

论成矿作用之阶段旋回与地球化学找矿标志

郭文魁*

(中国地质科学院地质研究所, 北京)

提 要: 我从事矿产地质调查勘探与研究 60 年来, 涉及到铬、镍、铁、铜、铅、锌、钨、锡、金、汞等矿床, 涉猎了有关新资料、对金属成矿作用中的阶段性、旋回性与找矿地球化学标志、有些新的见解。

关键词 阶段 旋回 地球化学找矿标志 K/Rb Rb/Sr

1 前 言

我国金属矿床种类繁多, 随着大地构造演化, 岩浆性质与组合在演变, 与之有关的金属矿床的类型与组合也在演化。最早形成的是铁矿, 后依次可能是铜、镍、钼、铅、锌、铬、钨、锡、金银、锑、汞与铀矿等。成矿作用一方面受地壳金属元素丰度之影响, 另一方面受元素本身性能如活动性(离子半径)之约束。

2 金属成矿作用之阶段性

1963 年作者曾将成矿作用试分为四个阶段, 即硅酸盐、氧化物、硫化物与碳酸盐(硫酸盐)等阶段^[1]。只将事实摆出来, 而对其所以然了解不多。近 30 年来进一步工作, 理解有所深入, 兹以工作较久的铜官山金、铁、铜矿床与宁芜盆地中段之磁铁矿与硫铁矿床为例, 参证相似矿床的成果, 作一较为深入的说明。

(1) 热变质夕卡岩硅酸盐阶段: 围绕许村与天鹅抱蛋两个石英闪长岩岩株形成外夕卡岩, 主要由透辉石、钙铁榴石、方柱石与方解石等组成。从栖霞灰岩中之硅质结核变为硅灰石, 测定温度约为 700~800℃, 而在龙潭煤系之碳质页岩中出现红柱石(450℃)。内夕卡岩则由透辉石与长石组成。原石英闪长岩中之辉石、角闪石与黑云母全部消失, 它们分解游离出之 Fe 质, 全部变为磁铁矿, 于是氧化物阶段开始。这可能是深部岩浆结晶分溶出的酸性(pH=4.6)富 Na⁺、Cl⁻, 高盐度浆液对先已结晶岩体边部淋滤之结果。吴才来等(1997)对铜陵地区包体岩石学的研究^[2], 发现微细粒混杂岩包体含 Cu 量大于堆积岩 6 倍与闪长质冷凝边 3 倍。勘探期间曾沿五通组与白云岩之界面向西南追索, 直到石耳山变为不含 Cu 之黄铁矿一线, 说明含 Cu 的成矿流体来自岩浆岩, 虽然其分布范围大于岩体。张永根等(1993)铅同位素研究^[3]显示铜官山铅之 54.88% 来自地幔, 邓吉牛等(1995)指出“所谓层控实际上是透水—不透水层界面形成的^[4], 可谓真知灼见。

(2) 氧化物阶段: 上述岩体边部暗色矿物分解出之 Fe 质, 汇同深部岩浆熔离出来之 Fe

* 郭文魁, 83 岁, 研究员, 名誉所长, 中科院院士, 长期从事矿床地质学研究。邮政编码: 100037

质, 在老山、小铜官山岩体之下不透水处以磁铁矿形式沉积出来, 是为氧化物阶段之开始。宁芜盆地中段之凹山与东山均以磁铁矿为主之矿床, 伴生矿物有磷灰石与阳起石; 产于辉长闪长玢岩次火山侵入体 ($120.1 \times 10^6 \sim 125.1 \times 10^6$ a) 之上部, 玢岩中富含磷硼等易于气化的活动元素, 遇着天水渗入, 易于膨胀而上涌, 屡次上涌导致上部已结晶岩屡次张裂, 形成复脉岩带, 终至隐闭爆破, 构成凹山下部之角砾状矿石, 上部之复脉带矿石。复脉带矿石呈伟晶状。每次张裂, 脉壁首先沉积为粗粒磷灰石 (500°C), 向内依次为磁铁矿 ($560 \sim 360^\circ\text{C}$), 阳起石及极少数黄铁矿, 东山阳起石可长达 1 m。下部之陶村铁矿不但晶粒较小, 成矿温度亦低 ($450 \sim 350^\circ\text{C}$), 可能是受下部挥发吸热作用, 而上部结晶放热作用之影响, Fe 质之来源主要为深部岩浆之熔离作用。在钻深 286 m 与 251 m 之陡倾斜岩心中曾分别见到呈水滴状之磁铁矿与包裹黄铁矿之磁铁矿从陡倾斜之岩石熔离出来。殆至 218 m 深处黑色辉长闪长玢岩出现粗粒灰色斑岩的团块, 其中长石牌号 (An) 降低, 阳起石颜色变浅, 磷灰石增多, 上升到深度约 100 米处钠长石化开始, 至地表则几乎全部变为钠长石岩。原来布满磁铁矿尘埃的黑色辉长闪长玢岩, 现变为几乎洁白的钠长石岩了。钠质对熔离作用起了很大作用。

(3) 硫化物阶段: 铜官山的小铜官山之东北部可见到磁铁矿体中开始出现磁黄铁矿 (FeS_{1+x}); 待至老庙基山则全部变为块状磁黄铁矿 ($320 \sim 290^\circ\text{C}$), 其中开始出现黄铜矿, 形成铜矿石。在老庙基山与天鹅抱蛋的磁黄铁矿体之间的松树山, 远离侵入体, 地表之硅质岩具有菱形解理, 判定不是正常沉积岩, 才敢下钻, 而发现含黄铜矿的黄铁矿层。从五通石英岩与黄龙白云岩界面向上, 在松树山形成一个完整的交代柱, 底部为交代白云岩形成的蛇纹岩, 向上为黄铜矿黄铁矿层, 近地表处为硅化岩石, 其中产生水镁石, 据研究水镁石之形成温度可从 290°C 到 100°C , 这就无怪乎黄铁矿层中出现胶黄铁矿了。宁芜盆地中段凹山、东山铁矿之东北侧出现大黄山、向山与龙虎山黄铁矿。向山黄铁矿产在白色钠长石岩中, 从下到上有分带现象, 先是浸染状与条带状磁铁矿; 向上出现黄铁矿条带, 蚀变作用为叶腊石化与明矾石化; 更上则为黄铁矿大矿体, 矿体以上之蚀变作用主要为硅化、绢云母化与高岭石化。总之, 凹山式矿床自下而上具有隐爆角砾岩型与伟晶岩型与黄铁矿型三层楼的结构。

(4) 碳酸盐 (硫酸盐) 阶段: 松树山之硅化与水镁石之形成及狮子山出现的方解石黄铁矿脉 ($160 \sim 110^\circ\text{C}$)^[5]。

(5) 氧化作用阶段: 最后之淋滤作用与表生氧化作用常改变矿床之原来面貌, 如铜陵新桥之块状黄铁矿体经过次生淋滤, 上部以赤铁矿、针铁矿为主, 含 Au 较富。下部以针铁矿为主, 且富含 Ag。铜官山之老庙基山近地表处出现赤铜矿、蓝铜矿与辉铜矿。而宁芜盆地中段天水淋滤可深达 400 m, 在角砾状磁铁矿体之下, 尚可见到次生的硬石膏脉。

3 金属成矿作用之旋回性

上述一个矿床内由于流体性质之改变而形成不同矿物组合, 为成矿阶段; 而构造岩浆之改变形成不同矿种则称成矿旋回, 一种矿种可在几个旋回中重复出现。

(1) 一个矿床或一个成矿区的多旋回性: 铜官山的铁、铜矿晚期出现与酸性岩有关的含铜白钨矿可谓一个半旋回。宁芜地区先产生与基性岩浆 (120×10^6 a) 有关的铁矿, 后形成与碱性岩 (93×10^6 a) 有关的铜金矿为 2 个旋回。白云鄂博成矿区的岩浆活动从 1260×10^6

a, 经 438×10^6 a 到 396×10^6 a。形成稀土元素铁与铌矿床^[17], 可谓多旋回。

(2) 单一矿种成矿之多旋回性: 我国主要矿产如铁、铜、铅锌、锡与金等都有多旋回成矿之特征。

① 铁矿: 新太古宙鞍山群 ($2750 \times 10^6 \sim 2600 \times 10^6$ a)^[6]代表我国最早的成矿旋回, 其后为中晚元古宙之镜铁山铁矿 ($1845 \times 10^6 \sim 1783 \times 10^6$ a)^[7], 还有宣龙式 ($1800 \times 10^6 \sim 1757 \times 10^6$ a), 海南石录式与云南大红山式 ($1765 \times 10^6 \sim 1706 \times 10^6$ a) 等铁矿。海西成矿旋回形成攀枝花钒、钛磁铁矿 ($235 \times 10^6 \sim 200 \times 10^6$ a), 新疆雅满苏 [$(344 \pm 16) \times 10^6$ a] 及云南曼养岩浆型铁矿^[8]等铁矿床。而燕山成矿旋回形成宁芜式铁矿, 构成我国成铁之4大旋回。

② 铜矿: 早元古宙成矿旋回产出中国最古老的铜矿, 如红透山铜矿 (2543×10^6 a), 赤柏松铜镍 (2240×10^6 a), 铜矿峪 (2150×10^6 a) 和莧子沟 (2056×10^6 a) 铜矿等; 中元古宙生成大红山铁铜矿 ($1765 \times 10^6 \sim 1706 \times 10^6$ a) 及金川铜镍矿 (1508×10^6 a), 还有东川式与拉拉厂式铜矿。晋宁成矿旋回生成浙江西裘铜矿, 元古宙是洋底喷流成矿之主要时期, 也是我国成铜之集中期。加里东期是与火山岩有关的含铜块状硫化物的主要成矿旋回, 如白银厂与阿舍勒 (367×10^6 a) 铜矿。海西期产生了新疆喀勒通克铜镍矿 ($281 \times 10^6 \sim 289 \times 10^6$ a)^[9]和黑龙江多宝山铜矿 ($311 \times 10^6 \sim 219 \times 10^6$ a)^[10]。燕山成矿旋回形成德兴、铜山口、乌努克吐等斑岩铜矿以及铜官山 (137×10^6 a), 月山 (136×10^6 a), 铜山、城门山、武山 ($114 \times 10^6 \sim 135 \times 10^6$ a)、封山洞、铜绿山、铅山永平、东乡、七宝山等铜矿床。喜山期生成西藏玉龙斑岩铜矿及红层式如麻阳铜矿。

③ 铅锌矿: 元古宙洋底喷流形成霍各气、碳窑口、东升庙等多金属矿床后, 晚元古成矿旋回生成高板河 (1380×10^6 a)、八家子等硫铅锌矿床。加里东成矿旋回以青海锡铁山铅锌矿为代表。海西期形成新疆之可可塔拉^[8]与会理天宝山矿床。燕山成矿旋回又盛产铅锌矿, 著名的有河北蔡家营 ($141 \times 10^6 \sim 119 \times 10^6$ a)^[11], 内蒙银多金属矿 ($118 \times 10^6 \sim 100 \times 10^6$ a) 与花岗闪长岩石有关的矿床有水口山 ($160 \times 10^6 \sim 143 \times 10^6$ a)、伊春小西林、吉林天宝山等矿床; 与火山岩有关的有黄沙坪 (134×10^6 a)、五步、银山、冷水坑等矿床。成矿稍晚的有凡口 ($95 \times 10^6 \sim 85 \times 10^6$ a)^[12]和栖霞山, 而金顶铅锌矿床 ($70 \times 10^6 \sim 40 \times 10^6$ a) 已为喜山成矿旋回之产物。

④ 锡矿: 金明霞 (1984) 首次在元古宙会理岔河花岗岩中发现锡矿, 曾推断成矿岩石来自深部, 是为成锡的最早旋回。后来梁祥济 (1993) 又发现了与雪峰期花岗岩 ($919 \times 10^6 \sim 964 \times 10^6$ a) 有关的锡矿, 并见到与基性超基性有关岩石中层纹状锡矿化现象。进一步揭示锡与基性超基性岩浆之关系。海西成矿旋回生成新疆贝勒库都克区之锡矿^[13]。该区深成岩演化较为齐全, 从钙碱性 ($329 \times 10^6 \sim 328 \times 10^6$ a), 亚碱性 ($320 \times 10^6 \sim 312 \times 10^6$ a) 到碱性系列, 锡矿床即产于多钠长石富氟的亚碱性及碱性花岗岩中。燕山成矿旋回是我国锡矿大量产出时期, 除内蒙黄岗梁外, 著名的个旧 ($59.5 \times 10^6 \sim 132 \times 10^6$ a), 文山老君山 ($65 \times 10^6 \sim 115 \times 10^6$ a), 大厂 ($99 \times 10^6 \sim 115 \times 10^6$ a) 锡矿均为夕卡型, 斑岩型锡矿如信宜银岩 ($86.9 \pm 5 \times 10^6$ a), 界牌岭 ($87.9 \pm 2.5 \times 10^6$ a), 锡坪 (80.5×10^6 a), 锡山 (81×10^6 a) 和香花岭 (132×10^6 a)。近年发现的会昌岩背锡矿与成矿有直接关系之黄玉花岗斑岩 ($83 \times 10^6 \sim 89 \times 10^6$ a) 是加里东期重熔 (630 ± 50) $\times 10^6 \sim (450 \pm 50) \times 10^6$ a, 岩浆在燕山旋回结晶成的高位花岗岩之派生物。喜山成矿旋回生成之锡矿床见于腾冲 ($52 \times 10^6 \sim 79 \times 10^6$ a)

与海陆丰 ($10 \times 10^6 \sim 110 \times 10^6$ a)。

⑤ 金矿：自然金作为矿物最早见于晋宁与印支期榴辉岩中，而作为有经济意义的矿床最早开始于加里东旋回的剪切带，如河南银洞沟 [$(573 \pm 65) \times 10^6$ a] 和广东新州西区 [$(431 \pm 12) \times 10^6$ a]^①等金矿床。海西成矿旋回生成新疆的多拉那萨依和赛都等金矿床 ($240 \times 10^6 \sim 297 \times 10^6$ a)^[9]。绝大多数金矿形成于燕山成矿旋回。即便是古老的变质岩区，其成矿也为燕山期，如吉林夹皮沟 ($160 \times 10^6 \sim 143 \times 10^6$ a)，金厂峪、牛心山 ($165.8 \times 10^6 \sim 95 \times 10^6$ a)，东坪与小营盘 ($56.7 \times 10^6 \sim 141.02 \times 10^6$ a)，其他主要产金区如胶东^①、小秦岭^①及广东等地的金矿床都形成于燕山期，而滇黔桂交界处的微细粒金矿床多形成于 80×10^6 a 之后，近于喜山成矿旋回。

上述各种矿床成矿开始的年代顺序为 Fe、Cu、PbZn、Sn 和 Au。这与一个矿床中金属元素沉积的序列吻合，具有一定的规律性，从地壳丰度结合成矿元素的离子半径与特征试将成矿元素沉积序列排列如下：Cr、Pt、Fe、Ni、Co、Cu、Nb、Ta、REE、Li、W、Sn、Be、Mo、Bi、Pb、Zn、Au、Ag、Sb、Hg、U。

岩浆岩的成岩序列为超基性岩、基性岩、中性岩、酸性岩、超酸性岩，各类岩石有自己成矿之专属性，有时也出现特殊性。Cr、Pt、Ni 总是与超基性岩伴生。Fe、Cu、Pb、Zn、Au、Ag、Sb、Hg 常与基、中性岩伴生，而 Mo、W、Sn、Bi、Li、Be、Nb、Ta、REE 与 U 常与酸性超酸性岩伴生。资料表明基性与酸性是地幔岩受地壳物质的混杂而形成的，所有成矿元素的最终来源是地幔。

封闭与开放体系会影响成岩与成矿流体之性质，案例表明：封闭的还原条件下岩浆最终演化为高位多 K 的花岗岩，在 Na 质高 F^-/Cl^- 比值大的流体中，将会产生锡矿床。但在开放氧化条件下，高 K、P 贫 Na 的花岗岩在 F^-/Cl^- 比值小于 1 的流体中将会形成金矿。

4 地球化学找矿标志问题

我在“论金属成矿作用的痕量元素特征”^[14]中提出初步见解后，近年又收到不少新资料，表明痕量元素 Rb、Cs 对热液成矿作用确实发生明显影响。

(1) 固相线上结晶岩石具有正常 K/Rb 与 Rb/Sr 比值：在各表中 (表 1~4)，除含金石榴辉岩之 K/Rb 比值略小于 100 外，其他各种岩石之 K/Rb 比值均大于 100 而 Rb/Sr 比值均小于 1。它们代表了正常结晶岩石的 K、Rb、Cs 含量之变化范围。金红石本身就是矿化作用之结果。

郭福生等 (1998) 对大别山造山带地壳测定元素丰度^[15]，K/Rb 与 Rb/Sr 比值分别为 285.2~400.75 与 0.23~0.44 均属于正常结晶岩石的范围。与鲁德尼克 (1995)^[18]估算地壳之 K、Rb、Cs 含量相似。早在 1965 年泰勒 (Taylor) 曾估算陆壳痕量元素丰度，其中 Rb 为 90×10^{-6} ，Sr 为 875×10^{-6} ，Rb/Sr 比值为 0.25。而上地幔 Rb/Sr 比值平均为 0.025。由上地幔岩演化到花岗岩，从超基性经基性到花岗岩类，其 K/Rb 比值分别为 200、277 和 247。而 Rb/Sr 比值分别为 0.20、0.06 与 1.70。由于 Rb 与 Sr 的离子半径分别为 1.49×10^{-10} m 与 1.14×10^{-10} m，活动性较大，经常在浆液与溶液中游离到晚期才结晶出来。因

① 李华芹，1994，热液矿床流体包裹体年代学研究及其地质应用

此, K/Rb 与 Rb/Sr 比值作为找矿标志, 仅适用热液矿床, 不适用于正岩浆型矿床, 如攀枝花式矿床。

表 1 超基性基性岩 K/Rb 与 Rb/Sr 表

岩石种类	K/Rb	Rb/Sr
辉石岩	414.16	0.094
粗粒暗辉长岩	287.52	0.058
中粒辉长岩	194.48	0.064
辉长闪长岩	143.45	0.165

注: 据斐先治等, 1997

表 2 中酸岩之 K/Rb 与 Rb/Sr 比值表

岩石种类	K/Rb	Rb/Sr
华山老干山花岗岩	>1000	0.8838
大白花岗闪长岩	>1000	0.7848
柞水二长花岗岩	>1000	0.8837
洛南莽岭花岗岩	>1000	0.8821
华阴华山花岗岩	>1000	0.5976
徽县糜暑岭石英闪长岩	>1000	0.9718

表 3 碱性偏碱性杂岩之 K/Rb 与 Rb/Sr 比值表

岩石种类	K/Rb	Rb/Sr
角闪二长岩	434.36	0.257
二长正长岩	194.6	0.004
云辉闪长岩	232.52	0.107
霓辉正长岩	672.69	0.037
正长岩	788.48	0.019
正长岩	946.1	0.114
碱长正长岩	457.43	0.460
碱长正长岩	723.57	0.013

注: 据张根荣等, 1997

表 4 榴辉岩之 K/Rb 与 Rb/Sr 比值表

岩石种类	K/Rb	Rb/Sr
榴辉岩	257~175	0.029~0.514
含柯石英榴辉岩	263	0.258~0.258
含金红石榴辉岩	96	0.039
石英榴辉岩	130	0.166
角闪榴辉岩	182~260	0.021~0.169
白云母榴辉岩	324	0.130
蓝晶石榴辉岩	184	0.016

注: 据刘国辉, 1997

(2) 热液成矿区 K/Rb 与 Rb/Sr 的变异: 热液与浆液矿床如西华山钨矿区^[19], 成矿岩石 K/Rb 比值为 16~28, Rb/Sr 比值为 37~259; 而近矿岩石 K/Rb 比值为 41~88, Rb/Sr 比值为 6~20, 同样的现象也存在于江西岩背锡矿, 其成矿岩石 K/Rb 比值为 4.6~48.7, Rb/Sr 比值为 151.4~80.95; 而近矿岩石 K/Rb 比值为 42.2~68.25, Rb/Sr 比值为 18.57~36.4。赣东南石城等地所见含锡黄玉花岗岩 Rb/Sr 比值也高达 17~176。

与我国西华山的地质环境相似, 不过围岩为石灰岩的泛非那米比亚欧特佳 (Otjua) 夕卡岩型钨矿床^[20], 其成矿淡色花岗岩之 K/Rb 比值为 148.3~80.4, Rb/Sr 比值为 0~14.79; 有关伟晶岩之 K/Rb 比值为 62.06, Rb/Sr 比值为 12.59。而近矿花岗岩之 K/Rb 比值为 72.29, Rb/Sr 比值为 6.83。

湖南千里山花岗岩为形成钨、锡、铋、钼多金属的一个多旋回侵入体^[16], 在第三次侵入之岩枝与岩墙中 Rb 含量高达 1058×10^{-6} ; 而且富 F (9898×10^{-6}), 才达到成矿的高潮。国外沙特阿拉伯的白德·阿尔计马拉 (Baid. Al. Jimalah) 锡矿床^[21]的岩石演化过程与千里山相似, 作为大陆岩基的石英二长岩之 K/Rb 与 Rb/Sr 比值分别为 232 与 0.311; 但矿区之花岗岩钟之 K/Rb 与 Rb/Sr 比值分别为 133 与 11.82; 而花岗岩岩墙之 K/Rb 与 Rb/Sr 比值分别为 65.39 与 16.32, Rb 含量逐步升高, 以致达到比值具有成矿之特征。

铜官山 (金) 铁铜矿床之石英闪长岩经过 1997 年包体岩石学之研究^[2], 除堆积岩与闪长质冷凝边之包体外。微粒闪长质混染岩含 Cu 量 604.42×10^{-6} , 高出冷凝边 3 倍有奇, 其 K/Rb 与 Rb/Sr 比值分别为 90.96 与 0.167; 而富云母之残余包体之 K/Rb 与 Rb/Sr 比值分

别为 65.42 与 0.45, Rb/Sr 比值虽小于 1; 但也高出冷凝边 4 倍。

固相线上岩浆正常结晶岩石 Rb/Sr 比值之常量如下: 海洋碱性橄榄玄武岩为 0.09, 海洋拉斑玄武岩 0.02, 大陆拉斑玄武岩 0.04, 岛弧纯橄榄岩 0.025, 岛弧安山岩 0.038, 岛弧流纹岩 1.0, 大陆裂谷霞长岩 0.58, 大陆层状暗色岩之辉长岩 0.022, 大陆斜长岩 < 0.01, 大陆石英二长岩基 0.311。Rb/Sr 比值大于以上常量者, 都为变异, 应考虑有成矿可能性。

滇黔桂边区金矿区之 Rb/Sr 比值多为异常, 如晴隆锑金矿为 2.718, 烂泥沟金矿为 1.929, 隆成金矿为 8.579 与 3.47, 和明山金矿为 2.545, 都具有成矿的兆头。

地球化学找矿标志一般要求 K/Rb 比值小于 100, 同时 Rb/Sr 比值大于 1。但一种比值达标, 也应引起注意。据不确切的河南数据, 有 K/Rb 与 Rb/Sr 比值分别为 126.81 ~ 404.43 与 2.66 ~ 6.99, 都有指示找矿的意义。广西六陈花岗岩 ($201 \times 10^6 \sim 718 \times 10^6$ a) 之 Rb/Sr 比值为 2.65 ~ 60.01, 在找矿方面应寄予厚望。而新疆阿尔泰的混合花岗岩 (250.9×10^6 a) 之 K/Rb 与 Rb/Sr 比值分别为 55.89 ~ 115.50 与 1.17 ~ 0.372。也是一个有希望之成矿区。

参 考 文 献

- 1 郭文魁. 某些金属矿床的原生分带及其成因问题. 地质学报, 1963, 43 (3): 247~270.
- 2 吴才来, 周旬若, 黄许陈等. 铜陵地区中酸性侵入岩的包体岩石学. 地球科学, 1997, 18 (2): 182~194.
- 3 张术根, 王大伟. 长江中下游铜金矿床铅同位素地质地球化学研究. 有色金属矿产与勘探, 1993, 2 (5): 304~315.
- 4 邓吉牛, 曲丽莉. 长江中下游层控夕卡岩型铜矿床控矿地质因素新探. 有色金属矿产与勘探, 1995, 4 (5): 257~263.
- 5 杨学明等. 安徽铜陵老鸦岭层状铜矿床的成矿地球化学研究. 大地构造与成矿学, 1994, 21 (4): 347~361.
- 6 沈其韩. 中国太古宙地质组成阶段划分和演化. 地球学报, 1995, (2): 113~120.
- 7 毛景文, 张招崇, 杨建民等. 北祁连山西段金属时空分布和生成演化. 地质学报, 1998, (4).
- 8 陈毓川, 徐志刚, 李祥明. 云南曼养火山岩浆型铁矿床地质特征及成因. 地学研究, 1998, (29~30): 56~75.
- 9 叶庆同, 傅旭杰. 新疆阿尔泰造山带成矿系列. 地球学报, 1998, 19 (1): 31~39.
- 10 赵一鸣, 毕承恩等. 黑龙江多宝山铜山大型斑岩铜 (钼) 矿床中辉钼矿的铼-钨同位素年龄. 地球学报, 1997, 18 (1): 61~77.
- 11 黄典豪, 吴澄宇. 河北蔡家营铅-锌-银矿床地质地球化学及成矿机制. 地学研究, 1998, (29~30): 198~212.
- 12 邱小平. 凡口超大型铅锌矿床燕山期改造富集作用. 地学研究, 1998, (29~30): 165~172.
- 13 吴郭泉. 新疆贝勒库都克锡矿床含锡花岗岩稀土元素特征及成因. 冶金地质学院学报, 1994, 14 (3): 264~274.
- 14 郭文魁. 论金属成矿作用的痕量元素特征. 见: 北京大学地质系编. 北京大学国际地质科学学术研讨会论文集. 北京: 地震出版社, 1998, 759~768.
- 15 郭福生. 大别山造山带地壳的元素丰度. 地质论评, 1997, 44 (1).
- 16 刘义茂等. 千里山花岗岩成岩成矿的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 和 Sm-Nd 同位素年龄. 中国科学 (D) 辑, 1997, 18 (2): 182~194.
- 17 Chao E C T, Beck J H. and Merkin J A et al. The sedimentary carbonate-hosted giant Bayan Obo REE-Fe-Nb ore deposit of Inner-Mongolia, China, A cornstone example for great polymetallic ore deposit of hydrothermal origin. Geological survey of United state of America, Bulletin 2143, 1997, John watson.
- 18 Rudnick, Robert L. Making continental crust, Nature, 1995, 378, 6557, 512~578.
- 19 He Ying. Medium grained granite and its relationship to mineralization in Xihuashan tungsten deposit, South Jiangxi, China, Scientia Geologica Sinica, 1996, 5 (1): 25~39.
- 20 Steven N M. and Moore J M. Pan Africa tungsten skarn mineralization of the Otjua prospect Central Namibia, Economic Geology, 1994, 89 (1): 1431~1453.
- 21 Kamilli Robert J. and Criss Robert E. Geology of the silisilah tin deposit, Kingdom of Saudi Arabia, Economic Geology, 1996, 91 (8): 1414~1434.