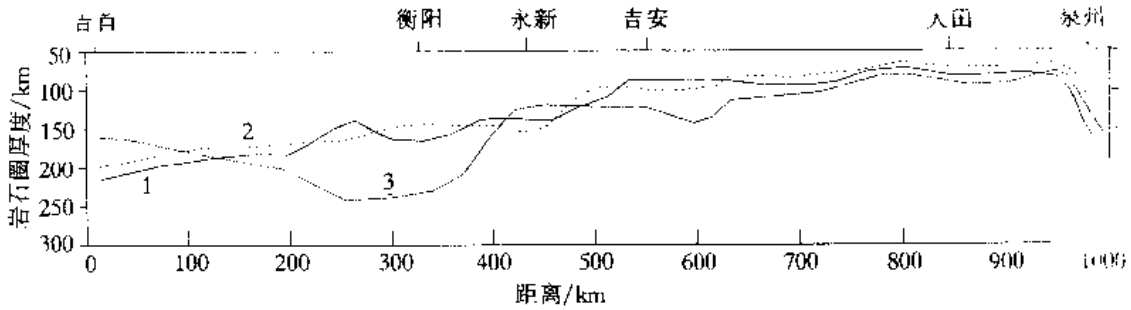


图 5　福建泉州至湖南吉首地温测量的岩石圈厚度剖面

（据胡圣标、汪集旸、汪屹华，1994）

1—温度分布对应"热"岩石圈厚度；2—温度场对应"热"岩石圈厚度；3—MT 给出的岩石圈厚度

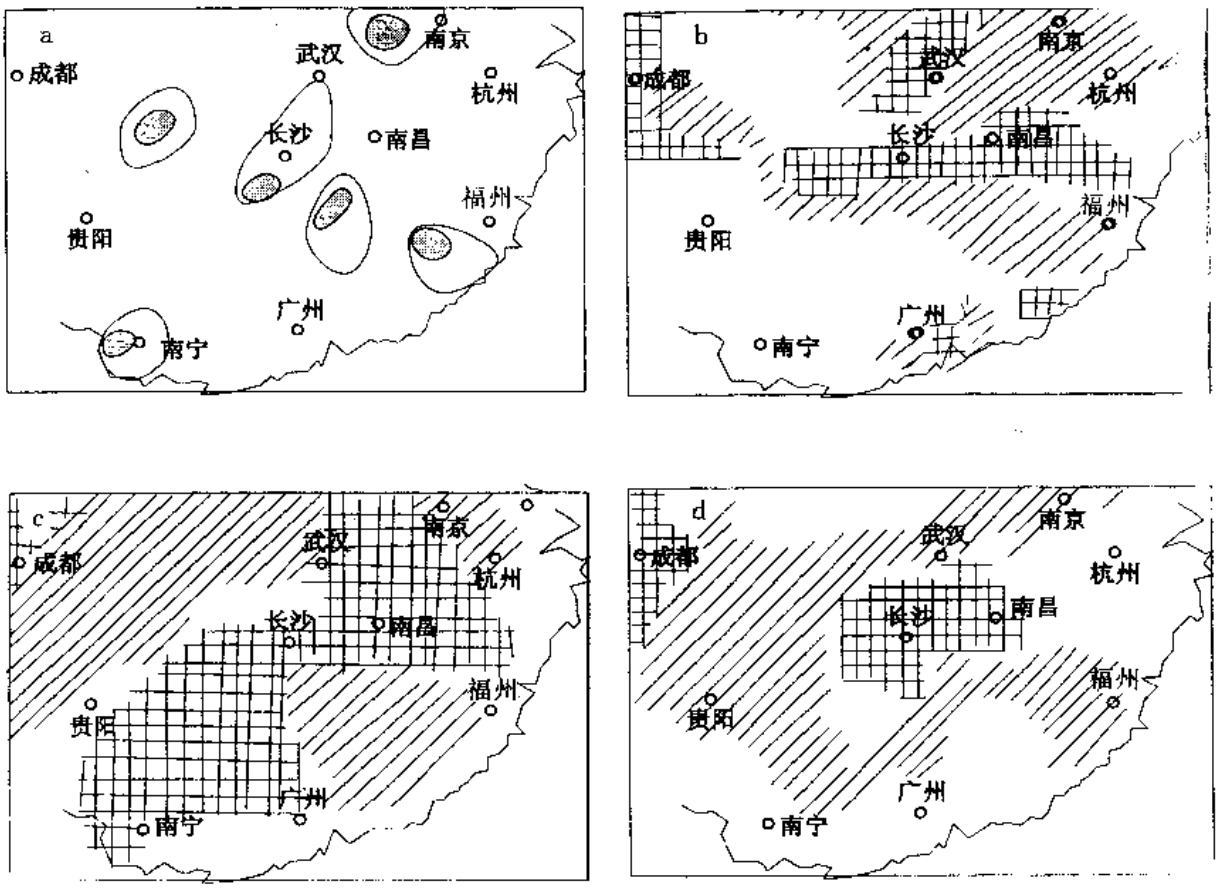


图 6　南岭和邻区不同深部地电测量电阻率的分布样式

（据李立，1996 修改）

a—深度小于 15km 低阻区（阴影）和小于 20km 低阻区（环形）；b—30km 深低阻区（斜线）和高阻区（格线）；

c—90km 深低阻区（斜线）和高阻区（格线）；d—150km 深低阻区（斜线）和高阻区（格线）

2. 成矿分带

根据构造环境、地球物理资料和花岗岩类同位素分带，本区可划分为以下 10 个成矿带[12]（图 7）：

MZ-1　赣南—粤北隆起区 W,REE,Nb,Ta,U(Sn,Bi,Be,Mo)成矿带；

MZ-2　湘—粤桂坳陷 W,Nb,Sn,Ta,Pb,Zn,Ag,Be(Mo,Sb)成矿带；

MZ-3　河池—南丹—赣中坳陷 Sn,Pb,Zn,Sb,Ag,As,Hg(Cu,W,Au)成矿带；

MZ-4　湘西—桂东北隆起 Sb,Au,W,Hg(Pb,Zn)成矿带；

MZ-5　宜春盆地 Au,Pb,Zn,Sn,W 成矿带；

MZ-6　闽西南坳陷 Fe,Mo,Pb,Zn 成矿带；

MZ-7　闽—粤火山断陷带 Cu,Au,Sn,W,Pb,Zn 成矿带；

MZ-8　云开隆起 Au,Sn,Nb,Ta(Ag)成矿带；

MZ-9　闽西北隆起 Nb,Ta(Sn,W,Au)成矿带；

MZ-10　闽北古基底边缘坳陷 Sn,Sb,Au,U 成矿带。

上述不同成矿带受不同构造控制，一般在古基底的隆起构造以控制亲石元素成矿为主，坳陷构造和断陷盆地以控制亲硫元素成矿为主。

3. 矿床成矿系列

矿床成矿系列(MS)是一组不同类型的矿床。它们彼此有成因联系并在一定的地质时代的一定地质作用下形成在一定构造的不同部位[13]。据以上成矿系列概念，通过对南岭成矿省的构造、地球物理和地球化学的综合分析，结合不同成矿带将本区划分为下列 3 个成矿系列类型（表 2，图 2）：

表 2　南岭成矿省的成矿系列(MS)及其亚系列(SS)

MSⅠ：产于东南沿海褶皱系 ZFGOB 和 ZFGCB 花岗岩带与浅成活动的 I 和 A 型花岗岩有关的 Cu(Au)-Mo-Pb-Zn(Ag)-W(Sn)-Nb-Ta 矿床成矿系列
SSⅠ-1：产在火山盆地中与火山-侵入岩(γ_{π})有关的 Sn 和 Nb-Ta 矿床成矿亚系列（图 2，MSⅠ-1，③，④）
SSⅠ-2：产在断陷火山盆地中与浅成侵入岩(次火山岩)($\gamma\delta$)有关的 Cu-Au 和 Pb-Zn(Ag)矿床成矿亚系列（图 2，SSⅠ-1，①，②）
MS-Ⅱ：产于华夏板块 HJGB 花岗岩带与中—浅成活动的 S 型花岗岩有关的 W(Sn)-Mo-Bi-Be-U-Nb-Ta-Au-REE 矿床成矿系列
SSⅡ-1：产在隆起带与伴有伟晶岩的混合花岗岩有关的 Au-Nb-Ta-REE-Sn 矿床成矿亚系列（图 2，SSⅡ-1，⑤，⑤-1，⑤-2，⑥）
SSⅡ-2：产在断隆带顶部与斑状花岗岩有关的 W(Sn)-Mo-Pb-Zn 矿床成矿亚系列（图 2，SSⅡ-2，⑦）
SSⅡ-3：产在坳陷带与黑云母花岗岩有关的 W(Sn)-Be-Mo-Bi-Nb-Ta-REE-U 矿床成矿亚系列（图 2，SSⅡ-3，⑧，⑨）
MSⅢ：产于扬子板块 HGIB 花岗岩带与中—深成活动高 Al-S 型花岗岩有关的 Sn-W-Mo-Bi-Be-Pb-Zn(Ag)-Sb-Hg-As-Nb-Ta-Au-U 矿床成矿系列
SSⅢ-1：产在古基底边缘隆起与片麻花岗岩有关的 Sn-Cu-Pb-Zn 矿床成矿亚系列（图 2，SSⅢ-1，㉑，㉒）
SSⅢ-2：产在边缘坳陷与黑云母花岗岩有关和泥盆系沉积岩容矿的 Cu-Zn(Sn)-Sn-Pb-Zn-Ag-Hg-Sb-As 矿床成矿亚系列（图 2，SSⅢ-2，⑱，⑲，⑳）
SSⅢ-3：产在断陷带与黑云母花岗岩有关的 W-Sn-Bi-Mo-Be-Nb-Ta 矿床成矿亚系列（图 2，SSⅢ-4，⑪，⑫，⑬）
SSⅢ-5：产于断隆带与闪长花岗岩有关的 Pb-Zn-W-Cu-Ag 矿床成矿亚系列（图 2，SSⅢ-5，⑭，⑮，⑯）

表中①、②、③……为代表矿床编码(见图 2)

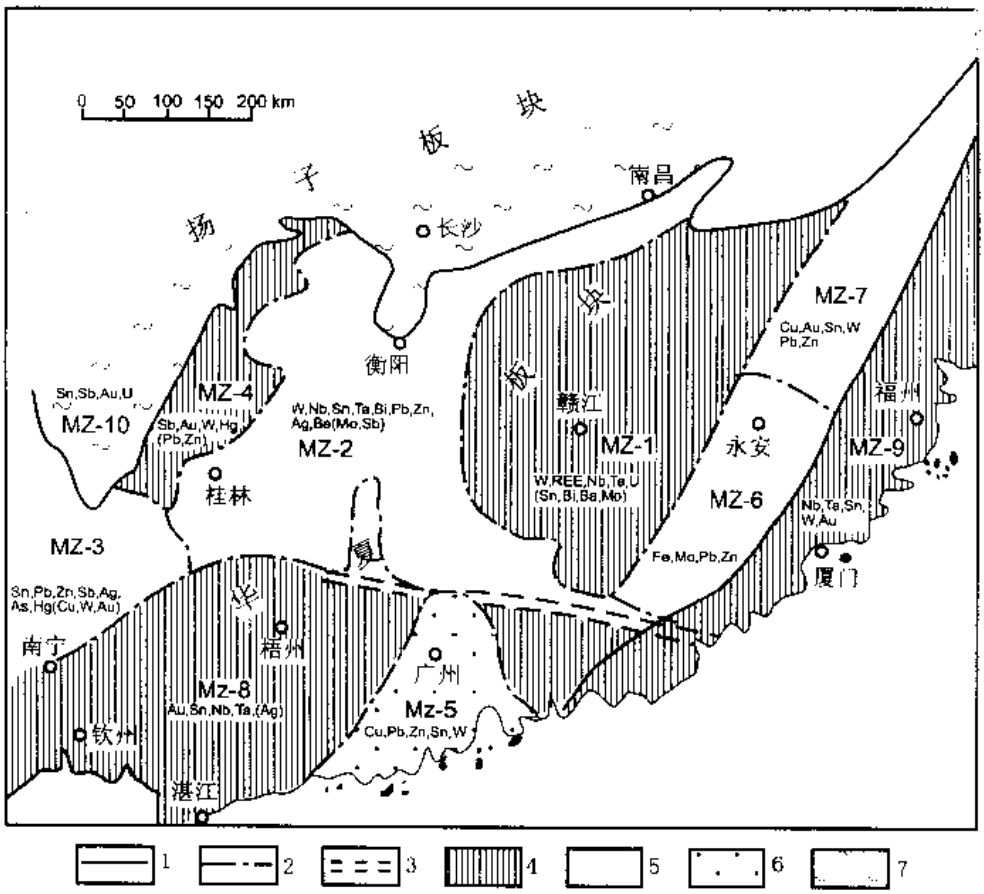


图 7　南岭成矿省成矿带分布概略图

1—构造单元界线;2—成矿带界线;3—转换断层;4—隆起区;5—坳陷区;6—盆地;7—基底

(1)成矿系列Ⅰ:分布在东南沿海褶皱系的 MZ-5,MZ-6,MZ-7 和 MZ-9 成矿带内(图 2,MS-1)。该系列的成矿物质主要来自太平洋壳消减的部分重熔。然而与 SSⅠ-1 和 SSⅠ-2 两亚系列由于洋壳消减的重熔深度不同,即在西侧的 SSⅠ-1 的重熔深度大于东侧的 SSⅠ-2,因而,SSⅠ-1 有更多的壳源亲石元素混杂而与 SSⅠ-2 主要富亲硫元素而有异。

(2)成矿系列Ⅱ:分布在华夏板块及其前陆的 MZ-1,MZ-2 和 MZ-8 成矿带中。在深部分别于加里东和华力西出现两期大陆岩石圈地幔拆离,并导致强烈动力热变质作用,形成原地花岗岩,并伴生有 SSⅡ-1 矿化和半原地花岗岩,并伴生有 SSⅡ-2 和 SSⅡ-4 矿化。中生代在受变质的基底基础上发生强烈岩浆作用,由于超巨量金属堆积形成 SSⅡ-3 和 SSⅡ-4 矿床成矿亚系列。世界级的西华山—大吉山矿床为典型实例(图 2,MS-Ⅱ,⑧,⑨,⑩)。该矿床是在中生代陆内造山通过深部构造过程,受其岩浆补余分异作用而形成超大型矿床的[14]。深部构造过程是由"幔根"的幔隆引发的构造岩浆作用(图 8)并出现共源岩浆补余分异效应。该效应是由于多阶段岩体的化学成分在分异过程中,部分岩浆成分补余总体岩浆成分,出现化学成分一富一低的震荡变化曲线而不同于岩浆脉动分异作用(表 3,图 9)。

(3)成矿系列Ⅲ:分布在扬子板块及其边缘坳陷中 MZ-3,MZ-4 和 MZ-10 成矿带。扬子

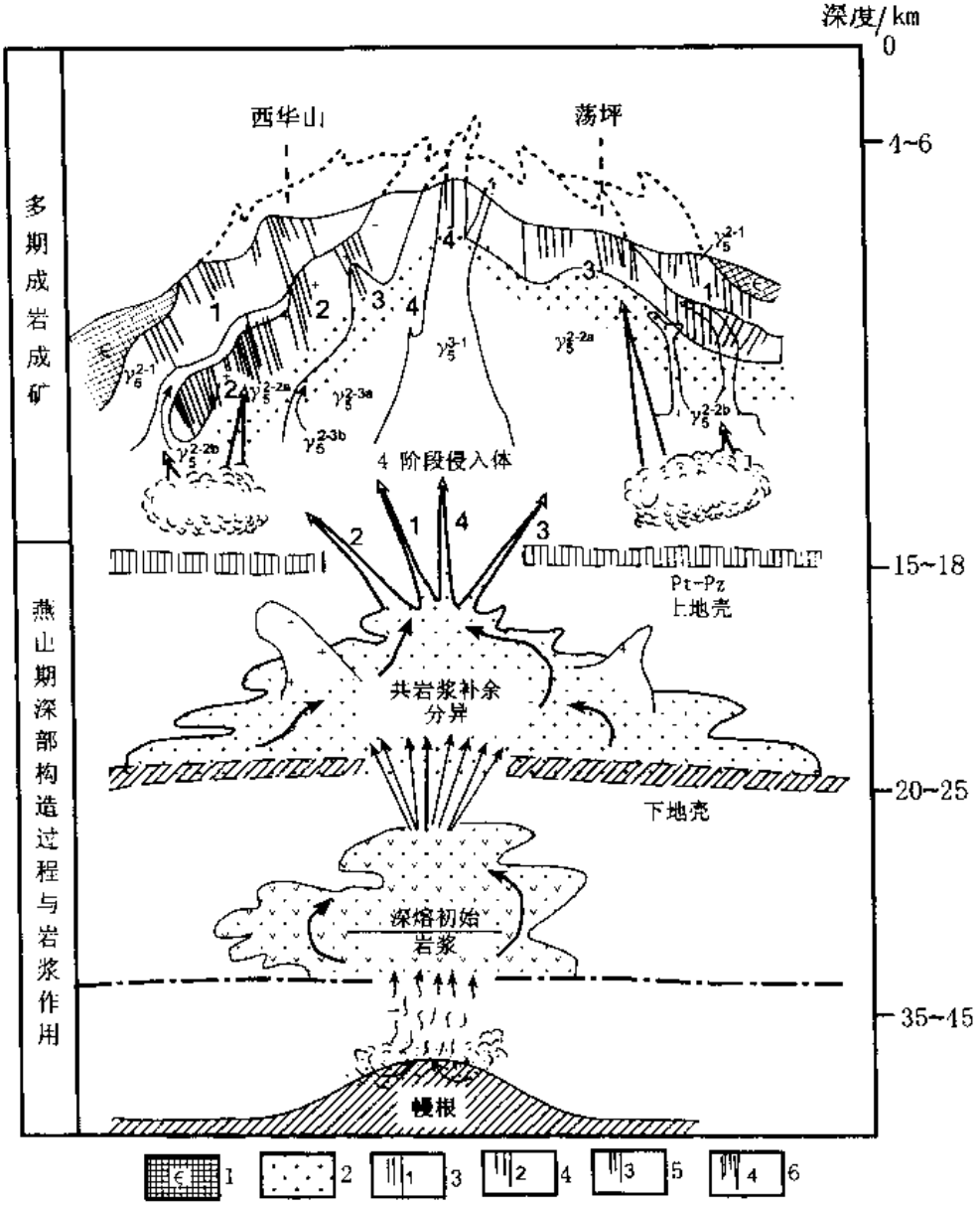


图 8　西华山钨矿田岩浆作用的深部构造过程和多阶段成岩成矿

1—前寒武纪变质岩;2—钾长石蚀变;3—第一阶段 W,Mo 矿脉;4—第二阶段 W(Mo,bi)矿脉;

5—第三阶段 W,Be,Mo 矿脉;6—第四阶段 W,Sn 矿脉

γ^{3-1}—晚燕山期第一阶段细粒花岗岩;γ_5^{2-3b}—早燕山期第三阶段细粒二云母花岗岩;

γ_5^{2-3a}—早燕山第三阶段斑状中粒黑云母花岗岩;γ_5^{2-2a}—早燕山期第二阶段斑状细粒黑云母花岗岩;γ_5^{2-2b}—早燕山第二阶段中粒黑云母花岗岩;γ_5^{2-1}—早燕山期第一阶段斑状中粒黑云母花岗岩

板块与华夏板块于古生代—中生代连续碰撞,并受中生代陆内造山带强烈影响,扬子板块地壳广泛加厚,并发育大陆岩石圈地幔拆离。此外,可能在深部出现"幔根"构造。在此基础上矿床成矿亚系列 SSⅢ-1,SSⅢ-2 和 SSⅢ-3 以亲石元素为主形成成矿谱系,并表现为系列的矿床类型(岩浆后期蚀变型—气成型—高温交代型—热液交代型—裂隙充填型)(图 2,MS

Ⅲ-3)。其中,世界级超巨型柿竹园和大厂矿床形成于SSⅢ-3和SSⅢ-2成矿亚系列中,前者是与中生代高热花岗岩和富Be、B、Li、F花岗岩共生的W-Sn-Mo-Bi-Be矿床并受超强烈夕卡岩 云英岩蚀变作用(图2,SSⅢ-3,⑫);后者为与中生代高Al-花岗岩有关的锡石硫化物矿床,它可能是与泥盆纪钙硅质沉积岩有关层控矿体衍生而来(图2,SSⅢ-2,⑨)[15]。上述所有成矿过程都可能是在元古宙—中生代陆间—陆内造山的深部构造过程基础上,发生成矿物源的巨量金属堆积而成矿的。

表3 西华山矿田多阶段侵入岩体的同位素年龄和化学成分(w_B/%)

岩体	成分 / 年龄	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	灼失	总计
γ_5^{3-1}	106Ma	76.37	0.04	12.09	0.18	0.11	0.20	0.75	3.73	4.46	0.05	0.66	98.86
γ_5^{2-3}	145~139Ma	75.47	0.05	1.69	0.34	0.10	0.27	0.68	3.53	4.52	0.07	0.65	99.92
γ_5^{2-2}	156~149Ma	75.84	0.03	12.64	0.22	0.11	0.17	0.57	4.16	4.29	0.05	0.62	99.87
γ_5^{2-1}	163Ma	74.61	0.10	12.60	0.35	0.07	0.45	1.19	3.39	4.71	0.05	0.70	100.04

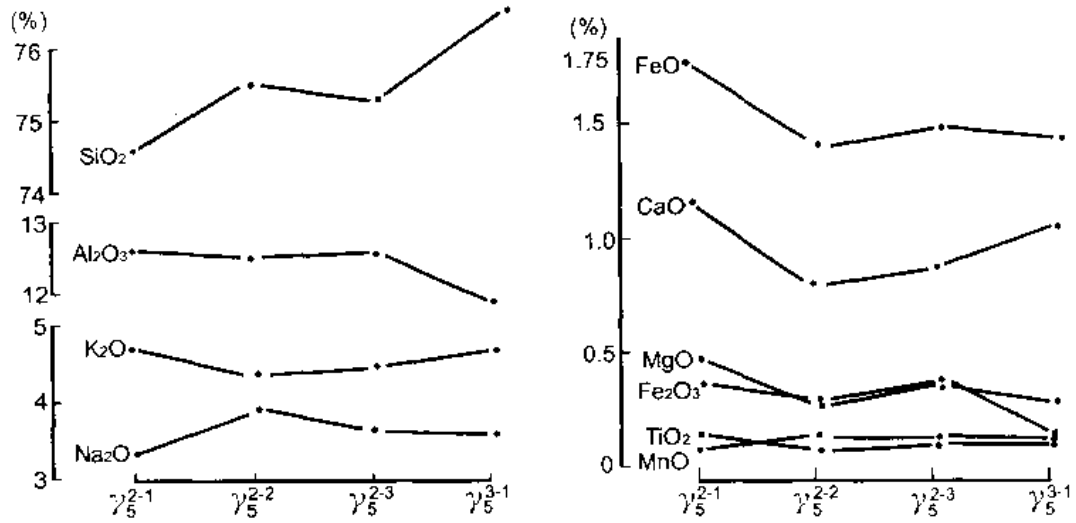


图9 西华山矿田多阶段补余分异侵入体的化学成分震荡变化曲线

四、总 结

根据本区构造环境地球物理鉴证和成矿特征,作者等总结南岭金属成矿省的深部构造过程和超巨量金属堆积成矿如下:

(1)大陆造山一般可分为3个类型:大陆边缘造山、陆间造山和陆内造山。南岭金属成矿省的造山是以东南沿海褶皱系的滨西太平洋活动区作为早中生代陆缘造山带和以扬子板块和华夏板块及其前陆之间的碰撞缝合带作为晚元古代至泥盆纪陆间造山带,以及由中晚早中生代太平洋洋壳消减引发地壳增厚拆离、重熔而强烈叠覆在陆缘和陆间造山带之上的广范围陆内造山带3部分组成。这3部分的构造演化是随"时间维"造就"空间维"陆续发生的。

(2)根据构造演化和矿床成矿系列概念,在南岭成矿省可划分出8个成矿带、3个矿床

成矿系列类型，各成矿系列都具有一定造山专属；其中 MSⅠ与陆缘造山有关，MSⅢ与陆内造山有关，MSⅡ则属陆内和陆缘造山带的过渡带。

(3)西华山黑钨石英脉矿床，大厂 Sn-Pb-Zn-Sb 锡石硫化型矿床和柿竹园 W-Sn-Mo-Bi-Be 云英－夕卡岩型矿床是超巨量金属堆积成矿的代表实例，这些矿床巨量金属富集与深部构造过程密切有关。

(4)南岭金属成矿省深部构造过程对超巨量金量堆积起到仅是成矿"引"擎的作用，但超大型矿床的形成还必须与表壳的"L-R-C"构造控矿样式相耦合。这就是成矿作用的深部构造过程与表壳控矿构造发生"引潮共振"的结果。深部与浅部的"引潮共振"机制将是今后重要研究方向。

参 考 文 献

1 陈毓川，裴荣富，张宏良等. 南岭地区与中生代花岗岩类有关的有色及稀有金属矿床地质. 北京：地质出版社，1989，1～13.

2 Zheng W Z, Liu G L, Wang X W. New information on the Archaean Eon for the Kongling Group in northern Huanglong anticline. Hubei Bull. Yichang Inst, Geol., Miner. Resour. Chin. of Geol. Sci. 1997, 16～106.

3 Li X H, Tatsumato M, Gui X T. Discovery of the Archaean relict zircon(2.5 Ga in age)in Tanghu granite south China and its significance. China. Sci. Bull. 1989, 3: 206～209.

4 Chen J F, Foland K A, Xing F M, Xu X, Zhou T X. Magmatism along the south margin of the Yangtze block: Precambrian collision of the Yangtze and Cathaysia black of China. Geology, 1991, 19: 815～818.

5 Dawei Hong, Xilin Xie. Deep structrual setting of granitoid and their metallogeny in south China. Global Tectonics and Metallogeny, 1998, 6(34): 181～186.

6 Rngfu Pei, Xiaoping Qiu. Tectonic settings and minerogenetic series in northeast China. Resource Geology Special Issue, 1995, 18, 171～178.

7 卓惠芳. 中国东南沿海地区泉汕爆破深地震测深资料的解释. 中国地震，1988，4(2)：96～102.

8 朱介寿. 我国大陆地壳及上地幔分块结构特征. 成都地质学院学报，1986，13(1)：81.

9 胡圣标，汪集旸，汪屹华. 黑水—泉州地学断面东段深部温度与岩石圈厚度. 地球物理学报，1994，37(3)：330～336.

10 李 立. 中国大陆地壳上地幔电性特征. 地球物理学报，1996，39(1)：130～139.

11 Pei Rongfu and Hong Dawei. The granites of south China and their imetallogeny. Episodes, 1995, 18: 77～82.

12 张宏良，裴荣富，熊成云等. 南岭地区有色金属矿床的控矿条件、成矿机理、分布规律及成矿预测. 武汉地质学院出版社，1987，6～28.

13 Cheng Y, Chen Y, Pei R, et al. On minerogenetic (metallogenetic) series. Proceednge of 8th Quadrennial IAGOD Symposiem, Stuttgart, 1998, 33～45.

14 裴荣富. 共(源)岩浆补余分异作用与成矿. 矿床地质，1995，14(4)：376～379.

15 裴荣富. 烟袋成矿与特大型矿床. 矿床地质，1997，16(1)：93～96.

东北地区地壳上地幔及其对内生多金属矿带形成的影响

彭　聪

（中国地质科学院矿床地质研究所，北京）

摘　要　本文利用地震测深剖面和剪切波三维速度结构资料的研究结果，给出中国东北地区地壳上地幔结构，并对内生多金属成矿带的分布规律及其深部地球物理背景作用与影响进行了讨论。

关键词　地壳上地幔结构　内生多金属成矿带　中国东北地区

一、地壳上地幔结构

目前，东北地区已经完成3条地学断面：内蒙古满洲里—黑龙江绥汾河地学断面（金旭、扬宝俊等，1994）；内蒙古东乌珠穆沁旗—辽宁东沟地学断面[1]；辽宁阎阳—吉林梨树地震剖面[2]。利用地学断面和地震剪切波三维速度结构资料[3]，使我们能够勾画出东北地区的地壳上地幔结构，并清晰地表现出盆地和山脉两大构造单元的地球物理特征。

东北地区地壳一般可以分为上中下3层结构（图1、2、3），松辽盆地东部基底隆起与磁力高一致。盆地地壳厚度为30～32km。盆地内部壳内界面和莫霍界面起伏均较平缓，中地壳低速层厚10km。地壳平均速度低，高重力异常主要反映了薄地壳下面的上地幔高密度体。张广才岭山区地壳厚度为32～34km，基底起伏不大，近地表低速层西厚东薄，反映了中生代的厚度变化趋势。下地壳较厚，中地壳较薄，局部有低速体。张广才岭山区地壳的增厚方式是以下地壳增厚为主。大兴安岭山区地壳厚度为35～40km。近地表低的地震波速度

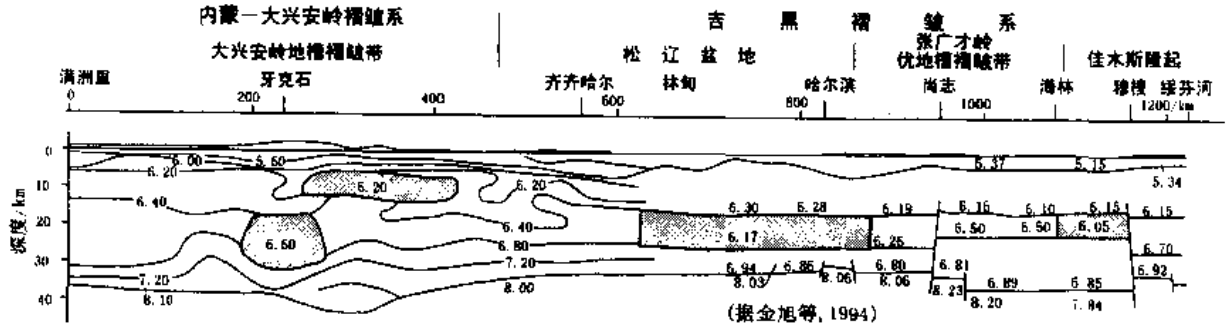


图1　满洲里－绥汾河地学断面

（根据金旭等，1994）

图中数据为 V_P 速度；单位为 km/s，阴影部分为低速层或低速体

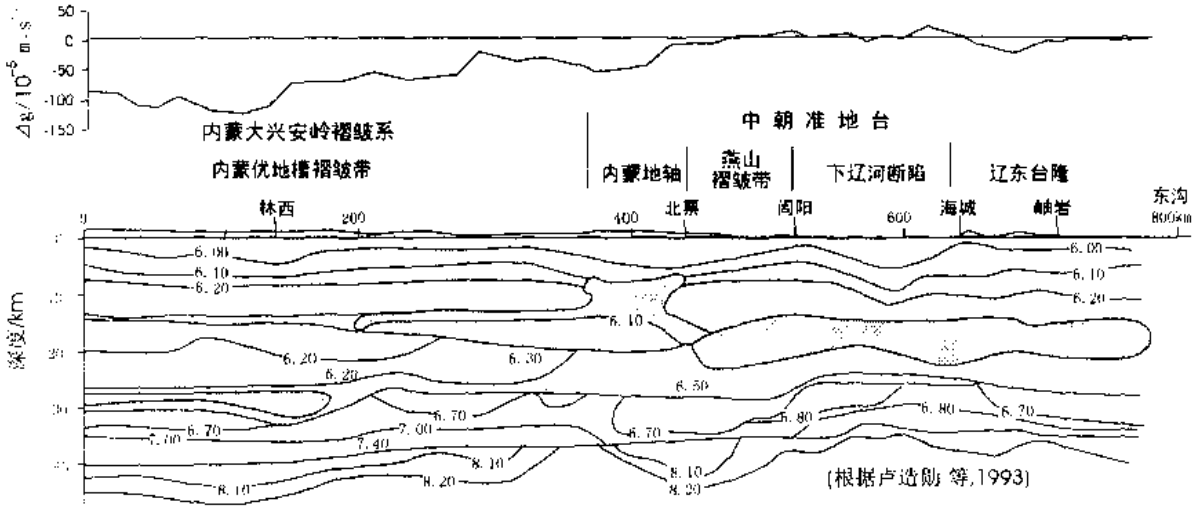


图 2　内蒙古东乌珠穆沁旗—辽宁东沟地学断面

(V_P 单位为 km/s;下同)

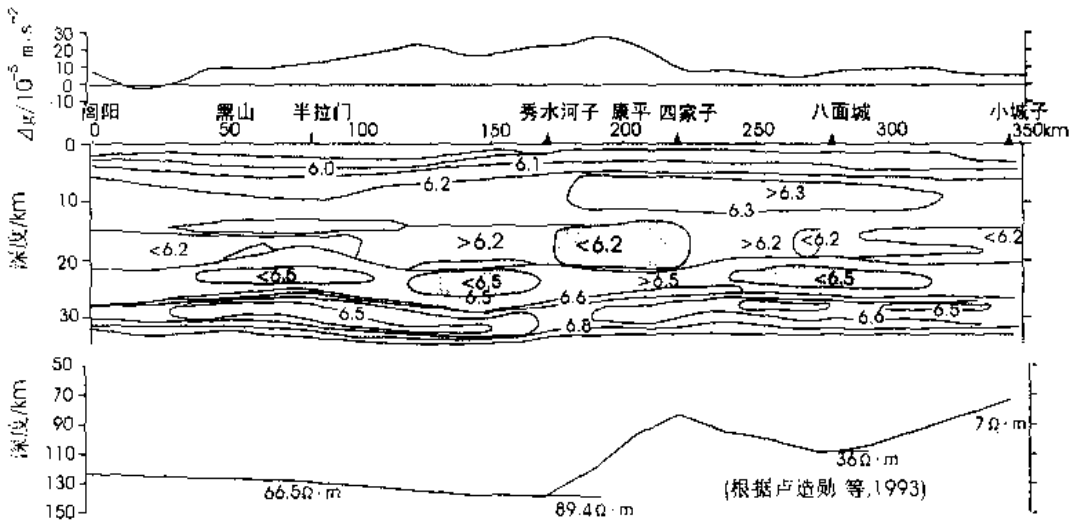
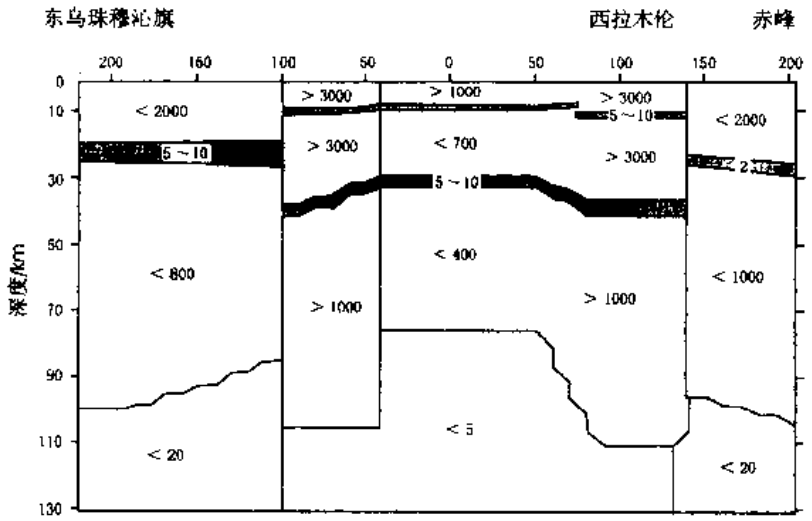


图 3　阜阳—梨树地震剖面

层反映了新生代和中生代地层厚度,中地壳低速体可能是岩浆房。大兴安岭地壳内部界面起伏较大,莫霍界面叠置,可推测西伯利亚板块自西向东的俯冲作用。翁牛特旗至西乌珠穆沁旗之间有两层高导层[4,5](图 4),可能是壳内拆离层,是大兴安岭地区存在推覆体的又一个证据。下地壳高导层可能是壳幔之间的一个过渡层与软流圈速度层对应。可能是古亚洲洋闭合形成的一个特殊层位,也可能是壳幔混合层,由地幔物质侵入到地壳底部所致。

中国东北地区岩石圈厚度呈现北西厚,东南薄(图 5),从 95km 减至 70km(华北地台区岩石圈厚度 50～70km)。岩石圈地幔厚度约 40～50km(华北地台区岩石圈地幔厚度 20～



距离/km(图中数据为电阻率值，单位为Ω·m，据白登海，1993)

图 4　赤峰—东乌珠穆沁旗剖面上的二维地电结构图

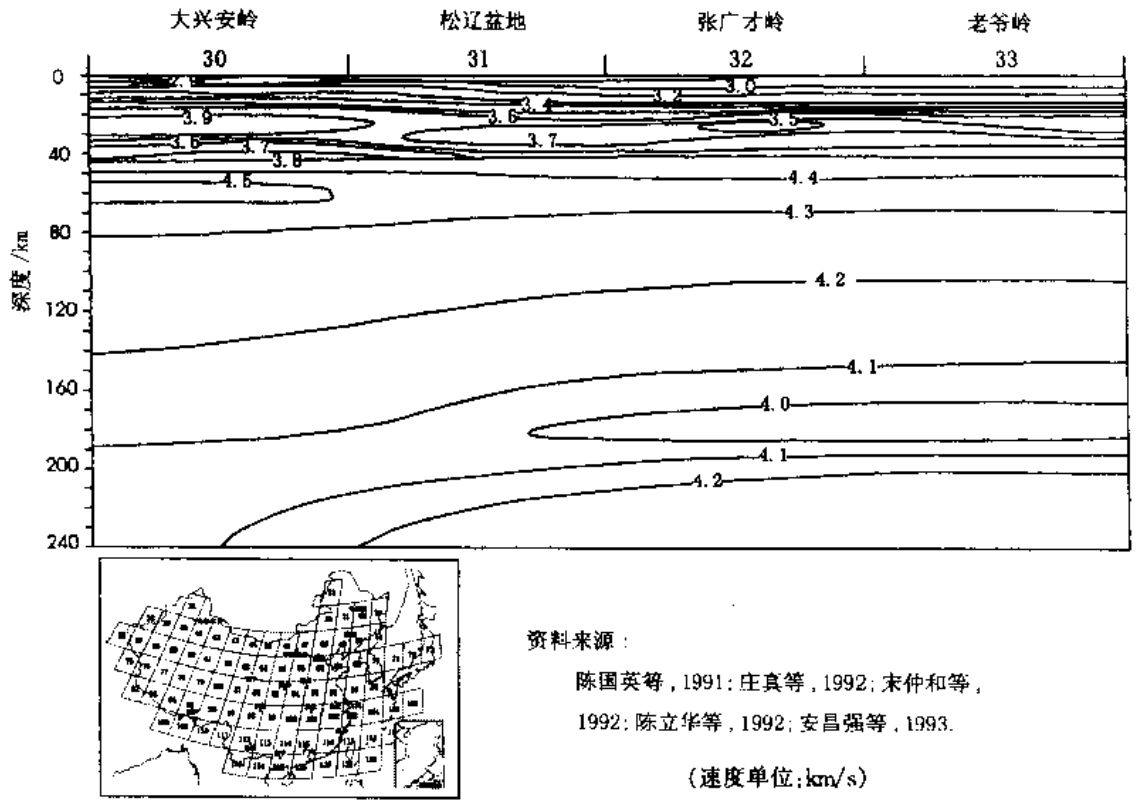


图 5　地壳上地幔剪切波 30～33 分格速度结构图

30km)；岩石圈剪切波速度为 4.15～4.5km/s。软流圈的剪切波速度为 4.00～4.15km/s。对地壳上地幔结构影响最大的是来自太平洋板块高速体的俯冲作用(图 6、7)。太平洋板块沿大陆边缘俯冲角度、插入的深度和到达时间的差异，与软流圈不均匀性有关。板块俯冲作用的不同是造成中国东部南北构造差异的一个主要因素。在中国东北地区板块俯冲角度

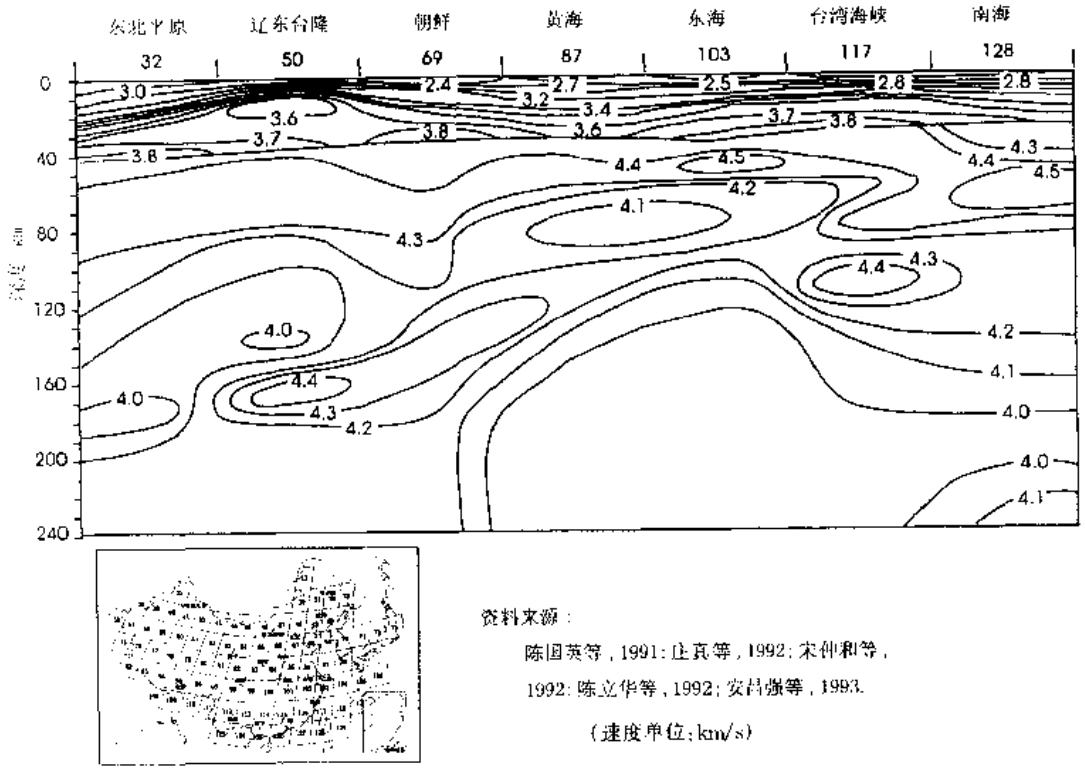


图 6　地壳上地幔剪切波 32,60,69,87,103,117,128 分格速度结构图

大、时间早、深度大。在兴安岭山脉东侧早期俯冲带的拆沉物质已经沉降到 670km 的深度。现代的俯冲带前锋插入到辽宁东部和长白山下 150km 深处软流圈中。它所激起的岩浆活动，使软流圈物质向上移动，岩石圈地幔减薄，下地壳增厚，中地壳向上隆起，影响到大兴安岭山脉的构造活动，大兴安岭地区的大片火山岩区可能与此有关。

2. 内生多金属矿带的深部地球物理环境

内生多金属成矿带所具有的定位或定向性，与利用区域地球物理资料解释的证据是相一致的，例如用区域磁异常和重力异常间接发现的地壳深部构造，特别是这些异常与剪切波垂向低速带相一致；主要地质构造区域之间的界线也与这些带相关联。中国东北部内蒙古大兴安岭铜多金属成矿带和小兴安岭－张广才岭铅锌多金属成矿带，实际上与主要构造形迹相平行。它们均位于重力条带状异常、磁力串珠状条带状异常带和剪切波垂向低速带上。地震波垂向低速带是由深部地球物理环境所引起，它对矿带的形成有很大影响。一个可能的解释是，山脉下的软流圈物质向上运动，迫使岩石圈地幔减薄，地幔物质上侵，使下地壳增厚、熔融、速度减低，深部岩浆沿深大断裂涌上地表，与此同时也将中地壳中的花岗岩浆一起带到地表形成基性超基性岩带和广泛的花岗岩带。这种深部地质、构造过程在地球物理场上表现为地震波垂向低速带。它对花岗岩带的形成起到了主要的作用，它的宽度影响着花岗岩带的活动范围，同时也影响着内生多金属矿带的分布。例如，牙克石地震波垂向低速带

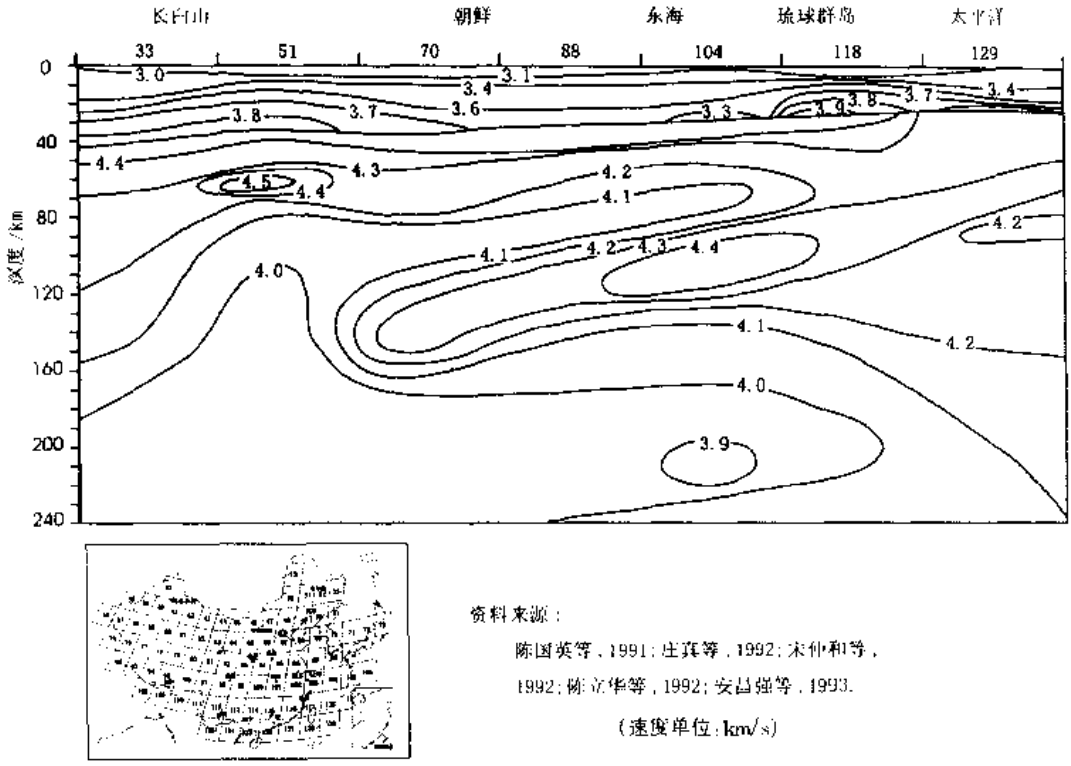


图 7　地壳上地幔剪切波 33,51,70,88,104,118,129 分格速度结构图

恰是内蒙－兴安褶皱带铜多金属成矿带，陈巴尔虎旗谢尔塔拉铁-锌矿床的产出部位。阿城－尚志地震波垂向低速带是小兴安岭－张广才岭褶皱带铅锌多金属成矿带阿城市白山岭和宾县弓棚子铜－锌矿床的阿城市五道岭钼矿床的产出部位。

地震波垂向低速带内一般表现为上地幔隆起，具有较高的热流值。地幔热流的变化及携带的能量促进了多种矿化作用。地幔中高热流地区在较长时间内保持静止，但相对而言，地壳板块确是连续移动的，壳幔物质沿深大断裂运移，提供充足的成矿物质，这可为成矿带的形成提供一种解释。

参 考 文 献

1　卢造勋，夏怀宽．内蒙古东乌珠穆沁旗－辽宁东沟地学断面．地球物理学报，1993,36(6)：765～772.

2　赵国敏，李爱民．中国大陆控制剖面阎阳-康平-梨树段地壳与上地幔结构的爆炸地震研究．东北地震研究，1988,4(2).

3　宋仲和，陈国英，安昌强，陈立华，庄　真，傅竹武，吕梓龄，胡家富．中国东部及其相邻海域 S 波三维速度结构．地球物理学报，1992,35(3)：316～330.

4　白登海，张　丽，孔祥儒，蒋邦本，高　文．内蒙古东部古生代块体碰撞区的大地电磁测深研究-I，观测与资料分析．地球物理学报，1993,36(3)：326～336.

5　白登海，张　丽，孔祥儒．内蒙古东部古生代块体碰撞区的大地电磁测深研究-II，二维解释．地球物理学报，1993,36(6)：773～783.

6　杨宝俊，刘　财，梁铁成．满洲里-绥芬河地学断面，满洲里－林甸广角地震测深资料综合研究．见：金　旭，杨宝俊主编，中国满洲里-绥芬河地学断面地球物理场及深部构造特征研究．北京：地震出版社，1994,75～85.

中国大陆及邻近海域岩石圈根部不均匀性结构横向变化

彭　聪　　高　锐
（中国地质科学院矿床地质研究所，北京）　（中国地质科学院岩石圈研究中心，北京）

摘　要　统一整理了各种深部地球物理资料和十几条 GGT 地学断面，并结合其他地球物理资料，研究中国大陆及海域岩石圈根部不均匀性结构横向变化。

关键词　岩石圈根部　速度结构　不均匀性　中国大陆

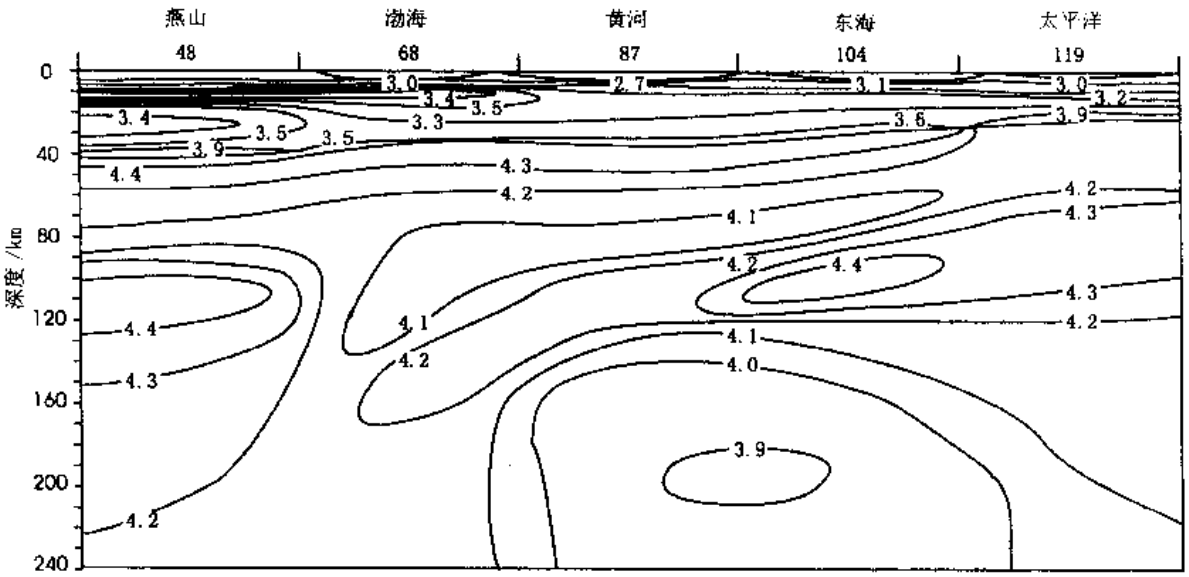
地球内部横向不均匀性问题是近 20 年来地球科学研究的热门课题之一，因为它不仅有助于人类更深刻地理解地球的性质，而且有助于解决那些长期悬而未决的科学难题，诸如地球内部结构、物理性质、动力学过程及演化史等。

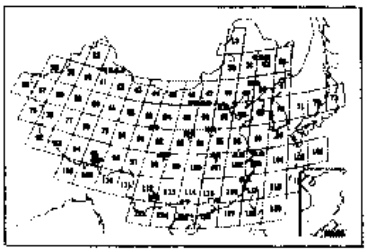
地震波速度分布揭示的中国大陆及海域岩石圈三维结构，具有明显的层块不均匀性分布特征。岩石圈板块由上地壳（脆性地壳），下地壳（塑性地壳），岩石圈地幔（根）盖层（上地幔物质高速层）组成。中国大陆及其邻区岩石圈垂向分层明显，各层圈内横向具不均匀性，由不同速度结构的块体组成。由波速的横向变化可了解岩石圈密度和温度的横向变化。例如，低速异常常与低密度、高温的物质对应。岩石圈及软流圈内速度分布具有明显的继承性，整个中国大陆及海域岩石圈/软流圈三维结构形成了统一的中国大陆壳/幔系统。主要反映了自古生代以来板块及地块拼合后的结果。各主要板块或地块岩石圈厚薄不一，速度不同，各具特征。中国大陆岩石圈内部存在有低速体和高速体的地方，可能具有各自的地质构造含义。对于位于地壳中部的低速体，其地质构造含义有多种解释。处于熔融半熔融状态的岩浆房和壳层之间的滑动界面是被大多数学者所接受的两种解释方案。一般震源层截止于地壳中部的低速（高导）层，断裂亦常到达低速层后变缓并终止于低速（高导）层。地壳底部高速体和低速体交替存在的部位也常常被解释成壳幔混合带，可能有地幔物质的交换。

一、中国大陆岩石圈结构

岩石圈板块由岩石圈地幔（根）和其上的地壳组成。由 SN 向构造带（东经 102°附近）和 EW 向的秦岭-大别构造带将中国大陆岩石圈分隔成多个岩石圈小板块，岩石圈板块的边界表现为碰撞、相互沿边界滑动或裂开、俯冲等各种型式。印度洋中脊扩张作用，使印度板块向青藏高原之下俯冲，造成青藏高原急剧隆升，形成了世界最高、最为壮观的喜马拉雅山脉。西伯利亚板块在中国大陆北面起到向南的挤压作用，大兴安岭地壳之下高速的岩石圈地幔（根）亦是属于西伯利亚板块的一部分。来自太平洋板块俯冲板舌（高速体）的拆沉作用是中国东部盆地形成的一个重要因素（图 1）。

从世界范围看，岩石圈厚度的平均值为 100km。中国大陆内部岩石圈板块厚度变化在





资料来源：

陈国英等，1991；庄真等，1992；宋仲和等，1992；陈立华等，1992；安昌强等，1993.

（速度单位：km/s）

图 1　地壳上地幔剪切波 48,68,104,119 分格速度结构图

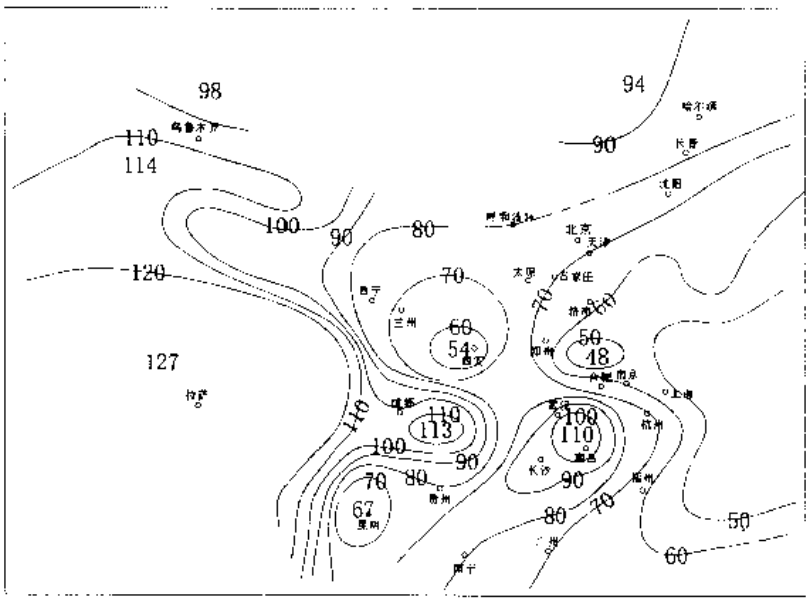


图 2　中国大陆岩石圈等厚度图

（等厚度线单位：km）

70～130km之间。中国邻近海域岩石圈板块变薄，小于50 km(图2)。中国大陆岩石圈板块的东部边界无疑是在琉球群岛一线。中国大陆上地幔低阻层深度(李立，1996)基本反映了岩石圈的厚度变化(图3)。大地电磁测深90km深度处的电阻率分布特征，基本反映了岩石圈地幔(根)的电性横向不均匀性的变化特征，高阻带和低阻带相间分布。低阻带反映了岩石圈的减薄带，高阻带反映了岩石圈的增厚带。高阻带和低阻带的交界部位应该是岩石圈剪切带的位置(图4)。

由剪切波速度可以将中国大陆岩石圈划分为6个岩石圈微板块，它们厚薄不一，速度不同，刚性度具差异。6个岩石圈微板块包括大兴安岭板块(西伯利亚板块伸入中国大兴安岭之下)、天山-塔里木板块(将塔里木与天山合为一体是由于它属于同一个速度结构体内)、东北地块、华北板块、华南板块、青藏板块。岩石圈板块增厚(同时具有较高的速度)的构造单元有塔里木盆地、青藏高原、鄂尔多斯盆地、四川盆地和华南板块。岩石圈板块减薄(同时具有较低的速度)的构造单元有华北板块和东北地块(不包括大兴安岭)。板块或地块之间的造山带岩石圈减薄，软流圈速度降低，如南北带和秦岭大别造山带等。

南北垂向剪切波低速带和祁连－秦岭垂向剪切波低速带是板块之间最明显的边界(接触带)。岩石圈厚度的变化和地壳厚度的变化并不一致，主要是由于岩石圈地幔的厚度变化所致，特别是SN向构造带(东经102°附近)和EW向的秦岭-大别构造带是最为明显的岩石圈地幔减薄带。

1.大兴安岭岩石圈板块

大兴安岭岩石圈板块厚度大于90 km。大兴安岭岩石圈板块的加厚是地壳厚度和岩石圈地幔两者都加厚的结果，具有厚幔厚壳特征。大兴安岭板块的地壳厚度由于挤压作用而增厚，厚度为38～40 km，比周边地壳厚4～5 km。大兴安岭岩石圈地幔厚度50 km，也大于周边地区的厚度，也就是说大兴安岭山脉有山根。大兴安岭岩石圈地幔剪切波速度变化在4.20～4.50km/s之间，地壳平均速度明显降低。轻壳重幔也是大兴安岭岩石圈板块的特征。

2.东北岩石圈板块

东北岩石圈板块厚度小于大兴安岭岩石圈板块，其厚度为70～80 km，但比华北岩石圈板块厚。东北岩石圈板块的中下地壳有明显的低速层，它是岩石圈的一个软弱层，也是构造薄弱带，是更易于变形的部位。东北岩石圈板块的岩石圈地幔厚度为40 km，也介于大兴安岭板块和华北板块的岩石圈地幔厚度之间。东北岩石圈板块的岩石圈地幔的剪切波速度为4.20～4.40km/s，比大兴安岭岩石圈板块稍低，高于华北岩石圈板块的岩石圈地幔波速。东北板块的地壳厚度为30～35 km。东北板块具有薄壳薄幔，轻壳轻幔结构特征。

3.华北岩石圈板块

华北岩石圈板块厚度小于东北岩石圈板块和华南岩石圈板块，在中国东部属最小，其厚度为60～70km。华北岩石圈板块的岩石圈地幔厚度为30～40km，也在中国东部为最小。华北岩石圈板块的岩石圈地幔的剪切波速度在4.30～4.50km/s之间变化。华北岩石圈板块的地壳厚度为30～34km。华北岩石圈板块具有薄壳薄幔，轻壳轻幔结构特征。

4.华南岩石圈板块

华南岩石圈板块东以中国东部海岸线为界，西以南北垂向低速带为界(102°附近)，北以

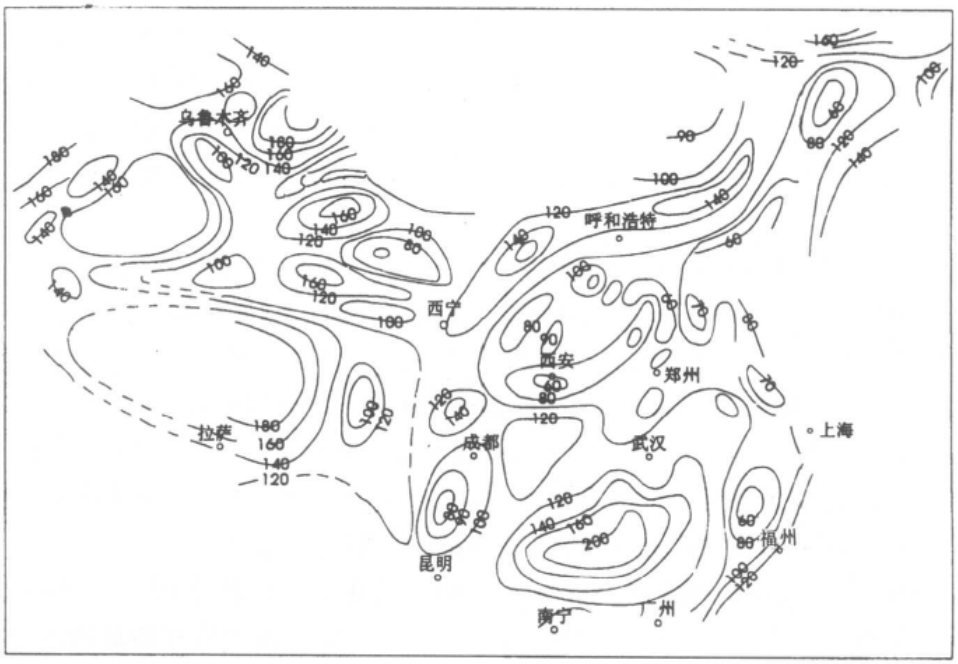


图 3　中国大陆上地幔低阻层等深度图

（李立等，1996；单位：km）

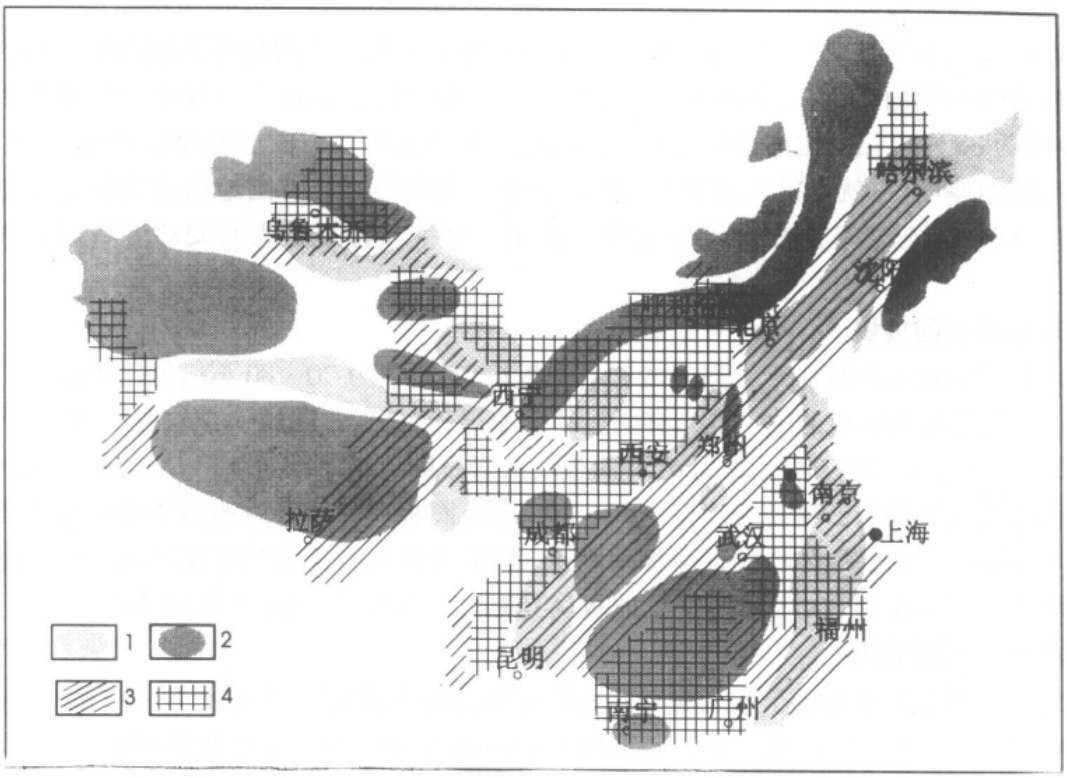


图 4　中国大陆 90km 深度的电阻率图

（李立等，1996）

1－岩石圈减薄带；2－岩石圈增厚带；3－低电阻率分布区；4－高电阻率分布区

秦岭造山带为界。华南岩石圈地幔具有高的剪切波速度值，在 4.30～4.70km/s 之间变化。华南板块具有 30～33 km 正常地壳厚度和 40 km 厚的刚性岩石圈地幔。它东部的海洋地壳明显变薄，岩石圈地幔亦很薄。它的西部是巨厚的刚性的印度岩石圈板块。华南地壳内几乎没有中生代－新生代基性岩，它是轻而冷的地壳。华南大陆壳内高导层不发育，华南板块上地幔顶部速度 Pn 值在 8.00～8.10km/s 之间。以上资料都说明华南巨厚刚性的岩石圈板块是相对均匀和稳定的。华南岩石圈板块具有薄壳厚幔，轻壳重幔结构特征。

5. 天山-塔里木岩石圈板块

天山-塔里木岩石圈板块是一个巨厚的高速的刚性的板块，将塔里木与天山两个板块合为一体是由于它属于同一个岩石圈地幔速度结构体内，或许可以解释为天山板块和塔里木板块的岩石圈地幔速度结构相似。南北构造带将其与薄的相对低速的柔性的华北岩石圈板块分隔。天山塔里木岩石圈板块厚度大于 120km，地壳厚度为 45～55 km，岩石圈地幔厚度为 65 km 左右。岩石圈地幔具有高剪切波速度，在 4.30～4.70km/s 之间变化。天山-塔里木岩石圈板块具有厚壳厚幔特征。它所具有的岩石圈地幔刚性特性使它的深部构造格架更具稳定性。

6. 青藏高原岩石圈板块

青藏高原岩石圈板块是一个具有巨大地壳厚度和高速刚性岩石圈地幔的板块。南北构造带将其与薄壳厚幔刚性的华南岩石圈板块分隔。青藏高原岩石圈板块厚度达 140 km。地壳平均速度较低，地壳厚度巨大，达到 70 km，是中国大陆内部地壳最厚的区域。青藏高原岩石圈地幔剪切波速度为 4.50～4.70km/s。轻的低密度的巨厚地壳深深地陷入重的高密度的岩石圈地幔内部，产生了巨大的浮力，浮力使其上的地壳抬升和扩张，浮力也将调整地壳到均衡时的厚度。这是青藏高原隆升的一个重要的因素之一。另外，高密度的岩石圈地幔的加厚替代低密度的软流圈，岩石圈地幔根比周围软流圈稍致密，产生了向下的浮力，引起下沉和横向压缩。轻壳重幔，软壳硬幔，热壳冷幔是青藏高原岩石圈板块的物理特性。

由速度结构特征可以将青藏高原岩石圈分为南北两大部分(图 5 和图 6)。以龙木错-双湖-澜沧江缝合带为界，高原南部和北部岩石圈具有明显差异。南部高原为冷的高速上地幔，北部高原为热的低速上地幔。100km 以上速度结构为南部低、北部高；100km 以下速度结构为南部高、北部低。由速度结构可确定出 3 个主要的岩石圈剪切带，它们包括雅鲁藏布江缝合带(ITS)，龙木错-双湖-澜沧江缝合带和北昆仑北缘缝合带。100km 以上层析结构可分为 7 个构造单元，分别对应喜马拉雅地体、冈底斯地体、南羌塘地体、北羌塘地体、可可西里-巴颜喀拉地体、昆仑造山带和柴达木盆地。以龙木错-双湖-澜沧江缝合带为界，青藏高原南部喜马拉雅地体、冈底斯地体和南羌塘地体低速软流圈埋深很深，大约在 200km 之下(M. Jiang 等，1995)，青藏高原北部北羌塘地体、可可西里－巴颜喀拉地体、昆仑造山带低速软流圈埋深变浅，大约在 150～100km 深处。

二、中国大陆岩石圈地幔(根)结构

岩石圈地幔(根)位于岩石圈下部，具有较高的剪切波速度，一般在 4.20～4.70km/s 之间变化，平均密度为 3.30g/cm^3。岩石圈地幔也是岩石圈板块的主要应力导向带。中国大

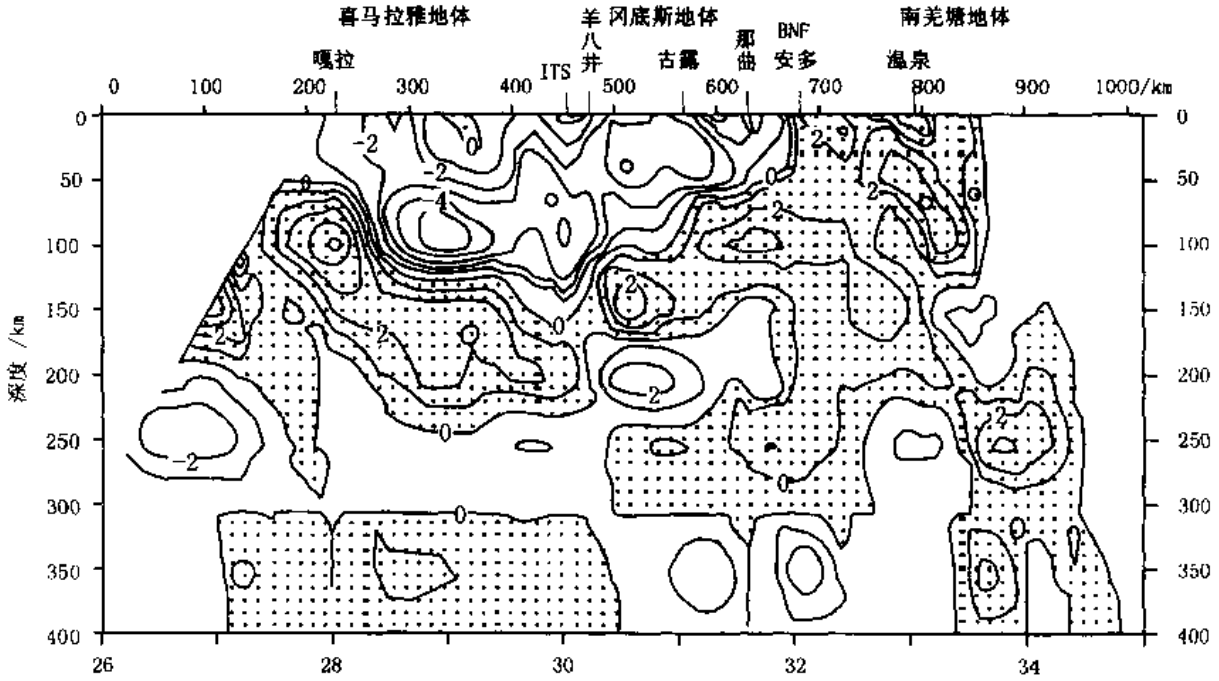


图 5　唐古拉山-嘎拉地震层析剖面

ITS—雅江缝合线；BNF—班公怒江断裂；图中数字为速度百分比，水平距离/(°)

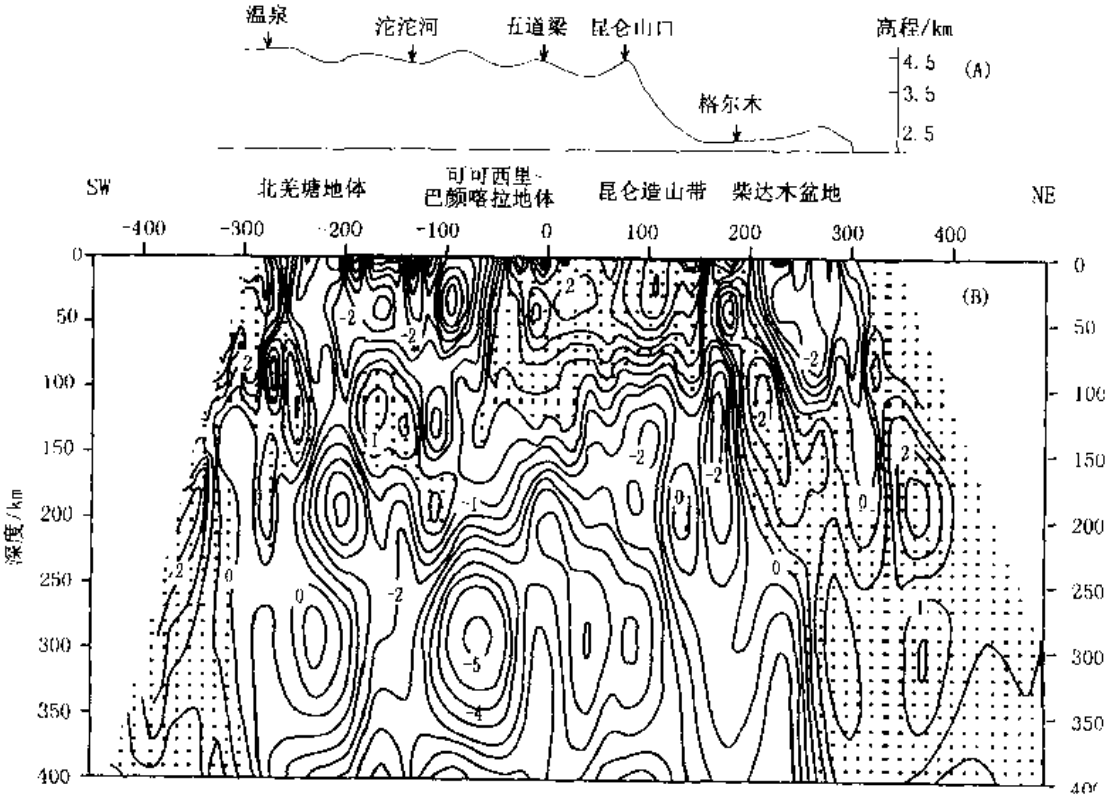


图 6　青海唐古拉山-格尔木 P 波到时残差反演结果

图中数字为速度百分比，水平距离/km

陆岩石圈地幔比下面的软流圈更具刚性，并且随着所涉及的应力大小以及随我们考虑的时间尺度和空间范围而改变。利用地震剪切波速度使我们能更好的认识中国大陆岩石圈地幔的特性，特别是它的厚度和刚性方面的特征。岩石圈地幔的厚度越薄或刚性越小而越柔软，它经历的变形作用将会越强。岩石圈根的特征是具有相对高的地震波速度、高密度和低的温度。年轻的火山岩区与岩石圈地幔减薄有关。碱性火山岩活动是由软流圈上涌引起的热效应形成的。

中国大陆岩石圈地幔和海洋岩石圈地幔具有明显的差别。海洋岩石圈地幔波速小于4.40km/s，为4.20～4.40km/s。中国大陆岩石圈地幔波速大于4.40km/s，为4.40～4.70km/s。两者之间的界线大致在琉球群岛一线。根据岩石圈地幔剪切波三维速度结构的整体性和速度差异，中国大陆岩石圈地幔内部大致可划分为两带三区（图7、图8和图9）：南北低值薄幔带（东经102°附近），波速为4.40～4.50km/s，厚度为20～40km；祁连－秦岭大别低值薄幔带，波速为4.40～4.50km/s，厚度为20～30km。以这两条带为界，隔开了3个岩石圈地幔区：北部低值正常幔区，波速为4.40～4.50km/s，厚度为30～50km；西部高值厚幔区，波速为4.55～4.70km/s，厚度为50～70km。东南高值厚幔区，波速为4.55～4.70km/s，厚度为40～70km。

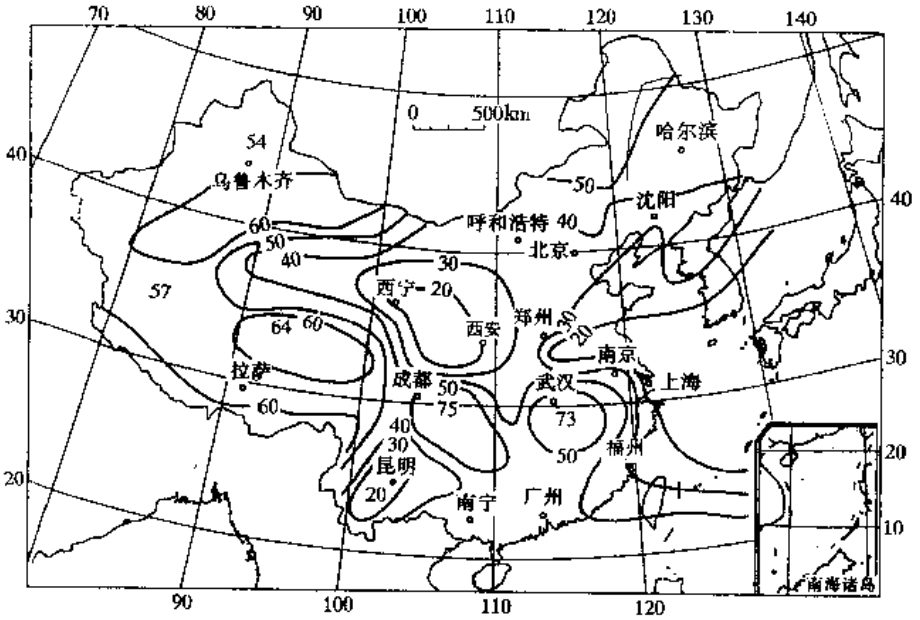


图7　中国大陆岩石圈地幔等厚度图

三、岩石圈异常上地幔特征

SN向带（东经102°附近）和EW向的祁连-秦岭-大别构造带作为划分中国地壳上地幔两带三区的主要分界线，其重要性是非常明显的。这两个带具有异常上地幔特征。异常上地幔可用Pn值来确定。Pn波是上地幔顶部的首波，当其波速小于8.0km/s时，一般称之为异常上地幔。从世界范围看，Pn波速度值在活动构造区、年轻造山带和地堑区偏低，在古

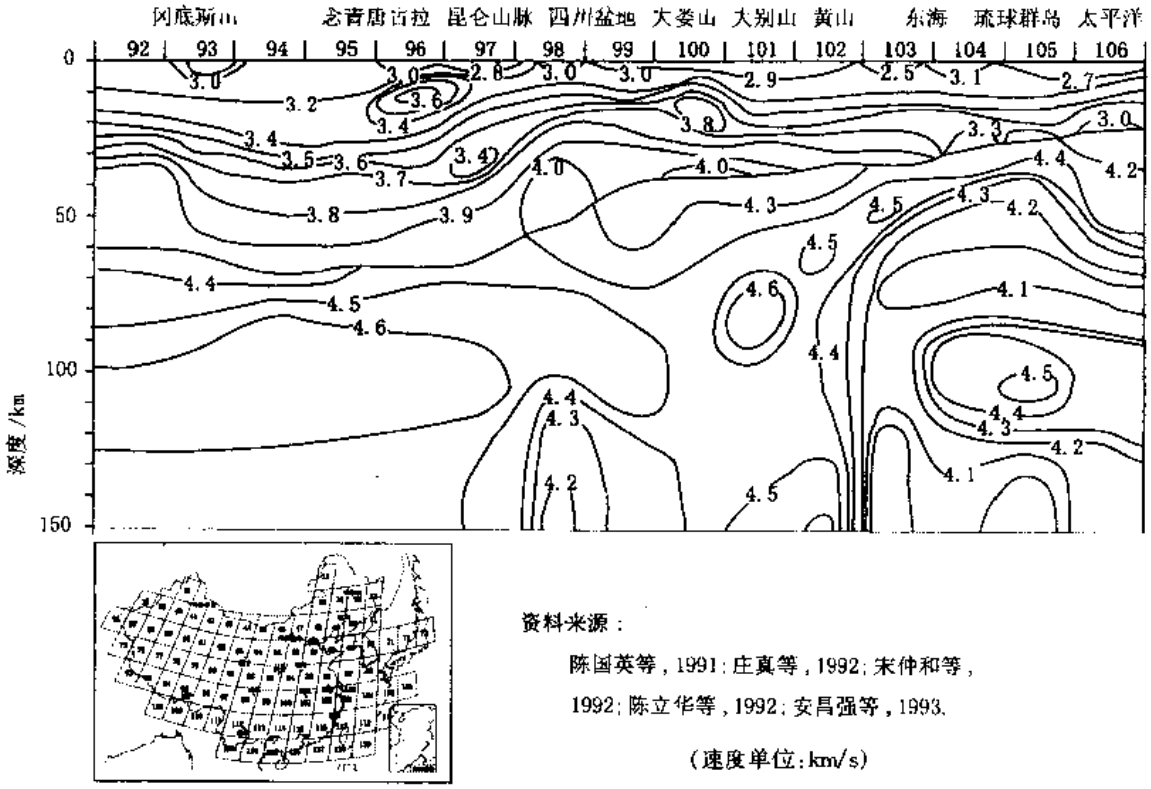


图 8　岩石圈剪切波 92～106 分格速度结构图

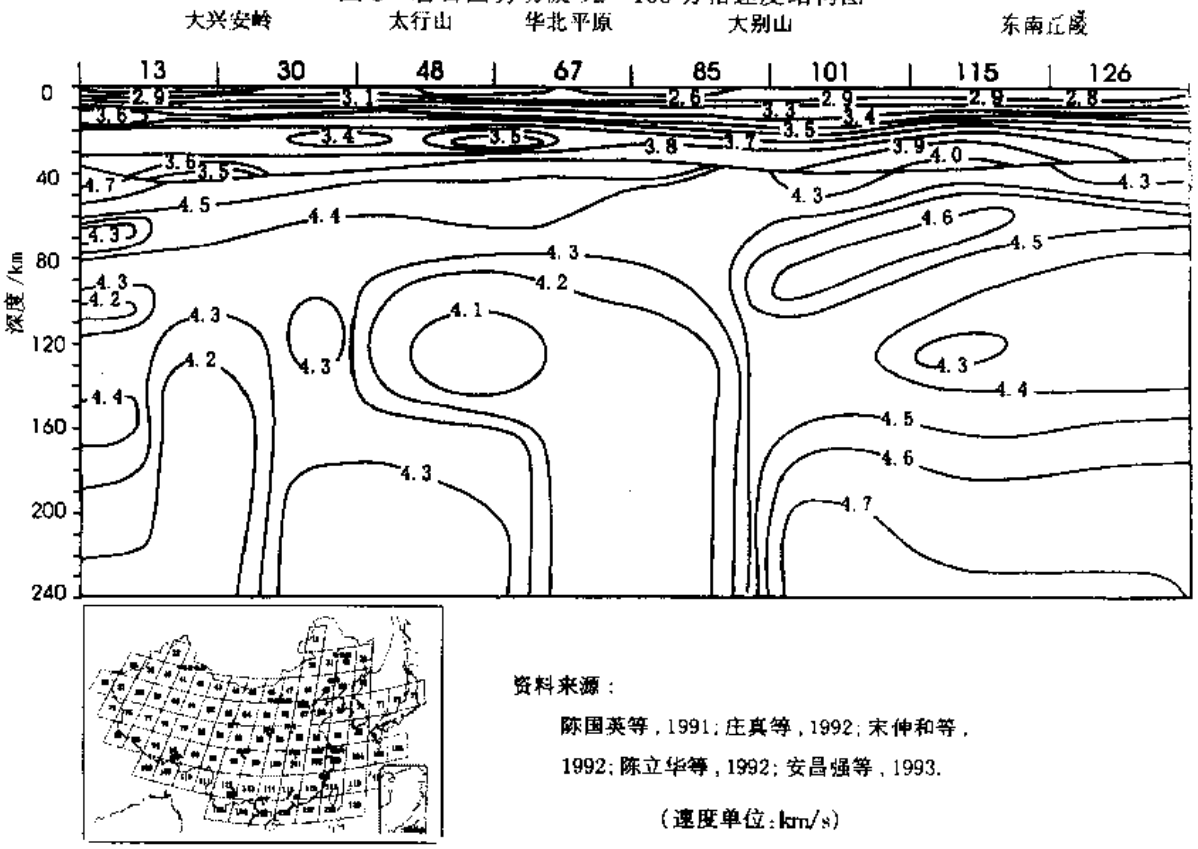


图 9　地壳上地幔剪切波 13,30,48,67,85,101,115,126 分格速度结构图

老造山带、稳定大陆和地盾区明显偏高，为8.00～8.40km/s。所以说，上地幔顶部的地震波速度Pn波似乎比较清楚地定性反映了地壳的时代。从中国大陆Pn波的速度分析上可以清楚地看出，在现在或最近的地质时期中发生过造山作用和火山作用的地区（常常伴有地震活动，地震沿带分布），岩石圈地幔中的速度降低或厚度减薄。朝着稳定的大陆内部，岩石圈地幔中的速度升高或厚度增加。中国大陆内部Pn值小于8.00km/s的活动构造区，最具典型意义的当数SN向带（东经102°附近）和EW向的祁连－秦岭－大别构造带。它们呈"T"字形位于中国大陆中部，构成了中国大陆构造的南北分界和东西分界。这里的板块不仅厚度薄，而且平均刚度较小。岩浆可以沿着古老的岩石圈裂缝，从软流圈上升，产生了SN向的岩浆岩带（东经102°附近）和EW向的祁连-秦岭-大别岩浆岩带。为内生多金属成矿带的形成提供了物源条件。岩石圈地幔中的V_S波速度也清楚地反映出稳定大陆和活动区之间的差异。南北带和东西向的祁连-秦岭-大别岩石圈和软流圈的V_S波明显低于其两侧，说明了这两个带下隐伏着非常软弱的地壳上地幔。

天然地震层析特征显示出中国大陆岩石圈地幔（根）在横向、纵向上存在不均匀性。用深地震剖面资料勾画出中国大陆异常上地幔带表明，其地球物理特征表现为地震波垂向低速带，是岩石圈板块的边界。岩石圈地幔在这里变薄，软流圈上隆，引起深部地幔物质产生对流。

参 考 文 献

1 安昌强，宋仲和，陈国英，陈立华，庄　真，傅竹武，吕梓龄，胡家富. 中国西北地区剪切波三维速度结构. 地球物理学报，1993，36(3)：317～325.

2 庄　真，傅竹武，吕梓龄，胡家富，宋仲和，陈国英，安昌强，陈立华. 青藏高原及邻近地区地壳与上地幔剪切波三维速度结构. 地球物理学报，1992，35(6)：694～709.

3 陈国英，宋仲和，安昌强，陈立华，庄　真，傅竹武，吕梓龄，胡家富. 华北地区三维地壳上地幔结构. 地球物理学报，1991，34(2)：172～181.

4 陈立华，宋仲和，安昌强，陈国英，庄　真，傅竹武，胡家富，吕梓龄. 中国南北带地壳上地幔三维面波速度结构和各向异性. 地球物理学报，1992，35(5)：574～583.

5 宋仲和，陈国英，安昌强，陈立华，庄　真，傅竹武，吕梓龄，胡家富. 中国东部及其相邻海域S波三维速度结构. 地球物理学报，1992，35(3)：316～330.

6 G. Wittlinger et al. Tomographic Evidence for Localized Lithospheric Shear Along the Altyn Tagh Fault. 2 October Science. 1998，282：74～76.

7 M Jiang et al. Tibetan Plateau Seismic Experiment：Design and Preliminary Results. Global Tectonics and Metallogeny. 1992～1993，4(4)：199～201.

8 彭　聪，李小鹏，薛光琦，鲍英君. 中国大陆地壳上地幔不均匀性与矿产资源预测. 物探与化探，1996，20(1)：49～57.

9 彭　聪，赵　鸣. 长江中下游及其邻区深部地球物理背景与含金夕卡岩矿床的分布. 物探与化探，1998，22(3)：175～182.

10 彭　聪，裴荣富，高　锐. 中国大陆特大型矿床地球物理背景研究. 地质学报，英文版 1999，73(2)：193～200.

11 高　锐，成湘州，丁　谦. 格尔木－额济纳旗地学断面地球动力学模型初探. 地球物理学报，1995，38(增刊 II)：3～14.

12 高　锐. 青藏高原岩石圈结构与地球动力学的30个为什麽？ 地质论评，1997，43(5)：460～464.

13 高　锐，李廷栋，吴功建. 青藏高原岩石圈演化与地球动力学过程. 地质论评，1998，44(4)：389～396.

14 姜　枚，吕庆田，史大年，薛光琦，G Poupinet，A Hirn. 用天然地震探测青藏高原中部地壳、上地幔结构. 地球物理学报，1996，39(4)：470～482.

华南深部构造与内生成矿分带*

马开义　姜　枚　薛光琦　董英君

（中国地质科学院矿床地质研究所，北京）

摘　要　华南陆壳结构具若干特点。利用泉州—凤凰和黄梅—政和地学断面的地震波速资料建立华南区地壳的密度速度公式和模型，区分地壳密度分层细结构。扬子地块和华夏地块的地壳适用上中下地壳三分法，并广泛存在壳内 10～15km 深度的低密度低速高导层。提出可能是区域性挤压应力作用下形成逆冲滑脱构造层的认识。以南岭钨锡成矿区和长江中下游铁铜金成矿带为例，重点讨论了深部地质构造对内生金属成矿作用的控制和影响。

关键词　密度速度模型　低密低速高导层壳幔结构　深部构造与内生成矿

近十余年来，大陆深部构造与成矿作用，特别是与内生成矿作用之间的关系，已成为矿床地质学家关注的重大问题。大陆岩石圈组成和演化历史的差异，下地壳和地幔巨大的不均一性，很可能是造成不同地质构造单元具有不同的成矿省、成矿区带及不同成矿类型与矿种的根本原因。华南是中国地学研究程度较高的地区，是我国滨太平洋成矿带的重要组成部分。但其地质构造、岩浆活动、成矿作用等方面在环太平洋成矿带中有其特殊性。这里已经进行过中大比例尺的航空及地面磁法测量、重力测量，并完成了泉州-黑水、福州-西安、宁德-湖口等长短十余条地震剖面（部分包括大地电磁测深工作），先后提交了科研成果。上述工作成果为本区的深部地质构造的研究提供了重要基础资料。

一、区域地球物理场特征

区域重磁场包含区域和深部地质构造的大量信息。华南区域重磁场反映出如下特征：

1. 重力场具有西低东高的变化趋势

东部浙闽沿海为相对重力高异常区，大都为正异常，仅有很少的局部负异常；西部大部分地区为负异常，仅在局部凹陷盆地出现正异常，像鄱阳湖区、洞庭湖区等。区域重力异常场值与本区的地形起伏呈镜像关系。

2. 3 条重要的重力梯级带

（1）宜昌-镇远-河池-南宁梯级带：位于武陵-太行-兴安巨型重力梯级带的南段。长度大于 800km，宽约 150km，水平梯度达 0.4～0.7mGal❶/km。反映了地壳深部地质体密度在东西方向上有明显的变化。

（2）东南沿海梯级带：大致沿海岸线分布。长度大于 1000km，宽度约 60～90km，水平梯

* 本文系地矿部“八五”项目“华南区域和深部构造地球物理研究”报告的部分成果。参加课题工作的还有李普、贾秀敏、赵红等

❶ $1mGal=10^{-5}m/s^2$，以下同

度为0.6 mGal/km。这可能是沿海陆棚陆壳向洋壳过渡地带岩石密度急剧变化，岩石呈带状变质变形的区域反映。闽东的条带状混合岩带与晶洞花岗岩带即在此梯级带上，时代为60Ma左右。

(3)兴国-绍兴梯级带：呈NE45°方向展布。长度大于400km，宽度约40km，水平梯度值中等，约0.4～0.6 mGal/km。

3.重力高值区(带)

往往对应构造岩浆活动区(带)和中新生代盆地。如长江中下游和鄱阳湖—吉安红色盆地等。该区地壳结构和厚度的变化，特别是莫氏面局部上隆可能是引起重力高异常的主要原因。

4.重力低值区

对应于大型花岗岩基和火山岩带，以及有相当规模的断裂带。其中负重力梯级带和线状异常，分别对应政和-大埔断裂带、邵武-石城断裂带、鹰潭-安远断裂带和抚州-赣州断裂带；局部环形负重力异常，特别在南岭及其邻区，分别对应大型的花岗岩基。花岗岩穹隆、火山岩套和硅铝质成分为主的地壳增厚可能是造成重力低异常的主要原因。

5.区域磁场东南区和西北区截然不同

划分为东南区和西北区，基本上以涠洲经连县、泰和、抚州至杭州一线为界。

东南区以正磁异常为主，局部幅值在50～600nT之间。东南沿海更以强烈跳跃变化的火山岩型磁场为主；西北区为宽缓平稳的弱磁场为主，一般以幅值不足100nT的正磁异常为多。这与该区以古生界正常沉积岩为主较少火山岩分布有直接关系。

6.主要地层的密度和磁性特征

华南地区地层的密度和磁性的统计数字列于表1。由表1可以看出：

表1　江西及邻区各时代地层密度及磁参数表

地层		密度值 /10^3kg·m^{-3}												磁参数	
		赣北			赣中			赣南			湘中			福建				
界	系	密度值	平均	界面	密度值	平均	界面	密度值	平均	界面	密度值	平均	界面	密度值	平均	界面	κ $\times10^{-6}$SI	Mr 10^{-3}A·m^{-1}
中、新生界	N	2.62			2.56			2.35										
	K	2.51	2.55		2.59	2.58		2.41	2.44		2.59			2.58				
	J	2.54			2.60			2.50			2.50	2.54		2.62	2.62		0	0
				-0.11			-0.10										火山岩具强磁性	火山岩具强磁性
	T	2.67			2.68			2.40			2.53			2.66				
										-0.14			-0.13			-0.05		
古生界	P	2.65			2.67			2.60			2.62			2.71				
	C	2.67			2.72			2.61	2.58		2.71			2.62				
	D	2.64	2.66		2.72	2.68		2.54			2.66	2.67		2.69	2.67			
	S	2.65			2.64						2.64			2.69			0	0
	O	2.67			2.67						2.68			2.67				
	∈	2.68			2.66						2.69			2.63				
				-0.06			-0.04						0.03			0.01		
元古宇	Z	2.70			2.71						2.69			2.67			0	0
			2.72			2.72						2.70			2.68		∫	∫
	AnZ	2.73			2.73						2.71			2.69			43000	97000

据江西物探队增编

(1)各时代地层岩石的密度值,一般具有时代越老密度值越大的特点。如新生界岩石平均密度值为2.44～2.62g/cm^3,古生界岩石平均密度值为2.58～2.68g/cm^3,元古界岩石平均密度则为2.68～2.72g/cm^3。

(2)各时代正常沉积岩层一般不具磁性,区域变质岩多为弱磁性;但由于区域构造运动、岩浆热液蚀变等变质作用,使地层中磁铁矿或磁黄铁矿等铁磁性矿物相对富集时,在变质带或构造岩浆活动带,常常表现为中等程度的磁性。元古界高级变质片麻岩、麻粒岩、斜长角闪岩等具有较强磁性。侏罗-白垩系陆相火山岩、浙闽沿海以流纹质为主的火山岩具有强烈跳跃变化的磁场;宁芜、罗昌河盆地安玄质为主的火山岩,具华南区域最强的磁性(见表2)。

7.岩浆岩类岩石密度值和磁参数

各种参数值见表2

表2　岩浆岩类岩石密度、磁参数表

类　别	岩石名称	磁参数		密度
		κ/10^{-6}SI	Mr/(10^{-3}A·m^{-1})	ρ/(g·cm^{-3})
酸性侵入岩	花岗岩	0～9600	0～5900	2.55～2.67
中(酸)性侵入岩	花岗闪长—闪长岩类 闪长岩类	1480～90300 10600～69000	4080～9000 210～5080	2.65～2.77 2.52～2.76
基(超基)性侵入岩	辉长岩 辉绿岩 基性岩类 超基性岩类	7200～29550 540～33000 $n\cdot10^3$～$n\cdot10^4$ $n\cdot10^4$	270～1740 2580 $n\cdot10^2$ $n\cdot10^4$	2.82
酸性喷出岩	晶屑凝灰岩 凝灰岩 流纹岩 熔　岩	9600～54000 0～30000 0～12600 0～12000	1164～15300 0～2600 0～1000 0～1000	2.62 2.40～2.66 2.40
中性喷出岩 碱性喷出岩	安山岩 玢岩类 粗面岩	1900～83920 44000～75000 0～190	140～3752 0～5500 0～4500	2.42～2.74 2.66～2.76 2.40～2.49
基性喷出岩	玄武岩	1000～136000	513～110000	2.58～2.84

由表2可以看出

(1)酸性侵入岩主要是花岗岩类,一般为无磁性到弱磁性;成岩时代愈老,密度值愈高。如燕山期花岗岩密度值为2.62g/cm^3,海西期花岗岩为2.63g/cm^3,加里东期花岗岩为2.67g/cm^3,晋宁期花岗岩为2.67g/cm^3。中性侵入岩主要是花岗闪长岩—闪长岩类,为高磁、中密度;基性侵入岩为中磁、高密度。花岗岩侵入于古生界、元古界中,常表现为低密度,并反映了局部的重力低异常。

(2)喷出岩磁性比侵入岩高,但密度值偏低,从酸性岩→中性岩→基性岩,磁性和密度依次升高。

(3)华南地区总体上各岩类磁性依下列次序递减,即喷出岩—侵入岩—变质岩—沉积岩类。基性岩类引起的磁异常范围小,喷出岩类、中酸性侵入岩和花岗岩基沿构造-岩浆岩带的分布是引起局部异常的主要因素。

二、区域和深部地质构造

对华南区域和深部地质构造，已经进行过长时期的研究并提出了许多认识。其中主要的地质构造观点有：扬子陆块以东是加里东褶皱带，中生代发生活化（任纪舜，1980，1990）；华南为加里东褶皱后的准地台（黄汲清，1984）；华南主体为加里东褶皱带，沿海为海西褶皱带（张文佑，1984）；华南为地洼区（陈国达，1960，1994）；华南为不同时代的沟弧盆构造体系（郭令智等，1980，1983）；华南主体为复杂的大陆边缘（王鸿祯，1986）；三叠纪的碰撞造山形成了华南主体构造格局（许靖华，1989）等。关于构造格局和大陆增生亦存在多种观点，主要分为两大派：一派认为存在扬子古陆、华夏古陆和其间的加里东褶皱带；另一派则认为不存在华夏古陆，华南陆块是以扬子古陆为中心经多次洋壳板块俯冲拼贴增生而成。

对华南的陆壳结构，目前也提出了一些模型（详见表 3）。

笔者主要依据重力与地震资料对华南陆壳结构进行联合解释，参考 Nake-Drake 拟合公式建立华南区的速度-密度转换公式：

$$\rho=\begin{cases}2.78+0.27\ (V_p-6.0) & (7.0\geqslant V_p)\\ 3.05+0.33\ (V_p-7.0) & (7.8\geqslant V_p>7.0)\\ 3.05+0.33\ (V_p-7.0)-0.1 & (V_p\geqslant 7.8)\end{cases}$$

式中 V_p 为纵波速度，ρ 为岩石密度，将地震波速换算成地壳和上地幔密度。这样，就可以将地质剖面转换成地球物理剖面。

表 3　华南陆壳结构

分层 \ 方案		国际概分	马杏恒等（1991）	秦葆瑚等（1991）		王懋基（1994）	笔者（1994）	注
上地壳	上地壳	硅铝层（花岗岩质层）Vp2.0～6.5 km/s	①（V_p2～6.3）km/s ②厚 10～12km	表层	V_p5.77～5.98km/s H 3.6km	平均岩石密度 2.67～2.71 g/cm³	V_p4.6～6.0km/s H 0～10km 平均岩石密度 2.5～2.75 g/cm³	
				上地壳	V_p5.98～6.39 km/s H 16.7km			
	中地壳	康拉德界面 Vp6.4～6.5 km/s	V_p2.6～6.5 km/s H 9～15km			平均岩石密度 2.75～2.81 g/cm³	V_p6.06～6.30 km/s H10～15km 平均岩石密度 2.77～2.86 g/cm³	中有低密高导低速层
下地壳		硅镁层（玄武岩质层）		下地壳	Vp6.08～7.0 km/s H10.2km			
	下地壳		V_p6.4～7.4 km/s H 6.5～15km			平均岩石密度 2.85～2.90 g/cm³	V_p6.25～7.0 km/s H10～15km 平均岩石密度 2.89～3.15 g/cm³	中有低密度高导低速层
		莫霍界面 Vp7.8～8.2 km/s	莫霍界面（苏北、华北）		莫霍界面（湘中）	莫霍界面（华南）	莫霍界面 >3.15g/cm³ Vp>7.5km/s	

注：①为地震纵波速度；②为该层厚度变化范围

试以黄梅—政和地学剖面和凤凰—泉州地学剖面为例(详见图 1 和图 2)。

图 1 是黄梅—政和地学断面速度密度模型图。该剖面的岩石密度和速度分布比较正常,随着深度增大岩石密度变大速度变高。地壳厚度在 29～33 km 之间,莫霍面起伏变化不大。但是总的趋势还是由 NW 向 SE 方向地壳厚度逐渐变薄,大体由 33km 减薄到 30～29km。两个起伏变化较大的地段,一个是九江—鄱阳之间,一个是政和到海岸边。前者上地壳较薄而下地壳稍厚,对应于长江中游沿江断陷带和鄱阳湖坳陷。后者则是上地壳急剧减薄下地壳亦减薄,只保持中地壳加厚的背景。

应强调指出,在政和的 SE 和 NW 方向大约在 160km 的宽度内,有一低密度低速度层,埋深在 14～17km 间,密度为 2.61g/cm^3,Vp 为 5.9km/s,厚度 3km 左右。这是否是一种在巨大区域性挤压应力作用下形成的逆冲滑脱构造,还值得研究。阿帕拉契山脉上地壳发育一系列逆冲断片,其深度在 15km 左右,其下即有一个滑脱面(Cook,1979;Namson,1983),不过,两者的构造背景有重大差异。阿帕拉契山属于大西洋型洋壳俯冲陆壳板块边缘造山带,而浙江福建沿海的山系(雁荡山,鹫峰山等)则属于太平洋型沟弧盆系陆壳板块边缘的造山带。该两者均是中新生代构造运动的产物,在形成过程中及其后的演化都经历过地壳的均衡调整,只不过浙闽沿海陆壳减薄幅度更大一些。

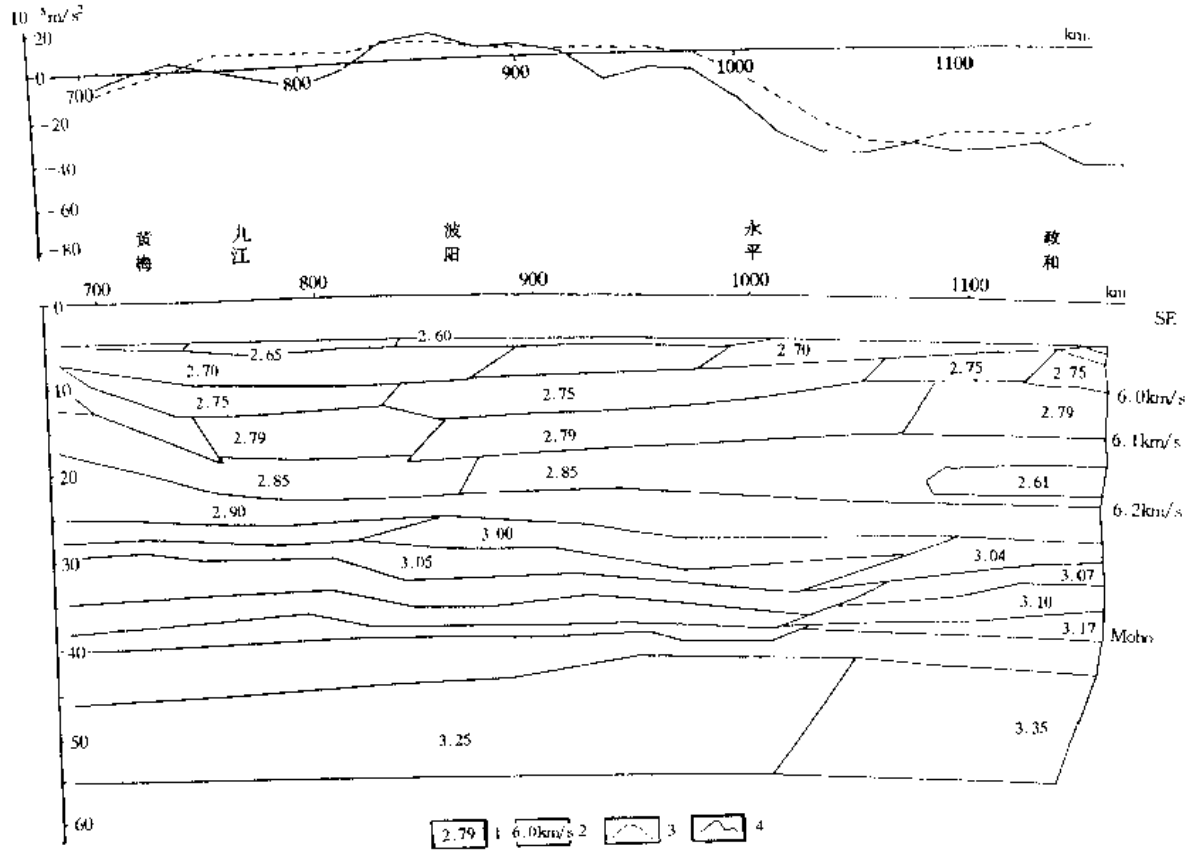


图 1　黄梅—政和地学断面速度密度模型图

1－岩层密度值;2－岩层速度值;3－计算重力异常;4－实测重力异常

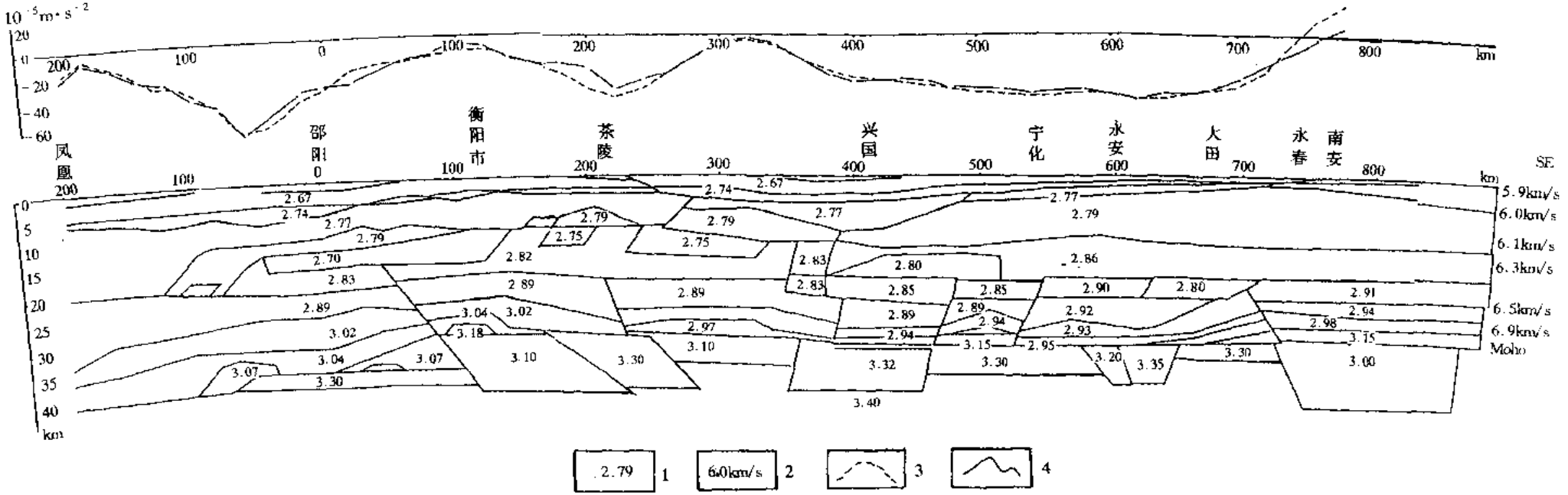


图 2　凤凰-泉州地学断面速度密度模型图

1－岩层密度值；2－岩层速度值；3－计算重力异常；4－实测重力异常

凤凰—泉州剖面，是台湾—阿尔泰地学断面的一部分。它自 SE 向 NW 方向横穿了华夏地块和扬子地块，全长近 2000km。该剖面反映地壳结构有如下特征：

(1)该剖面西段衡阳盆地西侧，莫霍面有一 6km 的落差，地壳厚度在 34～40km 左右。衡阳盆地上地幔高密度体厚度为 20km，地壳厚度减薄为 30～32km。

吉泰盆地东侧，莫霍面下拗，地壳厚度由 30km 增大为 33～34km，对应于地表在兴国以东，可能是一个大的构造单元分界。吉泰盆地白垩系沉积厚度达2000m，密度值2.59g/cm^3，浅部不可能引起重力高异常，所以，推断吉泰盆地重力高是深部高密度体的反映。

(2)华南几条剖面大地电磁测深资料显示，本区地壳上地幔电性有明显差异：

中、新生界：电阻率值一般为 $n\times10^2\sim n\times10^3\Omega\cdot m$，在横向上有较大变化。其中高阻上地幔反映僵化强度较高的硬块体，亦称地幔固相块体。

侵入岩体：花岗岩类岩基电阻率一般为 $n\times10^3\sim n\times10^4\Omega\cdot m$；多数情况下显示为电阻率大于 $5\times10^3\Omega\cdot m$ 的高阻异常。

(3)地壳中部大约 14～20km 深度之间，普遍存在一条低速低密度层(带)，厚度约 5km，断断续续长达 400km。岩石密度在 2.70～2.75g/cm^3 之间，Vp 约为 6.0km/s。推测它很可能是范围相当广泛的滑脱层或破碎带，形成于区域挤压作用之下的逆冲滑脱构造。当然，临近盆地山脉区，例如吉泰盆地及两侧的万洋山和于山，衡阳盆地及周边的万洋山—八面山—武功山和阳明山等，则可能发育为引张作用之下形成的伸展滑脱构造。

三、深部构造与内生成矿分带

限于篇幅，重点讨论以下两个具有典型意义的成矿区及其深部地质构造背景。

1. 南岭钨锡多金属成矿区

该区处于湘赣中部莫霍面环形隆起区(被长沙—衡阳—茶陵—南昌所环绕)与南岭 EW 向莫霍面拗陷带的汇合部位；对应湘赣中部环形构造区和南岭 EW 向构造带的交接部位。众多的钨锡矿床地质研究查明，该区钨锡多金属矿床的分布规律受 3 个基本因素控制：即物质来源(矿源层)、构造类型和花岗岩的性质与时代。本区区域地球化学场富 W、Sn(Bi、Sb、Cu、Pb、Zn)等金属元素是成矿的物质基础；陆壳重熔型(S 型)花岗岩复式岩体既是成矿物源又是成矿热源；不同地质构造单元集中了不同的金属矿化和不同的矿床成因类型。高中温热液石英脉型黑钨矿床，主要产出在早古生代褶皱基底隆起区，尤其是震旦系和寒武系分布地区。大约大中型钨矿床的 90％集中在上震旦系(Z_2)和寒武系中。而夕卡岩型白钨矿矿床，特别是大型夕卡岩型钨矿床(像柿竹园、瑶岗仙等)，则主要分布在湘桂粤交界的晚古生代拗陷带的边缘。而内生锡矿床的产出具另外特点。在早古生代隆起区，它大都为钨矿床的伴生矿，很少构成独立的锡矿床，而在晚古生代拗陷带，则出现大型或超大型的锡石-硫化物型和夕卡岩型锡矿床。同时，在伴有强烈岩浆活动的晚古生代拗陷带内，还分布有大型的热液型或层控热液叠加型铅锌矿床。

南岭钨锡多金属成矿区成矿地质背景与世界其他成矿区重大的区别就在于：赋矿地层和成矿岩体成矿元素(W、Sn 等)特富，陆壳重熔型花岗岩复式岩体特别发育，深部莫霍面隆拗起伏最复杂，即特殊的陆壳活动激活富集了特殊的有益成矿的陆壳成分，并使之富集于不

同的岩石矿物类型之中。此种区域深部构造背景很可能是陆内造山地壳活化最终导致成岩成矿的主要原因。

2. 长江中下游铁铜金成矿带

该带是一个淮阳地盾与扬子古陆间狭长的构造岩浆活动带。自古生代至中生代其活动范围越来越窄小，但其地壳活动性越来越强，受太平洋板块向欧亚板块后退式俯冲造成该构造带拉张剪切活动的影响，侏罗-白垩纪陆相火山喷发和相应的中基性—中酸性岩浆侵入达到高潮。该带的地壳厚度是华南最薄的，大约为29～30km，比周围地块薄约4～5km。幔源及下地壳混融为主的岩浆侵入喷发，造成了一系列的中基性—中酸性侵入岩体和火山岩盆地，并沿长江断裂破碎带，构成了隆拗相间分布的构造局面。自中游至下游，相继排列着6个著名的成矿亚带。它们是：鄂东南拗陷铁铜金硫成矿亚带、九江瑞昌隆褶铜铁金硫成矿亚带、怀宁-庐枞拗陷铁铜金硫成矿亚带、青阳铜陵隆褶铜铁金硫成矿亚带、宁芜拗陷铁铜金硫成矿亚带、宁镇隆褶铜铁金硫成矿亚带。这种对应局部隆起和拗陷分别以铜金矿化为主和以铁金矿化为主绝非偶然，很可能与总体莫霍面上隆地壳减薄背景上的上地幔局部挠曲，下地壳不均一成分的差异性熔融有关。当然，长江中下游成矿带亦是环太平洋成矿带的一部分，太平洋西岸活动大陆边缘中生代最活跃的洋壳，俯冲到亚洲板块下的构造活动，形成了成矿带构造变动、岩浆活动和成矿作用的总背景。

由上述可见，南岭钨锡多金属成矿区与长江中下游成矿带的成矿地质环境有根本差别。前者，成岩成矿以壳源为主，中下地壳的挠曲变形局部熔融加上适宜的物理化学条件，造就了多个成矿省和矿化集中区；后者，成岩成矿以幔源为主，在先挤压后裂张为主的构造应力环境下，上地幔下地壳的变形与局部熔融加上适宜的上地壳的物理化学条件，造就了多个成矿亚带和矿化集中区。区域成矿受深部地质构造的控制，由上述两个典型实例可以得到印证，亦提供了宝贵的借鉴。

参 考 文 献

1 曾融生，孙为国，毛桐恩等. 中国大陆莫霍界面深度图. 地震学报，1995，17(3)：322～327.

2 郭令智等. 华南大地构造格架和地壳演化. 国际交流学术论文集，1. 北京：地质出版社，1980.

3 任纪舜等. 华南大地构造的几个问题. 科学通报，1986，31(1).

4 马开义等. 华夏古陆的存在及其演化. 中国地质科学院矿床所所刊，1985，(2).

5 马开义，王志良. 对中国东南部主要金属矿床分布规律的探讨. 中国地质科学院矿床所所刊，1994，(1)：70～97.

6 Jan Kutina. The role of deep structure of the lithosphere in metallogeny: investigation the role of transregional discontinuities. The 9Th Symposium of international association on the genesis of ore deposits, Abstracts, 1994, 1.

7 袁学诚. 台湾—黑水地学断面. 北京：地震出版社，1990.

岩石圈/软流圈系统的大灾变与巨型矿集区形成

邓晋福　莫宣学　赵海玲　罗照华
戴圣潜　赵国春　曹永清
（中国地质大学，北京）

摘　要　本文提出大陆成矿的直接驱动力来自新生的灼热地幔物质注入陆壳，或再活化的深部陆壳灼热物质注入浅部陆壳。大陆成矿是在一个被扰动的非正常状态的岩石圈/软流圈动力学系统中进行的。大陆内区域性挤压作用使由深部注入浅部的灼热物质长期封闭在陆壳内，诱发壳幔物质与能量的充分交换，从而产生与活动大陆边缘弧类似的岩浆-流体-成矿作用。岩石圈尺度的三维不连续是大尺度成矿带的良好储矿空间。岩浆-流体-成矿系统是实现成矿作用的源-运-储统一的系统，与巨型矿集区的形成有直接的成生联系。

关键词　岩石圈-软流圈系统　大陆成矿　岩石圈尺度三维不连续　岩浆-流体-成矿系统　巨型矿集区

一、研究现状与主要科学问题

1. 从幔-壳深部寻找成矿作用的根源

为了预测和开发矿产和能源，澳大利亚学者提出，大陆四维地球动力学模拟计划。1998年8月在澳大利亚举行“扎根于地幔的（mantled-rooted）结构不连续在金属富集中的作用——三维途径”学术讨论会。1999年美国地质学会科迪勒拉会议将以环太平洋矿产资源为主题召开学术讨论会，并专门设立中国分会（China Session），由中国科学家主持。1993年国际矿床成因协会（IAGOD）在捷克召开“碰撞造山带成矿作用”学术会议，以中欧海西造山带作为典型展开讨论，1994年出版讨论会的论文集。英国制定的有关矿产资源的研究计划中，提出有效地聚集成矿的特殊作用包括：①地幔成岩作用；②板块构造过程；③地壳环境；④流体-岩石相互作用；⑤地表作用。美国地调所提出的“国家矿产资源调查计划”中强调矿床研究方面的4个重大挑战：①了解特大型矿床成因及其与较小矿床的关系；②确定成矿过程和改造过程的时间和延续时间，将会改善矿产资源的评估与勘查；③了解水-岩相互作用的热力学和动力学，以便预测矿床的环境性状；④旨在调查矿床与地壳演化关系的大陆再造研究，可应用于矿产评估和圈闭隐伏矿床。

国际动态研究表明，什么样的动力学机制和过程会诱发金属的巨量富集？从地幔和陆壳深部去寻找成矿作用的根源已成为关键的科学问题之一。

2. 成矿作用的源-运-储统一的时空框架

众所周知，成矿作用主要包括金属元素从源区被萃取出来（简称为“源”）→被介质输运

* 本文受国家攀登专项、国土资源部基础研究项目、国家自然科学基金项目的资助

(简称为"运")→在某一场所堆积(简称为"储")的3个阶段。对于成矿的源、运、储的研究已有很高的水平,有关它们的理论研究已在指导矿产勘查工作中作出了许多重大贡献。但是,矿产资源勘查的实际告诉我们,有时这些理论模型并不成功,例如,关于侵入岩的成矿专属性、断裂交汇控矿、夕卡岩控矿、特殊岩性层位控矿等,常常只有在一个特定的地带才有好的预测效果。常常从某些矿床总结出来的物、化、遥判别标志,在另一个地带勘查工作中效果不好,例如,中国东部,在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,在南方地区具有类似于北方的化探异常,但常常找不到大矿❶。显然,金属巨量堆积只有在成矿作用的源-运-储统一的时空框架中才能实现,源-运-储缺一不可,三者的耦合统一的几率是少见的,因此,怎样去认识和寻找这样的一个特定的源-运-储统一时空框架,就成为一个关键的科学难题。

3.与大陆动力学相适应的大陆成矿理论

10多年来的研究表明,中国大陆的矿产资源何以能聚集,一部分可用板块构造得到解释,但很大部分无法用它来解释,例如,板块构造认为,铜-金-银的巨量堆积,特别是斑岩铜(金、银)矿床,主要和大洋板块的俯冲作用有关。但是,德兴斑岩铜(金、银)矿区、铜陵铜(金、银)矿区、玉龙斑岩铜矿区均形成于与大洋俯冲无直接关系的大陆内部。

从矿床研究历史来看,从槽台学说到板块构造,产生什么样的大地构造理论,就会伴生与之相适应的成矿理论。90年代以来,发展起来的大陆构造与大陆动力学新理论,将为无法用板块构造来解释的大陆地区巨型矿集区的形成提供理论框架,从而发展出与大陆构造/大陆动力学相适应的大陆成矿理论,以便更好地指导成矿预测与找矿。

二、岩石圈/软流圈系统大灾变与成矿大爆发

1.理论上的考虑

正常的岩石圈/软流圈系统是呈稳态或准稳态、平衡或准平衡状态的。从热状态来说,正常的岩石圈内热传输为传导方式,它是地球放热的一个热边界层,是一个具有热梯度的传导地温;正常的软流圈内热传输为对流方式,是一个具绝热梯度的对流地温;但在活动的构造-岩浆作用时期内,岩石圈的传导地温将被破坏,而对流热传输将占优势[1,2]。从物质结构和岩石学结构来说,稳态和平衡态的陆壳是富K_2O的花岗质,它是地壳物质相平衡系统中的最低熔的组成[3,4],稳态和平衡态的岩石圈地幔是分离出陆壳后的亏损和难熔的橄榄岩等,软流圈是未或弱亏损和丰满的橄榄岩质,含局部隙间熔浆[4,5],岩石圈内部无地震波低速体和无局部熔融体,这样的一个物质结构必定诱发一个稳态的密度结构,使岩石圈长期稳定的漂浮在软流圈之上。太古宙和早元古代的克拉通岩石圈/软流圈系统属于正常的稳态和平衡态的典型端元,正是由于这个系统稳态的热结构、物质结构和密度结构,在他们形成以来一直处于构造上的稳定,除金伯利岩岩浆之外,几乎无岩浆活动。因而,亦不会产生内生金属成矿作用。相对而言,多数中、晚元古代和早古生代造山带已达准稳态,而晚古生代、中新生代造山带可能只是趋近或还未达到准稳态。

❶ 常印佛,个人交流,1998

可以推测，当一个正常的岩石圈/软流圈系统遭到破坏时，岩石圈内的传导地温将被绝热地温替代，正常的物质结构、密度结构可能会发生倒转，稳态和平衡态的破坏，必然诱发强烈的岩浆－构造活动，我们把它称为岩石圈/软流圈系统的大灾变(Catastrophe)或大扰动。按热力学原理，任何一个不平衡和非稳态的系统均会自发地趋于平衡和稳态。我们推测，在这个岩石圈/软流圈系统被扰乱的主要时期，伴随岩浆的形成和演化，壳幔内的有用元素将被萃取和运移，在它的后期，当这个被干扰的系统渐渐地趋于平衡和稳态时，有用的金属元素将会在某些特定的构造部位聚集成矿床，这样，岩石圈/软流圈系统的大灾变为驱动巨型矿集区的形成提供了重要的深部环境。

2. 实例

据涂光炽院士的研究成果[6,7]和我们的初步统计表明，在我国已发现了33个超大型的内生矿床中，有17个分布于中国东部，形成于燕山期，被称为“东部燕山期成矿大爆发”，我们以此为例进行讨论，华南与W、Sn、Ta、REE、U有关的成矿作用，这里暂不讨论。“燕山期成矿大爆发”与东部燕山期正常的岩石圈/软流圈系统的大灾变事件在时空上的密切共生和成生联系表明，“成矿大爆发”(Expolsion)源于岩石圈/软流圈系统的大灾变(或大扰动)。这个大灾变有如下的几个主要表现。

(1)岩石圈的巨大减薄，约100多公里厚的根带被丢失，这么大厚度的冷岩石圈被灼热的软流圈物质取代[3]，确可称为“岩石圈/软流圈系统的大灾变”。其中最为显著和典型的是华北克拉通的岩石圈去根作用，一个有巨大浮力的大陆根竟然在燕山期丢失，在全球亦属罕见。看来，这个大灾变诱发巨量灼热的新生地幔物质，注入或取代原有的正常岩石圈是“成矿大爆发”的根源。

(2)岩石圈热结构被强烈地扰乱。岩石圈地幔和陆壳被强烈地加热，在不同深度范围内形成多级岩浆房。对流热传输已占优势。这种被扰乱的热状态对于驱动成矿作用的源-运-储统一的时空框架的形成将具有重要意义。

(3)物质结构和密度结构被强烈扰乱。密度的倒转驱使新生的软流圈物质大量注入陆壳底部，活化的下地壳物质大量注入陆壳浅部，它将有助于成矿流体和物质由深部向浅部运输和转移。

(4)强烈的岩浆-构造-成盆-成矿事件的发育。壳幔混合型岩浆的大量发育表明，壳幔物质发生了充分混合作用，它将使亲陆壳与地幔的成矿元素共生在一起，为形成复杂的成矿系列提供重要背景。几次挤压和伸展交替的构造导致陆壳封闭性与可渗透性的交替将有利于成矿元素的萃取与向上运移。盆地的发育将创造地表水系统与深部含矿的热流体系统交汇的好空间，驱动巨量金属堆积成矿。

(5)大地构造格局和空间框架的巨大转变。华北克拉通与下扬子克拉通的大地构造属性的巨大转变；兴蒙吉黑造山带、秦岭大别造山带和华南造山带的再次活化；原E-W走向展布的构造格局转变为NE和NNE向展布的构造格局，以及浅表构造格局指示的岩石圈/软流圈系统的空间展布格局的同步转变等。这巨大的转变将对成矿作用的空间展布格局产生重要的控制作用。

3. 被干扰的大陆岩石圈/软流圈系统的类型与成矿作用

我们提出，被干扰的大陆岩石圈/软流圈系统有3大类型，与之相适应的可识别出3个

大类型的内生金属成矿作用。

(1)伸展环境下的岩石圈巨大减薄作用。这是大陆裂谷作用下的岩石圈/软流圈系统，陆壳与地幔岩石圈均被强烈地减薄，通过地幔热柱的机制，灼热的新生地幔物质(包括岩浆与流体)注入陆壳，玄武质岩浆大量喷出和在陆壳底部或壳内底侵(underplating)形成岩浆房。由于岩石圈减薄速率快，常常大于岩石圈被加热的速率，加上在伸展环境下，岩石的渗透性好和脆性发育，岩浆房的散热和冷却快，岩浆房内岩浆分异作用充分，但不利于对岩浆房周边的陆壳岩石的加热，常常不会诱发陆壳岩石的大量局部熔融作用，进而不利于壳幔物质的相互作用与充分交换，常常形成以亲地幔的成矿元素为主的富集成矿作用。实例有金川 Cu-Ni 硫化物矿床，攀枝花 V-Ti-Fe 矿床，东升庙 Pb-Zn 矿床(Sedex)，甘肃厂坝 Pb-Zn 矿床(Sedex)。另外，白云鄂博 REE-Nb-Fe 矿床亦可能属此大类型，相当一部分油气聚集亦和这一个时期的裂谷盆地形成有密切的成生联系。

(2)挤压环境下的岩石圈巨大减薄作用。这是造山带背景下的岩石圈/软流圈系统，与第(1)种类型不同的是，一个薄的岩石圈地幔之上是一个加厚的陆壳，软流圈则是交代作用强烈的地幔物质。由于挤压环境的条件，岩石圈物质的封闭性好，渗透性弱，而且以韧性和塑性的流变学状态占优势，导致岩石圈减薄速率等于岩石圈被灼热的软流圈加热的速度，它有利于注入陆壳的地幔岩浆和流体被封闭在壳底和壳内，有利于岩浆房对陆壳的加热、软流圈对岩石圈的加热。依此，常常诱发陆壳岩石的大量熔融作用发生，通过幔源岩浆与壳源岩浆的混合作用，可充分地实现壳幔物质的相互作用和充分交换。安山质岩浆的大量发育是壳幔物质充分交换的重要证据。在这种被干扰的岩石圈/软流圈系统中将形成以亲地幔和亲陆壳的成矿元素共生在一起的复杂的成矿作用。实例有长江中下游的 Cu-Fe-Au 矿带，德兴斑岩 Cu-Au-Ag 矿带，大兴安岭 Cu-Ag-Pb-Zn 矿带，燕辽 Mo-Pb-Zn-Cu-Fe-Au 矿带，胶东 Au 矿带，秦岭 Au-Mo 矿带，三江玉龙斑岩 Cu 矿带，科迪勒拉斑岩 Cu 矿带等。

(3)挤压环境下的岩石圈巨大加厚作用。这亦是造山带背景下的岩石圈/软流圈系统，它与第(2)种类型不同的是，岩石圈地幔与陆壳均加厚，加厚作用主要是由于浅部的物质再循环返回深部的过程，因此，总体上增厚的岩石圈是冷的；但是加厚陆壳物质随压力升高的脱水作用和稍后的热松弛或两个陆壳叠置时上叠陆壳的底部对下覆陆壳顶部的加热作用，仍有可能诱发流体和岩浆从陆壳岩石中分出。由此，在这个系统中常常缺乏或不发育幔源岩浆，而发育富含挥发份的壳源岩浆，以黑云母花岗岩－二云母花岗岩－白云母花岗岩系列为典型产物，因而，主要发育以亲壳源的成矿元素的富集。典型的实例有华南的 W-Sn-Nb-Ta-REE-U-Sb-Hg 成矿带，东南亚的 W-Sn 成矿带，中欧海西大陆碰撞造山带的 W-Sn 成矿带。

需要指出，自然界的演化常常是复杂的，可能出现 3 个大类型之间的过渡类型，或先后的叠置关系。

由上所述，正常的岩石圈/软流圈系统的大灾变为成矿域尺度的“成矿大爆发”提供重要环境。

三、岩石圈尺度三维不连续与大尺度成矿带的储矿空间

1.岩石圈尺度三维不连续(Discontinuities)的再活化(Reactivation)

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。近年来,超大型—大型矿床和矿集区概念的提出,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)的边缘或其临近的造山带分布超大型矿床[7],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[8],超大型矿床与大型构造有关等[9]。Kutina 提出[10,11],矿床群集于扎根于地幔的区域不连续与克拉通边缘及其临近的活动带的横向交切地区,它们是造山运动期间,热和岩浆上升以及金属富集的有利通道。

根据中国大陆内成矿带的时空分布及其与被干扰的岩石圈/软流圈系统的时空框架的成生关系,我们强调,岩石圈尺度三维不连续的再活化是大陆内大尺度成矿带的有利储矿空间。例如,中国东部燕山期成矿域呈 NE—NEE 走向的一个相当宽阔的带状分布,当它与先存的岩石圈尺度不连续叠置并使它活化时,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—NEE 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。

2.岩石圈尺度不连续的主要类型

(1)克拉通边缘裂谷带。如华北克拉通北缘的东升庙 Pb-Zn 矿带和白云鄂博 REE-Nb-Fe 矿带,南缘的金川 Cu-Ni 矿带和厂坝的 Pb-Zn 矿带;扬子克拉通西缘的攀枝花 V-Ti-Fe 矿带。

(2)再活化的克拉通块体间碰撞造山带(无蛇绿岩)。如胶东 Au 矿带,秦岭 Au 矿带和斑岩 Mo 矿带,华南 W-Sn-Nb-Ta-REE-U-Sb-Hg 矿带。

(3)再活化的具蛇绿岩的碰撞造山带。如德兴斑岩 Cu-Au-Ag 矿带,玉龙斑岩 Cu 矿带,多宝山斑岩 Cu 矿带。

(4)活动大陆边缘俯冲造山带。如科迪勒拉斑岩 Cu 矿带,祁连山白银厂块状硫化物 Cu 矿带,义敦块状硫化物多金属矿带,日本块状硫化物 Cu 矿带。

(5)太古宙—古元古代克拉通内元古宙造山带。如华北克拉通内中条山铜矿峪 Cu 矿带,扬子克拉通内元古造山带在燕山期的再活化,成为长江中下游 Cu-Fe 矿带。

(6)再活化的克拉通内裂陷带,如燕辽中元古代裂陷带在燕山期的再活化成为 Mo-Au-Pb-Zn 成矿带。

从以上综述可以看出,岩石圈三维不连续,不管它处于活动期(即形成期)还是被再活化时期,均是大尺度成矿带的有利储矿空间。成矿带的金属及其组合类型则取决于注入岩石圈与陆壳的灼热地幔的性质、再活化岩石圈与陆壳物质的性质、壳幔物质的相互交换作用等。

3.中国东部燕山期成矿作用与安第斯造山带成矿作用的对比

众所周知,安第斯造山带是与大洋俯冲作用有关的成矿作用的典型地带,火山岩与侵入

岩类有好的组成极性，表现为从近海一侧→内陆 K_{60} 升高，与它相适应的成矿作用亦有好的极性，从近海一侧的 Fe，Cu→Ag、Pb、Zn→内陆的 Sn、Mo[12]。中国东部燕山期火山岩与侵入岩类无好的组成极性[3]，与它相适应，成矿作用亦无安第斯式极性，如南方浙东南沿海为 Pb-Zn-Ag，进入内陆为德兴斑岩 Cu-Ag-Au 矿带，如太行—燕辽为反向极性，从辽西的 Mo-Pb-Zn 矿带→燕山的 Cu-Pb-Zn 矿带→太行的 Fe-Cu 矿带等。但是，安第斯与中国东部燕山期火成岩，不论在岩石类型和岩石系列上，还是痕量元素与同位素特征上，在整个造山带尺度上是十分类似的[3]，与它相适应，火成岩类的成矿专属性亦十分类似，如斑岩 Cu 矿床均与闪长岩-花岗闪长岩组合相关，Mo、Pb、Zn、Ag 矿床均与花岗岩-花岗闪长岩组合有关，W、Sn 矿床均与黑云母花岗岩-二云母花岗岩－白云母花岗岩组合有关。

为什么会有上述特征的异同呢？我们认为，差异的关键在于，南美是大克拉通，长期发育大陆边缘，直至中新生代发生大洋俯冲，因此，矿带空间展布规律好，极性好；而中国东部是多个小克拉通拼和而成，多次发育大陆边缘，多期次大洋俯冲，造成岩石圈在三维空间的极大不均一性，诱发矿带空间展布不规则。而类似的关键在于岩浆与成矿流体源类似，亦即从整个造山带尺度上，岩石圈、软流圈系统的物质与热状态类似，另外，它们均是一个挤压造山带的大环境。因此，如果大陆内部被干扰的岩石圈/软流圈系统的物质、热状态、构造环境与壳幔过程大体上类同于安第斯俯冲造山带，就可形成与活动大陆边缘俯冲造山带类似的火成岩类与内生金属成矿作用，尽管它们之间火成岩带与成矿带的空间展布不同。

四、岩浆-流体-成矿系统与巨型矿集区的形成

1. 岩浆-流体-成矿系统与成矿作用的源-运-储统一的时空框架

我们提出，岩浆-流体-成矿系统是实现成矿作用的源-运-储统一的时空系统❶，在大尺度的成矿带内，巨型矿集区的形成与岩浆-流体-成矿系统有直接的成生联系。岩浆萃取深部流体组分与成矿物质，并把它带到地表浅部。受岩浆热传导驱动的流体系统具有重大的经济和科学意义，它们一般位于地壳上部 5km、温度为 100～400℃，受其影响的岩石体积达数十至数百立方公里，时间跨度达几百万年，参与循环的流体既可能是大气降水成因的，也可能是岩浆成因的，它们的化学组成和性质部分取决于流体源，但主要受流体与其流经的岩石相互作用的影响[13]。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。我们认为，最宏伟的成矿流体系统应来自一个地区岩浆活动旋回的晚期和末期，深部岩浆房接近全部固结的时候，这时，整个地壳，特别是其上部已被加热，岩浆房和浅部定位的岩体放出大量流体、加热的地壳放出变质流体，同软流圈冷却时放出的流体和可能加入的被加热的大气降水一起汇入到这个巨大的系统中，这可能成为最好的成矿-流体系统。地质事实支持我们上述看法，例如，中国东部和三江地区均有漫长的演化历史，但成矿作用的大爆发则分别发生在燕山期和喜马拉雅期的最强烈的壳幔内不同的深度，来自岩石学-地球化学性质不同的源，以及成矿流体的多源性质。

---

❶ 邓晋福，赵海玲，戴圣潜，吴宗絮，罗照华. 大别造山带岩浆岩、流体与成矿专题设计书（原地矿部九·五重大基础项目下的专题，1997）

作为一个实例，我们的初步工作表明，(1)铜陵地区的 Cu-Au-Ag 巨型矿集区就是一个巨大的岩浆-流体-成矿系统，闪长岩-花岗闪长岩组合、大理岩化-夕卡岩化-其他蚀变岩石组合、矿化点及期组合等的时空分布，可为识别和圈定这个巨大系统提供重要标志，由此圈定的这个系统获得了区域构造分布格局、环形遥感影象和物化探异常展布的格局的支持；(2)铜陵巨型矿集区内，可能有 9 个岩浆-流体-成矿亚系统(Sub-system)，它们可能对应 9 个矿床分布区，其中 5 个是已知的超大－大型矿床(田)，4 个是我们预测的可能的矿床(田)发现地区；(3)长江中下游 Cu-Fe 成矿带内可能有 9 个这样的巨系统；(4)一个巨系统在深部可能对应一个壳底岩浆房；一个亚系统可能对应一个壳内岩浆房；(5)铜陵巨系统内，以及长江中下游成矿带的其他 8 个巨系统均有巨大的找矿潜力。

2. 流体-成矿系统的流域识别和圈定

认识流体-成矿系统的第一步是查明流体通过的路径及其时空分布。化学蚀变岩和矿化现象是流体通过岩石并和岩石发生相互反应的最好记录。流体的路径好比地表的河流系统一样，我们也可把流体通过的地区称为流体流域。矿床则赋存于流体域的一个特定部位。区域上流体流域的识别十分重要，例如，大别山地带与长江中下游成矿地带相比，虽然都有不同时代的花岗岩带发育，但前者的花岗岩体及其附近，岩石蚀变作用十分不发育，不但表明岩浆本身含挥发份少，更重要的是没有流体的通过，更没有形成区域性的流体流域；后者则相反，有广泛发育的化学蚀变岩和矿化现象，可识别出区域分布的流体流域。

3. 盆地与金属巨量堆积的定位

大陆上现代活动的地热区均显示有现代热液成矿作用，如索尔顿湖地热系统、新墨西哥硫泉热液区[14]、贝加尔湖、西藏羊八井地热田，盆地常常是现代地热系统的主要空间，后者大多也就是岩浆-流体-成矿系统，特别是流体-成矿子系统的典型代表。许多内生金属矿床的研究表明，矿床常常产在盆地与隆起的交界部位，以及盆地内的次一级隆起或凹陷处，巨大的深部流体-成矿系统与巨大的地表水系统的交汇，常常是金属巨量堆积的重要机制，盆地为它们的交汇提供了重要空间。

4. 金属巨量堆积的速率

一般认为，金属巨量堆积常常是一个长期连续成矿过程[15]或多期次与多类型成矿作用的叠加[16]。我们认为，还有另一种可能性，即在较短的地质时间间隔内金属的巨量堆积。从天气预报资料启示，北京地区最大的降水量主要发生在夏季，当伴随台风和热带风暴形成的富含水蒸气的热空气流北上与北方的相对冷的空气流交汇时，水蒸气的快速冷却诱发短暂时间内的大雨降落。如是我们把由南方北上的强热空气流比作上升的深部热流体系统，充足的水蒸气比作巨量的成矿物质，而把北方的冷空气流比作盆地内的冷的地表水系统的话，它们交汇也可能会造成短时间内巨量金属的堆积。确定成矿过程的时间长短需要由精确的同位素测年新技术来完成。正如美国地调所提出的，确定成矿过程与改造过程的时间和延续时间，将会改善矿产资源的评估与勘查。

五、小　结

(1)大陆成矿的直接驱动力来自新的(Juvenite)灼热地幔物质注入陆壳，或再活化(Re-

activation)的深部陆壳的灼热物质注入浅部陆壳，导致大陆“再活化”，诱发岩浆-流体活动，萃取并迁移深部的有用金属元素进入浅部成矿。

(2)大陆成矿是在一个被扰动的非正常状态的岩石圈-软流圈动力学系统中进行的，基本的过程是：①岩石圈的巨大减薄/增厚作用，它是新生的热地幔物质、再活化的深部陆壳热物质、和岩浆流体-成矿元素注入陆壳及其浅部的必需条件；②在这个被扰乱的系统演化的后期和末期，系统逐渐趋于平衡和稳定时，有用金属元素将会在某些特定的构造部位聚集成矿。

(3)大陆内区域性的挤压作用，岩石圈被减薄的速度等于岩石圈被加热的速度，由深部注入的灼热物质可长期封闭在岩石圈/陆壳之内，诱发壳幔物质与能量的充分交换，从而导致产生与活动大陆边缘弧类似的岩浆-流体-成矿作用。

(4)克拉通块体边缘、克拉通地体之间的造山带、以及克拉通之间的构造带或元古宙造山带，是岩石圈尺度的三维不连续带，是大陆“再活化”时期内，新生地幔或再活化陆壳物质、热能和岩浆-流体-成矿元素最容易注入的地带，常成为成矿带良好储存空间。

(5)岩浆-流体-成矿系统是实现成矿作用的源-运-储统一的系统，对于这个系统和亚系统的识别和圈定，是讨论巨型矿集区和大型矿床(田)形成和预测的最基本的研究途径。

感谢：感谢常印佛院上、肖庆辉教授，以及李晓波、孙洪、沈建中、叶玉江等专家的指导、讨论和支持。

参 考 文 献

1 Morgan P. The thermal structure and thermal evolution of the continental lithosphere, Phys. Chem. Earth, 1984, 15, 107～193.

2 邓晋福，赵海玲. 中国东部上地幔热结构——由岩石学模型推导. 地质学报，1990，64(4)：344～349.

3 邓晋福，赵海玲，莫宣学，吴宗絮，罗照化. 中国大陆根－柱构造——大陆动力学的钥匙. 北京：地质出版社，1996，110.

4 邓晋福，莫宣学，赵海玲，罗照华，赵国春等. 壳幔物质与深部过程. 地学前缘，1998，5(3)：67～75.

5 Polet J, & Anderson D L. Depth extent of cratons as inferred from tomographic studies. Geol. 1995, 23: 205～208.

6 涂光炽主编. 胡然大物—与寻找超大型矿床有关的基础研究. 长沙：湖南科学技术出版社，1995，116.

7 Tu Guangzhi. Some problems pertaining to super-large ore deposits of China. Episodes, 1995, 18(1～2): 83～86.

8 常印佛，刘湘培，吴言昌. 长江中下游铜铁成矿带. 北京：地质出版社，1991，379.

9 翟裕生，张 湖，宋鸿林等. 大型构造与超大型矿床. 北京：地质出版社，1997，180.

10 Kutina J. Metallogeny of mantle-rooted structures extending cross the western edge of the Proterozoic North American craton. Glob. Tect. Metall. 1991, 4(1～2): 21～51.

11 Kutina J. Regional mantle-rooted discontinuities extending transversely to the margins of cratons and adjacent mobile belts. Metallogenic implications. Glob. Tect. Metall., 1995, 5(1～2): 7～18.

12 Condie K C. Plate tectonics and crustal evolution. New York, Pergamon Press, 1982, 310.

13 谢鸿森，候 谓，张福勤译. 地球物质研究. 西安：西北大学出版社，1991，117.

14 邓晋福. 岩浆-成矿作用-板块构造. 地质科技情报，1990，9(2)：39－44.

15 Pei Rongfu & Hong Dawei. The granite of south China and their metallogeny, Episodes, 1995, 18(1～2): 77～82.

16 涂光炽. 试论非常规超大型矿床物质组成、地质背景、形成机制的某些独特性. 中国科学，1998(D辑)，28(增刊)：1～6.

第二篇　深部构造与成矿

大型构造与成矿关系研究*

翟裕生　宋鸿林　邓　军

（中国地质大学，北京）

摘　要　在探讨矿床形成的深部背景时，大型构造与成矿关系是一项重要内容。大型构造由于其规模大，活动时间长、贯通不同层圈、控制岩石建造形成等，因而能从宏观尺度控制各类矿床的形成和分布。本文划分了控矿大型构造的类型（裂谷、大型生长断层、盆岭构造、大型推覆构造、大型剪切带等），对比分析了各类构造的含矿性。着重论述了古陆边缘构造带的控矿作用，包括离散型、会聚型、转换型陆缘的构造特征及有关成矿系统；并从深浅沟通、流体汇聚、矿源丰富、热动力异常和长期活动等5个方面讨论了古陆边缘的构造动力特征及其有利控矿因素，说明了古陆边缘金属巨量富集的原因。最后还讨论了地史不同阶段控矿构造类型的演变及相应产出的主要矿床类型。

关键词　大型构造　类型　成矿作用　成矿系统　古陆边缘　构造演化

近年来，随着地质找矿工作日益由表层向深部发展，地球深部探测技术的显著进步，地球科学的整体化和系统化的趋势以及矿床学本身发展的需要，矿床学研究已由矿床、矿田尺度扩大到大区域的和全球尺度的研究。

大地构造及成矿学、全球成矿学的概念已经和正在形成和运用。成矿学的研究已逐步分成3个层次：矿床地质学研究——着重研究局部的成矿作用；区域成矿学研究——着重研究一定大地构造单元之中的成矿作用和时空演化；全球成矿学研究——全面探讨全球构造演化与矿床的时空分布规律。后两个层次研究都重视矿床形成和分布的区域地质、地球化学和地球物理的背景研究，其中一个重要内容是大型构造与成矿关系的研究。

一、大型构造的特征

地质构造的空间尺度很广阔，一般将那些贯通地壳，可影响上地幔的构造称为大型和巨型构造，其尺度在100～1000km或更长，深度可达几十公里到上百公里。

例如与伸展构造有关的裂谷、拗拉槽、大型同生断层、盆岭构造、变质核杂岩构造等；与挤压构造有关的大型逆冲断层、大型推覆构造、构造混杂岩带等；与地壳水平剪切变形有关的转换断层、大型走滑断层等。这些大型构造常具有下列的地质特征。

（1）大型构造不仅是地壳或岩石圈受力变形的产物，而且它的形成和演化控制着相关的

* 本项研究先后获得原地矿部科技项目（9501107）和国家科技攀登项目（95-预-25和95-预-39）资助

沉积、岩浆、变质、流体等作用。因此,它的内涵不仅包括地质体的形变(改造),也包括了新的地质体的形成(建造)。大型构造的表现形式通常是构造-岩浆带、构造-沉积盆地带、构造-变质带或构造-蚀变岩带。即这些大型构造常是被物化了的地质构造单元。

(2)大型构造通常不是单一的构造形迹,而是多种低序次构造的有机组合,常表现为不同级别、不同形式的构造要素组成的一个构造系统,如隐伏于沉积盖层之下的基底断裂,在地表常不表现为一条贯通性断层,而是一套次级断层和褶皱的组合或断层与沉积盆地的组合。在这里顺便提到的是,深部构造在浅表层次的表现形式,深部构造与浅部构造关系的研究是有待深入的研究课题。

(3)大型构造通常是有长期活动历史(长寿的),可经历不同时代、不同层次、不同应力体制和不同强度的变形,造成不同期次的构造活动产物的叠加,造成其内部结构的复杂性。在一个大型构造范围内,通常其中有 1 次或 2 次的主要变形期,奠定了该大型构造的主要构造面貌和性质。

(4)大型构造的贯通性。大型构造有相当的深度,它贯通地壳不同圈层,甚至可达上地幔和软流圈,有的就是不同圈层的转换带,如一些区域的莫霍面(带)的某些片段。因此,大型构造能促成、加剧各圈层、各地体和各构造层之间的物质、能量的交换,包括能沟通(连通)不同圈层内不同流体。因此,它能起着串联各圈层的作用,是壳幔物质循环和再循环的动力和基本条件。

(5)由于大型构造、深部构造的规模巨大,影响到地幔热状态,在其运动中能释放出大量的能量,这些被释放的能量可为其他地质作用提供能源。相反,地壳或岩石圈热状态的显著变化(如地热柱上升),也会引起新的构造活动或引起先存深部构造的活化(再活动),通常称谓的"构造-热"事件就反映了这两种情况的有机联系。

由上述可见,大型构造、深部构造不仅是沟通地球不同圈层相互作用,特别是壳幔相互作用的基本纽带(枢纽),也是决定区域的地质构造格局,并导致各种成矿物质迁移、富集到定位成矿的主要制约条件。

二、大型构造的控矿意义

矿床作为地球内部有用元素富集的特殊组成部分是地球物质运动的结果。矿床形成的基本条件是矿源场、中介场和储矿场三者的有机结合。从矿源场的角度看,大略可分为 3 种类型,大型构造在各类型的成作用中起着不同的作用。

1. 幔源成矿型

含矿元素在上地幔局部富集,通过深切地壳而达地幔的大型断裂或影响到地幔热柱状态的其他大型构造,使含矿元素与幔源岩浆或流体物质一起到达地壳表层直接成矿或作为其后改造成矿的物质来源。大型构造以其规模大、贯通性好而直接作为成矿的通道和储矿场所。如克拉通深断裂控制的层状火成杂岩体有关的 Cr、Ni、ΣPt 矿床。加拿大肖德贝里铜镍矿可以说是一个由大撞击构造诱发幔源侵入体上升而形成的超大型矿床。我国的攀枝花钒钛磁铁矿区也可以认为是幔源热活动及晚古生代的裂谷作用的直接结果。

2. 壳源内生成矿型

具有较高背景值的壳内成矿元素，经构造、岩浆、变质及流体等内生作用而迁移富集成矿。大型构造在使成矿元素从母岩中淬取、迁移、沉淀和富集中起着中介场和储矿场的重要作用。与太古宙绿岩带有关的韧性剪切带型金矿是典型之一，如加拿大的赫姆洛金矿和我国的胶东金矿聚集区。

3. 外生成矿型

地壳中分散的成矿元素，经长期的地表风化、剥蚀、搬运和沉积，在特定的大气圈、生物圈造就的地球化学场中重新富集成矿，大型构造（如裂谷、同生断层）为这种特定的地球化学场提供了储矿的场所。世界上许多中元古代和泥盆纪的层控矿床，反映了这种特定的地球化学条件，在古大陆边缘或裂谷的有利成矿条件下富集成矿。如我国华北地台北缘的东升庙和华北地台南缘厂坝等超大型矿床。

4. 多源复合成矿型

在岩石圈结构、成分都很复杂的构造单元，如古大陆边缘活动带中，不同岩石圈中的物质和能量显著地交换，致使成矿物质来源复杂多样。多个研究实例证明，在一个矿田（床）中既有幔源物质，也有地壳物质，形成多源复合成矿。例如，著名的白云鄂博稀土-铁矿床的成因就相当复杂，多年经多位专家的反复研究，形成多种认识，其中一种有代表性的观点为铁矿质是壳源的，而巨量的稀土元素和氟等挥发分则来自地幔，是由幔源的火成碳酸盐浆和热流体喷溢到裂谷海底堆积成矿的，至于壳内物质和地表陆源风化物质的混合成矿则在陆缘沉积带是常见的事例。

大型构造活动的长期性、脉动性和继承性，有利于维持一个足够长的古地热异常场、稳定的热液对流系统、稳定的地球化学障和稳定的成矿环境。大型构造的多期活动和不同层次的叠加，有利于成矿物质的反复叠加富集，汇聚在同一有限空间而形成大型、超大型矿床。如湘南地区许多矿床受 NNE 向茶陵-临武深断裂带所控制，该断裂在早期控制晚古生代（D—P）的沉积相，中生代又控制印支期和燕山期的花岗岩类活动直到与红盆有关的热水系统，持续活动达 100Ma 以上。以柿竹园超大型钨多金属矿床为例，与其成矿密切相关的千里山花岗岩，从斑状黑云母花岗岩到等粒黑云母花岗岩到花岗斑岩，其年龄值从 172Ma 到 63Ma，持续达 110Ma（王昌烈等，1987）。

大型构造的另一个特点是作为一个不同级别、不同序次构造有机组成的体系，其不同构造组分在成矿作用中起着不同的作用。以大型断裂系统为例，地壳深部分散的网络的韧性剪切系统，既提供了部分变质流体，而且在还原的条件下和构造泵吸作用，还起着从圈岩中淬取金属元素的作用；在中部的脆韧性转换系统及上部开放的脆性裂隙网络系统，组成了热液对流的通道和金属元素淀积的场所，分别形成与碎裂化糜棱岩有关的剪切带型和与张开裂隙有关的脉状矿体。当随着时间的迁移，不同系统矿化的叠加，就会为大型矿床的形成提供有利的条件，如胶东的金矿就可能反映了这种与剪切带有关的矿床类型。

由此可见，大型构造对矿床的形成有重要的控制作用。如果大型构造与丰富的矿源、流体和有利的岩石、物化条件相匹配，则有可能形成超大型矿床和矿床富集区。

三、大型构造类型及其含矿性

常见的大型构造可按其所反映的地壳变形场分为五大类端元：即反映地壳水平运动的伸展、收缩和走滑，反映垂向调整的隆升和沉降，其间可以有各种过渡或转换形式。

1. 与地壳伸展变形有关的大型构造

(1)裂谷　是地壳上最显著的大型或巨型伸展构造，它包括以下5种类型：

①大洋裂谷，如现代的洋中脊，古代的以蛇绿岩套为代表的裂谷产物的残迹；

②大陆裂谷，如巨大的东非裂谷，大型的欧洲莱茵地堑、俄罗斯的贝尔加裂谷和我国的汾渭地堑等；

③作为与大洋相通的三叉裂谷夭折支的拗拉谷，如中国中条山中元古代裂谷；

④被动陆缘斜坡上的陆缘裂谷，如华北北缘的中元古代渣尔泰山裂谷；

⑤台沟，我国南方晚古生代陆壳浅海背景上由伸展作用形成的台沟与可能看作是较小型的裂谷。

(2)大陆生长断层或同生断层　是裂谷或大型盆地等在伸展构造环境下最重要的构造要素，表现为正向或斜向正断层系和常与其伴生的舒缓褶皱。但也可见于收缩性沉积盆地中，表现为同生逆断层，常伴生有紧闭褶皱。

(3)盆岭构造　由陆壳伸展和块断作用所致，如美国西部的盆岭区。

(4)变质核杂岩构造　可分为板缘的，如美国科迪勒拉变质核杂岩和中国的扬子地台西缘变质核杂岩带；板内的，如中国的小秦岭变质核杂岩。

2. 与地壳收缩变形有关的大型构造

(1)构造混杂岩带　是板块俯冲或碰撞的产物，如美国西海岸弗兰西斯科混杂岩带。

(2)活动陆缘构造-混杂岩带　如南美西海岸的安第斯型岩浆带。

(3)前陆褶皱冲断带　如加拿大落基山麓的前陆褶皱冲断带、瑞士阿尔卑斯山外带的推覆构造体系和中国四川西部的龙门山推覆构造带。

(4)侏罗山式滑脱褶皱带　如西欧侏罗山褶皱及其伴生冲断层、中国的川东褶皱系及其伴生冲断层。

(5)陆内大型推覆构造　如中蒙边界的大型推覆构造。

3. 与地壳水平剪切变形有关的大型构造

(1)转换断层　最著名是横断洋中脊的转换断层系；北美的圣安德列斯断裂系被认为是陆内的转换断层。

(2)大型走滑断裂系　可以是变形比较集中于狭长带中的走滑断裂，如中国的郯庐断裂带、苏格兰的大格兰断层。也可以是变形分散于一个较宽的带中形成的一系列雁列式走滑断裂带和雁列式褶皱或拉分盆地。

4. 其他大型构造

(1)热点构造　由地幔柱上升而形成的构造，多表现为岩浆的侵入和喷出、地壳的热隆和伸展以及裂谷的初始形成。

(2)底辟构造系　如美国墨西湾盐丘群。

(3)大型韧性剪切带　作为结晶基底的主要变形型式之一，它可以有逆冲、正滑和走滑的运动型式，后期常为脆性断裂所叠加。如苏格兰的外赫布里底断裂和莫茵断裂带为逆冲式；我国广东的吴川－四会断裂带以平移为主；而作为变质核杂岩顶部的糜棱岩带（如北美科迪勒拉变质核杂岩带）则是缓倾的正向滑动的例子。

(4)大型撞击构造　如加拿大的肖德贝里古陨石坑及其相伴随的肖德贝里侵入杂岩体。

上述大型构造的各种类型都对矿床的形成和分布有不同程度的控制作用（包括直接的和间接的）。至于哪种构造控矿明显，哪种较为次要，则要视不同矿种、不同区域背景、不同地质时代而有差异，要进行具体的分析和研究。作者有一些初步统计材料，可作为参考。以我国的71个金属矿床和国外的89个金属矿床共160个矿床（都是大型或巨型矿床）为例，分析它们所在的大型构造，结果如下（表1）：

表1　大型构造及有关矿床数量

构造类型	矿床数	主要成矿金属元素
裂谷、拗拉槽、同生断层等	43	Zn、Pb、Cu、Ni、REE
活动陆缘构造-岩浆带	28	Cu、Au、Ag、Zn、Mo、Sn、W
克拉通深断裂	26	Au、Fe、Ni、Cu、Ti、V
大陆内部及边缘盆地	26	Mn、Fe、Al、Cu
大陆火山岩带	14	Au、Ag、U、Pb、Zn
大陆花岗岩穹窿（热点）	12	Sn、Nb、W、REE、Be、Li
克拉通绿岩带剪切带	11	Au、Cu、Ni
矿床总计	160	

除上述外，变质核杂岩、推覆构造等对金属成矿也有重要的控制作用。

不同的构造类型由于其不同的动力机制，处于不同的地质背景，有关的岩石建造、流体性质有很大差异，影响到不同的成矿方式，因此，不同构造类型常有其密切相关的成矿系统（表2）。

表2　大型构造类型及有关成矿系统

大型构造类型	岩浆成矿系统	热液成矿系统①	沉积成矿系统②	变质及改造成矿系统③
裂谷类伸展构造	○	○	○	●
活动陆缘构造-岩浆带	○	○	●	●
大陆内部及边缘深断裂	○	○	●	●
克拉通绿岩带剪切带	●	○	?	○
变质核杂岩	●	○	?	●
陆壳花岗岩穹窿	○	○	?	●
大陆火山岩带	○	○	?	●
陆壳浅层次脆性变形带	●	○	●	○
陆内及陆缘大型盆地	?	●	○	●
被动陆缘滨、浅海及大陆架	?	●	○	●
大洋中脊活动带	●	○	●	?

○：主要，●：次要，?：情况不明或不起作用
①热液成矿系统中包括海底热水成矿；
②沉积成矿系统中的包括生物沉积、化学沉积、机械沉积等；
③变质及改造成矿系统中包括变质和变成矿床以及原地近原地改造成因矿床。

四、古陆边缘-构造成矿系统

各类大型构造产出的大构造背景，大体可分为大陆内部、大陆边缘和大洋内部(如大洋中脊等)3种构造环境。其中大陆边缘地带为圈层分异明显、壳幔作用活跃、构造运动复杂、各圈层物质和能量交换频繁，是成矿作用显著的大地构造单位，也是研究深部构造与成矿关系的重要对象。按照古陆边缘的构造动力学特征，可划分为离散型、会聚型和转换型3类大陆边缘系统(B. C. Burchfiel, 1980)。

这里综合作者及同行对华北、扬子等陆块构造演化及成矿关系的研究，将这3类大陆边缘的构造-成矿特征表述如表3。

表3 古大陆边缘构造成矿系统

陆缘构造动力型式	陆缘类型	构造部位	代表性成矿系统	主要矿种	实 例
离散型(拉张)	被动陆缘	裂谷、拗拉谷同生断层、陆缘盆地、陆缘海、大陆架	热水沉积型、火山沉积型、沉积和生物沉积型	Pb、Zn、Cu、Fe、REE、Mn、Al、P	狼山-渣尔泰山 Pt_2 成矿带、南泰岭 Pz_2 成矿带、扬子陆块西缘 Pz_2 磷成矿带
会聚型(挤压)	主动陆缘	岛弧、陆缘岩浆弧、构造混杂岩、逆冲推覆带、弧后盆地	火山热液型、斑岩型、中深成岩浆热液型、浅成低温型、动力成矿型	Au、Cu、Mo、W、Sn、Pb、Zn、Cr、Ni	日本列岛、美洲西缘 Mz-Kz 成矿带、华北陆块北缘中段前∈成矿带
转换型(走滑)	转换陆缘	走滑断层系(含拉分盆地及火山-次火山岩带)	动力成矿型、斑岩型、火山热液型、改造成矿型	Au、Cu、Mo、Cr	郯庐断裂系 Mz 成矿带，滇西三江地区成矿带

如前所述，不论哪一种陆缘构造类型，都利于形成大型矿床和矿床富集区。以华北陆块为例，在其周边地区产有东升庙铅-锌-硫矿、白云鄂博稀土-铁-铌矿、四王子旗萤石矿、东坪金矿、玲珑金矿、焦家金矿、金川镍铜矿、金堆城和南泥湖钼矿、小秦岭金矿、中条山铜矿等。

在国外，著名的奥林匹克坝铜-铀-金矿床、布罗肯希尔和芒特艾萨铅锌矿等产在澳大利亚克拉通东缘；美国的密西西比河谷型与加拿大派因波尔特铅锌矿等产在北美陆块南缘和西缘，还有非洲陆块西部和南部边缘的金、铜、铁、铬等矿床。类似的实例还很多。古陆边缘之所以有利成矿涉及因素很多，作者认为有5个基本因素可能起着决定作用。

(1)深浅沟通　古大陆边缘是岩石圈中的构造转变带的突变带，物质和能量能大规模地输运和交换，在这个地带中经常产出大型贯通性构造，它们是沟通深部和浅表的通道，驱动深部物质作长距离的运动；其大中小构造形成的构造网络又提供了含矿物质堆积的场所。

在这种宏大宽阔的地质-地球物理背景下，极有利于发生能强烈浓集成矿物质的地质-地球化学作用过程。

(2)流体汇聚　成矿作用需要流体对矿质的汲取、运输和堆积，大型超大型矿床的形成更需要巨量的流体。在大陆边缘这种陆洋交接带，汇集有多种类型、多种来源的流体(各类地表水、地层水、岩浆热液、变质热液和幔源流体等)，且数量巨大，足以形成和保持稳定的热液对流系统或沉淀堆积成矿系统。而不同性质、不同来源的流体的混合作用则是使矿质富集成矿的重要机制。越来越多的成矿模式(斑岩型、SEDEX、VMS、变质核杂岩-热液型，乃

至奥林匹克坝矿床模型)中突出了流体混合形成物理化学障对成矿的意义。

(3)矿源丰富　在陆缘构造带中,成矿物质丰富(包括成矿元素、伴矿元素及化合物等),来源多样,既有幔源和下地壳源的深部物质,又有大陆长期风化剥蚀入海的陆源物质,还有海水中的无机盐类和生物有机质。沿着不同的陆缘构造带发生的岩浆活动和形成的岩石组合(侵入岩、火山岩),是物质分异的一个中间过程产物,常可作为初始的矿源层(岩)。对形成金属矿床有独特作用的F、Cl、S等,可来自蒸发岩、火山析出物或海水与盐湖,而成矿金属元素更有广阔多样的矿源场地。

(4)热动力异常　古大陆边缘在其强烈活动期,形成异常高的地热流,有较强的岩浆热。构造运动释放大量能量为其他地质作用提供能量。大陆边缘的上述多种热源有利于维持一个规模巨大的古地热异常场,成为驱动成矿物质运动、分馏并成矿的区域热动力背景。成矿作用则经常发生在总的高热动力场背景下的温压突变带、转换带和临界带(高温→低温、高压→低压)。这些局部异常形成的地球化学障和地球物理障或复合障,促成含矿流体的物理化学条件的显著改变,从而发生大规模的矿石堆积。

(5)长期活动　古陆边缘是巨型构造带,一般都有长期活动的历史,如陆-陆之间的多次"开""合",造盆和造山运动的多次更替,巨型断裂带的多次活动等。大型超大型矿床尤其是低丰度元素矿床常是反复浓集的产物。陆缘构造的多复发性、周期性和继承性,有利于成岩成矿作用的反复发生和成矿物质的多次叠加富集,使它们汇聚在同一个有限空间,形成矿质的超常量富集。例如华北古陆边缘的绿岩型金矿(小秦岭、胶东等地),就经历了初生矿源层→衍生矿源层→岩浆热液定位成矿的多次富集,涉及几个地质时代和多种成矿作用。又如扬子陆块北缘南秦岭Pb-Zn成矿带先后经历了裂谷盆地热水沉积成矿→盆地萎缩、矿石变形变质→造山期岩浆热液叠加改造成矿的盆-山转换过程。在长期活动中,一些早成矿床也可能被后期地质作用破坏或改造,形成复杂的构造成矿图像。

正是由于古大陆边缘比其他大地构造环境更具备以上的5个成矿有利因素,因此很多重要的矿床和成矿带都产在大陆边缘。

五、大型构造与成矿的演化趋势

上述主要控矿大型构造类型从根本上来说是地球演化的历史产物,随着地球从老到新各阶段历史的不同,各地质时代的控矿构造类型和所形成的矿床类型也是有差异的。

在整个地球进化过程中,古、中元古代间的2～1.8Ga间可能是一个重大变革时期(欧阳自远,1995),在此以前为原地台发育,由拉斑玄武岩及钙碱性火山岩、次浅海槽中的绿岩及某些英云闪长质岩石组成,普遍又强烈的火山-喷气作用是重要的金属来源,形成了VMS型Zn-Cu矿、BIF、含金铀砾岩及某些层状火成杂岩Cr-Ni-Pt矿等。2～1.8Ga期间,出现了地热状态显著变化,形成了岩圈开始发育较稳定的地台、宽广盆地及狭长"地槽"。1.8Ga之后,岩石圈水平运动引发板块间的拉伸(生长)和俯冲(削减),引发不同类型的壳幔物质的交换与混合,出现了明显不同于2.0～1.8Ga之前的成矿构造环境。

因此,在研究大型构造和深部构造背景时,应区别板块机制前和板块机制出现后的成矿构造环境和类型,并与岩石圈、气圈、生物圈等的演化趋势结合起来进行综合研究,以探知每

个地质时代中的大地构造演变、深部构造类型和主要的矿床类类型，已有的认识可参见表4。

表4 全球地质构造演化与控矿大型构造

地质时代/Ma	全球地质构造演化	控矿大型构造	主要矿床类型
太古宙(>2500)	地球降温固化、陆核形成，地壳薄，地温梯度大	克拉通边缘盆地、初始裂陷、原海槽	花岗-绿岩型金矿、绿岩中 Algoma 型铁矿、VMS 型锌铜矿、科马提岩系镍矿
古元古代(2500～1800)	原地台形成，硅铝质地壳加厚，形成宽广大陆架，杂砂岩、砾岩发育	大陆边缘开阔盆地、大陆架浅海带、大陆裂谷、拗拉谷	含金铀砾岩型、苏必利尔型铁矿、层状火成杂岩型铬镍铂矿、VMS 型铜铅锌矿
中元古代(1800～1000)	稳定地台形成，板块构造体制开始，水气圈中 O_2 显著增加，出现红层	裂谷发育、地台边缘及内部深断裂、古克拉通上不整合面	海相热水沉积型铅锌(铜)矿、层状铜矿、岩浆熔离铜镍矿、Olympic Dam 铜铀金矿、白云鄂博稀土铌铁矿
新元古代(1000～570)	800～600Ma 间超大陆形成，全球造山褶皱，高等生物出现	大陆边缘浅海(冒地槽)、陆内裂谷	海相沉积磷锰矿床，砂页岩型铜矿
古生代(570～230)	陆块间的分、合、破、移，地壳成熟，大陆扩张，大造山带形成，泥盆纪时伸展膨胀	被动大陆边缘裂谷及拗拉谷、活动陆缘沟-弧-盆系陆缘浅海带	海相热水沉积型铅锌矿、VMS 型铜铅锌矿、生物沉积型铁、锰、磷、铝矿、黑色页岩型铀钒铜矿(化)
中新生代(230～)	泛大陆裂解，特提斯洋闭合，地中海、环太平洋的挤压-俯冲，陆内造山、造盆活跃	活动陆缘沟-弧-盆系、陆内叠接及不同构造期花岗岩活动带、线性构造交会带、内陆盆地、古陆风化壳、稳定海岸带	斑岩型铜钼矿，火山岩型金银矿，花岗岩型钨、锡、稀土矿，浅成低温热液型铅、锌、金、银矿，红土型镍、铝矿，陆缘海型铝土矿，蒸发岩类矿床，滨海砂矿

六、讨论和建议

深部构造、大型构造与成矿作用的关系是一项复杂的、涉及多个学科的综合性研究课题。开展这项研究不仅能逐步认识区域成矿规律，为深部找矿提供新的思路和方向，而且，也将为整个地球科学包括大陆动力学、大地构造学和区域地质学提供重要的时、空和物质演化等信息。因此，建议采用多学科联合手段，运用系统论和历史观，积极开展对深部构造和成矿关系的研究。其研究的问题包括：

(1)从地球动力学入手，研究壳幔作用过程以及各圈层的相互作用与深部构造和成矿作用的关系，包括地幔热柱活动对深部构造及成矿的影响。

(2)采用多学科手段，全面研究深部构造、热流场、深源流体与成岩成矿作用的耦合关系及作用过程。

(3)研究伸展、挤压、走滑等不同构造体制下，构造对沉积、火山、岩浆、流体、地热等的控制及它们对成矿的影响。

(4)研究深部构造、深部作用在地壳浅表层次的表现形式，以及深部构造对浅表层构造与成矿的影响。

参 考 文 献

1 孙启祯. 边缘成矿与成矿边缘效应. 地学前缘, 1994, (3): 176～183.

2 翟裕生, 张 湖, 宋鸿林等. 大型构造与超大型矿床. 北京: 地质出版社, 1987, 87～93.

3 翟裕生, 邓 军, 宋鸿林. 同生断层对超大型矿床的控制. 中国科学, 1998, D辑.

4 Burchfiel B C. Plate tectonics and the continernts: A Review. In "Continental Tectonics". Washington D. C National Academy of Sciences, 1980, 15～25.

5 Zhai Y, Deng J. Outline of the mineral resources of China and their tectonic setting. Australian Journal of Earth Sciences, 1996, 43: 673～685.

6 欧阳自远. 地球化学不均一性及其起源和演化. 矿物岩石地球化学, 1995, (2): 88～91.

7 涂光炽. 超大型矿床的探寻与研究的若干问题. 地学前缘, 1994, (3): 45～52.

8 翟裕生. 成矿系列研究. 武汉: 中国地质大学出版社, 1996.

9 戴自希. 全球超巨型金属矿床(区), "走向21世纪的地学与矿产资源". 北京: 地质出版社, 1996, 35～42.

10 翟裕生. 古大陆边缘构造演化和成矿系统. 北京大学国际地质科学学术讨论会论文集. 北京: 地震出版社, 1998, 769～778.

11 Zhai Yusheng. Giant ore deposits related to deep structure in and around the North China Block. Globle Tectonics and Metallogeny, 1998, 6(3,4).

12 Zhai Yusheng, Deng Jun, Peng Runmin. Some major mineral depostits in China, their tectonic setting and deposit model characteristic. Proc. 30 IGC, 1997, 9: 367～379.

深部成矿的构造作用

万天丰

（中国地质大学，北京）

摘　要　构造变形作用对成矿物质在源区的初步富集、运移、储集以及成矿后的保存都发生重要的影响。总体封闭而局部拉张的构造环境是成矿物质储集的最佳条件。一定深度的构造形变可控制一定类别的成矿作用，与成矿过程同时的构造应力场对于矿床的深部预测具有重大的影响。我国中新生代以来，水平方向的应力作用较强，因而矿体深部的排列方式常具有雁列、侧伏的特点。

关键词　深部成矿　深部构造变形　构造应力场

在我国东部内生金属、非金属的露头矿床或浅部矿床已基本查明的情况下，深部成矿作用已日益成为地球科学家们所关注的课题。当然这种深部成矿作用必定与深部的构造作用相关，然而，到底有些什么关系，构造变形到底对成矿起了什么作用？这就是本文所要讨论的问题。

一、内生成矿过程中的构造作用

内生金属或非金属有用元素在成矿源区的初始富集过程、运移过程、储集过程以及成矿后的保存过程中都受到当时构造作用的影响或控制，这个看法已得到多数学者的公认。对于岩浆与热液矿床而言，构造变形最重要的作用在于出现了局部的减压条件，使得处在温度和围限压力均较大的潜柔状态岩石发生局部熔融，或者使得流体从附近围限压力较大的部位向产生构造形变的围限压力较小的部位集中。这种运移就位的方式，在岩浆作用研究中通常称之为被动和诱发侵位[1~3]。在这里，构造的作用在于诱发含矿流体的形成、运移以及集中。岩浆或热液主要依靠自身的热动力作用而发生运移或侵位的过程，称为主动侵位，一般仅仅发生在离地表很近的浅部（深 0.1～3 km），此时围限压力较小（＜100MPa），体积大幅度膨胀（20%～60%）[4,5]。因而主动侵位的情况，相对而言条件比较局限，数量较少。

在区域构造应力场作用下，与最大主压应力方向几乎平行的先存断裂或其它弱化面常表现出较好的张性，形成具有高渗透率的破碎带或局部张开的空间，即减压区，致使含矿流体富集于该地段。因而常常出现与最大主压应力方向几乎平行的断裂构造就是含矿流体运移通道与储集部位。由此就使一些学者过分强调了“应力驱动作用”，或者“动力成岩成矿作用”。笔者以为不宜对构造应力作用给予过高的评价。构造应力作用主要是造成岩石局部破碎或出现局部的张开空间，从而诱发了含矿流体的运移，而主要不是直接驱动流体的聚集和运移。

对于成矿作用，这种局部的拉张作用规模越大，越有利于含矿流体的运移。然而，对于成矿物质的储集来说，则并不一定。最佳的成矿物质储集条件应该是总体封闭而局部拉张的构造环境。

对于内生金属或非金属矿床来说，一般矿床形成于地壳内部，而在成矿后还需要有一个矿床得以保存，不被破坏并经历和适度抬升的过程，以使其位于可采深度范围内。这就需要研究成矿后构造形变与成矿后区域构造地貌环境。

由整个成矿过程来看，与成矿作用同时发生的构造作用以不同的方式控制了矿床的形成过程。因而认真加强成矿过程的年代学研究与同期构造形变年代学研究是进行控矿构造研究的关键问题之一。否则，将不同年代的成矿作用与构造背景相对比，势必造成严重错误。而此类失误在当前成矿构造研究中却是经常发生的。

二、构造变形的深度与成矿作用

从理论上来讲，成矿物质可以在任何深度储集。但是，由于可供人们利用的矿床其现代埋深必须相当浅，内生矿床一般在0.5～1km之内，一些依靠钻孔开采的矿床（如石油，天然气，膏盐或铀矿）才可深达3～5km。对于中国这样的构造活动性很强的地区来说，由于中生代以来，兴安岭—太行山—武陵山以东广大地区上升了2～3km，西部则可达6～7km[6]。因而近期内可能有经济价值的矿床其成矿深度必定不可能太深。我们现在所关心的矿床在地质历史时期的形成深度一般都在10km以内，除非少量沿岩石圈断裂侵位的金刚石、铬矿、铂族元素等矿床才可能达到数十至上百公里的形成深度。我们现在要探讨的深部成矿作用，其实主要还是研究上地壳内有用物质的储集。

矿床储集深度较浅并不等于说成矿物质的来源深度也浅。事实上，我们发现成矿物质的来源是受区域断裂构造控制的，不同切割深度的断裂控制了不同类型成矿物质的富集、运移与储集。

岩石圈断裂切割深度最大，可以使软流圈的物质，主要通过冷侵位的方式，推移到地壳表层部位。与此种作用相关的有用元素的富集，主要为铁族元素，易形成与蛇绿岩套有关的铬铁矿、铂族以及金刚石等矿床。地壳断裂一般切割到莫霍面附近，常伴生壳幔同熔的岩浆活动。与此种断裂相关的成矿作用，主要为亲硫元素（各种有色金属，稀有金属，贵金属等）的富集。切割深度不超过20km的基底断裂（也即壳内断裂）控制了地壳重的花岗质岩浆活动，与此相关的的成矿作用以亲石元素的富集为特征（图1）。与岩石圈断裂或地壳断裂活动相关的一些已在地壳内部预富集的元素，在地壳重熔及其后的气成热液作用下当然还可以进一步富集。由此可见，不同切割深度的断层对于有用金属元素的初始富集、运移、再富集以及储集形成矿床具有明显的影响和控制作用，正是断裂作用诱发了不同深度有用元素的聚集，为其运移提供了通道，并在其附近为储集成矿准备了空间。由此可见，内生金属成矿作用是与切割到一定深度的构造断裂相关的，并不是说所有矿床都与切割很深的断裂有关，也不是说断裂切割得越深，成矿作用就越强烈。对于多数贵金属、有色金属与稀有金属来说，切割到莫霍面附近的地壳断裂与成矿作用关系最为密切。

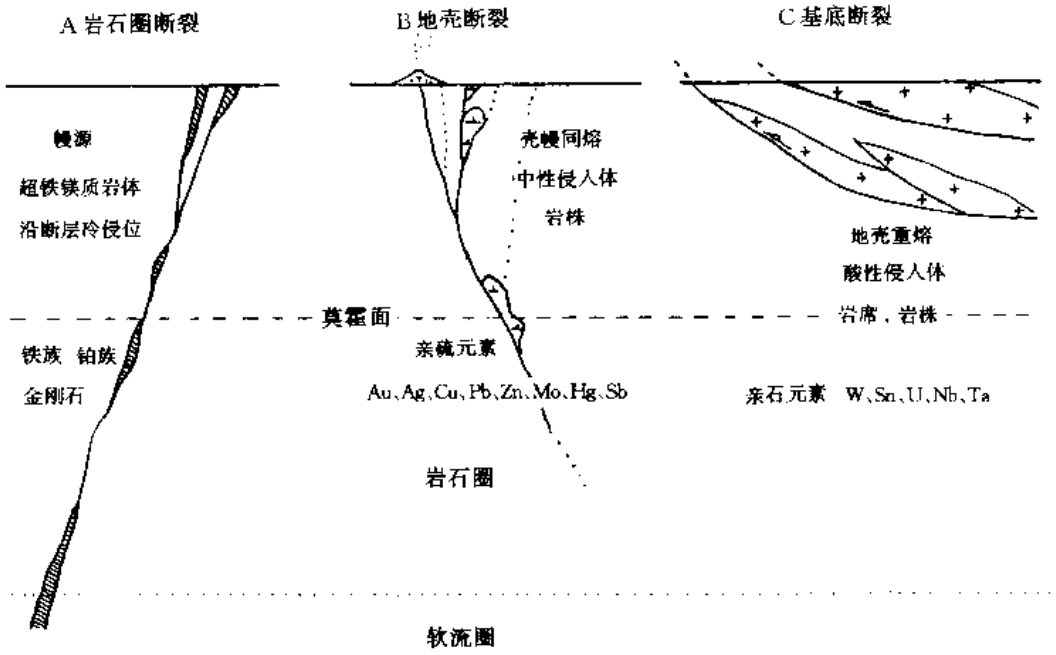


图 1 断裂切割深度与成矿作用

A－岩石圈断裂与铁族、铂族元素富集；B－地壳断裂与亲硫元素富集；C－基底断裂与亲石元素富集

三、应力场与深部成矿

在进行深部找矿工作中，弄清成矿期的构造应力场是十分重要的。由于中国东部多数内生成矿作用均形成于侏罗纪与白垩纪，而此时板内构造变形作用较强，并且区域应力场特征也多次发生变化[6]，因而准确地弄清区域应力场与成矿年代就成为关键。

从已有的资料来看，中国东部侏罗纪，尤其是晚侏罗纪末期发生 NWW 向的板内缩短作用，使走向近 NWW 向先存断裂转化为张剪性断裂，在这些断裂带附近的小断裂就成为侏罗纪最佳的储矿部位；而在白垩纪，板内主要缩短方向为 NE－SW 向，使 NNE 或 NE 向的先存断裂转化成为张剪性断裂，此时多数储矿构造均发育在 NNE 向或 NE 向的次级断裂中[6]。

另外，由于中国中生代以来构造应力场的最大主压应力方向均以近水平方向为主，这就使得成矿过程中在断裂带旁边近于水平的剪切作用比较强烈，储矿断裂常在平面上呈现出雁行排列，而在剖面上则表现为侧伏状(图 2)。这就使得深部找矿工作显得比较复杂，常常在已知近地表矿体的正下方或其倾向上找不到深部矿体，而必须到浅部已知矿体两端的雁行、侧伏部位去找寻深部矿体。这显然是与我国中生代以来水平应力作用较强有关。

综上所述，可以看出，构造变形作用对整个成矿过程都可以发生重要的影响。一定深度的构造形变可控制一定类别的成矿作用。与成矿过程同时的构造应力场对于矿床的深部预

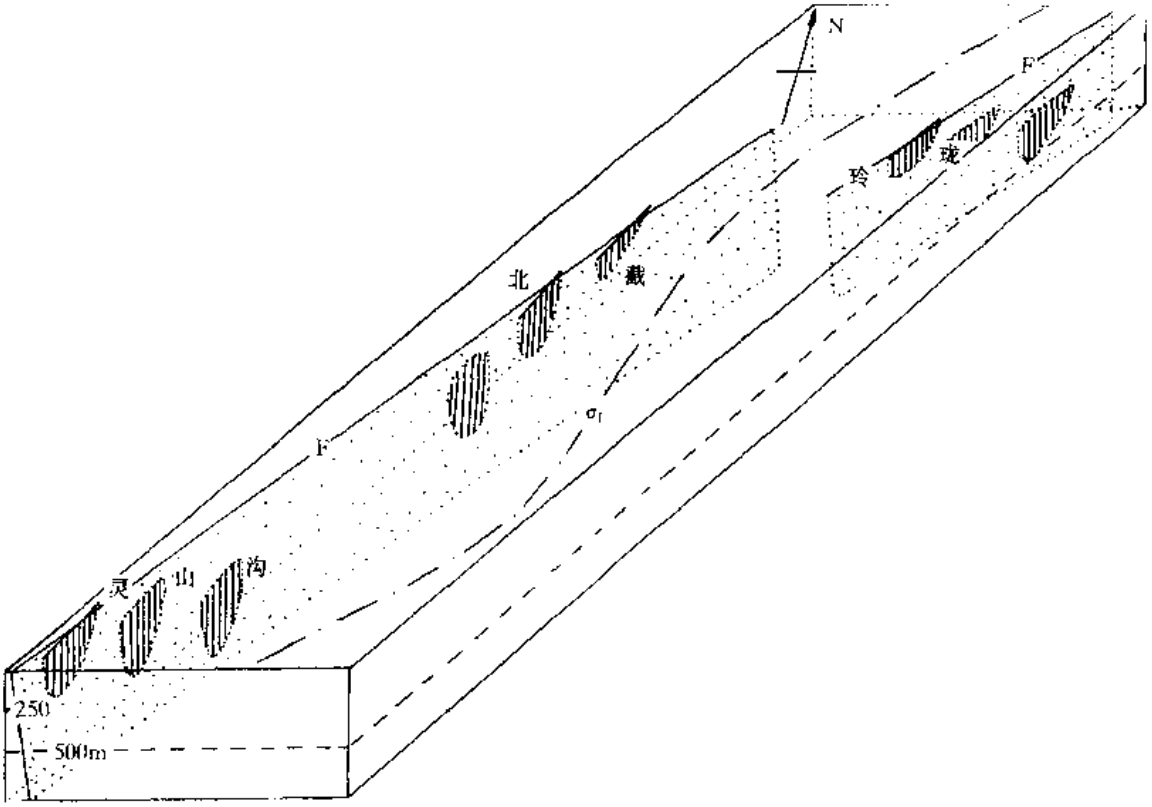


图 2　应力作用与雁行、侧伏深部矿体示意图

（据宋玉国，1992❶；宫润谭等，1993❷；颜丹平等，1995❸资料综合）

F－区域性断层；σ_1－区域最大主压应力迹线

测具有重大的影响[4]。我国中新生代以来，水平方向的应力作用较强，因而矿体深部的排列方式常具有雁列、侧伏的特点。

参 考 文 献

1　Hutton D W W. Granite emplacement mechanism and tectonic controls: inferences from deformation studies, Trans. R. Edinb. Earth Sci., 1998, 79: 245～255.

2　高秉璋，洪大卫等. 花岗岩区 1:5 万区域地质填图方法指南. 武汉：中国地质大学出版社，1991.

3　马昌前，杨坤光等. 花岗岩类岩浆动力学——理论方法及鄂东花岗岩类例析. 武汉：中国地质大学出版社，1994.

4　Ramsay J G. Emplacement mechanics of the Chindamora Batholith, Zimbabwe, J. Struct. Geol., 1981, 3: 93～105.

5　西肋亲雄. 构造应力与斑岩铜矿形成作用的关系. 矿山地质（日文），1982, 32(4): 291～304. 中译文：国外地质科技，1984, (6): 97～111.

6　万天丰. 中国东部新生代板内变形、构造应力及其应用. 北京：地质出版社，1993.

---

❶ 宋玉国. 山东招远县灵山沟金矿成因矿物学与找矿，中国地质大学（北京）硕士论文，1992.

❷ 宫润谭等. 玲珑金矿田成矿规律研究与成矿预测，1993.

❸ 颜丹平等. 山东招远市北截金矿床深部成矿预测. 1995.

中国内生稀土矿床与裂谷关系

白　鸽　袁忠信　吴澄宇

（中国地质科学院矿床地质研究所，北京）

摘　要　我国内生稀土矿床，多赋存在碱性杂岩或碳酸岩中，成矿时代从元古代到新生代皆有，它们都产于裂谷带内，分别形成于裂谷发展的不同阶段，而以白云鄂博矿床与白云鄂博裂谷最具相互依存关系。

关键词　稀土矿床　碱性岩　碳酸岩　裂谷

我国稀土矿床居世界之首，并以内生稀土矿床为主，著名的有白云鄂博、庙垭、郝山、牦牛坪、赛马和巴尔哲矿床，这些矿床的基本地质特征见表1。

它们的共同特点是全与碳酸岩、碱性杂岩类岩石有关，成矿物质来自幔源，Sr同位素初始值多在0.703～0.706之间，$\delta^{18}O$值多在10‰以下，方解石的$\delta^{13}C$多在－8‰～－5‰，仅白云鄂博矿床因受海水混染而偏高。除巴尔哲钠长石化碱性花岗岩矿体中ΣY大于ΣCe外，其他矿床（包括未经钠长石化的巴尔哲碱性花岗岩岩石）的成对元素比值都很大。

上述6个矿床按成因类型大致可分3类：

1. 碳酸岩型，包括白云鄂博和庙垭，矿石中Nb、REE、P含量都高。

2. 为与英碱正长岩有关的重晶石、方解石热液脉型矿床，仅氟碳铈矿具工业价值。

3. 赛马和巴尔哲矿床，矿化元素多，除Nb和REE外，Zr、Be、U、Th含量亦高，主要稀土矿物是稀土硅酸盐类，巴尔哲是兴安矿$(\Sigma Ce,\Sigma Y)BeSiO_4(OH)$，赛马是绿层硅铈钛矿，它们的选冶工艺较复杂，尚未开采。

这些矿床的成矿时代从元古代到新生代都有，主要分布在地台边缘。它们的形成与裂谷作用或深断裂活动有密切联系。

白云鄂博矿床是与裂谷建造同时形成的海相火山喷溢沉积型矿床；庙垭、郝山、牦牛坪是裂谷期的岩浆侵入分异体或脉状矿床。赛马和巴尔哲是古裂谷封闭后的中生代大陆边缘火山断陷盆地中的同熔岩浆侵入交代矿床。

白云鄂博矿床与白云鄂博裂谷最具相互依存关系，其发展演化特征是：古欧亚联合大陆发展到中元古代时期，华北地台北缘中西段深部，地幔逐步聚集了大量气体，对原始地幔物质进行交代改造和部分熔融，形成富挥发分和稀土等不相容元素的异常地幔；由于其密度较低而底辟上隆，因此造成该处地壳隆起和拉张断陷，在地堑式断陷盆地中快速沉积了河流-三角洲相类磨拉石粗碎屑建造，逐步过渡为滨海相细碎屑建造；这时宽沟断裂与异常地幔沟通，导致异常地幔物质上升喷溢，大量CO_2、F、S、P、Ca、Mg、Fe、Na、K、Si、Ba、Sr、REE、Nb、Th元素在半封闭的、不对称的箕状海盆中聚集和分异沉淀，形成富含Nb和REE的白云岩、铁矿层和钾长板岩等厚达130 m的锥状沉积体——超大型Fe-Nb-REE矿床。

表 1　中国主要内生稀土矿床地质特征

矿床名称		内蒙包头白云鄂博矿床	湖北竹山庙垭矿床	山东微山湖郗山矿床	四川冕宁牦牛坪矿床	辽宁凤城赛马矿床	内蒙扎鲁特巴尔哲矿床
矿床类型		海相火山喷溢沉积型碳酸岩矿床	侵入碳酸岩型矿床	氟碳铈矿、石英重晶石、方解石脉状矿床	氟碳铈矿、霓石、萤石、重晶石、方解石脉矿床	蚀变霓霞正长岩型矿床	钠长石化碱性花岗岩型矿床
矿体产状形态		层状透镜状与围岩产状一致、共同构成含矿向斜	透镜状似层状	NW 走向薄脉和细脉多体分布在岩体边缘	呈脉和透镜状作 NNE 向雁行排列	在黑色霓石霓霞正长岩中作似层状分布	在一碱性花岗岩株顶部作岩盖状分布
矿石类型		白云石型、萤石赤铁矿型、钠辉石钠闪石镁矿型、磁铁矿型	方解碳酸岩白云碳酸岩	氟碳铈矿、石英重晶石、方解石脉	方解石脉型重晶石脉型	含绿层硅铈钛矿、草绿色霓霞正长岩型	强钠长石化碱性花岗岩型
有用元素 w(B)/%	RE_2O_3	0.5～9(3)	0.4～10(1.5)	1～30(6)	1～29(6)	1～2	0.5～0.75
	Nb_2O_5	0.05～0.5	0.05～1.5(0.1)	—	0.02	0.05～0.1	0.15～0.32
	ZrO_2	0.002～0.02	0.01～0.03	—	—	1～2	2.11～3.19
	BeO	0.0002			—	—	0.05～0.25
	P_2O_5	1～18(2)	0.8～3.5(2)	0.15	0.4	0.1	—
成对元素比值	ΣCe/ΣY	50～115(63)	10～123(15)	20～35	38～78	10	0.5～0.8
	Nb/Ta	43～274	30～58		41	17	17
	Zr/Hf				40		30
	Th/U	25～377	0.16～3	113	2～4	4	4
标准矿物及工业矿物		霓石、钠闪石、氟碳铈矿、独居石、铌铁矿、烧绿石、易解石、磷灰石、白云石	钠闪石、方解石、白云石、氟碳铈矿、独居石、铌铁矿、磷灰石	重晶石、方解石、萤石、钠闪石、氟碳铈矿	重晶石、方解石、萤石、霓辉石、氟碳铈矿	霓石、霞石、异性石、绿层硅铈钛矿、钛铌钙铈矿	霓石、钠长石、锆石、铌铁矿、兴安矿、铁钍石
矿床规模		大型	大型	中型	大型	大型	大型
共生岩浆岩		钾长板岩(粗面岩类)、碳酸岩脉、霓长岩脉	正长岩、混杂正长(钠长)岩、正长斑岩	霓辉石英正长岩、石英正长岩、碱性花岗岩	英碱正长岩	黑榴云霞正长岩、霓霞正长岩、正长岩、白榴响岩	霓石碱性花岗岩、碱性花岗斑岩脉
矿体与围岩关系(地层和岩体)		矿层赋存于白云鄂博群尖山组上段、上下岩层产状一致	含矿岩体赋存于辉岭河群(Z_1)角斑岩与志留系梅子垭组之间	矿脉呈 NW 向贯入岩体边缘及太古代片麻岩中	NE 向矿脉贯入于碱性花岗岩、碱长花岗岩及流纹岩中	含矿岩体侵入奥陶系前地层,并被侏罗系覆盖	含矿岩体侵入侏罗系火山岩层
成岩成矿时代		中元古代 1300Ma±	加里东期或海西期	110～140Ma	197.8～234.4Ma	127.2Ma	
伴生岩浆岩		区域上白云鄂博群中还赋存有堆晶层状互层、斜长—辉长岩、蛇纹质滑塌堆积、碱性玄武岩	拉斑岩武岩、粗面岩、辉石岩、辉绿岩、粗面斑岩、正长岩	紫苏辉长岩、橄榄辉长岩、闪长岩、正长岩、二长岩、金伯利岩、碳酸岩	正长斑岩－粗石岩 46－64Ma、橄榄金云火山岩白榴金云火山岩、31Ma	小规模基性岩、中型正长岩类、大规模花岗岩	碱性流纹岩、碱性花岗岩及大规模流纹岩花岗石
稳定同位素	I_{Sr}	0.7041～0.7079	0.7029～0.7031	0.7050～0.7069	0.7062～0.7066		0.7071
	$\delta^{18}O/‰$	+6～19	+7.69～+10.41	+7.4	+7.0～+7.8		−5.61～+2.87
	$\delta^{13}C/‰$	−6～+1.62	−5.84～−7.27	−7.8	−6.3～−6.6		
	I_{Nd}	0.51086～0.51098					0.51236～0.51241
大地构造环境		赋存于白云鄂博裂谷带	位处陨县－跃岭河裂谷系	郯庐裂谷系西侧	攀西裂谷带轴部北端	古辽东裂谷带及中生代断陷盆地火山	海西优地槽带及燕山火山断陷盆地
资料来源		[1][2][3][4]	[5][6]	[1][7]	[8][9]	[10]	[11][12]

上白云鄂博矿区东西矿段，并伴有碱性玄武岩和碱流岩的喷溢，在白银角拉克有堆积辉长岩及斜长岩的互层状产出。裂谷发展中期，是厚达2000多米的复理石建造夹厚130m的蛇纹质橄榄岩角砾形成的滑混堆积岩，它们属半深海—深海大陆坡折带的浊流沉积和滑塌堆积。晚期白云鄂博群属海退沉积，由浅海相细碎屑建造变为滨海碳酸盐建造，并有厚达300余米，延长达百余公里的裂隙式碱性玄武岩类喷溢沉积。中元古代末的白云鄂博运动，使厚万m的裂谷系沉积白云鄂博群褶皱回返，白云鄂博裂谷随之夭折。

郯山矿床位于鲁西隆起边缘微山湖畔，郯庐断裂西侧东西向峄城断裂带与徐滕凹陷的交接处，与稀土成矿有关的正长斑岩岩株的侵入年龄为110～140Ma。郯庐断裂是一条多次活动的巨型古老断裂，白垩纪为其裂谷发展阶段，强烈拉张断陷，沉积了近万m的火山岩和碎屑岩。断裂带之西的鲁西隆起是太古代岩石广布的古老地台区，古生代无岩浆侵入，燕山晚期则有小规模的基性－超基性岩、正长岩－碱性花岗岩、金伯利岩－碳酸岩系列岩石的产出。它们是受郯庐断裂裂谷发展阶段的影响，产于同一构造单元中的同期幔源侵入体。

牦牛坪矿床位于攀西裂谷带轴部北端，成矿时代为12～40Ma，属喜马拉雅期。攀西地区元古代就是古岛弧带和裂谷带。海西—印支期是攀西裂谷发展的鼎盛时代，有中等规模的基性－超基性层状堆晶杂岩；小规模的碱性－超基性岩、霞石正长岩、正长岩；大规模的黑云母花岗岩、碱性花岗岩和碱长花岗岩侵入于裂谷带轴部，构成凸起的岩心杂岩带，两侧为断陷沉积盆地，堆积了厚万m的陆相火山－沉积岩系，包括大陆溢流玄武建造→红色类磨拉石建造→含煤类磨拉石建造→含铜红层建造→含膏盐红层建造等。喜马拉雅期攀西地带受印度板块和太平洋板块的影响，地壳表层以挤压推覆作用为主，是个地温增高带（地震活动带。据地球物理资料，现今攀西地带，仍是地幔上隆地壳厚度减薄带（与两侧比较减薄近10km）和强烈断陷带，如西部盐源盆地有近200m第三纪和第四纪的类磨拉石建造、河湖相沉积及冰碛层。东部布拉盆地也有类似沉积作用，中部安宁河谷盆地只有200多米厚的第四系沉积，仍呈现出两堑夹一垒的格局。喜马拉雅期，呈脉状和岩筒状产出的高钾岩系广布于会东、会理、渡口、盐边、盐源、祥云、洱海等地，岩性有橄辉玢岩、金云橄辉玢岩、云煌岩、正煌岩、碱煌岩、透辉白榴斑岩等，橄榄云煌岩的稀土总量为916.78×10^{-6}。云南姚安喜马拉雅期正长斑岩－粗面岩中矿化元素复杂，以Pb为主，伴有Ag、Se、Bi、Sb、As、Mo矿化，牦牛坪矿床与喜马拉雅期英碱正长岩株有成因关系，以REE为主，伴生有Pb、Mo、Ag等矿化。上述岩浆矿化活动及断陷作用表明，喜马拉雅期攀西地带的裂陷活动虽不强烈，但仍继续着。

赛马矿床位于胶辽台隆区东西向营口-宽甸断裂带内，这一地带，早元古代就是一个裂谷区，并有海相火山铁-硼-稀土建造沉积，个别样品含$RE_2O_3=0.24\%\sim7.92\%$，稀土矿物为铈硼硅石和独居石。中元古代到三叠纪为较稳定的地台发展阶段，三叠纪以后，受太平洋板块影响，有大规模印支—燕山期的酸性岩浆侵入和喷发，并形成一系列陆相碎屑岩-火山岩断陷盆地。赛马地区就是其中的一个EW向海西—印支期碱性岩浆喷发侵入—侏罗系陆相含煤类磨拉石沉积（厚1000～4200m）—白垩系酸性熔岩、凝灰岩沉积断陷盆地。赛马矿床是产于辽东古裂谷停息后，中生代火山断陷盆地发展初期的产物。

上述资料表明，我国内生稀土矿床的成矿与裂谷或深断裂关系极为密切，并在裂谷发展的早期、中期、晚期和后期都有可能成矿。

从世界范围看，主要内生稀土矿床类型、产出环境、稀土元素矿物组合及地球化学特征与我国基本相似。

国外内生稀土矿床，也以碳酸岩型为主，著名的有美国加利福尼亚州的芒廷帕斯矿床（与我国牦牛坪矿床相似），加拿大魁北克省的圣·霍诺雷矿床（铌、稀土矿石以白云石碳酸岩为主，稀土矿物是氟碳铈矿与独居石并重，铌矿物是烧绿石与铌铁矿共存，这些方面与白云鄂博矿床很相似）、奥卡矿床；巴西的阿拉萨·卡塔拉（Catalao）矿床；东非马拉维共和国的坎冈昆德·奇尔瓦（Chilwa）矿床等，这些矿床的矿石类型以方解石碳酸岩或白云石碳酸岩为主，工业稀土矿物以氟碳铈矿和独居石为主，多产于裂谷环境（表2）。

与碱性杂岩体有关的蚀变岩型稀土矿床，其赋矿地质体多为钠长石脉、霓长岩脉、磷霞岩席等，富稀土矿物多为硅酸盐矿物，如硅铍钇矿、兴安石、绿层硅铈钛矿、异性石等，以及磷灰石、钛铌钙铈矿、烧绿石等，矿石富含 REE、Y、Nb、Ta、Zr、Be、U、Th、P 等多种有用元素，成分复杂，选冶工艺较困难。

这些矿床的产出环境多与深断裂和萌裂谷带有关，知名的如俄罗斯科拉半岛上的希宾岩体、洛沃罗岩体和加拿大大奴湖北边的雷神湖岩体（表2）。

表2　国外主要内生稀土矿床简表

矿床名称	芒廷帕斯 Mountain Pass	圣·霍诺雷 St. Honore	雷神湖 Thor take	阿拉萨 Arara	坎冈昆德 Kangankunde	希宾 Khibiny
矿床类型	碳酸岩型	碳酸岩型	与碱性岩有关交代矿床	碳酸岩型	碳酸岩型	碱性岩型
矿体产状形态	不规则岩株状及岩脉状	肾形环带状侵入体	带状、脉状	环状	椭圆形环状体	环形席状体
矿石类型	方解石碳酸岩	白云石碳酸岩	萤石钠长石交代岩、锥辉石钠长石交代岩	方解石碳酸岩	白云石碳酸岩	磷霞岩
有用元素/%	4～8 RE_2O_3	0.48～0.86，Na_2O；1.5～4.5RE_2O_3	0.8～3.15 Nb_2O_5；0.3～5LRE_2O_3；0.1～8HRE_2O_3 及 Be、Zr、U、Th	2.48 Nb_2O_5 15.01 P_2O_5 20.67 $BaSO_4$	4.7 RE_2O_3 17.9 $SrCO_3$	17 P_2O_5 0.3～0.5 RE_2O_3
工业矿物	氟碳铈矿、独居石	烧绿石、铌铁矿、独居石、氟碳铈矿	铌铁矿、氟碳铈矿、磷钇矿、硅铍石、锆石	烧绿石、磷灰石、钙钛矿、锐钛矿、含稀土锆硅酸盐混合体	独居石、氟碳铈矿、磷铝铈矿、菱锶矿	磷灰石、钛铌钙铈矿、异性石、褐硅铈矿
矿床规模	超大型	大型	大型	铌超大型、磷、稀土大型	中型	超大型
共生岩浆岩	富辉正长岩正常岩钾长花岗岩	正长岩霞石正长岩辉绿岩	辉长石、石英正长岩、碱性花岗岩、碱性伟晶岩	镁云碳酸岩、云母岩、霓长岩	碳酸盐化长石岩、长石及碳酸岩角砾岩、霓长岩	霓霞岩、霞霓钠辉岩、霞石正长岩、碱性花岗岩
成矿时代/Ma	840～140	650	2094～2118	91	125	300～400
大地构造环境	美国东部盆岭构造带、中老地块区断裂带	北美圣劳伦斯-蒙特利坚裂谷带	加拿大地盾NW与NE向深断裂变汇处		东非裂谷带	斯堪地维亚地盾东北缘科拉半岛中部克伊夫构造带中段
资料来源	Adams，1973；Olson，1954	Currie，1976；Perrault 1981	Taylor，1996	Masaharu，1987；白鸽，1985(1)	Wall，1996	Notholt，1979

有关富铌、稀土元素碳酸岩的成因，历史上曾有过变质成因说，交代成因说和岩浆成因说[14]，自从60年代初在东非发现了喷出的富钠碳酸盐熔浆——奥多尼奥伦盖熔岩及在实验室人工合成出了碳酸岩浆之后，人们才普遍赞同这种碳酸岩体的岩浆成因说。

通过对碱性岩和碳酸岩的C、O、Sr、Nd等同位素的研究[14]，得知他们多来源于地幔。而地幔是不均一的，有的地方发生稀土亏损，有的地方稀土出现正异常，特别是在大陆深部交代地幔区，由于烃、碱及碳的交代作用，使地幔岩石发生轻度的局部熔融作用，由于不同元素在同一系统中的固相和液相间的分配系数不同，因此部分熔融体中除大量富集碱质及碳质外，还使许多大离子不相容元素在流体中富集，特别是轻稀土和铌更为突出。这种流体在尔后的演化过程中，还可因结晶分异等作用而使许多大离子不相容元素更加富集成矿。

广受交代并富含碱质和挥发组分的异常地幔体，其比重较之正常地幔要轻，它会是引起地幔局部隆起和底辟上侵的原因之一，并促使地壳发生张性地裂，有的可进一步发展成裂谷带。

由于这种张性地裂的减压作用，又可促使富碱质和挥发分的碳酸质熔体或碱性熔浆上侵到近地表处或喷出地表。故国内外碳酸岩体和碱性杂岩体多产出在大陆裂谷带和台缘地裂区。这些地段是进一步寻找内生稀土和铌、锆矿床的主要靶区，也是寻找其他与幔源有关的内生矿床的有利场所。

参 考 文 献

1 白 鸽，袁忠信. 白云鄂博矿床地质特征和成因论证. 北京：地质出版社，1996.

2 白鸽，袁忠信，吴澄宇. 对白云鄂博矿床大地构造环境的几点认识. 地球学报，1996，17(增刊).

3 中国科学院地球化学研究所. 白云鄂博矿床地球化学. 北京：科学出版社，1988.

4 张宗清，袁忠信等. 白云鄂博稀土矿床形成年龄的新数据. 地球学报，1994，(1～2)：85～93.

5 李 石. 湖北庙垭碳酸岩地球化学特征及岩石成因探讨. 地球化学，1980，(4)：345～355.

6 贾承造，施央申，郭令智. 东秦岭板块构造. 南京大学出版社，1988.

7 山东省地矿局. 山东省区域地质志. 北京：地质出版社，1991，300～333.

8 袁忠信，施泽民，白 鸽等. 四川冕宁牦牛坪稀土矿床的成矿条件和物质成分研究. 北京：地震出版社，1995，5～120.

9 骆辉南. 中国攀枝花－西昌古裂谷带，中国攀西裂谷文集(1). 北京：地质出版社，1985，1～25.

10 辽宁省地矿局. 辽宁省区域地质志. 北京：地质出版社，1989，451～459.

11 白 鸽，袁忠信，丁孝石等. 内蒙巴尔哲稀有金属碱性花岗岩的成岩成矿作用讨论. 中国地质科学研究院矿床地质研究所所刊，1980，(1)：139～146.

12 张 敏，袁忠信. 内蒙801稀有元素碱性花岗岩氧同位素地球化学. 中国地质科学研究院矿床地质研究所所刊，1988，(1)：97～113.

13 白 鸽，袁忠信，丁孝石，孙鲁仁. 吉林巴尔哲稀有金属碱性花岗岩的成岩成矿作用讨论. 中国地质科学院矿床地质研究所所刊，1980(1)：97～117.

14 白 鸽，袁忠信. 碳酸岩地质及其矿产. 中国地质科学院矿床地质研究所所刊，1985，(1)：54～62.

15 Adams, J W and Staatz M H. Rare earth elements. U. S. Geol. Surv., 1973, 820: 547～556.

16 Currie K L. The alkaline rocks of Canada. Geological Survey of Canada, Bull. 1976, 239: 228.

17 Masaharu Kamitani and Hideo Hirano. Araxa carbonatite deposit and its lateritization, In: Research on mineral deposits asso-

ciated with carbonatite in Brazil, ITIT Projects Geological Survey of Japan, 1987, 8316.

18 Notholt A J G. The economic geology and development of igneous phosphate deposits in Europe and the USSR. Economic Geology, 1979, 74: 339—350.

19 Olson J C. et al. Rare earth mineral deposits of the Mountain Pass District, San Bermadino Couty, California. U. S. Geol. Surv. 1954, 261: 75.

20 Perrault G and Manker E A. Geology and mineralogy of niobium deposits. Proceed. at the Intern. Sympositum, Niobium, 1981, 81: 127.

21 Taylor R P and Pollard P J. Rare earth element mineralization in peralkaline sysrems: the T－Zone REE－Y－Be deposit, Thor Lake, Northwest Territories, Canada, In: Rare Earth Minerals, Chemistry, Origin and Ore Deposits, Edited by Jones A P, Wall F. and Williams C T, CHAPMAN & HALL, 1996.

22 Wall F and Mariano A N. Rare earth minerals in carbonatites: a discussion centred on the Kangankunde Carbonatite, Malawi, In: Rare Earth Minerals, Chemestry, Origin and Ore Deposits Edited by Jones A P, Wall F. and Williams C T, CHAPMAN & HALL, 1996.

青海锡铁山矿床构造形变与成矿作用

邱小平　　季克俭
（中国地质科学院地质研究所，北京）　（中国地质科学院矿床地质研究所，北京）

摘　要　从锡铁山铅锌矿床含矿层晚奥陶纪绿片岩中大型A-褶皱的厘定，结合其中韧性剪切变形和绿片岩相变质作用，及铅锌矿层也卷入A－褶皱的地质现象，表明成矿作用发生在地壳的中深层次构造内；铅锌矿层主要在形变大理岩层中产出，矿层厚度与大理岩层厚度成正比，但含矿层顶部泥盆纪底砾岩中却未发现任何的矿化现象，其中大量的大理岩角砾既无矿化蚀变、也未变形，而绿片岩和大理岩角砾却已然变质；据此可以确定成矿作用大致发生在泥盆纪之后，变质作用发生在泥盆纪之前。根据褶皱矿层的重复性，结合地球物理勘探测量，可以对矿区进行深部成矿预测与找矿勘探。

关键词　锡铁山铅锌矿床　A-褶皱　底砾岩　中深层次构造　深部成矿预测

锡铁山铅锌矿床位于青海柴达木盆地北缘EW向左行平移韧性剪切带与赛什腾山NW向构造隆起带的复合部位。构造形变强烈，隆起带原NW向片理与剪切带NW向S-面理叠加复合形成单一的NW向片理化带和A-褶皱（拉伸线理与褶皱枢纽平行，都呈NW走向）。铅锌矿体就位在上奥陶统滩间山群（O_3tn）浅变质火山岩构成的绿片岩系中，绿片岩系不整合覆盖在下元古界达肯大坂群（Pt_1dk）片麻岩、混合岩系之上，本身又被未变质的上泥盆统（D_3a）紫色砂页岩和底砾岩所覆盖。在矿区围岩上奥陶统滩间山群（O_3tn）与下元古界达肯大坂群（$Pt_1\ dk$）之间的不整合面附近的达肯大坂群片麻岩发育较大规模的左行韧性剪切带，还发现有超高压变质带的榴辉岩[1]和榴闪岩。滩间山群浅变质绿片岩系中还发育大量钩状、柔肠状流变A-褶皱，并使矿层发生褶皱。

这些深层次的岩石和构造表明锡铁山铅锌矿床经历了深部成矿过程。深部成矿作用是韧性形变岩石与超临界状态的流体之间发生的复杂的水-岩反应过程。成矿环境为高氧逸度和高流体含量条件，而且成矿流体以高盐度（富碱质）、高CO_2含量为特征。

含矿岩系上奥陶统滩间山群由基性夹中酸性的双峰式火山岩和中厚层状、条带状灰岩组成，经区域变质后成为灰绿色方解斜长绿泥片岩、石英绢云绿泥片岩和中厚层状、条带状不纯大理岩等。铅锌矿体集中分布在碳酸盐岩和含碳质片岩岩性段，似层状矿体产于含炭质片岩和大理岩的接触界面附近（位于大理岩下盘者称为Ⅰ矿带，上盘者称为Ⅱ矿带），富而厚的透镜状矿体主要产于大理岩内；细脉状、浸染状矿体产于绿泥钙质片岩或绢云绿泥片岩的片岩型矿体（称为Ⅲ矿带）。矿床地表氧化带具有相当数量的菱锌铁矿体，目前难以被工业利用。

一、锡铁山矿区成矿大地构造背景

锡铁山矿区位于南祁连拉脊山-青海湖-绿梁山-赛什腾山NW向加里东隆起带，受柴北

缘 EW 向左行-收缩型韧性剪切作用形成的复合“S”型构造(图 1),拐点位置即为矿区现在所处位置。

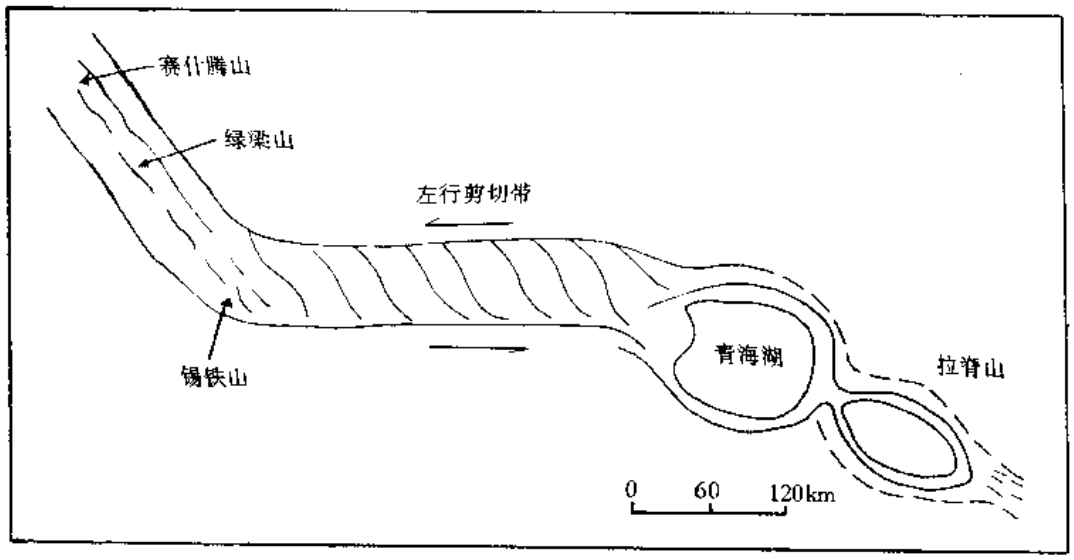


图 1 锡铁山大地构造位置示意图

矿区早期 NW 向构造片理受晚期剪切带 S 面理叠加,形成矿区强烈的 NW 向片理带,使达肯大坂群、滩间山群和上泥盆统—下石炭统形成 NW 走向、SW 倾的单斜片理化带,增加了各地层单元的区分难度。

这个复合“S”型构造带是青海省最重要的金属成矿带,从 SE 的拉水峡铜镍矿床、拉脊山金铜铬镍矿化带、裕龙沟金矿到 NW 的胜利口金刚石矿点、滩间山金矿床和绿梁山铬铁矿床等产出一系列重要的矿产地,是具有重要远景的成矿带,交通条件和自然环境都尚好,应当是将来成立西部矿业总公司赖以生存的战略基地。

二、锡铁山含矿岩系的层序与紫色层的归属

据前人研究成果,矿区最老地层为下元古界达肯大坂群浅褐色白云石英片岩、二云片岩、斜长片麻岩和混合岩化深灰绿色斜长角闪岩,含矿岩系上奥陶统滩间山群绿片岩系,绿片岩系不整合覆盖在片麻岩、混合岩系之上,本身又被未变质的上泥盆统紫色砂页岩和底砾岩所覆盖(图 2)。

对于含矿岩系上奥陶统滩间山群进一步划分有多种方案,而且划分得比较细致,归纳简化达如下:

上泥盆统:紫色砾岩和黄褐色含砾砂岩、粉砂岩(未变质)

(不整合面)~~~

3. 紫色层(未变质的紫色砾岩和黄褐色含砾砂岩、粉砂岩)

4. 下部大理岩段含矿层(绿片岩相变质岩)

5. 下部基性火山岩段(绿片岩相变质岩)

(不整合面)~~~

显然，滩间山群的第3层——不变质的紫色层夹在绿片岩相变质岩中间很不协调，而且紫色层底部又有一套底砾岩(代表了一个沉积间断)，放入上奥陶统滩间山群是不合适的，应该从中剔除出来，归并到上覆的上泥盆地的紫色层中。但是，紫色层为什么会夹在滩间山群绿片岩中呢？从锡铁山沟和中间沟的野外路线观察表明矿区存在一系列不同级别的紧闭褶皱(图3)。用紧闭褶皱来解释，含矿岩系的层序与紫色层的归属等问题就都迎刃而解了：上泥盆统的紫色层因褶皱卷入到紧闭向斜核部；上部大理岩段、基性火山岩段与下部大理岩段、基性火山岩段重复出现系褶皱的重复效应；同样，矿山划分的Ⅰ矿带和Ⅱ矿带原是同一矿带，也因褶皱而重复。这样，就引出一个重要的成矿预测问题，目前矿山生产的矿体仅是复式向斜的翼部，往深部到向斜转折端附近应该出现较大的隐伏矿体。

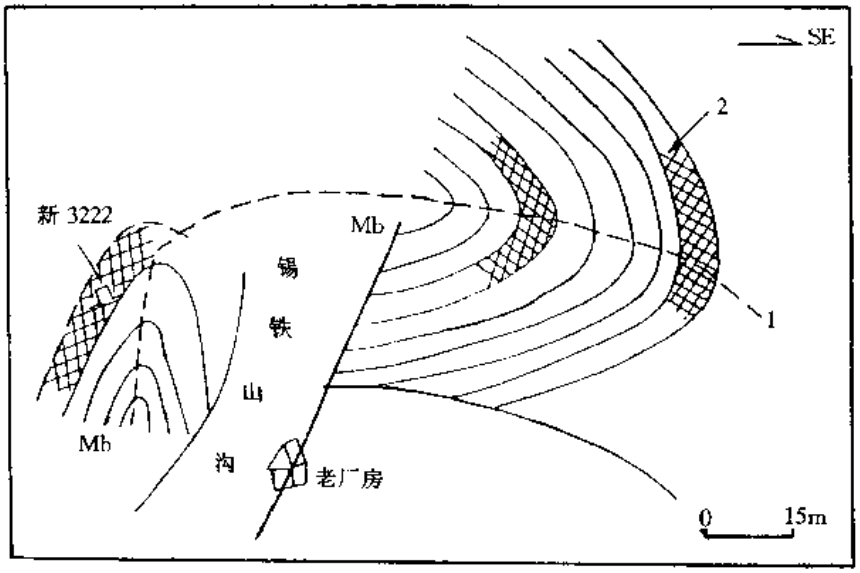


图3　锡铁山沟新3222坑口—老厂房—带叠加复式褶皱示意图
1－叠加褶皱轴迹，轴面再褶皱；2－矿层

三、变质年龄与成矿时代

锡铁山矿区紫色层底部一套成分复杂的角砾岩，其变质程度与变形特点与奥陶纪滩间山群相差甚大，应当是泥盆纪底砾岩，在中间沟和锡铁山沟还可观察到它不整合覆盖在滩间山群绿片岩。底砾岩角砾成分以滩间山群的绿片岩和大理岩为主，混杂有达肯大坂群的片麻岩、混合岩、石英岩及一些中酸性斑岩角砾，未见紫色砂页岩和铅锌矿石角砾。

铅锌矿体大多数分布在条带状不纯大理岩的顶、底面或大理岩内部，呈似层状或透镜状，块状构造；少部分矿体分布在大理岩上盘含碳质方解斜长绿泥片岩、石英绢云绿泥片岩中，为细脉浸染状矿体。似层状或透镜状矿体产在大理岩块体中，而且矿体厚度与大理岩块体厚度成正比；大理岩块体中除中厚层大理岩铅锌矿化微弱外，薄层条带状不纯大理岩基本遭受铅锌矿化和塑性形变。由于块状硫化物矿石具有条带状、层纹状、环带状和胶状等结构构造，成矿元素又具有一定的矿化分带，结合裂谷型火山盆地的成矿环境，许多学者认为同

生火山喷气-喷流沉积作用是成矿的主导因素。但同生火山喷气-喷流矿体应当产在火山岩层中，铅锌矿体是如何就位于沉积-变质的大理岩中去的呢？

锡铁山自1958年开展找矿勘探以来，同生与后生成因观点一直争论不休。作为特定时期封存了赋矿岩系的角砾的泥盆纪底砾岩为我们提供了十分有趣的成矿学信息，泥盆纪底砾岩在锡铁山铅锌矿区呈面状连续分布，从瀑布沟到断层沟出露长度超过5km。砾石成分复杂多样，块体大，主要是下伏含矿岩系滩间山群绿片岩和大理岩及硅质岩和达肯大坂群片麻岩、混合岩等，呈棱角状，磨圆度差，多数砾石大于3 cm，大者可达60 cm以上，显示出就地剥蚀、快速堆积的特点。绿片岩角砾的片理各不相同，显然是先变质后剥蚀堆积到底砾岩中的，说明变质作用发生在晚泥盆世不整合之前。薄层条带状不纯大理岩角砾层理平整没有变形，未发现蚀变和铅锌矿化现象。矿区大理岩$\delta^{13}C_{PDB}$/‰值为$-0.99\sim+1.33$，平均为$+0.22$，$\delta^{18}O_{SMOW}$/‰值为$+9.38\sim+13.66$，平均$+12.45$❶，显然不同于岩浆成因的深源C－O同位素组成，而与沉积-变质的碳酸盐岩相同[2]。铅锌矿石基本上都赋存于大理岩中，在矿区范围内的大理岩基本都有蚀变、变形或铅锌矿化，但是对矿体附近出现的紫色层底砾岩中大量角砾的统计，只见无变形或蚀变的大理岩而不见铅锌矿石角砾；而且在底砾岩堆积形成的外生条件下大理岩的抗磨损能力和化学稳定性均不如铅锌硫化物。所以，有理由认为在紫色层底砾岩形成之时，铅锌矿并未形成[3]。

大范围底砾岩角砾中未发现铅锌矿化的迹象，可以认为绿片岩的变质作用，包括大理岩的形成，是在晚泥盆世之前，而铅锌成矿作用和塑性变形（褶皱）是发生在晚泥盆世之后，后生改造或再造成矿作用应是成矿的主导因素。铅锌矿层也卷入A－褶皱的地质现象，表明成矿作用发生在地壳的中深层次构造内。

四、A-褶皱、矿体侧伏和热液通道

锡铁山矿区的各类型褶皱，枢纽基本产状为$310^\circ\sim330^\circ\angle30^\circ\sim50^\circ$，包括叠加褶皱的两期枢纽也在这个范围（野外虽然可观察到平行但向SE倾伏的枢纽$140^\circ\angle50^\circ$，为数不多）。据观察到的石英、角闪石等矿物拉伸线理La：$300^\circ\sim330^\circ\angle30^\circ\sim50^\circ$，与褶皱枢纽一致，因而矿区的各类褶皱都属A-褶皱。一般说来，矿体是在拉张环境下就位的，在矿体纵投影图上，矿体的侧伏线与拉伸线理大致呈正交关系（图4）。

现有资料表明，锡铁山矿区主矿体向SE侧伏。从矿体侧伏方向的深部，Zn/Pb比值高，Zn、Pb品位较低；至矿体中心部位Zn/Pb比值下降，Zn、Pb品位剧增；从地表附近往NW方向，Fe、Mn含量增加，显示出火山喷气成矿的热液通道和矿化分带的特征，可以探测矿液来源于SE深部方向，而锡铁山沟西北部的含Mn、Fe大理岩已属于主矿体的边部。

---

❶ 青海省第五地质队. 青海省锡铁山铅锌矿床地质特征及成矿规律研究. 1988.

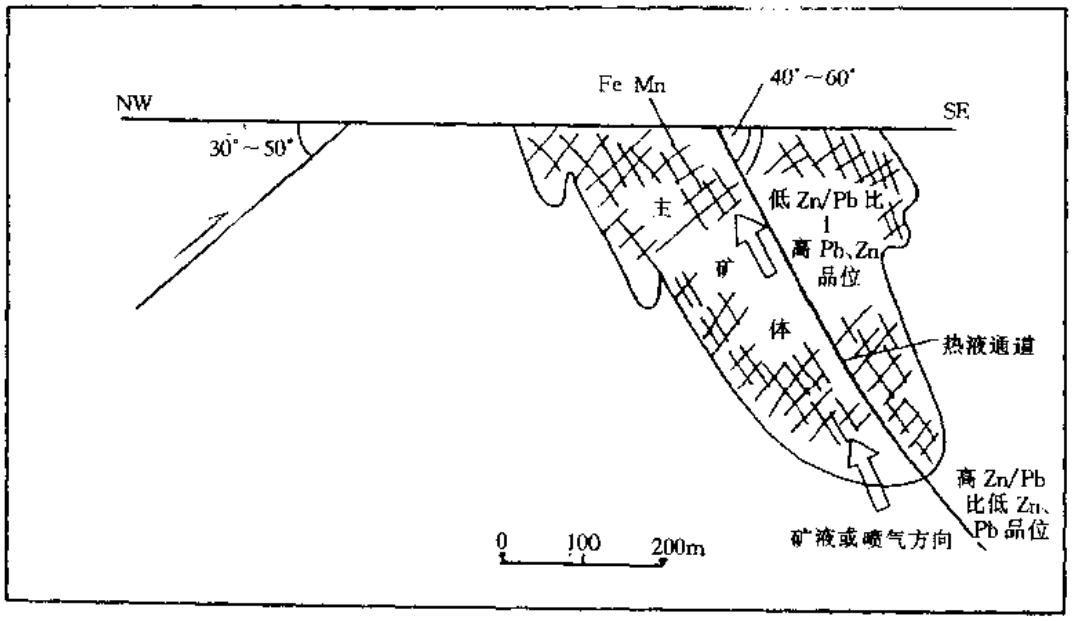


图 4　矿体侧伏方向与拉伸线理、热液通道关系示意图

五、大比例尺成矿预测建议

1. 矿区控矿构造格架

根据以上论述，推断矿区构造格架大致为：锡铁山沟两侧至中间沟一带主矿体和滩间山群含矿岩系构成枢纽 NW 向的复式背斜，褶皱使矿层重复和膨缩现象。复式背斜的 SW 侧则是以上泥盆统黄色砂岩-紫色砂砾岩为核部的向斜构造，以断层接触的关系盖在 NE 部复式背斜之上。向斜 SW 翼紫色层底砾岩延伸稳定，从锡铁山沟一直到断层沟，不整合覆盖在滩间山群绿片岩之上，向斜 NE 翼由于断层接触关系紫色层底砾岩时隐时现。

所以，锡铁山矿区的主干构造是 NW 向复式背斜和向斜，中间为走向断裂所分隔。向斜 SW 翼还发育一条伸展构造，倾向 SW，其上盘滩间山群岩系往 SW 下滑，前缘部分覆盖在第三纪红层之上。这个下滑岩块变形较弱，大理岩层基本没有发生褶皱，也没有矿化现象。矿区褶皱枢纽与剪切带拉伸线理平行，属于 A-褶皱，即流变褶皱，具有无根、钩状的形态特征，其中的矿体也应具有相应的特征，特别是向斜深部转折端的鞍状矿体，应当是厚度大、品位高的钩状体，这就增加了隐伏矿体的找矿难度。

建议在找矿勘探时，先行地球物理勘探，利用激电测深、瞬变电磁等方法测量估算矿体的埋深、大小，再进行钻探验证，可以达到事半功倍的效果。如果向斜及其褶皱矿层确实存在，那无疑将大幅度增加矿山的资源量或金属储量。

2. 成矿预测初步建议

中间沟南部Ⅱ剖面已施工 4 个钻孔，虽未找到矿体，但基本证实了向斜构造的存在。寻找深部的鞍状矿体，需用物探测量手段，结合钻探验证，当打到片理直立带(轴面劈理)时，即

说明快到矿体了。

根据遥感环形构造和矿体侧伏规律，无名沟—中间沟一带在环形构造区内，地面矿化较差，应沿矿体侧伏方向往 SE 深部找矿。

查明矿区贵金属成矿条件，重点做好火车站、红石岗一带 SN 向剪切带的金矿普查工作和矿区 NE 部达肯大坂群 NW 向韧性剪切带（约 40km^2）范围内的金、银、铜矿找矿勘查工作。

六、结　论

通过对含矿层的层系恢复和大型 A-褶皱的厘定，结合其中韧性剪切变形和绿片岩相变质作用及铅锌矿层也卷入 A-褶皱的地质现象，表明成矿作用发生在地壳的中深层次构造内。

铅锌矿层主要在形变大理岩层中产出，矿层厚度与大理岩层厚度成正比，但含矿层顶部泥盆纪底砾岩中却未发现任何的矿化现象，其中大量的大理岩角砾既无矿化蚀变、也未变形，而绿片岩角砾却已然变质，据此可以确定成矿作用大致发生在泥盆纪之后，变质作用发生在泥盆纪之前。

根据褶皱矿层的重复性，已知矿体仅是褶皱一翼的矿层，转折端和另一翼的矿层尚未发现，结合地球物理勘探测量，可以对矿区进行深部成矿预测与找矿勘探。

参 考 文 献

1　杨经绥，许志琴等. 柴北缘地区榴辉岩的发现及潜在的地质意义. 科学通报，1998，43(14).

2　白　鸽，袁忠信等. 白云鄂博矿床地质特征和成因论证. 北京：地质出版社，1996. 47～52.

3　邱小平，季克俭. 青海锡铁山铅锌矿区泥盆纪底砾岩中成矿学证据. 地质论评，1997，43(6).

论中国东部变质岩区内生金矿床形成的深部构造背景及深断裂构造的控制作用*

范永香　　王颖怡

（中国地质大学黄金研究所，武汉）（有色金属北京地质矿产研究所）

摘　要　从60年代以来，作者通过对我国东部变质岩区的主要金矿带，色括胶东、小秦岭、燕辽及南方湘中到赣东北等重要金矿带成矿规律研究，发现其形成的深部构造背景和深断裂控制，具有惊人的一致性，它们都分布在幔隆的边缘地带，沿深断裂构造展布。据此认为内生金矿床的成矿作用与深部地质作用有关，其成矿物质及流体主要来自地壳深部或地幔，这些认识对指导我国进一步找金战略决策具有重要参考意义。

关键词　变质岩区　内生金矿床　深部构造背景　深断裂　中国东部

一、变质岩区内生金矿床形成的深部构造背景

1. 变质岩区是内生金矿床重要集中区

从世界范围来看，Au是地球历史上成矿最早的元素之一，也是成矿历史最长的元素，从太古宙直至现代，每个地质历史时期，都有金矿床的形成，但主要集中在2个高峰期，即前寒武纪（主要集中在2850～2650Ma的新太古代）和中新生代（140Ma以后）。对全球范围的金矿统计量表明，产于前寒武纪的金矿床占70%[1]，产于中新生代的金矿床占25%，而产于古生代的金矿床只占5%。产于太古宙的主要金矿床类型是花岗-绿岩带型金矿床，色括产于低变质相绿岩带的变质热液金矿床，其中各类含金石英脉硅化带型金矿床分布最广。同时还有产于硅铁建造中（BIF）和元古宙沉积变质改造的多种类型金矿床。在我国产于前寒纪变质岩区金矿同样具有重要地位，据陈纪明的统计（1992）●，变质岩区占我国面积30%，其产出金矿占全国岩金矿床总数的65%，储量占全国金岩储量的74%。而褶皱带约占全国总面积的70%，金矿床只占全国岩金矿35%，而金储量只占26%。

我国的金矿床主要沿华北地台和扬子地台的边缘及隆起区有变质岩区展布。围绕前者四缘分布的有胶东、小秦岭、燕辽和五台、太行等重要金矿带。南方元古宙变质岩区有湘中-赣东北、浙东丽水-建瓯、粤西-桂东等金矿带，而且都不同程度地受深断裂构造的控制。我国变质岩区金矿床与国外不同，变质地体的长期活化，多期多种地质作用的叠加，长期继承性成矿作用复杂多样，后期的岩浆活动对成矿影响甚大。成岩成矿的年龄复杂多变，因而对成矿时代的认识其说不一，较早由母瑞身等（1985）●提出：变质岩区的金矿床受一定的含金

* 国土资源部矿产资源定量预测与勘查评价开放实验室资助

● 陈纪明等. 中华人民共和国黄金矿床图集（内部版），1992.

● 母瑞身等. 中国金矿成矿规律的初步研究. 1985.

变质建造控制，围绕这些古老含金地质体继承性成矿，这些含金建造是金矿的矿源层，由北到南变质地层从太古宙变为元古宙。现在看来矿源层的论点值得怀疑和进一步探讨。

2. 变质岩区内生金矿床形成的深部构造背景

根据区域物探资料，分析重要金矿带的深部构造特征，重要金矿带往往与重力梯度带相一致[2]，受我国贯通南北的大兴安岭—太行山—武陵山重力梯度带的控制，而这些重力梯度带往往是不同构造单元或地体的分界线。重力梯度带弯曲或产状变异部位，反映的是不同构造的交汇部位，更有利于金矿床的形成。莫霍面突起部位的边缘或变异部位，亦是金矿出现的有利部位，即金矿床处于幔隆与幔坳的过渡带上。

区域性航磁异常，往往清楚地反映了控制金矿带的深断裂带。这些深断裂带多是不同构造单元的边界线或不同地体的拼接带，沿这些断裂带又是构造岩浆带，常有基性-超基性岩、蛇绿岩带或中酸性岩浆岩体的产出。

我们曾对胶东的招(远)-掖县、牟(平)-乳(山)金矿带的深部构造背景做了系统的分析研究[3]。根据山东地质矿产局的布格重力异常图(1:80 万和 1:100 万)及航磁异常(1:50 万)资料进行分析处理，重力异常反映了地下 5km 以上或更深的密度界面，而航磁异常主要反映地下 1～2km 的磁性界面。我们将重磁异常划分为“同步”、“异步”、“非同步”3 类(图 1)分别进行了地质解释。矿带西侧的沂沐深断裂带(即郯-庐深断裂)，是划分鲁东鲁西 2 个构造单元的界限，是一条形成很早、长期继承性活动的深继裂带，异常图上表现为线性延长的重磁梯度带或呈长条状杂乱磁异常带，自西而东依次为郯郚-葛沟、沂水-汤头、安邱-莒县、昌邑-大店 4 条 NE 走向区域性断裂构成。其中以昌邑-大店断裂延深最大。沿断裂带及其两侧有胶东一系列金矿床和沂南夕卡岩型金矿床、五莲土宝山、平邑归来庄火山岩有关金矿床等。胶东金矿带产出于该深断裂的次级断裂中。矿带所在的胶东隆起区，可细分为胶北隆起区、胶莱盆地区和胶南隆起区，重磁场上 2 个隆起区与胶莱盆地有明显的差异，前者为(0～25)×10^{-5}m/s^2 正重力场区，而后者为(20～30)×10^{-5}m/s^2 以上的升高重力区。(见图 1)。

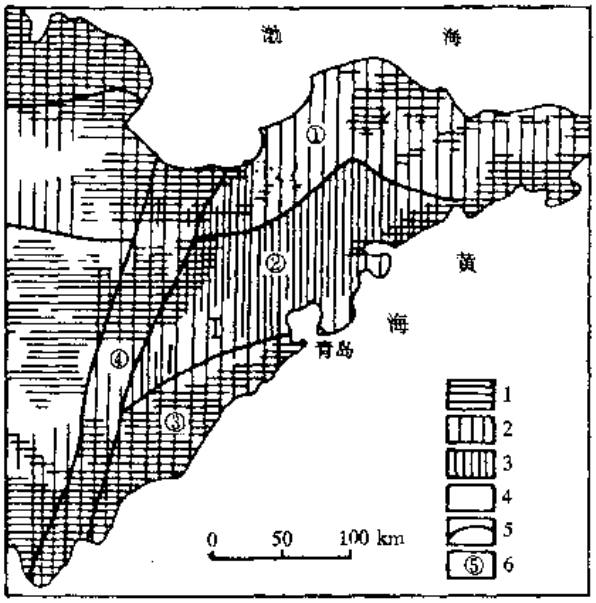


图 1　鲁东重磁场分区示意图

(据山东地矿局物探队资料修改，1992)

1－>0nT 正磁场区；2－>0×10^{-5}m/s^2 正重力场区；3－>25×10^{-5}m/s^2 异高重力场区；4－<0nT、0×10^{-5}m/s^2 低负重磁场区；5－重磁场分区界线；6－重磁场分区编号；①—鲁东北部同步重磁场区；②—鲁东中部异步重磁场区；③—鲁中南部非同步重磁场区；④—沂沐断裂带异步重磁场区

物探和地质资料都证实，在招(远)-掖(县)金矿带的深部为一大的花岗质岩基，而相对应的地壳深部莫霍面是拗陷区。考虑到鲁东紧邻太平洋西岸，属大洋型地壳，花岗岩层较薄，总体上是莫霍面上隆。另据 1:200 万的山东布格重力异常图粗略计算了胶东地区莫霍

面深度及形态特征(图 2)。其深度大致为 31.8～33.8km,变化幅度在 2km 左右。莱阳、莱西、海阳一带莫霍面深度最小(＜32.5km),构成胶东南近 E-W 向椭圆形上地幔隆地区,称为 莱阳幔隆,其北掖县(今莱州市)、招远、栖霞至文登、荣城一带莫霍面深度较大(约33.5 km),围绕莱阳幔隆呈弧形带状的幔拗区,其中有 2 个拗陷中心即招-掖幔陷和文登幔陷。其深部构造控制了浅部构造特征,幔隆与胶莱盆地相对应,幔陷区则为胶北隆起带。幔陷区的中心与沿栖霞复背斜轴部侵入的花岗岩基相对应。

胶东的招(远)掖(县)和牟(平)乳(山)2 个主要金矿带均产出于幔隆与幔拗的过渡带,地壳厚度增大部位(33.6～33.8km)、莫霍面形态变化强烈部位、等深线弧形转折部位,是金矿田产出的有利部位(图 3),等深线转折部位亦反映了后期断裂构造的叠加。在小秦岭、燕辽和赣东北金矿带亦有类似的特征。

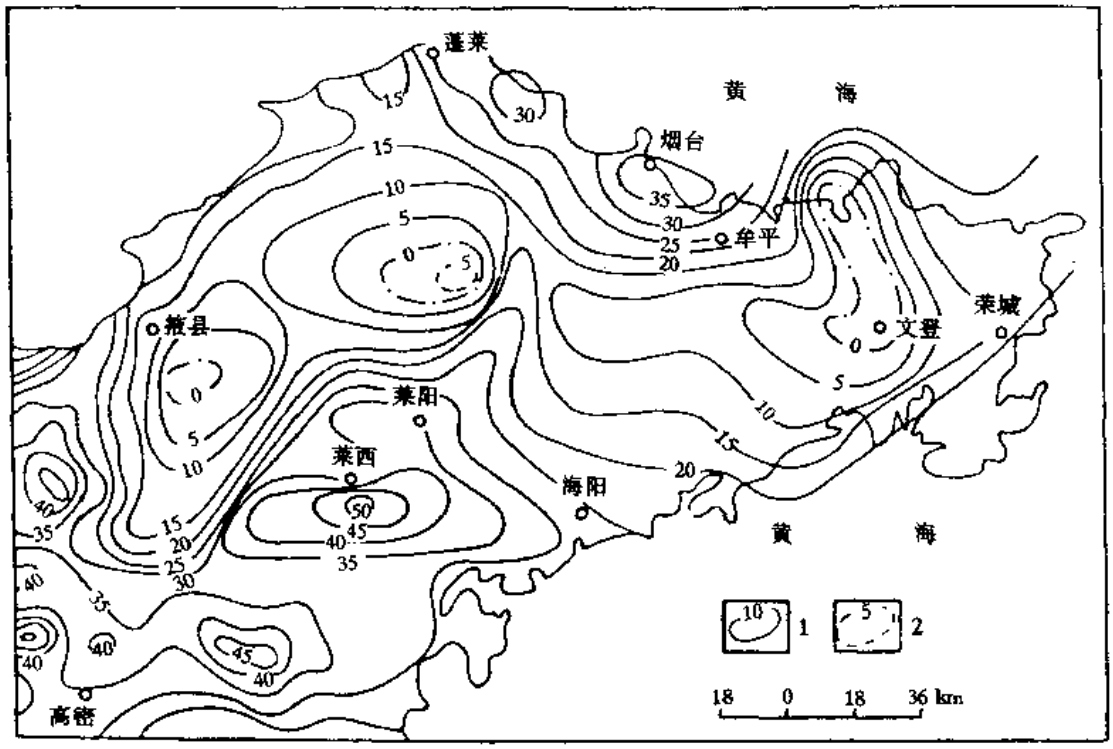


图 2 胶东地区布格重力异常示意图

(据山东地矿局物探队资料编绘,1992)

1－布格重力正异常等值线($\times10^{-5}m/s^2$);2－布格重力负异常等值线($\times10^{-5}m/s^2$)

二、深断裂构造对变质岩区内生金矿床的控制

深断裂构造最早由前苏联学者 A·B·裴伟提出[4]。他论证其特点、类型以及空间分布,指出其重要特点是"发展的长期性和继承性,空间上延长极远,深度很大并与岩石建造有一定关系"。它不仅是岩石圈结构的控制性构造,而且是控制区域构造发展演化的主导因素,往往是不同构造单元的分界线,其发展演化自成独立体系,是控制岩浆活动和各类内生矿床

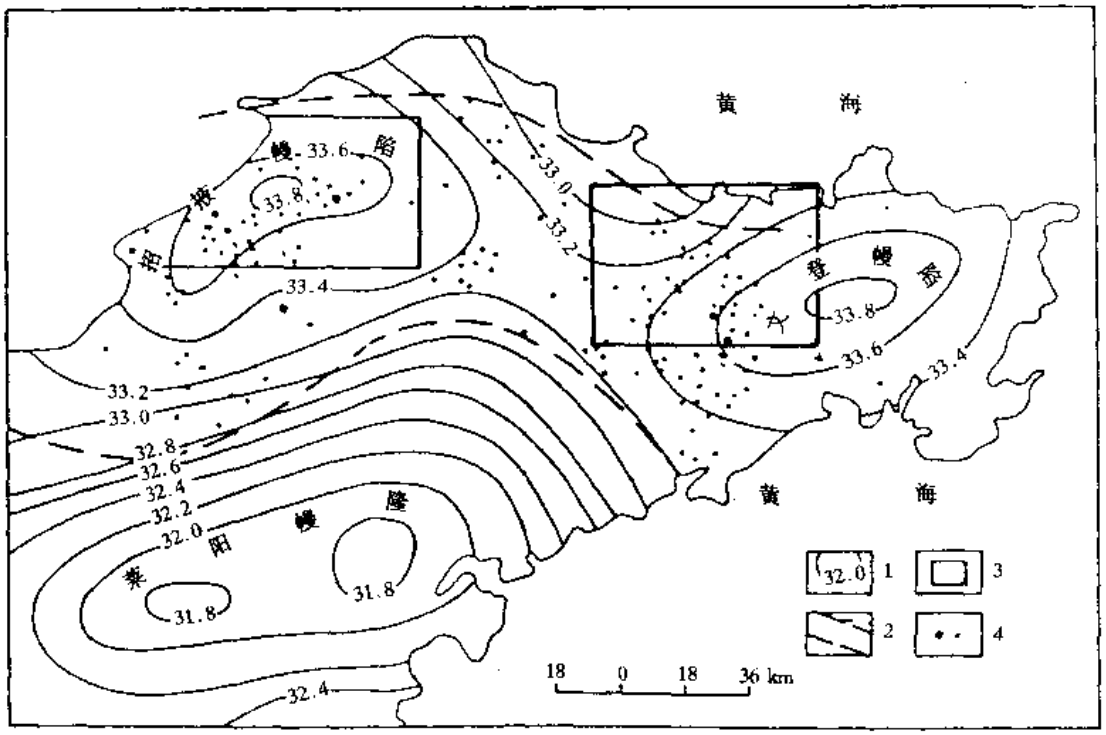


图 3 胶东深部构造与金矿床(点)关系示意图

(据山东地矿局物探队资料编绘,1992)

1－莫霍面深度(km);2－胶东金成矿区;3－研究区;4－金矿床(点)

形成的主导因素,对金矿带、矿田、矿床的控制尤为典型。深断裂构造控矿规律,已被广泛应用于区域成矿规律的研究,形成一个很有影响的构造学派,该学派以前苏联的 M·A·法沃斯卡娅(Фаворская)、И·Н·托姆逊(Тамеон)及美国的 J·库廷纳(Kutina)等为代表。

1. 深断裂构造控制了我国变质岩区金矿带的空间分布格局

郭文魁教授(1987)在论及我国内生矿床分布规律时,将我国分成了 3 个大的成矿域,即古亚洲成矿域,滨太平洋成矿域,特提斯-喜马拉雅成矿域[5]。我们总结内生金矿床分布规律时,发现 3 个大成矿域,发育 3 个深断裂构造体系,控制了我国内生金矿床分布的总体格局。我国东部变质岩区金矿床主要受前 2 个深断裂构造体系及其复合的控制。古亚洲深断裂体系发育在秦岭—昆仑以北近 EW 向为主的断裂构造带,从太古宙到古生代最为活跃。而滨太平洋深断裂体系以 NE 向系列断裂为主,中新生代活动最为强烈。我国 NE 向的金矿床往往同时受二者的控制,并常叠加复合在同一构造带。表现为除深断裂外,还有一系列大型韧性剪切带、推覆带等构造出现。以我国华北地台周缘金矿带为例,其东缘有胶东及其北延的丹东-营口、桦甸-抚顺等重要金矿带,区域内有郯(城)庐(江)深断裂和鸭绿江深断裂。其北缘有燕辽、乌拉山-大青山、白云鄂博-白乃庙等重要金矿带,受近 E-W 走向尚义-赤城-平泉深断裂,保康-赤峰、丰宁-隆化、密云-青龙等深断裂的控制。其南侧的小秦岭和熊耳山金矿带,受洛南-栾川深断裂、小河、太要等大型断裂的控制。在我国南方沿赣东北深断裂、政和-大浦、吴川-四会诸深断裂,近年来都发现了重要金矿床。在中西部地区亦有类似

的规律，以川陕甘三角地区金矿床沿临潭-凤县、玛沁-略阳、龙门山等深断裂分布。新疆的北部金矿床沿达尔布特、额尔齐斯深断裂分布，哀牢山-金沙江深断裂控制了云南的重要金矿床。国外加拿大、澳大利亚亦有类似的规律。

2. 深断裂构造对金矿床分布的多级控制

深断裂构造对金矿床分布的控制，显示不同级别规模的构造控制了不同级别规模的成矿单元。从全球性洲际矿带到区域性矿带、亚带、矿田、矿床、矿体、矿柱的多级有序控制规律，从而有别于其他控矿因素。因此，深断裂构造是控金的主导因素，是金矿预测评价的重要依据。

全球性超壳深断裂控制着全球性金矿带，区域性壳内深断裂控制着区域性矿带，更次级断裂控制着成矿亚带。金矿带走向与深断裂带走向大体一致，金矿床沿其两侧或一侧分布，矿床密集区形成矿田。有时2条规模甚大的断裂所夹隆区是金矿床集中分布区，2条断裂交汇或产状变化、继承性活动强部位是矿田矿床产出有利区，如我国华北地台北缘的燕辽金矿带，在赤峰-开源深断裂与凌源-北票深断裂交汇的锐角区内，集中了50余处矿床(点)(图4)。又如在胶东招(远)-掖(县)金矿带，由西而东重要金矿田(床)沿三山岛、焦家、招(远)-平(度)断裂产出。焦家、玲珑诸矿田均分布在断裂产状变化部位、有次级断裂与之交汇部位、继承性多次活动部位、或与有利岩层交汇部位等。矿体严格受控于含矿断裂的产状形态，矿体矿柱定位于更次级含矿断裂的产状变化、分枝复合部位、断裂局部扩张部位、成矿时继承性活动部位等。

3. 深断裂构造分带对金矿化类型及矿化分带的控制

胶东、燕辽、小秦岭等金矿带均有一定的有序分布分带规律，主要表现在矿化类型、矿物共生组合及围岩蚀变的变化上。这一规律的形成受控矿断裂构造环境的制约。总体上主要的控矿断裂构造，在剖面上从上而下的变化趋势是：上部与深部比较，上部张性特征明显，以韧脆性、脆性变形为主，与其配套的低序次支断裂发育。而向深部逐步变为以韧性变形为主，低序次支断裂有逐步向主断裂收敛的特点。

变质岩区的金矿床类型，主要分为两大类，即破碎带蚀变岩型金矿床(即焦家式，作者不同意用破碎带蚀变岩型命名)；整个含矿断裂带遭钾代、硅化、黄铁、绢英岩化、绢云母绿泥石化等，工业矿化主要与黄铁绢英岩化关系密切。有时亦见少数含金石英脉、(含细脉复脉等)，但石英脉体非矿化主体，工业矿体远超出石英脉的分布范围。另一种是含金石英脉型矿床(或称玲珑西山式)以含金石英大脉复脉为主，工业矿体是含金石英脉的组成部分。一般在一个矿床中2种矿化类型均有出现，但发育程度差别很大，有的矿床亦见二者逐步过渡关系。前者往往控矿断裂规模较大，多种构造岩发育，有时也呈现一定的分带规律。构造岩普遍蚀变矿化，构造带宽度从数m到数十m不等，矿体与围

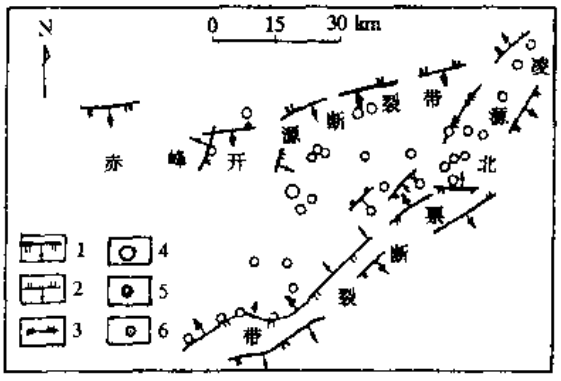


图4 燕山地区深大断裂控制金矿分布图

1-正断层；2-逆断层；3-破碎带；4-大型金矿床；5-中型金矿床；6-小型金矿床、矿点

岩界线不清，断裂构造具有多期继承性活动的特点，成矿方式具有渗滤交代的特征。而含金石英脉矿床、矿体产状形态严格受断裂控制，具有明显的张性充填特征。对胶东招(远)-掖(县)金矿带中灵山沟金矿床(属二者过渡类型)考察，含金石英脉型矿床在上，而蚀变岩型在下。小秦岭金矿带亦有类似的分带。但对此规律的认识仍有不同意见，尚需进一步深入研究。

4.深断裂构造演化对金的成矿演化控制

我们反复强调了深断裂构造的长期继承性活动特点，它是地壳长期活动的薄弱带，以其深成性深切地幔，构成地幔物质上侵的高渗透带，往往形成长期活动岩浆矿化中心[8]。以前述的郯庐深断裂带，马杏恒教授等[6]认为形成于太古宙末期，以后在长期地质历史中发生多次继承性活动，至今仍在活动。近来多数人则认为该断裂属长期多阶段发展演化的古岛弧新裂谷式深断裂，大致经历了3个发展阶段，即古深断裂裂张期(太古宙末到古元古代)—古岛弧形成挤压期(新元古代)—新裂谷拉张扭动期(中新生代)；但也有人认为形成较晚。沿郯庐断裂形成了复杂的不同时代、不同类型的金矿床。

变质岩区金矿床，其成矿过程往往经历长时间复杂地质过程。据王义文[1]对吉林夹皮沟金矿床研究，依Pb同位素三段模式求出的矿源(t_1)、主成矿期(t_2)、叠加成矿期(t_3)的年龄分别为3.1～2.8Ga、2.6～2.5Ga和0.25～0.15Ga。河北金厂峪金矿床的两种不同矿石类型表明，受韧性剪切带控制的石英-钠长石复脉其形成年龄为2.391Ga，而受脆性断裂控制的石英脉矿化其形成年龄为0.2Ga，显然，二者形成的时间相差遥远，但产于同一矿床中。我们考察了我国东部主要金矿，发现金矿形成的成矿期控矿断裂的继承性活动，对多阶段叠加成矿极为重要，且具有定向不可逆的演化规律[7]。在不同矿带不同矿床类型具有相同的演化规律，即从早期的氧化物阶段(以早期石英大量形成为特征)进入硫化物为主阶段(从黄铁矿为主开始到多金属硫化物的形成)，最后以碳酸盐阶段而成矿结束。黄铁矿和石英是贯通矿物，在不同矿化阶段其含量和标型特征呈有规律性变化。这种定向有序不可逆向演化也反映在成矿物理化学条件各种参数的变化上。其中硫化物阶段是金的主要析出期，本阶段发育的强度和广度以及彼此叠加，决定了金的矿化强度，是预测评价金矿床的重要地质依据。

一般成矿后构造发育强度较弱，对金矿床的破坏和改造作用不大。总体上控矿构造的强度从成矿前、成矿时至成矿后，呈逐步减弱的趋势。

5.深断裂构造对金矿床空间定位及局部富集的控制

M·A·法沃斯卡亚等(1980)[8]认为深断裂构造是重要的聚矿构造带，具有全球性和深成性特征，在全球范围内大致呈经纬向分布，在北半球以纬向深断裂带为主，而南半球则以经向分布的深断裂为主。深断裂构造与其他不同构造立体交叉点，往往是金矿田(床)，尤其是大型超大型金矿床产出的有利部位。深断裂构造沿走向倾向产状变化部位、多次活动叠加部位、多种构造叠加部位(如常有韧性剪切带和推覆构造与之伴生)、与有利岩石建造交切部位等，亦是金矿田(床)定位之有利部位。对具体的控矿构造，包括不同级别的断裂、韧性及韧脆性剪切带等的控矿特征，研究甚多，总结了不少经验性规律，如断裂产状变化和交叉复合部位、韧性剪切带后期脆性叠加部位、成矿时多次脉动启张部位、岩性有利或微裂隙发育及相对圈闭好的局部地段，往往形成富矿体，形成局部富集的矿柱。

长期以来一些研究者认为大的深断裂构造对金矿控制是宏观上的控制，大断裂只起导矿作用，工业矿体定位于低序次的次级小断裂中。这一认识对指导沿深断裂构造进行金矿勘查是有害的。我们认为不仅要注意次级断裂找矿，同时要重视大的深断裂本身的含矿性评价。特别要考虑不同地区的剥蚀深度有别。作者曾多次呼吁但尚未引起足够的重视❶。从我们研究的胶东、燕辽、小秦岭等重要金矿带来看，规模较大的金矿床均产于规模较大的断裂构造带中，如胶东的三山岛、焦家新城、玲珑等都产出于区域性大断裂中。河北西部的张家口宣化地区尚义-赤城的深断裂带金家庄矿区，深断裂主体断裂本身矿化蚀变很强，但现还未进行认真系统的工作，因此作者认为尤其沿深断带找寻大型超大型金矿床，规模大的主干断裂的含金性评价实为当务之急。

三、几个问题的再认识和思考

1. 用深断裂构造理论统一解释变质岩区构造对金矿床的控制

随着70年代末开始的我国对金矿床空前规模的勘查和研究，发现金矿床由于绝大多数系热液矿床，明显受构造控制为其重要特征。研究者不断引进国外构造控矿理论，先后提出控制金矿床的重要构造：如断裂构造、推覆构造、韧性剪切带构造、滑脱拆离构造等等。变质岩区的金矿床，由于其经历地质历史时间长，复杂的地质作用叠加改造，特别是区域变质和构造岩浆作用的参予，构造控岩控矿规律也复杂多变，多种构造型式同时存在，有时往往产生彼此矛盾。我们从胶东、小秦岭、燕辽及赣东北等重要金矿床构造控矿规律研究中认为，可以用深断裂构造的发展演化、继承性活动和深断裂形成的区域动力学环境，来进行构造对金矿带、矿田、矿床、矿体控制的统一解释，不能只孤立的研究某一种构造类型。根据深断裂构造形成发展演化的不同阶段和不同的区域动力学环境，朱志澄教授[10]等将深断裂构造分为以下4类。

(1)区域压缩环境形成的深断裂。这类深断裂往往伴随推覆构造，常与地槽造山带强烈褶皱相伴生，可见诸于与强烈褶皱带或板块俯冲带、地缝合线等相一致；

(2)区域引张环境形成的深断裂。这类断裂以裂谷为其典型代表，总体上属于伸展构造；

(3)区域性剪切形成的深断裂。此类断裂以区域大型走向滑动断裂为代表。徐家炜认为郯庐断裂即为走向滑动断裂；

(4)区域性顺层滑动形成的深断裂。此类断裂以基底滑脱断裂或拆离构造为代表，其形成深度不同，可将岩石圈分割成叠板式结构，板块漂移亦可看作是超巨型的顺层滑脱。

不难看出，各种构造形式均可与深断裂的形成演化相联系并与之配套。不同规模的韧性剪切带，在变质岩区各个金矿带广为见及，对金矿床控制作用亦各不相同，总体上韧性剪切带是重要的构造薄弱带，后期性断裂叠加部位往往是矿床(体)产出部位。

江西德兴金山大型金矿床，产出于赣东北深断裂带的NW上盘的韧性剪切带，工业矿体多产出于韧性剪切带的强应变带中，是受韧性剪切带控制的典型代表。我国大部分金矿

❶ 范水香.开展对我国深断层带主断裂构造含金性评价和找矿("九五"向部的立项建议).1995.

床产出于区域性压扭性断裂中，但工业矿体往往赋存在局部引张部位或后期的伸展构造中。工业矿体本身张性特点明显。

最新研究结果表明[1]，我国变质岩区金矿床的区域性特征显著，与国外比较，金的成矿与剧烈的地壳变革有关。中生代的构造岩浆作用，对我国的金矿床形成有重要影响，有人认为多数变质岩区的金矿床是中生代形成，从而提出中生代再生型绿岩带金矿床的概念。我们认为许多矿区的成矿时代仍要深入研究，要将同位素年龄测定和地质作用发展演化紧密结合起来进行统一解释。

2. 变质岩区金矿床的矿质和流体来源的深成性

对产于我国东部变质岩区的金矿床，不少研究者长期以来沿用层控观点来解释矿质和流体的来源及测定变质围岩的含金丰度，牵强附会的将太古宙绿岩作为金的"矿源层"。作者也曾提出胶东群变质火山岩系作为胶东金矿带的矿源层而"初始富集"，区域变质和混合岩化过程导致金的"初步富集"，后期构造岩浆作用造成金的"工业富集"的观点。另从金的地球化学性质及元素的共生组合，认为金的初始来源的深源特征[11]。现在从金矿床形成的地质环境、地球动力学条件、明显的深断裂构造控制、中生代构造岩浆作用对金矿床的重要影响等来看，金的成矿主要与深部岩浆和流体活动有关，包括与绿岩及变质基底岩石的多阶段深熔花岗岩有关。孙丰月教授提出幔源 C-H-O 流体分异成岩成矿[12]。杜乐天教授[1]从碱交代与金矿成因研究，认为金的矿质和流体来自深部地幔，层控成矿观点值得怀疑。我们认为金矿床所以如此集中在变质岩区，并非完全受绿岩带控制，而是变质隆起区及其边缘相对地壳厚度较薄，加之复杂的地质作用 叠加改造，容易导致地壳深部或地幔含金流体的上侵成矿，深断裂构造是其重要通道，故明显受深断裂构造的控制。

3. 我国东部变质岩区进一步金矿勘查的战略部署

作者坚持认为，深入区域成矿规律研究，才能不断提高预测水平，深入的矿床学研究，建立区域成矿和矿床产状模型，是进行定位定量预测的基本途径[13]。考虑到国内外近年来金矿成矿理论的最新进展，变质岩区仍是我国找金的优选靶区，而且找大矿超大型矿床潜力很大。

在原来绿岩带成矿理论基础上，后来在中高级变质相岩石中，陆续发现了一系列金矿床，D·J·格劳夫(Groves,1993)从西澳的研究，提出了"地壳连续成矿模式"[14](Crustal continuum model)在地壳大于 5km～小于 20km 范围内，连续有序的分布与高中低变质相带相应的金矿床，其物理化学条件不同。从而提醒我们在变质岩区找金，不仅要注意低变质的绿岩带，同时要到中高变质相带去找矿，这在我国尤其值得借鉴。

俄罗斯学者 A·A·克列梅涅茨基等[15](1995)，提出基性超基性岩与中酸性岩混合(同熔或重熔)成矿理论，即基性-超基性岩提供了金的矿质，而中酸性岩类提供了流体热液系统，在地壳深部二者混合成矿。其认识也从实验得到证实，并以穆龙套超大型金矿床为例，说明这一成矿机制。

美国学者 R·W·哈钦森(Hutchison,1993)仍坚持多阶段多成因层控成矿的观点。

我们分析了深断裂构造对金矿床的控制，在变质岩区除产于太古宙的夹皮沟式、排山楼式重要金矿床外，元古宙浅变质岩区四道沟式、东风山式、沃溪式、金山式等大中型金矿床，还有一大批产于变质岩区被改造的重要金矿床，如玲珑式、焦家式、东坪式都是重要的主攻

类型。变质岩区超变质混合岩化和各种重熔再生岩浆作用，都对金矿形成起重要作用。

变质岩区的金矿勘查战略部署，要在变质含金建造背景上，沿主要深断裂带进行金矿勘查，同时要重视新的含金地质体和新的矿床类型的发现和评价，如与偏碱性的花岗质杂岩有关的东坪式金矿床，在燕辽及小秦岭熊耳山地区都值得重视。同时要重视大的深断裂本身含金性的评价，以寻求找金有重大突破。

参 考 文 献

1 张贻侠等. 中国金矿床：进展与思考. 北京：地质出版社，1996.

2 韦永福等. 中国金矿床. 北京：地震出版社，1994.

3 范永香等. 山东招远-掖县金矿带构造控矿规律研究. 武汉：中国地质大学出版社，1993.

4 A·B·裴伟. 深大断裂的特点分类及其在空间上的分布. 深大断裂的主要类型(论文). 地质译丛，1956，(11).

5 郭文魁等. 1:400 万中国内生金属成矿图说明书. 北京：地图出版社，1987.

6 马杏垣等. 中国前寒武纪构造格架及研究方法. 北京：地质出版社，1987.

7 Fan Yongxiang. Ore forming evolution of gold deposits and its prospecting significance. 11 Geological Sciences and Technology Information, 1992.

8 M·A·法沃斯卡娅等. 大型金矿带构造位置和岩浆作用特点. 地质地球化学，1981，(1).

9 范永香等. 论变质岩区断裂构造对脉状金矿床的控制规律. 地球科学，1995，(2).

10 朱志澄等. 构造地质学. 武汉：中国地质大学出版社，1990.

11 范永香等. 初论金成矿作用的后生性和叠加性. 黄金，1985，(11).

12 孙丰月等. 胶东金矿地质及幔源 C-H-O 流体分异、成岩成矿. 长春：吉林人民出版社，1995.

13 范永香. 论提高矿产预测研究水平的主要途经. 地质科技情报，1990，(4).

14 Groves D I. The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, western Australia"Mineral deposita", 1993, 28.

15 A·A·克里梅涅茨基等. 金矿系统演化的普遍性是其工业矿床区域预测的关键准则. "国外地质科技"，1996，(6).

华北地块北缘显生宙造山类型及其矿床组合

吴珍汉

（中国地质科学院地质力学研究所，北京）

摘　要　华北地块北缘自克拉通基底形成以后，仍具有多期强烈的构造-岩浆活动，导致多期金、多金属区域成矿作用。本区显生宙不同时期发育3种不同类型的造山作用，伴有不同的金、多金属矿床组合；不同造山阶段具有不同的构造控矿特点。

关键词　造山作用　矿床组合　构造-成矿关系　华北地块北缘

地壳构造演化与成矿作用的关系，是国内外地质学家关注的重要基础地质问题。A. H. G. Mitchell 等(1981)与 F. J. Sawkins(1984)等对大陆克拉通、大陆裂谷带、板缘俯冲造山带、陆间碰撞造山带等不同构造单元的矿床组合与成矿特点进行过系统总结[1,2]；程裕淇等(1983)对不同大地构造环境所发育的成矿系列进行过专题讲座讨论[3]。然而，华北地块北缘构造-成矿关系颇为复杂，难以据已有的简单模式予以合理解释。本区自克拉通基底形成之后，仍长期具有强烈的构造-岩浆活动性，不同地质历史时期处于不尽相同的构造环境，发育不同类型的造山作用与金、多金属区域成矿作用。与北美、澳大利亚、非洲、俄罗斯、印度等稳定大陆克拉通相比，华北地块北缘构造-成矿关系、造山类型与矿床组合都颇具特色。

对华北地块北缘不同区、段与不同时期的构造-成矿关系，近年来有很多学者从不同的角度开展过不同程度的研究工作[4~7]❶，本文在前人已有工作基础之上，通过近10年来对区内53个典型矿床与若干重要成矿区带的实地调研与综合研究，结合古构造-建造筛分有关成果，剖析华北地块北缘不同时期不同类型造山作用所伴生的金、多金属矿床组合及构造控矿特点。

一、显生宙不同时期的造山作用及其成矿地质背景

华北地块北缘自太古宙—古元古代克拉通基底形成以来，经历中新元古代裂谷作用之后，显生宙仍具有多期强烈的构造变形与岩浆活动。区内显生宙不同时期发育3类不同的造山作用，形成不同的区域构造格局与成矿地质背景(表1)。

古生代，华北地块北缘处于古亚洲洋构造域，北部为古亚洲洋，南部为华北克拉通。随着古亚洲洋板块向南俯冲，在华北克拉通北缘地区发育典型的加里东期与华力西期俯冲-碰撞造山带，形成古亚洲洋南缘总体上呈近EW向展布的韧性剪切带、褶皱带、逆冲-推覆构造系统与断裂-岩浆带及不断向大洋方向迁移的古火山岛弧带与俯冲消减带。

---

❶ 吴珍汉，燕山地区中生代构造演化与金、银、多金属区域成矿作用，中国地质科学院博士学位论文，1993.

表 1　华北地块北缘显生宙造山类型与矿床组合对比表

造山类型	新生代陆内伸展造山	中生代陆内挤压造山	晚古生代陆缘俯冲-碰撞造山
大地构造环境	欧亚大陆东部，离陆缘俯冲带大于 1000km	欧亚大陆东部，离当时俯冲带大于 800km	古亚洲洋南部活动大陆边缘
构造变形特点与构造格局	垂向不均匀升降居主导地位，水平方向以强烈伸展为特征；裂陷作用显著，形成现今盆-岭构造地貌格局；地震活动性强，褶皱变形微弱	存在 SN 向与 NW-SE 向强烈挤压作用，形成多期褶皱变形、多方向多层次滑脱与逆冲推覆、韧性剪切及固态塑性流变等构造类型；尚发育一些同沉积断裂与变质核杂岩构造	自古亚洲洋向南，依次为深海盆地—俯冲带—岛弧带—弧后盆地—活动大陆边缘－稳定克拉通，形成以近 EW 为主的逆冲推覆、褶皱及韧性剪切构造
主要构造线方向	NE-NEE 向与 EW 向同沉积断裂，NW 向扭性-压扭性断裂	早印支期以 EW 向构造为主，晚印支－早燕山期以 NE 向与 EW 向构造为主，晚燕山期以 NNE 向构造为主	近 EW 向构造居主导地位
侵入岩组合	侵入岩出露很少，仅在京北白河堡出露少量辉长岩体，在冀北坝上高原等地出露一些辉绿岩脉	花岗岩-花岗闪长岩-闪长岩-二长岩-正长岩-碱性杂岩，局部地区发育少量基性-超基性侵入岩	基性-超基性岩，花岗岩-花岗闪长岩-闪长岩-二长岩-碱性岩
火山岩组合	大陆碱性-钙碱性玄武岩类	陆内多期火山喷发，以基性－中性－中酸性－酸性火山岩为主，局部发育碱性火山岩系	槽区发育多期基性-超基性火山岩系及中基性-中性-中酸性火山岩系，一些具典型枕状构造；台区火山活动微弱
变质特点	未变质	接触热变质作用为主，区域变质作用微弱	低绿片岩相区域变质为主
区域金、多金属成矿特点	矿化微弱，仅形成一些砂金矿点与氧化矿体，局部伴有火山热液型金铜矿化	矿化强度大，构成最重要成矿时期，矿床规模大、数量多、类型复杂，形成大量夕卡岩型铜铅锌矿床、热液型脉状金银铅锌铜矿床、斑岩型铜钼矿床、火山－次火山岩型金银矿、蚀变岩型金矿与碱性岩型金矿床等矿床类型	矿化强度较大，在槽区形成块状硫化物型多金属矿床，在陆缘构造-岩浆带形成基性-超基性岩型铂铜镍矿床、韧性剪切型金矿床、斑岩型钼矿床等矿床类型
区域构造应力场及其动力来源	最大主压力以 NE-SW 向为主，最小主压应力以 NW-SE 向为主，构造动力来源于印度－欧亚大陆碰撞所产生的强大挤压力	最大主压应力以 NW-SE 向为主，最小主压应力以 NE-SW 向为主，构造动力主要来自于太平洋板块向西俯冲所致的强大挤压力，早期尚有较强 SN 向挤压	最大主压应力以 SN 向为主，最小主压应力以 EW 向为主，构造动力主要来自于古亚洲洋板块向南俯冲所致挤压力
造山机制	与中生代挤压造山后应力松弛、重力作用、深部热隆及 NE 向挤压所致纵张效应多种动力因素的联合作用有关	既非地槽封闭造山，也非板缘俯冲、陆-陆碰撞造山，更非地体拼贴造山，而与大陆岩石圈内部的高热状态、深层滑脱、强烈挤压所致陆内变形等动力因子的联合作用密切相关	板缘俯冲-碰撞造山机制，形成典型的古洋-弧-盆体系及俯冲-碰撞造山带
构造域归属	西滨太平洋构造域	西滨太平洋构造域	古亚洲洋构造域

中生代，华北地块北缘处于欧亚大陆板块东部，属西滨太平洋构造域；虽距当时太平洋西部陆洋边界达 500km 以上，却发生了强烈的陆内造山作用，发育 6 期区域性褶皱幕、多期强烈的构造变形、多期广泛的中酸性岩浆侵入与 7 期以上强烈的火山喷发活动，多方向逆冲推覆、不同深度的构造滑脱、多期不同方向的褶皱等压性-压扭性构造形迹遍及全区，陆内挤压造山居主导地位。

古生代与中生代多期构造-岩浆活动及其叠加复合为华北地块北缘金、多金属成矿创造了良好的地质构造条件。

新生代，华北地块北缘处于陆内伸展造山阶段，伴有强烈的裂谷作用，2 期陆内碱性-偏碱性玄武质岩浆喷发与较为强烈的陆内地震活动，NW 向压扭性-扭性断裂与 EW 向、NE—

NNE 向张性-张扭性断裂的活动性较强，褶皱变形微弱；形成现今盆-山相间分布的现代构造地貌格局，盆地裂陷接受沉积，同时山脉快速隆升遭受剥蚀作用，这对矿床的后期剥蚀程度与保存状态有重要控制意义。

二、不同造山时期的矿床组合与构造控矿特点

华北地块北缘显生宙 3 期不同类型的造山作用均伴有不同强度的金、多金属区域成矿作用，以中生代陆内挤压造山阶段矿化强度最大，古生代陆缘俯冲-碰撞造山阶段次之，新生代陆内伸展造山阶段矿化最为微弱(图 1)，不同造山阶段金、多金属矿床组合有比较明显的差别(表 1)。

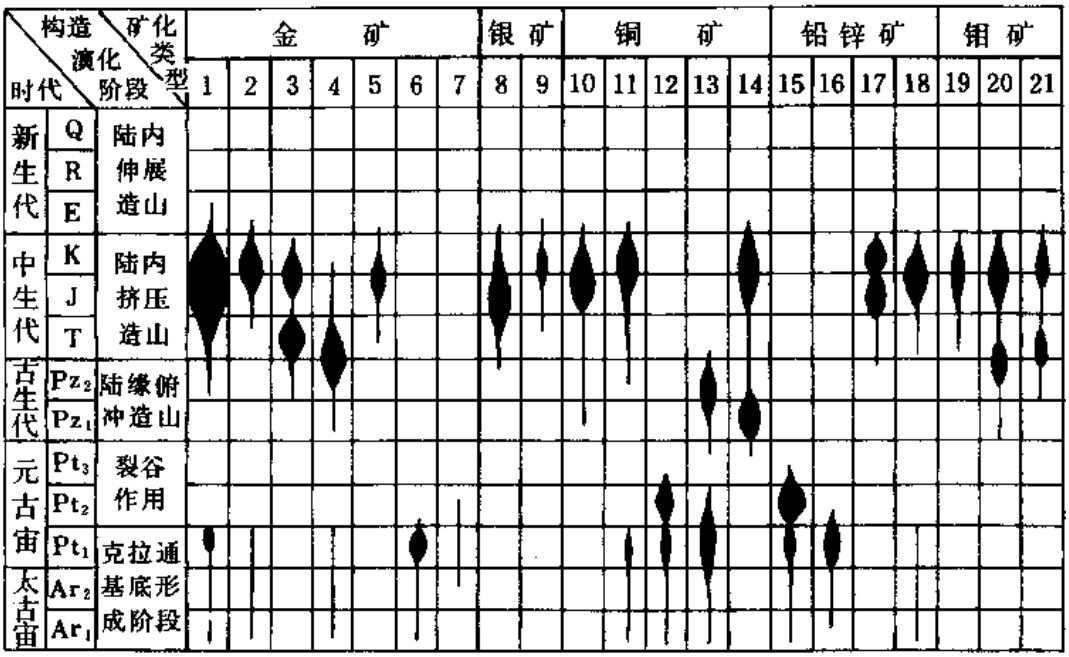


图 1　华北地块北缘及邻区金、多金属矿化强度图

1－石英脉型金矿床；2－火山-次火山岩型金矿床；3－蚀变岩型金矿床；4－韧性剪切带型金矿床；5－斑岩型金矿床；6－绿岩型金矿床；7－古砾岩型金矿床；8－脉型银矿床；9－火山—次火山岩型银矿床；10－夕卡岩型铜矿床；11－脉型铜矿床；12－沉积层状铜矿床；13－块状硫化物型铜矿床；14－斑岩型铜矿床；15－层状铅锌矿床；16－变质改造型铅锌矿床；17－夕卡岩型铅锌矿床；18－脉型铅锌矿床；19－夕卡岩型钼矿床；20－斑岩型钼矿床；21－石英大脉型钼矿床。其中石英脉型金矿床、蚀变岩型金矿床与韧性剪切型金矿床在空间分布和矿质来源方面与绿岩带存在相关关系，但大部分金矿床在中生代构造-岩浆活动期受到强烈改造与金的再富集作用

古生代陆缘俯冲-碰撞造山阶段，华北地块北缘金、多金属矿化与古亚洲洋的向南俯冲作用及其相关的构造-岩浆活动密切相关，具有颇具特色的矿床组合，其中包括俯冲带块状硫化物型铜-多金属矿床(如小南山、放牛沟、别鲁图等矿床)、古岛弧带斑岩型铜矿床(如白乃庙铜矿床)及古陆缘活动带韧性剪切带型金矿床(排山楼金矿床、赛乌苏金矿床等)、斑岩

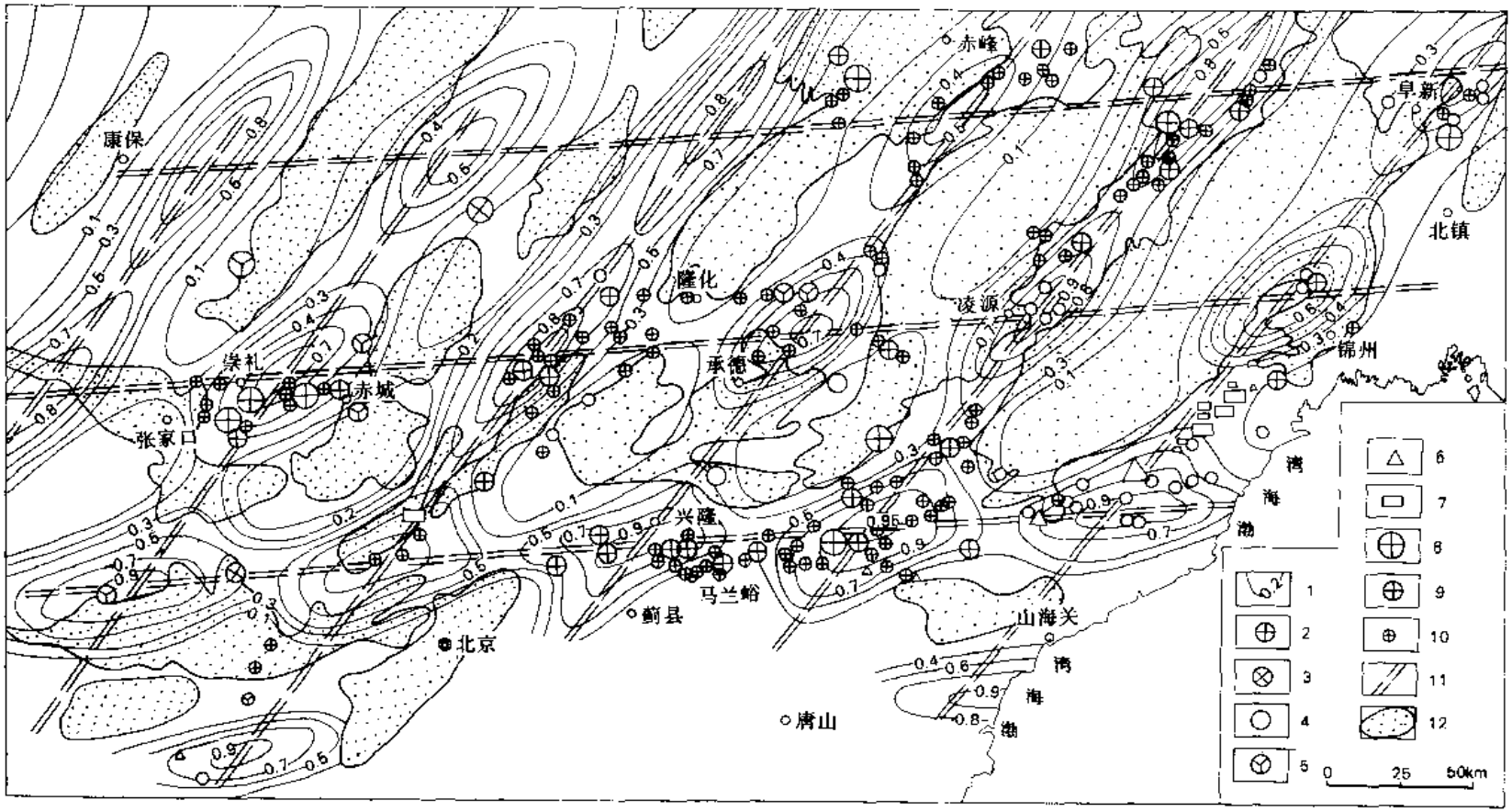


图 2　华北地块北缘中段燕山陆内造山带中生代金、多金属矿床空间分布概率等值线图

1－矿床等密度曲线；2－金矿床；3－银多金属矿床；4－铜矿床；5－铅锌多金属矿床；6－铅锌矿床；7－钼矿床；8－大型矿床；9－中型矿床；10－小型矿床及矿点；11－中生代隆起带；12－中生代火山-沉积盆地

型钼矿床(如撒岱沟门钼矿床)、陆缘大断裂分布的基性-超基性岩型铜镍多金属硫化物矿床(如红旗岭铜镍矿床、红石砬子钼矿床等)。矿床类型的空间展布明显受古生代古亚洲洋南缘古沟-弧-盆体系所制约。

中生代以强烈挤压为主要特点的陆内造山阶段,强烈的陆内构造变形与多期广泛而强烈的陆内中酸性岩浆活动,导致华北地块北缘有史以来最强烈的金、多金属区域成矿作用,形成颇为复杂的矿床组合,其中包括石英脉型金矿床(金厂峪、金厂沟梁、水泉、小营盘、五龙等金矿床)、蚀变岩型金矿床(后沟、哈德门等金矿床)、碱性岩型金矿床(东坪金矿床等)、火山-次火山岩型金矿床(二道沟、奈林沟、红石、小五台山等金矿床)、斑岩型金矿床(数上、峪耳崖、华铜等矿床)、脉型银多金属矿床(蔡家营、丰宁、东山、姑子沟、相广等矿床)、火山-次火山岩型银矿床(满汉土-小扣花营银矿床)、脉型铅锌矿床(大井、岫岩等矿床)、夕卡岩型铅锌矿床(八家子、白音诺等矿床)、斑岩型铜矿床(小寺沟铜钼矿床等)及斑岩型钼矿床(兰家沟、大庄科、肖家营子等矿床)、夕卡岩型钼矿床(杨家杖子、松树卯等钼矿床)。这些矿床的成因都与中生代特别是燕山期中酸性岩浆热液、岩浆热动力作用密切相关,一些岩体的不同部位因温压条件不同而发育不同类型的矿化,构成成矿系列,如八家子矿区[8]。

在华北地块北缘中段的燕山陆内造山带,中生代金、多金属矿化的空间分布严格受中生代 EW 向与 NE—NNE 向构造-岩浆及其复合所控制[9],矿床分布具有 EW 成带、NE 成行的特点,在两者的交叉复合部位形成具良好等距性的金、多金属矿化集中区(图 2)。

新生代陆内伸展造山阶段,盆-岭构造地貌格局的形成对已有矿床的剥蚀程度与保存状态有重要控制意义,并导致一些原生矿床浅部的次生富集或贫化;而新生代矿化微弱,仅形成一些中小型砂金矿床与少量火山热液型金、铜矿化点(表 1),如冀东马兰峪砂金矿床等。

参 考 文 献

1 Mitchell A H G and Garson M S. Mineral Deposits and Global Tectonic Setting. Academic Press Inc. Ltd, 1981.

2 Sawkins F J. Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics. Springer-Verlag, Beilin Heidelbeg, 1984.

3 程裕淇,陈毓川等.再论矿床的成矿系列问题.中国地质科学院院报,1983,6.

4 宋友贵,周显强,张国铎等.燕山西段金矿控矿构造模式与找矿方向.北京:地质出版社,1992.

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

6 唐克东.中朝板块北侧褶皱带构造演化及成矿规律.北京大学出版社,1992.

7 沈保丰,彭晓亮,骆辉等.华北陆台太古宙绿岩带及矿床.见:中国前寒武纪矿床与构造.北京:地震出版社,1994.

8 董永观.八家子铅锌矿矿化蚀变分带特征.矿床地质,1986,5(4).

9 吴珍汉.燕山地区中生代多金属矿床空间分布的概率模型.地质与勘探,1991,27(12).

尚义-赤城深断裂的成矿控矿作用研究*

牛树银　孙爱群

（石家庄经济学院）

摘　要　深断裂往往构成不同地质单元的界线，它不仅控制着不同地质单元的发展、演化，具有长时期、多阶段活动特征，而且是深源热流体和矿液的扩散中心，是主要的成矿控矿构造。本文以尚义-赤城深断裂为例，概要介绍断裂的演化特征、断裂的控岩控矿作用，探讨地质历史中金矿的形成、再活化、迁移、聚集、再成矿的继承性成矿成因；并认为这是中国华北地区何以中生代为主成矿期的主要原因。

关键词　深断裂　构造演化　地幔热柱　控矿构造　成矿作用

深断裂泛指那些规模大、切割深的区域性断裂。前苏联学者裴伟(1964,1956)、哈茵(1960)，我国地质学家黄汲清(1977)、张文佑(1977)对此均有深刻论述。深断裂不仅构成不同地质单元界线，往往具有长时期、多阶段活动特征，而且是区域地质活动的动力来源，也是深源流体的热扩散中心和矿质扩散中心，还是重要的成矿控矿构造。下面仅以尚义-崇礼-赤城深断裂为例加以论述(图 1)。

一、断裂构造的特征

尚义-赤城深断裂是集宁-赤城-平泉-北票区域性深断裂的冀西北段。它西起尚义，经崇礼至赤城，区内长约 170km，近 EW 向延伸，为内蒙古地轴的南缘断裂，其南侧则为燕山台褶带。断裂带宽上百米至几千米，断裂面陡倾，倾向或南或北。

断裂带中构造形迹复杂，不仅发育有大量挤压片理化带、摩擦镜面、擦痕、柔皱及糜棱岩等挤压构造，还有张性角砾岩，甚至有沿断裂带展布的侵入岩体、脉岩和火山岩。断裂在区域重力、航磁图上有清楚的显示。

断裂以南为太古宇桑干群，主要岩性为角闪斜长片麻岩、二辉斜长片麻岩、含石榴二辉斜长麻粒岩，夹浅色麻粒岩、大理岩和磁铁石英岩。断裂以北则为新太古界红旗营子群，为一套黑云变粒岩、含石墨石榴黑云变粒岩，间夹黑云斜长片麻岩及少量斜长角闪岩、浅粒岩系，局部被中、新生代火山岩覆盖[1]。

断裂具有长期复杂的构造演化，并对两侧构造单元有明显的控制作用。从现有资料分析，该断裂自太古宙就已形成，它不仅成为断裂南北两侧不同岩系的界线，在赤城以东的滦平于营子一带还控制着古元古代朱杖子群沿断裂呈 EW 向带状分布，两者具有明显的同生

* 地质矿产部百名跨世纪科技人才培养计划和地质矿产部“九五”攻关项目资助.

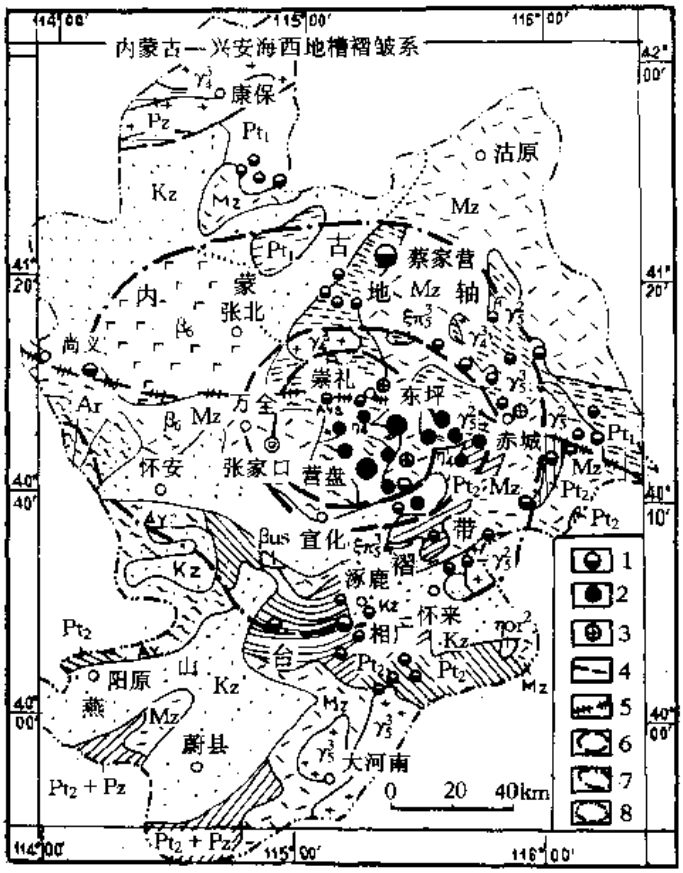


图 1　崇礼-赤城地区金、银多金属矿床略图

1－银多金属矿床；2－金矿床；3－金银矿床；4－断裂；5－构造单元分区；6－卫片环形影像；7－幔枝边界；8－省界；Kz－新生界；Mz－中生界；Pz－古生界；Pt_2－中新元古界；Pt_1－古元古界；Ar－太古宇；λ_5^3－燕山期花岗岩；$\xi\pi_5^3$－正长斑岩；γ_5^3－燕山早期花岗斑岩；ηo_5^3－石英二长岩；δ_5^2－燕山期闪长岩；ν－辉绿岩；γ_4^3－海西晚期花岗岩；ηo_4－海西期二长岩(海西－燕山期)；γ_2－元古宙花岗岩

关系。中—新元古代，断裂南盘发生大幅度断陷，形成了以涿鹿—蓟县—宽城为中心的海槽，在蓟县最大沉积厚度近万 m。与此同时，断裂北侧则相对隆起，该时期是断裂的重要发展时期。这种南陷北隆的特征一直持续至古生代，使得寒武纪—中奥陶世及中石炭世—二叠纪陆表浅海曾两度只局限在断裂以南。古生代末，受区域构造应力场的影响，断裂开始活动，并有超基性岩、酸性岩沿断裂侵入。进入中生代，断裂的继承性活动剧烈而频繁，并且遍及全区[2]。

董国臣[3]研究认为，中生代火山活动可划分为南大岭、张家口、义县等 3 个亚旋回。各火山活动旋回均以基性、中基性岩浆喷发开始，以酸性或酸性偏碱性岩浆活动结束。总体上呈现出基性→中性→酸性(偏碱性)的完整岩浆演化序列。火山活动方式早期以喷溢为主，多表现为裂隙式溢流，晚期多演化为中心式喷发和喷溢。与火山活动相对应，该区的侵入岩也可明显地分为 3 期，各期岩浆活动总的趋势是由偏基性→中性→偏酸性方向演化。岩浆侵位由深成→浅成→超浅成方向演化。侵位强度为弱→强→弱，构成一个完整的岩浆侵入旋回。3 个火山-侵位旋回的活动时限分别为 190～160Ma、160～120Ma、120～110Ma。中

晚白垩世之后，断裂活动比较微弱，总体以差异升降运动为主。

这种多期次构造活动，不仅在沉积作用、火山活动、岩浆侵入等方面有清楚的显示，而且在变形方面也普遍发育不同的构造形迹，甚至为不同期次的构造叠加。以赤城火石沟区段为例，该区至少可以鉴别出 4 次不同期的构造叠加(图 2)。

第一期(在本区研究的相对顺序，可能其本身已是多次构造叠加的产物)为走向 290°的韧性剪切带，其残留宽度为 200m，为韧性剪切带中强烈变形的长英质糜棱岩，石英被强烈拉长定向，x 轴与 z 轴的长度比值在 10～15 之间，糜棱岩中具角闪石、长石的旋转残斑。据旋转残斑的拖尾指示，韧性剪切带具左行剪切特征。

第二期构造事件的表现反映为近 SN 向的挤压作用，使早期糜棱岩带被逆冲推覆到蓟县系雾迷山组燧石条带白云岩之上(图 2A)。与此同时，导致深熔岩浆沿韧性剪切带呈串珠状侵入。红砂梁岩体便呈透镜状沿韧性剪切带侵入定位。

第三期为区域上一组 330°的韧性剪切带。剪切带多为中小规模，带状展布。第一期韧性剪切形成的糜棱岩被卷入新的变形。由于红砂梁岩体的强力侵位，使火石沟地区第一期糜棱岩面理向 NWW 向偏转，面理产状为 34°∠32°，而与晚期韧性剪切带(50°∠50°)大角度相交(图 2B)。晚期韧性剪切带，宽数十厘米至数米。以早期糜棱岩近剪切带时被再次强烈拉长定向，成为晚期韧性剪切带的新生面理，原糜棱岩中的角闪石夹层也被拖拉拔丝。由于晚期韧性剪切带本身就构成了软弱带，所以在剪切带中有红砂梁岩体期后的伟晶岩脉贯入，且伟晶岩脉本身又发育了一组斜列组构，与晚期韧性剪切带边界呈 25°的夹角，伟晶岩中石英等矿物也被拉长定向。由此推测，晚期韧性剪切带作用发生在岩体侵位之后。

第四期构造活动以断裂破碎带为特征，叠加在 EW 向断裂带之上，反映该区总体隆升，进入地壳上部脆性域的特征。

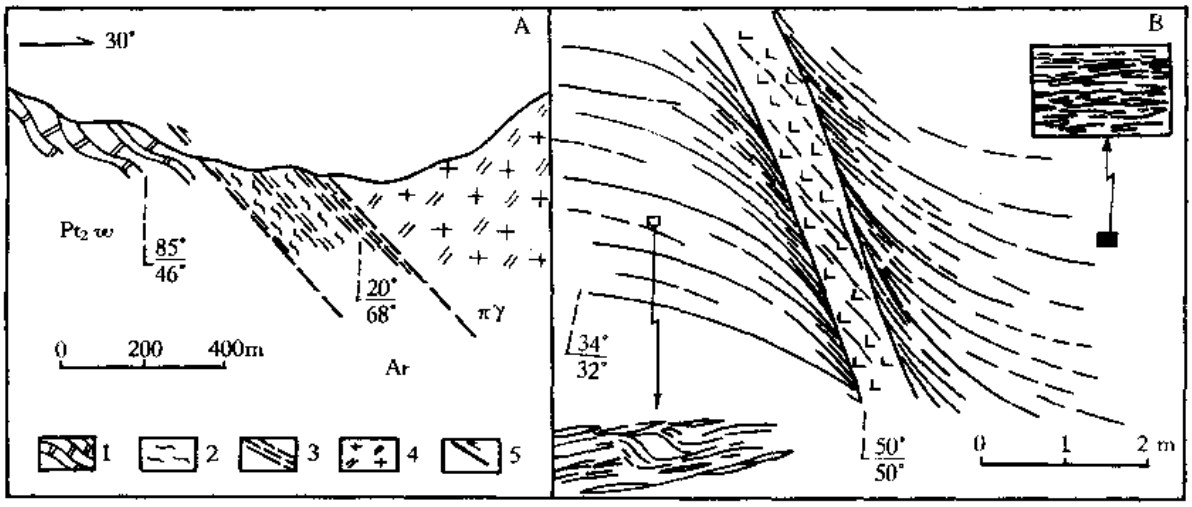


图 2　尚义-赤城韧性剪切带(火石沟段)剖面图

1－长城系雾迷山组；2－变质岩；3－韧性剪切带；4－斑状花岗岩；5－逆冲断层

二、断裂的控岩(浆)作用

尚义-赤城断裂的长期活动控制着岩浆活动的多阶段性,可划分为前吕梁期、吕梁期、海西晚期、印支期、燕山期及喜马拉雅期等。其中,燕山期岩浆活动最为强烈,次为海西晚期。实事上,海西末—燕山期岩浆活动是冀西北地区岩浆活动的主体。

岩体的侵位主要沿 EW 向断裂展布,尤其在 NNE 向乌龙沟－上黄旗断裂的上盘(北西盘)岩体分布较多。其主要原因在于,一般地讲,规模较大的断裂不仅有很长的延伸、较宽的断裂带,同时断裂的切割深度也较大。在空间上一般表现为上部为断裂面明显的脆性断裂带,可有数条断面平行展布,或呈网状,或呈分支复合等形式产出。往下逐渐变为绿泥石角砾岩带,再往下逐渐过渡到韧-脆性剪切带、脆-韧性剪切带。在 15km 左右处为脆-韧性转换带。转换带之下则主要表现为强变形韧性剪切带。

断裂的深切一是沟通了深部通道,二是造成减压释荷,在深源流体的参与下形成深熔岩浆。熔融部分围岩构成深源岩浆房。岩浆沿断裂,尤其是两组或多组断裂交汇处上侵。乌龙沟-上黄旗断裂倾向 NW,深熔岩浆向上侵位多出露在乌龙沟-上黄旗断裂的 NW 侧,岩体多为中小型岩株,少数岩体构成岩基。其中受断裂构造控制明显,并且控矿作用显著的是水泉沟-大南山二长杂岩体。

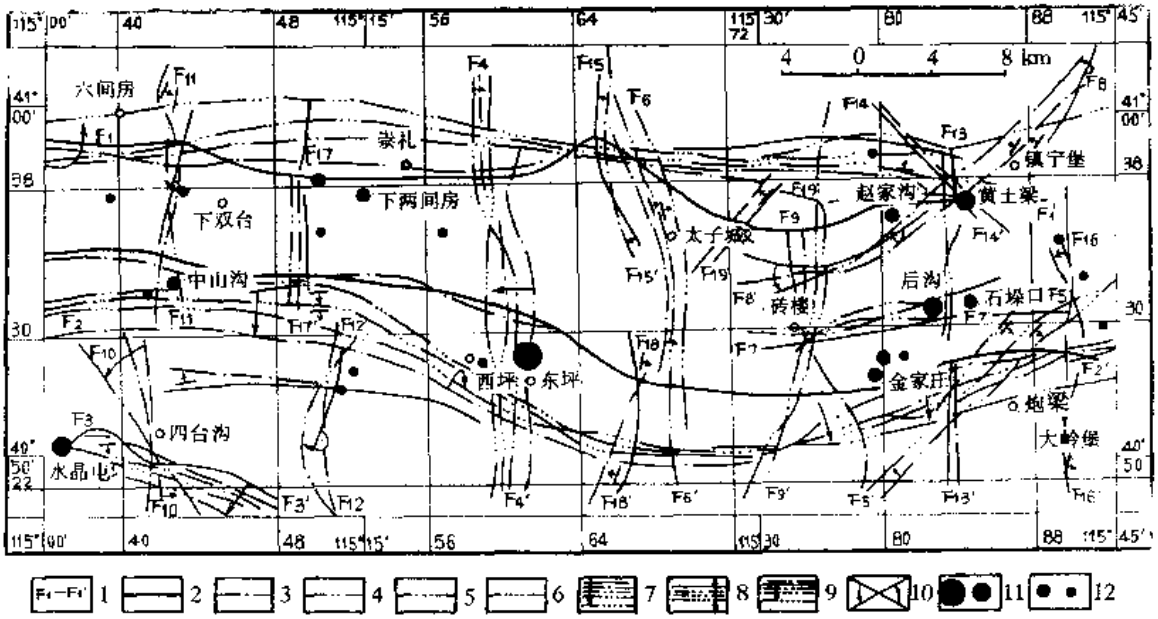
水泉沟-大南山二长杂岩体呈 EW 向展布于尚义-赤城深断裂的南侧次级断裂带内,岩体出露面积达 400km^2,岩体边界断裂总体向外倾斜,北缘断裂倾角较陡,约 70°～80°,南缘断裂较缓,约 40°～50°,且在航磁、重力解译上有很清楚的显示(图 3、4)。深部总体呈现向南突出的弧形,不仅在其南侧仍有同岩性的二长岩小岩株出现,而且在岩体南侧 10km 左右的区段仍分布有由二长岩岩浆演化后期造成的裂隙型混合长英质岩石和钾化、硅化带。这些特征明显的肉红色岩石大多沿变质岩中的裂隙产出,并切割片麻理[1]。

杂岩体主要由一套偏碱性的中性岩类组成,包括角闪二长岩、辉石角闪岩、霓辉正长岩、正长岩、石英二长岩等,少量角闪正长岩、角闪二长岩和辉石闪长岩。杂岩体具有总体从偏基性向偏酸性演化的特征。空间上不同类型岩石间相互穿插。岩体与太古宇桑干群变质岩系,一般无截然清晰的界线,常常是逐渐过渡混杂出现。在西部水泉沟岩体南、北两侧边缘普遍形成宽约数十至数百米宽的混合岩化带,尤其是南侧窑子沟一带更为发育,局部宽达千米以上。边缘混合带以广泛分布的交代残留迹象和裂隙网格状为特征,注入式或渗透交代式充填非常普遍。多类型的岩性分布、复杂的相互切错关系和广泛强烈的混合岩化作用均表明了岩浆活动的多期次、多阶段和大量深源流体的活动。

岩石化学成分测试表明,主要岩石类型氧化物含量较低,如角闪二长岩类、正长岩类、石英二长岩类,SiO_2 质量分数分别为 55%～62.22%、59.32%～69.05%、60.93%～75.63%,而全碱含量则普遍偏高,角闪二长岩类为 8.50%～10.02%,$w(Na_2O)/w(K_2O)$值为 1.04～1.36,正长岩类为 11.21%～13.63%,$w(Na_2O)/w(K_2O)$值为 0.49～1.35,石英二长岩类 8.76%～13.18%,$w(Na_2O)/w(K_2O)$值为 0.65～1.46。在 Write 的 AR-$w(SiO_2)$图解

---

[1] 宋瑞先、张家口地区水泉沟-大南山二长体特征金城矿作用及找矿方向.1992.



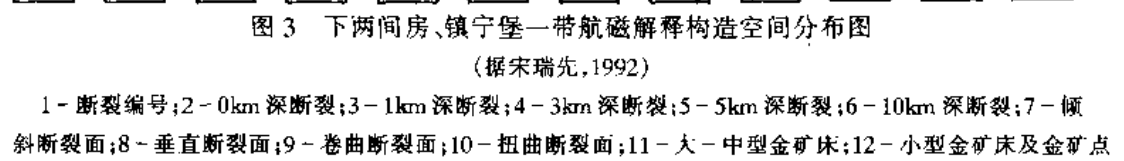


图 3　下两间房、镇宁堡一带航磁解释构造空间分布图

（据宋瑞先，1992）

1－断裂编号；2－0km 深断裂；3－1km 深断裂；4－3km 深断裂；5－5km 深断裂；6－10km 深断裂；7－倾斜断裂面；8－垂直断裂面；9－卷曲断裂面；10－扭曲断裂面；11－大－中型金矿床；12－小型金矿床及金矿点

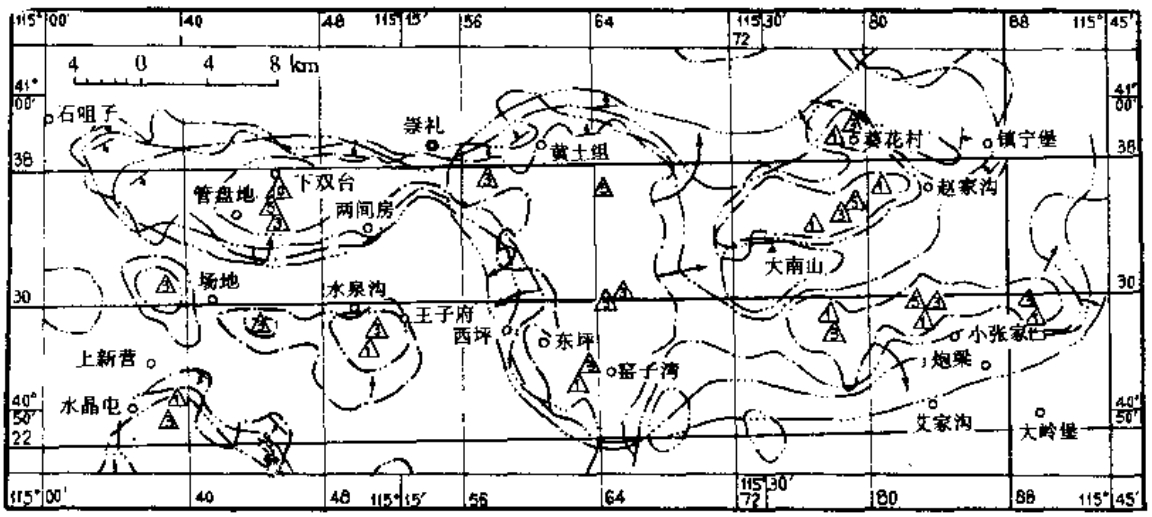




图 4　水泉沟-大南山二长杂岩体航磁解释空间分布图

（据宋瑞先，1992）

1－岩体埋深 1km；2－岩体埋深 3km；3－岩体埋深 5km；4－岩体埋深 10km；5－岩体埋深 1km 中心；6－岩体埋深 3km 中心；7－岩体埋深 5km 中心；8－岩体埋深 10km 中心；9－岩体倾斜面；10－岩体卷曲面

上，除个别点外，几乎所有的点均落在碱性系列区。A/KNC[$Al_2O_3/(K_2O+Na_2O+CaO)$分子数]均小于1，在0.7～1.0之间，属于低铝至贫铝型岩石，表明其物质来源具有深源性(李红阳，1994)，岩体的Sr同位素初始值$^{87}Sr/^{86}Sr$为0.706，O同位素$\delta^{18}O$为9.24‰～10.30‰，亦表明成矿物质来自深源[1]。

三、断裂成矿控矿作用

成矿作用一直是矿床学界探讨的重点内容，且众说纷纭，莫衷一是，就争论的重点问题主要有以下几方面：①矿质来源；②运移载体和通道；③主要控矿因素；④成矿作用。

1.矿质来源

矿质来源一直是争议较大的问题，尤其是金矿床，可发育于任何地质时代、任何岩石类型，或者说无明显的成矿专属性[5]。过去曾做了大量工作寻找矿源层，但效果并不明显。尤其很多含矿围岩的丰度值很低，有的比地壳丰度值还低(表1)。更不能仅仅将矿床(脉)中硫化物与围岩中硫化物进行相比，得出两者各种同位素一致，进而得出矿石硫化物来自围岩的错误结论。他们忽略了矿床(脉)与围岩矿化来自同一岩浆气液，属于同期矿化[6]，相反的情况是因为同一岩浆气液和同期矿化，不仅形成了矿体，而且使附近围岩矿化。

近期研究成果表明，成矿物质部分萃取自含矿围岩，而大型矿床，尤其是中大型矿床连片分布的成矿集中区，成矿物质主要来自深源。这不仅因为金在地核、地幔、地壳的丰度值

表1　各时代地层(岩石)成矿元素质量分数表

地层(层位)		采样地点	样品数	成矿元素含量($w_B/10^{-6}$)				
				Au	Ag	Cu	Pb	Zn
中生界	上侏罗统白旗组	张北县蔡家营矿区		4.78×10^{-3}	0.44		13.10	177.75
	中侏罗统貂鼠山组	宣化县键强庄		3.86×10^{-3}	0.14	6.57	18.57	61.86
	下侏罗统下花园组			2.60×10^{-3}		8.00	21.00	
中元古界	长城系高于庄组	怀来县常庄子矿区	13	1.00×10^{-3}	0.20	5.23	19.70	33.85
	长城系常州沟、串岭沟组	宣化县水地庄磨石山	8	0.80×10^{-3}	0.09	11.83	23.88	26.75
古元古界	红旗营子群大同营组	崇礼县西湾子－太平庄	11	0.73×10^{-3}	0.06	23.6	10.70	78.50
	红旗营子群大同营组	赤城县青羊沟矿区	10	1.07×10^{-3}	0.10		28.23	99.13
太古宇	桑干群艾家沟组	赤城县艾家沟	23	3.20×10^{-3}		25.00	8.00	
	桑干群涧沟河组	宣化县涧沟河	31	7.00×10^{-3}	0.12	57.55	22.26	77.42
	桑干群化家营组	宣化县化家营	41	9.30×10^{-3}	0.21	25.54	48.78	70.73
	桑干群水地庄组	宣化县水地庄	32	1.10×10^{-3}		31.75	15.00	53.44
	桑干群西葛峪组	宣化县西葛峪	38	1.10×10^{-3}		38.00	12.89	23.95

据宋瑞先等(1994)略改.

分别为0.9×10^{-6}、0.001×10^{-6}、0.003×10^{-6}(刘英俊，1991)，银在地核、地幔、地壳的丰度值分别为10×10^{-6}、0.06×10^{-6}、0.08×10^{-6}，绝大多数金、银赋存于地球的深部，而且金、银等矿质来自地球深部的证据越来越多，甚至连过去认为以壳源为主的花岗质岩石，经近期工作证实很多来源于地幔❶。

❶ 洪大卫.内蒙造山带花岗岩的成因和大陆地壳生长.1997.

2. 矿质运移载体和通道

既然金银等矿质主要来自地球深部，那么运移载体和通道便是重要的成矿控矿条件。近年来，地内流体研究倍受重视[7,8]，尤其是俄罗斯、德国等超深钻证实 10km 以下存在大量流体，且流变作用很强。这鼓舞了地球科学家对深部地质作用进行探索的兴趣。

杜乐天[9]认为，地球自内向外划分为外地核氢气圈、上地幔软流气圈、中地壳低速带气圈、天然气-石油气-煤成气圈及大气圈。与上述气圈对应的流体是氢流和氢型幔汁、碱型幔汁及氧型幔汁，而进入上部地壳的为 HACONS 混合流体(H 代表氢、卤素及热；A 代表碱金属；C 代表碳；O 代表氧；N 代表氮；S 代表硫族；另外还携带部分随机分布的不相容元素)。深源流体在地球内部各圈层温度差、压力差及地球内、外动力学因素的影响、激发下，来自地球深部(D″层或下地幔)物质流逐渐形成地幔热柱，以多级演化的形式向上运移，并且成为矿质从深部向上运移的载体和通道，使深源成矿物质得以向地壳迁移。

Maruyama 等通过地震层析研究证实了地幔热柱的存在[10]。

杨振德等[6]则提出深洞成矿观点，认为地壳的薄弱处为深断裂，地球的薄弱处为深洞构造。深洞构造在地幔中相当于幔流柱、超级幔流柱，在地壳中表现为深断裂中超铁镁质岩发育地段、复合岩体、叠置火山口。将这样的地区从上到下纵向联系起来就表现出了深洞构造的空间形态。地核中的金银，或在核幔界面、上下地幔界面滞留的金银，在多种地质作用下，从地核或地球深部向地壳迁移，主要是沿着穿透地幔和地壳的深洞构造随岩浆、气液上升的，并在地壳浅部有利的构造扩容带聚集成矿。

3. 主要成矿控矿构造

地幔热柱多级演化是区域构造演化和成矿控矿的主导因素。当地幔亚热柱上升到岩石圈底部时，岩石圈受热减薄而裂陷，并可由于深断裂的深切而使塑性流变的地幔岩石减压释荷，形成深熔岩浆，而韧性剪切(断裂)带，特别是两组、抑或多组断裂交汇部位往往成为导岩导矿的有利构造。

以冀西北地区为例，尚义-赤城深断裂与乌龙沟-上黄旗断裂的交叉深切，成为有利的深源通道。由于前者向南陡倾，后者向西南倾，故岩浆上侵便出露于两者的公共上盘。水泉沟-大南山二长岩体航磁解释图上就清楚地表明岩体的垂向上侵特征。地表之下 10km 深处，西部营盘地-水泉沟岩体已成为几个不连续的小岩株，单个岩体面积不足 20km^2，而东部大南山岩体在 10km 深处仍为一完整的岩体，且岩体不同深度的水平切面其面积变化不大，垂向上岩体中心轴也基本上是直立的，岩体垂向延深较大。

由于强烈的岩浆活动，特别是花岗质岩浆的密度倒置，使崇礼—赤城一带呈揭顶式强烈隆升，基底变质杂岩裸露，盖层则大幅度拆离滑脱，形成典型的幔枝(变质核杂岩)构造。同时形成轴部引张断裂、放射性断裂、环形(外围主拆离带)断裂等一系列与幔枝(变质核杂岩)构造相配套的成矿控矿构造体系。

以水泉沟-大南山二长杂岩体的南、北缘断裂为例：北侧下两间房-黄土梁断裂长约 20km，走向 NWW 向，倾向北，倾角 70°～80°，是一条压扭性、张扭性复合断裂，主要展布于桑干群和二长杂岩体之间，局部切割桑干群或二长杂岩体，早期的韧性剪切糜棱岩、碎裂岩及晚期的张性角砾及发育的次级裂隙，强烈的钾化、硅化带等异常普遍，局部有相当宽的展布，成为深源矿液向上迁移的主要通道，尤其是有近 SN 或其他方向断裂相交汇的部位，更

有利于矿液的聚积成矿，并能控制多个金矿床(图 4)。南侧断裂亦有类似特征，只是南侧断裂南倾。实际上，断裂与岩体互为因果，断裂导岩，即控制着岩体侵入，而岩体的侵入又液(流体和岩浆)压致裂，使断裂扩大。同时，由于断裂的上侵横张，在垂直岩体方向近等间距地发育一系列 SN 向断裂，远离岩体后便逐渐减弱。

在幔枝(变质核杂岩)的外围，则以放射性断裂和弧形拆离滑脱构造为特征，就成为主要成矿控矿构造。

4. 构造成矿控矿作用

地核中的 Au、Ag 等元素以气-液状态随核幔边界涌动，一旦穿过核幔界面，就随地幔热柱多级演化向上运移，通过地幔亚热柱进入幔枝(变质核杂岩)构造。而幔枝(变质核杂岩)构造体系不仅成为深熔岩浆活动的通道，同时也是热源释放体系和矿液扩散中心。深源流体具有高度活动性和强大的渗透力，除富含 K、Na、Si 等组分外，还混有通过地幔热柱多级演化向上迁移的金、银等成矿物质。当其进入幔枝(变质核杂岩)浅部构造扩容带时，可在控岩控矿断裂蚀变带形成矿床(空间上可表现为岩体的内、外接触带)，如东坪式金矿床也可在幔枝(变质核杂岩)主拆离滑脱带形成矿床，如小营盘式金矿床甚至可在幔枝(变质核杂岩)外围形成受裂隙控制的，与岩浆晚期衍生脉岩密切相关的断裂(蚀变)岩或脉岩型矿床，如相广式银多金属矿床(具体成矿特征已有论述)[11]。

由于地球核幔间的涌动，金、银等穿越核幔界线也会时断时续，时多时少，而进入浅层次幔枝构造时又受地壳构造应力场的控制而呈现多期次活动。因此，成矿作用也必然具多阶段性，或者说成矿有主、次期。

5. 成矿作用的改造、继承性

裴荣富著文强调了一个早、晚期成矿的重要关系——"较新矿床继承较老矿床称之为成矿继承性，较新矿床来源于较老矿床，而较老矿床又可能来源于幔源或壳源，因而它们又都有幔源或壳源的亲源性"[12]。

在地球早期演化历史中，由于地球吸积变热和放射性热的聚积，在地球热高峰期曾出现过广泛熔融的地幔。地幔对流(地幔热柱)活动亦异常活跃，升流柱多，下降柱也多，且多表现为中心式对流。由于对流强烈，加之尚未固结成具有一定规模的陆壳，即便形成部分陆壳也会随洋壳一起卷入地幔再循环，故而没有留下岩石记录。

直到古太古代，随着对流逐渐减弱，分异作用累积效应越来越明显，在某些较大的下降柱位置聚集了足够多的、面积足够大的以花岗质岩石为主的陆壳物质，它们呈"浮渣"状分散在洋壳上，并会随洋壳的水平传动而漂移，几经破碎、聚积、叠置，拼合成更大陆壳块体(古陆核)。

随着热耗散作用的继续，地幔热柱作用逐渐减弱，加之分异的累积效应显著增加，中新太古代新生陆壳大量生成。它们可以在早期陆核岩块周边形成，也可按上述方式单独形成。这些陆核、岩块彼此间相互裹挟或镶嵌，形成具一定规模的古陆[13,14]。正因为太古宙地幔热柱异常活跃，深部通道畅通，深部矿源供给源源不断，不仅形成了大量金矿床(点)，而且在某些发育稳定的幔柱部位还形成了世界级超大型金矿床，所以，世界上很多稳定的大规模克拉通古陆上太古宙－元古宙金矿床占 70% 左右。而在中国则以小陆块、大褶皱带、软碰撞、多期次活动为特色，加之燕山运动的强烈改造，即便原来也有大量的太古宙—元古宙金矿

床，也会在后期的构造改造中，尤其是强烈的燕山运动改造中，被多期次活化—迁移—聚集而多易其位，最终在燕山运动中的主要构造扩容带中，与中生代强烈的地幔热柱活动迁移上来的矿质同期成矿。这也许是中国东部确实属于太古宙－元古宙的金矿床很少，而中生代金矿床却占80%[13,15]的原因所在，也是中国应重视继承性成矿研究的原因所在。

参 考 文 献

1 宋瑞先，王有志等. 河北金矿地质. 北京：地质出版社，1994.

2 河北省地质矿产局. 河北省北京市天津市区域地质志. 北京：地质出版社，1989.

3 董国臣. 论燕山地区燕山运动. 河北地质学院学报，1996，19(6)：660～667.

4 牛树银，罗殿文，叶东虎等. 幔枝构造及其成矿规律. 北京：地质出版社，1996.

5 涂光炽. 金矿地质若干问题探讨. 见涂光炽、翟明远等著，金的经济地质学. 北京：科学出版社，1991，56～64.

6 杨振德，张秀棋. 金成矿地质条件分析. 北京：冶金工业出版社，1995.

7 王鸿祯. 地球内部流体. 地学前缘，1996，3(3～4)：13～23.

8 张本仁. 壳幔体系组成、物质交换及动力学研究. 地球化学，1996，21(5)：457～567.

9 杜乐天，王 驹. 气体地球动力学. 地球科学进展，1993，8(6)：66～73.

10 Maruyama，S. Plume tectonics. J. Geol Soc. Japan，1994，100(1)：24～49.

11 牛树银，孙爱群. 张宜幔枝构造的成矿作用研究. 长春地质学院学报，1997，27(4)：407～414.

12 裴荣富. 姻裳成矿与特大型矿床. 矿床地质，1997，16(1)：93～96.

13 刘连登. 中国主要金矿类型. 见：张贻侠，寸 圭，刘连登等. 中国金矿床：进展与思考. 北京：地质出版社，1996，10～32.

13 胡桂明，谢坤一，王守伦等. 华北陆台北缘地体. 武汉：中国地质大学出版社，1996.

14 陈永生，李自成. 地球形成与演化的一种新说法. 北京：石油工业出版社，1998.

15 叶锦华，王保良，梅燕雄等. 我国主要固体矿产时空分布的若干统计分析特征. 中国地质，1998，(7)：25～32.

郯庐断裂与金矿成矿

沈远超　曾庆栋　刘铁兵

（中国科学院地质研究所，北京）

摘　要　郯庐断裂是我国东部规模巨大的NE向断裂构造系，不同区域、不同时代具有不同特征：东北段早期活动（侏罗纪—白垩纪）形成大量钙碱性火山岩，反映了挤压构造环境。晚期活动（新生代）形成碱性火山岩喷发，表明以拉张作用为主；中南段早期（侏罗纪）以钙碱性花岗岩侵入为特征，晚期以偏碱性-碱性火山-侵入杂岩（白垩纪）和碱性火山喷发（新生代）为特征。郯庐断裂控制了中国东部金矿化集中区的分布，金矿床主形成时代为中生代，与郯庐断裂主活动期一致。

关键词　郯庐断裂　金矿成矿集中区

郯庐断裂是我国东部规模巨大的NE向断裂构造系，全长约2500km，南起安徽庐江南部，至山东郯城，向NE延伸穿过渤海，进入辽宁后，在沈阳附近分为两支，一支为依兰-舒兰断裂，另一支为敦化-密山断裂（图1）。郯庐断裂是一条长期活动，在不同时期、不同地段具有不同特点的巨型岩石圈断裂系。它控制了大量的超大型、大中型及小型金矿的分布及产出，如东北部夹皮沟金矿、海沟金矿、小西南岔金矿、刺猬沟金矿等，山东胶东地区玲珑金矿、焦家金矿、三山岛金矿、台上金矿、新城金矿等超大型金矿及金青顶金矿、大业金矿等一大批大、中、小型金矿；在鲁西地区，如平邑归来庄金矿、沂南金矿等大、中、小型金矿。因此，研究郯庐断裂系分布、特征、性质及其对金矿成矿的控制作用，具有重要的理论和实际意义。

一、郯庐断裂的分布及特征

1. 郯庐断裂东北段的分布及特征

郯庐断裂自渤海进入辽宁后，在沈阳附近分为两支：一支为依兰-舒兰断裂，另一支为敦化-密山断裂。

（1）依兰-舒兰断裂。依兰-舒兰断裂是一条走滑断裂，自辽宁营口、沈阳，经铁岭、开原，至吉林省二龙山水库、伊通、舒兰，进入黑龙江省至依兰、佳木斯，经罗北进入俄罗斯境内，全长约1000km。

该断裂总体走向NE，倾向NW，倾角70°（?）左右[1]，近地表陡，深部变缓，局部地段倾向SE。该断裂在重力场上呈重力异常梯度带，其两侧地质构造性质不同，东侧重力高，航磁为NE向正负交替异常，西侧重力低，航磁为稀疏负异常。断裂两侧构造线方向不一致，东侧以NE向为主，与库拉板块向NW俯冲作用有关；西侧以NEE向为主，与华北板块和西伯

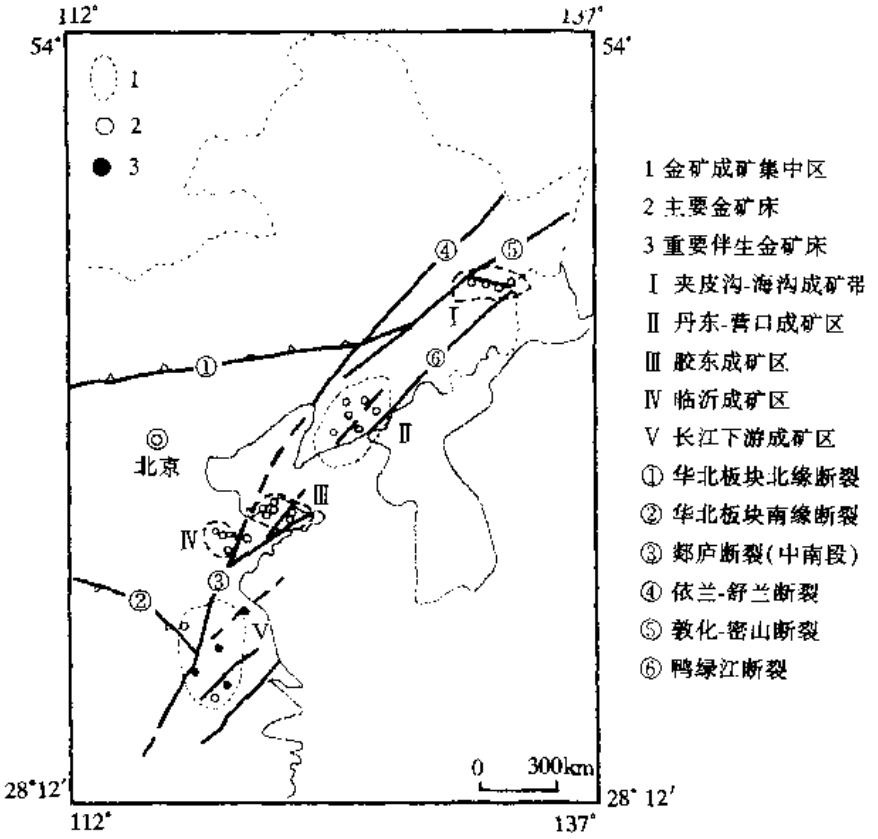


图 1　郯庐断裂及其金矿化带(区)分布图

利亚板块缝合线展布方向一致,反映其继承了古生代基底、构造线特征❶。

(2)敦化-密山断裂。敦化-密山断裂也是一条重要的走滑构造带,该带自沈阳、抚顺一带,以大约 30°(?)角与依兰-舒兰断裂相交,向 NE 延伸经吉林省辉南、桦甸、敦化等地进入黑龙江省,延至密山以远,全长大于 900km,宽度在 10～20km。该断裂带中新生代活动强烈,控制了中新生代断陷盆地的展布方向、沉积建造和燕山期侵入体及碱性玄武岩的分布,同时发育许多牵引构造、拖曳褶皱及平行断裂带,如鸭绿江断裂带等。

2. 郯庐断裂中南段的分布及特征

郯庐断裂中南段指安徽太湖、庐江、嘉山至泗县,向北至山东郯城、沂水、潍坊,进入渤海,该段长约 850km。断裂总体呈 NNE 向横切大别-苏鲁变质造山带,是由近 SN 向、NNE 向、NE 向断裂组成的断裂系统,并控制了中生代部分地层的沉积。

在山东段(中段),主要表现为两个地堑夹一个地垒构造(图 2),边界受 NNE 向 4 条主干断裂控制,断层倾角多在 65°以上[2],4 条主干断裂依次是鄌郚－葛沟断裂,沂水-汤头断裂,安丘-莒县断裂及昌邑-大店断裂,断裂带宽约 20～60km,北宽南窄。每一主干断裂亦由多条次级断裂组成,不同地区其表现形式不同,有的宽阔,有的单一,有的主干断裂清楚,有的深部活动强烈而地表出露不显,有的以揉皱带形式出现。而在南段其主要表现为地堑断

❶ 吉林省地质科学研究所. 吉林省地质构造图说明书. 1993.

裂带特征。该断裂带控制了岩浆的侵入和喷发，特别是控制了基性-超基性岩及深源捕虏体的分布，反映了断裂深切地壳。

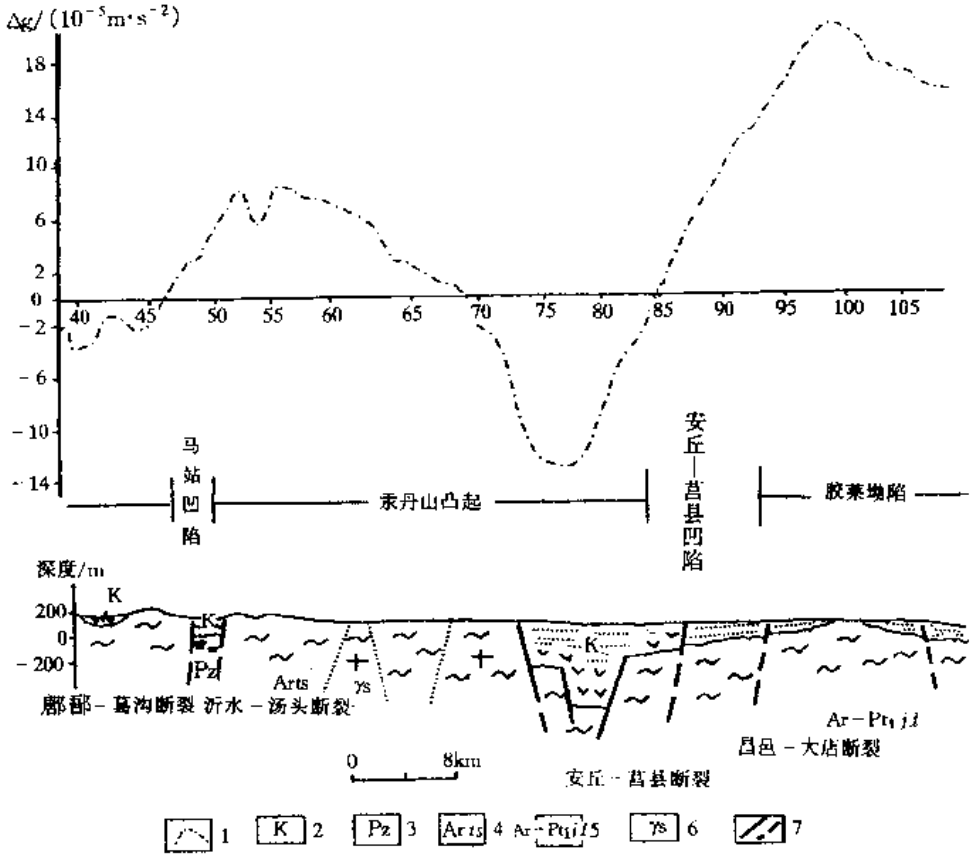


图 2　郯庐断裂中段地质-地球物理综合剖面图

1－布格重力异常；2－白垩系；3－古生界；4－泰山群；5－胶南群；6－混合花岗岩；7－实测及推测断层

断裂带在重力图和航磁图上都有明显的反映。重力图上，莒县以北地段表现为 NNE 向的重力梯度带，位于重力异常斜坡带上；在莒县—嘉山段，表现为由 NNE 向重磁力高和重磁力低相间展布组成的不同重磁场交接带[3]。航磁图上表现为 NNE 向线状正异常。

二、郯庐断裂的性质

郯庐断裂是一条具有复杂活动历史的左行走滑岩石圈断裂，有人认为从元古宙开始它可能就有活动[3]，但它的主活动期在中生代。郯庐断裂在不同地段、不同时期具有不同的性质，这主要取决于当时所处的大地构造环境。关于其位移问题，一直争论较大[1-5]，本文不再讨论。

1. 郯庐断裂东北段性质

郯庐断裂东北段由两支主干断裂及平行次级断裂组成，活动时期主要在中生代。早侏

罗世,该断裂带发生大规模左行平移滑动,早期近 EW 向构造单元发生左行平移错动。侏罗纪晚期以后,属于环太平洋构造-岩浆活动带的一部分,出现大规模火山喷发,形成晚侏罗世至早白垩世的火山-沉积建造。晚侏罗世火山岩 Rb-Sr 等时线年龄为 149.5Ma[6],岩石组合为安山岩-英安岩-流纹岩组合,属钙碱性岩系,火山岩化学成分与高钾安山岩相似,具有高钾低钠富硅贫铁镁的化学特征,反映了其形成于造山带环境。火山岩 Sr 同位素初始比值为 0.70503±0.00009,表明火山岩浆来源于上地幔,在其形成过程中可能有少量地壳物质的混染,其动力来源为库拉板块向欧亚板块的俯冲作用。

早白垩世—新生代,为拉张(裂谷)阶段,在太平洋板块俯冲反弹作用下,断裂带地壳处于伸展状态,形成盆岭式构造,裂谷内依次形成含膏层及玄武岩夹层、煤系及砂页岩、碎屑岩,至上新世,沿断裂带有玄武岩溢出,主要岩性为橄榄玄武岩、二辉玄武岩、玄武岩等,岩石化学成分 SiO_2 质量分数平均 48.45%,$w(Na_2O+K_2O)$ 5.59%,$w(Na_2O/K_2O)/w(K_2O)=2.37$,里特曼指数 $\delta=4.98$。总之,该区火山岩具碱性玄武岩特征,为碱性岩系[7~9],形成于拉张构造环境。拉张开始时期为 100Ma 左右[10]。

2.郯庐断裂中南段性质

中南段早期挤压阶段不太明显,但形成造山阶段的大量花岗岩,如玲珑花岗岩、昆嵛山花岗岩等。近期研究表明,花岗岩岩体定位时代为晚侏罗世,如昆嵛山花岗岩体中二长花岗岩 Ar-Ar 坪年龄为 129.01Ma,Ar-Ar 等时线年龄为 130.68Ma[11]。岩体一般呈不规则带状,混染作用发育。岩石主要类型为石英二长闪长岩、石英二长岩、二长花岗岩等,其中含有大量的斑状细粒闪长岩-石英闪长岩包体。化学成分表明其具有钙碱性演化趋势,花岗岩来源于下地壳-上地幔源区[12]。

中南段的主活动期为白垩纪,该期活动以拉张作用为主,形成磨拉石建造及偏碱性玄武岩和 系列与之有关的偏碱性侵入杂岩体。白垩纪时期火山岩年龄为 101.9~117.8Ma,岩石组合在断裂带东侧和西侧均发育钙碱性和碱性系列,而在断裂带中火山岩基本上属于碱性系列,Sr 同位素初始比值为 0.70492±0.000096,反映岩浆来源于上地幔[13]。伴随这期活动产生大量的偏碱性侵入杂岩体,如山东沂南铜井杂岩体、平邑铜石杂岩体、蒙阴南坦杂岩体、苍山龙宝山杂岩体等。

新生代时期,以火山喷发作用为主,形成火山岩和火山碎屑岩,火山岩平均年龄为 0.73~16.4Ma[2],岩石组合为碱性橄榄玄武岩、霞石苦橄岩等。火山岩中普遍发育深源捕虏体和捕虏晶,常见的捕虏体有尖晶石二辉橄榄岩,常见的捕虏晶为橄榄石、尖晶石、石英、长石等,这反映了新生代火山岩岩浆来源于上地幔。

三、郯庐断裂对金矿成矿的控制

1.对金矿成矿的区域控制作用

郯庐断裂在不同地段、不同时期具有不同的动力学特征及构造属性,产生不同的火山-侵入岩浆活动,它们的分布深度不同,因而不同地段的成矿深度亦有差异,可分为浅成带、中深成带、深成带。如与浅成-超浅成火山-次火山作用有关的金矿主要分布于浅成带中;与斑岩岩浆活动有关的金矿主要分布于中深成带中;与深成花岗岩有关的金矿则主要分布在深

成带上。郯庐断裂及其次级断裂控制了中国东部金成矿区(带)的分布,从北向南主要成矿区(带)依次为夹皮沟-海沟金成矿带;营口-丹东金成矿区;胶东金成矿区;临沂金成矿区;长江下游金成矿区。这些金成矿区(带)虽然所处的大地构造背景不同,但金矿成矿却有共同的特点:

(1) 金矿成矿时代为中生代;

(2) 成矿与中生代岩浆活动密切相关;

(3) 矿床分布于郯庐断裂带一定范围内,受与郯庐断裂活动有关的次级断裂(带)控制,矿体产出则受上断裂旁侧的次级断裂控制。

2.各金矿成矿区(带)主要金矿类型

(1)夹皮沟-海沟金矿成矿带

该金矿成矿带位于华北板块北缘东段新太古代夹皮沟群及 TTG 岩系分布区,矿带呈 NWW 向展布,受华北板块北缘断裂控制,矿体分布及产出则受 NNE 向主干断裂旁侧的次级断裂控制。该成矿带是我国重要的金成矿带之一。矿带内分布有数十个大、中、小型金矿,主要类型有石英脉型金矿、斑岩型金矿、火山热液型金矿。

石英脉型金矿　该类型金矿是成矿带内最重要的金矿类型,可进一步分为夹皮沟式金矿和海沟式金矿。①夹皮沟式金矿:包括头道沟金矿、二道沟金矿、三道沟金矿、四道沟金矿、小北沟金矿、八家子金矿、大线沟金矿、夹皮沟本区金矿、板庙子金矿等大中型金矿及金城洞金矿等数十个小型金矿。矿床分布于 NWW 向构造带内,金矿围岩为新太古代夹皮沟群和 TTG 岩系,每一矿床内均有大量中生代脉岩与矿脉相伴产出,矿体受叠加在早期 NWW 向构造之上的脆性断裂构造控制,矿床主要形成于中生代。矿脉为石英脉型,矿体形态为脉状和似脉状,矿床形成与中生代构造-岩浆活动密切相关。②海沟式金矿:主要矿床为海沟金矿、穷棒子沟金矿等,矿床赋存于中生代二长岩-二长花岗岩杂岩体中的 NE—NNE 向脆性断裂构造中,而杂岩体就位于 NE 向主干断裂与 NWW 向华北板块北缘断裂交汇部位。矿脉为石英脉型,矿体形态为脉状。矿床形成时代为 120Ma 左右。这类金矿主要就位于中浅成矿带中。

斑岩型金矿　这种类型金矿位于本成矿带东侧北部中深成矿带上,主要矿床为珲春小西南岔金铜矿和农坪金铜矿。矿床赋存于受近 SW 向断裂控制的复式岩体中,直接围岩为闪长岩和闪长斑岩,矿体受岩体中次级断裂控制,呈复脉状或浸染状产出。矿石为金铜矿石,金多为伴生金,矿床形成时代为中生代[14]。

火山热液型金矿　这一类型金矿产于本区东部浅成矿带中,主要矿床有①刺猬沟金矿:产于破火山口内,矿床直接围岩为侏罗纪安山岩、安山质角砾熔岩,矿脉为石英脉型,矿体产出受 NNE 向、NE 向次级断裂控制,成矿与次安山岩脉、次安山玄武岩脉、次粗面安山岩脉密切相关。矿床形成于近地表超浅成的中低温、低压、弱碱性、强还原条件,一般成矿温度为 170～180℃、220～260℃、320℃、360～380℃,压力约 230MPa,推测深度为 1.5～0.5km,还原参数为 3.3133 左右,表明了强还原的物化条件,根据矿物组合,可以推测是在弱碱性的介质条件下产生的。②汪清闹枝金矿:矿床围岩为侏罗系屯田营组安山岩、凝灰岩等火山岩,矿体直接围岩为晚古生代花岗闪长岩,成矿构造为岩体中次级 NW 向破碎蚀变带,矿体形态为脉状,矿石为浸染状,成矿与中生代次安山岩脉有关[15]。

(2)营口-丹东金成矿区

该金成矿区内主要金矿类型为石英脉型和蚀变岩型。主要就位于中深成矿带上。

石英脉型金矿　以五龙金矿为代表，它位于鸭绿江断裂西侧，受其次级 NE 向断裂控制，矿体围岩为黑云母花岗岩，矿体形态为脉状，成群成带产出，成矿时代为中生代。

蚀变岩型金矿　以四道沟金矿为代表，其围岩为侏罗系火山碎屑岩、凝灰岩、砂页岩及石英岩，矿区控矿构造为 NNE 向和 NNW 向断裂，矿体形态以扁豆状为主，次为脉状，矿石为含金破碎蚀变岩型矿石，伴生铜，矿床形成与矿区内中生代花岗闪长岩、闪长岩、花岗岩活动有关[15]。

(3)胶东金成矿区

该金成矿区位于郯庐断裂中段，是我国最重要的金矿化集中区，许多特大型、大型金矿均产于该区，胶东金矿化集中区主要金矿类型有 3 种：石英脉型金矿(玲珑式)、蚀变岩型金矿(焦家式)、和层间滑动角砾岩型金矿(蓬家夼式)。

石英脉型金矿(玲珑式)和蚀变岩型金矿(焦家式)　石英脉型金矿以玲珑金矿、金青顶金矿、牟平金矿等为代表。破碎蚀变岩型金矿以焦家金矿、新城金矿等为代表。这两种类型金矿有其共同点：①金矿主要分布在构造-岩浆活动带中，一级区域性深断裂控制岩体、矿带的分布，二级构造控制矿床的产出，三级断裂构造控制矿脉(矿体)的分布和产出；②成矿作用与重熔和同熔花岗岩类侵入体有关，成矿时代主要为中生代；③与成矿关系密切的岩体多为中酸性复式侵入杂岩体；④矿体与围岩界线一般清楚；⑤矿化类型主要是石英脉型、破碎蚀变岩型；这两种类型金矿主要就位于深成矿带上。

层间滑动角砾岩型金矿(蓬家夼式)[17]　该类型金矿以大业金矿为代表，它产于胶莱盆地东缘白垩系砾岩与胶东群变质杂岩之间的破碎带中，其主要特点是：金矿产出与分布受变质核杂岩构造控制；矿体围岩为构造岩(碎裂岩、糜棱岩)；矿体呈似层状、透镜状；矿化类型为角砾岩型；矿床形成时代为燕山期(K)。具有浅成就位的特点。

(4)临沂金成矿区

临沂金成矿区主要位于郯庐断裂西侧，为一浅成成矿区(带)。主要金矿类型有夕卡岩型金矿(铜井-金场式)、隐爆角砾岩型金矿(归来庄式)、层状接触交代型金矿化、古岩溶型金矿等。鲁东南地区还存在次火山岩型金矿(七宝山式)。

夕卡岩型金矿(铜井－金场式)　该类型金矿以沂南金矿为代表，位于郯庐断裂西边部，矿化与中生代由中性中浅成闪长岩-闪长玢岩组成的侵入杂岩体(铜石杂岩体)及由酸性花岗闪长岩-二长花岗斑岩组成的侵入杂岩体(金场杂岩体)有关。杂岩体产出受郯庐断裂及其次级断裂控制。铜石杂岩体就位于 NNE 向主干断裂——葛沟断裂与 NW 向马家窝-铜井断裂构造交汇部位。该杂岩体闪长岩 Rb-Sr 同位素年龄为 113.4Ma❶；金场杂岩体就位于 NWW 向马牧池-金场断裂与 NNE 向枣林庄断裂交汇处。矿体赋存于闪长玢岩(铜井)、花岗闪长岩(金场)与寒武系不同层位灰岩接触带及其附近。矿体产出主要受接触带附近存在的岩舌或岩盖构造控制，矿体形态复杂，呈似层状、扁豆状及不规则状产出，矿体规模一般较小。矿化类型为夕卡岩型矿化，形成时代为白垩纪。

---

❶ 中国地质大学等.铜井、金场矿田成矿规律与成矿预测(科研报告).

隐爆角砾型金矿(归来庄式)　这类金矿主要分布于鲁西地区,在成因上与中生代的火山作用有关,矿体产于火山岩及次火山岩岩体内或其附近断裂构造中。这类金矿以归来庄金矿、卓家庄金矿为代表,其主要特点是:①金矿分布主要与区域性断裂有关,郯庐断裂旁侧的 NW 向次级调整构造控制了该类金矿的产出;②矿床与中生代火山岩-次火山岩侵入杂岩有关,矿床形成于杂岩活动之后;③矿床赋存于火山机构——环状、放射状断裂体系、浅成次火山、超浅成次火山岩顶部或其与围岩接触带附近;④矿化以硅化、萤石化、黄铁矿化为主,矿石构造为脉状、网脉状、角砾状;⑤为浅成低温热液金矿床,成矿时代为中生代[17]。如卓家庄金矿隐爆角砾型矿体(岩筒)位于平邑铜石杂岩体西北边部,岩筒(矿体)产出受岩体内 NW 向断裂和近 EW 向断裂交汇控制(图 3)。

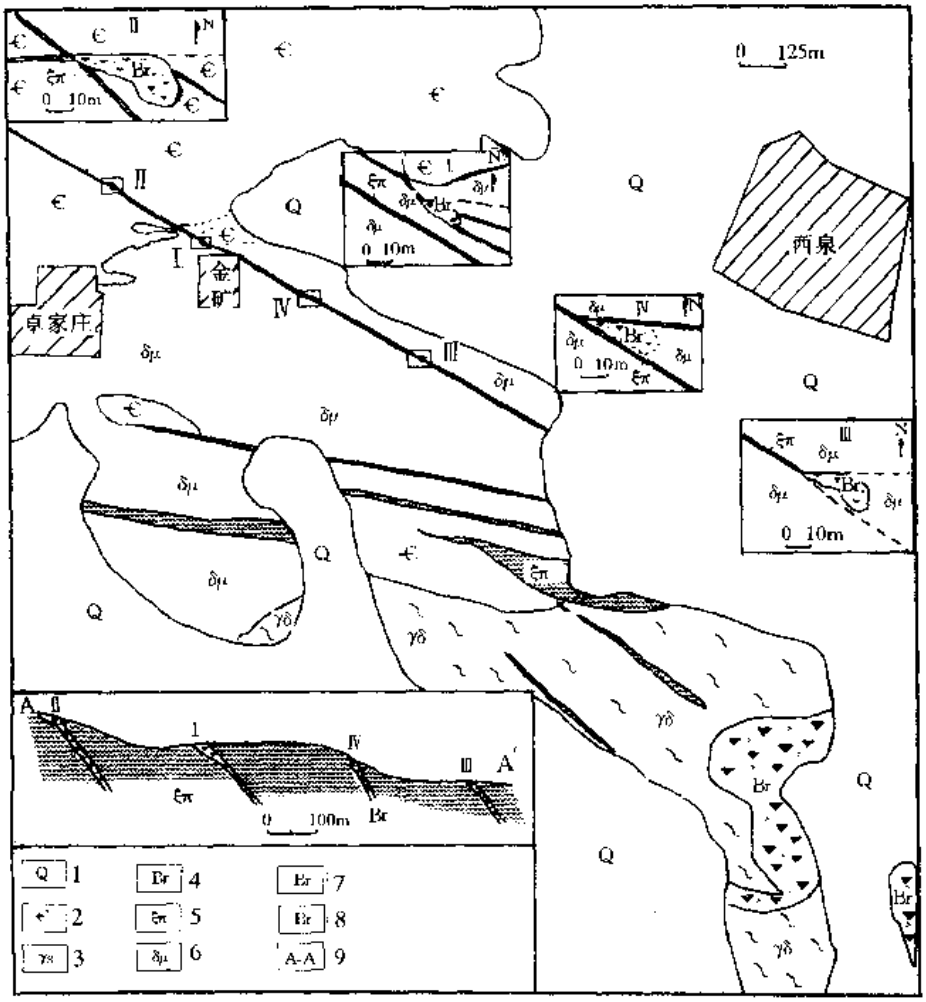


图 3　卓家庄金矿地质图

1-第四系;2-寒武系;3-元古宙片麻状花岗岩;4-隐爆角砾岩(矿体);5-正长斑岩;6-闪长玢岩;7-矿化隐爆角砾岩;8-无矿化隐爆角砾岩;9-剖面

层状接触交代型金矿化　这种金矿化为层状浸染状灰岩中的金矿化,发育于杂岩体周边地层中,受张性断裂(裂隙)控制。这些断裂是区域 NW 向构造中的一部分,主要代表为

磨房沟金矿、梨坊沟金矿。其主要特点为:①该类张性断裂(裂隙)规模不大,矿化从断裂向两侧逐渐减弱,矿体与围岩边界渐变;②金矿化发生在断裂通过的有利层位——泥质条带灰岩等不纯灰岩岩层中,其顶板为硅质结核(条带)灰岩及泥岩隔挡层;③张性断裂(裂隙)与二长斑岩岩枝相连,从矿化层至岩枝距离一般在10~15m,因此,岩浆提供了热液来源(图4);④矿化蚀变主要为萤石化、硅化及碳酸盐化。

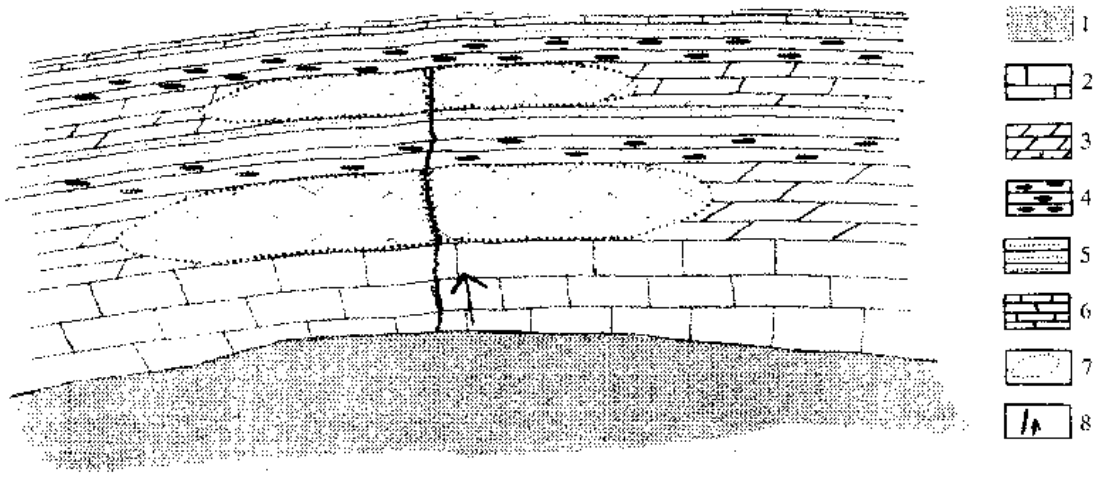


图4 层状接触交代型金矿化模式图

1-二长斑岩;2-块状灰岩;3-薄层泥质灰岩;4-燧石结核(条带)灰岩;5-泥岩;6-薄层灰岩;7-矿体;8-断裂及矿液运移方向

古溶洞型金矿 该类金矿发育于岩体边部寒武纪地层中,古溶洞发育受NW向断裂及其节理(裂隙)控制,该类金矿矿体规模较小,一般几至几十平方米,形态各异,常呈串珠状分布。矿化表现为硅化、萤石化、黄铁矿化及方铅矿化,矿体围岩灰岩中一般无明显蚀变。以张理北金矿点、红旗村金矿点为代表。

次火山岩型金矿(七宝山式) 以山东五莲县七宝山金矿为代表,金矿位于七宝山古火山的东南部,矿体赋存于NE、NW和近EW向构造复合部位,围岩为中生代燕山晚期石英闪长玢岩-花岗岩和闪长岩,矿石为金铜矿石,为次火山岩型金铜矿床[18]。

(5)长江下游金成矿区

该金成矿区位于郯庐断裂南段,为一中深成矿带(区)。金矿类型主要为夕卡岩型,以伴生金为主,安徽铜陵铜官山铜矿、狮子山铜矿即为其代表。矿体产于下二叠统灰岩、下三叠统灰岩接触带及附近部位。与成矿有关的闪长岩、石英闪长岩岩体受早期EW向基底断裂与中生代NE向褶皱(背斜)交汇部位。矿体形态为层状、似层状(主要)、透镜状、囊状等,矿床形成于中生代[13]。

四、郯庐断裂的构造演化与金矿化

中生代时期，中国东部、日本列岛、朝鲜共同作为欧亚大陆的边缘存在，构造作用以库拉板块向 NW 方向的俯冲作用为主，形成一些钙碱性火山岩及钙碱性花岗岩侵入体。至新生代，由于板块俯冲作用引起的应力回弹作用，日本同欧亚大陆分离，形成大量碱性火山岩及偏碱性侵入杂岩体。各阶段形成不同的金矿化。

侏罗纪时期，郯庐断裂东北部活动较为明显，以挤压作用为主，产生大量钙碱性火山岩及钙碱性花岗岩侵入体，伴随钙碱性岩浆活动形成与中深成岩浆侵入体有关的石英脉型金矿、与中浅成岩浆活动有关的斑岩型金矿，与火山活动有关的火山热液型金矿。这一时期，郯庐断裂中南段活动较弱，主要表现为钙碱性花岗质岩浆活动，形成与之有关的石英脉型金矿和蚀变岩型金矿。

白垩纪时期，郯庐断裂东北部活动较弱，中南段活动较强，在中南段产生大量碱性火山岩及偏碱性侵入杂岩体，反映以拉张作用为主的特点，形成与伸展构造有关的层间滑动角砾岩型金矿，与中浅成偏碱性侵入杂岩体活动有关夕卡岩型金矿、隐爆角砾岩型金矿、层状接触交代型金矿化、古溶洞型金矿和次火山岩型金矿。

新生代时期，郯庐断裂系活动以拉张作用为主，形成沉积盆地及大量碱性玄武岩，与金矿成矿作用关系不大。

五、结　论

(1) 郯庐断裂是一条多次活动、深切下地壳至上地幔的岩石圈断裂，中生代是其主活动期，并具有巨大的左行平移。

(2) 郯庐断裂在不同区域、不同时代具有不同的特征：其东北段早期活动(侏罗纪—白垩纪)形成大规模钙碱性火山岩，反映了挤压构造环境。晚期活动(新生代)则以拉张作用为主，形成大量碱性火山岩喷发；中南段早期(侏罗纪)挤压作用不明显，以大量钙碱性花岗岩侵入为特征。无大量钙碱性火山岩形成。晚期以偏碱性-碱性火山-侵入杂岩(白垩纪)和碱性火山岩喷发(新生代)为特征。

(3) 郯庐断裂控制了中国东部金矿化集中区的分布，不同地段、不同时期控制了不同金矿类型的形成。金矿床产出受其二级或三级构造控制，矿体则受三级或四级及更小级别的断裂控制。金矿床主形成时代为中生代，与郯庐断裂主活动期一致。

(4) 郯庐断裂控制的不同深度的火山-侵入岩控制了不同深度(浅成带、中深成带、深成带)的金矿化作用，浅成带形成以隐爆角砾岩型金矿为代表的金矿类型，中深成带金矿以斑岩型金矿为代表，而深成带则以与花岗岩有关的脉状金矿为代表。从而可根据成矿深度指导找矿。

参 考 文 献

1 吉林省地质矿产局. 吉林省区域地质志, 中华人民共和国地质矿产部地质专报(一 区域地质), 第 10 号. 北京: 地质出版社, 1988, 556～562.

2 山东省地质矿产局. 山东省区域地质志, 中华人民共和国地质矿产部地质专报(一 区域地质), 第 26 号. 北京: 地质出版社, 1991, 1～533.

3 王兴昌, 黄太岭. 郯庐断裂带中南段地球物理特征及地质解释. 见: 山东地质矿产研究文集. 济南: 山东科学技术出版社, 1995, 99～108.

4 徐嘉炜, 马国锋. 郯庐断裂带研究的十年回顾. 地质论评, 1992, 38(4): 316～323.

5 汤家富, 侯明金, 高天山. 郯庐断裂带的主要特征与性质讨论. 安徽地质, 1995, 5(3): 60～65.

6 沈远超. 吉林省延边中生代火山岩岩石特征及成因. 见: 中国科学院地质研究所编著. 1981 届硕士学位论文集. 北京: 北京科学技术出版社, 1983, 232～241.

7 鄂莫岚, 赵大升主编. 中国东部新生代玄武岩及深源岩石包体. 北京: 科学技术出版社, , 1987, 10～132.

8 吴利仁主编. 华东及邻区中、新生代火山岩. 北京: 科学技术出版社, 1984, 1～287.

9 沈远超、郑祥身. 牡丹江地区新生代火山岩初步研究. 岩石学报, 1987, (3): 35～45.

10 窦立荣、宋建国、王 瑜. 郯庐断裂带北段形成的年代学及其意义. 地质论评, 1996, 42(6): 508～512.

11 张德全, 徐洪林, 孙桂英. 山东邓格庄金矿与昆嵛山花岗岩的定位时代及其地质意义. 地质论评, 1995, 41(5): 415～425.

12 孙景贵, 刘春华, 郑常青. 胶东东部中生代中酸性花岗杂岩形成机理. 高校地质学报, 1996, 2(2): 207～217.

13 徐贵忠. 沂沭裂谷的形成与演化. 见: 中国科学院地质研究所编著. 1981 届硕士学位论文集. 北京: 北京科学技术出版社, 1983, 42～54.

14 丁俊华, 许文渊, 吴厚泽著. 中国伴生金矿床. 北京: 地质出版社, 1996, 9～115.

15 《中国矿床发展史、吉林卷》编委会. 中国矿床发展史(吉林卷). 北京: 地质出版社, 1996, 78～85.

16 《中国矿床发展史、辽宁卷》编委会. 中国矿床发展史(辽宁卷). 北京: 地质出版社, 1996, 68～69.

17 沈远超, 曾庆栋, 刘铁兵等. 山东省金矿类型及找矿方向探讨. 黄金科学技术, 1998, 6(3): 1～5.

18 《中国矿床发展史、山东卷》编委会. 中国矿床发展史(山东卷). 北京: 地质出版社, 1996, 134～135.

第三篇　深部流体与成矿

地球化学省和壳-幔再循环与成矿的关系

张本仁

（中国地质大学地球化学研究所，武汉）

摘　要　成矿从本质上说是岩石圈系统中金属元素由原始分散状态通过各类地质作用逐步浓集，最终于地壳的局部地段达到可利用的富集状态——矿石。这一过程可同矿石的选、冶流程相类比。成矿受两类因素控制，一类为岩石圈及中间成矿体系（诸如岩浆、热、矿源层）中元素的原始浓度，另一类为自然作用过程浓集金属元素的能力。前者为成矿的必要条件，后者为成矿的充分条件。在无特殊地质作用或其组合能强烈浓集元素的区域，金属成矿省与地球化学省一般说是一致的，并且区域岩石圈，尤其是上地幔中元素丰度的高、低决定着区域成矿的特征。在条件完全相反的区域中，金属成矿省与地球化学省往往不一致，并且能强烈浓集元素的特殊地质作用或其组合成为控制成矿的首要因素。大多数金属元素为不相容元素，陆壳和洋壳均已富集这些元素，壳-幔再循环将使这些元素的浓集过程再次重复发生，从而增加了成矿的可能性。本文结合实例对这些问题进行讨论和说明。

关键词　地球化学省　金属成矿省　壳-幔再循环

一、成矿本质的分析

从地球化学角度看，成矿不是成矿元素新原子的合成和堆积，而系元素在岩石圈（包括直接与地壳进行物质交换的部分软流圈）中从原始分散状态，通过各类地质作用及其中所包含的导致元素再分配（分散和集中）的机制逐步浓集，最终在地壳局部地段达到当前工业可利用的浓度水平（矿石）的过程。这一过程十分类似矿石经选、冶浓集提纯到金属的过程。无论是选、冶还是自然界的成矿，元素的浓集均取决于过程中元素在共存期间通过化学、物理、生物化学和机械方式的不均一分配或分离，结果使元素在一部分相内浓集，而伴之以在另一部分相内的贫化。所不同的是选冶流程中的破碎、分离、搅拌、加料及过程的空间转移与衔接等主要是靠人力实现的，而成矿过程的类似操作与步骤是靠自然力由岩石圈内自发进行的地质构造发展推动的。选、冶的成功与否，一靠矿石质量、金属元素的品位，二靠选、冶工艺流程提纯浓集元素的效率。与此相似，控制成矿的因素也分为两类：一为金属元素在岩石圈和中间成矿体系（诸如含矿岩浆、热液、矿源层等）中的原始浓度，另一类为各种地质作用及寓于其中的化学、物理和生物化学过程浓集金属元素的能力或效率。前一类因素是成矿的必要条件，岩石圈与中间系统中金属元素初始浓度较高，当然对成矿有利，但它必须继续浓集才能成矿，所以显然不是成矿的决定因素。后一类因素是成矿的充分（充要）条件，如果一种地质作用浓集元素的能力非常强，即使在元素壳、幔丰度较低的地区也能导致成

矿[1,2]。

基于上述分析，可以认为金属成矿省既可同地球化学省一致，也可同地球化学省不相吻合。在不存在能强烈浓集金属元素的特殊地质作用或作用组合的区域，一般说来成矿省与地球化学省是耦合的，在这种情况下，岩石圈，尤其是上地幔元素丰度的高低就成为制约区域成矿及矿产类型的首要因素。强调上地幔元素丰度的意义是，归根结底壳的成分是由幔的成分控制的，相反，在具有能强烈浓集金属元素的特殊地质作用或作用组合的区域，成矿省与地球化学省有时就不一致，并且这种特殊地质作用或作用组合在这种情况下就成为决定成矿和成矿类型的首要因素。可以预测，上述两类因素均有利并耦合的地区应成为大型和超大型矿床形成的理想地区。

迄今有关成矿的考虑还多限于地幔物质一次入地壳后的壳内循环、分异和浓集成矿的范围，尚少涉及壳-幔再循环对成矿的意义。其实在板块会聚带等壳-幔再循环剧烈进行的地带往往是重要的成矿带，看来这并不是巧合。从理论上分析，大多数金属在地幔岩石部分熔融、抽取熔体形成地壳的过程中均属不相容元素，即有向地壳富集的倾向性。当已富集这些元素的洋壳和陆壳通过俯冲再次进入地幔或地壳深部，然后通过部分熔融又返回地壳时，就等于以精矿再重复进行浓集，这就必然大大增加成矿的可能性。

下面将以实例来说明和讨论上述两方面的问题。

二、地球化学省与金属成矿省

对东秦岭范围内的华北地台南缘和扬子地台北缘地壳及上地幔元素丰度（表1）研究表明[3,4]：华北地台南缘幔壳富 Mo、Pb、Zn，而强烈亏损 Cu，上地幔的 Au 丰度也明显高于扬子地台北缘上地幔（目前尚缺少公认的全球壳幔的 Au 丰度作为比较标准），因此本区应为富 Mo、Pb、Zn Au 和贫 Cu 地球化学省。这里是超大型的斑岩型 Mo 矿带和我国的重要 Au 矿带之一，但具有规模的 Cu 矿迄今尚无发现。扬子地台北缘上地幔以明显富 Cu、Pb，略富 Zn 和 Mo 为特征，应为 Cu、Pb、(Zn)、(Mo)地球化学省，在基本上属于扬子地台大陆边缘的南秦岭就成为海底热卤水同生沉积-变质成因的泥盆系层控型重要 Pb、Zn 矿带，同时在长江中、下游扬子地台北缘也形成我国重要的 Cu 矿带。湘南幔、壳组成研究表明，那里的壳、幔均富 W（表1），并且湘南正是华南重要 W、Sn 成矿省的组成部分。

这些事实表明：①金属成矿省和重要成矿带多与富集该元素组的地球化学省相吻合，并且区域上地幔中明显富集和亏损的元素常能反映区域中的优势矿产和劣势矿产；②有些元素，例如，华北地台南缘幔壳中的 Pb、Zn 均较高，并同扬子地台北缘幔壳中的丰度差别不大，但在华北地台南缘迄今尚无重要 Pb、Zn 矿床发现，这说明 Pb、Zn 的地球化学省内，并无重要 Pb、Zn 矿床的产出。

通过壳/幔，早期岩浆/深部源区，晚期岩浆/早期岩浆等元素含量的对比，以揭示成壳过程、岩浆形成时的部分熔融过程及岩浆分异结晶过程中金属元素浓集与贫化程度（表2）。结果发现在华北地台南缘所发生的上述各种过程（对斑岩岩浆而言）中：①Mo 是逐步浓集的，并在斑岩岩浆分异过程中可以被浓集达16倍以上，加之它在幔壳中初始浓度就高，所以就促使超大型 Mo 矿带的形成；②Pb、Zn 虽在斑岩岩浆形成时有所富集，但在分异结晶过程

中明显被贫化，因而在相对富 Pb、Zn 的地球化学省中只有一些小型 Pb、Zn 矿床产出；③Cu 在这个省中虽属强亏损元素，但它在所有上述过程中均有一定程度的浓集，故在各斑岩型矿床中均有黄铜矿矿化出现。华北南缘与中生代斑岩几乎同时代的中深成花岗岩（大岩体），在其岩浆形成和分异结晶过程中，上述金属元素不是贫化，就是基本未发生浓集，因而那里很罕见与花岗岩有关的岩浆期后热液矿床[3]。

表 1　中国某些区域地壳与上地幔某些金属元素丰度（$w_B/10^{-6}$）

构造单元	结构层	Cu	Pb	Zn	Mo	W	Au*	Ag	As	Sb
华北南缘（SNC）	上地壳	16	24	58	1.3	0.57	0.6	0.07	0.82	0.43
	下地壳	20	16	55	1.7	0.74	0.4	0.08	0.53	0.14
	上地幔	12	7	79	1.3	0.3	2.6	–	–	–
北秦岭（NQ）	上地壳	25	39	61	0.6	0.7	0.8	0.10	2.3	0.6
	地壳	30	30	64	0.6	0.6	1.0	0.09	4.1	0.7
南秦岭（SQ）	上地壳	23	20	62	0.7	0.8	1.3	0.08	5.6	0.9
	地壳	31	18	63	0.7	0.6	1.1	0.07	4.7	0.7
扬子北缘（NYC）	上地壳	21	20	56	0.58	0.58	0.7	0.04	3.3	0.96
	下地壳	7	16	60	0.68	0.34	0.7	0.07	1.5	0.12
	上地幔	60	15	66	1.10	0.06	0.72	–	–	–
湘南（XN）	地壳	33	26	73	1.18	1.43	–	0.06	–	1.18
	上地幔	27	3.5	44	0.107	0.82	–	–	–	–
全球	地壳①	75	8	80	1.0	1.0	3.0	0.08	1.0	0.2
	上地幔②	40	2.1	60	0.6	0.3	5.0	0.06	0.9	0.1

注：SNC、NQ、SQ 和 NYC 等 4 个构造单元地壳元素丰度是根据 4553 个各类岩石样品数据的计算结果；SNC 和 NYC 上地幔元素丰度是根据 28 个幔源镁铁质超镁铁质岩（含科马提质岩）样品数据计算的结果，引自文献[3]。湘南壳幔元素丰度引自李方林，1995，博士学位论文，中国地质大学研究生院；地壳元素丰度是根据 500 个各类岩石数据的计算结果；上地幔是根据 10 个玄武岩和地幔橄榄岩包体样品数据的计算结果。①全球大陆地壳元素丰度引自 Taylor and McClennan，1985；②全球上地幔元素丰度引自黎彤，1976。* $w_{Au}/10^{-9}$。

表 2　华北陆块南缘主要地质过程中 Mo、W、Cu、Pb 和 Zn 的浓集系数

过程类型	对比对象	样品数	Mo	W	Cu	Pb	Zn	备　注
成壳	壳/幔	909/10	1.1	2.1	1.6	2.6	0.7	
斑岩岩浆部分熔融（中生代）	早期岩石/下地壳源岩	127/31	1.4	4.9	2.2	4.2	2.7	斑岩早期岩石中 W 平均含量采用南泥湖岩体数据，样品数为 10
斑岩岩浆分异结晶（中生代）	晚期岩石/早期岩石	183/127	16.5	11.1	1.6	0.7	0.3	
花岗岩浆部分熔融（中生代）	早期岩石/下地壳源岩	142/31	0.56	0.78	0.3	1.7	0.8	
花岗岩浆分异结晶（中生代）	晚期岩石/早期岩石	43/64	0.81	1.16	1.01	1.12	0.88	未见矿化

至于南秦岭形成重要层控 Pb、Zn 矿带的原因，固然与该区上地幔富集 Pb、Zn，地壳 Pb、Zn 丰度也较高有关，但更重要的是：①泥盆系沉积盆地是北秦岭早古生代洋壳俯冲造山带的前陆盆地或残留海盆，同生断裂发育，古热流高，有利于热水溶液的形成及深循环；②地球化学研究证明，层控矿床硫化物的 Pb 同位素组成明显较含矿泥盆系中黄铁矿的 Pb 同位素

富放射成因 Pb，而与基底前泥盆系中黄铁矿的 Pb 同位素组成相接近（表 3），证明成矿物质不是来自含矿地层，而是来自盆地基底富集 Pb、Zn、Ag 和 Cu 的地层（表 4）。成矿有利的必要条件与有利的充要条件的耦合，就促成了重要矿带的形成[5]。

表 3　南秦岭层控铅锌矿床及有关地层 Pb 同位素平均成分

地区	地质对象	测定矿物	样品数	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
柞水－山阳地段	银铜子、桐木沟矿床矿石	主要方铅矿、其次黄铁矿	9	18.103	15.651	38.287
	近矿含矿地层（中泥盆统）	方铅矿、黄铁矿、毒砂	5	18.175	15.638	38.822
	远矿中泥盆统	黄铁矿	4	17.562	15.472	37.367
恒口－紫阳地段	大贵坪组（Sd）	黄铁矿	1	20.076	15.800	38.596
	洞河群（$\in-O$）	黄铁矿	7	19.072	15.611	38.456
	毛坝关组（$\in_2 m$）	黄铁矿	2	18.471	15.707	38.365
	瀼岭河群（1019Ma）	黄铁矿	2	17.665	15.342	37.371

表 4　南秦岭前泥盆纪某些地层金属元素平均质量分数（$w_B/10^{-6}$，$w_{Au}/10^{-9}$）

地层小区	地层单位岩石类型	样品数	Cu	Pb	Zn	Ag	Au*
浙川－内乡	寒武系泥质岩	3	298	85	606	4.4	1.2
	寒武系	21	38	22	88	0.5	0.6
留坝－鄖县	志留系泥质岩	33	22	15	92	0.01	0.8
白云－柞水	志留系	42	21	16	88	0.06	0.8
	奥陶系绿片岩	7	34	13	113	0.01	0.6
	奥陶系	10	26	13	104	0.01	0.7
	寒武系板岩	1	273	29	389	7.0	1.5
紫阳－竹溪	寒武系泥质岩	43	25	22	92	－	0.7
	寒武系	62	29	22	100	－	0.6
勉略地区	碧口群变玄武岩	13	29	130	108	0.029	0.85
世界范围	页岩*		45	20	160	0.07	1.0
	玄武岩*		87	6	105	0.11	4.0

* 据涂里千和费德波（1961）

三、壳、幔再循环与成矿

内蒙古白乃庙斑岩型铜矿产于华北地台北部边缘、早古生代蒙古洋壳向南俯冲于华北板块之下的古岛弧环境。这点被更多的研究所证明[6,7]。然而，该区域壳与幔元素丰度研究证明，那里的地壳与上地幔中 Pb、Zn、Ba 丰度基本正常（与全球幔壳相比），但是 Cu 则是明显亏损的（表 5）。在地幔岩石部分熔融过程中，Cu 的总分配系数 D_{Cu} 介于 D_{Yb} 与 D_Y 之间，类比 δEu 的计算（原始地幔标准化），得出的现代上地幔的 δCu 为 0.38，新生代玄武岩的 δCu 为 0.33，也表明该区上地幔强烈亏损 Cu（表 5）。甚至，该区能够代表早古生代洋壳的温都尔庙蛇绿岩套中的变拉斑玄武岩的 Cu 含量也明显低于玄武岩的世界平均值，δCu 也仅达 0.6。然而，白乃庙群早古生代岛弧型变安山玄武岩的 Cu、Pb、Zn 和 Ba 含量就明显高出玄武岩中各元素的世界平均值，且 δCu 也升为 1.1。与矿有关的斑岩更是明显富 Cu 和

表 5　华北地台西北缘壳、幔及有关岩石、矿石地球化学特征

地区	地质对象	测定对象	样品数	Cu	Pb	Zn	Ba	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	资料来源
				($w_B/10^{-6}$)							
五台－阴山	上地壳	各类岩石/中生代花岗岩长石	379/51	27	15	66	654	17.453	15.475	38.731	①/②
五台－阴山	下地壳	各类麻粒岩	107/12	43	11	87	622	17.439	15.480	37.377	①/③
汉诺坝－大同	上地幔	二辉橄榄岩包体/新生代玄武岩	4/8	26 (δ_{Cu})=0.38	11	79	16	17.534	15.378	37.496	④/⑤
左云－右玉大同	新生代玄武岩	全岩	25	46 (δ_{Cu}=0.33)	14	109	374				①
白乃庙	早古生代变安山玄武岩(岛弧型)	全岩	68	123 (δ_{Cu}=1.1)	12	70	820				⑥
温都尔庙	早古生代变拉班玄武岩(蛇绿岩)	全岩	24	65 (δ_{Cu}=0.6)	4.8	78	47				⑥
白乃庙	花岗闪长斑岩(386Ma)	全岩/长石	10/1	334	10	45	1101	17.807	15.566	37.943	⑥/⑦
白乃庙	斑岩型矿床矿石	方铅矿、黄铁矿	3					18.117	15.547	37.727	⑥、⑦
大陆上地壳	(Taylor and McClennan,1985)			25	20	71	550				
大陆下地壳	(Taylor and McClennan,1985)			90	4	83	150				
全球上地幔	(黎彤,1976)			40	2.1	60	76				
世界范围	玄武岩	(涂和费,1961)		87	6	105	330				
世界范围	花岗岩	(涂和费,1961)		30	15	60	420				

注：测定对象 a/b 和样品数 a/b 中：a 为测定元素样品及样品数，b 为测定 Pb 同位素样品及样品数。资源来源③/⑨：③为元素丰度数据来源；⑨为 Pb 同位素数据来源；①骆庭川等(1995，未刊)，②张理刚等(1995)，③朱炳泉等(1989)，④刘若新等(1990)，⑤解广轰等(1989)，⑥高长林(1993)，⑦鲁守柱等(1992)，＊按胡骁等(1990)数据计算。汉诺坝－大同地区橄榄岩体 Pb 丰度及 δ_{Cu}根据资料①计算，并包括了山西左云、右玉的资料。

Ba。在贫 Cu 的地球化学省中，能形成富 Cu 的玄武岩和矿床，看来同该区板块聚会带中的壳、幔再循环所导致的 Cu 的第二次浓集旋回是不无关系的。

Pb 同位素组成数据（表 5）也能为该区的壳、幔再循环提供佐证。五台—阴山一带现代上、下地壳和上地幔均相对低放射成因 Pb。而白乃庙斑岩的长石 Pb 均较该区现代壳、幔富放射成因 Pb。考虑到长石和硫化物 Pb 记录的是早古生代岩石和矿石形成时的初始 Pb 同位素组成，如那时的 U-Th-Pb 系统演化到现代，则其 Pb 同位素比值必然更高。这种情况只能从洋壳俯冲向地幔源区带入了富含放射成因 Pb 的沉积物得到解释。

最近朱炳泉等（1995）通过 Pb 同位素填图厘定了华南板块和扬子板块地球化学边界，并发现金顶、大红山易门、个旧、大厂、柿竹园、冷水坑、铜厂等十多个大型-超大型矿床，基本沿华南板块和扬子板块的边界分布[8]。虽然这些矿床多形成于华南板块和扬子板块的拼合之后，不可能同大洋板块俯冲直接相关，但是它们成矿及有关岩浆的源区岩层是否在成因上与壳、幔再循环有联系，应是值得研究的课题。

参 考 文 献

1 张本仁. 地球化学的基本观念与方法论. 地球科学，1992，17（增刊）：18～25.

2 张本仁. 成矿带地球化学研究的理论构想与方法，勘查地球物理勘查地球化学文集，第 9 集. 北京：地质出版社，1989.

3 张本仁，骆庭川，高 山等. 秦巴岩石圈构造及成矿规律地球化学研究. 武汉：中国地质大学出版社，1994.

4 Gao S, Zhang B R, Luo T C et al. Chemical composition of the continental crust in the Qinling orogenic belt and its adjacent North China and Yangtze cratons. Geochimica et Cosmoschimica Acta, 1992, 56: 3989～3950.

5 张本仁，陈德兴，李泽九等. 陕西柞水－山阳成矿带区域地球化学. 武汉：中国地质大学出版社，1989.

6 高长林. 中国内蒙古中部和陕西东部两类大陆边缘的地球化学研究. 武汉：中国地质大学出版社，1993.

7 胡 骁，许传诗，牛树银. 华北地台北缘早古生代大陆边缘的演化. 北京：北京大学出版社，1990.

8 朱炳泉，常向阳，王慧芬. 华南～扬子地球化学边界及其对超大型矿床形成的控制. 中国科学（B 辑），1995，25（9）：1004～1008.

地幔流体与成矿*

杜乐天

（核工业北京地质研究院，北京）

摘　要　幔汁（HACONS复杂化合物）研究对地球科学各分支学科都很重要。海底黑白烟囱带有油滴的发现使我们能更好地理解成矿作用。我们最近的3项研究结果对这项研究增添了新的内容：①碱交代作用是整个热液成矿中的一个基本作用，20年前著名地质学家Shinner就预言过；②碳硅泥岩系向太古宙、元古宙和中生代、新生代的层控矿床成矿作用的扩展；③最近我们在胶东的新生代碱性玄武岩中发现钾霞石质地幔熔融包体，它提供很多宝贵信息，是它分异出了成矿热液形成了胶东金矿和胜利油田。重油中含金高达2×10^{-6}以上。

关键词　地幔流体　成矿作用　碱交代

成矿作用绝大多数都发生于地壳之中，而且是很浅的上地壳，深度一般只有2～3km。浅成低温者更浅，只不过几百米。至于地热系统已到达地表。即使是岩将成矿也不过3～5km，成矿的酸性岩浆岩多为次火山岩相，只几百米深。

成矿作用这么浅，而地幔又这样深，即使在裂谷区，活动区的地幔上隆，也仍然会有20～30km深，二者如何相联系，长期以来一直是个模糊的问题。这中间隔了20多公里的下地壳、中地壳，它们和上地壳成矿作用是否也有联系，更是个谜。的确，如果拿不出确凿的证据，把很浅的成矿作用去和很深的上地幔挂钩是很难令人信服的。这是至今为止中外矿床学界总是对地幔因素持有深刻怀疑态度的一个原因。

问题并不止于此。当我们考察成矿作用和地幔关系时究竟是指和地幔岩石、岩浆、流体、热流等哪一种的联系？地幔岩深，但流体（本文所采用的流体概念指汽液，不包括岩浆）和岩浆是可以流动的，可以上来到很浅处。它们同时也是热液体，可以以很快的速度上升到达上地壳，与下中地壳很少有交换反应，尤其是在裂谷、裂陷拉伸性活动区。这样，下、中地壳的影响、干扰，基本可忽略不计。海底洋壳上的热液作用也没有陆壳的干扰。下面将分热液成矿和岩浆成矿分别加以阐述。

一、热液成矿

地壳热液作用和地幔流体有何关系？这是一个很难确切解决的问题。随着近20年在以下重要研究领域的新进展，这一问题有了很多答案。这些领域主要是：

1.各大洋海底探测发现热液作用正在进行，人们可以观测、拍照、取样、追踪。

* 国家自然科学基金资助项目部分研究结果

这是非常理想的大自然为我们所做的成矿实验，特别宝贵的是不仅可以看到结果，还可以研究过程及条件。困惑了我们一两个世纪的热液作用及其成矿问题，现在已经到了可以彻底加以澄清的时候。现在的洋底里白烟囱和太古宙的 Abitibi 块状硫化物竟然非常相近；瓜伊马斯海底热喷泉居然喷石油油滴；红海底部金属淤泥和 Fe、Cu、Pb、Zn 矿层完全类似；各大陆坡海底淤泥中埋藏了天文数字巨量的水合天然气(甲烷为主)。海底是洋壳，不存在大陆地壳，硅铝地壳的影响可以排除。这最雄辩地证明了成矿热液作用可以和陆壳完全无关，和岩浆作用无关。中外文献中经常所说的"大气降水成矿"并不属实。热液是来自地幔流体的直接冷凝而不须非要通过岩浆分异。特别是花岗岩岩浆分异热液成矿说可能到头来会变成了神话。再者，海底热泉可以生油和大规模海底水合天然气的存在这些事实，也就回答了石油、天然气的地幔流体成因。

2. 碳硅泥岩系向元古宇、太古宇概念扩张，是最近几年矿床学界很值得注意的新动向。

长期以来，为什么世界上许多巨型热液矿床都赋存于一定地层层位，特别是多产生于新太古界和元古宇，一直是个谜。现在看来，有了新的理解，这就是碳硅泥岩系。这个名词和概念本来是我国铀矿的一个矿化类型名称。铀矿地质界对它已有 40 年的研究历史，已经相当深入，本文不可能详述。扼要地说，这是一套特殊的沉积岩系，大至地层的组，小到薄片中的微层理总是硅质-泥质-碳酸盐三元组合，故岩性不纯；薄层互层，相变很快，彼此相互过渡，上下则是频繁韵律旋回互层，沉积时为热水，是裂谷环境下缺氧局部滞流沉积；特别令人注意的是在这类岩系中有以下金属和非金属元素的奇特组合和异常富集：U、Au、Mn、Pb、Zn、Co、Cu、Ni、Fe、V、Mo、Re、REE、ΣPt、S、Se、Te、Ba、As、Hg、Ge、Cd、Tl、Ag、P 等等，另外还富 C 质，有时为石煤层，变质后成为石墨层(矿)，此岩系总是黑色。碳硅泥中的碳有二重意义，即碳酸盐(白云石、方解石等)和碳质。印度的所谓孔兹(孔达)岩系，实际上就是变质的古老碳硅泥岩系，没有什么特别的。

碳硅泥岩系本来只为铀矿地质界所熟悉，但当我们完成国家黄金地质攻关项目《我国碳硅泥岩系金(铀)成矿规律和远景预测》(1991～1993)之后得到了新启悟，原来这一套长期研究的产铀地层，并不只限于铀，其中还产 Au、Hg、Se、Te、ΣPt、Co、Ni、Mo、Re……。产矿地层也不限于多年研究的上震旦系和古生界，现在发现世界上很多元古宙、太古宙地层也几乎全是它！(碎屑岩不在此列)。我们遂把这一原来局限的概念扩展用来研究元古宇、太古宇沉积岩系，工作结果表明是成功的，对认识许多前寒武纪地层和成矿作用规律顿时变得豁然开朗。碳硅泥岩系的三元热水沉积原来和陆上热液矿床的三元(石英、玉髓等硅质，碳酸盐及脉旁蚀变粘土)热液沉淀物完全相当。上述那些奇特元素的富集组合也全是热液矿床中经常富集的元素群(我们把它们分成为基性超基性特征成矿元素族 B 族，酸性岩特征成矿元素族 A 族及气体族 G 族)。于是就冒昧地做出了一个新结论：碳硅泥岩系实为沉积方式的热液岩系，并且是元古宙、太古宙沉积岩的主体。

上述这一结论的重要内涵的引伸至少有以下几点：

(1)海底热液作用要比大陆热液作用大得不可比拟，可以有几万至几十万平方公里的分布面积。地层中的热液作用成矿远远多于岩体内部和其旁侧的热液成矿。一个世纪以来，Lindgren、Emmons、Schneiderhohn、Bateman 所提到的热液矿床的"岩体中心论"似乎需要彻底加以更新。岩体内外接触带当然是重要的成矿富集部位，今后仍然是重要的研究对象和

找矿对象，但更广阔的找矿天地是各地质时代的碳硅泥岩系。

我们上面谈到的碳硅泥岩系的概念扩张是从长期研究熟悉的未变质的古生界向变质的元古宇、太古宇扩张。另外还有另一个方向的扩张，是运用到研究中、新生代地层和成矿中去——特别是油页岩、油、气、盐、膏、硝、碱地层，也是碳硅泥岩系（不拟细述）。水下（海、湖）热液作用是不可忽视的。

（2）黑色页岩系的命名已有多年。中外都有精深的专著和研究成果。它在很多方面和碳硅泥岩系可视作同义语，不过，作为定名，只突出页岩而不反映硅岩、碳酸盐岩，总会令人觉得是一缺憾；另外只提页岩更难包括黑色硅岩、黑色碳酸盐岩，就是所谓的页岩本身，如果加以深究，从世界各地黑色页岩中的矿物组成资料看，很多情况下主体造岩矿物并非是泥质或粘土质而是自生石英。主体矿物成分既然是石英而又定名为页岩，这是矛盾的。当然，这一问题很复杂，笔者只是一种臆议，尚不成熟，可不断加以讨论。

（3）既然地球上的热液作用主要不是陆上而是海底，那么过去根据陆上热液矿床解剖所建立的热液理论就成了大问题。至少必须重新加以再考察。热液作用和岩浆作用严格说并不是依附从属性关系，而是并行、相互独立的关系。由于一二百年来地幔流体与热液活动之间插了一杠子——岩浆作用，使之一叶障目，遂使我们多年不识泰山。多年来的理论公式是：

$$\text{岩浆作用} \xrightarrow{\text{分　异}} \text{热液作用}$$

现在看来，这个公式出现了问题。我们最近的较多研究结果表明，岩浆作用和热液作用都是地幔流体造成的。如果环境是挤压，地壳的张开性小，地幔流体不容易快速上来，和地壳岩石能长时间反应，就会发生熔融和岩浆作用。一旦有了岩浆柱，地幔流体又重新有了容易上升的通道，这就是 Коржинский 所说的“透岩浆流体”。多年所谓的岩浆分异热液实质上就是这种从地幔上来的透岩浆流体。当然，在地壳岩浆熔融时也会有地壳物质参加到此透岩浆流体中来，但一般说是次要的、从属性的（这有许多证据论证，此处不赘）。如果地壳是拉张环境，断裂发育，地壳可渗透性高，地幔流体可快速上涌，和下中地壳岩石来不及充分反应即可到达上地壳浅处，遂形成和岩浆无关的陆上（特别是海底）的热液作用和成矿。尽管也许在此热液活动的前后有火山作用岩浆活动，那也是地幔流体所造成。地幔流体可以产生地幔的岩浆作用，更可以产生地壳上的岩浆作用，这是近代地幔流体和地幔交代作用研究中的一个重大新概念。这样，在地壳热液作用和地幔流体之间可能存在以下 2 个可能的过程：

$$\text{在拉张环境中}\quad \boxed{\text{地幔流体}} \xrightarrow{\text{陆上、海底}} \boxed{\text{热液作用}}$$

透岩浆流体

$$\text{在挤压环境中}\quad \boxed{\text{地幔流体}} \longrightarrow \boxed{\text{岩浆作用}} \longrightarrow \boxed{\text{热液作用}}$$

3. 近代矿床学再一个重要的新进展是几乎所有的热液成矿作用都是从碱交代作用开始的，而不分是何元素矿床和是何成矿类型。

碱交代作用是由 3 个发展阶段前后有规律的演变：碱交代→中性交代（Fe、Ca、Mg 交

代)→酸交代和酸沉淀。矿质富集、成矿都在酸交代和酸沉淀场之中,矿质和酸质共迁移、共富集,是同时、同步、同位。酸质有五大组成部分:

(1)首先是酐类(即两性元素的氧化物):最大量常见的是硅酐,SiO_2,即各种石英、玉髓、蛋白石、燧石、碧玉等,此外是 Fe_2O_3、Fe_3O_4、TiO_2、SnO_2、UO_2、MnO……

(2)硫化物、砷化物类:Fe、Cu、Pb、Zn、Mo、Bi、Co、Ni 等亲硫元素的硫砷化物;

(3)卤化物类:氯化物,如石盐、钾盐,氟化物,如萤石等;

(4)含氧酸盐类:碳酸盐、硫酸盐、磷酸盐、硅酸盐、硝酸盐、铬酸盐、钒酸盐、铝酸盐、铌钽酸盐、硼酸盐等;

(5)氢交代粘土类:伊利水云母、蒙脱石、高岭石、沸石等族。

碱交代产生了碱交代岩,它可以发生在任何岩石之上。尽管可分出五六十种,但共同点都是 Na 或/和 K 的带入。在岩石中新生出碱质浅色、暗色矿物,例如长石类、副长石类、云母类、角闪石类、辉石类等。碱交代在成矿作用中的重大功能是释放矿质提供矿源。这是被我们和国内外许多研究结果所证明了的。碱交代形象地说就是清洗,笔者称之为"垃圾效应",通过浸出、萃取垃圾成分形成垃圾矿物、垃圾岩石。矿石实质上就是一种特殊的垃圾岩石。碱交代由于总是开始阶段,故相对说是位于矿床的根部、下部、内部、中部,而由此碱交代演化分异出来的中性碱上质和酸质将相应分布和定位于碱交代岩的上部、外部,因而形成了早碱晚酸,下碱上酸,内碱外酸的时间、空间分带性。如果断裂带是平缓的,那还有个前酸后碱的分带。这些现象几乎见之于所有的热液矿床、矿层。当然,碱交代都是多期进行,前后又有位移、构造变动和叠加,变得相当复杂和多样,在此不赘。有时在矿床上没发现碱交代岩,好像不能证明是碱交代作用成矿。其实这是误解,原因是矿床剥露浅,深部矿根相碱交代岩没出露。另外更多的情况是不认得,不注意,没记录,没描述和没研究;或者只当成一般矿物蚀变岩对待;有的则把此交代岩误名之为岩浆岩了。笔者在几十年的研究工作中通过许多检验是否是碱交代岩的判别标志,检查了中外很多矿床(上千个),结果表明几乎全部的热液矿床确确实实的都是碱交代作用这一基本成矿作用形成的。

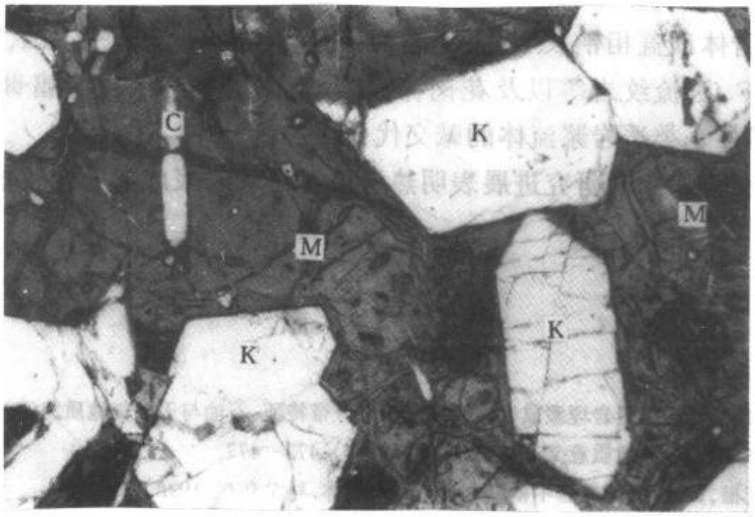
美国著名矿床学家,《经济地质》主编 Skinner 在 1987 年说:"在矿床中和矿床之间我们发现的差异越多,以及观察的资料越丰富,我们就越能发现成矿作用的一致性。我猜测,一些表面看来相互无关的分类中隶属于不同类型的若干组矿床,有朝一日将被证明是不同地质环境中发生的一种基本作用的产物"。这是他在 1987 年说的,而且还只是朦胧的预见。实际上在 1982 年这个各类热液成矿的一个基本作用——碱交代作用我们就已经发现了。从那时到现在过去了 10 多年,我们现在已有更多的资料来说明这一论断的确定性。

4. 现在我们拿一个具体研究结果来剖析一下成矿和地幔流体的亲缘成因联系。

胶东(招掖、牟乳)金矿区是燕山期大规模碱交代作用成矿已被我们最近几年的研究工作结果(也有许多其它研究者)所进一步肯定,与此相应,在胜利油田沙河街组中广泛产出石盐地层。生油岩系中发育大规模的伊利水云母和绢云母化(从蒙皂石、高岭石不含碱的矿物转变而来)[1]。

笔者认为这实际上是一种生油地层中的大规模热液碱交代(钾交代)。K^+ 从何而来?石盐层是不可能供给的,因为主要是 NaCl。石盐本身又从何而来,这些都长期无明确的答案。现在看来,这种伊利水云母化、绢云母化正好和郯庐断裂东侧胶东金矿脉旁大规模绢英

岩体相当(深部还有钾钠交代长石化),它们都是钾交代。碱交代作用总是排出大量硅质形成含金石英脉和硅化。在胜利油层中也有显著的次生石英加入,影响油层产率[2]。这种对应决非偶然,最近在胜利油田重油中又发现有可观的金品位(1～2mg)/t(林清,1990),这就更令人产生疑窦。最近几年在地幔流体项目研究中我们在栖霞大方山中新生代碱性玄武岩中发现了不仅有固体地幔岩包体,还有熔体地幔包体,工作证明是钾霞石岩浆(照片1)。



照片1　栖霞大方山球状地幔熔体包体

M－熔体玻璃;K－从熔体晶出的钾霞石完会自形晶体;C－单斜辉石柱(×80 单偏光)

上述熔体和钾霞石的探针成分见表1。

表1　球状熔体地幔包体中玻璃和钾霞石成分(w_B/%)

物质	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
钾霞石	42.41		33.11	1.29				13.79	9.16
熔体	50.05	3.85	11.38	15.23	0.47	5.84	7.48		3.54

表1资料说明在燕山期于山东地块下的确存在软流体和富碱地幔流体,它正是形成胶东金矿和胜利油、盐、气的统一深部流体来源,能证明这一点的还有固体地幔二辉橄榄岩包体中斜方辉石熔融的富碱浆胞、单斜辉石的富碱海绵边和橄榄石中气液色裹体等测量结果[3],也都确切无疑地证实了地幔流体都相当富碱(还有大量 H_2、CH_4、C_2H_6、C_3H_8、C_2H_2、C_2H_4、C_3H_6、C_4H_6 等形成油、气的幔源气体)[3]。这类富碱烃流体从深部进入盆地就和干酪根化合形成胜利油、气以及盐层;如进入富 Au 的基性变质火山岩和混合花岗岩就形成胶东金矿床。此二类成矿表面上差别很大,一是热液金矿,一是油气矿床,但实质上都是热液碱交代作用成因。富碱热液正好来源于富碱地幔流体,二者间存在着合乎规律的衔接。

二、岩浆成矿

由于篇幅限制不可能展开阐述，这里只能列出一些结论：

(1)超基性、基性岩的所谓岩浆矿床(Cr、Co、Ni、V、Ti、Fe、P、ΣPt)，表面上看是熔离作用、岩浆分异成因，但实际上是地幔流体成矿，和热液作用成矿一样也是发生于岩浆体内的碱交代作用机制。

(2)对于花岗岩体顶盖相钠长石、黄玉富 Li、Rb、REE、Cs、Be、Nb、Ta、W、Sn、F 等花岗岩、翁冈岩、富 Li、F、Cs 流纹岩等以及花岗伟晶岩矿床 也是必须得有富碱地幔流体(透岩浆)的参与，这是另外一类透岩浆流体的碱交代作用。

地幔流体、碱交代作用的研究进展表明热液成矿学和岩浆成矿学很可能需要彻底改写。

参 考 文 献

1 周自立. 山东胜利油区第三系碎屑岩埋藏成岩地温计与储层分带特征. 石油与天然气地质，1990，(2)：119～125.

2 李春光. 含油气盆地中高地温的地质意义. 现代地质，1993，(4)：472～477.

3 杜乐天，戎嘉树，陈安福，黄树桃. 地幔岩中微粒合金与还原气体. 科学通报，1995，(19).

金刚石的形成与流体的关系

路凤香　郑建平　陈美华

（中国地质大学，武汉）

摘　要　本文根据金刚石产出的地质条件、自身特征、包裹体特征及实验资料，讨论了金刚石的形成与流体的关系。初步认为，流体是金刚石形成的可能条件，但目前还不能证实是必要条件。也就是说，金刚石可以在无流体环境下结晶，也可以在有流体环境下形成。然而流体（包括熔-流体）的存在可以扩大其形成的温、压范围，且有利于其生长和保存。强调这一点，对金刚石找矿以及认识和解释某些科学事实是十分必要的。

关键词　金刚石　包裹体　流体

一、引　言

金刚石是在高温、高压和低氧逸度的条件下形成，这一认识早已被人们所公认，并成为无容质疑的科学结论。但是金刚石形成时是否有流体的参与，是否为一项必要的条件，则是一个有兴趣和难以回答的问题。这也涉及到地幔中是否有自由的流体相存在，以及其存在是否具普遍性的问题。Ringwood[1]认为，在 150～200 km 软流圈以下自由流体相不复存在，水进入到硅酸盐矿物晶格中，形成假想的高密度含水镁硅酸盐（DHMS）。Wyllie[2]则认为，在低速带以下地幔根本不含水，也不存在含水的镁硅酸盐相。在岩石圈范围内，流体多数赋存于含水或含 CO_2 的矿物中，如角闪石、金云母及碳酸盐等，多数情况下，矿物隙间流体的数量很少。但在一些特殊地区，例如大洋俯冲板块上面的地幔，由于洋壳的脱水作用，形成了富水的楔形地幔区，自由流体相可以存在于矿物的隙间，并易于诱发地幔熔融。可见在 80 年代以前人们不认为地幔下部有自由流体相的存在，地幔上部可以有流体存在但分布有一定局限性。人工合成金刚石是在静压条件下，以石墨为原料，采用 Ni、Cr、Fe、Co、Mn 等金属或合金作触媒，在 5～6GPa 和 1400～1500℃ 的温、压条件下获得的。因此，常以上述条件作为金刚石形成的条件，不考虑流体的问题。著名的金刚石专家 Meyer 在 1987 年回顾金刚石包裹体研究进展时仍然强调金刚石中的包裹体都是固相，不大可能有流体包裹体[3]。暗示金刚石形成于无流体的固态环境。80～90 年代，许多重要的发现促使人们对上述认识发生了怀疑，笔者将根据这些发现和新的认识对金刚石与流体的关系作一初步的讨论。

二、金刚石成因的新认识

80 年代，金刚石研究的一个重要进展是证实了多数金刚石，特别是有经济价值的金刚

石，不是寄主岩的结晶产物而是它们的捕掳晶。但对其成因机制仍有不同的认识。Boyd[4]认为金刚石结晶于岩石圈的底部，形成于固态环境，是固相线以下的结晶产物。Haggerty[5]提出了金刚石形成的3种途径：①在岩石圈底部的方辉橄榄岩中、在低的地温条件下，经过长期的变质作用形成太古宙粗大的金刚石，S和N起了触媒作用，反应为：$2FeS + CO_2 = 2FeO + S_2 + C$，$3CH_4 + 2N_2 = 3C + 4NH_3$。这相当于橄榄岩型金刚石。②岩石圈中的榴辉岩（俯冲或非俯冲成因者）在下沉过程中，由于温度升高其中的硫化物发生熔融形成熔体，C在其中的溶解度增高，达到饱和后自熔体中晶出。这相当于榴辉岩型金刚石。③金伯利岩岩浆喷发前在岩石圈底部或者由于CO_2还原，或者由于CH_4氧化，结晶形成金刚石。这相当于微粒金刚石。很明显，Haggerty的见解暗示了金刚石的形成过程与流体活动有关。这些认识是与80年以来对金刚石进行的大量谱学研究有关（见第二节）。除了金刚石的地幔成因外，不少人发现金刚石具有环带和包壳结构。后者是在八面体金刚石外包裹了具纤维状组构的金刚石外壳，显示了快速结晶特点，有的外壳整体形成立方体的晶形，这些特征被认为是在金伯利岩或钾镁煌斑岩岩浆中结晶所致[6]。由此表明，金刚石并不全是捕掳晶，它们可以在岩浆中结晶，而熔体的环境与岩石圈底部的地温条件有相当大的差别。看来流体的存在似乎可以扩大金刚石生成的温、压及氧逸度的范围。

三、金刚石的谱学研究

应用红外及拉曼光谱研究金刚石中的杂质元素是进年来研究的热点之一。其中氮（N）的浓度、存在形式、类型及它们之间转变的动力学过程则更是关注的焦点。N是金刚石中的重要杂质元素，它的含量最高可达0.1%，并以多种形式赋存于金刚石中。主要有6种形式：单原子N（孤N中心）；双原子N（A中心）；三原子N（N_3中心）；集合体N（B中心）；片晶N和孔隙N。前5种可以用红外光谱进行检测，后一种需用电子显微镜及能谱仪进行测定。Field[7]研究后认为，孔隙N位于位错环内，在高压条件下可能以NH_4的形式或N的固态形式存在。此外，Ⅱ型金刚石中含有微量的硼（B）。陈丰等[8]应用拉曼光谱测试，在4190cm^{-1}处发现了在金刚石中有反映高压氢（金属氢）的谱峰。这些资料表明，在金刚石形成环境中，N、H、B是普遍存在的。

四、金刚石包裹体中与流体有关的组分

1. 金刚石中的流体包裹体

郑建平等[9]在辽宁复县50号岩管的金刚石中发现了流体包裹体，这些金刚石的晶形为八面体、扁平八面体，个别为立方八面体。经紫外光谱测定属Ⅰ型金刚石。其中的流体包裹体最小者直径为2μm，个别达35μm，一般为椭圆形。同时出现的还有橄榄石、金云母、石墨、锆石等固态包裹体。流体包裹体的拉曼探针分析结果示于表1，从中可以看出不论气相或液相均含CO_2，为流体的主要成分；绝大多数样品含H_2O，H_2S和CH_4，受氧逸度控制，H_2S和SO_2不共存；N_2、H_2和NH_3也不共存，那是因为它们之间存在有反应关系。

表 1　复县金刚石中流体包裹体的 Raman 探针分析结果(x_B/%)

样号	CO_2	H_2O	H_2S	CH_4	N_2	NH_3	H_2	CO	SO_2	Cl^-	HS^-	$\frac{CO_2}{CO_2+H_2O}$	状态
F-7	30	52	11	7								0.37	
F-2	49	20		11					20			0.71	液相
F-3	53	22	16	9								0.71	
F-5	68	25	7							微量	微量	0.73	
F-A_1	31.7	25.1	14.9		15.9	12.4						0.56	
F-8	62.7	17.8		9.0		10.5						0.78	
F-4	79.7		14.1	6.2								1.00	
F-9	57.8	15.3		4.4		4.6	3.4		14.5			0.79	气相
1	49.9	29.4	10.0	6.9			8.8					0.63	
2	69.1	7.7			6.9		2.3	14.0				0.90	
3	53.9	7.5		4.8	10.0			23.8				0.88	

注：样品由西安地质矿产研究所徐增苍，王志海测定。

Navon[10]曾报道，在包壳状金刚石的外壳部分发现了富 H_2O-CO_2-SiO_2-K_2O 的流体包裹体，并认为包壳形成于金刚石晚期结晶阶段，因此流体反映的是金伯利岩岩浆形成时或形成后的地幔残留流体。

Иванкмн[11]综合了国外金刚石中气相包裹体的资料（表 2），与我国复县金刚石中者相比，前者 CO_2 含量较少，还原性气相较多；立方体金刚石中 H_2O 的含量多于八面体金刚石的。

表 2　世界各地金刚石中气相包裹物的成分及含量(x_B/%)

气相	南非刚果		巴西		南非 Premier 岩管				美国阿肯色		
	立方体为性金刚石				I_a 型八面体	I_b 型八面体	有缺陷的 I_a 型八面体	小八面体	菱形十二面体	立方体	小的菱形、十二面体及八面体及立方体
	黄色	绿色	黑色	暗褐色							
H_2	1.0	2.9	1.6	1.6	59.0	43.1	29.4	1.8	37.4	1.8	19.4
CH_4	3.7	2.3	5.6	4.0	8.4	12.9	8.2	0.6	6.5	4.1	3.7
H_2O	46.4	72.5	60.6	85.1	22.5	17.0	33.2	9.6	16.5	67.0	39.6
H_2S	2.6	1.6	2.4	1.7		2.6	3.7	38.4	7.3	2.1	15.9
CO	12.9					14.7	9.4	45.8	21.0	3.2	3.0
CO_2	20.1	20.2	20.0	5.4	10.1	9.5	10.0	2.0	7.5	19.0	15.5

注：据 Ivamkin 等，1988。

无论是橄榄岩型或榴辉岩型的金刚石中都偶尔含有白色—深灰色的云雾体，它们分布于金刚石的不同部位，甚至弥漫于整个金刚石并出现蛋白光（乳光）。组成云雾的微粒从<2μm 变化到约 5μm。在某些金刚石中，云雾状包裹体呈现明显形态，立方体或星状。70 年代中期，曾将这类金刚石在真空中击碎，检测出其中含有多种气体，包括 N、H、CO_2、CO 和 CH_4，偶见 C_2H_6。以后还在其中发现了 H_2。

上述资料证实了金刚石，不论其晶形或类型有差别，都可以含有流体组分，呈分散的云雾状或集中成包裹体或赋存于晶格缺陷中。涉及的元素有 N、H、O、S、K、Si 等。

2. 金刚石中的固态包裹体

金刚石中的固态包裹体类型多达 30 多种，按其成因可划分为橄榄岩型和榴辉岩型，以

后又有人注意到可能还有钙-硅酸盐型和硫化物型。我国复县金刚石的包裹体组合比较复杂，Leung[12]曾报道在该区 50 号岩管的金刚石中发现有两种碳硅石包裹体，它们都被玻璃质物质所覆盖，玻璃质成分以 Si、K、Al、O 为主，还含有 Mg、Ca 的碳酸盐和含 Ca 的硫酸盐。苗青，刘观亮等[13]在该区金刚石的包裹体中也发现了石英、长石、尖晶石、针铁矿、金红石、白钨矿、方解石、碳酸锶、天青石、石膏及硫化物等矿物，以及呈椭球及球状的玻璃体。玻璃体富 Si($w(SiO_2)$ 48.65%～54.21%)和 Al($w(Al_2O_3)$ 31.98%～39.80%)，且 $w(K_2O)>w(Na_2O)$。这些包裹体中部分可能为后生成因，例如长石、石英、针铁矿等；但玻璃体的成分与 Leung 所发现的覆盖于碳化硅上的玻璃质相似，它们的形成环境目前还不能作出完满的解释，但与碳酸盐、硫酸盐共生的事实应该可以反映了金刚石的形成或保存的环境中有熔-流体的存在。

陈丰等[14－16]对我国金刚石包裹体作了大量的工作，相继发现了石盐、高 K、高 Cl 的矿物以及钾盐的包裹体。最近他们又在金刚石中发现了硫化锌的包裹体，扩大了前人曾报道过有磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铜矿和黄铁矿[3]等硫化物包裹体的范围。这些都同样证实了金刚石形成时，有碱金属 K、Na 以及 CO_2、SO_2、Cl、S 等存在。

金刚石包裹体是一个有意义的研究课题，许多目前难以定名的包裹体矿物尚待深入的工作，特别是有待微区测试技术的进一步发展。相信在大量的资料积累之后，能够更好地揭示出金刚石与流体的内在联系。

五、合成金刚石的最新实验结果

很多人进行过在含水条件下合成金刚石的实验，通过化学蒸汽沉淀快速生长出金刚石薄膜的实验早已完成。Szmanski(1995，转引自文献[17])，Roy(1996，转引自文献[17])进行了这方面的工作，实验是在 C-H-O 三元体系或 C-H-O-卤素体系中进行的，虽然在 X 光衍射峰或拉曼吸收峰显示出有金刚石的生长，但还存在有多解性或不同检测方法之间的不一致性。Zhao Xingzhong 等[17]的实验是在温度为 800℃，压力为 0.14GPa 的条件下进行的，用纯度为 97%的粉末 Ni 作触媒，采用玻璃状的碳(glassy carbon，球状，3μm 左右)作原料，加入 2%的金刚石籽晶(0.25μm±)和相当于原料 50%～100%的水。所有样品均应用 X 射线衍射仪、扫描电镜和激光拉曼光谱仪进行检测。实验完成后，为了有效地区分金刚石籽晶和新生长的金刚石，原作者采用变化激光能量观察拉曼光谱峰移动的方法，取得了好的结果，发现金刚石籽晶光谱峰的移动为新生长金刚石的 4 倍。这样肯定了在含水溶液中形成金刚石的实验结果。推测生长的机制是，金刚石在 $Metal_xC_yH_2$(金属溶液)中沉淀，反应：$Ni+H_2O=NiO+H_2$，形成了 H_2，金刚石生长于出现 H_2 的环境。新生长的金刚石颗粒仅几微米集合体达几十微米。

Akaishi[18]研究了含挥发分(Na_2O 或 H_2O)时，应用 SiO_2 作催化剂由石墨合成金刚石的实验，发现若无挥发分，在压力 7.5 GPa、温度 1800～2200℃ (20～30 min)条件下没有金刚石结晶；加入 Na_2O 或 H_2O，在 7.5 GPa、2000℃时(120min 或 30min)形成颗粒为 50～100μm 的金刚石。可以认为挥发分降低了 SiO_2 的熔点或发生格架分解使其具有与金属相类似的催化作用。

总之，90 年代后期的实验结果都证实了在含挥发分的条件下，可以合成金刚石而且对温度、压力的要求有所降低，同时也暗示了挥发分的存在有利于金刚石的保存。

六、金刚石产出的地质环境及其他特征

80 年代初期金刚石研究的最大进展是确定了它的捕掳晶成因。1977 年 Kramers 对南非的 Finsch 和 Premier 矿山金刚石中的硫化物包裹体进行了年龄测定，获得了它们的模式年龄大于 1200Ma，而金伯利岩的侵位年龄仅为 90Ma，表明金刚石早在元古宙就已晶出。1984 年 Richardson 从 Kimberly 和 Finsch 矿山金刚石的石榴石包裹体中得到了 Rb-Sr 及 Sm-Nd 模式年龄为 3200～3300Ma，并认为金刚石是太古宙结晶的产物。这样，金刚石不是寄主岩岩浆结晶的产物，岩浆只起了运载工具作用的观点就得到了地质学家的普遍承认。但需注意的是，在所测定的年龄数据中，也有一定数量年轻的、且与寄主岩岩浆侵位年龄相同者（Kramers，1977；Richardson 1986，转引自文献[19]），这是不应忽视的事实。由此可见，尽管古老结晶的金刚石被人们所公认，但并没有排除在金伯利岩中结晶金刚石，特别是微粒金刚石的可能性。

作为古老地幔成因的金刚石，它的寄主岩，特别是那些有经济价值的金刚石的寄主岩是富含挥发分的、起源深度大的金伯利岩和钾镁煌斑岩。没有经济价值的含金刚石的寄主岩有碱性超基性杂岩（如俄罗斯西伯利亚北部的土库依）、西澳的超基性煌斑岩和碱性煌斑岩、叙利亚西北部碳酸盐岩化碧玄岩爆发岩筒等。它们也都是富含挥发分、起源比较深的火成岩。

金刚石除了在橄榄岩和榴辉岩捕掳体中出现外，也曾在固态侵位的橄榄岩岩体和榴辉岩岩体中发现过。我国西藏罗布莎及东巧的方辉橄榄岩、俄罗斯乌拉尔纯橄榄岩、摩洛哥北部方辉橄榄岩中都发现过金刚石。然而如果详细研究就会发现与金刚石直接相关的岩石，几乎都与熔融作用有联系。例如在罗布莎岩体中发现的金刚石，是从铬铁矿矿石中分离出来的（梁日暄等，1984），与铬铁矿矿石共生的矿物还有硫化物（六方硫镍矿、黄铁矿、白铁矿、毒砂、方铅矿、磁黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、辉钼矿等），自然元素（自然铬，自然铜、自然金等），低氧化态的矿物（方铁矿）、元素互化物（硅铁矿）等[20]。罗布莎铬铁矿的成因是与地幔的部分熔融事件密切相关的，在熔融作用的过程中铬进入熔体，造成了铬的初始富集；随即发生了地幔上隆—对流事件，继续发生的熔融作用使更多的铬集中成富铬的岩浆囊；最后富铬的矿浆与硅酸盐岩浆分离并贯入到固态的地幔岩中形成矿床[20]。这种观点也被高温、高压实验工作所证实[21]。因此，有理由推测从铬铁矿矿石中分离出来的金刚石也形成于相同的环境，即经历了熔体的阶段。值得注意的是，上述与铬铁矿共生的矿物和金伯利岩中分离出的不少重矿物类型十分相似，如硫化物、自然元素、方铁矿和硅铁矿等[22,23]。我们认为这种一致性决非偶然，而是存在某种内在联系。上述与金刚石共生矿物的资料表明，以 C、H、O、N、S 为主要成分的深部地幔还原型流体[24-26]可能是这两种似乎截然不同产状的地质体形成金刚石的共同制约因素。

摩洛哥北部蛇绿岩中的方辉橄榄岩含有石榴单斜辉石岩的层状体，在其中发现了石墨化的金刚石，金刚石已全部变为石墨，但仍保存有八面体和菱形十二面体的假象，最大者边

长 12mm，且含量高，约占该层的 15%。原作者认为该区存在富含金刚石的地幔，因构造侵位仰冲至大陆地壳[27]。有兴趣的是，石榴辉石岩的矿物成分主要为 MgAl-FeAl 榴石及绿辉石质的辉石，次要的有尖晶石、硫化物和少量斜长石。普遍认为石榴单斜辉石岩是地幔橄榄岩在深部熔融并在高压条件下结晶的产物，上述矿物组合也支持了石榴辉石岩为火成成因，因此金刚石很可能是在辉石岩熔浆结晶的阶段形成的。上述矿物组合是否也能对碰撞造山带内超高压榴辉岩中金刚石的成因得出一些借鉴与启示呢，这也是值得研究的问题。

金刚石普遍具有生长环带，曾发现单颗粒金刚石自中心至边部 C 同位素含量存在差别，^{13}C 在边部的比例大于核部[28]。山东的金刚石有 I 型和 II 型交替生长现象[29]，反映了金刚石生长具有不连续性和阶段性。应用流体多次脉动来解释 C 和 N（I 型和 II 型的差别主要是含 N 量不同）在金刚石环带中表现出的差异，可能是目前比较合理的解释。总之，从金刚石产出的地质特征和自身特点来看，其形成过程也与流体有相当密切的关系。

七、结　论

（1）根据金刚石产出的地质环境、自身特点、包裹体组分以及近年来的实验资料，都表明了金刚石可以形成于含流体的条件。

（2）在含流体条件下结晶的金刚石，所需的温度、压力可以低于干的结晶环境所限定的条件，即可扩大金刚石形成的温、压区间。

（3）目前的资料还不能确定所有的金刚石都形成于含流体的环境，但这是一个很值得研究的课题。

（4）有些克拉通虽然长期处于低的地温状态，也有厚的岩石圈根，但至今未发现金刚石，有可能是不具备相应的流体条件。而有些金刚石形成于较低的压力条件（如哈萨克斯坦片麻岩中的金刚石），有可能是具备了较充分的流体条件。因此，金刚石的形成既应该考虑温度、压力和氧逸度，而且还要把流体放在应有的高度进行研究。

参 考 文 献

1 Ringwood A E. 地幔的成分与岩石学. 杨美娥等译. 北京：地震出版社，1981.

2 Weilly P J. 动力地球学. 朱　夏译. 北京：地质出版社，1978.

3 Meyer H O A. Inclusion in diamond. In：Nixon P H. (ed.). Mantle Xenolith. John Wiley Sons, Ltd, 1987, 510～522.

4 Boyd F R, Gurney J J. Diamond and the Africa lithosphere. Science, 1986, (232): 471～477.

5 Haggerty S E. Diamond genesis in a multiply-constrained model. Nature, 1986, 320: 34～38.

6 Kesson S E, Ringwood A E. Slab-Mantle interactions 2: The formation of diamonds. Chemical Geology, 1989, 78: 97～118.

7 Field J E. The properties of natural and synthetic diamond. Academic Press, 1992.

8 陈　丰，丁振华. 金刚石中的分子氢. 科学通报，1994，39(15)：1403～1404.

9 郑建平，路凤香等. 金刚石中的流体包裹体研究. 科学通报，1994，39(3)：253～256.

10 Navon O, Hutcheon I D, Rossman G R. Mantle derived fluid in diamond micro－inclusions. Nature, 1988, 335: 784－789.

11 Иванкин П Ф. 金伯利岩形成作用的阶段和金刚石形成条件的演变. 国外地质科技，1989，(4)：1－6.

12 Leung I S. Silicon carbide cluster entrapped in a diamond from Fuxian China. Amer. Mineral, 1990, 75(9/10): 1110～1119.

13 苗　青，刘观亮等. 金刚石中复杂包裹体的新发现及其成因探讨. 见：路凤香主编. 金伯利岩及金刚石找矿文集. 地质

科技情报,1991,10:117～124.
14 陈丰,郭九皋等.金刚石中发现石盐包体.科学通报,1992,37(16):1489～1491.
15 陈丰等.金刚石中发现钾盐包体.科学通报,1992,37(10):921～923.
16 陈丰等.金刚石中发现高钾高氯包体.科学通报,1992,37(19).
17 Zhao Xingzhong, Rustum R, Kuruvilla A C, Andrzej B. Hydrothermal growth of diamond in metal-C-H_2O systems. Nature, 1996,385(6):513～515.
18 Akaishi M. Effect of Na_2O or H_2O addition to SiO_2 on the synthesis of diamond and graphite. Proceeding of the NIRIM International Symposium on Advanced Material Tsukuba, Japan,1996.75～80.
19 Gurney J J. Diamonds. In proceeding of 4th IKC, Kimberlites and related rocks. GSA Special Publication, 1989,2:935～965.
20 张浩勇,巴登珠等.西藏自治区曲松县罗布莎铬铁矿矿床研究.拉萨:西藏人民出版社,1996.
21 金振民,Quan Bai, Kohlstedt D L,金淑燕.铬铁矿顶高集和上地幔部分熔融关系的实验研究.地质论评,1996,42(5):424～429.
22 路凤香,韩杜国,郑建平,任迎新.辽宁复县地区古生代岩石圈地幔特征.地质科技情报,1991,10:2～20.
23 赵 磊.华北地台金伯利岩矿物学.见:池际尚,路凤香等主编.华北地台金伯利岩及古生代岩石圈地幔特征.北京:科学出版社,1996.55～127.
24 路凤香,郑建平.华北地台古生代岩石圈地幔特征及深部过程.见:池际尚,路凤香主编.华北地台金伯利岩及古生代岩石圈地幔特征.北京:科学出版社,1996.215～274.
25 路凤香,赵 磊,郑建平.有关金伯利岩定义的讨论——来自岩相学的证据.岩石学论文集.武汉:中国地质大学出版社,1992.23～30.
26 路凤香,赵 磊,郑建平.与金伯利岩相关的地幔流体与软流层地球化学.见:杜乐天主编.地幔流体与软流层(体)地球化学.北京:地质出版社,1996.97～153.
27 Pearson D G, Davies G R, Nixon P H, Milledge H J. Graphitized diamonds from a peridotite massif in Morocco and implications for anomalous diamond occurrences. Nature,1989,338(6210):60～62.
28 刘观亮等.Ⅱ型金刚石形成的地质条件探讨.宜昌地质研究所所刊,1989,第14号:41～81.
29 朱 源,毛治海.山东金伯利岩同位素地球化学特征的初步研究.见:路凤香主编.金伯利岩及金刚石找矿文集.地质科技情报,1991,10:77～84.

地幔活动在成矿中的作用及其示踪

李延河

（中国地质科学院矿床地质研究所，北京）

摘　要　地幔活动对矿床的形成，尤其是成矿带、成矿省和超大型矿床的形成具有重要控制作用。地壳、地幔的He同位素组成明显不同，He同位素已成为示踪地幔活动，区分地壳、地幔组分最灵敏的指示剂。He同位素研究表明，不少现代和古代热液矿床的形成均与地幔活动有关。

关键词　超大型矿床　深构造　He同位素　幔源组分

一、超大型矿床与大型深构造的关系

超大型矿床的形成不仅需要巨量的成矿物质（包括矿化剂），还需要巨大的能量和超长的成矿时间。大型深构造为地幔物质、地幔热能上涌打开了通道，为成矿物质的聚集创造了空间条件。同时，大型深构造活动的长期性还为超大型矿床的形成准备了充足的时间。据翟裕生[1]对国内外180个超大型矿床统计，绝大部分超大型矿床分布在活动的古陆边缘带、裂谷带、板块俯冲带（碰撞带）、剪切带等大型构造带之内或大型构造节点之中。张理刚[2]、朱炳泉[3]对壳幔派生岩石的多元同位素体系研究显示，地球在横向存在广泛的深达地幔的化学不均一性，可划分出地球化学省，并以地球化学急变带为边界。地球化学急变带与地球物理场变化存在密切关系。地球化学急变带，特别是急变带转折端对超大型矿床和矿床密集区的分布有着密切的控制作用。超大型矿床与大型深构造关系密切，大型深构造控制着超大型矿床的分布已成为公认的事实。大型深构造是地幔活动、壳幔长期互相作用的具体表现，换句话说，地幔活动在一定程度上控制着超大型矿床的分布。

二、地幔活动在现代热液成矿系统中的作用

He同素在自然界中的变化范围巨大，不同成因和来源的He同位素组成明显不同。地壳富含U、Th等放射性元素，U、Th衰变产生^4He，使地壳岩石的$^3He/^4He$值非常低，一般为2×10^{-8}。地幔中放射性元素含量很低，衰变产生的^4He很少，基本上保持了地球形成时的原始He同位素组成。其中地幔热点的$^3He/^4He$值最高，为2×10^{-5}，MORB源区$^3He/^4He$值为1.2×10^{-5}，大气的$^3He/^4He$值很稳定，为1.4×10^{-6}。由于He的化学性质呈惰性，同位素组成变化范围大，He同位素已成为示踪幔源组分、判别地幔活动的重要依据。He的同位素研究表明，不少现代热液成矿系统与地幔活动有关。

1. 大洋中脊热液成矿系统

大洋中脊是地幔物质上涌、新洋壳生成的部位，也是现代海底热液活动最强烈的地方。海底调查发现，海底热液活动正在喷出大量 Fe、Mn、Pb、Zn、Cu、Co、Ni、Au、Ag 等成矿物质，在喷口附近形成海底黑烟囱、白烟囱和海底硫化物等，是正在形成的海底喷气成因硫化物矿床。热水溶液的$^3He/^4He$ 值普遍较高，为 1.0×10^{-5} 左右[4]，具有幔源 He 的显著特征，说明大洋中脊现代热液成矿系统与地幔活动有关。

2. 冲绳海槽海底热液成矿系统

冲绳海槽是一个发育于拉薄陆壳基底上的活动弧后扩张盆地，沿海槽扩张脊轴发育双峰式火山岩(流纹岩—玄武岩)、超浅成岩浆侵位和活动热水成矿系统。富含硫化物的高温黑色流体和贫硫化物的低温清澈流体正在形成黑色硫化物烟囱和白色硅质-重晶石烟囱。在烟囱下部则发育大量块状和脉状硫化物。热水溶液的$^3He/^4He$ 值为 $(8.1\sim9.2)\times10^{-6}$[5]；烟囱物的$^3He/^4He$ 值与之相似，为 $(3.6\sim11.1)\times10^{-6}$[6]。从烟囱中心的硫化物到硅质、重晶石外壳，随着热水温度的降低，其$^3He/^4He$值也相应地从 1.12×10^{-5} 降至 3.64×10^{-6}。这些结果充分说明冲绳海槽活动热水成矿系统与地幔活动有关。

3. 美国黄石公园现代热水成矿系统

美国黄石公园是著名的现代陆地热液成矿系统。热液活动正在沉淀出硅质、硫化物和金等成矿物质。热水溶液的$^3He/^4He$ 值变化范围很大，最高可达 2.2×10^{-5}[7]。据此认为该热水成矿系统与地幔热柱活动有关。

三、矿床中的幔源组分

惰性气体 He 具有很强的扩散能力，易受后期地质事件的影响；后生放射性成因^4He 的加入也会改变其原始 He 同位素组成，使其$^3He/^4He$ 值降低。但仍有不少矿床保存了其形成时的 He 同位素特征。

1. 中国东部油气田中的 He

徐永昌等[8]对我国东部油气区天然气中 He 丰度和 He 同位素组成进行了系统地研究。发现松辽、辽河、苏北、三水等盆地某些天然气中的 He 已成为工业氦气藏，He 丰度与$^3He/^4He$ 值呈正相关关系，很多气井的$^3He/^4He$ 值大于 1×10^{-6}，最高达 7.2×10^{-6}，说明这些 He 气中加入了相当数量的幔源 He。这些天然气的$^{40}Ar/^{36}Ar$ 值、$\delta^{13}C_{CO_2}$ 值也证明了这一点。

2. 湖南万古金矿中的幔源组分

湖南万古金矿床是近年来发现的一种新型金矿。区域上位于郯庐断裂南延部分，广济-黎塘大断裂附近。矿床的围岩为一套中元古代冷家溪群变质粉砂岩。主要类型有含金石英脉型和破碎蚀变岩型。金品位与硫化物含量密切相关。区内未见岩浆活动。矿床的地质地球化学特征，H、O、S 同位素特征显示成矿可能与深部流体有关。毛景文等[9]对湖南万古金矿石英脉的 He 同位素进行了初步研究，结果显示石英脉的$^3He/^4He$ 值异常高，证明了金矿形成过程中有地幔流体的参与。

参 考 文 献

1 翟裕生. 大型构造与超大型矿床. 北京:地质出版社,1997.

2 张理刚. 东亚岩石圈同位素化学结构及动力学. 北京:科学出版社,1993. 102～210.

3 朱炳泉. 壳幔化学不均一性与块体地球化学边界研究. 地学前缘,1998,5(1):72～78.

4 Merlivat L, Pineau F, Javoy M. Hgdrothermal vent water at 13 N on the East Pacific Rise: isotopic composition and gas concentration. Earth Planet. Sci. Lett. ,1987,84:100～108.

5 Sakai H, Gamo T, Kim E S. et al . Venting of carbon dioxide-rech fluid and hydrate formtion in Mid-Okinawa trough backarc basin. Science, 1990, 248:1093～1096.

6 侯增谦,李延河,艾永德,唐绍华,张琦玲. 冲绳海槽活动热水成矿系统中的幔源 He:He 同位素证据. 中国科学(D辑),1999.

7 Fournier R D, Kennedy B M, Aoki M, Thompson J M. Correlation of glold in siliceous sinters with $^{3}He/^{4}He$ in hot spring water of Yellowstone National Park. Geochim. Cosmochim. Acta, 1994, 58(24):5401～5419.

8 徐永昌,沈 平. 东部油气区天然气中幔源挥发分的地球化学. 中国科学(D辑),1996,26(1):1～8.

9 毛景文,李延河,李红艳,王登红. 湖南万古金矿地幔流体成矿的 He 同位素证据. 地质论评,1997,43(6):646～649.

长江中下游至东部沿海中生代火山岩的含矿流体地幔来源及演化*

张荣华　胡书敏　王　军

（中国地质科学院矿床地质研究所；地球化学动力学开放研究实验室，北京）

摘　要　长江中下游中生代火山岩盆地，西起庐枞、宁芜，向东至溧水、溧阳，再东到浙江省的火山岩区。火山岩由碱玄岩-粗安岩-粗面岩/响岩组合，逐步过渡为玄武岩-安山岩-流纹岩组合。与此同时，火山岩区成矿作用由西部铁铜矿化，向东逐渐过渡为银铅锌矿化、萤石叶蜡石矿化和铅锌矿化。西部庐枞地区火山岩来自地幔，东部火山岩来源变浅。火山岩组合（岩系）的分带性与成矿分带性同步发展。含矿流体与火山岩演化密切相关。主要来自地幔的火山岩活动具多旋回特性，晚期旋回有地壳水、CO_2 参与火山岩的流体活动。火山岩的含矿流体中挥发组分，磷、硫、硼等也发生规律性变化。巨大范围含矿流体活动起因于地幔的碱性玄武岩浆活动及其有关的流体运动和演化。

关键词　火山岩系　含矿流体　分带性

一、引　言

从长江中下游中生代火山岩区到东部沿海火山岩区，火山岩系性质在空间上由西向东，在时间上由晚侏罗世到早白垩世，由碱性、碱钙性到钙碱性不断演化；与火山岩系变化同时，成矿作用同步地发生变化，形成铁铜、银铅锌至含铅锌萤石叶蜡石矿床的分带性。

在我国长江中下游至东南沿海中生代火山岩系里，西起庐枞盆地、宁芜盆地、溧水盆地、溧阳盆地至浙江火山岩区，火山岩盆地由西向东演化过程中，火山岩系的性质逐渐改变，形成铁矿的火山旋回渐渐消失，代之为新的火山岩系旋回伴有铅锌银矿。

庐枞火山岩来源于地幔的钾玄岩浆，为高碱金属又富铁和伴生组分，同时富含挥发组分。宁芜和庐枞火山岩区相似，其铁矿床矿化的围岩碱玄岩、粗安岩是岩浆演化一定阶段产物。其中碱金属、铁和伴生组分 Ti、V 十分丰富。

通过考察深源火山岩被热水改造过程，计算元素在交代作用中在岩石单位体积内带入或迁移量得出结论，铁可能主要来自粗安岩；钙在全部蚀变带内比背景升高，钙的一部分是热液从深部（盆地基底）携带进入蚀变地段的[1~8]❶❷❸❹。

火山活动可划分旋回，从庐枞火山岩系的岩石化学特征分析，形成铁矿火山旋回的特点

* 本项目得到原地质矿产部重大基础性项目（编号 8502215）、国家攻关项目（编号 85-901-03-09C）、国家攀登预选项目（编号 95 预 39）的资助

❶ 张荣华. 罗河铁矿的蚀变分带及找矿意义. 科研报告. 1974, 1976.

❷ 张荣华. 浅色蚀变及其找矿意义. 科研报告. 1976.

❸ 张荣华. 罗河铁矿的浅色蚀变和庐枞盆地的找矿标志. 科研报告, 1978.

❹ 张荣华. 长江中下游某些火山岩铁矿的蚀变作用和矿质来源. 科研报告. 1979.

是深部火山岩浆室气相趋向顶部，火山喷发晚期和期后会发生十分强烈的气成作用，为以后的成矿作用创造了必要条件。

关于铜矿化的物质来源，一方面可能与粗安岩有关；另一方面，从矿化时间上分析，第二次大规模流体/岩石作用过程的大量流体与二长岩岩浆活动有关。

西部铅锌矿化产在粗安岩内，规模小；在东部，矿化产在安山岩—流纹岩内的规模很大，多与晚期火山岩旋回有关[9,10]。

二、火山岩系

长江中下游火山活动，由断陷盆地（庐枞）向沿海断裂火山岩带过渡，反映出它们火山岩浆形成机制不同。笔者引用 Pearce[11] 关于 $w(MgO)$-$w(FeO)$-$w(Al_2O_3)$ 成分图解划分钙碱性火山岩的大地构造环境的方法，这些图件十分明确表明，庐枞火山岩区的钙碱性岩石处于相当洋岛扩张中心和大陆内的类型，它的侵入岩相一部分是洋岛扩张中心环境，另一部分，开始接近造山带环境形成的火山岩系。宁芜盆地火山岩主流还是洋岛扩展中心的类型，少部分有造山带特点。宁芜盆地的潜火山岩和侵入岩具有两重性，一部分是洋岛扩张中心型；一部分是造山带类型。从溧水盆地到浙江火山岩带已基本转向造山带类型火山岩。这就是说火山岩浆的来源和特征与它们的大陆动力学过程有密切关系。

长江中下游火山岩系由庐枞盆地向东是不断变化的。庐枞和宁芜盆地基本上属于碱性橄榄玄武岩岩系。庐枞火山岩系是富钾岩系。按 Zrvine 和 Baragar (1971) 意见，碱性橄榄玄武岩系有两种：一种富钠型；一种富钾型。富钠型是夏威夷岩-莫奇岩-斑莫岩-粗面岩；富钾型是粗玄岩-Tristanite-粗面岩。因为有人（Tilley 和 Muir）反对在富钾型火山岩系使用粗安岩 -词，坚持用 Tristanite，表明位于粗面玄武岩与粗面岩之间的火山岩（图 1 中 A、B、C）。庐枞火山岩系是一个富钾型的碱性橄榄玄武岩系：粗面玄武岩-Tristanite-粗面岩。宁芜火山岩是一个富钠型（实际上仍然钾高）的碱性橄榄玄武岩系：夏威夷岩-莫奇岩-斑莫岩-粗面岩[12~16]。

溧水、溧阳火山岩系逐渐成为钙碱性火山岩系。

浙江火山岩系是一个拉斑玄武岩火山岩系。火山岩系演化证明火山岩根源由地幔来源逐渐变为壳源。

Cox 等[17] 的火山岩系 $w(Na_2O)+w(K_2O)$ 与 $w(SiO_2)$ 关系图，也是主要考虑正常火山岩系的岩石化学成分 $w(K_2O)>w(NaO)$。对于高钾型（图 1A 等），夏威夷岩-莫奇岩-斑莫岩火山岩组合位置用粗面玄武岩代替。对于夏威夷岩－莫奇岩-斑莫岩组合可以总称碱性玄武岩系。对相应位置的 $w(K_2O)>w(NaO)$ 火山岩，总称粗面玄武岩，本文称庐枞火山岩为钾玄岩系是合适的。由钾玄岩至粗面岩，火山岩 SiO_2 演化是连续的。如果 $w(K_2O)$-$w(SiO_2)$ 含量稍低，属于粗安岩。因此，庐枞火山岩系和宁芜火山岩系分别是钾玄岩-粗面岩组合和碱玄岩-粗面岩组合。

同时，Gill[15] 提出的火山岩 $w(K_2O)$-$w(SiO_2)$ 成分变异图是限于应用分析造山带安山岩浆的特征。但无论如何，这表明长江中下游火山岩为高钾型[15~17]。

Pearce 等[11] 的火山岩构造环境分析，只限于应用于钙碱性火山岩系。对于长江中下游

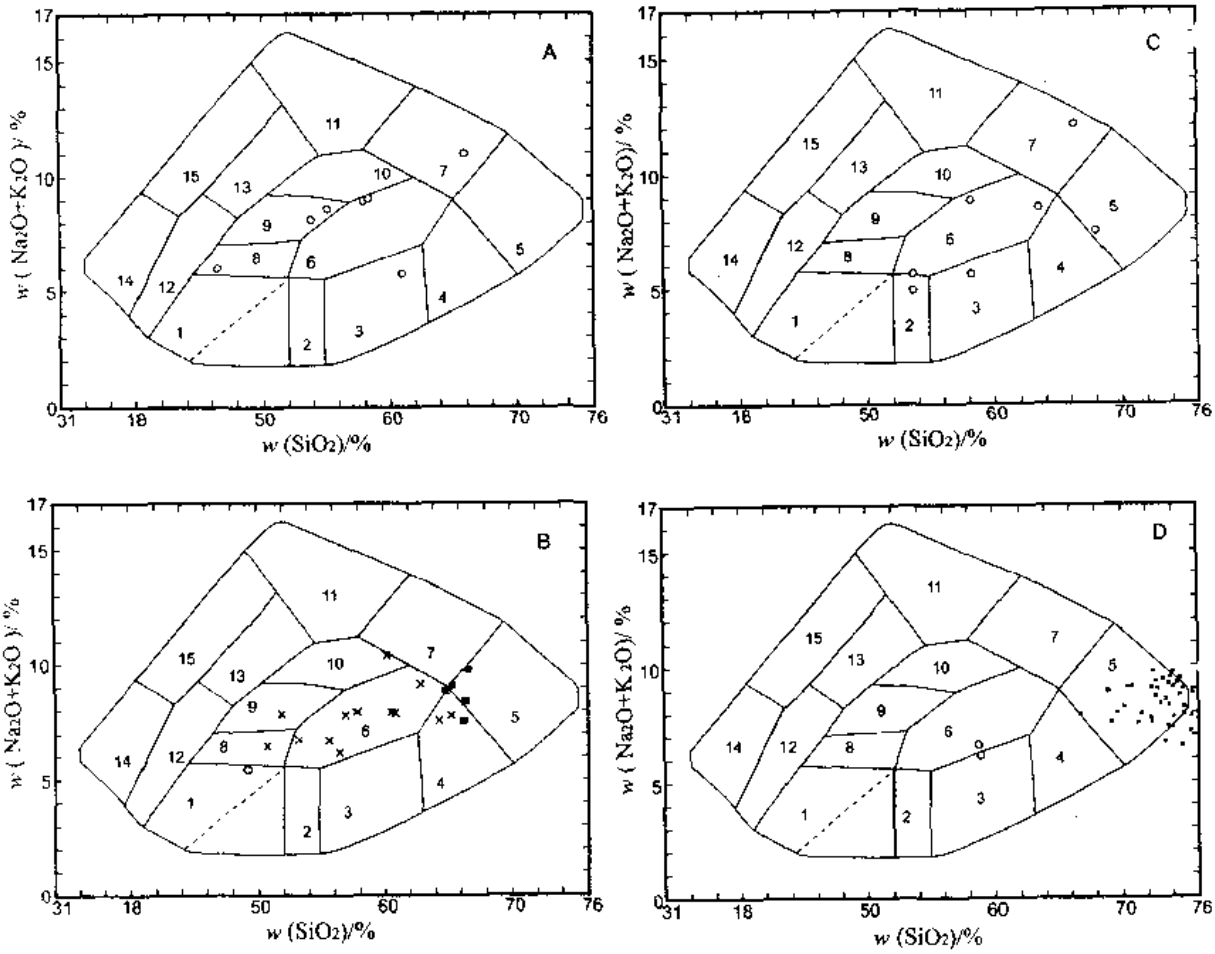


图 1　长江中下游火山岩 $w(Na_2O+K_2O)$-$w(SiO_2)$成分变异图[17]

A—庐枞火山盆地;B—宁芜火山盆地;C—溧水—溧阳火山盆地;D—金华火山岩带

1—玄武岩;2—玄武岩—安山岩;3—安山岩;4—英安岩;5—流纹岩;6—粗安岩;7—粗面岩;8—夏威夷岩;9—莫奇岩;10—斑莫岩;11—响岩;12—玄武粗面岩;13—响-粗面岩;14—霞石玄武岩;15—响-霞石玄武岩[18~24]

(同时参考浙江省地质局,1965,1967,1969;中国地质科学院地质矿产研究所第二铁矿研究队,1978)

庐枞和宁芜火山岩系的主流进行分析是不完全合适的。长江中下游自宁芜火山岩区以东,各个火山岩区都有钙碱性岩石。为什么由西向东表现为从洋岛扩张中心型演化为造山带型火山岩?主要起因于大陆动力学环境,长江中下游的陆相火山岩表现为洋岛特征。正是长江中下游火山岩岩石化学、地球化学和地球动力学环境的特征。

庐枞、宁芜和溧水火山岩盆地基本是在继承古生代海洋的凹陷背景上形成的中生代断陷,而溧阳盆地和浙江火山岩带基本上不具备这些特征。

图 2 是一种表示安山岩岩浆来源的经验方法。每一个盆地火山岩系的化学成分和大区域的火山岩系同时发生变化。一个盆地内火山岩系具有多旋回,如庐枞盆地早期火山旋回晚阶段出现含矿火山岩。过去曾使用里特曼方法,计算过每一旋回岩石的里特曼指数,作出判断:该盆地砖桥旋回的里特曼指数升高,同时岩石的 SiO_2 含量变化不大。这些被认为是岩浆房的碱性升高,气相上升到顶部的一种特征。含矿旋回在整个火山岩化学演变过程中

只占某一个地位。如果以 $w(K_2O)$和 $w(SiO_2)$为坐标描绘火山岩系的变化(如图 2),其中指出一些含矿火山岩(图 2 中①至⑦)多属矿化的碱玄岩[12,13]。

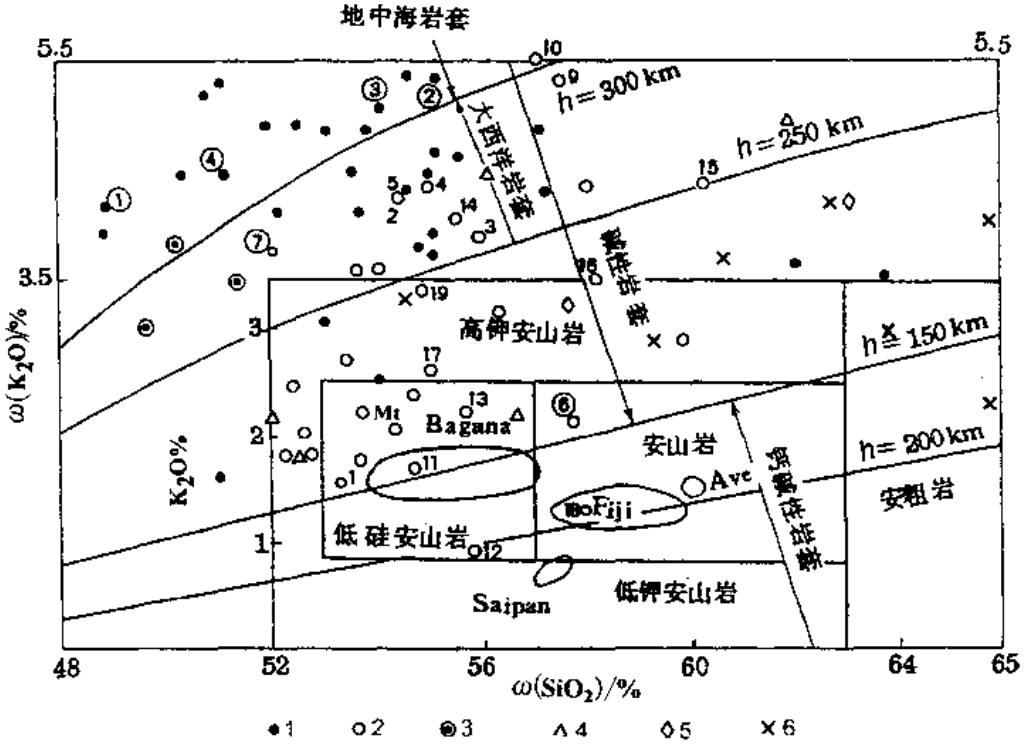


图 2 长江中下游火山岩 $w(K_2O)$-$w(SiO_2)$成分特征

1—庐枞盆地;2—宁芜盆地;3—庐枞地区含矿火山岩;4—溧水盆地;5—溧阳盆地;6—浙西火山岩;图中数字表示样品编号;Bagana, Saipan, Fiji 和 Ave 为著名火山岩

如果用 SiO_2 与 MgO、CaO、BaO、Sr 的含量作图,描述火山岩系演化中成分变化,可以清楚地看到早期 MgO、CaO、BaO、Sr 成分与火山岩系 SiO_2 的含量变化成线性关系,及晚期旋回火山岩中 Mg、Ca、Ba、Sr 含量的跃增(图 3),在熔岩喷发时常有这种现象发生。不仅可以把深部岩浆源的挥发组分带上来,也可以途中(地壳)携获一些金属元素,如晚期火山旋回的 Ca、Ba、Sr 等,它们既可以是同化地层的结果,也可以是喷溢过程中携获的。总之,火山岩内 Ca、Mg、Ba、Sr 可以显示出地壳物质加入岩浆的可能性。

火山岩的微量元素特征更清楚地表现出火山岩来源特征(图 4)。西部火山岩的 Ti、Zr、Cr、Rb、Sr 含量要高得多,显示幔源的基本特征。火山岩的 REE 特征,主要显示碱性玄武岩 REE 特征,但有些岩石却接近霞石玄武岩的 REE。

三、火山岩系的流体与岩石相互作用

火山岩的矿化作用,伴有大量蚀变过程。以往在许多论文中都提出过西部当火山活动时伴有大量水溶液和气体,有的在喷发时逸失,也有的在深部凝结在火山岩内(如气孔)。大

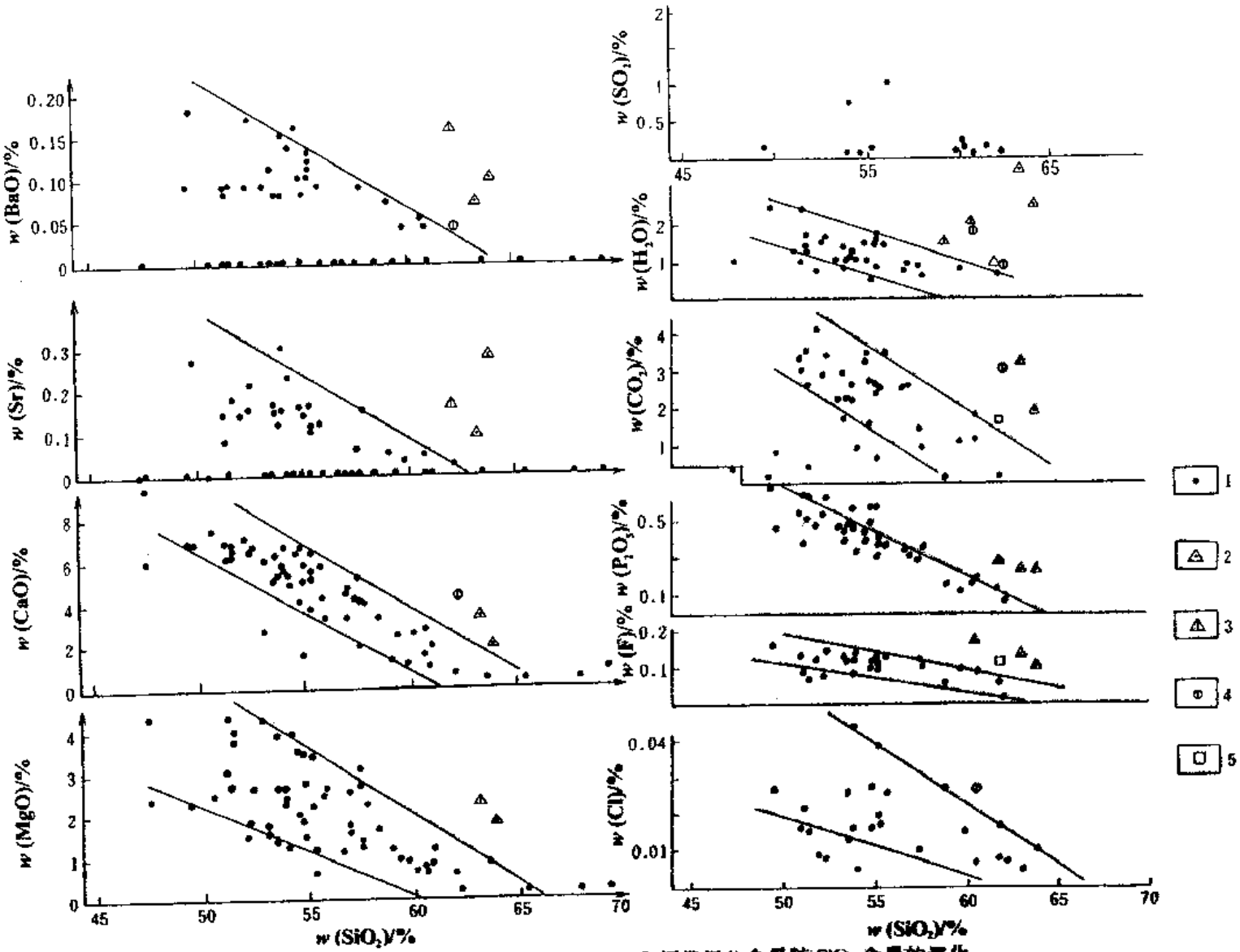


图 3　庐枞盆地火山岩系的 Ca、Mg、Ba、Sr 和挥发组分含量随 SiO_2 含量的演化

1—砖桥组火山岩;2—双庙组火山岩下段;3—双庙组火山岩上段;4—浮山组火山岩下段;5—浮山组火山岩上段

量岩石流体包裹体以及有大量钾长石斑晶表明;火山活动晚期出现大量流体。庐枞和宁芜地区的铁矿床,有两套蚀变:暗色蚀变(辉石、阳起石、硬石膏、磷灰石、碱性长石化)和外围的浅色蚀变(石英-硬石膏、泥化、碳酸盐和绢云母化及青盘岩化等)。

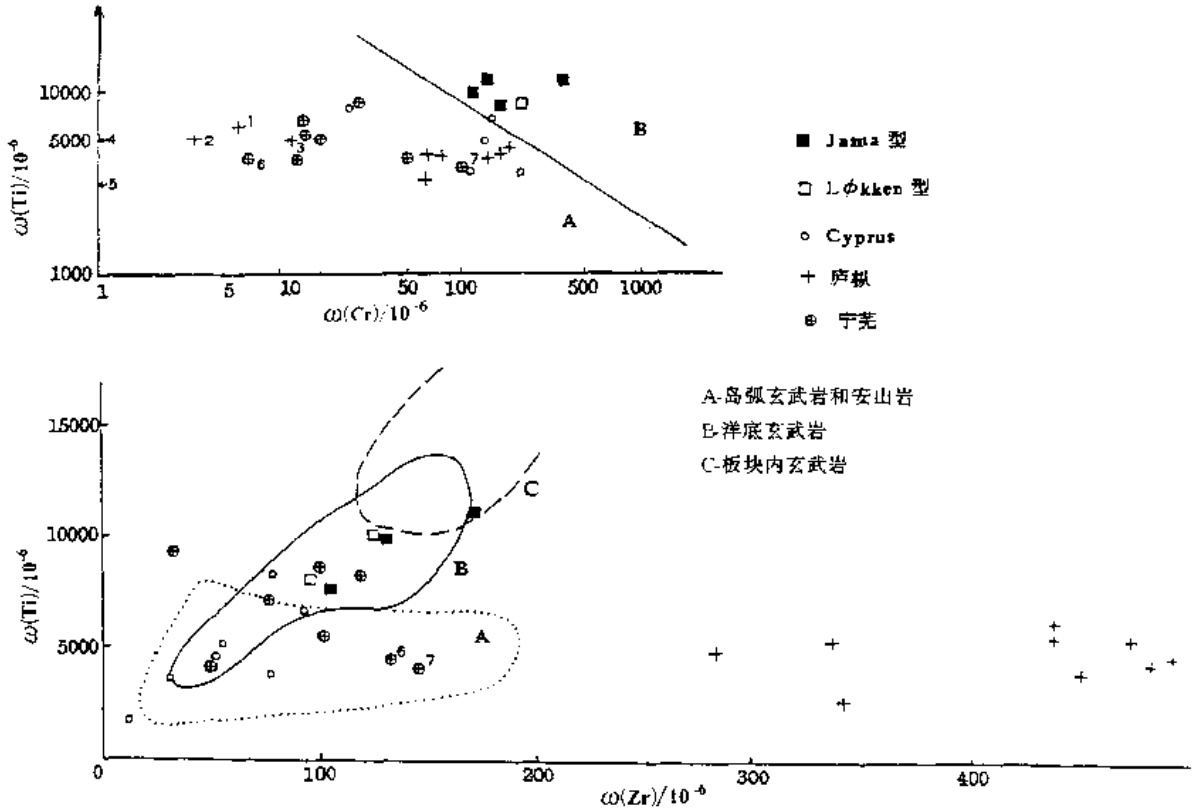


图4 火山岩的 $w(Ti)$-$w(Cr)$和 $w(Ti)$-$w(Zr)$成分关系图

蚀变被认为是含矿流体来源和性质的直接标志。笔者曾详细研究了庐枞盆地和宁芜地区全部蚀变带内化学成分特征。暗色蚀变大量带出的元素是 Si、Al,浅色蚀变大量带入的元素是 Si、Al。暗色蚀变带内早期带入 Na、K,带出 Mg、Ca;晚期带入 Mg、Ca,带出 K、Na。浅色蚀变带的内带带入 Si、Al;外带带入 Ca、Na、K。

全部被蚀变的岩石微量元素和粗安岩内微量元素背景相比:暗色蚀变使背景岩石的 Cu、Pb、Zn 迁移,Co、Ni 和 Mo 集中在磁铁矿体附近,V、Ti 和 Sr 分布于磁铁矿和它的共生矿物中,其中 V 和 Fe 是相关的。值得注意的是 Ti、Sr 在矿石内比原粗安岩内含量还低。浅色蚀变内 Cu、Pb、Zn 和 Ag 高于背景值,而且形成铜银矿化。

在全部蚀变带内的 Ti、V 等微量元素,除了铁矿体附近之外,有大片含量负值区——辉石碱性长石岩带、硅化岩和浅色蚀变的最外带,Ti、V 含量都比背景值低。可能 Fe 的伴生微量元素来自围岩火山岩。长江中下游东部火山岩盆地和浙江火山岩带的矿化蚀变带的微量元素研究资料表明情况相似,但后者显示出与钙碱性火山岩有关的地球化学特征。

庐枞和宁芜等火山岩盆地基底海相地层碳酸盐岩石与地幔流体相互作用后,导致更为强烈的流体进入上部火山岩层发生水/岩相互作用:蚀变与矿化。与磁铁矿共生的含挥发组分的矿物有磷灰石、方柱石、硬石膏、碳酸盐等。少量铁矿石伴有大量含水矿物,如蚀变金云

母、绿帘石，晚期有绿泥石、沸石、绢云母。溧水、溧阳盆地和浙西火山岩区，矿化类型改变后，浅色蚀变更为发育，除绿帘石、绿泥石、绢云母、碳酸盐外，大量萤石、重晶石、叶蜡石和粘土矿物出现(成为矿石)。东部火山岩地区各矿床中更经常发育外带蚀变。

四、火山岩系的流体演化

图3表示庐枞盆地火山岩演化过程中，火山岩内流体与火山岩系列演化关系，由火山岩基本化学成分 SiO_2 演化与挥发组分的对应关系可以发现：火山岩系挥发组分中 Cl、P 主要来自地球深部、上地幔，与碱玄岩浆同来源。火山岩系的 SiO_2 含量越低，CO_2 含量越高。幔源火山活动携带流体还可从火山岩系化学成分的演化及 Ti 与 P 的相关关系得到证明。但 CO_2、SO_2 和 H_2O 可能有两个来源，一是深部地幔；另一部分来自火山岩盆地基底岩层——灰岩和硫酸盐层或其他地层。F 可能也来自地幔，与碱玄岩浆同源，后期又有新的补充。

笔者曾对罗河矿床 700m 厚和 6km^2 蚀变带作过粗略统计，外来加入流体停在岩石内，(不计算通过岩石之后再流失流体)：SO_2 8.09 亿 t，P_2O_5 0.85 亿 t，H_2S 1.35 亿 t，CO_2 1.4 亿 t，H_2O 1.2 亿 t。

同位素测定证实，庐枞盆地和宁芜盆地基底沉积硫酸盐层内硫在火山喷气和热液作用下活跃起来，并且深部火山岩浆来源的 S 与盆地基底的盐层中的 S 进行同位素交换后才进入蚀变地段。东部火山岩区没有显示出这些特征。火山晚期和其后喷气作用时，喷出深部岩浆流体的挥发组分，它以高速气流经过基底和深部地层断裂系统。据射流原理，在火山喷气经过的地层中，地层中的循环水溶液和气体，都会集中到这些流经裂隙的高速流体中来。以原始火山岩浆流的流体作为载体，把上部地壳的挥发组分和金属组成也都携带出来。

二长岩活动时的 B 和水作用更为重要，形成含电气石的蚀变带(B 的分析数据很少)。从岩石化学演化过程看，岩浆是从上地幔至下部地壳的发展过程中，使 B 渐渐富集起来。

火山岩系的第二次大规模水热活动，与二长岩的活动有关，对火山岩岩石影响是形成非常特征的另一套蚀变带，在庐枞盆地或宁芜盆地，形成以电气石为代表的包括黄玉、绢云母、钾长石、石英等的大量交代岩石：电气石-石英岩、电气石-绿云母-钾长石岩石等。

第三次大规模的蚀变带，形成银铅锌矿床的火山岩流体与 F、S 的地球化学作用有关。伴随大规模铅锌矿化，伴生萤石、重晶石、叶蜡石矿床，或矿石的水热活动。其总的特征是以水、F 为代表。

火山岩矿化带的 S 同位素研究显示，含有深部来源的金属硫化物的流体经深部地壳时，与三叠纪地层之间发生同位素交换，然后在更高火山岩层内有成矿作用发生[7]。

含矿流体的来源改变着流体中的特征元素。由 P、Cl→B→F 显示了含矿流体来源深度的变化。并且影响了由铁铜矿、铜矿(包括铜金矿、金银)、铅锌银矿和重晶石萤石矿床空间和时间上带状分布特征。

五、区域性含矿流体的动力学过程

火山岩系由西向东渐变和同步发展的成矿作用的带状分布特征，延展 800km。具不同

尺度的分带性，以庐枞盆地为典型：矿床内矿化与蚀变分带性，与盆地范围矿田的矿床分带性，到火山岩系由西向东的分带性等，它们之间具有自相似性特征。

庐枞盆地罗河矿床深部为巨源的暗色蚀变带，浅部为浅色蚀变，包括硅化、泥化。下部为磁铁矿石，含铜黄铁矿石；上部为硬石膏矿和明矾石矿，矿床晚期有铅锌矿脉伴有重晶石、萤石和绿泥石蚀变。该矿床矿化蚀变带厚度800m。如果把它拉开到80km左右，恰恰是庐枞盆地范围。从盆地中心向东向外，表现为铁矿床（罗河）、含铜黄铁矿（何家大小岭）、铅锌矿（岳山）和明矾石矿（矾山，天光山）的分带。这一矿床分带性，越向外围越发展浅色蚀变带。如果拉伸800km规模，恰好是长江中下游西起庐枞盆地、东至浙江的火山岩区，表现出区域性矿带分带性：铁矿带、含铜黄铁矿带、铅锌矿带和重晶石、萤石、叶蜡石矿带。各矿化带的蚀变带特征也呈有规律变化。

这种矿化作用在不同尺度上有相似分带特征，是一种自相似现象。这种自相似现象，是大区域火山岩系与成矿带分带性同步发展的一种表现形式。反映出大区域流体运动，流体与岩石圈相互关系的一种遗迹或称为动力学过程轨迹。由此可以作出一个判断，能够影响800km范围流体与岩石圈相互作用动力学过程的根源应当来自地幔深处流体运动。

六、结束语

经常把长江中下游的火山岩区和东部沿海火山岩列为两个不同构造单元。火山岩系特征由碱性、碱钙性至钙碱性变化，由具坳陷盆地特征转为造山带特征。实际上，由火山岩系、矿化作用和流体活动的分带规律性自相似特征，说明它们是大区域性地幔流体与岩石圈相互作用连续过程的产物。事实表明，应当在（猜测）300～100km处，地幔玄武岩浆和它携带的流体运动才能影响800km范围矿化作用的分带规律性。

参 考 文 献

1 张荣华. 一个铁矿床的围岩蚀变和成因探讨. 地质学报，1974，48(1)：53～90.

2 Chen Y C, Zhang R, Sheng J, Ai Y. The Mineralization and alteration of the porphyry Iorn deposits and their mechanism Scientific Japer on Geology for Interation Exchange. Prepored for 26 I. G. C., Pub., House Geology, Beijing China, 1980. 17－26.

3 张荣华. 长江中下游玢岩铁矿围岩蚀变的地球化学分带. 地质学报，1979，53(2)：137～152.

4 张荣华，刘隆隆，陆成庆. 长江中下游火山岩铁矿微量元素地球化学. 中国地质科学院院刊，1979，1(1)：83～103.

5 张荣华. 长江中下游玢岩铁矿围岩蚀变的地球化学分带和形成机理. 地质学报，1980，54(1)：70～84.

6 张荣华. 长江中下游玢岩铁矿和块状黄铁矿床的物理化学条件. 地质论评，1981，27(1)：24～33.

7 张荣华. 长江中下游火山盆地热系统的硫同位素与黄铁矿－硬石膏平衡. 经济地质，1986，81：32～45.

8 张荣华. 地球化学从静态、平衡走向流动、非平衡的研究领域. 当代地质科学技术进展，1991. 166～172.

9 郭文魁，刘兰笙，俞志杰. 中国东部成矿域及成矿期基本特征. 矿床地质，1982，1(1)：1～6.

10 Barnes H. ed. Geochemictry of Hydrothrtnal Ore Deposite. Wiley Inter. Science. New York, 1967.

11 Pearce J A, Gale G H. Identification of ore deposition enviroment from trace element geochemictry of accociated igneous host rocks, "Volcanic processes in one genesis". The institution of mining and metallurgy, The Geological Society of London, 1976.

12 Erich Schroll. Analytische Geochemie, B. d. 2. Erundlagen and Anwendugen. Ferdinand Enke Verlay Stuttgart, 1976.
13 Taylou S R. Trace element alundances in andesites Ⅱ. Contril, Mineral Petrol., 1969, 23: 1～26.
14 Hutchison Charles S. Indonesian actiute volcanic are: K, Sr & Rb variation with depth of Benjoff Zong. Geochemistry, 1976. 4～7.
15 Gill J B. Orogenic andesite and plate tecfonics. Berlin, Springer－Verlag, 1981. 390.
16 Irvine T N, Baragar W R A. A guide to the Chenical classification of the commnon volcaic roues, Canad. Jour Earth Sciences, 1971, 8: 523～548.
17 Cox K G, Bell J D, Pankhurst R S. The interpretation of igneow rocks. London, George Allc & unwin Ltd., 1979. 450.
18 江苏省地质矿产局. 江苏省及上海市区域地质志. 北京：地质出版社，1984.
19 常印佛，刘湘培，吴言昌. 长江中下游铜铁成矿带. 北京：地质出版社，1996.
20 刘孝善，徐兆文等. 安徽庐枞中生代火山构造洼地及其成矿地形. 北京：地质出版社，1991.
21 王中杰等. 浙闽赣中生代火山岩区火山旋回火山构造岩石系列及演化. 中国地质科学院南京地质矿产研究所所刊，1989，总第 42(增刊 6).
22 张荣华，胡书敏. 矿石、矿床和成矿分带性与自相似性. 北京：地质出版社，1997. 243～253.
23 毛建仁，苏郁香，陈三元等. 长江中下游中酸性侵入岩与成矿. 北京：地质出版社，1990.
24 宁芜研究项目编写小组. 宁芜玢岩铁矿. 北京：地质出版社，1978.

第四篇　深部成矿与预测

陕西双王-二台子含金角砾岩型金矿床
——造山后伸展构造运动的指示物

石准立

（中国地质大学，北京）

摘　要　陕西双王等十余个由钠长石、碳酸盐类矿物胶结的含金角砾岩带沿礼县-山阳断裂带附近分布，长达400km，为一大型张性断裂带。与印支期岩体以及早燕山期金矿的关系说明其为印支期后产物。双王金矿床含金角砾岩特征展示其早期经受近SN向挤压构造作用，而晚期在SN向张应力作用下发生扩容增殖，相应有多次流体贯入和胶结角砾岩。角砾岩胶结物组分、围岩蚀变时物质带入带出研究以及稳定同位素资料表明，这些流体为富Na、Ca、CO_2、H_2S等组分的地幔流体，流体使板岩在钠长石化时释放出大量的水。这一巨大穿壳断裂带为印支期造山后伸展构造，双王-二台子型含金角砾岩带可作为离散环境的地球动力学条件的指示物。

关键词　双王和二台子金矿　含金角砾岩型金矿　地幔流体　造山后伸展构造　陕西

在矿床学和区域成矿规律研究中，大都重视构造对成矿的控制作用，为此对构造也做了较为详细的研究。地质学家在研究区域构造时，往往对这些资料没有给予充分的重视。事实上矿床研究取得的资料十分丰富，必能对区域构造，甚至深部构造提供一些有益的信息。陕西双王-二台子型金矿床的含金角砾岩的研究，也许可以作为这方面的一个实例。

一、一条大型张性断裂带存在的证据

秦岭东部地区地质构造研究中，对一些断裂带的性质和活动历史等问题进行了详细的研究，但对双王-二台子型金矿床的含金角砾岩所提供的资料则未见应用。

沿礼县-山阳断裂带附近，在凤县至商南400余公里❶范围内分布着十余条被钠长石、碳酸盐类矿物胶结的角砾岩带[1]，自西而东有：青崖沟、双王、板房子、二台子，以及凤镇附近几条角砾岩带：干沟、桐木沟、中村、竹林关等（图1）。这些角砾岩带长几公里到几十公里，多数为10～20km。角砾岩带宽数十米到几百米，最宽达3000m。每个角砾岩带由若干角砾岩体组成。双王金矿床的角砾岩带，由大小不等的8个角砾岩体沿NW向呈一字排列（图2）。二台子矿床中角砾岩带则由规模较小的角砾岩体沿断裂及层间破碎带成两带分布（图3）。各角砾岩带的角砾岩体多呈板状、似层状、透镜状、不规则脉状，个别呈筒状。角砾岩体走向近EW，青崖沟、双王角砾岩带以倾向N为主、倾角陡，多为60°～80°；板房子、二台子、

❶ 向西在甘南西铅锌矿带仍有分布。

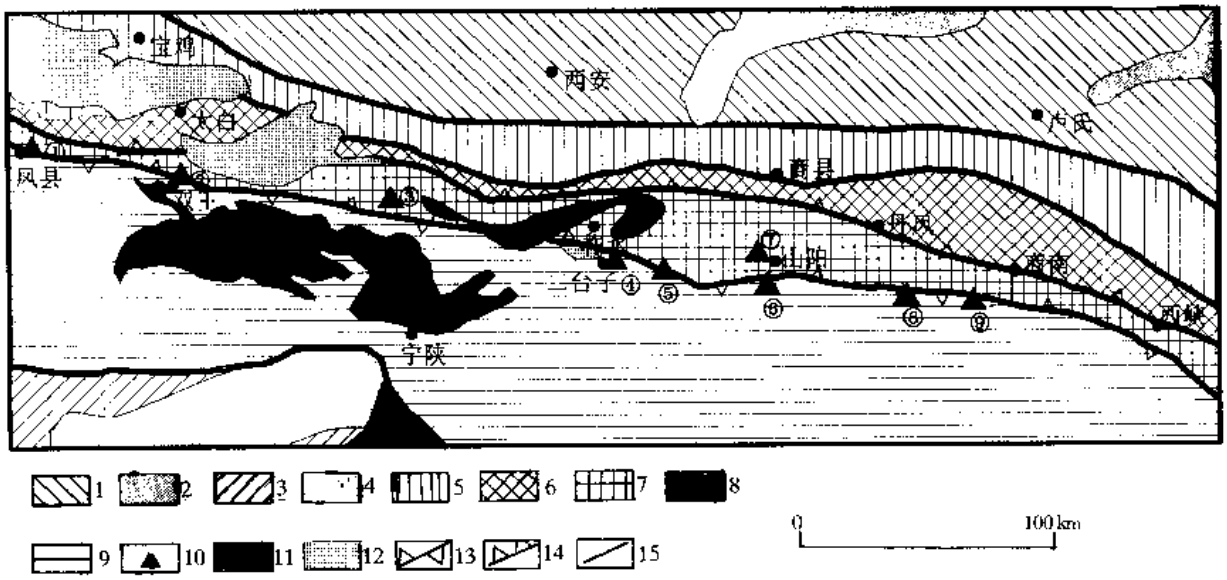


图 1　陕西凤县—商南一带含金角砾岩带分布图

1—华北地区；2—华北地台太古宇、古元古界基底；3—扬子地台区；4—扬子地台前震旦系基底；5—中元古代褶皱带；6—北秦岭加里东褶皱带；7—海西褶皱带；8—北大巴山加里东褶皱带；9—印支褶皱带；10—含金角砾岩带；11—印支期中酸性侵入岩；12—燕山期中酸性侵入岩；13—礼县—山阳断裂带；14—商丹断裂带；15—其他主要断裂；角砾岩带：①青崖沟；②双王；③板房子；④二台子；⑤凤镇附近几条角砾岩带（车房沟、飞星沟、方支沟、宽坪、太坪）；⑥干沟；⑦桐木沟；⑧中村；⑨竹林关

干沟倾向 S，倾角 70°～80°。

这些角砾岩带虽赋存于泥盆纪地层中，但无一定层位，角砾岩体的围岩和角砾有地层分区，柞水小区的青石垭组、池沟组、牛耳川组；凤县—镇安小区的九里坪组、星红铺组、古道岭组。组成角砾岩的围岩和角砾的岩石有绢云板岩、粉砂质绢云板岩、含碳质板岩、微晶白云岩、灰岩、白云质灰岩、变粉砂岩、变钙质粉砂岩等。

这些角砾岩带虽分散于 400km 以上的广大范围之内，但角砾的胶结物组成及围岩和角砾的蚀变特征却完全相似。含铁白云石是最主要的矿物，其次有钠长石、方解石、黄铁矿。角砾岩带两侧围岩以及角砾岩带中的大小不同的角砾都程度不同地遭受钠长石化、碳酸盐化、黄铁矿化以及少量金红石化、电气石化。角砾的成分及大小对蚀变的反应不同、蚀变特点也有差异。从几厘米到 20cm 的板岩、变砂岩等岩石多数强烈钠长石化变成浅粉色岩石；几十厘米到几米的板岩角砾其边部变为钠长质岩石，向内逐渐为碳酸盐化所替代，中心保留原岩不变。

这些角砾岩带都以发育金矿化为特点，其中双王金矿床已成为重要金矿山，二台子已开采黄金，青崖沟个别地方达到工业品位，板房子、桐木沟及中村、干沟角砾岩带都有 Au 含量大于 0.3×10^{-6} 的样品。

虽然十几条角砾岩带并未联成一条统一的张性断裂，但根据它们断续沿礼县-山阳断裂附近成带分布，各角砾岩带长度之和接近 200km，规模可观，并被相似的与金矿化有关的热液产物充填和交代，可以推断它们代表了一条重要的张性大断裂带的构造活动，标志着该区

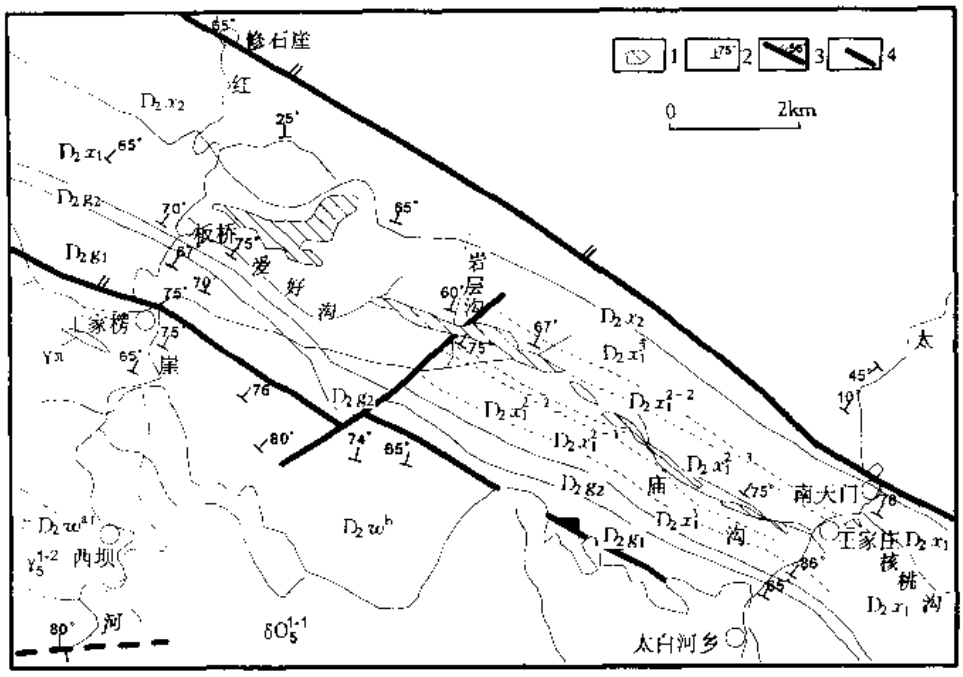


图 2　双王金矿床地质略图

D_3j—九里坪组粉砂岩、板岩互层；D_2x_2—星红铺上亚组含生物碎屑结晶灰岩；星红铺下亚组：$D_2x_1^3$—粉砂质绢云板岩；$D_2x_1^{2-4}$—变质粉砂岩夹板岩；$D_2x_1^{2-3}$—粉砂质绢云板岩、粉砂岩互层；$D_2x_1^{2-2}$—变质粉砂岩夹绢云板岩；$D_2x_1^{2-1}$—变质粉砂岩与绢云板岩互层；$D_2x_1^1$—绢云板岩、结晶灰岩；D_2x_1—星红铺下亚组未分；D_2g_2—古道岭上亚组结晶灰岩夹砂岩；D_2g_1—古道岭下亚组钙质砂岩夹生物灰岩；D_2w^b—王家楞组上段结晶灰岩、粉砂岩、砂质板岩互层，D_2w^a—王家楞组下段变质粉砂岩夹结晶灰岩、炭质板岩；γ_5^{1-2}—印支期二长花岗岩；δO_5^{1-1}—印支期石英二长闪长岩；$\gamma\pi$—花岗斑岩脉；1—含金构造角砾岩体；2—地层产状；3—正断层及产状；4—性质不明断层

存在一大型张性断裂带。

二、张性大断裂带形成的时间

双王金矿区角砾岩带形成于西坝岩体之后。尽管角砾岩带未在岩体中通过，但角砾岩化及其矿化发生于西坝岩体引起的接触热动力变质构造和接触热变质带形成之后。双王矿区靠近西坝岩体，地层产状陡，向北远离岩体，地层逐渐平缓。地层产状的这种变化是岩体贯入引起的。矿区角砾岩带中见到西坝岩体形成时的接触变质岩、斑点板岩，这种岩石的角砾发生蚀变颜色变白，但斑点保留，镜下观察斑点已被碳酸盐类矿物交代。西坝岩体为一复式岩体。第一期石英二长闪长岩的矿物-全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 213.5Ma[2]；第二期二长花岗岩的黑云母 K-Ar 法年龄为 198.3Ma、212.8Ma[2]，它们都属于印支期的产物。

双王含金角砾岩带有 6 个热液成矿阶段。其中第二成矿阶段为主要成矿阶段，由石英-钠长石-黄铁矿-铁白云石矿物组合组成。第 4 成矿阶段为叠加于角砾岩体之上的黄铁矿细脉或大脉。我们选取这两个成矿阶段的黄铁矿进行了 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 方法年龄测定[2]，获得第二

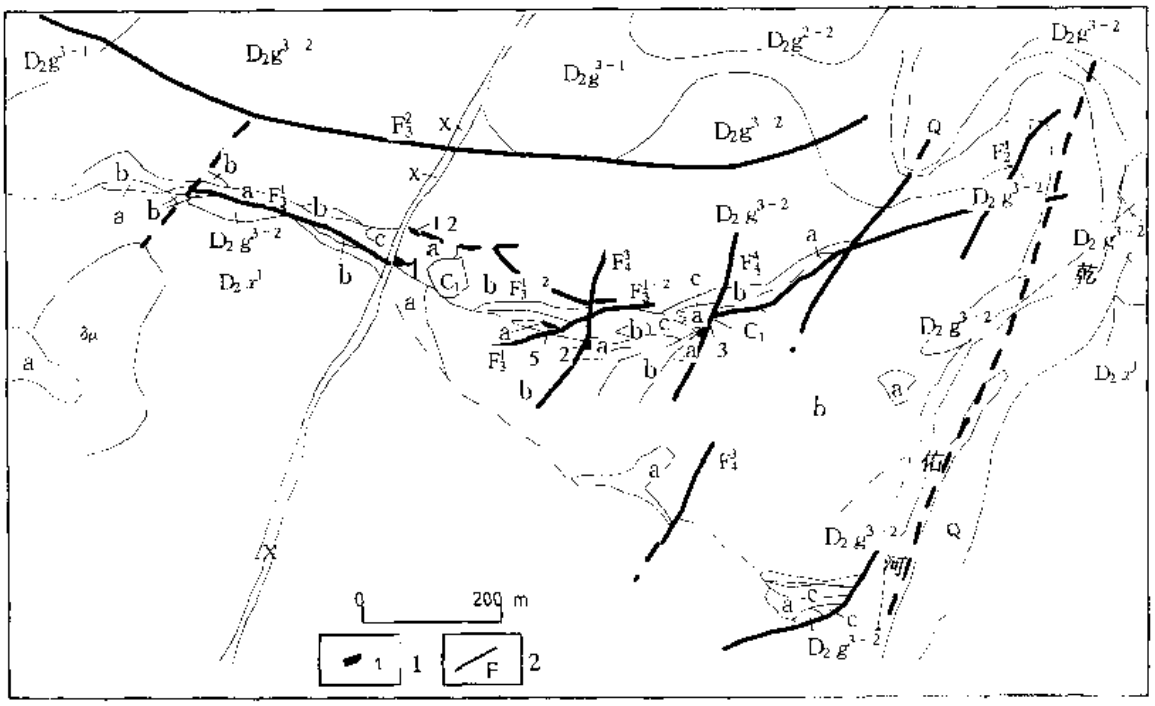


图 3　陕西省二台子金矿床地质略图

（据 00534 黄金部队资料）

Q—第四系；D_2x^1—中泥盆统星红铺组下段板岩、千枚岩夹薄层粉砂岩、灰岩；中泥盆统古道岭组：D_2g^{3-2}—上段下部厚层状结晶灰岩夹薄层泥板岩，D_2g^{3-1}—上段上部泥质钙质板岩，D_2g^{2-2}—中段上部薄层灰岩及紫色泥质纹层灰岩；a—上段下部含金角砾岩；b—上段下部大理岩；c—上段下部石英钠长石化岩石；c_1—星红铺组下段钠长石化板岩；$\beta\mu$—辉绿岩；x—煌斑岩；1—矿体及编号；2—断层及编号

成矿阶段年龄为(183.09±20.64)Ma，第 4 成矿阶段年龄为(168.0±16.2)Ma，属燕山运动早期产物。

二台子矿区中煌斑岩脉形成晚于角砾岩体，其 K-Ar 法年龄为 210.8Ma[3]。

根据上述资料，考虑到角砾岩形成于印支运动引起的区域变质作用之后，可以认为张性断裂带为印支期末到燕山早期的产物。

三、角砾岩带成因

关于双王金矿床角砾岩成因曾有过层间褶皱成因[4]、盐溶崩塌成因等看法。我们曾依据角砾岩带小角度切层(图 2)等特点指出其为构造角砾岩[2]，结合区域内其他角砾岩带的特点，更加说明它们是构造成因。例如二台子矿区地层产状较平缓，而角砾岩体产状较陡(特别是北带的角砾岩)，在乾佑河公路旁角砾岩体明显沿断层分布。

角砾岩体中角砾的形态特点，能用以说明角砾岩体形成于何种构造。双王含金角砾岩带之中有两期角砾岩，早期角砾岩块度较小，以小于 0.1m 为主，被细晶含铁白云石-钠长石胶结，角砾多强烈钠长石化，分布于角砾岩带深部，地表仅个别地段可见，如跳鱼潭(图 4)。

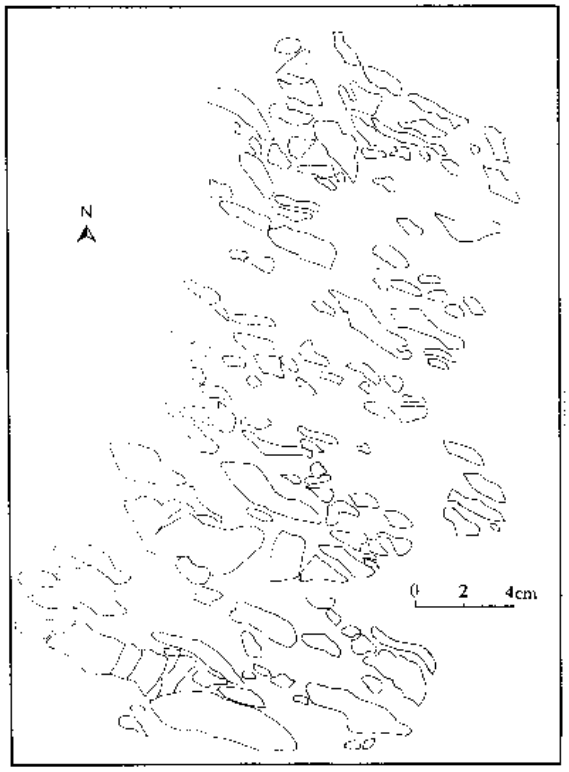


图 4 早期细晶含铁白云石、钠长石胶结细角砾岩中定向排列的次棱角—次圆状角砾素描图(太白河跳鱼潭地表)

这些角砾的形状及定向排列显示其压剪性构造成因。结合角砾岩带成 WNW 向反 S 形展布，可以推断它们是在近 SN 向挤压应力下形成。晚期角砾岩的角砾大小悬殊，大者几米到十几米，一般 0.3～1m，多成长板状，棱角明显，小角砾多为 1～10cm，充填于大角砾之间，并被第二成矿阶段的黄铁矿、钠长石、含铁白云石胶结和交代(图 5)。经对角砾岩带大角砾块产状的统计，表明与正常岩层相比，走向变化不大，仅部分角砾岩块倾角变缓(图 6)。这些特征显示晚期角砾岩体是南北水平拉张，垂向垮塌所致。

双王金矿床的一些角砾岩体与围岩有时界线并不截然可分，而是出现一些大致可拼贴的碎裂岩，也反映了角砾岩的张性成因。一些情况下出现一些轴面平缓(20°～50°)的小型褶皱(图 7)，它们显示出角砾岩带形成时南北水平拉张上覆地层重力垂向挤压的效应。

根据晚期角砾岩多分布于岩体上部的特点，推断晚期角砾岩是在早期角砾岩体顶部围岩中发生增殖扩大而成。

综上所述，双王金矿床的角砾岩带，经历了早期在南北向挤压应力下发生断裂及压性角砾岩和晚期在南北向张应力下增殖、扩容形成张性角砾岩的过程。二台子矿区角砾岩体沿切层断层及层间断裂分布，角砾岩带有大量热液胶结物充填，看来也经历了类似于双王金矿床角砾岩带形成的构造条件和发展过程。

四、角砾岩带胶结物的深源性

双王和二台子两金矿床的共同特点是角砾岩被黄铁矿、钠长石和碳酸盐类矿物胶结，围岩发生明显的钠长石化和碳酸盐化。由此可以推断，成矿流体中应含有 Au、Na、K、Ca、Mg、CO_3^{2-}、H_2O 等组分。经对围岩蚀变过程中物质组分带入带出的研究[2,3]，得出从成矿溶液带入围岩大量 CO_2、Na、S、Ca 等组分，而从围岩带出大量 Fe、Mg、K、H_2O 到成矿溶液之中(表 1)。据此推测从深部而来的流体应当富含 Au、Na、Ca、CO_2 等组分。H_2O 部分来自深部，而大部分是由板岩钠长石化脱水而来。矿石的 H、O 同位素组成表明(图 8)，发生强钠长石化的第一成矿阶段的样品靠近粘土矿物线，而钠长石化较其为弱的第二成矿阶段的样品和二台子金矿的含铁白云石则部分偏向粘土矿物线，这也证明了上述推论的正确性。

这种在 400km 以上范围内出现相似流体胶结和交代角砾岩带中角砾岩的现象，说明它

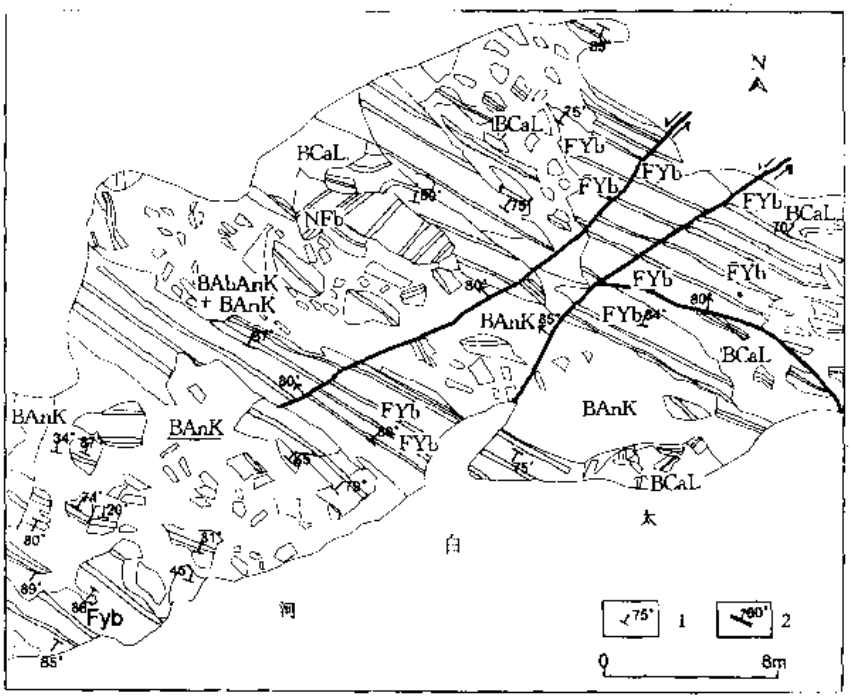


图 5　太白河跳鱼潭角砾岩体素描图

Fyb—粉砂质绢云板岩夹钠长石化砂岩，近角砾岩胶结物处钠长石化和铁白云石化；BAnk—第Ⅱ成矿阶段胶结物，含钠长石化铁白云石化板岩角砾；BCaL—第Ⅲ成矿阶段角砾岩胶结物；BAbAnk＋BAnk—第Ⅱ成矿阶段角砾岩胶结物中含有第Ⅰ成矿阶段角砾岩胶结物的复杂角砾岩；1－地层产状；2－断层及其产状

表 1　双王金矿床绿泥绢云板岩蚀变时物质带入(＋)带出(－)量

样品号	YG33	YG34	41	42	平均	双王角砾岩带蚀变长 10km、宽 20m、深 1km 时物质带入(＋)带出(－)量/t
组分	(带入带出量/g·L^{-1})					
FeO	－91	－70	＋2	－65	－56	－11200000
CaO	＋50	＋67	＋8	＋88	＋53	＋10660000
MgO	－17	－11	－2	－15	－11	－2260000
K_2O	－21	＋20	－9	－10	－5	－1000000
Na_2O	＋132	＋43	－23	＋57	＋52	＋10460000
H_2O	－44	－43	－13	－49	－37	－7460000
CO_2	＋67	＋74	＋5	＋106	＋63	＋12600000

注：样品 YG33 为强钠长石化岩石，YG34、41 为含铁白云石化钠长石化绢云板岩，42 为含铁白云石化钠长石化绿泥绢云板岩。类比的岩石为同一薄层之未蚀变或弱蚀变岩石。

们有相似的流体源，这种流体源必然很深，只能是深度较大的地幔来源。双王金矿床中出现一些量少、但具重要意义的矿物，如钒铬云母、钒云母、钙钒榴石、氟碳钙铈矿、针镍矿、硫铋镍矿、紫硫镍矿，而对黄铁矿、含铁白云石的电子探针微区分析时有 37 次(占总数 69 次的 53.6%)见到 Pt、Pd，Pt 含量 0.013%～2.661%，Pd 含量 0.01%～0.348%。这些稀少矿物的出现和矿物中的 Pt、Pd 的存在，也说明成矿流体与幔源物质有关。

近年来，地幔流体的研究受到重视，对其组成较流行的看法是 C-H-O 体系[5]。杜乐天[6]则认为地幔流体为 HACONS，也称烃碱流体，并强调碱在地幔流体中的重要性。地幔来源的碳酸盐岩已广为人知。非洲 Oldoinyo Lengai 火山苏打熔湖为富 Na 的碳酸盐岩，熔

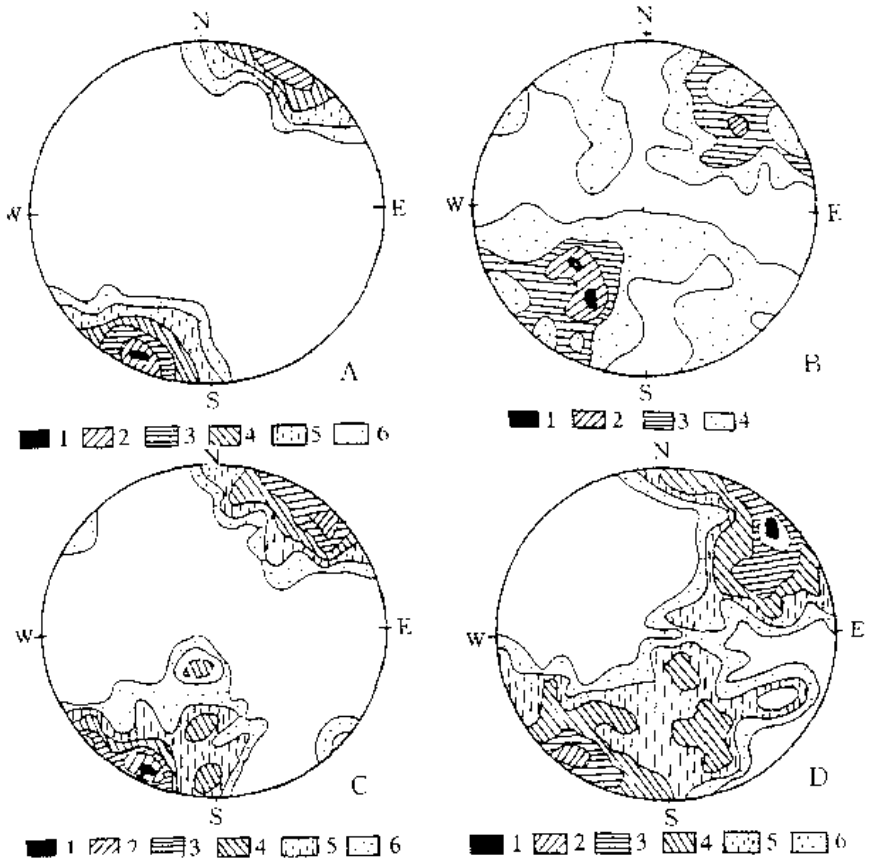


图 6　双王金矿床东段角砾岩带内角砾岩块的地层产状和围岩地层产状统计等密度图
A—太门河地层剖面:1—>34.1%,2—24.5%~34.1%,3—11.4%~24.5%,4—3.8%~11.4%,5—0.8%~3.8%,6—0%~0.7%;B—早阳沟地表角砾岩体:1—>13.8%,2—8.3%~13.8%,3—5%~8.3%,4—0%~5%;C—跳鱼潭角砾岩体:1—>16%,2—9.3%~16%,3—6.7%~9.3%,4—4%~6.1%,5—1.3%~4%,6—0%~1.3%;D—1330 中段 Ym3 平硐角砾岩体:1—>8.4%,2—6.5%~8.4%,3—2%~6.5%,4—1.3%~3.2%,5—0.6%~1.3%,6—0%~0.6%

浆温度仅 544℃;俄罗斯著名的希宾碱性岩体深部发现内生碳酸钠岩石,这说明地幔来源的碳酸盐岩可以富 Na、Ca,它们与双王-二台子型矿床的成矿流体十分相似。双王金矿矿物包裹体研究时发现第一成矿阶段的含铁白云石中见到熔融包裹体及类熔体包裹体(均一温度 500~550℃),双王及二台子金矿含盐类子晶的气液包裹体均一温度较高,可达 320~432℃,因此部分流体可能为熔体。

表 2　双王、二台子金矿床角砾岩胶结物碳酸盐类矿物的 C、O 同位素组成

	$\delta^{13}C/‰$	$\delta^{18}O/‰$
双王金矿床	-7.89~-3.37	+11.53~+18.66
二台子金矿床	-5.83~+0.13	+14.80~+19.97
凤镇水滴沟角砾岩	-2.1	+21.27
板房子角砾岩	-4.59	+17.47
希宾碱性岩苏打矿[5]	-6.1~-0.9	+7.9~+16.4
Oldoinyo Lengai 火山苏打湖[5]	-9~-2	<+10

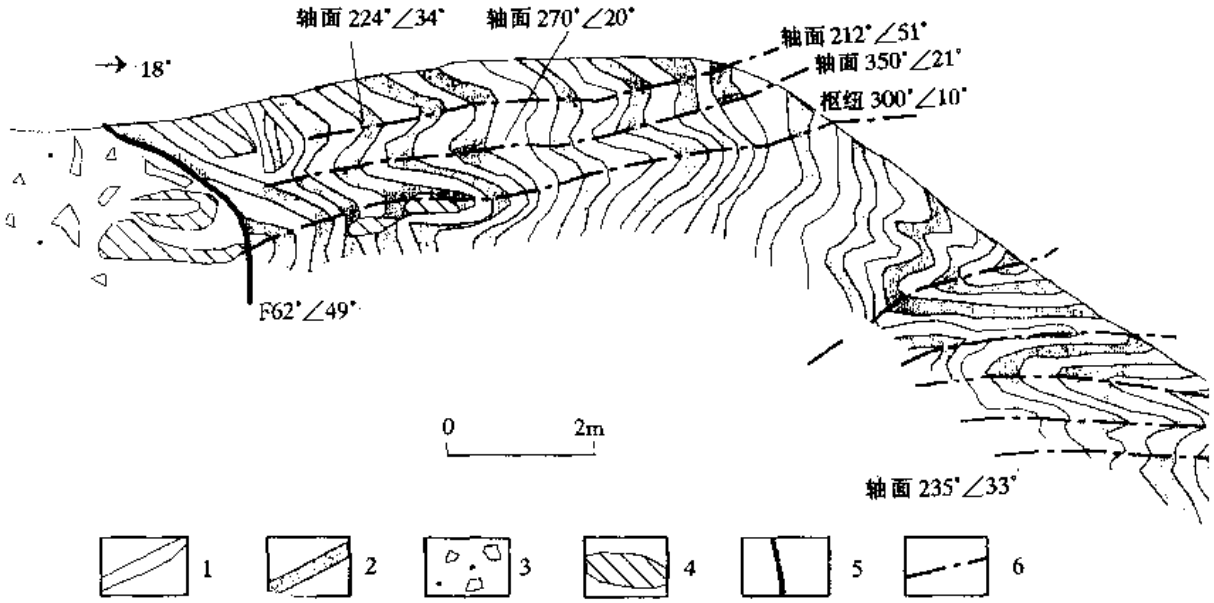


图 7　TC206 探槽角砾岩体北侧围岩中小褶皱素描图

1—钠长石化粉砂质绢云板岩；2—薄层状钠长石化粉砂岩；3—含铁白云石胶结角砾岩；4—石英脉；5—小断层；6—小褶曲轴面

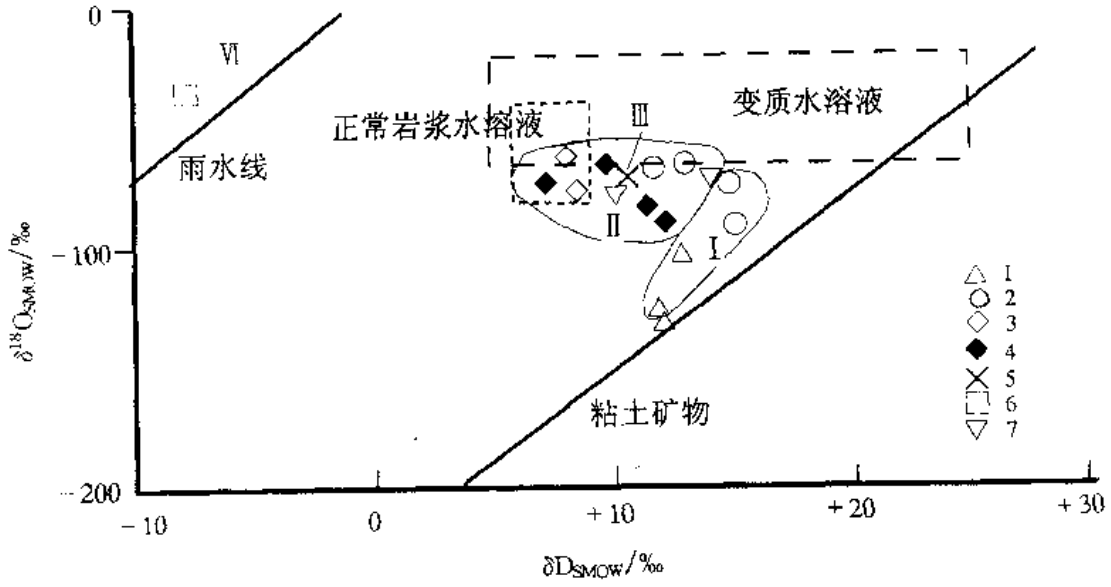


图 8　双王、二台子金矿床成矿流体中水的 H、O 同位素组成

1—钠长石(双王)；2—石英(双王)；3—含铁白云石(双王)；4—含铁白云石(二台子)；5—方解石(双王)；6—硬石膏；7—凤镇及板房子含铁白云石；Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅵ为双王金矿成矿阶段

C 和 O 同位素组成对说明成矿物质来源有重要意义。双王和二台子两矿床的角砾岩中胶结物的 C、O 同位素组成比较接近(表 2),二台子矿区 $\delta^{13}C$ 值个别样品略高,接近海水值,这与该矿床角砾岩有时产于沉积碳酸盐岩石中有关。尽管两矿床围岩差异较大,但 C、O 同位素较接近,而且和希宾碱性岩的苏打矿物以及 Oldoinyo Lengai 苏打熔岩的 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 值也较为相似,而和沉积碳酸盐岩不同。C、O 同位素也指示双王、二台子型角砾岩带曾有地幔富 Na、Ca、CO_2 等组成的大量流体加入而成矿。

五、结　论

前面已论述了凤县-山阳这一巨大角砾岩带分布区,发生过地幔来源成矿流体的贯入,因此,可以认为它代表了一个巨型张性穿壳断裂带,其形成时间为 T_3-J_1。也即印支期南北向挤压造山和中酸性岩浆侵入活动之后,它经受了先期 SN 向挤压和后期 SN 向扩张的两期构造活动,代表着挤压造山和造山后伸展作用的构造形迹。秦岭东部地区侏罗纪早期造山后拉张盆地不发育,印支运动造山后伸展构造的研究也较薄弱,因此,双王-二台子型含金角砾岩矿床所提供的资料,可补这方面的不足,它提供造山后伸展作用发生的时间、规模等重要情况。双王-二台子型金矿床,这种独特的矿床类型,也像碱性岩、大陆裂谷玄武岩、火成碳酸盐岩一样,是地壳伸展的地球动力条件的指示物。这种类型矿床和地幔流体有关,因此也是深部动力学过程在地壳较浅部位的表现。

参 考 文 献

1　樊硕诚,王文贤,同敏中.陕西凤州—商南矿化角砾岩(双王型)地质特征和成矿机制探讨.见:沈阳地质矿产研究所编.中国东部金矿地质研究文集-4 秦岭东部地区.北京:地质出版社,1993.69~96.

2　石准立,樊硕诚,张文宪等.陕西双王金矿床地质特征及其成因.西安:陕西科学技术出版社,1989.

3　石准立,刘瑞璇,鞠党辰等.双王—二台子型金矿床地质特征和成矿机制探讨.见:沈阳地质矿产研究所编.中国东部金矿地质研究文集-4 秦岭东部地区.北京:地质出版社,1993.35~68.

4　古貌新,戴安岗.陕西双王金矿床地质特征.陕西地质,1983,(2).

5　孙丰月,石准立,冯本智.胶东金矿地质及幔源 C-H-O 流体分异成岩成矿.长春:吉林人民出版社,1995.

6　杜乐天.烃碱流体地球化学原理——重论热液作用和岩浆作用.北京:地质出版社,1996.

焦家金矿田隐伏矿床分布规律和构造预测*

吕古贤　郭　涛　舒　斌　　孙之夫
（中国地质科学院地质力学研究所，北京）　（山东省黄金公司焦家金矿）
赵可广　　韩　屹
（山东省黄金公司新城金矿）　（山东省黄金公司三山岛金矿）

摘　要　笔者在充分消化前人成果和矿山实际生产资料的基础上，开展了山东焦家金矿田主要矿山深部隐伏矿床的分布规律和预测研究。本次研究利用构造校正测算方法判断成矿深度，研究矿体剥蚀和保留状态，用大比例尺物探及化探方法探测矿化异常地质体的赋存状态，在构造变形岩相形迹填图基础上预测地表矿体延深产状。经工作发现，胶东地区中生代新华夏系NE向剪切断裂控制蚀变、矿带和矿床延伸；断裂岩带的倾向控制矿体侧伏方向——断裂倾向NW，则矿体向SW侧伏；断裂倾向SE，则矿体向NE侧伏。在焦家断裂带的矿体垂直纵投影图上，向下右侧列构造控制了矿体厚度、品位和工业矿体的分布规律，指出构造控矿的三级侧伏侧列规律。依此指导开展焦家金矿深部预测，探矿工程见矿情况良好。这些工作为构造预测深部隐伏矿床提出了新的研究方法。

关键词　焦家金矿田　成矿深度　构造　侧伏　侧列　隐伏矿床预测

一、引　言

随着我国经济建设和社会的发展，现已查明的矿产资源储量已远远不能满足我国未来经济发展的需要。在我国具有重要经济地位的大型矿山都迫切需要对现有的资源前景作出科学评价，并在矿区深部和周围寻找新的隐伏矿床或矿体。为了达到这些目标，从矿区进入周围新区，从地表矿发展成为对隐伏矿开展预测是当前地质找矿的重要任务。

然而，开展隐伏矿床预测也是地质找矿的难点。与区域成矿规律和矿床地质特征研究不同，这项工作成果是需要直接验证的，因而各项评价指标必须较为确切。然而由于许多深部地质情况是隐蔽的，是无法直接见到的。因此为了提高探矿工程效果，需要建立更科学和更有价值的地质找矿理论和预测方法。为此，苏联学者谢明斯基等[1]系统研究了西伯利亚地区金属矿床的主要特征，建立矿田和矿床地质构造模型；沙拉波夫[2]进一步从内生金属成矿系统构造动力学类型和成矿流体入手开展定量模型探讨；斯塔罗斯京[3]则强调采用综合性的构造—岩石物理分析方法，探讨含矿构造的地球动力学类型。

本研究是在构造变形岩相形迹探讨的基础上，利用构造校正测算方法判断成矿深度，研究矿床保存剥蚀状况，用大比例尺物探及化探方法探测矿化异常地质体的赋存状况，建立构

* 国家计委科技找矿项目“金矿重点矿化区带隐伏矿床找矿方法和预测”（编号JG947110）和“焦家金矿隐伏矿床构造物化探预测和构造物理化学研究”（编号JG947110－2－6）项目资助.

造变形岩相形迹时、空演化模型，预测矿床、矿体延深产状。在山东焦家金矿矿田构造研究的基础上，充分消化前人研究成果，大量利用矿山现场实际资料和地质状况进展，指出新华夏系 NE 向剪切断裂构造控制矿带展布，断裂倾向控制矿床侧伏方向，剖面上侧列、斜列构造控制矿体或富矿段分布特征。

依据构造校正测算的成矿深度约为 2500 m(100 Ma)数据，指出焦家金矿田目前尚处于浅成矿的上部开采阶段，深部存在第二富集带[4]。在此基础上开展物化探大比例尺探测工作，利用构造控矿的三级侧伏、侧列认识，参考新城、望儿山金矿深部探矿预测的成功经验，指出焦家金矿预测靶区。经过工程验证，取得了较好探矿效果。本文主要介绍焦家金矿田隐伏矿床的分布规律研究成果。

二、焦家金矿田主要地质特征

山东焦家金矿田主要包括三山岛、新城、焦家、河东、河西等几个大型黄铁绢英质蚀变岩型和过渡型金矿床；也有如望儿山、焦家Ⅲ号矿脉等一些硫化物石英脉矿床或矿脉群；还发现了界河金矿，产在斑状、似斑状花岗闪长岩边部含金石英硫化物的细脉浸染状、浸染状矿床(图 1)。

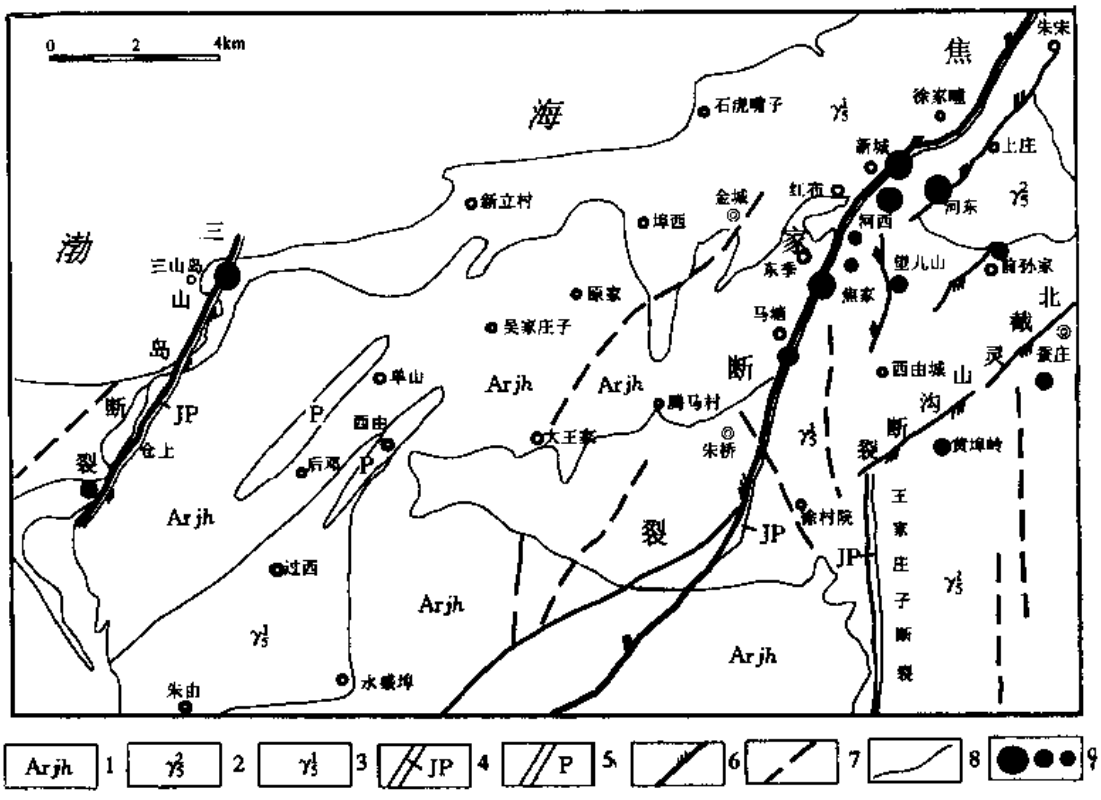


图 1　山东焦家金矿田地质略图

1—胶东群化山组；2—斑状花岗闪长岩；3—似片麻状黑云母花岗岩；4—绢英岩化蚀变带；5—碳酸盐化蚀变带；6—新华夏系复合式压扭性断裂；7—物探推测断裂；8—地质界线；9—大、中、小型金矿

焦家金矿田是著名的大型矿床集中产区。金矿赋存在稳定地块上，与后期特别是中生代交代重熔岩浆作用有关。玲珑-焦家式金矿床发育在玲珑型似片麻状黑云母花岗岩边缘相带及其围岩的构造剪切带之中，郭家岭型似斑状花岗闪长岩的外接触带及其周边地带也有分布。矿田内花岗岩与太古宙—元古宙角闪岩相变质岩呈断层接触关系。区内主要控矿构造是中生代发育起来的 NE 向压扭断裂带，即新华夏系构造成分。三山岛断裂走向 NE40°，倾向 SE，倾角 40°左右。焦家断裂与三山岛断裂同是矿田的一级断裂构造，但倾向 NW，倾角 40°～60°。

矿田内金矿主要受断裂控制，矿体多赋存于压扭断裂带的细脉浸染状黄铁绢英岩化碎糜岩和碎裂岩中，矿体规模大，连续性好，厚度品位变化稳定，但含金品位较低；而产在分支断裂和次级张剪断裂之中的矿体，以黄铁矿石英网脉、脉群为特征，虽然矿体规模小，连续性差，厚度品位变化大，但含金品位较高。这两类矿床亚类具有相同矿质来源和成矿环境，呈水平渐变的过渡关系，受成矿断裂控制而成，它们被称之为“玲珑-焦家式金矿”[5]。

三、焦家金矿田深部第二富集带

矿床的深部资源前景是焦家金矿田进一步稳步发展的关键问题。由于受矿业技术条件发展的限制，人们对矿床的勘查与评价仅限于近地表 500m 的范围内。过去，大多数学者多依据已有矿床赋存规律和同位素研究成果，特别是利用石英包裹体得出的压力(温度)数据，认为胶东玲珑-焦家式金矿成矿时较深(4～6km)，加之在元古宙成矿，所以后期隆升剥蚀致使目前深部仅剩下矿体的尾部，深部资源远景不好。然而，近几年经地质研究结合矿山深部勘查证实，焦家金矿田成矿深度较浅，且为中生代成矿，因而剥蚀较少，深部保存第二富集带[4,5]。

1.焦家金矿田形成深度

目前广为采用的方法是直接用测算压力数据经岩石比重加以换算，而这种方法没有考虑构造对成矿压力的影响作用。因此笔者采用“构造校正测算的方法”——即先从测算压力中消除构造附加静水压力，然后再对上覆岩石的厚度加以研究推算[4～6]。

由于受“应变软化”及后期构造叠加作用的影响，目前测出的成矿压力值偏低，特别是主断裂或主压扭带发育带。例如，焦家金矿Ⅰ号矿体与Ⅱ号矿体相比，无论成矿压力还是构造差应力均较低。所以，根据静水压力测值高达120～150MPa，成矿压力测值在61.5～97.5MPa 的情况，本研究采用 131.6MPa(表 1)代表Ⅰ号矿体的成矿压力。由于所测的构造附加静水压力为 96.36MPa，所以主要由上覆岩石重力所产生的静水压力仅为 35.33MPa。按本区岩石平均容重求得成矿深度 2401.6m。再对该成矿深度按现代海平面进行校正，得出焦家金矿－70m 处Ⅰ号矿体形成深度约－2331.6m。

而用前人测算的同样压力数据，但是按张扭构造的前提进行压力校正，结果表明，如果焦家Ⅲ号矿脉群成矿压力按 24.01MPa 计算，则形成深度为 1632.38m 左右，和Ⅰ、Ⅱ号矿体形成的深度相近，由此证明它们不是上下关系[6]，而是同一构造条件下处在不同构造部位且平行发育的产物。

表 1　焦家金矿Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ号矿体构造校正成矿深度及有关参数表

矿体编号	测定矿物	爆裂温度/℃	盐度/‰	pH 值	成矿压力/MPa	构造附加静水压力/MPa	上覆岩石静水压力/MPa	采样位置/m	成矿深度/m
Ⅰ号矿体	石英	256～308	3.4～4.3	4.83～5.44	61.5～97.5	96.36	35.33	-70	-2331.6
Ⅱ号矿体	石英	266	4～7.3	4.30	1068				
Ⅲ号矿体	石英	272～295	1～14.5	4.21～5.27	23.5～23.9	0	24.01	-70	-1632.4

可以看出，不同矿体压力数据经校正后，焦家金矿的一组成矿深度数值介于1.5～2.5km之间，这与前人直接用综合压力-密度推算的在4～6km深处成矿的意见不同[7]。应该说，经构造校正所得出的成矿深度更接近于地质实际。

以上成果为该区大型金矿的深部延伸状况提供了新的资料和方法，同时明确指出本区玲珑-焦家式金矿床属浅成矿、中生代形成，因而具有良好的深部地质找矿远景，存在有深部富集带，这些均已为近年来地质找矿的实际进展所证实。新城金矿深部隐伏矿带的发现，望儿山金矿深部第二富集带数十吨的新增工业储量的取得等等重大进展是这一成果的实际验证。

2. 新城金矿深部隐伏矿床分布特征

新城金矿是受焦家断裂控制的又一大型矿山，矿山一直比较重视对深部资源的勘探，按早期提供的勘探成果，在-400m左右工业矿体逐步贫化缩小(图2)。矿山依据深部钻孔，自1988年开始对-450m以下的有利成矿地段进行深部详查钻探，截至1993年底在-500～-700m，离开主断层下盘的第五蚀变带中发现赋存有隐伏矿体，其地质品位7.58g/t，探

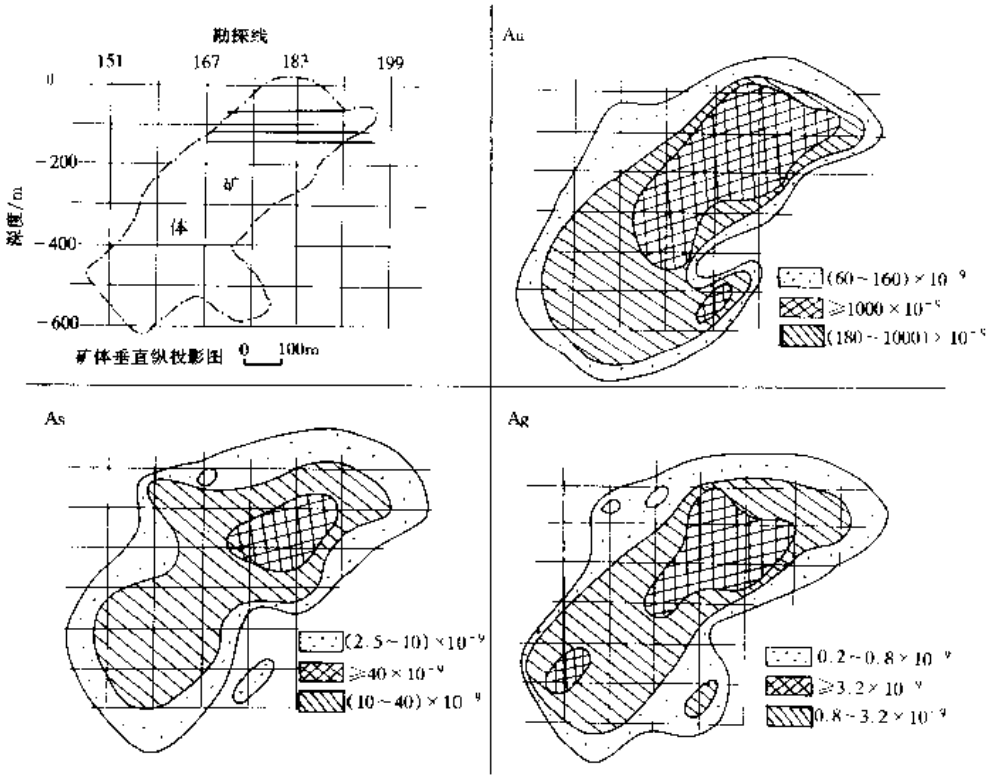


图2　新城金矿矿体垂直纵投影地化异常图

明储量达 27.7t,初步解决了矿山发展的资源前景问题。发现的新Ⅴ号矿体位于矿区上部主矿体(Ⅰ号脉)倾斜延深下右侧的绢英岩化花岗质碎裂岩中,与主矿体平行分布,但两者之间大约有 100m 左右的无矿间隔,位置大致相当于焦家金矿的Ⅱ号脉。矿体除了具有明显的 SW 向侧伏延伸外,而且在垂直纵投影图上与主矿体呈向下右侧雁行斜列式关系。

3. 望儿山金矿深部盲矿体的探明

望儿山金矿受 NNE—SN 向断裂控制。断裂属焦家断裂的分支断裂,位于主断裂下盘玲珑似片麻状花岗岩中[1][2]。

望儿山断裂长 10 余千米,平剖面上均呈舒缓波状延伸,其经历了早期左形塑性剪切到晚期右行脆性剪切的作用过程,是在早期近南北向张裂的基础上,经新华夏系叠加改造而逐渐成生的,是一个具韧-脆性剪切带性质的压扭-张扭复合式控矿断裂。断裂带内构造岩发育,其叠加分带性、脆性断层的似等距羽状排列、成矿期节理的优选性以及构造透镜体普遍发育是矿床(体)得以成生的有利条件。矿床位于望儿山剪切带南端,容矿围岩为玲珑似片麻状花岗岩,矿床发育数十个矿体,呈透镜状、脉状和网状赋存于剪切带内部的张性断裂中。主矿体走向 NE15°~40°,倾向 NW,倾角 42°~65°,矿带向 SW 侧伏,侧伏角 42°(图 3)。

望儿山金矿近几年由山东省地质勘查局三队对其深部进行了详查工作,在 -400~-650 m 间探明 30t 黄金储量。盲矿体赋存部位与上部主矿体对应,并呈右行雁行排列关系。

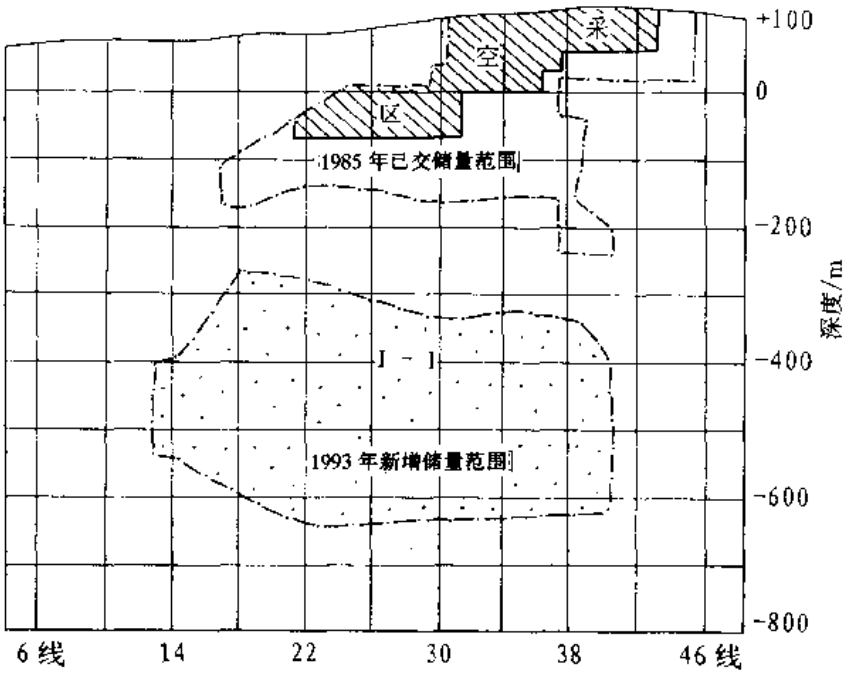


图 3 望儿山金矿床Ⅰ-1 号矿体垂直纵投影图

(据吕古贤等,1997)

---

[1] 吕古贤,孙之夫,郝献晟等.山东省焦家金矿隐伏矿床构造物化探预测及构造物理化学研究.研究报告.1997.

[2] 方金云.山东省望儿山金矿控矿构造研究.硕士论文.1996.

下部矿体群由24个工业矿体组成，主要矿体为I-1、I-2和V-1号矿体，次要矿体为V-2号和23号矿体，其他19个矿体为小矿体。

I-1号矿体分布于望儿山主断裂蚀变带中。走向最大延长860 m(一般600 m)，倾向最大延深750 m(一般428 m)，为大型金矿体。

矿区26线以北的矿体走向NE25°，倾向NW；26线以南的矿体走向SN，倾向W，总体倾角40°～50°，最缓倾角30°，最陡倾角近60°。矿体倾角在－400 m标高以上较缓，－400 m以下逐渐变陡。矿体沿走向呈舒缓波状，受望儿山主控矿断裂控制。

可以发现，望儿山浅部与深部隐伏矿的分布与新城金矿相似，也显示出矿床向SW侧伏，而矿体呈剖面上斜列分布。

四、焦家金矿第二富集带的物化探显示

本次研究对于焦家金矿开展了大比例尺物化探实测，由山东省地质勘查局二队完成。除了构造蚀变所反映存在第二富集带外，在物探、化探方面也有所显示。

1.物探方面

通过对焦家金矿床96勘探线(图4)，112勘探线剖面(图5)的电磁测深发现，在96线－350～－450m，112线－500～－600m之间，出现了一个高极化率异常间断带，即低硫化物含量带，向SW侧伏，侧伏角32°，与已知主矿体一致。结合96线已知矿体延伸到－350m标高出现尖灭现象，因此推断在经过大约垂深100m的无矿间隔后，又有高硫化物含量带出现，即可能有矿化的第二富集带。

2.化探方面

由于成矿元素化学性质的差异，其空间分布特征亦有所不同。元素组合分布表明，焦家金矿床存在着工业矿化的第二梯段。

Au是成矿元素，又是致晕元素。从不同勘探剖面来看，金异常发育与矿体具有类似的特征，在112～96勘探线间异常的规模、深度、浓集度都较高，而向两侧则逐渐降低。由于矿体侧伏构造影响，在矿区南端深部金异常依然较为发育，具有一定的规模。且随着深度的增加异常范围有变宽的趋势，暗示了在断裂构造深部依然有矿化作用存在及可能存在着隐伏矿体。Ag、Pb、Zn虽然不是金矿主要指示元素，但其异常形态较为复杂，单个异常多呈线型、椭圆形展布，倾向NW，倾角大小不等，异常形态总体明显受构造蚀变破碎带控制。在部分剖面中常见到异常的中断再现斜列现象，大多数异常也在－300m左右趋于圈闭。

As、Hg由于迁移能力较大，迁移较远，为矿化原生的头晕异常。从不同勘探线剖面来看，在矿区浅部较为发育，而在130～138勘探线附近异常则微弱的多。随着深度的增加，异常多集中96～120勘探线之间，经过约100m左右的低异常区后，在－300m左右又出现回升，这在112勘探线表现的尤为明显，可能为深部隐伏矿化体头晕叠加所致。

Bi为矿体尾部致晕异常元素，原生异常的定向分布和金矿体大致相当，异常在大约250m的标高出现圈团，标志着上部矿化富集趋于结束。而在大约－400m左右又出现的Bi异常预示着新的矿化富集带的开始。

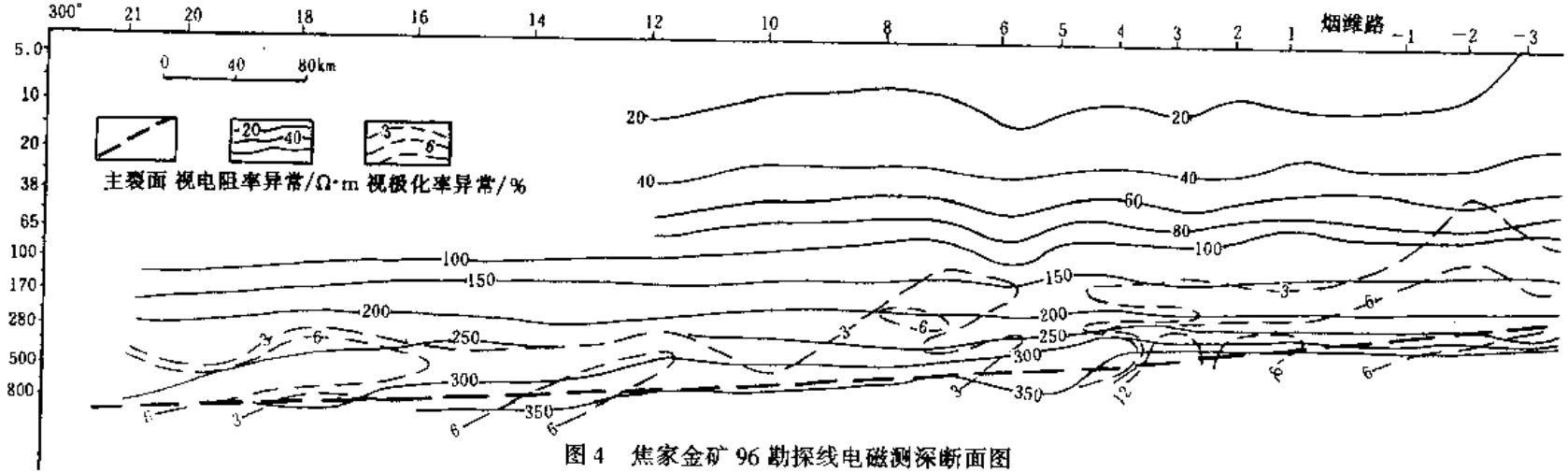


图 4　焦家金矿 96 勘探线电磁测深断面图

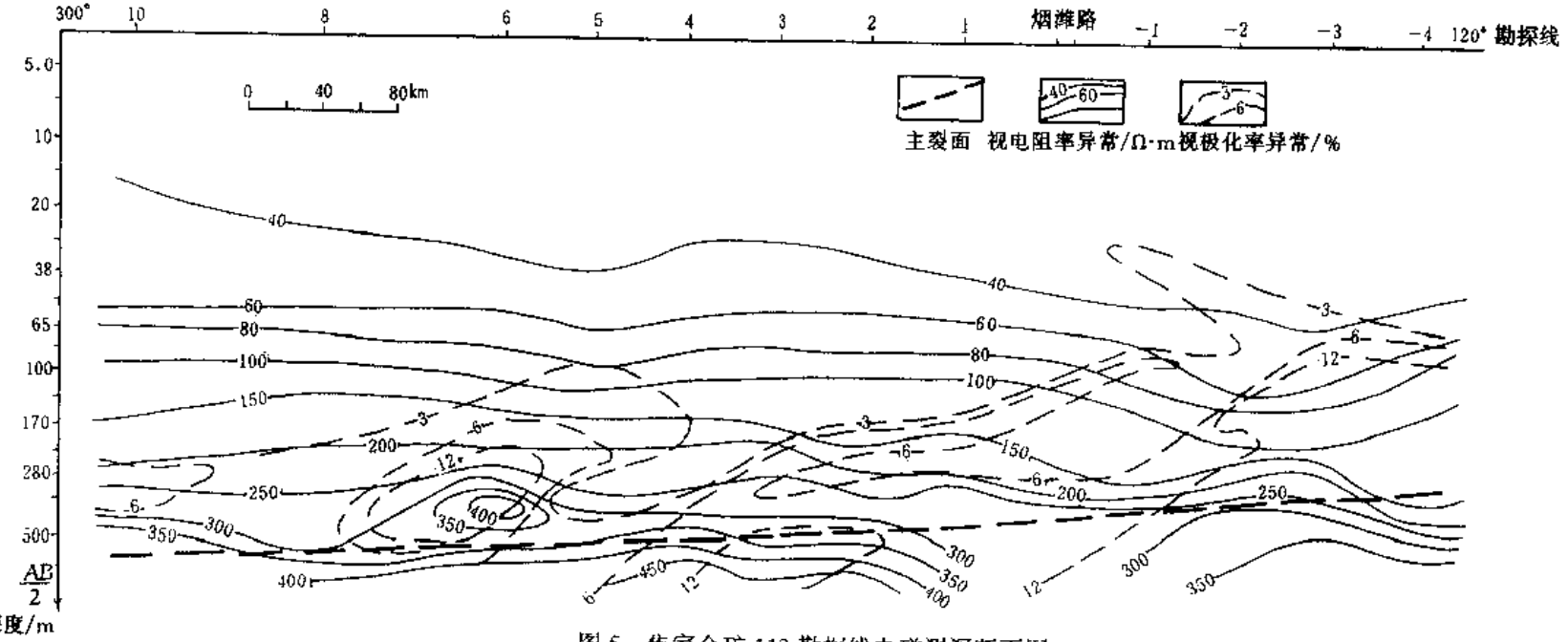


图 5　焦家金矿 112 勘探线电磁测深断面图

五、焦家金矿田构造控矿的三级侧伏侧列

为了对矿床深部延伸状态加以了解，从矿田内矿带展布、矿体的侧伏方向和剖面上富矿脉、矿段的分布3个层次进行了构造控矿研究。

本研究提出变形岩相形迹的概念和填图方法，把成岩构造和蚀变成矿构造区别开来。以花岗岩似片麻理作为成岩阶段变形岩相形迹的主要图例，以钾化、硅化、黄铁绢英岩化蚀变叶理等作为蚀变成矿阶段基本构造变形岩相形迹，开展了不同比例尺的研究性填图。

研究表明，花岗岩成岩期塑性变形的主构造方向为SE—NW或近于EW方向，而蚀变成矿期的韧性构造以NE、NNE、近于SN方向延伸为主要变形特征。建立焦家断裂岩带，或广义地表示胶东地区该类中生代构造岩带的时空演化模式(图6)。该模式表明，断裂蚀变岩带从外(片麻状花岗岩)到内，有从先→后，从老→新，从韧性变形→脆性变形，从宽→窄分布；并从深层→浅层次的复杂多种性质、多期次、多层次的形成特点。

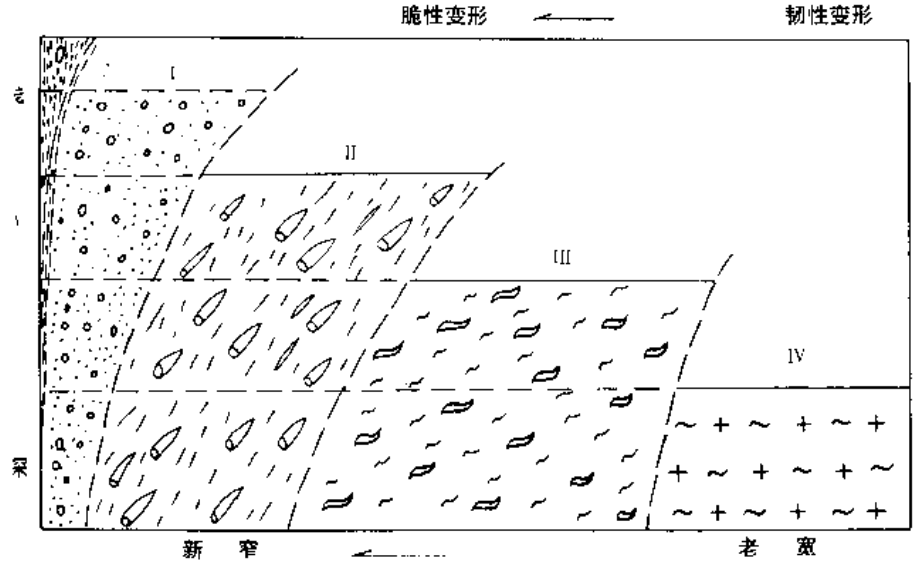


图6 胶东玲珑杂岩体中生代构造断裂岩带时空演化模式

0—断层泥；Ⅰ—珠状砾石超碎糜—碎糜岩带；Ⅱ—杆状砾石碎糜—糜棱岩带；Ⅲ—片状叶理状糜棱岩带；Ⅳ—似片麻状花岗岩带

经上述矿田地质构造研究，结合矿化分布特点，分析提出以下构造控矿规律[1]。

1.新华夏系压扭断裂系统控制矿床矿带延伸

胶东玲珑-焦家式金矿成矿时代为中生代晚期，届时中国东部极发育的新华夏系构造，由一系列NNE或NE方向延伸。

2.断裂构造倾向控制矿体侧伏方向

[1] 吕古贤等.金矿重点矿化区带隐伏矿床找矿方法和预测(JG947110).研究报告.1997.

焦家金矿田各矿床表现出明显的矿体侧伏规律(图 7)。矿体除了总体向 W 倾斜之外，还表现出向 SW 方向的侧伏性质，说明该矿田主要工业矿体形成于同一构造环境。

玲珑矿田位于玲珑杂岩体东侧，岩体边界断裂与焦家断裂带走向相近，但倾向相反，以倾向 SE 为主。这些带中矿床的侧伏向则为 NE 方向。实际资料说明，它们在同一带中构造环境中形成，断裂倾向相反则其中矿体侧伏方向相反；断裂倾向 NW，矿床向 SW 侧伏，而控矿断裂倾向 SE 时，矿床则向 NE 侧伏。

3. 复合叠加构造作用控制矿脉侧列分布

构造变形岩相形迹实测填图研究说明，以焦家断裂为活动界面带(图 8)，两侧岩块沿着一个轨迹方向，发生往返的对扭运动，是矿体侧伏分布的原因。后期与上述运移轨迹相交近于直角的轨迹方向上，又发生上下的往返复合叠加构造运动，届时形成富矿体、矿脉在剖面上呈侧列分布。

矿化矿体富集分布实际情况可以说明上述地质研究结果是正确的。经过计算机处理，焦家金矿Ⅰ、Ⅱ号矿体的矿化富集分布情况由其厚度和品位值垂直纵投影图显示出来，矿化分布规律比较明显(图 9、10)，即总体向 SW 侧伏，大体侧伏角 30°左右。而工业矿段，即厚大矿脉和高品位矿石集中区段显示，从浅到深，呈现向下右侧列分布。

以上矿体实际侧伏状况和填图、物化探资料的模式认识是一致的。笔者根据上部矿脉之下，经过一无矿间断之后又在向下向右错动一段的地方可能出现第二富集带矿脉的预测

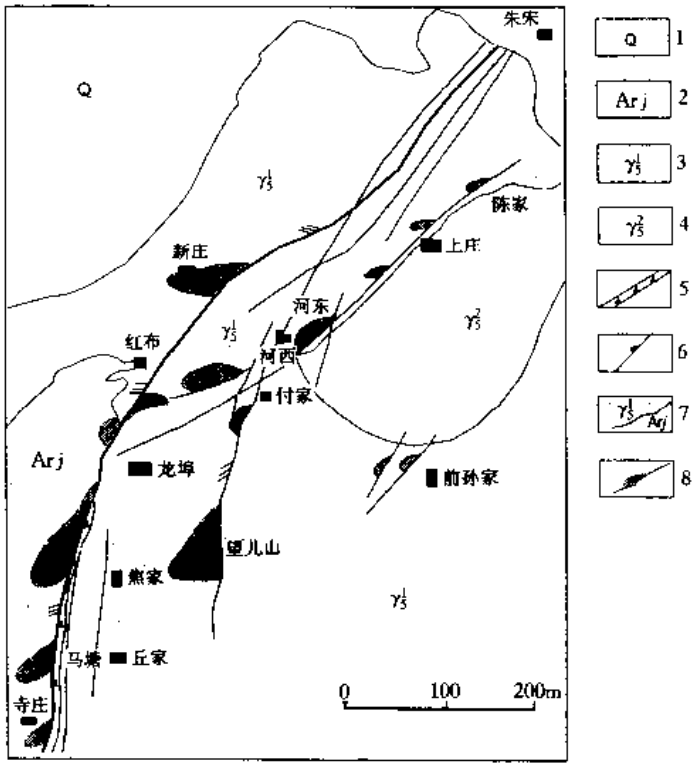


图 7　焦家金矿田控矿断裂与金矿床分布关系图

1—第四系；2—胶东群；3—玲珑花岗岩；4—上庄斑状花岗岩；5—闪长斑岩及脉岩；6—断裂及其产状；7—地质界限；8—矿体在地面上的垂直投影

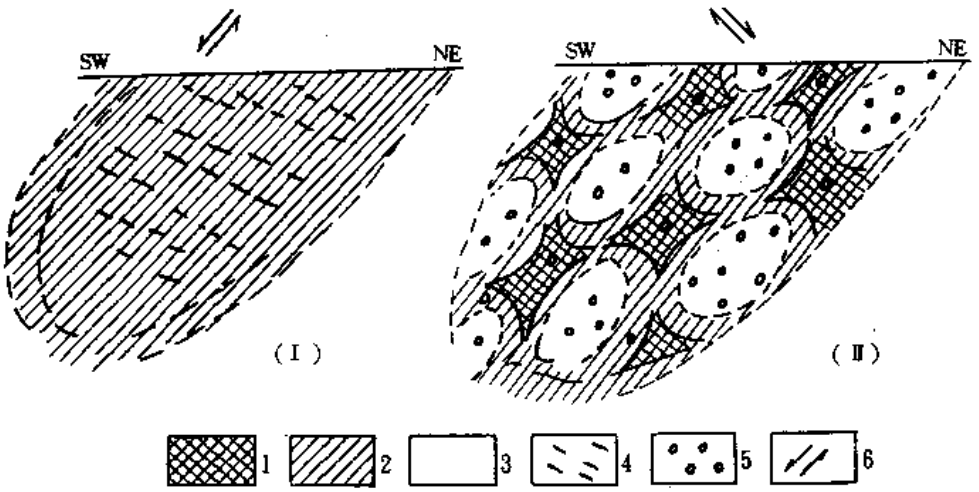


图 8　断裂岩带、构造作用控制矿化侧伏规律示意图

(焦家断裂岩带矿床厚度或品位垂直纵投影图为基础资料归纳)

(Ⅰ)—单轨双向压扭作用对矿化矿体侧伏式分布的控制(侧伏);(Ⅱ)—多轨多向压扭作用对矿化矿体斜列式侧伏分布的控制(侧伏);

1—工业品位矿石分布区间;2—边界品位矿石分布区间;3—无矿(矿化)岩石分布区间;4—杆状砾石分布状态;5—珠状砾石分布状态;6—断裂岩带两盘往复运动方向示意

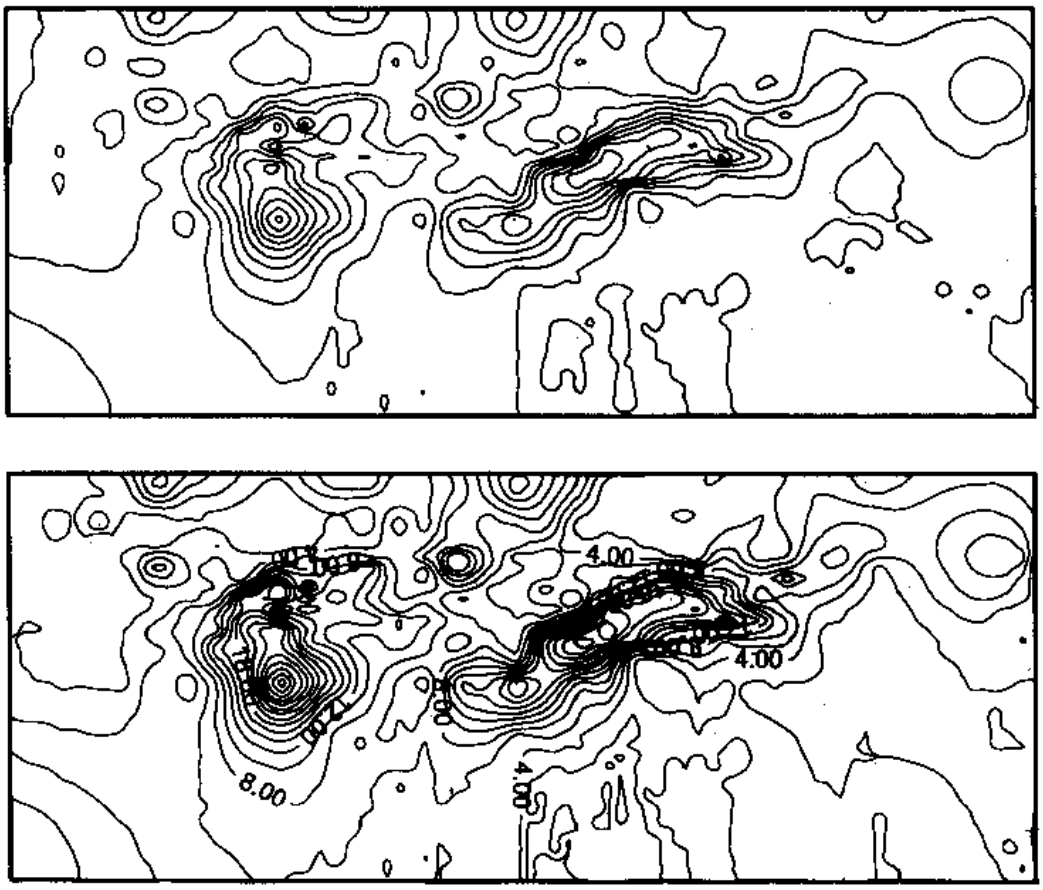


图 9　焦家金矿Ⅰ号矿体厚度分布图

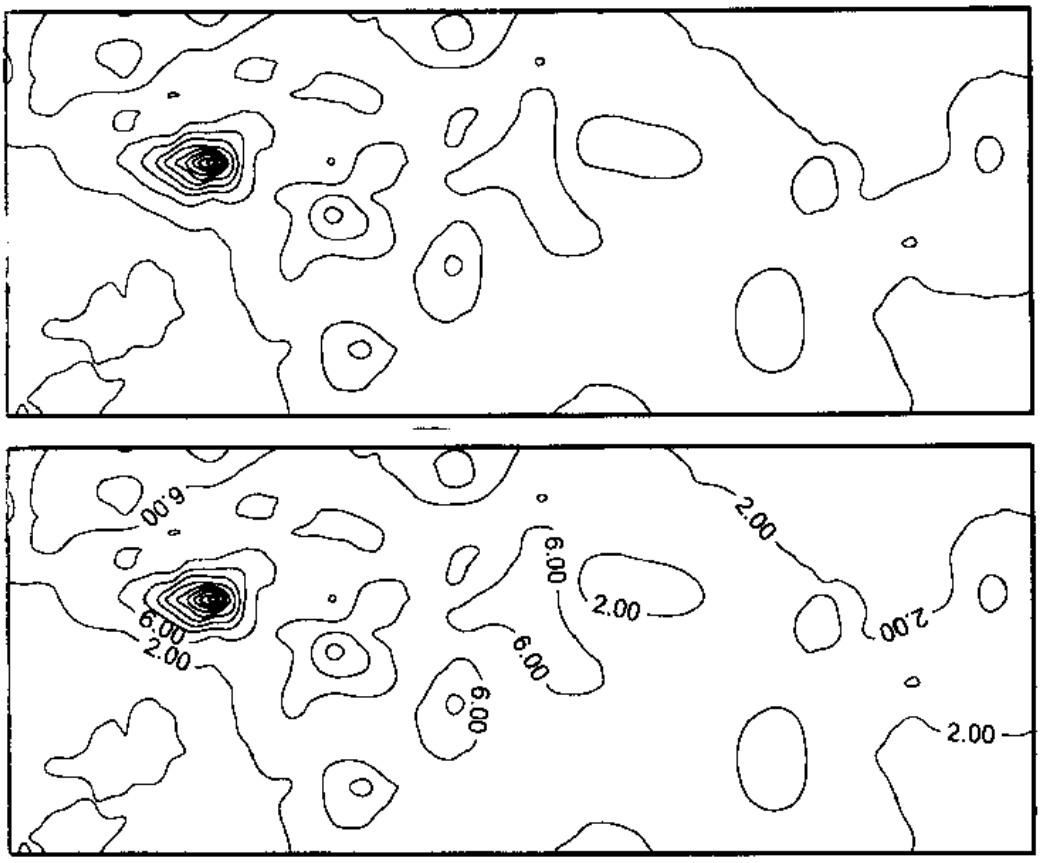


图 10　焦家金矿 II 号矿体厚度分布图

认识，在焦家金矿深部预测中由山东省地质矿产局第六地质队施工布置 3 个钻孔，工程结果见矿情况良好。

六、结　论

通过隐伏矿床分布规律研究并进行深部资源预测，得出以下初步成果。

(1)焦家金矿田是中生代交代重熔岩浆期后剪切带玲珑—焦家式—硫化物石英脉—细脉浸染状黄铁绢英质蚀变岩型金矿床的典型发育地区，主要成矿构造是新华夏系构造系统。

(2)该类型矿床成矿深度在 2500m 左右(100Ma ±)，为浅成矿；成矿后剥蚀较少，深部保存条件及资源前景良好，存在成矿第二富集带。

(3)焦家金矿田矿床矿带走向延伸受新华夏系 NE 向压扭断裂构造控制。

(4)NE 走向断裂产状控制矿床深部侧伏方向。如焦家断裂带倾向 NW，则该区主要矿床向 SW 侧伏；而东部玲珑断裂带倾向以 SE 为主，矿床侧伏方向是 NE。

(5)断裂带的两盘运动反接或近于反接式的叠加复合控制矿床中工业矿脉的分布，以 1～200m 无矿段为间隔，剖面上富矿脉呈向下侧列斜列式分布。

以上研究成果自 1988 年提出之后，受到科研与生产单位的重视，矿山地质队在对胶东

金矿第二富集带勘探中采用了这些评价标志和新认识，并得到了很好的验证。

胶东地区深部资源的新进展对于中国东部金属矿深部地质找矿具有重要的参考价值，开发多年的长江中下游金属矿区深部存在第二富集带的研究和探讨应该摆到日程上来。

参 考 文 献

1 谢明斯基·Ж·В. 等. 矿田和矿床的地质构造模型. 国外地质科技，1991，(6)：1～10.

2 沙拉波夫 В·Н. 内生成矿系统的构造动力学类型及其定量模型. 国外地质科技，1991，(6)：11～15.

3 斯塔罗斯京 В·Н. 含矿构造的地球动力学类型. 国外地质科技，1991，(6)：15～24.

4 吕古贤. 山东玲珑金矿田和焦家金矿田成矿深度的测算与研究方法. 中国科学(D辑)，1997，27(4)：337～342.

5 吕古贤，孔庆存. 胶东玲珑-焦家式金矿地质. 北京：科学出版社，1993.

6 吕古贤. 不同构造变形带中"静水压力"的差别. 中国地质科学院院报，1993，(26)：39～41.

7 裘有守等. 山东招远-掖县地区金矿区域成矿条件. 沈阳：辽宁科学技术出版社，1988.

论辽、吉地区古元古代硼矿床的形成与深部构造的关系*

冯本智　卢静文

（长春科技大学）

摘　要　本文论述了我国古元古代辽吉裂谷带内大型—超大型硼矿床与深部断裂构造的密切关系。由于裂谷带轴部深断裂的活动导致火山断陷盆地的形成，在其演化过程中，内部断裂活动又可形成热水沉积盆地。其中来自地壳深部的热水可带来硼、铁等成矿物质，对大型—超大型硼矿床的形成起了决定性作用。

关键词　元古宙硼矿床　深部构造　辽吉裂谷带　热水沉积盆地

一、引　言

辽、吉地区硼矿床产于古元古代岩群（辽东的辽河群、吉南的辑安群）下部，矿床分布西自辽东的营口，东到凤城、宽甸，至吉林东南部的辑安、临江一带，然后过鸭绿江进入朝鲜。呈近EW—NE方向断续延长，在中国境内长约400余千米，构成中国著名的元古宙大型硼矿带（图1）。

世界上具工业意义的硼矿床，主要为分布于新生代构造-火山岩带内的第三纪火山-沉积型硼矿，其次古生代（二叠纪为主）盐类沉积型硼矿床也曾是重要硼原料的来源。前寒武纪层状硼矿床在国外罕见，仅在中国辽、吉地区产有大型—超大型工业硼酸盐矿床，其质量与储量皆驰名中外，是我国独具特色的矿产资源。因此，开展硼矿资源的深入研究，不但对其找矿、开发和利用具有重要的实际意义，而且对前寒武纪大型—超大型矿床的成矿作用的研究也具有重大的理论意义。通过"八五"期间原地质矿产部重大基础地质项目的开展，特别重视了大型—超大型矿床形成与区域的深部地质构造、地球化学和地球物理背景的综合研究，查明大型—超大型矿床形成最重要的先决条件。本文的目的主要是介绍这方面的研究成果，以进行交流。

二、硼矿床形成的大地构造环境

辽、吉地区硼矿床所处大地构造环境属于华北克拉通北缘东部的元古宙古裂谷构造（辽吉裂谷）。陈荣度[1]提出它属于大陆型—陆间型裂谷，是在华北地台克拉通化的基底上发展起来的。辽吉裂谷形成于张性构造环境，经历了2500～1900Ma的发展演化历史。裂谷

* 本项研究为原地质矿产部"八五"重要基础地质研究项目"中国北方超大型矿床模型研究"的部分成果.

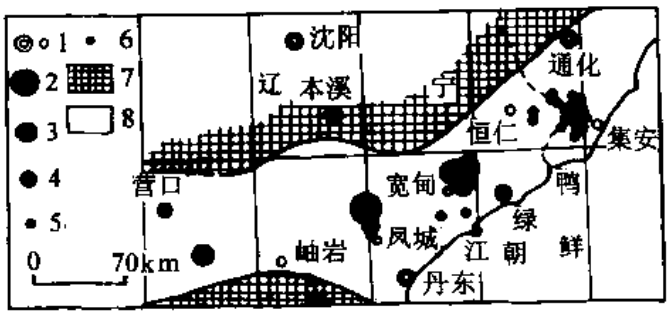


图 1　辽宁—吉林硼矿分布略图

（据王有德等，1989）

1—市、县驻地；2—超大型硼矿床；3—大型硼矿床；4—中型硼矿床；5—小型硼矿床；6—硼矿化点；7—太古宙古陆；8—元古宙裂谷带

带内在空间上构造分异明显（图 2），在不同的构造背景地区形成了特征性岩相建造。

根据地质构造和岩相建造特征，裂谷带在横向上可划分为北缘斜坡、轴部凹陷与南缘浅台 3 个构造岩相区[2]。古元古代硼矿床主要分布于轴部凹陷带内，该带南北分别以盖县-岫岩-永甸深断裂带，大石桥-隆昌-草河口-桓仁深断裂带与南缘浅台、北缘斜坡相连接，即凹陷带夹持于两条深断裂带之间，深断裂的活动，控制了凹陷带内火山-沉积建造的堆积，因此，深

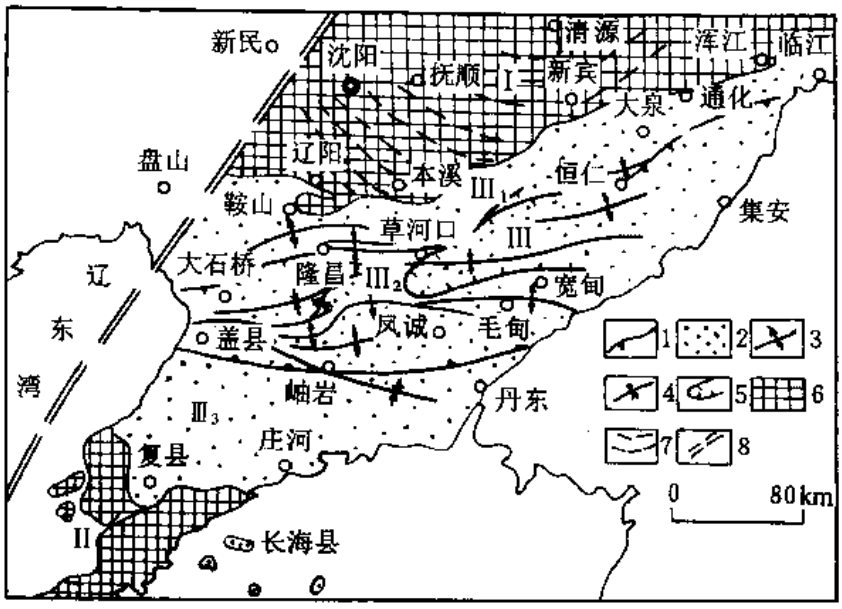


图 2　辽吉裂谷带构造分区略图

（据陈荣度，1990）

Ⅰ—北部古陆；Ⅱ—南部古陆；Ⅲ—辽东裂谷；$Ⅲ_1$—北缘斜度；$Ⅲ_2$—轴部凹陷；$Ⅲ_3$—南缘浅台；1—构造岩相分区界线（深断裂带）；2—裂谷沉积；3—主要背斜；4—主要向斜；5—地壳浅薄区；6—太古宙古陆；7—太古宙岩性层及片麻理产状；8—古郯庐断裂带

断裂可能起到了同沉积断裂构造的作用。裂谷轴部凹陷带内所分布的变质岩系，以古元古界辽河群里尔峪岩组为主（其下伏的浪子山岩组未见出露），其次是上覆的高家峪岩组、大石桥岩组及盖县岩组。其中里尔峪岩组由富硼的斜长角闪岩、浅粒岩、变粒岩夹富镁碳酸盐岩等组成，硼矿床产于富镁碳酸盐岩内，岩组上部浅粒岩中还产有磁铁矿床。里尔峪岩组以富硼为其突出特点，被称为含硼岩系，厚度可达 370～800m。按其组成岩石的产状、岩石学、地

球化学特点确定其原岩建造[3]组成岩石包括基性、酸性火山熔岩，酸性凝灰岩，含有火山物质的粘土岩-半粘土质碎屑岩，富镁碳酸盐岩及富硼、铁的热水沉积岩，它们代表古元古代裂谷环境下的产物。这一岩石共生组合称为含硼双峰式火山岩-富镁碳酸盐岩-镁(铁)硼酸盐岩建造(图3)。

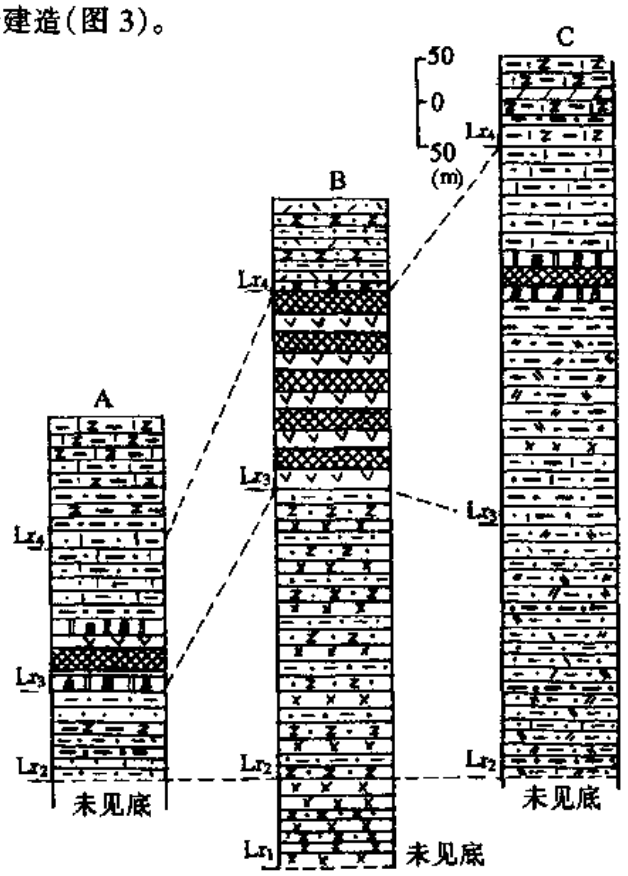


图3 辽东各成矿盆地含硼岩系柱状剖面对比图

A—营口后仙峪含硼岩系柱状图：Lr_4—富铁酸性火山岩夹含铁硅质岩段；Lr_3—富硼酸性凝灰岩、镁橄榄石岩、含硼富镁大理岩及镁硼酸岩(硼矿矿体)段；Lr_2—酸性富钠火山岩夹富硼硅质岩段；B—凤城翁泉沟含硼岩系柱状图：Lr_4—钙镁硅酸盐岩与凝灰质岩石互层岩段；Lr_3—镁硅酸盐岩与铁镁硼酸盐岩(铁硼矿体)互层岩段；Lr_2—酸性富钠火山岩与凝灰质粘土岩夹基性火山岩段；Lr_1—基性夹酸性火山岩段；C—宽甸杨木杆含硼岩系柱状图：Lr_4—酸性火山岩夹基性火山岩、富硼硅质岩段；Lr_3—富硼凝灰岩、粘土岩夹基性火山岩、含硼富镁大理岩及镁硼酸盐岩(硼矿体)段；Lr_2—酸性火山岩夹富硼凝灰岩段

综上所述，在辽吉裂谷海槽演化的早期，由于受深断裂控制的火山的强烈活动，形成一套富硼的火山－沉积岩系，并伴有相应的来自深部的海底喷流活动，带来大量热水成矿物质，如B、Fe、Si、Mg等，为形成大型—超大型硼矿床、硼铁矿床提供了物质基础。

三、深断裂带对硼的古火山-沉积断陷盆地的控制作用

1. 含硼断陷盆地及热水沉积盆地

在古元古代辽吉裂谷海槽内沉积的辽河群厚达万米，其下部里尔峪岩组为含硼岩系，主要分布于裂谷带轴部。但不是含硼岩系出露的地区都存在工业硼矿床，而是在轴部凹陷，硼矿床较集中地分布于4个区内(图1)，包括辽东的营口、凤城、宽甸和吉林的辑安，其中有的地区分布有大型硼矿床，有的地区分布有超大型硼铁矿床，如凤城。硼矿床的这种分布格局，与裂谷海槽(相当Ⅰ级盆地)内至少存在4个次一级的含硼火山-沉积断陷盆地(Ⅱ级盆地)有关。在每个断陷盆地内以其独特的地质条件而有利于具工业意义的硼矿床的形成。4个含硼断陷盆地的产生不是偶然的，而是与裂谷带演化的动力学机制有关。从重力与航磁异常来看，辽东的3个断陷盆地出现的位置，正好处于EW向和SN向深断裂带交汇处附近

或断裂带内。据曹恩久[4]对营口—宽甸地区重力场特征的研究，在该区分布着由负值形成的条带状重力低异常。该重力异常带，呈 EW 和 SN 两组走向，反映了本区早期构造特征(图 4、5)。太平哨重力高和草河重力高夹在两条 EW 向重力负值带之间，推测为古元古代裂谷槽内巨厚堆积的中心部位，是硼矿富集的有利地区。在布格重力异常图上，重力低异常带规模较大，共有 4 条，近 EW 和近 SN 向的各有两组，它们大体直交，略呈格状(图 5)，受两组深部断裂构造带所控制。其中沿营口—永甸重力负值带(B 带)，由营口南向东经凤城、宽甸进入朝鲜，长 170km 以上，宽 5～15km，约成 EW 走向，该组深断裂带内(或与 C 带、D 带相交处)控制了辽东裂谷带 3 个主要含硼断陷盆地(营口、凤城、宽甸)。

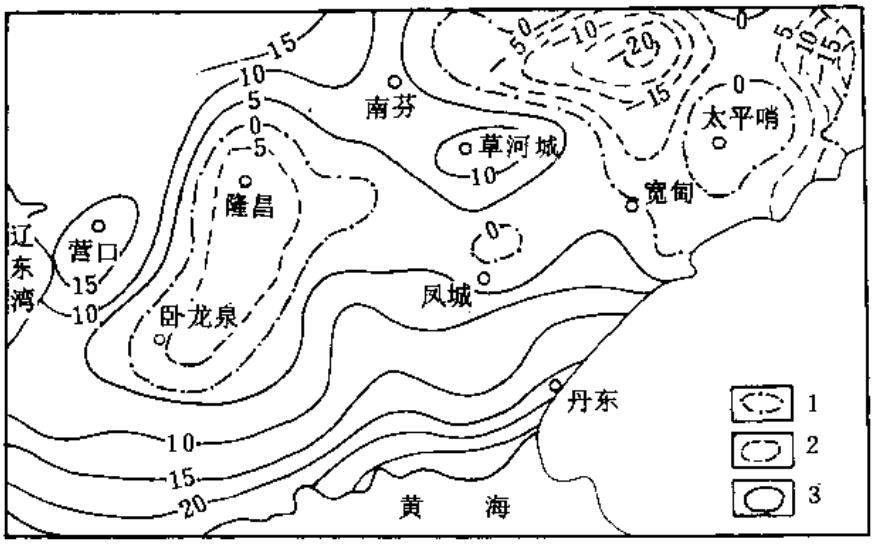


图 4　辽南区域重力场略图

(据曹恩久，1991)

1—零等值线；2—负等值线；3—正等值线(单位：$10^{-6}m/s^{-2}$)

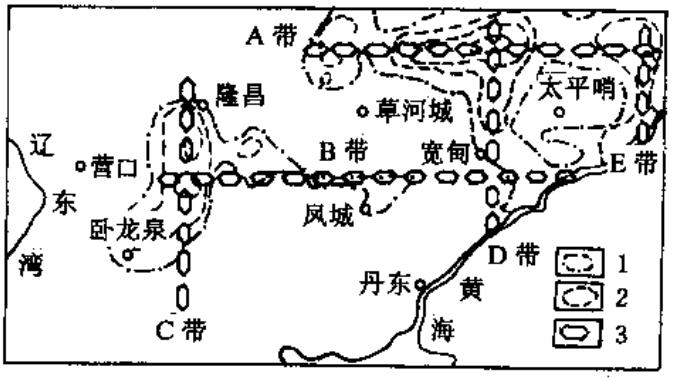


图 5　辽南重力负值带及其地质推断图

(简化布格图，据曹恩久，1991)

1—零等值线；2—负等值线；3—深部构造及其代号(A—E 带)

上述特点，与营口—宽甸航磁异常南部异常带吻合(图 6)。目前已发现的硼、铁等矿床绝大多数都分布在磁场升高的区域异常带内或其附近。

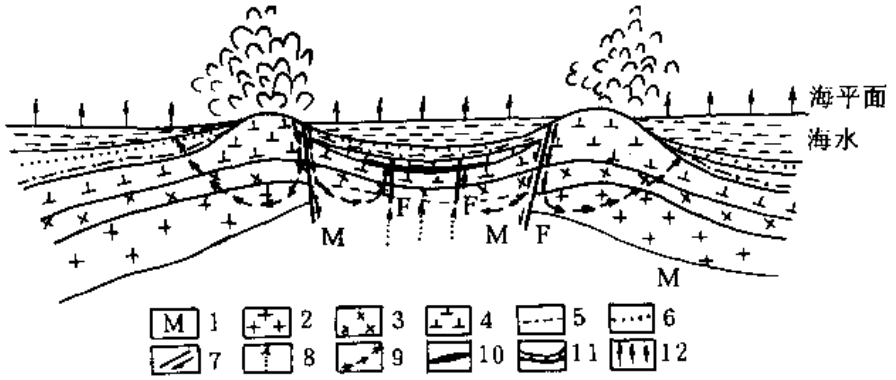


图 6　超大型硼矿床成矿模型简图

1—上地幔；2—太古宙陆壳；3—元古宙里尔峪期基性火山岩；4—里尔峪期酸性熔岩及凝灰岩；5—里尔峪期钾质酸性凝灰岩(富硼)夹基性火山岩、电英岩；6—里尔峪期钾质酸性火山岩(富铁)夹电英岩；7—推测断裂带；8—富硼地幔流体；9—热水循环对流系统；10—硼酸盐矿体；11—富镁碳酸盐岩；12—海水蒸发

上述说明，裂谷带被拉张后，逐渐演化为海槽，海槽发展过程中，在其内部受 EW 向与 SN 向深断裂(与基底的古断裂有关)活动的影响，控制了断陷盆地(几百平方公里)的产生。其中伴随有火山喷发与沉积作用，形成含硼岩系。断陷盆地内含硼岩系中硼的矿化虽广，但具工业意义的大型—超大型矿床分布局限，它们的形成与更次一级的成矿盆地(或称构造洼地)有关，相当三级盆地，其规模＜1～10km^2 左右。沿成矿盆地中的断裂，发育有与火山活力有关的热泉和喷气孔群，它们喷出含矿热水与喷气，为盆地带来充分的成矿物质，因而有利于热水沉积岩及沉积硼矿床的形成[5]。沿硼矿体走向，矿石普遍发育有角砾状构造[6]；矿体下盘富镁碳酸盐岩产有层状、透镜状、结核状的硅质岩[6]；矿床主岩中常见有细脉状、网脉状的硼酸盐切割、穿插富硅的镁质大理岩等等，这些特点均说明盆地中存在有硼、硅等的喷气作用，推测海底古热泉、喷气孔可能沿矿体走向展布。因此，上述盆地应为热水沉积成矿盆地，可见断陷盆地内存在受断裂控制的次一级热水沉积成矿盆地，是形成大型—超大型硼矿的重要条件之一。显然，成矿盆地的大小、盆地沉降的幅度，都影响其中形成矿床的规模。如在凤城断陷盆地内的两个成矿盆地，其中翁泉沟成矿盆地近 10km^2，二台子成矿盆地不到 1km^2，两个盆地因下沉深度不同，影响矿层沉积厚度也不相同，前者由几十米到百米以上，后者仅几米到十几米；翁泉沟硼铁矿床构成超大型硼矿床，较二台子小型硼矿床 B_2O_3 的储量高 1000 倍。可见成矿盆地的规模越大，沉降越深，对形成超大型矿床越有利。

由于成矿后的多次变形，使断陷盆地受到强烈的改造与破坏，现在恢复起来较为困难。目前仅能根据含电气石岩石、热水沉积岩和硼矿床分布的范围来确定二级和更次一级盆地的存在。在凤城断陷盆地北部翁泉沟地区，古元古代片麻状钾长花岗岩(1955～2073Ma)[7]沿含硼岩系所组成的大型复式背斜轴部侵位，花岗岩周围主要由里尔峪组火山岩、凝灰岩和含凝灰岩的碎屑岩组成，厚达千米以上。如此厚大的由凝灰质岩石为主所组成的含硼岩系，应在一个火山喷发中心(或火山口群)附近更次一级的盆地内堆积而成。当它封闭后，花岗

岩则沿火山喷发中心的通道(深断裂)而侵入。因此,推测凤城断陷盆地(二级)内,因受深断裂的影响,在翁泉沟附近又形成一个大型成矿盆地(三级),其中堆积了厚达千米以上的含硼岩系,为超大型硼铁矿床的形成提供了条件。以上说明,裂谷带内盆地演化的动力学机制,控制了大型—超大型沉积硼矿床的形成。

2.热水沉积盆地的古地理环境

成矿盆地是火山-沉积断陷盆地内的局部次一级盆地,或称为"构造洼地",该成矿构造内堆积了巨厚的火山喷发物质,还夹有部分热水沉积物及陆源碎屑沉积,说明盆地下陷较大并受同沉积断裂控制。或者由于盆地四周火山物质不均匀的堆积,形成障壁阻隔了它与盆地外围的大部分联系,造成盆地内相对闭塞环境,使海水循环不畅。因此,这些都有利于沿断裂上升的大量火山气液及其他成矿流体在其中停滞、聚集,使各种喷气-热水流体相继沉淀成为可能。

由硼矿床下盘富硼凝灰质岩石中常出现黄铁矿的条纹,上盘围岩中夹有具完好而稳定条带状、条纹状构造的电英岩;以及有的矿床中夹有硼镁铁矿的矿层,或者有的矿床以硼镁铁矿为主,构成硼铁矿床,反映了这些矿层或矿床原始沉积物中二价铁的含量占相当比例;因此,推测硼的成矿盆地为一个半深水盆地,当时的沉积应属较还原的环境。由于含硼岩系中富镁碳酸盐岩层或透镜体的存在,以及矿层中白云岩、菱镁矿的大量出现,指示古海水为碱性,pH值达9以上,说明盆地保持碱性介质环境是形成镁硼酸盐有利的条件。此外,由矿石的成分来看,成矿盆地海水中富含硼、铁、镁、硅、钾、钠以及 CO_3^{2-}、SO_4^{2-}、F^-、Cl^- 等组分,表明盆地沉积期海水的盐度较正常者为高,是一种相当碳酸盐—硫酸盐的热卤水盆地。

根据含硼岩系中容矿的镁质大理岩的O同位素资料[8],$\delta^{18}O_{SMOW}$为+9.1‰~25.5‰,借用诺斯罗普等(1966)所提出的矿物-水的O同位素分馏系数与温度之间关系公式:$\delta^{18}O_{DO-H_2O}=3.20\times10^6T^{-2}-2.0$,对区内古海水温度进行了估算,该盆地古海水温度大约在60°以上,说明古裂谷海槽内存在热水盆地●。总之,该盆地因受构造断裂控制,有利于来自深部的成矿物质的注入与聚集,形成含硼热卤水成矿盆地。在干旱气候条件下[9],由于强烈的蒸发,热卤水中的盐类相继沉淀,形成各种硼酸盐矿床[8]及与其有关的热水沉积岩。

四、成矿物质来源

1.硼的来源

据A.П.维诺格拉多夫计算,地壳内硼的平均含量为 12×10^{-6}(泰勒为 10×10^{-6})。大洋水和海水是一个大的硼储库,其来源除由大陆径流补给外,洋中脊和火山弧地区火山喷气、热泉活动都可带来大量硼。

在火山岩中,酸性与中性火山岩的含硼量最高,据奥佐尔的资料[10],它们分别为 44×10^{-6}、24×10^{-6},最高可达几百 $\times10^{-6}$;基性火山岩含量较低,为 9×10^{-6},最高达 60×10^{-6}。根据库尔诺索夫的资料[11],太平洋帝国海岭拉斑玄武岩中硼的含量由 15×10^{-6}~

● 可能类似现代红海中部深海槽内的热水盆地,其温度达60.1℃,而且有高达104℃的活动卤水注入(Ross,1972).

66×10^{-6},25 个样品平均为 31.4×10^{-6};苦橄岩和橄榄拉斑玄武岩中硼含量由 15×10^{-6}～130×10^{-6},14 个样品平均为 40.7×10^{-6}。这些资料表明各种火山岩都可能成为硼的补给源。

从世界上大型—超大型硼矿床来看,无一不与火山喷气-热泉活动有关,硼矿床既可产于火山喷气-热泉活动地区,如阿尔卑斯-喜马拉雅构造-火山带中的第三纪火山-沉积硼矿床;有的矿床也可形成于沿深断裂带活动的深部热水系统排泄区,如我国青藏高原上的含硼盐湖,其成矿组分由来自地壳深部的地热水和富硼岩石的溶滤水的带出而补给[12]。

前述赋存硼矿床的变质火山-沉积岩系的组成岩石中,以富含硼为其突出的地球化学特点,因此含硼岩系所分布的辽吉古元古代裂谷轴部的地壳具有异常硼含量。据王培君(1991)的统计[3],各种岩石中硼的平均含量如表 1 所示。

表 1　含硼岩系组成岩石硼的平均含量表

变质岩	原岩	$w(B)/10^{-6}$
浅粒岩	酸性熔岩与凝灰岩	350
黑云变粒岩	凝灰质粘土岩	185
电气变粒岩	凝灰岩或粘土质凝灰岩	4000
角闪变粒岩	杂砂岩或钙镁硅酸盐岩	300
斜长角闪岩	基性火山岩	260
镁质大理岩	海相富镁碳酸盐岩类	360

表 1 说明含硼岩系岩石中硼的平均含量较其克拉克值高 20～300 倍,即辽吉裂谷里尔峪期的火山岩及其凝灰岩都富含硼。无疑,在火山岩浆活动过程中,所产生的流体可沿盆地中的深断裂为水盆地带入硼、铁等矿质。此外,水盆地火山岩层中循环的渗流海水变热,并与火山岩相互作用,促使其中的一些组分进入溶液,而后带进成矿盆地。

为了解炽热的火山熔岩在水中化学组分丢失的情况,库尔诺索夫[11]进行了玄武质熔岩在水中淬火试验,将人工制造的玄武质熔浆分别倒入蒸馏水和合成海水中。结果显示,在反应过的蒸馏水中,出现 Fe、Mn、Mg、Ca、Na、K、Zn、Cu;在海水中,Fe 含量增加到 5 倍,Zn 含量增加到 2.6 倍,Cu、Co 含量增加到 2 倍,Ca 增加到 1.6 倍,Mn、Ni 增加到 1.3 倍。Эппис 和 Maxoн 进行过在水与岩石比为 1,压力 0.005～0.15GPa,温度在 250～600℃ 条件下的海水与玄武岩相互作用的实验,查明在这些反应中,水富集了氯、硼、铵及少量从火山岩进入水中的氟。这些实验都说明通过温度升高的海水和岩石之间的反应为成矿的热水盆地中带来部分成矿组分。翁泉沟硼铁矿床所赋存的含硼岩系下部产有厚度较大的拉斑玄武岩(变质后为角闪质岩石),有可能为矿床的形成提供了大量的铁质、硼质。其他矿床硼矿石中微量元素 Cd、Cs、Sn、Ta、Nb、W 等明显高于克拉克值,也证明成矿的热卤水中可能带入了酸性火山岩被海水浸出的组分。

综上所述可以看出,辽吉裂谷演化早期(里尔峪期),通过深断裂来自地幔—地壳深部火山岩浆有关的喷气活动及海水与火山岩之间反应所构成的热水循环系统的浸滤作用的综合影响,为成矿的热水盆地带入充分的成矿组分(Fe、B),从而有利于成矿。

2. 镁的来源

在含硼岩系中硼矿床与富镁大理岩层有密切的共生关系,镁(镁铁)硼酸盐也是富镁的,

这说明成矿作用进行时，盆地内要有充分的镁的来源。

已有资料[13]表明，辽吉裂谷张裂开始阶段，裂谷内有碱性玄武质科马提岩—拉斑玄武岩的喷发，岩石中氧化镁的含量最高可达20%，推测下渗的海水在岩石圈循环时形成的热水能使火山岩中部分镁质浸出，沿断裂上升至成矿盆地，从而补给了充分的镁质。大陆岩石的风化也可提供部分镁的来源。

此外，在裂谷活动过程中，由于地幔岩浆的排气作用，以排出碳酸气为主，有的火山气体中86%为CO_2，同时伴有$NaHCO_3$和Na_2CO_3的热液排出，在非洲裂谷带的热液中，其含量超过20g/kg[10]。因此，裂谷盆地内主要发育钠的热液蚀变作用，在辽东含硼岩系酸性火山岩中钠长石分布普遍可能与此有关。在裂谷带内有的碱性熔岩和火山灰中氟的含量达2.07%—2.69%，磷的含量也较高(可大于2%)，在红海海底凹陷中磷含量可达51.2mg/kg。这些为裂谷盆地也可提供部分矿质来源。如在翁泉沟硼铁矿床内出现磷灰石矿层，稀土元素矿化，以及各硼矿区内经常出现硅镁石等含氟的矿物等等，这并不是偶然的，而是与火山喷气活动和地幔排气作用有关。

综上所述，可以看出形成镁硼酸盐(硼镁石)矿床—镁铁硼酸盐(硼镁铁矿)矿床及与之有关的热水沉积岩的含矿流体，可能有3种来源：幔-壳部分重熔所形成的基性—酸性火山岩浆的分异；地幔含矿流体活动(排气作用)；通过海水下渗，在对流循环过程中，溶滤围岩中的矿质所形成的含矿流体。它们以热泉或喷气形式在海底喷出，聚集于成矿的热卤水盆地内，为成矿提供了重要条件。在成矿盆地发展演化过程中，只要带进巨量的矿质，则可形成大型—超大型矿床。

五、结　论

辽东太古宙克拉通于2500Ma左右基本形成。进入元古宙后，早期由于区域性地幔上涌，使太古宙大陆壳抬升、拉张，形成辽吉裂谷海槽。古裂谷构造演化过程中(2500～1900Ma)，在其轴部伴随有超壳断裂带的产生，沿断裂带导致基性—酸性火山喷发，在地壳表层形成火山断陷盆地。盆地内断裂活动强烈，因裂陷作用形成更次一级的成矿盆地(或构造洼地)，它代表构造运动较为集中的位置。因而其中热泉、喷气活动频繁，从地壳深部或地幔带来大量硼、铁等成矿物质，对区内大型—超大型硼矿床的形成起了决定性作用(图6)，它们是壳幔作用与深部大型断裂构造活动相结合的产物。因此，大型—超大型硼矿床的形成和分布，从根本上说都是由该区地质构造的发展决定的。正如鲍曼[14]所指出的：大地构造作用是形成矿床最重要的先决条件；矿床地质学家和成矿规律学家必然要密切注视构造地质的发展。

参 考 文 献

1 陈荣度.一个元古宙裂谷盆地——辽东裂谷.辽宁地质,1984,(2):125～133.

2 陈荣度.辽东裂谷的地质构造演化.中国区域地质,1990,(4):306～315.

3 冯本智,卢静文,邹 日,明厚利,谢宏远.中国辽吉地区古元古代大型—超大型硼矿床的形成条件.长春科技大学学报,1998,(1):2～5.

4 曹恩久.营口—宽甸地区重力场特征及地质解释.辽宁地质,1991,(4):334～337.

5 冯本智.克拉通内裂谷海槽中以沉积岩为容矿围岩的硼矿床模式.见:裴荣富主编.中国矿床模式.1995.83～86.

6 冯本智,邹 日.辽宁营口后仙峪硼矿床特征及成因.地学前缘,1994,1(4):235～237.

7 辽宁地质矿产局.辽宁省区域地质志.北京:地质出版社,1989.644～649.

8 邹 日,冯本智.辽吉地区古元古代含硼建造中电英岩的特征及成因.长春地质学院学报,1993,23(4):373～378.

9 冯本智.辽东前震旦纪变质岩中硼矿床成因探讨.化工地质,1985,(1):7～9.

10 奥佐尔 A A.沉积和火山沉积硼矿.北京:地质出版社,1987.36～38,144～200.

11 郑绵平,向 军等.青藏高原盐湖.北京科学技术出版社,1989.91～105,279～284.

12 库尔诺索夫 B Б.太平洋中玄武岩的热液蚀变和金属沉积.国外矿床地质,1993,(3):37～73.

13 刘永达,郦志波,董景超,宋国强,高德华,崔相占.辽东元古宙构造环境及岩石圈结构.辽宁地质,1992,(2):193～239.

14 鲍曼 L.板块构造和与之有关的成矿作用.国外地质科技,1986,(2):10～31.

深部隐伏矿预测的地质、地球化学和地球物理方法

——以吉林夹皮沟金矿为例

李俊建　沈保丰

（中国地质科学院天津地质矿产研究所）

董第光　赵　琪

（吉林省有色地质勘查局604队，桦甸）

摘　要　笔者在吉林夹皮沟金矿区采用综合地质、地球化学和地球物理方法开展了深部金矿预测，研究内容包括控矿构造系统的研究、化探原生晕测量、热晕测量、γ能谱测量、变频激电法和电阻率法测量等。研究结果表明，在我国东部金矿找矿潜力仍然很大，找矿重点应放在深部隐伏矿床（体）上；应大力加强综合方法金矿预测工作，这是缓解东部金矿资源危机局面和稳定黄金生产的最重要途径。

关键词　金矿预测　深部隐伏矿床　吉林夹皮沟

一、引　言

在我国东部，对矿床的研究、勘查和开采的历史悠久，地质工作程度高，表露或浅部找矿难度大。大力开展深部隐伏矿（包括矿床、矿体）的找矿评价研究，已成为扭转地质资源的被动局面和稳定矿山生产的重要途径。

吉林夹皮沟金矿是以石英脉型为主的大型金矿，是包括有10余个大、中、小型矿床和上百个矿化点组成的金矿带、全长30余公里。目前发现的主要矿床有：夹皮沟本区、二道沟、三道岔、八家子、四道岔、板庙子、小北沟、大线沟等。金矿带分布在夹皮沟晚太古代绿岩带与哑铃状钾质花岗岩带之间的绿岩带一侧，矿体产于韧性剪切带之中。绿岩带、钾质花岗岩带和韧性剪切带是与金矿带密切相关的3个主要地质因素，主成矿期为晚太古代末期，是我国最为典型的绿岩带脉型金矿床。统计资料表明，夹皮沟矿区深部隐伏矿的储量占总储量的85%以上，因此，正确选择预测方法对指导深部探矿工作意义重大。

本文结合笔者等在吉林夹皮沟金矿区工作的实践[1~5]，对深部隐伏矿的预测方法作一简单介绍。

二、从控矿构造的研究指导深部隐伏矿的探矿工作

研究控矿构造，无论对探讨金矿的成因及指导矿床勘查，均具重要意义。众所周知，金矿体的存在皆受构造控制，没有构造系统就不会形成矿体。具体到指导深部预测工作，主要考虑了以下几点。

（1）利用控矿构造带的垂深分带规律指导探矿。夹皮沟金矿受韧性剪切带控制，剪切带

在地壳不同层次的表现形式不同，浅部以脆性或脆-韧性剪切为主；而深部隐伏矿多赋存于较深部位的脆-韧性或韧性剪切带之中。所以地表不含矿的脆性断裂或不含矿的脆-韧性剪切带往往是深部隐伏矿在地表出露的一种形式，若遇此情形就要综合考虑地质背景和物化探异常。如夹皮沟三道岔金矿床的1～3号隐伏矿赋存在SN向脆-韧性剪切带内，地表脆-韧性剪切带宽达10～20m，无矿化。如果只根据地表的矿化蚀变较弱的情况判断此处无矿将出现很大的失误。吉林省有色地质勘查局604队的研究人员正是综合考虑了此处成矿地质背景有利，且出现化探异常，科学施工发现了这一距地表50～60m以下的大型隐伏矿床[4]。

(2)利用韧性剪切带的变形程度指导深部探矿工作。夹皮沟金矿体、矿脉的形成与脆-韧性剪切带有关，剪切带既发育在绿岩中，也出现在太古宙TTG质片麻岩中。在剪切带中，金的富集成矿有一定的部位。就研究区而言，已发现的深部隐伏矿多产在韧性剪切带的退变质带、强应变带中，也就是产在受退变质作用的糜棱岩、糜棱片岩中，而形变相对较弱的糜棱岩化岩石和初糜棱岩中矿化较弱。另外，在韧性剪切带的规模、产状发生变化部位、退变质带上有脆性断裂叠加部位和不同方向的剪切带相交部位，皆为有利的成矿地段。利用上述规律可有效的指导深部探矿工作。

(3)利用控矿构造的规模和连续性特征指导深部探矿工作。通常延深大的断裂对赋存深部隐伏矿非常有利，如夹皮沟八家子、三道岔、二道沟、板庙子等的控矿构造系统延长和延深都在千米以上。这与世界上绿岩带脉型金矿一般延深大于延长，开采深度多在千米以上的大型、特大型绿岩带脉型金矿的特征是一致的。尤其当地表控矿构造系统长度远远大于矿体长度，而矿体延深又大于延长时，对寻找深部隐伏矿体非常有利。利用控矿构造系统的规模和连续性特征，可指导深部预测工作。以夹皮沟二道沟金矿为例，矿山研究人员对现开采的600m中段以下是否存在深部可开采矿体存在争议，但笔者[5]在工作中主要利用了控矿构造系统规模大、连续性好的特征，结合化探原生晕测量，提出了二道沟金矿深部600～1000m中段存在深部矿体的预测意见，后经矿山深部工程验证，获得了深部可开采矿体。因为矿体只是利用最低可采品位人为圈定的地质体，矿体一旦尖灭了，只要其控矿构造系统规模大、且连续存在，深部就很可能存在隐伏矿体。

三、预测深部矿体的地球化学方法

1.化探原生晕测量

在上述地质构造定性观测的基础上，通过化探原生晕测量，建立金矿床的地球化学异常模式，研究地球化学垂直分带规律，对深部矿体的定位、定量预测具有重要的实际意义。李惠[6]在大量研究的基础上，总结了应用叠加晕找深部隐伏矿和判别金矿剥蚀程度的5条准则：①当Au异常强度较低，而出现Hg、As、Sb、B、I、F、Ba等前缘晕特征指示元素的强异常时，指示深部有隐伏矿存在。②当Au含量较低，若有Mo、Bi、Mn、Co、Ni、Sn等尾晕特征指示元素的强异常显示，预示深部无矿。③当金矿原生晕垂直分带序列出现反分带，即Hg、As、Sb、F、I、B、Ba等前缘晕元素出现在分带序列的下部时，指示深部存在隐伏矿或第二富集段。④矿体及其原生晕中既有前缘晕元素的强异常，又有尾晕元素的强异常，指示矿体向深

部延深较大。⑤在计算矿体或晕的地球化学参数时，若有3个以上标高连续上升或下降，第4个标高突然反转，即由升转为降或由降而升，亦指示矿体向下延深较大。

在夹皮沟二道沟矿区，通过控矿构造系统研究预测深部可能存在矿体的基础上，在0～600m标高的十余个中段上，我们沿勘探线剖面系统进行了金矿体化探原生晕测量。结果表明，指示元素的垂直分带序列出现了反常现象，如As、Sb、Hg、B、Ag等本应在上部出现的元素却在下部600m中段出现，反映了深部矿体前缘晕的叠加，即指示了深部矿体的存在。地球化学异常分带模式和含金石英脉中微量元素的垂直变化规律也同样指示了深部矿体的存在[5]。

2.热晕测量

研究表明，矿床的热晕中心与矿化富集中心往往吻合的。如夹皮沟三道岔金矿，矿化富集中心的石英爆裂温度最高为355℃，远离中心温度逐渐降低，至矿体边缘温度最低为270℃。因此，在规模较大的控矿构造系统中，可利用石英包裹体测温的递增方向去寻找深部富矿体(即矿化富集中心)的存在。我们对二道沟金矿各中段矿体中石英的均一温度测量显示了明显的垂直变化规律，从0m→240m→420m→555m中段，主成矿期石英脉形成的均一温度分别为246℃→312℃→311℃→322℃。随深度增加温度逐渐升高，指示了金矿化作用强度向深部发展远景还会更好，也就是说深部存在富金矿体。

此外，我们还采用了石英的红外光谱测量和黄铁矿的热电性测量，同样指示了二道沟深部矿体的存在。在上述地质、地球化学预测的基础上，建立了二道沟金矿深部600～1000m中段的预模型，现大部分已经矿山工程验证，正在陆续投入开采。实践证明，控矿构造的综合分析和地球化学探矿方法的密切结合，是进行深部矿体预测的有效途径。

四、地球物理预测方法

当前找金的物探方法较多，但由于金矿体的规模、品位有限，能引起物探异常的信息相对较弱，因此常用综合物探方法并附之以化探工作，以更有效的预测隐伏矿床。如夹皮沟本区，由于地处长白山腹地，地表森林大面积覆盖，露头甚差。为寻找该区的隐伏矿床，我们引进了地面γ能谱测量，变频激电法和电阻率法测量，同时在可能的露头处进行了化探原生晕测量，取得了较好的效果[1]。工作中首先沿勘探线剖面系统进行了γ能谱测量，10m一个点，必要处加密为5m一个点，结果表明γ能谱测量在森林严重覆盖区是一种可行的方法。不足之处是测量精度不高，主要反映在圈定出的异常范围有些过大。在此基础上，尤其对上述异常范围内重点开展了变频激电法和电阻率法测量，并结合地表原生晕测量成果，最终筛选出6个隐伏矿预测区，正由矿山陆续投入工程验证工作。

五、结　语

在我国东部，尽管进行了多年的研究、勘查和开采工作，但不是没有矿可找可采了，而是找矿难度更大了，找矿重点要更多的放到深部隐伏矿床上，这对缓解东部矿山资源危机的局面具决定性意义。通过对夹皮沟地区的深部预测工作，我们认识到，加强地质信息，尤其是

控矿构造系统的深入研究，并附之以必要的地球化学、地球物理方法测量，是寻找深部隐伏矿的最佳选择。

参 考 文 献

1 沈保丰，李俊建，毛德宝，李双保，刘志山，张万金，安春田. 吉林夹皮沟金矿地质与成矿预测. 北京：地质出版社，1998. 1～175.

2 李俊建，沈保丰，李双保，毛德宝. 清原-夹皮沟绿岩带地质及金的成矿作用. 天津科学技术出版社，1995. 1～132.

3 程玉明，李俊建，沈保丰，吕建生，傅万城，董第光，王庆成，于清义. 吉辽地区绿岩带金矿成矿找矿模式. 北京：地震出版社，1996. 1～242.

4 董第光. 夹皮沟金矿带自矿体赋存条件及找矿标志. 吉林地质，1986，(2)：1～8.

5 李俊建，沈保丰，李双保，毛德宝，柯学进，庞全忠，安春田，王爱平. 吉林夹皮沟二道沟金矿深部预测. 前寒武纪研究进展，1998，21(3)：1～9.

6 李 惠. 石英脉和蚀变岩型金矿床地球化学异常模式. 北京：科学出版社，1991. 1～70.