



古陆块——地壳演化与前寒武纪沉积变质

铁矿床形成的原始机制初步探讨

贺灌之

前言

古陆块是前寒武纪或大或小的盆地沉积的见证。在古陆块及其边缘,的确存在着储量大、品位富的沉积变质铁矿床,亦有规模巨大的、与岩浆成因有关变质富铁矿床。

此外,国家急需的黄金、金刚石、铬、镍、钒、钛、蓝石棉、钴、铂和放射性矿产资源在古陆块占有相当重要的位置;古陆块中,又往往出现深大断裂,它们的继承性明显地控制着岩浆的侵入活动和矿产资源的分布。

研究古陆块是为了探索地球及地壳物质起源和早期演化的基础;对认识地球上生命的起源与进化,对全球或大区域的重要矿产成矿带和成矿期的划分、地球与陨石、月球等宇宙物质的对比研究,都有着极为重要的意义,也占有特殊的位置。

本文侧重讨论我国古陆块的发育和演化特点以及前寒武纪沉积变质铁矿床形成的原始机制等有关问题。

我国古陆块发育特征

我国境内存在几个“稳定”的古陆块,它们是:

- 1.明显由包括鄂尔多斯和黄淮海古陆块组成的中朝地台;
- 2.塔里木地台;
- 3.由扬子、川滇、雪峰和怀玉古陆块组成的扬子地台;
- 4.南海地台,它出露在海南岛南部的黄流—万宁一线以南,包括中沙群岛、西沙群岛和南沙群岛领域(图1)。

地台、古陆块的共同特点是:

- 1.古陆块与其相邻的陆块是断裂接触;
- 2.在古陆块的边缘,往往见到较大规模

的岩浆侵入或喷发活动;

3.在古陆块中,深大断裂发育。在这些断裂带的上盘,往往出现岩浆侵入或喷发活动;在岩浆侵入或喷发地区,前寒武纪岩层岩石遭受剧烈变质,加剧了岩层岩石的重结晶作用。

4.黄河以北出露的古陆块,由于长期“稳定”上升,以致某些地区可见早元古界地层严重缺失或变薄,而其震旦界的沉积环境和沉积范围与黄河以南有明显差别;在扬子地台中,因为它的隆起时间(600~800百万年)比北方晚(中期地台是2000百万年隆起,塔里木地台是800~1000百万年隆起),因此,迄今尚未见到>2500百万年的地层岩石。

在地层岩石方面,我国前寒武系具有下列特点:

1.上元古界三峡群(570~700百万年)普遍发育于黄河以南地区;在黄河以北,与三峡群相当的罗圈冰积层,除见于豫西—陕西等某些地区外,其他地区则普遍不发育。

2.黄河以北见到的长城群、蓟县群和青白口群(700~2000百万年)的地层岩石与黄河以南见到的昆阳群和澄江组(或四堡群、板溪群和长安组)相当。

3.下元古界和太古界(1900~3600百万年)主要见于中朝地台和塔里木地台。

综合研究表明,早于海西运动时期,中朝地台已经隆起,其后,黄河以南、康滇地轴以东的广大地区是印支—燕山运动时期才隆起的,而康滇地轴以西,是从海西—喜山运动期间由北向南依次隆起的。

在我国境内,从西往东见到四条呈北东向、相互平行的大或巨大的深断裂带(见图1),它们是:

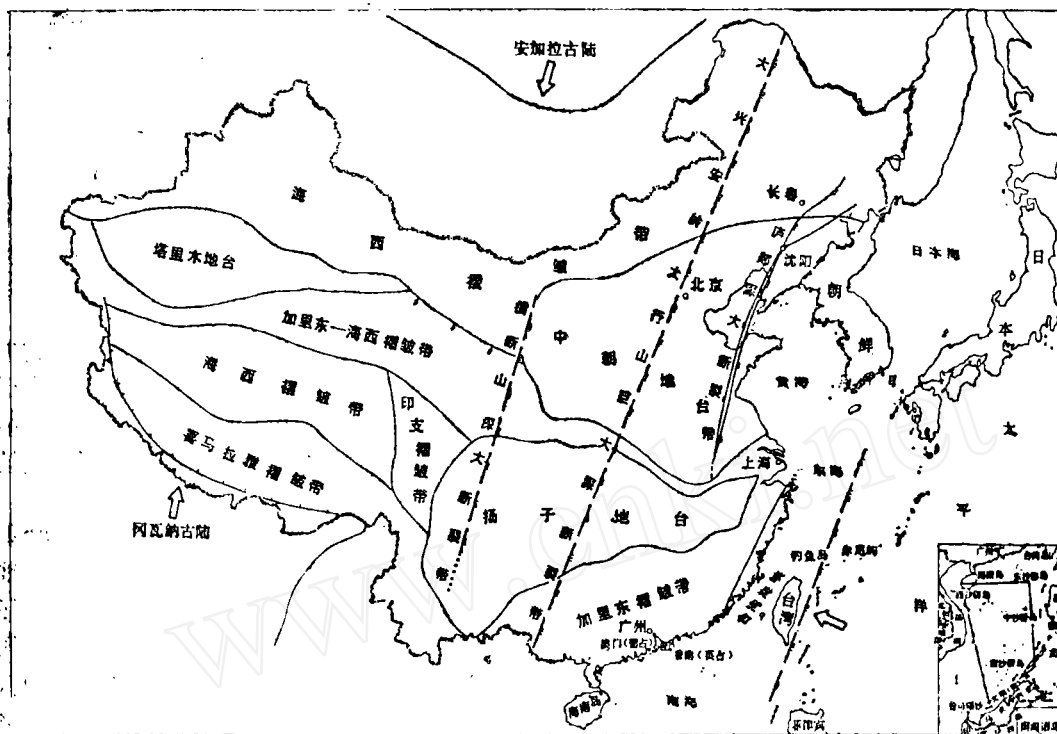


图1 我国大地构造轮廓图

1.横断山深大断裂带；

2.大兴安岭—太行山巨大的深断裂带，它横切我国整个领域。这个断裂带的出现，显著地控制着我国地质体和地形的发育，以及岩浆活动和地震活动。

3.郯—庐深大断裂带；

4.台湾东侧深大断裂带。

郯—庐深大断裂带出露在我国大陆东部，主要发育在中朝地台的内部，从北向南呈北东—北北东向延伸，跨越黑龙江、吉林、辽宁、山东、江苏和安徽六省，全长1400公里以上；由一组相互平行的断裂组成。该带中部的沈阳—宿迁之间，出露宽度最大（山东莒县附近的三十里堡至牛家庄一线），宽度达60公里以上；断裂带在地表显示地堑地形地貌，骆马湖就是这种地堑式构造湖地貌特点之一。同时，在断裂带上，发育着中生界—新生界盆地沉积，并有喷出或侵入活动，广泛出露火山杂岩。另外，这个断裂带自沈阳往北，“收敛”变窄，到抚顺附近，主断裂分叉出一条断裂，从抚顺北侧向北东延伸出来，经海龙—辉南—桦甸到达

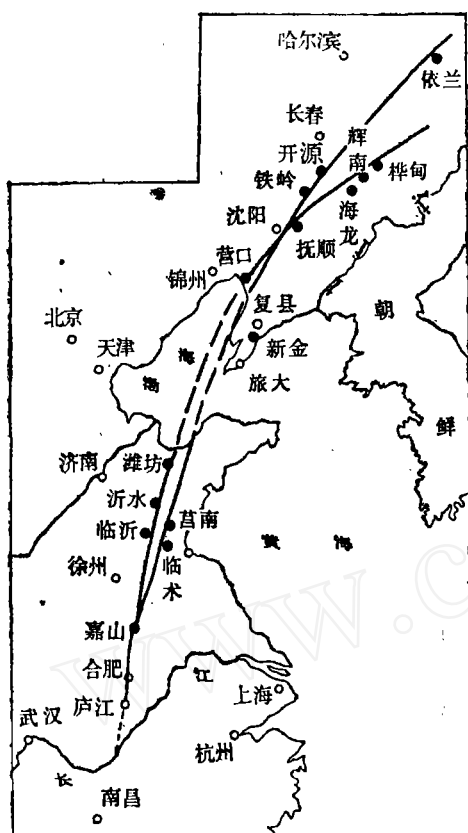
七台河以北；而经“收敛”后的主断裂，从抚顺西侧以北东向继续延伸，经铁岭—开原—伊通到达依兰以北；在主断裂南部，自宿迁向南，断裂带开始“收敛”，至嘉山后，主断裂带变窄并继续延伸至庐江，可能还从庐江以南南西向伸向长江边，但是，再往南，由于覆盖很厚，面积大等原因，断裂带痕迹就不清楚了。至少，地表的证据是很不充足了。图2显示该断裂带的形态特征。

在这个断裂带上，尽管目前没有完整而系统的地球物理资料说明它的深部地质体特点，但已有的地球物理资料表明，临沂—临沭一线上的“莫霍面”的起伏变化情况（图3）*。同时，渤海湾至营口之间的断裂带中，在第四纪覆盖层下面亦见火山岩**，因此，这个地段深部的“莫霍面”变化情况可能与图3相似。

郯—庐深大断裂带的出现，对其两侧的地质体起着重要的控制作用，在山东地区可

*见中国科学院地质研究所，1977：“山东地区地震地质考察报告”，（内部）。

**据辽宁地质局段工程师口头介绍。



部分地区见到太古界五台系外，大部分地区至今未见到五台系至中元古界的层位，表明这个时期该地区是一度上升的，后来，自上元古界至中奥陶世期间，该地区又一次沉降，并接受了沉积物；到了晚奥陶世至中石炭世，这个地区一度隆起，自中石炭世后，本区基本上是沉降的，接受了中石炭世以后的各个时期的沉积物，说明断裂带西侧地区比东侧地区的地质体“动荡”得多。

郯一庐深大断裂带、大兴安岭—太行山巨大深断裂带和横断山断裂带迄今仍然受到印度板块向北俯冲促使欧亚板块向东横推，与太平洋板块向西俯冲引起互相碰撞的强烈影响而继续活动。

鄯一庐深大断裂带两侧应该存在地层向北推移、出现水平位错，当印度板块向北俯冲，其北部由于安加拉古陆（可视为“刚体”）的存在，使欧亚板块向北移动受到“阻挡”，只能向东推移，使东部地区产生向北推移的结局。但是，地层水平位错向北推移多远？有待今后进一步研究（包括对地质体的地层岩石详细对比、地层岩石中的微量元素、稳定同位素及其比值和同位素地质年龄以及古地磁测定研究等方面的资料作综合分析来说明）。

古陆块与地壳演化

现在的古陆块，不管它出露的面积多大，地层岩石变质程度多深，都不完全是地球的原始地壳，只是原始地壳演化的早期产物。

现在，已普遍倾向于这样一种认识，即原始地球的壳应该比今天地球的壳薄得多。今天地球的半径平均为6371.2公里，是地球经过漫长时间演化（收缩、膨胀）稳定下来的半径值，这个半径值今后还会有变化，总的趋势是增大。但亦有可能在今后某一个时期，再次出现收缩，然后再膨胀（贺灌之，1978）。

地球壳体增厚的原因主要有二：一是宇宙尘（包括星子）不断降落在地球表面，造成球体外壳的增厚；星子聚集的吸积过程则是一种随机过程（戴文赛、胡中为，1977）。二是球体收缩，密度增大，其外壳增厚。

地壳从收缩到膨胀，又从膨胀到收缩，应该是一次造山运动的过程。每一次大的造

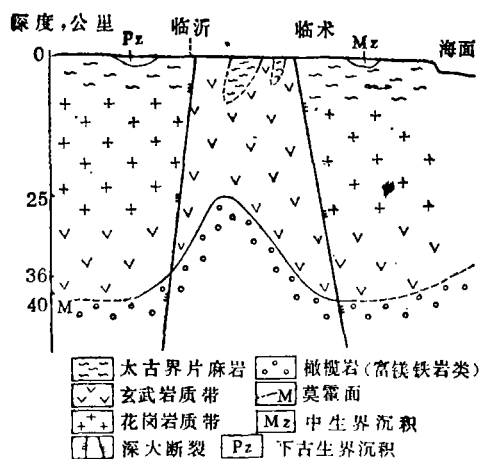


图 3 临沂—临朐间莫霍面的起伏示意图

以见到（见下表），断裂带两侧的地质体具有明显的差别。

表 1 说明, 在断裂带东侧, 自中元古界至中侏罗世期间, 地质体稳定上升, 从而缺乏这段时期的沉积物, 在断裂带的西侧, 除

鲁西—鲁东地区地层构造发育对比表*

表1

界	地质年代	鲁西冀东—渤海地区					鲁东地区				
		地层	厚度米	建造	形变	备注	地层	厚度米	建造	形变	备注
新 生 界	全新世 Q ₄	冲积层平原	3~10	河基性湖相碎屑物玄武岩	泰鲁近东西向隆起		冲积层	5~30	冲洪积		
	晚更新世 Q ₃	马兰黄土群	10~20	碎屑物玄武岩			马兰黄土	15~30	松散的沉积		
	中更新世 Q ₂	离石黄土	2~20	玄武岩			离石黄土	30~50	玄武岩		
	早更新世 Q ₁	第三层玄武岩砂砾层	180	玄武岩			第三层玄武岩 干城黄土 第二层玄武岩 唐山砾石层玄武岩	30~130 40~100	玄武岩		
	上新世 N ₂	第二层玄武岩砂砾层	140								
	中新世 N ₁	山旺组 第一层玄武岩	200		喜山运动					喜山运动	
	渐新世 E ₃	官庄组 济阳群	500~850	类磨拉石有机化学岩	燕山 N		王县组	>947	碎屑岩		
	始新世 E ₂	(五图组)	170	类磨拉石有机化学岩	燕山 N						
	古新世 E ₁	王氏组	?	类磨拉石有机化学岩	燕山 N						
中 生 界	晚白垩世 K ₂	王氏组	?	类磨拉石有机化学岩	燕山 III		王氏组	3900	红砾岩	燕山 IV	峡山期岩浆侵入
	早白垩世 K ₁	青山组	4755	中性火山岩	燕山 III		青山组	6800	中性火山岩	燕山 III	‘峨山期、艾山期酸性岩浆侵入
	晚侏罗世 J ₃	蒙阴组	360~1430	类磨拉石	燕山 II-I		莱阳组	2000~2800	河相	燕山 II-I	
	中侏罗世 J ₂	三台组	220~609	含砂砾岩							
	早侏罗世 J ₁	坊子组	375~463	含砂砾岩							
	三迭纪 T										
古 生 界 — 中 元 古 界	晚二迭世 P ₂	凤凰山组 南定组	259~420	含煤砂岩相							
	早二迭世 P ₁	山西组	67~254	含煤砂岩相							
	晚石炭世 C ₃	太原组	36~229	含煤砂岩相							
	中石炭世 C ₂	本溪组	25~103	含煤砂岩相							
	早石炭世 C ₁			含煤砂岩相							
	泥盆纪 D			含煤砂岩相							
	志留纪 S			含煤砂岩相							
	晚奥陶世 O ₃			含煤砂岩相							
	中奥陶世 O ₂	马家沟组	520~1060	浅海岩							
	早奥陶世 O ₁	冶里、亮山组	60~640	浅海岩							
	晚寒武世 C ₃	凤山、长山、固山阶	77~514	浅海岩							
	中寒武世 C ₂	张夏、徐庄阶	48~535	浅海岩							
	早寒武世 C ₁	毛庄、馒头阶	83~398	浅海岩							
	上元古界 Pt ₃	土门组	0~245								
	中元古界 Pt ₂				五台运动		蓬莱群	4564	砂岩、砾岩	五台运动	
	早元古界 Pt ₁				泰山运动	桃科期岩浆岩	粉子山群	>7500	砂岩、砾岩	泰山运动	桃科期岩浆活动
	太古界 Ar	五台系	>12000	优地槽型		泰山期岩浆活动	胶东群	>20000	优地槽型		

* 据中国科学院地质研究所 (1977) 修改。

山运动所波及的面积基本上是全球性的范围, 但山脉的形成可以在地球上某一局部地区出现, 而且往往出现在大陆与岛弧之间, 这就促使大陆生长 (扩张), 促使大陆与岛

弧连接。每一次造山运动, 都会造成地球的某一地区的大陆地壳增厚, 但伴随造山运动所出现的岩浆侵入活动可以在远离造山区的地方出现。而且, 每一次造山运动所伴随的

岩浆侵入活动、某些内生矿床的形成以及沉积岩层发生变形、褶皱和变质,都可视为山脉形成时能源释放的产物。

迄今已有的资料研究表明,地球是由宇宙尘聚集并经过收缩和发育形成的。初始地球形成于4500~5000百万年,到了3000~3500百万年,才出现或大或小的盆地。目前,见到的地台的次一级构造单元——古陆块,就是早期地壳表面的这些或大或小盆地的沉积产物,而非是初始地球的组分特点。所以,古陆块不能用海底扩张—板块构造运动的论点来阐明它的形成机制。

若干古陆块“连接”起来,形成地台。某些地台长期相对稳定发育,而某些地台在后来的地质史中遭到轻度乃至剧烈的破坏,同时,地台又随着整个地球的发育和发展而出现“漂移”。

丁喧通过对鞍山地区的卫星影象判读研究,认为该地区的八个铁矿床在初始时确实是处于几个不同的、或大或小的盆地中,后来,在各次造山和构造运动中才“连在”一起,成为目前的面貌*。

在国外,南非津巴布韦翁特维尔瓦赫系见到的粘土页岩和燧石层,以及斯威士兰系中的重晶石,亦应该是3000~3500百万年时的盆地沉积之产物。

围绕着与地球同时形成的原始大气圈,其组分是 H_2 、 NH_3 、 CH_4 、 CO 和 H_2O (蒸气)(Urly, H.C., 1953);在当时,一般认为这个原始大气圈的 O_2 含量甚微($<0.1\%$)。到了3000~3500百万年,有了菌类(如翁特维尔瓦赫特系见到了菌类化石)。在我国东鞍山的原生铁英岩(>2100 百万年),歪头山第五层铁矿和东、西鞍山铁矿石及其围岩(千枚岩)中,已发现了菌类、藻类、孢子和复杂的微体植物残片等化石(科学院北京植物研究所,南京古生物研究所,1977)。这些菌类或藻类化石的发现表明地球发育到了3500百万年以后,地球大气中的氧气含量增加了。

生物的出现和繁殖,促进了光合作用,增加了大气中的生物氧,由此而扩大了水圈并改变了水的性质(地球表面早期的水是酸性水,后来逐渐改变为偏中性),到了2000百万年以后,才出现浅海相沉积环境,例如,扬子地台雪峰古陆块中的板溪群(与昆

阳系相当,其同位素年龄是700~1400百万年)广泛发育着由薄层砂、页岩(或板岩)组成的复理石建造,其厚度达几千米(见于湖南江口—靖县—通道一带);在中朝地台中的长城群顶部和扬子地台的灯影组(650~570百万年)出现了碳酸盐建造。

到了古生界(570百万年以后),才出现大洋或有了地槽相的沉积。也就是古生界以后,生物更繁殖、更进化了,水圈亦扩大了,反过来又更促进地壳的演化了。

近二十年来,国外文献对原始地球的演化发表了较多模式进行讨论,比较有意义的模式是克劳德(Cloud, P., 1972)提出的(图4)。

本文笔者基本上同意图4列出的模式。根据迄今已有的文献资料,生物起源的时期是3500百万年以后。现在,生物的起源问题还没有解决,只是对组成生物的基本素质——核酸或氨基酸——的来源,作了下列几种设想:

1. 太阳系在“星云时期”,已存在这些生物的基本素质;

2. 这类基本素质来自陨石,并认为由太阳系星云凝聚形成的I型碳质球粒陨石中有机碳形成的温度是 $360\sim 400^\circ K$,而压力是 4×10^{-6} 大气压(Anders, E., 1964; Bnuma, N., et al., 1972);在普通球粒陨石中,有机碳形成的温度是 $450\sim 500^\circ K$,压力是 10^{-2} 大气压(Anders, E., et al., 1973)。

3. 当天空闪电时,就会促使大气中的 H_2 、 CH_4 、 NH_3 、 H_2O (蒸气)和 CO 在瞬间合成为氨基酸或有机物,然后降落在地球表面(Urly, H.C., 1953; Miller, S.L., 1953)。

4. 氨基酸是 CO 、 H_2 和 NH_3 催化合成的(Studier, M.H., et al., 1965)。

尽管上述论点都有各自的根据,但是,笔者认为,核酸或氨基酸类组成生物的素质,从根本上说,主要来自地球本身,是地球演化的自身产物。因为,在3000百万年前,地球的大气圈严重缺氧,气圈成分主要是 H_2 、 CH_4 、 N_2 、 CO 和 H_2O (蒸气);当地球最早期由宇宙尘聚集、收缩为地球胎并发育为地球时,硅铝层和硅镁层开始分离,有了地

*据丁喧1978年口头向作者详细介绍。

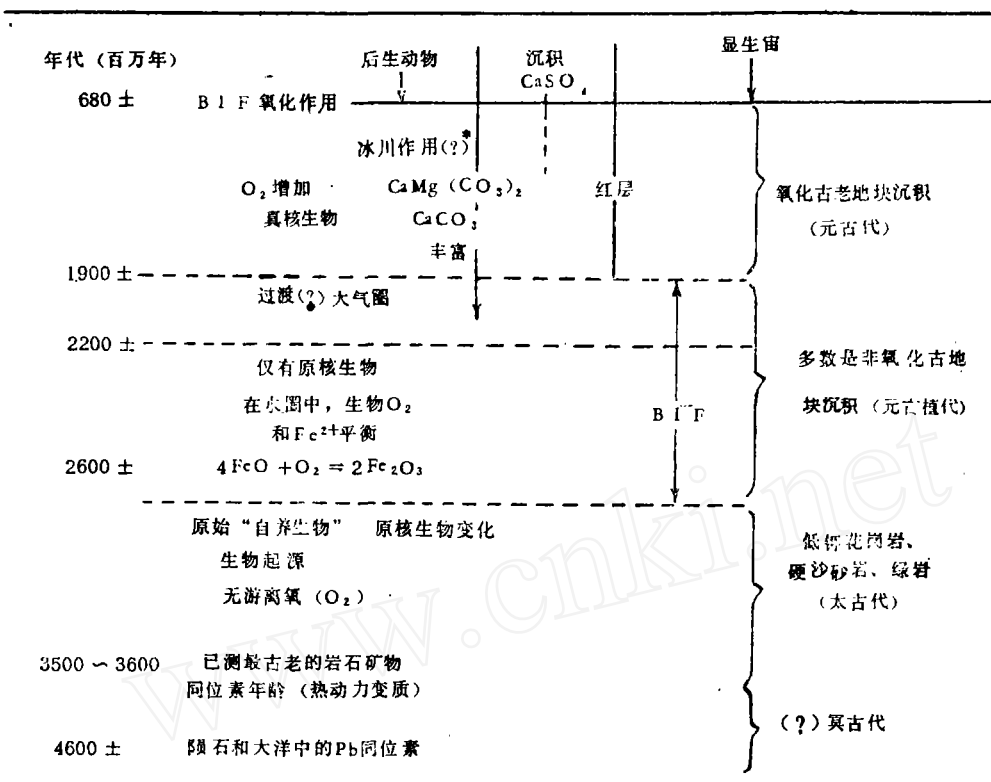


图4 原始地球的演化模式 (据 Cloud, P., 1972)

B I F 一条带状铁矿建造 • “?” 是本文作者加的, 该期是否有冰川作用有待进一步研究。

球的原始地壳; 当地球发育到了3500百万年以后, 大气中的水份增多了, 这时, 火山喷发、褶皱、变质, 地球内部和地壳中的碳质 (CO、CO₂) 释出并与大气中的 H₂、CH₄、N₂ 等成分就合成氨基酸 (CH₃ > CH₂ · CH₂ · CHNH₂COOH “亮氨酸”类) 并广泛分布在地壳表面。随后, 这些核酸或氨基酸类成分经过漫长的演化和发展, 便成为有机碳 (卟啉、烃类、嘌呤和嘧啶化合物), 再发展, 就出现蛋白质, 再演化 (进化) 为核类群集细胞, 再进化, 就成为圆形或球状群集细胞, 进一步进化为菌类或藻类; 然后, 从低级生物又进化, 分枝为高级动、植物。

由于生物的出现, 迅速促进了地壳的演化。

前寒武纪沉积变质 铁矿床的形成机制

前寒武纪沉积变质铁矿, 主要见于古陆块及其边缘。这类矿床的共同特点是: 围岩

变质程度不深, 一般是低压变质相的绿色或灰色千枚岩。但是, 我国鞍山地区弓长岭矿体的围岩变质深一些, 这可能与它的年代、原始物质组分、构造活动和构造带的物理化学条件等因素有关, 这是其一; 其二, 铁矿床 (包括贫矿和富矿) 大多数是属铁英岩类型; 三, 矿体呈层状, 它的厚度、延伸和品位都相当稳定; 四, 矿体的上、下盘与围岩呈整合接触 (成矿后的构造错动除外); 五, 矿石中, 普遍含有较多的、与基性超基性岩有关的元素 (V、Ti、Cr、Ni、Co、Mg) 和与中酸性岩有关的元素 (W、Sn、Be、Nb、Ta、U、Hf、Zr、Th、ΣY、Ce), 说明铁矿组分与岩浆有点联系; 六, 铁品位高, 矿体储量大; 七, 主要成矿期是1700~2500百万年; 我国北方属此类型矿床的成矿期比国外偏早一些, 是2000~2500百万年; 我国南方属此类型矿床的成矿期比国外偏晚一些, 是570~1400百万年。

本类型矿床的成矿机制, 前人的论点主要是: (一) 与火山岩或火山建造有关;

(二)盆地或浅海相沉积产物,铁的沉淀形式主要是碳酸铁或氢氧化铁,铁质来源于大陆;(三)热液矿床。

但是,铁矿床在形成过程或形成之后,经常出现多样化的叠加机制,包括热液叠加、岩浆叠加、一次或多次变质作用构造重熔再造等等,对这些叠加机制,本文不拟讨论,这里仅讨论其原始的形成机制。

前寒武纪沉积变质铁矿床,从它的变质程度看,主要有两类,一是属深变质者,另一是浅变质者。

深变质以鞍山弓长岭为例。弓长岭铁英岩建造中存在角闪岩(围岩),角闪岩是正变质岩,那么,弓长岭铁矿很可能与火山或火山建造有关;又由于弓长岭铁矿层中发现了菌藻类化石,故矿床形成的原始机制很可能是:(一)火山或火山建造产物;(二)火山或火山建造+生物化学作用(细菌作用)+化学作用(硅质铁、氯化铁等)。

浅变质以东、西鞍山铁矿带为例。该铁矿带见于绿岩建造中,因此,其形成的原始机制很可能是生物化学(细菌作用)+化学作用(硅质铁、氯化铁等),但是,并不排斥它与火山或火山建造有关。

前寒武纪沉积变质铁矿床的围岩变质程度深浅,直接与铁矿床的贫富和规模大小有着十分密切的关系。如果围岩变质程度浅,则对铁矿床有利;如果围岩变质程度深,则出现高压变质带矿物相;在变质过程中,使铁元素重新分配,铁“进入”暗色矿物中(如角闪石、黑云母或辉石类),促使铁相对地分散了富集程度;又由于围岩变质程度深,加速了矿物的重结晶程度,增大铁英岩的硅矿物(石英)粒度,这对矿床后期的风化、淋滤、“脱硅”作用不利。

因此,在深变质岩分布区,若变质岩是正变质者,很可能有岩浆型的基鲁纳式富铁矿存在。

在中朝地台和塔里木地台区,主要是寻找鞍山式沉积变质铁矿床以及基鲁纳式铁矿床;在南方的扬子地台中,主要找寻大红山式浅变质铁矿床。

“风化壳”富铁矿形成模式讨论

本世纪五十年代以来,国内外已有不少学者对前寒武纪变质铁英岩风化壳富铁矿的

形成作了大量的实验和论述,提出了风化淋滤的论说(或假说)(Donald, E., et al., 1956; Кабанова, Е.С., 1960; Мицук, Б.М., 1976; 陈福等, 1977)。

风化淋滤的论说,主要是在常温常压条件下,将硅矿物(石英、蛋白石、铁英岩等)分别置于不同的pH溶液中,以资了解硅矿物的溶解度、溶解速度,并对硅矿物的淋滤量与气体组分相互关系作实验研究,说明富铁矿(红矿)形成的某些特点。

但是,笔者认为前寒武纪条带状铁英岩的风化壳富铁矿,主要是在下列条件下形成:

1.氧分压(fO_2)有利于将 SiO_2 ($O=Si=O$)之间的键破坏,使Si“流失”;

2.除了pH和气体组分的因素外,必须存在能促使 SiO_2 “流失”和铁的富集的催化剂;

3.风化壳富铁矿形成过程中,要有一定的温度和适当的压力条件。

根据上面三个条件,设想风化壳富铁矿形成主要与地幔热对流上升释出的热(蒸气、热水、富含F和偏碱金属元素的催化剂,热的对流又往往与深大断裂有关)有密切关系,其形成模式见图5。

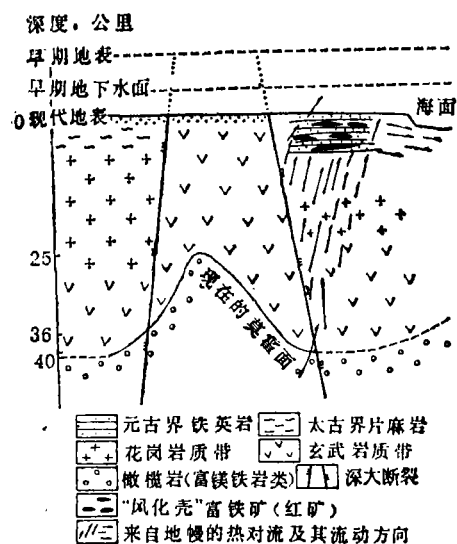


图5 “风化壳”富铁矿形成模式

对图5的几点说明:

1.现在出露的“风化壳”富铁矿矿体位置,并非原始位置。原始的矿体位置会比现在见到的矿体位置深得多;

2.从矿区地质体发育和发展历史方面看,矿体形成之后,会受到多次的地下热的对流影响,从而促使矿体上部或某一中段出现“去硅作用”(往往出现地下热的对流与地下水的活动特点有着相互关系),形成“风化壳”富铁矿。

3.“风化壳”富铁矿的形成,并不排除后期的风化淋滤因素,但这个因素可能是低作用的;

4.“风化壳”富铁矿的形成,亦不排除这样的可能性:在铁元素聚集为矿体的过程中,是细菌(如铁杆菌)作用出现的产物。

显然,铁英岩类型的铁矿床“风化壳”富铁矿,其形成机制是相当复杂的,因此,在研究时,必须从矿床所处的整个地质体发育特点作全面分析,才能得到比较合理的结果。若只抓住其中的一个或几个因素,就作出规律性的推理,是不会可靠的。

结 论

古陆块是地台的次一级单元,是地壳早期演化的产物,是地球演化到3000~4000百万年时期出现的或大或小的盆地沉积之见

证。因此,对古陆块分布的形态、大小及其物质组分的研究,可以进一步认识早期地球的特点,再结合太阳系以及各个行星的资料、宇宙中的各种资料进行综合研究,有希望解决地球起源的课题。

前寒武纪沉积变质富铁矿床分布在古陆块中。要找到这类矿床,首先,应研究各个古陆块的分布特点以及后期构造运动对它的影响;其次,要研究各个古大陆的沉积变质铁矿床的成矿规律性;然后,才有可能提出远景找矿区的找矿方向和找矿方法问题。

“风化壳”富铁矿的形成,除了风化淋滤的因素(主要是淋滤过程中与水的性质和大气组分“CO₂”及其含量有关)外,还很可能存在下列两个因素:一是矿床形成过程中,由于细菌(铁杆菌类)作用造成;二是“地下热的对流”因素的出现造成的。铁英岩的硅矿物(石英或蛋白石类)被破坏和被淋滤掉,主要是硅矿物受到氧分压(fO₂)的“支配”。

在写作过程中,肖仲洋、丁暄、刘铁度 and 杨柏林同志提供了宝贵意见,在此一并致以衷心感谢。

参 考 文 献

[1] 戴文赛、胡中为, 1977: 论太阳系的起源(内部资料)。

[2] 贺灌之, 1978: 地球收缩模型, 《地质地球化学》, 第7期, 32~38页。

[3] 陈福等, 1977: 二氧化硅的表生地球化学问题(内部资料)。

[4] Urly H.C., 1953: <13th Intern.Congr. Pure and Applied Chemistry, Plenary Lecture C>, V.7, P.188.

[5] Cloud P., 1972: <Amer.J.Science>, V.272, No.6, P.537~548.

[6] Anders E.et al., 1953: <Science>, V.182, P.781~790.

[7] Anders E.et al., 1964: <Space Sci. Rec.>, V.8, P.583.

[8] Onuma N.et al., 1972: <Geochim.Cosmochim.Acta>, V.36,P.169~188.

[9] Miller S.L., 1953: <Science>, V.117, P.528.

[10] Donald E.et al., 1956: <Geochim. Cosmochim.Acta>, V.10.

[14] Кабанова Е.С., 1960: «Кора выветривания», Вып.3, М., Изд.АН СССР, стр. 351~360.

[12] Мицкевич Б.М., 1976: <Геохимия>, №6, 803~814.

埃蒙斯芒特斑岩铜矿 床的物探效果

该矿床位于美国科罗拉多州克里斯蒂德的比尤特附近,是一个隐伏的斑岩型矿床,是根据地质推断发现的。矿与侵入白垩纪沉积岩未出露地

表的第三纪流纹岩伴生。MoS₂平均品位为0.4%,储量估计有1.65亿吨。

钻孔岩心和岩石样品的密度及磁性测量结果表明有物性差异存在。嗣后用地面磁法探测,获得伏在辉钼矿带下面的磁铁矿层有不连续的磁异常反应。近地表有一层低密度的沉积

物,使致密磁铁矿层的重力反应变模糊。多参数的钻孔测量扩大了岩心勘探结果,只对工程方面有帮助。复电阻率剖面测量圈出了与矿体伴生的蚀变晕,其特点是电阻率值低、极化率值高,但并未发现辉钼矿的本身反应。

(摘自欧美78年勘探地球物理年会论文)