

花岗岩、绿岩、煌斑岩、韧性剪切带和钾交代在金成矿上的贡献及关系*

胡受奚 赵懿英 叶 瑛 季海章 徐 兵 孙冶东

(南京大学地球科学系, 南京)

提 要: 论述了控制金成矿各有关因素的相互联系性以及它们在不同金矿床、矿区和矿带形成过程中所具有的不同贡献, 同时论证成矿溶液和成矿物质的多源性。

关键词: 矿源层 花岗岩 煌斑岩 韧性剪切带 俯冲带

1 引 言

世界上许多重要的金成矿区和成矿带, 除了有绿岩分布以外, 还广泛发育花岗岩, 又常有煌斑岩及其与金矿脉密切共生, 同时沿地体间的边界断裂或矿带发育具有 A 型俯冲或下行推覆特征的超级韧性剪切带 (如榴辉岩带), 韧性剪切带、韧-脆性断裂带或动力变质带; 在我国的胶北、小秦岭和熊耳山等产金区中金矿床的下部和根部常发育广泛的钾 (钠) 交代。为此, 不同学者在金成矿作用上产生不同的观点; 有的认为金成矿与作为矿源层的绿岩有关^[1,31]; 有的认为与花岗岩有关^[2,29]; 有的认为与煌斑岩有关^[3,36]; 有的认为与韧性剪切带或动力变质带有关^[4,28]; 有的认为与钾交代有关^[5]等等。大量事实表明, 金的成矿过程是很复杂的。C、H、Pb、Sm-Nd 等同位素资料和地质资料充分表明: 在重要的金矿区和矿带中与金矿有关的成矿溶液和金等成矿物质常是多来源或多元性的。在大型、超大型金矿床、矿田、矿带形成过程中, 上述诸多因素常构成最优化的组合, 各自作出不同程度的贡献。因此, 不是片面地, 而是深入全面地考虑金成矿诸因素是至关重要的。

探讨金成矿物质和成矿溶液的多源性、各有关条件的相关性及其贡献是本文的追求。

2 控制金矿形成的因素及其相互关系

(1) 绿岩与金矿成矿关系: 自 Knight (1957)^[33]提出矿源层概念后, 许多太古宙金矿床的研究者 (Bolye, 1961^[27], Viljoen 等, 1970^[39], Keays, 1982^[31]等) 认为铁镁和超铁镁岩石为主组成的绿岩是金的矿源层。但是南非著名矿床学家 Anhaeusser 等 (1975)^[25]在南非巴伯顿绿岩带和其中科马提岩的金含量测定, 并没有发现有 Au 的异常, 其平均含量为 0.27×10^{-9} ($n=7$) 和 0.54×10^{-9} ($n=10$); 西澳克利弗得山科马提岩 Au 含量变化在 $6.8 \times 10^{-9} \sim 0.28 \times 10^{-9}$, 平均为 0.87×10^{-9} ($n=23$); 当然科马提岩 Au 含量也有高的, 如西

* 国家自然科学基金 (4988010) 重大项目课题成果之一和国家自然科学基金 (49733120) 重大项目启动成果之一
胡受奚, 1929 年生, 教授, 博士生导师, 矿床学。邮政编码: 210093

澳卡姆巴尔达的科马提岩平均达 8.3×10^{-9} ($n = 21$), 因此, keays^[32] 认为金含量低的绿岩, 是由于 Au 与 S 在与海水中反应过程中被淋失。但洋中脊玄武岩 (MORB) Au 的含量也不高, 大多在 3×10^{-9} 以下。不与海水反应的苦橄岩 Au 含量较高, 在 $2 \times 10^{-9} \sim 8.3 \times 10^{-9}$ 。但苦橄岩大多来源于地幔深处, 而洋中脊拉斑岩来源于上地幔浅部, 在 1~15 km 以内, 因此, 这样对比存在一些不确切性。

我国华熊地体和胶北地体的绿岩中 Au 含量也很低, 如小秦岭 Au 的区域背景含量为 1.06×10^{-9} (324 样)^[6]; 包含绿岩的太古宙胶北群为 1.3×10^{-9} ($n = 197$)。在原始沉积时, 由于与海水反应已贫化, 以后经区域变质进一步贫化。如小秦岭的角闪岩和斜长角闪岩等变质绿岩 Au 含量变化范围为 $1.5 \times 10^{-9} \sim 0.6 \times 10^{-9}$ ($n = 27$), 都低于地壳和上地壳丰度。而小秦岭和胶北地体等金成矿却是在中生代, 因此, 将这些 Au 含量低于地壳和上地壳丰度 $3.5 \times 10^{-9} \sim 1.8 \times 10^{-9}$ 的绿岩当作矿源层, 这与 Knight 矿源层概念不相符合。

有意义地指出: 金虽是热液矿床, 但却常有明显的层控特征, 例如在小秦岭, Au 的丰度虽只有 0.67×10^{-9} 的闫家峪组, 但却有 70% 以上的金矿脉产于其中, 这是因为该地层富含铁、镁矿物, 可使 Au 还原集中。

(2) 花岗岩类与金矿成因关系: 花岗岩与许多重要金矿在时、空和成因上的联系是众所周知的, 但 Au 的地球化学性质上与亲花岗岩的 W、Sn、Be、Nb、Ta 等高能离子有着本质上的差别, 因为 Au 原子及其离子 (Au^+ 、 Au^{3+}) 属于软酸, 具有与 S、As、Se、Te 等软碱有强烈的亲和力和络合能力, 在地球化学性质上具有亲铁、亲硫和亲氯性; 而后者是典型硬酸离子, 具有典型的亲氟性、亲氧性及亲花岗岩性; 它们是随着花岗岩的演化发展而逐步增加^[7], 最后发展成矿; 而 Au 却不然, 它是随着花岗岩的演化发展或混合岩化程度增加或 SiO_2 、 K_2O 、 Na_2O 或长英质矿物的增加而不断降低 (降至 $1.2 \times 10^{-9} \sim 0.1 \times 10^{-9}$)^[6,8,9]^①; 例如小秦岭主背斜的闫家峪组所作剖面取样, 发现变质岩 Au 的背景含量为 $1.0 \times 10^{-9} \sim 1.5 \times 10^{-9}$, 条带状混合岩为 0.6×10^{-9} , 阴影-均质混合岩 0.6×10^{-9} , 均质和混合花岗岩为 $0.5 \times 10^{-9} \sim 2.2 \times 10^{-9}$, 明显表现出随着混合岩化的程度加强而降低。因此混合岩化和花岗岩形成作用过程经常是 Au 的活化转移过程。花岗岩不是 Au 的原始载体, 例如在小秦岭, 被认为与金矿有成因联系的文峪岩体其内部相当 Au 的含量为 1.02×10^{-9} , 过渡相为 0.62×10^{-9} , 边缘相为 0.73×10^{-9} , 皆低于地壳和上地壳丰度。在胶北, 被认为与金矿有关的三山岛花岗岩 Au 丰度为 1.2×10^{-9} , 上庄岩体为 1.2×10^{-9} , 北截岩体为 0.9×10^{-9} , 滦河岩体为 0.9×10^{-9} ^[6], 也低于地壳和上地壳丰度。由于花岗岩中 Au 的含量经常低于周围地层 Au 的含量, 因此, 花岗岩常是 Au 的活化转移剂, 这是导致金矿与花岗岩成因的关键原因。

众所周知, 除了碱性花岗岩和幔源型花岗岩外, 陆壳改造型 (或 S 型) 和同熔型 (或 I 型) 花岗岩都是在碰撞、挤压或俯冲造山过程中的产物。因此, 华北地台华熊地体 (如小秦岭、熊耳山金矿带等)、胶北地体、辽南地体和夹皮沟—牡丹山地体中的金矿等都是在海西期形成的初始欧亚板块在后海西期与古太平洋板块, 以及华北板块和华南板块内部碰撞、挤压或俯冲过程中发生成岩、成矿过程中形成的 (后者吕梁期碰撞很重要)。

① 胡受奚等, 1997, 花岗岩与金矿的地球化学联系

上述二类花岗岩形成最基本的问题是：其一是物质平衡问题；其二是空间问题^[7]①。要将陆壳改造或转变为花岗岩，不论是通过重熔、交代、分熔或再生作用等，都必需带入大量 K_2O 、 Na_2O 和 SiO_2 ，才能达到形成花岗岩所需的物质平衡。在这过程中，温度和以水为主的流体起了重要的“中介”作用。而这些成岩物质正是在造山作用过程中从上地壳、下地壳、地幔以及下行推覆和俯冲（包括 A-型和 B-型）的板块、板片或地体的去气（ H_2O 等）、去碱（ K_2O 、 Na_2O ）和去硅（ SiO_2 ）作用过程中所获得的。尽管形成改造型花岗岩主要物质来源于上地壳，但上述 K_2O 、 Na_2O 、 SiO_2 和 H_2O 等以及某些成矿物质却是多来源的。

同熔型花岗岩的形成与俯冲的板块、板片和地体进入上地幔后在高温条件下发生的分熔作用有着密切关系^[35,41]。俯冲板块在高温的地幔楔中使易熔物质产生中-酸性岩浆，同时由于俯冲的板块的去气作用使上地幔富水^[30]从而导致中性岩浆的产生^[40]。因此，同熔作用所产生的花岗岩类及其喷出的安山-流纹岩系和粗安岩系，在地幔楔中的生成，已表明它们具有多源混合的特征，加上这些岩浆进入地壳后，与上、下地壳发生同化、混染作用，使其更具有多来源的特征。此也间接地表明与其有成因联系的成矿物质也是多来源的。

花岗岩的形成机制常是金的活化转移机制，也正是一些重要金矿形成的必需条件。

（3）韧性剪切带、动力变质带及俯冲带与金矿成因关系：当今国内外学者更多地注意韧性剪切带与金矿的关系。在产 Au 的南非和津巴布韦克拉通的四周都是强烈的动力变质带，如莫三鼻给和林波动力变质带等。这些变质带达麻粒岩相。但这些带中并无金矿发育，为此南非学者 Anhaeusser (1976)^[26]认为形成金矿物质来源于上述动力变质带。韧性剪切带大多发生在板块或地体的拼贴带或边界断裂带中。韧性剪切带是深层次和较高温（一般 $> 350^{\circ}C$ ）条件下发生的大型构造^[34]。因此，经常伴随绿片岩变质相以上的变质作用。由此可见，韧性剪切带、动力变质带、碰撞带、推覆带和俯冲带（A-型和 B-型）在一定条件下是相互联系的。

成岩（指花岗岩类）和成矿作用经常发生在仰冲板块或上行推覆体，这是因为下行推覆体或俯冲板块、板片或地体可提供大量成岩和成矿物质，并使上地幔成分发生异常。

从华北地台南缘小秦岭和熊耳山金矿带的成矿构造环境分析，就会发现其南部一系列大型断裂带，如马超营、黑沟—栾川、瓦穴子、朱夏及商丹等断裂带，它们大多是不同时期大陆增生带或板片向北下行推覆和 A-型俯冲带^[10,11]，而其北部相邻的嵩箕地体，不发育晚前寒武纪以来的花岗岩和金矿，其原因之一，是由于三门峡—项城边界断裂带具有逆向断裂的特征，即倾向陡，略向南，从而阻挡其南部向北下行推覆体和俯冲板片对其影响。

胶北地体是我国最重要金成矿带，而其相邻的鲁西地体除了与偏碱性岩有关的归来庄金矿外，与嵩箕地体相似，也无显生宙花岗岩类和金矿发育。除了地体本身在太古代已发育 TTG 为 C-型地体外，还由于郯庐断裂带倾角陡，甚至向东倾向，与苏-鲁榴辉岩带的倾向相反，成为逆向断裂，从而阻挡其东部向西俯冲板块或下行推覆体对其影响。

在长约 350 km 以上，宽约 5~40 km 的苏鲁沿海榴辉岩带是典型超级韧性剪切带，它是黄海地体与胶北—胶南—胶东北联合地体碰撞、挤压和 A-型俯冲的混杂岩带，其中包括各种岩块，如超铁镁岩包体、石英岩、大理岩、片岩和片麻岩等等。整个带具有明显而强烈的塑性变形的特征。其含有超高压矿物，如柯石英、金刚石和大理岩中发现单斜辉石中的钾

① 南京大学地质系，1965，华南不同时代花岗岩类及其与成矿关系研究

长石出溶体^[28], 同时, 地质产状及岩石组合等都表现出它主要是初始欧亚板块与古太平洋板块在印支期强烈挤压, B-型俯冲过程是引发的 A-型俯冲的产物, 并在晚白垩世和新生代弧后拉张环境中返回地表的^[12]。榴辉岩带中不发育金矿是由于超高压条件有利金的活化转移, 而不利其集中成矿。

(4) 煌斑岩类等脉岩与金矿的时、空成因关系: 矿化与岩脉的关系十分密切^[6,7,13]。与改造型花岗岩有关的钨等矿床经常与长英质岩脉在时、空上密切共生, 而缺乏煌斑岩。虽然与花岗岩有关的铀矿经常与煌斑岩有时、空关系, 但多为云煌岩; 而与金矿有关的煌斑岩, 多为钙-碱系列的煌斑岩, 如中性闪斜煌斑岩、基性拉辉煌斑岩, 还常见超铁镁橄榄煌斑岩; 其次, 还有碱性煌斑岩、超镁铁黄斑岩和钾镁煌斑岩。Rock 还把金伯利岩列入煌斑岩类^[37]。确实澳大利亚西北部的金刚石矿床与钾镁煌斑岩有关。Rock (1988)^[36]曾著文探讨金和金刚石与煌斑岩的关系。钾镁煌斑岩来源于幔源无疑。

在成岩时间上, 煌斑岩常产生在花岗岩成岩期后, 与金成矿在时间上更接近。而且在岩脉和矿脉形成过程中, 常表现与构造脉动作用相联系的多阶段成岩和成矿作用。因此, 煌斑岩等脉岩有成矿前、成矿期间以及成矿后等, 表现出它们密切的时、空和成因关系。

煌斑岩多呈脉状产出, 个体较小, 但长度变化大, 可达到几十公里以上。与其共生的常有辉绿岩脉、正长石岩和二长岩脉等。从产状和岩石组合来看, 钙碱性煌斑岩形成于由挤压构造环境结束后, 向拉张环境转化过渡的时期。

以上资料充分表明煌斑岩成因的复杂性^[14,15,37]。因此, 长期以来, 关于煌斑岩的成因存在多种假说: 如花岗岩残浆二分异模式, 富挥发分玄武岩浆分异模式, 液体不混溶模式, 幔源 C-H-O 流体分异而成的“类岩浆”模式^[32], 同化-混杂模式, 地壳重熔模式等, 这表明煌斑岩的成因至今尚未解决, 因此, 其与金矿关系也是目前研究的热门课题。

(5) 钾交代与金成矿的关系: 胶北地体和华熊地体中及华北地台北缘等金矿床的下部和根部常发育钾交代岩石。此已逐渐为人们所认识^[5,6,16]。其交代蚀变过程和时、空分带(从早到晚, 自下而上)依次为钾长石化→(钠长石化)→绢云母化、绢英岩化和黄铁绢英岩化→硅化、泥化→碳酸盐化。其交代蚀变成矿模式与斑岩铜、钼、金矿床相似, 也与花岗岩有关的黑钨矿石英脉成矿模式^[13,17,18]基本相同。从早到晚, 自下而上是从碱交代向酸(氢)交代演化过程, 而成矿主要发生在碱交代向酸交代过渡阶段, 即黄铁绢英岩化或云英岩化过程中。其与钨等矿床主要差别在于与后者形成的温度较高, 云英岩中经常出现萤石、黄石、氟磷酸铁锰矿等含氟矿物。钨等矿床及其有关的富钾氟的改造型花岗岩主要产于成熟度高的巨厚复理石建造是容易理解的, 而金等矿床直接产于成熟度较低的早前寒武基底, 因此, 很少出现含氟矿物; 但成矿溶液中大量钾来源是我们力图想解决的问题。钾交代也是金活化转移和成矿的主要原因。

(6) 板块俯冲是造成异常地幔和韧性剪切带的重要原因, 也是成矿物质和钾等重要来源: 煌斑岩主要是从异常地幔中产生。造成地幔异常的原因较多, 我们认为板块俯冲是造成异常地幔的重要原因。当板块俯冲至上地幔软流层, 不仅分熔出易熔的中-酸性岩浆和产生难熔的榴辉岩, 同时发生去气、去碱、去硅作用和某些成矿元素活化转移过程, 不仅是壳幔物质最重要转换过程, 也是造成局部和较大范围地产生煌斑岩的“特殊异常地幔”的原因, 这可以从分布活动大陆边缘钙-碱性煌斑岩系与榴辉岩在成分上的互补性得到证实。

煌斑岩的岩石化学特征: ① SiO_2 含量变化范围大, 52%~30%; ② 富碱, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$

变化范围大, 3%~9%, 平均约 5%; 其中 K_2O 常大于 Na_2O , 这与正常地幔相反; ③ 富挥发分, $H_2O + CO_2$ 经常在 4% 以上, 因此, 煌斑岩中自交代作用, 如绿帘石化、绿泥石化、沸石化、包括浅色云母化和钾长石化等钾化以及碳酸盐化等常十分明显。

板块, 特别是大陆板块, 在俯冲过程中, 随着温度、压力升高使变质相升高, 并伴随着去气、去硅和去碱作用。其中 SiO_2 大部参加形成中-酸性岩浆, 但部分成为金成矿流体中形成石英脉和硅化物质的来源。异常地幔和煌斑岩中富挥发分可从俯冲板块找到主要来源。由于 K^+ 的半径 ($1.33 \times 10^{-10} m$) 大于 Na^+ ($0.98 \times 10^{-10} m$)。Na 可进入绿辉石、角闪石晶格中, 而超高压矿物中 K 进入其晶格十分困难, K 在其中分配系数明显低于 Na。因此, 异常地幔富 K 也可从俯冲机制找到 K 的来源和富集原因。

煌斑岩的地球化学特征: ① 明显属于轻稀土富集型, $LREE \ll HREE$, 与碱性岩的稀土配分有相似性; 而榴辉岩中 HREE 相对明显增高, 这是因为 HREE 的离子半径明显小于 LREE, HREE 在超高压矿物中, 如石榴石中分配系数明显较大^[19]; ② 大离子元素 K、Rb、Sr、Ba 等与球陨石或洋中脊玄武岩 (MORB) 相对比具有极明显的富集现象。而它们在正常地幔中却明显亏损。上地幔的钾交代是与上地幔矿物对大离子半径元素不相容性密切相关; ③ $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 峰值在 0.705, 但钙-碱性煌斑岩系为 0.7038~0.7166, 平均为 0.7066 ($n=99$); 钾镁煌斑岩为 0.709 ($n=158$)^[37]。这表明大离子半径 Rb 的异常富集, 或表示受俯冲板块带入的地壳沉积物的深度影响; ④ 钙碱性煌斑岩、钙镁煌斑岩等的 ϵ_{Nd} 大多为负值^[37], 现已证实我国胶北和鲁西地体与金矿有关的中-基-超镁铁煌斑岩的 ϵ_{Nd} 为负值^[20,21], 这也表明煌斑岩可能受地壳物质明显影响; ⑤ Ni、Co、Pt 的含量高; ⑥ 由于大半径离子 Au 的含量较高, 一般在 $3 \times 10^{-9} \sim 20 \times 10^{-9}$, 少数甚至在 100×10^{-9} 以上, 而麻粒岩和榴辉岩中 Au 含量偏低。

郑永飞等^[22]发现大别和苏北榴辉岩 $\delta^{18}O$ 为负值, 这表明大陆板块俯冲至地幔时有雨水随着带入地幔, 并在榴辉岩形成过程中起了作用。

杜乐天^[23]对幔汁的研究具有开创性。我们认为幔汁的来源也是多途径的。

以上这些资料表明, 当俯冲板块特别是 A-型俯冲板块是壳幔物质交换最重要方式, 也是引起上地幔异常原因之一, 而煌斑岩正是从异常地幔中产生的。

3 结 论

以上阐述的与金成矿有关的各因素, 它们在金矿、特别是大型、超大型金矿床、矿带和矿区的形成过程中常紧密耦合和联系, 并从不同途径和方式作出不同贡献。金成矿溶液和成矿物质多来源已被愈来愈多事实所证明。尽管每一因素的贡献在具体矿床各不相同, 但任何简单归结某种因素成矿, 常是片面的, 不能解决金成矿的复杂现象和过程。即使卡林金矿也不能忽视幔源物质的贡献, 例如贵州卡林金矿区, 正是分布于深断裂带有金伯利岩和金刚石矿分布的地区^[24]。区域上 Hg, As, Sb 等的异常也愈来愈多证实与地幔去气有一定联系。美国内华达卡林金矿下部经常有小岩株存在, 我国川陕甘金三角中一部分卡林金与岩体存在时、空关系, 这表明卡林型金矿成矿作用复杂性和成矿物质的多源性。

总之, 在金矿的复杂成矿过程中, 既要搞清有关的各因素及其联系性, 也应找出其主导和主要因素以及它们的贡献。

参考文献

- 1 沈保丰等. 华北陆如太古宙绿岩带地质及成矿. 北京: 地质出版社, 1994.
- 2 王丙成等. 玲珑花岗岩的岩石化学与地球化学特征. 山东地质, 1986, (1): 54~73.
- 3 檀国平. 煌斑岩可以用来找金. 地质与勘探, 1990, (2): 24~25.
- 4 王鹤年, 张守韵, 俞受均等. 华夏地块韧性剪切带型金矿地质. 北京: 科学出版社, 1992.
- 5 赵礼. 钾化与岩金找矿兼“三位一体”成矿. 见: 金矿地质与勘探论文集. 北京: 冶金出版社, 1992, 108~113.
- 6 胡受奚, 赵懿英, 徐金方等. 华北地台金成矿规律——以南东和东北缘为例. 北京: 科学出版社, 1997.
- 7 南京大学地质系. 华南不同时代花岗岩类及其与成矿关系研究. 北京: 科学出版社, 1981.
- 8 胡志宏, 周顺之, 胡受奚. 小秦岭金矿带矿化的继承演化特征及成矿物质来源研究. 长春地质学院院报, 1986, (2): 63~73.
- 9 陈衍景, 富士谷. 豫西金矿成矿规律. 北京: 地震出版社, 1992.
- 10 胡受奚, 林潜龙. 华北和华南板块拼贴带地质与成矿. 南京: 南京大学出版社, 1988.
- 11 袁学成. 秦岭造山带地壳与楔入成山. 地质学报, 1997 (3): 27~235.
- 12 胡受奚, 赵懿英, 叶瑛等. 苏-鲁超高压变质带从地幔返回地表问题的证据. 地质学报, 1997, (3): 254~265.
- 13 胡受奚, 周顺之等. 矿床学 (上册). 北京: 地质出版社, 1982.
- 14 孙丰月, 石淮石, 冯本智. 胶东金矿地质及幔源 C-H-O 流体分异成岩成矿. 长春: 吉林人民出版社, 1995.
- 15 翟淳. 论煌斑岩的成因模式. 地质论评, 1981, (6): 519~532.
- 16 卢冰, 胡受奚, 赵懿英等. 胶北金矿和围岩蚀变及碱交代成矿模式. 南京大学学报 (地科版) 1992, (3): 11~22.
- 17 胡受奚, 季寿元. 南岭-钨矿田中钨锰铁矿-石英脉两旁围岩蚀变的研究. 地质学报, 1962, (4): 236~254.
- 18 胡受奚, 周顺之, 任启江等. 碱交代成矿模式及其成矿机制的理论基础. 地质与勘探, 1982, (1): 1~6.
- 19 Wendy J. H. 石榴石-二辉橄榄岩部分熔融时矿物和伴生熔体的稀土元素 (REE) 分配 (Amer. Mineral, 1981, 66: 242~259). 见: 郑学正译. 北京: 科学技术文献出版社. 国外地质, 1984, (2).
- 20 Donald J. Depaolo. 钨同位素研究对地球构造和演化的某些所见解 (EOS, 1981, 62 (4) 137~140). 见: 刘嘉琪译. 北京: 科学技术文献出版社. 国外地质, 1984, (4).
- 21 邱检生, 王德滋等. 鲁西中生代富钾火山岩及煌斑岩微量元素和 Nd-Sr 同位素. 地球化学. 高校地质学报, 1997, (4): 384~395.
- 22 郑永飞等. 大别山榴辉岩 H-O 同位素组成及其地球动力学意义. 中国科学, 1997, (2): 121~126.
- 23 杜乐天. 幔汁 (HACONS) 流体的重大意义. 大地构造与成矿学, 1989, 13.
- 24 向茂水. 论贵州汞矿成因——地幔 (裂隙) 喷气成矿. 贵州区域地质, 1983, (1): 58~87.
- 25 Anhaeusser C R. Precambrian tectonic environment. Ann. Rev. Earth Planet sci, 1975, (3): 31~53.
- 26 Anhaeusser C R. Archean metallogeny in southern Africa. Econ. Geol, 1976, (71): 16~43.
- 27 Boyle R W. The geochemistry of gold and its deposits: Geological Survey Canada Bulletin, 1979, 280.
- 28 Eisenlorb B N. Greues D & Potington G A. Crustal-scale shear zones and their significance to Archean gold mineralization in western Australia. Mineral Deposita, 1989, (24): 1~8.
- 29 Emmons N H. Gold deposits of the world. New York MacGraw Hill Book Co. Inc, 1937, 562.
- 30 Fyfe W S et al. Fluids in the Earth Crust Ele. Sci. Publ. Comp, 1978.
- 31 Keays R R. Archean gold deposits and its source rocks: contract between the upper and crust. The geology, geochemistry and genesis of gold deposit. "Gold", 1982, 82: 17~48.
- 32 Keays R R. Principles of mobilization (dissolution) of metals in mafic and ultramafic rock-the role of immiscible magmatic sulphides in the generation of hydrothermal gold and volcanogenic massive sulfide deposits. Ore Geol. Rev. 1987, 2.
- 33 Knight C L. Ore genesis-The source bed concept. Econ. Geol, 1957, 52.
- 34 Ramsay J G. The Crackseal mechanism of rock deformation. Nature. 1980, 384 : 83~99.
- 35 Ringwood A E. Composition and petrology of the Earth's mantle. McGraw-Hill Book Company, 1975.
- 36 Rock N. M. & Groves D I. Do lamprophyres carry gold as well as diamond. Nature, 1988, 332: 253~255.
- 37 Rock N M S. Lamprophyres. Printed in Great Britain By Thomson Litho Ltd, 1991.
- 38 Tilling R I. Gottfried D R, Rowe J J. Gold abundance in Igneous rocks: Bearing on gold mineralization. Econ. Geol, 1973, 68: 168~186.
- 39 Viljoen M J. and Viljoen R P. Archean volcanicity and continental evolution in the Barberton region, Transvaal. in "African magmatism and tectonics", Eds T. N. Clifford and I. Gass, 1970, 27~39.
- 40 Willie P J. Ultramafic rocks and upper mantle, Mineral, Soc. Amer. Bull. pap. 1970, (3).
- 41 хитаров Н И. Оливиновый толеит, его плавление и эволюция в РТ-условиях эксперимента. Геох, 1972, (12).