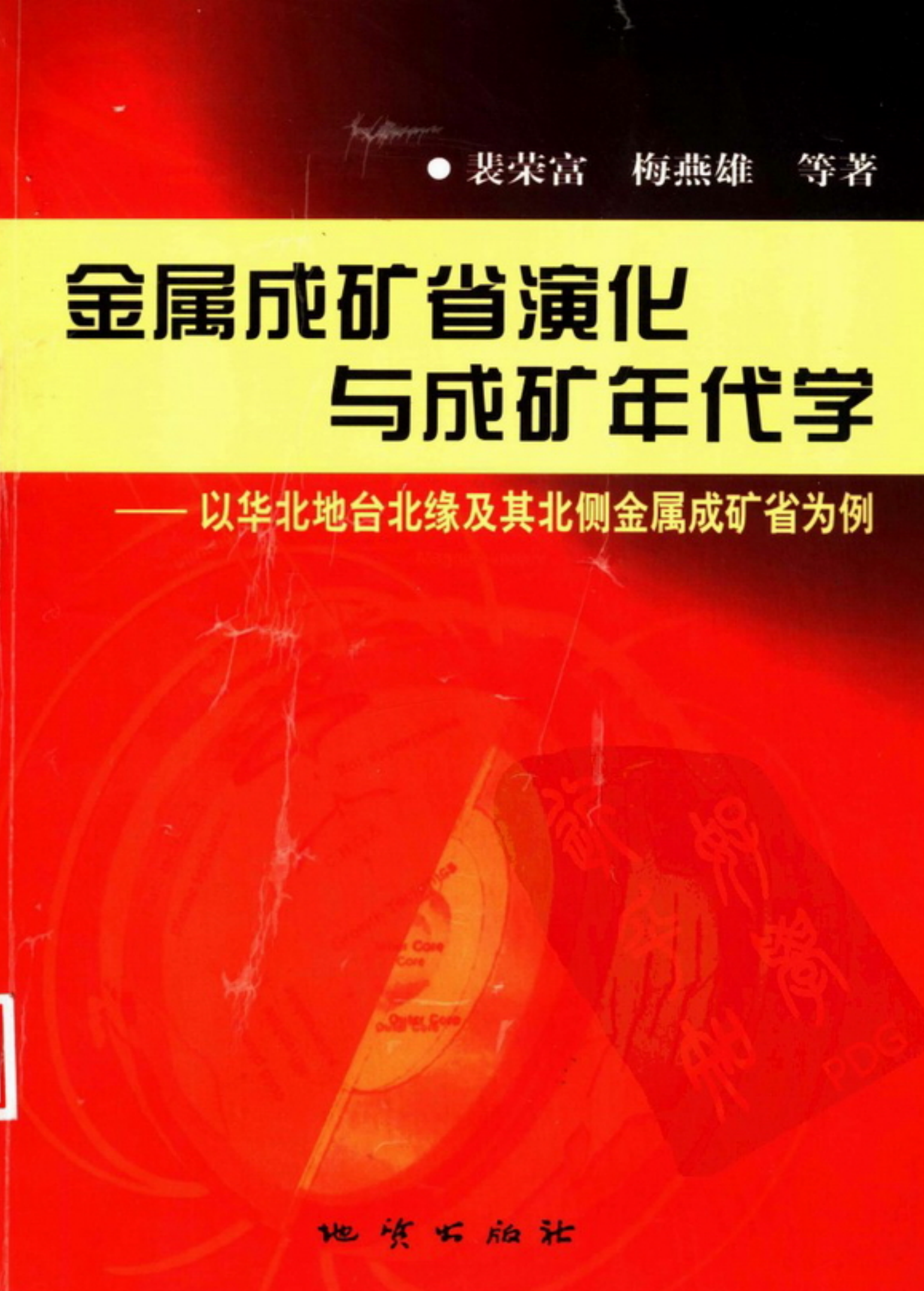
● 裴荣富　梅燕雄　等著

金属成矿省演化与成矿年代学

——以华北地台北缘及其北侧金属成矿省为例



地质出版社

前　言

金属成矿省演化与成矿年代学是当代成矿学（metallogeny）最重要的研究内容之一，第28～31届国际地质大会均将其列为讨论专题，并提出“演化成矿学”（evolutionary metallogeny）的新概念。华北地台北缘及其北侧金属成矿省是前寒武纪地块、古亚洲造山带和滨（环）太平洋构造带的交汇叠置地区，具有最完整的成矿演化史，且具备较高程度的研究基础，是金属成矿省演化与成矿年代学研究的理想选区。

原地质矿产部在“九五”期间设置了基础研究项目《华北地台北缘及其北侧金属成矿省演化和成矿年代学》，编号为9501118。中国地质科学院矿产资源研究所裴荣富院士任首席科学家，主要研究人员有梅燕雄、熊群尧、尹冰川等。该项目的主要研究目标和任务是通过对华北地台北缘及其北侧金属成矿省区域成矿地质背景、成矿堆积环境、成矿机理和成矿年代学研究，发展新的成矿年代学方法，提出金属成矿省地质历史演化的研究案例，为金属成矿省演化与成矿年代学研究达到国际先进水平和发展成矿学做出贡献。本书是在该项目研究报告的基础上，由裴荣富、梅燕雄进行大幅度补充和修改而成。

本书以华北地台北缘及其北侧金属成矿省为研究案例，对金属成矿省等级体制成矿与地质历史演化进行了系统论述。首次完成华北地台北缘及其北侧“景”、“场”、“相”、“床”四个等级体制成矿的成矿序次和成矿构造聚敛场（区）的划分及其成矿远景评价，初步建立了华北地台北缘及其北侧金属成矿省的成矿年代演化模式，深化认识了成矿学的时空规律，发展了“演化成矿学”概念和“成矿演化是一切成矿因素的函数”的论断。

作者等根据“时间维”造就“空间维”的动态成矿概念，提出华北地台北缘经历了太古宙—古元古代—中新元古代、新元古代—古生代和中新生代三个时间维，分别造就了前寒武纪华北地块（地台）北缘成矿构造区、古生代兴蒙－吉黑造山带及华北克拉通盖层成矿构造区和中新生代滨西太平洋构造岩浆活化区三个空间维地质背景，并在这三大地质背景中随时间演化分别形成阴山－燕山太古宙克拉通隆起区、辽北－吉南太古宙克拉通隆起区、辽东－吉南古元古代裂谷带、狼山－渣尔泰中元古代裂陷槽、燕辽中新元古代拗拉槽、白乃庙中新元古代岛弧带、华北古生代克拉通盆地、蒙－吉古生代边缘裂陷槽、永吉－延边中生代构造岩浆活化带、吉南－辽东中生代构造岩浆活化带、阴山－燕山中生代构造岩浆活化带、大兴安岭南段中生代构造岩浆活化带等12个成矿堆积环境。在成矿堆积环境中，又按成矿史演化，在太古宙—古元古代同剪切形变成矿构造聚敛场中划分出6个控矿聚敛区，在中新元古代—古生代同成矿构造聚敛场中划分出5个控矿聚敛区，在中生代“行”、“列”、“汇”成矿构造聚敛场中划分出12个控矿聚敛区，并指出它们在本区广袤分布的成矿构造背景中的产出几率，从而为圈定华北地台北缘及其北侧成矿远景区提供了“中观”❶的科学依据。

通过对冀东金矿成矿特征及成矿演化的系统研究，作者等首次提出冀东地区金矿床成

---

❶ 相对于“宏观”和“微观”而言，介于此两者之间的尺度概念。此概念由裴荣富先生提出。

矿年代及其演化系列和华北地台北缘三大成矿热事件的年代鉴证，初步提出华北地台北缘金矿先兆成矿（Tp）、初始成矿（Ti）、成矿高潮（Tt）、滞后成矿（Th）和终结成矿（Te）的成矿历程和成矿跨度（Ts）的概念，为制定成矿年代省（区）的评价指数（API）奠定了年代学基础。作者等还提出等级体制成矿在统一成矿框架中的正常成矿作用下，受太古宙“氧大气变态”、中元古代—古生代“还原大气变态”和中生代“构造圈热侵蚀”三大成矿热事件的引潮共振和引发成矿作用异常及其促进四个等级体制发生异常耦合而有形成大型、特大型矿床的可能性。

在项目研究和本书编写过程中，原地质矿产部科技司、中国地质科学院矿产资源研究所及科技处给予了热情指导和支持；河北省地勘局综合研究地质大队张尔匡总工程师和魏远泰、李庆勃、张治平、王金生、张继东高级工程师，河北省地质矿产勘查院唐秦工作部陈春雷、郭东工程师，武警黄金地质研究所周遗军博士给予了大力支持和帮助；原地质矿产部五六二综合大队李景华、高维钺、任香爱、李亭云、包勤国，原冶金部第一地质勘探公司杜松林、范廉启，宜昌地质矿产研究所李华芹等协助开展岩矿测试和同位素测年工作；中国地质科学院矿产资源研究所张冰、吴艳玲等协助文稿打印和绘图，在此表示衷心的感谢。在本书出版之际，谨向对我们的研究工作提供支持和帮助的各位领导和同志表示诚挚的谢意。

作　者

2002 年 12 月

目　录

第一章　绪　论 …… (1)
第一节　金属成矿省及其地质历史演化研究的现状和发展趋势 …… (1)
第二节　成矿年代学研究的现状及发展趋势 …… (3)
第二章　金属成矿省等级体制成矿 …… (6)
第一节　金属成矿省等级体制成矿的概念 …… (6)
第二节　金属成矿省等级体制成矿的研究内容 …… (7)
一、成矿地质背景研究 …… (8)
二、成矿构造聚敛场研究 …… (18)
三、金属成矿相研究 …… (25)
四、矿床结构构造研究 …… (25)
第三节　华北地台北缘及其北侧金属成矿省等级体制成矿 …… (26)
一、华北地台北缘及其北侧金属成矿省成矿地质背景 …… (26)
二、华北地台北缘及其北侧金属成矿省成矿构造聚敛场 …… (45)
三、华北地台北缘及其北侧金属成矿省的金属成矿相 …… (51)
四、华北地台北缘及其北侧金属成矿省的结构－构造矿床 …… (53)
第三章　冀东金矿成矿特征及成矿演化 …… (62)
第一节　成矿地质构造背景 …… (62)
一、地层 …… (62)
二、花岗岩 …… (69)
三、构造 …… (84)
第二节　冀东金矿类型及其地质特征 …… (92)
一、概述 …… (92)
二、石英脉型金矿 …… (93)
三、蚀变岩型金矿 …… (102)
四、碳酸盐岩型金矿 …… (104)
五、砂金矿 …… (105)
第三节　冀东金矿的成因特征 …… (107)
一、含金建造和金矿矿源层 …… (107)
二、构造岩浆作用与成矿 …… (112)
三、金的迁移和沉淀机制 …… (116)
四、冀东金矿的成因机理 …… (124)
五、冀东金矿“四位一体”成矿的基本规律 …… (125)
第四节　冀东金矿的地质历史演化 …… (126)
一、变质岩同位素地质年代学特征 …… (126)
二、花岗岩同位素地质年代学特征 …… (130)
三、金矿床成矿年代学特征 …… (133)

四、冀东金矿的成矿演化 …… (140)
第四章　金属成矿省地质历史演化 …… (146)
第一节　金属成矿省演化的基本概念 …… (146)
一、金属成矿省演化的概念与涵义 …… (146)
二、金属矿床成矿年代及其演化 …… (146)
第二节　成矿地质－热事件与成矿作用爆发异常 …… (148)
一、成矿地质－热事件 …… (148)
二、成矿作用爆发异常 …… (150)
第三节　华北地台北缘及其北侧金属成矿省演化 …… (153)
一、华北地台北缘及其北侧成矿年代省的建立 …… (153)
二、成矿年代演化模式 …… (156)
参考文献 …… (157)
附　　录　华北地台北缘及其北侧金属成矿省同位素地质年龄数据 …… (164)
英文摘要 …… (177)

第一章 绪 论

金属成矿省演化与成矿年代学是20世纪50年代从经济地质学（economic geology）发展而来的成矿学（metallogeny）学科的重要研究内容（Bateman，1950；Bilibin，1955；Radkevich，1956；Tvalchreidze，1957，1964，1967；Petraschcck，1963；Park，1964，1970，1975；Stoll，1965；谢家荣，1945，1955，1965；Simirnov，1959，1965；Guild，1974；Kesler，1978；程裕淇，1976；郭文魁，1959，1960，1963；裴荣富，1989，1994），它是20世纪末、21世纪初国际重大地学前沿研究课题之一。

第一节 金属成矿省及其地质历史演化研究的现状和发展趋势

金属成矿省（metallogenetic province）一词早在20世纪初即已问世（De Launay，1913；Spurr，1932；Lindgren，1909，1933），它是指在一定地质构造部位有规律地集中某些金属矿床及其系列组合的区域成矿概念。近一个世纪以来，关于金属成矿省的内涵和研究方法已有很大的发展和变化，主要是把传统的、仅在一定地质构造背景基础上以一定成矿特征圈定的不同类型矿床时空分布，标定不同成矿区带的固定论研究，发展为随地质历史演化（时间维）促使各自异向的控矿因素得以异常地形成成矿构造聚敛场（空间维）的活动论新概念，即“时间维”造就（generated）“空间维”。

从20世纪50年代开始直至80年代，对金属成矿省时空分布规律的研究获得了空前的发展。除提出大量与槽台学说或全球板块构造理论有关的区域成矿论著外，还出版了大量的不同比例尺的成矿图。但是，所有成矿论著尤其是成矿图类都是以表达在一定地质构造背景上圈定现存不同类型矿床空间分布的成矿区带为主。虽然也论述了古地块的形成和发展，造山带的早、中、晚期演化，板块构造的离散和聚敛等与成矿的关系，但对矿床形成的初始、发展到现存状态的演化历程，即对矿床的“生辰八字”、来龙去脉的成矿行为研究得很不够。由于这一研究工作难度很大，第26届国际地质大会曾一度出现以“金属矿化集中区”代替金属成矿省的意见（Laffiti，1980），即以金属元素的分布代替矿床的分布。但到第28届国际地质大会又开始把矿床的形成和演化作为地壳形成和演化过程的特殊标记（石原舜三，1989）并把从地质历史研究成矿演化列为专题（Fyfe，1989）。其中，俄罗斯Д·В·卢德克维奇、加拿大W·费菲、德国B·莱曼和澳大利亚I·B兰伯特分别对“成矿作用的发生、发展、继承和转化轮回”、“锡矿床的地质历史演化”、“前寒武纪矿床在地质历史中矿化型式趋向”等做出重要论述，为从地质历史发展查证矿床时、空分布规律提供了理论基础。

1991年在中国召开的硫化物矿床国际会议上，作者提交了“中国内蒙古中部三庙地区金属成矿省演化”论文，提出洋壳与陆壳在地质历史成矿演化的一致性，修正了过去按

槽台不同构造单元划分不同成矿区带的固定论方法。第 29 届国际地质大会（1992）把“金属成矿省地质历史演化”正式列为专题讨论，会议由裴荣富和渡边洵主持，10 个国家的科学家提出了 50 篇论文。其中大量论文除仍对在成矿作用地质历史演化过程中在不同空间的成矿呈现统一性作深入论述外，更进一步从隐生宙到显生宙的不同地质历史阶段和不同地质构造区域论述了金属成矿省类型，为金属成矿省在更大区域范围内进行成矿历史对比奠定了理论基础。裴荣富在会上提出的“中国东南部燕山期成矿省成矿作用演化”为世界的中生代成矿省成矿史提出了对比范例；Dawson 和 Sangster 提出“加拿大地质的成矿演化”，是世界前寒武纪地块成矿省的对比范例。俄罗斯 A·索克洛夫与南非 R·维久恩合作研究了西伯利亚地台周缘活动带并与南非凯普瓦尔（Kaapwaal）克拉通南缘活动带类比，结果发现这两个活动带虽然远隔万里，但从克拉通向其边缘自老到新都出现了极为相似的由基性－超基性到花岗岩类及碱性岩的岩浆建造及其成矿演化规律，从而相互补充了找矿方向，扩大了成矿远景。著名矿床学家哈钦森（R.W. Hutchinson）还直接提出“演化成矿学”（evolutionary metallogeny）的新认识。

1994 年在中国召开的第九届国际矿床成因协会科学讨论会进一步发展了金属成矿省及其演化的研究内容。阿塔塞维（G. Atasever，1994）在对土耳其东磅提克金属成矿省的研究中，把主弧—弧内裂谷—弧后盆地构造演化与其成矿发展统一起来，认为成矿不是受某一性质的构造单元控制，而是受构造演化控制，从而发展了关于“构造控矿”的理论认识。沙曼（B. Saman，1994）对地处非—阿和欧亚连接带之间的伊朗阿尔卑斯－喜马拉雅造山带进行了构造动力学研究，提出该金属成矿省演化是在新、老特提斯板块消减－碰撞过程中，由隐生宙的裂谷至显生宙的扩张盆地，再至构造岩浆活化带所组成的，并将其金属、非金属与能源矿产的形成与金属成矿省演化全部联系起来。莫托夫（A. Motov，1994）研究了哈萨克斯坦北部最重要金属成矿省的演化，并根据矿化的后生分带分析、再造了金属成矿省演化规律，包括原地向斜沉积层成矿元素地球化学专属再造、热动力变形变质的交代岩再造，以及构造岩浆活化成矿的蚀变与矿化再造，从而提高了成矿预测的效果。莱埃（K. L. Rai，1994）专门研究了印度前寒武纪金属成矿省的演化，将印度前寒武纪划分为若干时段并建立了前寒武纪成矿省的观察演化样式（observed evolutionary pattern），从而为其成矿创立了一个进行对比的区域模式。

1996 年 8 月在北京召开的第 30 届国际地质大会上，由 K. W. Dawson（世界成矿图委员会主席）和裴荣富共同主持的“金属成矿演化和成矿年代学讨论会”共收到 20 多个国家的 50 篇论文，内容比第 29 届国际地质大会更为广泛，重点讨论了金属成矿省的“成矿地质背景（metallogenetic geological settings）”、“成矿构造聚敛场（metallotect convergence）”、“金属成矿相（metallogenetic phases）”和“金属矿床（metal deposits）”（即“景”、“场”、“相”、“床”）四个成矿等级体制的耦合规律和演化，对金属成矿省的内部“组成”（component）进行了深入讨论。与此同时，以裴荣富为首席科学家的国际对比项目 IGCP－354（金属矿床的超巨量堆积，Superaccumulation of metal deposits）也在第 30 届国际地质大会期间召开成矿作用 3-*D*-*t* 国际研讨会，即“成矿轨迹会议”，从而将金属成矿省演化的研究推向更高潮。

金属成矿省演化的活动论新概念是随全球地质构造研究的开展而出现的，其指导思想是将以往仅在一定地质构造单元内以一定矿种（或矿床类型）标定一个成矿省及其规律的

做法发展为随地质历史推移探讨在开放体系中壳－幔演化和成矿作用非平衡态的动态成矿进程，并研究它在一定“成矿构造场”内出现相对平衡态时形成的金属成矿省及其规律。因为矿床这一具有经济意义的矿物岩石集合体实际上是地壳地质历史演化的必然产物和特殊标志（裴荣富等，1993），所以，金属成矿省的研究必须从地质历史演化的动态概念出发才能系统地认识这些特殊标志和全面地分析其形成与发展的全过程。由于这一新概念和新认识是对近一个世纪以来金属成矿省研究的重大变革，不仅使成矿学和区域成矿理论得到了重要发展，而且也将使成矿远景区划和矿产预测工作发生“质”的突破，从而极大地提高金属成矿省研究的科学性和实用性。

值得提出的是：最近20多年来，我国地质学家在金属成矿省研究领域也积累了大量的资料和成果，并已具有雄厚的研究基础和我国独有的区域成矿特色，为使我国成矿学研究跃居世界先进行列奠定了良好基础。在“六五”、“七五”、“八五”三个五年计划期间，在南岭成矿区（陈毓川、裴荣富），在长江中下游成矿带（常印佛、翟裕生），在三江成矿带（刘宝珺、刘增乾、叶庆同），在新疆阿尔泰和天山成矿带（涂光炽、芮行健），在秦巴成矿带（张本仁），在中国东部成矿域（裴荣富、吴良士），在滨西太平洋成矿带（郭文魁、裴荣富），在华北地台北缘成矿带（裴荣富、芮宗瑶、方如恒），都已取得大量的科学研究成果，为进一步深化研究金属成矿省演化和成矿年代学奠定了坚实基础。此外，自“六五”开始，原地质矿产部已完成两轮成矿远景区划工作，对全国金属、非金属和能源矿产的成矿规律和资源量预测均取得大量资料和系统成果，为配合新一轮国土资源大调查及全国成矿远景区划，深入开展金属成矿省等级体制成矿及其演化规律研究将是现代矿产资源勘查评价理论和方法的重要内容。

第二节　成矿年代学研究的现状及发展趋势

成矿年代是指成矿物质从开始工业堆积到形成工业矿床这段地质时间，是成矿作用（过程）的时间维。成矿年代既是矿床基本特征的一个重要内容，也是从地质历史角度分析矿床形成、发展和演化规律的极其重要的科学论据。

尽管人们早就认识到成矿年代在矿床学和成矿学研究中的重要性，但长期以来，由于测试分析技术的落后，对成矿年代的科学认识并未取得与矿床地质及其成因理论的同步发展。在过去相当长的时期内，主要是在野外地质观察的基础上定性地和间接地推断成矿年代，这种方法有很大的局限性和不确定性，特别是对于为数众多、成因复杂的热液矿床、沉积改造矿床和变质矿床来说往往争议很大。因此，人们对成矿时间演化规律的认识程度远远不及对矿床空间分布规律的认识程度。

20世纪初天然放射性元素及其同位素的发现和放射衰变定律的确定，为“地质计时”开辟了一条全新的途径，极大地弥补了早期依靠古生物演化、地层层序等确定的相对年代顺序的不足和古地磁法定年的局限性，对成矿学及地质科学的发展和进步具有深远的影响。同位素计时方法中，迄今已被广泛应用并成为常规的经典方法的有钾－氩法、铀－铅法、铷－锶法及^{14}C法。70年代以来又相继建立和完善了钐钕法、氩氩法、铼锇法、裂变径迹法等新的测年方法。等时线概念的提出和应用，保证了同位素地质年龄的真实意义。随着电子计算机技术和分析测试技术的发展和应用，同位素地质年龄测定的精确度和可靠

性正在不断地提高，同位素地质年代学将进一步向高灵敏度、高精度、微量化和自动化的方向发展。

成矿年代学（metallogenic chronology）的首要任务是运用矿床地质学方法和同位素地质年代学方法来分析和测定矿床的成矿年代，进而研究区域成矿的序列性和成矿谱系，其最终目的是从不同尺度和不同层次揭示和阐明成矿作用的地质历史演化规律。

成矿年代学是认识和研究金属成矿省地质历史演化的钥匙，只有它才能打开金属成矿省演化规律。成矿年代学实际上也是通过成矿年代来研究金属成矿省地质历史演化的成矿学，但它并不等于成矿测年技术方法，后者主要应属同位素地质年代学范畴。成矿年代学研究的重点应在成矿地质构造背景、成矿堆积环境和矿床产出特征的详细研究基础上，开发矿床学和同位素地质学相结合的成矿年代学方法。第 28 届国际地质大会设置的“矿床测年和热年代学新进展”讨论会上就提出地质学与同位素地质学相结合的测年方法（I. McDongall，1989），也称成矿年代学综合方法。其中，有对 SEDEX 矿床在成岩过程中形成自生（低温）钾长石测年法（C. M. Hall，1989），该方法可同时解决成岩成矿成因问题；在 MVT 型铅锌矿床的容矿碳酸盐岩利用压溶缝合线测年法（H. G. Churnet，1989）发现密西西比型铅锌矿床的多期成矿问题，中国湘西渔塘寨铅锌矿床也有类似情况（裴荣富，1990）；在日本对花岗岩类有关的 100 个矿床和主岩年代互为对比的测年法（S. Ishihara，1992）可以判定成矿持续和滞后时间的成矿跨度（time span）。在我国冕宁牦牛坪碱性花岗岩型稀土矿床的年代为 27.8Ma，对比其中水热锆石为（12±2）Ma（袁中信，1996），明显地反映出成矿热事件始于 27Ma，停摆到 12Ma，成矿计时钟（timing alarm）跨度为 15Ma（裴荣富，1996）。另外，作者等开始开展对马兰峪花岗－绿岩型含金石英脉的同生长矿脉（growth ore vein）测年法的研究（裴荣富，1996），这种方法可以弥补当前在花岗－绿岩型含金石英脉中单颗粒锆石和流体包裹体测年的多解和难于判定年代的不足。第 29 届国际地质大会在对最新成矿物质测年方法讨论会上，也探讨了地质和同位素地质相组合测年技术问题（Darke，R. E.1992），如应用裂变径迹法研究岩浆作用和古地温活动的热年代学（Watanabe，1992），以及成矿作用的退火（annealing）温度等问题（Kasuya，1992），还研究了台湾金瓜石金铜矿床成矿跨度，并为成矿历史作了计时（Chen Yue－Gau）。

矿物学和同位素地质学相结合的测年方法也有很大发展。如对用做测年的矿物锆石、桐石、金红石、磷灰石、独居石、褐帘石、锐钛矿等矿物的类型、微观结构和成因的研究（J. C. Claore，1990；A. P. Galbraham，1994）；又如，对不同世代矿物与成矿关系的研究，特别是应用矿物共生（mineral paragenesis）和矿物共生组合（mineral association）新概念对长江中下游铜铁成矿带九（江）－瑞（昌）铜金矿床的四维成矿（3 -*D*-*t*）。研究是目前国内成矿年代学研究新进展（裴荣富，1995）。矿床是矿物的集合体，集合体是由最基本单元（矿物共生 MP）和按一定的成矿机制组合在一起（矿物共生组合 MA）而形成的，实际上矿床就是 MP 和 MA 在成矿过程中的有序组合。研究 MP 和 MA 的有序性是成矿年代学方法最基础研究问题，也是解决同位素测年取样同源、初始值近似和同位素年代合理判定的最关键问题。

直接测定成矿流体的同位素测年方法也有很大发展。这是因为流体包裹体是矿物结晶时捕获的成矿溶液样品，不仅反映矿床组成的本质，也具更好封闭性。这是在 20 世纪 80

年代初由放射性年代学发展而来（T. J. Shepherd 和 Dorbysbire，1981），相继对英国 Carrock 石英脉型钨锡矿床、加拿大 Bluetell 铅锌矿床、美国田纳西块状硫化物等矿床的石英和闪锌矿中流体测定均成功获得 Rb/Sr，Sm/Nd，U/Pb 等时线年龄。在国内也开展了“热液矿床矿物流体包裹体年代学研究”（李华芹等，1988～1991），并成功地完成了全国钨、锡、金和多金属矿床的精确测年工作，特别是“八五”期间在新疆北部完成的同位素年代学研究报告，包括了 13 个矿床的流体包裹体为主的多元同位素测年研究，是目前我国最系统的成矿年代学研究成果之一。

比测试矿物中流体包裹体更为直接地测试金属矿物的 Re－Os 测年法也在国内外有新发展。它的最大特点是可以直接测定金属矿物的年龄，为金属矿床测年提供了一种新手段，这是因为铼与钼、钨、铜、镍等金属元素共生于金属硫化物矿床中。鉴于我国许多重要的热液成因矿床（斑岩型、矽卡岩型、云英岩型、脉型）都含有辉钼矿，以及与超基性、基性岩有关的铂族矿床、铜镍硫化物矿床均含 Re，都可以用 Re－Os 法测定成矿年龄。此外，还可根据铼锇等时线初始值来确定矿床是壳源还是幔源，该法有较广泛应用前景。在国内首次将同位素稀释等离子体质谱用于辉钼矿和铜镍硫化物的 Re－Os 系统地质年龄测定，其记忆效应和研究的广度方面均优于国外同类技术水平。1996 年，中国地质科学院岩矿测试技术研究所引进了美国 TJA ICP/MS SPECTROMTET，对铼锇的检出限将比原用 PLASMA QUAD ICP/MS 好一个数量级，更有利于低含量铼锇样品的研究。

综上所述，金属成矿省演化与成矿年代学是当代成矿学（metallogeny）重要的国际前沿课题之一，具有十分丰富的研究内容。系统研究成矿地质背景、成矿构造聚敛场、金属成矿相、金属矿床（即“景”、“场”、“相”、“床”）四个成矿等级体制的耦合性规律和成矿作用 3-*D*-*t*（成矿轨迹）是深入认识金属成矿省内部“组成”（component）及其地质历史演化的新的发展内容。成矿年代学是同位素地质年代学在矿床地质科学领域中的具体实践，新的成矿测年方法将是矿床地质学和同位素地质学相结合的综合方法，而选择多元同位素体系、单矿物和矿物微区测年法也应是密切结合矿物共生（MA）和矿物共生组合（MA）研究的综合方法。金属成矿省演化与成矿年代学研究不仅具有重要的科学和理论意义，也有重大的实用价值，它将成为 21 世纪矿产资源科学研究的重要发展方向。

第二章　金属成矿省等级体制成矿

第一节　金属成矿省等级体制成矿的概念

在全球或一个国家范围内的一些特殊地质构造部位，明显地集中着某些金属组合，称为“金属省（metalloprovince）”或“地球化学省（geochemical province）”；由其形成某些类型矿床及其系列组合（metallogenetic series associations），则称为“金属成矿省（metallogenetic province）”或“成矿区带”。在金属成矿省的内部，存在着成矿地质背景（metallogenetic geological setting）、成矿构造聚敛场（metallotect convergence）、金属成矿相（metallogenetic phases）和金属矿床（metal deposits），即“景”、“场”、“相”、“床”四个不同等级的成矿组成（metallogenetic components），它们随地质历史演化、按不同层次（metallogenetic level）的耦合规律成矿，我们称之为“金属成矿省等级体制成矿（hierarchy systematic metallogeny of a metallogenetic province）”。

金属成矿省等级体制成矿概念的形成和提出有一个渐进的历史过程。在20世纪70年代以前，金属成矿省被定义为由成矿作用形成的、具有一定矿物组成和一定形态类型与一定年代的地质体，或定义为相对丰富的、以同一类型矿化为主的成矿区域，有利于成矿物质沉积的时间域（即“金属成矿期”）也与金属成矿省密切相关。在上述定义的影响下，主要通过编制各种成矿图使金属成矿省的研究得到很大的发展，前苏联地质学家在此领域的工作最为出色。但是，所有的成矿图以及有关的区域成矿论著均以表达在一定构造背景上圈定已产出的不同类型矿床空间分布为主，而对成矿的初始、发展到现存状态的演化历程，即对成矿来龙去脉及其行为研究不够，尤其是因众多成矿学派的观点分歧，对成矿作用的理论认识众说纷纭、争论激烈。

由于在世界上的一些特殊地区里明显地集中着某些金属及其组合或某些类型矿床及其系列组合（Evans，1980），自然地反映了地壳组分演化的不均一性，形成不同地球化学省（geochemical province）或地球化学块体（geochemical block），它不仅是某种金属成矿的供应源，也是矿床空间分布规律的客观存在。据此，第26届国际地质大会提出了“矿化集中区”（矿集区）的概念，即一个地区聚集一种或一组特定金属而不一定共有成因，并以大量矿床（点）密集的自然分布趋向论述区域成矿规律。世界地质图类委员会成矿图分委员会前主席盖尔德（Guild，1986）在第28届国际地质大会上展示了美国数以万计的矿床（点）矿化集中区分布趋势图，为不同成矿学派的不同观点增补了客观性的新内容，但金属成矿省的地质演化史还得不到很好的反映。通过对陆壳和洋壳大量金属元素和不同类型矿床时空分布的深入研究，人们认识到，矿床的形成和分布大多与三大岩类有亲缘关系，甚至毫无例外地表现为一定类型矿床专属于一定构造环境、一定岩石组合和一定地质时代，并偏爱产于特定地质构造和地质时代双重限定的地壳演化过程的构造动力作用“足

迹”（swaths）中。实际上，矿床是在地质历史造壳进程中出现的有经济意义的特殊岩类，它和地层中出现的化石一样完全可以作为地壳地质历史演化的重要标记。任何不同区域和不同地质构造背景的金属成矿省，在其成矿演化过程中都具有同一内部组成及不同层次的成矿演化，即均需经过宏观—中观—微观的成矿作用进程。首先开始的是孕育在宏观成矿地质背景中的成矿场地准备（ground preparation），其次是在地质背景中出现的多种有利控矿因素汇聚形成的成矿构造聚敛场（中观），再次是在成矿构造聚敛场中发生的有利制约成矿的物理化学成矿相，以及在一定物理化学相中堆积的具有一定结构－构造的矿床（微观），即“景”、“场”、“相”、“床”四个等级体制及其耦合规律的成矿历程。在第29届国际地质大会“金属成矿省演化和成矿年代学”讨论会上，重点讨论了金属成矿省等级体制成矿问题，从而使之进入国际地质领域，并形成了以等级体制概念研究成矿学的国际氛围。

实际上，早在20世纪70～80年代，等级体制概念就已开始应用于岩石学和地层学研究。例如，英、美地质学家建立了不同构造环境中分布的不同花岗岩岩基内部都同样由特定的几个岩石类型组成的概念，即按具有一定亲缘关系的花岗岩石组合的一定次序出现的同源岩浆演化序列划分出单元、超单元和岩基段三个等级体制，并成功地做出科迪勒拉、内华达山脉等岩基的成岩演化。我国对华南花岗岩类深成侵入岩的构造填图，也从等级体制概念出发开展研究并获得显著成绩。又如，地层学与沉积学相结合的新学科——层序地层学，也同样是按有等级体制概念的沉积层序及全球海平面变化旋回的控制划分为巨、大、中、正、亚和小层6个等级体制。地层学的等级体制研究不仅是全球水圈相应于天体运动周期的沉积记录，也是对全球的和区域的地层划分与对比研究的新发展。现代分形理论也揭示自然界客观存在的复杂的不规则形体都有着自己的内在规律和共同特征，即具有自相似性、层次性及伸缩不变性。其中，层次性是指分形整体中存在着等级不同的次系统，在结构中存在次结构，分形整体中的任何一部分又是一个整体，从而从非线形科学的角度论证了等级体制概念的科学性和普适性。

金属成矿省等级体制成矿是裴荣富根据在历届国际地质大会上多次重点讨论的金属成矿省及其地质历史演化的基础上首次提出的新概念，它与岩石学、地层学等学科中按等级体制有序次地研究成岩演化和沉积旋回的概念是类似的。金属成矿省的内部组成都具“景”、“场”、“相”、“床”四个从宏观到微观的不同层次的等级体制，它不同于按不同规模划分的成矿省、成矿区带、矿田和矿床（体）。因而，运用金属成矿省等级体制成矿概念有层次地研究矿床的空间分布特征和成矿演化规律，不仅可以提高区域的以及全球的成矿学研究水平，发展成矿学理论，而且对有序次地进行矿产合理勘查评价也具有重要实用意义。

第二节　金属成矿省等级体制成矿的研究内容

金属成矿省等级体制成矿的研究目标是把一个世纪以来的仅以在一定成矿地质构造背景基础上圈定不同类型矿床而标定成矿区带的固定论发展为随地质历史推移按成矿地质背景、成矿构造聚敛场、金属成矿相和金属矿床四个等级体制逐次演进成矿的活动论新概念，其基本研究内容是。

一、成矿地质背景研究

“成矿地质背景（metallogenic geological setting）”包括“成矿构造域（metallogenic tectonic domain）”和“成矿堆积环境（metallogenic accumulation environment）”两个层次。“成矿构造域”是宏观的成矿环境，范围广袤，一般可达数万乃至数十万平方公里，具有洲际及全球性规模。“成矿堆积环境”则是成矿构造域中出现的有利于矿带及矿田形成和分布的“次宏观”的成矿环境。通常，人们把有利的成矿堆积环境仅仅归纳为两个地质构造单元交接的边缘带或地球物理、地球化学显示的各项参数急变带。显然，这是很不够的，必须进一步深入研究不同构造单元的交汇样式、相互作用强度和彼此影响范围，特别应结合矿化传导不连续性（transitional discontinuity），从广袤的成矿构造域中聚焦和提取有利的成矿堆积环境。矿化传导不连续性是反映区域矿化频率的新概念，而矿化频率及其形式是认识一般成矿地质背景可能出现有利的成矿堆积环境的深化。

根据区域地质构造发展演化特点及成矿作用特征，可以将中国的成矿地质背景划分为前寒武纪地块成矿构造域、古亚洲成矿构造域、秦－祁－昆成矿构造域、特提斯－喜马拉雅成矿构造域和滨西太平洋成矿构造域，并在五大成矿构造域中进一步划分出 28 个成矿堆积环境，在每一个成矿堆积环境中配置了若干矿床模式（表 2-1），这是反映宏观及微观不同等级体制成矿的较好实例。

（一）前寒武纪地块成矿构造域

中国前寒武纪古陆壳经历了长达 3000Ma 以上的复杂的多旋回地质构造演化，形成了独具特色的前寒武纪地块成矿构造域。前寒武纪发生的重大地质事件主要表现为壳幔分异引发的大陆造壳运动，包括古太古代—中太古代迁西期（≥2900Ma）内生造壳事件及变质造壳事件、新太古代阜平—五台期（2900～2500Ma）火山沉积变质造壳事件及深熔岩浆造壳事件和元古宙中条—晋宁期（2500～800Ma）（火山）沉积造壳事件及深成岩浆造壳事件。在空间上，形成华北古陆、塔里木－柴达木古陆、扬子古陆、华夏古陆等前寒武纪地块。

前寒武纪地块成矿构造域的成矿堆积环境主要有下列 7 种类型。

1．高级变质地体成矿堆积环境

高级变质地体是太古宙（特别是古太古代—中太古代）特有的一种成矿堆积环境，主要分布于前寒武纪地块成矿构造域的华北古陆以及塔里木古陆、扬子古陆及佳木斯地块。

在华北古陆上，高级变质地体主要出现于古陆北缘及南缘，矿床类型以 BIF 型铁矿床、变质型石墨及矽线石矿床、石英脉型金矿床等为特色。现存的古太古代—中太古代陆核主要由基性—中酸性火山－沉积表壳岩组成，变质后形成基性麻粒岩－片麻岩、斜长角闪岩、变粒岩、磁铁石英岩，局部有少量孔兹岩和碳酸盐岩变质而成的矽线石片麻岩、石墨片麻岩和大理岩，这些火山－沉积表壳岩通常产于一些孤立的火山－沉积盆地中。在火山喷发、沉积过程中，金大量富集于下部基性岩中，而铁则富集于上部硅质岩中，后来发生的区域变质作用和韧性剪切构造变形作用使金、铁进一步分异富集，并在下部的斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩等岩石中形成变质热液石英脉型金矿床，在上部磁铁石英岩中形成沉积变质型铁矿床，在孔兹岩系中则形成变质型石墨和矽线石矿床。

表 2-1　中国成矿地质构造背景与矿床模式

成矿构造域	成矿堆积环境	矿　床　模　式
前寒武纪地块成矿构造域	克拉通断隆区	正长（钾化）岩中金矿床模式（乌拉山）
		剪切构造糜棱岩中金矿床模式（内蒙古）
		金伯利岩中金刚石矿床模式（山东、辽宁）
	古陆缘活动（花岗－绿岩）带	条带状铁建造中铁矿床模式（鞍山式）
		变中酸性火山岩中铜锌矿床模式（红透山式）
		绿岩带中金矿床模式（夹皮沟式）
	古陆及其边缘裂谷带（裂陷槽）	沉积变质岩中石墨矿床模式（内蒙古、山东、黑龙江）
		铁铌稀土（碳酸岩）矿床模式（白云鄂博式）
		火山－沉积（－侵入）岩中铜矿床模式（中条山式）
		变钠质熔岩中铁铜矿床模式（大红山式）
		镁铁质－超镁铁质岩中铜镍硫化物矿床模式（金川式）
		火山喷发沉积岩系中铜钴金矿床模式（川滇地区）
		镁质碳酸盐岩中铜矿床模式（东川式）
		（火山－）沉积岩系中贱金属硫化物矿床模式（狼山式）
		碳酸盐岩容矿的铅锌矿床模式（关门山式）
		变碎屑岩－碳酸盐岩中铅锌矿床模式（青城子式）
		沉积岩系中硼矿床模式（辽宁南部）
		镁质碳酸盐岩中滑石菱镁矿矿床模式（大石桥式）
		基性岩中钒钛磁铁矿矿床模式（攀枝花式）
	古陆盆地及其边缘坳陷带	碎屑－粘土岩中铁矿床模式（宣龙式）
		陆源碎屑岩中盐类矿床模式（柴达木式）
		粘土岩－碳酸盐岩中磷矿床模式（什邡式）
		碳酸盐岩－硅质岩中磷矿床模式（昆阳式）
古亚洲成矿构造域	火山岛弧（优地槽）带	拉斑玄武岩系中铜金钼矿床模式（白乃庙式）
		英安－角斑岩系中铜锌矿床模式（阿舍勒式）
	古海槽（沟）（优地槽）带	镁铁质－超镁铁质岩中石棉矿床模式（石棉县式）
	板块缝合（蛇绿岩）带	蛇绿岩中铬铁矿矿床模式（新疆、西藏、内蒙古）
	陆缘构造－岩浆带	伟晶岩中稀有金属矿床模式（阿尔泰式）
		中酸性斑岩铜矿床模式（多宝山式）
	陆内盆地（陆表海）区	沉积岩中铝土矿矿床模式（华北地区）
		砂钙质粘土中芒硝矿床模式（达拉特式）
秦－祁－昆成矿构造域	火山岛弧（优地槽）带	细碧－角斑岩系中铜铅锌矿床模式（白银厂式）
	古海槽（沟）（优地槽）带	火山－沉积岩中铁矿床模式（镜铁山式）
	弧后及陆缘冒地槽带	碳酸盐岩－碎屑岩中铅锌矿床模式（秦岭式）

续表

成矿构造域	成矿堆积环境	矿床模式
特提斯－喜马拉雅成矿构造域	火山岛弧（优地槽）带	流纹－英安岩中重晶石铅锌银矿床模式（岬村式）
	板块缝合（蛇绿岩）带	蛇绿混杂岩中金矿床模式（哀牢山式）
	弧后及陆缘冒地槽带	变质岩中钨锑金矿床模式（沃溪式）
		碳酸盐岩中汞矿床模式（万山式）
		碳酸盐岩中重晶石矿床模式（贡溪式）
		碳酸盐岩－碎屑岩中锰矿床模式（湘潭式）
	陆缘构造－岩浆带	橄榄岩中铜镍矿床模式（川西）
		与岩浆活动有关的铜钼矿床模式（玉龙式）
	陆内盆地（陆表海）区	碳酸盐岩容矿的铅锌矿床模式（凡口式）
		碎屑岩中铁矿床模式（宁乡式）
		碎屑岩中铅锌矿床模式（金顶式）
		古风化壳中铝土矿矿床模式（修文式）
		砂岩铜矿床模式（滇中式）
		碳酸盐岩中盐类矿床模式（自贡式）
		近代盐湖锂硼钾/钾镁（钙）盐矿床模式（青藏高原）
		碎屑岩中钾盐矿床模式（云南）
滨西太平洋成矿构造域	后海西隆起区构造岩浆带	中酸性浅成－高侵位斑岩铜（钼）矿床模式（乌奴格吐山式）
	后海西坳陷区构造岩浆带	与酸性侵入岩有关的铁锡矿床模式（黄岗式）
		与中酸性火山－侵入岩有关的铅锌矿床模式（白音诺尔式）
		（火山－）沉积岩系中块状硫化物铜铅锌矿床模式（永平式）
	后加里东隆起区构造岩浆带	酸性浅成－高侵位斑岩锡矿床模式（银岩式）
		与中浅成花岗岩类有关的钨铍铌钽矿床模式（西华山－大吉山式）
		与花岗岩有关的铀矿床模式（华南）
		花岗伟晶岩中锡－稀有金属矿床模式（武夷山、云开大山）
	后加里东坳陷区构造岩浆带	与中浅成花岗岩类有关的锡铍铌钽矿床模式（香花岭式）
		与中深成花岗岩类有关的钨锡铋钼矿床模式（柿竹园式）
		与中深成花岗岩类有关的锡多金属矿床模式（个旧式）
		与中浅成花岗岩类有关的锡多金属矿床模式（大厂式）
	后加里东深断裂构造岩浆带	与中深成花岗岩类有关的铅锌矿床模式（水口山式）
	陆（台）内隆起区构造岩浆带	酸性中浅成斑岩钼矿床模式（金堆城式）
		中酸性浅成斑岩铜矿床模式（德兴式）
		中酸性中浅成斑岩钨矿床模式（阳储岭式）
		中酸性火山岩中铅锌铜银矿床模式（银山式）

续表

成矿构造域	成矿堆积环境	矿 床 模 式
滨西太平洋构造成矿域	陆（台）内坳陷区构造岩浆带	与中性中浅成侵入岩有关的铁矿床模式（邯－邢式）
		砂岩铁矿床模式（宁芜式）
		与中酸性中浅成侵入岩有关的铁铜矿床模式（大冶式）
		与中酸性中浅成侵入岩有关的铜金矿床模式（铜陵式）
		碳酸盐岩容矿的锑矿床模式（锡矿山式）
		碳酸盐岩容矿的铅锌矿床模式（栖霞山式）
	古基底活化构造岩浆带	与花岗质岩浆活动有关的蚀变岩－石英脉型金矿床模式（焦家－玲珑式）
		与花岗岩有关的石英脉型金矿床模式（小秦岭式）
		韧性剪切蚀变带中糜棱岩金矿床模式（河台式）
		与中酸性火山－侵入岩有关的铅锌银矿床模式（蔡家营式）
	陆缘火山－侵入岩带	玄武岩中超镁铁质包裹体中橄榄石矿床模式（冀北）
		酸性火山岩中沸石矿床模式（河北、山东、东南沿海）
		中酸性火山－侵入岩中铅锌银矿床模式（冷水坑式）
		酸性火山－侵入岩中铜金矿床模式（紫金山式）
		酸性火山岩中铀矿床模式（中国东部）
		酸性火山岩中明矾石－叶蜡石矿床模式（东南沿海）
		酸性火山岩中萤石矿床模式（东南沿海）
		酸性火山岩中铜金矿床模式（金瓜石式）
	陆（台）内沉积盆地区	湖相沉积泥灰岩中石膏矿床模式（中国东部及西南部）
		沉积岩系中天然碱矿床模式（中国北部）
		陆相沉积砂岩铀矿床模式（江西、广西、湖南）
		碳硅泥岩中铀矿床模式（江西、湖南、四川）
	表生风化带	洪积－冲积金矿床模式（黑龙江）
		铁帽型金矿床模式（长江中下游）

（据裴荣富等，1995）

2．花岗－绿岩地体成矿堆积环境

花岗－绿岩地体是太古宙（特别是新太古代）的一种最重要的成矿堆积环境，主要分布于华北古陆各新太古代微陆块之间的岩浆接合带中，在其他古陆块上罕见。

在华北古陆东部岩浆接合带中由北向南产有桦甸、清原、鞍山、遵化、鲁西、登封等绿岩带，西部岩浆接合带中则产有色尔腾山、五台山等绿岩带。这些绿岩带火山－沉积建造主要形成于活动陆缘岛弧构造环境或弧后环境，其中产有重要的铁、金、铜等矿床。绿岩型铁矿床一般产于火山－沉积建造上部硅铁质岩中，经过角闪岩相－绿片岩相变质作用，形成条带状磁铁矿矿床。绿岩型金矿床有两种类型，一种发育于火山－沉积建造下部基性火山岩中，容矿岩石为斜长角闪岩、（角闪）绿泥片岩、绢云绿泥片岩等，含金石英

脉韧性剪切构造带分布；另一种发育于火山－沉积建造上部长英质岩石中，容矿岩石为黑云角闪片岩、黑云磁铁石英岩等。绿岩型铜矿床相对不太发育，只出现在火山－沉积建造上部长英质岩石中，容矿岩石为互层状的变粒岩、浅粒岩与片岩组合，属火山喷气－变质成因的块状金属硫化物矿床。

3．裂谷及裂陷海槽成矿堆积环境

裂谷及裂陷海槽成矿堆积环境主要发育于元古宙时期。在华北古陆基底上发育有中条、辽吉、滹沱、燕辽等陆内裂谷及裂陷槽和白云鄂博、渣尔泰山、熊耳山等边缘裂谷及裂陷槽，在扬子古陆基底上发育有川滇裂谷、碧口裂谷、桂北裂谷。此外，塔里木古陆亦发育有边缘裂谷，华北古陆与扬子、塔里木古陆之间通过秦岭－祁连海槽相连，扬子古陆与华夏古陆之间也有元古宙海槽发育。

裂谷及裂陷海槽的成矿作用主要有火山－岩浆成矿作用和沉积成矿作用两大类。

（1）火山－岩浆成矿作用，包括火山喷气沉积、海底喷气沉积、火山－岩浆热液蚀变及岩浆结晶分异等4个亚类。火山喷气沉积一般发生于深海相规模较大的火山活动过程中，沉积物以火山碎屑物为主，形成火山喷气沉积矿床，如翁泉沟式硼铁矿床、大红山式铁铜矿床等。海底喷气沉积发育于深－浅海相沉积岩中，类似于现代的“黑烟囱”成矿及“热卤水”成矿，代表性矿床类型有青城子式铅锌矿床、关门山式铅锌矿床、狼山式铜多金属矿床等。火山－岩浆热液蚀变型矿床以与钾质变石英斑岩有关的铜矿峪式铜矿为代表，同火山期与基性－超基性岩有关的岩浆结晶分异型矿床以桂北裂谷型铜镍矿床为代表。

（2）沉积成矿作用，亦有两种表现形式。一种是裂谷初期裂陷盆地中陆源碎屑补偿性沉积作用形成的矿床，如鲁奎山式沉积菱铁矿矿床及烂泥坪式沉积改造型铜矿床；另一种是裂谷发展到裂陷海盆时受海底火山活动影响、有火山碎屑物质参与的沉积成矿作用，代表性矿床类型有东川式铜矿床、大石桥式滑石菱镁矿矿床等。

4．活动陆缘褶皱带成矿堆积环境

活动陆缘褶皱带主要发育于扬子古陆的北缘和东南缘，时代以中新元古代为主。在岛弧火山喷气－沉积建造下部拉斑质或细碧质玄武岩中形成条带状、细脉浸染状硫化物矿床，上部钙碱性玄武岩－长英质火山岩中形成块状硫化物矿床。扬子古陆北缘有武当岛弧，产有许家坡式银金矿；东南缘有皖浙赣岛弧，产有西裘式铜矿。

5．稳定陆台边缘岩浆杂岩带成矿堆积环境

稳定陆台边缘岩浆杂岩带主要分布在华北古陆稳定克拉通西南缘和北缘，时代以中元古代为主。受稳定陆台边缘深大断裂控制，地幔熔融岩浆在上升途中分异生成超基性岩（－碱性）环斑杂岩体，成矿物质主要堆积在分异程度较高的各类岩体中，形成不同类型的岩浆矿床，如金川式铜镍矿床、大庙式钒钛磁铁矿矿床等。其他陆块在中元古代处于相对活动状态，因而不存在此类成矿堆积环境。

6．克拉通盖层成矿堆积环境

克拉通盖层成矿堆积环境主要出现在新元古代晚期古中国地台形成之后。发育于克拉通之上的坳陷盆地或克拉通边缘盆地在扬子古陆上较为典型，形成与陆源碎屑沉积作用及（生物）化学沉积作用有关的磷、锰、铁、铅、锌等矿床，如荆襄式磷矿、瓮安式磷矿、湘潭式锰矿等。

7．显生宙构造岩浆活化带成矿堆积环境

显生宙（主要是中新生代）构造岩浆活化带是古中国地台发展演化的产物。受太平洋板块与欧亚板块相互作用的影响，在我国东部形成分布广泛的陆壳重熔及壳幔同熔型花岗岩类。这些花岗岩类的原岩如果是前寒武纪含矿岩系，将成为一种矿源层，在花岗岩化和上升侵位过程中使成矿物质再次富集，形成与这些花岗岩类有关的矿床及矿集区。例如，与新太古代绿岩体深熔岩浆有关的金矿床分布于华北古陆鄂－庐大断裂东侧的中生代构造岩浆活化区，与中新元古代含钨锡变质岩深熔岩浆有关的钨锡矿床产于扬子古陆与华夏古陆中生代碰撞造山带附近，后者构成著名的华南钨锡矿床集中区。

（二）古亚洲成矿构造域

古生代是中国地壳演化和地质构造发展的重要时期。经过前寒武纪漫长的演化发展，到古生代初，中国及邻区地球岩石圈形成了西伯利亚板块、中朝－塔里木板块、扬子地块及其周围的活动地槽带。整个古生代大地构造的发展演化过程主要表现为大陆板块与大洋板块的相互作用，其结果导致地槽活动带的不断缩小和地台稳定区的不断扩大，并在二叠纪末形成亚洲大陆的雏形——古亚洲。

古亚洲成矿构造域是指显生宙的中亚－蒙古地槽区及其南侧的塔里木－中朝准地台（陆台）和北侧的俄罗斯－西伯利亚地台联结而形成的那一部分大陆（黄汲清，1945；任纪舜等，1990）。本节所指古亚洲成矿构造域仅限于我国境内的天山－兴安地槽褶皱区及其南侧的塔里木－华北准地台（陆台）地区，可进一步划分为两个亚域：西部的阿尔泰－准噶尔－天山－塔里木成矿构造亚域以准噶尔、伊犁、吐哈等微陆块与塔里木陆块之间镶嵌造山带（褶皱系）为特征，东部的兴安－吉黑－华北成矿构造亚域以“被动碰撞型造山带”为特征，且受到中新生代构造岩浆作用的强烈改造。

古亚洲成矿构造域的成矿堆积环境主要有下列两大类型。

1．增生大陆边缘成矿堆积环境

增生大陆边缘是古生代广泛发育的一种成矿堆积环境。天山－兴安褶皱造山区是西伯利亚和塔里木－华北两大陆缘带及其间的古亚洲洋遗迹，总体呈近东西向的弧形展布，其间嵌布着一些从古塔里木－华北陆块移离出来的微陆块。伴随陆缘交替性裂解与洋壳俯冲，海沟、岛弧及边缘海迭次向洋迁移，陆缘演化的主要特色是在西伯利亚和塔里木－华北两大陆缘不断增生拼贴的同时，古亚洲洋中的微陆块也在作用核幔式生长，形成十分复杂的构造格局及内部结构。据张良臣等（1994）研究，在西伯利亚大陆南缘可划分出阿尔泰－额尔齐斯、准噶尔－兴安岭两个古生代陆缘增生褶皱带以及准噶尔、锡林浩特微陆块两侧的陆缘增生褶皱带，在塔里木－华北大陆北缘则划分出伊林哈别尔尕－觉罗塔格、温都尔庙－西拉木伦两个古生代陆缘增生褶皱带以及伊犁－伊塞克湖微陆块南侧的哈尔克陆缘增生褶皱带。

古生代不同陆缘增生褶皱带的成矿作用各具有特色。例如，在阿尔泰－额尔齐斯古生代陆缘增生褶皱带西段，晚加里东期地槽封闭后经历短暂的稳定阶段，在海西期由于弧－陆叠接而再次活化，首先在南部形成与海相幔壳混源双峰式火山－侵入岩有关的铜、铁、铅、锌矿床，稍后在北部形成与花岗岩类有关的稀有金属、宝石、云母矿床，沿额尔齐斯深断裂带则形成与幔源基性－超基性岩有关的铜、镍、铂矿床等。

2．克拉通盖层成矿堆积环境

古生代时期，塔里木－华北克拉通沉积盆地属于克拉通泛大陆盆地，以沉积范围广阔、沉积类型稳定为特点。塔里木区古生界较为齐全，均属稳定型沉积。华北区在早古生代阶段只发育寒武纪—奥陶纪沉积，主要为稳定型浅海陆棚环境，形成砂页岩－碳酸盐岩－蒸发岩组合；晚古生代阶段经中晚奥陶世至早石炭世的长期风化剥蚀与沉积间断，自晚石炭世起继承早古生代沉积盆地范围再次拗陷并接受沉积，晚石炭世—早二叠世为近海大型盆地沉积环境、晚二叠世转为大型内陆洪泛平原沉积环境。古生代盖层沉积作用所形成的矿床，早古生代以磷、石膏、重晶石等非金属矿床为主，晚古生代则以铝土矿、煤、油页岩、石油、天然气、石膏和盐类矿床为主（曹国权等，1994）。

（三）秦－祁－昆成矿构造域

昆仑、祁连、秦岭三大山链均系著名的复合型大陆造山带，地处中国腹地，首尾相连、绵延数千公里。自元古宙开始，三大造山带历经数次开合作用，具有多次扩张、挤压的多旋回演化特征（姜春发，1994），形成复杂的地质构造格局和各具特色的成矿堆积环境。

秦－祁－昆成矿构造域的成矿堆积环境主要有4类。

1. 裂陷海槽成矿堆积环境

中元古代时期，扬子陆块北缘发生裂解，形成武当－碧口裂陷海槽，其中发育有巨厚的海底火山喷发－沉积岩系。该裂陷海槽西段的碧口群以细碧角斑岩系和基性火山岩类为主，有少量的超镁铁质岩，矿床类型主要有产于下部细碧岩及细碧凝灰岩中的阳坝式铜（金）矿床和产于上部石英角斑岩中的东沟坝式金银多金属矿床；中段的武当群和东段的随县群则以细碧岩和中酸性火山－沉积岩为主，矿床类型主要有银硐沟式银（铅锌）矿床和许家坡式铅锌矿床等。

新元古代时期，在中元古代裂陷海槽封闭的同时，邻侧拉张作用形成宽坪裂陷海槽及宽坪群海底火山－沉积建造，该建造由中基性海底火山岩（下部）、陆源碎屑岩（中部）和硅镁质碳酸盐岩（上部）组成，其中产有铜峪沟式火山岩型铜矿、东沟式沉积变质型黄铁矿以及条带状磁铁矿矿床等。随着宽坪裂陷海槽的扩张，秦岭－大别地块南移，在扬子陆块北缘形成新元古代碰撞岛弧带及铜锌块状硫化物矿床等。

2. 洋盆及火山岛弧成矿堆积环境

洋盆及火山岛弧成矿堆积环境以具典型洋壳的北祁连早古生代裂陷海槽为代表，下古生界由海相细碧角斑岩和火山－沉积岩及少量细碎屑岩组成，其中产有具有重要经济价值的火山岩型块状硫化物矿床，可分为三个带：北带为银硐沟－门源－九个泉成矿带，主要为块状铜锌硫化物矿床，容矿岩石为奥陶系中下统蛇绿岩套建造，典型矿床有银硐沟、猪嘴哑巴、错沟、九个泉等；中带为白银厂－石青硐成矿带，主要为块状铜多金属硫化物矿床，容矿岩石为寒武系中上统细碧角斑岩建造，典型矿床有折腰山、火焰山、小铁山、石青硐、郭米寺、柳沟等；南带为达坂山成矿带，主要为块状铜铁硫化物矿床，容矿岩石为奥陶系上统细碧角斑岩建造，典型矿床有红沟、松树南沟、宝库等。

北祁连早古生代裂陷海槽向东延伸进入秦岭地区、在宽坪群变质增生带基底上形成二郎坪裂陷海槽，二郎坪群由细碧角斑岩－枕状熔岩、中基性—中酸性火山碎屑岩、放射虫硅质岩、不纯碳酸盐岩及复理石建造组成，缺乏典型的蛇绿岩套，代表过渡型洋壳地质环境，矿床类型主要有产于细碧角斑岩系中的块状铜多金属硫化物矿床和类复理石建造中的

金银矿床，以刘山崖、破山、银硐坡等矿床为代表。

3．拉张断堑盆地成矿堆积环境

晚志留世—早泥盆世加里东运动使北祁连早古生代裂陷海槽闭合并褶皱成陆，扬子与华北两大陆块在秦岭地区的山阳—凤县—礼县一带逐渐碰撞拼合，泥盆纪拉伸张裂作用使地壳产生差异性升降运动，形成大型同沉积断陷构造盆地，并沉积了巨厚的碎屑岩－碳酸盐岩建造以及同生角砾岩或滑塌堆积岩。在该环境中，海底热液携带大量的铅、锌、银、汞、锑、金等成矿物质沿同生断裂上升至海底沉积盆地，在中秦岭地区沉积岩内形成大型、超大型块状铅锌（银）硫化物矿床，即著名的厂坝式铅锌矿床。

4．造山期后构造岩浆带成矿堆积环境

自中生代开始，秦祁昆地区进入陆内造山阶段，构造运动以大规模推覆、滑脱为特点，形成大量的韧性剪切带、糜棱岩化带、片理化带和褶皱断裂构造，伴有较强烈的中酸性岩浆侵入活动和以金、钼为主的成矿作用。造山带陆内演化阶段强烈的构造活动、含金矿源层（前寒武纪及下古生界火山沉积建造和含碳泥质－硅质岩建造）、区域变质变形作用、中生代花岗质岩浆活动及成矿热流体活动是金矿床形成的物源基础和必要条件，主要矿床类型有小秦岭式石英脉型金矿床、上宫式蚀变构造岩型金矿床、祁雨沟爆破角砾岩型金矿床等。

（四）特提斯－喜马拉雅成矿构造域

位于我国西南部的特提斯－喜马拉雅成矿构造域是全球性的特提斯成矿构造域的重要组成部分，地处阿尔卑斯－喜马拉雅巨型造山带东段弧形转弯处，濒临特提斯构造成矿域与太平洋构造成矿域的交接部位。它是由北部劳亚大陆和南部冈瓦纳大陆不断裂解、破碎而又拼接、镶嵌的复杂地区。据刘增乾等（1993）研究，中国特提斯－喜马拉雅成矿构造域可划分为4个板块结合带和夹于它们之间的4个陆块，即巴颜喀拉－扬子陆块、甘孜－理塘板块结合带、德格－中甸陆块、金沙江－哀牢山板块结合带、昌都－思茅陆块、澜沧江板块结合带、左贡－施甸陆块和班公湖－怒江板块结合带。

特提斯－喜马拉雅成矿构造域的成矿堆积环境主要有4种类型。

1．板块结合带成矿堆积环境

以金沙江－哀牢山板块结合带较为典型。其特点是在结合带中产有蛇绿岩或蛇绿混杂岩及超基性岩，前者包括各类玄武岩、熔结凝灰岩－凝灰岩、凝灰质角砾岩及其他火山－沉积岩，它们是洋盆打开时的产物，超基性岩则是古洋壳板块碰撞及后期构造活动中被推挤到地壳浅部的。金矿床与蛇绿岩或蛇绿混杂岩中的火山岩及热液蚀变作用关系密切，以金厂式金矿床、老王寨式金矿床等为代表。

此外，在金沙江－哀牢山板块结合带中还产有大型硅酸镍矿床，它们的形成和分布与结合带中“构造侵位”的超基性岩具有密切的成因联系。

2．火山岛弧带成矿堆积环境

以德格－中甸陆块中的昌台－乡城火山岛弧为代表。该火山岛弧是甘孜－理塘洋壳在晚三叠世俯冲消减作用的产物，火山岩和侵入岩均十分发育，是一个在陆壳基础上发育起来的成熟火山岛弧。主要矿床类型为呷村式铅锌矿床，该类矿床具有由下部脉状、网脉状矿体与上部层状矿体构成的双层结构，成矿作用是在一个较短的火山喷发间歇期完成的，与双峰式火山活动晚期的酸性火山岩有密切的成因联系。

3．陆块坳陷带成矿堆积环境

以昌都－思茅陆块的察雅－江城中生代坳陷带为代表。在该坳陷带的兰坪－云龙坳陷盆地中产有铅、锌、铜、金、汞、锑、砷等矿床，以金顶式铅锌矿床最为重要。该类矿床产于兰坪－云龙坳陷盆地北部，铅锌矿明显受盆相位控制，古新统云龙组陆相含盐建造中的垮塌堆积岩、河湖冲积扇、重力滑覆体及构造破碎带是重要的容矿部位，盆地边缘的中晚三叠世火山活动及古生界或古老变质岩系为盆内成矿提供了重要物质来源，而古新世末的构造运动则促使大气降水下渗和含矿热流体的循环，为矿床的形成创造了良好的条件。

4．陆块（中间地块）边缘构造岩浆带成矿堆积环境

以金沙江－哀牢山板块结合带两侧微陆块边缘构造岩浆带为代表。该带的岩浆活动分燕山晚期（138～80Ma）和喜马拉雅期（52～36Ma）两个旋回，每一旋回均表现为偏碱性的基性—中性—酸性岩浆演化序列，属幔源产物，但受到不同程度的壳源混染。矿床类型以斑岩型铜钼矿床最为重要。在金沙江－哀牢山板块结合带西侧昌都－思茅陆块的察雅－江城构造岩浆带产有著名的与喜马拉雅早期二长花岗斑岩有关的玉龙式斑岩型铜钼矿床。

（五）滨西太平洋成矿构造域

自晚三叠世具有划时代意义的印支运动以来，中国东部大地构造进入一个新的发展演化时期。库拉－太平洋板块与欧亚大陆板块沿西太平洋贝尼奥夫带发生强烈的相互作用，使中国东部大陆受到大面积、大规模的改造，造成强烈的地台盖层褶皱和断裂、大量的火山岩和侵入岩，以及总体呈北东－北北东向的隆起带和坳陷带，形成了极为壮观的滨西太平洋成矿构造域，其影响深入板内、波及范围西至贺兰山—龙门山—康滇一线（黄汲清、任纪舜等，1980，1983；程裕淇等，1994）。在空间上，自西向东可分为3个宏大的北北东向构造带，即鄂尔多斯—四川前陆坳陷带、兴安岭—东南沿海大陆构造岩浆活化带和完达山—台湾陆缘活动带，它们排列有序、迭次向洋推进，构成了大陆上的盆岭构造格局和陆缘沟弧盆体系（杨明桂、范承钧，1994）。

中国滨西太平洋成矿构造域是全球性的环太平洋成矿构造域的一部分，它是在东部地区前中生代基底上发展起来的，后者是由地质历史演化特征各不相同的东北、华北、华南等三大部分于印支期拼合而成的，对中生代地质构造演化、构造岩浆活动及成矿作用具有很大影响，形成三个各具特色的成矿构造区。

滨西太平洋成矿构造域的成矿堆积环境主要有7种类型。

1．火山岩盆地成矿堆积环境

我国东部中新生代火山活动带的成矿作用主要发生在火山岩盆地及其周围，矿床类型与火山岩的岩石类型密切相关，火山喷发以中基性为主的，多形成铁、铜矿床；以中酸性为主的，多形成铜、铅、锌、银矿床；以酸性为主的，则形成钨、锡、钼矿床。虽然在火山岩盆地发育的不同时期都有成矿作用发生，但成矿形式、强度与规模具有明显的差异，以火山活动晚期在火山岩盆地边缘部位和火山管道部位最为重要。

火山岩盆地边缘断裂多为长期活动的断裂，不仅控制了火山岩盆地的形成与展布，而且控制了火山喷发与超浅成侵入活动，成矿作用与火山岩及次火山岩有关，形成以火山－斑岩型、热液型为主要类型的金属及非金属矿床。火山管道是火山活动的中心部位，成矿作用亦与其中的次火山岩浆活动有关，受火山管道本身及叠加的断裂构造控制，在次火山

岩浆活动晚期往往伴有隐爆作用及热液作用，形成斑岩型、（次）火山热液型及隐爆角砾岩型铜金多金属矿床等。

2．隆起区边缘断裂活动带成矿堆积环境

隆起区边缘断裂活动带在我国东部分布较广。这类成矿堆积环境由在隆起区边缘的断裂构造活动过程中产生的次级断裂构造及相关的岩浆侵入体构成，古老的褶皱隆起基底是成矿环境的基础，大断裂活动是该类环境形成的主导因素，而与之配套和耦合的构造岩浆活动则是成矿的关键。成矿作用主要发生于受次级断裂构造控制的中酸性—酸性小侵入体及其周围，以德兴式斑岩型铜矿床为代表。

3．隆起区网状断裂体系成矿堆积环境

中生代隆起区经一组（或一对）大断裂反复活动，在其所夹持的范围内形成两组或多组次级断裂，构成网状断裂体系。这种隆起区在其原始沉积成岩时多处于活动或不稳定状态，褶皱隆起后岩层褶皱不十分强烈，变质程度较弱。岩石组合以碎屑岩为主或以碳酸盐岩为主。成矿作用主要发生在侵位于网状断裂体系的岩体及其周围，矿床类型复杂多样。

例如，在长江中下游的九－瑞地区成对出现长江大断裂与江南大断裂，其间形成由北东向和北西向两组次级断裂构成的菱形网状断裂体系，成矿作用与侵位其中的壳幔同熔型中酸性小侵入体有关，形成斑岩型、矽卡岩型、脉型铁、铜、铅、锌、金矿床；在赣南地区则成组出现崇安－河源、抚州－遂川、鹰潭－安远等大断裂，其间形成由北北东向与北西向两组次级断裂构成的斜菱形网状断裂体系，成矿作用与侵位其中的陆壳重熔型中酸性小侵入体有关，形成伟晶岩型、石英脉型、云英岩型及细脉浸染型钨、钼、锡、稀土矿床等。

4．不协调构造成矿堆积环境

不协调构造成矿堆积环境是指基底构造的不协调部位，经中生代构造活动发生了再次变形，并伴有岩浆侵入或热水环流活动，从而形成一个相对比较封闭的成矿堆积环境。

基底不协调构造大多是受同沉积断裂、层间滑脱等因素影响，使岩层在总体褶皱隆起时出现局部陷落、或在总体坳陷下沉时出现局部隆升，形成通常所称的“隆中坳”和“坳中隆”构造。但这还不是这类成矿堆积环境的全部内容，必须在此基础上具备两个条件：一是其中要有一定的构造系统，二是应有岩性差异并形成各种屏蔽层、层间滑脱带及褶皱虚脱空间。这些“隆中坳”或“坳中隆”构造经过中生代构造作用的多次改造，使局部构造与总体构造以及不同岩层的褶曲构造都产生不协调现象。

与中生代构造作用相伴生的岩浆侵入活动形式可以不同，或沿浅部断裂带及不协调构造面侵位，或沿深部构造薄弱带侵位，但都发育热液（热水）环流活动。成矿作用主要发生在局部的“隆”或“坳”中，成矿物质既可来自岩浆，亦可来自围岩。矿床类型既有与花岗岩类有关的岩浆热液矿床与矽卡岩矿床，如内蒙古白音诺尔式铅锌矿床；也有受同生断裂、层状角砾岩和不协调褶皱控制的热液矿床或热水沉积矿床，如湖南锡矿山式锑矿床等。

5．叠置成矿堆积环境

这里指的是中生代构造岩浆作用叠置在前中生代张裂带或裂陷带之上，并对后者进行不同程度的叠加改造所形成的成矿堆积环境。前中生代张裂带或裂陷带属于陆内构造，延伸可达数百公里、宽数公里，它是该类成矿环境形成的基础；而剪切构造作用则是该类成

矿环境形成的主因，它主要发生在燕山期，并叠置在前中生代张裂带或裂陷带之上。中生代（主要是燕山期）剪切构造作用不仅原张裂带或裂陷带中的岩层发生变形并产生新的构造系统，而且往往伴有岩浆侵入活动、热液流体活动及其成矿作用。该类成矿环境经历了由一种成矿环境向另一种成矿环境转化以及相互叠置的过程，它是深部活动与浅部活动、内生作用与外生作用转化与叠置的结果。

著名的大厂式锡矿床即产于此类成矿堆积环境中。广西河池—南丹地区在晚古生代早期处于张裂状态并伴有海底喷流作用，形成以碳质灰岩为主的“台沟”相沉积以及硅质岩与电英岩，后两者呈条带状、条纹状夹于灰岩中，同时在岩层中还发育不对称蚀变、喷气孔及锡、锑、硫等成矿物质的预富集现象。中生代构造岩浆作用使其成矿环境向另一方向转化，燕山早期发生剪切构造变形时伴有花岗岩类侵入活动，在岩体及其周围发生热变质作用、接触交代作用及热液蚀变作用，同时在岩体热驱动作用下促使天水环流，从而使成矿物质发生再次富集，形成超大规模的锡多金属矿床。

6．陆内沉积盆地成矿堆积环境

陆内沉积盆地成矿堆积环境主要形成于中新生代，广泛分布于我国东部地区。含矿性较好的陆内沉积盆地大多出现在古隆起中及其边缘，其周围出露地层大多是固结程度和稳定性较高的古老火山－沉积变质岩系，使沉积盆地在相当长的时期内保持稳定状态并能持续地获得成矿物质的供应。该类环境不能简单地认为属于表生成矿堆积环境，其中常有地下热泉或低温热液的加入。产于陆内沉积盆地中的矿床通常还要受到其他成矿因素的影响，如滇中式砂岩型铜矿因依赖气候条件而在一定程度受到纬度的控制。

7．挤压活动带成矿堆积环境

挤压活动带成矿堆积环境多形成于中生代远离岩浆活动带的地区。它是在前中生代基底之上，由于中生代构造挤压作用，产生了一系列短轴褶皱以及与其有关的陡倾斜断裂，构成了一个构造动力活动环境，并促使前中生代地层中初步富集的成矿物质在没有岩浆活动参与的条件下发生再富集而成矿，如湖南白云铺、广东凡口等铅锌矿床。这种挤压活动带的进一步发展将产生韧性剪切作用，若其发生在前寒武纪富金层位则可能形成金矿床，如粤西河台金矿。

二、成矿构造聚敛场研究

成矿构造（metallotect）是20世纪60年代拉斐特（P. Laffitte，1965）研究法国成矿图时提出的成矿学概念，20世纪80年代中期吉尔伯特（J. M. Guilbert，1986）将其发展为有利控矿因素的组合体。但是，他们仅仅将它作为一个概念提出，而没有与矿床的形成作用结合起来。

成矿构造聚敛场（metallotect convergence）是指地质的、地球物理的、地球化学的等多种有利控矿因素发生耦合和汇聚而形成的一种综合控矿场，它不是一个简单的空间场所或地域概念。开展成矿构造聚敛场研究，应突出研究其在地质历史演化的动态过程中的形成条件及其控矿的构造动力学机制。

裴荣富等（1998）在对中国特大型矿床进行系统研究后，提出了“异常成矿构造聚敛场”的概念，并认为它是特大型矿床的成矿“温床”。显然，异常成矿构造聚敛场是指各种有利控矿因素的异常汇聚，它主要表现在一定成矿地质背景上发生的成矿环境突变，使

成矿流体流在开放体系的非平衡物化态条件下骤然变为相对平衡，并释放出大量能量，产生有利成矿构造动力，促使成矿物质巨量堆积。因此，异常成矿构造聚敛场是导致特大型矿床形成、并起到成矿发生偏在的重要控矿场作用。

从成矿“时间维”造就“空间维”的动态成矿概念出发（裴荣富，1998），并根据中国特大型矿床的成矿特征，按地质历史演化初步概括出4个主要的异常成矿构造聚敛场。

（一）太古宙—古元古代同剪切形变异常成矿构造聚敛场

太古宙—古元古代和前寒武纪地块成矿构造域是中国特大型矿床偏爱产出的重要时空域，矿床类型以花岗－绿岩型为主，矿种有金、铁、铜、铅、锌等，这些矿床的控矿因素均与同剪切形变作用密切相关。太古宙陆块在新太古代时期经过分裂－聚合形成中国“原地台”，在聚合的结合部位的花岗－绿岩带中，由于各种有利成矿因素及成矿构造的汇聚，常形成沉积变质型和绿岩型铁、金、铜等矿床。但是，只有当这些有利成矿控制因素与韧性、韧－脆性剪切构造带形成一种罕见的剪切形变异常成矿构造聚敛场时，才能产生特大型矿床。

所谓“同剪切形变”是指同成矿的剪切形变。它是成矿作用与剪切构造在同一连续时间发生的，成矿在空间和时间上是连续的、一体的，尤其富大矿体（脉）主要是受同剪切驱动使成矿物质在韧－脆性及脆性剪切过程中堆积形成的。

同剪切形变异常成矿构造聚敛场主要有两种类型。

第一类是不同步褶皱同剪切形变控矿，即成矿作用是在含矿建造与共生围岩之间，因岩石物理性质不同而出现的不协调褶皱与剪切形变为同一连续时间发生，并且在空间上也是连续的。富大矿体（脉）主要受同剪切驱动而使之在脆性断裂裂隙中形成，其特点是不切穿含金建造。当然，显生宙花岗质岩浆成矿作用的后期叠加矿化除外。同剪切形变控矿是与应力－应变－时间曲线或称“$\varepsilon-\sigma-T$轨迹”相合的。据邱小平（1995）对同剪切形变对金矿床的控矿分析，该轨迹表示三种形变：①为脆性低能形变，Au元素不被活化，难以成矿；②为韧性高能形变，Au元素被活化，但没有就位空间；③韧－脆性高能－低能形变，Au元素活化并有就位空间而成矿。据之可以看出，必须是时、空连续发生同剪切的控矿空间，才能有利成矿。

第二类是共轭同剪切形变控矿，即在复式剪切形变构造聚敛带中，当其第一带顺时针和第二带逆进针向深部呈雁行斜列延伸剪切时，可能会在一定深度部位相交，并形成类似共轭状结合在一起的复合剪切带（图2-1）。根据椭球应变理论，将剪切热应力作用分为压热主剪切（Sd）和张热剪切（Sb）。如果张热剪切异常地顺向和逆向斜列延深至一定深度相互交汇形成共轭剪切（CSb）时将是最大的控矿空间。

后剪切形变控矿则是指成矿作用与剪切构造有时差、成矿在时间与空间不连续的剪切形变控矿，一般不形成特大型矿床，但可作为后剪切构造－岩浆活化成矿作用的“成矿基预”（ground preparation）。这也是我国花岗－绿岩带受后剪切构造－岩浆活化形成大型金矿床的特殊成矿作用，如胶东金矿可称之为广义花岗－绿岩带型金矿。

（二）元古宙—古生代“三同一体”异常成矿构造聚敛场

元古宙—古生代是中国“原地台”分解和古亚洲成矿构造域的形成时期。在这个时期，华北地台、扬子地台发育陆缘－陆内裂谷和拗拉槽构造环境，“三同一体”异常成矿构造聚敛场是在这种地质背景及成矿堆积环境中有利于特大型矿床形成的最佳成矿场地。

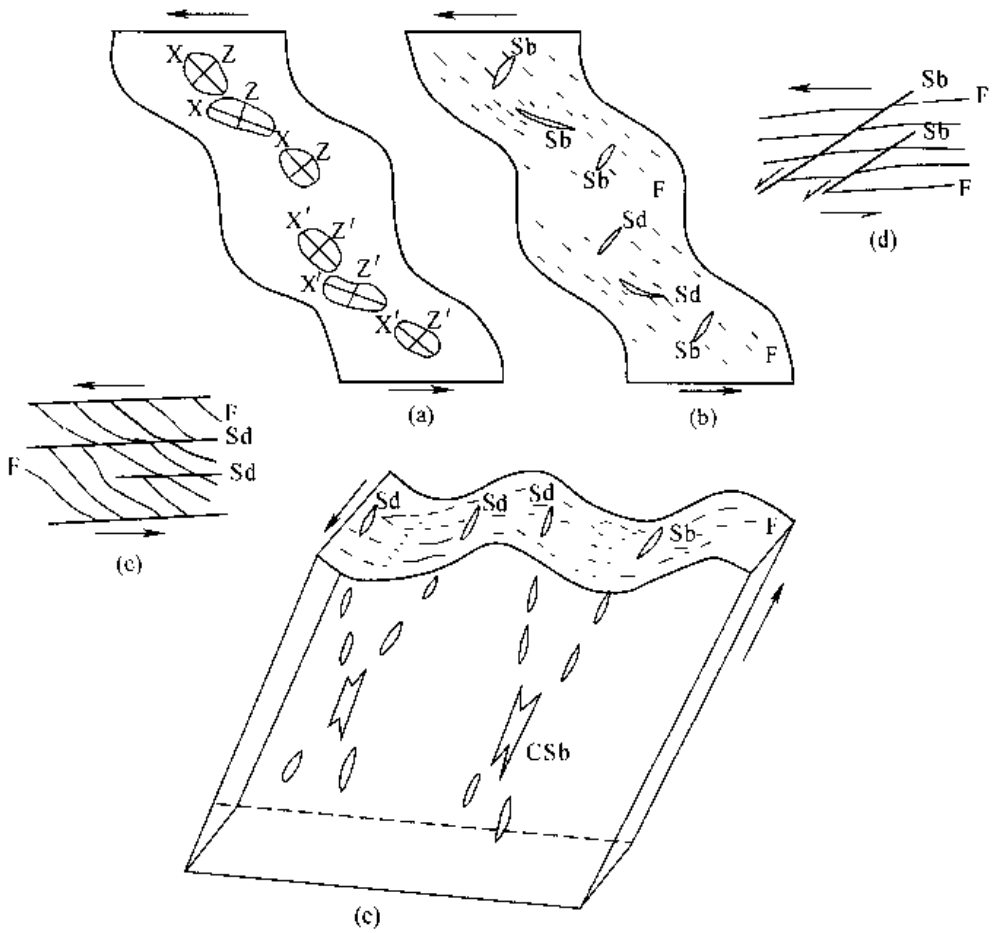


图 2-1　复式剪切构造带共轭剪切形变演化模式

(a) 剪切复合带内有限应变椭球体；(b) 剪切复合带内有限应变的剪切叶理 F、压扭性主剪切 Sd、张扭性顺向和逆向剪切 Sb；(c)、(d) 剪切叶理 F 与 Sd、Sb 的演化关系；(e) 顺向和逆向剪切向深部斜列延深形成共轭剪切 (CSb)

所谓“三同一体”是指同成矿断裂、同成矿不协调褶皱、同成矿角砾岩三种控矿因素与成矿在时间上连续发生、在空间上叠置耦合，它对沉积岩容矿的特大型层控和层状矿床具有重要的控制作用。

元古宙—古生代的特大型铅锌多金属矿床主要是以碳、泥、硅质细碎屑岩（含火山岩）和碳酸盐岩为容矿岩石的层状和似层状矿床。关于这类矿床的成因尚有不同看法，但一般共识是其成矿多位于具有补偿沉积作用的盆地中，这种补偿沉积盆地在不断沉降过程中能够不断接受巨厚的含矿堆积，伴有有利喷流通道转输大量物源补给，而盆地边缘断裂和喷流补给通道即是同成矿生长的断裂；如果在被补给的成矿物质发生工业堆积的同时或稍后，矿层受同成矿构造作用与围岩产生不协调褶皱，则成矿空间的容积将成倍增大，成矿物质堆积量也将随之扩大。据此，可以认为，同成矿生长断裂与继而产生的同成矿不协调褶皱的耦合对特大型喷流沉积矿床的形成起到特殊的控矿作用。这一作用在 M. Person (1997) 研究大陆裂谷盆地热流模式时已有表达，他提出张性盆地、消减带扩张脊和碰撞带不同环境热流体的不同驱动形式，其中张性盆地构造驱动将使同成矿断裂不断供应成矿物质。Grant Garven (1997) 在研究层控矿床成因时提出同水动力和反应流 (reactive

flow）在盆地中驱动成矿物质传输到矿区，再到矿床，如果先前堆积的矿层受反应流作用发生揉皱，将增大成矿物质不断补给的空间容积，从而有可能堆积形成特大型矿床。例如，澳大利亚布罗肯希尔（Broken Hill）铅锌铜矿床就是同成矿不协调褶皱使成矿物质不断补给而形成的特大型矿床，这种同成矿不同步褶皱不同于成矿后的变形重就位。重就位只是使初始矿层形变增厚和加富，其规模不会有很大变化。

我国锡矿山特大型锑矿床是“三同一体”控矿的典型实例。据胡雄伟等（1995）研究，地层、褶皱、断裂是锡矿山锑矿床的三大控矿要素或有利成矿条件，不协调褶皱和层状角砾岩是促使对成矿物质发生超巨量堆积的重要控矿因素。锡矿山地区上泥盆统多岩性互层表现为不同流变性的强/弱岩层互层，在褶皱过程中，强层及强层间以弯滑褶皱为特征，弱层内以弯流褶皱为特征，因而导致含矿岩系内部变形特征及变形程度的不一致，在背斜轴部或倾伏端出现局部脱底构造及层间剥离破碎带，这种与不协调褶皱作用有关的强烈扩容过程不但造就了矿质堆积空间，同样导致成矿流体的迁移与聚集。锡矿山不协调褶皱与流体活动及蚀变、矿化具有时间上的同步性和空间上的一致性，在与成矿作用的关系上表现为同成矿不协调褶皱过程（图 2-2）。层状角砾岩在矿区分布广泛，多集中于不同步褶皱的背斜及翼部的倾伏端，它是直接的容矿岩石。这种层状角砾岩属褶皱角砾岩，多发育于以灰岩为主的岩层内，先期硅化作用及层状硅化岩的形成改变了岩层的物性差异，使得后续角砾岩化集中在硅化岩体及边部发育。锡矿山飞水岩矿区这种同成矿角砾岩长达 3000～4000m，垂向延伸达 4000m，其规模非同一般。角砾成“石堆”产出，貌似“活化层”，实为同成矿的锑矿化不断补给堆积而成。层状角砾岩中矿石类型样式很多，角砾结构碎裂而不紊乱，去掉矿化部分可重嵌于一体，反映其矿化为在同角砾破碎空间堆积。

必须指出，“三同一体”的最佳耦合是很少见的，较常见的是“二同”或“一同”，能否形成特大型矿床还取决于能否与其他控矿因素耦合，特别是充分的物源补给、显生宙构造岩浆作用的叠加改造等。

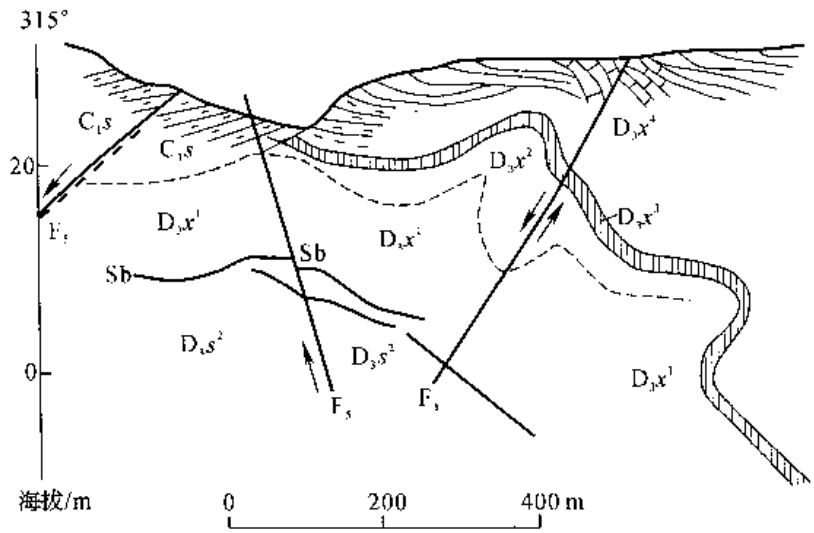


图 2-2　湖南锡矿山锑矿 8.37 号断面的不协调褶皱

（据冶金 246 队，1995，修改）

泥盆系不同层间发生褶皱，其中 D_3s^2 与 D_3x^1 间为同不协调褶皱制约锑（Sb）矿层

（三）中生代“行”、“列”、“汇”异常成矿构造聚敛场

“行”、“列”、“汇”构造式样（L－R－C－Model）与李四光早年提出的“棋盘格子”构造式样相似，主要是指两组构造交叉控矿。这种控矿构造样式在我国东部地区十分发育。其中，“行”（lines）是指前中生代的近东西向构造带；“列”（rows）是指北东—北北东向构造带；两组构造带的交叉处则称“汇”（cluster）。“行”、“列”、“汇”构造式样必须增加其他成矿内容才能成为有利于特大型矿床形成的异常成矿构造聚敛场。

“行”、“列”、“汇”异常成矿构造聚敛场至少包括下列三个方面的内涵。

其一，是地质构造的交叉。从华北地台北缘及其北侧邻区的线性构造解译图（图 2-3）中可以看出，东西向的线性构造基本上是前中生代超壳深大断裂带的反映，具有承前启后的导岩导矿作用；北东—北北东向的线性构造则是中生代构造活化前中生代导岩导矿构造的引擎，它起到成岩成矿的“锦上添花”的作用；而两者的结合就构成了有利于中生代岩浆活动及成矿作用发生的网格状线性构造系统。

其二，是在构造交叉处（即“汇”）出现岩浆作用的耦合并发生共岩浆补余分异（co－magma complementary differentiation）效应。共岩浆是指同源岩浆，并有统一的岩浆库（magma chamber）；补余分异效应则是指一个熔体（流体）的总组分，在多期（次）分异过程中，第一期（次）分异体的组分相对总组分的不足由第二期（次）分异体予以补余，第二期（次）由第三期（次）补余，依期（次）补余直至分异过程达到平衡态而停止。多期分异补余组分的总和与岩浆库总组分相同。共源岩浆补余分异作用是指岩浆在共源岩浆

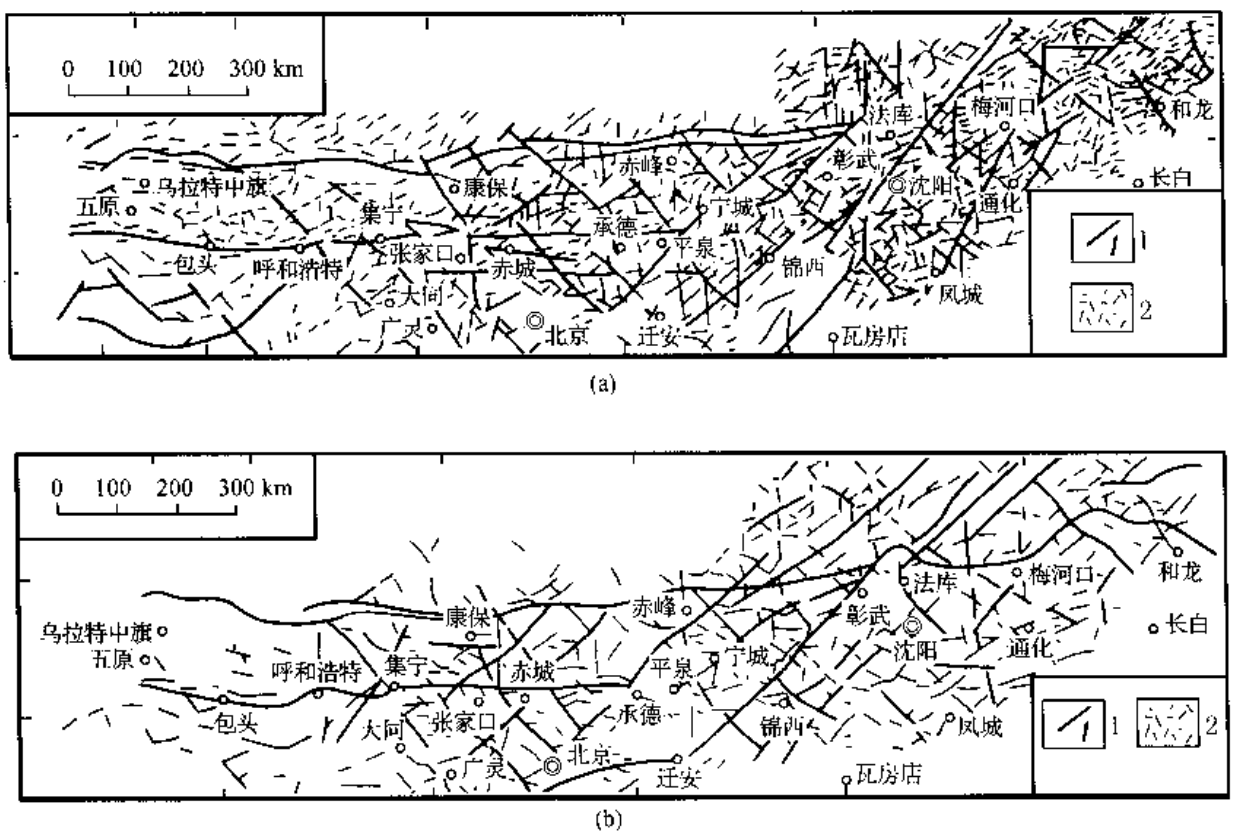


图 2-3　华北地台北缘及其北侧邻区的线性构造解译图

（a）航磁解译图；（b）布格重力解译图。1—主线性构造；2—原级线性构造

库的特定地质环境（如多期、多阶段、脉动的张性断裂构造环境）或特定的物理、化学条件下（如逸度和电位势能等的韵律性变化）发生的补余分异效应。

例如，江西西华山石英脉型黑钨矿矿床产于赣南加里东碰撞造山的后造山隆起区，与成矿有关的复式花岗岩呈岩株状定位于寒武系浅变质的板岩、千枚岩、变余粉砂岩中，出露面积为 19.12km^2。该复式岩体主要由四个阶段的黑云母花岗岩体组成（图 2-4）：第一期为燕山早期第一阶段侵入的斑状中粒黑云母花岗岩（γ_5^{2-1}）、第二期为燕山早期第二阶段侵入的中粒黑云母（含斑细粒二云母）花岗岩（γ_5^{2-2}）、第三期为燕山早期第三阶段侵入的斑状中细黑云母花岗岩（γ_5^{2-3}）、第四期为燕山晚期第二阶段侵入的斑状细花岗岩（γ_5^{2-4}）。四期岩体总组分和各期次的分组分见表 2-2。各期次岩体 SiO_2 和其他 Al、K、Na、Fe、Ca、Mn、Ti 的氧化物依次出现一高一低的振荡现象（图 2-5）。该振荡现象正是共岩浆补余分异效应的表现。西华山岩体主侵位年代为 163×10^6a～140×10^6a，可以推断本区的共源岩浆补余分异作用可能持续约达 23×10^6a。

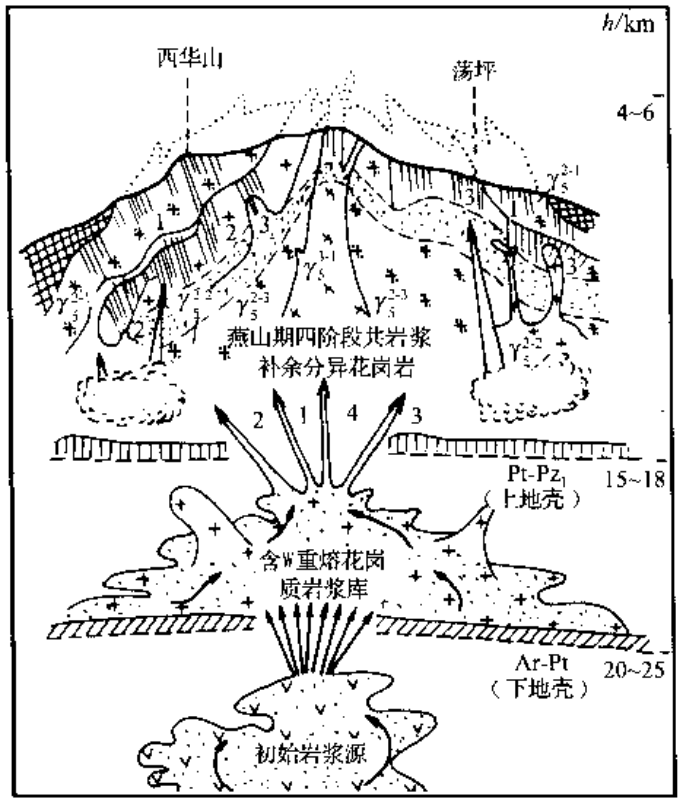


图 2-4　西华山钨矿共源岩浆补余分异演化模式

（图中 1—4 表示燕山期的四个阶段，详见正文）

表 2-2　西华山钨矿不同期次岩体平均化学成分（w_B/%）

岩体	样数	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	灼失	总计
γ_5^{3-1}	3	76.37	0.04	12.09	0.18	1.22	0.11	0.20	0.75	3.73	4.46	0.05	0.66	99.86
γ_5^{3-3}	14	75.47	0.05	12.69	0.34	1.25	0.10	0.27	0.68	3.83	4.52	0.07	0.65	99.92

续表

岩体	样数	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	灼失	总计
γ_5^{2-2}	39	75.84	0.03	12.64	0.22	1.18	0.11	0.17	0.57	4.16	4.29	0.05	0.62	99.87
γ_5^{2-1}	9	74.61	0.01	12.60	0.35	1.73	0.07	0.45	1.19	3.39	4.71	0.05	0.70	100.04
平均值		75.57	0.06	12.51	0.27	1.35	0.10	0.27	0.80	3.78	4.50	0.06	0.66	99.95

（据吴永乐，1989，修改）

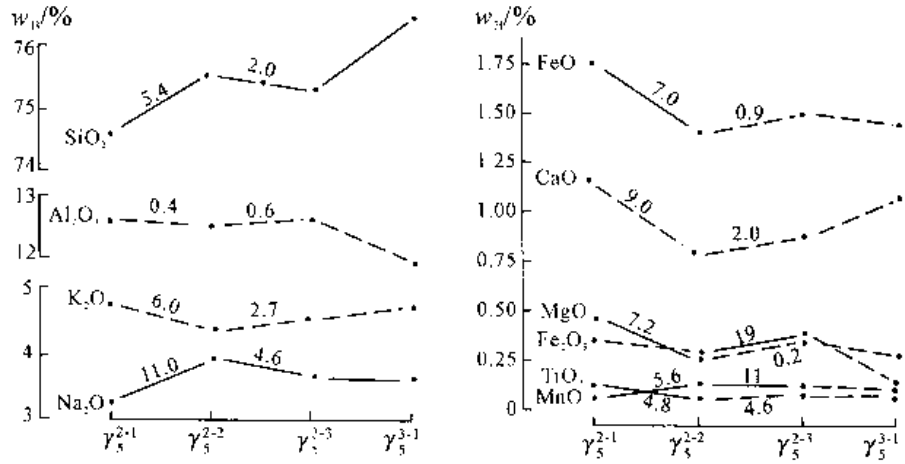


图 2-5　西华山钨矿不同期次岩体平均化学成分振荡曲线

其三，是与深部地震剪切波的垂向低速带耦合。根据彭冲、裴荣富等（1995）对中国大陆地球物理资料的综合分析，剪切低速波具有跨层圈传递不连续分布特征，这种不连续性可能是壳幔演化不谐调促成同熔岩浆和含矿物质上涌，形成强烈的构造岩浆成矿作用。例如，华南一带软流圈为剪切波速度高值薄层区，岩石圈地幔为高值厚幔区，其上部的岩石圈厚度大，软流质向上运移受阻，地幔物质不易达到地表。只有当太平洋板俯冲时，发生陆缘－陆内造山，软流层才有机会沿地壳拆离断层上升，形成同熔－重熔型岩浆和与之有关的有色、稀有金属矿床。在华南陆内出现地震波垂向低速带与行、列、汇耦合部位，是成矿远景评价的重要地球物理标志。

（四）新生代多阶湖汇流异常成矿构造聚敛场

新生代多阶湖汇流异常成矿构造聚敛场主要分布我国西南部的青藏高原盐湖地区。大面积分布的泛河湖区经区域构造变动后形成不同高差的阶梯状多阶湖盆，初始泛河湖中的成矿物质随流体介质向最低阶湖盆汇流，从而导致巨量成矿物质的大规模堆积，形成大型、特大型矿床。

例如，西藏扎布耶盐湖初始泛河湖面积为 9780km^2，形状不规则，湖水横溢、矿化分散。自 30～25kaBP 以来，受新构造运动的影响发生不均衡隆升，使泛河湖解体，经过八次沙嘴时期，最后形成现代湖盆和八级阶梯以上的具不同高差的多阶湖景观，最低一阶即为扎布耶盐湖。与最高阶湖面相比，其高差＞179m，湖水面积由 9780km^2 缩小为 242km^2；、湖水体积由 11700 亿 m^3 缩小为 1.7 亿 m^3。据此，可以看出，多阶湖落差大、湖水的地貌驱动力大，流体有力地携载成矿物质迁移，且因泛河湖体积大幅度缩小，从而使成矿物质发生特殊的富集作用，可称之为异常驱动汇流富集成矿作用。扎布耶特大型锂矿床即是这种特殊的富集成矿作用的产物。

三、金属成矿相研究

金属成矿相（metallogenetic phases）主要研究成矿地质背景（成矿构造域）、成矿堆积环境和成矿构造聚敛场耦合部位的成矿物理－化学条件，尤其应重点注意控矿构造动力学机制左右下的成矿化学动力学（chemical kinetics）的实验研究。在成矿作用非平衡态演化过程中提出相对平衡态的条件，即金属淀积的平衡相物理化学参数。

例如，安德森（G. M. Anderson，1997）在研究热动力学与硫化物溶解度的实验工作中，提出在80℃与方铅矿平衡的铅离子浓度（$m_{Pb^{2+}} = m_{H_2S}$）和H_2S浓度（无络离子情况下），只有在pH≈0.3才能出现金属平衡相，但是这样极酸性pH值的流体是很难存在的。实验结果表明，只有当流体与碳酸盐岩相接触，发生岩石蚀变消耗氢离子，使pH值接近中性则将出现方铅矿金属相，方可促使金属淀积而成矿。这仅是成矿温度、金属离子浓度和流体酸碱度的化学动力成矿参数，其他还有氧逸度、盐度、压力和温度多种物理化学参数的化学动力研究。

张荣华在研究地球内部流体实验工作中，观测了高温高压下的$NaCl-H_2O$体系，并提出新的水热系统溶液性质矿床分类，划分出典型稀溶液（盐度＜3%）、卤水型（盐度为3%～8%）和超浓卤水型（盐度＞50%）三类，其中卤水型又按临界温度（＜374℃和＞374℃）划分两期。这一分类反映了温度、压力、流体浓度等不同化学动力参数促成一定类型矿床矿相的形成。

金属成矿相研究是深化认识成矿的机理的重要内容，其研究程度使成矿在等级体制中达到金属有否可能淀积的层次，其研究成果可作为找矿靶区勘查评价的重要依据。

四、矿床结构构造研究

矿床结构构造（texture-structural ore deposit）研究是在成矿地质背景、成矿构造聚敛场、金属成矿相研究的基础上，对已发现矿床（点）本身成矿组构及其空间配置规律的研究，包括组成矿床最基本单元的矿物共生和共生组合、蚀变分带、矿床结构－构造的垂向及侧向变化和成矿期次等，建立矿床结构－构造模式。例如，西华山－大吉山钨矿床“五层楼”结构，九瑞地区铜金矿“三位一体”结构和美国科罗拉多Climax和Henderson斑岩钼矿床的“扣钟”结构，等等。

矿床结构构造研究是深化认识矿床可能变化性的主要内容，其研究成果可作为对已形成矿床进行多种勘查工程布置的依据。

综上所述，成矿地质背景是宏观的和次宏观的成矿环境，它们只是为成矿作用提供场地准备（ground preparation）。只有在有利成矿环境和物源基础上进一步发生多种有利控矿因素的聚敛、形成成矿构造聚敛场，才有成矿的可能。而金属成矿相和矿床结构构造研究则是在上述基础上进一步研究成矿的物理化学条件与矿床的结构－构造特征，从微观尺度深化对金属成矿省及其规律的科学认识。

金属成矿省等级体制成矿研究的关键问题是解决金属成矿省内部组成的四维演化及“景”、“场”、“相”、“床”四个等级体制在地质历史演化进程的耦合规律。为此，要密切结合成矿年代和成矿地质事件研究等级体制的发生和发展、成矿流体的驱动、成矿物质的传输和堆积作用，尤应以“时间维”造就“空间维”的新思维重点研究成矿事件过程及传

导不连续性和四个等级体制成矿的动态组合、聚敛机制和耦合梯度。若其耦合梯度较陡，即四个等级体制密切叠置，将可能形成大矿、特大型矿；否则，梯度缓，等级体制不叠置或互相配置不密切，则成矿不佳甚至不成矿。

第三节　华北地台北缘及其北侧金属成矿省等级体制成矿

华北地台北缘及其北侧金属成矿省包括华北克拉通北部与其北侧兴蒙－吉黑褶皱系南部，南起邯郸—济南一线，北至西乌珠穆沁旗—牡丹江以北，西到贺兰山东侧，东达绥芬河—珲春以东国境线，东西长2400km，南北宽800km，面积逾70万平方公里。该成矿省具有38亿年以上复杂的地质构造演化历史，是前寒武纪地块成矿构造域、古亚洲成矿构造域和滨西太平洋成矿构造域的叠置复合地区，发生过多次强烈的地壳运动和重要地质构造事件，形成了多种类型的造山带与多期不同的构造格局。

一、华北地台北缘及其北侧金属成矿省成矿地质背景

华北地台北缘及其北侧金属成矿省的成矿地质背景可划分为前寒武纪华北地块北缘成矿构造区、古生代兴蒙－吉黑造山带及华北克拉通盖层成矿构造区和中新生代滨西太平洋构造岩浆活化区三大类型，它们分别属于全国性乃至全球性的前寒武纪地块成矿构造域、古亚洲成矿构造域和滨（环）太平洋成矿构造域的重要组成部分，并进一步划分为12个成矿堆积环境。

（一）前寒武纪华北地块北缘成矿构造区

前寒武纪华北地块北缘成矿构造区是我国前寒武纪地块成矿构造域的重要组成部分，其地质历史演化经历了太古宙克拉通基底、元古宙裂陷及盖层沉积过程。

早前寒武纪时期，华北地块北部由东到西可分为包银微古陆、华北微古陆和胶辽微古陆，微古陆内以太古宙表壳岩为主，微古陆之间由新太古代岩浆杂岩带焊接（图2-6）。在太古宙演化阶段，华北地块北部处于由高级变质的麻粒岩－片麻岩区所组成的小型分散的古陆核与古陆核间或其内部花岗绿岩带相互对立而统一的发展过程（表2-3），在麻粒岩－片麻岩区中可划分出阴山、冀东、辽吉及太行山等四块，在花岗－绿岩带中划分出阴山东五分子、冀东与燕山、辽北清原、吉南桦甸及五台山等五条岩带。在古元古代演化阶段，华北地块北部处于条状活动带与其间的块状微陆块相互对立而统一的发展过程，在地块北部各微陆块之间可划分出阴山－燕山北侧活动带、冀东－青龙河活动带、辽东－吉南活动带及五台山－吕梁山活动带等。

同位素地质年代学研究表明，太古宙时期是华北地块最重要的地壳垂直生长时期。刘敦一、伍家善（1990）测得冀东曹庄－黄柏峪深变质岩系中的铬云母石英岩的碎屑锆石逐级蒸发U－Pb年龄为3722～3650Ma，辽东鞍山群也已获得3186Ma的Pb－Pb同位素年龄，表明在约3000 Ma前即已存在一个规模相当大的初始地壳，可能代表我国最古老的古太古代—中太古代陆核。中新太古代（3000～2500Ma）又有构造造壳活动，即在太古宙末期发生强烈构造－岩浆作用，使初始地壳经过活化再造形成TTG花岗质岩类，并使太古宙初始地壳以受构造－岩浆侵位的残体形式保留在TTG岩系中。这种在克拉通基底出现的岩浆－断裂构造系统，随着TTG岩系的出露而广为分布。但是这些断裂系统的构

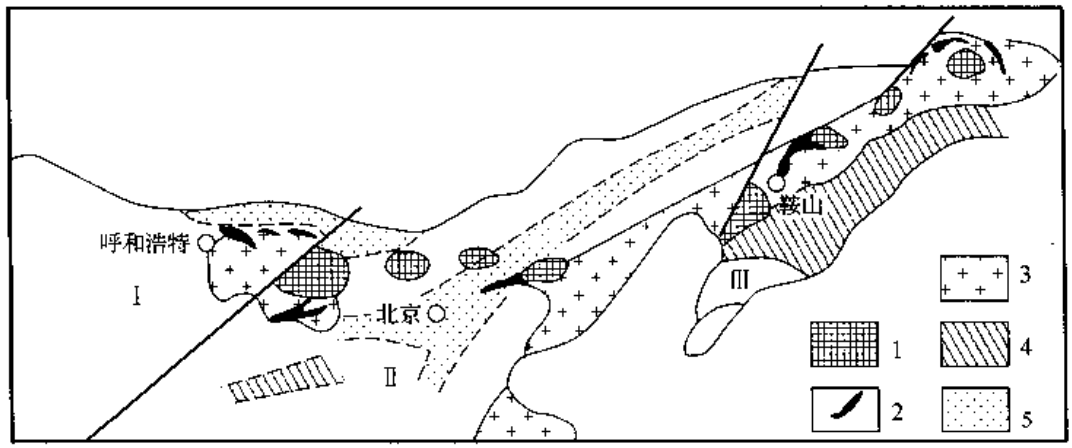


图 2-6　华北陆块北部古构造略图

1—中太古代岩石出露区；2—绿岩带；3—岩浆接合带；4—古元古代裂谷；5—中新元古代裂谷。Ⅰ—包银微古陆；Ⅱ—华北微古陆；Ⅲ—辽吉微古陆

造活动以垂向增生为主，侧向延展不发育。

到古元古代时，古地壳的发展围绕古陆核周缘发生侧向增生，并形成巨大陆缘构造活动带和裂陷－深断裂带，其中，出露显著并发育完全的主要有 3 条，即内蒙基底隆起带南缘地壳断裂带、华北地块北缘岩石圈断裂带和太子河凹陷南侧地壳断裂带。内蒙基底隆起带南缘地壳断裂带呈近东西向展布，长达约 1200km，为由数条韧性－脆性断裂断面组成的、具有一定宽度的复杂断裂带，并有着长期的活动历史。伴随该断裂带的长期性与多幕性活动，有多处不同时期的酸性、中性及偏碱性等岩浆活动，其中东段尚有较多基性－超基性岩体形成，因而沿这一近东西向巨型断裂带及其附近地区，具有良好的构造－岩浆－成矿条件。特别是与上述韧性剪切带群及其有关韧－脆性、脆性断裂作用及岩浆活动，伴随有多处金的矿化与富集。例如，自东向西，有阜新以北排山楼金矿、承德一带金矿、崇礼东坪金矿、乌拉山、哈德门金矿等一系列金矿床的形成，并预示着沿着这一巨型的内蒙基底隆起带南侧的韧性剪切带群，对今后金矿等找矿勘查具有良好前景。华北地块北缘岩石圈断裂带为横贯华北克拉通与兴蒙－吉黑褶皱带即古陆壳和巨洋壳之间的巨型断裂带，是地块与造山带的接合带，出露长达 2000km，近东西向展布。多处发育有挤压破碎带、糜棱岩带、片理化带、动力变质带及韧性剪切带。沿断裂带附近形成的若干不同规模的矿床和矿化作用，包括白云鄂博式稀土矿、若干地段的金矿以及硫化物铜镍矿床等，与深断裂带及其分支断裂的长期性、多幕性活动及其所导致的构造－岩浆－成矿作用有着一定的内在联系。太子河凹陷南侧地壳断裂带位于辽东－吉南块体上的太子河凹陷与营口－宽甸隆起之间，总体略呈东西向波状展布，长近300km。断裂带由数条略近平行的断裂组成，沿断裂带多处发育有断层构造岩、挤压破碎带、构造透镜体以及片理化现象。沿断裂带有前长城纪的变质基性－超基性岩、印支期的赛马碱性岩群、燕山期花岗岩及火山岩等岩浆活动，有关的成矿作用主要是与前寒武纪基性－超基性有关的岩浆型矿床以及与中生代构造－岩浆活动有关的矽卡岩型矿床和与碱性岩有关的铀矿床等。

太古宙—古元古代基底构造格局总体上表现为东西分段、南北分带的特点。以大同－尚义断裂和郯庐断裂为界，分为西、中、东三段。西段又以固阳—武川为界，以北为古元

表 2-3　华北地台北缘及其北侧金属成矿省成矿地质背景划分简表

全球构造域	构造背景/构造阶段		华北地块北缘（I）			华北地块北缘北侧兴蒙、吉黑褶皱系（II、III）（南部）			构造背景/构造阶段	
中新生代滨西太平洋构造域	D 地块北缘陆缘-陆内构造活化阶段	(Ma)	I_D华北地块北缘中新生代构造活化带			II_D 兴蒙褶皱系中新生代构造活化带		III_D吉黑褶皱系中新生代构造活化带	(Ma)	D 褶皱系陆缘—陆内构造活化阶段
			陆缘 I_D^6 辽东-吉南构造—岩浆带	陆内 I_D^5 燕山—阴山构造—岩浆带	陆内 I_D^4 鄂尔多斯北缘裂谷盆地(Kz) 汾渭裂谷系北段裂谷盆地(Kz) 下辽河—华北裂谷盆地(Kz)	陆内 II_D^3 大兴安岭构造—岩浆带	陆内 II_D^1 二连—海拉尔裂谷盆地(Kz)	松江裂谷盆地(J-K)	陆缘 III_D^2 老爷岭构造—岩浆带	陆内 III_D^1 吉林哈达岭构造-岩浆带	Kz	
		Mz							Mz	
		230							230	
古生代古亚洲构造域	C 克拉通盖层阶段	Pz_2	I_C 华北地块北缘			II_C 兴蒙褶皱系			Pz_2	C 古亚洲洋壳消减碰撞造山阶段
		400	I_C^1 鄂尔多斯块体 I_C^2 山西块体 I_C^3 内蒙古隆起带 I_C^4 燕山坳陷带 I_C^5 山海关隆起带 I_C^6 辽吉块体 I_C^{6-1} 复县—大连坳陷 I_C^{6-2} 营口—宽甸隆起 I_C^{6-3} 太子河—浑江坳陷 I_C^{6-4} 铁岭—靖宇隆起			II_C^1 东乌珠穆沁旗早华力西褶皱带 II_C^2 苏尼特左旗—西乌珠穆沁旗晚华力西褶皱带 II_C^3 爱力格庙—锡林浩特中间地带 II_C^4 苏尼特右旗—林西晚华力西褶皱带 II_C^5 温都尔庙—翁牛特旗加里东褶皱带		III_C^1 放牛沟—辽源加里东褶皱带 III_C^2 夹皮沟—茂山北侧加里东褶皱带 III_C^3 吉中晚华力西—印支褶皱带 III_C^4 延边晚华力西—印支褶皱带	Pz_1	
		Pz_1							Pz_1	
		600							600	
前寒武纪华北地块构造域		Pt_3							Pt_3	
		1000							1000	
	B 拗拉槽阶段	Pt_2^2	I_B 中元古代拗拉槽						Pt_2	微陆块裂解阶段
		1400	I_B^3 白云鄂博拗拉槽	I_B^2 渣尔泰拗拉槽	I_B^1 燕山拗拉槽	I_B^4 泛河拗拉槽				
		Pt_2^1								
		1800								
	A 克拉通基底阶段	Pt_1	I_A 古元古代活动带						Pt_1	
		2200	I_A^5 山西活动带	I_A^3 阴山—燕山北侧活动带	I_A^2 青龙河活动带	I_A^1 辽河活动带				
		2500	I_A 麻粒岩	片麻岩区花岗		绿岩带				
		Ar	I_A^5 太行山 I_A^4 阴山 I_A^3 冀东 I_A^2 辽吉 I_A^1 五台山	I_A^6 阴山东五分子 I_A^5 冀东燕山		I_A^8 辽北清原 I_A^7 吉南桦甸			Ar	
		Ar_{1-2}								
		2900								
		3800								

II_C^6—III_C^6 包头—尚义—平泉—义县—通化一带古生代构造-岩浆带

松辽微陆块

古代构造－岩浆－中低级变质岩带，以南为太古宙构造－岩浆－中高级变质岩带；中段以崇礼—北票为界，以北为古元古代中低级变质岩带，以南至阳原—唐山一线为太古宙中高级变质岩带，阳原—唐山至邢台—沧州之间为古元古代构造－岩浆－中低级变质岩带，再往南则为太古宙中高级变质岩带；东段鞍山—浑江—抚松以北为太古宙构造－岩浆－中高级变质岩带，以南集安—老岭—营口地区为古元古代构造－岩浆－中低级变质岩带，至辽东半岛南部旅大—复县地区又为太古宙中高级变质岩带。从现有地质资料判断，基底构造东西分段以中生代断裂为界，属中生代构造改造作用的结果，南北分带则是太古宙—古元古代构造演化的产物。

晚前寒武纪时期，华北克拉通北部有长达1200Ma的裂谷作用发育历史，前人曾经称之为拗拉槽、裂陷槽。中元古代在克拉通基底的构造薄弱阶段，受强烈拉张构造自西形成白云鄂博、渣尔泰、燕山及泛河等四个拗拉槽，并以夹杂有火山碎屑和碳、泥、硅质岩的碳酸盐岩系为主的厚—巨厚沉积构造。新元古代地壳进入隆升和拗陷阶段，在华北地块的克拉通盖层中形成拗拉槽、隆起带和拗陷带，如燕辽拗拉槽系和胶辽凹陷带等。围绕这些隆升和凹陷带发育的地壳断裂多与上述太古宙—古、中元古代断裂带叠置、复合和沟通。

中新元古代裂谷系总体上呈近东西向—北东东向展布，以近万米厚的具盖层性质、较稳定的滨浅海相碎屑岩－碳酸盐岩建造为主，夹有多层海底中基性火山岩，在辽宁铁岭地区尚发育中元古代安山质枕状熔岩。以大同－尚义断裂和郯庐断裂为界，西段为狼山－白云鄂博－化德裂谷带、中段为燕山－辽西裂谷带、东段为辽东－吉南裂谷带，这些裂谷带均发育在古克拉通基底之上，地层与沉积作用有一定的可比性，但各段的发育时代、空间展布及建造类型也存在一定的差异性，裂谷作用具有自西向东逐步扩大、迁移的趋势。

前寒武纪华北地块北缘成矿构造区的成矿堆积环境主要有5个。

1．阴山－燕山太古宙克拉通隆起区成矿堆积环境

阴山－燕山太古宙克拉通隆起区呈近东西向展布，由集宁、张家口、密云、冀东等古太古代－中太古代微古陆块（陆核）及焊接它们的中太古代－新太古代岩浆结合带及绿岩带组成。该区太古宇在20世纪60年代以前统称为桑干杂岩或桑干群，70年代中期以后，随着地质调查和研究程度的提高，各地桑干群纷纷解体。阴山地区的太古宇自下而上依次分为集宁岩群、乌拉山岩群及色尔腾山岩群，燕山地区的太古宇自下而上依次分为迁西岩群、单塔子岩群及双山子岩群。

阴山－燕山地区太古宇为一套变质程度达到角闪岩相－麻粒岩相的变质岩系，其原岩以中基性火山岩－碎屑岩为主，普遍遭受强烈的混合岩化作用。太古宇下部（相当于古太古界—中太古界）以冀东迁西岩群为代表，主要岩石类型有辉石麻粒岩、钾长二辉麻粒岩、斜长次透辉麻粒岩、二辉斜长片麻岩、紫苏斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩、斜长角闪岩及磁铁石英岩等，内蒙古中部的集宁岩群可与之对比。太古宇上部（以新太古界为主）为一套变质程度以角闪岩相为主、部分为麻粒岩相或绿片岩相的变质岩系，主要岩石类型有黑云斜长（二长）片麻岩、角闪斜长片麻岩、（角闪）黑云斜长变粒岩、斜长角闪岩及磁铁石英岩、二云母石英片岩、黑云绿泥片岩等，包括内蒙古的乌拉山岩群、色尔腾山岩群和冀东单塔子岩群及双山子岩群。

从地质历史演化特征来看，古太古代时期在冀东一带已出现我国最古老的陆核，其同位素年龄大约是3600～3500Ma，原岩由石英砂岩、泥质砂岩、泥灰岩及少量基性火山岩

等组成。中太古代时期，强烈的地幔热对流作用使早期较薄的地壳破裂，以基性成分为主的下地壳物质大量喷发和喷溢出地表，形成厚度可观的火山岩和火山沉积岩，而破裂的初始地壳则在地幔热流体的影响下形成麻粒岩相－片麻岩相高级变质体，与此同时，初始地壳的熔融和幔源玄武岩浆分异分别形成紫苏花岗岩和 TTG 岩系。新太古代时期，发生多期次、大规模的火山－沉积活动、花岗质岩浆侵入活动及区域变质作用，导致陆核的增长和微古陆块的成型以及广泛分布于微古陆块之间的岩浆结合带，在岩浆结合带中分异有色尔腾山、五台山、遵化等绿岩带。

阴山—燕山太古宙克拉通隆起区产出的主要矿床类型有：以冀东水厂、司家营铁矿为代表的鞍山式铁矿，含矿变质建造由角闪斜长片麻岩、斜长角闪岩及磁铁石英岩等组成，成矿作用受古陆核或微古陆块之间的古火山沉积盆地及具小型古板块边界性质的深断裂控制；以乌拉山、东坪金矿为代表的乌拉山式金矿，含矿岩系为太古宙变质岩，成矿作用与元古宙或晚古生代碱性杂岩体或中生代花岗岩类侵入岩有关，并受韧性－韧脆性剪切构造带控制；与孔兹岩系有关的石墨矿床等。

2．辽北—吉南太古宙克拉通隆起区成矿堆积环境

辽北—吉南太古宙克拉通隆起区是华北陆块北部胶辽微古陆的一部分，呈北东向展布，由鞍山、抚南、清原、靖宇等中太古代微古陆块（陆核）及焊接它们的中太古代—新太古代岩浆结合带及绿岩带组成。

辽北—吉南地区广泛出露的太古宇曾统称为鞍山群或鞍山岩群，沈其韩等（1996）在《中国地层典：太古宇》中将鞍山群限于鞍山—本溪一带，自下而上分为茨沟组、大峪沟组和樱桃园组，岩石类型包括黑云角闪斜长片麻岩、二云斜长片麻岩、斜长角闪岩、黑云变粒岩、二云变粒岩、夕线石英片岩、绢云石英绿泥千枚岩、磁铁石英岩等，原岩建造相当于基性—中酸性火山沉积岩（包含部分基性熔岩）、铁硅质化学沉积岩及陆源碎屑岩，形成于弧后－大陆边缘过渡环境，同位素年龄为 2750～2517Ma，其下为较老的铁架山花岗片麻岩；辽北清原、抚顺一带原与鞍山群相当的地层另立清原岩群，暂划分为金凤岭岩组和红透山岩组两套岩石组合，由（石榴）斜长角闪岩、角闪斜长变粒岩、黑云（二长）斜长变粒岩、长英变粒岩、磁铁石英岩及浅粒岩等组成，原岩建造相当于玄武岩＋安山岩、英安岩＋杂砂岩型火山沉积岩系，成岩年龄约为 2800Ma，至少经历了两期以上的变质变形作用及岩浆活动，与下伏麻粒岩－片麻岩系的关系尚不完全清楚；吉南太古宇分为中太古界龙岗岩群和新太古界夹皮沟岩群，前者由麻粒岩、黑云角闪斜长片麻岩、斜长角闪岩、变粒岩、磁铁石英岩、角闪石英片岩等组成，分别构成基性－超基性火山岩建造和基性－中酸性火山沉积建造，成岩年龄约为 2970Ma，后者由斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩、黑云斜长变粒岩、磁铁石英岩等组成，原岩为一套中基性－中酸性火山岩、火山碎屑岩及沉积岩，成岩年龄约为 2700Ma，两者共同构成一个完整的旋回。

辽北—吉南太古宙克拉通隆起区产有丰富的铁、金、铜、多金属矿产（图 2-7）。著名的与太古宙条带状硅铁建造和铁英岩有关的鞍山式铁矿集中分布于辽宁鞍山—本溪一带，以鞍山、南芬、眼前山等铁矿床为代表；与太古宙绿岩带镁铁质变火山岩及条带状硅铁建造有关的夹皮沟式金矿主要分布于吉林夹皮沟－板庙子一带，以夹皮沟、三道沟、板庙子等金矿床为代表；与太古宙绿岩带变质火山－沉积岩有关的红透山式块状金属硫化物矿床主要分布于辽宁浑北一带，以红透山、树基沟、稗子沟等铜锌矿床为代表；与太古宙

绿岩带变质基性－超基性岩（群）有关的赤柏松式铜镍矿床见于吉林通化一带，以赤柏松铜镍矿床为代表。

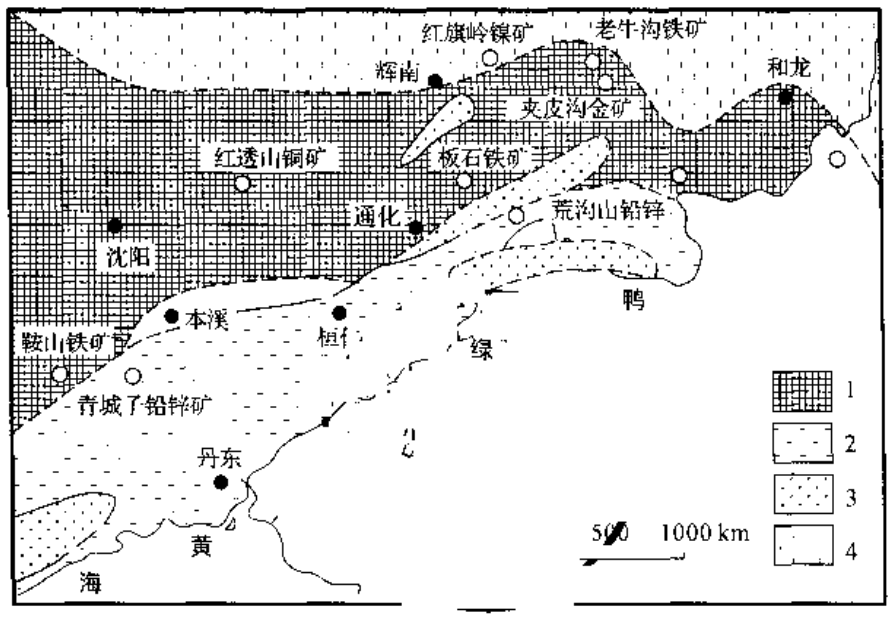


图 2-7 辽北—吉南地区主要金属矿产示意图

（据孙均，1994，修改）

1—太古宙基底；2—古太古代—中元古代裂谷；3—早古生代盖层；4—古生代地槽褶皱带

3. 辽东—吉南古元古代裂谷带成矿堆积环境

辽东—吉南古元古代裂谷带西起郯庐断裂，向东经盖县、宽甸、桓仁、浑江、临江、长白，再向南进入朝鲜境内，至日本海终止，其成因可能与古郯庐断裂右行剪切活动使辽吉地区受到构造拉张作用有关（陈荣度，1984），基底为太古宙花岗－绿岩带，属于克拉通裂谷（图 2-8）。根据其地质构造特征及生成时间差别，可进一步划分为盖县—宽甸断槽和浑江—长白断槽两部分。

辽东地区古元古界下部称辽河群，由（含砾）石英岩、（石榴）二云石英片岩、绿泥绢云石英片岩、千枚岩、（含电气石、石墨、黑云母、石榴子石、透闪石）变粒岩、黑云斜长变粒岩、浅粒岩、变质凝灰岩、白云质大理岩、条带状大理岩等组成，其原岩属滨海－浅海相陆源碎屑－粘土岩和富镁碳酸盐岩沉积建造，夹含硼中酸性（富钠）火山－沉积建造，成岩年龄＞2200Ma、变质年龄为 2000～1500Ma；上部称榆树砣子群，由石英岩及千枚岩、绢云石英片岩、变质石英砂岩组成，其原岩为滨海－浅海相陆源粘土－碎屑岩沉积建造。

吉南地区古元古界下部称集安群，由电气石浅粒岩、含硼大理岩、斜长角闪岩、黑云变粒岩、石榴矽线片麻岩、堇青矽线片麻岩、黑云斜长片麻岩等组成，其原岩为拉斑玄武岩－中酸性火山岩及碎屑岩－碳酸盐岩建造，形成年龄约为 2300Ma；上部称老岭群，由（十字石）绢云片岩、二云石英片岩、千枚岩、（含砾）石英岩、变质砂岩、变质砾岩、大理岩、长石石英岩及基性火山岩、白云岩等组成，原岩为富铁镁磷质碎屑岩－泥质岩－碳酸盐岩的多韵律沉积建造。

辽吉裂谷的岩石组合基本上可分为两套，即砂岩－泥质岩－火山岩组合和砂岩－碳酸盐岩－泥质岩组合，两组合大体为连续沉积。火山岩属钙碱性－碱性系列，以中酸性火山

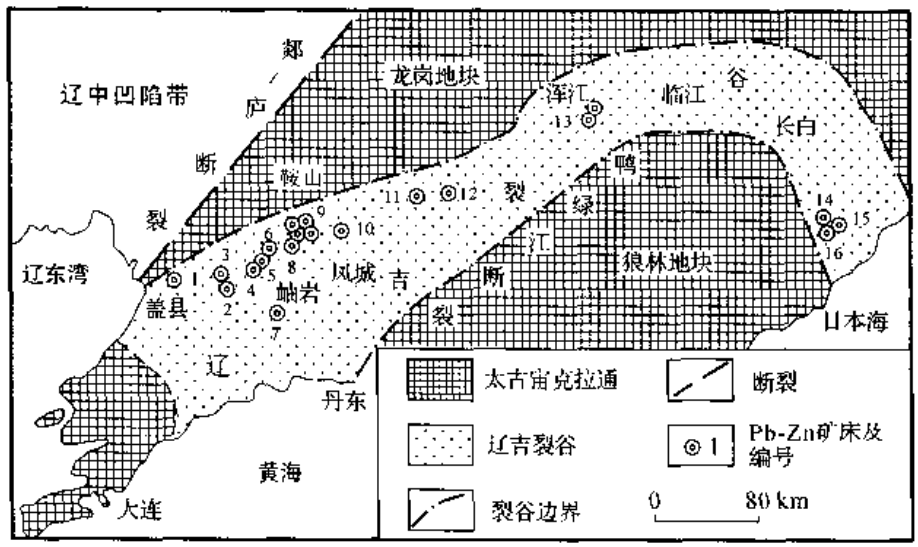


图 2-8　辽吉古元古代裂谷轮廓及铅锌矿床分布略图

（据芮宗瑶等，1990）

矿床编号及名称：1—营口；2—北瓦沟；3—小佛山；4—东胜；5—韭菜；6—三家子；7—岫岩；8—青城子；9—兰花岭；10—紫家堡子；11—大金坑；12—张家堡子；13—荒沟山；14—南天；15—仓坪；16—榆德

岩（熔岩、凝灰岩）为主，有少量的玄武岩与超基性熔岩，局部出现基性岩－酸性岩的双峰模式，一般富钠贫钾。侵入岩主要有主褶皱幕期前的 A 型花岗岩和褶皱期后的花岗岩、环斑花岗岩及斜长花岗岩，亦见有辉长岩、辉绿岩层状或岩墙状侵入体。裂谷内发育低绿片岩相、高绿片岩相、低角闪岩相递进区域变质作用，变质相自裂谷两侧向裂谷中央依次升高，沿韧性剪切构造带有动热退化变质作用。裂谷作用（过程）经历拱张、裂陷、下沉、上升和挤压消亡五个阶段，早期拉伸作用下的变形产生层内（叶内）褶皱、韧性剪切带及线状构造，晚期挤压作用的变形则形成紧闭的复式褶皱，后者属裂谷的主构造幕变形（方如恒等，1994）。

辽吉裂谷的矿产非常丰富，主要类型包括：非火山环境中的沉积或喷气沉积与变质矿床，矿种有滑石、菱镁矿、磷、石墨、铅、锌、金、锰、铁；火山环境中的喷气沉积与变质矿床，矿种有黄铁矿、铜、钴、硼、稀土；与不整合面有关的铀矿床；与镁铁质－超镁铁质侵入体有关的铜镍硫化物矿床等。

4．狼山－渣尔泰中元古代裂陷槽成矿堆积环境

狼山－渣尔泰中元古代裂陷槽位于华北地台北缘地段，呈近东西向展布，南北两侧均为深断裂所限。它是在新太古界和古元古界基底上产生的，发育于华北地台北缘内侧，属陆缘裂谷。裂谷的发展演化经历了拱张、裂陷和隆褶三个阶段。

狼山在西、渣尔泰在东，两地均出露一套中元古界浅变质岩系，分别称为狼山群和渣尔泰群。狼山群由黑云斜长片岩、二云绿泥石英片岩、绢云绿泥石英片岩、角闪云母石英片岩、石英岩、含炭质石英岩、白云岩、含炭质条带白云岩、炭质片岩、千枚岩、千枚状含炭质二云片岩、千枚状绿泥石英片岩、绿泥绿帘片岩等组成；渣尔泰群由砂砾岩、长石石英砂岩、石英岩、绢云石英片岩、炭质粉砂质板岩、千枚状含炭质粉砂质板岩、白云质灰岩、含炭质白云质灰岩、条带状硅质灰岩、白云岩、炭质板岩、粉砂岩等组成。狼山群

和渣尔泰群自下而上依次为山间陆相盆地粗碎屑岩演化为浅海细碎屑岩和钙镁质碳酸盐岩以及黑色页岩建造，沉积旋回性较明显，且具有类复理石建造特征。在沉积岩系下部有厚约数十米的中基性火山岩，中上部有多层中酸性火山岩，表现出火山岩的双峰式特征，并以富钠为特点。这些特征表明，狼山群和渣尔泰群是在古元古代末地台固结基础上形成的拉张地堑盆地产物，属裂陷槽或拗拉谷型沉积。

自中元古代以来，狼山群和渣尔泰群经历了多次构造变动，伴有多期次的岩浆活动。构造变形主要包括主褶皱期前的固态流变构造、主褶皱期的大型倒转复式褶皱和褶皱期后的横跨叠加褶皱。侵入岩类型较复杂，从超基性岩到酸性岩均有，但以（海西期）酸性侵入岩为主。区域变质作用为浅变质，局部达低绿片岩相。

狼山—渣尔泰中元古代裂陷槽中产出的矿床主要是狼山群和渣尔泰群特定层位控制的层状铜多金属硫化物矿床，代表性矿床有内蒙古霍各乞、东升庙、炭窑口、甲生盘等。

5．燕辽中新元古代拗拉槽成矿堆积环境

燕辽中新元古代拗拉槽上叠于冀北－辽西太古宙克拉通之上，呈北东向展布（图 2-9）。该拗拉槽是一个夭折的三叉裂谷系的东支，南支在太行山，发散中心（三叉点）位于天津蓟县—河北兴隆一带。该拗拉槽往东可能越过郯庐断裂与泛河盆地（拗拉槽）相接。

在燕辽拗拉槽内，由于同生断裂的发育，在中新元古代时期堆积了厚度逾万米的以碳酸盐岩为主的滨浅海相沉积物，局部夹中基性海底火山岩。裂陷中心在蓟县—朝阳一带，北部沉积较厚，向南、向西有逐渐变薄的趋势。该裂陷中心四周被隆起带所包围，如冀北隆起带、太行隆起带、山海关隆起带、泰山隆起带等。中新元古界自下而上分为长城系、蓟县系和青白口系，形成时限约为 1950～853Ma。长城系按其岩石组合划分为两大沉积旋回及五个组，下沉积旋回（包括常州沟组、串岭沟组和团山子组）由石英砂岩、石英岩状砂岩、砂质页岩、白云质砂岩、泥质白云岩等组成，上沉积旋回（包括大红峪组和高于庄组）由石英岩状砂岩、含燧石白云岩等组成，夹富钾中基性火山岩；蓟县系（包括杨庄组、雾迷山组、洪水庄组和铁岭组）由含粉砂质泥质白云岩、白云岩、含燧石条带泥质沥青质白云岩、伊利石页岩、页岩、含锰白云岩、叠层石灰岩等组成；青白口系（包括下马岭组、长龙山组和景儿峪组）由铁质粗砂岩、粉砂质伊利石页岩、砾岩、砂岩、泥质灰岩等组成。

燕辽拗拉槽中产有一系列与中新元古界地层有关的矿床：长城系串岭沟组页岩中宜龙式鲕状赤铁矿的出现，标志着大气圈已从太古宙—古元古代的 N_2-CO_2 型转变为中元古代 $N_2-CO_2-O_2$ 型，大量的条带状硅铁建造消失，代之出现大量的红铁矿建造。长城纪高于庄期发生区域性缺氧事件，岩层中藻席普遍，形成大中型铅锌硫化物矿床和黄铁矿矿床，以高板河式铅锌－黄铁矿矿床、刘家窝式铅锌硫化物矿床为代表。此外，尚产有重要的与长城系高于庄组和蓟县系雾迷山组白云岩等有关、受后期构造岩浆作用叠加改造形成的铅、锌、银、锰矿床，以八家子、姑子沟、梁家沟等铅锌矿床为代表。

6．白乃庙中新元古代岛弧带成矿堆积环境

白乃庙中新元古代岛弧带位于温都尔庙与徐尼乌苏两大断裂之间，是华北陆块北缘的增生带（图 2-10）。白乃庙群为由绢云长英片岩、黑云绿泥斜长片岩、阳起斜长片岩、斜长角闪（片）岩及层凝灰岩、大理岩等组成，是一套经中浅变质的岛弧型火山－沉积岩系，其原岩建造经反复研究属岛弧 CA 岩浆系列（陈琦等，1994）。白乃庙群的时代一直

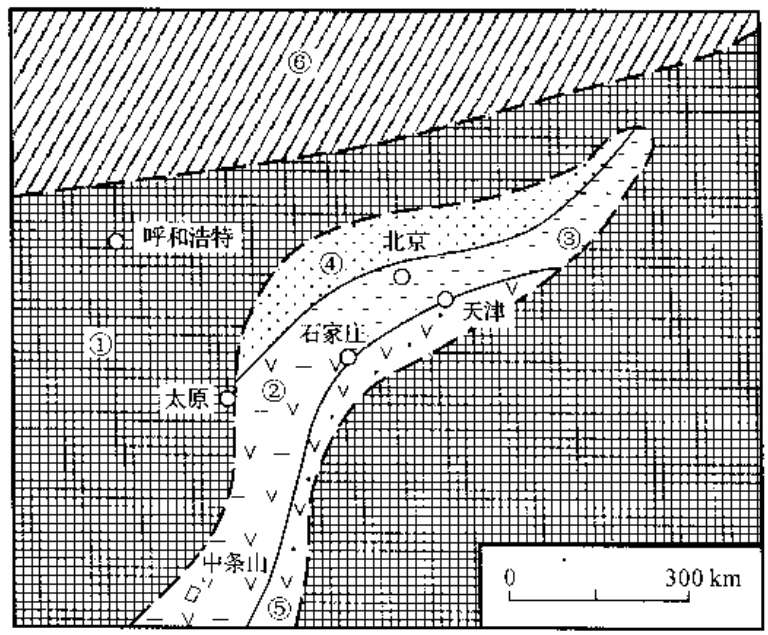


图 2-9　燕辽—太行中新元古代拗拉槽示意图

（据肖宗瑶等，1994）

①—太古宙克拉通基底；②—新太古代—古元古代火山沉积建造；③—新太古代—古元古代沉积建造；④—中新元古代（火山）沉积建造；⑤—中新元古代火山沉积建造；⑥—古生代地槽区沉积建造

存在争议，曾根据其地质接触关系及同位素年龄数据而将其定为奥陶系（王东方，1983；韩杰，1987）或寒武系（李东旭等，1987），王元凯、赵伦山等（1983）获得锆石视年龄为 1780～1298Ma，斜长角闪（片）岩锆石 U-Pb 法年龄为 1130Ma（聂凤军等，1990；陈琦等，1994），应属中元古代。在白乃庙北可见呈块状或片麻状的石英闪长岩侵入于白乃庙群中，按其岩石化学及微量元素特征也属 CA 岩浆系列，其锆石 U-Pb 法年龄为 665Ma（聂凤军等，1990；陈琦等，1994），应属新元古代，可能代表活动陆缘的产物。

白乃庙中新元古代岛弧带产有白乃庙式“萌斑岩铜矿”。与成矿关系密切的花岗闪长斑岩呈小岩株及透镜体侵位于白乃庙群绿片岩中，其锆石 U-Pb 法年龄为 694～466Ma（陈琦等，1994），Rb-Sr 法年龄为 386Ma（王东方，1983），K-Ar 法年龄为 340Ma（桂林冶金地质研究所，1975），因此，成矿时代应为早古生代晚期。

（二）古生代兴蒙－吉黑造山带及华北克拉通盖层成矿构造区

兴蒙－吉黑造山带及华北克拉通盖层成矿构造区是我国古亚洲成矿构造域的重要组成部分。在新元古代—古生代及早中生代之初，是华北陆台（地台）北缘稳定地块与其北侧陆缘造山带相互对立而统一的发展过程，两者大致以狼山北—化德—多伦—赤峰—彰武—桦甸—茂山北一线为界。古生代时期，华北陆台（地台）与西伯利亚陆台（地台）隔古亚洲洋相望，经过多期洋壳扩张与俯冲、碰撞造山作用，古亚洲洋的范围不断收缩变小，直至古生代末期最后封闭，导致华北陆台（地台）与西伯利亚陆台（地台）最终拼合为一个整体，构成欧亚大陆板块东部。

华北陆台（地台）北部在古生代处于稳定的大陆环境及陆表海环境，形成克拉通盖层沉积。以固阳－张家口－阜新断裂带为界，进一步划分出两个二级构造单元：南部为鄂尔多斯－华北－胶辽古生代陆内稳定拗陷沉积区，发育多个拗陷中心与一些北东向、东西向

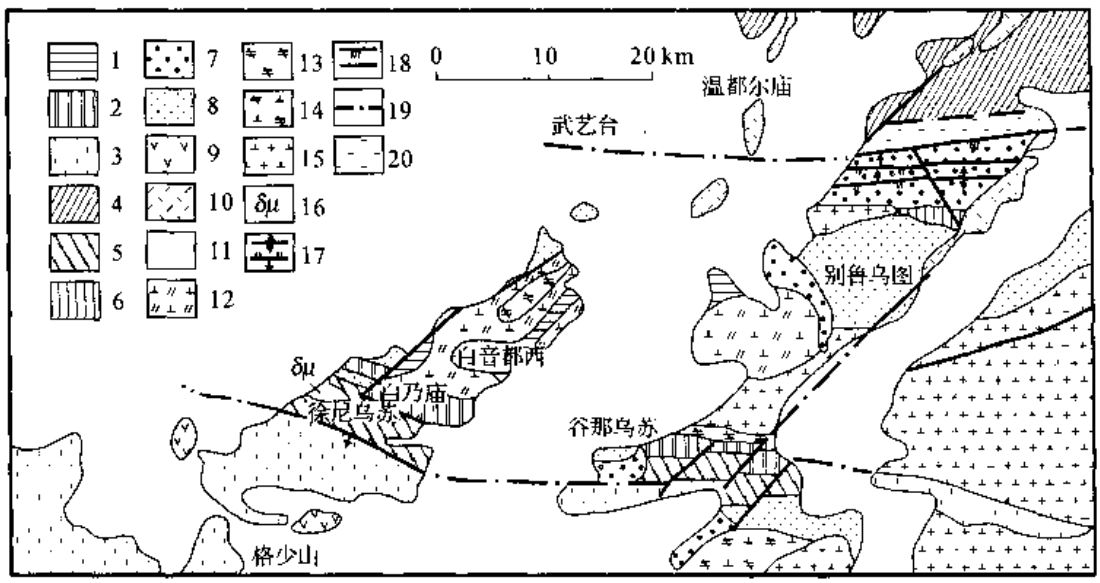


图 2-10　白乃庙—温都尔庙区域地质构造略图

（据内蒙古 103 队，修改）

1—中元古界白音都西群；2—中新元古界白乃庙群；3—中元古界白云鄂博群；4—下古生界温都尔庙群；5—志留系中上统徐尼乌苏组；6—志留系上统那清组；7—上石炭统；8—下二叠统；9—上侏罗统；10—中新世玄武岩；11—中新统；12—石英闪长岩；13—海西期花岗岩；14—海西期花岗闪长岩；15—燕山期花岗闪长岩；16—安山玢岩；17—直立断层及逆冲断层；18—斜冲断层及性质不明断层；19—隐伏大断裂；20—韧性剪切带

水下隆起区带；北部为内蒙地轴带，缺乏古生代沉积盖层，是一个古生代长期隆起剥蚀带，具有一定的活动性，处于古亚洲洋南部陆缘带较为活动的构造环境。寒武纪—中奥陶统形成滨－浅海相碎屑岩－碳酸盐岩－泥质岩沉积旋回，中石炭世—二叠纪形成滨浅海相－海陆交互相含煤碎屑岩建造，其间发育一次较长时间的沉积间断，即奥陶纪末期—早石炭世沉积间断，形成区域性平行不整合。按盖层发育特点和地块隆拗的不同可以划分为鄂尔多斯块体、山西块体、内蒙隆起、燕山坳陷、山海关隆起、辽吉块体及其内部的铁岭－靖宇隆起、太子河－浑江拗陷、营口－宽甸隆起、复县－大连拗陷等构造单元。

兴蒙－吉黑褶皱系自北向南、自东向西可分为多个不同时期褶皱带及其间的中间地块，表现出明显的南北分带、东西分段性特征，后者以中生代断裂为界而表现出来，很大程度上是中生代构造叠加改造的结果。

在兴蒙造山带中，随着洋壳俯冲消减和碰撞造山形成十分发育的洋缘（古亚洲洋）和陆缘（华北地块陆缘）深断裂带，自北而南主要有二连－贺根山深断裂带、索伦山－阿鲁科尔沁旗深断裂带和温都尔庙－西拉木伦河深断裂带等三条深大断裂带。其中，陆缘的古生代深断裂带受克拉通基底深断裂带的前导而发育，并形成古生代构造－岩浆岩带，如在华北地块陆缘出现的加里东海西期花岗岩和碱性杂岩带以及其对前古生代成矿物质的活化和再造的成矿作用是有重要意义。兴蒙褶皱带南北向分带性非常明显，自北向南可进一步细分为五个次级构造单元，即东乌珠穆沁旗早海西褶皱带、二连浩特－西乌珠穆沁旗早海西褶皱带、二连浩特－西乌珠穆沁旗晚海西褶皱带、东力格庙－锡林浩特古陆块（中间地块）、苏尼特右旗－林西晚海西褶皱带及温都尔庙－翁牛特旗加里东褶皱带。其中，锡林

浩特古陆块夹于晚海西褶皱带中间，受到晚海西期褶皱造山作用的强烈改造与破坏，形态不完整，各褶皱带之间以一定时期的重要消减带为分界线，常伴有蛇绿岩套、混杂堆积。沿二连浩特－贺根山断裂带分布有海西蛇绿岩套、混杂堆积与高压低温变质带，代表古亚洲洋北部重要的板块缝合线，其南、北侧残留有不同时期的古岛弧火山岩带，标志着不同时期沟－弧－盆系统的存在。白乃庙－巴林右旗断裂带分布有加里东期与海西期蛇绿岩套、高温低压变质带与高压低温变质带（温都尔庙一带双变质带），代表古亚洲洋南部重要的板块缝合线；其南侧白乃庙－温都尔庙地区残留有加里东期岛弧型基性火山熔岩，伴有岛弧型斑岩铜－金－钼矿化，标志着典型沟－弧－盆体系明显具有向古亚洲洋中心部位迁移的趋势，标志着古亚洲洋不断消减、缩小的总趋势。索伦山－林西蛇绿－混杂岩带与锡林浩特－西乌珠穆沁旗东蛇绿岩带分别代表海西晚期两条重要的地壳消减带，西拉木伦河蛇绿岩带则代表更早期的地壳消减带。古亚洲洋经晚期造山作用，至晚二叠世早期褶皱成山，形成一些山前典型磨拉石建造（如巴林左旗－扎鲁特旗磨拉石带）与内陆湖泊（如索伦－老龙头湖、林西湖与哈尔苏湖盆等。）

吉黑褶皱带发育面积占70%以上的古生代中酸性侵入岩，古生代火山－沉积建造仅呈孤岛状无根状态残留于巨大古生代岩体之内。各块体均以断裂为界，四周被断裂所围限，曾有人将它们都视为地体构造。舒兰－铁岭断裂以西为四平－长春加里东期褶皱带，发育志留纪－泥盆纪活动型海相碎屑岩－火山岩－泥质岩系，如放牛沟火山－沉积岩体系，古生代地层已发生绿片岩相－低角闪岩相区域变质作用。在吉－黑褶皱系最南端与华北地台（陆台）交界处，亦发育总体上呈北西西向展布的加里东期褶皱带，包括辽源加里东期褶皱带、夹皮沟－茂山北缘加里东褶皱带。密山－敦化断裂与伊兰－伊通断裂之间的地区，西部为晚海西－印支期褶皱带，东部为加里东期褶皱带，两者总体上均呈北东向展布。敦化－密山断裂以东，为敦化－延吉－珲春晚海西－印支期褶皱带；其北侧牡丹江一绥芬河地区为一具有古元古代基底岩系的古陆块，可能属中间地块。

兴－蒙褶皱带与吉－黑褶皱带之间的松辽地块因为中新生代沉积物覆盖很厚，缺乏前中生代地质构造资料，故目前存在较多争议。一种观点认为其为中间地块；另一种观点认为其属兴蒙褶皱带东延部分，一些学者认为西拉木伦河蛇绿岩带及其两侧不同时代褶皱带均向东延至松辽盆地下部。由于缺乏可靠的判别资料，故此处暂将其归为性质不明地块。此外，还应特别划出由于古亚洲洋壳与前寒武纪地块的相互应力作用而在其陆缘形成包头－尚义－平泉－义泉－通化古生代构造活化岩浆带。

兴蒙－吉黑褶皱带在古生代处于华北陆台（地台）与西伯利亚陆台（地台）之间，长期处于活动型古亚洲洋环境及大陆边缘环境，其地壳运动与构造变形机制均与俯冲造山作用、碰撞造山作用有成因联系，陆壳的增生与古亚洲洋壳的消减密切相关。该地区发育多期典型的复理石建造、细碧－角斑岩建造、硅质建造及蛇绿岩套。地壳构造变动强烈，形成多期区域性角度不整合与岩浆侵入、变质作用。加里东期地壳运动伴有一些花岗岩侵入作用、复杂褶曲变形与绿片岩相－低角闪岩相区域变质作用；海西期地壳运动伴有大规模强烈的基性—中性—酸性岩体侵位、多期褶皱作用、韧性剪切变形、东西向—北东东向断裂活动及低绿片岩相区域变质作用和吉南—辽北晚海西期褶曲与固态塑性流变构造。古生代造山作用所形成的各期构造线均以东西向—北东东向为主，最终形成欧亚大陆东部介于西伯利亚陆块与华北陆块之间近东西向展布的巨大造山带。

兴蒙－吉黑造山带及华北克拉通盖层成矿构造区的成矿堆积环境主要有如下两类。

1. 古生代华北克拉通盆地成矿堆积环境

目前，对古生代华北克拉通盆地成矿堆积环境的研究还很欠缺，积累的资料不多。概略来讲，古生代华北克拉通盆地是中新元古代稳定构造环境的延续，叠置在中新元古代天折裂谷或克拉通盆地之上，分布作东西向与北北东向交织的格状。早古生代处于稳定的构造环境，属克拉通内盆地性质；晚古生代则在稳定构造背景上有多次活动周期，具有断陷作用发生的张性盆地特征。从沉积建造来看，下古生界（寒武系和奥陶系）主要为海相异地碳酸盐岩及碎屑岩建造，上古生界（石炭系和二叠系）为海陆交互相－陆相铝铁质建造、含煤建造及红色陆屑建造。

古生代华北克拉通盆地迄今尚未发现有重要经济价值的矿床。二叠纪花岗岩－二长花岗岩－花岗闪长岩侵入活动伴有一些铁、金矿床（点）的形成，某些沉积层位作为矿源层可能对燕山期与岩浆活动有关的矽卡岩型及热液型有色金属矿床等的形成具有一定的控制作用。

2. 蒙－吉古生代边缘裂陷槽成矿堆积环境

蒙－吉古生代边缘裂陷槽位于巨型中亚－蒙古弧形构造带的东南部，具有复杂、漫长的形成和演化历史（过程）。综合傅德彬等（1994）和张洪涛等（1994）的研究资料，自中元古代开始，在华北陆块（板块）北缘边部的早前寒武纪基底上发育了古裂谷构造，包括白云鄂博裂谷带（北枝）和渣尔泰裂谷带（南枝）两个分枝裂谷带，其中堆积了巨厚的裂谷型沉积岩系。新元古代到早古生代早期，由于裂谷的持续拉张作用，导致岩石圈破裂，中亚－蒙古洋于华北陆块北部打开，同时使蒙古－鄂霍茨克洋封闭和克鲁伦－额尔古纳与西伯利亚古陆碰撞，形成广阔的早加里东褶皱系。早古生代（奥陶纪）板块消减作用在中亚－蒙古洋的南北缘分别形成沟－弧－盆体系和活动陆缘，志留纪发生岛弧与华北陆块北缘碰撞，形成西拉木伦褶皱带。泥盆纪末至早石炭世，中亚－蒙古洋最终于索伦－贺根山闭合；石炭—二叠纪为中亚－蒙古洋闭合后的陆表沉积环境，二叠纪末中亚－蒙古海西褶皱造山带形成。

从白云鄂博北经西拉木伦至长春北为一条近东西向展布的超岩石圈构造带，沿该构造带广泛分布着蛇绿岩，并伴随有低温高压变质作用与混杂堆积作用。在蛇绿岩带南部，由西向东分布着以包尔汉图、放牛沟等为代表的火山岛弧系，其形成与中亚－蒙古洋沿温都尔庙一线俯冲消减作用有关。在岛弧带与华北陆台（地台）之间存在一弧后盆地，其中堆积有拉斑质钙碱性火山岩和陆源碎屑岩－碳酸盐岩组合（下部岩系）和复理石－碎屑岩组合（上部岩系）。区域岩浆侵入岩主要有加里东期及早海西期与蛇绿岩有关的基性－超基性岩和与板块消减带有关的花岗闪长岩、英云闪长岩及石英二长岩，晚海西期与褶皱造山作用有关的同熔与重熔型花岗岩（傅德彬等，1994）。

蒙－吉古生代边缘裂陷槽成矿堆积环境中的矿床类型主要有与镁铁质－超镁铁质岩有关的红旗岭式铜镍硫化物矿床、与岛弧火山沉积岩及后期构造岩浆作用有关的放牛沟式锌硫矿床、与褶皱造山期钙碱性岩浆活动有关斑岩型、矽卡岩型及热液型铜多金属矿床等。

（三）中新生代滨西太平洋构造岩浆活化区

中新生代滨西太平洋构造岩浆活化区是我国滨（环）西太平洋成矿构造域的重要组成部分。中生代时期，华北地台（陆块）北缘及其北侧处于陆内环境，属欧亚大陆板块东

部，距离当时陆洋边界达近千公里。据传统的板块构造理论，在这样的大陆板块内部，不应该发生大规模造山作用和强烈的构造－岩浆活动，造山作用只能发生于板块边缘俯冲带（如滨太平洋造山带）与陆间碰撞带（如喜马拉雅造山带）。然而，阴山、燕辽、兴蒙、辽东、吉南等地区在中生代均发生了多期强烈的地壳运动，发育多个区域性褶皱幕、多期褶皱变形、断裂活动、岩浆侵入、火山喷发与成矿作用，形成典型的中生代造山带。其造山作用的特点与造山机制明显有别于板缘俯冲造山带与陆间碰撞造山带，我们称之为大陆板块内部（陆内）造山带。中生代陆内造山作用在本区与欧亚大陆东部其他地区均十分发育，在全球造山带分类中有重要地位。新生代时期，华北地台（陆块）北缘及其北侧进入一个新的构造演化阶段，即以伸展体制为主的盆－岭构造演化阶段，形成大型山系与大型盆地相间分布的现今盆－岭构造格局。

华北地台（陆块）北缘及其北侧印支期地壳运动与造山作用表现为两期区域性褶皱幕、强烈的褶皱变形、韧性剪切变形、断裂活动与岩浆侵入作用，在延吉地区尚形成绿片岩相区域变质作用。两期区域性褶皱幕即晚三叠世与早中三叠世地层之间角度不整合（印支Ⅰ幕）和下侏罗统与上三叠统之间角度不整合（印支Ⅱ幕），它们燕山及辽西地区均有明显反映、在辽东—吉南地区也有所表现、在鄂尔多斯－华北盆地则变为平行不整合。印支期强烈的构造变形作用形成了多种褶皱构造、断裂构造、韧性剪切带、片理化带、固态塑性流变构造、同沉积断裂及线状断陷盆地。印支期褶皱以紧闭褶曲、倒转褶曲、倒转背斜、倒转向斜、复式褶曲为主，局部地区形成形态复杂的揉皱及平卧褶皱；断裂构造在西部地区以东西向为主，在东部以北东向为主，压性－压扭性逆冲断裂居主导地位，局部发育张性－张扭性同沉积断裂。韧性剪切构造带以燕辽地区的崇礼－赤城－隆化－阜新韧性剪切带为代表，东西长达700km以上、南北宽达30km，由一系列近东西向展布的韧性剪切带、糜棱岩带、片理化带、紧闭褶曲及其间弱变形岩块所构成，该构造带向西可能延入阴山南部，向东被郯庐断裂所截断。固态塑性流变构造与揉皱在北京西山河北村一带颇为典型，由平卧褶曲、褶劈理、透入性片理及流褶曲等所构成，在冀北青灰岭、土城头中新元古代地层中也发育规模较小的固态塑性流变构造。

印支期区域构造格局与晚古生代相比有非常显著的差别，但印支期构造演化存在一定的继承性特点，表现为中下三叠统与上二叠统之间连续－过渡的沉积接触关系、海西期断裂构造在印支期的继承性活动及印支早期东西向构造的主导性等方面。在时间上，早印支期构造活动以继承性为主，构造带走向以北东东向为主，尤其在郯庐断裂以西地区；晚印支期开始形成一些规模较大的北东向构造，表现出较明显的新生性，尤其在郯庐断裂以东地区。在空间上，印支期构造具有东西向分段、南北向分带的特点。以郯庐断裂为界，东西两侧构造格局存在较大差异：东部辽东—吉南地区构造带走向以北东向为主，表现为北东向展布的压扭性－扭性断裂－岩浆带、复式褶曲、北东向变质带与片理化带诸方面，已转化成太平洋构造域；而西部地区则以东西向—北东东向构造为主，仅印支晚期在其东缘辽西地区形成一些北东向构造与盆地，很多重要断裂构造带在华力西期已基本形成，在印支期重新活动。南北向分带性也比较明显：白云鄂博—化德—赤峰以北古生代褶皱带，印支期构造—岩浆活动有一定强度；中带阴山—燕山辽西地区，印支期构造－岩浆活动均很强烈，局部发育印支期火山活动；而南带鄂尔多斯－华北盆地，印支期构造变形与岩浆活动均很微弱，属印支期稳定地块。综观全区，印支期自西向东地壳运动、构造－岩浆活动

及构造新生性具有不断增强的趋势，东西向构造－岩浆带的活动性不断减弱，而北东向构造－岩浆带活动性逐步增强。

华北地台（陆块）北缘及其北侧燕山期地壳运动与陆内造山作用的强度均达到中生代以来的最高峰，构造活动的新生性居主导地位。时间上，挤压造山与伸展成盆作用交替出现，空间上，山脉与盆地相间分布，形成新的、颇具特色的区域构造格局与构造－地貌特征。就全区而言，燕山期陆内挤压造山作用居主导地位，形成了多级盆－岭构造格局，造山作用与成盆作用相间分布，交替出现，并呈现出显著的等距性分布特点。

燕山期强烈的地壳运动形成了至少4期区域性褶皱幕、多期强烈的褶皱变形与断裂活动、多期广泛的火山喷发与岩浆侵入作用及强烈的热液型金－多金属成矿作用。构造变形以宽缓褶皱变形、脆性－韧脆性断裂活动及局部的韧性剪切变形、塑性流变构造为主，岩浆侵入与火山喷发尚伴有环状与放射状断裂系统。区域性褶皱以宽缓的、轴面近直立的对称背斜、向斜为主，一些隆起带发育一些复式背斜，向斜盆地多发育宽缓向斜或复式向斜，在大断裂带发育一些倒转背、向斜与较紧闭的不对称褶皱构造。一般白垩纪（晚燕山期）褶皱比侏罗纪（早燕山期）褶皱更为宽缓，褶皱形态也更为简单，在燕山期褶皱与印支期褶皱的叠加复合部位可发育形态复杂的叠加褶皱。断裂带构造变形以脆生、韧脆性为主，规模较大的燕山期断裂常伴有较厚的构造角砾岩、碎裂岩与断层泥，一些断裂尚伴有宽厚的片理、劈理化带及复杂伴生褶皱，东西向与北东－北北东向断裂多数以压性－压扭性为主，其中很多为逆冲－推覆构造系统。盆缘断裂很多为具有伸展特点的张性－张扭性同沉积断裂，如阜新盆地东缘同沉积断裂、白垩纪时期的舒兰－舒通断裂等，它们对断陷盆地的形成与发展有明显控制作用。韧性剪切变形与塑性流变构造变形常属局部构造，与燕山期岩体侵位有成因联系，如怀柔蒙山变质核杂岩发育典型的韧性剪切变形与糜棱岩带、寿王坟侵入体外围中元古代碳酸盐岩系内发育典型的流变褶曲。此外，尚发育数量不等、规模不同、时期不同，但线系性明显的山间中小型沉积盆地，一般呈东西或北东向展布，如东西向展布的石拐含煤盆地、北东向展布的九龙山盆地、北北东向展布的阜新－义县盆地等。大量分布的环状－放射状构造系统与燕山期岩体侵入有成因联系，如蓟县盘山环状构造系统，或与火山喷发有关，还有一些与燕山期环状隆起及环状拗陷有关，如都山环状构造等。

燕山期区域构造格局以大同－尚义断裂、郯庐断裂等大断裂为界，自西向东可分为四个总体上呈北北东向展布的区带，即西段“盆－岭”带、中西段大兴安岭－太行山隆起带、中东段“盆－岭”带及东段胶辽隆起带，各段均存在不同程度的南北向分带性。

西段“盆－岭”带，燕山期构造线走向以东西向为主，北东—北北东向及北西向构造均不占主导地位。地壳运动总体强度较低，岩浆侵入与火山喷发活动均比较微弱。以东西向的温都尔庙－狼山断裂及呼和浩特－包头断裂为界，分为北、中、南三个带：北带发育白垩纪近东西向—北东东向断陷盆地，包括二连盆地、苏尼特右旗盆地等；中带为近东西向展布的阴山古隆起带，以大面积断隆与褶皱隆升作用为主，其间发育一些小型断陷盆地，如乌拉特中旗盆地、石拐盆地等；南带为鄂尔多斯盆地，是一个较稳定的内陆河湖相沉积盆地，构造岩浆活动微弱。

中西段太行山—大兴安岭隆起总体上呈北北东向展布，与东西两侧盆地以北北东向大断裂为分界线。地壳运动与造山作用强烈，北东—北北东向构造居主导地位，岩浆侵入活

动与火山喷发活动也十分强烈。褶皱构造以北东—北北东向为主，东西向褶皱较小；断裂以北东—北北东向逆冲断裂与推覆构造居主导地位。太行山中南部以隆起剥蚀区为主，而其以北地区发育山间断陷盆地与白垩纪面积较大的火山－沉积岩系。

中东段“盆－岭”区介于大兴安岭－太行山隆起与胶辽隆起之间，其南北向分带性非常明显：北带为松辽盆地，沉积了厚度巨大的侏罗—白垩纪含煤、含油页岩沉积建造，属较稳定的陆内河湖相沉积环境；中带为燕山－辽西古隆起带，发育多期褶皱幕、构造变形与岩浆活动，形成次级线系性十分明显的中小型断陷盆地与向斜盆地，隆起剥蚀带与小型拗陷沉积区相间分布并呈现出明显等距性；南带华北平原为一较为活动的盆地，其中沉积了以河湖相为主的含煤与含油页岩建造，厚度很大，夹有陆表浅海沉积与一些火山岩系。

郯庐断裂以东的胶辽地区，地壳运动、构造变形、岩浆侵入与火山喷发活动均十分强烈，构造活动的新生性十分显著，北东—北北东向构造居主导地位，著名的郯庐断裂、伊兰－伊通断裂、密山－敦化断裂、浑江断裂、鸭绿江断裂等大型北东—北北东向断裂均主要形成于燕山期且以逆冲－推覆、走滑平移活动为主，部分至晚燕山期开始转化为同沉积断裂。总体上以隆起剥蚀为主，仅局部发育一些不等的小型断陷盆地。

华北地台（陆块）北缘及其北侧新生代地壳运动仍有一定的强度，表现为区域性微角度不整合、多级夷平面与河流阶地、断裂活动、裂谷作用、多期陆内中基性火山喷发、多级别地震活动性诸方面。地壳运动以地壳垂向隆升与拗陷为主，伸展构造活动居主导地位；褶皱成山与逆冲－推覆造山作用不显著，伸展成盆作用居主导地位；构造－岩浆活动强度都远小于燕山期。构造活动具有较明显的继承性，表现为一些中生代形成的断裂在新生代重新活动，但断裂力学性质发生了不同程度的转变，很多中生代逆冲－推覆断裂在新生代转化为同沉积断裂，如大同盆地西缘断裂、延庆盆地西缘与北缘断裂、郯庐断裂，这些断裂对现今盆－岭构造的形成、演化具有重要控制作用，其中很多至今仍在活动，控制现今地震分布，切割了第四纪沉积地层。在主要山区均发育多级夷平面与多级河流阶地，成为地壳运动的良好标志。现已鉴别出至少两期广泛分布的夷平面：早期为北台面，使中生代末期—新生代初期形成的山形地貌被广泛夷平，主要发育于老第三纪早期；晚期为唐县面，切割了始新世三趾马红土，使新生代早中期山形地貌受到一定程度的夷平作用，主要形成于中新世末—上新世初。

新生代裂陷作用与山脉隆升作用呈共生关系，成镜像对称，形成典型的现今盆－岭构造地貌，属新生代地壳运动的重要表现形式与结果之一。在北京八达岭—延庆地区，八达岭山脉与其北侧的延庆盆地、南侧的南口盆地在中新世尚处在同一高度，即同位于唐县面上，上新世初（5.5～6.5Ma）开始，中间的八达岭快速隆升成山，而其南北两侧则裂陷成盆，成山与成盆过程同时发生，成镜像对称关系。火山活动具有多期性，老第三纪、新第三纪与第四纪均存在不同程度的火山活动。新第三纪火山岩主要分布于华北平原西缘、汾渭裂谷系北部、集宁—张北、围场及拉木伦河沿岸，具有多个喷发中心，以玄武岩为主；第四纪火山活动主要发育于吉南长白山区、敦化—牡丹江、长春—四平一带，在大兴安岭西缘、冀北坝上高原也有所分布。地震活动亦非常活跃，历史上与现代发生了很多著名的大地震如山西洪洞地震、通县地震、唐山地震、海城地震等，现今6级以下中小地震活动频繁。地震带受活动断裂控制，多分布于现今强烈裂陷地区及盆地边缘，如大青山山前地震带，汾渭地震带，华北盆地北部京－津－唐地震区，郯庐地震带等。

新生代区域构造格局与燕山晚期有一定的相似性，即盆岭相间、东西分段、南北分带，但新生代盆－岭构造是在伸展体制下形成的，挤压成山作用不占主导地位。新生代构造线方向仍以北北东向—东西向与北西向为主，但各组构造带的力学性质活动特点明显不同燕山期。北西向断裂其规模与分布范围比燕山期更大，具有明显的压扭性－扭性结构面特点，成为区内新生代主要断裂构造之一，如张家口－渤海湾断裂、西乌珠穆沁旗－北票断裂带等；中生代以压性－压扭性为主的很多大型北东—北北东向逆冲断裂、逆冲－推覆断裂与东西向逆冲断裂至新生代转化成重要的同沉积断裂，成为典型的伸展体制下的张性断裂带。

华北地台（陆块）北缘及其北侧新生代自西向东存在两个总体上呈北北东向展布的大型隆起带，即西部的太行山－大兴安岭隆起带与东部的胶东－辽东－吉南隆起带。在这两个隆起带之上发育一些总体上呈北东向展布、受同沉积断裂控制的裂谷体系与断陷盆地，如发育于太行山隆起带轴部的汾渭裂谷系、发育于东段隆起带内的沿伊兰－伊通断裂与抚顺－密山－敦化断裂分布的线性断陷盆地等。这两个隆起带分隔了大型沉积盆地，太行山分隔了鄂尔多斯盆地与华北盆地，大兴安岭分隔了二连盆地与松辽盆地，燕山－辽西隆起与辽东隆起之间为下辽河盆地。在南北方向上，山脉与盆地也相间分布：西段北带为二连拗陷带，南带为鄂尔多斯盆地，中间隔以东西向阴山隆起带（即阴山山脉）；中段北带为松辽盆地，南带为华北盆地，中间隔以总体上呈东西向展布的燕山－辽西隆起带。在这些一级盆－岭构造格局基础上，在隆起带内部形成一些二级盆－岭构造地貌单元，表现为隆起带之上形成断陷或裂陷盆地，盆、山相间分布，受活动断裂所控制，如阴山隆起带南部大青山山前呼和浩特－包头裂陷盆地、太行山隆起中部汾渭地堑（裂谷）系、东部隆起带舒兰－舒通断陷带、四平－长春断陷带、密山－抚顺断陷带等。这些线系性明显的裂谷带、断陷盆地具有更大的活动性，而规模巨大的一级拗陷盆地则相对更为稳定。

新生代构造分区、分带性、地块活动性均明显受深部结构构造制约，与地壳、岩石圈内部低速带的空间展布、与软流圈厚度、地壳厚度均存在明显相关关系。地壳愈薄、壳内低速层越多越厚、软流圈越厚，则地块活动性越大，如汾渭裂谷系、下辽河平原、华北平原区；反之，地壳与岩石圈越厚，壳内低速层与软流圈很薄或缺乏，则地块活动性小，稳定性大，如鄂尔多斯盆地。

中新生代滨西太平洋构造岩浆活化区的成矿堆积环境主要有如下4类。

1. 永吉－延边构造－岩浆活化带成矿堆积环境

永吉－延边构造－岩浆活化带位于华北地台（陆台）与吉－黑褶皱系交接部位的槽区一侧，其基底为古生界地槽型火山－沉积岩系。以北东向的两江－天桥岭断裂与图们江断裂为界，划分为三个次级构造单元，由西向东依次是敦化隆起、延吉凹陷和珲春隆起（图2-11）。

中生代构造岩浆活化强烈。断裂构造十分发育，主要有北东向、近东西向及近南北向三组，它们控制了中生代岩浆侵入活动及火山－断陷盆地的展布。火山喷发活动以多旋回、多韵律、多期次的陆相喷发为特征，主要为中心式或筒式喷发，形成彼此分割的火山喷发堆积体或火山－沉积盆地，火山岩岩石类型以中性岩为主、酸性岩为辅。岩浆侵入活动形成分布广泛的花岗岩类侵入体，可分为4个岩石系列，即晚海西—早印支期花岗闪长岩－二长花岗岩系列、晚印支期黑云母二长花岗岩－二云花岗岩系列、早燕山期二长花岗

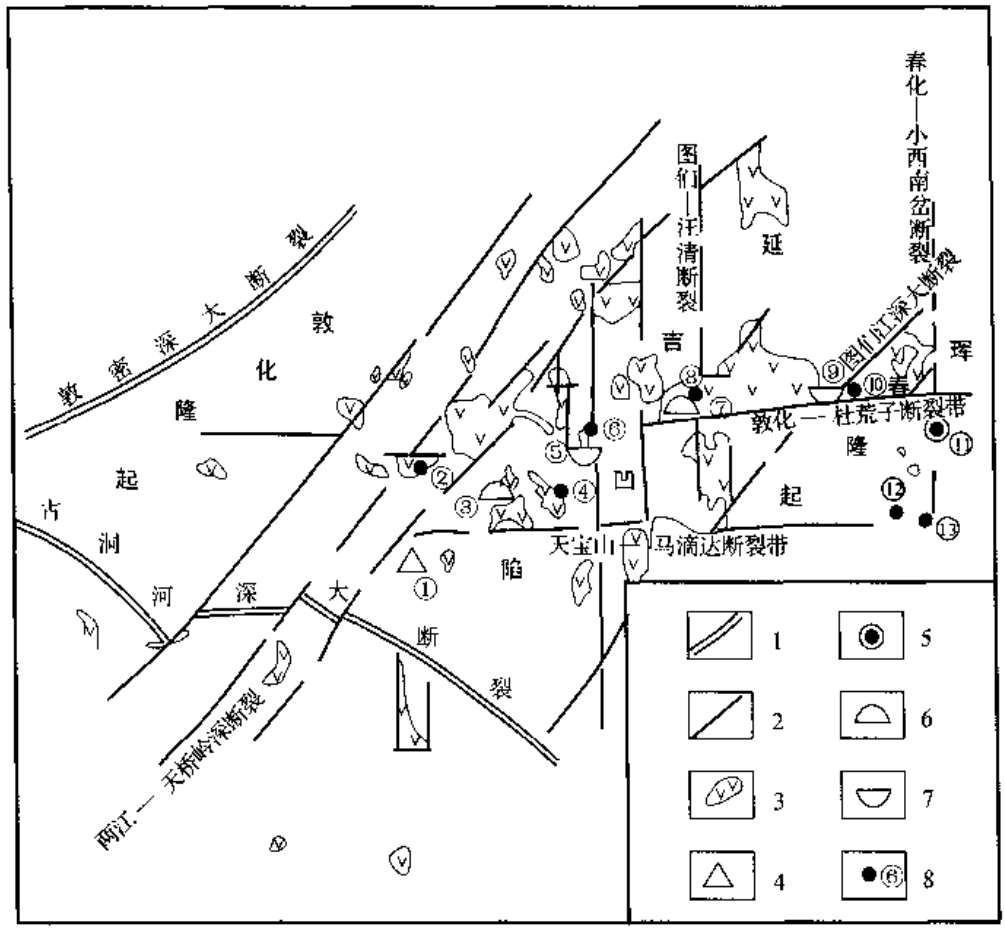


图 2-11　永吉－延边中生代构造岩浆活化带及金属矿床分布略图

（据金伯禄，1992，修改）

1—岩石圈断裂；2—壳断裂；3—中生代中酸性火山岩及次火山岩；4—矽卡岩型矿床；5—斑岩型矿床；6—贫硫热泉型矿床；7—富硫热泉型矿床；8—其他类型矿床

矿床编号及名称：①—天宝山；②—金矿屯；③—五凤－五星山；④—春兴；⑤—南枝；⑥—富岩；⑦—刺猬沟；⑧—干沟子；⑨—九三沟；⑩—杜荒岭；⑪—小西南岔；⑫—三道沟；⑬—农坪

岩－斜长花岗岩系列和晚燕山期二长岩－碱长花岗岩－碱性花岗岩系列，同位素年龄为242～144Ma。火山－侵入岩的成岩演化顺序均为中性→酸性→中酸性，属钙碱性岩浆系列。

成矿作用与中—酸性侵入岩有关，尤其是与浅成－超浅成花岗闪长斑岩、斜长花岗斑岩、花岗斑岩及闪长玢岩关系密切。一般地，酸性斑岩与铜、钼、金矿关系较密切，其SiO_2含量为66.6%～78.9%，K_2O+Na_2O含量为5.3%～8.3%；中性斑岩与铜、铅、锌矿关系较密切，其SiO_2含量为54.7%～64.2%，K_2O+Na_2O含量为3.6%～6.6%。代表性矿床有大黑山式斑岩钼矿、小西南岔式斑岩铜金矿、山门式热液脉型银矿等。

2．吉南－辽东构造－岩浆活化带成矿堆积环境

吉南－辽东构造－岩浆活化带位于华北地台（陆台）北缘东北部、郯庐断裂带东侧。前中生代基底自下而上分为三大建造，即太古宙花岗－绿岩建造、古元古代—中元古代裂谷（拗拉槽）型火山－沉积建造和新元古代—古生界拗拉槽沉积建造。中生代发生强烈的构造岩浆活化，经历三大旋回（期）。①印支期（三叠纪）表现为原基底构造薄弱带的重

新活动及岩浆侵入与喷发，吉南出现火山活动，沿辽东裂谷与新金－庄河地体接合部以及克拉通内部裂解带有大面积的上侵，形成一套基性－中性－酸性－碱性岩石系列。区域岩浆活动具有南强北弱、南侵北喷的特点。②燕山早期（侏罗纪）构造－岩浆活动及金属成矿作用最为强烈，出现了一系列基本等距分布的北西向构造－岩浆岩带和断裂－岩浆侵入－火山喷溢相互叠置的活动格局，在辽东南部出现两条近南北向的构造－岩浆岩带。岩浆侵入活动范围逐步向北扩展，形成二辉岩－角闪岩和黑云母二长花岗岩－似斑状二长花岗岩两类侵入岩组合，属钙性、钙碱性岩石系列；火山活动明显增强，形成较多的火山－次火山岩和爆破角砾岩筒。岩浆活动总体上亦有南侵北喷的特点。③燕山晚期（白垩纪）岩浆侵入活动增强且有北移趋势，火山作用更强，形成新的以酸性岩为主的断裂－岩浆侵入－火山喷溢活动带。侵入岩主要是闪长岩－二长花岗岩－钾长花岗岩类，属钙碱性岩石系列；火山岩有玄武岩、安山岩、英安岩及流纹岩，次火山岩以石英闪长斑岩、花岗斑岩、流纹斑岩最为重要。

据邓功全、贾大成（1994）研究，辽东—吉南地区中生代构造岩浆岩带共划分出19个亚带，它们是北东向的鸭绿江带、瓦房店－凤城－抚松带、本溪－通化带、浑河－辉发河带，北北东向的丹东－宽甸－浑江带、庄河－新宾－梅河口带、城子坦－歪头山带、沈阳－鞍山－金洲带，北西向的瓦房店－城子坦带、盖县－青堆子带、鞍山－丹东带、本溪－宽甸带、南杂木－桓仁带、草市－龙头村带，东西向的饮马湾山－南房身带、盖县－凤城－长甸子带、鞍山－牛毛大山带和南北向的桂云花－碧流河带、大营子－达子营带。在这些构造－岩浆岩带的交汇部位，往往形成大岩体、岩浆岩田、火山岩盆地及矿集区。根据其时空分布特征，可大致圈定三大岩浆岩高强度集中区：柳河－通化－桓仁集中区以火山岩为主体，并有大量的燕山晚期次火山岩及浅成侵入体；凤城－马鹿沟集中区属印支－燕山期基性—中性—酸性—碱性侵入岩及小型沉积盆地共存区；岫岩－庄河集中区则是印支期侵入岩分布中心。

吉南—辽东构造－岩浆活化带的矿床类型主要有：与中—浅成侵入岩有关的斑岩－矽卡岩－热液脉型铜、钼、铅、锌、铁、金、银矿床，以黄柏峪斑岩铜（钼）矿、华铜矽卡岩铜（金）矿、二棚甸子矽卡岩铁铜矿、岫岩热液脉状铅锌矿等为代表；与陆相次火山岩有关的斑岩－矽卡岩－爆破角砾岩筒－热液脉型铜、钼、铅、锌、金矿床，以临江斑岩－矽卡岩铜矿、二密爆破角砾岩筒型铜（钼）矿、望宝山爆破角砾岩筒型多金属矿等为代表；与火山－沉积岩有关的层状铜矿床（点）等。

3. 阴山－燕山构造岩浆活化带成矿堆积环境

阴山－燕山构造－岩浆活化带叠置在阴山隆起（内蒙古隆起）和燕辽沉降带两个大地构造单元之上，基底岩系主要为太古宇中深变质岩系、古元古界优地槽性火山－沉积建造和中新元古界冒地槽型沉积建造。中生代时期，近东西向基底断裂的复活与北东－北北东向断裂的大量新生，对岩浆喷发－侵入活动及有关矿床的形成具有重要的控制作用。

中生代火山－侵入作用及其产物可明显地分为南、北两个亚带。①北亚带呈上叠式发育于阴山隆起（内蒙古隆起）之上，岩浆作用强度相对较弱，火山岩分布比较局限，印支期及燕山早期花岗岩类呈东西向的岩株状及岩基状断续分布。②南亚带叠置于燕辽沉降带之上，火山喷发与侵入活动均较强烈，以燕山期为主，构成著名的燕辽（冀北－辽西）岩浆岩（亚）带。

南亚带（燕辽岩浆岩亚带）火山活动可分为4个大的阶段，早侏罗世火山岩以钙碱性的玄武岩、安山岩为主，见于京西至北票一带；中侏罗世火山岩以钙碱性－碱性系列安山岩及英安岩为主，分布范围较前者扩大，活动强度由西向东增强；晚侏罗世火山岩以钙碱性系列的流纹岩及火山碎屑岩为主，分布于太行山北段，活动强度大、向东西两侧减弱；早白垩世火山岩以钙碱性及碱性系列的安山岩或流纹岩为主，分布该亚带东部，活动强度大、由西向东增强。燕山早期侵入岩体众多，多为壳幔同熔型中酸性花岗岩类，呈岩株或岩基产出，主要岩石类型有石英闪长岩、石英二长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩、花岗岩等。燕山晚期多为早白垩世浅成小侵入体。

阴山－燕山构造－岩浆活化带的成矿作用强烈，形成两个规模较大的成矿（亚）带。①乌拉特前旗－康保－建平铅锌钼金银成矿（亚）带，与成矿有关的岩体多为浅成－超浅成花岗岩类复式侵入体，它们常常是继晚侏罗世或早白垩世火山活动稍后侵入的，矿床类型组合为斑岩型铜钼（钯）矿床、矽卡岩型钼矿床、热液脉型铅锌银矿床、石英脉型和蚀变岩型金矿床、火山岩型银矿床等，在空间上形成三大矿集区，即建平—金厂沟梁金钼矿集区、赤峰—敖汉旗金（铜钼）矿集区和康保—丰宁铅锌银钼金矿集区；②繁寺—遵化—锦州钼铅锌金银铜成矿（亚）带，成矿作用与燕山期（特别是燕山早期）花岗岩类侵入岩密切相关，矿床类型主要有斑岩型或斑岩－矽卡岩型钼铜（铅锌）矿床、矽卡岩型钼铅锌（金）矿床、石英脉型和蚀变岩型金矿床、热液脉型铅锌（铜）矿床等，在空间上形成7大矿集区，即锦西－绥中钼铅锌（金）矿集区、青龙－遵化金铜钼矿集区、密云－延庆钼铅锌金银矿集区、怀柔－宣化钼铅锌银矿集区、崇礼－张家口金矿集区、涞源－灵丘钼银铜金矿集区和繁寺钼金矿集区。

4. 大兴安岭南段构造－岩浆活化带成矿堆积环境

大兴安岭南段构造－岩浆活化带位于内蒙古东南部的突泉—林西地区，在大地构造上包括兴蒙地槽褶皱系南部，可分为两个亚带。

（1）突泉－天山构造岩浆活化亚带

北起乌兰浩特、南至甘珠尔庙，呈北东向狭长带状。地处大兴安岭东南缘、嫩江断裂西侧，是大兴安岭南段海西褶皱带的一部分。中新生代卷入滨太平洋大陆边缘活动带，区域构造格架由近东西向与北东－北北东向构造构成，受其控制的岩浆侵入岩及铜多金属矿床具有东西成行、北东成带的空间展布特征。与成矿有关的岩浆侵入岩主要有三个岩石系列，即与铜矿床有关的闪长玢岩－斜长花岗斑岩－花岗闪长斑岩系列、与铅锌银矿床有关的花岗闪长岩－钾长花岗岩系列和与稀有稀土金属有关的碱性花岗岩系列。相应地，与火山－侵入岩有关的矿床主要有三类：①斑岩－热液脉型铜矿床，成矿岩体为斜长花岗斑岩、花岗斑岩及花岗闪长斑岩，侵位年龄为177～161Ma，代表性矿床有闹牛山铜矿、莲花山铜矿、布敦花铜矿等；②热液脉型铅锌（银）矿床，以孟恩陶勒盖银铅锌矿床为代表，矿体赋存于海西晚期黑云母斜长花岗岩中，但成矿与燕山早期花岗岩关系密切；③钠长岩型稀有稀土金属矿床，以巴尔哲矿床为代表，稀有稀土金属矿物呈浸染状或细脉浸染状赋存于燕山晚期蚀变碱性花岗岩中，后者呈岩株状侵位于侏罗纪火山岩中。

（2）黄岗—甘珠尔庙构造岩浆活化亚带

地处大兴安岭东南缘，亦属大兴安岭南段海西褶皱带的一部分。中生代构造－岩浆活化是在海西晚期类弧盆体系构造基底之上继承性演化发展的，北东向的达里诺尔－洪浩尔坝断裂和

黄岗－甘珠尔庙断裂不仅控制了早二叠世海槽沉积，而且成为中生代断隆带与断坳带的边界，两大断裂带之间的断隆及坳中隆是岩浆活动与成矿的集中部位，而新生的北北东向构造则控制火山岩盆地的分布、北西向断裂与浅部海西晚期褶皱同生断裂均是重要的容矿构造。岩浆活动自中侏罗世开始、至晚侏罗世达到高潮，在断陷带内形成了巨厚的火山岩，分酸性—中性—酸性三个旋回；与其同源异相的花岗岩类侵入体在断陷带或断隆带边部最为发育，花岗闪长(斑)岩、英安斑岩等中酸性岩与铅锌矿有关，正长花岗岩、碱长花岗岩等偏碱性花岗岩则与锡多金属矿有关，前者多见于白音诺尔—浩布高一带，同位素年龄为171～158Ma，后者在黄岗一带较发育，同位素年龄为155～140Ma。矿床类型有蚀变花岗岩型、伟晶岩型、云英岩型、斑岩型、矽卡岩型、热液型等，以黄岗式矽卡岩型铁锡矿床、白音诺尔式矽卡岩型铅锌矿床、大井式热液型铜多金属矿床以及敖瑙达巴斑岩型银锡铜矿床等为代表。

二、华北地台北缘及其北侧金属成矿省成矿构造聚敛场

根据前述“成矿构造聚敛场”的概念及其研究内容，在区域成矿地质背景及成矿堆积环境分析的基础上，我们在华北地台北缘及其北侧金属成矿省中划分出23个成矿构造聚敛区（场）（表2-4）。对这些成矿构造聚敛区（场）的研究还有待进一步深化，作者仅根据已有资料作初步的概括，以期起到“抛砖引玉”的作用。

（一）华北地台北缘及其北侧太古宙—古元古代同剪切形变构造聚敛场

华北地台北缘及其北侧金属成矿省太古宙—古元古代成矿构造聚敛场共有6个成矿构造聚敛区（场），即包头－乌拉山成矿构造聚敛区（场）、宣化－赤城成矿构造聚敛区（场）、金厂峪－马兰峪成矿构造聚敛区（场）、排山楼－金厂沟梁成矿构造聚敛区（场）、鞍山－红透山成矿构造聚敛区（场）和桦甸－夹皮沟成矿构造聚敛区（场）。

本类成矿构造聚敛区（场）产于太古宙克拉通隆起区、元古宙裂谷带或裂陷槽（拗拉槽）以及前寒武纪中间地块等成矿堆积环境中。其规模一般为2800～12500km^2，在成矿地质背景及成矿堆积环境中的产出率约为1.3%～6.0%，可见其产出几率是很小的。然而，在该类成矿构造聚敛区（场）中已发现同剪切形变矿床30余处，以小营盘、金厂峪、夹皮沟等金矿床为代表。例如，吉林夹皮沟金矿为产于三道沟组与老牛沟组不同岩性组合结合带的含金建造发生不同步褶皱，并在其韧－脆性剪切扩容带中形成的含金石英脉。脉体虽具有某些后生脉的特点，但并不切穿含金建造，仍属于同剪切脉（图2-12）。当然，显生宙花岗质岩浆成矿作用的后期叠加矿化除外。又如，河北金厂峪金矿床为产在太古宙中深变质岩系中的石英复脉型金矿床，矿床及矿田构造主要由早期北北东向韧性剪切带及叠加其上的同向韧－脆性剪切带和更晚形成的构造片理化带组成，含金钠长石英脉及含金石英脉明显地受顺向及逆向斜列延深的韧－脆性剪切带相互交汇而形成的共轭剪切扩容带控制（图2-13）。

这类成矿构造聚敛区（场）及太古宙含金变质建造除受同剪切形变形成不同结构－构造的金矿床外，也可作为元古宙—古生代同成矿构造聚敛场及相关矿床的衍生矿源（层）地体。它们除可以形成大型—超大型初生型金矿床外，还可受中生代“行”、“列”、“汇”构造聚敛场控制形成与构造－岩浆热液作用有关的大型再生型金矿床。所以，该类成矿构造聚敛场是华北地台北缘及其北侧金属成矿省的基础控矿场。

表 2-4　华北地台北缘及其北侧成矿构造聚敛场一览表

名称	控矿场区	产出构造背景	场区规模 km^2	产出机率(占背景%)	矿　种	矿床成因类型	矿床规模	矿床远景	实　例	备　注
太古宙—古元古代同剪切形变成矿构造聚敛场	Ⅰ-1 包(头)-乌(拉山)区	太古宙克拉通基底阶段边缘裂陷槽及山前超壳大断裂南缘(西段)花岗-绿岩带	3250	1.5	Au	变质+岩浆热液	中小—大	大	哈德门沟 Z	太古宙控制大矿的场最大产率为3.5%
	Ⅰ-2 宣(化)-赤(城)区	太古宙克拉通基底阶段边缘裂陷槽及山前超壳大断裂南缘(中段)花岗-绿岩带	5400	2	Au	变质+岩浆热液	中小—大	大	小营盘	
	Ⅰ-3 金(厂峪)-马(兰峪)区	同上(中段)花岗-绿岩等	3250	1.5	Au	变质+岩浆热液	中小—大	大	金厂峪	
	Ⅰ-4 排(山楼)-金(厂沟梁)区	同上(东段)花岗-绿岩等	12500	6	Au	变质+岩浆热液	中小	大	排山楼	
	Ⅰ-5 鞍(山)-红(透山)区	同上(东段)花岗-绿岩带	2800	1.3	Cu、Au	变火山沉积(块状硫化物)	中小	不明	红透山	
	Ⅰ-6 桦(甸)-夹(皮沟)区	同上(东段)花岗-绿岩带	7500	3.5	Au	变质+岩浆热液	中小—大	大	夹皮沟	元古宙控制大到超大矿的场最大产率为6.6%
古元古代—古生代同成矿构造聚敛场	Ⅱ-1 青(城子)-北(瓦沟)区	克拉通基底内古元古代延-吉活动带	6750	4	Pb、Zn	碳酸盐岩容矿喷流沉积	中小—大	大	青城子	
	Ⅱ-2 东(升庙)-甲(生盘)区	拗拉槽阶段中元古代渣尔泰-白云鄂博拗拉槽	11250	6.6	S、Cu、Pb、Zn	碳酸盐岩容矿喷流沉积	大—超大	大	东升庙	
	Ⅱ-3 高(板河)-军(屯)区	中元古代燕山拗拉槽	8000	4.7	S、Mo、Au、Pb、Zn	碳酸盐岩容矿喷流沉积	中小	大	高板河—军屯	
	Ⅱ-4 泛河区	中—新元古代泛河拗拉槽	4500	2.6	Pb、Zn	碳酸盐岩容矿喷流沉积(MVT)	中小	中、小	关门山	
	Ⅱ-5 白(乃庙)-别(鲁乌图)区	古生代克拉通盖层阶段兴蒙褶皱系叠接俯冲带	6250	3.7	Cu、Au、Fe、Mo	海相火山沉积块状硫化物	中小—大	大	白乃庙南矿-别鲁乌图	

中生代—成矿构造聚敛场	Ⅲ-1 白(乃庙)-哈(达庙)区	同上,古生代—中生代构造岩浆带	1900	0.4	Au	斑岩型	小	小	白乃庙北矿—哈达庙	中生代控制大矿的场最大产出概率最大只有2.4%
	Ⅲ-2 黄(岗)-东(三岔)区	同上,古生代—中生代构造-岩浆带	96000	2.4	Sn	矽卡岩型	中	大	黄岗	
	Ⅲ-3 白(音诺)-浩(布高)区	同上,古生代—中生代构造-岩浆带	1962	0.49	Pb、Zn	矽卡岩型	大	大	白音诺、浩布高	
	Ⅲ-4 二(道林子)-大(黑山)区	古生代克拉通盖层阶段吉-黑褶皱系古生代—中生代构造-岩浆带	90000	2.3	Cu、As、Mo	岩浆热液	大	大	二道林子、二道甸子、大黑山	
	Ⅲ-5 大(宝山)-五(星山)区	同上,古生代—中生代构造-岩浆带	11000	2.7	Pb、Zn、Ag、Au	岩浆热液	小	中	大宝山、五星山	
	Ⅲ-6 义(兴寨)-小(青沟)区	陆内构造活化阶段燕山-阴山中生代构造岩浆带	7850	1.9	Au、Ag、Zn、Cu、Mn	岩浆热液	小	大	义兴寨、小青沟	
	Ⅲ-7 贾(家营)-撒(岱门)区	同上,中生代构造岩浆带	96000	2.4	Mo	岩浆热液	中	大	贾家营、撒岱沟门	
	Ⅲ-8 小(寺沟)-峪(耳崖)区	同上,中生代构造岩浆带	11304	2.8	Mo、Au	斑岩型	小	中	小寺沟、峪耳崖	
	Ⅲ-10 八(家子)-杨(家伙子)区	陆缘构造活化带辽东-吉南中生代构造-岩浆带	11304	2.8	Pb、Zn、Mo	矽卡岩型	小	大	八家子、杨家伙子	
	Ⅲ-9 肖(家营)-二(道沟)区	同上,中生代构造岩浆带	1962	0.49	Mo、Au	岩浆热液	小	中	肖家营、二道沟	
	Ⅲ-11 华(铜)-岫(岩)区	同上,中生代构造岩浆带	9600	2.4	Cu、Pb、Zn	岩浆热液		小	华铜、岫岩	
	Ⅲ-12 宣(化)-赤(城)-包(头)-乌(拉山)区	华北地块陆缘包-尚-平-义-通古生代构造岩浆带	9600	2.4	Au	碱性岩浆热液	大	大	东坪、后沟、哈德门沟	

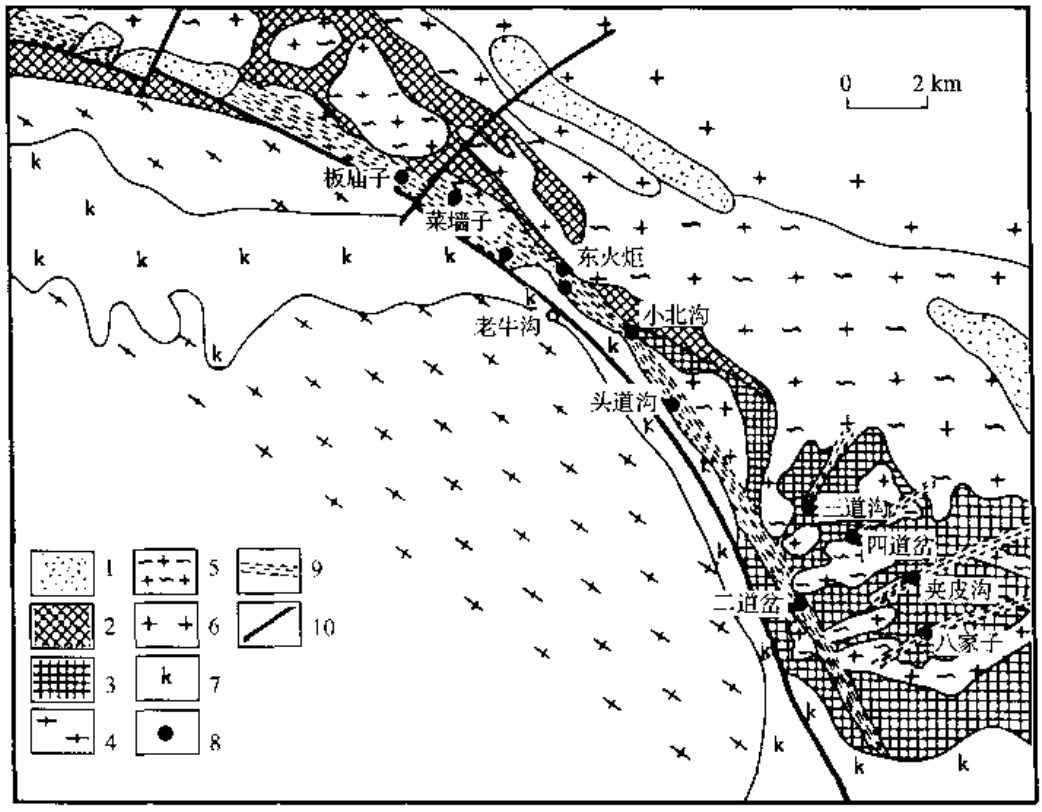


图 2-12 吉林夹皮沟花岗－绿岩型金矿同剪切形变控矿图

1—呼兰群；2—夹皮沟岩群三道沟组；3—夹皮沟岩群老牛沟组；4—片麻岩－麻粒岩区；5—太古宙英云闪长质－奥长花岗质片麻岩；6—华力西期花岗岩；7—钾质花岗岩；8—金矿床；9—韧－脆性剪切带及含金石英脉；10—地质界线

（二）华北地台北缘及其北侧元古宙—古生代同成矿构造聚敛场

华北地台北缘及其北侧金属成矿省古元古代—古生代同成矿构造聚敛场共分为 5 个成矿构造聚敛区（场），即青城子－北瓦沟成矿构造聚敛区（场）、东升庙－甲生盘成矿构造聚敛区（场）、高板河－军屯成矿构造聚敛区（场）、泛河成矿构造聚敛区（场）和白乃庙－别鲁乌图成矿构造聚敛区（场）。

本类成矿构造聚敛区（场）产于古元古代拗拉槽（裂谷）和中元古代—古生代坳陷带中，其规模一般为 4500～11250km^2。其中，以青城子－北瓦沟和东升庙－甲生盘两个聚敛场比较大，前者形成于古元古代坳拉谷中，后者产在狼山－渣尔泰中元古代坳陷带中，并产出有超大型的硫铅锌铜矿床。它们都近临太古宙克拉通基底，从而为两个构造聚敛控矿场提供了充分的成矿物质来源。

白乃庙－别鲁乌图成矿构造聚敛场（区）产于古生代兴蒙造山带中，该造山带是在古亚洲洋向华北板块叠接俯冲和与西伯利亚板块对接碰撞过程中形成的。因此，该带的成矿是多期矿床（polychronous ore deposits），并出现由海相到陆相成矿的演化。如白乃庙铜钼矿床，早期为海相块状硫化物铜矿床（南矿），后期出现陆相类斑岩钼铜矿（北矿），更有甚者可以跨代形成燕山期哈达庙式斑岩型金矿床。该聚敛场除需研究如何与其广袤分布的构造背景的耦合机制外，还需研究造山带的演化机制，从而发现多期矿床。

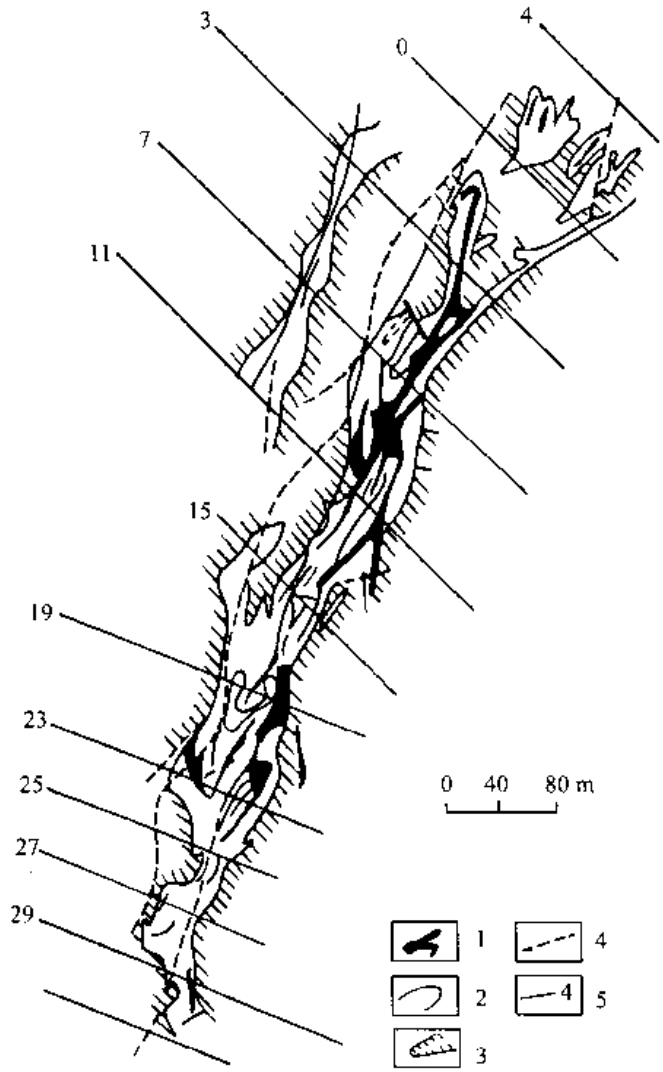


图 2-13 河北金厂峪金矿复式共轭同剪切形变控矿图（中段平面图）

1—复式共轭含金石英脉；2—共轭同剪切构造带；3—含矿绿岩系；4—断裂带；5—勘探线及编号

（三）华北地台北缘及其北侧古生代—中生代“行”、“列”、“汇”成矿构造聚敛场（区）

华北地台北缘及其北侧金属成矿省古生代—中生代“行”、“列”、“汇”成矿构造聚敛场共有 12 个，它们是白乃庙－哈达庙成矿构造聚敛区（场）、黄岗-东三岔成矿构造聚敛区（场）、白音诺尔－浩布高成矿构造聚敛区（场）、二道林子－大黑山成矿构造聚敛区（场）、大宝山－五星山成矿构造聚敛区（场）、义兴寨－小青沟成矿构造聚敛区（场）、贾家营－撒岱门成矿构造聚敛区（场）、小寺沟－峪耳崖成矿构造聚敛区（场）、八家子－杨家杖子成矿构造聚敛区（场）、肖家营－二道沟成矿构造聚敛区（场）、华铜－岫岩成矿构造聚敛区（场）和宣化－赤城－包头－乌拉山成矿构造聚敛区（场）。

本类成矿构造聚敛区（场）其规模为 1900～96000km^2，产出几率为 0.4%～2.7%。其中，义兴寨－小青沟、贾家营－撒岱门、小寺沟－峪耳崖、宣化－赤城－包头－乌拉山等 4 个“行”、“列”、“汇”成矿构造聚敛区（场）控制了华北地台北缘陆内构造活化阶段中生代构造－岩浆带及有关矿床；八家子－杨家杖子、肖家营－二道沟、华铜－岫岩等 3

个“行”、“列”、“汇”成矿构造聚敛区（场）控制了华北地台北缘陆缘构造活化阶段中生代构造－岩浆带及有关矿床。

白乃庙－哈达庙、黄岗－东三岔、白音诺尔－浩布高、二道林子-大黑山和大宝山－五星山等5个“行”、“列”、“汇”成矿构造聚敛区（场）控制了华北地台北侧的兴蒙－吉黑褶皱系古生代—中生代构造－岩浆带及有关矿床。例如，黄岗－东三岔和白音诺尔－浩布高“行”、“列”、“汇”成矿构造聚敛区（场）均位于大兴安岭南段的黄岗-甘珠尔庙锡多金属成矿带，它控制了该区的中生代岩浆作用及锡多金属成矿作用（图2-14）。杨志达、鲍修坡（1997）将区内锡多金属矿床（点）按其分布密度作图（图2-15）后可以清晰地显示出两个矿床（点）分布密集区，分别与两个“行”、“列”、“汇”成矿构造聚敛区（场）相吻合。其中，锡多金属相对集中于黄岗地区，受黄岗－东三岔成矿构造聚敛区（场）控制，矿床（点）主要分布在侵位于断隆区酸性花岗岩体的内外接触带；铅锌多金属则相对集中于白音诺尔地区，受白音诺尔－浩布高成矿构造聚敛区（场）控制，矿床（点）多分布在火山机构边部的断陷区或断隆区边部，与浅成、超浅成中酸性斑岩体有关。

华北地台北缘及其北侧金属成矿省受“行”、“列”、“汇”成矿构造聚敛区（场）控制的矿床多达数百处，说明其控矿作用十分重要，但大多数为中小型矿床，大型矿床仅18处。在这18处大型矿床中，在华北地台区者是受东西向构造带和北东构造带交汇，并应在交汇处形成含矿流体流，并形成涡流才能有大矿定位，如杨家杖子钼矿、黄岗锡矿、撒岱沟门钼矿、义兴寨金矿等；在兴蒙造山带区者是受叠接俯冲构造的夹持部位定位的，如浩布高铅锌矿、白音诺铅锌矿等。尤其是叠加在同剪切形变之上受构造－岩浆热液作用形成再生型矿金是本聚敛场的控矿特色，如小营盘金矿、金厂峪和东坪矿等。

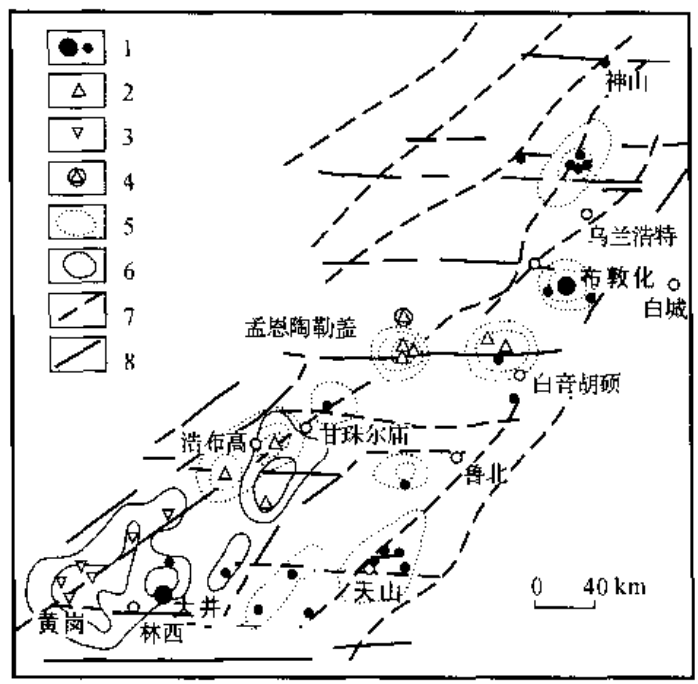


图2-14 大兴安岭南段“行”、“列”、“汇”成矿构造聚敛区（场）略图

1—铜矿床；2—铅锌矿床；3—锡矿床；4—稀有稀土金属矿床；5—铜铅锌矿汇；6—锡矿汇；7—推断断裂；8—实测断裂

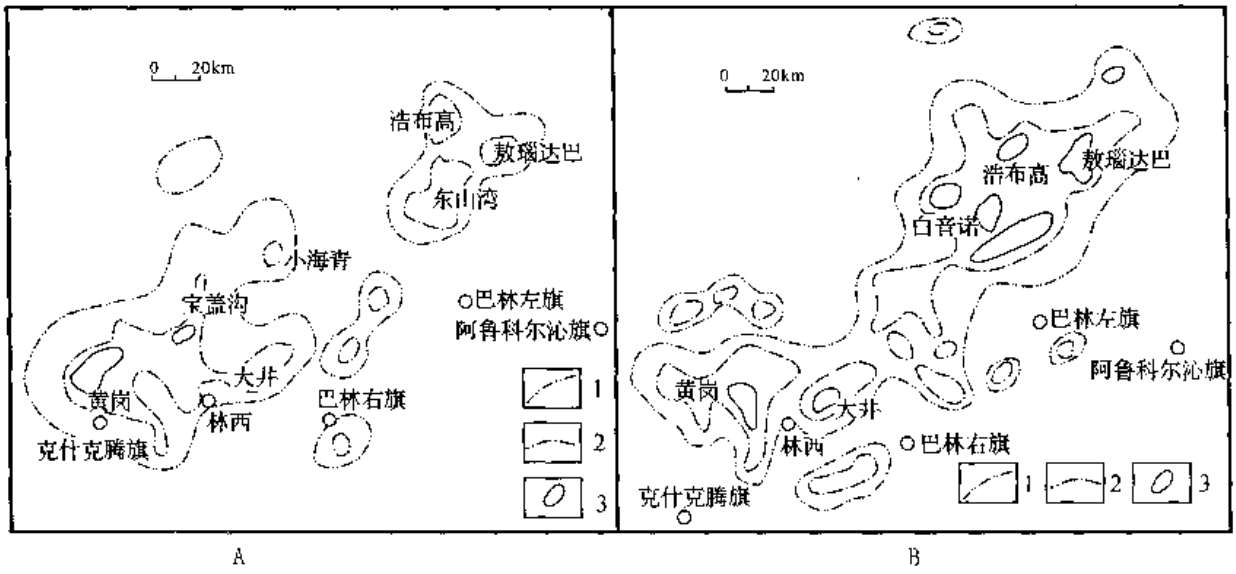


图 2-15　大兴安岭南段锡铅锌多金属矿床（点）分布密度图

（据杨志达、鲍修坡，1997）

A—锡（钨）多金属矿床密度等值线图；B—铅锌多金属矿床密度等值线图

1—0.1 个/100km^2；2—1 个/100km^2；3—5 个/100km^2

三、华北地台北缘及其北侧金属成矿省的金属成矿相

金属成矿相研究是深化认识成矿机理、进而达到认识和判断金属能否淀积的重要内容。即使在具备有利的成矿地质背景、成矿堆积环境和成矿构造聚敛场的条件下，如果成矿流体达不到一定金属成矿相也不能成矿。

张荣华（1999）编制的成矿温度、压力、盐度和氯离子的成矿相图（图 2-16），主要反映了沉积岩容矿、碳酸盐岩容矿、火山岩容矿和与构造－岩浆作用有关矿床的成矿相。其中，前三者的成矿温度都在 374℃临界温度以下、成矿流体盐度均为大于 15%。沉积岩和碳酸盐岩容矿矿床的成矿温度为 50～210℃、成矿流体盐度为 15%～40%；火山岩容矿矿床为 250～350℃。

与构造－岩浆作用有关矿床（包括矽卡岩矿床、长江中下游的岩浆热液矿床和玉龙斑岩铜矿）的成矿温度介于 280～500℃之间，跨临界温度两侧。成矿流体盐度为 5%～39%，矽卡岩矿床流体的盐度为 5%～14%，长江中下游逐渐增至 22%，而玉龙最高可达 39%。

作者搜集到辽西—冀北地区与构造－岩浆热液成矿有关的 9 个矿床的盐度、温度、压力等物理化学参数（表 2-5），并将其投影到图 2-16 中。从中可以看出：八家子矽卡岩型铅锌银矿床、茅山和三家子岩浆热液型金矿床以及金厂峪岩浆热液叠加型金矿床的成矿温度都处于较低而临近临界温度的范围，成矿流体盐度仅为 6.2%～8.5%，均未达到长江中下游的岩浆热液矿床和玉龙斑岩铜矿的成矿温度和流体盐度值。据此，可以认为，辽西—冀北地区已知的上述 9 个矿床即使具备有利成矿地质背景和成矿构造聚敛场也不可能形成长江中下游和玉龙那样的大型、特大型矿床。这是从金属成矿相评价本区构造－岩浆热液矿床的重要环节。当然，“景”、“场”、“相”在统一成矿框架中，如能发现其在最佳耦合的一定成矿年代出现异常成矿热事件时，仍具有形成超巨量金属堆积的成矿条件。

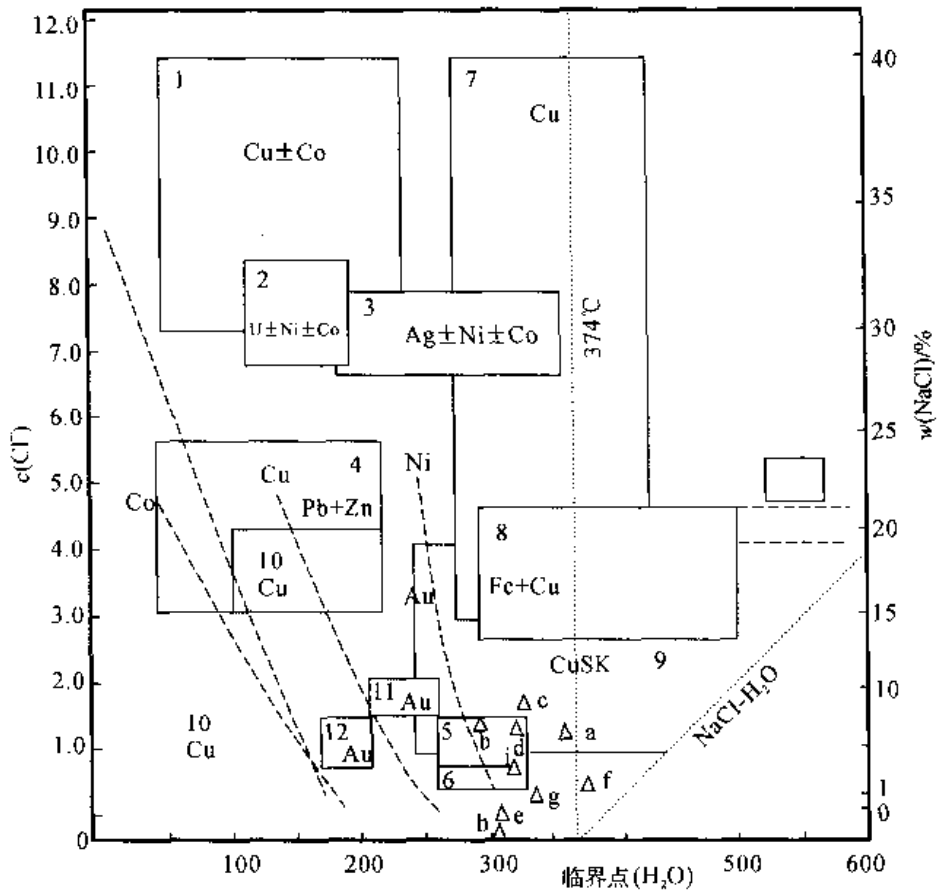


图 2-16　成矿流体成矿相图

（据张荣华，1999，补充）

1—罗德西亚铜矿带；2—整合型铀（镍钴）矿；3—镍钴多金属和银砷化物矿脉；4—密西西比型铅锌矿床；5—日本黑矿型矿床；6—塞浦路斯型矿床；7—中国玉龙斑岩铜矿床；8—长江中下游火山成因铁铜矿床；9—长江中下游矽卡岩铜矿床；10—滇东北细粒－网脉浸染铜矿床；11—蚀变岩型金矿床；12—黔西南金矿床

a—蔡家营铅锌银矿；b—兰家沟铝矿；c—水泉金矿；d—姑子沟银铅锌矿；e—峪耳崖金矿；

f—八家子铅锌银矿；g—茅山金矿；h—三家金矿；i—金厂峪金矿

点线为临界线；虚线为络合物形式转变线；△为华北地台北缘及其北侧矿床投影点

表 2-5　辽西—冀北地区岩浆热液矿床石英流体包裹体物理化学参数

矿　床	围岩蚀变	盐度 %	温度 ℃	压力 10^5Pa	pH 值	还原参数 (R)	$\frac{w(Na^+)}{w(K^+)}$
蔡家营铅锌银矿	绢英－绿泥石化	0.63	317	120	<5.70		2.52
八家子铅锌银矿	矽卡岩－绢英岩化	6.52	360	190	<5.70	1.71	0.41
兰家沟铝矿	钾化－绢英岩化	1.90	378	240	6.06	1.33	
水泉金矿	钾化－绢英岩化	1.53	342	165	<5.70	0.81	14.65
姑子沟银铅锌矿	绢英－碳酸盐化	0.09	306	100	5.80	0.16	1.03
峪耳崖金矿	绢英岩化	2.13	320	125	6.85	0.04	0.88
茅山金矿	绢英岩化	7.96	274	75	7.16	0.07	0.36
三家金矿	绢英岩化	8.43	330	180	7.18	0.20	5.09
金厂峪金矿	绢英岩化	6.21	334	190	5.79	0.22	4.28

四、华北地台北缘及其北侧金属成矿省的结构－构造矿床

华北地台北缘及其北侧金属成矿省的代表性矿床基本上可概括为三大类型、十个结构－构造矿床样式。

（一）受同剪切形变成矿构造聚敛场控制的结构－构造矿床

受同剪切形变成矿构造聚敛场控制的矿床主要有两个结构－构造矿床样式。

1．不同步剪切同成矿近水平产出的金-石英大脉矿床式（小营盘式）

小营盘式金矿属变质热液充填交代形成的石英大脉型金矿床，产于太古宙中深变质岩系中，主要受强烈的韧性剪切变质作用与不谐调褶皱容矿空间带控制。含金石英脉组成的主脉带呈北东向展布，倾向南东、倾角4°，延深3700m，全部位于花家营组与涧沟河组接合部位，任剑钊等认为石英脉侵位的构造面是在两岩组接合部的逆冲推覆剪切面（图2-17）。我们认为除逆冲推覆外，还因花家营与涧沟河两岩组岩石韧度不同而出现不谐调褶皱，并形成平缓延展的大面积容矿空间。

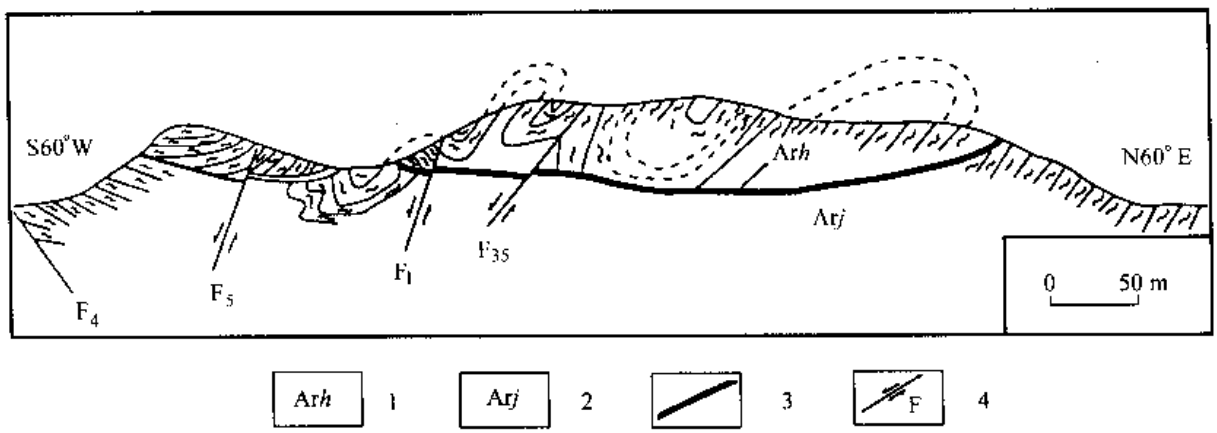


图2-17　河北小营盘金矿控矿构造略图

（据河北地质二队，1986，修改）

1—桑干群花家营组变质岩；2—桑干群涧沟河组变质岩；3—含金石英脉；4—断层

这种样式的金-石英大脉矿体厚度比较大，一般在2～4m，最厚可达10m，分布面积可达8km^2，矿脉产出较比稳定。在矿区的南侧和西侧均有向外推延扩大的可能。最近，据成矿预测，其南部F_4以南又发现新的隐伏矿物探异常，分布范围达7km^2，初步验证已见矿。除石英大脉主脉体外，在其上下部均产有小型的似层状副矿脉。主、副矿脉叠置在一起的部位，类似磨盘结构，即为多层脉。另外，主、副缓倾斜石英矿脉带可被晚期中—基性脉岩体穿切，并受其岩浆作用可衍生出陡立的含金石英矿脉（张全庄金矿）。经研究，我们认为陡立脉与缓倾斜大脉有可能形成陡缓联结结构－构造组合的矿床，并可互为预测、扩大区域找矿远景。

2．复式剪切形变的共轭金-石英脉矿床式（金厂峪式）

金厂峪式金矿属产于太古宇变质杂岩中的石英复脉型金矿床，受由早期北北东向韧性剪切带及叠加其上的同向韧－脆性剪切带和更晚形成的构造片理化带组成的复合构造控制。含金钠长石英脉及含金石英脉多沿构造带中的片理贯入，并受顺向及逆向斜列延深的

韧－脆性剪切带相互交汇面形成的共轭剪切扩容带控制。该样式矿体多在共轭剪切部位形成厚大矿体。共轭的产出部位多随侧向或垂向剪切的变化可以在矿体延长方向或延深方向出现多个共轭结构-构造，并使矿体膨大。在掌握这种结构-构造矿床的变化规律后，可据之追索发现厚大富矿囊（参见图 2-13）。

（二）受同沉积成矿构造聚敛场控制的结构-构造矿床

受同沉积成矿构造聚敛场控制的矿床主要有 4 个结构-构造矿床样式。

1. 同生长断裂成矿齐头状厚大似层状矿床式（东升庙式）

内蒙古西部的狼山－渣尔泰中元古代裂陷槽内碳酸盐岩和碳泥硅碎屑沉积岩容矿的 Cu、Pb、Zn、S 矿床，现已发现霍各乞铜多金属矿床、东升庙铅锌硫矿床、炭窑口多金属矿床、甲生盘铅锌矿床等重要的层控和层状多金属矿床。其中以东升庙的同生长断裂成矿条件最优，并已形成超大型矿床。

这种样式的矿床是受同成矿断裂控制的。同成矿断裂一般不穿透与之同成矿的容矿岩层，矿层与断层齐头相交。多期复活的同成矿断裂可以形成多层厚大矿体（图 2-18）。当然这要取决于喷流热水的多期活动和环流作用的发育程度，更重要的是喷流沉积的同时要有有利沉积补偿的沉积环境。补偿环境越好，则矿体越厚大。这是对该类矿床的进行地质勘查和评价的极为重要的矿床结构－构造研究基础。

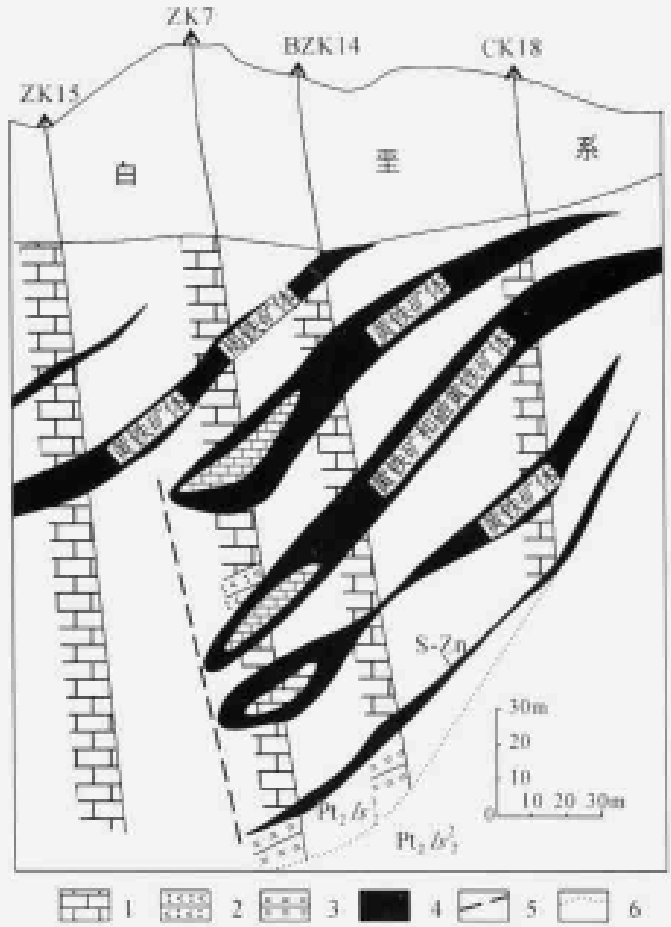


图 2-18　内蒙古东升庙铅锌硫矿床地质剖面图

（据内蒙古化工地质队）

1—细晶块状白云石大理岩；2—炭质千枚岩；3—二云母片岩；4—矿体；5—推测同生断层；6—岩段界线

2．同沉积成矿白云岩容矿传导不连续层状矿床式（高板河式）

高板河式铅锌－黄铁矿矿床属产于中元古界高于庄组锰质白云岩容矿的层状矿床。矿体展布东西长达6km，矿化露头呈传导不连续（Transitional discontinuity）达42km。传导不连续是指矿层虽然断开，但有成矿传导的地质因素（图2-19）。这种结构－构造的矿层具有传导追索矿层进行评价的意义。它不同于受不同地质因素断开的矿层，含矿层一般比较稳定，但因沉积物源和成矿相的变化，矿层上部以闪锌矿为主，下部以黄铁矿为主，并以赋存在泥质岩过渡至白云质灰岩的界面处为主矿层（图2-20）。

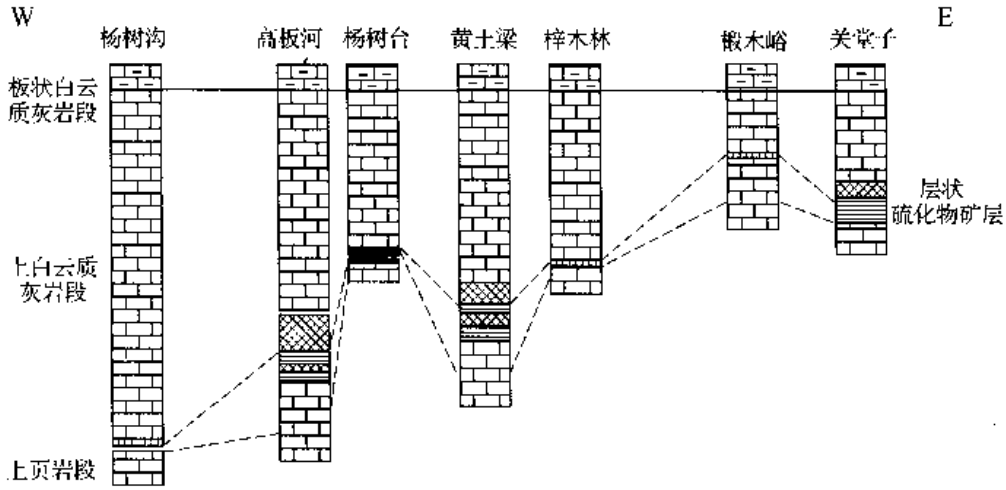


图2-19　高板河式铅锌－黄铁矿矿床传导不连续含矿层位

（据冯钟燕，1985，修改）

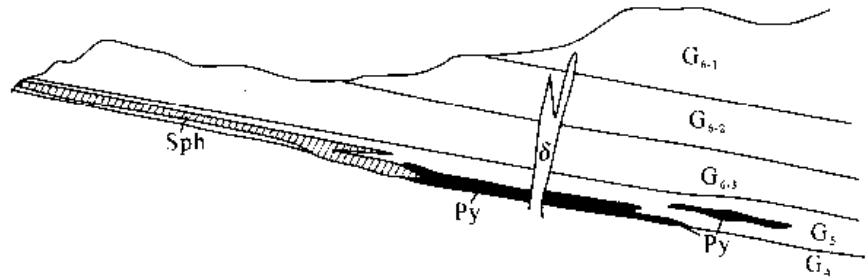


图2-20　高板河式铅锌－黄铁矿矿床的矿层形态

（据芮宗瑶等，1994）

Sph—锌矿体；Py—硫铁矿体；G_4—上页岩段；G_5—上白云质灰岩段；G_6—板状白云质灰岩

3．同沉积成矿碳酸盐岩岩溶容矿囊状矿床式（关门山式）

关门山式铅锌矿床的直接赋矿层为岩溶塌积层（Karst collapse bed）。成矿作用是受断裂构造传输环流热水，从与岩溶塌积层（关门山组）不整合的下部大追山组的库岩层（芮宗瑶，1994）中，运载成矿物质而淀积在塌积层中的（图2-21，2-22）。矿体形态受岩溶塌积层的控制，多与溶洞角砾岩共生，并多呈不规则团块状、囊状、透镜状、瓜藤状，较广泛分布在塌积层中，似有层位，但又不规定层位，主要受岩溶塌积发育程度控制。这种结构－构造矿床式的矿床形态复杂，勘查评价工作是困难的。

4．同沉积成矿的云母片岩和条带大理岩组合层容矿的复杂形态矿床式（青城子式）

青城子式铅锌矿床的赋矿岩层为变泥质和钙质组合岩层，并多呈互层条带产出。矿体

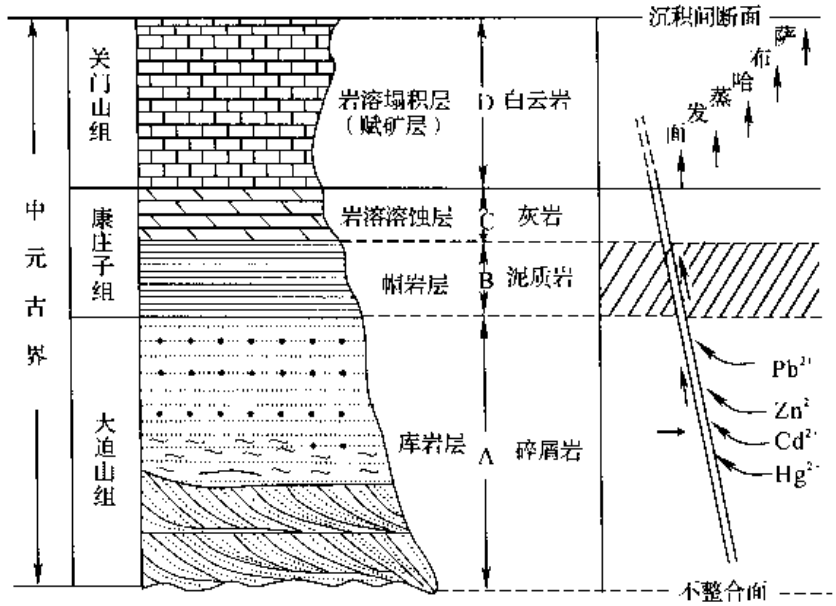


图 2-21　关门山式铅锌矿床赋矿地层结构图

（据芮宗瑶，1994）

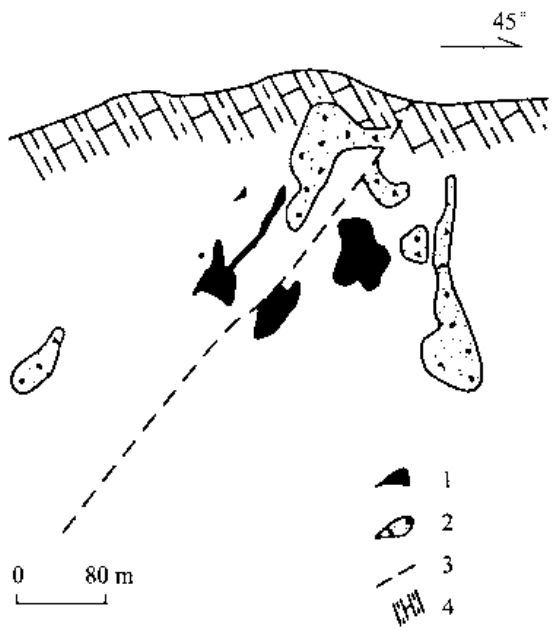


图 2-22　关门山式铅锌矿床小西沟矿段角砾岩体和矿体形态对比

（据芮宗瑶等，1994）

1—矿体；2—角砾岩体；3—断层；4—白云岩

形态由顺层的似层状、透镜状变化为切层的脉状或不规则状，进而变化为产于断裂一侧沿层羽状矿体。这三类矿体规模都不大，一般长 30～400m，而且后二者形态常很复杂。但是，它们有时在三种控矿因素组合在同一赋矿部位时，也可以同时出现在矿田中，即由羽状矿体可以预测脉状或似层状矿体（图 2-23）。对其进行勘查评价中，应全局掌握这种组合矿体的出现。

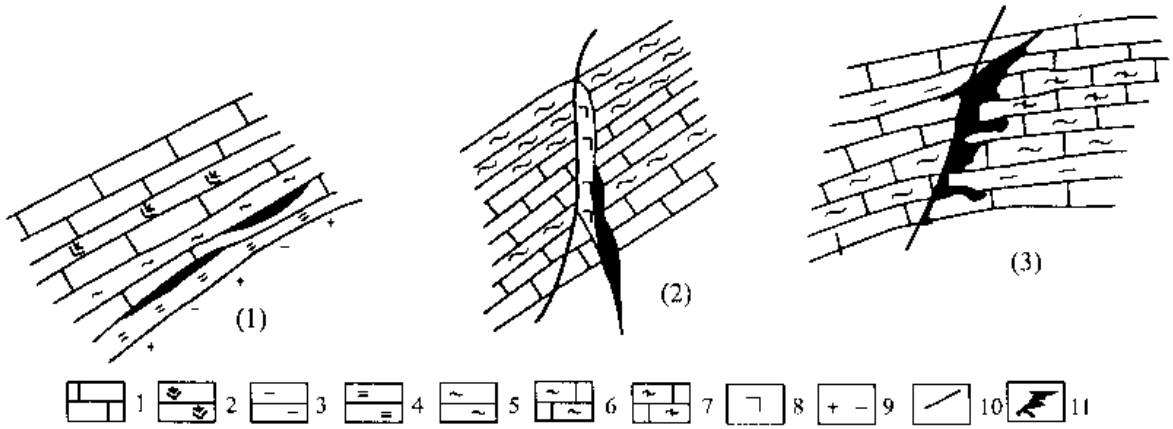


图 2-23　青城子铅锌矿床矿体形态变化图

（据方如恒等，1994）

（1）榛子沟矿体；（2）木山矿体；（3）南山矿体

1—大理岩；2—石榴子石云母片岩；3—矽线石片岩；4—角闪片岩；5—云母片岩；6—云母质条带大理岩；7—大理岩与云母变粒岩、云母片岩互层；8—花岗斑岩；9—混合岩化花岗岩；10—断层；11—矿体

（三）受“行”、“列”、“汇”成矿构造聚敛场控制的结构－构造矿床

受“行”、“列”、“汇”成矿构造聚敛场控制的矿床主要有 4 个结构－构造矿床样式。

1．产于碱性杂岩体中含金石英复脉和蚀变岩矿床式（东坪式）

东坪式金矿属产于碱性杂岩体中的石英复脉－蚀变岩型金矿床，含金石英脉受碱性构造－岩浆侵入体压－扭－张性构造破裂带控制。含矿流体也是碱质的，由于发生强烈的碱交代（钾化），金络合物卸载金离子于扭－张性构造带而成矿的。矿体结构－构造样式随扭－张构造发育程度而变化。东坪金矿床的扭－张构造十分发育，这可能是岩体中部构造应力最强，张性构造带十分发育，从而控制大量含金石英复脉带（图 2-24）。其中追踪复脉带的复合部位可形成厚大富矿体。另外，在其深部或侧向延展的部位，扭－张构造可能相对不够发育，并以压－扭构造为主时，则为含金石英细脉浸染或含金蚀变岩或两者混合产出的矿体样式。例如，在岩体东端的后沟和黄土梁金矿，构造应力以压性为主则多形成石英脉和蚀变型混合矿体。特别是在黄土梁金矿体则全部是浸染在钾化蚀变岩带中的钾长石破裂微细裂纹中。以边界品位 1g/t、平均品位 3g/t 可圈出 8 个金矿体，如 0.5g/t 作边界品位则将变成一个大型的贫矿体。如能堆浸提取和露天开采，矿床经济价值将大大提高。这类结构-构造样式的矿床是随结构－构造的变化将有不同评价认识和方法。

2．产于岩体接触带矽卡岩和斑岩体岩钟部位似层状－细脉浸染状矿床式（杨家杖子－兰家沟式）

杨家杖子－兰家沟式钼矿床是以辉钼矿为主的多金属矿床，产于接触外带的渗透型矽卡岩体中（杨家杖子），矿体形态除受转折接触带控制外，还受外接触带一定地层层位控制，因而矿体多呈围绕岩体转折的似层状（图2-25）。另外，在粗粒花岗岩体的岩钟部位的细粒似斑状花岗岩中，由于含矿流体沸腾并在其顶端形成大量张裂隙，从而产出石英细脉浸染辉钼矿体（兰家沟）（图 2-26）。这两类矿体在一个矿床的深部可能为矽卡岩型矿而浅部可能为细脉浸染型矿或者在一个矿田内两类矿分别产出。但在总体上它们是同一组合的结构－构造

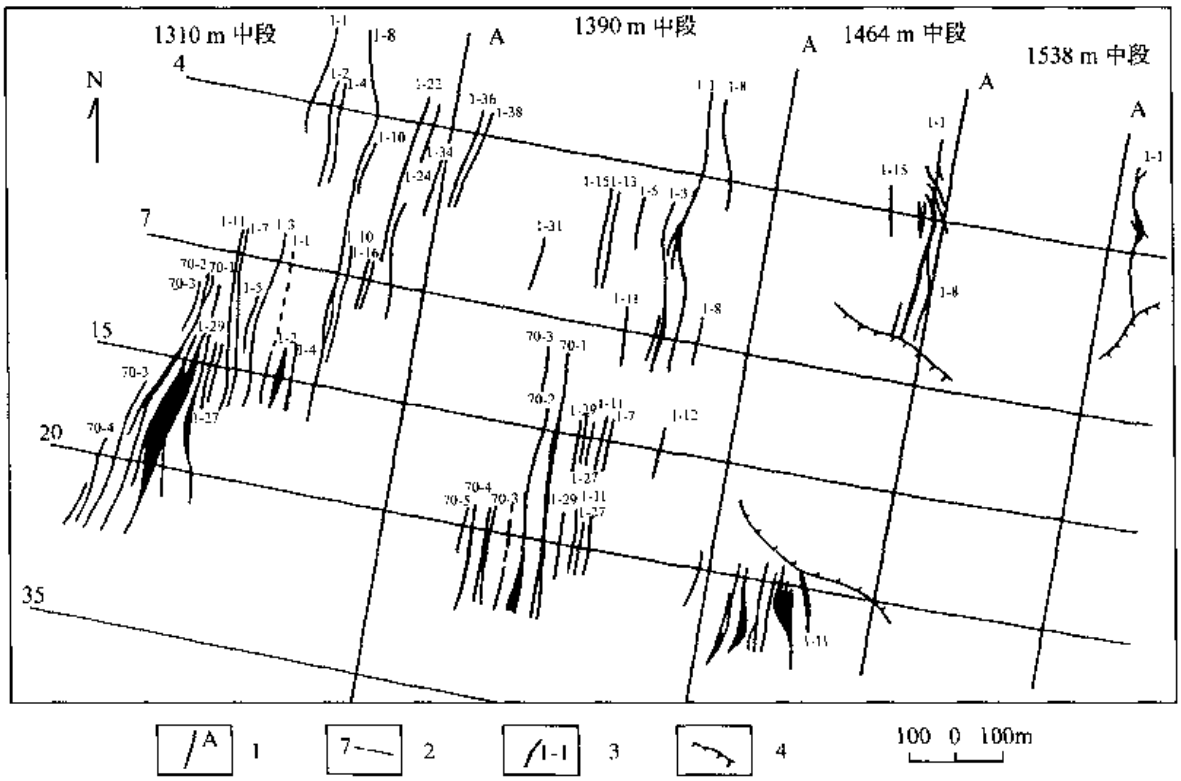


图 2-24　河北东坪金矿床 1—70 号脉群矿体分布平面图

（据武警黄金指挥部，1996）

1—基线；2—勘探线及编号；3—矿体及编号；4—地表线

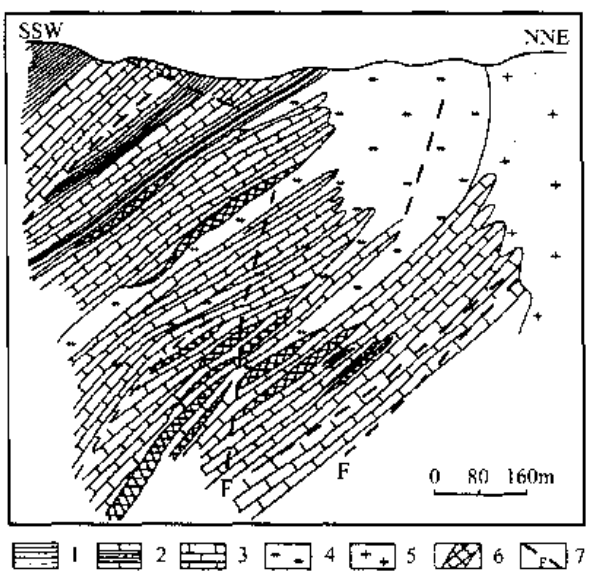


图 2-25　辽宁杨家杖子钼矿床地质剖面图

（据辽宁地矿局）

1—页岩；2—薄层灰岩夹页岩；3—厚层灰岩；4—矽卡岩；5—细粒似斑状花岗岩；6—钼矿体（含钼矽卡岩）；7—断层

矿床。这一结构－构造矿床的组合型式是在杨家杖子钼矿外围继续发现兰家沟钼矿的重要认识。

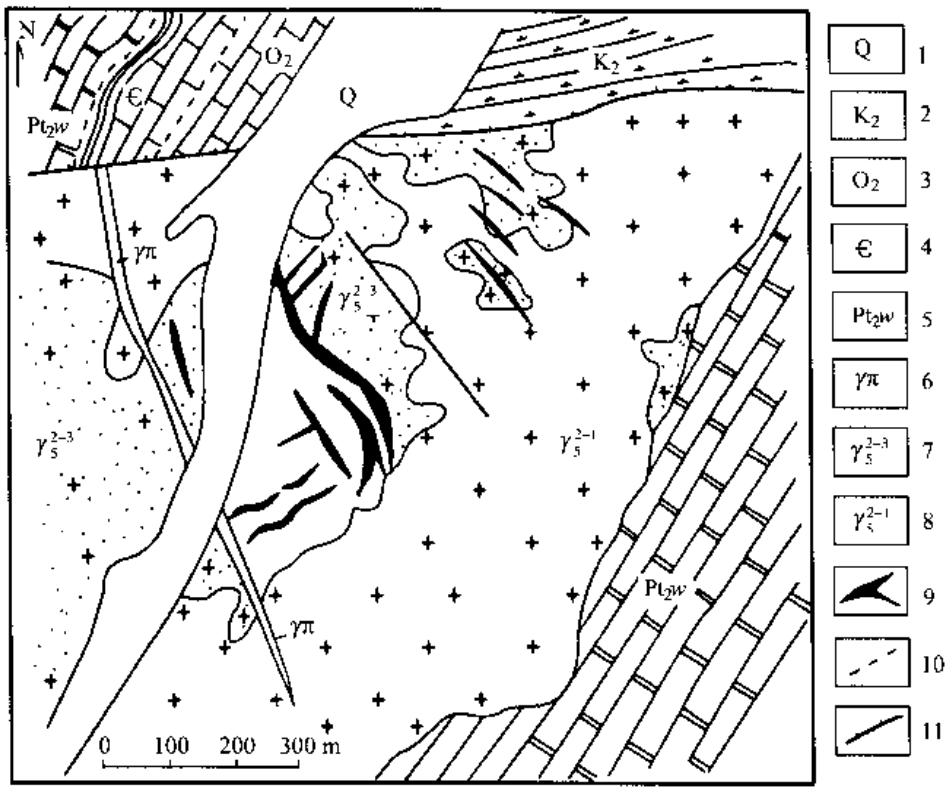


图 2-26 辽宁兰家沟钼矿地质略图

（据辽宁地矿局）

1—第四系；2—上侏罗统安山岩；3—中奥陶统马家沟组灰岩；4—寒武系页岩；5—蓟县系雾迷山组；6—粗粒花岗岩；7—细粒似斑状花岗岩；8—花岗斑岩；9—石英斑岩；10—钼矿体；11—平行不整合

3．产于岩体接触带矽卡岩和远离接触带地层中透镜状－层状矿床式（八家子－吴家屯式）

这种矿床式和上述的接触带到岩体岩钟控矿不同之处在于它由矽卡岩向远离接触带的地层层位延展，甚至岩层是为矽卡岩矿床提供一部分物源的矿源层。例如，八家子铅锌银矿床是花岗岩（γ_5^{2-1}）与高于庄组四段（Pt_2y^4）经接触交代作用形成的矽卡岩矿床。在北山以矽卡岩型铅锌矿为主，向北北西延伸远离接触带时则以银锰为主。在八家子南部的吴家屯锰银铅锌矿床是更为远离接触带的层状矿体，其中已不见矽卡岩矿体（图 2-27）。这种由矽卡岩型转变为层状型矿床的结构－构造，也是在八家子铅锌矿床外围发现吴家屯锰银矿床的重要认识。

4．产于变火山沉积岩系中的绿泥石－绢云母－银多金属复复脉带矿床样式（蔡家营式）

这种样式的矿床为受“行”、“列”、“汇”断裂构造控制的，至少产出五组复脉带。其特点是除复脉带为多组产出外，单组复脉带的宽度极大，最大可达 1000m，长为 1400m，但矿脉最大斜深仅有 400m，长宽远大于脉体的延深（图 2-28）。据此，对该结构－构造矿样式的勘查应以追索其侧向延展为主。

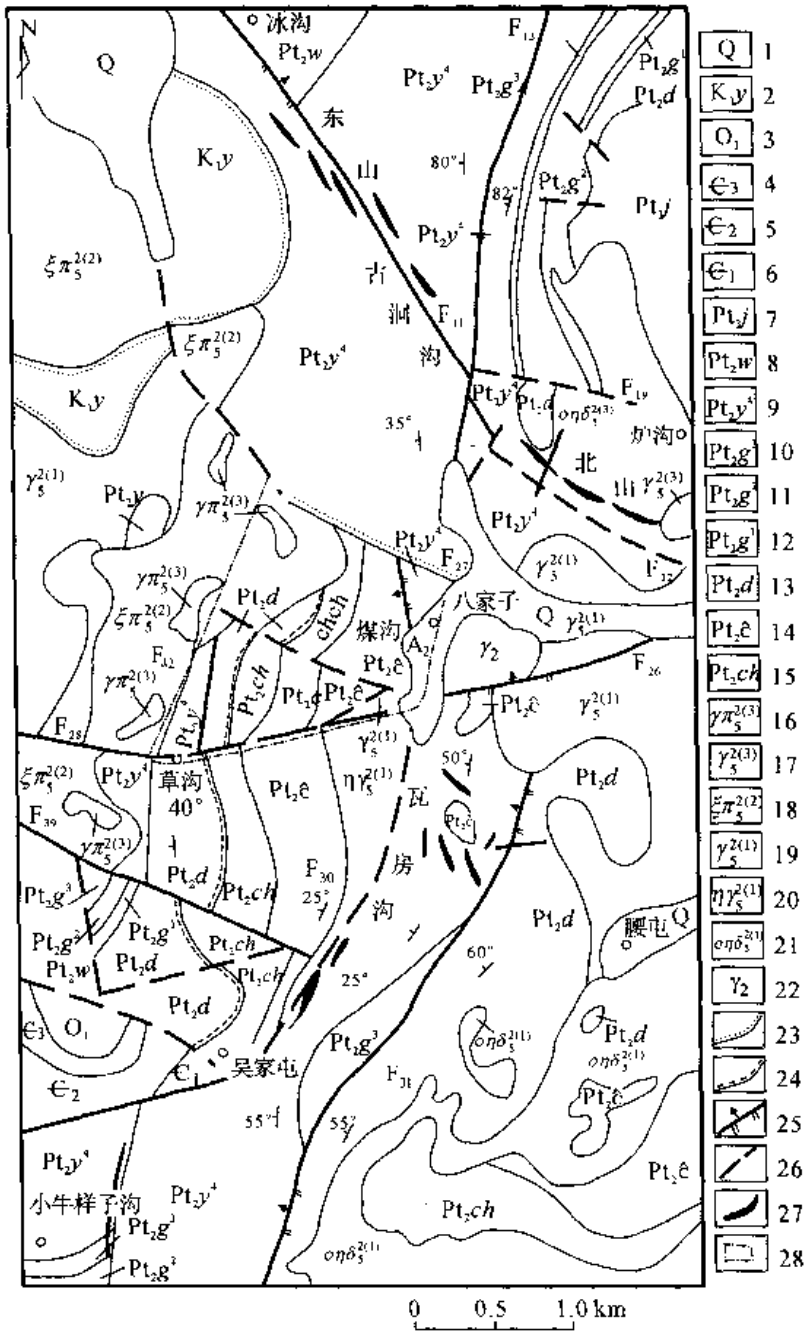


图 2-27　八家子-吴家沟矿田地质图

（据权恒等，1992）

1—第四系；2—义县组；3—下奥陶统；4—上寒武统；5—中寒武统；6—下寒武统；7—景儿峪组；8—雾迷山组；9—杨庄组；10—高于庄组三段；11—高于庄组二段；12—高于庄组一段；13—大红峪组；14—串岭沟组；15—常州沟组；16—二长花岗斑岩；17—细粒花岗岩；18—流纹英安斑岩；19—花岗岩；20—二长花岗岩；21—石英二长闪长岩；22—混合花岗岩；23—角度不整合线；24—平行不整合线；25—实测逆断层；26—推测断层；27—氧化矿体；28—成矿远景预测区

应当指出，上述的三大类十个结构－构造矿床样式基本上代表了华北地台北缘及其北侧金属成矿省的矿床样式。这些样式不能简单地认为是矿体形态问题，实际上，它是反映一个矿床在控矿场中的分布特点和矿体在矿床中的配置规律。掌握其规律，不仅能科学地指导勘

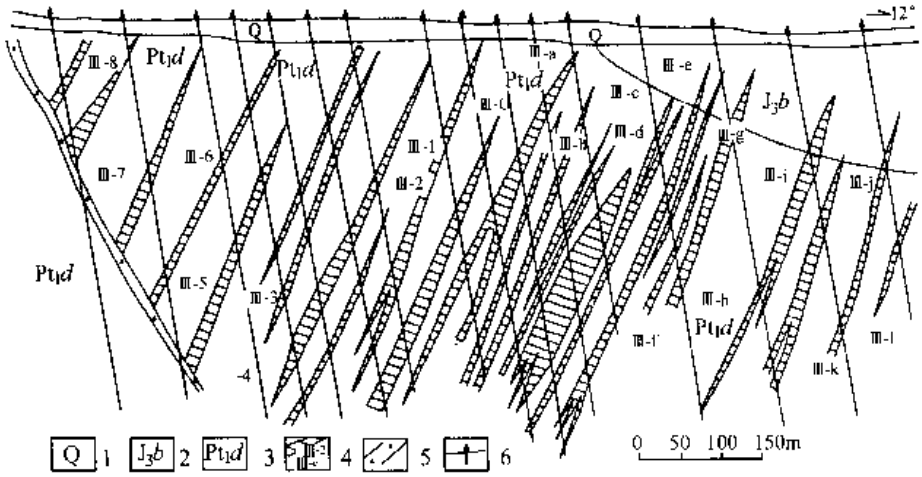


图 2-28　蔡家营矿床Ⅲ矿段地质剖面图

（据韩庆云，1990）

1—第四系；2—白旗组；3—大同营组；4—矿体及编号；5—断层破碎带；6—钻孔

查工作还能评价它的经济价值。

第三章　冀东金矿成矿特征及成矿演化

第一节　成矿地质构造背景

冀东地区是指河北省东部，西起京津，东临渤海，东北与辽宁省相接。在地理上包括总体呈东西向延伸的燕山山脉东段及毗邻的山前平原地带。本书所提的“冀东地区”是指东经117°00′～119°00′、北纬39°40′～40°40′所围限的区域，主要包括河北省的兴隆、宽城、青龙、遵化、迁西、迁安等县（市）以及北京市东部和天津市北部的部分地区，面积约1.8万 km^2（图3-1）。区内有京承、京秦等铁路通过，不同等级的公路相连成网，交通方便。

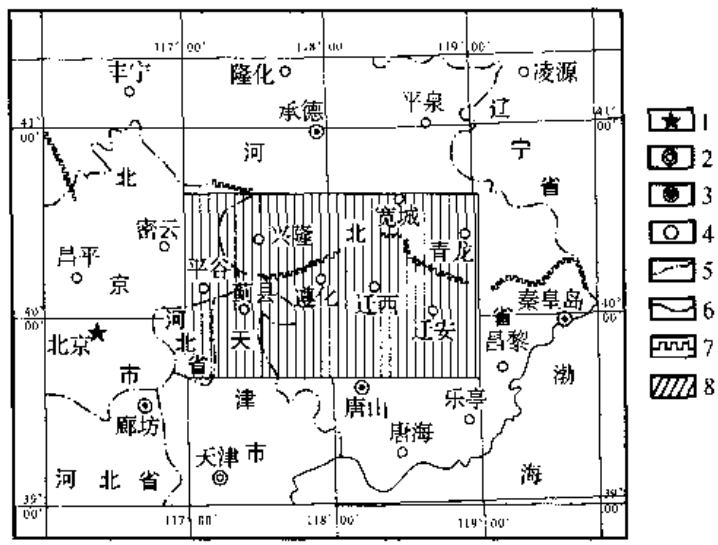


图3-1　冀东地区地理位置图

1—首都；2—直辖市；3—地级市；4—县、县级市；5—省（直辖市）界；6—海岸线；7—长城；8—研究区范围

一、地层

冀东地区在地层区划上属于华北地层区燕山分区。地层发育较为齐全（图3-2）。其基本特征是，在下前寒武系（主要是太古宇）变质岩褶皱基底之上，不整合覆盖着轻微变质的地台型海相中新元古界；尔后沉积了稳定的海相寒武系和奥陶系。自晚奥陶世起直至中石炭世前出现普遍的沉积间断，中石炭世以后开始出现海陆交互相至陆相沉积。

（一）下前寒武系

冀东地区下前寒武系变质杂岩广泛出露于中部的跑马场、遵化、迁西、青龙及迁安一带，其次见于西北部的兵马营等地。

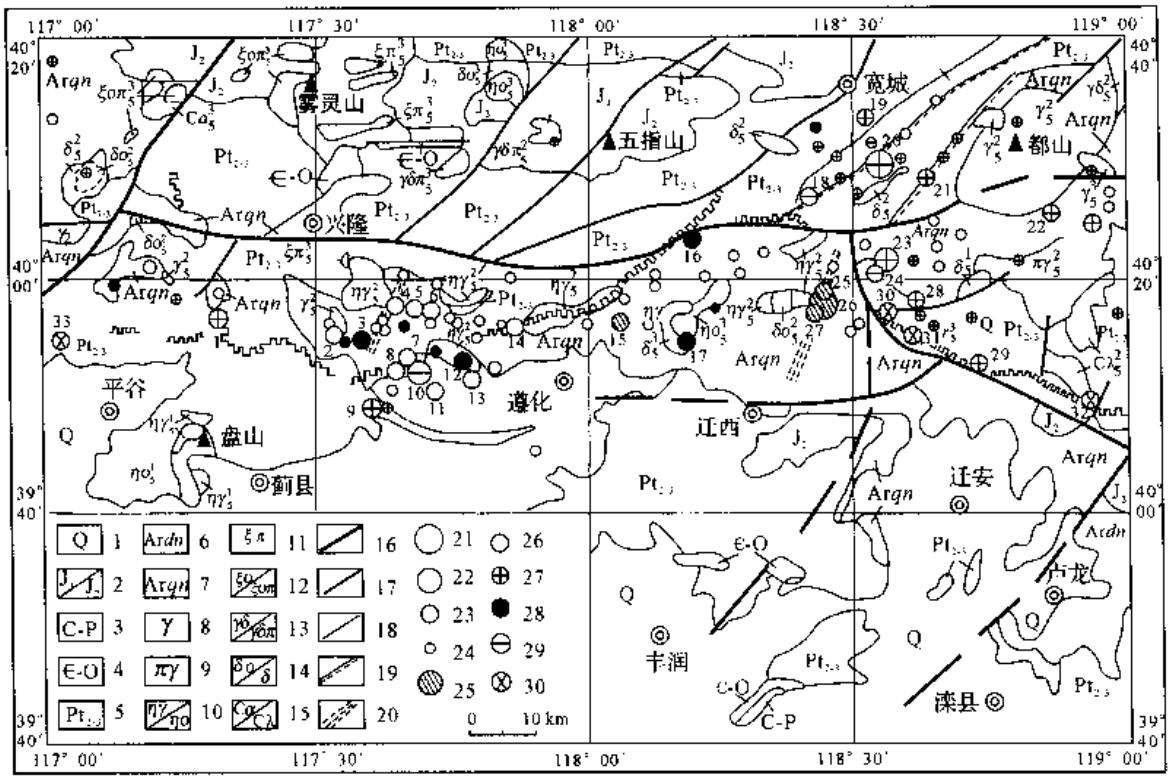


图 3-2 冀东地区金矿地质图

（据梅燕雄，1997）

1—第四系；2—上侏罗统和中侏罗统；3—石炭—二叠系；4—寒武—奥陶系；5—中新元古界；6—太古宇单塔子群；7—太古宇迁西群；8—花岗岩；9—斑状花岗岩；10—二长花岗岩、石英二长岩；11—正长斑岩；12—石英正长岩、石英正长斑岩；13—花岗闪长岩、花岗闪长斑岩；14—石英闪长岩、闪长岩；15—次流纹岩、次安山岩；16—深大断裂；17—大断裂；18—一般断裂；19—韧性断裂；20—韧性剪切构造带；21—大型矿床；22—中型矿床；23—小型矿床；24—矿点；25—金厂峪式金矿；26—倒流水式金矿；27—峪耳崖式金矿；28—茅山式金矿；29—马兰峪式金矿；30—长城式金矿

矿床编号及名称：1—杨家洼；2—蚂蚁沟；3—水泉沟；4—偏道沟；5—倒流水；6—大北沟；7—橡树台；8—二道洞；9—黄花山；10—马兰峪；11—赵家沟；12—茅山；13—三义；14—八岔沟；15—片石峪；16—岔沟；17—高家店；18—唐杖子；19—长河；20—峪耳崖；21—三家湾子；22—响水沟；23—牛心山；24—西清河；25—黑石峪；26—金厂峪；27—桑家峪；28—大岔沟；29—东沟；30—大西峪；31—斧刃山；32—军屯；33—万庄

20 世纪 50 年代以前，对本区“长城群”之下的基底变质岩系泛称为“古老片麻岩”、“桑干杂岩”或桑干群。当时认为，这套变质岩系的时代自西向东依次变老，形成单斜构造；60 年代初，长春地质学院师生首次将区内变质岩系划分为太古宇单塔子群（下部）、双山子群（上部）和古元古界朱杖子群等 3 群 11 组（表 3-1）。1971～1974 年，河北省地质局第二区域地质调查大队在此基础上做了适当的修改和调整，提出将原单塔子群两分，下部称迁西群，上部仍称单塔子群，并将原双山子群和朱杖子群合并为朱杖子群，这个划分方案得到 1979 年《华北区域地层表》的肯定，曾被广泛引用。此后，一些研究单位和学者又相继提出了各自不同的划分方案，并突破保持多年的“单斜构造”观点，在早前寒武纪构造及地壳演化等方面也取得了若干重要进展。

表 3-1　冀东地区下前寒武系研究简表

地层系统 \ 作者及时间	长春地质学院（1959～1960）		北京地质学院（1960）（密云地区）		河北区调二队（1974）		孙大中等（1979、1984）		钱祥麟等（1980、1985）	河北省地矿局（1989）	
古元古界	朱杖子群	褚杖子组	张家坟群	宋营子组 山神庙组 椴树梁组 石城组	朱杖子群	褚杖子组 悖罗台组 老李洞组 上白城组 老爷庙组	青龙河群	悖罗台组 张家沟组	朱杖子群	朱杖子群	
		悖罗台组					双山子群	下白城组 鲁杖子组 茨榆山组	单塔子群		
太古宇	双山子群	万槽嘴组 上白城组 茨榆山组			单塔子群	南店子组 凤凰嘴组 白庙组	八道河群	三门店组 湾杖子组 王厂组	滦县群	双山子群	鲁杖子组 茨榆山组
	单塔子群	南店子组 凤凰嘴组 白庙组 拉马沟组 三屯营组 上川组	密云群	阳坡地组 大漕组 沙厂组	迁西群	马兰峪组 三屯营组 上川组	迁西群	三屯营组 上川组	迁西群	单塔子群	凤凰嘴组 白庙组 燕窝铺组
										迁西群	跑马场组 拉马沟组 三屯营组 上川组

根据河北省地质矿产局（1989）的意见，冀东地区下前寒武系可划分为迁西群（下部）和单塔子群（上部），其特征如下。

1. 迁西群（Ar*qn*）

迁西群是本区出露最广、时代最老、变质程度最深的岩石地层单位，它是我国中古太古界的代表。本群为一套角闪岩相－麻粒岩相变质岩系，以含各种辉石为特点，由各种麻粒岩、片麻岩、斜长闪角岩及磁铁石英岩等组成，混合岩化作用普遍。其原岩以基性、中基性火山岩为主，其次是碎屑岩、半粘土质岩、含铁硅质岩等。

迁西群自下而上分为四个组。

（1）上川组（Ar*s*）

以辉石麻粒岩为代表。其中又以角闪斜长二辉麻粒岩最发育，其次为角闪斜长次透辉麻粒岩和斜长次透辉麻粒岩，并夹有二辉斜长角闪岩、次透辉斜长角闪岩及薄层条带状－片麻状辉石磁铁石英岩，偶见紫苏斜长片麻岩。混合岩化强烈，形成黑云紫苏均质混合岩等。厚度＞1500m。

（2）三屯营组（Ar*sn*）

下部以钾长二辉麻粒岩、斜长次透辉麻粒岩为主，夹大量的二辉斜长片麻岩和黑云紫苏斜长片麻岩；向上片麻岩增多，并偶夹二辉斜长角闪岩；上部夹磁铁石英岩透镜体。混合岩化强烈，形成黑云紫苏地质混合岩等。厚度＞1250m。

（3）拉马沟组（Ar*l*）

主要为斜长角闪岩。下部尚有透辉斜长角闪岩，夹透辉石岩或辉石麻粒岩，上部夹少量斜长变粒岩、黑云斜长变粒岩、黑云斜长角闪岩等。西部马兰峪一带，片麻岩增多，斜长角闪岩呈夹层状产出。混合岩化较强，形成花岗质片麻状混合岩。厚度＞3850m。

（4）跑马场组（Arp）

主要为角闪斜长片麻岩。西部跑马场一带，为含辉石角闪斜长片麻岩、黑云角闪斜长片麻岩，夹斜长角闪岩、变粒岩及磁铁石英岩。向东至鸡鸣村一带，下部以黑云斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩为主，夹角闪二辉斜长片麻岩、斜长角闪岩及磁铁石英岩；上部以黑云角闪斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩为主，夹较多的斜长角闪岩和多层磁铁石英岩。厚度约5674m。青龙、遵化等地厚度增大，且以黑云变粒岩为主。

上述四个组分属两个亚群：上川组和三屯营组合称下亚群（Arqn^1），主要由麻粒岩相变质岩组成，含矿性较差；拉马沟组和跑马场组合称上亚群（Arqn^2），主要由角闪岩相变质岩组成，其中不仅蕴藏有重要的沉积变质铁矿，而且也是金矿的重要矿源层（岩）和容矿围岩。

2．单塔子群（Ardn）

单塔子群主要分布于东部的卢龙、滦县一带，总厚度约3350m。主要岩石组合为黑云斜长变粒岩、角闪黑云斜长变粒岩，夹少量斜长角闪岩和条带状磁铁石英岩，局部见白云质大理岩。滦县一带还见有黑云钾长变粒岩和黑云二长变粒岩，夹三层磁铁石英岩。混合岩化较强，形成均质混合岩或条带状混合岩。本群是区内重要的沉积变质铁矿层位之一。

然而，随着变质地质学（特别是前寒武纪变质地质学）的进步和发展，人们对区内变质杂岩的认识也在不断深化。事实上，本区下前寒武系变质杂岩经历了多期区域变质、构造变形等复杂的演化过程，在迁西群与单塔子群之间以及迁西群内部各组之间都不存在稳定的上下层位关系。迁西群岩石除形成于古太古代和中太古代外，相当一部分岩石形成于新太古代。因此，按照沉积学原理和正常沉积序列对区内变质杂岩划分群（及亚群）、组并建立“地层柱”是不合适的。不少学者提出应将原划迁西群及单塔子群予以解体，程裕淇等（1990、1994）则建议采用“岩群”、“岩组”等术语，以区别和代替层序基本可信的变质的“群”和“组”。作者认为应暂时保留大家已熟悉的“群”的命名（或改称“岩群”），但不必再划分“亚群”和“组”。

经过最近20多年的深入研究，现已基本查明，本区下前寒武系变质杂岩大体可分为变质深成侵入岩和变质火山－沉积岩两大类。前者为各种不同成分的花岗质片麻岩，约占70%～80%，其原岩主要属于英云闪长岩（Tonalite）、奥长花岗岩（Trondhjemite）、花岗闪长岩（Granodiorite）系列（简称TTG岩系）；后者属于层状变质岩系（约占20%左右），通常称为表壳岩，其主要岩石类型有磁铁石英岩、斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩、黑云变粒岩等，它们多在花岗片麻岩中呈规模不等的包体产出。此外，还有部分由韧性剪切变形而形成的变质构造岩等。

应当指出，冀东地区下前寒武系变质杂岩可能具有不同的地质演化历史及组合特征，应用地体构造理论划分不同的变质地体并按岩性－构造－事件法划分不同的构造区（带）可能有助于获得更加接近客观地质情况的科学认识。

（二）中新元古界

冀东地区中新元古界出露良好、厚度巨大、层序齐全，位于天津蓟县至河北兴隆一带

的“蓟县剖面”是我国北方中新元古界的标准剖面。

本区中新元古界在空间上分布于下前寒武系外侧及周围。由一套未变质或轻微变质的地台型海相富镁碳酸盐岩（为主）及碎屑岩、粘土岩组成，夹有中基性、酸性火山熔岩，富含微体化石和叠层石，构成本区变质结晶基底的第一套沉积盖层。其中赋存有铁、锰、铅、锌、硫铁矿、磷、硅石、熔剂灰岩、水泥灰岩等重要矿产。

本区中新元古界共分三系、十二组。

1. 长城系

长城系与下伏的下前寒武系呈明显的角度不整合接触，总厚度约1480m。自下而上由富铁碎屑岩过渡到富镁碳酸盐岩，包括5个组。

（1）常州沟组（Ch*c*）

主要由石英砂岩、石英岩状砂岩组成，夹细砾岩及粉砂岩、粉砂质页岩，发育大型交错层理，厚64～1389m；

（2）串岭沟组（Ch*ch*）

以页岩和砂质页岩为主，夹含铁细砂岩、白云岩以及安山岩、玄武岩及其凝灰角砾岩，厚13～889m；

（3）团山子组（Ch*t*）

主要为白云岩、泥质白云岩、锥柱状藻叠层白云岩及白云质砂岩，下部夹页岩及砂页岩，上部夹砂岩，厚40～518m；

（4）大红峪组（Ch*d*）

以石英岩状砂岩为主，次为长石石英砂岩、含燧石条带白云岩及含砂硅质白云岩，夹富钾中基性火山岩及粉砂岩，厚81～408m；

（5）高于庄组（Ch*g*）

以含燧石白云岩、白云岩及白云质灰岩为主，夹含锰白云岩、含锰粉砂质白云岩及含锰砂质页岩等，厚405～1596m。

长城系各沉积旋回内部韵律发育，基本为连续沉积。

2. 蓟县系

蓟县系以富镁碳酸盐岩占绝对优势，总厚度约2480m。与下伏长城系呈整合（局部为假整合）接触。共分为四个组。

（1）杨庄组（Jx*y*）

主要为含粉砂质泥质白云岩、白云岩，夹鲕状硅质白云岩、燧石条带白云岩、白云质灰岩及石膏层等，厚78～707m；

（2）雾迷山组（Jx*w*）

主要含燧石条带白云岩、含粉砂泥晶白云岩及纹层状沥青质白云岩等，厚719～3336m；

（3）洪水庄组（Jx*h*）

以伊利石页岩为主，下部夹薄层白云岩，上部夹薄层砂岩，兴隆、宽城一带黑色页岩较厚并含有黄铁矿及菱铁矿结核，厚47～156m；

（4）铁岭组（Jx*t*）

底部为石英砂岩，下部为含锰白云岩及含泥砂质、灰质白云岩，夹海绿石页岩及砂岩，上部为含叠层石灰岩及白云质灰岩，厚200～333m。

蓟县系各组之间均呈整合接触，为连续沉积。

3. 青白口系

青白口系以粘土岩为主（约占50%以上），次为碳酸盐岩及碎屑岩，总厚度为300～700米。与下伏蓟县系之间有明显的沉积间断，两者为假整合接触。共分为三个组。

（1）下马岭组（Qnx）

以粉砂质页岩、海绿石砂岩及纸片状页岩为主，底部具不稳定的铁质粗砂岩和铁矿层，下部夹细砂岩透镜体，上部夹饼状含叠层石泥灰岩透镜体，厚133～537m；

（2）长龙山组（Qnc）

主要由石英砂岩、海绿石砂岩、杂色页岩组成，具大型交错层理及波状层理，自下而上由粗变细、韵律发育，与下马岭组假整合，厚64～118m；

（3）景儿峪组（Qnj）

主要为薄层泥质灰岩、含泥质白云质泥晶灰岩及灰岩，底部常有一层含海绿石粗粒长石砂岩或细砾岩，与下伏龙山组一般为连续沉积。

（三）古生界

冀东地区古生界主要发育寒武系、奥陶系、石炭系和二叠系，缺失志留系和泥盆系。其中，寒武系和奥陶系为一套稳定的以碳酸盐岩为主的地台型浅海相沉积，含化石丰富，分层清楚；石炭系和二叠系为海陆交互相与陆相沉积。

1. 寒武系

本区寒武系总厚度为512～629m，共分三统、八个组（阶）。

（1）下寒武统

下部府君山组（$\epsilon_1 f$）为厚层、巨厚层豹皮灰岩、白云质灰岩、白云岩及沥青质灰岩，底部普遍发育有砂砾岩层或角砾岩层，假整合或超覆于新元古界青白口系各组之上；上部馒头组（$\epsilon_1 m$）为紫红色（或砖红色）页岩、砂质泥岩及泥质白云岩、泥质灰岩，底部常见有砂砾岩层，与下伏府君山组或新元古界呈超覆接触。

（2）中寒武统

下部毛庄组（$\epsilon_2 m$）以紫色、紫红色（夹灰黄绿色）云母页岩为主，夹白云质泥灰岩、钙质粘土质白云岩、白云质灰岩等；中部徐庄组（$\epsilon_2 x$）主要为暗紫色、猪肝色（夹灰绿色）页岩，富含三叶虫化石，夹灰岩、泥灰岩及粉砂岩等；上部张夏阶（$\epsilon_2 z$）主要为鲕状灰岩、白云质灰岩、结核状白云岩及紫色页岩等，富含三叶虫化石。各组（阶）之间及中统与下统之间均为整合接触关系。

（3）上寒武统

下部崮山阶（$\epsilon_3 g$）以泥质条带灰岩、白云质灰岩为主，夹竹叶状灰岩、鲕状灰岩及页岩；中部长山阶（$\epsilon_3 c$）主要为竹叶状灰岩、泥质条带灰岩、泥质灰岩及白云质灰岩、白云岩、页岩、粉砂岩等；上部凤山阶（$\epsilon_3 f$）主要为中厚层及薄层状泥质条纹灰岩，夹薄层灰岩、竹叶状灰岩及黄绿色页岩。本统产丰富的三叶虫化石，各阶之间及上统与中统之间均为整合接触关系。

2. 奥陶系

本区奥陶系总厚度约700m左右，共分两统、四组，缺失中统峰峰组及以上层位。

（1）下奥陶统

下部冶里组（O_1y）主要为厚层豹皮状灰岩、泥质条带灰岩、白云质灰岩、薄层灰岩，夹竹叶状灰岩及页岩；上部亮甲山组（O_1l）以富含燧石结核或条带的灰岩及白云岩为特征。两者之间及本统与上寒武统之间均为整合接触。

（2）中奥陶统

下部马家沟组（O_2m）为中厚层、厚层白云质灰岩及钙泥质白云岩等，夹角砾状灰岩及钙质页岩，与下伏亮甲山组假整合或整合接触；上部磁县组（O_2c）主要为含燧石灰岩、白云质灰岩，夹泥质灰岩和角砾状灰岩，该组在区内遭到不同程度的剥蚀，与下伏马家沟组整合接触。

3. 石炭系

本区石炭系总厚度 40～320m，可分为两部分。

（1）中石炭统本溪组（C_2b）

底部以一层含铁的紫色页岩假整合于中奥陶统灰岩之上，在风化面上形成不规则的山西式铁矿和铝土质页岩（或铝土矿），局部见含砾砂岩；下部为石英砂岩、砂页岩、炭质页岩夹不稳定煤层；上部为薄层细砂岩及页岩。

（2）上石炭统太原组（C_3t）

主要为深灰色、灰黑色粉砂岩、泥岩、炭质页岩及灰白色中厚层长石石英砂岩，夹1～2层煤及灰岩透镜体；底部为薄—中厚层砾岩，局部为含砾砂岩，与下伏本溪组为连续沉积。

4. 二叠系

本区二叠系属内陆盆地沉积，以河湖相、沼泽相含煤碎屑岩及内陆红色、杂色碎屑岩为主。厚度变化大，为 50～1740m。共分二统、四组。

（1）下二叠统

下部山西组（P_1sh）为粉砂岩、中细粒砂岩及板状砂岩、砂质页岩、泥岩等；上部下石盒子组（P_1x）主要为中粗粒砂岩、含砾砂岩及石英砂岩和粉砂岩等。两者均形成于温湿环境，富含生物化石，夹煤层及铝土矿。

（2）上二叠统

下部上石盒子组（P_2s）主要为细粉砂岩、粉砂质页岩、泥（板）岩及石英砂岩等；上部石千峰组（P_2sh）主要为中细粒砂岩、钙质长石砂岩、砖红色粉砂质泥岩及紫红色粉砂岩等。两者均形成于干旱环境，生物化石稀少，不含煤。

二叠系各统（组）之间及与下伏上石炭统之间均为整合接触。

（四）中新生界

冀东地区中生界主要发育侏罗系中统和上统，缺失三叠系及下侏罗统。白垩系仅在东部有零星出现，叙述从略。新生界仅发育第四系，缺失第三系。

1. 侏罗系

（1）中侏罗统

为一套由陆相红色砂砾岩、中性火山岩及火山碎屑岩组成的火山－沉积岩系，称长山峪群（J_2ch），包括 3 个组。下部九龙山组（J_3j）以河流相杂色碎屑岩（砾岩、泥质粉砂岩、凝灰质粉砂岩）为主，间夹凝灰岩及火山角砾岩等，厚 107～164m，与下伏岩系呈不整合接触；中部髫髻山组（J_2t）以溢流相中性熔岩和近火山口相火山碎屑岩为主，主要岩石组合为安山岩、辉石安山岩、安山质角砾熔岩、凝灰岩和凝灰角砾岩等，夹凝灰质砂

岩及泥质粉砂岩，厚919～2624m，与九龙山组假整合接触；上部后城组（J_2h）以河流相红色砂砾岩、凝灰质粉砂岩为主，间夹砂泥岩及安山质凝灰角砾岩等，厚度＞2600m，与下伏髫髻山组及上覆白旗组均为假整合接触。

（2）上侏罗统

为一套中酸性－亚碱性火山岩系，称为东岭台群（J_3dn），包括两个组。下部白旗组（J_3b）以中性火山岩及火山碎屑岩为主，厚35～544m；上部张家口组（J_3z）以酸性、亚碱性火山熔岩及其火山碎屑岩为主，间有河流相碎屑岩，厚度＞331m。两者之间为假整合接触。

2. 第四系

本区第四系由各种成因的未胶结（或半胶结）的砂砾层、细（粉）砂、亚砂土及亚粘土等组成。

二、花岗岩

（一）花岗岩的分布特征

1. 花岗岩的空间分布特征

冀东地区花岗岩类侵入分布广泛，其出露总面积1700 km^2，约占全区总面积9.4%（图3-3）。在空间分布上，大致可划分为如下三个侵入岩带。

（1）北部侵入岩带

由雾灵山、寿王坟等复式岩基和柳树洼、大石镐、大水泉等一系规模不等的岩株组成，岩石类型以偏碱性及正常的中酸性岩类为主。

（2）中部侵入岩带

呈向南突出的弧形展布于本区中部，是本区最主要的侵入岩带，与金矿关系密切。该侵入岩带由都山、肖营子等复式岩基和四干顶、王坪石、分水岭、茅山、高家店、青山口等岩株组成，岩石类型以正常的酸性—中酸性—中基性岩类为主，局部有偏碱性岩类出现。此外，构成本区下前寒武系主要组成部分的花岗质片麻岩，均属于侵位于层状岩系中的古深成侵入体，它们也可以看作是该侵入岩带的组成部分之一。

（3）南部侵入岩带

仅包括盘山岩体，岩石类型为正常的中酸性岩类。

2. 花岗岩的形成时代及侵入期次

根据同位素地质年龄数据及其统计分析结果（图3-4），结合地质观察资料，对本区花岗岩的侵入期次作如下划分（参阅表3-19及附录）。

① 太古宙花岗岩能恢复和区分出相对独立的岩体者主要归属于迁西期，对应于新太古代。此外，曹庄、黄柏峪一带灰色片麻岩的同位素地质年龄为3300～3240Ma，水厂浅色花岗岩的同位素地质年龄为3000Ma，羊崖山花岗岩的同位素地质年龄为2980～2960Ma，应归属于迁安期。

② 元古宙花岗岩目前仅确定沙厂环斑花岗岩一处，其同位素地质年龄资料表明属于四堡期。此外，区内尚有部分花岗岩或花岗片麻岩的K-Ar法同位素年龄为2391～1786Ma。尽管该年龄值的可能偏低，但不能完全排除区内存在吕梁期花岗岩的可能性。

③ 显生宙花岗岩划分为印支、燕山两期。其中，燕山期是本区花岗岩的主要形成时

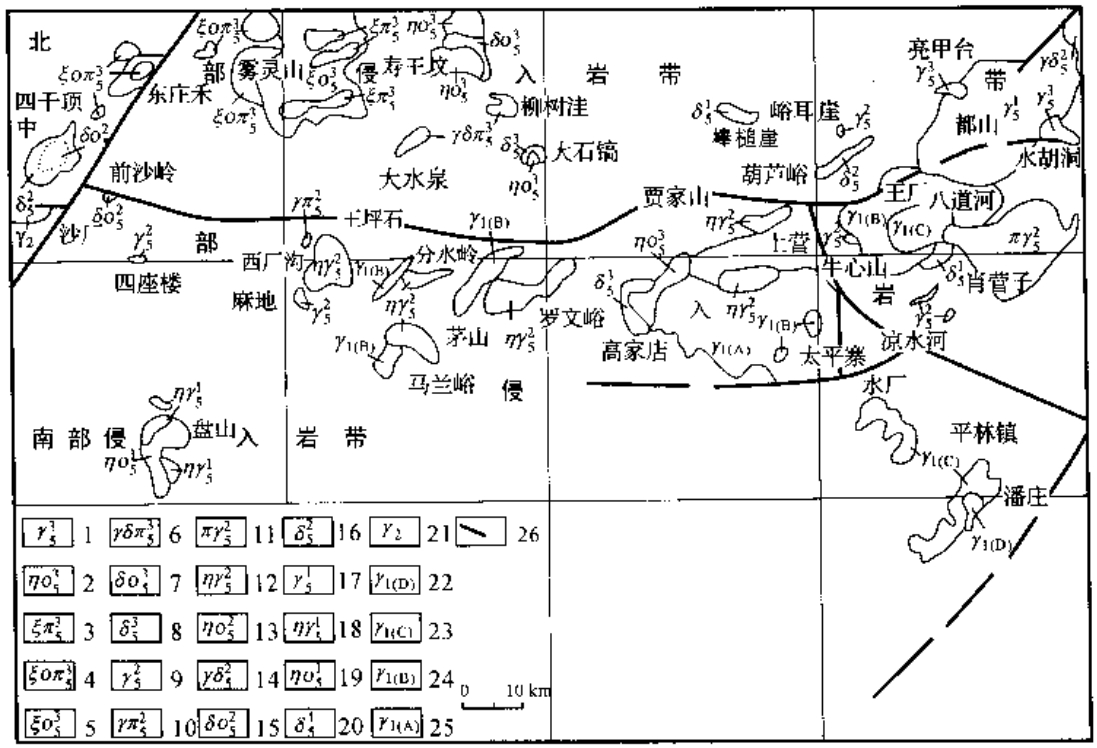


图 3-3　冀东地区花岗岩类侵入体分布略图

1—燕山晚期花岗岩；2—燕山晚期石英二长岩；3—燕山晚期正长斑岩；4—燕山晚期石英正长斑岩；5—燕山晚期石英正长岩；6—燕山晚期花岗闪长斑岩；7—燕山晚期石英闪长岩；8—燕山晚期闪长岩；9—燕山早期花岗岩；10—燕山早期花岗斑岩；11—燕山早期斑状花岗岩；12—燕山早期二长花岗岩；13—燕山早期石英二长岩；14—燕山早期花岗闪长岩；15—燕山早期石英闪长岩；16—燕山早期闪长岩；17—印支期花岗岩；18—印支期二长花岗岩；19—印支期石英二长岩；20—印支期闪长岩；21—四堡期环斑花岗岩；22—迁西期钾长花岗质片麻岩；23—迁西期花岗闪长质－二长花岗质片麻岩；24—迁西期英云闪长质-奥长花岗质片麻岩；25—迁西期紫苏石英闪长质-紫苏英云闪长质片麻岩；26—断裂

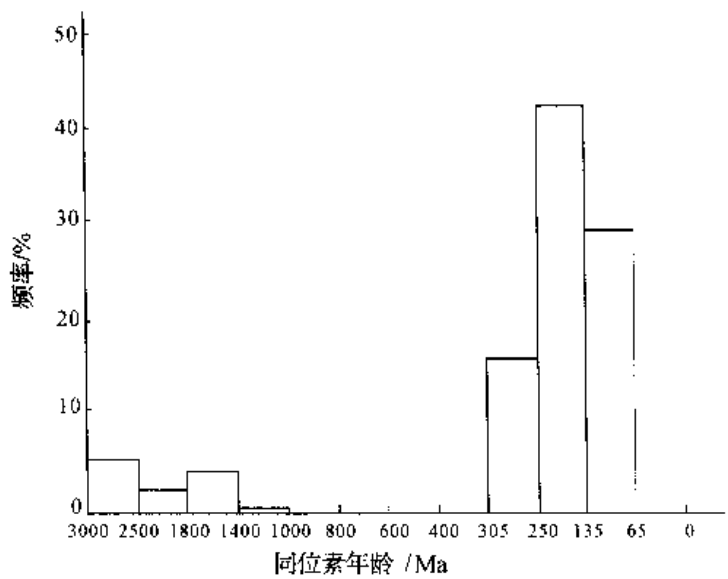


图 3-4　冀东花岗岩同位素地质年龄数据频率直方图

期。关于冀东地区是否存在印支期岩浆活动的问题，一直有较大的争议，作者根据同位素测年资料确认都山、盘山、棒槌崖等3个岩体属印支期产物。

值得注意的是，孙大中等（1989）认为冀东有海西期岩浆活动的存在，指出在迁西大块地所采的英安斑岩岩墙经全岩K-Ar法测定其同位素年龄为334Ma，金厂峪矿区闪长玢岩岩脉的全岩K-Ar法同位素年龄为319Ma。考虑到都山花岗岩部分同位素年龄为274.4～339.1Ma，因而不排除本区显生宙花岗岩类侵入活动从海西期就已开始的可能性，但规模可能不大、分布相对比较局限。

（二）花岗岩岩石学特征

1. 迁西期花岗岩

迁西期花岗岩均已遭受区域变质和构造变形作用的改造，岩石外貌及其产状发生了很大的变化，主要呈各种花岗质片麻岩的形式产出，成为下前寒武系变质杂岩的重要组成部分。岩石呈中细粒－中粗粒粒状变晶结构，片麻状、条带状、斑点状及块状构造，与斜长角闪岩、黑云变粒岩等层状变质岩呈复杂的接触关系，两者之间经常具有贯通性片麻理。它们在空间上主要分布在迁西及其以东地区，在西部马兰峪一带也有少量分布。

林强等（1992）将冀东花岗质片麻岩分为紫苏石英闪长质片麻岩、紫苏英云闪长质片麻岩、斑点状英云闪长质片麻岩、浅色英云闪长质片麻岩、浅色奥长花岗质片麻岩、花岗闪长质片麻岩、二长花岗质片麻岩及钾长花岗质片麻岩等8种主要岩石类型。其中，紫苏石英闪长质－紫苏英云闪长质片麻岩类的原岩为中性－中偏酸性侵入岩，集中分布于迁西太平寨一带，主要矿物成分为斜长石（$An=35\sim40$）、紫苏辉石、单斜辉石及黑云母、普通角闪石、石英等，暗色矿物约占总量的10%～35%，副矿物组合为磷灰石－磁铁矿；英云闪长质－奥长花岗质片麻岩类的原岩为中酸性侵入岩，在空间上分布较广，但主要见于王厂、上营、马兰峪等地，其主要矿物成分为斜长石（$An=20\sim50$）、石英及普通角闪石，含少量的黑云母、紫苏辉石及钾长石等，副矿物组合为磷灰石－磁铁矿－锆石；花岗闪长质－二长花岗质片麻岩类和钾长花岗质片麻类的原岩为酸性侵入岩，主要由斜长石（$An=60\sim35$）、钾长石、石英及黑云母等矿物组成，含少量的普通角闪石、白云母、透辉石等，副矿物组合为磷灰石－磁铁矿－锆石－榍石－褐帘石，在空间上主要分布于青龙八道河和迁安以东的榆林甸、平林镇等地。

2. 四堡期花岗岩

四堡期花岗岩以密云沙厂一带的环斑花岗岩为代表。该岩体沿东西向断裂侵位于太古宙变质岩系中，斜切围岩片岩，接触面均向南陡倾（倾角50°～70°）。围岩接触变质现象不显著，在内接触带有片麻岩的捕虏体。其产出部位正好是中元古代长城纪钾质火山活动最强烈的构造部位。

据赵崇贺（1964）研究[1]，沙厂环斑花岗岩体为多次侵入活动形成的复式岩体，其主要特点是岩石具环斑结构，钾长石斑晶呈卵球形、板状、不规则状等，约有1/3的斑晶带白色斜长石外环。岩石主要由钾长石、斜长石、石英、角闪石、黑云母、白云母等组成，副矿物有萤石、独居石、磁铁矿、榍石、磷灰石、锆石等。各岩体、岩脉从早到晚，矿物

[1] 赵崇贺，1964，北京密云斜长环斑花岗岩地质学与岩石学研究，第一届矿物岩石地球化学会议论文集，（岩石部分）。

成分有如下一些特点：① 钾长石及暗色矿物数量依次减少，石英含量增加；② 斜长石由中性到中偏酸性，数量亦减少；③ 早期岩体钠长石化较弱，晚期岩体及岩脉钠长石化较强烈。侵入顺序为环斑角闪黑云母花岗岩（小岩体）→环斑花岗斑岩、碱性辉绿岩（岩墙）→斑状黑云母花岗岩（主岩体）→中粒黑云母花岗岩、中粒二长花岗岩、浅色细粒花岗岩（小岩体）→细粒黑云母花岗岩、花岗伟晶岩、细晶岩（岩墙）。

3. 印支期花岗岩

印支期花岗岩以都山、盘山、棒锤崖等三个岩体为代表。

都山、盘山两岩体的规模较大，呈岩基状或大岩株状产出，岩石类型以花岗岩、二长花岗岩及石英二长岩为主，属于正常的酸性岩类。其中，都山岩体位于本区东北部，平面形态呈椭圆状、似纺锤状，长轴呈北东向展布，出露面积约 400 km^2，是本区规模最大的复式岩体。据张绍清等（1989）研究[1]，该岩体由中细粒花岗岩、似斑状（片麻状）花岗岩和花岗质混染岩等 3 种主要类型岩石组成，中细粒花岗岩位于岩体中心部位，似斑状（片麻状）花岗岩则位于岩体外侧，两者成分相同，均由斜长石（30%～45%）、钾长石（15%～30%）、石英（10%～20%）、黑云母（10%±）及普通角闪石等组成，副矿物组合为磁铁矿－磷灰石－褐帘石－榍石－锆石－金红石，但结构构造有明显的不同（前者呈中细粒粒状结构、块状构造，后者则呈似斑状结构、片麻状构造）；花岗质混染岩仅分布于岩体的边缘地带，岩石呈聚晶结构、似斑状结构、交代结构，片麻状、斑杂状构造，其中可以见到较多的片麻岩捕虏体。值得注意的是，都山岩体的似斑状花岗岩和花岗质混染岩中发育的片麻状构造与区域变质片麻理并不一致，而与接触面产状近于一致并绕岩体边缘转动，向岩体中心方向片麻理逐渐消失，推测这种“片麻理”可能属于中心式脉动侵入作用产生的侧向挤压力而形成的一种面状构造，即早期半塑性状态的岩石因后期岩浆侵入作用而引起的变形而成的定向构造。

盘山岩体位于本区西南部，平面形态呈近南北向展布的椭圆状，出露面积约 47km^2。该岩体是一个多次侵入作用形成的复式岩体，由早到晚依次形成粗粒白岗岩→中粒二长花岗岩→（含斑）石英二长岩→细粒浅色花岗岩。其中，二长花岗岩和石英二长岩为主体相岩石，两者均具中粗粒－细粒粒状结构、不等粒花岗结构，块状构造。主要矿物成分为钾长石（30%～40%）、斜长石（27%～40%）和石英（25%～35%），含少量的黑云母和普通角闪石，副矿物有磁铁矿、褐帘石、榍石、磷灰石、锆石、钛铁矿、独居石、白钨矿。石英二长岩的侵入使二长花岗岩受到混染作用，靠近接触处暗色矿物和斜长石含量增多。粗粒白岗岩的分布范围小，与第二次侵入的中粒二长花岗岩很少直接接触，其间常被晚期细粒浅色花岗岩所隔，后者侵入于早期各次侵入岩中，常沿节理或两种不同岩性接触带分布，形成岩脉或小侵入体。

棒槌崖岩体出露面积较小，形态不规则，侵位于中元古界蓟县系雾迷山组燧石条带白云岩中，岩体内有较大的白云岩捕虏体。岩石具中粗粒及细粒半自形粒状结构，块状构造。主要矿物成分为斜长石（70%～80%）、钾长石（10%～15%）和普通角闪石（3%～12%），含少量辉石、黑云母及石英，副矿物有磁铁矿、磷灰石、榍石、石榴子石等。岩

---

[1] 张绍清等，1989，1:50000 中华人民共和国区域地质调查报告，下板城幅、峪耳崖幅、太平寨幅，河北省地质矿产局区域地质调查大队。

体内接触带见有很窄的冷凝边，外接触带有烘烤热变质现象并发育矽卡岩化、大理岩化、硅化、碳酸盐化等蚀变。

4. 燕山期花岗岩

燕山期是本区岩浆活动的高峰期，花岗岩类型繁多、岩体星罗棋布。本期花岗岩的空间分布主要受近东西向、北东向及近南北向构造的复合控制。岩体规模差别甚大，既有出露面积超过 100km^2 的岩基，也有出露面积不足 1km^2 的小岩体，后者的含矿性普遍较好，但多数岩体的出露面积介于两者之间，呈岩株状产出。岩体的地表形态多为浑圆状、宽带状及长条状，少数为纺锤状、蝌蚪状及不规则状等。

本期花岗岩可进一步划分为如下两个亚期。

（1）燕山早期花岗岩

该亚期花岗岩是本区中部侵入岩带的主要组成部分。属于该亚期的花岗岩体共有 30 余个，出露总面积约为 650 余 km^2。岩石类型以花岗岩、斑状花岗岩、二长花岗岩为主，其次是花岗闪长岩、石英闪长岩及石英斑岩、花岗斑岩、闪长岩等。岩石一般呈中粗粒－中细粒粒状结构、似斑状结构，块状构造。主要矿物成分为斜长石（10%～70%）、钾长石（10%～45%）、石英（5%～40%）及黑云母（≤15%），含少量普通角闪石及普通辉石，副矿物有磁铁矿、榍石、磷灰石、锆石及褐帘石、金红石、钛铁矿、白钨矿、石榴子石、铌铁矿、独居石、钍石。燕山早期花岗岩体（特别是二长花岗岩体）经常见到灰白色花岗岩与肉红色花岗岩密切共生的现象。两者结构构造、矿物成分及岩石化学成分均基本相同，但肉红色花岗岩往往较灰白色花岗岩形成时间晚且蚀变更强烈，它们界线清楚、接触关系复杂且不规则，一般不具环形分相格局，这类岩体通常与金矿的关系密切。

（2）燕山晚期花岗岩

组成本区北部侵入岩带的花岗岩类侵入体绝大多数均属燕山晚期岩浆活动的产物，共有 20 余个岩体，出露总面积约 550 余 km^2。岩石类型以正长斑岩、石英正长（斑）岩、石英二长岩为主，其次是花岗闪长斑岩、石英闪长岩及闪长岩等。岩石具中粒－中细粒粒状结构、似斑状结构及斑状结构，块状构造。主要矿物成分为斜长石(30%～80%)、钾长石(10%～30%)、石英(5%～25%)及黑云母(＜20%)，含少量普通角闪石及辉石等。副矿物有磁铁矿、磷灰石、榍石、锆石及褐帘石、钛磷铁矿、独居石、锐钛矿、黄铁矿、金红石等。燕山晚期花岗岩多与 Fe、Cu、Mo 等矿产有关，部分岩体见有蚀变岩型金矿化。

（三）花岗岩岩石化学特征

根据对 34 个代表性花岗岩类岩体的 75 组岩石化学数据的统计分析（表 3-2），冀东地区花岗岩类的 SiO_2 含量变化范围很宽，为 54.63%～79.15%，因而在岩石类型方面不仅主要地包括了 SiO_2＞60% 的花岗岩、钾长花岗岩、二长花岗岩、花岗闪长岩、石英二长岩、石英正长岩、正长岩等酸性、中酸性岩石，也包括少量的正长闪长岩、石英闪长岩、闪长岩等中性岩石，它们在空间上密切共生，构成有成因联系的花岗岩类岩石组合。

各个不同时期形成的花岗岩类岩石的 SiO_2 平均含量特征是：迁西期为 66.60%、四堡期为 74.16%、印支期为 70.39%、燕山期为 72.35%，表现为高低相同的振荡现象，且总的趋势是由中酸性酸性方向演化。

岩石碱质总量 $w(Na_2O+K_2O)$ 大多数高于世界同类岩石平均值，且 $w(Na_2O)/w(K_2O)$ 比值以接近 1 者居多，δ 值一般小于 4，表明本区花岗岩主要属于碱质偏高的钙碱性岩

表 3-2　冀东花岗岩地质－岩石化学特征

侵入期		岩体	地表形态	出露面积/km²	产状	同位素年龄/Ma	岩石类型	岩石化学成分 w_B/%											岩石化学参数				
								样品数	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$w(Na_2O+K_2O)$	$\frac{w(Na_2O)}{w(K_2O)}$	δ	SI	DI
燕山期	燕山晚期	大水泉	长条状	10.0	岩墙	80.5　133.5	花岗闪长斑岩	3	73.48	0.13	14.15	0.49	1.28	0.05	0.23	0.47	4.36	4.50	8.9	1.0	2.6	2.1	92.3
		柳树洼	不规则状	15.0	岩株	108.8	花岗闪长斑岩	4	65.35	0.50	14.55	1.34	2.15	0.06	1.64	3.10	3.84	3.59	7.4	1.1	2.5	13.1	73.9
							花岗闪长斑岩	2	68.58	0.50	15.61	0.44	2.32	0.07	1.79	2.12	3.80	3.79	7.6	1.0	2.3	14.7	
		大石镐	浑圆状	5.0	岩瘤	112.8	闪长岩	4	55.77	1.16	15.82	3.19	4.95	0.13	3.84	5.36	4.84	2.91	7.8	1.7	4.7	19.5	60.7
							石英二长岩	1	66.32	0.57	15.06	1.73	2.18	0.05	1.59	2.27	4.49	4.59	9.1	1.0	3.5	10.9	80.9
		寿王坟	葫芦状	72.0	岩株	72.5 100.7 107.9 109.4 126.7 132.6	石英闪长岩	3	59.96	1.03	15.56	2.36	3.33	0.09	3.89	4.16	4.75	3.52	8.3	1.4	4.0	21.8	66.8
							石英二长岩	6	64.55	0.77	14.78	1.82	2.79	0.09	2.39	2.91	4.59	4.00	8.6	1.2	3.4	15.3	75.9
		水胡洞	葫芦状	15.0	岩株	119.4	花岗岩	3	73.47	0.15	13.75	0.72	0.78	0.17	0.23	0.67	4.91	4.24	9.2	1.2	2.8	2.1	93.3
		雾灵山	不规则浑圆状	300.0	岩基	127.0 127.5 131.2	正长(斑)岩	2	66.61	0.51	15.69	1.83	2.16	0.10	0.56	0.84	5.43	4.61	10.0	1.2	4.3	3.8	87.0
							石英正长(斑)岩	8	63.84	0.76	15.77	1.37	3.66	0.15	1.07	1.89	5.51	4.23	9.7	1.3	4.6	6.8	80.7
		高家店	不规则哑铃状	54.0	岩株	115.0 128.0 189.0	闪长岩	3	56.99	0.92	17.54	2.41	3.78	0.08	1.99	4.47	5.35	3.10	8.5	1.7	5.1	12.0	66.6
							石英二长岩	2	61.73	0.37	14.28	2.39	2.28	0.35	1.09	2.44	5.49	3.32	8.8	1.7	4.1	8.5	78.7
							二长花岗岩	2	71.83	0.03	13.91	0.82	1.19	0.09	0.03	0.73	4.27	4.34	8.6	1.0	2.6	0.3	90.0
	燕山早期	蘑菇峪	浑圆状	0.5	岩枝	115.6　156.0	石英斑岩	4	77.13	0.12	11.03	0.27	0.55	0.02	0.19	0.23	0.60	8.90	9.6	0.1	2.7	1.8	96.3
		水莲洞	浑圆状	0.6	岩枝	136.9	石英斑岩	5	74.07	0.12	12.57	0.60	0.98	0.02	0.35	0.53	1.27	7.68	9.0	0.2	2.6	3.2	91.1
		贾家山	宽带状	15.6	岩株	157.0　199.0	二长花岗岩	2	73.93	0.10	13.82	0.59	0.90	0.05	0.21	0.50	4.68	4.05	8.7	1.2	2.5	2.0	93.1
		分水岭	长条状	9.8	岩株	160.0	二长花岗岩	2	72.13	0.11	15.32	0.65	0.54	0.08	0.35	0.84	4.85	3.99	8.8	1.2	2.7	3.4	90.9
		葫芦峪	长条状	6.5	岩株		花岗闪长岩	3	63.19	0.40	16.59	1.47	2.00	0.05	1.61	3.42	6.48	2.35	8.8	2.8	3.9	11.6	76.6
		西厂沟	浑圆状	0.5	岩株	113.0 155.0 158.3	花岗斑岩	1	78.36	0.06	11.63	0.46	0.33	0.03	0.25	0.35	2.85	4.90	7.8	0.6	1.7	2.8	94.8

续表

侵入期		岩体	地表形态	出露面积/km²	产状	同位素年龄/Ma	岩石类型	样品数	岩石化学成分 $w_{(i)}$/%										岩石化学参数				
									SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$w(Na_2O+K_2O)$	$\frac{w(Na_2O)}{w(K_2O)}$	δ	SI	DI
燕山期	燕山早期	麻地	蝌蚪状	4.5	岩株	158.3 166.3	花岗岩	4	74.15	0.03	14.60	0.17	0.51	0.12	0.11	0.29	5.45	3.63	9.1	1.5	2.7	1.1	95.1
		凉水河	牛轭状	4.2	岩枝	168.0	花岗岩	2	74.44	0.12	13.82	0.50	0.46	0.07	0.09	0.79	3.81	5.26	9.1	0.7	2.6	0.9	93.5
		茅山	宽带状	10.6	岩株	155.0 163.0 164.4 170.0	二长花岗岩	4	74.46	0.13	13.28	0.53	1.07	0.12	0.28	1.32	3.97	3.86	7.8	1.0	2.0	2.9	89.4
							二长花岗岩	4	73.16	0.15	13.27	0.87	1.12	0.17	0.45	1.19	3.93	4.30	8.2	0.9	2.2	4.2	
		牛心山	不规则状	0.5	岩株	174.0 175.5 180.0 190.0 229.9	花岗岩	7	75.12	0.08	13.01	0.65	0.70	0.13	0.09	0.51	3.83	4.85	8.7	0.8	2.4	0.9	
							花岗岩	15	74.31	0.07	13.15	0.90	0.83	0.16	0.15	0.76	3.13	5.23	8.4	0.6	2.3	1.5	
		峪耳崖	似纺锤状	0.7	岩株	169.0 175.4 187.3 189.0 194.0 207.6 233.8 234.0	花岗岩	2	73.76	0.10	13.23	0.47	1.39	0.06	0.23	0.91	4.57	4.12	8.7	1.1	2.5	2.1	
							花岗岩	12	73.38	0.12	13.19	0.55	1.31	0.06	0.23	0.90	4.37	4.32	8.7	1.0	2.5	2.1	
		土坪石	浑圆状	41.5	岩株	156.0 177.7 180.0	二长花岗岩	3	73.36	0.18	14.07	0.66	0.85	0.09	0.31	0.67	4.22	4.48	8.7	0.9	2.5	3.0	91.9
		罗文峪	宽带状	56.0	岩株		二长花岗岩	2	75.36	0.10	13.18	0.38	0.86	0.18	0.27	0.56	4.18	4.11	8.3	1.0	2.1	2.8	93.0
		肖营子	三角状	360.0	岩基	129.9 179.5	斑状花岗岩	5	74.43	0.20	13.58	0.76	0.59	0.03	0.13	0.22	4.59	4.58	9.2	1.0	2.7	1.2	95.4
		汤道河	宽带状	35.0	岩株	170.0 179.5 180.0	花岗闪长岩	1	65.76	0.38	15.19	1.08	2.30	0.07	1.70	2.53	4.85	3.90	8.8	1.2	3.4	12.3	79.5
		青山口	宽带状	32.0	岩株	186.0 188.0 191.0 195.0 196.0 221.0	二长花岗岩	2	73.75	0.20	13.67	0.57	0.97	0.07	0.38	0.59	4.34	4.39	8.7	1.0	2.5	3.6	93.0
							二长花岗岩	2	75.22	0.07	12.94	0.66	1.55	0.06	0.19	0.21	4.68	4.57	9.3	1.0	2.7	1.6	
		四干顶	纺锤状	45.0	岩株	176.9	闪长岩	1	57.69	0.88	16.36	2.73	4.77	0.08	3.73	5.38	3.83	2.61	6.4	1.5	2.8	21.1	56.6
							石英闪长岩	1	67.43	0.48	15.01	1.56	2.08	0.05	1.46	3.06	3.89	3.71	7.6	1.1	2.4	11.5	76.9
							石英闪长岩	2	69.53	0.57	14.80	0.52	2.53	0.10	1.47	2.18	3.77	4.57	8.3	0.8	2.6	11.5	
印支期		盘山	椭圆状	47.6	岩株	203.0 214.0	斑状二长花岗岩	4	70.34	0.40	14.05	0.97	1.93	0.04	0.92	1.92	3.71	3.48	7.2	1.1	1.9	8.4	81.4
							中粒二长花岗岩	2	76.02	0.19	12.39	0.52	0.98	0.03	0.27	0.67	3.79	4.18	8.0	0.9	1.9	2.8	92.6
							石英二长岩	1	69.48	0.45	13.67	1.63	2.10	0.07	1.16	2.19	3.88	0.93	4.8	4.2	0.9	12.0	74.6

印支期	都山	似纺锤状、椭圆状	400	岩基	210.0 215.0 225.9 235.5 237.1 238.2 239.1 241.9 242.5 248.0 274.4 339.1	中细粒花岗岩	6	70.95	0.29	14.76	0.80	1.63	0.02	0.59	1.63	4.20	4.01	8.2	1.1	2.4	5.3	84.4
						似斑状花岗岩	2	71.22	0.20	15.03	0.79	1.22	0.02	0.98	1.59	4.73	3.47	8.2	1.4	2.4	8.8	86.1
						片麻状花岗岩	13	71.03	0.22	14.75	0.71	1.41	0.03	0.55	1.57	4.26	4.29	8.6	1.0	2.6	4.9	86.6
						花岗质混染岩	1	67.95	0.31	15.99	0.79	1.44	0.03	0.76	1.86	4.80	4.50	9.1	1.1	3.5		
	棒槌崖	不规则枝叉状	6.0	岩株	234.6	正长闪长岩	1	46.85	1.21	17.36	5.93	5.12	0.18	4.38	9.62	2.58	3.47	6.1	0.7	9.5	20.4	40.8
四堡期	沙厂	宽带状	20.5	岩株	1195 1588	浅色细粒花岗岩	1	79.15	—	11.41	0.21	0.03	—	0.08	0.87	3.43	4.46	7.9	0.8	1.7	1.0	
						中粒二长花岗岩	1	75.40	0.04	13.13	0.55	1.03	0.04	0.17	0.77	3.15	5.00	8.2	0.6	2.1	1.7	
						中粒黑云母花岗岩	1	74.96	0.24	13.08	0.66	1.85	0.04	0.26	1.21	2.85	4.90	7.8	0.6	1.9	2.5	
						(环)斑状黑云母花岗岩	4	74.07	0.09	13.82	0.90	1.30	0.02	0.24	0.96	3.13	5.20	8.3	0.6	2.2	2.2	
						环斑角闪黑云母花岗岩	2	67.24	0.38	15.58	0.99	3.46	0.06	0.79	2.28	3.23	5.30	8.5	0.6	3.0	5.7	
迁西期	太平寨				2320 2400 2480 2488 2500 2502	紫苏石英闪长质片麻岩	1	54.63	0.45	13.81	6.07	4.23	0.16	3.31	11.68	3.45	0.46	3.9	7.5	1.3	18.9	38.7
							1	56.01	0.60	16.44	2.26	6.43	0.10	4.40	7.51	4.10	0.80	4.9	5.1	1.9	24.5	45.4
							1	58.45	0.05	19.59	1.41	4.27	0.06	3.53	5.61	4.90	1.20	6.1	4.1	2.4	23.1	53.9
						紫苏英云闪长质片麻岩	1	62.95	0.49	15.82	2.22	4.17	0.09	2.71	5.25	3.85	1.60	5.5	2.4	1.5	18.6	69.0
							1	63.20	0.48	16.91	2.32	2.73	0.08	1.79	5.61	4.90	0.95	5.9	5.2	1.7	14.1	63.4
							1	73.89	0.20	13.26	1.45	1.75	0.04	0.70	3.91	3.60	0.90	4.5	4.0	0.7	8.3	75.4
	上营					斑点状英云闪长质片麻岩	1	62.07	0.48	13.92	1.91	6.28	0.07	4.76	3.44	3.10	2.10	5.2	1.5	1.4	26.2	56.7
							1	65.59	0.60	14.53	1.40	4.13	0.04	2.29	4.20	3.90	1.40	5.3	2.8	1.2	17.5	64.9
						浅色英云闪长质片麻岩	1	67.34	0.25	15.79	1.60	2.24	0.03	0.50	4.81	4.95	0.70	5.7	7.1	1.3	5.0	70.9
							1	69.84	0.34	15.33	0.79	2.67	0.04	0.96	4.27	4.10	0.80	4.9	5.1	0.9	10.3	70.5

续表

侵入期	岩体	地表形态	出露面积/km²	产状	同位素年龄/Ma	岩石类型	样品数	岩石化学成分 w_B/%										岩石化学参数				
								SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$w(Na_2O+K_2O)$	$\frac{w(Na_2O)}{w(K_2O)}$	δ	SI	DI
迁西期	千厂				2391 2491 2591	斑点状英云闪长质片麻岩	1	62.15	0.60	14.70	1.87	5.03	0.07	3.65	3.89	4.10	1.80	5.9	2.3	1.8	22.2	60.8
							1	69.55	0.30	14.79	0.74	2.31	0.04	1.65	3.51	4.70	1.50	6.2	3.1	1.5	15.2	74.4
						浅色奥长花岗质片麻岩	1	65.67	0.35	15.03	1.43	2.29	0.04	1.65	4.48	4.80	2.20	7.0	2.2	2.2	13.3	71.9
							1	74.14	0.10	14.72	0.71	0.57	0.02	0.26	4.27	4.20	0.85	5.1	4.9	0.8	3.9	77.6
	八道河					花岗闪长质片麻岩	1	63.45	0.48	15.67	2.30	3.39	0.05	2.14	4.86	4.45	2.70	7.2	1.7	2.5	14.3	67.9
							1	60.83	0.40	14.81	1.55	2.76	0.05	1.94	4.83	4.30	1.90	6.2	2.3	1.6	15.6	69.4
						二长花岗质片麻岩	1	63.90	0.20	14.17	1.65	1.70	0.02	1.40	3.39	3.55	3.76	7.3	0.9	2.0	11.6	77.5
							1	71.11	0.15	14.01	1.44	1.16	0.03	1.06	2.84	3.10	4.19	7.3	0.7	1.9	9.7	80.2
	马兰峪					斑点状英云闪长质片麻岩	1	61.62	0.45	14.73	2.09	4.63	0.06	3.58	4.29	3.75	2.80	6.6	1.3	0.9	21.2	61.7
							1	68.27	0.40	14.35	1.84	2.76	0.05	1.58	4.23	4.00	0.80	4.8	5.0	5.0	14.4	68.2
						浅色奥长花岗质片麻岩	1	72.60	0.06	14.64	0.28	0.94	0.02	0.27	2.38	4.45	3.00	7.5	1.5	1.9	3.0	84.7
							1	74.37	0.10	14.20	0.36	1.31	0.02	0.29	2.41	4.70	1.00	5.7	4.7	1.0	3.8	82.5
	榆林甸					浅色钾长花岗质片麻岩	1	72.75	0.20	13.85	0.55	1.56	0.02	0.99	1.41	3.30	5.10	8.4	0.7	2.4	8.6	86.8
							1	74.84	0.15	13.27	0.14	1.01	0.01	0.38	1.00	2.80	5.90	8.7	0.5	2.4	3.7	91.3
							1	75.78	0.10	12.46	0.91	0.62	0.00	0.45	1.36	2.75	5.00	7.8	0.6	1.8	4.6	89.6

注：①本表岩石化学分析数据来源：王季亮等，1990、1994；门洪生等，1990；陈德智等，1987；张绍清等，1989；梅燕雄，1997，杨富全，1995；赵崇贺，1964；林强等，1992。

②本表所列岩石类型系送样人所定名称，未做统一校正。

石。从迁西期到燕山期，碱质及 K_2O 有增高的趋势，在印支晚期和燕山晚期出现偏碱性岩石。

科林斯(W. J. Collins, 1982)等认为，在 $w(Na_2O)-w(K_2O)$ 坐标系中进行岩石化学成分投影可以帮助区分花岗岩的不同成因类型。从本区花岗岩岩石化学成分投影结果（图3-5）来看，迁西期花岗岩均落入Ⅰ区，四堡期花岗岩均落入A区；印支期和燕山期花岗岩绝大部分落入Ⅰ区或Ⅰ、A两区的边界附近，少数岩体落入A区（西厂沟、凉水河）或S区（蘑菇峪、水莲洞）。

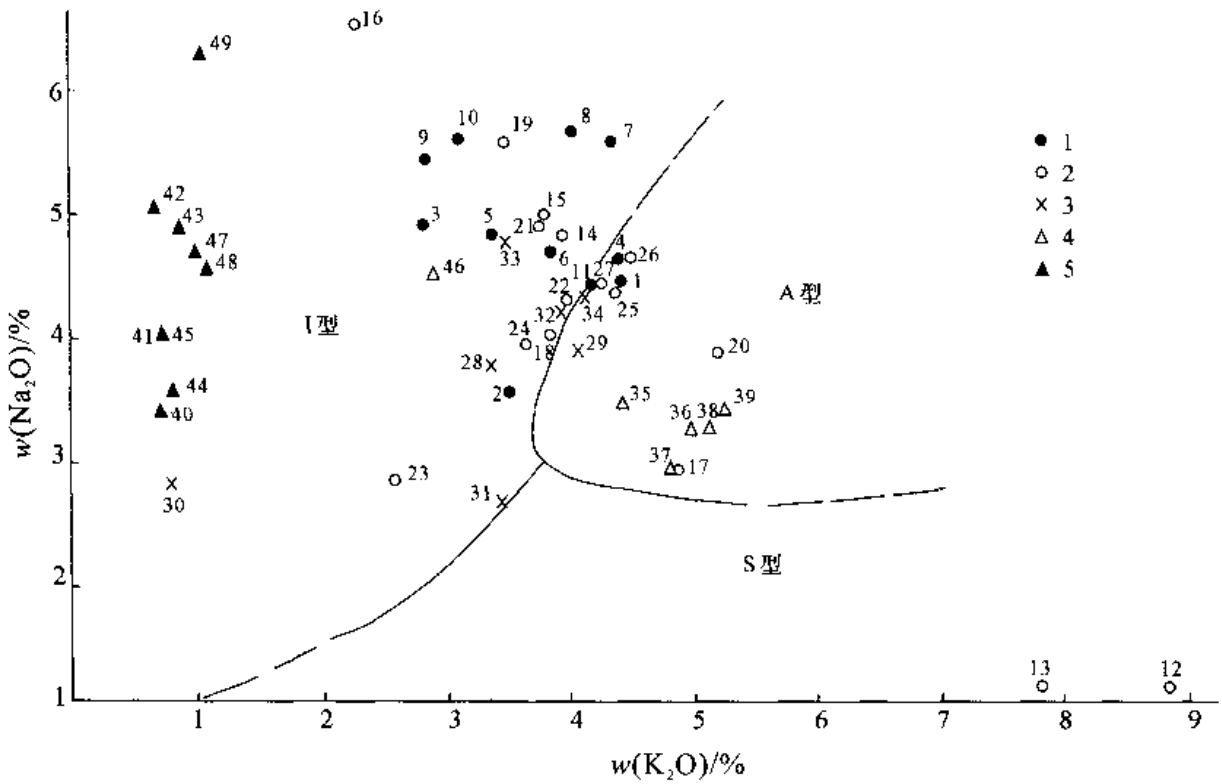


图 3-5　冀东花岗岩岩石化学－成因图解

1—燕山晚期花岗岩；2—燕山早期花岗岩；3—印支期花岗岩；4—四堡期花岗岩；5—迁西期花岗岩

（四）花岗岩地球化学特征

1. 稀土元素地球化学特征

冀东地区27个代表性岩体的34组稀土元素含量分析数据及其特征参数列于表3-3中，采用赫尔曼（1971）球粒陨石稀土含量平均值对上述数据标准化后所作的稀土分配型式如图3-6所示。

通过对表3-3和图3-6的综合分析，可以获得下列初步认识。

（1）本区花岗岩类岩石稀土元素总量（∑REE）变化很大，为（37.5～790.2）$\times 10^{-6}$，平均含量为 149.3×10^{-6}，低于世界花岗岩稀土总量平均值(250.0×10^{-6}，赫尔曼，1970)，亦低于地壳稀土平均丰度(165.35×10^{-6}，黎彤，1976；183.68×10^{-6}，泰勒，1964；207.0×10^{-6}，A. П. 维诺格拉多夫，1962)。表明本区花岗岩类在总体上表现为以壳源为主的特点，其稀土总量偏低可能与幔源物质的混染作用有关的。

（2）本区花岗岩类岩石的 LREE/HREE 比值变化亦很大，为2.4～56.7，平均值为

表 3-3　冀东花岗岩稀土元素地球化学特征

侵入期		岩体	岩石类型	样品数	w(稀土元素)/10⁻⁶															稀土元素参数					资料来源
					La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	w(ΣREE)	$\frac{w(LREE)}{w(HREE)}$	δEu	$\frac{w(Sm)}{w(Nd)}$	$\frac{w(La)}{w(Yb)}$	
燕山晚期		柳树洼	花岗闪长斑岩	2	26.22	53.99	5.15	19.41	3.53	0.82	3.20	0.52	2.19	0.50	1.11	0.17	1.03	0.21	8.79	126.8	6.2	0.8	0.2	25.5	梅燕雄,1997
		大石销	石英二长岩	1	56.33	113.80	11.50	38.74	5.75	1.03	4.46	0.50	2.85	0.52	1.47	0.10	1.40	0.17	12.38	237.9	19.7	0.6	0.2	40.2	
		寿王坟	石英二长岩	1	37.73	68.83	6.52	21.78	3.21	0.66	2.34	0.30	1.41	0.21	0.71	0.10	0.60	0.10	5.83	144.5	24.0	0.7	0.2	62.9	
		雾灵山	(石英)正长岩	2	58.78	136.60	13.57	51.69	9.88	2.68	8.07	1.29	6.81	1.22	3.48	0.58	3.26	0.50	33.70	298.4	10.8	0.9	0.2	18.0	
		高家店	闪长岩	1	71.59	155.50	16.12	63.68	11.04	3.13	8.10	1.17	5.77	1.00	2.65	0.43	2.09	0.35	25.86	342.6	14.9	1.0	0.2	34.3	
			石英二长岩	1	35.01	106.50	5.22	17.04	3.21	0.49	2.60	0.39	2.44	0.48	1.70	0.43	2.42	0.54	14.40	179.5	15.2	0.5	0.2	14.5	
燕山早期		水莲洞	石英斑岩	1	40.73	76.62	7.05	24.56	3.47	0.49	2.70	0.35	2.28	0.45	1.18	0.16	1.20	0.21	10.17	161.5	17.9	0.5	0.1	33.9	王季亮等,1990,1994
		贾家山	二长花岗岩	1	11.67	32.40	2.31	7.74	1.42	0.29	1.03	0.30	0.79	0.16	0.46	0.14	0.67	0.15	4.95	59.5	15.1	0.7	0.2	17.4	
		分水岭	二长花岗岩	1	31.66	70.80	7.49	24.93	4.51	0.83	3.09	0.46	2.32	0.37	1.08	0.20	1.03	0.14	11.55	148.9	16.1	0.7	0.2	32.7	
		茅　山	二长花岗岩	2	20.32	48.15	4.94	18.97	4.82	0.56	4.65	0.82	4.68	0.86	2.69	0.59	3.59	0.72	31.38	116.4	5.3	0.4	0.3	5.7	
		麻　地	花岗岩	2	8.80	32.44	3.76	14.01	5.88	0.11	4.75	0.78	2.72	0.28	0.57	0.13	0.50	0.14	22.10	74.9	6.6	0.1	0.4	17.6	
		凉水河	花岗岩	1	30.68	63.57	6.65	22.92	4.04	0.63	3.52	0.44	3.10	0.68	1.84	0.27	2.10	0.33	17.43	140.8	10.5	0.5	0.2	14.6	
		罗文峪	二长花岗岩	4	10.60	26.57	2.94	10.85	3.02	0.36	3.17	0.67	3.53	0.66	1.85	0.30	2.08	0.33	—	66.7	4.3	0.4	0.3	5.1	
		四干顶	石英闪长岩	2	42.71	75.47	8.06	28.51	4.85	0.82	3.69	0.76	3.27	0.66	1.60	0.25	1.53	0.23	13.43	172.4	13.4	0.6	0.2	27.9	梅燕雄,1997
		王坪石	二长花岗岩	1	21.30	45.96	3.78	11.99	2.18	0.30	1.78	0.35	1.60	0.33	1.25	0.31	2.24	0.49	12.46	93.9	10.2	0.5	0.2	9.5	王季亮等,1990,1994
		肖营子	斑状花岗岩	1	38.13	78.30	8.27	28.96	4.89	0.80	4.01	0.50	2.87	0.52	1.62	0.22	1.68	0.32	14.10	171.1	13.6	0.5	0.2	22.7	
		青山口	二长花岗岩	1	25.04	50.02	4.33	14.20	2.73	0.42	2.24	0.37	2.07	0.40	1.27	0.28	1.48	0.25	11.76	105.1	11.6	0.5	0.2	16.9	
		峪耳崖	花岗岩	2	15.99	38.57	3.80	14.00	2.85	0.48	2.32	0.41	2.27	0.47	1.43	0.26	1.28	0.31	14.96	99.4	8.7	0.6	0.2	12.5	白洪生等,1990
		牛心山	花岗岩	3	8.12	22.44	2.50	10.16	3.73	0.35	4.63	1.08	5.80	1.02	2.79	0.47	2.98	0.50	35.35	101.6	2.4	0.3	0.4	2.7	

印支期	盘山	二长花岗岩	2	36.96	72.82	6.45	21.96	3.81	0.82	2.73	0.46	2.35	0.44	1.31	0.24	1.41	0.25	13.04	152.0	15.5	0.8	0.2	26.2	王季亮等,1990
	棒槌崖	正长闪长岩	1	55.35	109.50	13.21	61.53	11.80	3.14	9.12	1.04	5.15	0.97	2.53	0.31	1.83	0.28	23.90	290.0	48.4	0.9	0.2	30.3	杨富全等,1996
	都山	花岗岩	1	27.73	47.71	4.31	14.40	2.12	0.49	1.60	0.30	0.92	0.15	0.48	0.10	0.41	0.16	3.51	104.4	23.5	0.8	0.2	67.6	白洪生等,1990
		片麻状花岗岩	1	35.83	62.00	5.67	18.60	2.45	0.59	1.73	0.30	1.01	0.20	0.49	0.10	0.41	0.15	3.57	133.1	28.5	0.9	0.1	87.4	
四堡期	沙厂	环斑花岗岩	1	220.91	373.60	35.33	109.70	14.99	1.00	9.22	1.69	8.95	1.93	5.20	0.78	6.06	0.84	42.26	790.2	21.8	0.3	0.1	36.5	梅燕雄,1997
迁西期	太平寨	紫苏石英闪长质片麻岩	1	30.47	36.37	5.76	14.70	2.16	1.20	1.37	0.51	0.62	0.22	0.50	0.20	0.43	0.49	3.45	95.0	20.9	2.2	0.2	70.9	林强等,1992
		紫苏英云闪长质片麻岩	1	23.73	34.56	3.35	17.12	2.89	1.15	1.67	0.09	1.14	0.13	0.42	0.06	0.44	0.05	6.18	86.8	20.7	1.6	0.2	53.9	
	上营	斑点状英云闪长质片麻岩	1	17.66	23.11	1.58	10.60	1.46	0.73	0.60	0.08	0.48	0.09	0.30	0.05	0.28	0.03	2.54	57.4	24.9	1.9	0.1	63.1	
		浅色英云闪长质片麻岩	1	13.31	18.33	2.19	9.81	1.38	0.59	0.87	0.18	0.38	0.10	0.27	0.08	0.15	0.03	2.06	47.7	22.2	1.7	0.1	88.7	
	王厂	斑点状英云闪长质片麻岩	1	29.76	41.51	5.62	21.67	4.19	1.21	3.69	0.48	2.37	0.45	1.13	0.19	1.06	0.15	12.6	144.4	13.3	3.7	0.2	28.1	
		浅色奥长花岗质片麻岩	1	13.71	14.56	0.08	6.97	0.89	0.63	0.07	0.03	0.21	0.03	0.15	0.01	0.04	0.01	1.56	37.5	56.7	3.8	0.1	342.8	
	马兰峪	斑点状英云闪长质片麻岩	1	18.92	26.41	3.65	14.68	2.46	0.93	1.84	0.26	1.15	0.23	0.58	0.11	0.54	0.09	6.53	71.9	14.0	1.4	0.2	35.0	
		奥长花岗质片麻岩	1	14.41	18.21	2.18	7.00	1.18	1.00	0.47	0.22	0.23	0.09	0.13	0.09	0.13	0.09	0.92	45.4	30.7	3.8	0.2	110.9	
	八道河	花岗闪长质片麻岩	1	26.52	40.14	6.38	26.03	4.66	1.28	3.55	0.52	2.72	0.47	1.33	0.20	1.16	0.15	13.29	115.1	10.4	1.0	0.2	22.7	
		二长花岗质片麻岩	1	29.26	45.11	5.07	21.81	3.85	0.97	2.95	0.51	1.86	0.41	0.87	0.21	0.75	0.13	8.90	113.8	13.8	0.9	0.2	39.0	

注:本表所列岩石类型系送样人所定名称,未做统一校正。

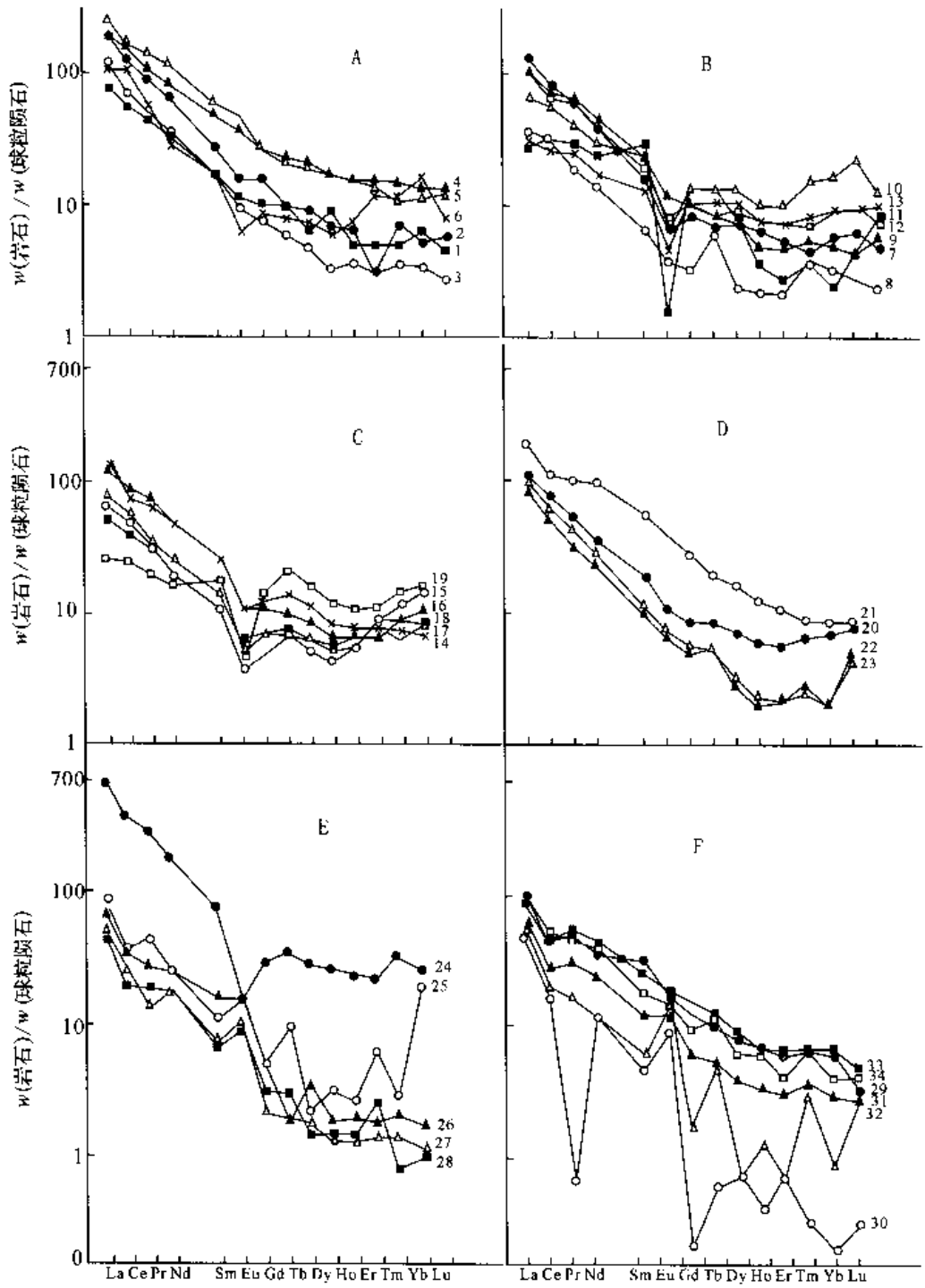


图 3-6　冀东花岗岩稀土元素配分曲线

A—燕山晚期花岗岩：1—柳树洼；2—大石镐；3—寿王坟；4—雾灵山；5、6—高家店；B—燕山早期花岗岩：7—水莲洞；8—贾家山；9—分水岭；10—茅山；11—麻地；12—凉水河；13—罗文峪；C—燕山早期花岗岩：14—四千顶；15—土坪石；16—肖营子；17—青山口；18—峪耳崖；19—牛心山；D—印支期花岗岩：20—盘山；21—棒槌崖；22、23—都山；E—四堡期花岗岩：24—沙厂；迁西期花岗岩：25、26—太平寨；27、28—上营；F：迁西期花岗岩：29、30—王厂；31、32—马兰峪；33、34—八道河

17.4，Sm/Nd 比例均≤0.4%，为轻稀土富集型，稀土配分曲线均向右倾斜。

(3) 迁西期花岗岩 $\delta Eu>1$，具明显的正铕异常。四堡期和燕山早期花岗岩 $\delta Eu<0.7$，具明显的负铕异常。印支期和燕山晚期花岗岩 δEu 值为 0.7～1.0，铕异常不明显，但高家店岩体有较明显的负铕异常（其 δEu 值为 0.5）。

2. 同位素地球化学特征

冀东地区花岗岩类岩石的初始锶比值 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ 为 0.70500～0.72050，属中等锶花岗岩；花岗岩 $\delta^{18}O=5.9‰～9.6‰$。均反映出壳－幔混源或壳源成因特征。

(五) 花岗岩成因系列

根据对花岗岩的岩石学、岩石化学、地球化学等多方面特征的综合分析，作者将冀东地区花岗岩类初步划分为三个成因系列（表 3-4）。

1. 幔－壳过渡型深熔花岗岩系列

幔－壳过渡型深熔花岗岩系列是指与太古宙（主要是迁西期）区域变质－变形条件下发生的幔－壳岩石及层状变质岩的深熔作用（或部分熔融作用）有关花岗岩系列，以石英闪长岩、英云闪长岩、花岗闪长岩、奥长花岗岩、紫苏花岗岩等为代表。太古宙地球表层的高热流状态、异常高的地热梯度以及多期变质变形作用，是形成该系列花岗岩的重要条件。

本系列花岗岩属于富钠的偏中性花岗岩类，主要矿物成分有石英、斜长石（$An=30～40$）、紫苏辉石、普通角闪石和黑云母，一般缺少钾长石。SiO_2 含量平均为 66.6%，$w(Na_2O+K_2O)$含量平均为 6.1%，$w(Na_2O)/w(K_2O)>1.0$(平均 3.1，最高达 7.5)。稀土元素总量偏低，$w(\sum REE)<100\times10^{-6}$，平均 78.5×10^{-6}；$\delta Eu>1$，平均 2.2，最高为 3.8，具明显的正铕异常。其成岩物质具幔－壳混合源特征但以幔源为主。

本系列花岗岩经过后期的区域变质及变形作用已变成各种花岗质片麻岩类，成为本区早前寒武纪变质基底的主要组成部分。成矿性差。

2. 壳－幔过渡型同熔花岗岩系列

壳－幔过渡型同熔花岗岩系列是指来源于上地幔或下地壳的岩浆在其上侵过程中同熔、同化、混染了部分上地壳物质而形成的花岗岩类。

本系列花岗岩主要形成于印支期及燕山晚期，岩石类型从花岗岩、花岗闪长（斑）岩、石英二长岩、石英正长岩、石英闪长岩、正长闪长岩、闪长岩均有产出，但以中酸性岩类为主。岩石 SiO_2 含量变化较宽（55.8%～76.0%），平均值为 65.3%～70.4%，碱质总量 $w(Na_2O+K_2O)$ 较同类岩石普遍偏高，Na_2O 与 K_2O 含量大体相近。稀土元素总量 $>100\times10^{-6}$，平均值为 $(170～201)\times10^{-6}$，$\delta Eu=0.7～0.9$，无明显的铕异常。其成岩物质具壳－幔混源特征，但以壳源为主。该系列花岗岩成矿性较好，以 Fe、Cu、Mo 为主，Pb、Zn、Au 不很重要。

3. 壳型重熔花岗岩系列

壳型重熔花岗岩系列是指陆壳（主要是下前寒武系变质岩）经深部重熔作用形成的花岗岩类，理论上认为它与地幔物质没有直接的成因联系。

本系列花岗岩主要形成于燕山期（特别是燕山早期），岩石类型主要为花岗岩、二长花岗岩及石英斑岩、花岗斑岩、斑状花岗岩、花岗闪长岩等，以酸性岩类为主。岩石化学成分以高硅富碱为特征，SiO_2 含量变化范围较窄(61.7%～78.4%)，一般>70%；碱质总量

w（Na_2O+K_2O）>7.0%，平均8.1%~8.6%，Na_2O与K_2O含量基本相近。稀土元素总量w（∑REE）$>100\times10^{-6}$，平均176.5×10^{-6}，最高达790.2×10^{-6}；$\delta Eu\leqslant0.6$，具明显的负铕异常。其成岩物质基本上为壳源。该系列花岗岩与金矿的关系密切，是重要的含金花岗岩系列。此外，它们与Cu、Ag、W（Nb、Ta）等也有较密切的成因联系。

表3-4 冀东花岗岩的成因系列及其特征

成因系列		幔－壳过渡型深熔花岗岩系列	壳－幔过渡型同熔花岗岩系列	壳型重熔花岗岩系列
成岩物质来源		壳－幔混合源，以幔源为主	壳－幔混合源，以壳源为主	壳　源
主要岩石组合		石英闪长岩、英云闪长岩、花岗闪长岩、奥长花岗岩、紫苏花岗岩	花岗岩、花岗闪长岩、石英二长岩、石英正长岩、石英闪长岩、正长闪长岩、闪长岩	花岗岩、二长花岗岩、花岗斑岩、斑状花岗岩、花岗闪长岩
副矿物组合		磷灰石、磁铁矿、榍石、锆石	磷灰石、磁铁矿、榍石、锆石、褐帘石、独居石	磷灰石、磁铁矿、榍石、锆石、褐帘石、独居石
岩石化学特征	w（SiO_2）/%	54.6~75.8，平均66.6	55.8~76.0，平均65.3~70.4	61.7~78.4，平均73.4~74.1
	w（Na_2O+K_2O）/%	3.9~7.8，平均6.1	4.8~10.0，平均7.6~8.4	6.4~9.6，平均8.1~8.6
	w（Na_2O）/w（K_2O）	>1.0，平均3.1	≈1.0	≈1.0
	$\frac{w(Al_2O_3)}{w(CaO+Na_2O+K_2O)}$	<1.0	<1.1	>1.1
	δ值	<3.0	1.9~5.1	<4.0
	DI	<85	60~92	>85
地球化学特征	w(∑RFE)/10^{-6}	<100	>100	>100
	w(LREE)/w(HREE)	平均22.8	平均15~29	平均17.5
	δEu	>1.0	0.7~0.9	≤0.6
	稀土配分曲线特征	向右倾斜型，具正铕异常	向右倾斜型，铕异常不明显	向右倾斜型，具负铕异常
	w（La）/w（Yb）	>30	>30	<30
	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	<0.7030	0.7030~0.7050	>0.7050
	$\delta^{18}O$/‰		+6.0~+10.0	>+10.0
矿化特征		（Fe）	Fe、Cu、Mo、（Pb、Zn、Au）	Au、Ag（Cu、W、Nb、Ta）
形成时代		太古宙（迁西期）	印支期、燕山期	四堡期（?）、燕山期
分布区域		为结晶基底的主要组成部分	北部火山岩盆地边缘及中部基底隆起区边缘	中部基底隆起区
代表性岩体		太平寨、上营、王厂、马兰峪、八道河	都山、盘山、棒槌崖、寿王坟、大水泉、雾灵山	沙厂（?）、麻地、水莲洞、王坪石、牛心山、峪耳崖、茅山、青山口、分水岭、贾家山

三、构造

（一）大地构造及其演化概述

冀东地区位于华北地块北东部，在大地构造区划上隶属于中朝准地台燕山台褶带（黄汲清、任纪舜等，1980，1983），按照地洼构造学说则归属于华北地洼区河淮地洼系（陈国达等，1977，1978，1983）。

本区是三级大地构造单元——马兰峪复式背斜的主体展布区域。该复式背斜为一个近东西向的宽缓式复斜构造，四周为断裂所截。其核部主要由早前寒武纪变质岩系组成，枢纽起伏不平，向西倾伏；两翼依次为中-新元古界、古生界和中生界，在北翼（及南翼局部）发育有以中侏罗统为核部的次级向斜，其整体褶皱时代应在侏罗纪末。在空间上，马兰峪复式背斜由北而南可进一步划分出下板城凹断束、宽城凹褶束、遵化穹褶束、密云台穹、蓟县凹褶束及开滦台凹等6个四级构造单元。该复背斜两翼构造面貌差别较大，南翼相对简单，北翼则由不同方向断裂的交叉切割而复杂化。

冀东大地构造的发展和演化大致经历了4个大的发展阶段，即太古宙陆核发展阶段、元古宙—古生代陆台发展阶段、中生代陆缘发展阶段和新生代陆内发展阶段，详见后述。

（二）太古宙变质地体及其特征

根据豪威尔（D. G. Howell，1983）的定义，地体是指以断裂为边界的具有区域性延伸的地质实体，每个地体均有与相邻地体不同的地质发展历史以及不同的地层建造和岩浆岩组合。地体边界一般为大型断裂带或隐伏断裂带，断裂性质多为挤压、剪切及逆掩断层。D. L. Jones等（1983）将地体分为4种类型，即地层地体、破裂地体、变质地体和复合地体。其中，变质地体的特征是，区域性的（或地体范围内的）透入性变质组构和变质矿物充分发育，以致到达到原始地层特征和层间关系难以辨认的程度；而复合地体则由两个或两个以上的不同地体构成，这些地体在添加到大陆边缘以前已经合并为一体了，有时也称为联合地体。

对已有的地质调查资料的综合分析表明，冀东地区早前寒武纪（主要是太古宙）变质岩具有不同的地质演化历史及岩石组合特征，它们可以划分为迁安地体、遵化地体、滦县地体和密云地体（图3-7）。

1. 迁安地体

迁安地体位于本区东南部，北以冷口断裂及罗屯断裂与遵化地体为界，东以青龙-滦县断裂与滦县地体毗邻，南、西与中新元古界为不整合接触。该地体是本区乃至全国最古老的变质地体，在重力航磁异常图上形态完整，自成一体。

迁安地体由西南角的曹庄杂岩（古陆核）及西侧的杏山弧形褶皱带和更大范围的以迁安为中心的花岗质片麻岩穹隆及两侧的水厂弧形褶皱带两部分组成，表明该地体经历了至少两个大的构造演化阶段。

2. 遵化地体

遵化地体位于本区中部，东南以冷口断裂及罗屯断裂与迁安地体相邻，其他方向与中新元古界呈不整合接触或断裂接触。该地体是本区最大的变质地体，大致呈近东西向展布。其分布范围西起跑马场，向东经马兰峪、片石峪，至亮甲台、青龙，延长达120km以上，最宽处达数10km。

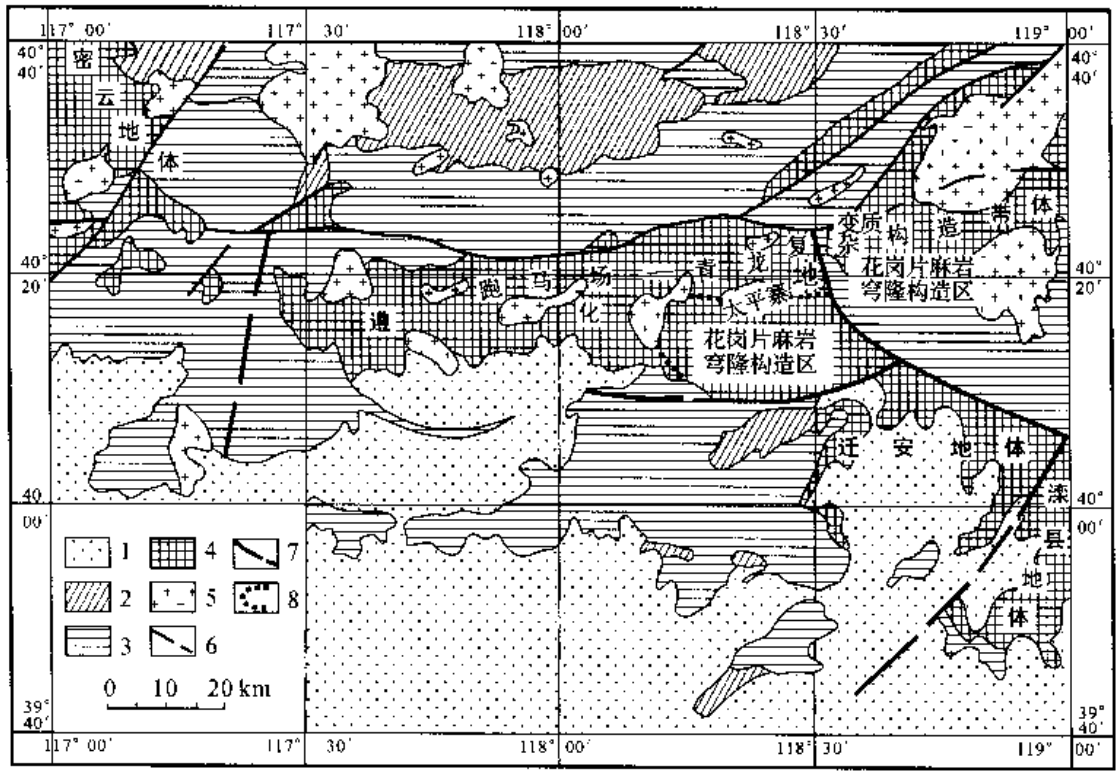


图 3-7 冀东太古宙变质地体构造区划略图

1—第四系；2—古生界—中生界；3—中新元古界；4—太古宙变质岩系；5—元古宙—显生宙花岗岩类；6—一般断裂；7—深大断裂；8—构造区（带）界限

遵化地体可以进一步划分出三个次级构造区（带），即太平寨花岗片麻岩穹隆构造区、王厂花岗片麻岩穹隆构造区和跑马场-青龙复杂变质-构造带。据张秋生、杨振升等（1991）研究，跑马场-青龙复杂变质-构造带的岩石组成主要是英云闪长质-奥长花岗质片麻岩和紫苏花岗质片麻岩等，斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩、黑云斜长变粒岩、磁铁石英岩、石榴二辉麻粒岩、斜长辉石岩等表壳岩所占比例也较大，后者多呈条带状、透镜状及似层状展布。这些不同类型和不同变质程度的变质岩在空间上紧密共生，成为一个复杂的变质杂岩带，中生代岩浆岩的广泛侵位使该构造带的岩石组成更为复杂。该构造带的构造变形作用亦很强烈，在花岗质片麻岩中主要发育具有间隔性的角闪岩相韧性变形带，而后期，则在各种岩石中发育较窄的绿片岩相糜棱岩带或片糜岩带。在构造作用较强的地段，由长英质片麻岩、斜长角闪岩、磁铁石英岩等构成的近于平行的互层现象极为常见。该构造带又是一个多期多相变质作用的叠加地带，既保存有遭受麻粒岩相变质作用的岩石，也存在角闪岩相退变质作用的岩石，又有受到绿片岩相改造的局部线状带，在一些地段还可见到大量的蚀变和水化产物存在于各类岩石中。跑马场-青龙复杂变质-构造带不仅是一个岩石组成、变质变形和构造演化都很复杂的构造带，也是一个十分重要的金、铁成矿带。太平寨和王厂两个花岗片麻岩穹隆构造区的特征详见后述。

3．滦县地体

滦县地体位于本区东南端，西以卢龙-滦县断裂与迁安地体为邻，其主要部分向东延至区外。该地体基本上由大面积分布的表壳岩组成，缺乏在太古宙变质地体中常见的

TTG岩系。其岩石组成相当于原单塔子群，主要岩石类型有黑云斜长变粒岩、黑云二长变粒岩及黑云钾长变粒岩，夹条带状、似层状磁铁石英岩及少量斜长角闪岩等，局部见有白云质大理岩等。

4. 密云地体

密云地体位于本区西北部，主要由含辉石的斜长片麻岩组成，其次是二辉麻粒岩、辉石麻粒岩及斜长角闪岩等，夹多层磁铁石英岩，其层位相当于原迁西群上亚群（以前曾称为“密云群”）。

（三）区域构造特征

1. 褶皱构造

冀东地区褶皱构造有两种主要的表现形式，即花岗片麻岩穹隆构造和岩层褶皱构造，后者又分为基底褶皱和盖层褶皱两大类。兹分述如下。

（1）花岗片麻岩穹隆构造

花岗片麻岩穹隆构造是本区太古宙变质岩系中发育一种特殊的褶皱形式，其平面形态常具近似等轴的卵形特征。本区可辨认的花岗片麻岩穹隆构造主要有三处，即迁安花岗片麻岩穹隆构造、太平寨花岗片麻岩穹隆构造和王厂花岗片麻岩穹隆构造。

迁安花岗片麻岩穹隆构造大致以迁安县城为中心，包括卵形穹隆和西侧边缘的水厂弧形褶皱束两部分，北、东、南三面均被断裂所截。该穹隆构造的主体和中心部位由大面积分布的花岗片麻岩及混合花岗岩组成，并常见各种表壳岩包体。在迁安县城以西广泛发育一系列韧性剪切断裂带，形成自西向东的叠瓦状逆掩推覆构造（赵宗溥等，1993）。据傅昭仁（1980）研究，迁安穹隆形成的动力学机制大体是：在物质的高塑性状态下，由拱曲作用导致局部上隆及上覆岩层向边缘滑动，从而形成中央卵形隆起及其边缘褶皱束。❶

太平寨花岗片麻岩穹隆构造的展布范围西起三屯营、东至冷口、南以滦河及罗屯断裂为界、北抵金厂峪，它实际上是一个四周被中生代以来形成的断裂所围限的断块隆起区，其平面形态被断裂构造所复杂化的卵形（张秋生等，1991）。该穹隆的岩石组成相当于原迁西群下亚群，以花岗质片麻岩为主，有少量的斜长角闪岩、磁铁石英岩等表壳岩包体不均匀地分布于花岗片麻岩中。穹隆西侧为呈北东、北北东向展布的龙湾弧形褶皱束，后者是本区又一个重要的沉积变质铁矿带。太平寨穹隆的形成具有与迁安穹隆相似的动力学机制，但兼具断块隆起的性质。

王厂花岗片麻岩穹隆构造的展布范围北起王厂、八道河一线，南部及西部为中新元古代盖层覆盖，东及东南部被中生代花岗岩类侵入体所截。它以花岗片麻岩为主体，其中分布有为数不多的斜长角闪岩、二辉麻粒岩、磁铁石英岩等表壳岩包体。该穹隆为一个发育不甚完整的卵形构造，这个构造图案是以片麻理及包体长轴分布形式表现出来的。它是一个经历高级角闪岩相变作用的构造区，其总趋势是从中心向边缘，片麻理由弱变强、包体数量由少变多、包体变形由弱变强。王厂花岗片麻岩穹隆构造可能主要是由岩浆底辟侵位作用造成的（张秋生等，1991）。

（2）基底褶皱构造

冀东地区早前寒武纪基底变质岩系中的褶皱现象非常普遍而复杂，并不整合于中新元

---

❶ 傅昭仁，1980，迁安铁矿区水厂式铁矿床的古构造型式，地质研究，武汉地质学院北京研究生部。

古界之下。据孙大中等（1984）研究，发育于下前寒武系变质岩中的褶皱构造主要有两期：早期为轴向近南北、轴面西倾的紧密同斜倒转褶皱；晚期为轴向近东西或北东东、向西倾伏的开阔褶皱。在空间分布上，以冷口断裂为界，西部相对上升，早期南北向褶皱主要有跑马场－遵化复式向斜、迁西－太平寨复式背斜和滦县复式向斜，晚期东西向褶皱则有马兰峪－太平寨开阔背斜、水厂－建昌营开阔向斜和迁安开阔背斜；东部则相对下降，早期南北向褶皱有都山复式背斜和青龙－肖营子复式向斜，晚期近东西向褶皱为牛心山－何杖子开阔背斜。钱祥麟等（1985）则认为，普遍存在于磁铁石英岩岩层中的中小型褶皱是太古宙较早一期的构造作用产物，在滦县司家营矿区清楚地显示出稳定的近东西向构造线方向的特征，且被稍晚形成的呈近南北向构造线方向所改造，后者就是现今司家营铁矿带的主要控矿构造方向。这种早、晚二期叠加褶皱构造的现象在冀东广大地区内的磁铁石英岩铁矿层中均可见到。

作者通过野外地质观察认识到，本区下寒武系变质岩中褶皱作用非常强烈，至少存在两期褶皱作用，它们在空间上的叠加形成了形态复杂的叠加褶皱。至于近东西向和近南北向褶皱何者较早，有待于进一步的探讨和研究。

（3）盖层褶皱构造

盖层褶皱构造与基底褶皱构造在构造类型、复杂程度、构造线方向等方面均有明显的差别，两者之间没有直接联系。据河北省地质矿产局（1989）资料，冀东及冀京津地区自三叠纪开始进入强烈的盖层褶皱时期，并经历了印支、燕山、喜马拉雅三个阶段多旋回发展过程。如前所述，本区主体褶皱构造——近东西向的马兰峪复式背斜构造即是燕山期构造作用形成的盖层褶皱构造，因篇幅所限，其次级褶皱构造特征叙述从略。

2．断裂构造

冀东地区断裂构造非常发育，按其形成时间及形成机制可大致分为三种情况：一是太古宙形成的古断裂，这类断裂是岩层在近乎塑性状态下发生强烈挤压变形作用的产物，往往与岩层片麻理或早期褶皱轴面大体平行，但因受到后期强烈改造而不易鉴别；二是元古宙至古生代形成的断裂及复活的古断裂，这类断裂主要包括在近南北向挤压力作用下形成的近东西向压性断裂、近南北向张性断裂及北东、北西向扭性断裂；三是中生代以来的新生断裂，主要有在南北向直扭力作用下产生的北东－北北东向压扭性断裂及北西向的张扭性断裂等。兹将区内最主要的断裂构造简述如下。

（1）兴隆-喜峰口断裂

兴隆-喜峰口断裂是本区大型近东西向断裂之一，具有长期活动的特点。从切割深度来看，它没有切穿硅铝层，故称不上深大断裂，但其延伸甚远。该断裂向西经墙子路、达峪至密云，向东经王厂及青龙木头凳延入辽宁，全长达 220km 以上。断裂在平面上呈舒缓波状，局部地段由断层群组合而成。挤压破碎带一般宽数 10m，最宽可达 200～300m，糜棱岩带、片理化带及构造透镜体发育，属压性断裂，后期兼具扭动性质。断面陡倾，多在 80°以上，喜峰口以西向北倾，以东向南倾。该断裂对中新元古代的沉积具有明显的控制作用；在密云达峪一带，沙厂四堡期环斑花岗岩体沿断裂南侧侵入，长轴近东西向；王厂、青龙一带切割都山岩体；青龙以东，断裂复又切割侏罗纪火山岩系。以上现象表明，该断裂可能形成于中元古代之前，但其构造活动一直延续到中生代。

（2）罗屯－迁西断裂

罗屯－迁西断裂是本区又一条重要的近东西向断裂构造，它是迁安变质地体与遵化变质地体的边界断裂。该断裂研究程度较差，但在地表有一系列地质显示：迁西县城至罗屯一段滦河河谷十分平直；罗屯以东的侯庄户、擂鼓台一带可见糜棱岩化带，后经中温中压变质作用形成黑云变粒岩，眼球状红长石呈斑晶状成层分布在黑云变粒岩中，这是断裂可能在太古宙活动的证据之一（孙大中等，1984）；迁西县城以西，一系列山间盆地呈近东西向展布，表明该断裂可能至少西延至马兰峪、平谷等地。刘洪学等❶（1979）根据区域重磁场特征，亦推断平谷遵化到建昌营存在一条东西向的大断裂带，与上述结论基本吻合。

（3）冷口断裂

冷口断裂总体呈北西向展布，向东延至区外，全长大于40km。据孙大中等（1984）研究，该断裂具有长期活动的特点，它使古元古代青龙河地堑式断陷盆地被限制在断裂以北地区，其南侧相对上升，麻粒岩相岩石大片出露。沿断裂可见太古宇深变质岩与中新元古界及古－中生界地层直接接触。在断裂带内可见断层角砾岩、糜棱岩和构造透镜体等，片理化、绿泥石化等都很发育，并见有晚期岩脉沿断裂侵入。该断裂在物探综合图和遥感图像上均有清晰的显示。

（4）卢龙－滦县断裂

卢龙－滦县断裂总体走向呈北东、北北东向，向北西陡倾。断裂北端被东西向的兴隆-喜峰口断裂所截或错移，中部被冷口断裂错移，向南隐入华北平原，长达150km以上。断裂破碎带由碎裂岩组成，最宽可达200～300m，其内糜棱岩化及片理化带普遍发育，擦痕、劈理成群出现，局部并见有硅化现象及热泉露头，属压扭性断裂。该断裂控制了古元古代青龙河裂陷带及其中的砾岩、泥砂质岩及含铁硅质岩、中酸性火山岩碎屑岩的堆积。从地体构造观点来看，该断裂是古元古代冀东复合地体与山海关复合地体的拼贴带，并且是迁安地体与滦县地体的边界断裂。卢龙以南，沿该断裂带混合岩化强烈；在断层面附近可见几期硅化、绿泥石化和叶蜡石化，挤压透镜体和片理化现象发育，晚近时期地震频繁。以上现象表明，该断裂是一个长寿断裂，大约在新太古代晚期即已形成，显生宙以来又有多次继承性活动（孙大中等，1984；河北地矿局，1989；胡桂明等，1996）。

3．韧性剪切构造

韧性剪切构造带是地壳较深层次发生的构造变形的产物，它是由高度应变过的岩石构成的线状地带，没有明显的破裂面，但两侧岩石发生了剪切位移，反映岩石在变形时处于塑性、准塑性状态。韧性剪切带在剪切应变量达到一定值时也会出现宏观上的不连续性，变成韧性断层。早期的韧性剪切带是一个构造薄弱带，常成为晚期韧-脆性剪切带及脆性断裂发育的地带，即对晚期构造变形活动起着控制作用。

近10年来，本区太古宙变质岩系中的韧性剪切构造不断被鉴别出来。目前已知的规模较大的韧性剪切构造带有马兰峪韧性剪切构造带、金厂峪韧剪切构造带和亮甲台韧性剪切构造带等，小规模的韧性剪切变形则在片麻岩、麻粒岩及混合岩等变质岩中大量存在。兹将区内主要韧性剪切构造带的特征简述如下。

（1）马兰峪韧性剪切构造带

---

❶ 刘洪学、徐淑贞，周姚秀，1979，燕山地区区域重力资料电算处理及其地质解释初步结果。

马兰峪韧性剪切构造带位于本区西部，呈北北西向展布。该构造带在六拨子至江湖峪之间出露地表，向北西方向则被王坪石花岗岩体所截；江湖峪至马兰关之间基本上沿马兰峪河谷发育，主要隐伏于第四系冲洪积层及残坡积层之下，局部出露于基岩中；向南东方向延伸至遵化盆地后被华北平原巨厚第四系掩覆。全长大于1500m，宽500～1000m。

马兰峪韧性剪切构造带是一个由3～5个韧性剪切带组成的平行斜列的复式剪切构造带，总体倾向南西，倾角60°～80°。受到韧性剪切变形的岩石主要有斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩及磁铁石英岩等，带内构造岩主要是糜棱岩系列岩石，包括千枚糜棱岩、片状糜棱岩、条带状糜棱岩及超糜棱岩等，并叠加了后期形成的构造片岩及退变质岩石。各种片理、片麻理、劈理、矿物拉长线理以及鞘褶皱、揉褶皱、塑性流变褶皱等形态复杂褶皱均很发育（张尔匡等，1992）❶。在上述北北西向复式韧性剪切构造带之上，已发现有数条北东、北北东向韧－脆性剪切构造带与之叠加，后者明显切割前者并平行叠加有更晚期的北东、北北东向构造片理化带及脆性断裂带或剪切裂隙带。倒流水、偏道沟等一系列产于太古宙变质岩系中的石英脉型金矿床（点）主要受这种叠加构造控制。在江湖峪金矿区，可以观察到北北东向脆性断裂的产状较缓（200°∠40°），金矿（化）体主要产于断裂下盘的蚀变片糜岩或构造片岩中。在马兰金矿区，含金石英脉除主要受北北东向断裂裂隙控制外，还受北西、北东东、近东西向多组断裂裂隙控制，形成“乱脉”或“鸡爪脉”。因此，剪切扩容带和叠加构造部位是金矿的有利成矿堆积空间。

（2）金厂峪韧性剪切构造带

金厂峪地区发育有两组韧性剪切带（图3-8），即近东西向的摩天岭－下营韧性剪切构造带和北北东向的上营－洪门店韧性剪切构造带，前者被后者穿切错移，说明近东西向韧性剪切带形成较早。受到韧性剪切变形的岩石主要有斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩、花岗片麻岩等。两组韧性剪切带均由片糜岩、条带状糜棱岩、超糜棱岩及糜棱岩化岩石组成。在剪切带内发育一些独特的线状构造、面状构造和褶皱构造，如石英拉长条带、糜棱叶理、膝折带、“a”型褶皱、鞘褶皱等，这些构造也是确定韧性剪切带的良好标志。其中，上营－洪门店韧性剪切带的变形不均匀，其中分布有大量的变形较弱的构造透镜体和变形较强的片糜岩及超糜棱岩，并平行叠加有后期形成的韧－脆性剪切带及更晚形成的片理化带和脆性断裂等，具有复合构造带的特征。这些特征与近东西向的摩天岭－下营韧性剪切带有极大的差异，从而导致两者在含矿性方面的显著不同（张秋生等，1991）。

（3）亮甲台韧性（剪切）断裂构造带

亮甲台韧性（剪切）断裂构造带展布在太古宙变质岩及元古宙碎屑岩、碳酸盐岩中，由10余条韧性或韧－脆性断裂组成。断裂带内发育长英质糜棱岩系列的构造岩，局部有石英脉产出，部分断裂由破劈理、糜棱片理等表现出来。单个断裂长数百米至数千米不等，宽10余米至几十米；走向北北东向或北东向，一般呈舒缓波状，产状较陡，倾角一般在70°以上。该构造带早期以韧性压剪变形为主，后期则脆性活动较强并具左行扭动的特点。在空间上，当其切过元古宙岩石时主要显示脆性或韧－脆性变形特征，而在太古宙变质岩中则主要显示韧性或韧－脆性的特点。

亮甲台韧性（剪切）断裂构造带具有明显的对称分带性，依变形程度可划分为糜棱岩－

❶ 张尔匡等，1992，河北省遵化县马兰峪地区隐伏岩金矿找矿预测研究报告，地矿部河北科技开发总公司。

超糜棱岩带（中心带）→初糜棱岩带（过渡带）→碎裂糜棱岩带－糜棱岩化岩石带（边缘带）。带中的绿泥石化、碳酸盐化及绢云母化十分强烈。该构造带亦具有复合构造带的特点，是一种重要的金矿控矿构造类型。

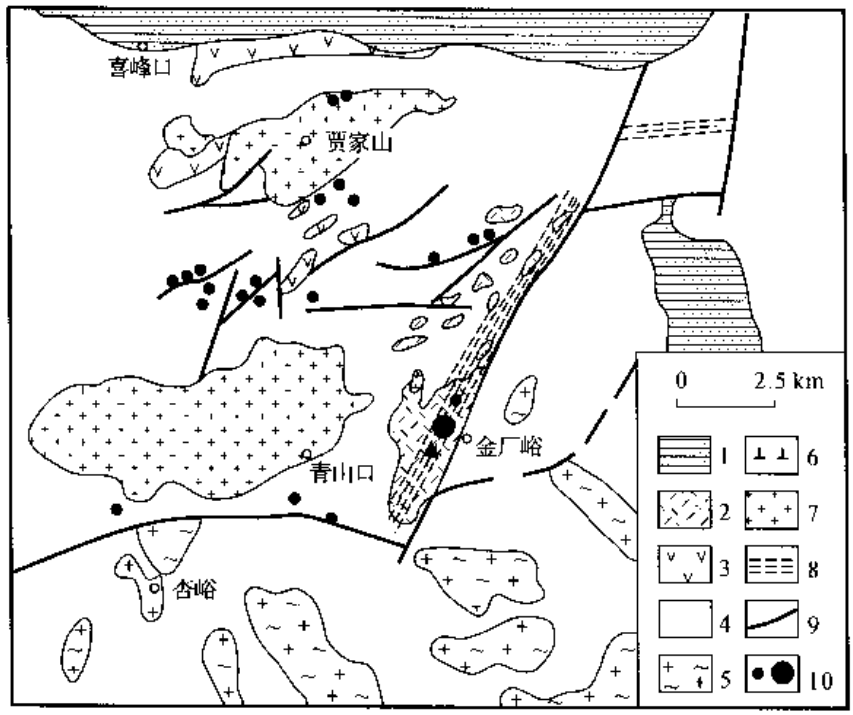


图 3-8 金厂峪金矿田及外围构造略图

（据刘正宏，1989；施性明，1990；刘连登等，1994；柳少波等，1996）

1—中元古界长城系；2—变质基性侵入体；3—斜长角闪岩；4—花岗片麻岩；5—麻粒岩；6—中生代闪长岩；7—中生代花岗岩；8—韧性剪切带；9—断层；10—金矿床（点）

（四）深部构造特征

1. 莫霍面深度变化特征

莫霍面是地壳与上地幔的分界面，其空间展布状态和起伏变化可以明显地反映地壳厚度的变化及深部构造格架。在中国莫霍面等深线图（图 3-9）上有两条特别清楚的巨型构造带，即东部北东向的大兴安岭—太行山—武陵山莫霍面陡倾带和西部呈弧形展布的西昆仑—祁连山—乌蒙山莫霍面陡倾带，它们对中国深部构造起控制作用。这两个陡倾带将中国莫霍面分割成四个莫霍面缓变区，其中，东部莫霍面缓变区与滨太平洋成矿构造域对应，北部莫霍面缓变区与古亚洲成矿构造域对应，西南莫霍面缓变区与特提斯－喜马拉雅构造成矿域对应。

莫霍面陡倾带是壳－幔结构变异带（或壳－幔不谐调带）和重要的深部构造带，它控制了显生宙（特别是中新生代）构造岩浆活动及成矿作用。我国东部莫霍面陡倾带在燕辽、小秦岭、等处出现的“S”形扭曲段均为近东西向构造带与北北东向构造带的交汇部位，是金矿的集中分布地区。具体的金矿带及金矿床（点）则受次级的莫霍面陡倾带控制。

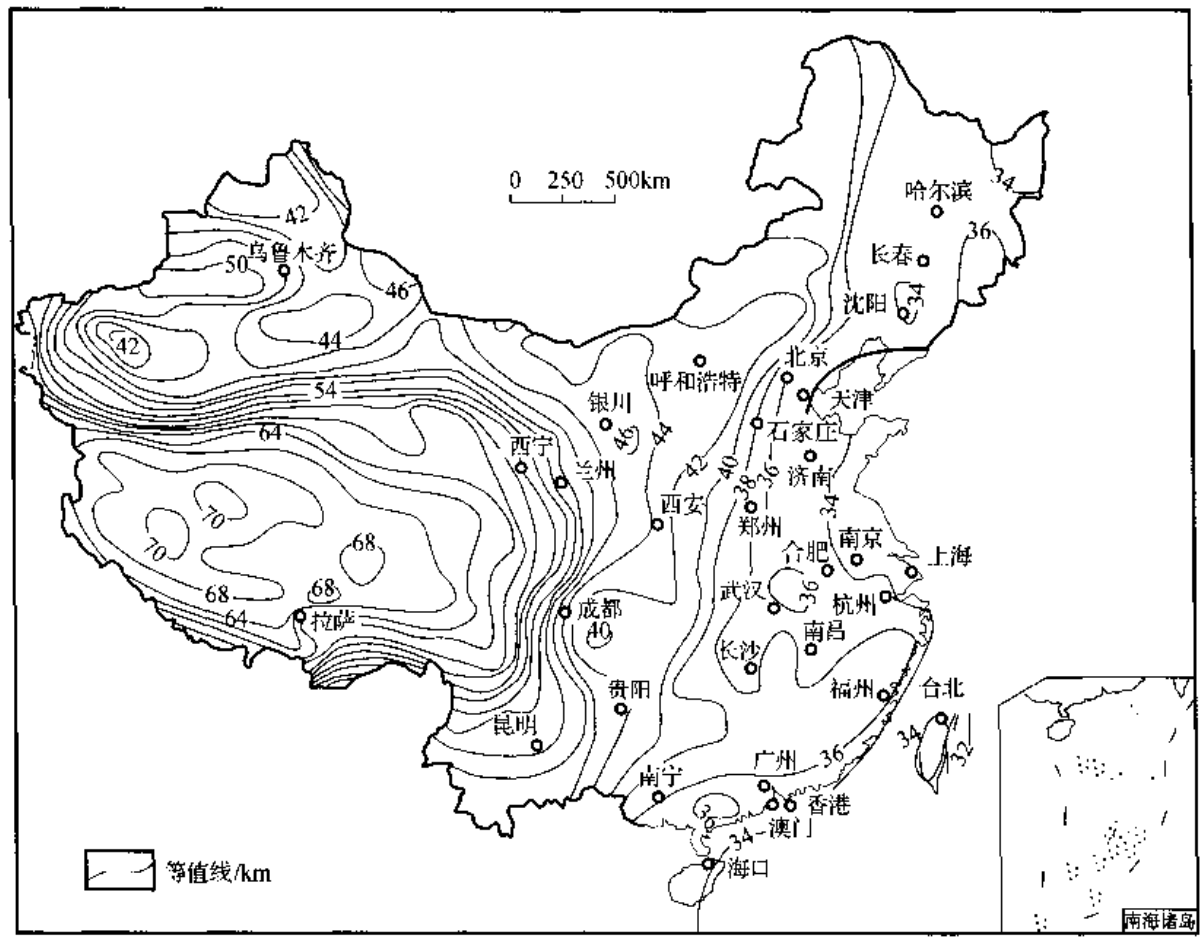


图 3-9　中国莫霍面等深线图

（据韦永福、吕英杰等，1994）

2．深部构造分区

河北省莫霍面埋深为 34～43km，最大落差约为 9km。其总的变化趋势是自东南向西北逐渐加深，地壳厚度则相应地由薄变厚（图 3-10）。

根据莫霍面的起伏形态，可将河北省划分四个深部构造区，即恒山－坝上高原幔坳、太行山幔坎、燕山幔阶和渤海（河北平原）幔隆（张尔匡，1981）。其中，太行山幔坎和燕山幔阶合称为太行山－燕山深部构造变异带❶，该带莫霍面埋深为 35～41km，最大落差达 6km，其北段与前述燕辽扭曲段基本相当。

燕山幔阶在平面上呈三角状，其莫霍面形态大致呈由南向北下降的阶梯状，南、北边缘各有一个东西向的陡坎，之间夹一平台。燕山幔阶南缘的蓟县－遵化－山海关一带实际上是一个次级幔坎，它是冀东地区金矿床（点）的密集分布带。

---

❶ 张尔匡，1981，河北省深部地质构造特征与区域成矿规律相互关系的初步研究，河北地质矿产研究，第一辑。

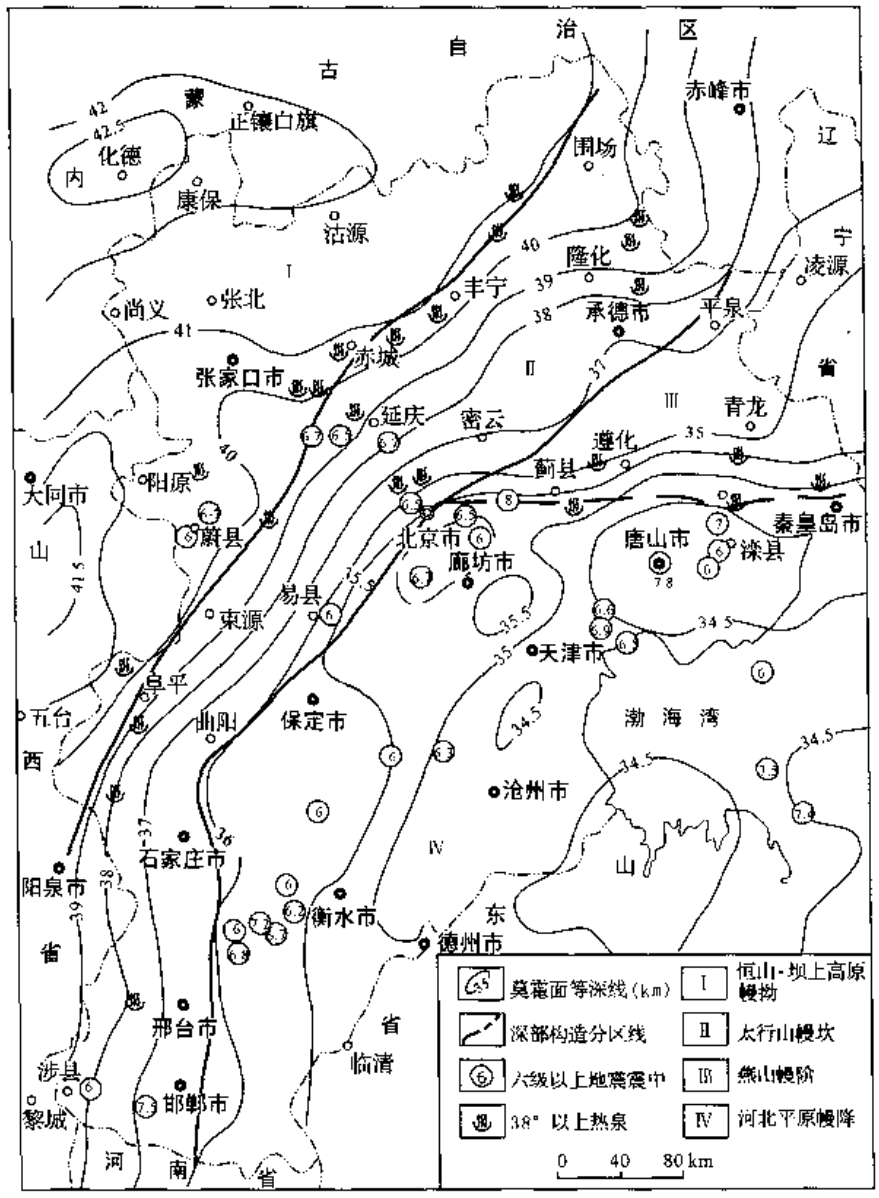


图 3-10　河北省深部构造分区略图
（据河北省地矿局，1989）

第二节　冀东金矿类型及其地质特征

一、概述

冀东地区金矿资源比较丰富，金厂峪金矿在清朝末年曾是我国三大金矿之一，峪耳崖金矿在 1887 年已被发现，但本区系统的金矿勘查和研究工作主要是在新中国成立以后进行的。20 世纪 50 年代初期，区内金矿地质工作只是一般性开展；从 50 年代后期开始，地质、冶金、有色、武警等系统所属地质队（黄金支队）对区内金矿进行了较详细的普查勘探工作，除金厂峪、峪耳崖等老矿区取得重要突破并提交了勘探报告外，还勘查和评价了倒流水、茅山、牛心山、三义、马兰峪、高家店、赵家沟、十八盘、大堡城等金矿床

(点)，为国民经济和社会主义现代化建设做出了积极的贡献。经过60年代后期至70年代的停滞及恢复时期，80年代以来，本区金矿地质工作重新出现蓬勃发展的大好局面，相继发现和查明片石峪、蚂蚁沟、山家湾子、西清河、长河、唐杖子、黄花山、偏道沟、大岔沟、二拨子东沟、岔沟等一系列金矿床，金厂峪、峪耳崖、高家店、茅山等金矿的深部和外围勘查工作也有新发现和新进展，实现了老区挖潜和新区开拓的同步发展，金矿储量不断增长。截至1999年底，本区共查明金矿床33处，发现金矿点120余处，累计探明金矿储量150t，约占全国金矿总储量的2.4%，成为我国重要的黄金产区之一。

矿床分类问题历来是矿床学家非常关注的一个基本问题。它反映着人们对矿床特征、矿床成因及其规律性的认识程度，因而也在很大程度上反映着矿床学的理论水平。自20世纪初林格伦(W.Lindgren,1906,1911,1922,1933)提出著名的以岩浆热液理论和成矿物理化学条件为基础的矿床分类方案以来，矿床成因分类方法广为流行。众多的矿床地质工作者把成因分类看作是比较能反映矿床自然规律的一种分类方法，竟相提出各种成因分类方案。据不完全统计，国内外有关金矿床的成因分类方案就达100多种。林格伦（W. Lindgren，1933）、艾孟斯（W. H. Emmons，1937）等最早将世界金矿床分为岩浆分凝型、伟晶岩型、热液交代型和沉积型等4个成因类型。朱夏（1953）结合我国的金矿地质特征，将内生金矿床分为岩浆析集金矿、含金石英脉及伟晶岩脉、接触变质金矿床及热液金矿床等4个成因类型。M. B. 博罗达耶夫斯卡娅和И. С. 罗日柯夫（1974）基于对前苏联金矿床的研究成果，首次将金矿床分为内生、外生、变质三大类，对内生金矿床再按矿床形成深度、矿化特征以及大地构造位置等作了进一步的细分。80年代以来，随着矿床研究水平的提高和矿床成因研究的不断深入，金矿成因类型愈来愈多，并日趋复杂化。

作者根据“主岩分类”原则和“模式分类”构想，将冀东金矿初步划分为石英脉型、蚀变岩型、碳酸盐岩型（微细粒浸染型）和砂矿型等4个主要类型，并建立了6个矿床式(表3-5)。

表3-5 冀东金矿分类简表

金矿类型		简要特征	代表性矿床
类型	矿床式		
石英脉型金矿	金厂峪式	产于太古宙变质岩中的石英复脉型金矿	金厂峪、黑石峪、桑家峪
	倒流水式	产于太古宙变质岩中的石英脉型金矿	倒流水、偏道沟
	峪耳崖式	产于中生代花岗岩及其围岩中的石英脉－斑岩复合型金矿	峪耳崖、牛心山、唐杖子
蚀变岩型金矿	茅山式	产于中生代花岗岩及其围岩中的蚀变岩型金矿	茅山、高家店
碳酸盐岩型金矿	长城式	产于中新元古界碳酸盐岩及碎屑岩中的微细粒浸染型金矿	军屯、万庄
砂金矿	马兰峪式	产于第四系砂砾石层中的砂金矿	马兰峪、西清河、长河

二、石英脉型金矿

石英脉型金矿是指以石英脉为主要容矿岩石的金矿床，它们产于太古宇迁西群变质岩、元古宇长城系碎屑岩及侵入其中的中生代花岗岩类侵入体中，是冀东地区最主要的金矿类型。根据含金石英脉的产出特征及成因，可以将本类型金矿划分为金厂峪式、倒流水式、峪耳崖式等3个矿床式（表3-6）。

表 3-6 冀东地区石英脉型金矿床及其地质特征

矿床式		金厂峪式	倒流水式	峪耳崖式
大地构造位置		遵化穹褶束东部	遵化穹褶束西部	遵化穹褶束东北部
成矿地质背景	围　岩	太古宇迁西群斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩等	太古宇迁西群斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩等	中生代花岗岩、元古宇长城系碳酸盐岩及碎屑岩、太古宇迁西群斜长角闪岩及角闪斜长片麻岩
	控矿构造	北北东向韧性剪切带及叠加其上的同向韧－脆性剪切带、构造片理化带	早期韧性剪切带及叠加其上的异向韧－脆性剪切带、构造片理化带	岩体原生节理裂隙、围岩断裂裂隙、隐爆角砾岩等
	与花岗岩的关系	矿区范围内未见大的花岗岩体，但脉岩发育，与邻近的花岗岩体有一定的成因联系	矿区范围内未见大的花岗岩体，但脉岩发育，与邻近的花岗岩体有一定的成因联系	金矿产于花岗岩中，两者关系密切
矿体形态		不规则脉状、复杂的“人”字形、“N”字形等	脉状、不规则脉状、透镜状	网脉状、细脉浸染（带）状、不规则脉状
矿石特征	类　型	含金钠长石英脉、含金石英脉、含金绿泥绢云片岩	含金石英脉	含金石英脉、含金蚀变花岗岩、含金隐爆角砾岩
	结　构	结晶粒状结构、交代结构、碎裂结构	结晶粒状结构、交代结构、乳浊状结构、碎裂结构	结晶粒状结构、交代结构、乳浊状结构、碎裂结构
	构　造	脉状、团块状、斑杂状、浸染状	脉状、细脉状、斑杂状、浸染状	浸染状、细脉状、网脉状、角砾状
	主　要矿物组合	石英、钠长石、绢云母、黄铁矿、自然金	石英、黄铁矿、自然金	石英、斜长石、绢云母、钾长石、黄铁矿、自然金
	有用组分	Au、Ag、Mo	Au、Ag	Au（Ag、Cu）
	品位（g/t）	4.51～14.67	1.56～26.1	21.1～281.2
蚀变类型		绢云母化、硅化、黄铁矿化、钠长石化、绿泥石化、碳酸盐化	硅化、钾化、绢云母化、黄铁矿化、绿帘石化、绿泥石化、碳酸盐化	硅化、黄铁矿化、绢云母化、萤石化、绿泥石化、碳酸盐化
矿床（点）数		4	82	38
累计探明储量（t）		70.8	10.5	42.0
典型矿床		金厂峪、桑家峪、黑石峪	倒流水、偏道沟	峪耳崖、牛心山、唐杖子

（一）金厂峪式金矿

金厂峪式金矿是指产于太古宇变质岩系中的石英复脉型金矿床，金矿主要赋存在由钠长石英脉、石英脉、绿泥绢云片岩等组成的复脉带中，以迁西县金厂峪金矿田为典型代表，片石峪金矿亦具有相似的地质特征。

金厂峪金矿田❶❷❸❹ 位于马兰峪复式背斜核部的遵化穹褶束东部、兴隆－喜峰口大断裂南侧，东邻冷口深大断裂。矿田呈北北东向展布，南北长约 6km，东西宽 0.4～1.1km，自北而南依次分布着黑石峪、金厂峪、桑家峪等 3 个金矿床（图 3-11），其累计

❶ 河北省地质局第五地质大队，1968，河北省迁西县金厂峪金矿区最终勘探地质报告。

❷ 河北省地质局第五地质大队，1968，河北省迁西县金厂峪金矿床地质研究总结报告。

❸ 刘万宝等，1985，河北省迁西县金厂峪金矿区深部普查报告，河北省地矿局第五地质大队。

❹ 刘万宝、杨鹏飞等，1988，河北省迁西县金厂峪矿区桑家峪段勘探地质报告，河北省地矿局第五地质大队、冶金部第一勘探公司。

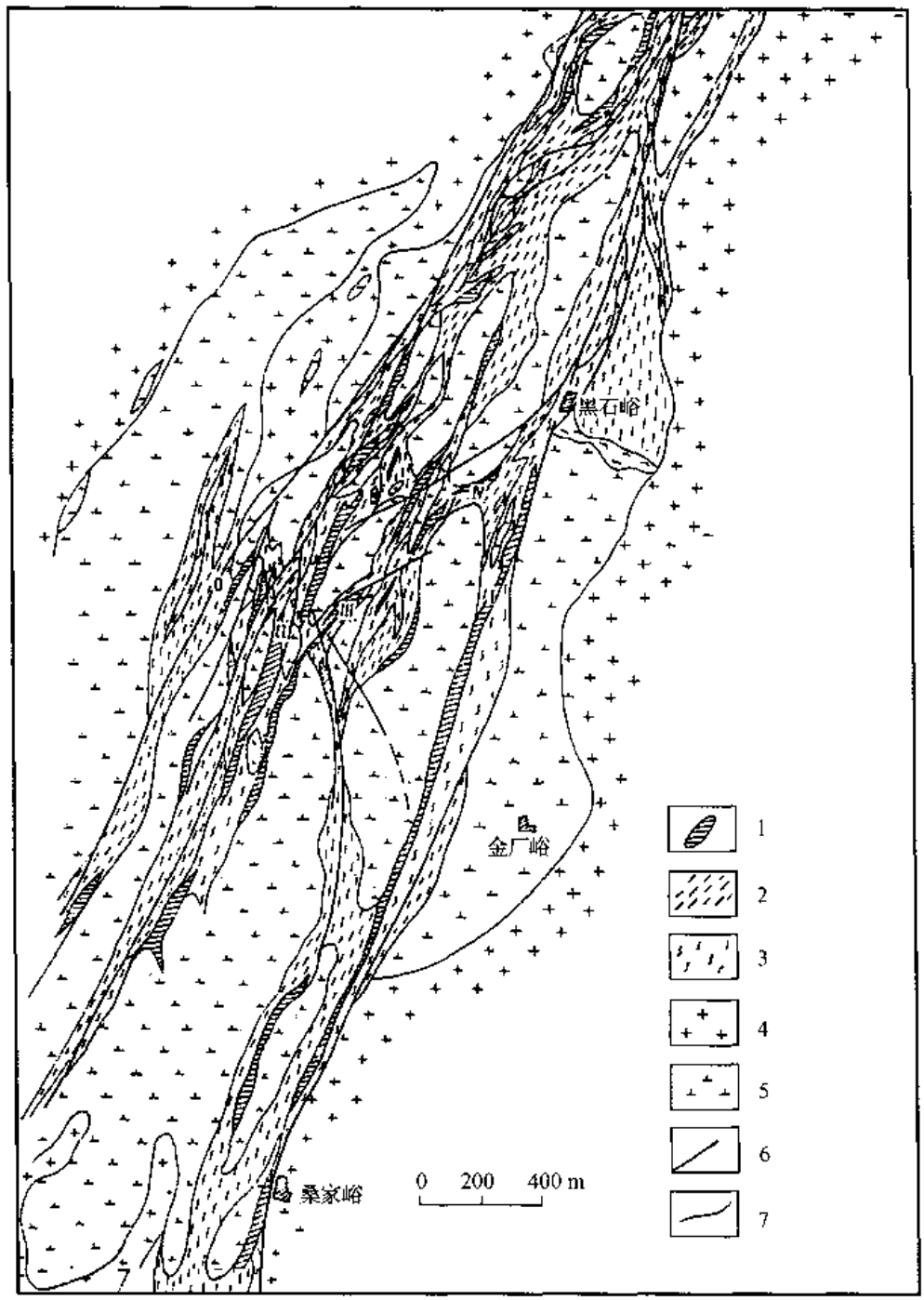


图 3-11 河北金厂峪金矿田地质略图

（据张秋生等，1991）

1—矿体；2—糜棱岩；3—片糜岩；4—花岗片麻岩；5—斜长角闪岩；6—断裂；7—地质界线

探明储量约占本区金矿总储量的 50%。

该矿田主要出露太古宇迁西群变质岩系，斜长角闪岩及石榴斜长角闪岩分布于矿田中部的含金复脉带内及其两侧，角闪斜长片麻岩及斜长片麻岩分布于矿田的西部，花岗质片麻岩等分布于矿田东部。此外，尚夹有少量的磁铁石英岩、辉石麻粒岩、变粒岩、浅粒岩及辉石岩等。各类岩石均遭受不同程度的混合岩化作用。在矿田范围内未见大的岩浆侵入体，但各类脉岩较发育，岩石类型以花岗斑岩、煌斑岩等为主，其次是石英斑岩、闪长玢

岩、安山玢岩、透辉石岩等。脉岩多呈北东、北北东向展布，倾向北西（局部为南东），倾角 40°～85°。其中，煌斑岩及安山岩的形成时间一般晚于（含金）石英脉及钠长石英脉，其他脉岩则形成较早。在矿田以西 2km 和西北 7km 处分别分布有青山口、贾家山两个较大的花岗岩类侵入体，与金矿有一定的成因联系。矿田构造主要为北北东的金厂峪韧性剪切构造带，该构造带属于区域性的北北东向上营－洪门店韧性剪切构造带中段的构造扩容带（图 3-8），由早期北北东向韧性剪切带及叠加其上的同向韧－脆性剪切带和更晚形成的构造片理化带组成。沿该构造带发育糜棱岩、片糜岩、碎裂岩、构造角砾岩、绿泥石片岩、绿泥绢云片、绢云母片岩等。含金钠长石英脉及含金石英脉主要产于构造带中的片岩或片理化岩石中，并受顺向及逆向斜列延深的韧－脆性剪切带相互交汇而形成的共轭剪切扩容带控制。

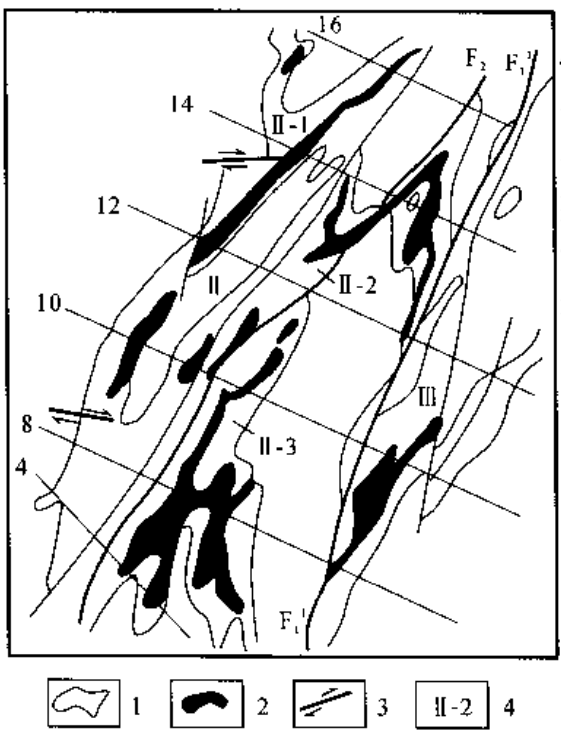


图 3-12　金厂峪金矿区 314 坑道平面图
（据杨连生等，1984）
1—脉带界限；2—矿体；3—断裂；4—脉带编号

含金复脉带由绢云母片岩、绿泥绢云片岩、钠长石英脉、石英脉及绿泥石片岩、片理化斜长角闪岩等组成，其空间分带现象比较明显，一般自脉带中心向外依次为石英大脉→钠长石英脉、石英脉（中细脉）→绢云母片岩、绿泥绢云片岩→绿泥石片岩→片理化斜长角闪岩、斜长角闪岩，且分带性愈好则金矿化程度愈高。金厂峪矿田自西向东共划分出 6 条含金脉带，编号依次为 0～Ⅴ号，各脉带呈雁行状、“多”字形及“N”字形排列，普遍存在分枝及复合现象。六条脉带在金厂峪矿床发育最全，桑家峪矿床只发育 0、Ⅱ、Ⅳ、Ⅴ号脉带，而黑石峪矿床则仅有Ⅱ、Ⅴ号脉带。单个脉带以Ⅴ号脉带规模最大，贯通整个矿田，但含矿性较差；其次是Ⅱ号脉带，亦基本上贯通全矿田，为发育最好的富脉带；Ⅰ、Ⅳ号脉带的规模最小，仅在金厂峪矿床出现。

金矿体由含金的钠长石英脉、石英脉及（绿泥）绢云片岩等组成，受构造裂隙（分 0°、20°、60°三组）、节理、构造片理、揉褶皱等构造控制，多呈脉状、不规则脉状、扁豆状及透镜状。当其密集成群出现时则呈雁行状排列，并与相邻矿体衔接构成“人”字形、“N”字形或梯状、隔档状等复杂形态（图 3-12）。单个矿体长 50～150m、最长达 900m，厚 1～6m、最大厚度＞30m，已控制的最大延深为 550m。在矿体周围的脉带中，亦普遍有金矿化（品位在 1.5g/t 以上），它们将同一脉带中的众多矿体在走向上及倾向上联接起来，构成完整、连续的金矿带（矿体＋矿化带）。金矿石按容矿岩石类型可分为含金石英脉型、含金钠长石英脉型及含金（绿泥）绢云母片岩型三种，以前二者为主。矿石具自形－他形结晶粒状结构、溶蚀交代结构、碎裂结构，脉状、浸染状、团块状、斑杂状及蜂窝状等构造。矿石主要矿物组合为石英、钠长石、绢云母、黄铁矿、自然金，其次是绿泥石、白云石、方解石、斜长石、磁黄铁矿、黄

铜矿、方铅矿、闪锌矿、辉铅矿、金银矿、银金矿，含少（微）量的磁铁矿、假象赤铁矿、赤铁矿、铜蓝、孔雀石、褐铁矿、辉铜矿、斑铜矿、深红银矿、辉银矿、碲金矿等。矿石有用组分主要是金，平均品位为4.51～14.78 g/t，其次是钼、银，伴生铜、铅、锌、碲、铋等有益组分，但均未达到综合利用要求。

近矿围岩蚀变主要有绢云母化、黄铁矿化、硅化、绿泥石化、钠长石化、碳酸盐化等。它们在空间上表现出较明显的分带性：以石英大脉为中心，向外依次出现绢云母化带→绿泥石化带→未蚀变的斜长角闪岩。硅化、黄铁矿化叠加于各蚀变带之上；钠长石化一般沿石英脉交代，常与硅化伴生；碳酸盐化表现为白云石及方解石呈细粒状或细脉状分布于近脉带的围岩中。金矿与黄铁矿化的关系密切，自然金多呈不规则状充填在黄铁矿粒间或其裂隙中，或在黄铁矿中呈细滴状包体。少数自然金直接赋存在石英脉中。

前人所谓“金厂峪式金矿”泛指区内产于下前寒武系变质岩中的原生金矿，作者将其限定为以金厂峪金矿田为代表的石英复脉型金矿，而将分布更为广泛的、产于下前寒武系变质岩中的石英脉型金矿称为“倒流水式金矿”，以区别这两类金矿的不同地质特征和不同的经济意义。含金复脉带，同向、多期、不同类型构造组成的复合控矿构造、共轭剪切扩容带控矿，多期成矿作用的叠加，是金厂峪式金矿的主要特色，也是它与倒流水式金矿的主要区别。

（二）倒流水式金矿

倒流式金矿是指产于太古宇变质岩中的石英脉型金矿床。金矿主要赋存在石英脉中，部分赋存在含金石英脉邻近的蚀变岩中。本类金矿床（点）数量众多、分布广泛，以倒流水[1]偏道沟、[2]马兰关、[3]赵家沟[4]等金矿床（点）为典型代表。

倒流水式金矿产于马兰峪复式背斜核部的遵化穹褶束，沿遵化太古宙变质地体之跑马场－青龙变质－构造－杂岩带呈近东西向展布，尤其集中分布在西部的马兰关一带（图3-13）。本类金矿所包含的金矿床（点）数量之多居本区各类型金矿之首，但累计探明的金矿储量仅占全区金矿总储量的7.5%，尚有较大的资源潜力。

倒流水式金矿的层控特征比较明显，与由斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩等组成的含金建造密切相关。各金矿床（点）范围内一般未见重要的花岗岩类侵入体，但脉岩非常发育，主要有长英质交代岩、煌斑岩、花岗斑岩、长英质细晶岩、闪长玢岩等。这些脉岩在空间上相互伴（共）生，且具有多期多阶段性。其中，长英质交代岩与含金石英脉的关系最为密切，两者在空间上共生、在形成时间上相近、在成因上也有一定联系；煌斑岩与金矿的关系比较复杂，含金石英脉多分布在早期煌斑岩脉的下盘（岩脉对矿液起了隔档作用而促进矿质的沉淀），少数沿上盘发育或穿插于其中，晚期煌斑岩脉则对含金石英脉起切割和破坏作用；花岗斑岩、闪长玢岩等中酸性岩脉通常认为与花岗岩类侵入体及含金石英脉具有同源演化关系，在时间顺序上，一般岩体在前，岩脉稍后，石英脉最晚。

本类金矿明显地受构造控制。在西部的马兰关一带，北北西的马兰峪复式韧性剪切构

---

[1] 杜丁、罗信芳等，1959，河北省兴隆县倒流水金矿1958年初步勘探总结报告，河北省第四地质大队。

[2] 黄光宇等，1990，河北省兴隆县偏道沟金矿勘探地质报告，华北有色地勘局综合普查大队。

[3] 张尔匡等，1992，河北省遵化县马兰峪地区隐伏岩金矿预测研究报告，地矿部河北科技开发总公司。

[4] 河北省区域地质测量大队，1966，1:200000中华人民共和国矿产图说明书，兴隆幅（K-50-ⅩⅨⅣ）、宝坻幅（J-50-Ⅳ）北部，地质部河北省地质局。

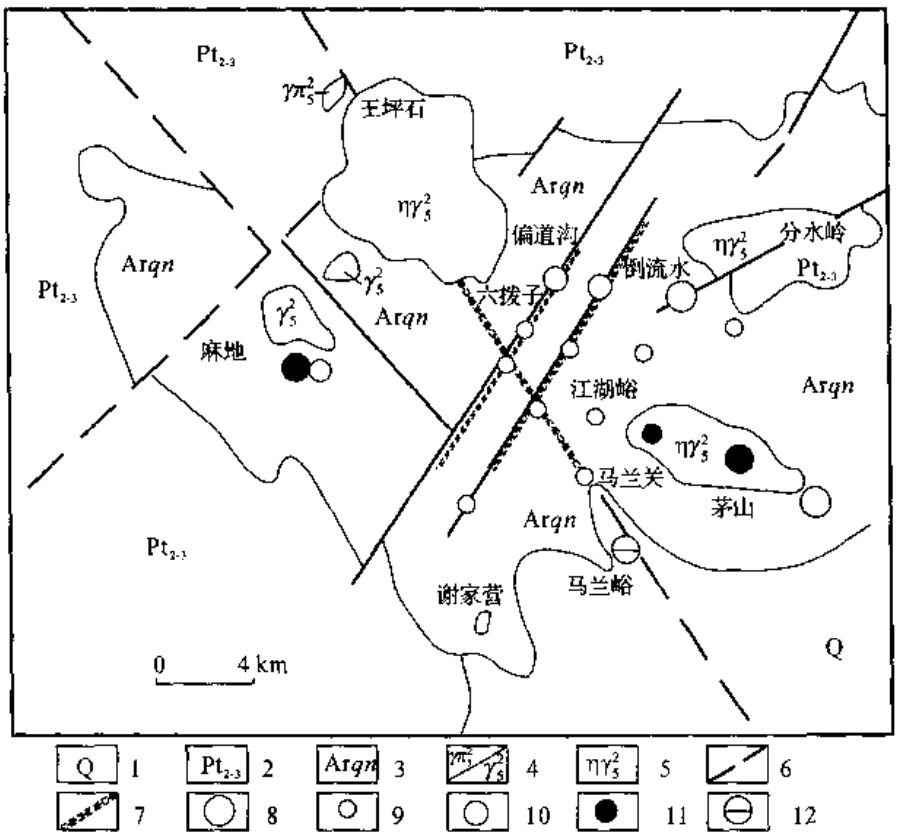


图 3-13 冀东马兰关一带金矿地质略图

1—第四系；2—中新元古界；3—太古宇迁西群变质岩；4—燕山早期花岗斑岩和花岗岩；5—燕山早期二长花岗岩；6—断裂；7—韧性剪切构造带；8—金矿床；9—金矿点；10—金厂峪式金矿；11—茅山式金矿；12—马兰峪式金矿

造带是一个重要的含金构造带，晚期形成的数条北东、北北东向韧－脆性剪切构造带与之斜切叠加，两者的交汇部位及剪切扩容部位均成为金矿的重要容矿空间；更晚期（中生代）形成的北东、北北东向构造片理化带对金矿起直接的和主要的控制作用，当其与北北东向韧－脆性剪切构造带叠加时，对成矿尤其有利。倒流水、偏道沟、马兰关、赵家沟、江湖峪等具有重要经济价值的金矿床（点）均受这种复合构造控制，含金石英脉赋存在斜长角闪岩的构造片理化带（绿泥绢云片岩）中。单纯受脆性断裂带控制的含金石英脉一般规模小、品位低，工业意义不大，但数量更多、分布更广泛。

金矿体由含金石英脉及邻近的蚀变岩组成，以前者为主。单个的含金石英脉长 42～1040m，厚 0.10～2.10m，延深 8～400m。矿体主要呈不规则脉状，其次是扁豆状、透镜状及马鞍状。含金石英脉主要呈单脉产出，少数呈细脉状、网脉状产于蚀变岩中。它们在空间上分布广泛、成群出现，并在局部地段相对集中，组成有工业意义的含金石英脉群，若干个含金石英脉群即构成工业金矿床或具一定工业价值的金矿点。

矿石类型以含金石英脉型为主，其次有少量的含金蚀变岩型矿石。绿泥石片岩中仅有金矿化，一般不具有工业价值。金矿石呈自形－他形结晶粒状结构、交代结构、固熔体分离结构、乳滴状结构、碎裂结构、胶状结构及揉皱结构，脉状、细脉状、条带状、浸染状、斑杂状、蜂窝状及块状等构造。矿石的主要矿物组合为石英、黄铁矿、自然金、其次是绿泥石、绿帘石、

方解石、绢云母、磁黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、银金矿等，含少(微)量的碲金矿、碲银矿、白铅矿、铜蓝、蓝辉铜矿、黝铜矿、砷黝铜矿、孔雀石、磁铁矿、赤铁矿、褐铁矿等。矿石有用组分为金，平均品位为 1.56～26.1g/t；其次是银，平均品位为 20.53～150.19g/t；伴生铜、铅、锌、镓等有益组分，但均未达到综合利用要求。

围岩蚀变类型主要有硅化、钾－硅化、绢云母化、黄铁矿化、绿帘石化、绿泥石化、碳酸盐化。各类蚀变在空间上有一定的分带性，一般以石英脉（硅化）为中心，石英脉及其外侧发育黄铁矿化、绢云母化，局部形成黄铁绢英岩，这两个带是主要的含金蚀变带；再往外侧发育绿泥石化、绿帘石化、碳酸盐化及硅化，构成类青磐岩化带，分布范围较大，含金较贫。钾硅化主要形成长英质交代岩，往往与金矿体密切共生。

（三）峪耳崖式金矿

峪耳崖式金矿是指产于中生代花岗岩类侵入体中及其与围岩接触带的石英脉－斑岩复合型金矿床，是区内重要的金矿类型，以峪耳崖（图 3-14、3-15）、牛心山、唐杖子等金矿为典型代表。此外，黄花山❶、杨家洼、山家湾子❷、响水沟、何杖子等金矿床（点）亦可划归本类型。

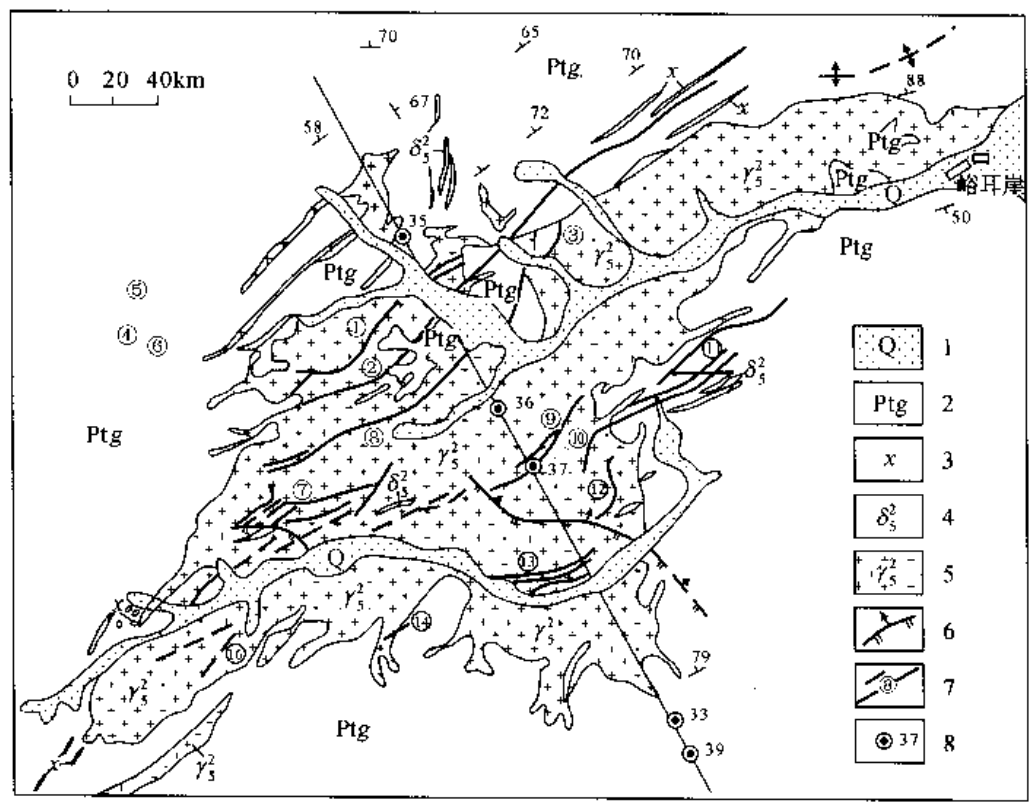


图 3-14　河北峪耳崖金矿床地质图

（据柴社力，1989，简化）

1—第四系；2—长城系高于庄组白云岩、含锰白云岩及白云质大理岩；3—煌斑岩；4—燕山早期闪长岩；5—燕山早期花岗岩；6—断裂；7—含金脉带及编号；8—钻孔及编号

❶ 肖杜天、陈瑞军，1989，天津市蓟县黄花山一带金矿普－详查评价中间报告，天津市地质矿产局地质调查研究队。

❷ 祝登卡、郭能霖，1979，河北省宽城县山家湾子金矿普查评价地质报告，河北省地质矿产局第十地质大队。

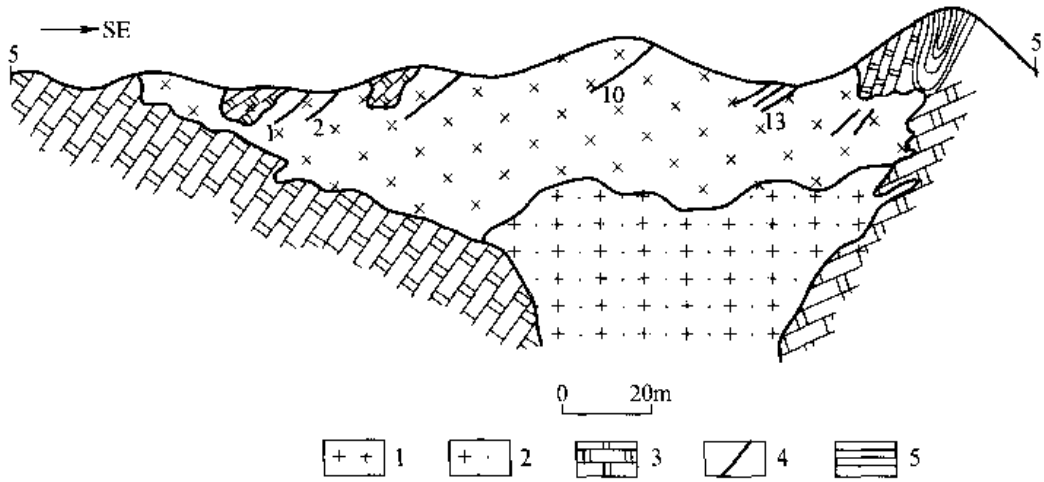


图 3-15　河北峪耳崖金矿床 5 线地质剖面图

（据冶金 514 队）

1—黑云母花岗岩；2—花岗岩；3—白云岩；4—矿脉及编号；5—页岩

峪耳崖式金矿产于马兰峪复式背斜核部的遵化穹褶束北东段，地处遵化太古宙变质地体的边缘断陷带。含金岩体（或与金矿关系密切的岩体）受近东西向和北北东向构造的复合控制，其围岩为太古宇迁西群斜长角闪岩及角闪斜长片麻岩、元古宇长城系碳酸盐岩（主要是白云岩）及（或）碎屑岩（主要是石英砂岩）。含金岩体主要是燕山早期浅成、超浅成花岗岩类小侵入体，其出露面积一般小于 1.0km^2，多为由灰白色花岗岩和肉红色花岗岩组成的复式岩体。这两种不同颜色花岗岩的矿物成分、化学成分及结构构造基本相同，但肉红色花岗岩的 Fe_2O_3 含量略高、FeO 及 MgO 含量略低、形成较晚且蚀变较强，它们属于同源不同阶段侵位的产物。两者为迅速过渡关系，说明两次侵入作用之间的时间间隔较短。含金花岗岩均属壳型重熔花岗岩系列，岩石 SiO_2 平均含量为 73.2%～75.8%，$w(Na_2O+K_2O)=8.5\%\sim8.9\%$，$w(Na_2O)/w(K_2O)=0.3\sim1.2$，$\delta=2.3\sim2.5$，$SI=0.8\sim3.6$，属于分异良好的高硅富碱的钙碱性岩石（表 3-7）。岩体的金含量较高，平均为（39.4～70.1）$\times10^{-9}$，高出地壳平均丰度的 10 倍以上，为金矿的形成提供了良好的物质基础。

金矿体主要产于花岗岩类小侵入体的内部、接触带及其附近的围岩中，部分产于隐爆角砾岩筒或构造破碎带中，呈脉状、不规则脉状、网脉状、透镜状及扁豆状等，它们在空间上成群出现，分段集中，构成不同的矿体群。矿石类型主要有 4 种，即含金石英脉型、含金黄铁矿－石英细脉浸染型、含金黄铁绢英岩（或黄铁绢英岩化花岗岩）型和含金蚀变岩（或角砾岩）型，以前两者为主。不同类型矿石在空间上具有明显的分带性：在岩体内部及其内接触带以细脉浸染型、蚀变花岗岩型及隐爆角砾岩型为主，矿体厚度大但品位较低；外接触带则以石英脉型为主，矿体厚度小但品位较高。在垂直方向上，最上部为石英细脉和网脉带，含金较贫；向深部逐渐被具有较高工业价值的含金石英脉（或石英大脉）代替；再往深部至岩体内部则为细脉浸染型、蚀变花岗岩型及隐爆角砾岩型金矿石。矿石的矿物成分相对较为复杂，主要矿物组合为石英、斜长石、绢云母、钾长石、黄铁矿、自然金，其次是方解石、白云石、绿泥石、萤石、白钨矿、磁黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌

矿、辉钼矿，含少（微）量的银金矿、碲金矿、自然铋、金银矿、碲银矿、砷黝铜矿、斑铜矿、辉银矿、铜蓝、蓝铜矿、孔雀石、褐铁矿等。矿石具结晶粒状结构、碎裂结构、交代结构、包含结构及乳滴状结构等，浸染状、细脉浸染状、细脉状、网脉状、脉状、角砾状、斑杂状、条带状及蜂窝状等构造。矿石主要有用组分为金，平均品位为21.1～281.2g/t，其次是银、铜；伴生铅、锌、钼、铋等有益组分，但含量较低，难以综合利用。

表3-7　冀东含金花岗岩的主要特征

岩体	侵位深度	围　岩	岩石类型	岩石化学特征					稀土元素特征			金平均含量 10^{-9}
				$\frac{w(SiO_2)}{\%}$	$\frac{w(Na_2O+K_2O)}{\%}$	$\frac{w(Na_2O)}{w(K_2O)}$	δ	SI	$\frac{w(\sum REE)}{10^{-6}}$	$\frac{w(LREE)}{w(HREE)}$	δEu	
峪耳崖	浅成、超浅成	长城系硅质白云岩、燧石条带白云岩、泥灰岩	红色花岗岩	74.2	8.9	1.2	2.5	1.4	99.4	8.7	0.6	70.1
			白色花岗岩	73.3	8.5	1.0	2.4	2.7				
牛心山	浅成	太古宇迁西群斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩	红色花岗岩	75.8	8.6	0.8	2.3	1.0	101.6	2.4	0.3	39.4
			白色花岗岩	74.4	8.7	0.8	2.4	0.8				
唐杖子	超浅成	长城系石英砂岩、细砂岩	花岗斑岩	73.2	8.6	0.3	2.5	3.6				
茅山	浅成、中浅成	太古宇迁西群斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩	灰白色二长花岗岩	73.21	8.2	0.9	2.2	4.8	116.4	5.3	0.4	57.4
			肉红色二长花岗岩	73.11	8.2	0.9	2.2	3.7				
高家店	浅成、超浅成	太古宇迁西群斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩	闪长岩	56.99	8.5	1.7	5.1	12.0	342.6	14.9	1.0	61.0
			石英二长岩	61.73	8.8	1.7	4.1	8.5	179.5	15.2	0.5	
			二长花岗岩	71.83	8.6	1.0	2.6	0.3				

本类金矿的围岩蚀变发育。花岗岩中以硅化、黄铁矿化、绢云母化为主，局部构成绢英岩化（或黄铁绢岩化）带，其次是萤石化、绿泥石化及高岭土化。与花岗斑岩等超浅成侵入岩有关的隐爆角砾岩中发育黄铁矿化、绢云母化、硅化、绿泥石化、碳酸盐化等蚀变。而岩体的外接触带围岩蚀变则以强烈的硅化为特征，其次是绢云母化、黄铁矿化、绿泥石化、绿帘石化、碳酸盐化及夕卡岩化、大理岩化等。金矿与硅化、黄铁矿化、绢云母

化等蚀变的关系最为密切。

前人所谓“峪耳崖式金矿”主要是指产于中生代花岗岩体中的石英脉型金矿，作者将其涵义扩展为产于中生代花岗岩中的石英脉型、细脉浸染型、隐爆角砾岩筒型等矿化类型组合，含金花岗岩为浅成－超浅成相的壳型重熔花岗岩。一般地，随着含金岩体侵位深度的不同，金矿化特征呈现有规律的变化：浅成花岗岩中以含金石英脉为主（如牛心山）；浅成－超浅成花岗岩中除石英脉型金矿化外，还出现细脉浸染型金矿化（如峪耳崖）；在超浅成的花岗斑岩中，金矿主要呈浸染状、细脉状及网脉状赋存在隐爆角砾岩筒中（如唐杖子）。

三、蚀变岩型金矿

蚀变岩型金矿是指区域性（或局部性）断裂构造破碎岩经成矿流体的蚀变交代作用而形成的金矿床，即以黄铁绢英岩、硅化岩等蚀变岩为主要容矿岩石、并严格受断裂破碎带控制的金矿床。

从全国范围来看，蚀变岩型金矿具有矿化连续性好、矿体形态简单、矿石类型单一、品位稳定等特点，矿床规模从小型到超大型均有，尤以储量达百吨以上的超大型金矿床非常引人注目。自20世纪60年代后期在胶东莱州湾畔先后发生三山岛、焦家、新城等大型、超大型金矿床以来，蚀变岩型金矿的探明储量迅速增长，成为我国仅次于石英脉型金矿床的新的金矿类型，开辟了金矿勘查的新领域，在地质理论和找矿实践中都具有重要意义。80年代以来，冀东地区相继发现了一系列重要的蚀变岩型金矿床（点），虽然目前的探明储量还不多，但意义重大、很有潜力。

冀东地区蚀变岩型金矿大致可划分为两个类型：①产于中生代花岗岩类侵入体中的蚀变岩型金矿，即茅山式金矿，以茅山❶、高家店❷❸等金矿床为代表；②产于太古宇变质岩系中的蚀变岩型金矿，以岔沟、水泉沟金矿床及上镇、大银丝沟、鲇鱼池等金矿点为代表，可暂称为岔沟式金矿。其中，岔沟式金矿尚未发现有工业意义的矿床，故叙述从略。

茅山式金矿产于马兰峪复式背斜核部的遵化穹褶束。含金岩体为燕山期花岗岩类复式侵入体，其围岩为太古宇迁西群斜长角闪岩及角闪斜长片麻岩。茅山岩体主要由灰白色和肉红色中粗粒二长花岗岩组成，两者侵位时间相近但肉红色花岗岩略晚且蚀变更强烈，岩体边缘见有宽5～20m的浅灰色细粒黑云母二长花岗岩；高家店岩体则由先后侵入的闪长岩、石英二长岩及二长岩组成。含金岩体均属壳型重熔花岗岩系列，岩石SiO_2平均含量为61.7%～73.2%，$w(Na_2O+K_2O)=8.2\%\sim8.8\%$，$w(Na_2O)/w(K_2O)=0.9\sim1.7$，$\delta=2.2\sim4.1$，$SI=0.3\sim8.5$，属于分异良好的钙碱性岩石（表3-7）。岩体金含量平均为$(57.4\sim61.0)\times10^{-9}$，高出地壳平均丰度16倍以上，表明岩体能够为金矿提供了良好的物质基础。

本类金矿的控矿断裂破碎－蚀变岩带主要分布在含金岩体中，部分延伸到太古宇迁西群变质岩中。断裂破碎带由断层泥、碎裂岩、角砾岩及糜棱岩、片理化岩石等组成，长达数公里至10余公里。沿断裂破碎带发育强烈的硅化、绢云母化、黄铁矿化、碳酸盐化等

---

❶ 陈德智等，1987．河北省遵化县茅山金矿区详查地质报告，河北省地质矿产局秦皇岛地质大队。

❷ 梁士荣等，1979，河北省迁西县高家店金矿区普查地质报告，河北省地质矿产局第十地质大队。

❸ 隋连城等，1987，河北省迁西县高家店金矿区详查地质报告，河北省地质矿产局第五地质大队。

蚀变，局部地段充填有石英斑岩脉、石英脉等。岩石破碎、蚀变强烈、金属硫化物集中的地段均为金的富集部位。含金破碎－蚀变岩带主要呈近南北向展布，沿走向及倾向呈舒缓波状，膨缩现象明显。茅山金矿床的南北向主控矿断裂破碎－蚀变岩带中明显地存在断层泥、糜棱岩、碎裂岩等一套显示剪切作用的构造岩，平行断裂面的片理及挤压扁豆体也较发育，沿走向又略具沿“X”型断裂面追踪特点（图 3-16），表明该断裂是多次构造作用的产物；高家店金矿床的近南北向主控矿断裂破碎－蚀变岩带属区域性的“S”型断裂带的腰部（图 3-17），其旁侧的羽状裂隙较发育，容矿构造裂隙主要有北北西、北北东、北东东三组，后两组含矿性较好（宋友贵等，1992）。

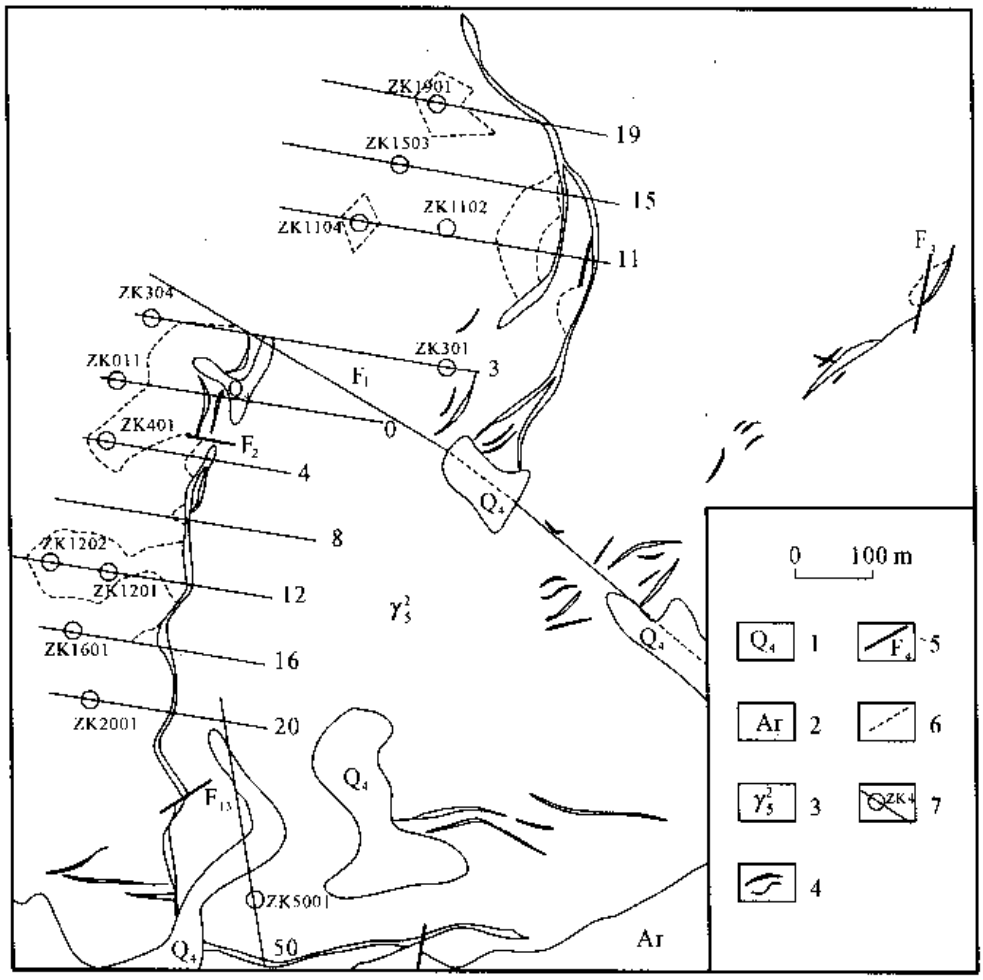


图 3-16 河北茅山金矿床地质略图

（据宋友贵等，1992，缩编）

1—第四系；2—太古宇迁西群变质岩；3—燕山早期二长花岗岩；4—金矿体；5—断裂；6—矿体垂直投影范围；7—钻孔及编号

金矿体呈透镜状、条带状及似层状，其分布范围一般不超过含金破碎－蚀变岩带，且多出现在破碎－蚀变带的膨大部位或由膨大向收缩转变并发生分枝的地段。在茅山金矿床中，金矿体主要在近南北向破碎－蚀变岩带内呈右行侧列的“多”字形排列，具有等距分布的特点，大约每隔 80m 出现一矿体群；其他方向破碎－蚀变带的含矿性较差；高家店金矿床的矿体沿破碎－蚀变岩带的走向断续出现，大约每隔 250m 出现一个矿体集中地段，它们往往

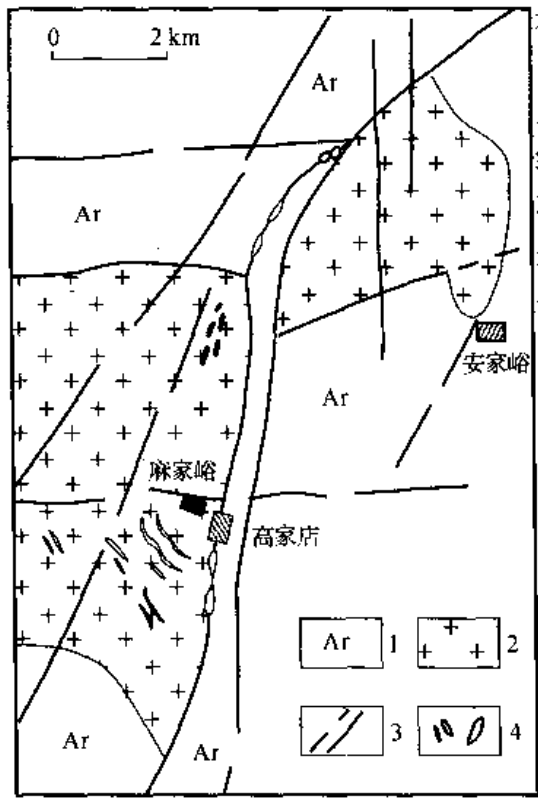


图 3-17 河北高家店金矿田地质构造略图
（据宋友贵等，1992）
1—太古宇迁西群变质岩；2—燕山晚期花岗岩；
3—断裂；4—金矿体

是断裂破碎－蚀变岩带的局部弯曲地段。矿石类型以黄铁绢英岩（或黄铁绢英岩化花岗岩）型金矿为主，亦有少量的石英脉型金矿石。矿石呈结晶粒状结构、交代结构、压碎状结构等，浸染状、网脉状、条带状、角砾状、团块状及块状、蜂窝状构造。主要矿物组合为石英、绢云母、黄铁矿、自然金，其次是斜长石、钾长石、钠长石、方解石、高岭石、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、辉钼矿、磁黄铁矿、斑铜矿、辉铜矿、铜蓝、褐铁矿、银金矿、辉银矿等。主要有用组分为金，平均品位为 4.87～16.84 g/t；伴生银、铅、铜、锌、铝等有益组分，除 Ag 外，其他元素均未达到综合利用要求。

茅山式金矿的近矿围岩蚀变以硅化为主，以黄铁绢英岩化为特征。在空间上，通常由矿体中心向外依次显示下列蚀变分带，即黄铁绢英岩化→绢英岩化→绢云母化→红化、碳酸盐化。金矿主要富集在黄铁绢英岩或黄铁绢英岩化花岗岩中。

值得注意的是，李锦蓉（1996）在冀东青龙河古元古代裂陷带的朱杖子群（Pt_1zh）变质火山－含砾杂砂岩中划分出两类蚀变岩型金矿：①产于各类变粒岩及绿泥石英片岩中的蚀变岩型金矿，含金构造－蚀变岩带呈北东向展布，金矿呈浸染状、细脉浸染状赋存在由硅化、毒砂化、黄铁矿化、绿泥石化等构成的蚀变岩中，以半壁山金矿为代表；②产于元古宙蚀变花岗斑岩及蚀变黑云变粒岩中的蚀变岩型金矿，蚀变类型主要有硅化、毒砂化、黄铁矿化、电气石化等，以苗杖子金矿为代表。这两种蚀变岩型金矿的主要矿物组合为石英、毒砂、黄铁矿、磁黄铁矿、自然金，成矿元素组合为金－银－铜－铅－锌－砷等。该项研究成果丰富了冀东地区蚀变岩型金矿的类型，扩大了找矿远景。

四、碳酸盐岩型金矿

所谓“碳酸盐岩型”金矿是指赋存于中元古界长城系及蓟县系碳酸盐岩及碎屑岩中的微细浸染型金矿，主要分布在青龙、宽城、迁西、迁安等县的长城沿线，故称“长城式金矿”。该类型金矿属层控低温热液金矿，受断裂构造及层状碎裂角砾岩控制，与美国卡林型金矿有相似的地质特征。其覆盖面大、分布范围广，已知矿带东西长约 40km、宽 5～15km，矿石品位较低，但数量多、局部富集、可选性好，可进行大规模的堆浸处理，资源远景较好、开发潜力甚大。

长城式金矿虽具有层控矿床的某些特征，但对具体的地层层位及岩石类型并无严格限制。例如，平谷万庄金矿床产于长城系团山子组、大红峪组和高于庄组白云岩中；军屯、

斧刃山等金矿点产于长城系高于庄组和蓟县系杨庄组与雾迷山组白云岩或不纯白云岩中；小四拨子、杏树坨等金矿点则产于长城系大红峪组碎屑岩中。很明显，在西段的平谷万庄地区金矿只产在长城系中下部，而在东段的青河沿—新房子地区则产于长城系上部及蓟县系下部。值得指出的是，本类金矿在空间上与其他类型金矿紧密伴生，金矿体大多出现在燕山期花岗岩体附近。万庄金矿床附近虽无较大的花岗岩体，但有很多中酸性脉岩产出。初步研究认为，中新元古界碳酸盐岩及碎屑岩中的层间断裂破碎带是该类型金矿的重要储矿构造，矿化程度取决于角砾岩带的岩石破碎程度和热液活动强度，后者往往决定了金矿体的存在与否。较强的氧化环境和有机质（炭）的大量存在亦是该类金矿成矿的重要控制因素。含矿热液作用在白云岩中形成碳酸盐脉、在碎屑岩中则形成石英脉。黄铁矿和有机物是金的主要载体，褐铁矿化使载金体分解、金重新聚集。角砾岩中有大量糜棱岩碎块或角砾，说明成矿前岩石可能曾经历过一次韧性剪切作用（熊群尧等，1999）。

作者尚未搜集到有关该类金矿的成矿年龄资料，但根据其产于中元古界碳酸盐岩及碎屑岩中并与中生代花岗岩类及热液作用有一定成因联系推断，它们可能在中新元古代初步富集、而在中生代构造－岩浆热液作用重新活化并富集成矿。

五、砂金矿

冀东地区砂金矿分布广泛、开采历史悠久，但规模一般不大、工作程度较低、成型矿产地少，累计探明的金矿储量不足区内金矿总储量的5%。砂金矿床主要有马兰峪[1][2][3]、长河、西清河三处，均为中小型，该类砂金矿为冲－洪积和残坡积复合成因，其主要砂金矿层赋存在河床底部基岩风化面之上的冲－洪积及残坡积含土砂砾层以及基岩风化裂隙带中。而以残－坡积成因为主的砂金矿分布更广泛，但规模更小，均为砂金矿点。

本区砂金矿主要分布于山区向平原的过渡地带。砂金矿区常为腹地宽阔、两端狭窄的河床。在主流与支流汇合处下侧或河弯内侧，含矿性较好。在河水流向与岩层倾向相反，形成似刷状地形且岩石节理发育时，有利于砂金的富集成矿。砂金矿体呈层状、似层状、透镜状赋存于河谷漫滩及阶地的第四系冲－洪积及残积含土砂砾层中。砂金矿层一般下富上贫，主要富集于基岩风化带附近。

以马兰峪砂金矿床为例。该矿床沿北西向的马兰峪河谷展布(图3-18)。已知砂金矿体5个，长450～6200m，宽40～280m，矿层的厚度及品位受基岩起伏、裂隙发育程度、地貌条件等因素控制。综合张尔匡等(1992)的研究资料，马兰峪砂金矿层自下而上可以分出以下四个亚层：①基岩风化带砂金矿亚层，产于第四纪冲－洪积层之下的基岩风化带中，厚0.2～0.7m，品位为0.27～4.92g/m^3；②底部砂金亚层，产于河床底部基岩风化面之上的黄褐色冲－洪积及残－坡积含土砂砾层及基岩风化裂隙带中，为主要砂金矿层，厚0.5～8.2m，品位为0.13～15.76g/m^3；③下部砂金矿亚层，产于河谷第四系冲洪积层下部棕黄色、鲜黄色砂砾石层中，埋深一般＞3m，厚0.15～2.25m，品位为0.22～2.46g/m^3；④浅部

---

[1] 河北省地质局、华北冶金地质勘探公司等合编，1975，河北省矿区简况，有色金属分册。

[2] 谢秀峰等，1966，河北省遵化县马兰峪砂金矿详查报告，河北省地质局第八地质大队。

[3] 河北省区域地质测量大队，1966，1:200000中华人民共和国矿产图说明书，兴隆幅（K-50-ⅩⅩⅩⅣ）、宝坻幅（J-50-Ⅳ）北部。

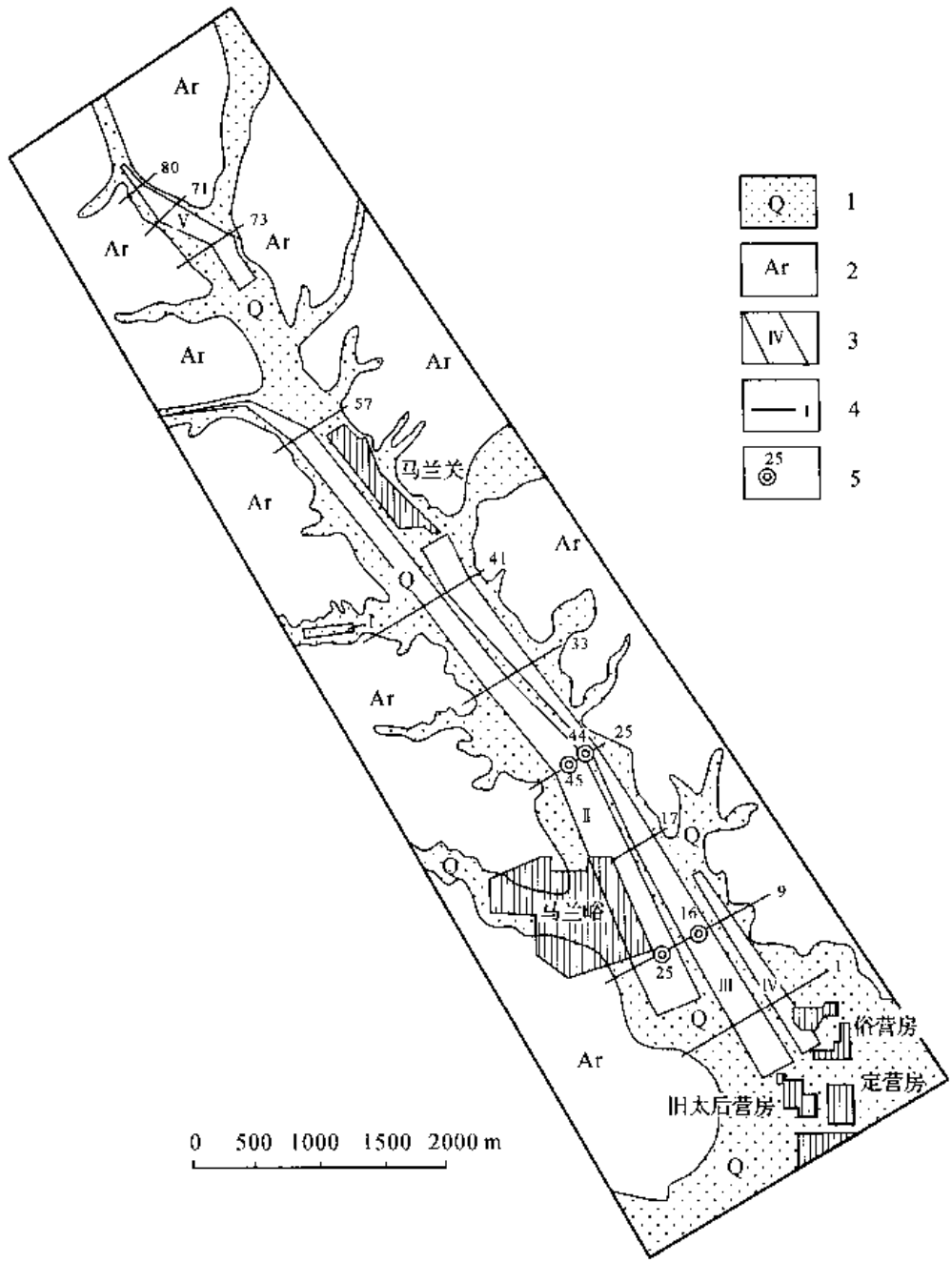


图 3-18 河北马兰峪砂金矿地质略图

(据河北省地质局、华北冶勘公司等，1975)

1—第四系；2—太古宇迁西群变质岩；3—矿体及编号；4—勘探线及编号；5—钻孔及编号

砂金矿亚层，产于近代河床的冲－洪积砂砾石层中，埋深 0～3m，厚 0.16～0.83m，品位为 0.41～1.76g/m^3。砂金呈金黄色、黄色、淡黄色，颜色随银及其他杂质的含量高低而有所变化。砂金颗粒表面洁净但凹凸不平，少数颗粒具褐色或褐黑色氧化铁薄膜，常夹石英、锆石等矿物包体或连生体，其形态呈粒状、棱角状、板状、片状及树枝状，滚圆度较差，颗粒较均匀，粒径一般为 0.1～0.6mm，个别达 12mm，在垂直方向上有由上向下逐渐加大的趋势。一般大粒砂金成色较低，小粒和板片状者成色较高。砂金的主要伴生矿物

中，稳定矿物有磁铁矿、石榴子石、钛铁矿、锆石、白钨矿及磷灰石、金红石、白钛铁、榍石、泡铋矿，非稳定矿物有角闪石、绿帘石、褐铁矿、赤铁矿、铅铅矿、黄铁矿、辰砂、雄黄、雌黄等。上述矿物均无综合利用价值，一般磁铁矿多则砂金品位较高。砂金矿在河谷横向上的变化很不稳定，一般在基岩隆起处，砂金贫化、厚度薄；低凹处及缓坡地带则品位较高、厚度大，构成工业矿体。在沿河流方向上，砂金变化相对较稳定。

本区砂金矿区的基岩及四周围岩主要为太古宇变质岩，含金石英脉普遍发育，它们为砂金矿的形成提供了充足的物质来源。

第三节　冀东金矿的成因特征

一、含金建造和金矿矿源层

冀东地区原生金矿床的形成和分布主要与太古宇迁西群上亚群有关，后者主要由变质深成岩（花岗片麻岩）和表壳岩（变质火山－沉积岩）组成。而主要由变质火山－沉积岩组成的表壳岩又可以主要地划分为两个岩石建造，即下部的铁镁质－长英质硅酸盐建造（暂称金厂峪建造）和上部的硅铁建造（暂称龙湾建造）。

金厂峪含金建造是本区最重要的含金建造，主要由斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩等表壳岩组成，它们在冀东绝大多数金矿区出现并稳定共生。该建造下部可见角闪石岩、透辉角闪石岩及角闪斜长变粒岩、黑云（斜长）变粒岩夹层或透镜体，上部则常见磁铁石英岩夹层或透镜体，其原岩具有较完整的火山－沉积旋回的特点。

斜长角闪岩一般出现在含金建造的下部层位，呈层状、似层状产出，向上逐渐变为薄层状夹层或透镜体。岩石呈深灰绿色至绿黑色，粒度一般为0.3～0.8mm，具粒状变晶结构、斑状变晶结构，块状、芝麻点状、条带状、弱片麻状构造。岩石矿物成分主要有普通角闪石、斜长石等，常含有数量不等（0～30%）的普通辉石、黑云母、石榴石、透辉石、绿帘石及石英等。暗色矿物的总含量一般＞50%，斜长石多为中－基性斜长石。在空间上，由于矿物含量的变化而出现黑云斜长角闪岩、石榴透辉角闪岩、石榴斜长角闪岩、透辉斜长角闪岩、二辉斜长角闪岩等岩石类型。本区斜长角闪岩的岩石化学分析结果列于表3-8，其SiO_2含量为42.85%～59.10%，个别为62.12%。采用周世泰提出的$A-K$关系图解法，根据有关岩石化学数据计算出A、K特征值

$$w(A)/\% = w(Al_2O_3) \times 100/w(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O),$$

$$w(K)/\% = w(K_2O) \times 100/w(K_2O + Na_2O),$$

式中，各氧化物均为重量百分数。投影点均落入火成岩区（图3-19），推测斜长角闪岩的原岩为中基性火山岩类。为了进一步分析斜长角闪岩的物源特征，作者采集了2个样品作稀土元素含量分析（表3-9），结果表明，斜长角闪岩的稀土总量变化较大，为（41.38～106.94）$\times 10^{-6}$，w（LREE）/w（HREE）比值为2.7～6.1，略富集轻稀土；稀土配分曲线（图3-20）为右斜平坦型，无明显的铕异常。锶初始比值为0.7012～0.7048，显示幔壳混源的特征。

表 3-8　冀东地区主要类型变质岩岩石化学特征

序号	地点	岩石类型	岩石化学成分/%										特征值		资料来源
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	A	K	
01	何杖子	斜长角闪岩	52.22	0.93	13.50	2.35	8.19	0.20	6.79	10.03	2.38	1.86	49	44	(1)
02	偏道沟		62.12	0.60	12.07	2.02	8.09	0.16	4.50	4.00	3.34	1.12	59	25	(1)
03			51.20	0.61	14.45	1.87	8.23	0.12	8.60	7.20	3.60	1.10	55	23	(2)
04			48.90	0.80	11.80	3.50	9.01	0.14	10.90	9.00	3.12	1.20	47	28	(2)
05	金厂峪		59.10	0.70	13.31	3.24	5.84	0.16	3.62	6.22	3.57	0.73	56	17	(3)
06	铧尖		50.22	0.87	13.40	4.00	8.57	0.16	7.46	8.12	3.22	1.19	52	27	(3)
07	黄柏峪		51.64	0.83	14.03	3.25	7.07	0.17	6.96	10.09	3.00	1.10	50	27	(4)
08	炸糕店		42.85	0.58	16.05	8.30	7.65	0.19	9.09	10.51	2.55	1.70	52	40	(4)
09	马兰关	角闪斜长片麻岩	61.22	0.48	16.66	1.63	3.21	0.08	2.76	3.55	3.22	5.99	57	65	(1)
10	偏道沟		62.17	0.60	15.94	1.69	3.84	0.09	3.19	2.62	4.58	2.09	63	31	(1)
11			62.00	0.50	15.75	2.36	4.63	0.08	3.50	3.40	4.28	2.56	61	37	(2)
12			56.70	0.64	15.55	2.93	6.82	0.08	5.00	4.90	4.28	2.48	57	37	(2)
13	密云		61.12	0.60	15.79	2.29	4.75	0.07	3.21	5.16	4.20	1.52	59	27	(5)
14	遵化		59.23	0.61	15.98	1.44	5.61	0.12	3.12	7.46	3.45	0.89	58	21	(5)
15	司家营	黑云（斜长）变粒岩	63.34	0.45	11.70	1.31	6.03	0.97	4.24	1.36	2.07	4.34	60	68	(3)
16			67.44	0.25	14.25	2.40	3.53	–	2.24	1.58	3.10	2.75	66	47	(3)
17	大贾庄		60.23	0.65	15.60	2.12	7.12	0.11	2.58	3.21	3.25	2.90	63	47	(4)
18	偏道沟	磁铁石英岩	47.40	1.27	1.35	30.95	15.25	0.14	1.30	0.40	0.04	0.08	72	67	(2)
19	柞栏杖子		47.54	0.12	1.65	11.40	27.5	0.08	3.56	4.75	0.12	1.25	21	91	(4)
20	黄柏峪	铬云母石英岩	89.95	0.41	5.57	0.11	0.53	–	0.16	0.08	0.38	1.81	71	83	(6)
21	八卦岭	（角闪）黑云片麻岩	61.54	0.60	16.29	2.19	4.50	0.12	3.53	3.24	3.32	2.51	64	43	(1)
22	曹庄		66.70	0.44	15.60	0.60	3.97	0.06	1.94	1.58	3.99	4.01	62	50	(6)
23	太平寨	麻粒岩	47.58	0.73	13.95	2.77	8.64	0.21	9.40	13.08	2.00	0.35	47	15	(3)
24	偏道沟	长英质片麻岩	73.80	0.02	12.83	0.71	2.51	0.04	1.10	0.50	6.36	0.52	63	8	(2)
25	马兰峪		74.37	0.10	14.20	0.36	1.31	0.22	0.29	2.41	4.70	1.00	64	18	(7)

资料来源：(1) 梅燕雄，1997；(2) 黄光宇等，1990；(3) 于润林等，1987；(4) 钱祥麟等，1985；(5) 贺同兴等，1980；(6) 赵宗溥等，1993；(7) 林强等，1992

角闪斜长片麻岩通常出现在含金建造的上部，常见斜长角闪岩、黑云（斜长）变粒岩夹层或透镜体。岩石呈浅灰色至黑灰色，柱粒状或鳞片状变晶结构，条带状、片麻状构造。矿物成分主要有斜长石、普通角闪石及黑云母、石英等组成，暗色矿物总量＜50%，斜长石主要是中长石和更长石，常出现数量不等（0～10%）的透辉石、紫苏辉石、微斜长石等。在空间上，随着矿物含量的变化而出现辉石斜长片麻岩、黑云角闪斜长片麻岩、黑云斜长片麻岩、角闪二长片麻岩等岩石类型。本区角闪斜长片麻岩的 SiO_2 含量为56.70%～62.17%，它们在 $A-K$ 关系图上的投影点绝大多数落入火成岩区，个别落入沉积岩区泥质粉砂质岩亚区（表 3-8，图 3-19），推测其原岩主要为中性火山岩类，部分可能为粉砂岩类。作者采集 2 件岩石样品所作的稀土元素含量分析结果（表 3-9）表明，角闪斜长片麻岩的稀土元素总量为$(111.06\sim193.45)\times10^{-6}$，$w(\mathrm{LREE})/w(\mathrm{HREE})$比值为 12.0～13.0，轻稀土较富集，稀土分配曲线（图 3-20）为向右倾斜型，亦无明显的铕异常。锶初始比值为 0.70592。反映其以壳幔混源为主的特征。

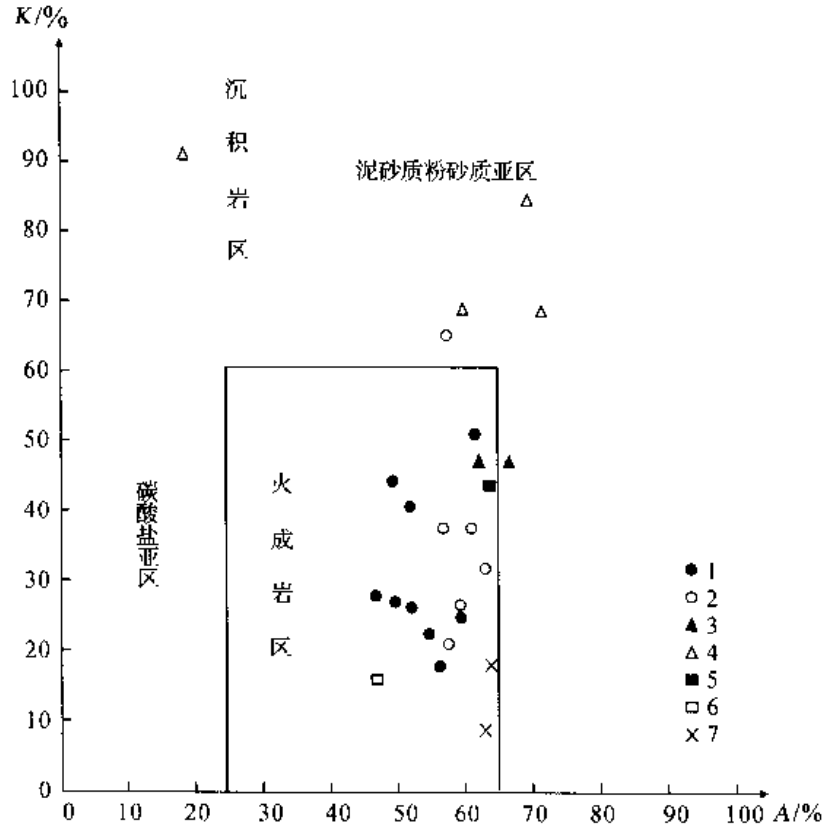


图 3-19　冀东地区变质岩 $A—K$ 关系图解

1—斜长角闪岩；2—角闪斜长片麻岩；3—黑云（斜长）变粒岩；4—磁铁石英岩；5—（角闪）黑云片麻岩；6—麻粒岩；7—花岗片麻岩

$w(A)/\% = w(Al_2O_3) \times 100/w(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$，

$w(K)\% = w(K_2O) \times 100/w(K_2O + Na_2O)$，各氧化物均为重量百分数

表 3-9　冀东地区主要类型变质岩稀土元素特征

序号	地点	岩石类型	w（稀土元素）/10^{-6}								
			La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
1	马兰关	角闪斜长片麻岩	45.89	77.26	9.57	37.92	6.65	1.31	5.29	0.99	4.15
2	偏道沟		28.52	45.50	5.04	19.84	3.28	0.93	2.84	0.43	2.21
3		斜长角闪岩	18.41	37.46	5.08	24.15	5.51	1.23	5.08	0.80	4.16
4	何杖子		6.25	13.57	1.54	8.51	2.54	0.76	3.28	0.57	3.09
5	八卦岭	角闪黑云片麻岩	26.06	39.34	4.11	17.93	2.94	0.88	2.48	0.34	1.68

序号	地点	岩石类型	w（稀土元素）/10^{-6}						特征参数		
			Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	$\frac{w(\sum REE)}{10^{-6}}$	$\frac{w(LREE)}{w(HREE)}$	δEu
1	马兰关	角闪斜长片麻岩	0.77	1.78	0.23	1.45	0.19	15.90	193.45	12.0	0.22
2	偏道沟		0.43	0.99	0.13	0.81	0.11	8.79	111.06	13.0	0.30
3		斜长角闪岩	0.81	1.96	0.35	1.72	0.22	17.74	106.94	6.1	0.23
4	何杖子		0.66	1.62	0.28	1.51	0.20	14.11	41.38	2.7	0.26
5	八卦岭	角闪黑云片麻岩	0.32	0.76	0.09	0.57	0.08	6.07	97.58	14.4	0.32

综上所述，金厂峪含金建造是一种含金的变质火山－沉积建造。从建造下部往上，依次

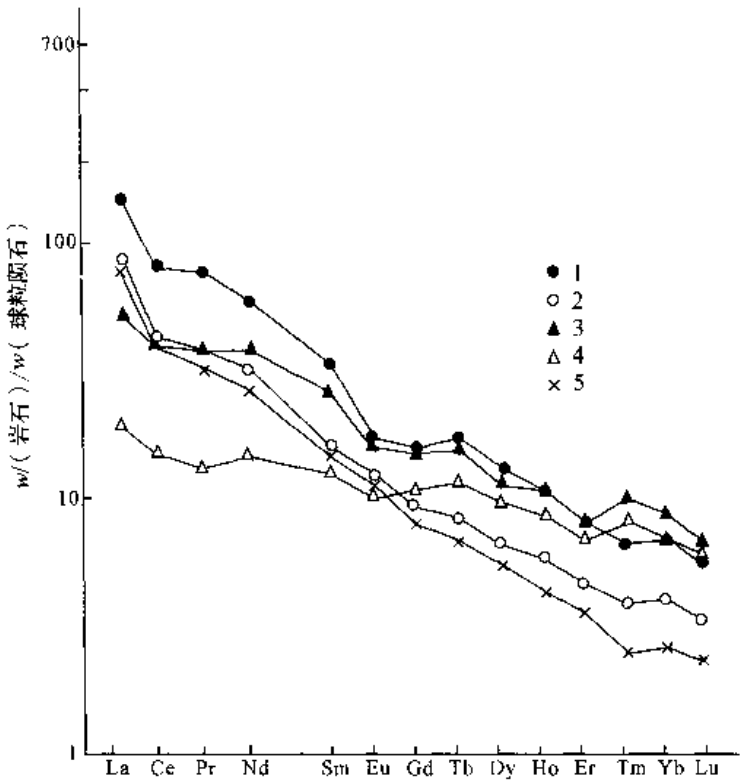


图 3-20　冀东地区变质岩稀土元素配分曲线

1、2—角闪斜长片麻岩；3、4—斜长角闪岩；5—角闪黑云片麻岩

出现中基性火山岩→中酸性火山－沉积岩→泥砂质粉砂质沉积岩（及铁硅质沉积岩），组成一个比较完整的火山－沉积旋回。后期含金石英脉主要产于变质中基性火山岩（斜长角闪岩）和变质中酸性火山－沉积岩（角闪斜长片麻岩）的接触部位或过渡部位。

龙湾硅铁建造也是本区重要的含金建造，主要由磁铁石英岩等组成，常与金厂峪含金建造在空间上紧密共生，构成含金建造系列。磁铁石英岩呈灰黑色，中粗粒—中细粒变晶结构，条带状、条纹状及块状构造。岩石主要由石英、磁铁矿等组成，常含少量的次透辉石、紫苏辉石、普通角闪石、石榴子石、阳起石等矿物。在 $A-K$ 关系图上的投影点均落入沉积岩区泥质粉砂质岩亚区，其原岩显然属于碎屑沉积岩类。该建造中目前尚未发现重要金矿化，但其金平均含量较高（37.3×10^{-9}），国外霍姆斯塔克和国内五台山等地在该类含金建造中均已发现重要的金矿床，值得今后进一步深入研究。

关于金矿矿源层（岩）问题，一般认为，应当具备两个必要条件，一是具有较高的金含量，二是在一定条件下金具有较强的释放能力。冀东地区各类变质岩的金含量变化很大，为（0.01～17940.0）$\times10^{-9}$，相差近 180 万倍，显然其中包括了部分矿化岩石及矿石，不同研究者测定的变质岩金含量值也有很大的差异。为此，作者采用加权平均法（以样品为权系数）计算了同一类型变质岩金含量的平均值。从表 3-10 中可以看出，从麻粒岩、变粒岩→花岗片麻岩、角闪斜长片麻岩、磁铁石英岩→斜长角闪岩，金的含量逐级增高，反映了金从高级变质相向低级变质相迁移的总趋势。在本区主要类型变质岩中，斜长角闪岩的平均含金量最高，平均值为 51.9×10^{-9}，是地壳平均丰度的 15 倍，因此，它具备作为金矿矿源层（岩）的第一个必要条件。于润林等（1987，1989）在金厂峪矿区曾沿

横穿Ⅱ脉带的剖面进行系统的采样分析，发现近矿的斜长角闪岩中的金含量明显变贫［为（2～8）$\times10^{-9}$］，远离矿体的斜长角闪岩中的金含量则逐渐增高［（10～100）$\times10^{-9}$］，也反映了成矿物质“就近取材”的特征。王安建（1986）把岩中的金分为易释放金与不易释放金两种，作为金矿矿源层的第二个必要条件就是其中含有较多的易释放金，如果金不易从“矿源层”中迁移到热液中，则很难想象热液会变为成矿热液进而在合适的地质和物理化学条件下析出足够的金并成矿。高占林、林尔为（1987）分别用王水和 HF 酸对各类岩石进行溶解实验的结果表明，斜长角闪岩中的金较其他类型岩石中的金更易于被释放出来，从而为斜长角闪岩作为金矿矿源层（岩）提供了一个很好的证据。

表 3-10　冀东地区变质岩的金含量特征

岩石类型	样品数（件）	w（Au）/10^{-6}			资料来源
		变化范围	平均值	总加权平均值	
斜长角闪岩	21		71.0	51.9	朱奉三，1985
	14		3.1		高占林等，1987
	82		99.0		施性明，1987
	3		28.0		孙启桢，1989
	77	1.0～1370.0	71.5		杨连生等，1984
	12	10.0～510.0	51.7		
	423	0.1～17940.0	46.9		刘连登等，1994
	55		5.1		于润林等，1987
	41		8.8		孙大中等，1989
	4	40.0～1400.0	420.0		梅燕雄，1997
角闪斜长片麻岩	3	100.0～710.0	320.0	31.0	
	110		2.7		柳少波等，1994
	38		87.0		施性明，1987
	4		60.0		孙启桢，1989
磁铁石英岩	20		3.4	37.3	柳少波等，1994
	146	0.2～829.1	23.0		刘连登等，1994
	10		12.4		孙大中等，1994
	1		70.0		梅燕雄，1997
	43		26.0		兰玉琦等，1986
	109		69.0		
麻粒岩	102	0.01～79.7	10.6	5.2	刘连登等，1994
	301		3.7		柳少波等，1994
	24		0.9		于润林等，1987
	8	1.0～10.0	7.5		杨连生等，1984
黑云变粒岩	24		1.4	1.4	于润林等，1987
花岗片麻岩	570	0.2～7233.1	44.2	37.1	刘连登等，1994
	125		2.7		柳少波等，1994
	1		300.0		梅燕雄，1997
绢云绿泥片岩	2	300.0～920.0	610.0	748.3	
	11	300.0～4000.0	1309.0		祝登丰等，1979
	8		12.0		孙大中等，1989

由上述分析可知，斜长角闪岩是本区金矿的主要矿源层（岩），其原岩是主要来自相对富金的上地幔的中基性火山岩，它是早前寒武纪（主要是太古宙）初始地壳的主要组成部分，可以将称其为初级矿源层（岩）。而角闪斜长片麻岩的平均金含量相对较低（为

31.0×10^{-9}），它与斜长角闪岩的算术平均值为 41.5×10^{-9}，显著高于地壳的金平均含量，因而可以认为金厂峪含金建造具有为金矿提供成矿物质来源的整体能力。进一步扩大分析还可以得出下列认识，区内各类变质岩的平均含金量为 31.1×10^{-9}，由这些变质岩组成的太古宙变质地体也可以看作是金的矿源地体。

由于金在地壳及上地幔中的平均丰度值较低，它至少需要富集 1000 倍以上才能成为工业矿床，因此，一个金矿床的形成往往是一个逐步富集的长期过程，预富集作用在金矿床形成过程中具有重要意义。初级矿源层（岩）的形成只是金的第一次预富集作用过程。在元古宙—古生代，本区太古宇变质岩曾经发生过多次韧性及韧－脆性剪切变形作用，并使斜长角闪岩等变质岩中的金发生多次程度不同的预富集。主要在中生代发生的构造片理化作用，则导致金的强烈的预富集，在斜长角闪岩经过构造片理化作用形成的绿泥绢云片岩（及绢云母片岩、绿泥石片岩）中，金含量显著增高，平均金含量值高达 748.3×10^{-9}，接近金矿的边界品位，可以将绢云绿泥片岩等看作是一种直接矿源层。

近 10 多年来，本区金的衍生矿源层问题逐渐引起人们的注意。可以认为，由变质火山－沉积岩等组成的表壳岩在地壳深部发生重熔作用而形成的花岗质岩浆，是一种重要的衍生矿源岩浆（层）；构造片理化作用形成的绿泥绢云片岩等亦是一种衍生矿源层（岩）；中元古界长城系和蓟县系碳酸盐岩及碎屑岩具有较高的金含量背景值，也是一种衍生的矿源层（岩）。衍生矿源层（岩）的存在是进一步发现衍生金矿床的重要标志和依据，加强对本区衍生矿源层的研究，无疑对本区金矿勘查工作会起到重要的指导作用。

二、构造岩浆作用与成矿

（一）构造对金矿的控制作用

1．大地构造及深部构造对金矿的控制作用

作为一个三级大地构造单元，马兰峪复式背斜对本区矿产的分布起重要的控制作用。其核部遵化穹褶束及密云台穹是金、铁等矿产的集中产地，而两翼（主要是北翼的宽城凹褶束）则以煤、铅锌、硫铁矿、铜等矿产为主。从大地构造的发展演化来看，本区含金建造及金矿矿源层形成于太古宙陆核发展阶段，而金的富集成矿则主要与中生代陆缘发展阶段的构造－岩浆活动密切相关。

深部地质研究表明，莫霍面陡倾带（即壳－幔不谐调带）是一种重要的深部构造带，它对显生宙（特别是中新生代）构造－岩浆活动与成矿作用具有重要的控制作用，并在总体上控制了金矿的形成和分布。冀东地区所处的深部构造位置属于中国东部莫霍面陡倾带燕山扭曲段，蓟县—遵化一带则是一个次级的莫霍面陡倾带，它与金矿的密集分布带相对应。

2．区域构造的复合控矿作用

（1）近东西向构造（带）与北北东向构造（带）的复合控矿作用

本区区域构造线主要有两个方向，即近东西向和北东、北北东向。近东西向构造带主要形成于太古宙—古生代，但在中新生代发生继承性活动或受到叠加改造；北东、北北东向构造带则是中新生代形成的新生构造。两组构造在空间上的叠加和交切，构成了本区基本的构造格架。在两组构造（带）的复合与叠加部位，通常是花岗岩类岩浆侵位及成矿流体活动的良好空间，为金矿的形成提供了一个重要的有利条件。

（2）韧性、韧－脆性剪切带与构造片理化带的复合控矿作用

韧性剪切带是在地壳较深层次发生的构造变形产物，一般认为其形成深度距地表大于15km，形成温度＞350℃。韧性剪切作用可以使金从岩石中不断分离出来并聚集在剪切裂隙及糜棱岩中，导致金的初步富集，形成浸染状金矿化；韧性剪切作用还可以显著地改变岩石的结构构造和金等成矿物质的赋存状态，使其易被后期的热液萃取而进一步富集成矿；在韧性剪切变形过程中，由于产生局部的应力集中区（带），打破了岩石中原有的静压力与流体压力之间的平衡，导致深源含金流体汇入低压的剪切带，并在向上运移及其与围岩发生相互作用过程中可能促使金部分地和有限地沉淀和析出。当地壳发生差异性抬升，韧性剪切带在地壳较浅层次（一般认为距地表约10～15km）发生韧－脆性转变，或者有新生的韧－脆性剪切带叠加，由于构造裂隙等的发育和剪切扩容带的增大，提高了岩石的孔隙度和渗透性，有利于流体活动和金的沉淀。在韧－脆性剪切带的形成过程中，动力分异作用、压溶作用、构造侧分泌作用、动力热驱动作用及动力变质作用可以为构造裂隙系统提供一定的含金 SiO_2 流体，这是导致早期低品位的含金石英脉形成的重要原因。（M. Bonnemaison，1990；崔文智，1990；孙胜龙，1992；李德威，1993；郝雅等，1993；王伏泉，1994；杨元根，1994；陈俊明，1992，1993；许云程等，1994）。

在韧－脆性剪切变形阶段的较晚时期发生的构造片理化作用通常导致金的强烈预富集，从而使由在早期韧性剪切构造带之上叠加的韧－脆性剪切带和更晚形成的构造片理化带所组成的复合构造成为本区金矿的主要控矿构造类型。其中，韧性剪切带及韧－脆性剪切带是间接控矿构造，它对后期金的活化迁移及富集成矿产生有利影响；而构造片理化带则直接控制了金矿体的空间展布。

（二）花岗岩与金矿的关系

1．花岗岩的含金性

冀东地区花岗岩的金含量已有较多的测试分析数据，作者又补充测定了11件岩体金含量数据，并按样品加权的方法计算了各岩体的平均金含量（表3-11）。其主要特征如下。

（1）中生代花岗岩类侵入岩的平均含量变化较大，为（0.1～940.0）$\times10^{-9}$，总平均含量值约为 30.6×10^{-9}，是地壳平均丰度的近8倍，是世界酸性岩平均金含量的10.2倍。显然，这有利于金的成矿作用。

（2）中生代花岗岩类侵入体的平均金含量为（0.2～70.1）$\times10^{-9}$，大致可分为3组：

金平均含量＞30×10^{-9}的岩体，主要有峪耳崖、高家店、茅山、牛心山等4个岩体，它们均是含金岩体，其中产有小型～大型金矿床；

金平均含量为（3～29）$\times10^{-9}$的岩体，主要有水连洞、肖营子、寿王坟、大水泉、罗文峪、柳树洼、大石镐、青山口、都山、分水岭、王坪石等岩体，它们属于与金矿有一定成因联系的花岗岩体，部分岩体中发育金矿化或产有小型金矿床；

金平均含量为＜3×10^{-9}的岩体，包括雾灵山、凉水河、水胡洞、贾家山、麻地等岩体，这些岩体的金矿化很差或没有金矿化。

（3）四堡山期沙厂环斑花岗岩以前未作金含量测试，作者测定的1个样品的金含量值为 140×10^{-9}，仅具参考意义。

表 3-11　冀东地区中生代花岗岩的金含量特征

岩体	岩石类型	样品数（件）	w（Au）/10^{-9} 平均值	w（Au）/10^{-9} 总平均值	资料来源	岩体	岩石类型	样品数（件）	w（Au）/10^{-9} 平均值	w（Au）/10^{-9} 总平均值	资料来源
柳树洼	花岗闪长斑岩	28	7.5	9.7	(1)	牛心山	花岗岩	7	5.3	39.4	(7)
		1	70.0		(2)			3	8.2		(9)
大水泉	花岗闪长斑岩	15	15.3	15.3				593	40.0		(11)
大石镐	石英二长岩	28	6.4	6.4	(1)	分水岭	二长花岗岩	10	0.1	4.1	(1)
寿王坟	石英闪长岩	36	13.3	21.9				3	5.4		(4)
		41	10.0		(3)			1	40.0		(2)
	石英二长岩	10	93.0		(4)	罗文峪	二长花岗岩	17	0.1	10.5	(1)
		5	16.0		(1)			1	3.3		(8)
		1	140.0		(2)			2	205.0		(2)
雾灵山	石英正长岩	1	70.0	1.8		肖营子	斑状花岗岩	14	3.8	25.4	(1)
		37	0.1		(1)			6	20.4		(4)
水帘洞	花岗岩	14	0.2	0.8				1	940.0		(2)
		4	3.0		(7)	茅山	二长花岗岩	9	0.1	57.4	(1)
高家店	闪长岩	4	2.3	61.0	(5)			1	156.5		(6)
		5	171.6		(6)			23	69.0		(4)
	石英二长岩	6	53.6		(4)			4	95.0		(2)
		2	1.7		(5)	王坪石	二长花岗岩	12	0.1	3.2	(1)
		21	0.7		(1)			1	40.0		(2)
		1	590.0		(2)	青山口	闪长岩	4	1.3	4.7	(1)
	二长花岗岩	10	171.3		(12)			1	1.2		(5)
		8	0.4		(1)		二长花岗岩	1	3.1		(6)
		2	42.6		(5)			4	2.1		(5)
水莲洞	石英斑岩	36	27.2	27.2	(1)			9	0.1		(1)
贾家山	二长花岗岩	10	0.2	0.6				9	12.6		(9)
		2	2.1		(3)	盘山	斑状二长花岗岩	19	0.3	9.0	(1)
		1	0.6		(8)		中粒二长花岗岩	5	0.1		
麻地	花岗岩	14	0.2	0.2	(1)		石英二长岩	1	220.0		(2)
峪耳崖	花岗岩	12	91.5	70.1		凉水河	花岗岩	21	0.9	0.9	(1)
		4	2.6		(5)	都山	花岗岩	30	0.2	4.6	
		12	98.0		(4)			13	4.6		(10)
		1	9.8		(6)			4	21.2		(4)
		4	4.4		(9)			1	70.0		(2)

资料来源：（1）王季亮等，1994；（2）梅燕雄，1997；（3）河北省地质矿产局综合研究地质大队，1987；（4）石建东，1990；（5）张秋生等，1991；（6）王魁元，1998；（7）白洪生等，1990；（8）韦永福等，1994；（9）于润林等，1987；（10）秦蒲等，1988；（11）冶金 515 队，1987；（12）孙大中等，1989

(4) 迁西期花岗片麻岩的平均金含量为 37.1×10^{-9}，略高于中生代花岗岩的平均含金量，但成矿性较差，其原因尚待进一步研究。

2. 花岗岩与金矿的空间关系

冀东地区原生金矿床（点）与中生代花岗类侵入体处在同一构造－岩浆带，绝大多数金矿床（点）均分布在距岩体 0～5km 的范围内。据作者粗略统计，区内 147 个金矿床（点）中，直接产于花岗岩体内及其接触带附近的金矿床（点）有 20 处，约占 13.6%；矿区范围内花岗岩类脉岩发育且距邻近花岗岩体在 2km 以内的金矿床（点）有 35 处，约占 23.8%；金矿床（点）范围内花岗岩类脉岩较发育且距邻近花岗岩体 2～5km 者 56 处，约占 38.1%。从岩体规模来看，一般以出露面积＜60km^2 的岩株对金的成矿作用较有利，尤其是出露面积＜1km^2 的小岩体对成矿最为有利，而花岗岩岩基及大岩株的成矿性较差。

金矿类型在岩体的不同空间部位有明显的不同。一般说来，产在岩体内部及其接触带附近的金矿主要为细脉浸染型（斑岩型）、蚀变岩型及角砾岩筒型，而岩体外接触带及围岩中的金矿则以石英脉型为主。

金矿与花岗岩类脉岩的关系也很密切。大多数金矿区均有脉岩存在，其中以中酸性脉岩最发育，多被矿脉所穿切。长英质交代岩与含金石英脉在空间上稳定地共生并分布广泛，两者在时间上及成因上也有密切的联系。而煌斑岩主要有两期：早期煌斑岩对矿液可以起隔档作用而促进矿质的沉淀，晚期煌斑岩而多穿切含金石英脉。一般认为，脉岩是沟通地壳浅部与深部岩浆房的桥梁，它所在的空间也是一种构造薄弱地带，因而有利于含金热液的汇聚及金的沉淀析出。

3. 花岗岩与金矿的时间关系

我们可以从如下两个方面来探讨花岗岩与金矿的时间关系。

(1) 花岗岩的形成时代与金矿的关系

从花岗岩的形成时代来看，以燕山期花岗岩与金矿的关系最密切。其中，又以燕山早期花岗岩的成矿性最好，与之有关的金矿从金矿点到大型金矿床均有；而燕山晚期花岗岩的成矿性相对较差，一般只能形成小型金矿床及金矿点。其次是印支期花岗岩，而四堡期及迁西期花岗岩迄今未发现它们与重要金矿化的直接联系。

(2) 成岩与成矿的时间关系

一般来讲，金的成矿作用是紧随岩体形成之后发生的，本区金矿的成岩成矿顺序大致为岩体最早、岩脉较晚、矿脉（含金石英脉）最晚。刘连登等（1994）注意到峪耳崖金矿床的含金石英脉受贯通岩体与围岩的断裂构造控制，这些都说明客观上应当存在成岩成矿时差，即成矿滞后于成岩。但从同位素地质年龄资料来看，情况比较复杂，成矿年龄既有明显滞后于成岩年龄者、也有部分在成岩年龄范围之内者。

4. 花岗岩与金矿的成因关系

M. Stemprok（1982）曾按矿石矿物的搬运和沉积方式将花岗岩与矿床之间的关系概括为 5 种模式（图 3-21），即射气分异模式、结晶分异模式、侧分泌模式、大气水循环模式和深部壳源模式。其中，前三种属于成矿物质直接来源于花岗岩的共生模式，矿床是花岗岩衍生的产物；第四种属于多源成矿模式，成矿物质来源于花岗岩及围岩；第五种模式则强调花岗岩与矿床与同源伴生关系。

我国的一些地质学者还提出了第六种模式，即热源成矿模式。于润林（1987，1989）、

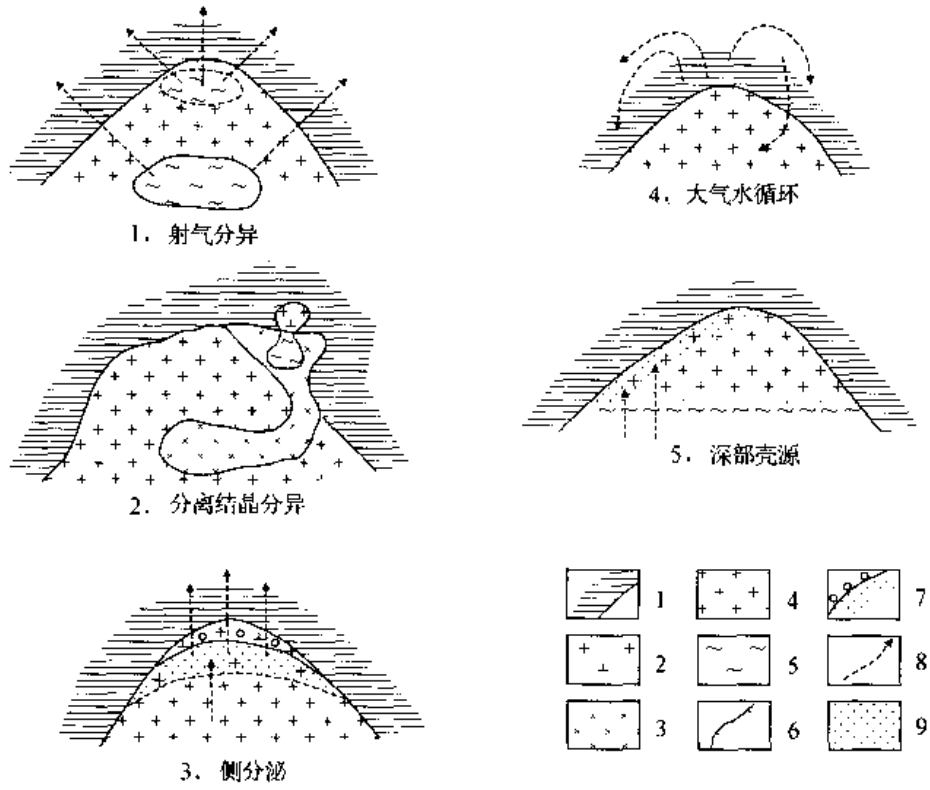


图 3-21　花岗岩与矿床成因关系的五种模式

（据 M. Stemprok，1982）

1—围岩；2、3、4—不同类型的花岗岩；5—花岗质熔融体；6—花岗岩凝固方向；7—交代带；8—溶液运移方向；9—成矿物质沉淀带

李纪良（1991）等认为花岗岩的侵位只对矿源层中金的活化和迁移富集提供热源，而不是成矿物质的主要供给者。董有、卢欣祥（1993）还进一步将中国东部与改造重熔型花岗岩有关的金矿床称为“花岗岩浆热源型矿床”，并指出该类金矿的成矿岩体多为黑云母二长花岗岩、岩体围岩多为前寒武系中深变质岩、成岩成矿时差小、金矿床多产于距岩体 2～5km 范围内并受韧性剪切带的脆性或脆－韧性部位控制。

冀东地区花岗岩与金矿的成因关系可能主要是一种同源伴生关系，同时也为金矿的成矿作用提供了重要的热源及部分水源并促进了围岩中的流体循环与成矿作用。其主要依据是：①与金矿有关的花岗岩体一般规模不大，仅靠花岗岩体本身的分异演化作用不可能衍生出成矿所需的大量金和 SiO_2 等；②矿脉（含金石英脉）与花岗岩类同源岩脉的关系密切，它们可能是同源不同阶段侵位的产物；③从成岩成矿的时间关系来看，成矿年龄既有明显滞后于成岩年龄者，也有部分在成岩年龄范围内者，说明金矿不是花岗质岩浆侵位后的晚期分异产物，而主要是同源成矿流体作用的结果。

三、金的迁移和沉淀机制

（一）成矿流体特征

1．矿物包裹体特征

冀东地区金矿床含金石英脉石英矿物中的流体包裹体十分丰富，类型比较齐全（表

3-12)。不同类型金矿床石英矿物中的原生流体包裹体具有相似的特征，它们呈圆状、椭圆状、管状、蚕蛹状及各种不规则状等，不均匀地成群分布或呈星散状分布，少数呈孤立的单体出现。包裹体类型主要有气液二相包体、含液态 CO_2 三相包体及气体或液体单相包体，偶见含固态子矿物多相包体和含有机质包体。包裹体一般较小，多数为 3～8μm，气液两相包体的气液比为 5%～45%。相对而言，峪耳崖式金矿床的石英矿物中出现较多的气体单相包体，茅山式金矿床的石英矿物中出现较多的液体单相包体，而金厂峪式金矿床和倒流水式金矿床石英矿物中的流体包裹体则以气液包体为主。

表 3-12　冀东地区主要金矿床含金石英脉中石英流体包裹体特征

矿床	包裹体类型	包裹体形态	包裹体大小 μm	气液比 %	分布特征	资料来源
金厂峪	绝大多数为气液二相包裹体，含少量含液态 CO_2 三相包裹体，偶见含固态子矿物的多相包裹体	三角状、管状、蚕蛹状、椭圆状、液滴状、多边形以及不规则状	1～8（少数达 12～15）	15～45	呈星散状成群分布，或呈孤立的单体出现	余昌涛等，1989
	几乎全部为单相水溶液包裹体，个别情况下有气液二相包裹体			≤5	呈线状排列，“包裹体直线”相互平行或相交成“X”型	
偏道沟	包裹体丰富，一般为气液两相包裹体，少数为单相和含液态 CO_2 三相包裹体。可能还有含有机质包体	纺锤状、椭圆状及不规则状	5～8（变化在 3～15 之间）	5～30	成群分布或呈星散状分布	梅燕雄，1997
倒流水	包裹体量多。主要为单相和含液态 CO_2 三相包裹体，真正的两相 H_2O 包体较少	以不完全负晶状为主	3～15	5～45		
峪耳崖	包体类型较齐全，主要有气体包体、气液二相包裹体、含液态 CO_2 三相包裹体等。有少量含有机物包体和单相水溶液包裹体	圆状、椭圆状、管状及各种不规则状	1～8	8～45	多呈杂乱的星散状分布。少数包体显示定向排列但未穿越石英颗粒边界	余昌涛等，1989
茅山	主要为单相液体包裹体及气液二相包裹体和含液态 CO_2 三相包体	圆状、弯管状、不规则状及不完全负晶状	5～10	10～25	主要成群密集分布，但不均匀，部分呈线状分布	梅燕雄，1997

除原生流体包裹体外，各类金矿床中石英矿物中还有相当数量的次生包裹体存在。其类型以液体单相包体为主，少数情况下可见到气液二相包体，它们多呈线状排列，气液比一般≤5%。“包体直线”相互平行或相交成“X”型。在牛心山金矿床的石英矿物中还见到呈云雾状分布的次生包体，它们明显地受微裂隙的控制。

各类金矿床含金石英脉石英矿物中原生流体包裹体的化学成分具有基本相似的特征(表 3-13)。其液相成分主要是 H_2O 及 Na^+、K^+、Cl^-，其次是 F^- 及 SO_4^{2-}，而 Ca^{2+}、Mg^{2+} 含量较低；气相成分以 H_2O 及 CO_2 为主，含少量的 CO、CH_4、N_2、O_2 和 H_2。其中，$w(Na^+ + K^+) > w(Ca^{2+} + Mg^{2+})$，$w(Cl^-) > w(F^-)$ 且 $w(Cl^-)/w(F^-) = 10.57 \sim 18.80$；$w(CO_2)/w(H_2O) = 0.03 \sim 0.08$。盐度多为 12.2～16.5（NaCl%）[金厂峪矿床较低，为 4.2～7.0（NaCl %）]。一些主要成分比值特征在不同类型金矿床石英流体包裹体中也存在一定的差别，如 $w(Na^+ + K^+)/w(Ca^{2+} + Mg^{2+})$ 比值在金厂峪矿床中最低（为

2.7)，在峪耳崖、茅山两矿床中分别为 5.7 和 12.8，在倒流水、偏道沟两矿床中最高(均>200)；Na^+/K^+ 比值在金厂峪、倒流水、偏道沟等矿床中均>3.0，以富钠为特征，而在峪耳崖、茅山等矿床中则<1.0，以富钾为特征。

表 3-13　冀东地区主要金矿床石英流体包裹体成分分析结果

矿床	样品数(件)	w_B/($\mu g \cdot g^{-1}$)							w_B/($10^{-6} mol \cdot g^{-1}$)							资料来源
		Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	F^-	SO_4^{2-}	H_2O	CO_2	CO	CH_4	N_2	O_2	H_2	
金厂峪	4	4.75	1.90	2.60	0.42	6.80	0.55		21.10	0.88	0.04	0.12	0.03	0.01	0.01	余昌涛等,1989
	5	1.67	0.21	0.11	0.03	1.69	0.02	2.30	25.17	2.74	0.51	0.22	0.32	–	0.39	于润林等,1989
倒流水	1	13.50	3.60	微	0.08	18.48	0.30	6.45	44.31	2.12	0.04	–	–	–	–	梅燕雄,1997
偏道沟	1	7.11	2.33	微	0.04	9.86	0.56	4.30	19.28	0.67	0.01	–	0.01	–	–	
峪耳崖	1	6.20	12.00	2.60	1.00	6.00	0.66		25.54	1.59	0.04	0.01	0.03	0.01	0.01	余昌涛等,1989
	5	1.42	1.20	0.03	0.02	1.93	0.09	2.03	13.35	1.55	0.14	0.10	0.11	–	0.06	于润林等,1989
铧尖	5								33.67	8.34	0.63	0.32	0.16	–	0.40	
茅山	1	5.5	25.80	2.60	1.46	19.50	1.28		26.65	1.12	0.04	0.01	0.03	0.01	0.02	余昌涛等,1989
	2	11.40	9.80	微	0.04	20.35	0.84	6.26	51.82	2.85	0.02	–	0.01	–	–	梅燕雄,1997

注：本表在引用余昌涛、于润林资料时对单位进行了统一换算并计算了平均值。

各类金矿床中石英流体包裹体的均一温度变化在 101～390℃，主要集中在 180～300℃；爆裂温度变化在 120～480℃，主要集中在 317～440℃（表 3-14）。部分爆裂温度低于均一温度，即石英流体包裹体在尚未达到均一状态时就发生爆裂，主要是因为有较多的 CO_2 的存在而使流体包裹体的爆裂温度大大下降。从平均温度值来看，峪耳崖、牛心山矿床最高（均一温度平均 290～310℃，爆裂温度平均 325～440℃），金厂峪、倒流水、偏道沟等矿床次之（均一温度平均 208～284℃，爆裂温度平均 346～440℃），茅山金矿床最低（均一温度平均 180～260℃，爆裂温度平均 317℃）。各矿床黄铁矿流体包裹体的爆裂温度变化在 100～460℃之间，主要集中在 133～250℃（表 3-14），反映黄铁矿的结晶起始温度略低于石英的结晶起始温度，且主要是在中温热液阶段晶出的，与黄铁矿紧密共生的自然金大致也应是这个阶段析出的。据测算，本区金矿床石英流体包裹体的 pH 值为 3.8～6.8，说明金矿沉淀时流体处于碱性－近中性条件下。

余昌涛等（1989）注意到，石英流体包裹体的均一状态有两种，即液相均一和临界点

均一。其中，金厂峪金矿床部分包裹体均一时的临界温度为297～370℃，低于纯水的临界温度（374.1℃），反映其成矿热液中的盐度较低，因为NaCl含量的增加通常会使体系的临界温度升高。

表3-14 冀东地区主要金矿床矿物流体包裹体测温数据

矿床	主矿物	样品数（件）	测温方法	温度值/℃		资料来源	矿床	主矿物	样品数（件）	测温方法	温度值/℃		资料来源
				变化范围	平均值						变化范围	平均值	
金厂峪	石英	1	均一法	256～370	(280)	(1)	峪耳崖	石英	20	爆裂法	380～480（高峰）	440	(4)
		1	均一法		294	(2)		黄铁矿	4	爆裂法	120～200	160	
		1	爆裂法	134～325		(1)				爆裂法	211～278		(1)
			爆裂法	100～422		(3)	牛心山	石英	6	均一法	205～355	290	(2)
		25	爆裂法	125～360（起爆）	160	(4)			7	爆裂法	275～410		
			爆裂法	410～470（高峰）	440		铧尖	石英	2	均一法	252～341	307	
		6	爆裂法	120～190（起爆）	145				15	爆裂法	200～350（起爆）	289	(4)
	黄铁矿		爆裂法	440～460（高峰）	(450)					爆裂法	410～470（高峰）	441	
		15	爆裂法	144～265	(250)	(1)	唐杖子	石英	18	爆裂法	320～379（起爆）	333	(6)
倒流水	石英	1	均一法	208～371	284	(5)				爆裂法	354～447（高峰）	416	
		1	爆裂法		358			黄铁矿	1	爆裂法	133～450	133	
偏道沟	石英	1	均一法	145～276	208		茅山	石英		均一法	246～302	(260)	(1)
		1	爆裂法		346				1	均一法	101～270	180	(5)
峪耳崖	石英		均一法	259～390	(310)	(1)				爆裂法		173	(1)
			爆裂法	250～273	262				2	爆裂法	258～362	317	(5)
		20	爆裂法	291～345（起爆）	325	(4)		黄铁矿		爆裂法		231	(1)

资料来源：（1）余昌涛等，1989；（2）白洪生等，1990；（3）刘连登等，1994；（4）于润林等；1987，1989；（5）梅燕雄，1997；（6）河北地质五队。

2．稳定同位素地球化学特征

根据39件样品的测定结果（表3-15），冀东地区不同类型金矿床含金石英脉中石英的氢氧同位素组成没有明显的差异，$\delta^{18}O_{石英}$ = +10.3‰～+14.3‰，δD = −97.0‰～−50.0‰。根据石英－水氧同位素分馏公式（R. N. Clayton，1972）计算出的流体$\delta^{18}O_{H_2O}$ = −0.8‰～+8.3‰。在δD-$\delta^{18}O$关系图上（图3-22），部分投影点落入岩浆水区，大部分落入岩浆水范围附近靠近大气降水线一侧的混合水区。不同类型金矿床的投影点不存在明显的分区现象，反映成矿流体的来源及性质具有相似性，它们在成因上可能都与花岗岩类侵入岩具有较密切的联系，两者可能具有同源性。

表 3-15　冀东地区主要金矿床石英流体包裹体的氢氧同位素组成

矿床	样品数（件）	平衡温度或均一温度/℃	氢氧同位素组成/‰			资料来源
			$\delta^{18}O_{石英}$	$\delta^{18}O_{水}$	δD	
金厂峪	4	285～353	+11.2～+13.5	+3.8～+8.3	−86.5～−50.0	余昌涛等，1989
	1	294	+10.9	+3.3	−75.0	白洪生等，1990
	11	300～330	+11.4～+13.3	+5.0～+7.0	−97.0～−70.8	张秋生等，1991
桑家峪	8	300～325	+11.4～+13.3	+4.7～+7.3	−97.0～−70.8	刘万宝等，1988
倒流水	1	284	+13.2	+5.8	−69.0	梅燕雄，1997
偏道沟	1	208	+10.4	−0.8	−63.0	
峪耳崖	1	273	+10.3	+2.4	−69.4	余昌涛等，1989
	2	215～278	+12.6～+13.7	+2.5～+4.3	−88.6	柴社立，1989
	4		+12.6～+13.7	+4.8～+6.0	−88.6～−88.3	张秋生等，1991
牛心山	2	306～319	+12.0～+13.0	+4.9～+6.2	−133.4～−85.5	白洪生等，1990
铧尖	1	307	+13.3	+6.1	−64.0	
茅山	1	283	+12.2	+4.6	−82.3	余昌涛等，1989
	2	180	+13.3～+14.3	−0.3～+1.3	−69.0～−66.0	梅燕雄，1997

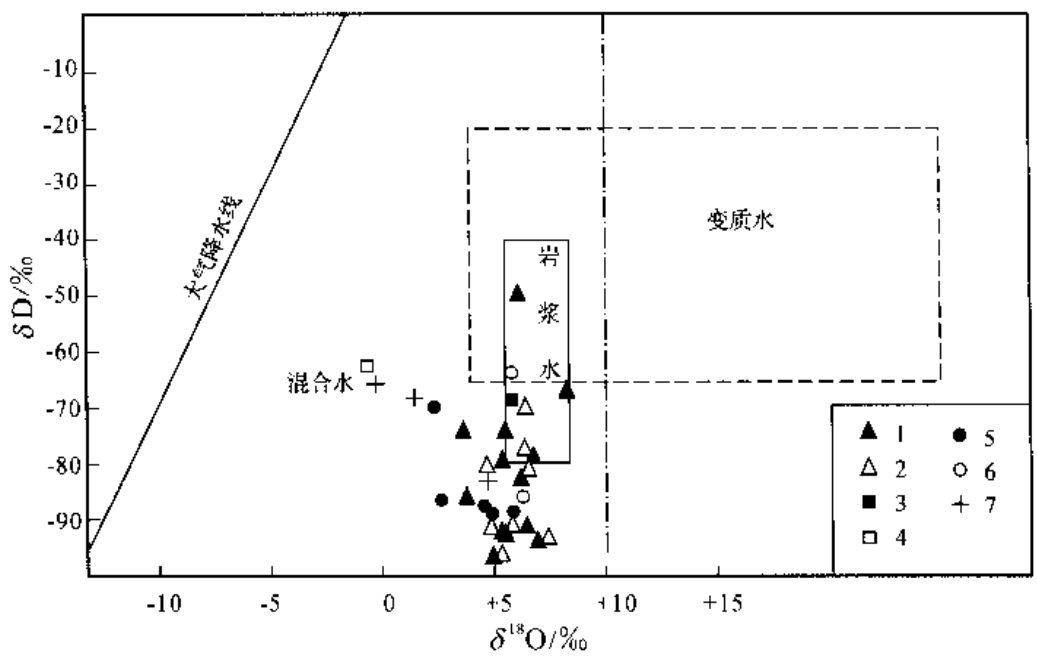


图 3-22　冀东地区主要金矿床石英流体包裹体 δD-$\delta^{18}O$ 关系图解

1—金厂峪；2—桑家峪；3—倒流水；4—偏道沟；5—峪耳崖；6—牛心山、铧尖；7—茅山

各主要金矿床硫同位素组成比较一致（表 3-16），$\delta^{34}S$ 值变化范围小，为 −7.5‰～+9.5‰，集中区间为 −2.6‰～+5.8‰，接近于陨石硫的特征，各矿床不同硫化物的硫同位素组成无明显差异，反映它们的硫源比较单一，主要为深成硫（或幔源硫），且硫的均

表 3-16　冀东地区主要金矿床硫同位素组成

矿　床	岩（矿）石名称	矿　物	样品数（件）	硫同位素组成（$\delta^{34}S/‰$）		资料来源
				变化范围	集中区间	
金厂峪	钠长石英脉	黄铁矿	10	−4.7～−2.1	−4.7～−2.6	杨连生等，1984
	石英脉		10	−6.0～+0.2	−4.3…−2.9	
	蚀变斜长角闪岩		3	−5.0～+3.2	−5.0～−4.0	
	斜长角闪岩		6	−1.2～+5.2	+1.3～+2.9	
	金矿石		18	−6.0～+2.5	−4.9～−3.4	余昌涛等，1989
	斜长角闪岩、绿泥石片岩		3	+0.8…+1.8	+0.8…+1.8	
	金矿石	方铅矿	8	−7.5～−2.7	−4.9…−2.7	
倒流水	含金石英脉	黄铁矿	1	+3.5	+3.5	梅燕雄，1997
		方铅矿	1	+3.1	+3.1	
江湖峪	金矿石	黄铁矿	1	+3.8	3.8	
峪耳崖	金矿石		4	+1.3…+1.8	+1.3～+1.8	余昌涛等，1989
			19	+1.6～+9.5	+1.6～+3.0	王义文等
		磁黄铁矿	4	+2.4～+3.2	+2.4～+2.8	
		黄铜矿	2	+2.2～+2.8	+2.2～+2.8	
		方铅矿	1	+3.4	+3.4	
牛心山	金矿石	黄铁矿	16	+2.8～+6.0	+2.8…+3.2	冶金 515 队
			6	+5.4～+6.3		许毓琦等
			16	+4.9～+6.3		宋瑞先等，1994
		闪锌矿	6	+4.3…+5.8	+4.3～+5.8	
唐杖子	金矿石	黄铁矿	3	+2.2～+3.8	+2.2～+3.8	
			7	+4.0…+5.7	+4.0～+5.7	冶金 515 队
			8	+2.0～+3.8	+2.2～+3.8	河北地质局
	花岗斑岩		2	+1.2～2.2	+1.2～+2.2	
	辉绿闪长岩		2	+0.7～+1.4		
	金矿石	方铅矿	3	+0.7～+1.3	+1.1～+1.3	
		闪锌矿	3	+1.9～+3.2	+1.9…+3.2	
茅　山	含金石英脉	黄铁矿	2	+2.3～+4.6	+2.3～+4.6	余昌涛等，1989
		方铅矿	1	+1.9	+1.9	
高家店	含金蚀变花岗岩	黄铁矿	1	+1.3	+1.3	梅燕雄，1997
			1	+2.0	+2.0	

一化作用完全，与花岗质岩浆作用关系密切。金厂峪矿床硫化物 $\delta^{34}S$ 值全为负值，主要集中在 −5.0‰～−2.6‰之间，相对富集$\delta^{32}S$；而峪耳崖、牛心山、唐杖子、茅山、高家店等矿床的硫化物 $\delta^{34}S$ 值均为正值，主要集中在 +1.1‰～5.8‰之间，相对富集$\delta^{34}S$；倒流水金矿床及江湖峪金矿点的硫化物 $\delta^{34}S$ 值亦均为正值，但测试样品少、代表性稍差。

在本区各类金矿床中，SiO_2 以石英脉、石英网脉等不同形式产出，探寻硅的来源对查明矿床成因是有益的。作者采集了倒流水、偏道沟两矿床含金石英脉样品各 1 件及相关的围岩样品 4 件，测定了它们的硅同位素组成。从表 3-17 所列数据来看，本区含金石英脉的 $\delta^{30}Si$ 值为 $-0.1‰\sim0$，二长花岗岩的 $\delta^{30}Si$ 值为 $0\sim+0.2‰$，斜长角闪岩及角闪黑云片麻岩的 $\delta^{30}Si$ 为 $-0.1‰\sim0$。考虑到正常花岗岩类岩石的 $\delta^{30}Si$ 值变化在 $-0.4‰\sim+0.4‰$之间、峰值为 -0.1（丁悌平等，1994），可以认为，区内含金石英脉中的硅主要来自中生代花岗岩，而后者又与斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩等古老地壳岩石的深部重熔作用有关。

表 3-17　冀东地区某些岩石和石英脉的硅同位素组成

样品编号	采样地点	岩（矿）石名称	测试对象	$\delta^{30}Si$/‰
MTW9640	偏道沟	含金石英脉	石英	−0.1
08	王坪石	二长花岗岩	全岩	0.0
15	倒流水	含金石英脉	石英	0.0
17		斜长角闪岩	全岩	−0.1
19	八卦岭	角闪黑云片麻岩		0.0
20	分水岭	二长花岗岩		+0.2

（二）金的迁移形式

众所周知，金矿床的形成是金元素在一定条件下迁移、富集的结果，流体在金的成矿作用过程中起了至关重要的作用。显然，在固态条件下依靠扩散作用不能直接形成金矿，而金在岩浆作用过程中也始终呈现惰性，主要呈分散状态赋存在各种硅酸盐矿物中，部分地也可以在富硫化物及富铁质分异岩石中相对富集但仅作为伴生有益组份出现。

金在热液中的迁移形式是一个仍有争议的复杂问题。N. V. Vilor 等（1973）研究了 $Au\text{-}SiO_2\text{-}H_2O\text{-}NaCl\text{-}HCl\text{-}NaOH$ 系统后认为，在温度为 200～400℃时，含氯化物溶液中金的碱性络合物是 $(AuCl_2)^-$。巴浦洛夫（А. Д. Баплов，1971）的热力学计算结论是，在 pH=0.13～8.17 的溶液中，金的迁移形式是 $(AuCl_4)^-$。亨利（R. W. Henley，1973）等用钾长石－白云母－石英组合缓冲剂控制 HCl 浓度、磁铁矿－赤铁矿组合缓冲剂控制 f_{O_2}，测定了温度为 300～500℃范围内含 KCl 溶液中 Au 的溶解度，发现金的溶解度随温度升高而增加，并认为金和其他金属能够在高温条件下以不饱和的金氯络合物的形式迁移到沉淀场所。帕尼莫娃（Я. Г. Панимова，1978）根据温度为 25～150℃时有关 $AuCl_2\text{-}Au^0$、

$AuCl_4$-Au^0 体系的标准电位试验资料推论，在高温热液系统中，金可溶解成金的氯络合物，并随着氯浓度的增高、金的含量随之增大，金的氯络合物一般稳定于高温、氧化、偏碱性的介质中。冀东地区金矿床石英流体包裹体成分中以 H_2O 为主，含有较丰富的 CO_2、Na^+、K^+、Cl^-等，表明金可能是以氯络合物的形式迁移的，Na^+、K^+等在络合物中作为配价元素对保持络合物的稳定性起重要作用。$w(CO_2)/w(CH_4)>10.7$，表明成矿流体具有氧化性。

李景春（1995）撰文指出，金的络合物的稳定性是有限的，随着溶液的 pH 值或氧活度的改变，络合物的溶液度会发生很大的变化，使得金的络合物难以随热液发生长距离的迁移。在自然界直接观察到的金和大量的不可见金（超显微金）基本上都呈金属态，并且大多是以超微细粒状态存在的，金的地球化学性质决定了金很难呈离子态。现代纳米科学认为，当某种物质处于纳米状态时，与同一物质的块体相比会出现一系列物理和化学性质的变化，这就是所谓的“纳米效应”(解思深，1989)。研究表明，块体金的熔点为1055℃，而纳米微粒金的熔点仅为 327℃。根据许多地质现象及“纳米效应”推断，金在热液及熔浆中可能主要以微粒（及超微粒）云雾状金属态的形式存在和迁移。博纳梅宗（M. Bonnemaison，1989）曾指出，微粒云雾状金在 SiO_2 凝胶体组成中的介质中是非常活跃的，这种微粒、超微粒金也易于被胶体或炭质等吸附。因此，尽管金在热液中呈络合物形式迁移已被许多实验研究所证实，但“金在流体及岩浆中以微粒、超微粒金属态形式迁移”的观点也应予以重视，后者某些地质过程中也许更为重要。

（三）金的沉淀机制

金的迁移和沉淀是金矿成矿作用的两个方面，迁移的结束即意味着沉淀的开始。由于金在热液中可能主要是以络合物的形式迁移，因而沉淀的实质就是金的络合物遭到破坏、分解而析出金的过程。当成矿流体从地壳深部进入中浅部时，由于在迁移过程中的热消耗、天水加入、围岩静压力减小以及流体与围岩的相互作用等原因，引起成矿流体的温度、压力、pH、E_h、f_{O_2}、组份浓度等物理化学状态的显著改变，从而导致金的络合物的分解而导致金沉淀成矿。成矿流体中金的浓度对成矿作用具有重要影响，但目前知之甚少。但是，西沃德（T. M. Seward，1982）认为，成矿流体中金属含量的高低对矿床的形成与否不是决定性的，关键是时间和和速度。若德(E. Roedder,1960,1984)进一步提出，只要流体中含有 3×10^{-9}的金并以地质上合理的速度（1～100μm/s）流动，在足够长时间（如 10^3～10^6a）内就可以形成品位为 3g/t 的矿石。从地质观察和热力学计算导出，在 300℃的流体中只要含有 20×10^{-9}的金就足以产生品位为 14.2g/t 的含金石英脉；在 300～200℃温度范围内，流体中金达到（1～50）$\times10^{-9}$、流速为 0.2cm/min，不超过 2000a 即可形成 4.25t 金（H. C. Helgeson 等，1968）。

冀东地区金矿的成矿温度主要在 133～300℃之间，可能表明金的络合物在这个温度范围内最不稳定。由于金在各类金属元素的氧化－还原电位序列中居于最低位置，因而金离子可以被大多数金属或金属离子还原而沉淀。热液中已析出的金属硫化物常可作为金的沉淀剂，例如，当含金溶液贯入黄铁矿微裂隙中时，解络出的 Au^+ 或 Au^{3+} 具有很强的氧化能力，可以分别与 Fe^{2+} 和 S_2^{2-} 发生反应而还原沉淀，结果使黄铁矿局部被溶蚀，金取代黄铁矿的溶蚀空间位置。构造作用等因素引起压力骤降而产生的热液“沸腾”作用，往往导致温度的快速下降和挥发组份的逃逸，其结果提高了溶液中的成矿组份浓度并改变“残液”的

pH值，可导致金的大量沉淀，而石英等矿物中液相和气相并存在包裹体的大量存在是热液沸腾作用的主要标志之一。此外，黄铁矿、石英等矿物受力易破碎，当释放应力而减少压力时，金的络合物遭到破坏，而在这些矿物的破碎裂隙中析出自然金。在遭受构造应力作用破坏的早期石英、黄铁矿中，金的含量明显增加，且愈是破碎、含金愈高。

碱质交代作用在金沉淀成矿过程中具有十分重要的意义。杜乐天（1989，1990，1992）指出，硅迁移和碱交代是了解全部热液成矿作用的两个关键问题，无金不硅，无硅不碱交代，没有碱交代和石英充填沉淀就没有热液金矿床。石英是热液金矿床中普遍存在的贯穿性矿物，而在深部都发现有碱交代岩对应。研究表明，搬运成矿元素的络阴离子只有在富 K^+ 或 Na^+ 的热流体中才能作大规模的迁移，一旦 K^+、Na^+ 被 H^+ 取代（即酸化），到一定程度络阴离子即不稳定而水解沉淀。SiO_2 在富 K^+、Na^+ 的碱性溶液中的溶解度最大，故能与金等络合物相伴迁移。一般说来，流体中的碱－酸联合可以对金等成矿元素起“夹载”作用并向地壳浅部迁移，而在迁移过程中一旦发生了碱－酸分离，碱交代岩总是先形成且留在较深处而由此分异出的酸性成分携带矿质则向上运移不远即沉淀成矿。与金矿有关的碱交代作用以钾交代为主。裴荣富（1996）也认为，钾是“金捕”（gold trap），富钾流体从金的矿源地体中活化金并呈金钾络合物迁移至有利的成矿空间发生钾交代作用而使金从络合物中分离而堆积成矿，本区长英质交代岩在各类原生金矿床中广泛出现就是强烈的钾交代作用的结果。

四、冀东金矿的成因机理

关于冀东地区金矿成因问题的探讨和争论由来已久。早在1965年，谢家荣就指出，本区金矿的分布与老地层关系密切，成矿物质可能来自变质围岩，花岗岩化、变质分异及侧分泌作用使金溶解、迁移和富集。由于本区含金石英脉广泛分布于下前寒武系变质岩中，持变质成因观点者为数甚多，并在对金厂峪金矿床进行典型剖析的基础上先后提出了变质热液成因论（中国地质学会矿床地质专业委员会，1983，1985；河北省地质矿产局，1989）、动力变质成因论（杨连生等，1984）及深部液态矿源层假说（张秋生等，1987，1991）。另一方面，本区金矿大部分又都分布在中生代花岗岩中或其附近，一些直接从事金矿勘查工作的同志因此提出了“燕山期岩浆期后中温热液成矿”的认识。秦郭等（1988）认为，华北地台产于花岗岩类侵入体中的金矿床无疑属于与花岗岩同源的岩浆热液矿床，而产于太古宇变质岩系中的金矿床则可能是多期成矿作用的产物，金在区域变质及混合岩化阶段只是初步富集，其最终成矿则与中生代岩浆活动有关，是中生代岩浆热液叠加的结果。余昌涛等（1989）也认为，本区产于中生代花岗岩中的峪耳崖式金矿床和产于太古宇变质岩系中的金厂峪式金矿床均属于与中生代花岗岩有关的岩浆热液金矿床。在上述两类成因观点的基础上，一些学者进一步提出了“复生热液金矿床”（于润林等，1987，1989）、“岩浆改造－复生金矿床”（宋瑞先等，1994）等新认识。

作者通过对本区金矿多侧面的和较系统的研究分析，认为冀东地区各类原生金矿床是在统一的地质构造环境中形成的，它们具有相似的成因和密切的相互联系。其成因机理可概括为以下几个方面。

（1）早前寒武纪初始地壳的存在是金矿成矿作用的重要物质基础。这种初始地壳较偏基性，富含中基性火山岩，具有较高的含金丰度，可以提供较丰富的成矿物质来源。金厂

峪含金建造即是该初始地壳的重要组成部分，而与成矿有关的显生宙重熔花岗岩的形成也与这种古老的初始地壳密切相关。

（2）早前寒武纪初始地壳及金厂峪含金建造形成后，经历了多次区域变质和构造变形作用的改造，导致金的多次活化迁移和多次预富集。在区域变质作用过程中，金主要从高级变质带（麻粒岩相）向中低级变质带（角闪岩相和绿片岩相）迁移。韧性剪切变形作用可以使金从岩石中分离出来并不同程度地在剪切裂隙及糜棱岩中聚集，同时由于显著地改变了金的赋存状态而创造了金易于被后期成矿流体萃取的有利条件；在地壳较浅部位发生的韧－脆性剪切变形作用往往导致金的显著的预富集，而在构造片理化作用过程中则可以发生金的强烈预富集。早期韧性剪切带是一种构造薄弱地带，往往成为后期韧－脆性剪切带、构造片理化带及脆性断裂带的优先发育地带。不同时期形成的韧性剪切带、韧－脆性剪切带、构造片理化带的复合部位和复式剪切带的共轭剪切扩容带是本区金矿的最重要控矿及容矿构造类型。

（3）显生宙（主要是中生代）地壳活化再造作用对本区金矿的形成具有决定性的意义。金矿床的形成是地壳范围内物质再循环的产物，即古老的初始地壳在显生宙构造变动影响下回返到地壳一定深处发生部分重熔（及分融）作用，形成花岗质岩浆及含金流体，当其相继上侵至地壳浅部时就先后形成了花岗岩类侵入体、同源脉岩及金矿床。花岗岩类侵入岩不仅是一种分布广泛的金矿矿源岩，而且在其侵入、就位和成岩过程中也为成矿带来了大量的热源及水源，是一种巨大的改造营力，当其与地壳浅部存在的含金建造、预富集地带等在空间上耦合时，就为金矿的形成创造了极为有利的条件。

（4）同源成矿流体活动为金矿的最终形成起了决定性的引擎作用、催化剂作用和“锦上添花”的作用。本区金矿的成矿流体主要来自深部的花岗质岩浆房，在其上侵过程中有少量被加热的大气降水的加入。前述研究资料表明，区内金矿成矿流体最初是一种处于超临界、临界及准临界状态的、以 H_2O 及 CO_2、Na^+、K^+、Cl^- 为主要成分、含一定量 F^-、CH_4、N_2、O_2、H_2、Ca^{2+}、Mg^{2+}、SO_4^{2-} 等成分的高温混合流体，金在流体中主要以金－钾－氯络合物的形式及微粒、超微粒金属态迁移。当成矿流体向上迁移进入地壳浅部时，由于温度、压力等物理化学条件的变化和流体与围岩之间的大规模的碱交代作用（主要是钾交代作用），发生碱－酸分离，形成长英交代岩等蚀变岩并破坏了金－钾－氯络合物的稳定性；残存流体中的金及 SiO_2 在 pH 值大为降低的酸性条件下也在向上迁移的不远处即沉淀成矿。

综上所述，成矿环境的统一性、成矿机制的相似性、成矿过程的多阶段性，是本区原生金矿的共同特点；而矿床的具体定位空间与地质构造部位的差异则是本区金矿以不同类型产出的主要原因。

五、冀东金矿“四位一体”成矿的基本规律

含金建造及矿源地体、构造及变质变形作用、花岗岩和成矿流体是冀东地区原生金矿的四大控矿因素，它们在时间上的有序发展和空间上的叠置耦合乃是本区金矿形成的必要而充分的条件，构成有本区特色的“四位一体”成矿模式。

“四位”是指上述四大控矿因素在时间上的有序发展。含金建造及矿源地体（后者指不同程度地发育有含金建造的变质地体）形成于早前寒武纪，主要是新太古代；它们在中

新元古代和古生代经过多期变质变形作用而导致金发生多次程度不同的预富集，中生代构造片理化作用则使其发生金的强烈预富集；而中生代花岗岩浆侵入和同源成矿流体活动对本区金矿的最终形成起决定性作用。

“一体”则是强调“四大控矿因素”在空间上的叠置和耦合。首先，含金建造的发育与否及发育程度是导致不同变质地体金矿成矿差异的首要原因，迁安地体和滦县地体主要由花岗片麻岩及变粒岩等组成，含金建造不发育，故基本上无金矿产出；遵化地体含金建造最发育，是区内金矿的集中分布地段；密云地体的情况介于两者之间。其次，由不同时期形成的韧性剪切带、韧－脆性剪切带和构造片理化带构成的复合构造不仅是一种主要控矿构造类型，当其与含金建造在空间上叠置耦合时又成为一种重要的金预富集地带，而花岗片麻岩等岩石中的韧性、韧－脆性剪切带或构造片理化带一般未能导致金的明显的预富集作用。复背斜的核部是构造应力的集中部位，其中发育的断裂构造及复合构造都可以成为花岗岩类侵入体的导岩控岩构造。第三，统计分析表明，本区原生金矿床（点）绝大多数均分布在距中生代花岗岩类侵入体0～5km范围内，且含金建造发育并与前述复合控矿构造相耦合，而在远离中生代花岗岩类侵入体的条件下，即使存在含金建造与复合控矿构造的耦合地段也难以形成有工业价值的金矿床。分布在太古宙变质地体以外的花岗岩类侵入及其附近，金矿床的规模偏小、数量明显减少。第四，花岗岩及同源脉岩的上侵通道往往也是同源成矿流体的上升运移通道，在含金建造、复合控矿构造、花岗岩的空间耦合地段，成矿流体的活动为金矿的最终形成起到决定性的引擎作用、催化剂作用和“锦上添花”作用。而在上述三因素的非耦合地段或不完全耦合地段，成矿流体的活动也只能形成范围广泛、工业意义不大的蚀变－矿化带。

第四节　冀东金矿的地质历史演化

一、变质岩同位素地质年代学特征

（一）变质岩同位素地质年龄数据

作者共收集到前人测定的变质岩同位素地质年龄数据108件。其中，钾－氩法同位素地质年龄数据及部分铷－锶法数据59件（约占54.6%），涉及本区大多数变质岩类型，测试对象主要有全岩、角闪岩、黑云母、白云母、长石等，其年龄值绝大多数小于2500Ma（详见附录）。由于钾－氩同位素体系易受后期地质作用的影响和破坏，其年龄值对深变质岩来说往往显著偏低、参考意义不大。

兹将可靠性较好、精度较高的49件同位素地质年龄数据列于表3-18。各主要类型变质岩的同位素地质年龄数据及特征如下。

1．铬云母石英岩

刘敦一等（1991）在曹庄、黄柏峪一带铬云母石英岩中获得碎屑锆石的离子探针年龄为3850～3550Ma、单颗粒锆石蒸发年龄为3720～3650Ma，这是冀东乃至全国迄今公开发表的最古老的岩石年龄[1]。

---

[1] 刘敦一等，1991，中国38亿年古老地壳的发现。

表 3-18　冀东地区变质岩同位素地质年龄数据

序号	采样地点	岩石类型	测试对象	测试方法	年龄值/Ma	资料来源
01	迁安县曹庄、黄柏峪	斜长角闪岩	全　岩	Sm-Nd 等时线	3520 ± 12	江博明等，1983，1984
02					3470 ± 110	
03		（斜长）角闪岩	全　岩	Sm-Nd 等时线	3500	
04		斜长角闪岩	全　岩	Sm-Nd 法	3495 ± 19	乔广生等，1987
05			全　岩	Sm-Nd 等时线	3490	
06					3494 ± 200	赵宗溥等，1993
07		黑云斜长片麻岩	全　岩	Sm-Nd 等时线	3561 ± 153	乔广生等，1987 赵宗溥等，1993
08		灰色片麻岩	全　岩	Sm-Nd 模式年龄	3240	江博明等，1983，1984
09	迁安县太平寨、郭家沟	麻粒岩	全　岩	Sm-Nd 法	2480 ± 125	
10		变质花岗岩	全　岩	Sm-Nd 模式年龄	2320，2400	J. Allegre，1980
11	迁西一带	斜长角闪岩	全　岩	Sm-Nd 法	2950 ± 50	河北省地矿局，1989
12	青龙县王厂	石榴透辉角闪岩	全　岩	Sm-Nd 等时线	2786.5 ± 39.7	赵宗溥等，1993
13	迁安县曹庄、黄柏峪	粗粒斑状花岗片麻岩	全　岩	Rb-Sr 等时线	2673 ± 15	王凯怡等，1985； 赵宗溥等，1993
14	迁安县曹庄、黄柏峪	紫苏花岗岩	全　岩	Rb-Sr 等时线	2716 ± 16	王凯怡等，1983
15		斜长角闪岩	全　岩	Rb-Sr 等时线	2557 ± 760	赵宗溥等，1993
16		黑云斜长片麻岩	全　岩	Rb-Sr 等时线	2750 ± 51	
17		红色花岗片麻岩	全　岩	Rb-Sr 等时线	2234 ± 11	
18	迁安县水厂	斜长角闪岩等	全　岩	Rb-Sr 等时线	2448 ± 265	王仁民等，1980
19		磁铁石英岩	全　岩	Rb-Sr 等时线	3151 ± 107	沈其韩，1980
20		紫苏花岗岩	全　岩	Rb-Sr 等时线	2647 ± 50	李志忠等，1982
21		紫苏混合花岗岩	全　岩	Rb-Sr 等时线	2641 ± 24	
22	迁安一带	花岗片麻岩	全　岩	Rb-Sr 等时线	2129 ± 58	王凯怡等，1983
23	迁西县太平寨	麻粒岩	全　岩	Rb-Sr 等时线	2728 ± 19	赵宗溥等，1993
24		英云闪长质片麻岩	全　岩	Rb-Sr 法	2500	R. J. Pidgeon，1980
25		花岗质片麻岩	全　岩	Rb-Sr 法	2480 ± 70	B. M. John 等，1984
26		紫苏斜长麻粒岩	全　岩	Rb-Sr 等时线	2772	张振海等，1982
27	遵化县接官厅	黑云角闪斜长片麻岩	全　岩	Rb-Sr 等时线	3436	佚名，1975
28	滦县司家营	黑云变粒岩、钾长变粒岩等	全　岩	Rb-Sr 等时线	2469 ± 171	沈其韩，1977
29	遵化一带	黑云斜长角闪片麻岩	全　岩	Rb-Sr 法	3479	地质力学所，1978
30	迁西太平寨	麻粒岩	全　岩	Rb-Sr 等时线	3445 ± 257	中科院地质所，1978
31					2517 ± 94	钟富道等，1979
32	迁西一带	麻粒岩	全　岩	Rb-Sr 等时线	2719 ± 395	张振海等，1982
33					2476 ± 70	江博明，1983
34		片麻岩等	全　岩	Rb-Sr 等时线	2520 ± 96	中科院地质所，1983

续表

序号	采样地点	岩石类型	测试对象	测试方法	年龄值/Ma	资料来源
35	遵化县、迁西县	片麻岩	全　岩	Rb-Sr 等时线	3406±156	中国地质科学院，1979
36	迁安县曹庄、黄柏峪	铬云母石英岩	锆　石	U-Pb 法	3720～3650	刘敦一等，1991
37					3850～3550	
38		黑云变粒岩	锆　石	U-Pb 法	3311	
39		英云闪长质片麻岩	锆　石	U-Pb 法	3300	引自程裕淇等，1994
40		红色花岗片麻岩	锆　石	U-Pb 法	2590	刘敦一等，1984，1988
41	迁安县水厂	淡色花岗岩	锆　石	U-Pb 法	3000	
42	迁西县太平寨	麻粒岩	锆　石	U-Pb 法	2510±14	
43		英云闪长质片麻岩	锆　石	U-Pb 法	2480±20	R.J.Pidgeon，1980
44	迁西县十八盘	奥长花岗质片麻岩	锆　石	U-Pb 法	2491±34	张秋生等，1991
45	迁西县崖杖子	英云闪长质片麻岩	锆　石	U-Pb 法	2391±50	
46	迁西县曹庄、黄柏峪	斜长角闪岩	角闪石	^{40}Ar-^{40}Ar 法	3450	王松山，1985，1987
47	迁安县杏山		全　岩		3600～3000	
48	迁西县金厂峪		全岩、单矿物	Pb-Pb 等时线	3334	林尔为等，1985
49					3268	

2．磁铁石英岩

沈其韩等(1980)获得的迁安水厂含铁岩系的全岩 Rb-Sr 法年龄为(3151±107)Ma，并认为是一次变质年龄，这是本区关于磁铁石英岩的最古老的、也是惟一的同位素地质年龄数据。但从地质分析及区域对比情况看，区内磁铁石英岩可能主要形成于新太古代。

3．斜长角闪岩

根据对表 3-18 所列的 8 件全岩 Sm-Nd 等时线年龄或 Sm-Nd 模式年龄资料的统计分析，本区斜长角闪岩主要有三个形成时期，即（3520～3470）Ma（曹庄）、（2950±50）Ma（太平寨）和（2786±40）Ma（王厂）。

赵宗溥等（1993）在迁安县曹庄一带采集的 8 个斜长角闪岩样品点在锇锶等时线图上相当分散，如果去掉偏离较大的点，则留下的 4 个点可得到一条年龄值为（2557±760）Ma 的等时线，该等时线年龄可能反映发生在 2500Ma 前后的地质事件对它的影响。

王仁民等（1980）在迁安水厂铁矿区获得两条全岩 Rb-Sr 等时线年龄：一条包括辉石麻粒岩、紫苏麻粒岩、二辉斜长片麻岩等岩石的麻粒岩相“残核”的等时线年龄约在 3600Ma 左右；另一条包括“残核”周围的斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩、黑云斜长变粒岩等岩石的等时线年龄为（2448±265）Ma。

此外，王松山等（1985，1987）测定的迁安杏山斜长角闪岩全岩$^{40}Ar-^{39}Ar$法年龄为 3600～3000Ma、曹庄－黄柏峪斜长角闪岩角闪石$^{40}Ar-^{39}Ar$法年龄为 3450Ma；林尔为等（1985）测定的迁西金厂峪斜长角闪岩铅铅法年龄为 3334～3268Ma。

以上资料表明，本区斜长角闪岩有多个形成年代，是太古宙不同火山－沉积旋回的产物，但可能主要形成于新太古代。

4．黑云角闪斜长片麻岩

赵宗溥等（1993）对5个曹庄黑云（角闪）斜长片麻岩样品进行全岩Sm-Nd和Rb-Sr同位素测年，获得的等时线年龄分别为（3561±153）Ma和（2750±51）Ma，并认为分别代表它们的形成年龄与变质年龄。此外，不同学者发表的遵化等地黑云角闪斜长片麻岩的全岩Rb-Sr等时线年龄为3497～3436Ma。

5．变粒岩

沈其韩等（1981）获得的滦县司家营黑云变粒岩、钾长变粒岩的全岩Rb-Sr等时线年龄为（2469±171）Ma，代表一次绿帘－角闪岩相区域变质作用的终止年龄。刘敦一等（1991）获得曹庄黑云变粒岩的U-Pb蒸发年龄为3311Ma。

6．麻粒岩

中国科学院地质研究所（1978）和钟富道等（1979）在迁西太平寨的同一地点测定的麻粒岩全岩Rb-Sr等时线年龄分别为（3445±257）Ma和（2517±94）Ma；赵宗溥等（1993）对中国科学院地质研究所已发表的太平寨12块麻粒岩的Rb-Sr同位素资料进行重新计算后获得的全岩Rb-Sr等时线年龄为（2728±19）Ma；张振海等（1982）测得迁西一带麻粒岩全岩Rb-Sr等时线年龄为2772Ma和（2719±395）Ma。这些同位素年龄数据表明，本区麻粒岩主要形成于新太古代，前人将其划归中古太古界下部的作法值得重新审查和考虑。

7．花岗片麻岩

从表3-18所列同位素年龄数据来看，黄柏峪灰色片麻岩和太平寨变质花岗岩的Sm-Nd模式年龄分别为3240Ma和2400～2320Ma（江博明等，1983；J. Allegre，1980）；迁安水厂和曹庄等地紫苏（混合）花岗岩全岩Rb-Sr等时线年龄为2716～2641Ma（李志忠等，1982，王凯怡等，1983，1985）；迁安一带花岗质片麻岩的全岩Rb-Sr等时线年龄和锆石U-Pb法年龄分别为（2673±15）Ma、2234～2129Ma和3300～3000Ma、2590Ma（王凯怡等，1983，1985；赵宗溥等，1993；刘敦一等，1991）；太平寨一带花岗片麻岩的全岩Rb-Sr法年龄和锆石U-Pb法年龄为2500～2319Ma（R. J. Pidgeon，1980；江博明等，1984；张秋生等，1991）。这些同位素年龄数据反映区内太古宙花岗质岩浆侵入活动是多期多阶段的，且以新太古代晚期及古元古代初期最为强烈。

（二）冀东太古宙的划分及主要地质事件

根据国际地质科学联合会地层委员会前寒武纪地层分会的建议方案，将太古宙为始太古代（Eoarchean）、古太古代（Palaeoarchean）、中太古代（Mesoarchean）和新太古代（Neoarchean）等四个代，其具体时间界线根据我国实际地质情况并参考王鸿祯（1980）、陆松年（1996）等人的意见暂定为38亿年、33亿年和29亿年（表3-22）。

1．始太古代（Eoarchean）

始太古代是指距今38亿年以前的前地质时期，又称冥太古代。对冀东地区及世界绝大多数地区而言，这是一段缺乏记录的历史。迁安曹庄、黄柏峪一带的铬云母石英岩已取得3850～3550Ma的同位素年龄，表明冀东地区在始太古代结束时已出现最早的陆核的萌芽，曹庄杂岩可能是最古老的陆壳残片。

2．古太古代（Palaeoarchean）

古太古代是迁安地体和遵化地体的形成发展时期，亦是原始陆核逐步生长的重要时

期。本区在古太古代主要发生两次重要地质事件：①大约在（3500±100）Ma，形成第一火山－沉积巨旋回，由基性火山岩、中酸性火山－沉积岩及泥砂质碎屑岩组成，构成曹庄、太平寨两个最古老的陆壳残片；②大约在（3300±50）Ma，即古太古代末期，首先是第二火山－沉积巨旋回的形成，岩石组成亦为基性火山→中酸性火山－沉积岩→泥砂质沉积岩，晚期有英云闪长质－花岗闪长质－奥长花岗质岩浆侵入活动。

3．中太古代（Mesoarchean）

中太古代可能是本区相对稳定时期，地质－构造－热事件集中在（3000±100）Ma，主要形成第三火山－沉积巨旋回，岩石组成除基性火山岩、中酸性火山－沉积岩外，首次出现硅铁质沉积岩，晚期有花岗岩类岩浆侵入活动。

钱祥麟等（1985）将发生在30亿年前后的构造变动命名为迁西运动，并认为当时冀东地区可能已存在具一定规模的东、西两个微板块。黄汲清、任纪舜等（1980）亦指出，在冀东、辽东、豫西等地太古宇变质岩中陆续测得的3000Ma以上的同位素年龄数据，可能代表中国已知的最老的构造岩浆旋回之一。

4．新太古代（Neoarchean）

新太古代是冀东地区太古宙地体最重要的发展时期，也是华北地区最重要的造壳高峰期，主要发生两次重要地质事件。

（1）大约在（2750±50）Ma，主要形成第四火山－沉积巨旋回。与前三个火山－沉积巨旋回相比，该区旋回有两个显著特点：其一，岩石类型发育完整，除基性火山岩、中酸性火山－沉积岩外，硅铁质沉积岩也十分发育；其二，分布广泛，除在迁安、遵化两地体中分布外，同时也广泛分布在滦县地体和密云地体中。在晚期，紫苏花岗岩在迁安、遵化两地体中广泛侵位。

不少学者提出，曹庄、水厂等地的紫苏花岗岩是基性火山熔岩或凝灰质岩石在麻粒岩相区域变质作用基础上发生混合岩化作用、重熔作用并伴随局部交代作用形成的。

（2）大约在（2500±100）Ma，主要表现为在形成第五火山－沉积巨旋回和广泛的第二期麻粒岩相区域变质作用之后，伴随迁安、遵化、滦县等太古宙变质地体的相互拼贴，发生强烈的英云闪长质－花岗闪长质－奥长花岗质岩浆侵入活动，代表太古宙末期一次强烈的变质－构造－岩浆活动事件。经过这次地质事件及古元古代第二次地体拼贴事件，冀东地区太古宙变质地体基本连成一体，从而结束陆核的形成和发展阶段。

二、花岗岩同位素地质年代学特征

（一）花岗岩同位素地质年龄数据

作者收集到已有的花岗岩同位素地质年龄数据118件，补充测定花岗岩全岩Rb-Sr等时线年龄数据3件，共121件。其中，全岩Sm-Nd法和Rb-Sr等时线年龄数据26件、锆石U-Pb法年龄数据1件、Ar-Ar法年龄数据9件、K-Ar法年龄数据85件，不同测年方法所获得的年龄值相差不大。

兹将1979年以后测定的主要同位素年龄数据92件列于表3-19，其他29件同位素年龄数据详见附录。

（二）花岗岩的侵入期次

从表3-19及表3-18、图3-4可以看出，冀东地区花岗岩类侵入岩形成于古太古代以

表 3-19　冀东地区花岗岩类侵入体同位素地质年龄数据表

序号	岩　体	岩石类型	测试对象	测试方法	同位素年龄/Ma	资料来源
01	雾灵山	碱性花岗岩	全　岩	Rb-Sr 等时线	131.2±0.7	引自芮宗瑶等，1990
02			全　岩	K-Ar 法	127.0	
03					127.5	河北省区调二队，1980
04	寿王坟	花岗闪长岩	黑云母	K-Ar 法	135.0	王季亮等，1982
05					130.0	
06					127.0	
07					123.0	
08					128.4	张德全，1988
09					131.6	
10					113.4	罗镇宽等，1979
11					107.9	豆文生，1980
12			全　岩	Rb-Sr 等时线	129.9	引自芮宗瑶等，1990
13		石英闪长岩	黑云母	K-Ar 法	132.6	
14					109.4	河北省区调二队，1980
15					72.5	罗镇宽等，1979
16		石英二长岩	黑云母	K-Ar 法	100.7	河北省区调二队，1980
17			全　岩	Rb-Sr 等时线	126.7±9.0	引自芮宗瑶等，1990
18	柳树洼	花岗闪长岩	全　岩	K-Ar 法	108.8	河北省区调二队，1980
19	大水泉	花岗闪长岩	全　岩	K-Ar 法	133.5	
20					80.5	河北省地矿局综合研究队，1982
21	大石镐	闪长岩	黑云母	K-Ar 法	112.8	河北省区调二队，1980
22	麟蓟峪	花岗斑岩	全　岩	K-Ar 法	156.0	
23					115.6	引自于润林等，1987
24	水莲洞	花岗斑岩	全　岩	K-Ar 法	136.9	河北省区调二队，1980
25	棒槌崖	辉石正长闪长岩	全　岩	K-Ar 法	234.6	杨富全等，1996
26	四千顶	闪长岩	(全　岩)	K-Ar 法	176.9	河北省地矿局，1989
27	沙　厂	环斑花岗岩	(全　岩)	K-Ar 法	1588.0	
28			全　岩	Rb-Sr 等时线	1195±143	梅燕雄，1997
29	王坪石	二长花岗岩	全　岩	Rb-Sr 等时线	156±3	
30			黑云母	K-Ar 法	180.0	河北省地矿局，1989
31	王坪石	粗粒浅色花岗岩	黑云母	K-Ar 法	177.7	河北省地矿局综合研究队，1980
32	西厂沟	花岗斑岩	全　岩	K-Ar 法	113.6	
33					155.0	
34					158.3	

续表

序号	岩　体	岩石类型	测试对象	测试方法	同位素年龄/Ma	资料来源
35	麻　地	花岗岩	全　岩	K-Ar 法	158.3	河北省地矿局，1989
36		钠长石化花岗岩	全　岩	Rb-Sr 等时线	166.3±5.0	引自芮宗瑶等，1990
37	分水岭	二长花岗岩	长　石	K-Ar 法	160.0	河北省地矿局综合研究队，1993
38	茅　山	二长花岗岩	全　岩	K-Ar 法	170.0	河北省地矿局综合研究队,1982
39					163.0	
40					164.4	河北省地矿局，1989
41			全　岩	Rb-Sr 等时线	155±5	梅燕雄，1997
42	贾家山	花岗岩	全　岩	K-Ar 法	199.0	孙大中，1989
43					157.0	胡小蝶，1983
44	高家店	闪长岩	全　岩	K-Ar 法	115.0	赵家农，1982
45		二长岩	全　岩	K-Ar 法	128.0	
46		花岗岩	全　岩	K-Ar 法	189.0	引自宋瑞先等，1994
47	青山口	花岗岩	黑云母	K-Ar 法	196.0	林尔为等，1985
48					221.0	施性明，1990
49					191.0	
50			全　岩	K-Ar 法	195.0	宋瑞先等，1994
51			全　岩	Rb-Sr 法	186.0	
52					188.0	张秋生等，1987
53			全　岩	Rb-Sr 等时线	186.8	
54	水胡洞	花岗岩	全　岩	K-Ar 法	119.4	河北省地矿局综合研究队,1982
55	峪耳崖	花岗岩	黑云母	K-Ar 法	234.0	引自余昌涛等，1986
56					233.8	孙大中，1989
57					189.0	康玺桂，1993
58		红色花岗岩	黑云母	K-Ar 法	194.0	
59			全　岩	Rb-Sr 法	187.3	
60			全　岩	Sm-Nd 法	207.6	
61		白色花岗岩	全　岩	Sm-Nd 法	188.9	
62			黑云母	K-Ar 法	175.4	
63	汤道河	花岗闪长岩	黑云母	K-Ar 法	180.0	河北省地矿局，1989
64			全　岩	K-Ar 法	170.0	长春地质学院，1985
65			全　岩	Rb-Sr 等时线	179.5±19.0	引自芮宗瑶等，1990
66	肖营子	黑云母花岗岩	全　岩	K-Ar 法	129.9	张德全，1988
67		斑状花岗岩	全　岩	Rb-Sr 法	179.5	河北省地矿局综合研究队,1982
68	牛心山	花岗岩	全　岩	Rb-Sr 法	190.0	引自宋瑞先等，1994
69					174.0	刘连登等，1994
70			全　岩	Rb-Sr 等时线	229.9±33.6	许毓琦，1991

续表

序号	岩　体	岩石类型	测试对象	测试方法	同位素年龄/Ma	资料来源
71	牛心山	花岗岩	全　岩	Rb-Sr 等时线	180.0	许毓琦，1991
72					174.5	
73	凉水河	花岗岩	黑云母	K-Ar 法	168.0	河北省地矿局综合研究队，1993
74	盘　山	花岗岩	全　岩	Rb-Sr 法	203.0	
75		含斑二长岩	黑云母	K-Ar 法	214.0	殷艳杰，1997
76	都　山	花岗岩	黑云母	K-Ar 法	213.3	于润林等，1987
77			全　岩	K-Ar 法	239.1	引自宋瑞先等，1994
78					248.0	
79					213.0	
80			锆　石	U-Pb 法	215.0	王季亮，1982
81			角闪石和黑云母	^{40}Ar-^{39}Ar 法	210.0±1.0	陈冀飞，1986
82					235.5±3.2	
83					237.1±3.4	
84					241.9±3.5	
85					242.5±2.3	
86					274.4±1.0	
87					339.1±3.2	
88			全　岩	Rb-Sr 法	238.2±19.4	河北省地矿局，1989
89					225.9±7.1	
90	兰旗营	斜长花岗岩	全　岩	K-Ar 法	98.8	河北省地矿局综合研究队，1982
91	楼台子	石英闪长岩	黑云母	K-Ar 法	113.5	
92	谢家营	石英正长岩	全　岩	K-Ar 法	160.0	

注：本表所列岩石类型系送样人所定名称，未作统一校正。

来的不同地质时期，其同位素地质年龄值为 3300～72.5Ma，但主要集中在中生代（203～102Ma）新太古代（2716～2480Ma）及中元古代（1772～1195Ma）三个时间区段。

根据同位素地质年龄资料，结合地质分析，可将本区花岗岩划分为迁西期、四堡期、印支期和燕山期等 4 个岩浆侵入期，燕山期又进一步划分类燕山早期和燕山晚期等两个亚期（表 3-20）。各期花岗岩的特征详见前述。

三、金矿床成矿年代学特征

（一）成矿年代与成矿年代学

大量的地质矿产资料表明，成矿作用并不是在地壳及地球发展演化的全部历史过程中连续不断地发生，而是间歇性地与地壳及地球发展演化的一定历史阶段的特定地质事件有关，矿床在时间上的分布往往表现出明显的阶段性集中倾向。因此，一个矿床（或一个成矿区域）都具有一定的成矿年代（域）。另一方面，很多矿床（特别是金矿床）在真正形

成之前都经历过一个相当长的预富集过程，如果把与矿床形成有关的各种地质作用所发生的时间（年代）都加以考虑，那么成矿年代将是一个很长的地质历史时期，它可能包括几个纪，甚至横跨几个代，这不仅在很大程度上混淆了成矿年代与地质年代的区别，而且也使成矿年代的科学意义和应用价值大为降低。

表 3-20　冀东地区花岗岩侵入期次划分简表

地质时代				侵入期		岩石类型	代表性岩体	成因系列
宙	代	纪	时限/Ma					
显生宙	新生代	第四纪		喜马拉雅期				
		第三纪	65±3					
	中生代	白垩纪		燕山期	燕山晚期	正长斑岩、石英正长（斑）岩、花岗闪长斑岩、石英二长岩、石英闪长岩、闪长岩	雾灵山、寿王坟、柳树洼、大水泉、水胡同、亮甲台	壳、幔过渡型同熔花岗系列
			135±10				高家店	
		侏罗纪			燕山早期	花岗岩、花岗斑岩、斑状花岗岩、二长花岗岩、花岗闪长岩、石英二长岩、石英闪长岩	蔚都峪、贾家山、分水岭、麻地、茅山、牛心山、峪耳崖、十坪石、罗文峪、肖营子、青山口、四千顷	壳型重熔花岗岩系列
			205±5					
		三叠纪		印支期		花岗岩、二长花岗岩、石英二长岩、正长闪长岩	都山、盘山、棒槌崖	壳－幔过渡型同熔花岗岩系列
	古生代	二叠纪 石炭纪 泥盆纪	250±5	海西期				
			405±4					
		志留纪 奥陶纪 寒武纪		加里东期				
			600±30					
元古宙	新元古代	震旦纪		震旦期				
		青白口纪	800	晋宁期				
	中元古代	蓟县纪 长城纪	1000	四堡期		环斑花岗岩、斑状黑云母花岗岩	沙　厂	壳型重熔花岗岩系列（?）
			1800					
	古元古代	滹沱纪	2500	吕梁期				
太古宙	新太古代			迁西期		英云闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩、奥长花岗岩、紫苏花岗岩	太平寨、上营、王厂、八道河、马兰峪、榆林甸	幔－壳过渡型深熔花岗岩系列
			2900					
	中太古代		3300	迁安期				
	古太古代		3800	曹庄期				
	始太古代							

注：1. 本表地质年代时限根据程裕淇等（1994）、王鸿桢等（1990）、陆松年（1996）资料综合编制。

2. 岩浆活动期的名称主要依程裕淇等（1994）资料，太古宙三个侵入期及名称是作者暂定的。

作者认为，成矿年代是成矿作用的时间维，它不是地质历史上的一个“钟点”，而是具有一定时限范围的时间域（或年代域）。成矿年代特指成矿物质从开始工业堆积和到形成工业矿床这段地质时间，即成矿作用实际发生的时间（域），而不包括“矿源层”的形成时间。

成矿年代学（metallogenic chronology）是在矿床成矿年代研究的基础上探讨和揭示矿床的、区域的乃至全球的成矿演化规律的一门新兴学科，在很大程度上也可以认为是矿床学与同位素地质年代学相结合的一门边缘学科。开展成矿年代学研究，不仅对认识矿床特征及其成因、总结成矿演化规律、解决相关地质问题具有重要的理论意义，而且对于指导

矿床的预测和勘查具有很高的科学实用价值。

运用地质学、矿床学、古地磁学、同位素地质学等多学科技术方法测定一个具体矿床的成矿年代是成矿年代学的首要任务。矿床成矿年代的测定应当以扎实的野外地质调查研究为基础，对工作区的地层、岩浆岩、构造、变质作用、成矿作用及其相互关系进行全面分析，对矿床的矿物共生和矿物共生组合进行系统研究，初步确定矿床形成的大致年代以及不同地质体、不同矿石与矿物的相对时序关系，选择合适的测试对象和测试方法进行同位素测年。只有实现野外地质观察、岩石及矿物学研究和同位素测年技术的最佳组合，才能获得精确可靠的成矿年代数据并对其地质意义作出符合客观实际的解释。

成矿年代学不仅要研究单个矿床的成矿年代，更重要的是要在此基础上进一步分析一定区域（矿田、矿集区和成矿带）的成矿序列和成矿谱系、探讨成矿事件与其他地质事件在时间上和成因上的耦合性，进而从不同侧面、不同层次和不同尺度总结和阐明成矿作用的地质历史演化规律。

（二）金矿床成矿年代研究方法与同位素年龄数据

1．地质定年方法

根据金矿体与其他地质体及控矿构造的时间顺序关系大致确定其成矿年代的方法是金矿床成矿年代研究的传统方法。

冀东地区金矿主要分布在马兰峪复式背斜核部的遵化穹褶束及密云台穹，后两者主要由太古宙变质地体组成，其中分布有众多的中生代花岗岩类侵入体及脉岩，而马兰峪复式背斜的整体褶皱时间在侏罗纪末；作为复合控矿构造重要组成部分的构造片理化带也是形成于中生代；金矿脉常穿切中生代花岗岩体及中酸性岩脉，煌斑岩脉则既可以穿切金矿脉，也可以被金矿脉穿切。从上述现象和标志推断，本区各类原生金矿无疑形成于中生代，至少是主要形成于中生代。

2．同位素测年方法

（1）石英 K-Ar 法和^{40}Ar-^{39}Ar 法年龄测定

石英脉是冀东地区金矿床的主要容矿岩石类型，石英的同位素年龄可以代表与石英同时或准同时形成的金矿年龄。

作者曾在冀东何杖子、响水沟、黄花山等金矿区采集 6 个含金石英脉样品作 K-Ar 法测年，获得的同位素年龄均＞500Ma，最老的年龄达 2400Ma，这些年龄数据很难进行合理的地质解释。究其原因，可能主要是大规模发生的碱交代作用使钾的迁出量远大于氩的丢失量，导致石英中钾含量的显著偏低和过剩氩的大量存在，从而使测定的年龄异常偏高。

胡达骧（1996）在金厂峪金矿床 1 号矿体和牛心山金矿床 1 号矿体的含金石英脉中各采集 1 件样品，采用多阶段升温加热法获得石英^{40}Ar-^{39}Ar 年龄谱。从图 3-23 可以看出，金厂峪和牛心山含金石英脉的最低坪视年龄分别为（2222.1±196.6）Ma 和（175.8±3.1）Ma。

（2）石英流体包裹体 Rb-Sr 法（或 Sm-Nd 法）年龄测定

矿物原生流体包裹体是成矿流体的天然样品，其形成年龄可以代表金矿床的成矿年龄。实验表明，原生流体包裹体不存在渗漏现象，通过分阶段加热方法和热爆超声洗涤法可以有效地排除次生流体包裹体，加上流体包裹体存在的普遍性，使矿物流体包裹体测年成为金矿床成矿年代学研究中的一种行之有效的可靠方法。适用于流体包裹体年代学研究的常用矿物有石英、萤石、黄铁矿、闪锌矿等，这些矿物中含有可精确测定的 Rb、Sr、

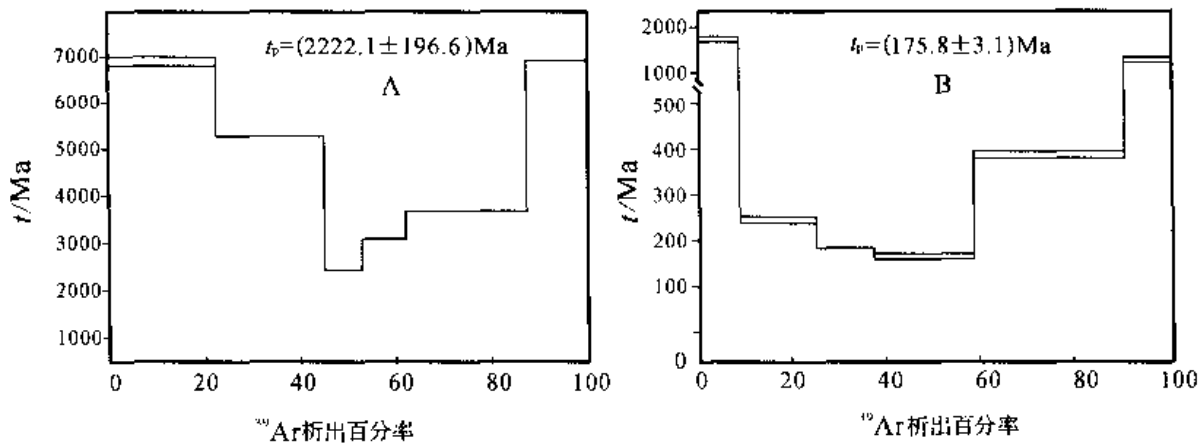


图 3-23　石英^{40}Ar-^{39}Ar 年龄谱

（据胡达骥，1996）

A—金厂峪金矿床；B—牛心山金矿床

Sm、Nd 等母体、子体同位素，因此可以用来进行 Rb-Sr 法及 Sm-Nd 法测年，等时线技术可以大大提高该方法的实际效果（李华芹等，1993，1995）。

作者在倒流水、偏道沟等金矿床主成矿阶段形成的含金石英脉中于坑道、地表等不同部位各采集 10 块石英脉标本，经宜昌地质矿产研究所同位素实验室进行流体包裹体测年，获得的两组 Rb-Sr 等时线年龄分别为 155Ma 和 161Ma。刘连登等（1994）对峪耳崖金矿床含金石英脉的石英流体包裹体进行 Rb-Sr 法测年，获得的两组等时线年龄分别为 163.8Ma 和 189.0Ma。

（3）蚀变矿物年龄测定

冀东地区原生金矿床中普遍发育有中低温热液蚀变矿物，主要有绢云母、白云母、钠长石、钾长石、绿泥石等，它们多分布含金石英脉、蚀变岩及近矿围岩中。对蚀变矿物进行有效的分选和挑纯后进行 K-Ar 法、Rb-Sr 法、Sm-Nd 法、^{40}Ar-^{39}Ar 法、裂变径迹法等多种方法的同位素测年，可以获得较精确的蚀变年龄，它们可以近似地看作是金矿床的成矿年龄。前人对本区主要金矿床的含金蚀变岩及石英脉中的绢云母、白云母及钾长石等蚀变矿物进行 K-Ar 法和 Rb-Sr 法测年，获得的同位素年龄为 200.2～135.9Ma，详见表 3-21。

（4）金属矿物测年方法

与自然金等密切共生的金属矿物的年代学研究是金矿床成矿年代学研究内容的一个重要方面。黄铁矿、方铅矿、闪锌矿等金属硫化物的普通铅计时最早受到人们的注意，但早期根据封闭体系中正常铅的单阶段演化模化计算的年龄往往偏大，基本上没有计时意义。实际上，大多数样品的铅（特别是后生脉状矿床中的铅）经常是异常铅，运用两阶段或多阶段铅增长模式可以获得两个或多个年龄数据，其中较小的年龄值可以作为成矿年龄的重要参考数据。

前人获得的本区主要金矿床的铅模式年龄多为 2200～1230Ma，经多阶段演化模式计算，获得金厂峪金矿床的成矿年龄为 133Ma（余昌涛等，1989），茅山、高家店、岔沟等金矿床的成矿年龄为 88.2～80.0Ma（宋友贵等，1992）。

表 3-21　冀东地区主要金矿床同位素地质年龄数据

序号	矿床名称	矿（岩）石类型	测试对象	测试方法	年龄值/Ma	资料来源
01	金厂峪	含金石英脉	方铅矿	铅模式年龄	2200.0	引自余昌涛等，1989
02			石英	$^{40}Ar-^{39}Ar$ 法	2222.1±19.6	胡达骥，1996
03		钠长石脉	钠长石	裂变径迹法	120.6±12.2	杨应平（转引自张秋生等，1991）
04					124.2±14.7	
05					167.2±27.3	
06		钠长石英脉	钠长石	裂变径迹法	91.6±13.1	
07					30.8±6.3	
08					99.6±29.3	
09					52.6±17.9	
10					137.4±17.9	
11					50.4±12.2	
12		蚀变岩	绢云母	K－Ar 法	197.0	陈宗兴，1986
13					169.8	余昌涛等，1989
14					170.0	林尔为等，1984
15		绢云片（糜）岩	全　岩	K－Ar 法	506.0	张秋生等，1991
16					197.1	郭裕嘉，1983
17	倒流水	含金石英脉	石　英	Rb－Sr 等时线	155.0	梅燕雄，1997
18	偏道沟				161.0	
19	四道岭	断裂带蚀变岩	绿泥石	K－Ar 法	214.9	宋友贵等，1992
20	傲子峪				265.0	
21	峪耳崖	含金石英脉	石　英	Rb－Sr 法	189.0	引自刘连登等，1994
22				Rb－Sr 等时线	163.8	刘连登等，1994
23		矿化带蚀变岩	绢云母	Rb－Sr 等时线	176.8	吴珍汉，1988
24			白云母	K－Ar 法	200.2	余昌涛等，1989
25	牛心山	含金石英脉	白云母	K－Ar 法	187.8	
26			绢云母	Rb－Sr 法	190	白洪生等，1990
27			钾长石	Rb－Sr 法	190	
28			石英	$^{40}Ar-^{39}Ar$ 法	175.8±3.1	胡达骥，1996
29	茅　山	黄铁绢英岩	绢云母	K－Ar 法	135.9	余昌涛等，1989
30			黄铁矿	铅模式年龄	1230	宋友贵等，1992
31		断裂带蚀变岩	绿泥石	K－Ar 法	174.2	
32	高家店	黄铁绢英岩	黄铁矿	铅模式年龄	1400	
33	岔　沟	蚀变岩	方铅矿	铅模式年龄	2100	
34			绢云母	K－Ar 法	166	引自林尔为，1984
35	响水沟	含金石英脉	长　石	K－Ar 法	170.5	宋瑞先，1979

（三）主要类型金矿床的成矿年代学特征

1．金厂峪式金矿床的成矿年代学特征

金厂峪式金矿床是指产于太古宇变质岩中、受元古宙—中生代韧性剪切带及构造片理化带复合控制的石英复脉型金矿床。与本类金矿床有关的金厂峪含金建造是太古宙不同时期火山－沉积作用的产物，但其主要形成时代应为新太古代（2950～2448Ma）。

金厂峪金矿田近东西向韧性剪切带是在太古宇变质岩背景上形成的，但未进入中元古界地层中，其形成时限可推定为古元古代（2500～1800Ma）；北北东向韧－脆性剪切带切割并错移近东西向韧性剪切带，其形成时间显然较晚；与韧－脆性剪切带同向叠加的构造

片理化带的形成时间更晚，其中的绢云母片（糜）岩的同位素地质年龄为 506～197.1Ma，相当于寒武纪—三叠纪。与金厂峪金矿田毗邻且与成矿有一定成因联系的青山口岩体的同位素地质年龄为 221～186Ma，贾家山岩体的同位素地质年龄为 199～157Ma，经统计分析取 199～186Ma 作为主侵入期年龄。

金厂峪金矿床的含金石英脉已取得 2222Ma 的^{40}Ar-^{39}Ar 法年龄（胡达骧，1996）；热液蚀变岩的绢云母 K-Ar 法年龄为 197.0～169.8Ma（林尔为等，1984；陈宗兴，1986；余昌涛等，1989）；杨应平用裂变径迹法测定的 9 件钠长石脉和钠长石英脉的同位素年龄值为 167.2～30.8Ma，其平均年龄值为 97.2Ma；余昌涛等（1989）对前人测定的含金石英脉 2200Ma 铅模式年龄进行异常铅经多阶段演化模式计算，求出金矿成矿年龄为 133Ma。这些同位素年龄资料表明，该类金矿床在古元古代时期可能已有金的初步富集，成矿年龄为 197.0～97.2Ma，主成矿期年龄应为 170～133Ma。

综上所述，金厂峪式金矿床的演化特征可大致归纳如下：

金含量/10^{-9}	演化系统	同位素年龄/Ma
4510 ～ 14670	金厂峪式金矿床	170～133
	↑	
4.70	花岗岩	199～186
	↑	
748.30	构造片理化带	197.1
	韧－脆性剪切带	506
	↑	
	韧性剪切带	2500～1800
	↑	
40.1	太古宇含金建造	2950～2448

2．倒流水式金矿床的成矿年代学特征

倒流水式金矿床是指产于太古宇变质岩中的石英脉型金矿床，受早期韧性剪切带及叠加其上的异向韧－脆性剪切带、构造片理化带的复合控制。与金矿关系密切的金厂峪含金建造主要形成于新太古代（2950～2448Ma），早期呈北西向展布的韧性剪切带可能亦形成于古元古代（2500～1800Ma）。据宋友贵等（1992）采自四道岭、傲子峪含金矿构造带的蚀变矿物绿泥石所做的 K-Ar 法测年结果，推测晚期韧－脆性剪切构造带及构造片理化带主要形成于二叠纪到三叠纪（265～214.9Ma）。与倒流水、偏道沟等金矿邻近且有一定成因联系的王坪石花岗岩体的同位素年龄为 180～156Ma，分水岭花岗岩体的同位素年龄主要为 160Ma。作者对倒流水、偏道沟含金石英脉进行石英流体包裹体测年分析获得的 Rb-Sr 等时线年龄分别为 155.0Ma 和 161Ma，属燕山早期。该类金矿的演化特征可大致归纳如下：

金含量/10^{-9}	演化系统	同位素年龄/Ma
1560～26100	倒流水式金矿床	161～155
	↑	
3.2～4.1	花岗岩	180～156
	↑	
748.3	构造片理化带	214.9
	韧－脆性剪切带	265
	↑	
	韧性剪切带	2500～1800
	↑	
40.1	太古宇含金建造	2950～2448

3. 峪耳崖式金矿床的成矿年代学特征

峪耳崖式金矿床均产于中生代花岗岩及其邻近围岩中，含金岩体的围岩为太古宇迁西群变质岩和中新元古界碳酸盐及碎屑岩。峪耳崖花岗岩体的同位素年龄为 234.0～175.4Ma，牛心山花岗岩体的同位素年龄为 229.9～174.0Ma。刘连登等（1994）对峪耳崖含金石英脉进行石英流体包裹体测进获得的 Rb-Sr 等时线年龄为 189～163.8Ma，细脉浸染蚀变岩带绢云母 Rb-Sr 等时线年龄为 176.8Ma（吴珍汉，1988）、白云母 K-Ar 法年龄为 200.2Ma（余昌涛等，1989）；牛心山含金石英脉的同位素年龄为 190～175.8Ma（余昌涛等，1989；白洪生等，1990；胡达骧，1996）。该类金矿的演化特征可大致归纳如下：

金含量/10^{-9}	演化系统	同位素年龄/Ma
21100～281200	峪耳崖式金矿床	190～163.8
	↑	
39.4～70.1	花岗岩	234.0～174.0
	↑	
	韧性断裂和韧－脆性断裂	
	↑	
	中新元古界碳酸盐岩及碎屑岩	>600
40.1	太古宇变质岩（含金建造）	

4. 茅山式金矿床的成矿年代学特征

茅山式金矿床是产于中生代花岗岩断裂破碎蚀变岩（黄铁绢英岩）带中的金矿床，含金岩体的围岩为太古宇迁西群变质岩。茅山花岗岩体的全岩 K-Ar 法年龄为 170～163Ma（河北地矿局，1982，1989），全岩 Rb-Sr 等时线年龄为（155±5）Ma（梅燕雄，1997）；高家店花岗岩体的全岩 K-Ar 法年龄为 189～115Ma（宋瑞先等，1994；赵家农，1982）。茅山金矿床的蚀变岩 K-A 法年龄为 174.2Ma（宋友贵等，1992），含金黄铁绢英岩 K-A 法年龄为 135.9Ma（余昌涛等，1989）；宋友贵等（1992）根据茅山、高家店、岔沟等金矿区 11 个矿石铅模式年龄（2100～1230Ma）计算的金矿化年龄为 88.2～80.0Ma。据此，该类金矿的演化特征可大致归纳如下：

金含量/10^{-9}	演化系统	同位素年龄/Ma
4870.0～16840	茅山式金矿床	135.9
	↑	
	断裂破碎带和蚀变岩	(174.2)
	↑	
57.4	花岗岩	189～155
	↑	
40.1	太古宙含金建造	>2500

四、冀东金矿的成矿演化

(一) 冀东金矿成矿年代的统计特征

冀东地区金矿床已取得的35件主要同位素地质年龄数据列于表3-21。其中，铅（单阶段）模式年龄数据4件、^{40}Ar-^{39}Ar法年龄数据2件、K-Ar法年龄数据10件、Rb-Sr法年龄数据5件，对9件裂变径迹法年龄数据计算出平均值（97.2Ma）、4件铅模式年龄数据按异常铅多阶段演化模式计算出3个成矿年龄值（133、88.2和80Ma）后，共获得25组成矿年龄数据，如图3-24所示。另有5件绢云片麋岩和断裂带蚀变岩的同位素年龄数据未计入成矿年龄的统计范围。

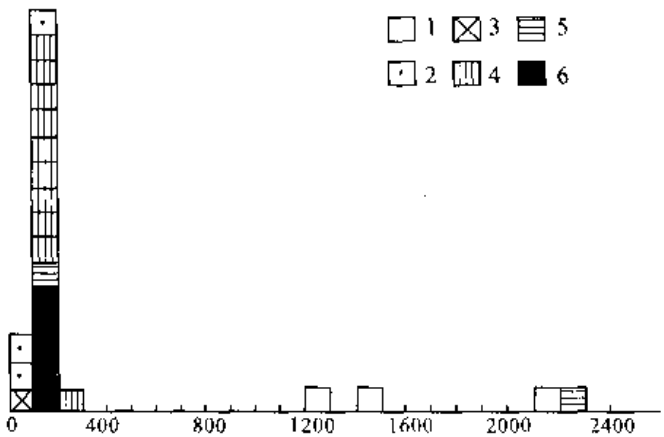


图3-24 冀东地区金矿床成矿年龄数据分布图

1—铅（单阶段）模式年龄；2—铅多阶段模式年龄；3—裂变径迹法年龄；4—K-Ar法年龄；5—$^{40}Ar-^{39}Ar$法年龄；6—Rb-Sr法年龄

根据对表3-21和图3-24的统计分析，可获得下列初步认识。

(1) 冀东地区在新太古代（2950～2448Ma）形成金厂峪含金建造后，在古元古代（2222.1～2100Ma）及中元古代（1400～1200Ma）可能已有少量的初生型金矿化。

(2) 金厂峪绢云片麋岩的全岩K-Ar法年龄为506和197.1Ma，傲子峪、四道岭、茅山等地断裂带蚀变岩的绿泥石K-Ar法年龄为265、214.9和174.2Ma，显示本区太古宇变质岩在古生代和中生代的不同历史时期曾发生多次韧－脆性及脆性变形作用，导致金的多次预富集。

(3) 本区原生金矿主要形成于中生代，成矿年龄为200.2～80Ma。其中，200.2～190Ma为前兆成矿期或预备成矿期，以金的矿化作用为主；190～133Ma为主成矿期或高潮成矿

期，是金发生工业堆积的主要时期；133～80Ma为后续成矿期，成矿强度显著减弱。

（4）不同类型原生金矿的成矿年代具有一定的规律性：金厂峪式金矿在早前寒武纪可能已有金的某种程度的初始富集，古生代—中生代历经多次预富集作用，至燕山期最终成矿，其成矿年龄为197.0～97.2Ma（持续时间约100Ma），主成矿期为170～133Ma（持续时间约37Ma）；紧接其后形成的是峪耳崖式金矿，该类金矿主要与中生代花岗质岩浆活动及成矿流体活动有关，成矿年龄为190～163.8Ma，持续时间约26Ma；倒流水式金矿虽然也经历过多次预富集作用，但它基本上是在中生代形成的，成矿年龄为161～155Ma（持续时间约6Ma）；茅山式金矿形成最晚，主成矿期年龄为135.9Ma，可能延续至80.0Ma。长城式金矿未作成矿测年分析，该类金矿主要形成于中生代。但在中新元古代可能某种程度的初始富集。

（二）冀东金矿的成矿演化系列

1．成矿作用演化与姻袭成矿论

关于成矿作用演化的姻袭成矿（affiliational metallogeny）思想由来已久。早在20世纪初期，R.H.Rastall（1920）、F.F.Grout（1932）、A.F.Buddington（1933）等就提出用“进化树”来描述岩浆演化与成矿过程，即从成矿的主根系统发展成为枝繁叶茂的各类矿床。W.H.Sehneiderhöhn（1953）把欧洲矿床归结为四大类型，即①前寒武纪地盾多重变质式矿床，并受后期变质－变形作用的改造；②后寒武纪原生水热矿床，包括华力西大造山运动把古生代褶皱前缘改造成硅铝岩浆水热流体而形成的矿床；③阿尔卑斯式山脉中再生矿床，属阿尔卑斯大造山运动使华力西矿床完全溶解并向上再沉积而成的矿床；④中新生代盖层中的次生水热矿床，是从老矿床中汲取出来的新矿床。这四类矿床在欧洲表现出的姻袭演化关系十分明显。W.E.Petrascheck（1961）提出了成矿继承性的概念，认为再生和新生矿床是从老矿床继承演化而来；谢家荣（1964）则进一步论述了地质历史中成矿作用的新生性、再生性和继承性问题。矿床亲缘性问题以前苏联倡导的岩浆成矿专属性为代表，即一定成分的岩浆岩与一定组分的金属元素具有一定亲缘性，根据岩浆分异演化的酸度与碱度变化可以预测成矿元素及其组合；后来又进一步发展为容矿岩石组合的成矿专属性。上述姻袭成矿与亲缘成矿的概念实际上导源于生物繁衍的遗传与变异理论，尽管生物繁衍（有机）与成矿演化（无机）在本质上是有差别的，但也有某种相似性。

成矿作用的继承性和亲缘性是两个既有区别、又有密切联系的成矿学概念。深入研究矿床的姻袭成矿关系，科学地分析矿床的来龙（亲缘）和去脉（继承），是当代区域成矿学的一个重要发展方向。根据矿床成因上的姻袭成矿关系，可以将矿床分为衍生矿床（derivative deposit）（R.T.Bell，1992）和变异矿床（heteromorphic deposit）（裴荣富，1991）。衍生矿床是指一种矿床受另外的地质作用的影响和改造而派生出的另一类型矿床，对衍生矿床姻袭成矿的深入研究可以直接导向另一类型矿床的发现。当然，根据衍生矿床找到一模一样的“母矿床”是不可能的，因此，必须认识到一个矿床可能存在其变异相矿床。所谓变异矿床是指因成矿环境的差异而使同一成因类型矿床发生变异而形成的另一类型矿床，变异矿床之间是“兄弟关系”。根据衍生矿床导向和成矿轨迹追踪可能发现“新”的“母矿床”或变异矿床。

2．冀东衍生金矿床的类型及其特征

从姻袭成矿的观点来看，冀东地区的所有金矿床都属于衍生矿床的范畴。但是，它们

又有各自不同的特征，可以分为3个大类。

（1）衍生金矿床A

A类衍生金矿床包括金厂峪式金矿、倒流水式金矿、峪耳崖式金矿和茅山式金矿，其矿石类型均以含金石英脉为主，含金蚀变岩次之。太古宇含金建造是成矿的基本因素，是重要的原生矿源层；由不同时期形成的韧性剪切带、韧－脆性剪切带和构造片理化带组成的复合构造是金矿最主要的控矿构造类型；中生代发生的深部重熔作用形成的花岗质岩浆（房）是一种衍生矿源岩（层），由其派生出的同源花岗岩类侵入体和成矿流体是导致该类衍生金矿床形成的关键因素。

（2）衍生金矿床B

长城式金矿是另一类衍生金矿床，其矿石类型主要为微细浸染型，部分为含金石英脉。成矿物质来源于衍生矿源层——中新元古代含金碳酸盐岩－碎屑岩建造，后者主要是太古宇含金建造及变质地体经风化、剥蚀、再沉积形成的；控矿构造以脆性的断裂裂隙构造为主；中生代花岗岩类侵入体和成矿流体仍然是金矿成矿的两个关键的控矿因素。

（3）衍生金矿床C

马兰峪式金矿床是在新生代表生条件下形成的衍生金矿床，其成矿物质来源于前新生代含金地质体——太古宙含金建造及变质地体、中新元古代含金碳酸盐岩－碎屑岩建造、中生代花岗岩类侵入体、岩金矿床（点）等。

3．冀东金矿的成矿演化系（序）列

冀东地区3类衍生金矿床可归纳为两个成矿演化系（序）列（图3-25）：

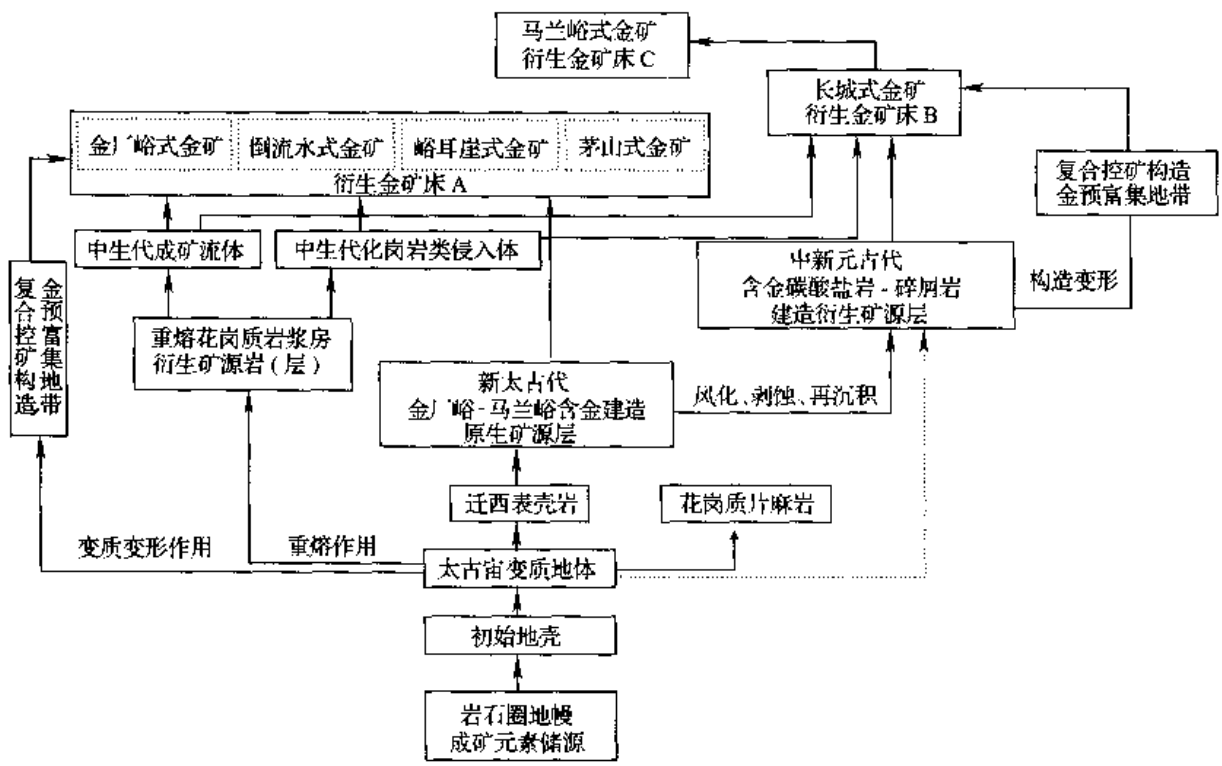


图3-25　冀东金矿的成矿演化轨迹

（1）第一成矿演化系（序）列

太古宙含金建造及变质地体→中生代重熔花岗岩→衍生金矿床 A（金厂峪式、倒流水式、峪耳崖式和茅山式）→衍生金矿床 C（马兰峪式）。

（2）第二成矿演化系（序）列

太古宙含金建造及变质地体→中新元古代含金碳酸盐岩－碎屑岩建造、中生代重熔花岗岩→衍生矿床 B（长城式）→衍生金矿床 C（马兰峪式）。

同一成矿演化系（序）列中的衍生金矿床和同类不同变异形式的衍生金矿床在金矿预测和勘查工作中可以互为导向、互为指示标志。

（三）冀东金矿的成矿演化规律

冀东地区大地构造与成矿作用的发展演化大致划分为 4 个大的历史阶段，其主要特征与规律可以总结和归纳如下（表 3-22）。

1．太古宙陆核发展阶段与含金建造的形成

冀东地区具有 38 亿多年的漫长的地质发展历史，迁西曹庄、黄柏峪一带的铬云母石英岩的同位素地质年龄为 3850～3550Ma（刘敦一等，1990，1991），代表始太古代末期和古太古代初形成的原始古陆核的残片。在古太古代和中太古代时期，经过（3500±100）Ma、（3300±50）Ma、（3000±100）Ma 三次大的地质－构造－热事件，先后发生了多次强烈的幔源物质为主的基性火山活动、花岗质岩浆侵入活动及泥砂质－铁硅质沉积作用，至少发育 3 个火山－沉积巨旋回，形成了曹庄、太平寨两个面积较大的古陆核，这一时期的地壳以垂直增长为主要机制。

新太古代是冀东及华北地区最重要的造壳高峰期，也是金厂峪含金建造及龙湾含金建造的主要形成时期。通过早期（2750±50）Ma 火山－沉积作用及紫苏花岗质岩浆侵入、晚期（2500±100）Ma 大规模的基性火山－沉积作用与花岗质岩浆侵入作用，本区陆核主要以水平增生的方式快速生长，形成迁安、遵化、滦县、密云等四个大的陆壳地体，金厂峪及龙湾含金建造是太古宙变质地体的重要组成部分。太古宙末期，大大超越现今分布范围的各地体发生迁移和拼贴，导致冀东复合地体的形成，并与相邻的太古宙地体相互接近和焊接，这一过程可能一直延续到古元古代，从而导致本区及整个华北地台的基底最终形成。

2．元古宙—古生代陆台发展阶段与金的预富集作用

元古宙大地构造的发展演化以陆核（地体）边缘或其内部裂陷（裂谷）带的发育为特征。从长城纪开始的中新元古代，北东东向的燕山裂陷槽（裂谷）中发育一套以浅海相富镁碳酸盐岩及陆源碎屑岩为主、夹中基性－酸性火山岩的沉积建造，以著名的蓟县剖面为代表，构成陆台（地台）的第一套沉积盖层，其沉积时限约为 1950～850Ma。之后，处于隆升剥蚀状态，在一个较长时期内未接受沉积。整个古生代，本区均处于稳定的陆台（地台）发展阶段，寒武纪和奥陶纪发育以碳酸盐岩为主的浅海相沉积建造，自晚奥陶世起直至中石炭世前出现普遍的沉积间断，中晚石炭世以后地壳缓慢沉降并接受了稳定的海陆交互相含煤沉积及内陆盆地沉积，构成陆台（地台）的第二套沉积盖层。

在陆台发展阶段，下前寒武系变质基底及含金建造在不同时期和不同构造环境中发生多次变质变形作用，导致金的不同强度的多次预富集作用，并经剥蚀与再沉积作用在长城系和蓟县系的某些层位形成衍生矿源层。

表 3-22　冀东地区主要地质事件与金成矿作用演化

地质年代				主要地质事件	金成矿作用	代表性矿床（或岩石）及其金平均含量
宙	代	纪	时限/Ma			
显生宙	新生代	第四纪 第三纪			(1±1)Ma: 砂金矿的形成	马兰峪（0.13~15.76g/m³）
			65±3			
	中生代	白垩纪		(20±15)Ma:燕山晚期构造岩浆活动	(120±15)Ma:较弱的金矿化作用	柳树洼
			135±10		(135±10)Ma:马兰峪复背斜形成，金矿床的形成	茅山、高家店（4870~16840ppb）
		侏罗纪		(170±30)Ma:燕山早期构造岩浆活动	(170±30)Ma:构造片理化作用，金的预富集作用；花岗质岩浆侵入及成矿流体活动；金矿床的形成	金厂峪、倒流水、偏道沟、峪耳崖、牛心山（4510~281200ppb） 绿泥绢云片岩（748.3）
			205±5			
		三叠纪		(220±15)Ma:印支期构造岩浆活动	(220±15)Ma:局部性的微弱的金矿化作用	
	古生代		250±5	(250±50)Ma:第二套沉积盖层形成，局部小规模的构造岩浆活动		
		二叠纪 石炭纪 泥盆纪				
			405±4	(390±70)Ma:地壳隆升及剥蚀，早前寒武系变质岩发生韧-脆性剪切变形	390±110Ma: 韧 - 脆性剪切构造带的形成，金的预富集作用	
		志留纪 奥陶纪 寒武纪				
			600±30	(600±30)Ma:第二套盖层沉积开始		
元古宙	新元古代	震旦纪 青白口纪		(800±150)Ma: 第一套盖层的最终形成，下前寒武系变质岩发生韧性剪切变形	(800±150)Ma:韧性、韧 - 脆性剪切带的形成，金的预富集作用	
			1000			
	中元古代	蓟县纪				
			1400	(1500±150)Ma:四堡期构造岩浆活动		
		长城纪				
			1800	(1800±50)Ma:第一套盖层沉积开始		
	古元古代	滹沱纪		(2000±100)Ma:第二次地体拼贴、华北古克拉通形成	(2 000±200)Ma:韧性剪切带的形成，金的多元富集作用	
			2500	(2500±100)Ma:第五火山 - 沉积巨旋回，区域变质作用，第一次地体拼贴	(2500±100)Ma:花岗质岩浆活动	花岗质片麻岩（37.1）
太古宙	新太古代					
			2900	(2750±50)Ma:第四火山 - 沉积巨旋回	(2700±200)Ma:含金建造的形成	斜长角闪岩(51.9)、角闪斜长片麻岩(31.0)、磁铁石英岩(37.3)
	中太古代			(3000±100)Ma:第三火山 - 沉积巨旋回		
			3300	(3300±50)Ma:第二火山 - 沉积巨旋回		
	古太古代			(3500±100)Ma:第一火山 - 沉积巨旋回		
			3800			
	始太古代			(3800±80)Ma:原始陆核的萌芽及生长		

3．中生代陆缘发展阶段与原生金矿的形成

自晚三叠世具有划时代意义的印支运动以来，太平洋板块与欧亚大陆之间沿贝尼奥夫带发生强烈的相互作用，导致本区发生强烈的构造－岩浆活动和成矿作用，并成为中国大陆东部滨太平洋活动大陆边缘的重要组成部分。

印支运动开始了华北地块东隆西拗的历史，太行山深断裂带以东持续隆起，广泛遭受剥蚀；构造作用在本区表现为以近南北向挤压为主的褶皱作用为特征，部分岩层遭受到绿片岩相的退变质作用；在马兰峪复式背斜的逐渐形成过程中，下前寒武系变质岩不断被抬升至地壳浅部，强烈的构造片理化作用导致金的强烈的预富集作用；都山岩体、盘山岩体等均属印支期构造－岩浆作用的产物。

燕山期是本区陆缘构造－岩浆活动最为剧烈的时期，构造作用表现为强烈的断块活动及褶皱、断裂作用，并以近东西向构造的继承性活动和北东、北北东向构造的大量新生为特征；岩浆活动空前剧烈，除在近东西向－北东东向火山－断陷盆地中堆积有厚度达数千米的中性－中酸性火山－沉积岩系外，花岗岩类侵入体星罗棋布，组成规模宏大的中部侵入岩带（主体）和北部侵入岩带，使燕山期成为本区最重要的内生金属成矿期。花岗质岩浆侵入和成矿流体活动的大规模发生，并与太古宇含金建造、复合控矿构造及金预富集带叠置耦合，造成了金的极为有利的成矿条件，大约在200.2～80.0Ma（主要是190～133Ma），相继形成了金厂峪、峪耳崖、牛心山、偏道沟、倒流水、茅山、高家店等金矿床。

4．新生代陆内发展阶段与砂金矿的形成

冀东及邻区在新生代处于西太平洋边缘岛弧的弧后地带，主要处于陆内环境的北西向拉张应力场中，发生大规模的裂陷作用，形成一条巨型的北东、北北东向断陷带，本区南部即属华北断陷盆地的一部分。

新生代主要形成砂矿床，以马兰峪、西清河、长河等金矿床为代表。

第四章　金属成矿省地质历史演化

第一节　金属成矿省演化的基本概念

一、金属成矿省演化的概念与涵义

金属成矿省演化是在金属成矿省划分和命名的基础上发展起来的一种新概念（裴荣富，1992、1994、1998、1999）。早期的金属成矿省划分只是局限于成矿地质构造与矿床组合的一种耦合定式，这显然是一种静态思维方式。实际上，金属成矿省是随时间而演化的。从大的尺度来看，如华北地台北缘及其北侧金属成矿省，从太古宙至中新生代经历了极其复杂的演化过程，这些演化过程显然是由各个历史时期主要地质－热事件所决定的。从小的尺度来看，一个矿床从成岩到成矿、从成矿初期到成矿终结，需要经过成矿先兆或成矿基预→初始成矿→成矿高潮→成矿尾声，有时还会出现滞后成矿等多期多阶段的成矿过程。这一全过程需要时间演化，并形成时间跨度。成矿跨度演化的时间越长，越有利于成矿物质的大规模、超巨量堆积。特大型矿床的成矿跨度多达几个百万年至几十个百万年，成矿年代区的跨度更大。由此可见，在金属成矿省中，成矿演化是一切成矿因素的函数（G. C. Amstutz，1996），时间维造就空间维（temporal dimension generated spatial dimension）是“演化成矿学”（evolutional metallogeny）建立的关键（R.W.Hutchinson，1992；裴荣富，1996）。显然，这一新概念和新思维是对矿床学一些旧有定式的突破，是对区域成矿学的新发展。

然而，金属成矿省演化的定义好下，但研究起来难度很大。裴荣富等在近十几年的研究工作中逐渐总结出金属成矿省等级体制成矿（hierarchy systematic metallogeny of a metallogenic province）概念和演化模式，即从宏观到微观、从大尺度到小尺度、从隐生宙到显生宙，按“时间维造就空间维”的动态成矿观点划分成矿地质背景及成矿堆积环境、成矿构造聚敛场、金属成矿相和结构－构造矿床，通过对这四个等级的、有序的动态研究，对金属成矿省演化进行全面、系统的剖析，总结其成矿作用演化规律，并在华北地台北缘及其北侧、长江中下游的九瑞地区等取得了明显进展，积累了较丰富的资料。

二、金属矿床成矿年代及其演化

金属成矿省演化的研究离不开对矿床成矿年代的分析。客观上，成岩成矿年代分析对解决金属成矿省地质历史演化和重大地质－热事件至关重要，也是解决金属成矿省四个等级体制成矿能否在统一成矿框架中的一定年代发生重大成矿热事件，出现“引潮共振”触发其最佳耦合研究的关键。

通过矿床成矿年代研究发现，江西南部的西华山钨矿床为共源岩浆补余分异形成的多

期矿床（polychronous deposits），美国的 Climax 斑岩钼矿也是不同深度成矿的多期矿床（裴荣富，1995；I. N. Tomson，1995）。这一发现，不仅澄清了它们不属于单一成矿年代的矿化分带，而且又在深部发现了新一期成矿的 Henderson 特大型钼矿床。

开展矿床成矿年代研究，应当根据区域的矿化量、成矿演化系统、结合矿床同位素地质年代数据，系统地分析一个地区矿床的先兆成矿（Tp）、初始成矿（Ti）、主成矿（Tt）、终结成矿（Te）、滞后成矿（Th）和成矿跨度（Ts）等各个成矿阶段的成矿流程，建立成矿计时钟（Tc）和成矿年代表，进而探讨矿床的成矿演化规律，这是成矿年代学研究的重要内容之一。

冀东地区的金厂峪、倒流水、峪耳崖、茅山等主要金矿床的成矿年代及成矿演化特征列于表 4-1，该表是在充分地质观察研究的基础上结合矿床成矿年代资料综合编制的。从表4-1中同位素地质年代和矿化量可以看出，冀东地区金矿是建立在含金(31.0～51.9)×

表 4-1　冀东主要金矿成矿年代与成矿演化

矿　床	矿化量/10^9	成矿演化系统	同位素年龄/Ma	矿化期	成矿跨度/Ma
金厂峪金矿	4510～14670	金矿床	133～97.2	Te	99.8
			170～133	Tt	
			197～170	Ti	
	4.7	青山口花岗岩	221～186		
	748.3	构造片理化带	197	Tp	
	微量	韧－脆性剪切形变	506	Tp	
	微量	韧性剪切形变	2500～1800	Tp	
	31.0～51.9	太古宙含金建造	2950～2448		
倒流水金矿	1560～26100	金矿床	155	Tt	
	3.2	土坪石花岗岩	180～156		
	748.3	构造片理化带	214.9	Tp	
	微量	韧-脆性剪切形变	265	Tp	
	微量	韧性剪切形变	2500～1800		
	31.0～51.9	太古宙含金建造	2950～2448		
峪耳崖金矿	21100～281200	金矿床	176.8～163.8	Te	36.4
			189～176.8	Tt	
			200.2～189	Ti	
	70.1	峪耳崖花岗岩	234～175.4		
	微量	韧-脆性形变	250～205		
	3.8～35.1	中新元古代碳酸盐岩及碎屑岩	1800～600		
	31.0～51.9	太古宙含金建造	2950～2448		
茅山金矿	4870～16840	金矿床	135.9	Tt	
		花岗岩与断裂破碎-蚀变岩	174.2～163		
	31.0～51.9	太古宙含金建造	2950～2448		

10^{-9}（平均 40.1×10^{-9}）的太古宙含金建造的基础上，在 2500～197Ma 的漫长地质历史时期经过韧性、韧－脆性剪切形变和构造片理化作用发生多次金的不同程度的预富集，可称之为先兆成矿；中生代（主要是燕山早期），受构造岩浆作用和成矿流体活动控制并与含金建造及控矿构造叠加耦合而相继成矿。金厂峪金矿床的初始成矿期为 197～170Ma，主成矿期为 170～133Ma，终结成矿期（或称成矿尾声、后续成矿期）为 133～97.2Ma，成矿跨度（Ts）为 99.8Ma；峪耳崖金矿床的初始成矿期为 200.2～189Ma，主成矿期为 189～176.8Ma，终结成矿期为 176.8～163.8Ma，成矿跨度（Ts）为 36.4Ma。这两个金矿床均达到大型、特大型规模，且成矿跨度越大、越有利于成矿物质的巨量、超巨量堆积。倒流水、茅山两个金矿床的测年数据较少，对其成矿阶段与成矿流程的详细分析尚需作进一步的补充测试和研究。

第二节　成矿地质－热事件与成矿作用爆发异常

一、成矿地质－热事件

在前述金属成矿省四个等级体制成矿研究的基础上，结合已掌握的 750 余个同位素地质年龄数据资料，可以初步对华北地台北缘及其北侧金属成矿省的成矿地质－热事件与成矿演化的年代鉴证总结和归纳于表 4-2。

从表 4-2 可以看出，矿床可以作为地壳地质历史演化的特殊标记，全球成矿地质－热事件在华北地台北缘及其北侧金属成矿省均有所反映。主要包括在地壳及地球地质历史演化早期海底喷流热事件（约 2800Ma）与太古宙古陆核边缘的花岗－绿岩中铜、锌、金成矿，“氧－大气－变态”（oxyatmoversion）事件即过氧事件（3500～2500Ma）与硅铁建造中条带状磁铁矿的形成，高压高温变质事件（约 2500Ma）与麻粒岩－片麻岩中的变成型石墨矿床的形成；元古宙克拉通增生期的“还原－大气－变态”（Redoxyatmversion）事件（即缺氧事件）与碳酸盐岩－黑色岩系中火山－喷流沉积铅、锌、硫成矿和炭泥硅质碎屑沉积铁、锰成矿，陆缘裂谷－深大断裂事件和镁铁、超镁铁质及碱性岩浆活动与岩浆型钒钛磁铁矿矿床、铜镍硫化物矿床和碳酸岩型铁铌稀土床的形成；古生代活动陆缘出现洋缘沟－弧－盆构造体系和与陆内构造圈热侵蚀（tectonosphere thermal erosion）有关的陆缘构造－岩浆链形成块状硫化物型、斑岩型等类型矿床；中生代构造圈热侵蚀达到高潮，十分发育与重熔和同熔花岗岩浆有关的金、铜、钼、铅、锌等矿床。

与全球范围的成矿地质－热事件相比，华北地台北缘及其北侧金属成矿省成矿地质－热事件具有以下特点。

（1）块状硫化物型铜锌矿床主要形成在 28 亿年前的新太古代，说明华北地台北缘及邻区很早即出现海底喷流作用，但持续时间短、分布局限。该类矿床中没有铅元素出现，这和全球太古宙 U－Pb 蜕变程度未达到铅成矿是一致的。

（2）条带状硅铁建造及沉积变质型磁铁矿矿床早在 25 亿年前的中、新太古代就开始形成，即国际上所称的“氧－大气－变态”的时限在本成矿省较早即发生，与赞比亚、南非、西澳大利亚相当，而俄罗斯地台的克里沃罗格与美国上湖区铁矿直至古元古代才出现，加拿大拉巴多尔、瑞皮坦和巴西的乌如卡姆可延至中、新元古代。说明古中国地台氧化环境的出现是很早的。

表 4-2　华北地台北缘及其北侧金属成矿省成矿地质－热事件与成矿年代鉴证

构造域（带）		构造作用	成矿地质－热事件及地质表征		容矿岩类	成矿元素	成矿年代/Ma	代表矿床
滨西太平洋成矿构造域	中生代陆内活动带	挤压、伸展、剪切、碎裂	陆内构造圈热侵蚀	构造－重熔岩浆作用	流纹质火山岩 蚀变岩 石英脉 斑状花岗岩	Au	121.71～100（K-Ar法） 2222（Ar-Ar法） 197～165（K-Ar法） 163.8（Rb-Sr法）	二道沟、金厂沟梁、金厂峪、峪耳崖
				构造－同熔岩浆作用	爆破角砾岩 矽卡岩 斑状花岗岩	Mo Fe、Cu、Mo、Pb、Zn、Ag Mo	149（K-Ar法） 211～186（K-Ar法） 193～104（K-Ar法）	大科庄、杨家杖子、兰家沟、寿王坟、八家子
古亚洲成矿构造域	古生代陆缘陆间造山带	陆缘消减 陆间碰撞		洋缘沟－弧－盆火山喷发沉积	花岗闪长斑岩	Cu-Mo	>400	白乃庙
				陆缘构造－岩浆链	碱性花岗岩	Au	350.9（U-Pb法）	东坪
前寒武纪地块成矿构造域	元古宙大陆增生带	克拉通内裂谷带	还原－大气－变态	陆缘海盆沉积	碎屑岩	Mn（Fe） Fe	1100（K-Ar法） 1922（U-Pb法）	瓦房子 宣龙
				陆缘裂谷深断裂	碳酸岩 黑色岩系 镁铁质岩浆岩	Pb-Zn-S V-Ti-Fe Cu-Ni	1500（Pb-Pb法）、2190～1920（Sm-Nd法）、2090～2050（Pb模式） 1590（Rb-Sr法） 2240（K-Ar法）	高板河、青城子、关门山 大庙、赤柏松
				陆缘裂谷深大断裂	碳酸岩－黑色岩系	Pb-Zn-S Fe-Nb-REE	1490（U-Pb法） 1730（Zr，U-Pb法） 1530（Sm-Nd法）	狼山 白云鄂博
	太古宙古陆核	克拉通边缘活化带	氧－大气－变态	海底喷流	硅铁建造 花岗－绿带岩	Fe（Au） Cu-Zn-Au	2750～2650（U-Pb法） 3500～2500（Sm-Nd法） 2800（Sm-Nd）	鞍山 水厂 红透山
				高温高压形变	麻粒岩－片麻岩	Gr（石墨）	3060（U-Pb法）	黄土夭

（3）碳酸盐岩－黑色岩系建造中的铅锌硫化物矿床集中形成于21亿～15亿年，这和全球的成矿演化是相似的，如澳大利亚布罗肯山和加拿大沙利文等超大型铅锌矿床。但华北地台北缘及邻区“还原－大气－变态”环境规模有限，海平面升降变迁不大，没有大的构造沉陷带出现，蒸发岩和黑色岩系不很发育，但在陆缘的局部半封闭海湾中的早期（约19亿年前）就出现了代表氧化环境的鲕状赤铁矿型矿床，这是本成矿省氧化－还原大气变态事件相互间杂出现的特色。

（4）在17亿～15亿年，华北地台北缘及其北侧金属成矿省出现了全球独一无二的与火成碳酸岩有关的铁、铌、稀土矿床，这是陆缘深大断裂与深源碳酸岩浆沟通的结果，但可能有前中元古代铁的沉积和加里东期陆缘岩浆作用改造等复杂的成矿演化系统。

（5）华北地台北缘及其北侧金属成矿省在古生代的成矿作用强度相对较弱，只是在加

里东期和海西期出现陆缘叠接消减带，从而形成块状金属硫化物矿床的两次成矿（白乃庙－别鲁乌图），以及两次由海相演化为陆相时而出现斑岩铜钼（白乃庙）矿床和斑岩金矿床（哈达庙）。特别应指出的是，古亚洲造山带在晚古生代发生陆间碰撞造山对稳定地台区的影响，表现为沿台缘深断裂的碱性杂岩的侵入及相伴的金矿床。

（6）中新生代广泛出现与重熔花岗岩质岩浆活动及热液流体活动有关的金矿床、与过渡型同熔中酸性岩浆活动及热液流体有关的铜、铁、铅、锌、钼矿床，特别是再生型金矿床，标识了中新生代受陆内构造圈热侵蚀事件影响而发生强烈的构造岩浆活动，改造了前中生代古老地壳，使前寒武纪成矿又深深印上了中新生代成矿烙印。其中，中国的花岗－绿岩型金矿多以受中生代构造岩浆作用为特色，被称为广义绿岩带型金矿。

值得注意的是，多年来，随着同位素测年技术的及地质研究程度的不断提高，在某一成矿区或矿床获得的同位素测年结果越来越多，并发现同位素测年数据愈多，对成矿的认识也愈趋复杂，甚至出现成矿年代“泛滥成灾”的现象。尽管其中可能存在测试精确度不一和地质研究程度不够等问题，但是，随着“演化成矿学”和“时间维造就空间维”等新概念的提出，逐渐认识了成矿作用，在长期的地质历史演化过程中，成矿年代本来就应该是多期的，甚至存在传导不连续（transitional discontinuity）的多年代成矿。因此，目前我们获得愈来愈多的不同年代数值和的一个成矿区的矿床同位素测年出现多种年代数据，除部分不正确外，不能只作分歧的讨论，而更应重视多期地质作用的演化和成矿作用前因与后果的有机联系。

二、成矿作用爆发异常

（一）构造环境与成矿地质－热事件

华北地台北缘及其北侧金属成矿省的成矿作用始于太古宙初期克拉通化陆核增生期，在增生过程中壳幔相互作用强烈，成矿作用也相当发育，尤其是形成的前寒武纪古老矿床，尽管遭受后期多次改造，仍然有所保留，如新太古代早期的黄土夭石墨矿床（3060Ma）。

新太古代晚期至中元古代在华北地台北缘及邻区乃至全球范围发生了一系列成矿作用的爆发事件，如新太古代晚期（2900～2500Ma,）绿岩带金矿、新太古代晚期—古元古代（2700～2000Ma）条带状硅铁建造磁铁矿矿床（BIF）、古元古代（2000～1800Ma）蒸发盐类硼镁铁矿和菱镁矿、中元古代早期（1800～1600Ma）宣龙式铁矿、中元古代晚期（1600～1500Ma）沉积岩容矿喷流沉积块状硫化物矿床（SEDEX）等，形成了5个阶段不同矿种类型的成矿高峰，揭示了华北地台北缘及邻区前寒武纪成矿构造环境的演化，建立了矿床类型模式，并提出在前寒武纪地块、古亚洲和滨西太平洋三大成矿构造域，以及在克拉通断隆、古陆边缘活动带、裂谷、坳陷带和构造－岩浆活动带等10个成矿堆积环境的基础上，按成矿史演化的4个等级体制就位的成矿规律。绿岩带金矿的容矿围岩为变质的超镁铁－镁铁质火山岩，原岩相当于科马提质玄武岩－安山岩－流纹岩等，形成古板块汇聚边界的类似于岛弧的环境；BIF矿床则形成于弧后－大陆边缘盆地环境；蒸发盐类硼镁和菱镁矿产在大陆边缘盆地环境和隆升海退时期；宣龙式铁矿形成于古板块离散边界的裂谷－拗拉槽环境海进时期；喷流沉积块状硫化物矿床属于裂谷或洋盆环境。

从新太古代晚期到中元古代晚期，华北地台北缘及邻区乃至全球大范围发生了板块碰撞汇聚、隆升和离散、拉张、沉降的构造旋回演化；从岛弧－弧后盆地－陆缘盆地－拗拉

槽－裂谷－洋盆等环境的漫长和周期地急剧演变，激发强烈的地幔排气作用，从而使地球圈层发生大规模的物质交换，引发水圈和大气圈的“氧－大气－变态”和“还原－大气－变态”循环，和“岩石圈/软流圈大灾变”。这些热事件的全球变态，在一定年代和周期内引发正常成矿的共振而促进成矿作用异常，并在相对短时限内发生急剧的巨量成矿物质堆积，是形成世界级超大型矿床的关键，也和暴雨成灾的现代气象相似。由新太古代绿岩型矿床硫化物相、BIF 的 $FeO+Fe_2O_3$ 相、古元古代 $Mg_2B_6O_{11}$ 相、中元古代豆状、鲕状 Fe_2O_3（$+Fe_2CO_3$）相直到中元古代末 SEDEX 铅锌铜硫化物相，氧逸度呈现低－高－低的低氧－过氧－缺氧异常事件，并伴随着华北地台北缘及邻区一系列成矿作用爆发。氧逸度的不足到过氧、缺氧的转化，由太古宙绿岩型金矿演化为大量的硅铁建造，过氧达到高峰的标志为中元古代早期宣龙式铁矿的豆状、鲕状 Fe_2O_3 沉积；$FeCO_3/Fe_2O_3$ 矿层沉积界面是高氧逸度向低氧逸度的转折点，是缺氧事件的开始。最有意义的是缺氧成矿事件骤然发生在“过氧事件”高峰之后的中元古代末，一直延续到古生代，并形成大量的 SEDEX 铅锌铜硫化物矿床，世界级的超大矿床多数都集中在这个时期。

上述成矿地质－热事件的演化，在华北地台北缘及其北侧金属成矿省形成的代表性矿床有夹皮沟、小营盘、金厂峪、义兴寨等绿岩带金矿床和鞍－本、迁－滦等大量 BIF 铁矿、庞家堡宣龙铁矿，以及东升庙－霍各乞、高板河、青城子等 SEDEX 矿床。

（二）成矿地质－热事件时限与爆发异常成矿强度

如何识别以大气变态为标记的成矿地质－热事件，是成矿学研究的基础问题。矿床本身是记录地质演化历史中出现成矿地质－热事件的特殊标志。通过多学科的综合方法研究华北地台北缘及其北侧金属成矿省成矿年代学，从一定类型矿床的成矿年代识别地质历史上成矿地质－热事件，并应用该矿床储量相对丰度的大小及其形成时限的长短，评估爆发异常成矿作用的强度，是论证巨量金属堆积的新尝试。

从图 4-1 可以看出，与“氧－大气－变态”有关的前寒武纪条带状硅铁建造及 BIF 型矿床，按其与世界最大的哈默斯利克（356 亿吨）储量相对丰度估计值排序的克里沃洛格（290 亿吨）、铁“四边形”区（220 亿吨）、拉布拉多（206 亿吨）、苏比利尔湖（162 亿吨）等超大型铁矿床的形成时限约为 50～35Ma，与相对丰度不大的津巴布韦、南非等铁矿（＜50 亿吨）的形成时限长达 1850Ma 相比较，可以判断前者是在相对短时期内爆发异常成矿而造成巨量金属堆积的，尤以哈默斯利克和克里沃洛格爆发成矿作用的强度更大。当然，这个时期也是人们所共识的古元古代（25 亿～18 亿年）全球普遍出现强烈“氧－大气－变态”期。

另外，从表 4-2 看，华北地台北缘及其北侧金属成矿省与“氧－大气－变态”有关的鞍山、水厂等大型 BIF 矿床主要形成于新太古代。水厂成矿时限长达 10 亿年，其氧大气变态促发异常成矿强度中等，储量丰度也不大；然而鞍山矿床成矿时限仅 5 亿年，应存在促发异常成矿的可能，所以在鞍（山）－本（溪）铁建造成矿区的成矿远景还将有扩大的可能。当然，中国古陆块相对国外而言不够稳定，爆发异常的持续性也相对有限。

（三）中生代陆内造山和“构造圈热侵蚀”

中生代古太平洋库拉板块和新太平洋板块向华北地台俯冲引发陆缘增生和陆内岩片叠复增厚、重熔，从而形成自西向东的华北地台北缘及其北侧的古隆起－裂（谷）陷带－坳陷带的不同时代、多种类型的花岗岩浆侵位和喷出活动。大规模的陆内造山和强烈的岩浆

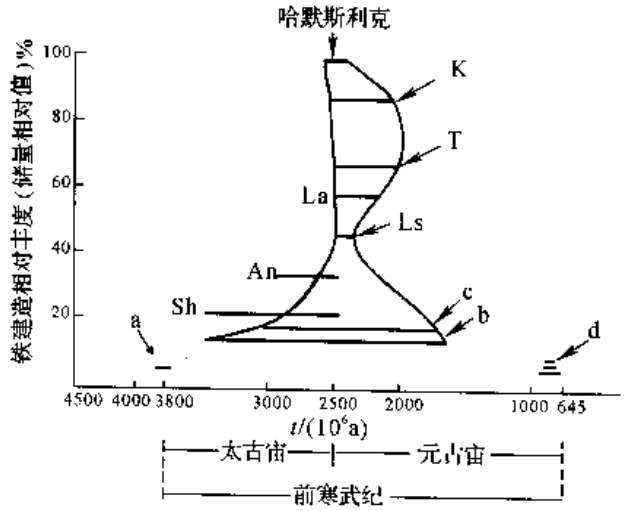


图 4-1　前寒武纪 BIF 铁建造相对丰度与形成时限

（据 Klein，1997，修改补充）

a—格陵兰；b—津巴布韦；c—南非；d—拉皮坦、乌卡姆、达马拉；T—铁“四边形”区；K—克里沃洛格；La—拉布拉多；Ls—苏比利尔湖；Sh—水厂；An—鞍山

活动造成岩石圈和软流圈在内的“构造圈热侵蚀”，发生大规模壳－幔溃变，并在上述的地台和造山带形成大规模的同熔和重熔花岗岩类岩石的 10 个构造－岩浆岩带。这样大规模构造－岩浆热事件是爆发异常成矿的“原质”或称基因，它对超巨量金属堆积起到极其重要的成矿“引擎”的作用。然而超大型矿床的形成还必须通过它与表壳的“行－列－汇”构造控矿样式相耦合。这就是成矿作用深部构造过程的岩浆热事件与表壳控矿构造发生“引潮共振”，即激发常规成矿发生异常才能形成超大型矿床。为此，激发常规成矿作用发生异常的“引潮共振”机制将是今后的重要研究方向。

综上所述，可以获得下列初步认识。

（1）从大气变态和“构造圈热侵蚀”成矿地质－热事件研究华北地台北缘及其北侧金属成矿省的深部构造作用过程，深入分析“行”、“列”、“汇”构造样式及其与深部构造过程发生“引潮共振”的机制，以及成矿流体在该构造样式中受裂隙偏流理论支配的控矿规律，是从爆发异常成矿作用的新视角，深化认识超巨量金属堆积的重要研究方向。

（2）从地质历史年代上的“大气变态”和“构造圈热侵蚀”的全球规律，重点剖析与“氧大气变态”和“还原大气变态”有关 BIF 型铁矿床、花岗－绿岩带金矿、SEDEX 型铅锌矿床储量的相对丰度与年代时限的演化，以及与“构造圈热侵蚀”有关的构造－岩浆矿床储量相对丰度的年代时限是探讨成矿热事件在地质历史上出现的频率及其激发成矿作用促进巨量金属堆积的前沿研究问题。

（3）从区域古地球环境和作为成矿地质－热事件特殊标记的矿床成矿年代和成矿氧逸度、硫逸度，发现氧化和还原环境的变迁，结合矿物组合特征综合分析矿床产出的过氧和缺氧事件是深化研究以大气变态形式、反映成矿热事件和爆发异常成矿的最新发展。

（4）区域花岗岩类的时空分布规律（广度和频率、成岩时代和时限）、固结指数和冷凝速率以及高热花岗岩（HHP）放射性物质含量等是研究构造圈热侵蚀所反映的构造－岩浆成矿作用强度的重要标志。

（5）华北地台北缘及其北侧金属成矿省是我国重要的金属成矿区带，对本金属成矿省的金属成矿理论研究和矿产勘查评价历来为国内外地质学家所关注。以野外地质调查研究为基础，以构造成矿活动论为指导，对区域内一系列重要金属矿床开展成矿地质背景及成矿堆积环境、控矿构造聚敛场、金属成矿相和结构－构造矿床（即“景”、“场”、“相”、“床”）四个等级体制成矿的耦合规律研究，开展巨量金属工业堆积深部构造过程及其激发成矿爆发异常的研究是当前开展矿产资源勘查与评价的重要发展方向，对成矿学和勘查地质学的发展均具有重要的科学意义和实用价值。

第三节　华北地台北缘及其北侧金属成矿省演化

一、华北地台北缘及其北侧成矿年代省的建立

成矿年代省（ore-forming age province）是一个新概念，它是从“时间维造就空间维”的新思维（裴荣富，1994、1997、1998）提出的。这是把过去研究区域成矿规律（分别按时间和空间两向展布）的概念变为成矿是随时间的推移促成空间的形成，时间“演化是一切成矿因素的函数”（G. C. Amstutz，1996），即随时间的演化才出现一定的空间客观存在。例如，从地球的形成初始到以后发展演化的各个宙、代、纪、世，地球圈层结构及其分布状态、元素的组成、岩石矿物的种属、成矿的物理化学条件以及温、压等状态都是不同的。因此，一定的时间形成一定的成矿地质构造背景及有关矿床的专属也应是自然的。因而从成矿时间演化认识空间规律，给空间赋以年代鉴证，即建立成矿年代省和成矿年代区，并根据成矿时间跨度的长短划分出成矿年代省（区）的成矿时限，将为评价成矿区带远景和地质勘查工作部署提供成矿年代依据。

作者仅根据目前尚不全面的研究资料，初步将华北地台北缘及其北侧金属成矿省的成矿年代省（区）及其年代时限和已知成矿远景列于表 4-3。该表虽然指出矿床的可能主成矿期，但绝大部分伴有多年代值。尽管由于同位素技术方法本身及地质研究程度不同等原因，使这些年代值的可信度尚不一致，但作者认为，多年代值是肯定的，而且可以作为评估成矿历程存在长期复杂变化的参考。

从表 4-3 中可以概括出以下初步认识。

（1）太古宙成矿年代省和年代区的成矿跨度长，可跨古生代和中生代，长约 2000Ma 以上；矿床多为多年代值，其中金矿主要成矿期多为古生代和中生代，BIF 富矿也为古生代。这是长期成矿历史多期叠加演化的必然结果。

（2）元古宙成矿年代省和年代区成矿跨度也相当长，约 1000Ma 以上；矿床虽为多年代值，但主成矿期仍以元古宙为主，不足的是成矿主期年代不够集中，不利于形成喷流沉积的特大型铅锌矿床。

（3）古生代成矿年代省和年代区的成矿跨度中—短，一般为 500Ma 和 200Ma 以下，矿床虽见多年代值，但少见跨新的代，多数跨在太古宙和元古宙年代省之上。这是长期成矿历史继承演化的客观存在。

（4）中生代成矿年代省和年代区的成矿跨度短—中，一般为 150Ma 和 400Ma 以下，矿床的多年代值常连续接近出现，间歇期不长，矿化期集中，有利岩浆发生补余分异成矿

表 4-3 华北地台北缘及其北侧成矿年代省和成矿年代区

成矿年代省	成矿年代区	代表矿床成矿年代①/Ma	成矿跨度(Ts)②/Ma	成矿历程③	已知成矿远景④
太古宙辽吉蒙克拉通隆起年代省	中—新太古代冀东-辽西高级变质-花岗-绿岩地体年代区	司家营 BIF 铁矿床:2470* ~1944~1582~910~194;水厂 BIF 铁矿床:2529*;金厂峪 Au 矿床:2230~2150~1967~197~165*;排山楼 Au 矿床:1800~1200~260~190~(184±3)~(175±2)* ~(137±2)~(121±2.5)	2349	长	优
	中—新太古代冀西北-蒙南高级变质花岗-绿岩地体年代区	小盘营 Au 矿床:(2711±230)~1362~791.7* ~247~155;张全庄 Au 矿床:963.7~925~501;东坪 Au 矿床(579.6±0.88)~(410.2±1.1)~(350.9±0.9)* ~266~(191±2.9)~178* ~159.4~157.4~(148.1±2.2);中山沟 Au 矿床:266* ~178*;后沟 Au 矿床:127*;乌拉山 Au 矿床:2455~2398~342* ~230;哈德门沟 Au 矿床:290* ~270;东伙房 Au 矿床:250~270*;三合明-公义明 BIF 铁矿床(无);黄土沃-弘鳌堡石墨矿床(无)	1235	长	优
	新太古代鞍山-清原花岗-绿岩地体年代区	弓长岭 BIF 铁矿床:2132~1876* ~1835~1734~1717~1646~1588~1315~420.3*;樱桃园 BIF 铁矿床:2373~2203~1909*;南芬 BIF 铁矿床:2570*;齐大山 BIF 铁矿床:3140;红透山 Cu-Zn 块状硫化物矿床:2884~2675~2451~2092~1681* ~1343~169*;夹皮沟 Au 矿床:2630~2480~(2521±4)~2040~1253~325~(244±9)* ~(231±21)* ~161	2409	长	优
元古宙辽吉蒙克拉通裂拗带年代省	古元古代辽东裂陷盆地年代区	青城子 Pb-Zn 矿床:2000~1982~1475* ~236~231* ~220~200~156*;猪泉沟硼镁铁矿床:1050*;大石桥菱镁矿床:1478~1447*	1329	长	优
	中元古代扎尔泰-狼山边缘裂谷带年代区	霍各乞 Cu 多金属矿床:1360~1118* ~1100~1080~300* ~100;东升庙多金属硫铁矿床:2036~1970~1863~1801~1767* ~1681*;甲生盘 Pb-Zn 块状硫化物矿床:2046~1743~1680* ~1431~1350~345;白云鄂博 Fe-NbF 矿床:2600~1580* ~300~273~270* ~210	1580	长	优
古生代蒙中-燕辽-吉陆缘构造缝合带年代省	前—早古生代温都尔庙-白乃庙-洽-盆构造带年代区	白乃庙 Cu-Mo 块状硫化物-斑岩矿床:694~554~458* ~430~362~341*;温都尔庙海底喷流 Fe 矿床(445.6±15)~(425±15)*;别洛乌图多金属块状硫化物矿床:481~279*;放牛沟多金属硫铁矿床:481~455* ~279;哈德庙斑岩 Au 矿床:175*	519	中	佳
	中古生代西拉木伦-延边对接消减构造带年代区	红旗岭 Cu-Ni 硫化物矿床:331* ~350*;贺根山铬铁矿床:380* ~346*	124	短	良
	中—晚古生代克拉通陆缘构造岩浆带年代区	同中-新太古代花岗-绿岩地体年代区的古生代成矿的东坪-乌拉山金矿床区	425	中	佳
中生代滨西太平洋构造岩浆带成矿年代省	前—早中生代古南-辽东构造岩浆活化带年代区	黄柏峪斑岩 Cu-Mo 矿床;233* ~160*;华铜矽卡岩 Cu(Au)矿床 165*;二棚甸子矽卡岩 Fe-Cu 矿床:284~122*	160	短	良
	早中生代永吉-延边构造岩浆活化带年代区	小西南岔斑岩 Cu-Au 矿床:147.5*;大宝山矽卡岩-斑岩多金属矿床:245.2~205*;五凤-五星热泉 Au 矿床:175~173.6* ~144~130~110	65	短	良
	晚中生代黄岗-甘珠尔庙构造岩浆活化带年代区	黄岗矽卡岩 Sn 矿床:142~134.7* ~90;甘珠尔庙花岗岩稀有 W、Sn 矿床:140* ~90;白音诺矽卡岩 Pb-Zn 矿床:338~118* ~95~76;大井多金属矿床:213~155* ~132~84	348	中	佳
	中生代冀北-辽西构造岩浆活化带年代区	寿王坟矽卡岩 Fe-Cu 矿床:113~123*;兰家沟斑岩 Mo 矿床:192.5~183.2~159.7~(154.66±14.65)* ~146.6;大庄科角砾型 Mo 矿床:139~146.6*;蔡家营 Pb-Zn-Ag 矿床:158.10~141~119.1*	80	短	良

注:①包括矿源层(体)的可能先兆成矿(Tp)、初期成矿(Ti)、主成矿(Tr)、滞后成矿(Th)、终结成矿(Tf)及其成矿历史的多期年代值;②包括初始到终结成矿跨度(Ts);③包括先兆到终结成矿以长、中、短计;④按优、佳、良计;* 代表可能的主成矿期;表中年代的定年方法包括 K-Ar,Rb-Sr,U-Pb,Pb-Pb,Sm-Nb,其大量资料来源略。

表 4-4　华北地台北缘及其北侧金属成矿省的成矿年代演化模式

地质历史推移 Ma	构造背景、成矿环境、控矿场与矿床的空间配置										成矿年代矿床演化/Ma
	赋矿岩系岩浆岩带		构造背景		成矿环境	构造聚敛场		成矿相	不同年代矿床		←太古宙→ ←元古宙→ ←古生代→ ←中生代→ 3800 2500 600 250 66 4000 3000 1000 400 300 200 100 0
3800	迁西群		太古宙克拉通基底—古元古代活动带	微陆块裂解拼合增生	阴山-燕山太古宙地体	太古宙同剪切形变	宣-赤区	高压高温变质热液堆积相	大营盘 Au		2790*
2900	红透山组				辽北-吉南太古宙地体		金-马区		小营盘 Au		2711* 463**
2500	辽河群				辽东-吉南古元古代裂谷	古元古代—古生代同沉积成矿	鞍-红区		金厂峪 Au		
1800	狼山群		中元古代坳拉谷槽		狼山-渣尔泰古元古代裂陷槽		撑-夹区		红透山 Cu An		2230* 197-165*
1000	长城系				泛河中晚元古代坳拉槽		青-北区	中压中温喷流热水堆积相	老虎沟 Au		
800	蓟县系		新元古坳陷带		燕辽中-晚元古代坳拉槽		东-甲区		青城子 Pb Zn		2406
600	青白口系						泛河区		北瓦沟 Pb Zn		
405	渥都尔庙群		加里东褶皱带	古亚洲洋壳俯冲	白乃庙叠接俯冲带		高-军区		东升庙 S Pb Zn		2040-1900-1864* 209** 161-136**
	加里东造山带花岗岩	别洛乌图系	海西褶皱带	继承造山带	蒙-吉古生代洋盆		白-别区	中温中压海相火山喷流堆积相	霍各乞 Cu		2000-1000* 230-217** 174-162**
		水泉沟碱性浆岩体	古生代台缘裂谷带		蒙-吉古生代台缘裂谷侵入岩岩链		东-张区	高温高压深熔岩浆流体堆积相	甲生盘 Pb Zn S		
250	印支旋回	中酸性火山侵入岩体	台缘坳陷-台隆区		辽东-吉南-内蒙古中西部坳陷断裂带	古生—中生代构造-岩浆行列汇	红-小区		关门山 Pb Zn		2000-1200*
205	燕山旋回构造-岩浆岩带	二长花岗-花岗闪长岩	台内构造隆起和兴蒙褶皱断裂区	陆缘—陆内和兴蒙褶皱构造岩浆活化带	燕辽坳陷断裂带		缓-锦区	高—中—低温-高—中—低压岩浆期后含矿流体相堆积相	高板河 Pb Zn S		2036-1681*
163		花岗斑岩			燕辽隆起断裂带		宽-通区		莫家屯 Mo Pb Zn		2030-1530*
135		花岗岩-花岗闪长岩			兴蒙褶皱带对接碰撞带		辽-桦区		大榆树 Cu		2046-1343*
66							安-延区		大福屯 Cu		350-331** 193*** 183***
							缓-锦区		松北 Mo Pb Zn		
							迁-平区		八家子 Pb Zn Ag		177***
							张-平区		松南 Pb Zn Ag		155***
							建-赤区		东五家子 Au Pb Zn		
							缓-锦区		兰家沟 Mo		154***
							缓-锦区		峪耳崖 Au		136***
							白-大区		蔡家营 Ag Pb Zn		134***
							燕-东区		金厂沟梁 Au		132***
							白-谷区		小寺沟 Mo		129***
							缓-锦区		寿王坟 Fe		127***
									白音诺 Pb Zn		171-164***
									大井 Pb Zn Cu		177-132***
									放珠达巴 Sn		140***
									黄岗 Sn		138***
									哈镍庙 Au		182***
									杨家杖子 Mo		104***

注：* 继承初生型矿床；** 衍生-改造再生型矿床；*** 构造-岩浆热液内生型矿床。

效应和岩体与流体的缓冲作用，具有形成特大型岩浆热液矿床的有利的成矿年代条件。

二、成矿年代演化模式

成矿年代演化成矿模式建立的主导思想是本着“演化成矿学”（evolutionary metallogeny）新概念，即地质历史演化是一切成矿因素的函数（function），也即成矿的空间展布是随时间的推移而演化的。作者现按“时间维造就空间维”的成矿时空配置规律，将华北地台北缘及其北侧金属成矿省的矿床成矿年代演化模式列于表 4-4。

从成矿年代模式可以看出如下特点。

（1）成矿地质背景及成矿堆积环境、成矿构造聚敛场与矿床的空间配置是随地质历史推移而演化的，即时间的推移是空间配置的函数。

（2）“景”、“场”、“相”、“床”四个成矿等级体制的耦合是矿床形成的前提，特别是大型－超大型矿更是必然的前提。

（3）太古宙变质热液矿床的演化是从前 2500Ma 的矿源地体受剪切形变继承成矿的初生型矿床；古元古代—古生代喷流热水沉积矿床的演化是衍生前 2500Ma 矿源地体和前 600Ma 的矿源层受喷气热水环流而同成矿堆积的再生型矿体；古生代—中生代构造—岩浆热液矿床的演化是对前 2500Ma 的太古宙变质热液和古元古代－古生代喷流热水沉积矿床发生深熔－改造－衍生或叠覆（overprint）多种成矿作用而堆积的改造型矿床，250Ma，特别是 205Ma 以来印支－燕山旋回大量构造－岩浆作用形成与岩浆热液成矿有关原生型矿床。据此，成矿年代矿床演化可分为：前 2500Ma 初生型矿床；前 600Ma 再生型矿床；前 66Ma 改造型矿床，其中，包括大量内生矿床。

（4）初生型→再生型→改造型→原生型四类矿床的成矿年代演化也是随地质历史推移而演化的，它们的演化规律是按继承－衍生－原生－改造作用而前进演化的，但改造作用可以叠覆在所有的继承和衍生型矿床之上。据此演化模式可以从已知一定年代的初生型矿床预测一定年代的衍生矿床，反之也可以衍生矿床预测一定年代的初生型矿床。

（5）改造型矿床是由内生型矿床发展来的，它在华北地台北缘十分发育，中生代构造－岩浆作用改造前中生代所有的矿床。所以，本区大都是多年代矿床（polychronous ore deposit）。从多年代矿床视角认识矿床的结构－构造而进行矿床评价时，完全不同于单年代矿床。单年代矿床具有矿体呈多层结构时，多年代矿床则可出现多个矿体多层结构，即单年代矿床是“一幢塔楼”，多年代矿床则可出现“多幢塔楼”。

参 考 文 献

北京市区域地层编写组．华北地区区域地层表，北京市分册．北京：地质出版社，1979．

地质矿产部宜昌地质矿产研究所同位素地质研究室．铅同位素地质研究的基本问题．北京：地质出版社，1979．

地质矿产部地质辞典办公室．地质辞典，古生物、地史分册．北京：地质出版社，1979．

地质矿产部地质辞典办公室．地质辞典，矿物岩石地球化学分册．北京：地质出版社，1981．

地质矿产部地质辞典办公室．地质辞典，矿床地质、应用地质分册．北京：地质出版社，1986．

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．

河北省天津市区域地层表编写组．华北地区区域地层表，河北省、天津市分册．北京：地质出版社，1979．

河北省地质局第五地质大队．河北××复脉型金矿地质特征及成矿控制因素．地质学报，1966，46（2）．

南岭项目花岗岩专题组．南岭花岗岩地质及其成因和成矿作用．北京：地质出版社，1989．

武警黄金指挥部．河北省东坪碱性杂岩金矿地质．北京：地质出版社，1996．

中国地质科学院．中国地层概论．北京：地质出版社，1982．

中国科学院地质研究所同位素地质研究室锶锶组，冀东36亿年古老岩石锶锶年龄的初步测定．科学通报，1978，(7)．

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．

白洪生等．中国冀东蒙南金矿成矿规律和成矿模式，"七五"地质科技重要成果学术交流会议论文选集．北京科学技术出版社，1992．

边兆祥．前寒武纪的划分．成都地质学院学报，1987，14（2）：1～6页．

陈德潜，陈刚．实用稀土元素地球化学．北京：冶金工业出版社，1990．

陈国达，薛佳谋等．中国大地构造概要．北京：地震出版社，1977．

陈国达．成矿构造研究法．北京：地质出版社，1985．

陈好寿主编．同位素地球化学研究．杭州：浙江大学出版社，1994．

陈俊明．含铁建造与金矿床．山西地质情报，1987，(6)：1～6页．

陈俊明．含金剪切带及其基本特征．山西地质情报，1992，(4)：1～5页．

陈俊明．含金剪切带的蚀变特征．山西地质情报，1992，(5)：1～8页．

陈俊明．剪切带与金矿床的关系．山西地质信息，1993，(1)：1～8页．

陈友明．八十年代地球科学研究的动向（二）——碰撞和添加构造的研究．地球科学信息，1988，(3)：28～32．

陈毓川，裴荣富等．南岭地区与中生代花岗岩有关的有色及稀有金属矿床地质．北京：地质出版社，1989．

陈毓川，朱裕生等．中国矿床成矿模式．北京：地质出版社，1993．

程裕淇主编．1:5000000中国地质说明书．北京：地质出版社，1990．

程裕淇主编．中国区域地质概论．北京：地质出版社，1994．

程玉明等．吉辽地区绿岩带金矿成矿找矿模式．北京：地震出版社，1996．

崔文智．韧性剪切带的发展演化与金银矿化的基本关系．黄金地质科技，1990，(2)：27～32页．

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，1999，64（4）：344～349页．

丁悌平．氢氧同位素地球化学．北京：地质出版社，1980．

丁悌平等．硅同位素地球化学．北京：地质出版社，1994．

董有，卢欣祥．关于中国东部燕山期花岗岩成矿作用的几个问题．见：中国地质学会矿床地质专业委员会编，第五届全国矿床会议论文集．北京：地质出版社，1993．

杜乐天．当代金矿床地质研究之谜．见：沈阳国际金矿地质与勘探学术会议论文集．沈阳：东北工学院出版社，1989．

杜乐天．硅谜与碱盲．铀矿地质，1990，(6)：338～347页．

杜乐天．硅桥问题——兼及当代热液成矿理论的概念更新．矿床地质，1992，11（1）：13～19页．

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：科学出版社，1996．

范嗣仑等．同位素地质年龄测定．北京：科学出版社，1995．

范永香，周群辉．初论金成矿作用的后生性和叠加性．黄金，1985，(6)：21～24页．

房立民等．变质岩区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．

冯钟燕．关于亲花岗岩类矿床的研究进展．地学前缘，1994，1（3）：100～104页．
冯钟燕主编．矿床学原理．北京：地质出版社，1984．
高秉璋，洪大卫，郑基俭等．花岗岩类区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．
高占林，林尔为．金厂峪金矿有关岩石金丰度的研究．长春地质学院学报，1987，第1期．
郭令智、施央申等．论地体构造——板块构造的最新问题．中国地质科学院院报，1984，（10）：27～34页．
顾明中．试论华北陆台北缘早前寒武纪地体（冀北至辽西段）与铁金矿产的关系．见胡桂明等著，华北陆台北缘地体构造演化及其主要矿产．武汉：中国地质大学出版社，1996，92～95页．
郝雅、刘鹏．一些与韧性剪切带有关的金矿地质特征．贵金属地质，1993，2（1）：54～61页．
何知礼．包体矿物学．北京：地质出版社，1982．
贺潜飞．金的后生特性研究及再生成矿机理探讨．湖南地质，1985，4（1）：15～27页．
贺同兴、卢良兆，李树勋，兰玉琦编．变质岩岩石学．北京：地质出版社，1980．
洪大卫．花岗岩的成因类型．见：当代地质科学动向．北京：地质出版社，1987．
胡达骥．华北陆台北缘含金石英$^{40}Ar/^{39}Ar$年龄．见：胡桂明等著，华北陆台北缘地体构造演化及其主要矿产．武汉：中国地质大学出版社，1996，167～173页．
胡达骥，罗桂玲．河北张宣金矿区含金石英脉$^{40}Ar/^{39}Ar$年龄．地质科学，1994，29（2）．
胡桂明．华北陆台北缘（中、东段）早前寒武纪变质杂岩特征与陆台早期演化．见：胡桂明等著，华北陆台北缘地体构造演化及其主要矿产．武汉：中国地质大学出版社，1996，1～11页．
黄汲清指导，任纪舜、姜春发、张正坤、秦德余执笔．中国大地构造及其演化．北京：科学出版社，1983．
胡小蝶等．河北小营盘金矿成矿时代－单颗粒锆石U-Pb同位素年龄新证据．前寒武纪研究进展，1997，20（2）．
季克俭等．热液矿床的矿源、水源和热源及矿床分布规律．北京：北京科学技术出版社，1989．
季克俭，王立本．热液源研究的重要进展和“三源”交代热液成矿学．地学前缘，1994，1（4）：126～132页．
蒋少涌．我国金矿床同位素地质研究的新进展．矿床地质，1988，7（2）：92～96页．
李春景．金在热液流体中存在形式的讨论——“纳米效应”在成矿理论中的应用．贵金属地质，1995，4（4）：307～310页．
李春昱，王荃，刘雪亚，汤耀庆．亚洲大地构造图说明书．北京：地图出版社，1982．
李德成．含金剪切带的类型划分及成矿机理．矿床地质，1993，12（2）：148～155页．
李红阳等．试论冀西北金银多金属矿产富集区地幔热柱及其成矿制约．地球学报，1996，17（4）．
李红阳等．试论华北地台中生代超变质作用与地幔热柱作用．地球学报，1996，17（4）．
李华芹，刘家齐，魏林．热液矿床流体包裹体年代学研究及其地质应用．北京：地质出版社，1993．
李华芹等．新疆北部有色贵金属矿床成矿作用年代学．北京：地质出版社，1998．
李惠民等．用矿脉中热液锆石的U-Pb定年确定东坪金矿的成矿时代．地球学报，1997，18（增刊）：176～178页．
李俊华等．同位素年龄计算手段．北京：原子能出版社，1978．
李俊建等．吉林夹皮沟金矿成矿时代的研究．地质学报，1996，70（4）：335～341页．
李明泽．有关剪切带金矿的几个问题．山西地质情报，1991，（6）17～20页．
李勤，杨振升主编．高级变质岩区填图方法——冀东地区构造－岩石法填图研究．北京：地质出版社，1992．
李上森．板块构造与前寒武纪成矿作用．国外前寒武纪地质，1993，（4）：63～72页．
李之彤．我国显生宙含金花岗岩类岩石－地球化学特征初探．贵金属地质，1994，3（1）：1～20页．
李志昌，蔡红，朱家平．矿石、沉积岩年龄的直接测定．地质地球化学，1994，（1）：47～52页．
林景仟主编．岩浆岩成因导论．北京：地质出版社，1987．
林强，吴福元，刘树文等．华北地台东部太古宙花岗岩．北京：科学出版社，1992．
刘敦一，张自超．同位素年代学与年代地层学．见：当代地质科学动向．北京：地质出版社，1987．
刘敦一．中国最古老陆壳的同位素年龄．中国地质，1990，（6）：29．
刘家远．我国与花岗岩类有关金矿的成矿系列及其形成机制．见：中国地质学会矿床地质专业委员会编，第五届全国矿床会议论文集．北京：地质出版社，1993．
刘家远．我国与花岗岩类有关的金矿成矿系列及找矿问题——兼论江西金矿找矿．江西地质，1992，6（2）99～105．
刘连登，朱永正，戴仕炳等．金矿与韧性剪切带及叠加构造．见：中国前寒武纪矿床和构造．北京：地震出版社，

1994.
刘顺生等．裂变径迹年龄测定——方法、技术和应用．北京：地质出版社，1984.
柳少波、刘连登．金厂峪金矿床的地球化学特征及成矿物质来源．贵金属地质，1994，3（3）：186～192页．
柳少波、王联魁．金矿床成岩成矿时差述评．地质论评，1996，42（2）：154～163页．
卢纪仁．峨嵋地幔柱的动力学特征．地球学报，1996，17（4）．
卢德林，汪建军．硅同位素在金矿成矿物质来源研究的中应用——以碱性岩中的东坪金矿为例．地质与勘探，1992，28（1）．
陆松年，杨春亮等．建议的中国太古宙划分方案．华北地质矿产杂志，1996，11（1）：37～41页．
陆松年．在华北地台中－新元古界中寻找金、银矿床的思路和前景．前寒武纪研究进展，1997，20（1）．
陆松年，李怀坤，李惠民．成矿地质事件的同位素年代学研究．地学前缘，1999，6（2）：335～342页．
栾世伟等．金矿床地质及找矿方法．成都：四川科学技术出版社，1987.
罗镇宽，关康，王曼祉，王传泰．中国金矿床概论．天津科学技术出版社，1993.
马民涛．对金亲铁性的剖析．地质与勘探，1991，27（6）：43～46页．
马民涛．金的亲硫性分析．地质与勘探，1992，28（3）51～54页．
马启波等．中国热液金矿床含金建造及成矿作用与找矿方向．北京：地质出版社，1994.
毛景文，裴荣富，李红艳．柿竹园超大型钨金属矿床形成的几个异常因素争议．矿物岩石地球化学通讯，1994（2）．
毛景文，李红艳，宋学信．湖南柿竹园钨锡钼铋多金属矿床地质与地球化学．北京：地质出版社，1998，34～47页．
梅燕雄，叶锦华．成矿模式研究与矿床分类问题．中国地质科学院562综合大队集刊，1994，（11～12）：237～241页．
梅燕雄，朱裕生，叶锦华．中国超大型矿床的若干统计特征．地球学报，1997，18（4）：358～366页．
梅燕雄，叶锦华，黄春鹏．成矿年代学研究及其若干进展．福建地质，2000，19（2）：103～110页．
梅燕雄．冀东花岗岩的成因系列及其与金矿的关系．中国地质科学院562综合大队集刊，2000，（14）：36～59页．
梅燕雄．冀东金矿的成矿演化．国土资源部实物地质资料中心集刊，2001，（15）：70～82页．
孟良义．含矿花岗岩浆浅部分异作用模式．中国科学，B辑，1992，（11）1196～1200页．
南京大学，长春地质学院，北京第三研究所，桂林冶金地质研究所．全国同位素地质年龄数据汇编，第二集．北京：地质出版社，1977.
裴荣富，吴良士．中国东部区域成矿研究述评．矿床地质，1990，9（1）．
裴荣富，吴良士．在我国开展寻找超大型矿床的若干基础研究问题讨论．矿床地质，1990，9（3）：287～289页．
裴荣富，吴良士．金属成矿省的地质历史演化和成矿年代学研究的新进展．矿床地质，1993，12（3）：285～286页．
裴荣富，吴良士．特大型矿床与成矿环境和成矿作用异常．见：中国地质学会矿床地质专业委员会编，第五届全国矿床会议文集．北京：地质出版社，1993，127～129页．
裴荣富，吴良士．金属成矿省演化与成矿．地学前缘，1994，1（3）：95～99页．
裴荣富，吴良士．特大型矿床成矿偏在性研究新进展．矿床地质，1994，13（2）：155页，171页，180页．
裴荣富，吴良士．找寻特大型隐伏矿床的衍生矿床导向和成矿轨迹追踪研究．矿床地质，1994，13（4）：380～382页．
裴荣富，吴良士，熊群尧．加强矿床模式普遍属性的研究，提高模式的找矿效应．中国地质科学院地质研究所所刊，1994，（3）：8～2页．
裴荣富，吴良士．矿物共生和矿物共生组合研究与成矿年代学．矿床地质，1995，14（3）：185～188页．
裴荣富．共（源）岩浆补余分异作用与成矿．矿床地质，1995，14（4）：37～379页．
裴荣富．金属成矿省等级体制成矿与矿产勘查评价．见：陈毓川主编，当代矿产资源勘查评价的理论与方法论文集．北京：地震出版社，1995，120～130页．
裴荣富．中国矿床模式．北京：地质出版社，1995.
裴荣富．姻袭成矿与特大型矿床．矿床地质，1997，16（1）：93～96页．
裴荣富．金属成矿省演化与特大型矿床．矿床地质，1997，16（2）：167～170页．
裴荣富，熊群尧．成矿学和成矿年代研究的新进展．中国地质科学院矿床地质研究所所刊，1998，（1）：30～37页．
裴荣富，吕凤翔，范继璋等．华北地块北缘及其北侧金属矿床成矿系列与勘查．北京：地质出版社，1998.
裴荣富，吴良士，熊群尧等．中国特大型矿床成矿偏在性与异常成矿构造聚敛场．北京：地质出版社，1998.
裴荣富，熊群尧，梅燕雄．金属成矿省演化与成矿年代学研究——以华北地台北缘为例．矿床地质，1998，17（增

刊)：249～252 页．
裴荣富，熊群尧，梅燕雄．金属成矿省成矿年代学研究的新进展——以华北地台北缘为例．地学前缘，1999，6 (2)：325～334 页．
裴荣富，叶锦华，梅燕雄，尹冰川．特大型矿床研究若干问题探讨．中国地质，2001，28 (7)：9～15 页．
裴荣富等．难识别矿及隐伏大矿、富矿资源潜力的地质评价．北京：地质出版社，2001．
裴荣富，梅燕雄．论异常成矿作用．矿床地质，2002，21 (增刊)：48～51 页．
彭齐鸣．前寒武纪成矿作用研究中的一些进展．地学前缘，1994，1 (4)：157～163 页．
钱祥麟，崔文元，王时麒，王关玉．冀东前寒武纪铁矿地质．石家庄：河北科学技术出版社，1985．
乔广生，翟明国，阎月华．冀东早太古代 Sm-Nd 同位素年龄测定．地质科学，1987，(1)．
秦馨菲等．中国金矿主要类型区域成矿条件．北京：地质出版社，1988．
秦正永．燕山地区与变质核杂岩－伸展构造有关的金、银找矿远景探讨．前寒武纪研究进展，1997，20 (2)．
邱家骥，林景仟主编．岩石化学．北京：地质出版社，1991．
邱小平等．冀西北金矿集中区成矿特征．北京：地质出版社，1996．
权恒，韩庆云，艾永富等．燕辽地区金银多金属成矿与远景．北京：地质出版社，1992．
芮宗瑶，施林道，方如恒等．华北陆块北缘及邻区的有色金属矿床地质．北京：地质出版社，1994．
申浩澈，郑懋么，朱杰辰，刘凤香．全国同位素地质年龄数据汇编，第三集．北京：地质出版社，1983．
申浩澈．中国花岗岩锶同位素组成的基本特点及研究意义．长春地质学院学报，1989，20 (2)：185～192 页．
沈保丰，骆辉等．辽北－吉南太古宙地质及成矿．北京：地质出版社，1994．
沈其韩，刘国惠，张勤文等．冀东迁安、滦县前震旦亚界变质含铁岩系的对比问题．中国地质科学院院报地质研究所分刊，1980，1 (2)：1～15 页．
沈其韩，张宗清，夏明仙等．河北滦县司家营晚太古代铁硅质岩系的钕锶同位素年龄测定．地质论评，1981，27 (3)：207～212 页．
施央申，杨树峰．地体构造——板块构造研究的最新发展．地球科学信息，1988，(3)：33～36 页．
宋瑞先，王有志等．河北金矿地质．北京：地质出版社，1994．
宋友贵，周显强，张国铎等．冀东西段金矿控矿构造模式与找矿方向．北京：地质出版社，1992．
孙大中主编．冀东早前寒武地质．天津：天津科学技术出版社，1984．
孙继源，邢集善，叶志光，陈昌武．华北地区板内构造及深部过程初探．地质科技情报，1992，11 (1)：4～12 页．
孙胜龙．剪应力与含金硫化物富集的实验研究．矿产与地质，1992，6 (1)：63～66 页．
谭顺道．浅矿源层雏议．地质与勘探，1985，21 (6)：1～7 页．
汤中立，李文渊．金川超大型硫化镍矿床成矿地质背景．见：中国地质学会矿床地质专业委员会编，第五届全国矿床会议议论文集．北京：地质出版社，1993．
陶大理，郭福琳．石英脉型金矿成矿流体的特征．西南地质科技情报，1991，(2)：15～19 页．
涂光炽．矿床的多成因问题．地质与勘探，1979，(6)：1～5 页．
涂光炽．论改造成矿兼评现行矿床成因分类的弱点．见：地球化学文集．北京：科学出版社，1986．
涂光炽．关于超大型矿床的寻找和理论研究．矿物岩石地球化学研究，1989，(3)：163～168 页．
涂光炽．超大型矿床的探寻与研究的若干进展．地学前缘，1994，1 (3)：45～53 页．
涂光炽主编．庞然大物—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．
万渝生．辽号长岭含铁岩系的形成与演化．北京：北京科学技术出版社，1993．
王安建．金矿源岩研究与判定．地质找矿论丛，1986，(3)．
王安建．古老地壳内部脉状金矿床的形成模式——以冀东地区金矿为例．矿床地质，1988，7 (4)：16～25 页．
王伏泉．韧性剪切带控制内生金矿床若干问题探讨．黄金科学技术，1994，2 (5)：17～21 页．
王鸿祯，刘本培主编．地史学教程．北京：地质出版社，1980．
王鸿祯，李光岑编译．国际地层时代对比表．北京：地质出版社，1990．
王季亮，李肖洋，周德星等．河北省中酸性岩体地质特征及其与成矿的关系．北京：地质出版社，1994．
王联魁，张绍立等．花岗岩成因分类的再认识．地质与勘探，1989，25 (9)：24～30 页．
王启超．华北陆台前寒武纪地质年代讨论．华北地质矿产杂志，1996，11 (1)：43～49 页．

王清廉．前寒武纪古老地壳是成金的基础．地质与勘探，1989，25（8）：38页．
王西华．华北陆台北缘地体构造及铁金矿产遥感地质研究．见：胡桂明等著，华北陆台北缘地体构造演化及其主要矿产．武汉：中国地质大学出版社，1996，61～69页．
王秀璋、程景平、张宝贵等．中国改造型金矿床地球化学．北京：科学出版社，1992．
王义天．金矿活化成矿论——以华北地台北缘为例．地质找矿论丛，1992，7（1）：81～91页．
王义文．我国主要类型金矿床同位素地质学研究．地质论评，1982，28（2）．
王义文．金矿床定年方法进展及中国金矿床成矿时代．地质科技情报，1994，13（2）：53～57页．
汪东波．金在热液中的迁移形式．地质科技情报，1988，7（3）：81～88页．
魏菊英，王关玉编．同位素地球化学．北京：地质出版社，1988．
韦永福，吕英杰等．中国金矿床．北京：地质出版社，1994．
伍家善．华北地台早前寒武纪重大地质事件．北京：地质出版社，1991．
吴惠康．冀东迁西群的重新划分．见：胡桂明等著，华北地台北缘地体构造演化及其主要矿产．武汉：中国地质大学出版社，1996，70～75页．
吴尚金．吉林夹皮沟金矿床含金石英脉的^{40}Ar-^{39}Ar快中子活化年龄测定．矿床地质，1991，10（4）：349～358页．
吴素珍．前寒武纪矿床地质研究中的几个问题．国外前寒武纪地质，1995，（1）：17～25页．
吴珍汉．燕山地区金银成矿期与成矿演化．地质科技情报，1991，10（3）：49～54页．
谢广东．热液沸腾作用与金矿化的关系及其找矿意义．地质科技情报，1993，12（3）：61～67页．
谢广东．金的迁移形式及沉淀机制研究的某些进展．现代地质，1994，8（3）：357～363页．
谢坤一．太古代早期迁安古陆核的动态构造地质学分析．见：胡桂明等著，华北陆台北缘地体构造演化及其主要矿产．武汉：中国地质大学出版社，1996，27～36页．
解思深．超微粒子物理．物理，1989，（10）．
许云程，邵震杰．剪切带特征、演化及其控矿意义．中国矿业大学学报，1994，23（3）：59～63页．
杨连生，孙宝珊，高德玉等．河北省金厂峪绿岩带金矿床地质特征和矿床成因．矿床专著，贵重金属矿床，No. 3，1984．
杨森楠，杨巍然主编．中国区域大地构造学．北京：地质出版社，1985．
杨元要．韧性剪切作用使成矿物质活化迁移机制的新认识．矿物岩石地球化学通讯，1994，（4）：202～205页．
叶伯丹，申永治，朱杰辰．全国同位素地质年龄数据汇编，第四集．北京：地质出版社，1986．
叶连俊等．生物有机质成矿作用和成矿背景．北京：海洋出版社，1998，285～310页．
银剑钊，翟裕生，池三川．三级矿源层演化成矿模式——太古宙地块脉状金矿形成的一种新模式．见：中国地质学会矿床地质专业委员会编，第五届全国矿床会议论文集．北京：地质出版社，1993．
银剑钊，史红云．张家口－宣化地区金矿地质．北京：地质出版社，1995．
袁海华编．同位素地质年代学．重庆：重庆大学出版社，1987．
袁见齐，朱上庆，翟裕生主编．矿床学．北京：地质出版社，1979．
余昌涛，贾斌．冀东主要类型金矿床的成因及形成机理研究．见：中国金矿主要类型区域成矿条件文集，第2辑．北京：地质出版社，1989．
于润林等．冀东主要金矿类型成矿条件及找矿方向．见：中国金矿主要类型区域成矿条件文集，第2辑．北京：地质出版社，1989．
张理刚．稳定同位素在地质科学中的应用．西安：陕西科学技术出版社，1985．
张理刚．成岩成矿理论与找矿．北京：北京工业大学出版社，1989．
张秋生，刘连登．矿源与成矿．北京：地质出版社，1982．
张秋生等．中国早前寒武纪地质及成矿作用．长春：吉林人民出版社，1984．
张秋生，杨振升，高德玉等．冀东金厂峪地区高级变质区地质与金矿床．北京：地质出版社，1991．
张亚雄，章增凤．金矿与花岗岩．湖南地质，1989，8（2）：65～69页．
张贻侠等．冀东太古代地质及变质铁矿．北京：地质出版社，1986．
翟裕生等．长江中下游地区铁铜（金）成矿规律．北京：地质出版社，1992．
翟裕生，林新多主编．矿田构造学．北京：地质出版社，1993．

翟裕生等．大型构造与超大型矿床．北京：地质出版社，1997.
赵一鸣，张德全等．大兴安岭及其邻区铜多金属矿床成矿规律与远景评价．北京：地震出版社，1997.
赵宗溥等．中朝准地台前寒武纪地壳演化．北京：科学出版社，1993.
真允庆．论金矿床的矿源层问题．地质与勘探，1989，25（8）：1～8页．
郑绵平，向军等．青藏高原盐湖．北京：北京科学技术出版社，1989.
周遗军．论燕辽火成岩岩基与大型超大型金矿床．见：中国地质学会矿床地质专业委员会编，第五届全国会议论文集．北京：地质出版社，1993.
朱裕生，梅燕雄．成矿模式研究的几个问题．地球学报，1995，(2)：182～189页．
朱裕生，李纯杰，王全明，梅燕雄等．成矿地质背景分析．北京：地质出版社，1997.
朱志澄．伸展构造和拆离断层．地质科技情报，1987，6（1）：18～25页．
G. 福尔著，潘曙兰译．同位素地质学原理．北京：科学出版社，1983.
G. 福尔等著，中国科学院贵阳地球化学研究所译．锶同位素地质学．北京：科学出版社，1975.
M. Stemprok（1982）著，吴黎明译．与花岗岩有关的矿床，地质科技动态，1983，(11)．
W. B. 哈兰德等著，袁相国等译．地质年代表．北京：地质出版社，1987.
Amstutz G C. A plea for an integrated metallogeny. Abstracts of 30th IGC, 1996, 1: 395pp..
Barnes H L. Geochemistry of hydrothermal ore deposits（2nd ed.）. John Wiley and Sons, Inc., 1979.
Baranova N N *et al*.. Computer simulation of the Au-Cl-S-Na-H_2O system in relation to the transport and depositon of gold in hydrothermal processes. Geochemistry international, 1981, No.7.
Bell K, Anglin C D, Franklin J M. Sm-Nd and Rb-Sr systematics of scheelites: Possible implications for the age and genesis of vein hosted gold deposits. Geology, 1989, 17: 500～504pp..
Bohlke J K, Kinstlar R. Rb-Sr, K-Ar and stable isotope evidence for the ages and sources of fluid components of gold bearing-quartz veins in the north Nevada foothills metamorphic belt, California. Econ. Geol. 1986, 81: 296～322pp..
Bonnemaison M *et al*.. Auriferous mineralization in some shearzones: A three-stage model of metallogenesis. Mineralium Deposits, 1990, Vol. 25, No. 2, 96～104pp..
Boyle R W. The geochemistry of gold and its deposits. Geological Surver Bulletin of Canada., 1979, 280pp..
Carneron E M. Archean gold: Relation to granulite formation and redox zoning in the crust. Geology, 1988, 16: 109～112pp..
Card K D, Poulsen K H, Robert F. The Archean superior province and its lode gold deposits. Econ. Goel., Monogr., 1989, 61: 19～36pp..
Changkakoti A., Gray J *et al*.. Determination of radiogenic isotopic (Rb/Sr, Sm/Nd and Pb/Pb) in fluid inclusion waters: An example from the Bluebell Pb-Zn deposit. British Columbia, Canada, Geochim. Cosmo. Actal., 1988, Vol. 52, 961～967pp..
Chung F T, Compston W, Foster J, Bai D C. Age of the chienshi Group, North China. Research school of Earth science, Annual Report, The Australia National University, 1979, 147pp..
Collins W J *et al*.. Nature and origin of a type granites with paticular reference to southeastern Australia. Contrib. Miner, Petro., 1982, 80pp..
Condie K C. Plate tectonics and crustal evolution, Third Edition. Pergamon Press, New York, 1989.
Cox D P, Singer D A. Mineral Deposit Models. U. S. Geological Survey Bulletin, 1986.
Gilbert J M. The Geology of ore deposits. New York: W H Freeman and company, 1986.
Hamilton E I. Applied Geochronology. Academic Press, London, 1965.
Hutchinson R W. Some broad processes and effects of evolutionary metallogeny. Abstracts of 29th IGC, 1992, 1: 188pp..
Howell D G. Terranes. Scientific American, 1985, Vol. 253, No. 5.
Helgeson H C and Garrals R W. Hydrothermal transport and deposition of gold. Econ. Geol., 1968, Vol. 63, 629～635pp..
Jones D L, Howell D G, Coney P J, Monger J W H. Recognition, character and analysis of tectonostratigraphic Terranes in Western North America. Journal of Geological Education, 1983, Vol. 31, No. 4.
Kutina J. Regional mentle-rooted discontinuity extending transversely to the margins of cratons and adjacent mobile belts,

Metallogenic applications. Glob. Tect. Metall., 1995, 5 (1~2): 7~18pp..

Kirkham R, Roscol S. Atmospheric evolution and ore deposits formation. Abstracts, 29th IGC, Japan, 1992, 1: 186pp..

Klein C. Igneous ferment at Hamersley. Nature, 1997, 385 (6611): 25~26pp..

Lafitte P, Routhies P. Cartographic metallogenique, metallotect at geochimie regionale. Soc. Franc. Miner. Bull., 1965, 88: 3~6pp..

Laznicka P. Preservation of giant metal accumulations in geological time. Abstract volume of carrefour in Earth sciences, Quebec, 1998, A: 105pp..

Lambert I B. Precambrian mineral deposits through time. Abstract of 28th IGC, 1989, Vol. 2, 254pp..

McDougall I and Harrison T M. Geochronology and Thermochronology by the $^{40}Ar/^{39}Ar$ Method. Oxford University Press, New York, 1988.

McDougall I. Recent advance in dating and thermochronologic studies of ore deposits. Program of 28th IGC, 1989, 56~57.

Muever A G *et al*.. Structural Control of greenstone-hosted goldmineralization by transcurrent shearing——A new interpretation of the kalgoorlic mining district, Western Australia. Ore Geology Rev., 1988, Vol. 3, 359~387pp..

Nishiwaki C. Metallogenic province of Japan. Bur. Min. Res. Geol. Geophys. Acstr. Bull., 1973, 141: 81~94pp..

Page R W. Geochronology of Early to Middle Proterozoic fold belts in Northern Australia, A review. Precambrian Res., 1988, 40: 1~19pp..

Pei Roungfu. Evolution of Yanshanian (Mz) metallogenic province in southeast China. ABSTRACTS of 29th IGC, 1992, Vol. 1 of 3.

Pei Rongfu, Qiu Xiaoping and Peng Cong. Tectonic settings and minerogenetic series in Northeast China. Resource Geology Special Issue, 1996, No. 18, 171pp..

Pei Rongfu. On the evolution of metallogenetic province and metallogeny. Abstracts of 30th IGC, 1996, 1~3: 396pp..

Pei Rongfu. On the metallogenetic evolution of three-dimension through geological time (3Dt). Abstracts of 30th IGC, 1996, 1: 395pp..

Pei Rongfu, Wu Liangshi, Xiong Qunyao. Metallogenic preferentiality and exceptional metallotect convergence (site) of giant ore deposits. Global Tectonics and Metallogeny, 1997, 6 (2): 103~105pp..

Pei Rongfu, Peng Cong and Xiong Qunyao. Deep tectonic processes and super-accumulations of metals in Mesozoic intracontinental orogenic belt on Nanling Metallagenetic Province, China. Proceedings of IGCP-354 4th Annual Meeting, Ballarat University, 1998, 21~32pp..

Pitcher W S. Granite type and tectonic environment. In: Mauntain Buiding Processes (Ed. K. Hsu.), Academic Press, London, 1983.

Petrascheck W E. Typical features of metallogenic provinces. Econ. Geol., 1965, 60: 1620~1634pp..

Roedder E. Fluid-inclusion evidence bearing on the environment of gold deposition. Gold' 82, the geology, geochemistry and genesis of gold deposits, Edited by Foster R P, 1982.

Romberger S B. Disseminated Gold Deposits. Geoscience Canada, 1986, Vol. 13, No. 1.

Rongfu FEI, Xiaoping QIU, Cong FENG. Tectonic settings and minerogenetic series in north China. Resource Geology Special Issue, 1995, (18): 171~178pp..

Rongfu Pei and Dawei Hong. The granites of south China and their metallogeny. Episodes, Special issue on the geology of the People' s Republic of China for the 30th IGC, 1995, Vol. 18, No. 1&2, 77~82pp..

Rossman G R, Weis D and Wasserburg G J. Rb, Sr, Nd and Sm Concentrations in quartz. Geochim. Cosmo. Actal., 1987, Vol. 51, 2325~2329pp..

Rundqvist D V, Kravhenko S M. Economic super-accumulations of metals in the lithosphere. Geology of ore deposits, 1996, 38 (3): 170~265pp..

Taylor S R, McLennan S M. The continental crust: Its composition and evolution. Blackwell Scinetific Publications, 1985.

Tomson I N. Deep mineralization levels at polychronous deposits. Geology of Ore Deposits, 1995, 37 (4): 291~299pp..

White A J R and Chappell B W. Granitoid types and their distribution in the Lachlan foldbelt, Southeast Australia. In: Circum-Pacific Plutonic Terranes (Ed. J. A. Roddick), Mem. Geol. Soc. Am., 1983, 139pp..

附录　华北地台北缘及其北侧金属成矿省同位素地质年龄数据

序号	采样地点	岩石类型	测试对象	测试方法	年龄值/Ma	资料来源
001	北京昌平县十三陵	高于庄组白云岩	全岩	Rb-Sr 等时线	1282±174	宋大锐，1981
002	北京密云县沙厂	斜长角闪岩	角闪石	K-Ar 法	1207	金文山，1980
003	北京密云县沙厂	环斑花岗岩	（全岩）	K-Ar 法	1317.0	河北省区调队，1966
004	北京密云县沙厂	环斑花岗岩	（全岩）	K-Ar 法	1433.0	河北省区调队，1966
005	北京密云县沙厂	环斑花岗岩	（全岩）	K-Ar 法	1644.0	河北省区调队，1966
006	北京密云县桑园	黑云（斜长）片麻岩	黑云母	K-Ar 法	1675，1647	北京地质研究所，1979
007	北京密云县栗榛寨	黑云（斜长）片麻岩	黑云母	K-Ar 法	1651	长春地质学院，1976
008	北京密云县四干顶	石英闪长岩	（全岩）	K-Ar 法	182.0	河北省区调队，1966
009	北京延庆县大庄科	汉家川黑云母石英闪长岩	黑云母	K-Ar 法	150	北京地研所，1978
010	北京延庆县大庄科	汉家川石英闪长岩	黑云母	K-Ar 法	134	北京 102 队等，1979
011	北京延庆县大庄科	白龙大桥斑状黑云母花岗岩	黑云母	K-Ar 法	134	孙昆山，1978
012	北京延庆县大庄科	大钟山顶细粒石英二长岩	黑云母	K-Ar 法	133	孙昆山，1978
013	北京延庆县大庄科	杨麻地似斑状花岗岩	黑云母	K-Ar 法	114	河北地院，1979
014	北京延庆县大庄科	杨麻地斑状二长花岗岩	（全岩）	K-Ar 法	139	董得茂等，1985
015	北京延庆县大庄科	里长沟含辉石闪长玢岩	全岩	K-Ar 法	168	董得茂等，1985
016	北京延庆县大庄科	里长沟闪长玢岩	全岩	K-Ar 法	144	北京 102 队、河北地质学院，1979
017	北京延庆县大庄科	龙泉峪似斑状石英二长岩	黑云母	K-Ar 法	132	
018	北京延庆县大庄科	似斑状花岗岩	黑云母	K-Ar 法	118	
019	北京延庆县大庄科	花岗闪长斑岩	黑云母	K-Ar 法	131	河北地院，1979
020	北京延庆县大庄科	石英二长岩	黑云母	K-Ar 法	117	河北地院，1979
021	北京延庆县大庄科	塘石－龙潭石英二长岩	（全岩）	K-Ar 法	146.6	董得茂等，1985
022	北京延庆县大庄科	铁炉子黑云母石英二长岩	（全岩）	K-Ar 法	124	董得茂等，1985
023	北京延庆县大庄科	含角砾石英二长斑岩	（全岩）	K-Ar 法	124	董得茂等，1985
024	北京延庆县大庄科	大沙岭花岗斑岩	（全岩）	K-Ar 法	155.8	董得茂等，1985
025	北京延庆县大庄科	大沙岭粗粒花岗斑岩	黑云母	K-Ar 法	160	河北地院，1979
026	北京延庆县董家沟	花岗闪长斑岩	黑云母	K-Ar 法	128	河北地院，1979
027	北京延庆县董家沟	花岗闪长岩	黑云母	K-Ar 法	133	河北地院，1979
028	天津蓟县景儿峪村	景儿峪组海绿石砂岩	海绿石	K-Ar 法	908	于荣炳等，1978
029	天津蓟县景儿峪村	景儿峪组海绿石砂岩	海绿石	K-Ar 法	761	张学祺等，1981
030	天津蓟县铁岭村	铁岭组海绿石灰岩	海绿石	K-Ar 法	1046	于荣炳等，1978
031	天津蓟县洪水庄	洪水庄组黑色页岩	全岩	K-Ar 法	1237	张学祺等，1981
032	天津蓟县串岭沟等地	串岭沟组黑色页岩	全岩	U-Pb 等时线	1757±110	张学祺等，1982
033	河北承德县马营	暗色斜长岩	全岩	K-Ar 法	620	佚名，1974
034	河北承德县头沟	暗色斜长岩	全岩	K-Ar 法	992	地质力学所，1973
035	河北承德县黑山	斜长岩体中的橄长岩	黑云母	K-Ar 法	692	北京大学，1975
036	河北承德县大庙	斜长岩	（全岩）	K-Ar 法	800	董振华，1993
037	河北承德县大庙	斜长岩	（全岩）	K-Ar 法	700	董振华，1993
038	河北承德县大庙	斜长岩	全岩	K-Ar 法	604.4	河北地矿局综合队
039	河北承德市大庙	角闪斜长片麻岩	全岩	Rb-Sr 等时线	2453±110	戚长谋等，1980
040	河北赤城祥墩	红旗营子群斜长角闪岩	全岩	Pb-Pb 等时线	2437±174	赵宗溥等，1993
041	河北赤城祥墩	红旗营子群斜长角闪岩	锆石	U-Pb 一致线	2555±98	赵宗溥等，1993
042	河北赤城祥墩	红旗营子群斜长角闪岩	锆石	U-Pb 一致线	2040±146	赵宗溥等，1993
043	河北崇礼县水泉沟	下双台霓辉正长岩	全岩	K-Ar 法	199	王正坤等，1992
044	河北崇礼县水泉沟	下双台角闪二长岩	全岩	K-Ar 法	187.8	王正坤等，1992
045	河北崇礼县水泉沟	下双台角闪二长岩	全岩	K-Ar 法	178.2	王正坤等，1992
046	河北崇礼县水泉沟	东坪含霓辉正长岩	全岩	K-Ar 法	162	王正坤等，1992
047	河北崇礼县水泉沟	东坪含霓辉正长岩	全岩	K-Ar 法	127.5	王正坤等，1992

续表

序号	采样地点	岩石类型	测试对象	测试方法	年龄值/Ma	资料来源
048	河北崇礼县水泉沟	东坪含霓辉正长岩	全岩	K-Ar法	157.4	王正坤等，1992
049	河北崇礼县水泉沟	东坪石英碱长正长岩	全岩	K-Ar法	244	武警八支队，1992
050	河北崇礼县水泉沟	东坪石英碱长正长岩	全岩	Rb-Sr法	273	河北地矿局综合队
051	河北崇礼县水泉沟	东坪花岗细晶岩	全岩	K-Ar法	190.96±2.9	卢德林等，1993
052	河北崇礼县水泉沟	东坪云辉闪长岩	全岩	K-Ar法	205.91±6.58	张招崇，1995
053	河北崇礼县水泉沟	西坪含霓辉正长岩	全岩	K-Ar法	171.9	王正坤等，1992
054	河北崇礼县水泉沟	后沟正长岩	全岩	K-Ar法	126	王正坤等，1992
055	河北崇礼县水泉沟	后沟正长岩	全岩	K-Ar法	257.14	向树元等，1992
056	河北崇礼县水泉沟	后沟正长岩	全岩	K-Ar法	216.5	曾广策，1992
057	河北崇礼县水泉沟	后沟碱长正长岩	全岩	K-Ar法	173.91	向树元等，1992
058	河北崇礼县水泉沟	后沟碱长正长岩	全岩	K-Ar法	166	向树元等，1992
059	河北崇礼县水泉沟	后沟碱长正长岩	全岩	K-Ar法	160.7	向树元等，1992
060	河北崇礼县水泉沟	金家庄正长岩	全岩	K-Ar法	216.6	王正坤等，1992
061	河北崇礼县水泉沟	金家庄正长岩	全岩钾长石	K-Ar法	187.5	王蓉嵘，1992
062	河北崇礼县东坪	含金石英脉	石英	^{40}Ar-^{39}Ar法	579.6±8.5	胡达骥，1996
063	河北崇礼县东坪	钾化蚀变带石英脉(1号脉)	锆石	U-Pb法	350.9±0.9	李惠民等，1996
064	河北崇礼县东坪	金矿石	(全岩)	K-Ar法	177.2	蒋心明，1992
065	河北崇礼县东坪	金矿石	(全岩)	K-Ar法	204.2	蒋心明，1992
066	河北崇礼县东坪	钾化蚀变岩(1号脉)	钾长石	K-Ar法	148.1±2.2	卢德林等，1993
067	河北崇礼县东坪	钾化蚀变岩（1号脉）	钾长石	^{40}Ar-^{39}Ar法	156.7±0.9	卢德林等，1993
068	河北崇礼县东坪	钾化蚀变岩	钾长石	^{40}Ar-^{39}Ar法	177.4±5.0	武警黄金指挥部,1996
069	河北怀安	马市口群（二辉）麻粒岩	全岩	Pb-Pb等时线	3462±64	赵宗溥等，1993
070	河北怀安、宣化等地	（二辉）麻粒岩	全岩	Sm-Nd模式年龄	3180	赵宗溥等，1993
071	河北怀安、宣化等地	（二辉）麻粒岩	全岩	Sm-Nd模式年龄	2710	赵宗溥等，1993
072	河北怀安、宣化等地	（二辉）麻粒岩	全岩	Sm-Nd等时线	2426±94	赵宗溥等，1993
073	河北怀安、宣化等地	（二辉）麻粒岩	全岩	Rb-Sr等时线	2790±155	高玷等，1988
074	河北宽城县豆子沟	钾长角闪岩	斜长石	K-Ar法	1860	河北606队，1979
075	河北宽城县西岔沟	常州沟组黑色页岩	粘土	K-Ar法	1160	张学祺等，1979
076	河北宽城县西岔沟	常州沟组黑色页岩	粘土	K-Ar法	1130	张学祺等，1980
077	河北宽城县西岔沟	常州沟组黑色页岩	粘土	K-Ar法	1101	张学祺等，1980
078	河北宽城县崖门子	串岭沟组绿色色页岩	粘土	K-Ar法	1296	张学祺等，1979
079	河北宽城县喜峰口等地	串岭沟组黑色页岩	全岩	Pb-Pb等时线	1922±91	杨学昌、桂训唐,1976
080	河北宽城县峪耳崖	花岗岩	全岩	K-Ar法	159.5	河北省地矿局，1989
081	河北宽城县峪耳崖	花岗岩	全岩	K-Ar法	140.0	冶金514队
082	河北宽城县峪耳崖	花岗岩	黑云母	K-Ar法	136.0	引自权恒等，1992
083	河北宽城县峪耳崖	花岗岩	长石	K-Ar法	149.0	于润林等，1987
084	河北宽城县峪耳崖	花岗岩	长石	K-Ar法	169.0	引自余昌涛等，1986
085	河北宽城县峪耳崖	含金石英脉	方铅矿	铅模式年龄	1500	王义文，1980
086	河北宽城县峪耳崖	伟晶岩	钾长石	K-Ar法	149	华北冶勘公司
087	河北宽城县牛心山	白色中粗粒花岗岩	全岩	Rb-Sr法	160.0	引自宋瑞先等，1994
088	河北宽城县牛心山	闪长玢岩	全岩	K-Ar法	209	孙大中等，1989
089	河北宽城县牛心山	含金石英脉	方铅矿	铅模式年龄	1400	林尔为等，1985
090	河北卢龙县冯家峪	斜长角闪岩	全岩	K-Ar法	2155	河北606队，1978
091	河北卢龙县山万山庄	斜长角闪岩	角闪石	K-Ar法	1913	王伍云等，1978
092	河北卢龙县海棠峪	斜长角闪岩	角闪石	K-Ar法	2318	王伍云等，1978
093	河北滦县司家营	钾长浅粒岩	全岩	K-Ar法	1365	佚名，1975
094	河北滦县司家营	黑云变粒岩	黑云母	K-Ar法	1442	佚名，1975
095	河北滦县司家营	黑云变粒岩	黑云母	K-Ar法	1760	佚名，1975

续表

序号	采样地点	岩石类型	测试对象	测试方法	年龄值/Ma	资料来源
096	河北滦县司家营	黑云斜长变粒岩	黑云母	K-Ar法	1020	佚名，1975
097	河北滦县司家营	斜长片麻岩	白云母	K-Ar法	910	冀东铁矿队，1976
098	河北滦县司家营	黑云斜长片麻岩	黑云母	K-Ar法	1944	冀东铁矿队，1976
099	河北滦县司家营	黑云斜长变粒岩	黑云母	Rb-Sr法	1582	佚名，1975
100	河北滦县桃园	斜长角闪岩	角闪石	K-Ar法	2660	天津地矿所，1977
101	河北滦县桃园	花岗伟晶岩	白云母	K-Ar法	2232	天津地矿所，1977
102	河北滦县桃园	伟晶岩脉	白云母	K-Ar法	2250	冀东铁矿队，1976
103	河北滦县张庄	斜长角闪岩	角闪石	K-Ar法	2430	冀东铁矿队，1976
104	河北滦县张庄	斜长角闪岩	角闪石	K-Ar法	2435	天津地矿所，1977
105	河北滦县张庄	红色花岗岩	全岩	K-Ar法	1476	中国地质科学院，1977
106	河北滦县康各庄	斜长角闪岩	角闪石	K-Ar法	2645	冀东铁矿队，1976
107	河北平泉县小寺沟	龙潭沟流纹岩	全岩	K-Ar法	112	金玲军，1981
108	河北平泉县小寺沟	龙潭沟闪长辉长岩	全岩	K-Ar法	353	金玲军，1981
109	河北平泉县小寺沟	下杖子辉长闪长岩	全岩	K-Ar法	163	金玲军，1981
110	河北平原县洼子店	二长花岗岩	黑云母	K-Ar法	91.5	吴尚全，1979
111	河北迁安县杏山	常州沟组灰绿色页岩	粘土	K-Ar法	1276	王汝铮，1981
112	河北迁安县水厂	紫苏混合花岗岩	黑云母	K-Ar法	2529	长春地质学院，1978
113	河北迁安县水厂	斜长角闪岩	角闪石	K-Ar法	1222	长春地质学院，1978
114	河北迁安县水厂	钾质混合花岗岩	角闪石	K-Ar法	1786	中国地质科学院，1977
115	河北迁安县水厂	黑云混合花岗岩	角闪石	K-Ar法	1650	中国地质科学院，1977
116	河北迁安县水厂	黑云斜长片麻岩	微斜长石	K-Ar法	1275	冀东铁矿队，1976
117	河北迁安县水厂	磁铁石英岩	全岩	Rb-Sr等时线	3151±107	沈其韩，1980
118	河北迁安县刘官营	红色混合花岗岩	角闪石	K-Ar法	1492±1442	中国地质科学院，1977
119	河北迁西县太平寨	二辉麻粒岩	长石锆石等	Rb-Sr等时线	1682±48	B. M. John等，1984
120	河北迁西县太平寨	紫苏斜长麻粒岩	角闪石	K-Ar法	2953	地质力学所，1979
121	河北迁西县太平寨	紫苏斜长麻粒岩	全岩	K-Ar法	2916	地质力学所，1979
122	河北迁西县太平寨	紫苏斜长麻粒岩	长石	K-Ar法	1378	地质力学所，1979
123	河北迁西县大海丁	黑云角闪斜长片麻岩	黑云母	Rb-Sr法	1602	佚名，1975
124	河北迁西县郭家沟	云闪二辉斜长麻粒岩	黑云母	K-Ar法	1473	地质力学所，1979
125	河北迁西县郭家沟	云闪二辉斜长麻粒岩	全岩	K-Ar法	2363	地质力学所，1979
126	河北迁西县郭家沟	云闪二辉斜长麻粒岩	斜长石	K-Ar法	1785	地质力学所，1979
127	河北迁西县达峪	紫苏斜长麻粒岩	全岩	K-Ar法	1367	地质力学所，1979
128	河北迁西县达峪	紫苏斜长麻粒岩	全岩	K-Ar法	1506	地质力学所，1979
129	河北迁西县达峪	石榴麻粒岩	全岩	K-Ar法	1330	地质力学所，1979
130	河北迁西县洪门店	麻粒岩	全岩	K-Ar法	1648	地质力学所，1979
131	河北迁西十八盘	斜长角闪岩	角闪石	K-Ar法	2356	林尔为等，1982
132	河北迁西县、遵化县	黑云角闪片麻岩	单矿物	K-Ar法	3106	马杏恒等，1979
133	河北迁西县贾家山	花岗岩	全岩	K-Ar法	136.0	胡小蝶，1983
134	河北迁西县青山口	闪长岩	黑云母	K-Ar法	121.0	于润林等，1987
135	河北迁西县青山口	肉红色花岗岩	长石	K-Ar法	121.5	于润林等，1987
136	河北迁西县青山口	黑云母花岗岩	全岩	K-Ar法	102.0	胡小蝶，1983
137	河北迁西县青山口	花岗岩	全岩	K-Ar法	130.0	胡小蝶，1983
138	河北迁西县青山口	花岗岩	全岩	K-Ar法	157.0	胡小蝶，1983
139	河北迁西县金厂峪	麻粒岩	全岩	K-Ar法	2150~1967	胡小蝶，1983
140	河北迁西县金厂峪	石榴斜长角闪岩	角闪石	K-Ar法	1810	林尔为等，1982
141	河北迁西县金厂峪	绢云母片岩	绢云母	K-Ar法	155±2.9	王秀璋，1983
142	河北迁西县金厂峪	绢云母片岩	钠长石	Rb-St法	74.5	王秀璋，1983
143	河北迁西县金厂峪	绢云片麻岩	钠长石	裂变径迹法	32.1±5.4	杨应平

续表

序号	采样地点	岩石类型	测试对象	测试方法	年龄值/Ma	资料来源
144	河北迁西县金厂峪	绢云片麻岩	钠长石	裂变径迹法	32.6±6.1	杨应平
145	河北迁西县金厂峪	含金石英脉	方铅矿	铅模式年龄	1500	林尔为等，1985
146	河北迁西县金厂峪	含金石英脉	方铅矿	铅模式年龄	1659	引自宋贵友等，1992
147	河北迁西县金厂峪	钠长石英脉	（全岩）	Pb-Pb 等时线	2391	张秋生等，1991
148	河北迁西县金厂峪	煌斑岩（成矿前）	（全岩）	Pb-Pb 等时线	2661	张秋生等，1991
149	河北迁西县高家店	正长闪长岩	全岩	K-Ar 法	109.0	引自宋瑞先等，1994
150	河北迁西县高家店	蚀变岩	长石	铅模式年龄	1080	宋贵友等，1992
151	河北迁西县高家店	蚀变岩	方铅矿	铅模式年龄	1900	宋贵友等，1992
152	河北青龙县湾杖子	斜长角闪岩	角闪石	K-Ar 法	1897	天津地矿所，1979
153	河北青龙县湾杖子	角闪混合片麻岩	角闪石	K-Ar 法	1689	冀东地质指挥部，1979
154	河北青龙县李杖子	斜长角闪岩	黑云母	K-Ar 法	1871，1852	天津地矿所，1979
155	河北青龙县王杖子	黑云斜长变粒岩	全岩	K-Ar 法	1336	天津地矿所，1979
156	河北青龙县西岔村	斜长角闪岩	角闪石	K-Ar 法	2225	天津地矿所，1979
157	河北青龙县李老洞	黑云斜长变粒岩	全岩	K-Ar 法	1861	天津地矿所，1979
158	河北青龙县李老洞	斜长角闪岩	角闪石	K-Ar 法	1953	天津地矿所，1979
159	河北青龙县王厂	混合花岗岩	黑云母	K-Ar 法	1506	冀东地质指挥部，1979
160	河北青龙县王厂	紫苏混合片麻岩	黑云母	K-Ar 法	1772	冀东地质指挥部，1979
161	河北青龙县都山	片麻状花岗岩	黑云母	K-Ar 法	164.4	于润林等，1987
162	河北青龙县都山	花岗岩	角闪石和黑云母	^{40}Ar-^{39}Ar 法	153.1±3.5	陈翼飞，1986
163	河北青龙县都山	花岗岩		^{40}Ar-^{39}Ar 法	155.1±2.3	陈翼飞，1986
164	河北青龙县苗杖子	含金石英脉	白云母	K-Ar 法	1757	孙大中，1989
165	河北青龙县三家	含金石英脉	石英	^{40}Ar-^{39}Ar 法	168±4.5	胡达骧，1996
166	河北兴隆县蚂蚁沟	钾长角闪岩	全岩	K-Ar 法	1690	河北 606 队，197964
167	河北兴隆县石梯子	斜长角闪岩	角闪石	K-Ar 法	1567	金文山，1990
168	河北兴隆县跑马场	混合片麻岩	角闪石	K-Ar 法	1778	林尔为等，1982
169	河北兴隆县快活村	斜长角闪片麻岩	全岩	K-Ar 法	1519	殷艳杰，1977
170	河北兴隆县路子场	黑云斜长片麻岩	全岩	K-Ar 法	1230	殷艳杰，1977
171	河北兴隆县路子场	黑云斜长片麻岩	全岩	K-Ar 法	1819～1714	殷艳杰，1977
172	河北兴隆县王坪石	粗粒浅色花岗岩	全岩	K-Ar 法	172.0	河北省区调队，1966
173	河北兴隆县王坪石	粗粒浅色花岗岩	全岩	K-Ar 法	185.0	河北省区调队，1966
174	河北兴隆县分水岭	二长花岗岩	全岩	K-Ar 法	145.1	河北省地矿局，1989
175	河北兴隆县分水岭	花岗闪长岩	长石	K-Ar 法	145.3	顾世烈，1982
176	河北兴隆县分水岭	花岗闪长岩	长石	K-Ar 法	145.8	顾世烈，1982
177	河北兴隆县分水岭	花岗闪长岩	黑云母	K-Ar 法	143.5	顾世烈，1982
178	河北兴隆县高板河	铅锌硫矿石	方铅矿	铅模式年龄	1600	蔡绍周等，1969
179	河北兴隆县高板河	铅锌硫矿石	方铅矿	铅模式年龄	1000	蔡绍周等，1969
180	河北宣化	马市口群（二辉）麻粒岩	全岩	Pb-Pb 等时线	2714±82	赵宗溥等，1993
181	河北宣化县庞家堡	串岭沟组黑色页岩（碾盘）	粘土	K-Ar 法	865	王汝铮，1981
182	河北宣化县庞家堡	串岭沟组黑色页岩（碾盘）	粘土	K-Ar 法	834	王汝铮，1981
183	河北宣化县庞家堡	串岭沟组黑色页岩（碾盘）	粘土	K-Ar 法	792	王汝铮，1981
184	河北宣化县庞家堡	串岭沟组黑色页岩（碾盘）	粘土	K-Ar 法	741	王汝铮，1981
185	河北宣化县庞家堡	串岭沟组绿色含钾色页岩	粘土	K-Ar 法	983	王汝铮，1981
186	河北宣化县庞家堡	串岭沟组绿色含钾色页岩	粘土	K-Ar 法	973	王汝铮，1981
187	河北宣化县庞家堡	串岭沟组绿色含钾色页岩	粘土	K-Ar 法	831	王汝铮，1981
188	河北宣化县庞家堡	串岭沟组绿色含钾色页岩	粘土	K-Ar 法	829	王汝铮，1981
189	河北宣化县庞家堡	串岭沟组页岩	全岩	U-Pb 等时线	1922	中科院地化所，1974
190	河北宣化县庞家堡	串岭沟组页岩	黑云母	K-Ar 法	1909	中科院地化所，1974
191	河北宣化县水地庄	（含榴）二辉麻粒岩	全岩	Rb-Sr 等时线	1835±220	李长路等，1981

续表

序号	采样地点	岩石类型	测试对象	测试方法	年龄值/Ma	资料来源
192	河北宣化县小营盘	角闪斜长变粒岩	黑云母	K-Ar 法	1553	宋瑞先，1983
193	河北宣化县小营盘	含金石英脉	石英	^{40}Ar-^{39}Ar 法	1362.7±22.6	胡达骥，1996
194	河北宣化县张全庄	含金石英脉	石英	^{40}Ar-^{39}Ar 法	963.7±22.3	胡达骥，1996
195	河北宣化县张全庄	含金石英脉	石英	U-Pb 法	923	胡桂明，1996
196	河北张北县蔡家营	角闪黑云斜长变粒岩	锆石	U-Pb 不一致线	1825	黄典豪等，1991
197	河北张北县蔡家营	花岗斑岩	（全岩）	K-Ar 法	102	权恒等，1992
198	河北张北县蔡家营	花岗斑岩	（全岩）	K-Ar 法	158	权恒等，1992
199	河北张北县蔡家营	石英斑岩	（全岩）	K-Ar 法	101	河北地质三队，1989
200	河北张北县蔡家营	石英斑岩	（全岩）	K-Ar 法	119	河北地质三队，1989
201	河北遵化县接官厅	黑云角闪斜长片麻岩	斜长石	Rb-Sr 法	1465	佚名，1975
202	河北遵化县茅山	粗粒浅色花岗岩	全岩	K-Ar 法	138.0	河北省区测队，1966
203	河北遵化县赵家沟	含金石英脉	方铅矿	铅模式年龄	1850	宋贵友等，1992
204	河北吴家窑磷矿	IV 矿段	全岩	K-Ar 法	1563	郭树新，1978
205	辽东地区	辽河群盖县组片岩千枚岩等	全岩	Rb-Sr 等时线	1640.6±38.6	东北地研所，1976
206	辽东地区	辽河群上亚群变质碎屑岩	全岩	Pb-Pb 等时线	1927±49	陈毓蔚等，1981
207	辽东地区	辽河群上亚群变质碳酸盐岩	全岩	Rb-Sr 等时线	1892±50	王集源，1984
208	辽东地区	辽河群上亚群变质碳酸盐岩	全岩	Sm-Nd 等时线	1892	王魁元等，1994
209	辽宁鞍山市东鞍山	花岗岩	锆石	U-Pb 法	2842	刘敦一等，1991
210	辽宁鞍山市黑牛庄	石英砾岩	锆石	U-Pb 法	2830	王光伟、高密，1976
211	辽宁鞍山市铁甲山	片麻状混合岩	锆石、磷灰石等	U-Pb 法	2800	洪文兴等，1979
212	辽宁鞍山市铁甲山、陈台山、弓长岭等地	片麻状混合岩		U-Pb 法	3330	洪文兴等，1979
213	辽宁鞍山市齐大山	黑云变粒岩	锆石	U-Pb 法	2533±53	王守伦、张瑞华，1996
214	辽宁鞍山市齐大山	白云绿泥交代岩（产于矿区花岗岩与围岩接触带）	白云母	K-Ar 法	2475	李璞，1966
215	辽宁鞍山市齐大山	磁铁石英岩、黑云绿泥片岩	全岩	U-Pb 法	3140	钟富道，1976
216	辽宁鞍山市齐大山、弓长岭等地	片岩、磁铁石英岩等	全岩	U-Pb 法	3140	钟富道等，1977
217	辽宁鞍山市樱桃园	白云母绿泥片岩（富铁矿围岩）	白云母	K-Ar 法	2428	陈光远，1963
218	辽宁鞍山市樱桃园		白云母	K-Ar 法	1838	陈光远，1963
219	辽宁鞍山市樱桃园	混合岩	白云母	K-Ar 法	2373	陈光远，1963
220	辽宁鞍山市樱桃园	混合花岗岩（矿体下盘）	白云母	K-Ar 法	1909	周学禹、李章大，1964
221	辽宁鞍山市王家堡子	白云母绿泥片岩（铁矿围岩）	白云母	K-Ar 法	2135	李璞、钟富道，1965
222	辽宁鞍山市铁架山	混合花岗岩	（全岩）	Pb-Pb 等时线	2860±50	钟富道，1984
223	辽宁鞍山市铁架山	混合花岗岩	（全岩）	Rb-Sr 等时线	2829±62	钟富道，1984
224	辽宁鞍山市铁架山	混合花岗岩	锆石	U-Pb 等时线	2800	陈毓蔚，1981
225	辽宁鞍山市弓长岭等地	二长（钠质）混合花岗岩	（锆石）	U-Pb 等时线	2750±23	邹祖荣等，1983
226	辽宁北票市二道沟	兰旗组英安流纹岩	全岩	K-Ar 法	167.5	李福元等，1988
227	辽宁北票市二道沟	西台子似斑状中粗粒花岗岩	（锆石）	U-Pb 法	196.2	李福元等，1988
228	辽宁北票市二道沟	对面沟中细粒花岗闪长岩	（锆石）	U-Pb 法	125.5±2	李福元等，1988
229	辽宁北票市二道沟	对面沟中细粒花岗闪长岩	（全岩）	K-Ar 法	126.3	李福元等，1988
230	辽宁北票市二道沟	对面沟花岗闪长斑岩	（全岩）	K-Ar 法	121.5	李福元等，1988
231	辽宁北票市二道沟	对面沟片麻状二长花岗岩	（全岩）	K-Ar 法	127.7	李福元等，1988
232	辽宁北票市二道沟	楼上石英闪长岩	全岩	K-Ar 法	156.8	李福元等，1988
233	辽宁北票市二道沟	闪长岩脉	全岩	K-Ar 法	141.7	李福元等，1988
234	辽宁北票市二道沟	石英斑岩	全岩	K-Ar 法	72.5	李福元等，1988

续表

序号	采样地点	岩石类型	测试对象	测试方法	年龄值/Ma	资料来源
235	辽宁本溪南芬铁矿	混合片麻岩	锆石	U-Pb 法	2570	陈江峰等，1979
236	辽宁丹东市五龙	细粒闪长岩	全岩	K-Ar 法	306	辽宁冶勘 107 队，1976
237	辽宁丹东市五龙	老古沟中粒黑云母花岗岩	黑云母	K-Ar 法	74	辽宁冶勘 107 队，1976
238	辽宁丹东市五龙	炮家营斑状黑云母花岗岩	黑云母	K-Ar 法	118	辽宁冶勘 107 队，1976
239	辽宁丹东市四道沟	矿体中的蚀变绢云母	绢云母	K-Ar 法	134	商维国，1982
240	辽宁凤城县白云山	石英斑岩	全岩	K-Ar 法	49	李凤信，1980
241	辽宁凤城县白云山	石英斑岩	全岩	K-Ar 法	114	李凤信，1980
242	辽宁凤城县白云山	钾化蚀变岩	全岩	K-Ar 法	303	李凤信，1980
243	辽宁凤城县白云山	二长岩	全岩	K-Ar 法	150	李凤信，1980
244	辽宁凤城县白云山	闪长岩	全岩	K-Ar 法	105	李凤信，1980
245	辽宁凤城县青城子	大顶子花岗岩	（全岩）	K-Ar 法	1982	辽宁冶勘 103 队，1977
246	辽宁凤城县青城子	黑云母片岩	黑云母	K-Ar 法	1475	辽宁冶勘 103 队，1977
247	辽宁凤城县青城子	黑云母片岩	黑云母	K-Ar 法	1217	辽宁冶勘 103 队，1977
248	辽宁凤城县青城子	黑云母片岩	黑云母	K-Ar 法	243	辽宁冶勘 103 队，1977
249	辽宁凤城县青城子	双顶沟斑状黑云母花岗岩	（全岩）	K-Ar 法	329	辽宁冶勘 103 队，1977
250	辽宁凤城县青城子	双顶沟斑状黑云母花岗岩	（全岩）	K-Ar 法	224	辽宁冶勘 103 队，1977
251	辽宁凤城县青城子	新岭斑状花岗岩	黑云母	K-Ar 法	234	辽宁冶勘 103 队，1977
252	辽宁凤城县青城子	新岭斑状花岗岩	黑云母	K-Ar 法	218	辽宁冶勘 103 队，1977
253	辽宁凤城县青城子	新岭斑状花岗岩	黑云母	K-Ar 法	230	辽宁冶勘 103 队，1977
254	辽宁凤城县青城子	新岭斑状花岗岩	黑云母	K-Ar 法	220	辽宁冶勘 103 队，1977
255	辽宁凤城县青城子	新岭斑状花岗岩	黑云母	K-Ar 法	231	佚名，1975
256	辽宁凤城县青城子	新岭斑状花岗岩	黑云母	K-Ar 法	214	佚名，1975
257	辽宁凤城县青城子	新岭斑状花岗岩	（全岩）	K-Ar 法	217.6	引自芮宗瑶等，1994
258	辽宁凤城县青城子	新岭斑状花岗岩	（全岩）	K-Ar 法	226.7	引自芮宗瑶等，1994
259	辽宁凤城县青城子	闪长岩脉（成矿前）	（全岩）	K-Ar 法	140	申永治、管军，1981
260	辽宁凤城县青城子	煌斑岩脉（成矿后）	（全岩）	K-Ar 法	100	申永治、管军，1981
261	辽宁凤城县青城子	煌斑岩脉（成矿后）	（全岩）	K-Ar 法	80	申永治、管军，1981
262	辽宁凤城县青城子	铅锌硫矿石	黄铁矿	铅模式年龄	715.1	王魁元等，1989
263	辽宁凤城县青城子	铅锌硫矿石	闪锌矿	铅模式年龄	670	王魁元等，1989
264	辽宁凤城县青城子	铅锌硫矿石	闪锌矿	铅模式年龄	588.8	王魁元等，1989
265	辽宁凤城县青城子	铅锌硫矿石	方铅矿	铅模式年龄	855.7	邓功全，1983
266	辽宁凤城县青城子	铅锌硫矿石	方铅矿	铅模式年龄	675.4	邓功全，1983
267	辽宁凤城县翁泉沟	变粒岩	角闪石	K-Ar 法	1050	丹东地质队，1977
268	辽宁凤城县翁泉沟	变粒岩	黑云母	K-Ar 法	191	丹东地质队，1977
269	辽宁凤城县翁泉沟	电气石浅粒岩	锆石	U-Pb 法	1977	引自冯本智等，1995
270	辽宁复县张家	金伯利岩	金云母	K-Ar 法	477	周 丽，1976
271	辽宁复县张家	金伯利岩	黑云母	K-Ar 法	423	周 丽，1976
272	辽宁建昌县八家子	花岗岩	全岩	K-Ar 法	161	焦宝莲，1982
273	辽宁建昌县八家子	花岗闪长岩	全岩	K-Ar 法	160	焦宝莲，1982
274	辽宁建昌县八家子	黑云母花岗岩	全岩	K-Ar 法	132	焦宝莲，1982
275	辽宁建昌县八家子	花斑岩	全岩	K-Ar 法	126	焦宝莲，1982
276	辽宁建昌县八家子	花岗岩	全岩	K-Ar 法	175	姜锡忠，1982
277	辽宁建昌县八家子	花岗岩	全岩	K-Ar 法	275	姜锡忠，1982
278	辽宁建昌县八家子	花岗岩	全岩	K-Ar 法	244	姜锡忠，1982
279	辽宁锦西县杨家杖子	细粒花岗岩	全岩	K-Ar 法	133	袁克宁，1979
280	辽宁锦西县杨家杖子	似斑状花岗岩	全岩	K-Ar 法	117	袁克宁，1979
281	辽宁锦西县杨家杖子	二长花岗斑岩	全岩	Rb-Sr 等时线	185.2	杨福山，1983

续表

序号	采样地点	岩石类型	测试对象	测试方法	年龄值/Ma	资料来源
282	辽宁锦西县杨家杖子	细粒花岗岩	全岩	K-Ar法	104	引自权恒等，1992
283	辽宁锦西县钢屯	虹螺山细粒花岗岩	全岩	K-Ar法	106	辽宁冶金地研所，1979
284	辽宁锦西市兰家沟	虹螺山粗粒花岗岩	全岩	K-Ar法	178	黄典豪等，1994
285	辽宁锦西市兰家沟	虹螺山粗粒花岗岩	全岩	K-Ar法	186	黄典豪等，1994
286	辽宁锦西市兰家沟	虹螺山粗粒花岗岩	黑云母	K-Ar法	192.5	权恒等，1994
287	辽宁锦西市兰家沟	虹螺山粗粒花岗岩	黑云母	K-Ar法	183.2	权恒等，1994
288	辽宁锦西市兰家沟	虹螺山粗粒花岗岩	黑云母	K-Ar法	159.7	权恒等，1994
289	辽宁锦西市兰家沟	蚀变中粗粒花岗岩	全岩	K-Ar法	143	申永治等，1981
290	辽宁锦西市兰家沟	粗粒似斑状花岗岩	全岩	K-Ar法	118	申永治等，1981
291	辽宁锦西市兰家沟	粗粒似斑状花岗岩	全岩	K-Ar法	219	申永治等，1981
292	辽宁锦西市兰家沟	粗粒似斑状花岗岩	全岩	K-Ar法	143	申永治等，1981
293	辽宁锦西市兰家沟	粗粒似斑状花岗岩	全岩	K-Ar法	139	申永治等，1981
294	辽宁锦西市兰家沟	粗粒似斑状花岗岩	全岩	K-Ar法	149	申永治等，1981
295	辽宁锦西市兰家沟	粗粒似斑状花岗岩	全岩	K-Ar法	204	申永治等，1981
296	辽宁锦西市兰家沟	粗粒似斑状花岗岩	全岩	K-Ar法	138	申永治等，1981
297	辽宁锦西市兰家沟	粗粒似斑状花岗岩	全岩	K-Ar法	188	申永治等，1981
298	辽宁锦西市兰家沟	中细粒似斑状花岗岩	全岩	K-Ar法	132	申永治等，1981
299	辽宁锦西市兰家沟	细粒花岗岩	全岩	K-Ar法	157	申永治等，1981
300	辽宁锦西市兰家沟	云英岩化花岗岩	全岩	K-Ar法	143	申永治等，1981
301	辽宁锦西市兰家沟	花岗斑岩	全岩	K-Ar法	116	申永治等，1981
302	辽宁锦西市兰家沟	花岗斑岩	全岩	K-Ar法	137	申永治等，1981
303	辽宁喀左县肖家营子	辉长辉绿岩	黑云母	K-Ar法	180	徐丹陛，1977
304	辽宁喀左县肖家营子	辉长辉绿岩	（全岩）	K-Ar法	177	黄典豪等，1989，1994
305	辽宁喀左县肖家营子	细粒似斑状闪长岩	（全岩）	K-Ar法	113	黄典豪等，1989，1994
306	辽宁喀左县肖家营子	似斑状黑云母闪长岩	黑云母	K-Ar法	116	徐丹陛，1977
307	辽宁喀左县肖家营子	矽卡岩	金云母	K-Ar法	160	徐丹陛，1977
308	辽宁宽甸县杨木杆	电气石斜长变粒岩	锆石	U-Pb等时线	1966	曹德成
309	辽宁宽甸县杨木杆	黑云斜长变粒岩	黑云母	K-Ar法	1488	王秀璋
310	辽宁辽阳市弓长岭	阳起绿泥片岩	角闪石	K-Ar法	1375	于津生、程学志，1966
311	辽宁辽阳市弓长岭	角闪绿泥片岩	角闪石	K-Ar法	1717	于津生、程学志，1966
312	辽宁辽阳市弓长岭	磁铁绿泥片岩	白云母	K-Ar法	1876	于津生、程学志，1966
313	辽宁辽阳市弓长岭	黑云绿泥片岩（富铁矿围岩）	黑云母	K-Ar法	1588	李璞、钟富道，1965
314	辽宁辽阳市弓长岭	绢云石英片岩	白云母	K-Ar法	1646	于津生、程学志，1966
315	辽宁辽阳市弓长岭	石榴角闪岩	角闪石	K-Ar法	1315	徐光荣，1979
316	辽宁辽阳市弓长岭	混合岩（茨沟）	石榴石	U-Pb法	2132	李璞，1965
317	辽宁辽阳市弓长岭	混合花岗岩	锆石	U-Pb法	1821	陈江峰等，1976
318	辽宁辽阳市弓长岭	黑云母片麻岩	锆石	U-Pb法	2565	陈江峰等，1978
319	辽宁辽阳市双塔岭	宽甸群混合岩化磁铁浅粒岩	锆石	U-Pb法	1520	林宽镐，1980
320	辽宁辽阳甜水河等地	草河群通远堡组黑云变粒岩	全岩	Rb-Sr等时线	1812.1	吴家弘，1982
321	辽宁凌源县毛家店	三道沟花岗岩	黑云母	K-Ar法	161	刘宝钧，1979
322	辽宁凌源县毛家店	三道沟花岗岩	黑云母	K-Ar法	104	刘宝钧，1979
323	辽宁凌源县毛家店	含金石英脉（6#）	钾长石	K-Ar法	172	苗昌德，1979
324	辽宁凌源县柏杖子	花岗岩	全岩	K-Ar法	104	宋洪超，1981
325	辽宁凌源县柏杖子	花岗岩	全岩	K-Ar法	155	宋洪超，1981
326	辽宁凌源县柏杖子	花岗岩	全岩	K-Ar法	267	宋洪超，1981
327	辽宁凌源县柏杖子	闪长岩	全岩	K-Ar法	206	宋洪超，1981
328	辽宁凌源县柏杖子	石英闪长岩	全岩	K-Ar法	144	宋洪超，1981

续表

序号	采样地点	岩石类型	测试对象	测试方法	年龄值/Ma	资料来源
329	辽宁旅大地区	金伯利岩	金云母	K-Ar 法	364	旅大地质队，1975
330	辽宁旅大地区	金伯利岩	全岩	K-Ar 法	332	旅大地质队，1975
331	辽宁旅大地区	金伯利岩	全岩	K-Ar 法	504	旅大地质队，1975
332	辽宁清原县红透山	鞍山群黑云斜长片麻岩（远矿底盘）	黑云母	K-Ar 法	1681	施林道、江雄新，1973
333	辽宁清原县红透山	伟晶岩（矿体中）	金云母	K-Ar 法	2092	施林道、江雄新，1973
334	辽宁清原县红透山	辉绿岩脉（穿切矿体）	全岩	K-Ar 法	1343	施林道、江雄新，1973
335	辽宁清原县红透山	通什村组斜长角闪岩等	（全岩）	Rb-Sr 等时线	3257±37	天津地矿所，1980
336	辽宁清原县红透山	通什村组斜长角闪岩	全岩	Rb-Sr 法	2884±30	伍勤生，1979
337	辽宁清原县红透山	通什村组变质岩	方铅矿	Pb-Pb 法	1770	伍勤生，1979
338	辽宁清原县红透山	通什村组变质岩	方铅矿	Pb-Pb 法	2880	伍勤生，1979
339	辽宁清原县红透山	通什村组变质岩	方铅矿	Pb-Pb 法	2450	伍勤生，1979
340	辽宁清原县红透山	鞍山群斜长角闪岩	角闪石	K-Ar 法	711	刘进云，1981
341	辽宁清原县红透山	鞍山群角闪斜长片麻岩	角闪石	K-Ar 法	1000	刘进云，1981
342	辽宁清原县红透山	鞍山群斜长片麻岩等	黑云母	Rb-Sr 法	2884	徐丹陛，1982
343	辽宁清原县红透山	鞍山群通什村组黑云花岗混合岩	独居石	U-Pb 法	2769	卢文江，1982
344	辽宁清原县红透山	黑云斜长片麻岩、变粒岩等	全岩	Rb-Sr 等时线	2411±25	代新义，1983
345	辽宁清原县红透山	变粒岩、浅粒岩	全岩	Rb-Sr 等时线	3072.4±52.6	陈洪江，1983
346	辽宁清原县红透山	红透山组斜长角闪岩	全岩	Rb-Sr 等时线	1940	中科院地质所
347	辽宁清原县红透山	红透山组角闪岩	全岩	Rb-Sr 等时线	2610	中科院地质所
348	辽宁清原县红透山	（石榴）直闪岩	全岩	Rb-Sr 等时线	2596±61	赵宗溥等，1993
349	辽宁清原县红透山	石榴直闪岩	直闪石	^{40}Ar-^{39}Ar 法	1870	赵宗溥等，1993
350	辽宁清原县红透山	羊圈鼻子花岗岩	独居石	U-Pb 法	2760	辽宁冶金 101 队，1974
351	辽宁清原县红透山	三道岭英云闪长岩	锆石	U-Pb 法	2880	辽宁冶金 101 队，1974
352	辽宁清原小莱河	榆树底组斜长角闪岩	角闪石	^{40}Ar-^{39}Ar 法	2986±10	赵宗溥等，1993
353	辽宁清原小莱河	榆树底组斜长角闪岩	角闪石	^{40}Ar-^{39}Ar 法	2989±10	赵宗溥等，1993
354	辽宁清原县树基沟	斜长角闪岩	角闪石	^{40}Ar-^{39}Ar 法	2017±3	赵宗溥等，1993
355	辽宁清原县树基沟	英云闪长岩	黑云母	^{40}Ar-^{39}Ar 法	2578±6	赵宗溥等，1993
356	辽宁清原县树基沟	英云闪长岩	锆石	U-Pb 法	2511±1	江博明，1983，1984
357	辽宁清原县线金厂	紫苏花岗岩	锆石	U-Pb 法	2650	辽宁抚顺地质队
358	辽宁清原县线金厂	紫苏混合花岗岩	锆石	U-Pb 法	2680	辽宁地质十队，1980
359	辽宁清原县线金厂	紫苏混合花岗岩	锆石	U-Pb 法	2610	辽宁地质十队，1980
360	辽宁清原县斗虎屯	混合花岗岩	锆石	U-Pb 法	2510	辽宁地质十队，1980
361	辽宁清原县古城子	混合花岗岩	锆石	U-Pb 法	2630	辽宁地质十队，1980
362	辽宁清原县构乃甸子	紫苏花岗岩（侵入小莱河组）	全岩	Rb-Sr 法	2510	中科院地质所
363	辽宁清原县构乃甸子		全岩	Sm-Nd 法	2520	中科院地质所
364	辽宁清原县构乃甸子		角闪石	^{40}Ar-^{39}Ar 法	2024±39.4	赵宗溥等，1993
365	吉林和龙县官地村	鞍山群（黑云）斜长片麻岩	锆石	Rb-Sr 等时线	2535	徐公瑜，1982
366	吉林和龙县官地村	鞍山群（黑云）斜长片麻岩	锆石	U-Pb 法	2540	徐公瑜，1982
367	吉林和龙县官地村	鞍山群（黑云）斜长片麻岩	锆石	U-Pb 法	2490	徐公瑜，1982
368	吉林桦甸	斜长角闪岩、基性麻粒岩	全岩	Rb-Sr 等时线	2981.6±206	赵宗溥等，1993
369	吉林桦甸	斜长角闪岩、基性麻粒岩	角闪石	^{40}Ar-^{39}Ar 法	1778	刘嘉麒、Lanphere
370	吉林桦甸	斜长角闪岩、基性麻粒岩	角闪石	^{40}Ar-^{39}Ar 法	1802	刘嘉麒、Lanphere
371	吉林桦甸	斜长角闪岩、基性麻粒岩	角闪石	^{40}Ar-^{39}Ar 法	1913	刘嘉麒、Lanphere
372	吉林桦甸	斜长角闪岩、基性麻粒岩	角闪石	^{40}Ar-^{39}Ar 法	1924	刘嘉麒、Lanphere
373	吉林桦甸	角闪岩	锆石	U-Pb 法	2999	朱炳泉等，1987
374	吉林桦甸	角闪岩	锆石	U-Pb 法	2498±206	朱炳泉等，1987

续表

序号	采样地点	岩石类型	测试对象	测试方法	年龄值/Ma	资料来源
375	吉林桦甸县白山镇	灰色片麻岩	全岩	Rb-Sr 等时线	3105.5±9.9	胡霭琴等，1985
376	吉林桦甸县老牛沟	二辉麻粒岩、斜长角闪岩等	锆石	U-Pb 法	2550	高毓英，1983
377	吉林桦甸县老牛沟	紫苏片麻岩	辉石	^{40}Ar-^{39}Ar 法	2950	王松山等，1987
378	吉林桦甸县老金厂	斜长角闪岩、角闪岩	（全岩）	Pb-Pb 等时线	2950±30	刘建民，1983
379	吉林桦甸县苏密沟	花岗片麻岩	全岩	Rb-Sr 等时线	2600	吴家弘等，1981
380	吉林桦甸县苏密沟	花岗片麻岩	全岩	Rb-Sr 等时线	2350	吴家弘等，1981
381	吉林桦甸市夹皮沟	绿岩带	（全岩）	Rb-Sr 法	2766±266	引自张湘炳等，1994
382	吉林桦甸市夹皮沟	夹皮沟群变质岩	锆石	U-Pb 法	2540	吴家弘等，1981
383	吉林桦甸市夹皮沟	夹皮沟群变质岩	锆石	U-Pb 法	2425	吴家弘等，1981
384	吉林桦甸市夹皮沟	杨家店组角闪片麻岩	全岩	Rb-Sr 等时线	2943±97	吴家弘等，1981
385	吉林桦甸市夹皮沟	板庙子斜长角闪岩	角闪石	K-Ar 法	1943	姜忠义，1979
386	吉林桦甸市夹皮沟	花岗闪长岩（成矿后）	（全岩）	K-Ar 法	268	沈保丰、李俊建，1995
387	吉林桦甸市夹皮沟	花岗闪长岩（成矿后）	（全岩）	K-Ar 法	215	沈保丰、李俊建，1995
388	吉林桦甸市夹皮沟	板庙子闪长岩	长石	K-Ar 法	128.5	姜忠义，1979
389	吉林桦甸市夹皮沟	板庙子石英闪长岩	全岩	K-Ar 法	154.7	姜忠义，1979
390	吉林桦甸市夹皮沟	板庙子辉绿岩	长石	K-Ar 法	40.2	姜忠义，1979
391	吉林桦甸市夹皮沟	板庙子花岗斑岩	长石	K-Ar 法	172.2	姜忠义，1979
392	吉林桦甸市夹皮沟	板庙子花岗斑岩	长石	K-Ar 法	173.8	姜忠义，1979
393	吉林桦甸市夹皮沟	板庙子含金石英脉	石英	Rb-Sr 等时线	263±21	李华芹等，1993
394	吉林桦甸市夹皮沟	板庙子含金石英脉	石英	Rb-Sr 等时线	244±9	李华芹等，1993
395	吉林桦甸市夹皮沟	板庙子含金石英脉	石英	K-Ar 法	1864.4±45.4	吴尚全，1987
396	吉林桦甸市夹皮沟	红旗沟含金石英脉	石英	K-Ar 法	1334.6±31.8	吴尚全，1987
397	吉林桦甸市夹皮沟	八家子含金石英脉	石英	Rb-Sr 等时线	231±21	李华芹等，1993
398	吉林桦甸市夹皮沟	八家子含金石英脉	石英	^{40}Ar-^{39}Ar 法	1824±20	吴尚全，1991
399	吉林桦甸市夹皮沟	八家子含金石英脉	锆石	U-Pb 法	2469±33	李俊健等，1996
400	吉林桦甸市夹皮沟	八家子石英脉（不含金）	石英	Rb-Sr 等时线	948±78	李华芹等，1993
401	吉林桦甸市夹皮沟	二道沟含金石英脉	石英	^{40}Ar -^{39}Ar 法	1253 + 17	吴尚全，1991
402	吉林桦甸市夹皮沟	二道沟含金石英脉	石英	^{40}Ar -^{39}Ar 法	2038±22	李俊健等，1995
403	吉林桦甸市夹皮沟	二道沟含金石英脉	锆石	U-Pb 法	2475±19	李俊健等，1996
404	吉林桦甸市夹皮沟	二道沟含金石英脉	钾长石	K-Ar 法	161	程玉明，1984
405	吉林桦甸市夹皮沟	含金石英脉	石英	^{40}Ar-^{39}Ar 法	2850	戴橦谟等，1993
406	吉林珲春县小西南岔	闪长玢岩、含铜角砾岩	全岩	K-Ar 法	134	吴尚全，1979
407	吉林珲春县小西南岔	黑云母花岗岩	全岩	K-Ar 法	89	吴尚全，1979
408	吉林珲春县小西南岔	花岗闪长岩	全岩	K-Ar 法	106	王玺，1979
409	吉林浑江市化山	老岭群大理岩、板岩等	全岩	Rb-Sr 等时线	1895.7	吴家弘，1982
410	吉林浑江市临江	老岭群千枚岩、石英片岩等	全岩	Rb-Sr 等时线	1727±71	吴家弘，1981
411	吉林临江市荒沟山	老岭群角闪绿泥片岩	（全岩）	Sm-Nd 等时线	1829.3±59.6	王魁元等，1994
412	吉林临江市荒沟山	老岭群角闪绿泥片岩	（全岩）	Sm-Nd 等时线	1866±58.2	王魁元等，1994
413	吉林临江市荒沟山	铅锌硫矿石	方铅矿	铅模式年龄	2049.2	王魁元等，1994
414	吉林临江市荒沟山	铅锌硫矿石	方铅矿	铅模式年龄	1846.9	王魁元等，1994
415	吉林临江市荒沟山	铅锌硫矿石	闪锌矿	铅模式年龄	2377.1	王魁元等，1994
416	吉林临江市荒沟山	铅锌硫矿石	闪锌矿	铅模式年龄	1849.5	王魁元等，1994
417	吉林临江市荒沟山	铅锌硫矿石	黄铁矿	铅模式年龄	1841.8	王魁元等，1994
418	吉林磐石县红旗岭	黑云母片麻岩（近矿围岩）	黑云母	K-Ar 法	355	陈民杨，1965
419	吉林磐石县红旗岭	呼兰群斜长角闪岩、黑云角闪斜长片麻岩等	（全岩）	K-Ar 法	354	引自芮宗瑶等，1994
420	吉林磐石县红旗岭	辉长岩（1 号矿体地表）	辉石	K-Ar 法	329	陈民杨，1965
421	吉林磐石县红旗岭	辉石橄榄岩及辉石岩等	（全岩）	K-Ar 法	350	吉林冶金 607 队，1974

续表

序号	采样地点	岩石类型	测试对象	测试方法	年龄值/Ma	资料来源
422	吉林磐石县红旗岭	辉石橄榄岩及辉石岩等	（全岩）	K-Ar法	331	吉林冶金607队，1974
423	吉林通化县赤柏松	辉长岩、苏长辉长岩	全岩	K-Ar法	2242.5	汤中立，1989，1994
424	吉林通化县赤柏松	辉长岩、苏长辉长岩	全岩	K-Ar法	1960	中科院地质所，1979
425	吉林延吉县天宝山	安山岩	全岩	K-Ar法	143	佚名，1973
426	吉林延吉县天宝山	凝灰质安山岩	全岩	K-Ar法	133	佚名，1973
427	吉林延吉县天宝山	流纹质凝灰岩	全岩	K-Ar法	137	佚名，1973
428	吉林延吉市天宝山	蚀变花岗闪长岩	全岩	K-Ar法	185	吴尚全，1978
429	吉林延吉市天宝山	蚀变花岗闪长岩	全岩	K-Ar法	162	吴尚全，1978
430	内蒙古敖汉旗金厂沟梁	西台子中粗粒斑状花岗岩	黑云母	K-Ar法	187.9	内蒙古地质三队
431	内蒙古敖汉旗金厂沟梁	中细粒片麻状花岗岩	钾长石	K-Ar法	135.4	王建平等，1991
432	内蒙古敖汉旗金厂沟梁	粗安岩（与矿化准同时）	全岩	K-Ar法	120.1±2.8	王建平等，1991
433	内蒙古敖汉旗金厂沟梁	花岗闪长岩	黑云母	K-Ar法	169	东北地研所，1965
434	内蒙古敖汉旗金厂沟梁	片麻状蚀变岩	全岩	K-Ar法	121.7	王建平等，1992
435	内蒙古敖汉旗金厂沟梁	片麻状蚀变岩	全岩	K-Ar法	118.99	王建平等，1992
436	内蒙古敖汉旗金厂沟梁	片麻状蚀变岩	全岩	K-Ar法	115.9	王建平等，1992
437	内蒙古敖汉旗金厂沟梁	片麻状蚀变岩	全岩	K-Ar法	115.2	王建平等，1992
438	内蒙古敖汉旗金厂沟梁	片麻状蚀变岩	全岩	K-Ar法	110.9	王建平等，1992
439	内蒙古敖汉旗金厂沟梁	片麻状蚀变岩	全岩	K-Ar法	100.2	王建平等，1992
440	内蒙古包头市哈达门沟	桑干群（黑云角闪）斜长片麻岩等	全岩	Rb-Sr等时线	2609.6±164	孙大中，1983
441	内蒙古包头市白云鄂博	白云鄂博群暗色板岩	（全岩）	K-Ar法	272.6	刁乃昌，1990
442	内蒙古包头市白云鄂博	白云鄂博群暗色板岩	（全岩）	K-Ar法	607.9	刁乃昌，1990
443	内蒙古包头市白云鄂博	白云鄂博群暗色板岩	（全岩）	K-Ar法	338.1	中科院地化所，1988
444	内蒙古包头市白云鄂博	白云鄂博群暗色板岩	（全岩）	Rb-Sr等时线	354	中科院地化所，1988
445	内蒙古包头市白云鄂博	白云鄂博群暗色板岩	（全岩）	Rb-Sr模式年龄	552.9±96.7	王绚，1989
446	内蒙古包头市白云鄂博	白云鄂博群暗色板岩	（全岩）	Rb-Sr等时线	753.99±42.3	成忠礼等，1983
447	内蒙古包头市白云鄂博	白云鄂博群暗色板岩	（全岩）	Rb-Sr等时线	749.6±62.1	成忠礼等，1983
448	内蒙古包头市白云鄂博	白云鄂博群暗色板岩	（全岩）	Rb-Sr等时线	685.9±24.1	成忠礼等，1983
449	内蒙古包头市白云鄂博	白云鄂博群暗色板岩	（锆石）	U-Pb法	2663	中科院地化所，1988
450	内蒙古包头市白云鄂博	白云鄂博群暗色板岩	（锆石）	U-Pb法	3594	中科院地化所，1988
451	内蒙古包头市白云鄂博	白云鄂博群黑色钾长板岩	全岩	K-Ar模式年龄	236.3	中科院地化所，1988
452	内蒙古包头市白云鄂博	白云鄂博群黑色钾长板岩	全岩	K-Ar模式年龄	246.3	中科院地化所，1988
453	内蒙古包头市白云鄂博	白云鄂博群白云岩	全岩	U-Pb一致线	1350.5	中科院地化所，1988
454	内蒙古包头市白云鄂博	白云鄂博群白云岩	磷灰石	U-Pb一致线	1588	中科院地化所，1988
455	内蒙古包头市白云鄂博	白云鄂博群白云岩	镁钠铁闪石	K-Ar模式年龄	415	赵景德，1992
456	内蒙古包头市白云鄂博	白云鄂博群白云岩	镁钠铁闪石	K-Ar模式年龄	628±15	赵景德，1992
457	内蒙古包头市白云鄂博	白云鄂博群白云岩	镁钠铁闪石	K-Ar模式年龄	442±11	赵景德，1992
458	内蒙古包头市白云鄂博	白云鄂博群白云岩	镁钠铁闪石	^{40}Ar-^{39}Ar法	343.1±3	赵景德，1992
459	内蒙古包头市白云鄂博	白云鄂博群白云岩	镁钠铁闪石	^{40}Ar-^{39}Ar法	725	赵景德，1992
460	内蒙古包头市白云鄂博	白云鄂博群白云岩	镁钠铁闪石	^{40}Ar-^{39}Ar法	425±3	赵景德，1992
461	内蒙古包头市白云鄂博	白云鄂博群白云岩	镁钠铁闪石	^{40}Ar-^{39}Ar法	428±7	赵景德，1992
462	内蒙古包头市白云鄂博	白云鄂博群白云岩	独居石等	Sm-Nd等时线	1313±41	任英忱，1994
463	内蒙古包头市白云鄂博	中粗粒黑云母花岗岩	黑云母	K-Ar法	266.8±8	曲国政，1979
464	内蒙古包头市白云鄂博	中粗粒黑云母花岗岩	黑云母	K-Ar等时线	248.9	曲国政，1979
465	内蒙古包头市白云鄂博	中粗粒黑云母花岗岩	全岩	Rb-Sr等时线	257.7	杨学明，1990
466	内蒙古包头市白云鄂博	细粒黑云母花岗岩	全岩	Rb-Sr等时线	236.3	杨学明，1990
467	内蒙古包头市白云鄂博	细粒黑云母花岗岩	黑云母	K-Ar法	239.3±5.6	曲国政，1979

续表

序号	采样地点	岩石类型	测试对象	测试方法	年龄值/Ma	资料来源
468	内蒙古包头市白云鄂博	花岗岩	全岩	Rb-Sr 等时线	255.2±8.2	王俊文，1983
469	内蒙古包头市白云鄂博	白云岩中浸染体和矿脉	方铅矿	U-Pb 法	1409.53	中科院地化所，1988
470	内蒙古包头市白云鄂博	白云岩中浸染体	独居石	U-Pb 等时线	1682.99	中科院地化所，1988
471	内蒙古包头市白云鄂博	铁矿体中霓石脉	易解石	U-Pb 等时线	438.2±25.1	赵景德等，1991
472	内蒙古包头市白云鄂博	主矿白云岩、铁矿石、钾长板岩等	全岩	Rb-Sr 等时线	485	白鸽，1983
473	内蒙古包头市白云鄂博	条带状铁矿石、白云岩、霓石铁矿石	全岩及霓石等	Sm-Nd 等时线	975	J. Phitpotts，1991
474	内蒙古包头市白云鄂博	萤石型、霓石型和钠闪石型铁矿石等	全岩	Sm-Nd 等时线	1580±360	张宗清，1991
475	内蒙古包头市白云鄂博	白云岩，后期细脉	全岩、独居石等	Sm-Nd 等时线	425	赵景德等，1994
476	内蒙古包头市白云鄂博	主东矿北白云岩	独居石、氟碳铈矿	Sm-Nd 等时线	1313±41	任英忱，1994
477	内蒙古包头市白云鄂博	东矿体后期细脉	黄河矿、钠闪石等	Sm-Nd 等时线	422±18	张宗清，1994
478	内蒙古包头市白云鄂博	都拉哈拉碳酸岩脉、东矿铁矿石	全岩	Sm-Nd 等时线	1223±65	张宗清，1994
479	内蒙古包头市白云鄂博	东矿、主矿萤石磷灰石型铁矿石	全岩	Sm-Nd 等时线	1286±91	张宗清，1994
480	内蒙古赤峰市红花沟	花岗斑岩	(全岩)	K-Ar 法	106	李延河等，1990
481	内蒙古赤峰市红花沟	石英斑岩	(全岩)	K-Ar 法	109.9	李延河等，1990
482	内蒙古赤峰市红花沟	含金石英脉	石英	^{40}Ar-^{39}Ar 法	80.9±2.8	胡达骥，1996
483	内蒙古大青山地区	二道洼群含碳绢云片岩	锆石	U-Pb 法	2230	内蒙古地质局，1978
484	内蒙古大青山地区	二道洼群含碳绢云片岩	锆石	U-Pb 法	1965	内蒙古地质局，1978
485	内蒙古大青山地区	二道洼群含砾云母片岩	锆石	U-Pb 法	2350	内蒙古地质局，1978
486	内蒙古大青山地区	二道洼群斜长角闪岩变粒岩	(全岩)	Rb-Sr 等时线	2067±39	孙荣圭等，1987
487	内蒙古丰镇地区	丰镇群矽线石榴片麻岩	全岩	Rb-Sr 等时线	2300	沈其韩，1983
488	内蒙古固阳县	渣尔泰山群第一组	白云母	K-Ar 法	190.8	陆宗斌，1976，1978
489	内蒙古固阳县	渣尔泰山群第一组	黑云母	K-Ar 法	405.3	陆宗斌，1976，1978
490	内蒙古固阳县	书记沟组云母片岩	黑云母	U-Pb 法	1857	桂林冶金地研所，1975
491	内蒙古固阳县	书记沟组云母片岩	黑云母	U-Pb 法	1297	桂林冶金地研所，1975
492	内蒙古固阳县书记沟	黑云母片麻岩	黑云母	K-Ar 法	306.4	陆宗斌，1976，1978
493	内蒙古固阳县书记沟	云母片岩	黑云母	K-Ar 法	1311	陆宗斌，1976，1978
494	内蒙古固阳县余太镇	渣尔泰山群第一组	黑云母	K-Ar 法	1758.5	陆宗斌，1976，1978
495	内蒙古固阳县北康兔沟	渣尔泰山群黑色板岩	全岩	Rb-Sr 等时线	565±39	王东方，1990
496	内蒙古集宁地区	集宁群二辉斜长麻粒岩	全岩	Rb-Sr 法	2650	吴昌华，1983
497	内蒙古集宁地区	下集宁群麻粒岩等	锆石	U-Pb 法	2440±76	内蒙古地矿局，1991
498	内蒙古集宁地区	下集宁群麻粒岩等	锆石	U-Pb 法	1958±38	内蒙古地矿局，1991
499	内蒙古集宁地区	上集宁群变质岩	锆石	U-Pb 法	2345	内蒙古地矿局，1991
500	内蒙古集宁地区	集宁群变质岩	锆石	U-Pb 法	1905	内蒙古地矿局，1991
501	内蒙古集宁地区	集宁群变质岩	全岩	Rb-Sr 等时线	2300	内蒙古地矿局，1991
502	内蒙古集宁地区	集宁群变质岩	全岩	Rb-Sr 等时线	2650	内蒙古地矿局，1991
503	内蒙古狼山地区	阿古鲁沟组板岩、白云岩	(锆石)	U-Pb 法	1612	董申保，1986
504	内蒙古克旗黄岗梁	花岗岩	云母	K-Ar 法	114.5	陶铁镛，1977
505	内蒙古克旗黄岗梁	花岗岩	钾长石	K-Ar 法	147	陶铁镛，1977

续表

序号	采样地点	岩石类型	测试对象	测试方法	年龄值/Ma	资料来源
506	内蒙古克旗黄岗梁	细粒花岗岩	钾长石	K-Ar 法	131.7	沈阳地矿所，1977
507	内蒙古克旗黄岗梁	细粒花岗岩	钾长石	K-Ar 法	131.1	沈阳地矿所，1977
508	内蒙古克旗黄岗梁	细粒花岗岩	钾长石	K-Ar 法	113.2	沈阳地矿所，1977
509	内蒙古克旗黄岗梁	花岗岩	钾长石	K-Ar 法	123.4	沈阳地矿所，1977
510	内蒙古克旗黄岗梁	花岗岩	钾长石	K-Ar 法	224.7	沈阳地矿所，1977
511	内蒙古克旗黄岗梁	闪长岩	角闪石	K-Ar 法	157.1	沈阳地矿所，1977
512	内蒙古克旗黄岗梁	闪长岩	角闪石	K-Ar 法	227.7	沈阳地矿所，1977
513	内蒙古克旗黄岗梁	安山岩	全岩	K-Ar 法	276.8	沈逸民等，1985
514	内蒙古克旗黄岗梁	安山岩	全岩	K-Ar 法	270	沈逸民等，1985
515	内蒙古克旗黄岗梁	安山岩	全岩	K-Ar 法	245.6	沈逸民等，1985
516	内蒙古克旗黄岗梁	王盖山细碧岩	全岩	Rb-Sr 等时线	175	沈逸民等，1985
517	内蒙古克旗黄岗梁	王盖山安山玄武岩	全岩	Rb-Sr 等时线	171.7	沈逸民等，1985
518	内蒙古克旗黄岗梁	黑云母钾长花岗岩	（全岩）	K-Ar 法	160	沈逸民等，1985
519	内蒙古色尔腾山	钾长花岗岩（侵入色尔腾山群上部）	锆石	U-Pb 法	1770	内蒙古区测一队,1987
520	内蒙古色尔腾山		锆石	U-Pb 法	1650	内蒙古区测一队,1987
521	内蒙古色尔腾山	英云闪长岩（侵入色尔腾山群下部）	锆石	U-Pb 法	2470	内蒙古区测一队,1987
522	内蒙古色尔腾山		锆石	U-Pb 法	2420	内蒙古区测一队,1987
523	内蒙古四子王旗白乃庙	白乃庙群斜长角闪（片）岩	锆石	U-Pb 法	1130	聂凤军等，1990
524	内蒙古四子王旗白乃庙	白乃庙群斜长角闪岩	角闪石	K-Ar 法	458	韩杰，1987
525	内蒙古四子王旗白乃庙	白乃庙群斜长角闪岩	角闪石	K-Ar 法	434	韩杰，1987
526	内蒙古四子王旗白乃庙	白乃庙群角闪残斑变岩	角闪石	K-Ar 法	581	韩杰，1987
527	内蒙古四子王旗白乃庙	白乃庙群绿帘斜长片岩等	（全岩）	Rb-Sr 等时线	427.4±17	韩杰，1987
528	内蒙古四子王旗白乃庙	石英闪长岩	全岩	K-Ar 法	554	姜福艺，1976
529	内蒙古四子王旗白乃庙	石英闪长岩	（全岩）	K-Ar 法	362	天津地矿所，1981
530	内蒙古四子王旗白乃庙	石英闪长岩	锆石	U-Pb 法	665	聂凤军等，1990
531	内蒙古四子王旗白乃庙	花岗岩	黑云母	K-Ar 法	362	内蒙古 103 队，1981
532	内蒙古四子王旗白乃庙	花岗闪长斑岩	（全岩）	Rb-Sr 法	386	王东方，1983
533	内蒙古四子王旗白乃庙	花岗闪长斑岩	全岩	K-Ar 法	340	桂林冶金地研所，1975
534	内蒙古四子王旗白乃庙	花岗闪长斑岩	黑云母	K-Ar 法	328	韩杰，1987
535	内蒙古四子王旗白乃庙	矿化蚀变带	黑云母	K-Ar 法	328	韩杰，1987
536	内蒙古四子王旗白乃庙	矿化蚀变带	方铅矿	铅模式年龄	306	韩杰，1987
537	内蒙古四子王旗白乃庙	矿化蚀变带	方铅矿	铅模式年龄	305	韩杰，1987
538	内蒙古四子王旗白乃庙	矿化蚀变带	方铅矿	铅模式年龄	296	韩杰，1987
539	内蒙古四子王旗白乃庙	矿化蚀变带	方铅矿	铅模式年龄	264	韩杰，1987
540	内蒙古乌拉山地区	（黑云角闪）斜长片麻岩等	全岩	Rb-Sr 等时线	1890±21	沈其韩，1983
541	内蒙古乌拉山地区	乌拉山群变质岩	锆石	U-Pb 法	2521±3	内蒙古地矿局，1991
542	内蒙古乌拉山地区	乌拉山群变质岩	全岩	Rb-Sr 等时线	2367±27	孙荣圭等，1987
543	内蒙古乌后旗东升庙	阿古鲁沟组板岩、白云岩	方铅矿	铅模式年龄	1600	引自谢贤俊等，1990
544	内蒙古乌后旗东升庙	阿古鲁沟组板岩、白云岩	方铅矿	铅模式年龄	1520	引自谢贤俊等，1990
545	内蒙古乌后旗东升庙	阿古鲁沟组板岩、白云岩	方铅矿黄铁矿	铅模式年龄	1477.6	引自谢贤俊等，1990
546	内蒙古乌后旗东升庙	阿古鲁沟组板岩、白云岩	方铅矿黄铁矿	铅模式年龄	1899.4	引自谢贤俊等，1990

续表

序号	采样地点	岩石类型	测试对象	测试方法	年龄值/Ma	资料来源
547	内蒙古乌后旗东升庙	铅锌矿石	方铅矿、黄铁矿	铅模式年龄	1848.4	引自谢俊贤等，1990
548	内蒙古乌后旗东升庙	铅锌矿石	方铅矿、黄铁矿	铅模式年龄	1546.1	引自谢俊贤等，1990
549	内蒙古乌后旗霍各乞	斜长角闪岩	全岩	Sm-Nd 法	1490	池三川等，1991
550	内蒙古乌后旗霍各乞	炭质板岩	方铅矿	铅模式年龄	1101.2	李兆龙等，1986；王魁元等，1994
551	内蒙古乌后旗霍各乞	炭质板岩	方铅矿	铅模式年龄	951.5	
552	内蒙古乌后旗霍各乞	炭质板岩	方铅矿	铅模式年龄	897.1	
553	内蒙古乌后旗霍各乞	透闪石岩	方铅矿	铅模式年龄	1013	李兆龙等，1986；王魁元等，1994
554	内蒙古乌后旗霍各乞	硅化大理岩	方铅矿	铅模式年龄	964.2	
555	内蒙古乌后旗霍各乞	板岩、石英片岩	全岩	Rb-Sr 等时线	1198	修世荫，1987
556	内蒙古乌后旗霍各乞	板岩、石英片岩	锆石	U-Pb 法	928	李兆龙等，1986
557	内蒙古乌中旗甲生盘	阿古鲁沟组炭质板岩	全岩	Rb-Sr 等时线	1068.1	王魁元等，1994
558	内蒙古乌中旗甲生盘	阿古鲁沟组炭质板岩	全岩	Pb-Pb 等时线	1679.6	谢贤俊等，1990
559	内蒙古乌中旗甲生盘	阿古鲁沟组板岩	方铅矿	Pb-Pb 法	1310	天津冶金地研所，1980
560	内蒙古乌中旗甲生盘	阿古鲁沟组炭质板岩	黄铁矿	Pb-Pb 法	1642	内蒙古 105 队，1984
561	内蒙古乌中旗甲生盘	阿古鲁沟组白云质炭质板岩	方铅矿	Pb-Pb 法	1686	内蒙古 105 队，1984
562	内蒙古乌中旗甲生盘	铅锌矿石	黄铁矿	铅模式年龄	1665.2	王魁元等，1994
563	内蒙古乌中旗甲生盘	铅锌矿石	黄铁矿	铅模式年龄	1603.1	王魁元等，1994
564	内蒙古乌中旗甲生盘	铅锌矿石	方铅矿	铅模式年龄	1685.9	王魁元等，1994
565	内蒙古乌中旗甲生盘	铅锌矿石	方铅矿	铅模式年龄	1600.6	王魁元等，1994
566	内蒙古乌中旗甲生盘	铅锌矿石	方铅矿	铅模式年龄	1492.7	王魁元等，1994
567	内蒙古锡林浩特贺根山	纯橄岩	全岩	K-Ar 法	346	佚名，1975
568	内蒙古锡林浩特贺根山	斜辉辉橄岩	全岩	K-Ar 法	380	佚名，1975
569	内蒙古锡林浩特贺根山	辉长岩	全岩	K-Ar 法	139.2	曹从周，1983
570	内蒙古锡林浩特贺根山	辉绿岩	全岩	K-Ar 法	87.1	曹从周，1983
571	内蒙古锡林浩特贺根山	辉绿岩	全岩	K-Ar 法	81.7	曹从周，1983
572	内蒙古兴和地区	集宁群浅色二辉麻粒岩	锆石	U-Pb 法	2339±13	沈其韩，1985
573	内蒙古兴和地区	集宁群浅色二辉麻粒岩	锆石	U-Pb 法	2383±15	沈其韩，1985
574	内蒙古卓资县花山	集宁群大理岩	方钍石	U-Pb 法	2000	蔡蕙华，1981
575	内蒙古卓资县天皮山	集宁群黑云二长变粒岩等	全岩	Rb-Sr 等时线	2303±28	沈其韩，1981
576	内蒙古卓资县天皮山	集宁群紫苏斜长片麻岩	全岩	Rb-Sr 等时线	2283±50	沈其韩，1983

注：①本表所列岩石类型系送样人确定的名称，未作统一校正；②本书正文第三章的表 3-18、表 3-19、表 3-21 中的同位素地质年龄数据未列入本附录。

THE EVOLUTION OF THE METALLOGENIC PROVINCES AND ORE-FORMING CHRONOLOGY

—— A Case Study of the Metallogenic Province in the Northern Margin of the North China Platform and its North Side

Pei Rongfu Mei Yanxiong
(Institute of Mineral Resource, CAGS, Beijing, 100037)

The evolution of the metallogenic provinces and ore-forming chronology are important topics of research. The metallogenic province in the northern margin of the North China Platform and its north side is located in the intersection of the Precambrian massif with the ancient Asian orogenic belts and also marginal-Pacific tectonic belts showing a most integrated metallogenic evolutionary history and has been studied in more detail. Therefore, it is a most ideal selected district for studying the evolution of the metallogenic provinces and ore-forming chronology. This book provides a case study of the metallogenic provinces and ore-forming chronology in the northern margin of the North China Platform and its north side, then discussing systematically the Hierarchy systematic metallogeny of a metallogenic province and geological historical evolution, as a means to advancing our understanding of the evolution of the metallogenic province and to developing a new method to study ore-forming chronology.

1 Hierarchy Systematic Metallogeny of a Metallogenic Province

The concept of metallogenic province was first described earlier in last century (de Launay, 1913; Spurr, 1932; Lindgren, 1909, 1933; Turneaure, 1995). Since that time, this concept has changed greatly, and has evolved to a new suggestion that various ore-controlling factors result in an abnormal formation of metallotect convergence coinciding with, or as a result of the earth' s geological evolution (Pei, 1996). Such a concept involves both temporal and spatial dimension, and takes into consideration considers the concept of "evolutionary metallogeny" (Hutchinson, 1992; Amstutz, 1996).

Within the concept of metallogenic province, there are metallogenic components at four different levels: ① metallogenic geological setting; ② metallotect convergence field; ③ metallogenic phase; ④ metal deposit, which corresponding to "setting", "field", "phase" and "deposit" can be evolved with the geological historical evolution and resulted in the ore formation according to the coupling rule of different metallogenic levels, which can be termed the Hierarchy systematic metallogeny of a metallogenic province.

1.1. The metallogenic geological settings

The metallogenic geological setting consists of two secondary units of the metallogenic tectonic domain and the metallogenic accumulation environment. The metallogenic geological domain implies a macroscopic metallogenic environment with an extensive area from several tens of thousands to several hundreds of thousands km^2 of an intercontinental or a global scale. The metallogenic accumulation environment emerged within the metallogenic domain is a sub-macroscopic metallogenic environment in favor of the formation and distribution of ore belts and ore fields.

The metallogenic geological setting of the metallogenic province in the northern margin of the North China Platform and its north side can be divided into three sub-provinces on the basis of tectonic setting. These are: the northern margin of the Precambrian massif of the North China, the Paleozoic Xingmong- Jihei (Daxing'anling-Inner Mongolia and Jinlin-Leilongjiang) orogenic belt, as well as the cover of North China Platform, and the Mesozoic-Cenozoic marginal-Pacific tectono-magmatic region. Three of them are respectively the important components of the Precambrian massif metallogenic domain, the ancient Asian metallogenic tectonic domain and the marginal-Pacific metallogenic tectonic domain. Based on their temporal evolution, 12 metallogenic accumulation environments formed within three sub-provinces. These environments are: ① the Archean craton uplift of Yinshan-Yanshan; ② the Archean cratonic uplift of North Liaoning-South Jilin; ③ the Paleo-proterozoic rift belt of East Liaoning-South Jilin; ④ the Meso-proterozoic rifting trench of Langshan-Zha'ertai; ⑤ the Meso -Neo-proterozic aulacogen of the Yanliao; ⑥ the Meso-Neo-proterozic island arc of Bainaimiao; ⑦ the Paleozoic craton basin of North China; ⑧ the Paleozoic epiplatform rift of Inner Mongolia-Jilin; ⑨ the Mesozoic tectono-magmatic belt of Yongji-Yanbian; ⑩ the Mesozoic tectono-magmatic belt of south Jilin-East Liaoning; ⑪ the Mesozoic tectono-magmatic belt of Yinshan-Yanshan; ⑫ the Mesozoic tectono-magmatic belt of the southern part of the Daxing' anling.

1.2. The metallotect convergence fields

The metallotect convergence field is a synthesized ore-controlling field formed by the coupling and convergence of favorable ore-controlling factors, such as the geological, the geophysical and the geochemical ore-controlling factors, which is not a simple concept only relevant to the spatial place. It will be necessary to pay attention to its forming condition and tectonic dynamic mechanism for the study of the metallotect convergence.

Based on the analyses of the regional metallogenic geological setting and the metallogenic accumulation environment, combining with ore-forming factors, it can be concluded that three metallotect convergence fields occur in the northern margin of the North China Platform and its north side: Archean and Paleo-Proterozoic syn-ore shear-deformation, Proterozoic-Paleozoic syn-ore sedimentary metallogeny and Paleozoic-Mesozoic "Line, Raw, Cluster" tectonic magmatism (Pei et al., 1997). Futher, 23 metallotect convergence sub-fields was divided in this region (Table 1).

Table 1 The metallotect convergence field in the northern margin of the North China Platform and its north side

Metallotect convergence field	Metallotect convergence district	Tectonic setting	Area km^2	Proportion /%	Ore species	Genetic type of ore deposit	Metallogenic prospect
Archaean and Paleo-proterozoic synore shear-deformed metallotect convergence	Ⅰ-1 Baotou—Wulashan district	The granite-greenstone belt in marginal rift-trough of Archean craton basement stage and the southern margin of foreland deep fault zone	3250	1.5	Au	Metamorphic + magmatic hydrothermal	large
	Ⅰ-2 Xuanhua—Chicheng district		5400	2	Au		large
	Ⅰ-3 Jinchangyu—Malangyu district		3250	1.5	Au		large
	Ⅰ-4 Paishanlou—Jinchangpuliang district		12500	6	Au		large
	Ⅰ-5 Anshan—Hongtoushan district		2800	1.3	Cu、Au	Metamorphic volcanic-sedimentary (massive sulfide)	not clear
	Ⅰ-6 Huadian—Jiapigou district		7500	3.5	Au	Metamorphic + magmatic hydrothermal	large
Proterozic-Paleozoic synore metallotect convergence	Ⅱ-1 Qinghengzi—Beiwagou district	Paleoproterozoic mobile belt of intra-craton basement of Yanbian-Jilin	6750	4	Pb、Zn	Carbonate hosting SEDEX	large
	Ⅱ-2 Dongshengmiao—Jiashengpan district	Meso-proterozoic aulacogen of Zhaertai—Bayan Obo	11250	6.6	S、Cu、Pb、Zn		large
	Ⅱ-3 Gaobanhe—Juntun district	Meso-proterozoic aulacogen of Yanshan	8000	4.7	S、Mo、Au、Pb、Zn		large
	Ⅱ-4 Fanhe district	Meso-Neoprotorozoic aulacogen trench of Fanhe	4500	2.6	Pb、Zn		medium and small
	Ⅱ-5 Bainaimiao—Bieluwutu district	Incumbent subduction zone in Xing.-Mong. fold system of Paleozoic craton capping stage	6250	3.7	Cu、Au、Fe、Mo	Marine volcanic-sedimentary (massive sulfide)	large
Mesozoic "line, Row, cluster" metallotect convergence	Ⅲ-1 Bainaimiao—Hadamiao district	Paleozoic and Mesozoic tectonic magmatic zone in Xing. Mong. fold system of craton capping stage	1900	0.4	Au	porphyritic	small
	Ⅲ-2 Huanggang—Dongsancha district		96000	2.4	Sn	skarn	large
	Ⅲ-3 Baiyinnuo—Haobugao district		1962	0.49	Pb、Zn	skarn	large
	Ⅲ-4 Erdaolinzi—Daheishan district	Paleozoic and Mesozoic tectonic magmatic zone in Ji-Hei fold system of craton capping stage	90000	2.3	Cu、As、Mo	Magmatic hydrothermal	large
	Ⅲ-6 Yixingzhai—Xiaoqinggou district	Yanshan-Yinshan Mesozoic tectonic magmatic zone of Intracontinental tectonic activizing stage	7850	1.9	Au、Ag、Zn、Cu、Mn	Magmatic hydrothermal	large
	Ⅲ-7 Jiajiaying—Sadaimen district		96000	2.4	Mo		large
	Ⅲ-8 Xiaosigou—Yu'erya district		11304	2.8	Mo、Au	porphyritic	medium
	Ⅲ-9 Pajiazi—Yangjiazhengzi district	East Liaoling-South Jilin Mesozoic tectonic magmatic zone of Epicontinental tectonic activizing stage	11304	2.8	Pb、Zn、Mo	skarn	large
	Ⅲ-10 Xiaojiaying—Erdaogou district		1962	0.49	Mo、Au	Magmatic hydrothermal	medium
	Ⅲ-11 Huatong—Xiuyan district		9600	2.4	Cu、Pb、Zn		small
	Ⅲ-12 Xuanhua—chicheng—Baotou—Wulashan district	Paleozoic tectonic magmatic zone of the Northern margin of the North-China massif	9600	2.4	Au	Alkaline magmatic hydrothermal	large

1.3. The metallogenic phases

The metallogenic phases studies mainly concern of the metallogenic physical-chemical condition of the position coupled by the metallogenic geological setting, the metallogenic accumulation environment and the metallogenic convergence, and should especially pay attention to that of the metallogenic chemical dynamic experiments dominated by the ore-controlling tectonic dynamic mechanism. Then, it would further suggest that the relative balance condition during the evolutionary processes of un-balance metallogeny, namely, the physical-chemical parameter of the balance phases of metal illuviation.

1.4. The texture-structure ore deposits

Based on the study of the metallogenic geological setting, the metallotect convergence and the metallogenic phases, the studies of the texture-structural ore deposits mainly concern of the metallogenic fabrics and the rules of spatial disposition of known discovered ore deposits, including the mineral assemblage and mineral association, the alteration belt, the variation of the texture-structure of the ore deposits in vertical and lateral direction and the ore-forming stages of the ore deposits, then build up the model of the texture-structural ore deposits.

For the metallogenic province in the northern margin of the North China Platform and its north side, there are three types of representative deposits with ten styles of texture-structural ore deposits:

1.4.1. The texture-structural ore deposits dominated by the synore shear-deformed metallotect convergence

1.4.1.1. Big gold-quartz vein type (the Xiaoyingpan type) ore deposits which dominated by the disharmonious sheared deformation . This type of gold deposits is mainly dominated by the strong ductile shear deformation and disharmonious fold ore-containing spatial belt, the main vein belt occurred recumbently and stably in a rather big thickness. The main veins associated with small stratoid sub-veins which sitting below or above the main veins constitute the multi-layered veins, the gentle-inclined main and secondary gold-bearing quartz veins may be cut by the late stage of intermediate-basic dykes, and some steep-inclined gold-bearing quartz veins can be derived by the magmatism, both of steep-inclined and gentle-inclined veins form steep-entle texture-structural ore deposits.

1.4.1.2. Conjugate gold-quartz vein type (the Jinchangyu type) ore deposits which dominated by the multi-sheared deformation. This type of gold deposits include the multi-quartz vein type gold deposit occurred in Archean metamorphic rocks and was dominated by the composite structure comprising the early ductile shear zone in NNE direction superimposed by the ductile-brittle shear zone in same direction and the late tectonic schistositizing belt. The gold -bearing albite quartz veins and the gold-bearing quartz veins inject along the schistositizing of the tectonic belt and are dominated by the conjugate sheared dilatation zones formed by the assembled inclined arranged deeply extending ductile-brittle shearing zones in concordant and opposite direction, at the conjugate shear zone may occur the thick and big ore bodies.

1.4.2. The texture-structural ore deposits dominated by the synore sedimentation metallotect convergence

1.4.2.1. The type of the stratoid ore deposits of thick side by side dominated by the growth fault (the Dongshengmiao type). The ore beds crossed the growth faults side by side, the multi-beds thick ore bodies were controlled by the multi-stages of remobilized synore faults.

1.4.2.2. The type of the layered ore deposits held by dolomite and dominated by the synore sedimentation (the Gaobanhe type). This type of ore deposit held by the Meso-proterozoic manganese dolomite deposits, the mineralized outcrops as the transitional discontinuity reaching to 42 km, the ore-bearing beds are rather stable. The upper and lower parts of ore-bearing beds are different constitution of the sphalerite and the pyrites respectively, the main ore beds occur at the transitional boundary between the argillite and the dolomite.

1.4.2.3. The type of the pocket ore deposits held by carbonate karst and dominated by the synore sedimentation (the Guanmenshan type). The ore-hosted beds are the karst collapse beds, the ore bodies are associated with the karst breccia showing correlated to some position but not limited within a certain position.

1.4.2.4. The type of the complicated shape ore deposits held by mica-schist and banded marble and dominated by the synore sedimentation (the Qingchengzi type). The ore-hosted beds are the beds which combination with metamorphic argillaceous and calcareous rocks, generally occurred as interlayered bands. The ore bodies vary in shape from bedding stratiform or lenticular to vein-like or irregular cutting the beds, further to plume occurring at one side of the fault.

1.4.3. The texture-structural ore deposits dominated by the "line, row, cluster" metallotect convergence

1.4.3.1. The multi-quartz vein and alteration rock type gold deposits occurring in the alkaline complex (The Dongping type). The gold-bearing quartz veins are controlled by pressing-twist-stretch tectonic fractured zone developed within the alkaline magmatic intrusion, the ore-bearing fluid is also of alkaline. The texture-structural style may be changed with the development of twist-stretch tectonics.

1.4.3.2. The type of the stratoid and veinlet-disseminated molybdenum deposits occurring in the skarn of the intrusive contact belt and in the porphyry cupola (the Yangjiazhangzi-Lanjiagou type). This type of ore deposit is a polymetallic ore deposit mainly rich in molybdenite. The skarn ore bodies are stratoid in shape occurr in the outer contact zone surrounding the intrusive body (Yangjiazhangzi), the quartz veinlet-disseminated molybdenum ore bodies occurr in fine-grained mimophyre granite which located at the coarse-grained granite cupola (Lanjiagou).

1.4.3.3. The type of the lenticular or stratiform ore deposit occurring either in the skarn of the contact zone or in the wall rocks far away from the contact zone (the Bajiazi-Wujiatun type). This type of ore deposits extends along with the strata from the skarn to the place far away from the contact zone, in addition to, the strata can even offer part of ore source

substance and being a ore source beds for the skarn type of ore deposit.

1.4.3.4. The multi-vein type silver polymetallic ore deposit occurring in the metamorphic volcanic-sedimentary rocks (the Caijiaying type). This type of deposits was controlled by the "line, row, cluster" tectonic pattern and develop the multi-compound veins, in which the single compound veins belt has an extremely thickness, and both of its length and width are enormously bigger than its extending depth.

2 The Metallogenic Characteristics and Evolution of Gold Deposits in the East Hebei

2.1. The metallogenic geological tectonic setting

The strata in the East Hebei develop rather complete with the following features: the Lower Precambrian metamorphic fold basement overlaid with the weak metamorphosed platformal marine Meso-Neoproterozoic erathem, then deposited the stable marine Cambrian-Ordovician system. From late Ordovician to middle Carbonic, there was a deposition break. Since middle Carbonic there developed the mutual marine-continental or continental sediments.

The granitoid intrusions are widespread in this region. Based on their spatial distribution, it can be divided into three intrusion zones: ① the northern intrusion zone, including meta-alkaline (or normal) intermediate to acid intrusive bodies of the Wulingshan, the Shouwangfen and the Liushuwa etc, which mainly comprised of the quartz syenite (or quartz syenite-porphyry), the granodiorite porphyry, the quartz monzonite and the quartz diorite etc; ② the central intrusion zone, including the normal intermediate—acid intrusive bodies of the Dushan, the Xiaoyingzi, the Qingshankou, the Gaojiadian, the Maoshan, the Wangpingshi, the Fenshuiling and the Shachang etc, which mainly consists of the granites, the porphyritic granites, the monzonitic granites, the quartz monzonites and the quartz diorite etc; ③ the southern intrusion zone, including only the normal intermediate-acid intrusive body of Panshan, which is composed of monzonitic granites and quartz monzonite. The granitoid intrusion of the region may occur in different geological periods since Palaeoarchean (3300～72.5Ma) and can be divided into different stages of the Qianxi, the Sibao, the Indosinian and the Yanshan. In terms of petrological, petrochemical and geochemical data, it can be divided into three genetic series: the mantle-crustal transitional anatectic granite series, the crustal-mantle transitional syntectic granite series and the crustal remelting granite series, the gold deposits are mainly related to the crustal remelting granite series.

Tectonically, the East Hebei Region is the main spreading district of Malanyu composite anticline (as a third grade of tectonic unit) which belongs to the Yanshan fold belt of the North China Platform. There are three metallogenic tectonic domains converged and superimposed in this region: the Precambrian massif, the ancient Asian and the marginal Pacific. The regional tectonics show the character of tesselation network resulted from the nearly E-W tectonic belt superimposed and cut by the NE or NNE tectonic belt.

2.2. The types and geological characteristics of the gold deposits in the East Hebei

2.2.1. The quartz vein type gold deposits

For this type, the gold held mainly by the quartz vein. As a most important type, the gold deposits occur in the metamorphic rocks of Archean Qianxi Group, the clastic rocks of Proterozoic Changcheng System and the Mesozoic granitoids, which can be further divided into three Styles of the Jinchangyu, the Daoliushui and the Yu'erya, their geological characteristics are summarized in Table 2.

Table 2 The geological characteristics the quartz vein type gold deposits of the East Hebei

Ore deposit style	Jinchangyu style	Daoliushui style	Yu'eryan style
Wall rocks	amphibolite, hornblende-plagioclase gneiss, etc of Archean Qianxi Group	amphibolite, hornblende-plagioclase gneiss, etc of Archean Qianxi Group	mesozoic granites, carbonate and clastic rocks of Proterozoic Changcheng system, amphibolite and hornblende-plagioclase gneiss of Archaean Qianxi Group
Ore-controlling tectonics	NNE ductile shear zone superposed ductile-brittle shear zone and tectonic schistosity zone	early ductile shear zone superposed by ductile-brittle shear zone in different direction	original joint of intrusive bodies, fault-fracture of wall rocks, crypto-explosion breccia
The relation with the granites	No big granite body but the dykes developed well, which showing a genetic relation with the nearby granites	No big granite body but the dykes developed well, which showing a genetic relation with the nearby granites	The gold ore deposit occur in the granite, which showing close genetic relation between them
The shape of ore body	irregular veinlike	veinlike, irregular veinlike, lenticular	network, veinlet-disseminated, irregular veinlike
Type of ore	gold-bearing albite-quartz vein, gold-bearing quartz vein	gold bearing quartz vein	gold-bearing quartz vein, gold-bearing alteration granites, gold bearing crypto-explosion breccia
Texture of ore	crystalline granular, metasomatic and cataclastic texture	crystalline granular, metasomatic, emulsive and cataclastic texture	crystalline granule, metasomatic, emulsive and cataclastic texture
Structure of ore	vein, crumb, taxitic and disseminated structure	vein, veinlet, taxitic and disseminated structure	disseminated, veinlet, network and breccia structure
main mineral assemblage	quartz, albite, sericite, pyrite, native gold	quartz, pyrite, native gold	quartz, plagioclase, sericite, K-feldspar, pyrite, native gold
Useful components	Au、Ag、Mo	Au、Ag	Au(Ag、Cu)
grade/g·t^{-1}	4.51~14.67	1.56~26.1	21.1~281.2
Alteration classification	sericitization, silicification, pyritization, albitization, chloritization, carbonatization	silicification, K-feldspathization, sericitization, pyritization, epidotization, chloritization, carbonatization	silicification, pyritization, sericitization, fluoritization, chloritization, carbonatization
Typical ore deposit	Jinchangyu, Sangjiayu, Heishiyu	Daoliushui, Piandaogou	Yu'erya, Niuxinshan, Tangzhangzi

2.2.2. The alteration rock type gold deposit

The alteration rocks Such as pyrite-phyllic rock and the silicified rock etc are the main gold-bearing rocks of the gold deposits which were strictly controlled by the fault-fracture zones. This type of gold deposit can be further divided into two sub-types:

2.2.2.1. The Maoshan style gold deposit. The gold deposits occur in the Mesozoic granitic intrusions, the representative deposits are of the Maoshan and the Gaojiadian. The gold-bearing

intrusions are Yanshannian composite granitoid which can be derived by the crustal remelting granite series. The $w(SiO_2)$ content of the granites is of from 61.7% to 73.2%, $w(Na_2O+K_2O)$ from 8.2% to 8.8 %, $w(Na_2O)/w(K_2O)$ from 0.9% to 1.7%, δ from 2 to 4.1, SI from 0.3 to 8.5, indicating that the intrusions are well differentiated calc-alkaline rocks. The gold content of the intrusions is of $(57.4\sim61.0)\times10^{-9}$ on an average. The ore-controlling fault-alteration zones mainly distribute within the gold-bearing intrusions , which can be partially extending into the Archean metamorphic rocks of the Qianxi Group. Some gentle wave associated with obviously expanding and contracting emerge along with strike and dip of the ore-controlling fault-alteration zones. The gold bodies are lenticular, bands and stratoid in shape, the distribution of which is limited within the gold-bearing fracture-alteration zones. The ore type includes the gold-bearing pyrite-phyllic rock and small amount of gold-bearing quartz vein, the ore minerals include quartz, sericite, pyrite and native gold. The alteration close to the ore body is mainly of silification and pyrite sericitization.

2.2.2.2.The Chagou style gold deposits. The gold deposits occur in the Archean metamorphic rocks, the representative gold deposits include the Chagou, the Shuiquangou, the Shangzhen and the Dayinsigou etc. .

2.2.3.The carbonate rock type gold deposits

The gold deposits are the finer-grained disseminated gold deposits which occur in the carbonate rocks or clastic rocks of Mesoproterozoic Changcheng-Jixian System, and distribute mainly at Qinglong, Kuancheng, Qianxi and Qian'an County along with the Great Wall, thus can be called the "Great Wall" style gold deposits. This type of gold deposit belongs to the stratabound low temperature deposit and is dominated by the fault tectonics and the bedded fractured breccia, which showing a similar geological characteristics with the Carlin-type gold deposit of USA. The gold deposits may emerge at the position nearby the Yanshanian granites, the interlayered fractured zones developed in Mesoproterozoic carbonate and clastic rocks are of important ore-reservoir tectonics. In addition, strong oxidation environment and much of organic carbon are the most important ore-controlling factor of the gold deposit. The carbonate vein and the quartz vein were formed in the dolomite and the clastic rocks respectively by the gold-bearing hydrothermalism. The pyrite and organic carbon are major carrier of gold, the hydrosideritization makes the decomposition of the gold-carrier resulting in the re-aggregation of gold.

2.2.4.The gold placers

The gold placers are mainly composite type correlated to the alluviun-diluvium and the residue-sliderock and representative of the Malanyu, the Changhe and the Xiqinghe etc. which can be termed the Malanyu-style. There are two gold placer beds, the one is the soil-bearing sand-gravel beds of the alluviun-diluvium or the residue-sliderock which located on the weathering surface of solid rocks at the bottom of the river bed, the another is within the weathering cracks of the solid rocks.

2.3. The genetic characteristics of the gold deposits in the East Hebei

2.3.1. The gold-bearing formation and the gold-source beds

The supracrustal rocks of Archean Qianxi Group can be mainly divided into two formations: the lower part is mafic-felsic silicate formation (Jinchangyu Formation), the upper part is of ferrosilicon formation (Longwan Formation).

The Jinchangyu Formation is most important gold-bearing formation in the East Hebei which consists of plagioclase amphibolites and hornblende-plagioclase gneiss etc.. Some interlayers or lenses of hornblendites, diopside-hornblendites, hornblende plagioclase leptites and biotite leptites can be emerged in the lower part of the formation, whereas, some interlayers of lenses of magnetite quartzite may emerged in the upper part of the formation. This formation is a kind of gold-bearing metamorphic volcanic-sedimentary formation, from the lower to the upper, there may successively emerge intermediate-basic volcanic rocks → intermediate-acid volcanic sedimentary rocks → argillo-arenaceous-silty sedimentary rocks (and the silico-iron sedimentary rocks) which demonstrating a complete volcanic-sedimentary circle. The Longwan silico-iron Formation is also an important gold-bearing formation in this region, which mainly comprises the magnetite quartzite and generally closely associated with the Jinchangyu Formation, both of them make up a series of the gold-bearing formation.

The plagioclase amphibolite of the Jinchangyu Formation show the highest gold content (51.9×10^{-9} in average), the gold contained in it may be released more easily comparing with other metamorphic rocks. Thus, the plagioclase amphibolite might be a main gold-source rock (or bed). The protolith of the plagioclase amphibolite was the intermediate-basic volcanic rocks derived from the gold-enriched upper mantle and constituting the main composition of early Precambrian (Archean) initial crust. Based on more analysis data, it is known that the average contents of gold in various metamorphic rocks of the region may be of 31.1×10^{-9}, therefore, the Archean metamorphic terrene consisting of above metamorphic rocks can be also regarded as the gold source terrain.

2.3.2. Ore-controlling processes of tectonics for the gold deposits

The distribution of the mineral deposits of the East Hebei Region is dominated by the Malanyu composite anticline, the nuclear part of which concentrates gold and iron deposits, however, on the both flanks of which there distribute coal, lead, zinc, pyrite and copper deposits etc.. Generally, the location where compounding and superimposing E-W and NE-NNE tectonic zones may develop a proper space for the intrusions of granitite magma and the activity of metallogenic fluids. In view of the tectonic evolution, the gold-bearing formations and the gold source beds formed during the period developing stage of the Archean continental nucleus, whereas, the metallogeny of gold deposits may be closely related to the tectono-magmatic activities during the Mesozoic epicontinental developing period.

The ductile shear zone is the product of tectonic deformation developed in the deeper crust. Ductile shear processes may cause preliminary enrichment of gold and modify the texture-

structure of the rock and the existing state of gold. In the shallower crustal level, the ductile shear zone may transfer into a ductile-brittle shear zone, or superposed some neogenic ductile-brittle shear zones, the gold-preconcentration and off-grade gold-bearing quartz formed by the dynamic differentiation, the pressure melting, the structural lateral secretion, etc.. In the late stage, the tectonic schistositization may lead a strong gold-preconcentration.

The study of deep geology has suggested that the steeply inclined belt of Moho is an important deep tectonic belt and an important controlling factor for the tectonic magmatic activities or for the metallogeny during Phanerozoic especially since Mesozoic. The deep tectonic position of the East Hebei belongs to the Yanshan twist belt of the Moho steep inclined belt in the East China. Then, the Jixian-Zunhua belt may be a secondary Moho steep inclined belt correspondent with the cluster belts of gold deposits.

2.3.3. The relationship between the granites and the gold deposits

Most of original gold deposits of the East Hebei distributed within a range of 0～5 km from the granite intrusions. The granite intrusions with an outcropping area no more than 60 km^2 can be a favorable place for the metallogeny of gold deposits, furthermore, if the granite with exposing area no more than 1 km^2, it would be a best favorable place, whereas, the granite batholith and big stock can be relatively unfavorable.

In view of the forming epoch of the granites, it seems likely that the Mesozoic granites have indicated a most close relation with the gold deposits. For the metallogeny of the gold deposits, the granites forming in early Yanshanian were best favorable; the granites forming in late Yanshanian shown relatively unfavorable; then the Indosinian granites generally had a weak gold mineralization; finally, the granites formed in the period of the Qianxi and the Sibao had not indicated any symbol directly related to the gold mineralization.

According to the average contents of gold, the Mesozoic granites can be divided into three groups: ① the granitic intrusive bodies including four of the Yu'erya, the Gaojiadian, the Maoshan and the Niuxinshan have an average gold contents of $> 30 \times 10^{-9}$, all of them are gold-bearing granites; ② the granitic intrusive bodies mainly including the Shuiliandong, the Xiaoyingzi, the Shouwangfen, the Liushuwa, the Qingshankou, the Dushan, the Fenshuiling and the Wangpinshi etc. have an average gold contents of $(3 \sim 29) \times 10^{-9}$, all of these intrusive bodies show a certain genetic link with the gold deposits; ③ the granitic intrusive bodies including the Wulingshan, the Liangshuihe, the Shuihudong and the Madi etc. have an average gold contents of $< 3 \times 10^{-9}$, very poor or even no gold mineralization within these intrusive bodies.

Genetically, the gold deposits in the East Hebei may mainly have a kindred with the accompanying granites. Furthermore, the granites may offer two types of source, one is of an important heat source for the metallogeny, the second is of part of water source promoting the fluid circulation of wall rocks and the metallogeny.

2.3.4. The charateristics of ore-forming fluids

Based on the measurements of the fluid inclusions from quartz and other minerals and the

analytic results of the stable isotope, the ore-forming fluids of the gold deposits in the East Hebei were initially being a high temperature mixed fluids with an ultra-critical, critical and quasi-critical states. The major components of which are of H_2O, CO_2, Na^+, K^+, Cl^-, there may also have a certain amounts of such as F^-, CH_4, N_2, O_2, H_2, Ca^{2+}, Mg^{2+}, SO_4^{2-}. The gold bearing in the fluids can be migrated as Au-K-Cl complex and as fine-grained to ultra-fine-grained metal. When the ore-forming fluids migrated up to a shallow crustal level, the temperature and pressure physical-chemical conditions can be changed and then the big scale of alkaline metasomatism (mainly K-metasomatism) between the fluids and the wall rocks may appear, the separation of alkaline from acid forming the alteration rock of felsic metasomatite and breaking the stability of Au-K-Cl complex; the gold and SiO_2 bearing in the residue fluids can be precipitated as deposits when they migrated up to a limited distance with a case of obviously decreasing PH value.

The homogenization temperature of the fluid inclusions of quartz may vary from 101℃ to 390℃ (mainly within a range of 180～300℃), their decrepitation temperature is of 120～480℃ (mainly within a range of 317～440℃), the decrepitation temperature of the fluid inclusions of pyrites is 100～460℃ (mainly within a range of 133～250℃), which indicating that the initial crystallization temperature of pyrite may be a bit lower than that of quartz and mainly limited to an intermediate temperature hydrothermal stage. Furthermore, the native gold closely associated with the pyrites can be also precipitated in this stage. According to calculation, the PH values of the fluid inclusions of quartz in the region are 3.8～6.8, which indicating that the fluids in gold precipitation were in a such condition of from alkaline to intermediate.

In summarize, there are four major ore-controlling factors of gold deposits in the East Hebei: the gold bearing formation and gold-source beds, the tectonic deformation and metamorphism, the granites and the ore-forming fluids. Four of them can be evolved in turn from early to late stage and may be also superposed and coupled together spatially, which made up the necessary and full condition for the gold ore-forming processes. Therefore, the metallogenic model of the region is characteristic of four ore-control factors coupling together.

2.4. The metallogenic evolution of the gold deposits in the East Hebei

Based on a comprehensive analysis of about 220 isotopic age data combining with the regional geology and the geological survey of ore deposits, the tectonical developing and the ore-forming evolution in the East Hebei can be divided into four main stages:

2.4.1. The developing stage of Archean crustal nuclear and the forming of the gold-bearing formation

The East Hebei Region had undergone a long time of geological history since 3800 Ma ago. The age of fuchsite quartzite of Caozhuang and Huangbaiyu of Qianxi County shows of 3850～3550 Ma (Liu DY et al., 1990, 1991), which being representative of a residual crustal nucleus of Eoarchean-Paleoarchean Era. There were three important geological-tectonical

thermal events emerged in the following periods: (3500 ± 100) Ma, (3300 ± 50) Ma, (3000 ± 100) Ma, developing three huge volcanic-sedimentary cycles successively and forming two ancient crustal nuclei of Chaozhuang and Taipingzhai. The Neoarchean Era was the most important crust-forming period of the East Hebei and North China, four big crustal terrains of the Qian' an, the Zunhua, the Luanxian and Miyun had been resulted by volcano-sedimentation and charnockite intrusion in early stage (2750 ± 50) Ma and by big scale of basic volcano-sedimentation and granitic intrusion in late stage (2500 ± 100) Ma. The Jinchangyu and Longwan gold-bearing formations formed in Neoarchean either. In the end of the Archaean Eon, the above terrains distributing over a much bigger area than present took place migration and assembly, resulting in the formation of composite terrains of the East Hebei.

2.4.2. The developing stage of Proterozoic-Paleozoic platform and the gold-preconcentration

The Proterozoic tectonic evolution shown character of the development of rift belts occurred in the marginal or internal crustal nucleus. During Meso-Neoproterozoic Era, there was a Yanshan rift-trench in NEE direction, in which developed some shallow marine facies of Mg-rich carbonate and the terrigenous clastic rocks interlayered with intermediate-basic to acid volcanic sedimentary formations, making up the first sequence of sedimentary cover of the platform. During Paleozoic Era, this region underwent a period of stable platform. The second sequence of sedimentary cover of the platform which constitute of the Cambrian-Ordovician shallow marine sedimentary formation and Permo-Carboniferous paralic coal-bearing sediments and inland basin sediments.

During the developing stage of Proterozoic-Paleozoic platform, the lower Precambrian metamorphic basement and the gold-bearing formation underwent the multiple metamorphism and deformation in various periods with various tectonical settings, leading to multiple gold-preconcentration of different tensity, and developed some deriving ore-source beds in some parts of strata of the Changchen and Jixian System after erosion and re-sedimentation.

2.4.3. The Mesozoic epicontinental developing stage and the forming of primary gold deposits

Since the Indosinian movement of late Triassic which showing a epoch-marking significance, the strong mutual action took place between the Pacific plate and the Europe-Asian plates along the Benioff zone, causing a strong tectono-magmatic activities and the metallogeny occurring in the region which had become an important component of the coastal Pacific active margin on The East China continent.

During Indosinian, the strong preconcentration of gold that bearing in the low Cambrian metamorphic rocks emerged by strong tectonical schistositization. The violent epicontinental tectonic-magmatic activities of the region took place in the Yanshanian period, the tectonism shown character of Inheriting activities of the E-W tectonics and New-born activities of the NE-NNE tectonics. The intrusions of granitoid and activities of ore-forming fluid took place on a large scale, when they superposed and coupled with the Archaean gold-bearing formation, the

composite ore- control tectonics and the gold-preconcentrating zone, the most favorable ore-forming condition for gold may emerged and resulted. About the period of 200.2～80.0 Ma, the gold deposits of Jinchangyu, Yu'erya, Niuxinshan, Piandaogou, Daoliushui, Maoshan and Gaojiadia etc formed one after another. The period of 200.2～190Ma may be a omen ore-forming epoch, the period of 190～133Ma may be a main (or tide) ore-forming epoch, and the period of 133～80Ma may be an end ore-forming epoch.

2.4.4. The developing stage of Cenozoic intra-continent and the forming of gold placer

The East Hebei Region located at the back-arc belt of the marginal West Pacific island-arc during Cenozoic Era, and situated in an intra-continental tension stress field in N-W direction, then developed a large scale of rifting processes and formed a huge scale of rift trench belts in NE-NNE direction. The southern part of the East Hebei Region belongs to a part of North China fault-trench basin. The Cenozoic Era is the main ore-forming epoch of the gold placers, the representative placer gold deposits include the Malanyu, the Xiqinghe and the Changhe and so on.

3 Geological Historical Evolution of the Metallogenic Provinces

3.1. The concept and implication of the evolution of metallogenic province

The evolution of metallogenic province is a new concept developed on the basis of division and naming of the metallogenic provinces. In early stage the division of metallogenic provinces was only limited in a coupling fixed mode composed of the metallogenic tectonics and mineral deposit assemblage, and was apparently a static thinking mode. In fact, the metallogenic provinces can be evolved with the time. On a big scale, such as the metallogenic province in the northern margin of the North China Platform and its north side had undergone an extremely complicated evolutionary processes which was dominated by the major geological-thermal events in various historical periods from Archean to Mesozoic Era. On a small scale, one ore deposit may experience the multi-stage ore-forming processes which can be divided and named ore-forming grand preparation, initial metallogeny, climax metallogeny and epilogue metallogeny, as well as hysteresis metallogeny. The entire processes were based on the temporal evolution, and then formed the time span. The more long it is for ore-forming evolutional time span, the more favorable it will take for a large or super-large scale of accumulation of ore-forming substances. Thus, the time span of super-large ore deposits may last several or several tens of Ma, the span of metallogenic age districts can be even longer. Therefore, in a metallogenic province, the metallogenic evolution is a function of all ore-forming factors (G. C. Amstutz, 1996), the temporal dimension generated the spatial dimension, which is a key for establishing the "evolutional metallogeny" (R. W. Hutchinson, 1992; Pei RF, 1996).

For the research on the evolution of metallogenic provinces, it should be based on the concept of hierarchy systematic metallogeny of a metallogenic province, with an idea of from macroscopic to microcosmic, from big scale to small scale, from Cryptozoic to Phanerozoic Eon,

then according to the view of dynamic metallogeny, namely, the temporal dimension generated the spatial dimension. Based on the orderly and dynamically study on the four hierarchy system of the metallogenic geological setting, the metallotect convergence, the metallogenic phases and the texture-structural ore deposit, the metallogenic province evolution can be fully and systematically analyzed, and then the rules of its geological historical evolution can be studied and concluded.

3.2. The metallogenic age and evolution of the metallic ore deposits

The research of the evolution of a metallogenic province can not be separated from the analysis of metallogenic ages. Objectively, analyzing the petrogenetic and metallogenic age is a key for solving the problem concerning with the geological historical evolution of a metallogenic province and the important geological-thermal events. It can be also very important for solving the problem of best coupling metallogeny of the Four Hierarchy System of a metallogenic province dominated by significant metallogenic-thermal events of a certain geological epoch in uniform metallogenic framework.

Based on the intensity of the regional mineralization and the metallogenic evolutionary system, combined with the isotopic age data for the ore deposits, an ore-forming chronology study may include such following important contents: systematically analyzing the ore-forming processes which is require to establish the preparation of ground metallogeny (Tp), the initial metallogeny (Ti), the top metallogeny (Tt), the end metallogeny (Te), the hysteresis metallogeny (Th) and the metallogenic temporal span (Ts); the determination of a metallogenic epoch table; further probing into the metallogenic evolutionary rules of the ore deposits.

The metallogenic ages and the metallogenic evolutionary characteristics of the Jinchangyu, the Daoliushui, the Yu'erya and the Malanyu gold deposits of the East Hebei Region are shown in Table 3. According to the Table, the gold deposits of the East Hebei Region were built upon the base of the Archean gold-bearing formation with gold contents of $(31.0-51.9)\times10^{-9}$ (an average of 40.1×10^{-9}); during a long geological historical period from 2500Ma to 197Ma, the Archean gold-bearing formation and the gold source terrain had undergone the ductile or the ductile-brittle deformation and the tectonic schistositization, taking place the multiple gold-preconcentration termed as the preliminary metallogeny; in Mesozoic Era, the gold deposits formed orderly by the tectonic magmatism and the metallogenic fluid activities superposed and coupled with the gold-bearing formation and ore-controlling tectonics. The initial, tide and end metallogenic time of the Jinchangyu gold deposit took place in the following periods of 197 ~ 170Ma, 170 ~ 133Ma and 133 ~ 97.2Ma respectively, showing the metallogenic time span of 99.8Ma; the initial, tide and end metallogenic time of the Yu'erya gold deposit occurred in the following periods of 200.2~189Ma, 189~176.8Ma and 176.8~163.8Ma respectively, the metallogenic time span was 26.4Ma. Both of the gold deposits are large or super-large scale, furthermore, more long the metallogenic time span is, more

favorable for a huge or super-huge accumulation of the ore-forming substances.

Table 3 The metallogenic age and evolution of gold deposits in the East Hebei Region

Ore deposit	Mineralize amount 10^{-9}	Metallogenic evolutionary system	Isotopic age Ma	Metallogenic period	Metallogenic time span Ma
Jinchangyu gold deposit	4510~14670	gold deposit	133~97.2	Tc	99.8
			170~133	Tt	
			197~170	Ti	
	4.7	Qingshankou granite	221~186		
	748.3	tectonic schistositizing zone	197	Tp	
	micro	ductile-brittle shear deformation	506		
	micro	ductile shear deformation	2500~1800		
	31.0~51.9	Archean gold-bearing formation	2950~2448		
Daoliushui gold deposit	1560~26100	gold deposit	155	Tt	
	3.2	Wangpingshi granite	180~156		
	748.3	tectonic schistositizing zone	214.9	Tp	
	micro	ductile-brittle shear deformation	265		
	micro	ductile shear deformation	2500~1800		
	31.0~51.9	Archean gold-bearing formation	2950~2448		
Yu'erya gold deposit	21100~281200	gold deposit	176.8~163.8	Tc	36.4
			189~176.8	Tt	
			200.2~189	Ti	
	70.1	Yu'erya granite	234~175.4		
	micro	ductile-brittle deformation	250~205		
	3.8~35.1	Meso-neo-proterozoic carbonate and clastic rock	1800~600		
	31.0~51.9	Archean gold-bearing formation	2950~2448		
Maoshan gold deposit	4870~16840	gold deposit	135.9	Tt	
		granite and fault-fracture-alteration rock	174.2~163		
	31.0~51.9	Archean gold-bearing formation	2950~2448		

It should be addressed that for many years, with the promotion of the isotopic age-dating technique and the geological research level, more and more isotopic age data have been accumulated in a metallognic district or ore deposit. Then it seems that more the isotopic age data obtained, more complicated the knowledge on metallogeny becomes, even emerge some big problems with isotopic age data. Nevertheless different precision of measurement or a lack of more detailed research may be in some regions, with advancing the new concept of "evolutionary metallogeny" and of "temporal dimension generated spatial dimension", the science knowledge on metallogeny can be fairly deepen. During the long period of geological historical evolution, the metallogenic ages should be multi-stages and even emerge the multi-

epoch metallogeny with transitional discontinuity. Therefore, multiple age data of isotopic age-dating of the ore deposits in a metallogenic district can not only be regarded as a divergence of view, some organic connection between the multi-stages of geological evolution and the metallogenic entire processes should be emphasized, except for some incorrect data.

3.3. The metallogenic geological-thermal events and the metallogenic explosive anomaly

Based on the study of the Four Hierarchy Systematic Metallogeny of a metallogenic province combining with 750 isotopic age data in the region, the chronological inspection of the metallogenic geological-thermal events and evolution of the metallogenic province in the northern margin of the North China Platform and its north side can be initially summarized and presented in Table 4. It shows that the ore deposits can be a peculiar symbol recording the crustal geological historical evolution, the global metallogenic geological-thermal events were all reflected in the region. Which comprise the following events: the SEDEX events on the sea bottom (about 2800Ma) and the ore-forming processes of Cu, Zn, Au occurred in the granite-greenstone belts laying on the margin of the Archean continent nucleus, the oxygen-atmosphere-abnormal events namely the oxyatmoversion event (3500 ~ 2500Ma) with the forming of banded magnetite within the silico-iron formation, the high pressure and temperature metamorphism (about 2500Ma) with the forming of graphite deposits within the granulite-gneisses, these events emerged in the early stage of crust and earth's geological history; the "reduction-atmosphere-abnormal" event namely the redoxyatmoversion event related to the volcanic-sedex-sedimentary Pb-Zn-S metallogeny of the carbonate-black shale sequence and the sedimentary Fe-Mn metallogeny of the carbonaceous-argillaceous-siliceous clastic rocks, the epicontinental rift and deep fault event related to the mafic-ultramafic and alkaline magmatic activities and the forming of the magmatic V-Ti-magnetite deposits, the Cu-Ni sulfide deposit and the carbonatite Fe-Nb-REE deposit, these events emerged during the period of Proterozoic craton accretion; the forming of massive sulfide and porphyry copper deposits etc. had resulted from the epicontinental tectonic-magmatic chain related to the Paleozoic littoral oceanic trench-arc-basin tectonic system and the intra-continental tectono-sphere thermal erosion emerged in the epicontinental mobile belt; during Mesozoic Era, there well developed the Au-Cu-Mo-Pb-Zn deposits related to the re-melting and syn-melting granites emerged in a such case of the tectono-sphere thermal erosion reaching to the climax.

It is a basic problem for the metallogenic research that how can recognize the metallogenic geological-thermal events marked by the atmoversion. The ore deposit itself might be a peculiar symbol recording the metallogenic geological-thermal events appeared in the geological history. In terms of the multi-discipline synthetic research method, the metallogenic geological thermal events during the geological historical period can be recognized by the metallogenic ages of type of ore deposits. It will be a new test to study the huge accumulative mechanism by the method of evaluating the intensity of eruptional anomalous metallogeny, based on the research on the relative abundance of the ore reserve and the time limit of the metallogenic processes.

Table 4 The chronological inspection of the metallogenic geological-thermal events and evolution of the metallogenic province in the norehern margin of the North-China Platform and its north side

Tectonic domain and belt		Tectonic processes	Metallogenic geological-thermal events and geological distinction		The types of ore-hosting rock	Metallogenic elements	Metallogenic age /Ma	Representative ore deposits
Marginal Western Pacific metallogenic tectonic domain	Mesozoic intra-continental mobile belt	pressing, extending, shearing, breaking	intra-continental tectonosphere thermal erosion	Tectonic-remelting magmatism	rhyolitic volcanic rock, alteration rock, quartz vein, porphyritic granite	Au	121.71～100, 2222.2 197～165 163.8	Erdaogou, Jinchanggoulian, Jinchangyu, Yu'erya
				Tectonic-synmelting magmatism	explosive breccia, skarn, porphyritic granite	Mo, Fe, Cu, Pb, Zn, Ag	149 211～186 193～104	Dazhuangke, Yangjiazhangzi, Lanjiagou, Shouwangfen, Bajiazi
Ancient Asian metallogenic tectonic domain	Paleozoic orogenic belt of epi-/inter-continent	epicontinental subduction collision inter-continents		epioceanic trench-arc-basin volcanic eruptive sedimant	granodioritic porphyry	Cu-Mo	>400	Bainaimiao
				epi-continental tectonic-magmatic chain	alkaline granite	Au	350.9	Dongping
Metallogenic tectonic domain of the Precambrian massif	Proterozoic continental accretion belt	intra-cratonic rift belt	redoxyatmoversion	sediments of epicontinental sea basin	clastic rocks	Mn (Fe) Fe	1100 1922	Wafangzi Xuanlong
				epicontinental rift deep fault	carbonate rocks black shales	Pb-Zn-S	1500, 2190～1920,	Gaobanhe, Qingchenzi, Guanmenshan
					mafic magmatic rocks	V-Ti-Fe Cu-Ni	1590, 2240	Damiao, Chibosong
				epicontinental rift deep fault	carbonate rocks black shales	Pb-Zn-S Fe-Nb-REE	1490 1730, 1530	Langshan Baiyunebo
	Archaean ancient continental nucleus	Cratonic marginal mobile belt	oxyatmoversion	SEDEX on sea bottom	silico-iron formation	Fe (Au)	2750～2650 3500～2500	Anshan Shuichang
					granite-greenstone belt	Cu-Zn-Au	2800	Hongtoushan
				high temperature-pressure eformation	granulite-gneiss	graphite	3060	Huangtuyao

For the Precambrian banded silico-iron formation and BIF deposits related to the oxyatmoversion, the world-class iron deposits such as Hamersley (356×10^8tonne), Krivoyrog (290×10^8tonne), Quadrilatero Fe district (220×10^8tonne), Labrador (206×10^8tonne), Superior Lake (162×10^8tonne) were formed in a time limit of 50～35Ma; whereas the iron deposits such as Zimbabwe and South Africa ($<50\times10^8$tonne) were formed in a time limit lasting for 1850 Ma (Fig. 1). Therefore, the former can be a case of anomalous explosive ore-forming processes resulting in a huge amount of metal accumulation during relatively short period. However, this period is a common understanding period of Paleo-proterizoic (2500～1800 Ma) strong oxyatmoversion on a global scale.

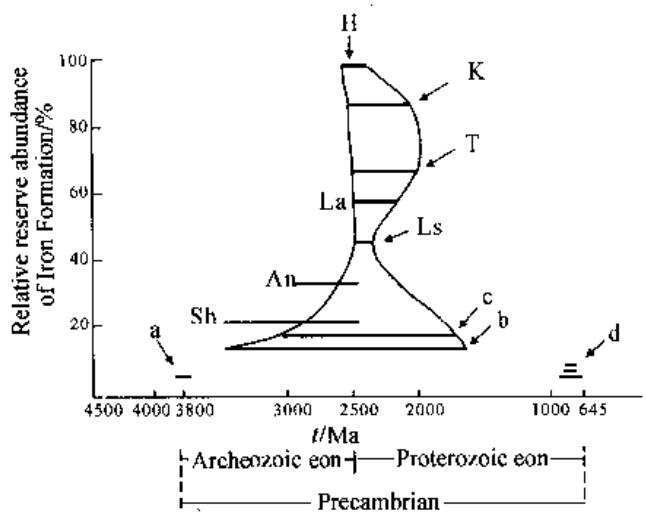


Fig.1 The relative reserve abundance and forming time limit of Precambrian BIF Formation

(modified and added from Klein, 1997)

a—Greenland; b—Zimbabwe; c—South Africa; d—Lapitan, Ukam, Damla; T—Quadrilatero Fe district; H—Hamersley; K—Krivoyrog; La—Labrador; Ls—Superior Lake; Sh—Shuichang; An—Anshan

In addition, Table 4 shows that the large BIF deposits of Anshan and Shuichang in the metallogenic province of the northern margin of North China Platform and its north side related to the oxyatmoversion mainly occurred in Neo-archean Era. The metallogenic time limit of the Shuichang iron deposit last 1000Ma, its anomalous metallogenic intensity stimulated by the oxyatmoversion was intermediate, its ore reserve abundance was also not big; however, the metallogenic time limit of Anshan iron deposit was only 5 Ma, indicating a possibility of stimulating anomalous metallogeny. Therefore, the metallogenic perspective of Anshan-Benxi iron-formation district might be further enlarged. Definitely, the ancient continental landmasses of China were not so stable comparing with that of abroad, thus, the continuity of explosive anomaly may also be relative limited.

In Mesozoic, the subduction of the ancient Pacific-Kula plate and the new Pacific plate towards the North China platform resulted in the epicontinental accretion and the superposed thicken and re-melting of rock slices within the continent, and then occurred different types of

granitic intrusions and eruption with various ages in the ancient uplif-rift-depression belt developed in the northern margin of North China Platform and its north side from west to east. The big scale of intra-continental orogeny and the strong magmatic activities lead the "tectonosphere thermal erosion", resulted in a big scale of crustal-mantle ulceration and forming a big scale of syn- melting or re-melting granite belt. This kind of big scale of tectonic-magmatic events could be the "original factor" or "gene" of the explosive anomalous metallogeny, which had also played an extremely important role of "engine" for the large and super-large amount of metal accumulation, certainly, it has also to couple with ore-controlling tectonic style of "line, row and cluster" of super-crusts. The forming of large and super-large ore deposits resulted only by the stimulating anomaly of normal ore-forming processes caused by the "tiding resonance" which that the magmatic thermal events of deep tectonic processes coupling with the super-crust ore-controlling tectonics.

3.4. The establish of ore-forming age province in the northern margin of the North China Platform and its north side

The ore-forming age province is a new concept which was submitted based on the new thinking of "temporal dimension generated spatial dimension" (Pei Rongfu, 1994, 1998). The new concept changes the regional metallogenic regularity study from time and space respectively to space generation evolved with the time, the temporal evolution could be a function of all metallogenic factors (G. C. Amstutz, 1996), namely, the reality of a certain space only emerge with the temporal evolution. For example, since the initial stage of earth, through the different evolutionary stages of various eon, era, period and epoch, the earth sphere-layered structure and its distribution state, the elementary composition, the species of rocks and minerals and the metallogenic physical-chemical conditions are all different. It must be also natural that a certain time generate a certain metallogenic geological tectonic setting and correlated ore deposits. Therefore, metallogenic spatial regularity can be recognized by the metallogenic temporal evolution, establishing the metallogenic age province and district, then determining the metallogenic time limit of ore-forming age province on the basis of metallogenic time span, which may offer a new foundation of ore-forming age for evaluating the metallogenic district-belt prospect and disposing geological exploration.

The ore-forming age provinces and their metallogenic age limits as well as prospects of the metallogenic province in the northern margin of the North China Platform and its north side are shown on Table 5. The preliminary recognition can be concluded as following:

(1) The metallogenic time span of Archean ore-forming age provinces and districts last a long period of more than 2000Ma, extending to Paleozoic even Mesozoic. The ore-forming age of most ore deposits show multiple value, i. e. the gold deposits mainly occurred in Paleozoic and Mesozoic, the rich BIF ore appeared in Paleozoic. The case must be a inevitable outcom resulting from a long period of metallogenic history with a multi-stage-superposed evolution.

(2) The metallogenic time span of Proterozoic ore-forming age provinces and districts last about 1000Ma. Although the ore deposits may show multi-ages, the main metallogenic epoch

Table 5 The metallogenic age provinces and districts in the northern margin of The North-China Platform and its north side

Metallogenic age province	Metallogenic age district	Metallogenic age of representative ore deposits /Ma	Metallogenic time span/Ma	Metallogenic history	Metallogenic prospect
The age province of Archean craton uplift of Liaoning-Jilin-Inner Monglia	The age district of Meso neo-Archean high-grade metamorphic and granite greenstone of East Hebei-West Liaoning	Sijiaying iron deposit (2470* ~ 1944 ~ 910 ~ 194); Shuichang iron deposit (2529*); Jinchangy gold deposit (2222.2~197~165*); Paishanlou gold deposit (1800~260~190~175*~121)	2349	long	excellent
	The age district of Meso neo-Archean high-grade metamorphic and granite greenstone of Northwest Hebei-South Inner Mongllia	Xiaoyingpan gold deposit (2711~791.7*~247~155); Zhangquanzhuang gold deposit(963.7~925~501); Dongping gold deposit(579.6~350.9*~266~178*~148.1); Zhongshangou gold deposit (266*~178*); Hougou gold deposit (127*); Wulashan gold deposit(2455~2398~342*~230); Hademengou gold deposit (290*~270); Donghuofang gold deposit(250~270*)	1235	long	excellent
	The age district of Neo-Archaean granite-greenstone terrane of Anshan-Qingyuan	Gongchangling iron deposit (2132~1876*~1717~1315~420.3*); Nanfen iron deposit (2570*); Qidashan iron deposit (3140); Hongtoushan copper-zinc deposit (2884~2451~2092~1681*~169*); Jiapigou gold deposit (2630~2521~2040~1253~244*~231*~161)	2409	long	excellent
The age province of Proterozoic craton rift-depresion of Liaoning-Jilin-Inner Monglia	The age district of Paleo-proterozoic rift basin of the East Liaoning	Qingchengzi lead-zinc deposit (2000~1475*~231*~200~156*); Wengquangou Boron-magnesium-iron deposit (1050*); Dashiqiao magnesite deposits (1478~1447*)	1329	long	excellent
	The age district of Meso-proterozoic marginal rift belt of Zhaertai-Langshan	Hegeqi poly-metallic deposit (1360 ~ 1118* ~ 1080 ~ 300* ~ 100); Dongshengmiao poly-metallic deposit (2036 ~ 1970 ~ 1801 ~ 1767* ~ 1681*); Jiashengpan Pb-Zn deposit (2046~1680*~1431~345); Bayan Obo Fe-Nb REE deposit (2600~1580*~300~270*~210)	1580	long	excellent
The age province of Paleozoic epicontinental tectonic juncture of central Inner Monglia-Yanshan-Liaoning-Jilin	The age district of early Paleozoic trench-arc-basin tectonic belt of Wendu'ermiao-Bainaimiao	Bainaimiao Cu-Mo deposit (694~554~458*~362~341*); Wendu'ermiao iron deposit (445.6~425*); Bieluwutu poly-metallic deposit (481~279*); Fangniugou poly-metallic deposit (481~455*~279); Hademiao gold deposit (175*)	519	medium	very good
	The age district of middle Paleozoic subduction tectonic belt of Xilamulun-Yanbian	Hongqiling Cu-Ni deposit (331*~350*); Hegenshan chromite deposit (380*~346*)	124	short	good
	The age district of middle-late Paleozoic epicontinental tectono-magmatic belt	Dongping gold deposit(579.6~350.9*~266~178*~148.1); Wulashan gold deposit (2455~2398~342*~230)	425	medium	very good
The age province of Mesozoic marginal West-Pacific tectono-magmatic belt	The age district of early Mesozoic tectono-magmatic activizing belt of South Jilin-East Liaoning	Huangbaiyu copper-molybdenum deposit (233*~160*); Huatong copper(gold) deposit (165*); Erpengdianzi iron-copper deposit (284~122*)	160	short	good
	The age district of early Mesozoic tectono-magmatic activizing belt of Yongji-Yanbian	Xiaoxi'nancha copper-gold deposit (147.5*); Wufen-Wuxing gold deposit (175~173.6*~144~130~110)	65	short	good
	The age district of late Mesozoic tectono-magmatic activizing belt of Huanggang-Ganzhu'ermiao	Huanggan tin deposit (142~134.7*~90); Ganzhu'ermiao tungsten-tin deposit (140*~90); Baiyinner lead-zinc deposit (338~118*~95~76); Dajing poly-metallic deposit (213~155*~132~84)	348	medium	very good
	The age district of Mesozoic tectono-magmatic activizing belt of North Hebei-West Liaoning	Shouwangfen iron-copper deposit (113~123*); Lanjiagou molybdenum deposit (192.5~183.2~159.7~154.66~146.6); Dazhuangke molybdenum deposit (139~146.6*); Caijiayin lead-zinc-silver deposit (158.10~141~119.1*)	80	short	good

Notes: (1) Metllogenic age of representative ore deposits may contain Tp、Ti、Tt、Th、Te; (2) Metallogenic time span may contain Ti to Te; (3) * represent the main metallogenic age.

was Proterozoic. The main metallogenic epoch seems unfocused, therefore, the case was not favorable for the forming of the super-large SEDEX sedimentary Pb-Zn ore deposits.

(3) The metallogenic time span of Paleozoic ore-forming age provinces and districts was medium or short, generally less than 500 Ma or 200Ma. Although the ore deposits show multi-ages, it is seldom seen which stride across new era. Most of them superposed on Archean or Proterozoic age provinces. This is an objective being for the metallogenic historical inheritance and a long period of evolution.

(4) The metallogenic time span of Mesozoic ore-forming age provinces and districts was short-medium, generally with a period of less than 400Ma and 150Ma. The multi-ages of the ore deposits are continuous or showing short break, the mineralized period was focused. The case was favorable for generation of co-magmatic complementary differentiation and forming of super-large magmatic-hydrothermal ore deposits.

3.5. The evolutionary model of metallogenic ages

The new concept of "evolutionary metallogeny" is used to construct models of temporal evolution. Based on the regularity of the temporal and spatial metallogenic distribution, the physical dimensions of the metallogenic province, combine with approximately 100 ore deposit ages, an evolutionary model of metallogenic ages of the northern margin of the North China Platform and its north side is developed (Table 6). The preliminary recognition can be concluded as following:

(1) The metallogenic geological setting, the metallogenic accumulation environment, the metallotect convergence and the spatial disposition of ore deposits can be evolved with the lapse of time, namely the lapse of time is a function of disposition.

(2) The coupling of four hierarchy system of "setting", "field", "phase" and "deposit" would be the prerequisite for the forming of the ore deposits, especially for the large and super-large ore deposits.

(3) The Archean metamorphic hydrothermal deposits may be a juvenile type of deposits inherited from the shear-deformed ore-source terrain 2500Ma ago; the Paleoproterozoic and Paleozoic sedimentation-exhalation (sedex) ore deposits may be a regenerated type of deposits derived from the ore-source terrain of 2500Ma ago and the ore-source beds of 600 Ma ago, which dominated by exhalation thermal water circulation and synore accumulation; the Paleozoic and Mesozoic tectonic-magmatic hydrothermal ore deposits may be a reformed type of deposits resulted from anataxis-reformation-derivation-overriding of Archean metamorphic hydrothermal ore deposits and Paleoproterozoic-Paleozoic sedimentation-exhalation (sedex) ore deposits; since 250Ma ago (especially since 205 Ma ago), the Indosinian-Yanshanian intense tectonism-magmatism lead the forming of primary type of ore deposits related to magmatic hydrothermalism. Therefore, in term of the evolution of metallogenic ages, the ore deposits can be divided into the juvenile type of ore deposits of 2500Ma ago, the regenerated type of ore deposits of 600Ma ago; the reformed type of ore deposits of 66 Ma ago; the primary type of ore

Table 6 The metallogenic time evolutionary model of the metallogenic province in the northern margin of the North China Platform and its north side

Lapse of geological history/Ma	Metallogenic geological setting		Metallogenic accumulation environment	Metallotect convergence field		Metallogenic facies	The ore deposits with Various ages	Metallogenic age evolution/Ma: Archaean / Proterozoic / Palaeozoic / Mesozoic
3800	Archean craton basement and Paleoproterozoic mobile belt	Micro continental massif accretion by splitting and matching	Yingshan-Yanshan Archean terrene	Archean synure shearing deformation	Xuan.-Chi. district	Metamorphic hydrothermal accumulation facies of high pressure and temperature	Dayingpan (Au)	2790 *
2900			North Liaoning-South Jilin Archean terrene		Jin.-Ma. district		Xiaoyingpan (Au)	2711 * 463 * *
2500			East Liaoning-South Jilin Paleoproterozoic rift valley	Paleoproterozoic-Paleozoic synure sedimentary metallogeny	An.-Hong. district		Jinchangyu (Au)	2230 * 197-165 * 2406
1800	Mesoproterozoic aulacogen trench		Langshan-Chaertai Paleoproterozoic rift trench		Hua.-Jia. district		Hongtoushan (Cu, Au)	2040-1900-1864 * 209 * * 161 136 * *
1000			Fanhe Meso-Neo proterozoic aulacogen trench		Qing.-Bei. district	Sedimentation-exhalation accumulation facies of intermediate pressure and temperature	Jiapigou (Au)	2000-1000 * 230-217 * * 174-162 * *
800	Neoproterozoic depression belt		Yanliao Meso-Neo-Proterozoic aulacogen trench		Dong.-Jia. district		Qingchengzi (Pb-Zn)	2000-1200 *
600					Fanhe district		Beiwagou (Pb-Zn)	2036-1681 *
405	Caledonian folding belt	Ancient Asian orogenic belt of oceanic crustal subducted and collision	Bainaimiao superposed butting subduction zone		Gao.-Jun. district		Dongshengmiao (Pb Zn S)	2030-1530 *
	Hercynian folding belt		Mongolia-Jilin Paleozoic ocean basin		Dong.-Zhang. district	High temperature and pressure anatexis magmatic fluid accumulation facies	Hegeqi (Cu)	2046-1343 *
	Paleozoic epi-platform rift belt		Mongolia-Jilin Paleozoic epiplatform rift intrusion chain		Hong.-Xiao. district		Jiashengpan (Pb-Zn-S)	1700-1400 * -467 * *
250	Depression of marginal platform and platform uplift	Tectono-magmatic activizing belt of Epi-Intra-continent and Xing-Mong fold system	The depression fault belt of East Liaoning-South Jilin-Central Inner-Mongolia	Paleozoic-Mesozoic "L, R, C" tectonic-magmatism			Guanmenshan (Pb-Zn)	1377 *
205	Intra-platform tectonic elevation and Xin-Mong fold-fault system		Yanliao depression fault belt		Sui.-Mian. district	Ore-bearing fluid accumulation facies of high-intermediate-low temperature and pressure post-magmatic	Gaobanhe (Pb-Zn-S)	1250 *
163			Yanliao uplift fault belt		Kuan.-Tong. district		Wujiatun (Mn-Pb-Zn)	1236-772 * *
135			butting collision belt of Xing-Mong fold system		Liao.-Hua. district		Wenchu'ermiao (Fe)	1130-348 * *
					An.-Yan. district		Bainaimiao (Cu Mo Au)	430-297 * *
					Sui.-Jin. district		Bieluwutu (Cu)	560 * ----- 240 *
					Qian.-Ping. district		Gonghudong (Cu)	579 * ---- 350 * * 181 * * 103 * *
					Zhang.-Ping. district		Dongping (Au)	570 * * 288 * * 126 * *
					Jian.-Chi. district		Hougou (Au)	963 * * 291 * * 165 * *
					Sui.-Jin district		Zhangquanzhuang (Au)	
					Sui.-Jin district		Hongqiling (Cu-Ni)	350-331 * *
					Bai.-Da. district		Dayushu (Cu)	193 * * *
					Yan.-Dong. district		Dafutun (Cu)	183 * * *
					Bai.-Gu. district		Songbei (Mo-Pb-Zn)	177 * * *
					Sui.-Jin district		Bajiazi (Pb-Zn-Ag)	155 * * *
							Songnan (Pb-Zn-Ag)	154 * * *
							Dongwujiazi (Au-Pb-Zn)	136 * * *
							Lanjiagou (Mo)	134 * * *
							Yu'erya (Au)	132 * * *
							Caijiaying (Ag-Pb-Zn)	129 * * *
							Jinchanggouliang (Au)	
							Xiaoshigou (Mo)	127 * * *
							Shouwangfen (Fe)	171-164 * * *
							Baiyinner (Pb-Zn)	177-132 * * *
							Dajing (Pb-Zn-Cu)	140 * * *
							Aonaodaba (Sn)	138 * * *
							Huanggang (Sn)	
66							Hademiao (Au)	182 * * *
							Yangjiazhangzi (Mo)	104 * * *

* inherit primay type of ore deposit; * * derivative-reworked-regenerative type of ore deposit; * * * tectonic-magmatic endogenic type of ore deposit.