

矿床是地史的指示标志

C. 迈耶

1. 前言

地球的构造演变主要取决于其内热产生和消耗变化的速度和机制。相反,地球表面及其水圈和大气圈内的化学演变主要受太阳能驱动,部分由生物质调节。岩浆产生的过程和岩浆结晶的过程通常都是选择成矿组份的过程,由岩浆热或区域变质驱动的热液循环系统也是如此。

以碎屑物和以化学沉积物形式聚集的矿石主要受太阳能控制。生物质通过光合作用贮藏的巨大能量提供了大多数反映地球浅成成矿环境的氧化还原电位。游离氧的化学作用在许多沉积物中如红层和条带状含铁层中是显而易见的,当然,光合作用也会使其它沉积岩中的化学上当量的有机碳分离。在沉积物堆积或成岩时,有机物或残余碳可以缓和氧化电位,使其变低,足以使硫化物矿石稳定。此外,如果强烈还原或强烈氧化的岩石发生部分熔融而再循环,则所产生的岩浆也可以有选择地吸收特定的金属组合。这些金属组合可能后来通过火成或热液作用而进一步富集于矿石中。于是,构造活动和火山活动这些靠内部热流而发生的作用就同主要以太阳为动力的风化作用、沉积作用和生物作用在地表附近互相影响着。

虽然许多矿床是在地表或地表附近形成的,但目前能直接观察到矿石形成过程的地方却极少。在大洋中,红海卤水池和洋脊上壮观的“黑烟囱”是海底热液沉积出金属硫化物的例子。但在石化的沉积物的地质记录中,只有一些与此类似而且尚不能肯定的构造产物。同样,大陆热泉可以是深部成矿热液的出口,但除汞、少数贵金属矿石和索尔顿湖卤水外,并没有什么确切的资料能说明目前深部正在形成哪种矿床(如果有的话)。然而,许多与火山岩有关的矿床类型都位于显生宙造山带中,说这些矿床与在目前正在俯冲的板块之上产生的岩浆系统有成因联系,是很有道理的。

从图1中可见,各类型矿石呈现出不同的时间分布型式。例如,斑岩铜矿绝大部分集中在显生宙晚期的地层中,而大多数非造山的火成成矿系统和多数大型层控矿床是元古宙的。金矿脉和以火山岩为容矿岩石的大型块状贱金属矿床集中在太古宙绿岩带和显生宙造山带以及中元古代地层中。金属矿床在地质时代中的这种不均匀分布已被多次证明。但这些分布型式作为变化着的构造环境和地球化学环境的指示标志有多大的可靠性,还有不同的观点。F. J. 索金斯(1984)强调说,侵蚀作用能有选择地剥掉某些陆相浅成矿床类型(如浅成低温热液矿脉或斑岩铜矿),这无疑使这些矿床类型在前寒武纪中缺乏。然而,对于与某些特定的岩石组合有紧密关系的矿床类型来说,其“保存能力”与其它岩石组合的应该一样。

成矿作用对判别地史的潜在作用实质上取决于对各矿床类型的确定和鉴定,以及对这些矿床类型赖以形成的条件所持的观点(见第二节)。每一种矿床类型在地质时期的分布型式都可以用来判断成矿条件是怎样随着地球演变而变化的。在第三节中,我将讨论如何把图1中所列的所有分布型式组合起来才能帮助我们确定或限定在每个大的地质时代发生的各种事件的顺序。

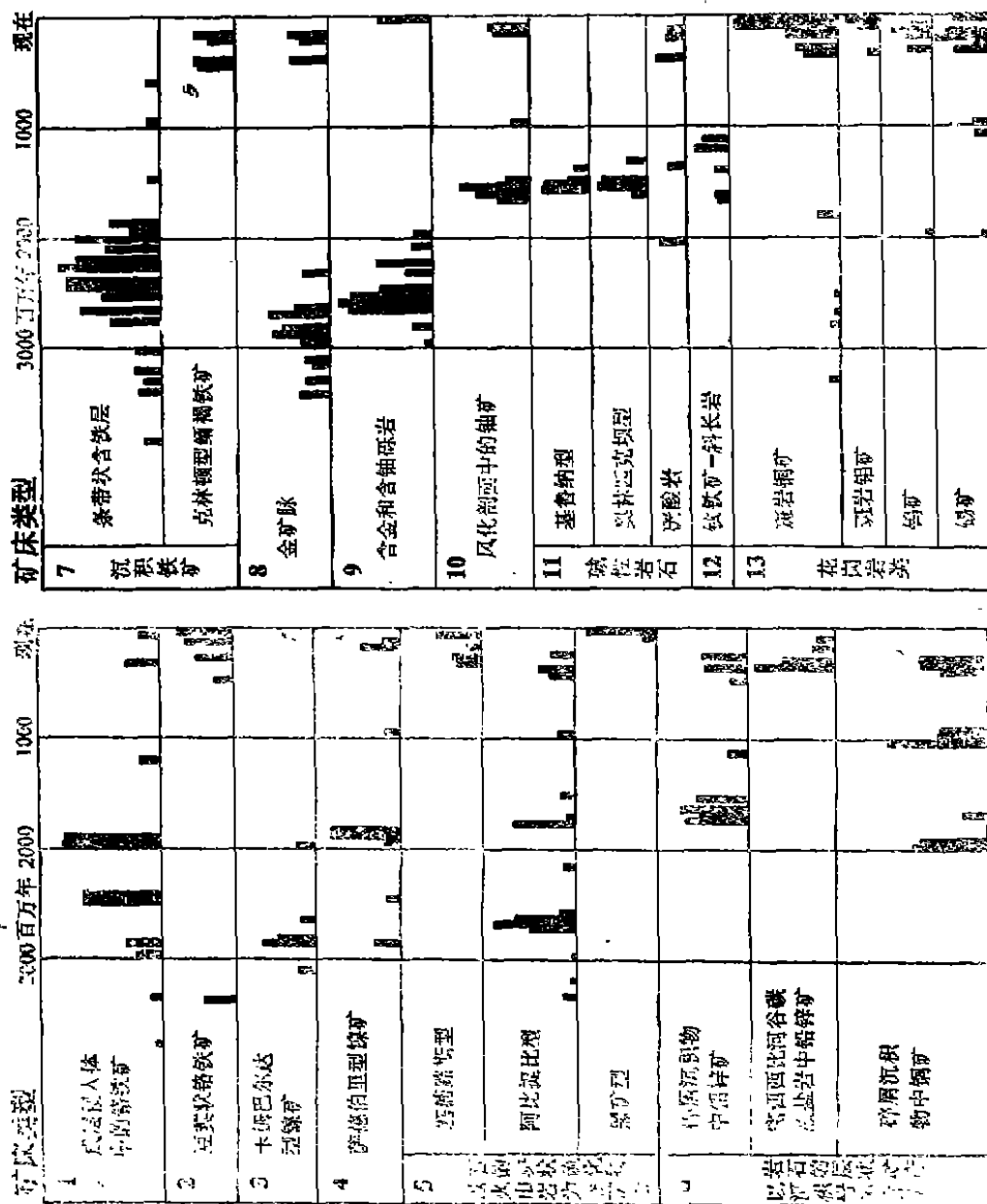


图1 正文叙述的各类矿床在地质时期的分布

图中矿床类型的编号与第二章标题的编号一致。每根直柱的宽度代表大约50百万年的时间间隔，长度是从地质上估计的在50百万年期间形成的矿床数量，作为与所有地质时期形成的总估计储量（即某一类型矿床所有直柱的总和）比较

2. 某些矿床类型的描述

2.1 成层侵入体中的层状铬铁矿

成层侵入体产在地球上最老的岩石中，其年龄从西格陵兰南部阿基利亚组合内的约3800百万年，到东格陵兰斯卡尔嘎德杂岩的第三纪中期。所有这些成层侵入体都有含铬尖晶石的堆积岩层，然而最大且最富的铬铁矿矿床产在早元古代的杂岩——津巴布韦大岩墙（约2500百万年）以及德兰士瓦的布什维尔德杂岩（约2000百万年）中。

2.2 超镁铁质岩体中的豆荚状或“阿尔卑斯型”铬铁矿矿床

不规则透镜状或纺锤状是豆荚状铬铁矿矿床的特点。铬尖晶石晶体中的 Cr_2O_3 可达2%，比成层杂岩体中的铬铁矿高10%或更多。变形的残余堆积构造在铬铁岩中很普遍，但铬铁矿颗粒在堆积后继续生长，形成交织镶嵌结构。

除极少例外，豆荚状铬铁矿矿床都产在显生宙蛇绿岩套的橄榄岩-斜辉辉橄岩中，这种矿床在第三系最多，但在中生界和古生界也很多。沿埃及和阿拉伯的可能的缝合带，有少量早期孤立而零散的矿床，其年龄为1000~650百万年，但再往前即在太古宙，就没有豆荚状铬铁矿矿床了。在加拿大、南部非洲和澳大利亚2700百万年的绿岩带中，有少量太古宙的变形和重结晶的小铬铁岩体，在津巴布韦塞卢奎附近的3300百万年的蛇纹岩和滑石片岩中有一些世界上最大、最富的铬铁矿矿床。

塞卢奎的单个铬铁矿颗粒没有出现堆积后增生的现象；在某些层状铬铁矿矿床中保存有简单的堆积结构。然而，铬铁矿颗粒中的 Cr_2O_3 含量高（>60%），更象豆荚状铬铁矿的品位。因此“塞卢奎矿床显示了原生层状特征和次生阿尔卑斯型构造特点的结合”。F.J.索金斯（1984）提出“塞卢奎超镁铁质岩席实际上可能代表太古代蛇绿岩杂岩体的一部分”。含有铬铁矿的页片状超镁铁岩岩席是一套玄武岩和“分层不好的长石砂岩和杂砂岩以及极少量砾岩”、少量石英岩和条带状富铁岩石的一部分。这些岩石可能就是D.L.格罗夫斯和W.D.巴特（1984）称为地台相绿岩组合的那套岩石，成因不明。

2.3 超镁铁岩组合中的镍的硫化物矿床

1966年在西澳大利亚卡姆巴尔达附近高品位镍的硫化物矿床的发现，掀起了在世界范围重新检查超镁铁质岩石的热潮。新矿体是在蛇纹石化的科马提岩熔岩流和岩床底部的不规则状镍黄铁矿-磁黄铁矿整合透镜体。许多熔岩流呈现“鬃刺”淬火结构，即一种交生橄榄石板片的网络。块状硫化物之上的一些蛇纹岩中有浸染状硫化物。

2.4 辉长岩侵入体中镍的硫化物矿床

在加拿大萨德伯里硫化物矿石（1850百万年）总量中，产在前寒武纪带状侵入体矿床中的占明显优势。金属含量与其相似的显生宙大型矿床有西伯利亚的诺里尔斯克-塔尔纳赫，中国的金川和纳塔尔的因西兹瓦。这些矿床都赋存于大的分异岩床中，它们与补给裂谷的溢流玄武岩的关系比与象萨德伯里那样的厚的和层状岩盆的关系更密切。

2.5 与火山岩共生的块状贱金属硫化物矿床

这是一些产在与熔岩流表层和火山碎屑沉积物整合的块状铁的硫化物透镜体中的铜、锌和铅矿床。它们是由受海水淬冷的热液在海底或海底以下形成的。受到强烈热液蚀变的岩石中的网状矿脉是岩石-海水界面以下有成矿溶液通道的标志。

火山岩可以几乎全是玄武岩, 这种情况下铜是主要的成矿金属; 这就是塞浦路斯型。然而, 如果出现流纹岩穹窿和长英质水下凝灰岩, 则一般铜和锌都很富。铅和锌一般同时出现, 但在前寒武纪矿床中, 铅很少多于铜和锌两者之和的二十分之一。这就是以加拿大地盾绿岩环境为代表的阿比提比型矿床。阿比提比型块状硫化物矿床的围岩一般都变质为绿片岩相, 偶尔变质为角闪岩相。

第三纪与火山岩共生的块状硫化物常常产在流纹岩流和玄武岩系中, 含大量流纹质和英安质火山碎屑沉积物以及丰富的层状硬石膏和石膏。虽然铅、锌和铜的比例可以变化很大, 但铅一般是主要的成矿金属, 这就是日本黑矿型。

底板围岩蚀变显示大范围化学变化的交代作用。在阿比提比型矿床中, 富镁绿泥石是底板网脉核心的主要相。塞浦路斯矿床下面也可能有大范围的绿泥石蚀变, 但向上过渡成硫化物之上的绢云母和高岭石组合。在日本块状硫化物的富黄铜矿网脉(硅质矿)中绢云母普遍, 但局部高岭石甚至叶蜡石也很丰富。在硫占优势的热液体系中, 如此强烈的酸性淋滤说明有充氧水存在。

2.6 以沉积岩为容矿岩石的层状贱金属矿床

这些层状铅、锌和铜的硫化物矿床不是火山机构的一部分。这使它们区别于前面列举的以火山岩为容矿岩石的块状硫化物矿床。这些硫化物矿床的变质和变形程度以及金属含量的变化也更大一些。这类矿床中的铜基本上都产在碎屑沉积物中, 铅和锌既可产在碎屑岩中也可产在碳酸盐岩中。碎屑可含也可不含细粒火山碎屑。

碎屑沉积物中一类中元古代铅-锌矿床是图1的显著特征之一。这类铅-锌矿床包括世界上原来主要是开采铅的最老的矿床。这类矿床至少有三种不同的类型, 并且全都产在碎屑岩中。加拿大不列颠哥伦比亚省的沙利文矿床是唯一具清晰蚀变根部的矿床。澳大利亚新南威尔士州的布罗肯希尔矿床, 纳米比亚-南非纳马夸兰的一组矿床(阿赫内斯, 甘斯堡和南部非洲其它地方), 纽约州巴尔马特的格林维尔矿床都遭受了高度变形和变质, 变质程度达到高级角闪岩相或麻粒岩相。澳大利亚昆士兰州的芒特艾萨和麦克阿瑟河矿床受到褶皱而没有高度变质。象沙利文矿床一样, 它们在细粒粉砂岩中也呈现出引人注目的层纹。

美国大陆中部的密西西比河谷铅-锌矿床是层控的, 集中在填充了古生代沉积物的盆地边缘的碳酸盐岩中。中生代和更年轻的盆地中类似的矿床数量少, 规模也小。自从W.H. 怀特(1968)首次提出盆地卤水成矿论后, 这种观点的变更已引起很大的注意, 现在的研究重新强调了流体动力机制。C.M. 贝思克(1986)定量地建立了威斯康星-伊利诺伊州铅-锌矿区重力驱动的可行性。然而, 其它古生代碳酸盐岩中铅的环境有另外一些特征, M.J. 拉塞尔(1983)摆出充足的理由说明爱尔兰的矿床是与火山岩有关的热驱动的。

碎屑沉积物中巨型层状铜的硫化物矿床被列入地质时期的元古代铅类。西伯利亚的乌多坎巨型矿床的年龄据说是2000百万年左右, 非洲铜矿带的年龄在800~1200百万年之间。乌

多坎矿床的铜的硫化物出现在一套复杂的泥质岩、粉砂岩、砂岩、含砂灰岩和砾岩角砾岩系中，其中也有长石和“酸性喷发岩”的碎屑。除顶部矿带上岩层为带粉红色调的灰色外，沉积物都是灰色至黑色。硫化物组合中褶皱型式、变质作用以及分带情况，都与年轻10亿年的非洲铜矿带的矿床相似。乌多坎矿床出现在临近最早的重要红层和层状硫酸盐出现的时代。

非洲铜矿带长度大于500公里。其南半部在赞比亚，铜的硫化物在离早元古代和中元古代片岩和花岗岩基底不远的砂岩和页岩中呈浸染状。沉积岩系在卡富埃大背斜的翼部褶曲为拖曳褶皱的形式，其变质达到使长石砂岩（和一些矿石）重新活化，并作为含硫化物的石英-黑云母-斜长石裂隙脉侵入的阶段。

向北穿过边界进入扎伊尔，变质级减小，褶皱型式发生变化。由于卡富埃背斜向北倾伏，较高部位保存下来，往北进入向西弯曲的卢菲拉弧，巨大的推覆体和平缓的“冲断层”使岩层呈叠瓦状和发生倒转。虽然穿切式矿筒可能是重新活化形成的，但并未发生什么变质作用。朝科卢韦齐方向，在卢菲拉弧的西北端，“矿山系”的外围层岩石叠在地层层序更高的昆代隆古岩石之上。

A. 弗兰科伊斯（1974）证明，科卢韦齐段由于重力滑动而发生了滑脱和褶皱。滑动的可能方向看来是径直向北和向东的，因为推覆体是沿这些方向倒转的。各滑动轴虽然仔细看很不规则，但总体上平行于铜矿带盆地弯曲的长轴方向和围绕赞比亚境内的卡富埃背斜的贯穿褶皱的走向。这一个盆地内变质级和变形程度的范围说明元古代盆地内的这些特征通常是多种多样的。这与太古宙绿岩盆地中普遍相对一致的绿片岩变质和微弱的穿透变形形成鲜明的对照。

2.7 沉积铁矿

前寒武纪含铁组有许多与富氧化硅层以毫米至厘米级互层的富铁层。这在露头就形成了条带状外貌（故称条带状含铁层）。大多数显生宙富铁沉积的条带构造较少，并且贫二氧化硅。

大多数太古宙条带状含铁层是绿岩系的一部分。它们在面积和厚度上都普遍小于元古代条带状含铁层。既不如元古代条带状含铁层那么规则，条带也没那么明显。根据这些特征把它们称为阿尔戈马型条带状含铁层，以区别于更常见于元古代的巨大的、条带均匀的苏必利尔型条带状含铁层。但阿尔戈马型条带状含铁层也在远处与中元古代块状硫化物伴生（如亚利桑那州的杰罗姆），甚至与一些显生宙的块状硫化物伴生。

在2600百万年到1800百万年之间都有苏必利尔型条带状含铁层出现，这是地质历史上引人注目的地球化学异常之一。这些矿床与火山活动没有明显联系（区域上的可能联系除外）。这种条带状含铁层与灰岩的普遍联系表明它们为泻湖、陆架或陆表盆地沉积，伴随至少以氧化物相为主的浅水沉积。在深海中堆积的二价铁是铁也是二氧化硅的最合理的来源。这些堆积物被上涌流搬运到海岸浅水环境。然而氧的来源更难确定。氧可能是光解作用和光合作用提供的，但在光合作用过程中，必然放出大量的碳使氧和铁沉淀。这一点在含铁层附近没有多少证据，故代之以主张大气“库”为氧的来源。

鲕状富铁矿石是在显生宙海水中形成的富氧化铁的化学沉积物的主要例子。美国东部志留系克林顿矿石与细粒碎屑岩和碳酸盐岩胶结物一道，似乎是在浅海潮坪上沉淀的。生物或生物碎片可能促进了铁的溶解和搬运进程。在沉淀部位，氧化铁交代了钙质化石和方解石鲕粒。

欧洲低品位但大量的侏罗纪鲕褐铁矿一般与克林顿矿床相似，但它们基本上是由鲕绿泥石鲕粒和菱铁矿质胶结物组成。这种矿床说明在沉积和（或）成岩地点是还原条件。

2.8 含金脉

大多数含金脉在太古宙绿岩带中，而几乎所有大的绿岩带都有重要金矿。含金脉多集中在绿岩系的玄武质或条带状含铁层中，虽然最好的矿石聚集在长英质侵入体周围。在某些矿区，大部分矿石在层间流化学沉积物中，特别是在条带状含铁层的碳酸盐-硫化物相中。在中元古界和上元古界中的金矿脉极少，但几个大的矿区发现于加利福尼亚，澳大利亚的维多利亚以及中亚穆龙套（目前世界上最大的金矿脉产地）的显生宙岛弧、火山岩-杂砂岩和页岩组合中。

含金石英脉垂直范围非常大。有些矿床向深部延伸3公里而品位没有明显变化。这种矿化的均匀性导致提出下面重要假设：金和石英来自遭受变质的共生岩石，不是来自脉壁，就是通过热液来自变质杂岩中的深部带。

2.9 石英卵石砾岩中的金和铀

金和铀是富集于古砾岩中达矿石品位的仅有的两个元素，然而这些砾岩是世界上金和铀的最大储存库之一。

约13处古砾岩已被广泛开采金和（或）铀。所有这些砾岩年龄范围从多米尼昂里夫（南非）的2800百万年至塔库瓦（加纳）的约1950百万年。特大的兰德矿床的年龄范围大约为2800~2500百万年。

滚圆的黄铁矿在碎屑中以及作为砂粒大小的颗粒在填质中很普遍。晶质铀矿、金和其它重碎屑不均匀分散在填质中，但金全部重结晶。铀也与金一道作为碳铀钍矿聚集在富碳层中。D. A. 普雷托里乌斯（1981）注意到在第一次红层出现后，金就不再出现在砾岩中；在条带状含铁层减少后，很少在碎屑岩中见到作为碎屑的晶质铀矿。几乎所有的显生宙砂矿床，不论老的和新的，都紧靠岩金矿床上面或就在岩金矿床的旁边。

2.10 风化剖面中的铀：脉型和矿卷前锋型

许多大型的、高品位的沥青铀矿和晶质铀矿脉统称为“不整合铀矿”，因为它们明显地富集在中元古代不整合面以下的矿脉、矿筒和其它渗透带中。最先发现的（目前仍然是最大的）这种类型的矿床位于澳大利亚阿利益特河区和加拿大萨斯喀彻温省的阿萨巴斯卡盆地。

虽然对搬运铀的溶液的温度和成因还存在不同的观点，但就中元古界风化面上变化的氧化还原电位而论，这类矿床的年龄为1700~1600百万年这点有重要意义。后来自然环境中的氧化还原电位有许多局部变化，使铀周期性地搬移，形成中生代和更年轻的“矿卷前锋”型和钙结砾岩型矿床。

2.11 碱性花岗岩、斑岩和碳酸岩中的矿床

同花岗闪长岩和石英二长岩相比，碱性花岗岩和同成分的斑岩具更多的亲石矿石组合，包括与铁矿石一起出现的稀土元素和铀。铜是这类矿床中唯一的贱金属，氟、磷酸盐和重晶石局部可见。菱铁矿、铁白云石或白云石在碳酸岩中丰度变化很大，可达到控制地

位。

瑞典基鲁纳铁矿区有已知最大的块状磁铁矿矿床。主要矿体大体为透镜状，与周围火山岩大致整合。下盘为正长角斑岩，矿体上部有含石英斑晶的角斑岩。磁铁矿矿体作为短而粗的裂缝型脉和作为围岩碎屑的基质穿切了上盘和下盘。不明确的接触关系和一系列的地球化学变化引起近代在此区做过工作的地质人员之间的激烈争论。关于矿体是侵入的还是喷出的流体化矿浆，是热液增添物还是重结晶的喷气岩的争论仍在继续。

在密苏里州中元古代富氧化铁的红色和紫红色斑岩及浅带红色花岗岩中，有相似的但小得多的铁矿床，长期以来，人们一直把它们同基鲁纳矿床相比。

重新研究与碱性岩石共生的矿床的一个重要刺激因素是1975年在南澳大利亚罗克斯比丘原车站附近发现的巨型奥林匹克坝矿床。奥林匹克坝基本上是赤铁矿胶结的角砾岩系，涉及几种岩石类型，包括红色花岗岩和碱性斑岩。这些岩石充填在一个象地堑的凹槽中，凹槽的断裂边界与大的线性构造有关。

在奥林匹克坝矿床中，铀、磷、氟、稀土元素和金与铜和铁同时出现。在铜矿物中，辉铜矿和斑铜矿向下逐渐过渡为黄铜矿和黄铁矿。角砾岩的富赤铁矿填质极为丰富，几乎达到了铁的矿石级品位。矿床下的磁异常可能表明深部转变为磁铁矿。铜、铀和金可能在前阿得雷德期（晚元古代）出露、遭受风化期间富集了。I. P. 尤尔斯（1984）指出奥林匹克坝矿床和阿得雷德地槽东侧佩恩特山铀矿是相似的，并提出与奥林匹克坝花岗岩浆可能有相同年龄的花岗岩浆是非造山过碱性成因的。

2.12 钛与斜长岩的联系

钛与斜长岩体共生显示了另一种明显的时间型式。世界上大多数斜长岩体是在1700~1100百万年间侵位的，在这期间的后部分时间里，形成了最好的钛铁矿矿床。

许多资料证明斜长岩与斑岩花岗岩和其它碱性岩石有空间和时间联系。即使它们可能不是从相同的岩浆源分异的，但它们看来确实象是共同取决于中元古代中最发育的某一特定的构造环境。

2.13 中性火山岩和矿床

自从拉拉米造山运动以来，铜与中性火山岩共生是铜在世界分布的主要型式，而且在环太平洋造山带表现得特别明显。世界大多数主要的钼、钨或锡矿床也产在显生宙造山带中。

含矿侵入体的规模从岩基到小岩株都有。岩株一般具斑状结构，占有不相称的大比例矿石。铜是这一类矿床中最多的成矿金属，并有或多或少数量的锌和铅与之共生，这些铅、锌一般围绕铜呈带状分带。此外，许多斑岩铜矿含钼，可达0.05%或0.06%，达到了开采的品位。在一些含有更多硅和钾的矿床中，钼的价值可以比铜的更大（品位高达0.3%）。钨也可以达到可回收的数量。黑钨矿和锡石是与接近花岗岩的中性岩石共生的主要矿石。在少数情况下，锡部分地以硫化物形式（例如在玻利维亚）出现在与斑岩铜矿的斑岩相似的浅带斑岩中。

典型的斑岩一般都以成群的，每一个的直径为1或2公里的岩体侵位。通常一群岩体中有4个或更多个连续侵位的斑岩。但一般只有一个或两个斑岩体含矿。

矿石和围岩蚀变一般呈同心倒杯状围绕一个含低硫硫化物组合的黑云母-正长石-绢云母

核心成带状分布。绢云母-黄铁矿和叶蜡石-黄铁矿蚀变组合可能在热液系统因有地下水注入衰退期间叠在更早形成的带上。在一个中等大小的斑岩铜矿中,矿化和蚀变的完整柱状剖面总高度可达5公里(可能8公里)。

大概有90%已知的斑岩矿床是在最近的75百万年形成的,位于南美洲、北美洲环太平洋盆地、菲律宾和西太平洋岛屿。在这个环太平洋带中,只有少数矿床为二叠纪的,而侏罗纪和白垩纪的矿床却较多。成矿时期是一阵一阵的。一般来说,广泛的大陆抬升时期看来是最佳的成矿时期。在拉拉米造山运动时期,即在第三纪开始时的30百万年前,在美国出现了另一个成矿高峰。在南美,斑岩矿床的形成一直延续到约5百万年前。在西太平洋岛弧,斑岩铜矿的年龄只有1百万年,至今无疑还正在活火山中形成。此外,在现代一些活动大陆热泉中,也在形成矿床。

含矿斑岩岩浆是在俯冲带上的岛弧体系中产生的。它们大多数是斑岩铜矿,有些含金较多,但也不排除含钼。更多的斑岩铜矿是在大陆下的安第斯型俯冲带上形成的。在这些地方岩浆必须穿过陆壳上升。

除苏联外,古生代斑岩铜矿既小又无经济意义。但是,古生代的斑岩铜矿也产在造山带中,最大的矿床位于苏联哈萨克斯坦和乌兹别克斯坦。在阿巴拉契亚山脉和塔斯曼地槽中,也有小型的、低品位的显生宙斑岩铜矿。

纳米比亚哈伊布是产在元古代岩石中的斑岩铜矿的最著名的例子。这个矿床的年龄大约为1800百万年,与芬兰中部花岗质杂岩中几个类似矿化带的年龄相同。类似的矿床看来在太古代比在元古代稍多些,特别是在加拿大苏必利尔区和西澳大利亚皮尔巴拉断块。这些矿床没有一个有工业价值。

从断定前寒武纪斑岩铜矿的构造意义观点来看,加拿大例子之一尤其具指导性。这就是安大略省提敏斯区麦金太尔矿山中的珍珠湖斑岩。这个斑岩是石英钠长石片岩,是太古代玄武质熔岩中的一个地层单位,其中某些部位被含金石英脉穿切。J.F.戴维斯和L.E.卢赫塔鉴定片岩为变凝灰岩。片岩中含黄铜矿和浅蓝色含钼石英细脉和粗粒硬石膏。长石表面有赤铁矿,在细脉附近已绢云母化。从手标本看,岩石是斑岩铜矿,但其地质背景完全不同于显生宙斑岩铜矿。J.F.戴维斯和L.E.卢赫塔已令人信服地说明了光用矿物组合推断构造历史是多么靠不住。

只要氧化还原电位很高(在I型花岗岩中),足以使钼集中,斑岩钼矿(其中钼比铜在经济上更重要)就出现在花岗闪长岩至碱性花岗岩的斑岩中。花岗闪长质斑岩钼矿主要出现在大陆边缘。它们只含0.1%的钼和少量的铜。比较而言,斑岩钼矿(如科罗拉多州克莱梅克斯典型矿床)更偏碱性。它们的钼品位可达0.5%,几乎全部都比大多数斑岩铜矿年轻,其年龄在体现格兰德裂谷的科罗拉多矿带中从大约30百万年至5.6百万年。其它背景中的A型花岗岩中也含钼。

花岗岩类岩石中还有世界上主要的钨和锡矿床。这些矿床一般产在由花岗质岩石的硅质残余补给的石英脉中。锡和钨花岗岩往往比斑岩粒度更均匀,岩体更大。

含锡脉不总是富石英的;许多锡石可能产在白云母、电气石、黄玉、绿柱石、萤石、有或无石英的云英岩蚀变带中。锡通常不如硫化物丰富,玻利维亚锡矿带例外,这一产于安第斯斑岩的矿带使R.H.西利托等人(1975)提出了“斑岩锡矿床”的术语。

欧洲的海西期花岗岩组成了世界上大型锡矿带之一,印度尼西亚、马来西亚、缅甸、泰

国和中国南部以中生代为主的花岗岩形成了另一个大型锡矿带。在非洲南部的基巴拉活动带，在巴西朗多尼亚，以及在花斑岩（如布什维尔德杂岩体中的花斑岩）中有小型锡矿。

另一方面，最大型的钼矿床，其年龄都小于50百万年。产钨的高峰，从年代上说介于产钼和产锡的高峰之间，主要产在中国东南部燕山期大型黑钨矿花岗岩中。

C.W.伯纳姆和大本洋（1980）指出，岩浆中的氧逸度主要取决于岩浆从中通过部分熔融产生的岩石成分。如果这些岩石是花岗闪长岩或强烈氧化了的沉积岩，其氧逸度可能要比与石英、铁橄榄石、磁铁矿组合（QFM）处于平衡的氧逸度大，其岩浆为I型或磁铁矿型。但由炭质沉积物部分熔融产生的长英质岩浆（S型或钛铁矿型）的氧逸度低于QFM，缓冲剂。这种岩浆的硅质残余将产生锡或钨矿化。因此，金属赖以选择性地加入部分熔融体中的汇集机制可能受熔融岩石中的碳含量影响。I型花岗岩的原岩受热发生部分熔融往往产生形成钼矿床的岩浆，而炭质页岩的原岩往往产生在其硅质残余中形成锡或钨矿床的岩浆。

3. 地球的构造演化和化学演化

3.1 分界

无论是构造-地层年代学还是同位素年代学都有很好的根据。地质年代大单位——太古宙、元古宙和显生宙——的划分是建立在识别其转变性质和无同时性的长期的野外准则的基础上。再细分为下、中、上显然是地区性的，只适用于某一特定的地区或题目。

同位素年龄数据是同时的（假设“回到零时”的历史是相等的）和明确的。根据这种数据甚至可以建立例如元古代开始的不同时的性质（如果元古宙开始的时间是用保存完好的、极少变形的盆地的准则，按大陆稳定化这个标准确定的话）。这两个时间标尺只有在彼此不一致的情况下才能并存。把太古宙和元古宙的转变时期截然地定为2500百万年没有什么价值，世界上一些众所周知的元古宙盆地如兰德盆地，都老于2500百万年。

3.2 太古宙

由火山活动形成的矿床在太古代所占的比例高于在其以后的各个地质年代。太古宙唯一的沉积矿床类型是条带状含铁层，其中大多数为阿尔戈马型，一般与以火山岩为容矿岩石的块状硫化物矿床共生。

然而出乎意料的是，已知的最老的矿床是格陵兰伊苏阿系中的条带状含铁层，也产在麻粒岩-片麻岩带中，年龄约为3750百万年。伊苏阿含铁层是石英岩-页岩-碳酸盐岩系的一部分，这套岩系对苏必利尔型条带状含铁层中比对绿岩中或阿尔戈马型条带状含铁层中更有代表性。但很难与现代背景等同起来，因为伊苏阿系中有含铜硫化物相和碳酸盐相条带状含铁层现在也存在。此外，共生的角闪岩、滑石片岩和含碳酸盐的硅质片岩，包括一层流纹岩（？）漂砾，可能是共生的火山岩组合的一部分。

在片麻岩带中的成层侵入体中也有铬铁岩层，如在格陵兰的非斯克奈瑟。从化学成分上看，这些铬铁岩层可能是在片麻岩没有真正“熔化”而产生花岗岩浆的情况下保存下来的，因此任何这种类型的矿床在变质前片麻岩中不大可能比现在出现的更富。

相形之下，年龄范围为3600~2500百万年的太古代绿岩带的任何构造单元都含一些极富的Cr、Ni、Cu、Zn、Fe和Au矿床。2900~2600百万年这段时间是铬矿以外所有矿床最

丰产的时期。阿尔戈马型条带状含铁层、阿比提比型块状硫化物、卡姆巴尔达型镍矿床和金矿脉在矿床组合中占绝对优势。然而也有其它与火山岩有关的矿化显示,包括斑岩铜矿和斑岩钼矿、含锡云英岩和锑矿脉的显示。在花斑岩中甚至有Ta、Nb和稀土元素富集。但它们没有一个大到足以值得进行工业开采的规模。然而它们的确证实了在局部地区大量保存下来的浅带火山岩组合中,其化学环境适于这些元素的聚集。因此地球历史中矿石类型的大多数变化是相对丰度的变化,然而这些变化是主要的。

产在科马提岩岩流中的卡姆巴尔达型镍矿几乎都是太古代的。它们都老于1800百万年。这种矿床类型的产地范围最大,虽然在加拿大和津巴布韦有大量小矿床的年龄与西澳大利亚耶尔冈地块的年龄相同。在时代更老的巴伯顿地区(南非)没有卡姆巴尔达型镍矿,科马提岩的标准地点很难确定。镍赋存在硅酸盐中,但硫不是。这使人提出硫是在科马提岩岩流在海底上流动时从硫化沉积物中获取的,而不是从超镁铁质岩的幔源中获取的。对于超镁铁质岩来说,在整个地质历史上硫是很少的,含卡姆巴尔达型矿床的2900~2700百万年前后的科马提岩岩流也是如此。总之,看来卡姆巴尔达的科马提岩岩浆可能在淬火之前与不混溶硫化物熔融体达到平衡,这在海底温度为1600℃时是难以达到的。

金矿、卡姆巴尔达型镍矿和阿比提比型贱金属块状硫化物(甚至阿尔戈马型条带状含铁层)都可以出现在象加拿大阿比提比那样的绿岩带中,或者出现其中一种或几种。科马提岩需要大比例的部分熔融,可能还需要深部地幔物质沿大裂谷贯入。阿比提比型块状硫化物需要长英质岩石,这种岩石推测只受到小比例的部分熔融,并在大热源上的渗透带中受到长期海水热液循环。镍看来不象是在这种热液作用过程中从硅酸盐运移到硫化物中的,甚至在塞浦路斯型铜矿中也不是从玄武岩运移到硫化物中的。

含阿比提比型Cu-Zn块状硫化物的火山岩包括周期性喷发的拉斑玄武岩、某些钙碱性岩套,甚至大的流纹岩穹丘或厚层的流纹岩碎块。这种矿床中有些属于世界上最大的硫化物矿床之列,矿石储量多达3亿吨。太古代的这类矿床平均比其后各地质时期中类似的矿床大。喷气孔肯定活动了很长时间,因而地下岩浆池必须很大。这可能需要比在大多数地方见到的更厚的地壳,尤其在更老的矿带如巴伯顿和皮尔巴拉矿带更是如此。

象其它类型的盆地一样,绿岩带似乎随充填的不断进行在不断加深。几乎所有的充填物都是周期性喷发的火山岩与高能沉积物的混合物,伴有浊积层和松软沉积物变形层。随着填图的深入,平卧褶皱和脱顶滑动的证据将不断增加,但至今在地层和褶皱型式,以及在矿床类型的分布型式中,并未显示出很多的系统不对称性。矿带和矿带内火山中心的分布型式似乎更多的是线状和平行的,而不是放射状的。初始“三连点”的迹象极少。硫化物矿床中的富矿,正如杰罗姆和奎蒙特回采模式所证明的,往往在垂向上拉伸,这可能是分离作用使深部线状裂隙之间的物质“下沉”的结果。

绿岩带中金矿的分布与块状硫化物和科马提岩镍矿的分布极为不同。几乎所有的绿岩带中都有金矿脉,然而它们在特定的地层单位中是层控的。金的广泛分布说明全世界太古代绿岩带的变质演化和构造演化是一致的。

3.3 元古宙: 2500百万年(在南非为3000百万年)~600百万年

太古宙到元古宙的转变是一个构造转变。在元古宙开始部分,直到1800±200百万年,大陆的逐渐稳定化使大的陆表盆地保存下来。这些盆地有世界上最大的一些矿床:如兰德盆地

的石英卵石砾岩中的金矿和铀矿, 以及世界主要铁矿来源即条带状含铁层。这两种不同类型的沉积物看来是在不同的盆地中同时沉积的, 历时约600百万年, 直到在1950百万年前后形成塔库瓦(加纳)金矿床为止。这也接近于条带状含铁层和碎屑晶质铀矿和黄铁矿开始迅速减少的时间。

在劳亚大陆至少在1800百万年前后有一次大的火山活动。亚利桑那州最老的亚瓦佩期岩石在岩系出露部分的底部出现了枕状玄武岩, 向上过渡为玻质碎屑玄武-安山岩, 直到厚而短的流纹岩岩流和穹丘。这些岩石被厚300米的至少在一个方向迅速变薄的流纹质水下凝灰岩覆盖。在杰罗姆, 不整合面之上是大型的贝尔德块状硫化物。这就是约1800百万年侵位的太古代型火山岩组合, 只是缺少超镁铁质岩石。典型的绿泥石蚀变岩筒和黄铁矿型Cu-Zn矿床也证明矿床为阿比提比型。在美国威斯康星州、加拿大和斯堪的纳维亚其它年龄相同的矿床含有较少的铜和绿泥石, 但含有更多的铅和绢云母蚀变。在北美洲和近东, 这些矿床有向一些1500~1000百万年的更小型的硫化物透镜体转变的趋势。

杰罗姆矿带上的安山质和长英质碎屑显出浊积层理和松软沉积物变形, 并填充在小型流纹质“再生”穹窿周围。这些特征, 再加上杰罗姆矿床下的水下凝灰岩在侧向上突然变薄, 表明贝尔德矿床很可能是在海底破火山口中沉积的。

除西伯利亚乌多坎矿床外, 最早的以沉积岩为容矿岩石的贱金属硫化物矿床以铅为主。在约1750百万年以前, 只有少数小型矿床(不管是哪种类型的)以采铅为主, 在阿比提比型块状硫化物中铅是个非常次要的组份。但从新南威尔上州的布罗肯希尔矿床开始, 一直延续到澳大利亚昆士兰州的芒特艾萨和麦克阿瑟河矿床、南部非洲阿赫内斯附近的纳马夸兰矿床, 世界上相当大比例的铅都是经历了250百万年的时间集中在沉积盆地中。在这类矿床中, 虽然布罗肯希尔和纳马夸兰的甘斯堡矿床与条带状含铁层和别的化学沉积岩共生, 但只有不列颠哥伦比亚省的沙利文矿床有明确的蚀变根。所有这些铅矿石, 即使是薄层状的铅矿石, 都比沉积铜矿床中浸染型矿石的品位高。L. B. 古斯塔夫森和J. P. 威廉斯(1981)认为这可能表明金属补给有很大差别, 铅由热液“喷气”源供给, 而浸染状的铜受沉积-成岩作用控制。

支持这一点的是, 两个巨型的元古宙以沉积岩为容矿岩石的浸染状铜矿床在地质时期中都涉及有大量铅出现的时期, 表明在中元古代这段时间内硫化物沉积在化学上不是简单地从铅到铜的演化。

在以火山岩为容矿岩石的块状硫化物和以沉积岩为容矿岩石的贱金属硫化物之间, 也形成鲜明的对比。它们是非同时的, 即使在同一地区也是如此。在大型矿床中, 不论是以沉积岩为容矿岩石的铅矿床, 还是以沉积岩为容矿岩石的铜矿床, 似乎都不会离同一地层面上的以火山岩为容矿岩石的贱金属矿床很远。虽然以沉积岩为容矿岩石的矿床有些可以有热液补给, 但它们似乎不是大型火山区的一部分。

在构造历史和变质级上也存在明显差别。阿比提比型铜矿床几乎全都交错褶皱为陡倾伏状, 但变质程度很少高于绿片岩相。布罗肯希尔和甘斯堡矿床主要为麻粒岩相, 但由于岩石紧密褶皱, 褶皱轴(F₁)大致为近水平状和波状。从运动学上说, 似乎在更高温度下有更一致的平行于原始褶皱翼的席状岩流。这些要素是元古代活动带的特点, 不同于以火山岩为主的造山区。沉积铜矿床以及芒特艾萨和麦克阿瑟河矿床都受到挠曲褶皱, 但并未高度变质。褶皱型式和变质的强烈差异在非洲铜矿带一个盆地中显示得很明显。

铅为什么从1750百万年前才开始大量涌现, 其原因还没有查明。原生铅似乎富集在长英

质岩石中，尤其是富钾的长英质岩石中。原生铅的这种富集自大陆稳定化以来一直都在大陆地块中积累，并进入穿切陆壳的裂谷中。年龄约2300百万年的德兰士瓦盆地岩石中的小型铅矿床表明铅在这更老的克拉通中可能也发生了富集作用。虽然开始于1750百万年前铅的大量涌现与大气含氧程度的增高有关，但很难看出为什么在众多的贱金属中唯独铅受到影响到如此一个极端的程度。这如果不是沉积地点的化学效应，也必然是补给地点或能接受补给的地点的化学效应。

在这方面，保存下来的元古宙陆壳提供了几个看来能说明发生了构造演化的岩石学特征。在1700~1100百万年期间，斜长岩岩体和大体积的富钾非造山花岗岩各有特色，它们常常相互共生。通过结晶分离产生斜长岩岩体如含钛铁矿-赤铁矿的斜长岩岩体，需要大量玄武质岩浆。玄武质岩浆侵入到陆壳中会产生小比例的部分熔融体，因而从这种熔融体中产生的碱性花岗岩可能显得与斜长岩在空间与时间上共生。流纹质富钼的岩浆、奥长环斑花岗岩、含锡花岗岩甚至碳酸岩都是这样由不同的原始物质产生的。当然，任何缓慢的地壳受热直到部分熔融条件也同样能产生上述各种岩石，它们可与斜长岩伴生也可能不与斜长岩伴生。通过叠瓦作用下沉到地幔中的深部大陆隆脊或其它大规模的地壳增厚也可产生大体积的富钾花岗岩质岩浆。另一个缓慢加热的机制可能是由长期被火的大陆地块隔绝引起的。

一些权威人士根据占地磁数据得出结论说，元古宙大部分时期必定存在一个大的陆地。这样产生的碱性岩浆能聚积和富集钼、钨或锡，具体以受到熔融的岩石产生的氧化还原程度为转移。通常也有磷、氟、铍、钽和稀土元素富集。

在这些条件下，假设条带状含铁层进到部分熔融体中，最终的岩浆就很有可能富集基鲁纳型铁矿。据E.B.基斯瓦萨尼(1980)描述，密苏里州这种类型的碱性花岗岩和斑岩组合局部富含磁铁矿、磷、氟、钨、铀、铌和稀土元素。美国大陆中部非造山的基底组合似乎是从伊利诺斯盆地下面的格林维尔带延伸，经过密苏里（在那里暴露出地表），然后向南延伸至得克萨斯州的拉诺区。同一岩套的局部层段继续延伸，几乎达到北美洲西海岸。它们是科罗拉多成矿带的基底。这些岩石的年龄范围大多数在1500~1350百万年之间，还有一点也很有趣，就是世界上最大的铅矿，即美国大陆中部的密西西比河谷矿床，产在这种红色富钾花岗岩和斑岩基底之上的显生宙盆地中。

具相似特征和年龄的岩石在世界其它地区也广泛分布。南澳大利亚奥林匹克坝的铁、铜、金、铀和稀土元素可能是这一类的组成部分。在澳大利亚中南部其它矿化区的岩石组合和年龄与此也有些相似，有的以金为主（腾南特克里克），有的以铀为主（佩恩特山）。在中国内蒙古也有一个含大量稀土元素的铁矿。从构造上看，这些矿区都位于稳定克拉通地区；许多仍被地台和盆地岩石覆盖。

可以预料，这些组合在大陆稳定化以后，在地质历史的任何时期都可以产生。例如碳酸岩，从南非兰德士瓦帕拉博腊矿床的2100百万年至近代都可以产生。然而在约1600~1100百万年之间产生的全世界的大碱性岩套应当表明中元古代这段时间是特别有利的环境。超大陆的假说因此得到岩石学支持。在泛大陆解体之前，非造山体系可能是热量逸散的主要机制。

大气和大洋可能主要也是在这段时间演化的。从大约2000百万年开始，条带状含铁层、金和石英卵石砾岩中的碎屑晶质铀矿和碎屑黄铁矿减少，也正好是以沉积岩为容矿岩石的贱金属硫化物矿床（其中海水中的 SO_4^{2-} 是硫的来源）的开端，表明游离氧积累的速度增加。不

整合面以下脉型沥青铀矿和晶质铀矿矿床在1700~1600百万年期间首次出现并发育最好，是对这种假说的又一支持。

3.4 显生宙：约600百万年至现在

经历了约1000~500百万年成矿活动最少一段时期以后，太古宙和元古宙的大多数主要矿床类型又重新复活了（科马提岩镍矿、斜长岩钛铁矿和条带状含铁层例外）。并增加了某些“新”类型或在丰度上大大增加了：塞浦路斯型和黑矿型块状硫化物，以及日本本州的古生代别子型块状硫化物矿床。其它的新类型是大量豆荚状铬铁矿，最重要的是提供世界上大部分铜、钼、钨、锡的大型矿床斑岩铜矿及与其有成因关系的矿床。

显生宙造山带事实上可根据与火山岩有关的矿床——显然是与消亡板块边界有关的矿床圈定出来，但也可根据那些可以是在洋中脊形成的矿床（如豆荚状铬铁矿，可能还有某些塞浦路斯型块状硫化物）勾画出来。这些矿床“漂”到俯冲带上以后，大多数无疑被破坏了，但仍有极少数会仰冲到大陆上。

在消亡板块边界上，由于岩浆从俯冲板块上升，通过它上面的大洋板块，产生地表火山作用，故岩石学解释就变得复杂。在大洋体制下，岛弧中的安山质火山作用产生某些（富金的）斑岩铜矿。在靠近大陆的弧后条件下，地壳拉伸给含有黑矿型块状硫化物的深水破火山口提供了场所。黑矿的铅必定来自经过改造的（双峰的？）长英质火山岩或其大陆母岩。

然而，如果从俯冲板块上升的岩浆经过陆壳，那么情况就变得更复杂了。这可能给浅带斑岩侵入体提供某些组份并使其含这些组份，各种各样的斑岩铜、钼、钨、锡矿床以及与其伴生的矽卡岩矿床、角砾岩筒和低温浅成热液脉可能会演变。

陆壳的混染或部分熔融必定在产生岩浆的地点给选择性地形成铜、钼、钨或锡矿床提供众多的各种不同的氧化还原电位：如果岩石熔融至中等氧化程度的I型花岗质岩浆，则会形成铜和钼矿床，如果富碳的沉积岩受到强烈的熔融，则会形成钨和锡矿床。前寒武纪沉积岩中局部的有机碳达到了可产生S型含锡花岗岩的还原条件。但大多数锡和钨还要等到显生宙中期大量的碳来产生海西期和后来的“花岗岩”中的大型钨和锡矿床。

产生花岗岩类系统的岩浆当然并非全部来自俯冲板块。它们所需要的是热，这可以被构造作用增厚的陆壳中通过断层叠瓦作用使陆壳潜没到地幔中实现。中国的燕山期花岗岩（含许多世界上最大的钨矿）可能就是在这种体制下产生的。

最后，科罗拉多矿带中的克莱梅克斯钼矿是格兰德河裂谷带的反映，其双峰式火山作用可以产生含钼矿的非造山酸性斑岩。

4. 结 论

太古宙绿岩带中与火山岩有关的矿床及与其伴生的矿床与显生宙的类似矿床而不是与中、晚元古代（1800百万年以后）的类似矿床更相似。以火山岩为容矿岩石的块状硫化物和金矿脉，在大约1200百万年前后下降到最少以后，在显生宙又重新复活，而且在构造方面，包括在变形和变质速度、方式和变质强度方面，彼此有许多相似之处。基本成矿过程以及沉积后的变形机制也大体相同。

然而在中元古代，除泛大陆盆地沉积物中的新类型的硫化物矿床外，还产生了一套新的

与火山岩有关的矿床。这就是与斜长岩，特别是与A型花岗岩和斑岩的碱性火山岩套共生的矿床。至少在北美大陆中部、澳大利亚、蒙古、斯堪的纳维亚的地台区，这些碱性岩套占了很大比例的火山活动，由于它们还被后来的地台岩石覆盖，故很难察觉到。碱性岩套的部分熔融程度较低，这对大的陆块隆脊来说是可以想象的。

大范围的变质和变形是中元古代盆地型硫化物矿床（和活动带）的特征。这表明可能通过已夭折的深裂谷（大陆分裂的开始），能量穿过陆壳而局部释放。某些部位可能实际上发生了部分分离，待它们再结合起来形成活动带时，便成为高热流循环的场所。其它部位则仍作为凹槽或盆地，由于陆壳的拉伸在热积累带上缓慢下沉。大而厚的富钾和铀的陆壳高温盖层甚至可能是一个很不稳定热源。对于中元古代来说，各种规模的以沉积岩为容矿岩石的铅矿的变质程度和分布，可以帮助描绘构造模式。

中元古代碱性岩中的一套亲石矿床有两种截然不同的组合：一种与大洋玄武岩和安山岩相比属氧化组合，另一种与大洋玄武岩相比属还原组合。与火成岩有关的矿床中的这种氧化电位的多样性反映了大陆岩石中游离氧和分离出来的当量碳的化学贡献，有助于确定岩浆的氧化还原电位。在世界上许多地方，哪里的受到部分熔融的大陆岩石含有条带状含铁层，那里就有大的基鲁纳型矿床从富钾岩浆分凝，尤其是在1500~1300百万年期间。但哪里的岩浆是由于富碳沉积岩受到部分熔融而产生的，那里就出现锡和钨矿组合。条带状含铁层从最早前太古宙就已存在，最多的时期在早元古代，因此它们是中-晚元古代巨大的陆块的组成部分，可能还为基鲁纳型矿床提供了铁和氧。

在太古宙绿岩带超镁铁岩和镁铁岩中金的变质活化提供了世界上许多的金（如果兰德“砂”金也归功于绿岩带，那么就提供了世界上大多数的金）。与镁铁岩和超镁铁岩共生的弧后沉积岩提供了许多显生宙的金。然而，在大约2200和500百万年间，超镁铁岩石极少，而现有的超镁铁岩并没有遭受绿岩型变质。因此，在这1700百万年期间只是在富铁的氧化组合中（如腾南特克里克和奥林匹克坝）才有金矿脉，受改造的陆壳产物中可能含有条带状含铁层。

原文题目：Ore deposits as guides to geologic history of the Earth

作者：C.Meyer

许碧燕译自《Ann.Rev.Earth planet.sci.》，1988, Vol.16, pp.147~171

基础地质

辉石的命名

森木信男等

摘要：本文是国际矿物协会新矿物及矿物命名委员会辉石分委会完成的一份辉石命名最终

①森木信男是国际矿物协会新矿物及矿物命名委员会辉石分委会主席。本报告由他执笔