前　言

云母族矿物成分复杂、分布广泛，并在成岩成矿作用中十分重要。但过去研究多限于镁铁云母、铁锂云母、锂白云母等，而且联系成岩作用多，联系成矿作用少。本书以成因矿物学与找矿矿物学为指导，在充分研究国内外1842—1993年有关铬铝云母资料的基础上，结合作者10多年的实际研究资料，重点开展铬铝云母理论研究及其在胶东地区焦家式金矿床成矿与找矿中的应用研究。

在过去的矿物学论著中，云母族主要包括白云母亚族、黑云母亚族即镁铁云母亚族、锂云母亚族。陈光远（1990）在孙世华（1986）提出的Fe—Li、Al—Li、Fe—Al、Mg—Fe四个系列云母的基础上，才补充提出存在Cr—Al系列与铬铝云母亚族。过去认为白云母中Cr_2O_3含量不超过4.81%（Whitmore，1946；Deer，1963；王濮，1984；Bailey，1984；潘兆橹，1985），以后有资料报道，其中Cr_2O_3含量可高达24.63%（Treloar，1987）。根据作者综合研究，自然界中与白云母同结构的云母中含Cr_2O_3的连续变化范围为0.00—24.63%，即Cr对Al的替代程度为0.00—83.14%，显示Cr—Al间具完全类质同象替代的趋势，构成了云母族中较完整的Cr—Al系列。因此，作者提出将过去的白云母亚族扩展为铬铝云母亚族，从而丰富和发展了云母族的分类。

铬铝云母亚族矿物可稳定存在于国内外广泛分布的太古宙早期砾岩层与石英岩层中，其形成年龄在南非和我国冀东均达35亿年以上。它是早期地壳发生过程中幔源物质（Cr）与壳源物质（Si，Al）交互作用的产物（陈光远，1992）。在以后的地壳演化过程中所形成的太古宙晚期绿岩带型金矿和BIF型铁矿、元古宙块状硫化物矿、古生代蛇绿岩带中金（镍）矿和玉石矿直到中生代与基底活化作用有关的金矿床，由于继承了结晶基底的成分特征，均有铬铝云母亚族矿物产出。因此，作者提出从早期地壳发生到晚期地壳改造、从成岩到成矿的自然历史中，铬铝云母亚族矿物均具有其固有的位置和作用，从太古宙至显生宙铬铝云母亚族矿物系统发生史（陈光远，1992）能够反映地壳演化史。

铬铝云母亚族中含铬种属的形成机理与在金矿床成矿理论及生产实践中的意义，在国内外一直被忽略。陈光远等（1985）首先在焦家金矿床露天采坑中发现了含铬绢云母，后又在罗峰金矿床（1987）、黑岚沟金矿床（1990）相继发现了铬绢云母和含铬绢云母，1987年又在流口金矿床发现了含铬白云母，并于1989年论述了它们在胶东金矿床中的出现是金矿床矿物成分标型对胶东群成分特征继承性的标志，也是强烈蚀变矿化的标志（陈光远等，1989）。因此，作者提出铬铝云母亚族中含铬种属是与基底活化作用有关的金矿床、更是焦家式金矿床成矿与找矿的标型矿物，并提出绿化蚀变的概念及其找矿意义。

长期以来矿源问题的研究方法多限于稳定同位素及稀土元素等方法，并主要探讨矿化原岩和成矿流体的来源，从而间接达到解决矿质来源的目的。在本书研究中，作者以微量元素Cr为示踪剂，以自然历史为线索，利用含铬矿物标型继承性特征，追溯胶东西北部从前寒武纪结晶基底变质岩类到其部分熔融产物燕山运动早期I型花岗岩类直至燕山运动晚期焦家式金矿床的成岩成矿全过程中Cr元素的演化特征，用以追踪与Cr具紧密时空关系的Au在成岩成矿作用中活化、运移、沉淀、富集的机理，进而揭示金矿床矿质来源。这为金矿床矿质来源研究开辟了一条新途径。

1998

全书共分九章，各章内容简单综合介绍如下：

第一章探讨 Cr 元素在矿物中赋存状况，提出云母族矿物中存在 Cr—Al 完全类质同象替代，重新核查云母族矿物分类，将白云母亚族扩展为铬铝云母亚族。

第二章对铬铝云母亚族矿物进行晶体化学分类与自然分类，初步提出划分方案。

第三章重点讨论铬铝云母亚族矿物精细结构特征，深入研究含铬种属晶体化学特征。

第四章开展铬铝云母亚族中含铬种属系统发生史研究，探讨从早期地壳发生到晚期地壳改造过程中含铬种属系统演化特征，具体阐述含铬种属 9 种成因产状，建立成因图解。

第五章对胶东地区区域地层、构造及岩浆岩地质特征进行系统总结概括，阐明焦家式金矿床地质特征，指明含铬种属产出背景。

第六章深入开展用于焦家式金矿床成矿与找矿的含铬种属标型性研究，并提出绿化蚀变的概念及其找矿意义。

第七章开展焦家式金矿床成矿时代、成矿物质、成矿过程、成因类型等方面的深入研究，指出成岩成矿过程中微量元素 Cr 的示踪性特征，提出金矿床矿质来源研究的新方法。

第八章具体指出在我国寻找焦家式金矿床区域上找矿方向及矿区内找矿标志，重点研究利用矿物标型特征及矿物学填图方法，尤其强调利用铬铝云母标型特征的找矿方法。

第九章根据焦家式金矿床找矿方法，开展未知区焦家式金矿床找矿应用研究，探讨含矿标志，指明矿化远景，提出找矿实例。

本书是在矿物系统发生史、矿物标型普遍规律、成因矿物族以及五结合的方法论等成因矿物学的学术思想（陈光远等，1987，1988）指导下，以鲁安怀（1993）的在职博士论文为基础，并参考十几年来科研集体长期积累的有关资料，修改补充完成的。以上成果曾获得国家科委、国家自然科学基金委、国家教委博士生导师基金、地矿部科技司、冶金部黄金管理局与玲珑金矿床等项目的部分资助。

本书完成过程中，得到中国地质大学（北京）地矿系邵伟和孙岱生的热情帮助；得到中科院地质所叶大年、刘秉光、苏明迪，北京大学地质系曹正民、崔文元、郑辙，地科院矿床所黄蕴慧，有色金属总公司北京地矿所冯建良以及中国地质大学（北京）地矿系王濮、翟裕生、石准立、池三川、黄华盛、陈珍珍、崔彬的审阅并提出宝贵的修改意见；蔡长金、阎月华、宋玉国、初凤友、鞠党辰、蒋楠提供部分样品；宋玉国、李胜荣、杨立信给予支持和帮助；徐文超参加第九章部分工作。在此谨向他（她）们表示由衷的感谢。

由于时间匆促与作者水平所限，书中不当之处，敬请批评指正。

作　者

1994 年 9 月

目　录

前　言

第一章　铬铝云母亚族的建立 …… (1)

一、矿物学中铬元素 …… (1)

二、云母族中铬—铝完全类质同象系列的确立 …… (1)

三、云母族中铬铝云母新亚族的建立 …… (6)

1. 云母族矿物分类沿革 …… (6)

2. 铬—铝系列的提出 …… (8)

第二章　铬铝云母亚族矿物初步分类 …… (9)

一、晶体化学分类 …… (9)

二、自然分类 …… (10)

第三章　铬铝云母亚族矿物晶体化学 …… (12)

一、晶体结构 …… (12)

二、化学成分 …… (14)

1. X 位阳离子 …… (17)

2. Y 位阳离子 …… (17)

3. Z 位阳离子 …… (19)

4. 附加阴离子 …… (19)

第四章　铬铝云母亚族系统发生史及成因图解 …… (20)

一、时空演化 …… (20)

1. 铬元素在地球中分布 …… (20)

2. 铬铝云母亚族含铬种属化学成分时间演化 …… (22)

3. 铬铝云母亚族含铬种属时间演化 …… (24)

二、成因图解 …… (26)

三、太古宙早期碎屑沉积变质成因 …… (28)

1. 石英岩 …… (28)

2. 蓝晶石刚玉片岩 …… (29)

四、太古宙晚期沉积变质叠加热液改造成因 …… (30)

1. 绿岩带中层控型金矿床 …… (30)

2. 绿岩带中 BIF 型铁矿床 …… (31)

五、元古宙沉积变质叠加热液改造成因 …… (32)

六、古生代至中生代岩浆侵入叠加热液改造成因 …… (32)

1. 基性—超基性岩中玉石矿床 …… (33)

2. 基性—超基性岩中金（镍）矿床 …… (34)

七、中生代基底活化叠加热液改造成因 …… (35)

第五章　焦家式金矿床铬铝云母亚族地质背景 …… (36)

一、地层 …… (36)
1. 胶东群 …… (36)
2. 荆山群 …… (36)
3. 粉子山群 …… (37)
4. 蓬莱群 …… (37)
5. 中、新生界 …… (37)
二、构造 …… (38)
三、岩浆岩 …… (39)
四、围岩蚀变类型与分带 …… (40)
1. 动力变质作用与分带 …… (41)
2. 热液蚀变作用与分带 …… (43)
五、成矿阶段 …… (47)
六、矿体特征 …… (49)
第六章　焦家式金矿床铬铝云母亚族标型特征 …… (53)
一、产状 …… (53)
二、颜色 …… (53)
三、粒径和形态 …… (54)
1. 粒径 …… (54)
2. 形态 …… (55)
四、化学成分 …… (55)
1. 含铬种属化学成分特征 …… (55)
2. 白云母、绢云母、含铬种属化学成分演化特征 …… (57)
五、晶体结构 …… (60)
1. 多型 …… (60)
2. 晶胞参数 …… (62)
六、晶体光学 …… (62)
七、差热分析 …… (64)
八、标型性 …… (65)
第七章　焦家式金矿床成因机理 …… (67)
一、成矿时代 …… (67)
二、成矿物质 …… (68)
1. 不同地质体中铬、镍丰度特征 …… (68)
2. 不同地质体组成矿物中 Cr_2O_3，NiO 分布特征 …… (71)
三、铬元素演化特征 …… (71)
1. 成岩阶段铬元素分布特征 …… (71)
2. 过渡阶段铬元素分布特征 …… (72)
3. 成矿阶段铬元素分布特征 …… (72)
四、成矿过程 …… (74)
五、成因类型 …… (76)
六、铬铝云母矿物学表现 …… (77)
第八章　焦家式金矿床找矿方法 …… (79)

一、区域上找矿方向 …… (79)
二、矿区内找矿标志 …… (80)
1. 动力变形标志 …… (80)
2. 热液蚀变标志 …… (80)
3. 矿物（铬铝云母、黄铁矿、石英）标型 …… (80)
4. 断层泥 …… (97)
三、矿体规模评价准则 …… (99)
第九章　焦家式金矿床找矿实例 …… (102)
一、控矿构造背景 …… (102)
二、围岩及其蚀变岩化学成分特征 …… (103)
1. 围岩岩石化学 …… (103)
2. 围岩微量元素 …… (103)
3. 破碎蚀变岩化学成分 …… (105)
4. 含矿性标志 …… (106)
三、成岩成矿过程矿物学表现 …… (106)
1. 成岩阶段矿物学表现 …… (106)
2. 过渡阶段矿物学表现 …… (108)
3. 成矿阶段矿物学表现 …… (108)
四、铬铝云母矿物标型性 …… (109)
五、矿化远景评价 …… (110)
参考文献 …… (115)
英文摘要 …… (120)

CONTENTS

Preface and Acknowledgements

Chapter 1 Developed Chromo-Alumino-Mica Subgroup ····· 1

1. Element of Cr in Mineralogy ····· 1
2. Isomorphism of Cr -Al Series in Mica Group ····· 1
3. New Subgroup of Chromo-Alumino-Mica in Mica Group ····· 6
   1) Classification of Minerals in Mica Group ····· 6
   2) Complete Solid Solution of Cr—Al Series ····· 8

Chapter 2 Tentative Classification of Minerals in Subgroup of Chromo-Alumino-Mica ····· 9

1. Crystallochemical Classification ····· 9
2. Natural Classification ····· 10

Chapter 3 Crystallochemistry of Subgroup of Chromo-Alumino-Mica ····· 12

1. Crystal Structure ····· 12
2. Chemical Composition ····· 14
   1) Cation in X Site ····· 17
   2) Cation in Y Site ····· 17
   3) Cation in Z Site ····· 19
   4) Additional Anion ····· 19

Chapter 4 Phylogeny of Chrome Mica and Its Genetic Diagram ····· 20

1. Temporal and Spatial Distribution ····· 20
   1) Distribution of Cr in the Earth ····· 20
   2) Temporal Evolution of Chemical Composition of the Chrome Mica ··· 22
   3) Temporal Evolution of the Chrome Mica ····· 24
2. Genetic Diagram ····· 26
3. Metamorphic Crystallization of Clastic Sediments in Early Archaean Era ····· 28
   1) Quartzite ····· 28
   2) Schist of Kyanite and Corundum ····· 29
4. Altered Sedimentary Metamorphics in Late Archaean Era ····· 30
   1) Stratabound Gold Deposits in Greenstone Belt ····· 30
   2) BIF Iron Deposits in Greenstone Belt ····· 31
5. Altered Sedimentary Metamorphics in Proterozoic Era ····· 32
6. Altered Intrusives in Palaeozoic and Mesozoic Era ····· 32
   1) Jade Deposits in Basics and Ultrabasics ····· 33
   2) Gold (Nickel) Deposits in Basics and Ultrabasics ····· 34
7. Altered Crystalline Basement Mobilized Rocks in Mesozoic Era ····· 35

Chapter 5 Geological Background of Chrome Mica from Gold Deposits of Jiaojia Type ····· 36
1. Stratigraphy ····· 36
1) Jiaodong Group ····· 36
2) Jingshan Group ····· 36
3) Fenzishan Group ····· 37
4) Penlai Group ····· 37
5) Cenozoic and Mesozoic Group ····· 37
2. Structural Geology ····· 38
3. Igneous Rocks ····· 39
4. Classifying and Zoning of Altered Wall Rocks ····· 40
1) Dynamic Metamorphism ····· 41
2) Hydrothermal Alteration ····· 43
5. Mineralizing Stages ····· 47
6. Characteristics of Orebodies ····· 49
Chapter 6 Typomorphic Features of Chrome Mica from Gold Deposits of Jiaojia Type ····· 53
1. Occurrence ····· 53
2. Colour ····· 53
3. Grain Size and Crystal Form ····· 54
1) Grain Size ····· 54
2) Crystal Form ····· 55
4. Chemical Composition ····· 55
1) Characteristics of the Chrome Mica ····· 55
2) Evolution of Muscovite through Sericite to the Chrome Mica ····· 57
5. Crystal Structure ····· 60
1) Polymorphism ····· 60
2) Cell Dimension ····· 62
6. Crystal Optics ····· 62
7. Differential Thermal Analysis ····· 64
8. Typomorphism ····· 65
Chapter 7 Genesis of Gold Deposits of Jiaojia Type ····· 67
1. Age Dating of the Gold Mineralization ····· 67
2. Ore-Forming Materials ····· 68
1) Cr and Ni Distributions in Geologic Bodies ····· 68
2) Contents of Cr_2O_3 and NiO in Minerals ····· 71
3. Natural Evolution of Cr ····· 71
1) Cr Distribution at Rock-Forming Stage ····· 71
2) Cr Distribution at Transitional Stage ····· 72

3) Cr Distribution at Ore-Forming Stage ····· 72
4. Process of the Gold Mineralization ····· 74
5. Genetic Type of the Gold Deposits ····· 76
6. Mineralogical Expressions of Minerals in Subgroup of Chromo-Alumino-Mica ····· 77
Chapter 8 Prospecting for Gold Deposits of Jiaojia Type ····· 79
1. Regional Prospecting Directions ····· 79
2. District Prospecting Criteria ····· 80
1) Criteria of Dynamic Metamorphism ····· 80
2) Criteria of Hydrothermal Alteration ····· 80
3) Criteria of Mineral Typomorphism (Chromo-Alumino-Mica, Pyrite and Quartz) ····· 80
4) Criteria of Fault Gouge ····· 97
4. Evaluation Criteria for Extent of Orebodies ····· 99
Chapter 9 Practical Investigation into Gold Mineralization of Jiaojia Type ····· 102
1. Regional Structure ····· 102
2. Chemical Composition of Wall Rocks and Their Altered Rocks ····· 103
1) Petrochemistry of Wall Rocks ····· 103
2) Trace Elements of Wall Rocks ····· 103
3) Chemical Composition of Katamorphic Altered Rocks ····· 105
4) Criteria of the Gold Mineralization ····· 106
3. Mineralogical Expressions from Rock Formation to Ore Formation ····· 106
1) Mineralogical Expression at Rock-Forming Stage ····· 106
2) Mineralogical Expression at Transitional Stage ····· 108
3) Mineralogical Expression at Ore-Forming Stage ····· 108
4. Typomorphism of Minerals in Subgroup of Chromo-Alumino-Mica ····· 109
5. Potentiality of Gold Mineralization of Jiaojia Type ····· 110
References ····· 115
Abstract in English ····· 120

第一章　铬铝云母亚族的建立

一、矿物学中铬元素

铬元素分别由法国人 Nicolas—Louis Vauquelin 和德国人 Martin H. Klaproth 于 1797 年从西伯利亚铅矿中产出的橙红色铬铅矿（$PbCrO_4$）中发现的（Donath，1962）。1798 年，Vauquelin 在高温条件下用木炭还原 CrO_3 分离出这种新金属——铬（Cr）。由于在化合物中铬元素以美丽的颜色为特征，A. E. Fourciuy 和 R. J. Hauy 建议将这种新金属命名为 chromium（来自希腊文 khroma，颜色的意思）（Burns，1975），在我国曾称之为克罗米（孟庆珍，1988）。

在化合物中铬元素的氧化态有 Cr^+，Cr^{2+}，Cr^{3+}，Cr^{4+}，Cr^{5+}和 Cr^{6+}（Rollinson，1973）；但在含铬的矿物中主要是 Cr^{3+}和 Cr^{6+}（Burns，1975），对陨石矿物研究表明 Cr^{2+}可出现于含碳的金属相中（Olsen，1973）。

据 Strunz（1970）、Fleischer（1971）和岳树勤等（1981）资料统计自然界中含铬矿物达 48 种，其中硅酸盐 14 种、铬酸盐 13 种、氧化物 10 种、氢氧化物 4 种、硫化物 4 种、氮化物 1 种、硫酸盐 1 种及自然铬。

在大多数含 Cr^{3+}的矿物中，Cr^{3+}与氧结合进入八面体位置，这是由于 Cr^{3+}优先占据八面体位置（Burns，1970）。Cr^{3+}的八面体半径为 0.061 5 nm（Shannon 和 Prewitt，1969），介于 Al^{3+}（0.053 nm）和 Fe^{3+}（0.064 5 nm）、Ti^{4+}（0.068 nm）及 Mg^{2+}（0.072 nm）之间（Burns，1975）。Cr^{3+}和 Al^{3+}的电负性分别为 1.6 和 1.5（波林，1964），因此在大多数含 Cr^{3+}矿物中，Cr^{3+}可与 Al^{3+}形成广泛类质同象替代，在较高温度和压力条件下也可与造岩矿物中 Fe^{3+}，Ti^{4+}，Mg^{2+}形成有限类质同象替代。Cr^{3+}—Al^{3+}完全类质同象已在尖晶石族矿物中 $MgCr_2O_4$—$MgAl_2O_4$ 和石榴子石族矿物中 $Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$—$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$中得到证实，在辉石族矿物中 $NaCrSi_2O_6$（Frondel，1967）与 $NaAlSi_2O_6$ 之间也可能存在 Cr^{3+}　Al^{3+}完全类质同象系列。Cr^{3+}—Fe^{3+}有限替代可见于铬磁铁矿 Fe（Fe，Cr）$_2O_4$（Sergeeva，1968）中。Cr^{3+}—Ti^{4+}有限替代可存在于铬钛铁晶石 $Fe_2(Ti,Cr)O_4$ 及铁镁铬钛矿$(Mg,Fe)(Ti,Cr)_2O_5$ 等月岩矿物（Agrell，1970；Steele 等，1972）中。Cr^{3+}—Mg^{2+}有限替代可见于铬透辉石 $Ca(Mg,Fe,Cr)[Si_2O_6]$和铬透闪石 $Ca_2(Mg,Fe,Cr)_5[Si_8O_{22}](OH)_2$ 中。

因此理论与实践均说明在由氧紧密堆积形成的八面体中 Cr^{3+}—Al^{3+}之间可形成完全类质同象系列。

二、云母族中铬—铝完全类质同象系列的确立

白云母晶体化学式为 $KAl_2[(Si,Al)_4O_{10}](OH)_2$，铬云母为 $KCr_2[(Si,Al)_4O_{10}](OH)_2$，Cr—Al 替代理应发生在结构单元层内 Al—O 与 Cr—O 八面体中。

通过对世界范围内 1842—1993 年他人资料及作者所完成的实际资料所涉及的 26 个产地、118 个含有铬元素且与白云母同结构的云母化学成分研究（表 1—1），发现其中含 Cr_2O_3 的变化范围为 0.15%—24.63%，相应地 Al_2O_3 含量为 37.72%—11.79%，Cr_2O_3 与 Al_2O_3 呈负相关性较明显（图 1—1），当然八面体中 Mg，Fe 等对相关系数有一定影响。同在八面体位置中，Cr_2O_3 与 Al_2O_3 这种较好的负相关性无疑是 Cr—Al 间相互替代的结果。

铬对铝替代的程度变化范围为 0.53%—83.14%（表 1—2），未列入表 1－2 数据表明，实际为 0.00%—83.14%，显示铬—铝具完全类质同象替代的趋势（图 1—2）。

根据上述事实，作者提出在铬云母—白云母中存在由端员组分 $KCr_2[(Si,Al)_4O_{10}](OH)_2$—$KAl_2[(Si,Al)_4O_{10}](OH)_2$ 组成的完成类质同象系列。

其中白云母端员 $KAl_2[(Si,Al)_4O_{10}](OH)_2$ 在自然界中广泛分布，成为成岩成矿作用中较重要的组成矿物。但在自然界中尚未发现铬云母端员 $KCr_2[(Si,Al)_4O_{10}](OH)_2$，表 1—1 中所列多为该完全类质同象系列中的中间成员 $K(Al,Cr)_2[(Si,Al)_4O_{10}](OH)_2$。

表 1—1　铬铝云母亚族含铬种属化学成分

Tab. 1—1　Chemical composition of chrome mica in subgroup of chromo-alumino-mica

编号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	V_2O_5	FeO	MgO	CoO	NiO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	总量	资料来源
1	43.17		12.55	24.63	0.17	0.37	1.83				0.10		10.02	92.84	
2	43.63		13.38	23.86	0.24	2.32	0.53						9.10	93.06	
3	42.22	0.12	11.79	23.62	0.24	1.04	2.15				0.11		8.82	90.11	
4	42.73		14.12	23.43	0.19	2.26	0.44			0.17	0.11		9.07	92.52	
5	44.02	0.24	14.50	23.12	0.13	2.30	0.77				0.09		9.37	94.56	
6	45.45	0.13	21.34	18.81		0.30	0.31				0.09		9.79	96.22	
7	45.03		20.85	17.76		0.18	0.72				0.11		10.18	94.83	
8	43.62		19.48	15.15		0.24	5.88				0.15		10.12	94.64	
9	42.20	0.23	24.46	14.99		0.21					0.10		10.11	92.30	
10	42.60	0.21	22.48	13.28		0.84	1.27			0.13	0.10		9.42	90.33	
11	45.66	0.28	24.07	12.13		0.41	1.97			0.12			10.17	94.75	
12	44.92	0.31	21.15	11.13	1.57	0.37	3.06			0.12	0.10		9.97	92.70	
13	44.99	0.41	22.32	11.08	0.13	0.29	1.99						9.99	91.20	Treloar,1987
14	44.96	0.27	22.28	11.00		0.37	3.69			0.12			10.06	92.75	
15	44.41	0.43	22.17	10.72	1.60	0.17	2.67						9.81	91.98	
16	43.87	0.37	20.86	10.60	1.32	2.36	4.91						8.79	93.08	
17	43.95	0.42	21.11	10.31	1.65	0.39	3.27						9.31	90.41	
18	44.51	0.49	21.99	10.39	1.72	0.21	3.10				0.13		9.79	92.33	
19	44.26		24.23	10.15		0.46	2.68				0.14		10.01	91.93	
20	46.08	0.15	24.48	10.12		0.64	3.61			0.18	0.12		10.37	95.75	
21	45.31	0.41	27.07	10.01			0.87				0.10		10.12	93.92	
22	46.49		23.56	9.80		0.31	3.94				0.08		10.21	94.39	
23	47.70	0.36	21.10	9.67	1.46	1.62	4.94				0.15		9.11	96.10	
24	46.05	0.46	26.71	9.50			0.79				0.18		9.87	93.56	
25	46.67		25.57	9.35		0.17	1.80				0.16		10.86	94.58	
26	47.02		30.10	8.95		0.30	0.32			0.14	0.12		10.89	97.84	
27	46.26		26.50	7.90		0.69	1.84		0.78		0.0	0.0	10.59	94.56	Chao,1986
28	46.31	0.29	24.47	7.72		0.39	2.44		1.11		0.0	0.0	11.27	94.00	
29	47.36		27.17	7.67		0.34	2.79				0.13		10.79	96.65	Treloar,1987
30	51.36	0.11	21.26	7.46	0.29	0.94	5.57	0.01	0.37	0.03	0.11	0.29	5.73	93.57	鲁安怀,1993

续表

编号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	V_2O_5	FeO	MgO	CoO	NiO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	总量	资料来源
31	47.06	0.27	27.79	6.44		0.56	1.76		0.25		0.0	0.0	11.11	95.24	Chao,1986
32	43.48	0.73	29.51	6.39			1.88					0.72	8.53	95.40	Pan,1991
33	48.50	0.0	26.73	6.21		0.54	2.14		0.60		0.0	0.0	11.64	96.36	Chao,1986
34	44.26	0.67	32.00	4.92		0.57	0.90			0.19	0.22	0.26	11.49	95.34	蒋楠,1993
35	45.97	2.23	31.67	4.81		0.53	0.31				0.15	1.03	9.07	102.32	Whitenore,1946
36	44.94	0.98	27.56	4.75		1.07	2.34					0.27	7.44	95.77	Pan,1991
37	46.35	0.28	29.69	4.60		0.85	1.93					0.78	10.53	99.97	Hutton,1942
38	45.47	0.94	31.11	4.52		1.35	1.06				0.13	0.24	9.91	95.07	张建洪,1987
39	47.95	0.21	30.33	4.39		0.41	1.72				0.0	0.44	10.83	96.28	Chao,1986
40	46.39	3.58	27.56	4.32		0.30	3.11					0.76	7.97	97.03	Pan,1991
41	43.4	0.8	33.4	4.0		0.25	0.14				0.3	0.95	10.6	99.67	Leo,1965
42	47.95		34.45	3.95			0.71				0.59	0.37	10.75	100.93	Schafhault,1842
43	44.7	0.50	34.0	3.7		0.15	0.62				0.03	0.96	9.9	94.56	Schreyer,1981
44	46.17		29.71	3.51			2.28						10.40	99.52	Damour,1882
45	43.75	5.84	29.45	3.36		0.23	2.24					0.68	8.80	97.43	Pan,1991
46	48.32	0.52	32.44	3.13	0.00	1.10	1.50	0.05	0.00	0.13	0.08	0.23	7.45	94.94	鲁安怀,1993
47	45.49		31.08	3.09			3.36				0.51	0.90	9.76	100.04	Chester,1887
48	47.74	2.05	25.19	2.84	0.11	4.41	2.38	0.00	0.05	0.00	0.01	0.24	8.51	93.52	鲁安怀,1993
49	53.35	0.14	27.10	2.72	0.04	0.86	2.63	0.08	0.24	0.03	0.00	0.34	5.40	92.93	
50	44.15	0.90	31.72	2.38		0.68	1.55				0.05	0.67	8.93	94.67	Pan,1991
51	45.63	0.43	33.51	2.32		0.64	0.92			0.10	0.20	0.09	10.80	94.74	蒋楠,1993
52	44.9	0.22	34.2	2.2		0.15	0.37				0.07	1.0	9.8	92.91	Schreyer,1981
53	44.4	2.1	31.7	2.1			0.7				0.1	1.1	10.7	99.90	Clifford,1957
54	42.21		34.55	2.03			3.13				0.47	0.82	9.16	100.17	Gill,1889
55	48.96	0.29	30.42	2.00		1.53	0.98		0.08	0.03	0.00	0.00	7.53	91.82	鲁安怀,1993
56	48.31	0.18	30.93	1.86	0.25	2.02	1.63	0.00	0.17	0.00	0.08	0.74	7.22	93.40	
57	45.20	1.40	32.50	1.70		2.20	0.80			0.00	0.00	0.60	10.60	95.00	阎月华,1991
58	54.19	0.05	26.11	1.68	0.24	0.67	3.48	0.01	0.00	0.00	0.21	0.24	6.04	92.92	鲁安怀,1993
59	41.64	1.54	32.51	1.65		1.19	2.06					0.26	5.83	96.88	Pan,1991
60	48.86	0.57	28.66	1.52		0.86	2.24	0.00	0.00	0.00	0.02	0.24	10.88	93.86	鲁安怀,1993
61	49.45	0.34	29.45	1.46		2.18	1.01	0.22	0.08	0.02	0.00	0.03	7.46	91.70	
62	43.26	1.18	31.87	1.46		1.10	2.00				0.02	0.29	6.57	95.21	Pan,1991
63	45.40	1.40	32.60	1.40		2.30	0.80			0.00	0.00	0.60	10.20	94.70	阎月华,1991
64	51.94	0.00	28.14	1.39	0.02	0.91	2.20	0.00	0.23	0.00	0.10	0.51	6.79	92.23	鲁安怀,1993
65	44.37	1.00	30.24	1.36		1.00	2.04					0.40	7.17	95.37	Pan,1991
66	45.60	1.20	32.80	1.30		2.10	0.90			0.00	0.00	0.60	9.90	94.40	阎月华,1991
67	39.25	1.41	33.48	1.28		0.68	1.09					1.35	5.68	94.54	Schreyer,1981
68	45.16	1.13	32.48	1.20		2.06	0.81			0.00	0.03	0.61	10.04	93.52	阎月华,1991
69	45.90	1.40	33.10	1.00		2.00	0.80			0.00	0.00	0.60	9.30	94.10	
70	43.84	0.96	32.03	1.00		1.26	2.37					0.36	7.00	97.26	Pan,1991
71	46.32	0.96	32.89	0.99		0.67	0.09		0.01	0.08	0.98	0.44	6.89	90.32	Chen,1989
72	49.31	0.19	31.49	0.96		1.15	1.12		0.15	0.09	0.28	0.21	7.43	92.38	鲁安怀,1993
73	48.83	0.46	29.35	0.96		1.91	1.90		0.08	0.00	0.00	0.05	8.43	91.57	
74	47.24		31.86	0.87		0.56	2.91				0.58	0.16	10.72	100.27	Prior,1908
75	43.51		36.86	0.85			1.02				0.55	1.34	8.11	100.09	Partridge,1937
76	45.68		34.17	0.84			3.84				0.27	2.23	4.47	98.50	Klement,1888
77	46.28	0.67	33.15	0.80		0.60	0.90				0.31	1.18	9.37	99.65	陈光远,1984

续表

编号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	V_2O_5	FeO	MgO	CoO	NiO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	总量	资料来源
78	50.06	0.36	29.13	0.80	0.12	1.70	2.33	0.13	0.01	0.07	0.01	0.31	7.31	92.33	鲁安怀,1993
79	56.00	0.18	23.52	0.78		0.51	2.12				0.37	2.72	7.03	99.87	Moore,1936
80	54.22	0.43	26.97	0.78	0.17	1.30	2.67	0.00	0.03	0.00	0.01	0.15	6.42	93.16	鲁安怀,1993
81	50.97	0.00	30.86	0.69		2.70	0.69			0.09	0.07	0.00	7.23	93.99	
82	46.35	0.41	33.27	0.69		0.81	1.29			0.06	0.09	0.10	11.78	94.85	蒋楠,1993
83	47.24	0.11	32.57	0.68		2.73	0.84			0.06	0.21	0.20	8.34	92.98	鲁安怀,1993
84	55.62	0.11	26.94	0.66	0.05	0.55	3.92	0.00	0.23	0.03	0.00	0.76	6.62	95.49	
85	42.03	0.86	32.61	0.63		1.19	2.06					0.30	6.80	96.79	Pan,1991
86	45.28	0.06	37.08	0.63		0.08	0.06				0.11	1.30	9.28	93.88	Schreyer,1981
87	44.41	1.16	34.66	0.62		0.62	0.69					1.21	9.08	94.96	
88	51.81	0.10	32.29	0.56		1.14	1.63		0.00	0.21	0.10	0.13	8.30	96.27	鲁安怀,1993
89	59.35	1.23	23.80	0.46		1.38	1.53		0.26	0.18	0.08	0.01	8.64	96.92	初凤友,1992
90	51.18	0.23	32.36	0.40		2.85	1.78			0.02	0.02	0.11	8.80	97.76	鲁安怀,1993
91	48.39	0.29	30.44	0.40		2.75	1.07		0.00	0.07	0.12	0.15	10.76	94.44	
92	48.82	0.38	32.04	0.37		2.65	1.32			0.13	0.22	0.29	10.11	96.32	
93	48.85	0.14	32.92	0.33		1.40	0.52		0.19	0.21	0.01	0.09	10.75	95.46	
94	47.67	0.18	32.99	0.31		3.18	0.38			0.00	0.10	0.00	8.49	93.31	
95	48.38	0.19	30.11	0.31		3.53	1.60		0.04	0.10	0.14	0.36	10.75	95.47	
96	45.25	1.21	34.48	0.31		0.74	0.87					1.45	9.04	94.08	Schreyer,1981
97	52.13	0.27	32.94	0.30		2.24	1.67		0.15	0.00	0.00	0.37	8.11	98.18	鲁安怀,1993
98	53.50	0.11	34.41	0.29		0.71	1.51		0.05	0.06	0.00	0.33	6.79	97.76	
99	44.87	0.02	37.72	0.27			0.32				0.36	1.04	9.83	99.69	Hutton,1940
100	47.48	0.29	29.52	0.25		3.89	1.40		0.30	0.10	0.11	0.03	10.99	94.34	鲁安怀,1993
101	49.87	0.00	28.72	0.24		2.59	1.30			0.12	0.16	0.66	9.16	92.82	
102	48.67	0.00	35.45	0.23		1.69	0.03			0.00	0.15	0.00	10.12	96.34	
103	46.63	0.83	33.99	0.22	0.15	1.55	0.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	9.47	94.03	
104	49.03	0.35	29.36	0.20	0.00	5.92	2.50	0.28	0.00	0.00	0.09	0.15	8.16	96.04	
105	51.39		27.81	0.20		1.00	3.53					0.13	10.08	99.73	Schaller,1950
106	51.68	0.51	27.71	0.20		2.19	2.07		0.00	0.00	0.12	0.08	10.31	94.87	鲁安怀,1993
107	48.11	0.24	31.61	0.19		2.96	1.34			0.00	0.07	0.07	10.79	95.37	
108	48.19	0.26	31.35	0.19		2.05	0.83		0.22	0.00	0.00	0.16	10.78	94.03	
109	55.35	0.03	25.62	0.18		0.92	3.25				0.07	0.17	9.29	99.53	Turner,1895
110	51.12	0.10	30.15	0.18	0.00	3.08	2.03	0.11	0.00	0.04	0.06	0.26	7.28	94.39	鲁安怀,1993
111	47.00	0.55	34.58	0.17		0.29	1.30				0.14	1.99	7.90	99.81	Dietrich,1958
112	46.73	0.38	32.32	0.17		2.21	0.78			0.00	0.13	0.00	10.22	92.94	鲁安怀,1993
113	48.39	0.13	30.24	0.17		2.50	0.98		0.00	0.00	0.00	0.10	11.37	93.88	
114	48.32	0.28	30.72	0.17		2.57	1.00		0.12	0.03	0.00	0.00	11.07	94.28	
115	46.94	0.56	28.43	0.16		4.15	2.17		0.24	0.13	0.00	0.30	10.95	94.03	
116	50.42	0.47	29.83	0.16		1.31	1.29		0.11	0.00	0.15	0.20	10.41	94.35	
117	47.95	0.14	33.62	0.15		3.17	0.66			0.00	0.02	0.20	10.73	96.64	
118	48.47	0.15	28.97	0.15		2.37	1.45		0.19	0.00	0.03	0.05	11.13	92.96	

注：(1) 化学分析法含 Fe_2O_3 的有 35 为 2.56%，37 为 0.23%，41 为 0.25%，42 为 1.80%，44 为 2.03%，53 为 2.3%，54 为 1.03%，71 为 4.03%，75 为 2.05%，76 为 2.36%，77 为 2.10%，79 为 3.30%，99 为 0.54%，105 为 0.68%，109 为 0.63%，111 为 1.02%；含 H_2O 的 35 为 3.99%，37 为 4.69%，41 为 5.7%，42 为 0.36%，44 为 5.42%，47 为 5.85%，53 为 4.7%，54 为 6.77%，71 为 3.77%，74 为 5.37%，75 为 5.80%，76 为 4.65%，77 为 4.18%，79 为 3.52%，99 为 4.72%，105 为 4.91%，109 为 4.52%，111 为 3.60%；含 F 的 37 为 0.04%，41 为 0.13%，71 为 0.42%，77 为 0.11%，111 为 1.27%。

(2) 其余为电子探针分析，其中含 BaO 的有 32 为 4.16%，36 为 6.42%，40 为 3.04%，45 为 3.07%，50 为 3.61%，59 为 10.19%，62 为 7.46%，65 为 7.79%，67 为 10.32%，70 为 8.44%，85 为 10.31%，87 为 2.51%，96 为 0.73%。

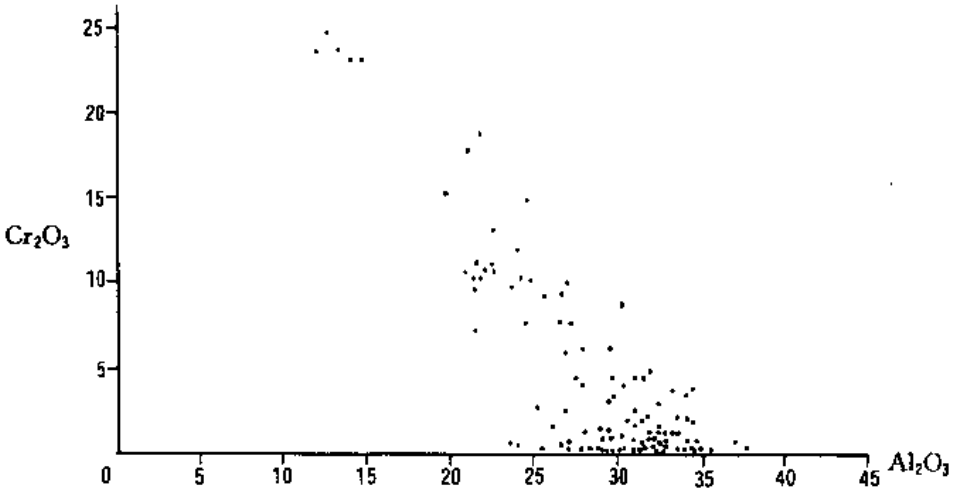


图 1—1　铬铝云母亚族中 Cr—Al 相关性

Fig. 1—1　Relationship between Cr and Al in subgroup of chromo-alumino-mica

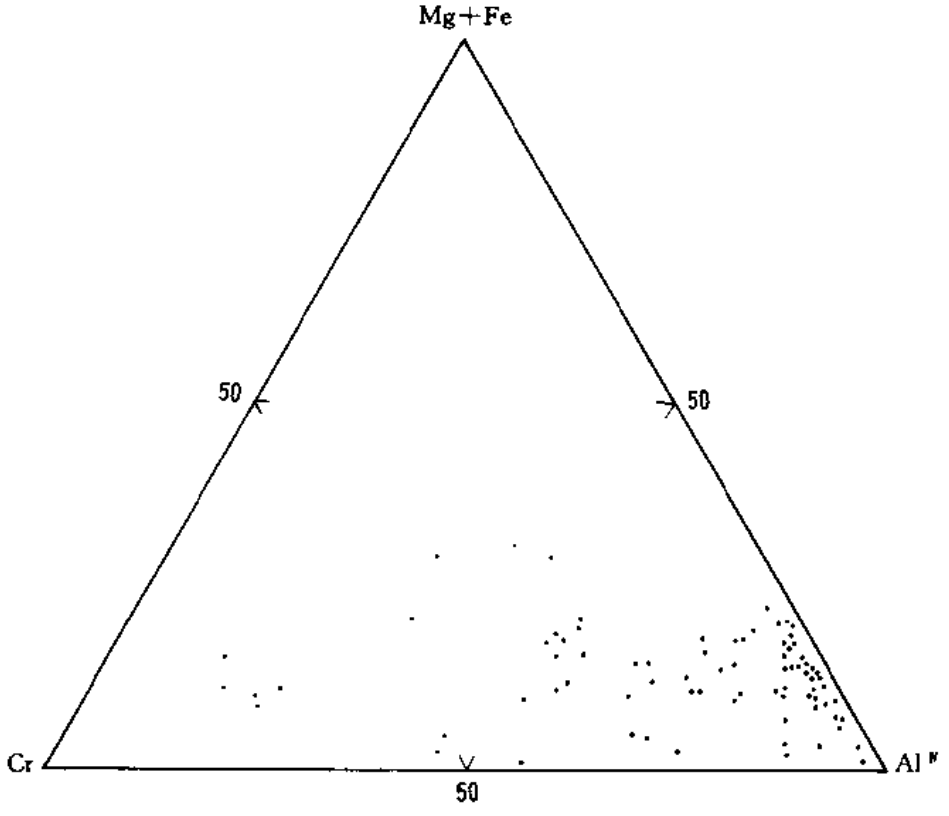


图 1—2　铬铝云母亚族矿物八面体中类质同象

Fig. 1—2　Isomorphism in octahedral sites in subgroup of chromo-alumino-mica

表 1　2　铬铝云母亚族中 Cr—Al 置换程度

Tab. 1—2　Degree of substitution of Cr for Al in subgroup of chromo-alumino-mica

编号	$\frac{Cr}{Cr+Al^{VI}}\times100\%$	编号	$\frac{Cr}{Cr+Al^{VI}}\times100\%$	编号	$\frac{Cr}{Cr+Al^{VI}}\times100\%$	编号	$\frac{Cr}{Cr+Al^{VI}}\times100\%$
1	81.92	31	19.66	61	4.42	91	1.16
2	78.21	32	19.66	62	4.65	92	1.15
3	83.14	33	19.08	63	4.55	93	1.09
4	76.67	34	13.74	64	3.98	94	1.08
5	75.14	35	13.76	65	4.62	95	1.20
6	53.09	36	15.66	66	4.49	96	1.14
7	51.83	37	14.62	67	4.57	97	0.60
8	54.14	38	13.33	68	3.93	98	0.56
9	43.15	39	12.78	69	3.33	99	0.54
10	41.85	40	15.13	70	2.99	100	0.61
11	37.02	41	11.28	71	2.87	101	0.58
12	37.28	42	9.40	72	2.70	102	0.52
13	35.80	43	10.42	73	2.89	103	0.55
14	37.13	44	11.73	74	3.09	104	0.63
15	36.75	45	12.33	75	2.86	105	0.64
16	40.82	46	8.56	76	2.34	106	0.62
17	34.71	47	10.19	77	2.26	107	0.58
18	36.65	48	11.03	78	2.48	108	0.56
19	32.39	49	7.91	79	2.52	109	0.63
20	32.74	50	7.39	80	2.52	110	0.62
21	28.95	51	6.95	81	2.16	111	0.53
22	32.14	52	6.22	82	1.68	112	0.56
23	35.62	53	6.75	83	2.17	113	0.58
24	27.51	54	7.24	84	1.83	114	0.58
25	28.18	55	5.91	85	1.79	115	0.65
26	24.10	56	5.59	86	1.51	116	0.58
27	24.16	57	5.14	87	1.66	117	0.56
28	25.60	58	5.33	88	1.76	118	0.59
29	23.30	59	5.33	89	1.26		
30	25.81	60	4.76	90	1.14		

注：编号同表 1—1。

三、云母族中铬铝云母新亚族的建立

1. 云母族矿物分类沿革

在过去的矿物学专著及教科书中认为云母族主要包括白云母亚族、黑云母亚族及锂云母亚族。云母的通式为 $XY_{2-3}[Z_4O_{10}](OH)_2$；由 X、Y、Z 位上广泛类质同象形成的矿物种较多（表 1　3）。

（1）白云母亚族

X 位上 K^+ 与 Na^+、NH_4^+ 的替代，有白云母、钠云母和铵云母之分；

Y 位上 Al^{3+} 与 V^{3+} 的替代，有白云母、钒云母之分；其中钒云母中 K^+ 被 Ba^{2+} 替代，出现钡钒云母；

Z 位上 Si^{4+}与 Al^{3+}的替代，当 Si^{4+}：Al^{3+}≥3.5：0.5 时，便出现多硅白云母；

(2) 黑云母亚族

当 Y 位全部是 Mg^{2+}时，为金云母；

当 Y 位全部是 Fe^{2+}时，为铁云母；

金云母与铁云母的过渡型，即 Y 位是（Mg^{2+}，Fe^{2+}，Fe^{3+}）时，便是黑云母；

表 1—3 云母族主要矿物分类沿革

Tab. 1—3 Classification of minerals in mica group

类型①	种 名	英 文	理想化学式	类质同象类型	以前的分类③		作者的分类④	
二八面体	白云母	Muscovite	$KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$	标 准	Al系列	白云母亚族	Cr—Al系列	铬铝云母亚族
	钒云母	Roscoelite	$K(V,Al)_2(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$	$V\rightarrow Al^{VI}$				
	钠云母	Paragonite	$NaAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$	$Na\rightarrow K$				
	铵云母	Tobelite	$(NH_4,K)Al_2(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$	$NH_4\rightarrow K$				
	钡钒云母②	Chernykhite	$(Ba,Na,NH_4)(V,Al)_2(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2$	$Ba,Na,NH_4\rightarrow K$；$V\rightarrow Al^{VI}$				
	多硅白云母	Phengite	$KAl_{1.5}(Mg,Fe)_{0.5}(Si_{3.5}Al_{0.5})O_{10}(OH)_2$	$Mg,Fe^{2+}\rightarrow Al^{VI}$				
三八面体	金云母	Phlogopite	$KMg_3(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$	标 准	Mg—Fe系列	黑云母亚族	Mg—Fe系列	钛钒云母亚族
	铁云母	Annite	$KFe_3^{2+}(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$	$Fe^{2+}\rightarrow Mg$				
	黑云母	Biotite	$K(Mg,Fe)_3(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$	$Fe^{2+}\rightarrow Mg$				
	高铁云母	Ferri-annite	$KFe_3^{2+}(Si_3Fe^{3+})O_{10}(OH)_2$	$Fe^{2+}\rightarrow Mg$；$Fe^{3+}\rightarrow Al^{IV}$				
	钠金云母	Wonesite	$(Na,K)_{0.5}(Mg,Fe)_{2.5}Al_{0.5}(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$	$Na\rightarrow K$；$Fe^{2+},Al^{IV}\rightarrow Mg$				
	锌云母	Hendricksite	$K(Zn,Mn)_3(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$	$Zn,Mn\rightarrow Mg$				
	锂白云母	Trilithionite	$K(Li_{1.5}Al_{1.5})(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$	$Li,Al^{IV}\rightarrow Mg$	Li系列	锂云母亚族	Li系列	锂云母亚族
	带云母	Taeniolite	$KMg_2LiSi_4O_{10}(OH)_2$	$Li\rightarrow Mg$				
	铁锂云母	Zinnwaldite	$K(Fe^{2+},Li)_2(Al,Fe^{3+})(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2$	$Fe^{2+},Li,Al^{IV},Fe^{3+}\rightarrow Mg$				
	锰锂云母	Masutomilite	$K(Mn,Li)_2Al(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2$	$Mn,Li,Al^{IV}\rightarrow Mg$				

①自然界还出现一部分二八面体与三八面体间的过渡型。

②顿钒云母属二八面体型，但归入铬铝云母亚族并不合适，暂列于此，有待调整。

③据王濮，1984；Bailey，1984；潘兆橹，1985；

④作者新扩建的铬铝云母亚族中包含铬云母，Fuchsite，$KCr_2[(Si_3Al)O_{10}](OH)_2$，$Cr\rightarrow Al^{VI}$。

当 Y 位被 Zn^{2+}，Mn^{2+}替代，便出现锌云母；

铁云母 Z 位上 Al^{3+}被 Fe^{3+}替代，便形成高铁云母；

金云母 X 位上 K^+部分被 Na^+替代，形成钠金云母。

(3) 锂云母亚族

锂云母亚族矿物是含 Li^+的黑云母亚族与白云母亚族中矿物 Y 位上 Al^{3+}，Mg^{2+}，Fe^{2-}部分被 Li^+替代的结果，主要有：

锂白云母，白云母 Y 位上 Al^{3+}部分被 Li^+替代；

带云母，金云母 Y 位上部分 Mg^{2+}被 Li^+替代；

铁锂云母，铁云母 Y 位上 Fe^{2+} 部分被 Li^{+} 替代，并含 Al^{3+}；

锰锂云母，白云母 Y 位上 Al^{3+} 部分被 Li^{+}，Mg^{2+} 替代。

按八面体中阳离子类型可以分为 Al 系列、Mg—Fe 系列和 Li 系列三类。也有按本质置换类型，更细致地划分为 Fe--Li，Al—Li，Fe—Al 及 Mg—Fe 四个系列（孙世华，1986）。其中只有 Mg—Fe 系列完整，为完全类质同象系列，具有镁元素端员——金云母和铁元素端员——铁云母。其余各系列均为不完全类质同象系列，故从类质同象程度考虑是否能作为独立的系列值得进一步研究。

2. 铬—铝系列的提出

铬云母在西方文献中指 fuchsite 和 mariposite。fuchsite 由 Schafhault（1843）提出（Strunz，1978），mariposite 由 Silliman（1868）提出（Whitmore，1946）。

Winchell（1925）把含铬的多硅白云母和黑鳞云母归为 mariposite，Partridge（1936）认为 fuchsite 指铬白云母。Odman（1938）倾向于把含铬较低的云母称为 mariposite，Hutton（1940）则主张废除 mariposite 术语，将 $Cr_2O_3<1\%$ 的称为含铬白云母（chromiferous muscovite），将 $Cr_2O_3>1\%$ 的称为铬白云母（fuchsite），Whitmore（1946）则指 mariposite 为含铬多硅白云母。Bailey（1984）提出由于颜色和成分微小差异引起的变种，不提倡重新命名，主张废除 fuchsite 和 mariposite，统称为含铬白云母（chromian muscovite），即在端员组分前冠以形容词修饰。

以上讨论的前提是铬云母中 Cr_2O_3 的含量不超过 4.81%（Whitmore，1946；Deer，1963；王濮，1984；Bailey，1984；潘兆橹，1985）。但通过 Treloar（1987）及本文的系统研究，云母结构层内八面体中 83.14% 的铝可被铬替代（表 1—2），而且 Cr—Al 之间具有完整的、连续的类质同象趋势（图 1—2），因此自然界中可能存在铬云母端员，作者认为铬云母术语非但不能取消，相反，对铬云母等含铬种属分类和命名要重新进行深入探讨。

作者提出在云母族中存在铬-铝系列，并将过去的白云母亚族扩充为铬铝云母亚族。值此，云母族矿物分类也较完善，其三个亚族分别为二八面体的铬铝云母亚族、三八面体的镁铁云母亚族和锂云母亚族（表 1- 3），广义上锂云母亚族属于铬铝云母亚族与镁铁云母亚族过渡型。对云母族中铬铝云母新亚族详细的分类与命名及其成因矿物族研究见以后几章。

第二章　铬铝云母亚族矿物初步分类

一、晶体化学分类

由于云母族矿物化学成分类质同象的广泛性和复杂性，造成云母族矿物统一分类困难较大，目前尚无合理统一分类出现。作者仅着重讨论二八面体中铬铝云母亚族矿物初步分类问题。

铬铝云母亚族矿物主要有构成其结构层内八面体中 Cr—Al 完全类质同象系列的端员组分白云母和铬云母及其完全类质同象系列的中间过渡类型。在其结构层内四面体中由于 Si，Al 置换程度不同，仅铝端员便有白云母及多硅白云母之分。另外由于粒径的差异，习惯上将粒径大于 0.1 mm 的铝端员称为白云母，而粒径小于 0.1 mm 的铝端员称为绢云母（Омельяненко，1982）。

因此，综合考虑铬铝云母亚族矿物结构层内八面体位置上 Cr—Al 及四面体位置上 Si—Al 类质同象替代及粒径等因素，该亚族矿物详细的晶体化学分类如图 2—1 所示。

其中 ab 线代表铬铝云母亚族矿物结构层内八面体位置 Cr—Al 完全类质同象系列，以 $O_{Cr}=[Cr/(Cr+Al^{\text{Ⅵ}})]\times 100\%$ 计。

当 $O_{Cr}=0$ 时，为铝端员白云母 $KAl_2[(Si_3Al)O_{10}](OH)_2$；

当 $O_{Cr}=0$—3%时，相当 Cr_2O_3 约为 0—1.0%，称为含铬白云母，这里已考虑到过去文献中的习惯，将含 $Cr_2O_3<1.0\%$的称为含铬白云母（Hutton，1940）；

当 $O_{Cr}=3\%$—30%时，相当 Cr_2O_3 为 1.0%—10%，称为铬白云母；

当 $O_{Cr}=30\%$—70%时，相当 Cr_2O_3 为 10%—20%，称为铬铝云母；

当 $O_{Cr}=70\%$—97%时，相当 Cr_2O_3 为 20%—30%，称为铝铬云母；

当 $O_{Cr}=97\%$—100%时，则称为含铝铬云母。

当 $O_{Cr}=100\%$时，为铬端员铬云母 $KCr_2[(Si_3Al)O_{10}](OH)_2$。

ac 线代表粒径大于 0.1 mm 的白云母结构层内四面体中硅原子数。理论上，白云母与多硅白云母的分界是硅原子数为 3.5，但实际上，多数研究者将含 SiO_2 为 50%以上的均被视为多硅白云母，相当硅原子数约为 3.3，故作者采用 3.3 为分类界线。以铝端员为例：

当硅原子数为 3.0—3.3 时，称为白云母；

当硅原子数大于 3.3 时，称为多硅白云母。

同理，ad 线代表粒径小于 0.1 mm 的绢云母结构层内四面体中硅原子数，以铝端员为例：

当硅原子数为 3.0—3.3 时，称为绢云母；

当硅原子数大于 3.3 时，称为多硅绢云母。

图 2—1 中实线区为自然界中存在的矿物种，虚线区为自然界中尚未发现的矿物种。

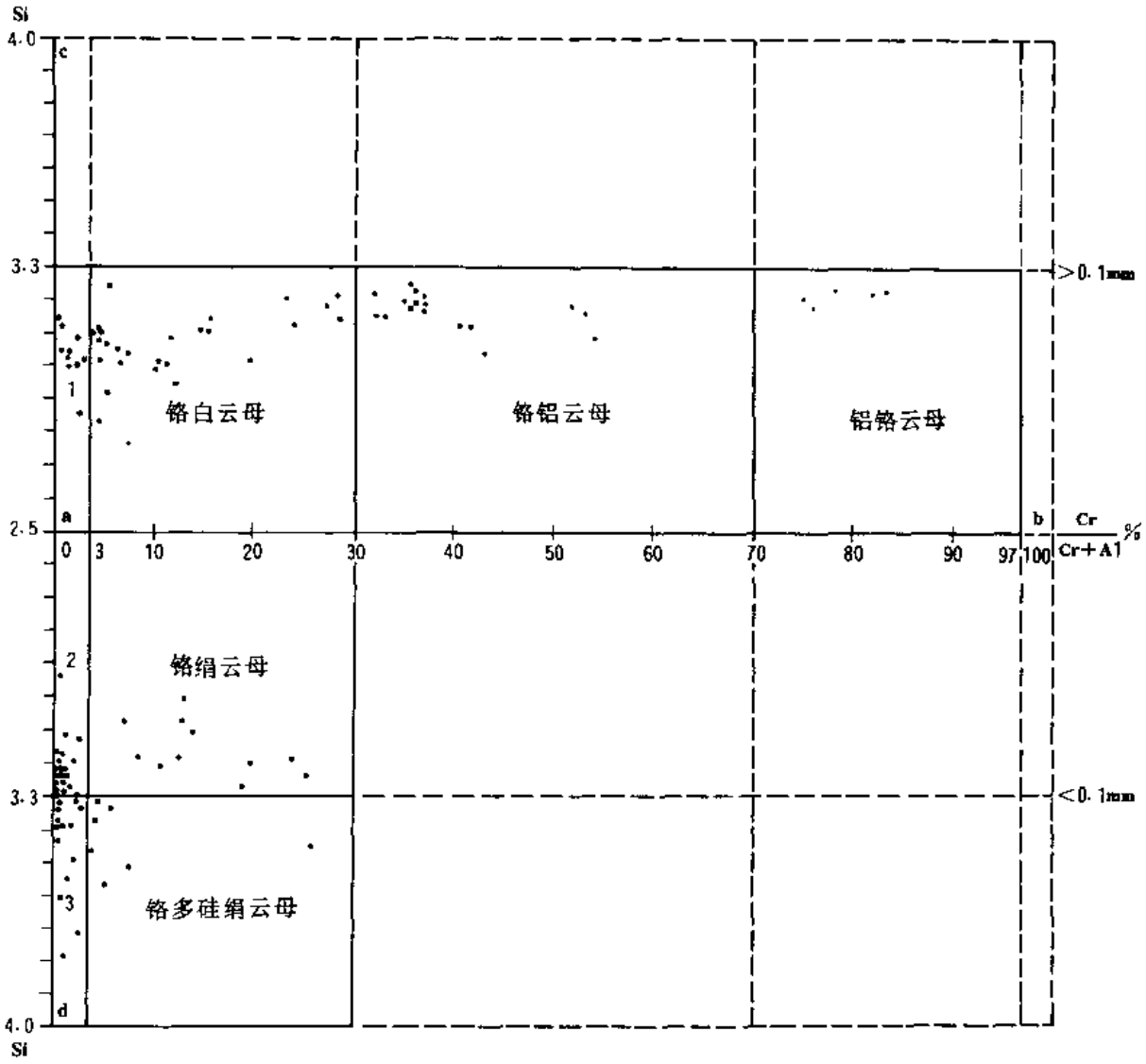


图 2　1　铬铝云母亚族矿物晶体化学分类

Fig. 2—1　Crystal-chemical classification of minerals in subgroup of chromo-alumino-mica

1- 含铬白云母；2—含铬绢云母；3—含铬多硅绢云母。页点为表 1 -1 数据投点

二、自 然 分 类

由铬铝云母亚族矿物晶体化学分类（图 2-1）可知，自然界中产出的铬铝云母亚族矿物有白云母、含铬白云母、铬白云母、铬铝云母、铝铬云母；绢云母、含铬绢云母、铬绢云母；多硅白云母；含铬多硅绢云母、铬多硅绢云母等，其自然产出的主要分类特征列于表 2—1 中。

表 2—1 自然界中产出的铬铝云母亚族矿物分类

Tab. 2—1 Natural classification of minerals in subgroup of chromo-alumino-mica

矿 物	白云母	含铬白云母	铬白云母	铬铝云母	铝铬云母	绢云母	含铬绢云母	铬绢云母	多硅白云母	含铬多硅绢云母	铬多硅绢云母
英 文	Muscovite	Chromiferous muscovite	Chrome muscovite	Chrome aluminium mica	Aluminium fuchsite	Sericite	Chromiferous sericite	Chrome sericite	Phengite	Low chrome mariposite	Mariposite
粒 径	≥0.1 mm					<0.1 mm			≥0.1 mm	<0.1 mm	
多 型	$2M_1$, $1M$, $1M_d$					$1M$, $1M_d$, $2M_1$, $2M_2$			$3T$, $1M$, $2M_1$, $2M_2$		
Cr_2O_3(%)		0.17—1.00	1.20—9.80	10.01—18.81	23.12—24.63		0.15—1.00	1.86—3.13		0.15—0.96	1.39—7.46
晶体化学式中 Cr		0.01—0.05	0.07—0.54	0.55—1.03	1.33—1.45		0.01—0.05	0.10—0.16		0.01—0.05	0.07—0.40
SiO_2(%)	41.37—48.42	42.03—47.00	39.25—47.95	42.20—46.08	42.22—44.02	46.69—50.09	44.87—51.81	47.74—48.31	50.18—52.53	48.47—59.35	48.86—54.19
晶体化学式中 Si	2.96—3.30	2.89—3.14	2.76—3.31	3.04—3.23	3.18—3.23	3.09—3.27	2.94—3.29	3.19—3.24	3.33—3.78	3.31—3.78	3.31—3.57
$\frac{Cr}{Cr+Al^{VI}}\times 100\%$		0.53—2.99	3.09—28.95	32.14—54.14	75.14—83.14		0.52—2.17	8.56—24.16		0.58—2.89	3.98—25.81
资料来源	Deer, 1963	表 1—1, 1—2	表 1—1, 1—2	表 1—1, 1—2	表 1—1, 1—2	Омельяненко, 1982	表 1—1, 1—2	表 1—1, 1—2	Ernst, 1963, 叶大年, 1979	表 1—1, 1—2	表 1—1, 1—2

第三章　铬铝云母亚族矿物晶体化学

一、晶体结构

铬铝云母亚族属于层状硅酸盐云母族。云母族矿物晶体化学通式为 $XY_{2-3}Z_4O_{10}(OH)_2$，其晶体结构由层间阳离子 X 以离子键连接起来的 2 个四面体层和 1 个八面体层结构单元层组成。为使 2∶1 结构单元层中部的阳离子具八面体配位，结构单元层上、下两个四面体层彼此需移位 $a/3$ 的距离，因此云母族矿物具单斜对称。由于结构单元层叠置方式不同而构成了云母族矿物复杂的多型变体。在云母结构单元层中包含了 3 个八面体位置，计为 1 个 M1，2 个 M2；按其八面体晶位的占据情况可进一步划分为三八面体和二八面体。三八面体包括镁铁云母亚族和锂云母亚族．其中 1 个 M1 和 2 个 M2 共三个八面体全部被二价阳离子占据，二八面体便指铬铝云母亚族，仅有 2 个 M2 被三价阳离子占据。

正是由于铬铝云母亚族中八面体 M1 空位，而八面体 M2 却被较高价的三价阳离子占据，故造成硅氧骨子中每个阴离子[O^{2-}，$(OH)^-$]仅在一个方向上被吸引（图 3—1），使得 M2 八面体共棱被缩短而 M1 八面体的棱被拉长（Bailey，1984）。于是使得二八面体的铬铝云母亚族矿物晶体结构畸变程度较高。

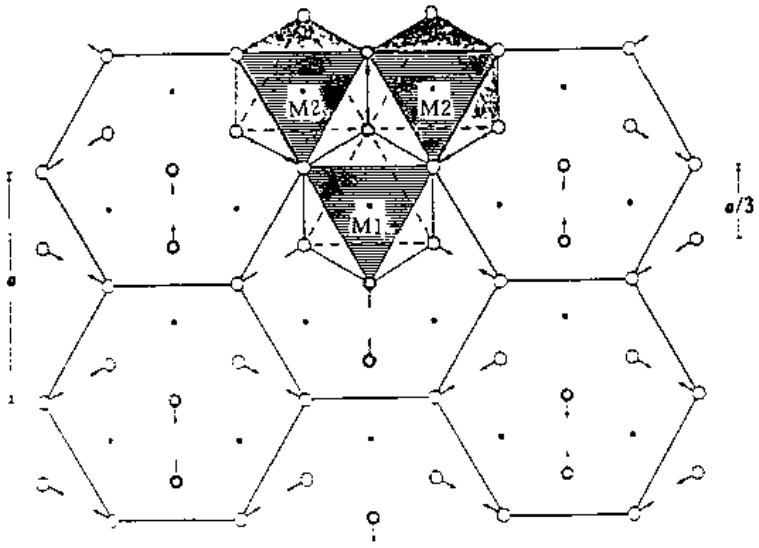


图 3　1　云母理想的 2∶1 型层中二八面体层

（据 Bailey，1984）

Fig. 3—1　Idealized dioctahedral sheet within 2∶1 layer in mica

共棱的缩短意味着八面体厚度变薄，如图 3—2 所示白云母晶体结构。同时可看出，连接四面体端氧的六条棱，其中二条被伸长，其余四条被扭转了，造成六方环变形（图 3—3）。而且上、下两组四面体端氧即八面体层上、下两组氧离子的扭转方向相反，使得八面体反向旋转。八面体的反向旋转与八面体的减薄是同时发生的，均是八面体共棱缩短所造成（Bailey，1984）。

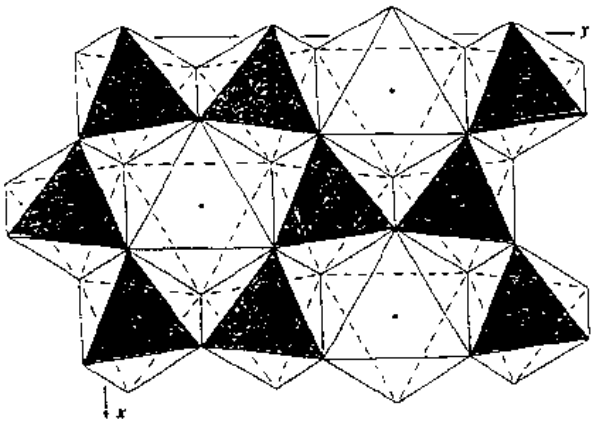


图 3--2　$2M_1$ 型白云母中 M1 和 M2 八面体相对大小
（据 Bailey，1984）

Fig. 3--2　Relative sizes of occupied M2 octahedral sites and vacant M1 site in muscovite-$2M$

相比之下，三八面体的镁铁云母亚族由于不存在八面体 M1 空位，而且三个八面体中又被较低价的二价阳离子占据，使得每个阴离子在相隔 120°的三个方向上受到牵引，因此八面体层畸变程度甚低，如图 3—4 所示金云母晶体结构中六方环则较规则。

对于二八面体的铬铝云母亚族中铝端员即白云母的晶体结构已有较精细的测定，而铬端员即铬云母的精细结构资料尚未获得，有待取得样品后作进一步研究。

铬铝云母亚族矿物多型以 $2M_1$ 为主，也出现 $1M$、$1M_d$ 和 $3T$；不似镁铁云母亚族矿物以 $1M$ 多型为主。

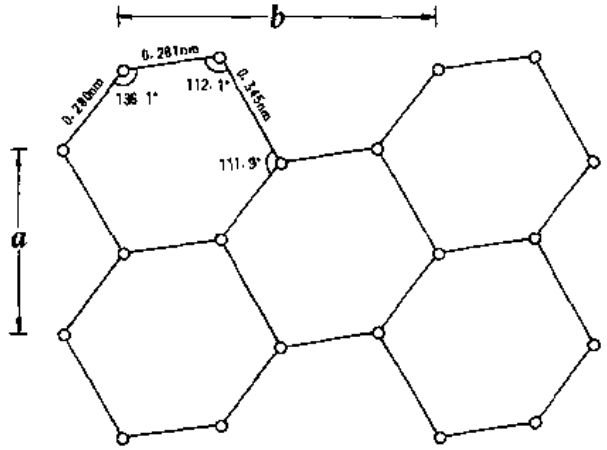


图 3—3　$2M_1$ 型白云母中变形的六方环
（据 Bailey，1984）

Fig. 3—3　Distorted hexagonal rings of apical oxygens in dioctahedral muscovite-$2M_1$

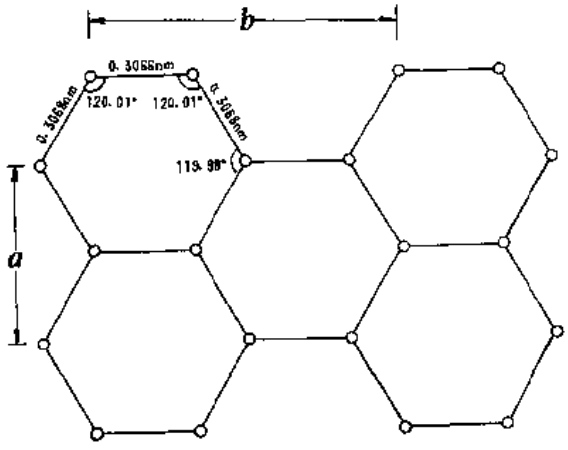


图 3—4　$1M$ 型金云母中规则六方环
（据 Bailey，1984）

Fig. 3—4　Relatively undistorted hexagonal rings of apical oxygens in phlogopite-$1M$

二、化学成分

铬铝云母亚族矿物晶体化学通式为 $XY_2Z_4O_{10}(OH)_2$，其化学成分由四部分组成，即 X 位阳离子、Y 位阳离子、Z 位阳离子和附加阴离子。

在此仅讨论铬铝云母亚族含铬种属化学成分并已列于表 1—1 中，其晶体化学式计算结果如下所示，编号同表 1--1，矿物名称依据图 2—1 中晶体化学分类原则，其中与金属离子结合的氧原子有 11 个，与氢原子结合的有 1 个氧原子，故用氧原子法计算晶体化学式时，对于化学全分析数据采用 12 个氧原子计算，对于电子探针分析数据采用 11 个氧原子计算。

铝铬云母晶体化学式：

1❶ . $(K_{0.95}Ca_{0.01})_{0.96}(Cr_{1.45}Al_{0.32}Mg_{0.20}Fe_{0.02}V_{0.01})_{2.00}[(Si_{3.22}Al_{0.78})_4O_{10}](OH)_2$

2. $K_{0.86}(Cr_{1.40}Al_{0.39}Fe_{0.13}Mg_{0.08}V_{0.0}{}_{1.99}[(Si_{3.23}Al_{0.77})_4O_{10}](OH)_2$

3. $(K_{0.85}Ca_{0.01})_{0.87}(Cr_{1.43}Al_{0.29}Mg_{0.25}Fe_{0.06}V_{0.02}Ti_{0.01})_{2.06}[(Si_{3.23}Al_{0.77})_4O_{10}](OH)_2$

4. $(K_{0.86}Ca_{0.01})_{0.87}(Cr_{1.38}Al_{0.42}Fe_{0.13}Mg_{0.05}V_{0.01}Mn_{0.01})_{2.00}[(Si_{3.18}Al_{0.82})_4O_{10}](OH)_2$

5. $(K_{0.87}Ca_{0.01})_{0.88}(Cr_{1.33}Al_{0.44}Fe_{0.13}Mg_{0.08}V_{0.01}Ti_{0.01})_{2.00}[(Si_{3.20}Al_{0.80})_4O_{10}](OH)_2$

铬铝云母晶体化学式：

6. $(K_{0.87}Ca_{0.01})_{0.88}(Cr_{1.03}Al_{0.91}Mg_{0.01}Fe_{0.02}Ti_{0.01})_{2.00}[(Si_{3.16}Al_{0.84})_4O_{10}](OH)_2$

7. $(K_{0.92}Ca_{0.01})_{0.93}(Cr_{0.99}Al_{0.92}Mg_{0.08}Fe_{0.01})_{2.00}[(Si_{3.18}Al_{0.82})_4O_{10}](OH)_2$

8. $(K_{0.91}Ca_{0.01})_{0.92}(Cr_{0.85}Al_{0.72}Mg_{0.62}Fe_{0.01})_{2.20}[(Si_{3.09}Al_{0.91})_4O_{10}](OH)_2$

9. $(K_{0.93}Ca_{0.01})_{0.94}(Al_{1.12}Cr_{0.85}Fe_{0.01}Ti_{0.01})_{1.99}[(Si_{3.04}Al_{0.96})_4O_{10}](OH)_2$

10. $(K_{0.88}Ca_{0.01})_{0.89}(Al_{1.07}Cr_{0.77}Mg_{0.14}Fe_{0.05}Mn_{0.01}Ti_{0.01})_{2.05}[(Si_{3.12}Al_{0.88})_4O_{10}](OH)_2$

11. $K_{0.90}(Al_{1.14}Cr_{0.67}Mg_{0.20}Fe_{0.02}Ti_{0.02}Mn_{0.01})_{2.06}[(Si_{3.17}Al_{0.83})_4O_{10}](OH)_2$

12. $(K_{0.91}Ca_{0.01})_{0.92}(Al_{1.06}Cr_{0.63}Mg_{0.33}V_{0.09}Fe_{0.02}Ti_{0.02}Mn_{0.01})_{2.16}[(Si_{3.20}Al_{0.80})_4O_{10}](OH)_2$

13. $K_{0.92}(Al_{1.13}Cr_{0.63}Mg_{0.21}Fe_{0.02}Ti_{0.02}V_{0.01})_{2.02}[(Si_{3.23}Al_{0.77})_4O_{10}](OH)_2$

14. $K_{0.91}(Al_{1.05}Cr_{0.62}Mg_{0.39}Fe_{0.02}Ti_{0.01}Mn_{0.01})_{2.10}[(Si_{3.19}Al_{0.81})_4O_{10}](OH)_2$

15. $K_{0.90}(Al_{1.05}Cr_{0.61}Mg_{0.29}V_{0.09}Ti_{0.12}Fe_{0.01})_{2.07}[(Si_{3.18}Al_{0.82})_4O_{10}](OH)_2$

16. $K_{0.80}(Al_{0.87}Cr_{0.60}Mg_{0.52}Fe_{0.13}V_{0.08}Ti_{0.02})_{2.12}[(Si_{3.12}Al_{0.88})_4O_{10}](OH)_2$

17. $K_{0.86}(Al_{1.11}Cr_{0.59}Mg_{0.33}V_{0.10}Fe_{0.02}Ti_{0.02})_{2.17}[(Si_{3.20}Al_{0.80})_4O_{10}](OH)_2$

18. $(K_{0.90}Ca_{0.01})_{0.91}(Al_{1.02}Cr_{0.59}Mg_{0.33}V_{0.10}Ti_{0.03}Fe_{0.01})_{2.08}[(Si_{3.17}Al_{0.83})_4O_{10}](OH)_2$

19. $(K_{0.91}Ca_{0.01})_{0.92}(Al_{1.19}Cr_{0.57}Mg_{0.28}Fe_{0.03})_{2.07}[(Si_{3.15}Al_{0.85})_4O_{10}](OH)_2$

20. $(K_{0.91}Ca_{0.01})_{0.92}(Al_{1.13}Cr_{0.55}Mg_{0.37}Fe_{0.03}Ti_{0.01}Mn_{0.01})_{2.10}[(Si_{3.15}Al_{0.85})_4O_{10}](OH)_2$

22. $(K_{0.90}Ca_{0.01})_{0.91}(Al_{1.14}Cr_{0.54}Mg_{0.41}Fe_{0.02})_{2.11}[(Si_{3.21}Al_{0.79})_4O_{10}](OH)_2$

23. $(K_{0.57}Ca_{0.02})_{1.83}(Al_{0.94}Cr_{0.52}Mg_{0.50}Fe_{0.08}Ti_{0.02})_{2.14}[(Si_{3.25}Al_{0.75})_4O_{10}](OH)_2$

铬白云母晶体化学式：

21. $(K_{0.80}Ca_{0.01})_{1.00}(Al_{1.35}Cr_{0.55}Mg_{0.09}Ti_{0.02})_{2.01}[(Si_{3.14}Al_{0.86})_4O_{10}](OH)_2$

24. $(K_{0.87}Ca_{0.01})_{0.88}(Al_{1.37}Cr_{0.52}Mg_{0.08}Ti_{0.02})_{1.99}[(Si_{3.18}Al_{0.82})_4O_{10}](OH)_2$

25. $(K_{0.95}Ca_{0.01})_{0.96}(Al_{1.30}Cr_{0.51}Mg_{0.14}Fe_{0.04})_{2.01}[(Si_{3.21}Al_{0.79})_4O_{10}](OH)_2$

26. $(K_{0.92}Ca_{0.01})_{0.93}(Al_{1.48}Cr_{0.47}Mg_{0.03}Fe_{0.02}Mn_{0.01})_{2.01}[(Si_{3.12}Al_{0.88})_4O_{10}](OH)_2$

---

❶ 35、37、41、42、44、47、53、54、71、71、75、76、77、79、99、105、109、111 为化学分析结果，按 12 个氧原子计算；其余为电子探针分析结果，按 11 个氧原子计算，其中(OH)为理想式。编号同表 1 1。

29. $(K_{0.92}Ca_{0.01})_{0.93}(Al_{1.35}Cr_{0.43}Mg_{0.28}Fe_{0.02})_{2.06}[(Si_{3.20}Al_{0.80})_4O_{10}](OH)_2$

32. $(K_{0.76}Ba_{0.13}Na_{0.10})_{0.97}(Al_{1.43}Cr_{0.35}Mg_{0.19}Ti_{0.04})_{2.01}[(Si_{3.02}Al_{0.98})_4O_{10}](OH)_2$

36. $(K_{0.68}Ba_{0.18}Na_{0.04})_{0.88}(Al_{1.40}Cr_{0.26}Mg_{0.24}Fe_{0.06}Ti_{0.05})_{2.01}[(Si_{3.14}Al_{0.86})_4O_{10}](OH)_2$

37. $(K_{0.90}Na_{0.10})_{1.00}(Al_{1.46}Cr_{0.25}Mg_{0.19}Fe^{2+}_{0.05}Fe^{3+}_{0.01})_{1.96}[(Si_{3.11}Al_{0.89})_4O_{10}](OH)_{2.16}F_{0.01}]_{2.17}$

40. $(K_{0.68}Na_{0.10}Ba_{0.08})_{0.86}(Al_{1.29}Mg_{0.31}Cr_{0.23}Ti_{0.18})_{2.01}[(Si_{3.11}Al_{0.89})_4O_{10}](OH)_2$

41. $(K_{0.94}Na_{0.11}Ca_{0.03})_{1.10}(Al_{1.73}Cr_{0.22}Fe^{3+}_{0.02}Fe^{2+}_{0.01})_{1.98}[(Si_{3.01}Al_{0.99})_4O_{10}][(OH)_{2.65}F_{0.03}]_{2.68}$

42. $(K_{0.95}Na_{0.05}Ca_{0.04})_{1.04}(Al_{2.12}Cr_{0.22}Fe^{3+}_{0.09}Mg_{0.07})_{2.50}[(Si_{3.31}Al_{0.69})_4O_{10}](OH)_{0.17}$

43. $(K_{0.86}Na_{0.13})_{0.99}(Al_{1.72}Cr_{0.20}Mg_{0.06}Ti_{0.03}Fe_{0.01})_{2.02}[(Si_{3.02}Al_{0.98})_4O_{10}](OH)_2$

44. $K_{0.89}(Al_{1.43}Mg_{0.23}Cr_{0.19}Fe^{3+}_{0.10})_{1.95}[(Si_{3.09}Al_{0.97})_4O_{10}](OH)_{2.41}$

45. $(K_{0.76}Na_{0.09}Ba_{0.08})_{0.93}(Al_{1.28}Ti_{0.30}Mg_{0.23}Cr_{0.18}Fe_{0.01})_{2.00}[(Si_{2.95}Al_{1.05})_4O_{10}](OH)_2$

47. $(K_{0.82}Na_{0.11}Ca_{0.04})_{0.97}(Al_{1.41}Mg_{0.33}Cr_{0.16})_{1.90}[(Si_{3.00}Al_{1.00})_4O_{10}](OH)_{2.58}$

50. $(K_{0.79}Ba_{0.10}Na_{0.09})_{0.98}(Al_{1.63}Mg_{0.16}Cr_{0.13}Ti_{0.05}Fe_{0.04})_{2.01}[(Si_{3.05}Al_{0.95})_4O_{10}](OH)_2$

52. $(K_{0.85}Na_{0.14})_{0.99}(Al_{1.81}Cr_{0.12}Mg_{0.04}Fe_{0.01}Ti_{0.01})_{1.99}[(Si_{3.06}Al_{0.94})_4O_{10}](OH)_2$

53. $(K_{0.92}Na_{0.14}Ca_{0.01})_{1.07}(Al_{1.58}Fe^{3+}_{0.12}Cr_{0.11}Ti_{0.11}Mg_{0.07})_{1.93}[(Si_{3.00}Al_{1.00})_4O_{10}](OH)_{2.12}$

54. $(K_{0.76}Na_{0.10}Ca_{0.03})_{0.89}(Al_{1.41}Mg_{0.31}Cr_{0.11}Fe^{3+}_{0.05})_{1.88}[(Si_{2.76}Al_{1.24})_4O_{10}](OH)_{2.95}$

56. $(K_{0.62}Na_{0.10}Ca_{0.01})_{0.73}(Al_{1.69}Mg_{0.16}Fe_{0.11}Cr_{0.10}Ni_{0.01}V_{0.01})_{2.09}[Si_{3.24}Al_{0.76})_4O_{10}](OH)_2$

57. $(K_{0.92}Na_{0.08})_{1.00}(Al_{1.56}Fe_{0.12}Cr_{0.09}Mg_{0.08}Ti_{0.07})_{2.02}[(Si_{3.07}Al_{0.93})_4O_{10}](OH)_2$

59. $(K_{0.52}Ba_{0.28}Na_{0.04})_{0.84}(Al_{1.66}Mg_{0.22}Cr_{0.09}Ti_{0.08}Fe_{0.07})_{2.06}[(Si_{2.91}Al_{1.09})_4O_{10}](OH)_2$

62. $(K_{0.59}Ba_{0.29}Na_{0.04})_{0.83}(Al_{1.64}Mg_{0.21}Cr_{0.08}Fe_{0.06}Ti_{0.06})_{2.05}[(Si_{3.02}Al_{0.98})_4O_{10}](OH)_2$

63. $(K_{0.88}Na_{0.08})_{0.96}(Al_{1.68}Fe_{0.13}Mg_{0.08}Cr_{0.08}Ti_{0.07})_{2.04}[(Si_{3.08}Al_{0.92})_4O_{10}](OH)_2$

65. $(K_{0.66}Ba_{0.22}Na_{0.06})_{0.94}(Al_{1.65}Mg_{0.22}Cr_{0.08}Fe_{0.05}Ti_{0.05})_{2.05}[(Si_{3.10}Al_{0.90})_4O_{10}](OH)_2$

66. $(K_{0.86}Na_{0.08})_{0.94}(Al_{1.70}Fe_{0.12}Mg_{0.09}Cr_{0.08}Ti_{0.06})_{2.05}[(Si_{3.09}Al_{0.91})_4O_{10}](OH)_2$

67. $(K_{0.52}Ba_{0.29}Na_{0.19})_{1.00}(Al_{1.67}Mg_{0.12}Cr_{0.08}Ti_{0.08}Fe_{0.04})_{1.99}[(Si_{2.83}Al_{1.17})_4O_{10}](OH)_2$

68. $(K_{0.88}Na_{0.08})_{0.96}(Al_{1.71}Fe_{0.12}Mg_{0.06}Cr_{0.07}Ti_{0.06})_{2.04}[(Si_{3.09}Al_{0.91})_4O_{10}](OH)_2$

69. $(K_{0.80}Na_{0.08})_{0.88}(Al_{1.74}Fe_{0.11}Mg_{0.08}Ti_{0.07}Cr_{0.06})_{2.06}[(Si_{3.10}Al_{0.90})_4O_{10}](OH)_2$

74. $(K_{0.90}Ca_{0.04}Na_{0.02})_{0.96}(Al_{1.57}Mg_{0.29}Cr_{0.05}Fe^{2+}_{0.03})_{1.94}[(Si_{3.10}Al_{0.90})_4O_{10}](OH)_{2.35}$

含铬白云母晶体化学式：

71. $(K_{0.56}Ca_{0.07}Na_{0.06})_{0.72}(Al_{1.69}Fe^{3+}_{0.20}Cr_{0.05}Ti_{0.05}Fe^{2+}_{0.04}Mg_{0.01})_{2.04}[(Si_{3.13}Al_{0.87})_4O_{10}][(OH)_{2.62}F_{0.[illegible]}]_{2.71}$

70. $(K_{0.62}Ba_{0.23}Na_{0.05})_{0.90}(Al_{1.61}Mg_{0.24}Fe_{0.07}Cr_{0.05}Ti_{0.05})_{2.03}[(Si_{3.02}Al_{0.98})_4O_{10}](OH)_2$

75. $(K_{0.68}Na_{0.17}Ca_{0.04})_{0.89}(Al_{1.70}Fe^{3+}_{0.10}Mg_{0.10}Cr_{0.05})_{1.95}[(Si_{2.85}Al_{1.15})_4O_{10}](OH)_{2.53}$

76. $(K_{0.38}Na_{0.29}Ca_{0.02})_{0.69}(Al_{1.67}Mg_{0.38}Fe^{3+}_{0.12}Cr_{0.04})_{2.21}[(Si_{3.07}Al_{0.93})_4O_{10}](OH)_{2.04}$

77. $(K_{0.80}Na_{0.16}Ca_{0.02})_{0.98}(Al_{1.73}Fe^{3+}_{0.12}Mg_{0.09}Cr_{0.04}Fe^{2+}_{0.02})_{2.00}[(Si_{3.08}Al_{0.92})_4O_{10}][(OH)_{1.84}F_{0.02}]_{1.86}$

85. $(K_{0.61}Ba_{0.29}Na_{0.04})_{0.94}(Al_{1.65}Mg_{0.22}Fe_{0.05}Ti_{0.05}Cr_{0.03})_{2.01}[(Si_{3.00}Al_{1.00})_4O_{10}](OH)_2$

86. $(K_{0.79}Na_{0.17}Ca_{0.01})_{0.97}(Al_{1.56}Cr_{0.03}Mg_{0.01}Fe_{0.01}Ti_{0.01})_{2.02}[(Si_{3.03}Al_{0.97})_4O_{10}](OH)_2$

87. $(K_{0.75}Na_{0.16}Ba_{0.07})_{1.02}(Al_{1.78}Mg_{0.07}Ti_{0.06}Fe_{0.03}Cr_{0.03})_{1.97}[(Si_{3.01}Al_{0.99})_4O_{10}](OH)_2$

96. $(K_{0.75}Na_{0.19}Ba_{0.02})_{0.99}(Al_{1.74}Mg_{0.09}Ti_{0.06}Fe_{0.04}Cr_{0.02})_{1.95}[(Si_{3.05}Al_{0.95})_4O_{10}](OH)_2$

103. $(K_{0.81}Na_{0.04})_{0.85}(Al_{1.80}Fe_{0.09}Mg_{0.09}Ti_{0.04}Cr_{0.01}V_{0.01})_{2.04}[(Si_{3.12}Al_{0.88})_4O_{10}](OH)_2$

111. $(K_{0.68}Na_{0.31}Ca_{0.01})_{1.00}(Al_{1.89}Mg_{0.13}Fe^{3+}_{0.05}Fe^{2+}_{0.02}Cr_{0.01})_{2.10}[(Si_{3.14}Al_{0.86})_4O_{10}][(OH)_{1.71}F_{0.32}]_{2.02}$

铬绢云母晶体化学式：

27. $K_{0.93}(Al_{1.35}Cr_{0.43}Mg_{0.19}Ni_{0.05}Fe_{0.04})_{2.06}[(Si_{3.19}Al_{0.81})_4O_{10}](OH)_2$

28. $K_{1.01}(Al_{1.25}Cr_{0.43}Mg_{0.26}Ni_{0.06}Fe_{0.03}Ti_{0.02})_{2.05}[(Si_{3.24}Al_{0.76})_4O_{10}](OH)_2$

31. $K_{0.97}(Al_{1.43}Cr_{0.35}Mg_{0.18}Fe_{0.03}Ni_{0.02}Ti_{0.02})_{2.03}[(Si_{3.20}Al_{0.80})_4O_{10}](OH)_2$

33. $K_{1.00}(Al_{1.45}Cr_{0.23}Mg_{0.22}Ni_{0.04}Fe_{0.03})_{2.12}[(Si_{3.27}Al_{0.73})_4O_{10}](OH)_2$

34. $(K_{1.00}Na_{0.02}Ca_{0.01})_{1.01}(Al_{1.37}Cr_{0.25}Mg_{0.29}Fe_{0.03}Ti_{0.03}Mn_{0.01})_{1.95}[(Si_{3.01}Al_{0.99})_4O_{10}](OH)_2$

35. $(K_{0.78}Na_{0.14}Ca_{0.01})_{0.91}(Al_{1.63}Cr_{0.26}Fe^{3+}_{0.13}Fe^{2+}_{0.03}Mg_{0.01})_{2.08}[(Si_{3.11}Al_{0.89})_4O_{10}](OH)_{1.80}$

38. $(K_{0.85}Na_{0.03}Ca_{0.01})_{0.89}(Al_{1.58}Cr_{0.24}Mg_{0.11}Fe_{0.07}Ti_{0.05})_{2.03}[(Si_{3.08}Al_{0.92})_4O_{10}](OH)_2$

39. $(K_{0.92}Na_{0.06})_{0.98}(Al_{1.57}Cr_{0.23}Mg_{0.17}Fe_{0.01}Ti_{0.01})_{2.01}[(Si_{3.19}Al_{0.81})_4O_{10}](OH)_2$

46. $(K_{0.63}Na_{0.03}Ca_{0.01})_{0.67}(Al_{1.71}Cr_{0.16}Mg_{0.13}Fe_{0.06}Ti_{0.03}Mn_{0.01})_{2.12}[(Si_{3.19}Al_{0.81})_4O_{10}](OH)_2$

48. $(K_{0.82}Na_{0.03})_{0.85}(Al_{1.21}Fe_{0.25}Mg_{0.24}Cr_{0.13}Ti_{0.10}V_{0.01})_{1.94}[(Si_{3.21}Al_{0.79})_4O_{10}](OH)_2$

51. $(K_{0.92}Na_{0.01}Ca_{0.01})_{0.94}(Al_{1.74}Cr_{0.13}Mg_{0.08}Fe_{0.03}Ti_{0.02}Mn_{0.01})_{2.02}[(Si_{3.08}Al_{0.92})_4O_{10}](OH)_2$

含铬绢云母晶体化学式：

82. $(K_{1.01}Na_{0.01}Ca_{0.01})_{1.03}(Al_{1.76}Mg_{0.13}Fe_{0.04}Cr_{0.03}Ti_{0.02})_{1.98}[(Si_{3.12}Al_{0.88})_4O_{10}](OH)_2$

85. $(K_{0.72}Na_{0.03}Ca_{0.02})_{0.77}(Al_{1.80}Fe_{0.15}Mg_{0.08}Cr_{0.04}Mn_{0.01}Ti_{0.01})_{2.09}[(Si_{3.20}Al_{0.80})_4O_{10}](OH)_2$

88. $(K_{0.57}Na_{0.02}Ca_{0.01})_{0.60}(Al_{1.67}Mg_{0.15}Fe_{0.06}Cr_{0.03}Mn_{0.01}Ti_{0.01})_{1.93}[(Si_{3.27}Al_{0.73})_4O_{10}](OH)_2$

90. $(K_{0.72}Na_{0.01})_{0.73}(Al_{1.74}Mg_{0.17}Fe_{0.15}Cr_{0.02}Ti_{0.01})_{2.09}[(Si_{3.29}Al_{0.71})_4O_{10}](OH)_2$

91. $(K_{0.93}Na_{0.02}Ca_{0.01})_{0.96}(Al_{1.70}Fe_{0.16}Mg_{0.11}Cr_{0.02}Ti_{0.02})_{2.01}[(Si_{3.27}Al_{0.73})_4O_{10}](OH)_2$

92. $(K_{0.85}Na_{0.04}Ca_{0.02})_{0.91}(Al_{1.72}Fe_{0.15}Mg_{0.13}Cr_{0.02}Ti_{0.02}Mn_{0.01})_{2.05}[(Si_{3.22}Al_{0.78})_4O_{10}](OH)_2$

93. $(K_{0.91}Na_{0.01})_{0.92}(Al_{1.81}Fe_{0.08}Mg_{0.05}Cr_{0.02}Ni_{0.01}Mn_{0.01}Ti_{0.01})_{1.99}[(Si_{3.24}Al_{0.76})_4O_{10}](OH)_2$

94. $(K_{0.73}Ca_{0.01})_{0.74}(Al_{1.84}Fe_{0.14}Mg_{0.04}Cr_{0.02}Ti_{0.01})_{2.09}[(Si_{3.22}Al_{0.78})_4O_{10}](OH)_2$

95. $(K_{0.92}Na_{0.05}Ca_{0.01})_{0.98}(Al_{1.64}Fe_{0.20}Mg_{0.16}Cr_{0.02}Mn_{0.01}Ti_{0.01})_{2.04}[(Si_{3.25}Al_{0.75})_4O_{10}](OH)_2$

97. $(K_{0.55}Na_{0.04})_{0.59}(Al_{1.63}Mg_{0.16}Fe_{0.12}Ni_{0.01}Cr_{0.01}Ti_{0.01})_{1.96}[(Si_{3.24}Al_{0.76})_4O_{10}](OH)_2$

98. $(K_{0.45}Na_{0.04})_{0.49}(Al_{1.75}Mg_{0.14}Fe_{0.04}Cr_{0.01}Ti_{0.01})_{1.98}[(Si_{3.29}Al_{0.71})_4O_{10}](OH)_2$

99. $(K_{0.82}Na_{0.13}Ca_{0.03})_{0.98}(Al_{1.85}Mg_{0.03}Fe^{3+}_{0.03}Cr_{0.01})_{1.92}[(Si_{2.74}Al_{1.06})_4O_{10}](OH)_{2.30}$

100. $(K_{0.95}Ca_{0.01})_{0.97}(Al_{1.63}Fe_{0.22}Mg_{0.14}Ni_{0.02}Ti_{0.02}Cr_{0.01}Mn_{0.01})_{2.05}[(Si_{3.25}Al_{0.75})_4O_{10}](OH)_2$

102. $(K_{0.84}Ca_{0.01})_{0.85}(Al_{1.91}Fe_{0.09}Mg_{0.01}Cr_{0.01})_{2.02}[(Si_{3.18}Al_{0.82})_4O_{10}](OH)_2$

104. $(K_{0.69}Na_{0.02}Ca_{0.01})_{0.72}(Al_{1.58}Fe_{0.33}Mg_{0.25}Co_{0.02}Ti_{0.02}Cr_{0.01})_{2.41}[(Si_{3.27}Al_{0.73})_4O_{10}](OH)_2$

107. $(K_{0.92}Na_{0.01}Ca_{0.01})_{0.94}(Al_{1.72}Fe_{0.17}Mg_{0.13}Ti_{0.01}Cr_{0.01})_{2.04}[(Si_{3.22}Al_{0.78})_4O_{10}](OH)_2$

108. $(K_{0.93}Na_{0.02})_{0.95}(Al_{1.76}Fe_{0.12}Mg_{0.08}Ni_{0.01}Ti_{0.01}Cr_{0.01})_{1.99}[(Si_{3.26}Al_{0.74})_4O_{10}](OH)_2$

112. $(K_{0.88}Ca_{0.01})_{0.90}(Al_{1.79}Fe_{0.13}Mg_{0.08}Ti_{0.02}Cr_{0.01})_{2.03}[(Si_{3.19}Al_{0.81})_4O_{10}](OH)_2$

113. $(K_{0.99}Na_{0.01})_{1.00}(Al_{1.71}Fe_{0.14}Mg_{0.10}Ti_{0.01}Cr_{0.01})_{1.97}[(Si_{3.29}Al_{0.71})_4O_{10}](OH)_2$

114. $K_{0.96}(Al_{1.72}Fe_{0.15}Mg_{0.10}Ni_{0.01}Ti_{0.01}Cr_{0.01})_{2.00}[(Si_{3.27}Al_{0.73})_4O_{10}](OH)_2$

115. $(K_{0.94}Na_{0.04})_{1.00}(Al_{1.55}Fe_{0.24}Mg_{0.22}Ti_{0.03}Ni_{0.01}Mn_{0.01}Cr_{0.01})_{2.07}[(Si_{3.24}Al_{0.76})_4O_{10}](OH)_2$

117. $(K_{0.90}Na_{0.03})_{0.94}(Al_{1.75}Fe_{0.18}Mg_{0.07}Ti_{0.01}Cr_{0.01})_{2.06}[(Si_{3.17}Al_{0.83})_4O_{10}](OH)_2$

铬多硅绢云母晶体化学式：

30. $(K_{0.47}Na_{0.04}Ca_{0.01})_{0.54}(Al_{1.15}Mg_{0.56}Cr_{0.40}Fe_{0.03}Ni_{0.02}Ti_{0.01}V_{0.01})_{2.20}[(Si_{3.46}Al_{0.54})_4O_{10}](OH)_2$

49. $(K_{0.45}Na_{0.04})_{0.49}(Al_{1.63}Mg_{0.26}Cr_{0.14}Fe_{0.03}Ni_{0.01}Ti_{0.01})_{2.10}[(Si_{3.25}Al_{0.75})_4O_{10}](OH)_2$

55. $K_{0.67}(Al_{1.73}Cr_{0.11}Mg_{0.10}Fe_{0.17}Ti_{0.02})_{1.97}[(Si_{3.32}Al_{0.68})_4O_{10}](OH)_2$

58. $(K_{0.71}Na_{0.03}Ca_{0.01})_{0.75}(Al_{1.60}Mg_{0.24}Cr_{0.09}Fe_{0.04}V_{0.01})_{2.08}[(Si_{3.37}Al_{0.63})_4O_{10}](OH)_2$

60. $(K_{0.94}Na_{0.04})_{0.97}(Al_{1.60}Mg_{0.23}Cr_{0.08}Fe_{0.05}Ti_{0.03})_{1.99}[(Si_{3.31}Al_{0.69})_4O_{10}](OH)_2$

61. $K_{0.65}(Al_{1.73}Fe_{0.12}Mg_{0.10}Cr_{0.08}Ti_{0.02})_{2.05}[(Si_{3.37}Al_{0.63})_4O_{10}](OH)_2$

64. $(K_{0.58}Na_{0.07}Ca_{0.01})_{0.66}(Al_{1.60}Mg_{0.22}Cr_{0.07}Fe_{0.05}Ni_{0.01})_{2.04}[(Si_{3.47}Al_{0.53})_4O_{10}](OH)_2$

含铬多硅绢云母晶体化学式：

72. $(K_{0.54}Na_{0.03}Ca_{0.02})_{0.61}(Al_{1.80}Mg_{0.11}Fe_{0.06}Cr_{0.05}Ni_{0.01}Ti_{0.01}Mn_{0.01})_{2.05}[(Si_{3.31}Al_{0.69})_4O_{10}](OH)_2$

73. $K_{0.73}(Al_{1.68}Mg_{0.19}Fe_{0.11}Cr_{0.05}Ti_{0.02})_{2.05}[(Si_{3.33}Al_{0.67})_4O_{10}](OH)_2$

78. $(K_{0.53}Na_{0.04})_{0.57}(Al_{1.57}Mg_{0.23}Fe_{0.09}Cr_{0.04}Ti_{0.02}Co_{0.01}V_{0.01})_{1.97}[(Si_{3.30}Al_{0.70})_4O_{10}](OH)_2$

79. $(K_{0.59}Na_{0.35}Ca_{0.03})_{0.98}(Al_{1.55}Mg_{0.21}Fe^{3+}_{0.17}Cr_{0.04}Fe^{2+}_{0.03})_{2.00}[(Si_{3.71}Al_{0.29})_4O_{10}](OH)_{1.55}$

80. $(K_{0.45}Na_{0.02})_{0.47}(Al_{1.53}Mg_{0.26}Fe_{0.07}Cr_{0.04}Ti_{0.02}V_{0.01})_{1.95}[(Si_{3.50}Al_{0.50})_4O_{10}](OH)_2$

81. $K_{0.54}(Al_{1.81}Fe_{0.15}Mg_{0.07}Cr_{0.04})_{2.07}[(Si_{3.39}Al_{0.61})_4O_{10}](OH)_2$

84. $(K_{0.54}Na_{0.09})_{0.63}(Al_{1.5}Mg_{0.38}Fe_{0.03}Cr_{0.03}Ni_{0.01}Ti_{0.01})_{2.07}[(Si_{3.57}Al_{0.43})_4O_{10}](OH)_2$

89. $(K_{0.70}Ca_{0.01})_{0.71}(Al_{1.57}Mg_{0.15}Fe_{0.07}Ti_{0.06}Cr_{0.02}Ni_{0.01}Mn_{0.01})_{1.89}[(Si_{3.78}Al_{0.22})_4O_{10}](OH)_2$

101. $(K_{0.80}Na_{0.09}Ca_{0.01})_{0.90}(Al_{1.70}Fe_{0.15}Mg_{0.13}Cr_{0.01}Mn_{0.01})_{2.00}[(Si_{3.39}Al_{0.61})_4O_{10}](OH)_2$

105. $(K_{0.85}Na_{0.02})_{0.87}(Al_{1.55}Mg_{0.35}Fe^{2+}_{0.06}Fe^{3+}_{0.04}Cr_{0.01})_{2.01}[(Si_{3.39}Al_{0.61})_4O_{10}](OH)_{2.16}$

106. $(K_{0.87}Na_{0.01}Ca_{0.01})_{0.89}(Al_{1.61}Fe_{0.12}Ti_{0.03}Mg_{0.02}Cr_{0.01})_{1.79}[(Si_{3.44}Al_{0.56})_4O_{10}](OH)_2$

109. $(K_{0.77}Na_{0.01}Ca_{0.01})_{0.80}(Al_{1.58}Mg_{0.32}Fe^{2+}_{0.05}Fe^{3+}_{0.03}Cr_{0.01})_{1.99}[(Si_{3.61}Al_{0.39})_4O_{10}](OH)_{1.96}$

110. $(K_{0.51}Na_{0.03})_{0.54}(Al_{1.61}Mg_{0.20}Fe_{0.17}Co_{0.01}Cr_{0.01})_{2.00}[(Si_{3.31}Al_{0.69})_4O_{10}](OH)_2$

116. $(K_{0.89}Na_{0.03}Ca_{0.01})_{0.93}(Al_{1.72}Mg_{0.13}Fe_{0.07}Ti_{0.02}Ni_{0.01}Cr_{0.01})_{1.96}[(Si_{3.37}Al_{0.63})_4O_{10}](OH)_2$

118. $(K_{0.98}Na_{0.01})_{0.99}(Al_{1.68}Mg_{0.15}Fe_{0.14}Ni_{0.01}Ti_{0.01}Cr_{0.01})_{2.00}[(Si_{3.33}Al_{0.67})_4O_{10}](OH)_2$

铬铝云母亚族中含铬种属晶体化学式中各种阳离子变化范围总结于表 3—1 中。对于不同种属的晶体结构中阳离子种类及含量特征如下所述。

1. X 位阳离子

位于结构单元层层间，以补偿结构单元层内由于四面体中部分 Si^{4+} 被 Al^{3+} 替代或八面体中部分较高价 Al^{3+}，Cr^{3+} 等被较低价的 Fe^{2+}，Mg^{2+}，Mn^{2+}，Ni^{2+} 等替代或八面体中存在空位或去氢作用（即羟基部分被 O^{2-} 替代）等因素所产生的负电荷。层间阳离子通常为半径较大、配位数较高的 K^+，Na^+；也可有少量的 Rb^+，Cs^+，NH_4^+，H_3O^+；甚至出现 Ca^{2+}，Ba^{2+} 等。

从表 3—1 可看出，铬铝云母亚族含铬种属中层间阳离子以 K^+ 为主，含少量 Na^+，Ca^{2+}，Ba^{2+}，X 位阳离子不足 1.0，即使以 K^+ 为主，但所有种属中 K^+ 的变化范围为 0.38—1.01，其中铝铬云母中为 0.86—0.95，平均为 0.88，铬铝云母中为 0.79—0.93，平均为 0.89，铬白云母中为 0.52—0.95，平均为 0.81，含铬白云母中为 0.38—0.81，平均为 0.68，铬绢云母中为 0.62—1.01，平均为 0.86，含铬绢云母中为 0.45—0.99，平均为 0.82，铬多硅绢云母中为 0.45—0.94，平均为 0.61，含铬多硅绢云母中为 0.45—0.98，平均为 0.70，显然，K^+ 变化主要受四面体中 Al^{3+} 替代 Si^{4+} 的程度所制约，如在 Si^{4+} 离子数较高的铬绢云母、含铬绢云母，尤其是铬多硅绢云母和含铬多硅绢云母中 K^+ 离子数便偏低。这就是由于四面体中 Al^{3+} 替代 Si^{4+} 的数目少，故要求补偿由于这种替代所产生的负电荷的 K^+ 数也较少。至于铬白云母和含铬白云母中 K^+ 不高，主要是 Na^+，Ca^{2+}，Ba^{2+} 有所增高，因此 X 位阳离子总数并不低。

当 K^+ 过低，X 位可出现 H_3O^+，成为水白云母，也有称之为伊利石（王濮，1984），但 Bailey（1984）、潘兆橹（1985）则认为只有 Si^{4+} 超过 3.50 的低 K^+ 种属为伊利石，若以后者为划分原则，部分铬多硅绢云母和含铬多硅绢云母分别属于铬伊利石、含铬伊利石范畴，若以前者为划分原则，不仅是部分铬多硅绢云母和含铬多硅绢云母，甚至部分铬绢云母和含铬绢云母也属于铬伊利石、含铬伊利石范畴。

2. Y 位阳离子

位于结构单元层层内中部八面体层中。每个结构单元层具有 2 个 M2 八面体和 1 个 M1 八面体，铬铝云母亚族矿物 Y 位阳离子主要占据 2 个 M2 八面体，即形成二八面体型结构。

表 3-1 铬铝云母亚族中含铬种属阳离子含量

Tab. 3-1 Content of cation in chrome mica in subgroup of chromo-alumino-mica

矿物	样品数	参量	X 位				Y 位									Z 位	
			K^+	Na^+	Ca^{2+}	Ba^{2+}	Al^{3+} Ⅵ	Cr^{3+}	Fe^{2+}	Mg^{2+}	Co^{2+}	Ni^{2+}	V^{3+}	Ti^{4+}	Mn^{2+}	Si^{4+}	Al^{3+} Ⅳ
铝铬云母	5	最小值	0.86		0.00		0.29	1.33	0.02	0.05			0.01	0.00	0.00	3.18	0.82
		最大值	0.95		0.01		0.44	1.45	0.13	0.25			0.02	0.01	0.01	3.32	0.77
		平均值	0.88		0.01		0.37	1.40	0.09	0.13			0.01	0.01		3.21	0.79
铝铬云母	17	最小值	0.79		0.00		0.72	0.52	0.01	0.00			0.00	0.00	0.00	3.04	0.96
		最大值	0.93		0.01		1.19	1.03	0.13	0.62			0.10	0.03	0.01	3.25	0.75
		平均值	0.89		0.01		1.03	0.68	0.03	0.30			0.03	0.01		3.17	0.83
铬白云母	30	最小值	0.52	0.00	0.00	0.00	1.28	0.05	0.00	0.00				0.00	0.00	2.76	1.24
		最大值	0.95	0.19	0.04	0.29	2.12	0.55	0.13	0.33				0.30	0.01	3.31	0.69
		平均值	0.81	0.07	0.01	0.05	1.56	0.37	0.05	0.16				0.05		3.07	0.93
含铬白云母	11	最小值	0.38	0.04	0.00	0.00	1.62	0.01	0.01	0.01				0.00		2.85	1.15
		最大值	0.81	0.31	0.07	0.29	1.96	0.05	0.24	0.38				0.06		3.14	0.86
		平均值	0.68	0.15	0.02	0.06	1.75	0.03	0.09	0.13				0.03		3.04	0.96
铬绢云母	8	最小值	0.62	0.00	0.00		1.21	0.15	0.03	0.03		0.00		0.00	0.00	3.11	0.89
		最大值	1.01	0.14	0.01		1.71	0.43	0.25	0.26		0.06		0.10	0.01	3.27	0.73
		平均值	0.86	0.03			1.44	0.29	0.08	0.18		0.01		0.02		3.20	0.80
含铬绢云母	21	最小值	0.45	0.00	0.00		1.55	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00		0.00	0.00	2.94	1.06
		最大值	0.99	0.13	0.03		1.91	0.04	0.33	0.25	0.02	0.02		0.02	0.01	3.29	0.71
		平均值	0.82	0.02	0.01		1.73	0.02	0.15	0.11				0.01		3.23	0.77
铬多硅绢云母	5	最小值	0.45	0.00	0.00		1.15	0.07	0.04	0.10		0.00	0.00	0.00		3.31	0.69
		最大值	0.94	0.07	0.01		1.75	0.40	0.12	0.56		0.01	0.01	0.03		3.57	0.43
		平均值	0.61	0.03			1.59	0.14	0.06	0.26		0.01		0.01		3.43	0.57
含铬多硅绢云母	15	最小值	0.45	0.00	0.00		1.55	0.01	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.30	0.70
		最大值	0.98	0.35	0.03		1.81	0.05	0.20	0.38	0.01	0.01	0.01	0.06	0.01	3.78	0.22
		平均值	0.70	0.05	0.01		1.64	0.03	0.11	0.19				0.01		3.45	0.55

Y 位阳离子主要为 Al^{3+} 和 Cr^{3+}，全部为 Al^{3+} 时便为铬铝云母亚族 Cr—Al 完全类质同象系列中铝端员——白云母，全部为 Cr^{3+} 时便为该系列中铬端员　　铬云母，若 Al^{3+}，Cr^{3+} 同时存在便为该系列中的中间成员。实际上还有少量 Fe^{3+} 及 Fe^{2+}，Mg^{2+}，Co^{2+}，Ni^{2+}、V^{3+}、Ti^{4+}、Mn^{2+} 等。配位数为 6，离子半径中等。

铬铝云母亚族中含铬种属 Y 位阳离子变化范围见表 3-1。其中 Al^{3+} 与 Cr^{3+} 呈互为消长关系，此进一步说明 Cr—Al 之间互为类质同象关系。铝铬云母中 Al^{3+} 为 0.37，Cr^{3+} 为 1.40；铬铝云母中 Al^{3+} 为 1.03，而 Cr^{3+} 为 0.68；铬白云母中 Al^{3+} 为 1.56，Cr^{3+} 则为 0.37；铬绢云母中 Al^{3+} 为 1.44，Cr^{3+} 为 0.29；铬多硅绢云母中 Al^{3+} 为 1.59、Cr^{3+} 为 0.14；至于含铬白云母、含铬绢云母及含铬多硅绢云母中基本上以 Al^{3+} 为主，分别为 1.75，1.91，1.64，而 Cr^{3+} 甚微，分别为 0.03，0.02，0.03。

Y 位阳离子 Mg^{2+}，Fe^{2+}虽含量不高但较普遍存在，此表明晶体化学分类中 Cr—Al 系列和 Mg—Fe 系列属于较理想状态，自然界中较普遍的现象是 Cr—Al 系列中含少量 Mg^{2+}，Fe^{2+}；而 Mg—Fe 系列中则含少量 Cr^{3+}，Al^{3+}，即除了二八面体型和三八面体型之外，还存在二八面体与三八面体过渡型。值得注意的是在所有含铬种属中总是 $Mg^{2+}>Fe^{2+}$（表 3-1），可能是 Mg^{2+}较 Fe^{2+}更容易在含铬种属中集中，因为 Cr^{3+}和 Mg^{2+}在地球中丰度比较趋于同步。此外，在所有含铬种属中唯有多硅种属含（$Mg^{2+}+Fe^{2+}$）量较高，可能由于四面体中 Si^{4+}数量较高，即三价的 Al^{3+}替代四价 Si^{4+}的程度较低，势必要求八面体中 Mg^{2+}，Fe^{2+}等二价阳离子对三价阳离子 Al^{3+}有一定的替代量，使得结构单元层内正电荷总数保持一定值。

Co^{2+}，Ni^{2+}，V^{3+}，Ti^{4+}等 Y 位阳离子在铬铝云母亚族中属于微量元素，它们在含铬种属中存在，是由于与 Cr^{3+}的地球化学特性较一致。其中在铬铝云母亚族中 V_2O_3 含量可高达 17.55%(Pan，1991)，构成钒云母 $K(V,Al)_2[(Si_3Al)O_{10}](OH)_2$，当然它不属于狭义的 Cr-Al 系列了。虽然它仍属二八面体型，但在云母族矿物分类中暂置于广义的 Cr—Al 系列即铬铝云母亚族中也不合适（表 1—3），有待调整。

3. Z 位阳离子

位于结构单元层层内上、下两个四面体层中，主要为 Si^{4+}，配位数为 4，其 1/4 可允许被 Al^{3+}替代，构成了 $[AlSi_3O_{10}]$ 形式，即硅酸盐中层状硅氧骨干。理论上当 Z 位中 Si/Al>3 时便称为多硅种属（潘兆橹，1985），也有主张 Si/Al>3.50 时为多硅种属（Bailey，1984）。但在自然界中多数白云母中四面体内 Si/Al 值大于 3，而具有多硅白云母特征的 Si/Al 值范围为 3.33—3.78（Ernst，1963；叶大年，1979）。因此作者采用 Si/Al>3.30 为多硅种属的自然分类原则（图 2—1）。

从表 3—1 可看出，铝铬云母中 Si^{4+}为 3.21，铬铝云母中为 3.17，铬白云母中为 3.07，含铬白云母中为 3.04，铬绢云母中为 3.20，含铬绢云母中为 3.23，铬多硅绢云母中为 3.43，含铬多硅绢云母中为 3.45。显然由铝铬云母、铬铝云母、铬白云母到含铬白云母，即随着 Cr^{3+}含量的降低，Si^{4+}也有降低的趋势。至于从铬绢云母、含铬绢云母、铬多硅绢云母到含铬多硅绢云母 Si^{4+}是依次增加，似乎不受 Cr^{3+}含量的影响，因此 Cr^{3+}与 Si^{4+}的含量关系可能与其形成环境有关。

4. 附加阴离子

位于结构单元层中四面体 $(Si,Al)O_4$ 组成的六方环正中间 2 个 M2 八面体二条共棱的两端，同时也是 M1 八面体通过结构单元层对称面的两个对顶上（图 3-1）。附加阴离子主要是羟基 $(OH)^-$，可部分被 F^-，Cl^-、甚至 O^{2-}替代。

由于绝大多数铬铝云母亚族中含铬种属的化学成分由电子探针测得，故羟基等附加阴离子含量便无法获得，在此不作讨论。

第四章　铬铝云母亚族系统发生史及成因图解

一、时空演化

1. 铬元素在地球中分布

铬在地球及其各圈层中的丰度值见表 4—1。地幔中铬的含量最高，因此铬被称为地幔型元素。但同 Fe，Ni 相反，铬不向地核集中。在陨石中分布也有类似的现象，铬在石陨石中含量最高，变化范围在 $1\ 160\times10^{-6}$—$4\ 650\times10^{-6}$之间（开伊尔，1969），而在铁陨石中铬含量明显降低，为 5×10^{-6}- 269×10^{-6}（斯马莱斯等，1967）。月岩中铬的含量与石陨石大体相当（刘英俊等，1984）。因此，铬元素具亲氧性特征。

表 4—1　铬元素在地球中的丰度（10^{-6}）

Tab. 4--1　Abundance of chromium in the earth

地壳	上地幔	下地幔	地核	地球
110	1 600	2 000	660	1 500

据黎彤，1976。

各类火成岩中铬含量在超基性岩中最高，基性岩中次之，中酸性岩中最低（表 4　2），此与幔源岩石中铬含量高是一致的。也就是说，铬含量与 SiO_2 含量呈负相关性（图 4--1）。

表 4- 2　各类火成岩中铬的平均含量（10^{-6}）

Tab. 4—2　Average content of chromium in igneous rocks

岩　类	岩　性	含　量	岩　类	岩　性	含　量
超基性岩	纯橄榄岩（15）	3 440	中性岩	正长岩	32
	二辉橄榄岩（150）	3 050		安山岩（599）	59
	辉石岩（8）	2 690		英安岩（134）	19
	金伯利岩（3）	1 200		粗面安山岩（33）	11
	蛇纹岩（44）	3 560		粗面岩（109）	5
基性岩	辉长岩（65）	370	酸性岩	花岗岩（122）	25
	碧玄岩（195）	245		花岗闪长岩	34
	碱性橄榄玄武岩（165）	330		浅色花岗岩	3.8
	玄武岩（315）	183		洋壳-陆缘流纹岩（213）	4.5
	碱性玄武岩（21）	248		大陆流纹岩（16）	2
中性岩	闪长岩	78		碱流岩（24）	<1
	石英闪长岩	33	碱性岩	霞石岩、白榴岩	110

据刘英俊，1984。

注：括号内数字为样品数。

铬在沉积岩中含量一般都比较低，但在黑色页岩中产生明显的浓集，K.B. 克劳斯科夫(1955)的资料为 10×10^{-6}—500×10^{-6}，K.B. 戴维森(1961)认为 90×10^{-6}· $2\,000\times10^{-6}$，我国南方下寒武统牛蹄塘组黑色页岩中铬含量也较高，达 325×10^{-6}（范德廉，1973）。在石油和煤中有时也出现铬的高含量，如在美国天然石油中铬高达 $3\,000\times10^{-6}$（艾里克逊等，1954），法国褐煤中铬达 400×10^{-5}（罗斯勒，1972）。此进一步证实 Cr^{6+} 具活泼性（Rankama 等，1949），在氧化条件下易溶而流失，在还原环境中 Cr^{6+} 转变为 Cr^{3+} 而沉淀、集中。至于铝土矿中含铬高达 $1\,000\times10^{-6}$—$2\,500\times10^{-6}$（Rankama 等，1949；刘英俊等，1984），可能由于铝土矿中含铬铁矿(Rankama 等，1949)，或可能是由于 Cr^{3+} 与 Al^{3+} 的晶体化学性质相似或 Cr^{3+} 被 Al_2O_3 胶体吸附一同沉淀（刘英俊等，1984）。因此沉积岩中铬含量取决于沉积物中是否含铬铁矿等含铬矿物及古地理环境是否利于 Cr^{6+} 转变为 Cr^{3+} 而沉淀。

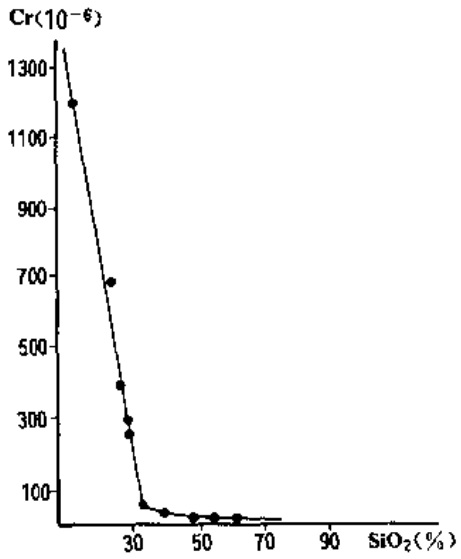


图 4－1　岩浆岩中 Cr 与 SiO_2 含量关系曲线图

（据刘英俊转引弗罗利切，1981）

Fig. 4—1　Relationship between contents of Cr and SiO_2 in magmatic rocks

变质岩中铬含量见表 4—3，一般正变质岩中铬含量较副变质岩高。随变质作用程度增高，铬含量有增加的趋势。许多资料表明榴辉岩中铬的高含量与 $MgO/\Sigma Fe$ 增高相对应，不同地区麻粒岩中铬含量差异很大，由绿片岩相、

表 4—3　各种变质岩中铬的平均含量（10^{-6}）

Tab. 4—3　Average content of chromium in metamorphic rocks

副变质岩类				正变质岩类			
岩相	岩性	Cr	资料来源	岩相	岩性	Cr	资料来源
绿片岩相	泥质岩、粉砂岩（13）	148	玛克利基娜，1969	绿片岩相	绿岩（7）	91	里德，1971
	千枚岩、片岩（74）	144	朗卡，1967		绿片岩（3）	370	泰勒，1955
	蓝片岩相（16）	97	白木，1966		蓝闪石片岩（6）	120	科尔曼，1972
角闪岩相	角闪岩相（20）	66	白木，1966	角闪岩相	角闪岩（7）	201	恩吉尔，1972
	片麻岩（25）	47	亨利克，1966	麻粒岩相	辉石麻粒岩（2）	296	塔尼等，1972
麻粒岩相	角闪石榴麻粒岩（278）	71	萨依罗弗，1971	榴辉岩相	榴辉岩（6）	900	库希诺等，1968
	石榴黑云片麻岩（14）	92	伯恩斯，1972		玄武岩中榴辉岩（16）	1660	库罗，1969
	麻粒岩（62）	314	德鲁利，1973		变质岩中榴辉岩（79）	369	里奇特，1973

据黎彤，1976。

注：括号中为样品数。

角闪岩相到麻粒岩相铬含量也呈逐渐降低的现象（刘英俊等，1984）。因此，变质岩中铬含量主要取决于变质原岩性质，具高丰度铬的原岩，其变质岩中铬含量相应也高。

总之，铬在地球中的分布特点为研究含铬矿物的时空演化规律奠定了物质基础，随着地壳的早期发生、后期改造以及壳幔的交互作用的进行，铬在不同地质时期及不同地质体中丰度值便有所不同，形成的含铬矿物种也有所不同。

2. 铬铝云母亚族含铬种属化学成分时间演化

由表 4－4 及图 4—2 可知，铬铝云母亚族含铬种属形成历史跨度较大，从太古宙早期 38.5 亿年（刘敦一，1991）到中生代晚期 71.86 Ma（吕古贤，1989），几乎经历了地壳早期发生到地壳晚期改造的全过程，因此铬铝云母亚族中含铬种属系统发生史基本上能反映地壳演化史。

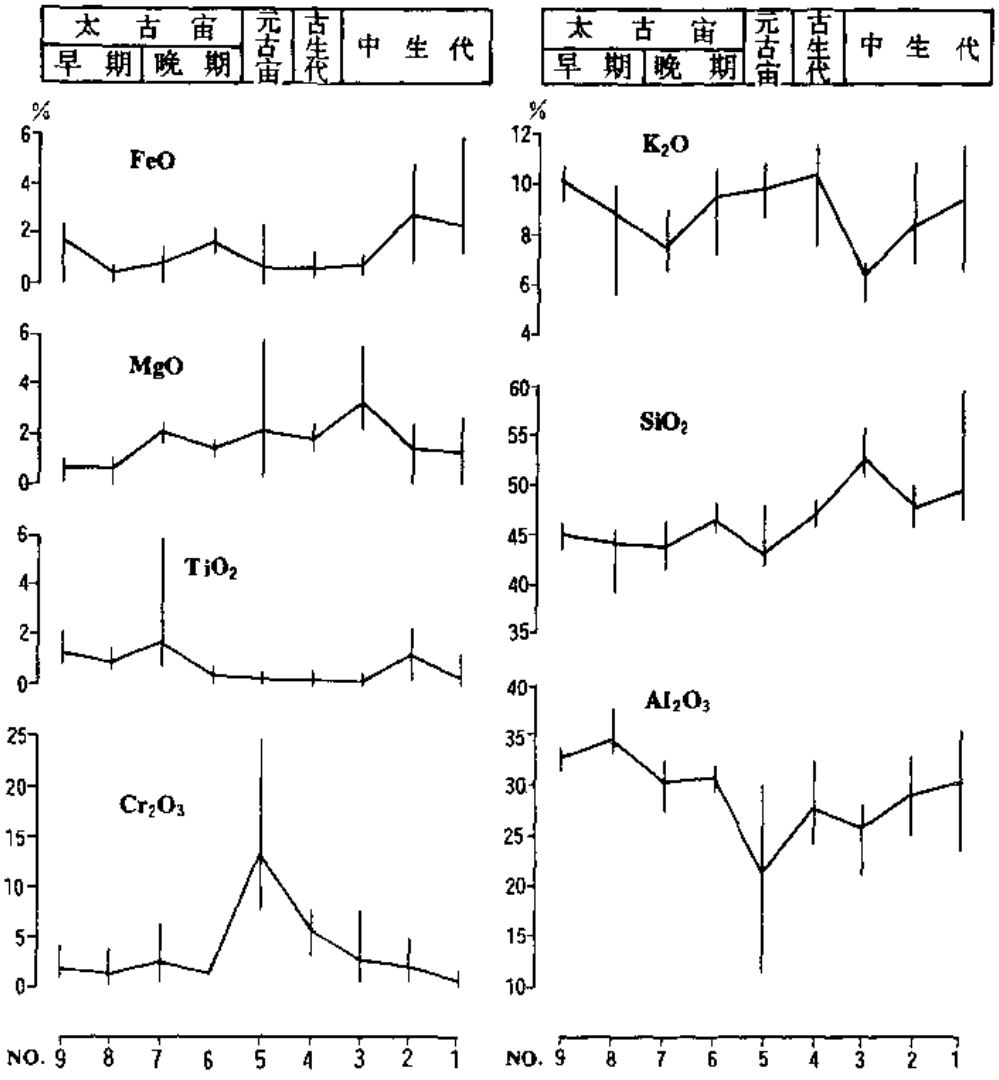


图 4－2　铬铝云母亚族中含铬种属化学成分时间演化

Fig. 4－2　Temporal evolution of chemical composition of chrome mica in subgroup of chromo-alumino-mica

表 4—4 铬铝云母亚族中含铬种属化学成分时间演化

Fig. 4--4 Temporal evolution of chemical composition of chrome mica in subgroup of chromo-alumino-mica

时代		NO.	样品数	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	V_2O_3	FeO	MgO	CoO	NiO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	总量
中生代		1①	29	59.35—46.73 49.45	1.23—0.00 0.29	35.45—23.80 30.57	2.00—0.15 0.45	0.17—0.00 0.08	5.92—1.15 2.52	2.67—0.03 1.27	0.28—0.00 0.17	0.30—0.00 0.12	0.21—0.00 0.05	0.37—0.00 0.08	0.66—0.00 0.14	11.37—6.42 9.50	98.18—91.57 94.69
		2	5	50.06—45.97 47.79	2.23—0.36 1.23	32.89—25.19 29.51	4.81—0.80 2.19	0.12—0.00 0.05	4.70—0.86 2.95	2.38—0.09 1.47	0.13—0.00 0.04	0.05—0.00 0.02	0.08—0.00 0.04	0.98—0.01 0.23	1.03—0.24 0.45	10.88—6.89 8.53	96.01—92.33 94.5
		3	5	55.62—51.36 53.29	0.14—0.00 0.09	28.14—21.26 25.91	7.48—0.66 2.78	0.24—0.02 0.13	0.94—0.55 0.79	5.57—2.20 3.42	0.08—0.00 0.02	0.37—0.00 0.23	0.03—0.00 0.02	0.21—0.00 0.08	0.76—0.24 0.43	6.79—5.40 6.46	95.49—92.22 93.65
古生代		4	10	48.50—44.26 46.61	0.94—0.00 0.38	33.51—24.47 29.81	7.90—0.69 4.83		1.35—0.39 0.71	2.44—0.80 1.56		1.11—0.00 0.46	0.13—0.00 0.02	0.22—0.00 0.07	0.44—0.00 0.14	11.78—7.45 10.69	96.36—94.94 95.14
元古宙		5	27	47.76—42.20 43.31	0.49—0.12 0.20	30.10—11.79 21.51	24.63—7.67 13.75	1.72—0.00 0.39	2.36—0.00 0.68	5.88—0.31 2.23			0.18—0.00 0.04	0.15—0.00 0.09		10.89—8.79 9.86	90.11—97.84 92.06
太古宙	晚期	6	4	48.31—46.18 46.79	0.50—0.18 0.36	31.79—30.41 31.15	1.86—1.04 1.29	0.25—0.00 0.06	2.02—1.36 1.62	1.64—1.14 1.40		0.17—0.00 0.04		0.08—0.02 0.04	0.78—0.56 0.70	10.63—7.22 9.62	93.40—92.57 93.39
		7	10	46.39—41.64 43.79	5.84—0.73 1.76	32.61—27.56 30.51	6.39—0.53 2.73		1.26—0.00 0.80	2.37—1.55 2.17					0.76—0.26 0.47	8.93—6.57 7.50	97.43—94.67② 96.18
	早期	8	6	45.28—39.25 43.97	1.41—0.66 0.76	37.08—33.48 34.65	3.7—0.31 1.46		0.74—0.00 0.40	1.09—0.06 0.62				0.11—0.00 0.04	1.45—0.96 1.21	9.9—5.68 8.80	92.91—94.96③ 94.17
		9	7	45.90—43.5 45.02	2.1—0.8 1.35	33.5—31.7 32.67	1.0—1.00 1.81		2.30—0.00 1.91	0.90—0.01 0.69				0.3—0.00 0.01	1.10—0.60 0.72	10.7—9.30 10.18	95.30—93.52 94.36

注：①产地及资料来源：1—胶东，鲁安怀，1993；2—加拿大，Whitmore，1946；胶东及冀东，鲁安怀，1993；3—墨江，鲁安怀，1993；4—加拿大，Chao，1986；南阳，张建洪，19879；蒋楠，1993；鲁安怀，1993；5—苏兰，Treloar，1987；6—弓长岭，陈光远，1984；鲁安怀，1993；7—加拿大，Pan，1991；8—南非，津巴布韦，Schreyer，1981；9 美国，Clifford，1957；巴西，Leo，1965；冀东，阎月华，1991；鲁安怀，1993；

②含 BaO 为 $\frac{10.31-3.04}{6.45}$；③含 BaO 为 $\frac{10.32-0.73}{2.26}$。

由图 4　2 可直接看出，元古宙形成的含铬种属 Cr_2O_3 含量有一高峰期，相应 Al_2O_3 含量为一低峰期，其余各时代变化较平稳，尤其是 Cr_2O_3 和 TiO_2 含量的时间演化反映在地壳早期由于壳幔交互作用产生的含铬种属在以后的地壳改造过程中会产生局部集中的现象，但总体上变化不大，反映后期地壳改造就物质成分而言基本上继承了结晶基底的特征。显然元古宙前后形成的含铬种属中 Cr，Mg，Ti 等异常也可能与这段地质时期大量出现的蛇绿岩套有关，部分铬等元素直接来源于基性、超基性侵入体。

含铬种属中，SiO_2 含量由地壳早期到晚期呈逐渐增高的趋势，此与地壳物质成分演化的现象是一致的，反映在地壳后期改造过程中硅的活动较强，也正是这种硅化作用导致大量矿产资源的形成。尤其在中生代 SiO_2 含量出现极大值，而且变化性也强，另外在太古宙晚期 SiO_2 含量也略有增高的显示。相应地，这两个地质时期含铬种属中 K_2O 含量出现较低值，一方面可能由于含铬种属四面体中硅含量较高，使替代 Si 的 Al^{IV} 减少，导致层间补偿电荷平衡的 K^+ 有所减少，另一方面也可能由于大量 H_3O^+ 等替代了层间的 K^+，这样高的水含量对矿化是有利的，是矿化剂的重要组成部分。因此通过含铬种属在太古宙晚期，尤其是在中生代的标型性研究可知，太古宙晚期，尤其中生代应是地质历史上重要的矿化作用时期，此与全球性矿产资源时间分布规律是较一致的，尤其与金矿化时间演化十分吻合，这可能从另一侧面，反映金矿化与硅化、钾化、水化等蚀变作用密切相关。

Mg，Fe 演化，尤其是 FeO 含量在中生代有增高的趋势，且变化性增强，也反映中生代为有利的矿化环境。MgO 含量在元古宙变化也较大，此与铬类似，均为幔型元素特征。

因此通过铬铝云母亚族含铬种属主要化学成分上述时间演化规律可揭示晚期地壳改造对早期地壳物质组成具继承性，这正是与基底活化作用有关的金矿床成矿的理论基础。地质历史上重要的金矿床成矿期在太古宙晚期，大量是在中生代。

3. 铬铝云母亚族含铬种属时间演化

就具体的铬铝云母亚族中含铬种属在地壳中分布特征见表 4—5 及图 4—3。

在早期地壳发生阶段即原始陆核形成期，碎屑沉积变质成因的含铬种属主要是铬白云母及含铬白云母。

在晚期地壳改造阶段的早期即结晶基底形成期，也就是绿岩带形成期，沉积变质叠加热液改造成因的含铬种属除含铬白云母和铬白云母外，还出现铬铝云母及铝铬云母。

在以上两个形成期中，由于形成的温度、压力较高，所以形成的含铬种属粒径均大于 0.1mm。而在晚期地壳改造阶段的中后期即台缘造山（蛇绿岩套）和台内重熔（花岗岩类）发生期，岩浆侵入叠加热液改造及基底活化成因的含铬种属粒径大多数小于 0.1mm，此与大规模低温的水热作用有关，故大量出现的是铬绢云母、含铬绢云母、铬多硅绢云母、含铬多硅绢云母，在结晶基底中脉型金矿床出现少量含铬白云母。

与含铬种属化学成分时间演化规律一致，多硅种属仅限于中生代，反映中生代硅化作用较强，在中生代又多限于基底活化型花岗岩类金矿中，但该类型金矿中，铬元素含量不高，反映基底活化过程中元素有所分散，并再次有所分异和浓集，即原始矿源层经过中介矿源岩，势必造成铬等组分有所降低，过渡到金矿化阶段，铬才能沉淀浓集。含铬较高的铬绢云母及铬多硅绢云母分别出现于古生代玉石矿床及中生代早期金（镍）矿床中，它们均与蛇绿岩套中基性、超基性侵入体经后期热液蚀变改造有关，金（镍）矿床中铬多硅绢云母较玉石矿床中铬绢云母具较高的硅含量，反映金（镍）矿化过程较玉石化过程具有较

表 4—5　铬铝云母亚族中含铬种属在地壳中分布

Tab. 4　5　Distribution of chrome mica in subgroup of chromo-alumino-mica in the crust

时代		NO.	铝铬云母	铬铝云母	铬白云母	含铬白云母	铬绢云母	含铬绢云母	铬多硅绢云母	含铬多硅绢云母	产状	
中生代		1						90%	29%	80%	I 型花岗岩类金矿床	
		2				10%	18%	5%	14%	13%	结晶基底金矿床	
		3					9%	5%	57%	7%	蛇绿岩套	超基性岩金镍矿床
古生代		4					73%				蛇绿岩套	超基性岩玉石矿床
元古宙		5	100%	100%	21%						绿岩带	块状硫化物矿床
太古宙	晚期	6			4%	10%					绿岩带	BIF 型铁矿床
	晚期	7			29%	20%					绿岩带	层控型金矿床
	早期	8			13%	50%					蓝晶石刚玉片岩	
	早期	9			33%	10%					石英岩	
样品数			5	17	24	10	11	21	7	15		

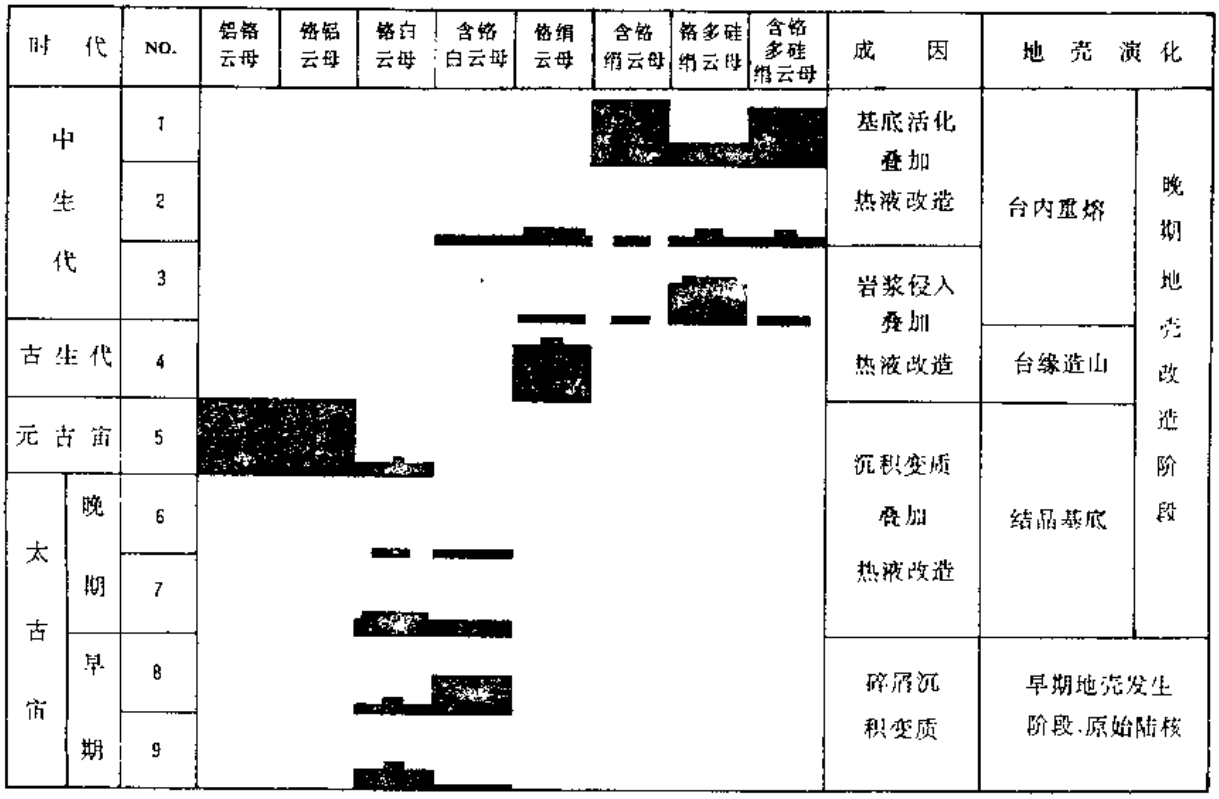


图 4—3　铬铝云母亚族中含铬种属系统发生史与地壳演化

Fig. 4　3　Relationship between phylogeny of chrome mica in subgroup of chromo-alumino-mica and crustal evolution

强的硅化作用。在前寒武纪结晶基底和原始陆核中出现的铬白云母及含铬白云母分布较均

匀，且硅含量不高，受形成环境贫硅因素制约，但个体发育较好，表明形成条件较稳定且经历的时间较长，自身完善程度较高，粒粗片大，结晶程度高。相比之下，古生代及大量中生代形成的含铬种属个体发育程度低，粒细片小，且与硅化石英等低温水热蚀变产物紧密共生，常成绢英岩或黄铁绢英岩。

铬铝云母及铝铬云母为铬铝云母亚族中较靠近铬端员的种属，仅出现于元古宙块状硫化物矿床中，其形成条件是原岩中铬含量较高，如结晶基底，再加上后期热液蚀变程度较高，使得原岩中铬充分释放，再次沉淀浓集时便提高了铬的丰度，在较稳定的条件下，利于铝铬云母及铬铝云母的形成。这也是在自然界中寻找铬云母端员的有利环境。

二、成因图解

铬铝云母亚族含铬种属主要化学组成是层间K，八面体中Cr及四面体中Si，故选用K，Cr，Si作三角图，进行成因图解分析。

对世界范围内1842—1993年他人资料及作者完成的实际资料所涉及的118个化学成分、26个产地的铬铝云母亚族含铬种属投点于图4—4及图4—5中，可划分为五种成因类型、九种产状。由于层间、八面体及四面体中存在广泛类质同象，故不同产状中含铬种属在K—Cr—Si图上具一定的分布区域。K可被Na，Ca，Ba等替代外，还可被H_3O^+替代，

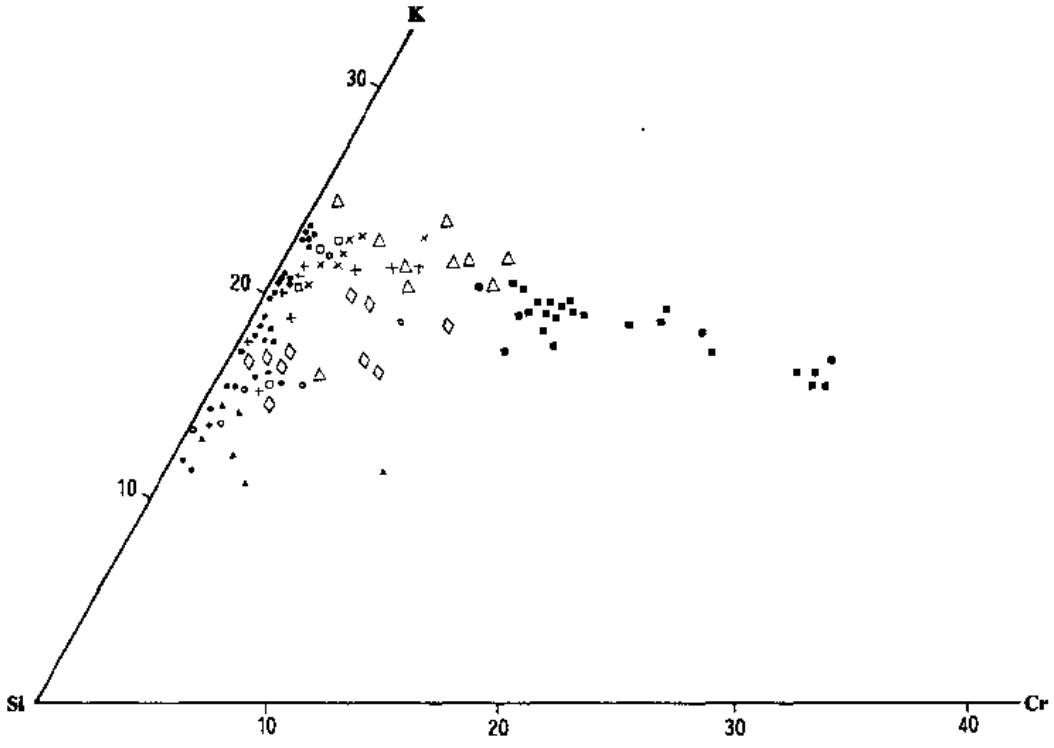


图4—4 铬铝云母亚族含铬种属K-Cr—Si图解

Fig. 4—4 Diagram of K—Cr—Si in chrome mica in subgroup of chromo-alumino-mica

● 1；○ 2；▲—3；△—4；■—5；□—6；◇—7；+—8；×—9。序号同表4—4

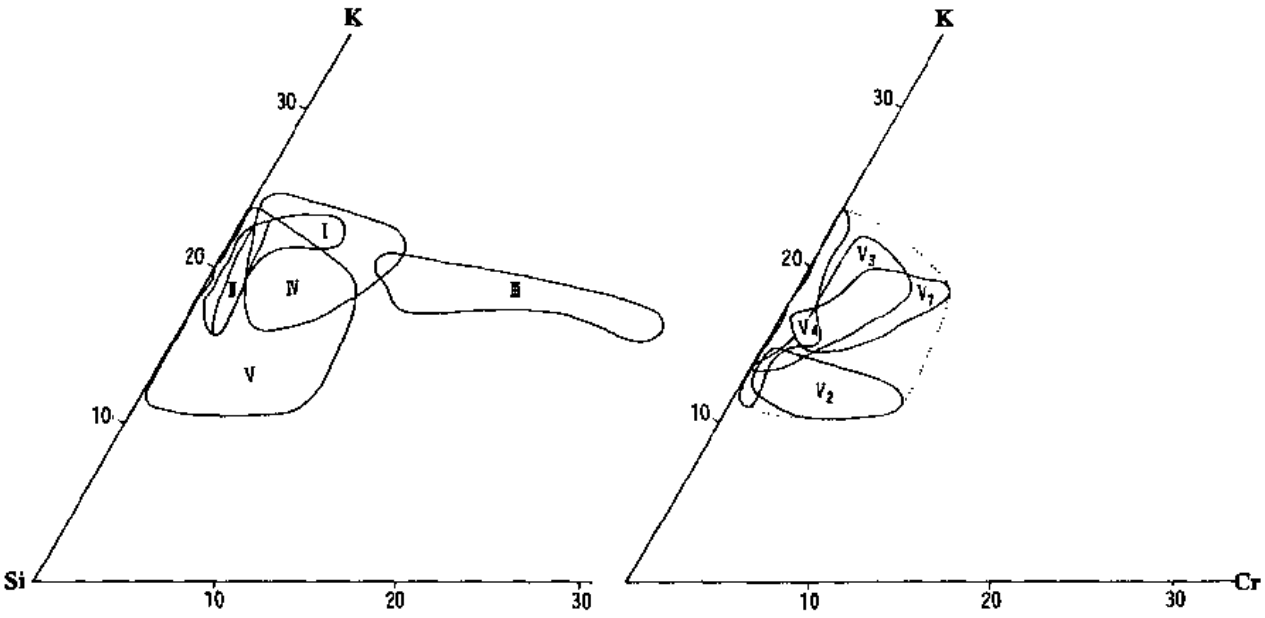


图 4—5 铬铝云母亚族含铬种属成因图解

Fig. 4—5 Genetic diagram of chrome mica in subgroup of chromo-alumino-mica

Ⅰ—早期地壳；Ⅱ—BIF 铁矿床；Ⅲ—块状硫化物矿床；Ⅳ—玉石矿床；Ⅴ- 金矿床；

V_1—层控型金矿床；V_2—超基性岩中金矿床；V_3—结晶基底中脉状金矿床；V_4—基底活化型金矿床

K 低便 H_2O 高，为矿化的有利环境。金矿床集中区（图 4- 5 中Ⅴ）即属于这种状况，尤其是蛇绿岩套超基性岩型金（镍）矿床（V_2）及部分基底活化型金矿床（V_3、V_4）此特征更为明显。Cr 会被 Al 广泛替代，因此 Cr 高显示对基性、超基性组分继承性强，块状硫化物矿床中含铬种属 Cr 含量最高，此与基性、超基性组分受后期热液改造程度高有关。蛇绿岩套中超基性岩型玉石矿床及金（镍）矿床、层控型金矿床、结晶基底中脉状金矿床等也显示具较高的 Cr 含量，而与基底活化作用有关的金矿床中 Cr 含量相对较低，此与基底活化过程可使 Cr 分散有关。同是与蛇绿岩套中超基性岩有关、玉石矿床（Ⅳ）中含铬种属具较低的 Si，而金（镍）矿床（V_2）中则含较高的 Si，此表明金矿化环境中是富硅的，具强烈的硅化，这在其他几种类型的金矿床（V_1，V_3，V_4）中也类似。在早期地壳碎屑沉积岩（Ⅰ）及 BIF 型铁矿床均含一定量 SiO_2，故其中含铬种属 Si 含量也不低，块状硫化物矿床中成矿环境贫硅，故表现在含铬种属上为低 Si 特征。

由图 4—5 还可知，Ⅱ区局限于Ⅰ区内，表明太古宙形成的含铬种属具一定的相似性，反映早期地壳到 BIF 型铁矿床物质成分演化程度不高，但金矿化属例外，由于金矿化过程中可调动多种组分活化、运移、分异，故几种金矿化区（V_1，V_2，V_3，V_4）均较地壳早期成岩区（Ⅰ）及铁矿区（Ⅱ）广，但彼此之间又有重叠区域，反映地壳后期金矿化对地壳早期在物质成分上具一定的继承性，尤其是与基底活化作用有关的金矿床对这种继承性表现得更加明显，这种继承性具体表现在铬元素上。K，Si 为矿化过程中活性组分，是由于金矿化前要发生大规模钾化、硅化。

现将含铬种属的五种成因类型、九种产状地质特征分述如下，具体阐明铬铝云母亚族中含铬种属的成因产状及形成机理。

三、太古宙早期碎屑沉积变质成因

1. 石英岩

在太古宙早期地壳发生阶段形成了具全球性分布的铬铝云母亚族中含铬种属石英岩或石英砾岩层。在芬兰（Escola，1933）、新西兰（Hutton，1940）、挪威（Padget，1956）、美国（Clifford，1957；Dietrich，1958）、德国（Froelich，1960）、巴西（Leo，1956）、南非（Schreyer，1981）、冀东（阎月华，1991）等地区太古宇中先后发现过含铬种属石英岩层位并对其作过研究。由于含铬种属石英岩或砾岩层位空间分布如此广泛而时间演化又仅限于太古宙，故在国内外常常视其为太古宙地层标志层位（王仁民，1993，口头交流）。

Rankama 和 Sahama（1950）曾简述过含铬种属石英岩的变质成因机理，认为 Cr 与 Fe，Al 在外生旋回过程中具类似的地球化学行为；在内生地质作用中 Cr 存在于辉石、角闪石及黑云母等暗色造岩矿物中及副矿物铬铁矿、磁铁矿、钛铁矿中。在外生地质作用中由于 Cr^{3+} 的惰性特点浓集于沉积物中，在变质作用过程中便形成含铬种属。关于含铬种属石英岩层中含铬种属的变质成因观点目前被广泛接受。值得一提的是太古宙地层含铬种属石英岩层不同于地壳晚期改造过程中形成的致密脉状含铬种属石英岩，后者是基性、超基性岩受热液改造蚀变形成，常伴有蛇纹石化等，在南斯拉夫还发现与汞矿物相伴（Losanitsch，1884），在我国秦岭地区也有产出，由于其致密性且具鲜艳的绿色常作玉石开采，如我国河南省产的东陵玉。

我国冀东地区曹庄群中铬白云母石英岩具典型意义，其中锆石 U-Pb 同位素年龄测定又有新的突破，已达 38.5 亿年（刘敦一等，1991）。据阎月华等（1991）研究，该铬白云母石英岩呈块状片状构造，矿物组合主要是石英、铬白云母、铬尖晶石、夕线石，副矿物有金红石、钛铁矿及少量锆石。铬白云母含量 0—10%，若存在夕线石，则可达 10%以上。曹庄群经历了高角闪岩相－低麻粒岩相的高级变质作用，可铬白云母石英岩中铬白云母并未分解，此由于在水压很小且无斜长石存在的条件下，白云母＋石英组合可以在高于不变点 730 C和 5.8GPa 保持稳定（Storee，1972），直至反应：

白云母＋石英═══熔体＋钾长石＋夕线石

发生，这是自然界中一种少见组合，即含白云母而无斜长石的石英岩（温克勒，1980）。

进一步研究表明，曹庄群中铬白云母石英岩及石英氧同位素值远低于太古宙化学沉积硅铁建造中燧石层（表 4－6），而具碎屑沉积特征。其稀土分配模式属轻稀土型（图 4—6），具明显的负 Eu 异常，与太古宙花岗质岩石的稀土特征类似（阎月华等，1991）。

因此曹庄群铬白云母石英岩源岩来自原始的硅铝质地壳，其中铬主要来源于原始硅铝质地壳中的幔源镁铁质岩、超镁铁质岩喷发或侵入活动。由于铬白云母中既含铝又含铬，它是早期地壳发生过程中壳幔物质交互作用的产物，铬白云母的形成机理是石英岩或石英砾岩中含铬组分与其中的 Al，Si，K 等组分在变质作用过程中形成的。由于原岩沉积分异程度较高，斜长石不存在，水压又很小，故形成的铬白云母石英岩在后期高级变质作用过程仍稳定存在。

表 4—6 太古宙石英、燧石层氧同位素

Tab. 4—6 Isotopic oxygen in quartz and chert in Archean era

测试对象	$\delta^{18}O$ (‰)	产 状	资料来源
石 英	9.6	曹庄群 铬云母石英岩	阎月华等，1989
全 岩	10.77		
全 岩	20—21.5	澳大利亚 Hamersley 硅铁建造	Becker 等，1976
全 岩	16—24	格陵兰 Isua 硅铁建造	Perry 等，1983

2. 蓝晶石刚玉片岩

铬白云母刚玉组合及含铬白云母蓝晶石组合分别在津巴布韦和南非太古宙地层中出现过（Schreyer 等，1981）。在津巴布韦刚玉中含 Cr_2O_3 达 3.8%，铬白云母中含 Cr_2O_3 最高达 3.7%，共生的矿物是红柱石（Cr_2O_3≤2%）、绿泥石（Cr_2O_3≤3.2%）、电气石（Cr_2O_3≤4.9%）、硬水铝石（Cr_2O_3≤1.1%）、金红石（Cr_2O_3≤1.9%），还含副矿物辉砷镍矿（NiAsS）、叶碲铋矿（BiTe）及自然铋，形成于较低温度和压力条件下。而在南非红柱石被蓝晶石（含 Cr_2O_3 达 0.9%）替代，缺乏硬水铝石及电气石，金红石中含 Cr，Fe，Al 氧化物的复杂出溶体，并出现黑云母和斜长石，黑云母和斜长石中均富钡，但总体上 Cr_2O_3 含量较低，形成于较高的温压条件下。

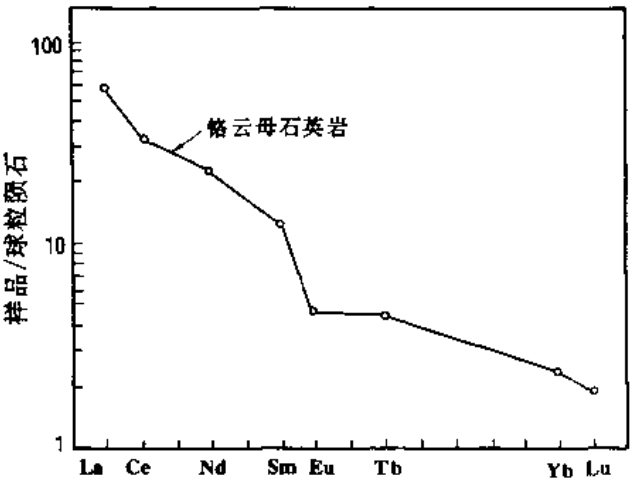


图 4—6 冀东曹庄群中铬白云母石英岩稀土分配模式

（据阎月华，1991）

Fig. 4—6 REE distribution pattern of chrome muscovite from Caozhuang Group in Jidong region

两个产地中岩石均富 Al，Cr，B，V，As；局部也富 K，Rb，Ni，Sb，Bi，Te；但均贫 Si，Mg，Fe，Mn，Na，Ca，S，Cu，Zn，Ga，Sr 和 Y。

对于这种铬白云母及含铬白云母蓝晶石（红柱石）刚玉岩石成因，Schreyer（1981）提出在变质作用之前火山活动之后超基性科马提岩受喷气蚀变作用模式。认为在此过程中 B，K，Rb，As，Sb，Bi，Te 是从溶液中沉淀的；Al，Cr，Ni，V 为原岩中惰性组分而被残留；Mg，Si，Fe，Ca 大部分被溶解、迁移。蚀变作用的矿物学表现可能是形成明矾石，在后来的区域变质作用过程中明矾石分解，硫被代入变质热液，而铝得以残留，形成蓝晶石（红柱石）、铬白云母、含铬白云母、刚玉组合。

作者认为该组合中铝来源于原始硅铝壳，经历了较高程度的沉积分异作用，铬等则来源于硅铝壳上基性、超基性岩浆物质。在区域变质作用过程中形成这一套含铬的富铝组合，

仍然体现了早期地壳发生阶段壳幔物质交互作用的特点。

在美国太古宙地层中出现含铬白云母、蓝晶石、金红石和石英、锆石组合（Dietrich，1958），表现出与南非具有相似的特征（Partridge，1937）。但在美国含铬白云母蓝晶石组合具很大的变化范围，从百分之百的含铬白云母片状集合体到以蓝晶石为主的含铬白云母蓝晶石片岩直至具少量含铬白云母的含蓝晶石石英岩，显然也具沉积变质作用特征，并非喷气蚀变作用所形成。

太古宙早期形成具全球性分布的碎屑沉积变质成因的含铬白云母、铬白云母石英岩或砾岩、蓝晶石刚玉片岩的产出，为认识早期地壳性质提供了重要线索，由于铬白云母、含铬白云母为壳幔物质交互作用的产物，显示早期地壳为硅、铝质，铬则来源于早期地壳中基性、超基性岩浆侵入或喷发的幔源物质。正是这种壳幔交互作用，使得早期硅、铝质地壳很难被保留，局部地区如格陵兰等地即使出现这种早期硅、铝地壳，但其中显示低的初始 Sr，Pb 和 Nb 的同位素比值，虽具幔源 特征，也受到壳幔交互作用的影响。

四、太古宙晚期沉积变质叠加热液改造成因

1. 绿岩带中层控型金矿床

以加拿大赫姆洛（Hemlo）金矿床为代表，该层控型金矿床位于太古宙东西向 Heron 湾—Hemlo 绿岩带向斜的南翼。绿岩带下部为中基性变质火山岩，含辉钼矿与铜锌硫化物矿床，上部为钙碱性中酸性变火山岩、火山碎屑岩及变泥质沉积岩。该地区西部含重晶石矿床，主要围岩为变质火山岩-火山碎屑岩，Hemlo 金矿床则位于中部变火山岩-火山碎屑岩与变泥质沉积岩过渡带的接触界面上及其附近，东部为绿岩带上部层位的变泥质沉积岩，未见矿化。显然矿源层为绿岩带下部层位，即地表中西部中基性变火山岩-火山碎屑岩。

绿色云母片岩主要产于绿岩带中西部，其中含异常高的 Ba，Cr，Ti 等；绿色铬白云母中含 BaO 高达 10.3%、Cr_2O_3 高达 6.4%，有时含 TiO_2 高达 5.8%，其他共生矿物中也含铬。

图 4—7 显示绿色云母片岩中钡主要来自其上部富钡层位，而铬来自云母片岩下部中基性层位。

Pan 等（1991）认为，绿色云母片岩中铬白云母、含铬白云母体积比可高达 40%，沿片理呈片状分布，局部可见铬白云母、含铬白云母集合体替代铬铁矿而呈斑状变晶并具眼球状构造。铬白云母、含铬白云母化学成分变化大，晶体内部较边部含有较高的铬、较低的钡。

Dymek 等（1983）在研究西格陵兰地区钡、铬云母时曾提出下列反应式：

$$2BaSO_4 + FeCr_2O_4 \longrightarrow FeS_2 + 2BaO + Cr_2O_3 + 7/2O_2$$

该反应式同样适合 Hemlo 地区绿色云母片岩的成因（Pan 等，1991）。他们认为 $BaSO_4$，$FeCr_2O_4$ 主要形成于区域变质作用阶段，而后期热液蚀变作用导致上述反应的发生，并为形成含钡、铬云母提供了 BaO 和 Cr_2O_3，而且在后期蚀变作用过程中基性变火山岩-火山碎屑岩中镁铁质、超镁铁质岩石的蚀变也会释放出部分铬。

赫姆洛地区成岩成矿作用经历了两次区域变质（M1、M2）和三次水岩蚀变（A1、A2、A3），从 M2 区域变质高峰期至 A3 蚀变成矿期，延续了 40Ma（Fleet，1994），具多阶段成

矿特征。

因此有理由认为，正是上述区域变质作用之后的热液蚀变作用导致含钡、铬云母形成的同时，金也伴随此过程释放、运移，并在绿岩带中西部与 Superior 湖韧性剪切带关系密切的斜冲断裂大规模韧性剪切带中变形最强烈的中央部位（Harris，1989）沉淀，形成超大型的 Hemlo 金矿床，因此铬白云母、含铬白云母与金矿化具紧密的时空关系，是金矿化的直接成矿与找矿标志。

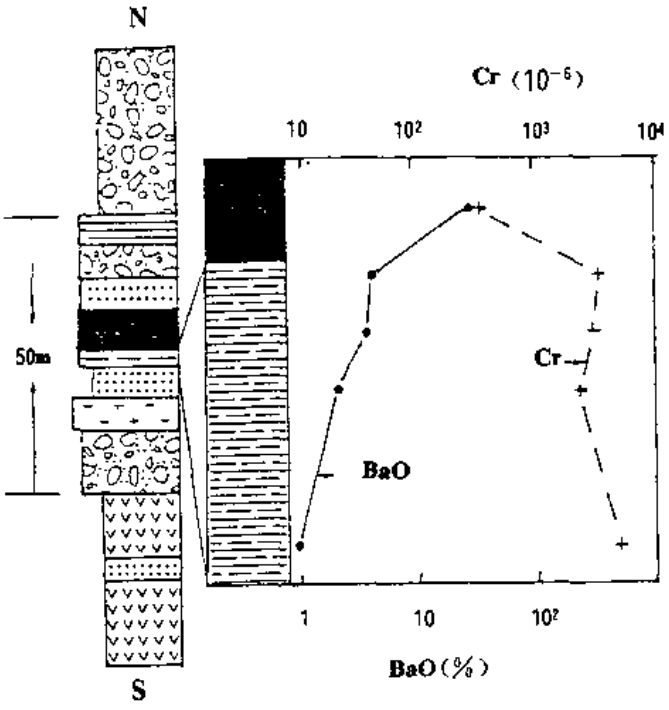


图 4—7　赫姆洛地区地层中重晶石产状
（据 Patterson，1983）

Fig. 4—7　Stratigraphy of the barite occurrence in Hemlo area

2. 绿岩带中 BIF 型铁矿床

BIF 型铁矿床即条带状硅铁建造型铁矿床在国内外太古宙绿岩带中出现。我国弓长岭太古宇鞍山群茨沟组绿岩带可分为 10 个单元，分属 4 个旋回，含 7 个铁矿层位，磁铁矿及赤铁矿贫、富矿层均为太古宙绿岩带各旋回火山沉积产物，物质来源与富铁的超镁铁质科马提岩及拉斑玄武岩的海底火山喷发有关，它们沉积于太古宙火山岛弧外缘海沟。在偏碱性及偏氧化的环境下以胶体方式沉淀，而与陆源碎屑无关。沉淀后经历了太古宙绿片岩至绿帘角闪岩相的中低级区域变质，形成正变质岩、正副过渡型变质岩及副变质岩三大类，以后又受到元古宙花岗岩侵入影响，沿古断裂导致铁质就地取材、局部活化、短程运移等热液改造，才形成以磁铁石英岩为主、赤铁石英岩为次伴有少量层中小矿脉的 BIF 型铁矿床。因此矿床成因主要与原生火山沉积变质作用有关（陈光远等，1984）。

铬白云母及含铬白云母出现于弓长岭矿区 Fe_6 顶部赤铁石英岩与 Fe_7 之间的硅质层中，常常是指示赤铁矿层的标志。铬白云母及含铬白云母片岩在地表为几厘米到十几厘米的薄层，往下厚度增加，呈细小碎片状集合体。因受热变质作用影响，铬白云母及含铬白云母斑状变晶穿切片理（陈光远等，1984）。

弓长岭铁矿床中铬白云母及含铬白云母产于赤铁石英岩中，形成于较氧化条件，与赤铁矿共生。而在印度 Dharwar 群中，铬白云母出现于顶部石榴铁闪磁铁石英岩以下，中部蓝晶石十字石石榴子石云母片岩中，此外还出现于底部超镁铁质至镁铁质科马提岩中，有时还与它们互层，因此，与磁铁矿共生（Janardhan 等，1978；Naqvi 等，1978）。

因此铬白云母及含铬白云母既可能形成于后期热液改造作用过程，其中铬来源于变基性－超基性火山岩，也可能形成于区域变质作用过程。在弓长岭铁矿床中，它形成于第Ⅳ旋回，也是绿岩带火山沉积旋回演化发展晚期的产物（陈光远等，1984）。

五、元古宙沉积变质叠加热液改造成因

在芬兰 Outokumpu 地区，元古宙沉积变质岩及其中块状 Co，Cu，Zn 硫化物矿床中发育大量富铬的硅酸盐及氧化物矿物，包括钙铬榴石（Cr_2O_3 为 26.90%）、十字石（Cr_2O_3 为 2.99%）、透辉石（Cr_2O_3 为 3.65%）、透闪石（Cr_2O_3 为 3.74%）、绿帘石（Cr_2O_3 为 15.37%）、黑云母（Cr_2O_3 为 8.56%）、白云母（Cr_2O_3 为 24.63%）、绿泥石（Cr_2O_3 为 5.18%）以及铬铁矿（Cr_2O_3 为 72.65%）和绿铬矿（Cr_2O_3）（Treloar，1987），其中绿铬矿首先在该地发现（Kuovo 和 Vuorelainen，1958）。这些矿物的产状是透辉石和透闪石产于钙硅酸盐层，十字石限于块状硫化物底部变质网脉状层，绿帘石、云母及电气石广泛分布于层状石英岩中。石英岩为主要矿体的赋存层位（Koistinen，1981）。包括矿层及全岩中 Cr_2O_3 含量高达 0.2%的变质围岩。

矿区围岩为一套变火山岩、变沉积岩组合，底部是蛇纹岩，其上部为白云岩、石英岩及石墨片岩，邻近石英岩（燧石）底层的白云岩发育一层钙硅酸盐薄层；顶部板状矿体一般赋存于石墨片岩顶部石英岩中，热液成因的网脉带较窄。区域上这套组合被云母片岩包围，但富铬矿物却仅限于 Outokumpu 这套组合内，反映这套正副变质岩铬的背景值甚高。Eskola（1933）认为铬主要来源于蛇纹岩的变质作用过程，而 Gaal 等（1975）认为来源于蛇纹石化过程。

据 Treloar（1987）研究表明 Cr，Ni 在含粘土矿物及重砂的沉积物中有所增加；这些沉积物可能与 Outokumpu 组合中基性、超基性火山岩的风化作用有关，也可能部分来自邻近的太古宙地层的碎屑。在变质作用中，由于铬可稳定存在于硅酸盐相及氧化物相，故使这套组合铬背景值大大提高。网脉体中 Cr，Ni 更加富集，表明在含矿液体作用于变质沉积岩的热液转变过程中，Cr，Ni 可能部分再分配。还揭示铬在变质作用过程中显示不活泼性，而在热液系统中显示活泼性。

因此提出在 Outokumpu 地区异常高的铬可能有两种来源途径，一是来自含铬的科马提岩的风化、沉积过程，在原始沉积物中得以浓集，二是叠加上后期含矿热液的强烈改造作用，使得部分铬再分配。故该地区出现的含铬种属是铝铬云母、铬铝云母及铬白云母，显示幔源物质组成较高。

六、古生代至中生代岩浆侵入叠加热液改造成因

在板块边缘代表古代洋壳的蛇绿岩带中广泛分布基性—超基性侵入体，其中铬的丰度值较高。在后期热液蚀变改造过程中，由于 Cr^{3+} 在热液中的活性增强（Treloar，1987），往往伴随热液蚀变的同时，铬从基性—超基性岩中被带出，并在中低温热液蚀变主要产物之一绢云母中沉淀下来而形成翠绿色的铬绢云母等。根据热液蚀变强度又分为两种情形，当蚀变程度较低时，铬绢云母及其共生矿物组合可形成玉石矿产；当热液蚀变程度较高时，不仅铬从基性—超基性岩中被带出，金及镍也开始被大量带出，故可形成与基性—超基性岩密切相关的金（镍）矿床。

1. 基性—超基性岩中玉石矿床

(1) 装饰材料

在加拿大纽芬兰地区北部中央 Baie Verte 半岛有一条 NNE 向的大断裂穿过，断裂带中发育一系列蛇绿岩成因的超基性透镜体（Williams，1977），有些小透镜体呈鲜艳的斑驳状绿色岩石（被称为 Virginite），广泛用于装饰材料，也有呈角砾状分布于志留—泥盆纪火山岩和沉积岩中（Neale 等，1975）。这种绿色岩石（Virginite）通常便是指含有铬绢云母的组合，如在上述断裂带中透镜体型 Virginite 中 90%左右由铁菱镁矿组成，有少量石英，铬绢云母不到 1%，含微量黄铁矿及辉镍矿（Chao，1986）。显然此组合包括其中铬绢云母是基性—超基性岩经热液蚀变改造后的产物，Cr，Ni，Co，Mg，Fe 均来自基性—超基性岩。

(2) 独玉矿床

我国第二大玉矿床——河南独玉矿床，为我国特有的玉矿种。独玉也称南阳玉、独山玉，色泽鲜艳，质地细腻，透明度及光泽好，硬度高，可与翡翠媲美，用其雕琢的工艺品誉满海内外。矿山开采历史悠久，从出土的新石器时期的“玉铲”、“玉凿”、“玉璜”证明，已有五六千年的历史（李劲松，1987）。

独玉矿区位于中朝准地台与扬子准地台之间的碰撞带——秦岭东西向复杂构造带东段南支，主体构造呈 330°展布，NE、NNE 向次级构造叠加其上，岩浆活动强烈，从加里东期超基性—基性到中性侵入体、华力西期酸性侵入体到燕山期酸性侵入体均有出露，时代从元古宙到燕山期，尤以华力西期最为强烈。矿区为一蚀变加里东期辉长岩体的孤山，岩体走向与 NNW 向断裂走向一致，据磁测及钻探证实矿区四周新生界地层之下为一超基性－基性杂岩体（李劲松，1987），该杂岩体总体走向 340°，岩性为蛇纹石化橄榄岩，邓燕华等（1989）根据结构构造及岩石化学特点认为完全属于橄榄质科马提岩。显然，矿区围岩为区域上中朝准地台与扬子准地台碰撞带中古生代蛇绿岩带的一部分。橄榄质科马提岩可能形成于碰撞带形成之前的太古宙（邓燕华，1991）。

独山岩体出露部分 90%以上为次闪石化辉长岩，其次为次闪石化辉石岩及次闪石化辉长闪长岩。岩体两侧受断层控制，岩体内动力变形特征明显，由两断层向内依次发育有次闪石化糜棱辉长岩带、次闪石化辉长糜棱岩带和次闪石化辉长碎裂岩带。玉脉主要产于后两个带之间的岩石中，以充填作用为主，呈密集脉状分布。

独玉的主要组成矿物为铝钙硅酸盐，以钙长石及斜黝帘石为主，次要矿物为绿帘石、白云母、珍珠云母、金云母、黑云母、钙蒙脱石及透辉石、透闪石、阳起石、榍石、金红石、碳酸盐、铬铁矿等（张建洪等，1987；李劲松，1987；邓燕华，1991；蒋楠，1993），矿物组合以高钙、高铝、低硅为特征，并不同程度地含铬，这些特征反映玉石源岩是偏基性超基性岩。稀土元素特征进一步揭示玉石源岩即为独山岩体（邓燕华，1991）。

一般均认为钙长石的形成为斜长岩岩浆期后热液充填裂隙所致，为热液成因，而其他矿物则为后期热液叠加改造的产物。从钙长石到斜黝帘石、绿帘石、白云母、珍珠云母、钙蒙脱石是矿物水含量增加的过程，标志热液改造加强的过程。

Cr^{3+} 为独玉中重要的色素离子，铬绢云母形成独玉艳丽的绿色，为独玉中最高档的颜色，铬绢云母含量高低是引起翠独玉绿色深浅的关键，当其体积含量超过 8%时，玉石呈深绿色；当含量是 5%左右时，形成的玉石颜色最艳，呈蓝绿色，俗称天蓝玉，为独玉中最高档玉（蒋楠，1993）。此外，铬绿帘石（Cr_2O_3 高达 12.5%）、铬蒙脱石、铬白云母—珍珠云

母（Cr_2O_3 高达 1.84%）及铬黑云母—金云母（Cr_2O_3 高达 3.19%）等对形成独玉的多种绿色也有意义（张建洪等，1987）。

2. 基性—超基性岩中金（镍）矿床

该类型金（镍）矿床在新疆萨尔托海及云南墨江等地超基性岩体中出现，其中典型代表是扬子准地台南缘哀牢山地区墨江金厂大型金（镍）矿床。

金厂超基性岩体长 16 km，宽 1.3—2 km，其深部与北端及南端岩体相连。为一长达 40 km 的大岩墙，NW 走向，侵位于下古生界，是南方冈瓦纳大陆与欧亚大陆碰撞带中蛇绿岩套的组成部分，其上被三叠系不整合覆盖，其间有古风化壳和超基性岩砾石。岩性以斜辉橄榄岩为主，斜辉辉橄岩次之，有少量含辉纯橄岩—纯橄榄岩，属镁质超基性岩类。岩体已全部蛇纹石化，以胶蛇纹石、叶蛇纹石为主，纤蛇纹石次之（蒋志，1984），并伴有菱镁矿化、铁白云石化、滑石化、硅化，含铬种属为铬多硅绢云母，少量为铬绢云母、含铬绢云母、含铬多硅绢云母（表 4—7）。

表 4—7　金厂金(镍)矿床矿物生成顺序

Tab. 4—7　Mineral sequence in Jinchang gold and nichel deposits

地质时代 / 金镍成矿期 / 矿物名称	加里东期	华力西—印支期	燕山—喜马拉雅期	就近期
	矿源形成期	贫矿形成期	富矿形成期	次生富集期
隐晶硅质	———	———		
玉　髓	——	———	——	
石　英	——	———	———	——
自然金	———	———	———	——
黄铁矿	———	———	———	
绿泥石、绢云母	———	———	———	
沸石、鱼眼石	———	——		
蛇纹石、滑石		———		———
菱镁矿、铁白云石		———	———	
硫锑铜银矿、含银黝铜矿		———	———	
方硫镍矿		——		
辉砷镍矿		——	———	
铬多硅绢云母			———	
针镍矿			———	
高岭石、迪开石			———	
方铅矿、白铁矿、磁黄铁矿			———	
锑硫镍矿、辉锑矿、闪锌矿			———	
铜　蓝				———
碧矾、镍华				———
褐铁矿				———

据蒋志，1984。

金镍矿化主要发生在岩体两侧下志留统金厂组硅化岩、泥岩、砂板岩和岩体边部。主要金矿石类型有含滑石型金矿石、含硫化物石英脉型金矿石、含硫化物脉状浸染型石英岩金矿石；镍矿床主要矿石类型有黄铁矿铬多硅绢云母化泥岩型镍矿石、块状黄铁矿脉型镍矿石、铬多硅绢云母菱镁矿黄铁矿化蛇纹岩型镍矿石、铬多硅绢云母黄铁矿硅化岩型镍矿

石等。除金、镍外，还有钴、银、铬、石棉等矿产。

据蒋志（1984）研究，金镍矿化的主要元素S（包括As，Se，Te等），Si，Ni（包括Cr，Co，Fe，Pt等），Au（包括Ag）均与基性、超基性岩体有关。矿体中$\delta^{34}S$平均为$-3.6‰$，围岩中$\delta^{34}S$平均为$-4.6‰$，均接近陨石硫，且分布集中，塔式效应明显；岩体由于蛇纹石化失硅，相应金厂组地层处于酸性环境不利硅的继续迁移，相反利于硅的沉淀而得硅，岩体平均含镍为0.21%，且岩体表面形成巨大风化壳型硅酸镍矿床，表明岩体为镍矿源；从岩体到地层，金矿体厚度和金含量的变化带有方向性，随距岩体距离的增加，金含量缓慢上升到极大点后突然下降，也表明金由岩体迁入地层过程中，形成具缓升到陡降的特点，反映金的沉淀受环境条件的制约。

据对铬多硅绢云母年龄测定，为112，71，70 Ma（蒋志，1984），其形成期应为燕山到喜马拉雅期，明显晚于金厂岩体的加里东期的形成期，此由于岩体受后期热液改造的结果。由金厂矿床的矿物生成顺序表可进一步揭示，矿床经过矿源、贫矿、富矿及次生四个时期，而金镍主矿化期与铬多硅绢云母形成期一致，也就是说，伴随热液蚀变程度较高时便有大量铬的带出，也正是金、镍大量带出期。

综上所述，铬源均与基性、超基性岩有关，但由于后期热液改造的程度不同，便出现不同的矿产资源，当热液改造程度较低时，形成玉石矿床，相应的含铬种属为铬绢云母；当热液改造程度较高时，不仅铬被释放，金、镍等组分也随之被释放，故出现金（镍）矿床，此时含铬种属为铬多硅绢云母，显示极强的硅化作用。

七、中生代基底活化叠加热液改造成因

主要产于中生代与基底活化作用有关的金矿床中，该类型金矿床是指前寒武纪结晶基底这一原生含矿建造转变为重熔型花岗岩类衍生含矿建造，并在构造有利部位受后期热液交代改造所形成的金矿床。胶东地区焦家式金矿床为典型代表。在金矿化过程中显著特点是出现大量含铬绢云母、含铬多硅绢云母及少量铬绢云母、铬多硅绢云母，成为黄铁绢英岩的主要组成矿物之一，呈细脉状、团块状产于矿体中，与铁白云石、黄铁矿、石英及银金矿等共生，且铬与金呈同步消长。因此这些含铬种属的出现是结晶基底活化型金矿床（化）的直接成矿与找矿标志。也可与黄铁矿、银金矿等成充填脉直接充填于结晶基底中，但由于富挥发分且具有自由生长空间，故出现的是含铬白云母（陈光远等，1989）。

关于胶东地区焦家式金矿床的产出地质背景、具体特征及成因机理，尤其是其中含铬种属标型特征在焦家式金矿床中的成因与找矿意义将重点在下面几章作进一步论述。

第五章　焦家式金矿床铬铝云母亚族地质背景

焦家式金矿床由山东地质六队首先于1966—1967年在胶东三山岛及焦家发现并命名，但其标型矿物含铬绢云母于1985年才由陈光远等首先发现于焦家金矿床。它们的地质背景如下。

一、地　　层

1. 胶东群

其下未见底，其上不整合荆山群。胶东群与荆山群主要为构造叠置韧性剪切关系（陈光远等，1993转引自曹国权等，1991）。它们组成了胶东地区最古老、分布广泛的结晶基底（图5-1），据各家采用锆石同位素年龄测定方法确定，胶东群属于新太古代。

胶东群暗色区域变质岩中斜长角闪岩为变质的海底火山喷发拉斑玄武岩，滑石片岩、阳起绿泥石片岩、绿泥滑石透闪片岩为变质的海底火山喷发橄榄岩质科马提岩、滑石角闪岩属辉石岩质科马提岩（陈光远等，1989，1993），充分显示其具幔源性。大量拉斑玄武岩与少量橄榄岩质、辉石岩质、玄武岩质科马提岩在胶东群下部出现，说明它们是地幔高度部分熔融的产物，无疑是胶东金矿的最初矿源层，也是幔型元素铬的最初源区。

胶东群浅色区域变质岩中角闪黑云变粒岩与黑云变粒岩为变质的海底火山喷发安山岩—英安岩质火山碎屑岩，其中部分碱质$Na_2O+K_2O\geqslant6\%$，含铁量很低（陈光远等，1989），幔源性与分异性十分明显，且中后期硅、铝及碱质增加，也有利于形成金的矿源层。

胶东群中片麻岩类，包括角闪斜长片麻岩、黑云角闪斜长片麻岩、黑云斜长片麻岩，它们为变质的安山岩—英安质火山凝灰岩；而片岩类，如黑云片岩、黑云角闪片岩、条带状石英片岩及石英黑云片岩等。其原岩既含火山凝灰物质又含沉积物质。

胶东群中少量磁铁石英岩及大理岩为变质沉积岩，其中磁铁矿中含磁黄铁矿晶核（初凤友，1992），表明环境经历了从还原到氧化的过程，有利于金的活化、运移。

因此胶东群原岩为一套含超镁铁、镁铁质科马提岩，主要为中基性—中酸性火山岩、火山碎屑岩夹少量沉积岩组合，即以正变质岩为主，具少量副变质岩、正副过渡型变质岩。以角闪岩相为主，属中低压、中高温变质相系。它既是胶东地区金及幔型元素铬等源区，又显示其旋回演化有利于金的初步活化、运移。

2. 荆山群

新建立的荆山群不整合于胶东群之上（曹国权等，1986）。其分布较广泛；同位素年龄值为2 037　2 484Ma（张大起，1990），属于元古宙。

荆山群原岩为一套多旋回的富铝泥砂质及钙、镁质碳酸盐岩，少量中基性　酸性火山岩，以高角闪岩相为主，属中压、中高温变质相系。其中长石石英岩与大理岩可为蚀变矿化作用提供硅质、碱质与碳酸盐物质，石墨、碳酸岩与硅质大理岩有利于交代，尤其是石墨有利于金的还原沉淀（陈光远等，1993）。

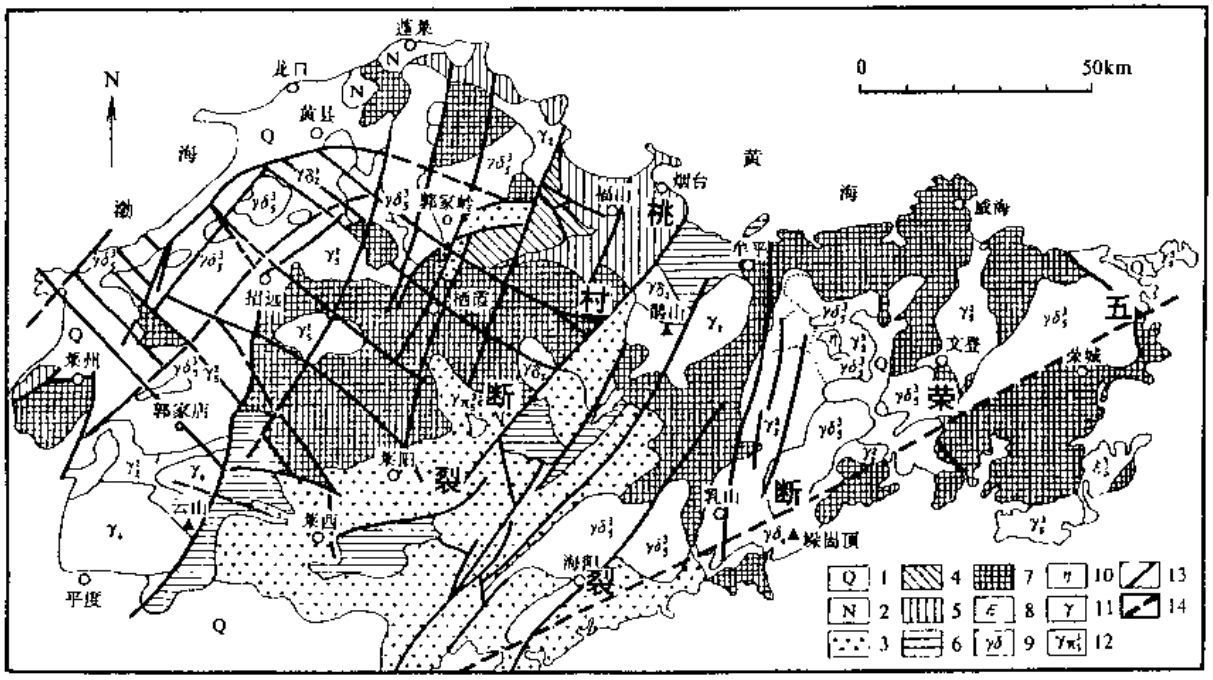


图 5--1　胶东地质简图

（陈光远等，1993 根据张韫璞等，1983；庞庆邦等，1986；马宝林等，1987；杨士望等，1989；徐金方等，1989；曹国权等，1990 等资料编制）

Fig. 5　1　Simplified geologic map of eastern Shandong province

1—第四系；2—第三系；3—中生界侏罗—白垩系；4—蓬莱群；5　粉子山群；6—荆山群；7—胶东群（此图未划出胶南群，五荣断裂以南为胶南群）；8—正长岩；9　花岗闪长岩；10—二长岩；11—花岗岩；12　花岗斑岩；13—断层；14—五（莲）—荣（城）断裂推断位置

3. 粉子山群

胶东地区南北两处的粉子山群为上下关系，属不同时代的地层，原南粉子山群为粉子山群下亚群，原北粉子山群为粉子山群上亚群（邓幼华等，1984）。

粉子山群下亚群与其下部的荆山群为断层接触，上亚群与上覆蓬莱群为滑脱带（糜棱岩带）或断层接触。其同位素年龄值为 2 008—2 075Ma，属元古宙（山东省地质矿产研究所，1989）。原岩分别为一套超基性、基性至中酸性火山岩及泥质碳酸盐岩和粘土沉积、碎屑沉积及碳酸盐岩建造。变质程度较低，以低角闪岩相为主。

粉子山群下亚群除出现较多含磁铁矿的火山物质外，还出现大理岩、燧石条带大理岩与石英片岩；上亚群碳质、硅质、泥质大大升高，还出现较多的镜铁矿层与石墨片岩（陈光远等，1993）。

4. 蓬莱群

蓬莱群为一套泥质、陆源碎屑及碳酸盐沉积（邓幼华，1984），属浅变质的板岩、石英岩、大理岩建造，为低绿片岩相（山东省地质矿产研究所，1989）。其中产微古植物（梁玉左等，1962；阎永奎等，1982），据此定其时代为震旦纪（陈光远等，1993）。

5. 中、新生界

中生界上侏罗统为陆源沉积，局部为玄武岩，进入下白垩系为一 套基性 酸性火山岩、

而到上白垩系又以陆相沉积为主，夹少量基性火山岩。

新生界较为发育，且含玄武岩。

综上所述，胶东地区前寒武纪结晶基底较齐全，但缺乏整个古生界，中、新生界发育也不全。此表明郯庐断裂带东侧的胶东地壳处于长期抬升的特征。

新太古代胶东群具幔源性，是重要的金、铬等源区，为以后的地质作用过程中出现金、铬等分散与集中准备了充分的物质基础。且分异性明显，更有利于形成金的矿源层。还显示从早到晚环境由还原到氧化的演化。利于金在矿源层中初步活化运移。

元古宇荆山群虽不构成矿源层，但为金的初步活化运移沉淀提供了有利的物化环境。元古宇粉子山群下部可成为金的矿源层，但上部也利于金的活化运移。

震旦系蓬莱群可接受其下伏矿源层中释放出来的金，使地层中金含量增高。

不整合于前寒武纪结晶基底之上的中、新生界，尤其是中生界中含大量基性—酸性火山岩，充分表明中生代胶东地区地壳甚至上地幔重熔作用曾经加剧，构造岩浆活动十分强烈，极有利于金、铬等释放、运移与沉淀。

二、构　　造

胶东地区东临环太平洋西北部大陆边缘，西临郯庐断裂带，南部存在华北地台与扬子地台碰撞带，即五（莲）荣（城）断裂带，长期以来构造活动强烈而复杂。前寒武纪胶东地区经历了三次较大规模的SN向挤压（瞿友兰，1991），使古老地层发生区域变质作用，形成了规模较大的轴向近EW的栖霞复背斜基底构造（张韫璞等，1983），并产生配套的NE，NW向共轭断裂裂隙系统和SN，EW向共轭或独立断裂裂隙系统（陈光远等，1993）。

在中生代由于受太平洋板块对欧亚大陆板块俯冲作用的影响，胶东地区产生NW—SE方向的强烈挤压活动，形成一系列与两板块缝合线近于平行的NNE向左行剪切挤压带，主要表现形式是韧性剪切带，并产生NW向张性断裂。此与中国东部侏罗纪构造应力场的最大主压应力轴为平缓的NWW—SEE向（万天丰等，1989）的特征相一致。

白垩纪—早第三纪早期由于受印度—澳大利亚板块向北偏东方向的挤压作用影响，构造应力场的最大主压应力轴为近于水平的NE—SW向，造成区域性NW—SE向拉张活动，使得我国东部先存的NE向左行压剪性断层转为右行张剪性断层（环文林等，1982；万天丰等，1989），日本海也是在该期间张开的（Wilde等，1973）。近年来在胶东地区发现有NW向韧性剪切带可能与此有关。

华北地台与扬子地台碰撞带即五荣断裂为NE—NEE向，断裂面倾向NW，倾角60°—70°，断裂西北侧为低压高温相系结晶基底构成的胶北地块，东南侧为低温高压相系结晶基底构成的胶南地块（曹国权，1990）。临近五荣断裂的NE向桃村断裂等可能也与这两大陆块的碰撞有关（陈光远等，1993）。以NE向桃村断裂为界，其西部便为胶东西北部，前寒武纪结晶基底构造——栖霞复背斜近EW向，中生代断裂构造为NNE向，倾角40°—50°；而桃村断裂以东即为胶东东部，前寒武纪复背斜转为NE向，中生代断裂构造走向近SN，倾角变陡70°—80°。因此胶东地区NE—NEE向构造可能晚于NNE向构造，而且NE向桃村断裂造成了胶东西部与东部地层产状及构造产状变化。受两陆块碰撞影响，NE—NEE向也发育韧性剪切活动，并伴随NNW向张性断裂。

进入新生代，构造活动减弱，主要受郯庐断裂等新构造运动影响，一些成矿后的正断层活动主要形成该期间，并伴随大量断层泥的形成。

综上所述，胶东地区前寒武纪结晶基底构造影响到结晶基底的演化历程，有利于金、铬等组分在结晶基底中初步分散与集中，从而形成原始含矿建造。

中生代早期大规模强烈的构造活动，甚至可导致结晶基底活化、重熔，伴随Ⅰ型花岗岩类的形成，使金、铬等组分再次分散与集中，形成再生含矿建造。

侏罗纪形成了较大规模的NNE向左行剪切挤压带，导致韧性剪切带的出现，是金、铬等组分充分集中的前奏。

白垩纪—早第三纪早期NW—SE向区域拉张活动导致NNE向脆性张裂构造形成，是大量脉岩形成期，更是含矿流体充填作用发生期。它直接控制NNE向石英脉型金矿床的形成，叠加在先期形成的NNE向韧性剪切带中可导致蚀变岩型金矿床的形成。铬元素也在该期间集中沉淀，出现铬铝云母亚族中含铬种属。

新生代构造活动控制成矿后断层发生，直接破坏了矿体的空间分布。

三、岩 浆 岩

胶东地区岩浆岩主要有花岗岩类及少量中基性和超基性岩，各种脉岩发育，具陆相火山岩。花岗岩类主要包括花岗岩及花岗闪长岩。少且小的中基性和超基性岩有闪长岩、辉长岩、角闪石岩、蛇纹岩和橄榄岩等。脉岩种类繁多，有伟晶岩、细晶岩、霏细岩、花岗斑岩、石英斑岩、石英正长斑岩、正长斑岩等酸性脉岩；辉石闪长玢岩、黑云母闪长玢岩、闪长玢岩、石英闪长玢岩等中性—中酸性脉岩；云斜煌斑岩、闪斜煌斑岩、拉辉煌斑岩、辉绿岩、辉绿玢岩、苦橄玢岩等基性—超基性脉岩等。陆相火山岩主要有中生代白垩系中的中酸性火山熔岩及新生代第三纪含深源包体的玄武岩等。

胶东地区花岗岩类是形成金矿床极有利的因素。花岗岩类空间分布广泛，时间上成多期次频繁出现。经过40多年的反复研究与争议认为，胶东地区花岗岩类主要有四期，即玲珑黑云母花岗岩、罗山浅色细粒含榴二长花岗岩、栾家河中粗粒黑云母花岗岩及郭家岭斑状钾长石花岗闪长岩。四期花岗岩的生成顺序可由野外产状及同位素年龄值获得。

罗山花岗岩侵入到玲珑花岗岩中（徐金方等，1989），罗山花岗岩为玲珑花岗岩的同源岩浆进一步演化分异形成的不同期次的浅成相产物（陈光远等，1986）；栾家河花岗岩与玲珑花岗岩呈侵入接触（陈光远等，1993）；郭家岭花岗闪长岩与玲珑花岗岩呈侵入接触（姚凤良等，1990）；郭家岭花岗闪长岩侵入到栾家河花岗岩中（徐金方等，1989；张大起，1990）；郭家岭花岗闪长岩与胶东群为侵入接触关系，局部出现同化混染，含角砾状胶东群捕掳体（陈光远等，1993）。根据各家多种方法同位素年龄测定也得出四期花岗岩类的生成顺序是玲珑花岗岩→罗山花岗岩→栾家河花岗岩→郭家岭花岗闪长岩（陈光远等，1993），均为燕山期形成。它们都是前寒武纪结晶基底重熔作用的产物（徐金方等，1989；陈光远等，1993）。

对胶东地区花岗岩类研究虽有40多年的历史，但80年代之前认为金矿化与玲珑花岗岩有关。进入80年代之后才认识到郭家岭花岗闪长岩与金矿化关系密切（陈光远等，1983-1993；山东省地矿局第六地质队区调分队，1984；张韫璞等，1984；王鹤年，1984；滕培

道，1985；马志红，1989；徐金方等，1989；杨敏之，1989；田农等，1989；张大起，1990；林景仟等，1991；程小久，1991），不仅可成矿，还应形成富矿（陈光远等，1983—1993）。

徐金方等（1989）认为郭家岭花岗闪长岩自西至东由三山岛岩体、上庄岩体、北截岩体、丛家岩体和郭家岭（本地）岩体组成，地球物理和钻孔资料证实，它们在深部是连为一体的，而且形成时代和岩石学特征一致。还认为三山岛、焦家断裂带矿化浅，地表或钻孔中可见到郭家岭花岗闪长岩；招平断裂带矿化较深，钻孔深达千米仍见矿，且具变厚、变富的趋势，尚未见到郭家岭花岗闪长岩，但中基性脉岩群发育。最新资料证实玲珑金矿深部已发现郭家岭花岗闪长岩存在；栖霞地区胶东群中石英脉型金矿床中无郭家岭花岗闪长岩出露，但中基性脉岩十分发育，其中含斑状二长花岗岩的包体（王来明等，1988），指示隐伏岩体的存在。

陈光远等（1993）对郭家岭花岗闪长岩及含矿性进行了深入研究。认为郭家岭花岗闪长岩在胶东地区分布广泛，主要呈西北带、中部带及东南带三个NE向带状分布，形成于燕山期，为岩浆成因，具深源较浅成侵入岩特征，是胶东群部分熔融的产物。显示壳幔混合特征，其形成的构造环境为与消减有关的大陆活动边缘，为大洋板块向大陆板块俯冲碰撞后隆起区的I型加里东型花岗岩类。还认为郭家岭花岗闪长岩成矿的有利条件是早期副矿物及暗色矿物结晶时处于氧化状态，不利于金的沉淀而分散到早期结晶相，而利于金进入流体相；富含挥发分、富碱质，利于金形成易溶络合物产生运移，便于在后期热液中富集、沉淀。

实际上在四期花岗岩类中唯郭家岭花岗闪长岩中金丰度值相对较高（表5—1），当郭家岭花岗闪长岩遭受韧性剪切作用时，势必导致升温升压及原始岩石的结构构造和矿物组成的破坏，可使岩石中这部分分散的金活化运移，再加上已进入岩浆期后热液相中金的易溶络合物，遇有脆性动力变质作用叠加，这两部分金便在减温减压的裂隙系统中发生沉淀，形成网脉状、细脉状、脉状、甚至粗脉状富矿体。胶东金矿床主要产于郭家岭花岗闪长岩边缘，与其他三期花岗岩接触带、与前寒武纪结晶基底变质岩系接触带等事实也支持上述理论分析。因此，胶东地区与基底活化作用有关的焦家式金矿床与郭家岭花岗闪长岩具紧密的成因联系，是该类型金矿床的直接矿化围岩和母岩。从结晶基底初始矿源层到郭家岭花岗闪长岩再生矿源岩直至破碎蚀变矿化的全过程，是金活化运移、沉淀富集的全过程，也是铬元素所经历的从释放、运移到沉淀的全过程，二者相伴相随。

表5—1　胶东花岗岩类中金丰度（10^{-9}）

Tab. 5—1　Abundance of Au in granitoids in Jiaodong

玲　珑	罗　山	栾家河	郭家岭	资料来源
19		7	49	王炳成，1982
13	23.3			张福璞，1984
4.5		0.75	5.3	杨士堃，1984
1.6 (10)		1.66 (10)		山东省区调队，1988
1.17 (15)	1.2 (8)	1.36 (13)	1.64 (27)	徐金方，1989

四、围岩蚀变类型与分带

胶东焦家式金矿床的围岩蚀变由动力变质与热液蚀变联合地质作用所形成，蚀变岩矿

物组成、结构构造、化学成分及物理性质等特征主要取决于动力变质作用性质和强度及热液蚀变作用类型和强度等因素。由蚀变带中心到边缘具明显的分带性。

1. 动力变质作用与分带

动力变质作用主要表现为韧性剪切作用与脆性碎裂作用，均受区域构造活动影响。根据前面所述，韧性剪切作用在先，脆性断裂作用在后。

早期的韧性剪切作用表现为原岩中黑云母、斜长石、微斜长石等晶体扭曲、拉长甚至拉丝、石英波状消光等塑性变形。随着剪切作用增强由变形转化为变位，岩石出现碎斑、碎粒状构造，甚至出现斑杂状、条带状、眼球状构造，向糜棱岩化演变，有利于原岩发生蚀变作用。

晚期的脆性碎裂作用主要表现为原岩中黑云母、斜长石、微斜长石、石英等发生碎裂等变形，使岩石的渗透性增强，并导致网脉状、细脉状、脉状、粗脉状构造发育，有利于发生热液充填作用，如表 5—2 所示三山岛金矿区裂隙系统及其中充填物。

表 5—2　三山岛金矿区裂隙统计

Tab. 5— 2　Statistics of fractures in Sanshandao Gold Mine

岩　石	时　间	性　质	产　状			充填物	裂隙密度（条/米）	裂隙率（%）
			走　向	倾　向	倾　角			
黄铁绢英质碎斑岩	成矿前	张性	NE20°—40°	SE	60°—70°	石英、硫化物	1.5	0.05
		张性	NE60°—70°		>80°	石英、碳酸盐		
	成矿后	张性	NE25°—35°	NW	50°　90°	无		
		压性	NW300°　330°	NE	40°　90°	无		
绢英岩化碎裂花岗岩	成矿前	张性	NE35°—55°	SE	60°—90°	长石、石英	5.0	0.18
		张性	NE10°—30°	SE	40°—70°	石英、黄铁矿		
	成矿后	张性	NW295°　310°	NE	60°—80°	石英、碳酸盐		

注：鲁安怀，1987 根据山东 807 队❶，1969 年资料补充。

在早期韧性剪切作用的基础上叠加晚期脆性碎裂作用是形成焦家式金矿床的必要条件，韧性剪切作用导致升温升压使岩石中分散的金、铬得以活化运移，脆性碎裂作用可提供减温减压空间及储矿裂隙系统，便于金、铬的沉淀富集，陈光远等（1991）把上述成矿作用表征为韧性断裂上叠加脆性断裂的复合构造岩成矿模式。

三山岛金矿区中从蚀变带边部到中部依次发育以下几种类型破碎蚀变岩。

（1）碎裂花岗岩

具原岩特征。灰白色，碎裂结构、块状构造。受动力变质作用表现为黑云母晶体扭曲、更长石及微斜长石双晶扭曲、石英波状消光等塑性变形及更长石、微斜长石、石英等矿物发生碎裂等脆性变形。热液蚀变作用程度低，仅黑云母部分发生绿泥石化。

（2）绢英岩化碎裂花岗岩

原岩特征可见。浅灰色，碎裂结构，块状构造。黑云母消失，被绿泥石、金红石及磁铁矿取代，微斜长石及更长石发生绢云母化，绢云母板条状，粒径 0.032 mm×0.240 mm，Ⅱ级中干涉色，沿长石双晶纹方向呈筛孔状分布，伴有硅化及方解石化等。长石、石英中裂隙发育并有硅化石英及绢云母、方解石等充填，呈蠕虫状、短脉状、细脉状。石英波状

❶ 山东 807 队，1969，三山岛金矿勘探报告。

消光显著。

(3) 绢英质碎斑岩

灰绿色、碎斑结构，斑杂状构造。碎斑由碎裂石英及少量残留更长石、微斜长石组成，粒径大于 0.5 mm，圆化程度低，碎斑石英波状消光强烈，碎斑裂隙中有石英、绢云母、方解石等蚀变产物充填。碎基由白云母、绢云母、硅化石英、方解石及含铁方解石等组成。

(4) 黄铁绢英质碎斑岩

灰黑色，碎斑结构，斑杂状至浸染状构造。碎斑为碎裂石英，圆化程度增高，粒径减小。碎基由热液蚀变形成的石英、绢云母、含铬绢云母、含铬多硅绢云母、方解石、铁白云石、黄铁矿等组成，含铬种属鳞片状，粒径多为 0.002 mm×0.002 mm，干涉色Ⅱ级底部。当碎斑粒径小于 0.5 mm，圆化程度更高则为黄铁绢英质碎粒岩。

(5) 黄铁绢英质糜棱岩

灰黑色，糜棱结构，斑杂状至条带状、眼球状构造。原岩石英及热液蚀变形成的石英呈透镜状、条带状定向分布，条带有被扭折、搓断现象，其中被包裹的长石碎屑发生绢云母化等。透镜状石英大小不一，波状消光，部分半有黄铁矿化，被黄铁矿细脉穿插。基质由绢云母、含铬绢云母、含铬多硅绢云母、石英、方解石、铁白云石、黄铁矿及少量水云母等组成。

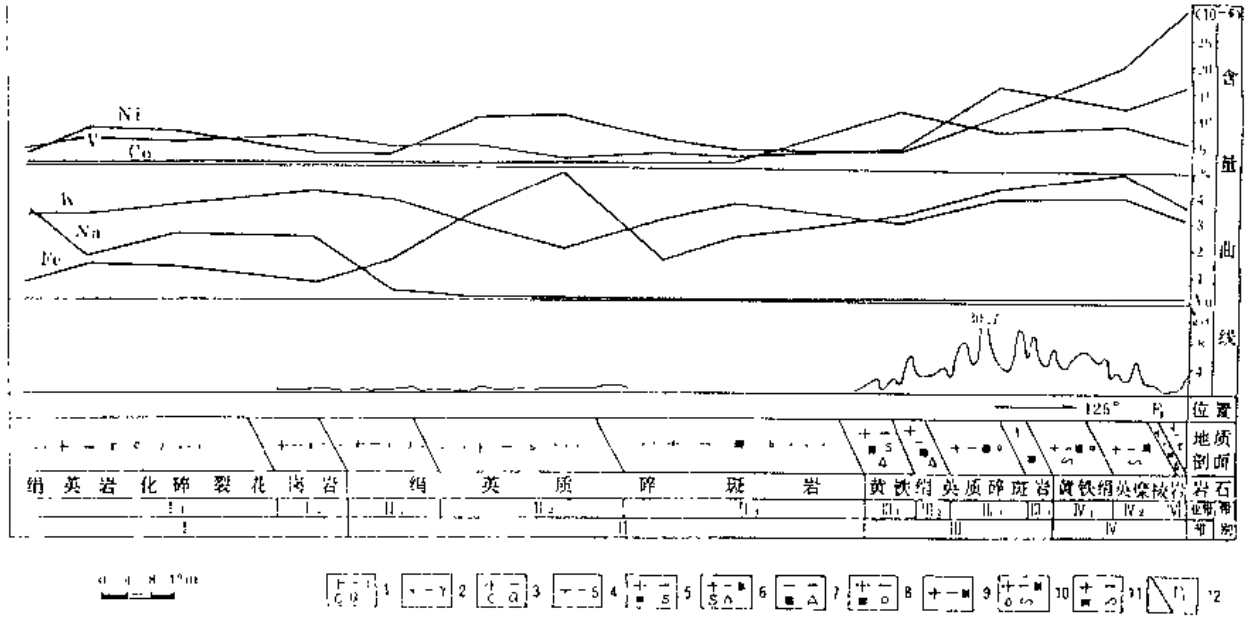


图 5—2 三山岛金矿区－70 m 中段 40 号勘探线地质综合剖面图

Fig. 5--2 Composite section at －70 m level along 40th exploration line in Sanshandao Gold Mine

1 含石英-方解石脉绢英岩化碎裂花岗岩；2 绢英岩化碎裂花岗岩；3—含石英-方解石脉绢英质碎斑岩；4 含多金属硫化物脉绢英质碎斑岩；5 含多金属硫化物细脉、少量团块状黄铁矿绢英质碎斑岩；6—含少量多金属硫化物细脉黄铁绢英质碎斑岩；7 黄铁绢英质碎斑岩，8--碎斑圆化程度高的黄铁绢英质碎斑岩；9--黄铁绢英质碎粒岩；10—含硅质角砾黄铁绢英质糜棱岩；11—黄铁绢英质糜棱岩；12—主断裂 F_1 断裂面上发育 9cm 厚断层泥

在三山岛金矿床 －70 m 中段选取 11 个穿脉及石门巷道方向（40 勘探线）为破碎蚀变带横剖面，总长 186 m。按岩性该剖面上发育四个带，由破碎蚀变带边部至中部依次出现绢

英岩化碎裂花岗岩带（Ⅰ，>55 m）、绢英质碎斑岩带（Ⅱ，80.5 m）、黄铁绢英质碎斑岩带（Ⅲ，30 m）及黄铁绢英质糜棱岩带（Ⅳ，21.5 m）。考虑后期叠加现象分别发育若干亚带（表 5—3，图 5—2）。

表 5—3　三山岛金矿区－70 m 中段 40 号勘探线破碎蚀变岩分带

Tab. 5—3　Zoning of katamorphic altered rocks at －70 m level along 40th exploration line in Sanshandao Gold Mine

破碎蚀变分带		Ⅰ		Ⅱ			Ⅲ				Ⅳ			成矿后 F_1 断层泥		
		绢英岩化碎裂花岗岩		绢英质碎斑岩			黄铁绢英质碎斑岩				黄铁绢英质糜棱岩					
宽　度（m）		>55		80.5			30				21.5			0.09		
亚　带		$Ⅰ_1$	$Ⅰ_2$	$Ⅱ_1$	$Ⅱ_2$	$Ⅱ_3$	$Ⅲ_1$	$Ⅲ_2$	$Ⅲ_3$	$Ⅲ_4$①	$Ⅳ_1$	$Ⅳ_2$	$Ⅳ_3$②	颜色	厚度（cm）	含金量（g/t）
亚带宽度（m）		>44	11	14	29	37.5	8.5	5	12.5	4	10.5	10	1	浅灰	2	0.083
黄铁矿特征破碎蚀变	粗粒稀散浸染状（阶段Ⅰ）（5—10 mm）	+	+	+	+									黄褐	2	0.225
	中粒团块至短脉状（阶段Ⅱ）（1—5 mm）					++	+	+				+		黄灰	1	0.150
	细粒稠密浸染状（阶段Ⅲ）（0.001—1 mm）						+	++	++	++	++	+	++	浅灰	1	0.215
后期叠加	含金毒砂黄铁矿脉（阶段Ⅳ）								+					浅灰	1	2.150
	多金属硫化物脉（阶段Ⅴ）				++	+								黄灰	1	1.150
	石英-方解石脉（阶段Ⅵ）	++		+										浅灰	1	0.100
含　矿　性		围　岩		近矿围岩			贫矿	富　矿						0.67g/t		
宽　度（m）		>69		66.5			8.5	43						0.09		

注：①岩性为黄铁绢英质碎粒岩；②岩性为黄铁绢英质碎斑岩，富矿与贫矿的边界品位为 3 g/t，贫矿与近矿围岩的边界品位为 2 g/t（下同）。+—较发育，++—发育。

2. 热液蚀变作用与分带

（1）热液蚀变类型与分带

胶东焦家式金矿床围岩为重熔型花岗岩类，在成岩阶段形成的造岩矿物组合主要是角闪石、黑云母、斜长石、钾长石、石英等。在此基础上发生的热液蚀变类型取决于热液蚀变程度。在此谈到的热液蚀变包括原地蚀变及异地蚀变。

在成岩成矿过渡阶段早期出现钠长石化、微斜长石化（表 5-4），常呈团块状，交代原岩中斜长石和钾长石，在暗色矿物中出现富铁的绿泥石化与金红石化。该阶段晚期钠长石化进一步发育，但钾化表现为（$K+H_2O$）化的白云母化和绢云母化，同时有硅、钙的析出，出现硅化与方解石化。本阶段出现的红化主要表现为粉尘状金红石化及部分赤铁矿化，导致浅色矿物如长石甚至石英染色呈砖红色（陈光远等，1994）。

成矿阶段早期还出现少量自形钠长石化，绢云母化、硅化及方解石化也大量发育。成矿阶段中期铬绢云母化等含铬种属发育，多金属硫化物也大量出现（表 5—4 中未列入），并出现富镁绿泥石化、铁白云石化和脉状方解石及石英。成矿阶段晚期出现富铁绿泥石、含锰菱铁矿及脉状方解石和石英。

各阶段蚀变类型特征总结于表 5—5 中。

表 5—4 胶东焦家式金矿床热液

Tab. 5—4 Hydrothermal alteration and chemical composition

阶段	成岩成矿过渡阶段							
	早期				晚期			
编号	1	2	3	4	5	6	7	8
矿物	钠长石	微斜长石	铁绿泥石	金红石	钠长石	白云母	红化	金红石
样品数	2	2	2	1	1	3	1	1
SiO_2	67.80	63.91	24.61	1.66	69.52	45.86	16.47	0.36
Al_2O_3	19.74	18.22	19.85	0.44	18.30	29.55	8.13	0.10
Fe_2O_3	0.00	0.06	35.73	2.21		4.43	14.50	0.75
FeO						1.34		
MgO	0.02	0.03	5.92	0.29	0.00	1.12	7.46	0.25
TiO_2	0.00	0.08	0.01	93.65	0.16	0.53	42.46	99.21
NiO	0.07	0.10		0.14	0.00		0.00	0.00
Cr_2O_3	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00		0.12	0.14
V_2O_5	0.05	0.04			0.09			
MnO	0.07	0.04	0.01	0.14	0.27	0.05	0.34	0.00
CaO	0.58	0.00	0.10	0.74	0.06	0.14	0.53	0.27
SrO	0.15	0.29			0.00			
BaO	0.11	0.05			0.00	0.16		
K_2O	0.04	15.59	0.03	0.05	0.13	9.82	0.14	0.00
Na_2O	10.70	0.80	0.39	0.46	11.23	0.65	0.15	0.39
CO_2								
F						0.72		
H_2O			13.35			5.57		
总量	99.53	100.24	100	99.78	99.76	99.94	90.33	101.47
矿床实例	夏甸		界河	夏甸	灵山沟	三山岛	黑岚沟	夏甸
资料来源	臧维生，1989		崔天顺，1992	臧维生，1989	唐俊，1991	鲁安怀，1993	初凤友，1992	臧维生，1989

注：成矿阶段中多金属硫化物矿物未列入。1#- 黑岚沟（3），初凤友，1992；灵山沟（1），唐俊，1991；2#- 1988，注中括号内数字为样品数。

蚀变类型及其化学成分（%）

of minerals from Jiaojia-type gold deposits in Jiaodong

成矿阶段												
早期				中期					晚期			
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
钠长石	绢云母	石英	方解石	绢云母	绿泥石	铁白云石	方解石	石英	蠕绿泥石	含锰菱铁矿	方解石	石英
4	16	1	1	11	3	2	1	2	2	1	2	3
68.91	47.81	98.81		48.63	26.24	0.01	0.23	98.57	27.97			96.60
18.86	30.52	0.21		31.16	19.96	0.05	0.03	0.44	18.97	0.084	0.03	1.83
	2.85	0.07	0.06	2.49	27.38	17.20	0.97	0.05	24.43	2.97	0.13	0.12
			0.60							50.22	1.06	
0.01	1.08	0.05	0.50	1.07	13.80	8.76	0.42	0.05	16.82	1.32	0.20	0.05
0.02	0.25	0.01		0.23	0.14	0.00	0.00	0.01	0.03			0.01
0.02	0.08			0.08		0.09						
0.05	0.03			0.66	0.05	0.09	0.14		0.00	0.001	0.002	
						0.00						
0.02	0.07		2.19	0.08	0.10	0.95	0.96		0.03	6.00	1.40	0.002
0.08	0.03	0.05	52.00	0.11	0.03	27.65	54.49	0.05	0.10	1.03	53.18	0.05
		0.001	0.19			0.23		0.001		0.002	0.35	0.003
0.05		0.001	0.04			0.17		0.001		0.01	0.08	0.07
0.16	11.00	0.02		9.16	0.08	0.07	0.02	0.02	0.35			0.78
11.42	0.13	0.05		0.13	0.27	0.16	0.02	0.10	0.68			0.05
			41.63				42.72			38.53	13.02	
	6.25			5.46	11.95				10.82	0.61	0.45	
99.60	100	99.27	97.21	100	100	55.43	100	99.29	100	100.78	99.90	99.19
1#	三山岛		罗峰	2#	界河	灵山沟	傅家	三山岛	界河	三山岛	3#	三山岛
1#	鲁安怀，1993		崔天顺，1988	鲁安怀，1993	崔天顺，1992	唐俊，1991	潘玉成，1992	鲁安怀，1993	崔天顺，1992	鲁安怀，1993	3#	鲁安怀，1993

三山岛（5），焦家（3），新城（1），罗峰（1），灵山沟（1）；3#—三山岛（1），鲁安怀，1993；罗峰（1），崔天顺，

表 5·5 胶东焦家式金矿床蚀变特征

Tab. 5 5 Characteristics of hydrothermal alteration in Jiaojia-type gold deposits in Jiaodong

阶段	成岩成矿过渡阶段		成矿阶段		
	早期	晚期	早期	中期	晚期
蚀变类型	钠化、钾化	红化、钠化 $K+H_2O$ 化	$K+H_2O$ 化硅化	$K+H_2O$ 化、硅化碳酸盐化	碳酸盐化、硅化
元素组合	Na、K、Ca、Fe^{2+}、Si、Al、Ti、Ni	K、Na、Ca、Fe^{3+}、Si、Al、Ti、Cr	K、Ca、Na、Si、Al、Ti、Ni、Cr	K、Ca、Mg、Fe^{2+}、Si、Al、Cr、Ti、Ni、Cu、Pb、Zn、As、Sb、Bi、S、Se、Te、Au、Ag	Fe^{2+}、Mn、Ca、C、Si、Al、Ti
矿物组合	钠长石、微斜长石、铁绿泥石、金红石、磁铁矿	钠长石、白云母、赤铁矿、金红石	绢云母、钠长石、石英、方解石	铬绢云母、蠕绿泥石、铁白云石、方解石、石英、多金属硫化物、银金矿	方解石、含锰菱铁矿、石英
形成方式	交代	交代	交代	交代、充填	充填
挥发分	F、Cl	O、Cl、F	CO_2、H_2O	S、CO_2、H_2O	CO_2
pH 值	>7	>7	>7	≤7	<7
Eh 值	氧化	氧化	氧化	还原	还原
温度	500—600℃	400—500℃	300—400℃	200—300℃	100—200℃
矿化	围岩	近矿围岩	贫矿	富矿	贫矿

由上表可以看出，从成岩成矿过渡阶段早期到成矿阶段晚期，热液蚀变作用全过程经历了由交代到充填、由高温到低温、由碱性到酸性、由氧化到还原、由高挥发分到低挥发分的演化过程，相应地空间上显示出由围岩、近矿围岩到矿体的过渡。尤其是成矿阶段中期是金大量沉淀浓集的阶段，也是多种元素进一步调动、运移、沉淀的阶段，其中也包括铬的沉淀浓集，铬元素不仅赋存于铬绢云母等含铬种属中，也可出现于该阶段中形成的其他矿物中，充分显示出矿物成分标型的相应性（陈光远等，1988，1989，1990），同时也表明铬与金的沉淀浓集基本上是同步的，关于金与铬的演化过程在第七章详细论述。

（2）化学成分与分带

由于热液蚀变类型的分带性导致破碎蚀变岩化学成分的分带性。从表 5—6 可看出，不同金矿床中破碎蚀变岩化学成分均有较一致的变化规律，即从破碎蚀变带边部到中部，随着破碎蚀变作用逐渐加强，减少的组分有钠、钙、铝等，这是原岩中斜长石、钾长石等消失的结果，是蚀变加强的标志；增加的组分有水、硅、镁、铁等，这是发生绢云母化、硅化、铁白云石化及黄铁矿化等所必备的物质基础，是矿化加强的标志。唯钾元素在近矿围岩中有增高的趋势，此由于近矿围岩中发育钾化所致，是出现成岩成矿过渡阶段的标志。

破碎蚀变岩中微量元素（表 5 7）基本有两类，一类是与矿化直接呈正相关的，它们是 Mn，Cu，Pb，Zn，As，Sb，Bi，Hg 等，随着破碎蚀变作用增强而增高，可作为指示金矿化的标志；另一类是直接与矿化围岩相关、并能间接反映矿化原岩的，它们是 Cr，V，Ti，Co，Ni 等。它们在同一矿床中变化不大，但随着破碎蚀变矿化加强，基本上有增加趋势，尤其是铬，反映从原岩中释放、运移、浓集程度较高，是矿化的标志。而在不同矿床中其含

量具一定的差异，还反映不同矿化原岩对矿化源岩物质成分继承程度不同。

表 5 6 胶东焦家式金矿床中破碎蚀变岩化学成分（%）与分带

Tab. 5--6 Chemical compositions of katamorphic altered rocks in Jiaojia-type gold deposits in Jiaodong

矿床	岩性	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	资料来源
三山岛金矿床	黑云母花岗岩	72.86	0.08	14.85	0.40	0.64	0.12	1.57	4.65	3.62	0.20	杨敏之，1983
	绢英质碎斑岩	62.56	0.04	20.56	0.42	1.37	0.38	0.39	0.16	8.20	1.48	
	黄铁绢英质碎斑岩	73.14	0.14	14.44	0.76	1.82	0.48	0.17	0.09	4.78	1.78	
焦家金矿床	黑云母花岗岩（4）	69.98		15.76	1.14	1.16	0.35	2.14	4.95	3.30	0.70	王鹤年，1991
	伟晶岩化花岗岩（3）	74.89		13.45	0.48	0.42	0.08	0.39	2.68	7.34	0.49	
	绢英岩化花岗岩（8）	73.48		13.85	0.62	0.56	0.11	0.85	4.03	5.77	0.70	
	绢英质碎斑岩（5）	69.50		15.76	0.89	0.64	0.24	1.54	2.99	5.54	2.63	
	黄铁绢英质碎斑岩（3）	74.14		12.72	1.57	0.51	0.14	1.37	2.57	3.63	1.52	
	黄铁绢英质糜棱岩（4）	71.09		11.14	3.33	1.43	0.63	2.07	0.88	4.22	4.05	
黑岚沟金矿床	花岗闪长岩	66.18	0.39	15.28	0.87	2.74	2.14	3.56	4.17	3.75	0.59	初凤友，1992
	红化花岗闪长岩	71.86	0.15	13.31	2.01	1.96	0.70	2.04	3.40	3.20	1.97	冶金 518 队，1991
	绢英质碎斑岩	70.62	0.23	13.26	1.67	2.11	0.75	2.11	4.00	3.50	1.92	
	黄铁绢英质碎斑岩	69.30	0.18	14.30	1.59	4.07	0.55	1.32	4.79	3.60	2.14	
罗峰金矿床	黑云母花岗岩	73.42	0.13	14.78	0.57	1.06	0.00	1.27	4.01	4.31	0.65	崔天顺，1988
	绢英岩化花岗岩	74.28	0.11	13.92	0.35	0.80	0.27	1.83	1.73	3.10	2.56	
	绢英质碎斑岩（2）	75.38	0.11	11.63	0.90	0.71	0.17	2.59	0.20	4.35	1.99	
	黄铁绢英质碎斑岩	71.73	0.13	13.72	0.70	0.57	0.26	3.22	0.14	4.96	2.04	

注：括号内数字为样品数。

五、成矿阶段

胶东焦家式金矿成矿阶段是在成岩成矿过渡阶段基础上演化发展的，它直接影响矿化程度和规模。其中毒砂是由山东地质六队（1983）首先发现的。三山岛金矿发育六个成矿阶段（山东 807 队，1969；地质六队，1983；鲁安怀，1987；陈光远等，1989）：

（1）绢英岩化阶段（Ⅰ） 形成绢英岩化碎裂花岗岩，是 NE 向脆性碎裂活动带热液蚀变的产物。主要矿物组合见表 5 -8。白云母及绢云母含镁、铁较低，碳酸盐矿物为方解石。

（2）黄铁矿-石英阶段（Ⅱ） 由于叠加在韧性剪切带之上的张性构造活动，石英、黄铁矿呈脉状产出，脉宽 5—10 cm，产状与破碎带产状接近，并受后期构造活动影响呈角砾状。黄铁矿裂隙中有后期银金矿充填，绢云母含镁、铁量增高，碳酸盐矿物以含铁方解石

表 5-7 胶东焦家式金矿床中破碎蚀变岩部分微量元素(10^{-6})

Tab. 5-7 Content of trace elements in katamorphic altered rocks in Jiaojia-type gold deposits in Jiaodong (10^{-6})

	类别	铬	V	Ti	Ni	Co	Mn	Li	Ba	Sr	Ga	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Bi	Hg	金	资料来源
焦家金矿床	黑云母花岗岩(1)	55.8	5.1	718.7	5.8	2.3	190.9	7.8	1523	446.5	15.7	15.7	390.5	39.2	1.1	0.1		11.9	0.02	王鹤年，1991b
	伟晶岩化花岗岩(3)	123.7	4.3	322.8	5.4	1.8	203.2	3.0	1845	223.1	13.6	7.05	117.6	132.4	1.5	0.1		32.7	0.11	
	绢英岩化花岗岩(8)	96.6	7.6	744.1	8.3	2.0	736.1	3.5	1339.9	325.4	14.0	8.6	121.5	191.0	1.3	0.5		45.6	0.23	王鹤年，1991a
	绢英质碎斑岩(5)	131.8	7.9	597.0	6.3	2.1	933.5	3.6	1470	307.6	12.0	12.2	245.2	244.9	2.2	0.5		45.4	0.65	
	黄铁绢英质碎斑岩(3)	80.2	7.2	670.7	5.4	2.1	843.7	3.2	1250	275.9	13.1	28.0	632.1	984.0	2.6	0.7		55.8	0.72	
	黄铁绢英质糜棱岩(4)	198.50	11.0	695.9	3.8	2.1	436.7	3.9	753	122.1	5.1	266.8	400.4	345.6	17.4	0.8		73.8	11.75	
	断层泥(1)	24.0	17.5	2042	9.3	15.0	415		1567	442		55.0	412.0	297.0					0.12	周群辉，1986
三山岛金矿床	绢英岩化花岗岩(4)		4.9		5.5	1.0	579.8		757.6			6.0	55.2	79.4	2.1	0.1	0.1	0.01	0.11	洪岩，1986
	绢英岩质碎斑岩(5)		2.8		6.4	1.0	802.2		249.1			34.3	2128.5	2581.0	3551.1	2.0	0.2	0.09	0.50	
	黄铁绢英质碎斑岩(2)		9.9		7.0	9.2	201.1		221.9			86.3	351.5	276.9	132.0	1.2	2.0	0.01	3.10	
	黄铁绢英质糜棱岩(2)		13.5		24.9	6.5	1016.3		369.9			55.9	282.9	116.5	119.5	1.8	2.0	0.01	0.89	
	断层泥(7)		49.4		17.7	16.0			352.9			45.7		552.6					0.67	鲁安怀，1993
焦家式金矿区	马塘(9)	84.4	25.4		12.8		1655.5		1083.3	486.6		37.3	637.2	107.7						卢作祥，1988
	河东(11)	56.2	12.5		2.5		325.0		1383.3	650		136.0	51.4	20.9						
	上庄(10)	116.5	33.7		5.2		243		2330	900		37.5	118.5	95						
	界河(7)	81.4	34.3		5.9		88.5		2990	402.8		30.6	41.4	38.6						
	望儿山(12)	63	10.1		4.8		175		1508.3	147.5		596.1	227.5	130.4						
	灵山沟(6)	14.3	10		10		311.1		4144.4	306.6		28.6	37.7	24.4						
	黄埠岭(5)	72	10.2		9		610		710	169		28.2	16.8	24						
	黑岚沟	31.4	32.4	1279	17.2	20.6	547					88.9	179	185.0	184.9	1.9			3.19	冶金 518 队，1991

注：括号内数字为样品数。

及少量铁白云石为主。由于蚀变作用的叠加性，破碎蚀变岩由绢英岩化碎裂花岗岩向绢英质碎斑岩转变。

(3) 含金石英-黄铁矿阶段（Ⅲ） 主要形成黄铁绢英质碎斑岩及黄铁绢英质糜棱岩。黄铁矿浸染状分布，含裂隙金、晶隙金及少量包裹金。出现含铬绢云母及含铬多硅绢云母，铬铝云母中含镁、铁较高，出现铁方解石及铁白云石，石英与方解石呈团块至浸染状分布。本阶段为主成矿阶段。

(4) 含金毒砂-黄铁矿阶段（Ⅳ） 以发育毒砂为特征，与黄铁矿共生，含少量闪锌矿、黄铜矿及方铅矿，富含银金矿，多为晶隙金。毒砂粒径较粗，碎裂程度高，多为柱状晶形，长宽比 3—4，在－150 m 中段呈团块、似脉状分布；在－70 m 中段呈脉状分布，构成富矿体。

(5) 多金属硫化物阶段（Ⅴ） 主要矿物组合是闪锌矿、方铅矿及黄铁矿、石英，少量毒砂和黄铜矿。闪锌矿乳滴结构不发育，颜色深。毒砂粒径较细，晶形完整，长柱状，长宽比大于 5。该阶段产物呈脉状产出，在近矿围岩中发育，含金性差。在矿体中可见多金属硫化物细脉穿切毒砂、黄铁矿脉。

(6) 石英-碳酸盐阶段（Ⅵ） 矿体呈脉状产出。矿体中脉幅窄、延伸差，围岩中脉幅宽、延伸好。碳酸盐矿物为方解石、铁方解石及含锰菱铁矿。矿体中发育黄铁矿、含锰菱铁矿、石英，围岩中发育方解石、铁方解石、石英等。少量黄铁矿细脉中银金矿颗粒大、含量多。

表生期主要形成褐铁矿，锰的次生矿物为硬锰矿及软锰矿，含少量斑铜矿、辉铜矿及铜蓝等。氧化带深约 5 m，无金的次生富集。

矿物生成顺序及各阶段主要特征如表 5—8 所示。含铬种属主要产于主成矿阶段，表明铬与金具同步沉淀富集特点。

六、矿体特征

焦家式金矿床的共同特征是矿体产于重熔型花岗岩类岩体的边缘、内外接触带或顶部围岩中。主矿体矿化较均匀、稳定，形态简单，连续性好，品位较低，规模较大，可选性好。矿体产状与破碎蚀变带产状近于一致，呈带状分布，往往主断裂下盘矿带数多于上盘，而具多带成矿特点。

如三山岛金矿区南东侧发育新太古代胶东群，为第四系覆盖，北西侧发育燕山期玲珑花岗岩并有郭家岭花岗闪长岩侵入。破碎蚀变带位于胶东群地层与侵入体的接触带且靠近岩体一侧，可控制长度达 3—4 km，宽度达 50—200 m（图 5—3），矿体主要赋存于破碎蚀变带内由宽变窄地段。

矿体横断面呈透镜状、带状，纵剖面呈饼状。水平控制长度达 1020 m，斜深 500—700 m，最深达 900 m 不见底，两翼较浅。矿体走向 NE40°，倾向 SE，倾角 35°—40°，与主断裂 F_1 产状一致（图 5—4）。矿体厚度有膨胀狭缩现象，一般为 1—2 m。1，2 号矿体为主矿体，平均厚度分别为 2 m，3.9 m。3，4，5，6 号矿体产于主矿体上侧或下侧，与主矿体平行分布，出露于不同勘探线不同标高，规模较小。金品位稳定，一般 3—7 g/t。

矿体受破碎蚀变带控制，产于主断裂 F_1 下盘，与 F_1 间距为 10m 左右，直至相邻，局

部 F_1 切割矿体，造成矿体与 F_1 上盘绢英岩化碎裂花岗岩呈断层接触关系。

表 5—8　三山岛金矿区矿物生成顺序表

Tab. 5- 8　Mineral sequence in Sanshandao Gold Mine

矿　物	成矿阶段						表生阶段
	Ⅰ	Ⅱ	Ⅲ	Ⅳ	Ⅴ	Ⅵ	
	绢英岩化阶段	黄铁矿石英阶段	含金石英黄铁矿阶段	含金毒砂黄铁矿阶段	多金属硫化物阶段	石英-碳酸盐阶段	
绿泥石	—						
金红石	—						
磁铁矿	—						
白云母	—						
绢云母	—	—	—				
含铬绢云母		—	—				
石　英	—	—	—	—	—	—	
方解石	—	—	—			—	
黄铁矿	—	—	—	—	—	—	
磁黄铁矿		—	—				
铁方解石		—	—			—	
铁白云石		—	—				
银金矿		—	—	—	—	—	
毒　砂				—	—		
闪锌矿				—	—		
方铅矿				—	—		
黄铜矿				—	—		
含锰菱铁矿					—	—	
斑铜矿							—
辉铜矿							—
铜　蓝							—
硬锰矿							—
软锰矿							—
褐铁矿							—
结构、构造	碎裂结构块状构造	碎裂结构脉状构造	粒状结构浸染状构造	粒状结构脉状构造	粒状结构脉状构造	粒状结构脉状构造	皮壳状、蜂窝状构造
矿物组合	绢云母、方解石、石英、白云母、黄铁矿	石英、黄铁矿、绢云母、铁方解石、铁白云石、方解石	黄铁矿、石英、含铬绢云母、含铬多硅绢云母、银金矿、绢云母、铁白云石、铁方解石、方解石	毒砂、黄铁矿、石英、银金矿、闪锌矿、黄铜矿、方铅矿	闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、石英、毒砂、黄铜矿	方解石、铁方解石、石英、黄铁矿、含锰菱铁矿、银金矿	褐铁矿、硬锰矿、软锰矿、斑铜矿、辉铜矿、铜蓝
含矿性	无	贫	富	富	贫	贫	无

注：鲁安怀，1987 根据山东 807 队，1969 及地质六队，1983 资料编制。

矿石组成及结构、构造如表 5　9 所示。由破碎蚀变带中部到边部、由矿体到围岩，矿石构造由浸染状、网脉状，过渡到细脉状直至脉状，空间上水平分带性明显。含铬种属主要产于浸染状至网脉状构造的富矿体中。

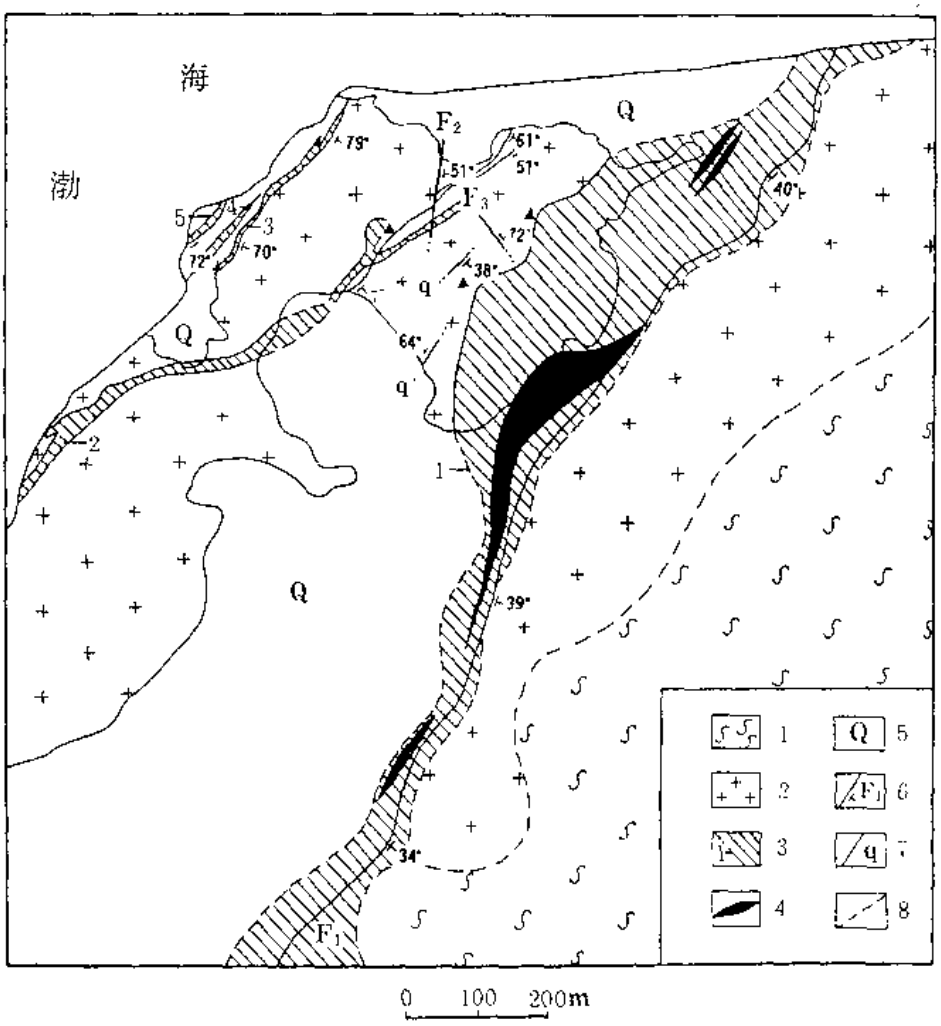


图 5—3 三山岛金矿区地质图

（鲁安怀，1987 根据山东 807 队，1969 资料补充）

Fig. 5—3 Generalized geological map of the district of Sanshandao Gold Mine

1 太古宙胶东群斜长角闪岩；2—燕山期黑云母花岗岩；3— 破碎蚀变带及其编号；4— 矿体；5— 第四系海砂、海泥层；6—主断裂；7—石英脉；8—推测地质界线

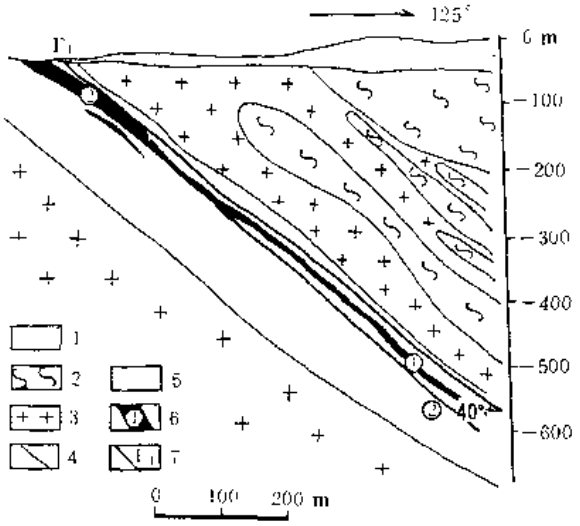


图 5—4 三山岛金矿床 40 号勘探线地质剖面图

（据张温璞、文子中，1983）

Fig. 5—4 Geological section along 40th exploration line in Sanshandao Gold Mine

1—第四系；2— 胶东群；3 —黑云母花岗岩；4—地质界线；5— 破碎蚀变岩；6 矿体及编号；7—主断裂面

表 5 9 三山岛金矿床矿石矿物、脉石矿物及矿石结构构造

Tab. 5—9 Texture, structure and mineral constituents of ores from Sanshandao Gold Mine

矿物 / 含量	金属矿物		非金属矿物	矿石结构	矿石构造
主要	原生矿物	黄铁矿	石英、绢云母、含铬绢云母、残余长石	粒状结构、压碎结构	浸染状、网脉状
次要	原生矿物	银金矿、方铅矿、闪锌矿、毒砂、黄铜矿、磁黄铁矿、含锰菱铁矿	白云母、铁方解石、方解石、铁白云石	充填结构、乳滴结构、包含结构、交代残余结构	细脉状、脉状、团块状、角砾状、斑杂状、蜂窝状、皮壳状
	次生矿物	褐铁矿、硬锰矿、软锰矿			
稀少	原生矿物	赤铁矿、金红石、磁铁矿	绿泥石		
	次生矿物	斑铜矿、辉铜矿、铜蓝			

注：鲁安怀，1987 根据山东 807 队，1969 及地质六队，1983 资料补充。

第六章　焦家式金矿床铬铝云母亚族标型特征

一、产　　状

由第五章中含铬种属的产出地质背景可知，焦家式金矿床中含铬种属主要产于主成矿阶段的富矿体中，与石英、黄铁矿、铁白云石及银金矿等共生，呈浸染状至网脉状构造，局部呈团块状、脉状构造。在贫矿至近矿围岩地段也有少量含铬种属产出，但其中Cr_2O_3含量甚少，并渐变过渡为绢云母。因此含铬种属的产出特征与银金矿极为相似。

一般花岗岩中铬丰度值较低，因此胶东花岗岩类中焦家式金矿中大量含铬种属的产出特征，直接表明形成于中生代强烈构造、岩浆活动时期的胶东Ⅰ型花岗岩类继承了胶东群的成分特征，进一步表明焦家式金矿床成矿与结晶基底活化作用密切相关。

二、颜　　色

Cr^{3+}属于过渡型离子，根据现代化学键理论，铬铝云母亚族中含铬种属中Cr^{3+}吸收光谱特征须用晶体场模式来解释。Cr^{3+}为$3d^3$组态，在八面体晶体场中Cr^{3+}基态谱项分裂成能级顺序由高到低为$^4T_{1g}$、$^4T_{2g}$和$^4A_{2g}$三个态（马尔福宁，1979），因此在八面体晶体场中，含铬种属中Cr^{3+}产生两个吸收谱，即$^4A_{2g}\rightarrow{}^4T_{2g}$和$^4A_{2g}\rightarrow{}^4T_{1g}$跃迁。如图6　1为铬白云母解理面上$Cr^{3+}$吸收光谱特征，这两个吸收谱位置分别为16 700 cm^{-1}和24 000 cm^{-1}，前者吸收橙色光，补色为蓝色，后者吸收紫色光，补色为绿色。很明显，24 000 cm^{-1}位置吸收谱强度大，为主要吸收谱，故含铬种属主要呈绿色。

实际上含铬种属常呈翠绿色、绿色、苹果绿色，并且含铬高低影响到绿色色调。正是含铬种属呈各种绿色调，常被视为装饰材料和玉石原料，如在加拿大把含有铬绢云母组合的具斑杂状鲜艳绿色岩石称为Virginite，作为装饰材料。在我国把铬绢云母与长石、石英组合作为绿色玉石开采，铬绢云母与长石组合被称为南阳玉，铬绢云母与石英组合被称为东陵玉，其工艺品享誉海内外。

焦家式金矿床中产出的含铬种属由于其与金矿化的紧密时空关系且呈鲜艳的绿色，在野外易于识别，可作为野外工作中直接的找矿评价标志（陈光远，1985）。在焦家式金矿床围岩中常出现红化，即长石、石英中出现金红石化、赤铁矿化而被染色，指示氧化环境，利于金的氧化、迁移，是金矿化的前奏（陈光远等，1989，1993），而含铬种属呈绿色，称为绿化，指示金还原、沉淀，为成矿时的产物，故在野外把红化与绿化结合起来，可更快速、简便、经济、有效地寻找和评价焦家式金矿。作者根据含铬种属在焦家式金矿床成矿与找矿中的重要意义以及其特征的绿色，并参考在胶东金矿科研生产实践中被广泛应用的红化概念，特将与焦家式金矿化过程中出现的含铬绢云母化有关的绿色蚀变称为绿化蚀变（陈光远，1985；鲁安怀，陈光远，1995）。

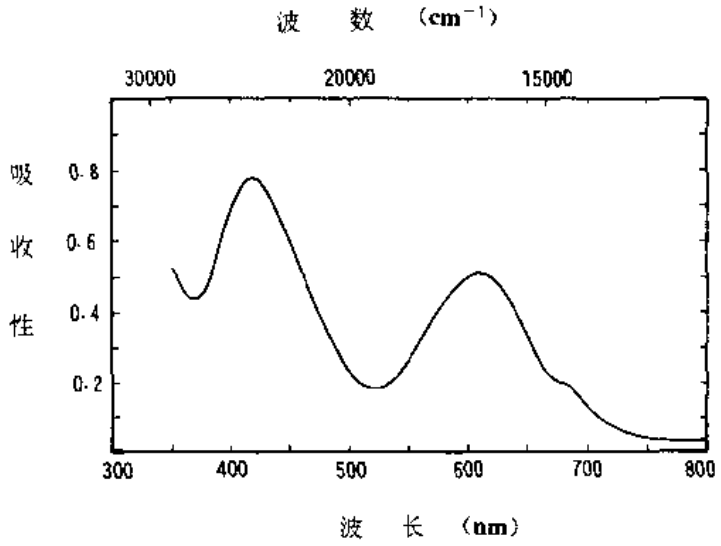


图 6—1 铬白云母解理面上 Cr^{3+} 吸收光谱

(据 Rossman，1984)

Fig. 6—1 Optical spectrum of Cr^{3+} in a cleavage of chrome muscovite

样品厚 0.18 mm

三、粒径和形态

1. 粒径

根据 Омельяненко(1982)研究认为，白云母粒径大于 0.1 mm，而绢云母则小于 0.1 mm。粒径的差异主要受形成温度控制，细粒绢云母形成温度为 250—300 C (Омельяненко，1982)、180—320 C (Eberl，1987)，而粗粒白云母形成温度较高。

胶东焦家式金矿床中含铬种属粒径较细，其形成温度即为金矿化温度，大约为 250 C 左右。含铬种属主要是含铬绢云母和含铬多硅绢云母，少量为含铬白云母和铬多硅绢云母，它们均形成于主成矿期。与成矿前不含铬的绢云母比较，粒径较小，如在三山岛金矿床中，成矿前绢云母粒径为 0.032—0.240 mm，含铬绢云母粒径仅为 0.002 mm。这是由于成矿前环境中溶液浓度未达到饱和，发芽数目较少，而且温度较高，故造成晶体生长速度也较快，形成的绢云母粒径较粗。在三山岛金矿床局部，还出现成矿前粗粒白云母，粒径达 2—10 mm。但在成矿期矿化溶液浓度达到饱和甚至过饱和，使得发芽数目大大增加，同时温度也有所降低，晶体生长速度减小，故形成的含铬绢云母等含铬种属粒径较细。因此也可以看出细粒含铬种属指示矿体存在位置。

焦家式金矿床中含铬种属粒径较细具普遍意义，它是低温水热系统中特有产物，也包括与基性、超基性岩有关的金(镍)矿床中含铬种属。在前寒武纪形成的含铬种属一般粒径都大于 0.1 mm，主要是因为变质成因，形成的温度、压力较高，明显不同于中生代低温水热系统的环境。但形成于中生代、而产在结晶基底中的脉状金矿床中含铬种属粒径可达 0.5 mm，如在胶东流口金矿床(陈光远等，1989)。产生这种特例的原因是形成温度略高、

生长空间自由；同时成矿溶液饱和度不是很高（其含硅不高），也造成粒径增大。

2. 形态

粒径与形态直接有关，因为受云母族矿物内部结构制约，含铬种属形态也应为片状，随粒径的减小，片状向鳞片状、细鳞片状过渡。Омельяненко (1982) 还认为由于粒径减小，通常伴随着化学成分中水含量增加，造成结构单元层之间的 K^+ 部分被 H_2O 或 H_3O^+ 替代，从而降低了层与层之间的结合力，影响到形态。在焦家式金矿床中含铬种属均呈细鳞片状集合体，而不含铬的绢云母往往呈板条状。据此可在显微镜下直接区分绢云母与含铬种属，用以指导找矿。

四、化 学 成 分

1. 含铬种属化学成分特征

胶东焦家式金矿床中含铬种属主要有含铬绢云母、含铬多硅绢云母及铬多硅绢云母，在充填脉型流口金矿床中出现含铬白云母（陈光远等，1989），它们的化学成分及产地见表 6 1，编号同表 1—1，其相应晶体化学式见第三章。

含铬种属四面体中 SiO_2 含量变化范围为 46.32%—59.35%，Si 离子数为 3.13 3.78，其中 Si＞3.30 的多硅种属占 37.5%，此不同于高压环境下多硅白云母的形成条件，它表明与基底活化作用有关的破碎蚀变岩型金矿床中含铬种属的形成环境是富硅的，与此阶段硅化强烈相对应。郭家岭花岗闪长岩体中黑岚沟金矿床产出的含铬种属硅含量最高（图 6 2），显然受到黄铁绢英岩中硅化石英含量大于 50%（初凤友，1992）的影响，甚至也影响到钠长石化产物中硅离子数，使其超出标准钠长石中硅；硅化强使得元素的调动、运移、沉淀强度也随之增高，势必提高了金的富集系数，故黑岚沟金矿床矿石品位较高。类似的情况也在灵山沟金矿床出现，矿体中硅化强，形成铬多硅绢云母，品位较高。罗峰、焦家、新城及三山岛等大型、特大型金矿床中含铬种属硅离子数不出现特高值，此由于矿化规模大，硅质分散，金也较分散，因而品位较低。芦家、流口金矿床都是产于结晶基底中的脉型金矿床，围岩蚀变较弱，形成环境贫硅，故含铬种属的硅离子数较少。因此，焦家式金矿床中含铬种属硅离子数与金品位呈正相关。

含铬种属八面体中 Cr_2O_3 含量在胶东地区据目前发现可达 2%，但多数小于 1%，与结晶基底直接有关的金矿床中铬含量较高，如在灵山沟金矿床发育大量胶东群捕虏体，其蚀变矿化可带入铬，便出现铬含量较高的铬多硅绢云母。芦家、流口金矿床直接产于结晶基底中，故也出现较高的铬含量，往往金品位也较高，甚至很高，如在流口金矿床，含铬白云母黄铁矿脉金品位最高可超过 400 g/t（陈光远等，1989）。在与破碎蚀变作用有关的大多数金矿床中，一方面与金类似受矿化规模大影响而分散，另一方面结晶基底虽然也是铬的源区，但经过重熔型花岗岩类中介作用，也不利于铬大幅度集中，故焦家式金矿床中含铬种属 Cr_2O_3 含量很少超过 1%。根据以上事实，含铬种属 Cr_2O_3 含量高可指示金品位较高，Cr_2O_3 含量低虽指示金品位较低，但可能暗示矿化规模较大。

八面体中 Ti 与 Cr 具较类似的变化趋势。Mg，Fe 略有增高的趋势，与蚀变程度较高有关，形成环境中 Mg，Fe 等也得以集中，故在形成含铬种属时出现共生矿物铁白云石及黄铁矿等指示富矿组合。

含铬种属层间阳离子 K^+ 变化范围也较大，K_2O 为 6.42% 11.37%，钾离子数为 0.45—0.99，不足 1 的部分往往有 $(H_3O)^+$ 替补，而 H_2O 是水热蚀变作用中主要组分，因此钾离子数越小越有利于蚀变矿化。芦家金矿床中铬多硅绢云母钾离子数为 0.94，显示水热蚀变程度低、矿化弱、规模小，这与实际情况相符。随金矿床规模增大，钾离子数平均值虽有增大的趋势，但极差也增大，反映处于规模较大的破碎蚀变带不同部位的含铬种属中 K，H_2O 含量有变化，从破碎蚀变带边部到中部，随破碎、蚀变、矿化程度增高，K 减少，H_2O 含量增加。

表 6—1 胶东焦家式金矿床中铬铝云母亚族含铬种属化学成分（%）

Tab. 6—1 Chemical composition of chrome mica in subgroup of chromo-alumino-mica from Jiaojia-type gold deposits in Jiaodong

矿床	编号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	V_2O_5	FeO	MgO	CoO	NiO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	总量	矿 物
灵山沟	55	48.96	0.29	30.42	2.00		1.53	0.98		0.08	0.03	0.00	0.00	7.53	91.82	铬多硅绢云母
	61	49.45	0.34	29.45	1.46		2.18	1.01	0.22	0.08	0.02	0.00	0.03	7.46	91.70	
	97	52.13	0.27	32.94	0.30		2.24	1.67		0.15	0.00	0.00	0.37	8.11	98.18	含铬绢云母
	98	53.50	0.11	34.41	0.29		0.71	1.51		0.05	0.06	0.00	0.33	6.79	97.76	
芦家	60	48.86	0.57	28.66	1.52		0.86	2.24	0.00	0.00	0.00	0.02	0.24	10.88	93.86	铬多硅绢云母
流口	71	46.32	0.96	32.89	0.99		0.67	0.09		0.01	0.08	0.98	0.44	6.89	90.32	含铬白云母
罗峰	73	48.83	0.46	29.35	0.96		1.91	1.90		0.08	0.00	0.00	0.05	8.43	91.57	含铬多硅绢云母
三山岛	72	49.31	0.19	31.49	0.96		1.15	1.12		0.15	0.09	0.28	0.21	7.43	92.38	
	92	48.39	0.29	30.44	0.40		2.75	1.07		0.00	0.07	0.12	0.15	10.76	94.44	含铬绢云母
	93	48.85	0.14	32.92	0.33		1.40	0.52		0.19	0.21	0.01	0.09	10.75	95.46	
	95	48.38	0.19	30.11	0.31		3.53	1.60		0.04	0.10	0.14	0.36	10.75	95.47	
	100	47.48	0.29	29.52	0.25		3.89	1.40		0.30	0.10	0.11	0.03	10.99	94.34	
	106	51.68	0.51	27.31	0.20		2.19	2.07		0.00	0.00	0.12	0.08	10.31	94.87	含铬多硅绢云母
	108	48.19	0.26	31.35	0.19		2.05	0.83		0.22	0.00	0.00	0.16	10.78	94.03	含铬绢云母
	113	48.39	0.13	30.24	0.17		2.50	0.98		0.00	0.00	0.00	0.10	11.37	93.88	
	114	48.32	0.28	30.72	0.17		2.57	1.00		0.12	0.03	0.00	0.00	11.07	94.28	
	115	46.94	0.56	28.43	0.16		4.15	2.17		0.24	0.13	0.00	0.30	10.95	94.03	
	116	50.42	0.47	29.83	0.16		1.31	1.29		0.11	0.00	0.15	0.20	10.41	94.35	含铬多硅绢云母
	118	48.47	0.15	29.87	0.15		2.37	1.45		0.19	0.00	0.03	0.05	11.13	92.96	
黑岚沟	89	54.22	0.43	26.97	0.78	0.17	1.30	2.67	0.00	0.03	0.00	0.01	0.15	6.42	93.16	
	89	59.35	1.23	23.80	0.46		1.38	1.53		0.26	0.18	0.08	0.01	8.64	96.92	
焦家	81	50.97	0.00	30.86	0.69		2.70	0.69			0.09	0.07	0.00	7.23	93.99	
	83	47.24	0.11	32.57	0.68		2.73	0.84			0.06	0.21	0.20	8.34	92.98	含铬绢云母
	91	47.67	0.18	32.99	0.31		3.18	0.38			0.00	0.10	0.00	8.49	93.31	
	101	49.87	0.00	28.72	0.24		2.59	1.30			0.12	0.16	0.66	9.16	92.82	含铬多硅绢云母
	102	48.67	0.00	35.45	0.23		1.69	0.03			0.00	0.15	0.00	10.12	96.34	含铬绢云母
新城	90	51.18	0.23	32.36	0.40		2.85	1.78			0.02	0.02	0.11	8.80	97.76	
	92	48.82	0.38	32.04	0.37		2.65	1.32			0.13	0.22	0.29	10.11	96.32	
	107	48.11	0.21	31.61	0.19		2.96	1.34			0.00	0.07	0.07	10.79	95.37	
	112	46.73	0.38	32.32	0.17		2.21	0.78			0.00	0.13	0.00	10.22	92.94	
	117	47.95	0.11	33.62	0.15		3.17	0.66			0.00	0.02	0.20	10.73	96.64	
文登	104	19.03	0.35	29.36	0.20	0.00	5.92	2.50	0.28	0.00	0.00	0.09	0.15	8.16	96.04	

注：①编号 71 含 Fe_2O_3 为 4.03%，H_2O 为 3.77%，F 为 0.42%，据钟正刚，1988；编号 89 据初凤友，1992；其余，许安怀，1993；编号同表 1 1；芦家及流口金矿床为产于结晶基底中脉状金矿床。

②测试者为中国地质大学（北京）探针室孙兴东，1986；胡享生，1989；毕先梅，1992。

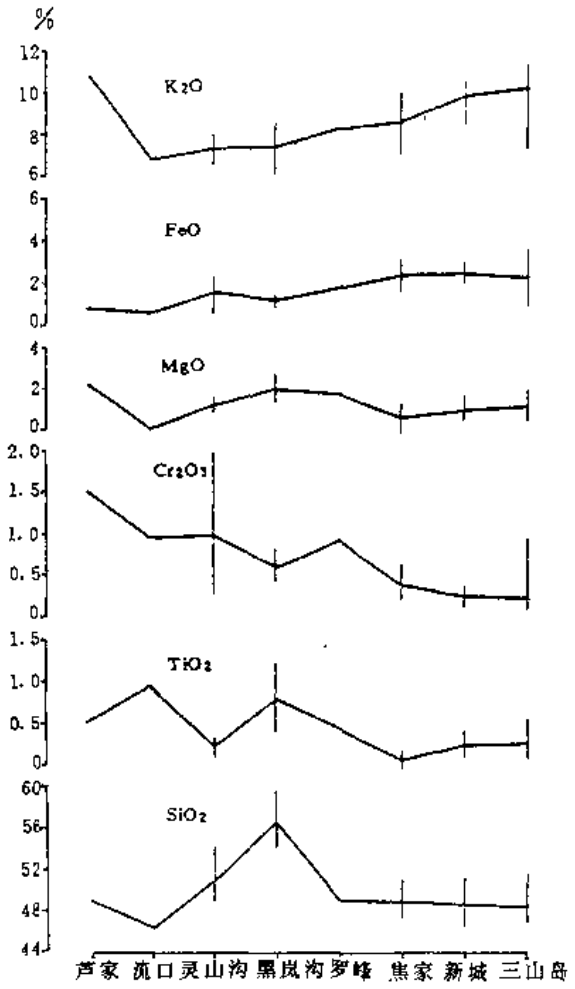


图 6—2 胶东地区不同金矿床中含铬种属化学成分变化特征

Fig. 6—2 Characteristics of chemical composition of chrome mica from gold deposits in Jiaodong region

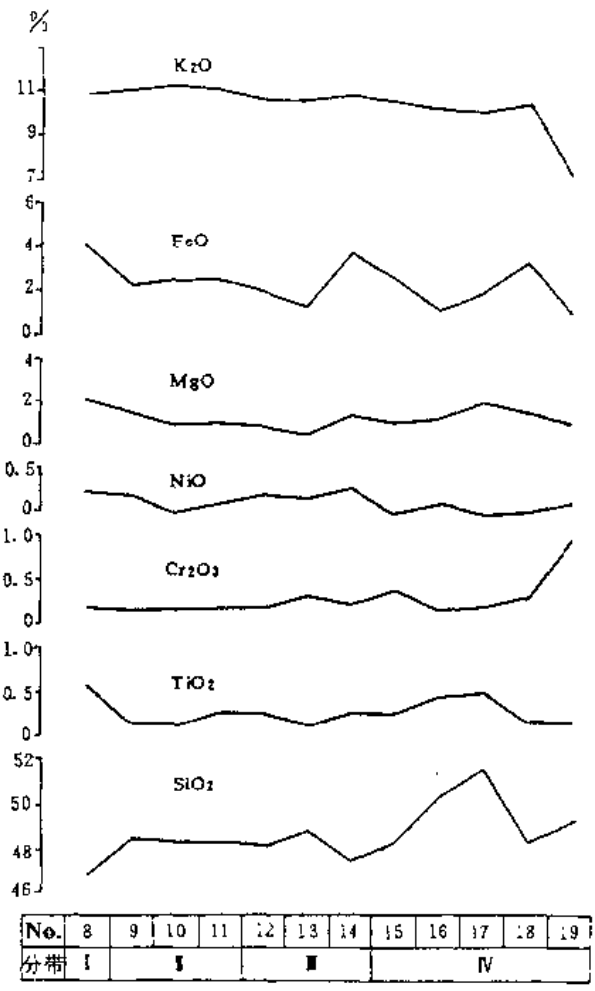


图 6—3 三山岛金矿床中含铬种属化学成分分带性

Fig. 6—3 Zoning of chemical composition of chrome mica from Sanshandao Gold Mine

Ⅰ—绢英岩化碎裂花岗岩；Ⅱ—绢英质碎斑岩；Ⅲ—黄铁绢英质碎斑岩；Ⅳ—黄铁绢英质糜棱岩

综上所述，胶东地区焦家式金矿床中铬铝云母亚族中含铬种属化学成分的标型特征是：

(1) 层间钾离子数指示水热作用的强度，K 低、H_2O 高是水热作用强的标志，有利于热液蚀变程度的增高；

(2) 四面体中硅离子数指示蚀变程度，硅高是硅化强烈的反映，有利于金矿化，硅离子数还与矿床的金品位呈正相关；

(3) 八面体中 Cr，Ni，V，Ti，Mg，Fe 等离子数指示矿化程度，尤其与 Au 同源的 Cr，Ni 等含量高是金沉淀富集的直接标志。

2. 白云母、绢云母、含铬种属化学成分演化特征

三山岛特大型焦家式金矿床中含铬种属化学成分分带性见图 6—3。由绢英岩化碎裂花岗岩组成的矿化围岩到绢英质碎斑岩近矿围岩、黄铁绢英质碎斑岩及黄铁绢英质糜棱岩矿体，所产出的含铬种属由含铬绢云母过渡到含铬多硅绢云母，即 SiO_2 含量逐渐增高，是硅

化增强的显示。Cr_2O_3 也逐渐增高，显示铬与金具同步沉淀集中特征。具有增高趋势的组分还有 TiO_2、NiO、MgO 及 FeO，它们也都是随蚀变矿化程度增高而增加，相应还出现金红石、铁白云石和黄铁矿等矿物组合，与含铬种属及银金矿为共生关系。在上述空间演化过程中 K_2O 具有逐渐减少的趋势，此由于含铬种属中层间钾部分被 H_2O 替代之故，是 H_2O 含量增高的显示，反映水热蚀变作用增强、含矿流体中 H_2O 等挥发分高，极有利于金矿化。

表 6-2 三山岛金矿床白云母化学成分（%）及晶体化学式

Tab. 6-2 Composition and crystal formula of muscovites from Sanshandao Gold Mine

样号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	K_2O	Na_2O	CaO	MgO	FeO	MnO	BaO	H_2O	F	$F_2=O$	总计	采样位置
1-3-01	44.66	0.37	29.86	4.19	10.15	0.63	0.02	0.91	1.65	0.02	0.41	5.73	0.94	0.40	99.44	主断裂上盘
1 Q7-F	45.80	0.58	29.38	4.94	9.93	0.63	0.25	1.10	1.19	0.09	0.03	5.21	0.78	0.33	99.88	上主断裂面
1 QS-005	47.11	0.64	29.42	3.86	9.38	0.68	0.15	1.06	1.19	0.05	0.03	5.78	0.45	0.19	99.61	主断裂下盘

样号	晶体化学式
1-3-01	$[K_{0.871}Na_{0.082}Ca_{0.002}Ba_{0.011}(H_3O)_{0.245}]_{1.211}(Mg_{0.091}Fe^{2+}_{0.093}Fe^{3+}_{0.227}Mn_{0.001}Ti_{0.019}Al_{1.372})_{1.803}$ $[(Si_{3.054}Al_{0.936})_4O_{10}][(OH)_{1.830}F_{0.230}]_2$
1-Q7-F	$[K_{0.84}Na_{0.082}Ca_{0.008}Ba_{0.008}(H_3O)_{0.156}]_{1.123}(Mg_{0.140}Fe^{2+}_{0.067}Fe^{3+}_{0.249}Mn_{0.005}Ti_{0.025}Al_{1.391})_{1.88}$ $[(Si_{3.170}Al_{0.830})_4O_{10}][(OH)_{1.834}F_{0.166}]_2$
1-QS 005	$[K_{0.794}Na_{0.088}Ca_{0.011}Ba_{0.008}(H_3O)_{0.220}]_{1.121}(Mg_{0.105}Fe^{2+}_{0.065}Fe^{3+}_{0.191}Mn_{0.003}Ti_{0.032}Al_{1.422})_{1.821}$ $[(Si_{3.123}Al_{0.877})_4O_{10}][(OH)_{1.906}F_{0.094}]_2$

注：样品由武汉地院北京研究生院化分室王军玲分析，1986。

表 6-3 三山岛金矿床白云母中微量元素（10^{-6}）

Tab. 6—3 Content of trace elements in muscovites from Sanshandao Gold Mine

样 号	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Bi	Ga	Cd
1-3-01	114.9	4.68	16.8	74.9	24.1	1.8	5.8	19.7	<13	127.4	<10	188.2	<1.0
1-Q7 F	92.8	3.92	24.3	57.1	15.5	2.1	<4	49.4	15.8	154.1	<10	175.5	<1.0
1-QS 005	43.7	3.49	48.2	46.4	23.6	3.2	9.6	70.0	32.1	125.6	<10	150.8	<1.0

样号	Mo	Nb	Ta	Sr	Th	La	Ce	Nd	Sm	Gd	Dy	Y	Yb
1-3-01	<4	183.7	<10	25.9	<3	4.0	<10	11.8	<2.5	<3	<1.5	0.5	0.5
1 Q7 F	<4	200.9	<10	29.4	<3	3.7	<10	15.5	<2.5	<3	<1.5	0.9	0.7
1-QS-005	<4	171.5	<10	42.5	<3	6.6	11.7	16.6	<2.5	3.2	<1.5	3.5	1.0

注：样品由中国地质科学院测试所测试，1986。

对比研究三山岛金矿床中白云母可知，其化学成分中 SiO_2 含量相对较低（表 6-2），TiO_2 较高，但 Cr，Ni，Co，V 等甚微（表 6-3）；Fe_2O_3>FeO，K_2O 的含量与近矿围岩中含铬种属相当；H_2O，F 等挥发分较高。这些特征反映白云母形成于硅化程度不高、氧化、富挥发分、成矿物质浓度低等环境中，此与白云母形成于成岩成矿过渡阶段晚期（表 5-4）实际产状相符，此阶段即为金的氧化迁移阶段，故有别于金的沉淀富集阶段产生的含铬种属化学成分所反映的形成环境。从主断裂上盘到下盘，白云母含 SiO_2 明显增加、K_2O 略有减小，显示下盘较上盘蚀变程度高；白云母含 Fe_2O_3、BaO 及 F 明显减少，显示上盘形成环境较浅。

三山岛金矿床绢云母形成于成矿阶段早期，故其化学成分（表 6-4）也不同于成岩成矿过渡阶段晚期形成的白云母和成矿阶段中期形成的含铬种属。图 6-4 揭示了白云母、绢

表 6—4　三山岛金矿床绢云母化学成分（%）及晶体化学式

Tab. 6—4　Composition and crystal formula of sericite from Sanshandao Gold Mine

带别	I_1					I_4	I_2	I_3		II_1			IV_1		IV_2	IV_3
样号	020	020	018	016	016	012	007	004	Q02	Q13	Q13	Q14	Q16	Q16	Q19	Q23
SiO_2	47.77	47.17	47.57	46.67	46.67	47.21	48.47	48.13	48.04	47.41	47.92	48.05	48.90	49.09	48.02	47.88
Al_2O_3	29.52	29.30	29.29	33.33	33.03	28.91	30.40	30.14	29.63	30.04	30.25	29.87	30.27	31.86	29.83	32.59
TiO_2	0.48	0.26	0.28	0.03	0.11	0.38	0.19	0.32	0.24	0.32	0.40	0.21	0.33	0.06	0.19	0.17
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.08	0.08	0.00	0.05	0.06	0.00
K_2O	11.30	10.99	11.03	10.83	10.73	10.97	11.06	10.98	11.08	10.96	10.96	11.14	11.23	10.97	10.89	10.82
Na_2O	0.15	0.14	0.30	0.30	0.21	0.11	0.16	0.04	0.00	0.15	0.16	0.27	0.04	0.09	0.00	0.02
CaO	0.00	0.01	0.00	0.09	0.02	0.02	0.00	0.09	0.00	0.12	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.07
MgO	1.63	1.57	1.60	0.28	0.14	1.70	1.06	1.15	1.02	1.04	1.11	1.26	1.15	0.72	1.28	0.53
FeO	3.66	3.72	3.26	1.60	1.30	3.23	3.28	2.81	2.70	3.64	3.41	3.25	3.13	2.76	2.62	1.27
MnO	0.16	0.08	0.10	0.08	0.00	0.09	0.09	0.00	0.20	0.00	0.00	0.10	0.14	0.00	0.08	0.00
NiO	0.10	0.04	0.00	0.00	0.06	0.02	0.00	0.00	0.03	0.03	0.12	0.22	0.27	0.04	0.11	0.26
P_2O_5	0.14	0.01	0.06	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00	0.17	0.14	0.00
总计	94.91	93.29	93.99	93.26	92.35	92.64	94.71	93.67	92.94	93.80	94.62	94.48	95.46	95.83	93.82	93.61
K^+	0.98	0.97	0.97	0.94	0.94	0.97	0.95	0.96	0.97	0.96	0.95	0.97	0.96	0.93	0.94	0.93
Na^+	0.02	0.02	0.04	0.04	0.03	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.04	0.01	0.01	0.00	0.003
Ca^{2+}	0.00	0.001	0.00	0.01	0.001	0.002	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.002	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg^{2+}	0.17	0.16	0.16	0.03	0.01	0.18	0.11	0.12	0.10	0.11	0.11	0.13	0.12	0.07	0.13	0.05
Fe^{2+}	0.21	0.21	0.19	0.09	0.07	0.19	0.19	0.16	0.16	0.21	0.19	0.19	0.18	0.15	0.15	0.07
Cr^{3+}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.004	0.004	0.000	0.003	0.003	0.000
Mn^{2+}	0.009	0.005	0.006	0.005	0.000	0.0054	0.0053	0.000	0.012	0.000	0.000	0.006	0.008	0.000	0.005	0.000
Ni^{2+}	0.005	0.002	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000	0.000	0.002	0.002	0.007	0.012	0.015	0.002	0.007	0.014
P^{5+}	0.008	0.001	0.003	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000	0.010	0.008	0.000
Ti^{4+}	0.025	0.015	0.014	0.002	0.006	0.021	0.0098	0.0016	0.012	0.017	0.020	0.011	0.017	0.003	0.010	0.009
Al^{VI}	1.63	1.65	1.64	1.86	1.87	1.64	1.70	1.70	1.71	1.68	1.68	1.67	1.69	1.77	1.71	1.84
Al^{IV}	0.74	0.74	0.73	0.82	0.80	0.72	0.72	0.72	0.69	0.75	0.74	0.73	0.71	0.73	0.68	0.76
Si^{4+}	3.25	3.26	3.27	3.18	3.20	3.28	3.28	3.28	3.31	3.25	3.25	3.27	3.29	3.26	3.31	3.21
A	1.00	0.991	1.01	0.99	0.971	0.982	0.97	0.98	0.97	0.99	0.97	1.012	0.97	0.94	0.94	0.913
B	2.06	2.04	2.01	1.99	1.96	2.04	2.02	1.98	2.00	2.02	2.02	2.02	2.03	2.01	2.02	1.98
C	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00

注：$A=K^+ + Na^+ + Ca^{2+}$，$B=Mg^{2+} + Fe^{2+} + Cr^{3+} + Mn^{2+} + Ti^{4+} + Al^{VI}$，$C=Si^{4+} + Al^{IV} + P^{5+}$，样品由武汉地院北京研究生院电子探针分析室孙兴东测试，1986。

I—绢英岩化碎裂花岗岩；I—绢英质碎斑岩；II—黄铁绢英质碎斑岩；IV—黄铁绢英质糜棱岩

云母到含铬绢云母、含铬多硅绢云母化学成分演化特征，反映出从成矿前奏到主成矿阶段，SiO_2 含量显著增加，即硅化趋向强烈；Cr_2O_3，NiO 逐渐增高，即与金同源的组分集中，矿化加强；K_2O 含量减少，即水化程度增高，其中白云母中 K_2O 虽略有降低，但 Na_2O 含量可达 0.65%，层间 K+Na 总数并未减少；白云母中 TiO_2，MgO，FeO 含量略显增高，是由于原岩中黑云母的白云母化所致，过剩的 TiO_2 还呈金红石产出。此外由于温度、挥发分等能控制铬铝云母粒径，故从白云母（2—10 mm）、绢云母（0.03—0.24 mm）到含铬绢云母（0.002 mm），反映其演化过程经历了从成矿前奏较高温度、较多挥发分条件下形成白云母到成矿阶段早期较低温度、较少挥发分条件下形成绢云母直至成矿阶段中期更低温度、更少挥发分条件下形成含铬绢云母等，上述演化历程也正是金从释放运移到沉淀富集的过程。

综上所述，胶东焦家式金矿床中铬铝云母亚族矿物演化的标型特征是：

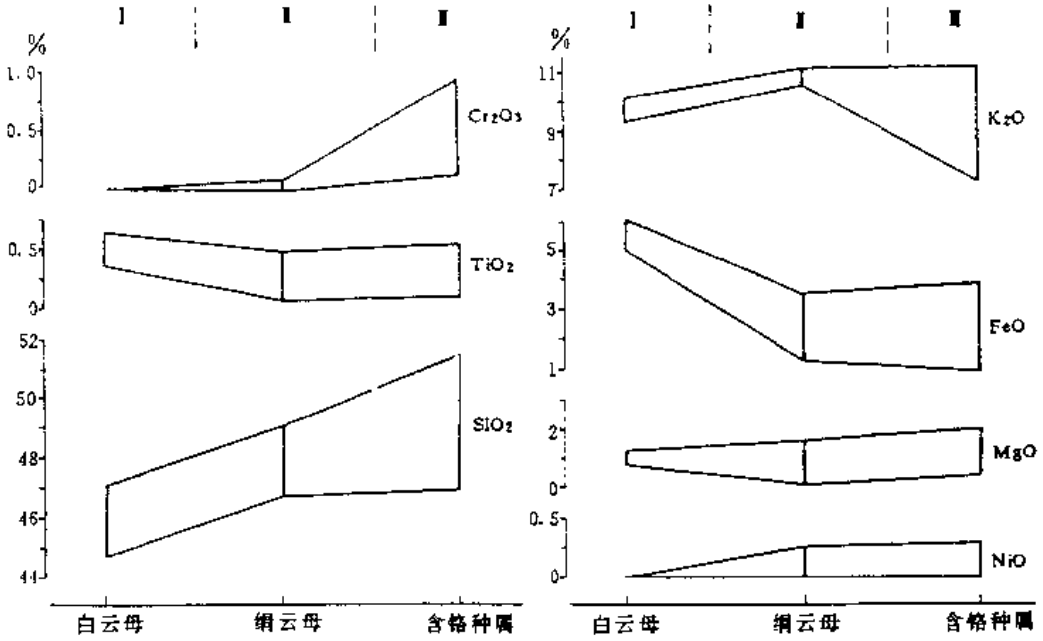


图 6—4　三山岛金矿铬铝云母化学成分时间演化

Fig. 6—4　Temporal evolution of chemical composition of minerals in subgroup of chromo-alumino-mica from Sanshandao Gold Mine

Ⅰ—成岩成矿过渡阶段晚期；Ⅱ—成矿阶段早期；Ⅲ—成矿阶段中期。

(1)白云母形成于由成岩向成矿转变的晚期，为富 H_2O 等挥发分条件下钾化的产物，分布于矿体顶、底板近矿围岩中。绢云母形成于成矿阶段早期，为破碎蚀变岩的主要组成矿物之一，分布广泛。含铬种属则形成于主成矿阶段，局限于矿体中。

(2) 从成矿前奏到主成矿阶段、从围岩到矿体，由白云母、绢云母向含铬种属演化，矿物结构层内四面体中硅离子数及八面体中 Cr，Ni，V，Ti，Mg，Fe 等离子数均增加，而层间钾离子数减少、H_2O 含量增加，这是矿化原岩中矿物分解彻底、水热蚀变作用加强、硅化程度增高的反映，标志着金由释放、运移到沉淀、富集的过程。

(3) 在同一矿床中，同一亚族内白云母、绢云母及含铬种属（包括含铬绢云母、含铬多硅绢云母、铬多硅绢云母）之间发生系统、有机的演化，反映出从成岩作用到成矿作用过程具连续性和完整性的特征，这是焦家式金矿床矿化均匀稳定、连续性好、规模较大的标志。

五、晶体结构

1. 多型

云母的各种多型变体形成条件的实际资料较少（Омельяненко，1982），据 Velde (1965) 研究白云母唯一稳定变体是 $2M_1$，随着温度、压力升高和作用持续时间的增加，$1M$ 变体会转变为 $2M_1$ 变体；Yoder 和 Engster (1955) 人工合成实验也表明白云母的 $1M_d$ 型一般在相对低的温度下形成，稳定持续的时间最短，$1M$ 型形成温度相对较高，$2M_1$ 型在相对更高的温度条件下稳定。

对胶东三山岛、焦家、新城三个特大型焦家式金矿床中10个含铬绢云母、含铬多硅绢云母样品进行了粉晶X射线衍射实验，测得全部为$2M_1$多型，其中可能有一部分$2M_1$变体是由矿化期较低温度条件下形成的$1M$变体经过作用持续时间增加转变形成。

已有的资料表明绢云母多型与其水化程度有一定的关系（表6—5），绢云母化的物理化学条件有利于$2M_1$多型优先形成，水云母则以$1M$多型为主，至于$1M_d$、$2M_2$、$3T$变体在绢云母中很少出现或仅以混入物形式出现，$1M_d$变体可出现于水云母中，$3T$变体可出现于多硅的绢云母中（Омельяненко，1982），$2M_2$变体多在含锂的种属中最常见，而在二八面体系列的钾云母中则很少发现（陈光远等，1987）。因此，胶东地区焦家式金矿床富矿体中产出的贫钾富水的含铬种属最初便可能以$1M$多型为主，甚至也可能出现过$1M_d$多型。

粒径较粗的含铬白云母、铬白云母等均为$2M_1$多型（Whitmore，1946；Clifford，1957；Dietrich，1958；Leo，1965；Pan，1991），但胶东地区结晶基底中脉状金矿体中含铬白云母β达99°，且K_2O含量甚低即水化程度较高，具有$1M$多型特征。

表6—5　绢云母水化程度与多型

Tab. 6—5　Polytype and content of water in sericite

矿　物	Δd（nm）	多　型
非水化绢云母	0	$2M_1$，（$3T$）
弱水化绢云母	0.003—0.001	$2M_1>1M$
强水化绢云母	0.01—0.015	$1M>2M_1$
水云母	>0.015	$1M$，（$1M_d$）

注：$\Delta d=d\ (001)_{天然}-d\ (001)_{乙二醇}$，据Омельяненко，1982资料整理。

表6—6　胶东金矿床中含铬种属晶胞参数与化学成分

Tab. 6—6　Cell dimension and chemical composition of chrome mica from Jiaodong gold deposits

矿床	矿　物	样号	a_0(nm)	b_0(nm)	c_0(nm)	β	K_2O（%）	Cr_2O_3（%）	SiO_2（%）	资料来源
三山岛	含铬多硅绢云母	SQ24	0.518 6	0.900 1	2.009 2	95°38′	7.43	0.96	49.31	鲁安怀，1993
	+	SQ3	0.519 4	0.900 5	2.009 4	95°45′				
	含铬绢云母	SQ22	0.520 1	0.900 6	2.013 1	95°42′	10.75	0.31	48.38	
	+	SQ7	0.520 3	0.899 8	2.010 0	95°46′				
	含铬绢云母	SQ11	0.520 4	0.901 8	2.012 6	95°49′	10.99	0.25	47.48	
焦家	含铬多硅绢云母	JD1	0.513 9	0.879 6	1.998 1	95°46′	7.23	0.69	50.97	
	含铬绢云母	JY10	0.517 5	0.900 3	2.006 6	95°24′	8.49	0.31	47.67	
	+	JY3	0.520 2	0.899 9	2.008 8	95°51′				
新城	含铬绢云母	XE6	0.517 4	0.900 7	2.009 4	95°35′	8.80	0.40	51.18	
	+	XE1	0.520 1	0.900 5	2.009 4	95°48′				
流口	含铬白云母		0.520 6	0.905 0	1.012 5	99°00′	6.89	0.99	46.32	钟正刚，1988

注：样品由中国地质大学（北京）X光室张建洪测试，1989；+为未作化学成分分析的样品，故未定名。

2. 晶胞参数

焦家式金矿床中含铬种属晶胞参数见表 6—6，不同金矿中均显示随 SiO_2 含量增加、K_2O 含量减少，晶胞参数具减小的趋势，尤其反映在 a_0 值上，至于流口金矿床中含铬白云母例外，是由于其含 CaO 达 0.98%，Na_2O 达 0.44%，故其层间阳离子总数并不低。含铬种属 a_0 值与 SiO_2 含量呈反比、与 K_2O 含量呈正比（图 6—5）。

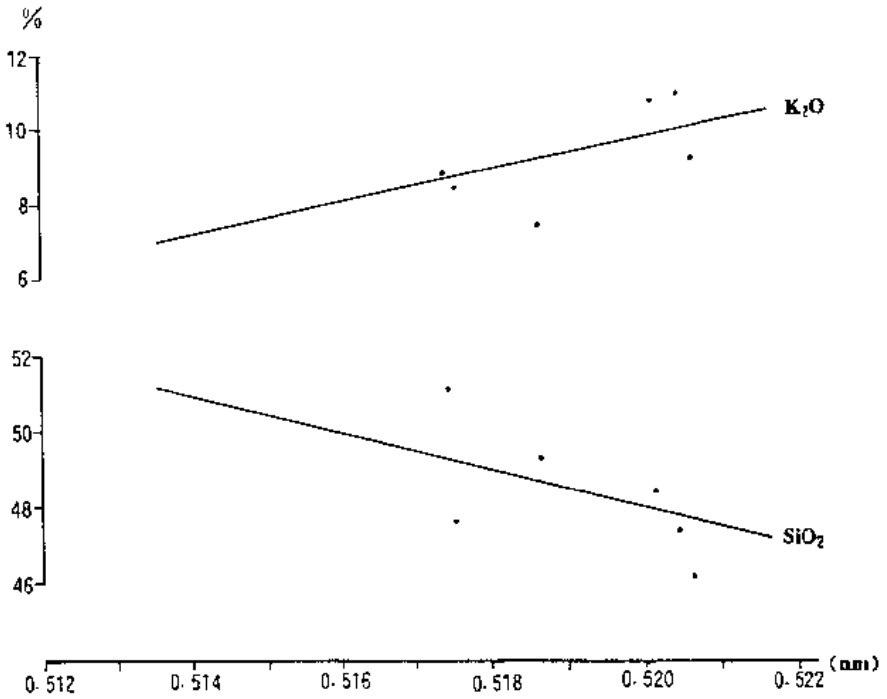


图 6—5 焦家式金矿床中含铬种属晶胞参数 a_0 值与 SiO_2 和 K_2O 含量关系

Fig. 6—5 Relationship between cell dimension of a_0 and contents of SiO_2 and K_2O in chrome mica from Jiaojia-type gold deposits

因此含铬种属 a_0 值小直接指示 SiO_2 含量高、K_2O 含量低，间接指示 H_2O 含量高，是硅化强烈、水热蚀变作用强的标志，反映矿化程度高。据此含铬种属 a_0 值可作为有效评价含矿性的良好标志，也可作为矿物学填图的有效填图要素。

六、晶体光学

由于层状结构的晶体沿层的方向原子排列的密度显著地超过垂直层的方向，因此平行层的方向为慢光方向（N_g 和 N_m），垂直层的方向为快光方向（N_p），又由于层的两维方向上一般差异较小，故 $N_g-N_m<N_m-N_p$（叶大年，1988 转引 Wooster，1931）。所以单斜晶系铬铝云母应为二轴晶负光性。

云母族矿物光轴角与多型有一定的关系。对于 $2M$ 型二八面体白云母当光轴面垂直（010）面时，$2V$ 较大（30° 47°），而 $1M$ 型白云母光轴面平行（010）面时 $2V$ 较小（接近 0°），$3T$ 型白云母 $2V$ 为 0°，即相当于一轴晶（叶大年，1988）。表 6—7 中列出铬铝云母亚

族中含铬种属的 $2V$ 变化范围为 20° -46°，与 $2M$ 型白云母相当。含铬多硅种属 $2V$ 较小且变化范围较大 0°—40°，与多硅白云母 $2V$ 变化类似 0°—46.5°（Ernst，1963），此与其多型种类较复杂（$2M$，$1M$，$3T$）相对应。

含铬种属折射率 N_p 为 1.553—1.5695，N_m 为 1.591—1.606，N_g 为 1.596—1.6115；含铬多硅种属折射率 N_p 为 1.56—1.58，N_m 为 1.594 1.624，N_g 为 1.596—1.63，显示 SiO_2 含量增高导致折射率增高，同时随 Cr_2O_3 含量增高折射率也有增高的趋势。此与多硅白云母折射率较高（Ernst，1963）及重元素铬导致折射率增加（叶大年，1988）等因素有关。

表 6—7 铬铝云母亚族含铬种属光学性质

Tab. 6—7 Crystal optics of chrome mica in subgroup of chromo-alumino-mica

矿物		Cr_2O_3（%）	$2V$（—）	N_p	N_m	N_g	重折射率	资料来源
含铬种属	1	4.81	36°		1.602	1.603	0.038	Whitmore，1916
	2	4.60	37°	1.5695	1.6040	1.6115	0.042	Hutton，1942
	3	4.00	35°	1.568	1.606	1.610	0.042	Leo，1965
	4	3.95	32°		1.604	1.608	0.037	Whitmore，1946
	5	2.1	38°	1.566	1.597	1.602	0.036	Clifford，1957
	6	1.15	20°	1.5661	1.6011	1.6016	0.0355	陈光远，1984
	7	0.85	35°	1.563	1.596	1.598	0.035	Partridge，1937
	8	0.27	46°	1.5590	1.5930	1.5973	0.038	Hutton，1940
	9	0.17	37°	1.553	1.591	1.596	0.043	Dietrich，1958
			36°		1.602	1.609	0.0355	Whitmore，1916
			38°		1.598	1.603	0.039	
			37°		1.597	1.603	0.038	
			33°		1.597	1.602	0.035	
			35°		1.596	1.601	0.036	
			34°		1.595	1.601	0.037	
			36°		1.596	1.600		Partridge，1937
含铬多硅种属			16°—13°	1.561	1.594	1.596	0.035	Whitmore，1916
			很小	1.568	1.598	1.599	0.031	
			很小	1.561	1.597	1.601	0.040	
			40°			1.63		Larsen，1934
	10	0.78	很小		1.624			Moore，1936
				1.56—1.58		1.61 1.63		Knopf，1924
			14°		1.617	1.621	0.033	Whitmore，1940
			12°	1.565	1.601	1.605	0.040	Whitmore，1940
	11	0.18	0°			1.60		Knopf，1929

注：编号 1 为铬绢云母；2，3，4，5 为铬白云母；6，7，9 为含铬白云母；8 为含铬绢云母；10，11 为含铬多硅绢云母。

从表 6—7 中还可看出，含铬种属重折射率变化范围为 0.035—0.043，含铬多硅种属重折射率变化范围为 0.031 0.040，二者较接近，但均小于白云母的重折射率 0.036 0.049（Deer，1963），一方面可能是由于八面体层中存在重元素铬，会减小平行与垂直含八面体层结构单元层两个方向上的折射率差别，另一方面由于含铬种属中 H_2O 含量较高，叶大年（1988）研究表明云母中（OH）及 H_3O^+ 造成折射率减小，且由于云母层间氢键与层面垂直，会造成层间联系加强，即 N_p 值增大，联合作用的结果会造成重折射率降低，如水云母 N_p 为 1.552，N_m 为 1.581，N_g 为 1.586（王濮等，1984），重折射率仅有 0.034，大大低于白

云母重折射率。

反映到干涉色上，含铬种属的干涉色为Ⅱ级中上部的黄色到Ⅲ级中下部的绿色，而白云母干涉色达到Ⅱ级顶部的紫红色至Ⅲ级顶部的红色。

胶东焦家式金矿床中含铬种属水化程度均较高，又含一定量的Cr_2O_3，故含铬种属重折射率较低、干涉色常为浅黄色，低于正常绢云母呈红、黄、绿、蓝等鲜艳干涉色，这正是在显微镜下有效区分含铬绢云母与绢云母的主要依据。

据 Whitmore（1946）、Clifford（1957）、Dietrich（1958）及 Leo（1965）资料，含铬种属具弱的色散$r>v$，多色性显著，N_g为无色、淡绿色、淡蓝色，N_m为淡黄色、黄色、黄绿色、绿色，N_p为深蓝绿色、翠绿色，吸收公式$N_g \leqslant N_m < N_p$，反吸收。

七、差热分析

由图 6—6 可看出白云母去羟基化作用的吸收效应位于 950℃，铬白云母（Cr_2O_3为 1.32%）和绢云母的去羟基化温度略有降低，分别为 890℃和 900℃，但粒径为 1—3μm 的绢云母去羟基化温度明显降低至 725℃，即随粒径减小去羟基化温度降低，而粘土级的绢云母含水量较高，因此绢云母去羟基化温度还可用来指示其含水量的高低。这在图 6—7 中看

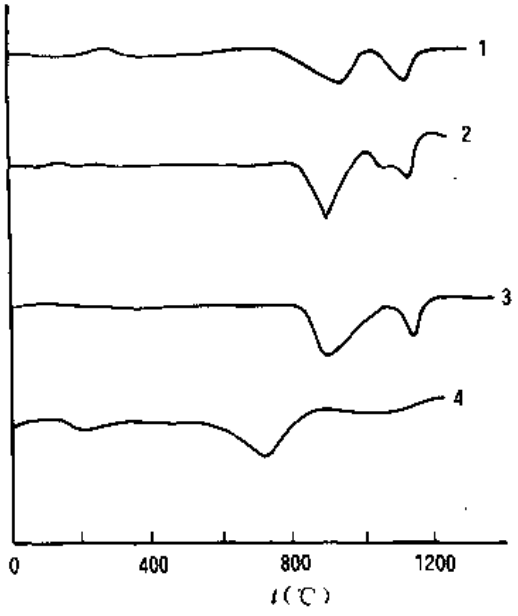


图 6—6 白云母、铬云母及绢云母差热分析曲线

（据黄伯玲，1987）

Fig. 6—6 DTA of muscovite, chrome muscovite and sericite

1—白云母；2—铬白云母（Cr_2O_3为 1.32%）；3—绢云母；4—绢云母（粒径 1—3μm）

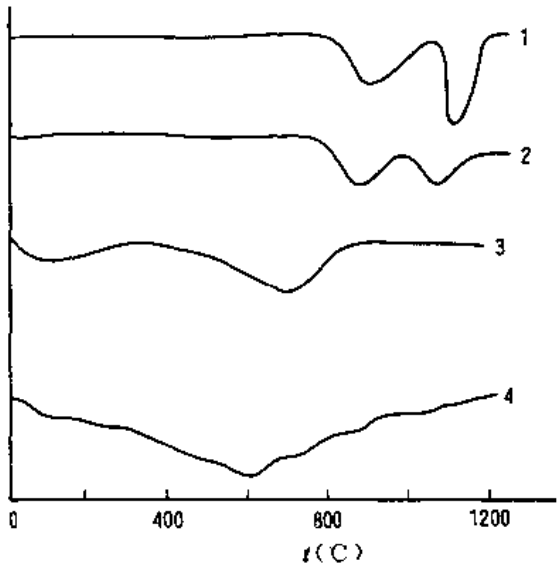


图 6—7 白云母、绢云母及水云母差热分析曲线

（据 Омельяненко 等，1982）

Fig. 6—7 DTA of muscovite, sericite and hydramica

1—白云母；2—绢云母；3—水化绢云母；4—水云母

得很清楚，白云母去羟基化温度为 915℃，绢云母为 870℃，水绢云母降到 690℃，而水云母只有 600℃。

白云母、绢云母晶格破坏的吸热谷温度为1 100—1 200℃（黄伯龄，1987），图6-6中铬白云母还出现较小吸热谷1 050℃可能与Cr—O八面体存在有关。细粒绢云母（图6-6）、水化绢云母和水云母（图6—7）在100—200℃之间出现一个较小的吸热谷，此与脱吸附水及层间水有关（Омельяненко，1982），而白云母、绢云母却无明显的脱吸附水及层间水吸热效应。

综上所述，绢云母与含水绢云母差热分析的主要区别在于绢云母去羟基化吸热谷温度大于850℃，而含水绢云母则小于750℃且在100℃附近出现弱的脱吸附水和层间水吸热效应。

胶东焦家式金矿床中含铬种属的差热分析曲线如图6—8所示，去羟基化吸热谷较宽，表明脱羟基结构水是在较大的温度区间内完成的且为连续的吸热过程。不同矿区、不同样品的吸热效应在580℃—750℃范围内。还显示普遍出现弱的80-120℃脱吸附水和层间水吸热效应。以上特征表明胶东金矿床中含铬种属水化程度较高。水化程度高低可从其热失重量分析中获得（表6—8），其中WT_1（80—120℃）为吸附水和层间水含量，WT_2（580-750℃）为结构水含量，WT为各种水含量总和。可以看出，由含铬多硅绢云母到含铬绢云母显示水化程度有所降低，即水化程度与硅化程度正相关，与Cr_2O_3含量也呈正相关，因此含铬种属热重分析中热失重量由小到大指示矿化由弱到强。

表6—8 胶东焦家式金矿床中含铬种属热重分析

Tab. 6—8 TGA of chrome mica from Jiaojia-type gold deposits in Jiaodong

矿床	矿物	样号	WT_1（80—120℃）	WT_2（580—750℃）	WT（80—750℃）	Cr_2O_3（%）	矿化
三山岛	含铬多硅绢云母	SQ24	0.63	6.74	7.37	0.96	强↓弱
	含铬绢云母	SQ22	0.42	4.08	4.50	0.31	
	+	SQ7	0.13	4.00	1.13	+	
	+	SQ3	0.10	3.70	3.80	+	
	含铬绢云母	SQ11	0.12	3.67	3.79	0.25	
焦家	+	JY3	0.50	9.72	10.22	+	强↓弱
	含铬多硅绢云母	JD1	0.50	7.50	8.00	0.68	
	含铬绢云母	JY10	—	1.92	1.92	0.31	
新城	+	XE1	0.33	4.33	4.66	+	强↓弱
	含铬绢云母	XE6	0.28	2.93	3.21	0.10	

注：①+为未作化学成分分析样品，故未定名；

②中国石油大学差热分析室测试，1989；

③WT_1为吸附水和层间水含量，WT_2为结构水含量，WT为各种水含量，单位为%。

八、标型性

（1）胶东焦家式金矿床中产出的铬铝云母亚族中含铬种属，由于其与金矿化的紧密时空关系，呈鲜艳的绿色，在与其他矿物组成集合体时呈苹果绿、墨绿等不同色调，在野外

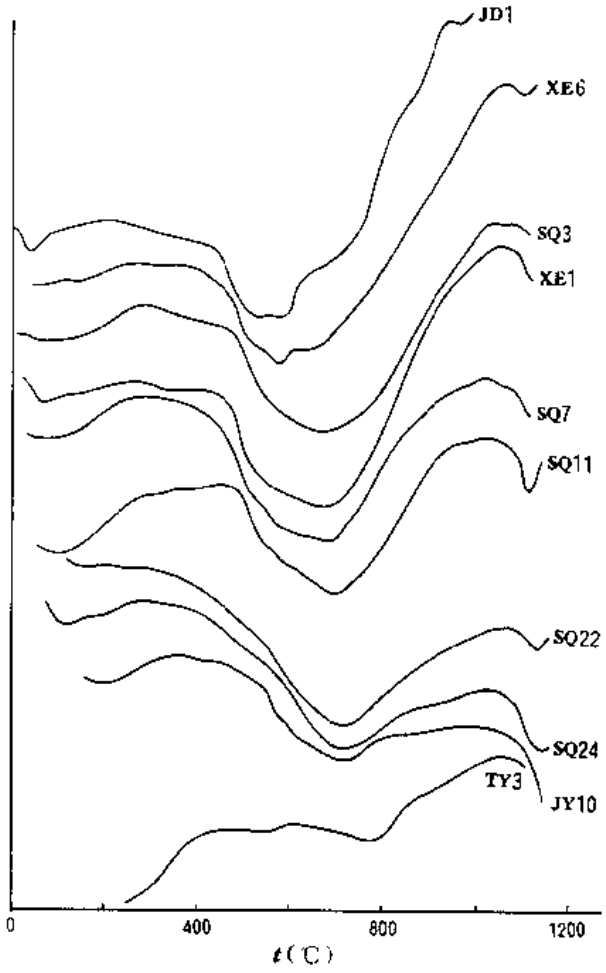


图 6—8 焦家式金矿床中含铬种属差热分析曲线

Fig. 6- 8 DTA of chrome mica from Jiaojia-type gold deposits in Jiaodong

样品编号见表 6—6

易于识别，可作为野外工作中直接的找矿标志。在胶东金矿近矿围岩中常出现红化，即长石、石英中出现金红石化与赤铁矿化而被染成红色、红化与暗色矿物分解析出 Fe^{3+}，Fe^{2+} 等以及与 Fe^{2+} 氧化成 Fe^{3+} 有关，指示较氧化环境，有利于 Au^0 氧化成 Au^+，Au^{3+} 形式迁移，是金矿化的前奏。而含铬绢云母化等即绿化，指示较还原环境，有利于 Au^{3+}，Au^+ 还原成 Au^0 而沉淀，也包括 Fe^{3+} 还原成 Fe^{2+} 并以硫化物形式沉淀，为成矿时的产物。因此如前所述在野外把红化蚀变与绿化蚀变结合起来考虑，便可快速、简便、经济、有效地开展金矿床找矿勘探与评价工作。

(2) 进一步研究还表明，含铬绢云母等含铬种属粒细片小，干涉色较低，常呈浅黄色。其化学成分中具有高硅低钾特征，是硅化强烈、水热蚀变程度高的反映，Cr_2O_3 含量多数小于 1%，虽指示金品位不高，但可能暗示矿化规模较大。其多型以 $2M_1$ 为主，对于含 K_2O 较低即含 H_2O 较高的种属可能由 $1M$ 多型转变而来，反映为晶胞参数 a_0 值较小。其差热分析中去羟基化吸热谷较宽、有脱层间水及吸附水效应、热失重较大。上述特征都是金矿化的有利标志。

(3) 在与焦家式金矿床有关的成岩成矿过程中，铬铝云母亚族中矿物出现的先后顺序而反映形成环境的规律是：在成岩成矿过渡阶段晚期，由于较高的温度与挥发分，出现白云母；在成矿阶段早期，由于温度降低，出现绢云母；在主成矿阶段随着硅化增强、水热蚀变程度增高、物理化学条件变化，有利于金与铬的沉淀，出现含铬绢云母、含铬多硅绢云母、铬多硅绢云母。即从成矿前奏到主成矿阶段、从围岩到矿体，由白云母、绢云母向含铬绢云母等演化。这一变化过程所反映的形成环境是，矿化原岩中矿物分解彻底、由氧化到还原、由碱性到近中性、水热蚀变作用加强、硅化程度增高，标志着金由释放、运移到沉淀、富集的过程。

第七章　焦家式金矿床成因机理

一、成矿时代

胶东金矿床形成时代见表 7—1。不同作者采用不同方法获得的成矿年龄值范围为 71.86±9.6 Ma—135.1±5.2 Ma，表明矿化发生在燕山运动晚期（K_1—K_2），此与胶东地区各种脉岩的形成期较一致，为 94 Ma—132.34±3.91 Ma。在胶东地区无论是蚀变岩型金矿床还是石英脉型金矿床，成矿作用均与张性构造活动密切相关。蚀变岩型金矿床主要发

表 7—1　胶东金矿床及脉岩同位素年龄

Tab. 7—1　Isotopic ages of gold deposits and dykes in Jiaodong

名　称		测试方法	测试对象	年龄值（Ma）		资料来源
金矿床	玲珑九曲	铷-锶法	绢云母	71.86±9.6	71.86—135.1	吕古贤，1989
	蓬家夼	钾-氩法	绢云母	100.59±1.96		孙丰月，1992
	焦　家	铷-锶等时线	绢云母	88.1±0.1		骆万成，1987
		铷-锶等时线	绢云母	105±7		
		钾-氩法	绢云母	106±2		
	玲珑西山	铷-锶法	绢云母	100.28±3.75		吕古贤，1989
		铷-锶等时线	绢云母	100.74±3.58		张振海，1991
		钾-氩法	绢云母	111±2		骆万成，1987
		铷-锶等时线	绢云母	112±2		
	灵山沟	铷-锶等时线	绢云母	115±5		
	金青顶	铷-锶等时线	绿泥石	101.78±3.4		张振海，1991
		钾-氩法	绢云母	104.31±2.4		李治平，1987
		钾-氩法		107.58±3.31		
		钾-氩法		112.89±2.63		
		铷-锶法	绢云母	113.31±4.43		张振海，1991
		铷-锶等时线	绢云母	121.3±0.587		
	唐家沟	钾-氩法	绢英岩	118.40±3.22		杨敏之，1992
		钾-氩法	绢英岩	130.75±3.22		
	下雨村	钾-氩法	绢云母	124.60±2.52		孙丰月，1992
	马家窑	钾-氩法	绢云母	120±2		骆万成，1987
		铷-锶等时线	绢云母	135.1±5.2		
	界河	氩-氩法	石　英	130±14.2		陈光远等，1993
脉岩	石英闪长玢岩	钾-氩法		94	94—132.34	张大起，1990
	辉绿岩	钾-氩法		102		
	云斜煌斑岩	钾-氩法		104.97±3.6		杨敏之，1991
	煌斑岩	钾-氩法		110.27		
	闪斜煌斑岩	钾-氩法		132.34±3.91		

生在韧性剪切作用基础之上的后期脆性断裂带中，矿石以交代充填构造为主，往往为浸染状、网脉状、细脉状甚至脉状，石英脉型金矿床则直接充填于张性断裂中。胶东金矿床与脉岩形成时期较接近，反映它们形成时的张性构造环境一致。据 Wilde 等（1973）、环文林等（1982）和万天丰等（1989）研究资料，白垩纪至早第三纪早期中国东部受到区域性 NW SE 向拉张活动影响，出现 NE 向张性断裂带，与胶东金矿床及脉岩形成期吻合。

胶东西北部四期花岗岩类岩石形成期主要在燕山运动早期（J_2 J_3）。这与太平洋板块与欧 亚大陆板块缝合线近于平行的 NE 向脆性碎裂带形成期约在白垩纪之前的结论相一致。因此、胶东焦家式金矿床形成时代晚于韧性剪切带的形成期，更晚于重熔型花岗岩类形成期（陈光远等，1993）。

二、成 矿 物 质

大量研究资料表明胶东金矿床矿源层为太古宙胶东群，此与国内外重要的金矿床均与太古宙变质岩系有关的认识是一致的。至于矿源问题研究方法，长期以来多限于稳定同位素、稀土元素等研究，并主要探讨矿化原岩和成矿流体的来源，从而间接达到解决矿质来源的目的，无疑是有效的。在此从 Cr，Ni 等与 Au 密切相关组分着手，探讨铬、镍尤其是铬元素及含铬矿物从太古宙胶东群到中生代重熔型花岗岩类直至金矿化全过程中系统演化规律，阐明铬元素释放、迁移、沉淀这一从分散到集中的演化历程，以追踪金活化、运移到沉淀的机理，进而达到揭示金矿床矿质来源的目的，为研究金矿床矿质来源研究开辟了一条新途径。

1. 不同地质体中铬、镍丰度特征

表 7—2 展示了从太古宙胶东群、荆山群演化到中生代玲珑花岗岩、罗山花岗岩、栾家河花岗岩、郭家岭花岗闪长岩等重熔型花岗岩类及与之有关的焦家式金矿床中 Cr，Ni 元素分布规律。可以看出，总体上太古宙胶东群中 Cr，Ni 含量较高，Cr 含量为 75.6×10^{-6} 570×10^{-6}，Ni 含量为 19.4×10^{-6} -152.7×10^{-6}，其中地幔高度部分熔融的产物——橄榄质科马提岩及玄武质科马提岩中 Cr，Ni 含量最高。就不同层位看，顶部富阳组中 Cr，Ni 含量较高，中部民山组较低，底部蓬夼组居中。就不同岩性看，正变质岩的角闪岩类中 Cr，Ni 含量较高，副变质岩的片岩、片麻岩类中较低。上述分布特征充分显示 Cr，Ni 具幔源特征，此与金的分布规律极为相似，如酸性岩、中性岩含金仅有 1.7×10^{-9} 4.2×10^{-9}，而基性、超基性岩含金量可达 4.8×10^{-9}—6.6×10^{-9}，接近下地幔金的含量。因此作为早期地壳残留体的太古宙变质岩系中镁铁质、超镁铁质火山岩应是 Au，Cr，Ni 的最初来源。

元古宙荆山群中 Cr 和 Ni 含量分别为 109.8×10^{-6}和 88.5×10^{-6}，与胶东群中相比略有降低。

由太古宙胶东群重熔形成的中生代 I 型花岗岩类中 Cr，Ni 含量大为降低，此为 Cr，Ni 释放、迁移、分散的过程。其中花岗岩中 Cr，Ni 分别低至 6.0×10^{-6} 9.9×10^{-6}，4.0×10^{-6} 4.3×10^{-6}，花岗闪长岩中 Cr，Ni 含量较花岗岩中略高，分别为 20.3×10^{-6}，9.8×10^{-6}，胶东地区花岗岩类中金的分布特征也如此（表 5—1），郭家岭花岗闪长岩较其他花岗岩中金丰度值高，而且胶东西北部由西到东，从三山岛、上庄、北截、丛家到郭家岭各岩体中 Cr，Ni 含量有逐渐增高的趋势，此与其中产出的各金矿体品位具依次增加的趋势相对

表 7—2 胶东金矿床及花岗岩类与结晶基底中铬、镍含量

Tab. 7 2 Contents of Cr, Ni in gold deposits, granitoids and crystalline basement in Jiaodong

类别		样品数	Cr		Ni		资料来源
			平均值 (10^{-6})	变化系数	平均值 (10^{-6})	变化系数	
焦家式金矿床	焦家	20	123.1		6.5		王鹤年，1991a
	马塘	9	84.4		12.8		卢作祥，1988
	河东	11	56.2		2.5		
	上庄	10	116.5		5.2		
	界河	7	81.4		5.9		
	望儿山	12	63.0		4.8		
	黄埠岭	5	72.0		9.0		
	灵山沟	6	14.3		10.0		
	黑岚沟		31.4		17.2		初凤友，1992
郭家岭花岗闪长岩	三山岛	6	8.8	32	4.0	0	徐金方，1989
	上庄	5	9.9	23	4.5	21	
	北截	3	13.0	3	4.1	5	
	丛家	4	21.1	26	9.1	16	
	郭家岭	9	35.7	39	18.7	48	
	平均	27	20.3		9.8		
栾家河花岗岩		5	6.0	24	4.0	0	
罗山花岗岩		8	9.5	19	4.3	9	
玲珑花岗岩		11	9.9	105	4.0	1	
荆山群		2	109.8	2	88.5	63	杨忠芳，1992
胶东群	绿泥黝帘片岩	1	82.2		63.0		杨立信，1993
	绢云绿泥片岩	1	107.7		68.6		
	绢云绿泥片岩	1	96.9		88.1		
	石英二云片岩	1	111.8		81.8		
	电气斜长黑云片岩	1	75.6		71.8		
	滑石二云片岩	1	84.8		68.3		
	黑云钾长变粒岩	1	95.5		19.4		
	石榴黑云二长片麻岩	1	97.8		74.0		
	黑云斜长片麻岩	1	104.0		78.4		
	二长角闪岩	1	196.0		150.7		
	绿帘斜长角闪岩	1	122.0		121.7		
	细粒斜长角闪岩	1	109.2		149.5		
	斜长角闪岩	1	151.2		149.9		
	石榴斜长角闪岩	1	103.0		147.2		
	平均	14	109.8	27	95.2	42	
	富阳组	6	248.2	98	80.2	104	王鹤年，1991b
	民山组	4	73.6	51	39.9	89	
	蓬奈组	5	117.1	47	50.0	31	
	平均	15	157.9	107	67.2	81	
胶东群		2	140.3	15	101.7	16	杨忠芳，1992
胶东群	玄武质科马提岩	1	570.0		152.7		
	橄榄质科马提岩	1	300		100		

表 7- 3　胶东焦家式金矿床与花岗闪长岩和胶东群中矿物 Cr_2O_3 及 NiO 含量

Tab. 7　3　Contents of Cr_2O_3 and NiO in Jiaojia-type gold deposits, granodiorite and Jiaodong Group in Jiaodong region

矿物		Cr_2O_3（%）			NiO（%）			资料来源
		样品数	平均值	变化范围	样品数	平均值	变化范围	
焦家式金矿床	方解石	2	0.071	0.003—0.14				鲁安怀，1993；潘玉成，1992
	含锰菱铁矿	1	0.001					鲁安怀，1993
	铁白云石	2	0.09	0.07—0.11	2	0.09	0.00--0.18	唐俊，1991
	石英	4	0.07	0.00—0.15	4	0.13	0.01—0.25	陈光远，1991
	自然金	12	0.23	0.00 -0.54				宋玉国，1992；刘龙汉，1994；王志敬，1994
	银金矿	19	0.74	0.00—2.62	10	0.11	0.00—0.33	王健，1986；黄绍峰，1990
	铬绢云母	32	0.50	0.15 2.00	22	0.11	0.00—0.30	鲁安怀，1993
	绢云母	16	0.03	0.00—0.12	16	0.38	0.00- 0.27	
	金红石	2	0.07	0.00 0.14	2	0.07	0.00—0.14	臧维生，1986
	绿泥石	7	0.02	0.00—0.14				崔天顺，1992
	微斜长石	2	0.025	0.000 -0.050	2	0.103	0.000 —0.205	臧维生，1986
	钠长石	8	0.05	0.000 -0.15	7	0.031	0.000—0.132	臧维生，1986；唐俊，1991；初凤友，1992
花岗闪长岩	石英	2	0.04	0.01—0.06	2	0.27	0.25—0.29	陈光远，1991
	微斜长石	15	0.07	0.00--0.17				崔天顺，1992；臧维生，1986
	斜长石	9	0.07	0.00—0.18	10	0.15	0.01—0.38	崔天顺，1992；邵岳，1992
	黑云母	3	0.07	0.02—0.12	4	0.19	0.12—0.21	陈光远，1991
	角闪石	4	0.08	0.06—0.09	4	0.17	0.07—0.30	
	石榴石	1	0.01					徐金方，1989
	磁铁矿	12	0.12	0.00--0.27	7	0.17	0.03--0.39	徐金方，1989；崔天顺，1992；邵岳，1992
	榍石	11	0.24	0.09—0.40	2	0.05	0.02—0.07	崔天顺，1992；邵岳，1992
	榍石	2	0.17	0.15—0.18	3	0.16	0.12—0.19	
胶东群	斜长石	1	0.02					崔天顺，1992
	黑云母	7	0.03	0.00—0.07	7	0.07	0.00--0.21	杨立信，1993
	角闪石	14	0.06	0.00--0.14	14	0.07	0.00- 0.28	
	辉石	2	0.12	0.00--0.23				陈光远等，1989
	石榴石	8	0.03	0.00- 0.09	8	0.01	0.00—0.05	杨立信，1993
	磷灰石	1	0.13		2	0.09	0.03—0.15	崔天顺，1992；邵岳，1992
	锆石	1	0.13		2	0.09	0.03—0.14	陈光远，1991

应。

产于中生代重熔型花岗岩类中焦家式金矿床中 Cr，Ni 含量分别为 14.3×10^{-6}—123.1×10^{-6}，2.5×10^{-6}—17.2×10^{-6}，较花岗岩类中含量高，此为 Cr，Ni 沉淀集中的过程。

以上特征表明，太古宙胶东群中 Cr，Ni 含量较高，尤其是其中镁铁质、超镁铁质岩类中 Cr，Ni 含量甚高，为 Cr，Ni 的最初来源。与太古宙胶东群有关的中生代重熔型花岗岩类中 Cr，Ni 含量大为降低，即重熔型花岗岩类的形成过程为 Cr，Ni 释放、运移、分散的过程。而与中生代重溶型花岗岩类有关的焦家式金矿床中 Cr，Ni 含量有所增高，即金矿化过程也是 Cr、Ni 沉淀集中的过程。Cr，Ni 的上述演化历程已揭示 Cr，Ni 与 Au 均来源于太古宙胶东群的机理。

2. 不同地质体组成矿物中 Cr_2O_3，NiO 分布特征

从胶东群及郭家岭花岗闪长岩中 Cr，Ni 分布特征看，Cr，Ni 主要赋存于副矿物中，如褐帘石、榍石、锆石、磷灰石、磁铁矿等（表 7—3）。至于一些主要造岩矿物，如辉石、角闪石、黑云母、斜长石、钾长石、石英等也含有一定的 Cr，Ni。对比胶东群与郭家岭花岗闪长岩组成矿物中 Cr，Ni 含量，副矿物中含量相当，而郭家岭花岗闪长岩中主要造岩矿物含 Cr，Ni 略有增加的趋势，此表明郭家岭花岗闪长岩中 Cr，Ni 分布较均一，即分散程度高。至于胶东群中 Cr，Ni 含量甚高，而 主要造岩矿物中 Cr，Ni 含量却较低，反映 Cr，Ni 分布的不均一性，其中铬可能主要以副矿物铬铁矿等氧化物形式出现，而镍可能主要赋存于磁黄铁矿等硫化物中，此与胶东群原岩为一套含镁铁质、超镁铁质科马提岩、主要为中基性至中酸性火山岩这一海底火山喷发作用有关，它们均出现于岩浆早期结晶相中，而晚期残余熔体结晶相，尤其是浅色造岩矿物中 Cr，Ni 含量便有所减少。

焦家式金矿床中脉石矿物普遍含一定量的 Cr，Ni，表明金矿化的阶段也是 Cr，Ni 沉淀集中的阶段，故成矿环境中 Cr，Ni 含量较高，由于受矿物标型特征的相 应性规律支配，造成矿化阶段形成的矿物组合中便普遍存在有 Cr，Ni 组分。其中铬主要还是选择集中于铬绢云母中，此与铬易于替代铝并优先进入云母中 Al—O 八面体有关。

三、铬元素演化特征

1. 成岩阶段铬元素分布特征

如表 7—4 所示，在胶东群变质岩地层中，铬主要赋存于早期晶出的褐帘石、榍石、锆石、磷灰石、磁铁矿等副矿物中，其次在以后晶出的辉石、角闪石、黑云母等暗色铁镁硅酸盐矿物中。在晚期晶出的长石、石英等浅色长英质造岩矿物中含量最低，体现铬优先在早期结晶相中晶出的特征。在暗色造岩矿物辉石、角闪石、黑云母中，遵循矿物晶出从早到晚的顺序，Cr_2O_3 的含量也依次降低，同样显示铬优先在早期结晶相中晶出的特征。

对比胶东群变质岩与郭家岭花岗闪长岩组成矿物中 Cr_2O_3 含量的变化，从前者到后者有上升的趋势，这与以中基性火山岩为主的胶东群部分重熔形成花岗岩类后，暗色矿物的矿物种数与含量均大大减少，使所释放出来的铬在花岗岩类中相应集中有关。这种上升趋势在伟晶岩阶段更为显著，由于花岗质伟晶岩中以长石石英为主，几乎不存在暗色造岩矿物，因此铬全部进入浅色长英质矿物中，使其 Cr_2O_3 含量反而升高。

此外还可见从胶东群经郭家岭花岗闪长岩至伟晶岩，Cr_2O_3 分布的均一化程度也不断

表 7—4　胶东地区成岩成矿过程中铬元素演化历史

Tab. 7-4　Temporal evolution of Cr from rock formation to ore formation in Jiaodong region

矿物	成岩阶段				过渡阶段		成矿阶段		
	矿源层	岩浆早期	岩浆晚期	伟晶岩	早期	晚期	早期	中期	晚期
含锰菱铁矿									0.001 (1)
方解石								0.14 (1)	0.002 (2)
铁白云石								0.09 (2)	
自然金								0.23 (12)	
银金矿								0.74 (19)	
铬绢云母								0.50 (32)	
绢云母							0.03 (16)		
白云母						微			
绿泥石						0.00 (2)		0.05 (3)	0.00 (2)
金红石						0.00 (1)		0.14 (1)	
钠长石				0.15 (1)	0.02 (2)	0.00 (1)	0.05 (4)		
石英			0.04 (2)				0.01 (2)	0.14 (2)	
微斜长石		0.04 (4)	0.00 (4)	0.12 (7)	0.03 (2)				
磁铁矿		0.13 (11)	0.00 (1)						
榍石		0.17 (2)							
褐帘石		0.24 (11)							
斜长石	0.02 (1)	0.04 (3)	0.00 (2)	0.17 (4)					
石榴石	0.03 (8)		0.01 (1)						
黑云母	0.03 (7)	0.07 (3)							
角闪石	0.06 (14)	0.08 (4)							
辉石	0.12 (2)								
磷灰石	0.13 (1)								
锆石	0.13 (1)								

注：括号内数字为样品数；自然金及银金矿中铬含量为 w_{Cr}%，其余矿物中的铬含量为 $w_{Cr_2O_3}$%，资料来源同表 7—3。

升高。这与胶东群变质岩的原岩为一套含镁铁质、超镁铁质科马提岩，主要为中基性至中酸性火山岩这一演化分异十分显著的海底火山喷发作用有关，故 Cr_2O_3 分布很不均一。胶东群部分重熔形成均一岩浆后，Cr_2O_3 分布趋向均一化。这种均一化趋势在残余岩浆形成的伟晶岩中更为显著。从上述铬元素演化，也可见郭家岭花岗闪长岩是来自胶东群的重熔岩浆，而非来自胶东群的混合岩化。

2. 过渡阶段铬元素分布特征

在成岩成矿过渡阶段，即动力变质蚀变阶段，早期无水硅酸盐形成期及晚期含水硅酸盐形成期中，均无铬元素大量沉淀。相反，在此阶段中全部暗色矿物及浅色矿物发生蚀变分解，很有利于铬元素的释放与运移。故在过渡阶段早期由微斜长石化与钠长石化所形成的微斜长石和钠长石中，Cr_2O_3 含量很低，仅为伟晶岩中相应矿物中 Cr_2O_3 含量的 1/4- 1/7.5。而在过渡阶段晚期绿泥石化与绢云母化所形成的含水硅酸盐中，Cr_2O_3 含量更低，甚至低于检出线或基本不含铬。

从上可见，成岩成矿过渡阶段，不仅是金的释放运移阶段，也是铬的释放运移阶段。

3. 成矿阶段铬元素分布特征

胶东金矿床中脉石矿物普遍含铬，其中石英、方解石、金红石等浅色脉石矿物中铬的

含量较高，甚至超过胶东群中暗色硅酸盐与副矿物中铬的含量。尤其是矿化阶段的铬绢云母含 Cr_2O_3 可高达 2.00%，更说明胶东群中的铬是经过岩浆重熔与动力变质蚀变后，被释放出来的铬已在成矿阶段高度集中的结果。矿体中出现翠绿色铬绢云母是铬在成矿阶段脉石矿物中高度集中的标志。在晶体化学上，铬易于在铬绢云母中集中，是与其在八面体配位中的晶体场稳定能很高、易于代替铝进入 Al O 八面体有关。而在矿物地球化学上，铬绢云母的出现，是蚀变强烈和金矿化的标志，也是矿物成分标型继承性的最好证明。

在胶东蚀变岩型金矿床矿石矿物中，还出现含铬的金银矿至自然金的矿物系列。如在灵山沟金矿（表 7－5），其中铬含量可高达 2.62%，是铬在成矿阶段矿石矿物中高度集中的标志。

上述脉石矿物与矿石矿物的成分标型继承性，再次揭示了胶东金矿床矿石矿物物质成分，对胶东群中基性火山物质与部分镁铁质至超镁铁质火山物质成分的继承性，是胶东金矿床矿质来源来自胶东群结晶基底的矿物地球化学标志。其中金银矿出现于第Ⅰ—Ⅱ矿化阶段，而以第Ⅰ矿化阶段为主。银金矿出现于第Ⅰ—Ⅲ矿化阶段，而以第Ⅱ矿化阶段为主。自然金出现于第Ⅱ—Ⅳ矿化阶段，而以第Ⅲ矿化阶段为主。在灵山沟金矿床中金银矿-银金矿-自然金系列中，伴随它们从早到晚的晶出顺序，铬的含量也依次递减，同样也说明铬在较高温度早期结晶相中优先晶出的地球化学特征。

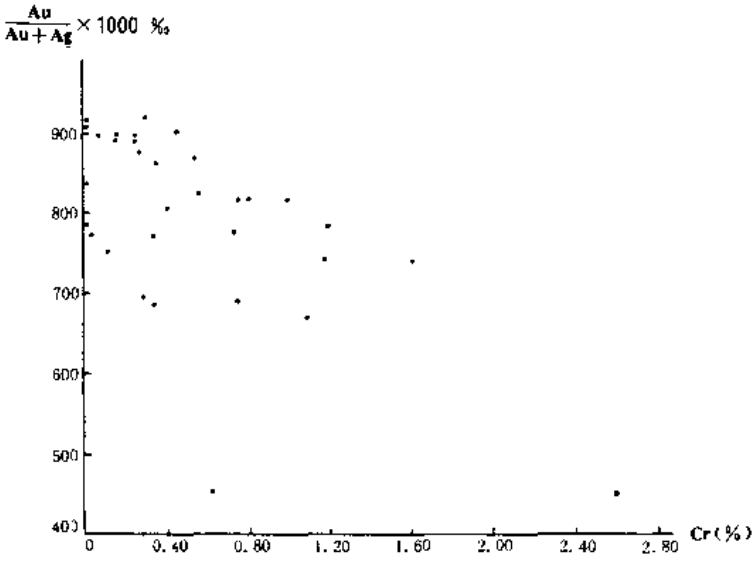


图 7—1 胶东地区自然金-金银矿的金成色与铬含量的负相关性

Fig. 7—1 Negative relationship between Au‰ and Cr% in gold-electrum series from Jiaodong region

资料来源同表 7--3

一般认为金矿床中自然金-银矿物的金成色，伴随晶出温度从高到低、晶出顺序从早到晚，而同步降低，成正相关。但在胶东则相反，金成色高低与晶出温度高低及晶出顺序早晚不同步，而成负相关。不仅招远灵山沟蚀变岩型金矿床是如此（黄绍峰，1990），栖霞盘马石英脉型金矿床也是如此（王健，1986）。

由于铬在早期结晶相中析出，而胶东金矿床中金成色在晚期结晶相中升高，故两者在胶东成负相关（图 7-1）。因此可以用铬的晶出量，作为自然金-银矿物系列晶出顺序的内检。通过该内检，证实胶东金矿床自然金-银矿物系列生成顺序的划分是正确的。

因此，由含铬矿物演化特征揭示，从太古宙胶东群中释放转移出来的铬，在中生代重熔型花岗岩类形成过程中开始集中与分散，在成矿前奏的动力变质蚀变过程中得到充分活化运移，进入成矿阶段便产生大幅度集中沉淀。

综上所述，对不同地质时期、不同地质旋回、不同地质作用与同一地质作用的不同阶段形成的地质体，进行矿物成分标型的系统研究，可用以查明成矿物质来源及其分散与集

中、运移与沉淀的演化过程。

对于矿质来自胶东群的胶东金矿床，以铬为示踪元素，以自然历史为线索，追溯成岩成矿全过程中矿物组成中铬含量的演化，不仅有利于查明胶东金矿床的矿质来源，还有助于查明胶东金矿床的成矿机理与成矿过程。

在胶东金矿床成岩成矿作用的全过程中，铬与金首先在成岩阶段早期形成的磁铁矿型结晶基底的副矿物及铁镁硅酸盐主要造岩矿物中相对集中，反映了金与铬的幔源性特征。在胶东群部分重熔形成的磁铁矿系列的 I 型花岗岩类的形成过程中，从结晶基底中继承下来的金与铬进一步集中并趋向均一化，同时部分进入长英质造岩矿物中。在成岩成矿过渡阶段，由于受强烈韧性剪切作用及热液蚀变作用影响，分散于花岗岩类中的金与铬得到充分活化运移而进入含矿热液。在成矿阶段的张性裂隙中，它们一同沉淀而富集。

在整个过程中，金和铬相伴相随，与铁同步，具有紧密的时空关系。在成矿阶段中，铬主要选择集中于脉石矿物铬绢云母与矿石矿物金银矿至自然金中。铬绢云母呈苹果绿至翠绿色，其四面体中硅离子数高、层间钾离子数低，是水热蚀变的标志；八面体中除铬代替铝外，还有 Mg，Fe，Ni，Ti，V 等与中基性及超基性火山岩有关的元素，与铬相似，同样显示对胶东群物质成分的继承性（陈光远等，1989，1993，1994，1995）。

通过上述研究，还查明铬早期晶出的特征，因此可用以作为核查矿物生成顺序的标型元素。此外，它分布的均一化，在判断花岗岩类成因类型中，还可用以作为区分混合岩化与重熔岩浆的一项标志。

表 7—5 灵山沟金矿银金矿中铬元素含量（%）

Tab. 7—5 Content of Cr in electrum in Lingshangou Gold Mine

矿　物	样 品 数	变 化 范 围	平 均 值
金银矿	2	0.62—2.62	1.62
银金矿	3	0.34—1.09	0.72
自然金	5	0.07—0.45	0.21

据黄绍峰，1990。

四、成矿过程

胶东焦家式金矿床成矿作用经历了从太古宙胶东群原始矿源层到中生代重熔型花岗岩类再生矿源岩直至燕山运动晚期金矿化三个重要时期，现简述如下。

太古宙海底火山喷发-沉积形成的含金的磁铁矿型中基性至碱性的火山喷发-沉淀建造，其中含橄榄质及玄武质科马提岩，为典型的幔源物质喷发，是 Au，Cr 等元素重要源区，并为以后的地质作用过程中 Au，Cr 的运移与集中，准备了充分的物质基础。且分异性明显，更有利于形成金的矿源层。从早旋回到晚旋回出现由还原到氧化的转变，还有利于金在矿源层中初步运移。由于胶东地区结晶基底为磁铁矿型而非钛铁矿型（陈光远等，1993），前者较后者具有较高的氧逸度，不利于形成大量硫化物，故胶东结晶基底中金多分散于暗色矿物中。

元古宙荆山群虽不构成主要的矿源层，但可提供硅质、碱质与碳酸盐物质，为金的活化运移沉淀提供了有利的物化条件。

燕山运动早期大规模构造岩浆活动，表现为太古宙胶东群变质中基性火山岩部分重熔后，形成了胶东地区Ⅰ型花岗岩类。由于继承了胶东群磁铁矿型变质岩结晶基底的成分特征，故Ⅰ型花岗岩类也属于磁铁矿型系列，其中磁铁矿含量可达 $1\,043\times10^{-6}$—$1\,291\times10^{-6}$，郭家岭花岗闪长岩中磁铁矿可高达 $2\,165.8\times10^{-6}$（陈光远等，1991）。因此花岗岩类形成时的高氧逸度，使得从前寒武纪结晶基底暗色矿物中释放转移出来的金，在Ⅰ型花岗岩类中高度分散，一部分进入斜长石、钾长石、石英等浅色造岩矿物，甚至可导致部分金不能沉淀进入岩浆结晶相，而直接进入岩浆期后流体相。尤其是郭家岭花岗闪长岩富含挥发分、富碱质（陈光远等，1993），更有利于金形成络合物或胶体而迁移，使一部分金可能转入岩石微裂隙中。铬元素的演化特征也证实这一点。

燕山期大规模韧性剪切作用，势必导致升温升压的动力变质作用和热液蚀变作用，使得Ⅰ型花岗岩类原始结构构造遭到破坏，组成矿物开始变形、分解、重结晶。甚至同位素分馏作用都得到加强，如图 7—2 为胶东西北部硫同位素 $\delta^{34}S$ 值填图，揭示出靠近脆性断裂带 $\delta^{34}S$ 值有增加的趋势。如此强烈的动力变质与热液蚀变相结合，使得从结晶基底中释放转移到Ⅰ型花岗岩类铁镁质与长英质矿物中的金再次被彻底释放转移出来。由于该阶段处于更高的氧化条件下，而且矿物分解析出了更多的碱质与挥发分，不利于金的沉淀，却有利于金的迁移。此时存在于岩石微裂隙中的金也一同被活化、迁移。这两部分结合，便构成了含矿热液。来源于结晶基底已分散于Ⅰ型花岗岩类中的铬在此阶段也被再次释放，并进入含矿热液。

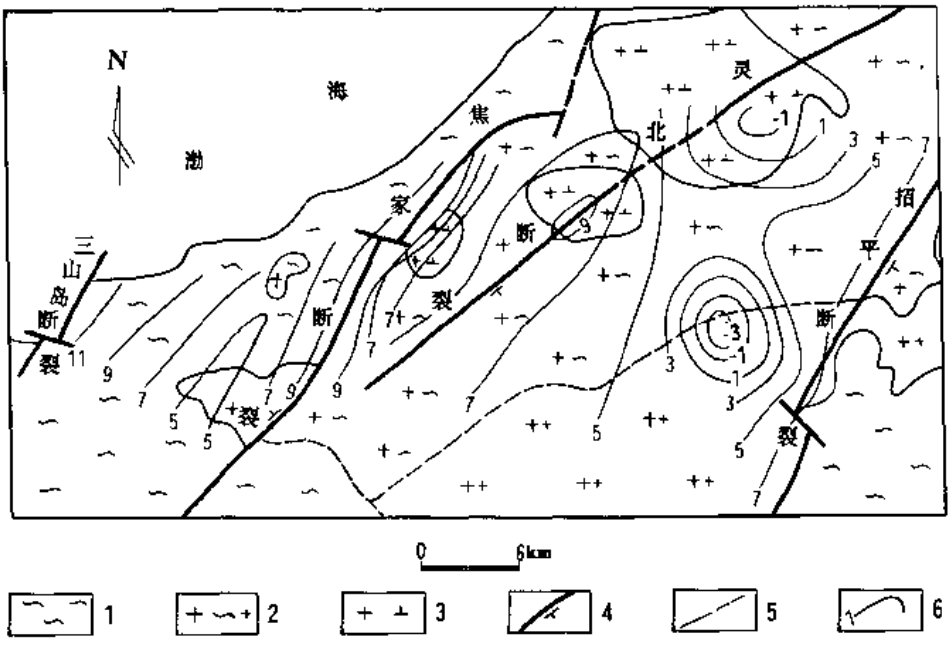


图 7- 2　胶东招掖金矿带硫同位素 $\delta^{34}S$（‰）值填图

Fig. 7—2　Mineralogical mapping of $\delta^{34}S$ (‰) in Zhaoye gold belt in Jiaodong

（据黄德业，1986；陈光远等，1989；王义文，1989 同位素资料绘制）

1—太古宙胶东群；2—玲珑花岗岩；3—郭家岭花岗闪长岩；4—断裂；5—地质界线；6—$\delta^{34}S$（‰）等值线

白垩纪至早第三纪早期区域性的张性构造活动的发生及其叠加在早期韧性剪切带之上时，使原有的韧性剪切组构出现脆性碎裂，形成碎裂岩化构造岩，产生降温降压、扩散渗透、交代充填、分解沉淀、蚀变矿化等联合效应，并导致矿液由碱性、氧化环境向近中性、还原环境转变，使金被还原沉淀而富集成矿。铬在此阶段也大幅度沉淀集中。

上述整个成矿过程进一步验证了陈光远等(1989)提出的金矿床成矿作用的三段论，即成岩阶段，早期为结晶基底矿源层形成阶段，晚期为花岗岩类中介岩形成阶段，为金的分散阶段；成岩成矿过渡阶段，即动力变质蚀变阶段，早期为无水硅酸盐阶段，晚期为含水硅酸盐阶段，为金的运移阶段；成矿阶段，为金的沉淀富集阶段。由于受氧逸度等物理化学条件变化规律制约，与金具有紧密关系的铁在上述三个阶段中依次出现的形式为磁铁矿→赤铁矿→黄铁矿，它们是标志上述三个阶段氧逸度的标型矿物。从磁铁矿到赤铁矿，是氧逸度升高的过程，也是 Au^0 与 Fe^{2+} 被氧化成 Au^+、Au^{3+} 与 Fe^{3+} 而运移的过程。从赤铁矿到黄铁矿是氧逸度降低的过程，也是 Fe^{3+} 与 Au^+、Au^{3+} 被还原沉淀的过程。Fe^{3+} 被还原成 Fe^{2+}，$[HS]^-$ 中的 S^{2-} 则被氧化成 $[S_2]^{2-}$，从而结合成黄铁矿 FeS_2，在黄铁矿形成过程中，如 $[HS]^-$ 氧化成 $[S_2]^{2-}$ 不足，便出现磁黄铁矿 $Fe_{1-x}S$，构成磁黄铁矿型金矿或磁黄铁矿-黄铁矿混合型金矿。从上还可见，在金矿形成过程中，氧逸度贯彻始终，起着举足轻重的作用。金的亲铁性，不仅由于两者来源同属幔源性，还由于 Fe 作为普遍存在的变价元素，在氧逸度循环往复的不断变化下，在 Au 运移沉淀的过程中起了相伴相随的作用（陈光远等，1993）。

因此，与基底活化作用有关的焦家式金矿床成矿过程具有事件的连续性和完整性特征。它经历了成矿过程的开端——结晶基底的形成，成矿过程的中介——重熔型花岗岩类的形成，成矿过程的终端——蚀变充填矿床的形成。充分显示了重熔型花岗岩类对结晶基底成分上的继承性及成矿作用对重熔型花岗岩类成分的继承性，这种隐蔽的继承关系可通过铬元素等的演化过程来显现（陈光远等，1989，1993，1994，1995）。

五、成因类型

如上所述，石英脉型金矿床与蚀变岩型金矿床只是形成方式上的差异，它们可以在很多成矿地质背景下出现，故根据金矿床成因分类要考虑成矿地质背景的原则（涂光炽，1990），不宜作为金矿床成因类型分类方案，当然在同一矿田内，尤其是划分矿石类型还是适用的。因此对胶东金矿床成因类型划分有待深入探讨。

胶东金矿化过程已揭示矿源为太古宙胶东群，此与世界其他地区与太古宙地层有关的金矿化规律较一致。但胶东金矿床经历了从太古宙结晶基底到中生代重熔型花岗岩类直至金矿化的连续、完整、有机的演化过程，而在南非、北美、澳大利亚、印度等地区与太古宙地层有关的金矿床成矿过程缺少重熔型花岗岩类形成阶段，金矿床成矿作用表现为对结晶基底的直接继承。这是由于在上述地区前寒武纪结晶基底变质程度较低，多停留在绿片岩相，因此形成了广泛的绿片岩相这一终态含矿建造，即绿岩带型金矿床。而在胶东地区前寒武纪结晶基底变质程度较高，多为角闪岩相、麻粒岩相，它不能成为终态含矿建造，因为在高级变质相中金表现出活动性的一面，等到经过重熔型花岗岩类形成阶段，结晶基底得到活化，其中金便转移到重熔型花岗岩类中，成为终态含矿建造。故胶东金矿化往往表

现为与重熔型花岗岩类直接相关，极不同于绿岩带型金矿床。

作者依据胶东地区不同地质时期、不同地质旋回、不同地质作用与同一地质作用的不同阶段形成的地质体中铬元素的演化特征，并结合胶东金矿床成矿过程，将胶东地区中生代重熔型花岗岩类对前寒武纪结晶基底物质成分上的继承以及金矿化对中生代重熔型花岗岩类物质成分上的继承，这一连续、完整、有机的演化过程中所形成的焦家式金矿床成因类型总结为结晶基底活化型金矿床。

六、铬铝云母矿物学表现

铬为幔型元素，在早期地壳发生阶段，由于壳幔物质交互作用强烈，使得构成原始陆核的结晶基底中铬元素背景值较高。在后期地壳改造过程中，虽然总体上岩石圈中铬含量与 SiO_2 含量呈负相关（图 4-1），但在局部地区由于特殊地质事件的发生，结晶基底中铬被释放，并在以后的成岩成矿作用过程中产生分散与分异、沉淀与集中。因此，铬元素包括其主要赋存矿物铬铝云母亚族中含铬种属在地壳中分布特征，可作为成岩成矿作用的重要示踪剂，以追踪地壳演化的历程。

胶东地区与基底活化作用有关的焦家式金矿床中普遍存在铬铝云母亚族中含铬种属，其中铬便来源于重熔型花岗岩类中副矿物、暗色矿物及浅色矿物破碎蚀变分解析出的铬，而重熔型花岗岩类中的铬则来源于结晶基底重熔活化过程中释放出来的铬。因此焦家式金矿床中铬元素演化历程、含铬种属形成机理已把上述矿体对原岩、原岩对源岩之间的隐蔽继承关系有效地显现出来。

从结晶基底到重熔型花岗岩类的形成过程是铬元素的分散与分异的过程，即重熔型花岗岩类中铬背景值较结晶基底中铬背景值低。在较低铬背景值的重熔花岗岩类中出现含铬种属，可见其浓集程度之高，反映破碎蚀变作用强烈、矿物分解彻底的特点。出现的含铬种属主要为含铬绢云母、含铬多硅绢云母及铬多硅绢云母及其标型特征也反映这一点，它们是硅化强、富挥发分环境中的产物。因此，焦家式金矿床中含铬种属的形成过程，也正是金释放、运移、沉淀的过程。

在与基底活化作用有关的焦家式金矿床成矿作用过程中，铬铝云母亚族矿物出现的先后顺序及其反映形成环境的规律是：

在成岩成矿过渡阶段晚期，由于较高的温度及挥发分，出现白云母；

在成矿阶段早期，由于温度降低，出现绢云母；

在主成矿阶段，随着硅化加强、水含量增加、铬的沉淀集中，依次出现含铬绢云母、含铬多硅绢云母及铬多硅绢云母。

因此，苹果绿至翠绿色的铬铝云母亚族中含铬种属可以作为焦家式金矿床成矿与找矿的标型矿物。

值得提出的是在绿岩带型金矿床中也出现铬铝云母亚族中含铬种属，但有时并不一定指示金矿化，因为该类型金矿化表现为对结晶基底的直接继承，缺乏重熔型花岗岩类形成阶段，即铬元素未经历分散与分异过程，结晶基底中铬较高背景保存较好，即便在较弱的热液蚀变作用下，铬也能得到浓集，并出现含铬种属。而金矿化要在热液蚀变程度足够高的条件下才会发生。Boyle（1979）提到在规模较大的基性岩剪切带中铬云母大量发育，金

矿化却不强，造成的原因正是如此，因为基性岩中铬的背景值较高、易浓集。实际上含铬种属本身也有反映，在金矿化不强的情况下出现的含铬种属往往是含铬白云母或含铬绢云母，不出现含铬多硅种属，且含铬种属化学成分中 H_2O 含量较低、层间 K 离子数较高、四面体中 Si 离子数较低，指示水热蚀变程度低、硅化弱、即蚀度程度低。因此，在利用铬铝云母亚族中含铬种属进行找矿时，要辩证地分析成矿地质背景，并详细研究铬铝云母种类及其化学成分特征。

第八章　焦家式金矿床找矿方法

一、区域上找矿方向

在全球上金矿床虽然可形成于从太古宙到新生代、从稳定陆块到活动构造带和各种类型岩石中，但成矿高峰期却是前寒武纪含金绿岩带成矿期及中新生代板块活动成矿期（吴美德，1986）。前者主要分布于古老陆核区，如在南非、北美、南美、印度、澳大利亚等地，后者主要分布于环太平洋构造带及特提斯—喜马拉雅构造带。显然金矿化与地质历史上这两个重要的构造岩浆剧烈活动时期有关。

在我国与古老陆核这一结晶基底有关的金矿床主要集中于中朝准地台、佳木斯中间地块及扬子准地台中康滇地轴等地区。但由于我国属于活动构造发育区，典型的绿岩地体不发育，多为深变质相，可成为较广泛的含矿结晶基底建造。大规模金矿化发生在中生代重熔型花岗岩类形成期，金矿床成矿物质便来源于结晶基底，成矿围岩为重熔型花岗岩类，故可成为与结晶基底活化作用有关的焦家式金矿床的重要找矿方向。

在第七章已重点论述，在胶东地区太古宙形成的含金磁铁矿型中基性至碱性的海底火山喷发-沉积建造，普遍经历了中、高级变质作用，所形成的胶东群为金矿床矿源层。中生代形成的Ⅰ型花岗岩类是胶东群重熔的产物，使结晶基底中金得以活化，为焦家式金矿床的形成奠定了基础。故这一地区为我国焦家式金矿床的重要成矿带，目前虽然有很大发展，但找矿前景仍然巨大。

豫西地区太古宙太华群结晶基底广泛发育，且与太华群有关的燕山期重熔型花岗岩类也甚为发育，因此具备了焦家式金矿床成矿条件，找矿远景好。近年来发现的洛宁上宫金矿床虽直接产于中元古界熊耳群火山岩系中，但成因上与太古宙太华群矿源层及燕山期重熔型含金花山花岗闪长岩建造有关（黎世美，1987），可能为焦家式金矿床。

冀东地区金矿床矿源层为太古宙迁西群，金矿床成矿带的分布明显受控于金厂峪组斜长角闪岩，金矿床多分布在古老变质岩系中的燕山期重熔型花岗岩类侵入体与围岩的内外接触带附近，远离岩体很少发现金矿床。故冀东地区具有焦家式金矿床的找矿潜力。

在康滇地轴中由于发育太古宙—古元古代含金结晶基底，其中镁铁质、超镁铁质岩石都是来自上地幔，具有原生含金地质建造特点，故中生代重熔型花岗岩类出现部位可开展焦家式金矿床找矿研究。其中偏岩子金矿床中银金矿含铬量高达2.69%- 4.05%（李治芬，1987），表现出金矿化对结晶基底的明显继承关系。

在辽东地区结晶基底中，太古宙鞍山群之上为元古宙辽河群，后者原岩为一套滨海相沉积岩，虽然燕山期花岗岩类广泛发育，但目前发现的主要是一些矿化点，远景有待进一步查明。

在秦巴地区东部重熔型花岗岩类发育地区金矿化广泛，但尚未发现大型矿床。在南岭同熔型花岗岩类发育地区除个别岩体外，很少发现金矿化。其主要原因可能在于这些地区

不发育太古宙—古元古代含金结晶基底，缺乏原生含金建造，故不利于形成含金重熔型花岗岩类建造，更不利于与结晶基底活化作用有关的焦家式金矿床的形成。

因此，只有象中朝准地台等地区具有广泛发育的原生含金结晶基底，才可能形成重熔型花岗岩类再生含金建造，以利于焦家式金矿床的形成。

以上仅是对在我国寻找焦家式金矿床的粗浅认识，有待于今后补充和深化。

二、矿区内找矿标志

以胶东地区超大型焦家式金矿床的三山岛金矿床为例，试述焦家式金矿床矿区内主要找矿标志。

1. 动力变形标志

由围岩到矿体方向，动力变形序列为：石英发生波状消光、长石双晶纹扭曲、黑云母扭曲、拉长等塑性变形；石英、长石发生裂开等脆性变形，出现碎裂状构造；石英、长石裂开移位，出现碎斑状构造；石英碎粒化，出现碎粒状构造；石英呈条带状拉长，出现糜棱状构造。

富矿体位于脆性变形最强地段，叠加在塑性变形之上，主要为碎斑状及碎粒状构造发育部位。

2. 热液蚀变标志

由围岩到矿体方向，花岗岩中黑云母发生绿泥石化、金红石化、磁铁矿化，斜长石发生钠长石化、微斜长石化，为绢英岩化碎裂花岗岩；赤铁矿化（红化）；长石发生绢云母化、硅化、方解石化，为绢英质碎斑岩；铬绢云母化、铁白云石化、黄铁矿化、银金矿化，为黄铁绢英质碎斑岩、黄铁绢英质碎粒岩、黄铁绢英质糜棱岩。

围岩中发育粗大石英、方解石脉，近矿围岩中发育多金属硫化物脉，贫矿体中多金属硫化物脉数量减少、脉幅减小，出现短脉状至团块状黄铁矿，富矿体中出现大量细粒浸染状黄铁矿，石英呈角砾状，菱铁矿细脉发育（图 8—1）。

3. 矿物（铬铝云母、黄铁矿、石英）标型

（1）铬铝云母

①白云母：出现于成岩成矿过渡阶段晚期含水硅酸盐亚阶段，为富水等挥发分条件下钾化的产物，主要产于矿体顶、底板近矿围岩中。

粒径 矿物底板近矿围岩中白云母粒径较细（1--2 mm），而顶板近矿围岩中粒径较粗（5—10 mm），但均较成矿阶段形成的绢云母粒径粗。其原因是挥发分多集中于较浅部，且成矿前奏环境中溶液浓度未达到饱和、温度较高，从而利于晶体生长、个体发育。

化学成分 白云母普遍含 H_2O，F 及 Mg，Fe 较高而含 K_2O，SiO_2 较低；Cr，Ni，Co，V 等甚微，Fe_2O_3>FeO（表 6—2，6　3），这些特征表明白云母形成于暗色矿物分解、硅化程度不高、富挥发分、氧化条件、成矿物质浓度低等环境中，故此阶段有利于金的释放和运移。

晶胞参数 白云母为 $2M_1$ 多型。与一般在成岩作用中出现的白云母 a_0 为 0.519 nm，b_0 为 0.900 nm，c_0 为 2.010 nm，β 为 95°11′（潘兆橹，1985）相比，a_0、b_0 及 β 有增大的趋势，而 c_0 有减小的趋势（表 8—1），此为由成岩向成矿转变的标志。

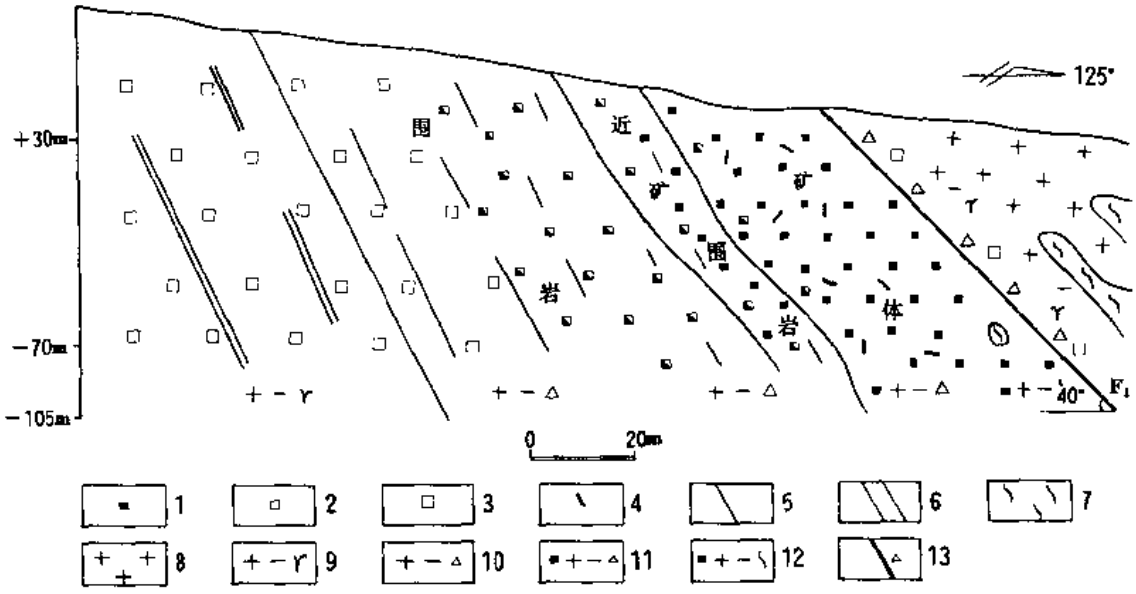


图 8—1　三山岛金矿床矿物组合填图

Fig. 8—1　Mineralogical mapping of mineral assemblages in Sanshandao Gold Mine

1—细粒（0.001—1 mm）稠密浸染状黄铁矿；2—中粒（1—5 mm）团块至短脉状黄铁矿；3　粗粒（5—10 mm）稀散浸染状黄铁矿；4—浸染状及细脉状毒砂；5—多金属硫化物脉（宽 1—10 cm）；6—石英方解石脉（宽 5—40 cm）；7—太古宙胶东群；8—燕山期黑云母花岗岩；9—绢英岩化碎裂花岗岩；10—绢英质碎裂岩；11—黄铁绢英质碎斑岩；12—黄铁绢英质糜棱岩；13—断层泥及上盘碎裂岩

天然热发光　在相同实验条件下四个白云母天然热发光曲线特征如图 8—2，均在 250 C附近出现发光现象，矿体顶、底板近矿围岩中产出的白云母热发光特征类似，随升温过程发光强度变化小。主断裂面上侧白云母发光强度变化大，可能与 F_1 断层上盘温度、压力较低等因素有关。

红外光谱　矿体顶板近矿围岩中白云母 OH 伸缩频率（3 600 cm^{-1}）、面内摆动频率（748 cm^{-1}，822 cm^{-1}，926 cm^{-1}）及面外摆动频率（416cm^{-1}）均较矿体底板近矿围岩中白云母 OH 伸缩频率（3 610 cm^{-1}）、面内摆动频率（750 cm^{-1}，825 cm^{-1}、927 cm^{-1}）及面外摆动频率（420 cm^{-1}）低（表 8—2）。一般当质量较大的 Mg，Fe^{2+}，Fe^{3+} 部分替代白云母中 Al^{VI} 时，可造成 OH 伸缩频率及摆动频率降低（Farmer，1974），因此矿体顶板中白云母含较高的 Mg，Fe^{2+}、Fe^{3+}。此由其化学成分分析结果所证实。

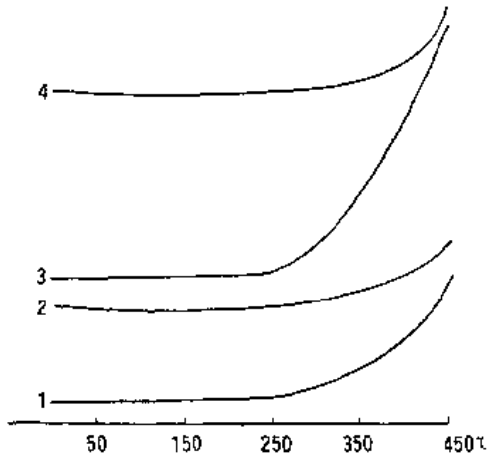


图 8—2　三山岛金矿床白云母天然热发光曲线

Fig. 8—2　Natural thermoluminescence curves of muscovite from Sanshandao Gold Mine

1—1-QS-005；2—1-Q3-04；3—1-Q7 F1-4-13 01。1，2 产于矿体底板，3 产于 F_1 断层面上侧，4 产于矿体顶板

表 8 1 三山岛金矿床白云母晶胞参数

Tab. 8—1 Cell dimensions of muscovite from Sanshandao Gold Mine

样 品	a (nm)	b (nm)	c (nm)	β	V (nm^3)	d_{060} (nm)
1 3 01	0.520 820	0.904 134	2.004 280	95°39′	0.939 215 9	0.150 689
1-Q7 F	0.521 781	0.904 337	2.008 050	95°53′	0.942 536 7	0.150 723
1 QS-005	0.521 595	0.902 042	2.006 964	96°05′	0.938 955 4	0.150 340

注：样品由武汉地院北京研究生院 X 光室李朝晖测试，1986。

表 8—2 三山岛金矿床白云母红外吸收谱参数 (cm^{-1})

Tab. 8—2 Data of Infrared spectra of muscovite from Sanshandao Gold Mine

样 号	ν_1	ν_2	ν_3	ν_4	ν_5	ν_6	ν_7	ν_8	ν_9	ν_{10}
1 3-01	416	476	529	748	822	926	998	1 020	1 065	3 600
1-Q7-F	415	479	528	746	823	927	998	1 020	1 065	3 600
1-QS-005	420	477	527	750	825	927	998	1 024	1 062	3 610

注：样品由中国科学院地质所十室李幼琴测试，1986。

穆斯鲍尔谱 对比研究中高温热液系统、花岗岩及低温中高压变质岩相中产出的白云母穆斯鲍尔谱特征可知，由中高温热液系统到花岗岩、再到低温中高压变质岩相压力是递增的。M2 晶位上 Fe^{2+} 的 I.S. 值及 Fe^{3+} 的 I.S. 及 Q.S. 值随压力增加而增大（图 8 -3）。

由低温中高压变质岩相到中高温热液系统再到花岗岩，温度是递增的。M1 晶位及 M2 晶位上 Fe^{2+} 的 Q.S. 值随温度增高而增大，M1 晶位上 Fe^{3+} 的 Q.S. 值随温度、压力增高而增大，M1 晶位上 Fe^{2+} 的 I.S. 值随温度增高而减小，随压力增高而增大（图 8—3，8- 4）。

本矿区产出的白云母 I.S. 值及 Q.S. 值基本为热液系统范围（表 8--3），并显示较中高温热液系统为更低的温度、较高的压力环境。此与实际产状吻合。就三个不同产状白云母来看，反映主断裂下盘较上盘为较高的温度、压力环境（图 8—5）。

表 8 - 3 三山岛金矿床白云母穆斯堡尔谱参数

Tab. 8- 3 Mössbauer parameters of muscovite from Sanshandao Gold Mine

参数 / 样号	Fe^{2+} (M2)				Fe^{2+} (M1)				Fe^{3+} (M1)				Fe^{3+} (M2)			
	I.S.	Q.S.	Γ	A	I.S.	Q.S.	Γ	A	I.S.	Q.S.	Γ	A	I.S.	Q.S.	Γ	A
1 3 01	1.146	3.196	0.42	25.36	1.224	2.065	0.35	10.56	0.330	1.157	0.45	31.42	0.321	0.584	0.41	32.67
1-Q7-F	1.105	3.094	0.38	23.26	1.152	1.983	0.30	7.71	0.334	1.155	0.47	34.92	0.309	0.535	0.43	34.11
1 QS 005	1.114	3.159	0.37	20.51	1.222	2.046	0.31	11.06	0.327	1.176	0.45	32.18	0.295	0.567	0.42	36.25

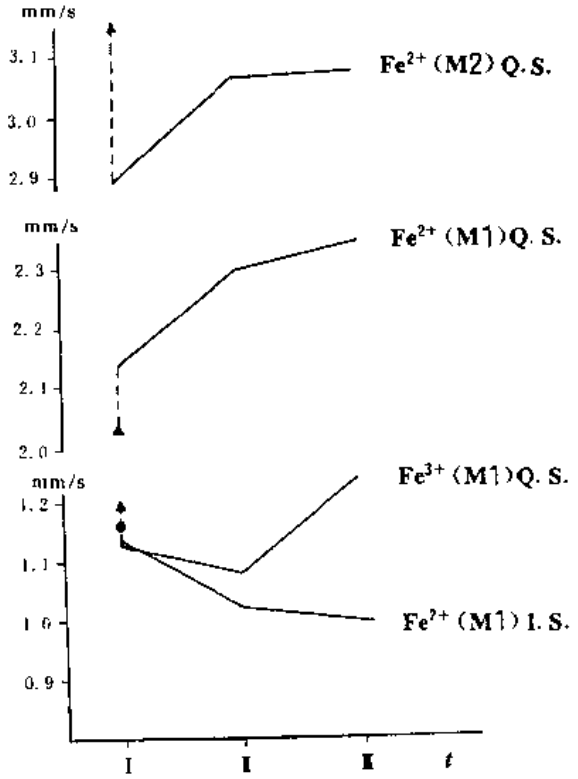
参数 / 样号	Fe^{2+}	Fe^{3+}	Fe^{2+} (M2)	Fe^{2+} (M1)	Fe^{3+} (M2)	Fe^{3+} (M2)	Fe^{2+} (M1)/1/2Fe^{2+} (M2)	Fe^{3+} (M1)/1/2Fe^{3+} (M2)	SFe^{2+}	SFe^{3+}
1 3 01	0.093	0.227	0.066	0.027	0.111	0.116	0.818	1.914	0.100	0.314
1-Q7 F	0.067	0.249	0.050	0.017	0.126	0.123	0.680	2.049	0.190	0.344
1 QS 005	0.066	0.193	0.043	0.023	0.091	0.102	1.070	1.784	0.034	0.282

注：样品由武汉地院北京研究生院矿物物理室测试，1986。

$SFe^{2+} = [Fe^{2+}(M1) - 1/2Fe^{2+}(M2)]/[(Fe^{2+}(M1) + 1/2Fe^{2+}(M2)]$；$SFe^{3+} = [Fe^{3+}(M1) - 1/2Fe^{3+}(M2)]/[Fe^{3+}(M1) + 1/2Fe^{3+}(M2)]$。

白云母中M2,M1晶位上Fe^{2+}和Fe^{3+}分布率能反映结构有序度,进而反映形成温度。由主断裂面上侧到矿体顶板再到矿体底板的顺序是白云母中Fe^{2+},Fe^{3+}选择占位M2的趋势逐渐减小的顺序,即有序度降低的顺序,反映其形成温度依次增高。

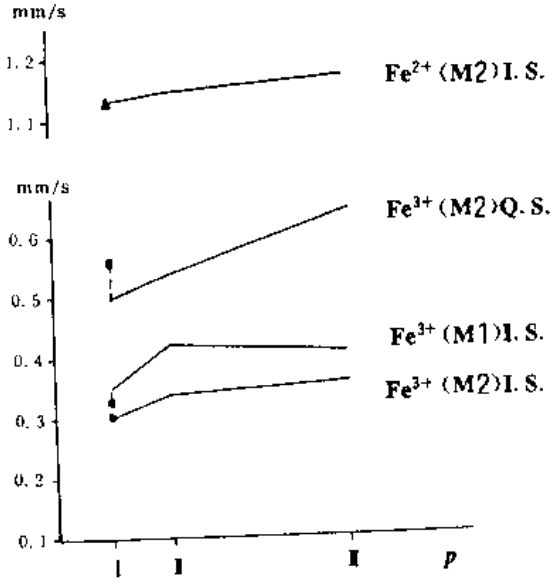
因此通过白云母穆斯堡尔谱参数与形成温度、压力之间关系研究,揭示本矿区为低温较高压力的成矿环境,矿体顶板较底板为更浅的地质环境。



8—3 白云母I.S.值及Q.S.值与压力关系图解
(据应育浦,1981;谢金鹏,1986资料绘制)

Fig. 8—3 Relation between Mössbauer parameters and formation pressure of muscovite

I —中高温热液系统,Ⅱ—酸性花岗岩;Ⅲ—低温中高压变质岩相。黑点和三角分别代表三山岛金矿区白云母中Fe^{3+},Fe^{2+}



8—4 白云母I.S.值及Q.S.值与温度关系图解
(据应育浦,1981;谢金鹏,1986资料绘制)

Fig. 8—4 Relation between Mossbauer parameters and formation temperature of muscovite

I —低温中高压变质岩相;Ⅱ—中高温热液系统;Ⅲ—酸性花岗岩。黑点和三角分别代表三山岛金矿区白云母中Fe^{3+},Fe^{2+}

②绢云母:绢云母空间分布较广泛,在围岩、近矿围岩及矿体中均可见,为破碎蚀变岩的主要组成矿物之一,含量可达20%—65%,由围岩到矿体其含量是不断增加的。粒径为0.032—0.24 mm,干涉色Ⅱ级中等。

绢云母形成于成矿阶段早期,是水热蚀变作用强烈的标志,是中介矿源岩中暗色矿物及部分浅色矿物彻底分解的产物。

绢云母化学成分显示均为多硅种属(见表6—4),为硅化强烈的反映。K_2O含量低、H_2O含量高、富含挥发分,Mg,Fe,Ti等含量较高,指示暗色矿物蚀变分解。由围岩到矿体绢云母化学成分反映的破碎蚀变强度是逐渐增高的。

③含铬种属：含铬种属主要包括含铬绢云母和含铬多硅绢云母，其详细的成因矿物学研究见第六章。含铬种属是直接的成矿与找矿标志，是指示焦家式金矿化的标型矿物。

综上所述，焦家式金矿床中铬铝云母亚族矿物标型特征为：

1）白云母形成于由成岩向成矿转变的晚期阶段，绢云母形成于成矿阶段早期，含铬绢云母及含铬多硅绢云母形成于主成矿阶段。

2）白云母分布于矿体顶、底板近矿围岩中。绢云母分布较广泛，由围岩到矿体其含量是逐渐增加的。含铬绢云母及含铬多硅绢云母仅分布于矿体内（图8—6）。

3）矿体顶板围岩中白云母粒径5—10 mm，而底板围岩中仅有1—2 mm。绢云母粒径0.032—0.24 mm，含铬种属细至0.002 mm。

4）从成矿前奏到主成矿阶段、从围岩到矿体，铬铝云母中四面体中硅离子数增多、八面体中Cr，Ni，V，Ti及Mg，Fe等离子数增多、层间钾离子数减小、热失重量增加等，是中介岩中矿物分解彻底、环境富挥发分、水热蚀变作用加强、硅化程度高的反映，有利于金的释放、运移到沉淀。

5）白云母穆斯鲍尔谱特征揭示成矿环境处于较低温度、较高压力，正是破碎蚀变岩的形成环境。

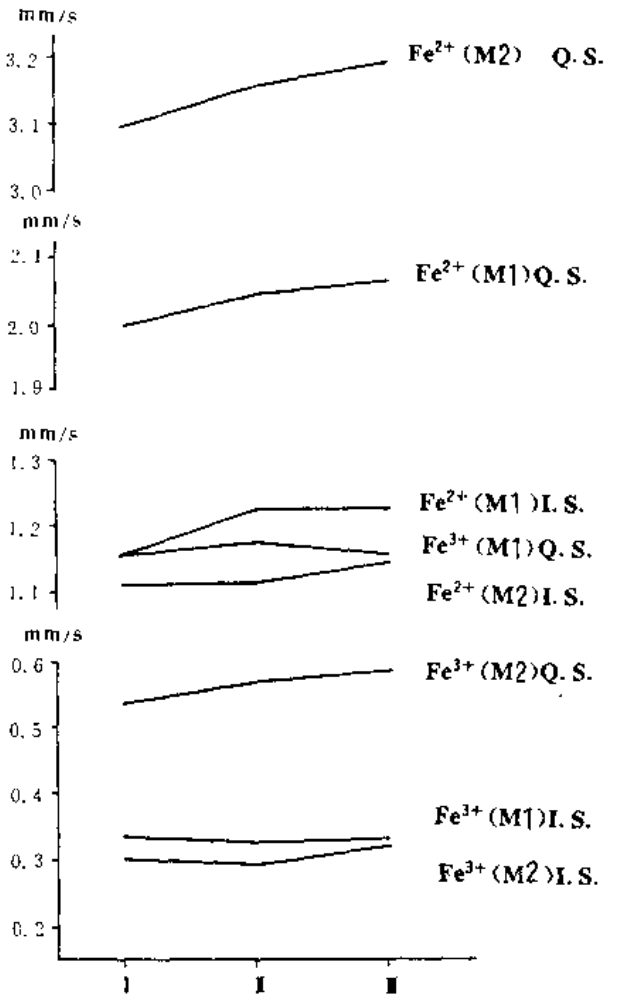


图8-5 三山岛金矿白云母I.S.值及Q.S.值与产状

Fig. 8—5 Relation between Mössbauer parameters and occurrences of muscovite from Sanshandao Gold Mine

Ⅰ—1-Q7-F（产于主断裂面上侧），Ⅱ—1-QS-005（产于矿体底板），Ⅲ—1-3-01（产于矿体顶板）

6）含铬绢云母及含铬多硅绢云母等含铬种属在焦家式金矿床中存在的普遍性及多样性，是蚀变的标志，是金释放、运移、沉淀的标志，因而是指示矿化的标型矿物，由于其呈苹果绿色、翠绿色，故相对于“红化”蚀变即金红石化与赤铁矿化，被称为“绿化”蚀变。红化蚀变指示氧逸度高，为金的运移阶段。绿化蚀变则指示氧逸度较低，为金的沉淀阶段。

（2）黄铁矿

粒径 围岩中黄铁矿粒径较粗（5—10 mm），稀疏浸染状分布，近矿围岩中黄铁矿中粒（1—5 mm），团块至短脉状分布，矿体中黄铁矿细粒（0.001—1 mm），稠密浸染状分布。

形态 总体上黄铁矿的单形晶体形态以立方体单形{100}、五角十二面体单形{*hk*0}及八面体单形{111}为主，占99.14%，偏方复十二面体{*hkl*}单形仅占0.84%，不出现其

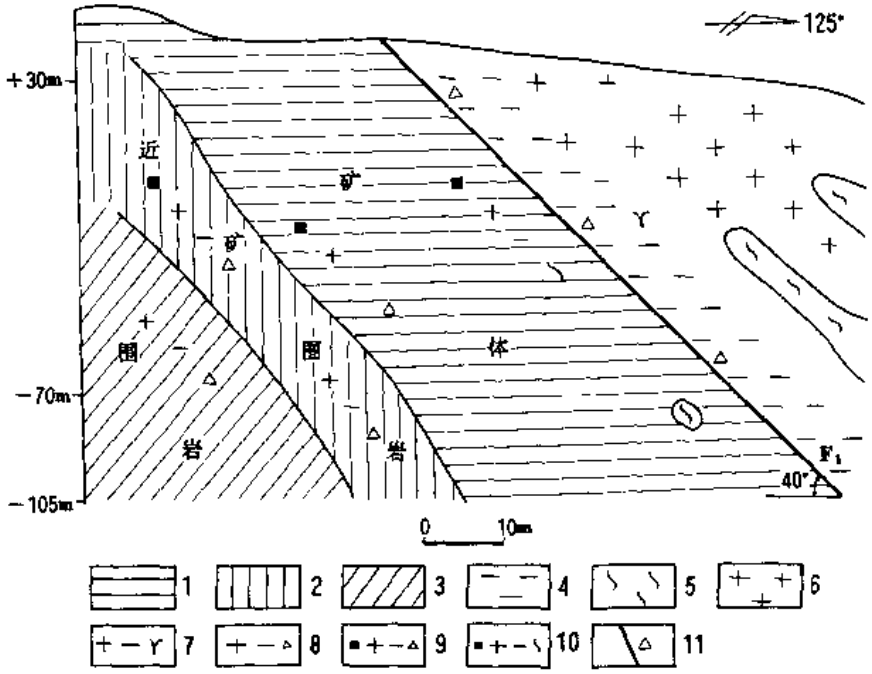


图 8—6 三山岛金矿床白云母、绢云母及含铬种属填图

Fig. 8—6 Mineralogical mapping of distribution of muscovite and sericite and chrome mica from Sanshandao Gold Mine

1—含铬绢云母和含铬多硅绢云母；2—绢云母及白云母（1—2 mm）；3—绢云母；4—白云母（5—10 mm）；5—太古宙胶东群；6—燕山期黑云母花岗岩；7—绢英岩化碎裂花岗岩；8—绢英质碎斑岩；9—黄铁绢英质碎斑岩；10—黄铁绢英质糜棱岩；11—主断裂中断层泥及上盘碎裂岩

他单形。实际产出以聚形晶为主（表 8—4），其中聚形晶 {100+*hk*0} 中 {*hk*0} 单形形态变化较大，组合较复杂（表 8—5，图 8—7）。

表 8—4 三山岛金矿床黄铁矿晶形统计（%）

Tab. 8—4 Statistics of crystal habits of pyrite from Sanshandao Gold Mine

晶体形态		百分数（颗粒数）	百分数（颗粒数）	
单形晶	立方体 {100}	38.97 (865)	39.78 (883)	
	五角十二面体 {210}	0.81 (18)		
	八面体 {111}	0 (0)		
聚形晶	{100} > {*hk*0}	38.20 (848)	52.70 (1170)	60.22 (1337)
	{100} = {*hk*0}	9.50 (211)		
	{100} < {210}	5.0 (111)		
	{100} ≫ {111}	4.32 (96)	4.32 (96)	
	{100} ≥ {*hk*0} ≫ {111}	1.98 (44)	3.20 (71)	
	{210} > {100} ≫ {111}	1.22 (27)		
总计		100 (2220)	100 (2220)	

表 8—5　三山岛金矿床黄铁矿{100}+{*hk*0}聚形晶

Tab. 8—5　Cubic and pentagonal crystal habits of pyrite from Sanshandao Gold Mine

单形组合	晶体习性	单形组合	晶体习性
{100} + {210}	{100} < {*hk*0}	{100} + {920} {510}	{100} ≥ {*hk*0}
{100} + {410}		{100} + {410} + {810}	
{100} + {110}	{100} ≥ {*hk*0}	{100} + {720} + {910}	
{100} + {210} + {410}		{100} + {210} + {430} + {920}	
{100} + {210} + {920}		{100} + {210} + {410} + {920}	
{100} + {410} + {920}		{100} + {210} + {720} + {920} + {510}	

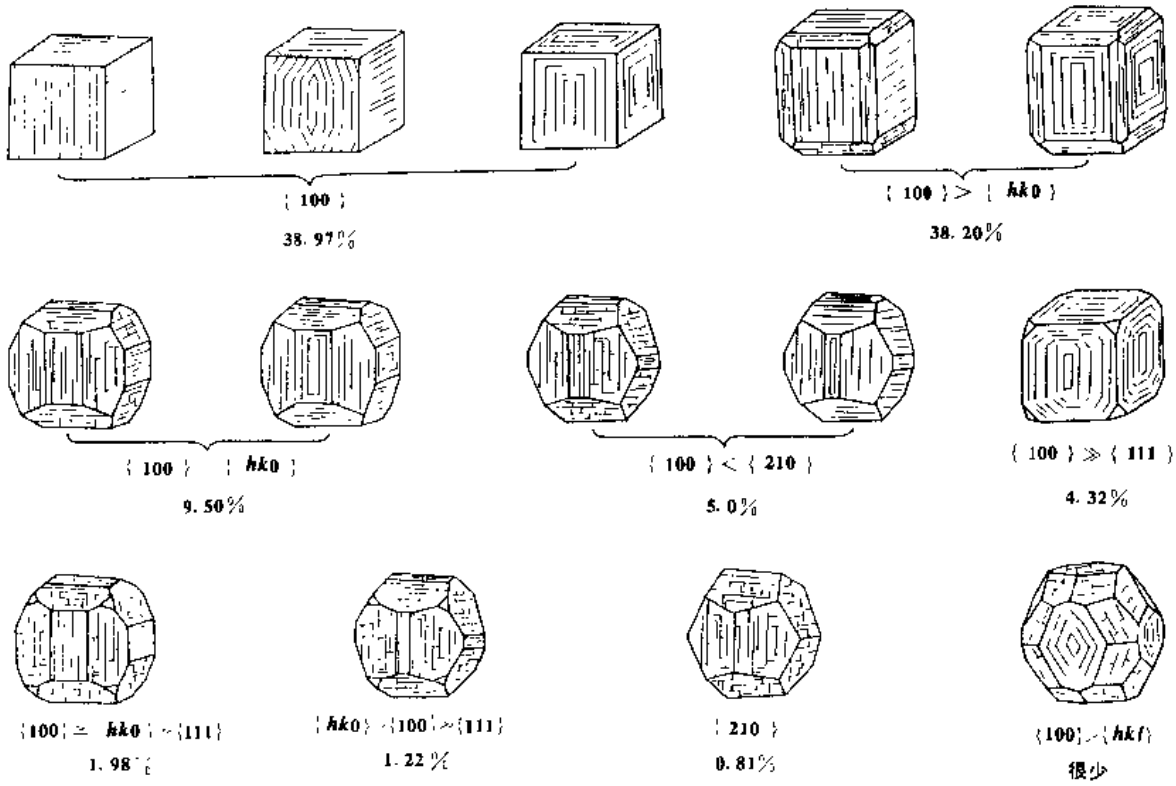
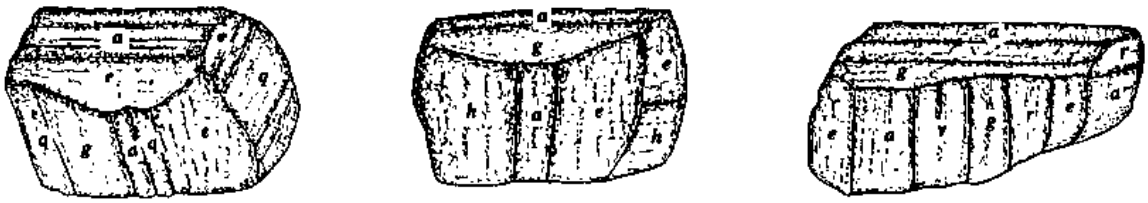


图 8—7　三山岛金矿床黄铁矿形态特征

Fig. 8—7　Crystal habits of pyrite from Sanshandao Gold Mine

由于 {*hk*0} 出现较大指数晶面，实际晶体上晶棱呈弧形，与 {100} 组成复杂晶形（图 8—8）。黄铁矿破碎后再生长及连生现象较普遍（图 8—9）。

围岩中黄铁矿以立方体单形晶 {100} 居多，出现偏方复十二面体 {*hkl*}，其在 {100} 晶面上呈梭形纹。近矿围岩中以 {100} 单形晶及 {100} + {111} 聚形晶为主。贫矿体中以 {100} 单形晶为主，出现 {100} + {*hk*0} 聚形晶，且 {*hk*0} 面指数较高，正条纹发育。富矿体中 {100} + {*hk*0} 聚形晶居多，且 {*hk*0} 面指数较低，正条纹及负条纹均发育。



(a)　　(b)　　(c)

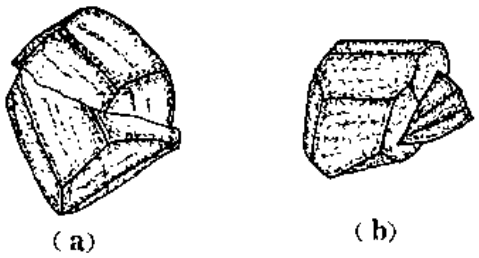
图 8—8　三山岛金矿床黄铁矿形态素描

Fig. 8—8　Sketch of deformed real crystal habits of pyrite from Sanshandao Gold Mine

a {100}、e {210}、h {410}、g {920}、q {430}、r {720}、v {510}

(a) — {100} + {210} + {430} + {920}; (b) — {100} + {210} + {410} + {920};

(c)　{100} + {210} + {720} + {920} + {510}



(a)　　(b)

图 8—9　三山岛金矿床黄铁矿晶体破碎后再生长 (a) 及连生 (b) 素描

Fig. 8—9　Sketch of regenerated kataclastic crystal (a) and irregular intergrowing crystal (b) of pyrite from Sanshandao Gold Mine

设计公式晶形比值 $f=\dfrac{a+(a+o)}{e+(a+e)}$，其中 a，$(a+o)$，e，$(a+e)$ 分别表示 {100}、{100} + {111}、{210}、{100} ∧ {hk0} 百分含量，在矿体中其变化范围为 0.18 1.67，在近矿围岩中变化范围为 1.96 2.89，基本上，在矿体中 $f<2$，近矿围岩中 $f>2$（图 8—10）。

研究还表明，在矿化过程中黄铁矿晶体生长演化序列是 $a\rightarrow(a+e)\rightarrow e\rightarrow(e+a)\rightarrow a\rightarrow(a+o)\rightarrow o$（图 8—11），在围岩中为 $a\rightarrow(a+o)\rightarrow o$（图 8—12）。其中由于硫浓度增大，黄铁矿 {210} 面的层状生长（F 面）可导致出现阶梯状的 {100} 面（S 面）。

化学成分　黄铁矿以砷含量高为特征，平均达 0.75%，与多金属硫化物共生的黄铁矿中砷高达 4.72%，钡的含量也较高（表 8—6），均为浅部矿的标志。

富矿体中黄铁矿化学成分中 Fe/S 值较小、贫 Fe 富 S、含 Sb 低，含 Bi 高，Co/Ni 比值及 Au/Ag 比值均较大。

贫矿体中黄铁矿 Fe/S 比值大于 0.530，含 Sb 较高，含 Bi 较低，Co/Ni 比值及 Au/Ag 比值均较小。

总体上矿体中黄铁矿较围岩中黄铁矿微量元素总量较高（表 8—7）。微量元素来源分为两类，一类是与围岩蚀变有关的 Ti，Co，Ni，Cr，V 等；另一类来自热液的 Cu，Pb，Zn，As，Sb，Bi 等。

利用黄铁矿标型特征找矿时要注意一种“反常”现象，即具有围岩成分特征的黄铁矿中 Au，Ag 含量却较高，这是由于矿化阶段中银金矿直接充填到早期黄铁矿裂隙中所致，二者为伴生关系，只有具矿化特征的黄铁矿与银金矿为共生关系。

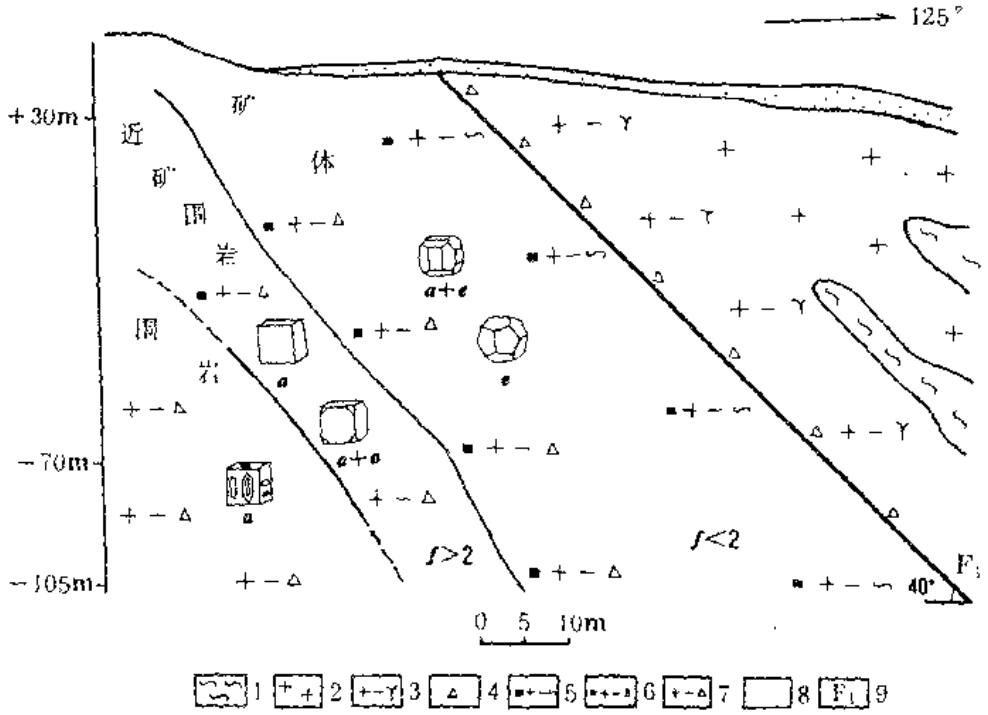


图 8-10 三山岛金矿床黄铁矿形态与矿化（40 勘探线剖面）

Fig. 8—10 Delineation of orebody by means of mineralogical mapping on pyrite morphology (along 40th exploration line) in Sanshandao Gold Mine

1—太古宙胶东群；2—燕山期黑云母花岗岩；3—绢英岩化碎裂花岗岩；4—碎裂岩；5—黄铁绢英质糜棱岩；6—黄铁绢英质碎斑岩；7—绢英质碎斑岩；8—第四系；9—主断裂

晶胞参数 一般认为黄铁矿中微量元素含量增高可导致晶胞参数增大，Fe/S 值降低也可使 a_0 值增大。本区黄铁矿晶胞参数普通低于理想值 $a_0 = 0.54176$nm，平均值为 0.54146nm（表 8—8）。对于胶东金矿床中 49 个黄铁矿 a_0 测定也表明 83.5%的黄铁矿 a_0 值低于理想值（陈光远等，1989）。

围岩中黄铁矿 a_0 值较小，而矿体中黄铁矿 a_0 值较大。

热电系数 对三山岛金矿床黄铁矿热电系数测定表明：不同成矿阶段、不同标高（垂向 180 m）黄铁矿全部为 P 导型。其原因是黄铁矿中砷的高含量。

主成矿阶段中黄铁矿热电系数略有减小，从早到晚变化减小（表 8—9）。

－70 m 中段矿体下盘近矿围岩中黄铁矿热电系数 α 值较大、变化系数也较大并具波动性、至贫矿体中 α 平均值略有降低、变化系数较小且稳定，富矿体中 α 平均值较小、变化系数较大（表 8—10，图 8-13）。＋30 m 及－105 m 中段也有类似的变化规律（表 8-11）。

＋30 m、－70 m，－105 m 三个中段 40 号勘探线方向上黄铁矿热电系数 α 平均值及极差分布分带性见图 8—14，富矿体中 α 值极差大，贫矿体中 α 值极差小。矿体中较围岩中黄铁矿热电系数 α 值变化系数较大，反映 α 值离散性较大，进一步反映矿体中黄铁矿具多阶段叠加性特点，α 值变化系数等值线填图（图 8-15）还显示等值线多在上部封口、往下开口，此表明矿体剥蚀程度较小，深部远景大。

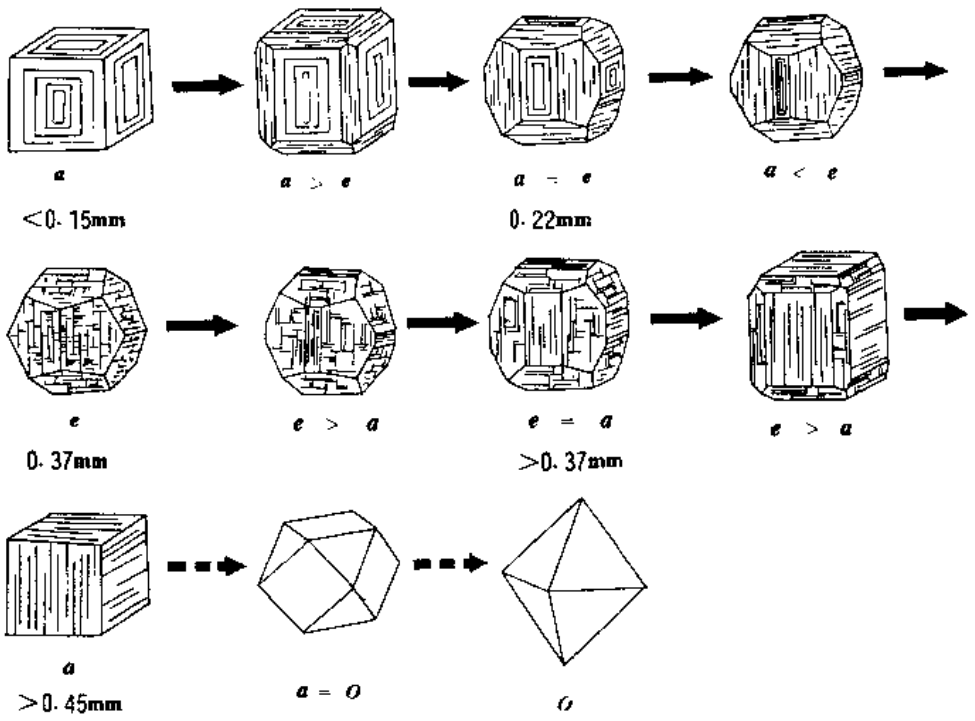


图 8·11 三山岛金矿床富矿体中黄铁矿晶形演化

Fig. 8—11 Evolution of crystal habit of pyrites from orebodies in Sanshandao Gold Mine

虚线箭头部分在三山岛金矿区不发育

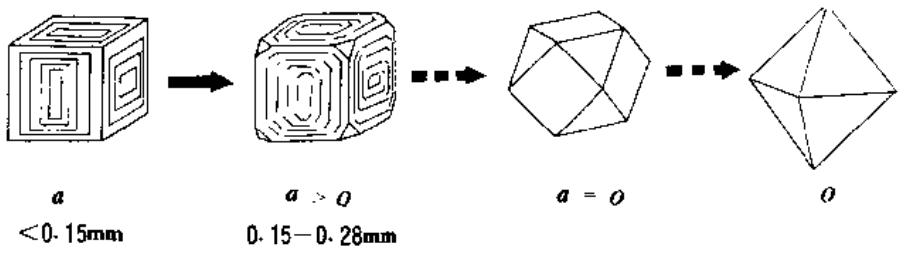


图 8—12 三山岛金矿床围岩中黄铁矿晶形演化

Fig. 8—12 Evolution of crystal habit of pyrites from wall rock in Sanshandao Gold Mine

虚线箭头部分在三山岛金矿区不发育

表 8—6 三山岛金矿床黄铁矿化学成分

Tab. 8—6 Chemical composition of pyrites from Sanshandao Gold Mine

阶段	I	II		III			IV	V		VI
标高	-150 m	-70 m	-70 m	+30 m	-70 m	-105 m	-70 m	+30 m	-70 m	-70 m
样号	1-WY-DA	1-Q6-007	1-Q8-010	1-D-003	1-Q11-010	1-N4-006	1-Q11-0112	1-D-005	1-QS-007	1-QS-015
Fe	48.62	47.55	45.37	46.64	44.69	47.27	41.75	44.50	44.38	45.25
S	52.16	51.33	52.51	52.24	52.16	52.49	51.55	51.50	52.48	52.02

续表

阶段	Ⅰ	Ⅱ		Ⅲ			Ⅳ	Ⅴ		Ⅵ
Co	<1	20.9	87.9	121.2	128.4	360.8	8.3	16.1	2.7	26.0
Ni	<3	19.2	42.7	35.6	30.7	16.1	9.4	16.7	9.5	20.4
Cu	526.5	237.1	212.3	119.2	165.9	32.9	879.6	730.9	645.2	61.2
Pb	235.6	1587	411.6	484.2	381.2	5 680	3 244	2 455	1 283	3 514
Zn	135.4	432.5	28.4	169.8	55.3	70.4	9 067	4 269	804.1	64.0
As	4 826	5 485	1 571	2 277	2 444	1 817	3 743	4 7249	3 891	2 060
Sb	72.1	51.5	21.1	15.7	17.7	16.9	21.0	27.6	55.7	18.5
Bi	1.1	3.1	24.8	28.8	12.2	331.8	5.4	<1	<1	43.0
Se	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Te	<5	5.0	<5	<5	<5	8.7	<5	<5	<5	8.6
Cd	15.7	22.8	1.5	1.1	3.9	3.1	73.4	59.2	13.4	2.8
Cr	18.2	21.6	12.2	11.2	12.5	41.5	11.9	11.8	12.7	12.0
Mn	<5	<5	4.0	6.2	3.7	<5	5.8	8.1	16.3	15.0
V	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Ti	18.8	47.4	<3	<3	<3	99.1	<3	10.3	<3	<3
Mo	<0.5	0.8	<0.5	<0.5	0.7	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sn	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Ba	256.4	3 980	64.9	147.2	92.8	315.1	117.4	223.6	93.6	274.9
Hg	0.07	0.08	0.04	0.09	<0.01	0.02	0.04	0.10	0.20	0.01
Au	<3	49.4	63.9	33.7	48.5	63.0	41.5	5.7	5.5	250.0
Ag	21.7	33.0	45.2	21.5	18.7	65.3	20.4	18.1	29.2	103.5
Fe/S	0.535	0.532	0.496	0.513	0.492	0.517	0.498	0.496	0.485	0.499
Co/Ni		1.09	2.04	3.40	4.17	7.81	0.88	0.96	0.28	1.27
Au/Ag	<0.14	1.50	1.41	1.57	2.59	0.97	2.03	0.32	0.19	2.42
化学式	$Fe_{1.07}S_2$	$Fe_{1.06}S_2$	$Fe_{0.99}S_2$	$Fe_{1.03}S_2$	$Fe_{0.78}S_2$	$Fe_{1.03}S_2$	$Fe_{1.05}S_2$	$Fe_{0.99}S_2$	$Fe_{0.97}S_2$	$Fe_{1.00}S_2$

注：样品由中国地质科学院测试，1985；Fe，S的单位为%，其余元素为10^{-6}。

表8—7 三山岛金矿床黄铁矿微量元素与矿化关系

Tab. 8—7 Relationship between gold mineralizatiom and trace elements in pyrites from Sanshandao Gold Mine

分类	微量元素总量(%)	Cu+Pb+Zn 总量(%)	As+Sb+Bi 总量(%)	Co+Ni 总量(%)	Au+Ag 总量(10^{-6})
富矿体(8)	1.3390	0.4214	0.8076	0.0110	68.16
贫矿体(1)	0.6190	0.3670	0.2120	0.0046	353.60
近矿围岩(1)	0.6140	0.0898	0.1899	<0.0004	24.70

注：括号内数字为样品数。

表 8—8　三山岛金矿床黄铁矿晶胞参数

Tab. 8—8　Cell dimensions for pyrite from Sanshandao Gold Mine

阶段	标高	样　号	a_0 (nm)	V_0 (nm^3)
Ⅰ	−70 m	1-QS-DA	0.541 274±132[①]	0.158 580 9±115 9[②]
	−70 m	1-Q11-011	0.541 277±123	0.158 584 1±107 7
	−150 m	1-WY-DA	0.541 214±166	0.158 528 6±145 8
Ⅱ	−70 m	1-Q6-007	0.541 639±158	0.158 901 7±139 2
	−70 m	1-Q8-010	0.541 580±094	0.158 819 9±082 9
	−70 m	1-Q8-001	0.541 818±087	0.159 060 0±076 2
Ⅲ	+30 m	1-D-003	0.541 360±025	0.158 656 9±022 1
	−105 m	1-N4-DA	0.541 406±083	0.158 697 5±073 1
	−70 m	1-Q11-010	0.541 526±136	0.158 802 6±119 4
	−105 m	1-N4-006	0.541 363±064	0.158 659 2±056 6
	−150 m	1-W1-12	0.541 465±135	0.158 749 1±119 0
Ⅳ	−70 m	1-Q11-0112	0.541 471±072	0.158 754 4±063 1
Ⅴ	+30 m	1-D-005	0.541 579±098	0.158 849 7±086 5
	−70 m	1-QS-007	0.541 701±049	0.158 956 4±042 7
Ⅵ	−70 m	1-QS-015	0.541 257±151	0.158 566 6±132 5

注：样品由武汉地院北京研究生院 X 光室李朝晖测试，1986。

①±号后的数字与最后三位数对应；②±号后的数字与最后四位数对应。

表 8—9　三山岛金矿床黄铁矿热电系数（μV/℃）

Tab. 8—9　Thermoelectric coefficients of pyrites from Sanshandao Gold Mine

阶段	标　高	样　号	颗　粒	最大值	最小值	平均值	变化系数
Ⅰ	−70 m	1-QS-DA	5	367.1	132.0	256.9	38.8%
	−70 m	1-Q11-011	5	393.8	84.2	271.2	42.9%
	−150 m	1-WY-DA	6	376.7	65.0	208.9	58.3%
Ⅱ	−70 m	1-Q6-007	4	276.7	233.9	253.5	7.5%
	−70 m	1-Q8-010	4	344.6	250.0	293.6	17.1%
	−70 m	1-Q8-001	4	377.5	304.2	344.3	8.8%
Ⅲ	+30 m	1-D-003	5	275.2	146.5	219.6	23.9%
	−70 m	1-Q11-010	6	373.0	198.5	300.9	19.6%
	−105 m	1-N4-006	5	273.3	125.3	199.8	31.2%
	−150 m	1-W1-012	5	159.2	68.7	121.7	32.6%
Ⅳ	−70 m	1-Q11-0112	7	336.0	197.3	274.1	19.6%
Ⅴ	+30 m	1-D-005	5	152.7	39.4	100.9	47.8%
	−70 m	1-QS-007	4	408.4	291.3	346.7	13.9%
Ⅵ	−70 m	1-QS-015	4	344.9	317.8	332.5	8.8%

表 8-10　三山岛金矿床黄铁矿（−70 m 中段 40 号勘探线）热电系数(μV/℃)与水平分带

Tab. 8-10　Horizontal zoning of thermoelectric coefficients of pyrites from Sanshandao Gold Mine (at −70 m level along 40th exploration line)

样　号	颗粒	最大值	最小值	平均值	变化系数	产出	含矿性	岩性
1-Q11-020	5	244.2	108.8	176.7	34.5%	浸染状	富矿体	Ⅳ
1-Q11-019	7	271.3	70.0	147.5	53.5%			
1-Q11-018	5	315.4	118.2	239.9	32.9%			
1-Q11-016	7	244.5	37.2	139.7	48.8%			
1-Q11-013	5	156.1	56.6	120.3	32.9%			Ⅲ
1-Q11-011	5	393.8	84.2	271.2	42.9%			
1-Q11-0112	7	336.0	197.3	274.1	19.6%			
1-Q11-010	6	373.0	198.5	300.9	19.6%			
1-Q11-008	5	376.1	275.4	313.1	12.0%		贫矿体	
1-Q11-006	4	306.7	222.8	261.8	15.6%			
1-Q11-005	5	329.5	144.5	231.1	33.1%			
1-Q11-001	6	350.9	183.3	258.2	28.1%		近矿围岩	Ⅱ
1-QS-001	5	377.6	330.4	363.0	5.2%	细脉状		
1-QS-004	5	372.4	61.9	188.7	66.1%			
1-QS-006	5	354.1	80.4	240.5	46.2%			
1-QS-007	4	408.1	291.3	346.7	13.9%	脉状		
1-QS-010	5	430.1	196.4	348.8	26.0%			
1-QS-015	4	344.9	317.8	332.5	8.8%			Ⅰ

Ⅰ—绢英岩化碎裂花岗岩，Ⅱ—绢英质碎斑岩，Ⅲ—黄铁绢英质碎斑岩，Ⅳ—黄铁绢英质糜棱岩。

表 8—11　三山岛金矿床（40 号勘探线）黄铁矿热电系数（μV/℃）

Tab. 8—11　Thermoelectric coefficients of pyrites from Sanshandao Gold Mine (along 40th exploration line)

样　号	颗　粒	最大值	最小值	平均值	变化系数	标高
1-D-001	5	274.8	194.4	244.3	13.0%	+30 m
1-D-002	5	254.2	151.4	190.8	22.5%	
1-D-003	5	275.2	146.5	219.6	23.9%	
1-D-004	4	143.5	86.9	116.2	20.1%	
1-D-005	5	152.7	39.4	100.9	47.8%	
1-D-006	5	364.4	230.6	328.2	17.2%	
1-N4-019	5	346.4	134.5	270.0	31.0%	−105 m
1-N4-017	6	311.3	69.9	158.1	61.5%	
1-N4-015	5	260.9	77.8	151.7	50.8%	
1-N4-011	5	250.6	124.3	214.5	23.9%	
1-N4-008	5	395.4	294.8	328.6	12.8%	
1-N4-006	5	273.3	125.8	199.8	31.2%	
1-N4-004	5	229.3	143.3	192.8	16.1%	
1-N4-002	5	345.2	132.1	256.5	34.0%	
1-N4-001	5	347.8	297.2	311.3	6.8%	

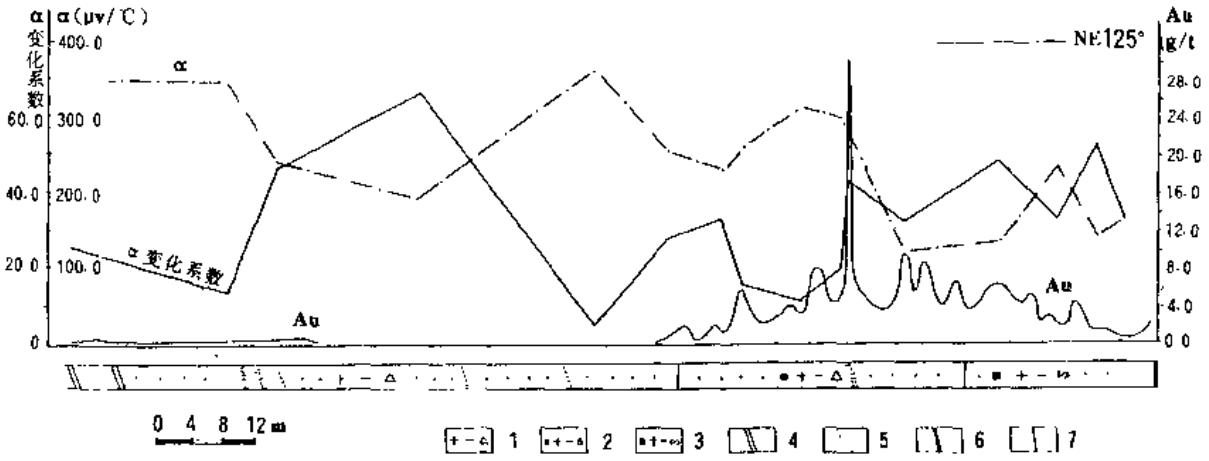


图 8—13　三山岛金矿床—70 m 中段 40 号勘探线方向黄铁矿热电系数及其变化系数与矿化

Fig. 8—13　Relation between thermoelectric coefficient of pyrite, its variation coefficient and Au-mineralization at —70 m level along 40th exploration line in Sanshandao Gold Mine

1—绢英质碎斑岩；2—黄铁绢英质碎斑岩；3—黄铁绢英质糜棱岩；4- 石英、方解石脉（Ⅵ阶段）；5—矿体中为毒砂、黄铁矿脉（Ⅳ阶段），围岩中为多金属硫化物脉（Ⅴ阶段）；6--断层泥；7—岩性界线

红外光谱　黄铁矿 420 cm^{-1}与 350 cm^{-1}左右两个红外吸收峰相对光密度 A_1/A_2 值是鉴别矿化黄铁矿的良好标志，早期不含矿黄铁矿 A_1/A_2 值大于 4.0，矿化黄铁矿 A_1/A_2 值一般不大于 4.0（表 8—12）。

表 8—12　三山岛金矿床黄铁矿红外吸收谱参数

Tab. 8—12　Data of infrared spectra of pyrites from Sanshandao Gold Mine

阶段	样　号	ν_1 (cm^{-1})	A_1	ν_2 (cm^{-1})	A_2	ν_3 (cm^{-1})	A_3	A_1/A_2
Ⅰ	1-WY-DA	417	0.34	350	0.08	296	0.02	1.25
	1-N4-DA	421	0.64	350	0.14	294	0.01	1.57
	1-QS-DA	421	0.50	350	0.12	293	0.03	4.17
	1-Q11-011	417	0.45	351	0.11	296	0.02	1.09
Ⅰ	1-Q6-007	416	0.51	346	0.08	293	0.03	6.38
	1-Q8-010	418	0.48	350	0.12	296	0.03	1.00
	1-Q8-001	417	0.44	350	0.11	295	0.02	4.00
Ⅱ	1-D-003	420	0.52	351	0.15	296	0.01	3.47
	1-Q11-010	418	0.41	351	0.11	296	0.03	3.73
	1-N4-006	417	0.48	350	0.14	295	0.03	3.43
	1-W1-012	421	0.53	351	0.13	295	0.04	4.08
Ⅳ	1-Q11-0112	419	0.32	350	0.08	295	0.02	4.00
Ⅴ	1-D-005	419	0.66	351	0.19	296	0.06	3.47
	1-QS-007	418	0.65	350	0.17	294	0.06	3.82
Ⅵ	1-QS-015	417	0.69	350	0.18	294	0.06	3.83

注：样品由中国科学院地质所十室李幼琴测试，1986。

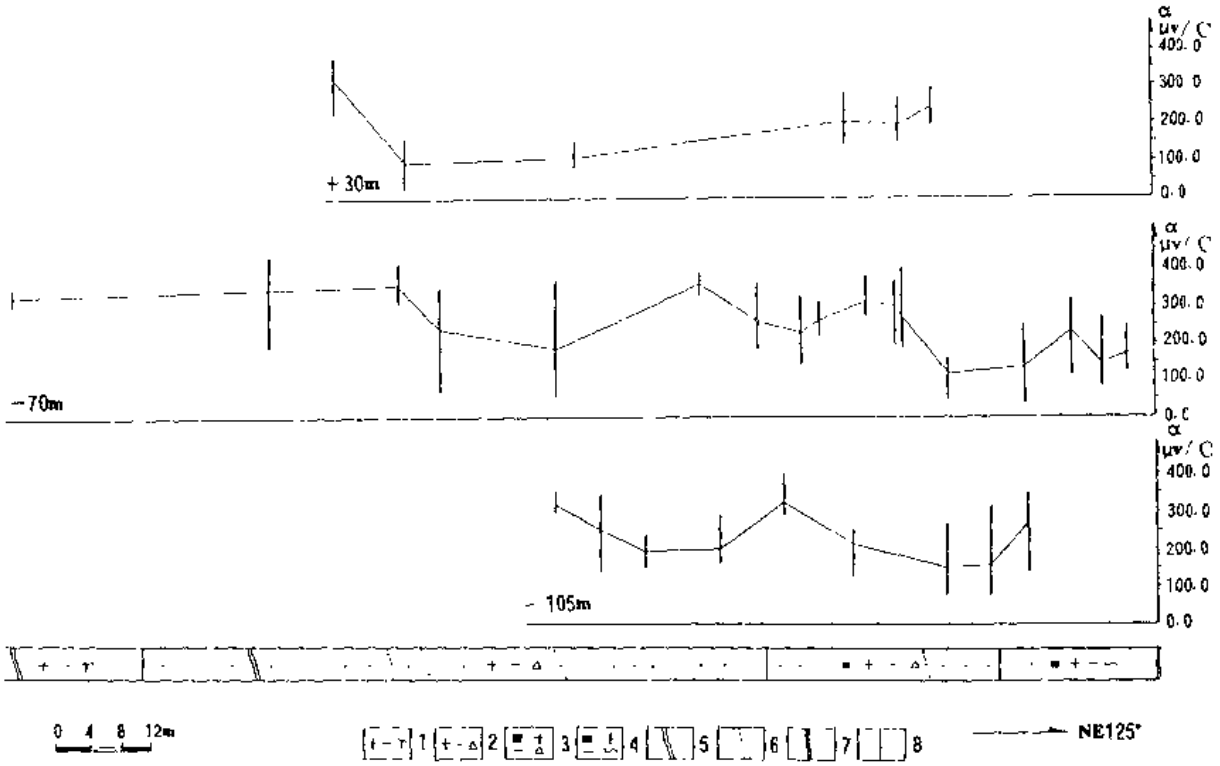


图 8—14　三山岛金矿床 40 号勘探线上黄铁矿热电系数

Fig. 8—14　Thermoelectric coefficients of pyrites along 40th exploration line in Sanshandao Gold Mine

1—绢英岩化碎裂花岗岩；2—绢英质碎斑岩；3—黄铁绢英质碎斑岩；4—黄铁绢英质糜棱岩；5—石英、方解石脉（Ⅵ阶段）；6—矿体中为毒砂、黄铁矿脉（Ⅳ阶段）；围岩中为多金属硫化物脉（Ⅴ阶段）；7—断层泥；8—岩性界线

综上所述，根据黄铁矿标型特征所确立的找矿标志是：

含矿黄铁矿粒径一般小于 0.45 mm，呈浸染状分布于黄铁绢英质碎斑岩及黄铁绢英质糜棱岩中。无矿黄铁矿粒径较粗，呈团块状至浸染状分布于前两种岩石中及部分绢英质碎斑岩中。富矿体中产出的黄铁矿形态以 {100} + {*hk*0} 聚形晶居多，含单形晶 {210}，f <2，{*hk*0} 面上发育正条纹及负条纹。近矿围岩中黄铁矿以 {100} 单形晶居多，出现 {100} + {111} 聚形晶，f>2。围岩中黄铁矿形态为 {100} 单形晶及 {100} + {111} 聚形晶，{100} 面上发育梭形纹，出现 {*hkl*} 台阶面。矿化过程中黄铁矿晶体生长演化序列是 $a\rightarrow(a+e)\rightarrow e\rightarrow(e+a)\rightarrow a\rightarrow(a+o)\rightarrow o$；无矿化过程中则为 $a\rightarrow(a+o)\rightarrow o$。

含矿黄铁矿贫铁富硫，Fe/S 值平均为 0.507，Au/Ag 值平均为 1.78，Co/Ni 值平均为 2.95，富 Bi 贫 Sb，热电系数 α 值较小，α 值变化系数较大，红外吸收谱中 A_1/A_2 值不大于 4.0。无矿黄铁矿富铁贫硫，Fe/S 值可高达 0.535，Au/Ag 值平均为 0.22，Co/Ni 值平均为 0.62，富 Sb 贫 Bi，热电系数 α 值较大，α 值变化系数较小，红外吸收谱中 A_1/A_2 值大于 4.0。

(3) 石英

产出特征　围岩中石英为早期绢英岩化的产物，与绢云母、方解石等共生，沿长石裂

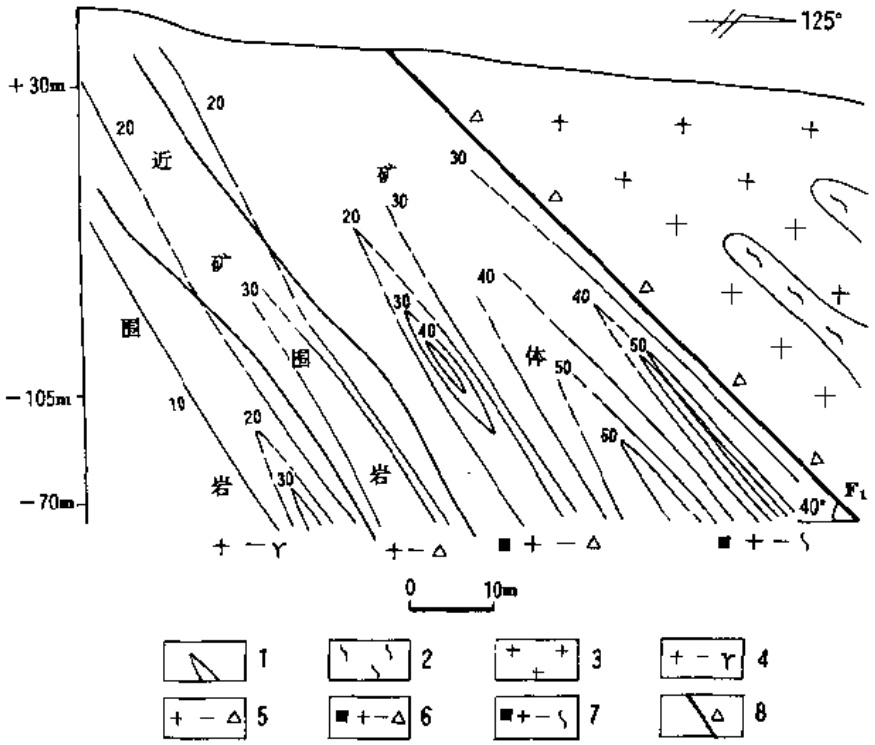


图 8--15　三山岛金矿床黄铁矿热电系数的变化系数填图

Fig. 8—15　Mineralogical mapping of variation coefficient of thermoelectric coefficient of pyrite from Sanshandao Glod Mine

1—黄铁矿热电系数等值线（μV/℃）；2—太古宙胶东群；3—燕山期黑云母花岗岩；4—绢英岩化碎裂化闪岩；5—绢英质碎斑岩；6—黄铁绢英质碎斑岩；7—黄铁绢英质糜棱岩；8—主断裂中断层泥及十煞碎裂岩

隙浸染状分布，蠕状构造，乳白色、自形程度低。

矿体中叠加有中期三个含矿阶段石英，即石英-黄铁矿阶段，其中石英烟灰色，粒状结构，脉状构造，与脉状黄铁矿共生，受后期构造揉搓后呈角砾状分布；含金黄铁矿-石英阶段，其中石英也呈烟灰色，粒状结构，浸染状至细脉状、网脉状构造，受后期构造影响局部呈条带状、透镜状分布，与大量细粒浸染状黄铁矿及含铬绢云母、含铬多硅绢云母、铁白云石、银金矿等共生，构成主要成矿阶段。多金属硫化物阶段，其中石英呈烟灰色，粒状结构，脉状构造，与多金属硫化物共生。

晚期石英呈乳白色，与方解石共生，粒状结构，脉状构造，在矿体及围岩中均可出现，局部可见明金。

化学成分　由早到晚石英化学成分变化规律是：

SiO_2 含量减少，而 Al_2O_3 及 Fe_2O_3，K_2O 等常量元素，包括 Li，Sr，Ba，Hg 等微量元素增加，显示热液演化晚期石英中杂质含量增多（表 8—13）。

由不含矿石英到含矿石英，其中 Cu，Pb，Zn 及 Au，Ag 等矿化元素含量明显增加，显示其在矿化过程中掺入石英，这也是造成含矿石英透明度降低而呈烟灰色的主要原因。

表 8- 13 三山岛金矿床石英化学成分

Tab. 8—13 Chemical composition of quartz from Sanshandao Gold Mine

标高	-70 m 中 段						标高	-70 m 中 段					
阶段	Ⅰ	Ⅱ		Ⅳ			阶段	Ⅰ	Ⅱ		Ⅳ		
样号	1-Q8-001	1-Q7-Y	1-3-005	1-Q8-011	1-QS-015	1-QS-017	样号	1-Q8-001	1-Q7-Y	1-3-005	1-Q8-011	1-QS-015	1-QS-017
SiO_2	98.81	98.81	98.32	97.72	96.30	95.78	Ba	13.28	6.7	11.57	62.37	196.3	1621.5
Al_2O_3	0.21	0.40	0.47	1.18	2.13	2.18	Li	2.5	4.4	1.3	2.3	5.1	15.5
CaO	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	Cu	<10	19	<10	<10	<10	<10
Fe_2O_3	0.07	<0.05	<0.05	0.12	0.15	0.08	Cr	<10	<10	<10	<10	<10	<10
MgO	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.06	<0.05	Pb	22	16	4	<1	5	<10
K_2O	<0.02	<0.02	<0.02	0.38	0.83	1.13	Zn	<5	<5	<5	26.9	<5	<5
Na_2O	<0.05	<0.05	0.16	<0.05	<0.05	<0.05	Hg	0.31	0.05	0.04	0.35	0.40	0.25
TiO_2	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.015	0.011	Au	0.36	0.98	0.15	0.49	0.42	0.33
MnO	0.0029	0.001	0.0011	0.0011	0.0015	0.0008	Ag	7.8	5.7	<1	3.0	4.8	6.8
Sr	4.68	2.4	7.33	5.52	18.7	56.3	总量	99.45	99.57	99.31	100.06	99.59	99.33

注：氧化物单位为%，单元素单位为 10^{-6}；样品由中国地质科学院测试所分析，1986。

表 8—14 三山岛金矿床石英晶胞参数

Tab. 8- -14 Cell dimensions for quartz from Sanshandao Gold Mine

标 高	阶 段	样 号	a_0 (nm)	c_0 (nm)	c_0/a_0	V_0 (nm^3)
-70 m 中段	Ⅰ	1-Q8-001	0.491639	0.540738	1.09987	0.1131906
		1-Q8-010	0.492027	0.540845	1.09922	0.1133917
	Ⅱ	1-3-005	0.491583	0.540933	1.10039	0.1132055
		1-Q7-Y	0.491638	0.540987	1.10038	0.1132423
	Ⅳ	1-Q8-011	0.491734	0.540904	1.09999	0.1132689
		1-QS-015	0.491510	0.540682	1.10004	0.1131192
		1-QS-017	0.491891	0.540924	1.09968	0.1133454

注：样品由武汉地质学院北京研究生院 X 光室李朝晖测试，1986。

晶胞参数 随石英中 Al、K 替代 Si 程度增高，石英的 a_0 及 c_0 值有增大的趋势。含矿石英由于微量元素含量多，以 c_0/a_0 比值较大为特征（表 8 -14）。

天然热发光 石英天然热发光曲线是鉴别含矿石英的良好标志（图 8—16），含矿石英天然热发光曲线呈双峰—多峰型，峰位低（260- 275 C）、峰强小（21.3×10^{-11} lm）；不含矿石英则呈单峰型、峰位高（280- -310 C）、峰强大（28×10^{-11} lm）。

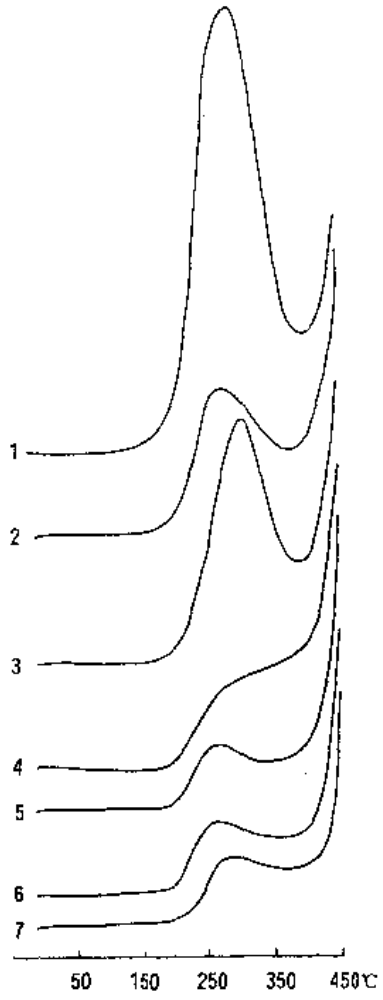


图 8—16 三山岛金矿床石英天然热发光曲线

Tab. 8- 16 Natural thermoluminescence curves of quartz from Sanshandao Gold Mine

1—1-QS-017；2—1-QS-015；3- 1-Q8-008；4—1-Q8-011；5 1-Q8-001；6—1-Q7-Y；7—1-3-01。1，2，3为脉状石英，不含矿；4，5，6，7为团块状石英，含矿，石英(4)中出现明金

红外光谱 石英粉末红外吸收谱带位置振动频率均较低（表 8- 15）。

石英中有铝替代硅时，红外吸收谱中各谱带位置向低频方向位移，K，Na 进入晶格谱带位置要向高频方向位移（Farmer，1974），表 8—16 就反映了这一规律。由栖霞金矿床到玲珑金矿床、夏甸金矿床、三山岛金矿床石英中铝替代硅的数量依次增加，相应石英各红外吸收谱带位置向低频方向位移量逐渐增大，尤其是 Si—O—Al 非对称伸缩振动频率（1 000 1 200 cm^{-1}）及对称伸缩振动频率（600—800 cm^{-1}）的这种变化更明显，同样影响到 O—Si—O 弯曲振动（400—520 cm^{-1}）及晶格振动（370 cm^{-1}左右）。

综上所述，含矿石英呈烟灰色，呈浸染状、细脉状、网脉状、局部呈角砾状、条带状、透镜状分布，与稠密浸染状黄铁矿及含铬绢云母、含铬多硅绢云母、铁白云石、银金矿等共生。含有一定量的 Al，K，Na 及杂质组分 Cu，Pb，Zn 等。晶胞参数 c_0/a_0 比值较大。天然热发光曲线呈双峰—多峰型，且峰位低，峰强小。红外吸收谱中各谱带位置向低频方向位移。

4. 断层泥

（1）产状

断层泥连续分布在 F_1 主断裂中，厚度为 2 20 cm，—70 m 中段 40 号勘探线处断层泥厚 9 cm，产状为 130°∠40°，断层面下侧为黄铁绢英质糜棱岩，含金达 2.8 g/t，上侧为绢英岩化碎裂花岗岩，不含金。根据断层泥颜色变化，自断裂顶面至底面的方向，将断层泥分为 7 层（表 8 17）。

（2）矿物组成

断层泥由原岩受构造活动揉搓后形成的碎屑矿物、新生的粘土矿物及次生矿物等组成。碎屑矿物主要有石英、长石，在夏甸金矿床还出现绢云母及黄铁矿（臧维生，1986），在灵山沟金矿床还出现铁白云石（唐俊，1991），能直接反映断层泥原岩为矿化围岩还是矿体，可用于找矿。

断层泥中粘土矿物主要是高岭石和伊利石，绿泥石和蒙脱石等不普遍存在（表 8 17）。三山岛金矿床断层泥中高岭石含量较高，相应伊利石减少，含少量绿泥石，不含蒙脱石。从断裂低部到顶部即从近矿到远矿显示绿泥石含量增多的特点（表 8 18），因为顶部围岩为绢英岩化花岗岩，有利于绿泥石的形成。

断层泥中次生矿物主要为褐铁矿，由于含铁的碎屑矿物如黄铁矿等被风化的产物，可指示找矿。

表·8—15　三山岛金矿床石英红外吸收谱参数（cm^{-1}）

Tab. 8– 15　Data of infrared spectra of quartz from Sanshandao Gold Mine

样　号	ν_1	ν_2	ν_3	ν_4	ν_5	ν_6	ν_7	ν_8	ν_9
1－Q8－001	1165	1085	799	779	695	515	464	400	375
1－Q8－010	1163	1080	798	779	695	514	463	399	375
1－3－05	1170	1080	798	779	695	513	462	399	375
1－Q7－Y	1167	1080	798	779	695	517	462	400	375
1－Q8－011	1163	1075	797	778	696	517	464	400	375
1－QS－015	1165	1085	797	779	694	513	462	399	375
1－QS－017	1170	1080	798	778	694	514	462	399	375

注：样品由中国科学院地质所十室李幼琴测试，1986。

表 8—16　石英红外吸收谱带位置与化学成分

Tab. 8—16　Relationship between chemical composition and infrared spectra of quartz from different gold deposits in eastern Shandong Province

矿　区	SiO_2	Al_2O_3	K_2O	Na_2O	ν_1	ν_2	ν_3	ν_4	ν_5	ν_6	ν_7	ν_8	ν_9
栖　霞	99.85	—	—	—	1173	1086	800	782	699	520	467	402	379
玲　珑	98.31	0.32	<0.24	<0.05	1172	1085	801	781	696	517	464	399	375
夏　甸	98.34	0.78	0.25	0.14	1169	1084	799	780	697	518	465	401	377
三山岛	97.62	1.10	0.40	<0.07	1166	1081	798	779	695	515	463	399	375

注：氧化物单位为%，频率 ν 单位 cm^{-1}；栖霞矿区据王健，1986；玲珑矿区据刘垦，1985；夏甸矿区据臧维生，1986。

表 8—17　三山岛金矿床中断层泥粘土物相与分层

Tab. 8—17　Layered fault gouge and its composition of clay minerals from Sanshandao Gold Mine

采样位置		颜　色	厚度（cm）	高岭石（%）	伊利石（%）	绿泥石（%）
断裂顶面到底盘	1	灰白	2	67.7	24.6	7.7
	2	黄褐	2	53.6	39.7	6.7
	3	灰黄	1	51.3	42.6	6.1
	4	灰白	1	58.1	41.9	0.0
	5	灰白	1	58.4	35.2	6.4
	6	灰黄	1	41.2	58.8	0.0
	7	灰白	1	70.1	29.9	0.0

注：样品由北京大学地质系 X 光室测试，1986。

表 8—18　胶东金矿床中断层泥粘土组成

Tab. 8– 18　Clay minerals from fault gouge in gold deposits in Jiaodong

矿　床	高岭石	伊利石	绿泥石	蒙脱石	资料来源
三山岛	57.2%	39.0%	3.8%		鲁安怀，1993
罗峰	3.0%	97.0%			崔天顺，1988
夏甸	+	+			臧维生，1986
玲珑东山	+	+		+	刘垦，1985
灵山沟	<6.8%	79.7%	<9.5%	4%	唐俊，1991

注：+为定性分析。

表 8 19 三山岛金矿床主断裂中断层泥层序与部分化学成分

Tab. 8 19 Layered fault gouge and its chemical composition in Sanshandao Gold Mine

顺序号		Al_2O_3	CaO	MgO	Fe_2O_3	MnO	TiO_2	P_2O_5	Cu	Zn	Ni	V	Co	Nb	Be	La	Y	Sr	Ba	Au
断裂顶面到底面	1	18.27	0.25	0.57	1.52	1.34	0.57	0.30	152	709	28	53	52	19	24	42	14	1 875	783	0.08
	2	17.92	0.30	0.71	4.23	0.11	0.50	0.30	55	322	20	46	<10	16	25	42	13	1 855	261	2.23
	3	18.04	0.20	0.65	1.68	0.006	0.57	0.29	22	142	17	49	<10	20	21	34	11	1 899	108	0.17
	4	18.70	0.20	0.69	1.49	0.007	0.50	0.36	24	442	20	50	<10	17	20	39	9	2 131	114	0.35
	5	18.96	0.22	0.66	1.52	0.006	0.60	0.31	18	456	13	49	<10	22	20	42	12	2 047	262	2.45
	6	19.59	0.22	0.72	1.91	0.05	0.55	0.28	20	482	12	50	<10	19	18	38	12	1 786	246	1.15
	7	18.57	0.24	0.64	1.37	0.018	0.59	0.30	29	415	14	49	<10	20	21	41	21	1 834	236	0.10

注：氧化物单位为%，单元素单位为 10^{-6}，除金元素外，其它项目由核工业部三所测试，1986；金由中国地质大学（北京）地化室测试，1986。

表 8—20 罗峰金矿床主断裂中断层泥层序与化学成分

Tab. 8 20 Layered fault gouge and its chemical composition in Luofeng Gold Mine

顺序号		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	MnO	TiO_2	P_2O_5	CO_2	S	H_2O	Au	总量
断裂顶面到底面	1	69.05	17.80	0.58	0.57	0.53	1.06	0.27	5.05	0.02	0.23	0.10	0.75	0.27	4.05	0.08	100.33
	2	64.34	20.56	0.71	0.76	0.74	0.73	0.35	4.68	0.01	0.24	0.10	0.13	0.00	6.27	0.12	99.62
	3	74.98	12.37	1.51	0.83	0.58	1.41	0.16	3.59	0.07	0.16	0.03	1.19	1.02	2.78	0.12	100.68
	4	69.16	14.71	1.05	0.79	0.34	2.27	0.30	7.45	0.11	0.14	0.05	1.67	0.86	1.83	0.09	100.73

注：氧化物及硫单位为%，金元素单位为 10^{-6}，据崔天顺，1988。

(3) 化学成分

三山岛金矿床（表 8—19）及罗峰金矿床（表 8—20）断层泥化学成分特征均揭示，断层泥中矿化组分含量较高，尤其是三山岛金矿床中断层泥含金最高可达 2.45g/t，此表明断裂活动发生在矿体中，指示矿体的存在，如三山岛和罗峰金矿床中矿体均紧邻断层下盘。

综上所述，断层泥中碎屑矿物、粘土矿物、次生矿物及断层泥化学成分，尤其是含金性均可用于找矿。由于断层泥形成于矿化后，当断层泥中含有矿化的信息时，表明断层活动切割了矿体，也破坏了矿体的空间分布，此为寻找上盘矿体打开了思路。同理，近年来发现在焦家断裂带南段马塘金矿床、河东断裂带中河东金矿床西北段、上庄金矿床、河西金矿床等矿体均在上盘产出，下盘远景也有待查明。

三、矿体规模评价准则

仍以胶东地区超大型三山岛金矿床为例，讨论与基底活化作用有关的焦家式金矿床其矿体规模大小的评价准则。

(1) 初始矿源层

作为初始矿源层的太古宙胶东群为磁铁矿型变质岩的结晶基底，其较高的氧逸度不利

于形成大量硫化物，故金高度分散于暗色造岩矿物中（陈光远等，1993），为金的大规模活化、转移奠定了基础。

（2）中介矿源岩

中生代重熔型花岗岩类继承了结晶基底的成分特征，属于Ⅰ型磁铁矿系列花岗岩类，其中氧逸度高、富挥发分、富碱质，使金不仅分散于暗色造岩矿物中，还分散于部分浅色造岩矿物中，甚至部分金形成胶体或络合物迁移，可存在于岩石微裂隙中，为金在动力变质及热液蚀变过程中大规模释放与运移、沉淀与富集准备了物质条件（陈光远等，1993）。

（3）控矿构造

本区构造与邻区构造为共轭断裂关系（陈光远等，1985，1989；臧维生，1986；鲁安怀，1987），它们成组出现、产状稳定、深部相交。构造活动具多期次特征，成矿前先以韧性剪切作用为主，后为脆性断裂叠加，成矿后仍有正断层活动并破坏矿体空间分布。构造活动强度高、规模大，形成的破碎带宽达 200 m，可控制长度大于 5 km，斜深超过千米。

强烈的构造活动使造岩矿物发生大规模塑性变形与脆性碎裂，为矿物的彻底分解、金的大量释放提供了能量，同时也为金的沉淀提供了广泛的空间。

（4）热液蚀变

热液蚀度作用程度高、类型多、时空分布范围广、分带性强。形成的破碎蚀变岩依强度从低到高、从破碎蚀变带边部到中部、从围岩到矿体顺序出现绢英岩化碎裂花岗岩带（宽度大于 55 m）、绢英质碎斑岩带（宽 80.5 m）、黄铁绢英质碎斑岩带（宽 30 m）及黄铁绢英质糜棱岩带（宽 21.5 m）。

（5）矿化特征

成矿过程具多阶段、矿物具多世代；矿物种多、矿物组合复杂；矿体形态简单、矿化连续、品位稳定。

（6）矿物标型特征

从成矿前奏、成矿阶段早期到主成矿阶段：

产出的同一矿物族或亚族或种内矿物亚族或种或亚种间可出现较完整的演化，如由微斜长石到钠长石；由白云母、绢云母到含铬绢云母和含铬多硅绢云母；由铁绿泥石到蠕绿泥石；由方解石、铁方解石、菱铁矿到铁白云石等。

产出的不同矿物族或亚族或种间也存在主要组分的演化，如由磁铁矿、赤铁矿到黄铁矿，标示成岩阶段、成岩成矿过渡阶段、成矿阶段氧逸度变化过程（陈光远等，1993）。

产出的同一亚族内不同种属化学成分具演化特征，如铬铝云母亚族中由白云母、绢云母到含铬种属，四面体中硅离子数增加，八面体中 Cr，Co，Ni，V，Ti，Mg，Fe 等替代 Al 的程度增高，层间钾离子数减少，附加阴离子中挥发分增多、水含量增加，并影响到矿物物理性质相应的变化。

产出的同一矿物种（贯通矿物）化学成分具演化特征。如石英中 Al 对 Si 置换程度增高，杂质组分 Cu，Pb，Zn 及微量元素总量增加；黄铁矿中 As 对 S 的替代程度增高，甚至出现毒砂，黄铁矿微量元素总量增加，并使矿物物理性质也作相应的演化。

（7）变化梯度

矿物标型特征的变化梯度较小（表 8－21），即矿物标型特征在单位距离内的变化较小，表明沿走向和倾向在长距离内矿物性质较稳定，是矿化在延伸、延长方向上较稳定的反映。

表 8-21 黄铁矿标型特征垂向变化梯度

Tab. 8—21 Vertical typomorphic variation gradients for pyrites from Sanshandao and Xiadian Gold Mines

标型特征		三山岛金矿床 (l/m)	夏甸金矿床 (l/m)
晶形	{100}	0.11%	0.13%
	{100} + {hk0}	0.10%	0.17%
	{100} + {111}	0.07%	0.38%
化学成分	Sb	0.009×10^{-6}	2.386×10^{-6}
	Bi	0.054×10^{-6}	0.299×10^{-6}
	Au/Ag	0.006	0.009
	Fe/S	0.001	0.001
	Co/Ni	0.038	0.081
热电性	热电导型	0%	0.84%
	热电系数	+0.096μV/℃	
矿化规模		超 大	中、小
资料来源		鲁安怀，1993	臧维生，1986

含铬绢云母和含铬多硅绢云母分布较广，但 Cr_2O_3 含量不高，变化性小，即分散性强，此与金的品位不高但矿化范围广相一致。

(8) 成矿后断层泥

成矿后正断层活动形成的断层泥颜色浅、粒度细、层数多、厚度小（表 8-22），反映断裂活动频数大、强度高、定位稳定的特点。

由于断裂活动定位性好，产状平直稳定，故断层泥中碎屑矿物及粘土矿物受后期淋滤作用程度高，有利于变价元素、活动组分、易溶组分等流失，碎屑矿物便以石英为主，长石含量少，不出现绢云母、铁白云石，更不存在黄铁矿，粘土矿物以高岭石为主，伊利石次之，不含蒙脱石。

表 8-22 胶东金矿床中断层泥特征与矿化规模

Tab. 8 22 Relationship between characteristics of fault gouge and extent of mineralization in gold deposits in Jiaodong

矿床	断层泥				矿床规模	资料来源
	颜色	粒径	层数	厚度 (cm)		
三山岛	灰白、黄褐	极细	6	2-20	超大	鲁安怀，1993
罗峰	灰黑、灰白	细	3	20-60	大	崔天顺，1988
灵山沟	灰黑、灰色	较细	1	5 20	中	唐俊，1991
夏甸	灰黑	较粗	1	400	中、小	臧维生，1986

第九章　焦家式金矿床找矿实例

通过对牟平—乳山成矿带东南部峒岭地区所进行的 100 km^2 范围初查、50 km^2 详查，初步阐明了控矿构造格局、花岗岩类及其蚀变矿化特征，尤其是新发现了 NE 向垛崮山破碎蚀变带（鲁安怀，1991）。作为焦家式金矿床找矿实例，下面将应用焦家式金矿床找矿方法并以铬铝云母亚族矿物标型性为特色，进一步探讨垛崮山破碎蚀变带中金矿化远景。

一、控矿构造背景

峒岭地区区域上主要构造体系为 NE 向五（莲）荣（城）断裂带（图 9—1），在胶东地区其长达 300 km，宽 $n\times10$—$n\times100$ m，断层面倾向 NW，倾角 60°—70°，它把胶东一分为二，西北为低压高温相系结晶基底构成的胶北地块，属华北地台的南缘，东南为低温高压相系结晶基底构成的胶南—苏北地块，属扬子地台的北缘（陈光远，1993）。

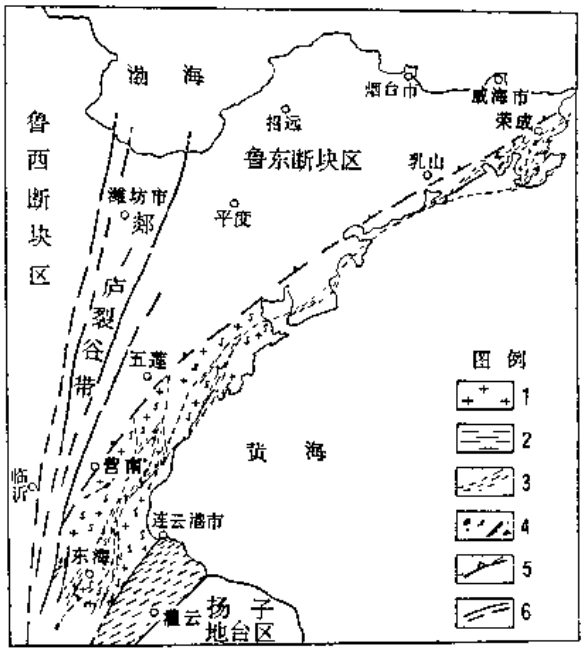


图 9—1　鲁南大型韧性剪切带

（据马宝林等，1987）

Fig. 9—1　Huge ductile shear belt in southern Shandong peninsula

1—剪切岩片；2—苏北新太古代云台山群；3—糜棱岩带；4　榴辉岩构造块；5　五荣断裂带；6　郯庐断裂带

马宝林等（1987）认为荣城—乳山—五莲—莒南断裂为鲁南地区大型韧性剪切带的北缘，南缘在青岛—日照一线，故称之为荣城—日照韧性剪切带，其东北端进入黄海，西南端与郯庐断裂相交，长度超过 400km，叶理走向 NE60°，向南倾斜，为具有幔源榴辉岩与下地壳榴辉岩的构造混杂岩。

在乳山、胶南、莒南可见 NE 向构造带被 NNE 向断裂所切割（中国地质科学院，1973），显然 NE 向构造早于 NNE 向构造。胶东 NE 向构造对金矿床成矿的影响仅稍次于 NNE 向构造（陈光远，1993）。

在乳山东南部新发现的 NE 向破碎蚀变带，即垛崮山破碎蚀变带，便位于区域上荣城—日照韧性剪切带内，已控制长度达 5 km，地表出露宽度约为 30—150 m，走向 NE40°，倾向为 NW，倾角 60°（图 9—2）。在其下盘还发育徐家等次级破碎蚀变带两条，产状较一致。在其上盘发育焉家、峒岭、金顶及邢家四条具一定规模的 NNW 向张性断裂带，且 1—20 cm 宽的 NNW 向黄铁矿石英脉也较发育。以上事实表明，受区域上五荣

断裂影响，垛崮山破碎蚀变带为该地区主要控矿构造，其下盘次级破碎蚀变带及其上盘张性断裂带均为派生的控矿构造。

二、围岩及其蚀变岩化学成分特征

垛崮山破碎蚀变带矿化围岩主要是花岗岩类，包括灰色中粗粒昆嵛山岩体及肉红色不等粒三佛山岩体。昆嵛山岩体为中生代晚期侵位的岩浆岩，其中含胶东群捕虏体（图 9—2）。三佛山岩体为侵入于昆嵛山岩体中的岩浆岩。

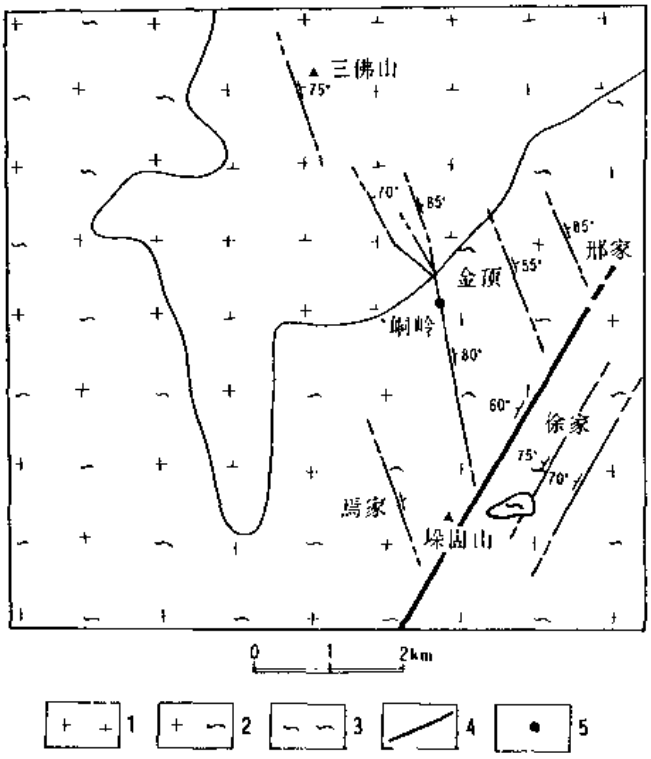


图 9—2 铜岭地区地质简图

Fig. 9—2 Geological map of Tongling area

1—三佛山岩体；2—昆嵛山岩体；3—胶东群捕虏体；4—断裂；5—金矿床

1. 围岩岩石化学

昆嵛山岩体及三佛山岩体化学全分析如表 9—1 所示。

SiO_2 三佛山岩体中 SiO_2 含量较高，可达 72.83%，昆嵛山岩体中 SiO_2 含量也达 67.68%，表明岩体均富硅质，有利于硅化作用。

Na_2O+K_2O 昆嵛山岩体中 Na_2O+K_2O 可达 6.63%，而三佛山岩体中可高达 8.37%，反映岩体均富碱质，且三佛山岩体中碱质更高，有利于碱交代作用。

Na_2O/K_2O 昆嵛山岩体中 Na_2O/K_2O 值达 2.04，$Na_2O>K_2O$，而三佛山岩体中仅有 0.91，$Na_2O<K_2O$，表明昆嵛山岩体利于钠化作用，三佛山岩体有利于钾化作用。

CaO 昆嵛山岩体中 CaO 含量（3.56%）高于三佛山岩体（1.59%），反映较早期的昆嵛山岩体可能同化混染了部分元古宙荆山群中大理岩。

Fe_2O_3/FeO 三佛山岩体中 Fe_2O_3/FeO 值可达 0.88，而昆嵛山岩体中仅有 0.69，表明三佛山岩体氧逸度更高。

其他 三佛山岩体与昆嵛山岩体比较，MgO、P_2O_5、S 等含量较高；Al_2O_3、MnO、CO_2、H_2O^+等含量较低，反映三佛山岩体中幔源组分较高，昆嵛山岩体中壳源组分较高。

2. 围岩微量元素

昆嵛山岩体及三佛山岩体中均含一定量的 Cr，Co，Ni，V，Ti 等（表 9—2）。它们都是对胶东群物质成分上继承性的表现，此与二岩体均属于 I 型花岗岩类，源岩为正变质火山岩即为胶东群部分熔融的产物的结论一致（陈光远等，1993）。在本区还可见胶东群捕虏体（图 9—2）。不同的是，三佛山岩体中 Cr，Co，Ni，Li，Rb 等含量较高，而昆嵛山岩体中

表 9 1 峒岭地区花岗岩类及其破碎蚀变岩化学成分(%)

Tab. 9 1 Chemical composition of granitoids and altered rocks in Tongling area

NO.	样号	名 称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	MnO	P_2O_5	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	S	H_2O^+	H_2O^-	总量
1	T029	三佛山岩体	72.83	0.22	13.71	0.89	1.01	0.69	0.029	0.24	1.59	3.99	4.38	0.00	0.028	0.28	0.00	99.89
2	T064	昆嵛山岩体	67.68	0.24	17.15	0.96	1.40	0.59	0.061	0.097	3.56	4.45	2.18	0.59	0.015	0.54	0.064	99.58
3	T0632	破碎蚀变岩	66.11	0.19	18.81	2.75	0.27	0.53	0.015	0.057	0.48	6.37	2.14	0.30	0.067	1.66	0.15	99.90
4	T0631	破碎蚀变岩	62.27	0.19	20.68	4.78	0.58	0.52	0.009	0.036	0.095	6.92	2.22	0.29	0.060	1.68	0.19	100.52

注:样品由中国地质大学(北京)化分室测试,编号 1 姜浩测,1993;2,3,4 陈力平测,1992。

表 9—2 峒岭地区花岗岩类及其破碎蚀变岩微量元素(10^{-6})

Fig. 9 2 Trace elements of granitoids and altered rocks in Tongling area

NO.	样号	名 称	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Cr	Co	Ni	As	Sb	Bi	Se	Te	Li	Rb	Sr
1	T029	三佛山岩体	0.010	0.00	27.6	39.3	65.8	9.95	53.2	130.0	7.58	2.37	0.401	1.72	0.030	10.8	142.9	237.3
2	T064	昆嵛山岩体	0.081	0.35	5.09	30.7	188.3	8.00	2.41	3.21	12.4	4.12	80.1	0.00	34.0	5.52	53.4	661.1
3	T0632	破碎蚀变岩	0.11	0.49	3.64	27.1	392.7	17.7	2.37	4.21	24.9	4.00	89.5	1.63	21.1	1.36	36.0	84.2
4	T0631	破碎蚀变岩	0.19	0.67	6.93	24.5	351.9	8.07	2.41	4.28	47.4	6.21	84.8	1.25	6.43	0.83	34.7	93.8
NO.	样号	名 称	Ba	W	Sn	Mo	Be	Nb	Ta	Zr	Hf	U	Th	Ga	Ge	Tl	V	Cl
1	T029	三佛山岩体	768.5	23.6	0.00	5.24	11.4	82.09	37.61	196.2	5.26	7.09	28.96	14.9	0.27	0.76	22.05	560
2	T064	昆嵛山岩体	1 400.0	10.9	54.1	6.07	2.38	0.00	1.03	260	9.44	1.54	2.88	2.12	2.90	6.11	26.6	0.00
3	T0632	破碎蚀变岩	936.0	18.1	119.0	2.84	2.09	7.80	0.36	280	10.2	0.00	10.6	0.87	0.40	8.16	30.4	597.7
4	T0631	破碎蚀变岩	884.6	13.5	895.7	1.21	1.60	0.35	0.29	332	11.5	2.67	2.62	1.87	5.88	2.20	15.8	66.7

注:样品由中国地质大学(北京)化分室测试,编号 1 姜浩测,1993;2,3,4 陈力平测,1992。

V，Sr，Ba 等含量较高，进一步表明三佛山岩体中幔源组分较高、昆嵛山岩体中壳源组分较高。

高度分异的含 W，Sn 矿花岗岩类中 Ba/Sr 比值低，而 Rb/Sr 比值高（>10，徐克勤等，1992）。昆嵛山岩体及三佛山岩体与胶东西北部含金矿化甚好的郭家岭花岗闪长岩类似，Ba/Sr 比值较高、Rb/Sr 比值较低，显示岩浆分异程度较低，具有与金矿化有关的花岗岩的特征（表 9--3），且 Ba，Sr 含量较高。

表 9-3 与金矿化有关花岗岩类微量元素

Tab. 9--3 Trace elements of granitoids with gold mineralization

岩　石	与金矿有关花岗岩①	郭家岭花岗闪长岩②	昆嵛山岩体	三佛山岩体
Ba/Sr	1--5.40	2.72	2.12	3.24
Rb/Sr	0.05--1.90	0.09	0.08	0.60
Ba (10^{-6})	1 226.9	2 231.9	1 400	768.5
Sr (10^{-6})	685.5	900.3	661.1	237.3

①据徐克勤等，1992；②据陈光远等，1993。

3. 破碎蚀变岩化学成分

垛崮山破碎蚀变岩的地表直接围岩为昆嵛山岩体，故在讨论围岩蚀变时，重点分析从昆嵛山花岗岩到破碎蚀变岩形成过程中常量组分及微量元素的变化（表 9--2）。

（1）常量组分变化特征

SiO_2 在破碎、蚀变过程中 SiO_2 被带出，析出的硅在局部沉淀充填成为硅化产物、此过程有利于金的释放、运移；

Al_2O_3 在破碎蚀变带中有所增加，由于铝为稳定组分，随着其他组分的带出，剩余铝含量便相对增高。

Fe_2O_3、FeO 在破碎、蚀变过程中，Fe_2O_3 急剧增加，而 FeO 相应减少、表明破碎蚀变的过程为氧逸度增高的过程，极有利于金的释放、运移。

CaO 有所减少，析出的钙为方解石脉的物质来源。

Na_2O、K_2O 在破碎蚀变过程中，K_2O 含量变化不大，Na_2O 明显增多，此与发育钠长石化相关。

另外，挥发分 H_2O^+，H_2O^- 及 S 均有所增加，反映破碎蚀变过程中，挥发分含量增加，是蚀变加强的标志，也有利于金的运移。

（2）微量元素变化特征

Au、Ag 显然破碎蚀变岩中 Au，Ag 含量较原岩中含量高，表明破碎蚀变过程中 Au，Ag 得到富集。

Cu，Pb，Zn，As，Sb，Bi，Se（包括 S） 具有与 Au，Ag 同步浓集的趋势，均在破碎蚀变带中含量增高。

Te，Li，Rb，Sr、Ba 为易活动组分，故在破碎蚀变带中含量减少。

挥发分 Cl 在破碎蚀变带中含量增高，也有利于金的运移。

Cr，V、Co，Ni 反映矿化原岩及源岩的组分，在破碎蚀变带及其原岩中含量相当，且

Ni>Co，均来源于胶东群。

W，Sn，Mo，Be，Nb，Ta，Zr，Hf，U，Th 在破碎蚀变带中浓集程度不高，部分元素还有分散现象，表明形成上述元素相应的矿产可能性不大，不似金的浓集程度高，故易形成金矿化。

4. 含矿性标志

综上所述，昆嵛山岩体、三佛山岩体及其破碎蚀变岩分别作为含矿原岩和围岩，有利于金成矿的标志主要有：

(1)均为I型磁铁矿系列花岗岩类，化学成分特征表明起源于具磁铁矿型结晶基底胶东群火山物质源岩的部分重熔，可提供Cr，Au的来源。

(2) 岩石化学特征表明岩体中SiO_2及K_2O，Na_2O等含量较高，它们是富硅质、富碱质的反映，极有利于金的运移，而不利于金在中早期岩浆阶段沉淀、分散，故可在岩浆晚期甚至后期热液中提高金的浓集系数，对形成金矿床有利。

(3) 微量元素特征表明，岩浆分异程度较低，与金矿化有关的花岗岩特征类似，有别于岩浆分异程度较高的与W,Sn及稀有金属有关的花岗岩类,也表现出有利的金成矿条件。

(4) 从原岩到破碎蚀变岩的形成过程中，有利成矿的岩体又接受了动力变质作用与热液蚀变作用。在此过程中，SiO_2及CaO被带出，为以后的成矿阶段中出现石英脉及方解石脉提供了物质基础。Fe_2O_3含量增加，是进一步氧化的标志，而且碱质Na_2O及挥发分H_2O^+，H_2O^-，S等含量均有所增加，更加有利于从原岩中释放出来的金在此阶段大规模运移，以便在成矿阶段中沉淀于有利的构造部位形成矿体。

三、成岩成矿过程矿物学表现

1. 成岩阶段矿物学表现

昆嵛山岩体及三佛山岩体矿物组合特征见表9—4，根据定量矿物分类均为二长花岗岩(陈光远等，1993)，但三佛山岩体中含少量角闪石，且具有肉红色不等粒构造，其分类有待进一步研究。

表9—4 蜊岭地区花岗岩类矿物组合

Tab. 9-4 Mineral assemblage of granitoids in Tongling area

矿 物	昆嵛山岩体	三佛山岩体	矿 物	昆嵛山岩体	三佛山岩体
石 英	21.42%	32.06%	锆 石	+	+
钾长石	32.54%	36.19%	褐帘石	+	+
斜长石	38.61%	27.58%	绿帘石	+	
黑云母	1.17%	1.30%	石榴石	+	
角闪石		+	重晶石	+	
磁铁矿	+	+	独居石	+	
榍 石	+	+	萤 石	+	
磷灰石	+	+	黄铁矿	+	+

注：据张起诚，1991；陈光远等，1993资料整理。

昆嵛山岩体及三佛山岩体中部分造岩矿物化学成分如表 9－5 及表 9－6 所示，主要标型特征总结于表 9—7 中。可以看出，昆嵛山岩体类似胶东西北部玲珑岩体，不含角闪石，为铁质黑云母，而三佛山岩体类似郭家岭岩体，含有镁普闪石及镁质黑云母。

表 9－5　昆嵛山岩体中部分造岩矿物化学成分（%）

Tab. 9—5　Chemical composition of rock-forming minerals from Kunyushan intrusive

矿　物	样　号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MgO	CoO	NiO	P_2O_5	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	总　量
黑云母	T064-1	35.36	3.00	15.31	0.00	22.18	8.57	0.00	0.12	0.00	0.85	0.04	0.65	9.72	95.80
斜长石	T064-5	64.01	0.00	22.59	0.00	0.02	0.34	0.00	0.16	0.00	0.12	3.55	7.71	0.29	98.79
钾长石	T064-4	63.63	0.62	18.60	0.00	0.07	0.11	0.25	0.00	0.00	0.05	0.00	1.21	14.44	98.99
黑云母	T064-1	$(K_{0.98}Na_{0.01}Ca_{0.003})_{1.083}$ $(Fe_{1.44}Mg_{0.99}Ti_{0.18}Al_{0.15}Mn_{0.05}Ni_{0.01})_{2.83}$ $(Si_{2.75}Al_{1.25})_4O_{10}$ $(OH)_2$													
斜长石	T064-5	$(Na_{0.663}Ca_{0.169}K_{0.017}Mg_{0.022}Ni_{0.006}Mn_{0.005}Fe_{0.001})_{0.883}$ $(Si_{2.84}Al_{1.182})_{4.022}O_8$													
钾长石	T064-4	$(K_{0.857}Na_{0.11}Co_{0.01}Mg_{0.008}Fe_{0.003}Mn_{0.002})_{0.99}$ $(Si_{2.96}Al_{1.02})_{3.98}O_8$													

注：样品由中国地质大学（北京）探针室毕先梅测试，1992。

表 9—6　三佛山岩体中部分造岩矿物化学成分（%）

Tab. 9—6　Chemical composition of rock-forming minerals from Sanfushan intrusive

矿　物	样　号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MgO	CoO	NiO	MnO	P_2O_5	CaO	Na_2O	K_2O	总　量
角闪石	T030-1	48.13	0.67	4.84	0.00	13.10	14.34	0.08	0.00	1.42	0.00	10.67	1.61	0.36	95.21
黑云母	T030-2	38.25	2.90	12.84	0.12	16.20	14.91	0.00	0.00	0.92	0.00	0.23	0.44	9.62	96.42
斜长石(内环)	T030-5	67.27	0.00	20.69	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	0.13	0.00	1.17	7.32	0.06	96.82
斜长石(外环)	T030-6	69.53	0.16	19.86	0.00	0.32	0.20			0.03	0.00	0.32	9.50	0.07	100.00
钾长石	T030-4	64.60	0.00	18.51	0.13	0.00	0.34	0.00	0.22	0.04	0.00	0.13	1.13	15.61	100.70
钠长石	T030-4	68.30	0.06	19.83	0.00	0.12	0.19			0.00	0.00	0.55	8.35	0.16	97.56
角闪石	T030-1	$(K_{0.77}Na_{0.04})_{0.81}(Na_{0.03}Ca_{1.72}Fe_{0.25})_{2.00}(Mg_{3.22}Fe_{1.49}Mn_{0.18}Al_{0.11}Ti_{0.08}Co_{0.01})_{5.00}(Si_{7.25}Al_{0.75})_8O_{22}(OH)_2$													
黑云母	T030-2	$(K_{0.92}Na_{0.06}Ca_{0.02})_{1.00}(Mg_{1.86}Fe_{1.01}Ti_{0.15}Mn_{0.06}Cr_{0.01})_{2.89}(Si_{2.86}Al_{1.13}Ti_{0.01})_4O_{10}(OH)_2$													
斜长石(内环)	T030-5	$(Na_{0.632}Ca_{0.056}K_{0.003}Mg_{0.011}Mn_{0.005})_{0.707}(Si_{2.992}Al_{1.085})_{4.077}O_8$													
斜长石(外环)	T030-6	$(Na_{0.798}Ca_{0.015}K_{0.004}Mg_{0.013}Fe_{0.012}Mn_{0.001})_{0.843}(Si_{3.013}Al_{1.014}Ti_{0.005})_{4.032}O_8$													
钾长石	T030-4	$(K_{0.916}Na_{0.101}Ca_{0.006}Mg_{0.023}Ni_{0.008}Mn_{0.0002})_{1.056}(Si_{2.970}Al_{1.003}Cr_{0.005})_{3.978}O_8$													
钠长石	T030-4	$(Na_{0.716}Ca_{0.026}K_{0.009}Mg_{0.013}Fe_{0.004})_{0.768}(Si_{3.020}Al_{1.034}Ti_{0.002})_{4.056}O_8$													

注：样品由中国地质大学(北京)探针室毕先梅测试，1992。

昆嵛山岩体中钾长石不出现钠长石出溶，斜长石为更长石；而三佛山岩体中钾长石具有钠长石出溶，斜长石具有环带构造，且内、外环均属于钠长石，由内环向外环 Ab 端员增加，表明三佛山岩体演化晚期钠含量增加，即碱质较高，此与岩石化学特征类似。

三佛山岩体中钾长石、斜长石、黑云母四面体中硅原子数均较昆嵛山岩体中相应矿物四面体中硅原子数高，三佛山岩体中镁普闪石四面体中硅原子数也超过 7.0 标准值。充分表明三佛山岩体中硅质较高，且其中出溶钠长石中硅原子数较钾长石中高，外环斜长石中硅原子数较内环斜长石中高，进一步表明岩浆演化晚期硅逐渐增高。

上述成岩阶段矿物学表现说明，昆嵛山岩体对金的成矿有利，而三佛山岩体对金的成矿则更加有利。

表 9—7　昆嵛山及三佛山岩体中部分造岩矿物标型特征

Tab. 9—7　Characteristics of rock-forming minerals from Kunyushan and Sanfushan intrusives

矿物	标型		昆嵛山岩体	三佛山岩体			
钾长石	端员组分	Or	88.6%	89.5%			
		Ab	11.4%	9.9%			
		An	0.0%	0.6%			
	钠长石出溶		无	端员组分	Or	Ab	An
					1.2%	95.3%	3.5%
	四面体中硅原子数		2.96	2.97 出溶钠长石中为 3.02			
斜长石	端员组分	Or	2.0%	内环	0.4%	外环	0.5%
		Ab	78.1%		91.5%		97.7%
		An	19.9%		8.1%		1.8%
	四面体中硅原子数		2.84	内环	2.99	外环	3.01
黑云母	Mg, Fe 含量		富 Fe 黑云母	富 Mg 黑云母			
	四面体中硅原子数		2.75	2.86			
角闪石	Mg, Fe 含量		无	镁普闪石			
	四面体中硅原子数			7.25			

2. 过渡阶段矿物学表现

由于破碎蚀变带的地表直接围岩为昆嵛山岩体，故在成岩成矿过渡阶段出现的蚀变组合中便以含铁种属居多，如黑云母的蚀变产物为铁绿泥石，黑云母的白云母中铁含量高达 6.47%，并伴随大量铁质析出，发生赤铁矿化，钛的析出呈金红石化。破碎蚀变带中出现的大量红化便是由赤铁矿化及金红石化组成的，是氧逸度较高的反映。此时有利于金呈氧化态迁移。

硅化较强，白云母中 SiO_2 高达 48.35%，晶体化学式中硅原子数可达 3.23，也是硅较强、环境中富硅的反映。如此强的硅化，是蚀变程度较高的体现，有利于金从原岩中释放，并在较高氧逸度环境中产生运移，与存在岩石微裂隙中的部分金一同进入流体相，形成含矿热液。

3. 成矿阶段矿物学表现

成矿阶段中出现的矿物组合为钠长石、绢云母、含铬绢云母、硅化石英、方解石及黄铁矿等，为矿化组合。

钠长石呈粒状结构，浸染状构造，分布于破碎蚀变带中。其 Ab 端员达 99%，An 和 Or 端员分别仅有 0.5%（表 9—8），为热液蚀变成因，不同于三佛山岩体中造岩矿物钠长石及钾长石中出溶钠长石（表 9—7）。成矿阶段钠长石中 Ab 含量高，是钠化加强的标志，其四面体中硅原子数也不低，是硅化活动较强的标志，尤其是含一定量的 Cr, Co, Mg, Fe 等，是铬也包括金大量沉淀的前奏，故是成矿阶段早期的产物。成矿阶段早期还出现绢云母、由硅化产生的石英及方解石。主成矿阶段以出现黄铁矿、尤其是含铬绢云母为标志。

表 9—8　垛崮山破碎蚀变带中钠长石化学成分（%）

Tab. 9—8　Chemical composition of albite from Duogushan cataclastic zone

样号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MgO	CoO	NiO	MnO	P_2O_5	CaO	Na_2O	K_2O	总量
T063H	67.91	0.00	19.21	0.08	0.07	0.05	0.15	0.00	0.00	0.00	0.10	11.61	0.09	99.27
T063H	$(Na_{0.992}Ca_{0.005}K_{0.005}Mg_{0.003}Fe_{0.002}Co_{0.006})_{1.013}$ $(Si_{2.990}Al_{0.998}Cr_{0.003})_{3.991}O_8$													

注：样品由中国地质大学（北京）探针室毕先梅测试，1992。

四、铬铝云母矿物标型性

如上所述，白云母主要形成于成岩成矿过渡阶段，绢云母出现于成矿阶段早期，含铬绢云母则形成于主成矿阶段。即由成岩成矿阶段向成矿阶段转变，铬铝云母亚族矿物则由白云母向绢云母、含铬绢云母转化（表 9—9），其标型意义简述如下。

表 9—9　垛崮山破碎蚀变带中铬铝云母亚族矿物化学成分（%）

Tab. 9　9　Chemical composition of minerals in subgroup of chromo-alumino-mica from Duogushan cataclastic zone

矿物	样号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MgO	MnO	CoO	NiO	P_2O_5	CaO	Na_2O	K_2O	总量
白云母	T064-2	48.35	0.96	29.85	0.07	6.47	2.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.42	7.17	95.45
绢云母	T063H-1	46.67	0.78	31.48	0.00	3.07	2.01	0.10	0.00	0.00	0.00	0.12	0.23	8.72	93.17
	T063-1	47.10	0.75	32.91	0.00	1.67	1.73	0.12	0.01	0.14	0.00	0.08	0.13	7.38	92.02
含铬绢云母	T063H 2	44.43	0.47	28.38	0.50	1.61	2.14	0.00	0.06	0.10	0.00	0.14	0.70	9.57	88.09
	T063H-2	45.10	0.38	28.83	0.10	1.94	2.49	0.16	0.00	0.00	0.00	0.07	0.34	9.70	89.11
	T063-2	48.97	0.43	31.71	0.23	1.79	3.11	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.34	7.89	90.55
白云母	T064-2	$(K_{0.51}Na_{0.05}Ca_{0.004})_{0.664}$ $(Al_{1.58}Fe_{0.35}Mg_{0.21}Ti_{0.05}Cr_{0.003})_{2.203}$ $(Si_{3.23}Al_{0.77})_4O_{10}$ $(OH)_2$													
绢云母	T063-1	$(K_{0.76}Na_{0.03}Ca_{0.01})_{0.80}$ $(Al_{1.58}Mg_{0.20}Fe_{0.17}Ti_{0.04}Mn_{0.01})_{2.11}$ $(Si_{3.17}Al_{0.83})_4O_{10}$ $(OH)_2$													
	T063H-1	$(K_{0.84}Na_{0.02}Ca_{0.01})_{0.87}$ $(Al_{1.81}Mg_{0.17}Fe_{0.08}Ti_{0.04}Mn_{0.01}Ni_{0.038}Co_{0.001})_{2.128}$ $(Si_{3.19}Al_{0.81})_4O_{10}$ $(OH)_2$													
含铬绢云母	T063H-2	$(K_{0.88}Na_{0.10}Ca_{0.01})_{0.99}$ $(Al_{1.64}Mg_{0.23}Fe_{0.13}Ti_{0.03}Cr_{0.03}Ni_{0.01}Co_{0.003})_{2.043}$ $(Si_{3.22}Al_{0.78})_4O_{10}$ $(OH)_2$													
	T063H 2	$(K_{0.88}Na_{0.05}Ca_{0.01})_{0.94}$ $(Al_{1.55}Mg_{0.27}Fe_{0.12}Ti_{0.02}Cr_{0.01})_{2.08}$ $(Si_{3.22}Al_{0.78})_4O_{10}$ $(OH)_2$													
	T063-2	$(K_{0.86}Na_{0.04})_{0.70}$ $(Al_{1.71}Mg_{0.31}Fe_{0.10}Ti_{0.02}Cr_{0.012}Ni_{0.003})_{2.155}$ $(Si_{3.24}Al_{0.76})_4O_{10}$ $(OH)_2$													

注：样品由中国地质大学（北京）探针室毕先梅测试，1992。

（1）矿物粒径减小，反映形成温度有所降低；

（2）矿物结构层间阳离子总数普遍较低，反映 H_2O 含量较高，是水热蚀变程度较高的标志；

（3）矿物结构层内八面体中阳离子总数普遍超过 2，是矿化程度较高的反映。其中阳离子氧化物含量又有以下变化特征：

①FeO 含量明显减少，而 MgO 含量有增加的趋势，反映成矿前富铁较贫镁，白云母形成于昆嵛山岩体中铁质黑云母的蚀变分解过程，成矿阶段则为贫铁较富镁的环境，可能是

成矿热液中掺入了破碎蚀变带深部即昆嵛山岩体之下的三佛山岩体中镁质黑云母及角闪石蚀变分解的产物。

②Cr_2O_3 含量特征也进一步表明，白云母为昆嵛山岩体中铁质黑云母的蚀变产物，故白云母中含少量 Cr_2O_3，而绢云母中不含 Cr_2O_3，原因是其为不含铬的斜长石、钾长石的蚀变产物。含铬绢云母中 Cr_2O_3 含量可达 0.10%～0.50%，原因是含矿热液中铬含量较高；

③TiO_2 含量具减少的趋势，也反映白云母形成于黑云母蚀变分解的过程，直接接收了黑云母中折出的部分钛；

①CoO，NiO 含量略有增加的趋势，也反映成矿热液中 Co，Ni 得到浓集。

(4) 矿物结构层内四面体中硅原子数均大于 3，表明硅化较强，也是破碎蚀变程度较高的反映。

因此，从成矿前奏到主成矿阶段，垛崮山破碎蚀变带中产出的铬铝云母亚族矿物由白云母、绢云母至含铬绢云母演化，是原岩中矿物分解彻底、水热蚀变作用加强、硅化程度增高的反映，标志着金包括铬由释放、运移到沉淀、富(浓)集的过程，充分表明成矿阶段中，温度较低、硅化较强、水热作用程度较高，Cr，Co，Ni 等与 Au 同源的组分得到浓集，极有利于金的沉淀富集。还表明破碎蚀变带直接围岩昆嵛山岩体为主要蚀变原岩，但深部三佛山岩体的蚀变产物也掺入了含矿热液，更加有利于金矿化。

在同一破碎蚀变带中，出现同一亚族内白云母、绢云母、含铬绢云母之间系统、有机的演化，反映从成岩作用到成矿作用过程具有连续性和完整性特征，充分再现了焦家式金矿床所具有的矿化均匀稳定、连续性好、规模较大的特征。

五、矿化远景评价

通过以上几方面研究可以看出，峒岭地区地质背景及矿化特征有别于牟平—乳山成矿带上其他地区。该地区邻近 NE—NE 向五莹一级构造带，NE 向垛崮山破碎蚀变带便为受其影响形成的板内构造带。受 NE 向垛崮山破碎蚀变带控制，在其上盘又形成了一系列近于平行的 NNW 向张性含矿带及更次一级的黄铁矿石英细脉，主要含矿带有焉家、峒岭、金顶和邢家四条，其中峒岭金矿区为中小型矿山。同时垛崮山破碎蚀变带又处于昆嵛山岩体与三佛山的接触带（图 9—3），尤其是破碎蚀变带深部直接围岩为三佛山岩体，而三佛山岩体较昆嵛山岩体具有更高的硅质、碱质、挥发分及氧逸度，更加有利于金矿化。因此，垛崮山破碎蚀变带深部矿化条件更为有利。

详细的成因矿物学研究表明，在成岩阶段，昆嵛山岩体及三佛山岩体均为 I 型磁铁矿型花岗岩类，为胶东群部分重熔的产物。岩浆分异程度较低，在岩浆中早期结晶阶段氧逸度较高，在岩浆后期不仅氧逸度进一步增高，硅质、碱质也有所增加，故成岩阶段不利于 Au、Cr 沉淀分散于暗色造岩矿物中，而有利于 Au，Cr 进入熔体相搬运、迁移。在成岩成矿过渡阶段，有利成矿的岩体接受了动力变质作用及热液蚀变作用，氧逸度进一步增高，暗色矿物分解析出的 Fe，Ti 促使红化强烈，此阶段也有利于 Au，Cr 的迁移。成矿阶段早期，钠化、硅化加强，原岩矿物分解彻底，直至成矿阶段中期，大量 Au，Cr 才开始沉淀。

上述成岩成矿过程，充分体现在铬铝云母亚族矿物的系统演化上。在成岩成矿过渡阶段，温度较高、挥发分较富，形成的白云母粒粗片大；到了成矿阶段早期，温度降低，形

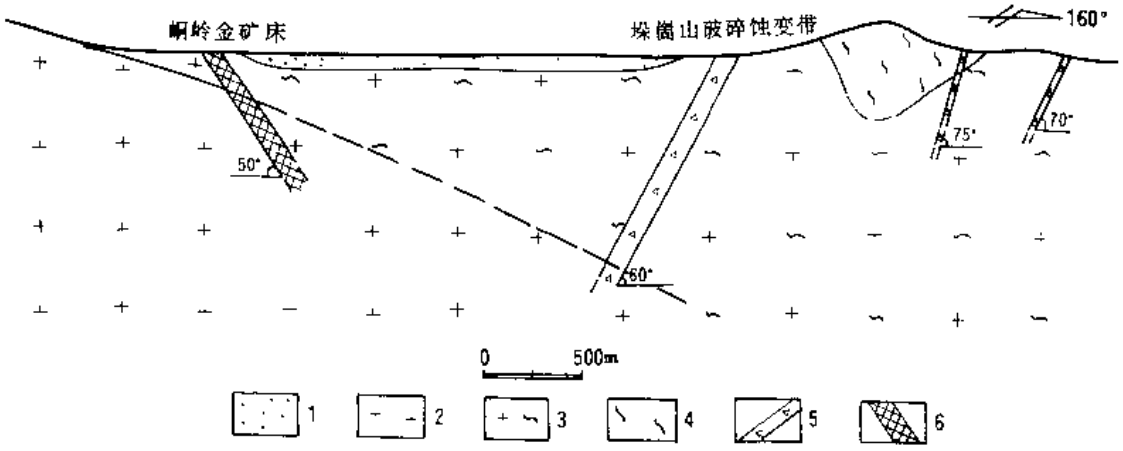


图 9－3　峒岭地区岩性与构造、矿化空间关系

Fig. 9—3　Spacial relationship among intrusives and structures and gold mineralization in Tongling area

1—第四系；2—三佛山岩体；3—昆嵛山岩体；4—胶东群；5—破碎蚀变带；6—金矿床

成粒细片小的绢云母；成矿阶段中期温度进一步降低，铬与金同步沉淀，形成含铬绢云母。由白云母、绢云母到含铬绢云母，矿物结构层内四面体中硅原子数较多，指示硅化较强；八面体中 Cr，Co，Ni 等含量增高，指示矿化程度较高；层间阳离子数较少，指示水热蚀变作用较强。尤其是八面体中镁含量较高，反映破碎蚀变带深部的三佛山岩体中富镁矿物蚀变分解产物掺入含矿热液。垛崮山破碎蚀变带中出现铬铝云母亚族中白云母、绢云母、含铬绢云母及其化学成分标型特征的系统演化，表明在矿化均匀性、连续性及规模方面达到了一定的程度。

在垂直 NE 向垛崮山破碎蚀变带走向方向上所进行的地表岩石磁化率填图（图 9　4）揭示，破碎蚀变带中岩石磁化率较围岩低得多，此为破碎蚀变带中暗色矿物彻底分解的显示，也进一步证实了破碎蚀变带的存在性，同时反映其蚀变强烈、产状稳定、规模较大，其地表捡块分析样品中普遍出现金的异常，最高含量可达 0.29 g/t，矿化迹象显著。

在 NE 向垛崮山破碎蚀变带上盘 NNW 向峒岭金矿带中，根据探槽、坑道及钻孔资料，还进一步开展了四幅矿物学填图研究。

图 9—5 为峒岭金矿床金品位等值线图，可以看出富矿体成带状分布，向 SE 侧伏延伸，侧伏角 45°—60°。

图 9—6 为峒岭金矿床黄铁矿晶体形态填图，大量统计表明，黄铁矿晶形比值 $f=[(a+e)+(e+o)]/[e+(a+e+o)]$ 与金品位呈正相关，其中 a 代表立方体，e 代表五角十二面体、o 代表八面体。利用 f 值填图同样揭示富矿体呈带状分布，向 SE 侧伏，与金品位填图相应性较好。

图 9－7 为峒岭金矿床黄铁矿热电系数填图，黄铁矿热电导型全部为 N 型，此在整个胶东地区甚为典型，反映黄铁矿中 Co、Ni 含量高，表明成矿热液中具一定的深源物质加入，可能与邻近的深大断裂有关。黄铁矿热电系数由浅部向深部逐渐增大，填图表明黄铁矿热电系数等值线沿矿脉走向呈波状起伏，有意义的是各等值线波峰与波峰、波谷与波谷的连线大致平行且向 SE 侧伏，与富矿体侧伏规律较一致。

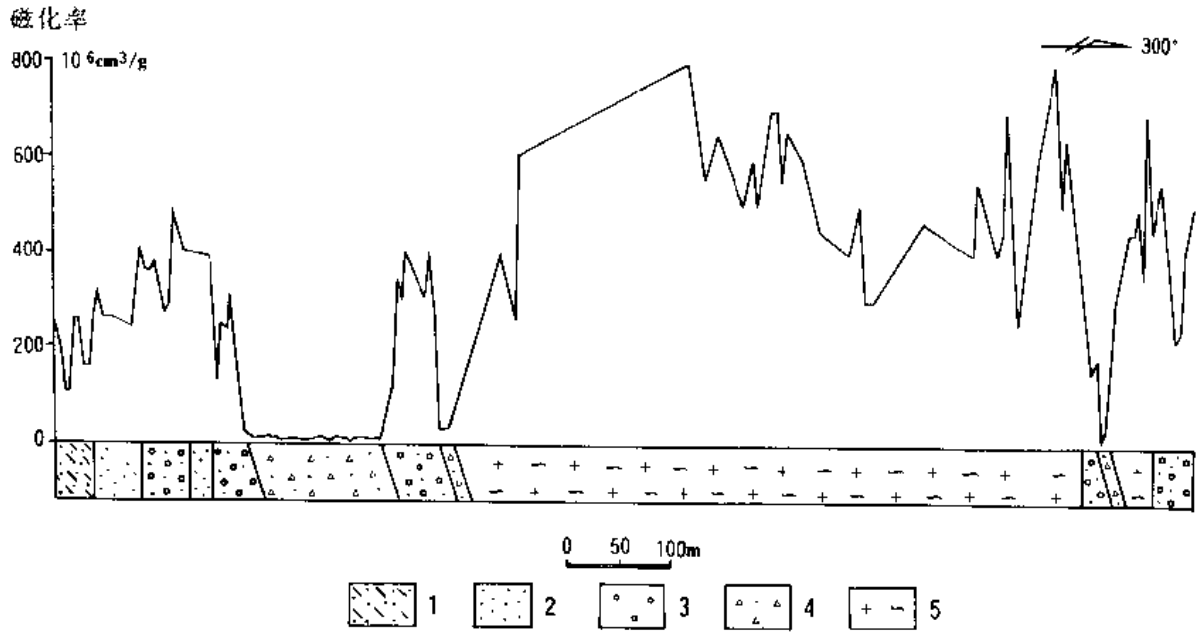


图 9—4 垛崮山附近地表岩石磁化率剖面图

Fig. 9—4 Profile of susceptibility of rocks in surface near Duogushan

1—草土；2—土；3—砂土；4—破碎蚀变岩；5—昆嵛山岩体

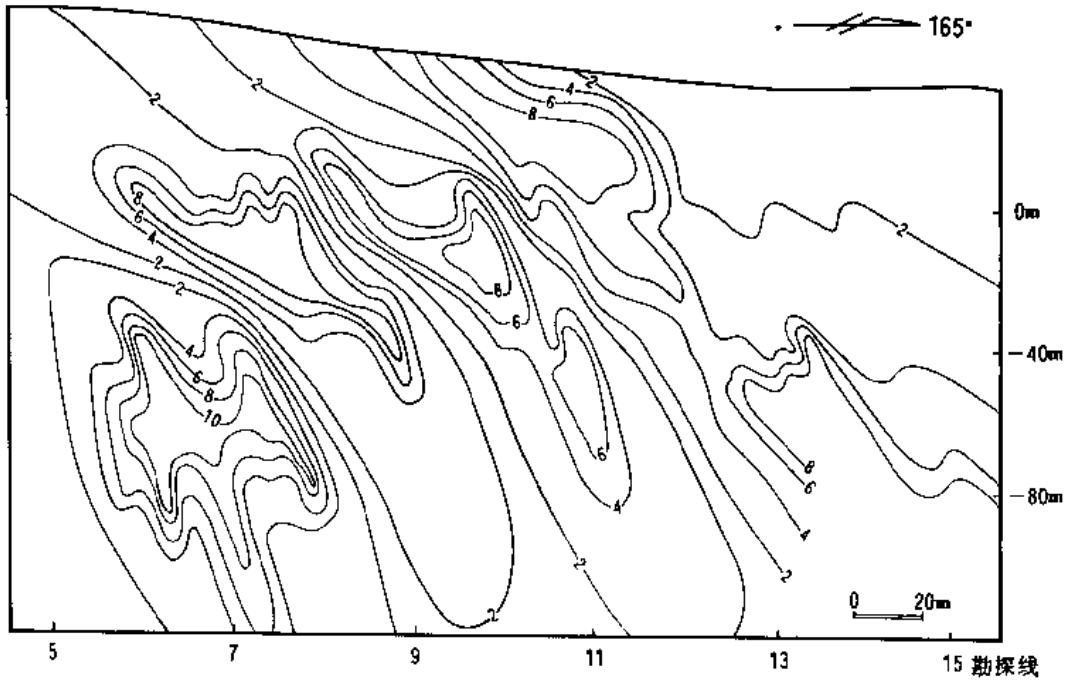


图 9—5 铜岭金矿床金品位填图

（据徐文超，1992❶）

Fig. 9—5 Mineralogical mapping of gold tenor in Tongling Gold Mine

❶ 徐文超，1992，山东省乳山县铜岭金矿矿物学填图，中国地质大学（北京）学士论文。

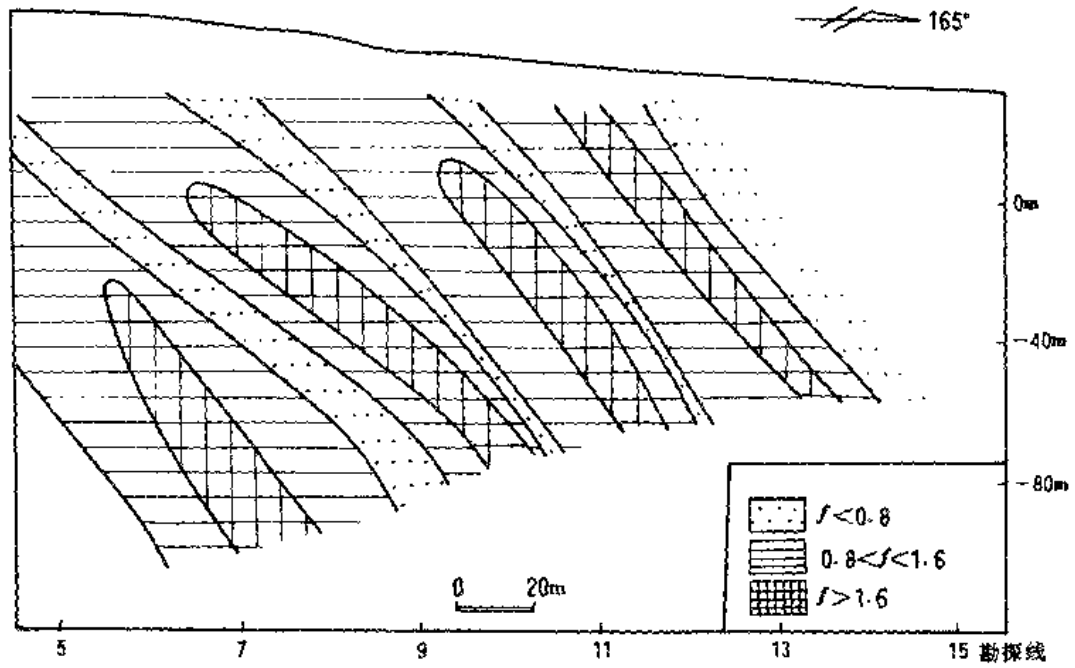


图 9—6 峒岭金矿床黄铁矿形态填图

(据徐文超，1992)

Fig. 9—6 Mineralogical mapping of morphology of pyrite from Tongling Gold Mine

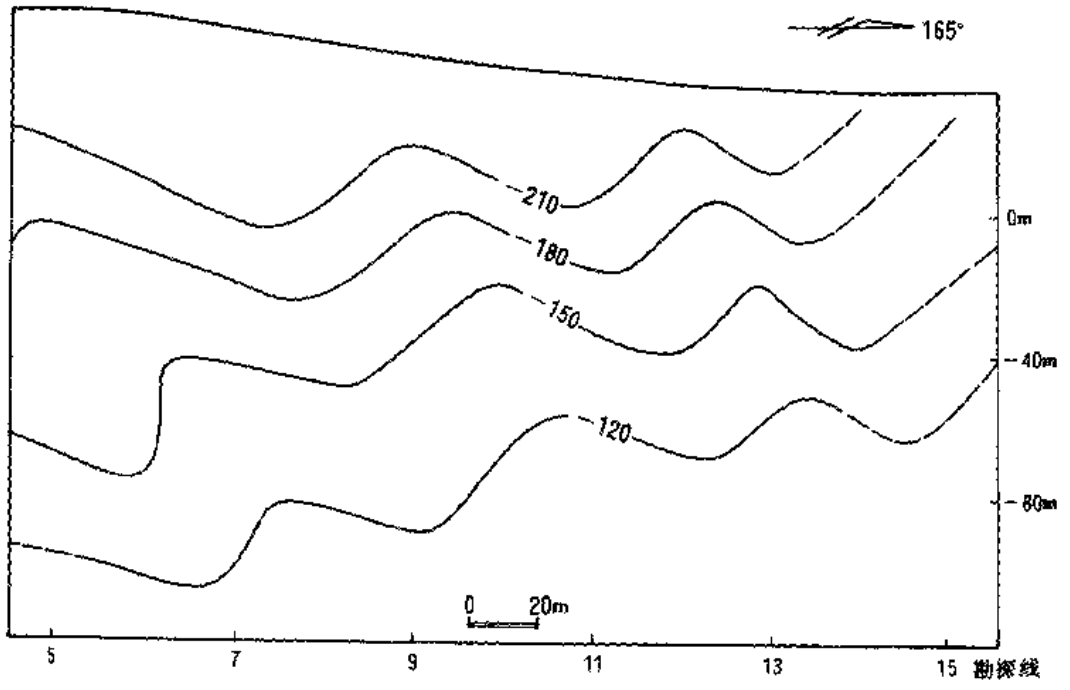


图 9—7 峒岭金矿床黄铁矿热电系数填图

(据徐文超，1992)

Fig. 9—7 Mineralogical mapping of thermoelectric coefficient of pyrite from Tongling Gold Mine

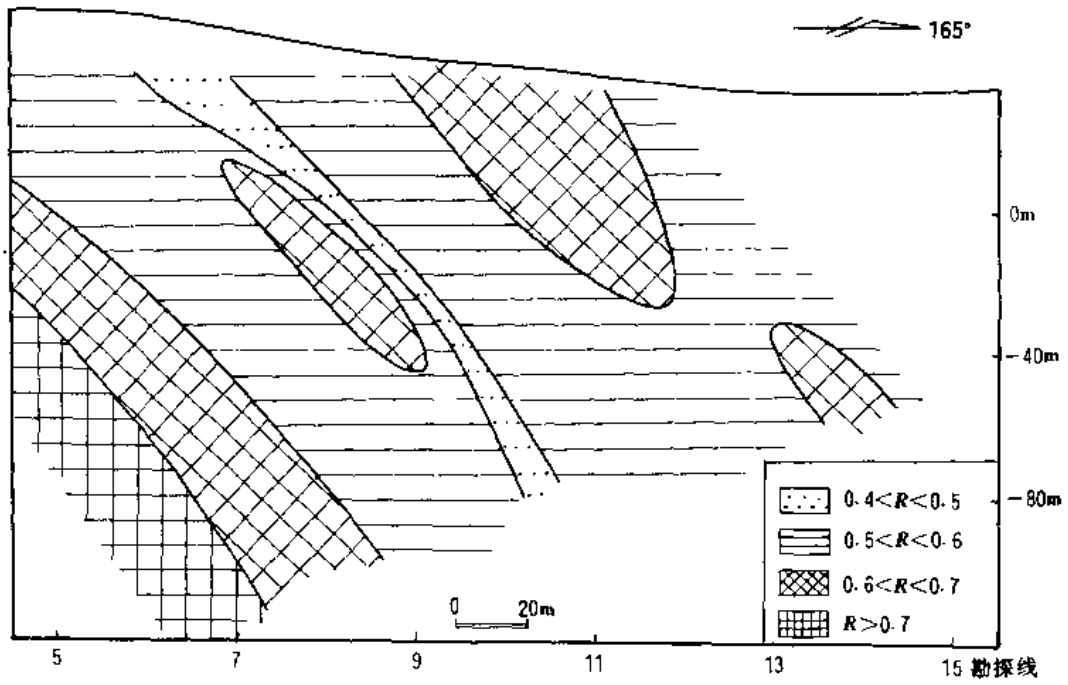


图 9 -8 峒岭金矿床石英天然热发光填图

(据徐文超，1992)

Fig. 9 -8 Mineralogical mapping of natural thermoluminescence of quartz from Tongling Gold Mine

图 9 -8 为峒岭金矿床石英天然热发光积分强度填图，显示石英天然热发光积分强度在空间上也呈带状、透镜状分布，且向 SE 侧伏。

对以上四种不同矿物学填图要素所进行的四幅矿物学填图研究，一致表明峒岭金矿床矿体向 SE 侧伏，即峒岭金矿床成矿热液来自 SE 方向。这一结论不但指明了峒岭金矿区 SE 方向深部为矿山远景区，更重要的是揭示了峒岭金矿床成矿热液来自 NE 向垛崮山破碎蚀变带，如图 9- 3 所示的二者空间关系，NE 向垛崮山破碎蚀变带为其上盘派生的一系列 NNW 向张性裂隙成矿提供了成矿热液 (图 9--2)，充分表明垛崮山破碎蚀变带是该地区重要的导矿构造，借鉴胶东地区西北部金矿床成矿规律，它也可以成为容矿构造，为焦家式金矿床成矿的良好远景区。

综上所述，新发现的垛崮山破碎蚀变带具一定的含矿潜力，它将成为牟平 乳山成矿带东南部新的矿化类型和重要远景区。

过去胶东金矿床开发研究多限于胶北地块中 NNE－NE 向断裂带。通过对垛崮山破碎蚀变带含矿性的评价，可以初步确定华北地台与扬子地台碰撞带五（莲）荣（城）断裂带两侧可成为胶东新的金矿化远景区。

原书缺页

原书缺页

原书缺页

原书缺页

Canadian Mineral., V. 29.

132. Pan, Y. and Fleet, M. E., 1991, Mineral chemistry and geochemistry of vanadian silicates in the Hemlo gold deposit, Ontario, Canada, Contrib. Mineral. Petrol., V. 107.

133. Partridge, F. C., 1937, Note on the green micas of northe.stern Transvaal, Trans. Geol. Soc. South Africa, V. 39.

134. Patterson, G. C., Mason, J. K. and Schmeders, B. R., 1983, Thunder Bay resident geologist area, north central region, Ont. Geol. Surv. Misc. Pap. 117.

135. Perry, E. C. Jr. and Ahmad, S. N., 1983, Oxygen and carbon isotope geochemistry of the Krivoy Rog iron formation, Ukrainnian, SSR. Lithos, 14.

136. Radoslovich, E. W., 1960, The structure of muscovite KAl_2 (Si_3Al) O_{10} $(OH)_2$, Acta Crystallographica, V. 13.

137. Rankama, K., Sahama, Th. G., 1950, Geochemistry, The University of Chigago Press, Chigago, Illinois, U. S. A.

138. Richardson, S. M., 1982, Crystal structure of a pink muscovite from Archer's Post, Kenya; Implications for reverse pleochroism in dioctahedral micas, Am. Mineral., V. 67.

139. Rollinson, C. L., 1973, Chromium, Molybdenum and Tungsten, in Comprehensive Inorganic Chemistry, Pergamon Press.

140. Rossman, G. R., 1984, Spectroscopy of micas, In: Bailey, S. W., Micas, Reviews in Mineralogy, V. 13, Mineralogical Society of America.

141. Schaller, W. T., 1950, An interpretation of the composition—silica sericite, Mineral. Mag., V. 29.

142. Schreyer, W., Werding, G. and Abraham, K., 1981, Corundum—fuchsite rocks in greenstone belts of Southern Africa: petrology, geochemistry and possible origin, J. petrol., V. 22.

143. Sergeeva, N. E., 1968, Ishkulite under the electron microscope, Vestn. Mosk. Univ. Ser. Geol., 23 (5).

144. Shannon, R. D. and Prewitt, C. T., 1969, Effective ionic radii in oxides and fluorides, Acta Crystallogr. B25.

145. Shau, Y., Feather, M. E., Essene, E. J. and Peacor, D. R., 1991, Genesis and solvus relations of submicroscopically intergrown paragonite and phengite in a blueschist from northern California, Contrib. Mineral. Petrol. 106.

146. Steele, I. M. and Smith, J. V., 1972, Occurrence of diopside and Cr-Zr armalcolite on the moon, Nature. Phys. Sci. 237.

147. Storee, B., 1972, Short communications, Dry melting of muscovite quartz in the range P_S=7kb to P_S=20kb, Mineral. Petrol., V. 37.

148. Strunz, H., 1970, Mineralogische Tabellen, 5th ed. AkademischeVerlagsgesellschaft.

149. Sunagawa, I., 1957, Variation in crystal habit of pyrite, Rept. Geol. Surv. Japan, No. 175.

150. Thayer, T. P., 1973, Chromium, In: Brobst, D. A., United States Mineral Resources, US Geol. Surv. Prof. Papers, 820.

151. Treloar, P. J., 1987a, Chromian muscovites and epidotes from Outokumpu, Finland, Mineral. Mag., V. 51.

152. Treloar, P. J., 1987b, The Cr-minerals of Outokumpu—their chemistry and significance, J. Petrol., V. 28.

153. Velde, B., 1965, Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence, Am. Journal of Science, 263.

154. Winchell, A. N., 1925, Studies in the mica group, Am. Mineral., V. 10, No. 3.

155. Winchell, A. N., 1927, Further studies in the mica group, Am. Mineral., V. 12, No. 7.

156. Whitmore, D. R. E, Bery, L. G. and Hawley, J. E., 1946, Chrome micas, Am. Mineral., V. 31.

157. Гинзбург, А. И., 1981, Минералогические исследования в практике геолого-разведочных работ, Недра, Москва.

158. Омельяненко, Б. И., Воловикова, М., Дриц, В. А., Звягин, Б. Б., Андреева, О. В., Сахаров, Б. А., 1982, О содержании понятия серицит, Серия Геологическая, No 5.

GENETIC MINERALOGY OF NEW SUBGROUP OF CHROMO-ALUMINO-MICA WITH EMPHASIS ON GENESIS AND PROSPECTING FOR JIAOJIA-TYPE GOLD DEPOSITS

LU ANHUAI CHEN GUANGYUAN
(China University of Geosciences, Beijing, 100083)

Abstract

Due mainly to their compolex compositions and wide distributions as well as important roles in rock and ore formations, minerals in mica group, the most abundant phyllosilicate, are still paid great attention to by geologists, while the researches in micas at subgroup level have been restricted to magnesio-ferro-mica, ferro-lithio-mica and lithio-alumino-mica with more emphasis on rock formation, less on ore formation.

Generally micas can be classified at group level with monovalent interlayer cations in the formula unit. Furthermore, mica group are divided into subgroups on the basis of their octahedral occupancy as trioctahedral subgroup corresponding to Mg—Fe series and dioctahedral subgroup corresponding to Al series considered before.

In fact, many of the major rock-forming silicate minerals appear to be capable of accomodating substantial substitution of Cr into their crystal structures and even more the isomorphous replacement between Cr and Al in octahedral sites in some minerals is quite complete, e. g. in spinel group like $MgCr_2O_4$ $MgAl_2O_4$, in garnet group $Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$ $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$ and in pyroxene group $NaCrSi_2O_6$---$NaAlSi_2O_6$ etc.. Recently the substitution of Cr for Al in octahedral positions in natural micas is widely reported and maximum levels of Cr substitution may be far greater, especially at low pressure, than hiterto suspected. The natural chromian muscovite shows the value of Cr_2O_3 up to 24.63% corresponding to 1.45 Cr atom per formula unit (11 oxygens) with a maximum 83.14% substitution of Cr for Al on octahedral sites (Treloar, 1987). Data of 118 chromian muscovites from different corners of the world including 41 from Chinese samples completed by auther are brought together for setting up the relationship between Cr and Al on octahedral sites. It shows evidence for extensive solid solution between octahedral Cr and Al which is rarely demonstrated before. Unfortunately the end member of Cr in the complete isomorphous replacement of Cr for Al has not been discovered in nature, while the another end menber of Al known as muscovite.

As with complete solid solution of Mg- Fe series corresponding to trioctahedral subgroup, phlogopite $KMg_3(Si_3Al)_4O_{10}(OH)_2$---biotite $K(Mg,Fe)_3(Si_3Al)_4O_{10}(OH)_2$ annite $KFe_3(Si_3Al)_4O_{10}(OH)_2$ in mica group, Cr Al series corresponding to dioctahedral sub-

group is also indicated here at first time, chrome mica $KCr_2(Si_3Al)_4O_{10}(OH)_2$--chrome aluminium mica $K(Cr, Al)_2(Si_3Al)_4O_{10}(OH)_2$ aluminium mica i. e. muscovite $KAl_2(Si_3Al)_4O_{10}(OH)_2$. Because of Cr--bearing muscovites reported in old literatures through never yet with Cr_2O_3 values in excess of 4.81%, usage of the term fuchsite to cover a range in Cr_2O_3 content more than 4.81% is discouraged in mineralogy. It may not be debatable that the classification of minerals in mica group should be reviewed in detail. Tentative classification at subgroup level being advanced here is chromo-alumino-mica and magnesio-ferro-mica according to types of completely isomorphous replacements among cations in octahedral sites in natural micas which is rather systematic so far known.

Since the element of Cr riches in mantle-derived rocks, especially chrome mica is usually generated from crystalline basements of basic to ultrabasic metavolcanics in the earlier geological era or related to remobilization from the crystalline basements in the later geological era and sometimes occurs in hydrothermal altered walls of ultrabasic rocks in ophiolite suites, characteristics of systematic evolution emphasis on phylogeny of the new subgroup of Cr-Al series will be helpful to recognize the geological history from the early origin of crust to the late crust evolution and from rock formation to ore formation. The position of the new subgroup in geological history is also affirmed.

According to the principle of classification of genetic type of gold deposits depending on geological backgrounds, the classified types of gold deposits as quartz vein type and wall alteration type in Jiaodong region which are suitable for distinguishing type of ore but only reflect the manner of mineralization should be reidentified so that the geological formation of gold deposits can be embodied in detail. In this writting the research is centered on genesis of gold deposits of so-called Jiaojia type being topmost in China and more typical in the world by the new method of geochemical evolution of chromium with emphasis on phylogeny of chromium-bearing minerals in geological history from rock formation to ore formation.

The formation of gold deposits of Jiaojia type can be divided into three successive stages (Chen et al., 1989). The first stage is the source-forming stage including the formation of Jiaodong group and granitoids in which gold is dispersed. The second stage is the transitional stage which is between rock-forming and ore-forming stages marked by remobilization and transfer of gold under ductile stress with concomitant heat. The third stage is ore-forming stage marked by enrichment and deposition of gold from the gold-bearing solution in the brittle cataclastic zones.

The investigation of geochemical evolution of chromium, especially of phylogeny of the chromium-bearing minerals from Jiaodong region displays distinct inheritance from the metavolcanics of the late Archaean Jiaodong group to the granitoids of the early Yanshanian Movement to the gold mineralization of the late Yanshanian Movement. The primary source of Cr is derived from femic minerals, like pyroxene, hornblende, biotite etc., and the original accessory minerals like zircon, garnet, apatite etc., in the crystalline basement

as primary source beds of Cr, then Cr is quite dispersed in early granitoids as well as post magmatic pegmatite as intermediary source rocks of Cr and remobilized and transferred during transitional stage, and still later Cr is enriched in ore-forming stage, especially in the principal mineralizing stage, being taken up mainly by chrome sericite which is green in colour and associated with sericite, ripidolite, rutile, quartz, siderite, ankerite, calcite, pyrite and electrum in orebodies.

Due to the close geochemical affinity between gold and chromium, investigation of phylogeny of chromium-bearing minerals from Jiaodong region based on geological background reveals that the metavolcanics of Jiaodong group provide not only Cr but also Au in dispersion. I-type granitoids originating from partial melting of the Jiaodong group are the intermediary source rocks of Au and Cr which are inherited from Jiaodong group. Ore-forming stgae is the process of precipitation of Au and Cr through hydrothermal enrichment affected by the movements of the earlier ductile shear zones and the later brittle cataclastic fault zones, the former traversing the granitoids provide the extensive terrain for the remobilization and transfer of Au and Cr, While the later overlapping or intersecting the former provide not only the conditions of temperature-dropping and decompression but also the space for precipitation of Au and Cr from hydrothermal fluids to yield gold deposits of Jiaojia type.

Ohviously, the geological formation of the gold deposits can be embodied by the new method of phylogeny of chromium-bearing minerals. Gold together with chromium is remobilized from the Pre-Cambrian crystalline basements by much stronger Mesozoic tectonic activities generating I-type granitoids, therefore the genesis of gold deposits of so-called Jiaojia type related to the crystalline basement mobilization is affirmed here. It is quite different from gold deposits of the greenstone belt type which inherit from crystalline basements as primary source rocks directly while lack remobilized granitoids as intermediary source rocks.

The occurrence of chrome sericite is more widely distributed in gold deposits of Jiaojia type than it was considered before, and is also quite noteworthy to be successfully used as typomorphic mineral to identify genetic type and to evaluate potentiality of gold deposits of Jiaojia type.

Detailed investigations into typomorphic characteristics of chemical composition of chrome mica from the gold deposits show that high contents of Cr, Ni, V, Ti, Mg and Fe in octahedral sites and Si in tetrahedral sites and low content of K in interlayers of chrome mica were all in favour of hydrothermal alteration and gave rise to gold mineralization. The association of chrome mica formed at the main ore-forming stage with electrum, pyrite, ankerite and quartz etc. in orebodies serves as a good indicator of the precipitation of gold from auriferous hydrothermal fluids. Sericite formed at the early ore-forming stage is widely distributed in altered rocks, while muscovite formed at the late transitional (diagenetic-metallogenetic) stage is observed near orebodies. The complete evolution from muscovite

through sericite to chrome mica existed in the new subgroup of Cr—Al series which had been developed on the basis of the subgroup of Al series known as muscovite in natural mica mentioned before, and this also finds expression in the reduction of grain size, decrease of K content and increase of H_2O content in interlayers, and increase of Si in tetrahedral sites and Cr, Ni, V, Ti, Mg and Fe in octahedral sites, indicate strong hydrothermal alteration and intense gold mineralization. The uniform, persistent and continued mineralization in the same gold deposit of Jiaojia type suggests the continuity and completeness from the rock-forming process to the ore-forming process.

This is the first book dealt with the genetic mineralogy of subgroup chromo-alumino-mica with emphasis on genesis and prospecting for gold deposits of Jiaojia type. It contains 9 chapters.

Chapter 1 deals with the state of element of chromium in minerals in which the isomorphous replacement between Cr and Al in octahedral sites is quite complete. As with complete solid solution of Mg—Fe series in mica group, Cr—Al series corresponding to new subgroup of chromo-alumino-mica is indicated here at first time. Classification of minerals in mica group is also reviewed in detail and the subgroup are modified according to types of completely isomorphous replacements among cations in octahedral sites, namely, chromo-alumino-mica, magnesio-ferro-mica and lithio-mica which are rather systematic so far known.

Chapter 2 treats of the tentative classification and nomenclature of minerals in the new subgroup of chromo-alumino-mica by crystal chemistry and natural occurrences in more detail.

Chapter 3 is directed to the topics of crystal structure analysis of minerals in the new subgroup, in particular of characteristics of crystal chemistry of chrome mica in the new subgroup.

Chapter 4 deals with the phylogeny of chrome mica in the new subgroup in which the characteristics of systematic evolution of chrome mica during the whole process from the early origin of crust to the late reformation of crust are discussed and the features of 9 occurrences of chrome mica in nature are also described minutely. Data of 118 chrome micas from different corners of the world including 41 from Chinese samples completed by auther are brought together for setting up their genetic diagram.

Chapter 5 lays special emphasis on reporting the geological background of gold deposits of Jiaojia type in Jiaodong region where a numher of chrome micas occur, including stratigraphy, tectonics, wall alteration and mineralization.

Chapter 6 deals with typomorphic features of chrome mica from gold deposits of Jiaojia type in Jiaodong region in rather detail which concern colour, grain size, crystal form, chemical composition, crystal structure, crystal optics and differential thermal analysis from genetic and prospecting mineralogy points of view. Especially the concept of greenish alteration i. e. chromium-bearing sericitization and its significance in gold prospecting is

pointed out at first time.

Chapter 7 discusses the process of gold mineralization of Jiaojia type with emphasis on the characteristics of Cr distribution in minerals and the natural evolution of Cr-bearing minerals from different geologic bodies in the Jiaodong region, and reveals the regularities of the chemical inheritance of Cr-bearing mineral typomorphism. Cr-hearing sericite and (Au, Ag) series minerals occur in orebodies of the gold deposits. The chromium in these minerals were derived from the I-type granites through dynamic and hydrothermal alterations. These granites were originated from partial melting of the late Archaean Jiaodong group consisting of intermediate basic metavolcanics. The characteristics of chromium heing the tracer element can be successfully used to reveal the source of gold (as well as Fe) which is associated with chromium and, therefore, originated from the Jiaodong group. A systematic study on the compositional typomorphism of Cr-bearing minerals formed under mechanisms at different periods and stages can be a new mineralogical method of exploring the source of ore-forming materials of the gold mineralization.

Chapter 8 states regional prospecting directions and district prospecting criteria for gold deposits of Jiaojia type as well as evaluation criteria for the extent of orebodies from points of view of mineralogical mapping and typomorphic features of pyrite, quartz, fault gouge, especially chrome mica which can be used successfully as typomorphic mineral in studying genesis and prospecting for the gold deposits related to remohilization from Pre-Camhrian crystalline basements not only in Jiaodong region hut also in other similar parts of China or even abroad.

Chapter 9 deals with practical investigation into gold mineralization of Jiaojia type in unknown area, researches in the criteria and evaluates the potentiality of the gold mineralization as well as cites an example of the gold prospecting by means of the typomorphism of minerals mentioned before in more detail for reference.

The concept of typomorphism of minerals providing a sound basis for genetic mineralogy and prospecting mineralogy as well as mineralogical mapping is in general considered to be composed of three parts (Chen, 1987), namely typomorphic minerals, typomorphic associations of minerals and typomorphic characteristics of minerals and mineral associations. Inheritance of typomorphism of minerals, one of the six essential natures of typomorphism of minerals, occurs between different generations, stages, epochs, periods and cycles of minerals from the earlier to the later in evolution of the ontogenetic and phylogenetic history (Chen, 1988). This book has been greatly benefited from the scientific discipline mentioned above.

Gold orefield in Shandong Peninsula where Jiaojia type gold deposits develped, being located to the west of the suture line between the Pacific plate and the Asian plate and to the east of the Tanlu fault zone which runs NE to NNE with its extension more than 2000 km, being considered to be corresponding to the St. Andrews fault in the marginal part of the American plate on the eastern Pacific rim, were mined thousands of years ago and are

still keeping to be leading in gold production at present. The relative movement between the Pacific and the Asian plates give rise to two types of fracture zones, the tensional ones providing the space for the formation of fissure-filling type of auriferous quartz veins and the shear zones providing the space for the formation of hydrothermal replacement type of gold deposits. However, the geochemical cycle of chromium investigated here by phylogeny of chromium-bearing minerals from Jiaodong region reveals that gold mineralization of both types mentioned above relates to Pre Cambrian crystalline basement remobilization from genetic type points of view.