提　　要

成因矿物学与找矿矿物学是矿物学的重要分支学科，是矿物学联系生产实际的桥梁。全书共分十章。第一、二章着重讨论了成因矿物学与找矿矿物学的概念和它们与其它学科的关系，并叙述了国内外成因矿物学与找矿矿物学的发展史，重点阐述了我国古代成因矿物学与找矿矿物学的成就及其发展。第三章论述了矿物个体发生史与矿物系统发生史。第四、五章着重讨论了矿物形态、成分、结构、物性及谱学特征等与矿物形成条件的关系及其在实际工作中的应用。第六、七章阐述了矿物共生组合与矿物共生分析的原理、实际应用与实例。第八章以角闪石成因矿物族为例，以丰富的实际资料系统总结了角闪石的晶体化学特征与形成条件及成矿的关系，以及角闪石族种属在地壳中的分布。第九章系统地提出了找矿矿物学的概念，初步总结了找矿矿物学在国内外找矿勘探中的应用。第十章阐述了成因矿物学与找矿矿物学的思想方法与工作方法。书中收集了大量国内外在这方面的研究成果与实例，反映了目前国内外的研究水平。全书内容新颖、体系完整、资料实例丰富，文字深入浅出，理论联系实际，便于阅读应用。

本书可供找矿勘探工作者、岩矿工作者、结晶学、矿物学、岩石学、矿床学及地球化学研究人员及大专院校地质专业师生阅读，并可作为参考教材。

序　　言

现代成因矿物学是本世纪二十年代发展起来的一门新兴的地质基础学科，它是现代矿物学中的一个重要分支。它成为一门系统的学科是从六十年代开始的。我国从五十年代开始由苏联引进成因矿物学方向，已有三十多年的历史。由于成因矿物学在解决地质与找矿问题中所显示出的重要理论意义与实际意义，使它日益引起人们的重视。近十几年来，发展十分迅速，目前已成为国内外矿物界、岩石界及矿床界研究的重要课题之一。

由于国民经济对矿产资源预测及寻找深部矿体与找盲矿体的需要，特别因为找矿的难度日益加大，给地质科学中各门学科，也给成因矿物学，提出了新课题，因此，成因矿物学在找矿中的应用现代找矿矿物学应运而生。找矿矿物学是1979年才由苏联学者提出的，虽然直到目前为止，还没有全面系统的总结，但由于它与生产实际结合十分紧密，因而得到生产部门极大的重视。

成因矿物学与找矿矿物学几十年来，特别是近十几年来，无论在理论方面或实践方面，都已积累了大量的资料，有待总结。苏联从六十年代起，已经陆续有成因矿物学专著问世，但都各有所侧重，有的侧重于矿物共生组合，有的侧重于矿物的标型特征，有的侧重矿物个体发生史，还有的侧重于矿物的成因分类或空间分布。全面的系统的成因矿物学与找矿矿物学的论著，当前国内外都很缺乏。为了适应国内生产、科研和教学的需要，尤其是国内新一轮找矿的需要，集中了我们近三十年来积累的资料，其中包括国内自公元前五世纪至1985年、国外自十七世纪至1984

年的古今中外资料，一部分自己的研究成果，着重收集了苏、美、英、法、德、日本、加拿大、瑞典、挪威、澳大利亚等国的近代资料，及我国地质工作者建国以来，尤其是近十年来的研究成果，自成体系，编写而成。

全书共分十章：

第一、二章　由陈光远编写

第三章　矿物个体发生史由孙岱生编写

　　矿物系统发生史由陈光远编写

第四、五章　由孙岱生编写

第六章　由陈光远、孙岱生编写

第七章　由殷辉安编写

第八章　由陈光远编写

第九章　由陈光远、孙岱生编写

第十章　由陈光远、孙岱生编写

全书由陈光远主编，并全面审阅定稿。

在本书编写过程中，刘劲鸿、王健、臧维生、鲁安怀、武新参加了第八章部分资料收集及整理工作，鲁安怀参加了第三章矿物系统发生史的部分资料收集及整理工作，张立参加了第十章工作方法部分资料收集工作。张立、刘星、王健、臧维生参加部分抄写工作，陆亚利承担了绝大部分图件的清绘，张立、邵伟参加了小部分图件清绘，曹亚伯对出版本书十分关心，在此一并深表谢意。

由于编写时间仓促，错误与不妥之处，敬请读者指正。

作者　1985年9月于北京

目　　录

第一章　概　论

一、成因矿物学起源……（ 1 ）
二、成因矿物学概念……（ 2 ）
三、成因矿物学与其它科学的关系……（ 4 ）
四、成因矿物学发展史……（ 7 ）
五、成因矿物学发展现状……（ 22 ）

第二章　我国成因矿物学与找矿矿物学发展简史

一、我国利用矿物原料简史……（ 28 ）
（一）　原始社会阶段……（ 28 ）
（二）　奴隶社会阶段……（ 29 ）
（三）　封建社会阶段……（ 30 ）
（四）　半封建半殖民地社会阶段……（ 37 ）
（五）　社会主义阶段……（ 37 ）
二、我国成因矿物学与找矿矿物学发展简史……（ 38 ）
（一）　我国有关成因矿物学与找矿矿物学的古籍……（ 38 ）
（二）　我国古代成因矿物学与找矿矿物学思想……（ 40 ）
1.　矿物水平分带……（ 40 ）
2.　矿物垂直分带……（ 41 ）
3.　矿物区域分布……（ 42 ）

4. 矿物共生……（43）
5. 矿物形成作用……（45）
6. 矿物产状与矿物复成因性……（50）
7. 矿物标型……（56）
8. 矿物学找矿标志与找矿方法……（58）
三、我国近代成因矿物学及找矿矿物学发展简史……（65）

第三章 矿物发生史

一、矿物个体发生史……（71）
（一）矿物单体发芽……（72）
（二）矿物单体生长……（79）
（三）矿物单体变化……（98）
（四）平行连生……（107）
（五）双晶……（107）
（六）附生连生体与出溶体……（112）
（七）矿物集合体……（114）
（八）不同介质条件下矿物形态标志……（126）
二、矿物系统发生史……（139）
（一）矿物系统发生史的概念……（139）
（二）地球矿物系统发生史中的作用场……（140）
（三）陨石与地球矿物系统发生史……（143）
（四）月岩与地球矿物系统发生史……（152）
（五）幔源岩石与地球矿物系统发生史……（154）
（六）壳源岩石与矿物系统发生史……（164）
（七）矿物类的系统发生史……（170）
（八）矿物族系统发生史……（183）
（九）矿物种属系统发生史……（187）
（十）矿物组合系统发生史……（188）

第四章　矿物标型

一、标型组合……（196）
二、标型矿物……（196）
三、标型特征……（198）
（一）　形态标型……（198）
（二）　成分标型……（222）
（三）　结构标型……（268）
（四）　物性标型……（288）
（五）　谱学标型……（309）

第五章　矿物温压计

一、成分温压计……（321）
（一）　类质同象温压计……（321）
（二）　元素分配温压计……（328）
（三）　稳定同位素温度计……（343）
二、结构温压计……（354）
（一）　同质多象温压计……（355）
（二）　元素占位温度计……（357）
三、气液包体温压计……（363）
四、其他温度计……（366）
（一）　矿物熔点……（366）
（二）　矿物分解温度……（367）
（三）　固溶体分解温度……（368）
（四）　泥质矿物温度计……（368）

第六章　矿物形成作用与矿物共生组合

一、岩浆成因矿物共生组合……（373）

(一) 岩浆成因典型矿床矿物共生组合简表…… (374)
(二) 岩浆矿床矿物共生组合实例…… (374)
二、伟晶作用的矿物共生组合…… (388)
(一) 典型含矿伟晶岩矿物共生组合简表…… (391)
(二) 花岗伟晶岩矿物组合生成顺序…… (393)
(三) 不同建造伟晶岩中矿物成因标志…… (395)
(四) 伟晶作用矿物共生组合实例…… (395)
三、矽卡岩矿物共生组合…… (407)
(一) 矽卡岩矿物共生组合简表…… (407)
(二) 矽卡岩矿物成因标型特征…… (413)
(三) 矽卡岩矿物共生组合实例…… (417)
四、热液矿床矿物共生组合…… (435)
(一) 典型热液矿床矿物共生组合简表…… (438)
(二) 热液矿床成矿阶段的划分…… (446)
(三) 热液矿床矿物标型特征…… (451)
(四) 高中温热液钨锡矿床矿物共生组合实例…… (454)
(五) 中温热液铅锌矿床矿物共生组合实例…… (461)
(六) 低温热液汞矿床矿物共生组合实例…… (467)

第七章 矿物共生分析

一、相律…… (487)
二、矿物共生分析的一般方法与步骤…… (492)
三、矿物共生的图解表示方法…… (494)
四、矿物组成向量空间与坐标轴变换…… (504)
五、戈尔德施密特—艾斯科拉分析…… (508)
六、柯尔任斯基分析…… (512)
七、矩阵投影分析…… (521)
八、线性回归模型化法和线性规划法在变质

作用分析中的应用……（534）
附录一、二、三、四……（548）

第八章　角闪石成因矿物族

一、成因矿物族概念……（555）
二、研究角闪石成因矿物族的意义……（556）
三、角闪石族矿物的晶体化学……（556）
（一）T 位阳离子……（558）
（二）C 位阳离子……（560）
（三）B 位阳离子……（563）
（四）A 位阳离子……（566）
（五）附加阴离子……（571）
（六）角闪石结构中的多链缺陷……（574）
（七）过渡型结构(辉闪石与黑云辉闪石)……（575）
四、角闪石族矿物的晶体化学分类……（579）
五、角闪石族矿物的晶体化学分区……（582）
六、角闪石成因矿物族……（586）
（一）钙碱性岩浆岩角闪石成因图解……（588）
（二）碱性岩-碳酸盐岩角闪石成因图解……（590）
（三）区域变质角闪石成因图解……（592）
（四）接触交代角闪石成因图解……（593）
（五）热液角闪石成因图解……（597）
（六）榴辉岩角闪石成因图解……（601）
（七）蓝片岩角闪石成因图解……（609）
（八）铁矿床角闪石成因图解……（617）
（九）基性超基性岩有关矿产角闪石成因图解……（627）
七、角闪石族矿物分布……（637）
（一）地壳中角闪石族矿物分布……（638）

（二） 地壳中广义普通角闪石的分布……（639）
（三） 岩浆岩中角闪石的分布……（642）
（四） 岩浆岩中广义普通角闪石的分布……（644）

第九章 找矿矿物学

一、应用矿物学找矿的发展阶段……（650）
（一） 传统矿物学阶段……（650）
（二） 矿床矿物学阶段……（650）
（三） 成因矿物学与找矿矿物学阶段……（651）
二、找矿矿物学概念……（652）
三、矿物学在找矿中的应用……（653）
（一） 正确的矿物鉴定在找矿中的应用……（654）
（二） 新矿物的发现在找矿中的应用……（654）
（三） 已知标志矿物在找矿中的应用……（654）
（四） 矿物组合在找矿中的应用……（657）
（五） 矿物标型特征在找矿中的应用……（694）
（六） 矿物应力标志在找矿中的应用……（767）
（七） 矿物组合演化在找矿中的应用……（774）
（八） 矿物地史演化在找矿中的应用……（789）

第十章 思想方法与工作方法

一、思想方法……（785）
（一） 理论与实际相结合……（785）
（二） 野外与室内相结合……（786）
（三） 宏观与微观相结合……（788）
（四） 常规方法与现代方法相结合……（791）
（五） 成岩成矿实验与地质观察研究相结合……（795）
二、工作方法……（800）

（一） 野外地质矿物学方法……（800）
1. 观察矿物与矿物组合的成因产状、
采集系统标本……（800）
2. 观察矿物与矿物组合及其标型
在时间上的演化……（803）
3. 观察矿物与矿物组合及其标型在
空间上的分布与变化……（805）
（二） 室内研究和测试……（812）
1. 研究和测试手段的选择……（812）
2. 测试资料整理与数据处理……（815）
3. 野外和室内资料综合分析……（815）

主要参考文献……（819）
外文简介……（864）
外文目录……（867）

第一章

概　论

一、成因矿物学起源

矿物学是一门最古老的地质基础学科，但它又象万物一样，永远年轻，永无止息的在发展。现代成因矿物学便是以古老的描述矿物学为基础发展起来的年轻学科，它在人类几千年地质学发展史上的出现还不到一个世纪。它与晶体化学和矿物物理学是现代矿物学的三个重要发展方向。它的诞生与现代晶体化学大致同时，但稍早于矿物物理学。从1895年伦琴发现X光、1912年劳埃用以照射矿物晶体以来，就开始出现了现代矿物学的晶体化学。但以固体物理为理论基础，以波谱学方法为主要实验手段的现代矿物物理学，却是从本世纪60年代才开始出现的。后者虽然只有一、二十年的历史，但发展却很快。

现代成因矿物学的创立，与苏联的В. И.维尔纳茨基(Вернадский)、А. Е.费尔斯曼(Ферсман)、Н. М.费多罗夫斯基(Федоровский)及以后的Д. М.格里戈利耶夫(Григорьев)、Д. С.科尔仁斯基(Коржинский)、Е. К.拉札连科(Лазаренко)与А. Г.别捷赫金(Бетехтин)等的工作是分不开的。

早在19世纪90年代，А. И.维尔纳茨基便已提出从成因的观点来研究矿物的必要性。1890—1911年，他在莫斯科大学任教期间，便把研究矿物的历史、矿物的成因和变化，作为矿物学教

学及科学工作的首要任务（齐霍米罗夫、哈茵，1956）。他把矿物当做地壳自然化学作用的产物，成因矿物学思想在他的专著《地壳矿物史》（1923—1924）中得到了很好的总结。他指出："矿物学是地壳的化学。它的任务是既研究自然化学作用的产物，就是所谓矿物，同时也研究作用本身。它研究上述产物和作用在时间中和地壳不同地段中的变化；它研究矿物的自然组合（它们的共生）和它们的形成规律。"

1912年他的学生А. Е. 费尔斯曼在《论矿物成因问题和它们的相互转化》中指出："在矿物学中今天诞生了一个特殊的分支——成因矿物学或地质作用的化学。……根据矿物的形成条件，或其标型特征，研究各别矿物种的成因特征的工作，是和这一方向紧密相关的。"从而明确提出成因矿物学方向及其核心部分的标型学说。1920年Н. М. 费多罗夫斯基又提出了《成因矿物学》第一本专著。以后Д. М. 格里戈利耶夫提出《矿物发生学》。（1947，1955），Д. С. 科尔任斯基提出了《矿物共生分析》（1957），А. Г. 别捷赫金进行了很多矿物共生的实际工作（1939—1955），以后Е. К. 拉札连科又先后提出了《成因矿物学原理》（1963）与《矿物成因分类试编》（1979），这才使成因矿物学的理论体系逐渐完善起来。在此期间巴拉巴诺夫（Барабанов，1977）也提出了《成因矿物学》。

二、成因矿物学概念

成因矿物学来自俄语"*Генетическая Минералогия*"，它又来自俄语矿物的成因一词"*Генезис минералов*"。

成因矿物学是研究矿物成因理论及其实际应用的科学。它研究矿物及矿物组合的起源、发生、发展、形成和变化的条件和过程；研究矿物及矿物组合的形态、成分、结构、性质、成因产状、

共生组合之间的相互内在联系，以及它们与介质的交互作用及由此产生的成因上的宏观标志和微观信息；研究矿物和矿物内外特性在时间及空间中的分布和演化的规律。在此基础上，进一步研究矿物成因分类的自然体系及矿物成因在人类现实生活中的应用，包括对自然矿物原料及人工矿物原料寻找、制备和加工利用的有效途径和方法。

成因矿物学不仅理论性很强，实践性也很强，它是矿物学联系生产实际的桥梁。以矿物标型学说为理论基础的找矿矿物学，便是成因矿物学在找矿勘探中的应用。找矿矿物学与成因矿物学的关系相当于物探与地球物理的关系，或化探与地球化学的关系。在找矿矿物学中引用的矿物标型的定量参数，便相当于物、化探中引用的峰值或丰度值。把它们与其它地质标志及物、化探异常一同输入电子计算机进行加工处理，便有可能更有效地圈定出远景的找矿勘探靶区。

本世纪七十年代原子能、合成、电算与宇航四大工业的发展，进一步扩大了人类社会对矿物原料的需求，为成因矿物学在人类现实生活中的应用开拓了广阔的前景。目前人类社会所面临的能源、资源、自然灾害及环境污染等，急待解决的四大问题，又进一步对成因矿物学在人类现实生活中的应用提出了迫切的要求。例如人工萤石不同单形形成条件的研究，涉及石油净化问题；地热的矿物标型研究，涉及能源问题；人体结石的矿物成因研究，涉及保健问题；施有氮肥的土壤中含有亚硝酸基致癌物质的矿物成因，涉及环保问题；古代文物风化剥蚀的成因矿物学研究，涉及文物保护问题。地质工作者对人类负有保健、保安，提供原料、动力，保护人类文化遗产等神圣职责。成因矿物学在上述能源、资源的找矿勘探、选矿冶炼以及化工、陶瓷、农业、土壤、医学、环保、防止自然灾害、古代文物保护等方面进行深入研究，便有可能为人类进一步做出更大的贡献。

三、成因矿物学与其它科学的关系

成因矿物学与其它科学关系十分密切，地质科学与其它自然科学是成因矿物学广泛的理论基础。地质科学包括以下三个领域：

1．物质成分方面：包括结晶学、矿物学、晶体化学、岩石学、矿床学、地球化学、同位素地球化学等。

2．生物历史方面：包括古生物学、微体古生物学、超微古生物学、分子古生物学、地层学、生物地层学、岩石地层学、同位素地层学、事件地层学、古地磁地层学、岩相古地理学、古生态学等。

3．构造运动方面：包括动力地质学、构造地质学、大地构造学、地质力学、板块构造学等。

近年来还发展了遥感地质学与数学地质学等新兴的边缘地质学科。

成因矿物学以结晶学、矿物学、地球化学、晶体化学及矿物物理学等为它的直接理论基础，而以广泛的地质科学为它的广泛理论基础。

矿物是元素的集合体。矿物组合便是元素的组合。矿物既是贮存元素的仓库和加工、组装元素的车间，又是元素的集散地和转运站。矿物的形成和破坏，便是元素的集中和分散的过程；矿物成分和结构的改造，便是元素的改造和改组的过程。决定元素地球化学行为的内因是原子的核结构和电子壳结构；它们又是决定原子量、原子半径和离子半径、原子和离子类型的内因。决定元素地球化学行为的外因是介质的地质物化条件，它们是决定原子和离子的属性和它们在矿物中的赋存状态及矿物形成和变化的外在客观条件。因此，为了了解矿物形成变化的过程、条件和机

理，便必须了解元素和元素组合在自然界的地球化学行为和它们在矿物中的晶体化学状态，以便在寻找和利用自然矿物原料的生产实践中加以应用。

矿物又是贮存、吸收、转换和释放能量的枢纽。它们在这方面的作用，一是来自矿物晶格中原子的原子核和电子壳层的能结构；一是来自矿物晶格中各种类型的结构缺陷，包括捕获电子或电子空穴中心等。但何种元素携带何种能结构，以何种形式进入矿物，构成何种晶体场、配位场、能带或分子轨道，以及晶体结构缺陷的种类和数量及分布情况等，都决定于矿物的形成和变化条件。改造矿物所处的物理场、化学场或生物场，增加或消灭不同类型的缺陷，改变晶格的成分和结构以及矿物单体或集合体的形态，便有可能改变矿物的物理性能，以适应人类的需要。所以不论天然或人工矿物材料的矿物物理，均与矿物形成作用和形成条件有关，矿物物理所提供的微观成因信息与其它宏观的成因标志相配合，不仅有助于了解矿物的成因，还可在寻找天然矿物原料与制备人工矿物材料中加以应用。

成因矿物学与岩石学和矿床学，尤其是成因岩石学与矿床成因学，关系十分密切。矿物形成作用既涉及成矿作用，也涉及成岩作用。成矿作用是成岩作用的继续和发展。它们一同构成一个完整的元素地球化学旋回，两者都是成因矿物学研究的对象。任何一个地质体，不论是岩体或矿体，都是矿物的集合体。岩石成因与矿床成因问题，基本上是矿物成因问题。岩体或矿体中的组成矿物，都是成因信息的载体，它们如实地记载了矿物形成、变化的全过程，故可为岩体与矿体的形成条件及成岩成矿作用的演化，提供必不可少的成因信息。由于地质作用的复杂多样性，矿物、岩石与矿床也具有复成因性。近年来花岗岩与玄武岩多种成因类型的研究，已引起人们的关注。对矿物复成因性及其标型特征的研究，有助于确定岩石与矿床的复成因性，从而对阐明地球

演化与找矿勘探提供必不可少的线索。

成因矿物学与其它地质科学关系也很密切。生物地层的演化，包括生物演化与地层的演化，均属物质的演化。地球上有机界的出现便是无机界演化的产物。生物化石体中及其周围沉积物中矿物形成条件的研究，可提供古生物学的古生态方面的资料。岩层中矿物与矿物组合标型特征的演化，不仅可协助解决地层层序对比问题，还可给地层学、沉积学及矿床学提供物质成分演化的资料。同样，构造运动脱离不了物质。矿物随外界作用力而改变的属性，便是矿物对外界应力的应变，故从矿物属性的变化可判断构造运动的性质及其产生的部位。例如对结构面矿物成因标志的研究，便可为结构面性质及其演化，提供可靠的依据。

从上所述，成因矿物学的理论和方法已成为解决地质问题必不可少的手段之一，它与其它地质科学的关系日趋密切，它们互相交叉，互相渗透，使学科的一些边缘课题得以顺利解决，也使学科的发展日益深化。

成因矿物学还与多种应用科学有关，除找矿勘探外，还涉及矿山开发利用和人工原料制备，故与工艺矿物学、矿物原料工艺学、人工合成矿物学等有关。

在自然科学方面，它与数学和电算、原子物理、固体物理和波谱学，物理化学与胶体化学，以及生物、天文、地理等，关系也十分密切。它们不仅为成因矿物学研究提供基础理论，还为成因矿物学提供实验技术和计算方法。当然，矿物学与成因矿物学也为上述自然科学技术打开了矿物界的大门，从而扩大了它们的视野，并为它们提供了在自然界无机物质中开拓工作的广大领域。

成因矿物学是多种学科的边缘学科。对于任何一个在时间和空间中存在的客体来说，外在条件都是无所不在的，因而成因矿物学的研究不仅具有科学意义和实际价值，而且具有深远的哲学

意义。

四、成因矿物学发展史

成因矿物学是在生产实践的基础上发展起来的。人类从远古最原始的生产实践开始，为了自己的生存和发展，便已开始注意自然矿物原料的产状和分布规律了。以后从石器时代进入铜器、铁器时代，多少世纪以来地质矿业实践提供的有关矿物成因产状，矿物外表和内部特征，矿物的共生和伴生组合的大量资料，都为研究成因矿物学创造了必不可少的条件。19世纪中叶以来，人类工业社会的大发展，促进了世界范围的区域性普查找矿和矿山的勘探开发，提供了大量区域矿物学和矿床矿物学的实际资料，为成因矿物学研究矿物的时、空分布与各种矿物组合的形成条件，打下了极其有利的基础。20世纪中四大工业的发展，不仅使人类能深入极地和海洋，而且还进入了宇宙空间。1957年10月4日苏联人造卫星上天，1961年4月12日苏联宇航员Ю.加加林进入宇宙空间，1969年7月20日美国宇航员N.阿木斯特朗与E.阿尔德瑞木登月，又为成因矿物学研究向宏观无限的方向发展创造了条件。

成因矿物学也是在地质科学与其它自然科学技术发展的基础上发展起来的。例如岩石学中三大岩类及其成因类型的划分，矿床学中各种矿床类型的发现和确立，便为成因矿物学研究各种成岩成矿作用的矿物形成条件打下了良好的基础。而固体物理学与原子物理学的发展突破了牛顿力学时代的宏观物理学进入粒子世界，又为成因矿物学向微观无限的方向发展创造了条件。历史经验证明，愈是及早地引进其它自然科学的先进理论与先进方法，矿物学和成因矿物学便能愈早地摆脱停滞不前的保守落后状态实现新的飞跃。现阶段矿物学与成因矿物学似乎获得了第二次生

命，具备了进一步大跃进的条件(Гинзбург, 1981)。正是因为上述自然科学技术的巨大成就，才对这门最古老的基础地质科学——矿物学起了很大的促进。

结晶学和矿物学的发展，更是成因矿物学发展的首要基础。它包括以下一些方面：

(一) 矿物物性

1048年阿比罗尼首先应用阿基米德原理准确地测定了18种矿物的比重，提出了第一批矿物物性数据，为研究矿物物性与成因的依赖关系，奠定了第一块基石。1828年W.尼科尔 (Nicol) 发明了偏光棱镜，1857年H. C.索尔比 (Sorby) 把它与显微镜组装起来，用以观察岩石切片中的矿物，创立了晶体光学。以后，引进了油浸法 (Maschke, 1872) 与费氏台(Федоров, 1893)、光率计与反光显微镜，使矿物光性的研究日趋完善，为研究矿物光性的标型特征及其与矿物其它属性和成因产状的关系打下了初步的基础。后来的显微比重与显微硬度的测定，使矿物物性测定进一步定量化、微量化，又为矿物标型提供了更多的数据。20世纪中叶以后，晶体场理论、分子轨道理论、能带理论与矿物谱学的发展和应用，为探讨矿物物性的机理及其与成因产状的关系，又进一步提供了更为精确的信息。

(二) 矿物形态

N.斯丹诺 (Nicolaus Steno即Niels Stensen,1638—1686) 1669年发现了矿物晶体的面角恒等定律。H. J.奥依(Haüy)1784年发现了矿物晶体的晶面有理指数定律。1809年C. S,韦斯(Weiss)引进了晶轴的概念,1814—1815年发现了晶带定律。他们奠定了晶系划分的初步基础。1823年F. E.赖曼(Neumann)又研究了单斜与三斜晶系。1830年O.赫塞尔 (Hassel) 推导出晶体外部对

称的32种对称型与47种单形，建立了晶体几何形态学的理论基础。1780年罗姆·德·利尔(Romé de l'Isle)的助手卡兰诺(Carengeot) 发明了接触测角仪。1809年W. H.沃勒斯通(Wollaston)发明了单圈反射测角仪。1889—1893年E. C. 费得洛夫(Федоров)、1892年V.戈尔德史密特(Goldschmidt)、1893年蔡普斯基(Czapski) 等先后发明了双圈反射测角仪，为研究晶体几何形态学提供了测量工具。到20世纪中叶，测定晶体数约有20,000个，其中包括约2,000个各种晶系的自然矿物晶体(Phillips, 1946)。上述大量晶体测角资料为以后开展矿物成因形态学的研究提供了十分广泛的基础。

晶体的理想几何形态是晶体成分与结构的简单函数，但晶体的实际形态却是晶体成分结构与多种外在条件的复杂函数。外界条件千变万化，实际形态比理想形态复杂得多。N.斯丹诺(1669)已发现石英晶体虽然面角恒等，但却有多种歪形(图1-1)。A. E.费尔斯曼 (1911) 在研究金刚石晶体的基础上指出，晶体并不象罗姆·德·利尔或奥依所认为的只不过是一个几何体，而与结晶时周围生长环境的无数因素和现象有着有机的联系；并指出从晶体形态，晶面花纹与表面微细特征，可了解它们的历史。从理想形到实际形的晶体形态研究，为发展成因形态学，解决地质构造与找矿勘探问题，开拓了新的方向。

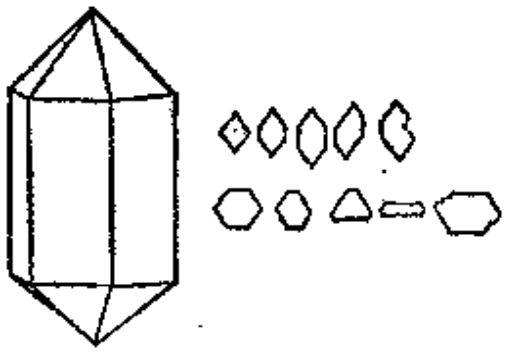


图1-1 石英的歪晶
(据Steno, 1669, 转引自Phillips, 1948)

本世纪30年代以后，引进了相差显微镜(Zernike, 1934)，多光束干涉仪(Tolansky, 1945)，诺马斯基式 (Nomarski, 1955)与山本—贾兰肯式微分干涉显微镜 (Francon—Yamamoto,

1962)，以后又引进了扫描电子显微镜，为晶体表面微形貌、晶体表面生长理论及晶体生长条件的研究与宝石鉴定等创造了条件(Sunagawa, 1971)。

晶体内表面是晶体生长过程中的外表面。晶面的生长还与外来混入元素的吸附及晶体生长缺陷有关。本世纪70年代以来，利用X光衍射与透射电镜确定晶体内部晶格缺陷与晶体表面微形貌的内在联系，并利用人工合成同种矿物晶体生长过程的观察记录对比，这对矿物个体发生史的研究大大地深化了一步(Sunagawa, 1984)。

矿物形态学研究不仅可提供矿物形成史或发生史的资料，还可提供矿物变化史的资料。1843年I. R.布鲁姆 (Blum) 提出了《矿物的假象》，为一种矿物被另一种矿物交代提出了矿物形态学的标志。1921年E. E.米车里赫(Mitscherlich)又提出了同质多象。同质多象转变时也可继承早期形成的外形，实质上也是一种假象，从而又为同成分的矿物物质的转变，提出了另一种形态学的标志。

(三) 矿物化学

A. F.克隆史杰特(Kronstedt,1722—1765)首先采用吹管方法对矿物成分进行了定性测试，但1765年时已知的元素只有17种。J. J.贝尔切尼乌斯(Berzelius, 1779—1848)首先应用天秤对矿物成分进行了定量分析。1869年Д. И.门捷列也夫(Менделеев)发明了周期表，当时已知元素已达63种。由于化学与化学分析技术的发展，得以确定不少矿物种和它们的化学成分，为以后探讨矿物的化学特征与成因的关系，打下良好的基础。以后R. W.本生(Bunsen, 1811—1899)等创立了光谱分析，为应用矿物微量成分探讨矿物成因，提供了定性与半定量资料。

1819年E. E.米车里赫提出了矿物的类质同象，В. И.维尔

纳茨基、V. M.戈尔德史密特(Goldschmidt)、A. E.费尔斯曼等相继对矿物类质同象的经验规律进行了系统总结，加深了对矿物成分变化规律的认识。激光光谱、等离子光谱、原子吸收光谱、X荧光光谱、中子活化分析与电子探针等方法的引入，使矿物主量、微量和痕量元素的测定进一步定量化、简便化、快速化，又为矿物成因的研究提供了必不可少的资料。

在矿物成分中混入元素除成类质同象代替外，也可成吸附状态或成显微、次显微包裹体的独立矿物相。在区分它们的间接方法中，从采用光学及其它物性参数、结构参数及差热分析，到应用电子探针及红外、穆斯鲍尔、顺磁共振等谱学方法，是一个飞跃。在区分它们的直接方法中，从采用反光显微镜到应用扫描及透射电子显微镜，也是一个飞跃。例如根据电子显微镜已查明，黄铁矿中的自然金，电气石中的锡石，锡石中的重钽铁矿均为自形的超显微包体。Au、Sn、Ta、Nb在各该矿物中并非成类质同象代替(Сидоренко等，1981)。近代实验测试技术向微量、微区、微观的发展，修正了过去的一部分理论与经验公式，解决了不少疑难问题，为微观成因矿物学的发展创造了极其有利的条件。

(四) 矿物晶体结构

晶体结构的几何模型是在晶体外部对称的理论基础上发展起来的。1848年A.布拉维(Bravais)推导出了14种空间格子，1878年L.森克(Sohncke)推导出65种点群，1885—1890年E. C.费多洛夫推导出了230种空间群，建立了晶体结构内部对称的几何理论。

1895年W. K.伦琴(Röntgen)发现了X射线，1912年M. V.劳埃(Laue)应用X射线发现了晶体的衍射现象，1913年W. H.布瑞格(Bragg)、1915年Г. B.吴里夫(Вульф)分别确定了计算晶体结构中面网间距的公式，提出了应用X光间接测定晶体结构

的方法。在此基础上，W．H.布瑞格(Bragg)、W．L.布瑞格(Bragg) C．P.鲍林(Pauling)、H．B.贝洛夫(Белов)等人测定了很多矿物的结构。

本世纪60—70年代又发展了电子衍射、中子衍射、红外光谱、穆斯鲍尔谱、磁共振等间接方法，使晶体结构分析日益完善，得以对构成晶体结构中点、线、面、体、链、层的各种几何图形的空间方位和几何形态进行系统全面的研究，提供有关面网间距、密度、性质、晶胞参数、晶胞大小、晶胞形态、晶胞对称、所属晶系与空间群及晶胞中离子的类型、价态、键长、键角、有序度、配位关系以及结构缺陷等精确详尽的数据。本世纪70年代又引进高分辨率透射电镜，可直接观察矿物晶体中的位错、缺陷、晶畴、晶胞双晶、晶体生长的结构层，甚至可放大3亿倍，分辨率可达原子直径1/10，因此可直接观察原子排列，为研究晶体结构与成因的关系，提供了更为有效的手段。

1911年H．A.鲍姆浩厄尔(Baumhauer)又提出结构多型，1819及1921年E．E.米车里赫分别提出了类质同象与同质多象。以后通过大量晶体结构的观察测定，包括超结构、混层结构与各种微细结构，不仅阐明了成分与结构的关系，奠定了现代矿物学中的晶体化学方向，而且为系统研究矿物晶体化学与矿物其它特征及形成条件的关系，创造了良好的条件。

(五) 矿物共生

有关矿物共生组合的实际资料来自生产实践中的实际观察，但对它们的形成机理却存在不同的认识。古希腊的亚里斯多德(Aristotle，公元前384—322年)认为各种矿石和岩石都是地下气态矿石和岩石升华作用的产物，干燥的射气形成一般的石头、赤铁矿、硫黄和其它含泥物质；而潮湿射气充填岩石裂隙便形成金、铜、铁和其它金属堆积(《气象学》卷1，1834)。文艺复兴时代的R．

笛卡儿 (Descartes, 1596—1650) 继承了上述思想，认为地壳外表矿脉中的矿物是由地球内热产生的射气形成的，汞蒸气带来金、银、铅，而其他挥发分与蒸气带来铜、铁、锑（《哲学原理》卷4)。М. В.罗曼诺索夫 (Ломоносов, 1711—1765) 指出矿脉中的矿物是天然地组合起来的，因此一种矿物的发现可做为另一些加入这一组合的矿物可能存在的标志；并指出采矿的人往往把铋称为矿石的盖子，它往往能指示通向银矿、金矿和锡矿的道路。В. М.谢维尔金 (Сивергин)1798年把矿物共生的现象称为矿物的“相邻性”或“毗连性” (*Смежность*)。直至1849年J. E. A.布来特浩普特(Breithaupt)总结了当时已知18种成矿建造自然矿物组合的资料，确定了自然矿物组合的稳定性质，才把它叫做“*Paragenesis*”，原意为“相似成因”。

物理化学是研究矿物共生规律与形成条件的理论基础，1920年P. E.艾斯科拉 (Eskola) 开始引进物理化学，提出了矿物相的概念。1920年V M.哥尔德施密特首先引进吉布斯 (Gibbs, 1876) 相律，提出了矿物相律，从而确立了变质岩中矿物共生组合的规律。1957年Д. С.科尔任斯基提出了矿物共生分析，把自然体系当做一个具有极活泼组分的开放系统，进一步扩大了矿物相律的应用范围，为阐明形成稳定矿物组合的条件，预测共生矿物的存在，探讨矿物共生组合的变化，提供了理论基础。近年来又开始出现了对同族矿物如辉石族、角闪石族矿物共生机理的探讨。

成岩成矿实验是研究矿物共生组合的手段，18世纪已开始，但至19世纪中叶以后才系统进行。1879年G. A.多布列(Daubrée)，1882年F. 伏格 (Vogt) 与A. 米舍-列威 (Michel-Lévy)、1898年U. A莫罗泽维奇(Морозевич)、1928年N. L.鲍温(Bowen)等均曾提出主要造岩矿物系统的合成实验，确定主要造岩矿物和金属矿物析出的顺序。当前成矿成岩实验的趋势是集中揭

示地壳和地球深部物质的矿物相转变与地壳和地幔中挥发组分体系的人工实验。

(六) 矿物标型

标型(*Typomorph*)一词来自地理学文献 (Sclater, 1897), 原用以标示其他地区不出现的动物。F.贝克(Becke)开始把它引入岩石学，提出标型矿物一词用以标示结晶片岩的不同矿物相(1903, 1906)，并把不同物化条件下形成的变质岩组合称为标型岩石(1921)。U.格鲁本曼(Grubenmann, 1904,1906) 为浅、中、深三个变质带各划出一套变质岩的标型矿物。他与P.尼格里(Niggli,1924)又把在一定物化条件下形成的变质矿物及它们的组合称为标型矿物与标型矿物组合。H.施耐德洪(Schneiderhörn, i1919) 开始把它引入矿床学，把这个术语推广应用到矿石的标型矿物组合上。P.拉姆多尔(Ramdohr 1962)又进一步在矿床学中把它推广，提出矿石的标型矿物、标型组合和标型结构构造，并以之为确定矿床成因分类、矿床形成位置、形成条件和形成历史的基础。Д. В.图德克维斯特(Рундквист,1982)又提出不同地质时代地质建造和矿石建造的标型特征有可能做为测定地质时代期、世的地质钟。物质的标型性是以物质的差异性为基础的，因此在地质科学文献中，除用以标示上述比矿物更高的物质结构层次外，也用以标示比矿物更低的物质结构层次，如标型元素，即用以标示化学元素的地球化学与晶体化学的特征 (Павлишин, 1983)。标型在不同物质结构层次中的贯穿应用，有助于对整个自然地质体系的了解，有助于了解不同结构层次的物质运动之间的内在联系，它们的相互制约性和它们的演化规律。

В. И.维尔纳茨基在《矿物地壳史》1923—1924)中指出,矿物晶体的形态、晶面特点、颜色及光泽等光学性质与成分，在各种矿物、各个矿床、各个产地中均不相同，均各有其可以互相区

分的标志。它的含义与地区标志矿物或地标矿物(*Топоминерал*)相近。

1931年A. E.费尔斯曼在他的专著《伟晶岩》中指出，标型矿物是在地球化学作用过程中，占有一定的严格位置，可标示一定时间、一定条件的地质相的矿物，它们的作用与地史学中的标准化石相当。根据对伟晶岩广泛深入的研究，他划分出了可以代表伟晶岩各个阶段形成条件的矿物约70种。他认为研究标型矿物对理解花岗岩熔融体的冷却过程，就如从古生物学的角度研究标准化石对分析某一沉积岩系一样的重要。但由于矿物具复成因性，往往常见有在广泛的热力学条件下形成的贯通矿物(*Сквозные минералы*)*，它们可在同一地质作用的各个阶段出现，甚至可在截然不同的地质作用中出现。起标型作用的往往是它们的特征。因此，他所称的标型特征，包括形态、成分、颜色、类质同象混入物、同质多象变化等特征。1940年他在《地球化学与矿物学找矿方法》中列举了很多例子，说明不同矿床中贯通矿物标型特征的变化，从而开拓了矿物标型在找矿中应用的方向。他对标型的定义至今仍是适用的。

1969年Ф. В.楚赫洛夫(Чухров)把只在某一地区、某一作用、某一阶段才出现的矿物称之为该地区、该作用、该阶段的标型矿物。他指出，在地球深部的压力条件下，同一化学成分可产生不同的矿物组合，因而他把矿物组合的概念推广到地球深部。当前，国际上研制出的静压高压装置，1970年日本已达200万巴，1972年苏联已达300万大气压，1976年美国也达300万巴，温度可达3000℃；动压高压已可产生1000万巴和10000℃的条件，而地球中心的压力为3.6—4.0百万大气压，故当前超高压装置已可把矿物成因的实验研究推向到地幔和地核。因而标型矿物、标型特征

*作者注：这一术语尚未引入英语矿物学文献，应译为 "Through minerals"

和标型组合的内函发生极大的变化。例如地壳中常见的金云母和角闪石只见于上地幔的最上部，而上地幔中常见的单斜辉石含Na_2O可达11%，橄榄石结构转化为尖晶石型，石英结构转化为金红石型。在超高压下，标型特征与物态也有很大变化，如在2—2.5兆巴的压力下α赤铁矿变成了金属性的良导体，在300万大气压下气态氢可转化成金属态氢。在扩大对地球和陨石矿物标型特征研究的基础上，本世纪60年代末至70年代初又开展了对月岩辉石矿物等的研究，使辉石成为真正具有宇宙意义的矿物，从而又把矿物标型的研究推向了宇宙。矿物标型不仅是人类用以了解矿物成因，寻找自然资源的标志，也已成为人类用以了解地壳、地球和宇宙形成机理的标志。楚赫罗夫(1972)还提出了"趋同矿物"(*Конвергентный минерал*，即*Convergent mineral*)的概念，用以标示云英岩建造及锡石硫化物建造中的锡石等具有复成因性的矿物，但仍以沿用"贯通矿物"为宜。

矿物标型特征是矿物的成因特征和成因信息在矿物产状、形态、成分、结构、物性和谱学特征上的全面反映。由于在地壳有限的时空范围内矿物的复成因性，由于它在地球和宇宙中的多变性，由于它既是标型矿物的基础，也是标型组合的基础，故标型特征的研究和应用最为广泛，已成为现代矿物学中最重要的课题。矿物标型包括标型矿物、标型组合、标型特征三个方面。以此为基础的成因分析称为标型分析。在标型分析中还应注意矿物演化发展中标型的继承性(Павлишин, 1983)。

在研究变质作用的过程中，有人把只在一种变质相的条件下稳定的一种或一组矿物称为临界矿物(*Critical mineral*)，或把在特定的温压条件下标示特定变质程度，在进变质作用中从低级向高级发展时首先出现的矿物，称为标准矿物(*Index mineral*)。它们的应用范围较窄，仅限于变质作用，还不能取代标型矿物的概念。在矿物学英语文献中也有人应用典型矿物(*Typical mineral*)，

指示矿物(*Indicator mineral*)或主导矿物(*Guide mineral*)，与之相当的德语文献中也应用主导矿物 (*Leifmineral*)，但这类同义语还不能取代标型矿物。Е. В. 罗日科夫建议用 "*Типогенез*" (标准成因) 代替 "*Типоморфизм*" (标型) (Кузьмин, 1981)，未得推广。因在地质矿物学术语中，长期沿用的*Изоморфизм* (类质同象)、*Полиморфизм*(同质多象)、*Метаморфизм*(变质作用)等术语中，均各有其衍伸的含义，均不限于形态了。

(七) 矿物分类

矿物分类是对矿物种属相互关系系统认识的总结。人类从远古以来便致力于总结他们对矿物种属关系的认识，企图制订出合理的矿物分类体系。在矿物学发展史上矿物分类可分四个阶段：

1. 外表特征分类　人们对矿物的认识从外表开始。从古希腊的亚里斯多德(公元前384—322年)、提俄弗拉斯特斯 (Theophrastus, 公元前371—286年) 与古罗马的老普里尼 (Pliny the Elder, 23—79年)到中世纪中亚细亚的伊布-西纳(Abu Ali ibn-Sina)、即阿维森纳 (Avicenna, 980—1037年)与阿比罗尼 (Al-Bīrūnī, 972—1048年)，他们提出的分类多数是以矿物外表特征为依据的，包括硬度、比重、脆性等力学性质，颜色、光泽、透明度等光学性质，以及可燃性、可熔性、可溶性等其它性质。其中阿比罗尼根据比重与硬度特征的测定，把水晶、紫水晶、缟玛瑙划归石英族，把红宝石、蓝宝石、白蓝宝石划归刚玉族，是很正确的。后者的分类考虑了矿物的性质，比老普里尼以前提出的矿物名称按拉丁文字排列的分类要合理的多。

在文艺复兴时代的欧洲，阿格里科拉(Agricola)即乔治·鲍厄尔(G. Bauer, 1490—1555)在1530年提出的分类是中世纪的继续，但又补充考虑了矿物的形状、纹理、解理、味、嗅等性质。

他的分类比C. V.格舍尔(Gescher,1516—1565)在1565年与植物分类对比，根据矿物的晶体习性(直线、角、圆)的分类要合理。以后，伴随资本主义工业的萌芽，在1647—1775年的128年中.欧洲各国提出的矿物分类体系就有27种之多，可见当时伴随工矿事业的兴起，矿物学发展百花齐放的欣欣向荣局面。19世纪初，A. G.魏尔纳(Werner)已认识到矿物必须按化学成分分类的必要性，但在他1817年提出的分类中，仍然继承了中世纪按外表特征分类的传统。

2. 化学分类 是在化学与分析技术发展的基础上，对矿物成分的认识加深后产生的分类，它在18世纪中叶以后才开始出现。1758年A. F.克隆施杰特(Kronstedt)第一个尝试对矿物进行化学分类，但不可能完善，因为当时只知道17种元素。他把矿物分为非氧化物与氧化物两大类，前者包括自然元素与硫、砷、锑、碲等化合物，后者包括氧化物与氯化物、氢氧化物及各种氧盐。1801年R. J.奥依把矿物分为(1)氧化物质(包括各种氧盐与氧化物及氯化物)，(2)泥质物质(以石英及硅酸盐为主，也包括刚玉、尖晶石等氧化物)，(3)可燃非金属物质（包括自然硫、金刚石、石油、沥青、无烟煤、琥珀、蜜腊石等)．(4)金属物质（包括自然金属和它们的硫、砷化物，氧化物及氧盐）等四大类。从他的分类中，尤其是大类的划分中，还可看到中世纪分类的影响。1824年J. J.贝尔切尼乌斯提出以阳离子同时也考虑阴离子为基础的分类原则，他把矿物分为非氧化物与氧化物两大类，前者包括自然元素与硫、砷、锑、碲等化合物，后者包括氧化物与氢氧化物、氯化物及各种氧盐。直至1852年G.罗斯(Rose)与1854年J. D.丹纳(Dana)在系统矿物学第4版中提出的分类才初具规模。1869年Д. И.门捷列也夫发明了元素周期表，加深了对化学元素的认识，化学分析技术突飞猛进，才使矿物化学分类日趋完善。以后丹纳的系统矿物学经过多次修订再版，为大家所沿用。

3. 晶体化学分类 从1912年M. V.劳埃开辟了现代矿物学中的晶体化学方向，兴起了矿物晶体结构分析以后，加深了对矿物内部晶体结构的认识，才使矿物化学分类获得修正和补充。

1930—1933年W. L.布瑞格根据硅氧骨干特征，总结了硅酸盐的晶体化学分类，将其划分为岛状、次岛状、哑铃状（双四面体）、环状、链状、层状、架状等亚类。以后在晶体结构研究进一步深入的基础上，不仅在硅酸盐中发现了过渡型结构，还发现了不同氧盐间的过渡型结构。1941—1984年H.史特伦茨(Strunz)多次总结了矿物的晶体化学资料，以晶体化学为基础，提出了第1至第8版的《矿物表》。1950年A. Г.别捷赫琴首先吸收了晶体结构资料，充实了系统矿物学的内容，他所编著的《矿物学》与《矿物学教程》使描述矿物学第一次具备了晶体化学的基础，同时也加强了矿物成因产状与共生组合的描述。1978年B. E.里克(Leake)根据角闪石结构中B位阳离子，又把双链结构的角闪石分为铁—镁—锰角闪石、钙角闪石、钠钙角闪石及碱性角闪石四个亚族，并根据Si及$Mg/(Mg+Fe^{2+})$进一步划分了四个亚族的矿物种，是晶体化学分类进一步的纵深发展。本世纪70年代高分辨透射电镜技术兴起以后，通过对角闪石族矿物的研究，又进一步发现了单链—双链—层状间的过渡型结构（Veblen等1978），使矿物的晶体化学分类愈益细致深入。

有的晶体化学分类(如Machatschki,1953)，按成分把矿物分为A、AB、AB_2……等类型，再按配位数与相应结构分族，如NaCl、AgCl、PbS、MnS、MgO、NiO按该分类均同属于NaCl族，这显然是对矿物成分的差异性考虑不够。还有的分类(如Поваринных，1972)，按化学键类型、阴离子或络阴离子类型及结构类型（结构中最强键的分布）划分大类（*Тип*）、类（*Класс*）及亚类（*Подкласс*），再按络阴离子、阳离子、有无附加阴离子或结晶水，划分科（*Отдел*）、亚科（*Подотдел*）、

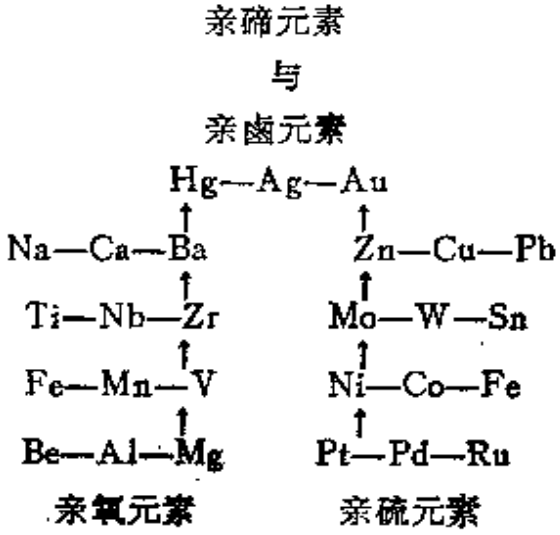
族（*Группа*）、亚族（*Подгруппа*）、及种（*Вид*）。按该分类，辉石族矿物便要分开，分属于不同科族，如紫苏辉石与透辉石亚族属A科第1亚科第1族，普通辉石属B科第1亚科第2族。以上分类均不把矿物成分作为主要依据，同族矿物因而分开，不同族矿物反而归并，不便查考。

4．成因分类　由于矿物的晶体化学分类不考虑成因，不反映矿物在自然界中的分布，故在矿物分类的尝试中，又出现了另一个发展方向，即成因方向。20世纪中叶A.F.布莱特浩普特（Breithaupt，1949）提出了18种矿石建造的矿物共生组合。马哈特史基（Machatschki,1953）把矿物分为原生矿物、风化壳与沉积矿物、变质矿物和重金属矿物四大类。前三类以内生、表生、变质三大地质作用为依据，第四类包括多种成因的黑色、有色、贵金属、半金属、稀有、放射金属等矿物。继承了前人重视矿石建造的传统，但未区分它们的矿物成因。

拉札连科（1979）根据矿物的形成作用提出矿物成因分类纲要，把矿物分为内生、外生、宇宙和工艺四大成因类型。其中不包括变质成因类型，而把它划归内生，又把副变质的铁锰氧化物划入变质改造成因，且仅限于古老强烈沉积变质岩，是不确切的。在该分类系统中，亚类以下按造岩矿物、造矿矿物，主要矿物、附属矿物，建造矿物、蚀变矿物分"统"，也易引起混乱。此外该纲要只包括约200种矿物，也欠完备。如在超基性岩蚀变矿物中便未包括金云母，它出现于被花岗岩侵入的超基性岩接触带，如在黄陵背斜。在混染伟晶岩的矿物中也未包括矽线石、蓝晶石、红柱石、堇青石，它们出现于穿切富铝围岩的伟晶岩中，如在我国内蒙、四川及瑞典、日本。但该纲要在正岩浆类中列入了碳酸盐岩亚类，在伟晶岩中继承A.E.费尔斯曼的传统划分出"纯净的"（*Чистые*）与"混染的"（*Скрещенные*）。在变质中列入了冲击变质，较以前的成因分类又进了一步。而且在一些矿物种

后并附有产状、成分特征、包体测温与共生矿物名称，也是一个有益的尝试。

矿物成因分类的晶体化学—地球化学方向以I.柯斯托夫(Костов,1954,1968)为代表，他的分类的第一级基础与一般晶体化学分类相同，但第二级基础却为主要金属元素的组合。V.M.戈尔德史密特（1923）把地壳中元素分为亲石、亲铁、亲硫与大气圈元素四类。柯斯托夫另根据金属元素在矿物中出现的频率、共生关系及类质同象代替，划出两个主要金属元素组合的系列：



在该分类中，金属硫化物及类似化合物，氯、溴、碘化物，硅酸盐，硼酸盐，磷、砷、钒酸盐，硫、硒、碲酸盐，碳酸盐的矿物族与矿物种均按主要金属阳离子纳入有关元素组合中。

该分类仍以晶体化学为基础，故不标示矿物与地质作用的关系，也不标示矿物的复成因性。以元素组合为次一级的分类基础，也不能完满解决矿物的成因产状归属问题，如在金属硫化物及类似化合物的Ni—Co—Fe组合中，硫钴矿族便包括硫钴矿(Co_3S_4)、紫硫镍矿($FeNi_2S_4$)、陨硫铬矿($FeCr_2S_4$)、硫铟铁矿($FeIn_2S_4$)，它们的成因产状便各不相同。

截至1979年底，根据不完全统计，天然无机矿物种数已超过

2270(王濮等，1982)。由于地质作用与矿物形成作用的复杂性，由于矿物普遍具有复成因性，常在不同地质作用中成贯通矿物出现，同时由于矿物种随条件而变化的多样性和多变性，与岩矿工作者对它们认识的局限性，因此矿物成因分类系统很难正确深入地全面反映矿物在自然界中的成因产状。同时由于现有的晶体化学分类继承过去描述矿物学的传统，把同种矿物的不同成因特征或标型特征混同起来，很有必要把它们分开，按族、种对它们的复成因性及成因标型，进行现代矿物学的研究，以便在地质找矿工作及其它工作中加以应用。为此又提出了成因矿物族的方向（陈光远，1960)。例如通过对角闪石族矿物成分标型的研究(陈光远、薛君治，1964)，便初步划分出超基性—基性、中性—酸性、碱性岩浆成因，接触变质成因、正变质成因、副变质成因及超变质成因的角闪石。H.史特伦茨(1984)在对矿物分类进行了历史回顾以后，建议对每一矿物种及每一矿物族的性质及成因都一一进行研究，这十分必要。只有在严谨的晶体化学分类基础上，对每一矿物族及每一矿物种详尽地进行成因矿物学研究，才能补救过去多少世纪以来描述矿物学把宏观成因标志混在一起所造成的缺陷，并给它补充以现代微观成因标志方面的新内容。这对于现代矿物学的发展和现代的矿物工作者来说，是一项意义十分重大，但又十分艰巨的任务。

五、成因矿物学发展现状

成因矿物学是从研究地壳表层矿物和矿物组合的成因开始的。通过深钻、地球物理、超高温高压成矿成岩实验与深源包体研究，现已开始进而探讨地壳深部和地幔、甚至地核的矿物组成和成因，从而把它的研究范围向纵深发展，逐渐扩大到整个地球。

成因矿物学原是地球科学的一个分枝。近来，通过宇航、陨石和宇宙尘以及地面测试，已进而探讨月球及其它天体的矿物组成与成因，故现已成为宇宙科学的一个分枝。

成因矿物学是从宏观的观察研究开始的。过去对矿物外表和内部特征的研究，限于常规的测试方法。到20世纪开辟了现代矿物晶体化学与矿物物理的方向以后，在X光结构分析的基础上，又采用了探针、质谱、电镜、波谱学等技术方法与晶体场、配位场、分子轨道与能带等现代理论，才使矿物内外特征的成因研究，不仅深入微量微区，而且深入到离子的电子壳结构与核结构的微观世界。因而，现代成因矿物学的发展，已从宏观成因矿物学的阶段进入到微观成因矿物学的阶段。

根据目前的认识和了解，现代成因矿物学涉及的领域有：

(一) 矿物属性的成因矿物学

探讨矿物属性与形成条件的关系，包括以下三个方面：

1. *成因形态学* 探讨矿物形态特征，包括晶体生长变化的微形貌特征与对介质的对称性和物理化学条件的依赖关系。

2. *地质晶体化学* 探讨矿物成分、结构与成因的依赖关系。

3. *成因矿物物理学* 探讨矿物物理现象与成因的依赖关系。

(二) 矿物发生史

探讨矿物发生发展的过程和机理，包括以下三个方面：

1. 个体发生史 探讨矿物单体与集合体发芽、生长、变化、破坏的规律和它们的地质物化条件，矿物与介质的交互作用及其标志。

2. *系统发生史* 探讨矿物系统中种、属、族类在地史演化和地质作用过程中发生和发展的规律，它们的形成和变化的机理。

3. *共生组合发生史* 探讨矿物共生组合在不同时间和不同地段中的形成和变化规律。

（三）地质作用的成因矿物学

探讨各种地质作用中矿物与矿物组合的形成条件、成因特征、析出顺序及空间分布的规律。它包括成岩作用成因矿物学与成矿作用成因矿物学两大方面。两者相辅相成，既有内在联系，又各有侧重。前者是成因岩石学的基础，后者是矿床成因学的基础。在各种地质作用中，对胶体化学作用的重要性过去认识不足，对生物化学作用的机理了解最差。成岩成矿作用的成因矿物学研究包括以下四个方面：

1. *人工实验模拟* 对自然作用的条件和过程，应用成矿成岩实验进行物理化学模拟探索，或应用电算进行数学模拟探索。物理化学模拟历史悠久，从成矿成岩实验开始已积累大量资料。但由于自然条件不能完全在实验室中重现，故有的人工实验结果与自然作用对比问题，尚有待进一步解决。

Н.П.尤什金（Юшкин）1972年提出成因信息矿物学，引进信息论探讨矿物体系发展过程中记录、保存和改造成因信息的过程，制定解释它们的可靠方法，以便在认识矿物成因及找矿勘探中加以应用。但数学模拟还需待以时日。

2. *包体矿物学* 矿物在介质中形成，它与介质交互作用，同步变化（Н.П.尤什金1976年称之为谐振）。矿物中除固体包体外，还有气态、液态、气—液态的流体包体及在其中悬浮的盐类晶体，此外还有玻璃质熔融体。它们都是在矿物形成和变化过程中被封存起来的介质。原生包体可直接指示成矿介质的物化条件，次生包体可指示矿物形成后的变化。包体研究技术方法的发展，开辟了从另一个侧面研究矿物成因的途径。

3. *岩体成因矿物学和矿床成因矿物学* 成岩成矿作用形成

的岩体和矿体，有时是单一的但往往是复合的或复杂的地质体。它们是研究地质作用成因矿物学最重要的基础。只有逐个对一些典型的岩体或矿床，一一进行系统深入的全面成因矿物学研究，才能阐明成岩成矿作用的客观规律，了解地壳地幔的演化，指出找矿方向，提出找矿标志。矿床矿物学涉及矿石与脉石、矿体与围岩、矿源层与岩浆岩中的矿物与矿物组合的形成条件、形成过程、时空分布和它们在成矿作用中的相互制约关系。矿床矿物学与生产实践的关系最为密切，故出现较早，发展较快。近年来岩体与深源包体的矿物学研究也已日渐受到重视。

4. *同位素矿物学*　通过同位素地球化学及人工同位素追踪，探索形成矿物的物质来源（壳源、幔源）及其演化、分异过程，判断形成矿物的地质作用及其物化条件，如天水与岩浆水的交互作用、岩浆与围岩的交互作用以及岩浆本身的分异等。

（四）标型矿物学与找矿矿物学等应用矿物学

矿物标型集中探讨标型矿物、标型特征、标型矿物组合与形成条件的关系。标型特征包括产状标型、形态标型、成分标型、结构标型、物性标型、谱学标型等宏观与微观的成因特征。其中产状标型为一切标型的基础，是首先应予确定的要素，但往往被忽略。其它各种标型内容也十分广泛，如成分标型便包括主量成分、次要成分与微量成分，还包括挥发组分、非挥发组分以及同位素组成等特征。

矿物标型包括成岩标型与成矿标型。找矿矿物学是成矿标型在找矿勘探中的具体应用。找矿矿物学范围十分广泛，涉及能源与资源的各个方面，它在金属矿床中开展最早，应用也最广泛。近年来在非金属矿床及石油、煤田、地热等能源中的应用，也开始受到重视。

应用矿物学还包括矿物标型在矿床开采、选矿、冶炼及矿物材

料加工制备中的应用，但在这方面的应用远不如在找矿勘探中广泛和深入。

（五）区域矿物学与同位素年代学

涉及矿物在地壳不同块段及地史不同时期中矿物的成因特征与分布规律。

1．区域矿物学　早年A.E.费尔斯曼对希宾与东西伯利亚伟晶岩的矿物学进行了系统研究，这个研究方向他称之为*Топоминералогия*，原意为地区矿物学。近年来国内外又开展了板块构造的矿物学研究。但对不同大地构造单元的区域矿物学特征及其形成条件仍缺乏系统的综合研究。H.П.尤什金(1982)把不同的具体地质系统当做不同的拓扑图形，认为*Топоминералогия*（拓扑矿物学）研究不同地质系统中矿物形成分布的规律，它的研究方向包括宇宙矿物学、行星和小行星矿物学、行星圈层矿物学（特别是地圈）、区域矿物学、岩石矿物学、矿床矿物学及其他专题的矿物学，如副矿物矿物学、重砂矿物学等。

2．同位素年代学　用以确定矿物形成年代与历史，探讨矿物在不同地史时期的析出顺序与成因特征。它是矿物系统发生史必不可少的研究基础，但这方面的工作还很薄弱。

（六）地球深部成因矿物学与宇宙矿物学

探讨地壳深部、地幔甚至地核的矿物组成、形成条件、成因特征、分布规律及其与地球演化的关系。过去的研究偏重于地球化学方面，近年来伴随固体物理与高温高压成矿成岩实验的发展，才开始逐渐与地球物理结合起来。

宇宙成因矿物学探讨陨石、宇宙尘、月球及其它天体的矿物类型、形成条件、成因特征、分布规律及其与地球演化的关系。并探讨行星碰撞、流星陨落，在地球表面浅部由撞击变质在高温

高压下形成的矿物类型。它们的形成条件、成因特征、分布规律及其与地球有机界和无机界演化的关系，是事件地层学的基础。

（七）分类成因矿物学

在现代晶体化学分类的基础上进行成因特征的系统研究，总结对矿物成因的系统认识，包括以下三个方面：

1．*矿物种的成因矿物学*　探讨矿物种的复成因性，它们的形成条件、分布规律、成因标志与成因分类。

2．*矿物族的成因矿物学*　探讨各个矿物族及其中各个矿物种的形成条件、分布规律、成因标志与成因分类。

3．*矿物成因分类学*　系统总结矿物种和矿物族与矿物类的相互成因关系，探索建立合理的矿物成因自然分类，在这方面它远远落后于晶体化学分类。

成因矿物学外部与其它地质科学和自然科学互相交叉渗透，内部在各个方面、各个分枝之间也存在互相迭加、互相过渡的情况。为集中解决一个成因课题，除与其它学科、其它方法互相配合外，常采用多种的成因矿物学方法，进行多方面的成因矿物学综合研究。

从上所述，成因矿物学涉及的领域很广，而且成因矿物学内部各个方面的发展也是不平衡的。总之，矿物学虽是一门历史悠久的古老学科，但现代成因矿物学却是一个年轻的分枝，还有待矿物学工作者用辛勤的劳动加以促进，才能使它较快地发展，以便适应人类广大的需要。

第二章

我国成因矿物学与找矿矿物学发展简史

我国历史悠久，与印度、埃及、巴比伦、希腊、罗马等文明古国同为最早广泛利用自然矿物原料的国家。但根据文献古籍、出土文物、采冶遗址、同位素年龄测定资料（夏鼐，1977）可知，我国成因矿物学思想的萌芽和找矿矿物学经验的积累，比其它文明古国还要早得多。

一、我国利用矿物原料简史

（一）原始社会阶段

1．*旧石器时代*　旧石器时代距今约170万—1万年前，从元谋猿人开始，经历了漫长的岁月。其间矿物原料的利用最早可追溯到第四纪中更新世早期（Q_2^1），距今约60—50万年前。当时分别生活于第四纪第一和第二冰期间的中国猿人—蓝田人与稍后的北京猿人已开始利用脉石英、燧石、石髓、水晶、蛋白石。在晚更新世晚期（Q_3^3），山顶洞人开始利用玛瑙、赤铁矿和石墨。赤铁矿用作饰品的涂料或撒在同伴尸体旁边，石墨用作饰品。据C^{14}年龄测定，约为19,000年前。

2．*新石器时代*　距今约为10,000—4,000年前，相当于全新世（Q_4）。已开始应用叶腊石、滑石、碧玉、软玉、硬玉、绿松石、萤石、方解石、粘土矿物、铁锰氧化物、煤精、自然铜。新石器时代早期用玛瑙、玉髓制作狩猎用的三角箭头（内蒙乌尔吉

木仑河两岸)。中期已用玉和萤石(浙江余姚)、玉和玛瑙(江苏淮安青莲岗)制做饰品。根据C^{14}测定,前者年代约7,000—6,000年前,后者约6,000—4,000年前。同时在河南渑池仰韶村和西安半坡遗址发现以粘土为原料,红色赤铁矿或铁赭石与黑色铁锰氧化物为着色剂烧制的彩陶,遗址年代测定为6,000年前左右。在辽宁沈阳新乐遗址中发现用煤精雕成的装饰品,其下部层位年龄,据C^{14}测定距今约6145±120年,树轮校正年龄为6800±145年,属新石器时代中期。新石器时代晚期还出现了不施彩绘的黑陶(山东章丘龙山镇),用自然铜制作的铜牌(河北唐山大城山),前者年龄距今约4500年左右。在甘肃广通齐家坪也出土红铜牌,年龄为公元前2034±81年。在甘肃永靖大何庄遗址与秦魏家墓地以及武威皇娘娘台遗址还发现用自然铜制作的红铜器与绿松石珠,其年代距今约3800年。

(二)奴隶社会阶段

从夏、商、周三代至春秋末期(公元前2100年至475年),我国奴隶社会经历了约1500年。在此期间中,已开始用孔雀石炼铜,并用铅锡配制青铜或制铅器锡器,还利用了陨铁、辰砂、自然金、红银矿、高岭土、石盐与磁铁矿等金属和非金属矿物。

夏代(公元前2100年—1600年)早期仍为利用自然铜的红铜器时代,晚期可能进入青铜器时代。铜矿床氧化带的大量孔雀石为炼制青铜提供了矿物原料,湖北大冶铜绿山解放后还发现了各重约两吨的两块巨大的孔雀石标本。

商代(公元前1600年—1027年)为青铜器时代。商代早期出现了大量青铜器包括作战用的青铜镞。商代中期出现用铅锡铜按不同比例配制的不同色调的青铜器,铅锡含量均小于10%时为青绿色,铅大于20%时为灰绿色。并出现了用陨铁作刃的青铜器。河北藁城台西村发现的铁刃青铜钺的铁刃便是由铁陨石锻造而

成，其中含量高低不同的镍钴成层状分布，高镍层风化前镍含量大于12%（叶史，1976）。该遗址年代据C^{14}测定为公元前1520±160年。在这个时期还出现了涂有丹砂（辰砂）的大型玉器(郑州二里岗）与厚约0.10±0.001mm的金箔（河北藁城商代中期遗址14号墓）。同时还出现了用高岭土烧制的硬陶、白陶和釉陶以及已达到瓷器标准的青釉（郑州二里岗）。

商代晚期仍用孔雀石炼铜，河南安阳殷墟的炼铜遗址中曾发现重达18.8千克的孔雀石矿石，其中混有赤铁矿。所用矿石虽仍与商代早期的相同，但制作的青铜器已趋向大型化。河南安阳出土的司母戊方鼎已重达875千克。铅锡除配制青铜器外，还用以制作铅器与锡器，包括锡块、锡戈、镀锡铜盔、铅戈与铅制酒器（河南安阳）。还发现了金块（安阳小屯）与金叶（河南辉县琉璃阁），说明自然金的开采已加强。

商代以后的西周还出现了釉瓦，烧制温度达1200℃左右，为以后炼铁创造了条件。三代以后的春秋时期（公元前770年—476年）已开始出现铁器（湖南长沙春秋墓与楚墓，常德春秋墓及江苏六合春秋墓），上述铁器出现时代早于或相当于印度中央邦鲁尼贾村时代，但在江苏六合出土的铁块为白口生铁，比欧洲的白口生铁至少早出现1,800年。此外，春秋时代楚国已经开始用金铸造金币做为货币了，在湖北、安徽、江苏、山东、河南等地均有发现，它们是世界最早的金币。

（三）封建社会阶段

从战国初期（公元前475年）至鸦片战争（1840年），我国封建社会经历了2300年，这期间大量矿物原料已用于冶炼、军事、医药、食用、工艺、建筑等方面，主要有以下一些：

战国时期(公元前475年—221年)由于大量用铁，已进入铁器时代，所用原料包括褐铁矿、赤铁矿和磁铁矿。当时生产的展性

铸铁早于欧洲2000年。这时期的青铜器向质地轻薄的精致化方向发展，其含铅量已超过30%。它提高了液态合金的流动性和可塑性。到东晋时期已炼制了白铜器，进一步还分为镍白铜与砷白铜两种。东晋常璩《华阳国志》记载："螳螂县因山名也，出银、铅、白铜，杂药有螳螂、附子"。螳螂县在今云南会泽巧家一带，附近的会理铜镍矿即白色产锡的斜方砷镍矿（$NiAs_2$），可炼镍白铜（李春昱，1959）。清徐乾学《清一统志》（1730年）也提到："会理州海滨山在州南120里，附黎溪站，出白铜"。至明代已用砷炼砷白铜，明代宋应星《天工开物》（1627年）："用砒升者为白铜器"，"以砒霜等药制炼为白铜"。可见雄黄、雌黄不仅药用，也用来制砒霜（As_2O_3）和炼制砷白铜了。

至宋代已炼制黄铜.它是铜锌合金。宋代崔昉《外丹本草》："用铜二斤，炉甘石一斤，炼之即成。"《广西府志》："……炉甘石……赤铜（金属铜）得之，即变为黄。今之黄铜，皆此点化也。"但宋应星在《天工开物》中指出："后人因炉甘石烟洪飞损，改用倭铅，每红铜（金属铜）六斤，入倭铅（锌）四斤，先后入罐熔化，冷定取出，即成黄铜。"

异极矿（$Zn_4[Si_2O_7][OH]_2\cdot H_2O$）外文名 Calamine。它的集合体形似芦苇，故中世纪的学者阿格里科拉(1530年)认为其名出自拉丁语*Calamus*(一种芦草)。明代李贽《明一统志》(1450年前后)中也称之为芦甘石，并指出："大同府灵丘县出芦甘石，泽州（晋城）及高平、阳城二县出芦甘石"。《广西通志》："炉甘石，炉火所熏，其味甘，故名。"明代李时珍《本草纲目》(1596年)说它的集合体"状如羊脑"，"亦粘舌"(因多孔)，"发火锻红，罐中炉甘石熔化成团……即倭铅。"可见芦甘石因可入炉供冶炼且味甘，后又称为炉甘石。但因它在340℃失水，易于成烟，故以后炼制黄铜又改用从炉甘石炼成的金属锌即倭铅。明宣德三年(1428年)铸造大批黄铜器鼎彝，用金属锌13600斤，可见我国金属锌的生产

早于欧洲至少 400 年。表生异极矿与表生菱锌矿集合体很相似，均为钟乳状、肾状、葡萄状、乳房状、纤维状。外观不易区分，故我国古代芦甘石除异极矿外还应包括菱锌矿，与丹纳矿物学教科书(1932年)所提相似。但在我国石灰岩地区及灰岩溶洞中的芦甘石可以肯定为菱锌矿而非异极矿。我国药用炉甘石个别样品分析中含 CaO 12.5%，MgO1.2%，ZnO29.17%，$Fe_2O_3$12.57%，SiO_2 1.69%（王进，1954），可以肯定该样品为产于石灰岩区的芦甘石即菱锌矿。明代《明一统志》："柳州府融县宝积山在县东五十里，其山两峰相连，产铁及芦甘石。"在该地石灰岩区与铁矿伴生的芦甘石也为菱锌矿，而铁应为菱铁矿。据丹纳(1932)十一个菱锌矿化学分析中有二个样品含FeO分别达到22.61%和33.0%，ZnO分别达到36.27% 和 26%，显然也是来自石灰岩区与菱铁矿伴生的菱锌矿，故菱锌矿中的异常含铁量还可做为找菱铁矿的标志。

炼制铜器的铜矿石在商代晚期用孔雀石，但在春秋战国期间成书的《山海经·五藏山经》中已提到秦岭、中条山、太行山一带以产原生铜矿为主。据《史记·吴王濞列传》及《史记·佞幸列传》西汉文帝（公元前179年—157年）吴王濞在长江中下游，邓通在川西已开采铜矿铸钱，所采也是以原生铜矿为主的矿床类型。1976年在西昌石嘉公社发现的西汉王莽时期的铜锭，含铜量大于20%，含铅量大于10%，说明它们是从未经仔细分选的原生铜铅矿石炼制的。1960—1961年在山西运城涧沟发现的东汉时期古铜矿矿洞中所发现的矿石也以黄铜矿为主，可见东汉时炼铜也已以原生铜矿为主。

在硫酸铜溶液中铁可取代铜，使铜沉淀下来。西汉刘安《淮南万毕术》提到："白青（水胆矾）得铁则化为铜。"南朝梁陶宏景《名医别录》提到："白青生豫章（江西波阳）峪中，可消为铜剑。"但到北宋时，才根据张潜提出的胆铜法（张潜《浸铜要略》），在信州（江西铅山铜宝山，又名七宝山），饶州(江西德

兴铜山）兴利场，韶州（广东曲江）岭水铜场，潭州（湖南浏阳）永兴铜场等地设场进行湿法炼铜（宋王象之《舆地纪胜》）。

到清代，炼铜除用孔雀石、黄铜矿外，还用黑铜矿（火药酥）、辉铜矿（灰锡鑞）、斑铜矿（红锡鑞、紫金锡鑞）、砷黝铜矿（白锡鑞）。黄铜矿古代称为输石或黄金箔，明代方以智《通雅》解释输石之得名，乃因比喻"石中之铜矿如金也。"黑铜矿色黑，酥松如火药，故名火药酥，（见严中平《清代云南铜政考》引吴其浚《滇南矿产图略》及倪慎枢《采铜炼铜记》），为铜矿床氧化带产物。各种鑞为原生矿，成块状，具似锡的金属光泽。原生辉铜矿铅灰色，表面常具孔雀石绿色薄膜或斑点，故称灰锡鑞或绿锡鑞。斑铜矿为铜红色或古铜色，表面常具紫色蜻色，故称红锡鑞或紫金锡鑞。砷黝铜矿属四方晶系，钢灰色，具淡棕或樱桃红色调，自形晶成四面体聚形，无解理，但有平行{111}的迭层生长纹或聚片双晶纹。故严中平《清代铜政考》所述各种锡鑞中的白锡鑞，"色白体重，边纹如(簇)针头"，即砷黝铜矿，它在川西荥经铜厂便具有红白光泽（图2-1）

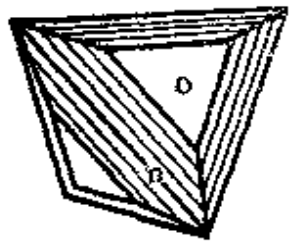


图 2-1砷黝铜矿

战国晚期至秦代已出现扁圆形的大型金饼，发现于陕西临潼武家屯与兴平县念流寨，前者为战国晚期秦国器物，直径6 cm，厚约0.5cm，成色99%，净重250克，可见采金量已上升。到西汉末期，据班固、班昭《汉书·王莽传》的统计，在王莽逝世时（公元23年）国库金储备约合十七万九千二百千克，与当时罗马帝国(公元前27年至公元395年)的黄金储备相等（彭信威，1958）。伴随黄金产量增加，黄金加工工艺相应提高。战国早期已出现金弹簧圈，簧圈直径不到0.5cm，簧丝直径仅0.5mm（1978年湖北随县擂鼓敦一号墓）。西汉早期（公元前113年）出现金缕玉衣(1968年河北满城西郊西汉中山靖王刘胜及其妻窦绾墓)。战国到汉代

墓葬中还出现大量银器与装饰品（内蒙准葛尔族玉隆太匈奴墓）

据唐代魏玉泰《括地表》（公元七世纪）记载齐桓公（公元前七世纪春秋中期）墓中已有水银池。又据汉代《秦氏三秦记》秦始皇三十五年（公元前212年）修建骊山墓用明珠象征日月星辰，用水银制成江河大海。《史纪·货殖列传》："巴寡妇清，其先得丹穴，而擅其利数世，……秦皇帝以为贞妇而客之"。可见辰砂开采和冶炼的规模最晚至春秋战国时已大大提高了。

与辰砂、自然金大量开发的同时，与其共生的雄黄、雌黄也很早就开始了应用。《山海经·五藏山经》中的《西山经》、《北山经》、《中山经》中共提到十二个雄黄和青雄黄（雌黄）的产地，其中有三处与辰砂共生，八处和黄金共生，所采的雄黄与雌黄已用于治病。公元前三世纪的《黄帝内经》并提到用雄黄与雌黄制造小金丹药剂。它们的药用远早于阿拉伯（始自公元七世纪）、印度（始自公元七世纪）、欧洲（始自十二.三世纪）。（据《中药简史》转引自王炳章1964）*。史记扁鹊公列传记战国名医扁鹊（姓秦，名越人）已用硫黄，它的药用比雄黄、雌黄更早。

在《山海经·北山经》中慈石（磁铁矿）条下提到："可以已（治）聋"，说明磁铁矿用于药与雄黄、雌黄同时，也在春秋战国之间。但其磁性的应用则更早，据宋代刘恕《通鉴外记》，黄帝战蚩尤于涿鹿时已用指南车，时间是在三代以前，即公元前2100年以前。到秦始皇修阿房宫，用天然磁铁做门卫预警装置。这些都说明除炼铁外，磁铁矿的用途也大大扩大了。

铝土矿的应用较铜、铁为晚，但也有1600年历史。1953年在江苏宜兴西晋将军周处（公元242—272年）墓中发现腰带上的铝合金装饰品含铝85%。欧洲在丹麦正式炼铝始于1825年，可见铝在我

* 王炳章，1964，中国古代矿物知识史中的雄黄和雌黄，第一届矿物岩石地球化学学术会议论文选集。

国的发现与应用至少早于欧洲1500年(李振兴，1985)。

据东晋常璩《华阳国志·蜀志》(公元前347年)战国末期(公元前250或254年)蜀守李冰已开凿四川盐井(应为秦昭王时)。据《四川盐政史》至清代四川贡井与自流井井深已分别达到1000m与1066m，应用深钻技术早于西方至少1100年。

西汉已用煤炼铁(河南巩县铁生沟冶铁遗址)。在《汉书·地理志》"上郡高奴县（陕西延安东)"条下，班固自注"有洧水可燃"。该书编纂开始于公元65年，续完于公元100年前后，所载为西汉高祖(公元前206年)至新朝王莽(公元23年)间史实，故至晚在西汉时已知延长有石油。东汉唐蒙《博物记》(公元196年前后)：记酒泉延寿"县(甘肃玉门)南有山，……其水有肥……如石凝膏……县人调之石漆"。至北宋沈括《梦溪笔谈》始称之为石油："鄜延境内有石油，旧说高奴县出脂水，即此也。……颇似淳漆……此物后必大行于世……盖石油至多，生于地中无穷，不若松木有时而竭"。已预言后世以石油为主要燃料的重要性。石油除用作燃料外，公元三世纪西晋时已用石油产物作滑润剂涂车轴承（张华《博物志》（公元270～280年)。公元六世纪南北朝时，北周武帝宣政年中(公元578年)已用于火攻，焚突厥攻具，解酒泉之围（唐李吉甫《元和郡县志》(公元874年)。公元十一世纪北宋时已利用燃石油所得烟灰制墨（北宋沈括《梦溪笔谈》，公元1086年)。公元十三至十四世纪的元代已用石油于医药兼治驼、马、羊、牛疥癣(佚名、《元一统志》，公元1310年前后)。据《汉书·地理志》班固自注西河郡鸿门县（陕北神木县西南)："有天封苑(军马场)火井祠，火从地中发出也。"另据《汉书·郊祀志》，该祠建于西汉宣帝神爵元年(公元前61年)。故我国天然气井在公元前一世纪西汉时已发现。四川临邛(邛崃县)地下火井是西汉中叶穿凿盐井时发现的，至迟不晚于公元前一世纪中期（彭久松，1977)。晋司马

* 中国地质报第215号（总第834号）

彪《续汉书·郡国志》蜀郡临邛条下引东汉唐蒙《博物记》(公元190年前后)："有火井……投取火"；又引蜀都赋注："以竹筒盛之，接其光而无炭也，"故用天然气点火照明至晚在东汉时已开始。西晋张华《博物志》(公元270—290年)："临邛火井……昔时人以竹木投以取火，诸葛丞相往视之。后火转盛，执盆盖井上，煮盐得盐"。故用四川天然气煮盐，至晚在三世纪。至清道光初年(公元1821年)"可省煤十之三"（严如熤《三省边防备览》），极旺火井"可烧锅七百余口"(《十三峰书屋文稿》)；至乾隆时，已用于家庭烹调炊事，乾隆帝弘历(公元1736—1795年)曾作《火井诗》记其事，与石油有关的沥青在宋时已用于军事，宋初曾公亮《武经总要》(公元1044年)提出的三种火药配方中的两种均有沥青。

在我国的封建社会硫黄的应用也较早。《神农本草经》已总结了公元一世纪前硫黄用于治疗及保健（治妇人阴蚀、疽痔、恶血、坚筋骨、除头秃），早于印度、阿拉伯，更早于欧洲。南北朝的北齐人于公元576年前后已经用硫黄制作引火的火柴，（据清高士奇《天禄识余》），早于欧洲约1250年（欧洲的"Strike-everywhere 始自1826年)。七世纪中孙思邈(公元581—682年)用硫黄、硝石和木炭制焰火，十世纪硫黄又用于制作火药（北宋曾公亮《武经备要》，公元1044年），以后在十三世纪才通过阿拉伯教国传入欧洲（王炳章等，1964）*。

金刚石和琥珀的利用可追溯到东晋（公元317—420年），已用于制作金刚石指环及琥珀珠（南京象山七号墓）。孔雀石做为装饰品更早。云南江川李家山古墓群已发现几万枚孔雀石珠，年代约为战国末至汉武帝前。

药用矿物详见明李时珍《本草纲目》(公元1596年)，它描述了217种矿物原料。

---

* 王炳章，1964，中国古代矿物知识史中的硫黄，第一届矿物岩石地球化学学术论文选集。

从上可见我国古代利用矿物原料的历史十分悠久，范围也十分广泛。

（四）半封建半殖民地社会阶段

从鸦片战争到解放前（1840—1949年）这段期间，由于封建统治的摧残，我国矿物原料的开发利用受到一定限制，未能充分发展。再加上帝国主义的侵略，不容许我国独立发展民族经济，更使矿物原料的开发利用受到严重影响。虽然近代地质科学已经传入，但由于社会制度的限制，解放前夕旧中国全国地质技术人员只有299人，从事地质调查的全国职工不过800人，只能进行少量地面地质调查与零星的矿产勘察，有储量的矿产只探明18种，储量为数甚微，开发的矿产也只限于钨、锡、锑、汞、铜、锌、煤和铁等少数矿种。

（五）社会主义阶段*

在这阶段，地质工作得到大发展。到1983年底，百分之九十五的国土完成了一百万分之一的区域地质调查，百分之六十五的国土已完成二十万分之一的区域地质调查，并积极开展了五万分之一的重点地区的地质详查。还完成了二百六十七万平方千米的航空磁测，四十三万平方千米的航空遥感，一百二十万平方千米的二十万分之一的区域化探。

在做好以上工作的基础上，对重点矿床进行了详细勘探并积极开展了全国范围的矿产普查，从而找到了世界上已知的150种全部矿产，获得了其中136种的可用储量，并使我国的稀土、钨、锡、钼、锑、铅、锌、汞、铁、钒、钛、硫、磷、石棉、石墨、萤石、菱铁矿等20种矿产的探明储量居于世界的前列。

能源方面，1959年在松辽平原钻出工业原油，粉碎了中国贫

*中国地质报第139号（总第758号）、第276号（总第835号）

油论的谬论，甩掉了靠洋油过日子的落后帽子以后，又在大陆与海上开展了进一步的石油勘察。煤炭已探明储量7276亿吨*，不仅可以自给，还可供出口。铀矿基本上满足了我国发展尖端工业和建设核电站的需要，地热不仅用于医疗保健，也已用于工农业与人民一般生活，天然气也获得了开发利用。

冶金方面，在黑色金属中，铁矿探明大量贫矿与部分富矿储量，锰矿基本满足需要，铬矿也获得一定储量。在有色金属中，已探明大型铜矿几十处，探明了有铜、金和铂族元素伴生的大型镍矿、钨、钼、铅、锌、锑等不仅可自给，还可出口。在贵金属中，在东南沿海、中原、西部边远地区都找到了大型金矿。在稀土和稀有分散元素的矿物原料方面，也获得了巨大储量。

化工方面，除从石油、煤炭提取所需原料外，磷、硫、硼、石盐、芒硝、天然碱、明矾石、重晶石等都取得了不少成果。在建材冶金化工及尖端工业方面所需的非金属矿产如大理岩、菱镁矿、石灰岩、优质石灰岩、云母、石墨、石棉、优质蓝石棉、玻璃砂、耐火粘土、沸石、海泡石、凹凸棒石、蓝晶石，原生金刚石等矿物原料的找矿勘探也取得了很大的成绩。

以上各个时期矿物原料的查明与开发，都为我国社会及成因矿物学与找矿矿物学的发展创造了条件，尤其是社会主义阶段，矿物原料的查明和开发，更为我国实现四个现代化以及人民生活的改善与成因矿物学和找矿矿物学的发展，创造了极其有利的条件。

二、我国成因矿物学与找矿矿物学发展简史

（一）我国有关成因矿物学与找矿矿物学的古籍

我国最古老的矿物文献《山海经·五藏山经》便记载了73种

* 中国地质报139号（总第758号）。

矿物的性质与产状，还有金、银、铜、铁、锡、汞等金属矿产的产地与矿床中的矿物分带及找矿标志。它是世界上最古老的矿物学文献，是我国原始社会到奴隶社会时期成因矿物学与找矿矿物学资料的初步总结。它的分散资料的积累早于巴比伦和埃及的楔形文字(公元前两、三千年前)，后者仅提到一些矿物，但没有描述。据顾颉刚(1934)：《山海经》成书于春秋战国之间(公元前476—475年)，早于希腊亚里士多德(Aristotle，公元前384—322年)的《气象学》与提我弗拉斯特斯(Theophrastus，公元前371—285年)的《地理学》中有关矿物岩石的论述至少100年。

《山海经》稍后的《管子·地数》也为先秦著作，相传为春秋时期齐国管仲所撰，实际上是他的弟子根据管仲的言行，附以他书汇集而成，所述多为战国时情况，故实际应为战国时(公元前221年)的著作(王根元，1984)或西汉初期(公元前180年)的著作(夏湘蓉等，1980)。它进一步汇集了金属矿床中的矿物垂直分带与找矿标志，是总结我国奴隶社会至封建社会初期成因矿物学与找矿矿物学资料最早的光辉文献，一直到今天仍然适用。

我国封建社会经历了二千三百多年，其间矿业虽几经兴衰，但仍积累了不少成因矿物学及找矿矿物学的资料。它们散见于各种典章、奏议、通典、会典、大典、通考、国策、政要、纪要、会要、要略、要录、实录等政治文献中；史、书、通史、通鉴、通考、春秋、内传、传纪、记年、记事、事略、国考、国志等历史文献中；方舆、舆地、舆考、舆图、图经、图志、图记、图稿、图会，皇图、形图、志图、通志、方志、胜览、地纬、地镜、山经、山赋、山志、河朔、河源、河考、河图、水经、水道、水利书、环宇记、风土记，郡国志、郡县志、州记、地方志，地理志、一统志等地理文献中；石谱、石录、石赞、石品、石林、述异、录异、考异、异苑、表异录、括异志、异物志、闻见录、博物记、博物志等博物文献中；本草、选方、药录、药对、医宗、

石药，别录等医药文献中；修真、真经、真君、造化、丹方、铅方、占毕、秘传、济方、道经、神异等金丹文献中；武备、武经等军事文献中；天工开物、铜政考、盐铁论、宝藏论、采铜炼铜纪等矿业文献中；以及各种丛书、丛钞、笔谈、偶谈、墨谈、杂言、杂俎、杂编、杂著、野话，旧闻、新篇、漫谈、漫抄、漫录、赘笔、全书等杂文中。其中代表性著作有《本草纲目》(明李时珍)与《天工开物》(明宋应星)。前者把矿物分为金、玉、石、卤四类，虽与中世纪以来欧洲以矿物外表特征为基础的分类相似，但却描述了217种药用矿物的成因产状与成分变化，对矿物复成因性的总结尤为详尽。后者总结了我国古代金属矿山的开采，矿石冶炼及铜、银、铅等金属矿物共生的资料，也总结了能源和非金属矿产的产状与开采的资料。

(二) 我国古代成因矿物学与找矿矿物学思想

在我国古代浩瀚的文献中，涉及成因矿物学与找矿矿物学的资料十分分散，综合起来包括矿床矿物分带，矿物的区域分布、矿物的各种形成作用，矿物的共生与伴生组合，矿物的形态成分、物性及成因产状的标型特征与找矿标志、找矿方法等方面。现举例说明如下：

1. *矿物水平分带* 《山海经·西山经》说："符隅之山(今陕西华阳县西南)，其阳多铜，其阴多铁；""孟山(今陕西靖边县)，其阴多铁，其阳多铜"。"龙首山(今陕西陇县)，其阳多黄金，其阴多铁。"《山海经·中山经》："荆山(湖北南漳县)，其阴多铁，其阳多赤金。"

所述铁铜水平分带便见于寿王坟与铜绿山，在磁法物探异常图中磁铁矿带为正异常，黄铜矿带为负异常。金、铁的水平分带见于夹皮沟与马兰峪，巴西与加拿大等地的绿岩带也是既产铁又产金，但因各地构造、岩浆、沉积、变质等作用的差异，矿物水

平分带的方向、顺序不一定相同，还需实地踏勘。宋代苏颂《本草图经》(1070年左、右)虽说："磁石生泰山峪及慈山(今河北磁县)，山阴有铁矿则生其阳"；但明代宋应星《天工开物》却说："凡产铁之阴，其阳出慈石，第有数处不尽然也。"

《山海经·西山经》说："女床之山(今陕西凤翔县岐山)，其阳多赤铜，其阴多石涅(石墨)"。该地北有煤系，南受岩浆岩侵入，便可形成多金属矿床，构成以上分带。

2. *矿物垂直分带* 《山海经·中山经》："婴侯之山，其上多封石，其下多赤锡；""服山，其上多封石，其下多赤锡；""龙山，其上多碧，其下多赤锡"。东汉许慎《说文解字》(公元127年)："玤(同封)，石之次玉者，以为璧系"。故称封石即脉石英，赤锡即锡石，碧即孔雀石。上述分带为锡石石英脉和硫化物锡石脉的垂直分带。

《山海经·北山经》："少阳之山(今山西交城县西北)，其上多玉，其下多赤银，酸水出焉，其中多美赭"。古称大理岩为汉白玉，故此处玉应为大理岩，赤银即红银矿，现苏州花岗岩接触带大理岩中就有红银矿。酸水含$[SO_4]^{2-}$，由硫化物或硫盐风化后形成。郭璞《山海经》注："赭，赤土也"，应为含水赤铁矿或褐铁矿，由黄铁矿风化而成。

《中山经》："商前之山(今河南内乡县)，……其上有金，其下有赭；""柴桑之山(江西九江县西南)，其上多银，其下多碧，多泠石，多赭。"铁帽型金矿主要富集在铁帽上部，因金只在强酸强碱中溶解搬运，在氧化带中向下运移的距离远不如铜铁。银有类似情况，在氧化带上部形成自然银或氯银矿。

《中山经》："风雨之山，其上多白金(银金矿)，其下多石涅(石墨)。"煤系地层或石墨片岩—片麻岩受岩浆侵入形成银金矿，便可构成上述分带，如招远夏甸。

《管子·地数》篇："黄帝问于伯高，……伯高对曰：上有丹砂

者，下有黄金；上有磁石者，下有铜金；上有陵石者，下有铅、锡、赤铜；上有赭者，下有铁；此山之见荣者也。”又说：“桓公问于管子曰：请问天财所出，地利所在？管子对曰：山上有赭者，其下有铁；上有铅者，下有银；一曰：上有铅者，下有钰银；上有丹砂者，下有钰金；上有慈石者，下有铜金，此山之见荣者也。”按黄帝早于三代(公元前2100年前)，齐桓公生于春秋时代，可见我国奴隶社会从初期到晚期一直十分重视矿物的垂直分带，并把它做为矿山繁荣的标志。文中的“钰”字意为矿柱或矿株，即金银矿石富集地段。丹砂(辰砂)与金共生已是普遍规律，在华南等地十分显著，故汞晕可作为化探异常找金以及找多金属矿的基础。利用铁帽找铁矿也是普遍适用的，但硫化物矿床氧化带也可形成铁帽，故根据铁帽的成分、结构、规模，也可找铜或多金属矿。磁铁矿(慈石)与铜金共生是常见的，在阿拉斯加就有利用磁法异常剖面找砂金的。银铅共生也是普遍规律，在原生带辉银矿与方铅矿共生，在氧化带螺银矿、氯银矿、自然银与白铅矿共生。方铅矿中一般含银0.0012%—1%或更高，其中还可见到$AgBiS_2$、$AgSbS_2$等包裹体。

3. *矿物区域分布* 《管子·地数》篇：“凡天下名山五千二百七十，出铜之山四百六十七，出铁之山三千六百有九。”当时天下名山中有77.34%出铁铜，可见铁铜分布之广。它较之《山海经》记载的产铁之山34处，产铜之山15处已有很大增长，可见从奴隶社会进入封建社会以后，矿业有很大发展。铁矿山增加了106.15倍，铜矿山增加了31.13倍，这说明了铁器的大发展。《史记·货殖列传》：“铜、铁则千里往往山出棋置。”唐代张守节《正义》：“言出铜铁之山方千里，如围棋之置也。”铁的重量克拉克值占地壳的第四位，铜的重量克拉克值为第23—24位，铁比铜多500倍。铁只需浓集5倍即可成贫铁矿，浓集10倍即可成富铁矿，但铜需浓集10—100倍才能成矿，故铁矿多于铜矿。在

梅山铁矿，磁铁矿形成后被黄铜矿硫化物脉穿切，而后二者又被锐铁矿脉穿切。三者的晶体化学式为$Fe^{3+}(Fe^{3+}, Fe^{2+})_2O_4$—$Cu^{1+}Fe^{3+}S_2$—$Fe^{3+}{}_2O_3$。它们依次出现，反映成矿作用中Eh及$fO_2$、$fS_2$变化的普遍规律，故铁铜经常伴生，在空间上的分布便如围棋子相间出现，值得注意。在瑞典北部艾蒂克矿区，当冰碛层以下显示正磁异常的磁铁矿片麻岩中出现负磁异常的地段时，便是铜矿出现的标志。在我国大红山富铁矿区有铜矿化的地段与张家川磁铁石英岩贫矿被铜矿化迭加的地段，也显示负磁异常。因在黄铜矿中Fe^{3+}均位于四面体位置，电子磁矩抵销，故无磁性，与一般沉积岩相似，故在周围有磁铁矿强磁性体存在时，便显负异常，在物探上应予注意。

除铁铜区域分布外，《尚书·禹贡》(战国时人拟作)记梁州(秦岭以南至四川、滇中)："厥贡璆、铁、银、镂、砮、磬。"《汉书·东方朔传》："夫南山(新疆阿尔金山)，……出玉、石、金、银、铜、铁。"《史记·货殖列传》："江南……出金、锡、连(铅锌)、丹砂……"，"长沙出连，锡……"，"南则巴蜀……地饶……丹砂……铜……铁"，均指矿物原料的区域分布。

4. *矿物共生*

1) 金属与非金属矿物共生　我国古代把矿物通称为金石，前者指金属矿物(矿)，后者指非金属矿物(矿)。晋代张华《博物志》(公元270年)："石者，金之甲根"，指出金属矿物以岩石为根且被其包围。宋应星《天工开物》把包在铜银矿石外无用的石块称为荒(矿)。《清代云南铜政考》把矿砂聚集处疏松的土石叫荒，坚石叫峡(甲)。五代后梁轩辕述《宝藏论》(即《宝藏畅微论》公元918年)："山金衔石而生。"东汉王充《论衡·量知篇》："铜锡未采，在众石之间。"均指金属矿物与非金属脉石矿物共生。

唐李吉甫《元和郡县志》(公元814年)："沂州(山东临沂)开元(公元713—741年)贡紫石英、黄银。"宋乐史《太平环宇记》

(公元976—983年)："沂州土产有紫石英、贡黄银。"所指为热液紫石英与银金矿共生，可见当时在临沂采金已有200多年的历史了。这种矿物共生组合也见于招远玲珑金矿56号矿脉等含金石英脉的浅部。

唐陈藏器《本草拾遗》(公元725年左右)引梁陶宏景云："绿青(孔雀石)只出空青(中空的蓝铜矿)中，相挟带。"明李时珍《本草纲目》引《宝藏论》云：自然铜生曾青(层状蓝铜矿)、石绿(孔雀石)穴中。"指铜矿床氧化带中孔雀石、蓝铜矿、自然铜等表生矿物的共生。

2) 金属矿物共生 《山海经·中山经》："丙山，多黄金、铜、铁。"《本草纲目》："信州(江西铅山县)铅杂铜气。""宜州(广西南丹)、信州，砂皆含毒气(含砷)及金、银、铜，铅气。"明代宁献王臞仙《庚辛玉册》："商州、黔州土丹砂，宜、信州砂皆内含毒气及金、银、铜、铅气。""草节铅(方铅矿)，出辰州，银之精也。衔银铅，银坑中之铅也。"《天工开物》："凡产铅之山穴，繁于铜锡。"以上均指原生带中金、银、铜、铅、锡、砷化物等矿物的共生。据《清一统志》会理州分水岭出红铜、内夹银星。《四川通志·铜铅厂地方志略》"……甲子夸豹子沟厂系铜夹银星。"均指氧化带自然铜与自然银共生。

3) 半金属矿物共生 南朝宋范晔《后汉书·郡国志》(公元450年)："夜郎(桐梓县东北二十里)出雄黄，雌黄。"

4) 金属与半金属矿物共生 东晋常璩《华阳国志》："蜀郡属国(四川徙县)出丹沙、雄黄、雌黄。"《清通典》："……贵州大定府开采朱砂、雄黄。"

5) 自然元素与硫化物共生 清顾祖禹《方舆记要》(公元1667年)记贵州铜仁府大万山长官司新坑山，在"司北五里……《志》云：山产朱砂、水银。"

6) 自然元素与半金属矿物共生 清张廷玉等(公元1739年)

《明史·地理志》："贵州安顺府普安州，东南有得都山，一名白崖，产雄黄、水银。"

5. *矿物形成作用* 包括宇宙作用、火山作用、温泉作用、表生作用、生物作用、人工作用等。

1) 宇宙作用 我国是最早利用陨铁的国家。河北藁城县(1972年冬)出土的铁刃青铜钺的铁刃是用陨铁制成。该陨铁经人工锻制和风化淋失后平均还含Ni1.76%，估计原材料平均含Ni>6%，Co>4%；其中Co、Ni分层仍很明显，风化前，高Ni层含Ni12%，甚至可>30%，为陨铁的主要特征(李众，1976；叶史，1976)。该钺的C^{14}测定年龄为公元前1520±160年，属于商代中期。1931年在河南浚县出土后流到美国的铁刃铜钺是周初遗物，铁刃也是用陨铁制成。

我国也是最早报道陨石宇宙成因的国家。《竹书纪年》(佚名，周，公元前295年或更早)："帝禹夏后氏八年(公元前209年)六月雨金(铁陨石)于夏邑(今山西省夏县)。"《春秋左传》："[经]鲁僖公十有六年春王正月戊申朔，陨石于宋，五"；"[传]鲁僖公十六年春，陨石(石陨石)于宋，五，陨星也"，它描述了公元前645年12月24日在今河南省商丘县坠落了五块陨石(褚锐光等1982)。按《春秋》原为鲁史书，止于哀公14年(周显王54年)，为孔子(公元前551年—479年)晚年周游不遇，返鲁后于公元前519年前定稿(小林信明，1966)。《左传》相传为周末左邱明所注(郑天挺，1979)。以后《史记·六国志》(公元前100年前后)："秦献公十七年(公元前368年)栎阳(今陕西临潼东北)雨金四月至八月"，《史记·天官书》："星坠至地则石也。"都有明确的阐述和详细的记载。宋代沈括在《梦溪笔谈》中也详记了他在至平元年(公元1064年)于江苏宜兴目睹铁陨石陨落的情况："是时火熄，视地中只有一窍如碓火，极深。下视之，星在其中，荧荧然。良久渐暗，当不可近。久之，发火窍，深三尺余，乃得一圆石。尤热，其大如

拳，一头微锐，色如铁，重亦如之。"

2) 火山作用 晋张华《博物志》引西域使王畅言："石硫黄出且弥山，去高昌(今吐鲁番)八百里，有硫黄，高数十丈，从(纵)广五六十亩，有取石硫黄孔穴，昼视其孔上，状如青烟，高数尺，夜视皆燃灯，光明高尺余，畅所亲见也。"应为火山口中的硫黄堆积。

另据北齐魏收《魏书·西域传》："悦般国在乌孙(今新疆库车县)西北……其国南界有火山，山傍石皆燋，铄流数十里乃凝坚，人取为药，乃石硫黄也。"应为火山岩流裂缝中的硫黄。

3) 温泉作用 《本草纲目》："凡产硫黄之处，必有温泉，作硫黄气。"《博物志》："凡水源有石硫黄，其水则温。或云神人所煖，主疗人疾。"

4) 表生作用 地层浅部矿物原料最易观察研究和开采冶炼，故资料最丰富，除固体矿物外，在液体矿产与矿化标志中除石油外还涉及水硫黄、流赭、石穷中涌出的胆泉(胆矾泉)。石壁中打眼后流出的自然汞，石壁、河床中涌出的盐泉等，在国内外矿物学与矿床学文献中很少见有报道。我国古代有关表生溶液结晶作用方式的报道有以下两种方式：

(1) 从真溶液中结晶 以石盐为例，北魏郦道元《水经注》(公元五世纪末至六世纪初)记有解州(今山西解县)盐池引《汉书·地理志》曰："……水出石盐，自然印成，朝取夕复，始无减损。"是指从盐湖中自然结晶出的立方体石盐，状如方印。又说到伞子盐："中央隆起，形如张伞，故因名之曰伞子盐。"《本草纲目》引"宏景（即陶宏景，公元500年前后集注《名医别录》）曰：巴东朐腮县(今四川云阳县西)北崖有盐井，盐水自凝，生伞子盐。"说明盐井中气

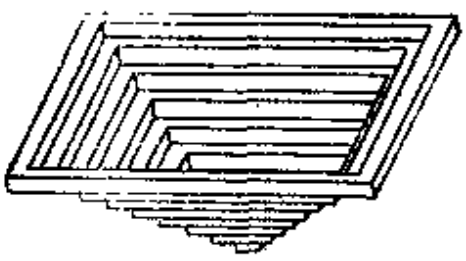


图2-2 石盐漏斗状骸晶

流平静稳定，溶液急剧蒸发，故形成漏斗状骸晶(图2-2)。

清代顾祖禹《读史方舆记要》(1667年)："铅山县，铜宝山，县治西南，石窍中胆泉涌出……天久晴，有矾可拾。"此种由天然胆泉中结晶的胆矾$CuSO_4 \cdot 2H_2O$，也是从真溶液中结晶的。

(2) 从胶体溶液结晶 《本草拾遗》说："铜之精华，大者即空绿，次者空青也。"唐代苏恭《唐新修本草》(659—660年)："出铜处兼有诸青……信州亦有之，状若杨梅，故名杨梅青。其腹中空，破之有浆者绝难得。"故宋帝才"昭取空中有水者"(南宋寇宗奭《本草衍义》1116年)。《本草纲目》曾提到宋初有人说："其青原如荔枝壳，其内有浆，酸甜。"并提到："曾青，层层而生，故名。或云：其生从实至空，从空至层，故曰曾青(层青)但出铜年久处即生。"按空绿即孔雀石$Cu(CO_3) \cdot Cu(OH)_2$，空青即蓝铜矿$2CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$。上述说明它们是由胶体从里向外脱水形成，故由实至空，中空，并具层状环带构造，外形为肾状，葡萄状、莓球状，只有在极少数情况下，它的集合体核心部分才保存少量残余胶体溶液。形成蓝铜矿需要介质有更高的$CuCO_3$浓度，故不似孔雀石普遍，集合体也较孔雀石小。在我国铜矿废坑中至今还可见正在形成中的孔雀石，即未固结的葡萄状孔雀石胶冻。

《名医别录》提到辰砂有如大小豆及大块圆滑的豆沙。宋代朱辅《溪蛮丛笑》提到："结不实者为肺砂。"南宋范成大《桂海虞衡志》提到有块状的黑暗少墙壁的辰砂。上述这些辰砂为粒状集合体，透明度差，不成良好晶形，不显良好解理，与从真溶液中结晶的辰砂不同，也是从胶体溶液中结晶的。至今在万山汞矿床氧化带还可见成莓群状集合体的辰砂小球粒分布于辰砂与水晶晶簇的根部，与敷在水晶表面的皮壳状褐铁矿及粉末状辰砂共生。

《山海经·西山经》："石脆之山(今山西华县西南)……其

阴多铜，灌水出焉，而北流注于禺水(今陕西华县赤水镇)，其中有流赭。"所指为表生风化的产物氢氧化铁的胶体溶液，为正在形成中的褐铁矿。

宋代苏颂《图括本草》："又有一种水硫黄，出广南及资州，溪涧水中流出，以茅收取熬出，是真珠黄，气腥臭，只入疮药。"此种水硫黄已非胶体溶液而为乳浊液或悬浮液。

5) 生物作用 北齐魏收《魏书》："勿吉国(今黑龙江、吉林东部)，水气咸凝，盐生树上。"唐代李延寿《北史》(670年)："新罗水气咸，盐生树上。"《本草纲目》："木盐生于树。"《天工开物》称为东夷树叶盐。这些盐均为生物作用的产物。我国东北柽柳属植物*Tamarix*及内蒙、西北地区杨柳科植物*Populus diversifolia*均为典型泌盐植物，于潮湿时吸收盐分，干燥时在树枝或树叶上分泌出一层盐霜(据钟广言，转引自夏湘蓉等，1980)。

6) 人工作用 提取草汞，即从植物中提取自然汞，《图经本草》："马齿苋……叶大者堪用，叶小者为胜云，……其节叶间有水银，每干之十斤中得水银八两至十两者……。雷公云：凡使(水银)勿用草中取者。"雷公即雷敩，南朝宋人(420—479年)。故至少在公元五世纪时已有草汞。在含汞土壤中生长的伞花硬骨草(*Holosteum umbellatum*)细胞内确有自然汞滴(*Rankama*1947)。至今我国民间还以马齿苋为草药，外敷疮疖，疗效显著。此外《博物志》还提到："积艾草三年后，烧，津液下流，成铅锡，已试有验。"也是从植物中提取金属。

人工煎炼石盐(NaCl)与芒硝($Na_2SO_4\cdot10H_2O$)历史更为悠久。东晋《华阳国志·蜀志》已提到战国末期(公元前250年)，广都(今四川双流县境)已开凿盐井煮盐。据《本草纲目》，在《神农本草经》中只见朴硝，至梁代《名医别录》(公元500年)才见芒硝，它们都是Na_2SO_4溶液入盆煎炼的产物。按《神农本草经》成书于公元一世纪末，至少煎炼朴硝与芒硝是在公元一世纪

前开始的。

由于矿业与冶炼的发展，商代晚期已出现镀锡的铜盔，春秋中期已大量从辰砂提炼水银。西汉刘安(公元前179—122年)《淮南万毕术》已提到："白青(水胆矾$Cu_4(SO_4)(OH)_6$)得铁则化为铜。"北宋张潜(公元前1094年前)又用胆矾($CuSO_4\cdot 5H_2O$)浸铁成铜。明代沈周《石田杂纪》中已提到用铅锡浸铜，所用方法皆为用其它金属取代铜离子使铜沉淀下来取得人工自然铜的方法。

由于金丹和药用矿物的发展，公元二世纪东汉魏伯阳的《周易参同契》中已提到可用硫黄固定水银(人工合成HgS，即辰砂)。唐代《本草拾遗》(725年)提到用硫黄熏银，成黑色不溶于水的产物。硫黄升华温度为445℃，故形成的Ag_2S应是形成温度在179℃以上的等轴晶系辉银矿。西汉《神农本草经》(公元前一世纪，据王炳章，1963)*提出硫为"……能化金、银、铜、铁之奇物."已知硫不仅可和铁铜化合，也可和金银化合。按S可与Fe、Cu、Ag化合，早已为人熟知；与Au、Ag、Cu可同时化合，近年才发现。我国人工合成硫金银铜化合物含Au41.2%，Cu 0%～Au26.8%，Cu12.0%，晶体化学式为$(Ag_{2.53}Au_{1.16})_{3.69}S_2$～$(Ag_{2.20}Cu_{0.93}Au_{0.87})_{3.80}S_2$我国天然硫金银矿含Au35.9%，Cu1.2%～Au30.5%，Cu4.8%，晶体化学式为$(Ag_{2.02}Au_{1.03}Cu_{0.11})_{4.12}S_2$～$(Ag_{2.63}Au_{0.85}Cu_{0.41})_{3.59}S_2$(陈振玠等，1979)。美、苏、印尼的沃登堡矿含Au29.8～33.4%，Cu2.2(据Barton等，1978)，与我国人工合成的硫金银化合物相似，同属$P4_122$或$P4_1$空间群，但与我国天然产的硫金银矿不同，后者空间群为$P4/mmc$，$P\bar{4}2c$或$P4mc$(魏明秀，1981)。《天工开物》还提到金"其色七青、八黄、九紫、十赤"；"含银者性柔，试石则色青；和铜者性硬，试石则有声"；"金性恶锡，畏水银……遇铅则碎"；"水

* 王炳章等，1963，中国古代结晶学史略初稿，中国地质学会第三十二届学术年会论文选集

银入肉……令人痉挛，唯以金物熨之，水银当出蚀金，候金白色是也。"说明金成色、颜色、条痕、硬度随银含量而变化，自然金硬度2.5—3，有Cu成类质同象代替时硬度便升高，如银铜金矿(Au，Cu，Ag)含Cu9.2%，原子%为20.7，硬度为4；在Au与Cu成金属互化物时也升高，如四方铜金矿AuCu硬度为3，等轴三铜金矿$AuCu_3$硬度为3.5。Au也可与Hg成类质同象代替，自然金含Hg可达6%，或呈金属互化物如六方汞齐Au_2Hg(浅黄至白色)，故Au可用于治疗水银入肉导致的痉挛。但与Pb、Sn不成类质同象代替或金属互化物。

我国古代文献中有关各种矿物形成作用，从宇宙作用到人工作用均有涉及，不能一一列举，但已足见我国古代学者对它的认识已相当广泛深入。

6. *矿物产状与矿物复成因性* 我国古代文献中关于天然矿物原料的产状及矿物的复成因性记载很多，现举例如下：

1) 玉的成因产状 《本草纲目》："玉有山产、水产二种。"前者为原生矿，后者为流水机械搬运沉积。

2) 盐的成因产状 《本草纲目》："海盐、井盐、碱盐三者出于人，池盐、崖盐二者出于天"；"崖盐生于山崖，戎盐生于土中，伞子盐生于井，石盐生于石，木盐生于树"；"并州河北所出皆碱盐也，刮取碱土煎炼而成。"《明史·食货志》："盐所产不同，解州之盐风水所结，宁夏之盐刮地得之。"《天工开物》："海、池、井、土、崖、砂石、略分六种，而东夷树叶，西戎光明不与也。"《本草纲目》戎盐条下引："梁杰公传言：交河之间掘碛(石滩)下数尺，有紫盐，如红如紫，色鲜。"总结以上记载，可知盐的成因有以下10种：①海盐，②池盐(湖盐)，③泉盐，④井盐，⑤盐井中伞子盐，⑥崖盐(石盐)，⑦碱盐(土盐)，⑧砂石盐，⑨戎盐(西戎产的透明具玻璃光泽的光明盐)，⑩东夷树叶盐(木盐)。其中除火山熔岩流裂隙中的石盐升华物未列入

外，其他所有成因产状均已应有尽有。

3) 硫黄的成因产状 明代李时珍(1596年)以前我国古代已知的硫黄成因产状有以下 6 种：

(1)火山口中的石硫黄，据晋朝张华《博物志》。(2)火山熔岩流裂隙中的石硫黄，据北齐魏牧《魏书·西域传》。(3)与温泉有关的水硫黄。(4)广南及资州的水硫黄，据宋苏颂《图经本草》。(5)广南土硫黄，据明代宁献王《庚辛玉册》："以嚼之无声者为佳"，可能为具塑性的非晶质μS。(6)东海牧牛山(今苏北一带)与太行山西的山西境内的石硫黄，据梁陶宏景集注《名医别录》，为与煤系地层有关的石硫黄。

4) 自然金的成因产状 《本草纲目》："金有山金，沙金二种。"

山金又可分为三种成因产状：

(1) 原生脉金，《宝藏论》："山金出交(越南)、广(广西)、南诏(云南)诸山，衔石而生。"

(2) 残积山金 《本草纲目》引汉代杨孚《异物志》："云南出块颗金，在山石间采之。"寇宗奭《本草衍义》："块颗金，即穴山或至百十尺，见伴金石，其石褐色，一头如火烧黑状，此定见其金也，其色深赤黄。"这种金应为残积山金，褐色伴金石即氧化带的褐铁矿。《本草纲目》引唐陈藏器《本草拾遗》："掘土数丈，至纷于石，石皆一头焦黑，石下有金，大者如指，小者犹麻石，色如桑黄，咬时极软，即真金也。"《天工开物》："山石中所出，大者名马蹄金，中者名橄榄金，小者名麸皮金、糠金。"《博物要览》："橄榄金形大如橄榄，两头皆尖，红紫色。"也应为氧化带的残积山金。

(3) 坡积山金 《博物志》(270—290年)："山有沙者生金……亦明金。虽在山上而产在沙也。"此种沙金即产在山上沙中，为坡积山金，空间上介于一般脉金与沙金之间的过渡位置。

沙金又分为三类：

（1） 古洪积砂金 与冰川作用有关，如黑龙江呼玛兴隆沟的砂金块。

（2） 古冲积砂金 宋代周去非《岭外代答·金石门》："凡金不自矿出，自然融结于沙土中，小者如麦麸，大者如豆，更大者如指面，皆谓之生金。"元代陶宗《辍耕杂识续集》："广西诸洞产生金，洞丁皆能淘取，其碎粒如蚯蚓泥，大者如甜瓜子，世名瓜子金。碎者如麦片，名麸皮金，色深黄紫。"《天工开物》："平地掘井得者，名雨沙金，大者名豆粒金。"清代谷应泰《博物要览》："胯子金产湖广、湖南北诸郡沙土中，象腊茶腰带胯子；豆瓣金产梁州土中，掘土十余丈方见，形圆扁如瓜瓣；麦颗金产梁州属县石沙土中，形尖如麦。"以上宋、元、明、清各代所描述的沙金均为第四纪冲积层中的砂金。

（3） 河流中的现代冲积砂金 《山海经》郭璞注："今永昌（云南保山）出水金，如糠，在水中。"《韩非子·内储说上》："丽水（金沙江）中生金。"《管子·轻重甲》："楚国有汝（今汝河）汉（今汉水）之黄金。"均指沙金，但产于水中，故又名"水金"。此种沙金最易发现淘取，故利用最早，至少在商代中期已开始利用。唐代刘恂《岭表异录》中甚至有"多养鹅鸭，收屎淘金"的记载。"水金"有多种来源，可来自原生山金、残积与坡积山金，古洪积与古冲积沙金，又可来自多方向多地区不同源头的干流与支流。既可为开采对象，又可做找矿标志。既可用以找单一金矿床，又可用以找伴生金矿床。

金可呈胶体溶液搬运，它的胶粒带负电，可与$Fe(OH)_3$、$Al(OH)_3$等胶粒的正电中和而沉淀下来，被高岭石、多水高岭石、伊利石、褐铁矿等吸附，故在残积、坡积中的自然金，并非全部为机械沉积，其中一部分甚至大部分可能为胶体沉淀。宋代周去非《岭外代答·金石门》中指出的不是从（原生）矿中（破碎）

出来，而是自然融结于沙土之中的沙金，即属于这种类型。它的外形扁圆如豆、豆瓣状、麦穗状、甜瓜子或狭长的弯曲腰带状，与从真溶液中结晶出来的具有良好多面体外形的自然金不同。这种自然金并非经过物理风化破碎后机械搬运的分选产物，故大小不一，也不成碎屑质。这种胶体沉淀的自然金也见于金矿床的氧化带，常与褐铁矿相伴；并见于浅成热液金矿床的浅部，与黄铁矿、白铁矿相伴。但在残、坡、冲积沙金中，有的自然金也成立方体、立方体与八面体聚形、八面体与菱形十二面体聚形，是从真溶液中结晶的产物。

银金矿也有山金与砂金两种产状。

（1） 《读史方舆纪要》："(山东)栖霞县巨隅山，……山产金，亦名金山。"《旧志》："金山亦名巨隅山，即黄银坑也。"《浙江通志》引《龙泉县志》，"黄银即淡金……原淡金一两，得黄金七钱，又得白银三钱。此矿脉浅，无穿岩破洞之险。"上述胶东、浙江的银金矿均为脉金，它位于金矿床垂直分带的上部，为浅部矿，易开采。

（2） 宋代程大昌《演繁露》："隋高祖时，辛公守并州(今太原)，尝大水流出黄银。"《清一统志》引《元和县志》："汉水去州城（安康）百步，水出麸金，其色稍白，不任贡献。"按(Au, Ag)类质同象系列中含 Ag≥20%，即可呈淡黄色至黄白色，故以上所指均为银金矿，因埋藏较浅，故易被大水冲出。

5） 辰砂的成因产状

（1） 河流冲积物中的"丹砂"。在《山海经》的《五藏山经》中的《西山经》、《中山经》、《南山经》中提到十处辰砂产地，有六处在水中，称为丹粟（即丹砂，指粒细如粟的辰砂）（据王根元1984年）。据《读史方舆纪要》，唐武德初年（约公元618年）因贵州岭巩县北70千米的溪水中产丹砂，还曾在那儿设立过丹川县。

（2） 原生矿脉中的“石砂” 唐代苏恭《唐新修本草》：“其石砂……在龛中石台上生。”宋代苏颂《本草图经》：“其苗乃白石耳，谓之朱砂床，砂生石上。”宋代《本草衍义》：“丹砂，今人谓之朱砂。……其青石壁进裂处，即有小龛，龛中自有石床，其石如玉，床上乃生丹砂。”按我国中南及西南辰砂矿脉产区，青石壁常为古生代暗青灰色沥青质灰岩或白云质灰岩，脉石除石英和方解石外，常有白云石。宋代朱辅《溪蛮丛笑》：“又石不碎而砂附着其上者名砂床”。《天工开物》：“磊然白石，谓之朱砂床。”一般脉侧碳酸盐围岩受低温热液作用而重结晶，在裂隙转折或交叉处形成晶洞(小龛)，洞中辰砂水晶晶簇的白色基底——褪色化重结晶的碳酸盐围岩即白石床。我国“矿床学”一词，很可能即由产辰砂的朱砂床推广而来。

（3） 石灰岩溶洞中的土石砂 《本草图经》：“宜砂（广西南丹）绝有大者……盖出土石间，非白石床所生也。”乾隆时《贵州通志》，“朱砂出开州（开阳）三脚岩、白洋林等处，土石相杂，穴洞深入，取出淘洗，用力甚艰。”即指溶洞中土石砂。

（4） 溶洞地下水冲积砂 《方舆胜览》：“辰溪县大酉洞在县西十二里，深广二里，石窦倒垂，泉水沸涌，相传出丹砂，自洞中流出。”即指溶洞地下水流出地表后带来的冲积砂矿。

据宋代朱辅《溪蛮丛笑》，土砂中有结不实的肺砂，即肝辰砂。据《唐新修本草》，土砂中的块砂与末砂，“体重而色黄黑，不任画用，……然可烧之出水银乃多。”此种黑黄色土砂应为辰砂的氧化产物而非黑辰砂。辰砂的表生变化如表2-1。

表 2-1 辰砂化学风化产物

矿物	辰砂→橙红石→黑汞石→自然汞			
成分	HgS	HgO	Hg_2O	Hg
颜色	丹红色	红-橙红-黄	黑	银白
Hg重量%	86.2	92.5	96.2	100.0

HgO由汞在沸点附近（357.25℃）氧化形成红色，在热液中形成时为橙红色，在冷溶液中形成时为黄色（Сауков，1946）。转入土中的辰砂常在常温下氧化，故成黄黑色 含汞量增高，故可比未氧化的辰砂炼出更多的水银。辰砂属三方晶系，比重8.0—8.2；黑辰砂属等轴晶系，比重7.6—7.7。与辰砂等重量的黑辰砂炼出的水银不比辰砂多，而与辰砂等体积的黑辰砂炼出来的水银不比辰砂少，故黄黑色的土砂并非黑辰砂。黑辰砂在偏酸性条件下形成，曾见于赣南钨矿区，中南及西南辰砂产区围岩多为偏碱性的碳酸盐岩层，故以辰砂为主，原生黑辰砂很少（陈殿券1982，张伯辑，1983）。氧化带中等轴晶系的$Hg_3S_2Cl_2$（Corderoite 氯硫汞矿）也为黑色，但其中Hg重量百比分还低于辰砂，只有81.7%，且为黑色，故上述文献中的黄黑色土砂也非氯硫汞矿。

（5） 人工辰砂，公元二世纪已开始出现（东汉魏伯阳《周易参同契》（公元142年）。

6） 自然汞有四种成因产状

（1） 辰砂晶体中的自然汞 《名医别录》："是出朱砂腹中"。《清一统志》："水银亦开州（贵州开阳）出……又有生于砂中，不待烹炼者，谓之自然汞，尤不易得。"可见在辰砂晶体中的自然汞极少见。

（2） 《名医别录》："亦有别出沙地者。"它们是辰砂的表生变化产物。

（3） 《岭外代答·金石门》："邕州（广西南宁）右江溪峒，归德州（果德）大秀墟有一丹穴，真汞出焉。穴中有一石壁，人先凿窍，方二、三寸许……有顷，真汞自然滴出，每取不过半两许。"《清一统志》："思宜山在长举废县（陕西略阳县西北60千米）东八十里，高秀出群，山中产水银、朱砂。"《明史·地理志》："兴安州洵阳县（陕西洵阳）东北有水银山，产水银、朱

砂。”《清一统志》：“水银山……有朱砂水银洞三处。”

（4）《清一统志》：“水银亦开州（贵州开阳）出，以朱砂升炼而成。”为人工水银，在春秋中期已出现见于齐桓公墓，（据公元七世纪魏王泰《括地志》）。

7）方铅矿有三种成因产状 《天工开物》：“一出银坑中，包孕白银……曰银铅矿，此铅云南为盛。一出铜矿中……曰铜山铅，此铅贵州为盛。一出单生铅穴……名曰草节铅，此铅蜀中（四川）嘉（乐山）、利（广元）等州为盛”。

“其余雅州（四川雅安）出钓脚铅（可做钓鱼钩用），形如皂角子，又如蝌蚪子，出沙涧之中。”可能为自然铅，按我国有的沙金便与圆球形自然铅共生。

以上所举各例均说明我国古代已注意到多种矿物有多种产状，它们具有显著的复成因性。

7. 矿物标型 多种成因产状的矿物必然具有各别的标型特征，在我国古代文献中也有不少这方面的描述。

1）水晶 《本草纲目》：“南水精白，北水精黑，饶州（今江西铅山县），武昌（今湖北鄂城县）水精濁”。虽仍沿用水精一名，因它“莹徹晶光，如水之精英，”但已指出水精又名“水晶，水玉，石英”，已否定它为“千年水所化”之说。（见唐陈藏器《本草拾遗》，公元725年前后）并指出它与人工制造的“滴子”（玻璃）不同，后者“有气眼而轻。”对不同产地的水晶也指出它们各自的特征。我国北方多伟晶岩，出现烟水晶或墨晶，故色黑；南方多热液脉，故水晶白；铅山、鄂城接触变代作用强，故水晶濁。

2）金 《本草纲目》：“东南金色深，西南金色浅，亦土地所宜也”，但不尽然。张树《蜀典》引《山海经》郭璞注：“黄银出蜀中，与金无异，但上石则色白”，为白色条痕的金银矿。但据元代周密《癸辛杂识续集》：“广西诸洞产金……色深紫”，

便是色深的自然金。我国东南沿海浅成或超浅成火山岩热液金矿脉富Ag，除产自然金外，也产银金矿、金银矿、自然银、螺银矿、碲金银矿、碲银矿、碲铋银矿、深红银矿、硫锡银矿、银黝铜矿、辉铋银铅矿、硫锑铜银矿、硒硫锑铜银矿等银矿物，金色也不一定深。

3) 芒硝 对于人工煎炼产物的矿物形态特征和它们的标型意义也有描述。如Na_2SO_4溶液经入盆煎炼凝结后，《本草纲目》便提到“在下粗朴者(粗粒状)为朴消，在上有芒者为芒硝（沿c轴延长），有牙者为牙硝(沿b轴延长)”。但它们随原料和产地不同而异：“齐卫之消则底多而上面生芒如芽，《别录》“所谓芒硝者也，川晋之消则底少面面上生牙如圭角作六棱，纵横玲珑，洞澈可爱。”朴硝、芒硝、牙硝晶习不同，但均为$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$，易溶于水，小于33℃稳定，大于33℃即成Na_2SO_4（无水芒硝）。芒硝易溶于水，但在32℃时，如空气潮湿不能蒸发，也可自溶。故《本草纲目》指出：“此物见水即消，又能消化诸物，故谓之消。”其中芒硝沿c轴延长(图2-3)，产于齐卫（山东）；牙硝沿b轴延长（图2-3），产于川晋(四川、山西)，但机理不明。

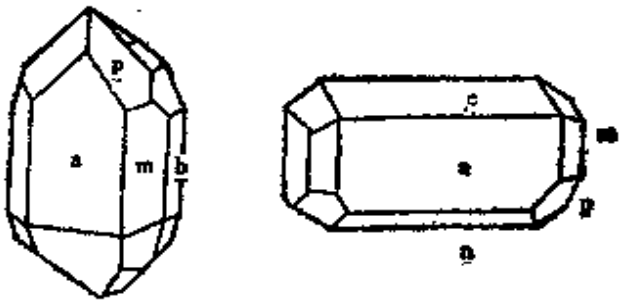


图2-3 芒硝的晶体

a{100}，m{110}，b{010}，c{001}，p{111}，n{10I}。

左为沿c轴延长如芒的芒硝（齐卫之硝），

右为沿b轴延长形如圭角的牙硝（川晋之硝）

4) 炉甘石 《广西通志》：“融县出炉甘石……产于金坑者，其色微黄，……产于银坑者，其色白，或带青绿，或粉红。”

炉甘石包括菱锌矿和异极矿，古代不分，现有的药用炉甘石即表生菱锌矿。导致它们色调不同的机理，及与金、银矿的关系，有待查明。

8. *矿物学找矿标志与找矿方法* 总结我国古代应用矿物学标志找矿的方法有以下几种：

1) 利用共生矿物找矿。如金属矿物共生，非金属矿物共生，金属矿物与非金属矿物共生，金属矿物与半金属矿物共生等。

2) 利用矿物的垂直分带与水平分带找矿。

3) 利用水流转折或汇集处找矿。如《尸子》云："水……方折者有玉。"（尸子名尸佼，相传为公元前四世纪周代人，但可能为公元前三、四世纪之间人）、《韩非子·内储说上》："荆南之地，丽水（金沙江）之中生金，人多窃采金。"檀萃《农部琐录》："金出金沙江……汤郎江心有石，水漩成涡，时获真金。"《管子·地数》："金起于汝汉之右湾(同污，水流汇集处)。"

4) 利用矿物溶液找矿。矿物溶液可作找矿标志，如酸水(含SO_4^{2-}的水)与流赭(即$Fe(OH)_3$胶体溶液)便可作找矿标志。《山海经·西山经》中从石脆之山流出的酸水与其中的流赭是当地找铜矿的标志。《北山经》中从少阳山流出的酸水与其中的美赭是当地找赤银矿的标志。清初屈大钧《广东新话》还提到："广中产铁之山，凡有黄水渗流，则知有铁，掘之得大铁饼一枚，其状若牛，是铁牛也。循其脉路，深入掘之，斯得多铁矣。"酸水是从硫化物矿床流出的，是找硫化物矿床的标志。如无酸水而只有黄水，便是找铁矿的标志。赤色的泉水也可作找矿的标志。如《读史方舆记要》所记："潞安府（山西潞安县）赤崖泉，源出石洞中，洞深里许，洞内产炉甘石，洞口土色赤色，泉出其中，故得其名。"《清一统志》："潞安府壶关县有赤壤山。"《县志》："土赤色，有石洞，深里许，出炉甘石，洞口有泉。"因铁元素在

地壳中普遍存在于多种成矿作用中，风化后形成的褐铁矿可为各种矿床的找矿标志，故从公元前五世纪的《山海经》到清代文献均十分注意。其中尤以褐铁矿最受赞美，故有"美赭"之称。郭璞还专为它写了《流赭赞》："沙则潜流，亦有运赭，于以求铁，趁在其下。"此外，前已述及的从硫黄原生矿床中流出的水硫黄乳浊液或悬浮液，天然石洞或凿穿石壁滴出的辰砂分解产物自然汞等，本身已为矿物原料，又可作为进一步找矿的标志。

《读史方舆记要》引元代《浸铜要略序》记江西德兴"铜山……山麓有胆泉，亦曰铜泉，""其泉三十有二……凡为沟百有十三，有传(北宋)政和五年(公元1115年)雨多泉溢，所浸为最多。"明代沈周《石田杂记》："江西信州铅山铜井，其山出空青，井水碧色，以铅锡入水……煎之则成铜。"《读史方舆记要》记铅山县"宋时为浸铜之所。其地之水有三：胆水(硫酸铜溶液)，矾水(硫酸铁溶液)，黄矾水(黄钾铁矾水溶液)；""铅山县铜宝山，石穸中胆泉流出，浸铁成铜……《志》云：县西三里有胆水，盖出铜宝山下；""锁山门，县西七十里，昔时胆水出此，其水或涌自平地，或出自石罅。《神农本草》云：胆水能化铁为铜，宋时为浸铜之所，有沟漕七十七处……县之胆水多自山下注，势如瀑布，随天旱潦而有涸溢；"记广东翁源县"岭水在县北，源出羊径(山)，名铜水，可浸铁成铜，水极腥恶，两旁石色皆赤，不生鱼鳖禾稼之属，与曲江县胆矾水同源而异流。入英德县界，会于清溪水。"在温湿地区铜的硫化物矿床氧化带的地表水可形成胆水或铜水，地下水可形成胆泉或铜泉，此种$CuSO_4$水溶液，本身既为湿法炼铜的矿物原料，也是进一步找矿的标志。

川东盐泉的作用与胆泉相似，本身既可煮盐，又可作找盐的标志。

山洞中盐泉，据《太平环宇记》："达州宣汉（今万源县东）井场，……龙骨石窟中涌出；""大宁监（今巫溪县），县西六十九

里，溪南峭壁之中有盐泉涌出。”

沙滩石碛中盐泉。据《读史方舆记要》：“（四川）奉节县盐泉，在府南荆州图翻八阵图下，东南五里有一碛，……碛上有盐泉井五口。”

河床中盐泉。据《四川盐政考》：“开县盐井，不需开凿，盐卤由河中石缝中流出。”“奉节盐井，系在河中，旧时以石砌为方塘，水退井出，挖去泥沙，即可取卤”。

地下盐泉。据《旧唐书·地理志》：“泸州富义（今富顺县）界有富世盐井，深二百尺，以达盐泉，俗呼玉女泉，以其出盐最多，人获厚利，故曰富世。”

以上可溶性盐类矿物溶液的规模品位决定于原生矿床的规模品位，也决定于当地的地质构造与自然地理条件包括气候及其变化的条件，故矿物溶液除可供制备矿物原料与找矿外，还可供研究当地矿床地质构造之用。

5）从氧化带标志矿物找矿　褐铁矿可作为寻找多种矿产的标志，我国古代称之为赭、美赭、纷子石、伴金石。有关它的记载在古代文献中屡见不鲜，如《管子·地数》篇中便提到了用赭找铁。类似的记载也见于《山海经·五藏山经》等有关各篇中，如用赭找金（《中山经》商前之山）、用美赭找铁金（《中山经》求山）、用赭找银（《中山经》柴桑之山）、用赭找赤银（《中山经》少阳之山）、用流赭找铜（《西山经》石脆之山）、用伴金石找金（《本草衍义》）、用纷子石找金（《本草拾遗》）、用洞口赭土（土状褐铁矿）找洞内炉甘石与菱锌矿（《读史方舆记要》）等，均为很好的例子。

利用自然汞找辰砂。邕州石壁中的自然汞（《岭外代答·金石门》），贵州开阳沙地中的自然汞（《清一统志》），陕西宁羌（宁强）、略阳等地所采水银（《续文献通考》），略阳西北一百二十里长举废县东八十里思宜山中水银（《清一统志》），陕西洵阳

水银山水银洞中水银（《明一统志》、《清一统志》），贵州思南县土产水银（《明一统志》），贵州铜仁县铜崖山、新坑山、大万山产水银（《明史·地理志》），贵州安顺府普安州河都山（白崖）所产水银等，均可作为找辰砂矿的标志。

从铜的表生矿物找铜矿。古代称自然铜为铜、红铜、自然铜、自来铜。深黑色土状的黑铜矿称火药酥。孔雀石称绿、铜绿、黑绿、绿矿、石绿、空绿、绿青。蓝铜矿称诸青，包括石青、曾青、空青。它们都是找铜矿与含铜硫化物矿床的标志矿物。自然铜如盐源夹银垦的铜（《四川通志·铜铅厂地表略》），信州铜坑中的乱铜丝（《本草图经》），会理州分水岭夹银垦的红铜（《清一统志》），曾青、石绿穴中状如草根的自然铜（《本草纲目》引《宝藏论》）等。孔雀石如韶州、信州的绿青（《重修政和经史证类备用本草》），罗茨、武定、禄丰诸厂的绿矿（《滇海虞衡志·志金石》），空青中成夹层的绿青（《名医别录》）等。蓝铜矿如上饶的空青，蜀道及代山铜坑与金矿中的空青（《庚辛玉册》），益州山谷及越隽铜矿的空青，蔚州、兰州、宜州、梓州、饶州、信州等处铜矿的空青（《名医别录》），宁强、略阳等处与水银相伴的青绿（《清一统志》）等。其它如弘农（灵宝）、豫章（波阳）、新淦的白青（也称鱼目青，即羟胆矾$Cu_4(SO_4)(OH)_6$）（《本草图经》）及信州铅山县（《唐新修本草》）及晋、隰等州（《天工开物》）的石胆或胆矾（$CuSO_4 \cdot 5H_2O$）等，也都是找原生铜矿及其它含铜硫化物矿床的标志。

从自然银找银矿。银坑中的老翁鬚状生银（《本草衍义》），饶州乐平诸坑生银矿中状如硬锡的生银（《本草图经》），卢氏县形如笋子也叫银笋的自然银（《重修政和经史证类备用本草》），银坑内石缝中状如乱丝的天生牙，乐平产铅之山的龙芽及龙鬚，石矿中成片块状如硬锡的生银（《本草纲目》引《宝藏论》），永昌的银屑（《名医别录》）等均为不同形态的自然银，都是进一步

找银矿的标志。

从炉甘石找锌矿及其它矿产。炉甘石川蜀、湘东最多，而以太原、泽州、高平、灵丘、融县及云南为胜（《本草纲目》）。山西太行山一带所产甚多，而荆、衡次之（《天工开物》），平顺县赤崖泉、潞安府赤壤山石洞内所产炉甘石，均是找原生锌矿床的标志。《广西通志》："融县出炉甘石，金银之苗也。"《明一统志》："融县宝积山……产炉甘石及铁。"故还可用炉甘石找其它矿产。

从密陀僧(PbO)及白铅矿($PbCO_3$)找铅矿。广西恭城县铅矿内（《清通典·食货》）及郧西、鹤峰（《湖北通志·舆地志·物产》）所出密陀僧，都是找原生铅矿的标志。贵州大定与银、铜、黑铅矿（方铅矿）伴生的白铅及都匀与黑铅伴生的白铅（清乾隆《贵州通志》）也是找原生铅矿的标志。

从风化的铁白云石找矿。《天工开物》："凡土内银苗，或有黄色碎石，……此即去矿不远矣。"《丹房鉴源》："银生洛平卢氏县，褐色石，打碎内即白。"《天工开物》："凡朱砂……其次砂不入药……外床或杂青黄石，或间砂土。"《云麓漫钞》："取银之法……黄色者即石，弃去；黑者乃银。"所提青石即白云质灰岩、白云岩或石灰岩碎块，黄石、黄色碎石、内白的褐色石，均为风化的铁白云石，它风化后均有黄色或黄棕色薄膜。铁白云石不仅出现于银矿床及辰砂矿床，也出现于金、铜、黑钨等矿床。如冶仙山便有含金的黄铜矿石英脉穿切铁白云石脉。

6）从线、路、引、苗、脉找矿。清《滇南矿产图略》："矿脉微露谓之苗，细苗如线谓之引……一山有矿，千山有引。"我国解放后在赣南钨矿区就曾以地表云母线作为找盲矿体的标志；在新疆铬矿区，也曾以蚀变线作为找铬铁矿砂包的标志。一山有矿，周围附近群山上便有地表显示，是当前找矿中也应当注意的。

倪慎枢《采铜炼铜记》，"……谛观山崖石穴之间，有碧如缕或如带，即知其为苗。"这是用孔雀石线找原生铜矿床。南宋《云麓漫钞》："取银之法，每石壁上有黑路，乃银脉，随脉凿穴而入。"所谓黑路即辉银矿或螺银矿细脉，《天工开物》："凡土内银苗，……或土隙石缝有乱丝形状（自然银），此即去矿不远矣。"南朝王韶之《始兴记》："……英德、清远，其山传有银矿者，其矿或红如乱丝(自然铜)，或白如草根(自然银)，或衔黑石(褐铁矿)，或有脉，谓之龙口。循龙口挖之，浅者一、二丈，深者四、五丈，有焦路如灶土然（土状螺银矿或辉银矿），斯矿苗也，又挖则见矿矣。由微而盛，盛而复微，或如串珠，或如瓜蔓。微则渐绝，绝复寻焦，焦复见矿。若焦已绝，则又盘荒也。"指出银矿脉分枝复合，膨胀收缩，尖灭再现，与一般热液矿脉的形态与分布有共同特点，矿挖完的地段便是底盘的废石(盘荒)。明代陆容《菽园杂记》记浙江龙泉银矿："其发之初，唯于顽石中偶见矿脉，微如毫发。……矿脉深浅不可测。有地面方发而遽绝者，有深入数丈而绝者，有甚微之而方阔者。有矿脉中绝而凿取不已，复见兴盛者，此名为过壁。有方采于此，忽然不见，而复发于寻丈之间者，谓之虾蟆跳。"进一步指出浅成热液矿脉不稳定，及其受断层错断，断距不大之特征。

《清代云南铜政考》："或大引（大矿脉露头）宽厚尺余，横长数丈，石峡(甲)坚硬、马齿间错的叫"大檑"（大栓），这些才有获得成堂大矿的希望。"《采铜炼铜记》："……又有形似鸡爪，屡入屡得之。既深，乃获成堂大矿者，是为摆堂矿。"指出如大脉穿两侧坚硬围岩如水穿峡，脉中又有晶洞，其中马牙状石英或方解石晶簇相间交错，便是引向成堂大矿的门栓。如有鸡爪形的多枝支脉，向下愈挖愈多，则在深部也可汇成成堂大矿。以上二文献并指出，凡大矿深藏山腹，宽大者为堂矿，矿石采完后所遗空间往往有三、五间房大，其上盖如房顶，下底如平地，仿佛大

厅堂，故称“堂矿。”形如池塘，宽大而凹陷，储量与堂矿相当，则叫“塘矿。”至今在我国的汞、锑、钨、金矿床中仍有这种塘矿或堂矿，当地也叫“闹堂”，是采矿时最为欢腾热闹的场所，故名“闹堂。”层控(*strata-bound*)或层状(*stratiform*)矿床在有利条件下最易形成闹堂，闹堂中晶簇特别巨大，如我国中南区辉锑矿闹堂中的辉锑矿晶簇单个晶体便可长达六、七十厘米。

7) 有机矿物原料(燃料)的找矿标志与找矿方法。采用岩石学与地层学方法找煤。明清之际孙廷铨(公元1616—1674年)《颜山杂记》：“凡脉(找)炭(煤)者，视其山石，数石（应为页岩)则行，青石(石灰岩)、砂石（砂岩）则否。避其沁水之潦，因上以知下，因近以知远，往而获之，为良工”。他已注意到煤系岩性、层序、上下远近的变化与开采的水利条件等。他又说：“以为矾，谓之铜碛(黄铁矿结核)……碛弃于炭而宝于炭也。”提出综合利用黄铁矿结核制矾的可能性。他所提的工作方法与原则对今天仍然是适用的。

对于石油天然气，我国古代特别注意油气显示。关于石油显示除前已提到的外，唐代李延寿（公元670年前后）《北史·西域传》还提到龟兹国（新疆库车县)：“西北大山中有如膏者流出成川，行数里入地。”宋代欧阳修与宋祁《新唐书·地理志》(公元1061年)提到新疆精河县境内“石漆河”。《元一统志》(佚名，公元1310年前后)提到陕北石油：“在鄜州(陕西富县)……有一石窟，其中出此。”明代李贽《明一统志》(公元1456年前后)：“南雄府油山……傍有一小穴出油。”《本草纲目》：“石油之所出不一，出陕之肃州、鄜州、延州、延长。广之南雄……自石岩流出。”

在油气的开发探索中，油(石油)与火(天然气)、气(硫黄气)、卤(石盐水)、水(地下水)、沙土(油砂或天然气出口处沙土)显示的相互关系也受到充分重视。明杨慎《丹铅总录》：“火井在蜀

之临邛，今嘉定、犍为有之，其泉皆油。”清代李榕《自流井记》：“火之极巨者曰海顺井……水、火、油三者并出。”清代严如熤《三省边防备览》记富顺火井：“……可省煤十之三。……嗅之有硫黄气。……火井中仍出咸水。”《本草纲目》：“嘉州开盐井，偶得油水，作雄硫气，土人呼为雄黄油，亦曰硫黄油。”《元一统志》：“在宝君县（元属鄜州府）西二十里姚曲村石井中，汲水澄而取之，气虽臭，而味可疗驼、马、牛、羊疥癣”。《四川盐政考》：“火井则分干腔、卤火等类。干腔者，只出火而无卤水参杂其中。卤火井又分黄卤、黑卤两种”。王象之《舆地纪胜、遂宁府景物》：“火井在长江县（今蓬溪县）客馆镇之北二里伏龙山下，……夏月积雨停水，则火焰生水上……冬月水涸，则土上有焰。”清邓淳《岭南丛述·谈苑》：“韶州岭水场……又有地火自地中出……地中所出沙土，运置穴外，为风所吹，即火起煜煜然。”清代施鸿保《闽杂记》：“台湾诸罗县火山，石隙泉涌，则火随泉出……。”“又凤山县赤山接淡水溪处陂，陂平衍十余里，土中有时火出，其色俱赤，故又名赤泥湾。”上述多种显示，不仅涉及油、气、卤资源，也是指示地层构造的标志。

8）根据标志植物找矿。《地镜图》（佚名，南朝梁，公元六世纪前半叶）：“草茎赤秀，下有铅；”“山有葱，下有银。”《酉阳杂俎》（唐代段成式，公元863年）：“山上有薤，下有金。山上有姜，下有铜锡。山有宝石，木旁枝皆下垂。”《庚辛玉册》（明代宁献王衡仙，公元1421年）：“透山根似蔓青而紫，含金气；石杨柳含银气；马齿苋含汞气；艾、蒿、粟、麦含铅、锡之气；三叶酸含铜气。”雷敩（公元420—479年）提出草汞，宋代苏颂《本草图经》（公元1070年前后）已提出小叶马齿苋节叶间有水银。可见我国古代最晚从公元五世纪已具有较高的检查植物中金属含量的水平，公元六世纪已开始注意不同矿产与标志植物或植物标志的关系，但因我国古代缺乏植物分类的科学体系，还不能把它们

与现代植物种属名称联系起来，加以应用。按湖南红色盆地砂岩铜矿区的酸模(*Rumex acetasa L.*)灰粉含铜量最高可达0.28%，平均可达0.176%，高出一般植物含铜量36倍，在第三系及侏罗—白垩系红层中均可作为铜矿指示植物，它在湘西寒武系地区的分布也与铜的分散流一致(蔡福祥，1966；夏湘蓉等,1980,)。但我国古代指出的铜矿标志植物酸芽、三叶酸是否即酸模，含铜量较高是否因富有机酸易于使铜矿物分解，便于吸收，均有待进一步查证。

另公元六世纪南北朝时梁《地镜图》还指出："草茎黄秀，下有铜器。"可见我国古代除已注意找矿的植物标志外，并注意到植物标志与墓葬中金属器物的关系。《史记·货殖列传》"掘冢，奸事也，而田叔以起。"指出田起以盗墓起家。自西汉至南北朝已经历六个世纪，才开始注意标示墓葬的植物标志。它对今天挖掘古代文化遗址，是否有参考价值，有待查证。

从上可见，我国古代成因矿物学与找矿矿物学资料十分丰富，但又十分分散，同时由于缺乏近代科学基础，并不系统深入。

三、我国近代成因矿物学及找矿矿物学发展简史

(一) 半封建半殖民地社会阶段

从鸦片战争(1840年)到新中国建立(1949年)前夕，中国为半封建、半殖民地社会阶段。1909年在京师大学堂设立地质学门，1913年成立地质调查所与地质研究所，1918年在北京大学设立地质系，1922年成立中国地质学会，为矿物学包括成因矿物学与找矿矿物学的发展，创造了条件。由于引进近代地质理论与晶体光学方法，又为我国的描述矿物学提供了近代的科学基础。在这段

时间，出现了总结我国古代自然矿物原料产地、产状的《石雅》(章鸿钊，1921)；描述有关个别矿物标型特征的资料，如接触带钙铝榴石的光性异常(卢祖荫，1920)，一些矿床如个旧锡矿的矿物学资料(孟宪民，1941)，总结赣南钨矿矿物组合和析出顺序的大量区域矿物学资料(徐克勤、丁毅、1943)以及其他等等。但是由于半封建半殖民地的社会条件，民族经济不可能自成体系独立发展，矿物学作为真正的基础地质学科，并不受重视。同样，成因矿物学与找矿矿物学虽然直接关系到国家矿物原料潜力的增长，也不受重视。

(二) 社会主义社会阶段

1949年新中国建立，我国进入了社会主义社会阶段，地质工作才获得大发展。解放初，成立了中国地质工作计划委员会，后改建地质部、地质矿产部，各省市自治区也成立了地质局、地质矿产局，其它工业部门也相应建立了地质机构，开展了区测、普查、找矿、勘探、矿山开采等工作，为成因矿物学与找矿矿物学提供了大量课题与实际资料。在地质教学方面除综合性大学地质系外，还创办了专科性的地质学院与地质学校，培养了大批地质人才，为在我国范围内广泛开展成因矿物学与找矿矿物学研究创造了条件。中国科学院与各部门所属的地质研究院、所，为我国现代矿物学，包括成因矿物学与找矿矿物学的发展，积累了丰富的资料。

在学术组织方面，1963 年成立了中国矿物岩石地球化学学会，中国地质学会也于1980年成立了矿物学专业委员会。在学术刊物方面，1952年《中国地质学会志》改名《地质学报》继续出刊，1957 年又创办了《地质与勘探》，1972 年创办了《地球化学》，1981年创办了《矿物学报》与《矿物岩石》，1982年创办了《岩矿测试》；有关研究院、所与院校也创办了相应的地质学

术刊物。上述学术组织与刊物，为学术交流，包括成因矿物学与找矿矿物学的学术交流，创造了极为有利的条件。

与此同时，也加强了对我国古代矿物文献与矿业开发的研究（章鸿钊，1954；王炳章等，1963—1964；李约瑟，1964；王嘉荫，1963，1978；夏湘蓉、李仲均、王根元等1975—1980），也为进一步整理我国古代成因矿物学与找矿矿物学资料提供了参考。

在上述地质工作大发展的基础上，1952—1956年，引进了矿物标型、标型矿物、标型特征，矿物个体发生史与系统发生史，矿物的世代与发芽，矿物的共生组合与伴生组合等概念（陈光远等，1957）。并采用了矿床矿物学方法，对不同成矿地质作用的矿物共生组合和矿物生成顺序，初步进行了系统的解剖，其中包括超基性岩铬铁矿床(王公庆，1956)，白云母伟晶岩（赵其渊，1956)，高温热液接触交代铁矿床(王传闻，1956)，接触交代铁矿床(陈舜平，1964)，接触交代钼矿床(史之权，1956)，高温热液钨锡矿床(苏明迪，张静宜，1956)，中温热液铅锌矿床（张本仁，1956)，低温热液汞矿床(曾玖吾，1956)，沉积石膏矿床(朱而勤，1956)。同时，以赣南钨矿为重点，在中国地质学会第三十届年会上，向中国地质界提出了矿床矿物学工作方法(陈光远，1956)。

1960年开始采用成因矿物学方法解决鞍山式铁矿成因与找矿勘探问题，并在中国地质学会第三十二届年会上，向中国地质界提出了成因矿物学方向(陈光远，1962)*。与此同时，还开展了黑云母、角闪石、绿泥石、石榴子石、辉石等成因矿物族的研究（陈光远、冯建良、曹亚伯、薛君治、王金富、叶慧文、王顺金等，1963)**与斜长石双晶的成因研究(陈光远、朱自尊，1963)，

* 陈光远等，1962，从鞍山式铁矿论成因矿物学问题。中国地质学会第32届学术年会论文选集(岩石、矿物、地球化学)。

** 陈光远等，黑云母、角闪石、绿泥石、石榴石、辉石成因矿物族研究五篇论文，第一届矿物岩石地球化学学术会议论文选集。

并进一步在中国矿物岩石地球化学学会第一届学术会议上，向中国矿物界提出了成因矿物学方向与成因矿物族的研究方向。

十年动乱使我国成因矿物学与找矿矿物学的发展受到严重影响，拨乱反正后才获得进一步普及与提高。现在除X光分析外，电子衍射，中子衍射，电子探针，扫描与透射电镜，红外光谱，穆斯堡尔谱，电子顺磁共振与核磁共振等矿物谱学方法，矿物气液态包裹体法，同位素测定，热发光及热电系数的测定等，均已引进我国成因矿物学与找矿矿物学的研究领域。物理化学与晶体场理论也获得初步的应用。人工晶体培养、矿物材料制备、成矿成岩实验，提供了进一步的成因线索，还出现了把人工晶体与天然晶体的形成条件统一进行研究的趋势。同时在多年工作的基础上，对陨石、宇宙尘、月岩、海洋矿物、有机矿物、人体与动物结石矿物，地幔矿物、板块构造矿物等也开展了研究。还出现了对应力矿物的系统研究(王嘉荫，1978)与对我国稀土和稀有矿物种属发生史的初步总结(郭承基等，1981)。对各种地质作用与各个矿种的矿床矿物学与区域矿物学研究受到很大重视，它大大地扩大了我国成因矿物学与找矿矿物学研究的深度和广度，为找矿勘探、扩大资源提供了有效的依据。成岩与成矿作用的标型矿物、矿物标型特征与标型矿物组合，已较广泛地用于区分岩石成因与矿床成因，用以区分成矿与不成矿地质体，判断地质体的成矿专属性及所经历的地质构造变动，用以划分成矿阶段及矿物世代，确定矿床垂直及水平分带，判断矿床品位、规模、剥蚀深度、距离矿体远近及盲矿体埋藏深度。上述成因矿物学与找矿矿物学的研究，对扩大我国钨、锡、钼、铋、铜、铅、锌、汞、锑、金、银、铌、钽、稀土、放射、铁、铬、镍、钒、钛、萤石、金刚石等矿物资源，均已取得较大成效，使有的矿床储量扩大4—14倍之多。拨乱反正后我国成因矿物学的蓬勃发展不能一一列举，但从上述已可见一斑。

社会主义制度的优越性，保证了成因矿物学与找矿矿物学在我国的普及和提高。为总结我国建国三十年来成因矿物学与找矿矿物学的发展，1980年召开了全国第一届矿床矿物学与成因矿物学学术会议，还成立了全国矿床矿物学与成因矿物学委员会。1984年又召开了全国第一届金矿矿床矿物学与成因矿物学会议。自1960年在北京地质学院成立成因矿物学研究组开始招收成因矿物学研究生以来，一些其他单位也成立了成因矿物组，1984年在武汉地质学院北京研究生部还成立了成因矿物研究室。不少科研单位已把成因矿物学列为科研方向并成立专题组，有的研究报告已把它列为专门章节(王奎仁等，1979)，并已开始出现成因矿物学方面的专著(王嘉荫，1978；陈光远，孙岱生等，1984)。继1974年在我国高校开出“应力矿物学”课程(王嘉荫，1974)，1979—1981在我国高等院校开出“成因矿物学”课程（孙岱生，1979；1980；陈光远，1981)以来，不少高校已把成因矿物学列入地质找矿与地化专业的教学计划，编出成因矿物学教材(陈光远，1981；靳是琴，李鸿超，1981；薛君治，1982；白学让，1984)，并纷纷向本科生及研究生开出该课程。有的高校还面向社会，举办成因矿物学短训班，或参加生产部门举办的短训班讲授成因矿物学。武汉地院北京研究生部已开始讲授“成因矿物学与找矿矿物学”课程(陈光远，孙岱生，1984)。不少生产部门也积极结合生产，针对不同矿种、不同成因类型矿床的找矿勘探及矿山开发，广泛开展了成因矿物学与找矿矿物学的研究。

经过30年来的引进和发展，我国现代成因矿物学的发展方向已经确定。找矿矿物学在我国是80年代才提出，但建国以来我国成因矿物学的发展一直是与找矿密切结合的。今后，成因矿物学的进一步发展，与找矿矿物学研究的日渐加强，必将使成岩与成矿作用的研究，大大推进一步。

第三章

矿物发生史

矿物发生史是成因矿物学的重要组成部分。它包括矿物个体发生史、矿物系统发生史及矿物组合发生史。本章着重讨论矿物个体发生史及系统发生史。

一、矿物个体发生史

矿物个体发生史（Онтогение минералов）首先由苏联学者格里戈里也夫（1947）提出，他把矿物单体和集合体的发育过程，统称为矿物个体发生史。

矿物个体发生史包括十分丰富的内容，如矿物单体的发芽、生长和变化；矿物集合体中单体的生长及集合体的生长变化。对矿物单体和集合体不同生长阶段及变化的研究，可获得大量的有关矿床和岩石的成因信息。因此，矿物个体发生史的研究方法，是从事各种地质体研究的手段之一。

矿物可以由熔体（岩浆作用）、液体（热液、水溶液等）、固体状态(变质作用)、气态及胶体中结晶，我们主要以从液体（或熔体）中矿物结晶为例，阐明个体发生的过程。

液相比固相（结晶质）具有更大的自由能，随着体系的热力学条件降低(温度降低，组分的过饱合等)，开始了原子的键合，释放能量，开始结晶。

(一) 矿物单体发芽

矿物的发芽是矿物形成的最初瞬间。从单体发育的三个阶段来说，对发芽已有的研究最少。矿物发芽的瞬间状态类似一种先天条件，对今后的生长发育有很大的影响。矿物晶体的粒度大小、密度、集合体特征及在矿床中的分布，很大程度上甚至完全决定于矿物发芽状况及当时的物化条件。压电石英、光学方解石、重晶石、萤石等是以晶体形式开采和利用的，从发芽的时刻起，就制约了这些矿物是否能形成相应的矿床。反之，从单体和集合体的特点又可提供开始结晶及结晶过程物化条件的成因信息。

1. *发芽时的物化条件* 矿物结晶时不断在液体中形成一些微小的晶粒，它能成为核心逐渐生长。这种结晶核心称为晶芽或晶核。产生晶芽或晶核的作用，称为发芽或成核作用。

以在均一的母相内发芽为例。在过冷却液体中出现晶芽时，一方面由于在这个区域中原子由液态聚集状态变为固态排列状态，体系自由能降低（固、液相之间的体积自由能差 ΔG_v）；另一方面，由于晶芽构成新的表面，又会引起表面自由能增加（单位表面自由能 σ）。假定晶芽为球形，半径为 r，当过冷液体中出现一个晶芽时，总的自由能变化 ΔG 应为：

$$\Delta G = 4/3\pi r^3 \Delta G_v + 4\pi r^2 \sigma .$$

由式看出，ΔG 是 r 的函数，ΔG 随 r 变化为一抛物线，ΔG 在最大值时的 r 为 r_o，则晶芽 $r < r_o$ 时，其生长将导致体系自由能的增加，这种晶芽不隐定，会重新消失。若 $r \geqslant r_o$ 时，晶芽便能生长，体系自由能随 r 的增大而降低。r_o 称临界半径，半径为 r_o 的晶芽称临界晶芽。

成芽率(成核)：单位时间、单位体积中形成的晶芽数目称为成芽率，其单位为晶芽数/sec·cm^3，用 C 表示。C 受两个互相矛

盾的因素制约，其一是随着过冷度增大，成芽功减小，稳定晶芽容易形成；另一方面随着过冷度增大，原子的活动性降低，从液相转向固相的几率降低，不利于晶芽形成。故成芽率C用下式表示：

$$C=C_1\cdot C_2.$$

C_1为受成芽功影响的成芽率因子，C_2为受原子扩散影响的成芽率因子。二者综合的结果，在过冷度较小时，C主要受C_1的控制，过冷度加大，C增加；过冷度很大时，C又受C_2的控制，过冷度加大C下降。因此成芽率与过冷度的关系，如图3-1所示。该图是以普通辉石单组分熔体冷却结晶的例子。当低于普通辉石熔点20℃时，成芽率C低，当过冷却度低于熔点37—55℃时，C达到最大，如过冷度低于熔点100—120℃时，晶芽数目几乎为0而成玻璃质。

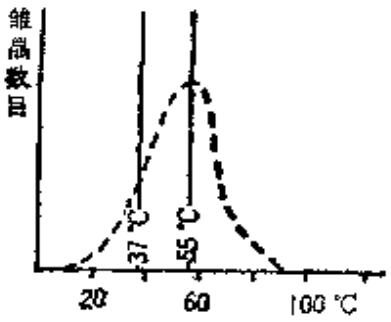


图3-1 普通辉石结晶曲线
(据Лазаренко, 1963)
(雏晶数目即晶芽数目)

生长速度：单位时间晶芽（或晶粒）扩大的速度，用V表示。V也受过冷度控制，随过冷度的增加而加大，但过冷度进一步增大，V也下降，与成芽率与过冷度的关系相似。V与过冷度关系曲线比较复杂，视不同情况而异。

发芽时的物化条件对晶体形成粒度有很大影响。粒度主要受C、V比值即C/V的控制。C/V值大，则晶芽数量多，生长速度小，为细粒；C/V值小，则晶芽数量少，生长速度快，为粗粒。塔曼（Таммаи）根据结晶实验也得出类似的结论（图3-2）。由图看出，C、V与过冷度关系变化曲线是相似的，但不一定重合。左图：T_1时，C值大，V值小，为细粒集合体；T_2时，C值小，V值大，为粗粒集合体。中图：T_1时，C值小，而V值大，粗粒集合体；T_2时，C、V值皆大，为中、细粒集合体；T_3为玻璃

质。右图：T_4时，为粗粒集合体，T_5时为玻璃质。

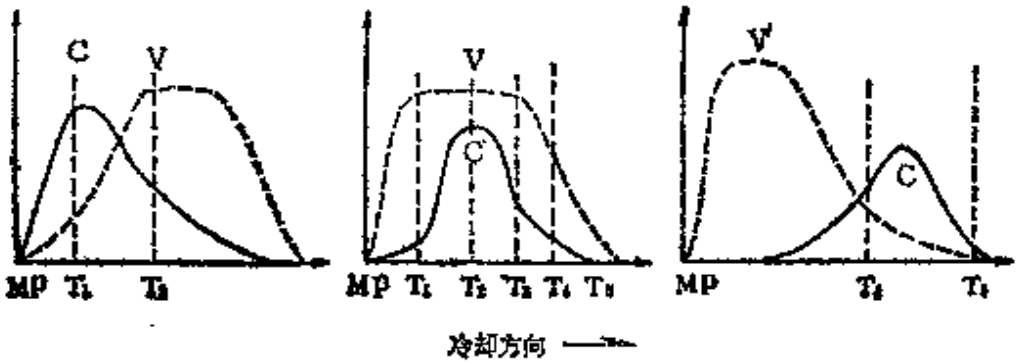


图3-2 成芽率 C 与结晶生长速度与过冷却关系
(据 Кузнецов, 1953, 引自 Таммаи)
MP—熔点，T—过冷却温度

在其它条件一定时，结晶相对温度愈高，晶体生长速度大，有利于晶体长大。结晶环境含水或挥发分离时，促使物质扩散，制约成芽数量，有利于晶体长大。杂质给晶界移动带来困难，生长速度变小，不利于晶体长大。

2. 发芽方式 晶体发芽主要有两种方式：自由发芽与基底发芽

1)自由发芽 凡在熔体及溶液中以悬浮状态发芽的都属于此类。在热液脉状矿床中，这种情况最容易被观察到。这种方式可使晶芽由于重力作用降落在其它矿物表面。图 3-3 可以看出，在水晶晶体上由沉落的晶芽而长出了铁白云石硬壳，使水晶晶体本身长成歪形。铁白云石晶芽是由于重力而落于水晶晶体上方的。因此，可以借此确定集合体形成过程的重力方向，可以借助判断构造运动的经历。

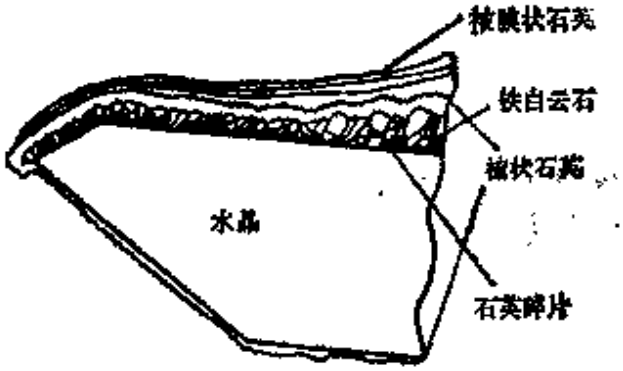


图 3-3 石英晶体上沉落的晶芽
(据 Григорьев, 1961)

这种由重力作用下落到基底的晶体，大多数以最发育面与基底接触。

2)基底发芽　晶体经常在某种基底上发芽。基底可以是早已生成的晶体、晶体的碎片、岩石碎块及脉壁等。

在同种矿物上发芽：这种发芽在能量上最有利。长成的晶体常能继承原来晶体的结晶方位。以石英为例：垂直云母石英片岩片理的裂隙中的石英晶洞矿床(苏联乌拉尔)，晶洞中的石英晶体的C轴与岩石片理一致，垂直脉壁生长（Леммлейн，1939)。我国弓长岭铁矿石英岩（硅质层）中常有顺层的石英小晶洞，晶洞中石英C轴与石英岩石英C轴一致，晶洞中小晶体C轴平行晶洞延长方向生长。又如，石英在石髓纤维末端发芽，由于石髓纤维常沿L^2轴延长，新形成的石英继承了石英纤维格子的方向，因此长成的石英晶体主轴(L^3)垂直纤维方向(图3-4)。其它矿物发芽也有类似的现象。

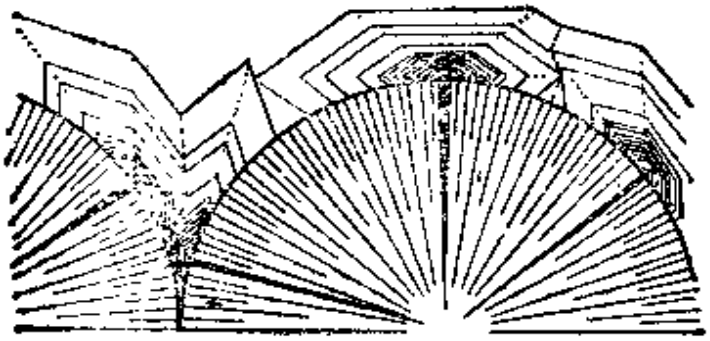


图3-4　石英在石髓纤维上的发芽
(据Леммлейн，1948)

在不同矿物种上发芽：这种发芽方式在能量上是不利的。尽管如此，这种发芽方式仍广泛存在。大部分为浮生连生，即不得不在其他矿物上选择有利面网为基底发芽。在自然界中可见黄铁矿{100}面平行白铁矿{001}面发芽；方铅矿{100}面平行闪锌矿{110}、{1$\bar{1}$1}面上发芽，如湖南桃林铅锌矿床中方铅矿与闪锌矿的浮生连生(张本仁，1956)，苏联北高加索重晶石热液脉中黄铜

矿的{112}面平行重晶石的{101}、{011}、{001}面上发芽（Франк-Каменецкий，1964）。有的矿物在其它晶体的角顶或晶棱上发芽，形成浮生连生（图3-5）。

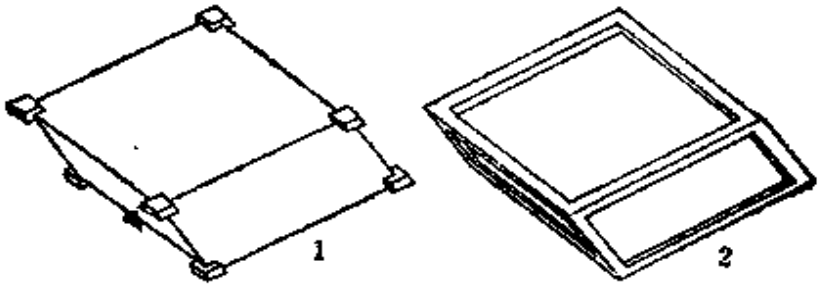


图 3-5　菱锰矿角顶和晶棱上发芽生长的白云石晶体
（据 Григорьев，1961）

在岩石碎块上发芽：在充填型热液脉矿床中常见，以围岩碎块作为发芽基底（图3-6）。

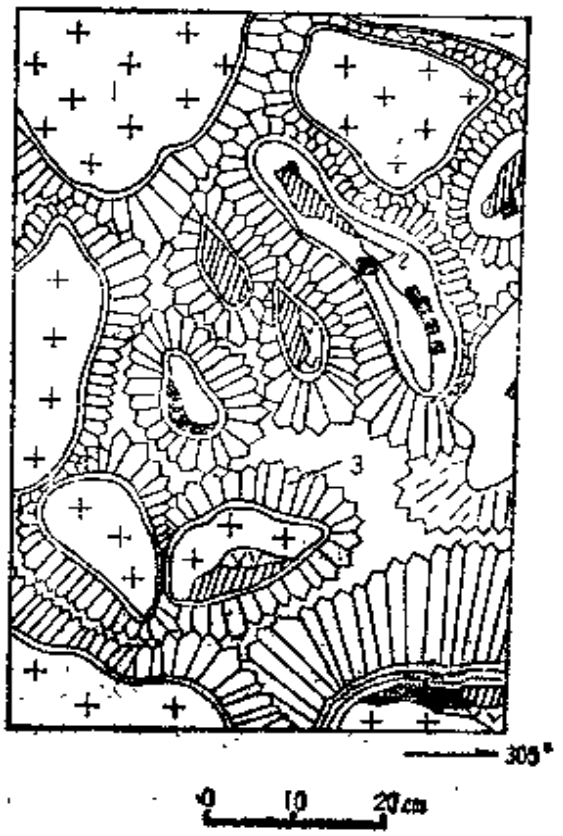


图 3-6　石英在花岗岩角砾上发芽生长
（据张本仁，1956，桃林铅锌矿床）
1.绿泥石化绢云母化花岗岩，2.矿化，3.石英

3. 发芽的时间　同时发芽：在自然界中最普遍，如火成岩、变质岩的某些矿物的集合体及不同矿床中晶簇集合体，，很多都是同时发芽和同时结晶的。

多次发芽：热液矿床中多次发芽的现象最普遍。如图 3-7 为石英的三次发芽。照片 3-1 为石英的多次发芽，石英晶体菱面体面上有小的晶芽，然后再一次发芽长大。

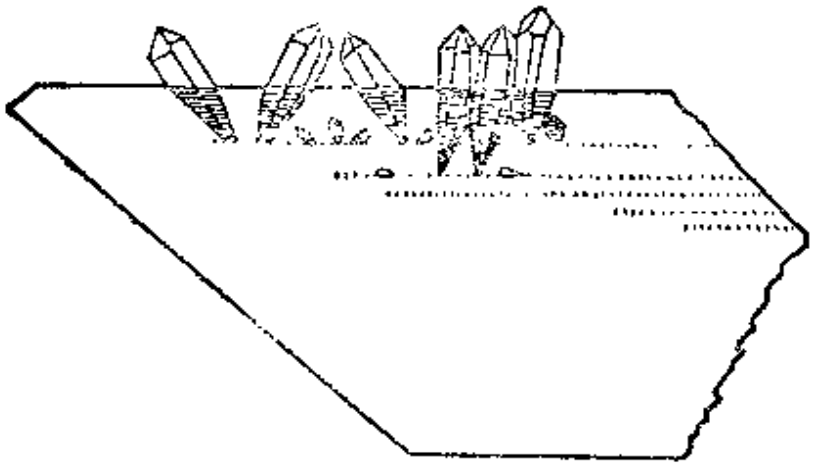


图 3-，　石英的三次发芽
（据 Григорьев，1961）



照片 3-1　石英的多次发芽 6×10
（据张本仁，1956，桃林铅锌矿）

超基性岩体内，铬铁矿矿石中橄榄石—铬铁矿的特殊球状构造及缔核构造，早已引起人们的注意。饶宾等（Жабин & Оттеман，1976）提出，这种球形构造是铬铁矿连续结晶及橄榄石多次发芽的结果，其生长过程见 图3-8。

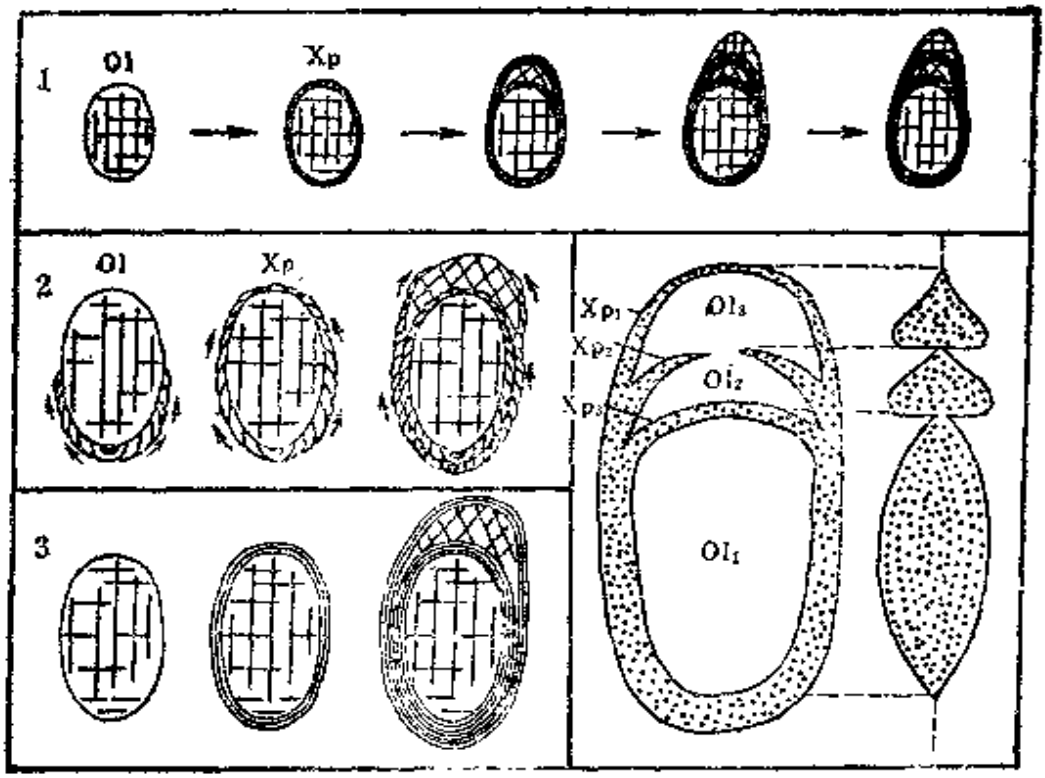


图 3-8 橄榄石—铬铁矿连晶

（据 Жабин 等，1976）

1.橄榄石和铬铁矿发芽的顺序和位置，2、3.单壳层内分带生长的两个方案，4.表现依次发芽的橄榄石与铬铁矿相对生长速度示意图：右表示与周围单晶生长的单晶形态。

首先发芽和生长的是镁橄榄石斑晶 Ol_1，从一开始它们是圆形的。铬铁矿 XP_1 发芽在 Ol_1 曲率最大部位的表面，由此形成第一个铬铁矿壳层 XP_1，可把 Ol_1 单晶完全封闭，也可以留一个"窗口"。下一个镁橄榄石 Ol_2 的晶芽也发生在第一个铬铁矿壳层曲率最大部位，或发生在窗口。Ol_1 与 Ol_2 是不连续的，而且结晶方位不一致。下一个铬铁矿壳层在铬铁矿中发芽，并覆盖在 Ol_2 之上。以此类推，可以形成多层的球状构造。总体说来橄榄

石与铬铁矿同时结晶，为铬铁矿连续形成而镁橄榄石呈几次发芽的共结结构。伟晶岩中长石—石英共结的文象结构，也显示同样的机理，为长石的连续结晶，石英多次发芽的结果。石英在长石的一定面网方位上发芽生长，常常浮生于长石之上，故文象结构中的石英，在一定范围内常具有一定的结晶方位。

这里仅就发芽的方式、时间做了讨论，其中涉及晶体发芽速率 C 及生长速率 V，发芽基底对晶体生长的影响，在熔体及热液中多次发芽所造成的特殊结构等。由上可见，对矿物发芽的研究认识，能够对矿物形成组分的浓度、温度变化、空间条件、构造运动历史、地质体的演化等方面取得一定的成因信息。

（二） 矿物单体生长

1. 晶体生长的原理　晶芽形成之后，晶芽要生长，体系总的自由能随着晶体体积的增加而下降，是晶体生长的驱动力。晶芽的生长可以理解为液相中原子迁移到晶芽表面，即液—固界面向液相中推移过程。为了保持液固界面继续向液相中移动，必须在界面处有一定过冷 ΔT（或过饱和 σ）。

晶体生长是固相—液相界面上发生的现象，界面决定晶体形态，因此，研究晶体形态首先应搞清固—液界面的微观结构、晶体生长机制及晶体形态类型划分的现代看法。

1) 固—液界面的微观结构　一般认为晶体生长是通过单个原子或若干个原子依附到晶体表面上，并按照晶面原子排列要求与晶体结合起来，其具体生长方式及生长形态等都与液固态的微观结构有关。

液固界面可按微观结构的不同而分为光滑界面和粗糙界面。

光滑界面：界面处两相是截然分开的　固相的表面基本上为完整的密排晶面，微观上，界面是光滑的，宏观上它往往是由若干小平面组成。

粗糙界面：固相与液相之间的界面从微观上看是高低不平的。有几个原子层厚度的过渡层，在过渡层中只有大约50%的位置为固相原子所占据。但由于此过渡层很薄，因此从宏观上看，界面反而较平直，不出现曲折小界面。

杰克逊 (Jackson, 1958) 对液—固界面的平衡结构进行了研究，他指出，界面的平衡结构应是界面能最低的结构。如果在光滑界面上任意增加原子，即界面粗糙化时，则界面自由能的相对变化 ΔG_s 可由下式表示：

$$\Delta G_s/N_\sigma KT_m=\alpha x(1-x)+x\ln x+(1-x)\ln(1-x). \tag{1}$$

N_σ 是界面上的原子位置数目；K 是玻尔兹曼常数；T_m 是熔点；x 是界面上被固相原子所占位置的分数；$\alpha^*=\zeta L_m/KT_m$，其中 ζ 是晶体学因子，它与界面上的平均邻位数有关，ζ 恒小于1，对于晶体的平滑界面（密排晶面）ζ 值最大（大于或等于0.5）。L_m 为潜热。将(1)式按 $\Delta G_s/N_\sigma KT_m$ 与 x 关系作图，对应于不同的 α 值，可作出一系列曲线（图3-9）。由此得出如下结论：

$\alpha\leqslant 2$ 时，在 $x=0.5$ 处，界面能具有极小值，即界面的平衡结构应是约有一半的原子位置被固相原子占据而另一半位置空着。这时界面呈粗糙界面。

$\alpha\geqslant 5$ 时，在 x 靠近0处和靠近1处，界面能最小，说明界面的平衡结构应是只有几个原子

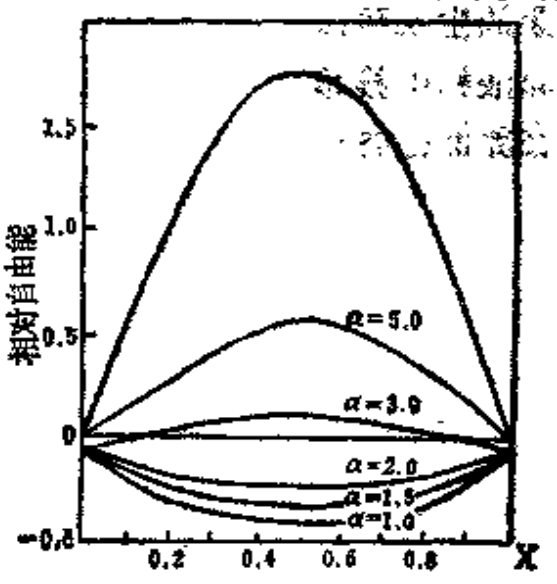


图 3-9　当 α 取不同值时 $\Delta G_S/N_\sigma KL_m$ 与 x 关系
（据 Jackson, 1958）

* α 是决定于晶体的种类和晶体生长介质的一项参数

位置被固相原子占据或者大部分原子位置被固相原子占据，这时界面为基本完整晶面。这时界面为光滑界面。

2)晶体生长机制和生长速度　晶体的生长方式与上述界面结构有关。

（1）　粗糙界面生长：因界面上有一半结晶位置空着，它们都能够接收原子，故液相的原子可以进入这些位置而与晶体连接起来，晶体连续地向液相中生长。这种生长方式称为垂直生长。其生长速度V（或R）与过冷度ΔT（或过饱和度σ）成正比，即

$$V=\mu_1\Delta T$$

这种生长的生长速度较大。

（2）　光滑界面生长：主要通过二维成核机制及螺旋位错机制及凹角生长机制生长。

图3-10为二维成核机制示意图，是在光滑界面上以均匀成核的方式形成二维晶核薄层状晶核，然后液相原子沿着二维晶核侧边所形成的台阶不断连接上去，使此薄层很快扩展而盖满整个表面，这时生长中断，需要在新的界面上再形成二维晶核，接着又长满一层，如此反复进行。这种生长是不连续的，而且形成所需能量较大，其生长速度由下式决定：

$$V=\mu_2 e^{\left(-\frac{b}{\Delta T}\right)}$$

式中μ_2、b为常数，其生长速度不大。

图3-11为螺旋位错台阶机制示意图。如果晶面上存在着某些晶体缺陷，它可连续向界面上添加原子台阶，使晶体能继续生长。最简单的台阶是存在于光滑界面上螺旋位错的出露处，它使界面呈螺旋面而形成不会消失的台阶。这种生长的生长速度很小，由下式决定：

$$V=\mu_3\Delta T^2$$

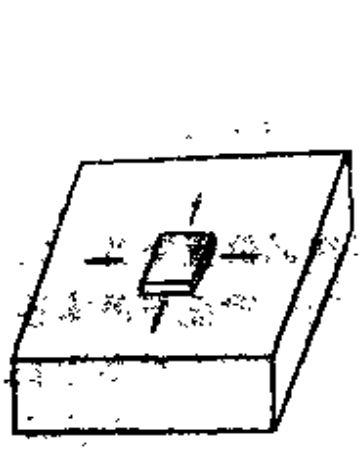


图3-10 二维晶核机制示意图

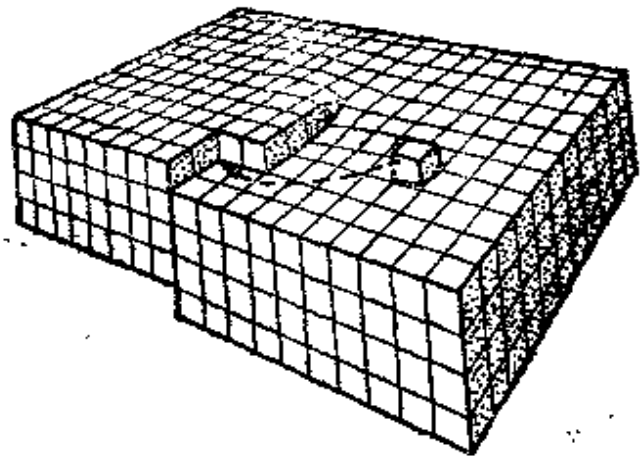


图3-11 螺旋位错台阶机制示意图

式中 μ_3 为比例常数，$\mu_3 \ll \mu_2$。

在光滑界面上若有凹角存在，就象位错露头点一样，从凹角处不断的产生台阶以促进光滑界面的生长，这种生长方式称凹角生长机制。凹角的方向往往是生长最快的方向，而促使晶体的不断生长。双晶凹角也是生长较快的方向，双晶结合面方向生长速度较慢，常沿此方向长成板状（或片状）晶体，若为聚片双晶，则凹角之间互相影响，凹角永不消失，将在生长过程中持续地发挥作用。

3)多面体形态、骸晶与树枝状生长 砂川一郎（1981）用图3-12表示生长速度 V（或 R）与过饱和度 σ 的关系。由图3-12可见，有两个转变点 σ_1 和 σ_2。σ_2 以上可能长成树枝状晶体，在 σ 和 σ_2 之间可能长成骸晶状晶体，σ_1 以下主要是由平滑界面围成的多面体晶体。三者的生长机制也各不相同：σ_1 以下是以螺旋位

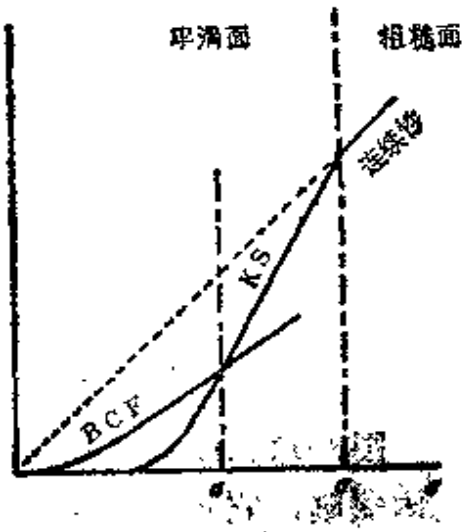
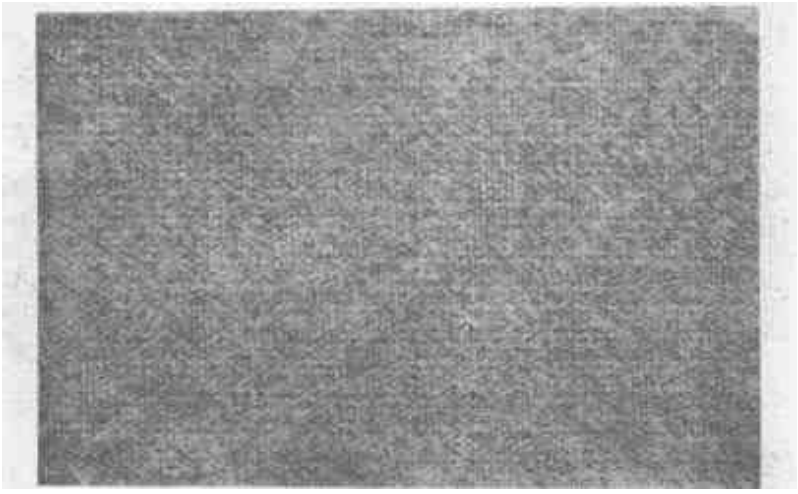


图3-12 多面体晶、骸晶状、树枝状形态与 R-σ 关系
（据砂川一郎，1981）
R：生长速度，σ：过饱和度，
BCF：表示螺旋生长曲线，
KS：表示二维核生长机制曲线

错及二维成核生长；σ_1 和 σ_2 之间为二维成核生长，而σ_2之上则为粗糙界面的垂直生长。

一般情况下，晶体前沿的过冷却度随距界面的距离增加而减少，称正温度梯度，结晶潜热只能通过固相散出，相界面的推移速度只能受固相传热速度所控制。晶体的生长只能以接近平面状向前推移，只能长成多面体状。在另一种情况下，晶体前沿过冷度随距界面距离的增加而增加，称负温度梯度，相界面上产生的结晶潜热，既可通过固相，也可通过液相而散失，相界面的移动不再受固相的传热速度所控制，如果相界面凸出到液相中而与温度更低（过冷度愈大，过饱和愈大）的液相接触，其生长速度必然增大，而凸出部位更加向液体中伸展，长成树枝状。自然界中树枝状晶体的成因是各种各样的。如熔体喷出海底突然冷却（淬冷）造成负的温度梯度（与此同时挥发分逸出也造成过饱和）而形成树枝状晶体，照片 3-2，为科马提岩的鬣刺结构，就是典型的例子。又如在超浅成的裂隙带及地表氧化带，温度降低造成



照片 3-2　辉石的树枝状晶体(鬣刺结构)
(据Hamski，1980，芬兰科马提岩)

过饱和（与此同时，压力降低也可造成过饱和），自然银、自然铜、自然金皆能长成树枝状。骸晶是介于二者之间的一种形态，在一定过冷却（过饱和）的条件下，在棱或角顶处，优先形成二

维核，并由此向结晶面中央伸展成生长层；由此产生的晶体形态，称为骸晶（图3-13）。

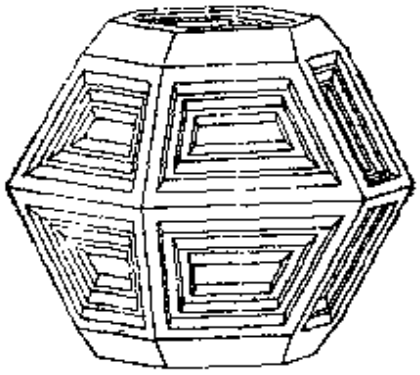


图3-13　自然硫骸晶

由上看出，多面体及骸晶是由平滑界面发育起来的。晶面由螺旋机制生长层生长，过饱和度最低，二维成核机制生长层，过饱和度稍大，而骸晶过饱合度更大。树枝状晶是由粗糙界面发育起来的，过饱和度最大。

矿物晶体形态最常见的是由平滑界面所围成的多面体晶体形态。下面我们重点讨论影响这类形态的内在和外在的因素。

2. 影响多面体形态的内在因素　晶体内部结构与外形关系的理论较多，随着晶体结构研究的深入和发展，这些理论也在逐步的深入和发展。现作一简单的回顾。布拉维（1849）认为，某晶体晶面常见性的顺序是按14种布拉维格子计算的面网间距dhkl增大，或网面密度增加的顺序。弗里德(Fridel, 1907)在研究晶体形态时证明了布拉维定律一般是正确的。尼格里(1920)提出，一个晶面的常见性决定于所谓“不饱合层”的厚度Δ_{hkl}（图3-14），晶面的稳定程度与Δ成反比。在图3-14中，1图$\Delta_{(100)}=0$是最稳定的面网，2图$\Delta_{(610)}>$3图$\Delta_{(650)}>$4图$\Delta_{(320)}$。因此(100)的稳定性>(320)>(650)>(610)。不能仅考虑网面密度，还要考虑面网不饱合层的厚度。以上理论都是以布拉维十四种空间格子为依据的。

基于对空间群的研究，唐列和哈克（Donnay & Harker, 1937）系统地分析了滑移面和螺旋轴对网面密度的影响，从点群对称和空间群对称发展了布拉维法则。α-石英的三次对称轴为螺旋轴，其螺旋度为$C_0/3$。轴面可写成{0003}而不是{0001}，它的网面密度应被3除。在布拉维法则中，{0001}网面积（单位结

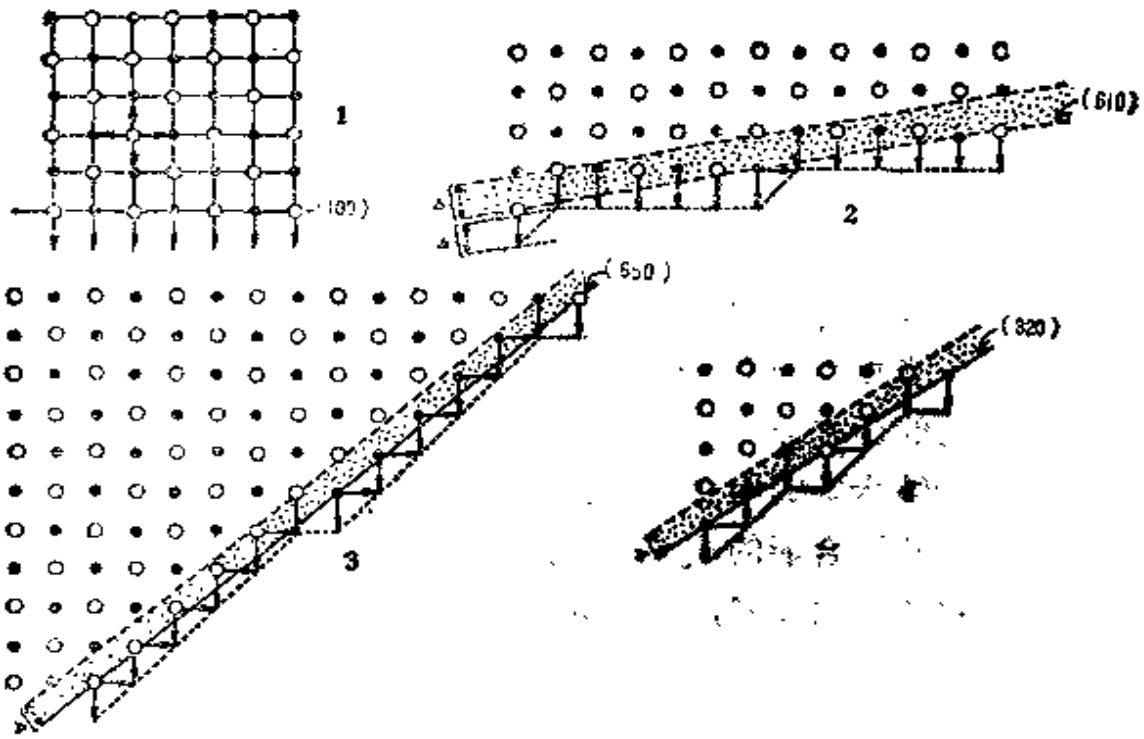


图3-14　面网的不饱合层
（据Niggli, 1920）

点所占的面积）$S_{0001}=1.13$，而考虑了螺旋轴的作用，$S_{0003}=3.39$。根据后面数值，轴面的常见性应列于{10$\bar{1}$0}、{10$\bar{1}$1}、{11$\bar{2}$0}、{10$\bar{1}$2}、{11$\bar{2}$1}、{20$\bar{2}$1}、{11$\bar{2}$2}之后而排在第八位，所以自然界中α-石英未见出现{0001}轴面。作者还举出了自然硫晶形与滑移面的关系等。最后提出了下面的总结："如果格于是六面体晶格类型(无对称心)，而且空间群对称中无螺旋轴和滑移面，晶面在形态上的重要性与其面网的结点面积S成反比。如果在S公式中以与空间群对称最低级次的X光反射相当的"倍指数"代替晶面指数，晶格对称心、螺旋轴和滑移面对S的影响便可得到校正"(Donny-Harker, 1937)。以上定律称唐列—哈克定律。它的普遍意义在于考虑某晶面是否出现的内因中，还要考虑全部内部对称要素的综合影响。

随着对晶体内部结构的进一步研究，哈特曼和帕达克（Ha-

rtman & Perdork, 1955)根据尼格里（1921）的观点“一个晶体重要晶带都平行于结构中结构单位间主要键的方向”提出了晶体形态中的周期性键链（The periodic band chain theory）的概念，称为*PBC*理论。这个理论是在晶体化学基础上提出来的晶体形态理论，本质上可以看成经典几何理论的一种推广，公认为是一个比较成功的理论。从有机晶体到离子晶体的实验观察，其生长形态皆可用周期性键链来解释。

该理论的基本假设是，在生长过程中，在界面上形成一个键所需时间随键合能的增加而减少。界面位移速度（界面法线方向生长速度）随键合能的增加而增加。生长过程快速生长晶面消失，慢速生长晶面显露，故键合能的大小决定了晶体生长形态。

现以(01)、(10)面为边界的二维晶体为例（图3-15-1），a键沿（10）方向，b键沿（01）方向，a键键合能$>b$。故晶体沿[10]

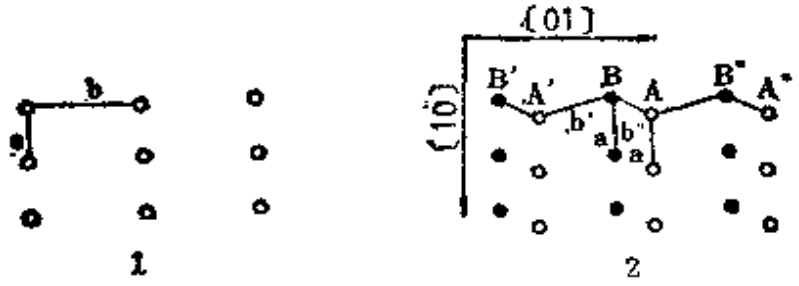


图3-15　周期键链与生长形态
（据 Hartman，1955）

方向生长较快。若为第二种情况（图3-15-2），具两种构造单元*A*和*BAB*间强键以b''表示，*AB*间弱键以b'表示。沿[10]方向*A*间和*B*间的键，其键合能相等，以a表示，且近等于b''的键合能。沿[01]方向生长受到两种键b'、b''的支配，强键效应为弱键减弱，故晶体沿[01]方向的线速度较[10]方向小。从上述例子可得出结论：晶体沿强键方向生长较快，在长成的晶体中这些键必然构成一“不中断的键链”；如果一键链中包含不同类型的键，则该键链对晶体生长形态的影响决定于其中最弱的键的大小，

对晶体来说，重要的晶带方向必然是平行于只包含强键的键链方向。强键是指在结晶过程中释放出较大能量的键，也就是指在生长过程中形成的原子、离子或分子与第一配位球体间的键。

为了便于讨论，将全为强键构成的矢量称为 PBC 矢量（简称 PBC）。根据 PBC 把晶面划分为三种类型：F，S，K（图3-16）。

F 面：有两个或两个以上的 PBC 与其平行，称为平坦面。一般网面密度大，生长速度小，晶体生长的终态多为 F 面所包围。

S 面：只有一个 PBC 与其平行，称为阶梯面。

K 面：没有任何 PBC 与其平行，往往在角顶出现。

图3-16表现了这三种关系。

从生长的角度分析，F 面是按照成层的生长机理慢速生长面，随生长进行 F 面不断扩展并见于最终长成的晶体中。S 面则

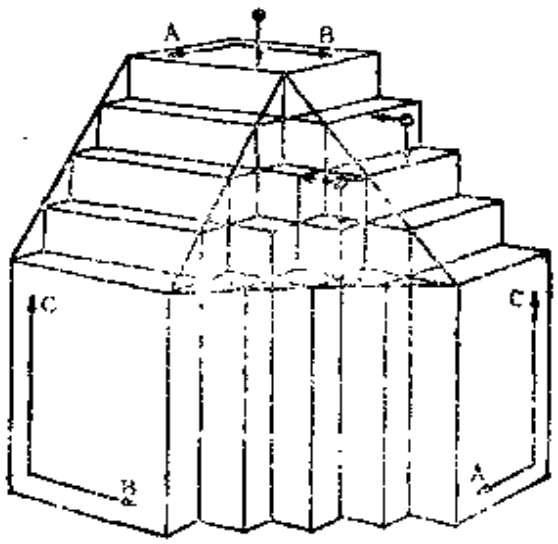


图3-16 PBC 与 F、S、K 面关系

（据 Hartman，1956）

A11[100]，B11[010]，C11[001]（ABC 表示 PBC 方向），

F 面：(100)、(010) 及 (001)，S 面：(110)、(101)、(011)，

K 面：(111)

是由相邻的F面的生长层的台阶堆垛成的，它比F面生长快，属于扩展较小不重要的晶面。K面是一粗糙面，生长最快，在晶体生长过程中通常趋于消失。F面的表面发育有似于地形等高线图的生长台阶。S面则以平行于毗邻的F面晶棱的条纹为特征，这种面是由条纹组成的，并未见到生长层的发育。K面是一粗糙面，生长最快，在晶体生长过程中通常趋于消失。S面在一定条件下可转变为F面。

赤铁矿{0001}面属于F面。石榴石{110}为F面，{211}为S面，{100}为K面。刚玉{0001}、{01$\bar{1}$2}、{11$\bar{2}$3}、{11$\bar{2}$0}为F面，{11$\bar{2}$1}为S面。金刚石{111}为F面。

黄铁矿完好晶形在自然界经常出现，因此，从布拉维开始曾多次对其晶形进行讨论，用布拉维-弗里德面网密度计算以及唐内-哈克定理计算的黄铁矿单形发育顺序皆与实际相去甚远（表3-1）。

表 3-1　布拉维-弗里德及唐内-哈克定律计算的黄铁矿单形发育顺序

布拉维-弗里德　P格子	唐内-哈克　$Pa3$
001	111
011	002
111	021
012=021	112
112	022
122	122

（据 *Endo*，1978 引用 *Donnay* 等，1933）

用周期性键链方法（Hartman，1953）分析，黄铁矿的PBC是[100]、[110]、[$\bar{1}$21]、[$\bar{1}\bar{2}$0]和[021]，所以它的F面为立方体{100}，八面体{111}和五角十二面体{210}，与实际比较接近。一般认为五角十二面体{210}为S面，在一定条件下可转变为F面。

3.影响多面体形态的外在因素　十九世纪末吉布斯(Gibbs, 1906)—乌里夫（Вульф，1901)—居里（Curie,1885）从热力学观点研究晶体形态。其内容是："晶体的外形是所有结晶面的表面自由能总合最小的形态，晶体是由表面自由能较小的面所包围"。

液体在表面张力的影响下，其形状为球形，因在这种情况下其表面能最小。晶体是具格子构造的有异向性的固体，不能长成球形，而应是多面体，当晶体和周围环境达到平衡时，所具有的平衡形态，也应使其总的表面能最低。吉布斯—乌里夫—居里从能量变化分析了面网生长速度：比表面能（单位面积晶面所具有的能量）大的晶面生长速度快，反之则慢。比表面能大的面网将优先与外界质点键合，晶面生长速度较快，这种面趋向缩小消失。介质中的组分、温度等可以改变某些面网的比表面能，这就较综合地说明了晶体形态与介质环境的依存关系。虽然实际晶体的比表面能很难测定，还难以定量的应用，但它把晶体的晶形与周围环境联系起来，是研究晶体形态与外界环境关系的理论基础。

晶体形态与外界环境的关系是成因形态学问题，多少年来很多人一直给予很大的关注，尽管许多研究者作了不懈的努力，但要在这方面进行定量的解释还比较困难，虽然如此，仍可总结出不少理论和经验规律。

1)过饱和度对晶体形态的影响　自然界中晶形的变化是随着介质过饱和度而变化的。在强过饱和度下网面密度大的面网具有较小的生长速度而在晶体上占优势，随着过饱和度的降低，中等密度的面在晶体的角顶或晶棱上出现(Ёвзикова,1958,1976, Костов,1962,1978)，如果过饱和度进一步降低，可由中等密度的晶面完全代替。如自然金的晶形由{111}→{100}→{110}以及{311}、{210}的变化，是介质中Au浓度降低的标志(陈光远，1983)，已被多次证明。对于内部具有不均匀键的矿物，表现得

更明显。过饱和度低(一般为高温条件)，矿物晶体构造中不均匀键的差别不足于表现在它的生长形态上，高过饱和条件下(一般为低温)，较强的键位表现出键合的优势，这时矿物发育的单形多平行于键最强的方向(网面密度大的晶面占优势)。如锡石在过饱和度低的岩浆或伟晶岩中(高温)为锥状或短柱状，而在过饱和度高的热液(温度降低)中则长成长柱甚至针状，即平行于构造中Sn—O八面体的链方向(表3-2)。

表 3-2 不同成因条件的锡石形态

成因产状	锡石形态特征
伟晶型	无柱面或极不发育，四方双锥为主
深成热液型	短柱状晶体 沿{101}成聚片双晶
中深热液型	柱状晶体，双晶发育
浅成热液型	针状 (针锡)
近地表型	纤维状 (纤锡)

(据 Cook, 1977)

金红石也有类似情况，在低温过饱和度高的条件下生成的金红石多为细小针状集合体。

以上规律较早认为是受温度影响，近来才认为主要受过饱和度的影响。

2)介质中活性组分对晶体形态影响 在活性介质中(酸性或碱性)由一种元素组成的面网起主要作用(阴离子或阳离子)，在中性介质中——两种元素组成的面网具有平衡意义(Wells, 1946, Михеев & Шафрановский, 1948)。活性组分指的是挥发性组分及碱金属离子。例如，萤石在伟晶岩酸性条件下，F^{1-}离子活性增高，{111}八面体在晶体上占优势，该面相当Ca^{2+}离子密度最大的面网；在低温的碱性条件下，Ca^{2+}离子活性增高，{100}立方体在晶体上占优势，该面相当F^{1-}离子密度最大的面网；在中性条件下或出现{110}菱形十二面体(F^{1-}及Ca^{2+}密度最

大)或成{100}立方体加八面体{111}的聚形。萤石不同单形网面密度的具体数值(表3-3)。石盐也有类似情况。{111}的面网是

表 3-3 萤石主要面网离子种类与密度

hkl	离子种类	每 a^2 的离子数
111	Ca 或 F	2.3Ca或2.3F
100	Ca 或 F	2Ca 或4F
110	Ca+2F	1.4Ca+2.8F

(据 Wells, 1946)

Cl^{1-}或Na^{1+}密度最大的面网，而{100}的面网则是$Na^{1+}+Cl^{1+}$密度最大的面网(表3-4)。当介质溶液中存在NaOH或$FeCl_2$、$CaCl_2$

表 3-4 石盐主要面网的离子密度

hkl	面上的原子种类	每 a^2 的离子总数
111	Na 或 Cl	2.31
200	Na+Cl	4.00
110	Na+Cl	2.82
113	Na 或 Cl	1.21
139	Na 或 Cl	0.92
210	Na+Cl	1.79
112	Na+Cl	1.63

(据 Wells, 1946, 简化)

(碱性条件或强酸条件)时，则{111}八面体发育。闪锌矿各种面网的离子种类及密度(表3-5)。{111}的面网为Zn最密或S最密的面网，{100}的面网为Zn次密和S次密的面网，而{110}的面网则为Zn+S最密的面网。温度高时，Fe^{2+}可代替Zn加入闪锌矿晶体，相当于阳离子数量增多了(高温时Fe^{2+}浓度高)，则四面体{111}占优势；当温度降低时，Fe^{2+}不进入或较少进入闪锌矿，阴阳离子数量近于相等，则菱形十二面体{110}占优势。这一规律在自然界已多次得到证明。如保加利亚某多金属矿床中闪锌矿

表 3-5 闪锌矿主要面网的离子种类和密度

hkl	Zn/a^2	面上的原子种类	原子总数/a^2
111	2.31	2.31 Zn 或 2.31 S	2.31
100	2.00	2.00 Zn 或 2.00 S	2.00
110	1.41	1.41 Zn + 1.41 S	2.82
113	1.21	1.21 Zn 或 1.21 S	1.21
133	0.92	0.92 Zn 或 0.92 S	0.92
210	0.89	0.89 Zn 或 0.89 S	0.82
112	0.82	0.82 Zn 或 0.82 S	1.64

(据 Wells, 1946)

的晶形，高中温热液矿床闪锌矿可形成粒径达5—70mm的粗粒晶体、富Fe而具四面体晶习；中温热液矿床贫铁闪锌矿成立方体或假八面体晶习；中低温贫铁闪锌矿呈假八面体—菱形十二面体到菱形十二面体晶习(Минчева等, 1979)。我国湖南桃林铅锌矿中闪锌矿的形态与上述规律也基本符合(张本仁, 1956)。该区闪锌矿可分为四个世代，从早期到晚期温度降低，与闪锌矿中含Fe量降低及其颜色变化的同时，其晶形也发生系统变化(表3-6)。

表 3-6 桃林铅锌矿中闪锌矿晶形变化

世代	主要阳离子	颜色	晶形	特点
Ⅰ	Zn、Fe	深暗褐色	四面体型 $o\{111\}, d\{110\}, a\{100\}, m\{311\}$	$o\{111\} \gg d\{110\}$
Ⅱ	Zn(Fe)	带黄绿褐色	四面体+菱形十二面体型 $d\{110\}, o\{111\}, \{1\bar{1}1\}, a\{100\}, m\{311\}$等	$o\{111\} \doteq d\{110\}$或 $d\{110\} > o\{111\}$
Ⅲ	Zn	带绿的褐色	无完好晶形	
Ⅳ	Zn	黄色	菱形十二面体型 $d\{110\}, o\{111\}, m\{311\}, a\{100\}$	$d\{110\} \gg o\{111\}$

(据张本仁, 1956, 资料简化)

3）杂质对晶体形态的影响　杂质对晶体的自形程度及粒度有较大影响。矿物的结晶力就是排开杂质的能力，结晶力愈强排开杂质的能力愈强，自形程度愈好。一般说来，成分简单且键性强的矿物结晶力大，如黄铁矿、刚玉、金红石、锡石及磁铁矿等。但介质中周围杂质的种类影响矿物的自形程度。

设在介质中正在结晶的矿物晶体符号为1、3，介质为2(图3-17)。当晶体表层面网与另一种晶体(杂质)表层面网接触时，比分开状态的表面能有所降低，这种接触是稳定的，则3可包裹1；若表面能有所提高，这种接触不稳定，两种晶体之间保持一定距离，则3排斥1；若1、3接触时表面能与隔开时相近，则1、3在结晶过程不表现为排斥，也不表现包裹，表现在空间上互相防碍。第一种情况：晶体3排开杂质的能力属中等，即在这种介质条件下其结晶力3＞1。第二种情况：晶体1排开杂质的能力强，其结晶力3≫1。第三种情况：晶体1与3各不相让，互相争夺空间，较难长成完好晶体，其结晶力1≈3。

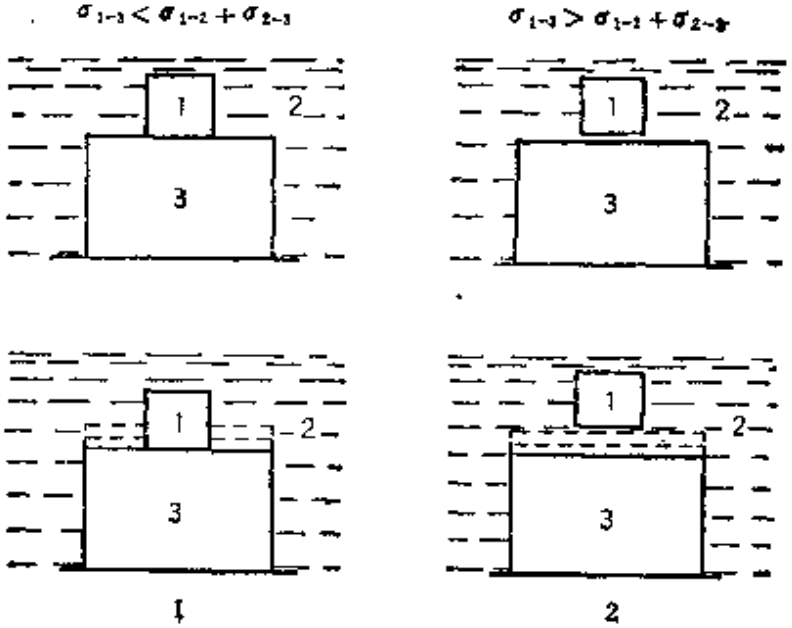


图3-17　矿物晶体与杂质之间关系
(据Гаропеев，1961)
1.外来杂质，2.介质，3.主晶

同一种矿物，在不同介质条件下，自形程度不同，杂质含量的多少也不同。例如弓长岭铁矿围岩中的十字石，在绿泥片岩中晶形完好，几乎不见其它矿物包体，而在石榴黑云片岩中十字石与石榴石互相防碍，而为他形，并含有大量磁铁矿包体。石英在与其它硅酸盐矿物同时生长时，往往被其它硅酸盐矿物所包裹，而在石灰岩或盐湖中，可见到石英十分完好的小晶体。粘土中生长的石膏无色透明很少杂质，但在砂岩层中石膏可含大量的石英包体。

杂质对晶体的结晶形态也有影响。表层面网未饱合键总要对外吸附一定量的矿物微尘或异号离子或胶粒层等，对有的矿物晶体，这类附着物将对不同面网有选择的形成“缓冲层”，从而改变各晶面原有的相对生长速度，影响晶体的形态。杂质在晶体生长过程中，可引起晶面的弯曲或晶面的镶嵌结构。强烈时，可引起晶体分裂而长成分裂成因的球粒，引起单晶向集合体的过渡（见后集合体部分）。

4） 空间对称对晶体形态的影响 晶体和介质对称的彼此影响，使晶体外形只保存与介质对称一致的对称要素(Шафрановский, 1974, 1976)。表现出有三种情况：（1）晶形全部对称要素与介质对称一致，介质对称为球形对称，表现为$\infty L_\infty \infty PC$，相当于晶体悬浮在溶液或熔体中，晶形能充分的表现自身的对称，而近于理想晶体，岩浆早期的结晶作用类似于这种情况；（2）晶形部分对称要素与介质对称一致，如固定于脉壁或晶洞壁上的晶体生长，介质对称下降为$L_\infty \infty P$，则晶体一端可长成完整晶形，另一端受环境的影响不能生长；（3）晶形对称要素与介质对称不一致，岩浆晚期结晶作用类似于这种情况，石英晚期结晶的晶形为不规则颗粒，完全不表现自身的对称。自然界矿物结晶时第(2)、(3)种情况最常见，因此实际晶体多是程度不等的歪晶。

5） 晶形共生和晶体形态相律　晶形共生是由沙弗兰诺夫斯基(Шафрановский, 1974)首先在广泛的基础上提出，但它的某些方面有人早已研究过。其实质是同一共生组合的矿物在晶形上具有相应性，因此可以根据一种矿物晶形来推测其它矿物晶形。

晶形相律与晶形上的相应性有关，是吉布斯相律的引伸。除了系统中矿物相的数目外，还可从中引出晶体晶形种类的总数，该总数也按系统自由度数而降低。

6） 晶形在空间上带状分布的趋势　介质在自然演化过程中，不可避免地要随着时间(和空间)的变化而改变自己的物化参数。溶液与围岩彼此影响愈小，晶形的带状分布愈明显。以上情况在自然界中比较少见，因此至少可把晶形带状分布分为两种类型：一种是封闭系统下的晶形带状分布，另一种则是开放系统下的。晶形的带状分布在矿床的研究中有实际意义(Повлишин, 1983)，在岩体的研究中也具有较大的理论和实际意义。

4.晶体的环带构造与生长锥　晶体内由于成分和性质的微细差别所表现的环带构造，可显示晶体生长所经历的阶段，是揭示结晶过程条件演变的重要素材(图3-18)。晶体中的环带构造有的肉眼可见，有的显微镜下可见，有的需经加试剂腐蚀或测试并按等值点圈连，才能显见带状—环带构造。用高灵敏度的能谱扫描电镜，观察矿物切面某元素的分布，是发现环带构造的快速方法。目前对锆石、辉石、橄榄石、电气石、黑钨矿、长石、葡萄石、铌铁矿及锡石等矿物的环带构造研究，已获得一些有益资料(周剑洪, 1980)，如锡石的亮带是纯的SnO_2，暗带含Ti、Fe及Ta较高；煌斑岩中云母中心部分含Cr、Mg及少量Ba、Mn、Fe及Ti，而晶体边缘富含Ce；透明的锆石Zr、Hf分布均一，而不透明的锆石具环带构造，Zr、Hf、U的含量分布不匀。如富含Hf的锆石边缘含Hf达7%，而中心为3%。在中级和低级变质作

用中，石榴石环带构造是普遍存在的，在高级变质作用中，均质无环带的石榴石占主导地位。邦诺(Banmo等，1978)*根据MnO、CaO、FeO和MgO的重量(%)，以及Mg/Mg+Fe的比值从中心到边缘的变化趋势，将石榴石环带分为三类：正环带—石榴石中心MnO、CaO含量高，向边缘降低。而FeO、MgO则呈相反的趋势，从中心到边缘含量逐渐增高；Mg/Mg+Fe比值也从中心到边缘增高。尤其是MnO的变化最明显，穿过石榴石中心剖面，MnO的含量的曲线呈钟形分布。反环带—与此相反。第三种为混合环带，元素分布比较复杂，可能为正环带和反环带的迭加。正环带是在温度升高的进化变质作用阶段形成的，而反环带主要是在温度下降时退变质作用形成的。当进化变质作用达到较高级时，则形成均质无环带的石榴石。如果进化变质作用未能达到足以形成均质石榴石的温度，又经历了退化变质，那么即在正环带的基础上又迭加上一个反环带，形成混合环带。因此石榴石的环带构造是晶体生长历史的记录。对岩浆岩中辉石显微环带的研究，可得出岩浆分异的时间及侵入过程的有益启示。

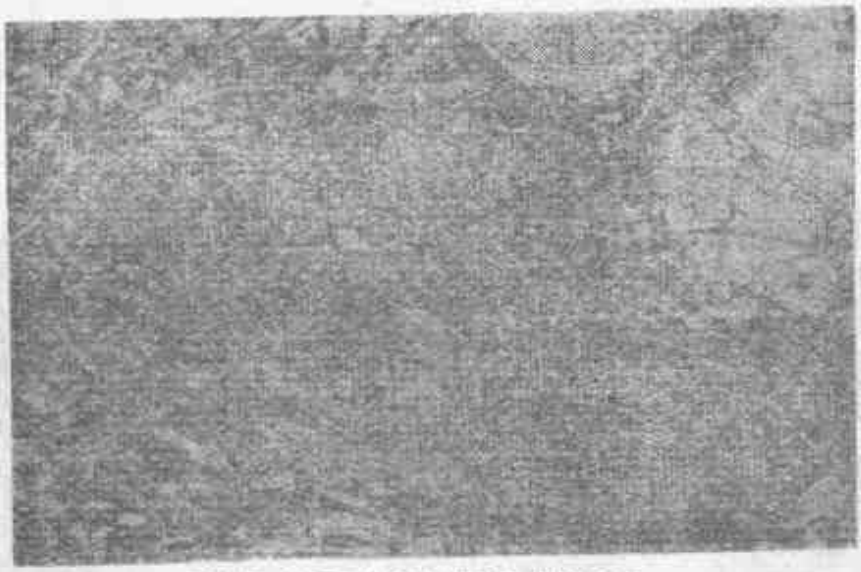


图3-18 晶体的环带构造

生长锥是物质沉淀在不同晶面上形成的晶体区，这个区成锥状，基底与相当的晶面一致。锥体的顶点位于或接近晶体生长的起点。锥体彼此共用的面，为晶棱连续移动的轨迹，而晶体角顶移动轨迹则是这个锥的棱，图3-19。晶体角顶移动的轨迹为直线，同一单形各晶面生长锥是一样的。照片3-3为辉石中的沙钟构造(聂宗生提供，1983)。

明显的生长锥是由类质同象成分代替或胶态杂质被晶体不同

*转引自张旗，1983，变质作用过程中环带状石榴石研究，国外地质，第8期，1—6页



照片3-3辉石中砂钟构造5×40
(聂宗奎提供，1983)

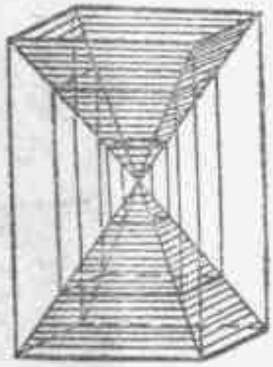


图3-19生长锥

的面网选择性地置换或吸附，并在晶体生长过程中不断地发生或被包裹造成。

苏联某伟晶岩中的黄玉，其$M\{110\}$、$b\{010\}$、$O\{111\}$及$Y\{201\}$具类质同象Fe^{3+}，而$L\{120\}$、$f\{011\}$及$U\{112\}$具类质同象Fe^{2+}，前者生长锥为褐色．后者生长锥为蓝色。我国弓长岭铁矿围岩中的石榴石，经探针分析发现，{211}生长锥CaO含量>{110}生长锥(陈光远等，1984)。

各晶面生长速度的相对变化，在晶体切面上表现为扇状(图3-20)。

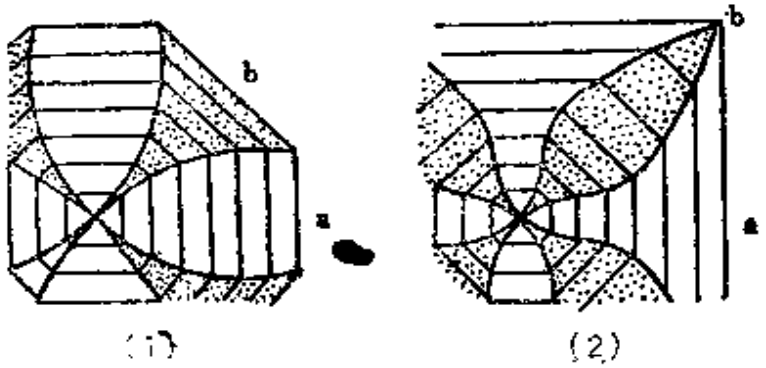


图3-20 扇状构造显示各晶面相对生长速度不同

如果环带构造及生长锥中杂质成分是有用组分，则能直接显示矿床中有用组分的矿化过程，意义更大。如陕西二台子金矿床含金的黄铁矿中常具有含As的环带构造，Au赋存于含As的环带中，阐明了Au与As元素的相关关系(表3-7)。

表 3-7 陕西二台子金矿黄铁矿环带构造与含 Au 性

环带特点	无环带	无环带	外缘显示明显环带	全晶显示明显环带
含黄铁矿的岩石或矿石	含粉砂泥岩结晶灰岩	石英钠长岩	含 Au 角砾岩或脉状金矿石	含Cu及富Cu黄铁矿型 Au 矿石
晶形特点	立方体{100}	五角十二面体 {210}	五角十二面体 {210}	五角十二面体，晶形不好
As%	0.016	0.056	2.30	3.12

(据张复新，1984 资料简化)

(三)矿物单体变化

单体的变化包括变形、化学变化及重结晶作用(Григорьев，1961)。本章仅对变形及晶体的溶蚀作简单叙述，其它部分将在有关章节中讨论。

1.晶体的变形　应力场可引起矿物晶体的形变。地质过程最主要最强烈的应力来自构造力，但以下应力源有时不能忽略：地层重力(定向压力)、邻近矿物结晶力、同质多象转变力、温度变化涨缩力、由化学反应产生新相时的应力重新分布等。

1)塑性变形　在持续而缓慢的应力作用下，可使矿物晶体出现扭曲、滑移和双晶。

(1) 滑移　晶体的塑性变形是一个不连续不均匀的过程。当应力超过弹性极限之后，晶体就会产生层片之间的相对位移，即滑移。晶体的滑移通常沿原子最密集或较密集的面网发生，称滑移面，以T表示，滑移方向则是原子最密集的方向，用t表示。晶体中T与t称为滑移系统。如立方面心格子T常为{111}，t为

[110]；六方晶系的T常为{0001}，t常为[11$\bar{2}$0]或[10$\bar{1}$0]。不同条件下滑移系统也可变化，如重晶石，一种情况下T为{001}，t为[100]，而在另外情况下则T为{011}，t为[011]。

滑移是在切应力作用下发生的。晶体受力时，晶体中的滑移能否发生，决定于沿此滑移系统分切应力的大小。当分切应力达到某一临界值时，滑移才开始。临界分切应力数值与晶体类型、温度、变形速度及晶体的滑移系统有关。现将常见矿物的滑移系统列出(表3-8)。由表可见，滑移面有的并不与解理面一致，滑移面面网的性质与解理面有一定的差别。

当滑移面一层层相互平行滑移，晶体保持其原来方位，因此镜下不容易发现（除非某些标记被滑移所错开或旋转）。但由于滑移过程中颗粒之间互相障碍，晶格发生弯曲，光率体方位也随晶体弯曲发生移动变化，表现为波状消光。如石英的波状消光是由于晶体内部沿棱柱面(平行C轴)滑移，然后伴随弯曲和扭转造成的，(图3-21)。如果应力作用进一步加强，晶体产生不易察觉的小晶块，则波状消光进一步加剧。

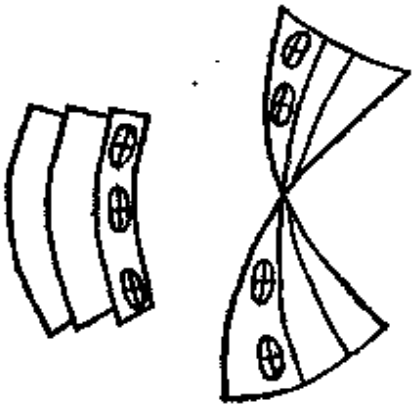


图3-21 石英波状消光示意图

钟文华(1982)，应用旋转台测定了不同石英颗粒中小晶块的C轴、Nm轴进行投影(一轴晶测定C轴方位；二轴晶测定Nm)，可以反映晶体中晶格扭转轨迹，可用轨迹的几何特征表示矿物波状消光特征。经过大量的测定，作者认为，宏观上受应力影响或未受应力影响，都可能出现波状消光现象。因而，以波状消光现象作为应力矿物特征是不严格的，静压力、结晶条件、原子热运动等也可使晶体产生波状消光。作者对受应力影响与未受应力影响的岩石作了观测统计：统计了同种矿物具波状消光晶粒的百分

表 3-8 常见矿物滑移系统

矿物种	对称	滑移系统	
		T	t
自然金	等轴	{111}	[211]
自然铜	等轴	{111}	[211]
自然银	等轴	{111}	[211]
石墨矿	六方	{0001}	[10$\bar{1}$0]
辉锑矿	斜方	{010}	[001]
辉铋矿	斜方	{010}	[001]
方铅矿	等轴	{100}, {100}	[110], [100]
辉钼矿	六方	{0001}	[10$\bar{1}$0]
磁黄铁矿	六方	{0001}	[10$\bar{1}$0]
闪锌矿	等轴	{111}	[112]
黄铜矿	四方	{111}	
赤铁矿	三方	{0001}	[10$\bar{1}$0]
金红石	四方	{110}	[001]
蓝晶石	三斜	{100}	[001]
辉石	单斜	{100}	[001]
云母	单斜	{001}, {001}	[100], [110]
黑钨矿石	单斜	{100}, {010}	
重晶石	斜方	{001}, {011}	[100], [011]
文石	单斜	{010}, {010}	[001], [301]
白云石	三方	{010}	[100]
方解石	三方	{0001}	[10$\bar{1}$0]
菱镁矿	三方	{01$\bar{1}$2}	[12$\bar{3}$1]
菱铁矿	三方	{0001}	[10$\bar{1}$0]
石盐	等轴	{0001}	[10$\bar{1}$0]
萤石	等轴	{110}	[110]
		{100}	[110]

(据 Григорьев, 1961, 资料简化)

数、晶粒中小晶块的平均个数。受应力的岩石与不受应力岩石对比，前者波状消光的晶粒增多，小晶块的数目也增多。如广西栗木花岗岩岩体有SSE—NNW向构造带，在宏观上无应力作用的

痕迹，但石英C轴与云母(001)极点具优选方位。经测定，带内花岗岩中具波状消光的石英占29—32%，正长石占12—13%。该带之外具波状消光的石英仅占10—15%，正长石仅占5—8%(表3-9)。

表 3-9 广西栗木花岗岩岩体矿物波状消光特征

岩石名称	矿物应力现象	观察的晶体	观察的数目(粒)	具波状消光晶粒数(%)	晶体中小晶块平均数	构造分析
花岗岩 1	明显	石英	324	32	5—7	塑性变形带
		正长石	311	12	5—6	
花岗岩 2		石英	436	30	6—8	
		正长石	218	13	6—7	
花岗岩 3		石英	309	29	5—8	
		正长石	405	13	4—5	
花岗岩 4		石英	515	31	7—8	
		正长石	269	12	6—7	
花岗岩 5	不明显	石英	518	10	3—5	未发生变形
		正长石	407	6	4—5	
花岗岩 6		石英	479	15	4—5	
		正长石	307	8	3—4	
花岗岩 7		石英	297	14	4—6	
		正长石	245	5	3—4	

(据钟文华，1982)

电子显微镜的使用为滑移的研究提供了手段。已知矿物的滑移系统在围压固定下与温度及应变速度有关。如橄榄石的滑移系统有{010}[100]、{*okl*}[100]、{110}[001]，在一定的围压下，滑移系统为温度与应变速率的函数(图3-22)。由图看出，1300℃以上，应变速率较慢时，滑移系统为{010}[100]；900—1300℃

左右，应变速率也较小，滑移系统为{*okl*}[100]；600—900℃，应变速率较大，滑移系统为{110}[001]。(*Carter*等，1970)。石英的滑移系统也随条件变化，如温度较低，较快应变速率，滑移面为{0001}，为尖梭状的变形纹；中等温度和较慢的应变速率，滑移面仍为{0001}，表现为平缓的波状消光；高温和较慢的应变速率，滑移面平行底面或柱面，变形纹少见(Tullis，1971)。随着研究的细致和深入，滑移形变将能提供重要的地应力信息。

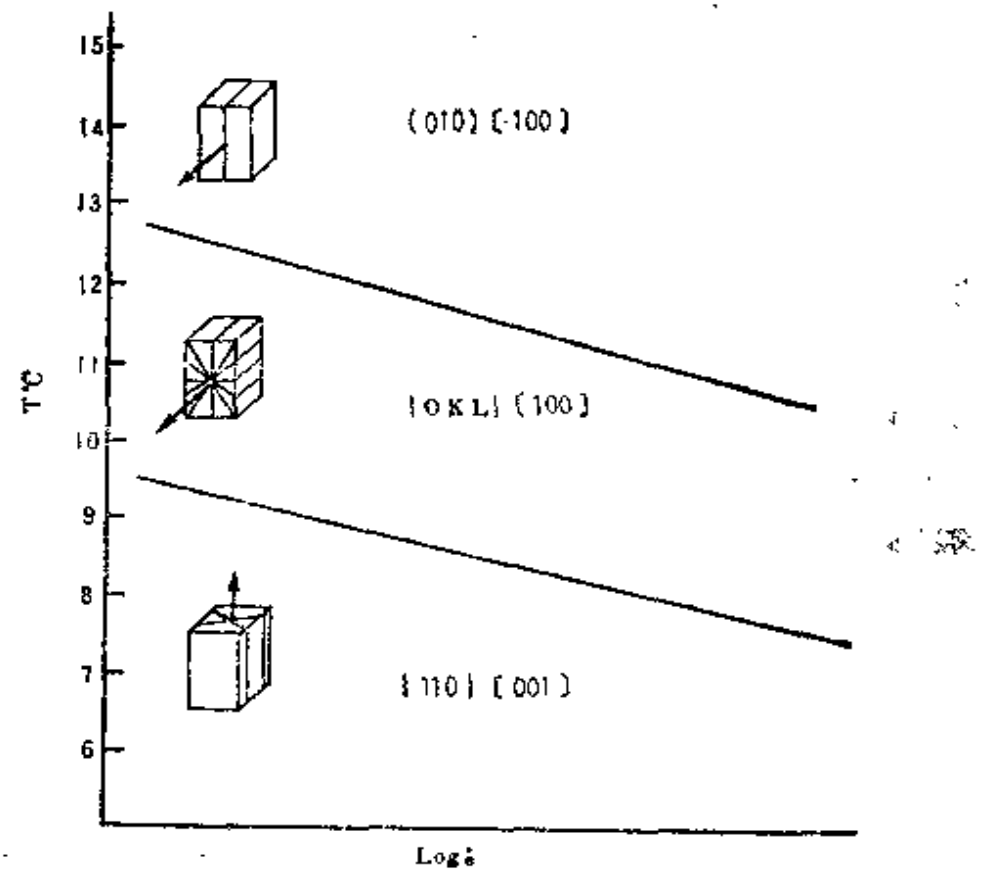
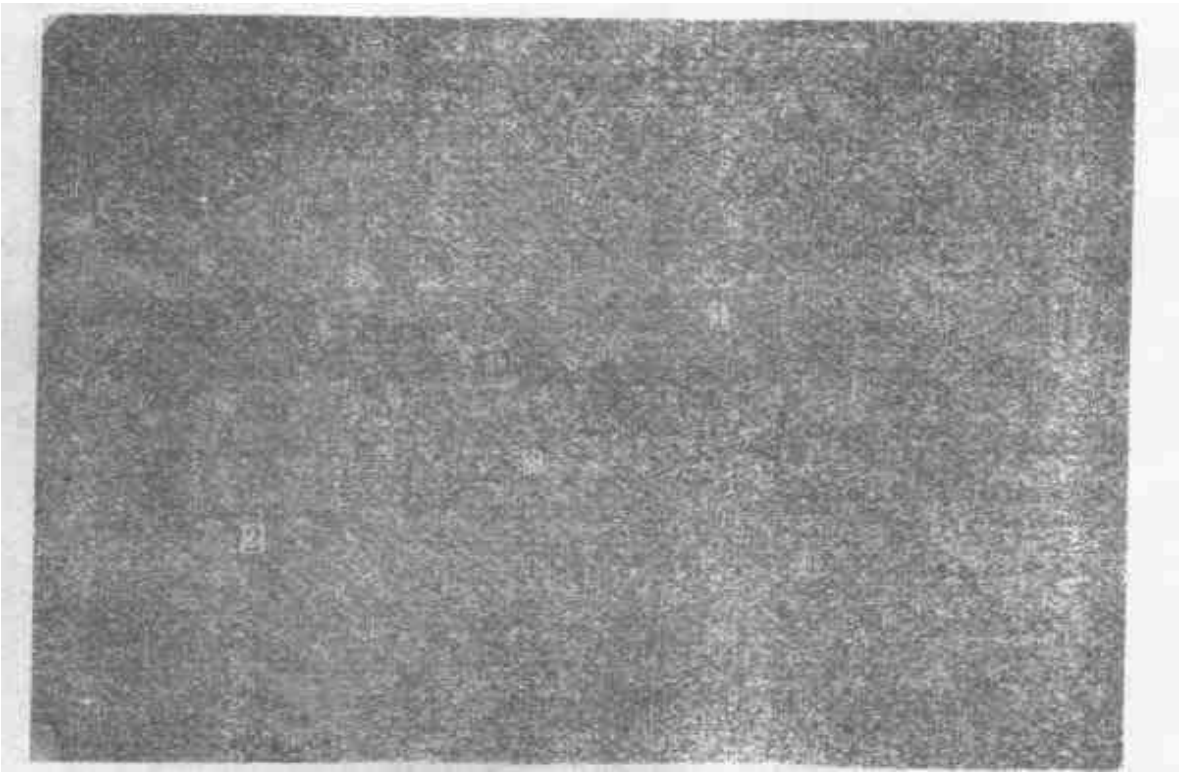


图3-27 橄榄石集合体的滑移系统，为温度与应变速率的函数
(在围压15千巴下实验结果)
(据Carter等，1970)

(2) 扭折 扭折使晶体内部出现方位不同的条带，使解理等标志线被扭弯，但晶体内各部分并没有失去结合力。照片3-4为黑云母中扭折现象，扭折带内产生了新生矿物相铁黑云母。当

矿物扭折不明显时，往往在偏光镜下见到平行带状消光(深源包体中橄榄石)，其消光不如聚片双晶那样明显和规则。晶体中还可出现变形纹，变形纹的形状、疏密及方向都不固定，石英中最常见到。



照片3-4　黑云母受力后的扭折
(据陈光远等，弓长岭铁矿，1984)
1.黑云母、2.铁黑云母、3.磁铁矿

2)脆性变形　当外应力大，加载快，超过了晶体内部的结合力，超过了矿物晶体的极限强度，则矿物破裂。破裂的开始是产生裂纹，裂纹有两种，即张裂纹及剪切裂纹。

(1)张裂纹　矿物晶体中裂纹具有方向性，主要沿解理面、滑移面及双晶方向产生。使矿物开始产生裂纹时的力称临界正应力，垂直于破裂面。在解理不发育的矿物中，在这种力的作用下也能产生完好的裂纹，如电气石{0001}裂纹(平行底面)。

(2)　剪切裂纹及位移　使矿物晶体开始产生剪切裂纹所需

要的矿物临界剪切应力。裂纹也常沿矿物的解理、滑移面及双晶方向发生。可多组出现，如刚玉中的菱面体裂纹、石英菱面体裂纹。有时这种剪切应力很大，可以把整个晶体剪切成两半，图3-23为沿石英{0001}方向的剪切(据Григорьев,1961照片素描)。照片3-5为石榴石沿{110}方向剪切(陈光远等，1984)。

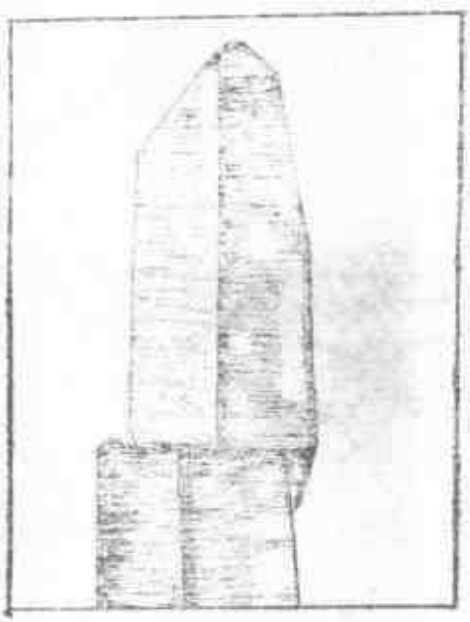
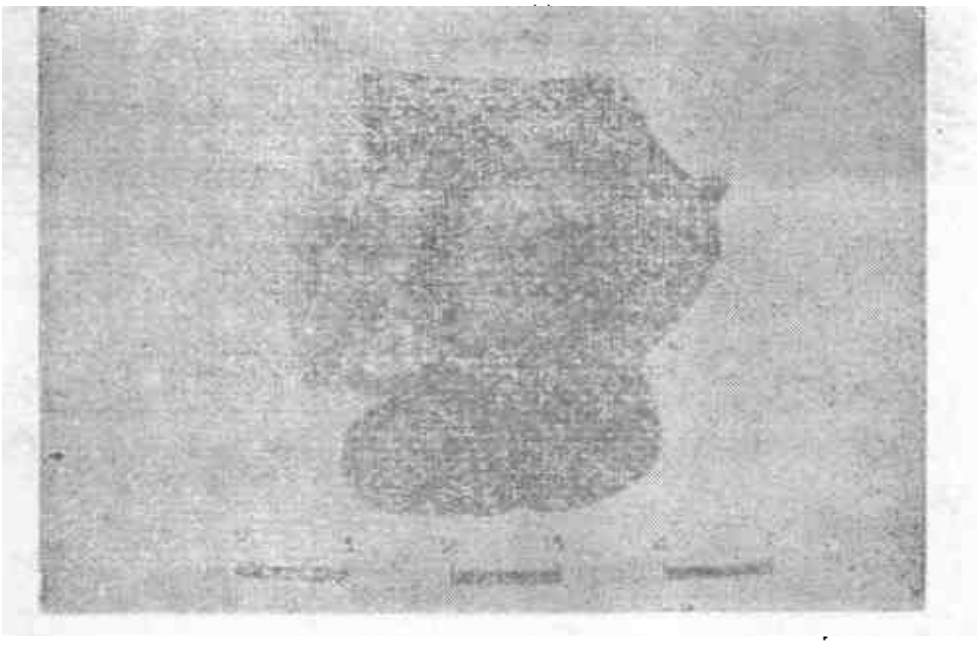


图3-23 石英晶体受剪切后沿(0001)移动

(据Григорьев，1961)

一般说来，张裂纹产生在围压不大的近地表地带，围压大的地下深处剪切裂纹发育。

实际上，裂纹的产生不都是脆性变形结果，长期的塑性变形也会导致



照片3-5 铁铝榴石受剪切力错断

(据陈光远等，号长岭铁矿，1984)

破裂，但这种破裂常伴随着塑性变形。云母的打滑与压象就是

两种变形。压象属于蠕变最后发生突变而破裂，而打象则是由于应力作用快，冲击破裂所造成。它们都造成三组裂纹。

矿物晶体产生裂纹后，在新的地质经历中裂纹两边的晶格往往又键合生长起来，留下一连串的线形小包裹体，液体、气体和固体都有，称为吕尔对线。上述包裹体一般是固体的形成较早，液、气包体晚些。显微镜下经常在浅色透明矿物中(特别是石英)见到这种现象。

在复杂的地质经历中，同一晶体可以经历不同的变形。当一种矿物晶体受力后，在哪些方向易产生滑移，哪些方向易产生张裂纹及剪切纹，对不同的矿物应有不同的表现，这方面还研究得很不够。

3)影响变形的因素　矿物晶体的变形取决于临界滑移分切应力—临界正应力及临界剪切分切应力数值的大小。这些数值随着矿物晶体中的杂质、介质的温度和变形速度而变化。以滑移为例：金银类质同象系列中，自然金(含Ag少)或自然银(含Au少)的临界滑移分切应力数值小，而银金矿和金银矿的就加大，该数值随成分而改变(图3-24)。石盐也有类似情况(图3-25)。据实验，温度愈高滑移愈易发生。另外，在一定的温度下，应变速率

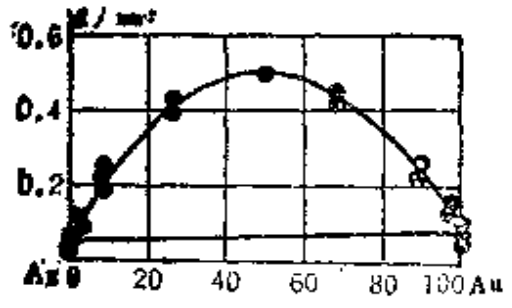


图3-24　Au-Ag类质同象系列中成分及临界滑移分切应力关系
(据Григорьев, 1961)

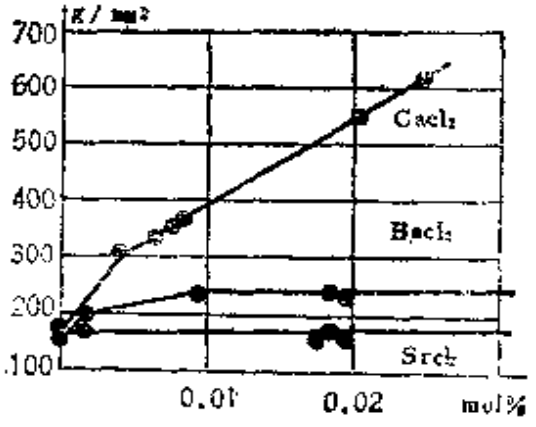


图3-25　石盐中杂质含量与临界滑移分切应力的关系
(据Григорьев, 1961)

(g/sec)增加，临界滑移分切应力也增加。以锡为例，300℃的条件下，应变速率为0.5g/sec，临界滑移分切压力为40g/mm²；应变速率增至1g/sec，则其值为60g/mm²。同种矿物在不同条件下，其滑移系统也要变化。

2.晶体的溶解 晶体溶解与晶体生长，本质是不同的：晶体的角顶和晶棱比晶面溶解快，因而晶体溶解形态近球形；晶体上最稳定的晶面(晶体的主要单形)生长速度最小而溶解最快；晶体上一个晶面过渡到另外一个晶面，生长速度是突变的，而溶解速度则随不同方向而变化，因此溶解出的面不是指数简单的面，而是指数复杂的面。

晶体溶解时，最先总是沿着晶面的一些弱点溶蚀成凹坑，称为蚀象。蚀象具以下特征：不同矿物常具不同形状蚀象，如金刚石四面体晶面上具平行四面体棱的三角形溶蚀象；石英菱面体面具等边三角形溶蚀象而中心突出成锥体；黄玉晶体柱面上为长方形凹入的蚀象。同种矿物不同单形蚀象也不同。根据蚀象可恢复晶体的对称。

早期晶面上的蚀象为个别的溶蚀凹坑，溶解过程中凹坑变大合并，只剩下不规则的溶蚀锥。溶解是围绕着直立轴发生的，常

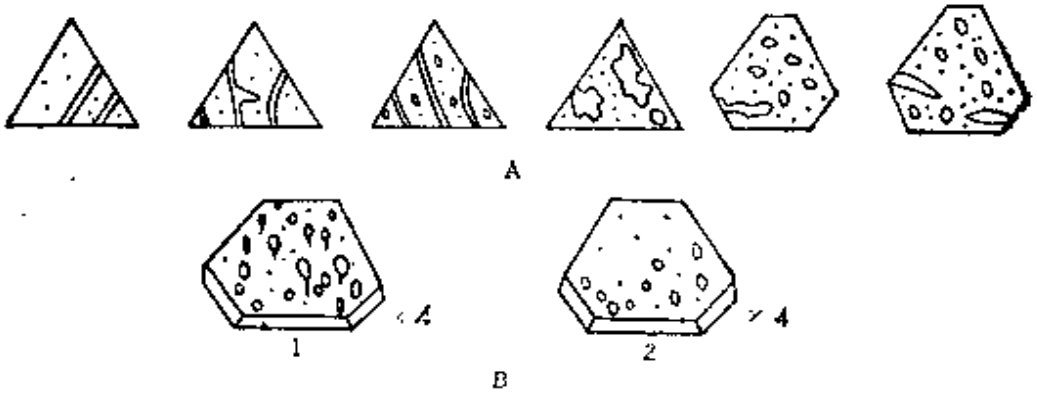


图3-26弓长岭铁矿古断裂带中八面体板状歪晶面上的蚀象
(据陈光远等，1984)
A：不同类型的蚀象，B：1.板面朝下的蚀象，2.板面朝上的蚀象

不触及这一方向，晶体主轴方向常不受溶蚀所钝化。石英形成沿L^3(有时沿L^6)的锥体，锥体的发育程度可以判断溶解作用的强度和持续的时间。在自然界中还有气化作用形成的蚀象，由于快速侵蚀而形状不规则，能反映气流的方向、气流的强弱，但不能反映晶体对称，图3-26为磁铁矿晶面上气成蚀象。

（四） 平行连生

平行连生是同种矿物按同一结晶方位生成的连生体。骸晶、树枝晶与似树枝状晶就是过饱合条件下的平行连生体。其他平行连生体也是在比一般单晶处于过饱合度稍大的条件下形成的。

（五） 双晶

有的矿物很易形成双晶，有的则从不形成双晶，这是由于矿物内部构造所决定的。原因是：有的矿物中存在着这样的假想平面和轴线，通过它们的镜象反映或旋转180°晶体两边互成双晶关系，产生的双晶个体与原来晶体对比，质点位移不大，即沿此面或产生双晶所需能量不多，不会引起晶体内能的显著增加。如尖晶石类型矿物，沿{111}为立方紧密堆积层，垂直L^3轴排列为*ABCABC*，如果在排列过程中采取另一种排列方式*ABCABCACBACBA*，则产生以{111}面为双晶面（尖晶石律）的双晶。这种双晶的产生可以由于晶体长大过程采取“错误”堆积结果，也可以由于机械作用使原来B的位置的质点移向*C*位置产生。金红石族矿物内部结构具有近六方紧密堆积的层，当质点微微偏离，便形成膝状双晶（图3-27）。

总结以上可看出，晶体内部构造的特点只是提供该矿物能否形成双晶及形成双晶难易程度方面的根据。实际上是否形成双晶还取决于晶体生长过程中的环境和条件。因此双晶除有鉴定意义外，还具有重要的成因意义。

双晶可分为原生双晶和次生双晶两种。

1. 原生双晶　为晶体晶出时就形成的双晶。

1) 生长双晶：双晶面也有界面能，但晶面能较低。如自然铜的双晶界面能为 0.025J/mm²。因此，以双晶方式连生比其它方式连生能量上较有利，所以在层状生长时，层和层之间以双晶位置连接。

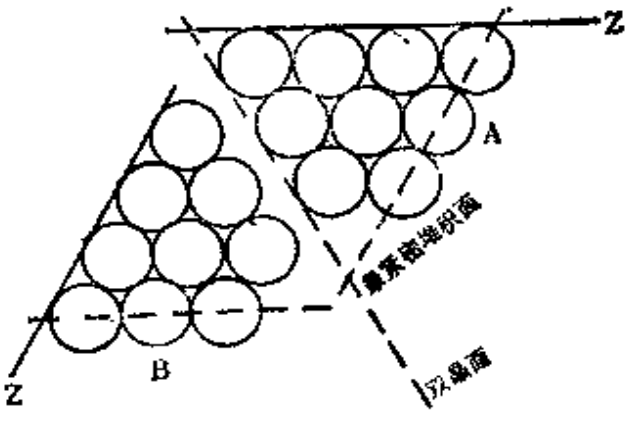


图3-27　金红石双晶

2) 重结晶双晶：当两个晶畴相遇时方位接近双晶关系，略加调整则互成双晶关系。麻粒岩中的斜长石、大理岩中的方解石都常有这种类型双晶。

3) 联并双晶：指两个相邻晶粒以双晶关系联合而成的简单双晶。熔体或溶液介质有利于这种双晶的形成。岩浆岩中斜长石成卡式双晶的机会比变质岩要多，也是这个原因。

2. 次生双晶　晶体晶出后形成的双晶。

1) 转变双晶：同质多象变体间的转变过程，即结构内质点移动调整的过程，故易形成双晶。如β-石英向α-石英转化时，能产生道芬双晶。图3-28为α-石英、β-石英及道芬双晶在(0001)面上的投影。β-石英晶格内最少有两个部位的质点同时向α-石英格子转变，并同时在β-石英格子内迅速扩展，如成双晶方位，并在扩展中相遇时便形成分界面(双晶结合面)。

微斜长石的格状双晶是否转变双晶尚无定论，但变形长石中多见微斜长石而不见正长石，说明定向压力也是正长石转变成微斜长石的重要因素。电子显微镜研究证明，从透长石→正长石→冰长石，原始晶格在转变过程中有不同程度的扭曲区，可发展成

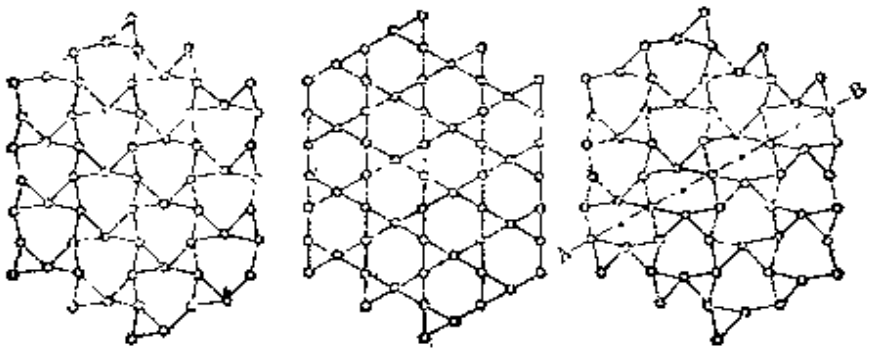


图3-28 β-石英转变成α-石英产生道芬双晶
(据Berry & Mason, 1959)
左：α-石英，中：β-石英，右：道芬双晶，AB为双晶界线

格状双晶。宾斯(Binns, 1966)指出，随着变形程度增加，钾长石的三斜度增大，格状双晶也增加。不过正长石中有时也能见到格状双晶。

2) 机械双晶(变形双晶) 晶体为适应外力产生形变而形成的双晶，称机械双晶或变形双晶。机械双晶是塑性变形的一种，这种塑性变形不象滑移集中在一些滑移面上，而是使晶体发生均匀的切变。为进一步分析机械双晶的几何特性，用晶体中一个晶区进行双晶变形讨论(图3-29)。设双晶发生于上半球，故双晶面K_1为此球的赤道平面，双晶的切变方向为η_1。发生双晶变形时，双晶面以上的晶面都发生了切变，切变位移量与离开双晶面的距离成正比。因此经双晶变形后，原来的半球将成为半椭圆球。可见双晶切变使原晶体中各面网都发生了畸变，即面网上的原子排列有了变化。从图中可发现，只有K_1、K_2未受影响，K_2与切变平面(即纸面)的

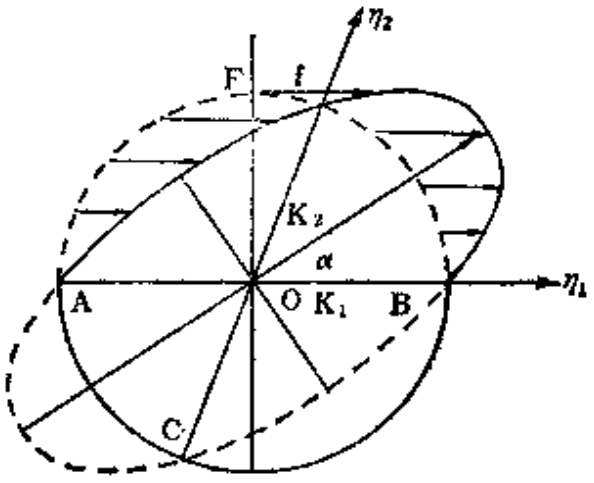


图3-29 机械双晶的几何特性

交截线为η_2。K_1、K_2、η_1、η_2称为双晶参数。矿物晶体与其对称相适应可以有数个双晶面和切变方向，如重晶石为斜方晶系，沿{110}方向发生双晶，其双晶参数为$K_1\{110\}$、$K_2\{1\bar{1}0\}$、$\eta_1[1\bar{1}0]$、$\eta_2[110]$。根据观察和实验结果，某些常见矿物产生的机械双晶的双晶参数列于表3-10。晶体在外力的作用下，使晶体开始产生机械双晶的应力称为双晶临界剪应力。这种力对不同矿物种，以及同一矿物种不同双晶律也是不同的。对某些

表3-10　常见矿物机械双晶的双晶参数

矿物种	对称	双晶面		切变方向	
		K_1	K_2	η_1	η_2
自然铁	等轴	{112}	{11$\bar{1}$}	[112]	[112]
自然金、银、铜	等轴	{111}	{11$\bar{1}$}	[112]	[112]
毒砂	单斜	{110}			
白铁矿	斜方	{110}			
方铅矿	等轴	{441} {332} {331} {211}、{311}、{322}			
针镍矿	六方	{10$\bar{1}$2}			
闪锌矿	等轴	{111}			
黄铜矿	四方	{110}	{101}		
金红石	四方	{101}	{$\bar{1}$01}		
锡石	四方	{101}	{$\bar{1}$01}		
刚玉	三方	{10$\bar{1}$1}	{$\bar{1}$012}		
赤铁矿	三方	{10$\bar{1}$1}	{$\bar{1}$012}		
钛铁矿	三方	{10$\bar{1}$1}	{$\bar{1}$012}		
磁铁矿	等轴	{111}	{$\bar{1}$11}		
棚石	单斜		{001}	[111]	
辉石	单斜	{100}	{001}	[001]	[100]
钙长石	三斜	{010}	{010}	[010]	[010]
白榴石	假等轴	{110}	{1$\bar{1}$0}		
重晶石	斜方	{110}	{1$\bar{1}$0}	[1$\bar{1}$0]	[110]
文石	斜方	{110}	{1$\bar{3}$0}		
方解石	三方	{01$\bar{1}$2}	{01$\bar{1}$1}	[0$\bar{1}$11]	[01$\bar{1}$2]

（据Григорьев，1961资料简化）

矿物来说，其生长双晶及机械双晶的双晶要素可以不同。机械双晶多为聚片双晶。方解石聚片双晶是最为熟知的例子，互相平行的剪切力就可以造成。方铅矿的{441}聚片双晶形成方式见图3-30。方铅矿的机械双晶种类很多，但以{441}最常见。另外，石

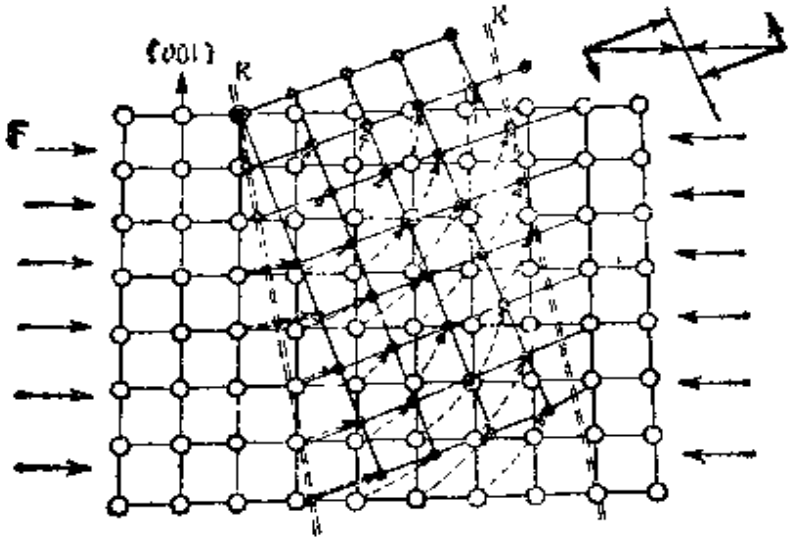


图3-30　方铅矿{441}机械双晶质点移动情况
（据Анфилогов，1966）
F：应力，K：平行(441)的双晶面，虚线箭头表示质点移动方向

英的道芬双晶也能在应力下形成。肖钠长石双晶可在加压下形成，如拉钙长石在室温下加压便产生肖钠长石双晶；在取消压力后双晶也消失，但加温至400—500℃，5000巴压力，形成双晶后在去力之后仍保留(Carter，1969)。单个矿物产生机械双晶的临界切应力可通过实验得到。但在集合体中双晶的形成就复杂得多。因为不同位向的晶粒互相约束，不是处于独立自由变形状态。机械双晶的形成要克服晶界障碍，又需周围晶粒同时发生相应的变形来配合。在集合体中形成机械双晶比单个晶体所需应力大得多。另外，单晶产生机械双晶所需应力不受温度影响，但在集合体中则受温度影响，温度升高所需应力降低。根据实验，单晶方解石临界剪切应力值为100巴，而大理岩随温度变化，方解石双晶化应力由＞100巴至1500巴；白云岩中白云石双晶化应力

随温度变化由＞1000巴—4000巴；单斜辉石双晶化应力为1400巴，辉石岩中辉石双晶化应力随温度变化由＞1400巴—9000巴(Tullis, 1980)。参考以上数值可以判断某断层带大致应力值。

3) 其他还有干涉双晶：由晶粒内热膨胀，或结晶过程中粒间互相干扰的应力产生的双晶。

出溶双晶：固溶体溶离时产生应力而诱发的双晶，如钾长石中斜长石条纹的聚片双晶。

(六) 附生连生体与出溶体

不同矿物晶体间的规则连生，或是同种矿物间以不同单形晶面相结合而构成的规则连生都称为附生连生，或称浮生。如金刚石的(111)面与尖晶石(111)面连生、石英菱面体交棱平行正长石柱面交棱连生、黄铜矿的L_4^2与黝铜矿的一个L_4^2平行连生等等。某些矿物晶体，在生长中有衔接的结晶要素或互为包裹关系，仔细观察，很多都是附生连生。白云母以(001)面和其他硅酸盐矿物形成附生连生关系可多达十几种，如白云母(001)∥锆石(100)、白云母(001)∥石榴石(110)、白云母(001)∥十字石(010)、(110)，白云母(001)∥电气石$(11\bar{2}0)$、$(10\bar{1}0)$，白云母(001)∥角闪石(100)、(110)，白云母(001)∥辉石(100)、(110)，白云母(001)∥堇青石(001)，白云母(001)∥绿柱石$(11\bar{2}0)$，白云母(001)∥矽线石(010)，白云母(001)∥石英$(11\bar{2}1)$，白云母(001)∥斜长石(010)等(Франк-Каменецкий 1964)。形成附生连生的晶体的内因是矿物间具有结构上的近似部位，包括三向(晶格)、二向(面网)或一向(行列)上的近似。近似的部位以尽可能多的剩余键能相结合，相似的方面愈多，形成附生的可能性就愈大。如金红石(100)与赤铁矿(0001)，金刚石(111)与尖晶石的(111)发生附生连生是由于面网的相似（图3-31、32)。其它如白云母(001)与石英$(10\bar{1}1)$、刚玉(0001)的附生连生，都是由于面网相似。

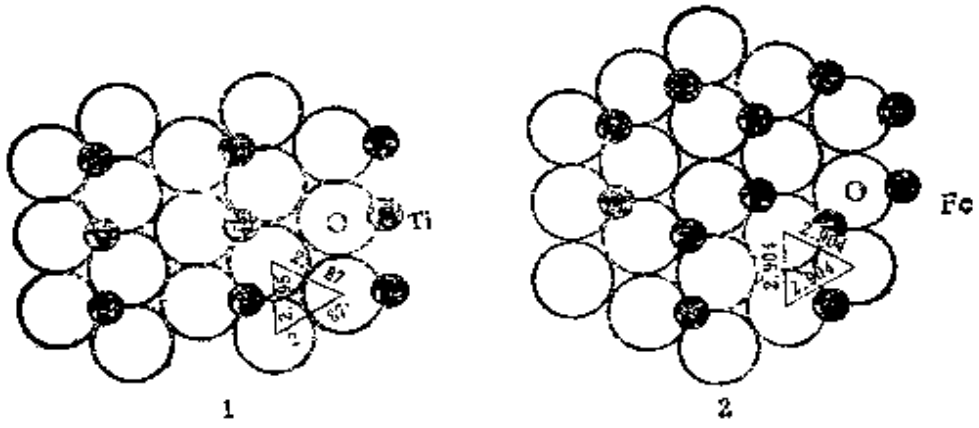


图3-31　金红石(1)(100)面网与赤铁矿(2)(0001)面网构造
(据Франк-Катенецкий, 1964)

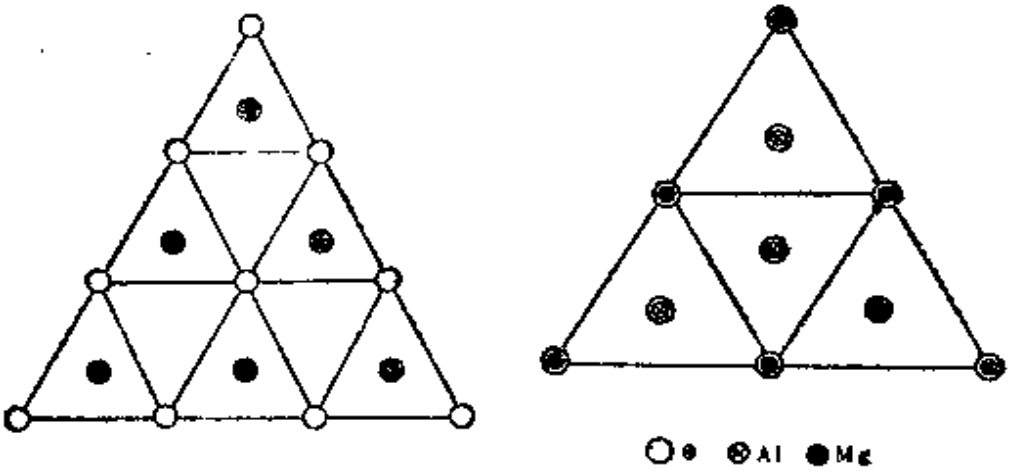


图3-32　金刚石(左)与尖晶石(右)上(111)面投影的面网构造
(据Франк-Катенецкий, 1964)

附生连生的成因可分为以下几种：①生长附生连生——有共晶格附生连生(Syntaxy)、共面网附生连生(Epitaxy)。从时间上分三种情况，主晶生成早，附生在主晶上的客晶晚；主晶和客晶同时生成；客晶生成早，而后来被主晶包围。②离溶附生连生——高温下形成的均匀晶体，温度降低发生离溶，一般沿能量最有利的方向发生附生，如钠长石在钾长石中的离溶构造，多为附生连生，二者基本同时结晶。③交代附生连生——一种晶体部

分地交代了早生成的另一种矿物，构成附生连生，如黑云母被白云母交代形成附生连生。

（七） 矿物集合体

为同种晶体不按一定结晶方向的不规则连生体。

单体在发芽时就彼此接触，长大后单体之间便有共同的生长面，即接触面连生面，也称晶界。晶界的物理化学性状，对集合体的发育和形态有重要的影响。

1. 集合体的晶界 位相不同的晶粒之间的晶界可分为两类。小角度晶界：晶粒间结晶格子位相差很小，常由位错引起；大角度晶界：位相差一般大于10°。自然界矿物晶界往往有溶液和气体充填(图3-33)。这些液体和气体与矿物可以是同生，也可以是后生的。由图3-33可见，晶粒Ⅰ—界线—气液充填物—界线—晶体Ⅱ。晶界中气液充填物对集合体进一步发展起重要作用。晶界结构与晶粒内部不同，因晶界处点阵畸变大，具有晶界能。由高晶

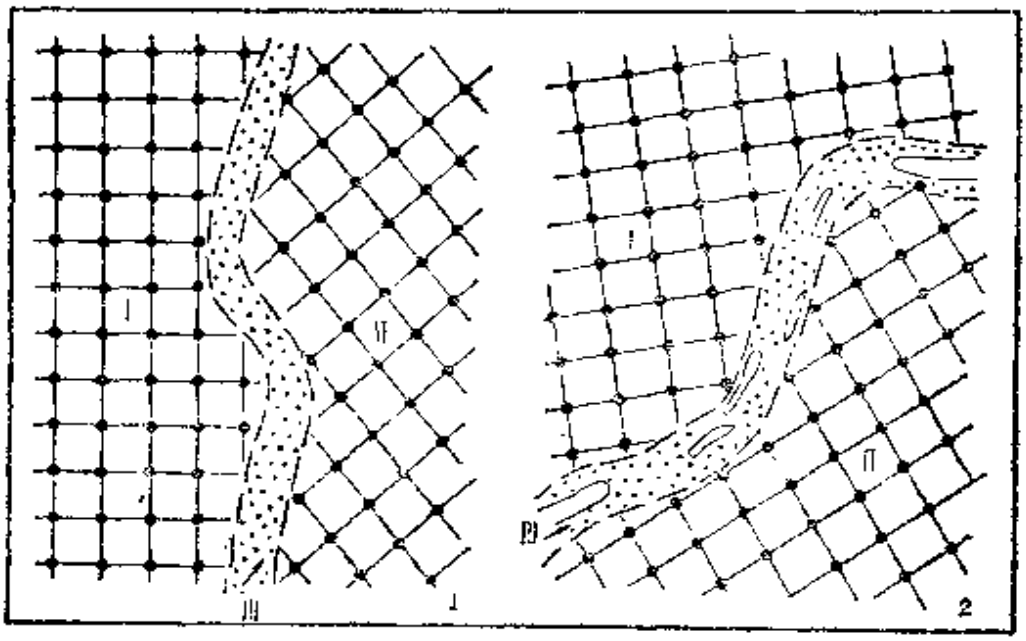


图3-33 两个晶粒间晶界结构图
（据Жабин，1979）
Ⅰ、Ⅱ晶粒，Ⅲ晶粒间气液充填物

界能向低晶界能转化的趋势表现在晶面平直化，减少晶界总面积，从而降低晶界总能量。晶界处的原子排列不规则，具有较多的空位、位错及缺陷，原子偏离其稳定位置，具较高动能，原子扩散快，故晶体的熔化与溶解首先从晶界开始。晶界部位的结构严整性较低，适于对多种杂质的吸附，故杂质优先富集于晶界处。

晶界移动，晶粒长大，向总体积自由能降低的方向转化，表现出以下规律：两个颗粒接触时，弯曲的晶界面向其曲率中心移动(图3-34-1)；多个晶粒的晶界交会处其界面角的变化是作用在各晶界的表面张力在交会点达到互相平衡状态，在断面上看各晶界线达120°交角(图3-34-2)。晶界移动速度与介质的温度、晶体种类、时间、晶粒间位相及杂质有关。温度起着很大的促进作用，温度升高加快，颗粒的长大，在热变质作用中最明显。杂质的存在，降低了晶界的表面能量而防碍晶粒长大。

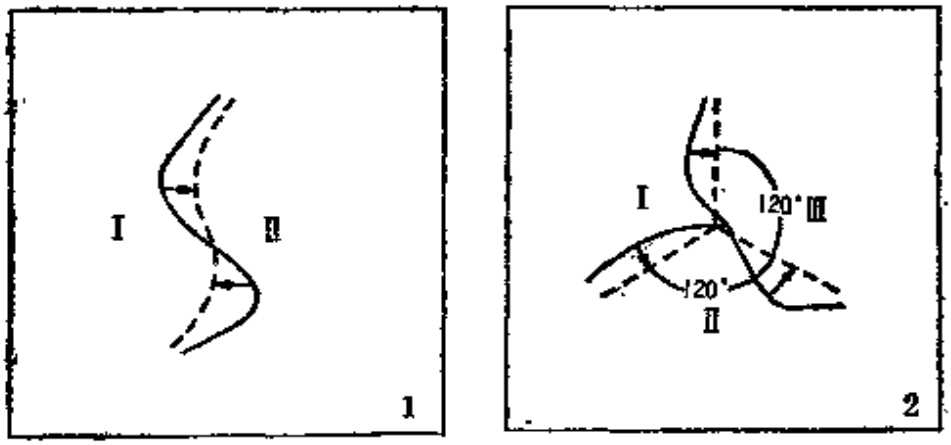


图3-34　晶界的平衡移动

1. 两个晶界，2.三个晶界交会处。

虚线：趋向稳定晶界，实线：原有晶界

2. 单体间共生感应面　相邻晶体形成的接触面(晶界)可区分为下列几种；图3-35。假面：两个晶体同时生长形成的接触分界面(a)。假面可以是平坦的、弯曲的或曲折的。假棱：两个假

面之间的界线(b,e)。感应面：假面内的单个平坦表面区段(c,d)。两个晶体同时生长时，假面上具有条纹，这些条纹是感应面交线。假面上的条纹是由一系列台阶状更小的次一级感应面组成。这种小面常常是晶体上常见的单形面。如两个石英之间的感应面有菱面体{10$\bar{1}$1}、柱面{10$\bar{1}$0}；其次为菱面体{50$\bar{5}$4}、{20$\bar{2}$1}及三方双锥{22$\bar{4}$3}等。两个石榴石之间的感应面常见的为四角三八面体{211}及菱形十二面体{110}。感应面可用测角仪进行测量。

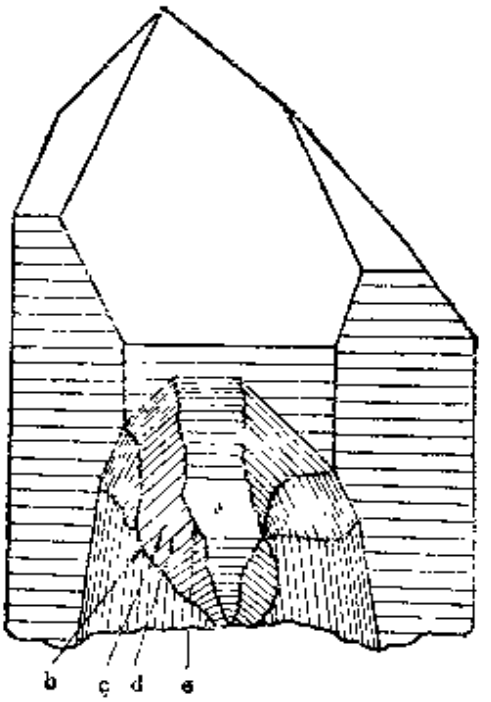
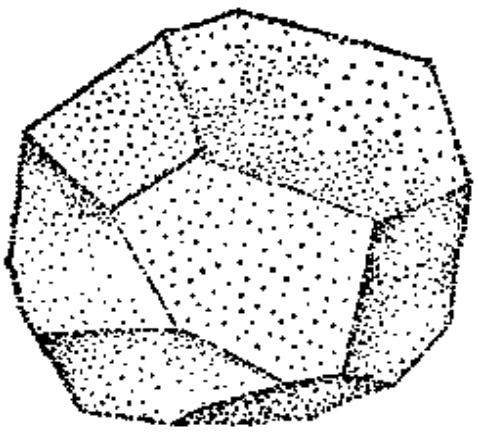


图3-35　晶体间接触面

3．集合体颗粒稳定形态　集合体中的晶粒从立体上看，周围有许多晶粒排列。晶界面在稳定状态下也为规则的多面体(凸多面体)。这种多面体也符合Euler定律：晶面＋角顶＝晶棱＋2。凸多面体的最稳定形状，最初由球体的最紧密堆积开始。等大球体的最紧密堆积为一个球周围分布球数，平均为13.56(Coxeter，1958)。据实际观察，重结晶较强的集合体中，晶粒凸多面体的界面在9—19之间变化，最常见的为12—14，与Coxeter球体排列相似。因此具有14个界面的凸多面体应最稳定，即立方八面体最理想。据冶金学研究，最稳定结合的晶粒界面形状以五边形占优势。因此多晶集合体晶粒凸多面体形态，在平衡状态下最稳定的形状为两种因素的结合，即立方八面体形变而成五角十四面体(图3-36)。图3-36为重结晶很强的黄铁矿凸多面体形状。这种形状能最有效地充分利用空间，与其它多面体比较，具有最小的比表面积。



×13

图3-36 集合体中黄铁矿凸多面体形态
(据Жабин 1979)

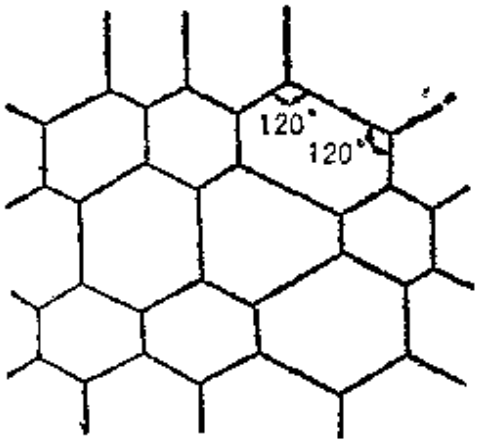


图3-37 二维晶粒稳定形状

在平面上观察，三个晶粒相遇于0点。根据界面张力(界面能的一种表现形式)平衡计算可知，在稳定条件下三叉晶界往往成120°(图3-37)。上面提到的凸多面体形态，也符合这种角度关系。这方面有较大的实际用途，在平面上统计颗粒之间的界面角，可以帮助判断重结晶程度。如苏联某矿山的黄铁矿矿石被脉岩切穿，接触处黄铁矿重结晶，三叉晶界角度统计如图3-38，其中以120°的最多。其图象与合成实验重结晶作用最强的相近。以上特点，在粒状矿物中表现得最明显，如黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、石英、磁铁矿、石盐、石榴石等。异向性较强的矿物如辉石、阳起石、电气石、磷灰石、金红石、钛铁矿及云母等，在重结晶较强的条件下，也能降低其异向性而向粒状发展。异向性较强的矿物自有其自己的特点，即界面自由

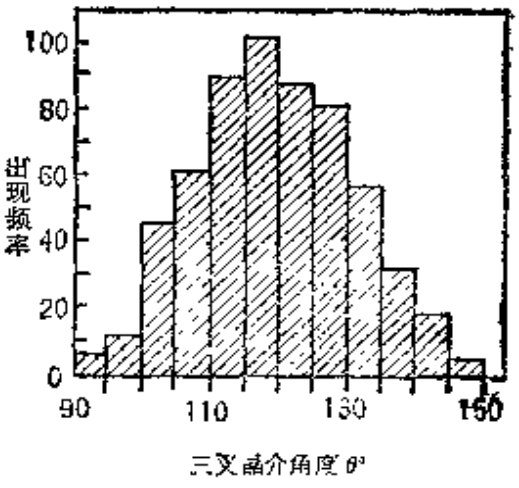


图3-38 黄铁矿单矿物集合体三叉晶界面统计图
(据Lawrense, 1972)

能的取向性更明显。如重结晶较强的角闪石集合体，三叉晶界角度仍以120°为主，但有的界面平行其{110}方向（图3-39）。对于异向性更强的矿物，如云母，其中多数界面平行某一颗粒的{001}（图3-40）。

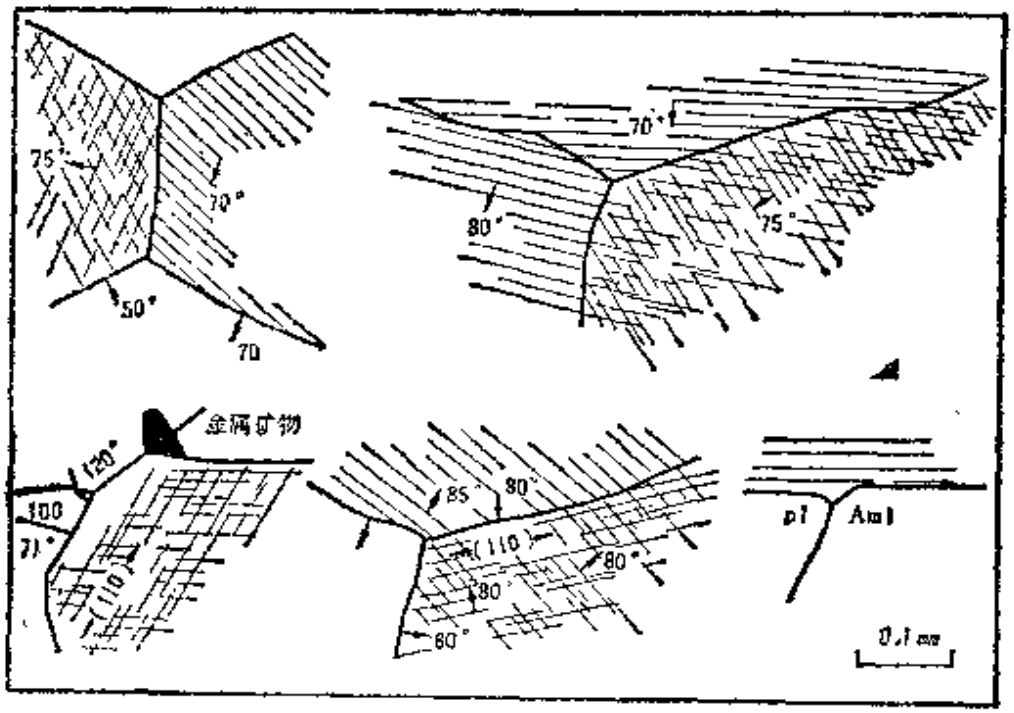


图3-39　角闪石集合体颗粒间结构关系
（据Vernon，1968）

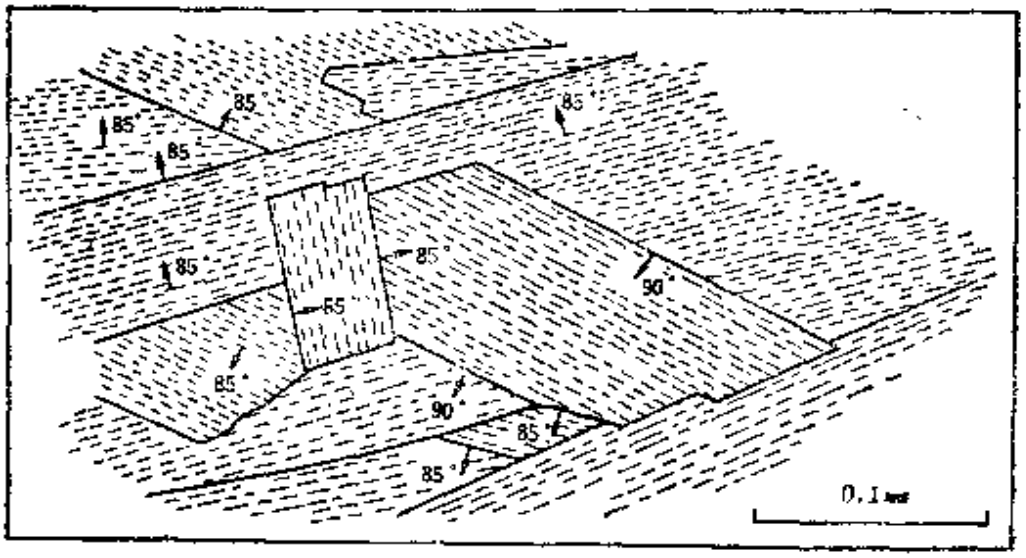


图3-40　黑云母集合体颗粒结构关系
（据Vernon，1968）

饶宾(1979)总结了集合体的晶粒间形态的稳定平衡的三个趋势：(1) 晶粒晶界趋向于最小比面积，即最小晶界能量。(2)凸多面体力图符合晶面＋角顶＝晶棱＋2。(3)晶粒与其相邻晶粒间位向尽量趋向于最小角度。在重结晶过程中(1)、(2)起重要作用。而在自由介质中结晶则(3)起重要作用，而且内部格子构造主要控制了晶体形态的生长。

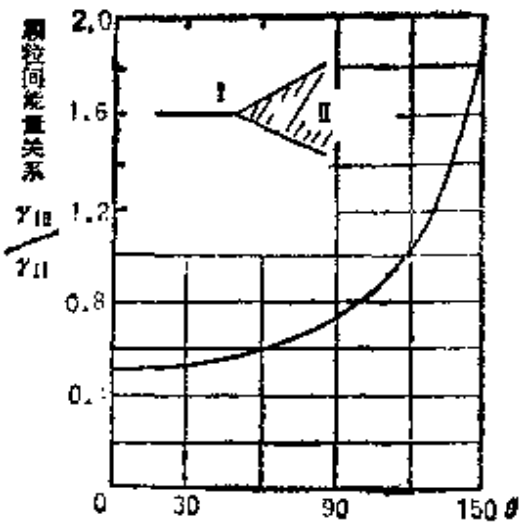


图3-41 颗粒界限能量与θ角的函数关系
(据Smilk, 1964)

在双矿物集合体中，颗粒之间的界面角度则较复杂。图3-41表示主要相Ⅰ的两个颗粒与次要相Ⅱ相交点θ与$r_{\text{Ⅰ}}$(相Ⅰ之间界面能)、$r_{\text{Ⅰ}}$(相Ⅰ与相Ⅱ之间界面能)之间的关系。θ、$r_{\text{Ⅰ}}$及$r_{\text{Ⅰ}}$符合下面公式：

$$3r_{\text{Ⅰ}}/r_{\text{Ⅰ}}=1/\cos\theta/2.$$

则$r_{\text{Ⅰ}}/r_{\text{Ⅰ}}$与θ角成正相关。图3-42表示双矿物相的岩石或矿石

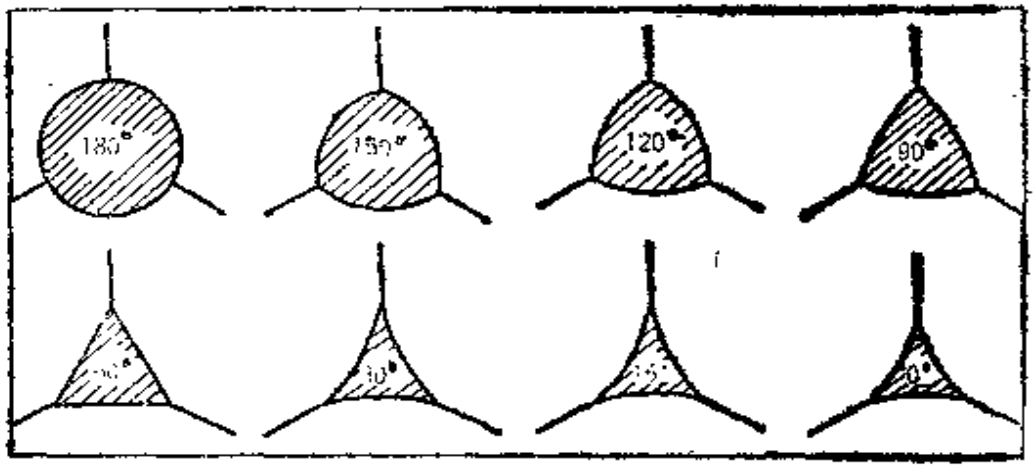


图3-42 岩石或矿石中次要相形态和θ角关系
(据Smith, 1964)

中，次要相的形状与θ的关系。θ值愈大，则$r_{I,II}$的能量愈大，即不是稳定状态。

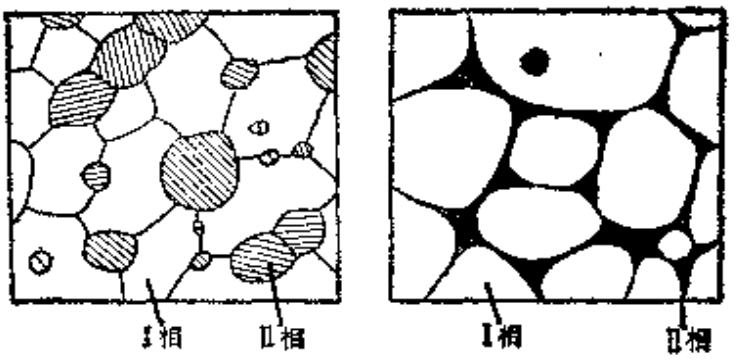


图3-43 双矿物相的岩石或矿石，界面能量不同而结构不同
（据Жабин，1979）

图3-43反映了双矿物相中次要相的形态特点。左图θ角大，接近180°，界面间能量大，不稳定。右图θ角小，界面间的能量低，稳定。自然界中矿石的海绵陨铁结构，晶界能量低而稳定，而晶体中乳滴状结构，θ大，则为不稳定结构。其它如沉积物中的碎屑堆积、细粒化学沉积、强烈的变形集合体等，都属于不稳定结构。因此，平衡与否不仅表现在化学活动上，还表现在相体的某些结构上。

4. 几种常见集合体的成因

1) 晶簇 晶簇的形成与其发芽有密切关系。如果为自由发芽，晶芽由溶液向下降落时，晶芽常以最发育的晶面与基底接触。如明矾石晶体依次发育的单形为八面体{111}、立方体{100}及菱形十二面体{110}，落于基底上的晶体数量对上述各晶面比例为10000:100:1。因此，晶体上最发育的晶面将是今后生长的基础(Шубников，1935)。如果为基底发芽，基底的影响是主要的(见晶体发芽一节)。晶簇内晶体生长，符合几何淘汰定律(图3-44)。以石英晶簇为例：自由发芽形成的晶簇，往往是一向延伸的柱状集合体，其顶端为锥形菱面体(图3-44)。在基底为石

髓的端点上发芽，其发育首先受石髓末端的结晶方位的控制，之后又受几何淘汰定律控制，晶体不易长大；石英定向附生在长石晶体上。上述两者的既定的结晶方位也往往使晶体不易长大。

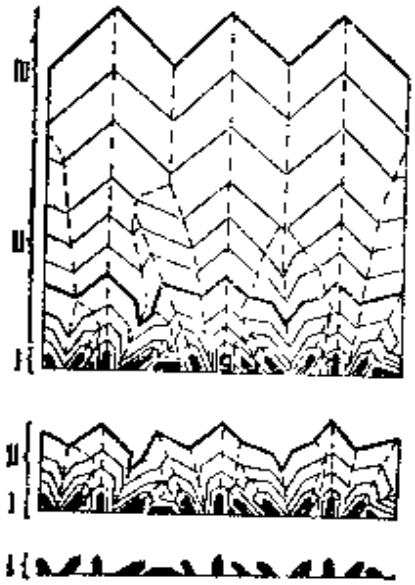


图3-44 几何淘汰定律

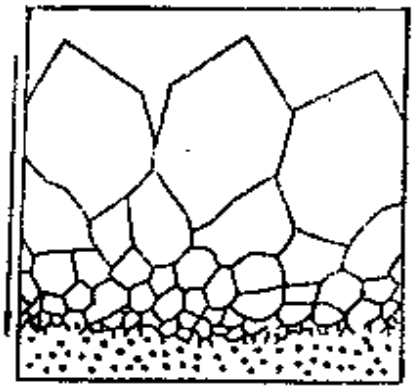


图3-45 重结晶晶簇

按结晶物质与围岩关系，可分为生长晶簇与再结晶晶簇。前面列举的可属于生长晶簇，其物质来源是由溶液代入，在自由介质中生长。再结晶晶簇则是由围岩中的矿物，通过单体合并长大，表现晶簇连续过渡到围岩(图3-45)。这类晶簇与变质重结晶作用有关。因此，生长晶簇多产于伟晶岩或热液脉中，而再结晶晶簇多产于变质成因的脉体或裂隙中。

2) 平行纤维状集合体 这种集合体在自然界分布广泛，且具有重要的经济意义。如纤维石膏、蛇纹石石棉、角闪石石棉等。它们是由纤维状、针状单体组成，单体间互相平行。这种集合体往往是应力下的产物，可分为三种类型(表3-11)。

第一种类型

与晶簇的生长方式相同，开始从脉的两壁(或一壁)自由生长，单晶是面对面的长大，直到完全填满(有时只部分填满)。生

表3-11　平行纤维状集合体成因分类

类型	发芽及生长	生长方式	结晶方向	物质供应方式
I	自由介质中生长或$V_{TP}>V_{crp.}$(裂隙张开速度>晶体生长速度)	从一个方向生长或从两个方向、向中心生长。	第一阶段在基底上任意方向生长，第二阶段受几何淘汰定律控制。	沿脉体的中心供应（晶体具有生长的顶端）。
II	在有限制的条件下生长，$V_{TP}<V_{crp.}$(裂隙张开速度<晶体生长速度)	从一个方向向另一个方向生长。	发芽生长受基底晶种控制，平行生长，但不是受几何淘汰定律所控制。	沿一个脉壁供应。
III	在有限制的条件下生长，$V_{TP}\approx V_{crp.}$(裂隙被集合体堆开，裂隙张开速度≈晶体生长速度)	由中心向两个方向生长（有时也向一个方向生长）。	最初阶段任意发芽，第二阶段受几何淘汰定律控制，第三阶段平行生长。	沿两壁供应。

（据 Жабин, 1979）

长过程受几何淘汰律控制，最后长成的晶体常具有同一结晶方位，一般与晶体增长最快的方向一致。非均质矿物，镜下具同一光性方位，若为均质性矿物矿物间其晶形、解理皆一致，如萤石平行纤维状集合体(图3-46)。

第二种类型

往往是一系列受动力作用造成的稍微张开的裂隙，但$V_{TP}<V_{crp.}$。晶体在受约束的条件下生长。随着裂隙逐渐张开，纤维愈来愈长。纤维生长从开始到终结都互相平行，不受几何淘汰律控制。纤维的结晶方位受基底晶种的结晶方位控制，而使纤维晶体方位不一致。如变质砂岩中裂隙张开后，纤维状晶体按隙壁晶种结晶方位生长，其纤维虽互相平行，但结晶方位不同(图3-47)。图3-48为石榴石纤维状集合体也是这种成因的。

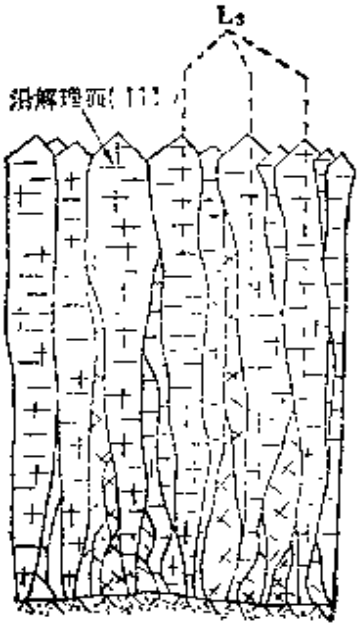


图3-46 萤石平行纤维状集合体
(据Жабин, 1979)

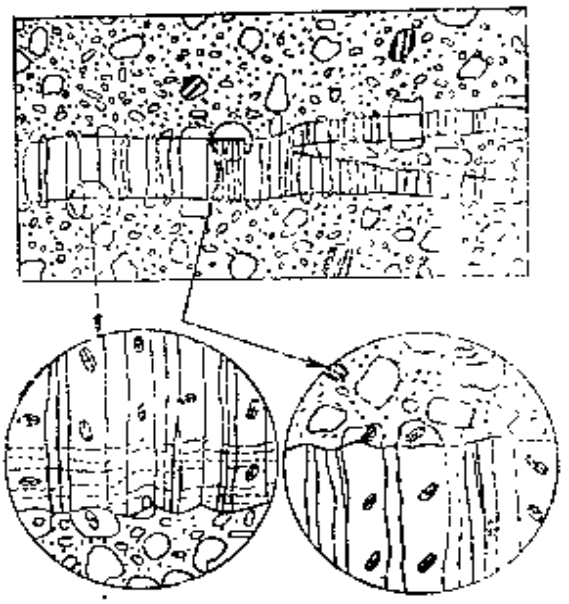


图3-47 石英纤维状集合体结晶方位
(据Жабин, 1979)

第三种类型

此类型也是应力产生的裂隙，$V_{TP} \approx V_{arp}$。晶体生长仍受空间条件约束，就象生长着的纤维在把裂隙推开。为一与二之间的过渡类型，具有以下特点：在集合体的中心有中心裂口，有时有围岩的碎块。晶芽在中心裂口中开始有自由生长阶段，进一步生长才受几何淘汰律控制(图3-49)。有时裂隙多次活动，纤维集合体

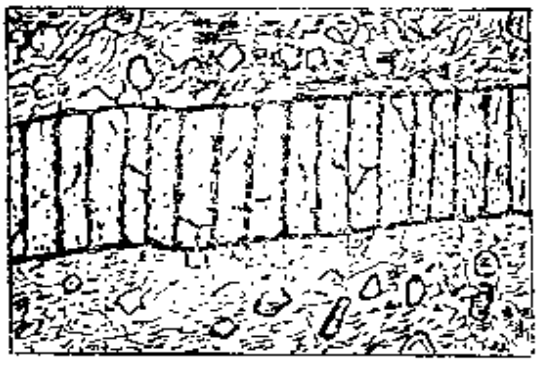


图3-48 石榴石平行纤维状集合体
(据Жабин, 1979)

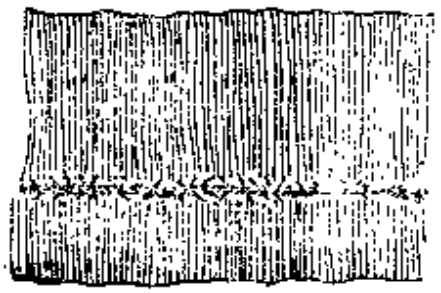


图3-49 纤维石膏由中心向脉壁生长的几何淘汰现象
(据朱尔勤, 1956)

中心裂口可以多次出现。这种类型的纤维状集合体分布比较广泛，如蛇纹石、角闪石、方解石、石膏、石墨、天青石、菱锶矿及海泡石等。

平行纤维状集合体的微细结构可以帮助判断生长过程所经历的扭曲及脉壁张开次数等(图3-50)。

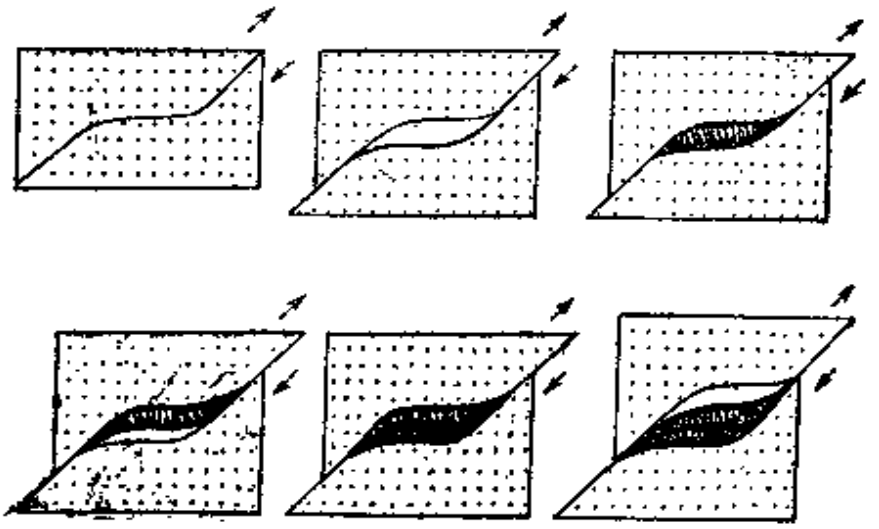


图3-50　多次动力作用形成的磁铁矿平行纤维状集合体
(据Петрунь 1966)

3)　球粒状集合体　球粒状集合体的特点是整体具有浑圆的表面而近似球形。集合体内部具放射状构造，单体为针状或纤维状。

球粒的形成条件是温压较低，有时在接近地表的热液或外生作用中可见。

球粒集合体生成方式共有三种：一是围绕近圆形的矿物（粒状矿物、砂粒、鲕粒）等发芽生长，受几何淘汰律控制，只有沿半径延长的晶体才得以生长，球粒内部具放射状构造(图3-51左)；另一种是围绕晶芽集合体生长（图3-51右)；第三种是晶体生长过程强烈分裂而形成。晶体生长过程由于吸附了外来杂质，引起晶格缺陷，在杂质矿物结晶力的推动下，使面网发生偏转，杂质

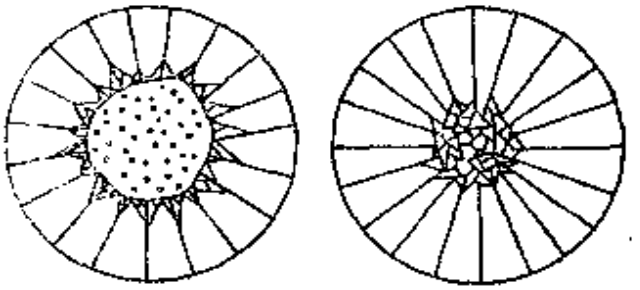


图3-51　球粒形成的两种方式
（据Григорьев，1961）

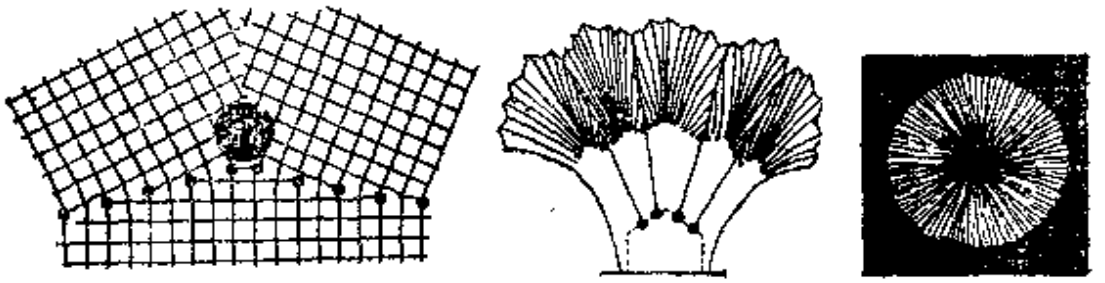


图3-52　球粒形成的三种方式
（据кошкин，1966）
1．杂质引起晶格偏转，2．杂质成带出现，形成束状，3，进一步分裂成球粒

的反复出现，分裂角度愈来愈大，先长成束状，后来长成球粒(图3-52)。这种方式形成的球粒，在自然界分布广泛。如热液脉中的方解石、萤石、闪锌矿等矿物的球粒，常常是由于含云母、粘土矿物和其它矿物杂质引起的。这种球粒的出现表明它们是在过饱合溶液中快速结晶的，在具有大量杂质的条件下长成的。球粒及其所含杂质矿物是同时结晶的，故有人按此划分出共生矿物对。同质多象的转变、矿物生成时的价态变化、固溶体的溶离等都可引起晶体分裂及球粒的形成。

多个球粒同时生长也受几何淘汰定律的控制，较少数有利于生长的球粒得以长大，整个表面往往成肾状。

球粒就其地质产状来说也是多种的，如沉积作用及胶体老化，熔体的快速结晶，热液及地表氧化带等，都可造成球粒的生

长。

5. 集合体的同生作用、成岩后生作用与变质作用　认识矿物集合体的形态，不能脱离地质体的形成史。形态要在成岩等整体演变过程遭受变化，如再结晶、多型转变、机械变形、矿物种属和形态结构的新旧交替等。在古老地质体中，常表现出某些集合体形态遭受多次改造的痕迹，这对了解地质体的演化史，很有好处。

饶宾(1979)就集合体的变化提出下面几个阶段。同生作用阶段：包括岩石与矿石中矿物最起始的同生结晶作用，即原始的固相集合体。如沉积淤泥、冷水盆地中塑性集合体、热液脉中的胶体矿石沉积及岩浆的过冷却玻璃等。成岩后生阶段：原始固相的再结晶作用、沉积淤泥的石化、岩浆玻璃及胶态矿石的结晶、放射性矿物的变生非晶质化。成岩后生作用的能量与物质来源取于自身如沉积岩海解、结核形成及细菌作用，岩浆玻璃重结晶、同质多象转变、固溶体的溶离、颗粒的界面活动。变质作用阶段：能量主要来自体系的外部，如温度和压力的升高，有成分的迁移。沉积岩处于温压增高的地带发生再结晶作用，粘土矿物转变成云母类矿物、变质矿物出现；岩浆岩的再结晶作用，玄武岩变成角闪岩、花岗岩变成片麻岩或酸性结晶片岩，变质分异作用改变了原岩的结构，伟晶岩的分凝作用、阿尔卑斯脉的变质脉的形成等。

(八) 不同介质条件下矿物形态标志

从熔体中、从液体中、从气体中及从固体中的不同介质条件下结晶，其形态各有其特点，现分述如下。

1. 从胶体溶液中结晶　胶体或胶溶体一般处于地壳的表层，低温低压，有时富氧。胶体颗粒常为不完整的核晶，由于极大的比表面，其表层离子的剩余电荷，足以使胶粒呈现表面电荷

（正或负）并吸附具异性电荷的粒子形成保护层(单层或多层)。胶粒的同符号电荷使它们趋向分散，不易沉淀。

胶体从沉淀到结晶经历了几个具有明显特征的阶段，可概括为：胶溶体的过饱合→胶凝体→胶粒固结、隐晶质→晶化、显晶质。总过程是失水、固结与晶化。这与从离子直接参加晶格的晶体生长情况不同，只有解除了胶粒的电荷保护层，使溶媒(水)散失或与异性电荷的胶粒相遇，才能引起固结。

胶体固结的条件一旦具备，短期内可出现大量的密集的胶团——结晶中心。其密集程度已经决定了没有空间使每个核晶都能长大，因此从胶体中直接形成的往往是微粒矿物集合体。单晶体不能继续长大的另一原因是：地质过程中产生的胶体颗粒，常常是些不溶或难溶于水的化合物，例如以 Al、Si、Mg、Fe、Mn、V、Cr为主，以及 Zr、Mo、Pb、Zn、Ni、Co、Sn、Be 等的氧化物和氢氧化物。因此胶团不象在真溶液或熔体中那样，以离子或简单规则的离子团与核晶表层面网有秩序地键合，而使无数个在结构上不完整，外形上极不规则，大小差别很大的核晶靠部分离子互相键合起来，不能实现统一的结晶方位，从开始就属于能量上不稳定的集合体或不规则的连生体。

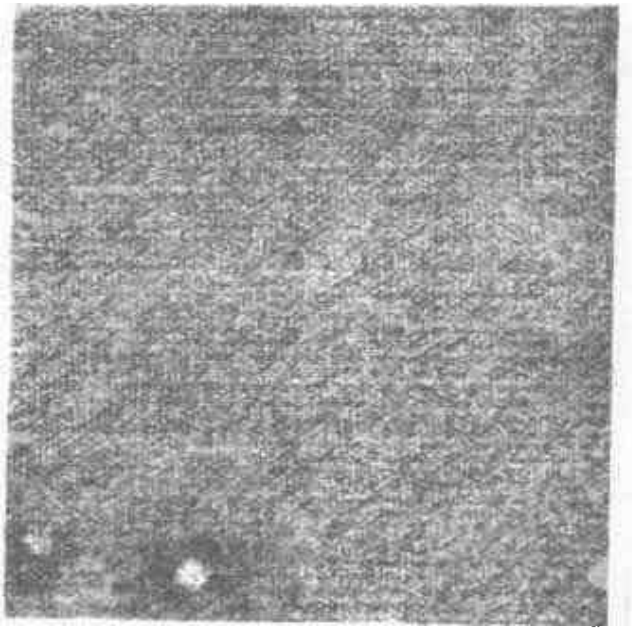


图3-53 结核体的放射状集合体

胶态形成体不论是否继续长大，其后生变化(老化、晶化)都要逐渐发生。常见的形态有：岩石洞隙中形成的隐晶质层带环状充填物、鲕—豆—结核状、肾状—钟乳状、被膜—皮壳—疏松土状等。胶体形成体表面常呈浑圆状。在岩石洞隙中的分泌体，常表现为由杂质混染成的环带构造。Fe、Mn 的氧化物、氢氧化物以及黄铁矿等结晶能力较大，构成胶态集合体后，常从靠近胶结中心处首先晶化，由于几何淘汰，只表现呈辐射状分布的针状晶体，杂质仍保留在矿物中呈环带(图3-53)。胶态形成体更突出

的成因意义还表现在：它可以吸附形成过程中介质里的杂质，并按杂质出现的先后次序将杂质保存下来，是环境的历史记录。某些玛瑙的环带构造中，常“封存”着某些变价元素当时的价态。玛瑙彩色环带生长速度与海相结核增长速度相比是相当慢的。约1000年增长0.03～0.003mm，联邦德国扎乌尔兰德溶洞中方解石质钟乳石每年增长平均0.0144mm(70年共约长 1mm)，有时在这种环带中，每过10—11年出现一次较厚的环带，与太阳黑子活动的11年周期相一致。因此，宇宙成因年代学的韵律也反应在地壳表层胶体成因的矿物环带生长上(Жабин, 1983)。

我国宣龙式铁矿中的肾状及豆状集合体，经鉴定为两种不同类型的叠层石(陈光远，邢裕盛，1973)。在层控矿床中常发现呈显微莓群状黄铁矿。一般认为显微莓群状结构是胶状结构的初等形式，它是由于胶体质点的吸附作用聚合而成，莓群常常是数微米大小的自形微晶组成，因而具有较大的比表面能，经过老化而成为具放射状、同心圆状、纤维状的胶态结构。我国团结沟金矿中也发现了大量的含金白铁矿的显微莓球状集合体，在电子显微镜下呈细小的自形板状集合体，见照片3—6(吴尚全，1984)。斯威列 (Sweeney, 1973) 等人工合成黄铁矿莓群实验研究，认为除了必要的物质来源外，低温、较高的 pH 值和一定的氧化势是形成黄铁矿莓群的必要条件，当温度高于400℃时或成矿环境为酸性时，不可能出现黄铁矿的显微莓



照片3-6 莓球状白铁矿 ×1300
(据吴尚全，1984)

群。团结沟金矿中白铁矿的显微莓群集合体的形成，可能与超浅成岩浆热液较晚期的胶体作用有很大关系，并与金矿化在空间和时间上共生。

2. 从熔体中结晶　岩浆熔体由地壳深部上侵或喷出，温度和压力也随之变化。温度变化范围为1300℃—600℃，压力由80—30千巴至6—4千巴。在熔体降温和减压过程中，冷凝固结，不同组分互相结合，按熔点不同而先后结晶，各种矿物在空间上互相分离，称为结晶分异。某种矿物能否结晶，首先决定于熔体冷凝温度是否达到矿物熔点之下。但矿物的熔点与矿物的成分、结构有关，又与不同矿物组分在熔体中的浓度及熔体当时的压力有关。岩浆熔体中的矿物结晶是在多组分系统中完成的。有的矿物结晶顺序有先后的差异，有的则成共结结晶(在一定温压条件下，同时转变成两个固相)。

从熔体中晶出的矿物常具有以下特点：

1) 自形差异性　早期由熔体中结晶的矿物有充分的自由空间，因而能长成完好的自形晶，而晚期结晶的矿物只能充填在已结晶矿物的空隙，或由于共结结晶互相防碍而长成半自形或他形，因此，矿物的生成顺序基本上可由矿物自形程度来判断。但应注意以下几点：有的副矿物结晶力较强，尽管有时生成较晚，也能形成完好的晶体；附生连生的矿物与主晶之间，有时接触界线较平整，虽具有完好的自形，但可能与主晶同时或晚于主晶；溶蚀作用、反应边作用都影响早期晶出矿物的自形程度。

2) 不平衡性　熔体的侵入上升喷出过程，是温度、压力及浓度在不断变化的过程，矿物晶出还未完全达到该条件下的完全平衡，又处于新的条件下。因此晶体生长常具有不平衡的结晶特征。如环带结构，在火山岩中斜长石、辉石、橄榄石、碱性长石斑晶中都常见到。据统计，中酸性火山岩中具环带的斜长石晶体数占斑晶的40—97%，在安山岩类中平均占85%，在流纹岩中平

均占77%(邱家骧，1977)。环带结构的斜长石成分变化很大，中心和边缘相差最大可达83号。在侵入岩中虽然温压变化较火山岩小，但由于成分不平衡性，也易造成环带结构，例如，当花岗岩同化碳酸盐围岩时，其中的钾长石具有白色斜长石的反环带，如八达岭花岗岩。基性超基性岩中的橄榄石和辉石常具有角闪石反应边等。火山岩中的黑云母和角闪石等常具有暗化边，边缘含较多的Fe_2O_3，因此黑云母边缘可变为氧黑云母，有时由于含大量细粒磁铁矿，形成黑色不透明的暗化边。

3) 出溶性 固溶体分解作用比较普遍。高温时有的固溶体为一个均匀相，低温时出溶为两个均匀相。此时新相矿物常呈规则的条片沿一定结晶方向分布。如碱长石高温时为均一相，低温时Or与Ab有限混溶，变为不均匀的两个相，矿物在主晶中呈条纹状，按条纹粗细可分为x光级条纹(<1μ)，隐条纹(1—5μ)，微条纹(5—100μ)，条纹(100—1000μ，即0.1—1mm)。又如斜方辉石中出溶成层纹状透辉石，它平行(100)面或(001)面。

4) 共结性 共结晶体常具有特殊形状。如长石和石英的共结，可成文象结构、蠕虫结构。铬铁矿与橄榄石共结可呈球状。

5) 双晶多样性 由于在熔体中结晶的矿物，具有较多的自由空间，单晶可较自由的沿双晶方向结合，有利于生长双晶及联并双晶的形成。侵入岩中温度变化范围较大，结晶过程较长，有利于同质多象转变双晶的形成。熔体结晶过程的动力作用，可产生部分的机械双晶等。所以，从熔体中结晶的矿物，常常双晶发育。如在长石、辉石及角闪石等矿物中，都能见到各种双晶，特别在长石类矿物中双晶更为发育，几乎所有的长石双晶类型都能找到。

6) 粒度、形态多变性 熔体中矿物结晶有时是处于缓慢冷却，挥发组分含量较高的条件下，有时处于快速降温降压，挥发分迅速逸失的条件下，矿物的粒度与形态的差异，便是上述结晶

条件变化的反映。伴随结晶条件的变化，熔体固结成玻璃质，或结晶成细小微晶(喷出岩)，或显晶(侵入岩)，也可成巨晶(伟晶岩)。喷出岩喷出地表或海底，挥发组分大量挥发，造成过冷却，便易形成骸晶与树枝晶等。

3. 从溶液中结晶　热液作用、海洋沉积的结晶作用、地表水与地下水溶质的结晶作用、内陆湖泊及滨海泻湖蒸发时盐类矿物的形成作用、干旱地区地表盐碱化过程的结晶作用等形成的矿物，都是从溶液中结晶的。溶液温度范围一般从350℃至地表温度，压力从1400—400巴到地表压力，总的是处于较氧化(Eh高)和pH值变化较大的条件下。

决定矿物从溶液中晶出的重要因素，是矿物的溶解度与溶液的温度以及由此二者共同决定的过饱和度。在自然界中使溶液达到过饱和而结晶的方式有多种：降低溶液温度(溶液沿通道向浅处移动或渐离岩浆源)；溶剂的蒸发(干旱地区内陆湖及滨海泻湖的蒸发)；压力的突然降低(裂隙的产生)等，都可促使溶液过饱和，在一定的条件下发生结晶作用。

溶液与熔体同为液体，因此从溶液中结晶有许多共同特点：首先，结晶先后顺序与自形程度有一定关系；双晶发育，特别是在裂隙系统中由于应力作用影响，机械双晶更为常见；热液温度由高到低也有变化，乳滴状、条片状的溶离结构也较普遍；由于结晶过程中介质条件也有变化，不平衡结构如矿物中的环带构造等也可出现。

矿物集合体形态种类繁多，如出现晶簇状、梳状、放射状、球粒、粒状显晶、文象连生等。

4. 从固体中结晶　主要包括广泛分布的区域变质、热变质、动力变质及交代作用等。

1) 区域变质　当已有的岩石(沉积岩、变质岩、火成岩)处于区域变质的物化条件下，原岩中矿物的种属、形态、粒度及空

间分布等便会发生新的变化。区域变质温度一般在200—850℃之间，其中进变质为升温过程，压力最大1000大气压，区域内出现与重力方向一致的压力及一定的侧向压力（包括岩压、流体压力及定向压力等）。在结晶过程中基本上没有自由生长的空间，系统内元素迁移主要依靠扩散。在变质过程中，变质系统除挥发组分外，对外基本上没有化学元素的带进带出。变质作用中的流体相是存在岩石中的粒间水，它对矿物结晶起重要作用。

（1） 重结晶 温度升高到一定程度，原来已存在的颗粒重新组合，但只有形状大小的变化，而不涉及新矿物种的形成，这种作用称为重结晶作用。重结晶作用可降低颗粒的表面积，从而降低表面能。如一个粒度为0.001mm的燧石，重结晶成3mm的石英，颗粒表面积降低$10^6cm^2/cm^3$，表面能为400尔格/cm^2，则释放能量大约4×10^7尔格/cm^3，即10^9尔格/克分子。多晶集合体介质是不均匀的，成芽区（新晶体产生区）也是不均匀的。成芽以晶体棱角、三接点（三晶交汇处）、高角度晶界等较为有利，这些部分能量较高，故又称为高能成芽，成芽后便成为再结晶的中心。再结晶中心一旦形成，主要通过合并或吞并其它晶体而长大并互相接触。

（2） 变斑晶 变质岩细粒基质中大的晶粒（粒晶5:1或10:1）称为斑状变晶。根据热力学，较小且形状不规则的颗粒比颗粒大的晶粒具有较大的溶解性，即大小颗粒之间存在着能量梯度，因此原子（离子）将从小晶粒的表面游离迁移到大晶粒的表面键合结晶，促使较小的晶体逐渐溶解，与此同时使较大的晶体继续长大。应力作用使矿物出现显微裂隙，颗粒之间也有间隙，间隙中的溶液使元素迁移加快，温度升高使这种作用更能充分进行。因而在有利的部位，新产生的矿物愈长愈大，形成变斑晶。

变斑晶的粒度大小也决定于该矿物的成芽率C和生长速度V。岩石中的变斑晶常常和基质中的矿物成分显著不同，如石榴石变

斑晶的基质为云母，堇青石的变斑晶基质为绿泥石等。变斑晶成芽的难易取决于矿物自身的表面能及内部构造的复杂程度，表面能愈高，内部构造愈复杂成芽愈难。取决于晶种（赤铁矿是石英的晶种，钛铁矿是榍石的晶种等）的多少。有的杂质如石墨等会防碍晶体成芽及晶体长大。如岩石中组成变斑晶的组分均匀分布，则变斑晶颗粒大小取决于晶体的个数，且变斑晶是等粒的。若分布不均匀，则变斑晶的粒度不等大。总之，温度高、化学成分活泼且浓度大，含水及挥发性组分高及结晶时间长，都有利于变斑晶的生长及加大。

固体介质中的结晶过程就是一边生长一边排除杂质的过程。结晶力强的矿物，可以较快地排除掉杂质，长成完好的自形晶。变斑晶的形成，一般与基质同时或稍早或稍晚于基质，其生长过程也是如此。变斑晶的自形程度反映矿物本身结晶力的大小，而不能反映其生成的先后顺序。一般认为，常见矿物结晶力的顺序如下：榍石、金红石、磁铁矿、钛铁矿、石榴石、十字石、蓝晶石、绿帘石、黝帘石、辉石、角闪石、白云母、绿泥石、白云石、方解石、石英、斜长石、正长石、微斜长石。基本上是按由氧化物—岛状硅酸盐—链状硅酸盐—层状硅酸盐—碳酸盐—架状硅酸盐的顺序其结晶力依次降低。这个系列说明成分简单且键性强的矿物结晶力较强（晶格能高）。矿物的结晶力有时受介质成分的影响，不同介质条件下，以上顺序可有小的变化，但总的趋势大体不变。

（3） 取向结晶 在区域变质岩石中，特别是中、低级变质岩中，无论是粒状、柱状或片状矿物，一般都垂直压力方向定向拉长。产生这种现象的原因有下面几点：

基质流动引起一向或二向延长的晶体机械旋转，如挤压粘土或轻微脱水的沉积物使之流动，便可使云母等粘土矿物垂直压力方向排列。定向压力作用下，矿物的塑性变形也是引起矿物定向

排列的原因之一。晶体沿滑移面滑移，便会从等向变为定向拉长。压溶是一种压力作用下的化学平衡现象，瑞克(Rieke,1884)对它进行了全面总结，因此称为瑞克原理。它指出"固体受应力作用部分比起未受应力作用具有自由表面的固体部分，显示更高的溶解性"。此原理通常是以矿物晶体作为研讨对象。本世纪初，布瑞吉曼(Bridgemen, 1916)通过实验提出一个旨在说明压溶现象的数学公式：

$$a_p = a_{0\,exp}\{\Delta V_{pa} - \Delta W/RT\},$$

$$a_p = a_0 e^m,\quad m = \Delta V - \Delta W/RT.$$

式中a_p为应力作用下颗粒的溶解度；a_0为静水压力下的溶解度；ΔV为溶解部分的克分子体积；ΔW为每克分子的势能；R为测试筒半径；T为绝对温度。威尔(Weyl, 1959)等人对压溶现象又进行了较详细的定量化分析，把这一研究更向前推进一步。

压溶现象可用简单图形表示见图3-54。如c面及d面为受压面，而a面及b面为自由面，则c面和d面上的物质向a面和b面转移，晶体沿垂直应力方向生长延伸。在变质前，矿物伸长方向是任意的。在变质过程中只有长轴(或片)垂直或近于垂直定向压力方向的晶体才最有利于生长，而沿其它方向排列的晶体颗粒将溶解消失，这种过程称为优选成芽，图3-54表示了上述过程。图3-55中A_1及B_1面在应力作用下溶解。A_1为平行晶体延长方向的面

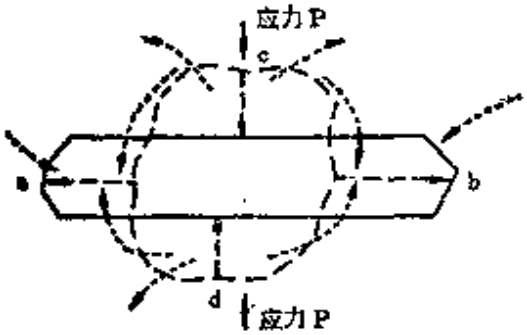


图3-54 晶体垂直应力方向拉长生长

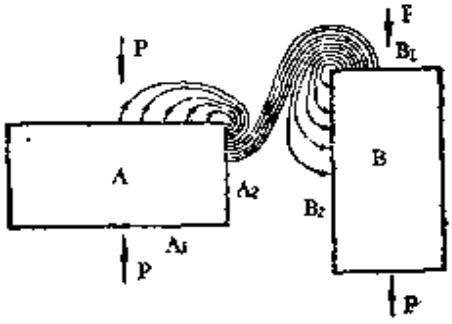


图3-55 在压溶下矿物的变小、消失与长大

网(面网密度大)，溶解速度快，而B_1(面网密度小)溶解较A_1慢，溶解速度$A_1>B_1$，而生长速度$A_2>B_2$。故A晶体不断长大，B晶体不断溶解变小，以致消失。

(4) 压力影 压力影也是压溶作用的体现。较刚性的矿物(压力影内晶体部分)不易发生形变，往往在其周围两侧形成彗星尾形张性空隙(压力影内晶体外的阴影部分)，围岩受压溶的组分向阴影部分的张性空隙迁移充填，发生沉淀重结晶，使横切面(长轴线理方向)呈椭圆形或眼球状外貌。压力影内晶常为黄铁矿、磁铁矿及一些变斑晶(石榴石、黑云母等)。内晶受力可以发生压扁、旋转、机械双晶及破裂等痕迹。它们多为构造运动的产物，亦有同构造运动的产物。阴影部分常由纤维状或细粒状石英、方解石、绿泥石及白云母矿物组成，它们的形态受内晶面网控制。一般规律是如内晶为磁铁矿，阴影中石英长轴垂直{111}生长；如内晶为黄铁矿，石英长轴垂直{100}面生长，而白云母与绿泥石则是以{001}面平行于磁铁矿{111}面生长或平行黄铁矿的{100}面生长。据阴影特点及压力影分类，可判断岩石所处的压力环境：平直纤维压力影，形态具斜方对称，一般多产于压性构造带；弯曲纤维压力影，形态具单斜或三斜对称，一般多见于压扭性或扭性构造带；粒状压力影有对称及不对称之分，多见于压性—压扭性—扭性构造带中，周口店板岩中压力影显示该区岩石处于压扭性构造带中，与区域构造研究结果一致(郭宝罗等，1982)。

(5) 其他 区域变质的进变质过程，基本上是温度由低向高变化，矿物的结晶作用更容易趋向于平衡，因此明显的环带结构在区域变质作用下很少见，但显微环带结构还是普遍的。双晶种类，特别是斜长石双晶类型，较熔体中结晶单调。出溶结构在浅—中级变质岩中极少见，高级变质岩中曾见有条纹长石，对其成因有不同看法，有人认为它经历了岩浆阶段，有人认为是应力作

用引起的。

2) 热变质作用 主要由温度引起的结晶作用，没有元素的带出和带入，为等化学体系，往往导致无定向排列，其它结晶机理同上。热变质作用常常形成粒状、放射状、束状等集合体。还可形成不等粒结构及变斑晶。压力影及包绕结构不出现。

3) 交代作用 交代作用是在一定的温度压力下，体系之间化学组分发生交换的变质作用。旧的矿物溶解和新生矿物形成几乎是同时的，在交代过程中整个体系保持固态，交代前后整个体系体积没有很大变化。概括说，交代作用的核心是元素的差异活动，温度升高，压力增加，构造作用愈强烈，介质中化学组分活性愈大。交代作用的最终产物，符合相律。交代作用可分为扩散交代和渗滤交代。若原来矿物全部被交代则形成交代假象；大部分被交代，可形成岛屿状的残留体；如小部分被交代可成小滴状(交代穿孔)、条纹状(交代条纹)、反应边、净化边、细脉网状等。这些结构较易识别。重点谈几个问题。

(1) 自形程度 交代过程矿物自形程度也受结晶力的影响，常见矿物自形性顺序如下(Лазаренко, 1963)：金红石—电气石—十字石—毒砂—黄铁矿—磁铁矿—重晶石—萤石—绿帘石—辉石—角闪石—菱铁矿—白云石—钠长石—云母—方铅矿—闪锌矿—方解石—石英—正长石。在交代作用中，矿物自形程度与变斑晶一样，不能作为生成先后顺序的标志。

(2) 颗粒大小 在溶液浓度较低的情况下，生成的交代矿物粒度粗大，易长成自形。在浓度饱和—过饱和的情况下，交代矿物粒度为中—细粒。在交代过程中，伴随着被交代矿物颗粒的合并加大，因此在硅化或矿化石灰岩的交代带，具有巨大的方解石晶体。

(3) 交代型蠕虫结构 交代作用形成的蠕虫状结构与交代和被交代矿物晶格的堆积密度之比有关(Бродин, 1966)。若矿

物晶格成最紧密堆积时：

$$K = V_A / V_B ,$$

A为交代矿物；B为被交代矿物；V_A为交代矿物A的分子体积；V_B为被交代矿物B的分子体积。当$K>1$时，A需要更大的空间，B中质点没有位移余地，因此，B对外来相产生一种压力，迫使A压缩成蠕虫状结构。表3-12中矿物对皆可形成蠕虫状结构。当$K<1$时，在被交代矿中产生裂隙，如斑铜矿(B)被黄铜矿(A)交代，斑铜矿中便产生裂隙（Бродин，1966）。若矿物晶格不成最紧密堆积时，$K>1$或$K<1$都迫使格子产生某些膨胀或压缩。若$K>1$便会引起格子的扭曲，若$K<1$，在被交代地段的周围引起拉张，强烈时，也能形成蠕虫状结构。如石英交代奥长石，$K=0.87$，便形成蠕虫状结构。

表3-12 金属矿物的K值

交代矿物 (A)	被交代矿物 (B)	K值	交代矿物 (A)	被交代矿物 (B)	K值
黄锡矿	闪锌矿	1.05	黄锡矿	黄铜矿	1.18
方辉铜矿	斑铜矿	1.05	方铅矿	方辉铜矿	1.21
辉银矿	方铅矿	1.12	红锑镍矿	红镍矿	1.23
方铅矿	车轮矿	1.15	自然铋	方铅矿	1.30
方辉铜矿	黄铜矿	1.10	方铅矿	斑铜矿	1.26

（据Бродин，1966）

（4） 交代作用中微细形态特征 当交代与被交代矿物内部构造很相似时，交代作用并不完全破坏原来矿物晶体构造，不同化学元素的质点可通过矿物晶格孔隙发生交代。这时在交代矿物中便可保留着被交代矿物原来的形态细节，如双晶、解理等。例如闪锌矿(ZnS)和黄锡矿(Cu_2FeSnS_4)内部构造非常相似，S^{2-}呈立方最紧密堆积，阳离子充填四面体孔隙。当闪锌矿被黄锡矿交代时，在黄锡矿中还保留着闪锌矿的聚片双晶(Иванов，1960)。

如果前者内部构造全部破坏，则原来矿物形态细节就不存在了。

5　从气体中结晶　由气相直接过渡到固相，称为升华。一般在火山口附近常见。产生这种作用的条件需要足够的蒸气压，即结晶物质挥发成气体时产生的压力。它们在自由介质中结晶，结晶的矿物往往含有挥发性组分，如自然硫(S)、卤砂(NH_4Cl)、石盐(NaCl)、辰砂(HgS)、方铅矿(PbS)、闪锌矿 (ZnS)、黄铜矿($CuFeS_2$)、磁铁矿($FeFe_2O_4$)及赤铁矿 (Fe_2O_3) 等。集合体可以形成晶簇状，在过饱合条件下可形成骸晶及树枝晶。

现将岩浆作用(熔体中结晶)与区域变质作用(固体中结晶)矿物主要形态特征对比如下(表3-13)：

表3-13　岩浆作用与区域变质作用矿物主要形态特征

地质作用	单体、集合体主要形态特征
岩浆作用 (从熔体中结晶)	不平衡结构：明显，如环带、反应边及熔蚀结构。 溶离结构：常见，可见溶离条片。 共结结构：常见，如文象、蠕虫状、球状结构。 双晶特点：双晶十分发育，生长双晶、联并双晶、转变双晶，也可见机械双晶。长石双晶种类多。 粒度特点：变化大，由玻璃质—隐晶质—显晶质—伟晶质。 集合体特点：粒状，柱粒状、球粒状、树枝状等 自形程度：自形、半自形、他形，自形程度一般可作为判断生成顺序的标志。
区域变质作用 (从固体中结晶)	不平衡结构：不明显，有亚显微环带。 溶离结构：少见，只在高级变质岩中偶见。 共结结构：无。 双晶特点：重结晶双晶、机械双晶，也可见转变双晶，双晶发育较差，长石双晶种类少。 粒度特点：变化大，一般为显晶质。 集合体特点：定向排列一般明显，常见粒状、片状、柱状，纤维状，浅变质带常见压力影。 自形程度：自形、半自形、他形，自形程度一般代表结晶力大小。

二、矿物系统发生史

(一) 矿物系统发生史的概念

矿物系统发生史(Филогеная Минералов)* 是Д. П. 格里戈里也夫(1955)，在研究矿物个体发生史的基础上(Григорьев, 1947)提出来的，他在《В. И. 维尔纳茨基与现代矿物学》一文中指出："成因研究的兴趣并未被偷换，而是扩大了，它们现在包括形成所有矿物客体的互相联系与互相制约的全部现象。按照新的理解，可以说矿物系统发生史的学说补充了矿物个体发生史的学说"。

矿物个体发生史系研究矿物单体、双晶、连生体与集合体的发生史，而矿物系统发生史(*Phylogeny or phylogenesis of minerals*)系研究矿物在自然界历史时期中的演化。按照矿物晶体化学分类的不同层次，矿物系统发生史的研究以矿物种的发生史为基础，进而包括矿物属的发生史，矿物亚族与族的发生史，矿物亚类、类与大类的发生史。如以角闪石为例，从斜方锂闪石矿物种的发生史出发，进一步扩大，便包含锂角闪石矿物属的发生史(包括斜方锂闪石与单斜锂闪石二个矿物种)、镁—铁—锰—锂角闪石亚族的发生史和整个角闪石族的发生史。再进入更高一级的分类层次，便涉及单链硅酸盐亚类的发生史，链状硅酸盐类的发生史，以及硅酸盐大类的发生史。

矿物系统发生史的基础，是化学元素的系统发生史。因此也可按照化学元素周期表的系统，以各别元素为纲，对矿物界进行系统发生史的基础的深入研究，如锂矿物的发生史，铍矿物的发生史等。矿物系统发生史又是更高一级物质层次，例如地层建造

---

* 过去译为矿物群体发生史或矿物种属发生史

和含矿建造的系统发生史的基础。因此矿物系统发生史还可以地质建造和含矿建造为纲。但不论从什么层次展开，均将构成矿物系统发生史的自然体系，并将体现同一矿物系统发生史的自然规律。

（二） 地球矿物系统发生史中的作用场

1. *物理场* 地球上的物理场有放射场、热场、电磁场、重力场和应力场等，它们是影响矿物系统发展的重要的外在因素。在地球的发生、发展和演化的过程中发生的大规模的核聚变或裂变，都能产生巨大的热量，是导致地球内部热场变化的一个主要根源。而矿物组合中放射性矿物的蜕变，不仅使其本身非晶质化，也导致周围矿物结构的局部破坏。地球磁场的倒转可能与地球运动状态的改变有关，它不仅伴随剧烈的构造岩浆活动，还和磁性矿物的时空分布和形成变化有关。地球的重力场不仅在大范围内决定地球和地壳的分层，在小范围内往往还是确定岩体、岩层和沉积物的分层与其中矿物分带的重要因素。地球的热场与重力场结合，不仅是决定地球不同圈层中物质存在状态的主要因素，由不均匀热场与不均匀压力场互相结合产生的温压梯度与应力变化，除导致地球内部物质的塑性流动外，还将导致地球表层的构造—岩浆—变质作用与物质的定向迁移，是促进矿物系统发展必不可少的动力。例如由于地幔与地壳交互作用产生的热点，便是地壳矿物形成变化的焦点。而来自太阳辐射的地球外部热场，则是产生表生风化作用矿物系统发展必不可少的能量来源。

2. *化学场* 地球的化学场与晶体化学场是决定地球演化过程中不同圈层矿物发展史的重要内在因素。实验表明，在相当于地表以下 50—1200km 深度范围内的压力下，原子的核外电子壳结构不发生变化，因此化学性质和化学作用基本上服从元素周期律。但在相当于 1200—2900km 深度范围内的高压下，有些原子

核的核外电子壳结构将由高自旋变为低自旋，化学性质与化学作用有所变化，它们在周期表中的位置也将有所变更，周期表中原来的七个周期将压缩成五个周期。在相当于2900km—6371km 的超高压范围内，核外电子壳的结构将完全被破坏，电子呈自由状态，为所有原子核所共有，因此将呈金属状态而具超导性。在地球演化过程中产生的以上化学场的变化，间接地影响了地球中化学元素的地球化学行为，从而直接影响矿物系统的发展。在不同地质时代中，由于化学元素的演化，产生了不同的元素丰度，形成了不同的地球化学场，是确定不同地质时代中元素的地球化学行为与矿物系统发展中不同时间序列的物质基础。而晶体化学场则是在不同物化条件下确定不同矿物组构发生、发展、变化和消亡的内部主导因素，例如在地幔的压力场中，橄榄石结构不稳定，将转化为尖晶石结构，石英结构不稳定，将转化为金红石型结构等。

3、生物场　生物场对矿物形成变化的作用限于地壳表层，主要为化学作用，包括生物化学作用、胶体化学作用与物理化学作用，其次为机械作用。

例如，根据近10年来的采矿实验，细菌可溶解金属硫化物，如瑞典斯德哥尔摩大学地质系的实验(1974)，细菌可沉淀闪锌矿等硫化物。细菌还可在细胞液中合成磁铁矿，如在我国东部沿海海水中的现代铁细菌(吴景祯，1983)。在我国东北鞍山式铁矿中也常出现铁柄杆菌(徐仁，1979)。

反射虫和抱球虫可在不同深度的海水中吸收SiO_2和$CaCO_3$，构成它们的骨骼和介壳。海绵也可吸收SiO_2构成它的骨针。有的藻类可固定SiO_2，如白垩纪至现代的硅藻；有的可固定碳酸盐，如震旦纪至澳大利亚现代海滨的藻类；有的甚至可固定铁的氧化物，如我国宣龙式铁矿中的肾状和豆状铁矿的铁质便是由*Kussiella*与*Gruneria*分别固定的（邢裕盛，1973）。非洲现代的蚁类有

的可吸收铁质，分泌出褐铁矿，如在刚果的原始森林中，构成达到人体高度的蚁窝。

生物介壳通过还原作用可被白铁矿或黄铁矿交代，如在志留纪至泥盆纪的一些竹节石与三叠纪至侏罗纪的一些菊石中。在美国加州白垩系沉积物中还发现 *Aucella* 介壳被辰砂和自然金共同置换，在苏联乌拉尔的索拉尔河畔发现海百合茎被自然金置换*。在南非兰德金矿还发现金和铀被富集在25亿年前的菌丝的内部和外部的情况 (Halltauer & Lacy, 1977)。它们都可作为金矿的找矿标志。

我国西南下寒武统的一部分圆货贝、小圆货贝或海豆芽化石，有的具有部分磷灰质外壳，接近下寒武统底部磷矿层的软舌螺介壳更是全部磷灰质的。它们可作为找磷矿的标志。中南地区下寒武统底部黑色页岩中发现原生脊索动物被囊动物幼形虫(类似尾海鞘)的微型化石，它们体内的钒含量比周围黑色页岩中的钒含量高十多倍，与现代海鞘可把钒固定在血液中构成钒卟啉相似，它可把海水中几百万分之一克浓度的钒成万倍地集中在体内，从而形成黑色页岩型的钒矿床 (张爱云，1985)**。它们可作为在我国中南区找钒矿的标志。

生物场的物理作用，除人类的突出作用外，可以内蒙古东部的陆獭为例，它们做窝时，把铁矿石搬到它们的洞口。至于植物根系的作用则既有物理作用，也有化学作用。它们既可以伸入花岗岩体之中，也可伸入碳酸盐岩层之中，它们从地质体中吸收的成矿元素，往往可以使它们成为植物找矿的标志或生物化探的对象。例如瑞典北部基鲁纳绿岩带中，在具有黄铜矿与纤锌矿的地

---

* 王义文，1984，从狗头金的形成与砂金矿的再生，谈金的表生溶液迁移问题。全国金矿矿床矿物成因矿物学会议论文集

** 张爱云，1985，早寒武世初期被囊动物的发现。中国地质报。第197号（总第876号）

段上生长的*Viscaria alpina*，能忍受土壤中很高的含铜量，便是高寒地区铜矿的指示植物之一。

（三） 陨石与地球矿物系统发生史

地球为太阳系中的一个天体，故地球上矿物界的演化史与太阳系其他天体不可分。陨石是从星际空间降落到地球表面的太阳系行星体的碎片。它们保留了从太阳系星云凝聚成行星体的原始面貌，保存着太阳系行星早期形成的信息，因此对研究地球天文阶段的矿物发生史具有十分重要的意义。

据统计，每年落到地球上的陨石有几千个之多，每天落到地球上的陨石平均重量在1000至10,000吨之间。因大部分落入海洋、沙漠、森林、山区和极地，因此截至1973年世界上已发现的陨石只有2044块(Macall, 1973)，近几年来日本科学家才在南极洲又发现了5000余块陨石标本(张淑媛，1981)。

陨石主要分石陨石、石铁陨石及铁陨石三类，其中铁陨石较少，占陨石总量不到10%。根据陨石的化学成分，地球上已知化学元素在陨石中均有发现，说明陨石物质与地球物质同源，其中铁陨石可能与地球内核物质相当，石铁陨石与石陨石可能与地幔物质相当。

根据世界各地几百个陨石年龄的测定，石陨石，铁陨石与地球物质中铅全部都位于一条共同的等时线上。陨石的固化年龄用铅法测定的为45.5±0.7亿年；用铷—锶法测定它们几乎全部为44—47亿年，平均45±2.6亿年；用钾—氩法测定，它们多数为45亿年。据对我国1976年3月8日下午落下的吉林陨石雨*球粒陨石的测定，铷—锶模式年龄为47.0±0.32亿年，铅同位素年龄

---

* 为一场规模空前的陨石雨。在67次记录中，计有石陨石39次，铁陨石26次，石铁陨石2次。当时共收集到石陨石200多块，总重超过2吨，最大的石陨石重1770kg，是目前世界上已知的最大陨石之一。

为45.5亿年，钾—氩法测定年龄为42.7亿年，它们从星云中开始凝聚是在47亿年前，而根据其中初始锶演化的结果，它们的最后固结时间为45.0亿年，也与世界其他各地陨石测定结果一致。以上资料说明陨石与地球形成时间几乎完全同时，因此可从陨石矿物成分了解地球早期阶段的矿物发生史。

太阳星云中冷凝形成的球粒和尘埃状晶体是陨石母体形成的基础。由于距"原太阳"的远近不同而产生的温压差导致化学分馏，使它们的初始物质成分随距"原太阳"的距离而改变。由于形成地球与月球的星云物质是在距"原太阳"较近的一个天文单位内凝聚的，因此难熔组分比其他各群球粒陨石高，它们的难熔元素含量$>\frac{1}{2}$。碳质挥发性强，故碳质球粒陨石是在距"原太阳"约5—40个天文单位的距离内凝聚的，因此其中难熔元素含量在该群中占$\leqslant$1/10(Anders, 1971)。

以上情况说明，地球的物质成分和它的矿物系统发生史是受它在太阳系中的空间存在形式决定的。由于构成它的物质与构成太阳系其他星体的物质同源，均来自太阳系，且在空间上相邻，故它的矿物成分与矿物系统发生史也与其他星体存在过渡性。

目前已知陨石矿物种与亚种约130种(表3-14)，大多数主要矿物与地球中的相似。其中在地球上尚未发现的少量矿物原有30余种，约占已知陨石矿物的27%。但近年来后者在来自地球深部的岩石中陆续有所发现，因而已使后者的总数降低到不到10种。以上情况说明，大多数原生陨石矿物的形成条件与地壳深部及地幔的物化条件相似，它们都是在缺水、缺硫、缺氧的极端还原条件下所形成，故它们中的Fe、Ni多成二价，并出现多种C、P、N、Si化物与自然元素。

由于初始物质的共同性，它们的矿物成分也十分接近，如陨石与地球上发现的(陨)碳铁矿与哈碳铁镍矿成分均分别接近(Fe,

表3-14 陨 石 矿 物

矿物	分子式	晶系	产状
主要矿物			
橄榄石(Olivine)	$(Mg,Fe)_2SiO_4$	斜方	除Ce以外，见于S和SI (Tschermak，1885)
镁橄榄石(Forsterite)	Mg_2SiO_4	斜方	见于Ac和M，J(1976)
贵橄榄石(Chrysolite)	$(Mg,Fe)_2SiO_4$	斜方	见于Co和P，J(1976)
透铁橄榄石(Hyalosiderite)	$(Mg,Fe)_2SiO_4$	斜方	见于ⅡCc和C，J(1976)
镁铁橄榄石(Hortonolite)	$(Fe,Mg)_2SiO_4$	斜方	见于ⅡCc
铁橄榄石(Fayalite)	Fe_2SiO_4	斜方	同　上
斜方辉石(Orthopyroxene)	$(Mg,Fe)SiO_3$	斜方	见于S和SI(Tschermak，1885)
顽火辉石(Enstatite)	$MgSiO_3$	斜方	见于Ce和Ae，ⅡCc，SI，A及J(1976)
古铜辉石(Bronzite)	$(Mg,Fe)SiO_3$	斜方	见于Co及J(1976)
紫苏辉石(Hypersthene)	$(Fe,Mg)SiO_3$	斜方	见于Co
单斜辉石(Clinopyroxene)	$(Ca,Mg,Fe)SiO_3$	单斜	见于S和SI (Tschermak，1885)
斜顽火辉石(Clinoenstatite)	$MgSiO_3$	单斜	见于Ce，Ae，ⅡCc，SI，A
斜紫苏辉石(Clinohypersthene)	$(Ca,Fe,Mg)SiO_3$	单斜	见于Co
易变辉石(Pigeonite)	$(Ca,Mg,Fe)SiO_3$	单斜	见于ⅡCc
斜长石(Plagioclase)	$(Na,Ca)(Si,Al)_4O_8$	三斜	见于S和SI(Tschermak，1885)
奥长石(Oligoclase)	$(Na,Ca)(Si,Al)_4O_8$	三斜	见于贫Ca的A，J(1976)
培长石(Bytownite)	$(Ca,Na)(Si,Al)_4O_8$	三斜	见于S和SI及J(1976)
钙长石(Anorthite)	$CaAl_2Si_2O_8$	三斜	见于富Ca的A
熔长石(Maskelynite)	$(Ca,Na)(Si,Al)_4O_8$	均质	见于Ap(McCall，1973)
蛇纹石(Serpentine)	$(Mg,Fe)_6Si_4O_{10}(OH)_8$	单斜	见于Ⅰ，ⅡCc(Krinov，1955)，J(1979)
铁纹石(Kamacite)	(Fe,Ni)含Ni4—14%	等轴	见于各类陨石 (Tschermak，1885)，J(1976)
镍纹石(Taenite)	(Fe,Ni)含Ni27—65%	等轴	同　上

表 3-14 续表 1

矿　　物	分 子 式	晶系	产　　状
少　　量　　矿　　物			
自然元素			
铜(Copper)	Cu	等轴	痕量见于 1 和C(Krinov, 1955), J(1976)
金(Gold)	Au	等轴	见于I和Ce(Edward, 1953)
锌(Zinc)	Zn	六方	见于 S 和 I (Nishimura, 1964), J(1976)
铁镍矿(Awaruite)	Ni_3Fe	等轴	见于 I 和 II Cc
金刚石(Diamond)	C	等轴	见于 Ao(Jerofejeff, 1883)
六方金刚石(Hexagonal Diamond*)	C	六方	见于 I(Hanneman, 1967)
伦斯多矿(Lonsdaleite)	C(2H 型)	六方	见于 I(Frondel, 1967)
石墨(Graphite)	C	六方	见于 IS(Tschermak, 1885)
亮石墨(Chaoite)	C	六方	见于 Ao
方晶石墨(Cliftonite)	C	等轴	见于 I
联碳(Carbyne)*	$(C\equiv C)_n$		见于 (I , II)Cc(Anders, 1981)
游离碳(Free Carbon)	C	非晶质	见于 Cc
硫(Sulphur)	S	单斜	见于 (II)Cc(Du Fresne, 1962)
碳化物、氮化物、磷化物、硅化物			
陨碳铁矿 (Cohenite)	(Fe, Ni)C	斜方	见于 I 和Ce(Farrington, 1915)
哈碳镍铁矿(Haxonite)	$(Fe, Ni)_{23}C_6$	等轴	见于 I
氮钛矿(Osbornite)	TiN	等轴	见于 Aa(Maskelyne, 1870)
氮铬矿(Carlsbergite)	CrN	等轴	见于 I
磷镍铁矿(Schreibersite)	$(Fe, Ni, Co)_3P$	四方	见于 I (Haidinger, 1847), J(1979)
磷镍铁矿 (Rhabdite)	$(Fe, Ni)_3P$	四方	见于 I
陨磷铁镍矿(Barringerite)	$(Fe, Ni)_2P$	六方	见于P(Busck, 1969)
硅磷镍铁矿 (Perryite)	$(Ni, Fe)_5(Si, P)_2$	等轴	见于Ae, Ce
硅铁矿(Ferrosilicium)*	Fe_2Si_3		
氧氮硅石(Sinoite)	Si_2N_2O	斜方	见于 Ce(Andersen, 1964)

表 3-14 续表 2

矿物	分子式	晶系	产状
硫化物			
陨硫铁(Troilite)	FeS	六方	见于各类陨石 (Tschermak, 1885)
褐硫钙石(Oldhamite)	(Ca, Mn)S	等轴	见于 Ce, Ae(Maskelyne, 1870), J(1979)
硫锰矿(Alabandite)	MnS	等轴	见于Ce和Ae(Dawson, 1960)
硫镁矿*(Magnesioniningerite)	MgS	等轴	见于 Ce(Du Fresne, 1962)
辉铬矿*	CrS	等轴	见于 I(El Goresy, 1965)
闪锌矿(Sphalerite)	ZnS	等轴	见于 Ce(Ramdohr, 1963), J(1976)
尼宁格矿(Niningerite)	$(Mg,Fe^{2+},Mn)S$	等轴	见于 Ce(Klaus, 1967)
硫铁锰矿 (Ferroanalabandite)*	(Fe,Mg,Mn,Ca)S	等轴	见于 Ce(Keil, 1966)
铁硫镁矿(Ferromagnesian)*	(Fe,Mg,Mn)S	等轴	见于 Ae(Keil, 1963)
马基诺矿 (Mackinawite)	FeS_{1-x}	六方	见于 I(El Goresy, 1965)
黄铁矿 (Pyrite)**	FeS_2	等轴	见于IIICc (Ramdohr, 1963)
辉铁镍矿(Chamasite)**	$(Fe,Ni)S_2$	等轴	见于 I
黄铜矿 (Chalcopyrite)**	$CuFeS_2$	四方	见于IIICc(Ramdohr, 1963)
磁黄铁矿(Pyrrhotite)**	$Fe_{1-x}S$	六方	见于 I Cc
三方硫镍矿 (Heazlewoodite)**	Ni_3S_2	三方	见于 Y(1982)
方黄铜矿(Chalcopyrrhotite)	$CuFe_2S_3$	等轴	见于 S(Ramdohr, 1963)
紫硫镍矿(Violarite)**	$FeNi_2S_4$	等轴	见于 I
斑铜矿(Bornite)**	Cu_5FeS_4	等轴	见于S, I
蓝铜矿(Valleriite)	$CuFe_2S_4$	三方	见于S(Ramdohr, 1963)
陨硫铬铁(Daubreelite)	$FeCr_2S_4$	等轴	见于 Ce, Ac和I(Tschermak, 1885)
硫铬矿(Brezinaite)	Cr_3S_4	单斜	见于 I(Bunch, 1969)
镍黄铁矿(Pentlandite)	$(Fe,Ni)_9S_8$	等轴	见于 I, II Cc (Sztrokay, 1960)
硫铜钾矿(Dijerfisherite)	$K_6(Cu,Fe,Ni)_{25}S_{26}Cl$	等轴	见于Ce, Ae和I(Fuchs, 1966)
根特纳矿(Gentnerite)*	$Cu_8Fe_3Cr_{11}S_{18}$	等轴	见于 I (El Goresy, 1968)

表 3-14 续表 3

矿　　物	分 子 式	晶系	产　　状
氯　　化　　物			
硫氯铁 (Lawrencite)	(Fe,Ni)Cl	三方	见于各类陨石中 (Farrington, 1915)
副氯铜矿 (Paratacamite)**	$Cu_2(OH)_3Cl$	三方	见于 J(1976)
氧　　化　　物			
石英(Quartz)	SiO_2	三方	见于Ce(Farrington, 1915), J(1976)
鳞石英 (Tridymite)	SiO_2	斜方	见于 Ae(Tschermak, 1885)
方英石 (Cristobalite)	SiO_2	等轴	见于Ce(Dawson等人, 1960) 和 I
金红石 (Rutile)	TiO_2	四方	见于各类陨石中 (Buseck 等人, 1966), J(1976)
钛铁矿 (Ilmenite)	$FeTiO_3$	三方	见于 I 和 S(Yudin, 1956), J(1976)
钙钛矿 (Perovskite)	$CaTiO_3$	等轴	见于IIICc
赤铁矿 (Hematite)**	α-Fe_2O_3	三方	见于 I 和 S
磁赤铁矿 (Maghemite)**	X-Fe_2O_3	等轴	见于 I 和S, J(1976)
磁铁矿 (Magnetite)**	Fe_3O_4	等轴	见于 I 和 S(Tschermak, 1885), J(1976)
铬铁矿(Chromite)	$FeCr_2O_4$	等轴	见于 I 和 C(Tschermak, 1886), J(1976)
尖晶石 (Spinel)	$MgAl_2O_4$	等轴	见于 Cc(Sztrokay, 1960), J(1976)
铁尖晶石(Hercynite)	$(Fe,Mg)Al_2O_4$	等轴	见IIICc
黑复铝钛石(Hibonite)	$Ca(Al,Ti)_{12}O_{19}$	等轴	见于 I ,IIICc(Kell 等人, 1971)
氢　氧　化　物			
针铁矿 (Goethite)**	α-FeOOH	斜方	见于 I .
四方针铁矿 (Akaganeite)**	β-FeOOH	四方	见于 I (Marvin, 1963)
纤铁矿(Lepidocrocite)**	γ-FeOOH	斜方	见于 I (Ramdohr, 1963)

表 3-14 续表 4

矿　　物	分　子　式	晶系	产　　状
水镍矿 (Hydroniccite)**	$Ni(OH)_2$	三方	见于 I (White 等人, 1967)
鳞镍铁矿 (Reevesie)**	$Ni_6Fe_2(CO_3)(OH)_{16}\cdot 4H_2O$	六方	见于 I (White 等人, 1967)
硅　　酸　　盐			
锆石 (Zircon)	$ZrSiO_4$	四方	见于S(Marvin 等人, 1966)
隐尖晶石 (Ringwoodite)	$(Mg,Fe)_2SiO_4$	等轴	见于 C
隐石榴石 (Majorite)	$Mg_3(MgSi)Si_3O_{12}$	等轴	见于 C
铬镁柱石 (Krinovite)	$NaMg_2CrSi_3O_{10}$	单斜	见于 I
堇青石(Cordierite)	$Mg_2Al_4Si_5O_{18}$	斜方	见于 II Cc(King等人, 1969)
钙铝榴石 (Grossular)	$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	等轴	见于 II Cc
钙镁橄榄石 (Monticellite)	$Ca(Mg,Fe)SiO_4$	斜方	见于 C
碱硅镁石 (Roedderite)	$(Na,K)_2(Mg,Fe)_5Si_{12}O_{30}$	六方	见于Ce 和 I(Fuch 等人, 1969)
隐铁硅石 (Merrihueite)	$(K,Na)_2(Fe,Mg)_5Si_{12}O_{30}$	六方	见于C(Dodd 等人, 1965)
隐碱硅镁石 (Yagiite)	$(Na,K)_3Mg_4(Al,Mg)_6(Si,Al)_{24}O_{60}$	六方	见于 I
钙铝黄长石 (Gehlenite)	$CaAl(AlSiO_7)$	四方	见于 II Cc (Kell 等人, 1971)
钙铁榴石 (Andradite)	$Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$	等轴	见于 II Cc(Kell 等人, 1971)
隐铬辉石 (Ureyite)	$NaCr(SiO_3)_2$	单斜	见于 I(Frondel 等人, 1965)
透辉石 (Diopside)	$CaMgSi_2O_6$	单斜	见于 J(1976)
次透辉石 (Sahlite)	$Ca(Mg,Fe)(SiO_3)_2$	单斜	见于 C
普通辉石 (Augite)	$Ca_4(Mg,Fe)_5Al(AlSi_7O_{24})$	单斜	见于 C
碱锰闪石 (Richterite)	$Na_2CaMg_5(Si_4O_{11})_2(OH,F)_2$	单斜	见于 I 和 Ce(Olsen, 1967)
透闪石 (Tremolite)	$Ca_2(Mg,Fe)_5(Si_4O_{11})_2(OH)_2$	单斜	见于 C
褐斜闪石 (Rhoenite)	$(Ca,Na)_4(Fe,Mg,Ti)_{12}(Si,Al)_{14}O_{40}$	三斜	见于 II Ce(Kell, 1971)

表 3-14 续表 5

矿　　物	分 子 式	晶系	产　　状
硅灰石 (Wollastonite)	α-$CaSiO_3$	三斜	见于 Ⅱ Ce(Klt, 1971)
镍蛇纹石 (Genthite)**	$Ni_6Si_4O_{10}(OH)_8$	单斜	见于 I (White等人, 1967)
金云母 (Phlogopite)	$KMg_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	单斜	见于 J (1976)
黑云母(Biotite)	$K(Mg,Fe,Mn)_3(AlSi_3O_{10})(OH,F)_2$	单斜	见于 J (1979)
霞石(Nepheline)	$NaAlSiO_4$	六方	见于 Ⅱ Ce 和 C
方钠石 (Sodalite)	$Na_8Al_6Si_6O_{24}Cl_2$	等轴	见于 Ⅱ Ce
磷　　酸　　盐			
磷镁石(Farringtonite)	$Mg_3(PO_4)_2$	单斜	见于 P(Du Fresne 等人, 1961)
磷钙钠石 (Merrillite)	$Na_2Ca_3(PO_4)_2$	单斜	见于 C(Tschermak, 1883)
磷钙铁锰矿 (Sarcopside)	$(Fe,Mn)_3(PO_4)_2$	单斜	见于 I (Olsen等人, 1966)
钙磷铁锰矿 (Graftonite)	$CaMn_2Fe_3(PO_4)_2$	单斜	见于 I (Olsen 等人, 1966)
白磷钙矿 (Whitlockite)	$Ca_3(PO_4)_2$	单斜	见于 C(Heide, 1934), J(1978)
磷钠镁石 (Panethite)	$Na_2Mg_2(PO_4)_2$	单斜	见于 I (Fuchs 等人, 1966)
镁磷钙钠石 (Brianite)	$Na_2CaMg(PO_4)_2$	单斜	见于 I (Fuchs 等人, 1966)
斯旦磷钙镁矿 (Stanfieldite)	$Ca_4Mg_3Fe_2(PO_4)_6$	单斜	见于 I (Fuchs 等人, 1966)
氯磷灰石 (Chlorapatite)	$Ca_5(PO_4)_3Cl$	六方	见于S(Farrington, 1915), J(1976)
铁天蓝石 (Lipscombite)**	$Fe_3(PO_4)_2(OH)_2$	四方	见于 I (White 等人, 1967)
三斜磷钙镁矿 (Collinsite)**	$Ca_2(Mg,Ni)(PO_4)_2\cdot 2H_2O$	三斜	见于 I (White 等人, 1967)
磷镁镍钙矿 (Cassidyite)**	$Ca_2(Ni,Mg)(PO_4)_2\cdot 2H_2O$	三斜	见于 I (White 等人, 1967)
硫　　酸　　盐			
石膏 (Gypsum)**	$CaSO_4\cdot 2H_2O$	单斜	见于 Cc(Du Fresne等人, 1962)
海利盐 (Epsomite)**	$MgSO_4\cdot 7H_2O$	斜方	见于 I Cc(Du Frsne 等人, 1961)

表 3-14 续表 6

矿物	分子式	晶系	产状
白钙镁矾 (Blordite)	$Na_2Mg(SO_4)_2\cdot 4H_2O$	单斜	见于 I Cc
黄钾铁矾 (Jarosite)**	$KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$	三方	见于 I (White 等人, 1967)
碳酸盐			
方解石 (Calcite)	$CaCO_3$	三方	见于 I Cc和 I Cc(Kvasha, 1948), J(1976)
白云石 (Dolomite)	$CaMg(CO_3)_2$	三方	见于 I Cc (DuFresn 等人, 1962)
菱镁矿 (Magnesite)	$MgCO_3$	三方	见于 Cc(Kvasha, 1948)
铁菱镁矿 (Breunnerite)	$(Mg, Fe)CO_3$	三方	见于 Cc(Plsaul, 1864)
菱铁矿 (Siderite)	$FeCO_3$	三方	见于 Cc
等水碳镍矿 (Reevesite)**	$Ni_6Fe_2(CO_3)(OH)_{16}\cdot 4H_2O$	三方	见于 I (White等人, 1967)
草酸盐			
水草酸钙石 (Whewellite)**	$CaC_2O_4\cdot H_2O$	单斜	见于 I Cc

(据 Keil, 1969, Mason, 1972; 王东坡、刘鸿光, 1983, Fleischen, 1983)

*：目前地球中尚未发现的陨石矿物，

**：陨石风化产物（陨石进入大气圈后与地球交互作用的产物，多分布于陨石熔壳中)。

S：石陨石，　*C*：球粒陨石，　*A* 无球粒陨石，
SI：石铁陨石，　C_o：普通球粒陨石，　A_c 顽火球粒陨石，
M：中陨石，　C_c：顽火球粒陨石，　A_o 橄榄无球粒陨石，
P：橄榄陨石，　C_e：碳质球粒陨石，　A_f 辉熔长无球粒陨石，
I：铁陨石，　*J*：吉林球粒陨石，
Y：广西邕宁陨石，　I、II、III C_e：I、II、III型碳质球粒陨石

Ni, Co)$_3$C与(Fe, Ni)$_{23}C_6$，但由于初始物质的差异性，它们的同种矿物之间的成分有的也存在一定的差异。例如，陨石榴石在陨石中为$Mg_3(Mg, Si)_2[SiO_4]_3$，较富Mg，而在地球上发现的为$Mg_3(Fe^{2+}, Al, Si)_2[SiO_4]_3$，便较富Fe, Al。在附加阴离子的成分上也有差异，如磷灰石在陨石中为氯磷灰石，在地球上发

现的却以氟磷灰石为主，以氯为主的磷灰石只见于少数基性岩中。甚至风化产物也有差异，如陨石中的磁赤铁矿含NiO可达8.7%，但地球上的原生或次生磁赤铁矿却不含Ni。地壳中发现的磷钠镁石为$(Na, Ca, K)_2(Mg, Fe^{2+}, Mn)_2[PO_4]_2$，斯旦磷钙镁矿为$Ca_4(Mg, Fe^{2+}, Mn)_5[PO_4]_6$，铁天蓝石为$(Fe^{2+}, Mn)Fe_2^{3+}[PO_4]_2[OH]_2$，三斜磷钙镁矿为$Ca(Mg, Fe^{2+})[PO_4]_2 \cdot 2H_2O$，磷镁镍钙矿为$Ca_2(Mg, Ni)[PO_4]_2 \cdot 2H_2O$，便较陨石中的相应矿物贫Mg，$Ni^{2+}$，而富K、Ca、$Mn^{2+}$、$Fe^{2+}$。

少量在地壳中未出现的矿物今后还可能陆续发现，但一部分也可能因后期地壳圈层发展中物理化学条件的变化而消失。

（四） 月岩与地球矿物系统发生史

地球上发现的最古老的岩石同位素年龄为40—37亿年。月岩最古老年龄为39.5亿年(A-14)，其次为37—34亿年(A-11、A-16)。两者十分接近。组成月岩样品与组成地球的化学元素相同，月岩样品的地球化学特征和地球物理特征与大洋玄武岩或地壳硅镁层大体相似。月球火山活动强烈而普遍，与地球早期相似，月海玄武岩与地球早期绿岩系相当。因此，从月岩可进一步探索地球的类月球阶段的矿物系统发生史。

从月岩样品中发现的月岩表面矿物约六十种左右，其中有五种在地球上尚未发现，只占地球上尚未发现的陨石矿物的一半。由于月球表面受彗星、小行星及流星体的撞击及月球本身火山作用的影响，因此月岩矿物更接近地球早期矿物，而与未经受上述作用影响的绝大多数陨石不同。

从表3-15可见，在地球上尚未发现的五种月岩矿物以富Fe、Ti贫Ni为特征，而月球上发现的一粒含铌金红石$(Ti, Nb, Cr, V)O_2$却含有较多的Cr与V，也与地球上常见的含铌金红石$(Ti, Nb, Fe)O_2$不同(郭承基等1981)。月球表面虽出现钾长石，并以

表3-15 月岩矿物

矿物成分	矿物名称	分子式	备注
主要矿物	辉石	$(Ca,Fe,Mg)_2Si_{22}O_6$	包括单斜辉石及斜方辉石
	斜长石	$(Ca,Na)(Al,Si)_4O_8$	钠长石、钙长石及倍长石
	钛铁矿	$FeTiO_3$	仅在月海玄武岩内为主要矿物
	橄榄石	$(Mg,Fe)_2SiO_4$	铁橄榄石及镁橄榄石。在橄长岩中为主要矿物
	尖晶石	$MgAl_2O_4$	在尖晶石橄长岩中为主要矿物
次要矿物	方英石	SiO_2	
	鳞石英	SiO_2	
	三斜铁辉石*	$Ca\ Fe_6^{2+}(SiO_3)_7$	
副矿物	静海石*	$[Fe^{2+}(Zr+Y)_2\ Ti_3\ Si_3O_{24}]$	
	新的富锆矿物*	—	Ti、Fe、Zr 氧化物
	低铁假板钛矿*	$(Mg,Fe^{2+})Ti_2O_3$	
	钛铬铁矿*	$(Fe,Ti,Al,Cr)_3O_4$	
	钾长石	$KAlSi_3O_8$	在 12013 花岗质岩石内为主要矿物，有时含钡较高，称为钡钾长石
	石英	SiO_2	
	磷灰石	$Ca_5(PO_4)_2(F,Cl)$	有时含氟较高，称为氟磷灰石
	白磷钙矿	$Ca_3(PO_4)_2$	有时含钇和铈，称为钇-铈白磷钙矿
	钛铁晶石	Fe_2TiO_4	包括含铬的钛尖晶石
	镁铁尖晶石	$(Mg,Fe)(Al,Cr)_2O_4$	包括含铬的镁铁尖晶石
	铁尖晶石	$FeAl_2O_4$	
	铬铁矿	$FeCr_2O_4$	包括含钛的铬铁矿
	镁铬矿	$MgCr_2O_4$	
	钙钛矿	$CaTiO_3$	
	钛锆钍矿	$CaZrTiO_5$	
	金红石	TiO_2	包括含 Nb_2O_5 6.4%的铌金红石
	锆石	$ZrSiO_2$	
	斜锆石	ZrO_2	
	镍铁金属	(Fe, Ni)	

表 3-15 续表 1

矿物成分	矿物名称	分子式	备注
	自然铜	Cu	
	陨碳铁	Fe_3C	
	陨磷铁镍矿	$(Fe,Ni)_3P$	
	陨硫铁	FeS	
	陨氯铁	$FeCl_2$	
	镍黄铁矿	$(Fe,Ni)_9S_8$	
	铜磁黄铁矿	—	
	针铁矿	$Fe_2O_3 \cdot H_2O$	A-15 锈色岩内
	熔长石	—	

* 地球上未发现的新矿物

（据中国科学院贵阳地球化学研究所，1977）

富Ba为特征，但却未发现Rb、Cs、Li、Be、W、Sn等矿物。磷灰石也为F>Cl的磷灰石。此外，月岩中自然元素与C、P、N化合物类矿物，也较陨石中大大减少。根据月岩表面出现的已知矿物种及其成分特征，可知月岩表面矿物在宇宙矿物发生史中的位置晚于大多数陨石矿物，早于地球晚期矿物，而与地球早期矿物相当。

地球与月球虽然大体在同一时期内形成，但演化速度与发展阶段不同，地球是一个圈层分化复杂的星球，地球的演化包括地核、地幔、地壳的演化，而地壳的演化又包括岩石圈、水圈、大气圈与生物圈的演化。月球却是一个“惰性”星球，31亿年至今几乎处于停滞状态，未再进一步向与地壳圈层相当的演化阶段发展，故缺乏地球矿物发生史中晚期阶段的矿物系统。同样，由于地壳圈层的进一步发展，在地壳中形成的月岩阶段的矿物便将受到改造，甚至消失。

（五） 幔源岩石与地球矿物系统发生史

火山作用和构造运动常把上地幔的岩石碎片或其分熔部分的结晶产物带到地表或地壳浅部，成为碱性岩、碱性玄武岩、金伯利岩等岩石中的包体、巨晶或捕虏晶，或成超镁铁质侵入岩或海底喷发的科马提岩，它们是目前在地表能直接观察到的唯一的幔源岩石的组成部分。

根据地震资料，具有上述包体、捕虏晶或巨晶的玄武岩均来自上地幔，如夏威夷玄武岩来自地下50km深处，勘察加—萨哈林岛(库页岛)玄武岩来自地下55—60km深处，日本玄武岩来自70—300km深处。包体与其寄主岩石，不仅矿物、岩石成分不同，同位素年龄也不同，如西伯利亚米诺斯玄武岩为二叠—三叠纪时喷出，其中石榴石橄榄岩包体却属下元古代。同位素年龄据锆石U-Th-Pb法测定都为17.2±1亿年。此外根据包体中橄榄石的Sr^{87}/Sr^{86}同位素测定，也证明这类包体来自上地幔。

上述岩石包体中的矿物、捕虏晶或巨晶与陨石或月岩矿物不同，缺乏多种自然元素矿物与C、N、P、Si化物。它们与地壳硅铝层的矿物不同，缺乏与花岗岩有关的Li、Be、Rb、Cs、W、Sn、Nb、Ta、TR、Th、U等稀有、稀土及放射性矿物。它们的暗色矿物中以橄榄石、辉石、石榴石、尖晶石族矿物为主，浅色矿物以歪长石为主，其次还有代表上地幔顶部产物的含钛金云母与角闪石。它们的矿物和矿物组合中，更接近地壳硅镁层矿物，但成分也有所不同。从表3-16可见：

（1） 与代表地壳中矿物比较，包体、捕虏晶及巨晶的矿物成分较富Mg、Al、Cr、Ti，显示幔源的深源高压特征。包体的橄榄石中含Fo分子可达93.5%，顽火辉石中含En分子可达92.42%，古铜辉石中含En分子可达88.95%。在表中未标明成分中，Al_2O_3含量在橄榄石中可达0.25%，顽火辉石中可达5.32%，铬透辉石中可达6.58%。Cr_2O_3含量在橄榄石中可达0.2%，顽火辉石中可达0.94，铬尖晶石中可达7—46.87%。

表3-16　碱性玄武岩深源包体矿物及捕虏晶、巨晶矿物

矿物名称	矿物成分		晶系	巨晶、捕虏晶包体种类	资料来源
	F_o(%)	F_a(%)			
镁橄榄石	93.56	6.44	斜方	尖晶石方辉橄榄岩包体	张儒瑗，丛柏林(1984)
镁橄榄石	91.44	8.56			
镁橄榄石	91.46	8.54	斜方	石榴石二辉橄榄岩包体	张儒瑗，丛柏林(1984) 周新民(1981)
镁橄榄石	90.69	9.31			
镁橄榄石	90.59	9.41	斜方	二辉岩包体	张儒瑗，丛柏林(1984)
贵橄榄石	89.24	10.76			
镁橄榄石	90.80	9.20	斜方	尖晶石二辉岩包体	张儒瑗、丛柏林(1984) 黄婉康(1982)
贵橄榄石	85.64	14.46			
辉石	E_n(%)	F_s(%)	W_o(%)		
顽火辉石	92.01	6.16	1.83	斜方	尖晶石方辉岩包体	张儒瑗、丛柏林(1984)
顽火辉石	91.73	6.13	2.14			
顽火辉石	92.42	7.58	0.00	斜方	石榴石二辉岩中包体	张儒瑗、丛柏林(1984)
顽火辉石	91.45	6.78	1.76			
顽火辉石	91.01	6.71	2.28	斜方	尖晶石二辉岩中包体	黄婉康(1982)
古铜辉石	88.17	10.18	1.65			
顽火辉石	91.90	6.57	1.53	斜方	二辉岩中包体	张儒瑗、丛柏林(1984)
古铜辉石	86.85	11.84	1.31			路凤香(1981)
紫苏辉石	78.46	19.26	2.28			
古铜辉石	88.95	9.66	1.39	斜方	尖晶石二辉岩包体	黄婉康(1982) 周新民(1981)
古铜辉石	82.36	12.80	4.84			
顽透辉石	56.00	2.90	42.10	单斜	尖晶石方辉岩包体 尖晶石二辉岩包体	张儒瑗、丛柏林(1984) 赵大升(1983)
顽透辉石	52.47	4.41	43.12			
透辉石	49.26	4.00	46.74			
顽透辉石	52.36	4.70	42.95	单斜	二辉岩包体 尖晶石二辉岩包体	张儒瑗、丛柏林(1984) 路凤香(1981) 黄婉康(1982)
普通辉石	47.42	11.81	40.77			
透辉石	48.75	4.88	46.37			

表3-16续表

矿物名称	矿物成分						晶系	产状	资料来源
辉石	E_n(%)		F_s(%)		W_o(%)				
顽透辉石	54.59		9.39		36.05		单斜	捕虏晶	张儒瑗，丛柏林(1984)
顽透辉石	55.23		9.05		35.72			巨晶	应育浦(1983)
普通辉石	44.98		16.16		38.88			巨晶	28个平均值，鲁安怀(1985)
普通辉石	33.72		21.61		44.67			巨晶	周新民(1982)
石榴石	Pyr%	Alm%	Ura%	And%	Gro%	Spe%			
镁铝榴石	79.18	8.99	—	8.35	2.42	1.06	等轴	石榴二辉岩包体	
紫色镁铝榴石	73.10	12.98	13.40	—	—	0.52		金伯利岩中巨晶	张儒瑗(1982)
橙色含铬镁铝榴石	68.92	16.29	2.88	2.48	9.04	0.39		金伯利岩中巨晶	
镁铝榴石	71.50	16.23			6.36			橄辉玢岩中的巨晶	张儒瑗、丛柏林(1984)
镁铝榴石	70.28	16.27			7.33			玻基辉橄岩中巨晶	张儒瑗、丛柏林(1984)
镁铝榴石	54.26	28.62			12.34			巨晶	赵大升(1983)
尖晶石	Sp(%)		MgCr(%)		FeCr(%)		M_nSp(%)		
铬尖晶石	80.86		—		17.64		1.50	包体	路凤香(1984)
锰铬尖晶石	36.19		20.97		21.89		21.97	包体	路凤香(1984)
角闪石	Mg/(Mg+Fe^{2+})		Cr_2O_3(%)		TiO_2(%)		K_2O(%)		
韭闪石	0.90		2.34		0.64		1.30	单斜	路凤香(1984)
韭闪角闪石	0.89		1.46		0.59		1.24	巨晶	路凤香(1984)
镁绿钙闪石	0.77		0.09		3.38		1.48		周新民(1982)
金云母	Mg/(Mg+Fe^{2+})		TiO_2(%)		Al_2O_3(%)				
钛金云母	98.39		7.00		15.95			单斜 巨晶	臧启家(1985)
长石	Ab(%)		Or(%)		An(%)				
歪长石	67.10		31.15		1.75			三斜 巨晶	鲁安怀(1984)
歪长石	73.04		26.96		0.00				张儒瑗(1984)

TiO_2含量在金云母中可达7%、在角闪石中可达3.38%。包体微量成分也以含Ti、V、Ni、Co、Mn等铁族元素为主，含Ni可达0.2—0.3%，Pt可达0.03g/T，但不含W、Sn等与地壳硅铝层花岗岩有关的元素。

（2） 包体中橄榄石以镁橄榄石为主，其次为少量贵橄榄石，既不出现一些顽火无球粒陨石中的纯镁橄榄石($Fo=100$)，或铁陨石中接近纯橄榄石的镁橄榄石($Fo=95-100$)，也不出现地壳中的高价铁橄榄石 $(Fe^{3+}, Fe^{2+})_2(SiO_4)$，说明它们不似一些陨石极端富Mg，同时也不似地壳中的一些橄榄石富Fe，且富Fe^{3+}。同一包体中橄榄石也有变化，如在安徽明光女山及内蒙汉诺坝玄武岩的纯橄榄岩包体中，橄榄石颜色可为浅绿色至深绿色，甚至有的近墨绿色，成分可为镁橄榄石或贵橄榄石，又显示上地幔物质的不均匀性。上述成分变化在同包体的辉石等其他包体矿物中也同样有所体现。

（3） 在包体的斜方辉石中Mg，Fe≫Ca，虽可出现轻度消斜光，但不出现陨石中Ca＞Mg，Fe的斜顽火辉石或斜紫苏辉石。Ca不大量进入斜方辉石，而形成较富Al的顽透辉石、透辉石与普通辉石，显示高压但温度较陨石矿物为低的特征。包体中角闪石除较富Al外，以富K同时又富Mg，Cr，Ti为特征。包体中金云母与角闪石相似，也是既富K同时又富Mg，Ti。石榴石以镁铝榴石分子为主，但可出现钙铬榴石分子。包体的尖晶石中，有尖晶石分子，铬尖晶石分子与锰尖晶石分子三者共存。长石为歪长石，而非以钙长石分子为主的斜长石，也非以富钡为主的钾长石。

以上矿物成分特征均说明，上地幔岩石包体与陨石或月岩不同，而更接近地壳硅镁层矿物。但由于是在较地壳硅镁层更高的温度、压力与更还原的条件下形成的，故与地壳硅镁层矿物也有所不同。它们在地球矿物系统发生史中的位置，应晚于陨石阶段和

月岩阶段，早于地壳硅镁层阶段，更早于地壳硅铝层阶段。它们中的一小部分虽在地壳中被保存下来，但其中一部分可能被地壳中后期地质作用所改造。

（4） 不同包体矿物、巨晶与捕虏晶的成分不同，说明它们虽然同属幔源，但来源深度不同，部分熔融和分异程度也不同。以深源岩石包体为例，在方辉橄榄岩→二辉橄榄岩→橄榄二辉岩包体系列中，Mg含量依次降低，Fe，Ca，Al含量不断升高，分别出现以下变化：镁橄榄石→贵橄榄石，顽火辉石→古铜辉石→紫苏辉石→顽透辉石→透辉石→普通辉石。总的变化趋势与林伍德(Ringwood，1975)实验结果一致。故可用Mg、Fe、Ca含量高低作为判断深度和温、压条件的标志（镁橄榄石熔点1890℃，铁橄榄石熔点1265℃，紫苏辉石熔度F＝5，透辉石熔度F＝3.75，普通辉石熔度F＝3，钙铁辉石熔度F＝2.5，霓石熔度2。伴随Fe、Ca、Al、Na含量升高，橄榄石与辉石形成温度降低）。它们中的一小部分虽在地壳中被保存下来，但其中一大部分可能已被地壳中后期地质作用所改造。

从表3-17可见不同包体矿物、巨晶与捕虏晶的成分不同，说明它们虽然同属幔源，但来源深度不同，部分熔融与分异程度也不同。可以Mg、Al含量的高低作为判断深度和温、压条件的标志。

从表3-17还可见，深源包体中矿物成分随地区而变化，在我国东部地区从南到北，橄榄石中镁橄榄石分子(F_o)不断升高，铁橄榄石分子(F_a)不断降低；同样，辉石中顽火辉石分子(E_n)不断升高，铁辉石分子(F_s)不断降低。都说明从南到北深源包体来源深度不断加深，它与深大断裂深度由南往北不断加深有关。

已知在太平洋西岸，太平洋板块向北移动并俯冲于欧亚大陆板块之下。在日本岛弧，深源地震带深度400—550km，往北至萨哈林(库页岛)—堪察加岛弧深源地震带深度300—700km，显然，板块缝合线沿线向北加深。我国东部的郯庐大断裂，大部分平行

表3-17 深源包体矿物成分

地区		橄榄石		辉石		
		Fo	Fa	E_n	fs	Wo
中国东部	吉林	93.35	6.65	92.09	2.85	5.07
		92.25	7.75	90.85	5.87	5.28
	辽宁			86.85	11.84	1.31(1)
				47.42	11.81	40.77(1)
	山东			52.47	4.41	43.12(2)
				49.26	4.00	46.74(2)
	河北	93.74	6.26	92.83	5.93	1.24
		90.06	9.94	90.67	6.11	3.22
	江苏 安徽	90.62	9.38	91.90	6.57	1.55(3)
		90.08	9.92	52.35	4.70	42.95(3)
	浙江	93.56	6.44(4)	92.42	7.58	0.00(4)
		90.80	9.20(4)	55.00	2.90	42.10(4)
	福建	85.54	14.46(5)	88.95	9.66	1.39(5)
				48.75	4.88	46.37(5)
中国西南	云南	90.69	9.31(6)	91.01	6.71	2.28(7)
		88.55	11.45	82.36	12.80	4.84(6)

(1) 据路凤香，1981；
(2) 据赵大升，1983；
(3) 据张儒瑗、丛柏林，1983；
(4) 据张儒瑗、丛柏林，1984；
(5) 据黄婉康，1982；
(6) 据周新民，1981；
(7) 据黄婉康，1982；
其他，据邓晋福，1980

NE向35公里的地壳等厚线展布，沿断裂带玄武岩中深源包体十分发育，如具有深源包体的安徽明光女山便在该断裂带上。该断裂穿过渤海湾入东北境后分为两支，东支经营口至牡丹江沿线尤多玄武岩与深源包体。渤海湾曾发现45km深的浅源地震，当地地壳等厚线小于35km，故断裂下切至上地幔深度至少超过10km。牡丹江以东100km的东宁曾发现580km的深源地震，当地地壳厚

度35km，故东枝深大断裂下切上地幔深度至少超过550km。以上资料说明在我国东部从南往北深大断裂也不断加深，与太平洋—欧亚大陆板块缝合线向北加深的趋势一致，深源包体中橄榄石与辉石成分中往北Mg不断升高，Fe不断降低，也与上述从南往北断裂加深的趋势一致。

从表3-17并可见，往云南深源包体中橄榄石与辉石中En含量也有降低趋势，说明它们有来源深度较浅的趋势。此种趋势也反映在黔东金伯利岩中的镁铝榴石上，它的镁铝榴石分子与钙铬榴石分子含量也远低于中国东部的金伯利岩，这与我国西部地壳普遍加厚，更深的深源包体不易出露地表有关。在我国西部，地壳等厚线分布近东西向，地壳等厚线梯度变陡，地壳厚度一般大于45km，最厚可超过70km，因此必须有比东部更深的深大断裂才能使上地幔的深源包体到达地表。

据黄汲清(1977)，我国深大断裂共有48条之多，它们下切沉积盖层，结晶基底，地壳硅镁层，不少甚至穿切上地幔。在它们的沿线及其侧枝次级断裂带的火山岩中均可能发现上述包体。包体来源的深浅和其中矿物成分的变化决定于它们所在断裂的深度和级次。故判断我国不同地区地壳的厚度、断裂的深度及其含矿性，除采用地球物理方法外，还应系统进行岩石包体、捕虏晶与巨晶的成因岩石学和成因矿物学等研究。

幔源岩石碎片在上升过程中破碎，其晶体进入晚期熔浆被捕虏后，部分或全部与晚期熔浆交互作用，便可形成捕虏晶。故捕虏晶成分与原始幔源包体中的矿物成分不完全相同，Mg含量一般较低。

地幔岩碎片如在深部全部熔融并重结晶，在上升过程中不断增大并受熔蚀，便可形成浑圆的巨晶。一般橄榄石可达5cm，顽火辉石可达2cm，古铜辉石可达5cm，铬透辉石的一部分碎块可达10×8cm，普通辉石可达10cm。美国东部阿帕拉契山伍兹铬铁

矿区纯橄榄岩橄榄石可达15cm，北卡罗来纳州顽火辉石岩中顽火辉石可达3cm。我国黄陵背斜太平溪巨晶纯橄岩中橄榄石也可达10-12cm，其中还包含铬尖晶石他形晶；金伯利岩中橄榄石，镁铝榴石，金云母也很大，可大于2cm。这些都说明它们来自深部，搬运距离长，结晶时间也长。它们有时还显示定向排列，受到扭曲，发育劈开，说明向上搬运时受到应力影响，如黄陵背斜的橄榄石巨晶{100}与{010}解理便十分发育，因此过去曾一度被误认为辉石。

碱性玄武岩中出现富K的角闪石与金云母及歪长石巨晶，说明地幔岩在碱性玄武岩形成以前已开始选择性重熔，在上地幔顶部有H_2O及CO_2参加下，地幔岩的固相线温度大大降低，促使碱质优先从地幔岩中熔出，从而产生碱性超基性岩浆。同时通过进一步分异并使碱性玄武岩浆在更浅的范围内形成。由以上作用产生的碱性超基性岩浆包括金伯利岩岩浆与钾镁煌斑岩岩浆，它们在高压及极端还原条件下，便可形成纯净的金刚石及含石墨包体与铬铁矿包体的金刚石。H_2O和CO_2在金伯利岩中进一步集中，便可使其中的金云母发生水云母化或蛭石化，同时使橄榄石发生碳酸盐化与蛇纹石化，铬镁铝榴石发生碳酸盐化与铬绿泥石化。加压可降低地幔岩的熔点，促进其碱性分异，故在深大断裂带也易于形成金伯利岩岩浆。我国郯庐大断裂是下切到地幔的深大断裂，可从与它平行的太平洋板块向欧亚大陆板块的俯冲运动中接受压应力。它至少在震旦纪甚至前震旦纪已经出现，在地史时期中从长期以来海陆交替的运动中不断接受海水下渗，故具备产生金伯利岩岩浆的条件，因而在沿线地壳中可出现金伯利岩。在它的南段安徽境内，明光女山喜山期的碱性玄武岩中便出现具镁橄榄石、贵橄榄石、顽火辉石、顽透辉石的二辉橄榄岩包体，同时还出现韭角闪石与歪长石巨晶。可见沿线地幔岩的分熔在始新世至渐新世仍在进行。碱性玄武岩浆是碱性超基性岩浆向上往浅部

进一步分异的产物。因碱性玄武岩贫硅，与超基性岩浆相近，故较易保存超基性岩包体；因其富碱，故易于形成歪长石或富钾富钛的金云母及富钾富钛的角闪石等巨晶或捕虏晶，它们均可作为进一步寻找金伯利岩及钾镁煌斑岩金刚石矿床的或铬、铂等矿床的矿物标志。

玄武岩中包体已知有纯橄岩，辉橄岩，橄榄岩（包括方辉橄榄岩，斜辉橄榄岩、二辉橄榄岩）、辉石岩（包括顽火辉石岩、古铜辉石岩、紫苏辉石岩、铬透辉石岩），此外还有铬铁矿岩，并偶见橄长岩、透辉辉长岩与辉长岩。由于它们上升过程中穿切地壳硅镁层结晶基底与沉积盖层，故深源包体与片岩、片麻岩及沉积围岩包体等伴生。系统研究上述各种不同源的包体有助于建立各该区上地幔至地壳的综合剖面。

它们除在各种玄武岩（包括玄武岩、橄榄玄武岩、高铝玄武岩、拉斑玄武岩及碱性长石玄武岩、黄长石玄武岩、霞石玄武岩等）中出现外，还出现于粗玄岩、碧玄岩、玻基辉橄岩、云橄煌斑岩、火成碳酸盐岩、金伯利岩与霞石岩等岩石中。包体可在火山筒、火山颈、火山口、火山锥的熔岩或火山碎屑岩中出现，也可为火山弹等。形状为棱角状、次棱角状，板状，拉长椭圆状到浑圆状。一般大小为n-$n\times10$cm，有时密集成带长达n-$n\times10$cm。胶结物为玄武岩，高铝玄武岩、拉斑玄武岩及碱性玄武岩等。故除碱性玄武岩外，其他寄主岩石中的包体也需注意。

深源岩石包体出露范围较广泛，在大洋中部如夏威夷，在大陆边缘岛弧如日本、萨哈林（库页岛）、堪察加、阿留申群岛和新西兰，在大陆加里东褶皱带如瑞典，在海西褶皱带如我国东秦岭，在阿尔卑斯褶皱带如捷克、东德，在地盾地台上也有如东非尼日利亚、苏联贝加尔、我国内蒙汉诺坝、东北五大莲池、湖南宁远、道县及广东海南、澄海等地。一定包体常与一定矿产有关，如东北长白山区玄武岩中有深源包体，开山屯、小饽河便有铬铁矿，日

本本州秋田玄武岩中有深源包体，本州、北海道便有铬铁矿，在新西兰、阿拉斯加也有类似情况。我国海南岛滨海砂铬矿含 Cr_2O_3 20-31%、Cr/Fe 1.7～2.6。故为探讨地幔矿物发生史与成矿关系，必须对深源包体矿物捕虏晶与巨晶进行系统深入的研究。

(六) 壳源岩石与矿物系统发生史

以花岗质岩石为主构成的硅铝层陆壳，为硅镁层进一步演化发展的产物。在各个大陆上已出现40—30亿年全球性的灰色英闪岩—更长花岗片麻岩及16.5—10亿年的更长环斑花岗岩。

根据多种方法的同位素年龄测定，在我国东北鞍本地区，太古代花岗质结晶基底可分三期：第一期为深灰—灰—灰白色富钠花岗质—更长花岗质片麻岩，年龄为31.00—30.30亿年（陈江峰等，1979；陈毓蔚等，1979；洪文兴等，1979）；第二期为红色富钾混合花岗岩或片麻岩，年龄为29.90—27.40亿年（陈江峰等，1979；洪文兴等，1979；陈毓蔚等，1981）；第三期也为红色混合岩或片麻岩，年龄为25.70—25.30亿年（陈江峰等，1979；洪文兴等，1979；罗耀垠，1980）。但钟师道（1984）根据复查提出，上述第一、二期为同期，均为28.60—28.30亿年，并认为它们都是地壳重熔产物。

我国元古代花岗岩在鞍本地区也有三期：第一期为弓长岭花岗岩，同位素年龄为21.35—21.00亿年（李璞等，1966；陈江峰等，1979）；第二期为麻峪花岗岩（或连山关花岗岩），同位素年龄为19.52—17.34亿年（张义福，1964；刘汉儒，1964；于津生等，1966；陈江峰等，1979；洪文兴等，1979）；第三期为黑云母或白云母花岗岩，同位素年龄为16.94—12.50亿年（李璞等，1964，1966；陈江峰等，1979）。东北第三期花岗岩与华北密云环斑花岗岩同期，后者同位素年龄为16.38—13.17亿年（陈光远、李璞，1963；赵崇贺，1963），也与全球性的更长环斑花岗岩时代16.5—12.0亿年（Рундквист，1982）大体相当。印度环斑花岗

岩时代稍晚，同位素年龄为10亿年，与我国上、下震旦亚界分界界面层位的时代大体相当，也与我国华南元古代四堡期花岗闪长岩时代大体相当。在上述硅铝层地壳中，早期暗色的部分与幔源物质有关；晚期浅色的部分与壳源物质有关。矿物以浅色为主，有从中酸性斜长石→酸性斜长石→钾长石→白云母→石英的演化趋势；暗色矿物有从紫苏辉石→普通角闪石→黑云母的演化趋势。

根据郭承基等（1981）的多年研究，不同成因花岗岩或伟晶岩的稀有、稀土矿化不同。由基性岩分异或深部形成的花岗岩矿化较差；混合岩化形成的花岗岩有时有矿化，但富集程度不高；由硅铝层反复重熔形成的晚期花岗岩矿化最好。我国前寒武纪花岗岩出露面积不到全国花岗岩出露面积的十分之一，主要分布在北方，且以深成或混合岩化的为主，故稀有、稀土矿化不强，只有少数绿柱石或铌钽稀土伟晶岩。我国花岗岩主要形成期（高峰期）在北方为上古生代，在南方为中生代，故我国稀有、稀土矿化在北方上古生代与南方中生代较强。尤其在我国南方，中生代花岗岩为自四堡期至燕山期多次反复重熔的产物，故稀有、稀土矿化特别富集。我国稀土、稀有元素矿物形成时代，见表3-18、3-19。

由表3-18及表3-19可见，从前寒武纪经古生代到中生代，伴随花岗岩壳不断发展，稀土、稀有元素矿物也不断发展，矿物种数不断增加，所占百分比也不断增加。在前寒武纪（40-6亿年）的34亿年中，稀土、稀有矿物只出现23种，平均每亿年只出现0.68种。在古生代（6-2.3亿年）的3.7亿年中出现35种，平均每亿年出现16.76种。在中生代（2.3-0.7亿年）的1.6亿年中，出现90种，平均每亿年出现56.25种。它们在前寒武纪、古生代及中生代出现频率的比例为1:24.65:82.72。可见，按地史的进程统计，它们的矿物种属发展确有加速递增趋势。历程长短统计，

表3-18 我国稀土、稀有元素矿物的形成时代

	矿物种类	前寒武	古生代	中生代
Li	锂辉石		—	—
	锂电气石		—	—
	锂云母		—	—
	锂白云母		—	—
	磷锂矿		—	—
	磷锂铝石		—	—
	磷铁锂矿		—	
	磷锰锂矿		—	
	锂霞石			—
	黑鳞云母			—
	铁锂云母			—
	透锂长石			—
	锂绿泥石			—
	锂闪石			—
	锂铍石			—
Cs	铯榴石		—	—
	绿柱石	—	—	—
	金绿宝石	—	—	—
	硅铍钇矿	—	—	—
	硅铍石		—	—
	羟硅铍石			—
	日光榴石			—
	铍榴石			—
	锌日光榴石			—
Be	磷钠铍石			—
	铍镁晶石			—
	双晶石			—
	香花石			—
	锂铍石			—
	顾家石			—
	硼铍石			—
	羟铍石			—

	矿物种类	前寒武	古生代	中生代
Zr	锆石	—	—	—
	斜锆石		—	
	富铪锆石		—	—
Hf	异性石			—
	钠锆石			—
	曲晶石			—
	水锆石			—
Nb	铌钽铁铀矿	—		
	铌铁金红石	—	—	—
	贝塔石	—	—	—
	铌铁矿	—	—	—
	铌锰矿		—	—
	钽锰矿		—	—
	锰钽铁矿		—	—
	铌钽铁矿		—	—
	铌钙矿		—	—
	黑钽铁矿		—	—
	钽铋矿		—	—
	细晶石		—	—
	钽铁金红石		—	—
Ta	包头矿		—	
	钽锑矿		—	
	铀细晶石		—	
	铋细晶石		—	
	钽铌锰矿		—	
	铌钽锰矿		—	—
	锰钽铌铁矿		—	—
	铌钛铁铀矿		—	—
	烧绿石		—	—
	富铀烧绿石			—
	长白矿			—
	震旦矿	—		

续表

	矿物种类	前寒武	古生代	中生代		矿物种类	前寒武	古生代	中生代
	钙铌钇矿	—				硅钛铈矿	—	—	—
	铌钇矿	—	—	—		氟碳钙铈矿	—	—	—
	黑稀金矿	—	—	—		硅铍钇矿	—	—	—
	复稀金矿	—	—	—		氟碳铈矿		—	—
	褐钇铌矿	—	—	—		铈磷灰石		—	—
	褐铈铌矿		—			碳酸铈钠矿		—	—
	β-褐铈铌矿		—			黄河矿		—	
Nb	铈褐钇铌矿		—		RE	氟碳钡铈矿		—	
Ta	钛易解石		—			氟碳铈钡矿		—	
RE	铌易解石		—			锶铈磷灰石		—	
	铌钛铀矿		—			水硅钛铈矿			—
	易解石		—	—		方铈矿			—
	富钽易解石			—		碳酸锶铈矿			—
	黄钇钽矿			—		氟碳钇钙矿			—
	钽钇矿			—		铈硅石			—
	钇易解石			—		铈铀钛铁矿			—
	铈铀烧绿石			—		砷钇矿			—
	铈铌钙钛矿			—		磷铝铈矿			—
—	β-褐钇铌矿			—		钛钇矿			—
	铈硼硅石	—				绿层硅铈钛矿			—
	水菱钇矿(?)	—				胶绿层硅铈钛矿			—
	独居石	—	—	—		钇榍石			—
	磷钇矿	—	—	—		凤凰石			—
	褐帘石	—	—	—		赛马矿			—
	氟铈矿	—	—	—					

(据郭承基、王中刚，1981)

还有加速递增的趋势。Nb、Ta矿物，包括全部Ti、Nb、Ta、TR矿物在内，在前寒武纪有10种，在古生代有32种，在中生代有30种，从前寒武纪到古生代，中生代增加的趋势很明显。

花岗岩与花岗伟晶岩是上地幔与地壳物质演化的必然趋势，

表3-19　我国稀土、稀有元素矿物种出现频率

稀土、稀有元素	稀土、稀有元素出现矿物种数			
	前寒武纪	古生代	中生代	总数
Sc	0	0	0	0
Rb	0	0	0	0
Cs	0	1	1	2
Li	0	8	13	21
Zr-Hf	1	3	6	10
Be	3	4	16	23
Nb-Ta	4	21	18	43
Ti、Nb、Ta、TR	6	11	12	29
TR	9	14	24	47
总数	23	62	90	175
所占%	13	35	51	100

也是基性—超基性岩浆物质向酸碱性岩浆物质演化的必然结果。该过程为T、P、C与pH、Eh不断变化的过程。形成温度不断降低，不仅表现在矿物熔点的降低，也导致类质同象代替减弱，增加了离子置换的有限性与排他性，从而加强了元素的分异性，使更多的独立矿物种不断出现。它同时也是一个降压的过程，不仅表现在矿物的密度不断降低，也使矿物晶体结构的疏松程度不断增加，从而使大半径的离子如Na、K、Rb、Cs、TR、Th、Zr、Hf、U等得以富集沉淀。

它同时也是一个组分与浓度不断分异变化的过程。地壳中克拉克值原很低的稀土、稀有、放射元素在花岗岩及花岗伟晶岩中不断富集，愈至晚期，富集程度越高，因而形成的稀土、稀有、放射元素等的独立矿物种也愈来愈多。例如在前寒武纪花岗岩中以黑云母为主，其次为白云母，但不出现锂云母，到古生代才出现锂白云母与锂云母，它的变化过程是Mg→Fe→Al→Li的变化过程，到中生代，不仅含锂的云母矿物种大大增加，其他锂矿物

种也大大增加，甚至出现独立的铯矿物。铯的克拉克值只有几ppm，到古生代及中生代形成铯榴石时，该矿石中Cs_2O含量已达20-30%。

在稀有、稀土、放射性等元素浓度不断升高，它们的新矿物种不断出现的同时，原克拉克值高的元素浓度也有很大的变化，Mg，Fe，Ca不断降低，它们形成的矿物种如橄榄石、辉石、角闪石等也随之减少，在辉石或角闪石中并出现含稀有元素Li的锂辉石或锂角闪石。相反，Na、K、Si含量和它们的矿物种数量不断升高，形成碱性长石与石英，出现较多低价态的M^{1+}金属离子如Li、Rb、Cs等。为了保持体系中平均电价或总电价的平衡，M^{1+}的大量出现大大有利于M^{3+}(B^{3+}、Al^{3+}、Fe^{3+}、Mn^{3+}、Ti^{3+}、TR^{3+}、Sc^{3+})、M^{4+} (Th^{4+}、U^{4+}、Zr^{4+}、Hf^{4+})、M^{5+} (Nb^{5+}、Ta^{5+})等高价态金属离子的富集和沉淀，从而使较多的稀有、稀土、放射及其他的矿物种得以形成并大大增加，如出现锂辉石$LiAl[Si_2O_6]$与锂磷铝石$(Li,Na)Al[PO_4][F,OH]$等矿物。由于K、Na、Li升高，使pH升高，还导致Eh的升高，可使部分变价元素形成高价态离子，如$Fe^{2+}\rightarrow Fe^{3+}$，$Mn^{2+}\rightarrow Mn^{3+}$，$Sm^{2+}\rightarrow Sm^{3+}$，$Eu^{2+}\rightarrow Eu^{3+}$，因而也可使矿物种数大大增加，例如锰红柱石(含$Mn_2O_3$可达7%)便出现于瑞典瓦鲁垂斯克的前寒武纪伟晶岩中。

组分浓度的变化还表现在多种挥发分含量的升高，其中最主要的是O_2，从基性斜长石到酸性斜长石便是氧含量不断升高的过程(从$CaAl_2Si_2O_8\rightarrow NaAlSi_3O_8$，氧含量变化从46.01%→48.81%)。从镁橄榄石经顽火辉石到镁直闪石，也显示同样趋势，$Mg_2SiO_4\rightarrow Mg_2Si_2O_6\rightarrow Mg_7(Si_4O_{11})_2(OH)_2$中氧含量变化为45.78%→47.80%→48.17%。氧含量增加使变价元素从低价变为高价，表现在铁的氧化物为$Fe^{2+}TiO_3\rightarrow Fe^{3+}(Fe^{3+}Fe^{2+})O_4\rightarrow Fe_2^{3+}O_3$。故在花岗岩中，从老花岗岩到新花岗岩，同一花岗岩从早期到晚期，

磁铁矿的含量不断升高，最后并出现赤铁矿副矿物，后者也成机械混入物进入钾长石与部分与矿化有关的钠长石中，使之染红。钛铁矿在氧化条件下分解析出的Ti，便与Nb、Ta、TR结合形成Ti、Nb、Ta的稀土矿物或成含铌金红石。后者中成类质同象代替的Fe，也为Fe^{3+}。它的晶体化学式为 $(Ti^{4+}、Nb^{5+}、Fe^{3+})O_2$，代替方式为$2Ti^{4+}\rightarrow Nb^{5+}+Fe^{3+}$。同时，$H^+$与$H_2O$含量也不断增加，因而使早期才能保持稳定的无水硅酸盐到中晚期转化为含(OH)的硅酸盐或含结晶水的硅酸盐，云母代替橄榄石、辉石、角闪石而大量出现，便是一个很好的例子。在(OH)不断增加的同时，使硅氧骨干发生$[SiO_4]\rightarrow[Si_2O_6]\rightarrow[Si_4O_{11}]\rightarrow[Si_4O_{10}]\rightarrow[(Si,Al)_2O_4]$的变化。铯榴石$(Cs,Na)_2Al_2Si_4O_{12}\cdot H_2O$与方沸石$NaAlSi_2O_6\cdot H_2O$等在伟晶岩中的出现，便是$H_2O$含量升高的例证。其他挥发分也相应升高，B的升高使电气石含量升高；P的升高，使磷灰石与Li及TR等的多种磷酸盐升高；F的升高使萤石、黄玉等含量升高，同时也促使黄河矿$BaCe[CO_3]F$ (1963)、香花石$Ca_3Li_2Be_3[SiO_4]_3F_2$（黄蕴慧，1959）等多种稀有矿物的出现。烧绿石与细晶石等的出现，也是(OH)与F伴随稀有元素上升形成的例证。S的升高使花岗岩中黄铁矿、辉钼矿含量升高，同时也导致多种日光榴石矿物$(Mn,Fe,Zn)_8[BeSiO_4]_6S_2$的出现。

由于物质组分和物理化学条件的变化，使矿物中类质同像置换的容量降低，也影响到同一晶体的不同部分的成分，例如使其中稀土配分不一致，甚至差别很大(郭承基，1981)，因而形成晶畴结构。对天河石也是如此，它含Rb_2O可达1.4%，Cs_2O可达0.2%，但Rb、Cs的分布很不均匀。

（七） 矿物类的系统发生史

蒋匡仁（1983）根据地球运动“对数螺旋曲线”的规律性，

对地球的矿物演化周期进行了初步探讨，提出地球矿物的演化是不可逆的、加速的，在时间上具有对数螺旋曲线的周期性。整数周期（5π、4π……）代表冷湿还原环境，分数周期（$4\frac{1}{2}\pi$、$3\frac{1}{2}\pi$……）代表炎热干燥环境。先内生，后外生，相差半个周期。

郭承基等(1981)的中国稀土、稀有元素矿物的研究，提供了矿物演化的旋回性、加速性、不可逆性与地区差异性的实际资料。闰德克维斯特(Рундквист, 1982)提出了地球物质演化在时间中的分带性，加速性、韵律性、脉动性和不可逆性。表3-20为根据蒋匡仁(1983)等资料编制的矿物演化周期与地球演化及地壳运动的关系表，表中粗略地列举了一些矿物类或亚类已知出现最早的时代。从表3-20大致可看出矿物演化确实具有分带性、旋回性、加速性与不可逆性。一些矿物类或亚类的出现确实具有一定的周期，也有先内生、后外生的趋势，但并不一定全部遵循对数螺旋曲线与先内生后外生的规律。在与火山沉积有关时，内生与外生的可在同一旋回中同时出现，如远太古代的硅酸盐、硼酸盐和碳酸盐。如与早期层控沉积矿床有关，以后又接受晚期地壳重熔岩浆的同化混染富集另行成矿，便会出现先外生后内生的情况，如我国华南的钨矿。形成蒸发岩的膏盐沉积要求水体的蒸发量大于补给量，因而只要气候干燥，甚至高寒地区也可能形成丰富的膏盐矿床，如我国西部年平均温度在0℃以下的高原地区。为此，从世界范围来说，几乎各个地质时代在不同范围和不同程度上，都出现过盐类沉积。在我国也同样如此，石膏和硬石膏从震旦纪开始，以后各个地质时代都有发现，石盐也见于震旦、寒武、奥陶、三叠、白垩、第三和第四各纪。由于地壳运动主幕并非在相同时间以相同程度影响全球，每次地壳运动末期的干燥气候并不在全球同时出现，因此世界各地成盐时期也并不完全一致（袁见齐等，1979），并不完全遵守对数螺旋曲线的周期。总之，由于

地球演化与成岩成矿作用十分复杂，矿物界也极其复杂，故具体确定地球矿物界与矿物类的系统发生史还需进行大量工作。

1. 硅酸盐　在含氧盐中，硅酸盐出现最早。对45—30亿年前原始地幔的暗色硅酸盐所知甚少。在已知最早的内生硅酸盐中，数量最大的一部分以浅色硅酸盐为主，出现于远太古代早期40—37亿年的灰色英闪岩—更长花岗片麻岩—花岗闪长片麻岩结晶基底中。它们包括西伯利亚地台南叶尼塞隆起41±2亿年的麻粒岩相片麻岩，西格陵兰40亿年的阿米佐克英闪岩，阿尔丹地盾上39±5亿年的恰腊—奥廖马克地块的片麻岩，罗德西亚与斯威士兰之间37.9亿年的桑德河片麻岩，鄂霍次克地块37±5亿年的麻粒岩等（Монин，1983）。此类结晶基底的全球性时代为40—30亿年。我国鞍山地区灰色至灰白色的铁甲山更长花岗片麻岩时代为31—30亿年（陈江峰等，1979；洪文兴等，1979；陈毓蔚等，1979）；而我国西南攀西裂谷带的片麻状同德闪长岩的时代为29.75亿年（袁海华，1985）*。它们与芬兰卡累利阿隆起31亿年左右的斜长花岗岩，西格陵兰侵入阿米佐克片麻岩的30.40±0.50亿年的大量英闪岩、花岗闪长岩、石英闪长岩，乌克兰地盾侵入克里沃罗格群的30亿年的斜长花岗岩，圭亚那地盾30亿年的吉列伊造山带花岗岩等（Монин，1983）相当，为远太古代晚期产物，已远较上述40—37亿年接近原始地壳的结晶基底的岩石为晚。

在已知最早的内生硅酸盐中，数量较小的一部分以暗色硅酸盐为主，它们在40—37亿年的结晶基底中构成暗色捕虏体、包体、透镜体或岩带。它们包括圭亚那地盾40—37亿年的卡宴系角闪岩，中阿尔丹地块39±5亿年的因格尔杂岩中的角闪岩、透辉石

*据陈授，1985，四川盐边冷水箐铜镍矿成岩成矿研究

岩、角闪片麻岩、辉石角闪片麻岩、紫苏辉石片麻岩、二辉片麻岩、辉石片岩，南极地台拉加特群下部39±3亿年的辉石斜长片麻岩，北美地台38亿年的莫顿片麻岩中的辉长岩与少量蛇纹石化橄榄岩，西格陵兰37.6±0.7亿年的伊斯威(Isua)群*的斜长角闪岩与部分纯橄岩、橄榄岩、斜长岩、辉长岩及滨海地带的辉石岩、角闪岩。它们与地下幔源的岩浆房相连，一部分具有大陆玄武岩的平均成分，如在中阿尔丹地块南部因格尔杂岩下部的变火山岩，它们与高铝的片麻岩及含浑圆形锆石颗粒达180克/吨的石英岩伴生，为陆源火山岩，说明当时已有陆壳存在。但它们大部分与大洋拉斑玄武岩和碱性橄榄玄武岩相似，局部还保存枕状熔岩构造，为原始地壳上的幔源的海底火山喷发物。它们中有的成分与南非35亿年的超基性科马提岩相似，但更贫于SiO_2，说明时代更老；有的成分可能与远太古代的地幔岩相当，如在阿尔丹地盾上最老的超基性岩，MgO含量达41—45%，已超过现代地幔的二辉橄榄岩38.4%的MgO含量。它们遭受混合岩化后，易于形成紫苏花岗岩及一系列的斜长花岗片麻岩，如在南叶尼塞隆起的坎斯克杂岩与南极洲拉加特群的结晶基底中(Моник, 1983)。

外生硅酸盐的出现，晚于内生硅酸盐。最早的外生硅酸盐在原始地壳上局部充水的大洋盆地中，与大量硅、铁胶体及少量碳酸盐沉积相伴，并与海底火山喷溢物相混杂，构成单层、互层或混层的副变质岩、正变质岩及正副过渡型变质岩，与弓长岭绿岩带相似。如西格陵兰37.10±0.9—37.60±0.70亿年的伊斯威群中，深色的外生硅酸盐便有富铁的十字石、石榴石、电气石、绿泥石与黑云母，浅色的外生硅酸盐有白云母和石英。它们构成硅质与碳酸盐质含铁很高的二云母片岩、石英岩、磁铁石英岩、菱铁矿及白云岩。它们也与火山灰流物质互相渗杂，构成正副过渡型的基性斜长石片岩、中长石粘板岩、含角闪石的钠长绿泥片岩

*过去译为伊休群或伊苏阿群。

或绿泥钠长岩、以及碳酸盐角闪石片岩。它们与弓长岭二矿区31亿年的绿岩带的差异在于伊斯威群片岩中出现钛铁矿铬铁矿与较多的中性及基性斜长石，说明层位更低，成岩时代更老，虽然矿贫，但规模更大。此外，伊斯威群的绿泥石—直闪石—碳酸盐—滑石片岩化超基性岩与弓长岭绿岩带变橄榄岩质科马提岩矿物成分也相似，但在伊斯威群还出现蛇纹石化纯橄岩，在滨海地带还出现成分与南非35亿年的超基性科马提岩相似但SiO_2含量更低的辉石岩和角闪岩带，也说明它们比以后的南非超基性科马提岩及弓长岭科马提岩更超基性，对形成大规模硅铁建造矿床有利。

伊斯威群的二云母片岩中还含有石英岩的卵石，说明它们曾成为陆地露出水面。也有拉长的变流纹岩碎片或砾石。高Al、K、Fe、Si的外生硅酸盐与流纹岩质火山岩的出现，说明地球演化已进入物质分异的新阶段。但伊斯威群中不出现矽线石和蓝晶石，说明物质分异还未达到Al过饱和阶段。矽线石在伊斯威群以后的马莱奈变火山沉积岩系的石榴石矽线石片岩中才出现，在我国要在33—31亿年的弓长岭绿岩带才出现少量的蓝晶石二云母片岩，在26亿年的桑干群中才出现较多的矽线石片麻岩，在25.50±0.50的阜平群中才出现刚玉片麻岩。

2. 碳酸盐　内生碳酸盐开始出现于与含铁石英岩同期的远太古代科马提岩或超基性岩中，如伊斯威群中便有与磁铁石英岩（铁矿储量达20亿吨）相伴的长达几公里的含碳酸盐、绿泥石和直闪石的滑石片岩透镜体或岩带，它们是远太古代科马提岩的变质产物。此类科马提岩的全球性时代与含铁石英岩相同，也为37—22亿年，它们一同构成远太古代至元古代镁铁质至超镁铁质的一部分地壳。但在远太古代科马提岩还很少，它们从地幔中熔出的高潮可能在32亿年前后（Моник 1983），弓长岭铁矿二矿区绿岩带31.45—31.40亿年的科马提岩大体与之相当，其中内生碳酸盐构成菱镁矿与方解石的杏仁体，它们也与滑石一同出现于自蚀变

形成的橄榄石假象中，其它内生碳酸盐也成方解石、铁白云石、白云石一同出现于晚太古代的赵案庄超基性层状侵入体中，其中磷灰石的铀钍铅法的同位素年龄为25.8亿年(俞受鋆,1983, 1984)。

外生碳酸盐的开始出现大体与远太古代原始地壳上大洋盆地中基性—超基性海底火山溢流喷发同时。在圭亚那地盾40—37亿年的卡宴系中便夹有结晶灰岩。在阿尔丹地盾上时代与41±2亿年相当的因格尔杂岩的楚加组中也有石英岩与碳酸盐的夹层；提姆朴汤—杰尔图拉杂岩费多洛夫组除石英岩外，还有10%的大理岩与斑花大理岩。西格陵兰37.60±0.70亿年的伊斯威群中除巨厚的磁铁石英岩外，还有石英岩、白云岩、与菱铁矿层，沉积碳酸盐还与其他沉积物质与火山物质构成互层或混层岩石。但由于35—40亿年的远太古代的原始海洋中海水是富CO_2的，故外生碳酸盐沉积含量虽超过内生碳酸盐，但仍不占主导位置。

在我国31.45—31.40亿年的弓长岭铁矿二矿区绿岩带中，外生碳酸盐从上至下有以下几种产状(陈光远等，1984)：

1) 方解石从东南区至西北区构成含黄铁矿磁铁矿的方解大理岩→浸染状磁铁方解大理岩→条带状方解磁铁富矿层的水平相变。

2) 方解石在条带状方解石—石榴绿帘岩中成条带。

3) 镁菱铁矿在铁闪石榴岩—石榴铁闪岩中成团块。

4) 镁菱铁矿在镁铁闪石黑云绿泥片岩—镁铁闪石石榴绿泥片岩中成团块。

5) 镁菱铁矿在条带状镁菱铁矿绿泥片岩——绿泥镁菱铁矿片岩中成条带。

6) 方解石出现于石英条带中构成条带状磁铁石英岩贫矿层。

7) 方解石在条带状绿帘钾长透辉石英大理岩中成条带。

其中外生碳酸盐的矿物种、含量、产状和共生矿物，均随距

铁矿层的远近及矿层的品位规模而变化，显示绿岩带成岩成矿的特征。

此外，在迁安铁矿的太古代迁安群片麻岩中，它们构成有磁黄铁矿及镁铁尖晶石浸染的白云大理岩。在午阳铁矿的太古代太华群片麻岩中，还构成副变质的菱铁矿薄层（王俊发、刘文荣等，1983）。

3. 硼酸盐　最早的硼酸盐以电气石为代表，它实际上是硼硅酸盐或硼酸盐和硅酸盐的过渡型复盐。已知最早的电气石出现于西格陵兰37.60±0.70亿年的伊斯威群中，但可能更早。内生黑电气石在40—37亿年的斜长片麻岩及相应的侵入岩或混合岩中已可能出现。而内生的镁电气石—黑电气石在上述远太古代杂岩的超基性—基性岩包体、透镜体或岩带中，已可能出现。在31.45—31.40亿年的弓长岭铁矿二矿区的绿岩带中，内生镁电气石出现于变单斜辉石岩质的科马提岩中，而内生黑电气石出现于变玄武岩质科马提岩中。外生硼酸盐也出现于太古代绿岩带中，在弓长岭樱桃园一带，构成镁电气石铝金云母白云母片岩，黑电气石堇青石绿泥片岩，黑电气石石英岩。但较大量的硼酸盐出现于下元古代辽东宽甸群变质火山沉积岩系中，内生的构成黑电气石变粒岩，外生的构成具有一定层位的硼镁铁矿。上元古代大红山铁矿火山沉积岩系中也出现黑电气石变粒岩，其中黑电气石长柱状晶体平行层面成定向排列。

4. 磷酸盐　内生磷酸盐成磷灰石出现于太古代山东泰山群，河南登封群与太华群及冀北崇礼窑子湾谷嘴子组变角闪岩中，它也出现于赵案庄太古代超基性岩磷灰石磁铁矿床中，后者中磷灰石用铀钍铅法测定的同位素年龄为25.8～22.31亿年，与泰山群、登封群和太华群中的铀铅法测定值25.8—23.13亿年一致。外生磷灰石偶见于太古代迁安群磁铁石英岩中，在石英中呈显微包体。但大量出现于22—16亿年的下元古代基鲁纳型磷灰石

铁矿中，在基鲁纳下部为磷灰石磁铁矿，上部为磷灰石赤铁矿，磷灰石向上含量不断升高，甚至构成独立的磷灰石层。

5. 硫酸盐　已知内生硫酸盐开始见于加拿大熊湖热液铀矿床中，成石膏与重晶石。该矿床同位素年龄为12—14亿年，但外生硫酸盐更早。

已知最早的外生硫酸盐为沉积的石膏与重晶石，它们出现于西澳皮尔巴拉和南非巴伯顿的绿岩带中，与35亿年的海底火山喷发科马提岩有关。重晶石成层状与燧石和碳酸盐沉积相伴，还发现交代石膏成石膏假象的重晶石，它们的成因也被认为与蒸发岩有关(Anhaeusser, 1981)，出现于22—19亿年的基鲁纳型铁矿床中。在基鲁纳第一铁矿层之上也有厚约5—6米的硬石膏层，上为厚约20cm的磷灰石层，再上为第二铁矿层。石膏出现较硬石膏晚，在我国华北震旦统底部的下马岭页岩中才出现同位素年龄约为10亿年的石膏层。但因在100—150m 深度以下石膏常转化为硬石膏，在石膏沉淀后，卤水浓度增高，或温度超过42℃时，则不沉淀石膏而沉淀硬石膏，故两者也可同时同地出现，如迄今已知世界最大的前寒武纪石膏—硬石膏沉积便出现在澳大利亚中部阿尔德乌斯盆地时代为9亿年的苦泉组中。

6. 钨酸盐　国外已知最早外生钨酸盐以白钨矿为主，见于加拿大西北地区耶洛夫奈绿岩带的硬砂岩—板岩及碳酸盐透镜体中，后者经区域变质后成石英云母片岩—片麻岩及似矽卡岩。该地内生钨酸盐以黑钨矿(钨铁矿)为主，见于硅化带及含金石英脉中，也见于细晶岩、伟晶岩及花岗岩中，含金石英脉WO_3品位可达0.5—1%（Boyle, 1975)。该绿岩带时代≤30亿年（Meyes, 1981)，内生钨酸盐晚于外生钨酸盐。国内已知内生钨酸盐出现于我国华南四堡期的花岗闪长岩中，后者含WO_3 0.5-3.75ppm(中国科学院贵阳地球化学研究所, 1979)，其中含量约一半成钨酸盐矿物。同时期的有埃及，印度，乌干达，澳大利亚等地的伟晶岩与

云英岩钨矿床，它们与8.5-10.5亿年的花岗岩有关。外生钨酸盐形成更早，已知华南钨矿最低层位为湘西的白钨矿层(徐克勤等，1982)。它出现于东安运动不整合面上的硅化灰岩和不纯的白云质灰岩中，厚度约0.2-2m，最厚可达8m左右，沿走向断续延伸达几十公里，且随岩层成同步褶皱。它的形成时代稍晚于14亿年。

7. 其他氧盐 已知最早的外生钒酸盐发现于寒武纪的黑色页岩中，在陕西寒武纪黑色页岩中有钒钡铜矿，$BaCu_3(VO_4)_2(OH)_2$。砷钇矿$YAsO_4$见于我国华南花岗岩与花岗伟晶岩中，它们的铀铅法同位素年龄为4.07-5.01亿年(莫柱荪等，1980)。已知内生钼酸盐出现于摩洛哥与海西期玄武岩有关的铜铅矿中。已知最早的外生钼酸盐发现于我国西藏的白垩纪的含铜砂岩中。已知最早的内生硝酸盐发现于西藏白垩纪的火山岩中。最早外生硝酸盐为北美和南美第四纪的钠硝石矿床。碘酸盐出现于智利第四纪硝石矿床的石膏层中，成碘酸钙石$Ca[IO_3]_2$，水碘酸钙石$Ca[IO_3]_2\cdot H_2O$，碘铬酸钙石$Ca_2[CrO_4][IO_3]_2$，也出现于金属矿床的氧化带成水碘酸铜矿$Cu_3(IO_3)_6\cdot 2H_2O$及氯碘酸铅矿$Pb_3Cl_3[IO_3]O$。已知铬酸盐除在第四纪中成上述复盐外，也成褐铅矿出现于苏联和澳大利亚超基性岩含铅矿床的氧化带与刚果(布)。

8. 氧化物 在远太古代初期，地球表面裸露的原始地幔中，应该有最早的尖晶石族矿物伴随硅酸盐出现，但所知甚少。在40亿年前后的英闪岩—花岗闪长片麻岩的副矿物中，有内生的磁铁矿，在约30亿年的铁甲山灰色更长花岗片麻岩中便含有58.82克/吨的磁铁矿(洪文兴等，1979)。在西格陵兰菲斯克内塞特(Fiskenässet)，铬铁矿成夹层出现于斜长岩及辉长岩中，它们的形成时代与37亿年伊斯威群中的基性超基性岩相当。该群中除出现磁铁石英岩外，硅铁建造中还出现钛铁矿颗粒与条带状铬铁矿。在31亿年的弓长岭铁矿二矿区绿岩带的变科马提岩中未出现铬铁矿，但出现内生含铬磁铁矿与金红石。它们与磁铁石英岩中

的外生磁铁矿同时出现，也与伊斯威群相似。

9. 卤化物 在卤化物中最早出现的是氟化物，少量内生萤石已开始出现于晚太古代的赵案庄超基性岩体中，其次才为南非(阿扎尼亚)19.50±0.5亿年的布什维尔德花岗岩中常见的副矿物萤石。已知最早的外生萤石出现于内蒙白云鄂博群的沉积岩地层中，其时代也约为19亿年。

氯化物出现较氟化物晚，华北上震旦统底部青白口群下马岭组紫红色页岩(10.5亿年)中才开始出现食盐假晶。溴化物出现更晚，加拿大萨斯喀彻温(*Saskatchewan*)省3.94亿年的中泥盆统中部层位的草原蒸发岩中不同粒级的钾盐 (KCl) 含 Br0.040—0.045%(U. S. patents, 1960, 1964)。苏联白俄罗斯普里皮亚特斯基(Припятский) 盆地的斯他罗宾斯矿床上泥盆统的石盐(NaCl)含 Br 0.049%，光卤石 $KMgCl_3 \cdot 6H_2O$ 含 Br 0.187%(Павлюченко 等, 1961)。在该矿床的第三钾盐层位中下部石盐带的石盐含Br 0.046—0.089%，中部粘土质光卤石带中的光卤石含Br 0.13—0.41%(Пупинович, 1965)，Br 含量在该区石盐岩层中可达0.18%。在光卤石岩层中可达0.06—0.3%，如光卤石岩层中有较多水氯镁石 $MgCl_2 \cdot 6H_2O$ 杂质时，可达0.5% (Корценевский, Воронова等, 1966)。显然在上述氯化物中，Br 成代替Cl的类质同象微量元素而存在。已知独立溴化物不出现于膏盐矿床中，只出现于银矿床的现代氧化带，与角银矿共生，成溴银矿AgBr，氯溴银矿Ag(Br, Cl)及碘溴角银矿Ag(Cl, Br, I)。

碘化物出现也较氟化物与氯化物晚，而与溴化物一同出现于 Cu, Pb、Zn、Ag, Hg 硫化矿床的现代氧化带，形成表生的碘银矿AgI、碘铜银矿(Ag, Cu)I、碘汞银矿(Ag, Hg)I 和碘铜矿CuI。

10. 硫化物 在硫砷化物及其类似化合物中，硫化物出现最早。已知最早的内生硫化物可能为南非的巴伯顿下昂来瓦赫特群

的金—硫化物矿床中的硫化物(Meyes, 1981)。根据其中铅同位素测定最大年龄为38亿年(Saager等, 1976)。其次为模式年龄34亿年的扎伊尔果果索矿床的方铅矿及加拿大地盾晚太古代34—26亿年的奥哥马型铁矿中的黄铁矿等硫化物。其次也出现于31亿年的弓长岭绿岩带的变质火山岩中，成黄铁矿与黄铜矿、闪锌矿和方铅矿。再其次也见于晚太古代的赵案庄超基性岩磷灰石磁铁矿床底部的浸染状黄铁矿层中。最早的外生硫化物为见于西格陵兰37.6±0.7亿年的伊斯威群中硅铁建造硫化物相中的硫化物，其次为31亿年的弓长岭绿岩带的磁铁富矿层中的硫化物，成黄铁矿、磁黄铁矿与辉钼矿存在。再次是下元古代的南非含金铀砾岩中的黄铁矿和加拿大、澳大利亚、美国上湖等地硅铁建造中的黄铁矿与磁黄铁矿。

11. *砷硒碲化物* 砷、硒、碲化物的出现晚于硫化物。最早的内生砷化物可能为<36亿年的津巴布韦塞巴奎群玄武质—安山质火山岩中金锑矿床的毒砂与斜方砷铁矿，早期矿化为金—砷组合，晚期矿化为金—锑组合。毒砂出现于瑞典22亿年的舍勒夫提欧含金的多金属矿带中，并构成主要的矿床。内生砷铂矿见于南非布什维尔德杂岩体梅林斯基矿层(19亿年)及加拿大萨德伯里(20—19亿年)及苏联依纳格林元古代的铜镍矿床中。最早的外生砷化物可能为南非德兰士瓦31—28亿年含金铀砾岩中的毒砂和辉砷钴矿。

最早的内生硒化物为21—18亿年的比弗洛支铀矿脉状矿体中的硒铅矿及硒汞矿。最早的外生硒化物为加拿大萨斯喀彻温省铀矿床中的Co、Ni、Pb、Bi的硒化物，铀矿沉积年龄为14—12.5亿年。

最早的大量内生碲化物见于约为27亿年(Turek, 1966)的西澳伊尔岗地块卡尔古利金英里矿床，其中除Au、Ag、Hg、Sb、Pb、Ni的碲化物外，还有自然碲、黄碲矿及(S, Te)、(As, Te)

的化合物，以后还见于加拿大20—19亿年的萨德伯里铜镍矿床中的等轴碲铋钯矿(Pd, Pt)BiTe及19亿年的布什维尔德杂岩体梅林斯基矿层的梅林斯基矿即三方晶系的铋碲铂钯矿 (Pd, Pt)(Te, Bi)$_2$(碲钯矿)。

汞、锡、铅化物出现更晚，见于苏联诺里尔斯克等地的内生铜镍矿床中，成铋铅矿、铅钯矿、锡钯矿和汞钯矿，该矿床形成于侵入二叠系的三叠纪基性杂岩体中，其中还出现锑铂矿 PtSb。后者的出现显然大大晚于出现在加拿大元古代20—19亿年的萨德伯里层状基性杂岩体铜镍矿床中的锑钯矿，显示Pd较Pt更具有深源性。

我国内生砷、硒、碲、锑、铋化物有前寒武纪榴辉斜长岩中的砷铂矿(Pt, Pd)Te$_2$，与三方晶系的铋碲钯铂矿(Pt, Pd)(Te, Bi)$_2$或碲铂矿同种，但为不含铋的亚种。晚震旦纪岩体中有碲铂矿、碲钯矿等；加里东期的铜镍矿床中有等轴碲铋钯矿(Pd, Pt)BiTe及砷铂矿 PtAs$_2$；海西期的基性超基性岩中的铜镍矿床与磁铁矿—钛磁铁矿矿床中有砷铂矿 PtAs$_2$、等轴砷锑钯矿 Pd$_{11}$As$_2$Sb$_2$、红石矿PtCuAs、硒铅矿PbSe、铋碲铂钯矿(Pd, Pt)(Te, Bi)$_2$等。外生碲化物有河南下古生界歪头山组沉积金银矿床中的碲金矿。近年来，我国东南沿海一带中生代火山岩金银矿床中也发现了一些硒碲的化合物，如碲铅矿、碲银矿、碲金银矿、碲铋矿、碲铋银矿、硒辉银矿、硒硫锑铜银矿等(罗镇宽等,1983)*。砷硒碲化物的系统发生史也与其它矿物类或亚类相似，均有待进一步核实。在以下矿物演化历史表中标示了矿物类和亚类已知最早出现的地质时代(表3-20)。

1) 从表3-20可见，地壳运动具有一定的周期性，矿物系统发生史与之相应也具有一定的周期性，后者的对数螺旋曲线周期

---

* 罗镇宽，胡桂明，关康，1983，浙江银坑山金银矿床金银矿物的研究

与地壳运动一定的周期吻合。由于地壳运动更为复杂频繁，并且运动性质与起迄时间因地而异，故两者都不能完全以 $\frac{1}{2}\pi$ 为周期的对数螺旋曲线周期标示。

2) 伴随地壳运动发展的周期缩短，相应的矿物系统发生史的周期也有缩短并加速发展的趋势；此种有规律地缩短，也表现在地球磁场倒转周期的缩短上。在新生代磁场倒转之间的期间内，大洋火山岩发育期的持续时间也有规律性地缩短，在始新世平均为0.4—1百万年，在渐新世平均为0.3—0.2百万年，在更新世平均为0.1百万年(Ушаков, 1981)。地壳构造岩浆活动的周期缩短，必然导致矿物系统发生史周期的缩短。

3) 地壳运动发展具不可逆性，矿物系统发生史的发展也具不可逆性；地壳具不均匀性，各地地壳运动与矿物发生史也具不均匀性；任一地区地壳运动从不平息，矿物系统发生史也不止息。两者均服从总的发展趋势。

4) 含氧盐的系统发生史遵循以下趋势发展：硅酸盐→硼酸盐→碳酸盐→硫酸盐→磷酸盐→钨酸盐→钒酸盐→砷酸盐→钼酸盐→硝酸盐→碘酸盐→铬酸盐。其中还可出现过渡性含氧盐，如第四纪出现碘铬酸钙石 $Ca_2[IO_3]_2[CrO_4]$ 的复盐，在现代进一步分异便出现独立的碘酸盐、铬酸盐的单盐。

5) 在氧化物与卤化物系列的矿物发生史中，先氧化物，后卤化物。在卤化物中，则按以下顺序发展：氟化物→氯化物→溴化物→碘化物。在独立的溴化物出现以前，Br 也呈微量元素代替Cl出现于氯化物中。

6) 在硫砷化合物及其类似化合物中，矿物系统发生史主要按以下顺序发展：硫化物→砷化物→碲化物→硒化物→铋化物→锑化物→汞化物。

7) 以上各类矿物的演化顺序大体遵循克拉克值逐渐降低，

能量系数(Бетехтин, 1950)逐渐降低，熔点与比重逐渐降低，分解温度与升华温度逐渐降低的顺序。

8) 各类矿物的系统发生史有先内生，后外生的趋势，如硅酸盐，氧化物，氟化物，硫化物，砷化物，硒化物，磷化物等均表现以上趋势，它与地质作用旋回以构造岩浆活动开始，以风化沉积告终有关。但由于地壳与地壳运动在时空上分布的不均匀性，与地质作用发展的不均匀性，内生与外生同类矿物出现不一定均相差半个周期$\left(\frac{1}{2}\pi\right)$。

9) 地质作用旋回的发展一般遵循以下顺序：火山喷发（土次火山活动与侵入活动)→沉积(火山沉积土沉积)→区域变质→岩浆侵入→风化剥蚀→机械沉积→化学沉积。但各地区、各阶段发展不同，发展的环节与程度各不相同，因此矿物系统发生史也不同，如燕山运动早期华南花岗岩活动强烈，形成W、Sn等稀有、稀土元素矿床；宁芜地区陆相火山岩活动强烈，便形成玢岩铁矿等陆相火山—次火山—火山沉积矿床；同样华北海西构造岩浆活动强烈，便可形成W、Sn等稀有、稀土矿床；但华中、华南海相火山沉积作用强烈，便造成了层控的铁铜矿床。

10) 矿物界与矿物类的系统发生史研究是一项浩繁而艰巨的工作，需要在成岩—成矿作用与矿物同位素年代学的广泛研究的基础上进行，因此，需要细致深入不断地核实补充修正。但是它对找矿勘探具有战略性的指导意义。根据矿物系统发展在时间上的相继性和空间上的相邻性，以及矿物系统发生史所提供的有关矿物发展的分带性、旋回性、韵律性、脉动性、加速性和不可逆性的规律，可有效地进行矿床预测和找矿勘探。

(八) 矿物族系统发生史

各个矿物族各有其不同的发展史。以角闪石为例，四个亚族

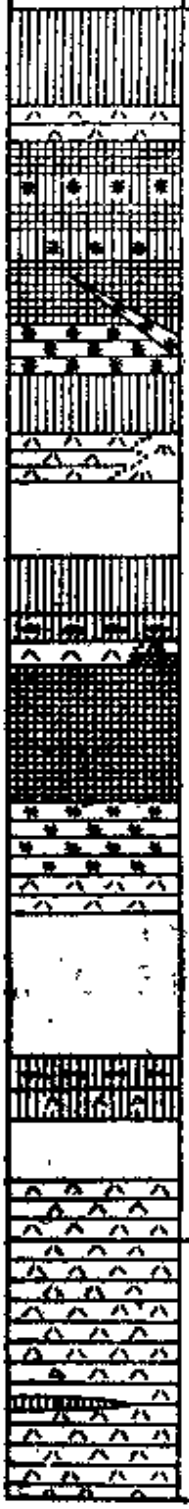
的发生史便各不相同，大体遵循镁（铁锰锂）角闪石亚族→钙角闪石亚族→钠钙角闪石亚族→碱性角闪石亚族→(镁)铁锰锂角闪石亚族，即按Mg→Ca→CaNa→NaK→MgFeMnLi的方向，也即向碱性加强的方向发展，与整个地球和地壳向碱性发展的总趋势一致。

根据达尔文的进化论(1859)，生物种的个体发生史是生物系统发生史的短暂重复。在矿物界，不仅矿物种的发生史，实际上矿物族的发生史，也是矿物系统发生史的短暂重复。由于上述角闪石族的分类是以晶体化学为基础，与矿物的成因系统不完全一致，故对各个亚族的系统发生史还需根据具体情况进行具体分析。

在沉积和火山沉积岩区及区域变质岩区，可引进生物地层学方法，根据不同层位的矿物种探讨矿物族的系统发生史，其方法与根据不同地层顺序的生物化石判断生物演化的原则一致。图3-56为弓长岭铁矿二矿区绿岩带上含铁带角闪石的层位柱状图。

从图3-56可见，首先出现的是钙角闪石亚族的多种普通角闪石，它们以成短柱状晶体，横断面为{110}+{100}+{010}的聚形为特征。向上开始出现钙角闪石亚族的阳起石，以成短柱状晶体，横断面以{110}≫{100}或{110}≫{010}为特征，{100}与{010}已退化，且不在同层位晶体上同时出现。再往上出现碱性角闪石亚族的钠铁闪石与钠闪石，晶体长宽比进一步升高，{100}与{010}完全退化消失，横断面成{110}的菱形，且开始出现∥{100}的双晶。最上部出现镁铁闪石亚族的镁铁闪石与铁闪石，晶体成针柱状，横断面也成{110}的菱形，∥{100}进一步发育聚片双晶。

在上述角闪石族的演化过程中，Ca、Mg不断降低，Na、Fe不断升高，Ng，G、TFe也不断升高。元素类质同象代替不断减弱，成分与晶形不断简化。双晶发育也遵循以下方向发展：无双



岩性符号	代号	岩（矿）石名称	种属名称	断面形态	成分物性 TFe	G	Nm
	Fe6	更长角闪片岩					
		铁闪石磁铁富矿	铁闪石	◆	33.50	3.436	1.709
		石榴铁闪石脉	铁闪石	◆	31.85	3.433	1.700
		石榴铁闪岩	铁闪石	◆	29.40	3.368	1.691
		含钠闪石石榴钠长黑云片岩	钠闪石		25.40	—	1.693
		阳起磁铁石英岩贫矿	阳起石	◆	7.82	3.072	1.650
		含钠铁闪石十字石岩	钠铁闪石		27.61	—	1.701
	Sek6	镁铁闪石石榴绿泥片岩	镁铁闪石	◆	24.47	—	1.680
		角闪黑云片岩					
		阳起磁铁石英岩贫矿	阳起石	◆			
		绿帘角闪磁铁石英岩贫矿	镁一普通角闪石	◆	15.61	3.226	1.701
		角闪绿泥片岩					
	Fe5	磁铁石英角闪片岩	镁一普通角闪岩	◆	13.12	—	1.686
		粗晶角闪岩	钙铁闪石质普通角闪石	◆	13.41	3.218	1.637
		黑云角闪绿泥片岩	镁一普通角闪石	◆	10.71	3.134	1.672
		绿泥角闪片岩	阳起石质普通角闪石	◆	6.65	3.121	1.660
	Amu	斜黝帘角闪岩	镁一普通角闪石	◆	6.70	—	1.664
		斜长角闪片岩					

图3-56　弓长岭铁矿二矿区角闪石族矿物演化史
（据孙传敏，1984）

晶→简单双晶→聚片双晶。显然，成分与晶形的简化，有利于双晶发育。

上述角闪石族演化趋势与该区绿岩带火山沉积物质演化的趋势是一致的。

在绿岩带下部的正变质岩中的、变橄榄岩质科马提岩（滑石片岩一或直闪石滑石片岩）中，MgO(干)为28.51—30.46%，不出现角闪石或只出现镁直闪石；在变辉石岩质科马提岩（透闪片岩)中，MgO(干)为14.87—27.05%，但同时CaO(干)为9.38—13.43%，才出现透闪石；在变玄武岩质科马提岩（更长角闪岩与角闪片岩)中，MgO(干)为8.31—9.80%，CaO(干)为7.70—13.04%，Al_2O_3(干)为12.41—14.25%，才出现普通角闪石（镁普通角闪石)。绿岩带中上部火山岩中FeO与Fe_2O_3含量升高，在较富铁的变玄武岩质科马提岩与拉斑玄武岩（角闪石与角闪片岩）中才开始出现较富Fe的镁普通角闪石、钙镁闪石质普通角闪石与阳起石质普通角闪石。往上FeO与Fe_2O_3继续升高，火山物质与沉积物质相间杂，在钠铁闪石十字石岩、石榴石黑云母钠闪钠长片岩等正副过渡型变质岩的正变质部分中，才开始出现钠铁闪石$Na_3Fe_4^{2+}Fe^{3+}[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$与钠闪石$Na_2Fe_3^{2+}Fe_2^{3+}[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$。

副变质的角闪石系列与绿岩带沉积物质的演化趋势一致。下含铁带含MgO高，FeO低，在大理岩中只出现透闪石，在阳起绿泥片岩或磁铁石英岩中只出现阳起石。往上到上含铁带MgO降低，FeO升高，在镁铁闪石铁铝榴石绿泥片岩、铁闪石铁铝榴石岩、铁铝榴石铁闪岩、铁闪石磁铁富矿层中，才开始出现镁铁闪石$(Mg,Fe)_7[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$与铁闪石$(Fe,Mg)_7[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$。

伴随绿岩带火山沉积岩的演化，从早到晚从下到上，熔岩减少，凝灰岩增多；火山岩减少，沉积岩增多；遵循熔岩→凝灰岩→凝灰岩与沉积岩互层→沉积岩的发展方向。上述火山沉积岩系

变质后便成为绿岩带具有变余熔岩结构构造的正变质岩→具有变余凝灰结构构造的正变质岩→具有变余凝灰结构与变余沉积结构构造的正副过渡型变质岩→具有变余沉积结构构造的副变质岩。其中变质成因的角闪石系列也逐渐由正变质的角闪石系列转化为副变质的角闪石系列。但由于绿岩带火山沉积岩系的多旋回性，故正、副变质的角闪石系列常互相迭加。但整个角闪石族的系统发生史仍按照Ca、Mg不断减少，Na、Fe不断增加的趋势发展，即贫铁的普通角闪石在先，钠闪石在后，镁铁闪石在先，铁闪石在后。伴随角闪石中Na，Fe的增长，绿岩带的铁矿层也由磁铁石英岩贫矿转化，为多种类型的磁铁富矿。从图3-56可见不同角闪石种属对成矿具有不同的指示意义。可指示近矿、远矿，贫矿、富矿，大矿、小矿。因此不仅具有理论意义，还有实用价值。在该区石榴石族、绿泥石族、云母族、长石族系统发生史的演化同样服从整个花岗岩—绿岩带的演化规律，具有相应的理论意义和实际意义(陈光远等，1984)。

(九) 矿物种属系统发生史

矿物种属发生史是矿物族发生史的组成部分和重要基础。以镁铁锰锂角闪石亚族为例，其镁铁角闪石属早于锂角闪石属。锂角闪石矿物属包括斜方锂闪石与单斜锂闪石两个矿物种，它们的出现往往与锂伟晶岩同时，但形成条件与产状又有所不同。

又如电气石族共有两个亚族，一是镁铁电气石亚族，一是铁锂电气石亚族，其中镁铁电气石亚族太古代已经出现，与原始地壳的超镁铁质岩有关。铁锂电气石亚族出现比较晚，其中多种锂电气石都产于锂伟晶岩中，与锂辉石、锂云母等同时，也与锂角闪石同时出现。在我国弓长岭铁矿二矿区太古代的绿岩带中，出现于铁矿围岩或富矿夹层中的富铁黑电气石横断面为正六边形，柱面以六方柱{11$\bar{2}$0}为主，三方柱{10$\bar{1}$0}是次要的，甚至完全消失，它

们与磁铁矿共生，具有明显的环带构造，核心为含铁较高的黑电气石，或核心布满磁铁矿微尘，或核心就是磁铁矿，显示副变质的特征。镁电气石与富镁的黑电气石不与磁铁矿共生，与铁矿关系不密切，它们的横断面为近球面的三角形，柱面以三方柱{10$\bar{1}$0}为主，六方柱{11$\bar{2}$0}是次要的或很不发育。正变质的镁电气石出现于变辉石岩质的科马提岩（透闪片岩）中，富镁黑电气石出现于变玄武岩质科马提岩（角闪片岩或斜黝帘角闪岩）中，显然与超镁铁质岩有关。从镁电气石经富镁黑电气石至富铁黑电气石，三方柱{10$\bar{1}$0}逐渐减弱消失，六方柱{11$\bar{2}$0}逐渐加强，晶形从粒状、短柱状逐渐变为长柱状，以后即向铁锂电气石亚族过渡。

铁锂电气石亚族在瑞典出现于元古代的含锂伟晶岩中，在我国出现于上古生代的含锂伟晶岩中，它们成横断面近球面三角形的长柱状晶体。并常具有明显的环带构造，由中心向边缘往往依次为蓝黑色—靛蓝色—蓝绿色—绿色—黄绿色—玫瑰色—无色，显示Mg→Fe→Mn→Li→Al逐渐升高的趋势。此种个体发生史的发展实际上也是整个矿物族系统发生史的短暂重复。

（十）矿物组合系统发生史

地球的天文阶段，包括陨石阶段(或类陨石阶段)、月岩阶段(或类月岩阶段)与地球的地质阶段，物理化学环境不同，元素的价态与键合不同，故矿物组合不同。同样，从表3-20可见，在地球的地质阶段的各个地质时代，包括太古代、元古代、古生代、中生代和新生代物理化学条件不同，元素的价态和键合状态不同，矿物组合也不同。例如在太古代，继承陨石阶段与月岩阶段的还原条件，硅铁建造的矿物组合在世界范围内仍以偏还原的石英磁铁矿组合为主，元古代才出现大量石英赤铁矿组合。它们的发展也服从整个地球矿物系统发生史中介质中的氧气与氧化还原电位逐步升高的整体规律。

对于一个地区来说，不同阶段的地质作用形成的矿物组合也不同，以弓长岭花岗岩—绿岩带为例，该区铁矿二矿区绿岩带主要矿物的形成时期及发展史见表3-21。

该区绿岩带矿物组合的形成变化可分四个阶段，即区域变质阶段，接触热变质阶段，气成热液阶段和表生阶段。

区域变质作用阶段形成的矿物组合是太古代火山沉积的变质产物。根据包体测温，它们的形成温度为325-355℃，变质程度属绿片岩—绿帘角闪岩相。它们的粒度普遍较细，正变质熔岩的矿物组合具有变余鬣刺结构、变余树枝状结构、变余退玻化包体结构，变余火山堆积构造、变余斑状结构、变余双晶结构、变余熔蚀结构，变余杏仁构造、变余辉绿结构、变余辉长辉绿结构等变科马提岩、变辉长辉绿岩与变辉绿岩的结构构造。正变质的火山凝灰岩具有变余火山晶屑结构，变余火山凝灰岩层理与微层理构造。副变质岩的矿物组合具有变余层理构造、变余微层理构造，变余交错层理构造和变粒级层理构造。

上述太古代绿岩带区域变质矿物组合受元古代花岗岩侵入后经受热变质，发生重结晶。根据包体测温，重结晶温度一般为400—550℃，相当于绿帘角闪岩相至角闪角岩相。从表3-21可见，迭加于区域变质作用之上的热变质作用基本上不增加新的矿物种或新的矿物组合，虽然所有区域变质矿物或矿物组合都重结晶，但只有近接触带，具有挥发性组分或较活泼组分的矿物才明显地重结晶。如次石墨重结晶为石墨，绢云母重结晶为白云母，黑云母与普通角闪石重结晶为近于垂直片理互相平行的片状与柱状粗粒集合体，十字石成无定向穿切片理的正十字或斜十字双晶，阳起石与铁闪石重结晶成放射束状集合体等。

在热变质作用中，正变质矿物及其组合重结晶较差，变余熔岩及凝灰岩结构较易保存，副变质矿物及其组合，因原含水量较高，孔隙度较大，又具沿层理发育的片理，故较易重结晶，粒度

表3-21　弓长岭二矿区绿岩带主要矿物及形成期

矿物类别	矿物种	区域变质（绿片岩—绿帘角闪岩相）期	热变质期	热液期	表生期
岛状硅酸盐	铁铝榴石	———	———	———	
	堇青石*	———	———		
	十字石	———	———		
	黝帘石	———			
	斜黝帘石	———			
	绿帘石	———		———	
	榍石	———			
环状硅酸盐	镁电气石	———	———		
	黑电气石	———			
	堇青石	———	———		
链状硅酸盐	透辉石	———			
	直闪石	———			
	铁铁闪石	———	———		
	铁闪石	———	———	———	
	透闪石	———	———		
	阳起石	———		———	
	镁一普通角闪石	———	———		
	钙镁闪石质普通角闪石	———	———		
	阳起石质普通角闪石	———	———		
	钠闪石	———	———		
	钠铁闪石			———	
层状硅酸盐	滑石	———			
	铁蛇纹石	———			
	叶绿泥石	———			
	鳞绿泥石	———	———		
	富铁鳞绿泥石	———	———		
	密绿泥石	———	———		
	富铁密绿泥石	———	———		
	铁铝绿泥石			———	
	黑硬绿泥石	———			
其他	白云母	———	———		

* 据郑宝顺，1956，辽宁弓长岭铁矿二矿区地质勘探总结报告书，重工业部，401队。

表3-21续表

矿物类别	矿物种	区域变质（绿片岩-绿帘角闪岩相）期	热变质期	热液期	表生期
层状硅酸盐	绢云母	——		——	
	铬白云母	- - - ——	——		
	铝含云母	——	——		
	金云母	—— - - -			
	贫铁黑云母	—— - -	——	——	
	一般黑云母	- - -	- - ——		
	富铁黑云母	—— - -	——		
	铁黑云母			——	
架状硅酸盐	钠长石	—— - -	——	——	
	钠更长石	——			
	更长石	——			
	微斜长石	——		——	
单质	次石墨	- - —— - -			
	石墨		——	——	
硫化物	黄铜矿	—— - -		——	
	闪锌矿			——	
	方铅矿			——	
	辉钼矿			——	
	黄铁矿	——		——	
	磁黄铁矿	——			
氧化物	石英	- - -	- - ——	——	——
	金红石	- - —— - -			
	磁铁矿	- - -	——	——	
	赤铁矿	——	——		
	镜铁矿			——	
	褐铁矿				——
磷酸盐	磷灰石	—— - -			——
碳酸盐	方解石	- - - - -	- - ——	——	
	菱镁矿	—— ——			
	镁菱铁矿	——	——	——	
	菱铁矿				
	铁白云石				

易增大，变余沉积结构构造易遭受不同程度的破坏。副变质的堇青石与石榴石原为胶体沉淀，它们的团粒集合体经热变质后，由于聚合重结晶(*Collective recrystallization*)常成为穿切片理的他形—半自形—自形的热变斑晶，石榴石的热变斑晶可大至15cm。同样，副变质的石英、蓝晶石、磁铁矿、赤铁矿等也较易重结晶，近接触带的蓝晶石本身虽不含挥发分，但也与十字石相似，也形成无定向穿切片理的变斑晶。

该区内元古代花岗岩构造岩浆活动形成的气成矿物很少见。只有在剪切应力作用下沿古断裂带形成的从理想形至歪形的多种成因形态类型的磁铁矿单晶及双晶，根据包体测温它们的形成温度为695—715℃。以后它们又为绿泥石脉、黄铁矿脉、黄铜矿脉等单矿物热液脉所穿切。在断裂带的中心并有石英、菱铁矿热液脉充填。古断裂带气成热液矿物组合的物质主要并非来自下伏花岗岩，而是来自被古断裂穿切的下伏绿泥石菱铁矿片岩、石榴绿泥片岩、石英磁铁富矿层等围岩。

未被古断裂穿切的区域变质矿物组合，在热变质过程中也有局部活化，短程运移，沿裂隙沉淀，形成热液脉的情况。如穿切石榴石变斑晶的石榴石脉，穿切阳起磁铁石英岩的阳起磁铁石英脉，还有穿切绿泥磁铁富矿层的绿泥磁铁富矿脉等，它们的分布多数限于层内，只有少数穿切上、下围岩，具有明显的层控性质。显然这类热液矿物组合的物质来源也与花岗岩无关。但也并非所有热变质矿物组合在热变质阶段以后的热液阶段均形成热液脉，只有少数近接触带具有挥发分较富Na、Fe等活性组分的矿物才形成热液脉。如金云母、透闪石、普通角闪石、镁钠闪石、更长石、菱镁矿等不形成热液脉，但相应的黑云母、阳起石、钠铁闪石、铁闪石、钠长石、方解石却形成热液脉。这类在时空分布和物质成分上继承热变质矿物组合的热液脉，规模一般不大，多为细脉甚至显微细脉，粒度也远较热变质阶段的为细，有时呈现对

称分带，如在磁铁绿泥石脉中，磁铁矿在脉心，绿泥石在脉边；或呈现梳状构造，如在铁铝榴石铁闪石脉中，石榴石在脉心，铁闪石在两侧垂直脉壁生长。伴随温度降低热变质矿物组合进入热液阶段后也常显示进一步分异的特征，如穿切方解石磁铁富矿层的热液脉分解为方解石脉与磁铁矿脉，穿切赤铁石英岩的热液脉分解为镜铁矿脉与石英脉等单矿物脉。穿切区域变质岩斜长角闪岩的绿帘石脉也为单矿物脉。在上述热液矿物组合中，一般不新增加矿物种，但在个别情况下也出现热变质阶段不出现的矿物种，如热变质富铁黑云母在构造应力与热液作用下分解为铁黑云母与贫铁黑云母，热变质的铁铝榴石变斑晶受热液交代形成主要成分几乎与铁铝榴石完全相同的铁铝绿泥石等。

弓长岭铁矿二矿区物理风化的表生矿物以石英及磁铁矿为主，化学风化的表生矿物以褐铁矿为主，体现绿岩带硅铁建造特征。但限于东北的气候条件，化学风化很弱，褐铁矿化主要限于断裂带。

从上可见，弓长岭太古代绿岩带的区域变质矿物组合分布是广泛的，但变质程度是低的。由元古代花岗岩侵入形成的热变质矿物组合继承了绿岩带的物质成分，虽具有进变质的特征，但分布较窄，矿物种数也有所减少。沿断裂或裂隙分布的气液矿物组合更为局限，矿物种数更少，气化阶段的矿物形成温度高于热变质阶段，但热液阶段的矿物形成温度却低于热变质阶段，与绿岩带的形成温度大体相当，表生阶段形成的矿物种数最少。

控制弓长岭铁矿二矿区矿物组合发生史的首要基础为该区太古代的火山沉积，它们在空间上的分布又首先决定于火山喷发中心所在的位置。在该地从西北区经中央区到东南区，海底火山喷发与次火山活动有依次加强的趋势，故绿岩带矿物组合从西北到东南也有趋向复杂的趋势。以上含铁带为例，三个区段的矿物组合见表3-22。

表3-22　弓长岭铁矿二矿区上含铁带主要特征矿物组合在空间上的变化

编号	西北区	中央区	东南区
1	钠更长石＋普通角闪石	钠更长石＋普通角闪石	钠更长石＋普通角闪石
2	斜黝帘石＋普通角闪石	斜黝帘石＋普通角闪石	斜黝帘石＋普通角闪石
3	普通角闪石＋绿泥石	普通角闪石＋绿泥石	普通角闪石＋绿泥石
4	阳起石＋绿泥石	阳起石＋绿泥石	阳起石＋绿泥石
5	方解石＋透闪石	方解石＋透闪石＋磁铁矿	方解石＋磁铁矿
6		铁铝榴石＋绿泥石	铁铝榴石＋绿泥石
7		镁铁闪石＋铁铝榴石＋绿泥石	镁铁闪石＋铁铝榴石＋绿泥石
8		铁铝榴石＋铁闪石	铁铝榴石＋铁闪石
9		堇青石＋绿泥石	菱铁矿＋绿泥石
10		堇青石＋铁铝榴石＋绿泥石	十字石＋绿泥石
11			钠更长石＋黑云母
12			钠闪石＋铁铝榴石＋钠长石＋黑云母
13			十字石＋铁铝榴石＋黑云母
14			十字石＋钠铁闪石
15			十字石＋铬云母＋金红石
16			铁闪石＋铁蛇纹石＋磁铁矿
17			黑硬绿泥石＋磁铁矿
18			方解石＋磁铁矿
19			磁铁矿＋赤铁矿

由表3-22可见，由西北区到中央区矿物组合中Fe^{2+}上升，而从中央区到东南区矿物组合中Na、K与Fe^{2+}、Fe^{3+}均上升，故矿体品位规模从西北区向东南区应逐渐加大，从东南区向东也应是有远景的。显然，矿物组合发生史的研究，不仅可以阐明地质构造岩浆活动等基础理论问题，还对找矿有直接的指导意义。

第四章

矿物标型

根据矿物标型学说的发展(见第一章)，矿物标型是现代成因矿物学的核心，也是找矿矿物学理论基础之一。矿物标型主要包括以下三个方面，即标型组合、标型矿物和标型特征。

标型组合：是在特定的形成条件下形成的矿物组合，这种组合可作为一定形成条件的标志。

标型矿物：是在特定的形成条件下形成的矿物，这种矿物可作为一定形成条件的标志。

标型特征：矿物的全部成因信息是矿物的形成条件在产状、形态、成分、结构、物性包括谱学等各方面的全面反映，标型特征是其中能标志特定形成条件的成因信息。

能够判断介质条件的标型组合、标型矿物和标型特征统称矿物的标型。进行矿物标型研究必须以地质研究为首要基础，矿物的产状、共生组合、生成顺序、空间分布、单体和集合体的结构构造特征等，是标型研究必不可少的基础，首先应给予足够的重视。拉扎连柯（Лазаренко, 1979）把标型研究分为四个方向：地质学方向(包括共生组合、结构构造、生成顺序研究)；晶体形态学方向(包括单体和集合体形态的研究)；晶体化学方向（包括成分、结构及物性研究)；温压地球化学方向（包体研究)，也把地质学方向列为首位。

根据矿物的标型来分析矿物形成条件的方法称为标型分析。

在进行标型分析时要注意它们的继承性和特征性。矿物是成因信息的仓库，根据信息论的观点，矿物是外在形成条件如浓度、温度和压力等参数的"接收机"，从外界接收的信息是无限的，但作为明显的成因标志的信息是有限的（Ю.шкин，1976），因此对已取得的各方面信息需要有一个分析综合加工的过程。

一、标型组合

标型组合是在特定的地质条件下形成的专属性矿物组合，它与典型矿物组合差别是它的产出条件在更狭窄的物化条件下。如金伯利岩的原生矿物组合：镁橄榄石(假象)、金云母、铬镁铝榴石、铬透辉石、铬尖晶石、镁钛铁矿、钙钛矿、锐钛矿、金红石、磷灰石、碳硅石和金刚石。其组合即不同于一般超基性岩，又不同于榴辉岩，故可称为标型组合。

前寒武纪出现磁铁矿、石英、铁铝榴石、铁闪石、铁蛇纹石、富铁绿泥石组合，及磁铁石，石英、黑硬绿泥石组合，是绿片岩相—黝帘角闪岩相硅铁建造的标型组合。

氧化带有的矿物组合也可称标型组合，如褐铁矿、铅矾、白铅矿、菱锌矿、蓝铜矿(有时有孔雀石)组合，是指示铅锌矿床氧化带的标型组合。

如把标型组合的研究与组合中的标型矿物与矿物的标型特征研究结合起来，则更能起到标型作用。如含金刚石的钾镁煌斑岩标型组合不具有镁钛铁矿、铬透辉石，而具有钾镁钠钙闪石和白榴石，石榴石标型特征也不同，则能与金伯利岩区别开。

二、标型矿物

一般认为标型矿物形成于较狭窄的物化条件下，因而具典型

的物化意义，即只能有一种成因产状。随着对自然界认识的深入，矿物新的成因不断发现，使真正的标型矿物日益减少。过去认为铬铁矿是超基性岩的标型矿物，但后来发现它在基性岩中也出现，而且与超基性岩有关时，它既可产于岩浆早期成为堆晶，又可产于岩浆晚期热液阶段，离开岩体进入围岩成为穿切围岩的热液脉。原认为十字石是泥质岩中级区域变质的标型矿物，但现已发现热液成因的十字石；蓝晶石同样也是如此。严格说来，这些矿物都不能称为标型矿物。虽然如此，有部分矿物还是趋向以一种或两种成因为主的，其它的成因则较少见到，结合其它地质情况，仍可起到一定的标志作用。如金刚石只产于超基性岩类中，特别是产于金伯利岩和钾镁煌斑岩时最有价值。铬尖晶石系列矿物产于基性—超基性岩中。自然钯、锇、铱主要产于超基性岩中。透长石、歪长石及α石英副象，主要产于中酸性浅成岩或喷出岩中。霞石、白榴石产于碱性岩及碱性超基性岩中。黑榴石产于碱性侵入岩及其火山岩中。锂辉石、锂电气石产于含 Li 的花岗伟晶岩及其气化热液脉中。其它如绿柱石、锂云母及铁锂云母主要产于花岗岩、花岗伟晶岩及气化高温热液脉中。辉锑矿、纤锌矿、明矾石及冰长石主要形成于低温热液。赤铜矿、块黑铅矿及奥慈石为氧化带的产物。海绿石主要为海相浅海沉积，在河流沉积中也有发现。鲕绿泥石主要为浅海、滨海沉积。胶磷矿为海相沉积。芒硝、无水芒硝及光卤石为盐湖沉积。绿纤石主要产于低级变质，硬绿泥石出现在中—低级变质，蓝闪石主要为高压低温变质。下面几种矿物成因条件更为狭窄，如铯榴石只产于含 Cs 的花岗伟晶岩。三方晶系的辰砂只产于低温热液。胆矾和黄钾铁矾产于干燥地区氧化带，角银矿产于干热地区氧化带等。

研究标型矿物必须与矿物标型特征结合起来，才能更起到标型作用。

三、标型特征

正如A E. 费尔斯曼所指出，矿物具复成因性，自然界大多数矿物为贯通性矿物，可在多种成因条件下形成，因此，反映它们形成条件的标型特征，更为重要，现分别讨论如下。

(一) 形态标型

1. 集合体的形态标型（见第三章）

2. 双晶的形态标型

在成因不同的岩石和矿床中，双晶类型、双晶律及双晶形态都有不同程度的区别。

1) 双晶类型与成因关系 角岩：主要为固态下生长的原生双晶，如重结晶双晶，其次为转变双晶。

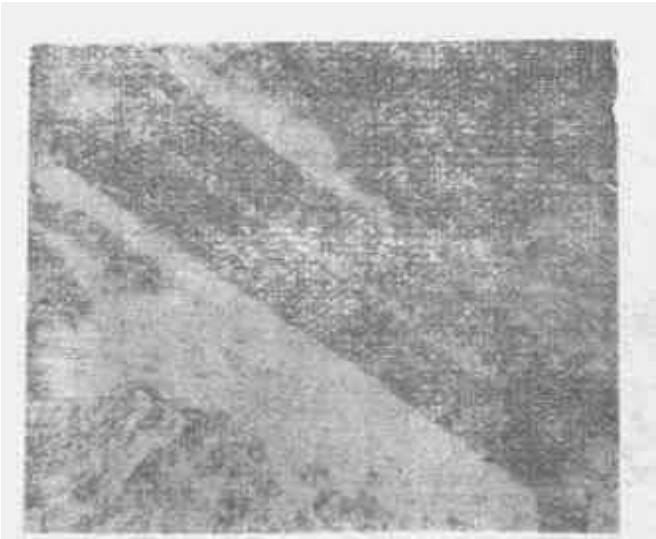
火成岩及热液脉：晶体在熔体及热液介质中生长，常见生长双晶、联并双晶和转变双晶。在热液介质中机械双晶比较发育。

区域变质岩：晶体在固态下生长，双晶为生长双晶、重结晶双晶及机械双晶，其次为转变双晶。种类虽多，但发育不普遍。

动力变质岩：主要为机械双晶。

2) 双晶律与成因关系 穿插双晶一般为生长双晶，如锡石中{110}双晶和钾长石卡式双晶等。同种矿物有的双晶律为生长双晶，有的则为机械双晶，如方解石生长双晶为{0001}、{10$\bar{1}$1}，而聚片双晶常见{01$\bar{1}$2}。方铅矿的{111}经常为生长双晶，而{441}则为机械双晶。磁铁矿生长双晶及机械双晶都为{111}（尖晶石律），照片4-1，为弓长岭铁矿区绿泥片岩中沿裂隙生长的板状双晶上叠加的聚片双晶。板状双晶为生长双晶，叠加的聚片双晶为机械双晶。

牛来正夫(Gorai, 1951)利用斜长石双晶律区别变质岩与火



照片 4-1　磁铁矿板状双晶上迭加的聚片双晶
（原大 8mm）
（据陈光远等，1984）

成岩，可以从中得到启发。他认为斜长石出现的双晶律与本身成分无关，而与其成因有关。表 4-1 是根据他的分类简化补充而成的。

牛来正夫又把斜长石双晶分为三个类型：*A* 双晶：钠长石律、肖钠长石律和阿库林律，在一个颗粒可同时具两种双晶律。*C*

表4—1　斜长石双晶成因分类

双晶类型		双晶名称	双晶结合面	双晶轴	成因分类	分布
面律	聚片	钠长石律	(010)	⊥(010)	生长双晶 机械双晶	常见，普遍
	简单	曼尼巴律(底面)	(001)	⊥(001)	生长双晶	少见，相对在变质岩中常见
	简单	巴温诺律(左、右)	(021)(02$\bar{1}$)	⊥(02$\bar{1}$)	联并双晶 生长双晶	罕见，相对在火成岩中常见
轴律	简单	卡式律	(010)	[001]	联并双晶 生长双晶	常见，普遍
	聚片	阿库林(翻底)	(001)	[010]	生长双晶	少见
	聚片	肖钠长石律	菱形切面	[010]	多为机械双晶	火成岩中少见 变质岩、交代岩中常见
复合律	聚片	卡—钠联晶	(010)	⊥[001]	生长双晶	较常见
	聚片	底面—翻底	(001)	⊥[010]	生长双晶	少见，基性斜长石相对常见

（据牛来正夫，1961 资料简化，并补充双晶生长方式）

双晶：卡式律和卡钠联晶律，其次为曼尼巴律、巴温诺律、阿拉 A、阿拉B、钠长石—阿拉B、曼尼巴—阿库林等双晶律。U双晶，为无双晶单体。根据三者比例可以反映成岩历史和岩石成因。此三类双

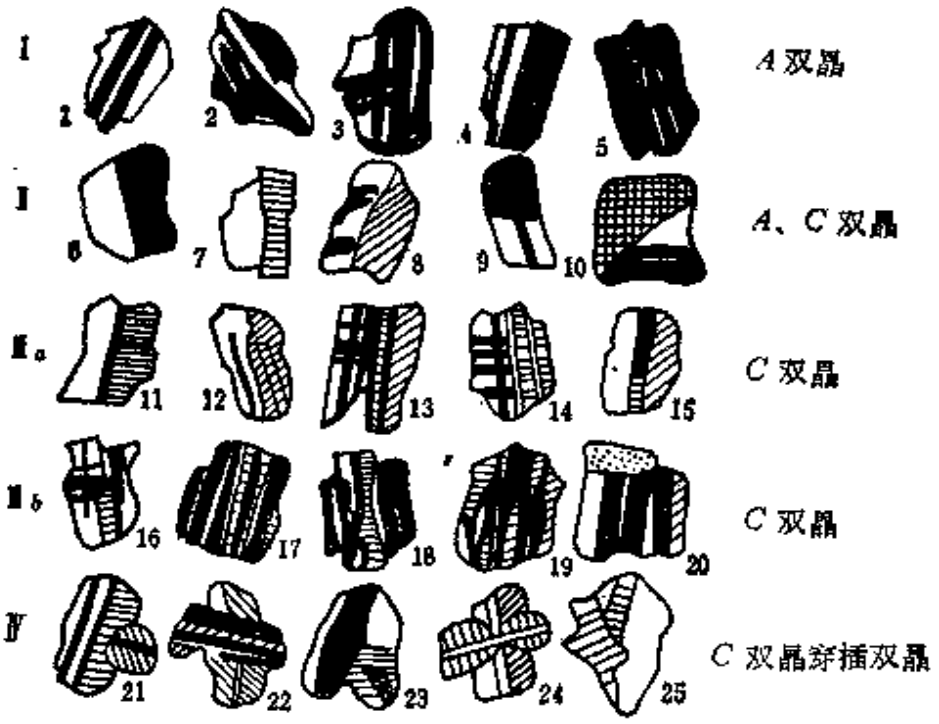


图 4-1　薄片中 A、C 双晶具体图象(据 Gorai, 1951)

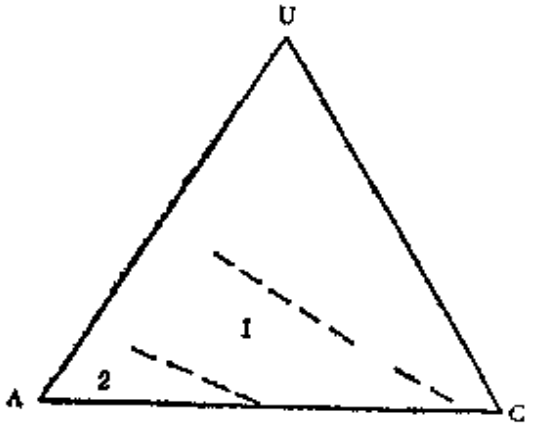


图4-2　牛来正夫 UAC 三角图解

1. 火成岩成因岩石区，
2. 变质岩成因岩石区，

U、A边为片麻岩区，包括混合岩

晶具体图象区别见图4-1。

具体作法是在岩石中进行斜长石双晶分类统计，将测得的三种双晶分别求出其百分比。他对不同成因花岗岩进行了大量统计，得出变质成因与岩浆成因花岗岩中三种双晶的百分含量：变质花岗岩无C双晶，A双晶88%，U双晶12%。岩浆成因花岗岩C双晶47%，A双晶44%，U双晶9%。并作出三角图（图4-2）。

托比（Tobi，1962）继牛来正夫之后，提出斜长石双晶成因类型，不仅可用 A、C、U 双晶的数量比例，还可应用双晶结合面为（010）的双晶比例。他分别对绿片岩相、铁铝榴石角闪岩相、热变质角岩相、岩浆岩的斜长石双晶特点进行了总结：

绿片岩相：双晶类型主要为钠长石律、卡式律及卡—钠联晶律。通常为简单双晶，少见聚片双晶，出现时也只是个别的条片且很快成楔形尖灭。只出现接合面为(010)的双晶，即(010)双晶占100%。

铁铝榴石角闪岩相：双晶类型为阿库林律、肖钠长石律及钠长石律，属牛来正夫A双晶，多为聚片双晶，阿库林律及肖钠长石律多于钠长石律。前两者的特点是双晶结合方向为正延长，明显的不对称消光，在一个或两个单体上具有很低的双折射率。(010)双晶＜50%。

热变质角岩相：双晶类型仍为阿库林律、肖钠长石律及钠长石律，多为聚片双晶，但钠长石双晶律多于阿库林和肖钠长石律。这种特点对于深变质相蓝晶石黑云母片岩也适用。(010)双晶占75%—100%。

岩浆岩：双晶类型为牛来正夫的 C 双晶及 A 双晶，双晶类型比变质岩多，A 双晶中钠长石律较阿库林律及肖钠长石律更常见，数量多。(010)双晶占75%—100%。基性斜长石 C 双晶比酸性斜长石多。

陈光远等(1964)研究了密云沙厂片麻岩及混合岩注入脉中斜长石双晶的特点，在工作中用弗氏台对2000多个斜长石颗粒进行了测定与统计，结果与牛来正夫的结论较一致（表4-2）。

从表可见，密云变质岩斜长石双晶以U为主，且 A 双晶多于 C双晶，由于变质程度高，多为聚片双晶或格状双晶。并认为变质岩中A双晶发育的原因是在固态下结晶，组分流动性不大，不易按双晶位置形成双晶，故单晶多。与此同时，A 双晶的双晶轴

表4-2　密云沙厂铁矿变质岩中斜长石A.C.U双晶%比例

岩石名称	变质岩				花岗质注入脉			
	An%	A	C	U	An%	A	C	U
角闪斜长片麻岩	43	39	0	61	[illegible]	72	0	28
辉石斜长片麻岩	40	10	0	90	10	27	2	71
角闪斜长片麻岩	43	24	0	76	5	14	0	86
角闪岩	40	4	4	92	10	40	0	60
辉石斜长片麻岩	40	4	0	96	10	56	0	44
黑云斜长片麻岩	38	23	0	77	8	24	2	74
黑云斜长片麻岩	38	20	0	80	8	24	0	76
紫苏、普通辉石斜长片麻岩	45	38	0	62	37	66	0	34
黑云辉石斜长片麻岩	46	43	0	57	34	68	0	32
石榴黑云斜长片麻岩	40	22	0	78	24	30	0	70
总计		227	4	769		421	4	675

（据　陈光远等，1964）*

⊥(010)，此方向接近正长石 L^2 的位置，Na，Ca 代替 K 所造成的偏离不大，易在此方向形成双晶(陈光远，1964)。

钾长石双晶律不如斜长石在地质成因上分布规律。卡尔伯(Kalb，1924) 根据流纹岩、花岗岩和脉岩的研究指出，高温有利于生长卡式双晶，低温巴温诺双晶较常见，温度更低时，无双晶钾长石增多。奎勒 (Köhler，1948) 认为，在热流体中晶出的卡式双晶以穿插双晶为特征，而伟晶岩中晶出的卡式双晶以接触双晶为特征，以 (010) 为接触面。

3)　双晶形态与成因关系　熔体或液体中的生长双晶，具有可充分发展的自由空间，故可形成三维枝状双晶，还可形成复杂

* 陈光远，朱自尊，1964，斜长石双晶研究，第一次全国矿物岩石地球化学会议论文汇编，66—73

的环状双晶、穿插双晶及聚片双晶。应力作用的生长双晶往往在裂隙中生长，受空间条件的限制，长成板状双晶（图4-16，照片4-1）。机械双晶大多数为聚片双晶，双晶的单体不规则，楔状或断续状，且常呈雁行式排列。具有一定宽度的聚片双晶，更可能属机械双晶。从熔体或液体中常结晶出不等宽度的双晶。

微斜长石格状双晶为纺锤状且大小相同时，是由富含挥发组分的岩浆中结晶的标志，是在液相线下固态晶体有关的改造过程中产生的(熔离作用，有序化及双晶化作用)，并且没有后期迭加作用的影响(Вовк & Павлишин, 1974, Лазаренко等,1976)。如果双晶格子形状多样化且大小不一，则是在岩浆期后阶段岩浆物质再结晶的结果(Murlhy & Venkalaraman, 1964)。

3. 单体的形态标型　矿物单体形态在判断成矿介质浓度、温度和压力，原岩的判断，找矿标志等各方面都能起较大的作用。在国外不乏这方面的实例。我国最近也开展了矿物形态标型方面的研究，如岩浆岩中的锆石（莫采芬，1980，严阵，1982，1984），金伯利岩中的铬铁矿（赵秀英，1982），金矿床中的黄铁矿(张立，1984)等。但总的说来研究得很不够，如利用测角手段研究晶体形态的变化规律，建立矿物成因的直观标志，深入阐述晶体形态的成因规律等还有待加强。最近国外对晶体表面微形貌的研究取得较大的进展，而我国几乎还没有开展，这也是现代成因矿物学面临的课题之一。

矿物单体形态标型包括单体的粒度、晶体的习性、晶体出现的单形、晶面花纹(聚形纹、生长锥及蚀象等)、晶面微形貌及歪晶的研究。现将典型单体形态实例、晶面花纹及微形貌、歪晶等标型特征举列如下。

1)　典型单体形态实例

(1)刚玉　刚玉形成于高温富Al贫Si或富Si、Al而贫K、Na的条件下。主要组分及次要组分对刚玉晶形都有影响。奥兹哈夫

(Озеров, 1945) 把刚玉分为四种形态类型：双锥，长柱，菱面体型和轴型（图4-3）。前三种为沿C轴延伸的，多产于贫Si富Al

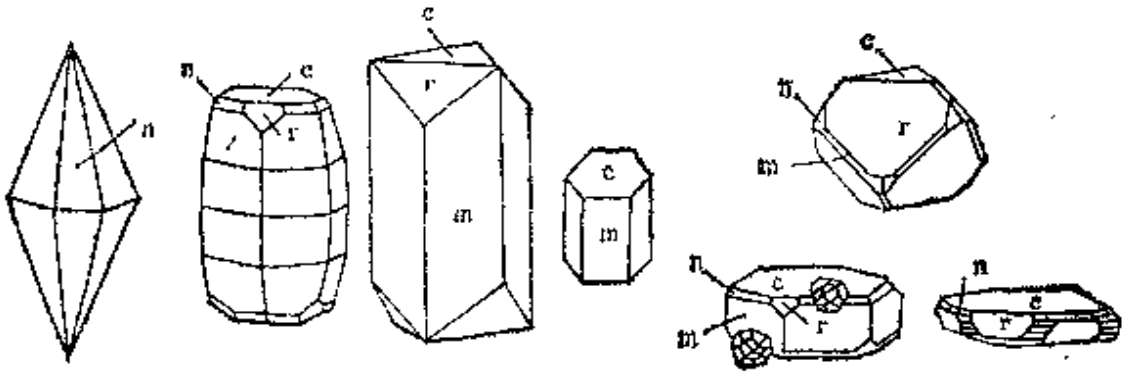


图 4-3　刚玉的晶形
（据 Озеров, 1945）

的岩石中，如在碱性岩、超基性岩、贫 Si 的片麻岩、含 Al 较高的大理岩中都可产生。如我国河北建屏矽线石刚玉钾长片麻岩(贫Si，富Al，富K,Na)中的刚玉，为沿C轴延伸的柱状。轴面型见于富Si、Al，贫K、Na的围岩中，如一定成分的花岗片麻岩、石英云母片岩及次生石英岩等。

（2）锡石　锡石的形态对生成条件的变化最为敏感。德劳玛诺娃等(Доломанова等，1969) 研究了苏联远东、中亚等地的各种矿床中的锡石晶体，对其晶体习性和出现的单形作出总结(表4-3)。一般情况下，温度高趋向于等轴状或短柱状，温度低趋向于长柱状。我国个旧锡矿是多成因的锡矿床，其晶形变化也是很有规律的，图 4-4 为我国不同成因矿床中锡石的晶体图。

锡石晶形主要由过饱和度的变化引起的，在自然界常常是温度高过饱和度低，或温度低过饱和度高，因此介质温度由高温—低温变化，常常也是过饱和度由低—高的变化。

（3）锆石　锆石分布广泛，几乎各种岩石中都有它的分布，并经常呈完好的晶形出现，其晶体不易破坏，因而能保留原始特征，可用来探索岩石的原始成因。锆石的形态研究从十九世纪就

表 4-3　锡石的晶体习性

产状	晶体习性	单形	
		主要的	次要的
交代的伟晶岩脉锡石	双锥	{111}	
长石—石英脉及细脉	短柱	{111}、{101}、{001}、{110}	
石英脉及细脉	同上	{111}、{110}、{101}、{100}{320}	{430}、{321}、{210}、{310}、{421}、{001}
铁云母斑状花岗岩	柱状	{111}、{101}、{110}	
交代成因岩石的孔洞壁上	具发育轴面的柱状	{110}、{100}、{001}{111}	
角岩中第一阶段石英细脉	等轴状	{111}、{110}、{100}、{221}、{321}、{112}	
角岩中第二阶段的辉钼矿石英脉	长柱状	{111}、{110}、{320}	
角岩中第四阶段细脉(斑岩中)	同上	{101}、{100}、{110}	
石英电气石岩	同上	{101}、{100}、{110}	
石英斑岩	同上	{110}、{100}、{320}、{321}、{221}	
斜长花岗岩	同上	{110}、{111}、{221}	
碳酸盐—萤石—闪锌矿带	同上	{110}、{100}、{321}、{111}	
锡石硫化物建造	同上	{110}、{111}	

(据Доломанова等，1980)

已开始直到现在，积累了丰富的资料。锆石晶形的研究对岩浆岩的类型、侵入的顺序与含矿性及正副变质岩的区分、进行地层对比等各个方面，可提供一定的成因信息。国内外在这方面开展了

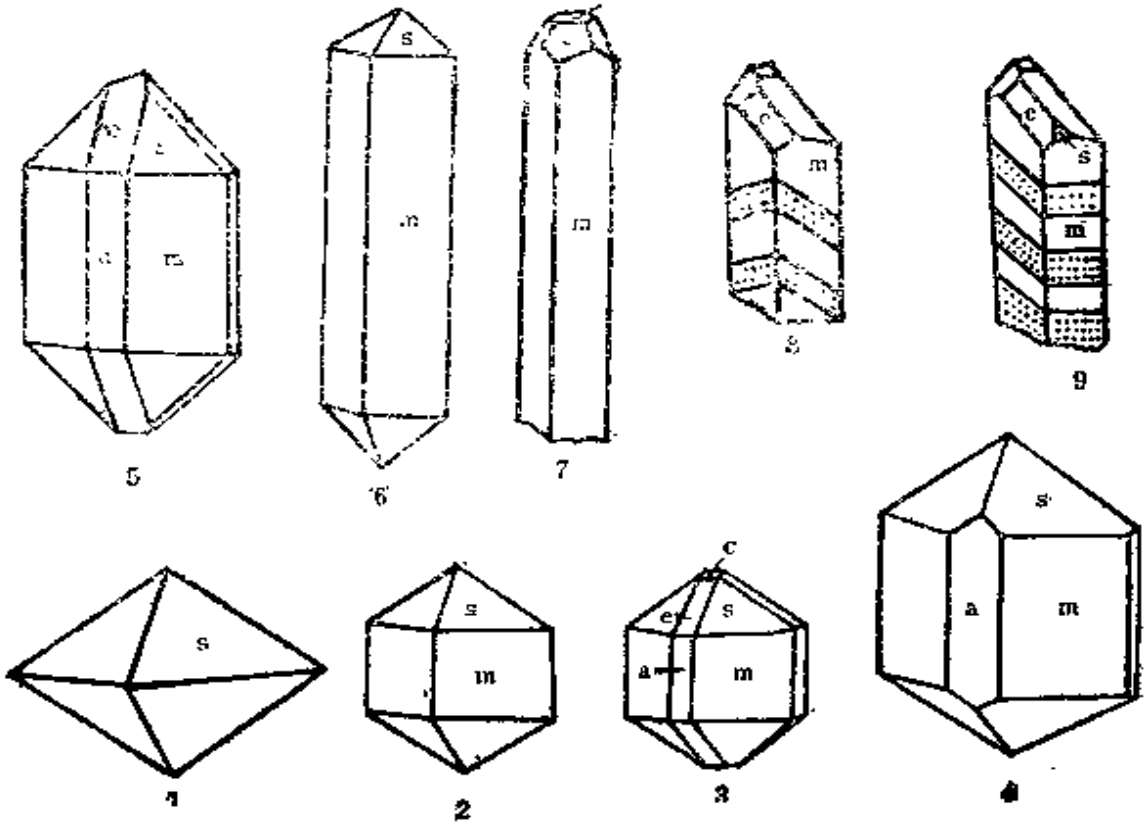


图 4-4　我国不同矿床成因的锡石晶体图

（据何知礼，1982）

1.伟晶岩中锡石(广西某地)，2、3.长石-石英脉型钨锡矿床中锡石（漂塘），4、5.蓝色电气石脉中锡石（个旧），6、7.硫化物中锡石（个旧），8、9.锡石方解石脉（个旧）

大量的工作，对它的延长系数、晶体单形特点、晶面表面特点及磨损等，都可作了标型研究。

a. 延长系数　一般用L/b表示（长/宽）。基性岩中锆石L/b=4—5，碱性岩中锆石L/b=2—2.5，沉积岩中锆石$L/b<2$。延长系数多用来判断正副变质岩。在测量延长系数时必须作大量的统计工作，才能得到较可靠的结论。

b. 岩石成分与锆石的晶形　经大量的研究可知，锆石晶形主要与岩石中的成分及本身所含的微量元素有关。沙弗兰诺夫斯基(1933)，总结了锆石在碱性岩中晶形的变化（表4-4）。我国阿

表4-4　锆石在碱性岩中的标型

特征 \ 介质	云霞正长岩	云霞正长岩中伟晶岩	云霞正长岩与正长岩接触带	正长岩
粒　　度	最粗粒的晶体	粒　度　降　低		
晶　　习	双锥状常带底面	双　　锥	过渡类型	柱　状
晶面表面特征	平整光亮	粗　　糙	{111}{110}平整光亮，{100}粗糙	
颜　　色	褐色，具环带	红　褐　色	黄　　色	暗褐色

（据Шафрановский，1933）

尔泰伟晶岩（王贤觉等，1981）三号脉中的锆石有两种，一种为富铪锆石，成细小晶体（0.3mm），主要与锂云母、钠长石、铌钽锰矿、铀细晶石、镏铝榴石共生，并常与铀细晶石、钠长石、铌钽锰矿、石英等成连生体。普通锆石较少见，仅在伟晶岩石的边缘部分，分布于硅酸盐之间。富铪锆石呈短柱状、双锥状，而普通锆石则为长柱状（图4-5）。严炳铨(1984)，李戈晶(1985)研究

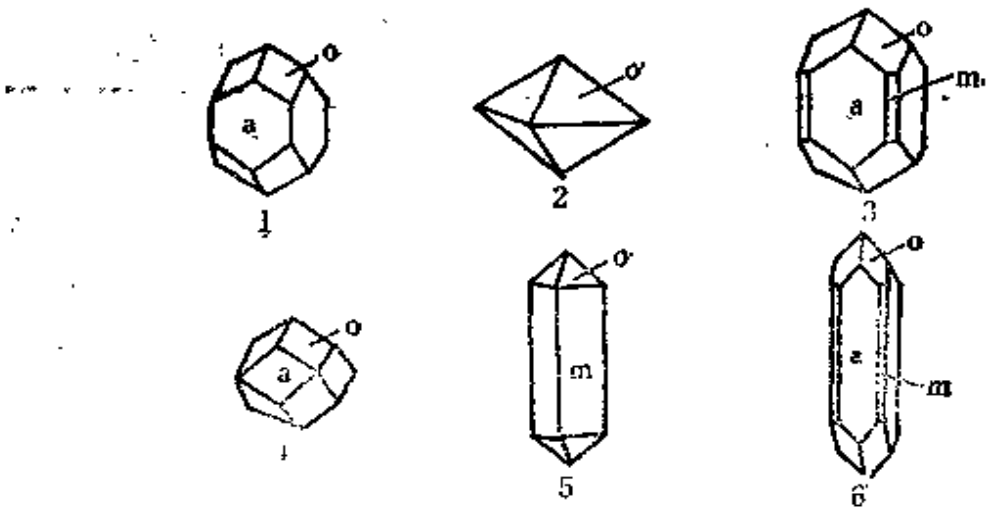


图4-5　富铪锆石（$ZrO_2/HfO_2=6\pm$）与普通锆石（$ZrO_2/HfO_2=50\pm$）晶形图

（据王贤觉等，1981）

1—2主要富铪锆石，3—4少见的富铪锆石，5—6普通锆石

了福建晶洞花岗岩中的变生锆石与普通锆石的形态特征。变生锆石与普通锆石在成分上有较大的差别，特别是ZrO_2/HfO_2比，ThO_2及U_3O_8的含量（表4-5）。变生锆石的形态为双锥状，或柱面不发育的短柱状，而普通锆石则为长柱状。在魁岐岩体最后阶段的富铪普通锆石为双锥状，含HfO_2由3.47～3.16，ZrO_2/HfO_2 18.82～21.06，是所有锆石中含HfO_2最高的。从上面两个例子可见，锆石中Hf、U、Th的含量是引起晶形变化的重要原因之一，U、Th并引起了晶体非晶质化，因此变生锆石的晶形也有一定的特点（表4-5）。

表4-5 福建晶洞花岗岩(丹阳、福州、前洋、魁岐)锆石特征成分

矿物 / 成分、晶形特点	变生锆石(10)		富铪普通锆石(2)		普通锆石(9)	
	最大—最小	平均	最大—最小	平均	最大—最小	平均
HfO_2	2.61—1.23	1.84	3.47—3.16	3.32	2.01—1.05	1.93
ZrO_2/HfO_2	25.22—47.70	32.60	18.82—21.06	19.94	32.56—62.36	51.66
ThO_2	1.43—4.37	2.40	0	0	0—0.09	～0
U_3O_8	0.26—1.86	0.92	0	0	0—0.25	0.11
晶形	双锥状	短柱状	双锥状		长柱状	

（据李戈晶，1985，资料整理）
括号内为样品数

严阵（1982）统计了陕西中酸性侵入体（花岗岩、花岗闪长岩、石英闪长岩及二长岩）的锆石晶体形态（200个人工重砂），结合岩石化学分析（500个），探讨了柱状锆石晶形与岩石化学成分的关系，找到一定的规律（表4-6）。作者认为，中酸性侵入体中锆石主要单形与岩石中SiO_2、CaO、K_2O、Fe_2O_3、FeO的含量有关，岩浆的化学成分是控制晶体形态的重要因素。看来岩浆的酸碱度对锆石晶形影响也较大，如在福建晶洞花岗岩中，随着岩石SiO_2含量的降低，$Na+K/Al$比值的降低，锆石晶形由简

表4-6　锆石晶形与岩石成分的关系

类　　型	晶形特征	成　分　特　征
第Ⅰ类(简单晶形)	a、m、p面为主，不出现x面。$a>m$或$m>a$	$K_2O>4\%$，$CaO<1.7\%$，$SiO_2>71\%$，$0.5Fe_2O_3+FeO<2\%$。
第Ⅱ类(m面发育的复杂晶形)	a、m、p、x都出现。$m>a$	$K_2O<4\%$，$CaO>1.7\%$ $SiO_2<71\%$，$0.5Fe_2O_3+FeO>2\%$。
第Ⅲ类(a面发育的复杂晶形)	a、m、p、x都出现。$a>m$	有的与Ⅰ重合，有的与Ⅱ重合，处于过渡位置

(据严阵，1982资料简化)

a为{100}，m为{110}，p为{111}，x为{311}

单向复杂变化(李戈晶，1985)。

北京延庆董家沟钼矿区有一套中～中酸性侵入杂岩，塘口的石英二长闪长岩，龙潭的硅化黑云母化花岗岩，汉家川的石英闪长岩中的锆石，它们的晶形相同，m、a、p、x发育，$m>a$（属严阵提出的第Ⅱ类型）。前二岩体与钼矿化有关，而汉家川岩体远离前二岩体，故有是否同源之争。据锆石晶形结合其它副矿物的研究，证明为同源，故扩大了找矿远景。大钟山石英二长岩，锆石晶形为m、a、p发育，不出现x面（相当于严阵提出的第Ⅰ类型，大钟山岩体与以上岩体非同源属成矿后的岩体，与矿化无关。磨石爆破角砾岩与龙潭爆破角砾岩中的锆石晶形由a、p组成，m缺失，结合其它副矿物研究，知二岩体中的爆破角砾岩都是同源的(英采芬，1980)。

c．晶面特征的研究　岩浆成因与沉积成因（经搬运）的锆石，晶面特征不同。晶体表面有磨蚀痕迹，如毛玻璃状麻面，或具方向性的擦痕，则可能是经搬运过的。若晶体棱角清晰，具有

熔体的溶蚀现象，则可能为岩浆成因。因此，对晶面特征的研究，可以用来作为恢复原岩的重要依据之一。但在深变质岩中，可能改变锆石的习性和形态。万汉钟（1983）据河北康保地区太古代单塔子群(Ar)变质岩中锆石特点，提出下面特征，见表4-7。

表 4-7　变质岩中锆石晶形的变化

变质相系	沉积型锆石	岩浆型锆石
低压	柱粒状，浑圆粒状，磨圆度好，表面有麻点、擦痕、小坑，有的呈半玻璃状，呈现搬运特征。	晶棱、晶面发育，常呈自形柱状、半自形粒状，L/b一般>2。
中压	继承上述特点，锆石颗粒主要分布于长英变晶矿物粒间	锆质同化为同形后，晶棱晶面进一步同化，颗粒拉长，形成椭底状等。可发生定向裂理，产生再生环边，随压力加大环边变宽，核心变小。锆石主要分布在塑变石英内。
高压	柱粒状，浑圆粒状向球形粒状变化，有时可见不发育的晶棱晶面，隐约可见内核。	除少数椭圆粒状，绝大部分呈圆粒状，球粒状，具较宽的压熔环边，部分保留细小内核，主要分布在塑变的石英内。

（据万汉钟，1983）

（4）橄榄石　岩浆成因的橄榄石（基性、超基性火成岩）以沿(010)发育成板状为其特征。大部分晶体沿[001]轴伸长，沿[100]轴伸长的较少。并且{010}、{110}和{021}特别发育。气成成因的橄榄石可分为两种习性。接触带中的橄榄石为镁橄榄石、钙镁橄榄石和锰橄榄石，晶体沿[001]轴伸长，沿[100]轴者少，以b{010}，s{120}和e{111}单形占优势。火成岩晶腺中橄榄石多为铁橄榄石，大多数沿(100)发育成板状，通常沿[100]轴伸长。宇宙成因橄榄石具有典型的球粒外形（图4-6）。我国小松山超基性岩中的橄榄石，发育单形为a{100}、d{101}、s{120}及{140}，

缺乏{010}（图4-7）。

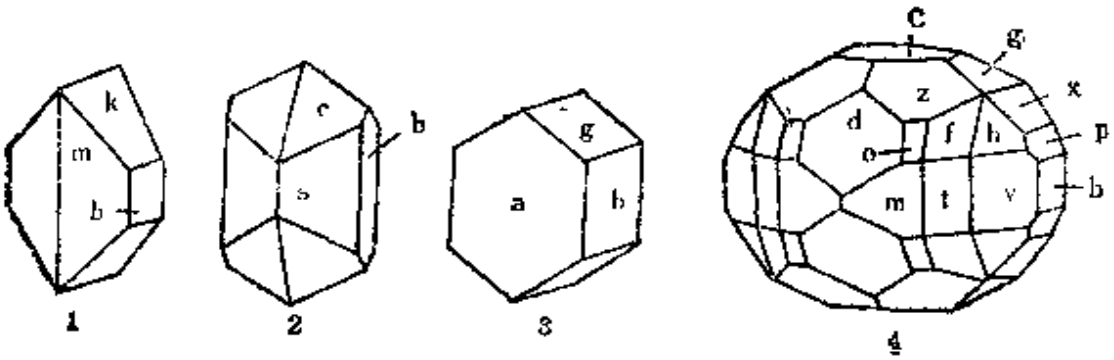


图4-6 橄榄石晶体形态
（据Лазаренко，1979）
1. 基性岩中橄榄石，2.3. 气化成因中橄榄石（2为接触带中的，3. 为火成岩晶洞中的），4.陨石中的橄榄石

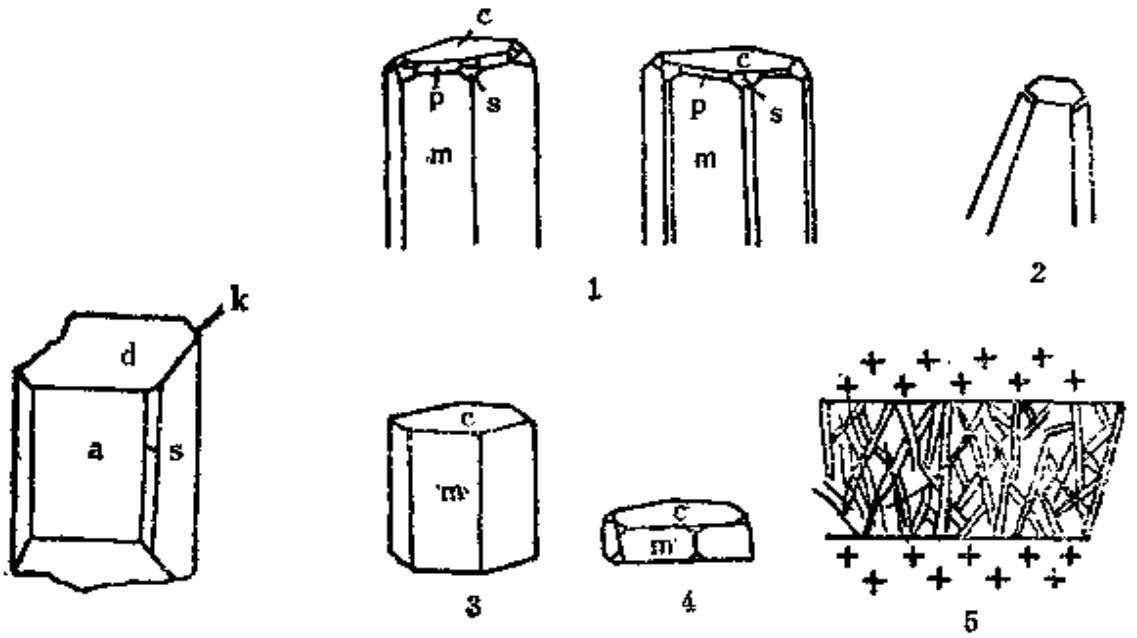


图4-7 小松山橄榄石晶体
（据王公庆，1956）

图4-8 绿柱石晶体形态
1. 无钠含钠绿柱石（据Беус，1960，王贤觉等.1981），2. 钠绿柱石（据 Беус，1960），3. 钠锂绿柱石，4. 钠锂铯绿柱石（据Беус，1960，王贤觉等，1981），5. 高温热液无碱绿柱石（据Беус，1960）

（5） 绿柱石 绿柱石主要产于伟晶岩及高温热液中。根据

成分可把绿柱石分为无碱绿柱石、含钠绿柱石、钠绿柱石、钠锂绿柱石及钠锂铯绿柱石。绿柱石的晶形，明显的受碱金属离子的含量多少控制。随着碱金属含量的增多，由长柱—短柱—板状发展，这可能是由于碱金属含量增多使{0001}面网密度加大有关。我国阿尔泰伟晶岩（王贤觉等，1982)中，含钠绿柱石R_2O($Na_2O+Li_2O+Cs_2O$)为1.86—2.77(3)，平均为2.36；钠锂绿柱石R_2O为2.74—3.29(2)，平均为3.02；钠锂铯绿柱石 R_2O 3.71—5.13(2)，平均4.51。含钠高的钠绿柱石晶体不完整'成桶状(据Беус，1960)。高温热液中的绿柱石则为无碱绿柱石，为细长柱状集合体，如我国荡坪(图4-8)。

表4-8 紫苏花岗岩系列和常见侵入体斜长石延长系数*

岩石类型	平均长度(mm)	平均宽度(mm)	L/b	面积mm²	样品数
半混合岩化基性紫苏花岗岩	0.57	0.41	1.39	0.23	5(671)
混合岩化基性紫苏花岗岩	0.66	0.48	1.41	0.32	4(496)
中酸性紫苏花岗岩	0.63	0.47	1.34	0.30	8(958)
基性侵入体	1.30	0.60	2.17	0.78	
中性侵入体	1.10	0.60	1.84	0.66	
酸性侵入体	1.30	0.75	1.74	0.98	

（6）长石　斜长石的延长系数L/b是岩体冷却速度的函数，冷却愈快，其值愈大。一般边缘冷却速度快，L/b大，中心冷却慢，L/b小。印度马克用斜长石L/b研究了印度拉杰马哈尔山西北部玄武岩流冷却历史，作出了微细的变化曲线。苏联费诺格诺夫研究了北哈萨克斯坦的含金侵入体不同亚相的先后侵入顺序。该侵入体两个亚相分别为细粒斑状石英闪长石及中粒辉长闪长岩，二者接触处是熔融关系，不能直接确定。作者在两个岩体分别采取了290个样品，测定了800个斜长石延长系数。发现辉长闪长

* 罗永国，1979编译，研究斜长石颗粒长度的地质意义，国外科技动态，9期，5-8页。

岩中斜长石延长系数从中心—接触处数值渐渐升高，说明具冷凝边，而石英闪长石无此现象，前者晚于后者。根据斜长石延长系数可区分侵入体类型（表4-8）。另外，据统计岩浆成因的花岗岩斜长石延长系数为1.432，交代成因花岗岩为1.826。根据斜长石延长系数，还可以确定侵入体剥蚀深度。

钠长石为三斜晶系，出现的主要单形为 $c\{001\}$、$b\{010\}$、$m\{110\}$、$m'\{\bar{1}10\}$、$y\{\bar{2}01\}$、$x\{\bar{1}01\}$。钠长石的晶体习性及晶形，随介质pH值及温度发生变化。在伟晶岩中，温度400～370℃，pH值为7左右（根据钠长石包体成分及测温），晶体沿a轴延伸，单形c、b及y发育，其次有m、T及x面。温度降低至360℃，pH值为7.6左右，晶体沿b:x晶带延长，单形b、x最发育，其次为c、m、m'等。温度330～300℃，pH值为8.4～9.2时，晶体为薄板状，最发育的单形为b、m、m'，其次为c和x(Павлишин, 1983)。

钾长石有单斜和三斜晶系两个变体。它主要出现的单形为$c(001)$、$b(010)$、$m(110)$(三斜晶系有$m'\{\bar{1}10\}$、$y\{\bar{2}01\}$、$x\{\bar{1}01\}$。晶体可沿a轴延长，也可沿c轴延长。高温800℃时（花岗岩、闪长

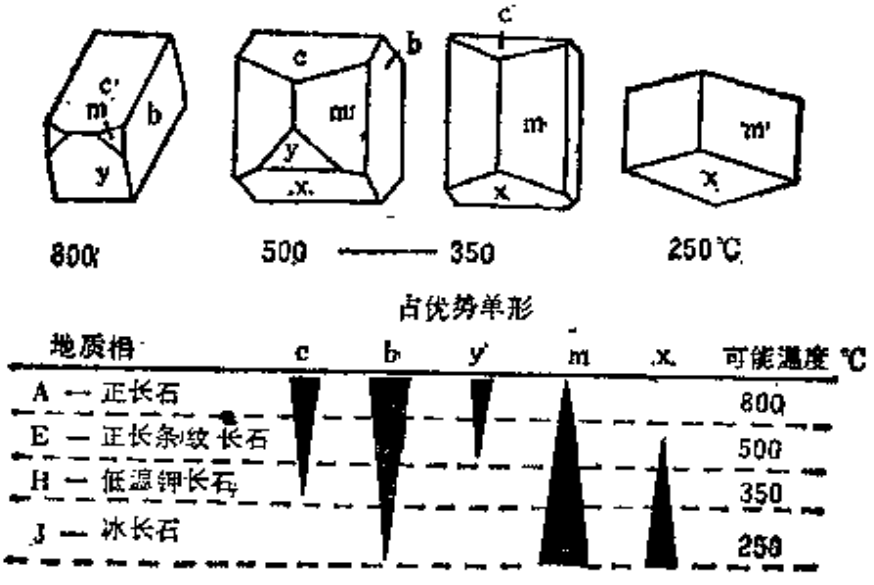


图4-9 钾长石晶形标型
（据Ферсман, 1940）

岩，正长岩及相应的火山岩）$c\{001\}$和$b\{010\}$特别发育，形成沿a轴延伸的柱状。500—350℃时，伟晶作用、气成高温热液形成沿c轴延伸的板柱状。250℃时，晶形为似菱面体状（图4-9）。我国内蒙乌拉山伟晶岩晶体，沿c轴延伸，符合上述规律，(图4-10)。我国灵宝银家沟钾长石晶体形态研究（邵洁琏，1983)*得到类似的规律。该地区超浅成酸性侵入体为钾长花岗斑岩、二长花岗斑岩、石英二长斑岩等，内含大量的钾长石斑晶。作者研究了580颗钾长石晶体，大部分沿x轴延伸，表4-9。据130个颗粒测角结果，发现在[hol]方向上的单形为$y\{201\}$，而非$x\{101\}$，作者提出，温度高的超浅成的岩浆岩钾长石y面发育，这也与图4-14的规律一致。钾长石完整的晶体并不常见。在火山岩或浅成岩的斑晶、伟晶岩脉及晶洞中，有时可见完好晶体。在显微镜下可用断面形状及延性帮助判断是沿a轴延伸还是沿c轴延伸。前者为负延性，后者为正延性（结合其光性方位可知）。岩浆岩中一般为负延性，而温度较低的热液交代作用则为正延性。

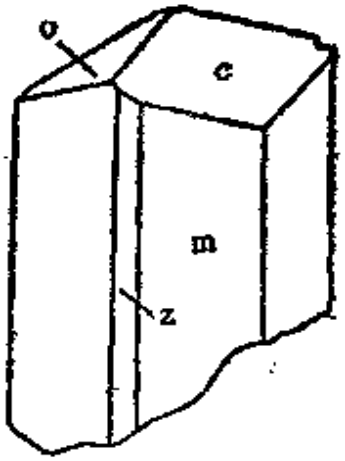


图4-10 内蒙乌拉山伟晶岩中微斜长石晶体（据赵其渊，1956）

表4-9 灵宝银家沟钾长石晶体习性

习性类别	a轴棱长 :b轴棱长: c轴棱长	各类晶习百分比%
“三向等长”	1.10 : 1.00 : 1.00	60
薄板状	1.18 : 1.00 : 0.75	33
窄板状	1.28 : 1.00 : 2.00	7

（据邵洁琏，1983）

(7)磷灰石　磷灰石在岩浆阶段多呈柱状、长柱状集合体，

* 邵洁琏，灵宝银家沟钾长石晶体习性，1983

晶面$m\{10\bar{1}0\}$和锥面$x\{10\bar{1}1\}$发育。伟晶岩中为柱状、长柱状，除了$m\{10\bar{1}0\}$、$x\{10\bar{1}1\}$、$z\{11\bar{2}1\}$外，$c\{0001\}$开始出现。气成热液中的磷灰石为短柱状或厚板状，$c\{0001\}$较发育。而在低温热液阿尔卑斯脉中则为板状，$c\{0001\}$更发育。因此，随着温度降低，由长柱→柱→短柱→板状转化，(图4-11)。

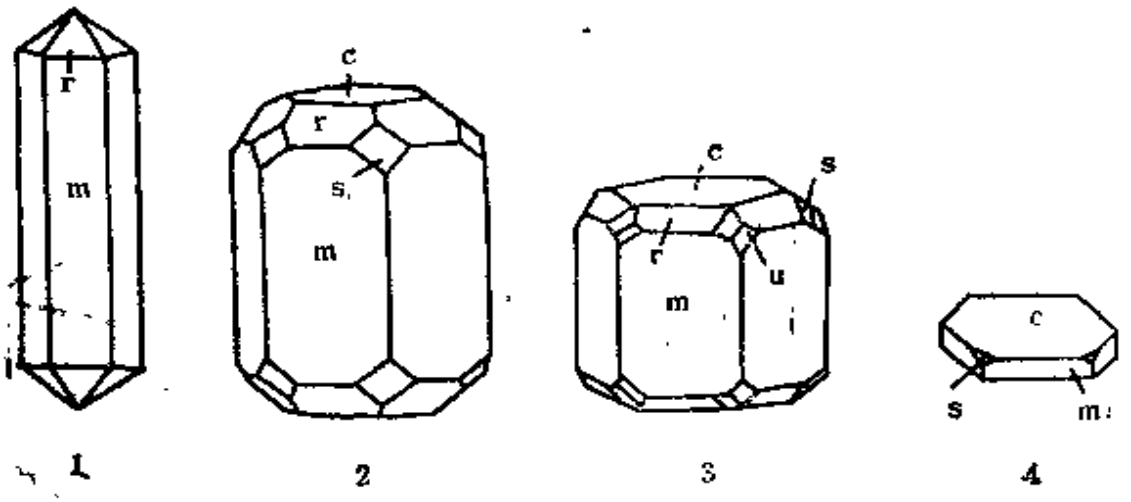


图4-11 磷灰石晶体标型

(据Лазаренко，1963资料补充)

1. 岩浆岩中磷灰石，2.伟晶岩中磷灰石，3.气化热液中磷灰石，4.阿尔卑斯脉中磷灰石

以上规律具有普遍意义。如我国小松山超基性岩体中的磷灰石，为具六方双锥的长柱状（图4-12-1），福建晶洞花岗岩晶洞中磷灰石（与烟水晶共生）相当早期伟晶岩阶段，为具{0001}及双锥的长柱状晶体（图4-12-2），漂塘高温热液中的磷灰石为厚板状（图4-12-3）。

（8）方解石 方解石的晶体形态多至800多种，目前较统一的认识是由于温度的影响。在板状晶体$c\{0001\}\gg r\{10\bar{1}1\}$，它经常在火成侵入岩、伟晶岩及高温热液脉的脉壁带中形成，有时出现于玄武岩的气孔中。它与层解石有相似之处，层解石是形成在高温剪切应力下，而板状方解石形成是在气成高温条件下。菱面体形即$r\{10\bar{1}1\}$标志着热液作用的开端。随着温度的降低，依次

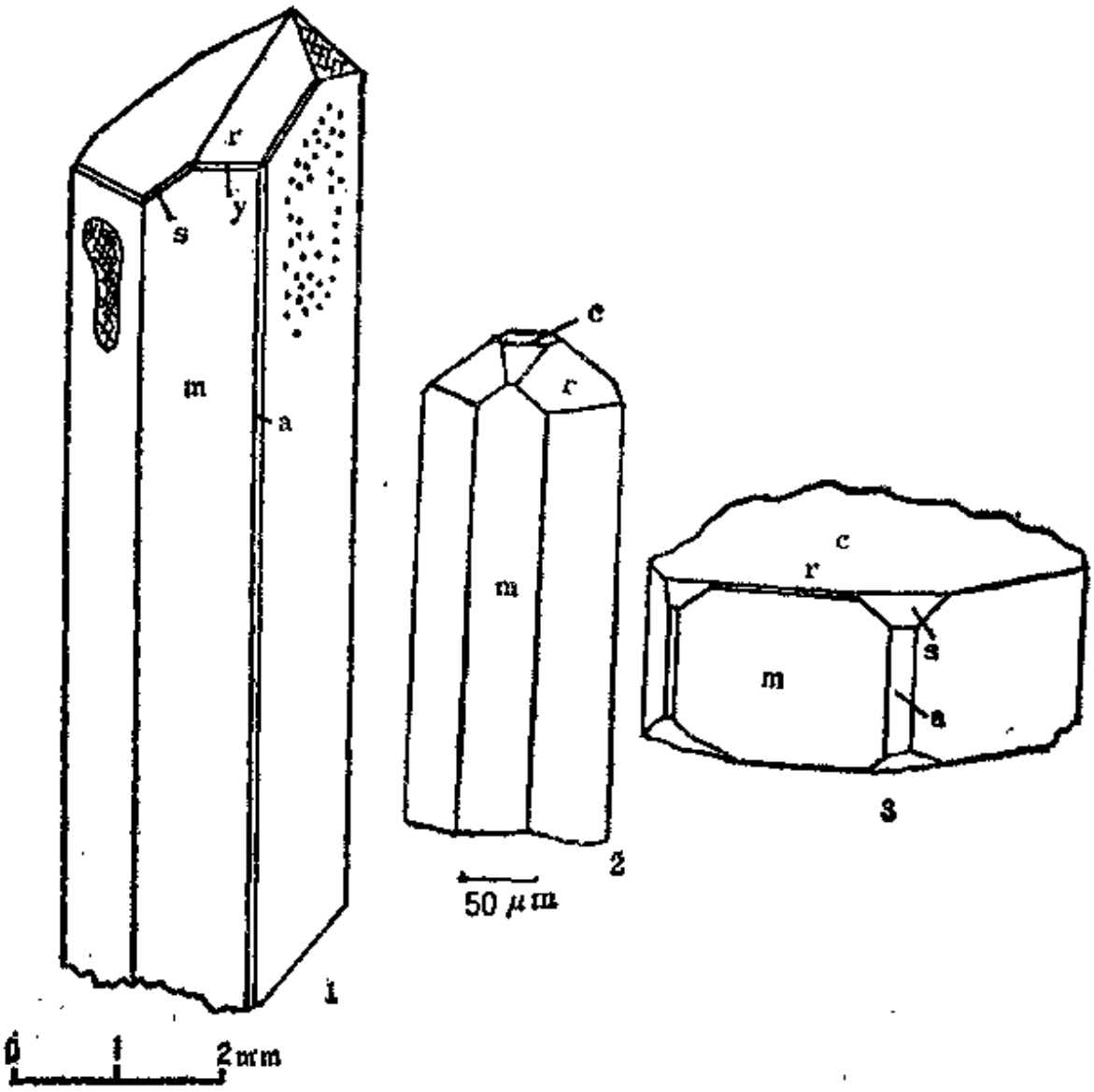


图4-12 我国不同成因磷灰石晶体图

(1.据王公庆，1956；2.据李戈晶，1985；3.据苏明迪，1956)

1，小松山超基性岩中磷灰石，2.福建晶洞花岗岩晶洞中磷灰石，3.江西漂塘高温热液脉中磷灰石

为$u\{21\bar{3}1\}\longrightarrow m\{10\bar{1}0\}+c\{0001\}\longrightarrow m\{10\bar{1}0\}+e\{01\bar{1}2\}\longrightarrow e\{01\bar{1}2\}\longrightarrow f\{02\bar{2}1\}$（锐菱面体）。图4-13是塔什干某矽卡岩铁矿床从早～晚晶形演化系列，表现了这个趋势(Алиев, 1963)。

（9）细分散和超显微矿物晶体形态的研究 鲁西科(Русько,

1976）研究了乌克兰地盾高岭土风化壳。鉴别了高岭石质点的外貌，并且测定了形态系数$K\phi$。$K\phi=b+c/bc$(b为宽度，c为厚度)。这个系数表明质点形态偏离等轴状($K\phi=2$)形态的程度。该地高岭石的形态可分为自形、半自形和他形。其中自形的是由钾长石、酸性斜长石、白云母和黑云母变化而来；半自形的是沉积岩风化壳的主要成分，出现于高岭土和水云母高岭土型的剖面中；他形的较少，为中基性岩石风化高岭土的特征。

张振儒等（1983）利用透射电镜研究了我国15个高岭石矿床，发现不同成因类型的高岭石不仅透明度与伴生矿物有明显差别，其自形程度、晶片大小也不同。

热液蚀变形成的高岭石：自形程度好，呈假六方片状，晶形完整，轮廓清晰，晶片较大，厚度均匀，半透明，很少与埃洛石共生，是由火成岩中的长石蚀变而成，代表地区是苏州阳山、阳西及安徽庐江等地。

沉积型高岭石：呈棱角变钝的浑圆形的假六方片状，晶片大小均匀（一般$<1\mu$），透明度差，常与埃洛石共生，代表地区是江西萍乡下石炭统煤系地层硬质耐火粘土中的高岭石及湖南龙山沉积型紫砂陶土中的高岭石。

风化型高岭石：晶形不完整，边缘常

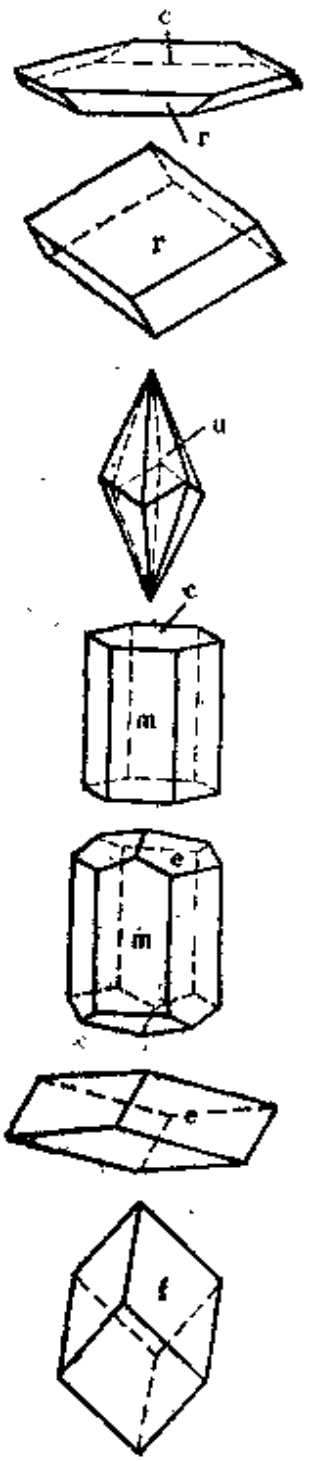


图4-13 方解石晶体由高温-低温晶形变化系列
（据Аллен，1966）

呈锯齿状，晶片大小不一，厚度不均匀，透明至半透明，常与埃洛石共生，代表地区是广东中山花岗岩风化壳中的高岭石。

2)晶面花纹及微形貌的研究　晶面聚形纹的研究可提供次要单形发育的情况以及介质的过饱合程度。聚形纹实际上是晶面生长层发育的一种表现。热液脉围岩中黄铁矿立方体晶面上的聚形纹，是由岛状生长层造成的。感应纹是同时互相接触生长的晶体相互影响造成的，是同时生长的标志。晶体表面的蚀象说明晶体生长过程历史。

晶面微形貌(*Surface Microtopography*)是用现代光学仪器(相衬显微镜、微分干涉显微镜及扫描电镜等)所观察到的晶面上各种精细图形的形态特征。它是近一、二十年来迅速发展起来的研究矿物的新领域，它的研究不仅在地质上具重要的成因意义，还可用于研究人工晶体和区别真假宝石。

二维成核成层生长的晶面上，常见规则的多边形、圆形或不规则形状的生长层，常常是由晶体的角隅或棱边为生长中心扩展开来，有薄层和厚层之分。螺旋位错成层生长的晶面上形态变化多端，有圆形、多边形和单一的、复合的、交织的等等。现将不同地质条件下微形貌特点简单对比如下。

岩浆相中造岩矿物生长——由于液相与造岩矿物固相间最近原子间距离没有大的差别，是熔体达到过冷状态成核的，原子和分子进入晶格固化时，原子运移的距离极小，可能只有几个分子距离，而使液相与造岩矿物固相间界面为粗糙界面，即界面上有一半结晶位置空着，它们都能够接收原子，故液相原于可进入这些位置而与晶体相连接起来，晶体连续向液中生长，一般不是层状生长机制，因此，一般认为，岩浆相中生长的造岩矿物的晶体表面较少见到层状或螺线花纹。但对天然金刚石表面微形貌的研究发现，金刚石晶体是由碳原子经螺旋位错机制生长而成的，螺旋阶梯高度<10Å，这表明它们是从过饱和度很低的液相中生长

的。另外，还曾在火山喷发岩的火山砾的钙长石斑晶上，发现有几千Å高度的螺旋纹。

气相中生长——高温气相中生长的晶体，晶面上常见到单分子厚度生长螺纹，证明为吸附离子螺旋成层长大，说明过饱和度低。螺线绝大多数是多角形，圆形很少见到。

热水溶液中生长——晶面上常常有阶梯高大生长层或复合螺纹，如黄铁矿、方铅矿及闪锌矿等，只在个别情况下观察到单分子厚度的生长螺纹，如黄铁矿。这说明它们是吸附相当大的微粒而生长的。

热液交代的结晶作用——通过热液交代矿床中高岭石族矿物及绢云母的表面微形貌的研究，发现这些矿物晶面上呈现十分清晰的六角形或菱形单分子生长螺线纹，说明这些矿物是直接从运动不剧烈的低过饱和度溶液中结晶出来的，这也说明热液接触交代作用中渗入的高温气体或热水溶液与围岩作用形成了化学性质不同的溶液，再从中结晶出来新矿物。

区域变质作用中的结晶作用——区域变质作用形成的绢云母和绿泥石，晶面上没有生长的螺线纹，只有闭合轮状且阶梯间距狭窄的图形。在白云母上能见到光滑平行的阶梯状，或呈锯齿状的阶梯。以上说明区域变质的结晶作用是一种固体状态的烧结作用。锯齿状的阶梯，说明有溶解作用，也说明粒间的水分也有很大的影响。

另外，可根据台阶间隔和台阶高度比来确定晶体成因：

通常过饱和度越高，两螺线间的间隔越窄，说明该晶面生长速率较高；过饱和度越低，台阶间隔越宽，即生长速率较低。台阶间隔与其高度有关，故可引入 $S=\lambda_0/h$（λ_0——台阶间隔，h——台阶高度）来区分不同成因的晶体。如气相成因的天然绿柱石 $S=10^4$，螺线为多边形；高温溶液人工生长的 $S=10^2$，螺线成圆形；天然热液绿柱石 $S=10^2-10^3$，螺线为多边形。

目前已作过微形貌研究的矿物，有绿柱石、金刚石、碳硅石、石英、赤铁矿、闪锌矿、金云母、白云母、黄铁矿、纯绿宝石、萤石、刚玉、方钠石、沸石、高岭石、绿泥石和绢云母等。

3)歪形的研究　晶体的实际形态，体现出晶体内在对称要素与介质空间所共有的对称。晶体的歪形能反映结晶时介质的空间对称、物质供应方向及重力方向等。

（1）垂直生长和水平生长石英的判断　当受构造变动晶体变换位置时，可根据石英歪形恢复当时重力方向。水平生长的石英有以下特点：朝上方的晶面较小，朝下方的较大；x面及s面较发育；朝上方的晶面上往往附有因重力而降落下的杂质。直立生长的石英比较匀称；x面与s面较少见（表4-10）。

图4-14(Engel, 1948) 为水平石英的特征。

表4-10　石英晶体中x、s面出现频率%

石英晶体单形特点	直立生长的石英	水平生长的石英
具x、s	7	32
具　s	24	43
无x、s	69	25

（据 Bandy, 1942）

（2）歪晶可用于确定物质来源方向　沿物质供应方向晶面生长速度快，晶面小；相反方向晶面生长速度慢，晶面大（图4-15）。在晶体横切面上可以判断物质来源方向。纳里夫金(Нальвкин, 1966) 根据电气石歪晶统计，确定了伟晶岩脉与围岩接触带上电气石中B与Fe来自伟晶岩。弓长岭铁矿围岩绿泥片岩中磁铁矿板状双晶及板状晶体是气成热液形成的（据包体测温），其板面平行于岩石裂隙（与片理不一致）。铁质沿裂隙面进行，垂直裂隙方向物质供应缺乏，因而长成平行裂隙的板状（图4-16）。

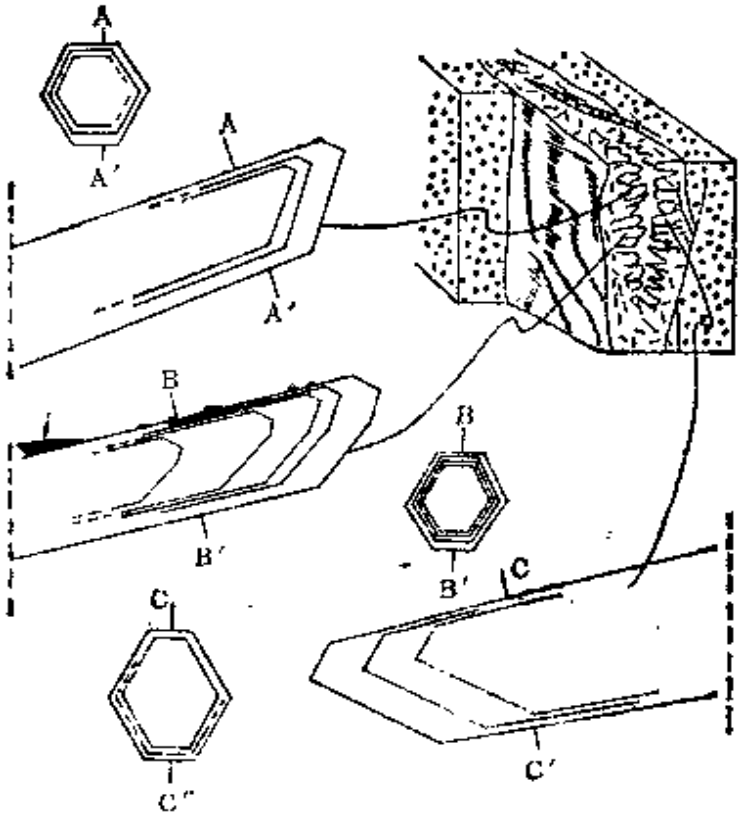


图4-14　阿尔卑斯脉中水平生长的石英歪晶
（美国阿肯萨斯）
（据Лазаренко，1961转引Ennel，1948）

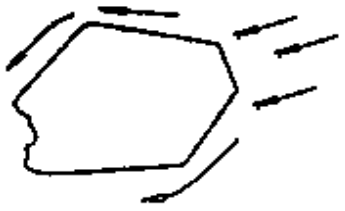


图4-15　说明物质供应方向的歪晶示意图
（箭头示物质供应方向）

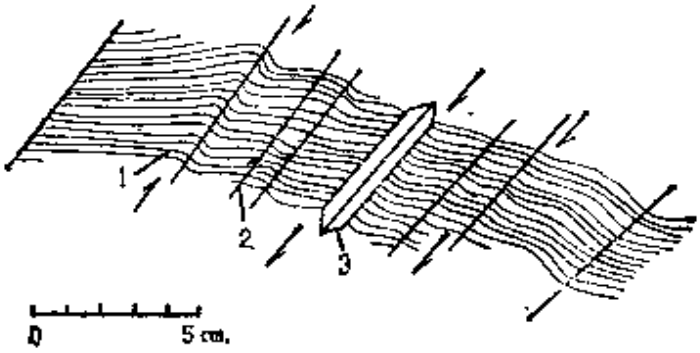


图4-16　沿绿泥石剪切裂隙分布的磁铁矿板状双晶
（据　陈光远，1984）
1.绿泥片岩，2.剪切裂隙，3.磁铁矿板状双晶

（3）歪形可反映岩浆结晶时的热动力条件　歪形可反映岩浆结晶时的热动力条件。赵秀英（1980）在研究金伯利岩中铬铁矿形态时发现，第Ⅱ世代的铬铁矿是在热动力条件不稳定时晶出的，由于岩浆流动或涡流的影响，使不同晶面生长速度不同，形成了晶面大小不等的板状、柱状歪晶（图4-17）。铬铁矿这种歪形占优势的金伯利岩岩管含金刚石不富，而接近理想八面体的铬铁矿则富含金刚石，因而可作为判断金刚石贫富的标志。

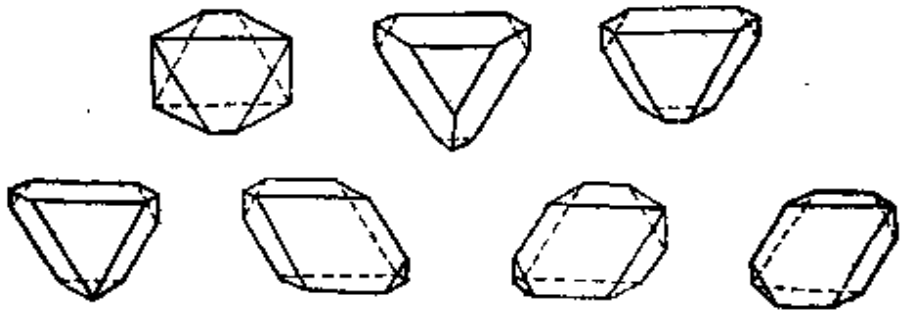


图4-17　金伯利岩岩管中铬铁矿的歪晶形态
（据赵秀英，1980，资料简化）

（二）　成分标型

矿物的化学成分是矿物最本质的因素之一，它的变化与形成条件有密切关系，是信息量最大的标型特征。其它标型特征基本上受它与结构的制约。矿物成分标型的理论基础是：矿物的成分及其类质同象代替、同位素、包体成分等随着介质的物化条件而改变，因而可以利用成分的变化来判断形成矿物的介质的物化条件。

1．矿物的类质同象

1）影响矿物类质同象的因素

（1）介质组分浓度的变化　矿物的类质同象现象从化学观点看，是矿物与介质中元素发生置换的一种平衡反应。因此介质中组分浓度的变化必将对类质同象置换产生较大的影响，可以钠沸石为例来说明。钠沸石的化学式为$Na_2[Al_2Si_3O_{10}]\cdot 2H_2O$，当介

质中富含Ca^{2+}、K^{1+}、Sr^{2+}等离子时，它们都可以置换Na^{1+}而进入钠沸石。若用z代表沸石晶格中一小部分，并带有一个负电荷，则上述置换反应可以写成下列平衡反应式：

$$2Na^{1+}Z^{1-}+Ca^{2+}\rightleftharpoons Ca^{2+}(Z^{1-})_2+2Na^{1+}$$

根据平衡移动原理，当溶液中Ca^{2+}浓度大时，平衡向右移动，有更多的Ca^{2+}进入钠沸石而置换出Na^{1+}；若溶液中Na^{1+}的浓度增大，平衡向左移动。因此介质中Ca^{2+}和Na^{1+}浓度的变化直接影响着钠沸石的成分特点（殷纯嘏，1980）。

从地质的角度看影响矿物类质同象代替的因素有以下几个方面：

a.区域地球化学背景值　矿物中的成分，特别是微量元素与地区性的元素背景值有关。国内外例子很多，如基联得拉半岛碱性杂岩富含Sr，结果这个区内的磷灰石、榍石、萤石、闪叶石、异性石和一系列含钙矿物都含Sr(Чухров，1972)。在我国长江中下游，沿长江断裂带，石炭、二叠及三叠纪的地层中，广泛发育着与中—酸性浅成侵入体及次火山岩有关的铜铁硫化物矿床。这个地区大多数矿床含Co高（王吉珺，1981）。朝鲜24个矿床的闪锌矿，其微量元素Mn和Cd含量明显的可按地区分为三组：一组是Mn低Cd低，一组是Mn低Cd高，一组是Mn高Cd低（Hyo Taek Chon等，1981）。

b.岩石类型　矿物的主要元素与微量元素，都与岩石类型有关。如超基性岩中的绿泥石为富Mg的绿泥石，而在变质铁矿床中的绿泥石则为含铁高的蠕绿泥石。当研究某个矿化与哪种岩浆岩有关时，往往根据微量元素的含量来判断。与超基性岩浆有关，矿物中往往含Cr，同时Ni>Co。伟晶气化热液矿物含Sc高时，说明这种矿床与酸性岩有关。因为在较基性的岩浆岩中Sc在早期的Fe、Mg矿物中成类质同象分散了，不易在后期热液中集中。

c.矿化特征　矿化地段是某种有用元素大大集中的地段，成矿元素的浓度很高。有用组分不仅集中在现在矿石矿物中，在脉石矿物及围岩矿物中都有体现。此外，某种有用组分的富集常常与相关的元素有关，这些有关的组分也会在脉石矿物及围岩矿物中体现出来。

以上所述介质组分的种类与浓度对矿物类质同象的影响，已被许多岩石和矿床的研究所证实。但在具体分析问题时应注意以下几点。

首先要考虑组分在成矿过程中分散和集中的机理。过渡性元素在硅酸盐矿物之间的分配，以及在熔体与已结晶矿物之间的分配，受控于元素的晶体场稳定能及其它条件。斑岩铜矿床中原生黑云母的含铜问题，在我国及国外对它都进行过研究。美国凯斯勒(Kesler，1975)研究了不列颠哥伦比亚、蒙大拿、中美洲、加勒比地区及美国西南部斑岩铜矿带的黑云母，证明不含矿的侵入岩体中原生黑云母的铜含量高于矿化侵入体中原生黑云母的铜含量。菲斯(Feiss，1978)认为，根据过渡元素的八面体择位能，元素析出顺序为Ni＞(Cr)＞(Cu)＞Co＞Fe＞Mn≥Ga、Zn。(带括号的表示选择更畸变的八面体位置)。因此，Cu不易进入早期结晶的硅酸盐矿物的晶格，只能留在熔体中，进入熔体中的八面体位置而在后期富集。若熔体中八面体位置少，四面体位置多(Al_2O_3少，SiO_2多)，则Cu不能留在熔体中，只好进入早结晶的硅酸盐晶格，而使Cu分散不易成矿。因此，斑岩含Al_2O_3高有利于Cu在后期富集成矿，原生黑云母中Cu高是对成矿不利的标志。但在美国和我国也有相反的例子，即黑云母含Cu高，指示铜矿的出现，因此具体情况要具体分析。表4-11、12为我国某些斑岩铜矿中原生黑云母（岩浆阶段）及后期黑云母（热液阶段）的Cu、F、Cl含量。由表4-11可看出，岩浆岩中黑云母含Cu大多数含量低于300ppm(低于中酸性岩浆岩的克拉克值350ppm)，但有的可高

表4-11　斑岩铜矿中岩浆型黑云母Cu、F、Cl含量

矿区	岩体名称	矿床规模	黑云母成因类型	含量(ppm)		
				Cu	Cl	F
玉龙	黑云二长花岗斑岩	大	岩浆	90—200		
铜厂	花岗闪长斑岩	大	岩浆	100—500		
富家钨	花岗闪长斑岩	大	岩浆	253	2930	1470
多宝山	花岗闪长岩	大	岩浆	225		
朱砂红	花岗闪长斑岩	中	岩浆	300		
丰洞山	同上	中	岩浆	138，180	3000	5200
八大关	斜长花岗岩	中	岩浆	120	1800—2600	
沙溪	石英闪长斑岩	中	岩浆	200—700	2000—2300	
安基山	花岗闪长斑岩	中	岩浆	50	1670	2850
涞源	闪长玢岩	小	岩浆	120，290		
舒家店	辉长岩(？)	小	岩浆	800	3600	3200
横塘	花岗闪长斑岩	矿化	岩浆	350		
香岙	同上	矿化	岩浆	70		

（根据傅金宝，1981，资料整理）

表4-12　斑岩铜矿中热液黑云母Cu、Cl、F含量

矿区	岩体名称	矿床规模	含量(ppm)		
			Cu	Cl	F
富家钨	花岗闪长斑岩	大	475—600		
多宝山	花岗闪长岩	大		110—900	
八大关	斜长花岗岩	中	600	400—1300	
沙溪	石英闪长斑岩	中	1100	2100	
涞源	闪长玢岩	小	460		
舒家店	辉长岩(？)	小		1400	1500
横塘	花岗闪长斑岩	矿化	520		

（根据傅金宝，1981，资料整理）

达500、700、800ppm，热液中黑云母含Cu更高，最高可达1100ppm。形成规模较大的铜工业富集体，首先要求岩浆熔体中有较多的铜离子，其次要求大量的Cu离子能进入岩浆期后热流体中，

以便集中沉淀形成工业矿体，它必须通过成岩成矿两个阶段才能达到，与当时的物理化学条件有关。如上面菲斯提到的，熔体富Al，有利于Cu^{2+}在后期集中，但实际上很可能是决定于当时的氧化还原条件。如成岩阶段氧化势低，Cu不成Cu^{2+}进入造岩矿物，而成Cu^{1+}集中留于残浆气液中，便可直接形成工业矿体。如成岩阶段氧化势高，Cu以Cu^{2+}状态进入造岩矿物的八面体中，因Cu^{2+}的八面体择位能虽小于Ni^{2+}，但却大于Fe^{2+}，(Cu^{2+}择位能为15.2，Fe^{2+}为4.0，Fe^{3+}为0)。因此，成岩阶段氧化势高，则Cu^{2+}分散于造岩矿物中而对成矿不利。但若在强烈的热液蚀变下，造岩矿物中的Cu全部释放出，进入后期溶液，也可集中形成工业矿床，此时要求残余气液中含有大量挥发分，尤其是具有大量H_2S，以便产生更低的氧化势，才能使原生黑云母中的Cu^{2+}还原成Cu^{+1}，进入铜的硫化物中成矿。因此蚀变得愈彻底，愈富含H_2S，对成矿愈有利，在这种成矿岩体中的黑云母含Cu高。又如弓长岭钠长磁铁富矿中有钠长石、白云母和铝金云母出现，Fe不进入上述长石与云母中，说明成矿环境有利于磁铁富矿的形成。

其次要考虑矿物的共生组合：富铁的黑云母和富铁的角闪石分布在含铁很低的花岗岩中。这并不说明介质中Fe的浓度高，因为花岗岩主要由石英、长石等矿物组成，Fe不能进入这些矿物中，只能进入暗色矿物，因此暗色矿物中集中了岩体中较多的铁。

要考虑矿物富集杂质元素的能力：成分愈复杂，构造愈松驰的矿物，富集杂质元素的能力愈强。在硅酸盐中，黑云母和角闪石富集杂质元素的能力较强；在硫化物中，黄铁矿比黄铜矿和磁黄铁矿富集杂质元素的能力强。不同的同质多象变体中配位多面体的配位数不同，富集的元素也不同，如方解石便富含Mg、Fe、Co、Mn、Sr，，而文石则易富集Cs、、Ba、Pb等。黄铁矿含的

杂质元素大大超过白铁矿，但白铁矿中的Sb、Tl比黄铁矿高。

（2）介质温度的变化　随着温度升高，矿物中能互相置换的元素种类、数量都有所增加。温度升高，增加了元素的活动性，增加了晶格的松弛，提高了元素之间的吸引力，有利于类质同象的代替，在热力学上表示如下：

$$\Delta G^{NM}=\Delta H^{NM}-T\Delta S^{NM}.$$

其中：G^{NM}——自由能，H^{NM}——热含，

S^{NM}——混合熵，T——温度。

ΔH^{NM}可正可负。$\Delta H^{NM}>0$时，有两种情况，当$|\Delta H^{NM}|>|T\Delta S^{NM}|$，$\Delta G>0$，$A$和$B$原子、分子或离子之间互相排斥，造成不混溶；但随着温度升高，$|\Delta H^{NM}|<|T\Delta S^{NM}|$，$\Delta G<0$，成为负值，不混溶区缩小或消失。$\Delta H^{NM}<0$时，表示分子和离子之间吸引作用增强，这种吸引作用可以使类质同象在低温下形成。现将某些矿物类质同象的温度关系列表如下（表4-13、14、15、16、17）。

（3）介质压力的变化　压力对类质同象的影响研究的较差。总的说来，增加压力能缩小矿物体积，降低某些元素的类质同象代换。如对于任意矿物岩石化学反应，在不改变反应物质比例条件下进行反应时，则：

$$d\Delta G=-\Delta s dT+\Delta V dp. \qquad (1)$$

式中ΔG——反应前后自由能变化；Δs和ΔV，反应前后的熵和体积的变化。恒温下，（1）式为：

$$d\Delta G=\Delta V dp. \qquad (2)$$

由（2）式可知：在某一温度下，当$\Delta V<0$时，压力升高有利于反应进行；当$\Delta V>0$时，压力升高反应向相反方向进行。即若由于类质同象作用而使体系体积减小，则压力升高有利于类质同象代换；反之，则促使类质同象分解，或限制类质同象代换。

克尔金斯基（Киркинский，1965），根据热力学平衡式提出

表 4-13　高温类质同象代换举例

矿物	代换元素	配位数	类质同象特点	温度
钙钛矿	Ca——Ce^{3+} $2Ca$——$NaCe$	12	不完全类质同象。	高温
金红石	Ti——Nb ($3Ti$——$2Nb+Fe^{2+}$)	6	有限，30%的Ti被Nb代换。	高温
硅酸盐	Si——Ti	4,6	很不完全，最高含Ti 10—12%。	高温
锆石	Zr——Y^{3+}	8	不完全，Y代Zr可达15%。	高温
同上	Zr——Ti	8,6	很不完全，Ti代Zr不超过1%。	高温
同上	Zr——Hf	8	不完全，Hf的含量达22—24%。	高温
黄长石	Si——Al ($2Al$——$MgSi$)	4	有限，熔融温度为连续系列。	很高温度
石榴石	Mg——Mn^{2+}	8	代换有间断，可达15—90%。	高温高压
同上	Fe^{2+}——Ca	8	代换有间断，达41—75%。	高温
同上	Mn——Ca	8	完全，连续代换。	高温
Ca石榴石	Al——Fe^{3+}	8	连续代换。	高温
顽火辉石 透辉石	Mg——Ca	8	有限代换，并发生固溶体熔离。	高温
黑云母，白云母	Mg——Al ($3Mg$——$2Al$)	6	有限代换，具不大的间断。	高温
钠长石与正长石	Na——K	8	熔融温度连续代换，并发生固溶体熔离。	高温
正长石 沸石	K——Ba (KSi——$BaAl$)	8	完全，代换连续。	高温
同上	Al——Fe^{3+}	6	连续系列代换Al可达8%。	高温
斜长石	Na——Ca ($NaSi$——$CaAl$)	8	基本为连续代换，有小间断。	高温
方柱石	Na——Ca ($NaSi$——$CaAl$)	8	为连续代换。	高温

表 4-14　高—中温类质同象代换举例

矿　物	代 换 元 素	配位数	类质同象代换特点	温　度
氧化物	Fe——Mn^{2+}	6	很完全，连续。	高—中温
同　上	Nb^{+5}——Ta^{+5}	8	很完全，连续。	高—中温
绿帘石	Ca——Ce^{3+} ($CaAl$——$Ce^{3+}Fe^{2+}$)	9	完全，连续。	高—中温
褐帘石	Ca——Ce^{3+} ($CaAl$——$Ce^{3+}Fe^{2+}$)	9	完全，连续。	高—中温
普通辉石	Al——Si ($2Al$——$MgSi$)	4	有限，有间断，随着温度降低间断加大。	高—中温
普通角闪石	Al——Si ($2Al$——$MgSi$)	4	有限，有间断，随着温度降低，间断加大。	高—中温
同　上	Na——Ca $NaAl$——$CaMg$	8	不完全代换。	高—中温
电气石	Li——Fe^{2+} ($LiAl$——$2Fe^{2+}$)	6	很完全，为连续代换。	高—中温
云　母	Li——Fe^{2+} ($LiAl$——$2Fe^{2+}$	6	很完全，为连续代换。	高—中温

表 4-15　中温类质同象代换举例

矿　物	代 换 元 素	配位数	类质同象代换特点	温　度
自然铜	Cu^{+}——Ag^{+}	2	34%的Cu被Ag代换。	中　温
砷铜矿	As^{3+}——Sb^{3+}	3	很完全，连续代换。	中　温
辉铋矿	Bi^{3+}——Sb^{3+}	7	17%的Bi被Sb代换。	中　温
绿帘石	Al——Fe^{3+}	6	有间断。	中　温
蔷薇辉石	Mg——Mn^{2+}	6	61%的Mn被Mg代换。	中　温
碳酸盐	Mn——Ca	6	有限，代换系列有小的间断。	中　温
方解石	Fe^{2+}——Ca	6	有限，18%的Ca被Fe^{2+}代换。	中　温
菱镁矿	Mg——Mn^{2+}	6	有限，10%的Mg被Mn代换。	中　温
明矾石	Na^{+}——K	6	有限，火山成因明矾石被Na代换26%。	中　温

表 4-16 （高）中—低温类质同象代换举例

矿物	代换元素	配位数	类质同象代换特点	温度
氧化物	Mg——Fe^{2+}	6	完全、连续。	高—低温
黄铁矿	Fe^{2+}——Ni	6	Ni代Fe^{2+}可达20%。	中—低温
沸石	K——Ba ($2K$——Ba)	8	有限代换。	中—低温
同上	Na——Ca $2Na$——Ca	8	有限代换。	中—低温
萤石	Ca——Y^{3+} ($3Ca$——$2Y^{3+}$)	8	17%的Ca可被Y^{3+}代换。	中—低温
硫酸盐	Fe^{2+}——Zn	8	有限，20-30%的Fe被Zn代换。	中—低温
碳酸盐	Fe^{2+}——Zn	8		中—低温
磷酸盐	Fe^{2+}——Zn	8		中—低温
重晶石	Sr——Ba	12	完全，连续代换。	中—低温
白钨矿	Mo^{+6}——W^{+6}	4	50%的Mo可被W代换。	中—低温

将两种元素类质同象代换后的体积$V(x_1x_2)$与二纯组分的体积之和$V(x_1+x_2)$进行比较，若$V(x_1x_2)>Vx_1+x_2$，增加压力，应促使类质同象分解或限制类质同象代换；若$V(x_1x_2)<Vx_1+x_2$，则促使类质同象代换。

以上规律具体表现如下：

端元组分是等构造或接近等构造(代换前后体积变化不大)，与温度相反，压力增加不促使代换进一步发生。

表 4-17　低温类质同象代换举例

矿　物	代 换 元 素	配位数	类质同象特点	温　度
硫镉矿	Zn——Cd	4	58%的Cd可被Zn代换。	低　温
闪锌矿	Cd——Zn	4	3.5%的Zn被Cd代换。	低　温
硫锑铜银矿	Ag^{1+}——Sb^{3+}	3	有间断，55%的Sb被Ag置换。	低　温
磷酸盐	Mg——Zn	6	有限，20-25%的Zn可被Mg代换。	低　温
菱锶矿	Sr——Ba	9	有限，代换有较大的间断。	低　温
硫酸盐	Mg——Zn	6	有限，20-25%的Zn可被Mg代换。	低　温
同　上	Fe^{2+}——Cu^{2+}	6	10%的Cu^{2+}可被Fe^{2+}代换。	低　温
重晶石	Sr——Ba	12	完全，连续系列。	低　温
磷铁锰矿	Fe^{3+}——Mn^{3+}	6	很完全，为连续系列。	低　温
紫磷铁锰矿	Fe^{3+}——Mn^{3+}	6	很完全，为连续系列。	低　温
矾铅矿	V^{5+}——As^{5+}	4	60%的As^{+5}可被Y^{5+}代换。	低　温
砷铅矿	V^{5+}——As^{5+}	4	4.1%的As可被V^{5+}代换。	低　温

（表4-13　14、15、16、17，据Поваренных，1966，资料简化整理）

压力增加，有利于半径小的元素取代半径大的元素。如钙铁榴石→钙铝榴石→锰铝榴石→铁铝榴石→镁铝榴石的发展方向，代表压力增加的方向，其单位晶胞体积平均降低0.0002nm^3(Паплишин，1983)。其中二价阳离子由Ca^{2+}→Mn^{2+}→Fe^{2+}→Mg^{2+}，依次减小，三价阳离子由Fe^{3+}→Al^{3+}也减小。钛铁矿在霞石正长

岩中富含Mn，在榴辉岩中富含Mg。绿帘石在较深处有较多的Al代替Fe^{3+}。这种类质同象代替的变化也与压力的变化有关。

在比较复杂的系统中，压力的影响表现在元素配位数的变化上，从而改变了矿物的体积。压力增大将促使阳离子的配位数加大。如地幔过渡带是硅酸盐转化为氧化物的主要区域，大约在400公里深处是Si四次配位转化成六次配位的地方。板块俯冲带有双变质带的存在，靠大陆为高温低压带，典型的矿物为蓝青石和红柱石。蓝青石Al的配位数为4，红柱石Al一半配位数为5，一半为6。靠大洋为高压低温变质带，典型矿物为蓝闪石、蓝晶石、硬玉、钠柱石、绿辉石、石榴石，其中的Al配位数皆为6。

(4)Al配位数的变化　在硅酸盐中，Al的配位与温压关系具有重要的标型意义，即高温低压条件有利于Al在四次配位中代替Si，而低温高压条件下，有利于Al在六次配位中代替其它阳离子。即高温低压对$Al_{Ⅳ}$有利，低温高压对$Al_{Ⅵ}$有利。这个规律在1947年已由汤姆生(Thompson)提出，在地质上有以下表现(叶大年，1982)*：

a. 岩浆结晶分异的演化过程，是六次配位Al增加的过程，由地幔到地壳是Al由六次配位向四次配位转化过程。

b. 双变质带的矿物组合特征，完全受以上规律所控制。靠大陆的高温低压带，Al主要处于四次配位，而靠大洋的高压低温变质带，Al主要处于六次配位。

c. 岩浆岩的蚀变及浅变质的钠黝帘石化或退变质作用，是Al由四次配位向六次配位的转化过程。

d. 岩石的风化过程是Al由四次配位向六次配位的转化过程。

e. 我国铁矿勘探实践中不只一次证明，随深度增加，霓次

---

* 叶大年，1982，汤姆生定律在地质学及硅酸盐工学中的重大意义，武汉地院十届科学论文汇编

透辉石中六次配位的Al增加。

叶大年(1982)著文建议将汤姆生定律作为地质学、结晶化学和硅酸盐工学方面的重要定律写入教科书中。

2)矿物类质同象成分标型　对不同成因的岩石和矿床、含矿与不含矿地段、不同的温压、氧化还原及酸碱条件等，在矿物的成分中(主量与微量类质同象代换)都能敏锐地反映出来。因此，它是成因的标志、温压的标志、氧化还原的标志、酸碱度的标志及找矿的标志。

(1)成因标志　处于不同成因的岩石和矿床中的同一族或同一种矿物，由于介质元素种类及浓度、温压等条件的变化，必然引起矿物主、微量元素的变化。在大量实际材料的基础上，找出的矿物成分在不同条件下的变化规律，可以起成因标志的作用。这些规律可用图解或统计表格或文字进行简明的总结。

a. 矿物成分成因分区　目前应用较广泛的是磁铁矿、辉石，角闪石(见第八章)、云母及绿泥石等矿物的成因图表，现加以集中，供参考(图4-18至图4-29)。

b. 黄铁矿成分成因标志　黄铁矿微量元素与成因关系，为多年来热衷研究的课题。讨论最多的是Co、Ni含量及Co/Ni比值。柯特诺(Corteno, 1941, 1942)提出，沉积成因Co<Ni，Co含量<100ppm；热液矿床Co>Ni，Co含量由400ppm-2400ppm。黑格曼(Hegemann, 1943)研究了73个沉积矿床，其中68个矿床中黄铁矿Co<Ni，只有两个Co>100ppm。格纽瑞(Talluri, 1951)研究了13个沉积矿床，有10个Co<Ni。浩列及尼科尔(Hawley & Nichol, 1961)研究了热液铜矿、铜镍矿及金矿中黄铁矿Ni、Co值及Co/Ni值，见表4-18。以铜镍矿床中Co、Ni值最大，热液铜矿中Co/Ni值最大，金矿中Co/Ni值最小。德维逊(Davidson, 1962)研究了非洲和苏联的一些层控铜矿中的黄铁矿Co/Ni>1，而现代沉积的黄铁矿Co/Ni<1，因而提出层控铜

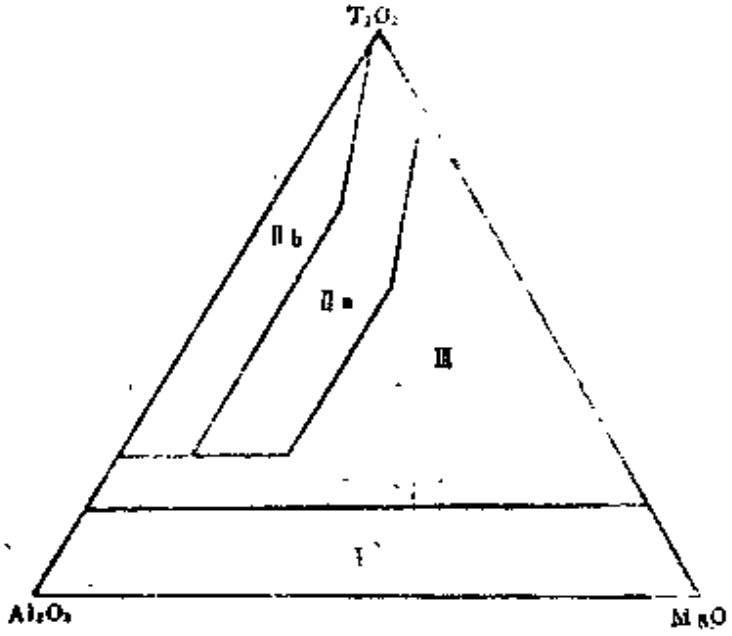


图4-18 磁铁矿成因图解
(据陈光远等，1975)*

Ⅰ沉积变质——接触交代磁铁矿趋势区，
Ⅱa超基——基——中性岩浆磁铁矿趋势区，
Ⅱb酸——碱性岩浆磁铁矿趋势区

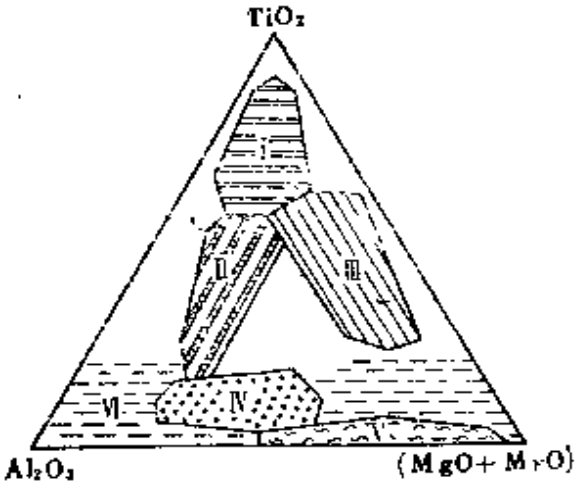


图4-19 磁铁矿成因图解
(据林师整理，1982)

Ⅰ 副矿物型　　Ⅱ 岩浆熔离钛磁铁矿型，
Ⅲ 火山岩型(玢岩型)，　　Ⅳ 热液型，
Ⅴ 矽卡岩型，　　Ⅵ 沉积变质型

* 陈光远、薛君治、薛成秀，1975，迁安铁矿水厂——宁芜式一带的含矿岩系特征

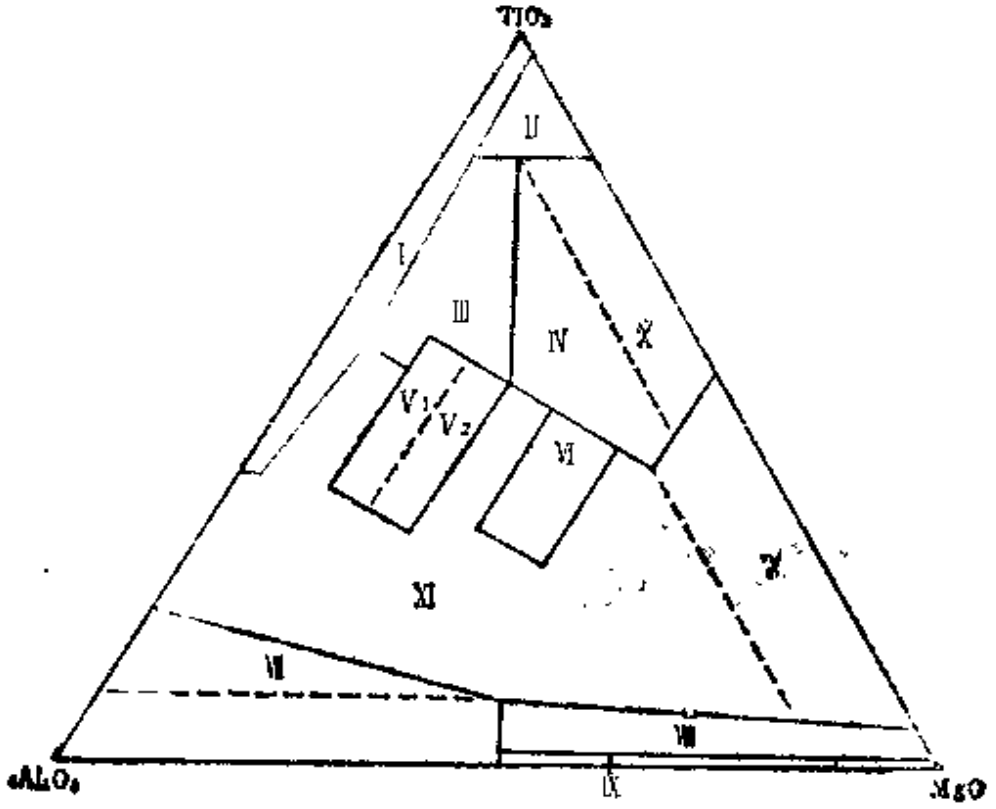


图4-20 磁铁矿TiO_2——Al_2O_3——MgO图解

(据王顺金，1984)*

I 花岗岩区(酸性岩浆岩、伟晶岩)， II 玄武岩区(拉斑玄武岩等)，

III 辉长岩区(辉长岩、橄榄岩、二长岩、斜长岩——副矿物及铁矿石)，

IV 橄榄岩区(橄榄岩、纯橄榄岩、辉岩等——副矿物及铁矿石)，

V_1 角闪岩区(包括单斜辉石岩)， V_2 闪长岩区 VI 金伯利岩区，

VII 热液型及钙矽卡岩型(虚线以上主要为深成热液型；以下为热液型及钙矽卡岩型)，VIII热液型，镁夕卡岩型(深成热液型，部分为热液交代型；镁矽卡岩型)，IX沉积变质、热液迭加型，X碳酸盐岩区(靠上部者与超基性岩有关；靠下部者与围岩交代有关)，XI过渡区

* 王顺金，1984 成因矿物学应用 武汉地质学院

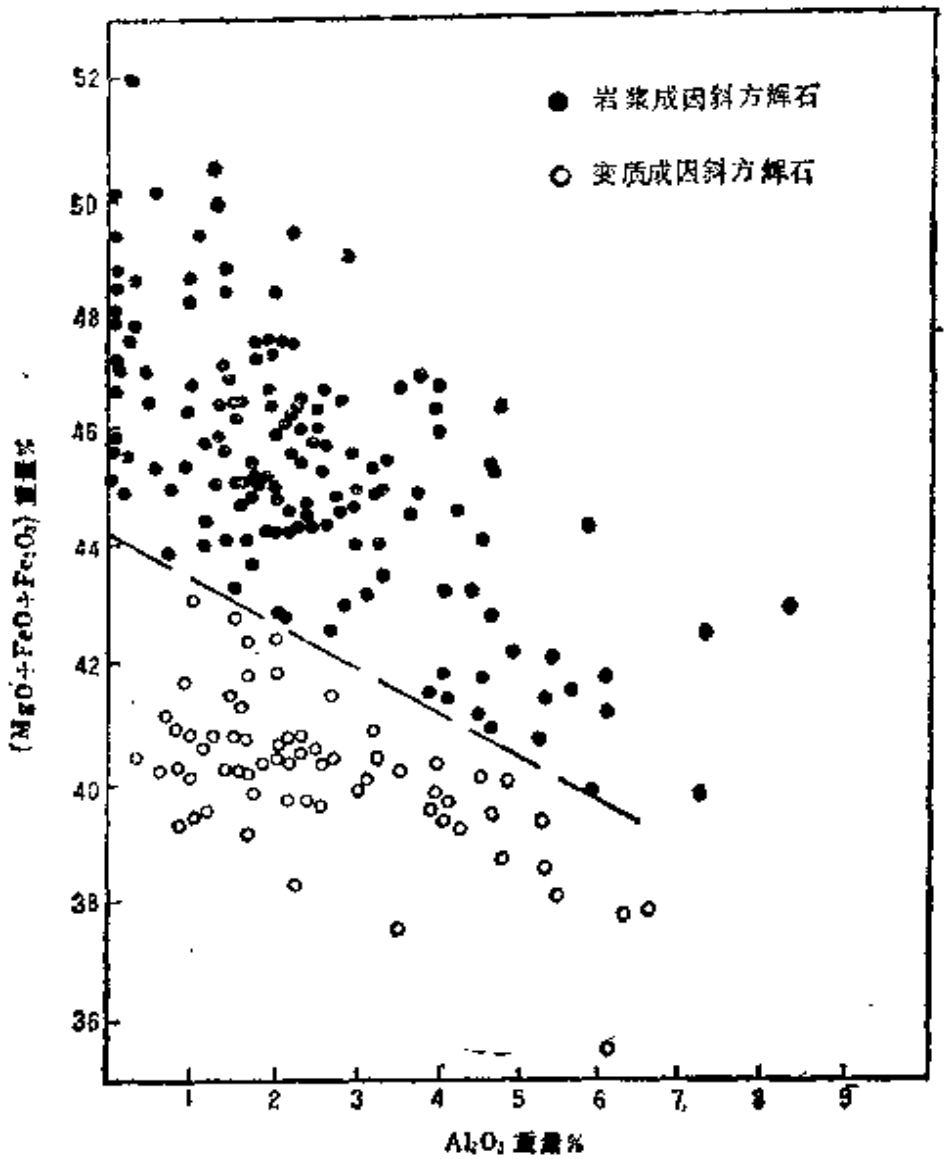


图4-21 岩浆成因与变质成因的斜方辉石

(据Bhattacharyya, 1971, 225个斜方辉石统计)

$(MgO+FeO+Fe_2O_3)+0.775Al_2O_3 > 44.30$ 变质成因,

<44.30 岩浆成因

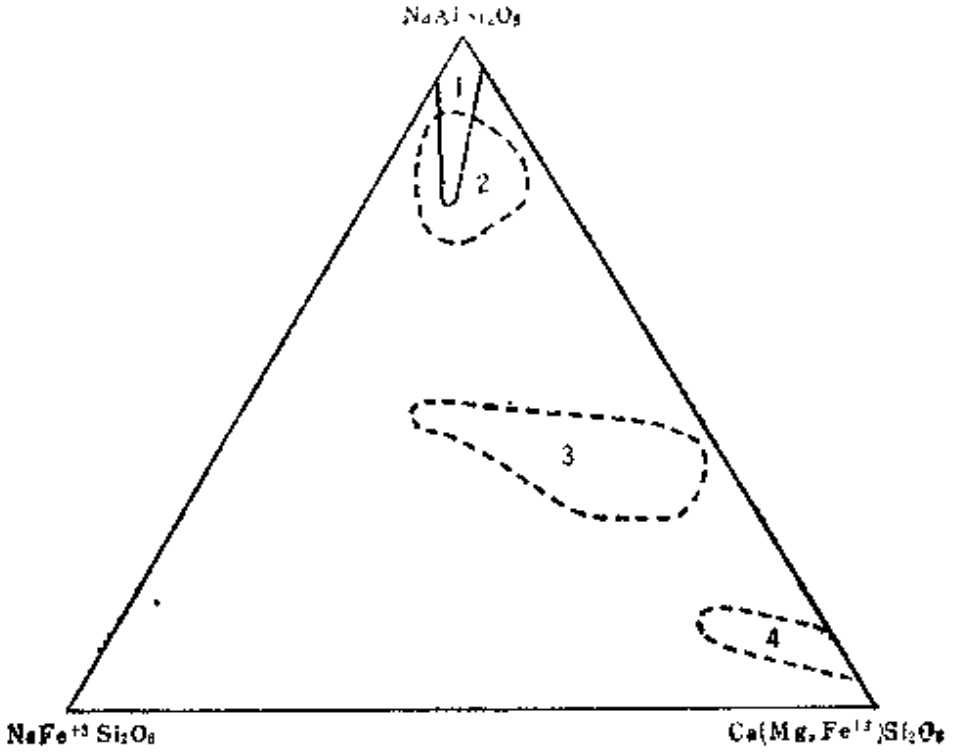


图4-22　不同成因的斜方辉石
（据Hermes等，1979）
1.产于蛇纹岩，　2.产于变质硬砂岩，
3.产于绿岩及榴辉岩，　4.产于角闪岩

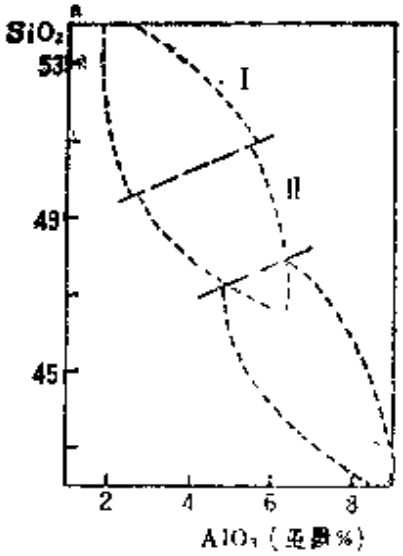


图4-23　单斜辉石SiO_2-Al_2O_3成分分区图
（据Le Bas，1962）
Ⅰ非碱性，　Ⅱ碱性，　Ⅲ过碱性

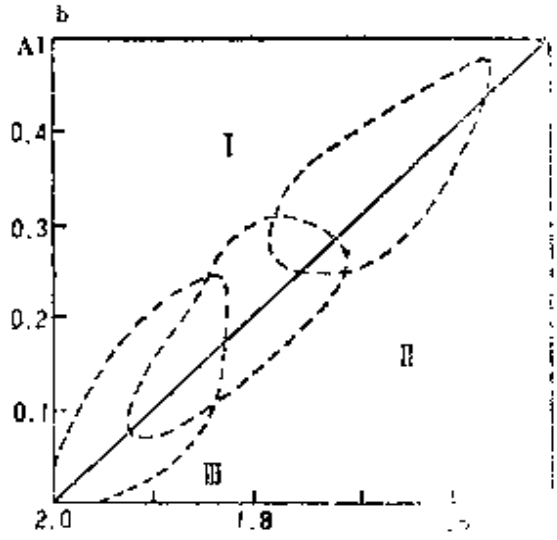


图4-24　单斜辉石Si-Al图解
（对不同火山岩系）（据Kushiro，1969）
Ⅰ似长石碱性岩，　Ⅱ无似长石碱性岩，　Ⅲ拉斑玄武岩，

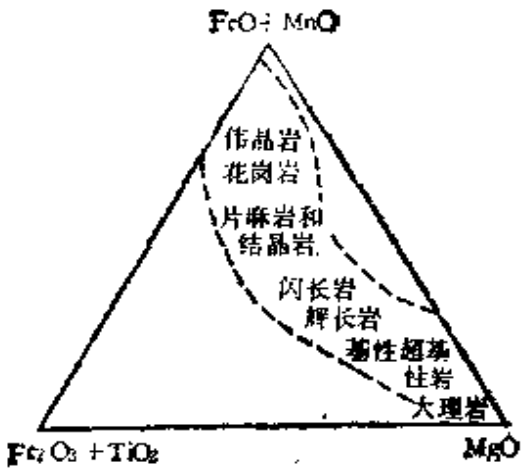


图4-25 不同成因类型黑云母
(据Heinrich, 1946)

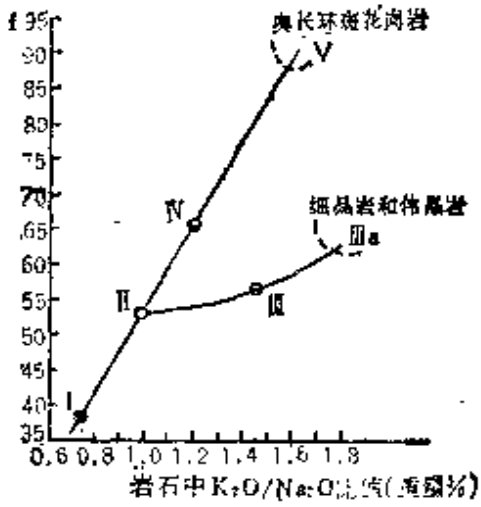


图4-26 不同类型花岗岩和花岗岩类K_2O/Na_2O与黑云母含铁系数(f)关系图
(帕涅亚赫据蒙古南戈壁省、苏联东北部及苏格兰资料对比综合，1962)
$f=Fe_2O_3+FeO/FeO+Fe_2O_3+MgO$
I 黑云角闪花岗岩，II 角闪黑云花岗岩-花岗闪长岩，III 黑云母花岗岩，IIIa 花岗细晶岩、伟晶岩，IV 黑云母花岗岩(黑云母含Al率较II低)，V 奥长环斑花岗岩，花岗正长岩

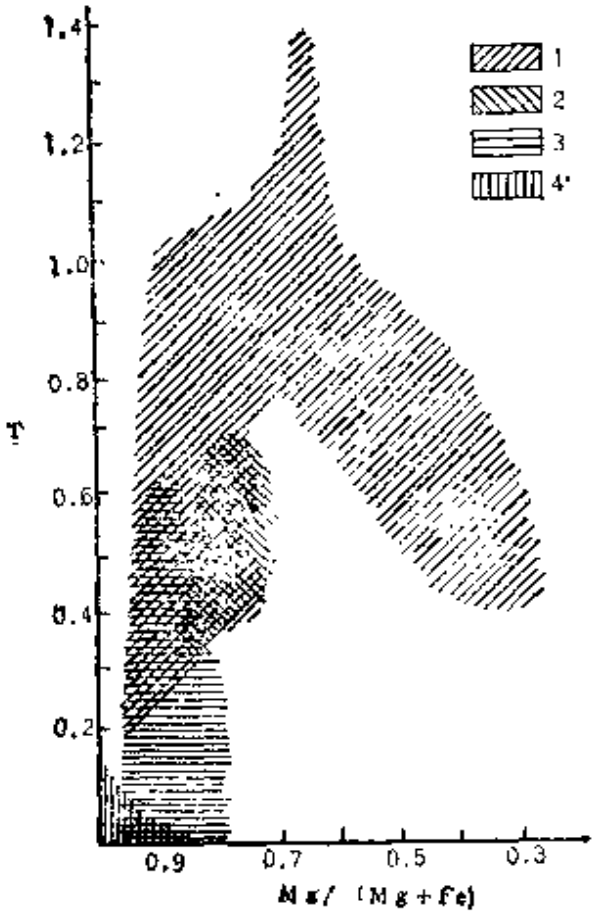


图4-27 不同成因类型的金云母
(据Ingmara, 1974)
1.产于硷性岩，2.产于超镁铁质岩，3.产于金伯利岩中，4.产于大理岩和矽卡岩

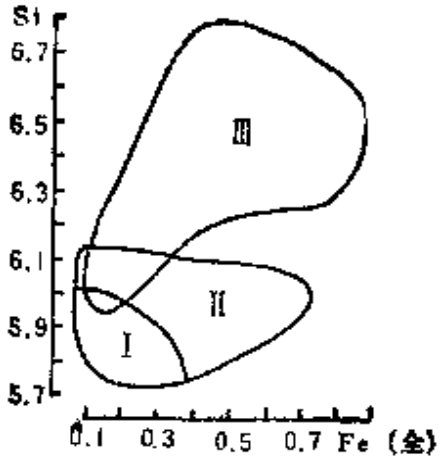


图4-28 不同成因白云母中Si和全Fe关系

(据Киприани, 1971)

Ⅰ 花岗岩发育区,
Ⅱ 伟晶岩和岩脉发育区,
Ⅲ 变质岩发育区

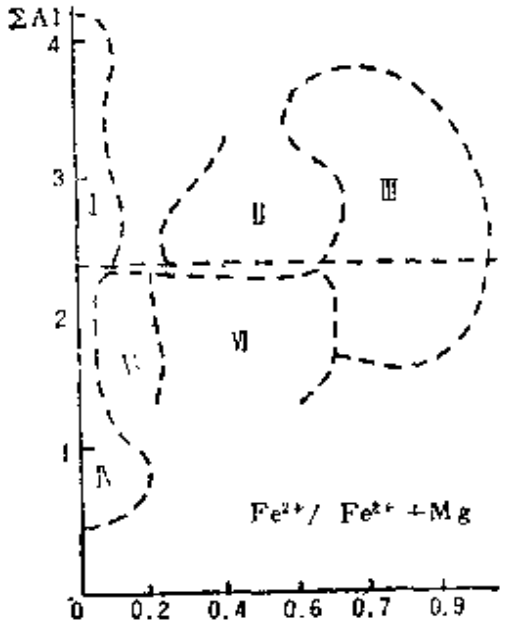


图4-29 不同成因绿泥石的化学成分分区

(据Россовская等, 1975)

Ⅰ 含白云石-石膏建造中的Mg绿泥石,
Ⅱ 陆源建造中Fe-Mg绿泥石(变质早始),
Ⅲ 铁矿建造中的Fe绿泥石,
Ⅳ 蛇纹岩中的Mg绿泥石,
Ⅴ 超基性岩中的Mg绿泥石,
Ⅵ 安山玄武岩中的Fe-Mg绿泥石

矿曾被热液改造过。罗夫托等(Loftuo等, 1976)研究了塔斯曼尼亚西部多种岩石和矿石中黄铁矿及花岗岩中黄铜矿-黄铁矿脉中的黄铁矿和蚀变火山岩中黄铁矿Co、Ni含量(共106个样品)(图4-30)。可见沉积黄铁矿(1、10、11、12)的Co、Ni含量均较高, Co≪Ni, Co/Ni<1; 花岗岩及与花岗岩有关的黄铁矿(2、5-9)的Co、Ni含量均不高, Co<Ni, Co/Ni<1, 但比值较上高; 层状火山岩的铅锌矿床中的黄铁矿(3)的Co、Ni含量低, Co<Ni, Co/Ni<1, 但比值更大; 火山岩及其有关矿体中的黄铁矿(13、14、15、16)的Co、Ni含量较高, Co≫Ni, Co/Ni>1, 比值大(表4-19)。

表 4-18 加拿大不同矿床中黄铁矿的Co、Ni特征

区	黄铁矿样品数	Co	Ni	Co/Ni
镍矿				
肯德贝里	8	1.33	0.25	5.3
	5	1.05	0.10	10.3
	1	0.18	0.20	0.9
铜矿				
Flinelon	3	0.066	0.0057	11.6
Chibougamau	4	0.30	0.011	27.3
Quemont	4	0.084	0.0022	38.2
Noranda	6	0.116	0.0041	28.3
Normetal	12	0.062	0.0016	38.7
Manitowadge	8	0.031	0.0011	26.2
金矿				
Meintyre	21	0.079	0.014	1.9
低	8	0.035	0.034	1.0
高	13	0.105	0.044	2.4

(据Hawley & Nichol, 1961)

表 4-19 塔斯曼尼亚西部不同成因黄铁矿Co、Ni、Co/Ni平均值

成因类型	Co(ppm)	Ni(ppm)	Co/Ni	样品数	图上编号
沉积岩	88.4	376.3	0.21	32	1、10、11、12
花岗岩	6.9	16.2	0.74	20	2、5、6、7
花岗岩中铅锌矿	5.3	25.5	0.24	1	4
花岗岩中石英-锡石脉	4.4	32.0	0.14	5	9
花岗岩中石英-锡石脉	3.6	12.0	0.32	22	8
层状火山岩铅锌铜矿床	6.4	13.3	0.55	3	3
火山-黄铁-黄铜矿床	307.3	114.3	3.14	11	13、14
火山-黄铁-黄铜矿床	63.6	71.0	~1.00	12	15、16

(据Loftus, Hills等, 1967整理)

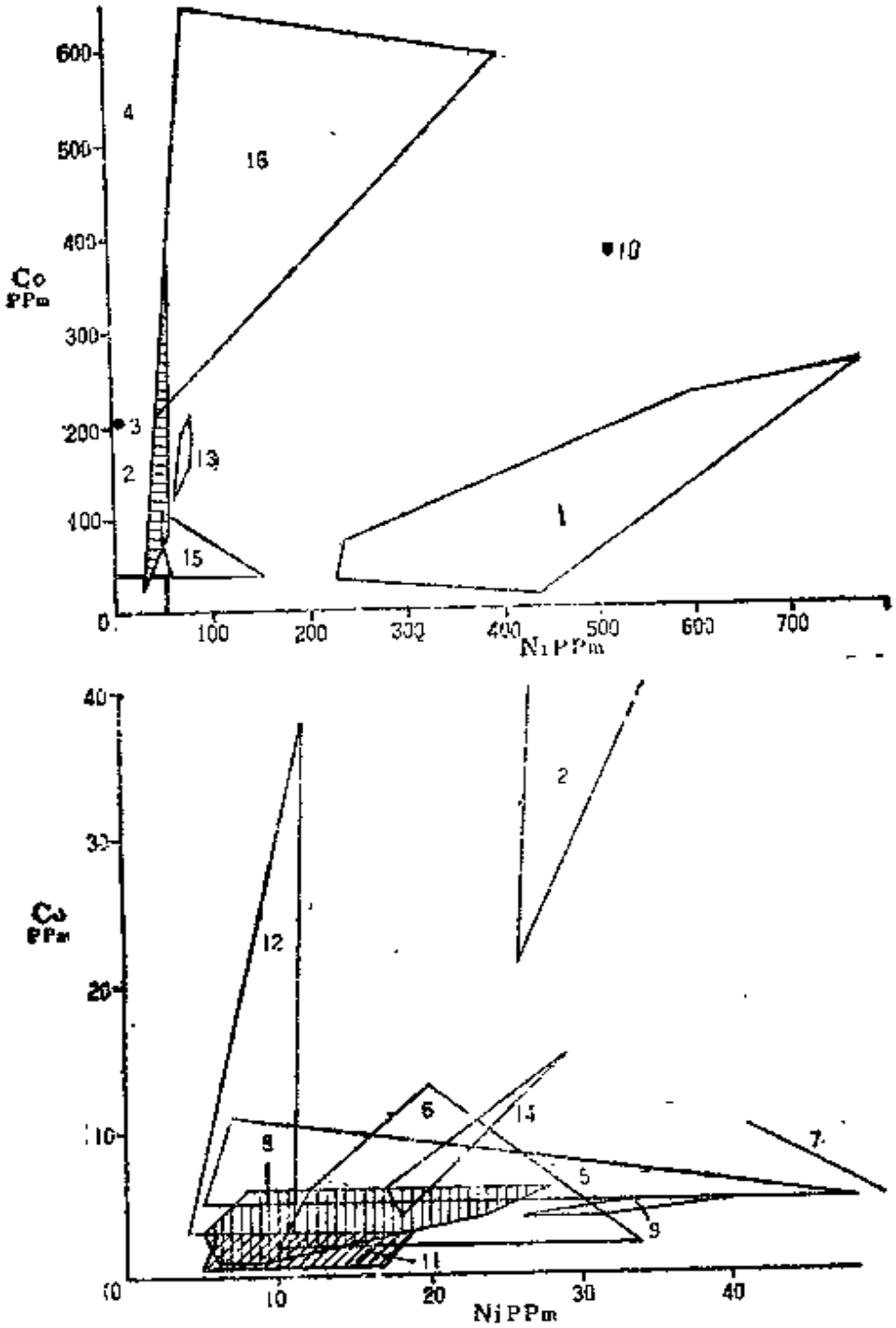


图4-30　塔斯曼尼亚西部某些岩石和矿床中黄铁矿Co、Ni含量特征
(据Loftuo, Hills等, 1967)

1.沉积岩，2.花岗岩，3.火山岩，4.花岗岩中石英锡石脉，5.花岗岩，6、7.花岗岩中黄铜、黄铁矿脉，8、9.石英锡石脉，10、11、12.黑色页岩，13、14、15、16.蚀变火山岩

由上看出，黄铁矿Co、Ni值及Co/Ni比值，具有一定的标型意义，特别是Co/Ni比值有指示成因的作用。如沉积型一般Co/Ni<1，高温的岩浆热液矿床一般Co/Ni>1(与火山作用有关或与中-基性岩浆热液有关)，层控矿床，特别与火山作用有关的层控矿床Co/Ni可大可小，视受热液改造的强弱而变化。

我国湘东南硫化物矿床不同成因的黄铁矿的Co、Ni、Co/Ni也具有一定的规律性(表4-20)。

表 4-20 湘东南不同成因黄铁矿Co、Ni、Co/Ni平均值

矿床类型		Co(ppm)	Ni(ppm)	Co/Ni	样品数
沉积型黄铁矿矿床		10.50	44.00	0.01	12
层控矿	黄铁矿矿床	14	49.00	0.297—0.20	25
	铅锌矿床	247.50	531.00	0.47—0.29	27
	寒武系中铅锌矿床	200.00	500.00	0.40	1
岩浆热液型高中温热液矿床(黄铁矿矿床)		44.50	4.90	14.60—3.13	29
岩浆热液型高中温热液矿床(铅锌矿床)		0.60	0.45	1.10	4

(据谢文安，1982)

王亚芬(1981)统计了七个海相火山岩型铁铜矿床的黄铁矿(样品56个)的Co/Ni比值，得出几点结论：七个矿床中92.86%的样品Co/Ni>1；同一矿床Co/Ni比值虽有变化，但集中于一定的区间；不同矿床黄铁矿的Co/Ni比值平均在1.93—11.35之间；Co/Ni平均比值愈大，其均方差也大，根据二者可将矿床分为两组，Co/Ni 5.35—17.35，均方差4.0—11.60，及Co/Ni 1.93—2.57，均方差0.4—1.5；变质作用使黄铁矿中Co/Ni比值发生很大变化，变质深其值增大。作者指出，第一组矿床在空间上、时间上和成因上均与古海底火山活动有密切关系，矿床的产出位置严格受古火山机制控制，矿床呈透镜状、似层状赋存于基

性—酸性火山熔岩和凝灰岩中。第二组矿床产于中基性—酸性凝灰岩、沉凝灰岩和凝灰质沉积岩中，矿体呈层状、似层状或脉状，成矿物质来源虽与古海底火山活动有关，但矿化富集主要受岩相古地理、古气候和古构造等因素所控制，因而在成因上属海相火山沉积矿床或后期热液改造矿床。徐国风(1980)对比了河南某多金属硫铁矿矿床中斑岩型和沉积热液改造型，前者Co/Ni比值为4.52，后者为0.74。

另外，黄铁矿中的Se、Te、Tl、Ag、Sn等微量元素，也具有一定的标型意义。内生岩浆热液型高中温热液矿床比外生沉积型层状黄铁矿矿床及层控矿床，Se、Te含量高，这是由于Se、Te在高温易类质同象代替S。徐国风(1980)总结了部分国外资料，沉积型黄铁矿含Se 0.5—2ppm，S/Se为25×10^4—50×10^4热液矿床中Se20—50ppm，S/Se为1.0×10^4—2.67×10^4。并提出低温热液富含Tl，如低温渗流热卤水形成的铅锌矿和黄铁矿矿床(禾青白云铺铅锌矿及供水坪黄铁矿矿床)，Tl的平均含量分别高达127.6ppm和96.6ppm，前者砷硫锑铅矿含Tl达0.26%(谢文安，1982)。米契尔(Mitchell，1968)研究了热液、海相自生和淡水自生及变质成因黄铁矿的微量元素，发现热液的典型元素为Ag和Sn，海相则贫Ag、Sn、Te，但以Mo为其特征，淡水的贫Ag、Sn、Te，其中Ti、V、Cr、Co、Ni、Cu、Zn、Se也较海相低。

c.闪锌矿成分的成因标志　闪锌矿的微量元素可提供多方面的成因信息。图4-31为闪锌矿微量元素在不同含矿建造中的分布，其中有的元素可能为机械混入物引起，在此一并讨论。

Mn^{2+}随闪锌矿中的铁含量增加而增高。个别矿床闪锌矿中的Mn^{2+}可达0.7—1.5%。Cu、Sn、In、Ge主要取决于区域背景值、含矿建造及矿化深度。Sn^{4+}常随闪锌矿中Cu的含量增加而增加。Cu在铜矿床或矽卡岩的闪锌矿中含量最高，而在碳酸盐

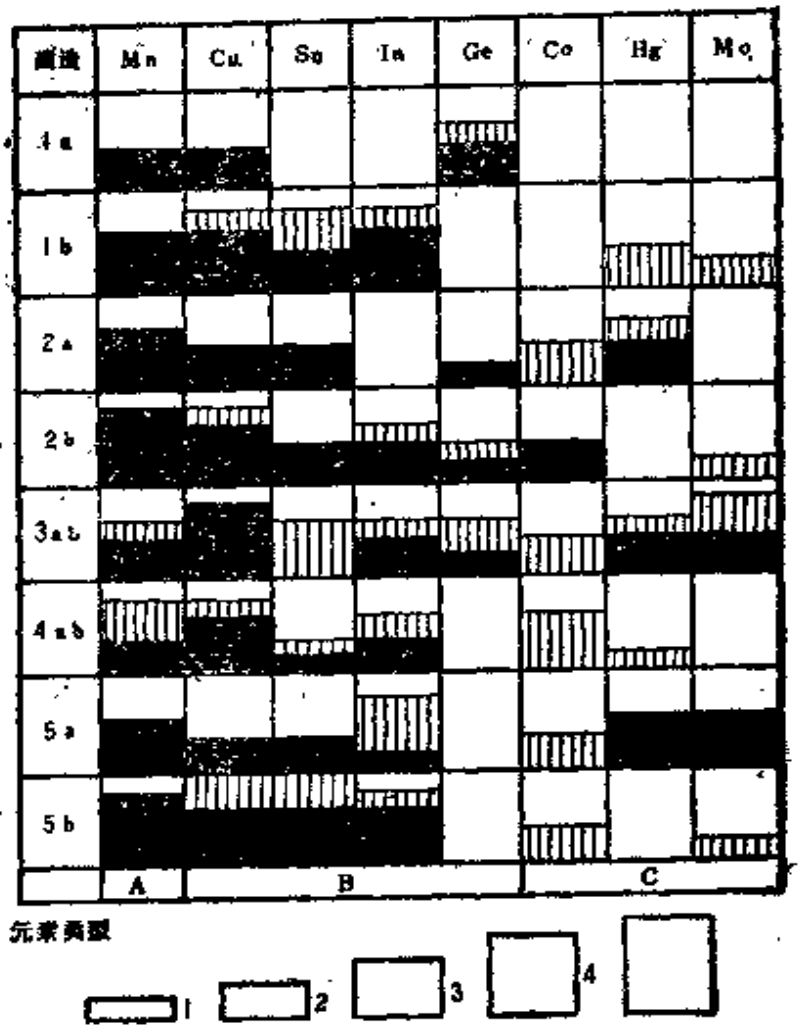


图4-31 不同含矿建造中闪锌矿微量元素

(据Чухров, 1972)

1. $n\times10^{-4}\%$, 2. $n\times10^{-3}\%$,

3. $n\times10^{-2}\%$, 4. $n\times10^{-1}\%$,

6. $n\times1\%$

黑色为一般含量，直立线条为个别样品含量。

A—与Fe有关的元素，与含Fe量同时增加，

B—取决于区域背景值，含矿建造与深度， C—取决于围岩。

1a—碳酸盐中层状铅锌矿床， 1b—石灰岩中交代铅锌矿床，

2a—火山岩中交代脉状铅锌矿床， 2b—片岩和砂卡岩中交代铅锌矿床，

3a—沉积岩中多金属铅锌矿床， 3b—火山沉积岩中多金属铅锌矿床，

4a—火山岩中脉状网脉状多金属矿床， 4b—中基性侵入岩中多金属矿床，

5a—花岗岩云英岩化铅锌矿化钽钨矿床，

5b—锡石矿床中的铅锌矿床

层状铅锌矿床及钼矿床中含量最低。闪锌矿含In则指示矿床形成较深、含Ge则指示矿床形成较浅。Co、Hg和Mo：中性或基性喷出岩或侵入岩中闪锌矿富含Co；铅锌矿床、铜矿床及后期钼矿床中闪锌矿富含Mo；铜矿及多金属矿床、钼矿床中闪锌矿富含Hg。Ga、Cd：含量不随其它元素变化，其含量在较接近的范围内变化(0.00n—0.0n%)，在少见的情况下含Ga达0.7—1%，含Cd0.0n—0.n%。

d.矿物Hg含量成因标志　根据楚霍洛夫(Чухров，1972)，不同矿床同一矿物含Hg量明显不同：闪锌矿在铜镍矿床、矽卡岩矿床和碳酸盐矿床中Hg的含量由$n\times10^{-6}$—$n\times10^{-4}$%；铜矿床和铅锌矿床含Hg $n\times10^{-4}$—$n\times10^{-3}$%，很少达$n\times10^{-2}$%；与汞锑矿床有关的闪锌矿较富含Hg，由$n\times10^{-5}$—$n\times10^{-2}$%；汞矿床中闪锌矿含Hg量高，高达0.0n—0.n%，最高可达15.6%；金矿床和中温铅锌矿床中辉锑矿含Hg达$n\times10^{-6}$—$n\times10^{-4}$%；同汞矿有关的矿床中辉锑矿含Hg $n\times10^{-4}$—$n\times10^{-3}$%，而在汞矿床中为$n\times10^{-5}$—$n\times10^{-2}$%；辉钼矿在火山期后低温矿床中含Hg 2.5×10^{-4}%，而在低温铀钼矿床中含Hg 4×10^{-3}%；中温铅锌矿床和铜矿床中的重晶石Hg含量为$n\times10^{-5}$—$n\times10^{-4}$%，而在汞锑矿床中含Hg $n\times10^{-4}$%—$n\times10^{-2}$%。一般说来，随着温度的降低，矿物中Hg的含量增高。硫化物中黝铜矿、闪锌矿含Hg较高，而辉锑矿、黄铁矿、方铅矿、雄黄等含Hg较低。重晶石含Hg较高，而萤石、方解石中Hg含量大大降低。以上可以看出，Hg在后期热液矿物中较富集，出现很普遍，可作为标型元素。

(2)温压标志　矿物类质同象随温压变化的机理，是探讨矿物化学成分随温压变化的理论基础，一部分地质温压计就是在这个基础上发展起来的(见第五章)。变质相反映变质岩的温压范围，可用矿物成分的变化来判别。最常用的矿物是石榴石、辉石、角闪石、黑云母及白云母等，因为这些矿物在不同变质相的

岩石中广泛出现。在介质组分相对固定的条件下，矿物中某些成分的变化，能定性地指示变质相温压的变化。最常使用的元素是Mg、Fe、Mn、Ti、Al(包括$Al_{\text{Ⅵ}}$、$Al_{\text{Ⅳ}}$的变化)。现举例如下：

a.不同变质相石榴石成分分区　实验证明，石榴石形成温度、压力愈高，含Mg愈高，另外还发现压力愈高，钙铝榴石和镁铝榴石的混溶程度愈高(Mac Gregor,1970)。从柏林等(1977)据此原理提出用Ca^{2+}对Mg/Mg+Fe+Mn划分不同成因的榴辉岩(图4-32)。

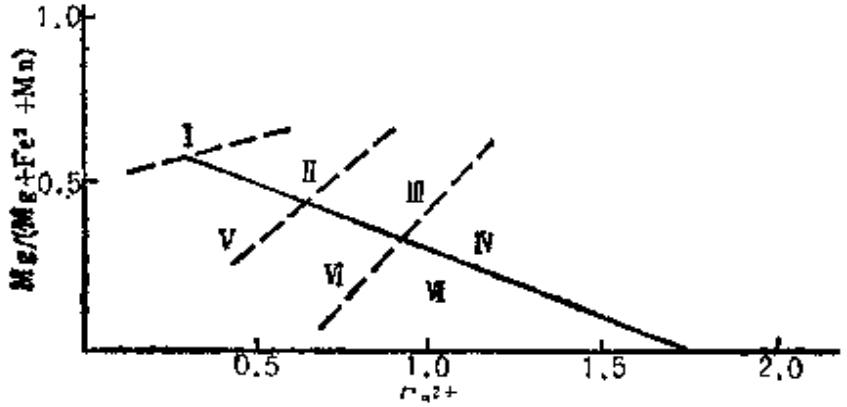


图4-32　不同成因榴辉岩中的石榴石Ca—Mg/Mg+Fe+Mn图解
(据从柏林，1977)

Ⅰ、Ⅱ　岩浆成因榴辉岩，　Ⅲ　可能为蓝晶石榴辉岩，
Ⅳ　刚玉榴辉岩，　Ⅴ　麻粒岩相榴辉岩，
Ⅵ　角闪岩相榴辉岩，　Ⅶ　蓝闪石片岩相榴辉岩

索波列夫(Соболев，1970)根据1000多个石榴石化学分析数据，通过数理统计，提出了以石榴石端元组分含量为端点的变质相三角成因图解(图3-33)。

南第(Nandi，1967)根据石榴石较大阳离子CaO+MnO及较小阳离子FeO+MgO含量，来划分所在岩石的变质带(图4-34)。

b.　单斜辉石端元分子压力分区

蒙诺兹(Munoz,1974)根据高压时，单斜辉石的某些端元分子含量，如硬玉分子($NaAlSi_2O_6$)和契尔马克分子($CaAlSiAlO_6$)

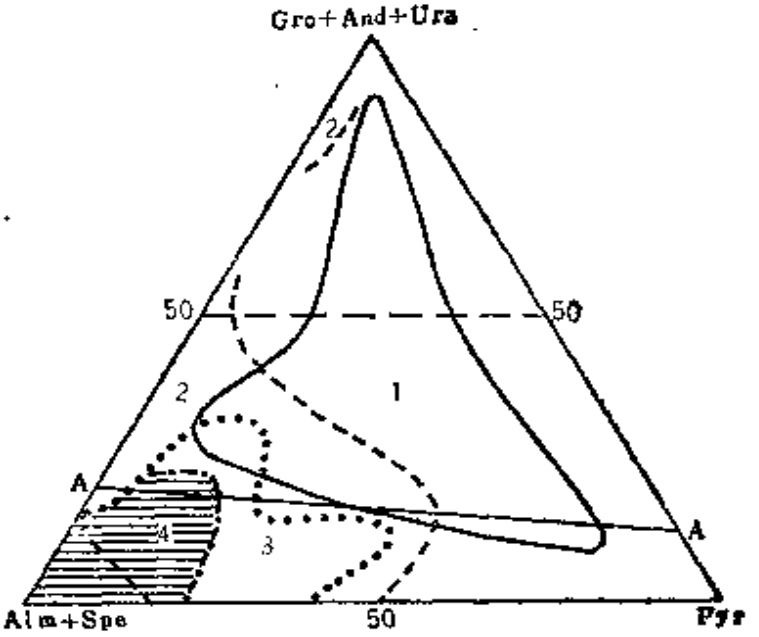


图 4-33　不同变质相镁铝—铁铝榴石系列石榴石分区图

(据 Соболев 1970)

1. 榴辉岩（包括榴辉蓝晶岩），为镁铝榴石，
2. 麻粒岩相，为镁铝与铁铝榴石，
3. 角闪岩相（包括蓝晶石片岩相），为铁铝榴石，
4. 绿帘角闪岩相，为高铁铁铝榴石．

Gro+And+Ura—钙铝榴石＋钙铁榴石＋钙铬榴石，
Alm+Spe—铁铝榴石＋锰铝榴石，Pyr—镁铝榴石．

AA′线以上与含钙的铁镁矿物共生，以下与无钙的铁镁矿物共生．

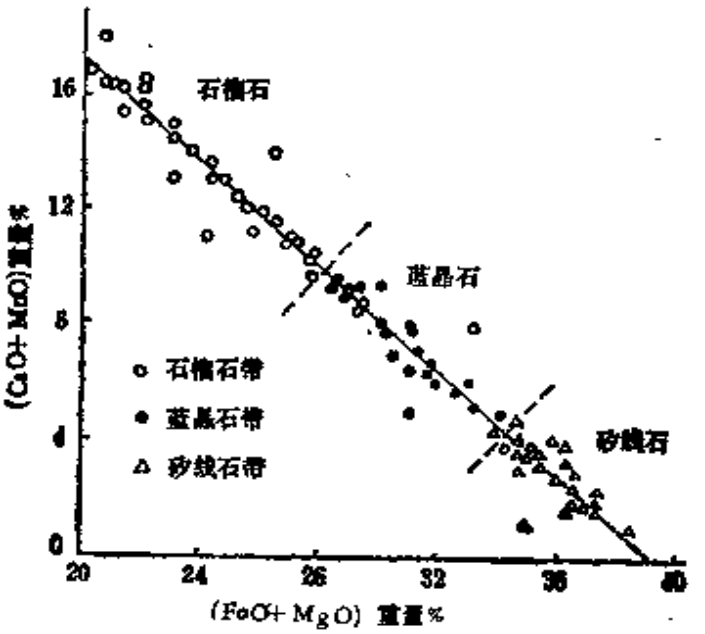


图 4-34　石榴石的 CaO+MnO—FeO+MgO图解

(据 Nandi，1967)

含量增加（$Al_{\text{Ⅳ}}$ 数量增加），而做出压力标志图解（图4-35）。

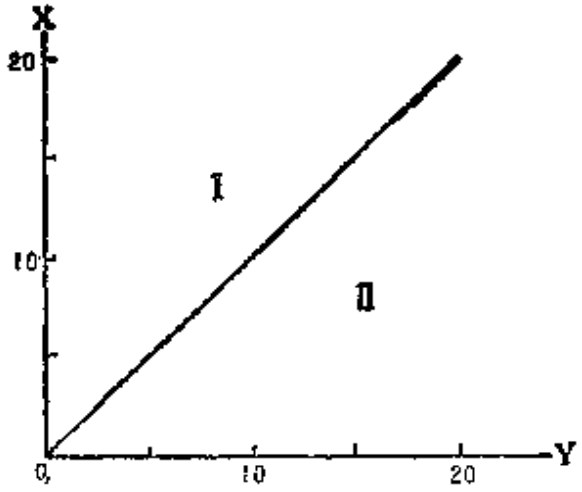


图 4-35 单斜辉石端元分子含量（分子百分比）作为压力标志图解

（据 Munoz，1974）

Ⅰ.高压区 Ⅱ.低压区

$X=CaAlSiAlO_6+NaAlSi_2O_6$（分子百分数），

$Y=CaTiAl_2O_6+CaFeAlSiO_6+CaFe_2SiO_6$（分子百分数）

c. 不同变质相的角闪石成分分区 萨克路特金（Закруткин，1968）按照角闪石的$Al_{\text{Ⅳ}}/Al_{\text{Ⅵ}}$和 Na+K/Ti 比值，确定角闪石所在岩石的变质相（图 4-36、图 4-37）。

拉斯（Rease，1974）根据钙质—钠钙质角闪石中 $Al_{\text{Ⅳ}}$ 和 Si 含量，把角闪石分为高压型和低压型（图 4-38）。

d. 不同变质相的云母成分分区 一般认为黑云母 Ti 的含量随温度增高而增大。特罗戈娃等（Дрогова 等，1965）利用黑云母 TiO_2 对 $(Fe/Fe+Mg)\times100$ 图解，确定含黑云母岩石的变质相（图 4-39）。

在变质泥质岩中，在十字石带及较高级带的白云母，成分接近于理想成分（Al_2O_3 38.4%，和 0% $FeO+Fe_2O_3$）。而在较低的温度下，白云母成分含绿鳞石 $K(Mg,Fe^{2+})(Al,Fe^{3+})Si_4O_{10}$

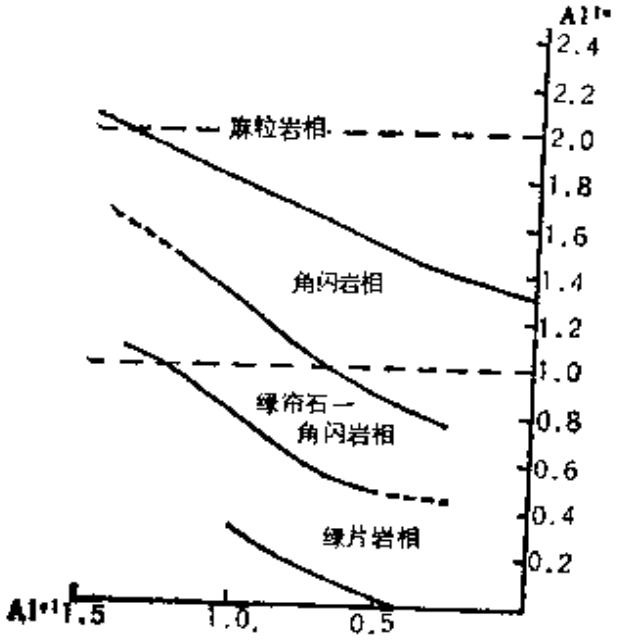


图 4-36 角闪石 $Al_{\text{Ⅳ}}$—$Al_{\text{Ⅵ}}$ 变质相图解
(据 Закруткин, 1968)

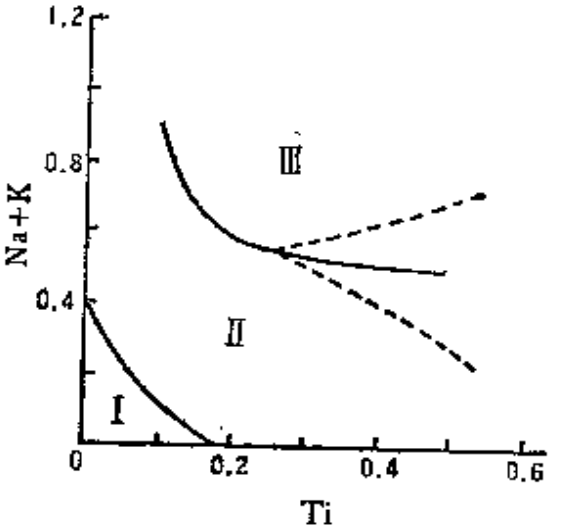


图 4-37 角闪石(Na+K)—Ti 变质相图解
(据 Закруткин, 1968)
Ⅰ 绿片岩相, Ⅱ 角闪岩相和绿帘角闪岩相, Ⅲ 麻粒岩相

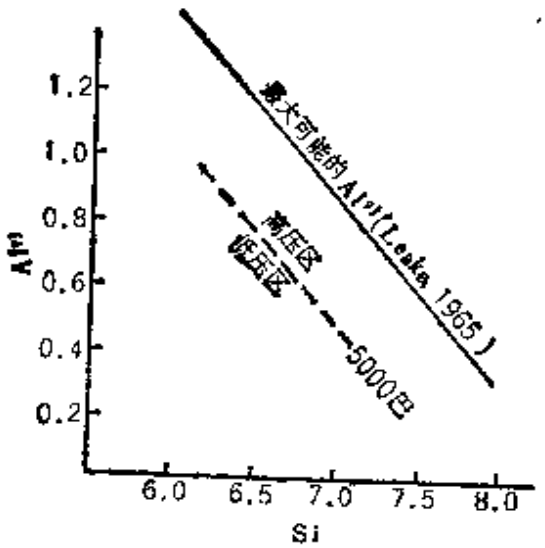


图 4-38 角闪石 $Al_{\text{Ⅵ}}$—Si 压力图解
(据 Rease, 1974)

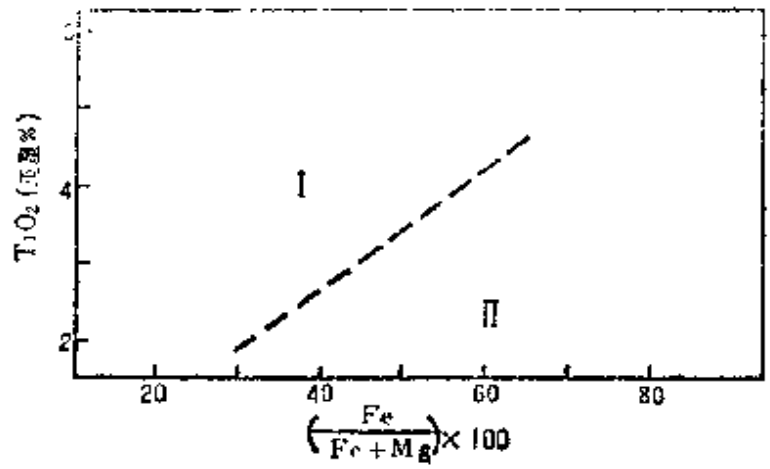


图 4-39　变质黑云母 TiO_2—Fe·100/Fe+Mg 图解
(Дургова, 1965)
I　麻粒岩相，II　角闪岩相

$(OH)_2$ 分子愈高。都城秋穗(1973)用图示，指出了白云母成分与变质级的关系（图 4-40）。

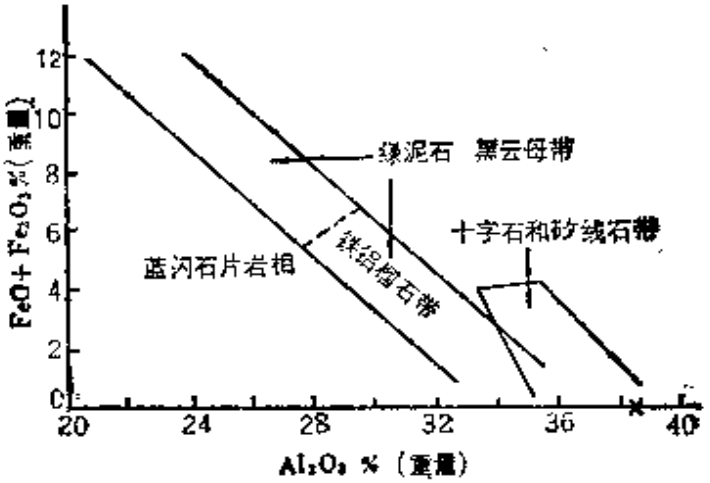


图 4-40　变质泥岩白云母成分随变质带变化
(据 Miyashiro 1973)

（3）　氧化还原的标志　介质中氧化还原条件，可用氧化还原电位来描述。根据能斯特方程式，氧化剂的浓度越大，还原剂的浓度愈低，则氧化还原电位 Eh 愈大，表示介质处于氧化条件，反之则处于还原条件。自然界中最强的氧化剂是氧，因此氧

逸度 fo_2 的数值也可以反映介质的氧化还原条件。矿物种属、矿物中变价元素的价态，尤其是 Fe 的价态，常常可作为衡量氧化还原条件的标志。含 Fe^{3+}、Sn^{4+}、Cu^{2+}、$(SO_4)^{2-}$ 等元素在矿物，代表氧化条件；相反含 Fe^0、Fe^{2+}、Ti^{3+}、V^{3+}、Cr^{3+}、Mn^{2+}、S^{2-}、HS^-、H_2S 及有机物质的矿物则代表还原条件。如自然铁(Fe^0)→方铁矿(FeO)→磁铁矿($FeFe_2O_4$)→赤铁矿(Fe_2O_3)，反映了由还原到氧化的变化。在铁的浓度一定时，铁橄榄石比含铁低的橄榄石更还原，因为氧化条件下部分 Fe^{2+} 氧化成 Fe^{3+}，而不能进入橄榄石了。同理，紫苏辉石比顽火辉石更还原。

半定量或定量的表示（或对比）氧化还原条件，可采用矿物的氧化系数，用矿物成分中的 Fe_2O_3/FeO 重量百分比或分子百分比或分子式中不同价态的铁离子比(Fe^{3+}/Fe^{2+})表示。也可用其它变价离子做辅助标志。一般情况下，$Fe^{3+}/Fe^{2+}\ll 1$，介质中以 Fe^{2+} 为主，是还原环境；$Fe^{3+}/Fe^{2+}<1$，介质中 Fe^{2+} 稍大于 Fe^{3+}，环境是弱还原环境；$Fe^{3+}/Fe^{2+}>1$，介质中 Fe^{3+} 稍大于 Fe^{2+}，是弱氧化环境；$Fe^{3+}/Fe^{2+}\gg 1$，介质中以 Fe^{3+} 为主，为氧化环境。也表现在矿物种上（表 4-21）。

标示氧化还原条件的 Eh 值，随 pH 值增大而降低。如硫化物矿床氧化带的强酸性环境，其 $Eh=+0.5V$，而在草原和荒漠风化壳的碱性条件下，$Eh<0$。因此，同一氧化反应，在碱性条件下易进行，即碱性条件离子易氧化。

氧逸度(fo_2)是有效的氧分压。氧分压是指混合气体总压下的氧的分压力(PO_2)。如把空气的总压力看作一个大气压($1atm$)，在空气中 O_2 占 21%，则它的分压力为 $0.21atm$。对于理想气体来说，氧逸度就是氧分压。对于实际气体，则氧逸度是校正后的氧分压：$fO_2=rPO_2$，r 为校正系数。一般情况下常把实际气体看作理想气体，即把 fO_2 与 PO_2 视为相等。氧逸度可以通过某些共生矿物中成分的氧化还原价态及形成温度的实验曲线来确

表 4-21　不同氧化还原环境及其代表性矿物

价　态	代表环境	代表性矿物	晶体化学式
Fe^{0}	强还原环境	自然铁	Fe
Fe^{2+}	还原环境	黄铁矿，菱铁矿	FeS_2、$FeCO_3$
$Fe^{2+}>Fe^{3+}$	弱还原环境	鲕绿泥石	$(Fe^{2+},Mg,Fe^{3+})_5Al(Si_3Al)O_{10}(OH,O)_8$
$Fe^{2+}\approx Fe^{3+}$	过渡环境	黑硬绿泥石	$K(Fe^{2+},Fe^{3+},Al)_{10}Si_{12}O_{30}(OH)_{12}$;$K(Fe^{3+},Fe^{2+},Al)_{10}Si_{12}O_{30}(OH)_{12}$
$Fe^{2+}<Fe^{3+}$	弱氧化环境	富锰绿泥石	$(Mn,Mg)_5Fe^{3+}(Si_3Fe^{3+})O_{10}(OH)_8$
$Fe^{2+}\ll Fe^{3+}$	氧化环境	海绿石	$(K,Na)(Fe^{3+},Al,Mg)_2(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2$
$Fe^{3+}(Mn^{4+})$	强氧化环境	赤铁矿，褐铁矿，软锰矿	Fe_2O_3、$HFeO_2\cdot H_2O$、MnO_2

定。如可根据铁钛氧化物固溶体组成来确定（见第五章），还可利用橄榄石 Fa（Fe_2SiO_4 分子）和结晶温度、辉石的 Fs（$FeSiO_3$ 分子）和结晶温度进行估算（Никольский，1977）。黑云母是花岗岩中的常见矿物，可利用黑云母 $Fe^{3+}/Fe^{3+}+Fe^{2+}$ 和结晶温度求 fO_2，见图 4-41（Папаях，1975）。例如，某花岗岩黑云母 $Fe^{3+}/Fe^{3+}+Fe^{2+}\approx 0.15=15\%$，结晶温度为 700℃，则利用图 4-41 可求出 fO_2 为 $10^{-16}atm$。

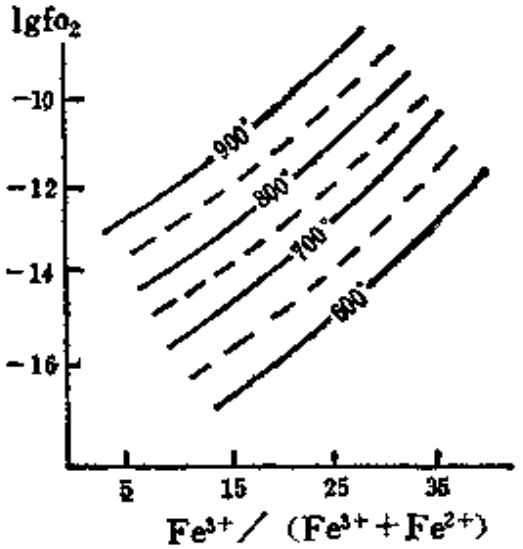


图 4-41　黑云母 $Fe^{3+}/Fe^{3+}+Fe^{2+}$ 与结晶温度及 fO_2 的相关图（据 Папаях，1975）

（4）酸碱性的标志　介质的酸碱度首先在矿物化学成分上体现出来。如从岩浆岩中结晶，岩浆的酸碱度首先反映在硅酸盐

矿物的硅氧骨干上。根据强酸与强碱，弱酸与弱碱结合的原理，其酸度按下列顺序依次增加：$H_4[SiO_4]$—$H_2Si_2O_7$—$H_2[Si_2O_6]$—$H_{14}[Si_6O_{22}][OH]_2$—$H_6[Si_4O_{10}](OH)_2$—$H[AlSi_3O_8]$(Ramberg, 1952; Щербина, 1965)。这与索波列夫 (Соболев, 1949) 提出的一致，即酸度随硅氧四面体的聚合程度而增加。同一族矿物的阴离子团（如硅氧骨干）或阴离子相同或近似，其酸碱度的微细变化，便体现在阳离子特点及类质同象的变化上，如 Fe^{2+} 和 Mg、Na 和 K、Ca 和 Na、Nb和Ta、Zr和Hf等，后面的阳离子一般比前面更碱性。有时还可以根据矿物的含铝性来判断，如黑云母花岗岩的酸碱度的微细变化，可根据黑云母的成分及种属变化来判断。黑云母的成分取决于 K 离子的浓度及总的碱度，随着碱度的增加，黑云母中氧化铝减少，引起富镁黑云母—铁叶云母被金云母和锂云母所代替 (Маракушев & Тарарин, 1965)。

一般认为 K 离子比钠离子更碱性，钾的硅酸盐比钠硅酸盐更碱性。但在二氧化硅过饱合条件下，低—中温时，K 对铝硅酸根的亲合性大于 Na 对铝硅酸根的亲合性。因此，在一定的碱性条件下，钠长石比钾长石更易分解，显示比钾长石更碱性。随着温度的升高，K、Na 对铝硅酸盐的亲合性差别减小，所以在高温条件下，钾长石仍比钠长石更碱性(Маракушев, 1965)。方解石和白云石在一定条件下，也具有类似的情况 (Коржинский, 1976)。

石英在一定条件下要发生 Si^{4+}—Al^{3+} 的类质同象的代换，为了补偿电价，有阳离子的加入，代入的元素可以反映介质的酸碱性：

$$pH_{(相对单位)} = \frac{Si^{4+} \leftarrow Al^{3+} + R^{+}}{Si^{4+} \leftarrow Al^{3+} + H^{+}}$$

H^{1+} 进入石英量多，则上值降低；R—Li^{1+}、Na^{1+}、K^{1+} 进入石英的量多，反映出溶液的碱性增加(Лавлинин, 1983)。碱性溶液有利于多金属硫化物的沉淀，据统计石英的 *pH* (相对单位) 值

为200—500时为矿化石英，20～150时为非矿化石英。

（5） 矿化的标志 前面已经提到，矿化地段是某种有用元素集中的地段，在脉石或围岩矿物中都能体现，虽然未直接见到矿体，但脉石矿物或围岩矿物的成分特征可以给以指示，是找矿的重要标志。

硅铁建造中，矿体近矿围岩矿物中的 Fe，对指示铁矿有特殊意义，是指示铁矿成矿作用的标型元素。以弓长岭铁矿二矿区铁铝榴石、绿泥石及黑云母为例，从远矿→富矿，它们的全铁(TFe)递增（表4-22）。

表 4-22 弓长岭铁矿二矿区主要暗色矿物全铁(TFe)重量%

矿物	远矿	平均	矿顶底板与贫矿富矿近矿围岩	平均	富矿顶底板	平均
铁铝榴石	25.07, 26.24, 26.25, 27.68	26.16	26.29, 27.48, 28.88 29.21, 29.71 29.85, 31.39	28.97	25.64, 29.39, 29.80 29.80, 29.87, 30.06 30.37, 30.78 30.79 31.15, 31.29, 31.67	30.04
绿泥石	1.76	7.76	18.13, 18.39, 18.99 19.94, 20.03, 21.72	19.53	20.92, 21.68, 23.47, 26.69	23.19
黑云母	10.66, 16.39	13.48	13.24, 14.29, 14.96	14.16	13.16, 14.03, 14.49 15.92, 19.01, 19.98 20.11, 23.65	17.52

（据陈光远等，1984）

稀有金属伟晶岩的造岩矿物或与成矿关系密切的矿物含有一定量的稀有或与其有关的元素。研究最多的是钾长石、白云母，其次是绿柱石、电气石、黑云母、石榴石等。钾长石中 Cs、Rb、

Ba，其次为 Li 的含量，皆有指示意义(Гордиенко，1981)。利用前人几千个苏联重要伟晶岩矿山的长石化学分析资料，作出区分稀有金属伟晶岩—稀有云母伟晶岩—云母伟晶岩及 Cs 矿化、Ta-Li-Be 矿化、Ta-Be 矿化等的成因分区（$K/Cs—Na_2O$ 分区图、K/Cs—K/Ba 分区图、KCs—K/Rb 分区图），具有较重要的指示意义，是比较成功的成分标志（见第九章）。白云母中 Rb、Cs 的含量，其次 Be、Sn、Ta、Nb 的含量，也具有标型意义。利用白云母Rb,Cs 的含量，作出的区分伟晶岩及判断 Cs 矿化及 Ta-Ti-Be 矿化的成因分区（图 4-42）（Гордиенко，1981），也是行之有效的。

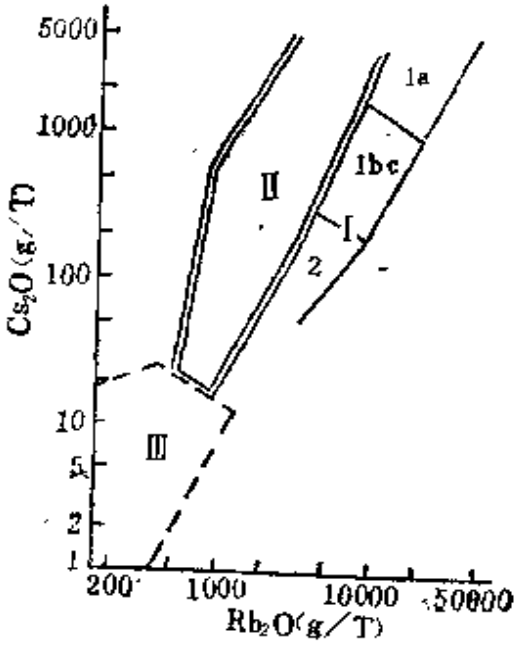


图 4-42　白云母 Cs_2O、Rb_2O 含量相关成因图解
（据 Гордиенко，1981）

1　稀有金属伟晶岩，1、具有 Cs—Ta—Li—Be矿化伟晶岩区，

1a　具 Cs 矿化的伟晶岩脉，1bc—贫 Cs 矿化，具 Ta—Ti—Be矿化伟晶岩脉，

I　稀有金属云母伟晶岩，

II　云母伟晶岩

其他如我国花岗岩的Nb、Ta矿化，与具有关的黑钨矿、锡石的 Nb 和 Ta 含量增加。又如铬铁矿床中出现含 Cr 透闪石（印度、塞拉勒窝内）；含铬浅闪石（土耳其），锂伟晶岩中出现含锂闪石，或锂闪石(瑞典等地)，都可作指示矿化的标志。

有的矿床与某种标志元素有关，如金伯利岩与一些超基性岩（有时外观类似金伯利岩）都含镁铝榴石，但前者镁铝榴石富含 Cr、Ca，特别是 Cr，图 4-43 中 AA′ 曲线可将两类岩石中的镁铝榴石区别开，因而可作找矿标志。

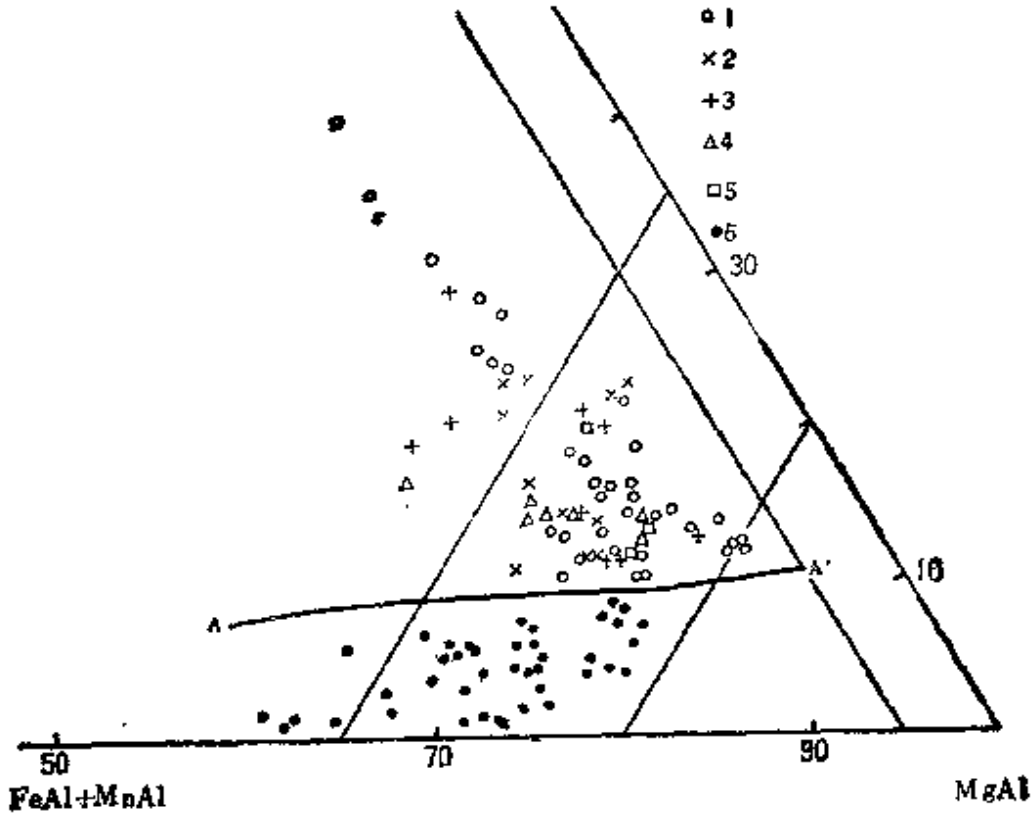


图 4-43 我国一些地区金伯利岩与非金伯利岩石榴石端元组分成图分区

(据靳是琴，1981)

1—5. 金伯利岩中的石榴石（1. 山东，2. 辽宁，3. 贵州，4. 湖北，5. 河南），6. 非金伯利岩中的石榴石（橄榄岩，偏碱性玄武岩，超基性煌斑岩）。

三角图解顶端为石榴石 $CaCr+MgCr+CaAl+CaFe^{3+}$

石英中最常见的杂质元素有 Al、Mg、Fe、Mn、Ti，其含量从 0.00n%到 0.0n%，很少达 0.n%。次要的有 B、Be、Na、K、Ca、Li，还有Pb、Bi、Ag、Zn、Cr、Cu、Sn、Rb、Cs、Ba 等。另外应用红外光谱还发现石英中有$[OH]^{1-}$，但含量不易测出。根据各种成因的石英 200 余件，提出 Al、Mg、Fe、Mn、Ti 是固定的杂质元素，而 B、Be、Na、Ca 是不固定的，但经常出现，而 Mo、Pb、Bi、Ag、Zn、Cu、Y、Yb 等只存在于含矿的脉石英中，其数量随共生的矿石矿物而发生变化。伟晶岩中的 Li、Be、B 较高(Li0.000n%、

Be 0.00n%、B 0.001%)，而在热液中K、Na、Ca较高(Na 0.0n%，K0.0n%，Ca 0.0n—0.n%)(Василькова 等，1965)。

石英中Al的含量在评价石英的含矿性上有很大的意义，石英一般含 Al_2O_3 0.001—0.01%，但在含矿石英脉中含量大增。以金矿的石英为例，据三个矿区20个样品的分析，其中石英含 Al_2O_3 量由0.16—0.96%。由于在石英晶格中 Al^{3+} 进入四面体代替 Si^{4+}，必须有K、Na、Li等金属阳离子进入石英晶格的架状空隙中使电价平衡，因此，碱金属的含量也相应升高(表4-23)。

表 4-23　我国一些金矿床中含金脉石英 Al、Na、K 含量(%)

地点	石英特点	Al_2O_3	Na_2O	K_2O	K_2O+Na_2O	$Al_2O_3+Na_2O+K_2O$
团结沟[1]	玉髓状含金石英	0.46	0.34	0.18	0.52	0.98
	浅灰色玉髓状含金石英	0.56	0.03	0.09	0.12	0.68
	同上	0.81	0.20	0.22	0.44	1.23
	同上	0.92	0.30	0.09	0.39	1.31
	灰黑色玉髓状含金石英	0.84	0.35	0.12	0.47	1.31
	同上	0.378	0.084	0.498	0.582	0.96
	同上	0.964	0.229	0.388	0.617	1.581
	同上	0.63	0.06	0.11	0.17	0.80
夹皮沟[2]	含金石英	0.19	0.03	0.02	0.05	0.24
	同上	0.16	0.04	0.08	0.12	0.23
	同上	0.16	0.01	0.02	0.03	0.19
	同上	0.16	0.04	0.04	0.08	0.24
玲珑[3]	同上	0.47	0.23	0.06	0.29	0.76
	同上	0.51	0.22	<0.05	<0.27	0.61
	同上	0.38	0.20	〃	〃	0.59
	同上	0.19	<0.20	〃	〃	0.49
	同上	0.16	<0.20	〃	〃	0.37
	同上	0.90	0.44	〃	〃	1.35
	同上	0.32	<0.20	〃	〃	0.53
	同上	0.31	<0.20	〃	〃	0.52

(1)、(2)据吴尚全，1983；(3)据张立，1984。

上面三个矿区的无矿石英 Al_2O_3 的含量由<0.005 到 0.38，平均 0.142(6个样品平均)，也高于一般石英中的 Al 含量。由于自然金经常与含 As 黄铁矿、方铅矿、黄铜矿、毒砂等共生，故石英中杂质元素Fe、Cu、Pb、Zn、As等含量也增高，石英中Au与Hg也有同时增长的现象，这可能与低温热液中 Hg 的浓度较高有关。如美国 *Alleghany* 石英脉型金矿，自然金含 Hg 可高达 0.16—0.65%，其中脉石英含 Hg 也高(60—80g/T)。

脉石英中 Al 的含量亦可作为区别锑矿脉中矿化与非矿化石英的标型特征之一，如在 Корея 半岛某锑矿床中含矿石英 Al 含量高，而无矿石英中 Al 含量低(Мойроба，1978)。铅矿围岩中钾长石含 Pb 高，钼矿围岩中钛铁矿含 Mo 高，锂矿围岩中角闪石、电气石、绿帘石、绿泥石含 Li 高。苏联某钴矿床近矿黄铁矿 Co 含量较远离矿体的高达 15 倍之多（王吉珺，1981）。

2. *共存相间元素的分配*

1) 一般原理 自然界中是多矿物集合体，当温度、压力发生变化时，元素要在矿物之间发生重新分配。

下面的反应早就被人发现：

$$Mg\text{角闪石}+Fe\text{透辉石}\overset{\text{温度}}{\rightleftharpoons}Fe\text{角闪石}+Mg\text{透辉石}.$$

$$Mg\text{黑云母}+Fe\text{石榴石}\overset{\text{温度}}{\rightleftharpoons}Fe\text{黑云母}+Mg\text{石榴石}.$$

$$Mg\text{角闪石}+Fe\text{石榴石}\overset{\text{温度}}{\rightleftharpoons}Fe\text{角闪石}+Mg\text{石榴石}.$$

$$\text{透辉石}+Fe\text{斜方辉石}\overset{\text{温度}}{\rightleftharpoons}\text{钙铁辉石}+Mg\text{斜方辉石}.$$

……。

微量元素在共存矿物之间，当温、压变化时也要发生重新分配。这种重新分配是符合热力学规律的。

两种互不相溶的液层之间，若让第三种物质溶于它们之中，

在一定的温、压下，两层液相之间达到平衡时，第三种物质在两层液相中的浓度比值是一个常数，这个常数与第三种物质的浓度无关，只与温度、压力有关。以上规律最早由伯塞洛(Berthelot, 1872)发现，能斯特（Nernst,1891）的研究进一步将其结果作了理论上的阐述。两种固体矿物也可以看做两种固体溶液，进入矿物的微量元素是以固溶体（类质同象）的方式进入，也可以看做溶解在两种不同固溶体溶液中，因此应服从以上分配定律。以上定律四十年代——六十年代开始用于地质领域，七十年代以来，得到迅速的发展。这种元素的再分配，必然要引起矿物类质同象的变化。以上再分配理论是制定地质温度计的理论基础。

据热力学，当两相达平衡时，其化学位必定是相等的。

$$\mu_{\text{I}}=\mu_{\text{II}},$$

$$\mu_{\text{I}}=\mu_{\text{I}}^{0}+RT\ln a_{\text{I}},$$

$$\mu_{\text{II}}=\mu_{\text{II}}^{0}+RT\ln a_{\text{II}}.$$

a_{I}、a_{II} 是某元素在两相中的活度。

μ_{I}、μ_{II} 是某元素在两相中的化学位。

μ_{I}^{0}、μ_{II}^{0} 是该元素在特定温度下的化学位，通常为一常数。

R——气体常数，T——绝对温度。

$$\mu_{\text{I}}^{0}+RT\ln a_{\text{I}}=\mu_{\text{II}}^{0}+RT\ln a_{\text{II}}.$$

平衡常数 $K=\dfrac{a_{\text{II}}}{a_{\text{I}}}=\dfrac{r_{\text{II}}}{r_{\text{I}}}\times\dfrac{x_{\text{II}}}{x_{\text{I}}}$，$r_{\text{I}}$ r_{II}为活度系数，x_{I} x_{II}是浓度，为克分子数又称摩尔分数，在一定条件下可用重量百分数计算。在理想状态下，r_1r_2 为 1，则

$$K_D=\frac{X_{\text{I}}}{X_{\text{II}}}$$ K_D又称分配系数。

注意不要将分配系数与平衡常数混淆，只有理想稀释溶液，组分的活度系数等于 1，分配系数才等于平衡常数。用一简单的式子表示如下：

$K_{M_1}^{A/B}$(M_1 元素在 AB 间的分配系数)$=X_{M_1}^{A}/X_{M_1}^{B}$.

$K_D=X_1/X_2$.……(1)

(1) 称为简单分配系数，指一种元素在两相中的分配。

共生的两相中两种元素分别在两相中的分配，其分配系数可表示如下：

$$K_D=K_{M_1}^{A/B}/K_{M_2}^{A/B}.$$

平衡时，$K=a_{M1}^{A}\cdot a_{M2}^{B}/a_{M1}^{B}\cdot a_{M2}^{A}=(a_{M2}^{A}/a_{M1}^{A})/(a_{M1}^{B}/a_{M2}^{B})$,

$a_{M1}^{A}=r_{M1}^{A}\cdot X_{M1}^{A}$, $\quad a_{M2}^{A}=r_{M2}^{A}\cdot X_{M2}^{A}$,

$a_{M1}^{B}=r_{M1}^{B}\cdot X_{M1}^{B}$, $\quad a_{M2}^{B}=r_{M2}^{B}\cdot X_{M2}^{B}$,

$K=(X_{M_1}/X_{M_2})_A/(X_{M_1}/X_{M_2})_B\cdot r_{M1}^{A}\cdot r_{M2}^{B}/r_{M2}^{A}\cdot r_{M1}^{B}$.

在理想状态下，活度系数为 1，故

$K_D=(X_{M_1}/X_{M_2})_A/(X_{M_1}/X_{M_2})_B$ 或

$K_D=(X_1/X_2)_A/(X_1/X_2)_B$.……(2)

(2) 为复合分配系数公式。还可以用另外的形式表示。据(2)可写成：

$K_D=X_1^{A}\cdot X_1^{B}/X_2^{A}\cdot X_2^{B}$.……(2)′

可进一步改写成：

$K_D=(1-X_1^{B})\cdot X_1^{A}/(1-X_1^{A})X_1^{B}$.……(3)′

(2)′、(3)′ 也是经常采用的公式。

由于分配系数只与温度、压力有关，因此，可作为地质温压计（见第五章）。

共存相间元素分配规律，不仅适用于固—固、液—液状态，还适用于固—液状态，它是元素在成岩成矿过程中分散与集中的理论基础之一，因此它还具有多方面的成因意义。它不仅是温、压的标志，也是平衡的标志、氧化还原的标志、找矿标志及成矿历史的标志。

2) 元素分配标型

(1) 平衡标志 分配系数衡定变化，是判断地质—地球化学过程是否达到平衡的标志。岩浆结晶过程或变质过程，如果各相之间达到平衡共生，则某种元素在共生矿物中分配点应近直线分布。麦克卡伦 (McCallum, 1968) 研究了从斯蒂尔沃特杂岩的各种岩石内 Ni 在单斜辉石与斜方辉石粗晶间的分配是有规律的，说明二者平衡共生(图4-44。)不同试样代表从底部到最上部不同带的岩石的形成温度依次降低。

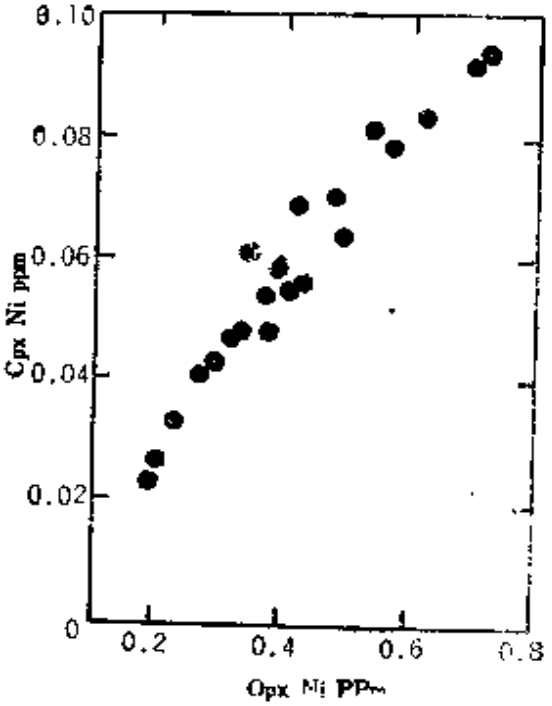


图4-44 Ni在共存的单斜辉石(Cpx)和斜方辉石(Opx)之间的分配(据McCallum, 1968)

(2)温压标志 共生矿物之间元素的分配可作为温压计，粗略时可以作为温压间隔的划分。如 Mg 在共生的石榴石、黑云母中的分配可作为变质相的标志 (图4 45)

(3)找矿标志 辉石—石榴石间 Fe 的分配是指示矽卡岩含矿类型的重要标志。含矿性相同的矽卡岩，其K_D的值是相近的。

$$K_D = (X_{Fe}^{Cpx}/1-X_{Fe}^{Cpx})/(X_{Fe}^{Gar}/1-X_{Fe}^{Gar})$$

K_D在0.06—40之间变化。

矽卡岩白钨矿矿床、矽卡岩钼矿床、矽卡岩硫化物白钨矿矿床组合中有钙铁辉石及钙铝榴石，而矽卡岩铁矿、铜矿矿床组合中有铁高的石榴石及次透辉石。不同含矿性，K_D 也在一定范围内变化 (图4-46)。造成这种规律的原因可能与当时酸碱度有关。酸性条件下，辉石含Fe性增加，碱性条件下，石榴石含Fe性增加。

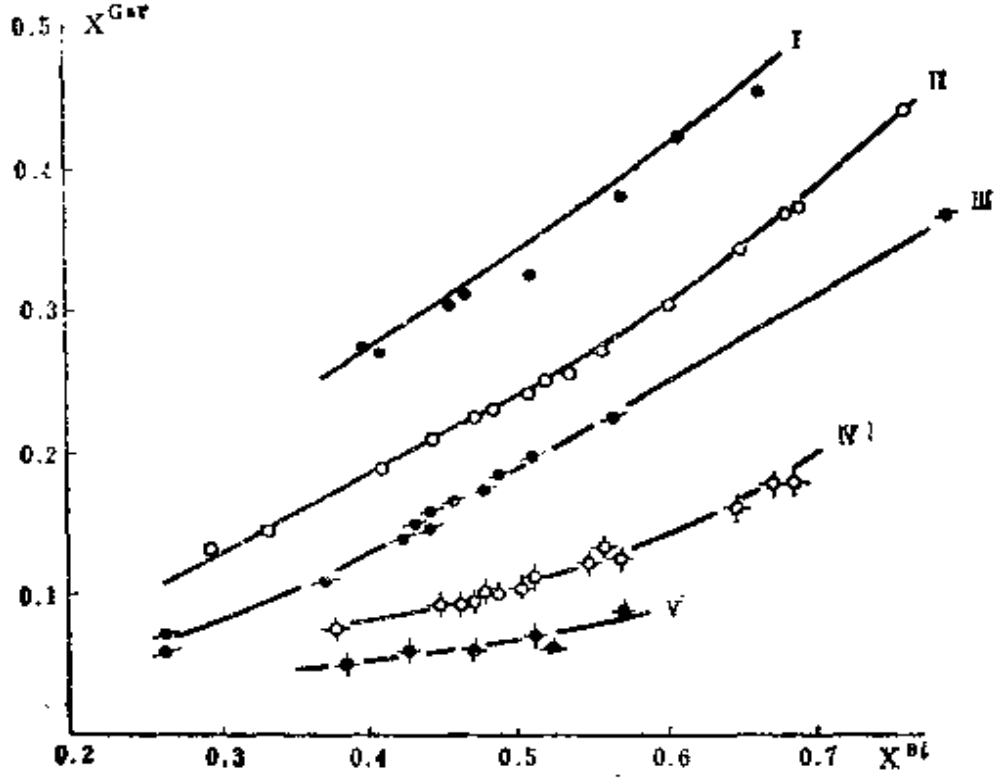


图4-45 贫Ca变质岩中Mg在石榴石(Gar)与黑云母(Bi)间的分配
(据Перцук, 1971)

I 麻粒岩相,
I 麻粒岩相与铁铝榴石—角闪岩变质亚相,
II 低铁铝榴石—角闪岩亚相,
IV 十字石片岩相,
V 绿片岩相.
X^{Gar}—石榴石中Mg/Mg+Fe+Mn,
X^{Bi}—黑云母中Mg/Mg+Fe+Mn

(4)成矿历史的标志 在盐湖成矿过程中有少量Br^{1-}存在,由于浓度低,没有纯的溴化物形成,而作为一种分散元素存在于氯化物盐类中。Br^{1-}即使在卤水中也很低,因此可以看作为理想溶液。根据实验测定,25℃时,Br^{1-}在海水与石盐之间的分配系数如下(Braitsh等,1963):

$$K_D=[Br^{1-}]_{NaCl}/[Br^{1-}]_{海水}=0.15.$$

这说明石盐沉淀时,卤水中Br^{1-}含量的增长要比卤水盐度的增长

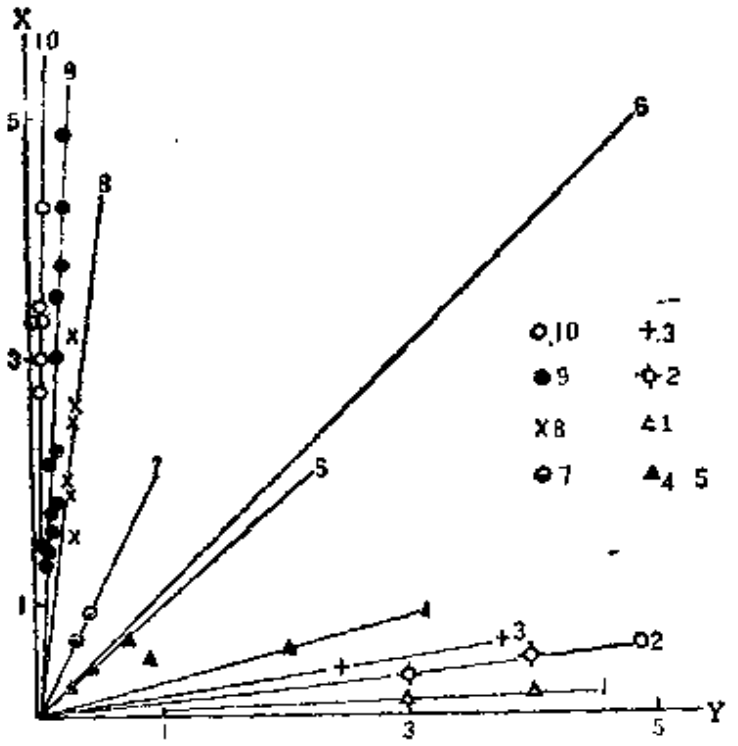


图4-46 共生石榴石(Gar)和辉石(Cpx)含Fe性对比与矿化关系
(据 Чухров等, 1972)

$X=X_{Fe}^{Cpx}/1-X_{Fe}^{Cpx}$, $Y=X_{Fe}^{Gar}/1-X_{Fe}^{Gar}$.

1.K_D=0.06, 2.K_D=0.12, 3.K_D=0.18, 4.K_D=0.29, 5.K_D=0.90,
6.K_D=1.00, 7.K_D=2.00, 8.K_D=6.50, 9.K_D=13.60, 10.K_D=40.
1～2.矽卡岩铁矿床,
3.矽卡岩多金属矿床, 4～5.其它矽卡岩矿床,
7.Дашкесе 矽卡岩化, 8.矽卡岩辉钼白钨矿床,
9.矽卡岩硫化物白钨矿床, 10.矽卡岩白钨矿床

快得多。实验还证明，Br^{1-} 浓度很高时，K_D 值仍恒定不变，但 $MgCl_2$ 的含量增高要影响 Br^{1-} 的分配系数（这种情况常在高盐度海水中出现）。因此可根据石盐的含 Br^{1-} 量来判断 NaCl 沉淀时的卤水盐度。这一结果看来简单，但各种蒸发盆地的经历可能很复杂。如在一些地区曾发现过很厚的蒸发盐层，其厚度之大，很难用封闭水盆地简单蒸发而成来解释。通过对 NaCl 中 Br^{1-} 含量的分析及对沉积时期的卤水含盐度的推断，确定这些盐盆地是过去

曾多次被注满及多次蒸发沉淀的结果。

另外，成矿金属富集与金属元素在共存相之间不均匀分配的倾向有关。如在超基性和基性岩浆形成铜镍矿床时，就存在着Cu、Ni在硅酸盐熔体及硫化物熔体之间的分配。麦克里因(Maclean等，1976)通过实验研究了Fe、Co、Ni和Cu在硫化物熔体和硅酸盐熔体之间的分配规律：

Ni，$K_D^{Ni}=X_{Ni}^A/X_{Ni}^B$。$X_{Ni}^A$，Ni在硫化物熔体中克分子浓度；

X_{Ni}^B，Ni在硅酸盐熔体中克分子浓度。

$K_D^{Ni}=150$。

Cu，$K_D^{Cu}=50$。

Fe，$K_D^{Fe}=1.2$。

Zn，$K_D^{Zn}=0.5$。

以上说明Ni、Cu优先分配于硫化物熔体中。当硫化物结晶时，Cu、Ni又倾向于向硫化物晶体中富集(Skinner，1969)*。只有通过这样的逐步富集，才能从金属原始含量不高的岩浆中富集成较富的矿体。这种分配的本质，是元素在硫配位位置和氧配位位置之间的晶体场分裂能的差别所控制。

3、*矿物中的稳定同位素*　稳定同位素的组成用$\delta‰$值来表示：

$\delta‰=R_{样品}-R_{标准}/R_{标准}\times 1000$。$\delta‰$值代表矿物同位素成分对标准样的偏离。同一样品，比较的标准不同。R可以分

* 引自张本仁，1979，能斯特分配定律在某些成矿问题研究中的应用　地质与勘探，7期

别代表O^{18}/O^{16}、D/H、C^{13}/C^{12}、S^{34}/S^{32}等。标准样分别是平均洋水($SMOW$)，南卡罗来纳州白垩纪皮迪建造中的箭石(PDB)，迪亚布洛峡谷铁陨石中的陨硫铁(FeS)。当同位素交换反应达到平衡时，共存化合物之间，同位素以不同比例分配于不同物质，称同位素分馏。两种物质间同位素分馏的程度，以两种物质中同位素比值之商表示，称同位素分馏系数α。矿物中稳定同位素的组成$\delta‰$以及同位素分馏与生成条件及温度有关。它有重要的成因意义。现对氢、氧、碳、硫稳定同位素目前所能解决的问题，简单概括如下：确定矿床的成因，矿床类型的划分和找矿方向；确定岩石的成因，如区别表生和深成的粘土岩、海相和陆相的碳酸盐等；确定成岩成矿温度；根据硫化物及其共生的碳酸盐确定热液的pH值及fO_2等。

例如，碳酸盐岩岩体（侵入成因）和碳酸盐岩(沉积成因)，其C^{13}/C^{12}与O^{18}/O^{16}有明显的不同（图4-47）。

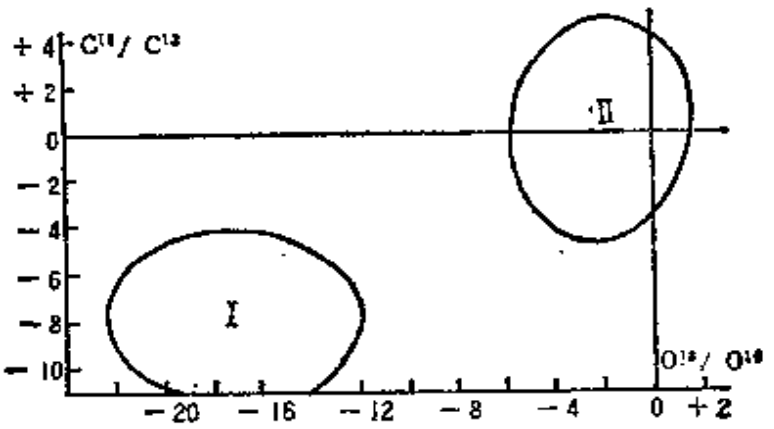


图4-47　碳酸盐岩体与碳酸盐同位素分区
(据Holmes，1965)
I碳酸岩岩体，II沉积碳酸盐

又如，安大略红湖和曼尼托巴里斯湖两个大花岗岩体硫同位素成分δS^{34}值都分布于+7—+30‰范围内（相当于沉积岩中蒸发岩的硫酸盐同位素范围），结合其它资料，认为这两个大岩体

为沉积改造而成（西马格罗和托德，1963)*。我国红旗岭镍矿，1号岩体的70个样品的δS^{34}值为+1.2～2.8‰，平均为2.0±0.8‰，不同成因的各种形态的矿石硫同位素的差别很小，说明它们是单一硫源，与世界上大多数硫化铜—镍矿床硫同位素特征相似，多数人认为硫来自地幔。

4.*矿物包体成分* 包体是矿物形成过程中被捕获的成岩或成矿介质。它相当完整地记录了矿物形成的条件和历史。是矿物重要的标型特征之一，可以作为成岩成矿，特别是内生成矿作用成因的标志。

包体的各相的组分大致如下：

气相：H_2O、CO_2、CO、N_2、H_2、CH_4、H_2S、C_2H_6及微量惰性气体Ar、He等。

液相：由水溶液和一些不混溶的液体组成。不混溶液体主要是CO_2及有机液体如CH_4、C_2H_6及石油等。水溶液主要为含盐类0—60%(重量)的盐溶液，其中含阳离子Na^{1+}、K^{1+}、Ca^{2+}、Mg^{2+}、Sr^{2+}、Ba^{2+}、Al^{3+}等，少量金属离子如Cu^{2+}、Pb^{2+}、Zn^{2+}、Mn^{2+}、Fe^{2+}等，阴离子如Cl^{1-}、$(HCO_3)^{1-}$、$(SO_4)^{2-}$、$(BO_3)^{1-}$、$(PO_4)^{3-}$等。

固相：是一些子晶，常见的是NaCl、KCl、的晶体及碳酸盐。有时还有硅酸盐、硫酸盐($BaSO_4$)等。包体成分研究的意义，主要体现在三个方面：查明成岩成矿的物理化学条件；研究岩石矿床成因与成岩成矿规律；普查勘探矿床与寻找盲矿体。其具体情况见表4-24

霍姆斯塔克是美国较大的金矿床之一。对其成因有不同的看法，一种认为与第三纪岩浆热液有关，一种认为与变质热液有关。通过前寒武纪石英及毒砂包体与第三纪侵入岩矿物包体研

---

* 转引自：同位素地质学，长春地质学院同位素地质室，1980

表4-24　　气-液包体成分研究的意义

气-液包体成分研究的意义			说　　明
查明成矿的物理地球化学条件	1	校正成矿温度	一般非低温、非低压和非低浓度形成的矿物，其均化温度应作压力和成分校正
	2	按包体成分测定矿物形成温度	如用K-Na-Ca 地温计的经验曲线获得矿物形成的大致温度
	3	按CO_2包体测定成矿压力	包体测压法中，广泛使用 CO_2包体进行压力测定
	4	测定成矿溶液的pH	按包体中CO_2与HCO_3^-的测定，可计算成矿溶液的pH 值
	5	测定成矿溶液的Eh	按包体中的CO_2、CH_4的分析，可测出成矿溶液的 Eh
研究矿床成因与成矿规律	6	查明成矿溶液来源	可根据包体中 S、O、H、C 等同位素比值
	7	查明成矿物质搬运形式	如包体研究表明：法国某沥青铀矿的形成，与富含 CO_2的液体有关，并以碳酸铀酰形式搬运
	8	查明矿物溶解和沉淀的部分原因	如溶液中有 0.1N、NaCl，萤石溶解度比纯水中大一倍多。热液成分、浓度、pH、Eh及CO_2、O_2、H_2S 等分压的变化，均可引起矿物相平衡的破坏，引起矿物沉淀
	9	研究围岩对含矿溶液的同化程度	如产于大理岩中的伟晶岩矿物成分，以 Ca^{2+}、Mg^{2+}、HCO_3^-含量高为特征
	10	按包体成分及浓度在时间和空间上的变化，查明某些矿化富集因素与分布规律	法国有些铀矿床中铀平均品位与 CO_2呈正相关关系
普查勘探寻找盲矿床与	11	子晶或CO_2的丰度趋向矿体增大	苏联萨冬斯克（和兹吉德斯库）多金属矿床，趋向矿体100m增大
	12	加热时石英的烧失量	趋向矿床增大，离矿体300m为0.02%，矿体上 1m为0.23%（矿床同上）
	13	盐度	趋向矿体200m增大（矿床同上）
	14	成矿压力	趋向矿体增大，离矿体200m 为 110～140atm 在矿上为210～220 atm（矿床同上）
	15	H_2O/CO_2比值	趋向有经济价值的矿巢减小（矿床同上）

（据何知礼，1982）

究，发现了矿床成因的重要线索。表4-25是该区围岩包体化学成分（包括同位素）。经对比金矿中矿物包体成分与前寒武纪围岩相似，而与第三纪侵入体差别较大，从而确定金矿物质来源与变质热水有关。

表4-25　霍姆斯塔克金矿围岩矿物包体成分分析结果

时代	样号	矿物	δ_D	δ_{13C}	CO_2/H_2O 克分子比	CH_4
前寒武纪	16	石英	−89.5	—	0.8	有
	105	毒砂	−84.9	—	1.3	有
	186	石英	−55.8	−8.4	0.1	有
	212	石英	—	−4.4	—	有
	212(2)	石英	−92.5	−4.6	0.5	有
	7336—95(2)	石英	−82.1	−5.6	1.8	有
	7771—85	石英	−97.6	−2.7	0.3	有
	8026—45	石英	−112.0	−1.3	0.1	有
	149	毒砂	−64.9	—	0.1	有
第三纪	27	石英	−65.0	—	0.03	没有
	77	白云石	−63.8	—	—	没有
	139	石英	−75.2	−9.1	0.02	没有
	144	方解石	−63.4	—	—	没有

（转引自李本超等，1980）

（三）结构标型

矿物晶体结构与其形成条件的联系，早已引起人们的注意。外在条件变化，矿物内部的晶体结构也要变化，甚至发生根本的改造，如同质多象的转变，有的变化则较小，如晶胞参数、面网间距的变化，或元素在晶格中占位的变化。由于研究方法的更新和现代测试技术的应用，矿物晶体结构标型已经由表及里，深入到矿物内部微细结构领域了。矿物晶体结构标型包括的方面较多，如同质多象的转变、多型、晶胞参数、面网间距、阳离子的

占位晶格缺陷、电子空穴中心等。本章重点讨论多型、晶胞参数、面网间距及阳离子占位的标型意义，其它方面将分别在其它章节中讨论。

1. 多型 多型性 (*Polytypism*) 是单质或者化合物晶体具有两种或多种层状结构的现象。这些层状结构在层的堆垛顺序上彼此不同，每一层的结晶学方位不同，但结构是相似的。实验业已证明，堆垛层错和位错在多型的生长中起着决定性作用，杂质、温度、压力及过饱合度也有影响。实际上多型性是一种极为普遍的现象。一种物质不同多型具有非常相近的内能，在同一条件下，可见到同一种物质有若干种多型在一起出现的现象，因此对于多型的标型意义有不同的看法。现在看来，温度、压力等的影响可能还是通过层错的分布来发挥作用的。在实验条件下，加热及加压能使多型转变。假如 CdI_2具240 种多型，以 4H 型最普遍，其次是 2H型。在一次或几次加热过程中，CdI_2 中所有的多型最后都转变为最普遍的4H型，从而确定了4H 型占优势的热力学稳定性。又如适度的机械应力沿着平行 (001) 面的一个方向，作用于ZnS 的 2H 晶体时，不但引起堆垛层错，面且还出现新的有序结构，延长压力的作用时间则使大部分受应力的区域都转变为3C 相，即室温下稳定的相 (Steinberger 等，1967，Shachar 等，1968)。又如人工合成定性地发现白云母的 1Md 型一般在相对低的温度下形成，稳定持续时间最短，1*M*多型形成温度较高，2*M*多型在相对最高的温度条件下稳定(Yoder & Eugster，1955)。在自然界中低温高压相的白云母是3T型。

根据 $2M_2$ 型变体钾云母与矿化关系及与生成条件关系的研究 (Русинова 等，1976)，$2M_2$ 多型白云母在锂云母中最常见，面在二八面体系列的钾云母中则很少发现。在苏联、澳大利亚及日本的一些黄铁矿矿床、铜矿床及金矿床中都发现过这种云母。这种云母在成分上表现为 Me^{2+} 置换 Al^{3+} 的数量较多，因而发生

电荷补偿不足，使二八面体型结构发生偏转。这种云母为白色或淡黄色纤维状、冻状析出物，在蚀变岩中成巢状或细脉状，属于水白云母系列，和水白云母的区别是含K较低和强的水化。在矿区，此类云母与矿化同时处于矿化最强处，而且处于围岩蚀变最强的地段。根据详细研究，可知这种云母形成在碱性较高的介质中，而且在压力较低的条件下形成，直接与块状或浸染状矿石有关。在同一矿床中，$2M_2$型钾云母只产在近地表的张开裂隙中，较深部位就消失了。图4-48为日本内之岱和松岭矿床，为块状硫化物的透镜体，产于热液蚀变流纹岩晕圈内。水云母的多型具分带性。矿化蚀变带的外带为$1M$型——中带为$1M+2M_1$型——内带为$1M+2M_1+2M_2$型。又如塔斯科拉金矿床，$2M_2$型云母发现

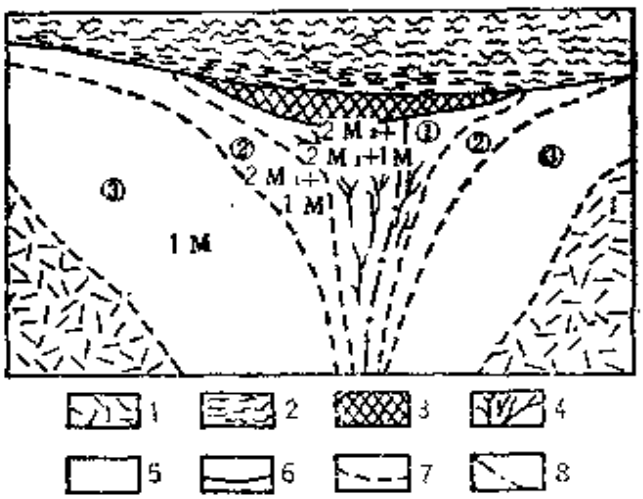


图4-48　日本内之岱和松岭矿床钾云母多型变体分布及矿化岩石分带图

（据Русинова等，1976）

①、②、③近矿交代岩之编号

1.弱蚀变带流纹岩，2.泥质板岩，3.块状硫化物，4.细脉浸染状矿化，5.近矿交代岩，6.沉积岩介线，7.交代带介线，8.断层

于石英硫化物脉中，充填空洞形成矿巢。在别拉亚山金矿中，$2M_2$云母产于蚀变最强的地带。外高加索黄铁矿矿床，$2M_2$云母见于黄铁矿矿床的大矿体中，而在小矿体中不见。在浅变质岩中

也出现过，它产在变质岩的张开裂隙中。

我国北京密云前寒武纪硅铁建造中，变质超基性岩黑云母为$2M_1$多型，而变质沉积岩黑云母是$1Md$多型(陈光远等，1964)*。

目前研究最多的是层状矿物，如云母、辉钼矿等。多型的标型特征表现在统计规律上。现在使用最多的是利用云母多型来判断温、压条件。另外，使用辉钼矿多型判断矿床成因、剥蚀深度及成矿温度方面也作了一些尝试。

2. 晶胞参数 晶胞参数变化的原因主要是矿物成分的变化，其次是温度和压力的变化。半径大的阳离子代替小的阳离子，引起晶胞参数的变大，反之则减小。另外，成分变化也可引起键性改变，也可以使晶胞参数变化。如闪锌矿的a_0随FeS的含量增加而加大，可用公式表示（刘彦贵，1983转引自巴尔顿)*：

$$a_0=5.4903+0.0005637-0.000004170X^2.$$

(X为FeS分子%)。

黄铁矿的a_0随Co、Ni、As的进入而增大，魏明秀。(1984)**，提出了Co、Ni与a_0的关系：

$$a_0=5.41759+0.00124X,\ (X为CoS_2分子\%).$$

$$a_0=5.41759+0.00124X+0.0027Y,$$

(Y为NiS_2分子%)。

当黄铁矿$S/Fe<2$时，造成其中硫的空位，导致Fe—S共价键性增加，使Fe—S键长减小，而使a_0减小。

据人工实验，萤石的a_0随$TR^{3+}+F^{1-}$代换Ca^{2+}的数量增加而加大，而随着$TR^{3+}+Na^{1+}$代换$2Ca^{2+}$的数量而减小。如果溶液中没有过量的F^{1-}或过量的Na，则TR不能进入萤石。因此萤石晶

---

* 陈光远，王奎仁等，1984 北京密云怀柔一带某些岩石黑云母的研究，第一届矿物岩石学会资料汇编，99—107

* 刘彦贵，广东浮金子窝锡石硫化物矿床成矿温压条件的X射线研究 矿物X射线晶体学学术会议，1983；

** 魏明秀，黄铁矿晶格常数的计算公式及其对杂质元素置换控制作用，1984，

胞参数大小（如果是由 TR 引起的），可指示成矿溶液酸碱性的特征，如果萤石 a_0 随 TR 含量增加，则为酸性溶液，反之为碱性溶液(Чухров, 1972)。

根据不同温度下对人工合成的α石英晶胞参数的测定（Keith & Wills, 1955），发现随着温度增加，co/a_0 值有规律的增加（表4-26）。由表4-26可见，随温度升高，co/a_0 值近直线变化。

表4-26　人工合成α石英 a_0、c_0 随温度的变化

石英类型	温度(℃)	a_0(Å)	co(Å)	co/a_0
巴西石英(标样)		4.91248(8)	5.40722(7)	1.10019
合成石英	292	4.91312(3)	5.40471(3)	1.10006
合成石英	369	4.91274(2)	5.40442(5)	1.10008
合成石英	386	4.91263(6)	5.40439(6)	1.10010

(据Keith & Wills, 1955)
(括号中数字为样品数)

a_0、co 值均变小，a_0 变化的速度较快，但总的趋势随温度变化不大。β石英热膨胀系数为负值（Gaskeu, 1966），原因可能是温度升高，Si—O间距增大，使 Si—O—Si 夹角变小，因而使总体积变小。α石英是否如此，有待证实。压力也使α石英晶胞参数的变化。压力为 1×10^8 巴时，a_0 为 4.921Å(1)，co 为5.400Å(1)；压力为 73×10^8 巴时，a_0 为 4.664Å(2)，co 为 5,246Å(3)。压力增大，使晶胞变小（Amour 等，1979）。α石英晶胞参数也随杂质元素进入而变化。杂质进入 α 石英的方式有两种，一种是进入晶格空隙，另一种是置换 Si^{4+}，这两种效应不同。前者使 a_0 值增大，后者使 a_0、co 均增大。因此轴变化率的比值可提供杂质元素存在状态的信息。轴变化率比值为 $(\Delta a_0/a_0)/(\Delta co/co)$（Cohen 等，1958）。当比值 <1.5 时，主要含置换杂质，杂质元素的半径 $>Si^{4+}$ 的半径；比值为 1.4—1.7时，两种杂质都存在；比值 >1.7 时，以填隙杂质为主。Al、Ge、Ti、Mn^{3+}、B^{3+}、P^{3+} 对 Si^{4+} 的代替都

可使a_0、Co均增大，Li、Na、K离子进入空隙，使a_0增大。

对于成分复杂的矿物，类质同象代换包括一系列元素，是多种元素置换的综合反映。如绿泥石的b_0随Fe的含量变化，Fe^{2+}使b_0增加而Fe^{3+}则使b_0减小。磁铁矿Ti代替Fe使a_0增加，Mg的代替使a_0减小。晶胞参数的变化在判断岩石和矿床成因、温压大小、变质程度、找矿标志、剥蚀深度等均起一定的标型作用。现举例如下。

对美国佐治亚州北部不同变质带中18个变质硬砂岩的石英，进行了晶胞参数精确测定，结果见表4-27。总的变化趋势较为明

表4-27　　石英晶胞参数与变质程度关系

变质带	a_0(Å)	C_0(Å)	V_0(Å^3)	样品号
绿泥石带	4.9140	5.4052	113.034	45
	4.9137	5.4052	113.019	47
	4.9142	5.4054	113.050	60
黑云母带	4.9139	5.4051	113.029	24
	4.9135	5.4047	113.029	25
	4.9137	5.4046	113.009	26
	4.9139	5.4050	113.025	35
	4.9136	5.4046	113.006	36
	4.9134	5.4051	113.004	46
	4.9137	5.4048	113.004	61
石榴石带	4.9134	5.4049	113.001	54
	4.9135	5.4048	112.999	58
十字石带	4.9136	5.4051	113.013	4
	4.9137	5.4049	113.013	9
	4.9134	5.4046	112.993	54
	4.9136	5.4050	113.013	55
	4.9139	5.4044	112.984	56
矽线石带	4.9134	5.4048	112.998	8

(据Harst & Storch, 1981)

显，低级变质的石英具有较大的晶胞体积，相反，高级变质带的石英晶胞体积则较小。

含矿石英脉，一般含微量元素较多，常常比不含矿石英的晶胞参数值大，如我国团结沟金矿矿石内石英的晶胞参数比围岩元古界片岩中的石英大，表4-28。石英中Al代替Si，同时带进K，Na等大半径离子，是引起晶体晶胞参数变化的重要因素。

表4-28　团结沟金矿石英晶胞参数测定值

石英类型		Al重量%	a_0(Å)	c_0(Å)	V_0(Å³)	样品号
含矿石英	黄铁绢英岩中玉髓状石英(Ⅰ)*	0.46	4.9159	5.4062	113.1399	*Bei*-1
	浅灰白色玉髓状石英(Ⅱ)	0.66	4.9130	5.4046	112.9777	0—7
	〃	0.81	4.9170	5.4077	113.2220	0—13
	〃	0.92	4.9162	5.4053	113.1349	0—14
	灰黑色玉髓状石英(Ⅱ)	0.84	4.9200	5.3983	113.1632	0—6
	〃	0.38	4.9169	5.4040	113.1999	0—12
	〃	0.96	4.91629	5.4069	113.2006	0—18
	〃	0.63	4.9142	5.4044	113.9240	0—22
围岩岩英	元古界片岩中石英	0.24	4.9128	5.4045	112.9617	0—4
	〃	0.21	4.9130	5.4041	112.9626	0—5

（据吴尚全，1984）　*（Ⅰ）、（Ⅱ）、（Ⅲ）表示世代

不同成因的磁铁矿所含微量元素不同，特别是Ti（与Fe^{3+}一起）、Mg、Al的含量对晶胞参数影响较大。人工纯磁铁矿$a_0=8.39\text{Å}$可作为标准。总的说来，沉积变质铁矿中a_0值最低，岩浆岩中磁铁矿a_0值最高，变化大。图4-49表示了我国不同成因磁铁矿a_0值变化范围。

石榴石a_0随$FeO+MgO/CaO+MnO\%$的增大而降低，因此根据测定石榴石a_0的大小可用来判断变质程度（图4-50）。

多硅白云母的成分为$K(Al_{2-x}Mg_x)_2(Si_{3+x}Al_{1-x}O_{10})(OH)_2$，

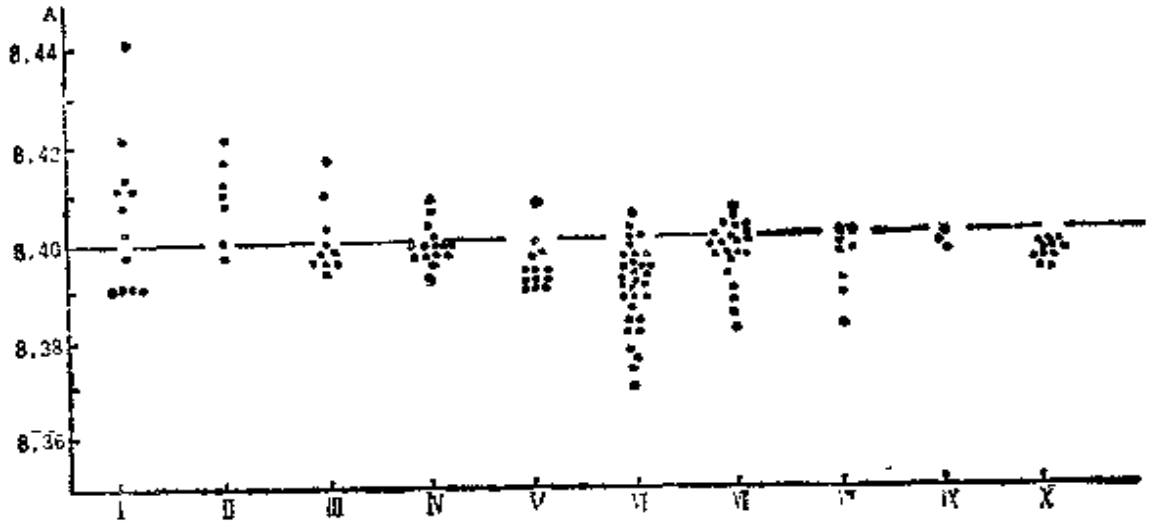


图4-49　不同类型铁矿床中磁铁矿a_0值变化图

（据王文斌等，1980资料补充；密云据周鸿勋，1980；弓长岭，据孙传敏，10个样品，1982；石碌据王静纯等，1980；马坑据刘劲鸿，13个样，1984）

Ⅰ岩浆型铁矿，Ⅱ马坑小矿体，Ⅲ潘田铁矿，Ⅳ马坑铁矿主矿体，Ⅴ石碌铁矿，Ⅵ接触交代热液矿床，Ⅶ弓长岭铁矿，Ⅷ密云铁矿，Ⅸ洛阳铁矿，Ⅹ克里沃洛格铁矿

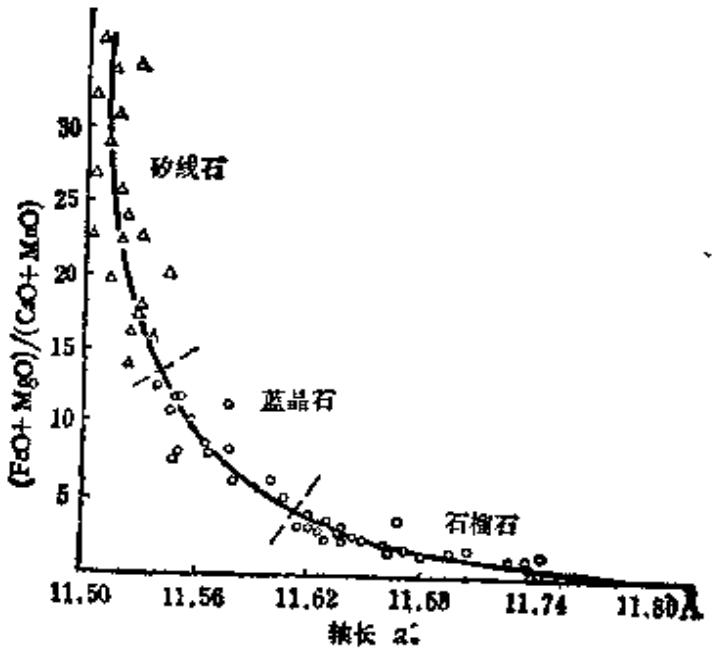


图4-50　泥质变质岩中石榴石的成分a_0与变质程度关系

（据Nandi，1967）

○ 石榴石带，● 蓝晶石带，△ 矽线石带

其中 $Si>3$，因此称为多硅白云母。压力的增加促进了在八面体位置中$(Mg+Fe^{2+})$与$Al_{\text{Ⅳ}}$的代换，降低四面体位置中$Si—Al_{\text{Ⅳ}}$的代换，不利于Al进入四面体配位。Mg^{2+}、Fe^{2+}的半径大于Al^{3+}，白云母中$Mg^{2+}Fe^{3+}$代替$Al_{\text{Ⅳ}}$将引起b_0的增加。塞西等（Sassi等，1974）测定了许多地区低级变质的泥质片岩中的钾质白云母的b_0（410样品），并汇集了他人测定的600多个数据，确定了白云母b_0值与压力的关系（表4-29），可用以确定变质泥岩的变质程度。我国某些泥质变质岩中白云母的b_0值也符合上述规律（表4-30）。

在大别山Ⅰ带（高压带）并发现了3T型多硅白云母及2M型多硅白云母，并发现3T型较2M型b_0值大（张兆忠等，1981）。

3. **特征的面网间距** 晶体内部面网间距的变化，也具有一定的标型意义。如磁黄铁矿中d_{102}可用以判别其中Fe原子数量(Arond, 1962)，当与黄铁矿共生时，可用磁黄铁矿中Fe原子数求得形成温度。白云母$d060$反映产出压力特点；当$d_{060}<1.500$Å时，为低压型；$d_{060}=1.500—1.507$Å时，为中压型；$d060>1.507$Å时，为高压型。毒砂的d_{131}也可以反映成矿温度，因温度与毒砂的含S量有关，而含S量在d_{131}上的反映较敏感。因此，某些矿物的面网间距可作为温压计。

表4-29 多硅白云母b_0和压力的关系

变质特点	b_0(Å)
无绿泥石低压变质作用	8.990
有绿泥石低压变质作用	8.995
绿泥石相中绿泥石-黑云母-石榴石低压变质作用	9.010
典型巴罗变质作用	9.020—9.025
黑云母石榴石巴罗变质作用	9.035
蓝闪石片岩相变质作用	9.055

（据Sassi等，1974）

表4-30　我国某些变质带中白云母b_0(Å)值

地　　点	白云母b_0(Å)平均值	特 征 矿 物	压力类型
(1)北祁连山西段震旦系	8.988		低压
(2)福建沿海燕山变质带	9.002	红柱石，大量矽线石	低压
(3)福建北带	9.008	堇青石，红柱石，矽线石	低压
(4)北祁连山西段下元古界	9.012		中压
(5)福建南带	9.017	蓝晶石，十字石	中压
(6)北祁连山西段寒武-奥陶系	9.023		中压
(7)祁连山东段阜兰群	9.025	蓝晶石，十字石	中压
(8)大别山Ⅰ带	9.032	石榴石、十字石、蓝晶石、矽线石	中压
(9)大别山Ⅰ带	9.049	红帘石、黑硬绿泥石等，	高压
(10)榍柏—大悟区	9.050*	蓝闪石、黑硬绿泥石等，	高压
(11)祁连山蓝片岩	9.053	蓝 闪 石	高压

(1)—(7)、(11)。据叶惠文、刘鸿光，1983，样品数100。
(10)。据蔡素晖、王作霖，1983，样品数36。
(8)—(9)。据张兆忠等，1981，(8)。样品数101，(9)。样品数11

任易安(1960—1964)研究了钠云母的分布与成因意义。钠云母在低—中压至高压变质泥岩中是稳定的。钠云母与白云母共存时，它们的成分随形成温度而变化，温度升高时钠云母中含K量增加，而白云母中含Na量增加。K、Na的含量较敏感地反映在d_{002}的数值上，钠云母d_{002}值随温度上升而增大，白云母则相反(图4-51)。这种关系可用来确定变质程度。使用时应结合钠云母稳定条件考虑。

4.离子的配布　某种元素的离子在一种矿物的晶格中可以处于不同的配位位置，由于不同配位位置热力学效应是不同的，因而能更准确细致地反映成岩成矿条件。主要表现在有序与无序配置上。

质点在晶体结构中有序和无序的分布及有序度程度，与生成条件密切有关。影响有序度的因素很复杂，其中最重要的是温度

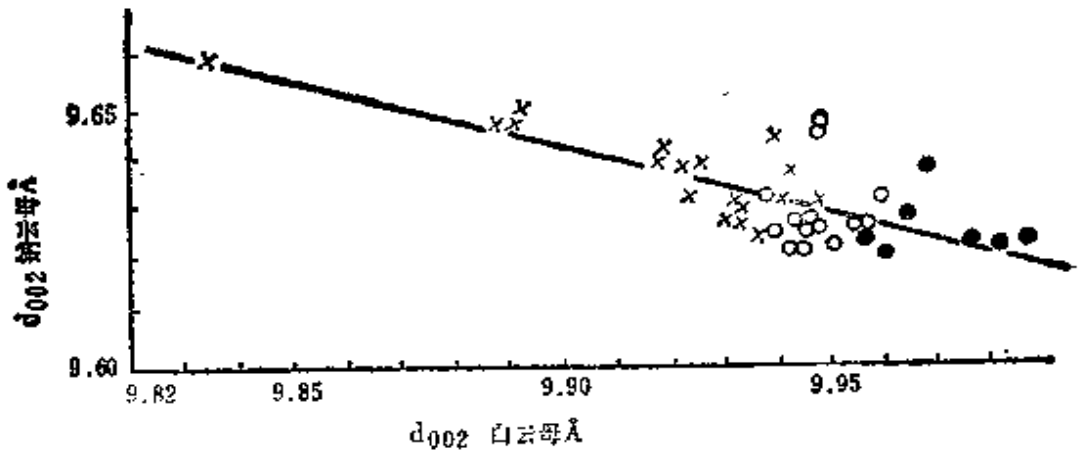


图5-51　变质泥岩中共存白云母和钠云母的d_{002}Å值之间的关系
（据任易安，1964）
● 黑云母带，　○ 铁铝榴石带，× 十字石蓝晶石带

及结晶速度。矿物的有序结构放热较多，能量较低，较稳定；而无序结构能量较高，不是稳定状态。长石是最常见的矿物，研究的也最多，我们以长石及部分其它矿物为例，说明影响它们的因素及其标型意义。

1）长石　高温条件下结晶的长石中，Al、Si不能有序代换，温度骤然降低，长石可保留高温晶体的无序结构特点，如火山岩中的长石。如果温度缓慢降低，Al、Si有充分的时间调整，则形成稳定的有序结构。另外如地质年代、介质中挥发组分、应力作用、深度、岩石的成分等，对长石的有序度都有影响。总的说来，高温快速结晶、岩石地质时代较新、挥发分含量过低、都不利于长石的有序化。而低温慢速结晶、岩石地质时代古老、经受过应力作用、含挥发分较丰富，则促进长石的有序化。长石的有序度在地质上应用广泛，可作为地质温度计，对时代的划分、岩相的划分、变质相的划分、判断花岗岩的演化、区分含矿与非含矿岩体等，都起标型作用。现举例如下：

（1）碱性长石　碱性长石的有序度用有序度指数S以及三斜度△来表示。完全有序，S＝1，△＝1；完全无序，S＝0，△＝0。

碱性长石的有序或无序可作为温度的标志、分带的标志、花岗岩类型划分及演化的标志、岩体成分及挥发分含量的标志、应力的标志、年代的标志。现举例如下。

高透长石或歪长石为高温无序，为火山喷发岩中的高温稳定相；低透长石为部分有序状态，在700—800℃稳定；正长石(假单斜对称)有序度变化较大，一般认为在625—750℃以下稳定；低温相中典型矿物为低微斜长石，有序度较高，一般认为在355℃±50℃以下稳定。总之，高温相(单斜晶系)在700℃以上稳定，低温相(三斜晶系)在700℃以下稳定。对碱性长石有序度的研究可以定性的确定岩石形成的温度与产状。

表4-31 不同岩带钾长石三斜度(Δ)变化

岩带	钾长石三斜度Δ
1. 距伟晶岩接触带4米处的花岗岩	0
2. 距伟晶岩接触带2米处的花岗岩	0.3
3. 同伟晶岩接触的花岗岩带	0—0.71
4. 文象花岗岩	0.1—0.2
	0—0.67
	<0.87
	<0.75
	0.79
5. 伟晶岩带	0.80—0.95
6. 钾长石带	0.80—0.90
7. 伟晶岩晶洞	0.75—0.95

(据Лазаренко, 1979, 转引自Шмаков 等)

表4-31表示钾长石三斜度Δ随岩体的部位发生变化，反映温度愈高，Δ愈小，无序度增加，可反映岩石的分带。我国辽宁赛马地区碱性花岗岩边缘部位的碱性长石有序度指数为0.42—0.64，而在中心部分为0.9—1.0。这反映岩体边缘是处在高温迅速冷却的条件下，形成的大部分为正长石；岩体的内部相处于高温缓慢冷却的条件下，为微斜长石和最大微斜长石(苗春省等，

1983）帕米尔的Раумид花岗岩，有一个高达1.2km的自然剖面，从上部到下部钾长石的三斜度Δ由0.17—0.39到下部的0.30—1.0(Бычков, 1977)。

花岗岩有两种成因类型，即同熔型花岗岩(1020—1056℃)与改造型花岗岩(300—400℃)。它们的钾长石的三斜度明显不同(图4-52)。同熔型花岗岩一般为高正长石，三斜度Δ<0.3，属部分有序结构状态。改造型花岗岩多为最大微斜长石，三斜度Δ>0.8，结构上有序程度高。

长石结构特征还可以阐明花岗岩杂岩体的演化特点。辽宁北部地区分布着一万多平方公里的太古宙花岗杂岩，从北向南为紫苏花岗岩(零星出露)、奥长花岗岩(分布在辽北广大地区)，最南部为钾质花岗岩。碱性长石（钠长石）三斜度Δ和有序度S波动性逐步减小，斜长石的An%也逐渐减小（表4-32)*。说明岩浆活动从北向南酸性程度逐步变大，结晶分异程度由北向南愈趋完善(刘万，1983)*。

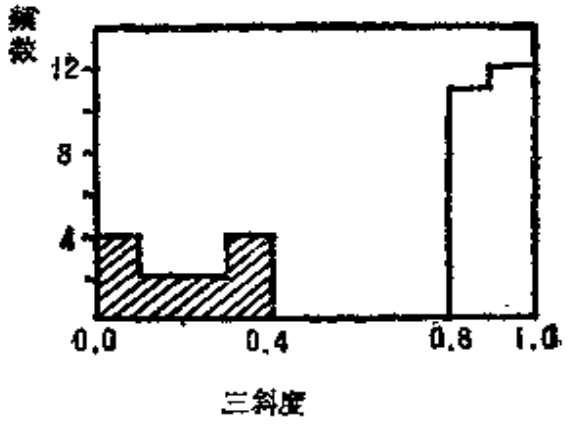


图4-52 两种不同成因花岗岩钾长石有序度
（据徐克勤等，1982）

挥发性组分对长石有序度的影响较大。如西藏冈底斯花岗岩带，早期闪长岩含挥发分的矿物很少，是比较干的岩浆结晶产物；碱性长石有序度低。中期花岗闪长岩中含水矿物较多，如白云母、黑云母等，碱性长石有序度加大。晚期二云母花岗岩中挥发分高的矿物最多，如白云母、黑云母、电气石及黄玉等，碱性长石有序度最大(表4-33)。

*刘万、边同林、王玉洁，1983，辽东部分地区太古宙花岗杂岩中长石有序特征及其意义，矿物X射线晶体学学术会议

表4-32　辽北不同花岗岩碱性长石及斜长石有序度、三斜度的变化

岩石 \ 长石种类	碱性长石			斜长石		
	三斜度 (Δ)	有序度 (S)	长石相 (Ab)*	有序指数 (hy)	三斜度 (Δ)	斜长石 An%
紫苏花岗岩	0—0.98	0.36—0.98	钠长石	~100	0	30±
奥长花岗岩	0.88—0.91	0.86—0.97	钠长石	~100	0	20±
钾质花岗岩	0.91—0.98	0.89—0.97	钠长石	~100	—	10±

（据刘万，1983）

表4-33　西藏不同时期花岗岩类碱性长石有序度

岩石名称	闪长岩					花岗闪长岩						二云花岗岩	
岩体地点	一(1)	一(2)	二	三	四	一	二	三(1)	三(2)	四(1)	四(2)	三	四
碱性长石有序度	0.69	0.52	0.45	0.43	0.72	0.80	0.81	0.35	0.43	0.62	0.81	0.70	0.86
样品数	14	30	23	10	18	6	12	43	27	65	30	15	28
同位素年龄（百万年）	110—70					70—40						40—20	

（据张魁武，1980）

一、雅鲁藏布江—南林，二、雅鲁藏布江—邬郁区，三、拉萨北岩体，四、副县—工布江达。(1)、(2)表示同一岩体的两个相

应力作用可能是有序化过程的促媒作用。与结晶作用同时或稍后的变形作用，导致钾长石晶格中产生缺陷，从而有利于Al、Si在晶格中重新排列。如阿尔丹地质南缘的岩石，遭到明显的片理化，全部钾长石由正长石经过渡状态，变成最大微斜长石。

岩石的成分对长石有序化也有影响，可能Al不饱合时，钾长石表现为有序，在富Al的岩石中，钾长石常表现为无序。美国缅因地区变质岩中钾长石结构状态与岩石中Al/Na+K有关，

比值高不利于钾长石有序化。该区矽线石变质相中的钾长石是无序的(Guidotti, 1973)。

日本的舟桥与金哲佑(1972)将碱性长石的种类与地质时代联系起来。他们作了大量的统计工作发现，时代老的岩石主要含微斜长石及条纹长石(有序度高)，时代新的主要含正长石(有序度低)(表4-34)。我国华南地区及西藏地区不同时代的花岗岩的研

表4-34 不同时代花岗岩碱性长石统计分布

时　　代	微斜条纹长石%	正长石
太古代花岗岩	97	3
早元古代花岗岩	98	2
晚元古代花岗岩	97	3
古生代花岗岩	93	7
中生代花岗岩	33	67
第三纪花岗岩	0	100

(据舟桥，金哲佑，1972)

究表明，碱性长石的有序度虽与地质时代有一定关系，但与生成时的其它条件也密切相关。我国华南地区花岗岩类的时代有四堡雪峰期(元古代)、加里东期(下古生代)、海西期(上古生代)、印支期(下中生代)及燕山期(上中生代)。其碱性长石三斜度变化范围较大，由 $\Delta=0$——$\Delta=0.99$ (图4-53)。时代最老的四堡—雪峰期花岗岩，是以高有序度的微斜长石为特征，$\Delta=0.79$—0.91；加里东花岗岩也是高有序度的微斜长石，$\Delta=0.8$—0.9；海西和印支期以高有序度的微斜长石和最大微斜长石组合为特征，$\Delta=0.88$—0.99；燕山期除了有序型外，出现无序型正长石和过渡型微斜长石为特点，Δ 由0—0.95。某些燕山期花岗岩出现高有序度的碱性长石，是与有的岩体中含有丰富的挥发份有关。我国喜马拉雅地区第三纪花岗岩的碱性长石以过渡型的居多，三斜度Δ在 0.2—0.9之间，平均为0.43，有序度S在0.15—0.98之间，平均为0.54；但有的岩体三斜度Δ平均为 0.67，有序

度S平均为0.88，为有序型，不存在无序钾长石（张魁武，1979）。

（2） 斜长石 斜长石的有序度也能反映形成温度。如有序度低的高温斜长石见于火山岩，有序度高的低温斜长石，大多数见于侵入体和变质岩中，还可以以自生矿物见于沉积岩中。斜长石的有序度变化，充分反映了不同温度下结构状态的变化。在高低温相的中间系列，则处于有序度的中间状态，图4-54表示了不同成分的斜长石结构状态变化与温度的关系。目前已可以用斜长石的有序度作为温度计(如斜长石有序度与 $\Delta 2\theta_{131-1\bar{3}1}$、$\Delta d_{151-1\bar{8}1}$ 有关，结合成分可作温度计使用)。

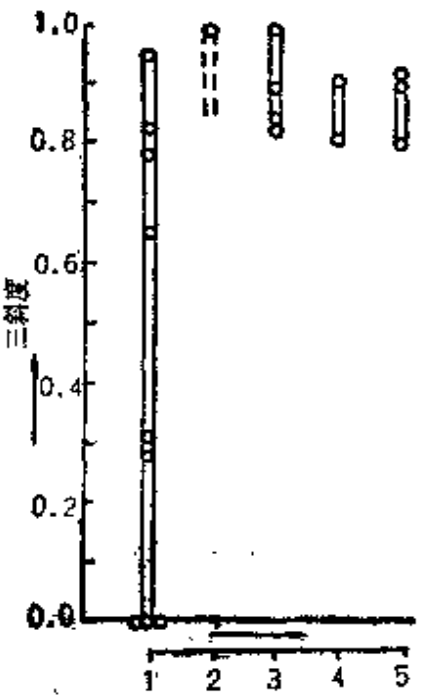


图4-53 华南各时代花岗岩类钾长石三斜度变化
(据华南花岗岩类地球化学，1978)
5.四堡雪峰期，4.加里东期，3.海西期，2.印支期，1.燕山期

斜长石的有序度可判断岩石成因。夏林圻、黄月华(1979)用斜长石有序度的方法研究了我国西北三区细碧—角斑岩的成因。发现基质中的钠长石、钠长石斑晶、次生钠长石的有序度不同。次生钠长石有序度(70-100)＞斑晶的有序度(50-100)＞基质钠长石的有序度(0-65)。说明三者是产于不同的条件下。据人工实验，钠长石的结晶状态更多地取决于结晶冷却速度和结晶时周围介质中碱性催化剂($NaOH$)浓度。钠长石结晶速度愈快，周围介质中碱性催化剂浓度愈低，则有序度愈低。西北三区火山岩系中从基质微晶钠长石至斑晶，有序度的升高符合从岩浆中结晶的特征。斑晶早期结晶，结晶缓慢，有序度高，而微晶迅速冷却，故有序度低，次生钠长石在岩浆期后富钠的溶液中缓慢结晶，故有序度最高。以上研究结果否定了该细碧岩是玄武岩经钠交代形成

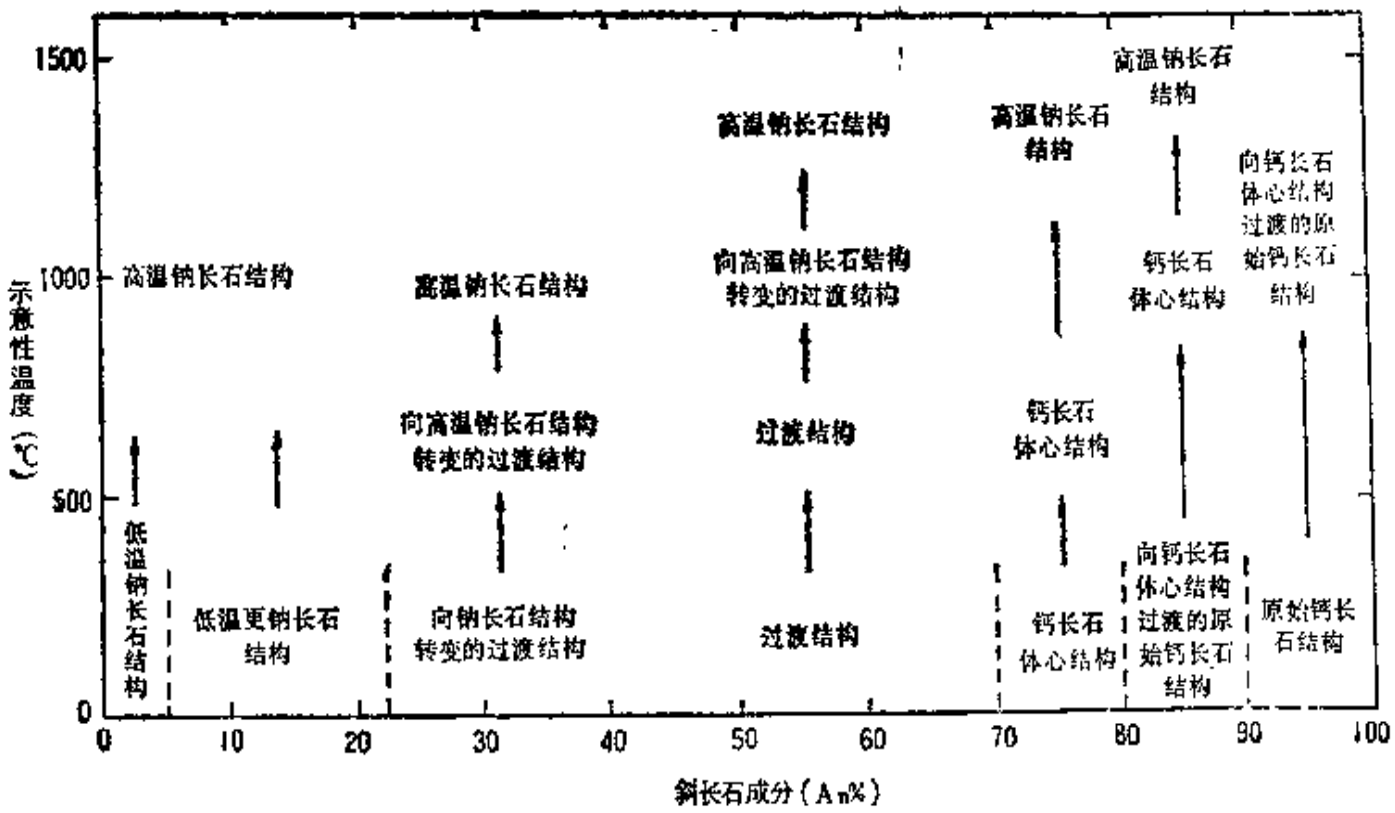


图4-54 斜长石的结构状态(有序程度)与温度关系

(据Deer, 1963)

的看法，而为偏碱性的基性火山岩。

斜长石的有序度与地质年代关系。舟桥和金哲佑把斜长石的有序度分为三个类型：*D*—无序、高温，*T*—过渡型，高—低温之间，*O*—有序，低温。他们通过大量统计工作，认为斜长石有序度与地质时代的关系密切(表4-35)。

表4-35　不同时代花岗岩中斜长石*O*-*T*-*D*比值

时　　代	*O*%	*T*%	*D*%
太古代	89	11	0
早—中元古代	61	39	0
晚元古代	75	21	4
晚元古代(片麻岩)	65	35	0
古生代	65	29	6
中生代	43	42	6
中生代(片麻岩)	30	57	12
第三纪	21	36	43

(据舟桥、金哲佑，1972)

华南若干花岗岩斜长石有序度的测定结果表明，斜长石主要为有序型，其次为过渡型，有序度变化范围从50到100，没有出现无序斜长石。从测定结果可看出，斜长石的有序度与成分有较密切的关系。*An*值低的斜长石有序度较高(钠长石有序度是90-100)，而*An*值高的斜长石有序度较低。斜长石有序度的变化趋势是：时代较老的花岗岩中斜长石有序度偏低，时代较新的花岗岩中斜长石的有序度偏高，如四堡—雪峰花岗岩的斜长石有序度为66，加里东期为50-81，海西期为65-97，燕山期为82-100，与舟桥、金哲佑于1972年提出的规律相反。

2)　白云母　应育浦(1982)测定了八个不同相系的白云母，发现低压相系的白云母，Fe^{2+}优先占据M_1晶位，高压相系白云母，Fe^{2+}优先占据M_2晶位，即在M_2晶位上有序化(图4-55)。

3) 白云石 白云石在沉积岩中分布十分广泛，Ca、Mg质点的有序与无序由戈德斯密斯、格拉夫和费希特鲍尔 (Goldsmith, Graf, Füchtbauer, 1958, 1966)作过这方面的工作。理想白云石按其化学组成和晶体结构应具备两个条件：成分中Ca、Mg离子含量相等，即Ca:Mg=1:1 ($Ca_{50}Mg_{50}$)，晶体结构是高度有序的，即由$CaCO_3$层和$MgCO_3$层有规则排列而成。格拉夫和戈德斯密斯 (Graf & Goldsmith, 1956) 在较低温条件下进行合成白云石的实验时，曾得到一种向白云石过渡的产物，其成分和晶体结构类似于白云石，但比较富Ca，而且有序性不强。他们认为这种有序性不好的富Ca白云石是理想白云石 ($Ca_{50}Mg_{50}$) 的先驱产物，是白云石的初生状态，故命名为原白云石。天然产出的白云石，为多少含部分过量Ca的白云石，称为富Ca白云石。现代沉积白云石绝大部分为富Ca白云石。白云石的有序性是随着其中有过量Ca数量的增大而降低，x射线强度比值可迅速表明有序度：$2\theta=35.3°$(CuKa)时，(01.5)=(211)，当$2\theta=37.3$时，$(11.0)=(10\bar{1})$，这两个反射，只有第一个是“有序反射”。该反射受到C轴方向上互层

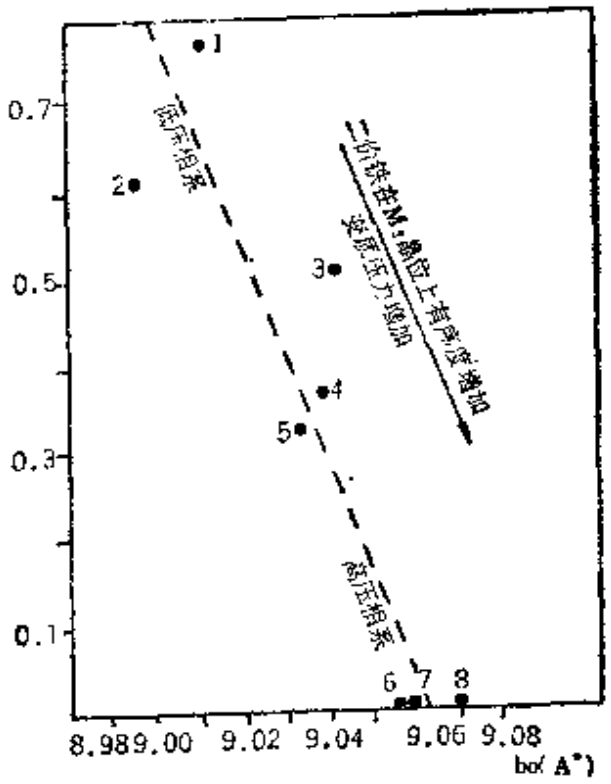


图4-55 白云母Fe^{2+}在M_1和M_2之间的分配与压力关系
(据应育甫，1982)
纵座标为$Fe^{2+}M_1/Fe^{2+}M_2$。
1.2M白云母，低压相；2.2M白云母，中压相；5.2M多硅白云母，中压相；3.4.6.2M多硅白云母，高压相；7.8.3T多硅白云母，低温高压相

方式的影响(Goldsmith, & Grat, 1958)，有序度用强度～35.3/～37.3CuKa来表示，有序度由0.1—1.0。有序度不同的白云石的分布规律还没有完全了解，但仍有一定规律，如戈尔德斯米斯和格拉夫曾提出研究过不同地质时代的38个白云石样品，认为有序度好的白云石都是采自蒸发环境的试样，而正常海相白云石都是有序性不好的富Ca白云石，这种关系是统计关系。含方解石的岩石中多为有序性不好的富Ca白云石，它们多成为石灰岩的夹层或在石灰岩中呈斑点，这种沉积通常被认为是原生或早期成岩形成的白云岩标志。反之，有序性好的白云石多形成于白云岩中，多为块状，通常为晚期成岩作用形成的。以上规律和现代沉积中发现的大多数白云石情况是一致的。近代沉积的白云石都是成岩作用早期生成的，它们都含有过量的Ca，有序性不好。

4) 高岭土 鲁辛科(Pycbko, 1976)研究了乌克兰地盾的高岭土风化壳的有序度，发现岩石最开始的崩解带，高岭土的有

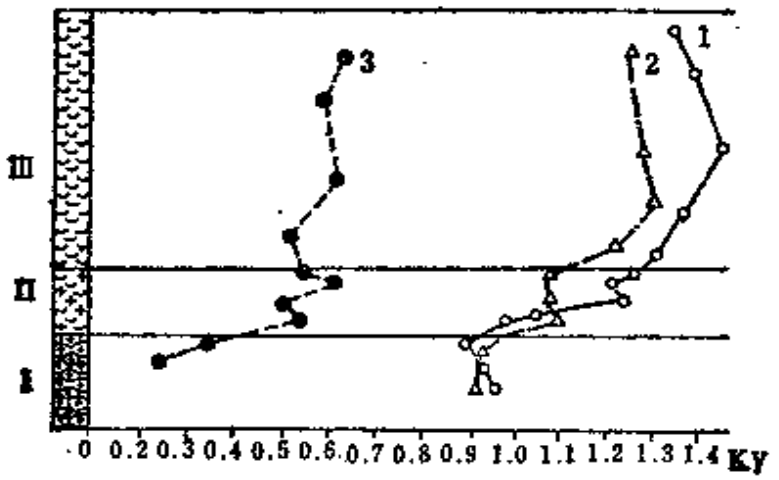


图4-56 风化剖面上高岭土有序指数的变化
(据Pycbko, 1976)

1. 黑云斜长片麻岩， 2. 花岗岩，
3. 斑状花岗岩，
I 开始崩解带， I 部分粘土化带，
II 完全高岭土化带， Ky. 有序指数

序度低，然后随着高岭土的增多，有序度渐渐增加，到完全高岭土化带达到了最高值。且高岭土的有序度随不同原岩也有所不同(图4-56)。

(四) 物性标型

1. *矿物的颜色* 矿物的颜色主要是矿物对电磁波的选择吸收而产生电子跃迁的结果，由于跃迁的类型不同，(包括原子内部不同能级的跃迁、原子之间的电荷转移跃迁、原子上电子轨道与空穴之间跃迁、价带和导带之间的跃迁)，所吸收的能量不同，使矿物染成不同的颜色。含色素离子的透明矿物，如含有Ti^{3+}、V^{3+}、Cr^{3+}、Mn^{2+}、Mn^{3+}、Fe^{2+}、Fe^{3+}、Co^{2+}、Ni^{2+}、Cu^{2+}等元素时，矿物可带不同的颜色。晶体结构的缺陷产生各种色心，也可以使矿物染色，如紫水晶、萤石等。过去对矿物颜色的本质缺少定量的研究，颜色产生的机理也无法得到合理的解答。六十年代后，开始以晶体场理论、分子轨道理论和能带理论为基础讨论颜色本质，结合矿物谱学的应用及对矿物吸收光谱的解释，对矿物颜色本质的认识有了新的进展，已使矿物颜色的研究进入了定量计算的新阶段。

有的矿物颜色随着生成条件的变化而发生变化，具有标型意义。有的矿物鲜艳，肉眼可辨。应用较成功的有以下矿物：闪锌矿、石英、萤石、方解石、磷灰石、锆石、绿柱石、黄玉、电气石和方钠石等。颜色较深的矿物，肉眼不能确切描述，可在显微镜下观察它们的颜色，如角闪石、黑云母等。用吸收光谱曲线则可对矿物的颜色进行定量的描绘和解释。现举例如下。

1) 石英 石英的颜色是研究最多的课题之一，颜色产生的原因是多成因的，有的是由缺陷引起的色心致色，有的是微量元素及机械混入物致色。不同颜色在生成条件上也有一定的差别。

(1) 烟水晶 颜色由仅能辨认的烟色经烟褐，暗褐，甚至

黑色都有。颜色产生的原因是在电离辐射的作用下，Si 被 Al 置换使四面体内产生顺磁中心缺失引起的，由于缺失电荷被碱金属离子如Li等补偿。因此颜色的加强是随着Al 和 Li 的成对交代增加而增加（弗朗德尔，1962）。有时碱金属离子及其配位氢离子的存在使黄褐色色调加深。加热至225℃以上开始退色，但极缓慢，随着温度增高，大约在 450℃ 以上，很快退色。烟水晶形成在较高的温度下，常见于伟晶岩早期阶段及花岗岩的晶洞中，也曾见于变质岩的石英脉中。

（2） 蔷薇石英 蔷薇石英由极淡的粉红色色调、玫瑰色及深玫瑰色为主。邓伦（Dennen，1971）对美国27个蔷薇石英样品研究后认为，Cr、Mn 含量与石英色调无关，含 Mn 很少，也不含Cr。色调产生的原因可能是Al和Ti 代换 Si 引起的。石英中固溶体分解形成的金红石针状集合体色散引起的星彩效应，也可产生这种色调。这种石英晶形少见，常呈巨大块体出现于某些伟晶岩的核心部分。蔷薇水晶在空气中加热至 575℃ 退色。

（3） 紫水晶 紫水晶的颜色有蓝紫、浅蓝的蓝紫、浅红的蓝紫及浅紫的蓝紫色调。呈色原因可能是由于 Fe^{3+} 代换 Si 引起，Fe_2O_3达0.0n%，颜色的深度与Fe的含量成正比。曾做过许多光谱分析，其中主要微量元素是 Fe、Al、Li、Mg、Cr、Mn、Ti 和 Cu。紫水晶常常具有聚片巴西双晶，有人认为可能与颜色有成因关系。加热可使紫色消失。它主要在低温低压下形成，在热液脉中与重晶石、方解石、萤石等共生。在玄武岩晶洞中与沸石、石髓共生，有时见于伟晶岩晚期晶洞中。

（4） 其他 蓝石英的 TiO_2 含量较高，其含量与颜色强度呈正比。其次还含有Al、Mn，但缺乏碱金属。加热至300～400℃时，颜色可消退或变成紫色。蓝石英广泛分布于火成岩与高变质相的变质岩中。乳石英含有细小的分散的气态或液态包裹体及微细裂隙及孔洞。

石英的颜色与成矿条件的关系，首先是形成温度与溶液的成分，与酸碱度及氧化还原变化也有关系。碱性降低烟水晶色调强度也降低。弱氧化、中性及弱碱性溶液不形成烟色水晶，紫水晶出现必须氧化电位较高(Fe以 Fe^{3+} 形式存在)。

2) 萤石 萤石的颜色变化多端，其成因复杂。现以我国白云鄂博铁矿中萤石颜色为例(刘铁庚等，1983)，说明放射性元素对萤石颜色的影响。该矿区萤石的颜色有无色——紫色——紫黑色。无色萤石呈微晶出现于白云岩中的方解石球体中，与方解石及埃洛石共生。紫色—浅紫色萤石主要分布在白云岩和铌—稀土型铁矿的内外接触带，与白云石、磁铁矿及少量的含 U、Th 的稀土矿物共生，结晶程度较好。紫黑色萤石分布在含 Nb 的稀土型铁矿中，除与白云石、磁铁矿共生外，还与大量含 U、Th 的稀土矿物及铌矿物共生，结晶程度较差。以上不同颜色的萤石与含U、Th的数量有关，也与周围放射性强度有关(表 4-36)。

表4-36 萤石的颜色与成分及矿石、岩石中放射性关系

类型	含萤石的矿石、岩石放射性强度及U、Th 含量	萤石中U、Th含量(ppm)	
		U	Th
紫黑色萤石	最高1000伽马，一般200—300伽马，Th0.01～0.07%，U0.0002～0.0005%	10	18
紫色萤石	最高200伽马，一般50—200伽马，Th0.002～0.009% U0.0002～0.0004%	<2	<1
无色萤石	<20伽马，Th<0.0001%，U0.0004%	/	/

(据刘铁庚等，1983)

3) 蓝晶石 我国四川丹巴地区结晶片岩中有无色、淡蓝色、蓝色及深蓝色四种蓝晶石。范良明等(1983)对其颜色及地质意义进行了研究。根据化学分析、红外光谱、可见及紫外吸收光

表4-37　不同颜色蓝晶石的化学成分特点

矿物颜色种类 / 颜色及成分	I	I	II	V
颜　　色	无　　色	淡　蓝　色	蓝　　色	深蓝色—蓝黑色
多　色　性	NP—无色 Nm, Ng—无色	NP—无色 Nm—淡蓝 Ng—淡青	NP—无色 Nm—蓝色 Ng—青色	NP—淡蓝 Nm—深蓝 Ng—青黑
SiO_2+FeO(%)	36.92+0.06=36.98	36.78+0.04=36.82	36.66+0.03=36.69	36.50+0.02=36.52
$Al_2O_3+Fe_2O_3+TiO_2$(%)	61.96+0.01+0.20=62.16	62.05+0.02+0.23=62.23	62.08+0.03+0.05=62.36	62.32+0.05+0.28=62.65
$FeO+Fe_2O_3+TiO_2$(%)	0.27	0.29	0.31	0.35

(根范良明等，1982，简化)

谱及物性的研究(表4-37，图4-57)，颜色的加深显然与TiO_2及Fe_2O_3的增加有关。根据UV—190型双光束分光光度计(另加偏振装置)，对不同颜色蓝晶石进行的可见及紫外吸收光谱研究(图4-57)，可见每种色调蓝晶石吸收曲线的光密度$Ng>Nm>Np$，

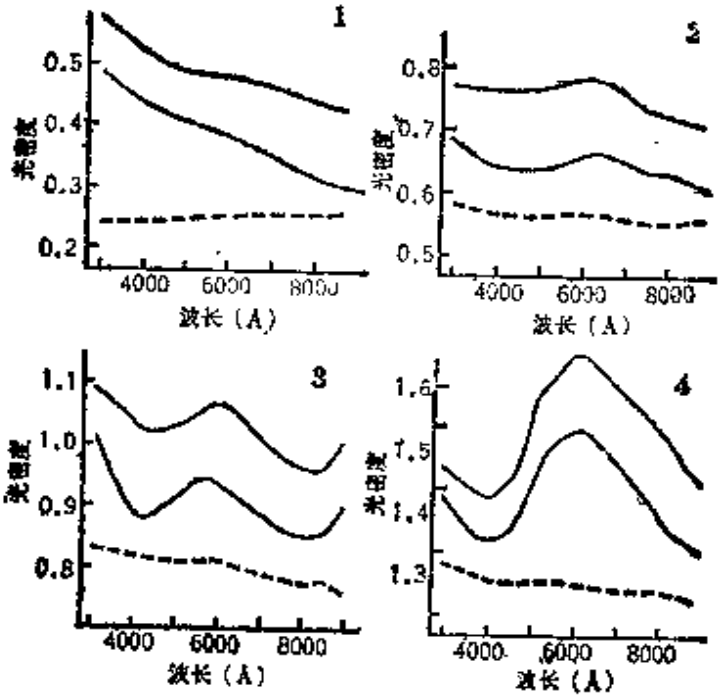


图4-57　开巴地区蓝晶石的偏振吸收光谱
(据范良明等，1983)
各图中上部曲线为Ng吸收曲线，中部为Nm吸收曲线，
下部为Np吸收曲线。
1．无色蓝晶石，2　淡蓝色蓝晶石，3.蓝色蓝晶石，4．深蓝色蓝晶石

与蓝晶石多色性公式$Ng>Nm>Np$一致。随着蓝晶石蓝色色调加深，光密度逐渐增加，$Ng\,(a)>Ng\,(b)>Ng\,(c)>Ng\,(d)$，$Nm$、$Np$也是如此。不同颜色的蓝晶石$Np$图谱形态相似，而$Ng$、$Nm$图谱有明显差别。带蓝色的蓝晶石均在4500—8000Å波长范围内出现宽吸收带，带的中心在6060Å处，随着蓝晶石蓝色色调加深，宽吸收带的强度增大，使得不同颜色的蓝晶石在图谱上极易区别。以上图谱与含Fe、Ti的刚玉(蓝宝石)的图谱极为相似。

宽吸收带只出现在蓝色蓝晶石的Ng、Nm图谱上，吸收强度$Ng > Nm$，因而蓝晶石的"蓝色"只沿(100)面分布。Np图谱上无宽吸收带出现，所以Np基本无色。作者认为蓝晶石产生蓝色的原因是由于当吸收光时，Fe^{2+}—Ti^{4+}状态变为Fe^{3+}—Ti^{3+}状态(一个电子由Fe^{2+}跃迁至Ti^{4+}上)及Fe^{2+}—Fe^{3+}状态变为Fe^{3+}—Fe^{2+}状态(一个电子由Fe^{2+}跃迁至Fe^{3+}上)。上述两种跃迁的重迭在可见光谱的红端产生宽吸收带，波长范围为4500—8000Å，中心在6060Å处，它吸收了红、黄、绿光，产生了蓝色的透射光及反射光。丹巴地区不同颜色之间蓝晶石Fe、Ti含量相差不大(表4-37)，说明Fe—Ti含量的微小变化，就能引起蓝晶石蓝色色调的很大变化。淡蓝色的蓝晶石分布在云母片岩中，色调均匀，数量多，无色。蓝色和深蓝色蓝晶石分布在变质岩中的石英细脉中。北京西山也有蓝晶石石英脉产出。

2. *矿物的折射率*　矿物的折射率是矿物的重要性质之一，它直接决定于矿物成分和构造。

叶大年(1965)在前人基础上，提出含氧化合物平均折射率的定量公式，其公式如下：

$$\bar{N}=1.710-0.0141(V_o-13.9)+0.086C_o+0.026C_T-AC_A+\Sigma piIi-\Sigma qiDi.$$

1.710—氧最紧密堆积时的折射率。

V_o——个O^{2-}在单位晶胞中所占的体积。V_o值愈小，表示堆积愈紧密，最小为13.9(Å)^3，V_o若等于13.9(Å)^{3}时此项为0。

C_o—八面体孔隙占位率(1—全部充填，½—一半充填等)，其值可为1，½，⅔，⅔等。

C_T—四面体充填率，其值可为½，⅛…等。

C_A—阴离子团中的核心阳离子在四面体孔隙或三角形孔隙中的充填率。阴离子团为共价键，使构造松驰，因此使折射率降

低。

A—阴离子团折光率修正系数：$SiO_4=0.270$，

$Si_2O_7=0.240$，$Si_2O_6=0.405$，$Si_4O_{10}=0.500$。

Pi—第i种重元素与O（包括附加阴离子）之离子数之比。

Ii—重元素修正系数：$Ca=0.204$，$Sc=0.537$，

$Ti=1.440$，$Cr^{3+}=0.772$，$Mn^{2+}=0.362$，

$Fe^{2+}=0.410$，$Fe^{3+}=0.972$。

qi—为第i种元素附加阴离子（F或OH）与O（包括F，OH，等）之离子数比。

Di—附加阴离子修正系数，随比重及Vo变化，可用曲线求得（求法从略）。

由公式可看出，矿物折射率取决于排列的紧密程度、阳离子的占位率、阴离子团的特点、配位数及键性等。特别值得提出的是不同元素对折射率的作用不同，Li^{1+}、Be^{2+}、Na^{1+}、Mg^{2+}、Al^{3+}等轻元素对折射率贡献很小，而重元素（过渡性元素等）中具有3d价电子的离子有较大的折射率增量，如Zn^{2+}、Mn^{2+}、Fe^{2+}、Co^{2+}、Ni^{2+}、Sc^{3+}、V^{3+}、Cr^{3+}、Mn^{3+}、Fe^{3+}、Ti^{4+}。以上顺序是使矿物折射率增长量增多的顺序（有的Ii值见前），因此，Ti^{4+}、Fe^{3+}对矿物折射率贡献最大。附加阴离子F、OH等则使折射率降低。结晶水、结构水、层间水使折射率降低，而沸石水使矿物折射率增加。

在不同的地质条件下，矿物成分构造的变化，会引起矿物折射率的变化。因此，矿物折射率是比较敏感的标型特征之一，有时含量很低的微量元素都能引起折射率的变化。如产于不同碱性岩的霞石，Fe^{3+}及K含量有微小差别，都会引起折射率的变化。与钾长石共生的霞石（K、Fe^{3+}低）及不与钾长石共生的霞石（K、Fe^{3+}稍高），其折射率也不相同（表4-38）。

3. 比重（D）和硬度　矿物比重变化决定因素可用下式（据

表4-38　不同岩石中霞石的平均折射率

岩石名称	花岗岩质碱性岩	辉长质的碱性岩		超基性岩质的碱性岩	
共生矿物	与钾长石共生	与钾长石共生	不与钾长石共生	与钾长石共生	不与钾长石共生
No（平均）	1.540(25)	1.5420(52)	1.5460(8)	1.5430(22)	1.5460(167)
Ne（平均）	1.5356(25)	1.5370(52)	1.5400(8)	1.5378(22)	1.5398(167)
霞石的$Fe_2O_3+K_2O$	0.43+5.58=6.01 (53)	0.74+5.78=6.52 (48)		0.98+6.10=7.08 (36)	

（据Шейнманн，1961）
（括号中为测试次数或样品数）

Поваренных, 1966)表示：

$$D=P\Sigma A/d^3.$$

D—比重。P—原子堆积密度比例常数，不同构造类型具不同数值（CsCl 型＝1.072；NaCl 型＝0.825；CaF_2 和 ZnS型＝0.536；TiO_2型＝0.413；Al_2O_3型＝0.275；Mn_2O_3 型＝0.260；ReO_3型＝0.206；SiO_2型(方英石)＝0.134)。ΣA—原子量总和。d—原子间距。

由上看出，矿物的比重决定于矿物中元素的原子量、原子间距及堆积密度。

矿物硬度变化决定因素可用下式（据Поваренных,1966）表示：

$$H=ak\cdot(Wk\cdot Wa/d^2)\cdot\beta\cdot\gamma.$$

ak—矿物中不同电价元素离子间排斥力比例常数。

Wk、Wa—正离子和负离子的电价。

d—原子间距。

β—弱键常数。

γ—矿物构造的密度常数。

从上式看出矿物的硬度决定于矿物内部质点的种类、质点距离、键性特点、构造紧密程度。以上两式是对二元成分质点排列均匀的矿物比重和硬度的公式，虽然不便于实际运算，但可了解决定比重和硬度的因素。精确的硬度是用显微硬度来表示，比重也可用微量样品进行测定，手续比较简便。如果测试比较精确，对标示不同条件下矿物成分结构的变化，有一定标型意义。如不同成因的石英的比重变化范围是2.62—2.66，这是由于不同成因条件下微量元素的存在及气液包体的影响引起的。图4-58是不同成因的石英比重变化情况，伟晶岩中石英比重多为2.65±，气成热液矿床则多为2.64±，热液矿床多为2.63±（Щербак 等，1963)。石英的比重和其颗粒大小有关，颗粒愈小，则比重有加

大的趋势，如2克重的乳石英（单晶），比重为2.621，当破碎至1mm粒度时，比重为2.634，粒度为0.1—0.5mm时，比重增至2.639(Костылева，1964)。因此在进行石英比重对比时，要求粒度相当。不同成因类型中的锡石，显微硬度也发生系统的变化。①花岗岩边缘带上的锡石，显微硬度824—1290 kg/mm²，平均

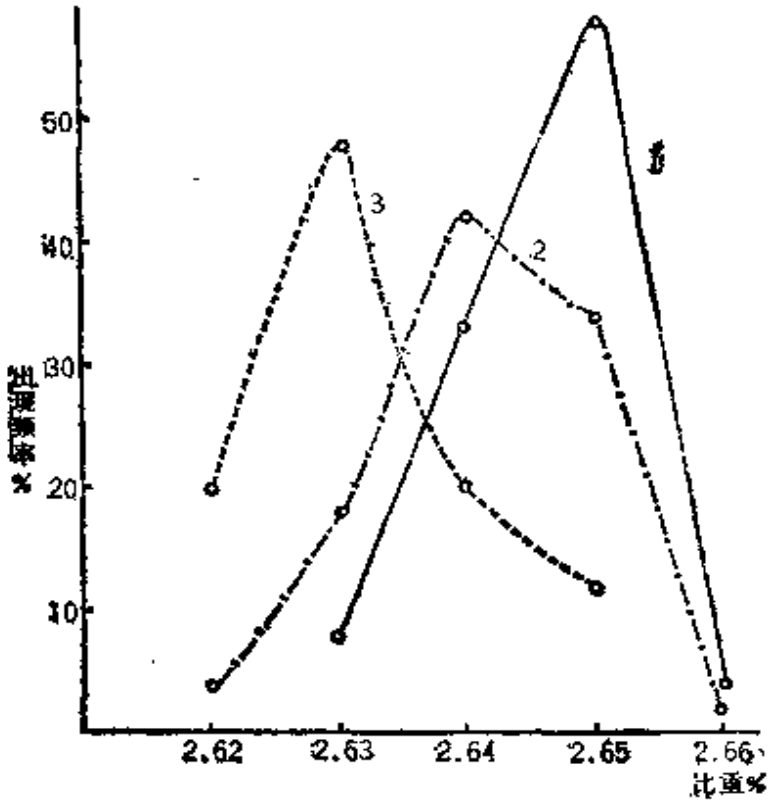


图4-58 石英比重与成因关系
(据Костылева，1964)
1. 伟晶岩中石英，2 气成热液石英，3. 热液石英

980 kg/mm²；②伟晶岩中的锡石，890—1220 kg/mm²，平均1090 kg/mm²；③云英岩化花岗岩中的锡石，980—1434kg/mm²，平均1120kg/mm²；④锡石黑钨石英建造中锡石，由890—1462kg/mm²，平均1150kg/mm²；⑤矽卡岩中锡石，1069—1434kg/mm²，平均1230kg/mm²；⑥硅酸盐硫化物建造中锡石，1069—1506kg/mm²，平均1300kg/mm²(Чухров，1972)。

哈里佐维(халезовой等,1969)*研究了维斯列夫山(Вишневые)的云霞正长岩碳酸盐脉中具环带构造的锆石，由中心到边缘Hf的含量降低，颜色、硬度、比重依次变化，充分说明比重、硬度有时对成分反应十分敏锐(表4-39)。

表4-39 维斯列夫山云霞正长岩中带状锆石晶体物性变化

性质	分带			
	1 (中心)	2	3	4 (边缘)
颜色	棕色	玫瑰色	黄色	无色
显微硬度kg/mm²	1366～1415 (1386)	1186～1228 (1205)	1109～1233 (1170)	1109～1186 (1153)
比重	4.75	4.72	4.66	4.64
Hf的含量%	未定	1.63	1.45	1.36

(据Халезовой, 1969)

4. *矿物的热发光* 矿物在不同的地质条件下，具不同的微量元素及结构缺陷，能否引起热发光效应的电子捕获中心和空穴中心，取决于矿物形成时的各种因素。利用矿物的某些热发光峰的存在与否，及它们的发光强度，可以划分矿物世代、查明矿化地段、构造活动、进行地层对比等。

现在用热发光法研究较多的矿物是萤石、硬石膏、石英、长石、方解石和白云石、锆石等。萤石的热发光主要由TR、Mn的混入引起。石英主要由Al、Ga、Cr、Ti、Ge等混入物引起。长石热发光主要由Ti、Al—O^-—Al引起，还可由Eu^{3+}引起，微斜长石的热发光通常比正长石及斜长石强，酸性斜长石比基性斜长石强。锆石是U、Th的天然富集体，幅射损伤强烈时，热发光完

* Лазаренко, 1972, 转引自Халезовой, 1969

全消失。目前还有人研究过重晶石、粘土矿物、金刚石的热发光性。

矿物热发光的研究有两种方法，一种是人工热发光，一种是天然热发光。

周玲棣等(1983)采集了我国四个稀土矿床中的方解石：白云鄂博TR—Fe矿床、竹山Nb—TR矿床、松政 Nb—TR—Fe—P矿床和微山湖TR矿床。分别作了方解石天然热发光及人工热发光，着重讨论了方解石天然热发光的特点，测试结果见表4-40；并将方解石热发光划分为五种类型(图4-59)。

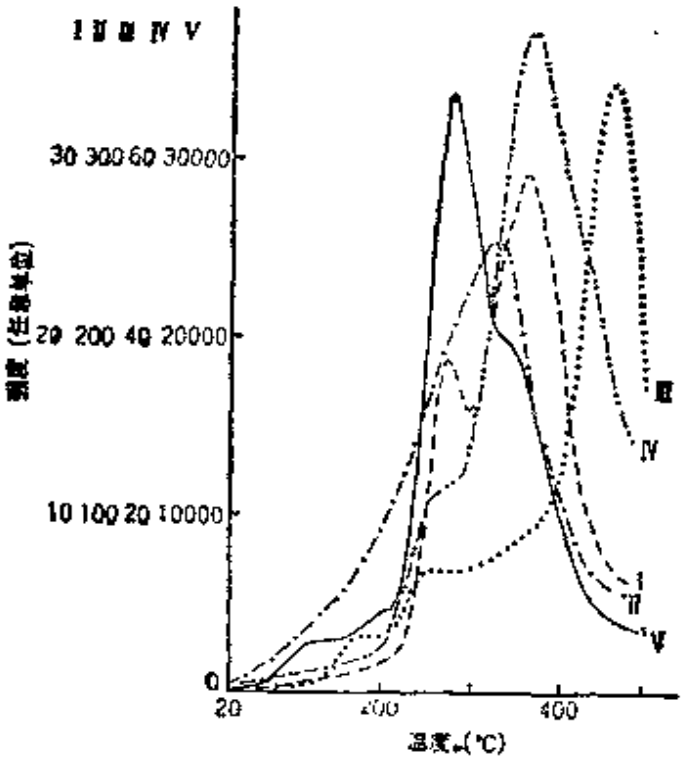


图4-59 稀土矿床中方解石天然热发光曲线
(据周玲棣等，1983)
I 白云鄂博晚期脉状方解石，II 竹山矿脉状方解石，
III 竹山矿碳酸盐岩体，IV 松政矿大理岩，
V 微山湖矿高温热液脉方解石

热发光类型 I，白云鄂博 TR—Fe 矿床，为火山沉积接触变

表 4-40　方解石天然热发光性测定

相对强度(%) / 样品号 / 峰值℃	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
115																4.9
140											2.8	2.4				
180									1.4							7.4
260	72.6	66.8	38.8	33.9	39.1								29.8	23.3	23.3	553
330						100	100	100	4.6		17.4	8.2				22.4
360	27.6	33.2	61.2	66.1	60.9					35.6			70.2	76.6	76.6	
450									94.0	64.4	79.8	91.4				
热发光强度(任意单位)	26.35	15.91	19.23	18.02	13.68	3.96	12.89	16.88	132	25.1	58.55	33.03	20.28	37.75	29.58	11222
热发光类型	I					II			III			IV				V
产地产状	白云鄂博矿晚期方解石脉					竹山矿方解石脉			竹山矿碳酸岩			松政矿大理岩				微山湖矿高温热液脉

(据周玲棣等1983)

质热液改造的多成因矿床，样品采自晚期方解石脉，热发光曲线在260℃及360℃，有两个发光峰，但主峰位置不定。

热发光类型Ⅱ：竹山Nb—TR矿床，为正长岩—碳酸岩体中较晚的碳酸盐脉中的方解石，在330℃处有一发光峰，图形对称。

热发光类型Ⅲ：为竹山矿碳酸盐岩体中的样品，具2-3个峰，以450℃高温峰最强。

热发光类型Ⅳ：松政Nb—TR—Fe—P矿，铁矿在大理岩中成层分布，方解石采自大理岩，具260℃和360℃两个峰，外型不同于Ⅰ型。

热发光类型Ⅴ：微山湖高温热液矿床，成矿与碱性正长岩有关，含TR的重晶石—碳酸盐脉中的方解石共有四个热发光峰，260℃峰强度最大。用原子吸收光谱测定了Ca、Mg、Mn、Fe的含量及部分样品的TR总量，得知Mn^{2+}和TR是热发光的激活剂，而Fe^{3+}具淬火效应。如微山湖区热发光强度最高，Mn^{2+}和TR总量也最高。

张立（1984）根据山东玲珑西山金矿床脉石英的人工热发光分析，提出了成功的标型实例：该区石英人工热发光曲线在100～300℃区间可出现5个发光峰，分别为：T_1(100～130℃)，T_2(140～160℃)，T_3(170～190℃)，T_4(190～220℃)，T_5(220～250℃)。按以上5个峰在热发光曲线中出现的特点，将本区的石英划分为双峰型、三峰型、四峰型与五峰型。

根据石英的化学成分及地质环境等参数在内的共77个参数与热发光曲线数据所作的相关分析，得到本区石英人工热发光曲线的部分参数与部分微量元素的关系(表4-41)。

由表4-41可见：Au与第三发光峰(T_3)的半高宽显著正相关，Li则与T_3的温度位置（峰值温度）显著负相关，而Al与T_3的强度(I_3)正相关，Al、Yb与T_4温度分别呈正、负相关，Eu/Sm与T_3正相关，轻稀土与重稀土的比值LREE/HREE以及Zn与发光

表4-41 石英热发光曲线数据与微量元素关系

变量对	相关系数	注
Au—B_3	0.903	显著性 $\alpha_{0.01}=0.765$
Li—T_3	−0.867	I_i，第i个发光峰强度，
Al—I_4	0.805	B_i，第i个发光峰半高宽，
Al—T_4	0.830	Ti，第i个发光峰温度，
Eu/Sm—I_2	−0.878	I，发光曲线积分强度。
LREE/HREE—I	0.866	
Zn—I	0.856	
Yb—I_4	−0.776	
Al—I_3	0.795	

T—温度，I—发光强度，B—发光峰半高宽

曲线积分强度(I)正相关。

本区31个样品中的6个富Au脉石英，全部具有四峰型的热发光曲线，其中又以$T_2+T_3+T_4+T_5$的线型为富矿石英的主要曲线类型，以及含Au愈高则峰的半高宽愈大，都可作为富矿石英的标型特征，其他线型为贫矿或无矿石英(图4-60、61、62)。由于富矿石英按成矿阶段同时也是第4、第5阶段的产物，因此可根据其热发光曲线特征对早期和晚期脉石英加以区分。

以上标型，为该区金的矿化提供了新的标志，丰富了石英人工热发光在矿物成因标型方面的应用效益。

5. 电学性质 矿物的电学性质主要包括热电系数、导电率、介电系数、压电性等。

1)热电系数(α) 大部分深色氧化物及硫化物为半导体。当矿物成分中有某些离子或原子的缺失或过剩、晶格间隙有额外充填而引起的成分变异、晶格局部价键轨道的畸变，使半导体矿物

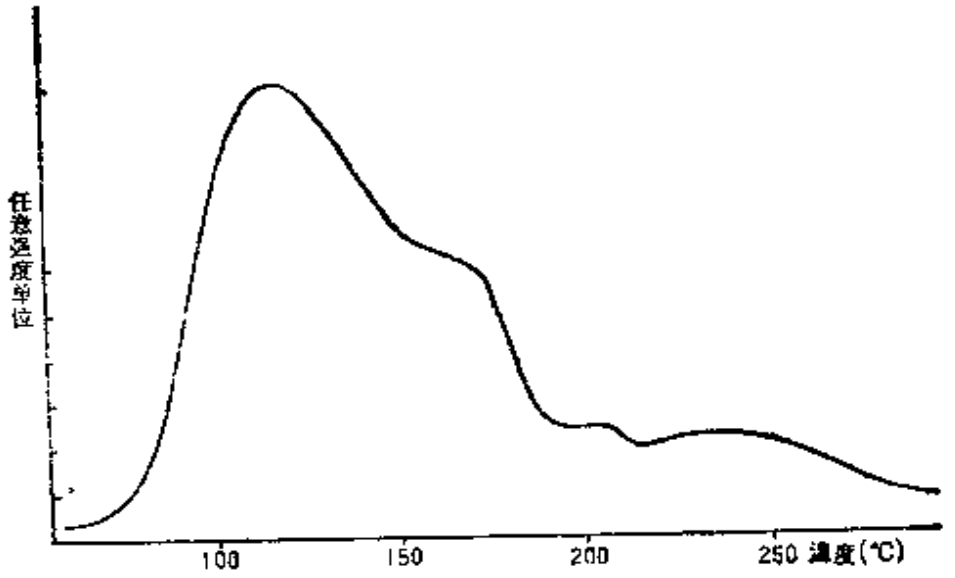


图4-60　无矿石英人工热发光曲线
（据张立，1984）

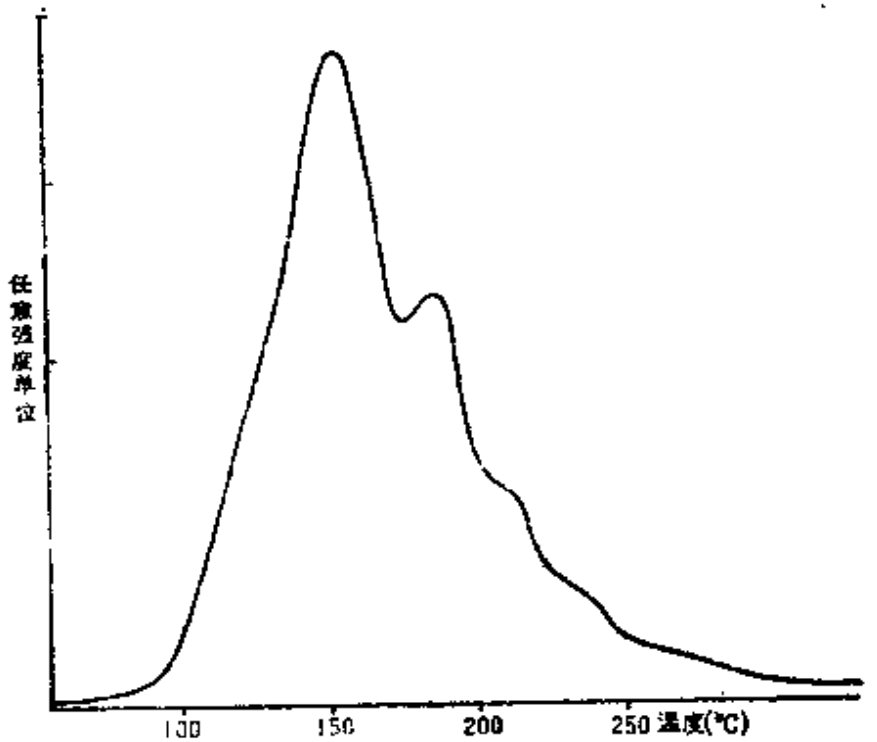


图4-61　贫矿石英人工热发光曲线
（据张立，1984）

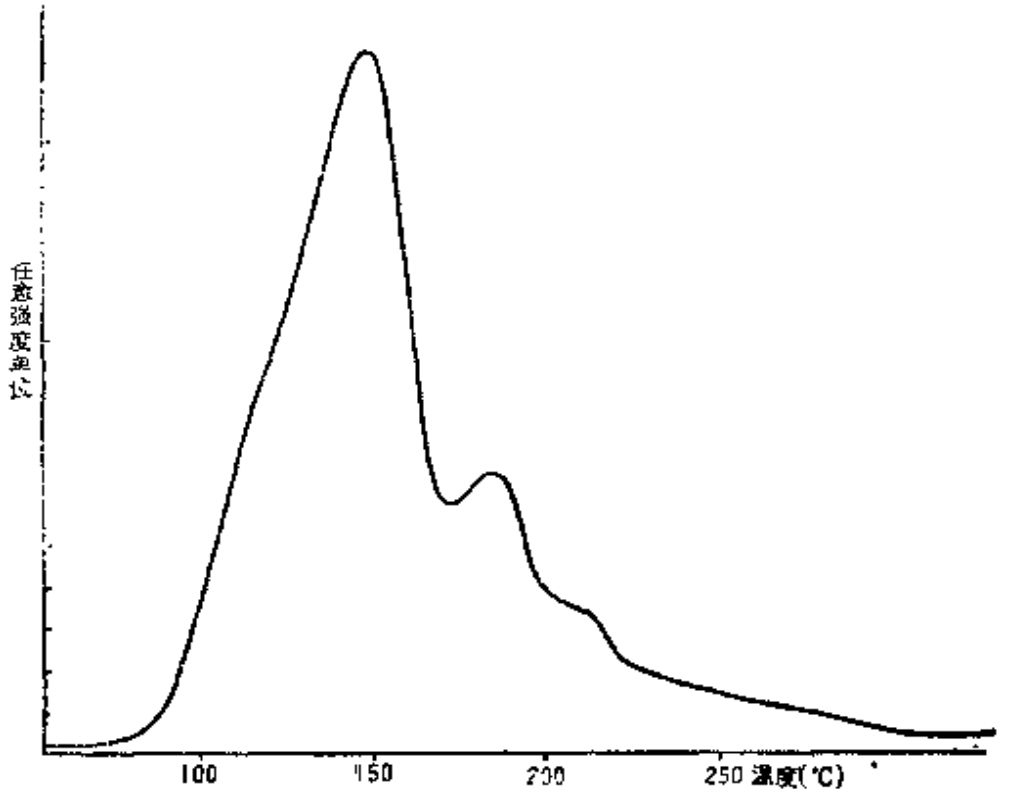


图4-62 窗矿石英人工热发光曲线
(据张立, 1984)

导电性增大，此时可按导电类型划分为电子型(*n* 型)与空穴型(*p* 型)。

电子型(*n*型)：在晶体能带结构中，当某些杂质（离子、原子）能级处于禁带的上部或接近导带，造成这种情况常常是较高价离子类质同象替换了较低价离子。这种处境的杂质粒子，在外界能量（热、光、辐射、电场等）的作用下，将释放出其最活跃的价电子，此电子升入导带，形成导电性。释放出电子的杂质粒子成为带正电的空穴，晶体整体仍电价平衡。这时空穴能级处于导带之下，即其能级较深，在热场或电场的驱动下，空穴虽然可以从邻近的粒子取得电子而形成空穴位移即正电荷位移，但其电流效应远不及已在导带中的自由电子。在温差条件下，电子由热端向冷端扩散，使冷端自由电子过剩，相对于热端，则冷端呈现

为负极，热电系数为负值，形成 n 型半导体。

空穴型(p型)：晶体的能带结构中，杂质（离子、原子）能级处于禁带的下部或接近价带(满带)，这常是由较低价的离子类质同象代替了较高价的离子，外界能量将使杂质粒子从邻近的价带中取得电子而满足其配位体应有的电子数，于是在价带中留下了电子空位，即形成了空穴，晶体整体仍正负电价平衡。价带中由于电子缺失并且空穴可以换位，在热场电场等的驱动下，空穴换位表现为正电荷流动。温差条件下，空穴由热端向冷端扩散，冷端空穴过剩，相对呈现为正极，据此其热电系数为正值，形成 p型半导体。

当杂质成分的浓度相当低，不足以形成自由电子或空穴，或者晶体成分和结构趋近于理想纯净状态(本征半导体，自然界很少见)。这时外界能量只能从价带中激发出少量的，数目对等的自由电子与空穴，分别处于导带与价带。此时热电系数绝对值较小或近于零，其正负极性可漂移不定。

在一般情况下(其它影响因素不过多考虑)，以下规则可用来估计热电系数的正负：正离子或金属原子过剩，即正离子实际含量超过化学式中正常比值时，常引起电子导型，热电系数常为负(n型)；反之，负离子或非金属原子过剩时，常为空穴导电性，热电系数为正(p型)。方铅矿、黄铁矿、黄铜矿等常见硫化物及多种氧化物的热电系数，常符合以上规则。热电系数用 α $\mu V/℃$ 表示。

尼古林（Никулин等，1976）研究了苏联 Трудовое 锡石矿床毒砂的热电势及热电系数，发现由外接触带——>内接触带——>花岗岩边缘——>花岗岩内部，其热电系数由 p型(+)——>p、n混合型(有+、有−)→n型(−)的规律变化。据上可判断矿床剥蚀深度，还可帮助评价深部矿化及找盲矿体(表4-42)。

磁铁矿属 n 型导型，变化范围不大。不同成因的热电系数在

表4-42　苏联Трудовое锡矿床毒砂热电系数(μV/℃)平均值

热电系数类型	外接触带	内接触带	花岗岩边缘细脉带	花岗岩内带
p型	+306	+231	+143	——
n型	——	−155	−143	−226

(根据Никулин等.1976.)

表4-43　不同成因矿床中磁铁矿热电系数(μV/℃)

矿床类型	矿(岩)石名称	矿床数	样品数	最小值—最大值	平均值	资料来源
岩浆型	橄榄岩、辉长岩中的磁铁矿及钛磁铁矿	4	9	−61—−70	−64.49	李家驹(1973) 邵　伟(1982) 刘劲鸿(1983)
矽卡岩	磁铁矿矿石中磁铁矿	4	8	−62.9−64.33	−64.18	李家驹(1973) 邵　伟(1982)
火山沉积变质铁矿	含铁石英岩，石英磁铁富矿中磁铁矿	6	25	−58.7—−62	−59.41	孙传敏(1982) 刘劲鸿(1983)

−50～−70μV/℃ 之间变化(表4-43)。火山沉积变质的硅铁建造中磁铁矿热电系数值低，岩浆型的数值较大。

其它如磁黄铁矿常见为 n 型(—)，数值较低。黄铜矿主要为n型(—)，常在−60—−800μV/℃之间，最常见为−200—−800μV/℃，随矿体成因条件而变化个别情况有 p 型，这种变化取决于晶体结构中S的缺失或过量，以及Pb、Co、Ni 和 As 等的类质同象的混入。巴拉娃(Полова, 1974)据480个黄铁矿的热电系数分析，发现两种类型都有，且变化较大，不同类质同象混入物热电系数不同(表4-44)。

热电系数可以指示氧化还原条件、酸碱性(同一种矿物p型较n型更酸性)、岩石矿床成因、找矿标志及剥蚀深度等，目前应用

表4-44 含不同混入杂质的黄铁矿的热电系数

黄铁矿中的混入物	热电系数α μV/℃	导型
含Sn黄铁矿（楚可提卡）	—256	n—型
含Co黄铁矿（乌拉尔）	—290	n—型
含Cu黄铁矿（乌拉尔）	—300到—420	n—型
含Zn黄铁矿（顿巴斯，中亚）	—320到—590	n—型
含As黄铁矿（顿巴斯，中亚）	+200到+270	p—型
含Au黄铁矿（外贝加尔，车兹尼兹克，阿尔泰，阿拉套）	+180到+320	p—型

（据 Попова，1974）

较好的实例已日益增多。

2)介电系数(e) 矿物在外电场作用下被极化，其中部分正负电荷发生位移，在外电场作用下形成的位移电荷量愈大，矿物的e就愈大，介电系数e的大小主要取决于阳离子和阴离子类型、离子半径、极化率及矿物的结构。介电系数e与矿物折射率有直接关系，如金刚石、硫、硒、黑稀金矿、白钨矿、锆石、榍石的介电系数，实际上与其折射率的平方(n^2)相吻合，另一些矿物则比n^2大的多，如石墨、金红石等，这一点说明存在着两种或更多种的极化机理。介电系数最高的矿物属于硫化物和氧化物，这是由于阴离子S^{2-}和O^{2-}具较大的离子半径所造成，如其中阳离子又为Pb、Fe和Cu时，则介电系数更大。大多数硅酸盐矿物e在6—9之间变化，当含Ca^{2+}和Fe^{2+}时e便增大。

从上可见，当矿物随形成条件变化而折射率差别不够明显时，e可出现较明显的变化。利用石英的e可划分成矿世代、成矿阶段、判断矿床成因。

高尔巴托夫(Горбатов，1962)，测量了伟晶岩、气化高温热液及热液矿床中的石英介电系数（共113个样品，粒度0.25—

0.5mm)，发现云母伟晶岩中早期石英介电系数最低，ε=4.75—4.60，伟晶岩中后期石英介电系数有增加趋势，热液形成的石英ε=4.9—5.0和>5.0，气成热液的介于二者之间(图4-63)。

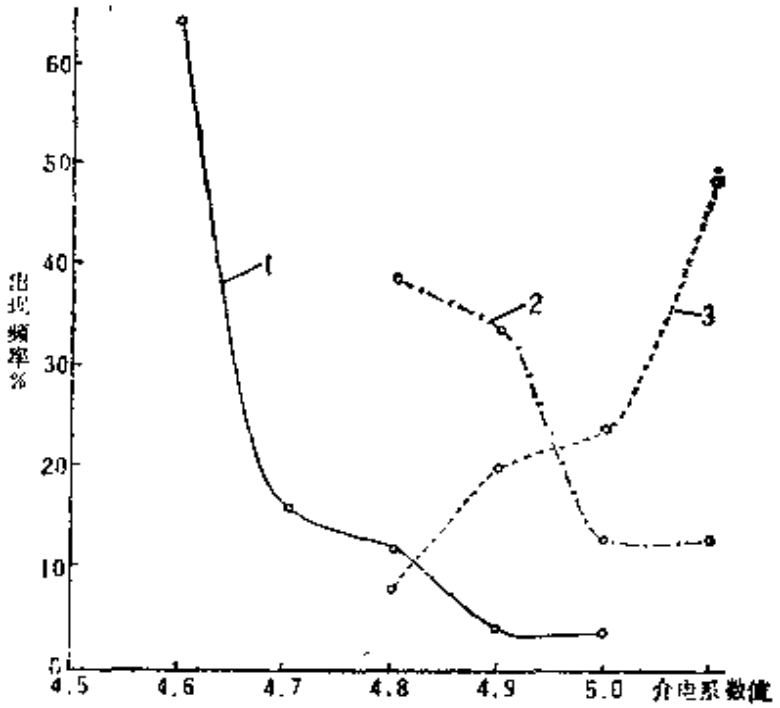


图4-63 不同矿床类型中石英介电系数ε值
(据Горбатов, 1962)
1. 伟晶岩矿床，2. 气化热液矿床，3. 热液矿床

苏联某钼矿石英脉，有两个成矿阶段，第一成矿阶段石英为乳白色，含有粗大的辉钼矿和黑钨矿，石英ε=4.5。第二成矿阶段石英颗粒较细，灰色，含有辉钼矿、绢云母、石英，石英的ε=5.14(Покалов, 1957)。锡石矿床不同成矿阶段石英的介电系数也有变化，第一阶段石英的ε=5.5～5.6，第二阶段石英的ε=5.9～6.0(Дубровский, 1960)。测试介电系数要注意粒度的影响，因颗粒界面间有电荷存在，颗粒愈细，介电系数愈大，要用相同的粒度进行比较。

3)压电系数(d) 压电效应是一定的结晶物质在机械应力或变形的作用下，出现电极化现象的一种特性。石英就是典型的代

表。压电系数 d 可作为压电效应的数量特性，它等于电荷 Q 对作用力的比值。单位为库伦/牛顿。

$$d=Q/F。$$

有时压电系数采取与石英 x 切面 d_{11} 的标准压电系数相比较的数值，用百分数来表示。

道洛曼诺娃(Пономанова, 1972)对锡石—长石—石英建造矿床中石英的压电系数进行研究后发现，第一阶段形成温度较高的石英压电系数，$d=5.5\sim37.5\%$；锡石—石英建造中早期矿化阶段的石英，$d=5\sim53.6\%$，晚阶段无矿梳状石英，$d=1.5\sim2\%$；锡石—硫化物建造中石英压电系数最低，$d=1.0\sim0.8\%$。一般说来形成温度较高的石英常比低温石英压电系数高。

石英的压电系数 d，有时可判断剥蚀深度(表4-45)。

表4-45　××金矿床中脉石英的压电系数

样品产出高程(m)	样品数	d%(平均值)	测量次数
1026—975	6	40	72
750—725	15	65	80
706—702	16	80	190
686—672	3	140	38
550	8	235	96
478	1	390	6

(据吴尚全，1982转引)*

矿物的导电率及发光性等，也具有标型意义。

(五) 谱学标型

由于物质的结构状态，包括分子、原子、电子壳层、原子核

* 吴尚全，1982　石英猓的成因矿物学研究

的结构状态，都与外界环境有关，因此研究上述结构状态的各种谱学方法所提供的谱学特征，可以标示外界特征的各种微观的结构信息。矿物谱学特征包括矿物的红外吸收光谱、偏振光吸收光谱、电子吸收光谱、顺磁共振谱、核磁共振谱、穆斯鲍尔谱等各种谱学特征，可用以确定矿物中离子的价态、占位、有序无序、配位多面体的对称性与畸变、颜色多色性的起因等与成因有关的多种特征。

例如应用红外光谱查明了弓长岭铁矿二矿区石榴石的成分，它们非镁铝榴石或锰铝榴石，也非钙榴石，而是含钙榴石分子＜10%的铁铝榴石，标示了硅铁建造的成分特征。查明它们成分中的类质同象代换与成矿的关系，从远矿至近矿，铁铝榴石分子不断增加，显示 Fe 浓度不断升高。查明了石榴石形态变化与成矿的关系，从第六层矿中的菱形十二面体铁铝榴石向硅质层中的四角三八面体铁铝榴石转化时，钙铁榴石分子增加，说明介质碱性与氧逸度增加，有可能出现方解石磁铁富矿及赤铁矿层。上述研究成果(陈光远等，1981)，与其他结果一致，起到了数据资料内检的作用。应用红外光谱还查明了弓长岭铁矿二矿区不仅存在大量与贫矿有关的阳起石—普通角闪石，还存在较多与富矿有关的镁铁闪石—铁闪石，而在与富矿有关的铁闪石中，Fe^{2+}的富集主要是通过Fe^{2+}占据M_1、M_3位置而实现的(孙传敏，1982)。应用红外谱查定脉石英的含 Au 性也有较好成效，如利用石英固有振动的光密度计算石英中二氧化碳和水的相对光密度，发现玲珑金矿中富矿石英的 $D_{2350}/D_{2130}>3$、$D_{3400}/D_{2130}>4$(张立，1984)，与谢尔等人(1977)对北哈萨克斯坦金矿床的研究结果一致。红外光谱还可用以测定矿物组合中的矿物百分含量、地质年龄及石英中的机械Q值等。

具有穆斯鲍尔效应又具有实际应用价值的同位素，有Fe^{57}、Sn^{119}、Eu^{151}、Sb^{121}、I^{129}、Dy^{161}、Au^{197}、Te^{125}、Yb^{170}、Np^{237}

等，其中最常用的是Fe^{57}和Sn^{119}。对于自然界分布最广的含Fe矿物可用以确定其中Fe的价态，Fe^{2+}和Fe^{3+}的浓度和相对比值，Fe离子的占位、有序无序、自旋态及配位数、局部对称和配位体畸变强度，确定杂质铁的存在形式等。在弓长岭铁矿二矿区应用穆斯鲍尔效应确定了矿区的气成磁铁矿为$I\text{-}7/8I$的反尖晶石型结构(陈光远等，1981)。石榴石中的Fe为高自旋态，它们同属于以铁铝榴石分子为主的镁铝榴石—铁铝榴石的类质同象系列，从菱形十二面体向四角三八面体过渡时，四极分裂与化学位移均有所降低，显示Ca^{2+}与Fe^{3+}有所升高，与红外光谱标示的介质变化与成矿关系特征一致(陈光远等，1981)。对角闪石的研究查明，在与贫矿有关的正变质的角闪石中，Fe^{2+}占位顺序为$M_1>M_4>M_2$，与阳起石的占位顺序一致；而在与富矿有关的副变质的镁铁闪石—铁闪石中，Fe^{2+}占位顺序依次为$M_4>M_3\geqslant M_1>M_2$和$M_4>M_3>M_1>M_2$，也互相一致，说明贫富矿形成时温压条件的一致性，即均为区域变质成因的，而且变质相也一致，迭加的热变质

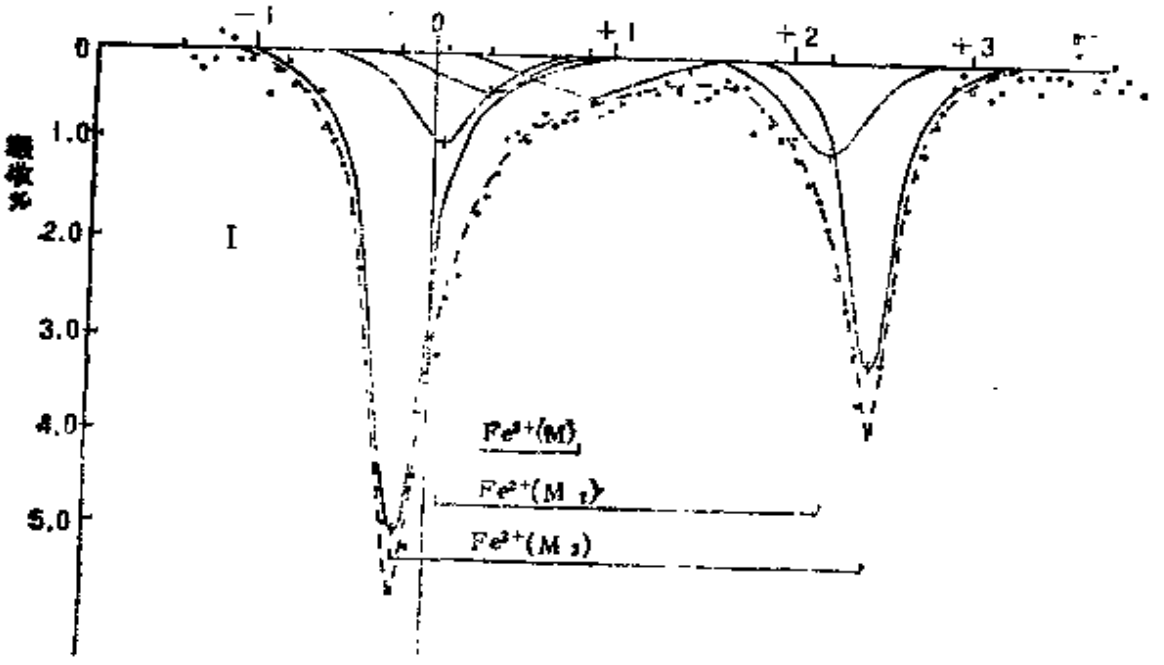


图4-64　弓长岭铁矿二矿区石榴黑云片岩黑云母穆斯鲍尔谱

对它们影响均不大(孙传敏，1982)。对该区黑云母的研究获得同样的结果，它们的穆斯鲍尔谱如下(图4-64、65、66、67、68、69、70)。

它们的穆斯鲍尔谱参数如下(表4-46)。

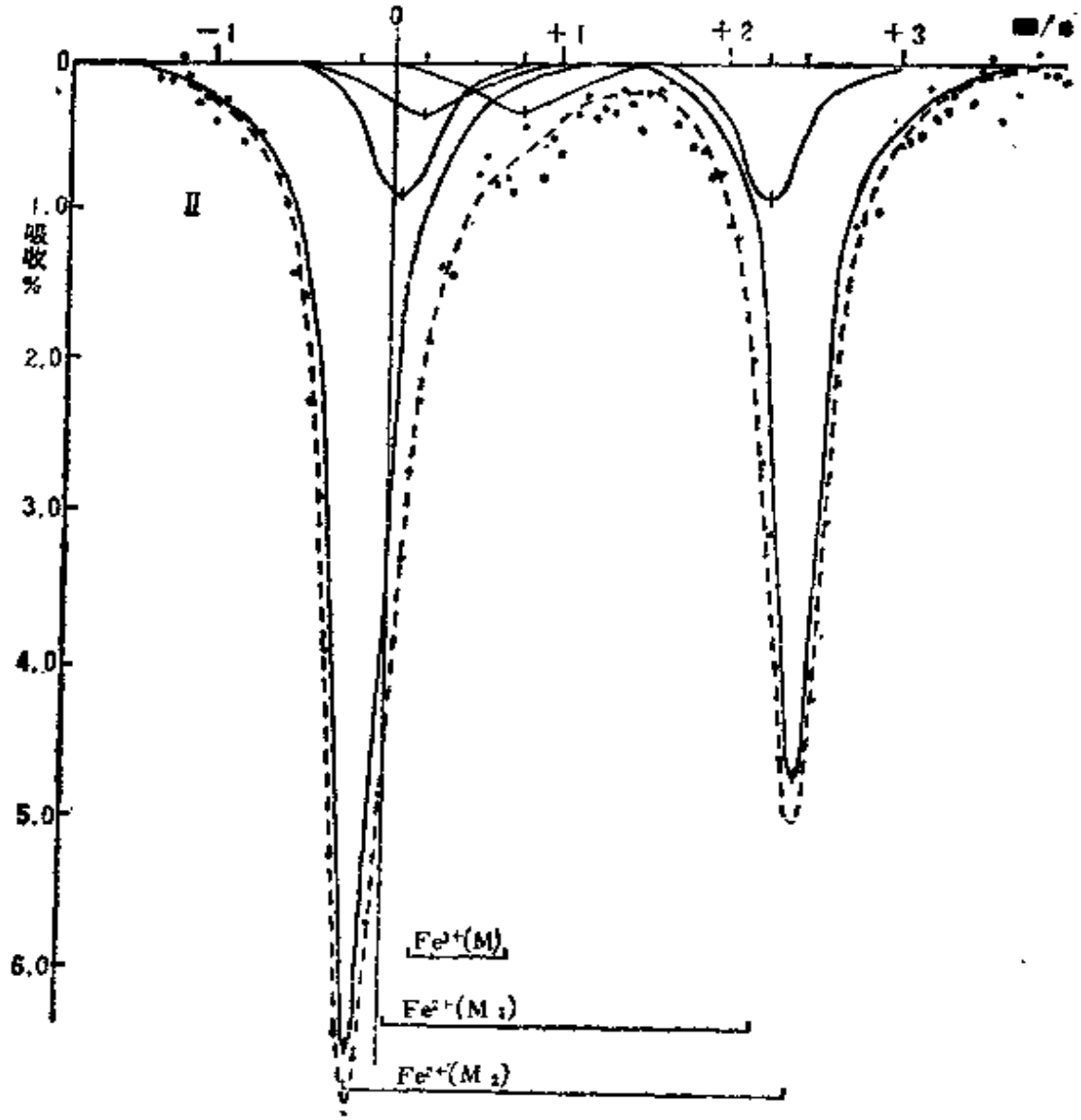


图4-65　弓长岭铁矿二矿区石榴黑云岩中黑云母穆斯鲍尔谱

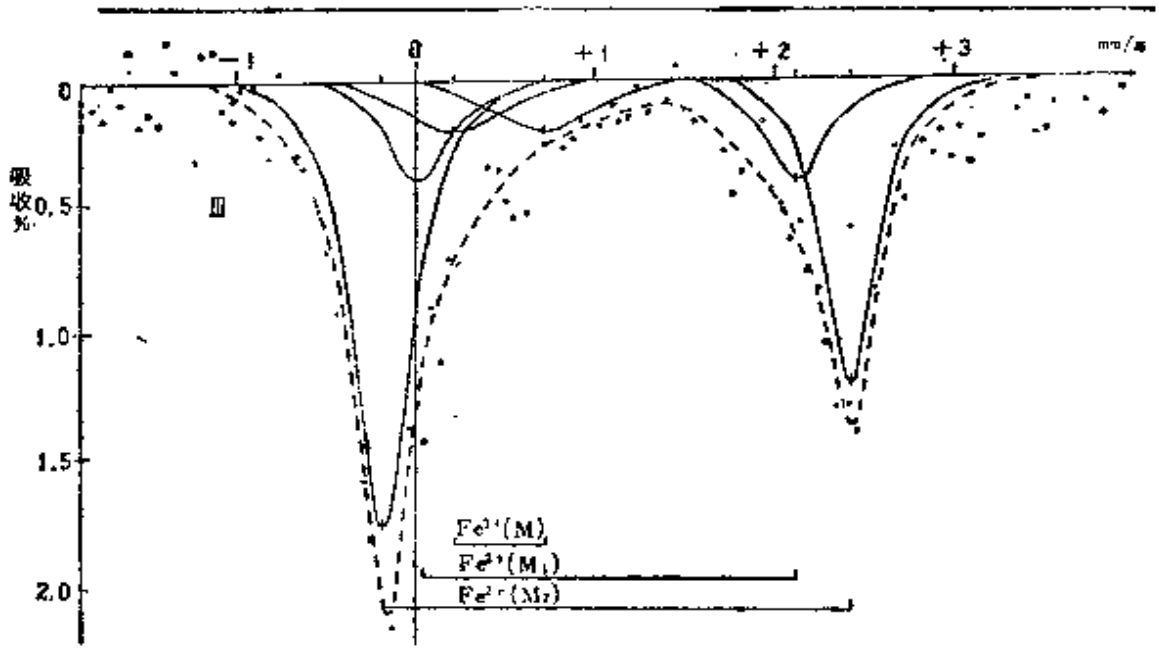


图4-66　弓长岭铁矿二矿区黑云变粒岩中黑云母穆斯鲍尔谱

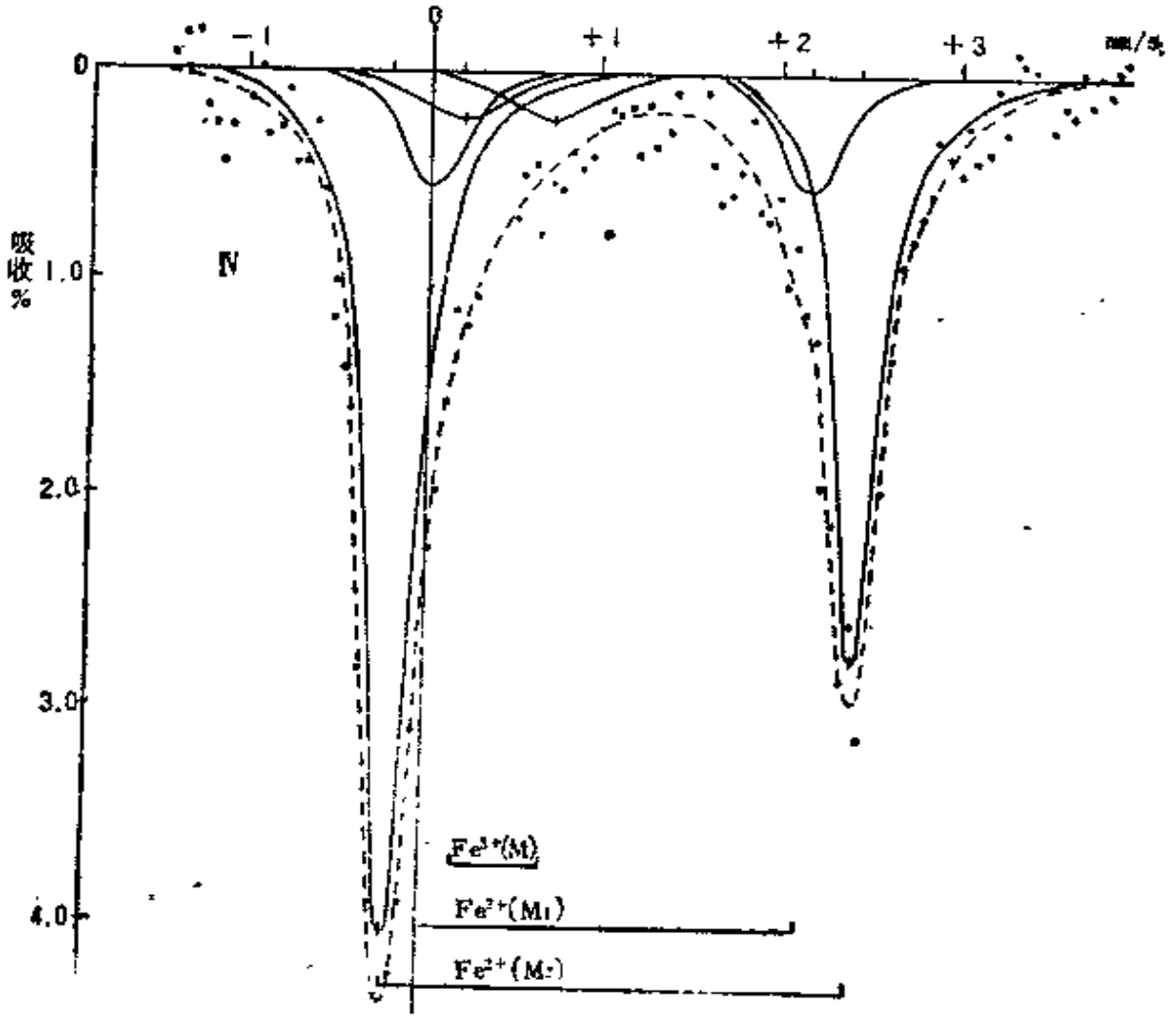


图4-67　弓长岭铁矿二矿区十字石黑云片岩中黑云母穆斯鲍尔谱

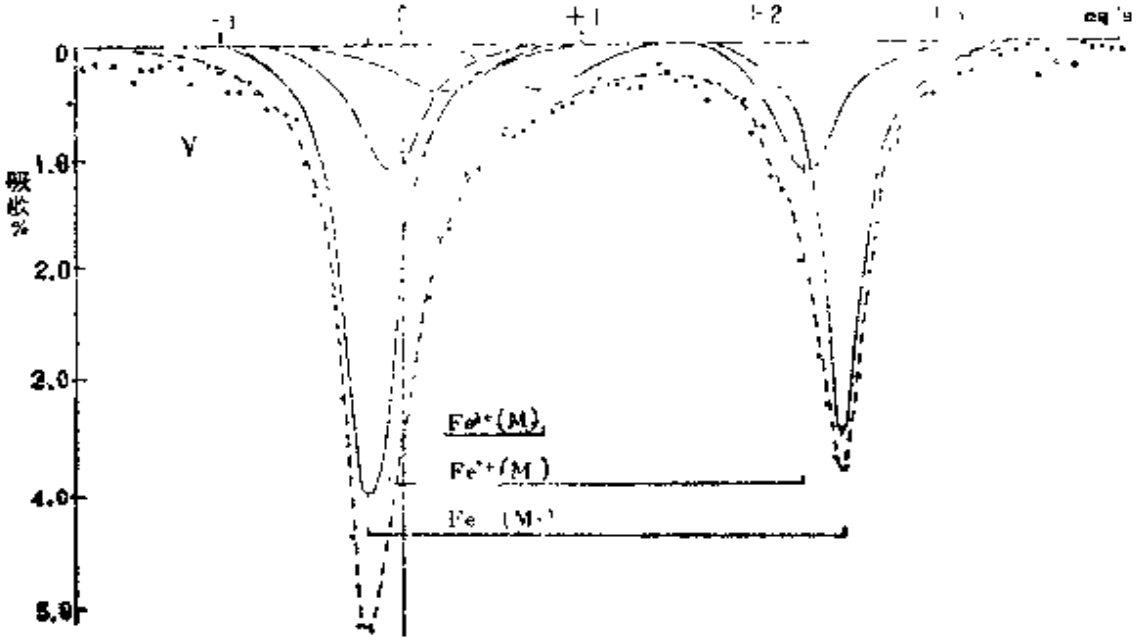


图4-68　弓长岭铁矿二矿区十字石黑云片岩穆斯鲍尔谱

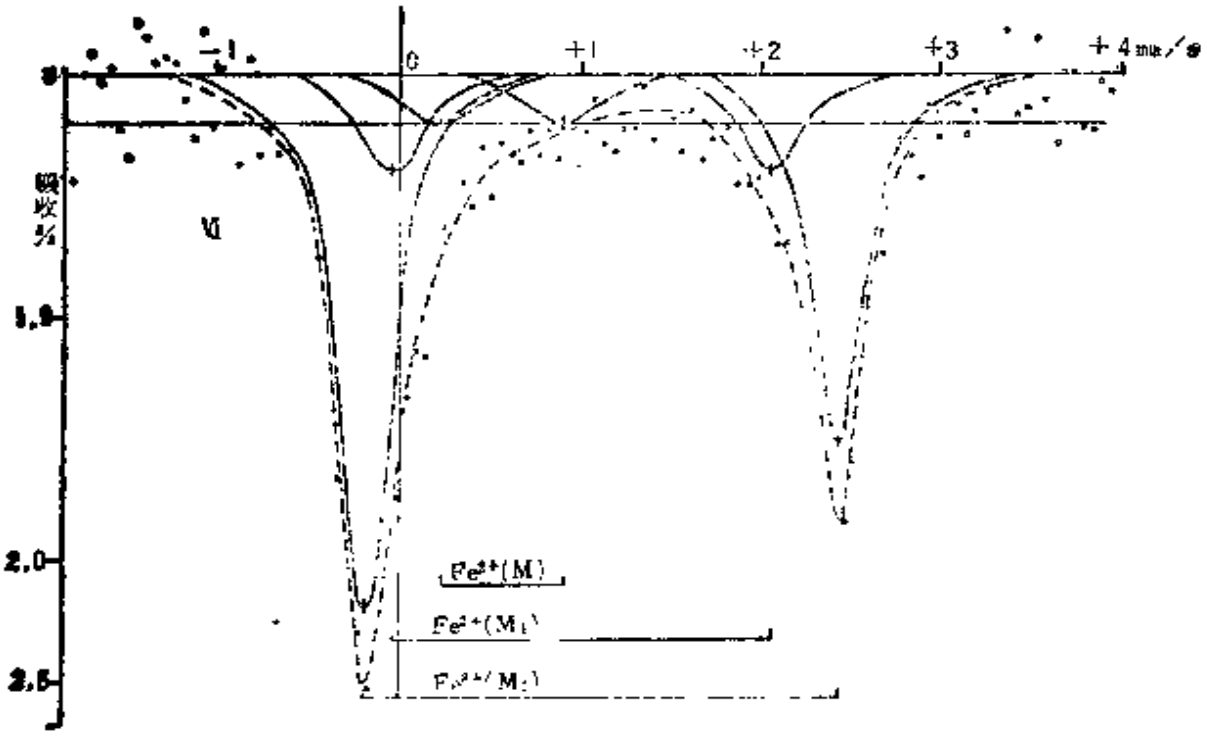


图4-69　弓长岭铁矿二矿区二云片岩黑云母穆斯鲍尔谱

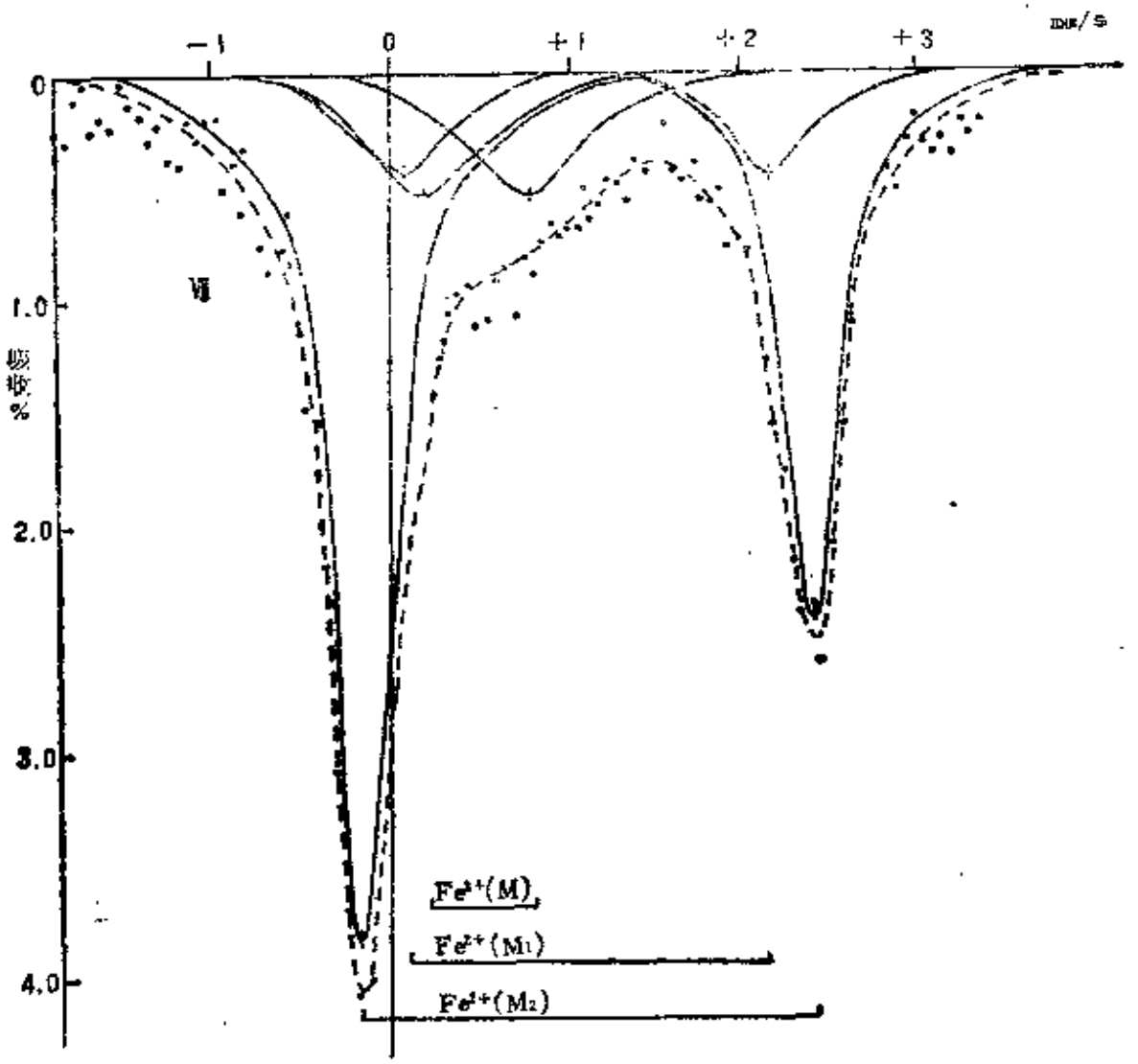


图4-70　弓长岭铁矿二矿区绿帘黑云石英片岩中黑云母穆斯鲍尔谱

从穆斯鲍尔参数的χ^2(0.74—1.65)及 Fe^{2+}/Fe^{3+} 与湿法化学分析结果也较一致来看，测定是较精确的。根据湿法分析计算它们的 f 值(Fe/Fe+Mg)在 42—76% 之间，随近矿的贫富变化较大，但它们的穆斯鲍尔参数却基本一致，也反映它们同是区域变质成因的，而且属于同一变质相。其中Fe^{2+}在M_2中的占位>75%，说明有序度较高，可能与原属副变质且变质程度不高有关(为绿片岩相至帘石角闪岩相)。样品2、4-6为有热变质迭加的黑云母，

表4-46 弓长岭铁矿二矿区黑云母穆氏堡尔谱参数*

编号	岩石名称	X^2	IS (化学位移)			QS (四极分裂)			HW (线宽)		
			$Fe^{2+}(M_2)$	$Fe^{3+}(M_1)$	$Fe^{3+}(M)$	$Fe^{2+}(M_2)$	$Fe^{3+}(M_1)$	$Fe^{3+}(M)$	$Fe^{2+}(M_2)$	$Fe^{3+}(M_1)$	$Fe^{3+}(M)$
1	石榴黑云片岩	1.31	1.113	1.138	0.576	2.639	2.134	0.532	0.334	0.410	0.609
2	石榴黑云岩	0.84	1.129	1.148	0.489	2.614	2.177	0.578	0.354	0.368	0.656
3	黑云变粒岩	0.74	1.124	1.065	0.415	2.598	2.085	0.507	0.367	0.388	0.599
4	十字石黑云片岩	1.65	1.120	1.099	0.461	2.653	2.123	0.498	0.344	0.419	0.584
5	同　上	1.31	1.131	1.123	0.502	2.639	2.211	0.551	0.316	0.413	0.572
6	二云片岩	0.64	1.124	1.054	0.481	2.619	2.100	0.527	0.356	0.382	0.602
7	绿帘黑云石英片岩	1.30	1.126	1.127	0.526	2.600	2.051	0.572	0.373	0.368	0.776
	平均值	1.11	1.124	1.106	0.500	2.621	2.126	0.538	0.349	0.393	0.628

2、4、6、6.具热变质现象，其它无热变质现象。

* 武汉地质学院北京研究生部穆斯堡尔实验室，1983—1984。

**湿法化学分析，四川省地质局中心实验室，1980；武汉地质学院北京研究生部化学分析室，1981。

f(含铁系数)=Fe/Mg+Fe根据湿法化学分析计算

编号	岩石名称	A（面积%）			Fe 占位比			Fe^{2+}占位分布%		Fe^{3+}/Fe^{2+}	** Fe^{3+}/Fe^{2+}	f
		$Fe^{2+}(M_2)$	$Fe^{3+}(M_1)$	$Fe^{3+}(M)$	$Fe^{2+}(M_2)$	$Fe^{3+}(M_1)$	$Fe^{3+}(M)$	M_2(大)	M_1(小)			
1	石榴黑云片岩	70.03	19.39	9.77	1.232	0.337	0.170	78.52	21.48	10.80	14.90	76.04
2	石榴黑云岩	79.31	12.98	7.71	1.386	0.226	0.134	86.93	14.07	8.30	11.40	70.34
3	黑云变粒岩	69.23	18.35	12.42	0.949	0.252	0.170	79.05	20.95	13.90	12.80	55.03
4	十字石黑云片岩	75.42	14.07	10.50	1.018	0.190	0.140	84.17	15.73	11.80	11.30	54.93
5	同　上	64.71	23.79	11.49	0.783	0.288	0.139	73.11	26.89	13.00	4.40	50.64
6	二云片岩	73.30	15.26	12.44	0.817	0.172	0.141	82.61	17.39	14.20	17.70	46.50
7	绿帘黑云石英片岩	69.30	9.72	20.99	0.765	0.106	0.229	87.69	12.31	26.60	30.10	42.69
	平均值	71.73	16.22	12.19	0.991	0.224	0.160	81.56	18.44	14.09	14.66	56.59

但与无热变质迭加的黑云母的有序度相同，说明迭加的热变质温度与原区域变质的温度差异不大。以上结果也与角闪石的穆斯鲍尔谱特征一致。利用穆斯鲍尔谱还可进行矿物鉴定、矿物定量分析、测定矿物绝对年龄与元素含量，如对陨石或月岩表土矿物的鉴定，铝土矿中线性大小约50Å的含Al针铁矿的鉴定分析等（Marfunin，1979），以便进一步探讨矿物的成因。

对核磁共振重要的核包括 H^1、Li^7、Be^9、B^{11}、F^{19}、Na^{23}、Al^{27}等，因此可用以进行矿物中水的状态、B 的配位数及长石 的高低温类型方面的研究。一般认为黄铁矿中的水是成液态包体存在，但经核磁共振查明可有代替 S^- 的$(OH)^{1-}$存在。例如沉积成岩成因的黄铁矿有大量包体水和羟基，热液交代成因的黄铁矿有羟基存在，爆破角砾岩筒中的黄铁矿不含水和羟基，而在花岗质岩石中的黄铁矿和片麻岩中的黄铁矿变斑晶有最多的包体水和羟基，而在 Au 矿床中核磁共振信号的强度与黄铁矿 中 Au 含量呈正相关。故核磁共振用以确定质子结构位置、矿物原子结构、有序无序、扩散、相变、缺陷、水的类型、矿物成因和含矿性评价等都有一定意义。

顺磁共振离子 有 Mn^{2+}、Cr^{3+}、Fe^{3+}、Ni^{2+}、Cu^{2+}、Eu^{2+}、Gd^{3+} 等，但对硫化物和硫盐研究有一定困难。它可用于确定元素赋存状态、离子价态、有序无序、配位和局部晶体场对称、化学键性质、颜色成因、矿物成因和含矿性评价等。Al 在石英中不等价替换Si也得到了顺磁共振的证实。根据对玲珑金矿脉石英的研究，在g＝2.081附近的磁场范围内，早期无矿阶段的石英谱线不分裂，而晚期阶段含矿石英的谱线分裂显著尖锐。

我们常用“贯通性矿物”的标型特征来探讨常见矿物的形成条件与找矿意义。根据目前的研究现状，不同矿物之间行之有效的标型特征也不尽相同。现将常见的贯通性矿物及其常用的标型特征列表如下（表4-47）。

表4-47 常见的“贯通性矿物”及其常用标型特征

矿物名称	常用的标型性质
磁铁矿	常量、微量元素、晶胞大小、晶格缺陷
石英	微量元素(Al,Li等破金属)、比重、颜色、热发光、x射线发光、介电系数
石榴石	常量、微量元素、比重、颜色、晶胞大小
角闪石	常量、微量元素、习性、断面、颜色(多色性)、离子占位
云母类	常量元素、单位晶胞、多型、光学性质
长石	常量元素、结构有序度(Al占位)及缺陷、光性、热发光
萤石	稀土元素、放射性元素、结构缺陷、颜色、晶形
方解石	常量、微量元素、晶胞、颜色、热发光
黄铁矿	常量、微量元素、比重、硬度、反射率、晶胞大小、热电系数、形态

第 五 章

矿物温压计

矿物在形成过程中或形成后，对外部温压变化都有敏锐的反应，温度变化的信息包含在矿物的成分、结构、形态、物性及包体中。利用矿物各种标型来判断地质体形成的具体温度和压力，称矿物温压计。

矿物温压计的使用，本世纪初已经开始，如测定同质多象转变点、类质同象与温度关系、包体测温测压等。最近20年，由于实验岩石学及矿物学的发展，使旧的方法提高了精度，又提出了许多新的矿物温度计与压力计的测定方法。如主要元素及微量元素在共存矿物之间的分配、元素在晶格中的占位等。这些温压计已经能半定量地估计地质温度与压力，并向定量发展。按照矿物的标型特征，可将矿物温压计划分成以下类型：

一、成分温压计

(一) 类质同象温压计

(二) 元素分配温压计

微量元素分配温压计

主量元素分配温压计

(三) 稳定同位素温度计

二、结构温压计

(一) 同质多象转变温压计

(二) 元素占位温压计

三、形态温压计

晶体表面能计算温压计

四、物性温度计

导电率的测定、热电系数测定、差热分析直接测定、矿物分解温度测定、固溶体溶离温度测定。

五、气液包体温压计

其他还有共结温度测定、矿物重结晶温度测定、标型矿物组合指示温度测定等。

本章重点讨论成分温压计和结构温压计。

一、成分温压计

(一) 类质同象温压计

矿物中某元素的类质同象代换数量取决于温度和压力时，可作为温压计使用。作为温压计的矿物常常成分简单，元素彼此成等构造代换，如闪锌矿中Zn^{2+}—Fe^{2+}的代换。现举例如下。

1 自然金 银是自然金中主要杂质元素，Au的成色为：

$$1000\%\,Au(重量)/Au+Ag(重量)。$$

Au的成色是金矿床成矿温度的重要标志，以苏联远东地区金矿床为例(表5-1)。

表5-1 苏联远东地区金矿床Au成色与形成温度、深度关系

矿床类型	Au成色‰	形成温度(℃)	形成深度(km)
区域变质阿尔卑斯脉	950—850	350	7—8
气成热液石英-电气石脉	900—750	400—250	5—近地表
高温热液石英-少量硫化物建造	900—700	360—100	4—9
中低温热液石英-硫化物建造	900—700	250—100	2—3
低温热液石英-碳酸盐建造	780—680	150—50	1
低温青盘岩—次生石英岩建造	650—520	150—50	1

(据刘英俊，1982转引)

2、 闪锌矿　闪锌矿中Fe^{2+}—Zn^{2+}是不完全类质同象，自然界闪锌矿中Fe^{2+}代替Zn^{2+}最高可达26%(重量)，相当于45%（分子数）的FeS。900℃和一个大气压时，闪锌矿中FeS分子百分数上限为40%。实验研究证明，进入闪锌矿晶格的FeS量，是闪锌矿形成温度的函数。但必须介质中FeS浓度较高，闪锌矿与磁黄铁矿或与黄铁矿＋磁黄铁矿平衡共生时，这种函数关系才存在。根据实验研究，在290—550℃范围内，闪锌矿中FeS的含量为一常数，即20.7±0.6分子%，显然在此温度范围内不能做温度计，而只能在200～290℃和500～580℃范围内方可应用。但在一个大气压下，硫的逸度(fs_2)形成温度及闪锌矿中FeS量之间为一函数关系，可用以下二次方程表示：

$$\begin{aligned}FeS\%(\text{分子}) = {} & 72.26995 - 15900.5/T + 0.01448\lg fs_2 \\ & - 0.38918(10^8/T^2) - (7205.5/T)\lg fs_2 \\ & - 0.34486(\lg fs_2)^2 .\end{aligned} \qquad (1)$$

而硫逸度公式为：

$$\begin{aligned}\lg fs_2 = {} & (70.03 - 85.83X_{FeS})(1000/T - 1) \\ & + 39.30\sqrt{1 - 0.9981X_{FeS}} - 11.91 .\end{aligned} \qquad (2)$$

解以上联立方程就能求出闪锌矿与磁黄铁矿的平衡温度与fs_2。

X_{FeS}是磁黄铁矿中FeS克分子率，求法是将化学分析的重量百分比换算成Fe、S等原子数，将Fe和S按1:1的比例结合成FeS，多余的S原子换算成S_2分子数，则$X_{FeS} = FeS/(FeS + S_2)$(分子数比)，温度单位为°K。如果已知$fs_2$及闪锌石FeS分子%，则可在图5-1上查出温度。压力增加，闪锌矿中FeS含量相应减少，压力增加1000大气压，测定温度应做20—25℃的校正(Toulmin & Corton, 1964)。

还有一种方法是闪锌矿含一些富Fe的固溶体斑点（用电子探针发现），它比母体含更多的FeS%。富铁斑点与闪锌矿母体

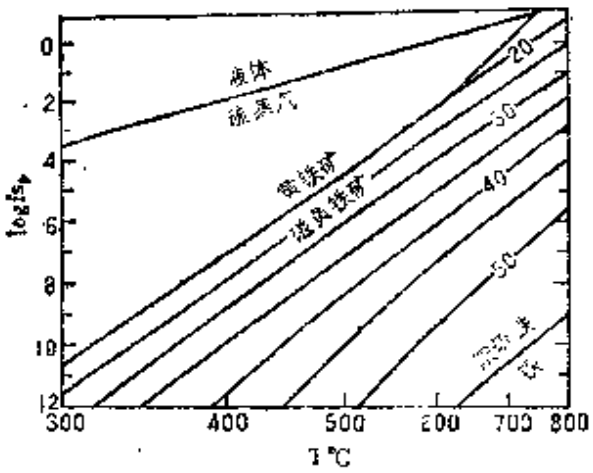


图5-1 与磁黄铁矿或与黄铁矿＋磁黄铁矿共生的闪锌矿中FeS随硫逸度和温度的变化(1巴压力下)

(据Scott & Barnes, 1971)
(等值线数值代表闪锌矿中FeS摩尔%)

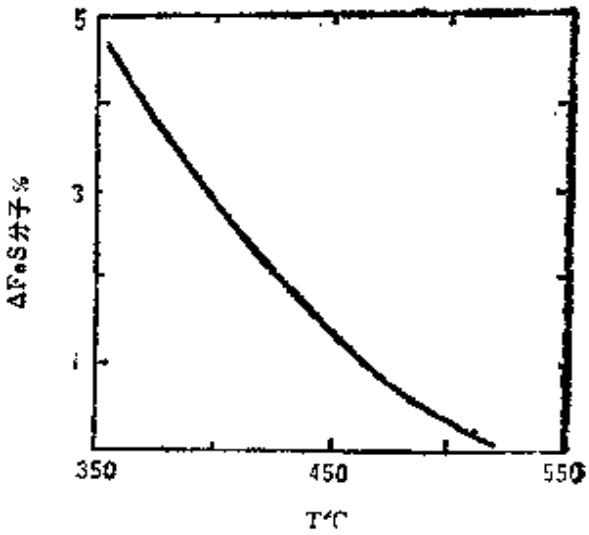


图5-2 富铁斑点与闪锌矿母体成分差(ΔFeS分子%)随温度变化

(据Scott, 1971)

FeS之差值ΔFeS与压力无关，而与温度有关。520℃时ΔFeS=0(>520℃时富铁斑点消失)，350℃时ΔFeS=4.4。据此可根据图5-2求出温度。

闪锌矿中的In、Cd、Tl、Ga、Ge的含量与温度也有定量关系(表5-2)。

表5-2 闪锌矿中微量元素含量与温度关系

温度范围(℃)	450—400	350—300	250—200
In(ppm)	1000	100	50
温度范围(℃)	400—300	350—250	200—100
Ge(ppm)	7	50	170
Ga(ppm)	25	40	50
Tl(ppm)	0.4	4.5	10

(据刘英俊, 1982)

上面已经提到，在290～550℃范围内，闪锌矿中FeS的含量

为一常数，但与压力有关(Scott & Bornes, 1973)。斯科特(Scott, 1976)精确的确定了325—710℃等压溶线，在2.5、5和7.5千巴时，FeS的含量随压力增加而减少(图5-3)。用闪锌矿作地压计必须注意以下问题：即闪锌矿必须与黄铁矿及六方磁黄铁矿平衡共生；对闪锌矿的成分需精确分析，因分析误差0.5%±可以造成400—500巴的误差；适用范围为300—700℃，压力低于5千巴。如闪锌矿的成分和温度已知，便可从图5-3查出压力值。

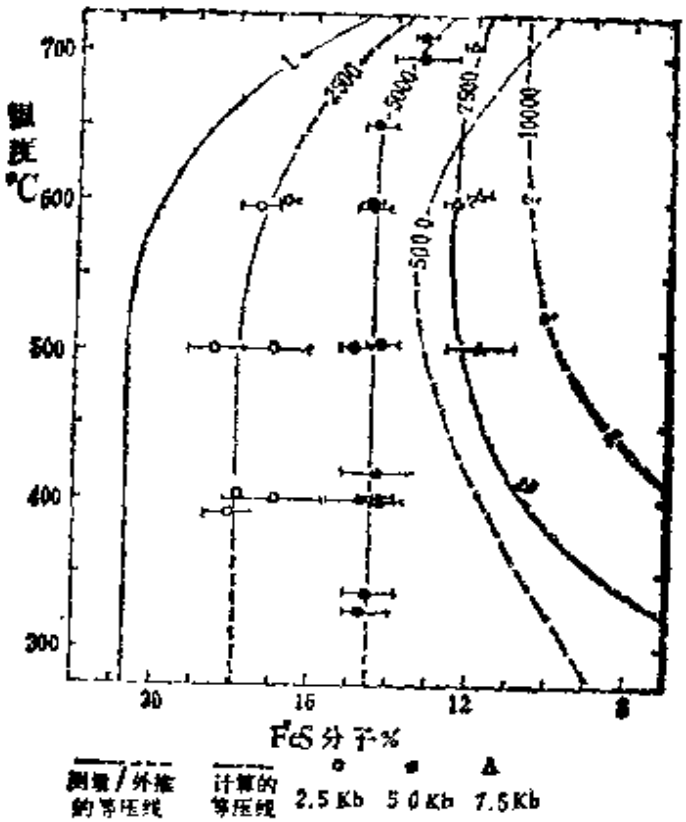


图5-3 与黄铁矿、磁黄铁矿共生的闪锌矿成分、温度及压力关系
(据Scott, 1976)

3. 磁铁矿 磁铁矿中 TiO_2 的含量与火成岩的形成温度成一定的函数关系。使用它作为温度计时，必须介质中 TiO_2 过饱和，即钛铁矿与磁铁矿平衡共生(图5-4)。该图是布丁顿(Bud-

dington, 1964)提出的，他把图中溶解曲线以岩石生成温度为基础，调节它使之适合于想象温度，并适合于岩石中磁铁矿已知成分，因此误差较大，可达100℃土。在此基础进一步提出Ti—Fe氧分配温度计（见后第五章）

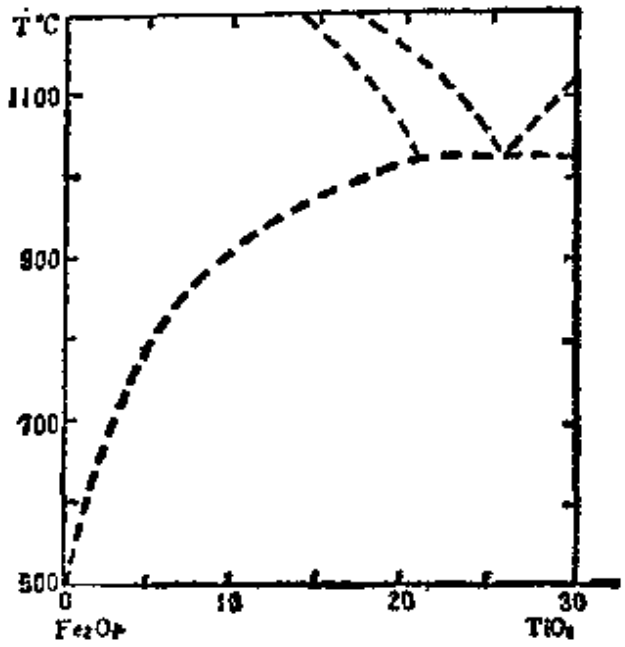


图5-4 磁铁矿中TiO_2含量与温度关系
（据 Buddington, 1964）

4. *石英* 石英中的Si可被少量Al_{IV}代替，代换的数量随温度增高而增加。邓伦等(Dennen等, 1972)，对在Al过饱合下，形成的人工合成的和天然的石英的含Al量及形成温度进行了测定，结果见图5-5。石英含Al量用ppm表示。只有石英与富Al矿物共生，测定结果才可靠。

5. *角闪石* 角闪石中Al_{IV}和Ti的含量，随温度增高而增加，可作温度计(图5-6)。

6. *多硅白云母* 多硅白云母是白云母的一个亚种，其一般式为$K(Al,Fe^{3+})_{2-x}(Mg,Fe)_x[Si_{3+x}Al_{1-x}O_{10}][OH]_2$，与一般白云母分子式$KAl_2[Si_3AlO_{10}][OH]_2$比较，前者Si>3，Al<1(四

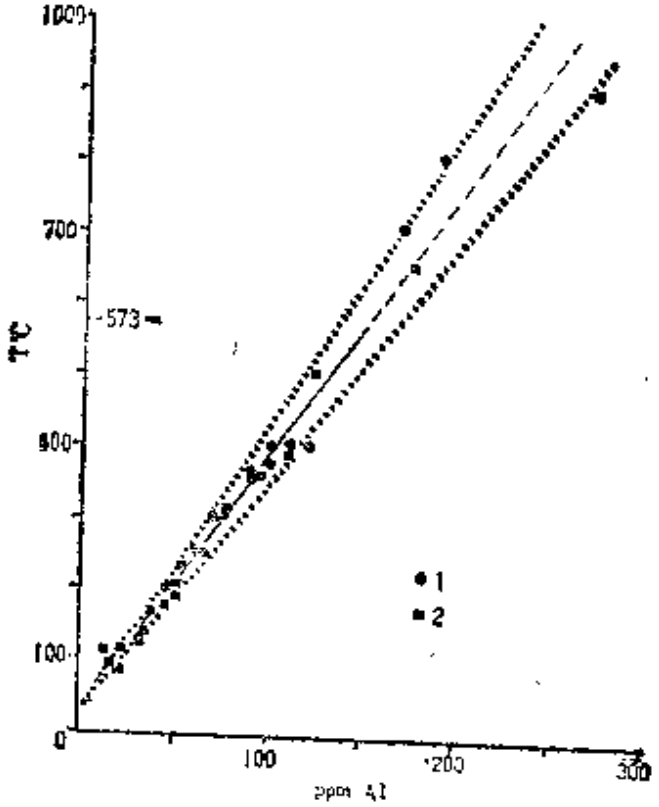


图5-5　天然与人工合成石英含Al量与温度关系
(据Dennen，1972)
1—人工合成样品，2—天然样品.

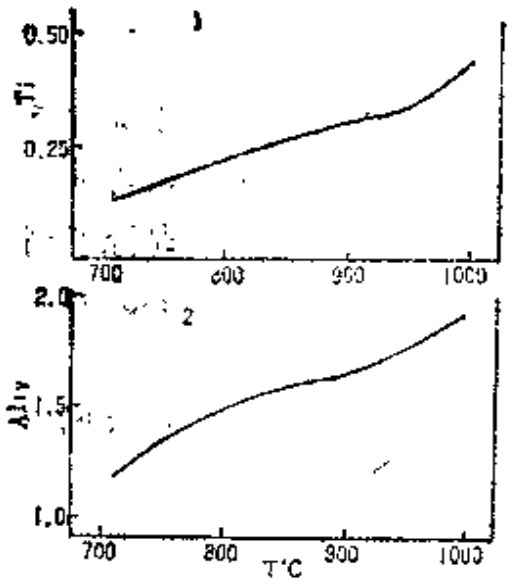


图5-6　角闪石的Ti(a)和Al_{IV}(b)随温度变化
(据Helz，1972简化)

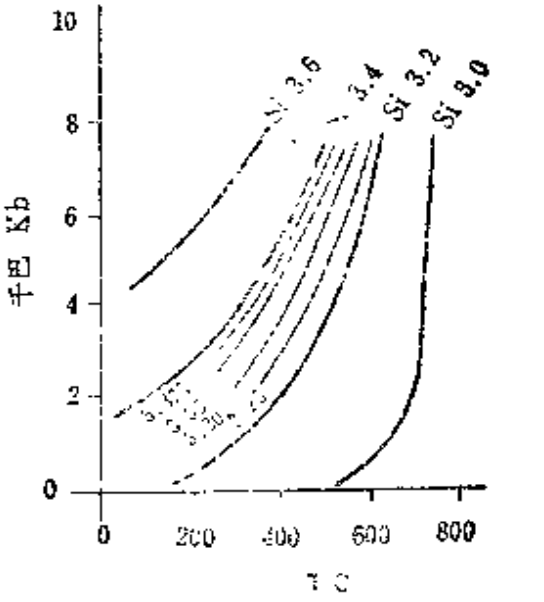


图5-7　白云母-多硅白云母Si的离子数与温压关系
(据Velde，1967)

次配位Al减少），故称多硅白云母。多硅白云母在一般区域变质的低温部分是稳定的。随温度降低，压力增高白云母多转变为多硅白云母。$3T$和$2M_1$型多硅白云母反映低温高压环境。Al_{IV}代换Si的数量愈低，压力愈高。图5-7为白云母-多硅白云母Si的离子数量与温压关系。已知白云母的大致形成温度及云母中Si的离子数可判断形成时的压力。

7. 黑云母　温度愈高，黑云母中Sc的含量愈低，可用来确定变质相的温度(图5-8)。

微量元素含量作为地质温度计，最大缺点是寄主岩石背景值的影响。所以常常造成误差，可配合其它地质温度计使用。类质同象温度计的例子还很多，这儿不能一一例举。

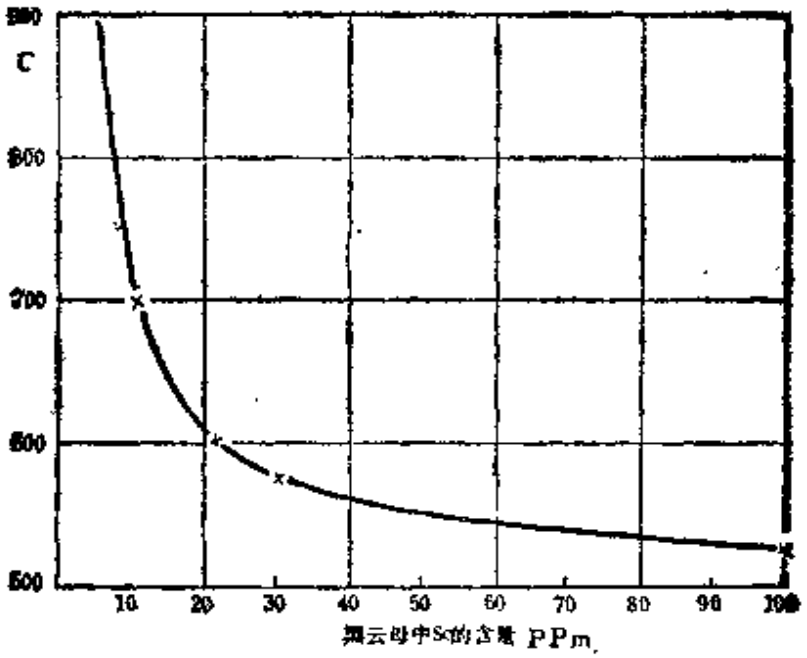


图5-8　黑云母中Sc的含量与温度关系
（据 дале лаксин 等，1973）
（Sc含量单位为 ppm）

以上温压计的使用必须注意使用条件：(1) 矿物成分简单或类质同象代换简单的矿物适于作温压计。(2) 当利用某元素在某矿物中代换数量作温压计时，必须介质中该元素浓度达"饱合"，

可根据共生矿物判断。(3) 矿物本身和共生矿物最好达平衡，如晶体内出现环带构造，矿物间出现交代关系则是不平衡的表现。(4) 注意要有温压校正。(5) 元素特别是微量元素代换作温压计时，要注意地球化学背景值。

(二) 元素分配温压计

类质同象温度计的缺点是受介质中元素浓度的影响较大，造成判断温度的误差。元素在共存相之间的分配，是元素分配温度计建立的重要依据。在一定的温度和压力下，分配系数是一个常数，这就减少了介质中元素浓度对温度计的影响。分配系数随温度变化的关系式为：

$$\ln K_D=\left(\frac{-\Delta H}{R}/T\right)+B.$$

ΔH 为该元素在相$_{\text{I}}$和相$_{\text{II}}$中溶解热之差，可以根据实验求出。R为气体常数。B为积分常数，也能求出。T为温度。因此，只要根据实验求出参数R、ΔH、B，就能得出K_D与温度的关系。以上参数对不同矿物相、不同元素的分配，其值不同。用微量元素分配确定结晶温度比较可靠，因为微量元素在矿物中的浓度低，与液态的稀释溶液相似，因而趋向于理想溶液。另外，其分配系数受压力影响较小。

常量元素在共存矿物中的分配原理，与微量元素相同。但由于常量元素浓度较大，不是理想溶液，因此，平衡常数与温压的关系（公式或图表）须通过大量的实验工作和野外工作来确定，K_D值应根据复合分配系数来计算。

1、*橄榄石(OL)和辉石(P_x)Ni分配温度计* 夏威夷劳雅火山在1965年3月5日发生了一次喷发。熔岩流进马考甫火山口的坑中，形成了马考甫火山熔岩湖，随着熔岩流渐渐冷却，熔体中析出部分橄榄石和辉石，它们与残余熔体处于平衡状态。这为研

究Ni在三种相（橄榄石、单斜辉石及玻璃体）中的分配，以及确定分配系数与温度间的关系，提供了天然的良好条件。测定每次采样温度的同时，用电子探针测定橄榄石、单斜辉石（C_{px}）和玻璃质中的Ni含量。测定结果见下表5-3（原表有Ni在玻璃中含量

表5-3　不同温度下Ni在OL和CPX中的分配

样　品	Ol 中的 Ni	C_{px} 中的 Ni	K_D OL/C_{px}	样品温度℃
1	1555ppm	255ppm	6.10	1160
2	1310	245	5.35	1120
3	955	240	3.98	1075
4	935	235	3.98	1070
5	840	220	3.82	1050

（据 Häkli, 1965）

随温度变化，此处从略）。由表可见，Ni 在橄榄石和单斜辉石中的分配系数，随温度降低而降低。其公式如下：

$$\ln K_D=(-1680/T^\circ\mathrm{K})+7.65.$$

求出 K_D 值后，可代入公式求出温度。适用范围为 T℃ $=1050-1160$℃。

2. Sr在斜长石(pL)及液体间分配温度计

此温度计是利用洋背玄武岩的样品作了精确测定后，所得出的以下公式(Ching-Oh Sun,1974)。

$$\ln K_D=(15121/T^\circ\mathrm{K})-9.909,$$

或　　$$\lg K_D=(6570/T^\circ\mathrm{K})-4.3.$$

K_D与T°K的相关关系见图5-9。

3. Ba、Y和REE在斜长石及液体间分配温度计

系在一个大气压，1150—1400℃时实验条件下确定的上述元素的分配系数与温度关系，公式如下(Drake, 1975)：

$$\ln K_D=(10800/T^\circ\mathrm{K})-8.85(\mathrm{Ba}),$$

$$\ln K_D=(-7700/T^\circ\mathrm{K})--1.16(\mathrm{Y}),$$

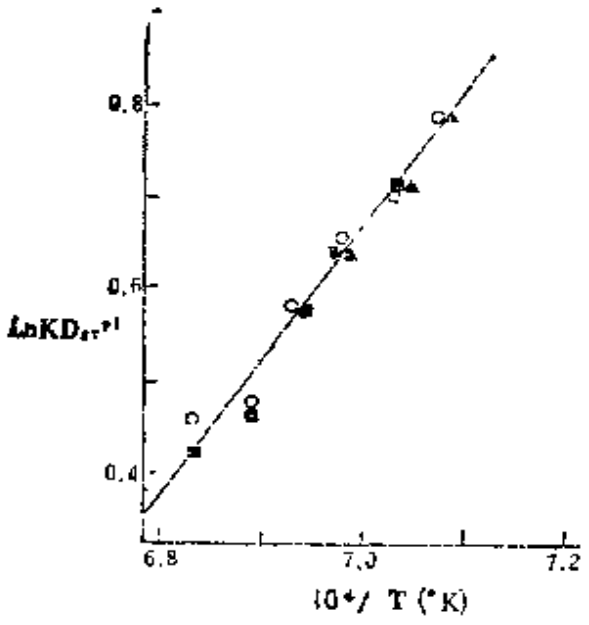


图5-9 Sr在斜长石-液体分配系数与温度关系
(据 Ching-Oh Sun, 1974)

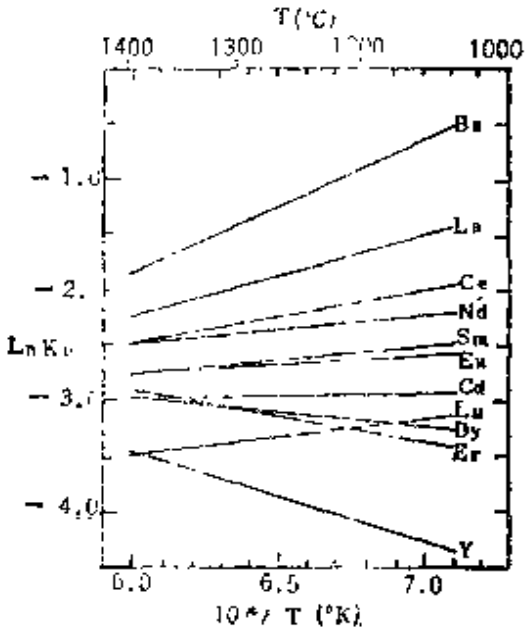


图5-10 Ba、Y、REE在斜长石-液体之间分配温度关系
(据Drake, 1975)

$$\ln K_D=(7000/T^\circ K)-6.40(La),$$
$$\ln K_D=(4600/T^\circ K)-5.21(Ce),$$
$$\ln K_D=(2900/T^\circ K)-4.22(Nd),$$
$$\ln K_D=(2340/T^\circ K)-4.13(Sm),$$
$$\ln K_D=(1560/T^\circ K)-3.65(Eu),$$
$$\ln K_D=(240/T^\circ K)-3.09(Gd),$$
$$\ln K_D=(-2360/T^\circ K)-1.54(Dy),$$
$$\ln K_D=(-4620/T^\circ K)-0.12(Er),$$
$$\ln K_D=(3200/T^\circ K)-5.40(Lu).$$

根据关系式作出的分配系数与温度相关关系见图5-10 (Drake, 1975)。

4. 铁钛氧化物Ti分配温度计 此温度计是由布丁顿和林斯利(Buddington & Lindsley, 1964)提出的，可作为标定其他地质温度计的标准。此温度计是建立在FeO-Fe_2O_3-TiO_2体系相

平衡基础上的。钛铁晶石-磁铁矿固溶体实际上是与赤铁矿-钛铁矿固溶体平衡时形成的，体现了Ti在以上平衡条件下在磁铁矿和赤铁矿中的分配，其交换反应可用下式表达：

$$\underset{\text{钛铁晶石}}{X\mathrm{Fe_2TiO_4}}+(1-X)\underset{\text{磁铁矿}}{\mathrm{FeFe_2O_4}}+1/4\mathrm{O_2}$$

$$\rightleftharpoons\underset{\text{钛铁矿}}{X\mathrm{FeTiO_3}}+(2/3-X)\underset{\text{赤铁矿}}{\mathrm{Fe_2O_3}}。$$

该反应的平衡常数：

$$K_D=(a^{\alpha\text{相}}_{\mathrm{FeTiO_3}})^x(a^{\alpha\text{相}}_{\mathrm{Fe_2O_3}})^{3/2-x}$$

$$/\,(a^{\beta\text{相}}_{\mathrm{FeTiO_4}})^x(a^{\beta\text{相}}_{\mathrm{FeFe_2O_4}})^{1-x}(f\mathrm{O_2})^{1/4}。$$

α相——钛铁晶石＋磁铁矿固溶体，β相——钛铁矿＋赤铁矿固溶体。根据实验资料编制了共存钛铁晶石—磁铁矿固溶体与钛铁矿—赤铁矿固溶体（克分子%）的平衡温度与氧逸度($\lg f\mathrm{O_2}$表示)的关系图，(图5-11)。测试样品最好是钛铁矿—磁铁矿的连生体，即磁铁矿中的钛铁矿条片或颗粒，分别用探针分析二者的成分。据磁铁矿成分计算出磁铁矿(Mt)和钛铁晶石(U_{ss})的百分含量，据钛铁矿的成分计算出钛铁矿(IL)和赤铁矿(Hem)的百分含量，据图5-11能得出结晶温度及氧逸度对数值。

劳威等(Powell 等，1977)又提另一个钛铁氧化物Ti分配地质温度计，其计算公式为：

$$\ln K_{D\,\mathrm{Ti}}^{Mt\text{-}Hem}=-8155/T+4.59。$$

$$K_{D\,\mathrm{Ti}}^{Mt\text{-}Hem}=(1-X^{Hem}_{\mathrm{Fe_2TiO_4}})(X^{Mt}_{\mathrm{Fe_2TiO_4}})$$

$$/(1-x^{Mt}_{\mathrm{Fe_2TiO_4}})\cdot(x^{Hem}_{\mathrm{Fe_2TiO_4}})。$$

5. *硫化物微量元素分配温度计* 硫化物矿床以黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿、方铅矿和闪锌矿最常见，微量元素$\mathrm{Mn^{2+}}$、Co、$\mathrm{Ni^{2+}}$、$\mathrm{Cd^{2+}}$等在常见共生硫化物间分配，可作温度计使用，压力影响不大，且计算简便。计算公式见表5-4。

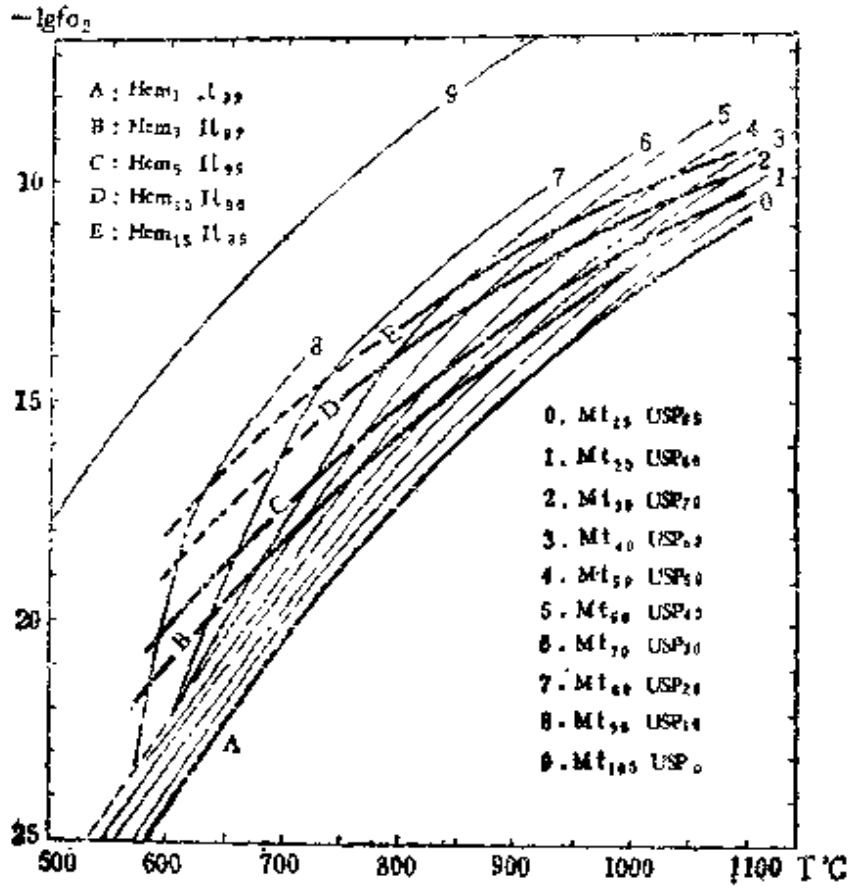


图5-11 Fe-Ti氧化物温度计
(据 Buddington等, 1964)

用以上温度计确定硫化物矿床成矿温度上有一定的可靠性，举例如下（表5-5.6)*

1—6温压计主要是根据一种微量元素在两种共生矿物之间的分配，即接近能斯特定律的理想溶液，公式和计算都比较简单，计算温度也比较可靠。下面主要是一种常量元素在两种共生矿物之间的分配或两种常量元素在两种共生矿物之间的交换分配为原理的温压计，偏离了理想溶液，为消除影响因素，计算公式比较复杂，为简化起见，有的可用图直接求温度、压力。

6. 石榴石(*Gar*)—斜长石(*Pl*)Ca的分配压力计

石榴石-斜长石-矽线石-石英共存条件下，Ca 在石榴石和斜

表5-4 硫化物矿物微量元素分配温度计*

编号	分配系数 K_D	按摩尔分数地温计	按重量分数地温计	温度范围(℃)
1	$K_{Cd}^{S_{ph}-G_n}=CdS_{S_{ph}}/CdS_{G_n}$	$\lg K=(2080/T°K)-1.47$	$\lg K=2080/T°K-1.08$	600—800
2	$K_{Cd}^{W_z-G_n}=CdS_{W_z}/CdS_{G_n}$	$\lg K=(2080/T°K)-1.83$	$\lg K=(2080/T°K)-1.54$	600—890
3	$K_{Mn}^{S_{ph}-G_n}=MnS_{S_{ph}}/MnS_{G_n}$	$\lg K=(1410/T°K)-0.40$	$\lg K=(1410/T°K)-0.01$	600—850
4	$K_{Mn}^{W_z-S_{ph}}=MnS_{W_z}/MnS_{S_{ph}}$	$\lg K=(1890/T°K)-0.74$	$\lg K=(1890/T°K)-0.53$	600—850
5	$K_{Co}^{P_o-P_y}=(Co_{P_o}/Co_{P_y})\times 0.75$		$\lg K=(1859/T°K)-3.54$	600—300
6	$K_{Ni}^{P_o-P_y}=(Ni_{P_o}/Ni_{P_y})\times 0.75$		$\lg K=(2808/T°K)-3.69$	500—300
7	$K_{Co}^{C_p-P_y}=(Co_{C_p}/Co_{P_y})\times 1.53$		$\lg K=(774/T°K)-1.844$	890—350
8	$K_{Cd}^{S_{ph}-G_n}=CdS_{S_{ph}}/CdS_{G_n}$		$\lg K=(1663/T°K)-1.844$	890—350
9	$K_{Mn}^{S_{ph}-G_n}=Mn_{S_{ph}}/Mn_{G_n}$		$\lg K=(1299/T°K)+0.099$	890—350
10	$K_{Co}^{P_o-C_p}=(Co_{P_o}/Co_{C_p})\times 0.84$		$\lg K=(1087/T°K)-1.704$	600—300

(1—4据 Bethke & Barton, 1971; 5—10据 Безмен & Гелетий, 1975—1979).
S_{ph}—闪锌矿, G_n—方铅矿, W_z—纤锌矿, C_p—黄铜矿, P_o—磁黄铁矿, P_y—黄铁矿

* 引自童潜明, 1983, 地质与勘探, 6期。

表5-5　瑞典某矽卡岩矿床中Ni在FeS-FeS_2间分配温度

矿床	Ni%		温度 ℃
	FeS	FeS_2	
罗列春	0.02	0.01	440
	0.01	0.003	410
	0.01	0.01	510
罗姆尔别格特	0.08	0.007	340
林斯柳德	0.01	0.007	490
里赫妍特列斯克	0.07	0.007	350
拉纳尔	0.006	0.019	600

表5-6　苏联卡梅砷黄铁矿多金属矿中Co在$CuFeS_2$-FeS间分配温度

地质简况	阶段	Co%		温度 ℃
		$CuFeS_2$	FeS	
产于酸性凝灰岩、凝灰角砾岩中，共生的黄铁矿—黄铜矿有早、晚两期	早期	0.0044	0.020	290
		0.0024	0.0130	325
		0.0017	0.009	320
		0.0017	0.008	290
		0.0045	0.027	345
		0.0035	0.023	360
		0.0044	0.020	290
	晚期	0.003	0.0085	220
		0.005	0.0140	210
		0.0036	0.0064	160
		0.003	0.0047	150
		0.003	0.0054	160
		0.0044	0.009	180
		0.010	0.016	160
		0.005	0.007	130
		0.0054	0.015	170

* 据章潜明，1983，地质勘探，5期，25—32

长石之间的分配平衡压力计，计算公式(Ghent 等，1979)如下：

$$0=(-2511.4/T)+7.1711$$
$$-[0.2842(P-1)/T]+\lg K_x-0.4,$$
$$K_x=(x_{Ca}^{Pl})^3/(x_{Ca}^{Gar})^3.$$

该压力的精度是±1.6千巴。

7. 透辉石—顽火辉石Ca、Mg分配温压计

汉森(Hensen,1973)、迈森和别契尔，(Mysen & Boettcher, 1975) 对透辉石—顽火辉石二元系的实验研究发现，在40千巴以下，它们的成分与温度及压力有明显的相关性。尼赫鲁(Nehru, 1976) 在温度900—1500℃之间，压力在40千巴以下对贫铁的顽火辉石—透辉石二元系进行了实验矿物学研究，发现

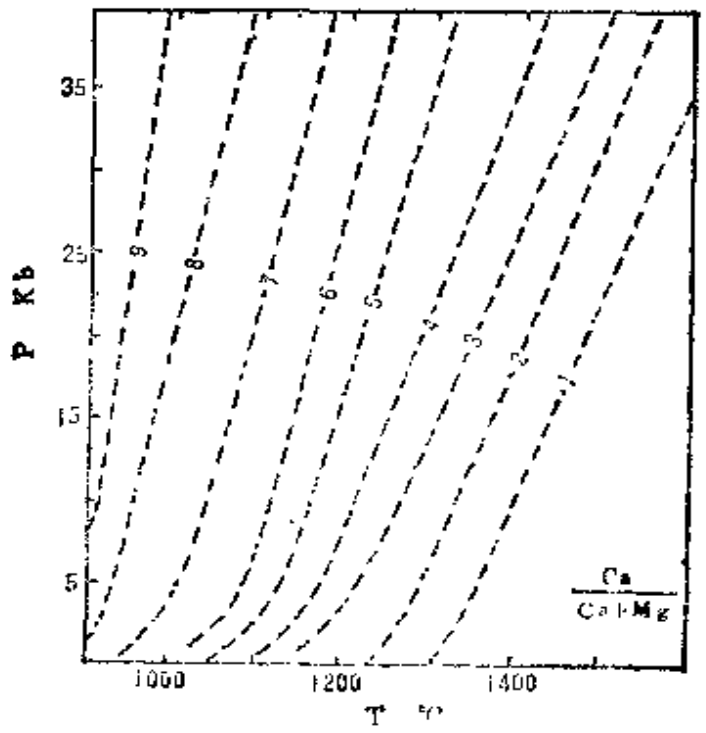


图5-17 贫铁透辉石共生的顽火辉石Ca/Ca+Mg(Mol%)与温压相关图

(据 Nehru, 1976)

1-9. 其比值分别为0.050、0.045、0.040、0.035、0.030、0.025 0.020、0.015、0.010

顽火辉石中，Ca/Ca+Mg(*Mol%*)比值不仅受温度控制，而且受压力的影响，并作出了贫铁系透辉石及与其共生的顽火辉石中，上述比值与温度和压力的相关图(图5-12)。如能用其他方法估算出温度，即可用来作地压力计；如已知压力，即可用做温度计。这种温度计适用于二种辉石含铁很低的条件下，因此应用不广，因为天然辉石总是含一定量的铁。如对有些金伯利岩中的石榴石二辉橄榄岩包体可能符合使用条件。

8. *二辉石*Al_{VI}、Cr分配温度计　迈森（Mysen，1976）认为斜方辉石*Opx*和单斜辉石(*Cpx*)中Al_{VI}和Cr具有类似的地球化学性质，皆处于六次配位，其交换反应是：

$$CaAlAlSiO_6+MgCrAlSiO_6=CaCrAlSiO_6+MgAlAlSiO_6.$$

$$K_D=\left(\frac{Al_{VI}}{Cr}\right)^{Opx}\Big/\left(\frac{Al_{VI}}{Cr}\right)^{Cpx}.$$

他用7.5—30*Kb*压力下的实验数据，标定了作为地质温度计的关系式：

$$1/T^\circ K=(0.26\pm0.01)\ln K_D+(0.67\pm0.01). \qquad (1)$$

根据实验数据，不管压力如何，共存辉石之间Al_{VI}和Cr的含量呈线性关系。经过换算可得出下列二式：

对单斜辉石：
$$1/T^\circ K=0.26\left\{\frac{Cr}{Al_{VI}}\left[0.72Al_{VI}+0.01336/0.58-0.00128\right]\right\}+0.67. \qquad (2)$$

对斜方辉石：
$$1/T^\circ K=0.26\left\{\frac{Cr}{Al_{VI}}\left[1.72Cr+0.00128/1.39Al_{VI}-0.0136\right]\right\}+0.67. \qquad (3)$$

因此，只要知道一种辉石的Al_{VI}和Cr的含量，就可用(2)、(3)式估算平衡温度。用(2)、(3)式估计的温度比(1)式稍大一些。

此温度计适用于尖晶石二辉橄榄岩和二辉岩、石榴二辉橄榄岩和二辉岩，但不适用于富Cr的橄榄岩，必须单斜辉石和斜方辉石$Cr_2O_3 \leqslant 1\%$以及$Al_2O_3 \leqslant 6\%$，石榴石$Cr_2O_3 \leqslant 3\%$(均为重量百分比)。

9. *石榴石-角闪石* Mg、Fe 分配温度计　别尔丘克 (Перчук, 1966, 1967) 研究表明：在体系总体成分不变的情况下，随温度和压力的增高，该共存对石榴石含 Mg 量相应增加，而角闪石含 Mg 量相应减少；随温度和压力降低，石榴石的Fe含量增加，而与其平衡的角闪石Fe含量减少；在任何成分的岩石中，随温度增高而压力降低，石榴石含Mg增加，而角闪石含Mg量保持衡定；当温度和压力都降低时，石榴石Mg含量减少(图5-13、14)。

10. *普通角闪石 (Am)-斜长石 (Pl)Ca 分配等温线*　别尔

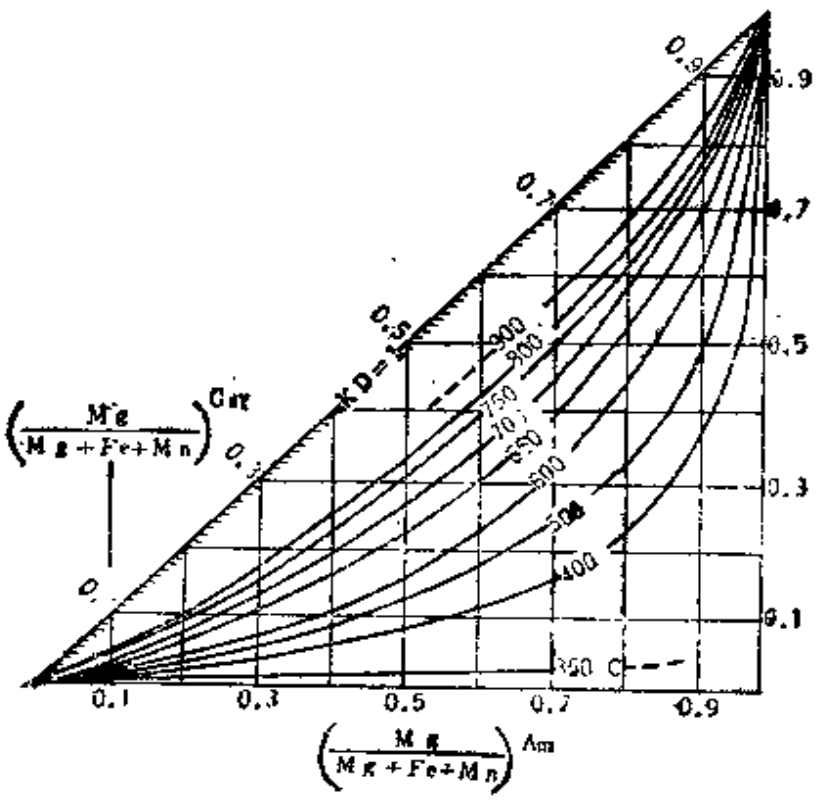


图 5-13　共存角闪石和石榴石之间Mg分配等温线
(据Перчук, 1967) *Gar*石榴石，*Am*角闪石

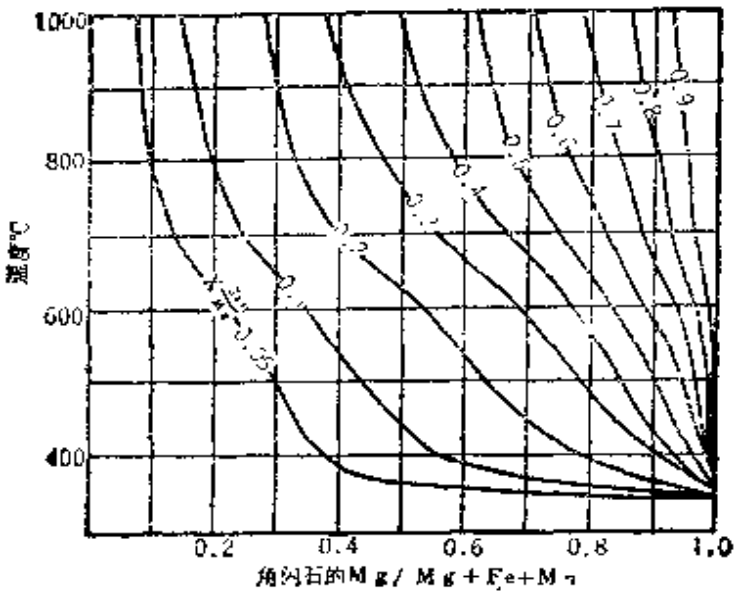


图 5-14　与石榴石共生的角闪石相图

(据Перчук, 1967) X_{Mg}^{Gar} 为石榴石的Mg/Mg+Fe+Mn

丘克(1967)还提出了共存角闪石-斜长石Ca的分配与温度关系(图5-15)。压力对这种分配影响不大。此图可用于深成岩和变质岩。可用以较简便粗略地估计温度。

11. *石榴石 (Gar)-黑云母 (Bi)* 中Mg-Fe分配温度计　萨克森纳(Saxena, 1968)指出，共存的石榴石和黑云母之间Fe的分配，随变质温度升高而减小，麻粒岩相中平均值为5.6，绿帘角闪岩相中平均值为9.0。别尔丘克(1970)提出Mg在黑云母和石榴石之间的分配与温度之间的关系(图5-16)。但由于其它组分对Mg-Fe分配的影响，而导致误差，因此，上述温度计仅能作为参考数据。萨克森纳(Saxena, 1969)考虑其它因素对分配的影响，求得了变换分配系数K_D'（石榴石以12个氧原子为基础和黑云母以22个氧原子为基础的阳离子数进行计算)。

$$K_D' = 0.5013 K_D - 0.4420 X_{Fe}^{Gar} + 0.1506 X_{Fe}^{Bi}$$

$$- 0.3474 X_{Mn}^{Gar} + 0.0865 X_{Ca}^{Gar} - 0.0333 X_{Al^{IV}}^{Bi}$$

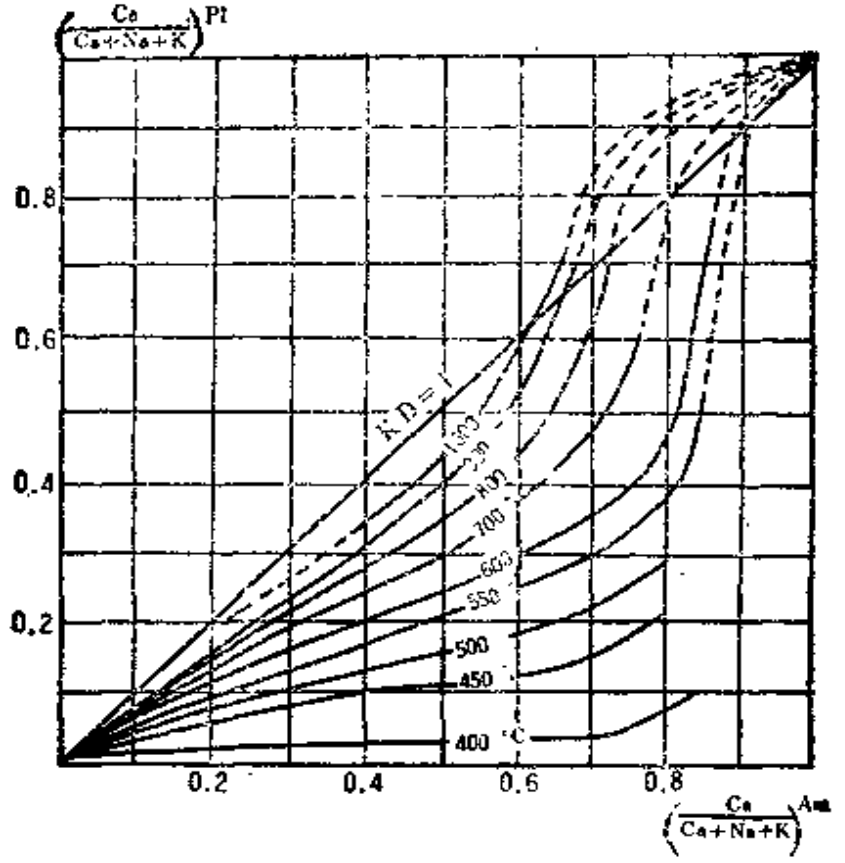


图 5-15　共存的角闪石和斜长石之间Ca分配等温线图
(据 Перчук, 1966)

$$-0.3165\,X^{Bt}_{Al_{VI}}+0.5488\,X^{Bt}_{Ti}.$$

$$K_D=X^{Bt}_{Fe}\cdot X^{Gar}_{Mg}/X^{Bt}_{Mg}\cdot X^{Gar}_{Fe}.$$

变换分配系数可用来估算岩石的再结晶温度(图5-17)，在4—8千巴压力范围内是比较可靠的，且温度愈高，估计愈准确。

12. *石榴石(Gar)-堇青石(Cord)温度计*　石榴石-堇青石对 Mg 的分配主要受温度制约，而压力影响不大。因此，别尔丘克(1969)设计的石榴石-堇青石相关关系图，可用来较精确地估计温度。总的趋势是随着温度升高，镁向石榴石富集(图5-18)。

13　*方解石-白云石温度计*　方解石与白云石共存时，可采用毕克尔和鲍威尔(Bickle&Powell, 1977)地质温度计。只要

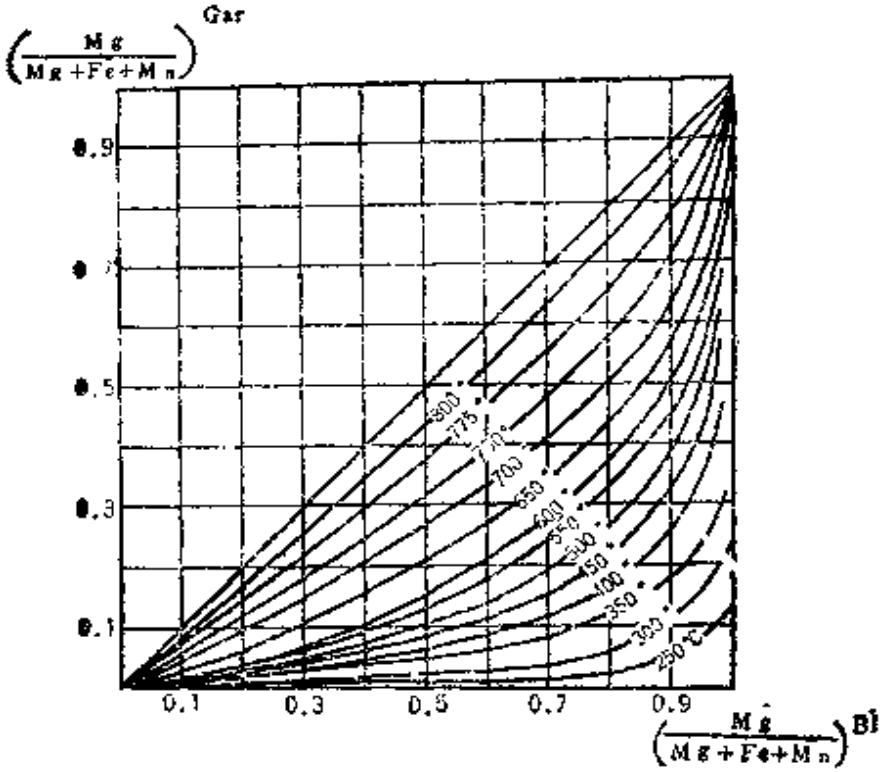


图 5-16　变质岩中，黑云母与石榴石共生矿物对的Mg/Mg+Fe+Mn分配系数与变质温度关系
（据Ilepyn, 1970）对角线$K_D=1$

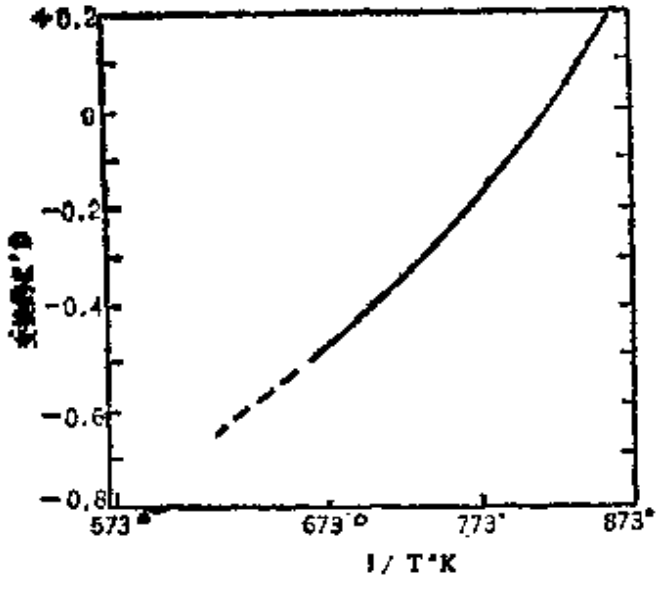


图 5-17　共存石榴石和黑云母之间变换的Mg-Fe^{2+}分配系数(K'_D)与温度关系
（据Saxena, 1969）

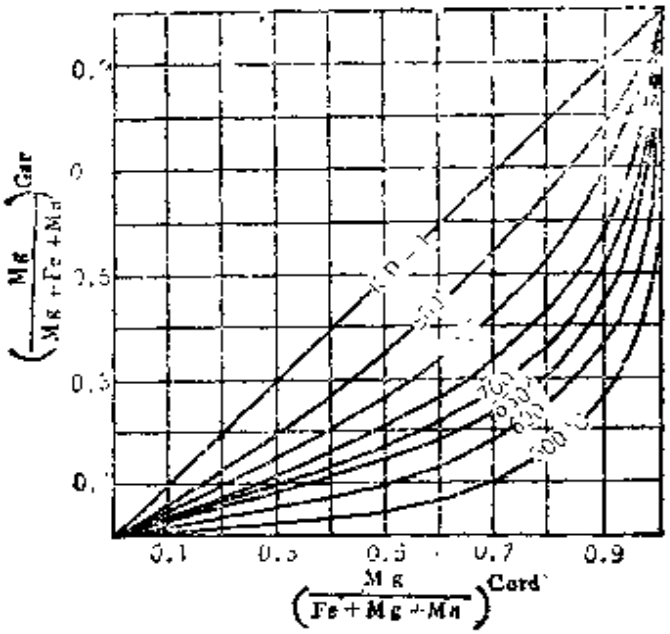


图 5-18　共存石榴石-堇青石相关关系图
(据 Перчук, 1969)

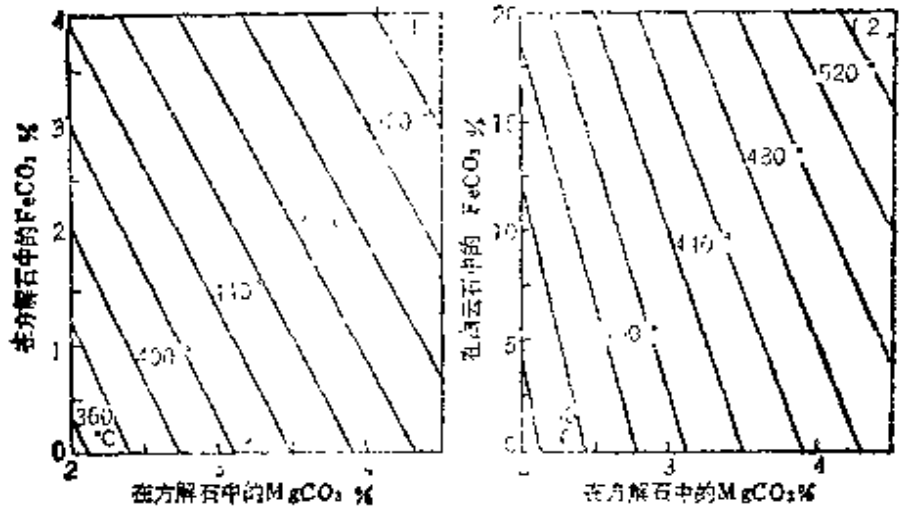


图 5-19　方解石-白云石地质温度计图解
(适用于 5 千巴压力)
(据 Bickle & Powell, 1977)

知道方解石中的$MgCO_3$和$FeCO_3$，以及白云石的$FeCO_3$，就可利用图5-19来估算它们的平衡温度。如果它们是真正平衡共存，根据(1)、(2)求出的温度十分接近。此地质温度计精度<±30℃。

14. *方解石(Cc)和白云石(Do)共生地温计和地压计* 塔兰蔡夫 (Таланцев, 1976) 确定了白云石和方解石共生时的温度和压力条件，经过了大量的实验工作，可以在图上同时确定温度和压力(图5-20)。

$$Mg'_{c_c}=Mg_{c_c}\cdot[1+f(Fe_{c_c})+f(Mn_c)],$$

$$f(Fe_{c_c})=11.54Fe_{c_c}+1.6Fe^2_{c_c}+544Fe^3_{c_c},$$

$$f(Mn_{c_c})=8.4Mn_{c_c}-56Mn^2_{c_c}.$$

Mg_{c_c}为Mg/Ca+Mg+Fe+Mn.

Fe_{c_c}为Fe/Ca+Mg+Fe+Mn.

Mn_{c_c}为Mn/Ca+Mg+Fe+Mn.

Fe_{c_c}/Fe_{D_o}为方解石与白云石之间Fe组分的分配系数K_D(Fe)，Fe_{D_o}为白云石中Fe/Ca+Mg+Fe+Mn。

此地温地压计误差为±5%T℃，±20%P(千巴)。

例：苏联乌拉尔某金矿的滑石菱镁矿化带共存的方解石与白云石，成分如下：

方解石：$Ca_{0.471}, Mg_{0.006}, Fe_{0.018}, Mn_{0.005}, CO_3$.

白云石：$Ca_{0.466}, Mg_{0.392}, Fe_{0.137}, Mn_{0.005}, CO_3$.

$Mg'_{c_c}=0.008$，$K_{D(Fe)}=0.131$.

据图5-20求得该岩石温度为190±10℃，压力为1.4±0.3千巴。与根据原生气液包体测得的均匀化温度为170—210℃基本上符合。

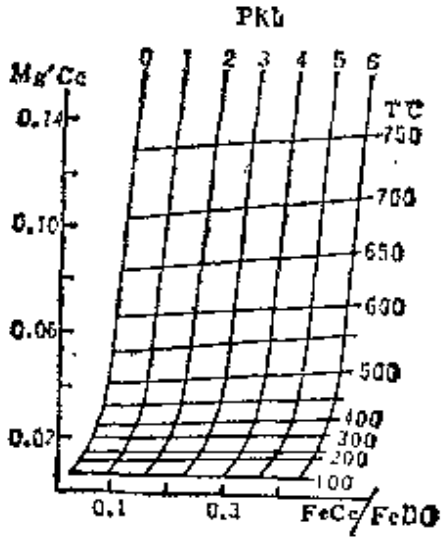


图5-20 *共存方解石-白云石地质温度计与压力计*
(据Таланцев, 1976)

15. *二长石地质温度计* 碱性长石Af和斜长石(Pl)共生时可使用这种温度计。巴尔特 (Barth, 1951) 提出的二长石温度计是建立在理想溶液基础上的，其运算公式

为：

$$lnK_n=\frac{1400}{T}+0.8.$$

在六十年代巴尔特温度计在确定岩浆温度，特别在确定交代成因花岗岩还是侵入花岗岩，作了大量的对比，解决了一些长期争论的问题。另外在划分变质相方面也起了重要作用。之后别尔丘克等(1968)、塞克(Seck，1971)相继对二长石温压计进行了研究，提出了相应的温压计。斯托默(Stormer，1975)提出的二长石温度计比巴尔特二长石温度计有很大改进，主要是考虑了压力影响，并有丰富的实验资料，并结合了自然界的共生特点，提出了计算公式及图表(图5-21)，但计算公式比较复杂。可利用图5-21曲线确定不同压力下的温度值，精确度较高，误差±30℃。此温度计仅适用于透长石-高温钠长石系列。

在使用元素分配地质温压计时（包括微量与常量）时，应切实注意以下问题：(1)从分配系数的定义可知，它是在一定温度、压力及组分浓度条件下的平衡状态求得的，因此，使用的矿物对必须平衡共生；(2) 元素的赋存状态必须是类质同象混入物，因为这样才能在矿物中均匀分布和受热力学条件的控制，若为表面吸附或机械混入物则不符合分配定律，而造成误差；(3) 在利用电子探针来确定微量元素含量时，要选择相互毗邻的矿物，因为相互毗邻的矿物达到平衡的机会更多；(4) 在岩石中，往往多世代的矿物互相迭加，因此，所挑选的单矿物应属于同一世代的。

最后需指出，以上温压计只是矿物达到平衡时的温度，而不是结晶时的温度。

(三) 稳定同位素温度计

稳定同位素温度计是近年发展起来的一种测温法。由于它具

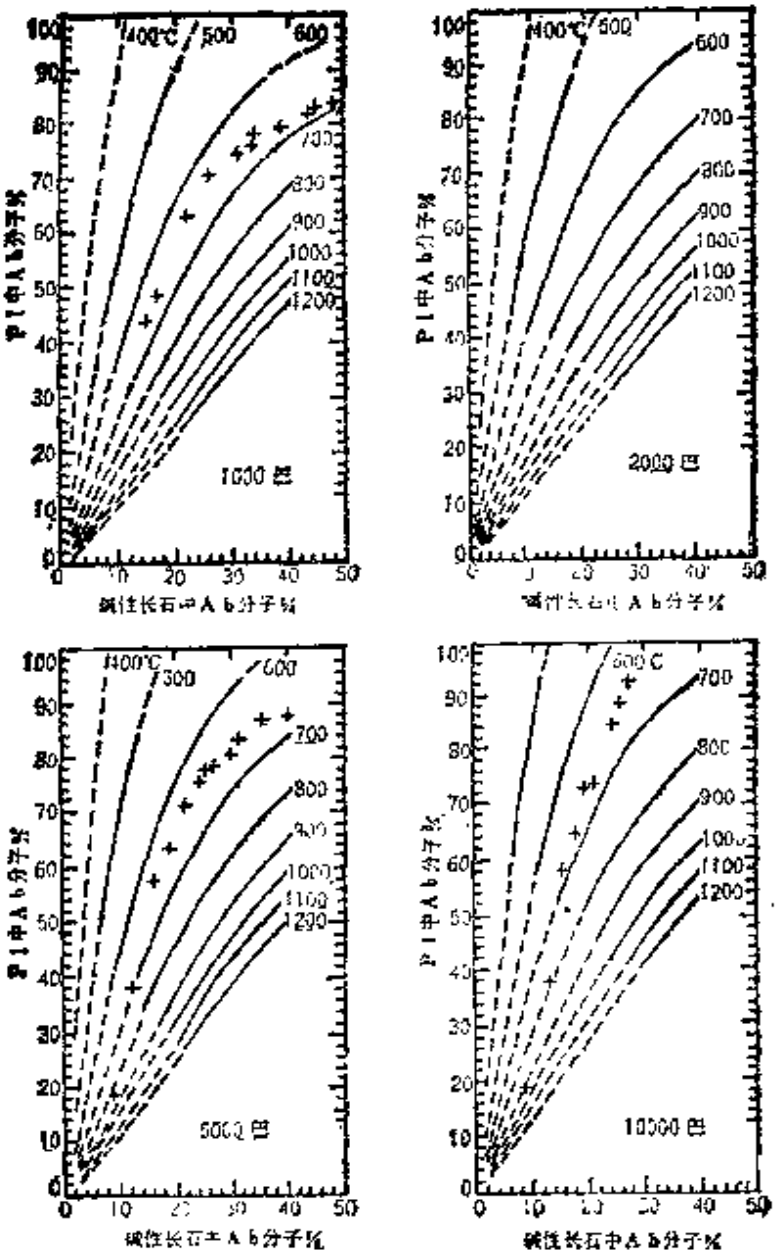


图5-21　高温透长石-高温钠长石系列的共存二长石之间钠长石分子等温分配图

（据 Stormer, 1975）

有自己独特的优越性而受到极大的重视。其突出的优点是：适用于各种地质温度，且灵敏度高，而其它一些矿物温度计灵敏度随温度增高而显著减小。另一优点是不受压力变化的影响，因为同位素的置换对分子和晶体体积影响很小。目前随着实验数据的积

累和质谱分析技术的改进，同位素测温精度不断提高，方法日趋完善。目前应用较多的是O^{18}/O^{16}，和S^{34}/S^{32}。

尤里（Urey 1947）提出了同位素交换反应的分馏理论。某一元素的同位素在共存的几个相之间分布不等，它们是同位素热动力学性质的函数。同位素平衡交换反应可用下式表示：

$$aA_1+bB_2 \rightleftharpoons aA_2+bB_1.$$

式中 A、B 为两种化合物，1、2为其中所含某种元素的轻、重同位素分子。

分馏系数 $\alpha_{A-B}=R_A/R_B$。R 为该化合物中重、轻同位素数目比值。两种物质间同位素分馏程度以两种物质中同位素数目比值之商表示，称为分馏系数。

在稳定同位素测试中，它们的丰度，通常用测量欲测样品与某标准样品的重、轻同位素数目比值，通用单位是千分数(‰)表示的δ值。δ值即：

$$\delta_{样品}(‰)=(R_{样品}/R_{标样}-1)\times 1000.$$

其中 $R_{样品}$为欲测样品中重、轻同位素数目比值，$R_{标样}$ 为标准样品中重、轻同位素数目比值。对于氧同位素则为

$$\delta_{样品}(‰)=[(O^{18}/O^{16})_{样品}/(O^{18}/O^{16})_{标样}-1]\times 1000。$$

经过推导：

$$\alpha_{A-B}=(1+\delta_A/1000)/(1+\delta_B/1000)=\delta_A+1000/\delta_B+1000,$$

两边取对数：

$$1000ln\alpha_{A-B}=1000ln(1+\delta_A/1000)/(1+\delta_B/1000)$$

近似写成：

$$\Delta_{A-B}=\delta_A-\delta_B=1000ln\alpha_{A-B}.$$

同位素分馏系数是温度的函数，温度降低，同位素分馏加强，其关系如下：

$$1000ln\alpha=10^6A/T^2+B(温度^\circ K)$$

对不同矿物-水及不同的矿物对其 A B 可以根据实验求出。

表 5-7　　实验测出的一些矿物—水的氧同位素分馏系数与温度之间关系

矿物—水	关　系　式	资　料　来　源	备　注
石英—水	$1000\ln\alpha=3.26\times10^{6}T^{-2}-2.98$	贝克尔　1976	
石英—水	$1000\ln\alpha=3.38\times10^{6}T^{-2}-3.40$	克莱顿，奥尼尔　1972	300—500℃
石英—水	$1000\ln\alpha=2.51\times10^{6}T^{-2}-1.95$	克莱顿，奥尼尔　1972	500—750℃
白云母—水	$1000\ln\alpha=2.38\times10^{6}T^{-2}-3.85$	奥尼尔，泰勒　1969	
碱性长石—水	$1000\ln\alpha=2.91\times10^{6}T^{-2}-3.41$	奥尼尔，泰勒　1967	
钙长石—水	$1000\ln\alpha=2.51\times10^{6}T^{-2}-3.82$	奥尼尔，泰勒　1967	
方解石—水	$1000\ln\alpha=2.78\times10^{6}T^{-2}-3.39$	奥尼尔等　1969	
白云石—水	$1000\ln\alpha=3.2\times10^{6}T^{-2}-2.0$	诺斯罗普，克莱顿　1966	
白云石—水	$1000\ln\alpha=3.08\times10^{6}T^{-2}-3.24$	麦的赫斯　1977	
重晶石—水	$1000\ln\alpha=3.01\times10^{6}T^{-2}-7.3\pm0.1$	日下部，罗宾逊　1977	110—360℃
磁铁矿—水	$1000\ln\alpha=-1.60\times10^{6}T^{-2}-3.61$	伯顿1972　安德逊1971	700—800℃
赤铁矿—水	$1000\ln\alpha=0.75\times10^{6}T^{-2}-8.0\pm1.0$	奥尼尔　1966	<400℃
重晶石—水	$1000\ln\alpha=2.57\times10^{6}T^{-2}-4.73$	奥尼尔　1969	
黑钨矿—水	$1000\ln\alpha=3.0\times10^{6}T^{-2}-9.9$	兰弟斯，拉尹　1974	
燧石—水	$1000\ln\alpha=3.09\times10^{6}T^{-2}-3.29$	奥斯克瓦里克佩里　1976	
金红石—水	$1000\ln\alpha=-4.1\times10^{6}T^{-2}+0.96$	安迪，加里克　1974	575—775℃
磁铁矿—水	$1000\ln\alpha=-1.47\times10^{6}T^{-2}-3.70$	伯廷加　1973	500—800℃
菱铁矿—水	$1000\ln\alpha=2.88\times10^{6}T^{-2}-2.77$	贝克尔　1972	
硬石膏—水	$1000\ln\alpha=3.21\times10^{6}T^{-2}-5.22$	Kucakabe 等　1979	
重晶石—水	$1000\ln\alpha=3.61\times10^{6}T^{-2}-7.30$	Kucakabe 等　1979	

（据宜昌地矿所，1982）

表 5-8　　实验测定的一些矿物对氧同位素分馏系数与温度之间关系

矿物对	关系式	资料来源	备注
石英—长石	$1000\ln\alpha=(0.97+1.04\beta)\times10^6T^{-2}$	贾维约 1977	
石英—辉石	$1000\ln\alpha=2.75\times10^6T^{-2}$	贾维约 1977	
石英—橄榄石	$1000\ln\alpha=3.91\times10^6T^{-2}$	贾维约 1977	
石英—角闪石	$1000\ln\alpha=3.15\times10^6T^{-2}-0.30$	贾维约 1977	
石英—白云母	$1000\ln\alpha=2.2\times10^6T^{-2}-0.60$	贾维约 1977	
石英—黑云母	$1000\ln\alpha=3.69\times10^6T^{-2}-0.60$	贾维约 1977	
石英—磁铁矿	$1000\ln\alpha=5.57\times10^6T^{-2}$	贾维约 1977	
石英—钛铁矿	$1000\ln\alpha=5.29\times10^6T^{-2}$	贾维约 1977	
石英—石榴石	$1000\ln\alpha=2.88\times10^6T^{-2}$	贾维约 1977	
石英—绿泥石	$1000\ln\alpha=5.44\times10^6T^{-2}-1.63$	贾维约 1977	
石英—蛇纹石	$1000\ln\alpha=5.44\times10^6T^{-2}-1.63$	贾维约 1977	
石英—方解石	$1000\ln\alpha=0.6\times10^6T^{-2}$	克莱顿 1972	
钠长石—钙长石	$1000\ln\alpha=1.08\times10^6T^{-2}$	奥努玛等 1972	
斜长石—辉石	$1000\ln\alpha=1.17\times10^6T^{-2}$	克莱顿 1972	
斜长石—磁铁矿	$1000\ln\alpha=(4.72-1.19\beta)\times10^6T^{-2}$*	安德逊 1971	
白云母—方解石	$1000\ln\alpha=0.56\times10^6T^{-2}+0.42$	奥尼尔 1966	
白云母—方解石	$1000\ln\alpha=0.5\times10^6T^{-2}$	Northrop 1966	300—510℃
石英—磁铁矿	$1000\ln\alpha=4.32\times10^6T^{-2}+1.45$	Shick 等 1974	500—700℃
石英—磁铁矿	$1000\ln\alpha=5.20\times10^6T^{-2}$	Shick 等 1974	200—500℃
白云石—方解石	$1000\ln\alpha=0.28\times10^6T^{-2}-0.18$	Matthews 1977	

* β为斜长石中钙长石的克分子数（据宜昌地矿所，1981）

1. **氧同位素地温计** 含氧的矿物与水之间的氧同位素分馏效应很强，是理想的测温介质。其计算公式为：

$$1000 ln\alpha = 10^6 A/T^2 + B$$

表 5-7 为实验测定的 A、B 值。通过实测单矿物和气液包体水的 δO^{18} 值，可根据该系列系数代入测温方程计算成矿温度。但应注意，包体水样应取自非含氧矿物，如萤石、硫化物等，因为含氧矿物中的包体水同位素组成，在成岩成矿之后的低温会重新发生同位素交换。

平衡共生的含氧矿物对的氧同位素分馏与温度关系的实验公式见表5-8。求得共生矿物系列的 δO^{18} 值，代入公式也能求出温度。例如某火成岩中测得石英的 δO^{18} 值为 +12‰，共生磁铁矿 δO^{18} 值为 +6‰。由表5-8查得石英-磁铁矿关系式为：

$$1000 ln\alpha = 5.57 \times 10^6 T^{-2}$$

$$\delta O^{18}_{石英} - \delta O^{18}_{磁铁矿} = +12‰ - (+6‰) = +6‰$$

$$T^2 = 5.57 \times 10^6 / 6 \doteq 0.93 \times 10^6$$

$$T = 965^\circ K = 692℃$$

2. **硫同位素温度计** H_2S 是各种硫化物矿物形成中最常出现的流体相，H_2S 同含硫化合物间可达成同位素交换平衡。用实验方法测得 $\alpha_{矿物\text{-}H_2S}$ 与 T 关系方程中的 A、B 系数(表5-9)。

表 5-9 测温方程 $1000 ln\alpha_{矿物\text{-}H_2S} = A10^6/T^2 + B$ 中的实验系数

化合物	$\alpha_{矿物\text{-}H_2S}$	化合物	$\alpha_{矿物\text{-}H_2S}$
$CaSO_4$、$BaSO_4$等	5.26	HS^-	−0.06±0.15
MoS_2	0.45±0.1	S^*	−0.16±0.1
FeS_2	0.40±0.08	CuS	−0.40±0.1
NiS_2	0.40±0.1	PbS	−0.63±0.05
ZnS	0.1±0.05	HgS	−0.70±0.1
FeS	0.1±0.05	Cu_2S	−0.75±0.1
$CuFeS_4$	−0.06±0.08	Ag_2S	−0.86±0.1

(据赵崇山，1984转引)

共存的含硫化合物平衡共生时，其同位素分馏与温度关系(表5-10)。

表5-10 实验测定的矿物对的硫同位素分馏系数与温度之间关系

矿物对	关系式	资料来源
闪锌矿—方铅矿	$1000\ln\alpha=8.61\times10^{5}T^{-2}-0.57$	Kiyosu 等1973
闪锌矿—方铅矿	$1000\ln\alpha=8.0\times10^{5}T^{-2}$	Kajiwara 等1971
闪锌矿—方铅矿	$1000\ln\alpha=7.0\times10^{5}T^{-2}$	Czamanske 等1974
闪锌矿—方铅矿	$1000\ln\alpha=6.6\times10^{5}T^{-2}-0.1$	Groctenboer 等1969
闪锌矿—方铅矿	$1000\ln\alpha=7.8\times10^{5}T^{-2}$	Hulston 1979
黄铁矿—方铅矿	$1000\ln\alpha=9.3\times10^{5}T^{-2}$	Rye 1974
黄铁矿—闪锌矿	$1000\ln\alpha=3.0\times10^{5}T^{-2}$	Rye 1974
黄铁矿—黄铜矿	$1000\ln\alpha=4.5\times10^{5}T^{-2}$	Kajiwara 等1971
黄铁矿—磁黄铁矿	$1000\ln\alpha=3.0\times10^{5}T^{-2}$	Kajiwara 等1971
闪锌矿—黄铜矿	$1000\ln\alpha=1.5\times10^{5}T^{-2}$	Kajiwara 等1971
辉钼矿—方铅矿	$1000\ln\alpha=1.3\times10^{6}T^{-2}-0.80$	Suvorova 1974
辉钼矿—闪锌矿	$1000\ln\alpha=0.71\times10^{6}T^{-2}-0.15$	Suvorova 1974
辉钼矿—黄铁矿	$1000\ln\alpha=0.48\times10^{6}T^{-2}-0.70$	Suvorova 1974
辉钼矿—磁黄铁矿	$1000\ln\alpha=0.65\times10^{6}T^{-2}-1.65$	Suvorova 1974
辉铜矿—方铅矿	$1000\ln\alpha=6.5\times10^{6}T^{-2}$	Hubberten 1977
铜 蓝—方铅矿	$1000\ln\alpha=7.2\times10^{5}T^{-2}$	Hubberten 1977
重晶石—闪锌矿	$1000\ln\alpha=6.4\times10^{5}T^{-2}$	Sakai 1978
方铅矿—辉铜矿	$1000\ln\alpha=0\times10^{5}T^{-2}$	Hubberten 1980
方铅矿—铜蓝	$1000\ln\alpha=-7.2\times10^{5}T^{-2}$	Hubberten 1980
方铅矿—蓝辉铜矿	$1000\ln\alpha=-6.5\times10^{5}T^{-2}$	Hubberten 1980
辉银矿—铜蓝	$1000\ln\alpha=-7.2\times10^{5}T^{-2}$	Hubberten 1980
辉银矿—蓝辉铜矿	$1000\ln\alpha=-6.5\times10^{5}T^{-2}$	Hubberten 1980
蓝辉铜矿—铜蓝	$1000\ln\alpha=-0.7\times10^{6}T^{-2}$	Hubberten 1980
黄铜矿—方铅矿	$1000\ln\alpha=6.5\times10^{5}T^{-2}$	Kajiwara 等1971
Ag_2S—(化学合成)	$1000\ln\alpha=-4.6\times10^{5}T^{-2}$	Hubberten 1980
CuS—S(化学合成)	$1000\ln\alpha=2.0\times10^{5}T^{-2}$	Hubberten 1980
Cu_9S_5—S(化学合成)	$1000\ln\alpha=1.0\times10^{5}T^{-2}$	Hubberten 1980
PbS—S(化学合成)	$1000\ln\alpha=-4.6\times10^{5}T^{-2}$	Hubberten 1980

(据宜昌地矿所，1981)

其算法与氧同位素相同。

斯密司等(Smith 等，1977)应用黄铁矿-闪锌矿-方铅矿平衡共生的三对Δ值求出同位素测温三角形图解。根据矿物间S^{34}富集系列确定，当三矿物处于同位素交换平衡时，在任何温度下均有下列关系：

$$\Delta S^{34}_{FeS_2-PbS} = \Delta S^{34}_{FeS_2-ZnS} + \Delta S^{34}_{ZnS-PbS}。$$

$$\Delta S^{34}_{FeS_2-PbS} / \Delta S^{34}_{FeS_2-ZnS} = K_1.$$

$$\Delta S^{34}_{ZnS-PbS} / \Delta S^{34}_{FeS_2-PbS} = K_2.$$

K_1、K_2为常数。

以三对矿物Δ值坐标轴为边作等边三角形(图5-22)。据上列关系式将任意二对矿物在不同温度下的Δ值作平行邻边的直线，都应交到OC直线上，则直线OC可作为温度标尺。待测样品实测三对Δ值按上述方法作图，如果三矿物在某一温度达到同位素平衡，并得到良好的保存，则三条线应交于OC线的一个点上，即可求得平衡温度。但多数情况交成一个小三角，在这种情况下，数据应结合具体情况作具体的分析。

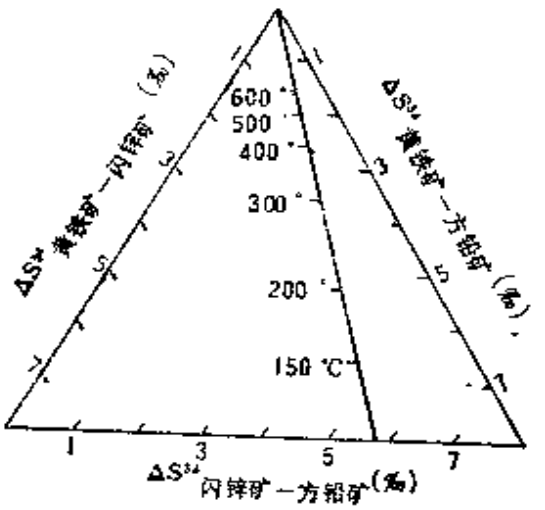


图 6-22 黄铁矿-闪锌矿-方铅矿体系同位素温度计
(据 Smith 等，1977)

使用同位素温度计应注意以下问题：在选取测温对时，首要要确定它们为平衡共生，而且形成后同位素平衡被冻结，不曾受后期地质事件干扰。样品要纯净。

3. 应用 可用同位素温度计估算火成岩、变质岩中平衡结晶和再结晶温度及矿床形成的温度。

1） 火成岩温度确定 表5-11表示了用不同矿物对确定的温度，结果比较一致，从地质和矿物学角度来看，也是合理的。

表5-11 各种火成岩某些矿物对的氧同位素测温结果℃

产 地	长石—磁铁矿	石英—磁铁矿	辉石—磁铁矿	石英—黑云母
碱性玄武岩(夏威夷基诺尔)	1060			
碱性玄武岩（同上基Ⅰ）	1030			
粗面岩（特纳里菲）	810		765	
辉长岩（夏格蒂佩）	850		835	
辉长岩（斯卡嗯德）	940		920	
辉长岩（杜克岛）	770		790	
斜长岩（奈恩）	695		950	
斜长岩（拉克思特）	1050			
云英闪长岩（圣乔斯）	650	665		670
花岗闪长岩（伍德森山）	610	670		595
淡花岗岩（鲁比多克斯）	615	665		895
英安岩（拉森）	990	1040		1395
流纹岩（霍斯梅塞）	750	805		745
中酸凝灰岩(新西兰陶波)	860			

（据丁悌平，1980，引自泰勒等，1962—1971）

2） 变质相的确定 变质岩共生矿物同位素分馏研究表明，一般能达到同位素平衡，因此，氧同位素的分馏可作为变质岩温度计，最常用的是石英—磁铁矿矿物对。深入研究表明，除温度外，化学成分变化、氧逸度、P_{H_2O}等也能引起同位素的分馏。有些矿物对在达到最高温度之后，随着温度的降低而重新平衡，直到某一较低温度。有些矿物经变质后，在后期新的变质事件中可以重新平衡。以上均能影响温度计的准确性。当岩石经历过退变质，可以取最小的δO^{18}‰值代表的最高温度。

南非纳米比亚丹马拉(Damara)地区变质的绿泥片岩，由石英、更长石、白云母、绿泥石、钛铁矿组成，并含少量黑云母、石榴石变斑晶。选用了其中石英、黑云母、白云母、石榴石及钛铁矿等五种矿物进行测温。得出8对矿物氧同位素温度：石英—

黑云母 488℃；石英—白云母 496℃；石英—石榴石 470℃；石英—钛铁矿470℃；石榴石—钛铁矿484℃(Hoernes,1979)。结果均很接近。这说明变质作用达到平衡，因而是可靠的。

我国北京密云铁矿、冀东铁矿及弓长岭铁矿的石英—磁铁矿氧同位素值如表5-12。一般认为，绿帘—低级角闪岩相形成温度

表5-12 北京密云、冀东、弓长岭铁矿变质温度

北京密云			冀东			弓长岭		
$\delta O^{18}‰$ 石英	δO^{18} 磁铁矿	相当温度(℃)	$\delta O^{18}‰$ 石英	$\delta O^{18}‰$ 磁铁矿	相当温度(℃)	$\delta O^{18}‰$ 石英	$\delta O^{18}‰$ 磁铁矿	相当温度(℃)
11.719	8.724	870	16.65	8.02	513	8.00	−3.9	420
12.442	7.242	750	14.57	3.27	441	8.00	−4.5	431
11.900	6.667	745	15.36	7.31	561	12.20	2.1	467
11.656	5.206	650	14.23	5.02	513	15.50	3.4	427
12.410	4.614	530	16.61	4.88	408	16.10	4.9	434
12.580	3.076	470	13.21	7.44	561	16.00	6.1	470
13.714	4.576	500	15.50	3.19	408	13.67	−6.34	332

北京密云：据卢良兆，1981；冀东：据魏菊英，1979（迁安水厂地区）；

弓长岭：据魏菊英，1980，孙传敏，1982。

为380—440℃，角闪岩相为450—500℃，麻粒岩相可达500—640℃。由表5-12可看出，北京密云变质相应为麻粒岩相，冀东迁安水厂一带为角闪岩相—麻粒岩相，而弓长岭则为绿帘角闪岩相，与其它测温及野外观察基本一致。

3) 硫化物矿床温度的确定 硫化物矿床是多阶段的，同种矿物也是多世代的，因此要确切地找到平衡共生矿物对，而且同位素也应达到平衡。又由于硫化物矿床受动力作用较强烈，也能使同位素不平衡，因此使用与解释时要谨慎。表5-13是国外某些沉积岩铅锌矿床的硫同位素测温。由表看出，温度变化较大，要具体分析。如6、7矿床变质较深，代表变质作用期间发生过硫同位素交换。2、3温度低得多，可能是成矿温度。其它超过300℃的。

表5-13　某些沉积岩层状铅锌矿床硫同位素测温结果

PbS-ZnS同位素温度(℃)	矿　床　产　地
1. 290—350	意大利亚　基特·艾萨
2. 69—230	〃　麦克阿瑟河（H·Y·C）
3. 120—290	〃　〃·（科莱一列奇）
4. 40—430	爱尔兰　银矿山
5. 110—280	澳大利亚　莱迪·洛里塔
6. 210—500	加拿大　沙利文
7. 平均620	澳大利亚　布罗肯·希尔
8. PbS-ZnS未达到平衡	瑞典　莱伊斯戈尔

（据Gustafson & Willams）

很可能是硫同位素不平衡造成。

4. 稳定同位素测温检查　从上看出，同位素测温的先决条件是共生矿物对确实达到同位素平衡，而且未受到破坏，因此需要检查。如果若干对同位素所求出的温度相近，则表示这些矿物处于同位素平衡。共生矿物处于同位素平衡状态时，稳定同位素具有有规律的变化，如在热液硫化物中δS^{34}按以下顺序依次排列：δS^{34}硫酸盐≫辉钼矿＞黄铁矿＞闪锌矿＞黄铜矿＞斑铜矿＞方铅矿＞辉铜矿。氧化物δO^{18}富集顺序是石英＞正长石＞斜长石＞白云母＞黑云母＞角闪石≥辉石＞橄榄石＞磁铁矿。实测结果如果违反了这个结果，则暗示有不平衡的可能。还可以利用校正曲线进行校对，如硫化物中常用黄铁矿—闪锌矿—方铅矿矿物对校正曲线。鲍廷加等（Bottinga等）试验计算了石英、长石、白云母及磁铁矿四个矿物共生平衡中氧同位素比值变化，以检验测温方程的适用条件，并讨论了地质作用中矿物间平衡出现的规律，及对测温结果的影响。

使用同位素温度计应注意方法选择：氧同位素温度计可测定0—1200℃的地质温度。测定陨石、月岩及各种岩石的形成温度，多利用氧化物矿物—矿物相测定（也可用矿物—水相间δO^{18}的差

值）。含硫化物的岩石及各种成因的矿床多应用硫化物同位素测温，工作范围为100～600℃。二矿物分馏系数愈大，则测温的精度愈高，如石英—磁铁矿，长石—磁铁矿等是常用的较好矿物对，在成岩、成矿系列中，形成时间短的矿物比连续沉淀出来的或具多世代的矿物测温准确度高，如闪锌矿—方铅矿对优于黄铁矿—方铅矿对。

总之，稳定同位素测温至今仍是一个很活跃的研究领域。如利用古生物残骸中$\delta O^{18}‰$来判断古海洋温度，又如用树木纤维中的δO^{18}和$\delta D‰$（氢稳定同位素）来判断古气候等，都有较大的进展。

最近发现，矿物内部结构和化学成分对同位素分馏有密切关系。氢和氧原子在各种矿物中形成不同的键，如Si—O—Si，Al—O—Si或其它金属氧键、氢氧键等。研究表明重同位素富集在具有高振动频率和键能的键上，钠长石和钙长石中氧同位素分馏不同，是由于二种矿物中Si—O—Si和Al—O—Si数量不同而引起的，云母类和闪石类氢稳定同位素的富集与矿物六次配位体的Fe、Mg和Al的含量有关。这些研究结果说明，一定元素在某一矿物不同结构位置或键合位置中有不同同位素组成，即在同一矿物内部不同结构位置的氢氧同位素有分馏现象，分馏的大小是矿物生成温度的函数。目前已证实含水矿物中羟基氧和矿物全氧的“内”分馏的确存在，形成温度较低的高岭土羟基氧的δO^{18}和矿物全氧δO^{18}的差值可高达20‰，且内分馏的大小与矿物形成温度成反比，这样就发展成一种内温度计，很有发展前途。

二、结构温压计

结构温压计包括方面较多，现仅简单介绍同质多象温压计和元素占位温压计。

（一） 同质多象温压计

矿物的同质多象转变，是在一定的温度和压力条件下实现的。因此，不同变体的出现，就能定量地指示当时形成的温压条件。表5-14是常见矿物转变温度压力及相互关系，有关相图更为详细。表5-14中所列数值是人工实验确定的，与自然界条件有一定的差别。压力、介质组分和漫长的地质时间都可使转变温度变

表5-14 同质多象转变温度及形成条件（人工实验温度）

矿物和分子式	对称	转变温度	形成条件	特点
金刚石 C	等轴	1309℃	高压	单向
石墨 C	六方		低压	
蓝晶石 $Al_2[SiO_4]O$	三斜	1400℃	高压	单向
矽线石 $Al_2[SiO_4]O$	斜方		低压	
文石 $CaCo_3$	斜方	400℃	低温	单向
方解石 $CaCo_3$	三方		中温	
锑华 Sb_2O_3	斜方	557℃	低温	单向
方锑华 Sb_2O_3	等轴		低温	
金红石 TiO_2	四方	915℃	中—高温	单向(?)
锐钛矿 TiO_2	四方		低温	
闪锌矿 ZnS	等轴	1020℃	碱性介质	单向(?)
纤锌矿 ZnS	六方		酸性介质	
白铁矿 FeS_2	斜方	415℃	酸性介质	单向
黄铁矿 FeS_2	等轴		碱性介质	
α-石英 SiO_2	三方	573℃	中温	可逆(快)
β-石英 SiO_2	六方		高温	
β-石英 SiO_2	六方	870℃	高温	可逆(慢)
六方鳞石英 SiO_2	六方		很高温	

（据Поваренных, 1966, 简化）

化。但某种变体的出现，仍能为我们提供相对的温压高低，使我们对地质体的形成条件有更深入的认识。石英相图（图5-23）就能较好地说明石英族矿物的生成条件，从而起温压计的作用。由图可见，方英石和鳞石英位于高温低压区，不在侵入岩中出现，但可以出现在火山岩的基质中，并为低压条件的指示矿物。但在一定条件下，鳞石英可在低温条件下出现。β石英向α石英的转变受压力影响，较细致的变化见表5-15。常压下转变温度为573℃，

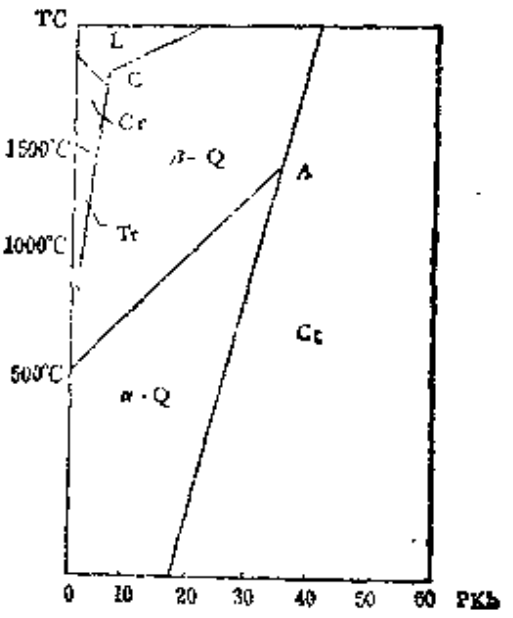


图5-23 石英系统相图

L—熔体，Cr—方英石，*Tr*—磷石英，*Ct*—柯石英，*β*—Q—*β*—石英，*α*—Q—*α*—石英

表5-15 不同压力（不同深度）α石英⇌β石英的转变温度

压力（大气压）	1	250	1250	2500	3000	5000	7500	9000
相当深度（km）	0	1	5	10	12	20	30	36
α石英⇌β石英转变温度	573℃	580.3℃	601.6℃	626.2℃	644.0℃	681.5℃	734.5℃	832.0℃

压力升高40巴，相转变点上升1℃。石英的熔点随压力而增高，在压力较大的条件下，能够从熔体中较早结晶。酸性火山岩和超浅成岩的石英斑晶是β-石英（已转变成α石英）晶形。这种岩浆在地下深处温度较高，常为800℃—900℃，甚至更高，而且压力较高，石英可以较早结晶，而为β石英。岩浆向地表上升，压力迅速降低而β-石英不稳定发生溶蚀作用，但由于上升速度很快，来不及全部溶蚀而保留，在地壳浅处转变成α-石英而保持β-石英

的晶形(β-石英转变成 α-石英只是硅氧键角稍有改变，短时间就能完成)，伴随着转变要发生体积收缩而产生裂纹。花岗岩中的石英，一般应为 α 石英，因花岗岩开始结晶温度一般在 600—700℃，但压力一般为5千巴或更高，在此压力下，β-石英转变成 α-石英的温度为700—800℃。所以花岗岩从石英结晶时起，一般应为α-石英。实际上，α-石英结晶温度还要低，因它是最后结晶的。β-石英转变为柯石英的平衡曲线，几乎平行 T℃ 轴，且 $T=0$℃时截交压力轴于20 千巴处。这说明 $T>0$℃的温度范围内，柯石英不能<20千巴下形成，因此柯石英是高压指示矿物。当 $T\geqslant 1000$℃时，转变为柯石英所需的最低压力≥30千巴，因此，在深度>100km的地幔内才可出现柯石英。金刚石包体内有柯石英的存在，就证明这一点。在更高的压力下（约>110 千巴），柯石英转变为斯石英。陨石坠落坑和原子爆炸坑已发现柯石英和斯石英。用同质多象转变点作为温压计，必须考虑多方面的因素，结合相图和具体的地质情况来考虑。

（二） 元素占位温压计

辉石晶体化学式基本上可用 $M_1M_2X_2O_6$ 来表示。X位置通常进行类质同象代替是 Al 和 Si，它们占据四面体孔隙，配位数为4。M_1M_2 为八面体孔隙，配位数为6。斜方辉石中 M_1 位接近正八面体，为 Mg^{2+}、Fe^{2+}、Ti^{4+}、Al^{3+}、Cr^{3+} 及 Fe^{3+} 等阳离子占据，居于八面体中心；M_2位为畸变的八面体，为 Ca^{2+}、Mg^{2+}、Fe^{2+}、Li^{1+}、Na^{1+}、K^{1+} 等阳离子占据。Mg^{2+} 和 Fe^{2+} 既可在 M_1又可占据 M_2。M_1、M_2 的热力学效应是不同的，不同离子占位的热力学效应更不一样。Mg^{2+} 和 Fe^{2+} 在一定热力学条件下，在两种非等效位置 M_1 和 M_2 之间进行分配的交换反应可写成：

$$Fe^{2+}(M_2)+Mg^{2+}(M_1)=Fe^{2+}(M_1)+Mg^{2+}(M_2)。$$

上面反应在一定温压下达到平衡时的分配系数为：

$$K_D = X_{Fe M_1} \cdot X_{Mg M_2} / X_{Fe M_2} \cdot X_{Mg M_1}$$
$$= X_{Fe M_1}(1 - X_{Fe M_2}) / X_{Fe M_2}(1 - X_{Fe M_1}).$$

通过实验方法求出K_D与温度压力关系，就能作温压计使用。

1. 斜方辉石（O_{px}）温度计　萨克森纳和戈斯（Saxena & Gose, 1971）将斜方辉石加热，使之达到离子交换平衡，然后将试样淬冷，求出占位率，测定了500—800℃之间的Fe^{2+}—Mg^{2+}分配曲线（图5-24）。求出Fe^{2+}分别在M_1和M_2的占位系数（用穆斯鲍尔谱求出），就可求出其平衡温度。

萨克森纳(1973)根据斜方辉石中Fe^{2+}—Mg^{2+}在M_1和M_2分配

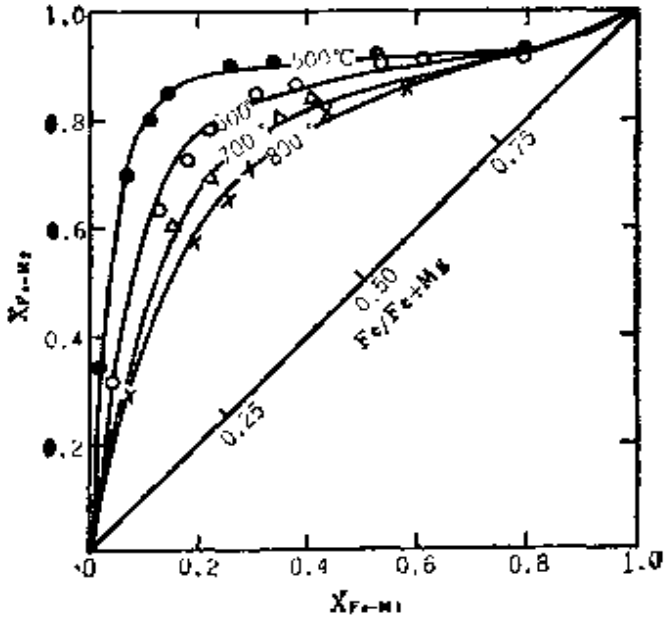


图5-24　斜方辉石Mg-Fe^{2+}在M_1和M_2位置间分配等温线
（据Saxena & Gose, 1971）

的分配系数K_D及其中X_{Fe}，将其它温度值进行外推，得出图5-25。从该图得出的温度是离子交换反应停止的温度，对变质岩来说，这种温度位于变质温度附近，对于火成岩则接近于结晶温度。

2. 富钙单斜辉石中Fe^{2+}、Mg^{2+}分配（占位）地质温度计　天然产出的岩石，常常只出现一种辉石，这种辉石常为富钙的单

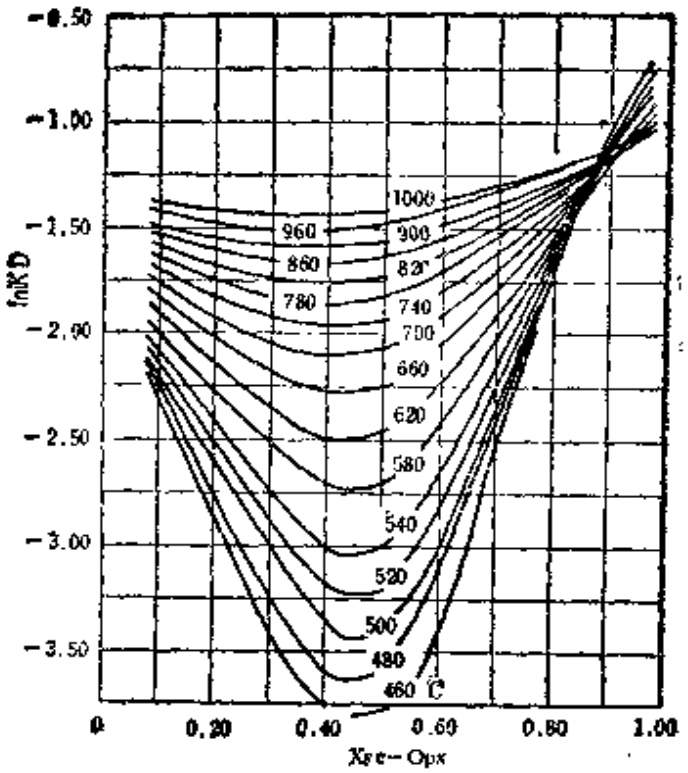


图5-25　斜方辉石 M_1和 M_2 位置间离子交换平衡温度估计图
(据Saxena, 1973)
$K_D=X_{FeM1}\cdot X_{MgM2}/X_{MgM1}\cdot X_{FeM2}$

斜辉石。马克卡里斯特等（Mccallister 等，1976）对莱索托的Thaba Putsoa金伯利岩岩管中不太纯的单个单斜辉石、新西兰Kakauai霞石岩中的单斜辉石巨晶、同地点榴辉岩）包体中的单斜辉石样品进行实验发现，晶内M_1和M_2位置的Mg、Fe分配与平衡温度有关，其分配系数K_D为：

$$K_D=(Fe^{2+}/Mg)_{M_1}/(Fe^{2+}/Mg)_{M_2}.$$

经过实验，这两个地区的单斜辉石$ln K_D$同$1/T\times1000$的相关关系如图5-26和图5-27所示。作者用共生的石榴石—单斜辉石地质温度计进行了对比，发现误差不大，但应该在与其岩石类型相似的条件下才能考虑使用，M_1、M_2占位具体数据应用穆斯鲍尔谱求出。

3、二辉石地质温度计　单斜辉石(C_{Dx})与斜方辉石（O_{rz}）

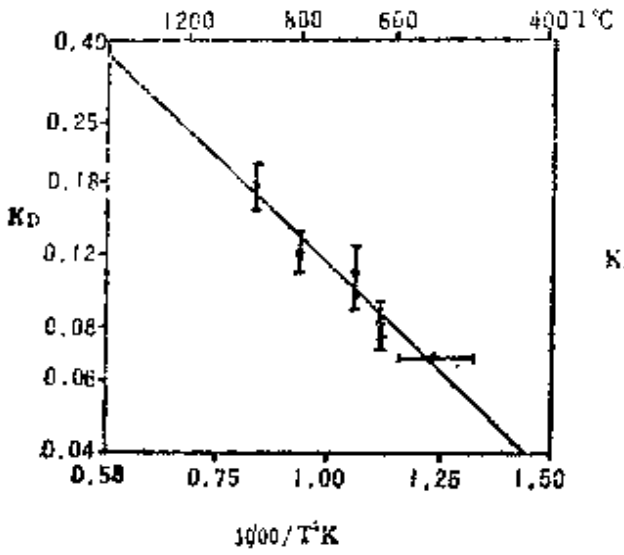


图5-26 莱索托金伯利岩中单斜辉石$\ln K_D$与$1000/T$相关图（据Mccallister, 1976）

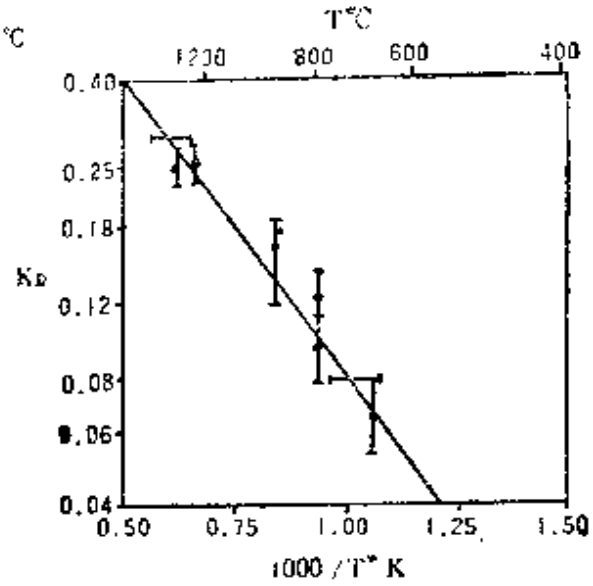


图5-27 新西兰Kakanui单斜辉石$\ln K_D$与$1000/T$相关图（据Mccallister, 1976）

共存时形成有限的类质同象系列。斜方辉石中含有少量透辉石，透辉石中含有少量斜方辉石，其交换反应方程为：

$$(Mg_2Si_2O_6)_{cpx} = (Mg_2Si_2O_6)_{opx}。$$

当反应达到平衡时：

$$\mu^{cpx}_{Mg_2Si_2O_6} = \mu^{opx}_{Mg_2Si_2O_6}。$$

如果二者都是$CaMgSi_2O_6$和$Mg_2Si_2O_6$组分的理想溶体，则活度和成分关系是：

$$a^{cpx}_{Mg_2Si_2O_6} = (X^{M_2}_{Mg} \cdot X^{M_1}_{Mg})_{cpx},$$

$$a^{opx}_{Mg_2Si_2O_6} = (X^{M_2}_{Mg} \cdot X^{M_2}_{Mg})_{opx}。$$

在辉石结构中，大阳离子如Ca^{2+}、Na^{1+}和Mn^{2+}，占据M_2位置，而较小的阳离子，如Al^{3+}、Cr^{3+}、Ti^{4+}和Fe^{3+}占据M_1位置。余下的M_1位置和M_2位置由Mg^{2+}、Fe^{2+}充满（M_1、M_2位置上均有）。推测它们的分配是：

$$Mg^{2+}/(Mg^{2+}+Fe^{2+})_{M_2} = Mg^{2+}/(Mg^{2+}+Fe^{2+})_{M_1}$$

$$= Mg^{2+}/(Mg^{2+}+Mg^{2+})_{矿物}.$$

因此活度项为：

$$a_{Mg_2Si_2O_6} = Mg/(Ca+Mg+Fe^{2+}+Mn^{2+}+Na)_{M_2} \cdot Mg/(Fe^{3+}+Fe^{2+}+Al+Ti+Cr+Mg)_{M_1}.$$

伍德和坂野(Wood & Banno, 1973)用最小二乘法拟合戴维斯和博伊德的实验数据，获得下列近于直线方程的活度和温度关系式：

$$\ln(a^{cpx}_{Mg_2Si_2O_6}/a^{opx}_{Mg_2Si_2O_6}) = -\frac{10202}{T^\circ K}+5.35.$$

考虑到Fe和Al对单斜辉石的 $Mg_2Si_2O_6$ 溶度的影响，根据实验结果变为对天然复杂系统适用的公式：

$$T^\circ K = -10202/\ln(a^{cpx}_{Mg_2Si_2O_6}/a^{opx}_{Mg_2Si_2O_6}) - 7.65\cdot X^{opx}_{Fe} + 3.88(X^{opx}_{Fe})^2 - 4.6.$$

使用此温度计有的直接用分子式计算，即可得出 M_1 及 M_2 占位量，但不准确，最好用穆斯鲍尔谱确定占位量。

例：河北汉诺坝新生代碱性玄武岩—碧玄岩中广泛含有上地幔尖晶石二辉橄榄岩包体。在理想情况下，辉石的 M_1 和 M_2 位置上阳离子的总和均为1，但由于分析误差或晶体缺陷等原因，它的总和往往不等于1，而是接近于1。一般是将辉石的阳离子（除满足四次配位以外）均分给 M_1 和 M_2。根据化学成分及占位情况，两种辉石的分子式如下（据邓晋福，1982）*：

$$Q_{px}\ (Mg_{0.81}Ca_{0.02}Na_{0.05}Fe_{0.06})^{M_2}_{1.01}\ (Mg_{0.84}Fe^{3+}_{0.06}Al_{0.03}Cr_{0.03}Fe_{0.05})^{M_1}_{1.01}\ (Si_{1.9}Al_{0.1})_2O_6;$$

---

* 邓晋福　岩石物理化学，1982.

$C_{Px}(Ca_{0.8}Na_{0.15}Mg_{0.088}Fe^{2+}_{0.002})^{M_2}_{1.04}$ $(Mg_{0.853}$

$Fe^{2+}_{0.09}Al_{0.08}Cr_{0.01}Ti_{0.01}Fe^{2+}_{0.017})_{1.04}(Si_{1.87}Al_{0.13})_2O_6$。

$$a^{opx}_{Mg}=X^{M_1}_{Mg}\cdot X^{M_2}_{Mg}=\frac{0.853}{1.04}\cdot\frac{0.088}{1.04}=0.82\times0.08$$

$$=0.066;$$

$$a^{opx}_{Mg}=X^{M_1}_{Mg}\cdot X^{M_2}_{Mg}=\frac{0.84}{1.01}\cdot\frac{0.88}{1.01}=0.83\times0.87=0.72。$$

$$X^{opx}_{Fe}=\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+}+Mg}=\frac{0.11}{1.72+0.11}=0.06,$$

$$(X^{opx}_{Fe})^2=0.036。$$

代入公式 $T°K=1372.8°$，则为1099℃。

利用以上公式仅适用于两种含铁和铝低的辉石。一般$Fe_2Si_2O_6$组分低于10%（分子%）才好。最好不与含水的矿物，如角闪石和黑云母共生.

4 *角闪石阳离子占位与变质温度* 镁铁闪石中Fe^{2+}在M_1、M_2、M_3和M_4之间的分配随温度升高呈现规律变化（Ghose & Weidner，1972）。设为理想固溶体，晶格内交换反应式如下：

$$Fe^{2+}_{M_4}+Mg_{M_{123}}=Mg_{M_4}+Fe^{2+}_{M_{123}},$$

$$K_D=X^{Fe^{2+}}_{M_{123}}\cdot(1-X^{Fe^{2+}}_{M_4})/X^{Fe^{2+}}_{M_4}\cdot(1-X^{Fe^{2+}}_{M_{123}})。$$

戈斯和威德勒（Ghose & Weidner，1972）在不同温度下测定了三个不同产状的镁铁闪石中Fe^{2+}在M_4和M_{123}之间的分配，发现500—700℃之间，lnK_D与$T^{-1}(°K)$为一直线关系(图 5-28)。适合下列直线方程：

$$T°K=-3.0685\times10^3/lnK_D-1.1288。$$

据穆斯鲍尔谱测定，我国弓长岭铁矿床的镁铁闪石中，$Fe^{2+}_{M_4}=0.892$，$Fe^{2+}_{M_{123}}=0.419$ $L_nK_D=-2.62$，投于图5-28中，求得温

度为520℃，代入公式，T℃＝546℃。与黝帘角闪岩相温度吻合（孙传敏，1984），与本区镁铁闪石人工合成实验温度500—600℃（据赵斌等，1980）．也相吻合。

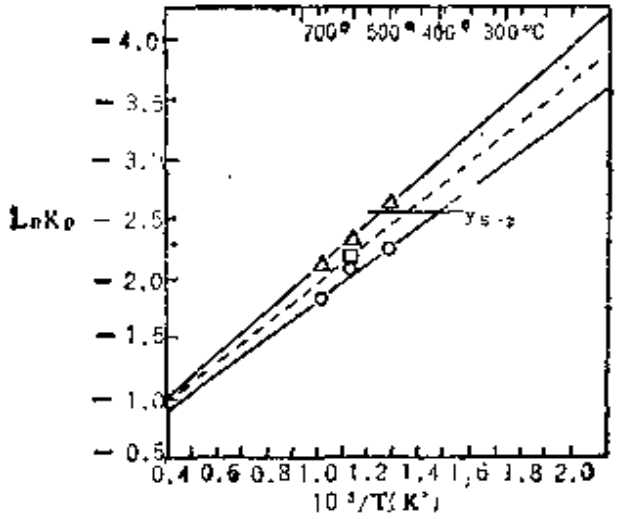


图5-28　镁铁闪石lnK_D与$1/T$关系图
（据Ghose & Weidner, 1972）

其他如面网间距也可作温度计，如与黄铁矿共生的毒砂d_{131}。

三、气液包体温压计

包体测温应用最广，也是比较可靠的方法。目前使用的是包体均一法、爆裂法、冷冻法及淬火法。包体中的原生、次生及假次生包体，都可以用来进行测温研究，因而可以分别得出矿物形成时、后期重结晶及动力变质后重结晶时的各种温度值。测定矿物形成时的温度价值最大。包体测温的原理及测试方法已有专门论著。包体测温在研究各类矿床的形成温度及矿液来源等，得到广泛的应用。用包体估算压力也取得了一些成果，如应用CO_2比容法进行压力测定。

李秉伦等（1983）近年来对华东宁芜地区玢岩铁矿矿物中的包体，进行了大量的测温工作，在前人成果的基础上，取得了新

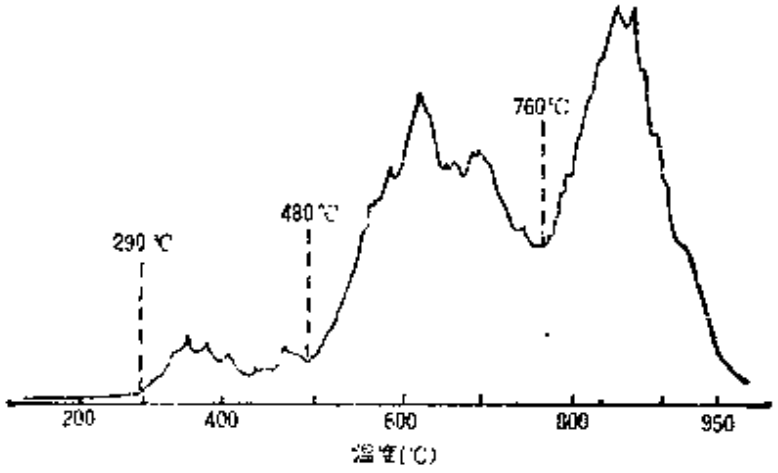


图5-29　梅山赤铁矿化磁铁矿热爆温度曲线
（据李秉伦等，1983）

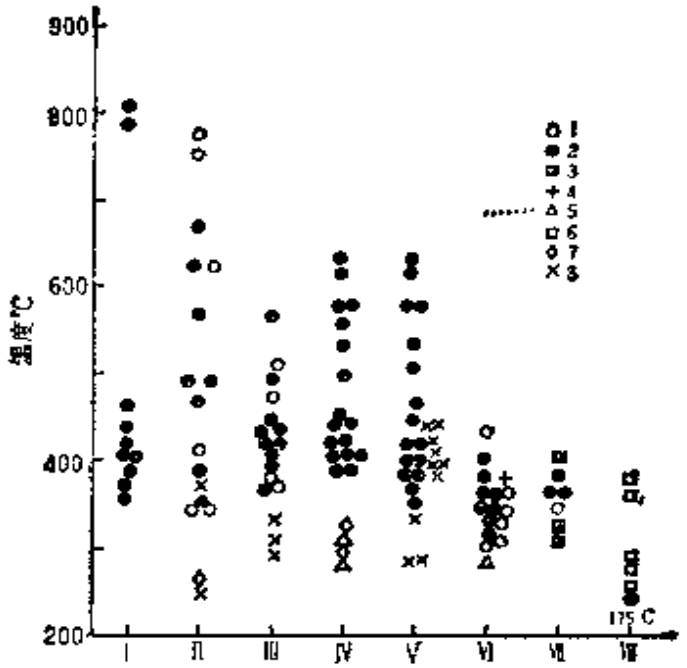


图5-30　宁芜地区岩浆期后一气液交代充填铁矿矿物中包体热爆温度
（据李秉伦等，1983；李荫清等，1978）

1．磁铁矿，2．磷灰石，3．假象赤铁矿．4．透辉石．5．硬石膏，6．黄铁矿，7．方解石，8．石英．

Ⅰ陶村，Ⅱ太山，Ⅲ凹山，Ⅳ向阳，Ⅴ白象山，Ⅵ钟九，Ⅶ和睦山，Ⅷ南山

的进展。如在某些矿床中发现了一组高温包裹体，并找到了玻璃包体和晶质包体，对矽岩铁矿的多成因性研究提供了有力的证据。不同矿床多种矿物包体测温温度表示在图5-29、30。测温结果可将本区火山岩铁矿形成温度归纳如下：铁矿浆矿床系列—梅山铁矿形成温度1075—120℃；磁铁矿形成温度840—450℃；姑山铁矿形成温度为1040—350℃。残浆气液矿床系列—陶村透辉石及磷灰石中有玻璃包体，磁铁矿800℃者为岩浆后期，450—360者为气液阶段。伟晶脉状铁矿—太山磁铁矿形成温度为670℃—355℃。接触交代—白象山、向阳的磁铁矿形成温度为630—33·℃。

李克生（1979）研究了多宝山斑岩铜（钼）矿床气液包体共731件，用均一法测定温度，进一步证实矿区热液活动的多期性，结果见表5-16及图5-31。三个成矿期各有以下特点：第Ⅰ期热液活动—温度范围为450—330℃±。生成的矿物有石英、钠长石、条纹长石、绢云母、黑云母和绿帘石；矿石矿物有辉钼矿、黄铜矿及黄铁矿。第Ⅱ期热液活动—温度范围380—220℃。生成矿物除第Ⅰ期的仍有晶出外，还有钾长石、绿泥石和方解石。为主要

表5-16　不同成矿期气液包体特征

包体特征 \ 热液期	Ⅰ	Ⅱ	Ⅲ
类　型	液相为主，含气相	同Ⅰ	液　相
形　状	椭圆～不规则	多边形—他形	圆～椭圆
大小，μ^2	3×5～10×24	3×5～10×14	1×2～10×2
气液占包体体积%	10—30	5～20	≤5
温度范围℃	450—330	380—220	290—110
气液包体活动情况	不　动	不　动	室温下跳动
液相CO_2	未　见	有	未　见
子矿物	未　见	未　见	未　见

（据李克生，1979）

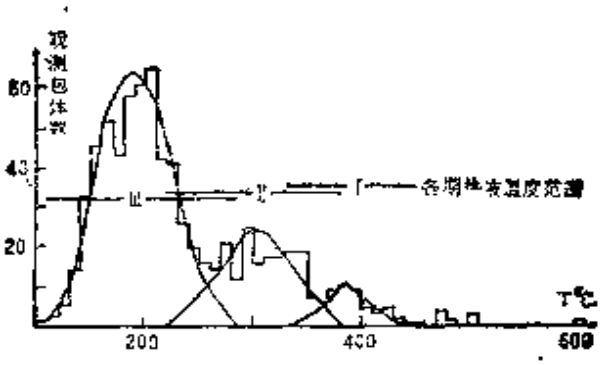


图5-31　多宝山斑岩铜（钼）矿床温度直方图
（据李克生，1979）

铜矿期。第Ⅱ期热液活动—温度范围290—110°±。生成矿物有石英、绿泥石、黄铁矿和方解石。

夏宏远等(1981)，根据包体测温结合其它标型，确定了黄沙脉钨矿床逆向垂直沉淀的分带规律：顶部细脉带萤石气液包体测温为256.2℃（样品12），中部细脉大脉带为216.3 (13)—173.6 (13)—152.3 (11)—144.7℃ (15)，下部大脉带为126.5 (12)—117.1℃(16)。可以利用矿床中逆向垂直沉淀分带规律去寻找中下部富银硫化物矿石。此规律还见于粤北、湘东南及广西等地的脉钨矿。

用气液包体估计压力也取得一些成果，如江西盘古山钨矿，气液包体中富含CO_2。应用CO_2比容法求出了矿脉晶洞中的石英晶体的形成压力为360巴，矿床形成压力高于360巴，故认为矿床是中深条件下形成的。

四、其他温度计

(一)　矿物熔点

可作为矿物形成温度的上限。矿物的熔点主要是通过实验室条件确定的，因此与自然界形成条件差别较大。因挥发性组分、

杂质、压力大小都影响矿物的熔点，如无水岩浆中镁橄榄石熔点为1890℃，但在气化热液条件下则降为500℃±。因此本法用途受到限制。但有的矿物熔点则很有意义，如自然铋熔点为271℃，则与其共生或生成更晚的矿物的形成温度将低于271℃。有些矿物的熔点相当稳定，如自然硫为119℃。现将常见矿物的熔点列表如下(表5-17)。

表5-17　常见矿物的熔点

矿物	熔点(℃)	矿物	熔点(℃)
橄榄石	1890	硫锑铅矿	609
钙长石	1550	辉锑矿	546
透辉石	1391	斜硫锑铅—辉锑矿共结	485
磁黄铁矿	1157—1187	深红银矿	483
正长石	1170	深红银矿—淡红银矿固溶体	473
钠长石	1120	脆金矿	472
方铅矿	1120	雌黄、雄黄	310—320
方铅矿—闪锌矿共结	1045	自然铋	271
霓石	990	自然银—自然铋共结	262
辉银矿	842	Ag_3Sb 共结体	250
方铅矿—辉银矿共结体	630	自然硫	119
自然锑	630		

(据何知礼转引自贝特曼，1982)

(二) 矿物分解温度

某些矿物在一定温度下失去挥发分而分解，这些矿物可以作温度计。由于离解要放出气体，故压力的影响很大，如方解石在一个大气压下离解温度为885℃，但当CO_2分压增至1025大气压时，离解温度竟高达1339℃。一般羟基硅酸盐在400℃左右发生脱水，透闪石在900℃离解。菱铁矿200—400℃分解，白云石500—800℃分解。金属硫化物脱硫的温度较低，如雌黄在190—220℃分解，方黄铜矿在235℃，辰砂在338—358℃，白铁矿在440—

475℃，黄铁矿在690℃时分解成磁黄铁矿和硫（1个大气压下）。使用这种温度计时，如果压力不能估算，则不可能精确测出矿物形成温度。

（三） 固溶体分解温度

固溶体分解可以定出矿物分解前均一矿物存在的极限温度（表5-18）。

表5-18 某些矿物的固溶体分解温度

矿物	固溶体分解温度(℃)	矿物	固溶体分解温度(℃)
磁铁矿—尖晶石	800	磁黄铁矿—黄铜矿	350—550
磁铁矿—钛铁矿	700	黄铜矿在闪锌矿中	350—400
赤铁矿—钛铁矿	675	辉铜矿—硫铜银矿	300
黄铁矿—磁黄铁矿	600	银锑铅矿	275—350
闪锌矿在黄铜矿中	600	斑铜矿—黝铜矿	275
黄锡矿—黄铜矿	500	铜磁黄铁矿及黄铜矿及磁黄铁矿	255—235
黄铜矿—黝铜矿	500	方铅矿—硫银铋矿	210—330
方黄铜矿—镍黄铁矿	450	砷锑矿石混溶成砷、锑	200—250
磁黄铁矿—镍黄铁矿	425—450	斑铜矿—辉铜矿	175—225
黄铜矿—方黄铜矿	450	辉铜矿—铜蓝	70—75
微斜长石	400		

（据何知礼转引自贝特曼，1982）

（四） 泥质矿物温度计

谢德列茨基(1954)根据泥质矿物确定了一个地温计，使用范围50～950℃。表5-19所列的是在正常压力下矿物存在的最高温度，压力增高，其相应温度要稍降低。某种矿物的出现可以指示岩石在某种矿物形成温度以下形成，可指示形成岩石的温度范围。

对地质体形成温压的判断，最好是多种方法相配合，互相验

证。

表5-19　泥质矿物地温计

矿　物	矿物存在的最高温度(℃)	矿　物	矿物存在的最高温度(℃)
坎洛石	50	绿泥石	726
水赤铁矿	220	海泡石	800
水针铁矿	350	绿脱石	850
高岭石	500	水白云母	900
分散的α-石英	575	伊利石	950
α-蜡蛇纹石	700		

（据何知礼转引谢德列茨基，1982）

第六章

矿物形成作用与矿物共生组合

自然界的化学元素，根据它们的属性（包括它们的原子结构和原子量）和它们的含量（包括相对含量和绝对含量）在自然界不同的物化条件下，成组运移沉淀。自然矿物的形成作用，实际上便是化学元素在自然条件下的分异沉淀作用。自然物化条件因时、因地、因作用而异，在自然作用的演化过程中，属性相近的自然元素，按照相应的浓度，成组的分异沉淀，便形成不同的矿物共生组合。

自然矿物在成分复杂的介质中形成，各种组分相互制约、互为缓冲剂，不似在实验室条件下，可使元素分异人为地极端化，因此自然矿物及其共生组合与人工矿物有很大差异。如锰在实验室中可成M_n^{2+}、M_n^{3+}、M_n^{4+}、M_n^{6+}、M_n^{7+}化合物，但在自然界矿物中，只成M_n^{2+}、M_n^{3+}、M_n^{4+}(Лазаренко, 1963)。与实验条件相比，地质作用与宇宙作用更相近。但由于天体演化发展各不相同，故元素分异沉淀，及由此形成的矿物及其组合，也有差异。例如月球缺乏气圈和水圈，便不形成表生矿物组合。它只有岩石圈，但与地壳内生矿物组合也有差异。同样，地壳与地幔由于元素演化发展与物化条件不同，所形成的矿物及组合也各不相同。

地壳各种地质作用中形成的矿物共生组合，同样与元素的属性(内因)及作用的物理化学条件(外因)有关。表 6-1 横行列举了各类主要矿物在各种地质作用中分布的百分比，纵行显示各种地

表6-1 地质作用中各类矿物分布的百分比

矿物类	地质作用								总数
	内生				外生			变质	
	岩浆	伟晶	气液	总数	沉积	风化	总数		
氧化物及氢氧化物	6	22	20	48	2	36	38	14	100
硅酸盐	21	16	25	62	1	10	11	27	100
自然元素及金属互化物	22	—	44	66	2	24	26	8	100
硫砷硒碲化物及硫盐	6	—	89	94	1	5	6	—	100
卤族化合物	2	10	41	53	12	35	47	—	100
钨、钼酸盐	—	—	43	43	—	57	57	—	100
碳酸盐	—	12	21	33	22	44	66	1	100
硼酸盐	—	12	12	24	48	23	71	5	100
磷、砷、钒酸盐	2	12	10	24	1	71	72	4	100
硫酸盐	—	—	8	8	20	72	92	—	100
铬酸盐	—	—	—	—	—	100	100	—	100
硝酸盐	—	—	—	—	—	100	100	—	100
有机化合物	—	—	9	9	—	91	91	—	100

（据Лаазаренко，1963，1979，稍有调整补充）

质作用中各类主要矿物可能的共生组合。

内生矿物组合是硅酸盐岩浆熔体的产物。O、Si、Al、Fe、Ca、Na、K、Mg、Ti、H、C等11种元素共占地壳总重量的99.45%，总原子数的97.8%。它们在硅酸盐熔体中大量富集，其中Si、Al、Ca、Na、K、Mg等主要造岩元素所成离子，外壳均有8个电子，属惰性气体型亲石离子，均在岩浆作用中首先沉淀，形成大量硅酸盐。Fe、Ti虽属过渡型离子，但含量也较高，且离子半径与Mg、Al相近，故也参加硅酸盐晶格，只有当Si不足时才形成氧化物。属性相近的元素可成类质同像代替，如Hf可代替Zr进入锆石，TR可代替Ca进入磷灰石、独居石或磷钇矿，Ni、Mn可代替Mg、Fe进入橄榄石或辉石等暗色硅酸盐。H可进入晶格与O结合构成OH^-参加硅酸盐晶格，C不参加硅酸盐而成

金刚石及石墨。铂族元素等属性与主要造岩元素不同，也不进入硅酸盐晶格，而呈自然元素、金属互化物或硫砷化物。与主要造岩元素离子半径或电价相差较大的元素如Rb、Cs、Sr、Ba、TR、Th、U、Nd、Ta、Li、Be、C、B、P等，大部分留于硅酸盐残浆中，与其他挥发组分一同形成伟晶作用的矿物共生组合，如斯里兰卡便有石墨伟晶岩。Cu、Ag、Au、Zn、Cd、Hg、Ga、In、Tl、As、Sb、Bi等均属铜型亲硫离子，它们与部分铁族(Fe、Co、Ni)及铂族元素和S、As、Se、Te等形成硫、砷、硒、碲化物或硫盐，它们属还原性化合物，在内生气液作用中达到最高潮，占该类化合物总数的94%（表6-1）。但外生作用以氧化为主，故在外生作用中硫化物与硫盐等便大大降低，仅占该类化合物的6%；同样，自然元素及金属互化物也相应减少。相反，在外生氧化作用中，B^{3+}、C^{4+}、P^{5+}、N^{5+}、Cr^{6+}、Mo^{6+}、W^{6+}、S^{6+}等均为高价离子，构成大量含氧盐，它们的化合物占各该类化合物总数的57—100%。硅酸盐矿物种数大大降低，在外生作用中只占11%。与生物化学作用有关的有机矿物，也以在外生作用中为主导。卤族化合物在两种作用中的分布相似，但氢氧化物、含水化合物及硅酸盐以外的其他多种含氧盐，在外生作用中均升高。变质作用使氢氧化物及含水化合物脱氢脱水，也使一部分硅酸盐及其含氧盐趋向不稳定，故变质矿物组合较简单，占各该类矿物总数的百分比也大大降低。

矿物组合的发育和变化与地壳运动发展过程中大大小小的地质事件和它们的性质与规模有关。它们的特征各不相同，因此可用以判断岩层、岩体和矿床的成因，分层分带，剥蚀深度，找矿标志及经济价值。矿物组合的研究侧重研究矿物组合特点、矿物分组演化及矿物之间的相互关系以及结构构造，并涉及组合中标型矿物及贯通矿物各自的标型特征。研究矿物组合首先要制定矿物生成顺序表，确定矿化阶段及矿物世代，还要研究矿物组合及

其组成矿物在空间上的变化，它们是研究矿物标型特征的基础。不同地质作用形成的地质体中，矿物生成顺序有差异性，也有共同性，总结它们的差异性与共同性，有利于加深对地质作用及其与成矿关系的了解。矿物组合研究涉及面较广，有的部分可参考矿物系统发生史(第三章)及找矿矿物学(第九章)。

本章以岩浆矿床、伟晶矿床、矽卡岩矿床及气成热液矿床等内生矿床为例对矿物共生组合进行讨论。

一、岩浆成因矿物共生组合

在从超基性至酸性岩浆作用的矿物共生组合中，MgO 递减，FeO先递增后递减，SiO_2、Na_2O、K_2O递增，CaO、Al_2O_3从超基性至基性陡增后向酸性又递减，从而形成以下矿物的反应系列(图6-1)，即鲍温系列(1922)。它虽然至今大体上仍然是适用的，但由于岩浆岩的产状和形成条件不同，实际情况要复杂得多。

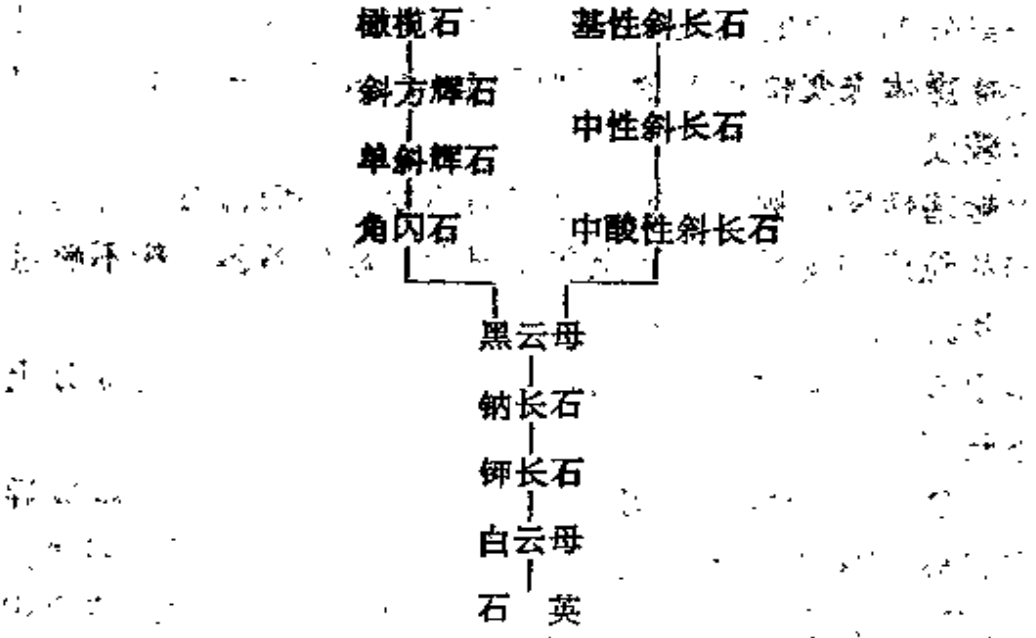


图6-1 岩浆分异过程中的矿物反应系列
(据Bowen，1922)

当岩浆作用从酸性向碱性转化时，碱质增加，出现碱性辉石及碱性角闪石，同时SiO_2从过饱合趋向不饱合，石英消失，并出现霞石、白榴石等似长石，与碱性长石共生。

(一)岩浆成因典型矿床矿物共生组合简表

岩浆成因典型矿床的矿物共生组合，包括金刚石矿床；磁黄铁矿—镍黄铁矿—黄铜矿矿床、磁铁矿—钛铁矿矿床、铬铁矿矿床、铂族元素矿床、赤铁矿—钛铁矿矿床、自然铁铁矿床、钛铌钙铈矿矿床、磷灰石—磁铁矿矿床、霞石—磷灰石矿床等从超基性至碱性岩浆的多种矿床的矿物主要组合。其中表6-2、6-4、6-6、6-8、6-10、6-12至6-15、6-17、6-18据拉扎连科(1978)。

(二) 岩浆矿床矿物共生组合实例

实例一：小松山超基性岩铬铁矿床矿物共生组合实例

小松山基性—超基性岩顺层侵入于寒武奥陶系灰岩，岩体中还保存一部分未变位的寒武奥陶系灰岩层的捕虏体，但已大理岩化。围岩捕虏体未变位且未全部被同化，说明基性—超基性岩的侵入部位较浅。

该地超基性岩矿物共生组合主要为铬铁矿—橄榄石—异剥辉石。它们的粒度和含量在空间上变化很大，稳定范围一般不超过1～2m，也说明侵入部位较浅。

该地超基性岩矿物及矿物组合生成顺序见表6-19。在成分上具有如下特征：

1. 高Ca超基性岩矿物组合中以异剥辉石为主导，构成异剥纯橄岩、异剥橄榄岩、异剥辉石岩，甚至出现异剥辉石伟晶岩。其中异剥辉石最大晶体超过25cm×10cm，显示岩体是在岩浆演化晚期挥发分较集中的浅部结晶的。淡棕色异剥石分析结果如下：

小松山超基性异剥石化学成分（据王公庆1956，分析人：郭

表6-2 磁黄铁矿-镍黄铁矿-黄铜矿矿床的矿物成分(岩浆分异矿床)

含矿岩石	矿石矿物	矿化围岩矿物	矿化伴生矿物	热液矿物	表生矿物
橄榄岩、辉长辉绿岩、纯橄岩、苏长岩、辉长	主要：磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铜矿、方黄铜矿。 次要：斑铜矿、方铅矿、闪锌矿、钛铁矿、磁铁矿、墨铜矿、铂族矿物。	橄榄石、辉石、斜长石、镁铝榴石、黑云母、黑柱石、磷灰石、蛇纹石、绿泥石、磁铁矿、钛铁矿。	阳起石、绿泥石、滑石、水云母、菱镁矿、菱铁矿、白云石。	黄铁矿、辉铁镍矿、淡红辉铁镍矿、针硫镍矿、斑铜矿、石英、金红石、方解石、直闪石、阳起石、方柱石、纤维蛇纹石、绢云母、葡萄石、沸石、水镁石。	自然铜、自然银、赤铜矿、胶黄铁矿、辉铜矿、铜蓝、褐铁矿、孔雀石、蓝铜矿、泻利盐、水绿矾、翠矾、铜绿矾、石膏、蛋白石、黄钾铁矾、纤铁矾、绿高岭土。

表6-3 我国磁黄铁矿-镍黄铁矿-黄铜矿矿床矿物成分

含矿岩石	矿石矿物	矿化围岩矿物	矿化伴生矿物	热液矿物	表生矿物
橄榄岩—闪长岩	主要：磁黄铁矿、镍黄铁矿、紫硫镍矿、黄铜矿、黄铁矿。 次要：方黄铜矿、墨铜矿、辉镍矿、毒砂、磁铁矿。	贵橄榄石、古铜辉石、单斜辉石、中长石-培长石、角闪石、金云母-黑云母、石榴石、铬尖晶石、镁铁尖晶石、钛铁矿、金红石、磷灰石。	蛇纹石、滑石、镁绿泥石、水镁石、纤闪石、绢云母、斜黝帘石、碳酸盐。	磁黄铁矿、镍黄铁矿、紫硫镍矿、黄铁矿、白铁矿、磁铁矿、针镍矿、含镍黄铁矿、红砷镍矿、方硫矿、闪锌矿、纤维蛇纹石、碳酸盐、石英、黄铜矿。	孔雀石、蓝铜矿、铜蓝、翠镍矿、镍华、含镍的蛭石、含镍的绿泥石、含镍的绿高岭石、石膏、针铁矿、褐铁矿。

表6-4 苏联雅库梯金刚石矿床矿物组合(早期岩浆矿床)

含矿岩石	主要矿物	副矿物	热液矿物	表生矿物
金伯利岩	镁橄榄石、含铬镁铝榴石、镁钛铁矿、铬透辉石、金云母(具反吸收)、金刚石。	顽火辉石、铬铁矿、铬尖晶石、钙钛矿、磷灰石、石墨。	蛇纹石、磁铁矿、绿泥石、黄铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、天青石、重晶石、方解石、白云石、文石、石英、蛋白石。	氢氧化铁、镁质多水高岭石、蓝铜矿、孔雀石。

表6-5 我国山东金刚石矿床矿物组合

含矿岩石	主要矿物	副矿物	热液矿物	表生矿物
金伯利角砾岩及金伯利凝灰岩	镁橄榄石(蛇纹石化)、金云母(水云母-蛭石化)、金刚石。	含铬镁铝榴石、铬透辉石、铬铁矿、镁钛铁矿、钙钛矿、锐钛矿、金红石、锆石、斜锆石、铬透辉石、碳硅石。	钙铁榴石、金云母、榍石、透辉石、透闪石、蛇纹石、方解石、滑石、绿泥石、水白云母、锐钛矿、蛭石、白钛石、钙钛矿、高岭石、磷灰石、磁铁矿、赤铁矿、重晶石、黄铜矿、斑铜矿、方铅矿、闪锌矿、自然铅、自然银、黄铁矿、针硫镍矿。	褐铁矿、软锰矿、高岭石。

表6-6 铬铁矿矿床矿物组合(后期岩浆矿床)

含矿岩石	主要矿物	副矿物	热液矿物	表生矿物
纯橄榄岩	橄榄石、铬尖晶石、镁铬铁矿。	钙铬榴石、铬透辉石、普通辉石、磁铁矿、自然铬。	含铬透闪石、铬浅闪普闪石、铬钙镁闪角闪石、铬绿泥石、蛇纹石、水镁石、方解石、自然铜。	

表6-7 我国南南松树沟铬铁矿矿床矿物共生组合

含矿岩石	主要矿物	次要矿物	热液矿物	表生矿物
纯橄岩	橄榄石、顽火辉石、透辉石、含铁富铁铬铁矿、含铁铬铁矿(铬铁矿、富铝高铁铬铁矿等)。	硫铱锇钌矿、硫砷铱矿、锇铱矿、砷铂矿、磁黄铁矿、镍黄铁矿、自然铬。	蛇纹石、铬斜绿泥石、绢石、透闪石、滑石、蛭石、菱镁矿。	

表6-8 磁铁矿-钛磁铁矿矿床共生组合(地点同表6-7)

含矿岩石	主要矿物	副矿物	热液产物
斜长岩、辉石岩、角闪岩、辉长岩	橄榄石、辉石、斜长石、普通角闪石、磁铁矿、钛铁矿。	镁铝榴石、磷灰石、黄铜矿。	赤铁矿、白钛石、绿泥石、榍石、绿帘石、黝帘石、黄铁矿。

表6-9 我国磁铁矿-钛磁铁矿床矿物共生组合。

含矿岩石	主要矿物	副矿物	热液矿物
斜长岩—苏长岩—辉长岩	橄榄石、普通辉石、紫苏辉石、中-拉长石、磁铁矿、铬磁铁矿、钛磁铁矿、钛普闪石。	钛铁矿、钛铁晶石、榍石、磷灰石、黄铁矿。	赤铁矿、金红石、白钛石、叶绿泥石、斜绿泥石、黝帘石、斜黝帘石、绿帘石、钠长石、滑石、绢云母、纤闪石、透闪石、阳起石、黄铁矿、黄铜矿、石英。

表6-10 铂族元素矿床的矿物组合(乌拉尔岩盆型)

含矿岩体	主要矿石矿物	次要矿石矿物	矿化岩石矿物	热液矿物	外生矿物
纯橄岩	铬尖晶石（镁铬尖晶石、镁铬铁矿、硬铬尖晶石、铁铬尖晶石、镍铬尖晶石）、钛铁矿、粗铂矿、铱铂矿、砷铂矿、硫铂矿。	磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铜矿、铱锇矿、铂铱矿、硫钌矿、锑钯矿、亮锇铱矿、暗锇铱矿、钯铂矿、金铱锇矿、铬铁矿。	斜长石、辉石、橄榄石、钙铬榴石、铬云母、铬绿泥石（脆绿泥石、铬斜绿泥石）、铬符山石、铬透辉石、角闪石、金云母、磷灰石。	蛇纹石、铜铂矿、镍铂矿、自然金、赤铁矿、绿泥石、磁铁矿。	铁铂矿、自然铂、自然金、自然铜、粘土矿物、褐铁矿。

表6-11 我国铂族元素矿床矿物组合

含矿岩石	主要矿石矿物	次要矿石矿物	矿化围岩矿物	热液矿物	表生矿物
纯橄岩—辉长岩	富铁铬尖晶石、钛磁铁矿、磁铁矿、硫铂矿、砷铂矿、硫钯矿、等轴砷钯矿、铁自然铂、铁铂矿。	自然铱、等轴铂锇铱矿、等轴铁铱矿、锇铱矿、硫砷铱矿、红石矿。	基性斜长石、橄榄石、辉石、角闪石、磷灰石。	阳起石、蛇纹石、绿泥石、磁铁矿。	自然铂、硫钌矿、铱锇矿、含铁铱锇矿、锇硫钙矿、硫铱锇钌矿、磁铁矿、钛铁矿、镍黄铁矿、黄铁矿、白铁矿、锡石、白钨矿、锆石、石榴石。

表6-12 班铜矿-黄铜矿矿床矿物组合

含矿岩石	主要矿物	次要矿物
辉长岩	磁铁矿、斑铜矿、辉铜矿。	钛铁矿、黄铜矿、磷灰石、辉石、普通角闪石。

表6-13　赤铁矿—钛铁矿矿床矿物组合

含矿岩体	主要矿物	次要矿物
斜长岩	赤铁矿、金红石、磷灰石。	阳起石、黑云母、绿帘石、石英、长石。

表6-14　自然铁矿床矿物组合

含矿岩体	主要矿物	次要矿物
玄武岩	橄榄石、透辉石、磁铁矿。	自然铁、石墨、钙长石、硅铁土、磁黄铁矿、陨磷铁镍石、尖晶石。

表6-15　磷灰石—磁铁矿矿床矿物组合

含矿岩体	主要矿物	次要矿物
正长岩	磷灰石、磁铁矿。	赤铁矿、透辉石、普通角闪石、电气石、锆石、黑云母、石英。

表6-16　我国碱性岩磷灰石-磁铁矿床矿物组合

含矿岩体	主要矿物	次要矿物
正长岩	磁铁矿、氟磷灰石。	正长石、钛榴石、深绿辉石、普通角闪石、黑云母、榍石、少量钠长石、霞石。

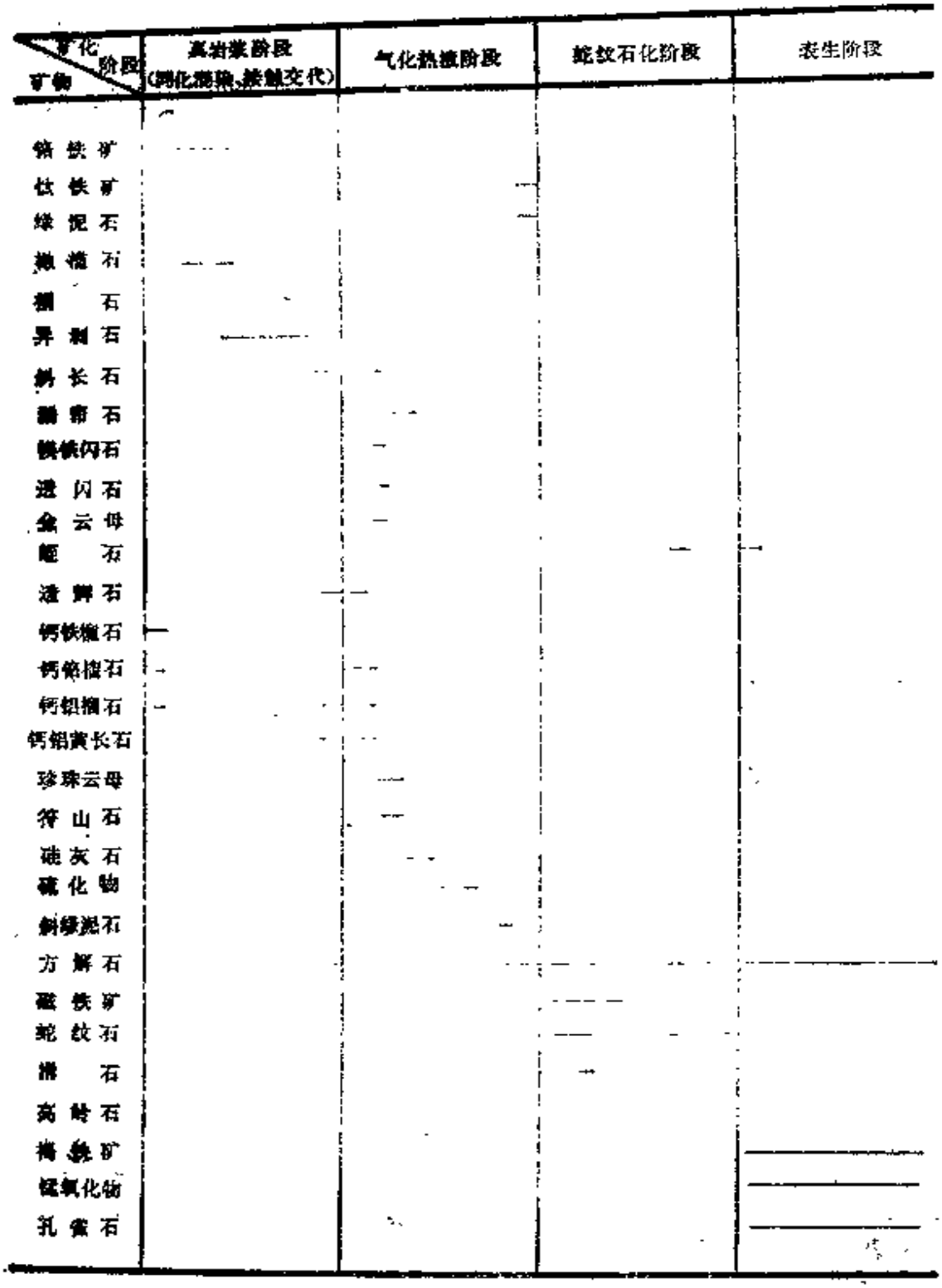
表6-17　钛铌钙铈矿矿床矿物组合

含矿岩体	主要矿物	次要矿物
霞石正长岩	霞石、钾长石、钛铌钙铈矿。	磷灰石、霓石、钠铁闪石、异性石、褐硅钠钛矿、闪叶石、硅钛钠石、方钠石。

表6-18　霞石磷灰石矿床矿物组合

含矿岩体	主要矿物	次要矿物
磷灰石霞石岩	霞石、磷灰石。	霓石、普通角闪石、榍石、磁铁矿、钛铁矿、钛磁铁矿。

表6-19　小松山超基性岩铬铁矿矿床矿物生成顺序表



（据王公庆，1956，甘肃小松山铬铁矿矿床矿物学资料补充）

承基)

SiO_2 46.46, Al_2O_3 4.61, TiO_2 2.03, Fe_2O_3 4.66, FeO 1.45, CaO 25.53, MgO 14.14, MnO 0.53, 烧失 0.89, 总计 100.03。

晶体化学式为 $Ca_{1.02}(Mg^{2+}_{0.79}\ Fe^{3+}_{0.13}\ Fe^{2+}_{0.05}\ Ti^{4+}_{0.02}Mn^{2+}_{0.01})_{1.00}$ $((Si_{1.75}\ Al_{0.21}\ Ti_{0.04})_{2.0}O_6$, 已进入次透辉石范围, 但 // {100} 及 {010} 裂开十分发育。异剥辉石在本区成为贯通矿物, 组合中并出现钙铝榴石、黄长石、符山石, 说明岩浆富 Ca。

2. 高Ti 本区铬铁矿 TiO_2 含量在岩体南部为 1.58～2.50%, 在岩体北部为4.92～7.56%. 铬铁矿中Ti含量较高, 但不含V, 说明本区超基性岩是浅部岩浆分异的产物。按Ti在铬铁矿中高温时与 Cr 成类质同象代替, 低温时出溶成钛铁矿, 岩体北部 TiO_2 含量较南部还高, 故铬铁矿中钛铁矿出溶条片在岩体北部尤为发育. 铬铁矿中TiO_2含量与 Cr_2O_3/FeO比值成反消长, TiO_2含量升高, Cr_2O_3 含量便降低。异剥辉石通常无色, 不具多色性, 但本区异剥石含Ti较高, 故在镜下只有少数无色, 多数为淡棕色, 具淡黄棕色多色性, 有的晶体含Ti更高, 多色性已为明显的棕色. 脉石矿物中Ti含量也高。

3. 高Fe 高质量铬铁矿为棕黑色、条痕棕色, 半金属光泽, 无磁性至弱磁性, 属正尖晶石型。在镜下为红色至红棕色, 半透明. 本区铬铁矿含 FeO 10.26～32.6%, Fe_2O_3 6.28～33.83%, 显示含铁量不稳定, 但含铁量一般较高, 故绝大多数颜色、条痕均为黑色, 反射率很高, R=14.5(黄), 为金属光泽, 镜下不透明, 具磁性至强磁性, 晶粒可互相吸引, 属反尖晶石型。

异剥辉石含 Fe 也较高, 只有少数无色。淡棕色异剥辉石含 FeO 1.45%, Fe_2O_3 4.66%, 且Fe_2O_3>FeO, 两者比例>3:1,

已超过磁铁矿中两者的比例。有的异剥石含 Fe 量更高，特别是在{100}面上已为深黑色，显示是在晚期浅部较氧化的条件下结晶的。

橄榄石含Fe_2SiO_4分子 15～55%，已属贵橄榄石—镁铁橄榄石。镁铁闪石含 $Fe_7(Si_8O_{22})(OH)_2$分子 55%，也为富铁亚种。在造岩矿物中Fe含量也高，显示整个熔体Fe含量高。

4. 低Mg 在矿物结构中Mg与Fe成完全类质同像代替，尤其是与Fe^{2+}，它与Fe成反消长，熔浆富Fe必然贫 Mg，故在本区超基性岩中缺乏富 Mg 的橄榄石与斜方辉石，甚至纯橄岩中也只有异剥辉石。岩体中不具有镁铝榴石与富Mg的镁铁闪石，Mg—斜绿泥石也很少见。铬铁矿中MgO含量也只有 4.39～13.22%，大大小于其中FeO(8.90—32.61%)及Fe_2O_3(6.28—33.83%)的含量。

5. 高Al 铬铁矿中含 Al_2O_3 13.90～32.84，尤高于其中Fe_2O_3含量。异剥辉石中Al_2O_3含量也达 4.61%。Al^{3+}、Fe^{3+}可与Cr^{3+}成类质同象代替，它们与Cr^{3+}成反消长，Al高 Cr便降低，尤其是对形成高质量铬铁矿不利。

6. 低Cr 本区铬铁矿含Cr_2O_3 24.6～30.44%，它的Cr_2O_3的最高含量也低于其中 Al_2O_3与Fe_2O_3 的最高含量，可见它的Cr含量不高。它的$Cr_2O_3/FeO=0.5-1$，低于一般工业要求的 2.5 比值，也远低于国外铬铁矿工业矿体要求标准值1.5—5.0。

从上看出，与铬铁矿矿床相比，本区出现了相对高 Ca、高 Ti、高Fe低Mg的围岩矿物组合，铬铁矿本身也高Ti、Fe、Al而低 Cr，因此对成矿不利。同时矿床中未出现一般铬铁矿矿床中常见的铬透辉石、铬普通角闪石、铬金云母、铬绿泥石。虽出现了钙铬榴石细脉，但宽只有0.3mm，不似黄长石—钙铝榴石脉宽可达30cm，两者脉宽相差达 100倍。钙铬榴石自形晶只有显微大小，最大直径≤1/50mm，而且少见。钙铝榴石自形晶却可达

0.75mm，大于钙铬榴石125倍，且很普遍。以上情况都对成矿不利。此外由于岩浆侵入部位较浅，也对成矿不利。在铬铁矿的"总含铁率f"及"分子含铁率F_{cr}"两种系数与含矿关系的双坐标图解上，也能看出本区不具备形成具有工业价值铬铁矿床的条件。在图6-2-1中：

$$f=Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+}+Mn^{2+}),$$

$$F_{cr}=FeCr_2O_4/(FeCr_2O_4+MgCr_2O_4).$$

由图6-2-1可看出，以石陨石中的附生铬铁矿（f与F_{cr}都接近95—100），当作Cr处于分散状态的典型，则图6-2-1实际上表述了陨石至上地幔物质分异的程度。稠密的造矿铬铁矿向原点移动，表示分异良好。小松山铬铁矿成分很不稳定，因富Ca、Fe^{3+}、Al、Ti，偏离了演化趋势线与成工业矿体的一端。

从以上矿物组合、标型矿物与矿物标型特征的分析看出，小松山超基性岩体不具备形成工业价值铬矿床的成因条件。

在本区由于富Ca，岩浆矿物演化系列中缺乏鲍温系列中的斜方辉石环节，不仅未出现标准的纯橄岩与橄榄石，也未出现斜方辉橄岩与橄辉岩等一系列有利于铬矿化的超基性岩。同时由于高Ti、Al、Fe^{2+}、Fe^{3+}，大大降低了铬铁矿中Mg、Cr的含量，进一步增加了对铬矿化的不利因素。从图6-2-2可见具工业价值的铬矿床中铬铁矿均具高Cr、低Ti和低Fe。对本矿床进行必要的矿物学与成因矿物学研究，便可对它的评价做出较合理的判断，节省大量勘探资金、人力、物力与时间。

本区矿物组合还提供了超基性岩浆接触交代并同化混染碳酸盐围岩的一个典型实例。它表现在以下几个方面：

1) 在岩体两端及两侧与寒武奥陶系灰岩接触带上，形成大理岩及透辉石大理岩，矿物组合以方解石±透辉石为主。除热变质外，也有部分接触交代，Mg、Si主要来自岩浆岩。

2) 岩体中各个部分出现大小不等的灰岩捕虏体，小的长

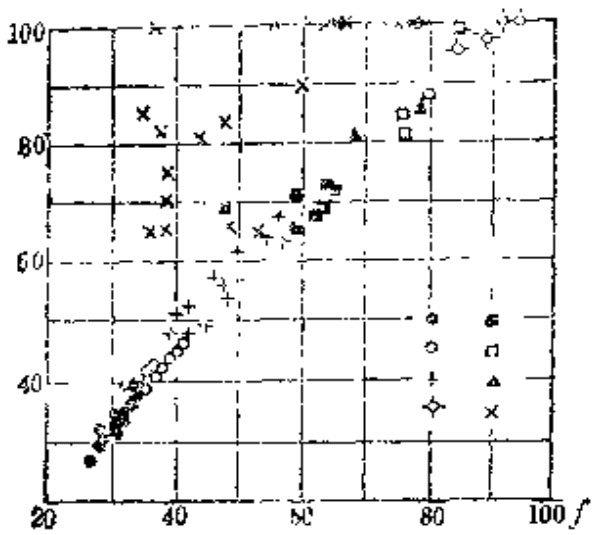


图6-2-1　甲西、肯皮尔赛、小松山铬铁矿F_e、f系数相关图

（据魏明秀，1980）

1.肯皮尔赛大矿床的稠密浸染状矿石中铬铁矿；2.肯皮尔赛大矿床的稀疏浸染状矿石中铬铁矿；3.肯皮尔赛矿体纯橄榄岩附生铬铁矿；4.陨石中铬铁矿；5.甲西稠密造矿铬铁矿；6.甲西附生铬铁矿；7.甲西中等稠密造矿铬铁矿；8.小松山铬铁矿

（1—8在图例中按从上到下，从左到右顺序依次排列）

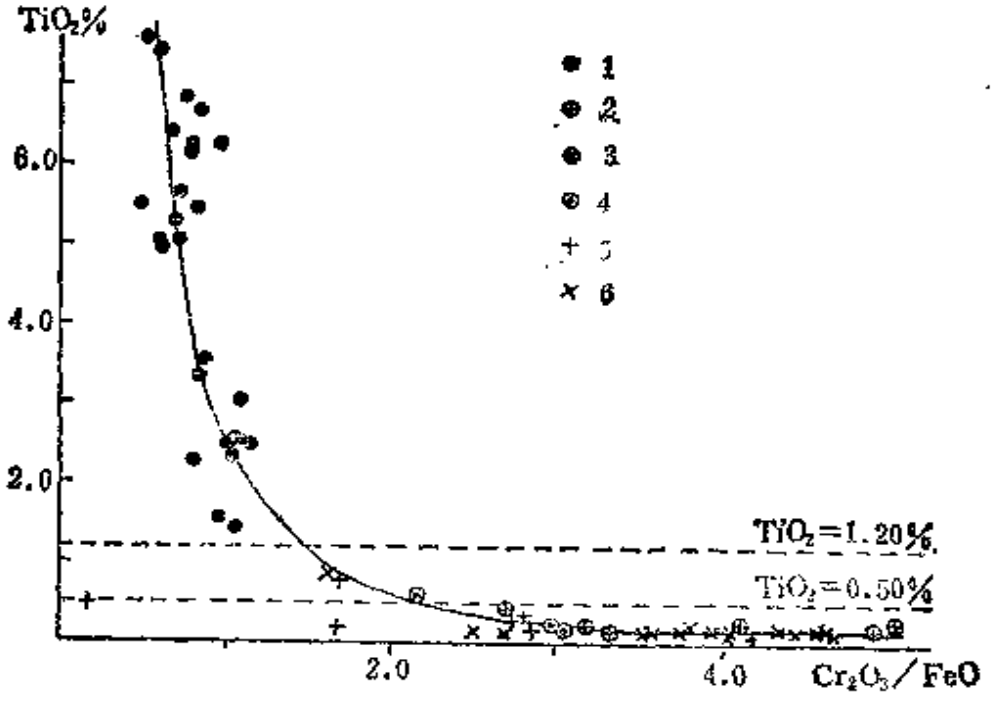


图6-2-2　铬铁矿TiO_2—Cr_2O_3/FeO图解

（据王公庆，1956）

1.小松山铬铁矿，2.苏联肯皮尔赛铬铁矿，3.苏联萨拉诺夫铬铁矿，4.苏联舍尔德仁斯基铬铁矿，5.美洲各地铬铁矿，6.苏联哈利洛夫斯克铬铁矿

≤1m，大的长>50～100m，一般长 4～5m。大捕虏体靠近岩体两端及两侧，岩体原生构造与捕虏体长轴方向、即与岩层走向平行。岩体中灰岩捕虏体，按从岩浆接受SiO_2，MgO，Al_2O_3多少的顺序，从离岩浆岩由远至近依次出现大理岩→粒状透辉石单矿物岩→钙铝榴石单矿物岩→黄长石单矿物岩或磷灰石黄长石钙铝榴石岩等交代岩的块体。

3） 因灰岩捕虏体与岩浆岩均富 Ca，而透辉石与异剥辉石成分和结构相似，故在透辉石岩与岩浆岩接触处可见矽卡岩中透辉石在岩浆岩的异剥辉石上生长形成一个连续的晶体。面向捕虏体的一半为透辉石，面向超基性岩的一半为异剥辉石。

4） 有的从捕虏体交代岩，还分出脉状分枝，穿切超基性岩。如从黄长石交代岩，分出黄长石单矿物脉，穿切铬铁矿异剥橄榄岩。从黄长石—钙铝榴石交代岩，分出黄长石—钙铝石榴脉，穿切异剥橄榄岩。前者的成因与扩散矽卡岩相似，后者的成因与渗滤矽卡岩相似。从超基性岩到交代岩的块体或脉体的分带顺序为异剥岩或异剥橄榄岩→钙铝榴石异剥岩或异剥橄榄岩→钙铝榴石岩→黄长石钙铝榴石岩→黄长石岩，显示Si、Al、来自超基性岩，而Ca来自捕虏体灰岩的双交代特征。

5） 当黄长石钙铝榴石脉穿切铬铁矿体边部时，便开始出现渐变的钙铬榴石镶边，脉幅可达2cm。深入铬铁矿体中部时，便全部转化为钙铬榴石脉，脉幅也降为0.3mm。显示就地交代的特征。

6） 在灰岩捕虏体附近的超基性岩中，部分橄榄石晶粒中出现局部集中的显微粒状自形石榴石包体，成{110}≫{211}的聚形。当超基性岩中含有铬铁矿时，橄榄石中的石榴石显微包体便为翠绿色的钙铬榴石；当不含铬铁矿时，便为青绿色的钙铁榴石。显示被同化混染的灰岩成分虽然相同，但同化它的岩浆成分不同，同化混染的产物也不同。

7) 以上混染交代的石榴石、不论钙铬榴石或钙铝榴石都是均质的，应是在>800℃的条件下形成的，显示超基性岩浆本身温度较高，故混染交代产物形成温度也较高。但在异剥橄榄岩晶洞中的钙铝榴石自形晶，聚形虽然不变，光性却为非均质性的，显示晶洞中的晶体是在<800℃的温度较低的条件下形成的。在晶洞及晶洞周围的岩体中还出现榍石、符山石、磷灰石和方解石等自形一半自形晶，它们同为超基性岩浆同化混染灰岩的产物。

从以上可见，对典型矿床的矿物共生组合进行成因矿物学研究，不仅可对矿床评价提供矿物学依据，还可对岩石成因及演变提供必不可少的矿物信息。

实例二：八台超基性岩磷灰石钛磁铁矿矿床矿物共生组合实例

八台超基性岩磷灰石钛磁铁矿矿床矿物组合较复杂，俞受鏊等(1983)在该矿床已发现100种矿物种与亚种，见表6-20。

八台矿田超基性岩侵入于太古代赵案庄组斜长角闪片麻岩、辉石斜长角闪片麻岩及混合岩化斜长角闪片麻岩中，岩体同位素年龄为2588×10^6年，为太古代晚期造山运动期后岩浆活动产物。

它形成的磷灰石—钛磁铁矿矿床的矿物组合，充分显示了超基性岩浆的成分特征，超基性岩浆富 Mg，故组合中出现富镁的橄榄石、斜方辉石、硅镁石、镁电气石、直闪石、金云母、镁钛铁矿、镁铁晶石及蛇纹石族、镁绿泥石亚族与 Cu—Ni 硫化物。

超基性岩贫Si，与碱性岩相似，过剩的 Ti、Al、Ca、Mg、Fe 等不能进入硅酸盐晶格形成硅酸盐，便形成金红石族、刚玉—钛铁矿族、钙钛矿族、尖晶石族、晶质铀矿族等在碱性岩中经常出现的多种氧化物，其中也包括大量的磁铁矿与钛磁铁矿。本区各种橄榄岩含SiO_2 28.95～40.79%，平均 34.08%(14 个样)。各种古铜辉石岩含SiO_2 34.18～43.42%，平均40.13%(3个样)。二辉石岩及单斜辉石岩分别含$SiO_2$50.18%和51.42%(各1个样)。

表6-20　我国超基性岩磷灰石磁铁矿矿床矿物组合

含矿岩体	主要矿物	次要矿物		少量及微量矿物	
橄榄岩 普通角闪石岩	钛磁铁矿 氟磷灰石 叶蛇纹石 利蛇纹石	镁钛铁矿 镁铁尖晶石 钛铁矿 磁铁矿 贵橄榄石 古铜辉石 透辉石 中长石 钙铝榴石 钙铁榴石 斜硅镁石 金云母 直闪石 浅色闪石 Al-Mg普闪石 透闪石 红闪石 钠铁闪石 电气石 褐帘石 锆　石 斜锆石 榍　石 独居石 磷钇矿 钍　石	胶状纹石 蛇纹石石棉 滑石 铬铁绿泥石 铬绿泥石 淡斜绿泥石 叶绿泥石 黝帘石 斜黝帘石 绿帘石 葡萄石 水铝石 白云石 铁白云石 方解石 铁方解石 萤　石 重晶石 硬石膏 石　膏 石　英 蛋白石 石　髓 石　墨	尖晶石 铝铬铁矿 硬铬尖晶石 刚　玉 赤铁矿 金红石 板钛矿 锐钛矿 白钛石 钙钛矿 钙钛锆矿 水钙钛矿 方钍石 铀方钍石 含钍晶质铀矿 透长石 自然铁	磁黄铁矿 镍黄铁矿 砷镍矿 针镍矿 白铁矿 硫钴矿 辉铝矿 黄铜矿 斑铜矿 蓝辉铜矿 方铅矿 闪锌矿 铜锌矿 锡铅矿 自然铜 自然金 自然铂 自然锌 自然铅 铅　丹 针铁矿 褐铁矿 孔雀石

（据愈受鳌，1983，整理）

各种角闪石岩含SiO_2 43.57～49.32%，平均46.82%(4个样)。本区绝大部分超基性岩 SiO_2 含量均远低于一般超基性岩，尤对形成铁矿有利。

本区超基性岩富 Ca，故除形成大量磷灰石外，还出现钙石榴石亚族、单斜辉石亚族、钙角闪石亚族、黝帘石族、钙钛矿族

与方解石、萤石、石膏—硬石膏、葡萄石等矿物。还有中长石出现于普通角闪石岩中。与基性岩钛磁铁矿相伴的斜长岩中的斜长石，也为中性斜长石。多种富钙矿物的出现，说明岩浆分异较好，对形成铁矿有利。

本区超基性岩富铁，故出现自然铁—钛铁矿—镁铁晶石—钛磁铁矿—磁铁矿—赤铁矿系列的矿物。在造岩矿物中，橄榄石与斜方辉石也非纯镁亚种，而为贵橄榄石与古铜辉石。橄榄岩中Fe_2O_3最高含量可达15.97%，FeO最高含量可达9.25%，且$Fe_2O_3 > FeO$，TFe最高可达17.14～17.28%，已远远超过一般超基性岩而接近贫矿边界品位，故对形成铁矿有利。

本区超基性岩富挥发分，除富P_2O_5外，H_2O^+含量也很高，橄榄岩中H_2O^+含量5.82～12.04%，平均8.78%(14个样)，也远远超过一般超基性岩达2～3倍之多。其中近1/3的橄榄岩中H_2O^+最高含量在10.59～12.04%之间，也已超过宁芜地区火山岩中H_2O^+的最高含量，也对形成铁矿有利。挥发分倾向上逸，故在本区超基性岩体顶部也出现磷灰石磁铁矿富矿体。

围岩中富Na，角闪斜长片麻岩与金云斜长片麻岩中，Na_2O和K_2O可分别达到5.98%与9.64%，已≥一般细碧角斑岩的碱质含量。它们被富于P_2O_5与H_2O^+的超基性岩浆同化混染后，也对铁的搬运沉淀有利。故矿床中也出现红闪石与钠铁闪石，围岩中还出现冻蓝闪石等富钠的角闪石。

二、伟晶作用的矿物共生组合

伟晶岩的标型矿物和标型矿物组合极其明显，A. E. 费尔斯曼便是首先从花岗伟晶岩着手对它进行深入研究和剖析，首次创立了伟晶岩矿物标型的理论的。根据他的统计，花岗伟晶岩中约有280种矿物，其中硅酸盐95种，氧化物66种，磷酸盐56种，

其他矿物约60种，以后又有增加。

当进入岩浆演化晚期阶段，挥发分集中，符合形成伟晶岩的温压条件时，便可形成伟晶岩，故自然界可存在多种伟晶岩。因地壳上部的硅铝层为花岗质的，花岗岩分布最普遍，故花岗伟晶岩分布也最普遍。它是花岗质岩浆进一步分异的产物，常出现于花岗岩的边缘相及与花岗岩接触的围岩中。与其他类型伟晶岩对照，花岗伟晶岩属酸性伟晶岩，主要矿物为石英、长石、云母，它们是对花岗岩物质成分的继承，但可出现晚期富集的稀有，稀土、放射性元素的矿物，与云母、长石、水晶等一同构成伟晶岩矿床。

碱性伟晶岩分布的普遍性仅次于酸性花岗伟晶岩。它是碱性岩进一步分异的产物，继承了碱性岩的物质成分，在矿物组合中不出现石英，而以碱性长石、碱性角闪石、霞石等似长石矿物为主，但还可出现稀土磷灰石$(Sr, Ce, Na, Ca)_6(PO_4)_3(OH)$，星叶石$(K, Na)_3(Fe^{2+}, Mn)_7Ti_2Si_8O_{24}(O, OH)_7$，闪叶石$Na_2(Sr, Ba)_2Ti_3(SiO_4)_4(OH, F)_2$，异性石$Na_4(Ca, Ce, Fe)_2ZrSi_6O_{17}(OH, Cl)_2$等多种稀有、稀土元素矿物，构成长石、霞石、磷灰石及稀有、稀土元素矿床。

中性、基性、超基性伟晶岩均较少见。中性伟晶岩可以宁芜地区凹山式玢岩铁矿中伟晶状次透辉石(阳起石)—磷灰石—磁铁矿三矿物组合为代表。基性辉长伟晶岩常与超基性辉石岩或基性的辉长岩相伴，其中钠质的以霓辉石及酸性斜长石为主；钾质的以黑云母及微斜长石为主，霓辉石与酸性斜长石是次要的。上述两种类型的基性伟晶岩可以济南辉长杂岩体中的辉长伟晶岩为代表。

超基性伟晶岩更少见，可以宁夏小松山超基性杂岩体中的异剥辉石伟晶岩为代表。

花岗伟晶岩与围岩化学势差别很大时，可发生交代反应，使

伟晶岩矿物成分改变。如围岩为富铝的粘土岩、片麻岩或基性岩时，伟晶岩中可生成红柱石、蓝晶石、矽线石及堇青石。若围岩为含Ca、Mg、Fe的岩石时，伟晶岩中可生成磁铁矿、钛铁矿、角闪石、辉石、方柱石及堇青石。若围岩为超基性岩，花岗伟晶岩成分发生剧烈变化，成去硅伟晶岩，又称交代型基性伟晶岩。伟晶岩浆中K_2O首先进入围岩，然后是SiO_2，使伟晶岩中钾长石变成斜长石，析出Al_2O_3形成刚玉。如刚玉含量大于40%，即成为刚玉岩而成矿。如SiO_2含量少，便形成珍珠云母或绿泥石，也结晶出刚玉，称刚玉—珍云岩。在伟晶岩成分发生变化的同时，围岩也发生很大变化。

伟晶岩中花岗伟晶岩工业意义最大，数量最多，对它的分类意见也不统一。伟晶岩含矿建造一般分为稀土金属伟晶岩、稀有金属伟晶岩、白云母伟晶岩、白云母稀有金属伟晶岩及晶洞（含水晶）伟晶岩(罗季昂诺夫，1964等)。各含矿伟晶岩形成深度不同，各有其特征的围岩和特征的矿物组合。举例如下：其中表6-21至6-27据拉扎连科(1963，1975)，除表6-26、6-27外皆为未发

表6-21　长石、白云母铀——稀土伟晶岩矿物成分

矿　　种	主　要　矿　物	次　　要　　矿　　物
独　居　石	长石、白云母、石英。	电气石、绿柱石、独居石、锆石、石榴石、磁铁矿、黑云母、磷灰石
褐　帘　石	斜长石、微斜长石、石英、白云母。	电气石、绿柱石、磷灰石、黑云母、褐帘石、独居石、锆石、榍石。
磷钇矿—曲晶石—晶质铀矿	斜长石、白云母、石英。	电气石、绿柱石、磷灰石、磷钇矿、榍石、独居石、曲晶石、晶质铀矿、锂辉石、铌铁矿、钽铁矿。
钛钽铌复杂氧化物	微斜长石、白云母，石英。	电气石、绿柱石、磷灰石、石榴石、黑云母、磷钇矿、褐钇铌矿、黑稀金矿、淡红硅钇矿、铌钇矿、水菱钇矿、钇榍石、锂辉石、钶铁矿、钽铁矿。

生同化混染的纯净伟晶岩*，表6-26，6-27为同化混染基性—超基性岩物质去硅后形成的交代伟晶岩*。例如表6-27中的斜长石既可为拉长石—钙长石，又可为更长石—中长石，便与同化混染的岩石类型及同化混染的程度有关。

（一） 典型含矿伟晶岩矿物共生组合简表

表6-22 铌钽稀有伟晶岩矿物成分

主要的		次要的	
造岩矿物	金属矿物	非金属矿物	金属矿物
钠长石，锂辉石、微斜长石、锂云母。	铌铁矿、钽铁矿、铌钇矿。	绿柱石、黑云母、白云母、黄玉、石榴石、电气石(黑电气石、多色电气石)、磷灰石、透锂长石、萤石、似晶石。	独居石、磁铁矿、锆石、晶质铀矿、易解石、细晶石、磷锂矿—锂蓝铁矿、磷铁锰矿、磷锂石、硅铀钇矿、锡石、黑钨矿。

表6-23 锂云母——锂辉石稀有伟晶岩矿物成分

造岩矿物		矿石矿物
主要的	次要的	
微斜长石，钠长石、石英、微斜—条纹长石、白云母、锂辉石、锂云母。	石榴石、电气石、磷灰石。	绿柱石、钽铁矿、锰钽铁矿、磷锂矿、铌铁矿、细晶石、铯榴石、基性泡铋矿、锂蓝铁矿、锡石、磷铝石。

* 这两种伟晶岩的成因分类由 А. Е Ферсман 1931 首先提出

表6-24 铍伟晶岩主要类型及矿物成分

矿床类型	绿柱石特点	特征的伴生矿物	
		主要的	伴生稀有矿物
含晶洞的、异离体状伟晶岩。	不含碱的海蓝宝石、黄金绿柱石、红绿柱石。	微斜长石、石英、钠长石。	似晶石。
块状及全分异伟晶岩。	不含碱的绿柱石。	微斜长石（常为天河石）、石英、钠长石、黑云母、白云母、黑电气石、铁锰磷酸盐、锰铝榴石。	硅铍钇矿、褐钇铌矿、铌铁矿、钽铁矿、磷钇矿、独居石、锂蓝铁矿；曲晶石、似晶石、硅铍石、金绿宝石、磷铍钙石、磷钠铍石。
受交代的白云母—钠长石、锂辉石—钠长石、锂云母钠长石伟晶岩。	含钠的、钠锂的、锂铯的绿柱石亚种。	钠长石、石英、白云母、锰铝榴石、多色的电气石。	磷锂矿、铌—钽铁矿、锡石、硅铍石、磷铍钙石、似晶石、日光榴石—铍榴石、锂辉石、锂云母、透锂长石、铯榴石、细晶石。

表6-25 锆、钛、铌、稀土碱性伟晶岩矿物成分

主要的	次要的	
	原生的	再生的
异性石—负异性石、硅钛钠石、褐硅钠钛矿、闪叶石、稀土磷灰石。	锆石、榍石、钛铌钙铈矿、烧绿石、星叶石、板钛矿、金红石、锐钛矿、硅钛铁矿、锰柱星叶石、硅钛锶镧石、钍石、菱形绿柱石、锰菱形绿柱石、水硅铈石、绿层铈钛矿、板绿层硅铈钛矿、伟锶磷灰石。	中异性石、钠锆石、锆铁硅石、钠锆石、钛褐锰锆石、磷硅钛钠石、三斜闪石、短柱石、铁蒙脱石。

表6-26　纯绿宝石交代型基性伟晶岩矿物成分

主　要　的	次　要　的	稀　少　的
黑云母、金云母、阳起石、滑石、绿泥石。	石英、角闪石、白云母、绿柱石、辉钼矿、电气石、磷灰石、金红石、榍石、黄玉、扁豆菱沸石、钛铁矿、赤铁矿、萤石。	纯绿宝石、斜长石、黑电气石、石榴子石、贵橄榄石、金绿宝石、锆石、似晶石、硬沸石、硅铍石、自然铋。

表6-27　刚玉交代型伟晶岩矿物成分

主　要　的	次　要　的	稀　少　的
斜长石、刚玉。	尖晶石、石榴石、电气石、黑云母、珍珠云母、绿泥石、金红石、单水铝石、磷灰石、蛭石、阳起石、滑石。	方解石、皂石、磷灰石、榍石、磁铁矿、锆石、褐帘石、石英、钠长石、蓝晶石、锂云母。

（二）　花岗伟晶岩矿物组合生成顺序

Ф. В.楚赫罗夫（1972）划分了以下的成矿阶段：

最早阶段(K—Na阶段)：对所有花岗伟晶岩建造都类似，即黑云母、斜长石、更长石与石英共生。它在云母伟晶岩中发育。

第二阶段(第一K阶段)：对于所有花岗伟晶岩建造也类似，微斜长石与石英交生，形成文象结构。

第三阶段(第二K阶段)：形成巨大的微斜长石晶体。

第四阶段(第一次水解阶段)：不同伟晶岩建造有不同的矿物组合。稀土金属伟晶岩——褐帘石、铌钇矿、褐钇铌矿、富铀黄绿石等。

云母伟晶岩——暗棕色的云母、绿柱石、黑电气石和磷灰石。

稀有金属伟晶岩——锂辉石、绿柱石、电气石、锂蓝铁矿、铌—钽铁矿、浅黄色云母。

晶洞伟晶岩——绿柱石、白云母及其他。

第五阶段(第一次Si化)——对于各类伟晶岩都相似。石英形

成于脉的核心，或者称为块状石英。

第六阶段(Na交代)——对于所有伟晶岩都相似，但稀有金属伟晶岩具有特殊的Na交代，出现碱性的绿柱石。

第七阶段(第二次水解阶段)——不同伟晶岩建造有不同的组合。如云母伟晶岩有水白云母及石英。稀有金属伟晶岩有白云母与锡石。有Li、Cs参加时出现锂云母、铯榴石和石英。

最后阶段(第二次Si化)：一般形成石英，但在晶洞伟晶岩的晶洞中形成水晶。

几种伟晶岩矿物组合的析出顺序见表6-28

表6-28　几种伟晶岩矿物共生的顺序

伟晶岩建造	矿化阶段 1	2	3	4	5	6	7	8
	1	2	3	4	5	6	7	8
	钾-钠	钾 1	钾 II	水解 I	硅 I	钠化	水解 II	硅 II
稀土金属伟晶岩	黑云母、斜长石、石英	微斜长石、石英	微斜长石	褐帘石 铌钇矿 褐钇铌矿 富铀黄绿石	石英 钠长石	钠长石		石英
云母伟晶岩				白云母 黑电气石 绿柱石 磷灰石		钠长石	石英 白云母 水白云母	
稀有金属伟晶岩				锂辉石 绿柱石 电气石 锂蓝铁矿 铌钽铁矿 浅黄色云母		钠长石 钠绿柱石 锂铁矿	锡石或石英 白云母 锂云母 铯榴石 细晶石 多色电气石	
晶洞伟晶岩				绿柱石 白云母		钠长石		水晶

(据Чухров，1972)

（三） 不同建造伟晶岩中矿物成因标志

1. 判断伟晶岩演化的矿物标志 伟晶岩矿物可分为标型矿物与贯通矿物两大类。前者如铯榴石$(Cs, Na)_2Al_2Si_4O_{12}\cdot H_2O$，只出现于伟晶作用，且限于某一阶段。后者可在伟晶作用的好几个阶段中出现，甚至也可在其他地质作用中出现，如电气石、绿柱石、钠长石、白云母、石英和铌—钽矿物等。

伟晶岩中化学成分随伟晶岩演化而变化。Ca、Fe、Ti、Sc、Mo降低，Mn^{2+}含量增加，Mn/Fe比值在某种程度上可指示矿物的析出顺序。在含钾矿物中，Rb、Cs含量增加，Rb/K增加。(Ta+Nb)/Ti、Ta/Nb也有类似的变化。后期绿柱石常常含碱高。

早期云母暗棕色、楔形晶体，含Na低，晚期交代生成的白云母具有特征的板状晶形与红色色调，含Al少，含Na高。熔体中晶出的微斜长石和交代形成的微斜长石三斜度不同。第二阶段的电气石常常为绿色，蓝色少见，而第七阶段的电气石为粉红色，或具多种彩色。

2. 伟晶岩形成温度和深度类型的标志

为了对伟晶岩的形成条件进行对比，一般采用文象伟晶岩和块状伟晶岩，因为它们在不同建造的伟晶岩体内部占有相同的位置。不同建造的文象伟晶岩结晶温度不同，见表6-29。

单矿物带中微斜长石碱金属含量可以指示形成温度，见表6-30。

不同深度伟晶岩的围岩变质相与特征矿物及伟晶岩中文象花岗岩的化学成分及石英的含量不同，见表6-31。

（四） 伟晶作用矿物共生组合实例

实例一：阿尔泰稀有金属伟晶岩

据王贤觉等(1981)，新疆阿尔泰海西褶皱带共有十万多条伟

表6-29　不同建造文象伟晶岩的结晶温度

温度测定方法	钾长石伟晶岩			斜长石伟晶岩		
	云母伟晶岩	稀有金属伟晶岩	含水晶伟晶岩	云母伟晶岩	稀有金属伟晶岩	含水晶伟晶岩
均一法	420—450	600—650	700—780	—	—	—
爆裂法	480—530	550—650	685—880	500—520	—	—
二长石法，巴尔特，1962	480—520	520—560	580—770	580	—	—
黑云母—石榴石法	510	—	—	—	—	—
$2\theta(131)$--$2\theta(1\bar{3}1)$	—	—	—	480—520	—	—
据Ab--An—Q图解	—	—	—	660—670	780—810	850—1080
据石英双晶特征	<573	—	>573	—	—	—

（据，Базаров，1968；Бакуменко，1968）

表中573℃为一个大气压下α石英与β石英转变温度，压力升高较变点温度升高。

表6-30　单矿物带微斜长石的碱金属含量及其形成深度

伟晶岩	含钾（重量%）		T℃
	K_2O	Na_2O	（据T.巴尔特的资料）
白云母伟晶岩	12.67	2.48	525
稀有金属伟晶岩			
阿尔泰伟晶岩	12.90	2.83	540
科拉半岛伟晶岩	12.40	3.20	570
含水晶伟晶岩	10.90	4.14	650
	8.63	5.97	780
乌克兰伟晶岩	10.16	4.72	700
乌克兰伟晶岩	10.04	5.00	740

（据波卡洛夫，1977）

表6-31　伟晶岩建造深度的标志

伟晶岩建造	深度 km	变质相标型矿物	文象花岗岩成分					
			SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	Na_2O	K_2O
稀土元素伟晶岩	>8	麻粒岩相各种片麻岩、片岩、矽线石						
白云母伟晶岩	6～8	角闪岩相各种片岩，蓝晶石	70.00	16.28	0.57	0.21	1.76	10.68
白云母—稀有金属伟晶岩	5～6	角闪岩相各种片岩，十字石						
稀有金属伟晶岩	4～5	角闪岩相各种片岩，红柱石，堇青石	73.71	14.16	0.36	痕量	1.99	9.50
含水晶伟晶岩	2～4	绿片岩相各种片岩，绢云母	76.66	11.88	—	2.09	2.34	6.86

（据Чухров，1972）

晶岩脉，主要分布于褶皱带中部的地背斜中。其中可可托海的3号伟晶岩，位于中央地背斜的片麻状黑云母微斜长石花岗岩体外接触带顶部凹陷的辉长岩残体中，成岩钟状—缓倾斜脉状，具同心环带构造，共分以下9个结构带，从外向内为：

Ⅰ．文象——变文象伟晶岩带；

Ⅱ．糖粒状钠长石带；

Ⅲ．块状微斜长石带；

Ⅳ．白云母—石英带；

Ⅴ．叶钠长石—锂辉石带；

Ⅵ．石英—锂辉石带；

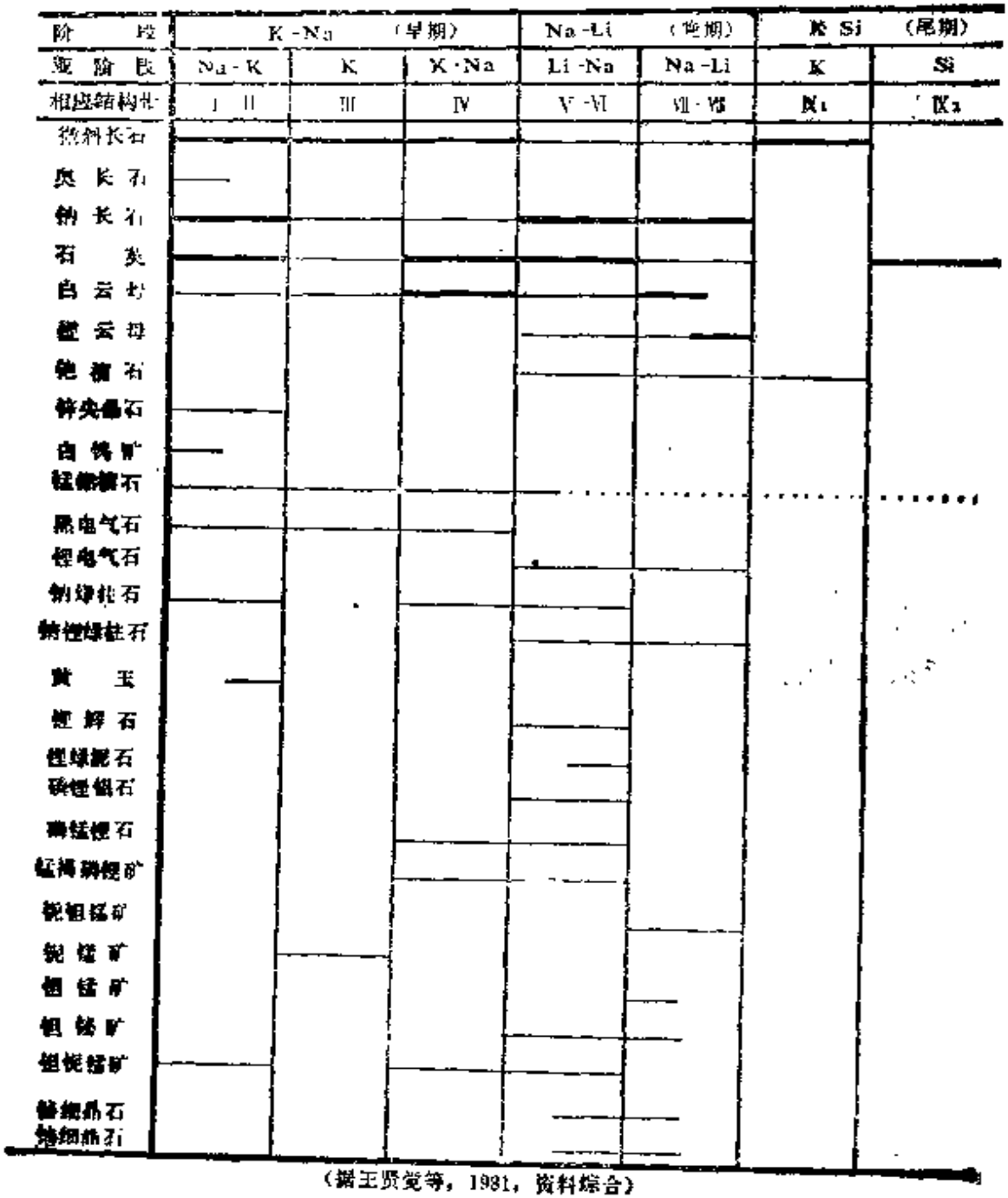
Ⅶ．白云母—薄片钠长石带；

Ⅷ．薄片钠长石—锂云母带；

Ⅸ．核部块体微斜长石带。

各带的主要矿物组合及其析出顺序见表6-32。一些主要贯通矿物的标型特征变化见表6-33。从边缘带至中心带一些主要矿物碱质含量变化见表6-34。

表6-32　可可托海3号伟晶岩脉主要矿物生成顺序表



（据王贵堂等，1981，资料综合）

表 6-33　9 号伟晶岩一些贯通矿物标型特征变化

空间方位	从　边　缘　至　核　心
石　英	Li增加，粒径加大。
微斜长石	Li、Rb、Cs、Cs/Rb 增加，粒径加大。
白 云 母	Fe减少，Al 增加，Li、Rb、Cs、Cs/Rb 增加，粒径变细。
富铯锂石	矿物总量增加，Hf，Hf/Zr，(OH)增加，G加大，H 降低。 a_0/c_0加大，聚形简化，{110}消失，{100}减弱，{111}加强。 晶习长柱→短柱→粒状。
绿 柱 石	矿物总量减少，Na→Li→Rb、Cs(Hf,Ta)增加。 颜色绿色→白色→浅玫瑰色； 粒径减小，聚形简化，晶习长柱→短柱→粒状。
电 气 石	Fe(Mg)减少，Li(Mn)增加，G、N降低。 颜色黑色→蓝色→绿色→淡黄(白)色→玫瑰色， 粒径加大，聚形简化，{11$\bar{2}$0}+{10$\bar{1}$0}→{11$\bar{2}$0}，柱面纵纹消失。
铌钽锰矿	Fe、Nb减少、Mn、Ta增加，Nb,Ta总量与Ta/Nb增加。 颜色黑色→棕红色→橙色， 粒径减小，晶习薄片状→厚板状→粒状。

(据王贤觉等，1981，资料综合)

表 6-34　3 号伟晶脉主要矿物碱质含量从边缘至中心带的变化(重量%)

矿物名称	Li_2O	Rb_2O	Cs_2O
石英(ppm)	200—350	—	—
微斜长石	0.013～0.026	0.18～0.72	0.01～0.27
艳榴石	0.13～0.17	—	31.86～32.14
白云母	0.32～0.65	0.22～0.65	0.01～0.28
绿柱石	0.45～0.97	0.006～0.06	0.08～3.56
锂云母	4.00～	1.26	0.25
锂辉石	5.85～7.46	0.002～0.078	0.002～0.008

(据王贤觉等，1981，资料综合)

从表6-34可见3号脉一些主要矿物Li、Rb、Cs碱质含量远高于花岗岩，且从伟晶岩边缘向中心升高，说明伟晶作用本身也是稀有元素从早到晚不断富集分异结晶沉淀的过程。其中白云母的Li_2O含量可作为伟晶岩脉含Li的标志。锂辉石伟晶岩的白云母中Li_2O含量的下限为0.15%，高于此值即出现锂辉石，低于此值不出现锂辉石。3号脉白云母中Li_2O含量为该值的2～4倍，故在Ⅴ～Ⅵ带出现n%的锂辉石，而且锂辉石晶体长可达几米，此外并出现第二世代细粒或针状锂辉石，成细脉穿切Ⅰ～Ⅳ带。此外还出现多种其他锂矿物，包括锂电气石、磷锂铝石、磷锰锂矿、锰褐磷锂矿与交代锂辉石的锂绿泥石(含Li_2O2.90～4.14%)。在Zr-Ht、Nb-Ta矿物中稀有元素含量从伟晶岩边缘至中心，即从早到晚变化也十分明显，如在3号脉的富铪锆石中，HfO_2含量变化为2.8→16.73%，Hf/Zr0.06→0.28，在铌钽锰矿中，变化为FeO 7.58→4.54%，MnO 11.86→13.03%，Nb_2O_5 60.31→15.16%，Ta_2O_5 18.12→55.71%，Ta_2O_5/Nb_2O_5 0.30→4.49。它们显示留在伟晶岩残浆中的稀散元素，在伟晶作用中又进一步分异，从而导致所形成的矿物在形态、成分、物性等方面发生不断的变化。此种变化甚至出现在一个晶体上，如在一个电气石晶体上从中心至边缘便可具有从柏林蓝至无色的多种颜色同心环带的变化。

阿尔泰片麻状黑云母微斜长石花岗岩与3号脉主要矿物成分的对比见表6-35。

据同位素年龄测定，在被本区花岗岩及伟晶岩侵入的辉长岩—闪长岩—花岗闪长岩过渡系列中，花岗闪长岩为330×10^6年。花岗岩为228×10^6年，花岗伟晶岩脉为$200\sim220\times10^6$年，均属海西旋回晚期岩浆活动产物。在本区早期辉长岩至花岗闪长岩阶段已有大量Ca、Mg、Fe结晶沉淀，至本区花岗岩阶段又有大量K及部分Mg、Fe结晶沉淀，故至花岗伟晶岩阶段的3号脉云

表6-35 阿尔泰片麻状黑云母微斜长石花岗岩(Ⅰ)与3号伟晶岩脉(Ⅱ)主要化学成分

Ⅰ		Ⅱ	
矿物名称	矿物%含量	矿物名称	矿物%含量
石英	30	石英	31.7
微斜长石	45	微斜条纹长石	33.8
更长石An12-15	15	钠长石	22.4
黑云母	8～10	白云母	6.5
		锂辉石	3
		绿柱石	0.22
		多色电气石	0.29
		锰铝榴石	0.18
		磷灰石	0.12
		锂云母	0.05
		色榴石	0.03
		其他Be、Li、Nb、Ta、Zr、Hf、Th、U、TR、W、Sn与多金属元素矿物	

(据王贤觉等，1981，资料综合)

母，钾长石含量降低，钠长石含量增高，微斜长石、电气石、绿锂石、锰榴石中Na也升高，并出现白云母代替黑云母，彩色至无色电气石代替黑电气石，锂锰矿代替铌铁矿的演化趋势。与此同时，Be、Li、Rb、Cs、Nb、Ta、Zr、Hf、Th、U、TR甚至部分W、Sn与多金属在伟晶岩残浆中相对富集(其他伟晶岩中还有Sr、Ba等元素富集)，从而形成多种伟晶岩所特有的标型矿物或具有特殊标型特征的贯通矿物。

阿尔泰3号脉的矿物成分十分复杂，已发现矿物种与亚种74种，包括硅酸盐30种、氧化物和氢氧化物22种、硫化物8种、磷酸盐8种、碳酸盐3种、钨酸盐1种、钒酸盐1种、氟化物1种。

3号伟晶脉是花岗闪长岩—花岗岩进一步演化发展的产物，故硅酸盐仍占矿物总数的40.54%，其中主要矿物有花岗岩中的

石英、微斜长石、钠长石、白云母，少见的有花岗闪长岩—花岗岩中常见的角闪石、黑云母与更长石。还有花岗闪长岩—花岗岩中常见的副矿物榍石、磷灰石、萤石、锆石、独居石、磷钇矿、黑电气石、钍石、晶质铀矿、磁铁矿、黄铁矿、赤铁矿以及花岗岩晶洞中偶见的黄玉与绿柱石等。但由于3号脉侵入辉长岩残体中导致的同化混染去Si作用，使Al、Ti、Fe、Mn、Nb、Ta、Th、Tr等不能进入硅酸盐，而形成多种原生氧化物与氢氧化物。其中除锡石、磁铁矿、赤铁矿外，还有刚玉、金红石、钛铁矿、金绿宝石、锌尖晶石、铌锰（铁）矿、钽铌锰矿、铌钽锰矿、钽锰矿、钽铋矿、铋细晶石、铋钽钛铀矿，达17种之多，占矿物总数的22.97%。与此同时并形成一部分贫Si、高Al、富Ca的矿物，包括斜黝帘石、绿帘石、钙铝榴石、蓝晶石与十字石等高铝硅酸盐，还有白钨矿、方解石。此外，在3号脉中除锌尖晶石、锡石、白钨矿外，还有经常在热液脉中出现的多种硫化物迭加。其中除黄铁矿外，还有黄铜矿、斑铜矿、辉铜矿、方铅矿、闪锌矿、辉钼矿、辉铋矿。原生铋矿物除辉铋矿外，还有泡泌矿、汞铋矿、钽铋矿、铋细晶石、铋钽钛铀矿。铋矿物的风化产物有铋华与铋锗石，还有铜铀云母与钙铀云母。以上情况说明伟晶岩残浆中存在W、Sn、Mo、Bi、Cu、Pb、Zn，邻近地区是否能出现硫化矿床或存在硫化矿床的矿源层值得注意，尤其是多种铋矿物的出现，邻近地区是否存在含Au的硫化物矿床或矿源层更值得注意。3号脉泡铋矿分布广，在选矿中已可回收利用，精矿中是否还有Au，也值得注意。

从上可见伟晶作用的矿物组合是早期岩浆岩矿物组合的继承和发展，又是后期热液矿物组合的前导，起着承上启下的作用。对于本区，海西旋回从辉长岩到3号伟晶岩，矿物种属发生史的演化可概括为以下系列(表6-36)。

上述系列中带括号的矿物为在本区未发现的矿物，因本区未

表6-36　阿尔泰3号伟晶岩区矿物种属演化

基性斜长石→中性斜长石→更长石→钠长石→叶钠长石→铯榴石→钠沸石。
(橄榄石)→(斜方辉石)→普通辉石→角闪石→锂辉石→锂绿泥石。
(金云母)→黑云母→白云母→锂云母。
微斜长石→微斜条纹长石→(天河石)→石英。
刚玉→蓝晶石→十字石。
金红石→钛铁矿→锡石→磁铁矿→赤铁矿→褐铁矿。
铌铁矿→铌锰矿→钽铌锰矿→铌钽锰矿→钽铋矿→钽锰矿→偏酸锰矿。
MgFe黑电气石→MnLi彩色电气石。
绿柱石→Na绿柱石→NaLi绿柱石→LiRbCs绿柱石。
锆石→富Hf锆石。
晶质铀矿→钍细晶石→铋细晶石→铋钽钛铀矿→钙铀云母→铜铀云母。
钍石→磷钙钍矿。
磷灰石→F磷灰石→独居石→磷钇矿→铌钇矿→锂蓝铁矿→磷锰锂矿→锰褐磷锂矿→锂磷锶石。
(铁铝—镁铝榴石)→锰铝榴石→钙铝榴石。
斜长石→斜黝帘石→绿帘石。
白钨矿→锡石→萤石→方解石。
锌尖晶石→黄铁矿→辉铋矿→辉钼矿→黄铜矿→闪锌矿→方铅矿→斑铜矿→辉铜矿→泡铋矿→矾铜矿→铋华→铋赭石→褐铁矿→孔雀石。

(据王贤觉等，1981，资料综合)

出现超基性岩，故不出现橄榄石、斜方辉石与金云母。3号脉Li、Cs含量较高，Rb含量较低，故不出现天河石。在天河石中Rb_2O和Cs_2O的最高含量可分别达到1.4%，0.2%，其中Rb_2O为Cs_2O的7倍。

从上述系列可知3号脉矿物组合较复杂，是因为它是当地海西旋回辉长岩—闪长岩—花岗闪长岩—花岗岩等演化分异的产物，在残浆中集中了多种不能进入早期岩浆岩硅酸盐的金属元素，为伟晶岩形成多种稀散、稀土、放射与多金属矿物提供了多种阳离子，同时在残浆中集中了大量挥发分，为自交代及形成多种伟晶岩矿物提供了阴离子、附加阴离子、络阴离子及结晶水。在3号脉74种矿物种与亚种中不包括表生风化作用产物在内，伟

晶作用内生矿物中具结构水的有19种，具结晶水的有2种，具P_2O_5的有8种，具B_2O_3的有2种，具CO_2的有2种，具F的有2种，含S的有8种，总计已占矿物总数的50%，可见挥发分在形成伟晶作用矿物组合中所起作用之大。由于在伟晶岩残浆中碱质与挥发分大量集中，大大提高了离子的活性与对辉长岩等围岩同化混染交代去Si的能力，因而更增加了矿物组合的复杂性。

实例二：内蒙古某地伟晶岩

据赵其渊(1956)，我国内蒙前寒武纪伟晶岩侵入于太古代桑干群片麻岩中，有白云母绿柱石伟晶岩、磁铁矿—褐帘石伟晶岩等。伟晶岩也具有分带现象，从边至心可分为六个带：Ⅰ.中粗粒花岗岩结构带；Ⅱ.细文象带及文象带；Ⅲ.似文象带及小块体结构带；Ⅳ.长石单矿物带；Ⅴ.核心石英带；Ⅵ.交代作用带。

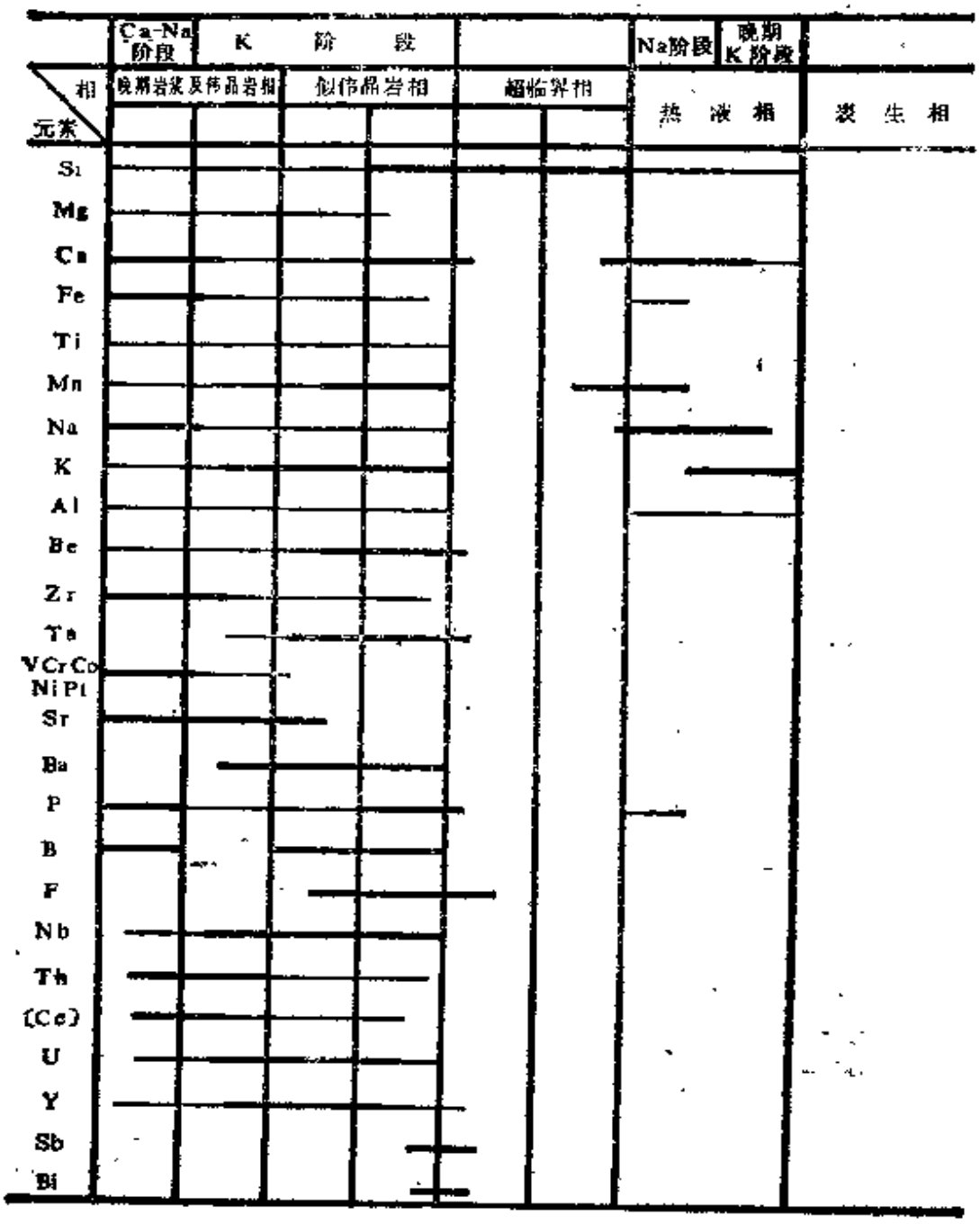
但因属前寒武纪，岩浆分异作用不强，且围岩为片麻岩，同化混染也不强，故以纯伟晶岩为主，矿物成分不似阿尔泰复杂。当地粗粒花岗岩及伟晶岩的主要矿物及元素析出顺序见表6-37、6-38及6-39。从表6-38，6-39也可见稀散、放射等元素从花岗岩到伟晶岩也有趋向富集的趋势。有的伟晶岩中出现较多磁铁矿，形成磁铁矿—褐帘石伟晶岩，也可能与花岗岩中磁铁矿含量较高或穿切含铁岩层有关。

表6-37　内蒙某地花岗岩矿物含量(%)

矿　　物	百　　分　　比
微斜长石	44.2
石　　英	26.3
更长石钠长石	23.7
黑云母	3.7
磁铁矿	1.09
锆石、榍石及其他	0.3
总　　量	99.39

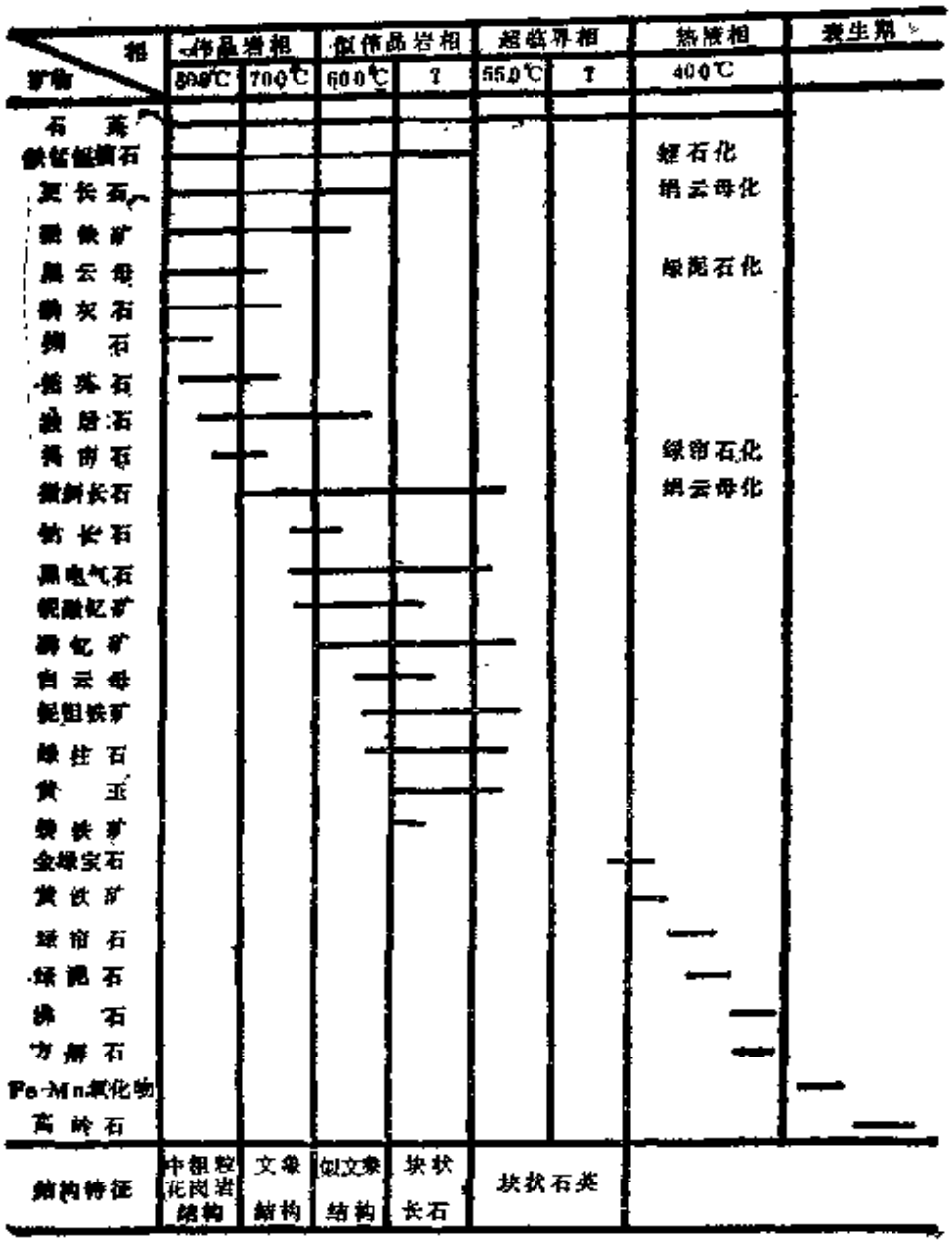
(据赵其渊，1956)

表6-38 内蒙某地区伟晶岩元素的演化



(据赵其渊，1956)

表6-39　内蒙某地伟晶岩主要矿物共生组合及生成顺序表



（据赵其渊，1956）

在该伟晶岩中，从边缘向中心，从早到晚，贯通矿物的标型特征也有相应的变化。如石英从烟灰色至玫瑰色，至无色；独居石从长柱状到等轴状，铌钽铁矿从厚板状到等轴状，晚期磷灰石含Mn，晚期白云母为黄绿色小片状等等。

该区伟晶岩主要元素析出顺序也与其他地区大体相似，即按照 CaNa→K→Na→K，Mg→Fe、Ti→Mn，Zr→Be，[Ce]→[Y],Th→U，Nb→Ta的顺序。在伟晶岩残浆中除造岩元素外，同样也有稀散放射元素富集、分异、结晶沉淀的情况。

三、矽卡岩矿物共生组合

矽卡岩(*Skarn*)一词原来自瑞典语，为瑞典矿工对与矿石相伴的脉石的称呼。在过去的瑞典文献中也把伴随铁矿石或硫化矿石的硅酸盐称为矽卡岩，主要包括石榴石、绿帘石、辉石、角闪石、橄榄石、硅镁石等Ca、Mg、Fe的硅酸盐，并认为它们是由已经存在的原有物质自己相互作用，或由岩浆熔体的溶液新带来的物质与已存在的原有物质交互作用生成。前者为热变质产物，后者为交代作用产物(Magnusson,1949)。为便于区分两种不同成因的接触变质产物，以后又把前者称为假矽卡岩(*Pseudoskarn*)、似矽卡岩或类矽卡岩(*Skarnoid*)，后者仍称为矽卡岩(*Skarn*)。假矽卡岩或似矽卡岩虽也环绕岩浆岩成圈成带，但顺围岩层理分布，与岩浆岩并无直接接触，而是围岩物质本身热变质的产物。真正的矽卡岩(*Skarn proper*)是岩浆物质和围岩物质交代作用的产物，它们中与岩浆岩直接接触，平行接触面，环绕岩浆岩沿接触带分布的称为扩散矽卡岩，沿垂直或斜交接触面的裂隙分布的称为渗滤矽卡岩。如真假矽卡岩不分，把沉积或火山沉积的热变质或区域变质矿床，也当做接触交代矿床，便易在找矿勘探中造成错误和浪费。

(一) 矽卡岩矿物共生组合简表

矽卡岩按矿物成分及其成因可分为两大类：镁矽卡岩与钙矽卡岩，两者形成的物理化学条件有本质的区别。前者形成于岩浆

阶段，也能生成在岩浆期后阶段，而后者只生成于岩浆期后阶段。据饶里科夫(Жариков,1968)，岩浆期镁矽卡岩形成深度为1—40km，温度为650～850℃；岩浆期后镁矽卡岩形成深度为15～40km，温度为450～650℃。钙矽卡岩形成深度为1～15km，温度350～800℃。不同深度相中的矽卡岩化特点，主要决定于二氧化碳的状态(Жариков,1968)。在深成条件下由于二氧化碳的分压较高，CaO溶解度不大，方解石稳定，因此，在碳酸盐岩石中不形成钙硅酸盐。在高温岩浆溶液作用下，镁碳酸盐可分解成镁硅酸盐和方解石。

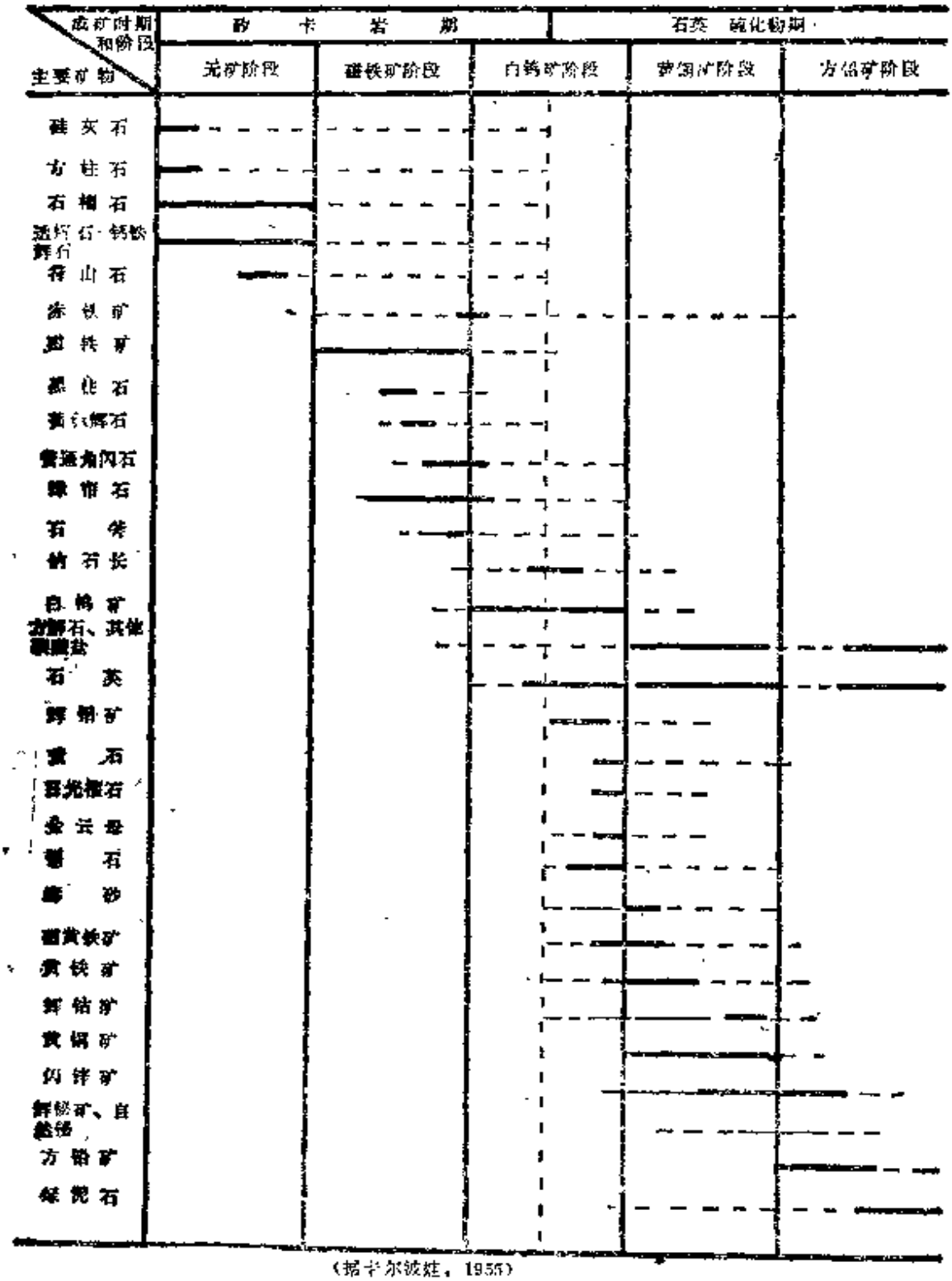
岩浆期的镁矽卡岩通常具有以下分带：混合岩、花岗岩类岩石→辉石—长石质旁矽卡岩→尖晶石—辉石矽卡岩→尖晶石—镁橄榄石矽卡岩→斑花大理岩。由于后期改造作用，尖晶石和辉石被金云母交代，镁橄榄石被硅镁石族、蛇纹石族和绿泥石族矿物交代，方镁石被水镁石交代。在旁矽卡岩中发育角闪石和方柱石。钙矽卡岩通常具有以下分带：花岗岩类岩石、花岗岩褪色带→辉石—长石质旁矽卡岩，辉石绿帘石岩→辉石—石榴石内矽卡岩→石榴石内—外矽卡岩→辉石外矽卡岩→石灰岩。早期钙矽卡岩矿物受后期热液作用改造，如石榴石等分解成绿帘石、葡萄石、绿泥石、云母、石英及方解石等。现将钙矽卡岩矿物组合及生成顺序列表如下，见表6-40。

由上看出，矽卡岩矿物通常可划分为两大阶段，早期阶段形成的矿物多不含挥发分，不具附加阴离子，主要是岛状及单链硅酸盐及部分氧化物。晚期阶段形成的矿物多含F、OH、B、Cl、S等挥发分、具阴离子或附加阴离子，主要为双链及层状硅酸盐、硫化物及碳酸盐等矿物。只有较晚期阶段的矿物出现，才有矿化。现将矽卡岩及含矿建造的典型矿物组合列表如下，表6-41

1. 常见矿物矿物共生组合简表

当酸性岩浆岩侵入白云岩时，所形成的钙矽卡岩中也出现白

表6-40　钙砂卡岩矿物生成顺序



（据卡尔波娃，1956）

表6-41　矽卡岩中常见矿物

矽卡岩	岩浆期	岩浆期后		
		主要矿物	次要矿物	金属矿物
镁矽-卡岩	镁橄榄石尖晶石钙镁橄榄石斜方辉石单斜辉石斜长石	镁橄榄石，透辉石—次透辉石，尖晶石。	刚玉，普通辉石，堇青石，镁铝榴石。	磁铁矿
		硅镁石族矿物，金云母，氟叶蛇纹石。	透闪石，阳起石，直闪石，普通角闪石，黑云母，电气石，叶蛇纹石，滑石，绿泥石，菱镁矿，铁白云石，硼镁铁矿，硼镁石，氟硼镁石，遂安石，硼镁石，方解石。	含镉—闪锌矿、辉砷钴矿，赤铁矿、锡石。
钙矽卡岩		透辉石—钙铁辉石、钙铁—钙铝榴石、硅灰石。	斜长石，蔷薇辉石	磁铁矿
			黑柱石，硅钙硼石，绿泥石，蛇纹石，磷灰石，萤石，硅镁石，金云母，斧石，日光榴石，硅铍石，香花石，铍榴石，金绿宝石，硅灰石膏。	赤铁矿，白钨，锡石，辉钼矿，黄铜矿，黄铁矿，方铅矿，闪锌矿，磁黄铁矿，毒砂，辉铋矿。

（据王璞等，1982资料综合）

云石、蛇纹石、绿泥石及少量硅镁石族等富镁的矿物。

2. 含矿矽卡岩矿物共生组合（主要据Лазаренко，1975），见表6—42～51。

1) 钙矽卡岩矿床

表6-42　磁铁矿床矿物组合

主要的	次要的
钙铁榴石、透辉—钙铁辉石、磁铁矿。	普通角闪石、绿泥石、方解石、绿帘石、萤石，石英、符山石、赤铁矿、磁赤铁矿、黄铜矿、闪锌矿。

表6-43 铜矿床矿物组合

主要的	次要的
钙铝榴石—钙铁榴石、透辉石—钙铁辉石、黄铜矿、	黄铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、硫钴矿、硫砷铜矿、绿泥石、方解石、磁铁矿、石英、斜长石。

表6-44 白钨矿矿物组合

主要的	次要的
钙铝榴石—钙铁榴石、透辉石—钙铁辉石、白钨矿。	普通角闪石、长石、绿帘石、石英、方解石、萤石、自然铋和金、方柱石、符山石、磁铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿。

表6-45 锡石矿床矿物组合

主要的	次要的
透辉石、石榴石、锡石。	符山石、硅镁石、块硅镁石、云母、角闪石、绿泥石、绿帘石、萤石、蛇纹石、方解石、黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿、毒砂、闪锌矿、方铅矿、自然铋、赤铁矿、磁铁矿、白钨矿、石英、磷灰石。

表6-46 铅锌矿床矿物组合

主要的	次要的
钙铁辉石、方解石、石英、闪锌矿、方铅矿。	斧石、石榴石、黑柱石、萤石、硅硼钙石、菱铁矿、绿帘石、磁黄铁矿、黄铜矿、毒砂、黄铁矿、白铁矿、磁铁矿、方黄铜矿、黝铜矿、辉铋矿。

2) 镁矽卡岩矿床

表6-47 硼镁铁矿床矿物组合

主要的	次要的
橄榄石、金云母、磁铁矿、硼镁铁矿。	尖晶石、透辉石、韭角闪石、普通角闪石、方柱石、斜方硼镁石、遂安石、氟硼镁石、硼镁石。

3) 我国矽卡岩矿床共生组合

表6-48 我国广东矽卡岩矿床矿物组合

矿体	矿石类型	矿物组合		
		主要金属矿物	次要金属矿物	脉石矿物
铁矿	含黄铜矿磁铁富矿	磁铁矿黄铜矿	黄铁矿、赤铁矿、方铅矿、闪锌矿。	石榴石、透辉石、普通角闪石、绿泥石、石英、黑云母、方解石。
	含黄铜矿磁铁贫矿、贫铁矿	磁铁矿黄铜矿	黄铁矿、赤铁矿、方铅矿、闪锌矿。	石榴石、透辉石、普通角闪石、绿泥石、石英、黑云母、方解石。
铜矿	铜矿	黄铜矿	磁铁矿、黄铁矿、镜铁矿、方铅矿、闪锌矿。	石榴石为主、次为透辉石、少量绿帘石、绿泥石、阳起石、硅灰石、磷灰石、绢云母、白云母。
铅锌矿	铅锌矿	方铅矿、闪锌矿	黄铜矿、黄铁矿、磁铁矿。	石榴石、透辉石、绿帘石、石英。

（据广东省地质局704队，1975）

表6-49 我国柿竹园钨矿床矿物组合

矿石类型	主要矿物	次要矿物
白钨矿	石榴石、亚铁透辉石、符山石、韭闪石、斜长石、硅铍石（在矿体围岩中），白钨矿。	磁铁矿、方解石、萤石、云母、石英。

（据刘英俊等，1983）

表6-50　　我国含锡磁铁矿矿床矿物组合

矽卡岩类型	产　地	矿　物　共　生　组　合	含　锡　特　征
镁矽卡岩	大　顶	磁铁矿、硼铁矿、硼镁铁矿、赤铁矿、磁黄铁矿、多金属硫化物(锌普遍)、镁橄榄石、镁尖晶石、深绿辉石、硅镁石、石榴石、硼镁钙硅酸盐。	锡石、硅钙锡矿。锡石<10μ，被铁矿石包裹，单晶锡石仅占4%，Sn0.014～0.50%。
钙矽卡岩	黄　岗	磁铁矿为主、赤铁矿少见、多金属硫化物(锌普遍)。钙铁榴石、透辉石、阳起石、绿帘石、黄玉、绿泥石、石英、方解石、萤石、冰长石。	磁铁矿矽卡岩中含Sn0.3～1.46%，磁铁矿中含锡0.052%。

(据任治机，1982)

表6-51　我国磁铁矿矿床矿物组合

矽卡岩类型	产　地	主　要　矿　物	次　要　矿　物
镁矽卡岩	木龙洞	磁铁矿、镁橄榄石、斜硅镁石、透辉石、蛇纹石、金云母。	白铁矿、假象赤铁矿、硼镁铁矿、黄铜矿、斑铜矿、白云石、方解石、滑石、镁绿泥石、白云母、透闪石、阳起石、石英。

(据陕西省第十三队、中国地质科学院矿床所，1975)

(二)　矽卡岩矿物成因标型特征

1.　镁矽卡岩矿物标型特征

1)　矽卡岩中具有标型特征的矿物是早期阶段外接触带具有深绿辉石成分的单斜辉石，Al_2O_3及Fe_2O_3含量高，$Fe^{3+}>Fe^{2+}$，见后图9—2。而钙矽卡岩中的辉石则无此特点。

2)　贫钙的矿物，如方镁石代表半深成相，而紫苏辉石代表深成相。

3)　岩浆阶段在单斜辉石—橄榄石、橄榄石—紫苏辉石、橄

榄石—尖晶石、紫苏辉石—单斜辉石、单斜辉石—尖晶石共生对中，Fe的分配随压力增加而变化，压力增加，前面矿物含铁性减小，后面的矿物含铁性增加。而在橄榄石—单斜辉石，橄榄石—紫苏辉石、橄榄石—尖晶石、单斜辉石—紫苏辉石、单斜辉石—尖晶石共生对中，Fe的分配随温度增加而变化，温度升高，前面矿物含铁性增加，而后面矿物含铁性减少(图6-3)。

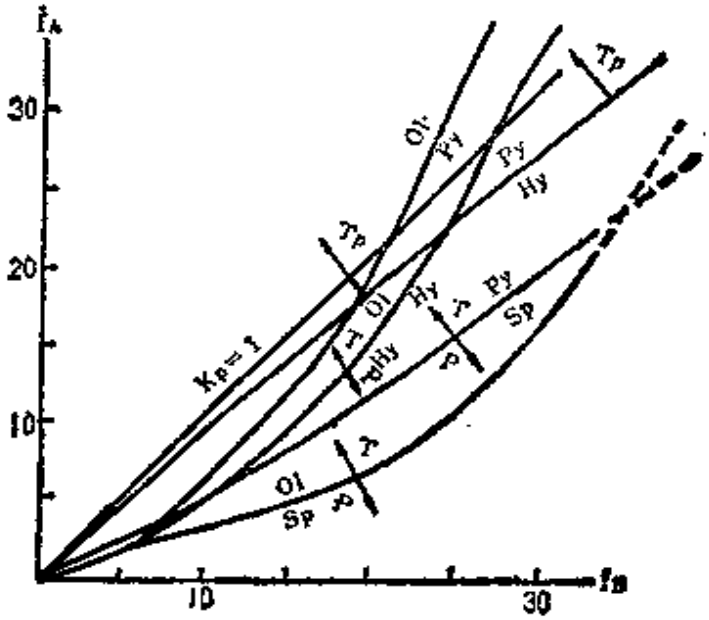


图6-3 共存矿物f_A，f_B的关系图箭头表示共存矿物温、压增高的方向
(据Ф.В.Чухров,1972)
$f_A=\Sigma Fe/\Sigma Fe+Mg$, $f_B=\Sigma Fe/\Sigma Fe+Mg$
Ol橄榄石，Sp尖晶石，Hy紫苏辉石，Py单斜辉石

4) 据实验资料，温度上升出现以下矿物系列的变化：透辉石→硅灰石→方镁石→钙镁橄榄石→镁方柱石→粒碳硅钙石→镁蔷薇辉石→硅钙石→碳酸硅钙矿→甲型硅灰石。深度增加，即压力增加出现以下矿物系列变化：甲型硅灰石→碳酸硅钙石→硅钙石→镁蔷薇辉石→粒碳硅钙石→镁方柱石→钙镁橄榄石→方镁石→硅灰石。在一定的压力下(1000大气压)，矿物组合与一定的温度有关(Чухров,1972)：

硅灰石＋斜长石　　750℃～800℃，

辉石＋石榴石＋硅灰石　　550℃(600℃)～500℃，

辉石＋石榴石　　500℃，

辉石＋石榴石＋绿帘石　　400℃～500℃，

辉石＋绿帘石　　400℃。

5) 高温条件下共存的斜长石和方柱石中Ca的分配可用以确定深度。随着深度增加CO_2增加，方柱石中钙柱石分子增加，使共存的斜长石An减少，趋向酸性；中深二者相差不多；而浅处，方柱石中钠柱石的分子增加，同时斜长石趋向基性(图6-4)，其中$k_D>1$为深成，$k_D=1$为中深，$k_D<1$为浅成。

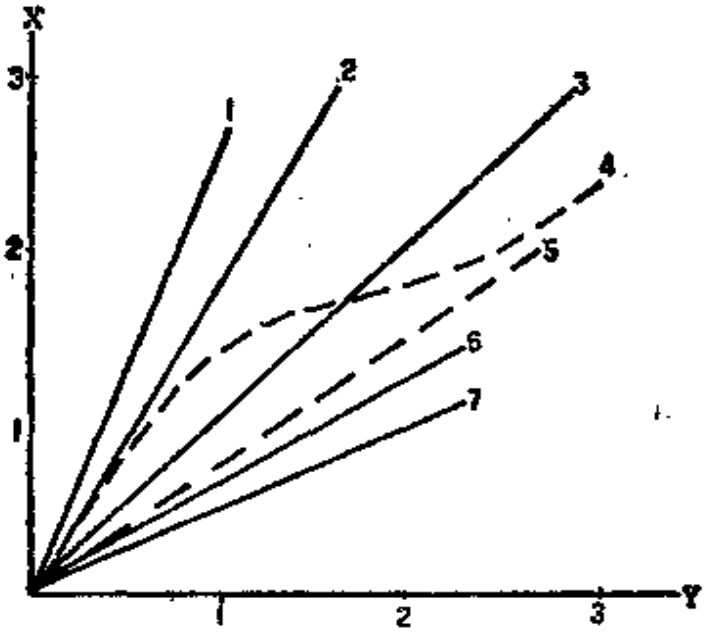


图6-4　共存的方柱石与斜长石中Ca的分配与深度关系

(据Ф.В.Чухров,1972)

$X—X_{Ca}^{CK}/1—X_{Ca}^{CK}$，　$Y—X_{Ca}^{PL}/1—X_{Ca}^{PL}$。

1.$K_D=2.5$，　2.$K_D=1.7$，　3.$K_D=1$，　4.$K_D=0.28\sim1.40$，

5.$K_D=0.53\sim0.28$，　6.$K_D=0.60$，　7.$K_D=0.45$

2. *钙矽卡岩矿物标型特征*　共存的辉石—石榴石、斜长石—石榴石的成分变化，是重要的标型特征。

辉石—石榴石铁的分配是指示矽卡岩含矿性的重要标志（见

前第四章）。

M.利察列夫详细地研究阿尔丹埃麦尔扎克矿床第二矿段（伟晶状花岗岩墙与石灰岩接触带）矽卡岩分带性时发现，不仅不同带具有不同的矿物组合，不同带中同一种矿物成分上也有变化（图6-5）。其中Na、Fe、Si、Al、Cl来自岩浆岩，Ca与CO_2来自围岩。

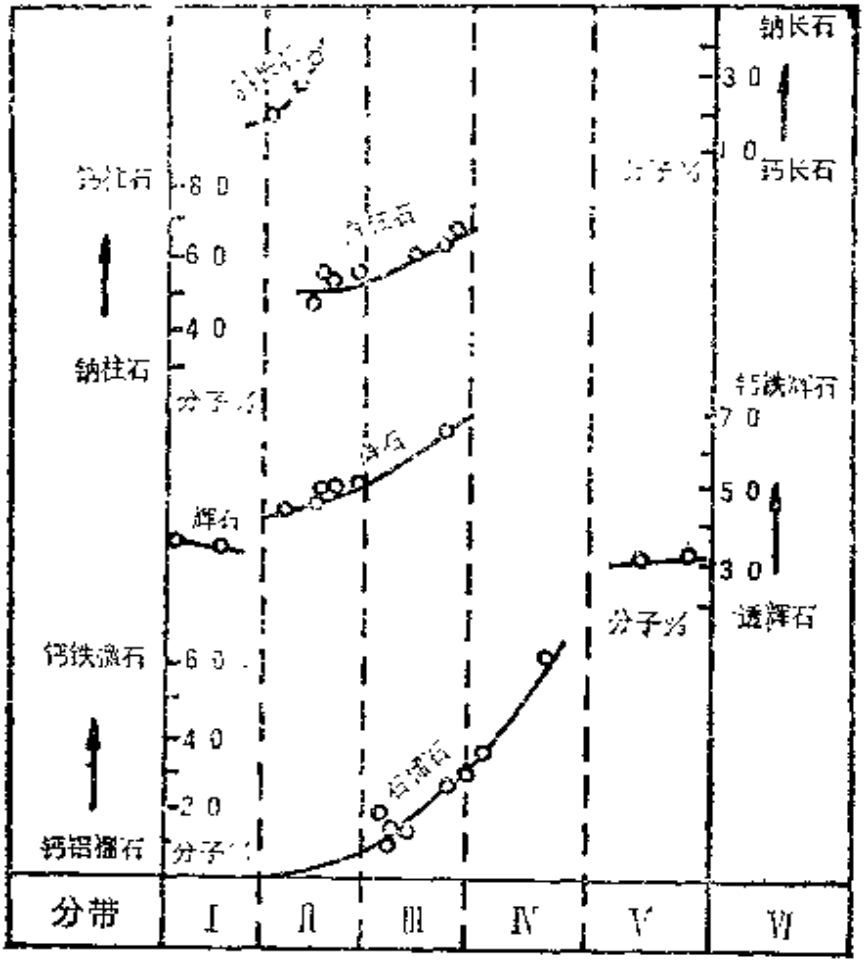


图6-5 埃麦尔扎克第二矿段矽卡岩带中斜长石、方柱石、石榴石成分变化

（据M.利察列夫简化）

I 伟晶岩带（钾长石、石英、单斜辉石、榍石、磁铁矿）。

II 辉石—斜长石带（斜长石、单斜辉石、榍石）。

III 辉石—方柱石带（方柱石、单斜辉石、榍石、石榴石）。

IV 钙铝—钙铁榴石硅灰石带（硅灰石、方柱石、单斜辉石、石榴石、方解石、榍石）。

V 钙铁榴石硅灰石带（硅灰石、石榴石、单斜辉石、方解石）。

VI 方解石大理岩带（方解石、单斜辉石、方柱石、磷灰石）。

在密云沙厂太古代硅铁建造中也有花岗伟晶岩穿切斜长角闪岩与片麻岩，但不在接触带形成矽卡岩，只在花岗伟晶岩中出现次透辉石。

由上看出，矿物的标型特征可以指示含矿特点、温压条件、溶液中Na、K相对活动性，以及同一矿物在不同带中的演化。

（三） 矽卡岩矿物共生组合实例

实例一 杨家杖子磁铁矿—辉钼矿床矿物组合（据史之权，1957）。

杨家杖子磁铁矿—辉钼矿与穿切早期（可能为前震旦纪）黑云母花岗岩并直接侵入到上覆震旦系白云质灰岩及寒武、奥陶系石灰岩中的中生代花岗斑岩小型侵入体有关。花岗斑岩斑晶3～5mm，边缘相减小至2～3mm；基质0.2—0.5mm，在边缘相减小至0.055～0.2mm。均为中浅成侵入体。在较深部位沿老花岗岩（黑云母花岗岩）与震旦系下部白云质灰岩接触带侵入时，近接触带白云石分解，形成部分镁矽卡岩，出现磁铁矿、镁橄榄石、镁铁尖晶石、方解石，少量粘土物质转化为白云母；远离接触带只出现磁铁矿、白云石、方解石、蛇纹石、不形成镁橄榄石与尖晶石。但在较浅部位当侵入寒武、奥陶系石灰岩时，便形成典型的钙矽卡岩与辉钼矿。

本区钙矽卡岩分带如下：

Ⅰ） 花岗斑岩带 石英（占66%），酸性斜长石（钠—更长石)(占16%)、正长石（占16%），其他少量黑云母、榍石、磷灰石、磁铁矿（占1%）。

Ⅱ） 透辉石花岗斑岩带，开始有透辉石(第一世代透辉石)浸染，交代石英与长石。

Ⅲ） 斜长石—透辉石矽卡岩带 透辉石含量增加，石英、正长石进一步减少，酸性斜长石*An*增加，转化为中长石。

Ⅳ） 透辉石矽卡岩带 几乎全部为磁铁矿—透辉石岩，花岗斑岩原有矿物全部消失，只见少量石英细脉与白云母、石榴石、粒硅镁石、阳起石、绿泥石、蛇纹石和黄铁矿。

Ⅴ） 透辉石—石榴石矽卡岩 以透辉石（第二世代透辉石）及石榴石（第一世代石榴石，较富Al的暗红色至深褐色钙铁榴石）为主，其次只有少量粒硅镁石，斜黝帘石及阳起石。

Ⅵ） 石榴石矽卡岩带 以石榴石（第二世代较贫铝的钙铁榴石）为主，其次只有少量透辉石，方解石与石英脉。

Ⅶ） 方解石—石榴石矽卡岩带 以石榴石（第三世代标准钙铁榴石）及方解石为主，其次有辉钼矿、透辉石（第三世代透辉石）、透闪石、阳起石、符山石、钠长石、斜黝帘石、绿帘石、绿泥石、榍石、磷灰石、石英、黄铁矿及极少量黄铜矿、蛇纹石等。

Ⅷ） 大理岩带 以方解石为主。

Ⅰ为岩浆岩带，Ⅰ—Ⅱ为内矽卡岩带，Ⅳ—Ⅶ为外矽卡岩带，Ⅷ为灰岩重结晶带。在内矽卡岩带因增加Ca，除出现透辉石外，酸性斜长石并转化为中性斜长石，因去Si，石英减少成细脉。外矽卡岩带不出现酸—中性斜长石而出现钠长石—帘石，显示Na、Ca在进一步降温条件下分异，同时由于增Si出现多种钙硅酸盐。

寨武、奥陶系石灰岩与花岗斑岩接触带五个矽卡岩样品化学分析结果如表6-52。

表6-52 矽卡岩与石灰岩化学成分对比

氧化物 / 岩石	SiO_2	MgO	CaO	Fe_2O_3+FeO	Al_2O_3	TiO_2	K_2O	Na_2O	H_2O^-	烧失
石灰岩	1.51	—	52.67	0.58	0.55	0.01	0.09	0.06	0.12	42.81
矽卡岩	40.95	14.78	27.39	16.09	11.17	0.48	0.61	0.17	0.21	0.43

（据史之权，1956）

从表6-52可见矽卡岩从岩浆岩接受了Si、Mg、Al、Fe、Ti、K、Na，又从石灰岩接受了Ca，而石灰岩中大量的(CO_3)进入岩浆气液后成为有效的离子搬运剂，例如根据常温下的人工实验，便已知长石在受含CO_2的水溶液不断冲洗下，长石中的(SiO_4)架状骨干便会瓦解，析出SiO_2并释放出K、Na、Ca。

本区方解石—石榴石矽卡岩带矿物含量统计，见图6-6。

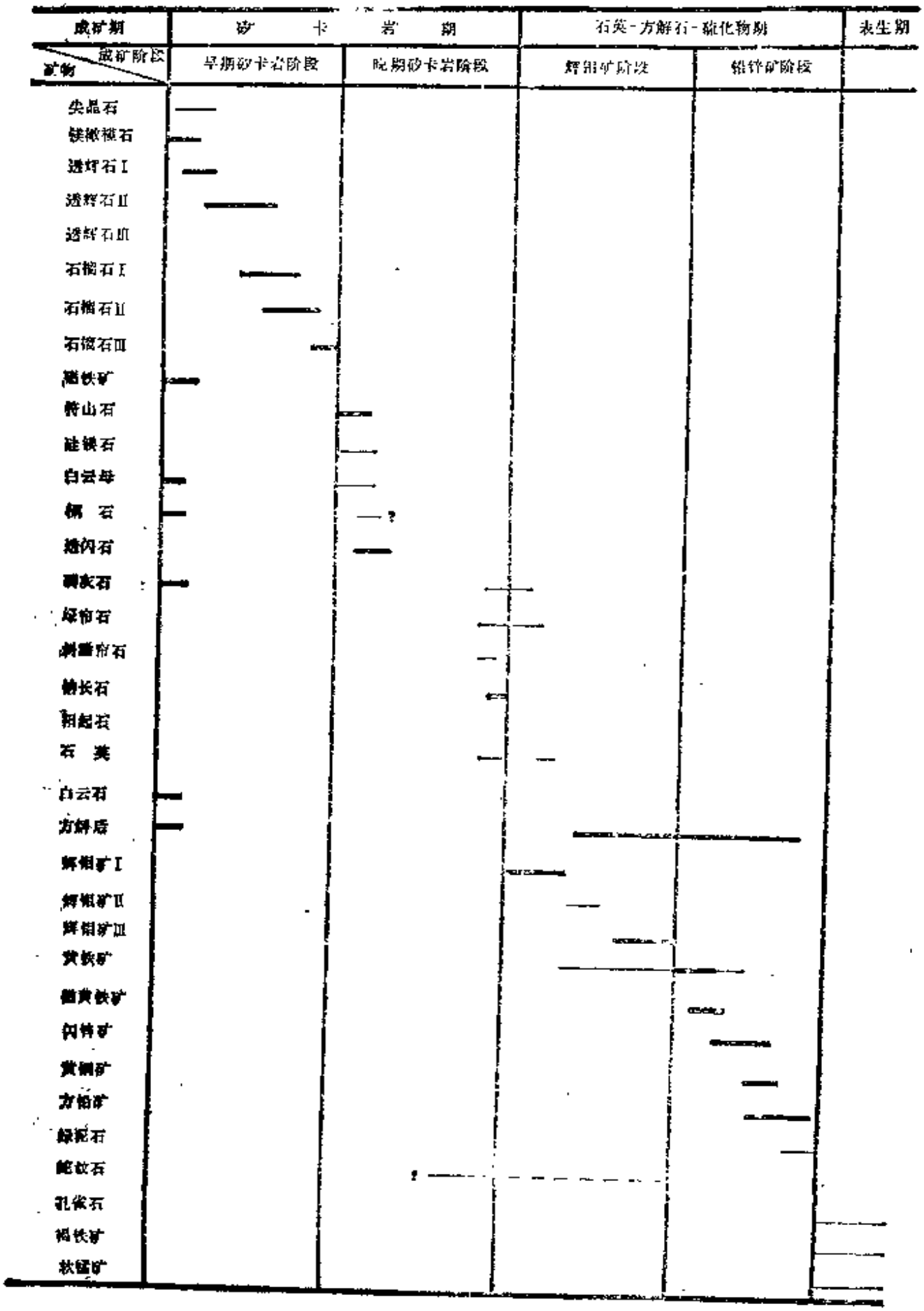
其中空心柱代表寺前矿段，实心柱代表大北岭矿段，两者均未包括辉钼矿，其他少量的黄铜矿和蛇纹石也未列入。方解石—石榴石矽卡岩常出现于大理岩层中，应为沿原石灰岩层而形成的渗透矽卡岩。从图6-6可见Ca来自原石灰岩围岩，而其他多种元素来自岩浆岩的渗透溶液，整个矽卡岩带以钙硅酸盐的矽卡岩矿物为主。

从图6-6可见寺前矿段与大北岭矿段相比，钙铁榴石较少，透辉石较多，显示偏还原环境。同时符山石、透闪石、绿泥石较多，显示挥发分较多。方解石、石英、钠长石较多且常成脉状体，显示晚期裂隙较发育。黄铁矿较多，显示S的浓度较多。故在寺前矿段还发育磁黄铁矿、黄铜矿、含镉深色闪锌矿及含银方铅矿等多金属矿化，它们的矿体常穿切早期矽卡岩矿体并出现于外圈的大理岩中。本区与透闪石化等相伴的辉钼矿化为早期热液矿化，而与绿泥石化相伴的多金属矿化则为晚期热液矿化的产物。

本区矿物组合及矿物生成顺序见表6-53。

本区透辉石分为三个世代，从早到晚粒度不断加粗。第一世代在外矽卡岩带成浸染状显微细粒，粒度<0.001cm。第二世代被石榴石脉穿切，出现于透辉石带及透辉石—石榴石带，也成细脉(0.04~0.05cm宽)穿切外矽卡岩，粒度≤0.025cm，常与磁铁矿相伴。第三世代成细脉状(宽≤0.05cm)穿切石榴石，成较粗的细粒，粒度≤0.05cm。

表6-53　杨家杖子钙矽卡岩磁铁矿—辉钼矿矿物组合及矿物生成顺序表（据史之权，1956，修改补充）



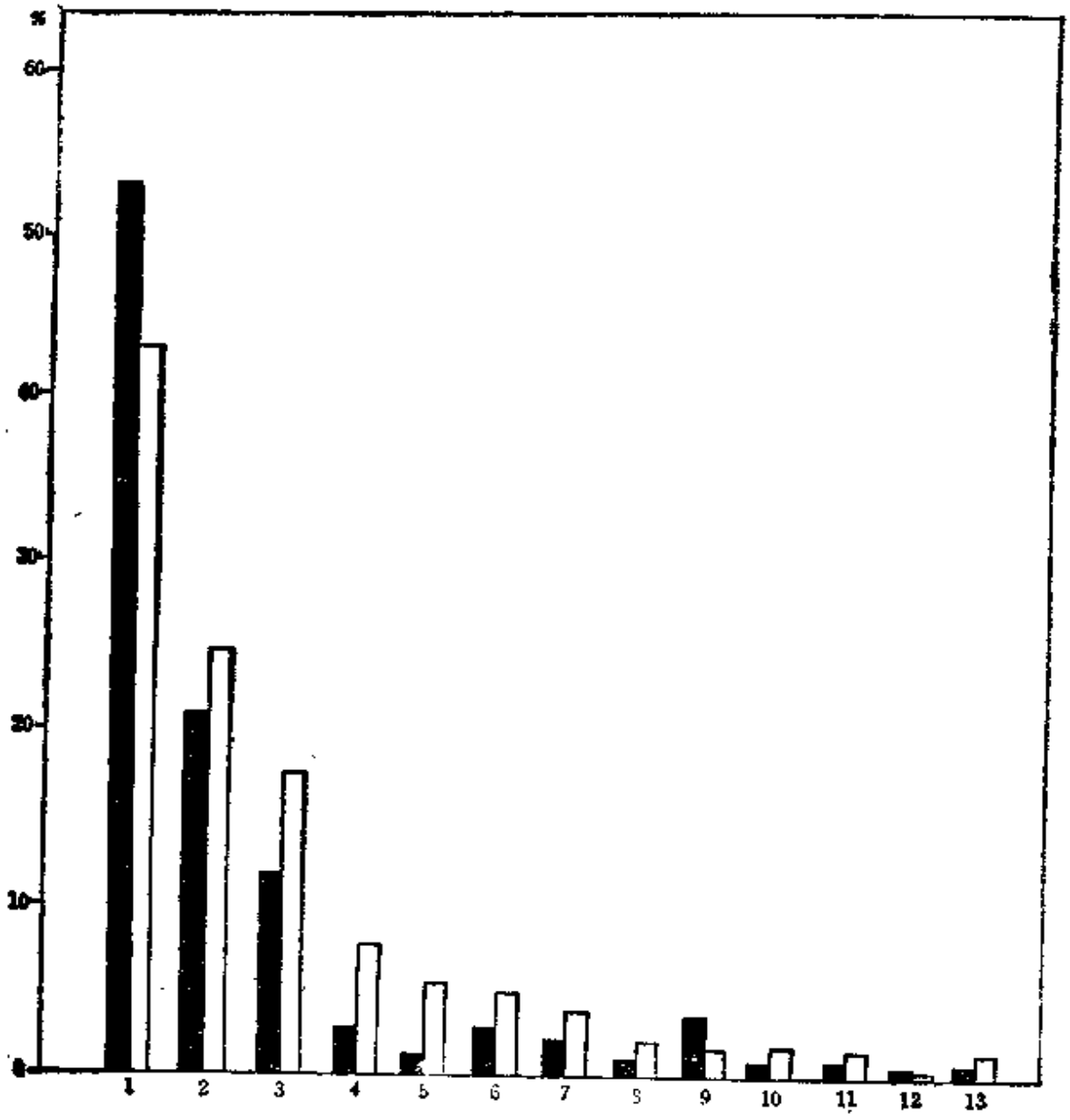


图6-6　杨家杖子方解石—石榴石矽卡岩带矿物含量统计表

（据史之权，1956）

白—寺前矿段，　　黑—大北岭矿段。

1.石榴石，　2.方解石，　3.透辉石，　4.石英，　5.透闪石，
6.绿泥石，　7.符山石，　8.绿帘石，　9.斜黝帘石，　10.钠长石，
11.　榍石，　12.磷灰石，　13.黄铁矿

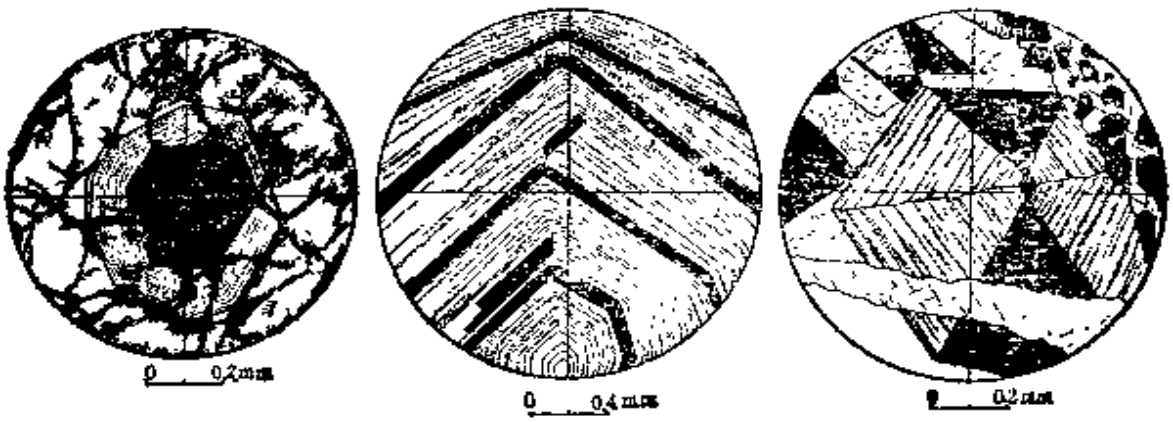
石榴石也分三个世代，从早到晚Al不断降低，Fe^{3+}不断升高，光性从均质性转向非均质性，说明形成温度从>800℃转向<800℃(Merwin,1915)。第一世代石榴石显示均质性，成他形立状，粒度≤0.05cm，在透辉石—石榴石带中成宽约0.025—0.05cm脉穿切第二世代透辉石，或在方解石—石榴石带中成第二世代石榴石的核心。第二世代石榴石显示∥{110}与{211}的非均质环带，与辉钼矿等硫化物相伴，粒度可大至1～2cm，在方解石—石榴石带中沉淀于第一世代均质石榴石菱形十二面体自形晶所成的核心上，形成{110}+{211}的自形晶。第三世代石榴石是强非均质性的，成{110}扇状双晶，显示扇状消光，粒度≤0.1cm，成脉状穿切矽卡岩。三个世代的石榴石特征见图6-7-1，6-7-2，6-7-3。

本区辉钼矿也分三个世代。第一世代成浸染状交代石榴石、符山石及透闪石。第二世代成辉钼矿方解石脉穿切被辉钼矿浸染的矽卡岩。第三世代在断层擦面上或在穿切无矿方解石脉或石榴石等矽卡岩矿物的裂隙面上成粉末状皮壳或被膜。

以上矿物多世代的出现，说明形成矽卡岩的交代作用中有多次与构造脉动相伴的物质运动，而且每次运动的物化条件均各不相同。它在石榴石生长过程中的表现尤为突出。钙矽卡岩中石榴石一般为钙石榴石，只有在晚期迭加的热液脉中才出现铁铝榴石。在钙石榴石中CaO_8与AlO_6—$Fe^{3+}O_6$多面体大小相差悬殊，易引起晶格扭曲从而产生非均质性。由于在交代成因的石榴石的生长过程中，质点在生长环带与生长锥上的迭加，不一定按原结晶方位，故易于造成晶格扭曲，导致产生非均质性与双晶。

实例二　华铜矽卡岩铜矿矿物组合（据陈升平，1964）。

华铜矽卡岩形成于燕山期花岗岩—斑状花岗岩侵入前震旦纪大石桥统白云石大理岩的接触带，侵入部位较深，故形成的矽卡岩以镁矽卡岩为主。它们的分带如下：



1　　2　　3

图6-7-1　杨家杖子第一及第二世代石榴石环带
正交偏光　×40
（据史之权，1956）
中央为第一世代成{110}晶形的均质石榴石，
外部环带为第二世代成{110}+{211}聚形的非
均质石榴石，显示交代成因的石榴石生长环带，
内外环带同心，但光性与晶形不同

图6-7-2　杨家杖子第二世代环带状的非均质石榴石
正交偏光　×40
（据史之权，1956）
内带成{110}晶形，外带成{110}+{211}晶形，
显示交代成因的石榴石生长环带

图6-7-3　杨家杖子第三世代扇形结构的
非均质石榴石
正交偏光　×80
（据史之权，1956）
显示{110}双晶及交代成因的石榴石生长环带，
它被辉钼矿、方解石脉及更晚期的方解石脉穿切

Ⅰ．黑云角闪钾长花岗岩—黑云角闪斑状钾长花岗岩，

Ⅱ　角闪石英正长岩—黑云斑状花岗闪长岩至石英二长闪长岩，

Ⅲ．角闪正长岩—黑云斑状正长岩，

Ⅳ. 辉石矽卡岩（含辉石80～95%）。

Ⅴ. 辉石—镁橄榄石矽卡岩（含辉石5～10%，镁橄榄石65～75%）。

Ⅵ. 镁橄榄石矽卡岩（含镁橄榄石70～95%，尖晶石<1～10%）。

Ⅶ. 镁橄榄石斑花大理岩（含镁橄榄石1～15%）。

Ⅷ. 白云质大理岩。

其中从Ⅱ—Ⅶ为岩浆岩去Si，增加K、Na、Ca、Mg；白云质大理岩去Ca、Mg，接受Si、Al、Fe的过程，故形成以透辉石—镁橄榄石为主的镁质矽卡岩分带。它们的形成温度较高，围岩中白云石分解，大量Mg进入硅酸盐，故矿物组合中以镁硅酸盐为主。

它们蚀变后形成一系列含水的变镁质矽卡岩，辉石矽卡岩从岩浆岩接受H_2O^+与K，形成金云母透闪石岩（含金云母40～45%，透闪石50～80%）金云母岩（含金云母>95%）。

辉石—镁橄榄石矽卡岩中辉石转化为透闪石或金云母，镁橄榄石转化为斜硅镁石、滑石或蛇纹石，形成透闪石蛇纹岩或金云母—蛇纹岩、滑石—蛇纹岩、斜硅镁石—蛇纹岩、斜硅镁石—磁铁矿及金云母—斜硅镁石岩。

镁橄榄石矽卡岩则转化为蛇纹岩（含蛇纹石90%），蛇纹石—滑石岩、斜硅镁石—蛇纹岩、斜硅镁石岩（含硅镁石族矿物70～95%）、磁铁矿蛇纹岩（含磁铁矿10～40%，蛇纹石50～80%）、斜硅镁石—磁铁矿矿石及斜硅镁石—磁铁矿—硼镁铁矿矿石。

镁橄榄石斑花大理岩则转化为蛇纹石、斜硅镁石蛇纹岩、蛇纹石斑花条带大理岩（方解石占95%）、磁铁矿—斜硅镁石斑花大理岩、磁铁矿—硼镁铁矿—斑花大理岩及磁铁矿—硼镁铁矿矿石。

磁铁矿化出现于变辉石—镁橄榄石矽卡岩至镁橄榄石矽卡岩

带。磁铁矿—硼镁铁矿化则出现于变镁橄榄石矽卡岩至变镁橄榄石斑花大理岩带。上述变镁质矽卡岩进一步热液蚀变，即出现黄铜矿化与磁黄铁矿化，它们从变辉石矽卡岩逐渐向变橄榄石矽卡岩加强。

本区钙矽卡岩发育较差，多数厚度不大，分带不全。它们沿镁矽卡岩与岩浆岩间的接触带分布，或成脉状穿插镁矽卡岩，或沿岩脉两侧在大理岩中发育。它们形成时间较镁矽卡岩晚，形成温度较镁矽卡岩低，故矿物组合以钙硅酸盐为主。它们的矿物成分与围岩及岩浆岩有关，如为迭加于镁矽卡岩之上的钙矽卡岩，成分还受镁矽卡岩影响。

本区钙矽卡岩综合分带如下：

Ⅰ. 花岗岩（或斑状花岗岩）；

Ⅱ. 辉石斜长岩（斜长石80%；*An*50—40）。

Ⅲ. 方柱石辉石斜长岩（方柱石*Me*28，斜长石*An*30）。

Ⅳ. 方柱石矽卡岩（方柱石90%；*Me*24）。

Ⅴ. 方柱石石榴石矽卡岩（石榴石60%，方柱石*Me*22）。

Ⅵ. 石榴石矽卡岩（石榴石90—99%）。

Ⅶ. 辉石石榴石矽卡岩（石榴石65%，辉石30%）。

Ⅷ. 辉石矽卡岩（辉石80—95%）。

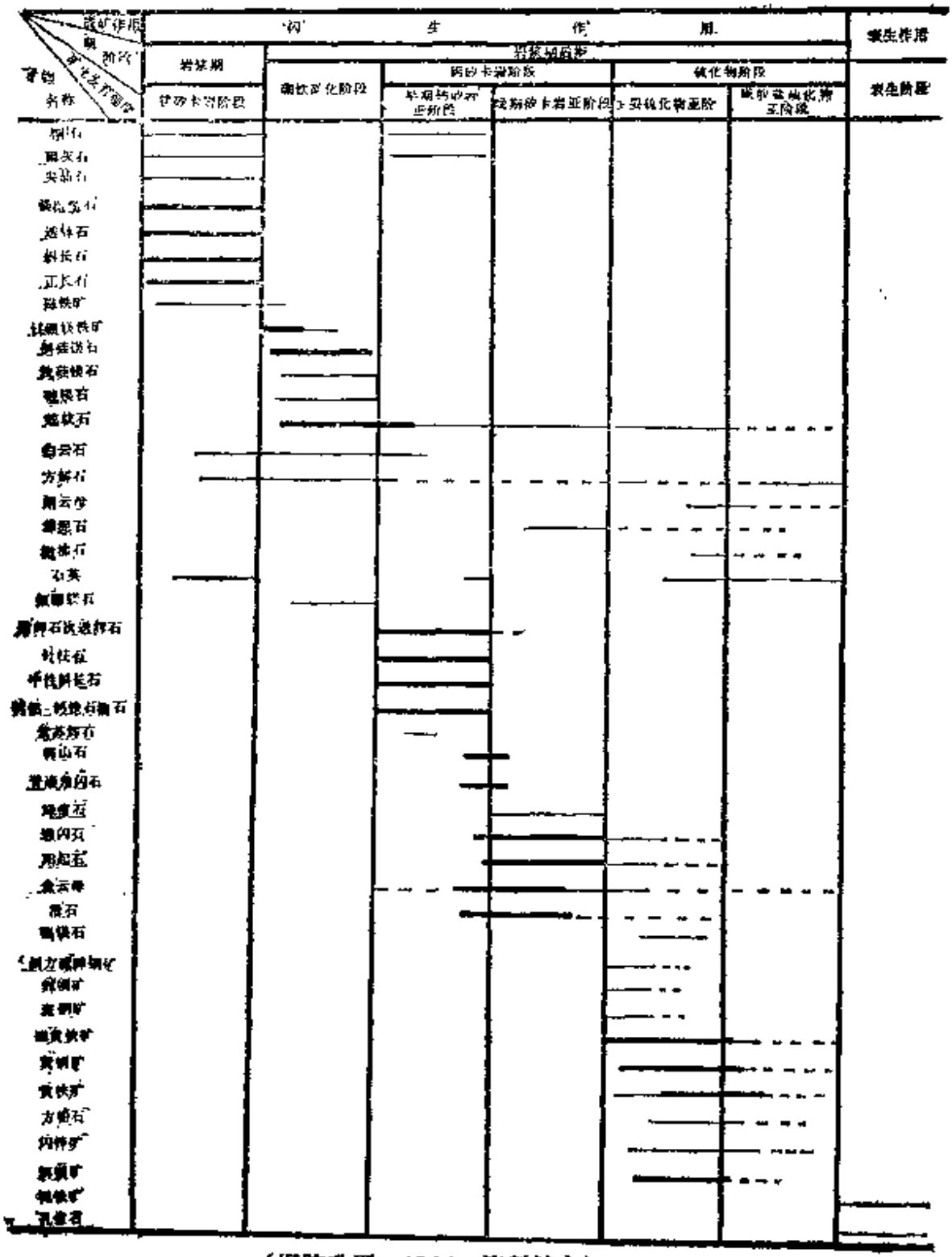
Ⅸ. 符山石矽卡岩（符山石80—85%，方柱石5—10%）。

Ⅹ. 方解石或白云石大理岩。

其中从Ⅱ—Ⅸ是岩浆岩去Si增Ca，围岩去Ca增加Si、Fe的过程。它们蚀变后，也不出现硅镁石、金云母、蛇纹石或滑石等富镁的含水硅酸盐，而是形成透闪石、阳起石、绿帘石等富钙的含水硅酸盐。

本区矽卡岩矿物生成顺序及矿物组合，本区镁矽卡岩及钙矽卡岩矿物生成顺序及矿物组合见表6-54、6-55、6-56。表中圆圈代表出现的矿物种，圆圈大小代表它们的相对含量。

表6-54　华铜镁矽卡岩铁铜矿床主要矿物组合及矿物生成顺序表



（据陈升平，1964，资料补充）

注：本表4栏为“早期钙矽卡岩亚阶段”；
本表6栏为“主要硫化物亚阶段”。

表6-55　华铜铜矿床镁矽卡岩主要矿物组合

号码	矿物	残余围岩矿物	镁矽卡岩的矿物组合		侵入体内接触带的矿物组合	
			镁矽卡岩阶段形成	后期蚀变阶段	岩浆阶段形成	后期蚀变形成
1	石英				○	
2	正长石				○	
3	微条纹长石				○	
4	斜长石				○	
5	黑云母				○	
6	角闪石				○	
7	榍石		○		○	
8	磷灰石		○		○	
9	锆英石				○	
10	黄铁矿				○	
11	绿泥石			○	○	○
12	绢云母				○	○
13	斜硅镁石					
14	锰橄榄石		○			
15	尖晶石		○			
16	透辉石-普通辉石		○			
17	磁铁矿		○	○		
18	硼镁铁矿			○		
19	金云母			○		
20	蛇纹石			○		
21	透闪石			○		
22	滑石			○		
23	硼镁石			○		
24	氟硼镁石			○		
25	白云石	○	○	○		
26	方解石	○	○	○		

（据陈升平，1964资料补充）

表6-56　华铜铁铜矿床钙矽卡岩主要矿物组合

顺序号	矿物种及亚种	镁矽卡岩的残余矿物	钙矽卡岩矿物共生组合			花岗岩及铝质岩石残留矿物
			外带矿物	后期蚀变矿物	内带矿物	
1	普通角闪石		○	○		○
2	正长石					○
3	绿帘石		○		○	○
4	硅灰石		○		○	○
5	方解石	○				
6	镁橄榄石	○				
7	透辉石-普通辉石	○	◯		○	
8	斜长石				◯	
9	透铁橄榄石		◯			
10	透辉石-钙铁辉石		○			
11	方柱石				○	
12	石榴石		◯			
13	符山石		○			
14	金云母			◯		
15	阳起石			◯		
16	透闪石			◯		
17	磁铁矿			○		
18	绿帘石			◯		
19	石英			○		
20	黄铁矿			○		
21	榍石			○		
22	绿泥石			○		

（据陈升平、1964补充）

镁硅酸盐矿物组合（表6-55）的特征为具有大量富镁的硅酸盐、氧化物及氢氧化物和硼酸盐为特征。主要矿物为镁橄榄石及富镁的透辉石、尖晶石、硅镁石、金云母、蛇纹石、滑石、富镁的磁铁矿、硼镁铁矿与硼镁石等富镁的矿物。

其中镁橄榄石N_g=1.670—1.682，N_m=1.650—1.665，N_p=1.636—1.651，为含铁橄榄石分子F_a=0—7的镁橄榄石，显示形成温度较高。透辉石为浅灰白色，含透辉石分子Di=90～97%的透辉石；Fe含量很低，FeO=1.28—1.91<2%，Fe_2O_3=0.90—0.99<1%，钙铁辉石分子Hed=0，但却含3—10%的普通辉石分子，具有（Si，Al）类质同象代替，也显示形成温度较高。由于存在近1/10的普通辉石分子，故透辉石消光不完全，光轴角色散很强，$p>v$=20—26°。尖晶石属正尖晶石型结构，Al配位数为6，Mg配位数为4。本区尖晶石灰白，为典型的尖晶石。此外还出现含铁尖晶石分子Her=20%，在镜下呈绿色的铁镁尖晶石，也属正尖晶石型结构，也显示形成温度较高。磁铁矿（在本区最大可达2cm）虽属反尖晶石型结构，但在本区早世代磁铁矿中含Mg较高，a_0=8.385Å，已趋近镁铁矿（a_0=8.36Å），低于纯磁铁矿（a_0=8.396Å）。因含Mg较高，故硬度偏高，H_M=6.2—6.4；比重偏低，G=4.84—4.86；磁性也较差。以上皆为贵通矿物的标型特征，均说明镁矽卡岩是在较高温度下形成的。此外，在本区硅镁石族矿物中，以斜硅镁石为主，硅镁石，粒硅镁石很少，块硅镁石不存在。它们的成分如下：

斜硅镁石　$4Mg_2SiO_4\cdot Mg(F,OH)_2$，

硅镁石　　$3Mg_2SiO_4\cdot Mg(F,OH)_2$，

粒硅镁石　$2Mg_2SiO_4\cdot Mg(F,OH)_2$，

块硅镁石　$Mg_2SiO_4\cdot Mg(F,OH)_2$，

以斜硅镁石为主，它含(F,OH)较低，说明形成温度较高。本区斜硅镁石含Mg高，含Fe低，MgO=50.46%，FeO=3.14%，

Fe_2O_3=0.70。也说明形成温度较高。它交代镁橄榄石，而又被金云母交代，说明交代前后的矿物含 Fe 量都很低。此外，还出现硼镁石和硼镁铁矿，也是富镁的。

但在本区未出现镁矽卡岩中典型的镁铝榴石，说明形成深度仍不如出现于太古代结晶基底中的矽卡岩。在本区形成镁矽卡岩的花岗岩在侵入同期早阶段的石英闪长岩时，还出现厚度不大的冷凝边，也说明形成深度不如侵入太古代片麻岩的密云环斑花岗岩。后者并不具冷凝边。

本区钙矽卡岩矿物组合以富钙、铁而贫镁的矿物组合为主。钙矽卡岩中也出现橄榄石，但只是少量的，而且并非镁橄榄石，而为较富铁的透铁橄榄石，它的 N_g=1.735，N_m<1.717，N_p=1.705，应为含铁橄榄石分子 F_o=31% 的透铁橄榄石。

钙矽卡岩中也出现单斜辉石，但其中不出现（Si，Al）的类质同象代替，已不属于透辉石——普通辉石系列。它们含透辉石分子 Di=55～85，钙铁辉石分子 H_e=15～45，故已非透辉石，而为次透辉石，且趋近铁次透辉石。它们的颜色也非灰白色，而为浅绿至绿色。晶形也非粒状至短柱状，而为柱状至长柱状；单形发育也与镁矽卡岩中的透辉石不同。在镁矽卡岩中的透辉石{100}≫{010}≫{110}，横断面成平行 b 轴延长的长方形，但在钙矽卡岩中的次透辉石{100}=｛010}≫{110}，横断而却为正方形。在前者中Mg≒Ca，在后者中Ca>Mg，故在镁矽卡岩中出现的较富 Mg 的镁透辉石，而在钙矽卡岩中则为较富钙的次透辉石。两者出露的部位也不同，在镁矽卡岩中主要出现于内带，在钙矽卡岩中主要出现于外带。

在斜长石成分变化中也出现类似情况。在钙矽卡岩内带中的斜长石从Ⅱ带至Ⅲ带 An=50～30，属较富钙的中长石，甚至趋近拉长石。但在镁矽卡岩中却为贫钙的钠长石，其中 An=0～5。

方柱石一般不出现于镁矽卡岩中，本区钙矽卡岩中内带与接

近内带的方柱石，从Ⅱ带至Ⅴ带钙柱石分子(*Me*)的含量为*Me*28～*Me*22，属针柱石，其中Ca含量变化的趋势与斜长石一致，即向围岩方向Ca减少，Na升高，显示Na来自岩浆岩。在钙矽卡岩外带Ⅱ带的符山石矽卡岩带中也出现5～10%的方柱石，应为含钙柱石分子更高的方柱石，在其他矿床常为中柱石至钙柱石(*Me* 40—100)。

钙榴石为钙矽卡岩中主要矿物，属钙铝—钙铁榴石系列，在镁矽卡岩中一般不出现，为钙矽卡岩贯通矿物，在各个带均有出现，含量变化于1～99%之间。根据钙铁榴石的人工合成实验(Michel Lévy, 1956)，按$3CaO:Fe_2O_3:3SiO_2$的比例配合的混合物，在500℃和蒸气压500大气压下，如加入碱质，尤其是加入NaOH(较加入KOH更有利)，便可形成大量钙铁榴石，且后者中Fe^{3+}含量随碱性加强而升高。在本区分带中，Ⅰ带花岗岩中钙榴石含量最低，含铁量与折光率也最低，颜色也最浅，为浅红色的钙铝榴石。由此向外，从Ⅰ带至Ⅵ带，斜长石中钠长石分子与方柱石中钠柱石分子不断升高，故从Ⅰ带至Ⅴ带Fe^{3+}与钙铁榴石分子含量不断升高，折光率不断升高，颜色不断加深，到Ⅵ带达到最高潮，出现棕褐色的钙铁榴石。从Ⅵ带往外至Ⅱ带，Na含量又不断降低，Fe^{3+}也不断降低，Ca不断升高，出现透辉石、符山石与富Ca方柱石。故钙铁榴石分子含量又不断降低，*N*也不断降低，颜色又逐渐变浅，又转化为钙铝榴石。它们的变化如下(表6-57)：

本区钙榴石虽为贯通矿物，而且在几个带中都占主导，但绝大部分却为浅红至肉红的钙铝榴石，甚至在纯石榴石矽卡岩带中，成分也很不均匀，只有一部分棕褐色的才为钙铁榴石。

在选加交代镁矽卡岩的钙榴石矽卡岩中，钙榴石$N=1.775$～1.792，$a_0=11.880$～11.910Å，颜色浅红、肉红，甚至带绿的色调，全部均为钙铝榴石。其中N=1.780的浅红色钙铝榴石成

表6-57　本区钙榴石分带变化表

产出部位	含量(%)	N	颜色	矿物种
石榴石花岗岩	1	1.770	浅红	钙铝榴石
斜长石石榴石矽卡岩	10	1.792—1.803	肉红	钙铝榴石
斜柱石石榴石矽卡岩	60	1.780—1.803	肉红	钙铝榴石
石榴石矽卡岩	99	1.780—1.843	肉红—棕褐	钙铝—钙铁榴石
辉石石榴石矽卡岩	65	1.775—1.780	浅红	钙铝榴石
石榴石符山石矽卡岩	10—15	1.770—1.775	浅红	钙铝榴石

（据陈升平，1964资料编制）

分为 $GrO_{69.9}And_{29.07}Spe_{4.5}Alm_3Pyr_{1.5}$。在独立形成的钙榴石矽卡岩中，钙榴石$N=1.780\sim1.843$，$a_0=11.890\sim11.970$Å（最大可达11.985Å），其中$N\geqslant1.837$的棕褐色石榴石成分为$And_{74.4}GrO_{22.2}Alm_{2.14}Pyr_{0.70}Spe_{0.53}$，为钙铁榴石，其他浅红至肉红的钙榴石全部为钙铝榴石。在晶洞中自形钙榴石$N=1.780\sim1.792$，也为钙铝榴石。成脉状穿插主阶段早世代均质石榴石的第二世代非均质钙榴石，成一轴负晶，$Ne=1.755\sim1.776$，$No=1.770\sim1.792$，也为钙铝榴石。此外，石榴石矽卡岩带的晶洞中还出现钙角闪石亚族的放射状普通角闪石晶簇，也说明Ca浓度高，而Fe尤其是Fe^{3+}，浓度不高，不利于形成磁铁矿工业矿体，而有利于辉钼矿化，正与杨家杖子钙矽卡岩辉钼矿区相似。此外，本区第一阶段第一世代石榴石为均质的，第二世代为非均质的，成菱形十二面体扇状双晶，其上还迭加环带状聚片双晶。最后还出现穿插矽卡岩与围岩的第二阶段热液石榴石脉。辉钼矿工业矿化限于石榴石矽卡岩带，但在花岗岩与斑状花岗岩体甚至碳酸盐围岩中也出现辉钼矿石英脉或碳酸盐脉。以上钙榴石与辉钼矿发育情况均与杨家杖子钙矽卡岩辉钼矿区相似，体现了较大的共性。

本区矿物种及亚种在不同地质体中的分布见表6-58。

本区早期矿化为镁矽卡岩阶段的镁磁铁矿—镁硼镁铁矿化，具有尖晶石—镁橄榄石矿物组合的矽卡岩为有利于铁矿化的围

表6-58　华铜铁铜矽卡岩矿床矿物种及亚种在不同地质体中的分布

地质体	岩浆岩	矿体及钙镁矽卡岩				钙质—泥质围岩
		矿石矿物		脉石矿物		
主要	正长石	镁磁铁矿		镁橄榄石	绿帘石	镁橄榄石 方解石
	微条纹长石	磁铁矿		透铁橄榄石	透闪石	斜硅镁石 石英
	更长石	镁硼镁铁矿		普通辉石—透辉石	阳起石	培长石(?)黑云母
	石英	硼镁石		次透辉石	金云母	透辉石 堇青石
	普通角闪石	磁黄铁矿		斜硅镁石	叶蛇纹石	硅灰石 矽线石
	黑云母	黄铜矿		钙铝榴石	滑石	阳起石 普通角闪石
	中长石	辉钼矿		钙铁榴石	白云石	透闪石 中—更长石
	拉长石	黄铁矿		符山石	方解石	白云石
	普通辉石			钠柱石		
				钙钠柱石		
				钠长石		
				中长石		
次要	褐帘石 绢云母	氟硼镁石	斑铜矿	蛇纹石 铁镁尖晶石	正长石 石英	红帘石 磁黄铁矿
	硼石 绿泥石	斜方硫砷铜矿	白钨矿	纤蛇纹石 紫苏辉石	榍石	榍灰石 黄铜矿
	磷灰石 高岭石	方铅矿	自然铋	绿泥石 硅镁石	磷灰石 杆沸石	萤石
	锆石 方解石	闪锌矿	自然金	绢云母 粒硅镁石	矽线石	绿泥石
	黄铁矿	辉铜矿	自然银	尖晶石 黑云母	褐帘石	磁铁矿
			辉铋矿			
其他	绢云母 高岭石	褐铁矿	孔雀石			褐铁矿 硼镁
		铜蓝	黄铜矿			孔雀石

据王秀璋，1956；陈升平，1964，资料补充

岩。磁铁矿属尖晶石族，故可与少量镁橄榄石尖晶石共生，但结构属反尖晶石型，形成温度一般低于尖晶石，故大量磁铁矿化是在无水镁矽卡岩水化、橄榄石和尖晶石被斜硅镁石及金云母交代的过程中沉淀的，有的磁铁矿并交代镁橄榄石成假象。晚期磁铁矿化出现于钙矽卡岩中，交代石榴石、透辉石或透闪石，但不构成工业矿体。

硼矿化所含 B_2O_3 为挥发分，故硼镁铁矿化可远离岩体超出镁橄榄石矽卡岩进入斑花大理岩。B_2O_3 来自花岗岩与斑状花岗岩，它们的 B_2O_3 含量最高可达 0.0085%，已超过一般与内生硼矿化有关的花岗岩，后者B_2O_3的含量为0.008%。它们中 B_2O_3的最低含量>0.003%，也超过一般与内生硼矿无关的花岗岩，后者中含量为0.003%。故岩体中 B_2O_3 含量可作为判断硼矿化的标志。矽卡岩化后岩石的孔隙度大大提高，也有利于矿化。未矽卡岩化的大理岩中孔隙度只有0.64～1.34，平均0.99，但在矽卡岩化的斑点大理岩中便提高到4.43，在辉石矽卡岩、硅镁石矽卡岩与透闪石金云母矽卡岩中又分别提高到4.47，4.71，8.22。矽卡岩中孔隙度的提高，对粒间矿化溶液扩散渗透十分有利。

矽卡岩中硫化物形成温度低于磁铁矿，为晚期热液产物，本区矽卡岩中黄铜矿化迭加于早期形成的磁铁矿体上便形成含Cu磁铁矿；迭加于水化的辉石矽卡岩或未磁铁矿化的辉石橄榄石矽卡岩上，黄铜矿便和其他硫化物与透闪石、阳起石或金云母同时或稍后沉淀，形成含Cu的黄铁矿体或含 Cu 的磁黄铁矿体。黄铜矿不交代橄榄石而交代透辉石，可见黄铜矿集合体形成透辉石假象。辉钼矿不交代透辉石而交代石榴石，局限于石榴石矽卡岩带。

矽卡岩中硫化物矿化也与岩体有成因联系。本区花岗岩与斑状花岗岩中便含有 Cu，Mo，Zn，Pb，W，Bi，As，Sn，Ge，Ga，In，Co，Ni 等成矿元素的微量元素，其中Cu最高含量可达

0.03%，Mo最高含量可达0.01%，故除出现较多黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿形成矿体外，还出现少量闪锌矿、方铅矿、斑铜矿、辉铜矿、斜方砷铜矿，并出现自然铋、辉铋矿、自然金、自然银与白钨石英脉，它们除成硫化物脉与石英脉外，也成碳酸盐脉或绿泥石脉，岩体中便有黄铁矿脉与辉钼矿方解石石英脉及绿泥石脉等热液脉，岩体边缘还出现蚀变边与褪色带。上述与矿化有关的元素也按一定顺序进入矽卡岩的各个分带，但因S挥发性很强，故所成硫化物，如黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿与辉钼矿等也超出矽卡岩范围进入围岩大理岩与角岩中。本区花岗岩与斑状花岗岩除成矿微量元素含量较高外，碱质含量也较高，K_2O+Na_2O可分别达到8.80%与8.64%，且其中K_2O、Na_2O含量大体相等。在镁矽卡岩阶段及钙矽卡岩阶段均有碱质分别进行活动，早期以K为主，晚期以Na为主，是导致本区矽卡岩两个阶段均有矿化发育的原因。此外，在本区钙矽卡岩中也出现均质性石榴石，说明本区早期钙矽卡岩形成温度也>800℃，镁矽卡岩形成温度更高，花岗岩与斑状花岗岩的侵入温度应更高。高温岩体的侵入是导致本区形成两类矽卡岩及其矿化的另一原因。以上各项标志均可作为寻找矽卡岩铁铜矿床及钼矿床的找矿先决条件与找矿标志。

四、热液矿床矿物共生组合

热液是由炽热气体和溶液所组成。一般认为热液矿床开始温度约600～700℃，最终温度约25～50℃，大量热液矿床发生于100～400℃之间(Смирнов, 1976)。

内生热液作用是岩浆作用和伟晶作用的继承和发展。大量造岩元素及大部分稀散放射元素如Li、Be、Nb、Ta、Zr、Hf、TR、Th、U等已在岩浆及伟晶阶段分别沉淀，故除大量过剩的

Si与一部分 Ca、Mg、Fe、Al 等常见的造岩元素与少量残余的 Li、Be、Nb、Ta、Zr、Hf、TR、Th、U 等元素外，在内生热液中大量集中的是克拉克值低的其他多种成矿元素，如 S、Se、Te、As、Sb、Bi、Ge、Sn、Pb、Ga、In、Tl、Zn、Cd、Hg、Cu、Ag、Au、Mo、W、等元素，它们大部分成为S、As、Se、Te的化合物，或成为有As、Sb、Bi 参与的硫盐，甚至Ge、Ga、In、Tl在热液作用中也可成为独立的硫化物，如形成硫锗铜矿$Cu_3(Ge, Fe)(S, As)_4$，硫镓铜矿$CuGaS_2$，硫铟铜矿$CuInS_2$，硫铁铊矿$TlFeS_2$，单斜及四方硫砷汞铊矿$TlHgAsS_3$等。过渡族元素Fe、Co、Ni，尤其是Fe 在热液阶段仍起很大作用，但也以成硫砷化物为主，而不是成硅酸盐或氧化物，甚至 Sn、Mn 除成氧化物或进入氧盐外，也成硫化物出现。岩浆作用残留下来的Pt族元素也可在热液作用中成硫砷化物出现。自然元素与金属互化物也远较岩浆阶段普遍，除Pt族元素与 Au、Ag、Cu外，As、Sb、Bi、S、Se、Te等也可在热液作用中成自然元素或部分金属互化物存在。

在热液阶段虽也保存了一部分硅酸盐与氧化物，但也以低温低压型或富挥发分的为主，如低温型长石族及低温、低压型尖晶石族矿物，不含Al_{IV}及Al_{VI}的角闪石族矿物包括多种角闪石石棉，蛇纹石族矿物包括蛇纹石石棉，以及多种云母—绢云母—水云母—伊利石、绿帘石—黝帘石、绿泥石、滑石、叶腊石、高岭石、蒙脱石等含水硅酸盐与氢氧镁石等氢氧化物及在伟晶阶段未能大量沉淀的U、Sn氧化物等。

总之，由于大量硅酸盐与氧化物已在岩浆及伟晶阶段沉淀，故在热液矿物组合中除石英外，硅酸盐与氧化物已不占主导位置。相反，大量硫砷化物及其他氧盐如碳酸盐、钨酸盐及部分硫酸盐，部分卤化物如氟化物(如萤石、氟镁石、冰晶石)等已取代硅酸盐及部分氧化物居于主导地位。

总之，热液作用的矿物组合是在热液作用特定的物理化学条件下，金属与S、O及其他元素相互关系的具体反映。热液作用中成岩成矿物质的绝对和相对浓度C、压力P、温度T、酸碱度pH、氧化还原电位Eh等是决定热液矿物组合在一定范围内多样性变化的因素。在热液矿物组合中，不出现岩浆阶段与伟晶阶段大量高熔点的矿物，便与它们的形成温度低于岩浆岩和伟晶岩有关。在热液矿物组合中出现大量硫砷化物、碳酸盐与含水化合物，甚至一部分氧化物也转化为氢氧化物(如$MgO \rightarrow Mg(OH)_2$，$Al_2O \rightarrow Al(OH)_3$)，也与热液作用温度及压力低于岩浆阶段和伟晶阶段，f_S、f_{CO_2}、f_{H_2O}等逸度大大升高有关。

构成热液作用矿物组合的元素或元素组合，一部分直接来自岩浆作用与伟晶作用的残浆，一部分来自围岩。因热液具有较高的挥发分和一定的温度、酸碱度和氧化还原电位等有利因素，故可从围岩矿物中吸取分散的或集中的成矿元素，使成矿物质获得更多富集沉淀的机会。例如金矿床的热液便可从围岩的矿物载体中吸取分散的Au使其富集成矿。穿切磁铁矿石英岩的硫化热液，便可从磁铁石英岩中的磁铁矿条带中吸取已集中的Fe，形成黄铜矿或黄铁矿。同样，热液也可从围岩的黑云母中吸取Fe形成黄铁矿。在改变围岩物理化学状态与围岩矿物组合、结构构造的过程中，热液本身的物理化学状态也受到改变，从而在受蚀变的围岩与热液脉中均产生新的矿物组合，因而更增加了热液矿物组合的复杂性。

热液矿物组合在减温减压条件下沉淀，故常沿围岩裂隙出现，因而在形态上常构成脉状体，具有脉状体的结构构造。在时间上，它晚于岩浆岩与伟晶岩或其他围岩，在空间上它常出现于较浅部位，迭加于岩浆岩与伟晶岩或其他围岩的矿物组合之上。因此在研究热液脉矿物组合的成因时，必须对围岩矿物组合及蚀变围岩的矿物组合同时进行研究，包括它们的矿物成分与微量成

分。层控矿床的热液脉常顺层分布，断裂带的热液脉延深可达3～4km，因此对热液矿物共生组合还需进行水平与垂直分带的深入研究。

（一） 典型热液矿床矿物共生组合简表

1. 深成热液矿床矿物共生组合　这类热液矿床与酸性、中性及中碱性的半深成火成岩有关。形成深度1～5km，形成温度100～400℃，早期为弱酸性，中期为中性，晚期为弱碱性。包括一般的中温热液或中深热液及部分高、低温热液矿床。根据其中主要矿物组合，分为石英型，硫化物型，碳酸盐型及其他类型。各类型的矿物组合见表6-59至表6-100(据Лазаренко, 1976)。

1) 石英型

表6-59　石英—自然金矿床矿物组合

矿床类型	主要矿物	次要矿物
自然金	石英， 毒砂， 黄铁矿， 白钨矿， 电气石。	磁铁矿，磁黄铁矿，辉钴矿， 辉钼矿，辉铋矿，辉锑铋矿， 自然铋，闪锌矿，方铅矿， 斑铜矿，车轮矿，黄铜矿， 脆硫锑铅矿，磷灰石，绢云母。

表6-60　石英—锡石矿床矿物组合

矿床类型	主要矿物	次要矿物
锡石	石英，锡石，黄玉。	绿柱石，萤石，钽铌铁矿， 黑钨矿，辉钼矿，辉铋矿。

表6-61　江西大庾漂塘石英—钨锡矿床矿物组合

矿床类型	主要矿物	次要矿物			
锡石， 黑钨矿。	石英， 锡石， 黑钨矿。	绿柱石， 磷灰石， 闪锌矿， 黄铜矿， 铁白云石，	辉钼矿， 毒砂， 方铅矿， 硫锑铅矿， 白铁矿，	锆英石， 黄铁矿， 磁黄铁矿， 菱铁矿， 绿泥石，	黄玉， 磁铁矿， 斑锡矿， 菱锰矿， 绢云母。

表6-62　石英—辉钼矿矿床矿物组合

矿床种类	主要矿物	次要矿物
辉钼矿	石英， 辉钼矿。	黄铁矿，黑钨矿，锡石，黄玉， 黄铜矿，闪锌矿，方铅矿，独居石， 绢云母。

表6-63　石英—黑钨、辉钼矿矿床矿物组合

矿床种类	主要矿物	次要矿物
黑钨矿，辉钼矿。	石英，黑钨矿，辉钼矿。	白钨矿

表6-64　黄铜矿矿床矿物组合

矿床种类	主要矿物	次要矿物
黄铜矿	黄铜矿，黄铁矿， 辉钼矿，石英， 绢云母，	斑铜矿，硫砷铜矿，砷黝铜矿， 毒砂，闪锌矿，磁铁矿，钨锰矿， 金红石，电气石，萤石。

表6-65　石英—白钨矿矿床矿物组合

矿床种类	主要矿物	次要矿物
白钨矿	白钨矿，石英，	长石

表6-66　晶质铀矿床矿物组合

矿床类型	主要矿物	次要矿物
铀矿	晶质铀矿，钍晶质 铀矿，钛铀矿， 钛铁矿，石英。	黄铁矿，磁铁矿，赤铁矿， 毒砂，辉钴矿，辉钼矿， 钨锰矿，锡石。

表6-67　水晶矿床矿物组合

矿床类型	主要矿物	次要矿物
水晶	水晶	白云母，绿泥石，长石，水云母。

表6-68　石英—辉铋矿矿床矿物组合

矿床种类	主要矿物	次要矿物
辉铋矿	石英，辉铋矿，自然铋，黄铁矿，黄铜矿。	菱铁矿，方解石，柱硫铋铅矿，块辉铅铋矿。

表6-69　硫砷铜矿床矿物组合

矿床种类	主要矿物	次要矿物
硫砷铜矿	黄铁矿，石英，辉铜矿，硫砷铜矿，黝铜矿，闪锌矿。	黄铜矿，锗石，硫铜锗矿，硫铜银矿，辉钼矿，纤锌矿，硫镉矿，方解石，白云石。

2)　硫化物型

表6-70　方铅矿—闪锌矿—黄铜矿—黄铁矿矿床矿物组合

主要矿物	次要矿物
方铅矿，闪锌矿，黄铜矿，黄铁矿，石英。	斑铜矿，磁黄铁矿，黄铁矿，重晶石。

表6-71　方铅矿—闪锌矿—黄铁矿—重晶石矿床矿物组合

主要矿物	次要矿物
方铅矿，闪锌矿，黄铁矿，重晶石。	黄铜矿，黝铜矿，绢云母，绿泥石，方解石。

表6-72 硫化物—沥青铀矿矿床矿物组合

主要矿物	次要矿物
晶质铀矿，方铅矿，闪锌矿， 黄铜矿，辉钼矿，白铁矿。	黄铁矿，重晶石。

表6-73 砷钴矿—砷镍矿—沥青铀矿—自然银和铋矿床矿物组合

主要矿物	次要矿物
砷钴矿，砷镍矿，沥青铀矿， 赤铁矿，石英。	斜方砷钴矿，辉砷镍矿，铁硫砷钴矿， 辉砷钴矿，自然铋，自然银，闪锌矿， 方铅矿，黄铜矿，斑铜矿，黄镍矿，白云石。

表6-74 辉钴矿—辉镍矿—辉银矿矿床矿物组合

主要矿物	次要矿物
辉钴矿， 辉镍矿， 辉银矿， 方解石， 白云石。	自然银，自然铋，斜方砷铁矿， 斜方砷钴矿，斜方砷镍矿，红锑镍矿， 针镍矿，辉砷镍矿，斑铜矿， 毒砂，辉钴矿，斜方辉钴铋矿， 针铅铋银矿，石英。

表6-75 毒砂矿床矿物组合

主要矿物	次要矿物
毒砂，滑石，阳起石。	黄铁矿，石英，白云石。

表6-76 锡石—方铅矿—闪锌矿矿床矿物组合

主要矿物	次要矿物
锡石，黄锡矿，方铅矿，闪锌矿， 黄铁矿，磁黄铁矿，黄铁矿。	毒砂，白铁矿，纤锌矿， 深红银矿，磁铁矿，石英。

表6-77 锡石—绿泥石—磁黄铁矿矿床矿物组合

主要矿物	次要矿物
绿泥石，磁黄铁矿，锡石，石英。	闪锌矿，方铅矿，黄铜矿，方解石，菱铁矿。

表6-78 辉锑矿—钨铁矿—自然金

主要矿物	次要矿物
钨铁矿，辉锑矿，毒砂，自然金，石英。	白钨矿，黑钨矿，黄铁矿，黄铜矿，方铅矿，闪锌矿，辰砂，自然金。

3) 碳酸盐型

表6-79 菱铁矿矿床矿物组合

主要矿物	次要矿物
菱铁矿，白云石。	石英，黄铁矿，黄铜矿，方铅矿，重晶石，赤铁矿。

表6-80 菱锰矿—蔷薇辉石矿床矿物组合

主要矿物	次要矿物
蔷薇辉石，菱锰矿，菱铁矿，方解石，石英。	白云石，萤石，重晶石，磁铁矿，硫锰矿，闪锌矿，黄铜矿。

表6-81 菱镁矿矿床矿物组合

主要矿物	次要矿物
菱镁矿，白云石，方解石。	文石，石英，蛋白石，黄铁矿，绿泥石。

表6-82 方解石—阳起石—滑石矿床矿物组合

主要矿物	次要矿物
方解石，阳起石，滑石。	绿泥石，黄铁矿，电气石，磁铁矿，白云石。

4) 其他类型

表6-83 赤铁矿—磁铁矿矿床矿物组合

主要矿物	次要矿物
赤铁矿，磁铁矿。	方解石，绿泥石，磷灰石，黄铁矿，黄铜矿。

表6-84 重晶石矿床矿物组合

主要矿物	次要矿物
重晶石，方解石。	方铅矿，闪锌矿，黄铜矿。

表6-85 蛇纹石石棉—滑石—磁铁矿矿床矿物组合

主要矿物	次要矿物
蛇纹石石棉	直闪石石棉，滑石，菱镁矿，绿泥石，黑云母。

2. 与火山作用有关的热液矿床矿物共生组合 这类矿床与安山岩—英安岩向斜盆地区及地台活化带的碱性和暗色火山岩有关。其中以火山口及其边部矿床最典型，特点是锥状、环状、火山口内管状及火山口外放射状。

表6-86 方铅矿—闪锌矿—辉银矿矿床矿物组合

主要矿物	次要矿物
方铅矿，闪锌矿，白铁矿，方解石，白云石。	自然银，辉银矿，黄铁矿，硫钴镍矿，硫砷铜矿，纤维锌矿，针沸矿，重晶石，石英。

表6-87　自然金和自然银矿床矿物组合

主　要　矿　物	次　要　矿　物
黄铁矿，自然金，深红银矿，辉银矿，硫锑铜银矿，黄铜矿，石英。	自然银，闪锌矿，方铅矿，银砷黝铜矿，辉锑矿，石髓，方解石。

表6-88　锡石—黑钨矿—自然铋矿床矿物组合

主　要　矿　物	次　要　矿　物
钨铁矿，锡石，自然铋，石英，黄玉，铁叶云母。	绿柱石，毒砂。

表6-89　黄铜矿—锡石—电气石矿床矿物组合

主　要　矿　物	次　要　矿　物
黄铜矿，电气石。	锡石，硫砷铜矿，磁金矿。

表6-90　硅钡石矿床矿物组合

主　要　矿　物	次　要　矿　物
黄石，硅钡石，石英，冰长石。	似晶石，赤铁矿，石髓，蛋白石，方解石。

表6-91　沥青铀矿床矿物组合

主　要　矿　物	次　要　矿　物
沥青铀矿，砷镍矿，砷钴矿，硫钴矿，黄铜矿。	绢云母，辉钼矿，石英。

表6-92 辰砂矿床矿物组合

主要矿物	次要矿物
辰砂，白铁矿，高岭石。	黑辰砂，黄铁矿，方铅矿，雄黄，多水高岭石，水铝英石，黄地腊，绿地腊，蒙脱石。

表6-93 自然铜矿床矿物组合

主要矿物	次要矿物
自然铜，方解石，浊沸石，绿泥石，绿磷菱石(？)。	赤铁矿，自然银，杆沸石，钠沸石，绿磷石，蛋白石。

表6-94 明矾石矿床矿物组合

主要矿物	次要矿物
明矾石，石英。	赤铁矿，地开石，水铝矿，重晶石。

表6-95 冰洲石矿床矿物组合

主要矿物	次要矿物
冰洲石，石髓，沸石类。	石英，紫水晶，绿磷石，黄铁矿，硫锰矿。

3. 远岩浆岩热液矿床矿物共生组合 这类矿床分布在巨厚的沉积岩地区，附近不存在火成岩，但矿床也可以与火成岩有成因联系。

表6-96 斑铜矿—黄铜矿矿床矿物组合

主要矿物	次要矿物
斑铜矿，黄铜矿，方解石，白云石。	硫钴矿，辉铜矿，方铅矿，石英(水晶)。

表6-97 方铅矿—闪锌矿矿床矿物组合

主要矿物	次要矿物
方铅矿，闪锌矿，方解石，白云石。	白铁矿

表6-98 辉锑矿—辰砂矿床矿物组合

主要矿物	次要矿物
辰砂，辉锑矿。	毒砂，石英，高岭石，地(开)石，萤石。

表6-99 萤石矿床矿物组合

主要矿物	次要矿物
萤石	石英(水晶)，黄铁矿。

表6-100 雄黄—雌黄矿床矿物组合

主要矿物	次要矿物
雄黄，雌黄，辉铁矿，辰砂。	钨铁矿，白钨矿，碲金矿，碲银矿，石膏。

(二) 热液矿床成矿阶段的划分

以深成热液矿床为例，不同阶段矿物组合虽然变化很大，但总的说来可划分的早、中、晚三期。早期为硅酸盐—氧化物期，有阳起石、绿帘石、绿泥石、磁铁矿、赤铁矿、黑钨矿、锡石等；中期发生大量硫化物和硫盐沉淀；晚期主要为碳酸盐，有方解石、白云石、铁白云石、菱铁矿、锰铁白云石、菱镁矿等。有时碳酸盐可早于硫化物阶段，并经常发现同一种矿物在不同阶段重复出现成为不同的世代。矿物的世代可根据其晶形、颜色和微

量元素的含量等标型特征加以区分。围岩蚀变有云英岩化、绢云母化(不同于云英岩化中白云母的大片集合体)、绿泥石化、硅化、碳酸盐化、青盘岩化、蛇纹石化、萤石化、黄铁矿化、赤铁矿化等。

楚霍洛夫等(1972)研究了苏联130多个不同类型不同深度的金—硫化物—石英及多金属硫化物热液矿床的矿物共生组合，对它们成矿阶段的划分进行了总结(图6-8)，认为不同类型热液矿床的矿化阶段发展相似，差别主要在于主要矿物数量的变化，它们反映了不同矿种矿化强度的变化。

Ⅰ. 早期硅酸盐阶段。最早阶段为早期围岩蚀变阶段，围岩中硅酸盐矿物开始接受改造，钾长石分解为绢云母和石英，暗色矿物中Mg、Fe进入绿泥石，Ca、Mg、Fe进入碳酸盐，还有一部分Fe进入黄铁矿。

Ⅱ. 早期脉石英阶段。石英成为脉石矿物最主要的成员。它在深成和中深金矿床中形成粗大的石英脉，含量可占95%，在浅成金矿床中成为石英细脉，含量可达30～50%，但在多金属硫化物矿床中含量<10%。石英的形成温度为300～350℃，有时为275～450℃。但在中深金矿床中，因本阶段以后的Ⅲ、Ⅳ矿化阶段中硫化物特别发育，迭加在本阶段的脉石英之上，使它在大量硫化物矿石中仅成残余存在，且已重结晶，故很难找到。

Ⅲ. 早期石英硫化物阶段。在早期脉石英大量沉淀之后，SiO_2含量大大降低，溶液碱性增加，出现少量长石(冰长石)与大量早期硫化物。本阶段硫化物以黄铁矿为主，它的数量最多，在含金石英脉中占0.5～30%，在铅锌矿床中占15%到40～50%，在含铜黄铁矿矿床中可达90%。其次为磁黄铁矿，在含金石英脉或含金多金属矿床中还有毒砂。

本阶段黄铁矿几乎都含Au。在金—硫化物—石英矿床中出现毒砂时，Au含量还要升高。在含Au的多金属硫化物矿床中，毒砂含量甚至可大大超过黄铁矿，构成独立的巨大毒砂矿床，如

在瑞典北部舍勒夫提欧(Skelefteå)矿带。

Ⅳ　晚期石英硫化物硫盐碳酸盐阶段。对金—硫化物石英脉及多金属硫化物热液矿床均为主要含矿期，主要形成有石英—黄铁矿、黄铁矿—黄铜矿、黄铁矿—闪锌矿、黄铁矿—黄铜矿—闪锌矿、闪锌矿—方铅矿等矿石。在此阶段共生组合中还有不同数量的碳酸盐、重晶石、辉铜矿和其他复杂的硫盐。形成温度150～280℃。许多标志表明过程为溶液的碱性增加。

Ⅴ　末期石英碳酸盐硫酸盐阶段。最后阶段(Ⅴ)的矿化与最早阶段(Ⅰ)的矿物组合很相似，差别在于不具硅酸盐。构成早期阶段的硅酸盐物质主要来自围岩。矿化末期温度太降低，从围岩吸取物质的能力很差，故不形成硅酸盐。它们的相似性表现在矿化初期与末期的成矿元素均不如矿化中期富集。初期富SiO_2，成矿元素相对浓度不高，末期因在此以前成矿元素已大量沉淀，故成矿元素绝对浓度也不高。

从图6-8可见，在金—硫化物—石英组合的脉状矿床建造中，主要矿化阶段在深成建造中以Ⅱ阶段为主，在中深建造中以Ⅱ—Ⅲ阶段为主，在浅成建造中以Ⅳ阶段为主。伴随形成深度的变化，由深到浅，与自然金共生的矿物组合也依次发生以下变化：石英—硅酸盐→石英—硫化物→硫盐—碳酸盐、硫酸盐。它不仅说明温度、压力逐渐降低，也说明溶液中As，Sb，Bi等元素也在浅部相对富集，故而得以形成硫盐沉淀下来。从图6-8中可见，在热液脉状金矿床中，从深到浅，主要矿化阶段有从左下向右上转移的趋势，即有从以高温阶段为主，转向以低温阶段为主的趋势。同样对多金属硫化物矿床也是如此，即从近岩浆源的火山型向远岩浆源的碳酸盐型转化时，也表现出同样的趋势。以上趋势在找矿中均可注意应用。

在分析热液矿床矿物共生组合及其成矿阶段时，应注意矿床的亲缘关系与共生组合及其生成顺序的相似性。金属矿物析出的

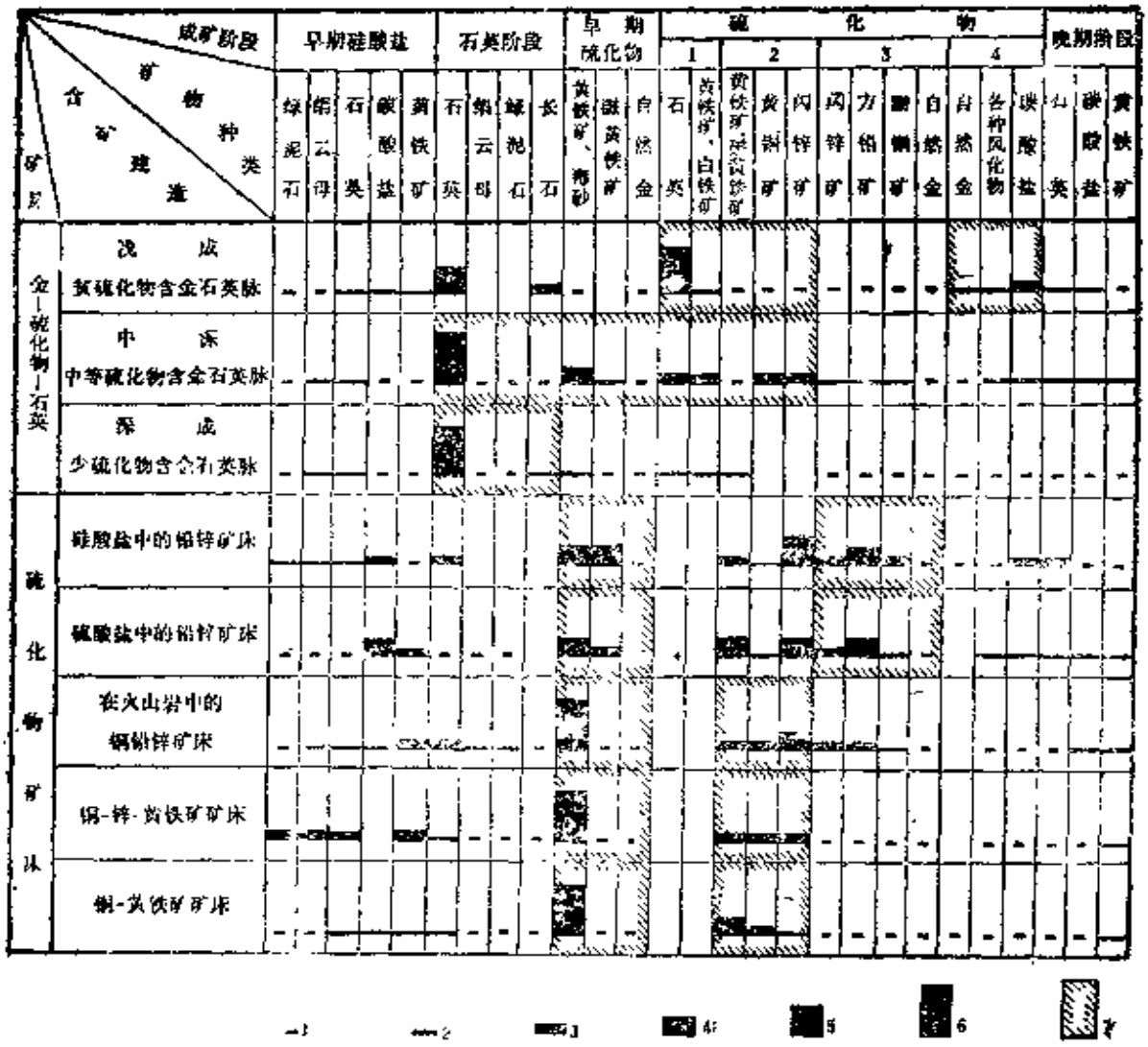


图6-8 不同热液矿床迁造中的矿物共生组合及阶段划分

（据Чухров，1972重排）

1.含量<1%，2.含量1—3%，3.含量3—10%，4.含量10—30%，5.含量30—50%，6.含量>50%，7.矿床中主要成矿阶段

顺序一般是：Fe—As—Zn—Cu—Pb—Te—Au—Sb，这个顺序与温度降低及溶液碱度增加相一致。但也应注意它们的差异性，在特殊的地球化学背景下，可以出现特殊的组合。如有的矿床在早期(阶段Ⅰ)出现电气石、磁黄铁矿，在后期(阶段Ⅳ)出现Bi、Te化合物或硫盐等。Bi、Te化合物的出现对Au矿化十分有利，而硫盐则首先对Ag、其次对Au矿化有利。

--在热液矿床中，石英阶段、硫化物阶段与碳酸盐阶段最重要的矿物组合见表101。

表6-101　热液矿床中主要矿物共生组合

矿物族种		石英阶段	硫化物阶段	碳酸盐阶段
脉石矿物	石英			
	重石			
	长石			
	绢云母			
	绿泥石			
	电气石			
	碳酸盐			
	重晶石			
硫化物及类似化合物	黄铁矿			
	磁黄铁矿			
	黄铜矿			
	白铁矿			
	斑铜矿			
	辉铜矿			
	闪锌矿			
	方铅矿			
	辉钼矿			
	辉铋矿			
	毒砂			
	Co、Ni硫化物和砷化物			
硫盐	脆铜矿			
	Pb的硫盐			
	Ag的硫盐			
	Sn和Ge的硫盐			
含氧化合物	赤铁矿			
	锡石			
	黑钨矿			
	白钨矿			
	铀沥青			
单质	自然金			
	自然铋			

（据Смирлов，1974）

表6-101中的条带宽窄表示矿物出现的普遍性，粗条带为极普遍的矿物，中条带为普通矿物，细条带为不普遍矿物。从表可见，从石英阶段到硫化物阶段矿物族种大大增多，达到高潮，到碳酸盐阶段接近矿化尾声，矿物族种又大大减少。从表 6-101 也可见硫化物族种大大超过氧化物与含氧盐。

（三） 热液矿床矿物标型特征

在热液演化过程中，矿物与介质交互作用。矿物随热液的酸碱度及温度、压力、深度等而发生变化。因此，某种矿物的出现可以指示当时的介质条件。斯特林格姆（Б·Стрингг）的热液合成实验为确定天然热液成矿作用的温度和酸碱度提供了重要的资料，见图6-9。

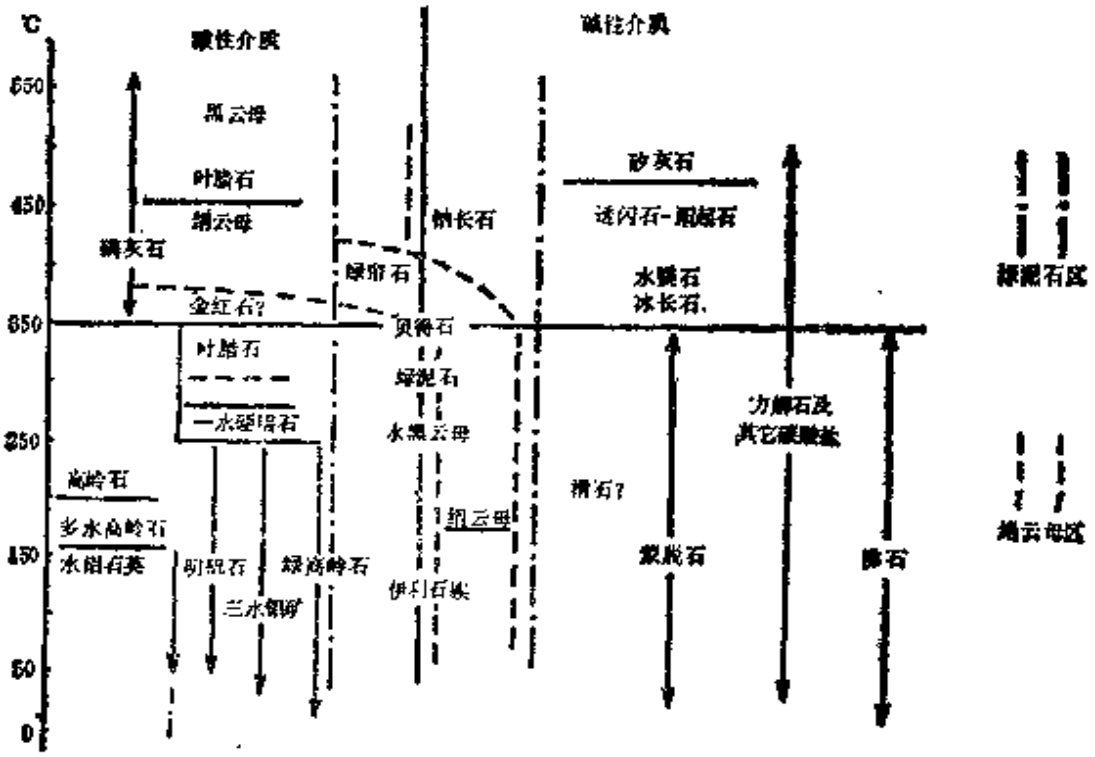


图6-9 温度（纵座标，℃）和酸碱度（横座标）对一些热液矿物形成区的影响（据Б·Стрингем）

名称下画线的矿物表示它们的分布区是准确确定的。

从图6-9可见，黑云母与叶腊石均在酸性介质中形成，但叶腊石形成温度较低，约在300～450℃之间，而黑云母在450℃以上形成。我国斑岩铜矿床钾化带中交代钾长石的热液黑云母形成温度便为400～600℃。绢云母可交代钾长石或斜长石分别在酸性及中性微碱的环境中形成，在我国斑岩铜矿石英绢云母蚀变带中，它们的形成温度为350～250℃，却在中性、微酸或微碱条件下形成。我国斑岩铜矿外青盘岩化蚀变带中的绿泥石是在220～150℃之间形成的。冰长石在碱性介质中形成，它也见于斑岩铜矿的外青盘岩化带。

据别捷赫琴，氧化程度及氧的不同浓度值的变化，也会引起共生系列的转变。别捷赫琴提出不同氧化程度与硫化程度矿物的共生系列如下：

P_{O_2} →

P_{H_2S} ↓

1. $Fe_3O_4 \rightarrow Fe_2O_3$
2. $FeS \rightarrow Fe_3O_4 \rightarrow (Fe_2O_3)$
3. $FeS \rightarrow FeS_2 \rightarrow Fe_3O_4 \rightarrow Fe_2O_3$
4. $FeS_2 \rightarrow Fe_3O_4 \rightarrow Fe_2O_3$
5. $FeS_2 \rightarrow Fe_2O_3$

P_{H_2S} →

P_{O_2} ↓

1. $FeS \rightarrow FeS_2$
2. $Fe_3O_4 \rightarrow FeS \rightarrow (FeS_2)$
3. $Fe_3O_4 \rightarrow FeS_2$
4. $Fe_2O_3 \rightarrow Fe_3O_4 \rightarrow FeS$

以上表明，在H_2S低浓度下，形成磁铁矿，在H_2S高浓度下形成黄铁矿；但当氧分压增高时，两者均将被赤铁矿代替。氧浓度低时，出现磁黄铁矿，氧浓度高时出现赤铁矿；但当H_2S分压增高时，前者将转化为黄铁矿，而后者将转化为磁黄铁矿。

据研究，以下蚀变矿物组合可作为指示垂向深度的良好标志（Чухров等，1972）。

与石英共生的冰长石是浅成矿床的标志。它们是由于组分从深处进入浅部后失去H_2O和CO_2，热液趋向碱化，快速沉淀而形成。热水溶液的温度愈低，冰长石化带距地表愈近。热液温度如

为270℃，冰长石化深70～400m；如为200℃，深30～300m；如为160℃，深3～200m；如见到斜长石被冰长石交代，说明由溶液中带入K，带出Na和Ca。冰长石和一般长石的区别是光轴角小（2V(+)，30～45°），成分很纯(Na、Ca含量很少)，{110}» {010}，{20$\bar{1}$}缺失，有时{010}也缺失。钠长石化温度较高，往往可指示高温热流活动的方向。新形成的钠长石成分也较纯，An分子一般不超过5%。

绿帘石分布较广泛，在深60～1100±m都有产出，它的含Fe性随深度的增加而降低，从200m到1300m含铁性由32%降低到18%。

沸石出现深度0～1200m，它们的成分与性质等与深度无关，但吸附水含量与深度有关。华铜钙矽卡岩中有交代斜长石、方柱石、石榴石的杆沸石$NaCa_2Al_5Si_5O_{20}\cdot 6H_2O$。

云母与粘土矿物包括云母、绿泥石、蒙脱石、皂石、绿鳞石等矿物，受温度的影响表现在它们可由同种岩石在不同的蚀变温度下产出，温度低时出现蒙脱石（100℃），温度高时出现绿泥石（150℃）。

据现代对热液矿床的研究，下面几种情况值得注意：温度下降可降低溶液在岩石中的远渗能力，因此高温热液的矿物组合可能更多地被晚阶段的低温组合所交代，因而造成逆向分带。同一深度的不同矿物组合，可由溶液成分的不均匀性产生。如果岩石中孔隙溶液不均匀，裂隙热液与它混合后，便会产生溶液成分和酸碱度的差别，因而形成不同的矿物组合。热液循环可沿岩层或沿裂隙进行，前者沿不同标高的岩层造成垂直分带，而后者主要在脉旁造成水平分带。在斑岩型矿床中，如果减压带(裂隙破碎带)在热液生成区之上距离较近的部位，下部的青盘岩化与次生石英岩和粘土岩带便互相重迭混合；如减压带在热液生成区之上较远的部位，矿化蚀变带与无矿蚀变带便将分开。中温的青盘岩化可以发生在烘烤地段以上头十米的地段。根据以上蚀变矿物及其组

合的分布，可以判断热液来源的深浅和矿化深度。

（四） 高中温热液钨锡矿床矿物共生组合实例

实例一 漂塘钨锡矿矿物共生组合。

我国南方热液钨矿化在空间分布上与燕山期花岗岩浅成小侵入体的露头或隐伏岩体密切有关，热液蚀变及热液活动均发育于较浅的部位。含矿溶液形成于岩浆期后蚀变过程中，矿质来源于岩体上部遭到蚀变的部分。按其性质，深部以碱性交代为主，上部转化为酸性交代。深部活动的碱性溶液，强烈地改变了花岗岩的面貌，使一些金属元素随着蚀变作用的发展不断进入溶液，并富集在岩体的上部或穿入围岩形成矿体。漂塘钨锡矿的形成与地下隐伏花岗岩岩体有关，而与地表出露的闪长岩无关。

漂塘钨锡矿位于我国南岭钨矿区的中心地带，处于NNE—NE向断裂构造带上。矿区内出露一套中晚寒武纪浅变质砂岩、板岩，地层褶皱强烈。矿区内岩体呈岩瘤状，为中细粒黑云母花岗岩，隐伏于地下1km以下，标高200～300m。矿脉产于岩体外接触带中上寒武系沉积地层中。近岩体的围岩，沿接触带角岩化。脉旁有云英岩化。

据刘梦庚（1984），根据石英脉体的穿插关系，漂塘钨矿可划分为六个成矿阶段：Ⅰ、早期条带状石英脉；Ⅱ、辉钼矿石英脉；Ⅲ、缓倾斜含钨石英脉；Ⅳ、陡倾斜含钨石英脉；Ⅴ、后期条带状石英脉；Ⅵ、萤石碳酸盐脉。以Ⅳ阶段为主矿化阶段。它们的主要矿物组合如下：

Ⅰ、早期条带状石英脉：糖粒状石英，角闪石，阳起石。属早期硅酸盐阶段。

Ⅱ、辉钼矿石英脉：石英，绿柱石，辉钼矿。属早期硫化物石英阶段。

Ⅲ、缓倾斜含钨石英脉：白云母（镶边），绿柱石，黑钨矿，锡石、硫化物，萤石，碳酸盐，石英。属早期钨锡硫化物阶段。

Ⅳ、陡倾斜含钨石英脉（主矿化阶段）：白云母（对称镶边），绿柱石，黑钨矿，锡石，铁锂云母，黄玉，硫化物，萤石，碳酸盐，石英。属晚期钨锡硫化物硫盐阶段。

Ⅴ、后期条带状石英脉：石英，绢云母，绿泥石，碳酸盐。属后期硅酸盐碳酸盐阶段。

Ⅵ、萤石碳酸盐脉：萤石、方解石，少量石英。属末期碳酸盐萤石阶段。

以上阶段发展与楚霍洛夫（Чухров,1972）总结的苏联金银硫化物热液矿床的规律大体一致。

据苏明迪（1956），陡倾斜含钨石英脉中有数十种矿物，计硅酸盐有绿柱石、黑云母、铁锂云母、白云母、正长石、锆石、黄玉、绢云母、绿泥石、高岭石、石英；钨酸盐有钨锰铁矿、白钨矿；氧化物有锡石、磁铁矿、钨华、褐铁矿；硫化物—硫盐有黄铁矿、白铁矿、磁黄铁矿、毒砂、辉钼矿、辉铋矿、闪锌矿、黄铜矿、方铅矿、黝锡矿、硫锑铅矿；磷酸盐有氟磷酸铁锰矿、磷灰石；碳酸盐有菱铁矿、菱锰矿、铁白云石、方解石、孔雀石；氟化物有萤石。它们的生成顺序如表6-102。

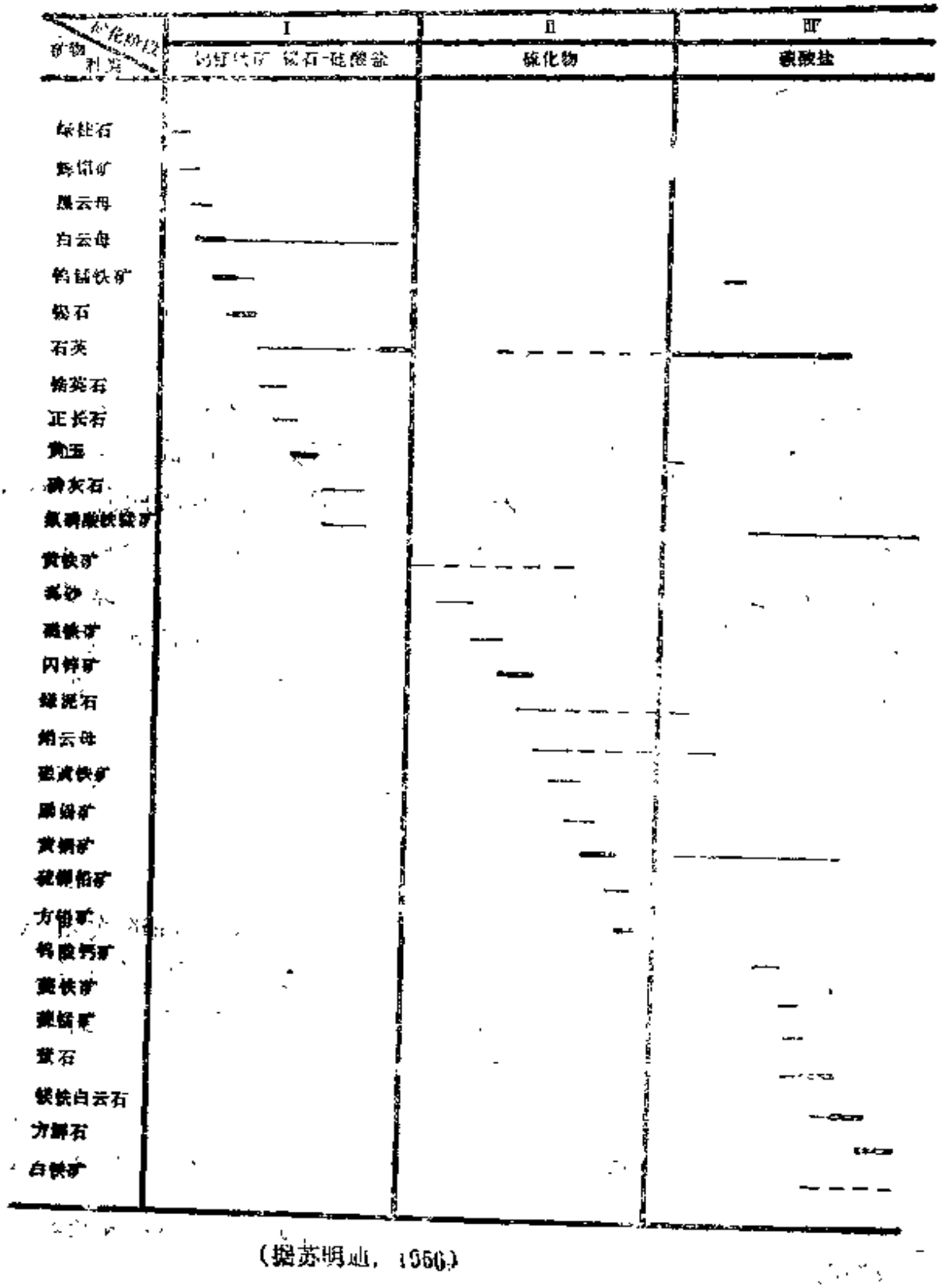
实例二：密云马家坡含钨石英脉矿物组合（陈光远等，1964）*。

密云马家坡含钨石英脉矿床位于华北地台中部，矿脉走向NEE—SWW，倾向S或N，倾角70～80°，穿切NNE向的太古代斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩、花岗片麻岩与近东西向的元古代更长环斑花岗岩。脉体并沿太古代变质岩与震旦亚界沉积岩间的不整合面分布，还穿入震旦亚界的底砾岩及石英岩中。

与脉体有成因联系的小型侵入体，地表未见出露。它的围岩更长环斑花岗岩中的黑云母，用钾氩法测定，同位素年龄为16.1

*陈光远，王嘉荪，1964，华北某中温热液脉状钨矿床矿物组合，中国矿物岩石地球化学第一届学术会议论文集，199—202页。

表6—102　漂塘钨锡矿床矿物生成顺序表



（据苏明山，1960）

亿年，属元古代，与本矿床形成无关。更长环斑花岗岩以北9km的泗干顶黑云母花岗杂岩体中边缘相的黑云母，经用钾氩法同位素年龄测定为1.80亿年，时代与西华山和漂塘钨矿的成矿母岩燕山期黑云母花岗岩(1.40～1.80亿年)相当（据穆治国等，1981），可能与本矿床成矿母岩有关。

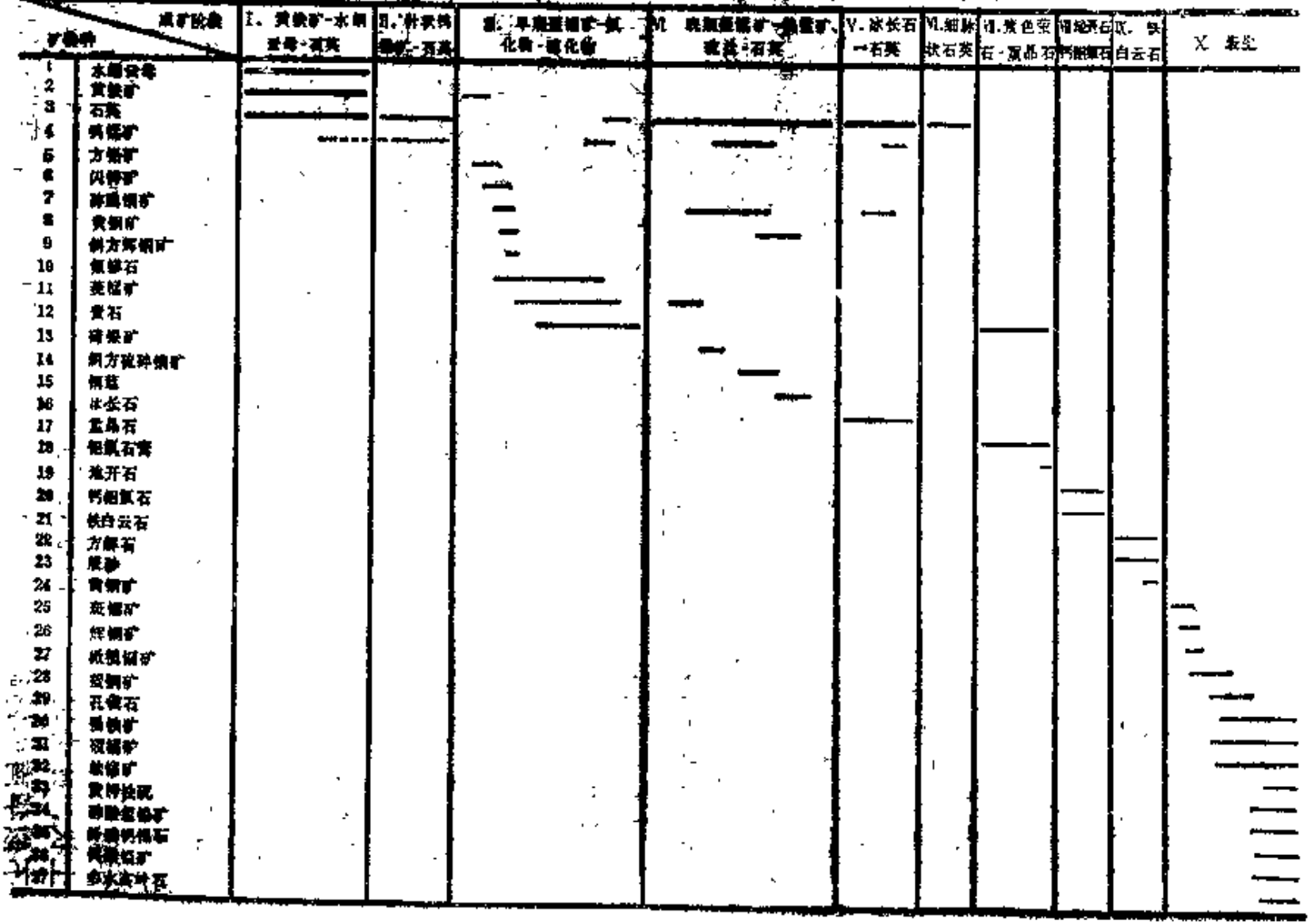
根据矿物组合特征，它属于中低温石英硫化物钨锰矿建造，是在较低温、较氧化、较浅成的条件下形成的，与我国华南气成热液钨锡矿床不同。它的矿物组合与矿物生成顺序见表6-103。

全矿区矿脉100多条，成脉状及网脉状，经常分枝复合，胀缩无定，规模很小，一般长九十至几百m，沿走向及倾向迅速转化为蚀变围岩。在长约800m的最大矿脉中，断断续续的石英脉体实际长度一般不超过60～70m，显示地台晚期构造活动幅度较小，也显示浅成裂隙短小而不连续的特征。与华南钨矿石英脉连续长度可超过1km的深成高温热液矿床有很大的差异。

本矿床穿插构造很发育，常见多阶段矿物组合成脉状互相穿插。角砾状构造也很发育，常见蚀变围岩角砾（Ⅰ），针状钨锰矿角砾（Ⅱ）与早期菱锰矿、萤石等角砾（Ⅲ），为主成矿期石英脉（Ⅳ）所胶结。常见石英围绕上述角砾成放射状排列，形成帽盔状构造，与苏联一些萤石矿床很相似。梳状构造很发育，不论主要成矿期、次要成矿期或无矿石英脉均具梳状构造，显示浅成及裂隙多次张开，成矿期间构造运动频繁脉动的特征。

本矿床脉体中晶洞一般均较小，常只有几cm长，不似漂塘有超过1m的。晶洞中晶簇也较小，水晶或萤石晶体一般只有几mm，不似漂塘石英脉晶洞中水晶长可达10cm，方解石宽可达4～5cm。晚期萤石在石英脉晶洞中常成似钟乳状，铝氟石有在石英萤石重晶石晶洞中也常成葡萄状，钙铝氟石也成致密高岭土状。脉边钨锰矿，肉眼难于分辨。脉心钨锰矿也常小于1mm，不似华南黑钨矿常长达几cm至十几cm。蚀变围岩粒度也很细，水

表6—103　赣云马家坡含钨石英脉矿物组合及成矿阶段



（据陈光远，王崇琴，1964）

绢云母化绿泥石化或硅化颗粒肉眼难以分辨，也不似华南钨矿床中云英岩化或绿泥石化带的白云母与绿泥石片可达1～2cm。矿物组合的以上形态粒度特征，也显示本矿床是浅成的。

本矿床钨锰矿含MnO达23.49%，已接近纯钨锰矿（含MnO 25%），显示类质同像代替很差，是晚期分异的产物。它与菱锰矿共生，在次要成矿阶段（Ⅱ）中，结晶开始晚于菱锰矿，在主要成矿阶段中也在菱锰矿以后生成，显示成矿温度较低。以上推断也为气液态包体测温结果所证实，矿化阶段成矿温度在325～190℃之间，而在矿化阶段Ⅱ与钨锰矿共生的氟镁石形成温度接近200℃（徐振邦，1964)*，则主要矿化阶段Ⅲ的钨锰矿成矿温度应<200℃。

在本矿床中硫盐与硫化物一同存在，且含量超过硫化物。硫化物的生成顺序为黄铁矿→闪锌矿→方铅矿，与一般生成顺序一致；但黄铜矿生成最晚，与一般生成顺序不一致。它或就地交代砷黝铜矿与斜方硫砷铜矿，或单独出现于晚期萤石晶洞中，或成薄膜状次生硫化物产于次生富集带的裂隙面上。硫化物含量很少，不出现辉铋矿、辉钼矿、磁黄铁矿，Cu不形成大量硫化物而主要进入硫盐。此外，还出现碲银矿与辰砂。方铅矿含Ag不含Bi，砷黝铜矿、斜方砷铜矿与银白色黄铁矿异种均含Ag。硫化物与砷硫盐均含Sb。Sn不成锡石，而与Bi、In、Cd一同进入硫盐。此外，在矿物组合中不出现绿柱石、锡石，而出现冰长石、重晶石、地开石。此外，还出现热液成因的铝氟石膏(*Creedite*，图6-10）与氟钙铝石（*Gearksutite*）（张建洪，1964)**，也均说明该矿床的成因类型是中低温浅成的。在它周围400km²范围

*徐振邦，1964，某地钨矿床中的氟镁石，中国矿物岩石地球化学第一届学术会议论文选集。

**张建洪，1964a，北京某热液脉状钨矿床的氟化物研究，中国矿物岩石地球化学会议第一届学术会议论文选集。

内，除Cu、Pb、Zn金属量异常外，也出现Ag、Cd等化学异常，辰砂、白钨矿重砂异常，附近并有Au及重晶石矿化点，也与矿床中的中低温矿物组合相应。

围岩蚀变不似华南钨矿脉出现黑云母化、白云母化、电气石化、云英岩化，而出现粒度很细的水云母化、绿泥石化、硅化、黄铁矿化，也显示中低温特征。

漂塘钨矿围岩为中晚寒武纪砂页岩，成分与成矿母岩黑云母花岗岩相似，故对钨矿脉矿物组合影响不大，两者主要受成矿母岩控制。但密云马家坡钨矿围岩却以斜长角闪岩与斜长角闪片麻岩等基性的正变质岩为主，它们富于Mg、Cr、Ca、Al，势必对成矿母岩的同化混染、围岩蚀变类型及矿脉矿物组合产生影响。故马家坡围岩蚀变除出现富Mg的绿泥石化外，也出现较富Cr的苹果绿色铬水云母化。在矿脉的矿物组合中除出现铝氟石膏$Ca_3Al_2(SO_4)(F,OH)_{10}\cdot 2H_2O$、氟钙铝石$CaAl(F,OH)_6\cdot H_2O$、纤磷钙铝石$CaAl_3(PO_4)_2(OH)_5\cdot H_2O$等富于Ca、Al的矿物外，也出现罕见的富Mg的氟镁石MgF_2(*Sellaite*)。

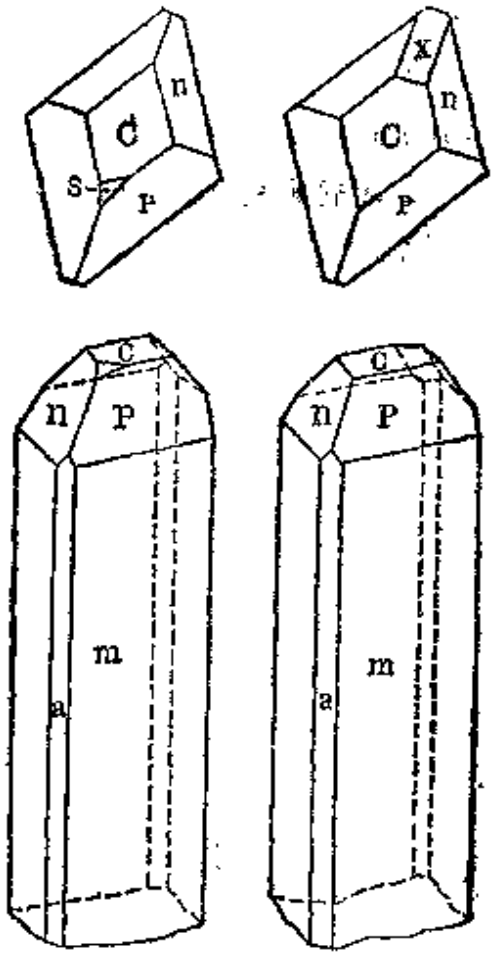


图6-10 铝氟石膏晶形图
(据张建洪，1984)

铝氟石膏与石英、萤石、重晶石同生于一个晶洞中，它的柱状晶体直接长于萤石及重晶石的板状晶体上，不与表生的多水高岭石等共生。钙铝氟石成0.5～2.0cm的纤维状细脉沿萤石、氟

镁石解理、裂隙分布或成致密土状充填石英晶洞。它们均为热液阶段晚期原生含F化合物。

氟镁石为早期氟化物，出现于早期菱锰矿—氟化物—硫化物阶段（Ⅱ），成四方柱{100}与四方双锥{101}的简单聚形，柱长可达15cm，横断面对角线可达8cm。根据本区氟镁石的X射线分析，它的结构中[MgF6]八面体并非理想八面体，因6个F离子与八面体中心Mg离子并不等距，$x\neq0.30$而是4个较近、2个较远，故$x=0.32$，与金红石相近（$x=0.33$），为金红石结构（张建洪，1964)*。它的$a_0=4.61\pm0.01$，$c_0=3.06\pm0.01$，$c_0:a_0=0.664$，$z=2$，但它不发育{100}与{111}单形，所成简单双晶与聚片双晶也不平行{110}，而是平行{101}（徐振邦，1964)。

（五） 中温热液铅锌矿床矿物共生组合实例

实例：桃林铅锌矿床矿物共生组合。

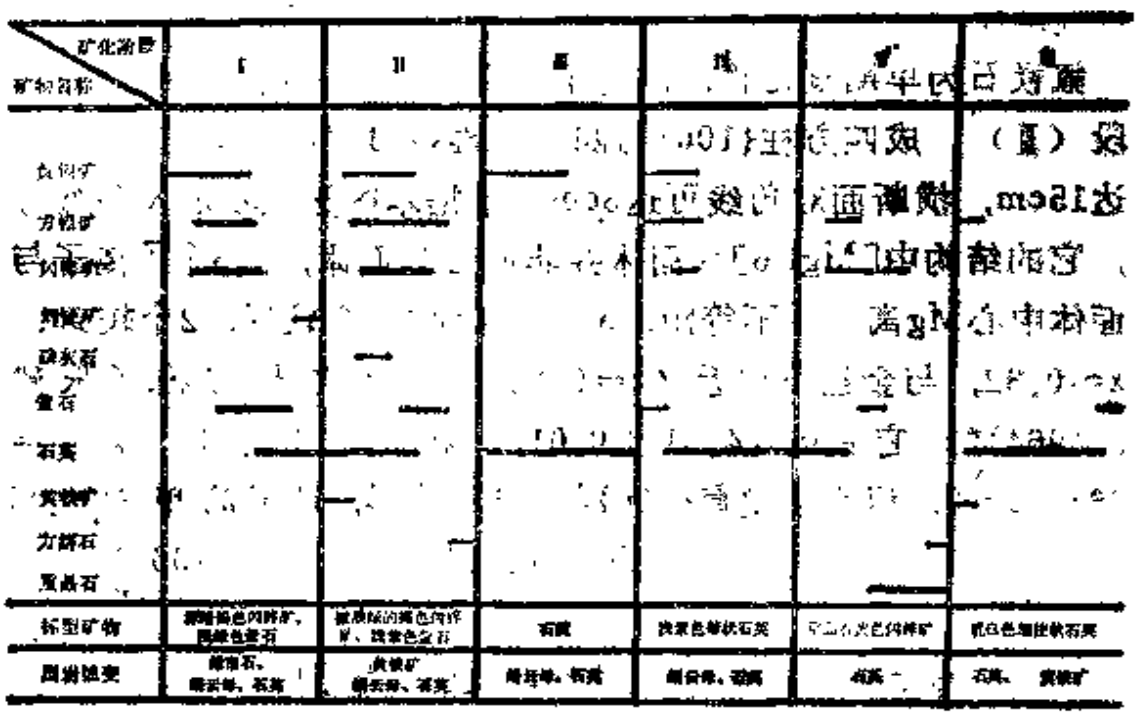
矿床位于与花岗岩接触的浅变质板溪系（元古界）中，主要岩石为千板岩或砂页岩，个别地段延伸至花岗岩中。矿体沿断层破碎角砾带充填。围岩蚀变早期主要为绿泥石化、黄铁矿化，中期为绢云母化，晚期为硅化。千枚岩和砂页岩蚀变后形成石英绿泥片岩、绿泥绢云石英片岩、绢云石英片岩及次生石英岩。花岗岩蚀变后为硅化绢云母化花岗岩。主要矿化出现于早期绿泥石化阶段。板溪系与侵入花岗岩的上述围岩蚀变类型可作为找矿标志。

本区矿床矿物共生组合与生成顺序，见表6-104。本矿床除表生期外，热液期共分为6个矿化阶段。矿石矿物以闪锌矿为主，方铅矿较少，还有少量的黄铜矿与黄铁矿，偶见辉铋矿。脉石矿物以石英、萤石为主，其次为重晶石，还有少量磷灰石与方解石。

---

* 张建洪，1964b，氟镁石的X射线分析，中国矿物岩石地球化学第一届学术会议论文集。

表6—104　桃林铅锌矿床矿物生成顺序表



（据张本仁，1956，资料补充）

故本矿床为以锌为主的铅锌矿床。

本矿床含Fe性很低，无磁铁矿、赤铁矿、磁黄铁矿与毒砂。黄铁矿在下盘蚀变岩中成浸染状，但量很少。在上盘蚀变岩中，黄铁矿比黄铜矿更少见。矿脉中黄铁矿更少见，只见于近脉壁的石英中，呈显微包体或偶见于石英晶洞的晶簇上。因含Fe性低，黄铜矿虽有4个世代分别出现于4个矿化阶段中，但数量远少于闪锌矿和方铅矿。由于含Fe性低，与赣南下垅黑钨矿床不同，本矿床矿物组合中不出现下垅产出的炭黑至铁黑色具油脂光泽的铁闪锌矿，其中FeS:ZnS=1:2，含Fe可达20%。本矿床第Ⅰ矿化阶段虽出现暗深褐色含Fe的第1世代闪锌矿，但含Fe量不如赣南钨锡矿床的铁闪锌矿，以后第2—4世代闪锌矿含Fe量均低，到第Ⅴ矿化阶段第5世代的闪锌矿为无色透明。脉石矿物为石英、萤石、重晶石和方解石，既不出现白云石，更不出现铁白云石。磷灰石在漂塘钨矿还成厚板状独立晶体出现于晶洞中，在本矿床中已不

成独立晶体，而是在第Ⅰ—Ⅱ阶段石英和萤石中呈柱状包体。以上矿物组合、矿物产状及矿物成分，说明本矿床为一元素分异良好，类质同象代替很差的中低温而偏低温的矿床。

本区硫化物中不出现矽卡岩与赣南高温热液钨矿床中常见的辉钼矿。辉铋矿常见于赣南钨矿中，可成3～4cm×0.5cm的长针状集合体，但在本矿床，Bi除成微量元素出现于第1世代方铅矿与闪锌矿中以外，只偶见于含黄铜矿的石英小晶洞中，形成毛发状，与冷仙山含Au低温黄铜矿石英脉矿床中的相似。在后一矿床中的含Au黄铜矿石英脉穿切铁白云石脉，铁白云石脉又穿切白云石脉，故前者的形成温度低于白云石与铁白云石。以上辉铋矿形态产状不仅说明Bi浓度低，而且说明成矿温度低。

从图6-11可见，矿化阶段Ⅰ—Ⅳ从脉边—脉心分布。早阶段在脉边，晚阶段在脉心。从图6-13可见矿化阶段Ⅴ穿切矿化阶段Ⅳ。

从图6-13可见，本矿床石英帽絮状构造、梳状构造及带状构造均很发育。帽絮状构造是早期蚀变围岩或早期矿化阶段矿物团块或碎屑掉入晚期阶段热液中成为结晶基底而成。在图6-13中可见绿泥白云石英片岩及早期闪锌矿—萤石团块（矿化阶段Ⅰ）被晚阶段石英（矿化阶段Ⅳ）包围，环绕成放射状平行生长的情况。

梳状构造是由裂隙不断张开引起，在图6-13中可见矿化阶段Ⅱ的石英脉梳状构造部分空隙被萤石充填。在该图中还可见矿化阶段Ⅴ的石英脉梳状构造空隙中被交错生长的重晶石板状晶体所充填。

在图6-11中可见矿化阶段Ⅳ的石英具显著的带状构造，图6-12为它的局部放大。它具有22个带，图中箭头所指处是剥去上覆石英带后，显露出来的下伏石英带的石英晶体完好的顶端晶面。对手标本和切片进行仔细观察后，可发现上覆晶带开始生长时，是以下伏晶带的石英晶面为基底，生长着很多的细小针状石英

以后才逐渐发展成为粗大的柱。各个带的石英可根据其颜色和晶面加以区分，有时下部为紫色，而上部为烟灰色。以上情况说明，带状石英生长过程中溶液脉动的复杂性。在它的生长过程中，不仅各个带之间有短暂的时间中断，而且溶液性质或其它物

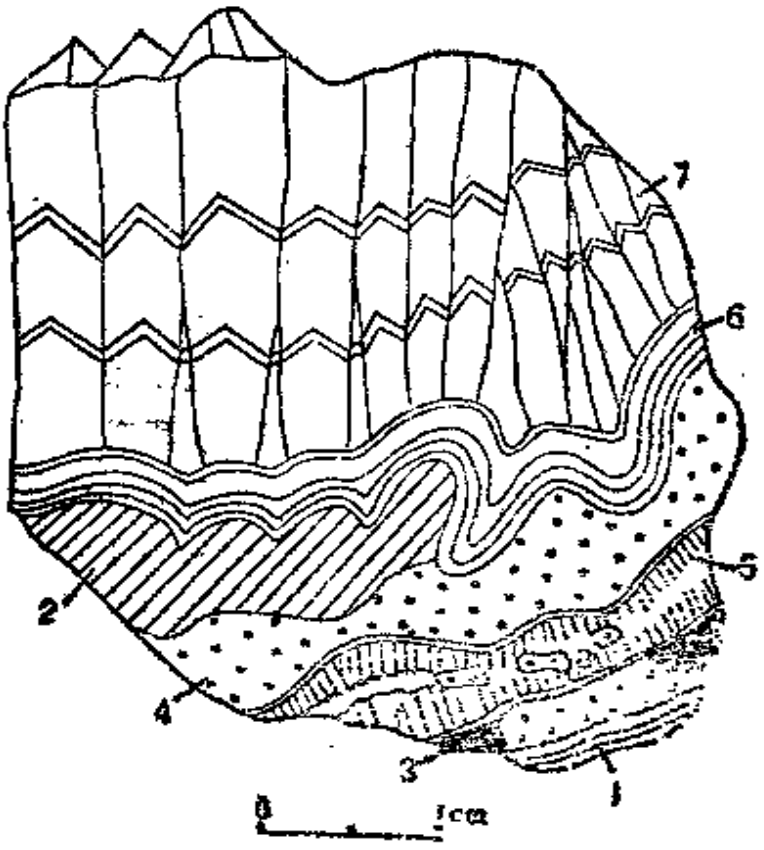


图6-11 桃林铅锌矿矿化分布图
（据张本仁，1956）
蚀变围岩：1.绿泥石英片岩。矿化阶段Ⅰ——铅锌萤石脉；2.闪锌矿，3.方铅矿，4.萤石，矿化阶段Ⅱ——萤石石英脉；5a.石英，5b.萤石。矿化阶段Ⅲ——石髓；6.石髓。矿化段阶Ⅳ——石英；7.石英

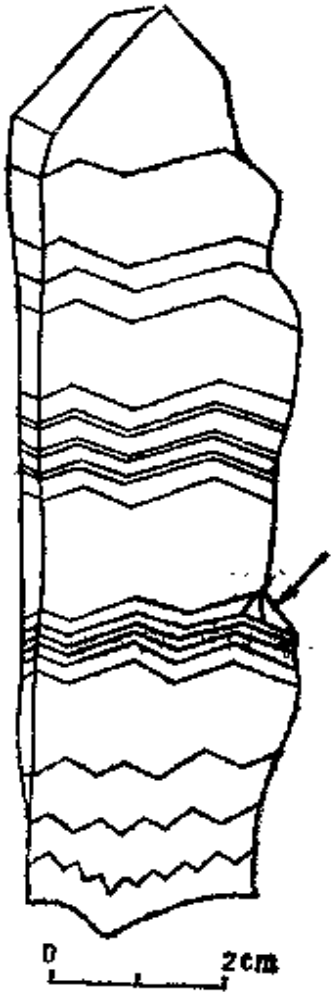


图6-12 桃林铅锌矿石英带状构造
（据张本仁，1956）
矿化阶段Ⅳ第4世代石英

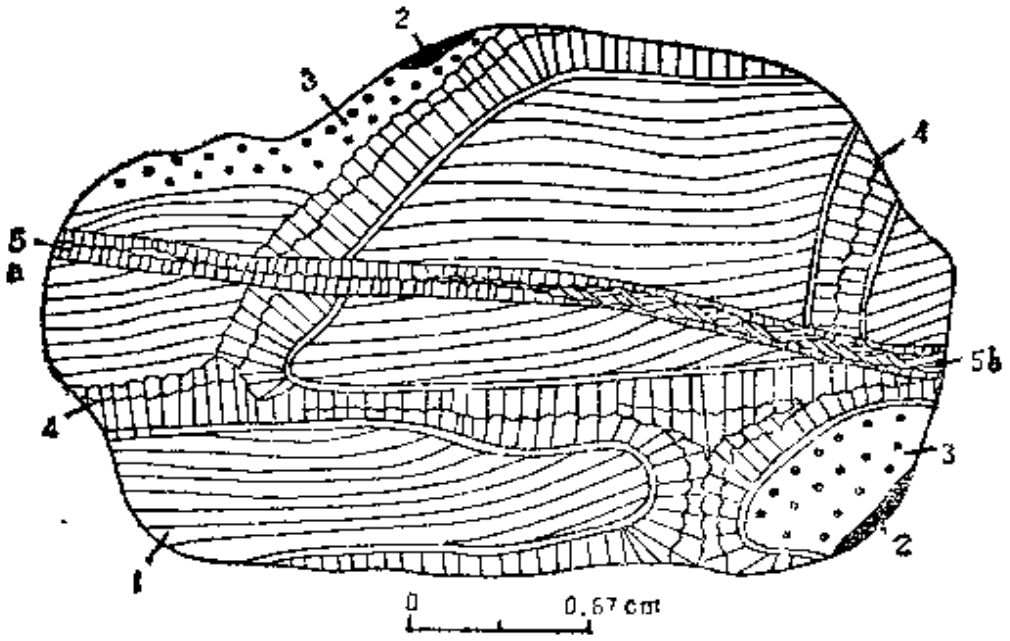


图6-13 桃林铅锌矿矿化阶段分布

(据张本仁，1956)

围岩蚀变： 1.绿泥绢云石英片岩、 矿化阶段Ⅰ： 2.闪锌矿、 3.萤石。 矿化阶段Ⅳ——浅紫色石英脉： 4.第四世代石英。 矿化阶段Ⅴ——重晶石石英脉： 5a.第五世代石英， 5b.重晶石

理化学条件也有脉动的不断的轻微变化。故在矿床中按不同部位对石英带的数目和性质进行详细研究，可加深对成矿溶液性质和活动的了解，协助解决矿液来源和方向与矿床的原生分带问题。

类似的带状构造也见于矿化阶段Ⅱ的第1世代的石英中。此外萤石中也具有同心环带构造，如在矿化阶段Ⅱ的1世代萤石中。由于构造热液的脉动性，本区矿化呈多阶段性，矿物是多世代的。在6个矿化热液阶段中，石英有7个世代，萤石、闪锌矿、方铅矿各有5个世代，黄铜矿有4个世代，[illegible]石、方解石和黄铁矿各有2个世代，辉铋矿、重晶石各有1个世代。

多世代贯通性矿物的出现，不仅说明该矿物成分在溶液中具有一定的浓度，而且说明该矿物可在较宽的物理化学条件下形成。因溶液物理化学条件随矿物的晶出和晶体的生长而改变，故各世代贯通矿物的标型特征也不相同。例如闪锌矿从早世代至晚

世代颜色便按顺序发生以下变化：深暗褐色—微带黄绿色的褐色——黄褐色—浅黄色—无色，说明杂质不断减少。萤石颜色最终虽也成白色，但其间却经过两次周期性反复：浅绿—浅紫—浅绿—紫—白。早世代的方解石含Mn，色红；晚世代方解石含Sr，色白。

不同世代方铅矿晶体形态也有差异，矿化阶段1(第1世代)为{100}，矿化阶段2(第2世代)除{100}外还出现了{100}+{111}聚形，发生了{100}→{100}≫{111}→{111}≫{100}的变化，如图6-14。

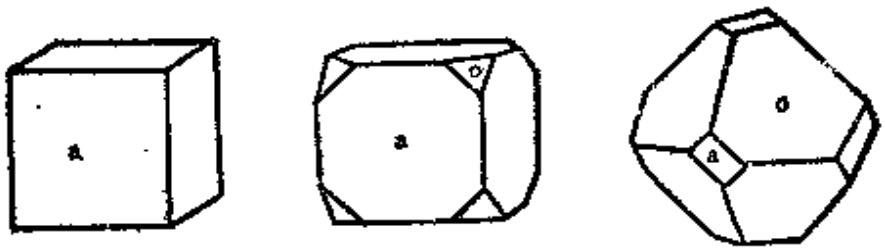


图6-14 矿化阶段1-2第1-2世代方铅矿晶形变化
（据张本仁，1956）

矿化阶段2的第2世代闪锌矿，以菱形十二面体单形为主，晶体粒度可达0.5cm，但它的菱形晶面上第2世代的方铅矿粒度很小，只有0.2mm（相当于闪锌矿粒度的1/25），而且很少，说明溶液中Pb的浓度很低。此外，第2世代的方铅矿还常出现生长畸形，单形发育不全，显示物质供应不足，只有单向供应的特征。方铅矿以上形态粒度特征可作为对矿床进行综合评价的标志。它说明本区方铅矿虽有五个世代，但含量应远低于闪锌矿，故本区为以闪锌矿为主的铅锌矿床。

构造热液活动是热液成矿的必要条件，矿化的多阶段性与矿物的多世代性是它的普遍规律。除上述特征外，本矿床还发现闪锌矿∥{111}的简单双晶和聚片双晶，黄铜矿∥{101}的简单双晶，方铅矿∥{111}的穿插双晶等生长双晶，说明在热液中晶芽可按

双晶位置自由生长。但在两个世代方解石中均发现不均匀分布的机械双晶宽条带聚片双晶，在1世代的方铅矿中还发现解理的揉皱，在6世代的石英晶洞中还发现两端结晶完好的小晶体，它们又是构造应力在热液活动过程中起作用的标志。这种两端结晶完好的石英晶体也见于其它热液矿床，如团结沟斑岩金矿床及马家寨热液金矿床。它们是在构造应力作用下从晶洞壁被震断，坠落于晶洞溶液中以后又得到补偿生长的结果。

（六） 低温热液汞矿床矿物共生组合实例

我国低温热液汞矿床产出地层层位遍及震旦、寒武、奥陶、泥盆、石炭、二叠、三叠、侏罗、白垩直至第三纪不同时代的地层，多数分布在沉积岩区，围岩以灰岩、白云岩为主，砂岩、页岩、石英岩、千枚岩中也有发现。有的产出于火山喷出岩中，包括粗面岩、安山凝灰岩等，显然与火山作用直接有关。

据萨乌科夫（Сауков，1946），Hg来自深部地圈。Hg含量在苏联外贝加尔及西伯利亚花岗岩中可达0.8～14ppm，在美国及加拿大花岗岩中可达16.5ppm。在苏联东西伯利亚的玄武岩及暗色岩中可达2.2～17ppm，但在意大利维苏威火山的安山玄武岩及埃特纳火山的玄武岩中可达22.8～30ppm。故汞矿的矿源是深源的，进入地壳的Hg99%以上来自岩浆岩。

Hg平均含量在酸性侵入岩中为6.4×10^{-6}%，在基性喷出岩中为9×10^{-6}%，在所有火成岩中为7.7×10^{-6}%。在地壳表层中每吨火成岩约含Hg77mg，约合215.6吨/km^3。它们集中后便可成矿，但因各种火成岩Hg含量的数量级大体相似，故决定成矿的关键是区域构造因素。

地壳表层有许多汞矿位于走向长、倾斜深的断裂带，它们由多深的断裂裂隙组成，往往延长$n\times10$km，甚至$n\times100$km。如前苏联北亚、日本及我国秦岭等地，汞矿床便位于深大断裂带上。我国

西藏往西至西班牙的欧亚大陆汞矿带也沿深大断裂带分布。它们是Hg从深部地圈到达地壳表层必不可少的通道。

Hg和HgS挥发性均很强，易于在围岩中弥散。因此，到达地壳表层的HgS还必须有一定的聚敛构造与密闭的盖层才能集中形成矿床，故我国中南与西南地区的汞矿带常位于穹窿或短轴背斜构造中的灰岩或白云岩中，或与页岩成互层的灰岩或白云岩中，少数在砂岩中。上覆盖层为页岩层，少数为泥质灰岩或泥灰岩层。(图6-15)

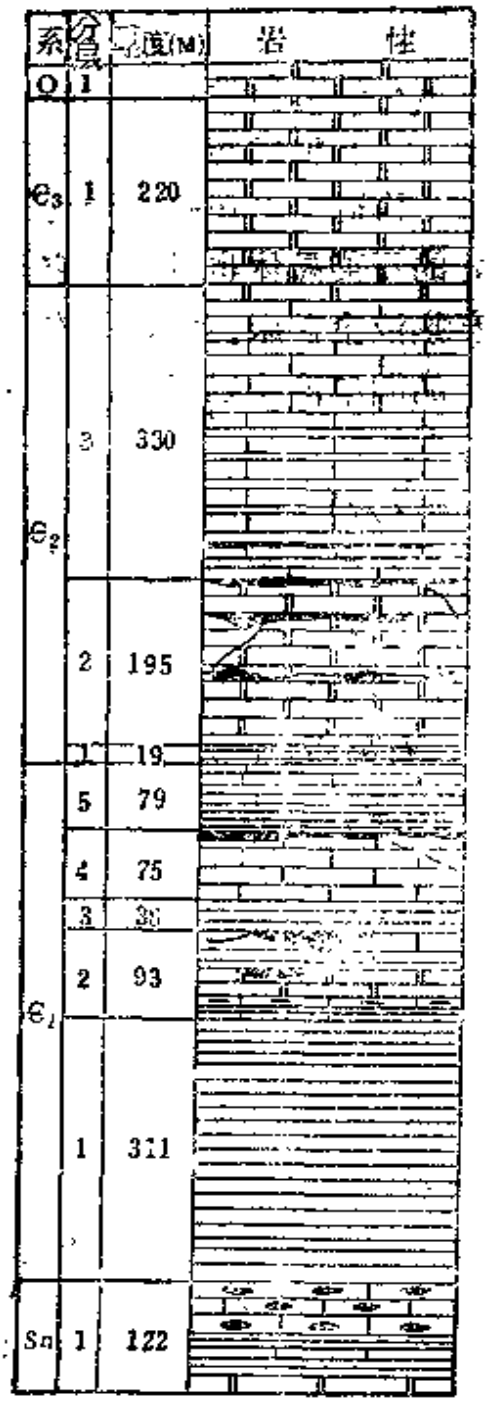


图6-15 我国中南及西南地区汞矿带层位分布
(据曾久吾，1956)

Hg与HgS从地圈深部进入地壳表层后，易于沿岩层的裂隙或孔隙扩散，并被吸附或沉淀，使岩层中Hg的含量提高。根据贵州全省各个时代各种地层剖面近8000个化学分析资料，全省不同沉积岩中汞含量平均值为碳质页岩0.327ppm、白云岩0.110ppm、粘土岩0.080ppm、砂岩0.065ppm、22种化石为0.030—0.098ppm（白茂木，1982），与火成岩中Hg的平均含量（0.077ppm）相比，大体相当，仅碳质页岩高出3.25倍，显然与中和吸附作用有关。万山汞矿南区沉积岩地层中Hg平均含量为0.29—3.3ppm(傅良佐,1982)，高出火成岩平均值2.77～

3.29倍，显然它们对矿化有利。在苏联一些汞矿床中，沉积岩的Hg含量，在砂岩中可达0.09～17.6ppm，在页岩中可达0.7～17.6ppm，其中高值异常与矿化有关，为指示汞矿体的标志。但在有的地区，砂岩中的Hg含量可达4.8ppm，页岩中可达9ppm，泥灰岩中可达10ppm，但因无有利的圈闭构造，故并不成矿。

Hg克拉克值不高而挥发性很强，它在原始岩浆中为0.077ppm，在伟晶岩脉中为0.001～0.01ppm，在气成矿床中为0.01～0.1ppm，在高温热液矿床中为0.1～1ppm，在中温热液矿床中为0.1～100 ppm，在低温热液中为1～100,000 ppm，显然，必须等待它从亲石元素与亲Fe元素分出后，才能开始与其它亲铜元素一同逐渐富集，并在更低的温度下沉淀出来。在高温矿床中辰砂或黑辰砂只出现于中低温阶段，例如在赣南高温钨锡矿区，黑辰砂只偶尔出现于硫化物阶段的晶洞中。在密云马家坡中低温钨锰矿石英脉中，辰砂只出现于最晚阶段的石英晶洞中。在中温的硫化物或硫盐中，如在汞黝铜矿中Hg含量可达17%，它成类质同象代替Cu，但成大量独立汞矿物必须待进入低温阶段以后。在常压下，辰砂在580℃升华，但成溶解状态的HgS在200℃时便开始从溶液中挥发，到315℃时于2小时内便可全部挥发完，故天然HgS矿物只能在超浅成的低温矿床中形成。根据包体测温，辰砂形成温度为100～215℃，最佳温度110～160℃（陈殿芬，1982）或100～150℃，很少超过180℃（张伯辑，1983）。

HgS不溶于水，但溶于碱性硫化物溶液中，可成$HgS\cdot nNa_2S$等络合物或Na_2HgS_2等复盐，在溶液中成Na^+、$[HgS_2]^-$而运移。加水稀释后，Na_2S水解，HgS的溶解度降低，它从络合物中分解出来，即可发生HgS的沉淀。其反应式如下：

$$HgS\cdot Na_2S+H_2O\rightleftharpoons HgS\downarrow+NaHS+NaOH$$

只有当深部地圈HgS碱性溶液进入地壳表层接近地表时，才有可能接收来自天水的偏酸性的地下水的稀释中和，才能沉淀出

辰砂，故辰砂常形成超浅成矿床。当它进入地壳表层与远离侵入体的盖层中，与沉积岩发生接触，接受砂岩、页岩或碳酸盐岩层中的裂隙水或孔隙水时，也可沉淀出辰砂，形成脉状或浸染状矿床。故在产出辰砂的地段，与气成高温钨锡矿床或中温多金属硫化物矿床不同，在矿区或区域内往往不见侵入体。

从以上反应式可见，溶液的碱性增加，反应向左进行，HgS的溶解度升高；反之，溶液受到中和，Na_2S分解，便会发生HgS沉淀，反应式如下：

$$HgS\cdot Na_2S+H_2SO_4\rightleftharpoons HgS\downarrow+Na_2SO_4+H_2S$$

地下水含有溶解的SO_2、SO_3、CO_2、HCl或腐植酸，为酸性水，渗入溶有HgS的碱性溶液，便可使HgS沉淀出来。渗入的地下水一般酸度不大，故沉淀出的HgS仍以辰砂为主。只有当酸度局部增大，使溶液转变为较强的酸性溶液时，才沉淀出黑辰砂，故黑辰砂在汞矿床中的分布远不如辰砂广泛。

碳酸盐岩层的作用与含有CO_2的天水作用相似，也可产生H_2CO_3，使溶有HgS的碱性溶液中和，沉淀出辰砂，反应式如下：

$$HgS\cdot Na_2S+H_2CO_3\rightleftharpoons HgS\downarrow+Na_2CO_3+H_2S$$

碳酸盐岩层成层分布，分布很广，它们的孔隙水、裂隙水、岩溶水均富含CO_2，与热液作用时更可提供大量H_2CO_3，使HgS的碱性溶液中和，故在石灰岩、白云岩层中最易形成汞矿床，尤其当其上有页岩或泥灰岩覆盖层阻止HgS挥发时，更为有利。不少灰岩或白云岩为沥青质的，色黑或暗灰，以地质锤击之有沥青臭，显示含腐植酸或有机酸，对中和HgS碱性溶液更为有利。

由HgS形成的辰砂，在碱性溶液中溶解，在中性溶液中沉淀，在酸性溶液中也溶解，尤其是在强酸性溶液中可形成$HgCl_2$或$HgSO_4$，在溶液中成Hg^{2+}、Cl^-、$[SO_4]^{2-}$而运移，与Au在酸碱度变化下的地球化学行为相似。故原生低温Au矿床常与原生辰

砂矿床伴生。Au矿床的矿物组合中常出现少量辰砂，周围并有较大范围的Hg扩散晕。如我国东北团结沟斑岩金矿，Hg的扩散晕便可达70km以外的汤旺河。同样，自然金与辰砂也可在砂矿中相伴，因两者的比重都较大，在偏中性的河水中两者均很稳定。

在碱性HgS溶液上升的过程中，O_2的含量逐渐升高，当接近地表时氧化作用大大加强，因此可以通过溶液本身的自氧化作用，使$HgS\cdot nNa_2S$分解，沉淀出HgS，反应式如下：

$$HgS\cdot Na_2S+2O_2\rightleftharpoons HgS\downarrow+Na_2SO_4.$$

辰砂在超浅成地表偏氧化的环境中形成，从原生汞矿石的机械混入物中也可得到证明。采自日本的辰砂，不含FeO、MnO，但含Fe_2O_3可达1.70%，Mn_2O_3可达0.20%（Doelter u. Leitmeier, 1925）便是很好的例证。

根据人工实验，O_3或H_2O_2均可降低HgS的溶解度，使它从HgS碱性溶液中沉淀出来，来自天水的地下水常含O_2或部分O_3，故易导致超浅成汞矿床的形成。

在原始岩浆演化过程中，如外在压力大于岩浆熔体中挥发分的蒸气压时，与硫结合的亲铜元素便不能从大量的亲石元素与亲铁元素构成的巨大熔体中分离出来。从深部地圈至地壳表层，外在压力大大降低，不仅有利于碱性溶液从岩浆熔体中分出，而且有利于易于挥发凝聚的HgS碱性溶液从其它亲铜元素的热液中分离出来，形成低温超浅成的汞矿床的简单矿物组合。

由于汞与汞化物的高挥发性与多数汞盐的易溶性，天然汞矿物只有20多种，故在低温超浅成至砂矿床中，矿物组合也十分简单。原生矿物往往除辰砂外，只有石英、方解石、白云石与黄铁矿。有时出现辉锑矿、雄黄、雌黄、萤石、重晶石、珍珠陶土与高岭石，也为易挥发的低温As、Sb矿物与富挥发分的低温脉石矿物。偶尔也出现黄铜矿、方铅矿、闪锌矿等多金属硫化物，但

含量很少。以上矿物组合充分显示辰砂矿床是从其它亲铜元素热液分离出来的富HgS的碱性溶液产物。

在超低温浅成汞矿床中，其它金属元素浓度很低，矿物的元素类质同象代替很差。(Hg，Au)、(Hg、Au、Ag)、(Au、Hg)、(Ag、Hg)、Hg_2Au、Hg_3Ag_2、Au_2Hg_3、PdHg、Pd_3Hg_2等为常见于Pt、Pd、Au、Ag及金刚石原生矿床与次生砂矿中的自然元素与金属互化物，但它们在辰砂矿床中一般不出现。除纯度很高的自然汞外，银汞齐等也很少见。

在高中温热液矿床中，因温度、压力较高，Hg相对浓度很低，故Hg不易形成独立的辰砂矿床，而是进入硫盐或其它挥发性较差的硒碲化物中。如在中温热液矿床中，Hg可形成汞黝铜矿$(Cu, Hg)_{12}Sb_4S_{13}$，其中24%的Cu可被Hg代替；或形成硫锑汞矿$Hg(Sb^{3+}_3Sb^{5+}_1)_4S_8$，并与雄黄、砷黄铁矿$Fe(S, As)_2$、六方辉铜矿$Cu_2S$及赤铁矿、冰长石、绿泥石等共生。在低温汞矿床中Hg、Sb、As单独分出，形成辰砂、辉锑矿、雄黄或雌黄，不形成汞黝铜矿、硫锑汞矿或砷黄铁矿，只出现黄铁矿，偶见黝铜矿$(Cu^{2+}_2, Cu^{+}_{10})_{12}Sb^{5+}_4S_{13}$、脆硫锑铜矿$Cu^{1+}_3Sb^{5+}S_4$或蓝辉铜矿$(Cu^{1+}, Cu^{2+})_{2-x}S$，也属矿物成分较纯、氧化度较高的矿物组合。

在温度较高的热液矿床中出现锌黑辰砂(Hg，Zn)(S，Se)(其中Zn可达4.23%，Fe可达1.04%，Se可达1.08%)及硒黑辰砂Hg(S，Se)(其中Se可达4.5～6.5%)，它们与较难挥发的碲汞矿HgTe、硒汞矿HgSe、雄黄、辉铋矿及磁铁矿、电气石、磷灰石等相伴。在高、中温热液矿床中虽也可出现辰砂，但其量甚微，一般形成于矿化阶段晚期的晶洞中，或成为早阶段汞矿物的分解交代产物。

在辰砂矿床的表生矿物中，以次生自然汞及次生辰砂较常见，但含量很少。含NaCl的溶液可大大增加HgS的氧化与溶解，

因而在炎热干旱的盐碱地区，可按以下顺序出现下列表生矿物：辰砂HgS→氯硫汞矿$Hg_3S_2Cl_2$（黑色）→甘汞Hg_2Cl_2（灰、黄或肝棕色）→褐氯汞矿$Hg_6Cl_2O_2H$（黄—褐色）→黄氯汞矿Hg_2ClO（黄色）→橙氮汞矿 $Hg_2N(Cl, SO_4)\cdot nH_2O$（橙色）→绿氮汞矿$Hg_2N(SO_4, MoO_4, Cl)\cdot H_2O$（黄—绿色）。其中有N参加，与地壳表层有机质的分解或盐碱地NH_4Cl的氧化有关。Hg的次生氯化物较稳定，可长距离运移，在远离原生矿床的地段沉淀，故上述含Cl的次生汞矿物可作为汞矿的远程找矿标志。有时它们本身也可形成次生矿床，如角汞黑辰砂（氯硫汞矿）。

除以上含Cl的表生汞矿物系列外，还可出现以下系列：辰砂HgS→黑汞石Hg_2O→橙红石HgO→自然汞Hg。汞的碲化物也可形成碲酸汞矿$HgTeO_4$。

在含Sb的汞矿床中可出现各种锑赭石，包括红锑矿、方锑矿及锑华。含Cu的汞矿床中也可出现孔雀石、蓝铜矿、硅孔雀石、赤铜矿、羟钒铜矿 $Cu_5(VO_4)_2(OH)_4$、铁矾、泻利盐等次生含氧盐及褐铁矿。它们在其它矿床中经常出现，且含量较高，在汞矿床中虽然含量很低，但因含次生辰砂或自然汞，也可作为汞矿的找矿标志。故在找矿中切不可单纯以铁帽的规模大小作为矿床评价的唯一标志。汞的含氧盐不稳定，不能长距离运移，常出现于原生矿床附近，故可作为汞矿的近程找矿标志。

黑辰砂与自然汞可为原生的，也可为次生的。黑辰砂可以多种方式形成，黑辰砂可由H_2S作用于自然汞金属小滴形成，其作用与H_2S作用于自然银或空气中H_2S作用于银器使它变黑形成Ag_2S相似，反应式如下：

$$2Hg+2H_2S+O_2\longrightarrow 2HgS(黑辰砂)+2H_2O$$

此种作用主要发生于具有腐植质的汞矿床氧化带或沉积物中。它也可由以下反应形成：

$$H_2S+HgSO_4\longrightarrow HgS\downarrow(黑辰砂)+H_2SO_4$$

$$Na_2S+HgSO_4\longrightarrow HgS\downarrow(黑辰砂)+Na_2SO_4$$

黄铁矿或其它硫化物氧化后形成H_2SO_4或$Fe_2(SO_4)_3$，均可使辰砂溶解形成$HgSO_4$表生酸性溶液，与Na_2S或H_2S作用后生成黑辰砂。此种作用也以表生为主。只有在热液晚期形成重晶石或原生石膏的阶段，溶液中有少量$[SO_4]^{2-}$才可能生成少量黑辰砂。

对于不同浓度的Na_2S溶液中的HgS饱和溶液通以CO_2气流，可即刻形成黑色HgS沉淀(Сауков, 1946)。同样在H_2CO_3溶液中通入H_2S，也可生成黑辰砂，反应式如下：

$$H_2S+HgCO_3\longrightarrow HgS\downarrow(黑辰砂)+H_2CO_3$$

故在石灰岩或白云岩区，也可能通过热液交代或表生溶液形成少量黑辰砂。

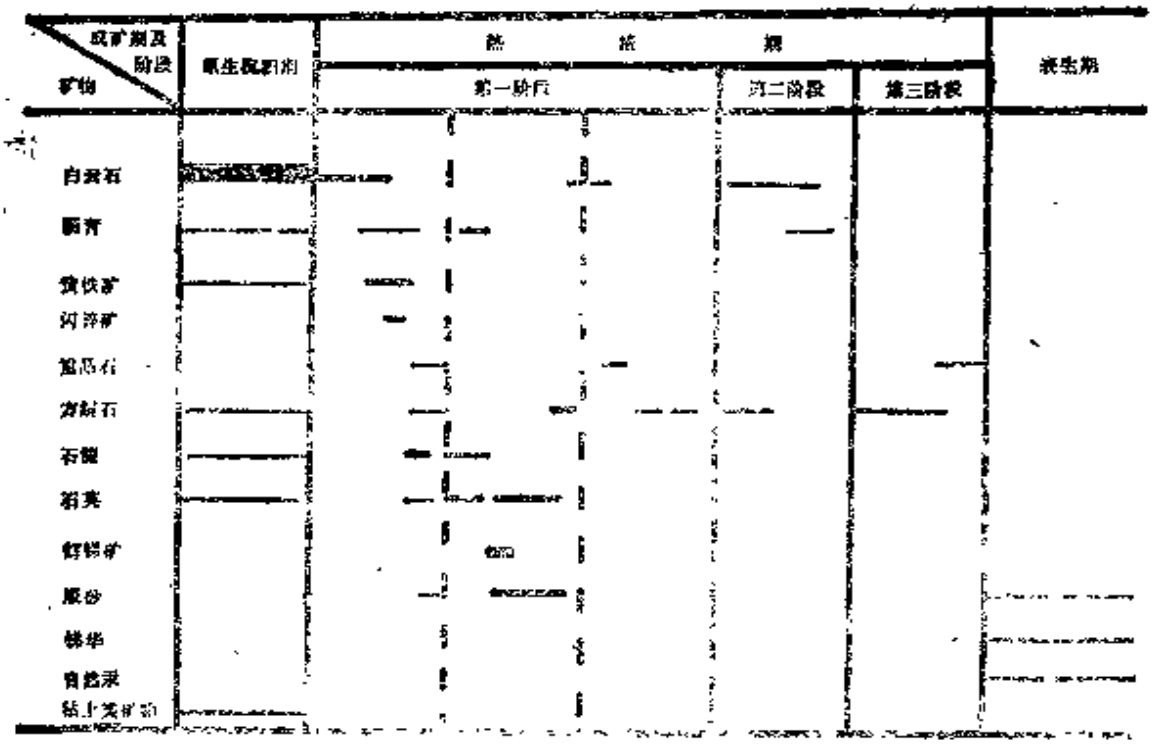
对NaHS和NaOH混合溶液中的HgS溶液或K_2S水溶液中的HgS溶液，用大量冷水加以稀释，也可使黑辰砂与自然汞一同沉淀。故当超浅成的HgS碱性热液上升遇到酸性含氧的天水混合时，也可形成部分黑辰砂与自然汞，石灰岩区或白云岩区的孔隙水、裂隙水或岩溶水也可产生相似的效应。

黑辰砂在酸性溶液中较辰砂更低的温度形成。在缺O_2的封闭体系中加热至200°～250℃，黑辰砂即转化为辰砂。由于形成汞矿床的HgS热液以碱性为主，故辰砂十分普遍，为主要矿石矿物。但在热液阶段晚期，Na_2S浓度降低，H_2S浓度升高，也可形成少量黑辰砂，如在下垅富硫化物的黑钨矿床晚阶段的晶洞中成八面体晶簇。黑辰砂属闪锌矿族，晶体结构与闪锌矿相同。黑辰砂亚族的汞闪锌矿(Zn, Hg)S含汞为18.0～34.7% (Leonard & Desborough, 1978)，它与同亚族的锌黑辰砂(Hg, Zn)(S, Se)、硒黑辰砂Hg(S, Se)与碲汞矿HgTe均为黑色，硒汞矿HgSe为钢灰色至黑铅灰色，颜色也与黑辰砂相近。黑辰砂亚族的矿物以原生为主，可直接从热液中形成。根据类质同象代替的强弱与挥发性高低的差异，它们的形成温度也各不相同，其中黑辰砂最

纯，形成温度也较低。

实例一：湖南某地辰砂矿床，位于NNE—SSW向凤—晃大背斜南端次一级的NW--SE向倾伏背斜顺层的破碎角砾带中。与汞矿富集有关的为其上典型的小穹窿构造。成矿围岩为中寒武统中部（ϵ_2^2）的厚层深黑灰色沥青质白云岩。上覆岩层为中寒武统上部（ϵ_2^3）的薄层泥灰岩与页岩的互层。下伏岩层为中寒武统下部（ϵ_2^1）灰岩及页岩。它的矿物组合及矿物生成顺序见表6-105。

表6-105　湖南某地汞矿矿床矿物生成顺序表



（据[1]改编，195资料补充）

围岩矿物以白云石为主，占80～90%，其次石英占1～5%，还有少量方解石、黄铁矿、沥青与粘土矿物。围岩蚀变物质来源主要与围岩有关的有方解石化、白云石化与沥青化，其中又以白云石化为主，因白云石为围岩主要成分。围岩蚀变物质主要来自

热液的有重晶石化与硅化，其中又以硅化为主，矿化主要与硅化相伴。蚀变带与矿化带均顺层分布，上宽下窄，沿倾向的延深大大超过沿走向的延长，两者相差最大可达 5～25 倍，说明成矿溶液从下往上顺层运移展布的特征。蚀变类型与矿化密切相关，围岩蚀变物质来源以来自围岩为主的不含矿，与热液有关的才含矿，故在矿化蚀变带中辰砂、石英、重晶石含量与白云石、方解石、沥青含量成反消长。

本区造构热液活动共分为三个阶段。第一阶段使围岩破碎蚀变，角砾被含矿白云石脉及石英脉充填胶结，形成NE—SW向脉状矿体。第二、三阶段均为成矿后活动。第二阶段NW—SE向小断层错动矿体，断距只有 n～<20m，其中有方解石、白云石、沥青充填。第三阶段NWW—SEE向小错动，使矿体或第二阶段沥青碳酸盐脉稍有位移，裂隙中只出现方解石、重晶石晶洞，但不出现脉状体。以上成矿前后与成矿时断裂错距均不大，最大不超过 70m，它们与强度不大的穹窿褶皱一同控制了本区矿物组合的规模与空间分布，充分显示了地台较稳定的特征。

表6-106为本区的蚀变分带。

表6-106　湖南某地汞矿蚀变分带

层　位	岩　层　及　分　带	厚度(m)
ϵ_3^2	泥质灰岩夹页岩	330
ϵ_3^1	上白云石化带	>20
	硅化带	2—25
	下白云石化带	5
	微蚀变带	5—10
	未蚀变带	>5—15
ϵ_2^1	灰岩夹页岩	19

（据曾久吾，1956资料编制）

在ϵ_3^1层位中、底部的未蚀变带的黑灰色白云岩粒度

<0.01cm，颜色及结构构造均未变化，无Hg矿化。

微蚀变带：白云岩颜色及构造不变，但结构有轻微改变，白云石开始重结晶，粒度加粗至0.02～0.04cm，沿层面可见重结晶的菱形块体状方解石扁豆体，长可达16cm，厚可达6cm。还可见宽约1～3cm的白云石细脉。

白云石化带：微蚀变带进一步白云石化，白云石褪色重结晶，沿白云岩走向及倾向代替方解石扁豆体出现的是十分密集的白云石扁豆体，长约25cm，厚约5cm，间距约0.5m。沿层面及节理进一步白云石化，即出现褪色重结晶的连续条带、网脉或团块，出现粗细黑白相间的条带状构造、假角砾状构造与团块状构造。

进一步白云石化即出现长约1～>10cm的晶洞构造，晶洞中并出现土状地沥青及白云石、方解石、重晶石、石英晶体。重结晶白云岩晶洞中石英、重晶石的出现说明来自热液的物质已初露端倪。

更进一步白云石化，白云石脉幅度加宽，可从0.5～2.5cm加宽至50cm。在脉中除出现白云石、方解石、沥青、重晶石、石英外，并出现少量黄铁矿、闪锌矿与辰砂，说明白云石化与汞矿的成矿热液活动有关，强烈白云石化已是汞矿化的先兆。在强烈白云石化的地段并可见轻微硅化与云雾状浸染的辰砂，构成顺层显微条带或由石英与辰砂构成显微顺层透镜体。

本区热液蚀变沿岩层倾向呈现明显不对称的垂直分带。在硅化带的矿体下盘，与$F_{\frac{1}{2}}$接触的部位，出现微蚀变带与未蚀变带，但后二者在上盘并不出现。因热量往上集中，在矿体上盘与矿体接触的$F_{\frac{2}{3}}$的顶部白云岩层，已全部重结晶而白云石化。

沥青来自围岩，它除在晶洞中出现外，也在褪色带边缘局部集中，尤其是在白云石脉两侧，形成宽约0.3～0.4mm黑色的断续细线。

硅化带：硅化晚于白云石化，位于蚀变分带中部偏上的位置，它顺层穿切交代白云石化带，把后者分为上下两部分，原白云石化带的中央部分被SiO_2交代后已全部次生石英岩化，其中细粒至中粒的石英交代白云石化带重结晶的白云石，形成白云石假象。只有在硅化带边缘交代不完全的部分，才可见到原白云岩化带的白云岩成交代残余的显微扁豆体。

进一步硅化，即在硅化白云岩或次生石英岩中成组出现顺层的石英脉或在两组裂隙交叉部位出现具有条带状构造的石英所组成的脉体，脉中出现大量辰砂与少量辉锑矿，为本区的主要矿化阶段。它在白云石化以后出现，说明矿化是低温的。它在白云石化带中出现，又说明白云岩易受交代，所产生的$(CO_3)^{2-}$、$(HCO_3)^{1-}$易于使含有HgS的碱性热液中和并发生沉淀。

本区矿物组合十分简单，与其它汞矿床相似。因围岩为白云岩，矿化与硅化有关，故在矿床的脉石矿物含量中白云石>石英>方解石>重晶石>沥青。矿石矿物以辰砂为主，少量辉锑矿只出现于石英脉中，而不出现于重结晶白云岩或白云石脉中，与苏联汞矿中的辉锑矿产状相似。矿石矿物中不出现雄黄与雌黄，更不出现砷黄铁矿或毒砂，说明As、Hg也有所分异。矿床中不出现方铅矿与黄铜矿。黄铁矿与闪锌矿含量也极少，在白云石脉的白云石或重晶石中成自形显微包体，或偶见于白云石脉的晶洞中。多金属元素极少成独立矿物，而多成微量元素出现于石英、方解石、重晶石与辰砂等矿物中。在矿物生成顺序表中，大量热液期辰砂也是在第一阶段少量黄铁矿与闪锌矿沉淀后，在第二阶段才与辉锑矿一同晶出的。以上情况说明含HgS的热液，是从亲铁与亲铜元素的热液中分异出来以后才沉淀的。

在石英的微量元素中Ba>Fe、Cu>Ti、Co；在方解石的微量元素中Ba>Ti、Fe>Cu、Pb>Ag、Sn、Pd、Co、Mn、Sr；在辰砂的微量元素中也是Ba>Fe、Cu、Pd，Pd>Zn、Ag、Sb、

Co、Ti、Sr。以上情况说明在形成汞矿的低温热液中Ba相对富集，故出现低温标志的脉石矿物重晶石。在重晶石的微量元素中Sr>Fe、Co、V、Ti、Cu、Pb、Sb、W、Sn、Be、La、Hf、Pd、Pt、Rh、Os等元素。以上多种微量元素在汞矿床的矿石与脉石矿物中出现，也说明形成汞矿的热液是从深源分异出来的。

本区矿物与矿物组合也是多世代、多阶段的，与其它汞矿床或其它热液矿床相似。如石髓便有三个世代，最早的世代偶见于未蚀变的白云岩中，成显微球粒状顺层分布，是原生沉积中SiO_2胶体沉淀的产物。此类SiO_2胶体沉淀在白云岩中，如构成燧石团块或燧石条带便形成燧石团块或燧石条带白云岩，便不利于含矿热液的交代沉淀。球粒状石髓也偶见于白云石脉心或重结晶白云岩中，为具放射状构造的正石髓。最后也见于硅化带石英脉的边缘，成为梳状石英的生长基底。

石英也是多阶段、多世代的。在未蚀变的白云岩中，原生沉积的碎屑状石英是机械沉积的，但含量极少。在硅化带中石英是最普遍的脉石矿物，其中与成矿直接有关的是具带状构造的石英，它们成长柱状，在石英脉及其晶洞中，在硅化白云岩角砾的石英胶结带与晶洞中，平行排列形成栉齿状或梳状构造。此类石英的带状构造由2—3个石英带组成，第一带即中央带，为较纯净的石英；第二带为具杂质的石英；第三带又为较纯净的石英。三个带具有相同的消光位，说明溶液中质点迭加按照相同的结晶方位。第一、二带之间有时出现辰砂，也可见二、三带的石英围绕自形辰砂晶粒，以其为核心成放射扇形生长，更常见自形辰砂晶体出现于梳状石英脉的晶洞中，在柱状石英的顶端栉齿之间生长。以上情况说明在带状石英与辰砂生长的过程中，溶液成分不断改变，故带状石英与辰砂有交互包绕交替生长的情况。

其它脉石矿物也是多阶段、多世代的，而且各阶段、各世代的标型特征也各不相同。如方解石早世代的成菱面体、复三方偏

三角面体或其聚形，中世代的只成复三方偏三角面体，晚世代的为菱面体与六方柱的聚形。辰砂矿化从早世代方解石开始，但主要矿化阶段在早世代方解石与中世代方解石之间。

重晶石早世代的成三向延长近等轴状的不规则柱状或成等轴状自形晶，主要应由{201}+{010}组成，可能还附带出现{110}。中世代的成⊥C轴二向延长的板状，以底轴面C{001}最为发育；次要的为三个斜方柱—应为O{011}、d{102}、m{110}；斜方双锥—应为Z{111}，发育最差。晚世代的重晶石成平行C轴一向延长的柱状，以C轴晶带的斜方柱L{120}及平行双面b{010}最为发育，两者中又以L{120}为主，次要的为发育于柱顶的平行双面C{001}，斜方柱K{032}、u{302}、x{102}及斜方双锥π{133}、P{332}。辰砂矿化从等轴状重晶石开始，但主要成矿阶段在等轴状与板状重晶石之间。以上方解石与重晶石形态标型特征在找矿勘探开采中均可参考应用。

本区辰砂也有三个阶段、三个世代。热液期第一阶段辰砂出现于白云石脉中或重结晶白云岩中，含量很少。热液期第二阶段辰砂出现于石英脉、石英脉晶洞或硅化白云岩（次生石英岩）及早期蚀变围岩角砾的胶结带中，构成主要工业矿体。第三阶段辰砂为表生的，见于坑道壁的裂隙中，成粉末状或被膜状、皮壳状、也成碎屑状见于矿区土壤中。

同一世代辰砂伴随深度不同，晶习也有很大差异，见图9-9。深部辰砂成∥C轴一向延长的长柱状，六方柱m{10$\bar{1}$0}特别发育，柱顶才出现发育较差的多种菱面体q{20$\bar{2}$1}、p{10$\bar{1}$2}、复三方偏三角面体r{1$\bar{2}$13}与底轴面C{0001}。此外，并出现以r{10$\bar{1}$1}为主附加p{10$\bar{1}$2}的菱面体及其穿插双晶。浅部转化为⊥C轴以底轴面C{000$\bar{1}$}最为发育的厚板状至薄板状二向延长的晶体，六方柱面m{10$\bar{1}$0}及各种菱面体q{20$\bar{2}$1}、r{10$\bar{1}$1}、p{10$\bar{1}$2}、h{10$\bar{1}$3}发育均较差。在浅部不出现复三方偏三角面体单形，也不出现双

晶。11{0001}的晶面条纹在深部与浅部辰砂晶体的六方柱面$m\{10\bar{1}0\}$上虽均发育，但在菱面上只见于深部的穿插双晶上。深部辰砂晶体沿C轴长度可达1—1.5cm，沿a轴可达0.5—1.5cm；但在浅部沿C轴长度只有0.1—0.5cm，有时甚至出现厚度<0.1cm的薄片。

矿物组合与矿物物性在垂直分带上也有较显著的差异。深部矿物组合中有辉锑矿、黄铁矿、闪锌矿；石英与辰砂含量向下增加。浅部除辰砂外，无其它硫化物；但白云石、方解石、沥青、重晶石含量向上增加；辰砂向上含量减少，晶体粒度也减小。与此同时，辰砂中的微量元素杂质也有相应的变化，向下出现Ag、Zn，Sn、Sb只出现于深部，Ca、Ba只出现于浅部；Fe、Cu向深部增加，Al向浅部增加。显示浅部来自围岩的造岩元素增加，深部来自热液的造矿元素增加的趋势。

与之相应，辰砂的物性也有如下变化：深部颜色深，为铅灰→猩红→暗红，条痕红→深红；浅部颜色暗红→红→淡红，条痕红。光泽深部为金刚光泽→半金属光泽，浅部为金刚光泽。透明度在深部为不透明，到浅部为半透明。比重在深部为8.08～8.16，浅部为7.72～7.86。

以上辰砂的形态、成分、物性及矿物共生组合的变化，均发生于垂深75m内。矿物特征的显著变化发生于较小的垂深范围内，也是超浅成低温热液矿床的矿物学标志。

实例二：万山汞矿矿物组合。

铜仁万山汞矿位于NNE—SSW向凤—晃背斜中部NW翼NWW—SEE的次一级褶皱上，区内断裂构造发育，与成矿有关的为NWW—SEE向断裂带，矿体产于下、中寒武统石灰岩和白云岩中，成层状、似层状及透镜状，均由含辰砂的石英碳酸盐脉组成。上覆岩层为页岩及泥质灰岩，下伏岩层为页岩、泥质灰岩与泥灰岩。它的地层构造位置与晃县汞矿相似，区内也未发现火

成岩。万山汞矿的矿物组合见表6-107。

表6-107 万山汞矿矿物组合

产出层位	矿石矿物组合	脉石矿物组合
ϵ_2中寒武统	辰砂、黑辰砂、硒汞矿、自然汞、辉锑矿、雄黄、雌黄、黄铁矿、闪锌矿、黄铜矿、方铅矿、锑华、蓝铜矿	石英、白云石、方解石、沥青、萤石、重晶石、石膏
ϵ_1下寒武统	辰砂、黑辰砂、自然汞、辉锑矿、黄铁矿、闪锌矿、锑华	石英、白云石、方解石、沥青、萤石、重晶石

（据张伯辑，1983）

万山汞矿矿物组合也很简单，主要为辰砂，但自然汞也不少，其它金属矿物不常见。围岩蚀变分带从内向外为硅化带—白云石化带—方解石化带。辰矿矿石成条带状、脉状、晶洞状、块状、角砾状，以下与晃县相似。

万山汞矿成矿温度根据包体测温为100—215℃，最佳温度为110～160°（陈殿芬，1982）或100～150℃，很少超过180℃（张伯辑，1983），故为低温热液矿床(200～50℃)。

万山汞矿中的辰砂是在高盐度的溶液中形成的。据中国科学院地球化学所108次测定，在平均冷冻温度 >0.1～−18.4℃ 范围内，水晶中包体的盐度相当于NaCl%数的平均值为17～>26.3（张伯辑，1983）。

万山汞矿水晶包体的成分如表6-108。

表6-108 万山汞矿水晶包体成分

原编号	矿物	样品重	H_2O	K	Na	K+Na	Ca	CO_2	Cl^-	$[SO_4]^{=}$
99	水晶	20mg	6mg	3500	19400	22900	29000	3700	18000	32000
100	水晶	20mg	6mg	6000	6000	12000	35500	65000	65000	3000

中国科学院地球化学所李本超、施继锡测定，Mg未测出，除H_2O外，其它各项单位均为ppm。

（据张伯辑，1983）

从上可见汞矿床中水晶的包体中H_2O含量是相当高的，充分说明它们是在热液中生长的。它们的$K+Na<Ca$，说明它们是在碱性热液与碳酸盐围岩交互作用下形成的；它们的Cl与CO_2含量在不同个体中相差较大，说明碱性热液与碳酸盐围岩的交互作用在不同阶段不同部位是不同的。但它们的$(SO_4)^{2-}$含量相当高，且＞或＜CO_2，说明碱性溶液进入地壳表层后，在超浅成情况下已受到中和，并有向酸性转化的趋势，故在矿物组合中可能出现少量标志低温酸性介质的标型矿物黑辰砂、重晶石、石膏等原生矿物。据陈殿芬（1982），黑辰砂出现于不含辉锑矿、闪锌矿的晚期矿化阶段的晶洞中，与第三世代的辰砂共生，可见在晚阶段局部热液确有向酸性转化的趋势。

另根据36个万山汞矿辰砂的硫同位素测定，$\delta S^{34}‰$值为11.9～21.1，平均为19.7；S^{32}/S^{34}值为21.761～21.969，平均21.790，在沉积硫酸盐范围内，可能来自沉积围岩（张伯辑，1982）。但黔中504矿区同层位的辰砂中（郑懋荣，1981），$\delta S^{34}‰$都在0附近，近似陨石硫，可能来自深部岩浆（严钧平，1982）。按在万山汞矿与晃县汞矿的围岩中，下寒武统白云岩与石灰岩中的黄铁矿与硫含量均极少，故不可能为就地交代取材的结果。它们的硫来自什么层位，还有待进一步探索。根据万山汞矿4个石英样品中包体气相成分的测定，加热至400℃时，含CH_4 0.4～12.3ppm，H_2 0.45～2.7ppm，但加热至200℃时即不含上述还原性气体（王真光等测定，1982）。故万山汞矿区可能经受了从高温到低温的热液活动，流体可能来源于深部，而汞矿是低温沉淀的（叶欣，1982）。按万山汞矿围岩灰黑色白云岩在汞矿脉两侧褪色重结晶的情况与晃县汞矿相同。沥青也在角砾状、脉状、条带状矿石中出现，与辰砂、辉锑矿、闪锌矿、白云石、方解石等共生（陈殿芬，1982）。故石英包体气相成分中的还原性气体是否为围岩中沥青的分解产物，还需进一步采用同位素方法查证。

按HgS同质多象变体，可分以下四种：

1. *非晶辰砂* 其中原子可能成四方紧密排列（Протодьяконова и др., 1971）。晃县汞矿坑道壁裂隙上或万山汞矿石英晶洞中石英晶体菱面体与柱面上，成红色粉末状、被膜状、皮壳状的辰砂与万山汞矿石英晶簇根部附着的无定形莓球状红色辰砂，有时与褐铁矿粉膜相伴，均为次生表生产物。具成因意义，可为找矿标志。它们可能为表生胶体溶液的沉淀，结构也待查定。

2. *辰砂* 三方晶系，红色。$a_0=4.146$Å，$c_0=$[illegible]，$z=3$，$c_0/a_0=2.291$(Berry, 1954)。一般出现于碳酸盐岩层中，为碱性溶液产物，是我国中南及苏联等地汞矿的主要含汞矿物。也见于砂岩、石英岩、玢岩、粗面岩中，如在世界其他各地，它的人工产物为α—HgS。

3. *黑辰砂* 等轴晶系，黑色，$a_0=5.85$Å (Lehmann, 1924)。它与闪锌矿同结构，属闪锌矿族黑辰砂亚族，故常可与同亚族的锌黑辰砂、硒黑辰砂、硒汞矿、碲汞矿等共生，它们的颜色[illegible]均为灰黑色。闪锌矿的$a_0=5.43$Å (Bragg, 1913)，故Zn与黑辰砂中的Hg可成有限类质同象代替。它为酸性溶液产物，当碳酸盐岩层强烈石膏化时，黑辰砂便成为主要矿石矿物，并常与黑辰砂亚族其他矿物共生，如在墨西哥的一些汞矿床。在我国万山汞矿中寒武统碳酸盐岩层中出现少量石膏，故也出现少量黑辰砂及灰硒矿。今后在找矿中对碳酸盐围岩的石膏化也应加强注意，以便寻找以黑辰砂为主的汞矿。如矿床中有较多黄铁矿，在氧化带也可形成次生黑辰砂，但此时便不与黑辰砂亚族其他矿物共生。黑辰砂的人工产物为β—HgS。

4. *超辰砂* 六方晶系，黑色带紫色调。$a_0=7.01\pm0.3$Å，$c_0=14.13\pm0.7$Å，$z=12$ (Potter & Barnes, 1978)，$c_0/a_0=2.016$；它首先通过人工合成发现 (Dickson, 1964; Tunell, 1964)。经结构与物性测定后，它的人工合成产物被命名为r-HgS

(Миколайчук и Дутчак, 1965)。后在苏联中亚细亚发现它的天然晶体 (Протольяконова и др., 1971)，以后又经系统研究，才被命名为超辰砂 (Hypercinnabar, Potter & Barnes, 1978)。

在苏联中亚细亚汞锑矿床碧玉质岩中出现的超辰砂，在萤石中成透镜状或细脉状，在石英中成不规则包体，或与辰砂、黑辰砂成三相连生体。它与黑辰砂均为准稳定产物，故在缓慢冷却过程中，它们的晶粒均从边缘开始，向辰砂转化。超辰砂因结构与辰砂更相似，故更易向辰砂转化。此外，在超辰砂中还可见黑辰砂成定向排列的蠕虫状嵌晶，可能为离溶分解产物。如骤然降温，便出现超辰砂—辰砂间的过渡型亚种，并可见穿插超辰砂的辰砂细脉。从超辰砂的产状可见它生成顺序比辰砂早，形成温度比辰砂高。

根据差热分析，超辰砂在600℃分解，800℃开始熔化，而辰砂在500℃即分解 (Протольяконова и др., 1971)。根据相平衡实验(Potter & Barnes, 1978)，Hg—S二元体系有六个不变点：

1. 辰砂＋黑辰砂＋汞，345°±2℃。
2. 辰砂＋黑辰砂＋硫，315°±3℃。
3. 黑辰砂＋超辰砂＋汞，481°±2℃。
4. 黑辰砂＋超辰砂＋硫，470°±2℃。
5. 超辰砂＋汞＋液，804°±3℃。
6. 超辰砂＋硫＋液，788°±2℃。

显然，超辰砂不仅对称程度、晶胞大小远远超过辰砂，形成温度也远远超过辰砂。它的熔化温度为820°±3℃，也与苏联热分析结果一致。

超辰砂无解理，断口次介壳状至不平。比重测定值7.43，计算值7.54。摩氏硬度3，VHN25kg/mm²=51.5±8.0，抗磨硬度

>辰砂而<黑辰砂。金刚光泽，颜色黑带紫色调，条痕暗黑紫。空气中反射色灰白，浸油中反射色淡棕灰，无双反射，540nm反射率=25%，浸油中非均质性十分显著。但在向辰砂过渡时，颜色紫红、条痕暗红至暗紫红，空气中反射色淡蓝，双反射强，内反射暗紫红，反射率=30%，比重=7.90，具叶片状裂开。

超辰砂具辉锑矿、灰硒汞矿等显微包体，故可含Sb0.072%，Se0.165%，Te0.0015%，与之伴生的辰砂也含Sb0.086%，Se 0.642%，As0.035%，此外它们均含Fe0.01%（Протодьяконова и др.，1971）。

具超辰砂的汞锑矿床较辰砂矿床形成温度高，这种类型矿床在找矿勘探中也宜注意。

第七章

矿物共生分析

成因不同的矿物或岩石，其矿物共生组合的特点往往不同。因此，对矿物体系作共生分析将有助于了解和推测矿物岩石的成因。

在对岩石中的矿物作共生分析时，一个基本前提是所研究的对象应为多相平衡体系。所谓多相平衡，系指在一定外界条件下多相体系中建立的、物质在相间转移的动态平衡。这种平衡可用吉布斯相律描述。因此，研究多相平衡，须以吉布斯相律为指导。

一、相　　律

相律是根据热力学基本原理导出的多相平衡所应遵循的、最普遍的一般规律。这一规律十分简单，但却非常重要。利用它可以解决许多重大的科学技术和工业生产问题。在地质学中，它可被用来解释各种矿物岩石的共生组合规律、结构构造特征，等等。

相律所要解决的问题，是在各种实验条件下，各种类型的多相平衡体系所能具有的独立变量的数目或相的数目。即对于一个含K个组分的多相平衡体系，需要知道多少个条件才能确定其状态。说得更确切些，相律所表示的是一个多相平衡体系中的相数

Φ、组分数 K 和自由度F 的关系。这种关系被概括成了一个简单的数学公式(相律公式)，从而使得我们可以对体系的性质作出预测。在地质学相平衡研究中，由于可被预测的这些性质随体系特性而变化，因而除最根本的吉布斯(1876)相律公式外，还有戈尔德施密特(1911)矿物相律公式和柯尔任斯基相律(或曰交代相律)公式。后二者皆为前者在矿物学和岩石学体系中的特别应用，各自适用于不同场合。

(一) 封闭体系相律

1. 吉布斯相律

根据热力学基本原理，很容易导出如次的吉布斯相律表达式*：

$$F=K-\Phi+2。 \qquad (1)$$

式中，F为相平衡体系的自由度；K 为同一平衡体系中的独立组分数；Φ为体系中所包含的稳定相态的数目；"2"系指除组分外，影响体系平衡的外界条件只有温度(T)和压力(P)两个变量(大多数场合与此假设吻合)。如果包括P、T在内的、能影响体系平衡的外界强度变量（如电、磁、表面张力、重力等效应）的数目为m，则相律公式应表达为：

$$F=K-\Phi+m。 \qquad (2)$$

根据物理意义，体系的自由度不能为负，最小为零(称无变度)，而Φ的最小值为1。

现就吉布斯相律中的几个名词作进一步解释如次。

相数(Φ) "相"就是体系中具有相同物理性质和化学性质的任何均匀部分。所谓均匀，是说体系中的这一部分已成分子态混合物。一个相平衡体系中相的数目，就是其相数Φ。

---

* 参见热力学专著。

组分数(K) 足以表示相平衡体系中各相的组成所需要的最少的独立物质数目，称为独立组分（或曰独立组元，简称组分或组元）数。它与体系中的物质种类数（简称物种数）n的关系为：

$$K=n, \tag{3}$$

或

$$K=n-R-R'. \tag{4}$$

式中，R为体系中独立的化学平衡数目(因而要求组分间不能有简并关系存在。关于组成简并问题，详见本章第八节叙述)；R'为其它限制条件的数目(如独立的浓度限制条件等)。对矿物岩石体系，通常可以不考虑R'。这就是说，若体系中各物质间没有化学反应发生并建立起相应的化学平衡，也无其它限制条件（如同一相中各物质间的浓度关系已知），则(3)式适用；否则，须用(4)式。

须指出，相律对组分的唯一要求是其数目。因而，如何选取组分完全是自由的，即K并不包含任何特定的、具体的组分内容。

自由度(F) 自由度亦称变度。在相平衡体系中，可以独立改变而不致影响相数或相态变化（即新相产生，旧相消失）的强度变量的数目，叫自由度。换言之，若体系自由度已定，则该体系的性质也就定了。

相律公式是相平衡条件，因此，它仅适用于平衡体系。对地质体系而言，当与相律发生矛盾时，就意味着体系未处于平衡状态或组分数计算有误；但表面上与相律一致却未必能保证体系已达平衡，因为对天然体系而言，其组分数的计算很困难。

戈尔德施密特矿物学相律 戈尔德施密特相律是吉布斯相律应用于天然矿物岩石体系的自然结果。由于矿物岩石体系常常是在一定的P、T范围内形成的稳定集合体，即它们的自由度

最小也应为2，$F \geqslant 2$，因此，根据(1)式，有：

$$\Phi \leqslant K \qquad (5)$$

(5)式即为戈尔德施密特矿物相律表达式。该式表明：在自然界的温度和压力条件下，同时稳定产出（或曰平衡产出）的固体矿物的最多数目，等于构成该矿物集合体的组分数。这里要特别注意"同时稳定"(或"平衡")这一限制，因为在自然界中，矿物集合体中的相数常会超出(5)式所预言的数目。出现这种情况的原因可能是：①集合体本身未达平衡，或包含有介稳平衡，或根本就是一堆不平衡的机械集合体(如碎屑沉积物)；②体系各部分仅达局部稳定平衡，而未达整体平衡。柯尔任斯基把这种情况叫做"镶嵌平衡"。

(二) 开放体系相律—柯尔任斯基相律

在矿物岩石形成过程中，体系与环境间不发生物质交换的情况是少有的。事实上，像 H_2O、CO_2、K_2O、Na_2O 这样的所谓"活动组分"，多半都会在整个交代反应过程中被带进带出。此时，体系就是开放（或曰敞开）的了，即体系与环境间有物质交换。相对而言，另一些组分则具有惰性。换言之，在开放体系中，各组分的相对活动性及迁移能力各不相同。

当然，对矿物岩石体系而言，它与环境间的物质交换离不开溶液作为媒介。柯尔任斯基将变质作用中所涉及的溶液分为间隙溶液和裂隙溶液。前者指围绕矿物表面或颗粒之间的、不能自由流动的溶液；后者指存在于裂隙中，能以渗透方式自由流动的溶液，在此视为环境。

1. *惰性组分和活动组分* 所谓惰性组分，系指扩散能力很差的组分。在一定的 P、T 条件下，在单位时间内，它们在间隙溶液和裂隙溶液之间通过扩散而迁移的数量，远小于间隙溶液中这些组分参加交代作用的数量。因此，它们在最终形成的交代岩

中的含量基本上只取决于它们在原岩中的浓度，或者说，其化学位完全受其产出的矿物集合体控制。对它们而言，体系可视为封闭体系。

惰性组分进而可分为：

1) 杂质组分：亦称混入组分、额外组分，例如Rb_2O、SrO、Cs_2O、BaO、CuO、NiO等。一般它们在岩石中的含量很少，若其存在不超过一定量，则不会由此而引起新矿物相的产生。所以在矿物共生分析中，对它们可以不予考虑。

2) 孤立组分：它们可与完全活动组分结合形成单独矿物而没有剩余，或者可自身形成独立矿物。它们一般不会大量进入其它矿物中，因而不会影响矿物共生关系。例如，ZrO_2、P_2O_5、C等组分即属此列。当它们在岩石中达到一定含量时，就相应地出现某种矿物(如锆石、磷灰石、石墨等)。

3) 类质同象组分：这类组分（例如FeO和MgO、Al_2O_3和Fe_2O_3等）由于晶体化学特性的近似而能彼此形成含量范围广泛的类质同象体，其含量的变化一般不会影响岩石中的矿物共生关系。因而，在共生分析中有时可将几个类质同象组分归并在一起算作一个组分。但是，在这样做时，也要注意到自然界矿物组合的具体特点。例如，在本章第七节中将会看到，在对泥质岩进行矿物共生分析时，不能把MgO和FeO归并为一个组分，而必须把它们作为两个很重要的独立组分处理。

4) 过剩组分：它们是构成共生的各矿物的主要成分，并在形成这些矿物之后还能自身构成单独矿物，或与完全活动组分形成矿物。例如，硅酸盐岩石中的SiO_2，它既是各主要矿物的组成部分，同时还可以石英相单独出现。因而，在含石英的矿物共生组合中，SiO_2的含量不会对矿物共生关系产生影响。大理岩中的CaO也属此列。

5) 有效惰性组分：即，除上述1)、2)、4)类组分以外的其

它惰性组分。决定（或曰控制）矿物共生组合的正是这些组分。例如，CaO、Al_2O_3等。

所谓活动组分，系指那些扩散能力很强的组分。在一定的条件下，单位时间内它们在间隙溶液和裂隙溶液之间通过扩散作用而迁移的数量，远大于间隙溶液中这些组分参加交代作用的数量。即是说，它们在交代过程中可以自由地"出入"，体系对它们是完全开放的。它们在最终形成的交代岩中的含量不取决于它们在原岩中的总含量。因此，在交代过程中，完全活动组分的化学位，同 P、T 等因素一样，应视为控制矿物化学反应过程的外部条件。

2. 柯尔任斯基矿物相律　设 K_a、K_i 分别代表活动组分数和惰性组分数，则对于开放体系，有：

$$K=K_a+K_i. \tag{6}$$

同时，根据上述讨论，对自然界的开放体系，自由度最小应包括 P、T 和活动组分的活度（或化学位），即：

$$F\geqslant K_a+2. \tag{7}$$

将(6)、(7)二式代入(1)式，得：

$$\Phi\leqslant K_i, \text{ 或 } \Phi\leqslant K-K_a. \tag{8}$$

(8)式即为柯尔任斯基矿物相律数学表达式。它表明，在自然界开放体系中，平衡共生矿物的最大数目等于惰性组分数。

二、矿物共生分析的一般方法与步骤

不管生成时间的先后，只要在空间上聚集在一起的矿物，就称为矿物组合。

同一地质成因，同一成矿期（或成矿阶段）的矿物组合，称为矿物共生组合。矿物共生组合应具有热力学稳定平衡的特点。对它们而言，吉布斯相律是适用的。

由于在同一空间内，可能先后有几个成矿作用重迭发生，因而使矿物组合趋于复杂化。因此，在实际工作中，要确定矿物共生组合并不容易。

矿物共生分析的一般方法与步骤如次。

（一） 野外观察与采样

在大面积范围内作地质观察和查明地质体之间关系的基础上，结合专题研究内容，对关键地段作详细地质观察，尽可能地根据野外宏观标志确定矿物共生组合及矿物的世代。选择那些岩石类型复杂、矿物种类较多、矿物成分最复杂的地段，系统地采集标本。

（二） 室内薄片鉴定

在镜下观察岩石的组构特征，特别要注意有无交代反应、动力作用等组构的迭加现象，结合野外观察，准确地划分矿化阶段和不同的矿物共生组合。在划分矿化阶段时，要注意的是，具有交代结构者，其交代矿物与被交代矿物之间分属于不同世代，不是共生；而被交代的原始矿物之间是共生的，新阶段的各交代矿物之间也是共生的，即在原始矿物共生组合之上又迭加了新的稳定的矿物共生组合。

（三） 组分分析

结合岩石（矿石）和矿物的化学分析数据，进行组分分析。由于组分的行为因原岩所处物理化学条件而异，所以组分分析是矿物共生分析的关键步骤。但是，将组分区别为完全活动组分和惰性组分是一种理想化的结果。实际的情况是，二者间并无严格的、明显的分界，许多组分具有居间活动性。这就给组分分析造成许多困难，因而给相律应用也造成不少困难。

（四） 绘制矿物共生图解

矿物共生图解所表示的是矿物共生随化学成分变化的关系。在变质岩石学中，有多种共生图解方法可供采用，选择哪种方法表示矿物共生关系，根据研究的需要而定。

（五） 计算所研究体系中单变度变质反应曲线的斜率、绘制施赖因克线束（Schreinemarker's bundle）图解，以表示矿物共生关系与物理化学条件间的关系。然后作出相应的地质解释或推断。

三、矿物共生的图解表示方法

（一） 化学成分共生图解

矿物共生图解实质上是一种组分表示法，用以说明特定物理化学条件（P、T、μ）下变质岩中的矿物共生组合与原岩化学成分的关系。

一般，选择3个有效惰性组分作端员组分，在纸平面上以三角形化学成分图表示矿物共生关系，如图7-1示意。在这种图解中，凡共生的矿物，用直线（叫联系线，或曰共生线）使之相互联结；反之，共生线上相邻的两矿物为共生，否则不共生*。三相共生，则其共生线构成一个三角形。三角形内的任意一点均代表三个顶角的那三个相共生。

由于大多数矿物都以固溶体形式出现，所以它们的成分在三角形共生图解中以面积表示（如图7-2和图7-15A、图7-18示意）。

---

* 根据相律要求，对于自然界处于平衡的矿物体系来说，描写各相组成的组分间不存在任何线性关系。或者说，如果体系是双变度或多变度的，则由组分间建立的矩阵不能为奇异矩阵（详细讨论见后）。这种情况也可表述为：在简单的二维模拟（*two-dimensional analogue*）中，在两个稳定平衡共存的矿物相的联线上不可能存在另一个矿物。

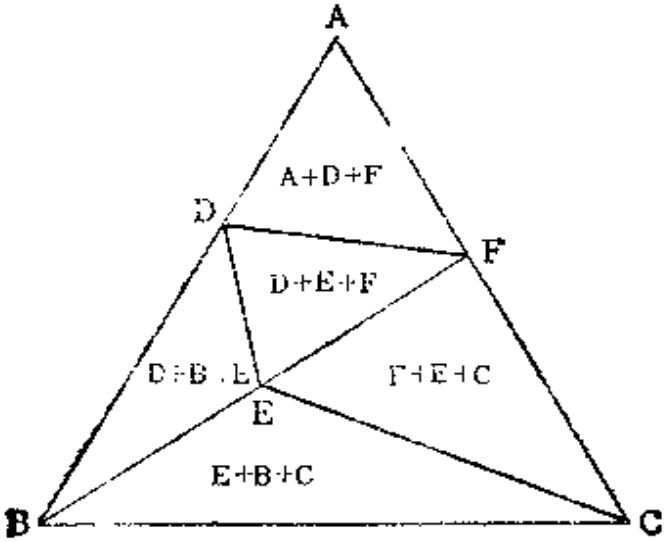


图7-1　无固溶体的三元体系共生图解

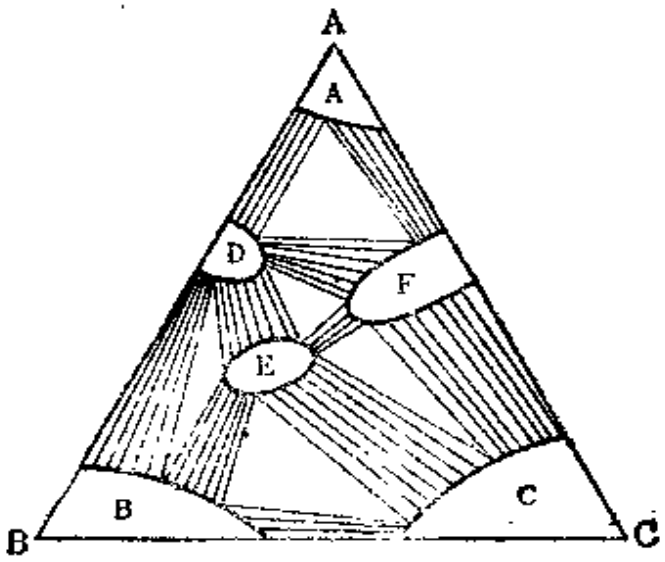


图7-2　三元固溶体体系矿物共生图解
A、*B*、*C*、*D*、*E*、*F*为固溶体矿物

注意，当三相共生时，各矿物相的成分皆是固定的，共生关系以图中的一个确定的三角形表示。

在变质岩石学研究中，常以艾斯柯拉(Eskola，1915)的*ACF*和*A'KF*图、汤姆普逊(Thompson，1957)的*AFM*图，以及其它类似图解形象地表示岩石中的矿物共生关系。表7-1所列，与几

表7-1　几种常用的共生图解

图解名称	图解中所用符号说明
*ACF*图	$A=Al_2O_3(+Fe_2O_3)$, $C=CaO$ $F=FeO+MgO(+MnO)$
*A'KF*图	$A'=Al_2O_3+Fe_2O_3-Na_2O-K_2O-CaO$ $K=K_2O$ (相当于$K_2Al_2Si_6O_{16}$ $F=FeO+MgO(+MnO)$
*CFM*图	$C=CaO$、$F=FeO$、$M=MgO$
*AFM*图	$A=Al_2O_3-3K_2O$、$F=FeO$ $M=MgO$

种常用图解。

ACF 图的优点是大致可以表现各种成分和变质级的岩石中的矿物共生关系，包括泥质的、砂屑的、钙质的和基性的变质岩；对于表示富含Ca的Ca、Al、Mg和Fe矿物，即产在变质泥灰岩和镁铁质岩中的矿物共生最为有用(参见表7-2。此表列出了一些矿物的化学成分和 *ACF* 值，在有石英存在时，这些矿物是稳定的。)但是，*ACF*(和A'KF)图的应用范围由于将FeO和MgO归并为一个组分而缩小，因为它(们)不能区分Fe/Mg比不同的矿物共生。同时，它(们)也不能表示出斜长石或角闪石（普通角闪石或铝直闪石)中的Na含量，因而不宜用于涉及斜长石的相关系的研究(Spear et al., 1982; Robison, 1982)。

由于在*ACF*图中岩石被当作三元体系处理(从而可以将天然岩石中大量的组分表示于同一图中，且成分变化范围宽广)，所以，从热力学角度看，它不是一种严格的、合理的共生图解(都城，1973)。

*A'KF*图一般系作为*ACF*图的补充图解，用于表示含K_2O的岩石中的矿物(如黑云母、钾长石、白云母等)的共生关系。其应用范围比*ACF*图窄。它具有与*ACF*图类似的缺点。

AFM 投影图是汤姆普逊(1957)提出的表示泥质岩中矿物相

表7-2 能用*ACF*图解表示的矿物

十分富 Al 的矿物	
叶蜡石	$A=100$, $Al_2[(OH)_2/Si_4O_{10}]$
红柱石、蓝晶石、矽线石	$A=100Al_2SiO_5$
富Al和Mg、Fe的矿物	
十字石	$A=69, F=31$; $4FeO\cdot 9Al_2O_3\cdot 8SiO_2\cdot H_2O$*
堇青石	$A=50, F=50$; $2(Mg\cdot Fe)O\cdot 2Al_2O_3\cdot 5SiO_2$
硬绿泥石	$A=60, F=60$; $FeO\cdot Al_2O_3\cdot SiO_2\cdot H_2O$。Fe可以为约达60%的Mg替代，但通常这种替代仅仅为5到25%左右
富Al和Ca的矿物	
珍珠云母	$A=67, C=33$; $CaAl_2[(OH)_2/Si_2Al_2O_{10}]$
浊沸石	$A=50, C=50$; $Ca(Al_2Si_4O_{12})\cdot 4H_2O$
硬柱石	$A=50, C=60$; $CaAl[(OH)_2/Si_2O_7]H_2O$
钙长石	$A=50, C=50$; $CaAl_2Si_2O_8$为斜长石中的组分
方柱石	$A=43, C=57$; 适合于钙柱石$Ca_8[Cl_2, SO_4, CO_3, (OH)_2]_2(Al_2Si_2O_8)_6$ 这个端员；另一个端员是钠柱石$Na_8[Cl_2, SO_4, CO_3, (OH_2)_2](AlSi_3O_8)_5$
绿帘石族	$A=43, C=57$; $4CaO\cdot 3(Al, Fe^{3+})_2O_3\cdot 6SiO_2\cdot H_2O$; 达1/3的Al可以被三价Fe替代。 斜方晶系正黝帘石不含或含非常少的 Fe；在绿帘石族的单斜成员中间，正光性和铁较少的 斜黝帘石在严格意义上是同负光性的绿帘石（从前 称为pistacite）有区别的。后者有1/6到1/3的Al被 Fe 替代。
绿纤石	$A=34$, $C=53, F=13$, 与绿帘石类似，但含有Mg和Fe^{2+}。近似成分是$8CaO\cdot 2(Mg, Fe, Mn)O\cdot 5(Al, Fe)_2O_3\cdot 12SiO_2\cdot 7H_2O$
葡萄石	$A=33, C=67$; $Ca_2[(OH)_2/Al_2Si_3O_{10}]$
富Ca的矿物	
钙铝榴石-钙铁榴石	$C=75, A=25$; $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$—$Ca_3Fe_2(SiO_4)_3$（注意A包括替代Al的Fe^{3+}）
符山石	$C=72, A=14, F=14$; $10CaO\cdot 2MgO\cdot 6Al_2O_3\cdot 9SiO_2\cdot 2H_2O$
硅灰石	$C=100$, $CaSiO_3$
方解石	$C=100$, $CaCO_3$
富Mg和Fe^{2+}的矿物	
透辉石-钙铁辉石	$F=50, C=50$; $CaMgSi_2O_6$—$CaFeMgSi_2O_6$
白云石	$F=50, C=50$; $CaMg(CO_3)_2$

透闪石	$F=71.5, C=28.5$; $Ca_2(Mg,Fe)_5[(OH)_2/Si_8O_{22}]$ 仅达20%（克分子）的MgO被FeO替代。
阳起石	与透闪石类似，但含有较多的Fe，且少数Mg+Si被2Al所替代
普通角闪石	像透闪石和阳起石那样，属于角闪石族，但含有数量较多而可变的Al，在图5-5中，从透闪石扩展的狭长区域表示其成分
镁铁闪石-铁闪石	$F=100$，$(Mg,Fe)_7[(OH)_2/Si_8O_{22}]$；在铁闪石中大约20%（原子）的Mg被$Fe^{2+}$替代
直闪石-铝直闪石	$F=100$，成分与上面的矿物相似，但为斜方晶系而不是单斜晶系**
顽火辉石-紫苏辉石	$F=100$，$Mg_2Si_2O_6$—$(Mg,Fe)_2Si_2O_6$
滑石	$F=100$，$Mg_3[(OH)_2/Si_4O_{10}]$
铁铝榴石	$F=75$，$A=25$；$Fe_3Al_2(SiO_4)_3$
锰铝榴石	$F=75$，$A=25$；$Mn_3Al_2(SiO_4)_3$
镁铝榴石	$F=75$，$A=25$；$Mg_3Al_2(SiO_4)_3$
绿泥石	成分是可变的。$F=90-65$，$A=10-35$；例如从$Mg_5(Mg,Al)[(OH)_8/(Al,Si)Si_3O_{10}]$到$(Mg,Fe)_4Al_2[(OH)_8/Al_2Si_2O_{10}]$

在ACF相图上不能表示的含碱的矿物

蓝闪石，富铝闪石，	Na-闪石$Na_2(Mg,Fe)_3(Al,Fe)_2[(OH)_2/Si_8O_{22}]$
硬玉，硬玉质辉石	含有$NaAlSi_2O_6$组分的辉石
黑硬绿泥石	$K_{<1}(Mg,Fe,Al)_{<3}[(OH)_2/Si_4O_{10}]\cdot xH_2O$，含有很少的Al和K。
白云母	$KAl_2[(OH)_2/Si_3AlO_{10}]$
多硅白云母	与白云母类似，但有较多的Si+Mg和较少的Al。
钠云母	$NaAl_2[(OH)_2/Si_3AlO_{10}]$也可同白云母一起作为固溶体的组分。
黑云母	$K(Mg,Fe,Mn)_3[(OH)_2/Si_3AlO_{10}]$
金云母	$KMg_3[(OH)_2/Si_3AlO_{10}]$

（据Winkler，1976）

* 十字石的成分，特别是OH的含量尚未精确了解；据认为某些$(OH)_4$可以替代SiO_4。在十字石中，FeO也可以被约达20—30%的MgO替代。

**罗宾森等（Robinson et al.，1971）对这两个端员分别给出了下列成分$R_2^{2+}+R_5^{3+}[(OH)_2/Si_8O_{22}]$和$Na_{0.5}R_7^{2+}(R_{1.5}^{2+}, R_{1.5}^{3+}[(OH)_2/Si_6Al_2O_{22}]$。上式中，$R^{2+}=Mg$，$Fe^{2+}$，$Mn^{2+}$，Ca；$R^{3+}=Al$，$Fe^{3+}$，$(Ti_{0.3}^{4+}+Fe_{0.5}^{2+})$。除了在较高的温度下以外，具有中等Al和Na含量的成员出溶为一种直闪石-铝直闪石的交生，这种交生常常只有用X射线衍射才能发现

关系的图解方法。自1957年后，实际上有关泥质岩研究的所有文献都采用AFM图或与AFM图非常相似的图解（即在含钾长石而不含白云母的岩石中，从钾长石进行投影而不是象汤姆普逊那样从白云母投影)(Barker,1961; Reinhardt et al. 1970; Greenwood, 1975)。这种投影图主要用于高级变质岩，其原岩可以是泥质岩，也可以是基性岩。它对麻粒岩的矿物共生分析特别有效。有人 (Miyashiro, 1973)认为，汤姆普逊的AFM投影是把多元系的共生关系定量而完整地表示在平面上的唯一方法。在AFM图上，既可表示出固溶体范围，也可定量地作几何学研究，而这在将MgO和FeO归并在一起的ACF等类图解上，在原理上是办不到的。

为了表示3个以上组分的体系中的矿物共生关系，格林伍德(1975)在AFM图解的基础上，提出了借助于线性代数处理多元矿物岩石体系共生关系的投影方法(见本章第七节)。这是一种对任何体系皆适用的矩阵投影方法，只要体系中存在有化学位固定不变的相即可。此种方法其所以不受组分数限制，是因为对于特定的矿物岩石体系可以采用几组不同的组分（即坐标）表示，其间的关系为坐标轴变换关系。这样，就可以从不同角度进行投影，即从不同角度将体系中的各种共生关系表示出来。

(二) 施赖因马克线束

前已指出，绘制施赖因马克线束图解的目的，是要借助于这种图解了解矿物共生关系与物理化学条件的关系。

1. 吉布斯自由能面在G-P-T空间中的相遇对封闭体系或纯物质体系，有：

$$dG=-sdT+vdp。\qquad (9)$$

由于S和V总是有限的正值，而且对于任一个相集合体而言，在一定的P、T条件下二者均有定值，所以在G-P-T空间将有一个

单值的、不与G、P或T轴平行的连续曲面与(9)式对应。这种曲面所代表的是一个双变的平衡集合体。

由(9)式，有：

$$(\partial G/\partial T)_P = -S, \tag{10}$$

$$(\partial G/\partial P)_T = v. \tag{11}$$

即，当P一定时，在G-T截面图上将得到一条其斜率永远为负的曲线；当T一定时，在G-P截面图上则得到一条其斜率永远为正的曲线。也就是说，自由能面永远不会卷曲。因此，就单元体系而言，相关的两自由能面相交于一条曲线(即单变反应曲线)或三个面成任意角度相交于一点（无变度点）均须满足只能相交一次的条件，即每两曲面只能有唯一的一条交线，每三个面只能有唯一的一个交点，如图7-3示意。

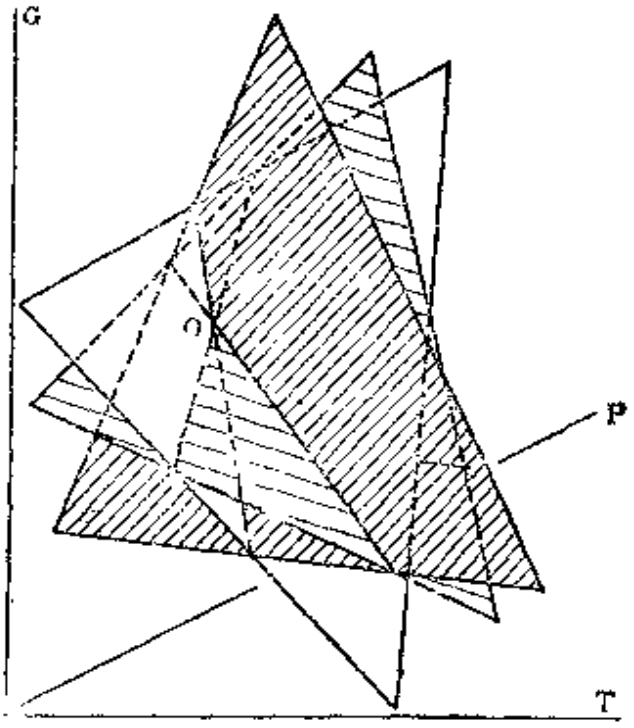


图7-3 双变度自由能曲面(以平面代替)在G-P-T空间中相交（由O引出的三条交线的虚线部分位置均较低，因而相对较稳定，投影在P-T平面上为实线。三条交线的实线部分位置均较高，因而相对较不稳定，其投影为虚线。参见图7-4）

由上讨论自然有以下结果：当两个自由能面在 G-P-T 空间相遇时，除在交线处外，它们总是一个在上，一个在下。所以，在相同的 P、T 条件下，总是一个双变集合体的吉布斯自由能比另一个的高，因而后者比前者稳定。当三个自由能面相交于一个稳定的无变度点时，如图 7-3中的O 点，就每条交线而言，在交点 O 的一侧位置较低（即自由能较低），另一侧较高(即自由能较高)。即是说，如果一条单变曲线通过一个稳定无变点，则它的一部分为稳定的，另一部分为介稳的，其分界在无变度点处；根据Gibbs相律，由任一无变度点必定发射出$n+2$条单变度线（此处n为组分数），形成一个线束，叫做施赖因马克线束，参见图7-4和图7-13。此结论对多元体系也适用。

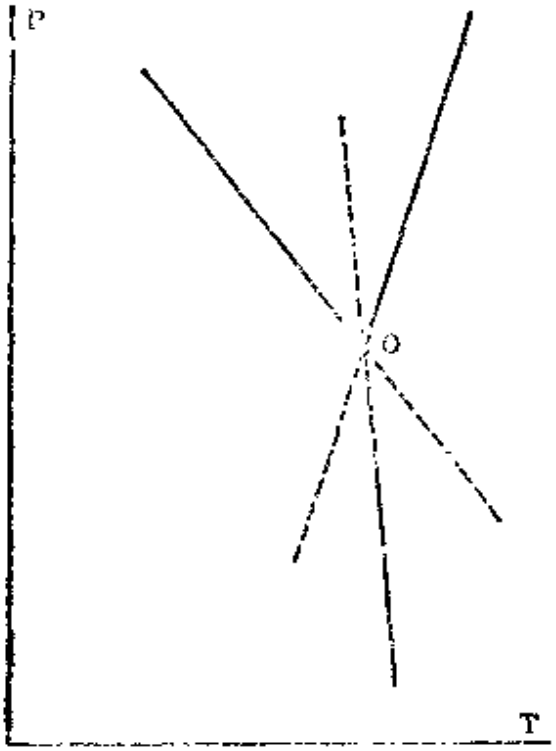


图7-4　图7-3中的交线在P-T平面上的投影
（此图清楚地表示出了稳定无变度点的基本性质）

2、施赖因马克法则及其意义　矿物体系单变平衡曲线的斜率原则上可通过实验或由反应的热力学数据进行计算。近年来，若干矿物体系的很多单变平衡曲线已由实验测得。但是，对一个给定的无变度点而言，其周围的$n+2$条可能的单变曲线全都已经测出的情况是不多的。而热力学计算也因缺乏相关的热力学数据或这些数据并非相互协合而不能得到可靠的结果。因此，借助几何方法由已经测出的为数不多的单变曲线推导出其余单变线的相对位置具有十分重要的意义。这种几何分析方法的奠基人是荷兰

物理化学家F。A。H.施赖因马克。

1915—1925年间，施赖因马克连续发表29篇论文，提出了分析共存相间关系的一种非常有用的几何方法—施赖因马克法则。这一方法由尼格里(1930)引入岩石学领域，并由都城秋穗(Miyashiro, 1949)首次采用。柯尔任斯基(1957)最先认识到施赖因马克法则与勒沙特列定律(Le Chatelier's rule)的关系。在任以安(Zen E-an, 1966)对施赖因马克的方法作了系统概括、解释和引伸后，这一方法在地球化学领域中便得到了广泛应用。郭其悌、王声远、林传仙等人在1979年后分别在《中国科学》、《科学通报》上发表了一系列论文，对 $n+K$ 相(此处n为组分数；k为正整数）多体系封闭网图的构筑、性质及其实用意义等作了详细讨论，并提出了有名的拼合原理。

施赖因马克分析的目的是要确定一个稳定无变度点周围的单变线排布。这种分析以下述法则为指导。

法则1—基本公理 一条稳定的单变反应曲线的两侧分别为两个彼此相关的双变集合体各自稳定存在的区域，且在这一侧为稳定者，在另一侧则为介稳。

法则2—莫里-施赖因马克法则 (Morey-Schreinemaker's rule)

一个双变集合体在稳定无变度点周围所占据的扇形区，最大不能超过180°(参见图7-3、图7-4、图7-13)及Zen E-an(1966)的证明。这一结论首先由施赖因马克(1915)从几何角度导出，而后由 Morey and Williamson (1918) 作了解析证明，故此得名。

这一法则也可改述为：对某一相关相不存在的单变反应曲线而言，其介稳延长线必定位于该相稳定存在的区域内。

非正式法则3 从物理的、实验的、或地质的角度看，单变反应的斜率和反应曲线的标注都应是正确的。这条规则对于最终

的正确拓谱分析虽然并非必不可少，但在处理有关问题时却很有用。

关于单变平衡曲线的标注，施赖因马克倡导使用一种独特的方法，即对单变平衡反应，用加括号注明其缺失相的办法作标记。在图中，则在各稳定单变线的末端用括号将缺失相标出。例见图7-13。

值得强调指出的是，施赖因马克法则回答不了下述问题：①无变度点在P-T图中的具体位置；②在无变度点附近，单变线斜率的具体数值；③在一个给定的单变线排布及其镜像间作出正确选择。要回答上述问题，须借助于直接实验或相关相的热力学计算。虽然如此，在作共生分析时，施赖因马克法则仍不失为一种极为有用的理论工具。

3、*施赖因马克定理*　根据勒沙特列原理，很容易导出如下结论：当一个单变反应的反应物被稀释时，施赖因马克线束图解中的多相无变度点将在产物一侧、沿着对该反应物惰性的(indifferent)曲线(即缺失该反应物的曲线)、向着远离该反应物的方向移动；若产物被稀释，则无变度点将在反应物一侧、沿着对产物惰性的曲线、向着远离该产物的方向移动。这就意味着："在反应曲线的一侧，是对反应物惰性的曲线存在的区域；在另一侧，是对产物惰性的曲线存在的区域。"这一定理系由施赖因马克总结出并首先于1915年发表。

根据施赖因马克定理，很容易由单变线的排布标示出单变反应，或由单变反应很快地导出一个无变度点周围各单变度线的相对位置。兹举例说明。如图7-13，①假定已知各曲线(Ne)、(Fo)、(Sp)、(phl)、(Dol)的相对位置如图，现欲将各曲线上的反应标出。由图可见，在曲线(Ne)的一侧(上方)为曲线(Fo)、(Sp)，根据施赖因马克定理，反应物$Fo+Sp$须标注于曲线(Ne)的另一侧(下方)；在(Ne)曲线的下方为曲线(Dol)、(Phl)，故

产物*Dol*+*Phl*应置于曲线(*Ne*)的上方。同理可标示出其它各曲线上发生的反应。反之，②假如已知各单变反应，则同理可根据施赖因马克定理确定出各单变曲线的相对位置，即由单变反应，结合物理知识、实验的或地质观察结果，便可迅速导出施赖因马克线束中各曲线的正确排布。

四、矿物组成向量空间与坐标轴变换

在处理 N-维组成向量空间问题时，矩阵代数，或曰线性代数，是一种极有用的数学工具，用它可以计算岩石的标准矿物成分、计算端元矿物组成、以及在本章第六、七两节中将要介绍的配平矿物反应方程式和对矿物组成向量空间作投影分析，等等。所有这些应用都将涉及坐标轴变换问题，其间的主要差别在于如何对各特殊问题作相应的公式化表达。

(一) 矿物（或岩石）组成向量空间

通常，我们将矿物看作物理实体，或看作化学元素或氧化物的某种集合体。当然，也可将矿物看作向量，而且，把矿物看作向量(由此而构成向量空间)，对于处理多元体系中复杂的矿物共生关系很有益处。

所谓组成向量空间，就是以矿物或岩石的化学成分作坐标轴所构成的向量空间。

关于矿物组成向量的概念，可以 SiO_2-MgO二元体系为例加以说明。如图7-5，在 n_{MgO}—n_{SiO_2}直角坐标中，该体系中的每一种矿物均可用一个向量或用有序的一组数表征。这种向量就叫做矿物组成向量。显然，要确定一种矿物在组成空间的位置，实际上就是要确定矿物化学式中 SiO_2和MgO的量。由图7-5我们还看到，虽然矿物化学式的书写带有某种随意性，例如可将顽火辉石写成 $MgSiO_3$或 $Mg_2Si_2O_6$，因而分别有向量(1,1)和(2,2)，但由

于$MgSiO_3$和$Mg_2Si_2O_6$实际上指的是同一种矿物(顽火辉石)，故可得出如次结论：在直角坐标系中，正是向量在组成空间中的指向，而不是其长度，规定了矿物的组成。因此，我们可以交换地使用如下几个意义等价的术语：矿物、相、向量、有序数组。

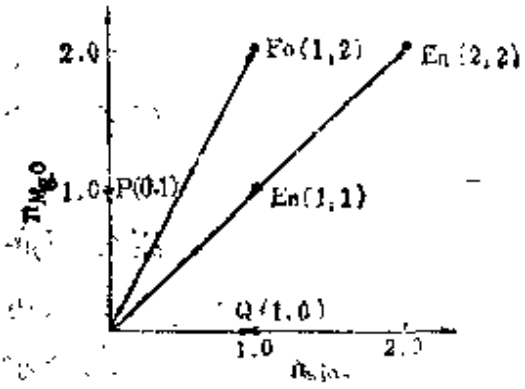


图7-5 MgO-SiO_2体系中的组成向量
P—方镁石，*Fo*—镁橄榄石，*En*—顽火辉石，*Q*—石英

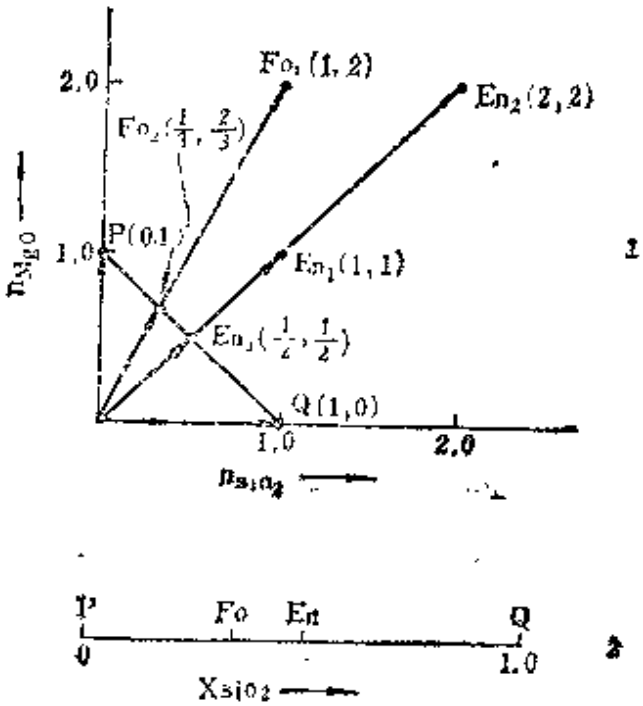


图 7-6
1. 直角坐标系与重心坐标系的关系
2. SiO—MgO二元体系的重心坐标表示

除直角坐标外，在岩石学中还常用重心坐标系 (the barycentric coordinate system) 表示组成空间。两种坐标的关系可由图7-6看出。重心坐标的特点是，组分的量之总和恒定。当然，这种总和值的选取多少带有任意性。例如，在图7-6中，我们选取$\Sigma X_i=1.0$(这里，X_i为组分i的摩尔分数)；但在图7-7中，取作$\Sigma n_i=12$摩尔(这里，n_i为矿物中组分i的摩尔数)。尽管如此，图7-7中的向量集与图7-6中的相应部分是

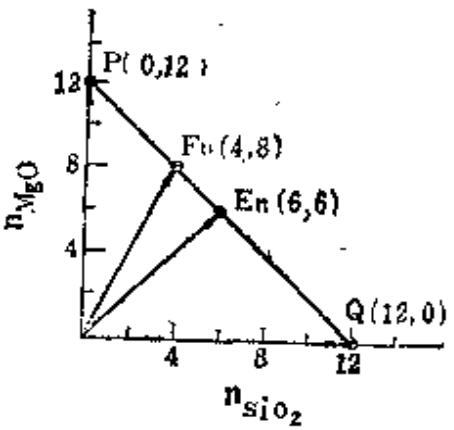


图 7-7
二元体系MgO-SiO_2中的向量集，其向量元素总和取为12

等价的。（当然，在重心坐标系中 En_1、En_2 都位于同一点上。即矿物在重心坐标系中的位置为：直角坐标系中代表该矿物的向量与 $\Sigma x_i=1$ 的那条线的交点）。

在重心坐标系中，二元系以一条线表示，三元系以三角形表示，四元系以四面体表示。

（二）坐标轴变换

对于特定的矿物或岩石体系，可以采用几组不同的组分表示。例如，对于某正辉石固溶体，可用MgO-FeO-SiO或Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4-SiO_2或$MgSiO_3$-$FeSiO_3$表示。这里所谓坐标变换（或曰从一组坐标到另一组坐标的线性映射），就是根据可供选择的几组不同的组分中的任一组，计算某一组成向量中的全部元素。这一过程常叫做从一组"老的"组分基底到另一组"新的"组分基底的线性变换。当然，两组基底的维数须相同。这种变换之所以可能，是因为虽然热力学本身不能告诉我们需怎样选择组分来表示一个平衡体系的相关系，但它至少可告诉我们需要多少个组分才行；也因为组分间是相互独立的，即任一组分皆不是其它组分的线性结合。

岩石或矿物组成向量的线性映射，可分三步完成：①选择新基底；②确定所研究的矿物（或岩石）与新老基底的关系；③求解这种关系。现举例说明如下。

设老基底为直角坐标轴 1 和 2，分别以摩尔数为单位，如图7-8示意。另选两种矿物α和β作新基底，且它们在老基底中的组成向量为：$\alpha=(\alpha_1,\alpha_2)$、$\beta=(\beta_1,\beta_2)$。同时有第三种矿物$Y$，它在老基底中的坐标为$(Y_1,Y_2)$。

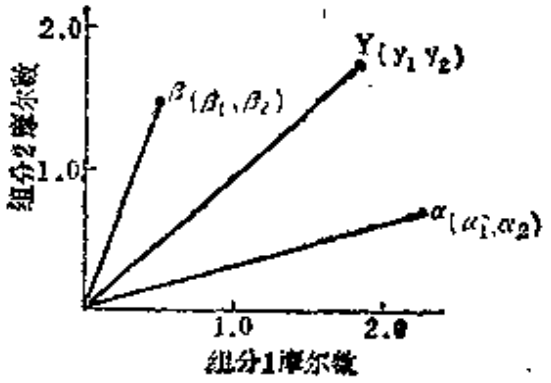


图 7-8

新组分基底α、β和矿物Y在老组分基底1、2中的坐标位置，Y将要被映射至新基底α、β中去

现拟将Y用α、β表示。那末，需要多少α和β才能够构成Y？或者说，α和β通过什么线性组合可构成Y？用数学语言表达，有：

$$\alpha \cdot X_1 + \beta \cdot X_2 = Y \tag{12}$$

式中α、β和Y在老基底中的坐标是已知的，X_1、X_2是矿物Y在新基底中的坐标。由于这是个二元体系，故上方程实际代表了下述两个联立的方程：

$$\begin{cases} \alpha_1 \cdot X_1 + \beta_1 \cdot X_2 = Y_1, \\ \alpha_2 \cdot X_1 + \beta_2 \cdot X_2 = Y_2, \end{cases} \tag{13}$$

或以矩阵符号表示为：

$$\begin{bmatrix} \alpha_1 & \beta_1 \\ \alpha_2 & \beta_2 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} X_1 \\ X_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Y_1 \\ Y_2 \end{bmatrix}, \tag{14}$$

或更简单地表示为：

$$A \cdot X = Y \tag{15}$$

式中A为系数矩阵，X为解向量(the solution vector)。

对于一个线性方程组，可有多种求解方法(参见本章附录一)，根据矩阵反演法，矩阵方程(15)的解为：

$$X = A^{-1}Y \tag{16}$$

式中A^{-1}是系数矩阵A的逆矩阵（当然A须是个非奇异矩阵，方有其逆矩阵）。矩阵反演法的优点是便于电算。

值得再次指出的是：①上述变换是在坐标系间进行的，故要求二坐标系具有同样的维数。这样，方程的数目总是与未知数的数目相等的，因而很容易对X求解；②系数矩阵A中的各列向量，即是相应矿物在“新”基底（新组分）下的组成向量；③矩阵方程$A \cdot X = Y$中的每个方程均具有明确的物理意义，即满足“质量平衡”(*mass balance*)要求；④解向量X代表的是矿物Y在新基底α、β中的组成向量。

五、戈尔德施密特—艾斯柯拉分析

这种方法可看作是封闭体系矿物共生分析方法，对于了解变质岩浆岩和了解变质作用具有重要作用，尽管这种方法一直被人十分轻率地使用(而这是该方法的创立人所不曾料到的)。P.艾斯柯拉的很多见解是在芬兰的Orijärvi 地区工作期间(1914)产生的，该地区是欧洲典型的角闪岩岩石区(Robinson et al.,1982)。

(一) 矿物共生与化学组成的关系

戈尔德施密特(1911)对挪威奥斯陆地区内接触变质带中重结晶完好的角岩的研究，至今仍不失为典范。他将吉布斯相律用于其研究，以阐述矿物共生组合与原岩化学成分的关系，由此导出了著名的Goldschmidt 矿物相律。

奥斯陆地区泥质岩和泥灰岩的接触变质角岩可划分为十个类型，其矿物共生组合为：

(1) $And+Cord+Bio+Ab+Or+Qtz$,

(2) $And+Cord+Bio+Or+Qtz+Pl$,

(3) $Cord+Bio+Or+Pl+Qtz$

(4) $Hy+Cord+Bio+Or+Pl+Qtz$,

(5) $Hy+Bio+Or+Pl+Qtz$,

(6) $Hy+Di+Bio+Or+Pl+Qtz$,

(7) $Di+Bio+Pl+Qtz+Or$

(8) $Gros^{*}+Di+Pl+Or+Qtz$,

(9) $Gros^{*}+Di+Or+Qtz$,

(10) $Gros^{*}+Di+Or+Qtz+Wo$.

* 据近年来关于反应 $Gros+Qtz=2Wo+An$ 的实验资料看，当 Qtz 存在时，$Gros$似不稳定(Miyashiro, 1973)。

其中1—5类属于泥质角岩，6—10类代表钙质岩类。这里，*And*=红柱石、*Cord*=堇青石、*Bio*=黑云母、*Ab*=钠长石、*Pl*=斜长石、*Or*=正长石、*Qtz*=石英、*Hy*=紫苏辉石、*Di*=透辉石、*Gros*=钙铝榴石、*Wo*=硅灰石，一共有10种矿物(*Pl*系由不同比例的*Ab*和钙长石*An*构成)。由于稳定共生的矿物相数最大为6，所以，根据戈尔德施密特矿物相律，应有6个独立组分。

由矿物化学组成及岩石化学分析结果看，上述10种矿物是由9种氧化物构成，即：SiO_2、Al_2O_3、MgO、FeO、Fe_2O_3、CaO、Na_2O、K_2O、H_2O。(在组合1—7中，Fe_2O_3含量较高，并存在于BiO中)。这9个组分中，哪几个是独立的？现作进一步分析如次，以便能以平面图解形式形象地表示此体系中的矿物共生关系。

H_2O：变质作用是在间隙溶液和(或)裂隙溶液参与下进行的，而这些溶液的主要成分为水。水的存在与否决定着液相存在与否，即水的存在不会使平衡体系中原有的相数增加或减少。因此，可把水当作过剩组分或活动组分处理。在后一种情况下，H_2O的化学位就成了外界条件。这样，H_2O就被排斥在独立组分之外。

Na_2O：在此体系中，Na_2O仅出现在Pl中，其含量之多寡仅影响Pl的组成而不影响Pl相的出现或消失。故不能算作独立组分。由此，可将Pl按An处理。

FeO、MgO：由于晶体化学特性的近似性，它们常以类质同象组分出现在矿物中（在此体系中存在于暗色矿物中），故可将二者归并为一个组分处理。

SiO_2：它出现在所有10种矿物中，同时在10个矿物组合中均含有石英相，故SiO_2可当作过剩组分，对矿物共生关系不发生影响。

K_2O：它只出现于Or、Bio中，而在所有10个矿物组合中均

含Or，由于Or是过剩矿物，故可将K_2O从独立组分中减去。

Fe_2O_3：已经提及，在组合1-7中Fe_2O_3含量较高，且大量的Fe_2O_3只存在于BiO中，即大量的Fe_2O_3存在必引起Bio产出，故可将Fe_2O_3与Bio置于共生图解之外。将Bio置于共生图解之外，也与将K_2O从独立组分中除去的处理吻合。

这样，剩下三个独立组分：Al_2O_3、CaO、(Fe, Mg)O。若以三角形图解法表示这三个组分，并将该体系中所有矿物（除Qtz、Or、Bio置于三角形之外）按其Al_2O_3、CaO、(Fe,Mg)O之比值X_i($\Sigma X_i=1$)投影，再根据自然界实际的矿物共生关系(即上述10个共生组合)联结共生线，即得常见的ACF共生图解（图7-9）。

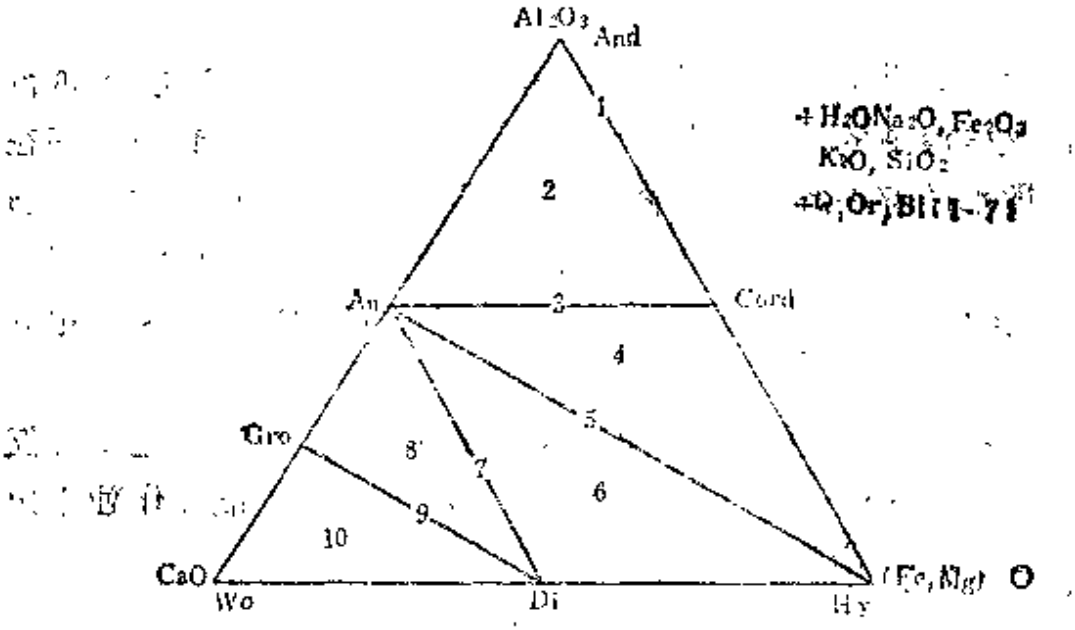


图7-9 美新荷地区接触变质角岩矿物共生组合图解

1—13分别与10个矿物组合类型相应。

（据Goldschmidt，1911；转引自邓晋福，1988，另请参考Miyashiro，1973，图14-1(c)）

由图7-9可见，随着原岩化学成分的变化(CaO含量的增加)，矿物共生组合便依次由1变到10。由此，戈尔德施密特得出结论："在一定温度、压力下，形成并达到内部平衡的岩石，其矿物成分

(矿物共生组合)决定于原岩的总化学组成，并随之而成规律性变化"。

艾斯柯拉(1915)在不知道戈尔德施密特工作的情况下，运用相律对芬兰Orijärvi地区的接触变质角岩进行研究，得出与戈尔德施密特相同的结论，即：矿物共生组合随原岩化学总组成变化而呈现规律性变化(图7-10)。

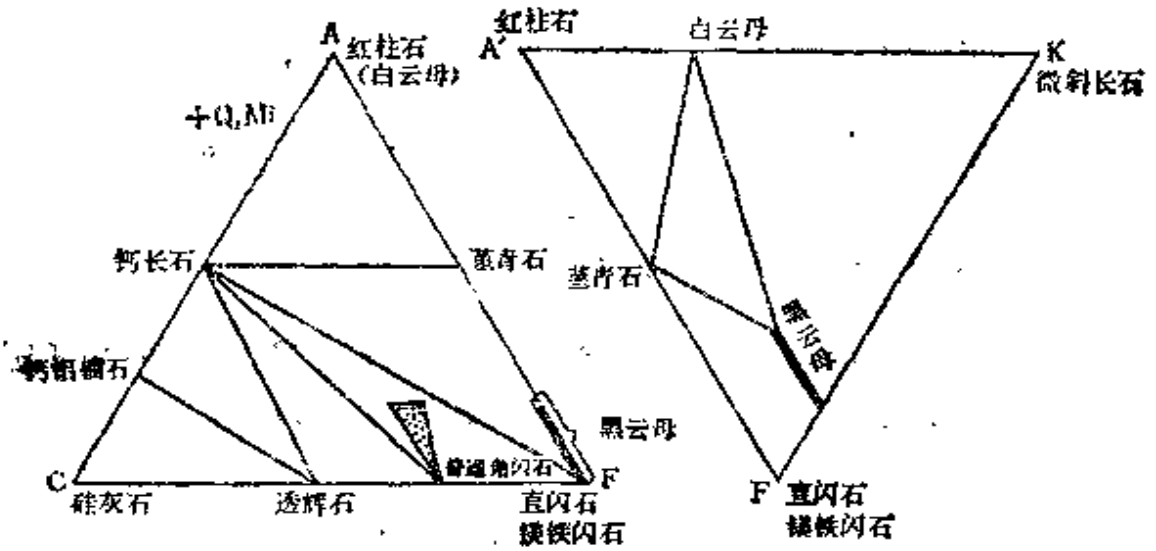


图7-10 芬兰Orijärvi地质低压角闪岩相中的矿物共生图解
(据Eskola，1915；转引自Miyashiro，1973)
Q=石英，Mi=微斜长石

图7-11是卢良兆(1962)采用同样方法对吉林南部临江地区辽河群变质泥岩中十字石带的矿物共生关系所作的类似分析。

(二) 矿物共生与物理条件的关系

后来，艾斯柯拉对比了奥斯陆地区与Orijärvi地区接触变质角岩的矿物共生组合(图7-9，图7-10)，发现这两个地区岩石的化学成分大致相同，但矿物组合却不同。他把这种不同归因于变质过程中物理化学条件(主要指P、T)的差别。由于*Olso*地区的矿物组合是无水的，而Orijärvi的为含水矿物组合，因而由前者转变为后者是个吸水过程，应在较低的温度下发生，反之，为脱水

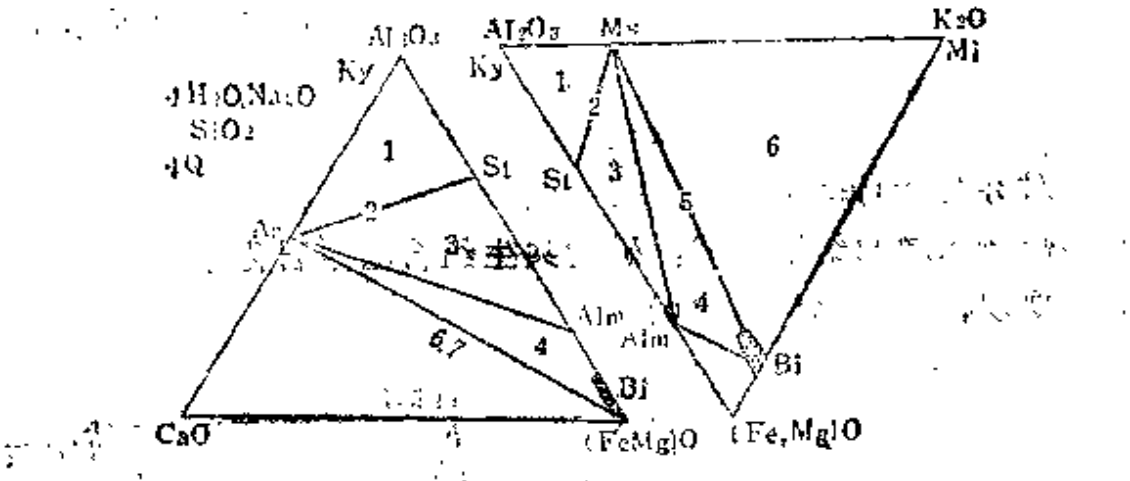


图7-1 吉林临江辽河群泥质片岩中十字石带矿物共生图解
（转引自邓晋福，1980）
Ky=蓝晶石，*st*=十字石；*Ms*=白云母，*Mi*=微斜长石，
Bi=黑云母，*Alm*=铁铝榴石

过程，温度应升高，反应才能发生。也就是说，这两个地区低压角岩中矿物共生组合的差别主要系由于温度差异所致。

六、柯尔任斯基分析

在运用热力学原理分析开放体系矿物共生关系方面，柯尔任斯基作出了卓越贡献。

现以苏联外贝加尔太古界天青石矿床变代岩的典型分析为例，介绍这一分析方法。

（一） 组分分析

该区变质片麻岩岩系的矿物共生分析表明，存在有 *Cc*+*Dol*+*Sp*+*Ne*+*Phl*+*Fo* 这一稳定的共生组合。这6个矿物的化学组成为：

Cc(方解石) $CaO \cdot CO_2$

Dol(白云石) $MgO \cdot CaO \cdot 2CO_2$

Sp(尖晶石)　$MgO \cdot Al_2O_3$

Ne(霞　石)　$Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$

Ph!(金云母)　$K_2O \cdot 6MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$

Fo(镁橄榄石)　$2MgO \cdot SiO_2$.

这里共有8个组分，即CaO、CO_2、MgO、Na_2O、Al_2O_3、SiO_2、K_2O、H_2O。由于H_2O和CO_2一般被看作是完全活动组分(其化学位可与P、T一样看作是控制体系过程的外部条件)，因而剩下6个组分。

上述6矿物的共生关系在交代过程中变得不稳定，代之以出现其中任意4种矿物构成的稳定共生组合，而且4矿物中必有一个是*Cc*。又根据矿物交代关系判定，在交代过程中，K_2O、Na_2O变为活动组分，即该体系可与环境间发生K_2O、Na_2O交换。而对余下的4个组分而言，该体系是封闭的，故这4个组分属惰性组分之列。

由于各个4矿物相共生组合中均含*Cc*，且CO_2为完全活动组分，CaO必为过剩组分。因而可将*Cc*置于共生图解之外。

如此，共有3个有效惰性组分，即：Al_2O_3、SiO_2、MgO。

(二)　相律的应用及单变反应的确定

在相律公式$F=K-\phi+m$中，m系指包括P、T在内的影响体系平衡的外界强度因素的数目。

在该开放体系中，m包括P、T、μ_{CO_2}、μ_{H_2O}、μ_{K_2O}、μ_{Na_2O}，K变为$K_1=3$。在一定的P、T、μ_{H_2O}、μ_{CO_2}条件下，应用相律公式(2)于此体系，有：

$$F=K_1-\phi+2.$$

式中"2"指μ_{K_2O}、μ_{Na_2O}两个变量。若：

$F=0$，则$\phi=K_1+2=5$，无变度平衡；

$F=1$，则$\phi=K_1+1=4$，单变度平衡；

$F=2$，则$\phi=K_t+0=3$，双变度平衡。

在μ_{K_2O}-μ_{Na_2O}坐标图中，它们分别以点(无变点)、线(单变线)、面(单变线间的区域)表示。由于矿物总数为5(Cc除外)，而每条单变线涉及4个矿物相，因此，单变线的总数可由组合公式求出，即：$C_5^4=5$。这5条单变线所代表的5个单变反应可这样求得：根据这5个矿物在SiO_2-Al_2O_3-MgO组成三角形中的位置，得到5个交点(图7-12)。这5个交点分别代表下述5个可能的单变反应：

点1，(Ne)：$Dol+Phl \rightleftharpoons Fo+Sp$；

点2，(Phl)：$Dol+Ne \rightleftharpoons Fo+Sp$；

点3，(Fo)：$Dol+Ne \rightleftharpoons Phl+Sp$；

点4，(Dol)：$Sp+Phl \rightleftharpoons Fo+Ne$；

点5，(Sp)：$Dol+Phl \rightleftharpoons Fo+Ne$。

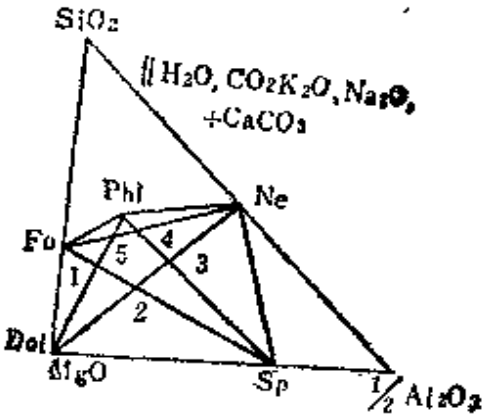


图7-12 5个矿物间可能的反应关系
(据Коржинский，1957)

(三) 单变反应方程式配平

对于简单化学反应方程，很容易直接配平。但要配平矿物化学反应方程，却往往比较困难。为克服这一困难，柯尔任斯基(1957)采用了线性代数方法，帕里(1967)进而对这种方法作了详细阐述。

在此将采用柯尔任斯基法配平上述5个单变反应。关于线性代数在配平化学反应式方面应用的进一步的、一般化讨论，可参见附录二。

该体系共有3个有效惰性组分$AlO_{3/2}$、SiO_2、MgO。根据质量平衡原理，在反应式的两端这三个组分的含量应相等。首先，以上述3个有效惰性组分为基底，写出如下矩阵：

$AlO_{3/2}$　SiO_2　MgO

$$\begin{vmatrix} Dol & 0 & 0 & 1 \\ Sp & 2 & 0 & 1 \\ Ne & 1 & 1 & 0 \\ Phl & 1 & 3 & 3 \\ Fo & 0 & 1 & 2 \end{vmatrix}$$

对于单变反应(Dol)，它是Sp、Ne、Phl、Fo 4矿物间的反应。这相当于从上一矩阵中去掉第一行，再将其所对应的行列式按本章附录一之（A-4b）式写成如下方程（很容易证明此方程成立*）：

---

* 设某三元系a-b-c中有一个5矿物相无变点，5个矿物A、B、C、D、E的组成为：

$$A=\alpha_1 a+\beta_1 b+\gamma_1 c,$$
$$B=\alpha_2 a+\beta_2 b+\gamma_2 c,$$
$$C=\alpha_3 a+\beta_3 b+\gamma_3 c,$$
$$D=\alpha_4 a+\beta_4 b+\gamma_4 c,$$
$$E=\alpha_5 a+\beta_5 b+\gamma_5 c.$$

这里α_i、β_i、γ_i为各矿物中含a、b、c的系数量。为计算其间可能发生的全部单变反应，将它们排成如下矩阵：

$$\begin{vmatrix} A & \alpha_1 & \beta_1 & \gamma_1 \\ B & \alpha_2 & \beta_2 & \gamma_2 \\ C & \alpha_3 & \beta_3 & \gamma_3 \\ D & \alpha_4 & \beta_4 & \gamma_4 \\ E & \alpha_5 & \beta_5 & \gamma_5 \end{vmatrix}.$$

从这个矩阵中依次去掉一行，进而可得5个相应的行列式，每个行列式之值均为零。展开这些行列式即可得到5个相应的单变反应及其相应的化学反应系数。例如，去掉第一行，则对应于单变反应(A)，有：

$$(A)\equiv \begin{vmatrix} B & \alpha_2 & \beta_2 & \gamma_2 \\ C & \alpha_3 & \beta_3 & \gamma_3 \\ D & \alpha_4 & \beta_4 & \gamma_4 \\ E & \alpha_5 & \beta_5 & \gamma_5 \end{vmatrix} \xrightarrow{\text{以}a,b,c\text{分别乘后三列，并将矿物组成代入，得}} \frac{1}{abc}$$

$$\times \begin{vmatrix} \alpha_2 a+\beta_2 b+\gamma_2 c & \alpha_2 a & \beta_2 b & \gamma_2 c \\ \alpha_3 a+\beta_3 b+\gamma_3 c & \alpha_3 a & \beta_3 b & \gamma_3 c \\ \alpha_4 a+\beta_4 b+\gamma_4 c & \alpha_4 a & \beta_4 b & \gamma_4 c \\ \alpha_5 a+\beta_5 b+\gamma_5 c & \alpha_5 a & \beta_5 b & \gamma_5 c \end{vmatrix} \xrightarrow{\text{根据行列式性质}} 0.$$

同理可得对应于(B)、(C)、(D)、(E)的行列式表达式。

$$\begin{vmatrix} Sp & 2 & 0 & 1 \\ Ne & 1 & 1 & 0 \\ Phl & 1 & 3 & 3 \\ Fo & 0 & 1 & 2 \end{vmatrix}=0, \tag{17}$$

按第一列中各元素与其代数余子式的乘积之和的形式将(17)式展开，得：

$$Sp-7Ne+5phl-8Fo=0,$$

即，(Dol)：$Sp+5phl=7Ne+8Fo$

将矿物符号换成矿物化学式，并平衡反应两端缺少的活动组分和剩余组分，结果为：

$$(Dol):\ \underset{Sp}{MgAl_2O_4}+5\underset{phl}{KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2}+3\frac{1}{2}Na_2O$$

$$\rightleftharpoons 7\underset{Ne}{NaAlSiO_4}+8\underset{Fo}{Mg_2SiO_4}+2\frac{1}{2}K_2O+5H_2O$$

类似地可配平另4个单变反应：

$$(Sp):\ \underset{Dol}{CaMg(CO_3)_2}+\underset{phl}{KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2}+\frac{1}{2}Na_2O$$

$$\rightleftharpoons \underset{Ne}{NaAlSiO_4}+2\underset{Fo}{Mg_2SiO_4}+\underset{Cc}{CaCO_3}+\frac{1}{2}K_2O$$

$$+H_2O+CO_2$$

$$(Ne):\ 7\underset{Dol}{CaMg(CO_3)_2}+2\underset{phl}{KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2}$$

$$\rightleftharpoons \underset{Sp}{MgAl_2O_4}+6\underset{Fo}{Mg_2SiO_4}+7\underset{Cc}{CaCO_3}+K_2O$$

$$+2H_2O+7CO_2$$

$$(phl):\ 5\underset{Dol}{CaMg(CO_3)_2}+2\underset{Ne}{NaAlSiO_4}$$

$$\rightleftharpoons \underset{Sp}{MgAl_2O_4}+2\underset{Fo}{Mg_2SiO_4}+5\underset{Cc}{CaCO_3}+Na_2O+5CO_2$$

$$(Fo):\ \underset{Dol}{4CaMg(CO_3)_2}+\underset{Ne}{3NaAlSiO_4}+\frac{1}{2}K_2O+H_2O$$

$$\rightleftharpoons \underset{Sp}{MgAl_2O_4}+\underset{phl}{KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2}+\underset{Cc}{4CaCO_3}$$

$$+1\frac{1}{2}Na_2O+4CO_2$$

(四) μ_{K_2O}-μ_{Na_2O}坐标中单变线的斜率计算

对于上述5个单变反应(*Dol*)、(*Sp*)、(*Ne*)、(*phl*)、(*Fo*)，除活动组分 K_2O、Na_2O 的化学位可以改变外，其它活动组分(H_2O、CO_2)的化学位已经给定，而各矿物(*Dol*、*Sp*、*Ne*、*phl*、*Fo*)又被作为纯矿物对待，因而在一定 P、T 条件下，根据平衡常数(Ka)的定义，可以将上述5个单变反应在 $\log a_{K_2O}$-$\log a_{Na_2O}$ 或 μ_{K_2O}-μ_{Na_2O} 坐标中所对应的单变线之斜率计算出来。例如，对反应(*Dol*)，有：

$$Ka=\frac{a_{Ne}^7\cdot a_{Fo}^8\cdot a_{K_2O}^{5/2}\cdot a_{H_2O}^2}{a_{Sp}\cdot a_{phl}^5\cdot a_{Na_2O}^{7/2}}, \tag{18}$$

式中a_i为各反应物质的平衡活度。

由(18)式，有：

$$d\ln Ka=\frac{5}{2}d\ln a_{K_2O}-\frac{7}{2}d\ln a_{Na_2O}=0,$$

$$\left(\frac{\partial \ln a_{K_2O}}{\partial \ln a_{Na_2O}}\right)_{P,T,an}=\frac{7}{5}, \qquad (n\neq K_2O,\ n\neq Na_2O)$$

又由于$\mu_i=\mu_i^0(P,T)+RT\ln a_i$，

在指定P、T下，μ_i^0为定值，故有：

$$\left(\frac{\partial \mu_{K_2O}}{\partial \mu_{Na_2O}}\right)_{P,T,an}=\left(\frac{\partial \ln a_{K_2O}}{\partial \ln a_{Na_2O}}\right)_{P,T,an}=7/5$$

这在μ_{K_2O}-μ_{Na_2O}坐标中就是一条斜率为7/5的直线，在此直线上发生单变反应(*Dol*)。

同理，对其余4个单变反应有：

$$(Sp):\quad -\frac{\partial\mu_{K_2O}}{\partial\mu_{Na_2O}}=1/1.$$

$$(Ne):\quad -\frac{\partial\mu_{K_2O}}{\partial\mu_{Na_2O}}=0/1.$$

$$(phl):\quad -\frac{\partial\mu_{K_2O}}{\partial\mu_{Na_2O}}=\frac{1}{0}=\infty.$$

$$(Fo):\quad -\frac{\partial\mu_{K_2O}}{\partial\mu_{Na_2O}}=3/1.$$

一般而言，我们有：

$$\left(\frac{\partial\mu_i}{\partial\mu_j}\right)_{P,T,\mu n}=\left(\frac{\partial\ln a_i}{\partial\ln a_j}\right)_{P,T,an}=-\frac{\nu_j}{\nu_i}\qquad(19)$$

式中，ν_i、ν_j分别为反应物质i和j的反应系数。我们规定：反应物之ν值取负，产物之ν取正值。$n\neq i$，$n=j$。

(五) μ_{K_2O}—μ_{Na_2O}矿物共生图解：

1. 无变度点位置的确定　无变度点在μ_i-μ_j图中的具体位置，只能由实验确定。由前述讨论知，此体系中的无变度平衡为5矿物组合(当然，还应包括过剩组分CaO构成的矿物相*Cc*，共6个矿物)。由于缺乏相应于此无变度平衡的μ_{K_2O}、μ_{Na_2O}数据，故在μ_{K_2O}-μ_{Na_2O}坐标中任取一点代表此无变度平衡。

2. 单变线的排布　与上述5个单变反应对应的5条单变线将以此无变点为中心，呈放射状排布。其相对位置和斜率可由施赖因马克法则和上面的计算确定。如此，得图7-13。

3. 双变区内稳定矿物共生组合的确定　这5条单变线将此

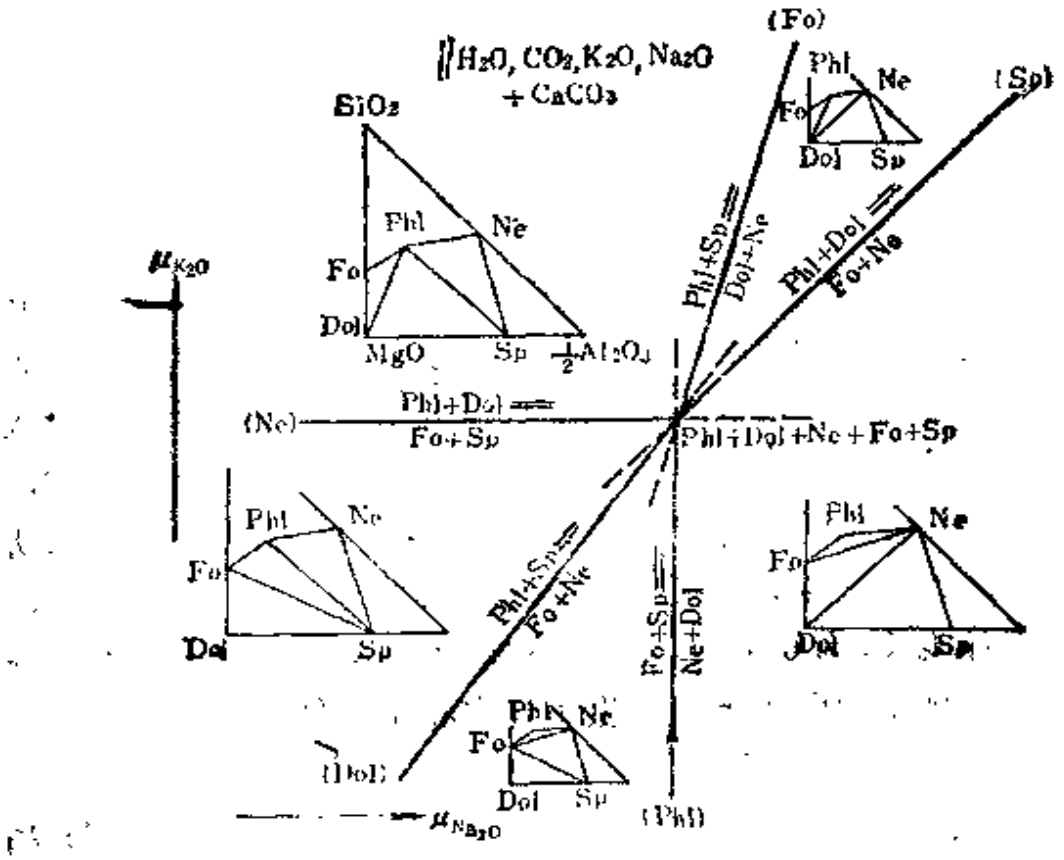


图7-13　苏联外贝加尔太古界天青石矿床变代岩石 $\mu_{K_2O}-\mu_{Na_2O}$ 矿物共生图解

（据Коржинский，1957，转引自邓晋福，1980）

$\mu_{K_2O}-\mu_{Na_2O}$ 坐标平面划分为 5 个双变平衡区域。根据相律，在这些区域内，3矿物(加上*Cc*为4矿物)共生。

如何确定每一双变区内的矿物共生组合数目和如何联结共生线？一般采用两种方法。这两种方法在本质上是一致的。

方法一：根据限定双变平衡区的两个单变反应联结共生线。现以(*Fo*)、(*Ne*)两单变线间的双变区域为例说明。由(*Ne*)知，*phl*与*Dol*可以共生，但*Fo*与*Sp*在此区域内不能共生，故有*phl-Dol*共生线；由(*Fo*)知，*phl*与*Sp*共生，而*Dol*与*Ne*在此区域内不共生，故有*phl-Sp*共生线；剩下的几种矿物间的共生线只能有唯一的一种联结，即*phl-Ne*、*Ne-Sp*和*phl-Fo*。这样，由

三角形图可知，在此双变区内共有3个矿物共生组合，即：*phl-Dol-Fo-Cc*、*phl-Dol-Sp-Cc*、*phl-Sp-Ne-Cc*。

同理，可求得其它双变区内稳定的矿物共生组合。

方法二：先以各稳定单变线为起点，沿一定方向（顺或反时针方向均可）画点划弧线箭头至所有其它稳定单变线，并注意弧线所跨越之弧度须$\leqslant\pi$。通过每个双变区的点划线数目，即为此区域内可能出现的稳定矿物共生组合的数目。每条点划弧线代表一个矿物共生组合，其共生矿物相这样确定：由于在此点划弧线的始终点所在的那两条单变线上各分别缺失一个矿物相，因此，从该无变点所涉及的全部矿物中除去该二缺失矿物相后，即为所求。例如，此无变点共涉及5个矿物，它们是*Dol*、*Ne*、*Fo*、*Sp*、*phl*（加上*Cc*为6个）。在图7-14的Ⅰ区中有①、②、③三条弧线通过。弧线①所代表的共生组合中将不含*Ne*和*Fo*，即*Dol*、*phl*、*Sp*共生，因为弧线①的始终点落在(*Fo*)和(*Ne*)上。同理，可得此双变区内的另两个矿物共生组合：$Dol+phl+Fo+(Cc)$和$phl+Sp+Ne+(Cc)$。

同理，可求出其它双变区内的矿物共生关系。此体系中可能存在的矿物共生组合总共为10个：

Ⅰ区：① $Dol+phl+Sp(+Cc)$，

② $phl+Sp+Ne(+Cc)$，

③ $Dol+phl+Fo(+Cc)$。

Ⅱ区：③ $Dol+phl+Fo(+Cc)$，

④ $Ne+Dol+phl(+Cc)$，

⑤ $Ne+Dol+Sp(+Cc)$。

Ⅲ区：⑤ $Ne+Dol+Sp(+Cc)$，

⑥ $Fo+Ne+Dol(+Cc)$，

⑦ $phl+Ne+Fo(+Cc)$。

Ⅳ区：⑦ $phl+Ne+Fo(+Cc)$，

⑧ $Ne+Fo+Sp(+Cc)$,

⑨ $Dol+Fo+Sp(+Cc)$。

V区：⑨ $Dol+Fo+Sp(+Cc)$,

⑩ $Fo+Sp+phl(+Cc)$,

② $Ne+Sp+phl(+Cc)$。

整个体系的矿物共生组合分析及其共生图解的编制至此全部完成。图7-13从理论上阐明了此体系中可能出现的全部矿物共生组合和单变反应，以及它们随μK_2O、μNa_2O变化的规律。

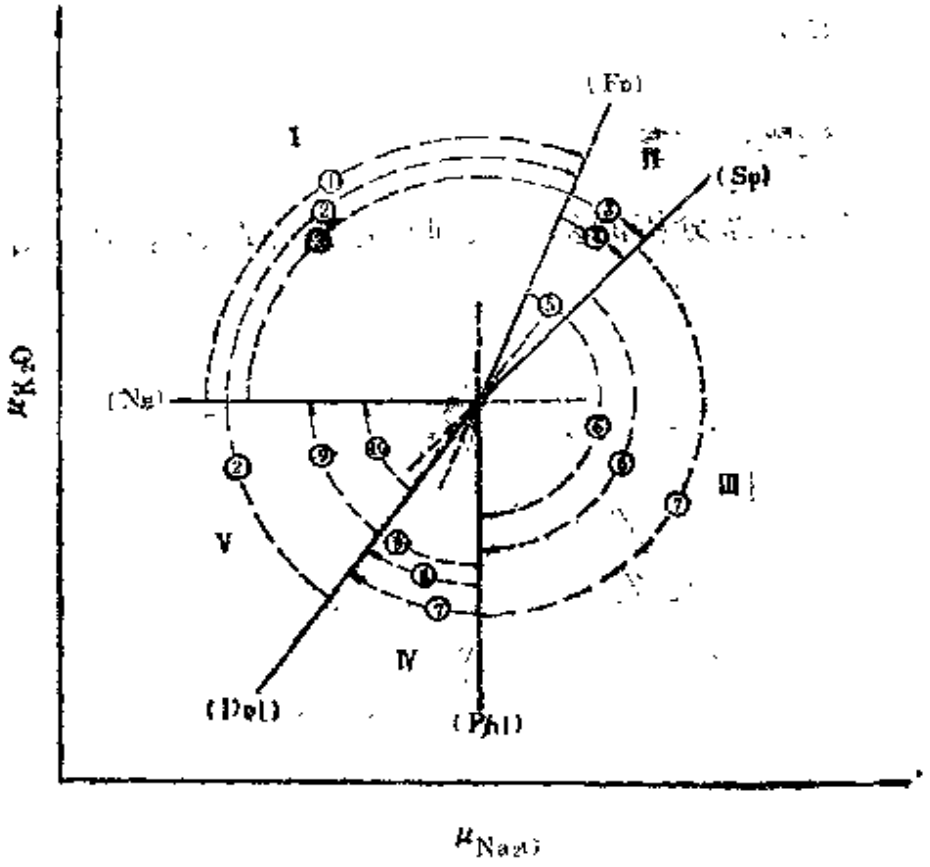


图7-14 双变平衡区内稳定矿物共生组合的确定

七、矩阵投影分析

当组分数多于3个，以致无法用普通的图解法表示、而又企

形象化地表示组成空间时，投影分析就是一种非常有用的工具。

对于含白云母的泥质片岩，汤姆普逊(Thompson，1957)提出AFM投影方法对之进行共生分析。自此以后，热力学上各种“合法的”投影(legal projections)就成了变质岩石学家进行矿物共生图解分析的最有用的工具，对于了解变质岩石的成因起了非常巨大的作用。在这方面，H．J．格林伍德(1975)作出了不小的贡献。他的矩阵投影分析方法和关于“热力学上合法的投影”的概念已为人们广泛接受。

(一) 投影分析基本原理

矿物共生投影分析的基本原理可通过图7-15了解。图7-15-1

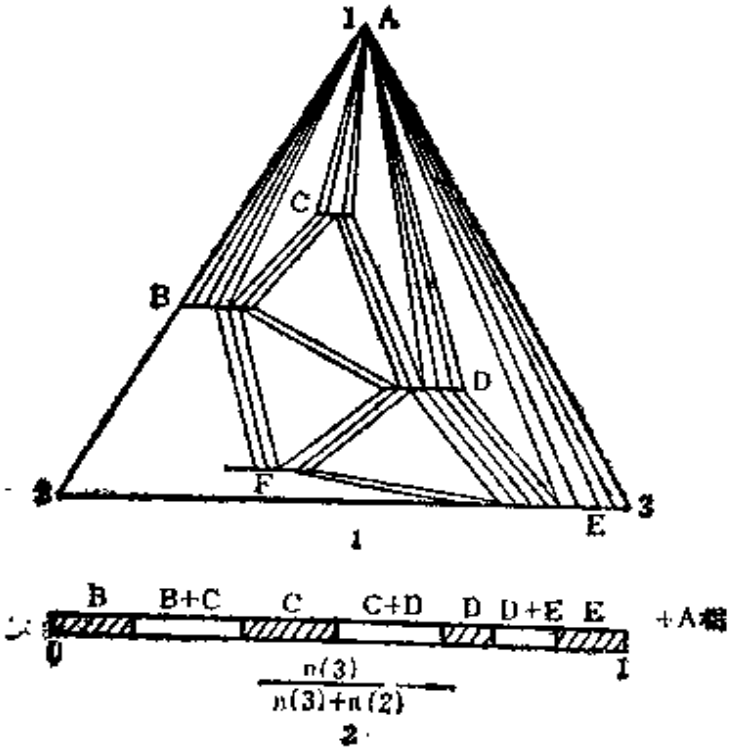


图7-15

1. 三元体系(1-2-3)中矿物共生关系示意
2. 同一体系，但从相A的组成点1投影至2-3线上

表示一定P、T条件下，任意三元体系(1-2-3)中的矿物共生关系。B、C、D、E、F均为固溶体矿物。现假设所要考虑的平衡关系仅为图中含A相的集合体，则可由A（即组分1的组成点）向底边2-3投影，得图7-15-2。图7-15-2清楚而正确地反映了图7-15-1中涉及A相的部分矿物共生关系。

注意：①在图7-15-2中，F相不存在；②图7-15-2是在组分i的化学位恒定的条件下得到的，即，有：$\mu_1^A=\mu_1^B=\mu_1^C=\mu_1^D=\mu_1^E$；③图7-15-2遵从热力学第一、第二定律和相律。按格林伍德(1975)的说法，这种投影图是“正确的”(*valid*)、且从热力学角度讲是合法的。

上述几何投影关系，即矿物B、C，D在投影组成空间2-3中的位置，很容易从数学角度求得。即：①保持2、3两组分在各矿物相中的比例在投影过程（即坐标轴变换过程）中始终不变；②从变换后得到的组成向量中去掉相应于投影点（在此例中为矿物A)的那个(或那些)元素；③将余下的组分之量归一化（通常归一化为总和$\Sigma xi=1$，这里x为组分i的摩尔分数)。当然，须注意的是：选作投影点的相须具有恒定组成，即不能选固溶体相作投影点；选作投影点的相须是纯相或其化学位一定，被投影的所有矿物须与投影点矿物平衡共存。

（二）6元泥质岩体系中矿物共生关系的矩阵投影分析

1. *汤姆普逊AFM投影* 对于可以以SiO_2-Al_2O_3-MgO-FeO-K_2O-H_2O体系描述的矿物集合体，只要石英和白云母存在于其中，且H_2O是（或曾）以纯相形式存在(或在所有相关的相中H_2O的化学位相等)，如大多数变质泥质岩的情况，就可从Qt_z(石英)、Ms（白云母）等矿物向$Al_2O_3(A)$-FeO(F)-MgO(M)平面投影，即得AFM投影图（图7-16）。

现从另一角度对这种投影方法再作说明。先考虑体系不含

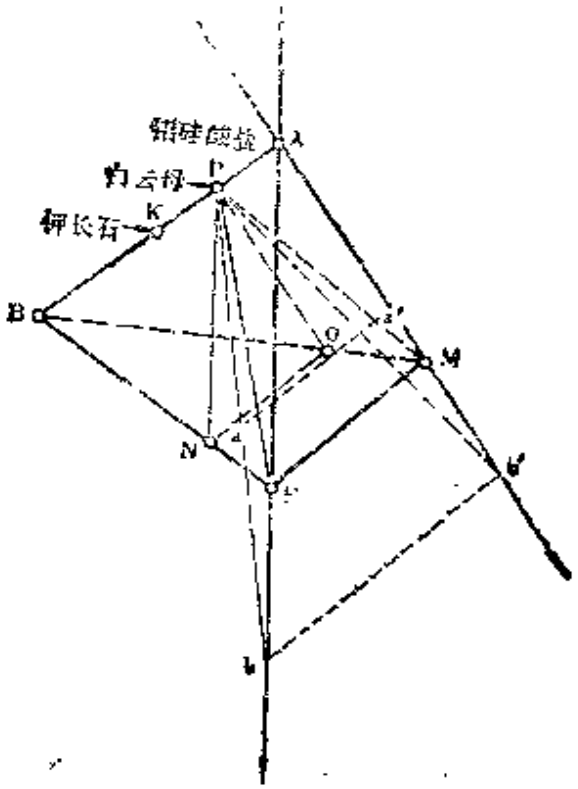


图 7-16

Al_2O_3-K_2O-FeO-MgO四面体。图中表示出了通过理想化的白云母组成点向Al_2O_3、FeO和MgO确定的平面所作的投影

(据 Thompson，1957)

$A=Al_2O_3$，　$B=K_2O$，　$F=FeO$　　$M=MgO$，　$K=KAlO_2$，
$N=K_2Fe_3O_4$，　$O=K_2Mg_3O_4$，　$P=KAl_3O_5$，　$a-a'$=黑云母(近似)，$b-b'=a-a'$的投影

(摩　尔　%)

FeO时的投影情况。图7-17是将 K_2O-Al_2O_3-MgO-SiO_2-H_2O 体系中含有过剩石英的矿物共生关系，从Ms向Al_2O_3-MgO线(AM线)投影的情况。由图可见，空白部分所表示的矿物共生关系已全被正确地投影在AM线上。当有 FeO 加入时，AM 线就变成为三角形平面，即得AFM图。

2. 格林伍德矩阵投影分析　格林伍德(1975)在汤姆普逊(1957，1970)等人工作的基础上提出了一种具有普遍意义的矩阵投影方法。此法可揭示组成空间不同部分的共生关系，其基本原

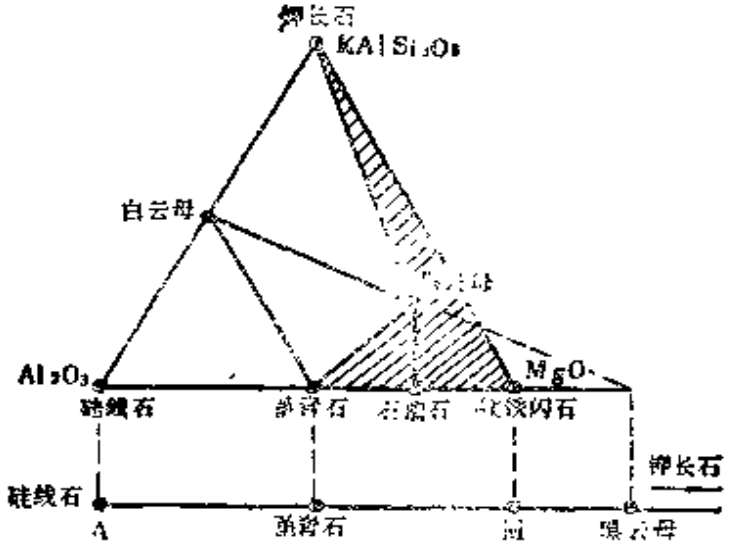


图7-17　对不含FeO的体系作A-M投影
（据松井义人，1979）
斜线部分为不与白云母共存的区域。图中白云母为$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$。
图中最下边那条线为A-M投影结果

理已在前面介绍过了。

格林伍德认为，关于矿物共生关系的任何正确表示方法都须遵从热力学第一、第二定律。他把符合这一要求的投影叫做“合法”投影(“legal” projections)；反之，叫“非法”（“illegal”）投影。对合法的化学成分图解的根本要求是：体系的平衡状态与压力、温度和表示在图中的各组分的比例间呈单值函数关系。如果所研究的图是投影图，则投影相或投影组分须是以纯相存在，或者就该图的任何一个部分而言，它们的化学位为定值。

现以6元泥质岩体系为例说明这种方法的具体应用。

令M^{ox}代表泥质岩矿物组成矩阵(表7-3)。该矩阵是以氧化物含量的形式写成的，即以SiO_2、Al_2O_3、FeO、MgO、K_2O、H_2O为基底(曰老基底)，为书写方便，分别记为e_1、e_2、e_3、e_4、e_5、e_6。

为了简捷而清楚地从不同角度揭示此体系中矿物相间的共生

表7-2 泥质岩矿物矩阵(1)

	蒙脱石	高岭石	白云母	水	铁铝榴石	镁铝榴石	铁云母	金云母	十字石	钾长石	液a	液b	绿泥石$_1$	绿泥石$_2$	绿泥石$_3$	绿泥石$_4$	硬绿泥石	堇青石	
$SiO_2(e_1)$	1	1	6	0	3	3	3	6	8	6	7	7	8	8	4	4	2	5	$=M_{ca}$
$Al_2O_3(e_2)$	1	0	3	0	1	1	1	1	9	1	1	1	0	0	4	4	2	2	
$FeO(e_3)$	0	0	0	0	3	0	6	0	4	0	0	0	12	0	0	8	2	0	
$MgO(e_4)$	0	0	0	0	0	3	0	6	0	0	0	0	0	12	8	0	0	2	
$K_2O(e_5)$	0	0	1	0	0	0	1	1	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	
$H_2O(e_6)$	0	0	2	1	0	0	2	2	2	0	1	2	8	8	8	8	2	0	

关系，可选择新基底。设一组新基底为：Ky（蓝晶石）、Qtz（石英）、Ms(白云母)、W(水)、FeO、MgO，为书写方便，分别记为e_1'、e_2'、e_3'、e_4'、e_5'、e_6'。

现在要求在新基底下，上述泥质岩矿物的组成矩阵（令为M^v)。即，须解下述矩阵方程：

$$V^{ox}\cdot M^v = M^{ox}. \tag{20}$$

式中 V^{ox}为以老基底表示的新基底，系6×6阶方阵(表7-4)。换句话说，V^{ox}表示的是新老基底间的关系。

根据矩阵反演理论，矩阵方程(20)的解（见附录三的证明）为：

$$M^v = (V^{ox})^{-1}M^{ox}. \tag{21}$$

式中，$(V^{ox})^{-1}$是V^{ox}的逆矩阵，它也就是将M^{ox}变换为M^v的变换矩阵，其作用是将每一种矿物以新基底的形式重新写出。这种变换可通过电算完成，其结果如表7-6所示。

在完成了由M^{ox}至M^v的变换后，现在将所有矿物同时从Qtz、Ms，H_2O进行投影。这相当于从M^v中将第2、3、4三行去掉，并将余下的、其和为正值的各列元素归一化为某一常数。在此，取该常数为4.0。如此，得表7-7中的投影矩阵。根据表7-7中的数据，便可得图7-18[-1]的三组分相图。

类似地，可得图7-18-2。此图清楚地描述了在一定P、T条件下各矿物集合体中水含量的变化情况。例如，集合体$st+Bi+H_2O(+Q+Ky+Ms)$同纯H_2O流体相共存，因此，由此集合体所规定的μ_{H_2O}值为最大；集合体$st+Bi(+Q+Ky+M_s)$的含水量较低；集合体$st+Bi+G(+Q+Ky+Ms)$的含水量更低。后一集合体在惯用的AFM投影图上系以4相集合体出现，而且是个缓冲(buffer)μ_{H_2O}的集合体。将相关的矿物共生关系投影至含挥发性组分的平面上，如投影至H_2O-FeO-MgO平面上，是一种形象化地表现矿物集合体对挥发性组分的缓冲作用的好方法。图7-18

表7-4 新老基底间的关系

	蓝晶石 (e_1')	石英 (e_2')	白云母 (e_3')	水 (e_4')	FeO (e_5')	MgO (e_6')
$SiO_2(e_1)$	1	1	6	0	0	0
$Al_2O_3(e_2)$	1	0	3	0	0	0
$FeO(e_3)$	0	0	0	0	1	0
$MgO(e_4)$	0	0	0	0	0	1
$K_2O(e_5)$	0	0	1	0	0	0
$H_2O(e_7)$	0	0	2	1	0	0

$= V^{ox}$

表7-5 变换矩阵 $(V^{ox})^{-1}$

$$
\begin{bmatrix}
0 & 1 & 0 & 0 & -3 & 0 \\
 & -1 & 0 & 0 & -3 & 0 \\
 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 \\
0 & 0 & 0 & 0 & -2 & 1 \\
0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 \\
0 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0
\end{bmatrix}
= (V^{ox})^{-1}
$$

表7-6 泥质岩矿物矩阵(2)

	蓝晶石	石英	白云母	水	铁铝榴石	镁铝榴石	铁云母	金云母	十字石	钾长石	钠长石	钙长石	绿泥石	绿帘石	绿灰石	白云石	硬绿泥石	黄玉石	
蓝晶石(e_1')	1	0	0	0	1	1	−2	−2	1	−2	−2	−2	0	0	4	4	2	2	令 $=M'$
石英(e_2')	0	1	0	0	2	2	2	2	−1	2	3	3	8	8	0	0	0	3	
白云母(e_3')	0	0	1	0	0	0	1	1	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	
水(e_4')	0	0	0	1	0	0	0	0	2	−2	−1	0	8	8	8	8	2	0	
FeO(e_5')	0	0	0	0	3	0	6	0	4	0	0	0	12	0	0	8	2	0	
MgO(e_6')	0	0	0	0	0	3	0	6	0	0	0	0	0	12	8	0	6	2	

表7-7　泥质岩AFM矩阵

	铁铝榴石	镁铝榴石	铁云母	金云母	十字石	钾长石	液a	液b	绿泥石$_1$	绿泥石$_2$	绿泥石$_3$	绿泥石$_4$	黑硬绿泥石	堇青石	
蓝晶石	1	1	−2	−2	2.77	−2	−2	−2	0	0	1.333	1.333	2	2	
FeO	3	0	6	0	1.23	0	0	0	4	0	0	2.667	2	0	$=M^n(Q,Ms,W)$
MgO	0	3	0	6	0	0	0	0	0	4	2.667	0	0	2	

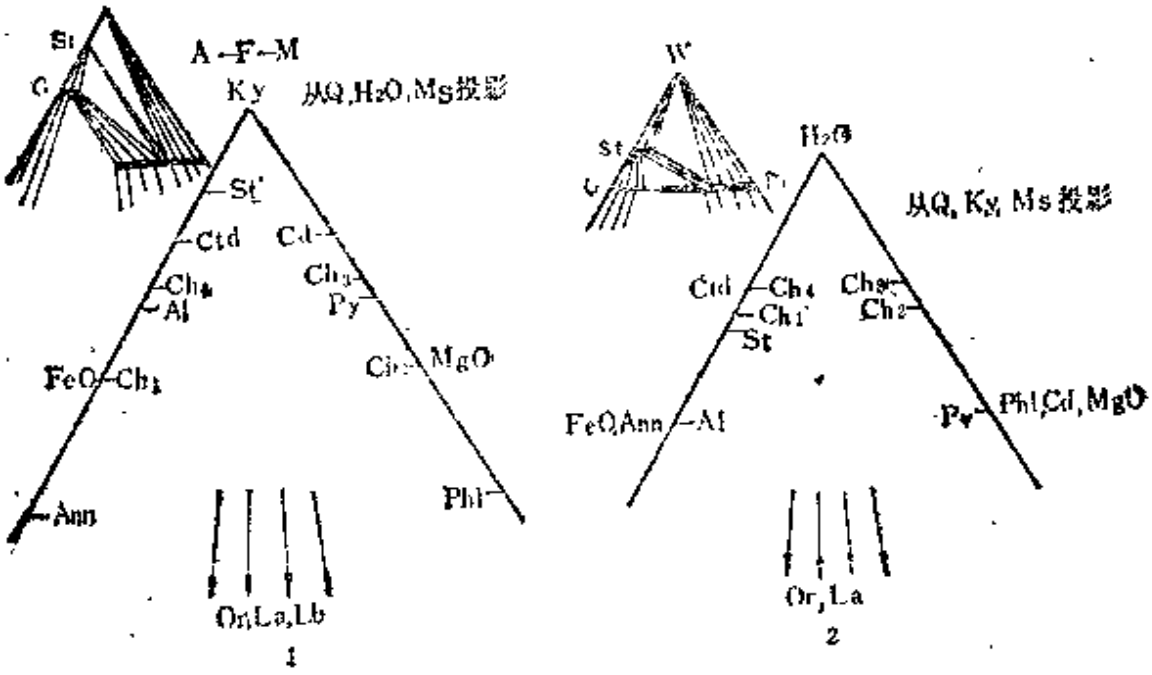


图 7-18　6元泥质岩体系投影图

(据Greenwood, 1975)

1. 汤姆普逊的AFM投影。左上角图代表约 4000巴，700℃ 下可能的拓扑关系。
2. 将模式化的(即去掉若干次要成分后的)泥质岩系从Qtz、Ky、Ms 投影至H_2O-FeO-MgO平面上。在此，H_2O为广度变量，而在A图中H_2O却是个强度变量。左上角图为约4Kb，700℃下可能的拓扑关系。这里Gar-St-Bi集合体同Qtz、Ms和Ky稳定共生，但不与纯H_2O共生。但在 A图中，Gar-St-Bi集合体与H_2O和Ms稳定共生，但不和Ky 稳定共生。

缩写：Ky=蓝晶石，St=十字石，Ctd=硬绿泥石，Cd=堇青石，Ch=成分各异的四种绿泥石，Al=铁铝榴石，Py=镁铝榴石，Ann=铁云母，phl=金云母，Or=钾长石，La和Lb=假想的接近 o_r-Qtz-H_2O "共结" ("*eutectic*")的液相，Bi=黑云母，G=石榴子石，Q=石英，M_s=白云母

-2对任何含Ky(或And、或 $Sill$)+Qtz+Ms 的泥质岩均有效(这里，And=红柱石、$Sill$=矽线石)。

假定我们希望保留FeO和MgO作为投影平面的组成部分，以显示矿物中之Fe/Mg比例，则包括已经讨论过的AFM和W-FeO-MgO图在内，根据上一新基底(Ky、Q、Ms、W、FeO、MgO)

一共可产生四个三组分投影图，即：

投影点	投影平面	
Q、Ms、W，	Ky、FeO、MgO(AFM)；	如图7-18
Q、Ky、Ms，	W、FeO、MgO；	
Ky、Ms、W，	Q、FeO、MgO；	
Ky、Q、W，	Ms、FeO、MgO.	

除已经讨论过的新基底(Ky、Q、Ms、W、FeO、MgO)外，根据矿物组合和可能有的组分，在保留FeO、MgO于基底中的前提下，还可选择其它新基底来描写这一体系(即表 3 中的 M^{ox})。就每组新基底而言，除MgO和FeO外，可选取Ky、Q、Ms、W、Or中的任意 4 种作组分，从而，包括前述的 Ky、Q、Ms、W、FeO、MgO在内，共有 5 组新基底，因为 $C_5^4=5$。又，如上所述，每组新基底产生 4 种不同的投影关系。因此，根据所存在的矿物相是哪些或选取什么组分作广度或强度变度，在此体系中总共可得20个不同的、同等有效的矿物共生关系投影图，每个均具有其特定的限制和共生关系。

类似地，对任何体系都可得其投影关系，只要体系中存在这样的相或组分即可，即：它们的化学位可认为是固定不变的。

闪博(Rumble, 1977)及汤姆普逊 (1976) 等人对泥质岩投影分析也作了详细讨论。

(三) 图解分析的优缺点

与矿物集合体列表分析相比，图解分析的最大优点是它对矿物共生关系提出了一种比较直观的描述，因而易于理解和记忆。更重要的是，一个热力学上合法的投影图解既能将复杂化学体系的相关系表示出来，也能为特定岩石类型的成岩格子提供依据。例如，汤姆普逊(1976)的各种A-K-Na相类型格子、哈尔特(Harte 1975)的泥质岩格子等，都是以矿物相的投影关系为依据

的。

投影分析的最广泛用途是它可检验涉及投影的有关假设是否正确。根据“合法”投影的概念，如果一组样品中投影出的所有矿物相关系都是有规律、有次序的(*regular and systematic*)、即与元素分布不矛盾、联系线不交叉或矿物相空间不重迭，则可得出如下结论：该组集合体中的所有集合体都是在同一P、T和投影组分化学位的条件下的平衡产物。反之，若联系线间出现交叉，则集合体间当有反应关系存在，从而违背上述原理(即P、T、μ中之一或二不等，或全不等)(参考 Albee, 1965; Rumble, 1982; Spear, 1982).

当然，图解分析法虽很有用，但也并非万能，还有其缺点和不足。有许多化学体系是不可能通过投影分析将其维数减少到允许进行图解描绘的。此外，如前所述在图解分析中往往需要忽略或归并某些“额外”组分(*“extra”components*)。这样做的结果，在研究可能发生的反应关系时，有时会得出错误结论。例如图7-19是同一泥质片岩样品中矿物相关系的两种投影，其区别仅在于2图是从金红石投影的，而1图不是。对于同一样品，竟得出不同的反应关系：

由1图有：　　十字石＝蓝晶石＋石榴石。

由2图有：　　十字石＋石榴石＝蓝晶石＋黑云母。

线性代数处理表明：二者中。后者正确，前者错误。这种“不同”，清楚地表明：仅仅忽略从某一个相（在此为金红石）进行投影，就将对有关结论造成很大影响。

---

* 此处，“相”是*facies*的意思，不是*Phase*。变质相(*metamorphic facies*)可理解为使某矿物共生关系稳定的P、T范围。本章其余各处的“相”一词，一般均指*Phase*。

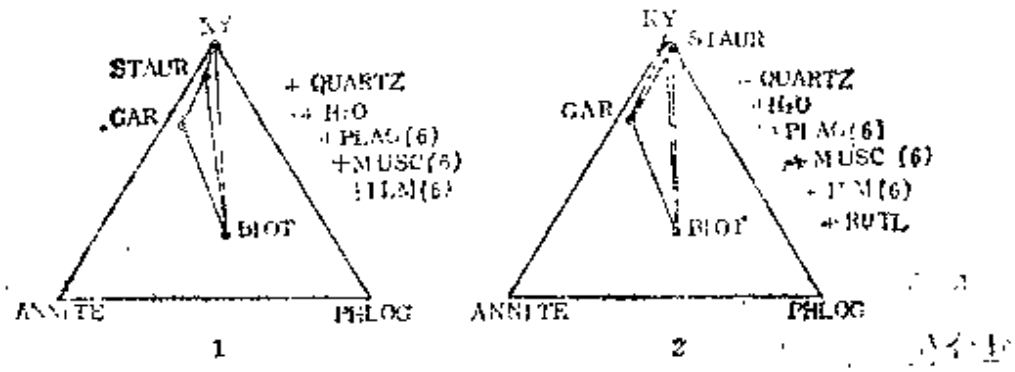


图7-19 加拿大不列颠哥伦比亚省*Penfold Creek*地区泥质片岩中之矿物相关系投影图

(据Fletcher & Greenwood, 1979)

1. 从SiO_2、H_2O、*Plag*、*Musc*、*Ilm*、投影。
2. 从SiO_2、H_2O、*Plag*、*Ilm*、*Rutl*、*Musc*投影。

缩写：*plag*=斜长石，*Ilm*=钛铁矿，*Rutl*=金红石，*Musc*=白云母，*Staur*=十字石，*Biot*=黑云母，*Phlog*=金云母，*Annite*=铁铁云母，*Gar*=石榴石，*Ky*=蓝晶石

八、线性回归模型化法和线性规划法在变质作用分析中的应用

在对真实的矿物岩石体系作矿物共生分析时，往往需要回答这样的问题：①对某岩石体系而言，在至少具有两个自由度的条件下，它是否有可能处于完全的内部平衡状态，并且自达平衡后就未曾发生任何变化？或者说，在其组成矩阵中，是否不存在有效的(*significant*)线性关系？②两种岩石在矿物学上的不同，是由于化学总组成不同而造成，还是由于平衡条件不同所致？或者说，在两种岩石中的每一个相的组成所构成的矩阵中，是否不存在有效的线性关系？两个问题的核心都是要确定体系组分间是否存在线性关系。这可借助于线性回归模型化法(*Linear regression modelling*)和线性规划法(*Linear programming*)的解析计算给予回答。

本节将着重介绍线性回归模型化法及其应用。

（一）组成简并关系及其确定

在第一节中已经指出，吉布斯相律公式中的组分K按下式计算：

$$K=n-R-R'. \tag{4}$$

式中各符号的含义已在第一节中作了解释，其中R是体系中独立的化学平衡关系数目。这里须注意的是“独立的”三字。换言之，仅当体系的组分间不存在线性关系(即不存在组成简并关系)时，由相律公式算出的自由度F才是正确的。

然而，在上述矩阵投影分析中进行坐标轴变换时，在所选择的“新”坐标（新基底、新组分）间有时会出现反应关系（线性关系）。此时，就说这一新坐标系是简并的，所得到的系数矩阵A也就是个奇异矩阵，即A的行列式之值等于零，因而A的逆矩阵不存在。例如，在SiO_2-MgO-FeO-CaO体系中，只有三种辉石组分是线性独立的。若选四种辉石组分En（顽辉石）、Fs（铁辉石）、Di（透辉石）、Hd（钙铁辉石），则有下述系数矩阵：

$$\begin{array}{c} \\ SiO_2 \\ MgO \\ FeO \\ CaO \end{array} \begin{array}{c} \begin{array}{cccc} En & Fs & Di & Hd \end{array} \\ \left[\begin{array}{cccc} 2 & 2 & 2 & 2 \\ 2 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 2 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 & 1 \end{array}\right] \end{array}$$

此矩阵的行列式值为零。这是因为新组分En、Fs、Di、Hd线性相关，即$En+Hd=Fs+Di$。这就是说，欲知一个坐标系中是否存在简并关系，只需计算系数矩阵A的行列式是否为零即可。

对于$n\times n$阶方阵之行列式，可按下式计算其值。

$$\begin{vmatrix} a_{11} & a_{12} & \cdots & a_{1n} \\ a_{21} & a_{22} & \cdots & a_{2n} \\ \cdots\cdots & & & \\ a_{n1} & a_{n2} & \cdots & a_{nn} \end{vmatrix} = \sum (\pm 1) a_{1i_1} a_{2i_2} \cdots a_{ni_n} \quad (22)$$

上式右端的项$a_{1i_1}a_{2i_2}\cdots a_{ni_n}$是由第一行第$i_1$列的数$a_{1i_1}$，第二行第$i_2$列的数$a_{2i_2}$，…第$n$行第$i_n$列的数$a_{ni_n}$所得之乘积。乘积前的符号根据逆序数确定。

若A不是方阵，则可按下述线性代数定理计算：若一个矩阵A是奇异矩阵，则以另一个矩阵与之相乘后所得到的矩阵也是奇异矩阵。这另一个矩阵往往就选择A的转置矩阵A^T。即，如果A是奇异矩阵，则A^TA也是奇异矩阵；反之亦然。由于A^TA显然是个方阵，因而可按式(22)计算其行列式之值，从而可确定A是否是奇异矩阵，即得知新坐标系是否是简并的。

要在电子探针分析误差范围内检验矿物集合体间是否存在组成简并关系，可借助于下面将要介绍的、格林伍德(1968)提出的线性回归模型化法（也见Pigage，1976）。

（二）“额外”组分的处理

如前所述，在进行矿物共生分析时，需要对岩石化学分析结果作简化，即使之“模型化”。也就是说，在“模型化”的岩石体系中，往往对矿物或岩石组成中本来含有的某些化学成分不予考虑。例如，前述的“模型化”泥质片岩的组分为SiO_2-Al_2O_3-FeO-MgO-K_2O-H_2O，但是，CaO、MnO、TiO_2、ZnO、Na_2O等通常也存在于某些矿物相中（Zn存在于十字石中，Mn或Ca存在于石榴石中，Na存在于白云母中，等等），而且其含量值得重视。它们就是所谓的“额外”组分，或叫“杂质”组分。

当然，当额外组分的量多到足以使一个额外矿物相稳定出现时（例如，TiO_2以钛铁矿或金红石相的形式出现，Na_2O以钠云

母或钠长石出现），这个相就可作为“新”坐标轴的一员，因而可在图解法中把它作为投影点，或让它参加化学反应方程配平。但当额外组分自身不足以稳定一个新相时，如何对待它？以数学语言表达，这相当于要从一组 n 维的“老”基底变换到维数比 n 低的“新”基底去，即从高阶空间向低阶空间变换，亦即方程数＞未知数数目。这样的体系叫做超定体系（*overdetermined systems*），所得的变换矩阵叫超定变换矩阵。这种矩阵的奇异性检验问题亦如前边讨论。

关于超定变换的处理，通常有三种办法：

1. 将额外组分完全忽略。这相当于从该额外组分投影。

2. 将该额外组分与其它组分（尤其是与结晶化学特性相近的组分）归并在一起。例如，将MnO与FeO归并，Fe_2O_3同Al_2O_3归并。

3. 用最小二乘方逼近方法（即线性回归模型化法）使测得的矿物组成模型化。在处理由高阶空间线性变换至低阶空间问题时，最小二乘方法可以给出其解。这种解是一个完全包含在低阶空间中的“模型化”组成。例如，某三元系 (1-2-3) 中含有某矿物Y，现欲将Y变换至二元的“新”坐标系F_1-F_2中去（F_1、F_2可以是端元组分），或者说欲配平化学反应 $F_1+F_2=Y$（图 7-20）。要完成这种变换，须设法降低此空间的维数。在图7-20中，矿物Y位于F_1、F_2连线之外，它是欲被反映的矿物，其最小二乘方模型为Y^*。Y^*是最靠近Y而又位于F_1-F_2线上的点，由它所确立的剩余向量R为最短剩余向量。R为Y^*与Y的误差：

$$R=Y-Y^*. \tag{23}$$

显然，F_1-Y^*-Y角必须等于90°。

上述三种处理额外组分的方法所造成的影响，可由图7-21看出。在此例中，“模型化”体系由组分1和2构成，“额外”组分为3。从矿物A中弃去组分3，相当于从组分 3 投影，结果为 A_1。

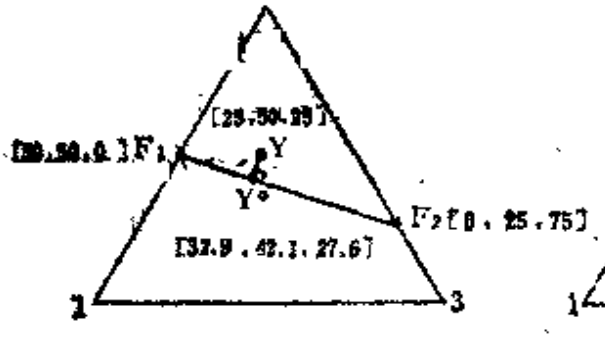


图7-20　含Y、F_1、F_2三个相的三元系图解

（据格林伍德，1968）

图中已表示出方程$X_1 \cdot F_1 + X_2 \cdot F_2 = Y$的最小二乘方解$Y^*$

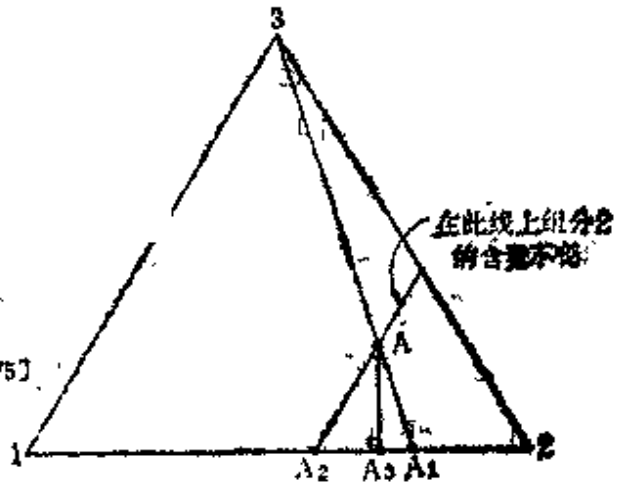


图7-21　3元系组成三角形示意图

该图表示出从矿物A中以三种不同方式去掉额外组分3所造成的影响

显然，在此情况下，1、2两组分在A_1和A中的比例是相同的。将组分3与另一组分（如组分1）归并，将不会改变其它组分的绝对量，故有结果A_2。如此处理使1、2两组分的原始比例遭到破坏，但从结晶化学角度看，这样处理似乎颇有道理。点A_3是最小二乘方解，就其绝对量而言，它最靠近A，因为它是经过A向1-2连线作垂线所得之垂足。随着组分3在A相中的含量增加，A_1、A_2、A_3之差别将增大。

遗憾的是，在处理“额外”组分方面，目前还没有“正确”方法可供采用。

（三）　线性回归模型化

线性回归模型化，或叫线性回归分析，即最小二乘方回归分析。最小二乘方模型组成被定义为：低阶空间中与真实矿物组成最靠近的那个组成。即联结模型组成(Y^*)点和真实矿物组成(Y)点的剩余向量R的长度最小，如图7-20所示。最小二乘方解正是

要使ΣR_i^2最小。这里ΣR_i^2为残差(*residual*)Ri的平方和（参见附录四）。

1.基本原理 图7-20是一个含三种矿物F_1、F_2和Y的三元系图解，三种矿物的组成已在方括号中给出。现欲将反应方程$X_1F_1+X_2F_2=Y$配平。这相当于欲将矿物Y变换至新坐标系F_1、F_2中去。此处，矿物F_1、F_2即是模型的基底（统计学上叫独立变量），Y是欲被模型化的矿物（或叫因变量）。由于Y并不落在F_1-F_2连线上，故不可能精确求解，只能有其最小二乘方解，即模型化组成Y^*。如前所述，从图解角度讲，通过Y向F_1-F_2线作垂线，垂足即为Y^*。

从数学角度看，注意到式(23)，有：

$$X_1F_1+X_2F_2+R=Y. \tag{24a}$$

$$\begin{cases} X_1\cdot 50+X_2\cdot 0+R_1=25, \\ X_1\cdot 50+X_2\cdot 25+R_2=50, \\ X_1\cdot 0+X_2\cdot 70+R_3=25. \end{cases} \tag{24b}$$

或以矩阵符号表示为：

$$\begin{bmatrix} 50 & 0 \\ 50 & 25 \\ 0 & 70 \end{bmatrix}\cdot\begin{bmatrix} x_1 \\ x_2 \end{bmatrix}+\begin{bmatrix} R_1 \\ R_2 \\ R_3 \end{bmatrix}=\begin{bmatrix} 25 \\ 50 \\ 25 \end{bmatrix} \tag{24c}$$

$$A\cdot X+R=Y. \tag{24d}$$

(24*d*)式之最小二乘方解（参见附录四证明）为：

$$X=(A^T\cdot A)^{-1}A^T\cdot Y. \tag{25}$$

式中，A^T是A的转置矩阵。将(25)式应用于此例，得：$X=(0.658,\ 0.368)$，进而算得$Y^*=A\cdot X=(32.9,\ 42.1,\ 27.6)$，剩余向量$R=(-7.9,\ 7.9,\ -2.6)$（此结果与格林伍德，1968的略有出入）。

上述讨论未曾涉及矿物F_1、F_2、Y的分析误差。假定矿物Y的组成误差以误差向量(*error vectors*)E_Y表示，$E_Y=(e_1, e_2, \cdots e_i)$。此处，$e_i$是误差向量$E_Y$的元素，系我们对向量$Y$中第$i$个元素（即组分$i$）作化学成分分析时产生的标准分析误差。类似地，对矿物F_1、F_2分别有E_{F1}、E_{F2}。因而对模型化组成Y^*也存在一定误差。这些误差可合并成一个单一的误差向量E：

$$E=E_Y+X_1E_{F1}+X_2\cdot E_{F2}。 \qquad (26)$$

式中X为最小二乘方解，即关于F_1和F_2的误差已经通过X作了加权。E代表测量中与Y和Y^*相关的总误差，并可直接与R相比较。E将确定出一个环绕Y(或Y^*)的误差椭圆面(*anerror ellipsoid*)（图7-22)。计算向量R的长度和该椭圆在R方向上的大小并将二者直接比较，即可确定Y^*是否落入误差椭圆范围内（在图7-22中，模型Y^*位于椭圆之外），由此估价Y^*作为Y的统计模型之质量优劣。显然Y^*的质量与Y、F_1、F_2的测量误差有关。

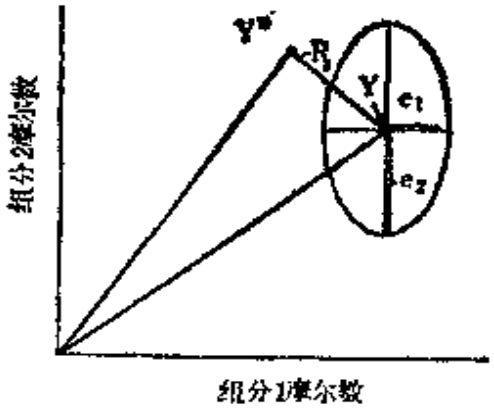


图7-22 最小二乘方解在笛卡尔坐标中的图解表示

Y^*为模型组成，Y为真实矿物组成，R为残余向量，误差椭圆由误差向量E确定

格林伍德(1968)采用略为不同的方法估计Y^*的质量优劣。他以两个2维的误差圆（或n-维的超球面(*hypersphere*)）作图解表示。一个环绕Y，其半径$r_1=(\Sigma e_i^2)^{1/2}$；另一个环绕Y^*，其半径$r_2=(\Sigma e_i^2)^{1/2}$(图7-23)。

若欲对此命题作更深入讨论，尚需考虑对最小二乘方解X适当加权和施加若干限制（参阅Reid et al.,1973; Pigage 1982, Le Maitre, 1979等人的有关论述）。

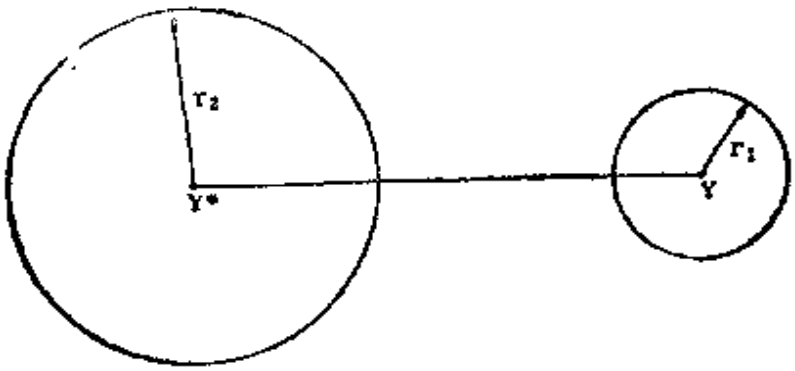


图7-23 矿物相组成线性回归分析中闭包误差 (*Closure error*, 参见表9注解中之定义)的图解表示。
图中两个误差圆不相交，表明所研究之矿物组合间不存在有效的线性关系

2. 线性回归模型化法在岩石学中的应用 线性回归模型化方法在变质岩石学中已经有了许多重要应用，特别是用于配平化学反应方程、确定矿物集合体间的组成重迭（即所谓n-维联系线问题。由此确定不同变质级别的矿物集合体与体系总组成和 P、T 条件的关系。参见下例）、确定矿物集合体的真正自由度 (Pigage, 1982; Spear, 1982)等。还可在实验相平衡中用以从反应方向逆转实验结果导出矿物热力学数据。

格林伍德(1967, 1968)对n-维组成空间中联系线是否交叉的问题作了详细讨论，并根据线性回归模型化和线性规划法提出了解决这类问题的具体解析方法。他的论点的实质在于：如果两个集合体间的联系线发生交叉（或n-维相空间相交），则这两个集合体间必存在一种反应关系：

$$X_1A_1+X_2A_2+X_3A_3=Y_1B_1+Y_2B_2+Y_3B_3.$$

式中，矿物 A_1、A_2、A_3 和 B_1、B_2、B_3 分别属于这两个不同的集合体。上式也可表达为：

$$Z_1A_1+Z_2A_2+Z_3A_3+Z_4B_2+Z_5B_3=B_1.$$

式中，系数 Z_1、Z_2、Z_3 为正值，Z_4、Z_5 为负值。这是一个形式为

$A \cdot X = Y$ 的质量平衡方程，可以直接用上述最小二乘法求解。求解得到的模型化组成 Y^*，可被用来直接同 Y 作比较，以确定二者之差（即 R）是否落在由电子微探针分析估算的误差范围之内。

3. 纽约州 *Adirondacks* 西北部地区岩石变质作用分析

格林伍德 (1967,1968) 先后用线性规划法和线性回归模型化法，对恩杰尔(1962a,1962b)关于纽约州 *Adirondacks* 西北部地区的角闪岩相过渡到麻粒岩相的有关数据作了分析。

该区两种岩石 $AE415$ 和 $AC104$ 中九个矿物相的数据已在表 7-8 中列出。标本 $AE415$ 是 *Emeryville* 地区的角闪岩，含 $HB1$、$Q12$、$IL12$、$PL1$、$H2012$。标本 $AC104$ 为 *Colton* 地区的麻粒岩，含 $Q12$、$IL12$、$PL2$、$HB2$、$OP2$、$CP2$、$H2012$。(HB=普通角闪石、Q=石英、IL=钛铁矿、PL=斜长石、$H20$=水、OP=正辉石、CP=斜辉石。矿物符号后边的数字：1表示此矿物仅含在 $AE415$ 中，2表示仅含在 $AC104$ 中，12表示两标本均含)。

格林伍德将两种岩石中的各矿物相作了不同的线性组合，并运用上述回归方法求算 $AE415$ 中普通角闪石 $HB1$ 的模型化结果。这些不同结合及其计算结果已分别列在表 7-9、表 7-10、表 7-11 和表 7-12 中，其相应关系图解分别如图 7-24-1、-2、-3、-4 所示。

对于表 7-9 和图 7-24-1，系以 $Q12$、$PL2$、$HB2$、$OP2$、H_2O（假设两种岩石均含水）作线性结合。虽然正如在所有这类回归模型计算中一样，我们总是可以得出一个模型，但在此情况下，根据各矿物的组成可以确信：由此回归方程无法很好地计算出普通角闪石 $HB1$ 的组成。或者说此模型不能作为实际的普通角闪石的模型。这可由图 7-24-1 清楚看出。图中由于闭包误差很大 (CLL=0.909)，所以两个误差圆远不能重迭。这表明所考虑的

表 7-8　回归分析中所用的、Adirondacks 西北部地区两种岩石的矿物分析数据

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	HB1	Q12	IL12	PL1	PL2	HB2	OP2	CP2	H2012
1 SiO_2	41.38±.30	100.00±.0	0. ±.0	55.38±.30	53.35±.30	41.73±.30	50.28±.30	50.32±.30	0 ±.0
2 TiO_2	1.32±.02	0. ±.0	52.02±.02	0.02±.02	0.01±.02	2.24±.02	0.32±.02	0.38±.02	0 ±.0
3 Al_2O_3	12.68±.30	0. ±.0	0. ±.0	28.49±.30	29.42±.30	12.34±.30	2.25±.30	2.56±.30	0 ±.0
4 Fe_2O_3	5.55±.20	0. ±.0	0. ±.05	0.19±.05	0.36±.05	3.94±.20	1.44±.20	1.72±.20	0 ±.0
5 FeO	13.91±.10	0. ±.0	44.82±.10	0. ±.05	0. ±.05	14.19±.10	26.75±.10	10.62±.10	0 ±.0
6 MnO	0.30±.08	0. ±.0	1.34±.08	0. ±.05	0. ±.05	0.15±.08	0.73±.08	0.29±.08	0 ±.0
7 MgO	8.57±.08	0. ±.0	1.10±.08	0.03±.05	0.06±.05	9.54±.08	15.67±.08	11.53±.08	0 ±.0
8 CaO	11.71±.20	0. ±.0	0. ±.0	10.04±.20	11.99±.20	11.50±.20	1.98±.20	21.16±.20	0 ±.0
9 Na_2O	1.35±.08	0. ±.0	0. ±.0	5.55±.08	4.57±.08	1.28±.08	0.17±.08	0.50±.08	0 ±.0
10 K_2O	1.05±.20	0. ±.0	0. ±.0	0.34±.20	0.20±.20	1.69±.20	0.07±.20	0.04±.20	0 ±.0
11 H_2O	1.89±.15	0. ±.0	0. ±.0	0. ±.0	0. ±.0	1.50±.15	0.0 ±.05	0. ±.05	100.00±.0

（据格林伍德，1968）

表 7-9　角闪石回归分析表

Y (HB)	Y* (HB)★	Y-Y* RESID	算出之模型和基底	误差向量的长度
41.38	41.38	0.00	+0.0022Q12	REL 1.6894
1.32	2.30	−0.98	+0.0006PL2	EDL 0.693
12.68	12.65	.03	+1.0345HB2	EML 0.591
5.55	4.02	1.53	−0.0407OP2	CLL 0.909
13.91	13.59	0.32	+0.0034H20	
0.30	0.13	0.17		
8.57	8.23	−0.66		
11.71	11.82	−0.11		
1.35	1.32	0.03	基底由 5 相构成	
1.05	1.75	−0.70		
1.89	1.89	0.00		

HB1+(0.0407 OP2)= .0022Q+ .0006 PL2+1.0345 HB2+ .003 H20

(据格林伍德，1968)

注：Y=因变量；Y*=因变量的模型；RESID=残差；
REL=联结 Y 和 Y* 的向量之长度=最小化后之数量；EDL=与 Y 相关的误差圆之半径；EML=与 Y* 相关的误差圆之半径；CLL=闭包误差=REL−EDL−EML

表 7-10　角闪石回归分析表

Y (HB)	Y* (HB)★	Y-Y* RESID	算出之模型和基底	误差向量的长度
41.38	41.38	0.00	−0.0045 Q12	REL 1.9799
1.32	1.71	−0.39	−0.0126 IL12	EDL 5934
12.68	12.61	0.07	+0.0521 PL1	EML 1.1846
5.55	4.12	1.43	−0.0635 PL2	CLL 0.2019
13.91	13.44	0.47	+1.0636 HB2	
0.30	0.11	0.19	−0.0406 OP2	
8.57	9.49	−0.92	+0.0029 H20	
11.71	11.91	−0.20		
1.35	1.35	0.00	基底由 7 相构成	
1.05	1.80	−0.75		
1.89	1.89	0.00		

HB1+.0045 Q+.0126 IL(+0.635 PL2+.0406 OP2)=
(0.0521 PL1)+1.0636 HB2+0.0029 H20

(据格林伍德，1968)

表 7-11　角闪石回归分析表

Y HB_1	Y* HB_1★	Y-Y* RESID	计算出之模型和基底	误差向量的长度
41.38	41.38	0.00	+0.0255 Q12	REL 1.8851
1.32	1.48	−0.16	−0.0173 IL12	EDL 0.59 4
12.66	12.88	−0.20	−0.5047 PL1	EML 1.1946
5.55	4.20	1.35	−0.4822 PL2	CLL 0.1074
13.91	13.71	0.20	+1.0794 HB2	
0.30	0.12	0.18	−0.0786 CP2	
8.57	9.39	−0.82	0.0027 H_2O	
11.71	11.46	−0.25	基底由 7 相构成	
1.35	0.75	−0.60		
1.05	1.75	−0.70		
1.89	1.89	0.00		

HB_1+.0173 IL_{12}+.5047 PL_1+(.0786 CP_2)=
0.0255 Q12+.4822 PL_2+1.0794 HB_2+.0027 H_2O

(据格林伍德，1968)

表 7-12　角闪石回归分析表

Y HB1	Y* HB_1★	Y-Y* RESID	计算出之模型和基底	误差向量的长度
41.38	41.38	0.00	+0.0385 Q12	REL 1.7588
1.32	1.68	−0.36	−0.0208 IL_{12}	EDL 0.5934
12.66	12.62	−0.14	−0.2879 PL_1	EML 1.1103
5.55	4.68	0.87	+0.2021 PL_2	CLL 0.0551
13.91	18.48	0.43	+1.2655 HB_2	
0.30	0.06	0.24	−0.0879 OP_2	
8.57	9.38	−0.81	−0.1121 CP_2	
11.71	11.54	0.17	+0.0000 H_2O	
1.35	0.87	0.48	基底由 8 相构成	
1.05	2.07	−1.02		
1.89	1.89	0.00		

HB_1+.0208 IL_{12}+.2879 PL_1+(.0879 OP_2+.1121 CP_2)=
.0385 Q12+.2021 PL_2+1.2655 HB_2

(据格林伍德，1968)

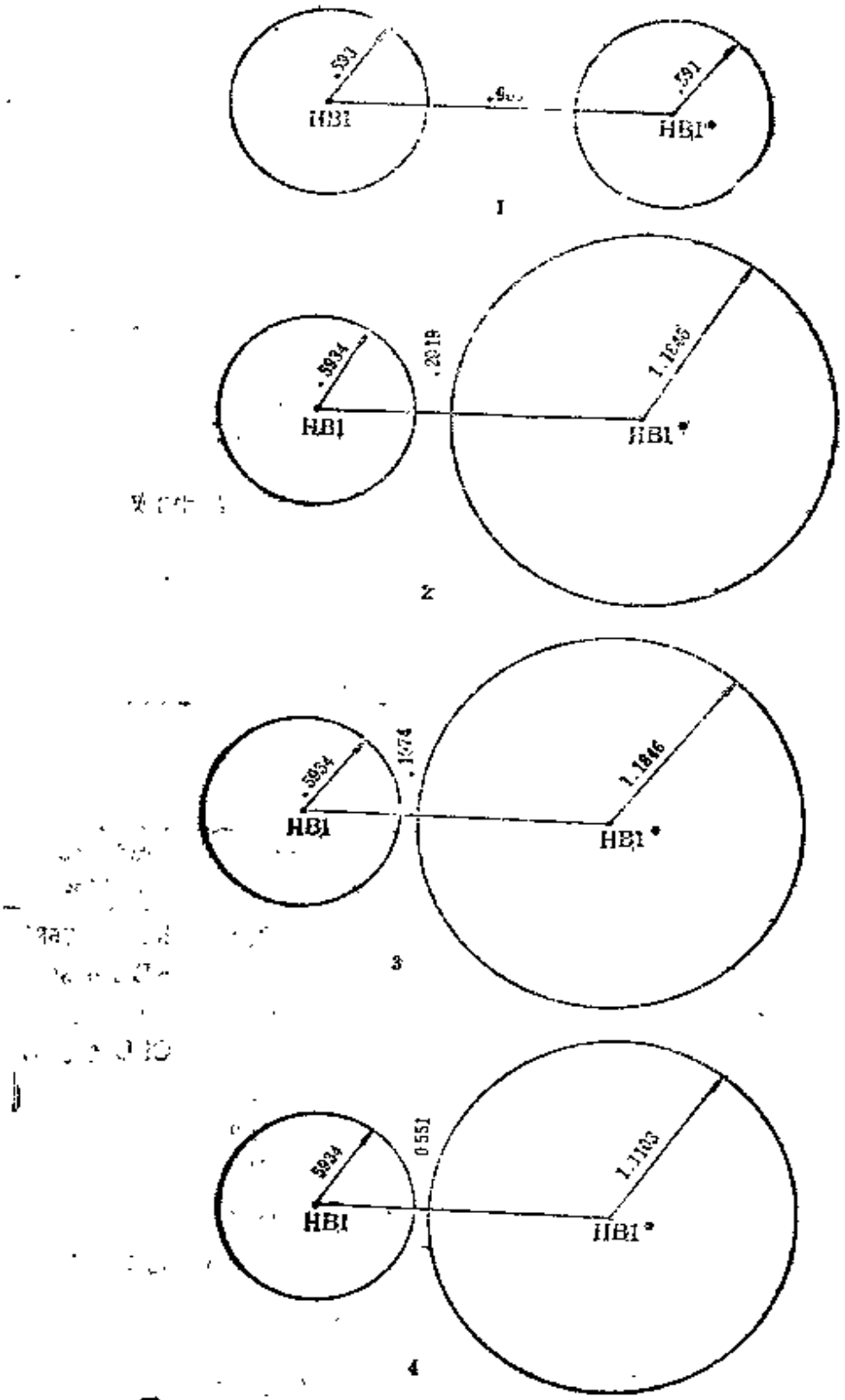


图 7-24　纽约州 Adirondack 西北部地区两种岩石（*AE*416 和*AC*104）线性回归模型化分析的四个例子。

参见正文说明及表 7-9、10、11、12 中的相关数据（据格林伍德，1988）。

这 6 个相间不存在有效的线性关系。

对表 7-10 和图 24-2，模型的基底中的矿物数增加到 7，即只有 $AC104$ 中之 $CP2$ 不在考虑之列。在此情况下，虽然此模型很接近于有效，其闭包误差比最小误差圆的半径还小，但两个误差圆仍不能重迭。在表 7-11 和图 7-24-3 所涉及的计算中，让 $CP2$ 参加运算，但不包括 $OP2$，模型结果又有所改善，但与表 7-9、表 7-10 的结果相较并无本质不同。即是说，虽然所涉及的矿物已达 8 个，其间仍不存在有效的线性关系。

最后，将两种岩石中的所有矿物都用于模型 $HB1$ 的计算，结果如表7-12 和图7-24-4 所示。此时，闭包误差进一步缩小，但两个误差圆仍不重叠。

根据上述计算，格林伍德得出如次结论：Emmeryville 地区角闪岩相矿物集合体（岩石 $AE415$）同 Colton 地区麻粒岩相矿物集合体（岩石 $AC104$）间不存在有效的线性关系，或者说，不可能通过简单的质量平衡方程将它们联系在一起。这一结论与格林伍德(1967)用线性规划法分析这两种岩石的有关数据所得之结论本质上是一致的。这两个地区矿物集合体的不同，必然是由于岩石总化学组成不同所造成，而不是单纯地由于结晶条件 (P,T) 不同所致。换言之，至少对于格林伍德分析过的标本而言，不能将该地区的变质作用认为是等化学的，即化学成分上无变化的。(*isochemical*)。

关于线性回归分析在变质岩石学中的应用，尚可参考其他有关文献 (Pigage, 1976、1982; Fletcher, 1971; Fletcher and Greenwood, 1979; Laird 1980 等)。

最后需要指出的是，在线性回归分析中，为要导出全岩反应 (*a whole-rock reaction*)，必须确定参加该反应的所有各相的组成。但是，实际使用的相组成往往总是岩石的边缘组成 (*rim composition*)，而这未必能代表参加反应的各相的组成。因此，结

构分析和矿物分带研究是必不可少的，以确保回归分析推断出的反应与观察到的矿物生长顺序一致。此外，皮格奇(Pigage，1976、1982)指出，在估价回归分析导出的反应之有效性方面，也存在一定困难，特别在涉及次要组分时，困难更大。

附录一 矩 阵 方 程 A·X=Y的求解

对于一个线性方程组，可有多种求解方法。常用的方法有矩阵反演法、高斯(Gauss)变换法、克莱梅尔(Cramer)法则、柯尔任斯基(Коржинский)法。

矩阵反演法 根据矩阵反演法，矩阵方程

$$A\cdot X=Y, \qquad (A\text{-}1)$$

的解为：

$$X=A^{-1}Y. \qquad (A\text{-}2)$$

式中，A^{-1} 是系数矩阵 A 的逆矩阵（详见附录三之例证）。当然，A 须为非奇异矩阵，方有其逆矩阵。

高斯变换 此法的核心是通过一系列初等变换将系数矩阵 A 变为上三角阵（即，其主对角线以下的元素全为零），然后用回代法求解。

克莱梅尔规则 该法利用这样一个特性：即解向量 X 中的第 i 个元素 Xi，等于以 Y 向量取代系数矩阵 A 中的第 i 列元素后所得的系数矩阵之行列式，除以系数矩阵 A 之行列式（参见上海交大《线性代数》，1980）

例如，对于方程组 $x_1\cdot\alpha+x_2\cdot\beta+x_3\cdot\gamma=Y$，若设

$$D=\begin{vmatrix}\alpha_1 & \beta_1 & \gamma_1\\ \alpha_2 & \beta_2 & \gamma_2\\ \alpha_3 & \beta_3 & \gamma_3\end{vmatrix},$$

则有：

$$\frac{\begin{vmatrix} y_1 & \beta_1 & \gamma_1 \\ y_2 & \beta_2 & \gamma_2 \\ y_3 & \beta_3 & \gamma_3 \end{vmatrix}}{D}\cdot\alpha+\frac{\begin{vmatrix} \alpha_1 & y_1 & \gamma_1 \\ \alpha_2 & y_2 & \gamma_2 \\ \alpha_3 & y_3 & \gamma_3 \end{vmatrix}}{D}\cdot\beta+\frac{\begin{vmatrix} \alpha_1 & \beta_1 & y_1 \\ \alpha_2 & \beta_2 & y_2 \\ \alpha_3 & \beta_3 & y_3 \end{vmatrix}}{D}\cdot\gamma=Y \qquad (A\text{-}3)$$

式中 α、β、γ、Y 分别为 4 个矿物，α_i、β_i、γ_i、y_i 分别为上述四个矿物在老基底中的坐标。

柯尔任斯基法 此法是专为配平化学反应方程而设计的。它与克莱梅尔法则非常相似，唯一不同点是本法以系数矩阵 A 的行列式 D 遍乘整个方程。例如，上例之解，(A-3)式，在此变为：

$$\begin{vmatrix} y_1 & \beta_1 & \gamma_1 \\ y_2 & \beta_2 & \gamma_2 \\ y_3 & \beta_3 & \gamma_3 \end{vmatrix}\cdot\alpha+\begin{vmatrix} \alpha_1 & y_1 & \gamma_1 \\ \alpha_2 & y_2 & \gamma_2 \\ \alpha_3 & y_3 & \gamma_3 \end{vmatrix}\cdot\beta+\begin{vmatrix} \alpha_1 & \beta_1 & y_1 \\ \alpha_2 & \beta_2 & y_2 \\ \alpha_3 & \beta_3 & y_3 \end{vmatrix}\cdot\gamma=D\cdot Y \qquad (A\text{-}4a)$$

或改写为：

$$\begin{vmatrix} \alpha & \beta & \gamma & y \\ \alpha_1 & \beta_1 & \gamma_1 & y_1 \\ \alpha_2 & \beta_2 & \gamma_2 & y_2 \\ \alpha_3 & \beta_3 & \gamma_3 & y_3 \end{vmatrix}=\begin{vmatrix} \alpha & \alpha_1 & \alpha_2 & \alpha_3 \\ \beta & \beta_1 & \beta_2 & \beta_3 \\ r & \gamma_1 & \gamma_2 & r_3 \\ y & y_1 & y_2 & y_3 \end{vmatrix}=0. \qquad (A\text{-}4b)$$

即是说，根据矿物 α、β、γ、y 在老基底中的坐标 α_i、β_i、γ_i、y_i，写出一个与(A-4b)式的行列式相应的矩阵和(A-4b)式，然后按行列式性质将(A-4b)式展开为(A-4a)，并计算出其中各行列式之值，即可得 α、β、γ 与 Y 间的线性关系式——一个配平了反应系数的化学反应方程式。

以上几种求解矩阵方程的方法各有其长处。高斯变换法的长处是简单明了，适于手算。对于简单体系或其系数矩阵中含许多

○元素的体系，使用克莱梅尔法则和柯尔任斯基法求解则相当简单。但是，若需将大量矿物变换至新坐标系中去（如本章正文中6元泥质岩投影分析一例），则矩阵反演法特别有用，因为此法便于电算。

值得特别一提的是，柯尔任斯基法的优点之一在于它适用于简并体系。此时，由于系数矩阵为零，其它方法均不适用，唯使用本法方才能求解。

附录三、线性代数在配平化学反应方程式方面的应用

关于矿物化学反应方程的配平，实际上可归结为：在一个 n 组分 n 个矿物相(α、β、…γ)的体系中，这些矿物需作何线性组合才能生成矿物 Y？用数学语言表达，即需求下述方程式之解(X)：

$$x_1\cdot\alpha+x_2\cdot\beta+\cdots x_n\gamma=Y。\qquad(A5)$$

此问题的实质是要将矿物 Y 变换为以新坐标系 α、β、γ 表示，所求得的新坐标向量之系数(x)便是该化学反应的反应系数。当然，由正文讨论可知，(A-5)式是符合相律要求的，即在一个 n 组分的体系中，若无简并现象存在，则在一个平衡化学反应中一般需涉及 $n+1$ 相（例如在第六节例中，$k_i=3$，每一单变反应涉及 $3+1=4$相）。

现举一例说明。图 A-1 中 AFM 图上有一对联系线发生交叉，故有反应：

$$Gar+Chl+Mus\rightleftharpoons Ky+Biot+Qtz+H_2O。$$

各矿物相的化学组成如下：

Gar（石榴石）：$(Fe_2Mg_1)Al_2Si_3O_{12}$；

Chl（绿泥石）：$(Fe_2Mg_7)Al_6Si_8O_{20}(OH)_{16}$；

Biot（黑云母）：$K_2(Fe_6Mg_8)Al_2Si_6O_{20}(OH)_4$。

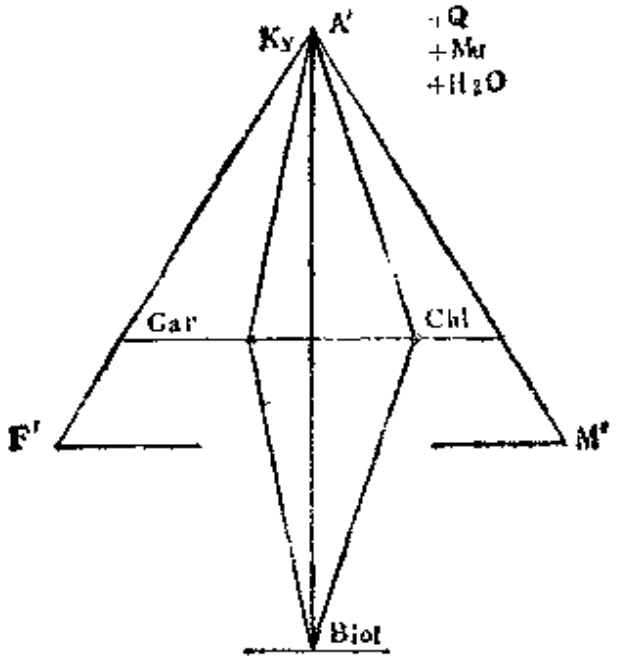


图 A-1

表明Ky(蓝晶石)，$Biot$(黑云母)、Chl(绿泥石)、Gar(石榴石)矿物相间关系的 AFM 图

(据 Spear et al. 1982)

Mu（白云母）：$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$；

Ky（蓝晶石）：$AlSiO_5$；

Qtz（石英）：SiO_2。

要平衡上一化学反应，实际上等于要回答这个问题：即此反应式中涉及的 7 种物质（6 个矿物，外加H_2O）中的任意 6 种（如Q、Mu、Ky、Chl、Gar、H_2O)需怎样线性组合才能生成剩下的那种物质（如 $Biot$）？此问题可表达为：

$$x_1\cdot Q+x_2\cdot Mu+x_3\cdot Ky+x_4\cdot Chl+x_5\cdot Gar+x_6\cdot H_2O=Biot.$$

$$SiO_2 \quad x_1\cdot 1+x_2\cdot 3+x_3\cdot 1+x_4\cdot 5+x_5\cdot 3+x_6\cdot 0=6.0;$$

$$AlO_{3/2} \quad x_1\cdot 0+x_2\cdot 3+x_3\cdot 2+x_4\cdot 6+x_5\cdot 2+x_6\cdot 0=2.0;$$

$$FeO \quad x_1\cdot 0+x_2\cdot 0+x_3\cdot 0+x_4\cdot 2+x_5\cdot 2+x_6\cdot 0=3.0;$$

$$MgO \quad x_1\cdot 0+x_2\cdot 0+x_3\cdot 0+x_4\cdot 7+x_5\cdot 1+x_6\cdot 0=3.0;$$

$KO_{1/2}$　　$x_1\cdot 0+x_2\cdot 1+x_3\cdot 0+x_4\cdot 0+x_5\cdot 0+x_6\cdot 0=2.0$;

H_2O　　$x_1\cdot 0+x_2\cdot 1+x_3\cdot 0+x_4\cdot 8+x_5\cdot 0+x_6\cdot 1=2.0$。

或以矩阵符号表达为：

$$\begin{bmatrix} 1 & 3 & 1 & 5 & 3 & 0 \\ 0 & 3 & 2 & 6 & 2 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 2 & 2 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 7 & 1 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 8 & 0 & 1 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} x_1 \\ x_2 \\ x_3 \\ x_4 \\ x_5 \\ x_6 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 6.0 \\ 2.0 \\ 3.0 \\ 3.0 \\ 2.0 \\ 2.0 \end{bmatrix}. \qquad (A\text{-}6)$$

解(A-6)，得：

$$1.25Gar+0.25Chl+2.0Mu=1.0Biot+1.0Ky$$
$$+1.0Q+2.0H_2O.$$

上例是一种最普遍的情况，即方程数目＝未知数数目。当方程数目≫未知数数目时，须采用第八节介绍的最小二乘法求解。

附录三　矩阵关系$\mathbf{M^v=(V^{ox})^{-1}M^{ox}}$的求证。

如正文所述：①令 M^{ox} 代表以氧化物为基底写成的泥质岩矿物组成矩阵，如表 5-3 所示。此组基底$SiO_2(e_1)$、$Ai_2O_3(e_2)$、$FeO(e_3)$、$MgO(e_4)$、$K_2O(e_5)$、$H_2O(e_6)$叫老基底。②另选一组新基底$Ky(e'_1)$、$Qtz(e'_2)$、$Ms(e'_3)$、$W(e'_4)$、$FeO(e'_5)$、$MgO(e'_6)$。③以老基底 e_1、e_2、e_3、e_4、e_5、e_6 写成的新基底矩阵则令为 V^{ox}，如表 5-4 所示；④令 M^v 代表上述泥质岩矿物在新基底下的组成矩阵。

设 Y 代表泥质岩矿物组合，则以上述两组基底表示此矿物组合时，有：

$$Y=eM^{ox}, \qquad (A\text{-}7)$$

和

$$Y=e'M^{v}。 \tag{A-8}$$

由(A-7)、(A-8)二式，有：

$$e'M^{v}=eM^{oz}。 \tag{A-9}$$

同时，若以老基底 e 表示新基底 e'，则有：

$$e'=eV^{oz}。 \tag{A-10}$$

将(A-10)代入(A-9)，再在等式两端同时左乘$(V^{oz})^{-1}$，得：

$$eV^{oz}M^{v}=eM^{oz}$$

$$(V^{oz})^{-1}(V^{oz})M^{v}=(V^{oz})^{-1}M^{oz}。 \tag{A-11}$$

因$(V^{oz})^{-1}(V^{oz})=E$（单位矩阵），所以得：

$$M^{v}=(V^{oz})^{-1}M^{oz}。 \tag{A-12}$$

(A-12)式即正文中的(21)式。

录附四　$\mathbf{X=(A^{T}A)^{-1}A^{T}Y}$的求证

如图 5-20，若 Y 正好落在 F_1、F_2 连线上，则有：

$$Y=A\cdot X。$$

式中，A 代表矿物 F_1、F_2 在老基底(1-2-3)中的坐标，X 为 Y 在新基底 F_1、F_2 中的坐标。

由于矿物 Y 并不正好落在矿物 F_1、F_2 的连线上，而是存在一定误差 R，故有：

$$Y=AX+R。 \tag{A-13}$$

上式两端先后左乘A的转置矩阵A^{T}和$(A^{T}\cdot A)$的逆矩阵$(A^{T}A)^{-1}$，得：

$$(A^{T}A)^{-1}A^{T}Y=X+(A^{T}A)^{-1}A^{T}R,$$

即

$$X=(A^{T}A)^{-1}A^{T}Y-(A^{T}A)^{-1}A^{T}R。 \tag{A-14}$$

由(A-13)式知，若 R 愈小，则矿物模型愈接近真实值。故当使 R 成为最小($R\to 0$)时，由(A-14)式有：

$$X=(A^TA)^{-1}A^TY。 \qquad (A\text{-}15)$$

(A-15)式之 X 便是使 R 最小时的 X 值。此即正文中的(25)式。由于 R 的长度为$|R|$，且

$$|R|=\left(\sum_{i=1}^{n}R_i^2\right)^{1/2}。 \qquad (A\text{-}16)$$

所以，在使$|R|$成为最小的过程中，已将残差 R_i 的平方和最小化了，即，使模型 Y^* 尽可能地趋近 Y 了。这样，在给定基底 F_i 的条件下，X就成了Y的最小二乘方估计量(*the least-square estimator*)。

第八章

角闪石成因矿物族

一、成因矿物族概念

矿物分类是根据矿物的共同性和差异性，把矿物划分为具有一定从属关系的不同级次的体系。现代的矿物晶体化学分类十分严谨，它以矿物成分结构为基础，但未充分考虑矿物成因这一重要因素。它继承了过去描述矿物学的传统，把不同成因的同种矿物的属性混同起来，不利于在岩石矿床成因研究和找矿勘探中直接加以应用，故有必要进一步研究建立矿物成因分类。

成因矿物族是以矿物晶体化学分类为基础的同族矿物的成因分类体系。在我国最早提出成因矿物族(*Genetic mineral groups*)这一术语并对一些主要造岩矿物开展成因矿物族的系统研究开始于1960年(陈光远等，1964)。进行成因矿物族研究首先要制作相应的晶体化学成因图解，以便根据同族矿物的不同晶体化学特征，定量地分区指示它们的不同成因。

进行成因矿物族研究要求：(1)对该族矿物的晶体化学特征要有较全面确切的了解；(2)对该族矿物的内外属性与成因产状要具备较丰富的实际资料；(3)统计分析方法要符合该族矿物的晶体化学与成因分类原则。但是，由于过去一些岩矿工作者对矿物成因产状的观察描述不够，或提供的分析数据不全或不够精确，给进行本项工作造成一定困难，因此在进行本项研究时必须

对资料进行选择核实。本章以角闪石矿物族为例，说明成因矿物族研究的方法、内容和意义。

二、研究角闪石成因矿物族的意义

角闪石族矿物广泛产出于各种岩浆岩、变质岩（包括区域变质岩与接触变质岩）、水热蚀变岩与热液脉中，个别甚至成自生矿物（Milton & Eugster, 1959）出现，同时还出现于上地幔中，成为地幔水的载体。

在造岩矿物的演化过程中，它们出现于无水硅酸盐向含水硅酸盐转化的最初阶段，直接反映成岩作用物化条件的改变，故可作为指示成岩作用的标型矿物。由于成矿元素与O、H、F、Cl等矿化剂一同进入角闪石晶格，同时由于介质中的O、H、F、Cl等进入角闪石晶格形成OH^-、F^-、Cl^-等附加阴离子，导致介质物化条件的改变与矿质元素的相继沉淀，因此它们又可作为指示成矿作用的标型矿物。以透辉石$CaMg(Si_2O_6)$转化为透闪石$Ca_2Mg_5(Si_4O_{11})(OH)_2$为例，前者含O60.00%，后者含O61.54%，相差虽不大，但H含量却变化极大。前者不含H，后者含H达0.12%。在无水硅酸盐水化过程中吸收大量H形成$(OH)^-$，使介质趋向碱性，是使成矿元素进一步搬运沉淀的导因。

综上所述，加强角闪石成因矿物族的研究，不仅有利于加深对角闪石形成条件的了解，还有助于解决原岩恢复、岩石与矿床成因、找矿勘探等理论与实际问题。成因矿物族的研究，已成为对每一矿物种及矿物族的性质和成因进行系统研究的基础，这方面的研究已日益受到国内外的重视。

三、角闪石族矿物的晶体化学

角闪石族矿物的成分结构十分复杂。角闪石一词（Amphi-

bole)来自希腊文(Amphibolos)，由C. 阿羽依 (Häuy, 1801)首先提出，原意即为"多解的"或"含糊不清的"，用以反映它成分及外观的多变性。自本世纪初确定透闪石的晶体化学式(Schalier, 1916)，初步测定了普通角闪石 (Gossner & Spielberger, 1929)、透闪石(Warren, 1930)、直闪石(Warren & Modell, 1930)及单斜角闪石 (Warren, 1930)的成分结构以来，角闪石矿物种与亚种至今已超过100种，它们分属斜方晶系p_{nma}、p_{nmn}及单斜晶系$p2_1/m$、$p2/m$、$p2/a$等五个空间群，其中除p_{nmn}目前只见于人工合成的原角闪石（锂镁闪石）外，其它在自然界均有产出。

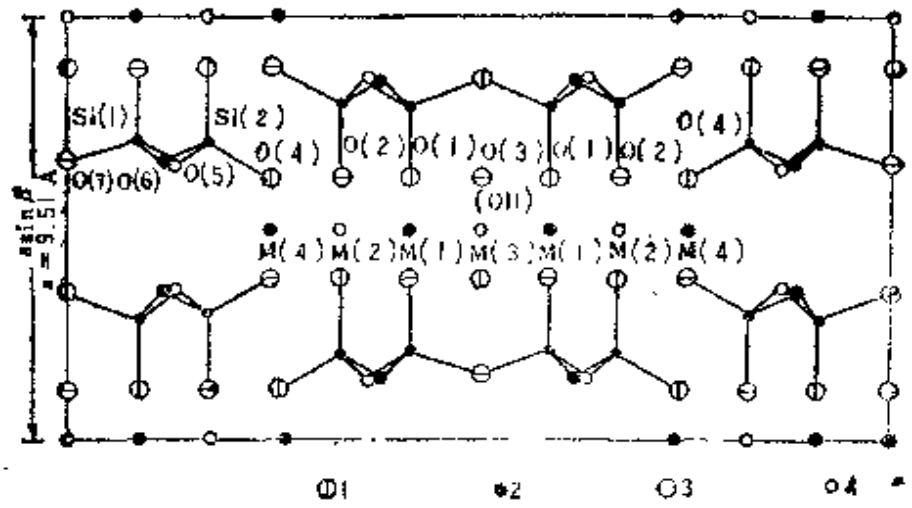


图8-1 角闪石晶体结构在(001)面上投影
(镁铁钠闪石结构，据 Барабанов & Томилов, 1973)
高度：1. 0.75, 2. 0.50, 3. 0.25, 4. 0.00

角闪石的晶体结构见图8-1。角闪石的晶体化学式为$A_{0-1}B_2C_5T_8O_{22}(OH,F,Cl)_2$ (Leake, 1978)，其中A、B、C、T阳离子配位数依次为Ⅻ—Ⅺ、Ⅴ—Ⅷ、Ⅵ、Ⅳ(Литвин,1977)。决定角闪石晶系、对称型及空间群的结构因素为A、B、C位中阳离子的离子半径与配位数的差异。

根据天然及人工合成角闪石化学分析计算、微量元素分析、X射线分析、谱学特征及理论推断，可进入各该位置的阳离子.

按相应配位数及离子半径增大的顺序由左至右依次为（表8-1）：

表8-1　角闪石矿物晶体结构中的离子占位

T	$B^{3+}P^{5+}Si^{4+}Be^{2+}Al^{3+}Fe^{3+}Ti^{4+}$
C	$Al^{3+}Ti^{4+}Cr^{3+}Fe^{3+}V^{3+}Mn^{3+}Sc^{3+}Zr^{4+}Ni^{2+}Sn^{4+}Mg^{2+}Cu^{2+}Li^{+}Zn^{2+}Co^{2+}Se^{3+}$
	$Fe^{2+}Mn^{2+}Ca^{2+}Na^{1+}$
B	$Mg^{2+}Li^{+}Zn^{2+}Fe^{2+}Mn^{2+}Zr^{4+}Y^{3+}Th^{4+}Ca^{2+}Na^{1+}Ag^{1+}$
A	$Li^{+}Ca^{2+}Na^{+}Y^{3+}Ce Pr Sm Nd Yb La Sr Pb^{2+}Ba^{2+}K^{+}Rb$

其中黑体字为主要元素，正体字为次要元素，斜体字为微量元素。

（一）T位阳离子

占据角闪石结构中T位的阳离子概为小半径阳离子，配位数为4。其中Be^{2+}、Al^{3+}、Fe^{3+}、Ti^{4+}主要占据空隙较大的T_1位，B^{3+}、P^{5+}，Si^{4+}主要占据空隙较小的T_2位。但在硅酸盐中Si^{4+}常被Al_{IV}^{3+}代替。在角闪石中Al_{IV}^{3+}一般变化于0—2之间，在含钾次硅钛闪石中可达2.53（Giret等，1980），在钙镁闪石中可达2.77（Литвин，1981），在镁绿钙闪石中可达2.34（Becker，1977），在韭闪石中可达2.18（Allen J. C.等，1978）。$Al_{IV}^{3+}>2$的情况一般出现于基性岩中，但少数也出现于辉石岩，安山岩，霞石正长岩中。

在硅酸盐中当Si^{4+}、Al_{IV}^{3+}不足时，Fe^{3+}可进入硅酸盐四面体位置。Fe_{IV}^{3+}在人工羟铁云母$KFe_3^{2+}(Fe^{3+}Si_3O_{10})(OH)_2$中可达1.0（Morimoto & Donnay，1961），它也进入锰黑云母（Бетехтин，1950）及我国一些锰黑云母与铁黑云母中（郭宗山，1985）。在哥尔加什伟晶岩的含铁黄色透明正长石中可达0.04—0.21（Lacroix，1922；Seto，1923；Spencer，1930；Kracc等，1952；Coombs，1954）。在角闪石中Fe^{3+}也可进入四面体位置，它在尼日利亚的亚铁钠闪石中可达0.3～0.21（Borley，1963）。在克里

沃罗格的镁钠闪石中可达0.26 (Polovinkina, 1953)，在印度的锰镁闪石中可达 0.27 (Dunn等, 1938)。在我国魁岐碱性晶洞花岗岩的含锰钠闪石中可达0.39(康纬, 1985)。但 Ti^{4+}进入四面体位置的机会较少，在魁岐碱性晶洞花岗岩的含锰钠闪石中可达0.06(康纬, 1985)。

B_{IV}^{3+} 可与 Al_{IV}^{3+}同时进入硅酸盐结构，如在电气石可达3.0。它也可进入角闪石结构中，如在人工合成的硼氟浅闪石中B_2O_3达3.91%，B_{IV}^{3+}达1.12 (Kohn & Camefero, 1955)，在人工合成的硼氟锂镁闪石 ($LiLiMgMg_5Si_8B_2O_{22}F_2$) 中 B_{IV}^{3+}达2.0 (Gibbs等, 1960)。在天然角闪石中 B 含量很低，如在变质角闪岩的钙闪石中便小于 500ppm (Wenk等, 1974)，但在伟晶岩及火山岩中可望有所提高。

P_{IV}^{5+}在磷酸盐中可部分被Si代替，如在独居石中SiO_2含量可达4～6%，在富钍独居石(Ca,Ce,Th)(PO_4)中P:Si≈3.64:0.34≈10:1。在硅酸盐中P_{IV}^{5+}也可代替部分Si，如褐帘石中含P_2O_5可达6.5%(Iimori等, 1931)，其中便具有(SiO_4) $((Si,P)_2O_7)$的硅氧骨干。在单斜磷铈硅钍石($(Th,Ce)((Si,P)O_4)$)中，Th:Ce及Si:P 均接近 1 (Pavlenko等, 1965)。但在角闪石中 P_{IV}^{5+}含量很低，在石英安粗岩的镁闪石中P_2O_5只达0.79%(Larsen等, 1937)，但在富磷灰石的基性岩或碱性岩中角闪石的 P^{5+} 可望有所提高。在角闪石中是否存在(Si,P)类质同象代替还有待查明，其中也可能存在磷灰石包体。

Be^{2+} 在硅酸盐中配位数为4，在铍云母中可代替 Si。在角闪石中Be一般小于 100ppm，但在铅闪石中Be^{2+}可达2.0 (Moore, 1968)。

Ge^{4+}在人工合成纤维锗角闪石$Na_2Mg_5Ge_8O_{22}(OH)_2$ (Sipovskii等, 1972; Grebenshchikov 等, 1974)中，可全部代替Si^{4+}。

(二) C位阳离子

占据角闪石结构中C位的阳离子一般为中等半径阳离子。

B：根据 Kohn & Comefero(1955) 人工合成的氟硼浅闪石的化学分析进行计算，其中应含1.12B_W^{3+}及0.33B_W^{3+}。但B^{3+}一般不成八面体配位，故尚需进一步查明。

Al：在角闪石中，Al_W一般变化于0—2之间。由于C位阳离子类质同象代替十分广泛，故Al_W一般<2，仅少数≥2。如在一般钾闪石中Al_W可达2.02～2.03，但在西伯利亚斜锂闪石中可达2.21 (Гинзбург, 1965)，在个别角闪石片岩的钙镁闪石中可达2.007 (Hezner, 1908)，但在玄武岩中成大斑晶的钙镁闪石中可达2.34 (Hallimond, 1943)。

Mg、Fe：两者为C位常见元素，一般Mg常与Fe^{2+}互为消长，Fe^{3+}常与Al互为消长且Fe^{2+}多于Fe^{3+}，两者含量相差十分悬殊。但在氧逸度较高时，Fe^{2+}与Fe^{3+}可接近相等，如在南非条带状铁矿的钠闪石蓝石棉中，FeO、Fe_2O_3重量百分比分别为14.82，14.87；Fe^{3+}与Fe^{2+}含量分别为1.874，1.634。甚至可出现Fe^{3+}大于Fe^{2+}的情况，如在中亚细亚的钠闪石中，Fe_2O_3、FeO重量百分比分别为19.71、4.24；Fe^{3+}与Fe^{2+}含量分别为2.40、0.53 (Литвин, 1977)。

Ti：角闪石中Ti广泛存在，但只在基性—超基性岩、碱性岩或深源包体的角闪石中才成主量元素。如在格陵兰岛苦橄玢岩的钛闪石中Ti^{4+}达1.167，TiO_2重量百分比达10.33 (Gossner & Spielberger, 1929)。在乌拉尔单矿物角闪石岩的钛闪石中Ti^{4+}达1.260，TiO_2重量百分比达10.70 (Литвин, 1981)。在脂光石正长伟晶岩的钛闪石中Ti^{4+}达0.82 (Hallimond, 1943)。在二长辉长岩的角闪岩块中的钛闪石中Ti^{4+}可达0.88，TiO_2重量百分比可达3.01 (Giret, 1980)。

Mn_W：出现于与接触交代作用有关的锰橄榄石、蔷薇辉石、

锰黑云母和锰铁云母中，它在角闪石中虽普遍存在，但也只在与接触交代有关的锰铁矿床、锰矿床、锌锰矿床中才成主要成分。如在日本接触交代锰矿床的钠锰闪石中 Mn^{2+}可达 3.69，MnO重量百分比可达27.96 (Nambu, 1969)。它也可在伟晶岩或碱性岩中相对富集，如在印度碱性伟晶岩的镁钠钙闪石中 Mn^{2+} 可达 0.956，MnO重量百分比可达7.69 (Bilgrami, 1955)。在我国魁岐碱性晶洞花岗伟晶岩中的锰钠闪石中 MnO 重量百分比可达 8.69，离子数可达1.13(康伟，1985)。

Zn_W：为硅锌矿及锰锌云母的主要成分，但在角闪石中并不普遍存在，只在接触交代矿床的角闪石中才成主要成分。如在福兰克林锌锰矿床中，镁铁闪石，阳起石与镁钠铁闪石中Zn^{2+}分别达到 1.22、1.04、0.86，ZnO，重量百分比分别达到 10.80、9.54、7.84(Klein, 1968)。

Cr_W：是铬透辉石、铬金云母、铬黑云母、铬白云母、铬绿泥石等的主要成分，也出现于与超基性岩浆作用有关的角闪石中。如土耳其铬铁矿床中的浅闪普闪石便含有重量百分比4.68的Cr_2O_3 (Norin, 1940)，但在与超基性岩浆作用有关的阳起石与透闪石中，因$(Si, Al)_W$代替很差，故Cr_W含量也很低，常≪1。

Li_W：是锂辉石、锂云母的主要成分，它也富集于与酸碱性岩浆作用有关的碱性角闪石中。如在科拉半岛钠长伟晶岩接触带的镁钠铁闪石中，Li_2O的重量百分比可达 0.24 (Бонларева 等 1959)。在尼日利亚钠闪石-霓辉石花岗岩的钠闪石中，可达0.56 (Mackay 等，1949)。在瑞典霞石正长岩的铝钠闪石中达可1.15 (Sundius, 1945)。

Ca_W：在辉石中进入空隙较大的M_2位，它在角闪石中一般也不进入空隙较小的C 位而进入空隙较大的 B 位。但在钙角闪石中当C 位阳离子不足而 Ca^{2+}过剩时，也进入C位。如在外赫布里底群岛太古代大理岩中的韭闪普闪石 (Davidson, 1943) 及乌拉尔

海西期变质角闪岩的镁闪石（Литвин，1981）中，CaO重量百分比分别达到19.94、20.91，Ca^{2+}分别达3.09、3.28，均有较多Ca^{2+}进入C位。同样在钠钙角闪石中，也可出现类似情况。如在埃尔州上古生代闪辉方沸岩床的角闪石（Scott，1914；Tyrell，1916）中，它们的晶体化学式依次如下：

1. $(K_{0.18}Na_{0.68}Ca_{0.15})_{1.01}Ca_{2.00}(Ca_{0.00}Mg_{3.74}Fe^{2+}_{0.18}Ti_{0.12}Fe^{3+}_{0.96})_{5.00}$
$(Fe^{3+}_{0.01}Al_{1.00}Si_{6.83})_{8.00}O_{22}(OH)_{1.96}$

2. $Ca_{0.47}Ca_{2.00}(Ca_{0.81}Mg_{2.30}Fe^{2+}_{0.28}Fe^{3+}_{0.61})_{5.00}$
$(Fe^{3+}_{0.11}Ti_{0.08}Al_{0.70}Si_{7.11})_{8.00}O_{22}(OH)_{0.95}O_{0.88}$

3. $Na(NaCa)_2(Ca(Mg,Fe^{2+},Fe^{3+},Ti,Al)_4)_5$
$(Al_{1.3}Si_{6.7})_{8.0}O_{22}(O_{1.7}OH_{0.3})_2$。

Hawthorne(1976)认为少量Ca在碱性角闪石中可占据C位。但从上可见，较大量的Ca也可成Ca_{VI}进入角闪石结构中的C位，与进入辉石M_2位相似，且Ca进入C位并不限于碱性角闪石。从成因的观点，在富钙介质中形成的钙闪石与钠钙闪石中，过剩的Ca离子可能更易进入C位。

Na_{VIII}在斜长石中占据硅酸盐的架状空隙，配位数为Ⅷ；在单链硅酸盐中占据M_2位，配位数为Ⅵ。Na在角闪石中虽一般不成Na_{VI}进入C位，但在碱性岩中C位其它阳离子不足而Na^+过剩时，也可进入C位。如在苏联中亚细亚高铁钠闪石中，Na_2O重量百分比达10.57，Na^+达3.20(Литвин，1977)，即有0.79Na^+进入C位。它的晶体化学式如下：

$(K_{0.84}Na_{0.41})_{0.95}Na_{2.00}(Na_{0.79}Ca_{0.00}Mn_{0.55}Fe^{2+}_{0.53}Mg_{0.48}$
$Fe^{3+}_{0.40}Ti_{0.11}Al_{0.05})_5$
$Si_8O_{22}(F_{0.89}OH_{0.48}O_{0.63})_2$。

其它中等半径微量元素阳离子Ga^{3+}、V^{3+}、Nb^{5+}、Mo^{4+}、Ni^{2+}、Sn^{4+}、Cu^{2+}、Co^{2+}、Sc^{3+}等一般均进入C位。Sc_{VI}^{3+}可成主量元素进

人杭辉石$NaScSi_2O_6$及类钪辉石$CaScSi_2O_6$（Mellini 等，1980）中，占据较小的M_1位。Cu^{2+}可进入碱硅铜矿$KNaCuSi_4O_{10}$，透视石$CuSiO_2(OH)_2$、斜硅铜矿$Cu_5(SiO_3)_4(OH)_2$、软硅铜矿$CuSiO_3\cdot H_2O$及硅孔雀石等硅酸盐中。Ga^{3+}、V^{3+}可与Al^{3+}、Fe^{3+}成类质同象代替，Mo^{4+}、Sn^{4+}、Nb^{5+}可与Ti^{4+}成类质同象代替，Co^{2+}、Ni^{2+}、Cu^{2+}、Sc^{3+}可与Mg^{2+}、Fe^{2+}成类质同象代替。但它们的含量均不高。有的韭闪石中含CuO+PbO达0.02%（Erdmannsdörffer,1937），含NiO+CoO可达0.02%（Erdmannsdörffer, 1937）。在我国有的铜镍矿床中的含钛韭闪石含NiO0.16%，Ni^{2+} 0.02，韭闪石含CuO0.09%，Cu^{2+}0.01（陈援，1984）；有的镁钠钙闪石含NiO可达0.23%（Larsen, 1942）。V可达3350ppm（Beeson,1978），Sn可达993ppm（Alderton & Jackson 1978），其他微量元素含量只有n—n×100ppm，甚至低于可检量。它们的含量虽低，但对指示成岩成矿作用却具有理论意义与实际意义。

（三）B位阳离子

角闪石结构中B位阳离子是决定角闪石结构型的主要因素，B位空隙较大，常为离子半径较大的Na、Ca占据，形成单斜晶系C2/m空间群的钙闪石、钠钙闪石及碱性闪石亚族的角闪石，但B位也可为中等离子半径阳离子中较大的Mg^{2+}、Li^+、Zn^{2+}、Fe^{2+}、Mn^{2+}等占据，形成非钠钙系列的斜方与单斜晶系不同空间群的角闪石。这些B位阳离子占据与结构型的变化见表8-2。

它们的单斜度（β角）也发生相应的变化（根据Литвин, 1977资料补充）：

$$(Li、Fe^{2+}>Mg、Zn、Mn)_B \rightarrow Na_B \rightarrow (Na,Ca)_B \rightarrow Ca_B。$$

102°　　103°—104°—105°　105°—106°

它们的B位（M4）配位多面体几何形态的变化见图8-2。

表8-2　角闪石晶体结构中B位阳离子占位与结构型变化

（据Литвин，1977资料补充）

斜方晶系	$Li_{V(VII)}\rightarrow(Mg>Fe^{2+})_{V(VII)}\rightarrow(Mg>Fe^{2+})^{2+}{}_{VI}\rightarrow(Mg>Li)_{VI}\rightarrow$			
	P_{nmn}	P_{nmn}	P_{nmn}	P_{nmn}
	锂闪石	直闪石	铝直闪石	原角闪石（锂镁闪石）
单斜晶系	$(Mg>Fe^{2+})_{VI}\rightarrow(Mn>Mg)_{VI}\rightarrow$			
	$P2_1/m$	$P2_1/m$		
	原始镁铁闪石	原始锰镁闪石		
	$Li_{VI}\rightarrow(Fe^{2+}>Mg)_{VI}\rightarrow(Mn,Zn>Mg)_{VI}\rightarrow$			
	$C2/m$	$C2/m$	$C2/m$	
	斜锂闪石	镁铁闪石	锰镁闪石	
			锌锰镁闪石	
	$(Ca,Na)_{VIII}\rightarrow(Na,Ca)_{VIII}\rightarrow Ca_{VIII}$			
	$C2/m$	$C2/m$	$P2_1/a$	
	贫铝	富铝	铝闪石	
	钙角闪石	钙角闪石		
	钠钙角闪石	钠钙角闪石		
	碱性角闪石	碱性角闪石		

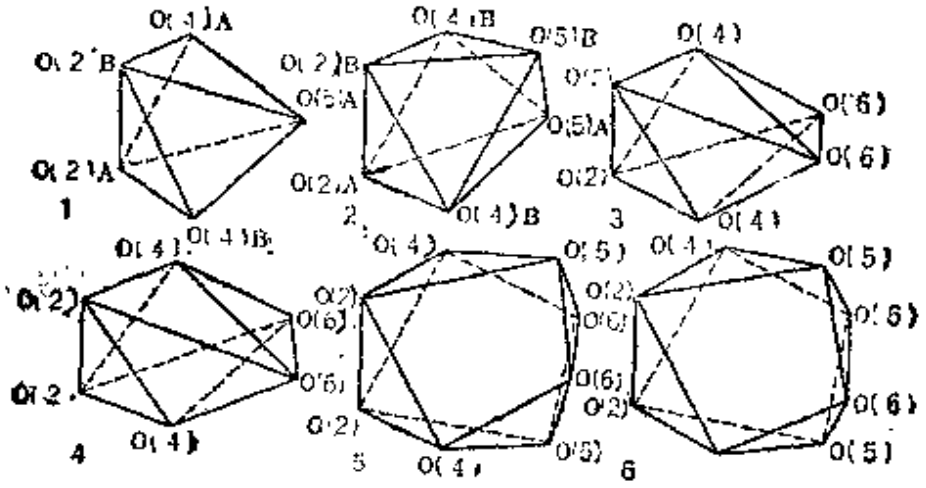


图8-2　角闪石结构中B位(M_4)配位多面体形态

（据Литвин，1977）

1.直闪石，2.铝直闪石，3.原直闪石，4.镁铁闪石，5.无Al_{IV}的碱性角闪石、钠钙闪石及钙角闪石，6.有Al_{IV}的碱性角闪石、钠钙闪石及钙角闪石

从上可见，它们的多面体结构与畸变程度各不相同，它们的形态

变化不仅决定于B位阳离子的类型，还决定于相邻的四面体中(Si，Al)的类质同象代替程度与A位阳离子的类型。同样，它们的单斜度也不仅决定于B位的阳离子类型，例如在A位被Pb占据的铅闪石($\beta=105.67^{\circ}$)中，单斜度便大于一般的钙闪石。

从以上不同的B位多面体形态可见，在高温时，钠钙系列中的Na^{+}、Ca^{2+}与非钠钙系列中的Mg^{2+}、Fe^{2+}、Mn^{2+}等离子半径不同的离子，虽然可同时占据角闪石结构中的B位形成无序混溶晶体，但当温度降低后，有序度升高，离子半径不同的离子在B位分溶，便会平行(100)、(001)或($\bar{1}01$)形成相互分溶的条片。已知在直闪石—镁铁闪石—锰镁铁闪石，蓝闪石—钠闪石—钠铁闪石—镁钠铁闪石，镁钠钙闪石，透闪石—阳起石—普通角闪石等四个亚族的有关角闪石间，均可形成此类分溶（Литвин，1977；Hawthorne，1981）。同样，在同亚族的直闪石与铝直闪石间，或阳起石与普通角闪石间，由于C位M_2多面体与B位多面体结构不同，当温度降低时Al的分布趋向有序化，也可形成相互分溶的条片。此外，上述不同结构的角闪石在温度较低的情况下，也可直接形成平行连生体。

Li：在天然角闪石中常成微量元素，在碱性角闪石中含量升高，在锂角闪石中达最高值。加拿大魁北克锂闪石中Li_2O重量百分比可达3.65(Nickel等，1960)，锂闪石中Li^{+}离子数可达1.94(Whittaker，1969)。锂一般位于B位，但在人工合成原角闪石即锂镁闪石(Gibbs等，1960)中，还有一部分Li(Li0.64)进入A位。其中B位阳离子为$(Mg_{1.52}Li_{0.48})_2$，与锂闪石、直闪石相近，故也为斜方晶系，但空间群有差异。

Mg^{2+}，Fe^{2+}：在非镁铁闪石系列中一般占据C位，但在镁铁闪石系列中却占据B位。在该系列中常用x_{mg}(Mg/Mg+Fe)表征Mg、Fe的相对含量。在天然直闪石(P_{nma})中，x_{mg}可高达99.16%(Kunitz，1930)，低至60%，但人工直闪石的x_{Mg}可低至40%。

在原始镁铁闪石($P2_1/m$)中，x_{Mg} 可高至 89%，低至71.4%；在一般镁铁闪石($C2/m$)中$x_{Mg}<71.4\%$(Литвин,1977)，有的直闪石含 MgO30.81%，Mg6.12，占据 B 位的 Mg达1.07(Kunitz，1930)；有的铁闪石含FeO40.08%，Fe^{2+}5.301，占据B位的Fe^{2+}达1.42。

Cr、Co、Ni：在天然角闪石中一般占据C位，成六次配位。但在人工合成角闪石中可进入B位成 Cr_B (Chigareva 等，1969)、Ni_B(Fedoseev等，1968)，Co_B(Nesterchuk等，1968；Chigareva等，1969)(转引自Veblen等，1982)。

Mn^{2+}：在B位缺 Na、Ca、Mg、Fe、Li 的情况下，也可占据B位成为主要离子。在原始锰镁闪石 ($P2_1/m$) 中，B 位的 Mn:Mg=1:1~2:1。在一般锰镁闪石($C2/m$)中，MnO可达14.73%，Mn^{2+}可达2.02，如在加拿大拉布拉多硅铁锰建造中 (Klein，1964)，其中锰镁闪石的B位几乎全部为Mn^{2+}占据。在锰铁闪石的B位中也有一半为Mn^{2+}占据。

Zn：在角闪石中一般占据C位，但在Zn过剩的个别情况下，也进入 B 位，如在美国新泽西州福兰克林的锌锰闪石中，其中C位的Zn可达0.81，B位的Zn可达 0.41 (Klein，1968)。它的晶体化学式如下：

$$(K_{0.04}Ca_{0.02}Mn_{0.13})_{0.19}(Mn_{1.59}Zn_{0.41})_{2.00}$$
$$(Zn_{0.81}Mg_{2.74}Fe^{2+}_{1.66})_{5.00}Si_{7.92}O_{22}(OH)_2$$

此外，B位还可以为少量成八次配位的 Zr、Y、Th、Ag占据，具有一定的成因找矿意义。

(四) A位阳离子

A 位空隙最大，可为 K、Rb、Ba、Sr、Pb、Th、TR 等大离子占据，配位数为 12，但更常为Na、Ca占据，分别形成 $Na\cdot Na_2$ 型，Na·NaCa型，$Na\cdot Ca_2$ 型的碱性角闪石、钠钙角闪石与钙角闪

石。

Li：*A*位在人工合成的角闪石中还可为中等半径的$Li_{0.5}$占据，如在P_{nmn}空间群的原角闪石(锂镁闪石)及P_{nma}空间群的氟硼锂镁闪石中(Gibbs等，1960)。它们的晶体化学式依次如下：

1. $(Li_{0.64}Na_{0.05})_{0.69}(Li_{0.48}Mg_{1.52})_{2.00}Mg_{5.00}(Si_{7.93}O_{21.91})F_{2.09}$
2. $Li\cdot LiMg\cdot Mg_5\cdot B_2Si_8O_{22}\cdot F_2$。

Ca：当*C*位其它阳离子已满足而$Ca^{2+}>2$时，过剩的Ca^{2+}也可进入*A*位，如本章第5节所述乌拉尔镁角闪石(Литвин，1981)。$Ca^{2+}>2$的情况，在钙角闪石中并不罕见。如在埃特尔(Eitel，1922)列举的336个各种角闪石中即有50个CaO重量百分比为18.81—24.42，平均15.98。如以透闪石含CaO13.80为标准，它们中$Ca^{2+}>2$的占14.88%，其中有5个分别来自凝灰岩、响岩、绿岩、闪长岩及片麻岩的普通角闪石，CaO重量百分比为18.16—20.67，它们的Ca^{2+}已大于3或近于3。在哈里蒙(Hallimond 1943)列举的196个钙角闪石中有28个$Ca>2$(2.01—2.31)，占14.29%。在温契尔(Winchell，1945)列举的104个钙角闪石中有17个$Ca>2$，占16.35%。在迪尔(Deer等，1963)列举的122个钙角闪石中有10个$Ca>2$(2.019—2.364)，占8.20%。在瑞士中阿尔卑斯变质角闪岩的60个钙角闪石中有7个$Ca>2$(2.03—3.39)，占11.67%(Wenk，1974)。在苏联各地碳酸盐岩的90个角闪石中有12个$Ca>2$(2.04—3.28)，占13.34%(Самойлов и Гормашева，1975)。苏联乌拉尔变质角闪杂岩246个角闪石中有18个$Ca>2$(2.01—3.28)，占7.32%(Литвин，1981)。上述过剩的Ca^{2+}在填满B位后均可进入*A*位。

钙角闪石在整个角闪石族中是分布最广泛的角闪石。在地质作用的元素演化过程中，Ca位于Mg与Na之间。当超基性岩向基中性岩过渡，形成辉石岩、钙长岩、辉长岩、闪长岩及相应的火

山岩与变质岩，或在形成大理岩、矽卡岩、钙质角岩与钙质片岩、片麻岩的过程中，甚至在形成碱性岩与碳酸盐岩的过程中，Ca均可大量富集而形成一部分Ca＞2的钙角闪石。在高温条件下形成的角闪石降温出溶时，Ca也可局部集中，形成Ca＞2的钙角闪石，如在日本*Abukuma*南部高原（Tagirl，1977）。该现象具有一定的普遍性，故在角闪石辞汇中，除次钙(*Subcalcic*)外，还应补充富钙（*percalcic*）这一术语。

K、Na：在硅酸盐演化发展的过程中，角闪石的出现晚于辉石而早于云母，故角闪石结构中的A位以Na为主，且Na＞K。所谓碱性角闪石实际上仍以Na为主。根据晶体结构特征，角闪石有利于吸收更多的Na，而云母有利于吸收更多的K，当两者共生时，此种趋势尤为显著。故K浓度升高有利于形成云母，不利于形成角闪石。但在个别情况下，如K浓度很高，也可形成K≥Na的角闪石，如在西澳白富金云钾镁煌斑岩的镁钠钙闪石中，K_2O与Na_2O的重量百分比分别为5.70、3.64，K^+、Na^+离子数分别为1.048、1.017(Prider，1939)，它的晶体化学式如下：

$$(K_{1.048}Na_{1.017}Ca_{1.073}Sr_{0.009})_{3.159}(Mg_{4.581}Ti_{0.388}Fe^{2+}_{0.290}Fe^{3+}_{0.051}Mn_{0.007})_{5.210}(Si_{7.694}Al_{0.252}Fe^{3+}_{0.011})_{8.000}O_{22}(OH_{0.440}F_{0.888}O_{0.792})_{2.000}$$

角闪石结构中A位的K，在酸性岩、碱性岩及混合岩的钠钙角闪石及碱性闪石中升高，是元素在角闪石演化过程中，进一步分异的标志。图8-3显示世界各地麻粒岩相角闪石，混合岩化后，碱质与Fe^{3+}升高的趋势。图8-4显示美国宾夕法尼亚州片麻岩混合岩化后，角闪石中K与K/Na比均升高的趋势(Rosenzweig & Watson，1954)。

Pb：Pb只进入A位，一般成微量元素，但在接触交代矿床中含量可升高。如在瑞典龙邦锰铁矿床中镁绿闪石含Pb^{2+}0.2，亚铁镁绿钙闪石含PbO2.12%（Gillberg，1960），铅闪石中，

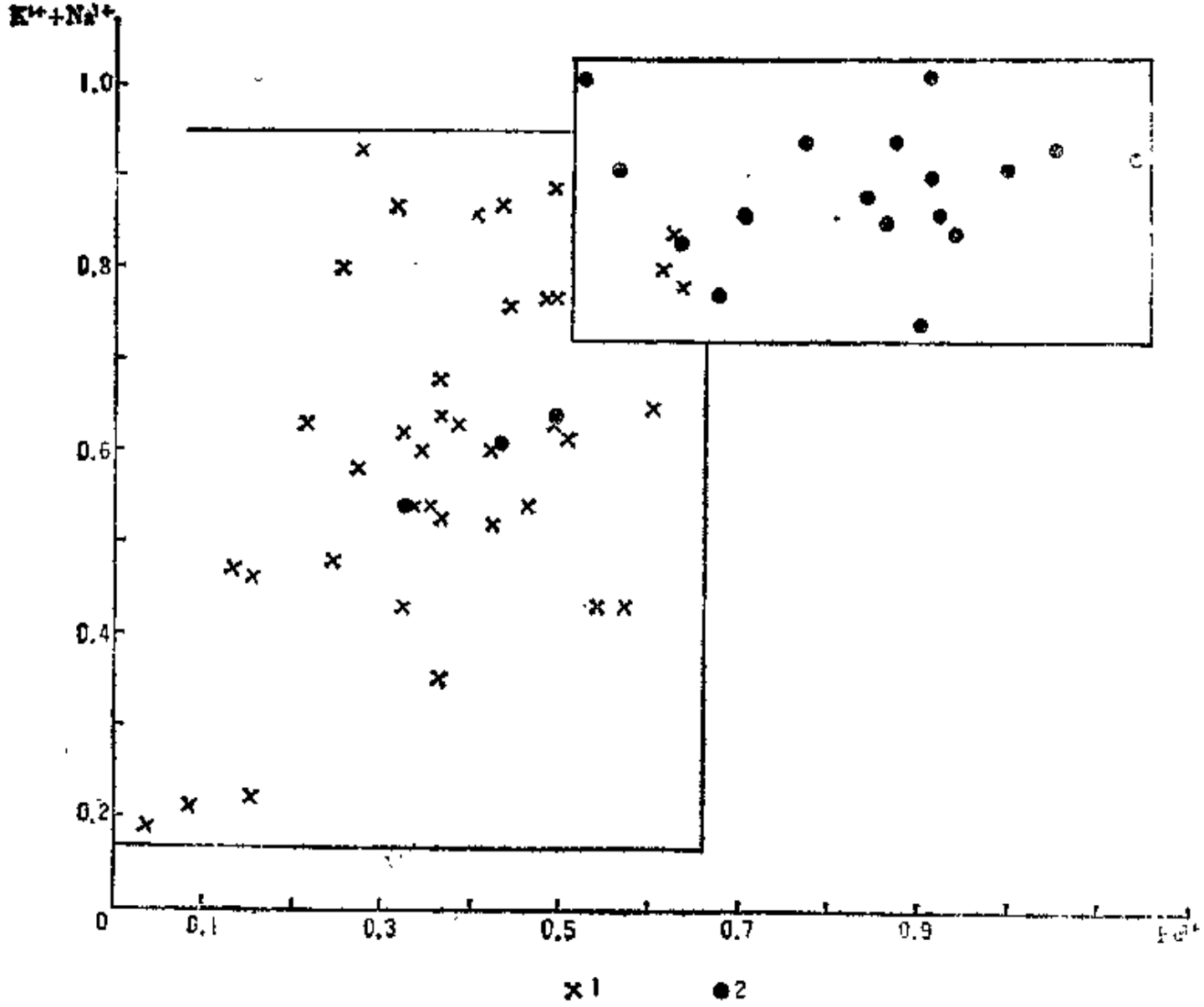


图8-3　麻粒岩相与混合岩化成因角闪石K、Na与Fe^{3+}变化

斜十字：麻粒岩相成因角闪石；

黑圆点：混合岩化成因角闪石

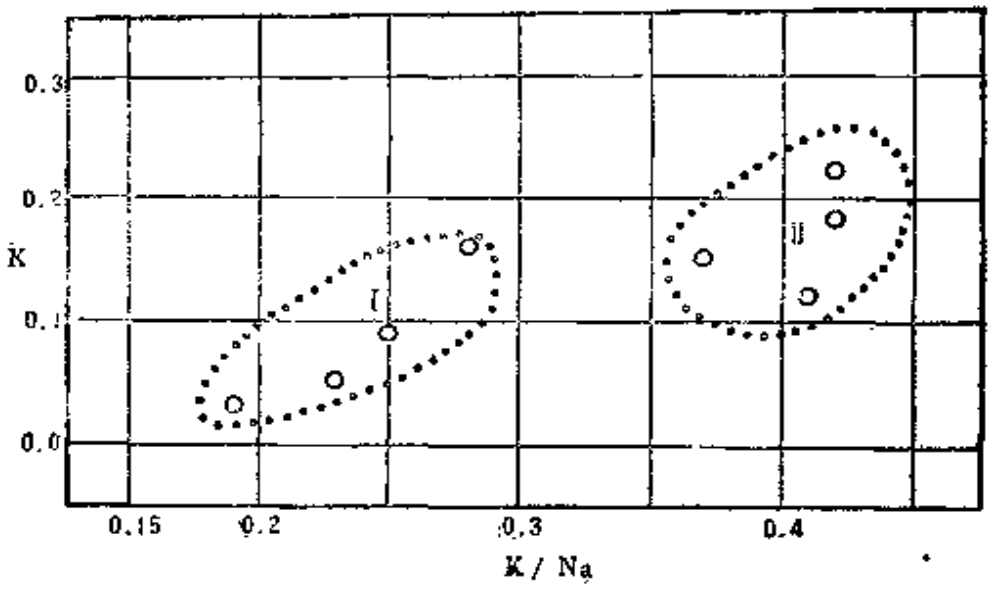


图8-4　非混合岩化(Ⅰ)与混合岩化(Ⅱ)成因角闪石K、Na变化
(据 Rosenzweig & Watson, 1954)

PbO重量百分比达6.71，Pb^{2+}离子数达0.4(Moore, 1968)。西德黑森林片麻岩中韭闪普闪石含PbO+CuO0.02%(Erdmansdörffer, 1937)。角闪石中出现Pb、Zn、Cu是指示矿化的有利标志。

Ba、Sr、Rb：在角闪石中一般均成微量元素，但铅闪石含BaO 2.89%，Ba0.14(Moore 1968)，有的钾-镁钠钙闪石含SrO可达0.15%(Prider, 1939)。在角闪石中一般均BaO>SrO。

Th、Zr、TR：在结构上钍石(四方$ThSiO_4$)与锆石($ZrSiO_4$)及磷钇矿(YPO_4)同型，它们的阳离子均成八次配位。已知锆石中含ThO_2可达7—12%。但硅钍石(单斜$ThSiO_4$与独居石($CePO_4$)同型，它们的阳离子均为十二次配位，已知独居石中含ThO_2可达16%。故Th既可与$Zr_{Ⅳ}$、$Y_{Ⅷ}$一同进入角闪石结构中的B位，也可成$Th_{Ⅳ}$与Ce、La、Y等一同进入角闪石结构中的A位。上述微量元素均有指示成矿的意义。综上所述，角闪石晶体结构中主要阳离子占位如下表(表8-3)：

表8-3 角闪石晶体结构中主要阳离子占位表

阳离子	A 位	B位(M_4)	C位(M_1、M_2、M_3)	T位(T_1、T_2)
Si^{4+}				———
Al^{3+}			———	———
Fe^{3+}			———	———
Ti^{4+}			———	
Mg^{2+}		- - -	———	
Fe^{2+}		———	———	
Mn^{2+}		———	———	
Li^{+}	- - - -	———	———	
Ca^{2+}	———	- - -	———	
Na^{+}	———	———	———	
K^{+}	———			

(据Veblen, 1982资料补充)

(五)附加阴离子

1.附加阴离子种类

F：角闪石结构中的附加阴离子一般为OH、F、Cl，且OH>F>Cl。但在人工合成角闪石中，F可全部取代其它阴离子。如在人工沸石闪石，含硼氟浅普闪石及镁钠铁闪石中，F含量分别为4.89%、4.85%、4.74%，F^{1-}离子数分别为2.14、2.00、2.044 (Kohn & Comefero, 1955)。

在产出于酸性岩、碱性岩及其伟晶岩的碱性角闪石中，F也趋向富集，可出现F>OH或接近相等的情况，但不能完全取代。如在东格陵兰岛霓石正长岩的钠铁闪石中，含F2.95%，H_2O^+ 0.94%，离子数$(F_{1.486}OH_{0.988})_{2.466}$ (Deer, 1953)。在瑞典霞石正长岩的铝钠闪石中，含F2.69%，H_2O^+0.5%，离子数为$(F_{1.183}OH_{0.486})_{1.662}$ (Sundius, 1945)。在尼日利亚的钠闪霓石花岗岩的钠闪石中，含F1.70%，H_2O^+0.91%，离子数为$(OH_{0.541}F_{0.434})_{1.975}$ (Mackay, 等, 1949)。在科拉半岛富钠长石伟晶岩的镁钠铁闪

石中，含F2.11%，H_2O^+1.02%，离子数为$(OH_{0.990}F_{0.971})_{1.99}$。在我国魁歧碱性晶洞花岗岩中，有的含锰钠闪石含F3.16%，H_2O 0.97%，离子数$(F_{1.19}OH_{0.57})_{2.06}$（康纬，1985）。碱性的超基性岩，如在西澳钾镁煌斑岩中的钾镁钠钙闪石中，F可达3.74%，离子数可达1.78（Scottsmith & Skinner, 1984）。

Cl：在与基性岩有关的钙角闪石中，Cl可局部富集，甚至可出现$Cl>H_2O^+$的情况。如在塔什干辉长玢岩接触带矽卡岩中最富含氯的亚铁绿钙闪石中，便含Cl7.24%，H_2O^+1.05%（Крутов, 1936）。在东萨彦岭与基性岩有关的亚铁绿钙闪石，含Cl也达0.60—2.93%（Крутов等1966，Дымкин等，1967）。马坑与基性岩有关的亚铁绿钙闪石含H_2O^+1.44%、Cl1.12%、F0.09%，离子数为$(OH_{1.52}Cl_{0.33}F_{0.04}O_{0.14})_2$（赵一鸣等，1980）。角闪石中此种富氯的情况正与基性岩中的氯磷灰石相似。因Fe可成$FeCl_2$、$FeCl_3$搬运，故此种富氯的角闪石常与磁铁矿共生，如在苏联塔什干，东萨彦岭与我国闽西南马坑一带铁矿床中。

F^-、Cl^-离子的择位：F、Cl在角闪石中的分配还与共生矿物有关。如角闪石与磷灰石或云母共生，F、Cl优先进入结构中具有较大空隙的磷灰石或云母，OH优先进入结构中空隙较小的角闪石。如在有的磷灰石—绿钙闪石共生时，磷灰石含$(F_{1.800}Cl_{0.046}OH_{0.469})_{2.314}$，角闪石含$(OH_{1.933}F_{0.115})_{2.048}$（Alderton & Jackson, 1978）。同理在人工合成实验中，低F(F:O=1:11)出现氟角闪石，高F(F:O=1:5)出现氟云母或氟蒙脱石（Gibbs等，1960）。

2. 附加阴离子的含量

O^{2-}离子：在一些深成岩或深变质岩中，当介质温度较高或挥发分较少时，角闪石结构中的附加阴离子（OH、F、Cl）总数便会大大地小于2。如瑞典钙长辉长岩中的钙镁闪普闪石含$(OH)_{0.22}$（Lundegårdh, 1943），西德Hesse玄武岩包体中的钙镁

闪普闪石含$(OH)_{0.234}$ (Trenzen, 1902)，科罗拉多石英安粗岩中**镁普闪石**含$(OH_{0.19}F_{0.165})_{0.355}$(Larsen等，1937)，格陵兰岛东部钙镁闪石含 $(OH)_{0.45}$ (Sahlstein, 1935)，芬兰麻粒岩中钙镁闪普闪石含$(OH)_{0.74}$ (Eskola, 1952)，拉布拉多角闪岩相瓦布什硅铁建造中铁闪石含$(OH)_{1.84}$(Klein,1964)等，此时OH^-、F^-、Cl^-大部分被O^{2-}代替，成为$(O、OH、F、Cl)_2$，但仍保持角闪石结构不变。该现象是形成温度较高的标志。在此类角闪石双链结构中是否出现单链缺陷有待查明。

过剩附加阴离子：在一些晚期侵入岩，脉岩、伟晶岩、矽卡岩、蚀变岩、石英脉与石棉脉中，当介质温度较低、挥发分较高时，常出现(OH、F、Cl)>2的情况。如在尼日利亚新花岗岩的14个角闪石中，有13个 (OH、F、Cl)=2.03—2.46，平均2.29 (Borley, 1963)。北美前寒武纪 *Adirondack* 花岗岩中，7个角闪石中有5个(OH、F、Cl)=2.20—3.37，平均2.598(Buddington与Leonard, 1953)。在美国麻省与罗得岛古生代碱性花岗岩、伟晶岩与石英脉中，8个角闪石中有7个(OH,F)=2.31—4.51，平均2.87 (Lyons, 1976)。在美国新泽西州法兰克林接触交代矿床中，含锌锰的镁钠闪石4个样 OH=2.28 (平均)，含锌锰的镁铁闪石2个样OH=2.25—2.30，平均2.275，含锌锰的阳起石2个样OH=2.30—2.52，平均2.41 (Klein, 1968)。在日本花岗闪长岩与沉积岩接触带上的锰钠闪石1个样 (OH, F)=2.22 (Nambu等，1969)。苏格兰霓长岩化石英岩中，3个碱性角闪石(OH,F)=2.205—2.463，平均2.30 (Wodley 等，1972)。中阿尔卑斯变质角闪岩60个角闪石中，有25个 OH=2.03—4.11，平均2.5，个别达6.46 (Wenk，1974)。乌拉尔变质杂岩246个角闪石中有130个 (OH, F、Cl)=2.01—3.97，平均2.54，少数达到4.06，4.74，5.13，6.91(Литвин,1981)。迪尔等(1963)世界各地216个角闪石中，有72个 (OH,F,Cl)=2.01—2.98，平均2.31，

少数达到4.27、4.96。可见在角闪石中(OH、F、Cl)>2也具有一定普遍性。它与角闪石结构中出现多链缺陷，或存在过渡型结构有关，它们是指示介质形成温度较低、挥发分较高的标志。

3. 挥发分的作用　对形成何种结构的硅酸盐来说，硅氧骨干起主导作用，它在岩浆熔体中以不同形式存在，可为不同阳离子联结，形成不同结构的原生硅酸盐。在次生作用中，原生的硅氧骨干经过改造，也可形成不同结构的次生硅酸盐。但究竟出现何种硅氧骨干，又受介质中 SiO_2 含量、挥发分含量及温度、压力、酸碱度的影响。

以角闪石结构为基础，辉石、角闪石与一些层状硅酸盐的对应晶体化学式如表8-4。

表8-4　链状与层状硅酸盐对应晶体化学式

透辉石单链	$Ca \cdot CaCa \cdot CaMg_4 \cdot Si_8 \cdot O_{22} \cdot O_2$
镁钠钙闪石双链	$Na \cdot NaCa \cdot Mg_5 \cdot Si_8 \cdot O_{22} \cdot (OH,F)_2$
金云母	$K \cdot KMg \cdot Mg_5 \cdot Si_6Al_2 \cdot O_{20} \cdot (F,OH)_4$
滑　石	$MgMg_5 \cdot Si_8 \cdot O_{20} \cdot (OH)_4$
镁绿泥石	$Mg_5 \cdot MgMg \cdot Mg_5 \cdot Si_6Al_2 \cdot O_{20} \cdot (OH)_{16}$
蛇纹石	$Mg_5 \cdot MgMg \cdot Mg_5 \cdot Si_8 \cdot O_{20} \cdot (OH)_{16}$

从上可见，硅氧骨干的形成与挥发分的含量有关。H_2O^+（结构水）含量在透辉石中为零，在透闪石中为2.8%，在白云母中为4.5%，在绿泥石中为11.5—14.6%，在蛇纹石中为12.9—15.93%(据江绍英等，1984)。伴随挥发分含量的升高可依次出现单链、双链与不同的层状硅氧骨干。角闪石中是否出现结构缺陷也与(OH,F,Cl)>2或<2有关。

(六)　角闪石结构中的多链缺陷

角闪石属双链结构，它形成时介质中需有一定挥发分。缺挥

发分时，不出现角闪石，只形成辉石。稍有挥发分，角闪石双链便可在普通辉石及透辉石中形成缺陷(Smith,1977; Veblen & Buseck 1977; Yamaguchi, 1978)。在受交代的普通辉石中还可出现3，5，8链结构(Nakajima & Ribbe, 1980)。如挥发分有余，在角闪石中便可出现多链至层状结构缺陷。如在土耳其的透闪石，芬兰的直闪石、南非的铁闪石等角闪石石棉中便出现3链结构(Hutchison等，1976)。在美国麻省的直闪石石棉中便出现3，4，5，6链结构缺陷(Veblen，1980)。在南非铁闪石石棉中出现3，4，5，6至14甚至24链的结构缺陷(Whittaker & (Cressey，1981)。有的3链结构可构成晶畴，如在芬兰直闪石石棉中(Hutchison等,1976),有的多链局部形成类似滑石的层状结构(Whittaker & Cressey，1981)。除角闪石石棉外，在新西兰、加里福尼亚、南罗得西亚、哥伦比亚、南太平洋岛屿，西里西亚等地的软玉中也发现了1，2，3，4，6链缺陷(Hutchison，1976；Jefferson等，1978)。上述多链缺陷可孤立存在于角闪石双链结构中，也可逐渐集中形成有序的过渡结构区，如在上述各地的软玉中(Jefferson等,1978)。上述结构特征显示，在角闪石石棉与软玉晶体生长过程中，存在介质微区条件多变的差异性与不稳定性。

（七） 过渡型结构（辉闪石与黑云辉闪石）

角闪石结构沿a轴可视为四面体层与八面体层周期性交互的结构。从表8-4可见，角闪石上与辉石，下与云母、滑石，成分结构最为接近，故当介质条件变化时，易于在它们之间出现过渡型结构。

汤普生(1970，1978)指出多数角闪石结构可认为是由∥(010)沿C2/m空间群云母的a滑动面与辉石的C滑动面切出的云母与辉石的结构条片按不同比例组成，故可出现辉闪石（*Pyro-*

boles) 与黑云辉闪石(*Biopyriboles*)族具有单链—双链—层状过渡型硅氧骨干的硅酸盐（图8-5)。辉闪石与黑云辉闪石由约翰生(Johannsen,1911)提出，原用于野外区分含辉石±角闪石与含黑云母、辉石±角闪石的火成岩，引入矿物学后已用为具有上述过渡型结构的矿物族、亚族或超矿物族的名称。前者不包括云母、滑石、叶腊石，后者包括辉石至云母的整个系列。

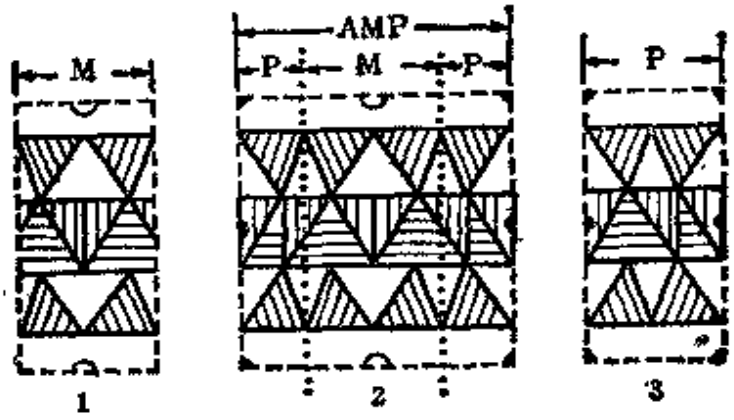


图8-5 黑云辉闪石理想结构图(⊥C轴)
(据Veblen, 1981)
1. 云母层状条片(*M*)。 2. 角闪石双链条片(*AMP*)。
3. 辉石单链条片(*P*)

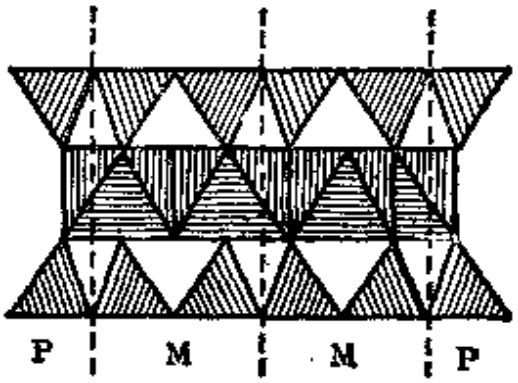


图8-6 辉闪石理想结构图(⊥C轴)
(彻斯特矿与吉姆矿中的三链结构，据Veblen.1981)
P. 辉石单链条片， *M* 云母层状条片

挥发分进一步升高，角闪石结构即全部转化为黑云辉闪石型

过渡型结构，如在美国维蒙特州彻斯特地区的超基性岩蚀变带(Veblen & Burnham, 1978)。在该地区从阳起石亚带，经直闪石—辉闪石—滑石亚带，到绿泥石亚带，结构水含量不断升高。在中部亚带中，从直闪石经三种辉闪石到滑石，结构水含量也不断增加，它们分别为2.12%，2.60%，2.92%，2.93%，4.61%。中间亚带矿物的晶体化学式如下：

1. 镁铁闪石、直闪石$(Mg,Fe)_7(Si_4O_{11})_2(OH)_2$。
2. 辉闪石

   彻斯特矿 $(MgFe)_{17}Si_{20}O_{54}(OH)_8$ (*Chesterite*)，

   吉姆矿 $(MgFe)_{10}Si_{12}O_{32}(OH)_4$ (*Jimthompsonite*)，

   斜吉姆矿 $(MgFe)_{10}Si_{12}O_{32}(OH)_4$ (*Clinojimthompsonite*)。
3. 滑石 $Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_4$。

在彻斯特矿中，双链与三链结构有序交互；在吉姆矿中全部为三链结构(图8-6)。在中间亚带的辉闪石中除2，3链外，还出现4，5，7链至333个辉石单链的链宽区；在b轴方向还出现大于10^6角闪石单链(约含1500Å)的链宽区，它们便是直闪石与滑石间的过渡型结构(Veblen & Buseck 1979)。

显然，在形成不同类型硅氧骨干的过程中，挥发分的作用十分重要。故角闪石族矿物中的附加阴离子(OH,F,Cl)也不应忽视。当(OH,F,Cl)>2，尤其是(OH,F,Cl)≥4时，如分析可靠，预期即有可能发现多链缺陷或过渡型结构。

构成软玉的透闪石与阳起石及构成角闪石石棉的纤维状角闪石，均为在较低温度较富挥发分的条件下形成的具有多链缺陷的角闪石异种(*Varieties*)或变种(*Modifications*)。角闪石石棉为热液阶段产物，介质中挥发分含量更高，更易发育多链缺陷及过渡型结构。在我国角闪石石棉挥发分含量也很高，在20个直闪石、透闪石、阳起石、蓝透闪石及镁钠闪石石棉中，H_2O^+，F，Cl

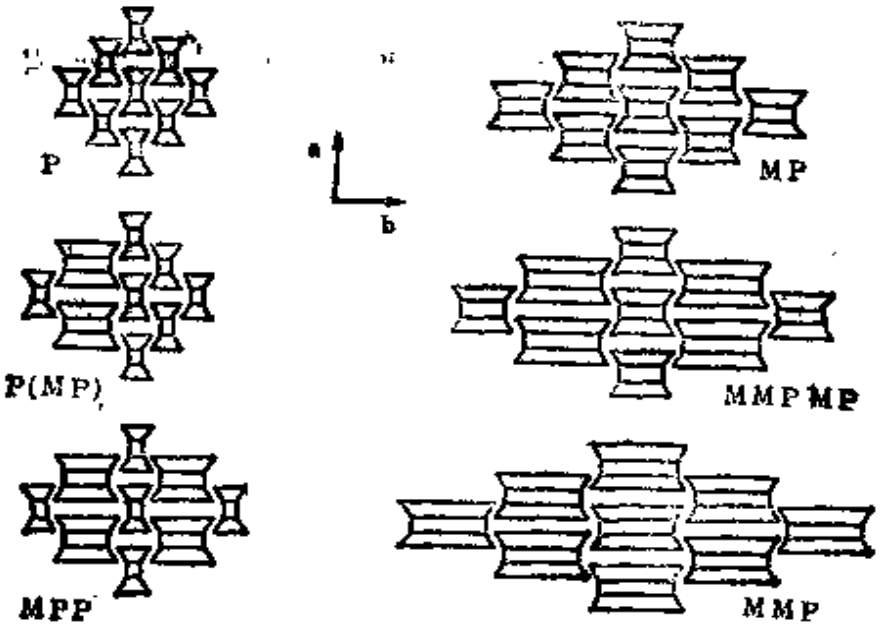
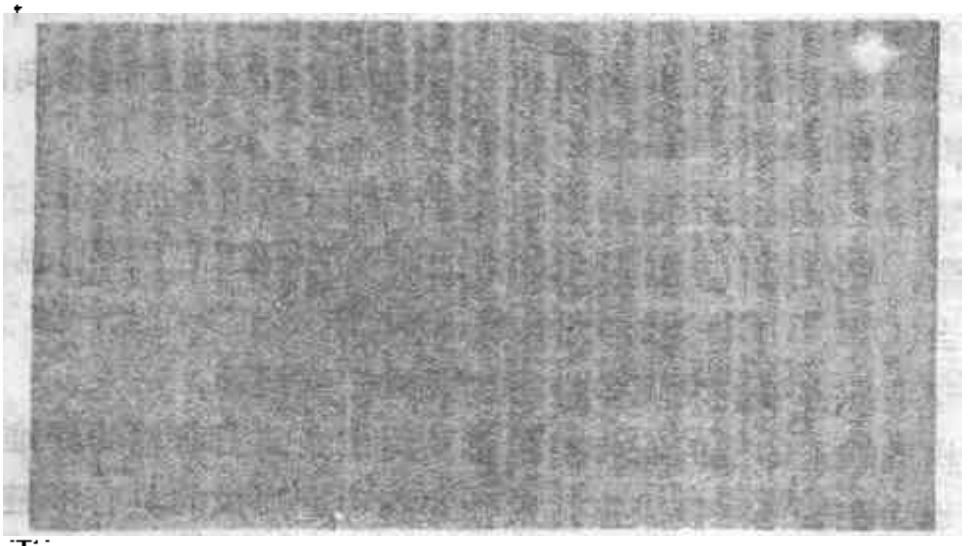


图8-7　辉石—辉闪石简化结构示意图(⊥C轴)

(据Veblen, 1981)

(P)　　辉石（单链），
(P)+(MP)　　辉石（单链+个别双链），
(MPP)*　　辉闪石（双链/单链），
(MP)　　角闪石（双链），
(MMPMP)　　彻斯特矿（三链/双链），
(MMP)　　吉姆矿（三链）。



照片8-1　软玉*Hriem*晶格条纹象

(据Mallison等, 1988)

箭头左侧为软玉双链结构区，箭头向右至A字之间的区间为具11条三链的结构区，A本身为双链，但A右侧又出现三链

* 可能出现于纤闪石等似角闪石的辉石蚀变产物中

总量为2.28—4.23%(据朱自尊等，1983)，离子数为2.12—3.57，经用高分辨透射电镜(HRTEM)检查，即发现有多链缺陷(刘维，朱自尊，1985)，如在云南镁钠闪石石棉中便发现了三链及五链缺陷，在安徽透闪石石棉中，也发现了不同排列形式的双链与三链缺陷。国外软玉的角闪石结构中也发现类似情况，见照片8-1。

四、角闪石族矿物的晶体化学分类

里克(1978)根据角闪石结构中B位(M_4)的Na，Ca含量，把角闪石族矿物分为四个族(即亚族)。但亚族的进一步划分还可以A位及C位的阳离子占位为依据。

在第一亚族镁-铁-锰角闪石中A位以空位为主，按B位及部分C位阳离子的差异，可出现Al、Mg、Li、Zn、Fe、Mn角闪石。当A位为Li、Na占据时，可出现锂镁闪石(人工原直闪石)、钠直闪石、钠—铝直闪石(Na-Ged)，但A位也可为Ca占据，故应补充钙—镁铁闪石。

在第二亚族钙角闪石中，B位全部为Ca占据。当C位无Al，A位为空位时，出现透闪石(Tre)-阳起石(Act)属矿物。当C位出现Al时，形成广义的普通角闪石属矿物，其中A位为空位时为狭义的普通角闪石(Hbl)及钙镁闪石(Ts)，A位Na≤1时出现浅闪石(Ed)，韭闪石(Par)，绿钙闪石(Hst)、钛闪石(Kae)。

在第三亚族钠钙闪石中，B位为$(NaCa)_2$占据，其中Na:Ca=1:1。当A位为空位时出现蓝透闪石(Win)及冻蓝闪石(Bar)；A位为Na占据时，出现镁-钠钙闪石($Rich$)、红(钠)闪石(Kat)及绿(钠)闪石(Tar)。

在第四亚族碱性角闪石中，B位全部为Na占据。当A位为空位时，出现蓝闪石(Gl)及钠闪石(Rie)；A位为Na占据时，出现钠铁闪石(Arf，即亚铁钠闪石)、铝钠闪石(Eck)、钠锰闪石

表8-5 角闪石族主要矿物种分类表

亚族	晶系	空间群	主要矿物种	A	B	C		T
					$2M_4$	$2M_2$	$2M_1+M_3$	$4T_1+4T_2$
镁铁（锂锰锌）角闪石亚族	斜方晶系	P_{nma}	锂闪石*	—	Li_2	Al_2	$(Mg,Fe^{2+})_3$	Si_8
			直闪石	—	$(Mg,Fe^{2+})_2$	Mg_2	$(Mg,Fe^{2+})_3$	Si_8
			铝直闪石	—	$(Mg,Fe^{2+})_2$	Al_2	$(Mg,Fe^{2+})_3$	Al_2Si_6
			钠直闪石	$Na_{\sim1}$	$(Mg,Fe^{2+})_2$	Mg_2	$(Mg,Fe^{2+})_3$	$AlSi_7$
			钠-铝直闪石	$Na_{\sim1}$	$(Mg,Fe^{2+})_2$	Al_2	$(Mg,Fe^{2+})_3$	Al_2Si_6
	单斜	P_{2_1mn}	原角闪石	Li	$(Mg,Li)_2$	Mg_2	Mg_3	Si_8
		$P2_1/m$	原始镁铁闪石	—	$(Mg,Fe^{2+})_2$	Mg_2	$(Mg,Fe^{2+})_3$	Si_8
			原始锰镁闪石	—	$(Mn,Fe)_2$	Mg_2	$(Mg,Fe^{2+})_3$	Si_8
		$C2/m$	斜锂闪石*	—	Li_2	Al_2	$(Mg,Fe^{2+})_3$	Si_8
			镁铁闪石*	—	$(Fe^{2+},Mg)_2$	$(Mg,Fe^{2+})_2$	$(Mg,Fe^{2+})_3$	Si_8
			铁闪石*	—	Fe^{2+}	$(Fe^{2+},Mg)_2$	$(Fe^{2+},Mg)_3$	Si_8
			正铁闪石*	—	$(Mn,Fe^{2+})_2$	$(Mg,Fe^{2+})_2$	$(Fe^{2+},Mg)_3$	Si_8
			锰镁闪石*	—	Mn_2	Mg_2	$(Mg,Fe^{2+})_3$	Si_8
			锌锰镁闪石*	—	$Mn(Mn,Zn)$	Mg_2	$(Mg,Fe^{2+})_2Zn$	Si_8
钙角闪			透闪石	—	Ca_2	$(Mg,Fe^{2+})_2$	$(Mg,Fe^{2+})_3$	Si_8
			阳起石	—	Ca_2	$(Mg,Fe^{2+})_2$	$(Fe^{2+},Mg)_3$	Si_8
			亚铁阳起石*	—	Ca_2	$(Fe^{2+},Mg)_2$	$(Fe^{2+},Mg)_3$	Si_8
			普通角闪石	—	Ca_2	$(Mg,Fe^{2+})Al$	$(Mg,Fe^{2+})_3$	$AlSi_7$
			铁普通角闪石*	(K>Na)	Ca_2	$Fe^{3+}(Fe^{2+},Mg)$	$(Fe^{2+},Mg)_3$	$AlSi_7$

石棉亚族	晶系		钙镁闪石	—	Ca_2	$(Al,Fe^{3+})_2$	$(Mg,Fe^{2+})_3$	Al_2Si_6
			浅闪石	Na	Ca_2	$(Mg,Fe^{2+})_2$	$(Mg,Fe^{2+})_3$	$AlSi_7$
			韭闪石	Na	Ca_2	$(Mg,Fe^{2+})Al$	$(Mg,Fe^{2+})_3$	Al_2Si_6
			绿钙闪石	Na	Ca_2	$(Mg,Fe^{2+})Fe^{3+}$	$(Mg,Fe^{2+})_3$	Al_2Si_4
			钛闪石	Na	Ca_2	$(Mg,Fe^{2+})Ti$	$(Mg,Fe^{2+})_3$	Al_2Si_4
		$P2/a$	铅闪石*	Ca,Pb	Ca_2	$(Mg,Fe^{2+})_2$	$(Mg,Fe^{2+})_3$	Be_2Si_6
钠钙角闪石亚族		$C2/m$	蓝透闪石	—	NaCa	$(Mg,Fe^{2+})(Al,Fe^{3+})$	$(Mg,Fe^{2+})_3$	Si_8
			冻蓝闪石	—	NaCa	$(Al,Fe^{3+})_2$	$(Mg,Fe^{2+})_3$	Si_8
			镁钠钙闪石	Na	NaCa	$(Mg,Fe^{2+})_2$	$(Mg,Fe^{2+})_3$	Si_8
			钾镁钠钙闪石	K	NaCa	$(Mg,Fe^{2+})_2$	$(Mg,Fe^{2+})_3$	Si_8
			红(钠)闪石	Na	NaCa	$(Mg,Fe^{3+})(Al,Fe^{3+})$	$(Mg,Fe^{2+})_3$	$AlSi_7$
			绿(钠)闪石	Na	NaCa	$(Al,Fe^{3+})_2$	$(Mg,Fe^{2+})_3$	Al_2Si_7
碱性角闪石亚族			蓝闪石	—	Na_2	Al_2	$(Mg,Fe^{2+})_3$	Si_8
			钠闪石*	—	Na_2	Fe^{3+}	$(Fe^{2+},Mg)_3$	Si_8
			铝钠闪石	Na	Na_2	$(Mg,Fe^{2+})(Al,Fe^{3+})$	$(Mg,Fe^{2+})_2$	Si_8
			钠铝闪石	Na	Na_2	$Al(Al,Mg)$	$(Mg,Fe^{2+})_3$	$AlSi_7$
			钠铁闪石*	Na	Na_2	$(Fe^{2+},Mg)(Fe^{3+},Al)$	$(Fe^{2+},Mg)_3$	Si_8
			锌钠铁闪石*		$Na(Na,Ca,Mn)$	$(MgFe^{2+})Fe^{3+}$	$(Mg,Fe^{2+},Mn)_3$	Si_8
			钠锰闪石*	Na	Na_2	$(Mn,Mg)(Fe^{3+},Al)$	Mn_3	Si_8

(据Литвин, 1977, 资料补充)

* 与矿化作用有关的角闪石

(*Ko*)，但还应补充钠铝闪石(*Nyb*)。

角闪石族主要矿物的成分结构见表8-5。表中增列了一些矿物，尤其是与金属成矿作用可能有关的矿物种或亚种(用星号标明)，但未能将全部角闪石都包括进去。

五、角闪石族矿物的晶体化学分区

根据里克(1978)分类，以四个亚族的特征元素*CMFA*为端元编制的双三角图解(图8-9)，可分别指示角闪石族矿物的晶体化学—地球化学分区，作为探讨角闪石成因矿物族的基础。图解中*CA*遥遥相对，*C*代表Ca，是钙角闪石亚族的特征元素；*A*代表Na、K，是钠钙角闪石及碱性角闪石的特征元素。*MF*也遥遥相对，*M*代表Mg，*F*代表Fe，是镁铁角闪石亚族的特征元素，同时又是一般角闪石共有的成分，故以之为公共边。它们不仅是区分角闪石四个亚族的晶体化学标志，也是区分不同岩石、矿石成因类型的地球化学标志。

根据里克(1978)的角闪石晶体化学分类，将四个亚族角闪石的理想端元成分投于上述双三角图解中，获得四个角闪石亚族的理想晶体化学—地球化学区，用实线区标示。再将1900—1983年报道的世界各地1595个天然角闪石的确切资料投于图上，获得四个角闪石亚族的实际晶体化学—地球化学区，用点线区标示。由于天然角闪石中类质同象代替十分广泛，使它们的成分往往偏离理想的端元状态，故在四个亚族的晶体化学—地球化学分区中理想区与实际区并不完全一致。图中用虚线标示的预测区，为根据理论判断，可能出现的有关亚族的范围。

钙角闪石亚族投入*CMF*图上。因常出现Ca≤2，故实际区偏离*C*端向*MF*底线偏移，但也常出现Ca≥2，故又常出现超出实际区向*C*端偏移的异常点。图中选择性地标示了一些大理岩，

接触交代岩与基性岩中的角闪石，它们的 Ca＝2.22—3.28，CaO＝13.69—20.91%，显示Ca富集的地球化学环境。钙角闪石分区的中轴线与MF底线基本平行，说明Ca在钙角闪石族中含量趋向恒定，即在一般情况下Ca≒2，但MF互为消长，说明变化主要发生于Mg、Fe的类质同象代替之间。

镁铁角闪石亚族区平行MF底线延伸。A位中Ca＞Na＋K时，投入CMF三角图中，出现于MF底线左侧；A位中 Na＋K＞Ca时，投入AMF三角图中，出现于MF底线右侧。在里克(1978)的本亚族晶体化学分类中只考虑Na可进入富镁的端元，列出了钠—直闪石 $Na(Mg, Fe^{2+})_7(AlSi_7O_{22})(OH)_2$ 与钠—铝直闪石 $Na(Mg,Fe^{2+})_6Al(Al_2Si_6O_{22})(OH)_2$。实际上Na也可进入镁铁闪石与铁闪石的$A$位，尤其当以Mg为主转化为以Fe为主，$Fe^{3+}$有所增加时，更增加了Na进入$A$位的可能性，故所划出的有关预测区(虚线区)与实际区(点线区)一致。此外，Ca也可进入镁铁闪石亚族的A位，故本亚族分区又可向MF底线左侧扩展，但Ca进入A位的机率低于Na、K，代替B位MgFe的机率也不高，故本亚族范围向左侧较向右侧扩展为小。上述预测区也与实际区基本一致。在CMF三角图上并标出了一些钙—镁铁闪石的异常点，它们的Ca^{2+}＝0.68—0.945，CaO＝4.61—6.24%。个别近似镁铁闪石的次钙阳起石，也位于钙闪石与镁铁闪石二个分区之间的过渡位置。它的Ca^{2+}＝0.89，CaO＝5.97%。总之，由于Ca与Mg、Fe不成完全类质同象代替，故二个分区间成不连续过渡，间断十分明显。

钠钙角闪石与碱性角闪石两个亚族均落入AMF三角图解中。钠铝闪石(*Nyboite*)$NaNa_2Mg_3Al_2(AlSi_7O_{22})(OH)_2$发现于挪威榴辉岩中(Ungaretti & Smith, 1981)。但榴辉岩也可富铁，Na浓度升高时，尤其利于Fe的富集，故预测可能出现铁—钠铝闪石Fe^{2+}-*Nyboite*端元，据此划出的预测区(虚线区)也与实际区基本一致。钠钙角闪石与碱性角闪石二个分区连续过渡，并出现重

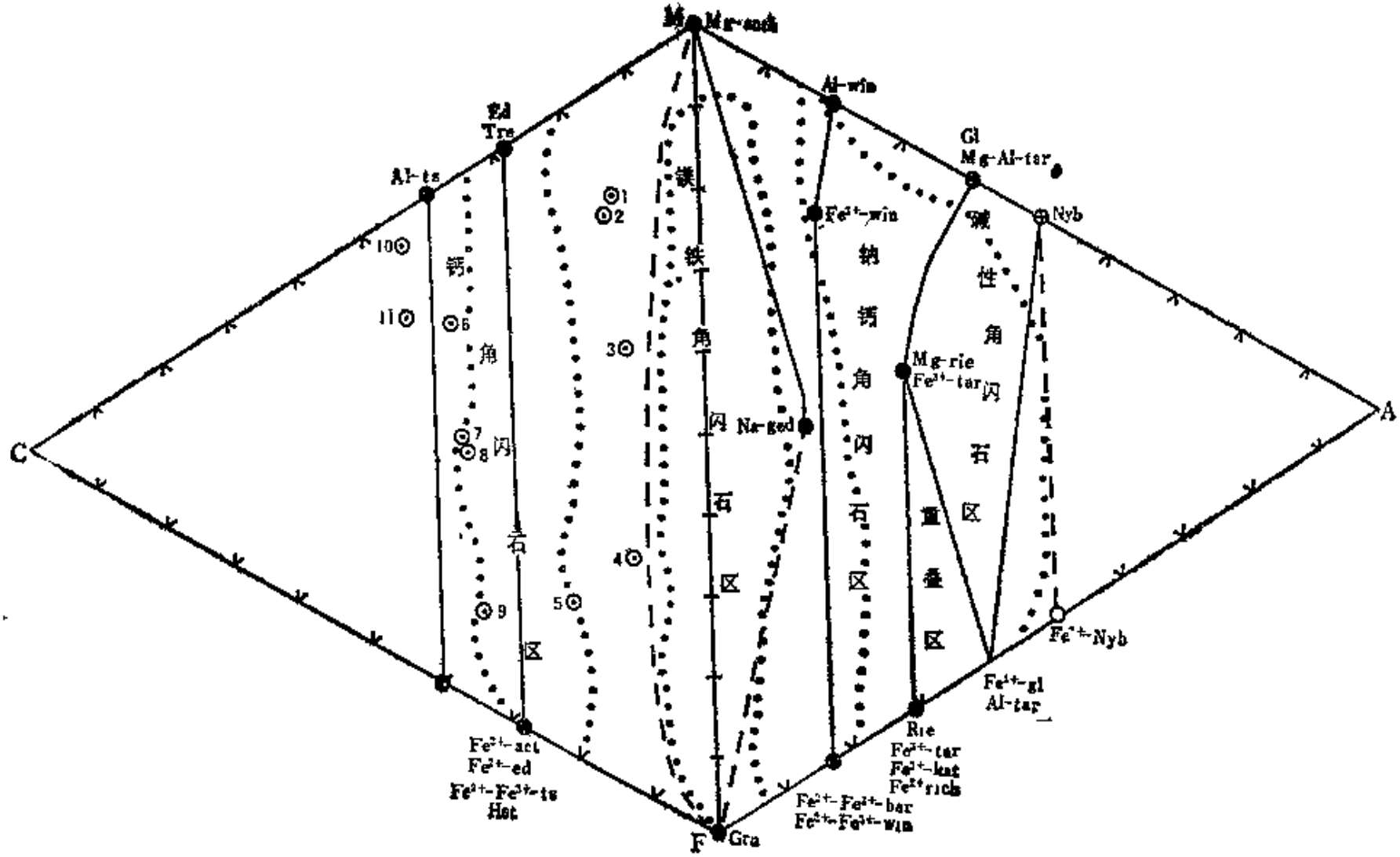

Mg-anth
Ed
Tre
Al-win
Gl
Mg-Al-tar
Al-ts
Fe³⁺-win
Nyb
镁
铁
钠
钙
角
闪
石
区
碱
性
角
闪
石
区
重
叠
区
Mg-rie
Fe³⁺-tar
Na-ged
Fe³⁺-Nyb
Fe³⁺-gl
Al-tar
Rie
Fe³⁺-tar
Fe³⁺-kat
Fe³⁺-rich
Fe³⁺-act
Fe³⁺-ed
Fe³⁺-Fe³⁺-ts
Hst
Fe³⁺-Fe³⁺-bar
Fe³⁺-Fe³⁺-win
Gru
C
A
F
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

图8-8 角闪石亚族晶体化学分区

实线区：理想区，　　虚线区：预测区，　　点线区：实际区。

● 端元角闪石，据Leake，1978。

⊕ 端元角闪石，据Ungaretti & Smith，1981。

○ 端元角闪石，据本文作者预测。

⊙ 角闪石中钙异常数值点。

1. 镁铁闪石，　　CaO6.24，Ca^{2+}0.945，
   马尔加什镁铁闪石岩(Lacroix，1939)；
2. 次钙阳起石，　　CaO5.97，Ca^{2+}0.89，
   拉布拉多橄铁石英钠闪透闪岩(Klein，1966)；
3. 镁铁闪石，　　CaO4.61，Ca^{2+}0.68，
   乌拉尔石榴角闪岩(Литвин，1981)；
4. 镁铁闪石，　　CaO4.62，Ca^{2+}0.778，
   芬兰石英岩(Hietanen，1938)；
5. 亚铁阳起石，　　CaO7.80，Ca^{2+}1.04，
   乌拉尔粗粒辉长岩(Литвин，1981)；
6. 镁绿钙闪石，　　CaO15.62，Ca^{2+}2.43，
   乌拉尔普通角闪石岩(Литвин，1981)；
7. 阳起石，　　CaO14.96，Ca^{2+}2.34，
   乌拉尔辉长苏长岩(Литвин，1981)；
8. 亚铁韭闪石，　　CaO13.69，Ca^{2+}2.22，
   乌拉尔暗闪辉长岩(Литвин，1981)；
9. 亚铁浅闪普闪石，　　CaO13.86，Ca^{2+}2.364，
   日本斧石-普通角闪石-石英岩(Watanabe，Yagi，1953)；
10. 韭闪普闪石，　　CaO[illegible]，Ca^{2+}3.09，
    外赫布里底岛大理岩(Davidson，1943)；
11. 镁角闪石，　　CaO20.91，Ca^{2+}3.28，
    乌拉尔普通角闪石辉长岩(Литвин，1981)

迭区，说明Na、Ca可成完全类质同象代替。二个分区的中轴线基本平行MF底线，也说明变化主要发生于Mg、Fe类质同象代替之间。

六、角闪石成因矿物族

角闪石成分与产出岩石关系，过去曾引起一些岩矿人员的关心。哈里蒙(1943)曾根据196个钙角闪石的$Si \rightleftharpoons NaAl$、$SiMg \rightleftharpoons AlAl$、$Na(Mg,Fe^{2+}) \rightleftharpoons Al$的类质同象代替，编制成因三角图解，确定钙角闪石不同矿物种与不同岩石的关系(图8-9)。

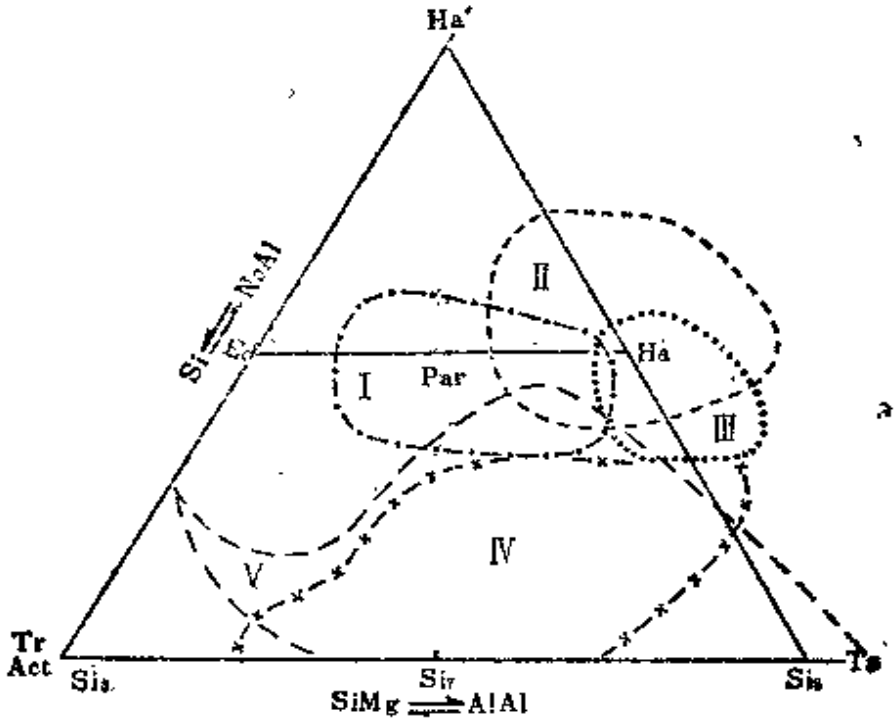


图8-9 钙角闪石成因图解

(据Hallimond, 1943)

Tr-Act, 透闪石-阳起石, $Ca_2(Mg,Fe^{2+})_5Si_8O_{22}(OH)_2$

Ts, 钙镁闪石, $Ca_2(Mg,Fe^{2+})_3Al_4Si_6O_{22}(OH)_2$

*Ed**, 浅闪石, $NaCa_2(Mg,Fe^{2+})_5AlSi_7O_{22}(OH)_2$

Par, 韭闪石, $NaCa_2(Mg,Fe^{2+})_4Al_3Si_6O_{22}(OH)_2$

Ha, 绿钙闪石, $NaCa_2(Mg,Fe^{2+})_4Fe^{3+}Al_2Si_6O_{22}(OH)_2$

*Ha'***, 似绿钙闪石, $Na_2Ca_2(Mg,Fe^{2+})_5Al_2Si_6O_{22}(OH)_2$

Ⅰ.石灰岩区, Ⅱ.霞石正长岩区, Ⅲ.玄武岩区,

Ⅳ.闪长岩区, Ⅴ.片岩角闪岩等区

*原文未注出。 **假想角闪石，实际不可能存在

都城秋穗(Miyashiro, 1957)根据51个碱性角闪石(包括部分钠钙角闪石)的Fe^{2+}/R^{2+}及$R^{3+}(Fe^{3+}+Al_{VI})$编制双坐标图解，划分了岩浆与变质角闪石成因区(图8-10)。但整个角闪石成因矿物族的系统研究过去未曾开展。

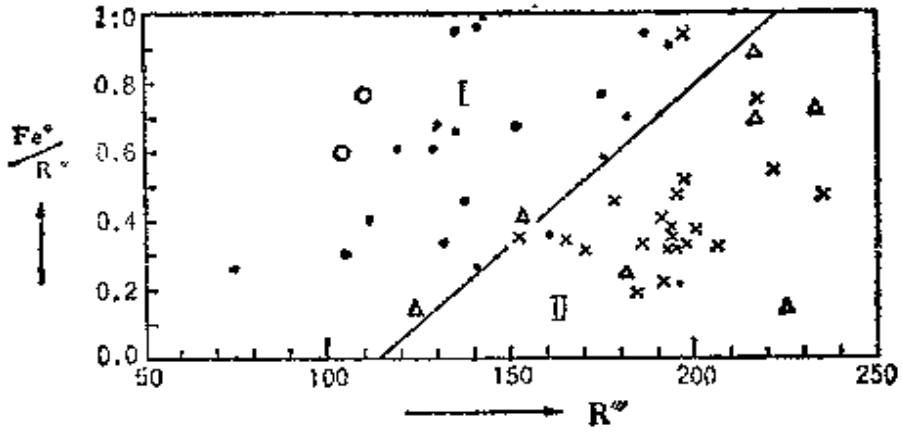


图8-10 变质岩与岩浆岩碱性角闪石分区图
(据Miyashiro, 1957)
I岩浆岩区, II变质岩区。
○火山岩碱性角闪石,
●侵入岩及伟晶岩碱性角闪石,
×片岩碱性角闪石,
△变质铁质岩碱性角闪石。

陈光远、薛君治(1964)根据164个角闪石，以Mg、$Fe^{2+}+Fe^{3+}$，Li+Ca+Na+K为端元编制三角图表(图8-11)，划分出岩浆，接触变质、正变质、副变质及超变质角闪石成因区。其中正变质与超变质成因区与岩浆区重迭。该图表Li、Na、K、Ca不分，不利于区分不同亚族角闪石的成因，但应用该图表判断密云沙厂磁铁石英岩变质铁矿围岩的片麻岩及角闪岩中角闪石为正变质成因，却为确定我国鞍山式铁矿为火山沉积变质成因，提供了矿物学依据。

本文设计的角闪石族*CMFA*双三角图解是根据晶体化学分类原则将K、Na、Ca、Mg、Fe分开，有利于分别标示不同亚族的

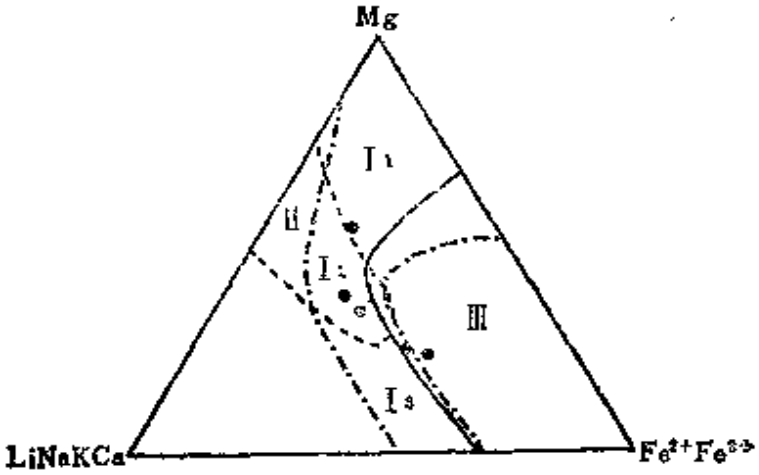


图8-11　角闪石成因矿物族三角图解

（据陈光远、薛君治，1964）

Ⅰ　岩浆成因区；
区域正变质成因区；
超变质成因区。

I_1　超基性-基性成因区，

I_2　中-酸性成因区

I_3　碱性成因区。

Ⅱ　接触交代成因区；

Ⅲ　区域副变质成因区；

黑点为密云沙厂铁矿的角闪石

晶体化学特征，可使它们的成因分区避免重迭，同时也有利于反映不同地质作用下元素分异的特点和它们与成岩成矿作用的关系。

（一）　钙碱性岩浆岩角闪石成因图解

从图8-12可见，

1．　钙碱性岩浆形成的角闪石分布十分广泛。它们以钙角闪石为主，在CFM三角图中的钙角闪石亚族分布区形成超基性岩成因角闪石密集区（I_1）、基性岩成因角闪石密集区（II_1），中性至中酸性岩成因角闪石密集区（III_1）及酸性岩成因角闪石区（IV_1）。

但超基性至基性的钙碱性岩浆也形成一部分直闪石—钙直闪石—镁铁闪石与钠直闪石—钠铝直闪石，在镁铁角闪石亚族分布区形成分散区（I_1、II_2）。

此外，当碱质增高时，一部分基性岩转化成细碧岩，此时一部分基性岩成因的角闪石也进入AMF三角图中，在钠钙角闪石—碱性角闪石亚族分布区形成分散区（II_2）。同样，当酸性岩中碱质升高形成碱性花岗岩时，一部分酸性岩成因的角闪石也进入AMF三角图，形成钙碱性—碱性角闪石的密集区（IV_1）及分散区（IV_2）。

2. 钙碱性岩浆成因的钙角闪石，从超基性（I_1）、基性（II_1）、中性—中酸性（III_1）到酸性（IV_1）岩浆岩角闪石成因区，首尾相连，互相重迭。说明在钙碱性岩浆岩中，角闪石成分演化的连续性与钙碱性岩浆岩演化的连续性一致。

3. 从超基性岩角闪石成因区（I_1）到酸性岩角闪石成因区（IV_1），M值(Mg)逐渐降低，F值(Fe)逐渐升高，这也与钙碱性岩浆的成分演化趋势一致。但有的超基性岩富铁，所以形成的钙角闪石可在中性岩角闪石成因区中形成分散区（I_2）。有的基性岩较富铁，所形成的钙角闪石也可进入酸性岩角闪石成因区，在其中形成分散区（II_2）。相反，酸性岩可以贫铁，所形成的钙角闪石也可进入中性岩角闪石成因区，形成分散区（IV_2）。中性岩也可贫铁，所形成的钙角闪石也可进入基性岩角闪石成因区，形成分散区（II_2）。

4. 钙碱性岩浆岩的钙角闪石成因区基本平行MF底线展布，说明它们的成分变化主要发生于Mg-Fe之间，它们构成完全的类质同象系列。Ca的变化趋向恒定，但从超基性岩到酸性岩整个钙角闪石成因区（I_1-IV_1）中部有向C端(Ca)凸出形成弧形的趋势，显示中基性岩浆岩角闪石较富Ca，也与钙碱性岩浆早期贫钙，中期富钙，晚期又贫钙的演化趋势一致。对每个分区来说，

也具有类似情况。

5. 因钙碱性岩浆岩富钙，故钙可在局部特别集中，形成具有钙离子异常值的钙角闪石，它们的Ca^{2+}一般＞2至≫2，分布于一般钙角闪石成因区中凸弧顶之外更为接近C(Ca)端的位置。

6. 因钙碱性岩浆兼含钙、碱，故除可形成一部分碱性与钙碱性角闪石外，在所形成的镁铁闪石亚族中既可Na＞Ca，也可Ca＞Na，因而使该成因的镁铁闪石亚族分布区兼跨MF底线的两侧进入CFM与AFM两个三角形图解区，但在C位Al较Ca更易代替Mg、Fe^{2+}，导致Na进入B位，故镁铁闪石亚族在AFM三角图解中所跨的幅度更大。

7. 由于Ca与Mg、Fe^{2+}不成完全类质同象，故在钙角闪石亚族与镁铁闪石亚族之间存在间断，但钙碱性岩浆早期贫钙，晚期也贫钙，故可出现Ca^{2+}＜1.5的钙角闪石而进入两个亚族的过渡区。同样，在所形成的镁铁闪石亚族中，也可出现Ca^{2+}＞0.5甚至$Ca^{2+}\approx1$的情况，使它们一部分也进入两个亚族的过渡区，成为具有钙离子异常值的角闪石。

8. 钙碱性岩成因的角闪石中，M、F值的变化不仅与成岩作用有关，也与成矿作用有关。按F值升高的顺序，金刚石，铬铁矿、铜镍矿、钒钛磁铁矿依次出现和消失。

(二) 碱性岩-碳酸盐岩角闪石成因图解

从图8-13可见：

1. 碱性岩浆与钙碱性岩浆成分上有亲缘关系。因碱性岩也含一定量的CaO，故除形成碱性闪石、钠钙闪石(I_1)外，也形成一部分钙角闪石(I_2)。

2. 碳酸盐岩浆与碱性岩浆成分上也有亲缘关系。因碳酸盐岩浆也含碱质，故也形成碱性闪石与钠钙闪石(II_1)，而与碱性岩角闪石区部分重迭。但碳酸盐岩浆并不形成钙角闪石，因

Ca已大量进入碳酸盐。两者均不形成镁铁角闪石亚族的角闪石，因富钙、富碱，B位及A位均已为钙碱占据。

3. 碳酸盐岩中角闪石更富Mg，M值已超出基性岩上界，进入超基性岩区（Ⅱ$_1$）。碱性岩中角闪石含Mg量较低，M值最大只到中性岩上界（Ⅰ$_1$）。两者F值也有较大差异，碱性岩中角闪石富铁，F值下界已与花岗岩及碱性花岗岩中角闪石（Ⅰ$_1$，Ⅰ$_2$）相当。但碳酸盐岩贫铁，故所形成的少量钠闪石含铁量也较低（Ⅱ$_2$）。从两者角闪石的发育可见，碱性岩浆与碳酸盐岩浆为岩浆演化不同阶段产物。

4. 碳酸盐岩中角闪石成分较简单，变化范围较小，共生矿物主要为含大量挥发分的碳酸盐。碱性岩中角闪石成分复杂，变化范围大，共生矿物主要为不含挥发分的长石族与似长石族的硅酸盐。故两者相比，碳酸盐岩浆应为晚阶段产物，这点从它的野外产状也可得到证实。碳酸盐岩常成伟晶状穿切碱性岩颈、岩锥、岩席、岩墙，它的火山灰流中还见包有霓霞岩等碱性岩的岩块和晶屑，也是一个佐证。

5. 两者中的碱性角闪石与钠钙闪石均成连续渐变，显示Na、Ca可成完全类质同象代替。碱性岩浆所形成的角闪石，以A值和C值相比，$A>C$，碱性及钠钙角闪石分区形成总体向A端更为突出的弧形，因在该类角闪石中不仅B位可为碱质占据，A位也可为碱质占据。但在碱性岩浆所形成的钙角闪石中只有B位为钙占据。

6. 碱性岩与碳酸盐岩成因的角闪石远不如钙碱性岩的钙角闪石密集，说明碱性岩与碳酸盐岩的分布远不如钙碱性岩浆岩普遍。

7. 碱性岩较富挥发分和铁质，故其中角闪石可能与磷灰石或磷灰石—磁铁矿相伴。碳酸盐岩富无机碳，可与产金刚石的金伯利岩伴生，故其中角闪石可作为找矿的间接标志。

（三） 区域变质角闪石成因图解

从图8-14可见：

1. 区域变质作用角闪石分布十分广泛，因区域变质作用是区域性的，属中低压，在地壳中上部最易出现。在浅变质的绿片岩相、中浅变质的黝帘或绿帘角闪岩相、中变质的角闪岩相、深变质的麻粒岩相及超变质的混合岩相中均有角闪石产出。

2. 区域变质作用的角闪石成分十分复杂。因不同成分的原岩在不同条件下，便可产生不同的角闪石种属，故区域变质成因角闪石在四个亚族中均有出现。

3. 正变质的角闪石成因区与岩浆作用的角闪石成因区雷同。其中钙碱性岩浆岩变质形成的钙角闪石分布最广泛，在钙角闪石亚族区形成密集区（I_1）。其次为超镁铁质到镁铁质岩浆岩与一部分基性—超基性岩变质形成的镁铁角闪石亚族的角闪石，它们形成中等密集区（I_2）。碱性岩在地壳中出现较少，由其变质而形成的角闪石较少，故形成分散区（I_3）。在以上正变质角闪石中，变质超镁铁质到镁铁质岩的角闪石成因最为复杂，除形成镁铁质角闪石的中等密集区（I_2）外，也形成一部分钙角闪石及一小部分钠钙角闪石到碱性角闪石的分散区（I_3）。

4. 副变质成因的角闪石包括沉积碳酸盐建造与硅铁建造沉积变质形成的角闪石。沉积粘土岩与泥灰岩，因富钾，变质后常形成云母，而不形成角闪石。沉积碳酸盐建造变质形成的角闪石以透闪石为主形成密集区（II_{1-1}），阳起石较少，形成分散区（II_{1-2}）。显示在沉积作用中，成矿作用也远不如成岩作用广泛。

5. 副变质硅铁建造以沉积形成镁铁闪石到铁闪石密集区为主（II_{2-1}），但也在镁铁角闪石亚族分布区形成一部分锰铁闪石及锰镁闪石分散区（II_{2-2}），并在钙角闪石亚族分布区形成一部分阳起石至亚铁阳起石分散区（II_{2-2}）。它们除含Ca显示沉积特

征外，也含Na，显示物质来源与海底火山喷发有关。大部分磁铁建造角闪石，不论正副变质，M值均较低，F值均较高，显示富铁的特征，是指示铁矿成矿的标志。

6. 从绿片岩相到麻粒岩相温度逐渐升高，再升高即进入超变质相。超变质成因角闪石（Ⅲ$_2$）分布不广泛。镁铁质至超镁铁质岩贫碱质，本身不产生混合岩化，碱性岩富于碱质，不易接受混合岩化，故在它们的变质岩中不易形成超变质的角闪石。钙碱性岩从基性—超基性岩—中酸性岩碱质含量均不高，故可接受混合岩化，形成超变质成因角闪石的不同分散区（Ⅲ$_2$），最后才形成与酸性岩相似的混合花岗岩。由此形成的超变质成因角闪石与酸性岩成因的角闪石相似，可迭加在其上形成密集区（Ⅲ$_1$），但因其中钙相对降低，碱质升高，铁质也升高，故更偏近MF底线近F的一端。镁铁质至超镁铁质岩虽贫碱质不产生混合岩化，但却可接受碱质，在镁铁角闪石亚族分布区形成部分超变质角闪石分散区（Ⅲ$_2$）。

7. 碱质富集有利于Fe的氧化。从麻粒岩相到超变质相，角闪石碱质及Fe^{3+}不断升高，Fe^{3+}升高尤为显著，在碱质中K与K/Na比也不断升高（图8-3及8-4）。

（四） 接触交代角闪石成因图解

从图8-15可见：

1. 接触交代成因的角闪石十分零星，不像区域变质成因的角闪石分布广泛。因它们的出现仅限于岩浆岩与围岩的接触带，并不成区域分布，而且如岩浆岩缺乏挥发分，在接触带只出现热变质，只出现角岩与热变质角闪石，并不形成交代成因的角闪石。

2. 接触交代成因的角闪石种属也远不如岩浆成因的复杂，因它们的成分既受围岩成分的限制，也受与之接触的岩浆岩成分

的限制。

3. 镁矽卡岩成因角闪石(I)以直闪石、铝直闪石、镁铁闪石为主。形成于中深酸性岩浆侵入白云岩的接触带，也形成于花岗岩或花岗伟晶岩侵入超基性岩或蛇纹岩的接触带，或超基性岩侵入酸性片麻岩如白云母石英石榴片麻岩的接触带以及一些有关岩浆岩中的围岩掉块中。

4. 钙、镁、铁、锰等各种碳酸盐沉积最易受交代，与钙碱性岩浆接触便可形成钙镁-钙铁角闪石（I_1、I_2、I_3）包括透闪石、阳起石、亚铁阳起石，也包括镁绿钙闪石、铅闪石、绿钙闪石；锰镁-锰铁角闪石（II_1，II_2），锌-锰镁角闪石。与碱性岩浆接触即可形成与透闪石相对应的蓝透闪石（IV_1）、镁钠铁闪石（IV_2）及钠—锰铁角闪石（IV_3）。

5. 石英岩与钙碱性岩浆接触带一般不形成矽卡岩。但在与碱性岩浆的接触带却可发生强烈的交代作用。如在霓长岩与石英岩的接触带便可形成霓长岩化石英岩，出现镁钠铁闪石、青铝闪石、镁钠闪石、钠闪石等碱性角闪石(V)。

6. 在锂伟晶岩与角闪岩、角闪片岩、石英-角闪片岩及闪长岩、花岗闪长岩等的接触带，来自伟晶岩的含锂气液交代围岩中的普通角闪石，带出Ca、Mg、Fe，带入Li、Al、Si，便可形成锂闪石。在南罗德西亚被交代的钙镁闪普闪石(1)与锂闪石(2)的晶体化学式如下(据Knorring & Hornung, 1961)：

(1) $(K_{0.50}Na_{0.38})_{0.44}(Ca_{1.78}Na_{0.11}Li_{0.09}Mg_{0.04})_{2.00}(Mg_{1.89}Fe^{2+}_{0.78}Al_{0.78}Fe^{3+}_{0.41}Ti_{0.11}Mn_{0.03})_{5.00}(Si_{6.64}Al_{1.46})O_{22}(OH)_{1.78}$

(2) $K_{0.01}(Li_{1.79}Mg_{0.10}Na_{0.03}Ca_{0.03})_{1.95}(Al_{1.84}Mg_{1.66}Fe^{2+}_{0.21}Fe^{3+}_{0.24}Mn_{0.03}Ti_{0.02})_{5.00}(Si_{7.89}Al_{0.11})O_{22}(OH_{1.86}F_{0.08})_{1.94}$

斜锂闪石出现于西伯利亚锂伟晶岩穿切辉绿岩的接触带。形成斜锂闪石的交代作用比形成锂闪石更为强烈，因它较锂闪石带

入更多的Al、Si、F，带出更多的Fe^{2+}。它可能为含锂气液交代辉石的产物，它的晶体化学式如下(Гинзбург, 1965)：

$(K_{0.04}Na_{0.43}Ca_{0.03})_{0.50}(Li_{1.79}Ca_{0.21})_{2.00}(Al_{2.21}Mg_{1.93}Fe^{2+}_{0.65}Fe^{3+}_{0.85}Mn_{0.06})_{5.00}(Si_8O_{20})(F_{3.74}OH_{0.28})$。

在斜锂闪石中A位K、Na、Ca大离子总和达0.50，AB位K、Na、Ca大离子总和达0.71，Li配位数为6，是使斜锂闪石具有单斜晶系对称、成$C2/m$空间群的原因。

锂闪石可出现于伟晶岩1米以外含普通角闪石的围岩节理及破碎带中，也可出现于受锂伟晶岩穿切的石英黑云母片麻岩的孔洞中。它的含量与伟晶岩中绿泥石成反消长。伟晶岩中有时还含锂云母。锂角闪石是指示锂矿化及翠绿色(hiddenite)及浅紫色(Kunzite)宝石级锂辉石的标志。

7. 接触交代成因角闪石除指示Li矿化外，还可指示Fe、Mn、Zn等矿化。

表8-6 酸性岩接触带砂卡岩铁矿床角闪石

	角闪石矿物种	Fe^{2+}	FeO%	Fe^{3+}	Fe_2O_3%	Mn^{2+}	MnO%
1	亚铁阳起石	4.05	30.50	0.26	2.15	0.47	3.48
2	亚铁阳起石	3.08	23.87	0.61	5.26	0.08	0.62

	角闪石矿物种	TFe	Al^{3+}	Al_2O_3%	OH^-	H_2O^+%
1	亚铁阳起石	25.30	0.24	1.30	2.26	2.13
2	亚铁阳起石	23.30	0.36	1.98	2.29	2.23

1. 美国爱达荷州Tamarack铁矿，据Sundius, 1946
2. 瑞典Nordmarken铁矿，据Kunitz, 1930

角闪石1及2均为亚铁阳起石，但后者含Fe量较低，显示Fe介质浓度较低，故出现成菱形十二面体的磁铁矿，与我国邢邯地区相似。在品位较低、规模较小的铁矿床中，也出现菱形十二面体磁铁矿。

表8-7　基性岩接触带矽卡岩铁矿床角闪石

	角闪石矿物种	Fe^{2+}	FeO%	Fe^{3+}	Fe_2O_3%	Mn^{2+}	MnO%	TFe	Al^{3+}
1	亚铁绿钙闪石	2.75	19.99	0.44	7.60	0.06	0.43	20.92	1.98
2	亚铁绿钙闪石	2.45	18.46	1.42	11.45	0.22	1.60	22.75	1.64

	角闪石矿物种	Al_2O_3%	OH^-	H_2O^+%	Cl^-	Cl%	F^-	F%
1	亚铁绿钙闪石	10.22	1.15	1.05	2.02	7.24	0.00	0.00
2	亚铁绿钙闪石	8.78	1.63	1.44	0.31	1.12	0.04	0.09

1. 辉长玢岩矽卡岩，据Krutov，1936.
2. 马坑铁矿　据赵一鸣，1980

从表8-6及表8-7可见，酸性与基性侵入岩均可形成矽卡岩铁矿，两者接触带角闪石TFe均可进入铁矿边界品位。但酸性侵入岩形成温度较低，Al_2O_3含量也较低（花岗岩中Al_2O_3平均含量13.8%），故其亚铁普闪石含Al较低；而基性侵入岩形成温度较高，且Al_2O_3含量也较高（辉长岩中Al_2O_3平均含量16.4%），故形成的亚铁绿钙闪石中含Al大大高于前者。此外，两者的挥发分与附加阴离子也不同，前者不含F、Cl而含较多结构水，其(OH)均大于2，而后者显示出Cl≫F，甚至Cl≫H_2O^+的特征。

表8-8及表8-9中的角闪石均为与成矿作用有关的角闪石。此外，如瑞典龙邦矿床蓝透闪石含Mn^{2+}0.278、MnO2.40%（Sundius，1945）；镁铁闪石含Mn^{2+}0.86、MnO7.38%（Sundius，1931）；铅闪石含Pb^{2+}0.40、PbO6.71%（Moore，1968）；两个镁绿钙闪石一个含Mn^{2+}0.40、MnO3.24%，PbO2.12%，另一个含Mn^{2+}0.27、

表8-8　矽卡岩锌锰矿床角闪石

	角闪石矿物种	Zn^{2+}	ZnO%	Mn^{2+}	MnO%
1	锰锌-阳起石	1.04	9.54	0.67	5.42
2	锌锰-镁铁闪石	1.22	10.46	1.83	13.79
3	锰锌-镁钠铁闪石	0.86	7.84	0.61	4.16

1、2、3为美国新泽西州法兰克林锌锰矿床角闪石（据Klein，1968）

表8-9 矽卡岩锰矿床角闪石

	角闪石矿物种	Mn^{2+}	MnO%	Fe^{2+}	FeO%	Fe^{3+}	Fe_2O_3%
1	锰阳起石	0.91	7.38	1.25	10.04	0.05	0.59
2	锰阳起石	0.74	5.79	1.82	14.40	0.39	3.46
3	锰镁闪石	0.95	8.25	0.12	1.06	0.27	2.63
4	钠锰闪石	3.69	7.96	0.00	0.00	0.33	2.85

1,2. 日本Kaso锰矿床，(Yosimura，1939)

3. 印度中央部Tirodi锰矿床，(Dunn & Roy，1938)

4. 日本Iwate州，Tanohata锰矿床，(Nambu等，1969)

MnO_2 2.22%，PbO 0.2% (Magnusson，1930；Gillberg，1960)，均为指示矽卡岩成矿作用的角闪石。

在接触交代作用中，成气液状态的挥发分，对离子的迁移搬运所起的作用十分重要。如缺乏挥发分，不仅 Al^{3+}、Si^{4+}、Fe^{2+}、Fe^{3+}、Mg^{2+}、Ca^{2+}等离子不能运移，甚至Li^+、Na^+、K^+等活性离子也难运移。在我国宁芜地区的中生代陆相火山岩的玢岩铁矿区，有的火山岩含H_2O^+可高达6.8%，它使黑色的普通角闪石褪色转化为透闪石，所析出的铁形成磁铁矿和阳起石。在我国邯邢地区矽卡岩铁矿区花岗闪长岩中的普通角闪石也有类似的褪色现象。此类交代作用均与形成铁矿的机理有关。

(五) 热液角闪石成因图解

从图8-16可见：

1. 热液成因角闪石也很分散。在辉石岩、苏长岩、辉长岩、闪长岩等岩浆岩的自变质过程中或成岩后的动力作用与水热蚀变作用中，原生辉石常转化成次生的纤闪石 (*Uralite*)，它们的成分与原生辉石相近，可为透闪石、阳起石、镁铁闪石或普通角闪石，但过去缺乏精确测定。加拿大萨德伯里苏长岩中的纤闪石部分成分为SiO_2 52.34%，Al_2O_3 5.07%，CaO 6.58% (Oliver，1951)，与马尔加什钙—镁铁闪石 (Lacroix，1939) 相当。印度

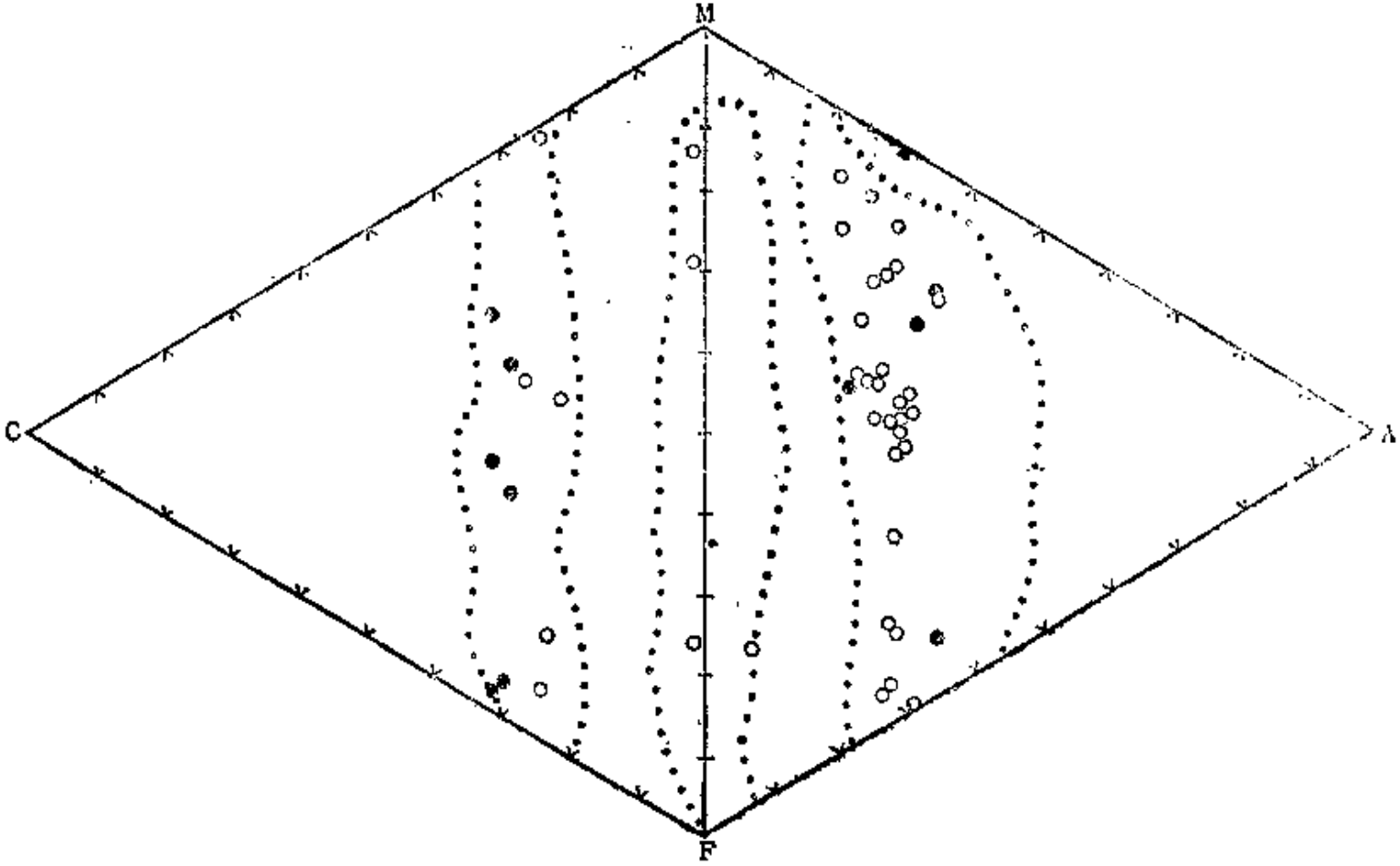


图8-16　热液角闪石成因图解
●热液脉角闪石，○热液角闪石石棉。

Nagpur 锰—纤闪石部分成分为 Na_2O 7.4%，CaO 2.2%，MnO 3.1%(Kalpady & Dave, 1958)，应为含锰的碱性角闪石。此类纤闪石虽较常见，但成分不定，分布范围不广，未标入图中。

2. 挥发分进一步集中可形成热液角闪石脉，穿切围岩。有的热液脉就地取材，是围岩物质局部活化、短程运移的产物，故规模很小，有时成显微细脉，如图8-17及图8-18。

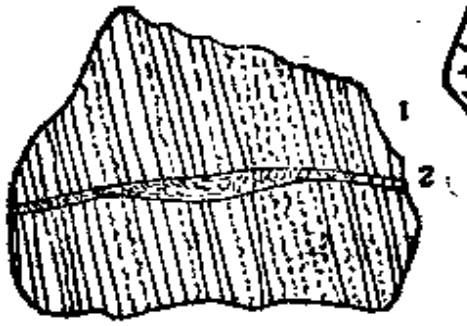


图8-17 石英阳起磁铁矿脉（辽阳弓长岭铁矿杨木采坑）
（据陈光远等，1984）
1. 阳起磁铁石英岩，
2. 石英阳起磁铁矿脉。

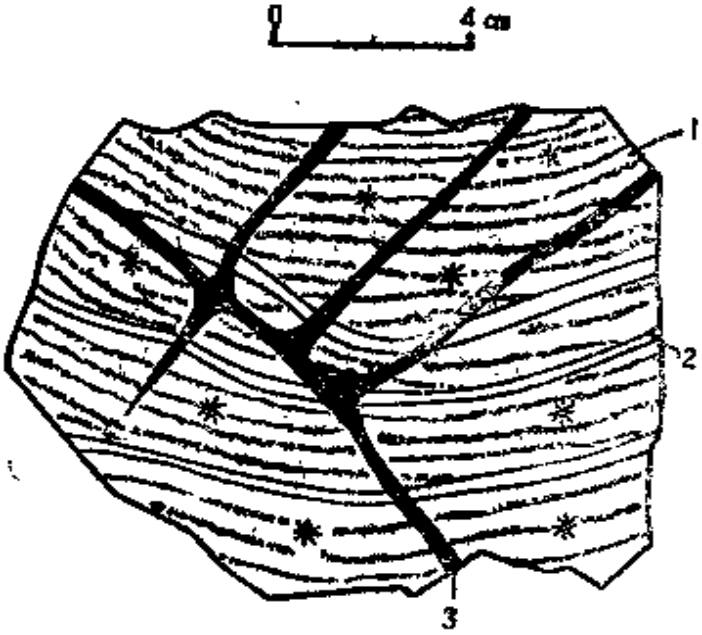


图8-18 铁闪石脉（辽阳弓长岭铁矿杨木采坑）
（据陈光远等，1984）
1. 铁闪石磁铁富矿层，2. 石英脉，3. 铁闪石脉

角闪石脉的角闪石成分与围岩中角闪石相近，故常重迭于岩浆成因区或变质成因区之上。但并非所有角闪石均可成热液脉，如在弓长岭火山沉积变质铁矿床中，只有更富铁或更富钠的阳起石，铁闪石，钠铁闪石才形成热液脉，而透闪石、镁铁闪石、钠闪石等其它角闪石并不成热液脉，显示铁质与钠质活性较强。这类角闪石热液脉矿物组合十分简单，常成单矿物脉，如在弓长岭矿区的铁闪石脉，但有时也成铁铝榴石—铁闪石脉或石英阳起磁

铁矿脉。

3. 挥发分大量集中便出现热液成因的角闪石石棉。它们的分布远较不成石棉的角闪石热液脉广泛，因大量挥发分可提高多种离子的活性，从而可能形成多种不同成分的角闪石石棉。但也并非所有角闪石种属均可形成角闪石石棉。商业用角闪石石棉的形成条件有以下要求：

1) 角闪石相邻双晶晶粒取向在 c 轴方向上互相平行，且围绕 c 轴有一定旋转角，但不达到双晶位置，边界角不小于9°，使它们的界面与内部结构不相连，便于纤维分离生长 (Veblen, 1980)。

2) 介质温度较低，水分超过常量，使角闪石结构中出现平行(100)的选置无序，便于纤维平行 c 轴分离生长。同时出现平行 (010) 的多链结构，可加强沿 c 轴的键力而便于纤维平行 c 轴生长。

3) 低温和高挥发分还可使角闪石相邻双晶晶粒间隙中出现滑石，蛇纹石、绿泥石等层状硅酸盐或碳酸盐，使角闪石双晶晶粒能分开生长形成纤维，但这类夹有杂质的对加工有一定影响。

4) 角闪石双链硅氧骨干中不出现(Si、Al)类质同象代替，不减弱硅氧骨干的强度，便于纤维沿 c 轴生长。

5) 有不断扩展的裂隙，便于角闪石石棉沿 c 轴平行脉壁或垂直脉壁长成纵横纤维。

综上所述，形成角闪石石棉必须有晚期或后期构造热液活动迭加，但以上要求并非在一般岩浆岩与变质岩中均能达到。如在高温、低挥发分条件下形成的$(Si_7Al)O_{22}$型的钠直闪石、狭义的普通角闪石、浅闪石、冻蓝闪石、红闪石、钠铝闪石(Nyboite)、$(Si_6Al_2)O_{22}$型的钠铝直闪石、韭闪石、绿钙闪石、钙镁闪石、绿钠闪石，均不易形成角闪石或热液角闪石石棉。钛闪石、蓝闪石、铝钠闪石及钠钙镁闪石结构虽属(Si_8O_{22})型，并无 (Si, Al)

代替，但为高温、高压种属，挥发分含量低，(OH,F,Cl)<2，故也不形成角闪石石棉。但直闪石、铁闪石、透闪石，阳起石、蓝透闪石，钠闪石、钠铁闪石等结构型为(Si_8O_{22})型，可在低温高挥发分状态下结晶。当(OH,F,Cl)>2时，还可形成多链结构，故易形成角闪石石棉。

角闪石石棉的成分取决于被热液迭加的岩浆岩、变质岩与沉积岩的成分，也决定于迭加热液的原始成分。如在白云岩或白云大理岩区，便易形成透闪石石棉，在有碱性热液迭加或有钠质火山沉积物质参加的白云岩或白云大理岩区，便易形成蓝透闪石石棉。在镁铁质与超镁铁质岩浆岩或变质岩区，易形成直闪石石棉。在红层或硅铁建造矿床中，易形成钠闪石或钠铁闪石石棉。甚至在锌锰铁矿区，还可形成含钙的锌锰—镁铁闪石型石棉。如在美国新泽西州法兰克林接触交代矿床中，它含CaO6.92%、ZnO7.10%、MnO1.70%(König, 1887, 1889)，它的晶体化学式约相当于：

$$Ca(Mn,Zn)(Mg,Fe)_6(Si_4O_{11})_2(OH)_2。$$

角闪石石棉纤维间的充填物也与围岩成分有关。如大理岩区的透闪石石棉易充填碳酸盐与胶磷矿。红层区的钠闪石或钠铁闪石石棉易充填石膏。超基性岩或超镁铁质至镁铁质岩的直闪石石棉易充填滑石、蛇纹石、绿泥石等富镁的层状硅酸盐。硅铁建造铁闪石石棉，易充填石髓等等。

由于角闪石石棉种属不超出岩浆与变质成因的角闪石种属范围，故均分散迭加于上述成因区之上，不构成独立的成因区。

(六) 榴辉岩角闪石成因图解

从图8-19可见：

1. 榴辉岩中角闪石(Ⅰ)与蓝片岩中角闪石(Ⅱ)均以钠钙角闪石及碱性角闪石为主。钙角闪石少见，镁铁角闪石缺乏。它们

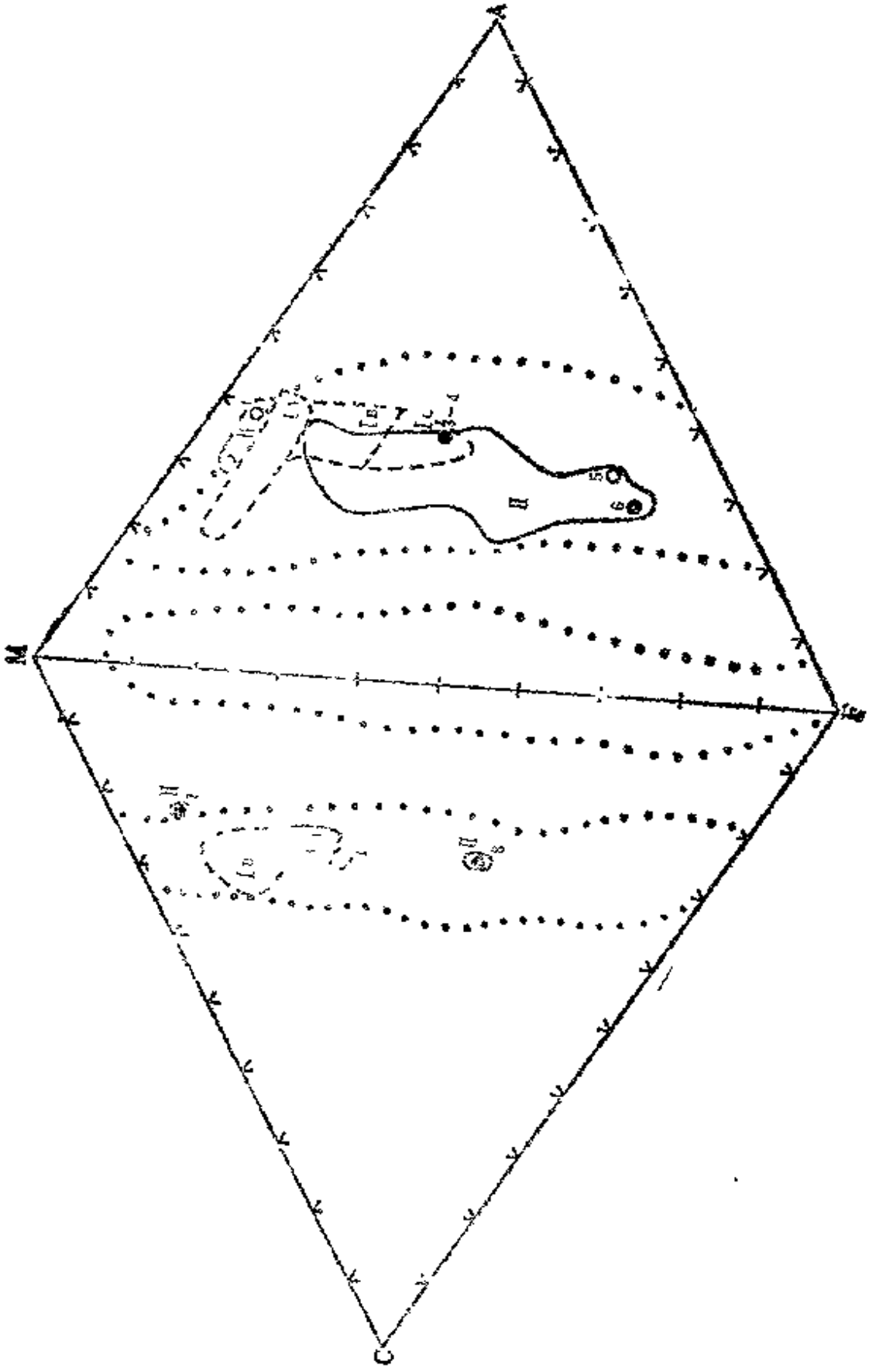

A
M
C
III
II
II

图8-19 榴辉岩-蓝片岩角闪石成因图解

虚线区：I_1 榴辉岩钠钙角闪石-碱性角闪石区；I_2 榴辉岩钙角闪石区；

I_{1A} *A*型榴辉岩，

I_{1B} *B*型榴辉岩，　　I_{2B} *B*型榴辉岩，

I_{1C} *C*型榴辉岩，　　I_{2C} *C*型榴辉岩。

实线区：I_1 蓝片岩钠钙-碱性角闪石区：

1. 铝钠闪石，缅甸硬玉岩(Lacroix, 1930)，
2. 镁钠钙闪石，缅甸硬玉岩(Krenner, 1933)，
3. 蓝闪石，美国加州硬玉钠长蓝闪片岩(Coleman & Papike, 1968)，
4. 青铝闪石，美国加州硬玉硬柱石青铝闪石片岩(Brown & Bradshaw 1979)，
5. 亚铁蓝闪石，产地同上，
6. 钠铁闪石，美国加州石榴堆辉钠闪片岩(Coleman & Papike, 1968)。

I_2 蓝片岩钙角闪石区：

7. 镁酱闪石，日本硬玉钠长岩(Iwao, 1953; Shido, 1958)，
8. 亚铁阳起石，美国加州石榴青铝闪石片岩(Coleman & Papike, 1968)。

虚点区：角闪石亚族实际晶体化学区

的矿物种属较简单，在地壳中的分布范围也不似一般区域变质及岩浆成因的广泛。尤其是榴辉岩常在其它岩石中成包体或小的断块，加以易受后期退变质作用而难于保存，它比成带状分布的蓝片岩更为少见。

2. 榴辉岩中的钠钙角闪石—碱性角闪石的种属成因产状及矿物共生组合各不相同。 根据角闪石的上述特征，可将榴辉岩分为A、B、C三种类型：

A型 以挪威北峡江 (Nordfjord) 及其邻近地区片麻岩中早期榴辉岩扁透镜体为代表，其中所含早世代角闪石(I_A)及其成分特征（据Ungaretti & Smith, 1981）如下：

蓝透闪石 $NaCaMg_4AlSi_8O_{22}(OH)_2$。

冻蓝闪石 $NaCaMg_3Al_2(Si_7Al)_8O_{22}(OH)_2$。

钠铝闪石 $NaNa_2Mg_3Al_2(Si_7Al)_8O_{22}(OH)_2$。

三者中尤以钠铝闪石最为特征。

上述早世代角闪石在AMF图中远离F端，平行MA底线延展，说明Fe含量低，且近于恒定。它们的成分变化于 (Na、Ca)、(Mg、Al) 之间，$Mg \gg Fe^{2+}$，$Al \gg Fe^{3+}$，Al_{IV}较高，X_{Na}(Na/Na+Ca) 最高可达 0.91%。与之共生的绿辉石的X_{Na}最高可达0.82%，已进入贫锥辉石的硬玉范围，显示高压矿物组合的特征，属来自上地幔的榴辉岩 (Lappin & Smith, 1978; Smith 1976, 1978, 1980)。

B型 可以上述同一地区晚期榴辉岩为代表，其中所含晚世代角闪石(I_B)及其特征(据Ungaretti及Smith, 1981)如下：

镁铝—绿(钠)闪石$Na_2CaMg_3Al_2(Si_6Al_2)_8O_{22}(OH)_2$。它极富Al，且高Na、高Mg，已接近镁铝-绿钠闪石端元成分，与一般岩浆型富Fe^{2+}与Fe^{3+}的绿钠闪石迥然不同，显示在较高压力下形成的特征。但与早世代I_A型角闪石相比，$Al_{IV}(M_2)$、$Mg(M_1, M_3)$较低，而$Fe^{2+}(M_1、M_3)$、$Fe^{3+}(M_2)$、$Ti(M_2)$较高。它成

后成合晶结构，与斜长石及低X_{Na}的次生单斜辉石共生，又显示形成压力低于I_A型。它出现于似脉状的角闪岩化层中，为早期榴辉岩的退变质产物，为与周围角闪岩相的片麻岩同相的榴辉岩，在AMF图中它的位置也较I_A型靠近F端。

C型　可以美国加利福尼亚法兰西斯康杂岩第4类型(Brown & Bradshaw, 1979)为代表，它们延长多数<10m，榴辉岩成粗晶叶片状，通常为片麻状，与薄层蓝片岩、石榴岩、绿帘岩成互层。矿物组合中除构成榴辉岩的主要矿物绿辉石与石榴石外，还有绿帘石，次要矿物有多硅白云母、金红石、榍石。所含I_{1c}型碱性角闪石如下：

蓝闪石　$Na_2(Mg、Fe^{2+})_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$。

仍富Na高$Al_{\text{Ⅵ}}$，且$Mg>Fe^{2+}$，也显示在较高压力下形成的特征。但它的Fe^{2+}含量高于I_A及I_B型，故在AMF图中位置也更靠近F端。与之共生的绿辉石成分为$Jd_{31-36}Ac_{11-14}Di+He_{53-57}$（其中$Jd$代表硬玉分子，$Ac$代表锥辉石分子、$Di+He$代表透辉石＋钙铁辉石分子），已不出现硬玉。共生石榴石也为铁铝榴石，而非镁铝榴石。故它形成的压力又低于A型及B型榴辉岩。

3、榴辉岩中的钙角闪石　这类角闪石不像碱性角闪石及钠钙角闪石那样普遍。苏联极地乌拉尔榴辉岩中的浅闪石闪石含Cr^{3+}0.04，与绿辉石、镁铝榴石、蓝晶石、黝帘石、石英共生(Удовкина, 1962)。奥地利阿尔卑斯榴辉岩中出现韭闪石闪石(Koritnig, 1940)，苏格兰蓝片岩中的榴辉岩出现韭闪石(Bloxam & Allen, 1960)，格陵兰岛片麻岩的榴辉岩包体中出现钙镁闪石(Sahlstein, 1935)。现暂划归为B型，还有待对它们的矿物世代、成分结构及共生矿物进一步研究确定。有的榴辉岩中还含钛闪石，可能属A型，也可能属B型，也有待根据成分、结构与共生矿物确定。

加利福尼亚法兰西斯康杂岩第4类型的榴辉岩中的钙角闪

石，为较富钠铁的镁普闪石（Brown & Bradshaw, 1979），它的晶体化学式如下：

$Na_{0.49}(Ca_{1.48}Na_{0.52})_{2.00}(Mg_{2.79}Fe^{2+}_{1.09}Al_{0.79}Fe^{3+}_{0.89}Mn_{0.01})_{5.00}(Si_{6.86}Al_{1.14})_{8.00}O_{22}(OH)_2$。

其中仍然$Mg>Fe^{2+}$，$Al_{\text{总}}>Fe^{3+}$，但Fe^{2+}、Fe^{3+}含量均高于上述I_B型钙角闪石，在CMF图中也较I_B型钙角闪石更偏近F端。它与铁铝榴石及Jd分子含量较低的绿辉石同相共生，故也应属I_O型。

4. *角闪石与榴辉岩的分相* 柯尔曼等（Coleman等，1965）根据石榴石中镁铝榴石分子含量，把榴辉岩分为A、B、C三类。A类中镁铝榴石分子大于55%，产于金伯利岩、橄榄岩、玄武岩中；B类中为55—30%，产于混合片麻岩中；C类中小于30%，产于阿尔卑斯型蓝片岩的变质带中。在该分类中，钙榴石分子含量近于恒定，锰铝榴石分子含量较低，可忽略不计。故三类榴辉岩的石榴石成分主要是在镁铝榴石与铁铝榴石之间变化。它伴随Mg逐渐降低与Fe^{2+}相应的升高，A类称为镁榴辉岩。B，C类均称为铁榴辉岩。自A类至C类，形成压力逐渐降低，这与角闪石变化的趋势一致。

罗福林等（Lovering & white, 1969）在他们的补充图解（图8-20）中进一步考虑了钙榴石分子含量在三类榴辉岩中的变化。它在A类榴辉岩中可高达80%±，低至低于10%，变化幅度很大。但它在B类及C类中不大于40%，变化幅度较小，在角闪石AMF三角图解中，$X_{Ca}(Ca/Ca+Na)$在I_A型榴辉岩中可高达51.40%，低至8.96%，变化幅度也很大。在I_B型中只达35.33%。在I_O型中更低，只有13.50%，Ca含量大大降低，变化幅度也变小。此种变化也与上述三类榴辉岩中石榴石成分变化的趋势一致。同样，三类榴辉岩中角闪石的Mg、Fe含量变化也与石榴石一致。

5. *角闪石与形成榴辉岩的温压条件* 榴辉岩按是否含水分为干湿两个系统，干系统不含角闪石，湿系统含角闪石。

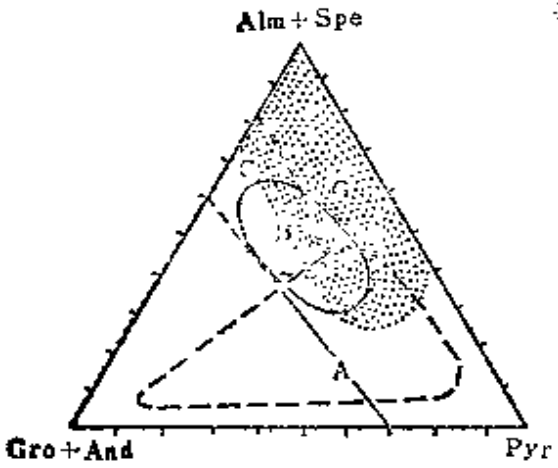


图8-20 三类榴辉岩与麻粒岩的石榴石成分
（据Lovering & White, 1969）
*A*区—镁榴辉岩区，
*B*区—铁榴辉岩区，
*C*区—铁榴辉岩区，
点区—麻粒岩区，

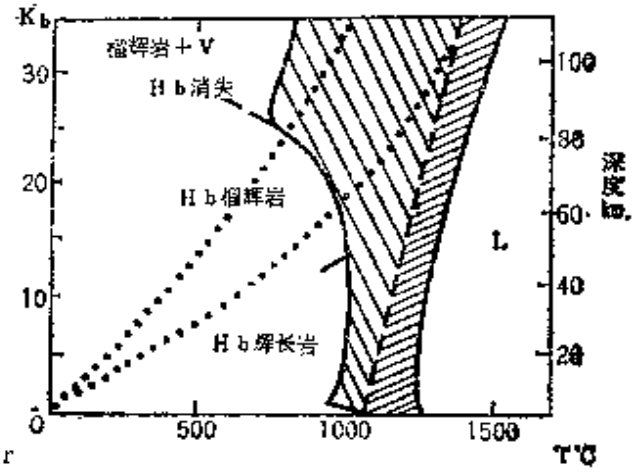


图8-21 角闪石榴辉岩（含少量H_2O系统）的熔融
（据P. J. Wyllie, 1970）
V—蒸汽，
L—液相区，
Hb—普通角闪石(广义)。
暗色区—玄武岩液相成分区，
浅色区—“安山岩”液相成分区。
点线（左）—大陆地温曲线，
点线（右）—大洋地温曲线

榴辉岩相榴辉岩形成于大于20千巴的高压条件，但含少量水的湿系统榴辉岩在大于25千巴时不稳定，角闪石消失，即转化为干系统的榴辉岩（据Wyllie,1970），如图8-21。

含角闪石的榴辉岩均属湿系统的榴辉岩。在上述含I_A型角闪石的榴辉岩中，单斜辉石及石榴石的标准矿物含量大于99.5%，角闪石小于0.1%，故为含少量水的榴辉岩，应在25千巴及1000℃以下形成，根据矿物组合特征应为高压榴辉岩相榴辉岩。

中压为麻粒岩相—角闪岩相，形成于12±2千巴至20±3千巴。干系统矿物组合为石榴石、辉石、钠质斜长石，湿系统增加角闪石。上述含I_B型角闪石的榴辉岩矿物组合与中压相一致，为榴辉岩相榴辉岩经角闪岩化的产物。

上述含I_C型角闪石的榴辉岩，不含斜长石而含绿帘石，绿辉石中J_d分子较少，石榴石含铁铝榴石分子约为55-65%，钙铝榴

石分子约30%，镁铝榴石分子小于15%，与一般C类榴辉岩一致。据O^{18}/O^{16}测定（Taylor & Coleman, 1968)及Mg/Fe分配系数测定(Raheim & Green, 1974)，形成温度分别为410°—515℃，410°—540℃，形成压力大于10千巴（Brown & Bradshaw, 1979)，应为绿帘角闪岩相。

榴辉岩分相十分复杂，因榴辉岩包体或断块可来自不同深度，可经历不同程度的后期改造，可与不同相的岩石伴生。如在上述法兰西斯康杂岩带即与三个不同相的岩石（类型Ⅰ—Ⅲ）伴生。也可在极短垂距内发生很大变化，如在挪威北峡江榴辉岩扁透镜体中，16厘米的范围内角闪石矿物种交替变化竟有6次之多，它们分属两个不同的相。

同样复杂的变化也发生于不同相，不同岩石中榴辉岩包体的单斜辉石之中(如图8-22)，显示它们的来源和经受变化的历史不同。

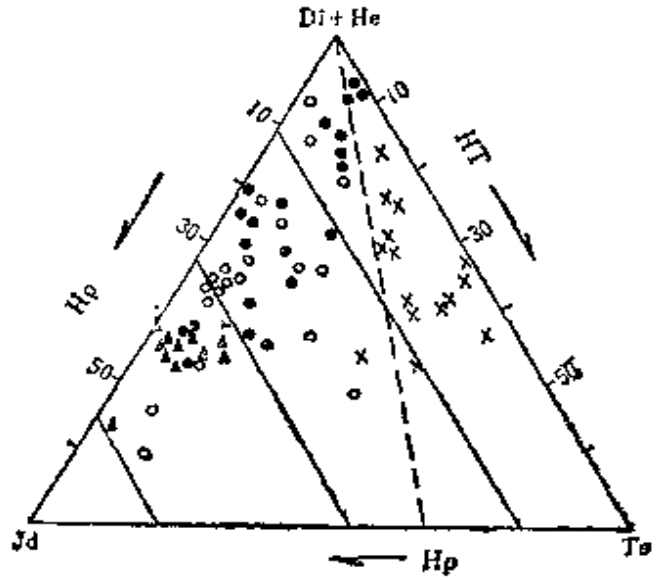


图8-22 不同相榴辉岩或麻粒岩包体中的单斜辉石
(据White, 1984; Lovering & White, 1969)
黑三角—高压变质地质体中榴辉岩，
空心圈—金伯利岩中榴辉岩包体，
黑实点—麻粒岩相或角闪岩相榴辉岩，
斜十字—玄武质岩石中榴辉岩或麻粒岩包体，
虚线代表Jd:Ts比值为1:2

图中Jd增加的方向为压力增加的方向，Ts增加的方向为温度增加的方向。虚线右侧代表玄武岩包体中的单斜辉石，含契尔马克组分较高，显示形成温度较高，但压力较低，与岩浆岩及某正变质岩中相应的钙镁闪石形成条件类似，为麻粒岩相—混合岩相—岩浆岩相的产物。虚线左侧代表硬玉组分增加、温度降低，但压力升高的不同相榴辉岩区。

图中实线为作者增划的辅助线，它可根据单斜辉石中硬玉组分的不同含量划分出三个区，标示不同形成条件的榴辉岩包体的多成因性。Ⅰ区包括高压变质体中及一部分金伯利岩中的单斜辉石，其形成压力最高。其它一大部分金伯利岩中的单斜辉石，与大部分角闪岩—麻粒岩相中的单斜辉石，形成压力稍次，位于Ⅱ区。还有一部分金伯利岩与角闪岩—麻粒岩相中的单斜辉石，形成压力可能与玄武岩相当。榴辉岩中虽偶见金刚石，还未见构成工业矿体。同样，其中虽可出现硬玉质绿辉石，但与石榴石共生，也不形成硬玉工业矿体。对它们的分相进行研究，可供找硬玉与金刚石参考。

（七） 蓝片岩角闪石成因图解

蓝片岩常与C类榴辉岩相伴产出，为便于对比，两者的角闪石成因图解并列于图8-20中。从图8-20可见：

1. 蓝片岩角闪石的分布　榴辉岩只成岩石包体或小断块，而其中的角闪石只限于含水榴辉岩。故榴辉岩中的角闪石分布远不如沿板块缝合线成带状分布的蓝片岩角闪石广泛。但因蓝片岩角闪石限于高压带，故仍不像一般区域变质岩或岩浆岩角闪石分布广泛。

2. 蓝片岩富碱的角闪石(Ⅱ$_1$)　蓝片岩角闪石以富钠的碱性角闪石为主，其中又以蓝闪石分布最广泛。此外，还有亚铁蓝闪石，青铝闪石及少量铝钠闪石、钠闪石及钠铁闪石。其次为钠

钙角闪石，蓝透闪石、冻蓝闪石、镁钠钙闪石。在它们的结构中，B位及C位中相邻的M_4、M_2、M_1位分别为Na^+、Fe^{3+}、Fe^{2+}占据。根据晶体场理论(Burns, 1970)，位于M_4、M_1两大配位多面体之间的($Fe^{3+}O_6$)多面体发生较大畸变，导致Fe^{3+}的d层电子轨道能级进一步分裂，使基态及激发态能级差减小，因而使红光与橙光被吸收，蓝光与紫光通过，从而使它们产生蓝紫色多色性，并使它们的颜色与条痕具有蓝色色调(周珣若等，1980)，故以它们为主构成的片岩统称蓝片岩。它们中的Fe^{2+}，Fe^{3+}升高，颜色便加深，趋向黑色。F值大大增高，十分接近FA底线，此时共生的辉石只能形成暗绿玉质硬玉。如铁质降低，颜色变浅而趋向无色，M值加大可超出榴辉岩角闪石范围，更接近MA底线，对形成翡翠质硬玉十分有利。蓝片岩角闪石的碱质含量大部分低于榴辉岩角闪石，在AMF图中远离A端而偏向MF底线。它们的成分变化范围远较榴辉岩角闪石大，它们的角闪石矿物种也较榴辉岩复杂，说明它较榴辉岩具有更广泛的复成因性。榴辉岩成分相当于玄武岩，故对角闪石的形成，在成分上有局限性。蓝片岩却可从玄武岩、辉长岩、细碧岩、硬砂岩等多种成分岩石变质形成，故成分范围较宽。此外，还因为沿大洋与大陆板块缝合线分布，较富水分，故对它们形成多种角闪石也有利。

3. 蓝片岩中的钙角闪石(II_2) 蓝片岩中也出现少量钙角闪石，但矿物种与榴辉岩的钙角闪石不同，以阳起石为主，显示低温特征。此外，也出现少量镁普闪石。它们在CMF三角图上较榴辉岩的钙角闪石偏近MF底线，说明钙含量较低，有的为次钙的亚种。它们的镁铁含量变化也较大，除镁普闪石外还出现阳起普闪石、阳起石与亚铁阳起石。蓝片岩中的钙角闪石，在CMF图中显示的变化趋势，与蓝片岩中碱性角闪石—钠钙闪石在AMF图中的变化趋势一致。

4. 蓝片岩的分相 矿物种和矿物共生组合 (Coleman &

Papike, 1968, Brown & Bradshaw 1979) 也可将蓝片岩分为高级蓝片岩相与低级蓝片岩相两个不同的相。

高级蓝片岩相与C型含水榴辉岩同相，可以前述美国加利福尼亚州法兰西斯康杂岩带第Ⅱ类型具叶理的粗晶蓝片岩为代表。它们常成片麻状与C型含水榴辉岩、铁铝榴石岩、绿帘岩的微层成互层。它们的粒度大于0.5mm，主要共生矿物有石榴石、绿辉石、绿帘石、蓝闪石、阳起石、镁绿泥石、多硅白云母及少量榍石、金红石。石榴石、绿辉石、绿帘石增多，便向含水榴辉岩转化。蓝闪石、阳起石、镁绿泥石、多硅白云母增多，便向蓝片岩转化(Coleman & Papike, 1968; Brown及Bradshaw, 1979)。

低级蓝片岩相可以上述杂岩的第3类型具叶理的中粒蓝片岩及第2类型不具叶理的蓝片岩为代表。其中石榴石、绿辉石、绿帘石很少见，但除大量蓝闪石外还出现石英、钠长石、硬玉、硬柱石、绿纤石、多硅白云母、黑硬绿泥石、铁绿泥石、文石及少量榍石，但不见金红石。

此外，在上述杂岩带的第3类型中粒低级蓝片岩中，还出现青铝闪石、钠闪石、阳起普闪石、阳起石、亚铁阳起石及迪尔石。在第2类型细粒低级蓝片岩中还出现亚铁蓝闪石与暗绿玉($Jd_1Ac_1Di_1$)。

在上述蓝片岩矿物组合中，蓝闪石、亚铁蓝闪石、青铝闪石及与之共生的硬玉、暗绿玉、绿辉石、黑硬绿泥石中的Al几乎全部均成$Al_{Ⅵ}$，多硅白云母中的Al主要也成$Al_{Ⅵ}$，文石中Ca成Ca_{1x}均显示高压特征，据测定的形成压力为8—10千巴(Brown及Bradshaw, 1979)。该组合与日本北海道*Komui Katan*等地高压变质带中的蓝闪石—青铝闪石—硬玉—硬柱石—文石(Grapes等, 1977)相似。

在上述蓝片岩中的亚铁蓝闪石、亚铁阳起石、钠闪石、迪尔石$(Fe^{2+}, Mn)_6(Fe^{3+}, Al)_2Si_8O_{22}(OH)_2$，黑硬绿泥石$K(Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)_{10}Si_{12}O_{30}(OH)_{12}$及铁绿泥石中均$Fe^{2+}>Mg$，甚至$Mg\approx$

0，除亚铁蓝闪石及一部分青铝闪石外，均$Fe^{3+}>Al$，显示Fe^{2+}、Fe^{3+}均升高，且Mn也升高。此外，不仅蓝闪石等角闪石含结构水成$(OH)_2$，与之共生的多硅白云母及迪尔石也含$(OH)_2$，铁绿泥石及黑硬绿泥石分别含$(OH)_8$及$(OH)_{12}$，绿纤石$Ca_2MgAl_2[SiO_4][Si_2O_7](OH)_2\cdot H_2O$及硬柱石$CaAl_2[Si_2O_7](OH)_2\cdot H_2O$除含结构水外，还含结晶水。它们的挥发分含量虽很高，但粒度却很细，在细粒蓝片岩中粒度小于0.1mm。以上成分、粒度特征均为低温特征，据测定其形成温度约为200—300℃(Brown & Bradshaw, 1979)，已低于绿片岩相的温度而与葡萄石相、沸石相相当，故硬玉岩也常出现于蛇绿岩套的蛇纹岩中。

上述蓝片岩矿物组合不仅受温压限制，还受介质成分限制。因基性岩富Mg，Al，故由变基性岩形成的正变质蓝闪石及青铝闪石中均$Mg>Fe^{2+}$，$Al>Fe^{3+}$。但基性岩也富Ca故蓝闪石还与阳起普闪石($Al>Fe^{3+}$)、阳起石($Fe^{3+}>Al$)，绿纤石、硬柱石、绿帘石、榍石、文石及绿辉石、石榴石共生。基性岩富Ti，故它还与金红石共生。

但由硬砂岩及其它沉积物形成的副变质角闪石中，蓝闪石减少，青铝闪石增多。蓝闪石中虽仍$Al>Fe^{3+}$，但已$Mg\geqslant Fe^{2+}$。而在青铝闪石及亚铁阳起石中，均$Fe^{3+}>Mg$、$Fe^{3+}>Al$。阳起石及阳起普闪石不出现，而出现以Fe^{2+}及Fe^{3+}为主的钠闪石、迪尔石、黑硬绿泥石及以Fe^{3+}为主的锥辉石$NaFe^{3+}Si_2O_6$与变基性岩有关的绿辉石、石榴石、绿帘石、文石、榍石、金红石均少见，或不出现，但却可出现石墨。

5、蓝片岩与榴辉岩角闪石中铝的占位　从图8-23可见榴辉岩与蓝片岩角闪石在Al_{IV}—Al_{VI}双坐标图中占有独特的位置，说明它们属于一种独立的地质体系而不同于其它岩相。它们的Al_{VI}大于一般变质岩—混合岩—岩浆岩，显示高压特征；而Al_{IV}低于一般变质岩—混合岩—岩浆岩又显示形成温度较低的特征，尤其

是有的蓝片岩角闪石 $Al_{IV}\approx 0$，更显示低温特征。在榴辉岩角闪石中 Al_{IV}大于蓝片岩角闪石，说明榴辉岩形成温度高于蓝片岩，但有的蓝片岩角闪石中 Al_{IV}与榴辉岩的相当，两者互相重迭(Ⅰ-Ⅱ)，又说明两者可以同相。实际上与C型含水榴辉岩同相并成互层的高级蓝片岩，便是榴辉岩与蓝片岩间的过渡相。

随区域变质岩的形成压力升高，角闪石中 Al_{VI}增加，向榴辉岩—蓝片岩相方向发展。随岩浆岩的形成深度加大，压力加大，角闪石中 Al_{VI}增加，也向榴辉岩—蓝片岩相方向发展，但均不能进入榴辉岩—蓝片岩区。绝大多数区域变质岩与岩浆岩的角闪石中$Al_{VI}<1$，而绝大多数蓝片岩—榴辉岩的角闪石中$Al_{VI}>1$。

区域变质岩的形成温度升高，角闪石中 Al_{IV}增加，向岩浆岩方向发展，出现变质岩与岩浆岩的重迭区(Ⅲ—Ⅳ)，但麻粒岩毕竟不同于岩浆岩，故麻粒岩角闪石并不进入高温岩浆岩区。

因岩浆房深度与岩浆岩形成的深度不同，其角闪石形成的温度，压力也不同，故 Al_{VI}，Al_{IV} 变化很大。在少数情况下，如在玄武岩角闪石巨晶中，Al_{VI} 可达 2.34，Al_{IV} 为0.2～2.6，变化幅度也很大。但伴随深度增加，温压常同步增加，故岩浆岩与区域变质岩角闪石中的 Al_{IV}、Al_{VI} 常同步变化，在 Al_{IV}—Al_{VI} 图中，成正相关，斜率约为1。

混合岩角闪石的发展方向与上述趋势相反。因混合岩为升温降压过程，故Al_{IV}升高时Al_{VI}降低，故在 Al_{IV}—Al_{VI} 图解中的混合岩区成反相关，斜率近于－1。

从图8-24还可见，一些岩浆岩角闪石的 Al_{VI} 为零，但 Al_{IV} 可高达2.6，显然是高温浅成的。但有的 Al_{VI}却大于2，超出蓝片岩—榴辉岩区而落于图外，为来自深源的俘虏晶、巨晶或深源包体，如有的玄武岩中角闪石巨晶 $Al_{IV}=1.15$，$Al_{VI}=2.34$。在有的榴辉岩或蓝片岩角闪石中 $Al_{VI}<1.0$，也落于区外，出现于向变质岩—岩浆岩过渡的区域中，进一步显示榴辉岩—蓝片岩的

裂成因性。因此本图通过角闪石中Al的占位可用以区分不同岩石的成因。

6. 蓝片岩相硬玉　硬玉的理想晶体化学式为$NaAlSi_2O_6$，其中铝成六次配位而显示高压特征，故常出现于板块缝合线一侧的低温高压变质带中。我国郯庐断裂为下切上地幔的深大断裂，与太平洋及欧亚大陆间板块缝合线平行，故在该断裂带上也出现硬玉。

一般认为硬玉是高压矿物，除因为与它共生的角闪石富含$Al_{\text{Ⅳ}}$外，还有以下原因。

1) 在高压相榴辉岩的绿辉石中硬玉分子可达25—75%；2)钠长石在高温高压下可分解为硬玉和柯石英，而柯石英为典型高压矿物；3)硬玉成分在钠长石与霞石之间，但硬玉密度远大于钠长石及霞石，钠长石与霞石互相作用生成硬玉后，分子体积减小21.3%。

但硬玉的形成压力也伴随温度的降低而降低。在常温下钠长石与霞石互相作用形成硬玉只需1.4千巴，温度升高，所需压力才提高。此外体系中如有过量SiO_2，所需压力可进一步提高(Robertson等，1957)。因此低级蓝片岩相易于形成硬玉，找矿时可注意。

在较低温度下，类质同象代替较弱，这对形成硬玉有利。如在上述美国加州低级蓝片岩相（类型Ⅰ）中，与硬玉共生的蓝闪石中$Al_{\text{Ⅳ}}$低至0—0.01(Coleman & Papike, 1968)，便显示低温特征。罗沃尔（Roever, 1947, 1955）及布罗哈姆（Bloxam 1956, 1959)也认为硬玉在蓝片岩相下部稳定。

榴辉岩形成温度较高，矿物中类质同象代替作用较强，对形成硬玉不利。C型含水榴辉岩约在500℃、10千巴形成，已接近硬玉熔化分解线（Kelly等,1953;Robertson等，1957)。榴辉岩成分中富钙而不富钠，因此在上述美国加州变质带C型含水榴辉

岩及与之同相的高级蓝片岩中，甚至到低级蓝片岩中，绿辉石成分均保持为He＋Di＝50±5%，局部虽可形成暗绿玉与不纯硬玉，但与变硬砂岩中含He＋Di为10±5%的硬玉不同。可见原岩成分对形成硬玉有影响。在后者的组合中，钠长石少见，但硬玉中含SiO_2可达12.5%。硬玉的形成可能与钠长石分解有关(Bloxam，1956)：

$NaAlSi_3O_8$(钠长石)→$NaAlSi_2O_6$(硬玉)＋SiO_2(石英)。在该组合中硬柱石除成独立矿物外，并在硬玉中成粒状包裹体，这可能是斜长石的分解产物：

$$NaAlSi_3O_8\cdot CaAl_2Si_2O_8+H_2O\longrightarrow NaAlSi_2O_6+CaAl_2[Si_2O_7][OH]_2\cdot H_2O+SiO_2$$

由于形成硬玉要求介质成分富钠，而美国加州变质岩的钠长青铝闪石片岩含Na_2O达9.8%，这显然对形成硬玉有利；穿切该片岩的钠长石硬玉脉中的硬玉成分为$Jd_{98}Ac_1Di_1$(Coleman，1955)。从图8-20可见，与硬玉共生的碱性角闪石在AMF图中均位于靠近A端的一侧，也显示形成硬玉的蓝片岩中钠较高。但对形成硬玉的介质除要求Na高外，还要求$Mg>Fe^{2+}$，$Al>Fe^{3+}$，不然会形成Di、He、Ac分子而降低硬玉质量。从图8-20也可反映出上述介质条件对蓝片岩相角闪石成分的影响。图中蓝片岩相角闪石晶体化学式如下：

1.	铝钠闪石	$(Na_{0.63}K_{0.19})_{0.82}(Na_{1.80}Ca_{0.20})_{2.00}(Mg_{3.73}Fe^{2+}_{0.15}Al_{0.66}Fe^{3+}_{0.24})_{4.98}(Si_{7.91}Al_{0.09})_{8.00}O_{22}(OH)_{1.98}$
2.	镁钠钙闪石	$(Na_{1.73}K_{0.27})_{1.60}(Na_{0.51}Ca_{1.21}Fe^{2+}_{0.29})_{2.00}(Mg_{4.28}Fe^{2+}_{0.09}Al_{0.52}Fe^{3+}_{0.11})_{5.00}(Si_{7.76}Al_{0.24})_{8.00}O_{22}(OH_{0.49}O_{1.51})_{1.99}$
3.	蓝闪石	$(Na_{0.13}K_{0.01})_{0.13}(Na_{1.69}Ca_{0.22}Fe^{2+}_{0.09})_{2.00}(Mg_{3.82}Fe^{2+}_{1.19}Al_{1.63}Fe^{3+}_{0.35})_{5.00}(Si_{7.94}Al_{0.06})_{8.00}O_{22}(OH_{1.68}O_{0.32})_{2.0}$
4.	青铝闪石	$(Na_{1.85}Ca_{0.18})_{2.03}(Mg_{2.93}Fe^{2+}_{1.04}Al_{1.31}Fe^{3+}_{0.69}Mn_{0.03}Ti_{0.01})_{5.00}(Si_{7.72}Al_{0.28})_{8.00}O_{22}(OH)_{2.00}$

续表

5.	亚铁蓝闪石	$(Na_{1.80}Ca_{0.09})_{1.89}(Fe^{2+}_{2.30}Mg_{0.69}Al_{1.46}Fe^{3+}_{0.45}Mn_{0.02}Ti_{0.07})_{5.00}(Si_{7.95}Al_{0.05})O_{22}(OH)_{1.99}$
6.	钠闪石	$(Na_{1.69}Ca_{0.12})_{1.81}(Mg_{3.76}Fe^{2+}_{1.95}Mn_{0.31}Fe^{3+}_{1.70}Al_{0.21}Ti_{0.005})_{4.94}Si_{8.20}O_{22}(OH_{1.85}F_{0.03}O_{0.16})_{1.94}$
7.	镁普闪石	$(Na_{0.9}Ca_{1.5})_{2.4}(Mg_{4.0}Fe^{2+}_{0.5}Al_{0.5})_{5.0}(Si_7Al)_{8.0}O_{22}(OH)_2$
8.	亚铁阳起石	$(Na_{0.14}K_{0.02}Ca_{1.81}Fe^{2+}_{0.02})_{1.99}(Fe^{2+}_{2.78}Mg_{2.01}Fe^{3+}_{0.21})_{5.00}(Si_{7.89}Al_{0.07}Ti_{0.01}Fe^{3+}_{0.03})_{8.00}O_{22}(OH_{1.93}O_{0.07})_{2.00}$

1.2为产于缅甸不同地区硬玉岩中的铝钠闪石 (Lacroix, 1930) 及镁钠钙闪石(Krenner, 1900), 其中均为$Mg \gg Fe^{2+}$、$Al > Fe^{3+}$。

3.4为产于美国加州蓝片岩中蓝闪石 (Coleman & Papike, 1968) 与青铝闪石(Brown & Bradshaw, 1979), Na_2O分别为7.40%、6.93%, 仍 $Mg > Fe^{2+}$、$Al > Fe^{3+}$, 但 Fe^{2+}、Fe^{3+}含量均有所升高, 故与前者共生的辉石为硬玉质的, 与后者共生的辉石成分为$Jd_{88}Ac_6Di+He_6$, 已非纯硬玉。

5.6为产于美国加州蓝片岩中的亚铁蓝闪石 (Brown & Bradshaw,1979)与钠闪石(Coleman & Pabike,1968), Na_2O分别为6.41%、5.80%, Fe^{2+}与Fe^{3+}均进一步升高, 故与前者共生的硬玉成分为$Jd_{72-84}Ac_{21-27}Di+He_{6-9}$已接近暗绿玉,而后者中$Fe^{2+} \gg Mg$、$Fe^{3+} \gg Al$已不出现硬玉或绿辉石,而只出现锥辉石。

上述特点在蓝片岩钙角闪石中也有反映。蓝片岩中的角闪石只有低铁的镁普闪石与硬玉共生, 高铁的阳起石与亚铁阳起石不与硬玉共生。

7. 为产于日本硬玉钠长岩中的镁普闪石(Iwao, 1953; Shido, 1958), 其中Ca低于一般镁普闪石而Na高于一般镁普闪

石，$Mg \gg Fe^{2+}$而$Fe^{3+}=0$故对形成硬玉有利。8为产于美国加州石榴青铝闪石片岩中的亚铁阳起石(Coleman & Papike, 1968)，其中Na_2O仅0.48%且$Fe^{2+}>Mg$，$Al=0$故对形成硬玉不利，它不与硬玉共生而与石英、铁铝榴石、黑硬绿泥石、迪尔石共生。

(八) 铁矿床角闪石成因图解

是否形成铁矿，究竟形成何种类型与何种规模、品位的铁矿，不仅决定于不同地质作用的特征，还决定于介质中Fe的浓度、挥发分的种类和含量、介质的酸碱度与氧化还原电位等因素，上述成因特征在角闪石成分中也有反映，故也可用角闪石作为铁矿的找矿标志。我国铁矿床角闪石投于图8-24。

1. *弓长岭铁矿角闪石* 在我国前震旦纪硅铁建造铁矿床中，弓长岭铁矿的角闪石演化系列最完全，除钠钙角闪石亚族外，其它三个亚族角闪石均有出现。该矿床为绿片岩相至蓝帘—绿帘角闪岩相火山沉积变质铁矿床，物质来源与超镁铁质至镁铁质海底火山喷发有关，而与碱性岩浆无关。故不出现钠钙角闪石亚族的角闪石。

从该矿床围岩中角闪石的矿物种变化及它们的全铁重量百分比(TFe)，可判断围岩距矿体的远近及矿体的品位。

在正变质角闪石系列中，直闪石出现于变橄榄岩质科马提岩中，透闪石出现于变单斜辉石岩质科马提岩中，镁普闪石出现于变玄武岩质科马提岩中，上述角闪石均产于无矿围岩中。从无矿、远矿、近矿围岩到矿体，角闪石的TFe逐渐升高，如镁普闪石在变玄武岩质科马提岩中为8.70%，在黑云角闪绿泥片岩中为10.71%，在磁铁石英角闪片岩中为13.12%，在绿帘角闪磁铁石英岩中为15.61%。

正变质近矿围岩中角闪石的TFe还与矿体品位有关，绿泥角闪岩中阳起普闪石的TFe为6.65%，角闪岩中钙镁闪普闪石的

TFe为13.41%，在钠闪石榴钠长黑云片岩中钠闪石的TFe为25.40%，钠铁闪石十字石片岩中钠铁闪石的TFe为27.61%。前两种与贫矿—中富矿有关，后两种与富矿有关。

在副变质系列角闪石中，透闪石偶见于远矿的石英钾长透辉绿帘大理岩中，其中几乎不含铁。阳起石出现于阳起磁铁石英岩质矿层中，TFe为7.82%。镁铁闪石TFe为24.47%，它出现于富矿层顶、底板围岩的镁铁闪石石榴绿泥片岩或绿泥岩中。铁闪石TFe更高，为29.40—33.56%，它不仅出现于富矿层顶、底板的铁闪石榴岩—石榴铁闪岩中，还成单矿物夹层出现于富矿之中。当角闪石中TFe接近贫矿品位的一半时，便可出现品位为30%的贫矿；当角闪石中TFe接近或超过富矿品位的一半时便可出现品位≥60%的富矿。

在磁铁富矿层内或其顶、底板中出现的铁闪石与镁铁闪石中，均$Na>Ca$。它们在双三角图解中均落于MF底线右侧的AMF三角图中，说明磁铁富矿层的物质来源与海底火山喷发有关。故它们不仅具有找矿意义，还具有足以阐明富矿成因的地质意义。

角闪石中铁的价态还直接指示铁矿的类型。正变质的阳起普闪石、镁普闪石、钙镁普闪石中铁主要呈Fe^{2+}。副变质的阳起石、镁铁闪石与铁闪石中的铁也以呈Fe^{2+}为主，故它们均出现于磁铁矿层的围岩中。相反，钠闪石—钠铁闪石中Fe^{3+}大大升高，它们便出现于绿岩带旋回上部赤铁矿层的围岩中，与南非出现于赤铁碧玉岩中的钠闪石相似。

2. *密云沙厂铁矿角闪石*　密云沙厂铁矿为角闪岩相至麻粒岩相火山沉积变质铁矿，其中未出现副变质角闪石，变胶体沉淀的磁铁石英岩矿层直接覆盖于中基性变质火山凝灰岩及熔岩之上，显示沉积作用不强，故品位不高，规模不大。正变质角闪石中只出现钙普闪石亚族的浅闪石、亚铁浅闪普闪石、镁绿钙闪石、绿钙闪石、绿钙闪普闪石(薛君治，1964；靳是琴等，1980)，它们的

TFe平均为14.33%(5个样平均)。

3. *五台硅铁建造铁矿角闪石* 五台硅铁建造铁矿绿钙闪石(陈南生，1978)的TFe为15.19%，与密云沙厂相似。在图8-25 CMF三角图中也出现于钙角闪石区的中上部，与中基性岩角闪石成分相当。

4. *辽北硅铁建造铁矿角闪石* 辽北硅铁建造铁矿角闪石仍限于钙角闪石亚族，但矿物种增多，除浅闪石、镁普闪石、阳起石、阳起普闪石外，还出现亚铁阳起石、亚铁阳起普闪石、富铁镁普闪石(鄢永良，1982)。它们在图8-25CMF三角图中分布的范围较密云、五台宽，上可到基性岩角闪石上界与密云相当，但下可及中性岩与酸性岩角闪石的边界，较密云、五台钙角闪石位置偏下而更接近F端，说明铁质升高，故它虽仍属贫矿，但品位、规模可高于密云，五台。

5. *冀东硅铁建造铁矿角闪石* 该铁矿除出现正变质的阳起普闪石、浅闪普闪石、韭闪普闪石、镁普闪石等钙角闪石外，还出现副变质的透闪石、镁铁闪石、阳起石，显示沉积作用加强。因此该矿床规模远大于密云、五台、辽北，品位也稍有提高，它们的角闪石TFe平均为16.76%。

6. *马坑铁矿角闪石* 马坑铁矿属晚古生代浅变质铁矿床，其中角闪石(赵一鸣，1980；刘劲鸿，1983)仍限于钙角闪石，除透闪石、阳起石、阳起普闪石、镁普闪石外还出现亚铁阳起石、亚铁普闪石、亚铁钙镁闪普闪石与绿钙闪石，除阳起石TFe为7—8%，一般普通角闪石TFe为15.99—23.82%，显示含铁量升高，部分已进入贫矿边界品位。马坑铁矿虽未出现镁铁闪石，但在阳起石与普通角闪石中已有部分Fe^{2+}进入B位(刘劲鸿，1983)：

1) 亚铁普闪石 $(K_{0.23}Na_{0.19})_{0.36}(Na_{0.87}Ca_{1.83}Fe^{2+}_{0.10})_{2.80}(Fe^{2+}_{2.96}Mn_{0.19}Mg_{0.14})_{3.29}(Al_{1.00}Fe^{3+}_{0.68}Ti_{0.03})_{1.71}(Si_{8.04}Al_{1.96})_{8.00}$

$O_{22}(OH、F、Cl)_2$。

2) 阳起石 $K_{0.005}(Ca_{0.207}Na_{0.017})_{0.217}(Ca_{1.892}Fe^{2+}_{0.088}Mn_{0.100})_{2.000}(Mg_{4.695}Fe^{2+}_{0.305})_{5.000}(Si_{7.745}Fe^{2+}_{0.230}Al_{0.025})_{8.000}O_{22}(OH,F,Cl)_{2.000}$。

此外,在阳起石与普通角闪石中Fe^{3+}也升高(刘劲鸿,1983),显示氧逸度升高,对形成铁矿也有利。

3) 高铁亚铁镁普闪石 $(K_{0.18}Na_{0.14})_{0.32}(Na_{0.20}Ca_{1.69}Fe^{2+}_{0.11})_{2.00}(Mg_{1.87}Fe^{2+}_{1.85}Mn_{0.16})_{3.88}(Fe^{3+}_{0.83}Al_{0.18}Ti_{0.01})_{1.02}(Si_{6.80}Al_{1.20})_{8.00}O_{22}(OH_{1.46}F_{0.52}Cl_{0.02})_{2.00}$。

4) 高铁阳起石 $K_{0.06}(Na_{0.13}Ca_{1.66}Fe^{2+}_{0.08})_{1.87}(Mg_{2.36}Fe^{2+}_{1.74}Mn_{0.23}Fe^{3+}_{0.67})_{5.00}(Si_{7.63}Al_{0.27}Fe^{3+}_{0.10})_{8.00}O_{22}(OH_{1.05}F_{0.92}Cl_{0.03})_{2.00}$。

马坑普通角闪石 K_2O 含量较高,大多数均 $K_2O \geqslant Na_2O$,物质来源与钾质火山灰有关,显示为正变质成因,矿体夹层与围岩中常见流纹凝灰质砂页岩便是一个证据。普通角闪石中 Cl 升高则与辉绿岩的迭加交代作用有关。它们的晶体化学式如下:

5) 含钾氯绿钙闪石 $(K_{0.37}Na_{0.37})_{0.74}(Na_{0.01}Ca_{1.98}Fe^{2+}_{0.03})_{2.00}(Fe^{2+}_{3.10}Mg_{0.51}Mn_{0.11})_{3.72}(Fe^{3+}_{0.95}Al_{0.30}Ti_{0.04})_{1.29}(Si_{6.98}Al_{2.02})_{8.00}O_{22}(OH\ F\ Cl_{0.283})_{2.00}$。

6) 含钾氯高铁普闪石 $(K_{0.32}Na_{0.13})_{0.45}(Na_{0.22}Ca_{1.78})_{2.00}(Fe^{2+}_{2.45}Mg_{0.27}Mn_{0.22})_{2.94}(Fe^{3+}_{1.42}Al_{0.33}Ti_{0.03})_{1.78}(Si_{6.69}Al_{1.31})_{8.00}O_{22}(OH_{1.52}Fa_{13}Cl_{0.31}O_{0.13})_{2.00}$。

角闪石5(刘劲鸿,1983)含K_2O1.74%, Na_2O1.18%, Cl1.02%,角闪石6(赵一鸣, 1980)含K_2O1.63%,Na_2O1.13%, Cl1.12%,除含 Cl 较多外,前者还含$Cr_2O_3$0.04%,均显示基性岩迭加交代作用或矽卡岩化的影响(赵一鸣, 1980)。

在上述普通角闪石中,普遍 $Fe^{3+} \gg Mg$,而且大多数 $Fe^{3+} > Al$,也对形成铁矿有利。它们在 *CMF* 三角图中多数位于酸性岩

非岩区，接近F端。这既显示成因与酸性流纹质火山物质有关，又显示铁质升高，可能出现中等富矿。

马坑阳起石与普通角闪石中Ca可进入A位，其晶体化学式如下(刘劲鸿，1983)：

7) 阳起石 $(K_{0.01}Na_{0.02}Ca_{0.22})_{0.25}(Ca_{1.32}Fe^{2+}_{0.58}Mn_{0.10})_{2.00}(Mg_{4.70}Fe^{2+}_{0.32})_{5.00}(Si_{7.75}Fe^{3+}_{0.23}Al_{0.03})_{8.00}O_{22}(OH、F、Cl)_2$。

8) 富钙阳起普闪石 $Ca_{0.55}(Ca_{1.37}Mn_{0.12}Fe^{2+}_{0.01})_{2.00}(Mg_{2.81}Fe^{2+}_{2.05}Mn_{0.14})_{5.00}(Si_{7.46}Fe^{3+}_{0.54})_{8.00}O_{22}(OH、F、Cl)_2$。

角闪石7中含CaO9.89%近于次钙阳起石，由于Mg、Fe^{2+}含量较高，Fe^{2+}除进入C位外，还进入B位，使部分Ca不能进入B位而占据A位。角闪石8中含CaO15.03%，已超出一般CaO含量，故Ca除占据B位外还进入A位。上述两种角闪石产于不同层位，说明CaO在垂向分布不匀。角闪石中出现过量CaO，指示有碳酸盐沉积存在，因此在后期岩浆作用迭加下，可能出现部分矽卡岩型或似矽卡岩型小铁矿体。

7. *石碌铁矿角闪石* 石碌铁矿也为古生代浅变质铁矿床，围岩以白云岩、白云质灰岩等碳酸盐沉积为主，但也出现绢云母片岩与石英绢云母片岩。含矿层(SL_6)以下的凝灰质石英绢云母片岩(SL_5)中，还出现富钾流纹质熔结凝灰岩，其中K_2O为5.58—7.11%，平均6.51%；Na_2O为0.31—0.48%，平均0.40%。因此所产角闪石也限于钙角闪石，其中除透闪石、阳起石、亚铁阳起石外，还出现高铁亚铁阳起石(王寒竹，1982)。因围岩中富钙，故角闪石中出现一部分Ca>2的情况；因围岩还较富钾，使所有角闪石中均K>Na，例如：

1) 透闪石 $(K_{0.02}Na_{0.01}Ca_{0.21})_{0.25}Ca_{2.00}(Mg_{4.02}Fe^{2+}_{0.39}Al_{0.27}Mn_{0.02})_{4.70}Si_{8.00}O_{22}(OH)_2$。

2) 阳起石 $(K_{0.06}Na_{0.01}Ca_{0.12})_{0.19}Ca_{2.00}(Mg_{3.35}Fe^{2+}_{1.26}$

$Al_{0.19}Mn_{0.01})_{4.81}(Si_{7.72}Al_{0.28})_{8.00}O_{22}(OH)_2$。

3) 含钾亚铁普闪石 $K_{0.28}(Na_{0.05}Ca_{1.86})_{1.91}(Mg_{2.02}Fe^{2+}_{0.87}Mn_{0.17})_{3.06}(Al_{0.03}Fe^{3+}_{0.21}Ti_{0.03}Cr_{0.001})_{0.271}(Si_{7.68}Al_{0.32})_{8.00}O_{22}(OH)_2$。

从上可知，角闪石成分特征可指示成岩条件。

石碌铁矿规模、品位均高于马坑，这在角闪石成分中也有反映：

4) 含钾亚铁普闪石 $K_{0.61}(Na_{0.06}Ca_{1.89})_{1.95}(Fe^{2+}_{4.17}Mg_{0.05}Mn_{0.04}Al_{0.31})_{4.57}(Si_{6.39}Al_{1.61})_{8.00}O_{22}(OH、F、Cl)_2$。

5) 含钾亚铁普闪石 $(K_{0.28}Na_{0.18}Ca_{0.20})_{0.66}(Ca_{1.78}Mn_{0.15}Fe^{2+}_{0.09})_{2.00}(Fe^{2+}_{4.38}Mg_{0.23})_{4.61}(Al_{0.37}Ti_{0.02})_{0.39}(Si_{6.68}Al_{1.32})_{8.00}O_{22}(OH)_2$。

从角闪石4-5可见，其中不仅K≫Na，部分Ca进入A位，而且铁较多，Fe^{2+}可达4.17—4.47(探针分析)，TFe达24.66—26.33%，已超过马坑而与贫矿品位接近，显示介质富铁，因此石碌铁矿品位、规模均高于马坑。可见角闪石也可作为指示成矿作用的标志矿物。

阳起石次透辉岩中的角闪石以含Fe^{2+}为主，故该岩石中也出现少量浸染状薄层状原生磁铁矿，但在亚铁普闪石中Fe^{3+}大大升高，而出现高铁-亚铁普闪石，其晶体化学式如下：

6) 含钾高铁亚铁普闪石 $(K_{0.32}Na_{0.09}Ca_{0.10})_{0.51}Ca_{2.00}(Fe^{2+}_{2.67}Mg_{0.30}Mn_{0.03})_{3.01}(Fe^{3+}_{1.02}Al_{0.21}Ti_{0.07})_{1.30}(Si_{6.88}Al_{1.12})_{8.00}O_{22}(OH_{1.84}F_{0.12}Cl_{0.04})_{2.00}$。

其中不仅K>Na，Ca进入A位，Fe^{2+}>Mg，而且Fe^{3+}≫Al。故在里克(LeaKe，1978)的分类中除Al-Mg普闪石、Al-Fe^{2+}普闪石外，还应增加Fe^{3+}-Fe^{2+}普闪石一项(*Ferri-Ferro-hornblende*)，它是指示铁矿出现的标志矿物。Fe^{3+}升高显示Eh升高，不仅有利于形成磁铁矿，也有利于形成赤铁矿。因此角闪石的成分特

征，还可以作为指示矿床或矿体矿石类型的标志。

在石碌含矿层(SL_6)以下的岩层(SL_5)中，有厚达几十米的硬石膏。在含矿层中可见绿帘石与钙铁榴石分别构成向赤铁矿层渐变的单矿物层，甚至呈交互环带出现于鲕状变胶体的赤铁矿团粒中，团粒中心还见有重晶石核。该类绿帘石 $Fe_2O_3/FeO=15.5/0.74—16.61/0.60=20.96—26.02$，其中$TFe=11.93—11.40\%$。该类钙铁榴石成分为$And_{67.4}Gro_{10.0}Sp_{1.7-0.2}Py_{0.2}—And_{64.7}Gro_{3.3}Sp_{1.3}Py_{0.1}$，其中$Fe_2O_3/FeO=27.14/0.88—28.82/0.64=30.84—45.03$，$TFe=19.65—20.64$。它们的$Fe_2O_3$高出FeO20—45倍，显示高度氧化环境，故有利于赤铁矿成矿；它们的TFe已达贫铁矿边界品位的一半或已进入边界品位，因而有利于形成赤铁贫矿至富矿。此种情况与瑞典中部诺贝里铁矿化赤铁矿床相似，其中矿层的围岩或夹层中，也出现粗条带状钙铁榴石绿帘岩。

石碌含矿层中含黝石条带的白云质碳酸盐沉积远比马坑发育，受花岗岩侵入的热变质影响后，形成顺层分布的透闪石—阳起石似矽卡岩。其角闪石在图8-25中位于钙角闪石区的上部，含铁量及氧化程度都很低，是指示赤铁矿体下部铜钴矿体的标志矿物。在石碌，花岗岩与含矿层的碳酸盐，并不直接接触，相距超过100米，也不像在马坑有辉绿岩近于顺层侵入选加，故不形成矽卡岩型小矿体，也不形成含氯较高的角闪石。

8. 牛阳起菜庄铁矿 该矿床是晚太古代超基性岩磷灰石钛磁铁矿矿床，其中角闪石(俞受鋆等1975，1981)有镁铁角闪石亚族的直闪石、镁闪石(镁—镁铁闪石)、铝直闪石，钙角闪石亚族的透闪石、镁普闪石、钙镁闪普闪石，还有少量钠钙闪石亚族的蓝闪石、镁绿(钠)闪石、红(钠)闪石与碱性角闪石亚族的钠铁闪石。它们在$CMF—AMF$图解上的位置见图8-25。

该矿床角闪石中绝大部分Si^{4+}含量为5.35—7.09，平均6.11，显示超基性岩贫硅，形成温度高，而(SiAl)代替较强的特征。它

们的M值为50.08—74.64，平均63.76，F值为18.4—29.8，平均22.60，也显示超基性岩富镁贫铁的特征。但其F最大值已与超基性岩角闪石的最大F值接近，其F平均值已接近基性岩角闪石F值，说明铁质高于一般超基性岩，而与基性岩接近，故有可能成铁矿。铝直闪石与钙镁闪普闪石分别含Na^+0.44、0.79，透加的冻蓝闪石与绿钠闪石含Na_2O0.89—1.04%，显示超基性岩中含一定碱质，而有利于铁质局部富集在上部形成少量富矿体。此外，该超基性岩还富含H_2O^+、F、P_2O_5等挥发分，这也有利于铁质局部富集，在上部形成少量富矿体。

9. 超基性岩及基性岩铁矿角闪石MF图解 图8-25、8-26分别为超基性—基性杂岩中角闪石MF图解。M、F值是根据CMF及AMF图解中的计算值。从图中可见，MF成消长关系，根据回归分析，超基性杂岩与基性杂岩的相关系数(γ)及斜率(α)完全一致，但超基性杂岩角闪石的M值高于基性杂岩，而F值则低于基性杂岩(见表8-10)，显示从超基性岩到基性岩Mg降低、Fe上升的演化趋势。

表8-10 超基性—基性杂岩角闪石MF值变化表

岩石类型		相关系数(γ)	斜率(α)	M 值	F 值
超基性岩	I	−0.959	−0.996	24—90	4—50
	II	−0.960	−0.872		
	III	−0.996	−0.991		
基性岩	I	−0.960	−1.030	14—62	8—56

从图8-26可见，超基性杂岩角闪石在MF图上可分为三个带，I带主要为钙角闪石分布带，III带主要是镁铁角闪石带，II为两者过渡带。I带角闪石十分密集，可见超基性岩中仍以钙角闪石为主，II、III带角闪石均较分散，显示超基性岩中镁铁角闪石较少，钙角闪石与镁铁角闪石之间的过渡型更少，与CMF-

AMF双三角图解反映的情况一致。此外，F值总的变化趋势是含矿围岩角闪石F值高于不含矿围岩，而显示从不含矿到含矿围岩中铁质有升高趋势。但铁矿中角闪石F值并不高，它介于含矿与不含矿围岩角闪石之间，显示介质中铁的总浓度不高，铁进入氧化物形成磁铁矿或含铬磁铁矿后，所余已不多，故超基性岩铁矿一般品位、规模均不大，仅在岩体上部挥发分集中地段才出现

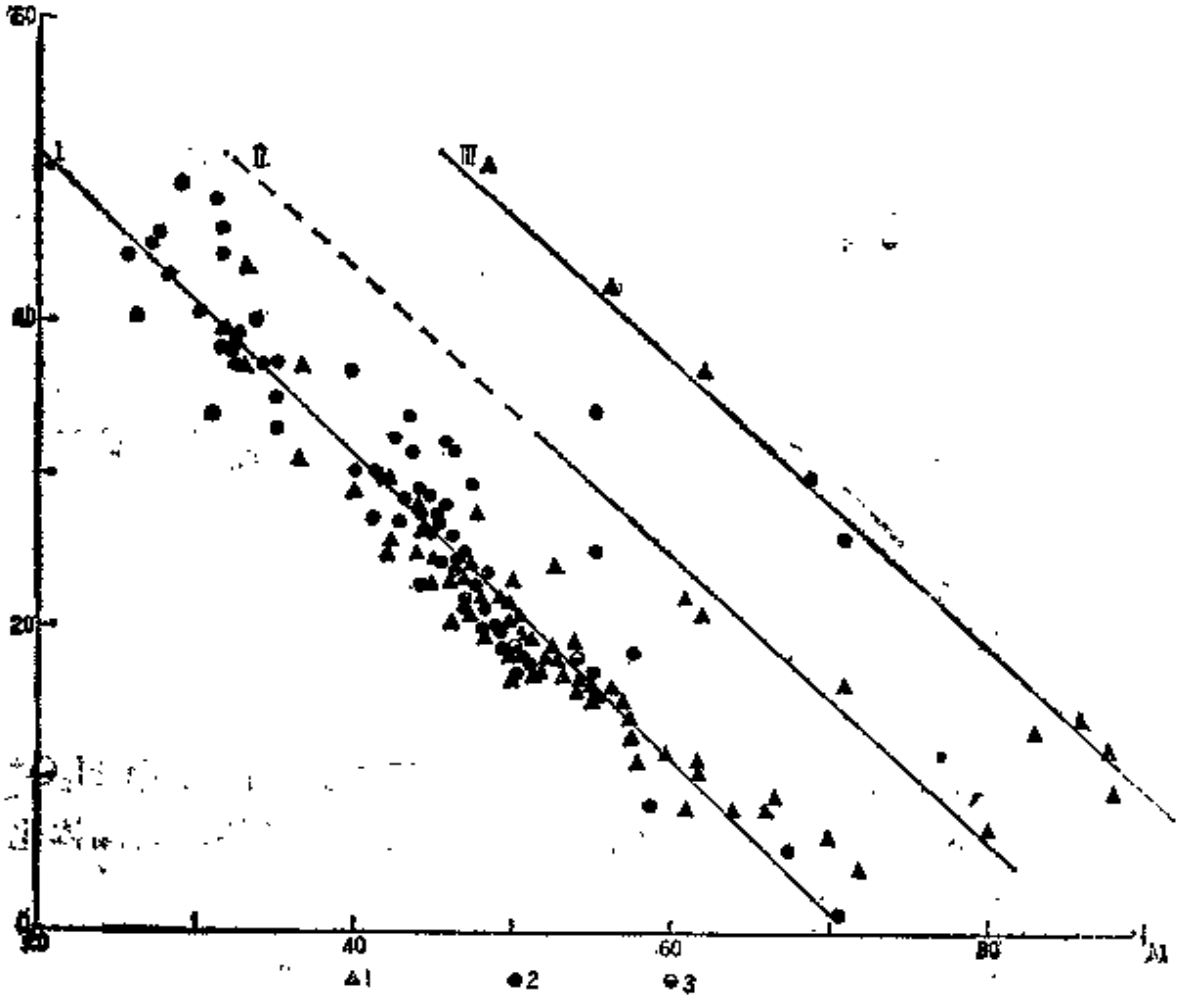


图8-25　超基性杂岩中角闪石成因图解

（资料来源据Литвин,1981;俞受鋆等，1975,1981）

▲——与铁矿无关角闪石，

●——铁矿围岩中角闪石，

■——铁矿石中角闪石。

Ⅰ钙角闪石带，Ⅱ过渡带，Ⅲ镁铁闪石带

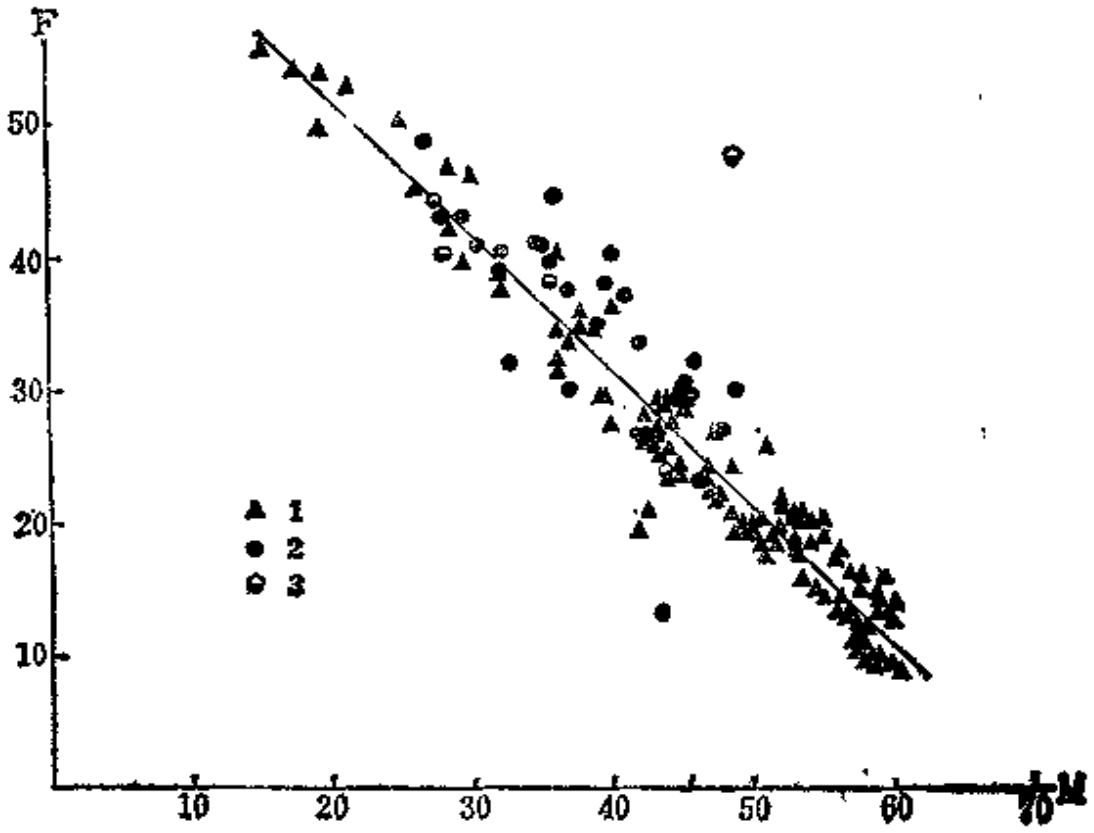


图8-26 基性杂岩中角闪石
(据Литвин, 1981)
1. 与铁矿无关角闪石,
2. 铁矿围岩中角闪石,
3. 铁矿石中角闪石

个别稍大富矿体. 午阳超基性杂岩体直闪石与镁普闪石中 H_2O^+ 可达4.07—5.36%, 是在上部形成富矿体的有利条件. 其晶体化学式如下(俞受鋆 1975):

1) 直闪石 $K_{0.01}(Na_{0.07}Ca_{0.13}Mn_{0.03}Mg_{1.58})_{1.80}(Mg_{3.18}Fe^{2+}_{1.62}Fe^{3+}_{0.20})_{5.00}(Si_{7.09}Al_{0.87}Ti_{0.04})_{8.00}(O_{21.05}OH_{0.95})_{22}(OH_{1.79}F_{0.21})_{2.00}$.

2) 镁普闪石 $K_{0.03}(Na_{0.50}Ca_{1.37})_{1.87}(Mg_{3.07}Fe^{2+}_{0.66}Fe^{3+}_{0.84}Mn_{0.2}Al_{0.01})_{5.00}(Si_{6.72}Al_{1.26}Ti_{0.03})_{8.00}(O_{20.37}OH_{1.63})_{22}(OH_{1.74}F_{0.26})_{2.00}$.

上述角闪石中，(OH、F)≫2，故它们的结构中有可能出现多铬结构。

在基性杂岩中，无矿围岩的角闪石F值虽仍低于含矿围岩角闪石，但因铁浓度升高，故两者F值均高于超基性杂岩角闪石。矿石中角闪石F值也大大升高，不仅高于一般无矿围岩，甚至大大超过一般含矿围岩中角闪石，显示铁除形成钛磁铁矿外，还有大量多余，可形成富铁的角闪石。因此在乌拉尔与其它地区，基性岩钛磁铁矿的规模、品位往往超过超基性岩，形成大型矿床。在基性杂岩中，钙也大大升高，故以钙角闪石为主，在MF图中只出现一个钙闪石密集带，而不出现镁铁闪石带。

(九) 基性超基性岩有关矿产角闪石成因图解

1. 超基性岩其它矿产角闪石成因图解 金刚石除产于金伯利岩外，也产于钾镁煌斑岩。

金伯利岩与铬矿化超基性岩比较，富K、Mg，而贫Cr、Fe，且Ca≫Na，故金伯利岩金刚石矿床中出现透闪石，它在CMF三角图解中位于超基性成岩作用角闪石区的最上部，接近M顶端，其F值最低，含$Cr_2O_3$0.06%，$Cr^{3+}_{0.007}$ (Aoki,1972)，Cr量远低于铬铁矿床中角闪石。

超基性岩铬铁矿床中角闪石的Fe、Cr含量均高于金伯利岩中角闪石Fe、Cr的含量，因此它们在CMF三角图解中的位置向F端偏移。铬铁矿体中的角闪石Fe、Cr含量又高于围岩，故位置更偏近F端。铬铁矿围岩中的透闪石含Cr_2O_3 0.50%，Cr^{3+}0.056 (Dunham等，1958)，是金伯利岩中透闪石的8倍。铬铁矿石中的含铬透闪石含Cr_2O_3 2.52%，Cr^{3+}0.28 (Chakraborty等，1974)是围岩中透闪石的5倍。土耳其铬铁矿石中的铬浅闪普闪石含$Cr_2O_3$4.68% (Norin，1940)，与铬铁矿及钙铬榴石共生。印度铬铁矿石中的铬钙镁闪普闪石含$Cr_2O_3$1.92% (Subramanian，1956)，与铬铁矿及铬绿泥石共生。前者M值大于后者，故偏近

M端；后者F值大于前者，故偏近F端。在角闪石晶格中Cr^{3+}与Fe^{3+}、Al成类质同象代替，显然前者Mg、Cr高而Fe、Al低，后者Mg、Cr明显降低而Fe、Al相应升高，因此前者较后者对形成高质量铬铁矿更为有利。可见角闪石中的$Mg:Fe^{2+}$和$Cr:(Fe^{3+}+Al)$可作为判断铬铁矿石的品位和质量变化的标志。

伴随岩浆的演化，F值进一步升高，铬铁矿经铬磁铁矿向钛磁铁矿转化，即可能出现铁矿床。乌拉尔超基性岩钛铁矿不出现于纯橄榄岩或橄榄岩中，而出现于辉石岩中，它们的成矿角闪石F值已超出超基性岩角闪石范围而进入基性岩范围，故较铬铁矿角闪石更偏近F端。矿石中的两个钙镁闪石TiO_2含量分别为2.80%、2.70%，TFe分别为7.71%、8.26%，显示Ti、Fe成类质同象代替互为消长的关系。它们的TFe已超过辉石辉长岩(TFe 7.36%，根据 Nockolds 1964 资料计算)，也超过一切辉长岩(TFe6.85%，根据Daly 1933 资料计算)，显示铁质升高，故可形成铁矿。乌拉尔超基性杂岩体的普通角闪石岩中的普通角闪石F值又高于辉石岩中的普通角闪石，已进入基性至中酸性岩角闪石的成因区。但该区普通角闪石岩在辉石岩钛磁铁矿以后形成，常呈脉状穿切早期超基性杂岩，并具有被熔蚀的辉石岩残块。普通角闪石岩中虽有磁铁矿浸染，但已不构成工业矿体。以上矿床角闪石特征见图8-27-1。

从图8-27-2可见，西澳金伯利地区与金刚石共生的角闪石均属钠钙角闪石亚族的钾镁钠钙角闪石。该亚族的镁钠钙闪石与亚铁钠钙闪石 (Leake 1978) 及钾镁钠钙闪石的端元晶体化学式如下：

端元镁钠钙闪石　$NaNaCaMg_5Si_8O_{22}(OH)_2$。

端元亚铁钠钙闪石　$NaNaCaFe^{2+}{}_5Si_8O_{22}(OH)_2$。

端元钾镁钠钙闪石　$KNaCaMg_5Si_8O_{22}(OH)_2$。

西澳西金伯利地区的与金刚石共生的钾镁钠钙闪石晶体化学

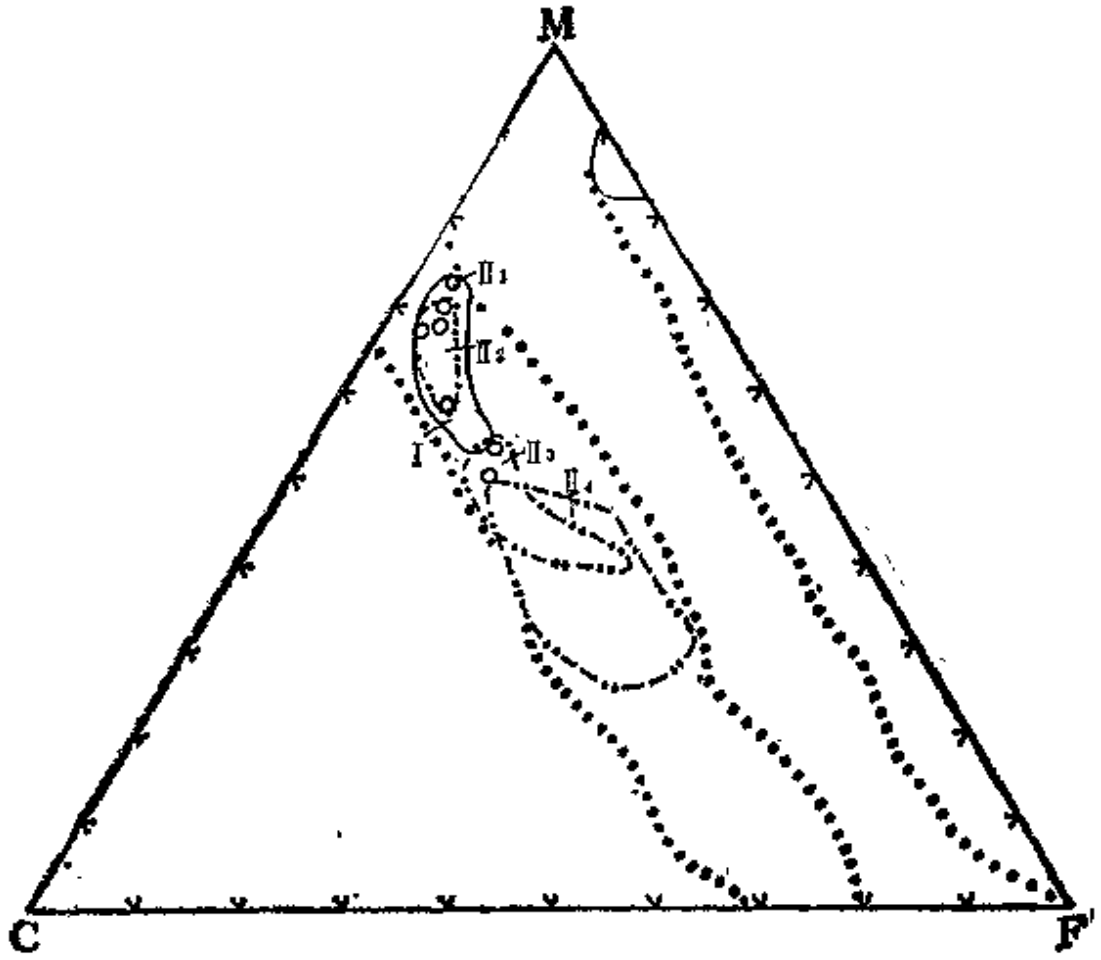


图8-27-1 超基性岩有关矿产角闪石成因图解

Ⅰ 超基性成岩作用角闪石集中区。

Ⅱ1 金伯利岩透闪石 $Cr_2O_3$0.06%， Cr^{3+}0.007，美国亚里桑那州金伯利岩(Aoki，1972)。

Ⅱ2 铬铁矿超基性岩角闪石。

1.透闪石，$Cr_2O_3$0.50%，$Cr^{3+}_{0.056}$，塞拉利昂东部铬铁矿超基性岩(Dunham等，1958)。

2.含铬透闪石，$Cr_2O_3$2.52%，$Cr^{3+}_{0.28}$，印度铬铁矿矿石(Chakraborty等，1974)。

3.铬浅闪普闪石，$Cr_2O_3$4.68%，土耳其铬铁矿石(Noris，1949)。

4.铬钙镁闪普闪石，$Cr_2O_3$1.92%，印度铬铁矿石(Subramanian，1956)。

Ⅱ3 超基性岩（辉石岩）钛磁铁矿角闪石。

5.钙镁闪石，$TiO_2$2.80%，Ti^{4+}0.31，TFe7.71%，乌拉尔块状钛铁矿矿石(Литвин，1981)。

6.钙镁闪石，$TiO_2$2.70%，Ti^{4+}0.30，TFe8.26%，乌拉尔致密钛铁矿矿石(Литвин，1981)。

Ⅱ4 含钛磁铁矿普闪石岩角闪石。

虚点区：角闪石亚族实际晶体化学区

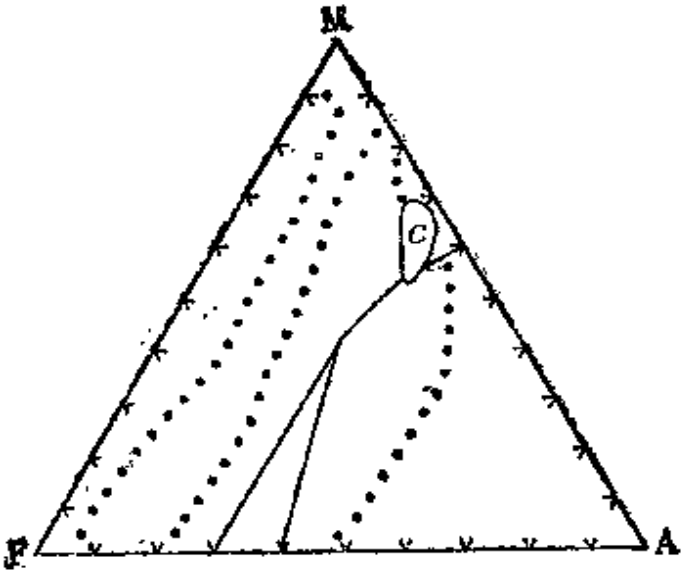


图8-27-2 与金刚石共生的钾镁钠钙闪石成因图解
(根据西澳西金伯利地区含金刚石的钾镁煌斑岩角闪石资料编制)。

式如下：

1. $(K_{0.97}Na_{0.08})_{1.05}(Na_{0.42}Ca_{1.01}Mg_{0.56})_{2.00}(Mg_{4.66}Fe_{0.63}Ti_{0.59}Mn_{0.01}Ni_{0.005})_{5.00}(Si_{7.76}Al_{0.12}Ti_{0.12})_8O_{22}(F_{1.75}O_{0.25})_2$。

2. $(K_{0.87}Na_{0.23})_{1.10}(Na_{1.01}Ca_{0.99})_{2.00}(Mg_{4.26}Fe_{0.54}Ti_{0.14})_{4.94}(Si_{7.45}Ti_{0.42}Al_{0.13})_8O_{22}(OH)_2$。

3. $(K_{0.90}Na_{0.23})_{1.21}(Na_{0.94}Ca_{1.06})_{2.00}(Mg_{4.47}Fe_{0.49}Ti_{0.03})_{4.99}(Si_{7.68}Ti_{0.20}Al_{0.12})_8O_{22}(OH)_2$。

4. $(K_{1.01}Na_{0.10})_{1.11}(Na_{1.01}Ca_{0.99})_{2.00}(Mg_{4.34}Fe_{0.35}Ti_{0.14})_{4.83}(Si_{7.66}Ti_{0.28}Al_{0.04})_8O_{22}(OH)_2$。

5. $(K_{1.01}Na_{0.16})_{1.18}(Na_{1.09}Ca_{0.01})_{2.00}(Mg_{3.67}Fe_{0.90}Ti_{0.82})_{4.69}(Si_{7.54}Ti_{0.37}Al_{0.09})_8O_{22}(OH)_2$。

6. $(K_{1.02}Na_{0.17})_{1.19}(Na_{0.89}Ca_{1.11})_{2.00}(Mg_{4.87}Fe_{0.28})_{4.90}(Si_{7.63}Ti_{0.29}Al_{0.05}Fe_{0.03})_8O_{22}(OH)_2$。

7. $(K_{1.03}Na_{0.08})_{1.11}(Na_{1.00}Ca_{1.00})_{2.00}(Mg_{4.85}Fe_{0.34}Ti_{0.08})_{4.97}(Si_{7.47}Ti_{0.46}Al_{0.07})_8O_{22}(OH)_2$。

8. $(K_{1.048}Sr_{0.009}Na_{0.090})_{1.147}(Na_{0.937}Ca_{1.073})_{2.000}$
$(Mg_{4.581}Ti_{0.383}Fe^{2+}_{0.280}Fe^{3+}_{0.051}Mn_{0.007})_{5.000}$
$(Si_{7.694}Al_{0.202}Fe^{3+}_{0.011})_{8}O_{22}(OH_{0.440}F_{0.558}O_{0.782})_{2}$。

1. 橄榄石钾镁煌斑岩填隙角闪石，含 BaO 0.18%，SrO 0.13%，ZrO0.03%，F3.74%。

2. 橄榄石钾镁煌斑岩基质角闪石，含NiO0.04%。

3. 橄榄石钾镁煌斑岩基质角闪石。

4. 金云母—透辉石—钾镁钠钙闪石—白榴石钾镁煌斑岩基质角闪石。

5. 透辉石—钾镁钠钙闪石—白榴石钾镁煌斑岩基质角闪石。

6. 钾镁钠钙闪石钾镁煌斑岩嵌晶角闪石。

7. 钾镁钠钙闪石—透辉石—白榴石钾镁煌斑岩粗斑晶角闪石。

8. 白榴石钾镁煌斑岩角闪石，含 SrO 0.15%，F 1.29%。

1根据Scottsmith & Skinner(1984) 湿法全分析数据计算，

2—7根据Jaques等(1984)电子探针分析数据计算，

8根据Prider(1939)湿法全分析数据计算。

在上述晶体化学式中，A 位阳离子大于 1，可能与含白榴石包体有关。与一般镁钠钙闪石—亚铁钠钙闪石晶体化学式对比，可见与金刚石共生的钾镁钠钙闪石特别富 K，A 位几乎全部为K占据，与金伯利岩富钾的特征相似。根据西澳钾镁煌斑岩工作的最新进展(Jaques等，1984；Scottsmith & SKinner 1984)，上述角闪石与白榴石 $KAlSi_2O_6$、硅锆钾石 $K_2CaZr(SiO_3)_4$、硅钛钾钡石(K、Na、Ba)$_3$(Ti、Nb)$_2Si_4O_{14}$、柱红石(K、Ba)(Ti、Fe^{3+})$_8O_{16}$、杰比石*(K、Ba)$_2$(Ti、Fe^{3+})$_6O_{13}$、重晶石等富 K、

* Jeppeite，Jaques等(1984)待发表的新矿物。

Ba、Ti、Nb、Zr等的独立矿物共生，它们本身也含有Ba，Sr，Zr，说明钾镁煌斑岩有从金伯利岩进一步向碱性岩发展的趋势。

但与金刚石共生的钾镁钠钙闪石虽富K_2O且$K_2O>Na_2O$(K_2O 5—6%，Na_2O 3—4%)，但在AMF三角图解中仍位于钠钙角闪石亚族区，并未进入碱性角闪石区。它们的位置仍偏近M端，说明Mg含量很高(MgO 16—23%)，同时氟含量很高，F可达3.74%，在共生的金云母中可达6.24%，也与金伯利岩富Mg、富挥发分的特征相似。但共生的橄榄石为镁橄榄石至贵橄榄石(Fe93.5—77.3)；金云母(Al_2O_3 6—10%，TiO_2 4—8%)为淡黄色金云母、粉红褐色的铁金云母，透辉石Cr、Al偏低($Al_2O_3<0.5\%$，$Cr_2O_3<1\%$)，同时共生矿物中Ti含量也较高(金云母中TiO_2含量可达8%，在铬铁矿中可达15%)，钾镁钠钙闪石TiO_2含量可达7%。均说明钾镁煌斑岩类的地球化学特征为富F、K、Rb、Ba、Sr、Pb、Zr、Ti、Nb、Th、U、LREE (LREE为球粒陨石中的500—2000倍，但HREE只为球粒陨石的4—6倍)。与非洲的金伯利岩相比，$^{87}Sr/^{86}Sr$较高(0.711—0.720)，$^{143}Nd/^{144}Nd$较低；且$\Sigma_{Nd}=-7\sim-15$，故认为它们为来自岩石圈内部古老的地幔物质。钾镁煌斑岩的物质来源与形成温压条件又低于金伯利岩，它本身很少含镁铝榴石且不含镁钛铁矿，但却常见金伯利岩矿物组合中常见的镁橄榄石、顽火辉石、铬透辉石、铬镁铝榴石、镁钛铁矿、镁铬铁矿、金刚石的捕虏晶，说明它们形成晚于金伯利岩。此外、它们的捕虏晶粒度一般小于1.5mm，地幔岩包体（包括纯橄榄岩，二辉橄榄岩、方辉橄榄岩）也很小，一般小于3cm，也说明它们的来源较金伯利岩浅。钾镁煌斑岩可由贫石榴石和透辉石的二辉橄榄岩或方辉橄榄岩在富H_2O和F而贫CO_2的条件下部分熔融形成，或由具金伯利岩性质的云母橄榄岩分异产生。在南非与西澳成分相似但Ti含量较低的钾镁钠闪石也见于金伯利岩中受交代的方辉橄榄岩和二辉橄榄岩包体中，这也是说明

西澳具钾镁钠钙闪石的钾镁煌斑岩形成较金伯利岩晚的一个旁证。

在钾镁煌斑岩中，橄榄石钾镁煌斑岩与金伯利岩最接近，故金刚石含量也最高。当橄榄石钾镁煌斑岩向白榴石钾镁煌斑岩转化时，钾镁钠钙闪石中A位钾离子含量升高，全岩MgO降低，K、Al升高，氧逸度也升高，出现富Fe^{3+}的柱红石、杰比石及高度氧化的重晶石等矿物，不利于形成金刚石，故在白榴石钾镁煌斑岩中金刚石含量也降低，甚至消失。

含钾镁钠钙闪石的钾镁煌斑岩是金刚石的另一重要原生源岩。在西澳经过10—11年富有成效的工作，发现其中赋存钾镁煌斑岩的最大的岩筒，直径可达1.5km；最长的钾镁煌斑岩凝灰岩火山口带可长达2.5km，宽0.5km，除原生矿外还有砂矿，宝石级金刚石可达10—60%，投产后将使西澳成为世界上最大的金刚石产地。这类钾镁煌斑岩常与金伯利岩伴生，我国也值得注意。

2. *基性岩钛磁铁矿角闪石成因图解* 图8-28为基性岩钛磁铁矿角闪石成因图解。从该图可见基性岩铁矿成矿机理与超基性岩相似，当岩浆中铁质升高，Fe^{2+}与Fe^{3+}不能全部进入硅酸盐造岩矿物时，便呈氧化物析出，有可能形成磁铁矿化或矿体。基性岩铁质高于超基性岩，故基性岩角闪石较超基性岩角闪石更偏近F端。当基性岩中铁质进一步升高，角闪石向F端进一步靠拢，进入中性至中酸性岩角闪石成因区时，便有可能形成铁矿。在乌拉尔基性岩(辉长岩、苏长岩、辉长—苏长岩)钛磁铁矿石的角闪石中(Литвин,1981)，不仅出现镁普闪石和钙镁闪石，还出现亚铁镁普闪石和镁铁闪石，它们含$TiO_2$0.3—3.53%，为超基性岩中成矿角闪石的1—10倍；TFe为9.21—21.50%，为超基性岩成矿角闪石的1—7倍，故矿床品位、规模均高出超基性岩。它们与钛铁矿及钛磁铁矿共生，除构成致密浸染状矿石外，也构成致密块状矿石。它们的矿化围岩中角闪石TFe也较高，如在磷灰石磁铁矿

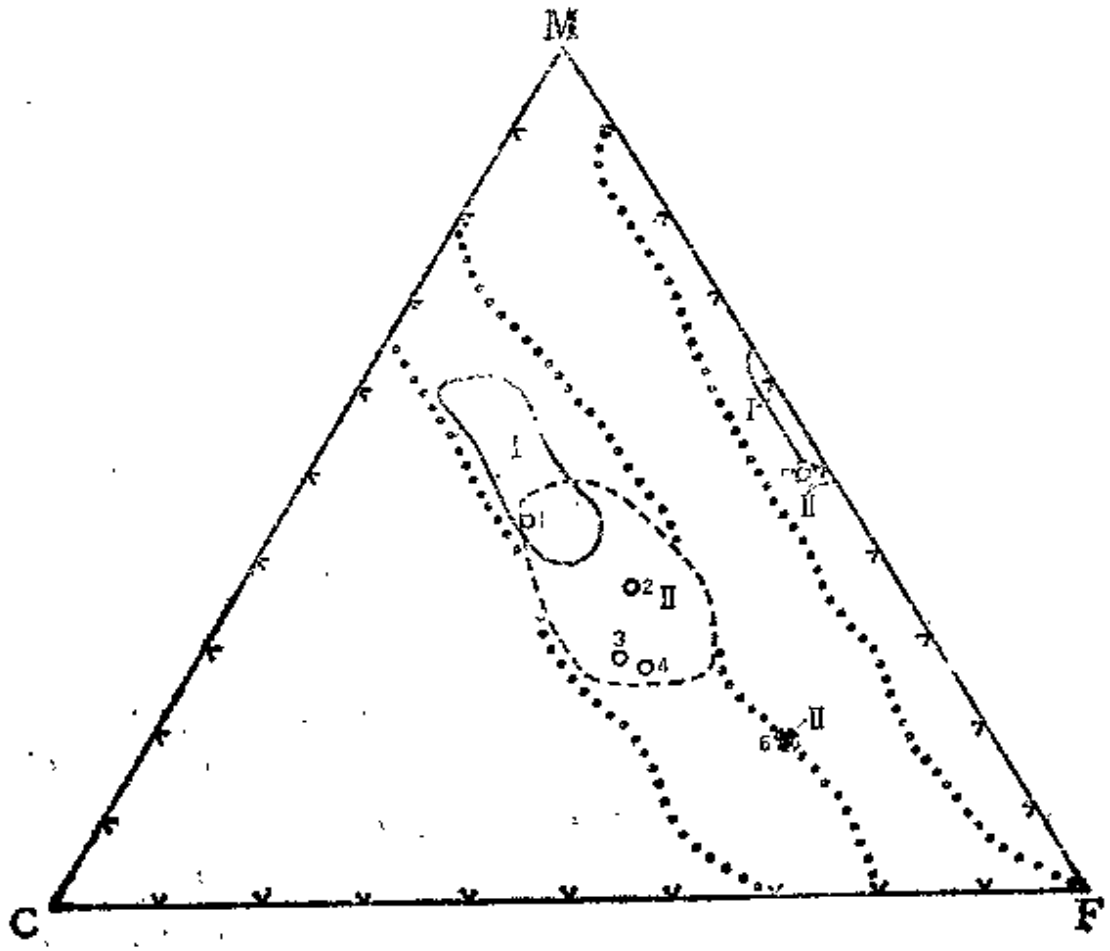


图8-28　基性岩磁铁矿角闪石成因图解

(据Ильинн,1981,*T*Fe另行计算，5、6重新核算)

Ⅰ．基性岩成岩作用角闪石集中区。

Ⅱ．基性岩磁铁矿成矿作用角闪石区：

1.镁普闪石$TiO_2$0.30%，Ti^{4+}0.03，*T*Fe9.21%，乌拉尔致密钛磁铁矿矿石，

2.镁普闪石$TiO_2$3.53%，Ti^{4+}0.40，*T*Fe13.84%，乌拉尔致密钛铁矿—钛磁铁矿矿石，

3.钙镁闪石$TiO_2$0.95%，Ti^{4+}0.11，*T*Fe13.05%，乌拉尔致密钛铁矿—钛磁铁矿矿石，

4.亚铁普闪石$TiO_2$0.88%，Ti^{4+}0.11，*T*Fe14.77%，乌拉尔致密浸染钛磁铁矿矿石，

5.镁铁闪石$TiO_2$3.45%，Ti^{4+}0.40，*T*Fe21.50%，乌拉尔致密钛铁矿—钛磁铁矿矿石，

6.高铁亚铁普闪石$TiO_2$0.30%，Ti^{4+}0.04，*T*Fe21.89%，乌拉尔磁铁矿化辉长岩。

虚点区：角闪石亚族实际晶体化学区。

空心圈：矿石中角闪石。

实心点：围岩中角闪石

粗粒辉长岩中，次钙高铁亚铁普闪石的TFe为21.89%、已进入贫矿的边界品位，其晶体化学式如下(据Литвин 1981核算)：

$$(K_{0.16}Na_{0.25})_{0.41}(Na_{0.11}Ca_{1.34}Mn_{0.04}Fe^{2+}_{0.51})_{2.00}$$
$$(Fe^{2+}_{2.61}Mg_{2.19})_{3.80}(Fe^{3+}_{0.87}Al_{0.29}Ti_{0.04})_{1.20}$$
$$(Si_{6.78}Al_{1.25})_{8.00}O_{22}(OH_{1.69}O_{0.31})_{2.00}。$$

其中Fe^{2+}较高，并已部分进入B位。在C位中，也是$Fe^{2+}>Mg$，$Fe^{3+}>Al$，都是对形成铁矿有利的标志，与石碌、马坑的高铁亚铁普闪石相似，但其TFe稍低于石碌与马坑，故品位也可能稍低。此外，它含钠离子稍高，已达0.36，且$Na>K$，显示与基性—超基性岩浆有关，而石碌、马坑角闪石中$K>Na$，说明两者物质来源不同，成因不同。

3. **铜镍矿角闪石成因图解** 基性—超基性岩铜镍矿为铜镍矿的主要成因类型(图8-29)。我国冷水箐铜镍矿角闪石均为钙角闪石(陈援，1985)，其中含CaO11.25—13.48%，包括透闪石、镁普闪石、阳起普闪石、韭闪普闪石、含亚铁韭闪普闪石、韭闪石、含钛韭闪石等。其中韭闪石出现于纯橄岩中，含钛韭闪石出现于辉橄岩中，韭闪普闪石出现于辉橄岩及二辉普闪岩、辉石普闪岩中，镁普闪石出现于辉石普闪岩、暗色辉石闪长岩、普闪岩及闪长岩中，阳起普闪石出现于闪长伟晶岩中，透闪阳起石出现于透闪阳起石岩中。它们的Al_{IV}变化于1.83—0.28之间，显示从纯橄岩至闪长岩角闪石形成温度逐渐降低的趋势。另外，Al_{IV}平均值为1.19，同时普通角闪石与其它角闪石的过渡型也普遍，说明大多数角闪石在中等温度下形成。其中含MgO最高可达22.04%，含Cr_2O_3最高为0.57%，含TiO_2最高可达2.32%，显示了基性—超基性岩的特点；而含FeO(探针分析)最高可达18.38%，NiO最高为0.16%，CuO最高为0.09，又显示与铜镍矿有关。其中Cu赋存于黄铜矿中，Ni赋存于镍黄铁矿中，它们主要与磁黄铁矿共生。无色角闪石贫铁富镁，绿色角闪石富铁但

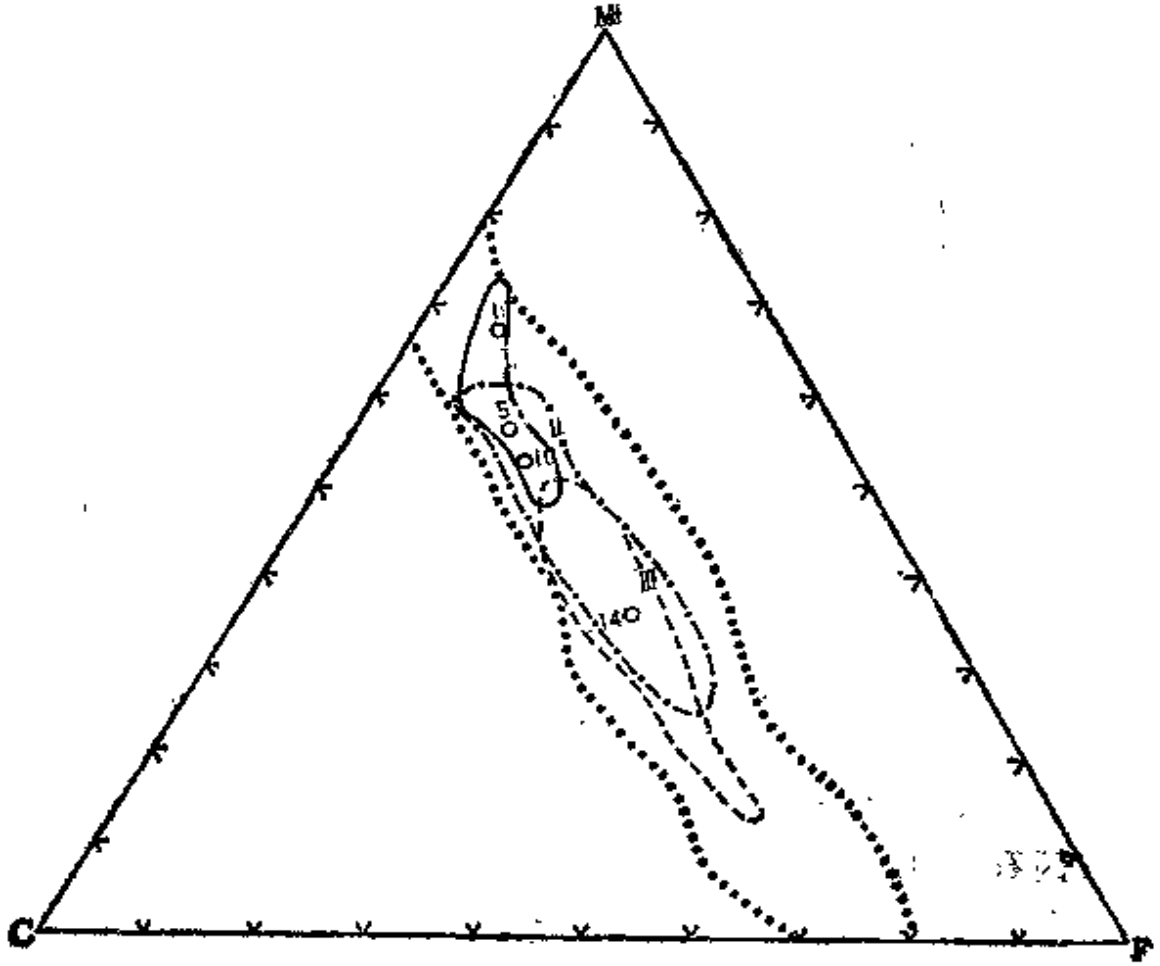


图8-29 超基性—基性岩铜镍矿角闪石成因图解
(据陈毅，1985)

Ⅰ. 超基性岩角闪石区。
Ⅱ. 基性岩角闪石区。
Ⅲ. 中性岩角闪石区。
1. 透闪辉石岩中的透闪石：$Ni^{2+}0.003, Cu^{2+}0.01, Cr^{3+}0.01, Ti^{4+}0.04$;
5. 辉橄岩中棕色含钛韭闪石：$Ni^{2+}0.02, Cu^{2+}0.00, Cr^{3+}0.07, Ti^{4+}0.25$;
10. 辉石角闪岩中无色韭闪普闪石：$Ni^{2+}0.01, Cu^{2+}0.01, Cr^{3+}0.04, Ti^{4+}0.06$;
14. 闪长岩中绿色亚铁韭闪普闪石：$Ni^{2+}0.01, Cu^{2+}0.00, Cr^{3+}0.00, Ti^{4+}0.15$.
虚点区：钙角闪石亚族实际晶体化学区

贫钛，棕色角闪石富钛。一些主要角闪石的晶体化学式如下：

1. 透闪石 $(Na_{0.12}Ca_{0.01})_{0.13}(Ca_{1.80}Mn_{0.01}Fe^{2+}_{0.19})_{2.00}(Mg_{4.86}Fe^{2+}_{0.86}Cu^{2+}_{0.01})_{4.93}(Al_{0.02}Ti_{0.04}Cr_{0.01})_{0.07}(Si_{7.97}Al_{0.03})_{8.00}O_{22}(OH)_2$.

5. 棕色含钛韭闪石 $(K_{0.17}Na_{0.65})_{0.82}$
$(Ca_{1.87}Mn_{0.08}Fe^{2+}_{0.05})_{2.00}(Mg_{3.45}Fe^{2+}_{0.83}Ni_{0.02})_{4.30}$
$(Al_{0.40}Ti_{0.26}Cr_{0.07})_{0.72}(Si_{6.17}Al_{1.83})_{8.00}O_{22}(OH)_2$。

10. 无色韭闪普闪石 $(K_{0.19}Na_{0.62}Ca_{0.16})_{0.87}$
$(Ca_{1.79}Mn_{0.02}Fe^{2+}_{0.19})_{2.00}(Fe^{2+}_{0.04}Mg_{3.41}Ni_{0.03}Cu_{0.01})_{4.37}$
$(Al_{0.59}Cr_{0.04})_{0.63}(Si_{6.37}Al_{1.63})_{8.00}O_{22}(OH)_2$。

14. 绿色含亚铁韭闪普闪石 $(K_{0.18}Na_{0.34}Ca_{0.13})_{0.65}$
$(Ca_{1.76}Mn_{0.03}Fe^{2+}_{0.22})_{2.00}(Mg_{2.26}Fe^{2+}_{2.14}Ni_{0.01})_{4.41}$
$(Al_{0.44}Ti_{0.15})_{0.59}(Si_{6.49}Al_{1.51})_{8.00}O_{22}(OH)_2$。

该矿床角闪石含Ti^{4+}为0—0.25，TFe在上述角闪石中分别只有3.72%，5.54%、7.26%、14.34%，故不形成磁铁矿或钛磁铁矿矿床，但角闪石中含Ni^{2+}最高可达0.02，Cu^{2+}最高可达0.01，显然与Cu、Ni矿化有关。

根据晶体场理论(Burns,1970)，Cu^{2+}与Ni^{2+}在氧化物结构的八面体占位中，晶体场稳定能与择位能远高于Fe^{2+}与Fe^{3+}，故在角闪石结构中也优先占据C位中的M_1、M_3位。Mg通过相当的晶格能效应也可占据八面体位置，但不能获得过渡金属离子经由晶体场效应取得的附加稳定能，故可分配在较多的其它位置中，如角闪石中的B位与尖晶石(AB_2O_4)中的A位。因此在玄武岩浆中(Ni/Mg)橄榄石>(Ni/Mg)熔体。同样在角闪石结构中，Ni^{2+}较Mg优先进入C位。在铜镍岩浆矿床中MgO，NiO正相关，它们与CaO、FeO、Al_2O_3、Fe_2O_3、SiO_2成负相关。在本矿床中Ni^{2+}不富集于富钙的透闪阳起石岩的角闪石中，而富集于富镁的辉橄岩角闪石中，这也与一般趋势一致。

七、角闪石族矿物分布

以下各表是从1900～1984年34个国家36种书刊的2100多个角

闪石资料中去其重复选择出的1560个产状确切的角闪石资料编制的，未包括电子探针等不能区分 Fe 的价态与挥发分含量的物理方法分析资料，湿法化学全分析资料要求总合不小于99.5%，不大于100.50%。所得事实规律是统计性或经验性的，但与一般理论一致，可供互相检验补充。

角闪石亚族与种的划分，仍按里克(1978)的分类，但为便于统计，已按类质同象系列适当合并。如绿钙闪石便包括镁绿钙闪石与亚铁绿钙闪石，普通角闪石包括镁铝普闪石与亚铁铝普闪石，还包括钙角闪石亚族中其它矿物种与普通角闪石的过渡型，如阳起普闪石(*actinolitic hornblende*)、浅闪普闪石(*edenitic hornblende*)等。

过去钙角闪石划分为阳起石组与普通角闪石组，前者包括透闪石、阳起石、亚铁阳起石，后者包括所有其他钙角闪石。两者的(Si,Al)代替存在一定间断(Miyashiro,1972)，里克 (1978)把 $Ca_2(Mg,Fe)_4Al(Si,Al)O_{22}(OH)_2$ 的角闪石划为普通角闪石，我们称之为狭义的普通角闪石。为便于统计把其它钙角闪石与狭义普通角闪石的过渡型也划归普通角闪石，而统称之为广义的普通角闪石。

(一) 地壳中角闪石族矿物分布

从表8-11可见：

1. 角闪石族矿物在地壳中以钙角闪石亚族为主，占整个角闪石族矿物总数的73.02%，已接近3/4。镁铁角闪石亚族与碱性角闪石亚族较少，只各占11.5%左右，这是因为超镁铁质岩浆要进一步分异，而碱性岩浆是分异最后产物，故在地壳中超镁铁质岩与碱性岩分布出露均不广泛。地壳中钠与钙同时富集的机率不高，故钠钙角闪石亚族矿物分布最不普遍，只占4%左右。

2. 在钙角闪石亚族中以普通角闪石分布最广泛，占钙角闪石亚族矿物的51.10%，占整个角闪石族的37.31%，原因是它在岩浆岩及浅、中、深变质岩（包括区域变质岩与接触变质岩）中

均可形成，其形成的温压条件最宽。其次为绿钙闪石、钛闪石、钙镁闪石、韭闪石、浅闪石，它们在较高温度下形成，故在岩浆岩中较普遍，在温度低于岩浆岩的正变质岩中便迅速下降。

3　正变质岩形成温度低于岩浆岩，故其中透闪石、阳起石、普通角闪石浆量有所上升，尤其是普通角闪石有较大幅度增长，甚至超过岩浆岩中普通角闪石含量。但地壳中岩浆岩不可能都变质，且在岩浆岩中高温条件下形成的钛闪石、钙镁闪石、绿钙闪石、韭闪石、浅闪石等在正变质岩中大幅度降低，因此导致正变质岩中钙角闪石总的数量仍低于岩浆岩。

4. 碱性角闪石亚族中以钠铁闪石最普遍，其次为钠闪石与蓝闪石。在钠铁闪石与钠闪石端元成分中，$Fe^{2+}:Fe^{3+}$分别为4:1与3:2，前者所需氧化度较易达到，故较普遍；后者只在更高度氧化条件下才出现，故不如前者普遍。蓝闪石以含Mg、Al为主，Mg、Al克拉克值虽较高，但蓝闪石中Al呈Al_{VI}，主要限于高压变质带，故又不如前两者普遍。

5. 镁铁角闪石亚族中以镁铁闪石及铁闪石最普遍，主要出现于硅铁建造中，其次为铝直闪石和直闪石。由于Li、Mn克拉克值较低，故锂闪石、锰闪石很少见。

(二) 地壳中广义普通角闪石的分布

从表8-12可见，

1. 在狭义的普通角闪石中以镁普闪石（*Magnesio-hornblende*）最普遍，其次为亚铁普闪石(*Ferro-hornblende*)，高铁亚铁普闪石（*Ferri-Ferro-hornblende*）较少见，显示在地壳中成岩作用远比成矿作用广泛。

2. 在广义的普通角闪石中也以镁普闪石最普遍，占31.08%，其次为钛闪普闪石与钙镁闪普闪石约占12—14%，绿钙闪普闪石、阳起普闪石、亚铁普闪石约占9—10%，而韭闪普

表8-11 地壳中各种成因角闪石的分布

亚族	角闪石名称	蓝片岩	榴辉岩	中低压区域变质		超变质	岩浆岩	热变质	接触交代	热液	表生	总计	%	亚族	
				正变质	副变质									总计	%
镁铁角闪石	直闪石			16	1		3					20	1.28		
	铝直闪石			24			2	1				27	1.37		
	锂闪石								12			12	0.77		
	斜锂闪石								1			1	0.06	176	11.41
	镁镁铁闪石			4								4	0.26		
	铁闪石				22			26				48	3.08		
	镁铁闪石			28	24		4	2				58	3.72		
	锰镁闪石			1	4				3			8	0.51		
钙角闪	普通角闪石		1	328		14	227	12				582	37.31		
	钙镁闪石		1	49		3	78					122	7.82		
	阳起石			76	12		11	7	8	2		116	7.44		
	绿钙闪石			4			92	1	3	2		102	6.54	1139	73.02
	钛闪石						89					89	5.71		

石	韭闪石		1	6			58	3		2		71	4.55		
	透闪石			6	13		2	5	2	1		29	1.86		
	浅闪石			4		2	19		2	1		28	1.79		
钠钙角闪石	镁钠钙闪石	1	1				22		9			33	2.12		
	绿闪石		3			6	1					10	0.64	62	3.97
	红闪石						7					7	0.45		
	蓝透闪石	4								2		6	0.38		
	冻蓝闪石	2	3				1					6	0.38		
碱性角闪石	钠铁闪石	1					86		1			88	5.64		
	钠闪石	1					16		2	14	1	34	2.18		
	蓝闪石	18	6									26	1.67	181	11.60
	青铝闪石	9	1				1		2			13	0.83		
	钠铝闪石		12									12	0.77		
	铝钠闪石						8					8	0.51		
总计		36	31	537	76	25	726	57	45	24	1	1560	100	1560	100
%		2.31	2.00	34.42	4.87	1.60	46.67	3.65	2.88	1.54	0.06	100			

表8-12　地壳中各种成因的广义普通角闪石分布

角闪石名称	蓝片岩	榴辉岩	中低压区域变质岩		超变质	岩浆岩	热变质	接触交代	热液	表生	总计	百分数
			正变质	副变质								
镁普闪石			116			89	3				208	31.06
钛闪普闪石						89					89	13.30
钙镁闪普闪石			59			25					84	12.56
阳起普闪石			47			16	1				64	9.57
绿钙闪普闪石			19		5	39					63	9.42
亚铁普闪石			33		3	19	8				63	9.42
韭闪普闪石		1	21		3	26					51	7.62
浅闪普闪石			27		3	12					42	6.28
高铁亚铁普闪石			2			1					3	0.45
透闪普闪石			2								2	0.30
总　计		1	326		14	316	12				669	100.00
%		0.15	48.74		2.09	47.23	1.79				100.00	

闪石、浅闪普闪石约占6—8%，高铁亚铁普闪石与透闪普闪石含量最低，均小于0.5%。以上情况说明，狭义普通角闪石与各种高、中、低温角闪石间均存在过渡类型以及广义普通角闪石形成温度的广泛性。

（三）岩浆岩中角闪石的分布

从表8-13可见：

1. 角闪石在基性-超基性岩中出现频率大体相等，约各占22～23%，至中性-中酸性岩中升高(约合占25%)，至碱性岩中又降低(约合占12%)，在酸性岩中最低(约占8%)。

2. 钙角闪石亚族中仍以广义的普通角闪石最普遍，约占岩

表8-13　　岩浆岩中角闪石族矿物的分布

亚　族	角闪石名称	超基性岩	基性岩	中～中酸性岩	酸性岩	碱性岩	碳酸盐岩	总计	%	亚族总计	亚族%
镁铁质闪石	直闪石	3						3	0.41		
	铝直闪石	2						2	0.27	9	1.29
	镁钛闪石	4						4	0.65		
钙角闪石	普通角闪石	25	51	122	19	12		227	31.19		
	绿钙闪石	41	12	15	5	19		92	12.64		
	钛闪石	24	39	18		8		89	12.23		
	钙镁闪石	60	21	6	1			78	10.71		
	韭闪石	15	25	13	2	4		59	8.10	577	79.26
	浅闪石		2	11	5	1		19	2.61		
	阳起石	2	7			2		11	1.51		
	透闪石	2						2	0.27		
钠钙角闪石	镁钠钙闪石					9	13	22	3.02		
	红闪石					4	3	7	0.96	31	4.26
	冻蓝闪石	1						1	0.14		
	绿闪石					1		1	0.14		
碱性角闪石	钠铁闪石		2		21	25	38	86	11.81		
	钠闪石		2		10	4		16	2.20		
	铝钠闪石					1	7	8	1.09	111	15.25
	青铝闪石						1	1	0.14		
总　计		187	161	185	63	90	62	728	100	728	100
%		22.94	22.12	25.41	8.65	12.36	8.52	100			

浆岩中角闪石总量的31.19%，已接近1/3。其次仍为绿钙闪石、钛闪石、钙镁闪石及韭闪石，它们均为高温型，尤其是其中富镁的端元。

3. 岩浆成因的钙角闪石亚族中以透闪石、阳起石、浅闪石最不普遍。前二者不具Al_{IV}、Al_{VI}，后者只有一个Al_{IV}，但没有Al_{VI}，与岩浆岩中高温条件下类质同象代替的普遍性不一致。故在钙角闪石亚族中，只分别占0.35%，1.90%，3.29%；在整个岩浆岩角闪石中，只占0.27%，1.51%，2.61%。它们主要为岩浆晚期自交代作用的产物。

4. 其次为碱性角闪石亚族角闪石，约占岩浆岩角闪石总数的15%，其中仍以钠铁闪石最普遍。

5. 再次为钠钙角闪石亚族，约占岩浆岩角闪石总数的5%以内，其中仍以镁钠钙闪石最普遍，占钠钙角闪石亚族的70.97%故镁钠钙闪石可作为钠钙角闪石亚族的代表。镁钠钙闪石中无Al_{IV}、Al_{VI}(或Fe^{3+}_{VI})，为钠钙角闪石亚族中唯一缺乏$(Si, Al)_4$、(Mg, Al)或Fe^{3+}类质同象代替的角闪石，适宜于在较低的温度下形成。酸性、碱性及碳酸盐岩浆岩形成温度低于一般岩浆岩，故在酸性、碱性及碳酸盐岩浆岩中镁钠钙闪石最普遍。

6. 镁铁角闪石亚族在岩浆岩中分布最不广泛，仅占1.23%。这是因为超镁铁质岩浆为深源的，与地幔重熔有关，在地壳中很不发育。地壳中常见钙碱性岩浆，但又不易形成无钙的镁铁角闪石。

(四) 岩浆岩中广义普通角闪石的分布

从表8-14可见：

1. 岩浆岩中广义普通角闪石分布也很广泛，占角闪石族的20.26%，说明岩浆岩为复杂的硅酸盐熔体，它们的岩石化学及

表8-14　　岩浆岩中广义普通角闪石的分布

角闪石名称	超基性岩	基性岩	中酸性岩	酸性岩	碱性岩	碳酸盐岩	总计	百分数
镁普闪石	5	21	63				89	28.16
钛闪普闪石	24	39	18		8		89	28.16
绿钙闪普闪石	4	3	15	9	8		39	12.34
韭闪普闪石	5	8	12		1		26	8.23
钙镁闪普闪石	7	7	11				25	7.91
亚铁普闪石		2	10	7			19	6.02
阳起普闪石	1	7	6	1	1		16	5.06
浅闪普闪石	1	2	5	2	2		12	3.80
高铁亚铁普闪石		1					1	0.32
透闪普闪石							0	
总　计	47	90	140	19	20		316	100.00
%	14.87	28.48	44.30	6.02	6.33		100.00	

温度、压力条件等变化幅度较大，有利于形成多种过渡型的广义普通角闪石。

2. 岩浆岩中广义普通角闪石从超基性、基性向中酸性岩不断升高，到中酸性岩达最高峰，约占岩浆岩中普通角闪石的44.30%，到酸性岩及碱性岩又逐渐减少，到碳酸盐岩中降为零。这说明中酸性岩，尤其是中性岩，在岩石化学及形成温度、压力方面，均居于中间过渡位置，最利于形成多种过渡型的广义普通角闪石。

3. 钛闪普闪石为钛闪石与普通角闪石的过渡型，含钛较高，故在基性—超基性岩，尤其是基性岩中，易于富集。其它广义普通角闪石除镁普闪石、亚铁普闪石及高铁亚铁普闪石外，也均为狭义普通角闪石与其它角闪石的过渡型。从岩浆岩中广义普

通角闪石的不断出现，也说明自然界过渡型的普遍性。

4. 岩浆岩广义普通角闪石中标志铁矿成矿作用的高铁亚铁普闪石已知数量很少，说明地壳中成矿作用不如成岩作用广泛，同时也说明对成矿作用角闪石研究较差。

5. 阳起普闪石较多，透闪普闪石极少，甚至为零。因 Fe 克拉克值较高，在复杂的硅酸盐熔体中 Fe含量也较高，地壳中不存在丝毫不含Fe的岩浆岩，故不易形成透闪普闪石。

成因矿物族的系统研究，还应在晶体化学分类基础上，进一步全面探讨矿物族中各矿物种，由于复成因性产出的各种不同的特征，包括形态、成分、结构、物性和谱学特征及产状、共生组合等特征。以弓长岭绿岩带角闪石为例，正变质的普通角闪石{110}、{100}、{010}均很发育，但发育的程度不同，{110}>{100}>{010}。副变质的阳起石，{100}消失，而{110}≫{010}。副变质的镁铁闪石—铁闪石，不仅{100}消失，{010}也消失，C轴晶带中只发育{110}，横断面成简单菱形。加拿大拉布拉多地槽绿岩带中的铁闪石也不例外。与此同时，从普通角闪石到铁闪石长宽比也大大加大。伴随着形态上的变化，成分中 Fe^{2+} 不断增加，Ca、Na、K、Mg、Al、Fe^{3+}不断减少；结构上b_o、C_o、V_o不断增加，a_o、β不断减少(β角由104.91±0.020°降为101.99±0.020°)；比重、折射率(Ng、Nm)、比磁化率也不断升高，颜色及多色性不断变浅。穆斯鲍尔谱从四对峰→三对峰→二对峰。其中普通角闪石的四对峰分别代表 $M_{1,2,3}$位置上的 Fe^{2+} 和总的Fe^{3+}，阳起石的三对峰中除由 Fe^{3+}引起的一对宽峰外，其它两对峰与镁铁闪石与铁闪石一致。红外谱的吸收峰的位置和强度也各不相同。根据它们的谱学特征可以判断 Fe^{2+}在普通角闪石中的占位顺序为 $M_1>M_2>M_3$，在铁闪石中为$M_4>M_1>M_3>M_2$，Fe^{2+}在 $M_{1,2,3}$

中的占位顺序与阳起石相同，而与钙铁绿闪石（$M_1=M_3>M_2$）及铁韭闪石（$M_3>M_1>M_2$）不同，显示绿片岩相至绿帘石角闪岩相形成温度较低的特征。

由于角闪石族的种属繁多，成因复杂，复成因性十分显著，对该族矿物随成因产状而变化的内外属性缺乏深入研究与系统资料，目前还不可能对角闪石成因矿物族进行全面总结，有待今后在积累大量资料的基础上逐步完成。

第九章

找矿矿物学

近年来由于人类对矿产资源的需求不断扩大，地表易发现易找到的露头矿越来越少，找矿难度不断增加，故目前世界各国，包括我国在内，都已逐渐把找矿重点转移到寻找深部矿与地下隐伏盲矿，并致力于努力发现肉眼直观不易识别辨认的新矿床类型，如交代型、网脉型、层控型、火山沉积变质型等类型的新矿床。还有不少国家已开始着手去冻土带，沙漠区，大陆架和大洋底找矿。由于地表矿已经过不同程度的剥蚀，保存的工业储量远远低于未受剥蚀的盲矿，同时，由于过去未能识别的矿床新类型储量往往十分巨大，更受到找矿工作者的重视。

目前找矿工作都是用地质、物探、化探、钻探及遥感遥测等多种方法互相配合进行的，但是对不同类型的矿床，在找矿方法上又总是以一种或几种方法占主导。美国《采矿工程杂志》(1967，10)和英国《采矿杂志》(1978．5)对美国和加拿大169个贵金属和贱金属矿床找矿工作方法进行了统计(表9-1)。

由表 9-1可见：

（1） 传统方法找矿，已降为次要地位。

（2） 根据地质理论推断找矿的重要地位愈来愈突出，采用物、化探方法找矿也起着重要作用。

（3） 从70年代开始，新发现的矿床数量明显降低，说明尽管普查找矿方法和技术在不断提高，但找矿难度仍在不断增长。

表9-1 美国和加拿大贵金属及贱金属矿床的找矿效率*

年代	找矿方法和确认的矿床数目					总数
	传统地质	地质理论	物探异常	化探异常	综合方法及其他	
1920—1939	25*	5**				30
1940—1950	8	12			1	21
1951—1960	14	25	22	4	2	67
1961—1970	5	20	19	4	3	51
1971—1975	1	6	14	0	0	21
总数	53	74	55	8	6	196

*根据1982年黎青资料综合，**仅根据加拿大资料统计。

远远不能满足人类对矿产资源日益增长的需要。

此外，从世界范围来看，找矿的费用也愈来愈高。如在加拿大1950—1955年间发现一个矿床的平均费用约500万美元，而1971—1975年，已上升为2500万美元(黎青,1982)。投资虽然加大，但见矿率却在降低。同样在苏联，用于寻找新矿床的费用占整个地质投资的60—65%，每年可发现几百个地化异常点，年复一年地进行解释和钻探验证，投资很大，但见矿不多(Гизбург, 1981)。因此，从地表选准“靶区”，已成为目前找矿工作中的十分重要的任务。

我国也有类似情况，近三十年来(1950—1980)找到的矿床，大多是露头矿，很少盲矿体。近15年来(1966-1980)，找到的矿床仅占解放以后找到的矿床总数的五分之一，但盲矿却相应增加，也说明找矿的深度和难度已相应加大(胡伦积，山则名，1982)。因此，研究和探索隐伏矿体和新类型矿床的成矿规律、成矿模式、成矿环境和成矿远景，已日益显得重要。

国内外上述趋势反映仅用传统的概念和方法找矿已不适应当前发展的需要。

应用地质理论的深入研究指导找矿是近三十年来找矿最重要的方法，面向今后找盲矿和找新类型矿床的艰巨任务，随着找矿勘探工作的发展和近代测试技术方法的应用，现代地质理论包括现代矿物学的发展在找矿中起的作用日益重要，现代找矿矿物学也应运产生。

一、应用矿物学找矿的发展阶段

（一） 传统矿物学阶段

采用直接的矿物学找矿方法，分类描述矿物学起了重要作用。根据露头法，包括对原生露头与次生风化壳和氧化带的铁帽研究以及河流碎屑法、冰川漂砾法、滚石法、重砂法、碎石堆法等找矿都是通过鉴定矿物以直接识别有用矿物为基础的。它长期以来，在人类历史上从原始社会直至本世纪上半叶，对找露头矿都起到了极大的作用，但本阶段矿物学的作用往往只限于对露头矿的有用矿物及露头矿所提供的矿物原料进行分析鉴定，它对目前找矿虽仍有重要意义，但已很不够了。

（二） 矿床矿物学阶段

矿床矿物学是在矿物学与矿床学边缘上发展起来的，随着矿业的兴起和对矿床的大规模开采，为对不同类型矿床开展全面系统的矿物学研究，创造了极其有利的条件，使矿床矿物学得以大大发展起来。矿床矿物学研究的重点首先是矿体的矿石矿物和脉石矿物，它们的矿物成分、结构构造、成因产状、时空分布(包括矿物的生成顺序，矿化阶段和矿物世代的划分，矿物的垂直和水平分带，矿物在矿体中不同空间部位的变化等等)、有利和有

害元素的赋存状态，综合利用和综合评价的矿物学准则等等。但同时也围绕矿区，对矿体、围岩、岩浆岩和蚀变围岩的矿物和矿物组合的形成条件，它们的相互作用和相互关系进行全面系统的研究，从而为不同类型矿床的成矿条件、成矿机理、成矿规律及找矿方向提供大量实际资料，并为矿床评价，扩大远景，进行深部和外围找矿，提供系统的矿物学标志。矿床矿物学不仅为阐明不同类型矿床矿体和围岩的相互关系、矿区地层、构造、岩浆岩和矿化蚀变的相互关系，提供了必不可少的矿物学资料，同时通过地表和地下、浅部和深部矿物形成变化的研究，还为确定矿床成因类型，判断矿床剥蚀深度及寻找深部矿、外围矿和其他地区找盲矿，提供了必不可少的矿物学标志。矿床矿物学是成矿作用研究的基础，它的重要性日益显著，目前得到进一步的发展。

（三） 成因矿物学与找矿矿物学阶段

20世纪现代矿物学最伟大的成就之一是诞生了成因矿物学(Петровская, 1984)，它认为矿物不是一成不变的，它们的属性随着矿物的形成条件而变化，从而为现代找矿矿物学奠定了应用矿物标型学说进行找矿的理论基础。20世纪相邻科学的蓬勃发展，包括固体物理学、原子物理学、物理化学的影响，使矿物学发生了深刻的内部变化，现代实验技术方法的引进使得查明各种类型矿床中矿物的极其细微的特征并利用其中所包含的大量信息来进行普查找矿和矿床评价成为可能。大量的实例证明，许多间接的矿物学普查评价准则，就其信息量和精确度来看，并不亚于，有时甚至超过广泛利用的地球化学准则和地球物理准则(Гизбург, 1981)。矿物学在现阶段找矿工作中可以起到很大的作用。从目前国内外的资料来看，在找矿中所使用的标型矿物、标型组合和矿物标型特征，已与50—60年代有很大不同，具体表现在：

1　不仅在个别点上进行矿石矿物和脉石矿物等矿床矿物学的研究，而且还在面上广泛开展了含矿地质体与非含矿地质体的矿物学研究。成矿作用是成岩作用的继续和发展，对成岩作用与成矿作用成因矿物学的广泛研究，为在大面积上进行普查找矿提供了更为有效的矿物学标志。

2. 分别对不同矿物与矿物族各种内外属性，包括形态、成分、结构、物性、及其成因产状、共生组合等特征与形成条件之间相互关系的规律开始开展了全面系统的深入研究，不仅为成因矿物学提供了丰富的资料，也为普查找矿与矿床评价从多方面提供了矿物标型的全面信息。

3. 引进了电子显微镜、电子探针、干涉显微镜、各种谱学方法与成矿成岩实验、数学模拟等各种现代技术方法，从静态到动态，开始全面开展了晶体微形貌、微细成分变化、微结构变化，物理性质与矿物谱学特征的微细变化等与形成条件关系及成矿模式的研究，不仅使成因矿物学研究日益深化，而且为普查找矿与矿床评价提供了过去无法提取的大量定量的微观的精细信息的依据。

总之，对矿物成因与矿物标型的研究已开始进入了从描述到本质，从部分到全面，从宏观到微观，从定性到定量，从静态到动态，从成岩到成矿，从直接标志到间接标志的发展阶段。目前已经开始全面地定量地利用标型矿物、标型矿物组合及“贯通”矿物的标型特征进行找矿的阶段，找矿矿物学作为一门独立的学科已经形成了。

二、找矿矿物学概念

现代找矿矿物学是成因矿物学的标型学说中标型组合、标型矿物及标型特征等理论在找矿勘探实践中的应用，是从矿物和矿

物组合中提取成因和找矿信息来进行普查找矿和矿床评价的学科。它的任务是制订普查和评价矿床的矿物学准则。研制矿物学的找矿方法，A. E. 费尔斯曼(1940)首先提出了《地球化学和矿物学找矿法》。找矿矿物学(*Поисковая Минералогия*)是A. И. 金兹堡(Кизбург, 1978, 1981) 首先提出来的，他认为“它的理论基础是矿物标型特征、矿化指示矿物、矿物共生组合、矿床分带、近矿和远矿围岩蚀变、表生带中矿石矿物及其伴生矿物的性状的学说”(Гизбург, 1981)。

找矿矿物学是在矿物学、矿床学和找矿勘探学边缘上发展起来的学科，应是普查勘探过程中必不可少的组成部分，它的研究结果可为普查找矿和矿产评价提供重要的矿物学和成因矿物学参数。

三、矿物学在找矿中的应用

苏联已开展了较系统的成因矿物学及找矿矿物学工作，在《地质勘探工作实践中的矿物学研究》(Гизбург, 等, 1981) 中已初步提出了较全面的总结。我国地质工作者近年来也做了大量的工作：开展了标型矿物标型特征及标型矿物组合的研究，如对铁矿床及金伯利岩矿物标型的研究，对含矿花岗岩及非含矿花岗岩矿物组合的研究；对赣南钨矿矿物组合的垂直分带研究，以及对晶体形态标型(锆石、锡石等)、成分标型、结构标型、物性标型、矿物同位素及包体标型性的研究方面，都已取得不少丰富的成果，有的已达国际水平，对找矿起到了良好的作用。以上情况说明矿物学与成因矿物学不仅是一门基础理论学科，又是一门应用学科，是找矿的一个重要方面。今后我们的任务是从矿物中提取更多的成因信息为找矿勘探服务。现将矿物学与成因矿物学在找矿中的应用分别叙述如下：

（一） 正确的矿物鉴定在找矿中的应用

详细的岩矿鉴定和物质成分的查定，在任何时候对发现工业矿体都是很重要的手段，在我国就不乏这种实例。例如我国大西沟、黄梅等地的菱铁矿，都是通过详细的岩矿鉴定和化验，对难以辨认的、过去认为是“结晶灰岩”、“铁质板岩”的岩层，经过正确定名为菱铁矿后而发现的。又如柿竹园的多金属矿床，也是在对原一万多米的岩芯从头重新进行编录整理时，在岩芯上发现黑钨矿，以此为突破点，进一步鉴定分析，才发现是一个特大型的钨、锡、铝、铋的多金属矿床。中南白钨矿过去误认为石英而被弃置，也是以后才受到重视的。

（二） 新矿物的发现在找矿中的应用

新矿物由于含量少，往往只具理论意义或只起找矿标志的作用，如我国1978年发现的芙蓉铀矿$Al_2(UO_4)(PO_4)_2(OH)_2\cdot 8H_2O$ (*Furongite*)，可作为寻找铀矿的标志。但有的新矿物却具有工业价值，如美国麦克德米特新型大汞矿床的发现，就是在1974年通过鉴定发现一种黑色的，过去没有被人注意的新矿物—昇汞辰砂(或氯硫汞矿)而发现的。它使已经停采的矿山，变成目前国外年产汞690吨的最大的露采汞矿山。汞矿化分布面积2200×2500M²，厚度超过8m，倾斜平缓，上有18～50m的覆盖层。昇汞辰砂(或氯硫汞矿) (*Corderoite*) 成分为：$Hg_3S_2Cl_2$ ($2HgS\cdot HgCl_2$)，为辰砂在富氯的地下水作用下形成的表生矿物。

从上可见，正确地、详细地鉴定矿物对于发现工业矿床仍具有首要意义。

（三） 已知标志矿物在找矿中的应用

有的盲矿体上部有特征的标志矿物，国外发现含钽的稀有金属花岗岩上面40—50m的砂页岩系中会出现黄玉及铝的氟化物，

若为灰岩时则出现萤石(萤石化强烈时可成矿)。苏联外贝加尔萤石矿，上部为30—40m的玉髓状石英，其中有时有萤石碎屑，边缘具有梳状石英条带，可围绕围岩角砾形成帽盔状构造，再往上为广泛强烈的高岭石化，此外，重晶石也值得注意，多金属矿上面往往有重晶石帽(Кизбур, 1981)。硫化物矿床和金矿床顶部的黄铁矿晕可向外延伸100m，甚至更远。我国也有这样的例子，如夹皮沟金矿，根据地表成线状的可能为蒙皂石族的棕色粘土矿物，结合构造找到一个储量占全区90%的大富矿体；又根据地表有方铅矿的标志，找到一个中型富金矿。在我国下兰沟钼矿，地表有菱锰矿大量出现，为Mo矿的指示矿物(艾永富等，1983)。其它白云石、方解石、铁白云石、锰菱铁矿、菱铁矿都有指示作用。金矿化便与铁白云石或菱铁矿有关。如在冶仙山根据铁白云石脉便找到了穿切铁白云石脉的含金黄铜矿石英脉。在加拿大提米斯与我国小秦岭层控金矿床中都有铁白云石层与金相伴。

D. M.伯特(1982)，总结了含黄玉的流纹岩的找矿意义。如黄玉在流纹岩的晶洞中出现(与铁铝榴石、方铁锰矿，镜铁矿、铁板钛矿、锡石、绿柱石共生)，不论流纹岩本身含矿或不含矿，都是确定地下矿化极有用的标志。

云母在指示找矿方面也有较大意义，如金云母与金伯利岩有关，铬金云母与铬铁矿有关，铁金云母、富铁黑云母(弓长岭)、钡铁云母及富铁白云母(锡兰)与铁矿有关，钒钡云母(苏联，我国湖北、江苏)都与含钒的碳质页岩有关。锰云母、稀土云母、铅云母、锌云母分别产于锰、铅、锌、铜矿床中。锰等云母与接触交代锰锌矿床有关，据郭宗山等(1983)我国南岭花岗岩稀有元素花岗岩中的云母，对矿化类型有较强的指示意义。正常或较少蚀变的花岗岩为一般的黑云母，而蚀变较强的与矿密切的云母则为含铷铁锂云母(铌矿化)、锌铁叶云母(铌矿化)、铍珍珠云母(W、Sn、Mo、Bi、Be矿化)，铍黑云母也与Be矿化有关。周晓

文(1982)，对矿化的钾长—碱长花岗岩的主要造岩矿物标型组合作了研究，指出不同矿化与不同的云母有一定关系(表9-2，图9-1)。

表9-2　钾长—碱长花岗岩中矿化类型与云母类型的关系

矿化类型	样品数	黑云母(%)	锂黑云母	黑鳞云母	铁锂云母	白云母	锂白云母
TR	11	5.4				0.2	
Nb	6	1.7	2.2	0.3		0.2	
Nb—Ta	10			3	0.2	1.3	0.2
Ta	10			0.1	0.8	3.6	0.3

(据周瑞文，1982)

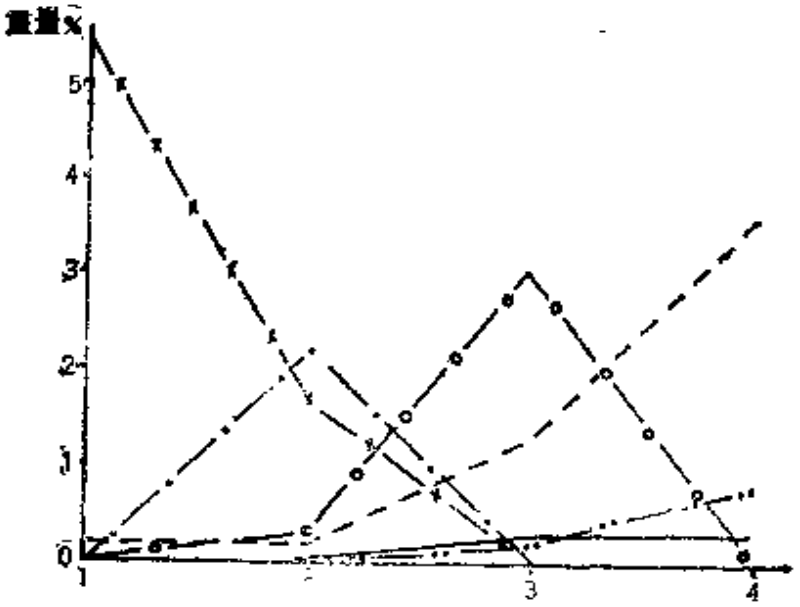


图9-1　不同矿化类型钾长-碱长花岗岩中云母类型含量
(据周瑞文，1982)
1.稀土矿化花岗岩，2.铌矿化花岗岩，3.钽铌矿化花岗岩，4.锂矿化花岗岩。
——×——黑云母，——·——锂黑云母，
——·——黑鳞云母，——··——铁锂云母，
——锂白云母，- - - - 白云母

在我国西南和中南，灰岩和白云岩以下出现铁白云石岩层，

往往是指示菱铁矿矿床的标志。在四川红层中出现的由富K贫Mg卤水交代杂卤石$K_2SO_4\cdot MgSO_4\cdot 2CaSO_4\cdot 2H_2O$形成的斜水钙钾矾$K_2SO_4\cdot 5CaSO_4\cdot H_2O$，是指示钾盐的标志矿物，它与硫锶钾石$SrSO_4\cdot K_2SO_4$和硬石膏$CaSO_4$共生，在该地杂卤石中含SrO 0.94%(蔡克勤等，1984)。

不同矽卡岩中辉石不同，可根据矽卡岩中不同辉石找寻不同矽卡岩及其矿产(图9-2)。

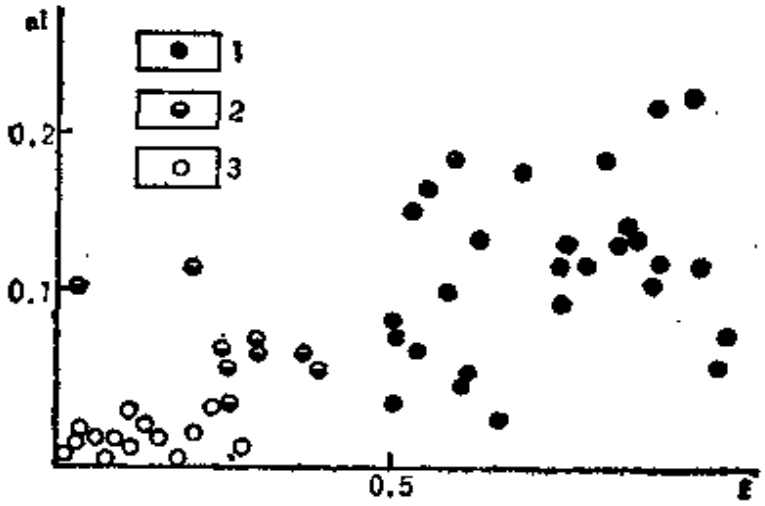


图9-2 不同矽卡岩中辉石al-f图解
(据Чухров，1972)
$al=Al(Si+Al)(Al+Fe^{3+}+Fe^{2+}+Mg)$，
$f=Fe^{3+}/Fe^{2+}+Fe^{3+}$。
1.深绿辉石矽卡岩，2.铝土质单斜辉石矽卡岩，3.一般单斜辉石矽卡岩

(四) 矿物组合在找矿中的应用

1. *根据围岩矿物组合判断矿床成因* 几乎每一种成因类型的矿床，都有自己一套有代表性的指示成因的矿物组合。特征的矿物组合是指示矿床成因最可靠的标志。在找矿过程中不详细研究矿物组合会给工作带来损失。

河北矾山磁异常，较早认为可能与超基性岩与白云岩接触带上存在矽卡岩型磁铁矿有关。因为出现了石榴石与辉石，围岩为

震旦亚界的雾迷山白云岩，钻孔打到磁铁辉石岩，而又认为是一般超基性岩，后又用深钻找Pt，Cr、Cu、Ni、Co矿体而无结果。实际上矿床围岩中的石榴石为黑色具沥青光泽的钛榴石，辉石为深绿辉石，还有富钛黑云母、富钛磁铁矿、正长石、大量磷灰石、榍石，为碱性侵入体典型的矿物组合。它们按不同比例组合成正长辉石岩、辉石正长岩、榴辉正长岩和正长岩系列碱性岩。矿床应为碱性侵入岩浆分异型的磷铁矿床（陈光远，1977，1979）。通过围岩矿物组合研究，确定了矿床成因类型，便为进一步找矿勘探指出了方向。经进一步查明，岩体中还有少量钠长石与霞石，榍石中还含较多的稀土(傅洪涛，1977)。钛榴石中含TiO_2可达14.17%(黄文英，1984)。黑褐色黑云母含TiO_2 4.30—4.46%，晚期红褐色黑云母TiO_2含量应更高，深绿辉石含TiO_2 1.13%，Fe_2O_3 4.86%，FeO 4.7%，$Fe_2O_3>FeO$，$Fe^{3+}/Fe^{2+}=0.93$（据穆斯堡尔谱测定，它的氧化系数也较高，$Fe^{3+}/Fe^{2+}=0.63\sim0.78$），它还含$Na_2O$ 0.64%，K_2O 0.08%，Al_2O_3 4.40%，Al_{IV}在四面体中占9.5%，部分Al并成Al_{VI}。它的分子式为：$(Ca, Na, K)(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Ti, Mn, Al)(Si, Al)_2O_6$（许晓峰，1983）。显然在它们的成分中$Fe_2O_3>FeO$（重量%），已接近碱性岩深绿辉石。石榴石不是钙铁榴石和钙铝榴石，辉石不是透辉石与钙铁辉石，磷灰石成细长柱状，长宽比可达20:1，为岩浆型磷灰石形态，更不是矽卡岩成因。

又如，马鞍山铁矿过去也一直认为是矽卡岩型铁矿，找矿效果不大。后来根据矿物组合研究，发现虽然有石榴石，但很少量，大部分为阳起石、磷灰石等高中温热液矿物，结合部分矿体的产状特征，突破了矽卡岩成矿的框框，认识到为火山作用成矿，结合其它方法，使储量增加14倍。

2. **根据围岩矿物组合找矿** 矿床的围岩是含矿的有利介质，在空间上控制了矿化的结晶作用，有时是含矿物质的来源，

因而有时可以包含与矿石矿物密切有关的矿物组合。如在硫化物中含有铂族元素，就有希望找到独立的铂矿矿石；区域内广泛的分布着锰方解石、锰闪锌矿或其它含锰矿物，则有希望找到锰矿床。

铁矿成矿介质中铁的浓度必然高，铁不仅形成铁矿石，而且要进入近矿围岩的造岩矿物中去，因此含铁建造与非含铁建造矿物组合不同。但介质中富铁不一定成矿，还必须有其它有利的因素，如较氧化的条件。形成菱铁矿沉积，便需有较形成黄铁矿更氧化的环境。根据岩相古地理研究，贵州西部形成泥盆系菱铁矿的海水便较形成黄铁矿的浅。形成磁铁矿与赤铁矿需更氧化的环境，因磁铁矿中Fe^{3+}占2/3，而在赤铁矿中全部Fe均为Fe^{3+}。在震旦纪宣龙海湾的滨海地带施家堡一带便形成肾状、豆状、鲕状赤铁矿，但到宣龙海湾中心的营门，便可形成豆状至鲕状的磁铁矿。由于氧化还原条件不同，在石碌便形成变胶体沉积的赤铁富矿，在马坑便形成变胶体沉积的磁铁富矿。在与内生作用有关的成矿作用中，介质中富Na、K对形成铁矿有利，大量的Na_2O在内生地质作用中起以下作用：（1）降低硅酸盐熔点；（2）降低硅酸盐熔浆的粘度；（3）降低铁的氧化物与硫化物的熔点；（4）增大熔浆或溶液对铁的氧化物或硫化物的溶解量；（5）优先溶于硅酸盐熔浆中，使Fe的氧化物或硫化物不混溶。

由于以上作用可产生以下地质效果：（1）使Fe氧化从而形成铁矿；（2）使Fe、Si分离，从而提高品位；（3）使岩浆运载较多的铁，从而提高储量；（4）使岩浆矿浆易于达到地表，便于找矿勘探。岩浆晚期Na_2O、FeO、Fe_2O_3更为富集，Na_2O含量可升高为岩浆初期的2—4倍，更有利于Fe的氧化与Si、Fe分离而形成磁铁富矿，故富钠矿物组合的岩浆岩与变质岩，如细碧角斑岩与相应的富碱质的浅粒岩与斜长角闪片麻岩及钠长片岩等常与富铁矿共生，如在基鲁纳、雅满苏、弓长岭、天子湾等地。钠化较

强的围岩蚀变，也常导致磁铁富矿的形成，如在宁芜与邯邢。K_2O在内生地质作用中的物理化学作用与Na_2O有相似的一面，但克拉克值较Na低，离子半径较Na大，故较Na晚结晶沉淀，常与赤铁富矿相伴，如在石碌铁矿。从离子半径看，Na、Fe相近，K、Cu相近。故Na、Fe易于在较早阶段、较深部位、较高温度、压力下结晶沉淀，如在玢岩铁矿中。K、Cu易在较晚阶段及较浅部位，较低温度、压力下结晶沉淀，如在斑岩铜矿中。Cu的克拉克值低于Fe500—1000倍，也是它沉淀较晚的原因。从上可见，铁矿建造以富Fe、高Na、K的矿物组合为特征（表9-3）。从我国铁矿矿物共生组合来看，是符合以上规律的。虽然不同矿床地质条件上有差别，但围岩中矿物常有高铁及富K、Na的矿物出现。我国弓长岭铁矿、马坑铁矿、山东莱芜、河南午阳、梅山铁矿等的矿物组合就有以上共同特征。

从弓长岭铁矿主要矿物组合，可见从远矿到近矿，从贫矿到富矿，围岩矿物中Fe的含量不断增加，说明介质中铁的浓度不断增加，因而从成岩作用向成矿作用转化，从无矿向有矿转化，从远矿向近矿转化，从贫矿向富矿转化（表9-4）。

金刚石的母岩金伯利岩与相似的超基性岩比较，更富K、Mg，Ti、Cr，在其共生组合上也有明显反映，金伯利岩含Mg的矿物有镁橄榄石、国外报道还有钙镁橄榄石、镁钛铁矿、含铬的镁铝榴石，含Cr的矿物除含铬的镁铝榴石外，还有铬尖晶石、铬透辉石；含Ti的矿物有钙钛矿、锐钛矿、金红石、榍石；含K的矿物有金云母。

由于金伯利岩富挥发分，橄榄石常蛇纹石化，析出少量磁铁矿。铬透辉石常透闪石化，金云母常水云母化，镁铝榴石常绿泥石化。在有关矿物碳酸盐化过程中，并形成少量赤铁矿。相似岩石中含大量辉石，包括斜方辉石和单斜辉石，还有黑云母、普通角闪石，甚至出现斜长石，但很少出现钛铁矿、钙钛矿和锐钛矿。

表9-3 含铁建造与非含铁建造矿物组合对比表

非铁建造	含铁建造
燧石	碧玉
金红石	钛铁矿
尖晶石	镁铁尖晶石
镁橄榄石、铝镁橄榄石	富铁橄榄石、高铁橄榄石
钙铝榴石	钙铁榴石
镁铝榴石	铁铝榴石
蓝晶石	十字石
符山石	黑柱石
翠帘石、斜翠帘石	绿帘石
镁电气石	黑电气石
顽火辉石、古铜辉石	紫苏辉石、铁辉石
透辉石	次透辉石、钙铁辉石
透闪石	阳起石、亚铁阳起石
镁普闪石	亚铁普闪石、高铁亚铁普闪石
镁闪石	镁铁闪石、铁闪石
蓝闪石	钠闪石、钠铁闪石
白云母	黑云母、富铁黑云母
镁绿泥石	富铁绿泥石
硬绿泥石	黑硬绿泥石
滑石	铁滑石
蛇纹石	铁蛇纹石
高岭土	绿高岭土
白云石	铁白云石
菱镁矿	铁菱镁矿、镁菱铁矿、菱铁矿

(据陈光远，1978) *

* 陈光远，1978 有关铁矿理论和实践的几个问题 福建地质科技情报 2期

表3-4 弓长岭铁矿主要矿物组合

远矿	近矿	
	贫矿	富矿
铁铝榴石（少铁）		铁铝榴石（富铁）
蓝晶石		十字石
斜黝帘石		
绿帘石（少铁）	绿帘石（多铁）	
镁电气石		
富镁黑电气石		黑电气石
直闪石		镁铁闪石、铁闪石
透闪石	透闪石	
	阳起石	
镁普通角闪石	钙镁普通角闪石 阳起石质普通角闪石 富铁镁普通角闪石	钠闪石 钠铁闪石
滑石		铁蛇纹石
叶绿泥石	密绿泥石	富铁密绿泥石
	蠕绿泥石	富铁蠕绿泥石
白云母	铬云母	
铝金云母		含铁铝金云母
贫铁黑云母	贫铁黑云母、黑云母	黑云母—富铁黑云母
微斜长石		
钠长石—更长石		钠长石（含乳滴状石英） 钠更长石（含大量磁铁矿包体）
方解石	方解石（含磁铁矿包体）	
菱镁矿		铁菱铁矿、菱铁矿

（据陈光远等，1984）

它们的差异如下：

金伯利岩与相似岩石的矿物共生组合*

金伯利岩	相似岩石
橄榄石	橄榄石
铬镁铝榴石	镁铝榴石
铬透辉石	顽火辉石、透辉石
(含铬透闪石)	(普通角闪石)
金云母	黑云母(金云母)
——	斜长石
铬尖晶石	铬铁矿
镁钛铁矿—钛铁矿	(钛铁矿)
钙钛矿	(钙钛矿)
金红石—锐钛矿	(锐钛矿)
磁铁矿、赤铁矿	——
磷灰石	磷灰石
碳硅石	——
金刚石	——
石墨	——

金刚石的另一原生源岩为钾镁煌斑岩(*lamproite**)，它既不同于金伯利岩，也不同于一般煌斑岩，它的矿物组合中主要矿物有橄榄石、透辉石、金云母、钾—镁钠钙闪石、白榴石，次要的有顽火辉石、透长石(火山玻璃)，副矿物或包体矿物有磷灰石、霞石、铬铁矿、钛铁矿、钙钛矿、硅锆钙钾石 $K_2CaZr(SiO_3)_4$、硅钛钡钾石$(K、Na、Ba)_3(Ti, Nb)_2Si_4O_{14}$、柱红石$(K、Ba)(Ti, Fe^{3+})_8O_{16}$、钛钡钾石$(K, Ba)_2(Ti, Fe^{3+})_8O_{16}$，蚀变矿物有蛇纹石与少量次生脉状碳酸盐。其特征为出现白榴石与钾—镁钠钙闪石，很少铬镁榴石与镁钛铁矿，也无原生碳酸盐，不似金

* 山东省地质局第七大队、地质局实验室，1980，我国金伯利岩岩石矿物特征及其与相似岩石区别。

* 过去译为金云火山岩

伯利岩可与原生火成碳酸盐岩相伴。

钾镁煌斑岩实际上为一个岩组，根据主要矿物含量的变化，可划分不同的岩石类型，当橄榄石含量＞50%时为橄榄钾镁煌斑岩，它的成分与金伯利岩最为接近，金刚石含量最高。当橄榄石含量＜30%时，基质中开始出现白榴石假象。当橄榄石含量＜10%时，白榴石含量＞75%，为白榴石钾镁煌斑岩，与金伯利岩矿物组合差别最大，金刚石含量也最低。故根据矿物组合找钾镁煌斑岩及富金刚石的钾镁煌斑岩。

花岗岩体的含矿性与其副矿物组合及造岩矿物组合有关。如不含矿花岗岩，其中榍石、褐帘石含量偏高，副矿物总的数量偏低，含矿岩体副矿物总量有时可超过非含矿岩体的 3—30 倍（表 9-5）。

表9-5 花岗岩和含矿花岗岩中副矿物平均含量

矿物	花岗岩(ppm)	含矿花岗岩(ppm)
黑钨矿	0.31	15.6
白钨矿	0.30	1.6
辉钼矿	0.24	0.7—1.9
方铅矿	0.12	47.00
闪锌矿	3.23	74.00
锡石	0.14	1.8—67.0
磁铁矿	7793.60	153000～366000

（据利亚雷维奇，1979）

不同类型矿床的矿化介质不同，也反映在相应的矿物组合上。南岭及其相邻地区的花岗岩型的 Nb、Ta 铁矿，在该区广泛分布。区内花岗岩岩体主要属于燕山期花岗岩，为多期多阶段的岩浆活动，使稀有元素不断集中，从而导致在较年青的花岗岩中形成矿化以致成矿。含Ta、Nb型花岗岩可分为六种：Ⅰ、褐钇铌花岗岩型矿床；Ⅱ、铌铁矿花岗岩型矿床；Ⅲ、铌铁矿钽铌铁矿

花岗岩型矿床；Ⅳ、钽铌铁矿—铌钽锰矿花岗岩型矿床；Ⅴ、铌钽锰矿—细晶石花岗岩型矿床；Ⅵ、黄钇钽矿花岗岩型矿床。以上六种类型各有其特征的矿物组合(表9-6)。

从表9-6的特征矿物可见它们具有明显演化特点。

钾长石——→微斜长石。

钾长石＞斜长石——→钾长石＜斜长石。

斜长石由更长石或更中长石——→钠更长石——→更钠长石——→钠长石。

稀有、稀土元素矿物及富挥发性矿物向晚期阶段富集。

云母类矿物也发生系统变化(图9-3)。

江西有与钨矿有关和与铜矿有关的两类岩体，李逸群(1982)对这两类岩体从矿物学角度进行了对比，(表9-7)。我国其它地区斑岩铜矿的含矿岩体，基本上与表所总结的规律一致，含大量磁铁矿磷灰石等。富家钨、铜厂、玉龙、丰山洞的斑岩中磁铁矿含量均大于1000克/吨，磷灰石含量高于200克/吨，磁铁矿与磷灰石同步升高时，矿体愈富。这点表明，大型斑岩铜矿需相对富铁和富挥发性组分的介质条件。

严文秀(1982)研究了广西中生代不同类型与矿有关的花岗岩矿物组合(表9-8)。

围岩的矿物组合在预测时可起间接的指示作用，但在很多情况下可以作为直接找矿标志。

3. *根据矿物组合分带找矿* 矿化及蚀变矿物组合分带是找矿的直接标志，能指示矿床的大致位置，在寻找盲矿体、判断矿床规模、剥蚀深度等各方面起重要作用。现举例说明如下。

我国华南钨矿开采历史悠久，其中赣南钨矿自发现以来，已有七千余年的开采历史，解放后经过几十年的找矿勘探，已总结出行之有效的“五层楼”的找矿标志，它实质上是矿物组合在垂向上的分带。

表9-6 花岗岩型钽铌矿床特征表

矿床类型	成矿年代（百万年）	岩体规模	分带	矿物组合及含量		
				造岩矿物（%）	副矿物	
					主要	次要
I 褐钇铌矿型	138—167	>100Km²	中心带，过渡带边缘带。	微斜条纹长石 30—50 钠—更长石 15—35 石英 20—25 黑云母 5—10	褐钇铌矿， 铌铁矿， 铌钇矿， 复稀金矿。	黑钨矿、 钛铁矿、 磷灰石、 褐帘石、 普通锆石。(2)
II 铌铁矿型	127—136	7.3～220Km² 一般>10Km²	内部相、过渡相、边缘相，边缘相中有团块状伟晶岩。	微斜长石 30—50 更—钠长石 20 钠长石 5 石英 30 锂黑云母3—6，黑云母少量	铌铁矿， 褐钇铌矿、 独居石、 磷钇矿、 含铪锆石。	普通锆石、 钍石、 钛铁矿、 黑钨矿、 锡石、黄玉。
III 铌铁矿—钽铌铁矿型	135—155	<3Km²	少钠长石黑鳞云母花岗岩(1)钠长石白云母花岗岩、富钠长石白云母花岗岩。	微斜长石 20—50 钠长石 <40 更—钠长石 少量 石英 30—47 黑磷云母 1—5 白云母 1—5	铌铁矿， 钽铌铁矿， 富铪锆石、 钍石。	独居石、 磷钇矿、 氟铈镧矿、 黄玉、 萤石、 电气石。

Ⅳ 钽铌铁矿 —铌钽锰 矿型	100—140	<3Km²	少钠长石花岗岩、钠长石花岗岩、富钠长石花岗岩、云英岩、似伟晶岩。	微斜长石 10± 更一钠长石 少量 钠长石 35—55 石英 30± 白云母<10，铁锂云母	铌钽锰矿、 钽铌铁矿、 细晶石、 富铪锆石、 磷钇矿、钽锰矿。	含铪锆石、 普通锆石、 石榴石、 锡石、 黑钨矿、 黄玉、黄石。
Ⅴ 铌钽锰矿 —细晶石 型	121—130	<1Km²	少钠长石花岗岩、钠长石花岗岩、富钠长石花岗岩、云英岩、似伟晶岩。	微斜长石 20 钠长石 30—50 石英 18—30 云母（包括白云母、锂云母、锂白云母、铁锂云母） 3—30	细晶石、 铌钽锰矿、 铌钽铁矿、 富钽锆石、 钽铁金红石。	含铪锆石、 黑钨矿、 锡石、铌金红石 磷钇矿、 黄玉、 萤石。
Ⅵ 黄钇钽 矿型	<12.3	0.2Km²	少钠长石白云母花岗岩、钠长石锂白云母花岗岩、富钠长石锂白云母花岗岩、云英岩、似伟晶岩。	微斜长石 5 钠一更长石 13 钠长石 >46 锂云母 5～10 石英 35±	黄钇钽矿、 钇钽矿、 钇钽铁矿、 细晶石、 富铪锆石、 氟碳钙钇矿、 硅铍钇矿。	磷钇矿、 独居石、 石榴石、 锡石、 黑钨矿、 黄玉。

（据南岭花岗岩型铌钽矿床总结小组简化，1979）

（1） 少钠长石带钠长石含量，5—20%，钠长石带、钠长石含量20—40%，富钠长石带，钠长石含量，>40%。

（2） 普通锆石 HfO_2<2%，含铪锆石$HfO_2$2—4%，富铪锆石HfO_2>4%。

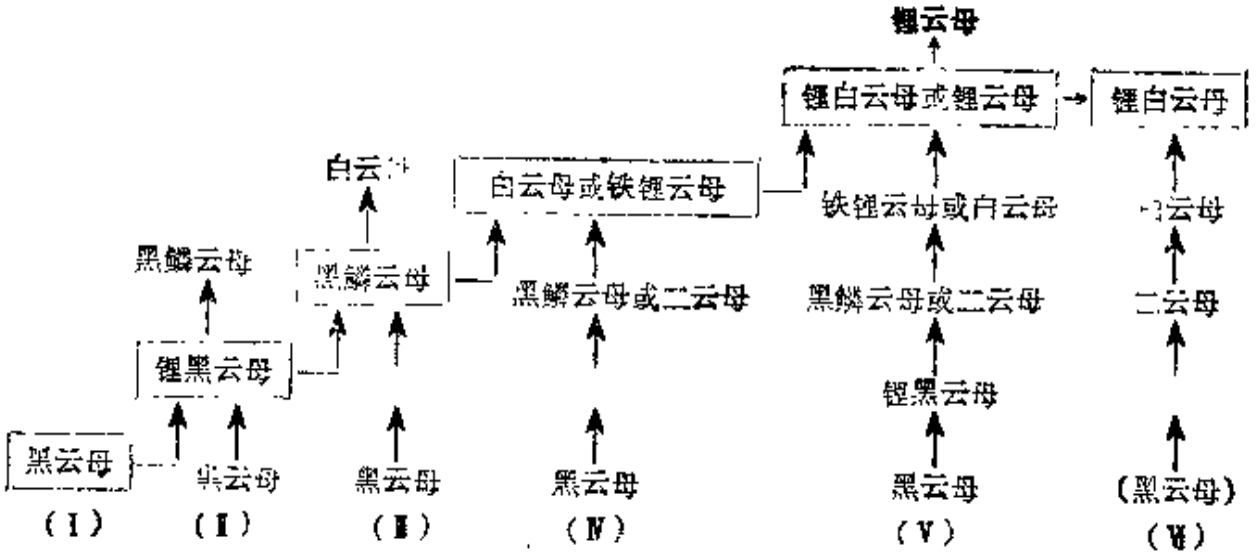


图9-3 六个亚类矿床云母类矿物的演化示意图

注：1 框内的云母为各亚类矿床主相带的云母。

2. (Ⅵ)亚类加括号的黑云母系根据现有资料推测的。

(据南岭花岗岩型铌钽矿床总结小组，1979)

表9-7 钨矿系列岩体与斑岩铜矿系列岩体矿物组合特征

特点	钨矿系列岩体	斑岩铜矿系列岩体
岩石类型	黑云母花岗岩，二云母花岗岩，白云母花岗岩(燕山期)。	花岗闪长斑岩，二长花岗斑岩花岗斑岩(燕山期)。
造岩矿物组合	钾长石>斜长石，钾长石呈斑晶，钾长石以微斜长石为主，斜长石为更钠长石，黑云母叶片状（高Fe，Al），氧化度变化大。	斜长石≥钾长石，斜长石多呈斑晶，钾长石以正长石为主，斜长石为更—中长石，黑云母呈自形(高Mg、Ti)，弯曲、断裂、氧化度低。
副矿物	钛铁矿，磁铁矿，独居石，磷钇矿，磷灰石（少）石榴石，辉钼矿(含Re低，)黄铁矿。	磁铁矿，钛铁矿少量，磷灰石，锆石，榍石，辉钼矿（含Re高）黄铜矿，黄铁矿。

（据李逸群，1982）

表9-8 广西中生代含矿岩体矿物组合

岩石类型	花岗闪长岩、黑云母花岗岩。	锂白云母花岗岩、钠长石化黑鳞云母花岗岩。	黑云母二长岩、二云母二长岩、白云母花岗岩。	黑云母花岗岩、二云母花岗岩、白云母花岗岩。
矿化特征	花岗岩型、风化壳型稀土(TR)矿床。	花岗岩型铌钽(Nb、Ta)矿床	花岗岩型、石英脉型黑钨、白钨(W)矿床。	锡石硫化物(Sn)矿床
造岩矿物	微斜长石、酸性斜长石、石英、黑云母。	斜长石、钠长石石英、锂白云母。	石英、钾长石、酸性斜长石、黑云母。	钾长石、石英、黑云母，白云母、少量酸性斜长石。
特征副矿物	褐钇铌矿、硅钇矿、独居石、钽铁矿。	钽铁矿、锰钽矿、细晶石、铌锰矿、钽铌铁矿。	黑钨矿、白钨矿。	锡石、方铅矿、黄铁矿、闪锌矿。

（据严文秀，1982）

瑶岗仙钨矿是具有“五层楼”分带模式的典型矿床之一。“五层楼”矿脉形态上的变化从上往下是线脉细脉带→薄脉带→大脉带→单脉带→根部带(图9 4),从矿物与矿物组合上也发生相应的垂向变化。

原生矿物从下到上依次出现的顺序大体为黑钨矿→白钨矿→锡石、毒砂→黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、黝锡矿、辉铅铋矿;层解石→方解石、锰方解石、菱锰矿、萤石;长石→白云母、含锂白云母。“五层楼”底层矿化花岗岩贫Ca,故首先出现黑钨矿,进入围岩遇到钙质沉积岩,故出现白钨矿。顶部挥发分集中,SnF_4等水解形成锡石与萤石,释放出的F一部分进入围岩形成黄玉化围岩蚀变。同时长石全部消失,在深部形成石英、白云母,在浅部形成绢云母。在硫砷化物中,毒砂早于黄铁矿先在“五层楼”底部花岗岩中的矿脉中出现,为早期早世代较高温的毒砂(在斑岩铜矿床及Au矿床中有晚世代低温毒砂)。铜、铅、锌硫化物主要出现于“五层楼”的中部矿脉分叉减压地段,但辉铅铋矿可延续至“五层楼”顶部成毛发状,说明Pb、Bi浓度较高,故按元素共生规律可有Ag、Au供综合利用回收。Sn不全部进入锡石,而部分进入黝锡矿,贯穿整个“五层楼”,说明S浓度偏高,故硫化物在五层中均有出现,且铜、铅、锌硫化物在Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ层中较普遍。层解石形成温度最高,故在近底层的第Ⅳ层中出现,向上温度逐渐降低,出现方解石,含锰方解石与菱锰矿,其中菱锰矿一直延续到“五层楼”顶部,显示Mn相对于Ca浓度向顶部增加,故在下部黑钨矿含MnO 10.65%,上部含MnO可达14.6%。脉中白钨矿向上消失,但在成矿花岗岩与寒武系或泥盆系钙质岩层接触时,可形成矽卡岩型白钨矿,如进入砂页岩,只造成角岩。以上“五层楼”矿物的垂直分带对指示寻找地下盲矿与深部矿有很大的意义。

我国华南钨矿矿化最大垂深一般均超过1000m,瑶岗仙钨矿

便是其中之一，它的矿化垂深超过1200m。顶部线脉带线脉脉幅最小只有1-3mm，但却是指示深部盲矿的有效标志。根据位于海拔1000m以上的线脉，却可找到隐伏于海平面及海平面以下200m的深部盲矿体。西华山与棕树坑之间的木梓园便是在60年代初通过上述经验找出来的第一个石英脉状钨锡矿床。线脉可为石英或云母单矿物脉，也可为石英云母复合脉，云母可为白云母或含锂白云母，在黄沙钨矿线脉中含锂白云母含Li_2O可达0.34%，含F可达2.45%(夏宏远，1981)。当线脉细密深长、连续稳定、成群成带出现，具云母镶边形成对称带状构造，脉壁内侧有短柱状锡石±细小叶片状（极薄的薄板状）黑钨矿，且锡石粒度及含量大于黑钨矿，石英具强油脂光泽，围岩蚀变显著时，最为有利。除硅化、绢云母化、云英岩化外，还可出现黄玉化、萤石化或镁电气石化。说明脉状隐伏矿床富挥发分(矿化剂)，裂隙十分发育(垂深必大)。地表已具矿化显示(必有W、Sn)，且成矿元素分异良好(W、Sn在矿床顶部分异)，必有良好的垂直分带。如线脉带中夹有骨干脉，是向下转为细脉—薄脉带的显示，更为有利。

"五层楼"的形态分带，实际上也是矿物组合丰度的分带，它不仅构成一个独立的裂隙系统的完整体系，而且直接影响矿化强度（矿石品位）的空间分带，例如在Ⅱ层楼的上部向Ⅰ层楼过渡的部位，薄脉向细脉分叉，细脉向线脉分叉，压力降低，矿质大量沉淀，自形厚长板状黑钨矿便在脉心成窝出现，形成矿化富集地段的砂包，WO_3可≥2.5%。同样，在Ⅳ层楼上部向Ⅲ层楼过渡的地段，巨厚的单脉开始分叉为大脉，也出现WO_3≥2.5%的矿化富集地段的"砂包"。在"五层楼"的矿化裂隙体系中，由于脉体多次分叉，脉幅多次分段降低，故"砂包"或矿化富集地段常多次出现。因此可用作为沿水平及垂直方向找富矿的标志。

黄沙钨矿在1954年前，只注意对矿区地表出露的大脉进行评价和勘探，结果所获储量只达到小型规模。1962年以后根据地表

1mm-1cm的石英和云母的密集细脉带对原认为品位贫、储量小的北组脉带进行深部勘探，找出了此组隐伏的大脉型矿体，使储量接近大型。70年代根据“五层楼”的经验，又对原认为矿化深度不大的芭蕉坑组隐伏矿带进行坑探，才发现它是真正的主矿带，在它的三层楼大脉带下部合并为四层楼上部单脉带的转换部位，单脉脉幅常在1—1.5m以上，最厚可达5m以上，WO_3品位可达3—30%，成为赣南石英脉型钨矿的“王牌”，从而使黄沙钨矿储量一跃而成为特大型。一个脉组的“五层楼”的垂直分带，在垂直或水平方向上的突然间断，均说明有构造错动，因此还可根据“五层楼”间断错动的情况，使在侧向或垂向上受错断的脉组失而复得。正如在斑岩铜矿的找矿勘探中，从地表保存的半环形矿化蚀变带，沿水平或垂直方向可找到另一半被错开的半环形矿化蚀变带相似。

瑶岗仙钨矿脉向上穿切中生界侏罗系，它代表目前石英脉型钨矿床达到的最高层位，目前中生界白垩系地层中尚未发现钨矿床，只有在西部受喜山期构造岩浆活动影响的地区，才出现新生代热液钨矿化。根据钾氩法同位素年龄测定，与此类钨矿有成因联系的燕山早期花岗岩复式岩体的形成时代为128×10^6～185×10^6年，在侏罗系J_1—J_3同位素年龄(185×10^6～135×10^6年)范围之内，故矿脉也未超过侏罗系范围。瑶岗仙石英钨矿向下穿切泥盆系及寒武系，但下限可不限于此。因此如被穿切的层位低于侏罗系，还可根据1000m以上的矿化垂直深度，向寒武系以下的层位找矿。

“五层楼”矿物组合的原始空间分布主要受成矿前，部分受成矿时构造裂隙发育的控制。它是60年代初广东冶金地质932队在“三层楼”的基础上补充发展起来的，但不论“三层楼”或“五层楼”，根部带、单脉带、大脉带均可深入成矿母岩的花岗岩体之中。隐伏地下的成矿花岗岩体可根据地表出露的脉带或围岩中的

接触晕圈加以圈定。围岩接触晕圈可超出岩体300-500m以上，围岩砂页岩可形成云母片岩，其中铁铝榴石集合体可形成直径2—3cm的砾状体，状如变质砾岩。

西华山脉钨矿床在矿化时间上大致可划分出硅酸盐、氧化物、硫化物及碳酸盐四个阶段。在空间上呈现逆向分带。W、Sn、Mo、Be矿物偏上，而硫化物、方解石、萤石偏下。上部以锡石、黄玉、黑钨为主，中部以黑钨矿、白钨矿、辉铋矿、辉钼矿、绿柱石为主，下部以黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿等少量硫化物及碳酸盐为主。由于早期矿化强烈，张开裂隙全部被早期矿物组合充填，晚期矿化微弱，张开裂隙不能达到早期高度，故可出现逆向分带(图9-5)。根据顺向分带向下找W、Sn、Nb、Ta、TR，根据逆向分带向下找硫化物。

显然从地表线脉带或接触晕圈向下找黑钨石英脉型盲矿或隐伏矿化岩体，远景并不限于W、Sn。以大吉山为例：

大吉山原为钨矿床，自1918年发现以来，长期只生产钨矿。1969年在“五层楼”根部，发现了隐伏花岗岩型的钽铌钨铍矿，一跃而为一个大型的多种金属的矿山，在发现过程中标志矿物及矿物共生组合也起了重要作用。大吉山矿田矿化垂直分带见表9-9。

以上包体测温结果大体与中国科学院地化所对柿竹园钨矿测定结果一致，后者主体花岗岩中石英爆裂温度为659℃，矽卡岩阶段形成温度335～224℃，云英岩化形成温度区间为331～208℃，但最后一期黄铁矿石英脉中石英均匀化温度为210～221℃，显然低于黑钨石英脉的形成温度，已接近低温金矿床的成矿温度。

在葛源及大吉山矿区，细粒白云母花岗岩中出现钠长石、铌钽铁矿、细晶石；伟晶岩中出现铌铁矿、钽铁金红石(Ti，Ta，Fe^{3+})$_3O_6$，云英岩中除锡石、黑钨矿外并出现细晶石。黑云母花岗岩白云母化或云英岩化时析出Fe，对形成Nb、Ta、W矿化十分有利。往上，从$\mathrm{I\!V}_2\rightarrow\mathrm{I\!V}_4$，黑钨矿中具环带构造的晶体所占百

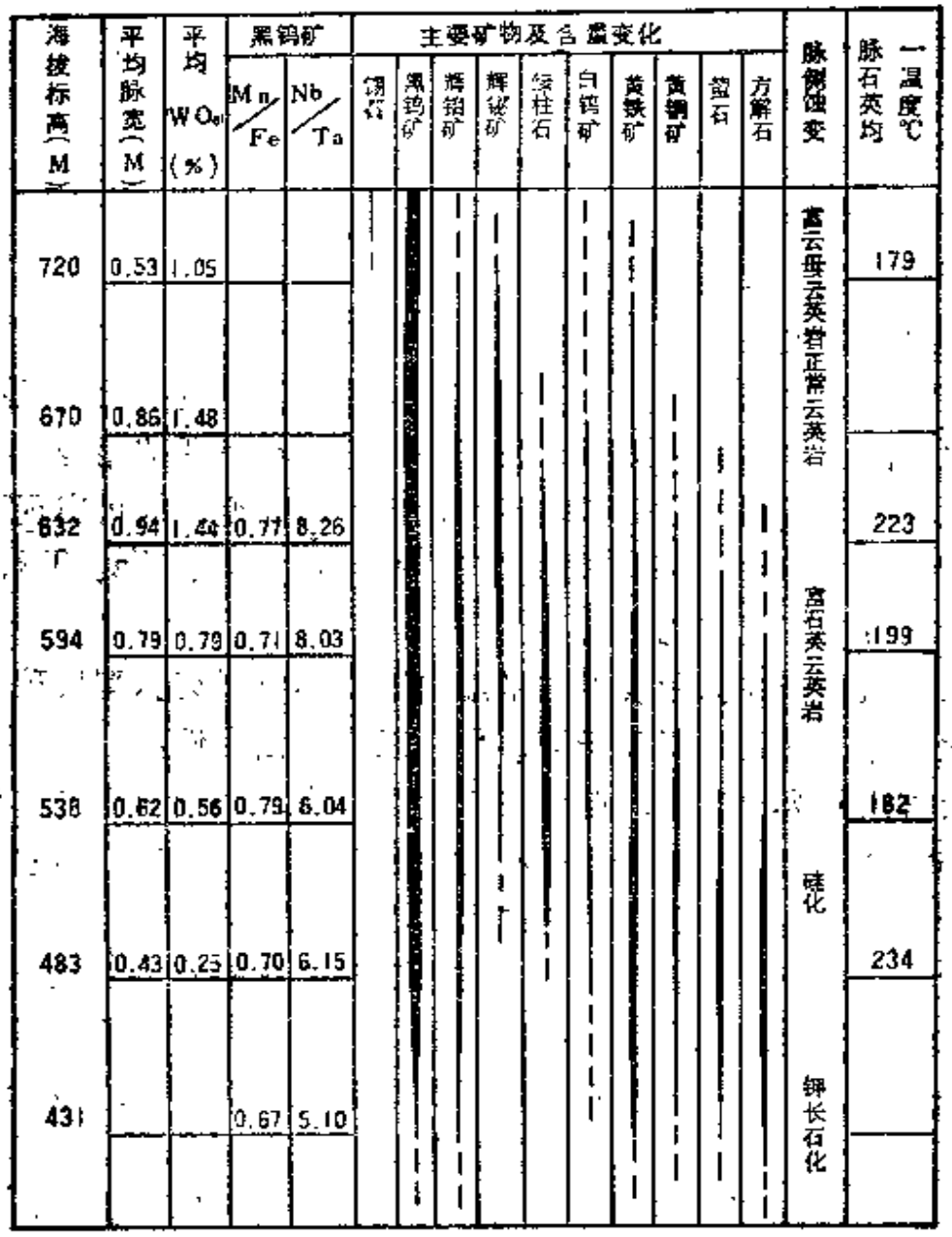


图9-5 西华山脉钨矿床第二次成矿垂直分带示意图
(据吴永乐等，1981，以299号脉为例)

分数的变化为80%→67%→10%，Nb_2O_5变化为0.4%±→0.3—0.4%→0.1%±，Ta_2O_5的变化为0.2%±→0.1—0.2%±→0.03%±，显示从下往上黑钨矿环带构造及Nb、Ta含量均减少，变化趋势与中南一般钨矿石英脉相似。电气石在本区石英脉型矿

表9-9 大吉山矿及矿田矿化垂直分带

分带	矿床类型及相带			石英包体测温均一法，T℃	围岩蚀变	矿化类型
Ⅳ	石英脉型钨矿床	$Ⅳ_4$	黑钨矿—石英	260°～257°	萤石化、电气石化、白云母化、钠长石化、电气石化、云英岩化、电气石化、云英岩化、云英岩化	W
		$Ⅳ_3$	绿柱石—黑钨矿—石英	287°～284°		
		$Ⅳ_2$	对称带状微斜长石—绿柱石—石英	295°		Bi—Mo—W—Be
		$Ⅳ_1$	文象结构微斜长石—石英	—		
Ⅲ	花岗岩浸染型铌钽钨铍矿床	$Ⅲ_3$	石英	455°	—	W—Be—Nb—Ta
		$Ⅲ_2$	似伟晶岩	503°		
		$Ⅲ_1$	细粒花岗岩	526°		
Ⅱ	中粒二云母花岗岩			550°	—	TR—Nb
Ⅰ	中粗粒似斑状黑云母花岗岩			640°	—	TR

（根据孔昭庆，资料编制，1982）

床中成贯通矿物，Be成绿柱石出现，云母出现于脉壁，萤石出现于最高标高。大量金属硫化物，尤其是辉铋矿，出现于$Ⅳ_1$至$Ⅳ_3$。根据元素共生规律，Au回收率较其他贫铋矿山可望提高。在黄沙钨矿也出现大量硫化物，其中含Pb、Ag的铋硫盐（斜方硫铋铅矿？），含Ag4.7%，方铅矿含Ag2.6%，自然铋含Ag0.5%，铁闪锌矿含Ag90-1595g/T，黄铜矿含Ag145-515g/T，黄铁矿含Ag 208g/T（夏宏远等，1981），故Ag可综合利用回收，但Au也可注意。

总之，根据中南和华南钨锡矿床的综合研究；从成矿花岗岩至热液脉的矿化可概括为TR(ΣCe-ΣY)→Nb-Ta(Nb→Ta)→(Be)、W、Sn、Mo、Bi、(Au)→W、Sn、Cu、Pb、Zn、Ag、(Au)。括号中元素代表在该演化阶段中的次要矿化，例如在W、Sn、Mo、Bi矿化阶段绿柱石为次要的Be矿化。与W、Sn、Mo、Bi，尤其是与Bi伴生的Au，虽不成独立的自然金矿床，但可供回

收利用。迭加的多金属硫化物大量出现时，常构成顺向分带，此时一部分Sn也进入硫化物晶格形成与闪锌矿同结构的黝锡矿。由于银常成硫化物或硫盐、如辉银矿(Ag_2S)，硫铋银矿($AgBiS_2$)，淡红银矿(Ag_3AsS_3)、浓红银矿(Ag_3SbS_3)，或银黝铜矿（$(Cu、Ag)_{12}AsS_{18}$(其中含银可达18%)，故硫化物大量出现时，Ag可望综合利用回收。Au除成硫金银矿(Ag_3AuS_2)外，一般不进入硫化物晶格形成Au的硫化物，故硫化物大量出现时，Au虽也可回收利用，含量常低于Ag，或大大低于Ag，只有当Se、Te、As，Sb、Bi含量提高时，Au含量才有较显著的上升。在黄沙钨矿区下部出现锑的硫化物，均值得注意。但当大量硫化物沉淀后，形成黄铁矿石英脉或碳酸盐脉时，可望获得接近低温的独立金矿化。在法国便有与黑钨矿和锡石（Bache等，1980）共生的金矿床。最近在盛产狗头金的栖霞地区含金石英脉中也发现黑钨矿与白钨矿(王健，1985)，故在华南钨矿区对Au、Ag的综合找矿、综合利用也值得注意。根据地表围岩蚀变及浅脉带与矿物组合找地下隐伏岩体与多种隐伏矿化，已为华南打开了找矿的广阔前景，值得进一步深入探讨。

火山岩成矿，特别是斑岩型矿床围岩蚀变分带的详细研究，已取得较大成果。美国亚里桑那州克拉马祖斑岩铜矿，为矿石5.65亿吨，品位0.72%，埋深在600m以下的大型隐伏矿体。由于过去对蚀变带与矿化关系未查明，在1944—1948年间，在盲矿体上部打了七个钻，虽已打到了蚀变带，但因未见矿而停钻放弃了。1965年根据老矿山圣马纽埃蚀变带分带标志，结合构造及物化探资料，重新布置钻孔，第一钻就打到了工业矿体。斑岩铜矿的成矿母岩为富K的偏碱性的钙碱性系列岩浆岩，分布在大陆板块与大洋板块的接触地带或大陆板块内部的深大断裂带。因富K，故早期在内带出现黑云母钾长石化带，黄铁矿含量达10%，晚期在外带出现石英绢云化带，长石全部分解，暗色矿物全部蚀变，析

出FeO后成浅色，黄铁矿含量可达5%，黄铜矿含量也升高，成为主要成矿蚀变带；外带青盘岩化加强，黄铁矿含量2%，黄铜矿品位降低。劳维尔等(lowell & Guilbert, 1970)综合分析了圣马纽埃—卡拉马祖斑岩铜矿的矿化蚀变带的特征，提出蚀变带矿物组合模式如下：

6. 青盘岩化带：绿泥石—绿帘石—碳酸盐—冰长石—钠长石。

5. 泥岩化带：石英—绢云母—绿泥石—高岭石—蒙脱石。

4. 似千枚岩化带：石英—绢云母—黄铁矿—水云母—绿泥石。

3. 钾化带：石英—钾长石—黑云母±绢云母±硬石膏。

2. 无矿核：石英—钾长石—绢云母—绿泥石。

1. 深部蚀变带：绿泥石—绿帘石—磁铁矿。

这几个蚀变带由下到上，由里向外成倒圆锥形同心带状分布。

冶金部地质研究所(1984)根据对中国斑岩铜矿的研究，用内青盘岩化带，黑云母钾长石化带，石英绢云母化带，水白云母伊利石（高岭石）化带，蒙脱石高岭石化带和外青盘岩化带代替上述分带命名。根据该所研究，各带特征如下：

1) 内青盘岩化带：绿色，出现于成矿斑岩体深部，其蚀变深度可位于7～8km以下(据 Sillitoe, 1972)，以就地交代蚀变为主，蚀变矿物有绿泥石、绿帘石、碳酸盐、钠长石和少量稀疏浸染状黄铁矿。析出的磁铁矿、钛铁矿、金红石也成微粒状。交代斜长石斑晶（An_{31-21}）的更长石(An_{10-24})或钠长石(An_{1-7})也成粒状或微细脉状，基质中并出现叶片状热液钠长石。暗色矿物角闪石（含量可达12.7%)及黑云母(含量可达13.1%)的蚀变产物，如针状金红石等都迭加在原生矿物之上或在其附近出现，一般不成脉状。岩体钠化普遍，析出的K为钾化带的钾化准备了充分的物质条件。因普遍钠化，吸收较多SiO_2，释放较多Fe质，可析出

较多磁铁矿，故在内青盘岩化带磁铁矿含量常大于黄铁矿含量。在偏中性而较富Fe的蚀变岩体中，原岩(钛)磁铁矿大部分被保存，可构成工业矿体，综合利用。

2) 黑云母钾长石化带：暗灰色、肉红色、灰绿色，根据包体测温形成温度在670°—350℃之间。又可分为内外二带，内带为石英钾长石化带即一般所谓无矿核，外带为黑云母石英钾长石化带，即一般所谓钾化带。钾长石以微斜长石为主，其次为正长石，形成温度590℃，黑云母形成温度低于600℃。因本带为外带，蚀变矿物以钾质矿物为主，故一般称为钾质带或钾化带。钾长石与斜长石接触处常出现钠长石次变边或蠕石英，交代斜长石形成的钾长石变斑晶中有时可见更钠长石交代残余，并在钾长石内部出现钠长石条纹。钾长石平均成分可达$Or_{97.6}Ab_{0.4}$，钠长石条纹平均成分可达$Ab_{93}Or_6An_2$。上述微斜长石三斜度=0.4～0.95，由中心向外升高，但主要为中微斜长石，少数为最大微斜长石，与测温结果一致。钾长石化强度既决定于蚀变程度，也决定于原岩成分。原岩偏酸性时石英钾长石化较强，还可出现石英微斜长石似伟晶岩团块。石英钾长石化带形成温度，高于石英绢云母化带中硫化物大量晶出的温度(350—250℃)，故矿化微弱，一般称为无矿核。只有当出现微斜长石镶边的石英脉（脉心有黄铁矿、黄铜矿甚至斑铜矿浸染）或有硬石膏镶边的含铜石英脉迭加时，或在与石英绢云母化带的接触地段形成绢云母化石英长石带时，才出现矿化。

黑云母出现于石英钾长石化带上方及外侧，由中心向外由于温度逐渐降低，由粗片状变为鳞片状至细鳞片状，由较大脉体变为较多细脉，蚀变强烈时，黑云母不仅交代暗色矿物，也交代浅色矿物，不仅交代斑晶，也交代基质，最后可形成全部由黑云母组成的黑云母岩。岩体与内青盘岩化带黑云母一般为暗棕褐色，钾化带黑云母Mg/Fe比值一般大于0.6，为富镁黑云母，颜色较

浅，一般为浅棕褐色或浅黄色，类似金云母。其中 H_2O^+ 及 F 含量升高，Cl含量降低，成分上也有向白云母—金云母及水云母转化的趋势，所析出的Fe为形成黄铁矿与黄铜矿创造了条件，但在黑云母化带外带的黑云母中Fe^{2+}升高，也可出现绿—暗绿色亚铁黑云母，它们的 Mg/Fe 比值小于0.4，为富亚铁的黑云母。由于Fe^{2+}集中，可能对以后进一步蚀变形成黄铁矿化有利；由于析出Fe^{3+}，也对形成黄铜矿有利。岩体中黑云母含Cu90—800ppm，钾化带蚀变黑云母含 Cu450—1100ppm，由于Fe并未全部从黑云母中析出，故黑云母石英钾长石化带矿化不强。在一般情况下如岩体中黑云母 Cu 含量愈高，而钾化带中黑云母Cu含量愈低，析出的Cu愈多，对铜矿化愈有利。

在钾化带中与钾长石、黑云母共生或伴生的矿物含量也与原岩岩性有关。原岩偏酸性时，贫Mg、Fe、Ti，而石英、绢云母、水白云母含量较高。偏中性时，Ca、Mg、Fe、Ti 含量升高，水黑云母、绿泥石、绿帘石、磁铁矿、钛铁矿、榍石、金红石、白钛矿、磷灰石、方解石、含铁方解石、铁白云石、菱铁矿含量升高。钾化带颜色也随蚀变矿物而变化，以石英钾长石为主时为肉红色，具黑云母时为灰色至暗灰色，绿泥石、绿帘石升高时为灰绿色。

3) 石英绢云母化带：灰白色至白色，石英绢云母化带形成温度低于钾化带，根据矿物包体测温，在350°～250℃之间，但绢云母多型仍保持$2M_1$型，与一些白云母相同。在此带中钾长石全部分解为石英与绢云母，按蚀变顺序它们不仅交代斑晶，也交代基质，不仅交代钾长石，也交代斜长石，不仅交代浅色矿物，也交代暗色矿物，成团块状、似脉状、网脉状、脉状。交代强烈时整个岩石成绢云母岩或石英绢云母岩，它们在应力作用下常成千枚状，故一般称为似千枚岩化带。暗色矿物蚀变后形成绿泥石、绿帘石、方解石。蚀变强烈时，绿泥石、绿帘石减少以至全部消

失；蚀变岩石进一步褪色化，从灰绿色成为灰白色至白色。Fe、Cu几乎从全部暗色矿物中析出，为集中形成黄铁矿与黄铜矿创造了条件，使黄铁矿与黄铜矿的含量比值可达10:1，并可出现斑铜矿。与此同时，Ti也从全部暗色矿物中析出。在成矿岩体中，黑云母暗红褐色，TiO_2含量可达4.29%；副矿物中榍石，钛铁矿、（钛）磁铁矿的Ti含量也较高，故析出的Ti浓度较高，在矿化中心可形成粒状至短柱状金红石，长宽比≤1.5:1，颜色较深，为棕红色。暗色矿物中析出的Fe除大量进入硫化物外，一部分也进入金红石，故它的形态与颜色与弓长岭铁矿远矿围岩变科马提岩中早世代金红石相似。只有在石英绢云母带边缘，蚀变较弱，岩体原始结构保存较好，原生暗色矿物分解较差的地段，蚀变介质中Ti:Fe浓度较低，金红石才呈颜色较浅的针状，长宽比≥2:1；而与弓长岭铁矿远矿围岩中变科马提岩的晚世代浅黄色长柱状至针状金红石相似(陈光远等，1984)。本带金红石的含量也与矿化同消长，原生暗色矿物与蚀变绿泥石、绿帘石减少，石英、绢云母、水白云母与金红石相应增多，矿化便加强。

石英绢云母化带为斑岩铜矿的主要矿化带。当它沿正接触带连续广泛迭加于它的外侧泥岩化带与它的内侧钾化带之上，并有大量石英析出，在带中央出现网脉状或团块状绢云母次生石英岩或次生石英岩，即所谓石英核时，矿化便加强。因在石英核中挥发分较集中，绢云母粒度加大，部分转化为白云母，并出现黑色电气石与多铝红柱石，有时还出现萤石、黑钨矿与锡石。石英核中石英含量约为80—90%，并因含黄铁矿等细粒硫化物成烟灰色时，便形成铜工业矿体。当石英含量进一步升高达90—95%，且为乳白色时，便与铝矿化有关。当石英化减弱，只出现绢云母岩或石英绢云母岩时，矿化便减弱。当原岩偏酸性时，石英绢云母化带较发育；当原岩偏中性时，出现石英硬石膏化。矿化硬石膏红色至紫红色，与庐枞硬石膏相似，因所含赤铁矿机械混入物

中具Fe^{3+}，有利于形成黄铜矿$CuFe^{3+}S_2$化，故常形成含铜硬石膏脉。钾化带石英形成温度较高，只具一相（气相）包体，但在石英绢云母化带却具多相（2～3相）包体。包体中常出现钾盐、石盐、硬石膏、黄铁矿、赤铁矿子晶。总盐度可高达16.22%，说明成矿介质盐度很高，有利成矿。石英绢云母化带中主要矿物除前已提及的外，还有少量锆石、磷灰石、白钛矿。因石英绢云母化带可直接穿切钾化带或迭加于钾化带与水白云母伊利石化带之上，故带中也可出现黑云母、水白云母与伊利石。

白钛矿与金红石为整个蚀变带的贯通矿物，两者含量互为消长。白钛矿是原生含钛矿物的轻微蚀变产物，故含量高于金红石时，说明蚀变不强，对矿化不利。蚀变形成的磷灰石主要分布于钾化带与石英绢云母化带，含Cl量最高可达1.13%。根据威廉斯（Williams，1976—1977）对77个斑岩铜矿床的研究，其中磷灰石概属富氯羟基氟磷灰石，F含量1.4—2.7%，Cl含量0.7—2.5%，因富Cl故a_0偏长（一般大于9.37Å），自矿化中心向外磷灰石a_0也降低，说明Cl含量也降低，故磷灰石中Cl含量与a_0可作为矿化指示剂。按Fe、Cu、Pb、Zn矿床的矿物包体成分为富Cl型，物质来源可能与硅镁层有关。W、Sn、Nb、Ta矿床的矿物包体成分为富F型，物质来源可能与硅铝层有关。斑岩型矿床介于两者之间，故物质来源既可来自硅镁层和硅铝层，也可来自两者的混染。我国斑岩铜矿石英包体中Cl含量高于F含量2个数量级，故以Cu为主，在石英核中只出现极少量的锡石与黑钨矿。但在华南却出现与硅铝层重熔有关的斑岩型钨锡矿床，而在墨西哥北部斑岩铜矿区也出现W、Sn异常，故磷灰石与石英包体中F、Cl含量可作为判断物质来源、矿床类型与矿化强度的标志。在我国斑岩铜矿床中磷灰石概为六方短柱状，长宽比1.5—2:1，既与国外斑岩铜矿一致，也与宁芜玢岩铁矿气液成因的凹山式次透辉石(阳起石)—磷灰石—磁铁矿三矿物矿石组合

中的磷灰石一致。自矿化中心向外，形成温度降低，Cl 含量降低，导致 a_0 降低，Co 加大，晶体长宽比也降低，向短板柱状转化。宁芜玢岩铁矿地区凹山式三矿物组合中的磷灰石形成温度上限为 620°—500℃，与斑岩铜矿钾化带上限相似；下限为 360°—340℃，与斑岩铜矿石英绢云母化带上限相似，长宽比为 1.5～2.5:1，也与钾化带及石英绢云母化带中磷灰石相似。区别在于凹山式次火山岩偏基性，来源深，铁质可成铁磷络合物搬运（陈光远，1978），故铁矿 P_2O_5 浓度高，磷灰石成似伟晶状，斑岩铜矿为铜矿床，来源较浅，P_2O_5 浓度低，故磷灰石粒度远较凹山式铁矿细小。

(4) 水云母伊利石带　特征蚀变矿物为水白云母、伊利石，其次为石英。根据矿物包体测温，它与外青盐岩化带的形成温度范围为 220°～150℃。在整个斑岩铜矿蚀变带中，从钾化带至水云母伊利石化带，钾长石→黑云母→绢云母→水白云母→伊利石的蚀变矿物系列，代表不断降温、降压、增加 $(OH)^{1-}$、$(H_3O)^{1+}$ 及结晶水的过程。斑岩铜矿床中绢云母晶体化学式为 $K(Al,Mg,Fe)_2(Si,Al)_4O_{10}[OH]_2$，为 $2M_1$ 型；水白云母晶体化学式为 $(K,H_3O)(Al,Mg,Fe)_2(Si,Al)_4O_{10}[OH]_2$，属 $1M$ 型；伊利石晶体化学式为 $(K,H_3O)(Al,Mg,Fe)_2(Si,Al)_4O_{10}[(OH)_2,H_2O]$，属 $1Md$ 型。水白云母与伊利石由于形成温度较低均成细小磷片状，粒度小于白云母与绢云母，同时它们虽普遍交代原岩浅色矿物，但并不普遍交代暗色矿物，因此在水白云母伊利石化带中原岩结构保存较好。由于蚀变较弱，绿泥石、绿帘石、碳酸盐、金红石等由原暗色矿物蚀变形成的贯通矿物，含量也较少。同时由于原暗色矿物只一部分被交代，Ti、Fe 未从暗色矿物中全部析出，故金红石颜色较浅，因形成温度较低，故成针状为主。因蚀变弱，本带矿化也较差，只有在靠近石英绢云母化带的一侧出现较多的石英细脉。在与 $2M_1$ 型绢云母相伴时才构成工业矿体，

但Cu品位仍低于石英绢云母化带，黄铁矿与黄铜矿比值往往超过10:1，辉钼矿也很少，说明由石英绢云母化带往外Cu，Mo浓度降低，S浓度升高，故黄铁矿含量相对升高。本带在靠近蒙脱石、高岭石化带一侧，便出现高岭石，但不含矿。

5) 蒙脱石高岭石带 灰白色、米黄色至褐黄色，由水云母伊利石化带往上往外，温度压力进一步降低，斜长石被蒙脱石交代，它的晶体化学式为$(Na,Ca)_{0.33}(Al,Mg)_2[Si_4O_{10}][OH]_2\cdot nH_2O$；钾长石被高岭石交代，它的晶体化学式为$Al_4[Si_4O_{10}]\cdot[OH]_8$，显示(OH)及$H_2O$（结晶水）进一步升高，达到蚀变带的高峰。由于温度、压力进一步降低，已不出现粗晶石英，只出现微晶石英，因邻近外（上）青盘岩外带，还出现玉髓和蛋白石$SiO_2\cdot nH_2O$。暗色矿物很少被交代，当被绿泥石、碳酸盐、黄铁矿交代时，有时析出土状绿帘石(不似在石英绢云母化带中为微晶绿帘石）与外青盘岩化带的赤铁矿。在国外此带中并出现贝得石$(Na,Ca)_{0.33}Al_2(Si,Al)_4O_{10}[OH]_2\cdot nH_2O$，埃洛石、迪开石、水铝英石及少量钾质粘土，故称为泥质带（*argillic*）或泥岩化带。

6) 外（上）青盘岩化带 灰绿色，在斑岩铜矿的蚀变带中，按水平分带它位于最外侧，按垂直分带它位于最上方。由于蚀变最弱，原岩结构、甚至原岩中斜长石环带与双晶也大部分保存完好，少量钾长石、黑云母、角闪石也得以残留，蚀变常沿矿物颗粒边缘或解理裂隙进行，故由斜长石蚀变形成的新生钠长石不多，析出的碳酸盐也常成微细粒状，但由于岩浆侵入时的应力作用，斜长石双晶条纹常出现弯曲与位错，石英与钾长石斑晶常出现碎裂。岩石中裂隙较发育，绿泥石、绿帘石、碳酸盐及黄铁矿等蚀变矿物，除成浸染状外，常按不同组合形成多矿物脉或单矿物脉。脉距脉幅由中心向外加大，依次出现细脉、小脉、粗脉与大脉。除上述矿物脉外，还有石英冰长石钠长石脉，钠长石碳

酸盐脉，石英脉，玉髓脉；镜铁矿脉，多种硫化物脉，铅、锌单矿物脉，菱锰矿脉，锶方解石脉，重晶石脉与萤石脉等。石英包体为液相，含 CO_2 液态包体为主。本带绿泥石 $f>54\%$，最高可达68.8～68.9%，以富铁的蠕绿泥石为主，显示柏林兰异常干涉色，应为二轴(－)晶．与弓长岭铁矿近矿围岩中绿泥石相似，不似在钾化带中绿泥石 $f<54\%$，应为二轴(＋)晶，显示浅棕褐色异常干涉色，以富 Mg 的蠕绿泥石为主，与弓长岭铁矿远矿围岩中绿泥石相似。由于本带蚀变微弱，故金红石呈针状，且白钛矿含量大大超过金红石。以上矿物标型特征也显示外青盘岩化带形成温度低于内青盘岩化带及其他各蚀变带。

根据斑岩铜矿以上矿化蚀变分带的矿物学研究，便可确定矿床的剥蚀深度(冶金工业部地质研究所，1979)。

顶部带　保存火山锥及火山口。火山附近出现斑岩铜矿化，外侧有铅锌单矿物脉等脉体，显示外(上)青盘岩化带蚀变特征。

浅部带　围岩残留体较多，或保存围岩盖层，出现成群斑岩岩枝。岩枝间由石英绢云母化蚀变带相连，向外过渡为伊利石水白云母化带及外青盘岩化带，保存角岩化外带。内带有水云母伊利石化蚀变迭加。黄铁矿网脉发育，向下黄铁矿减少，黄铜矿增加。

中部带　斑岩岩株出露地表，不见围岩盖层，围岩残留体也很少，保存角岩化外带。角岩化内带仅局部残留。蚀变分带十分完整，与洛威尔等 (Lowell & Guilbert, 1970) 总结出的模式相似。

中心部位内青盘岩化带出露面积不大，外被钾化带环绕，并可见石英钾长石化似伟晶岩团块。石英绢云母化带十分发育，跨度很大，出现于接触带及其两侧。向外变为水云母伊利石化带至外青盘岩化带。围岩角岩化也强烈，水云母伊利石化形成褪色化斑点角岩。矿床周边出现黄铁矿大脉，岩株外侧岩枝中也出

现斑岩型黄铁矿。风化后出现铁染与褪色蚀变斑点交杂，深褐至褐黑色。褐铁矿呈细脉状或散点状。向下黄铜矿减少，辉铜矿增加，沿烟灰色石英网脉出现。氧化带出现孔雀石、硅孔雀石、自然铜、赤铜矿、绿松石、胆矾、水胆矾与钼华。氧化带Cu品位最高可达5%，氧化带之下有次生富集带，形成烟灰状辉铜矿，并含少量铜蓝与斑铜矿，Cu品位可超过20%。如接触带出现碳酸盐岩围岩，可出现矽卡岩型铜（铁）矿。

深部带　岩体可能向似斑状过渡，围岩角岩化分带显著，内青盘岩化蚀变带广泛发育，钾化带也扩大，迭加于围岩之上。石英绢云母化显著减弱，成狭窄条带。石英网脉带或石英核不发育或发育较差。矿体成板条状。周围铜钼矿化广泛但微弱分散。

底部带　岩体等粒结构。(石英)钾化带横跨内外接触带。石英绢云母化蚀变微弱或不发育，石英小脉穿插钾化带。铜钼矿化十分微弱，但磁铁矿化加强，可交代黄铁矿成细脉。向下次生石英减少，绿泥石、绿帘石增加，递变为青盘岩化斑岩体。

西里陀（Sillitoe，1972）提出的斑岩铜矿理想剖面（图9-6）可供参考对比。

又如我国老背冲铜矿死而复生，就是根据硫化物分带的研究指导找矿而见效的（冶金地质东川队，1979)*，该矿床为沉积变质成因，经系统研究发现本区龙山及石将军两个段自上而下都存在硫化物垂直分带的情况。龙山区段共分四个带：1.南部无矿带，2.辉铜矿—斑铜矿带，3.斑铜矿—黄铜矿带，4.黄铜矿带。石将军区段共分六个带：1.局部无矿带，2.辉铜矿—黄铜矿带，3.斑铜矿—黄铜矿带，4.黄铜矿带，5.黄铁矿—黄铜矿带，6.黄铜矿—黄铁矿带。两者向下Fe、S成分不断增加，铜矿品位向下都有降低趋势(见表9-10)。而在水平方向上，两者的垂直分带却有

* 冶金部北京冶金地质研究所、冶金部情报研究总所，1981，金属矿床发现和发展史例。

向位于两者之间的老背冲萝卜地延伸的趋势。因此结合老背冲已有的大量工程揭露情况，编制了该区段的硫化物垂直分带预测图

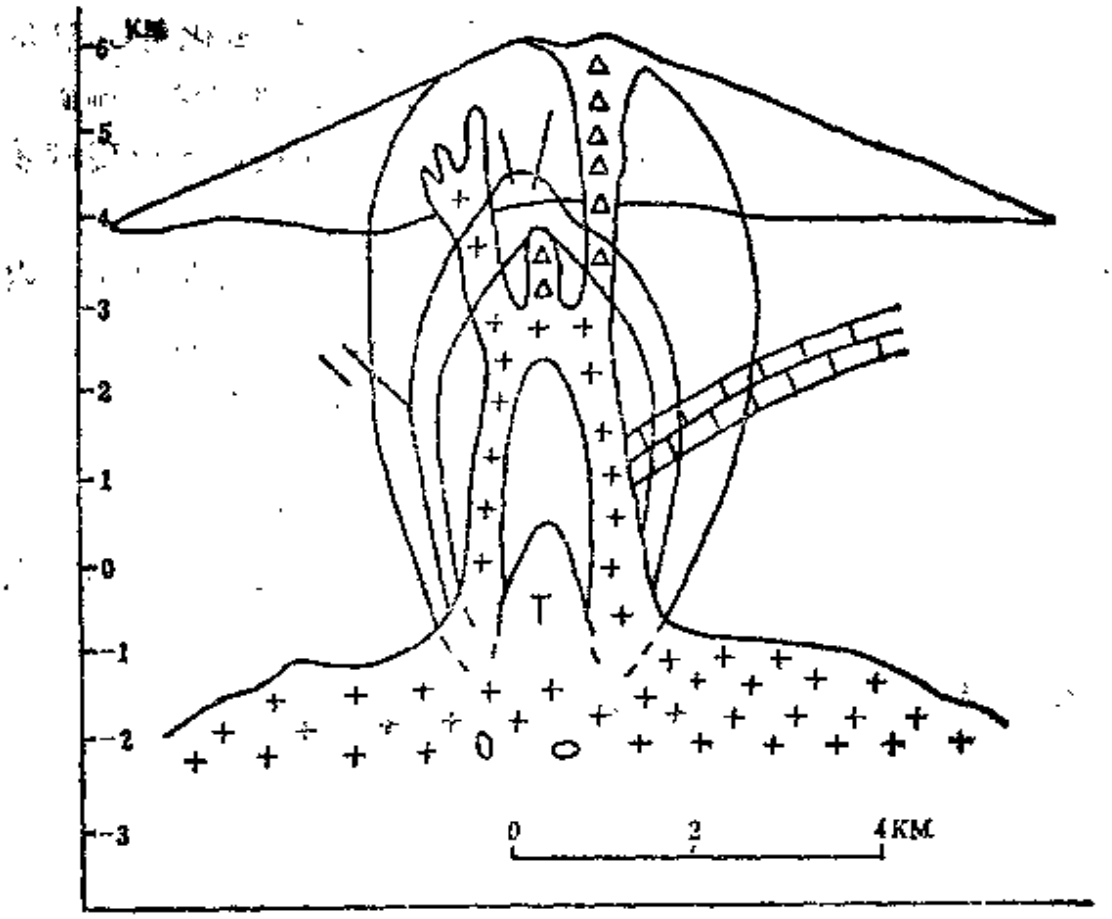


图 9-6　斑岩铜矿床理想剖面图

（据Sillitoe，1972）

顶部：层状熔岩及火山碎屑岩岩锥。
火山口有自然硫矿床，
火山锥中有热液脉穿切。

上部：斑岩岩枝；热液侵入角砾岩。

中部：斑岩岩株，
右侧示灰岩岩层及接触交代铜矿床，
左侧示铅—锌—贵金属脉。

底部：显晶质花岗闪长岩。
偏上部位具似伟晶岩团块。

环带：示斑岩铜矿蚀变分带。
水平及垂直比例尺所示规模为近似值，
矿化蚀变深度多数为 4km，少数 8km。

表9-10 铁、铜硫化物成分变化表

硫　化　物	Cu/Fe	Cu+Fe/S
Cu_2S	∞	2
Cu_5FeS_4	5	1.5
$CuFeS_2$	1	1
FeS_2	0	0.5

等图件。结果发现该区无矿带出露较多，下部矿体并未剥蚀出来，是有远景的地段，因过去工程除个别外多数都布置在上部无矿带中，故得出该区段无矿的结论。结合岩石波痕与斜层理的研究，确定萝卜冲上部无矿带为近岸氧化环境沉积，与龙山南段无矿带相似(龙山无矿带下有隐伏富矿体)，因而推测在老背冲深部可能有还原环境的隐伏盲矿体。根据上述预测，避开上部无矿带，直接向深部下钻，第一批六个孔，有五个孔见工业矿体。根据所获得的资料，修改了原预测分带，预测富矿埋藏在更深部位的辉铜矿—斑铜矿及斑铜矿—黄铜矿带中。根据修改后的预测，又相继打了九个孔，结果孔孔见矿，达到了预期的效果。它是应用矿物垂直分带性有效地进行矿床评价找矿很好的实例。另外，如滇中六苴砂岩铜矿，硫化物也有垂直分带的特点，在评价及找矿中利用矿物垂直分带也起到较大的作用。

有的矿区按垂直分带作出主要矿物分布图，对解释地球化学晕，判断剥蚀深度都可起指导作用，如在长坡锡矿（图 10-10）上部硫盐相对集中，下部磁黄铁矿、铁闪锌矿、毒砂大量集中，也反映成矿温度向深部升高的变化。

4. *根据重砂矿物组合找原生矿*　这是传统的找矿方法，但至今仍有很强的生命力。正确选定重砂矿物组合有助于及早突破原生矿床的找矿工作。

苏联1945年开始在雅库特地区进行1:100万及 1:20 万区测，并应用铬铁矿、自然铂、斜方辉石及透辉石等重砂矿物找金刚

石，但只查到一些暗色岩。以后改用镁铝榴石找金刚石，但1953年前只在雅柳伊一个地区找到一些品位很低的金刚石砂矿。经过对它们的晶体形态进行深入研究后，确定它们来自不只一个岩筒，而且距原生矿床不远。1954年沿达尔登河，才找到一个金伯利岩筒。以后，才开始突破，可见深入研究重砂矿物的重要性。

我国一些金刚石矿床与岔河大型锡矿床也是通过重砂发现的。矿物学发展到目前阶段，重砂矿物的研究应该赋予新的内容，表现在下面几个方面。

不仅要识别重砂中有用的矿物种和它们的矿物组合，更重要的是要研究矿物的标型特征，它们可指示原生矿的成因类型及规模品位。如重矿物中锡石、锆石、石榴石、磁铁矿，黑钨矿等矿物的标型特征，均可指示矿床的成因类型。伟晶岩、石英脉、硫化物脉中的锡石晶形、混入物、颜色等均各不相同(表9-11)，含矿岩体及非含矿岩体中的锆石，也有很大的差别。锡石黑钨矿中的微量元素，也能指示本区含有何种类型的锡矿、钨矿，是否有

表9-11　锡石的标型特征

性质		矿床类型		
		伟晶岩	石英脉	硫化物脉
习性		双锥状、等轴状。	短柱状、柱状。	柱状、针状。
粒度(mm)		中等(8～10)	最大(>10)	最小(2～3)
比重		7.1	6.8	
透明度		不透明	→	半透明
多色性		强	→	弱
颜色		黑、灰。	较浅	斑点状
双晶		少	常见	少
分带性		差	常见、好	差
微量元素 ppm	Nb_2O_5	10,000	2300	100
	Ta_2O_5	15,000	600	1(
	In	—	7	25

(微量元素含量据 Чухров, 1972; 其他据 Смирнов, 1976)

含铌钽花岗岩的存在。金刚石矿床一系列的标型矿物、标型特征，伟晶岩中的标型矿物和标型特征，都已经较完整地建立起来了。

在砂矿工作中，不仅要研究重矿物，还应研究轻矿物，如方解石、石英、黑云母、角闪石、长石等，也能为我们提供很多成因和找矿信息。如用热爆裂法对重砂中的轻组分石英进行包体测温，可区分与内生热液矿化有关的石英与非矿化的石英。这种方法在苏联使用证明已见效。美国有的地区把重矿物分离成磁性部分和非磁性部分，如分成铁锰矿物、Fe/Mn≥100的矿物（镁铁质岩石的矿物）、无磁性部分—无磁性的矿石矿物及非铁镁质的矿物等四部分。研究它们的分布特点及与区域地化特点的关系，对找矿指示意义较大（余平，1981，据Geochim. Explor.，1978，№.2/3，p175—186）。

5. 根据氧化带矿物组合找矿　由于Fe在地壳中克拉克值很高，占第4位，所以除参加成岩作用外，经常参加各种造矿作用。同时它又是过渡族元素，易于变价，在地表很易氧化，并易与H_2O结合成褐铁矿，形成规模大小不同、成分结构构造不同的铁帽，故利用铁帽找矿，目前仍很重要。最近许多重要矿床是通过微小的不醒目的铁帽或地表褐铁矿显示找到的。例如矿石储量达3.75亿吨的智利埃尔萨尔瓦多斑岩铜矿，就是通过研究一个深受淋滤的铁帽和地表的褪色显示发现的。在秘鲁北部的农业区，对一个十分微弱而又不明显的淋滤铁帽的认识，是发现铜矿石储量达5.75亿吨的米契基累斑岩铜矿的关键。最近，在巴拿马找到矿石储量达22亿吨的塞罗科罗拉多斑岩铜矿，也是通过铁帽发现的。在最近15年中，对铁帽进行定量评价的经验，已有了很大的进展。如用各种针铁矿—黄钾铁矾混合物对特殊的硫化物总含量的关系，按理论值进行计算，结果与经验资料极其符合。因此应用铁帽矿物学可把总的硫化物分布与分带性很快地作在图上，并

可用以确定硫化物系统的类型。

例如在斑岩铜矿床中，矿化与蚀变分带模式大体相当，硫化物种类和百分含量与蚀变类型和强度密切相关。故在原生带可根据蚀变作用与硫化物总量及其中黄铁矿/黄铜矿±斑铜矿/辉钼矿的比值和品位，来确定矿床的分带模式和矿石品位，而在氧化带可根据铁帽中它们的风化产物来判断确定。

由于黄钾铁矾的百分含量直接与矿化蚀变带中 Cu 受淋滤的百分数有关，故如在铁帽中黄钾铁矾比褐铁矿占优势，表明Cu已从露头中淋滤了，便可期望在下面的次生富集带中发现辉铜矿的次生矿化富集。但如针铁矿较褐铁矿占优势，便可根据化探确定Cu、Mo在地表的品位。

由于在斑岩铜矿床中，Cu、Mo 矿化主要集中于石英绢云母化蚀变带中，该带如暴露于地表，便可在氧化带中形成黄钾铁矾 $KFe^{3+}(SO_4)_2(OH)_6$，其中 K 来自绢云母，(SO_4) 来自硫化物中的S。故如黄钾铁矾占优势，说明 Cu、Mo—石英绢云母化带已深受淋滤，硫化物中的 Fe 进入褐铁矿与黄钾铁矾，Cu 进入含 (SO_4) 的酸性溶液向下渗透，进入石英绢云母化带或其下的钾化带。受到中和还原便可形成辉铜矿等的次生富集。此类次生辉铜矿也出现于我国斑岩铜矿床的次生富集带。但如针铁矿 $HFeO_2$ 较褐铁矿$HFeO_2\cdot nH_2O$占优势，说明水化作用不强，Cu、Mo 淋滤不足，便可用化探在地表圈定 Cu、Mo 品位。采用以上铁帽矿物—地球化学方法，便可确定斑岩铜矿床中原生硫化物的分布和分带，估算原生矿床的品位及次生富集的程度 (Horlocker & Bailly, 1982)。我国斑岩铜矿床中褐铁矿铁帽与围岩相比，Cu 含量高出5—10倍，Mo高出20—40倍，Ag 高出2—16倍，并出现孔雀石，硅孔雀石、绿松石 $CuAl_6(PO_4)[OH]_8\cdot 5H_2O$ 及黄绿色的钼华MoO_3（鄢今敖等，1984），它们都可作为寻找斑岩铜矿的标志。

黄钾铁矾属明矾石族。明矾石晶体化学式为$KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$，以低温水热蚀变成因为主，表生成因的很少见。但黄钾铁矾却为表生成因；实验证实黄钾铁矾可以从与大气氧接触的硫酸溶液中沉淀出来，故其中Fe均成Fe^{3+}，它在空气和水中不很稳定，经过水解便形成褐铁矿，故只见于干旱地区的氧化带。在温带降雨量丰富的地区，铁的硫化物分解后不形成黄钾铁矾，而是直接形成褐铁矿（Бетехтин, 1950），故在应用铁帽矿物学进行找矿时，还要注意在不同类型的铁帽下有无黄钾铁矾遗存。

对于氧化带应首先注意发现它，然后再从氧化带的不同颜色注意寻找不同的矿产。

红色：赤铁矿化。

褐色、红褐色和棕黄色斑点和赭石：铁的氧化物。

棕黄色、樱红色：锑黄、红锑矿。

白黄色斑点和赭石：黄钾铁矾和稀土氧化物。

白色：高岭石化、多水高岭石化、蒙脱石化、明矾石化。

黑色：锰的氧化物和氢氧化物。

绿色：铜的含水碳酸盐和硅酸盐。

黄绿色：绿高岭石。

苹果绿色：镍华。

浅灰绿色：臭葱石。

鲜黄色：钼的氧化物。

粉红色：钴的氧化物。

灰白-黄白色：大部分锑和铋的氧化物。

超基性岩的风化壳：除注意黄白—绿色斑点镍的硅酸盐与橄榄绿色和脏绿色的绿高岭石风化壳外，还要注意风化壳中蛋白石和菱镁矿细脉带、铬绿泥石紫色细脉与滑石、菱镁矿、水镁石多孔隙、多孔洞的风化蚀变带。同时还要注意研究氧化矿石的结构、构造和风化壳发育地段，确定是原地还是搬运的，并要进一步研

究氧化带矿物的共生组合及分带性。

在伟晶岩中稀有金属常与Fe、Mn相伴。在伟晶岩的风化壳中发现大量黑色薄膜和根须状锰的氧化物和大量表生的铁和锰的磷酸盐都是稀有金属矿化有利的标志。当碳酸盐强烈铁白云石化，风化产物为含P、Nb、TR的褐铁矿松散产物时，便是矿化的标志。而风化壳中深绿色磷灰石（过去被当做玉髓）是指示碳酸盐岩和含磷灰石的方解石—磁铁矿—磷灰石矿体的标志。TR也常和放射性元素相伴，后者可以钍石和方铀钍石存在。当热液型TR矿床中发育铁白云石和菱铁矿时，便形成放射性偏高的铁帽，其中如夹有萤石、重晶石、天青石和霓石，便是高品位稀土矿床的重要标志（Кинзбург，1981）。

我国对西北干旱区、内蒙西部半干旱区，长江中下游及东北地区硫化物矿床氧化带都进行了一定的研究。在内蒙西部，根据铁帽进行了普查找矿，也找到了几个大型铜、铅、锌硫化物层状矿床及黄铁矿矿床。现将我国不同地区不同气候条件下硫化物矿床氧化带不同的矿物分带对比如下(表9-12)。

解放后，我国地质工作者在西北地区根据铜矿床的铁帽找到不少铜矿床。不同成因类型的铜矿在干旱地区氧化带的矿物组合具有不同的特点（表9-13）。不同矿化点（深部无原生铜矿体存在）的氧化带矿物组合见表9-14。根据以上氧化带矿物组合，可得出以下几点结论：

①褐铁矿、赤铁矿等与赤铜矿、孔雀石、蓝铜矿、硅孔雀石等表生铜矿物在地表同时出现，地下可能有原生铜矿石。

②只有褐铁矿、赤铁矿或铁的矾类矿物，而没有铜的氧化物、氯化物和碳酸盐时，深部有黄铁矿但没有原生铜矿石，或只有铜矿化。

③如地表氧化带单纯由铜的表生矿物组成，包括铜的碳酸盐、氧化物、自然铜、氯化物，可有两种情况。一种情况是深部

表9-12　我国不同地区氧化带矿物组合对比表

地区	铁帽亚带		石膏亚带	次生氧化物亚带	松散硫化物亚带	次生硫化物亚带
	褐铁矿—赤铁矿亚带	黄钾铁矾亚带				
西北干旱区	铁铁矿、水针铁矿，赤铁矿、水赤铁矿。	黄钾铁矾。	石膏、自然硫。	缺失	巨厚的铜、铁的硫酸盐。	辉铜矿、针蓝。
内蒙西部半干旱区	针铁矿、水针铁矿、赤铁矿、水赤铁矿、黄钾铁矾、褐铁矿、软锰矿、硬锰矿、孔雀石、硅孔雀石、土硅铜矿、蓝铜矿、石英、蛋白石、玉髓、石膏、方解石、铅铁矾。	黄钾铁矾、褐铁矿、自然硫、石膏、泻利盐、自然硫、铅铁矾。	石膏、黄钾铁矾、纤铁矾、褐铁矿、孔雀石。	褐铁矿、孔雀石、自然铜、赤铜矿、黑铜矿、铜蓝、黄钾铁矾、石膏、残余辉铜矿、残余黄铜矿、残余黄铁矿。	松散黄铁矿、烟灰状黄铁矿、胶黄铁矿、白铁矿、水绿矾、泻利盐、矾石、镁明矾、铁明矾、粒铁矾、叶绿矾、石膏自然硫。	烟灰状辉铜矿、蓝辉铜矿、胶辉铜矿、铜蓝、胆矾、水绿矾、铜绿矾、胶黄铁矿、残留黄铁矿、黄铜矿。
东北辽宁区	针铁矿、水针铁矿、赤铁矿、水赤铁矿、石英、高岭石、水云母、蒙脱石、绢云母、自然金、黄铁矿、孔雀石、蓝铜矿、方解石。	缺失	缺失	针铁矿、水针铁矿、石英、赤铁矿、水赤铁矿、高岭石、水云母、蒙脱石、绢云母、孔雀石、蓝铜矿、方解石。	松散黄铁矿、白铁矿、石英、胆矾、水绿矾、锌矾、铜蓝。	铜蓝、斑铜矿、石英、黄铁矿、胆矾、水绿矾、高岭石、白铁矿、黄铜矿、闪锌矿、磁黄铁矿、水云母、蒙脱石、绢云母。
长江中下游	针铁矿、水针铁矿。	缺失不发育。	不发育	自然铜、赤铜矿。	黄铁矿、不发育。	辉铜矿、铜蓝。

（据涂光炽等，1988，李兆龙等，1981，1983，周光宇，1983资料综合）

表9-13　我国西北地区铜矿床主要表生矿物组合

矿床名称	矿床类型	主要原生金属矿物	铁铜的主要表生矿物
白银厂铜矿	黄铁矿型黄铜矿	黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿、方铅矿、闪锌矿等。	褐铁矿（针铁矿）、赤铁矿、黄钾铁矾、水氯矾、孔雀石、蓝铜矿、氯铜矿、胆矾等。
白山堂铜矿	次火山热液铜矿床	黄铜矿、黄铁矿为主，伴生有磁黄铁矿、方铅矿、闪锌矿等。	赤铁矿、褐铁矿、自然铜、蓝铜矿、孔雀石、胆矾等。
红沟铜矿	黄铁矿型黄铜矿	黄铁矿、黄铜矿、磁铁矿等，另含少量毒砂、方铅矿、闪锌矿。	孔雀石、蓝铜矿、褐铁矿、还含有少量铜蓝，辉铜矿、自然铜等。
铜沟铜矿		黄铜矿、斑铜矿、黄铁矿、还有方铅矿、闪锌矿等。	硅孔雀石、孔雀石、蓝铜矿、赤铜矿、黑铜矿、褐铁矿、黄钾铁矾、胆矾等。
公婆泉铜矿	斑岩型铜矿	辉铜矿、斑铜矿、黄铜矿为主、含有少量黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、辉钼矿；黄铁矿很不发育。	铜蓝、孔雀石，褐铁矿很不发育，只在岩石裂隙中才能见到。
滴水铜矿	砂页岩型铜矿	以辉铜矿为主，含少量黄铁矿，但很不发育，含微量黄铜矿。	以孔雀石、氯铜矿、蓝铜矿、赤铜矿为主，偶见微量褐铁矿、赤铁矿。

（据杨炳滨，1979）

主要为辉铜矿、黄铜矿的铜矿物，但黄铁矿不发育，可能为多金属铜矿床或砂岩铜矿。另一种情况是仅有矿化或小的淋积矿体，而没有大的工业矿体。铜的表生物多充填于岩石裂隙或成砂岩胶结物。

（五）矿物标型特征在找矿中的应用

1. **形态标型**　形态标型可用以区分矿床的成因产状、成矿阶段、垂直分带、剥蚀深度及矿石贫富等，现举例如下。

表9-14　我国西北地区深部无原生铜矿的铁帽矿物组合表

铜矿点和铁帽	主要原生金属矿物	铁、铜的主要矿物
摩车洼地铜矿点	偶见或完全缺乏铁、铜的原生硫化物。	孔雀石、蓝铜矿、自然铜、氧铜矿、地表铜矿化普遍，但没有铁帽或褐铁矿等铁帽物质，经钻探未见原生矿体，矿点为无根的点状异常。
峨山铜矿点		在石英岩中有较多孔雀石，没有铁帽，开始误认为一大铜矿基地，后经工程揭露，深部没有原生铜矿体，矿点为无根的点状异常。
铁列库坦铜矿点	黄铁矿、微量黄铜矿。	黄钾铁矾、褐铁矿，在花岗闪长岩中找矿，黄铁矿氧化不彻底，但有矾帽，地表未见铜矿化，经钻探证明，深部只有铜矿化。
公婆泉一矿区三矿段南铁帽	黄铁矿	褐铁矿、黄钾铁矾等，在没有铜矿化的石英粗面岩中找矿，铁帽发育，但未见铜矿化，经钻探证明，深部只有铜矿化。
白银厂铜矿外围铁帽	黄铁矿	褐铁矿、黄钾铁矾、赤铁矿等。在铁帽发育，但地表没有铜矿化的地区找矿，经大量钻孔证明：单一的铁矾或褐铁矿、赤铁矿铁帽而地表没有铜矿化时，只预示深部有黄铁矿，而没有铜矿体存在。

（据杨炳滨，1979）

1）　金刚石

金刚石的晶体形态也与金刚石品位有关，从表9-15也能看出这种关系。山东地区金伯利岩实际资料也有类似情况，即浑圆形金刚石相对含量愈高，品位愈富(表9-15)。苏联金伯利岩的金刚石，浑圆形的金刚石相对含量愈高，品位愈低，与我国相反。

从表中看出一、二矿带里含矿富的金伯利岩体中，其曲面菱形十二面体的金刚石相对含量高，含矿贫的岩体中，曲面菱形十二面体的金刚石相对含量低。从三个矿带看，一至三矿带含矿情况依次变差，一至三矿带金伯利岩中曲面菱形十二面体的金刚石

表9-15　山东金伯利岩中金刚石的晶体形态与品位的关系

岩体 \ 晶形 \ 颗粒百分数		八面体	八面体与曲面菱形十二面体聚形	曲面菱形十二面体	其他晶形	金刚石相对含量
第一矿带	胜利1号	39.71	5.12	55.06	0.11	6.7
	胜利2号	35.44	8.62	55.94		4.0
	胜利3号	44.91	3.39	51.70		4.4
	红旗1号	23.83	9.13	66.97	0.07	6.3
	红旗30号	18.75	9.29	71.92	0.04	2.8
	红旗27号	39.39	10.74	49.87		1.4
	红旗14号	60.23	7.20	32.57		0.2
	堆注岩体	75.00	5.00	20.0		0.04
第二矿带	红旗2号	50.82	8.26	40.92		2.04
	红旗28号	55.16	4.01	40.74		1.65
	红旗5号	57.09	3.41	39.41		0.93
	红旗23号	74.28	1.80	23.93		0.45
	胜利4号	66.67	4.17	29.16		0.066
	红旗6号	81.84	6.12	12.03		0.32
第三矿带	被覆矿带	68.29	7.82	21.95	2.24	0.005

（据山东省地质局第七地质队等，1980）

相对含量依次降低。

2）自然金

自然金的晶形与 Au 品位关系。在乌克兰自然金的单形中，{111}面网密度最大，发育最普遍，其次为{100}，再其次为{110}，而{311}、{210}、{250}面网密度最稀，故较少出现（Kvasnitza 等，1981）。上述情况与史尼尔（Schneer，1971）根据戈尔德史密特（1918）的资料总结出的规律一致。即伴随着晶面符号复杂化，面网密度与面网间距变小，Au 的品位也逐渐降低。在团结沟金矿，可见分别成{111}及{100}的自然金晶体（吴尚全，1982），前者棱长为后者的80倍，显示形成八面体的 Au 浓度较高，品位

也较高。

3) 黄铁矿

根据日本34个地点，八个矿床类型黄铁矿晶体的研究(Endo, 1978)，最常见的黄铁矿晶形是立方体{100}，其次是立方体{100}＋五角十二面体{210}，八面体{111}最少见。在矿床围岩中几乎全为简单的立方体{100}。受后期接触变质的层状黄铁矿和一部分黑矿矿石中也以{100}为主。高低温脉状矿床中变化较大，但{210}广泛出现(表9-16)。

黄铁矿晶形可反映成矿介质条件。{100}晶形的黄铁矿出现在低饱和度、低硫逸度，以及比黄铁矿最佳形成温度高很多或低很多的温度下形成。从脉状矿床可发现，在石英—绿泥石脉的黄铁矿中{210}、{111}出现较多，而在方解石—石英脉中则成简单的{100}，便是硫逸度差别造成的。根据多面体晶体二维成核理论，黄铁矿的生长是由二维成核的生长层在(100)面上堆砌而成，(210)、(111)是(100)生长层的边缘部分。当黄铁矿(100)生长层堆积速度快时，(210)、(111)才得以发育，故在矿脉中心有利的生长条件下，得以出现{210}和{111}。而在围岩中主要出现{100}(Endo, 1978)。黄锑矿绢云母脉中黄铁矿呈{111}晶形，这种异常现象是由于As在(111)面上被吸附造成的(Sunagawa, 1955)。

砂川一郎 (Sunagawa, 1957) 系统研究了日本各种类型黄铁矿晶形变化，也得出类似的结论：中等温度、缓慢冷却和充足的物质来源，有利于{210}和{111}晶形的出现，而太高或太低的温度，物质供应不足，{100}晶形发育。

黄铁矿的晶形还决定于它的产状。在倾斜的矿脉上盘，散热降温快，硫易于沿裂隙上逸分散，故常以{100}为主；下盘则相反，以{210}为主；脉中的黄铁矿二种晶形兼而有之，但{210}常多于{100}。苏联某钨矿中石英显微脉中黄铁矿晶形便呈以上规律(Барабанов, 1961)。如脉直立，则两侧黄铁矿晶形便成对

表9-16 日本不同类型矿床黄铁矿晶形表

地点	矿床类型	黄铁矿晶形		矿石矿物	脉石矿物
		矿石内	围岩内		
Kamika	接触交代	*a*	*a*	Sph+Gn+Cha+Cp+Py	矽卡岩,Q,C
Chichibu	接触交代(具水热阶段)	*a*≈*e*>*o*	*a*	Cp+Sph+Gn+Py+Po	钙矽卡岩矿物
Ashio	浅成高温热液脉	*a*≈*e*>*o*	*a*	Cp+Bor+Py+Po+Cas+Sp	*Q*
Ogoya	浅成低温热液脉	*e*≈*o*	?	Cp+Bor+Py+Cha+Sph	*Q*
Osarizawa	同上	*e*>*o*≈*a*	*a*	Cp+Bor+Py+Cha	*Chl*,*Q*,
Arakawa	同上	*a*	*a*	Cp+Py+Sph+Gn+Bor	*Chl*,*Q*,
Washiaimori	同上	*e*>*o*	*e*>*a*	Cp+Py+Sph+Gn	*Chl*,*Q*,
Ani	同上	*e*≈*a*>*o*	*a*	Cp+Sph+Gn+Py	*Q*
Akyu	同上	*o*>*a*	*a*	Cp+Bor+Py	*Q*
Kamatsu	同上	*o*>*a*	*a*	Cp+Cha+Bor+Gn+Py	*Q*,*Chl*,
Namariyama	同上	*e*>*a*	*a*	Cp+Py+Sph+Gn	*Q*,*Ce*,*Cb*,
Oppu	同上	*a*	?	Cp+Sph+Gn+Py	*Q*,*Ce*,*Cb*,
Oizumi	同上	*o*	*a*	Cp+Sti+Py	*Ser*
Kambe	同上	*e*>*a*	*a*	Cp+Py+Sph+Gn	*Q*,*Chl*,
Mizusawa	部分网脉状黑矿	*o*	?	Cp+Cha+Sph+Gn+Py	*Q*,*Bar*,
Tsumatori	同上	*a*>*o*	*a*	Cp+Py+Bar+Sph+Gn+Hem	*Q*,*Bar*,*Chl*,
Kamikita	黑矿(黄矿石)	*a*	*a*	Ho+Lau+Sph+Py+Cp	*Bar*,*Gy*,
Furutobe	同上	*a*		Cp+Gn+Sph+Py	*Bar*,*Q*,

Komka	网脉状黄矿石	$a>e>o$	$a>e$	Py+Cp+Sph+Gn+Cha+Bor+Cv	*Bar*, *Gy*, *Q*.
Ainai	同　上	$a>e>o$	a	Cp+Py+Sph+Gn	*Gy*
Shakanai	同　上	$a\approx e>o$	$a>e$	同　上	*Bar*, *Gy*.
Matsumine	同　上	$a\approx e>o$	a	同　上	*Q*
Iwasawa	黑矿(石膏矿石)	$a\approx e>o$	o	Cp+Py	*Gy*
Hanaoka	同　上	$a\approx e>o$	$a\gg e\approx o$	Cp+Py+Sph+Gn+Cha	*Bar*, *Gy*.
Ude	同　上	$a>e$	a	Cp+Cha+Cv+Py+Sph	*Gy*
Hitachi	层状黄铁矿	$a>e$	a	Py+Cp+Sph+Po+Mt+Gn	*Chl*, *Q*, *Bar*, *Cord*,
Taro	同　上	a	a	Py+Cp+Gn+Sph+Po	*Q*, *Bar*.
Shimokawa	同　上	a	a	Py+Cp+Po+Pen	*Q*, *Chl*.
Yanahara	同　上	a	a	Py+Cp+ Po	*Q*
Besshi	同　上	a	a	Py+Cp+Po+Mt+Bor+Ch	*Q*
Shirataki	同　上	a	a	Py+Cp+Sph+Mt+Bor	*Q*, *Gar*.
Sazare	同　上	a	a	Py+Cp+Po	*Q*, *Ty*.
Okuki	同上(低品位)	a	a	Py+Cp+Sph+Cha+Bor	
Ogasawara	玄武岩晶洞	a	a	Py	

(据Endo, 1978)

a 立方体, e 五角十二面体, O 八面体。

黄铁矿*Py*, 黄铜矿*Cp*, 斑铜矿*Bor*, 闪锌矿*Sph*, 方铅矿*Gn*, 磁黄铁矿*Po*, 辉铜矿*Cha*, 毒砂*Ars*, 辉锑矿*Sti*, 辉锑铋矿*Ho*, 辉砷钴矿*Lau*, 镍黄铁矿*Pen*, 黝铜矿*Tet*, 铜蓝*Cv*, 赤铁矿*Hem*, 石英*Q*, 锡石*Cas*, 石榴石*Gar*, 电气石*Ty*, 堇青石*Cord*, 绿泥石*Chl*, 绢云母*Ser*, 碳酸盐*Cb*, 方解石*Cc*, 重晶石*Bar*, 石膏*Gy*

称分布。

黄铁矿的晶形可以划分成矿阶段。据维库洛娃(1980)，黄铁矿晶形及晶面花纹能有效地划分成矿阶段。苏联某含金硫化物矿床，产于上元古界沉积变质黑色页岩中。该区金矿有两种类型：含金硫化物建造和含金石英脉建造。根据矿物共生组合，矿化可分为三个阶段：

第一阶段（矿化早期）与碲金矿共生的有菱铁矿、石英、闪锌矿、黄铜矿、磁黄铁矿、黄铁矿；第二阶段（主要矿化期）与自然金共生的有黄铁矿、铁白云石、绿泥石、石英、磁黄铁矿、闪锌矿、黄铜矿、方铅矿、硫砷铁矿；第三阶段（矿化后期）与分散的自然金共生的有铁白云石、黄铁矿。黄铁矿可分为三个世代，分属三个世代的不同阶段。它们的晶形、晶面花纹都明显不同。第一世代，晶形主要是{100}，有时可出现{111}。第二世代，晶形复杂多样，以{100}、{111}、{210}最常见，晶面具羽毛状多角形的条纹。第三世代，晶形为{100}，晶面具有粗糙不连续的条纹。最富自然金的是第二世代细脉浸染状的黄铁矿。根据第二世代黄铁矿的晶形及晶面花纹特征可识别主要含金带。结合黄铁矿其他标型特征的研究，确定了矿体剖面上的一系列分带，包括矿物分带、地球化学分带、溶液化学分带。早期黄铁矿往往产于矿体的下部，晚期的产于矿体的上部，又为判断矿体的延深与剥蚀程度提供了依据。

黄铁矿晶形可以判断矿床剥蚀深度。别列尼卡娅(Беленькая，1980)对采自阿穆尔河（即黑龙江）下游白垩纪砂岩和第三纪喷发岩中含金石英脉的四条矿脉中的100个黄铁矿晶体进行了研究。这些黄铁矿晶体采自不同标高。作者应用摄影测角仪进行了测角，结果发现下列单形最特征：A组——{210}、{100}和{111}，出现总频率η相应为97%、84%和73%；B组——{112}、{122}和{124}，η为44%、27%和23%；C组——{812}、{110}和

{301}，n为11%、8%和6%。其他极少见的单形n为4-2%，不予考虑。对于B组和C组次要单形的位置问题，是通过关系系数f来确定的。

$$100\cdot f=n_{1+2}/(n_1+n_2)。$$

n_1含有单形1的晶体数；

n_2含有单形2的晶体数；

同时含有单形1和单形2的记1次。

n_{1+2}在晶体上1、2同时出现的晶体数。三个主要单形{100}，{210}和{111}中的两个彼此结合具有最大值(图9-7)。就{100}而

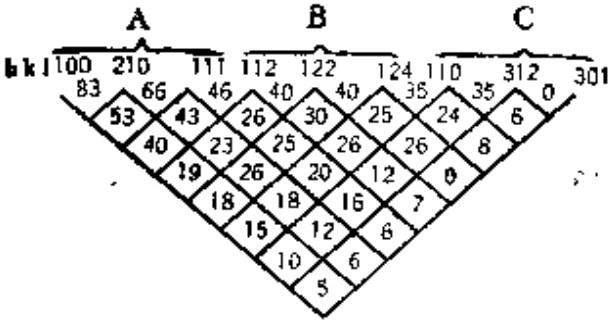


图9-7 黄铁矿单形之间关系系数f
(据Беленькая, 1980)

言，{100}与{210}f为83，二者联系最强，而与{301}联系最弱，f为5。{210}与{111}的f为66，而{100}与{111}的f为53，说明{111}更接近{210}，{100}与{111}在时间和空间上距离较远，三角三八面体{112}与三个主要单形联系大致相同，f为40—46；四角三八面体{122}同{100}联系最弱，f为19，而与{210}、{111}联系要强一些，f为23—26；其它单形与{111}联系最强。表9-17是不同标高黄铁矿三个主要单形与次要单形{112}、{122}、}124}、{110}、{312}、{301}间的关系系数。从表9-17可见，沿矿体由下向上与次要单形间的f值增加，但{100}、{210}和{111}三个主要单形在不同标高变化不大。显然上部水平层黄铁矿单形复杂化，与黄铁矿晶面结点密度由下向上下降有关。黄铁矿晶形的垂直变化对该区估计含金矿体的剥蚀面位置有指导作用。这种规律

表9-17　不同标高黄铁矿单形间关系系数

矿体	层位（m）	主要单形晶面指数（*hkl*）	次要单形的晶面指数（*hkl*）					
			112	122	124	110	312	301
I	700	100	44	31	23	20	12	6
		210	50	45	25	15	20	5
		111	39	41	18	6	27	0
	600	100	58	14	10	16	0	0
		210	50	22	11	17	0	0
		111	30	20	10	13	0	0
I	785	100	20	9	9	9	8	9
		210	27	18	18	20	7	18
		111	30	20	20	9	8	20
	624	100	25	0	0	0	0	0
		210	17	0	7	8	0	0
		111	17	0	0	0	0	0
	545	100	33	0	0	0	0	0
		210	13	0	0	0	0	0
		111	13	0	0	0	0	0

（据Беленькая，1980）

有一定的普遍意义，可以作为顺向分带的标志，若为逆向分带，情况则完全相反。

黄铁矿晶体粒度与晶形完整性指示含 Au 性。黄铁矿是金矿床中Au的主要载体，它的粒度、晶形特点与含Au性关系，国内外已进行了不少的研究，取得一定的成果。对黄铁矿粒度、晶形完整性与含 Au 关系，据帅德权(1981)工作：金（银）矿床中，当黄铁矿晶形完整、粗大时含Au不高，甚至很低或不含 Au。当黄铁矿晶形不好，粒度细小时，含 Au 较好，甚至很富，特别在黄铁矿富集部位且破碎严重的地段，被大量硫化物切穿、充填、胶结时，则含Au必高，而成富矿脉、富矿段(表9-18，19，20)。以上规律带有一定的普遍性。

黄铁矿晶形与富 Au地段：在很多矿区发现，晶形与富Au性

表9-18　山东某金矿床黄铁矿晶粒与Au(Ag)含量关系

编号	矿　物	晶形与粒度特征	Au、Ag含量
02	黄铁矿	晶形较完整，粒径最大10mm，最小1mm，破裂较严重。	Au　21.6g/T Ag　8.0g/T
01	黄铁矿	晶形不好，粒径最大约5mm，最小1mm，破裂严重。	Au　114g/T Ag　244g/T

（据帅德权，1981）

表9-19　河南某金矿床黄铁矿粒度与Au Ag含量关系

矿　物	晶形与粒度特征	Au Ag 含量
黄铁矿	粗晶，粒径约10mm，破碎不严重。	含Au，Ag低，或基本不含Au，Ag。
黄铁矿	细粒，粒径约2mm。	含Au高，最高达30g/T。

（据帅德权，1981）

表9-20　秦岭某金矿床黄铁矿粒度与含Au量关系

矿　物	粒度(mm)	Au含量g/T
粗粒黄铁矿	>5	6.6
中粗粒黄铁矿	3—5	24.20
中粒黄铁矿	3	83.90
中-细粒黄铁矿	1—3	138.00
中-细粒黄铁矿	1—3	219.40
中-细粒黄铁矿	1—3	294.90
细粒黄铁矿	0.1—0.5	512.20

（据帅德权，1981）

饱有一定关系；出现{210}单形的晶体，常为富矿段，简单{100}的黄铁矿含Au较低(表9-21)。

Au与黄铁矿有很大的亲合性，在反光镜下常见自然Au选择黄铁矿的边缘或裂隙处沉淀。Au一般是在矿体演化的中低温阶段开始大量沉淀，与黄铁矿大量沉淀期是相近的。这个阶段硫逸度大，过饱和度大，黄铁矿晶体中{210}及{111}单形发育，晶面坐

表9-21　几个矿区黄铁矿晶形与含Au性关系

矿床产地	晶形特点	Au含量	资料来源
小秦岭金矿	{100} {210}+{100}	<2g/T 含Au高	刘　墨(1983)
团结沟金矿	{100} {210}+{100}−{210}	含Au低 最高468.6g/T	吴尚全(1983)
陕西卡林型金矿	{100}为主 {210}为主	3.83—13.1g/T 70.2—149.5g/T	邵洁涟等(1982)
赣北某金矿	{100} {210}，晶形复杂	含Au低 富矿地段	陆仲和(1984)
苏联某金矿	{100}为主 {100}+{210}+{111}	含Au低 富矿形态标型	推库洛娃(1980)

表9-22　玲珑金矿不同晶形黄铁矿晶体化学式

样　号	{100}	{100}>{210}	{210}>{100}	{210}>{111}
260—1—23	$FeS_{1.993}$	$FeS_{1.998}$	$FeS_{2.008}$	—
260—1—24	$FeS_{1.992}$	$FeS_{2.004}$	$FeS_{2.016}$	—
180—4—2	—	$FeS_{1.987}$	—	$FeS_{2.003}$

（据张立，1984）

长层明显(Endo,1978)。由玲珑金矿中黄铁矿的分子式(表9-22)也可看出，具{210}单形的黄铁矿晶胞中S过剩，也说明{210}单形的出现是与介质中S含量升高有关。该阶段由于过饱和度大，结晶中心多，粒度细，特别是当有构造活动迭加时，晶体破碎，粒度更细，自然Au更易富集。早期黄铁矿，生成温度高，过饱和度低，结晶中心少，因而粒度大，晶形为简单的{100}，晶面生长层不发育，这种黄铁矿含Au低或不含Au。因此，细粒、破碎黄铁矿集中地段，晶体出现{210}、{111}单形，是富Au地段的找矿标志。

4)　白铁矿

白铁矿单体形态及集合体形态也可作为成矿阶段划分的标

志。我国团结沟金矿中的白铁矿，也是含 Au 的载体，成矿阶段不同晶体形态也要发生变化(表9-23)。早期莓球状与中期的纤维状白铁矿含Au最高。

表9-23　团结沟金矿白铁矿形态变化

成矿阶段 / 矿物世代	早　期（黄铁矿阶段）	中　期（白铁矿阶段）	晚　期		含矿性 (g/T)
			方解石—白铁矿化阶段	铁白云石—白铁矿阶段	
白铁矿 I	板状晶体，五连晶。				0.635
白铁矿 II	莓球状				89.8
白铁矿 III		纤维状			16.85
白铁矿 IV			莓球状、板状。		0.344
白铁矿 V				团粒状、板状。	0.391

（据吴尚全，1983）

5)　辰砂

辰砂晶体习性和晶形也随深度变化。以苏联喀尔巴阡为例(图9-8)。浅部晶体多为板状、板柱状，深部菱面体及柱面发育，

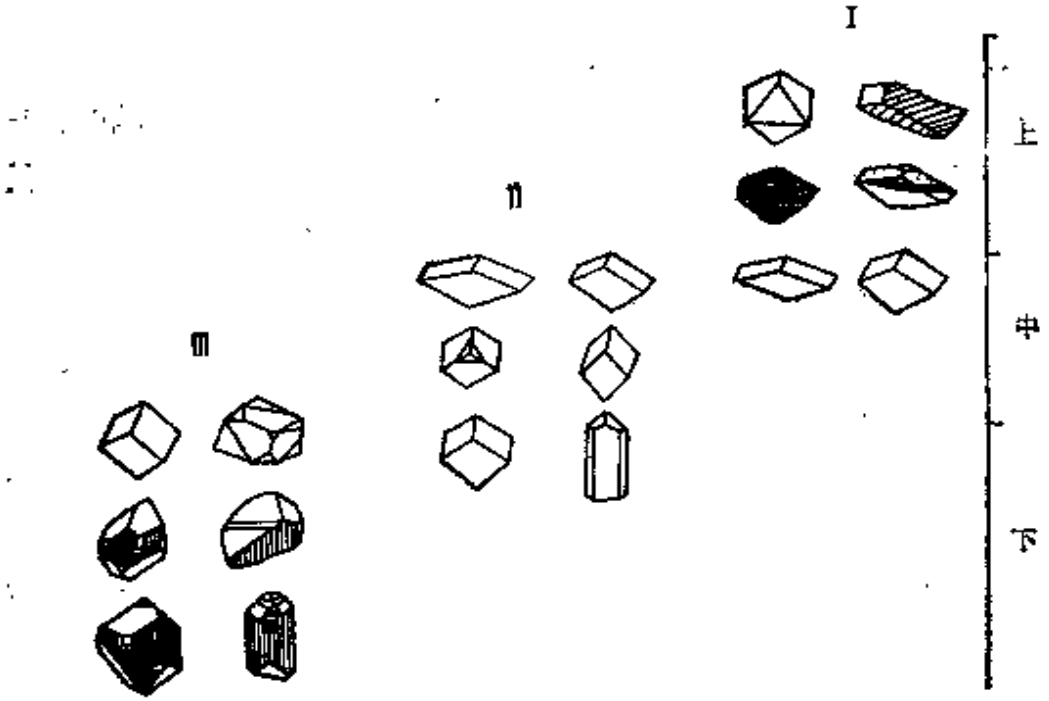


图9-8　苏联喀尔巴阡山辰砂晶体形态随深度变化

（据Квасницкий）

I 格林杰什，II 波尔库特，III 奥列涅夫

其单形特点见表9-24。根据辰砂晶体形态的垂直分带，可确定矿化及剥蚀深度及矿床远景。

表9-24　苏联喀尔巴阡山辰砂单形随深度变化

矿化区	晶　习	主 要 单 形	次 要 单 形
格林杰什（上）	菱面体±轴面	{10$\bar{1}$3}、{10$\bar{1}$4}	{10$\bar{1}$2}、{20$\bar{2}$5}、{10$\bar{1}$5} {10$\bar{1}$6}、{01$\bar{1}$2}、{0001}。
波尔库特（中）	菱面体±柱面	{10$\bar{1}$4}、{20$\bar{2}$5}、{10$\bar{1}$3} {10$\bar{1}$2}、{10$\bar{1}$5}、{10$\bar{1}$0}。	{10$\bar{1}$6}、{0001}。
奥列涅夫（下）	菱面体±柱面	{20$\bar{2}$5}、{10$\bar{1}$2}、{10$\bar{1}$3} {10$\bar{1}$0}、{11$\bar{2}$0}、{12$\bar{3}$0}。	{0001}、{05$\bar{5}$8}、 {10$\bar{1}$2}、{10$\bar{1}$4}。

（据Квасницкий）

我国湖南某地的辰砂晶体也符合上述规律。如蒜芝山垌标高为373m，晶形为板状，而经大兴垌到吊井垌，标高为298m，晶形多为长柱状或菱面体状(图9-9)。

6) 锡石

锡石晶体形态与矿床成因关系密切(见第四章)，也随深度变化，因而可用以确定矿床剥蚀深度，国内外都有实例。苏联叶夫集科娃(Евзикова，1972)，根据大量资料查明共青团矿区有五种锡石聚形，晶形的变化也表现在环带构造上。

Ⅰ型—{111}和{552}的双锥。

Ⅱ型—{001}和{552}发育而{111}与{110}不太发育的轴面和双锥体。

Ⅲ型—{110}和{001}发育而{100}和{101}不太发育的双锥柱状体。

Ⅳ型—{110}和{111}发育，{100}和{101}不太发育的双锥柱状体。

Ⅴ型—{321}和柱面发育的柱双锥体。

在矿床顶部Ⅴ型锡石占绝大多数，在略深的层位上，Ⅳ型晶

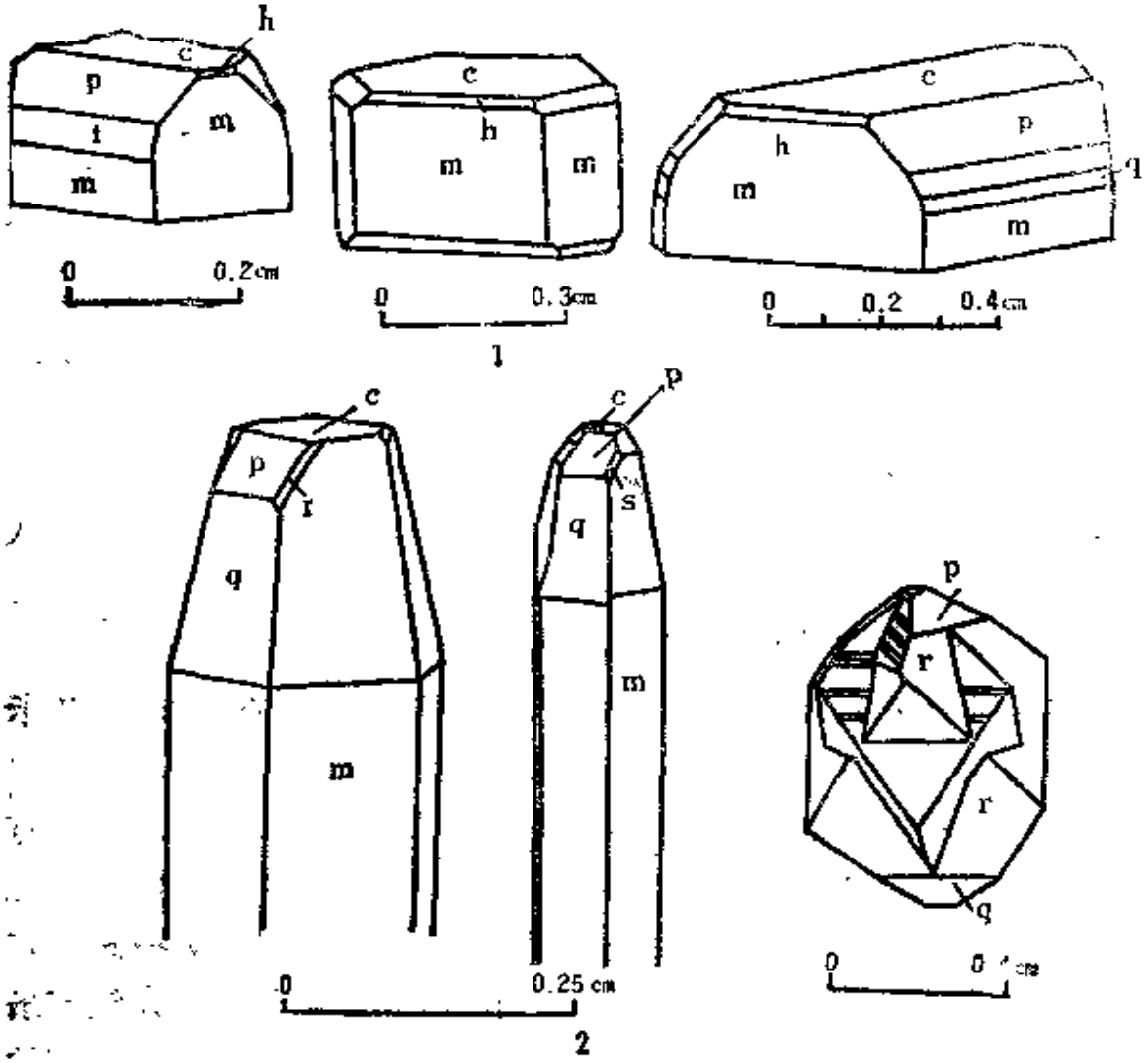


图9-9 湖南某地辰砂矿床不同标高的晶体形态

(据曾久吾，1956)

1. 373m(糠荁山垌)，2. 298m吊井垌

体开始占多数，在更深的层位上Ⅳ型晶体被Ⅲ型晶体代替，而在矿体根部则以Ⅰ型晶体为主。总的说来，由浅到深与温度向下升高的系列一致。

我国个旧锡矿锡石的分布规律是底部锡石粒度粗大，最大可达2.5cm，为{111}发育、{101}次之的双锥晶体，环带构造清楚，长:宽＝0.8。略浅的部位为锡石电气石脉和矿化花岗岩中的锡石，粒度0.1—0.2mm，为{111}和{110}发育的短柱双锥状，

环带构造不如以上清楚，长：宽＝1.5。更浅的部位为硫化物阶段和碳酸盐阶段形成的高-中温锡石，粒度0.07—0.5mm，为以{110}为主，{111}次之的柱面拉长的长柱体，环带构造不明显，长：宽＝2(以上晶形特征可参考第四章)。个旧附近牛屎坡的锡石砂矿为短柱双锥状，结合其他微量元素特征，可知它来自电气石锡石带和矿化花岗岩带。可见原生矿顶部的富矿带（硫化物锡石带）已被剥蚀，但在其附近可找到中部和底部的原生锡矿(殷成玉，1981)。

7) 磁铁矿

磁铁矿是铁矿床的主要矿石矿物。磁铁矿最常见的晶形为八面体{111}，其次为菱形十二面体{110}，很少出现立方体{100}。富磁铁矿体中常见为{111}晶体，如弓长岭磁铁富矿床中的磁铁矿、密子湾磁铁富矿中的磁铁矿都为{111}。但在邯邢地区矽卡岩磁铁矿床中，品位高、储量大的矿体中磁铁矿为{111}；品位低、储量小的矿体中，却为{110}晶形，在菱形十二面体上具有长对角线的条纹，为{111}与{110}的聚形纹。这种磁铁矿还出现在外接触带的蛇纹岩中。铜官山及寿王坟的矽卡岩铜矿中磁铁矿与黄铜矿共生，磁铁矿也为{110}晶形，晶面上也有长对角线的条纹。在这些矿床中磁异常等值线很稀，异常值也不高。磁铁矿的{100}晶形很少见，曾见于苏联个别矽卡岩铁矿床的晶洞中。

8) 铬铁矿

利用铬铁矿晶形可以划分成矿阶段，根据上千个辽宁某金刚石矿床铬铁矿的形态研究统计，发现不同世代的铬铁矿具有不同的形态，与金刚石晶体形态和品位关系很密切(表9-25)。铬铁矿三个世代的晶体形态分别与金刚石三个世代的晶体形态生成条件相同，晶体形态类似。而第Ⅰ成矿阶段是金刚石的主要成矿期，常形成富矿，因此，第一世代铬铁矿的形态特点是指示富矿的标志。

表9-25 金刚石矿床中铬铁矿形态与成矿阶段划分

成矿阶段	铬铁矿晶体形态	生成条件	金刚石形态	矿体贫富
第Ⅰ阶段（第Ⅰ世代）	斑晶，0.7—2mm，受强烈溶蚀，浑圆形，椭圆形，饼状。	原始晶形可能为八面体，部分为聚形，由于结晶早（早期岩浆阶段）长期受溶蚀、磨蚀。	颗粒大，曲面菱形十二面体及其它曲面晶。	第Ⅰ世代晶形占优势，为富矿（50号岩管）。
第Ⅱ阶段（第Ⅱ世代）	斑晶，0.2—0.7mm，个别可达1mm，形成各种八面体歪晶。	形成时间较晚，在热动力条件不稳定下结晶，由于岩浆流动或涡流的影响，物质供应不均匀，各晶面生长速度不同，形成板状、柱状歪晶。	多为八面体歪晶，粒度中等。	第Ⅱ世代晶形占优势，为中等品位（42号岩管）。
第Ⅲ阶段（第Ⅲ世代）	分布在基质中，细小的自形正八面体，晶面平滑。<0.1mm，最大0.2mm。	岩浆晚期产物	小的完整的八面体。	第Ⅲ世代晶形占优势，为贫矿（1号岩管）。

（据赵秀英，1982）

9） 萤石

萤石晶形的成因和找矿意义。据苏联学者对外贝加尔及其他地区多个矿床的研究，发现萤石在早期高温阶段多为八面体{111}，中期多为菱形十二面体{110}，晚期多为立方体{100}。金玉书等(1982)*详细研究了香花岭丰富多采的萤石晶体形态，发现在不同成矿阶段萤石晶形不同，并发现罕见的复杂形态的萤石晶体。{111}单形早期发育，随着温度下降及介质条件改变，{111}逐渐消失，{100}单形逐渐出现，到晚期最发育。在中期，{100}、{111}、{110}发育程度大致相似，同时出现六八面体S

* 金玉书，1982，萤石的罕见晶体形态。

{321}和四角三八面体n{211}，在晶习上近似球形(图9-10)。香花石晶体也具有{100}、{111}、{321}和{211}状似球状的晶体，在分布地段上与中期阶段的萤石（第二世代）一致，因此认为这种晶形的萤石与香花石是同期产物。萤石的晶形也随深度而变化。苏联中亚的一些萤石脉，{111}晶形向下延伸范围为50—100m，含有{110}单形的晶体向下延伸200m，{100}为主的下延为150—400m，因此深部远景最大的是以{100}晶形为主的矿体(Архипчук, 1976)。我国也有类似的例子，如赣南黄沙钨矿床的萤石形态随深度而发生变化。上部为{111}，中部为{111}+{110}或{111}，下部为{110}，根部为{100}+{110}或{100}。单形发展趋势为{111}→{110}→{100}。从上到下不同深度萤石的颜色由紫色→蓝绿色、透明度由很差→较好、折射率由1.4348→1.4317→1.4340、Sr含量由0.10→0.03%、形成温度由256.2→

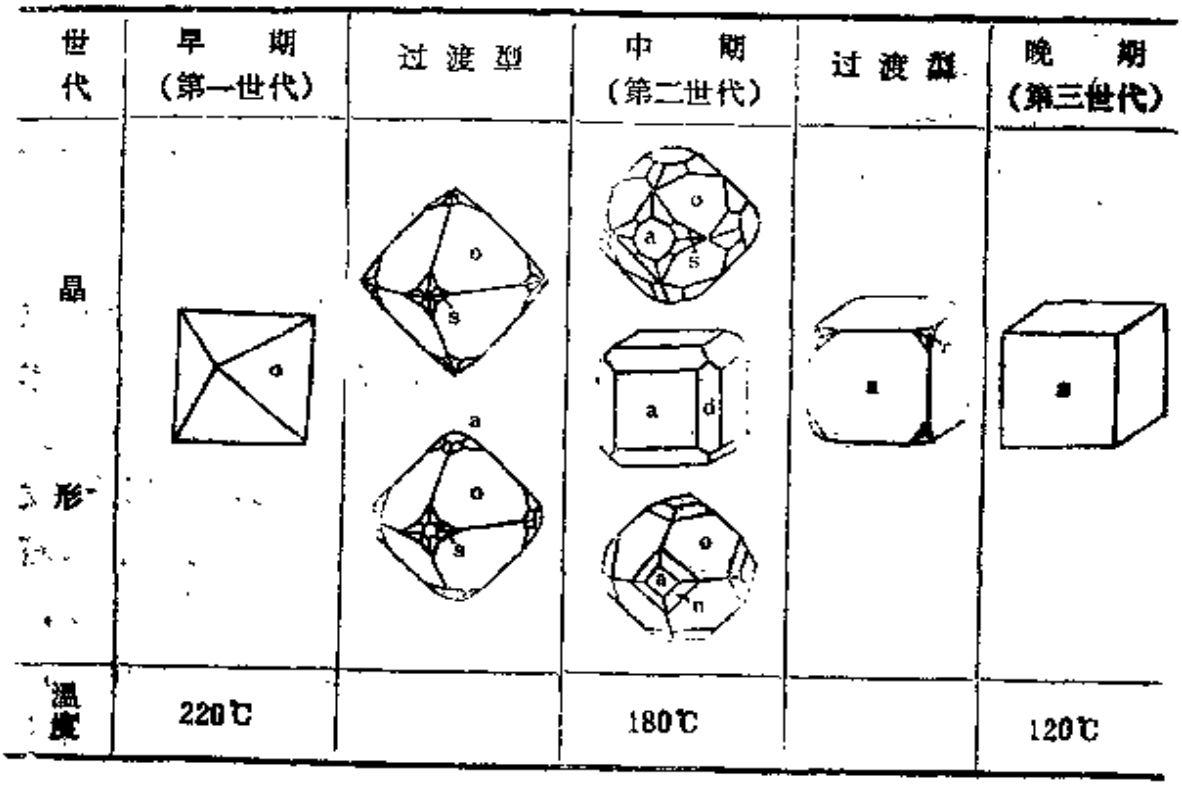


图9-10 香花岭萤石晶体形态特征
（据金玉书，1982）

117.1→126.5℃(夏宏远等，1981)，充分显示了逆向分带的特征。

2. 成分标型

1) 判断矿床成因

判断矿床成因同判断岩石成因一样，常常利用矿物的成分成因图解来判断。可参考第四章。这里仅举例说明：

磁铁矿

一般认为磁铁矿中最有指示意义的元素为Al、Mg、Ti、V、Cr、Ni、Co、Mn。林师整(1982)根据3000个磁铁矿分析数据，探讨了不同成因的磁铁矿中主要元素的分布和演化。并按成因产状把磁铁矿分为六类：Ⅰ. 岩浆岩中的副矿物型；Ⅱ. 岩浆溶离铁矿型，如我国四川、陕西、河北和苏联哈萨克斯坦等地的岩浆矿床；Ⅲ. 火山岩—次火山岩型(玢岩铁矿型)，如我国宁芜、溧水、庐枞、云南等地铁矿；Ⅳ. 热液铁矿型，如我国鄂东、铜陵、宁镇、冀南、莱芜、洛南和苏联西北利亚、阿尔泰等地；Ⅴ. 矽卡岩型铁矿，如我国苏州、南通、徐州、内蒙、山东等地；Ⅵ. 沉积变质铁矿型，如我国海南、内蒙、鞍本、密云、晋北等地。磁铁矿中最特征的元素是TiO_2、Al_2O_3、MgO和MnO，上述作者利用了不同成因和有代表性的250个样品数据，计算了磁铁矿的平均化学成分（表9-26）。由表可见，磁铁矿中TiO_2的含量以岩浆溶离型矿床中的为最高，岩浆岩副矿物型次之，矽卡岩和热液中的最低。Al_2O_3以岩浆溶离矿床中的最高，岩浆岩副矿物型次之，火山岩—次火山岩型和沉积变质型铁矿的最低，MgO在矽卡岩矿床中最高，岩浆溶离矿床中的次之，热液和沉积变质矿床中的最低。MnO在矽卡岩矿床中最高。

苏联切尔内舍娃(1976，1981)，先后根据苏联多种成因类型磁铁矿床，总结了磁铁矿的标型元素特征(表9-27)，提出用MgO/Al_2O_3及Ni/Co的比值，能十分可靠地确定矿床成因，然后根据

表9-26 各类磁铁矿的平均化学成分（重量%）

序号	类型		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	其他	总量
1	岩浆型		1.06	6.83	3.00	47.68	32.90	0.54	2.22		0.16	0.07	5.00	99.44
2	火山岩型			1.10	0.37	67.91	27.61	0.24	0.68				0.40	98.31
3	接触交代型			0.11	1.04	67.43	28.71	0.45	0.37	0.20			0.13	98.44
4	矽卡岩型		0.13	0.19	0.90	65.34	25.70	1.48	3.17	1.43			0.52	99.46
5	沉积变质型		1.59	0.55	0.21	68.11	29.45	0.09	0.19	0.08	0.06	0.03	0.38	100.74
6	副矿物型	副矿物型平均	0.82	4.81	1.53	80.11	29.78	0.45	1.05	0.39			1.06	100.00
7		超基性岩		9.64	3.35	41.37	35.97	0.55	4.29	0.02			4.39	98.78
8		碱性超基性岩		6.81	1.73	56.55	31.45	0.83	1.40				0.26	99.03
9		基性岩	0.68	6.21	1.89	59.13	31.69	0.27	0.58	0.28			0.76	101.49
10		中偏基性岩	1.93	4.61	1.39	62.18	27.27	0.52	0.33	0.68			0.62	99.53
11		中性岩	2.12	4.50	1.27	66.23	23.71	0.52	0.46	1.05			0.35	100.20
12		中酸性岩	1.01	1.14	1.11	65.41	29.63	0.20	0.13	0.06			0.69	99.97
13		酸性岩		0.77		69.92	28.76	0.29	0.17	0.10			0.32	100.33

1	岩浆型		化学分子式	$(Fe^{2+}_{1.003}, Mg_{0.131}, Mn_{0.019})_{1.143}(Fe^{3+}_{1.429}, Ti_{0.305}, Al_{0.141})_{1.775}O_{4.00}$
2	火山岩型			$(Fe^{2+}_{0.994}, Mg_{0.039}, Mn_{0.008})_{0.941}(Fe^{3+}_{1.779}, Ti_{0.032}, Al_{0.017})_{1.036}O_{4.00}$
3	接触交代型			$(Fe^{2+}_{0.930}, Mg_{0.021}, Mn_{0.14}, Ca_{0.008})_{0.973}(Fe^{3+}_{1.965}, Al_{0.047}, Ti_{0.003})_{2.015}O_{4.000}$
4	矽卡岩型			$(Fe^{2+}_{0.822}, Mg_{0.181}, Ca_{0.859}, Mn_{0.048})_{1.110}(Fe^{3+}_{1.880}, Al_{0.041}, Ti_{0.005})_{1.926}O_{4.000}$
5	沉积变质型			$(Fe^{2+}_{0.955}, Mg_{0.011}, Mn_{0.003}, Ca_{0.003})_{0.968}(Fe^{3+}_{1.988}, Ti_{0.016}, Al_{0.010})_{2.014}O_{4.000}$
6	副矿物型	副矿物型平均	化学分子式	$(Fe^{2+}_{1.011}, Mg_{0.064}, Mn_{0.017}Mn_{0.015})_{1.107}(Fe^{3+}_{1.836}, Al_{0.073}, Ti_{0.015})_{1.924}O_{4.000}$
7		超基性岩		$(Fe^{2+}_{1.154}, Mg_{0.243}, Mn_{0.018}Ca_{0.009})_{1.425}(Fe^{3+}_{1.194}, Ti_{0.278}, Al_{0.152})_{1.624}O_{4.000}$
8		碱性超基性岩		$(Fe^{2+}_{0.990}, Mg_{0.079}, Mn_{0.026})_{1.095}(Fe^{3+}_{1.662}, Ti_{0.193}, Al_{0.079})_{1.572}O_{4.00}$
9		基性岩		$(Fe^{2+}_{0.988}, Mg_{0.032}, Ca_{0.011}, Mn_{0.009})_{1.040}(Fe^{3+}_{1.858}, Ti_{0.174}, Al_{0.083})_{1.915}O_{4.000}$
10		中偏基性岩		$(Fe^{2+}_{0.877}, Ca_{0.828}, Mg_{0.019}, Mn_{0.017})_{0.941}(Fe^{3+}_{1.799}, Ti_{0.133}, Al_{0.063})_{1.995}O_{4.000}$
11		中性岩		$(Fe^{2+}_{0.749}, Ca_{0.043}, Mg_{0.025}, Mn_{0.017})_{0.834}(Fe^{3+}_{1.884}, Ti_{0.128}, Al_{0.057})_{2.069}O_{4.000}$
12		中酸性岩		$(Fe^{2+}_{0.959}, Ca_{0.037}, Mg_{0.007}, Mn_{0.007})_{1.000}(Fe^{3+}_{1.950}, Al_{0.051}, Ti_{0.033})_{2.034}O_{4.000}$
13		酸性岩		$(Fe^{2+}_{0.919}, Mg_{0.016}, Mn_{0.009}, Ca_{0.004})_{0.942}(Fe^{3+}_{2.005}, Ti_{0.022})_{2.031}O_{4.000}$

(据林师基，1982)

表9-27 磁铁矿的标型特点

磁铁矿的突出特点	辉长岩建造	辉长岩-辉石岩-纯橄岩建造	超基性-碱性岩建造						镁质矽卡岩建造	钙质矽卡岩建造	暗色岩建造	火山-沉积岩建造	变质岩建造（含铁石英岩建造）
			超基性岩建造	碱性岩建造	碳酸岩建造								
					I	II（早期）	II（晚期）	III					
相的成分，%：													
钛尖晶石-钛铁矿	可达30	10	13	可达26	6	2	5	—	—	—	1	—	—
钛铁矿	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—
尖晶石	+	10	7	—	5	5	1	—	4	1.5	2	—	—
镁磁铁矿-镁铁矿	—	—	—	—	—	28	14	—	—	—	—	—	—
少量组份，%													
TiO_2	12.6	2.70	4.21	4.79	2.0	1.1	2.4	0.63	0.63	0.10	0.42	0.18	0.12
MgO	1.83	2.49	6.27	0.88	6.1	6.4	3.0	1.60	1.86	0.35	4.0	0.17	0.20
Al_2O_3	2.87	3.89	3.47	1.03	3.0	2.1	0.7	1.32	1.78	0.73	2.46	0.63	0.34
MnO	0.43	0.23	0.53	0.77	0.65	0.64	0.44	0.33	0.25	0.7	0.31	0.07	0.02
V_2O_3	0.63	0.53	0.035	0.28	0.10	0.10	0.14	0.07	0.04	0.011	0.027	0.007	0.003

Cr_2O_3	0.18	0.14	0.19	0.047	0.003	0.001	未测	0.001	0.009	0.002	0.02		0.011
NiO	0.039	0.028	0.25	0.018	0.0036	0.003	0.003	0.004	0.003	0.002	0.007		0.007
CoO	0.016	0.024	0.024	0.011	0.02	0.02	0.018	0.008	0.008	0.006	0.005		0.005
标型元素	Ti, Mg, Al, V, Cr, Ni	Al, Ti, Mg, V, Cr, Ni	Mg, Ti, Al Ni, Cr	Ti, V	Mg, Al, Ti, V	Mg, Al. Ti, V	Mg, Ti, V	Mg, Al. V	Mg, Al	Al Mg, Mn, Co	Mg, Al	Ge	Ge
Ni:Co	2.4	1.3	10	1.3	0.28	0.2	0.2	0.3	0.45	0.27	2.7		1.4
$MgO:Al_2O_3$	1.6	2.2	5	2.1	5.7	7.4	10.3	3.6	2.5	1.2	6.1		
物理性质:													
H, 10兆帕	556	668	658	620	610	607	568	534	534	545	685	762	6.36
R_λ=589, %	18.5	17.7	18.3	19.3	18.6	18.0	18.5	19.3	18.0	19.5	18.0	18.8	19.6
a_0, 10^{-1} 毫微米	8.392	8.387	8.389	8.394	8.390	8.389	8.393	8.385	8.389	8.390	8.378	8.386	8.393
T_C, ℃	555	550	545	560	545	544	550	560	556	550	557	570	573

(据切尔内舍娃, 1981)

V_2O_3、TiO_2、MnO、MgO 再进一步划分矿床类型，并提出确定矿床成因的一般程序，如方框图9-11所示。

从上可见，国内外对磁铁矿标型组分规律的研究结果基本一致。磁铁矿是地壳中最常见的矿物之一，利用其成分判断矿床成因，进行普查找矿，有很重要的实用意义。

火山沉积硅铁建造磁铁矿，TiO_2 含量普遍偏低为一共同规律，它与深源（幔源）火山源有关。以弓长岭铁矿二矿区绿岩带为例，磁铁矿中 TiO_2 平均含量在贫矿层中为 0.06%（4 个样），在富矿层中为0.03%，贫、富矿层中平均为 0.04%（11 个样），整体平均为0.04%（15个样，包括近矿围岩与贫、富矿脉中磁铁矿）（孙传敏，1984）。该区变科马提岩12个样的TiO_2平均含量为0.32%，变拉斑玄武岩15个样的TiO_2平均含量为0.80%（陈光远等，1983）。显然该区磁铁矿TiO_2 含量偏低，与该区变质火山岩有关。低 TiO_2 的幔源科马提岩与拉斑玄武岩海底喷发火山岩浆不仅影响硅铁建造的磁铁矿的 TiO_2 含量，而且影响与硅铁建造有关的角闪石。弓长岭铁矿二矿区绿岩带 8 个角闪石（包括阳起石、普通角闪石、镁铁闪石、铁闪石、钠闪石、钠铁闪石）中TiO_2的平均含量为 0.18%（孙传敏，1984）。从 Ti—$Al_{\text{Ⅳ}}/Al_{\text{Ⅳ}}$—$Fe^{3+}/Fe^{2+}$的角闪石图解（图9-12），也可见弓长岭角闪石$TiO_2$普遍处于远离Ti 端而接近三角形底线。故低 TiO_2 可作为硅铁建造磁铁矿的一个成分标型。

黑钨矿 黑钨矿的成分特点，也可作为成因标志。赣南是我国著名的钨矿产地。南岭钨矿专题组(1979)根据成矿的岩浆岩来源把华南钨矿床分为深源火山作用与浅源花岗岩浆作用两大系列。章崇真(1981)根据两个系列的52 个钨矿床，521 个样品的分析资料，讨论了黑钨矿化学成分与矿床成因的关系及它们的时空变化，并发现两个系列的钨矿床中黑钨矿的成分有显著的差别（表9-28）。

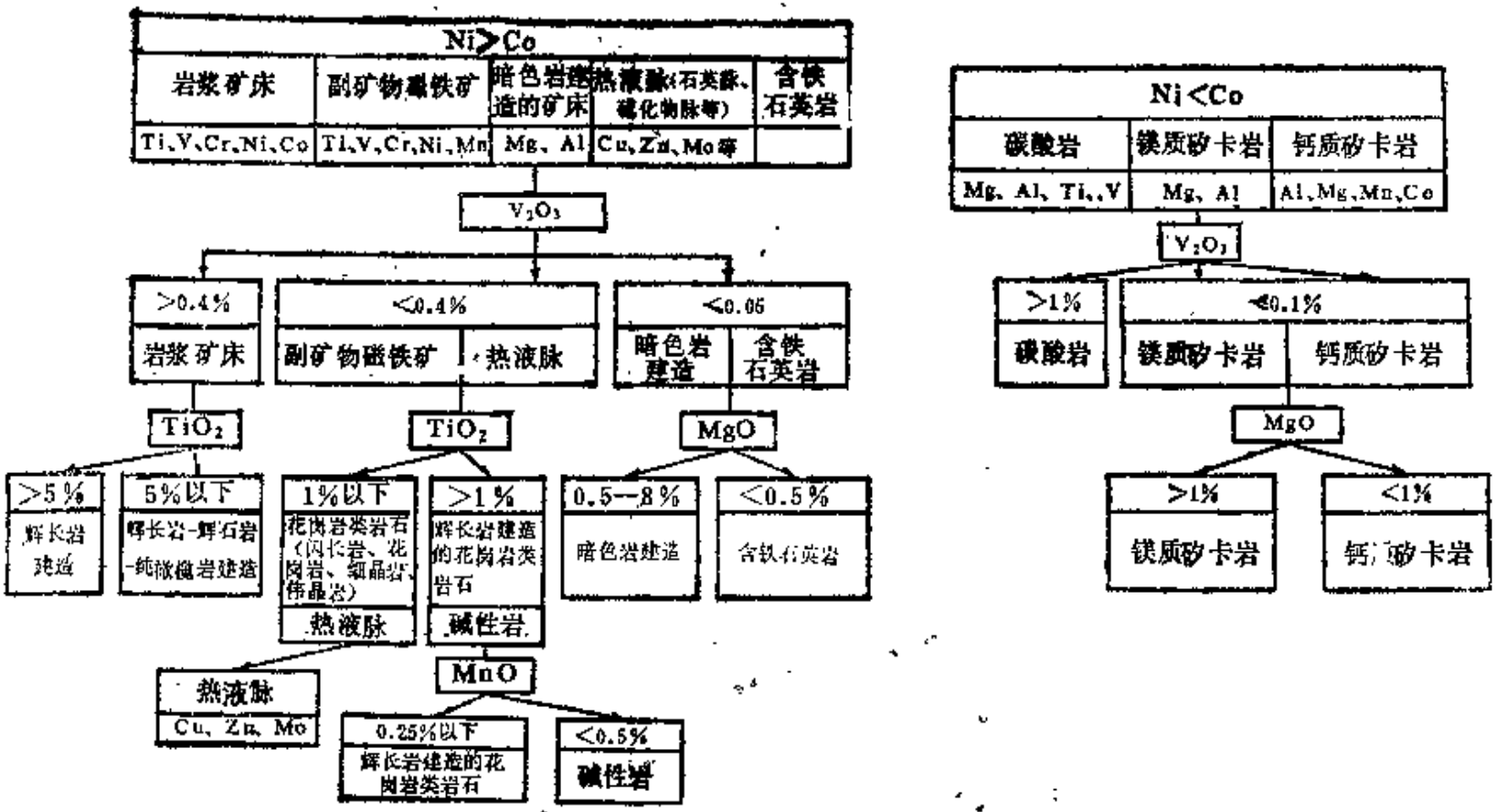


图9-11　确定磁铁矿成因属性的程序图

(据切尔内含娃，1981)

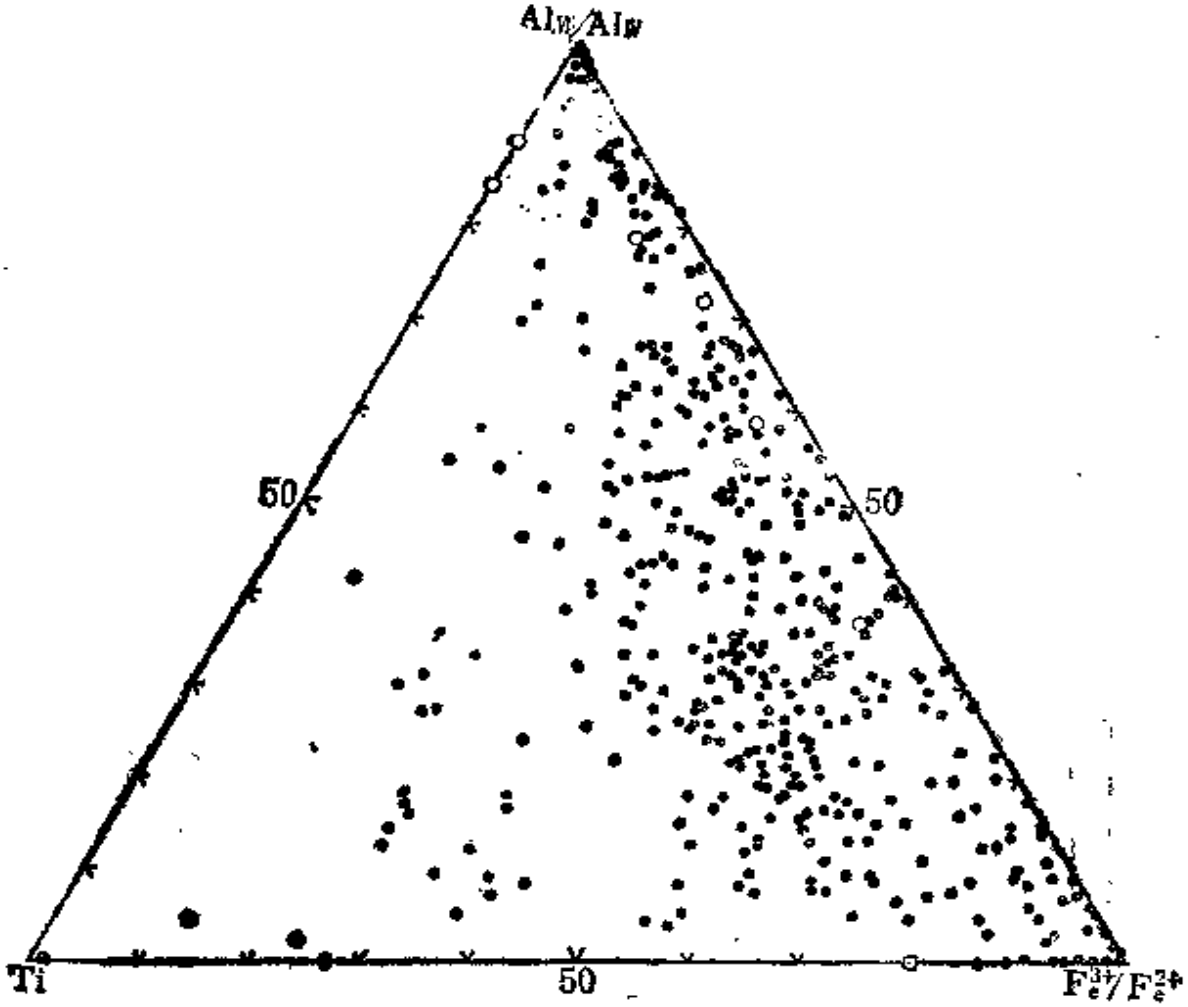


图9-12 角闪石Ti—Al_{VI}/Al_{IV}—Fe^{3+}/Fe^{2+}图解
（据刘劲鸿，1983）
空心圈—弓长岭铁矿二矿区绿岩带角闪石

由表9-28可见，（1）与深源火山作用有关的火山热液钨矿床中，黑钨矿多属钨铁矿和钨锰矿两个端元，Nb、Ta含量低（$Nb_2O_5+Ta_2O_5<0.04\%$）。在与浅源岩浆作用有关的钨矿床中，主要为钨锰铁矿，其次是锰钨铁矿，再其次为铁钨锰矿，仅个别矿床出现两个端元矿物。Nb、Ta含量较高，$Nb_2O_5+Ta_2O_5$按类型平均最低者亦大于0.2%，最高可大于1.0%。（2）根据花岗岩及其成矿系列的发展演化规律，将该系列的黑钨矿床按花岗岩型——伟晶岩型——云英岩型——内接触带石英脉型——外接

表9-28　江西不同类型钨矿床黑钨矿平均成分表

成矿系列	矿床类型	黑钨矿成分（%）							$\frac{MnO}{FeO}$	$Nb_2O_5+Ta_2O_5$（%）
		WO_3	FeO	MnO	Nb_2O_5	Ta_2O_5	Sc_2O_3	TR_2O_3		
与深源岩浆作用有关的矿床	火山热液型	74.87(2) 74.75(1)	20.16(2) 0.06(1)	3.92(2) 22.94(1)	0.033(2)	0.001(2)	0.0210(2)		0.19 382.33	0.034
与浅源岩浆作用有关的矿床	花岗岩型	72.81(2)	7.13(2)	16.91(2)	0.354(3)	0.328(3)	0.0089(1)		2.37	0.682
	伟晶岩型	74.04(1)	6.55(1)	18.61(1)	0.920(1)	0.143(1)	0.0377(1)	0.0195(1)	2.84	1.063
	云英岩型	73.50(3)	7.43(3)	16.01(3)	0.870(4)	0.132(4)	0.0161(2)	0.0392(1)	2.15	1.002
	内带石英脉型	74.29(11)	11.53(11)	12.13(11)	0.545(9)	0.085(9)	0.0058(7)	0.0607(3)	1.05	0.630
	外带石英脉型	74.62(21)	13.62(26)	8.77(26)	0.187(30)	0.035(29)	0.0151(16)	0.0222(10)	0.65	0.224
	似层状浸染型	74.55(1)	11.44(11)	10.93(1)	0.194(1)	0.013(1)	0.0681(1)	0.0095(1)	0.66	0.207
	本系列平均	74.33(39)	12.11(44)	10.75(44)	0.337(48)	0.073(47)	0.0153(28)	0.0295(16)	0.89	0.410
李棠伦等赣南平均值(1965)		74.61(20)	11.81(20)	11.78(20)	0.3323(19)	0.0797(19)	0.00601(3)		0.997	0.412
矿物克拉克值（据元素克/吨换算）					0.5005	0.0119	0.00046			

（据章崇贵　1981）

注：括号内为矿床数。

触带石英脉型——似层状浸染型的顺序排列，可见前三种类型Mn/Fe值和Nb、Ta含量高；第四种类型中Nb、Ta含量高于第五种类型；稀土以第四种类型最高；Sc以第六种类型最高。以上特点见图9-13。(3)大部分与浅源岩浆作用有关的钨矿床与平均值比较，较富Ta、Sc。

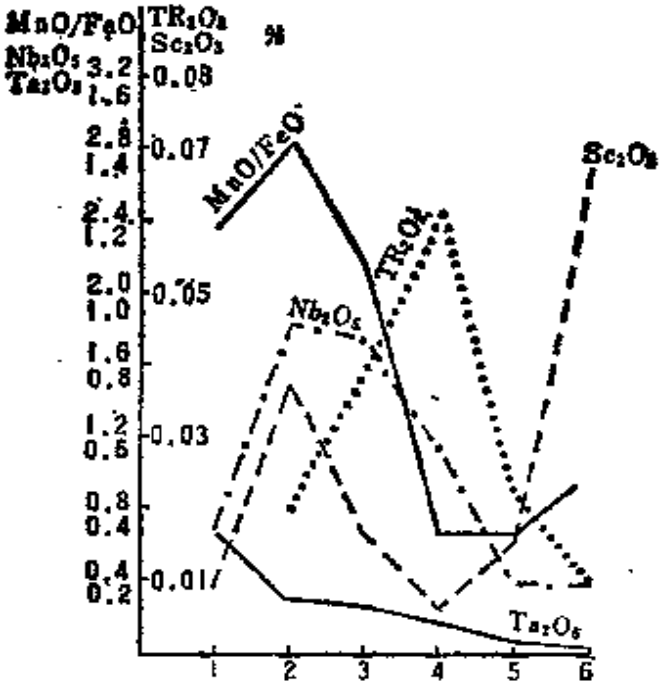


图9-13　不同类型矿床黑钨矿成分变化图

(据章崇真，1981)

1. 花岗岩型，2. 伟晶岩型，3 云英岩型，4. 内带石英脉型，5. 外带石英脉型，6. 似层状浸染岩

黑钨矿的成分标型特征，是多年来争论较多的课题之一。过去多数人用锰铁比作为判断形成温度和划分成因的标志。一般认为高温条件下形成钨锰铁矿，低温时形成端元矿物钨锰矿或钨铁矿，但赣北地区某些钨铁矿便是高温产物。李忆斗等(1984)应用物理化学基本原理研究了黑钨矿化学成分与各种因素（温度、流体化学成分、介质酸碱度、氧化还原电位、化学动力学）之间的关系指出，(1)高温类型矿床黑钨矿Fe、Mn成分变化，主要反映

成矿硫体中Fe^{2+}、Mn^{2+}、$[WO_4]^{2-}$离子浓度的变化，而与温度、压力无关。我国许多高温矿床，形成温度虽无显著不同，但Hn（钨锰矿分子)/Fb(钨铁矿分子）值变化很大（表9-28)，这主要与它们成矿地球化学背景值有关。如漂塘黑钨矿矿脉中黑云母，上为铁锂云母，下为含Fe更高的铁鳞云母。黑钨矿的含Fe量也由上往下递增，说明原始矿液中Fe的浓度也往下递增。赣南西华山—潭塘钨矿带几个高温矿床中黑钨矿为钨锰铁矿，而在赣北高温钨矿床中却为钨锰矿和钨铁矿，显示了不同构造单元地化背景值的差别（章崇真，1981)。(2)在中低温—低温黑钨矿床，一般应生成钨铁矿，因为Fe^{2+}离子电位能远大于Mn^{2+}，可优先进入晶格，能在广阔的温度范围内生成。而Mn^{2+}离子电位能低，一般在200℃以上才能沉淀，除非介质中富Mn，如华北某地钨锰矿床，其共生矿物有菱锰矿、冰长石等（陈光远，1963)*则是中—低温矿床。

楚赫罗夫(1972)根据多个矿床资料的总结，提出锡石、黑钨矿中微量元素的变化（表9-29)。由表可见，Nb、Ta主要富集在高温矿床中，如花岗岩边缘带、伟晶岩、矽卡岩中。Nb比Ta的分布更为广泛。Sc主要富集在黑钨矿锡石石英脉和蚀变花岗岩中。In主要富集在云英岩化花岗岩及蚀变花岗岩中，其次是较低温的锡石硫化物建造中。其中比较有意义的是Nb/In值和Nb/Ta的比值，它们由伟晶岩→锡石硫化物建造分别降低和升高，前者差异尤为显著，相差可达2—3个数量级。

2） 判断含矿性

用矿物化学成分作为找矿标志区分含矿与非含矿岩体，虽还在讨论研究阶段，但在国内外都已取得一定进展。

黑云母 黑云母在区分含矿岩体与非含矿岩体，用以指示找

---

* 陈光远，王素琴，1963，华北某中低温热液脉状钨矿床矿物组合 中国第一届矿物岩石地球化学论文选集

表9-29 不同建造中锡石和黑钨矿中的微量元素

建造	矿物	含量 g/T				比值		
		Ta_2O_5	Nb_2O_5	Sc	In	Nb/Ta	Nb/In	Sc/In
伟晶岩	锡石	2000—35600	600—30500	无—20	无	0.04—1.2		
		15000	10000			1.6	>10000	
	锡石	2400—25600	2700—44800	10—200	21—79	0.2—4.3	300—600	0.1—5
		10000	20000	~100	40	2	400	3
蚀变花岗岩	黑钨矿	4500—7600	11000—16000	350—650	130—160	1.8—2.2	45—75	2.8—4
		6000	14000	500	150	2	60	3.5
云英岩化花岗岩	锡石	30—130	2100—2700	90—110	60—75	15—60	20—30	1.2—1.8
		80	2400	100	70	25	25	1.5
矽卡岩	黑钨矿	2000—16000	3000—15700	46—70	1.6—2	0.6—3.7	1500—7000	23—31
		5700	9100	55	2	1.6	~3300	30
	锡石	无—37	11—500	6—13	9—53	9—30	0.15—39	0.2—1.5
		?	250	9	20	~10		~1
锡石黑钨石英建造	锡石	7—4300	60—20500	9—710	0.1—44.2	0.5—20	18—1450	3—205
		600	2300	100	7	7	300	50
	黑钨矿	6—9700	90—15000	5—5000	0.6—30	1—59	9—5360	3—400
		~500	3000	300	5	15	1900	50
锡石硫化物硅酸盐建造	锡石	无—420	10—1000	3—60	4—170	0.7—39	0.2—19	0.1—9
		35	150	25	45	~9	3	1
	黑钨矿	<10—80	30—150	<10—50	4—14	0.5—15	3.6—26	1—10
		15	70	30	8	7	6	4
锡石硫化物建造	锡石	<2—40	<50—180	0—50	10—55	4.6—20	2—7	
		15	100	15	25	~7	5	≤1

(据 Уэхров 等, 1972)

注：横线上为变化范围，横线下为平均值。

矿方面，已取得较好效果。中—中酸性斑岩与各种矿化花岗岩普遍含黑云母，它的主要成分可反映岩石的含 Fe 性、氧化还原条件与酸碱性等，它的微量元素则可直接反映岩体的含矿性。但目前这项工作还局限在地区性的研究上。

卡斯洛夫（Козлов，1982）研究了苏联外贝加尔四个花岗岩系列，包括稀有—钨—锡矿化花岗岩。根据 250 个含矿与非含矿岩体的黑云母化学分析，发现含矿花岗岩中黑云母的 Al 含量偏高，Li、Sn含量也较高，Li 平均超过 1300—1500g/T，Sn 平均超过 60g/T，SiO_2 含量也偏高（图 9-14），岩体成分及黑云母成分均显示进一步分异的特征。

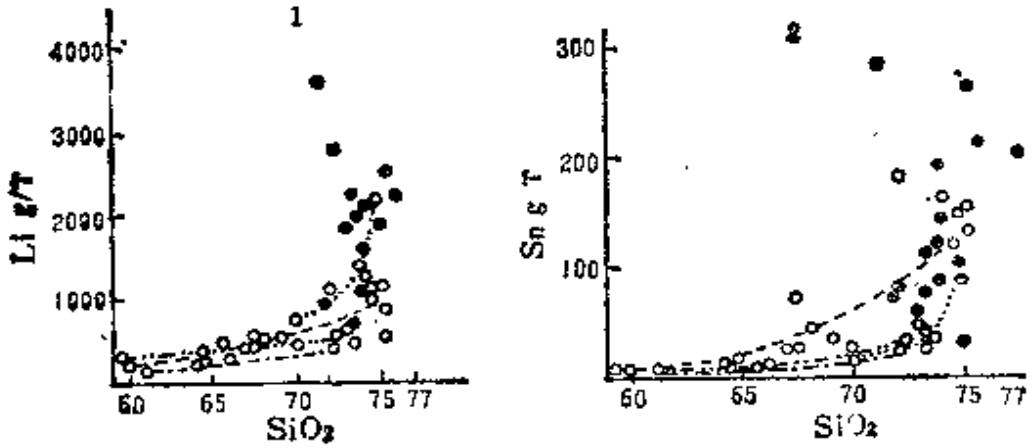


图9-14 矿化黑云母（实心圈）与非矿化黑云母（空心圈）成分对比
（据Козлов，1982）

此外，我国一些斑岩铜矿床中的原生黑云母为富 Mg 的黑云母，Mg/Fe＞0.5，TiO_2 平均值＞3%，Al_2O_3＜15%，K/Na＞10—30，CaO＜0.5%，BaO＞0.2%，Cl＞2000ppm，F 在 1500—5200ppm之间，在同类非成矿岩体中原生黑云母Mg/Fe＜0.5，TiO_2平均值＞3%，Al_2O_3 平均值＞15%，K/Na＜8，CaO0.88—1.89%，BaO＜0.02—0.03%，Cl＜2000ppm，多数为数百ppm，F700—2000ppm（傅金宝等，1981）。

黄铁矿 朱炳球等(1984)根据五个斑岩矿区85个黄铁矿样品

及冶金地质所、河南地质十队的资料，指出黄铁矿的含 Cu 量可以判别含矿与不含矿岩体（表9-30）。从表 9-30 可见，含矿岩体的黄铁矿中Cu的含量一般超过1000ppm，含Cu高是成黄铜矿包体造成。王继华(1981)应用*PGS*—2 型光栅光谱定量分析了黄铁矿中 Cu、Mo、Zn、Ag、Bi、Ni、Co、Ti、Sr、Mn、Ba 等元素含量，指出用黄铁矿中Co、Ti 为变量进行点群分析，或用 Ti、Co、Ba、Pb（或Cu、Mo、Ti）为变量进行判别分析来进行含矿与非含矿岩体的区分，可获得较好的效果。

表9-30　岩体中黄铁矿Cu含量与含矿关系

矿　区	Cu的平均含量 (ppm)	矿床规模
傅家坞	1447	特大型
城门山	1503	特大型
玉　龙	1170	特大型
名宝山	930	特大型
沙　溪	1190	中　型
母　山(1)	2000	小　型
横　塘(1)	300—1700	矿　化
冯台子(2)	456	矿　化
下营子(2)	663	矿　化
鹊　坑(2)	300	无　矿
先告山(2)	200	无　矿

(1) 河南地质十队资料，(2) 冶金地质研究所资料

（据朱炳球等，1984）

铬铁矿　董振信与周剑雄(1980)根据 110 个化学分析及60个探针分析，对我国金伯利岩中铬铁矿的成分和物性与矿体关系做了详细研究，提出 Cr_2O_3 高、Al_2O_3 低，是金伯利岩铬铁矿重要的标型特征。Cr/Cr+Al愈高，金刚石的含量愈高。我国富金刚石的金伯利岩中铬铁矿的 Cr/Cr+Al>0.8，贫矿及无矿金伯利岩和相似岩石中的铬铁矿 Cr/Cr+Al<0.8。另外富矿中的铬铁

矿多为富Fe变种，$Mg/Mg+Fe^{2+}<0.65$，贫矿、无矿金伯利岩与相似岩石中，铬铁矿多为贫铁变种，$Mg/Mg+Fe>0.65$。此外，我国含金刚石金伯利岩铬铁矿$TiO_2>1\%$，相似岩石中$TiO_2<1\%$。TiO_2含量愈高，含矿愈好。在基性岩中Al、Fe升高，可使铬铁矿成分为$(Fe, Mg)(Al, Cr, Fe)_2O_4$，金伯利岩为超基性岩，铬铁矿贫Fe、Al，故对形成金刚石有利。此外，金伯利岩为出现于裂谷带的碱性超基性岩，K_2O含量很高，TiO_2的含量也很高，因此，铬铁矿中TiO_2含量高显示偏碱性，也对形成金刚石有利。

富铬的镁钛铁矿 我国金伯利岩中钛铁矿以22个样品平均，含$Cr_2O_3$5.9%（由1.09—8.62），MgO11.72—17.02%，平均14.39%，并显异常的偏光效应（张广诚，1983）。其中MgO和Cr_2O_3含量的多少，还可指示矿化远景。在$MgTiO_3$—$FeTiO_3$—$MnTiO_3$系列中，$MnTiO_3$出现于晶洞花岗岩中（李戈晶，1985），$FeTiO_3$出现于基性岩中，$MgTiO_3$出现于超基性岩中，其中钛铁矿含MgO愈高，愈偏超基性，对形成金刚石愈有利。$FeTiO_3$—Fe_2O_3系列中，钛铁矿出现于还原环境，而赤铁矿出现于高度氧化环境。形成金刚石需高度还原环境，故金伯利岩钛铁矿中赤铁矿分子含量愈低，Fe^{3+}愈低，对形成金刚石愈有利。

镁铝榴石 根据我国70个金伯利岩中镁铝榴石化学成分分析，具有以下特点。它们与一般基性超基性岩中的镁铝榴石不同，为含Cr的镁铝榴石，含$Cr_2O_3$0.18—12.09%，含钙铬榴石分子1.92—26.72%，有时还含镁铬榴石分子0—17.12%。其次是高Mg、低Fe。因此，其镁铝榴石分子较高46.07—80.88%，而铁铝榴石分子很低，为1.24—28.29%。金伯利岩中的镁铝榴石可分为紫色系列与橙色系列，二者Cr_2O_3含量有差别，前者Cr_2O_3 2.14—12.09%，后者0.18—2.77%，其它区别见表9-31。二系列中以紫色系列对成矿最有利。

表9-31　金伯利岩紫色系列镁铝榴石与橙色系列镁铝榴石成分区别

系列	钙铬榴石分子%	钙铁榴石分子%	镁铝榴石分子%	锰铝榴石分子%	钙铝榴石分子%
紫色	6.31—26.22	0—7.57	48.07—79.9	0—0.99	0—8.63
橙色	0.67—10.18	1.23—6.71	52.21—80.88	0—0.71	1.92—26.72

系列	铁铝榴石分子%	镁铬榴石分子%	镁铁榴石分子%	铁榴石分子%
紫色	1.24—17.28	0—17.27（大部分含）	0—7.29（大部分不含）	0—7.45（大部分不含）
橙色	7.82—35	—	—	0—0.28（大部分不含）

（据山东省地质局7队，山东省地质局实验室资料综合，1980）

由上可见Cr_2O_3是镁铝榴石中最重要的标型组分，富Cr的镁铝榴石是寻找金伯利岩的标志，而含Cr的多少则是指示矿体贫富的标志，原因是富Cr的镁铝榴石与金刚石所需的热力学条件相似。紫色系列镁铝榴石中的Cr_2O_3主要是以镁铬榴石与钙铬榴石分子的方式存在，Cr_2O_3的增长与MgO和CaO的增长相应，故CaO和Cr_2O_3基本成正消长关系（图9-15）。由图9-15看出$Cr_2O_3/CaO>0.7$的镁铝榴石的金伯利岩含矿。这种镁铝榴石中镁铝榴石、镁铬榴石、钙铬榴石均很高。含钙铬榴石分子愈多，岩体含矿愈富（张广诚，1981）。故金伯利岩蚀变后蛇纹石化及碳酸盐化均很强。另外，紫色系列中Cr_2O_3与Al_2O_3成反消长关系（图9-16）。由图9-16可见A区是金伯利岩中紫色镁铝榴石系列区，非金伯利岩的镁铝榴石没有进入A区，所以Cr_2O_3高于2.5%，Al_2O_3含量低于20.50%的紫色镁铝榴石是金伯利岩的产物。

透辉石与斜方辉石　顾鹏(1983)从超基性岩的矿物化学成分特征进一步探讨了岩浆分异与成矿的关系。过去评价超基性岩分

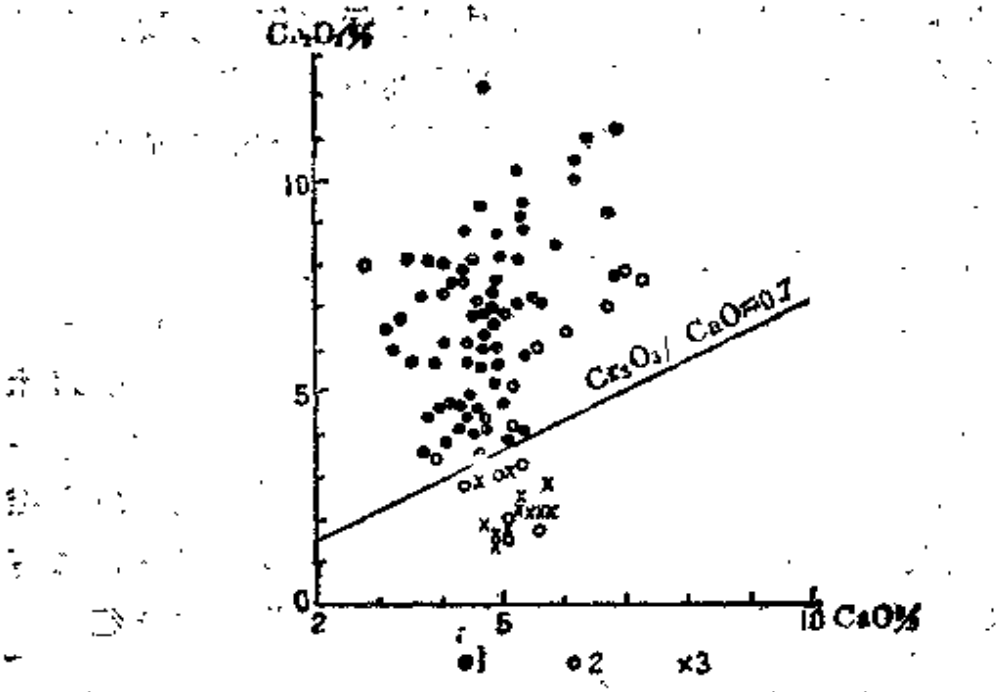


图9-15 金伯利岩中紫色镁铝榴石Cr_2O_3与CaO含量关系图

(据张广诚，1981)

1.富含矿金伯利岩，2.贫含矿金伯利岩，3.不含矿金伯利岩

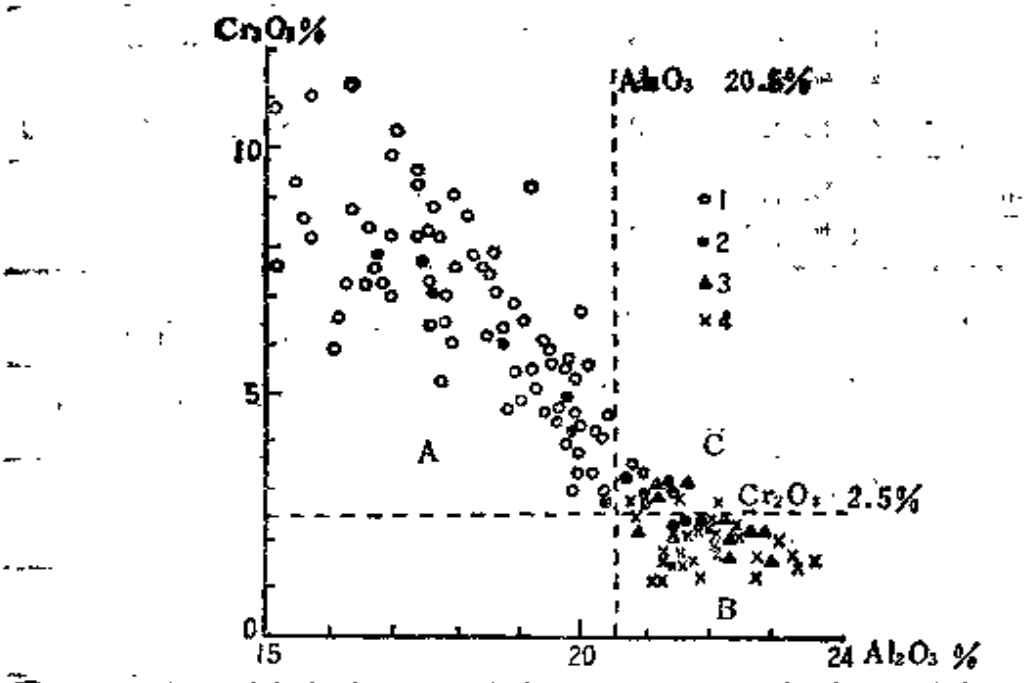


图9-16 金伯利岩与非金伯利岩中紫色镁铝榴石Cr_2O_3、Al_2O_3含量关系图

(据张广诚，1981)

1.富含矿金伯利岩，2.贫含矿金伯利岩，3.不含矿金伯利岩，4.非金伯利岩

异好坏是以是否具明显分带为标志，但在实际工作中发现，有时分带明显的岩体无矿，而分带不明显的反而有矿。岩浆分异的好坏，可以从晶出矿物为标准，因元素分异较好，才能造成成矿元素富集。以铬矿床为例，只有在元素分异较好的情况下才能形成铬矿床。当分异好时，意味着岩体处于相近的物理化学条件下，岩体中主要矿物成分在变化不大的范围内波动。作者以橄榄石、斜方辉石及副矿物铬尖晶石为例，探讨了含矿岩体与非含矿岩体的差别。如吉林某矿区、甘肃某矿区、美国俄勒岗州及古巴卡马圭超基性中的橄榄石的Fo变化很小，极差值0.06—1.8，斜方辉石En变化也很小，极差值0—2（表9-32）；而非成矿岩体橄榄石

表9-32　成矿超基性岩橄榄石、斜方辉石矿物化学特征

地　点	岩　性	橄榄石内Fo含量变化范围	极差值	斜方辉石内En含量变化范围	极差值
吉林某地	1号岩体橄榄岩	88—89	1	85—87	2
	7号岩体顽火辉石岩			91—91	0
甘肃某地	橄榄岩	81.4—83.2	1.8	79.21—82.31	3.1
甘肃某地	纯橄岩	89.49—89.55	0.06		
美国俄勒岗州	橄榄岩	89.7—90.8	1.1	88.4—90.3	1.9
古巴卡马圭	纯橄岩	92.9—93.1	0.2		
	橄榄岩	90.7—91.6	0.9		

表9-33　非成矿超基性岩橄榄石、斜方辉石化学特征

地　点	岩　性	橄榄石内Fo变化范围	极差值	斜方辉石内En含量变化范围	极差值
吉林某地	橄榄岩相	80—92	12		
	橄榄辉石岩相	78—88	10		
甘肃某地	辉石岩			72—91	19
	辉橄岩	79—93	14		
陕西某地	纯橄岩	80—97	17		
吉林某地	纯橄岩	84—91	7		

（据陆静，1983）

Fo及斜方辉石En变化较大，极差值分别为7—12及19（表9-33）。副矿物铬尖晶石Al_2O_3、Fe_2O_3、Cr_2O_3、FeO及MgO的极差值也有类似情况，成矿岩体中铬尖晶石极差值0.89—5.73，非成矿岩体中铬尖晶石极差值1.62—25.94。

钾长石 钾长石中Rb、Cs、Ba的类质同象混入物，及K/Cs、K/Ba、K/Rb和Na_2O是指示稀有金属伟晶岩矿化与非矿化及建造类型划分的标志。高尔金柯（Горлиенко，1981）在前人基础上根据苏联重要矿山及国外有关伟晶岩中几千个钾长石的化学分析作图（图9-17）。利用该图进行判断伟晶岩的含矿性，具有较大的可靠性。

其它 威廉斯(Willians，1976—1977)研究了已知的77个斑岩铜矿后认为，与斑岩铜矿有关的磷灰石都属富氯羟基氟磷灰石，Cl的含量0.7—2.5%（一般岩浆磷灰石小于0.02—0.21%），OH也比一般高，含量为0.61—0.99%，F含量为1.4—2.7%。并认为与斑岩铜矿有关的金红石含Cu一般100—150ppm，而其它成因的金红石小于50ppm。又如金伯利岩中的角闪石是富含Cr的角闪石，在含金刚石的钾镁煌斑岩中的角闪石为富K的镁钠钙闪石，其中K_2O的含量可达5.70%，K～1，故今后在钾镁煌斑岩中找金刚石还要注意富K高Mg低Fe的角闪石。

3) 判断分带性（垂直和水平分带）

石英 石英中Na^{+1}、K^{+1}、Li^{+1}的总量称为碱质浓度，它在金矿床中有时随石英产出深度而变化。由表9-34可见，碱质总量和Na_2O含量随深度加大而减少，K_2O和Li_2O则相反，K_2O/Na_2O、LiO/Na_2O比值也向下相应增大(Юренсон，1979)。

锡石 锡石矿床中锡石的Nb/In比值及In的含量，可以判断锡石—石英建造的深度，有时还可区别矿床类型(图9-18)。

我国桂水隐伏钽铌矿化花岗岩矿床，从钨锡长石石英脉——石英脉——花岗伟晶岩脉——富钠长石花岗岩脉到花岗岩主矿

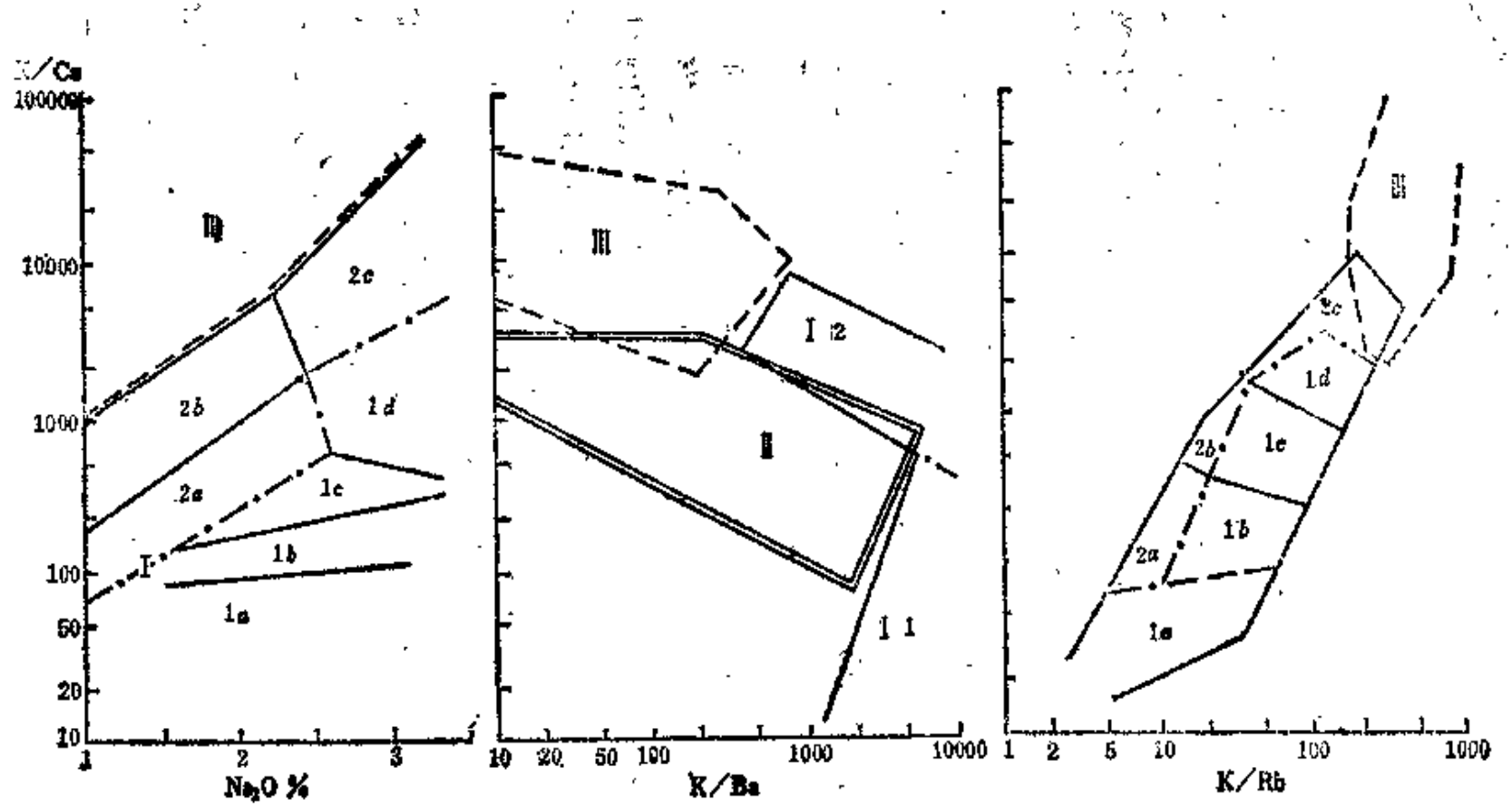


图8-17　据钾长石成分来预测及评价伟晶岩的稀有金属矿化特点

(据前寒武纪伟晶岩分析资料)

伟晶岩脉：Ⅰ—稀有金属伟晶岩，Ⅰ₂—稀有金属—云母伟晶岩，Ⅱ—云母伟晶岩。1—Cs—Ta—Li—Be 矿化区：1*a*—富Cs矿的伟晶岩脉，1*b*—贫Cs矿化伟晶岩脉，1*c*—Ta—Ti—Be矿化伟晶岩脉并两侧具绝榴石脉，1*d*—无矿化伟晶岩脉。2—Li—Ta—Be矿化伟晶岩区：2*a*—Li—Ta—Be矿化伟晶岩脉；2*b*—Ta—Be矿化伟晶岩脉，2*c*—无矿化伟晶岩脉

表9-34　金矿床中脉石英的碱质浓度

样品产出高程 (m)	样品数	碱质重量%（平均值） Na_2O	K_2O	Li_2O	碱质浓度 总量%	K_2O/Na_2O （平均）	Li_2O/Na_2O （平均）
1020	5	0.140	0.062	0.0012	0.203	0.44	0.006[illegible]
975	6	0.130	0.067	0.0025	0.199	0.52	0.019[illegible]
725—750	10	0.069	0.082	0.0020	0.153	1.19	0.029[illegible]
704	32	0.055	0.085	0.0020	0.142	1.55	0.0364
550	12	0.042	0.124	0.0039	0.169	2.95	0.0714

（据 Юргенсон，1979）

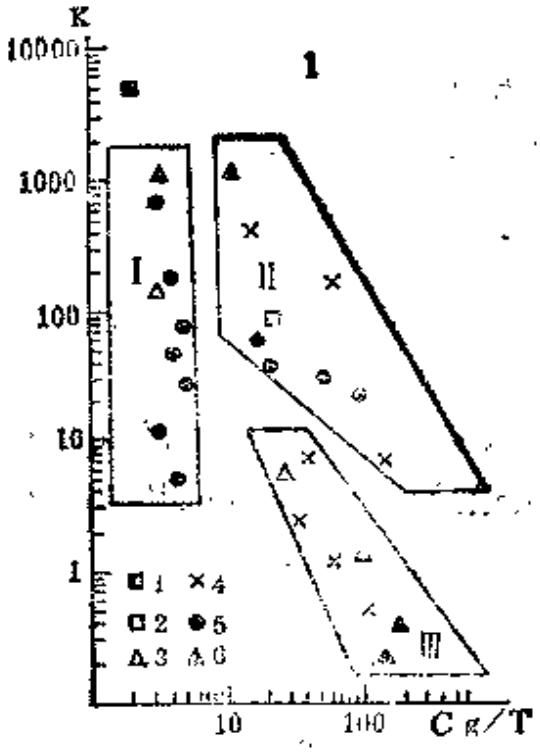


图8-16　锡石矿床中锡石K—C图解

（据Нижний，1981）

K—Nb/In，　C—In的含量。

Ⅰ.花岗岩侵入体中的锡石—石英建造，2-4km；

Ⅱ.花岗岩内外接触带的锡石—石英建造，1-1.5km；

Ⅲ.火山—深成构造中的锡石—石英建造。

1．锡石伟晶岩建造。　2．含锡石花岗岩建造。

3～6锡石—石英建造（3—石英长石锡石矿床，4—含锡石的云英岩矿床，5—石英锡石矿床，6—石英黄玉矿床）

体，锡石中Ta、Nb含量逐渐升高，再往下，穿过矿体到少钠长石花岗岩，锡石中Ta、Nb含量又减少。不仅如此，锡石中包体矿物Ta_2O_5/Nb_2O_5比值也发生系统变化(表9-35)。

黄铁矿

斑岩铜(钼)矿床中黄铁矿微量元素在垂直及水平分布上都有变化。王继华等(1981)在四个含矿斑岩及七个非含矿斑岩的钻孔中，采集了212个黄铁矿样品和10个金属硫化物及非金属矿物样品，研究了黄铁矿微量元素在不同蚀变带上的分配特征，图9-19、20为傅家坞矿区矿床中黄铁矿微量元素的变化。矿体主要赋存于第Ⅱ带，在此带中黄铁矿微量元素复杂且含量较其它带高，远矿蚀变带黄铁矿中多数微量元素含量明显降低。在矿体中至外围大致可分为细脉浸染状——浸染细脉状——大脉状，其微量元素含量也有一定差异，以傅家坞矿床为例，就可见到这种变化(图9-19、20)。傅家坞矿体内部细脉浸染状黄铁矿的各种微量元素明显地比其它产状的高，Co在矿体内各种产状黄铁矿中含量都较高。

根据上述含矿斑岩体中黄铁矿的微量元素变化特征编制出斑岩铜矿中黄铁矿微量元素分布模式(图9-21)。矿体内黄铁矿中Co、Mo、Cu、Zn、Pb、Ag、As含量都很高，而Zn、Pb、Ag、As、在矿体边缘和顶部高。Ba主要出现在钾长石化带。因而可以利用黄铁矿中Ba、Co、Mo、Zn、Pb、Ag、As的空间分布作为斑岩岩体的含矿标志，Ba可作为钾长石化的标志。还可用Zn、Pb、Ag、As含量判断矿床剥蚀深度。Zn、Pb、Ag、As在前缘的含量分别为5000ppm，4000ppm，23ppm，18ppm，在根部分别为200ppm，160ppm，15ppm，8ppm。

黑钨矿 许多钨锡石英脉矿床与钽铌矿化花岗岩有直接成因关系，钽铌化花岗岩往往隐伏于钨锡石英脉之下，有的地区可以明显见到二者互相过渡关系。南岭及其邻近地区与钽铌矿化花岗

表9-35 锡石的含钽性和包裹体特征

隐伏花岗岩体性质	矿石类型	样品标高(m)	锡石中钽铌含量(%) Ta_2O_5	锡石中钽铌含量(%) Nb_2O_5	Ta_2O_5/Nb_2O_5	锡石中主要包裹体种类	锡石特征
不含钽铌的花岗岩体	石英脉	350	0.035	0.044	0.79	金红石	以浅色为主，亦有深色者。前者在电子束轰击下有较强荧光和见有细条状环带结构，后者有包裹体。
含钽铌花岗岩体	钨锡长石石英脉	235	0.20	0.36	0.56	铌铁金红石	以浅色为主，在电子束轰击下有较强荧光，有清晰环带结构，深色者有包裹体。
		101～92	0.25	0.50	0.50		
		74	0.48	0.80	0.60		
	花岗伟晶岩脉、花岗岩脉（枝）	15	1.40	0.64	2.19	钽铁金红石、钽铌铁矿	以深色为主，在电子束轰击下荧光较弱，不具环带结构，包裹体界线清晰，岩体向深部包裹体逐步以含铌高的矿物为主。浅色锡石特征同上。
			2.43	1.40	1.74		
			5.78	1.10	5.25		
	含钽铌花岗岩	−25	2.75	1.30	2.12	钽铌铁矿、钽铁金红石、铌铁矿。	
			1.80	0.75	2.40		
			1.70	1.36	1.25		

（据李人科，1980）

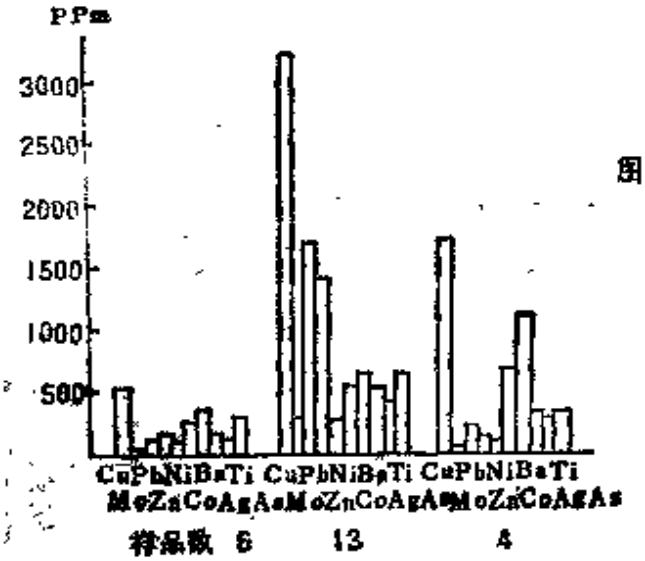


图9-19 傅家坞矿床中不同蚀变带黄铁矿微量元素变化直方图

（据王继华，1981）

Ⅰ.外缘泥石化绿帘石化带，

Ⅱ.石英绢云母化水白云母化带，

Ⅲ.钾长石化带。

（Ag含量×10）

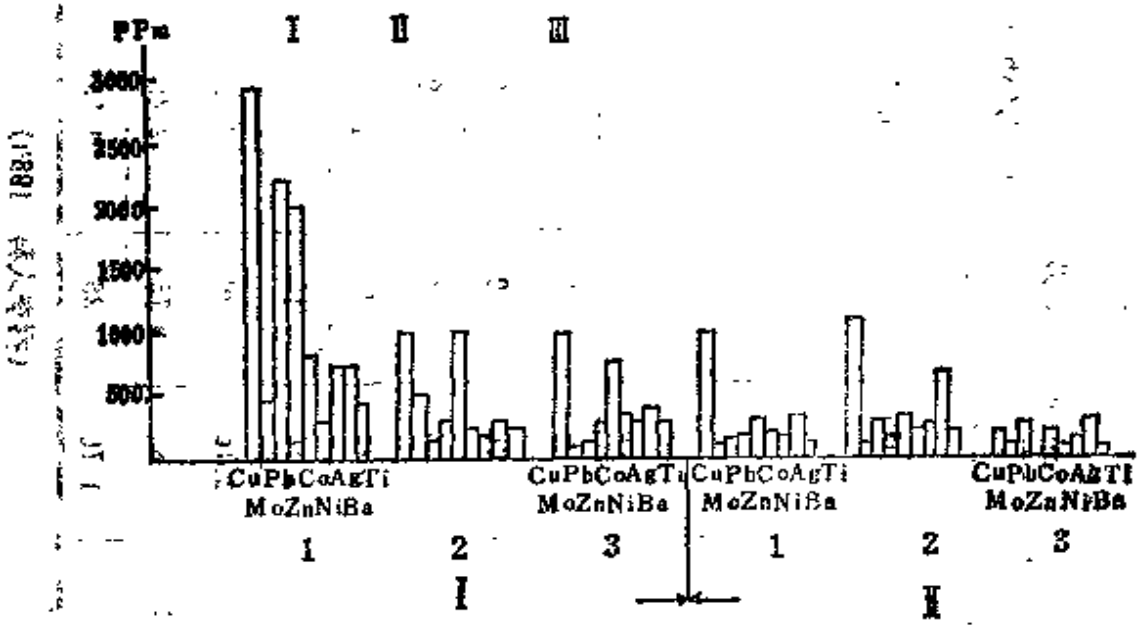


图9-20 傅家坞矿床不同矿体中黄铁矿微量元素变化直方图

（据王继华，1981）

Ⅰ.矿体，　Ⅱ.围岩。

	1 细脉浸染带	2 浸染带	3 大脉带
样品数	矿体中10	1	2
	围岩 2	4	4

（Ag 含量×10）

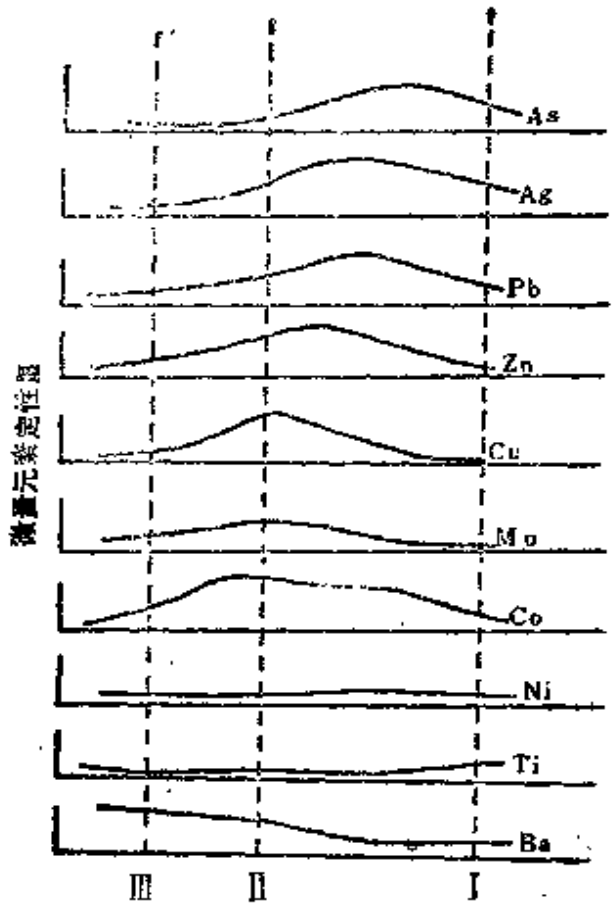


图9-21 斑岩铜矿黄铁矿元素分布模式
(据王继华资料重排,1981)
Ⅰ.边缘黄铁矿轴(外青盘岩化),
Ⅱ.矿体轴(石英绢云母化),
Ⅲ.边缘黄铁矿轴(钾长石化)。

岩有成因联系的21个钨锡石英脉中的黑钨矿和12个矿床的锡石中Ta、Nb、Sc的含量进行研究发现：钨锡石英脉矿床下部有隐伏钽铌矿化花岗岩时，Ta、Nb、Sc的含量最高；同一矿体、同一脉组、

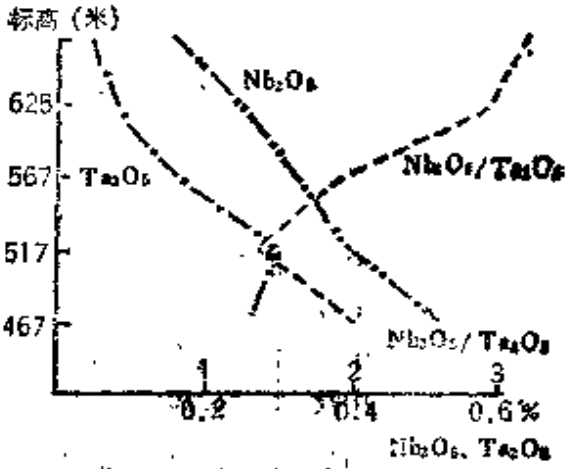


图9-22 大吉山6号脉黑钨矿成分垂向变化
(据孔昭凡,1982)

同一矿脉中，黑钨矿和锡石内Ta、Nb含量均表现为随标高降低而逐渐升高，愈接近隐伏含钽铌的岩体，增长幅度愈大，Ta/Nb比值也不断增加(南岭花岗岩型钽铌矿床总结小组，1979)。据孔昭凡(1982)研究，具有隐伏钽铌矿化花岗岩的大吉山黑钨石英脉矿床中，同一石英脉中黑钨矿的Ta、Nb含量从上而下，靠近花岗岩体逐渐升高(图9-22)。在不同石英脉中，靠近花岗岩体的比远离花岗岩的高，如靠近花岗岩的6号脉比远离花岗岩的南组20号脉的黑钨矿中的Ta高11倍，Nb高5.9倍，Ta/Nb比值高近一

倍。同一条脉靠近花岗岩一侧，Ta、Nb含量也显著升高。

黑钨矿Hn/Fb(钨锰矿分子/钨铁矿分子)比值也是按不同深度在垂向上变化，有时可据Hn/Fb值大小来判断剥蚀深度。以我国画眉坳钨矿为例，不同中段黑钨矿化学成分不同（表9-36)。4中段标高590m，5中段标高565m，以上近地表。

表9-36　黑钨矿单矿物化学成分对比表

地区	黑钨矿产出地点及矿床类型	平均含量，%			$FeWO_4$(Fb) %	$MnWO_4$(Hn) %	Hn/Fb
		WO_4	FeO	MnO			
画眉坳矿区主矿带	1中段	75.83	4.38	19.76	18.53	84.30	4.55
	2中段	75.24	3.98	20.72	16.70	88.40	5.29
	3中段	75.36	5.00	19.67	21.10	83.90	3.97
	4中段	75.42	5.00	19.36	21.10	82.60	3.91
	5中段	76.91	5.44	17.69	23.00	75.10	3.26
	6中段	78.04	6.30	15.64	26.60	66.70	2.51
	7中段	75.75	8.00	14.72	33.80	62.80	1.85
	8中段	74.19	6.10	15.65	25.83	66.60	2.59
	平均值	75.71	5.52	17.89	23.30	76.40	3.28

（据罗贤昌，1983）

章崇真(1981)对某钨矿区Ⅱ矿带黑钨矿中MnO/FeO比值作了等值线图，能见到该比值向矿液来源方向降低，也反映了矿床的垂直分带(图9-23)。



图9-23　某钨矿区Ⅱ矿带6号脉第三成矿阶段MnO/FeO等值线纵剖面

（据章崇真，1981，转引自山峰）

4) 判断成矿阶段

矿物微量元素可作为成矿阶段划分的依据，举例如下。

辰砂 铜仁万山汞矿，主要有两个成矿阶段，辰砂有三个世代。不同成矿阶段及不同世代，辰砂微量元素也发生变化（表9-37）。第一世代的辰砂(产于锑汞矿石中)，锑的含量最高，比其他世代的辰砂高出1～2个数量级。辰砂中Se含量与Se/Te值从第一世代至第三世代有逐渐增大的趋势，而Hg/S比值相应逐渐降低。两个成矿阶段差别更大，说明两个成矿阶段地球化学特点有明显区别。不同世代辰砂颜色由紫红向黑红变化，可能与Fe含量升高有关。

石榴石 铜官山为矽卡岩铁铜矿山，其成矿阶段可分为三期(魏明秀，1982)：Ⅰ.早期内矽卡岩期，Ⅱ.气成热液期，Ⅲ.中低温热液期。石榴石主要为钙铝—钙铁榴石。Ⅰ期为钙铝—钙铁榴石，钙铁榴石分子30—70%，颜色为橙黄色。Ⅱ期为钙铁榴石，钙铁榴石分子为76.5—88.6%，黄绿、褐绿和褐红色。Ⅲ期为钙铁榴石，钙铁榴石分子为98—100%。最晚期热液脉则为铁铝榴石。铜矿主要与钙铁榴石有关，因此钙质榴石中Fe^{3+}离子富集可作为矽卡岩铜矿的找矿标志。这种阶段的划分与垂深变化是一致的，地表为钙铁榴石，含钙铁榴石分子70%，深部为钙铝榴石，含钙铁榴石分子30%左右。

3. 结构标型

矿物内部晶体结构对矿物化学成分及外界条件变化的反应十分灵敏，因此精确测定的晶体结构数值，在判断成因与找矿上也能起到指示作用。把实验室的X射线晶体学研究和野外地质研究与综合找矿密切结合起来，有很大的发展前途。本世纪以来国内外在晶体结构方面作了大量工作，取得了不少成果，但在联系成因与找矿方面仍处于探索阶段。其中晶胞参数、多型、元素占位、有序无序与矿床成因及找矿的关系研究得较多。

表9-37 辰 砂 的 化 学 成 分

样品编号	辰砂的特征	化学分析结果（重量%）								Hg/S（原子比）	Se/Te（原子比）
		Hg	S	Fe	Zn	Sb	Se	Te	总 计		
铜-23	第一世代辰砂，红色，产于铜汞矿石中。	85.45	13.92	0.014	0.0046	0.052	0.02	0.0006	99.46	0.9816	63
铜-8-1	第二世代辰砂，紫红—黑红色，产于条带状矿石中。	83.97	13.89	0.089	0.803	0.0024	0.19	0.00011	98.91	0.9665	2899
铜-8-2	第二世代辰砂，红色，产于条带状矿石中。	85.08	13.92	0.006	0.016	0.0097	0.20	0.00012	99.11	0.9779	2709
铜-16	第二世代辰砂，红色，产于角砾状矿石中。	85.85	14.09	0.014	0.003	0.0024	0.16	0.00033	100.06	0.9742	780
铜-9-1	第三世代辰砂，紫红色，产于晶洞中。	85.5	13.81	0.067	0.013	0.0046	0.25	0.00021	99.66	0.9898	1920
铜-9-2	第三世代辰砂，红色，产于晶洞中。	85.46	14.06	0.009	0.065	0.0063	0.48	0.00020	101.94	0.9704	3879
铜-1-2	第三世代辰砂，黑红色，产于晶洞中。	84.78	14.08	0.080	0	0.0007	0.87	0.00050	99.62	0.9627	2800
铜-1-1	第三世代辰砂，红色，产于晶洞中。	85.52	13.53	0.032	0.0022	0.0019	0.38	0.00035	99.29	1.0107	1790

据中国地质科学院岩矿测试技术研究所周肇如分析

（据陈殿芬，1982）

1) 矿床成因的判断

铬尖晶石是铬铁矿矿床及铂矿床的矿石矿物及副矿物，其晶胞参数与其成分Al、Cr^{3+}，Fe^{3+}等元素含量有关(魏明秀,1980)。铬铁矿床可分为两大类型：地台型，通常呈层状及似层状产出，其中铬铁矿较富Fe、Cr，贫Al，晶胞轴长，比重较大；地槽型，又称为阿尔卑斯型，成豆荚状铬铁矿，广泛发育于与地槽坳陷构造有关的超基性岩体中，其中铬尖晶石Fe^{3+}低(一般小于1)，较富Al、Mg，晶胞轴长，比重较小。根据轴长和比重把两种类型矿床的铬尖晶石分别投在铬尖晶石成分四角图解上，地台型铬尖晶石偏于左上方，而地槽型的偏于右下方(图9-24)。

由图9-24可见，地槽型铬尖晶石a_0一般小于8.34Å；地台型则相反，a_0一般大于8.28Å。在它们二者的边界上交叉分布着两种成因类型的铬尖晶石。对于地槽型的铬铁矿可分成富铬型(为优质冶金级镁铬铁矿)，a_0在8.30—8.34Å之间；富铝型(工业品级较低) a_0低于8.34Å。地台型也分为优级及次优级，优级的$a_0<8.34$Å，Cr/Fe比较高；次优级的$a_0>8.34$Å，Cr/Fe比较低。两种成因类型铬尖晶石的差异起源于上地幔物质分异的不同。应用结构标型区别不同成因类型的铬铁矿，有助于铬铁矿床的评价。

辉钼矿的多型，种类很多，但自然界中只发现2H和3R两种，在不同成因条件下，有时有明显的差别。在火成岩中作为副矿物产出时以2H-MoS_2为主，如在苏联阿尔明尼亚Мерцин和Помбак两个多相深成侵入体内的各相岩石中，66件样品为2H，一件为2H>3R(3R占25—45%)，另一件为2H+3R(3R占45—55%)。3R在中低温热液矿床中占优势，倾向于浅成部位。总起来看，2H主要产于岩浆熔离矿床、伟晶岩、接触交代气成和高温热液矿床中。3R则主要产于中低温的斑岩型Cu-Mo矿床与花岗岩中石榴石石英辉钼矿矿脉中(邵洁涟，1984)。

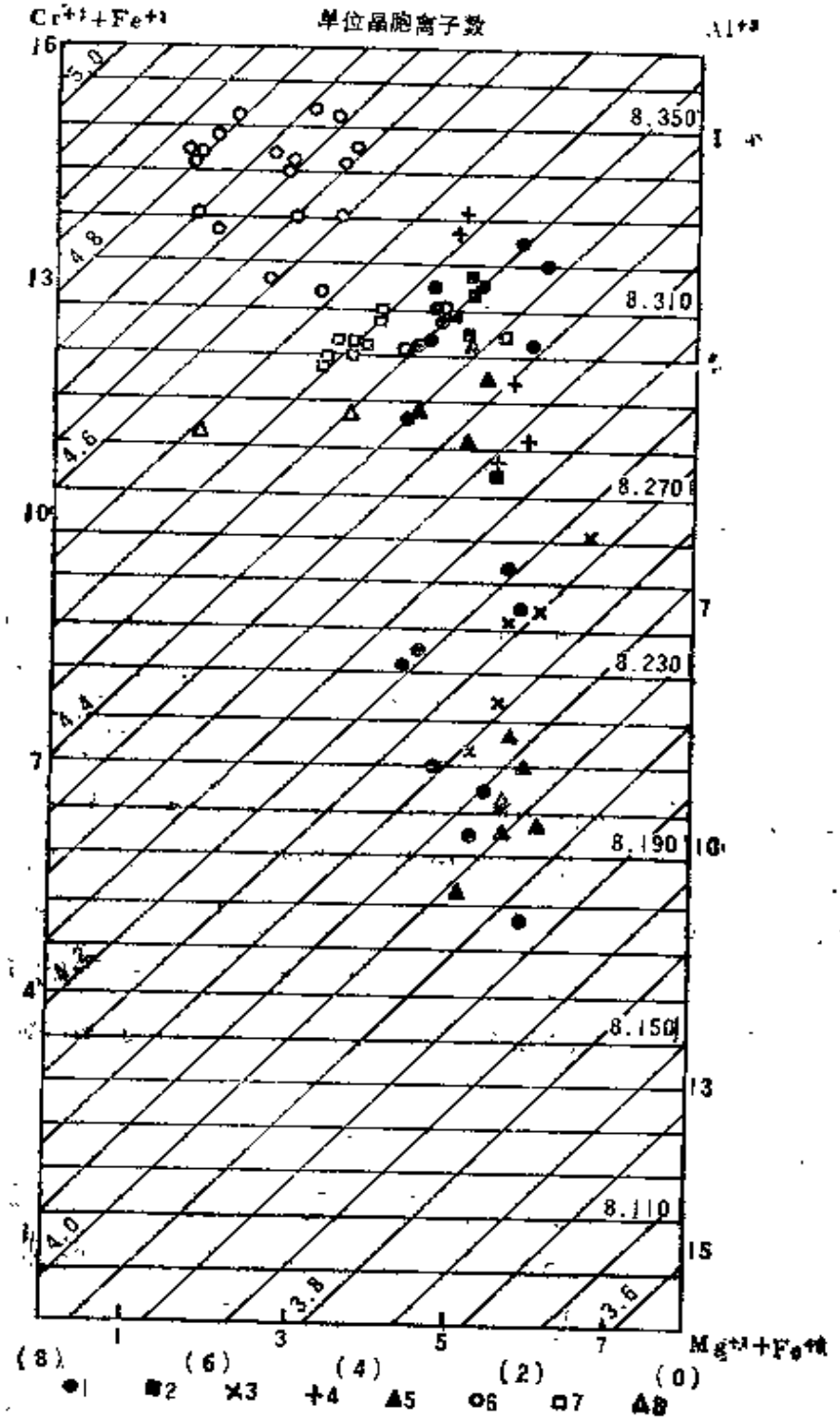


图9-24 铬尖晶石成分四角图

(据魏明秀，1980)

地槽型：1.肯皮尔赛，　2.丙青，　3.乙新，
4.马来西亚沙巴，　5.澳大利亚威尔士。

地台型：6.甲西，7.布什维尔德，　8.斯提尔沃特。

横线为晶胞参数等值线；斜线为比重等值线

林文达等(1983)* 研究了昆阳群铜矿中黄铜矿与斑铜矿晶胞参数的地质意义，发现在红龙厂式(层状似层状)→鸡冠山式(刺穿式)→狮子山式(柱状体)三种类型矿床中，黄铜矿的co,co/a_0，V_0依次递减，a_0和斑铜矿的a_0依次递增。

2) 找矿标志

不同含矿地区金伯利岩中镁铝榴石a_0不同。不含矿或含矿极贫的金伯利岩中镁铝榴石因贫于钙铬榴石分子，a_0<11.560Å。含矿尤其是含矿富的金伯岩中，多数镁铝榴石因富于钙铬榴石分子，a_0>11.560Å。其它岩类中的镁铝榴石不含钙铬榴石分子，a_0在11.500—11.544Å之间(董振信，1981)。金伯利岩中的铬铁矿，因Fe^{2+}>Mg、Cr^{3+}>Al、Ti^{4+}较高、Fe^{3+}较低，故a_0>8.260Å。相似岩石中的a_0<8.260Å。而富金刚石的金伯利岩中的a_0>8.310Å(董振信，1980)，在晶胞参数与成分上已进入地槽型与地台型的边界。

因铂族元素亲铁，与铂矿共生的铬尖晶石特点是全铁高，ΣFeO在22—50%之间，而不与铂矿共生的铬尖晶石ΣFeO<22%(白文吉，1973)。例如攀西铜镍矿床中与铂族元素伴生的铬尖晶石 ΣFeO=36.52%，大于22%及其中的Al_2O_3(31.72%)、MgO(17.35%)(陈援，1985)。据统计，世界上与铂矿共生的铬尖晶石的特点为a_0=8.28—8.353Å，比重=4.35—4.74，与地台型及部分地槽型铬铁矿特征相似，可作为在地台区、活化地台区及地槽区寻找铂矿床的标志，见表9-38。

从上表可见，因铂族元素亲Fe，故伴生铬尖晶石中Fe高，$Fe^{2+}+Fe^{3+}$>Mg、Al；同时铂族元素常成硫砷化物或粗铂矿(Pt,Fe)，需还原环境，故伴生铬尖晶石中$Fe^{2+}/Fe^{3+}\approx 1—4$。

我国对金矿中黄铁矿的a_0值研究得较多，纯黄铁矿的a_0理想

---

* 林文达等，1983，昆阳群铜矿中黄铜矿、斑铜矿晶胞参数研究及地质意义，矿物X射线晶体学学术会议论文摘要汇编。

表9-38 伴铂铬尖晶石的化学成分与物理性质

建造	矿床	单位晶胞中离子数					物理常数	
		Cr^{+3}*	Al^{+3}**	Fe^{+3}*	Fe^{+2}*	Mg^{+2}	a(Å)	G
Ⅰ. 纯橄岩—辉石岩—辉长岩建造	克特雷特*	10.10	2.72	3.20	4.37	5.63	8.320	4.56
	下塔吉尔*	11.11	1.8	3.1	3.9	5.0	8.336	4.56
	下塔吉尔	10.50	3.34	2.15	3.66	4.34	8.310	4.46
	下塔吉尔*	10.5	3.7	1.8	3.6	4.4	8.302	4.45
	塔吉尔-涅维扬	10.8	3.7	1.5	3.4	4.6	8.302	4.44
Ⅱ. 纯橄岩—辉石岩—碱性辉长岩建造	康敦尔*	11.0	1.80	3.14	4.50	3.5	8.338	4.64
	康敦尔*	11.05	1.96	3.0	3.92	4.08	8.332	4.63
	依纳格林*	11.62	2.20	2.16	4.53	3.47	8.328	4.61
Ⅲ. 镁铁橄榄石纯橄岩—辉石岩—苏长岩建造	翁费瓦奇岩管*	9.4	4.6**	2.1	2.6	5.4	8.29	4.5
	翁费瓦奇岩管*	9.0	4.6**	2.5	2.5	5.5	8.29	4.5
	布什维尔德古铜辉石岩	10.2	4.0	1.8	4.7	3.3	8.3	4.5
	斯提尔沃特	9.75	5.15	1.11	3.59	4.41	8.287	4.35
	斯提尔沃特	10.3	4.8	0.87	1.5	6.5	8.283	4.35
	斯提尔沃特*	9.2	5.4	1.4	4.2	3.8	8.28	4.36
Ⅳ. 纯橄岩—单斜辉橄岩—辉石建造	河北某地*	10.7	2.9	2.4	5.3	2.7	8.31	4.45
	甲西14	11.3	3.7	1.0	4.3	3.7	8.292	4.44
	甲西9	12.5	1.2	2.3	2.9	5.2	8.353	4.74

（据魏明秀，1980）

* 按本文方法计算 a 及 G。

** 根据有关参考资料以近似结果 Al_2O_3 14%估计。

值为5.4175Å，一般认为含金黄铁矿中含有较多的As、Co、Ni，而导致黄铁矿晶胞参数加大，大于5.4175Å。我国许多矿区的黄铁矿部分符合上述情况(表9-39)。

表9-39 我国几个金矿区黄铁矿 a_0(Å)值

序号	地点	a_0(Å)	样品数	均值(Å)	矿床类型	资料来源
1	玲珑	5.4148—5.4184	13	5.4168	热液型	张立，1984。
2	夹皮沟	5.4169—5.4176	23	5.4173	绿岩带变质热液层控型	吴尚全等，1984。
3	李家沟	5.4172—5.4182	9	5.4177	热液型	罗才让等，1984。
4	金山	5.4175—5.4184	6	5.4181	热液型	葛金荣，1983。
5	团结沟	5.4198	1	5.4198	斑岩型	吴尚全，1982。
6	二台子	5.4175—5.4179	5		碳酸盐层状	邵洁涟，1982。
		5.4171—5.4172	3		浸染型（卡林型）	邵洁涟，1982。

黄铁矿的a_0，能反映黄铁矿中成类质同象代替的杂质元素的多少，因此可作为找金矿时的参考数据。当黄铁矿具有较大的晶胞时，常常含As较高，含As3%时，a_0=5.4369，含Ni，Co，Se，Te等其它类质同象元素使a_0加大时是矿化的标志。

张德义*在研究李家沟金矿中黄铁矿时发现，含金黄铁矿和不含金黄铁矿粉晶衍射德拜图存在以下差异：

含金黄铁矿漫反射有所增强，低、中角度衍射线有不同程度的宽化、锐度降低。不含金黄铁矿漫散射少，衍射线宽化不明显，锐度较好。含金黄铁矿 *hkl*(211)、(321)、(220)、(420)、(332)、(422)衍射线与(311)衍射线相对强度比偏大，不含金黄铁矿该比值偏小，说明含金黄铁矿的最强衍射线(311)本身强度有所降低，而其它衍射线强度有所增加。以上所述，作者认为，用含金黄铁矿晶体不完善—镶嵌亚组织发育来说明这种现象，更为合理。此外，黄铁矿衍射特点也能反映黄铁矿晶体结构上的局部不

* 张德义，1983，李家沟金矿黄铁矿的粉晶衍射建议，矿物X射线晶体矿物学学术会议论文摘要汇编。

均衡变态。由于镶嵌取向不一致，使晶体点阵破坏，造成位错缺陷空隙，在生长过程中有利于Au进入黄铁矿晶格，见图9-25。

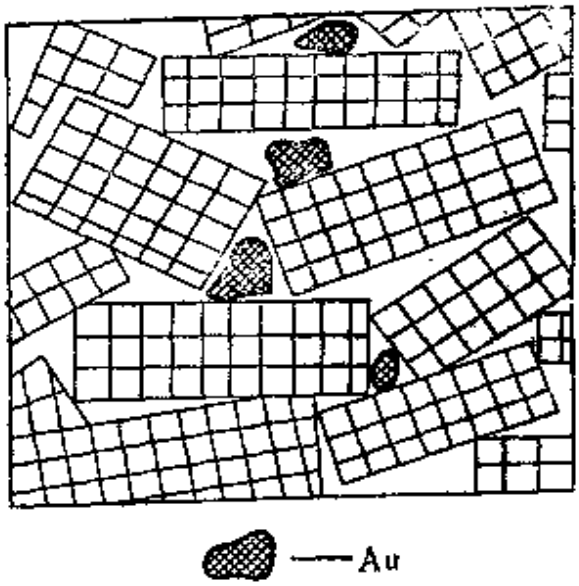


图9-25 黄铁矿镶嵌结构示意图
（据张德义，1983）

因此，黄铁矿粉末德拜图象有可能区分含金与非含金的黄铁矿，在找矿时可参考。

长石的有序度与矿化关系的研究，已经引起人们的注意。华南花岗岩中稀有元素矿化与长石的有序—无序状态有密切关系(中科院贵阳地化所，1979)，图9-26为华南不同时代花岗岩、华南燕山期稀有元素花岗岩、南岭栗木钽铌矿化花岗岩的长石有序—无序组合分布图。由图9-26可见，稀有元素(包括稀土和钽铌)矿化花岗岩，只产于燕山期花岗岩，说明矿化是经岩浆多次分异作用使稀有元素富集的结果。稀土矿化花岗岩的钾长石有序度低而斜长石有序度高，说明是处于较高温但较快速冷却的条件下，故分相差；钽铌矿化花岗岩的斜长石和钾长石有序度均高，说明钽铌花岗岩形成温度要低得多，由于岩浆富含挥发组分，因此使岩浆结晶速度减慢，故斜长石及钾长石有序化程度高。以上特点区别于燕山期前花岗岩及燕山期中温—高温花岗岩，可作为找矿标志。

长石有序度与岩浆矿化关系在大湾矿区也有显示。黄春鹏(1986)认为大湾围岩为上元古界白云岩，但不同岩浆活动导致的矿化不同(表9-40)。

从长石有序度可见，该区岩浆活动可分为早、晚二个旋回。

每一旋回从早到晚温度逐渐升高，岩浆来源逐渐加深，硫逸度与还原度加强。故在早旋回中，碱质含量是正长斑岩>灰红色流纹斑岩>灰白色流纹斑岩，但矿化规模却相反，矿化类型也按以下顺序转化：磁铁矿（$Fe^{2+}Fe_2^{3+}O_4$）→闪锌矿（$(Zn,Fe)^{2+}S$→辉钼矿（MoS_2）。在晚旋回中，长石有序度及其变化与早旋回相似，构成另一个矿化旋回。后期流纹斑岩岩脉已有零星铅、锌矿化显

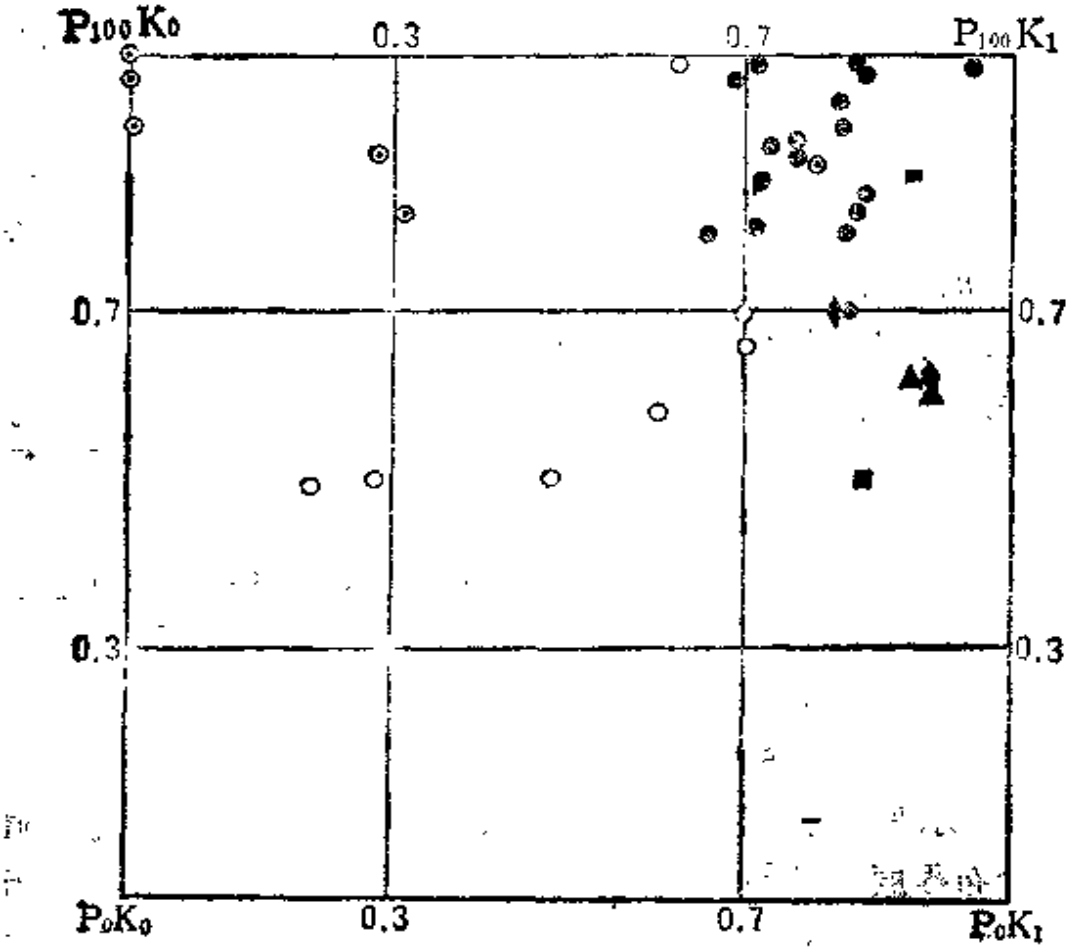


图9-26 华南花岗岩的长石有序—无序组合分布图

（据中科院贵阳地化所，1979，黄雅乔，1981，资料整理）

P_0K_0—完全无序型，P_0K_1—斜长石无序钾长石有序型，

$P_{100}K_0$—斜长石有序钾长石无序型，$P_{100}K_1$—完全有序型

燕山期花岗岩：空圈，中—高温花岗岩(未发现稀土、铌钽矿化)；点圈，稀土矿化花岗岩；实圈，铌钽矿化花岗岩。

燕山期前花岗岩：实三角，雪峰期；实菱形，加里东期；实正方形，海西期

表9-40　大湾矿区岩浆矿化活动表

(K_2O，Na_2O单位：重量百分比)

顺序	岩浆岩	K_2O	Na_2O	K_2O+Na_2O	长石有序度	矿化
早旋回	正长斑岩	5.26	5.22	10.48	0.3	零星分布镁矽卡岩铁矿
	灰红色流纹斑岩	8.81	1.03	9.84	0.8	小型镁、钙矽卡岩铁矿
	灰白色流纹斑岩	8.05	1.67	9.72	0.6	大型辉钼矿
晚旋回	黑云母花岗岩	4.72	3.88	8.60	!	中型矽卡岩铁矿
	花岗斑岩	5.08	4.10	9.18	0.7	切穿Fe、Mn、Mo等矿体
	后期流纹斑岩	10.44	0.48	10.92	0.6	零星分布热液型铅锌矿

示，与一般斑岩铜钼矿床顶部带的矿化相似。地壳多次重熔，重熔深度因时而异，侵入与喷出交互或互相过渡，为我国东部板块内构造活动特征。根据上述长石有序度提供的信息，在该区及其外圈一带还可注意有无两期斑岩矿化。

此外，辽东南部金矿化与燕山期的斑状花岗岩，在空间上有密切关系。初步测试结果表明，金矿化与高有序度的钾长石斑晶关系可能有成因联系(刘万，1983)*。

铬尖晶石阳离子的分布特征，很早引起人们的关注。史密斯(Smith，1959)提出分布模式如下：

$$M_B^{2+}M_{1-B}^{3+}(M_{1-B}^{2+}M_{1+B}^{3+})_2O_4$$

A位　　B位

A位表示四面体位置，B位表示八面体位置。Б值决定了阳离子反分布程度：当Б=1时为正分布；当Б=0时为反分布；当0<Б<1时为混合分布。此模式满足了电价平衡，而且$\Sigma M_A:\Sigma M_B=1:2$。但据穆斯堡尔谱及电子能谱的分析，发现$\Sigma M_A:\Sigma M_B$可以不等于1:2，故徐培仓等(1983)**建立了新的模式：

* 刘万等，1983，钾长石有序性研究在讨论某些地质问题上的意义，矿物X射线晶体学学术会议论文摘要汇编。

** 徐培仓等，1983，铬尖晶石阳离子反分布度的X射线粉晶结构分析及其意义，矿物X射线晶体学学术会议论文摘要汇编。

$$M^{2+}_{1-\alpha}M^{3+}_{\beta}(M^{2+}_{\alpha}M^{3+}_{2-\beta})_2O_4$$

A位　　B位

α为一个铬尖晶石分子中M^{2+}进入八面体的离子数。

β为一个铬尖晶石分子中M^{3+}进入四面体的离子数。

反分布度　$\eta=(\alpha+\beta)/\alpha\times100$，　$\alpha>\beta$　$\Sigma A:\Sigma B<\frac{1}{2}$　$\alpha<\beta$

$\Sigma A:\Sigma B>\frac{1}{2}$。

应用这个模式通过X射线强度法，测量I_{220}和I_{400}之比，测出了反分布度，它与以后核磁共振谱、电子能谱、红外分子光谱和饱合磁化率等矿物谱学测试结果基本吻合，验证了这个模式的正确性。作者对我国松树沟、楼房沟、萨尔托海和大道尔吉等地区22个样品用X射线法测试了铬尖晶石的反分布度。结果是造矿铬尖晶石反分布度η大于附生的铬尖晶石：

附生铬尖晶石——η一般为9—10%，

稀疏浸染状矿石中铬尖晶石——η为10.25—10.90%，

稠密浸染状矿石中铬尖晶石——η为13.38%，

块状构造矿石中铬尖晶石——η为14.63—21.99%。

又根据共生橄榄石有序度推测，附生铬尖晶石(η小)是在冷却较快和结晶较快的条件下生成的；而含矿铬尖晶石(η大)是在冷却缓慢和结晶缓慢条件下结晶的。

3)　其他

矿物的内部晶体结构对矿床剥蚀深度、地层对比、矿液来源等都能提供一定的信息。

如个旧锡矿床东区围绕花岗岩体的一些侵入部位向外(上)，形成了"层楼式"的不同的矿物组合或矿床类型，在锡石的晶胞大小上也有相应的显示。不同高度产出的锡石由深部向浅部晶胞逐渐变大(图9-27)。在标高相近的同一矿体中的同世代锡石，从

近岩体部位向远离岩体部位，晶胞也逐渐加大。在花岗斑岩脉中的锡石，也是从近岩体部位向远离岩体部位晶胞加大(张佛生等，1983)*。在晶胞加大的同时颜色逐渐变浅，显示成类质同象代替的铁族杂质元素逐渐减少。Sn^{4+}_{6} 离子半径为0.77Å，Fe^{3+}_{6} 离子半径为0.73Å(高自旋)，Ti^{4+}_{6} 离子半径为0.69Å，Mn^{4+}_{6} 离子半径为0.42Å，进入锡石晶格的上述铁族离子，随远离岩体而降低，使晶胞体积变大，显示了锡石矿化与花岗岩的亲缘关系，及岩浆期后热液由高压向低压方向运移的规律性。

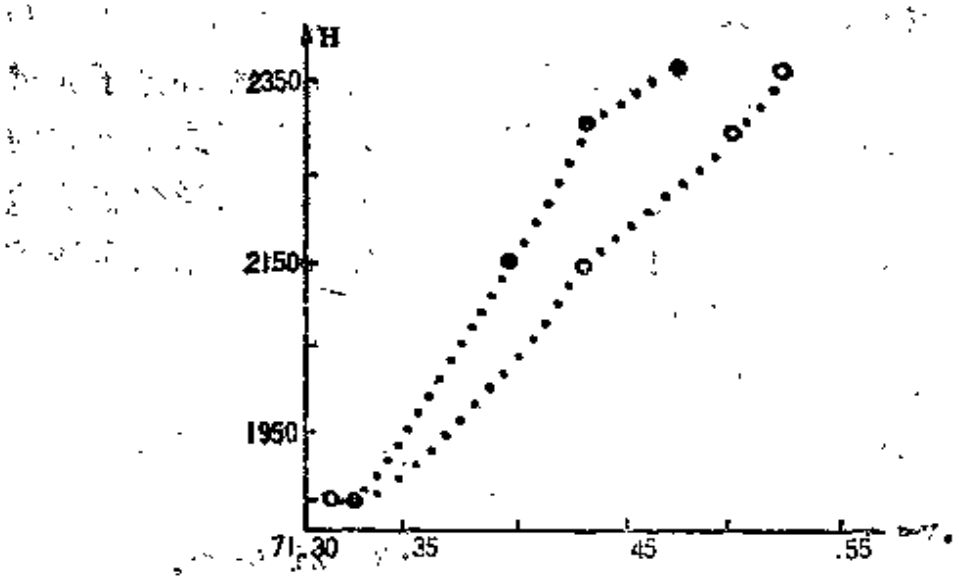


图9-27 马拉格矿田接触带锡石晶胞体积 $V_0(Å^3)$ 与标高H(m)关系图
(据张佛生，1983)
空圈，浅色锡石；　　实圈，深色锡石

根据101个锡石样品统计结果，我国个旧锡矿不同矿床类型中锡石的单位晶胞体积随矿床类型的不同而变化(张佛生等，1983)。其中电气石细脉带型、云英岩化花岗岩型、花岗斑岩型和矽卡岩型，属于氧化高温热液矿床；锡石硫化物型、接触带氧化矿石

* 张佛生，1983．个旧锡矿锡石晶胞参数研究及其地质意义，矿物X射线晶体学学术会议论文摘要汇编。

型、断裂带锡铅矿石型，属于高、中温热液矿床；含锡白云岩型为中温热液矿床。氧化高温热液型矿床中锡石，V_0=71.31～71.37(Å)^3；高、中温热液型矿床中锡石，V_0=71.39～71.43(Å)^3；中温热液型中锡石，V_0=71.44(Å)^3。伴随温度降低，元素类质同象减弱，晶胞体积也变大，见图9-28。

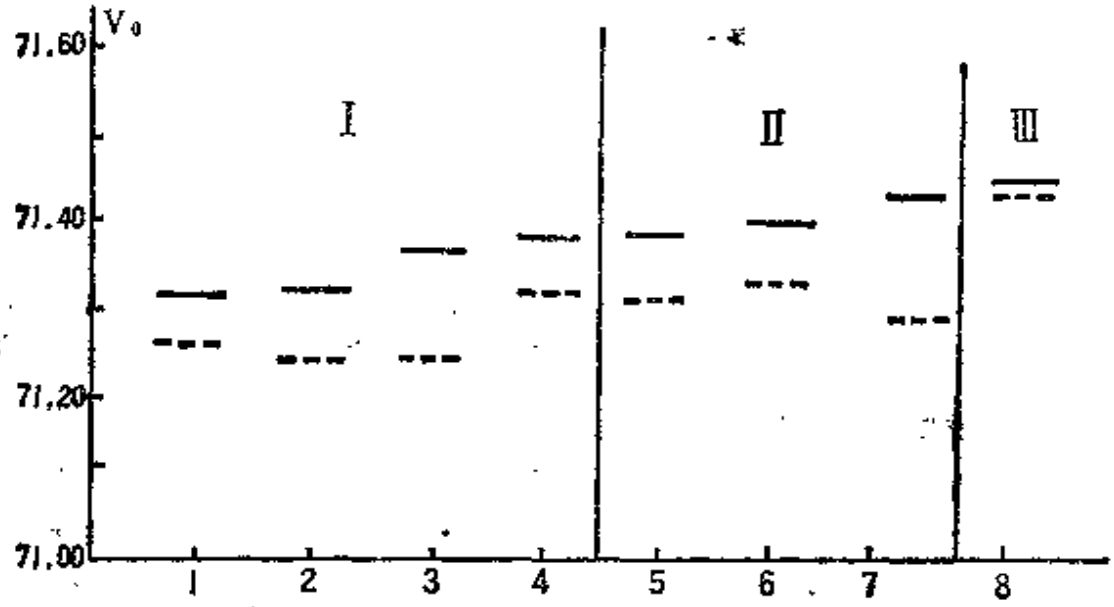


图9-28 个旧锡矿不同矿床类型锡石晶胞体积(V_0)变化图

(据张佛生，1983)

Ⅰ氧化高温热液型，　Ⅱ高中温热液型，

Ⅲ含锡碳酸盐型。

1.电气石细脉带型，2.云英岩化花岗岩型，　3.花岗斑岩型，4.矽卡岩型，　5.锡石硫化物型，　6.断裂带锡铅氧化矿型，7.接触带氧化矿石型，　8.含锡白云岩型。

实线，V_0(Å)^{3}平均值；　虚线，V_0(Å)^{3}下限值

晶胞参数还可用以确定矿化中心及矿床中矿化垂深最大的矿段。根据元素共生组合规律，金矿床中As、Sb、Bi、Te含量升高时，Au品位便提高(陈光远，1980，1981，1983)。Б.В.切斯诺科克在乌拉尔热液金矿田的研究中，也发现Au含量与黝铜矿—砷黝铜矿系列中黝铜矿的As含量之间有正相关关系。他根据黝铜矿—砷黝铜矿单位晶胞参数a_0与As、Sb的直线依从关系，测

定了整个矿田428个黝铜矿的a_0，用电子计算机计算了黝铜矿a_0的趋势面，填到图上，查明了整个矿区的矿物分带性，并发现该趋势面为“短轴背斜型”，反映了黝铜矿中As含量的变化，从而也反映了Au含量的变化。该区中部有一个特殊的“砷黝铜矿”最高值，实际意义最大，可望在该地段找到最大的矿化垂深(Кинзбург,1983)。

在我国斑岩铜矿床中，从石英绢云母化带到蒙脱石—高岭石化带，层状蚀变硅酸盐矿物的多型也有变化，绢云母为$2M_1$型，水白云母为$1M$型，伊利石为$1Md$型，显示温度逐渐降低，矿化也逐渐减弱。

总之，室内矿物晶体微细结构的研究，如何与野外找矿相结合，还是一个有待开发的领域，它有着广阔的发展前途，能为找矿、矿床成因、矿床剥蚀深度、判断矿液来源等方面提供信息。

X射线定量分析是解决样品中各物相含量的一种定量分析手段，目前已广泛应用于冶金、化工、石油、地质、环保、海洋、农业、航空、航天、交通及建筑等各个领域。在地质上主要应用于确定岩石及矿石矿物组合中的特征矿物及其它矿物的含量，也用于非金属矿床的开发与利用。当前冶金与陶瓷工业对高铝矿物如硅线石、红柱石和蓝晶石的需要量与日俱增，如何确定这类矿石的品位已成为实际工作急待解决的问题之一。因岩石化学分析方法只能确定全岩的Al_2O_3含量，当上述矿物与其它含Al_2O_3的矿物共生时，则难于确定它们的品位。又如在评价膨润土矿床时，是以蒙脱石的种类和含量为主要依据，较精确地测定膨润土中蒙脱石的矿物种及其含量，便成为重要的工作。

目前最常使用的方法是X射线衍射基本效应消除法（F. H. Chang, 1974）。这一方法原理是在被测物质中加入参考物质作为内标，以消除质量吸收系数对衍射强度的影响。当单色的X射线束打在粉末样品平面上时，其衍射线的强度与被测相的百分含

量有关。公式为

$$Xi=IiXc/Icki \qquad (1)$$

ki为参考常数，是与待定量的i相与内标相c的性质、衍射角大小及X射线波长有关的常数，Ii为i相的衍射强度，Ic为内标相的衍射强度（被测峰应为该物相最强衍射峰，如受干扰可改为次强峰），Xc为内标相的百分含量，Xi为被测物质的百分含量。只要求出参考常数Ki，便可求出Xi。公式(1)已消除了质量吸收系数，为一线性方程，从式(1)中可得到：

$$Ki=IiXc/IcXi. \qquad (2)$$

当待定量试样的纯相与内标相以1:1重量百分数混合时，公式(2)可简化成：

$$Ki=(Ii/Ic)\cdot 50/50=Ii/Ic. \qquad (3)$$

根据式(3)可求出Ki，代入式(2)即可求出Xi。

例如陕西某地硅线石矿中硅线石、红柱石的含量(薛立先、胡中，1984)，辽宁黑山天然膨润土中蒙脱石含量（苗春省，1984），用X射线进行定量相分析都取得较好的效果。

上述方法，在找露头矿及利用天然重砂、漂石找矿中均可加以应用。

4. 物性标型

矿物的物理性质取决于矿物的化学成分和内部结构，在不同程度上反映成矿作用的形成条件。成矿条件的变化引起矿物成分、结构的微细变化，这种变化必然会反映到矿物的各种物理性质上。对一定的矿物来说，有的性质变化明显而易于察觉，但有些性质虽有变化却不明显，因此，以什么物性做为标型，对不同的矿物都有所不同。

1) 矿物的颜色

闪锌矿的颜色随进入晶格的Fe^{2+}含量的减少而发生以下变化：黑→黑褐→红褐→绿褐→黄绿→淡黄→无色透明。不同颜色

的闪锌矿的共生矿物及所属矿床成因类型也有变化。如富铁深色闪锌矿主要产于石英—锡石黑钨矿矿床及锡石硫化物矿床中，在一般中低温的铅锌矿床中颜色变浅。同一矿床不同世代的闪锌矿，颜色也有变化，如桃林铅锌矿中闪锌矿共有四个世代，第一世代为深暗褐色，第二世代为带黄绿的褐色，第三世代为带绿的褐色，第四世代为浅黄—无色（张本仁，1956）。

萤石也是颜色多变的矿物之一，很早就引起人们的重视。萤石颜色与矿床成因类型也有一定的关系。一般说来高温的萤石颜色较深而且类型也多。如伟晶岩的萤石有浅蓝、绿、紫、暗紫甚至到黑；矽卡岩中可见紫色、蓝色、绿色；云英岩化的钨钼矿床中有红色、玫瑰色、浅紫色、绿色；高温热液铍矿床中有紫色、绿色、无色，有时见棕褐色；高温热液矿床中最常见的为绿到浅绿；中低温热液矿床中为浅蓝色、浅绿色到绿色等。同一矿床萤石的颜色也有变化，如苏联外贝加尔湖某萤石矿（Чухров,1972转引自Яжжину,1954），早阶段为暗紫色，然后是绿色，最后阶段为浅色或无色。我国黄沙钨矿床中萤石从早期到晚期，颜色有由深紫到紫红—绿色—浅褐红色—绿色—浅灰蓝色—蓝绿色—无色微带浅绿的变化（夏宏远等，1981）。但也有反常的变化，如苏联Бурше—Ульский矿床的萤石，早阶段为黄到无色，而后阶段为鲜绿色和紫色的环带状晶体。这可能不是连续沉淀而为另一次成矿期的产物。

电气石的颜色也有标型意义。楚赫罗夫等（1972)总结了岩浆作用和岩浆期后矿床中电气石颜色的变化：花岗岩及白云母伟晶岩中的电气石为黑电气石；稀有金属伟晶岩中为玫瑰色；云英岩中石英电气脉的为黑、褐黑、蓝色；石英电气石锡石脉锡石硅酸盐建造中的为褐色、褐绿色；电气石萤石锡石细脉中的为蓝色。我国伟晶岩中电气石的颜色具有较大意义。如阿尔泰某伟晶岩中，不同颜色的电气石在伟晶岩分带中占据不同的位置：黑

色电气石（铁镁电气石）广泛出现在结晶分异—交代作用差的各伟晶岩中，或者出现在结晶分异—交代作用较好、规模较大的伟晶岩边缘带或靠近边缘的部位。只有在结晶分异—交代作用较好，锂作用强烈、规模较大的伟晶岩岩体核心部位，才出现玫瑰色锂电气石或绿色、蓝色的锰（锂）电气石及无色电气石。这种彩色电气石是伟晶岩较晚期的特有的产物(王贤觉等,1981)。我国秦岭东部伟晶岩中电气石的颜色与一定的矿化有关（表9-41）。

表9-41　秦岭东部花岗伟晶岩中电气石颜色及矿化类型关系

电气石种类	黑　电　气　石	蓝电气石	绿电气石	红　电　气　石
伟晶岩类型	Nd-TR型 Be-白云母型 Be-Na型为主 其次Li-Be、Cs-Ta型	Li-Be型为主，Cs-Ta型次之。		Cs型
产　状	伟晶岩各原生结构带 石英-白云母带 石英-钠长石带	石英微斜长石锂辉石带 石英-锂辉石带 石英-白云母带 石英-钠长石带 石英-高岭石带		石英电气石带 石英电气石钠长石带 石英电气石锂云母带

（据方耀奎，1980）

我国阿尔泰某伟晶岩矿床中的碱性绿柱石，在颜色上具有较明显的特点：钠绿柱石多为浅绿色，在伟晶作用过程中最早期形成，是有工业价值的铍矿带；钠—锂绿柱石多为白色，为晚期的早阶段产物，分布在叶钠长石—锂辉石及石英—锂辉石带，构成富锂而又含Be、Nb、Ta较高的工业矿带；钠—锂—铯绿柱石为白色、浅玫瑰色，具有板状晶体（其它为柱状晶体），分布在薄片钠长石—白云母及薄片钠长石—锂云母带，常常指示着Ta-Cs矿物的所在，在该地可作为找矿标志（王贤觉，1981）。在荡坪钨矿床中的热液绿柱石无色透明。

金伯利岩中的镁铝榴石可以分为紫色系列及橙色系列。紫色系列包括紫绿、紫青、深紫红、紫红、玫瑰、浅紫红、血红、淡紫红，粉红等色；橙色系列包括橙红、橙黄、亮黄、肉黄等色。紫色系列含Cr_2O_3多，往往是指示矿体较富的标志（张广钺等，1981）。

矿物在镜下的颜色和异常干涉色有时也能作为找矿标志。如斑岩铜矿中，含铜金红石（含铜100—500ppm）颜色很红，若斑岩岩体含矿性不佳，金红石的颜色较浅（含铜低于50ppm）。因此，镜下金红石的颜色在判断斑岩铜矿的含矿性时，可作为直接标志。弓长岭铁矿中的绿泥石随含铁量的增加，光性也发生以下变化：无异常干涉色→绿褐异常→褐色异常→蓝紫异常→蓝色异常，光性也由(+)→(−)。靠近富矿体的绿泥石，异常干涉色为紫蓝、蓝，光性为(−)。因此，绿泥石的异常干涉色在该矿可作为直接的找矿标志（图9-29）。

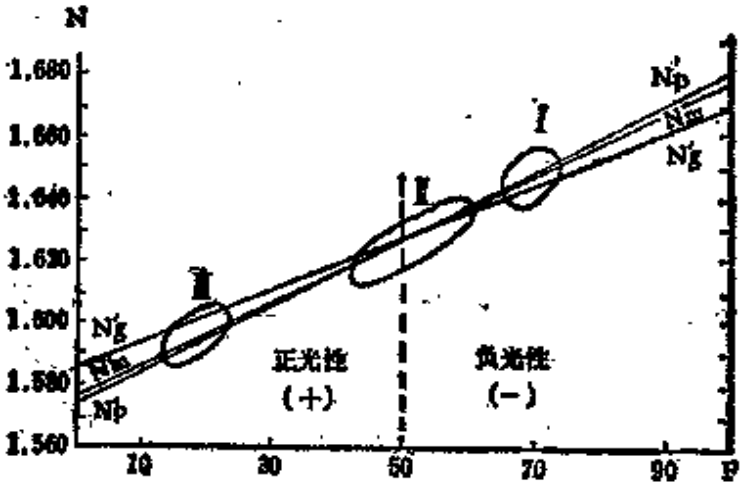


图9-29 弓长岭铁矿二矿区绿泥石的光性
（据孙岱生，1984）

Ⅰ．富铁矿中的绿泥石，　Ⅱ．近矿围岩中的绿泥石，　Ⅲ．远矿围岩中的绿泥石

2） 矿物的折射率和比重

矿物的折射率、比重随着矿物成分的改变也发生变化，变化

显著时可作为间接找矿标志。

我国金伯利岩中镁铝榴石（紫色系列，橙色系列）及其它岩类中镁铝榴石，由于含Cr_2O_3的差别也造成折射率（N）及比重(D)的变化，在镁铝榴石N-D分区图上（图9-30）表现得较明显。由图9-30可看出，指示富矿的紫色系列，折射率的数值高，而橙色系列及其它岩石中则偏低（董振信，1981）。

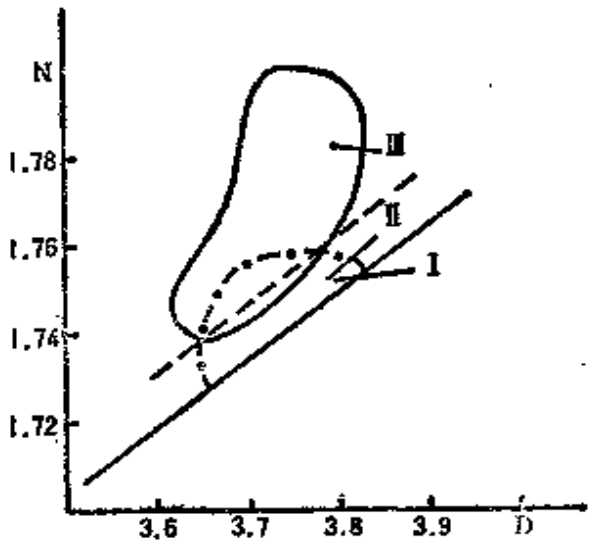


图 9-30 我国金伯利岩和其他岩类中镁铝榴石N-D分区
（据董振信简化，1981）
Ⅲ．金伯利岩中紫色系列，Ⅱ．金伯利岩中橙色系列，Ⅰ．其他岩类。

团结沟金矿及平顶山金矿中石英比重较理论值低，前者为2.56，2.59，2.63，后者为2.66。而金矿围岩花岗闪长斑岩中石英及元古界中石英则为2.71。这说明含矿石英内部因气液包体多引起比重降低。

3） 矿物的显微硬度

使矿物显微硬度变化的因素较多，如主要成分和微量元素的变化，构造缺陷，含气、液、固包体等，常常引起不同生长条件下同种矿物的硬度变化。根据国外资料，显微硬度值可以帮助判断矿床成因、矿物世代、矿物个体发生史等。我国在这方面研究较少。实际上显微硬度值很易取得，数值也较可靠，应该开展这方面的研究，它可能具有更广泛的标型意义。

不同成因类型的磁铁矿显微硬度变化，主要由于含有Ca、Mg、Al及Ti、Si等杂质元素，愈纯其显微硬度愈小（表9-42）。

由表9-42看出，岩浆岩钛磁铁矿显微硬度大，区域变质显微

硬度小，镁磁铁矿硬度偏大，而钙矽卡岩和热液成因磁铁矿变化较大，我国一些矿区磁铁矿显微硬度（表9—43）也大体符合表9-42的规律。磁铁矿的显微硬度可以作为标型特征。

表9-42　磁铁矿显微硬度成因对比表(kg/mm²)

矿床类型	变化范围		平均值	
	(1)	(2)	(1)	(2)
岩浆矿床	550—750	550—750	647	641
接触交代矿床	480—635	480—635	560	600
热液矿床	500—1100（镁磁铁矿）	500—1100（镁磁铁矿）	768	768
	675—925	946—1594（钙硅镁磁铁矿）	800	1174
区域变质矿床	440—670	440—570	609	542

（(1) 据Синяков, 1966）　（(2) 据Петрова, 1974）

表9-43　我国不同成因磁铁矿显微硬度值

矿床类型	地点	矿物	样品数	显微硬度值 kg/mm²	显微硬度平均值 kg/mm²	资料来源
岩浆型	霞岚	钛磁铁矿		625—719		叶庆同(1982)
矽卡岩	华铜、支家庄	镁磁铁矿	1	699.4	699.4	韩公亮(1964)
			6	548.8—600	572	
	西红山	镁磁铁矿	2	537.2—566.2	551.1	
	寿王坟	镁磁铁矿	9	566.2—579.0	573	
钙矽卡岩	铜官山	磁铁矿	1	526.6	526.6	韩公亮(1964)
	马坑	磁铁矿	1	973.6	973.5	刘劲鸿(1983)
热液	马坑	磁铁矿	1	625.5		刘劲鸿(1983)
	弓长岭	磁铁矿	5	567—579	574	陈光远(1984)
区域变质	弓长岭	磁铁矿	10	509.3—628.0	566	孙传敏(1984)
	马坑	磁铁矿	6	511—529	521	刘劲鸿(1983)
	密云	磁铁矿				

黄铁矿的显微硬度在604—1458kg/mm²范围内变化。不同成

因的黄铁矿显微硬度变化较大，难以作为标型。就一个矿床来说，变化也很大，有时很有规律，可作为划分成矿阶段的标志。杨寨峪金矿黄铁矿显微硬度及比重随着不同阶段而发生变化（表9-44）。

表9-44　杨寨峪金矿黄铁矿显微硬度表

成矿阶段	Au g/T	硬度 kg/mm²	比重	温度℃	晶形
黄铁矿-石英	214.5	1546	4.86	208	{100}为主
石英-黄铁矿	229.6	1584	4.94	189	{100}、{210}
多金属-磷化物	461.5	1622	5.19	189	{100}、{210}
黄铁矿-石英-方解石	156.1	1697	4.67	175	它形

（据姜信顺，1981）

自然金随着含Ag量的增加，显微硬度加大。岩浆矿床自然金成色为850—950，显微硬度为60—80kg/mm²；热液矿床金成色为750—850，显微硬度为70—87kg/mm²；再生矿床金成色500—700，显微硬度为85—105kg/mm²。自然金的显微硬度不仅能大致判断金的成色，还可提供成因信息，矿床成因、矿化阶段与共生矿物不同，显微硬度也有变化。如在苏联的东外贝加尔、西伯利亚与中亚地区一些铅锌矿床及阿尔泰磁黄铁矿床中的方铅矿显微硬度不同。西伯利亚某铅锌矿床中，与磁黄铁矿共生的方铅矿显微硬度为73—82kg/mm²，而与闪锌矿共生的方铅矿的显微硬度为61—74kg/mm²。据此可以划分成矿阶段（Баналова等，1968；Чухров等，1972）。

4）矿物的热发光性

矿物热发光的有无及强弱，取决于矿物中是否有电子捕获中心和空穴中心（由矿物结构缺陷和混入物引起），还取决于温度条件等多种因素。矿田中距矿体较近的岩石和矿物因受热情况

及形成经历不同，热发光的特点和强度不同于远离矿体的岩石和矿物。不同成因的矿床，不同成矿阶段与贫富矿体的差异，在热发光上也有反映。因此利用这种差别查明含矿地段等是切实可行的，国内外都有实例。目前运用最多的热发光性矿物是石英、长石、方解石和萤石等。

如利用石英的天然热发光性可以区分含矿和不含矿石英。图9-31为苏联Пержанский地区交代石英热发光强度的变化。

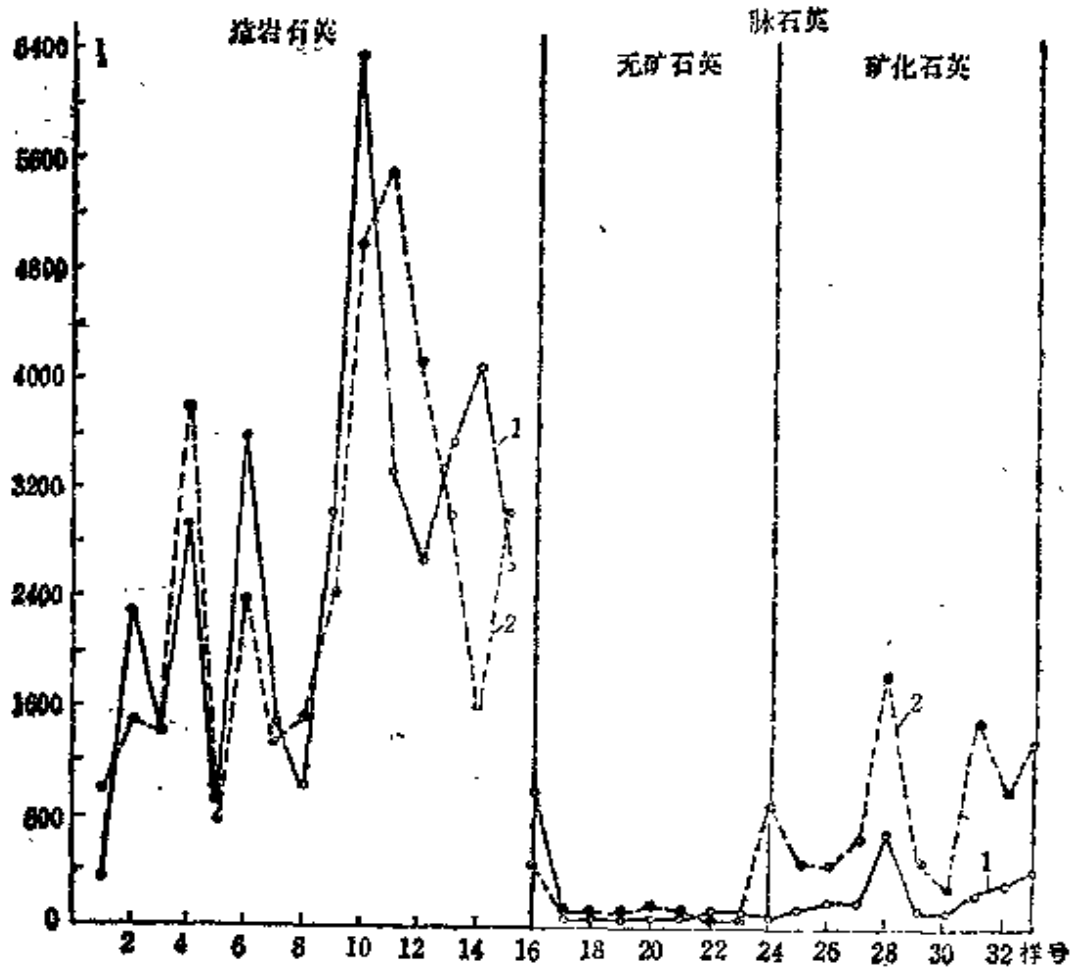


图9-31 交代石英天然热发光强度变化
(最大290—390℃)
(据Лазаренко, 1979)
1. 天然热发光. 2.X射线热发光

斯捷兴（Степин, 1978）研究了某含硫化物石英脉的热发

光特性，得出结论认为含矿的石英在低温区（180—220℃）出现峰值，不含矿石英在高温区（320—350℃）出现峰值。这是由于两者在有相当近似的幅射中心（主要是$[AlO_4]^{5-}$）的情况下，空穴中心的浓度不同造成的（图9-32）。

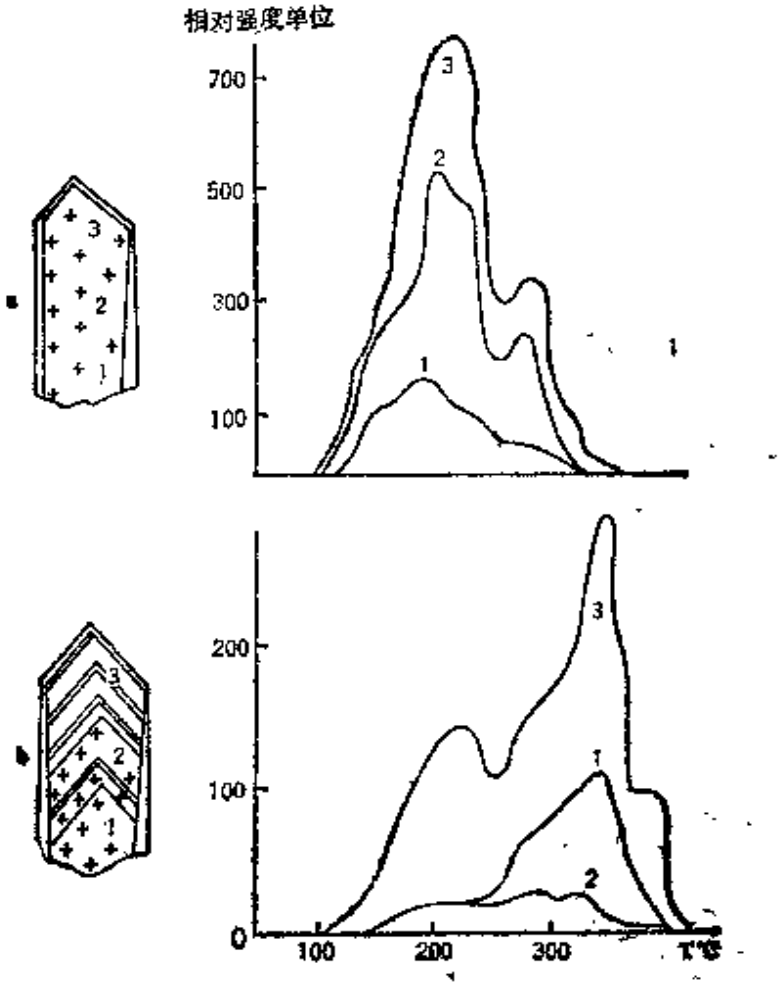


图9-32 含矿（a）与不含矿（b）石英热发光曲线
（据Степин，1978）
1．2．3为测定位置

我国石英热发光的研究最近才开展，主要用于金矿床的研究。

吴尚全（1984）对比了团结沟金矿、夹皮沟金矿及元古界中石英天然热发光特点(图9-33)。团结沟各世代石英天然热发光特点曲线大致相似，为浅成低温石英的特点。Ⅰ世代石英在200℃士

出现高峰；Ⅱ世代石英在240℃出现高峰；Ⅲ世代石英在230℃±出现峰值。元古界片岩（矿床围岩）中的造岩矿物石英的天然热发光曲线与矿体中脉石英的大不相同，在0—400℃之间几乎不出现任何显著的峰值，与该类石英具沉积变质特点有关。夹皮沟金矿石英在270℃±均出现一个较低的峰值，继续加热至370℃时，曲线急剧上升，出现一尖锐的高峰。夹皮沟热发光特征可能与其深成成因有关。

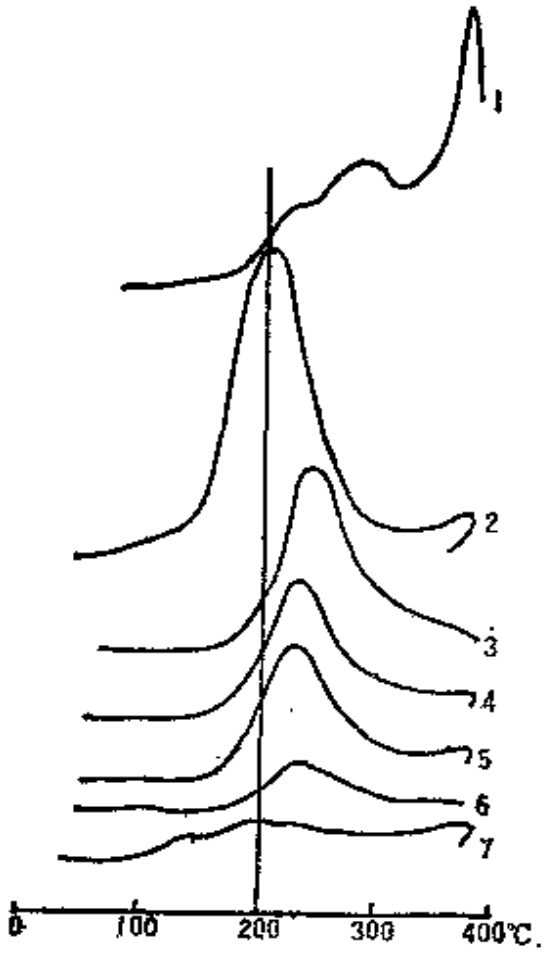


图9-33 团结沟金矿各种石英的天然热发光曲线（与夹皮沟金矿石英对比）
（据吴尚全，1984）
1.夹皮沟石英，2.团结沟石英Ⅰ，3.6.团结沟石英Ⅱ，4.5.团结沟石英Ⅲ，7.元古界片岩中石英

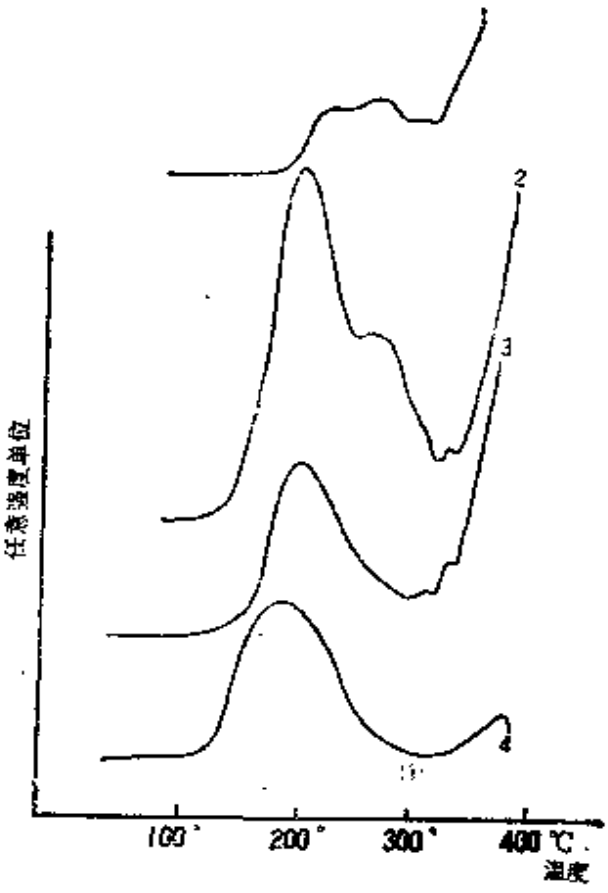


图9-34 夹皮沟金矿石英天然热发光曲线
（据吴尚全，1984）
1.晚期石英—方解石脉石英，2.斜长角闪岩及花岗岩中石英，3.花岗伟晶岩中石英，4.含金石英脉石英

从夹皮沟金矿含金石英脉天然热发光的研究，可知晚期石英——方解石脉中的石英含矿性差，它的天然热发光曲线(1)已与周围变质岩及岩浆岩中的石英十分相似；而含金石英脉的石英天然热发光曲线（4)与以上各种石英不大相同，可作为该区找矿的标志（图9-34）。

图9-35为夹皮沟含金石英脉尖灭处石英天然热发光曲线，可作为石英脉尖灭的标志。

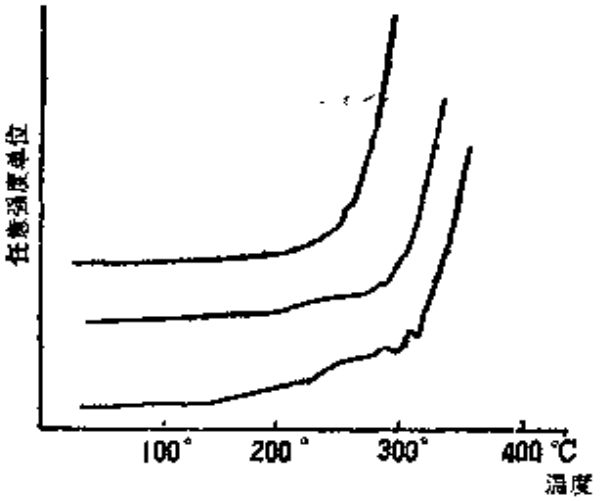


图9-35 夹皮沟含金石英脉尖灭处石英天然热发光曲线
（据吴尚全，1984）

山东招远县夏甸金矿产于片麻状黑云母花岗岩破碎带中，矿石以网脉状、浸染状为主。矿体和围岩中钾长石的天然热发光峰值（发光强度，即峰的高度，用 *Im* 表示）与蚀变岩中矿化（或矿体）的位置及断层位置有关。从某穿脉钾长石天然热发光的系统数据及峰值（表9-45，图9-36）可看出以下规律（邵伟，1985)*。

（1） 钾长石主要热发光峰的峰值由远矿→近矿→矿体逐渐升高，含Au品位愈高，峰值也愈高。

（2） 矿物遭受断层错动的破碎碾压作用时，峰值明显降低，与磁异常近断层出现负异常相似。

图9-37为夏甸金矿另一穿脉的钾长石天然热发光峰值，具有同样的规律。

* 邵伟，1985，矿物天然热发光标型研究

表9-45　夏甸金矿某穿脉钾长石天然热发光数据

样品编号	累积距离（m）	样品产状	发光峰数	峰值温度与峰值（$\times10^{-10}$Im）		主要峰的形态
				≤100℃	275—280℃	
1	0.0	绢云母化硅化花岗岩	2	1.0	34.0	对　称
2	2.3	含Au黄铁矿浸染带	2	8.3	78.3	同　上
3	4.6	绢云母化硅化花岗岩	2	3.1	52.5	同　上
4	4.7	断　裂　带	1		1.6	同　上
5	7.5	绢云母化硅化花岗岩	2	2.0	28.0	左陡、右缓
6	13.0	同　上	2	1.0	66.1	对　称
7	14.8	蚀变闪长玢岩	1		6.0	同　上
8	16.1	含Au硅化带（矿体）	1		538.3	同　上
9	17.8	断　裂　带	1		2.6	左陡、右缓
10	19.3	绢云母化硅化花岗岩	1		26.0	同　上
11	21.4	同　上	2	1.5	25.0	同　上
12	26.6	同　上	1		4.1	同　上
13	28.6	同　上	1		2.2	同　上

（据邵伟，1985）

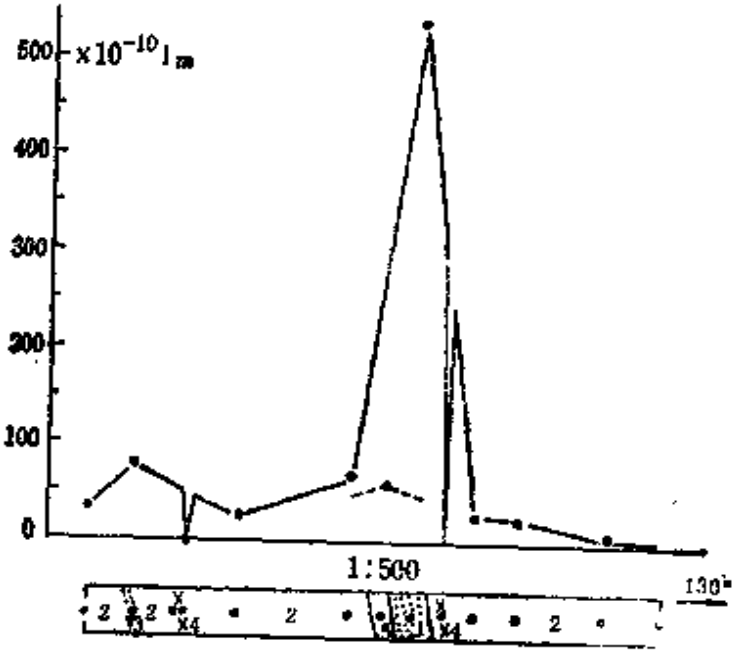


图9-36　夏甸金矿某穿脉矿体与围岩中钾长石天然热发光峰值

（据邵伟，1985）

黑点一取样点，1.矿体，2.绢云母化硅化花岗岩，3.含Au黄铁矿浸染带，4.断层，5.蚀变闪长玢岩（虚线为闪长玢岩中斜长石热发光峰值）

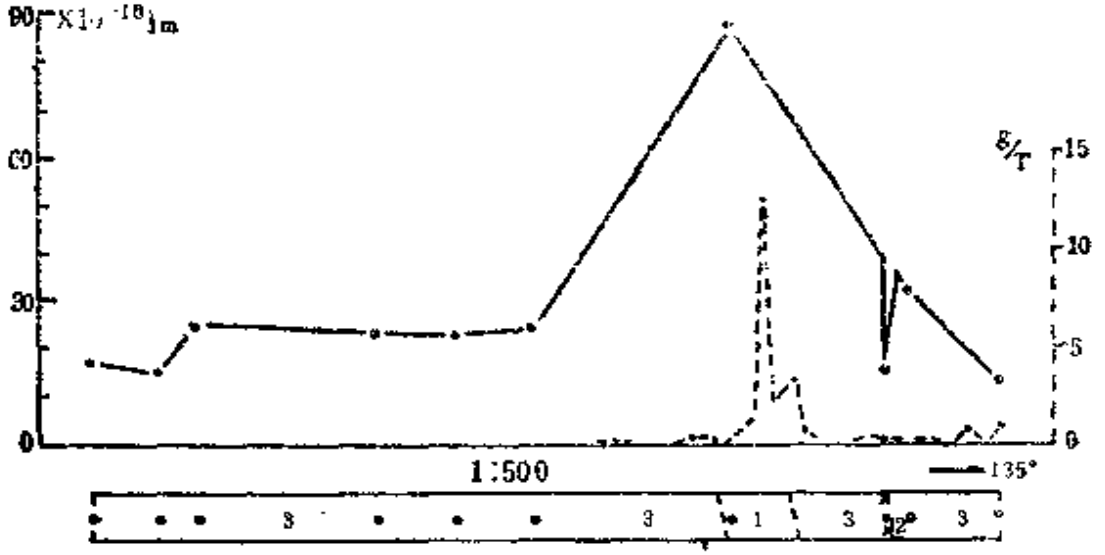


图9-37 夏甸金矿某穿脉矿体与围岩中钾长石天然热发光峰值
(据邵伟，1986)

黑点—取样点。

1. 矿体， 2. 断层， 3. 绢云母化硅化花岗岩。虚线为Au的晶位

5) 矿物的电学性质

矿物的电学性质包括热电性（热电系数，热电势）、导电性(导电率)、压电性（压电系数）及介电性（介电系数）等。

矿物的热电系数（热电势率）

我国已经开展了硫化物及部分氧化物热电系数的研究，研究最多的是黄铁矿，其次有磁铁矿等。

黄铁矿：黄铁矿的热电系数国内外研究最多，在用来作为地质温度计，确定黄铁矿及共生硫化物矿石的变质程度，划分矿床成因类型，确定矿石贫富、矿物世代及垂向的变化等方面，都已取得一定的成果。

波古什（Bogush，1979)对北高加索泥盆纪火山沉积岩组硫化矿石中300件以上的黄铁矿的成因形态学系列进行了研究，发现该地五种类型的黄铁矿导型及热电系数各不相同，可用以确定黄铁矿的成因（图9-38）。

其中第Ⅰ类黄铁矿为未变质的火山沉积黄铁矿，围岩为火山

岩，矿层为沉积的，与烟煤状黄铁矿凝胶密切交生。它们通常成粒度大小不同的胶状分凝体，或在沉积矿石中成薄条痕状，并与莓状黄铁矿交生，部分成白铁矿假像。它们的热电系数全部为正值，导型概属p型，与乌拉尔其它一些火山沉积硫化物矿床中的低温黄铁矿相似，也与北高加索侏罗纪未变质的成岩过程中形成的黄铁矿结核相似。后者热电系数为 +154～+280μv/℃，导型也为p型，可能均与它们形成环境S逸度偏高有关。第V类变质成因的黄铁矿出现于区域变质或局部动力变质的压力影中，是它们聚合重结晶的产物，常迭加于Ⅰ、Ⅱ类黄铁矿自形晶体之上成无环带构造的镶边。它们的热电系数全部为负值，导型概属n型，与乌拉尔一些高度变质的黄铁矿矿床中黄铁矿相似。在北高加索，该层位几乎所有的黄铁矿均接受了不同程度的变质。第Ⅱ类黄铁矿为自形晶，是在火山沉积成岩过程中，原初始沉积的黄铁矿与上升矿化流体接触后重结晶的产物，颗粒中心常有Ⅰ类黄铁矿的残核保存，为火山沉积热液迭加的产物，故兼具两种导型，称为复合型。第Ⅲ、Ⅳ类黄铁矿为热液交代火山岩围岩的产

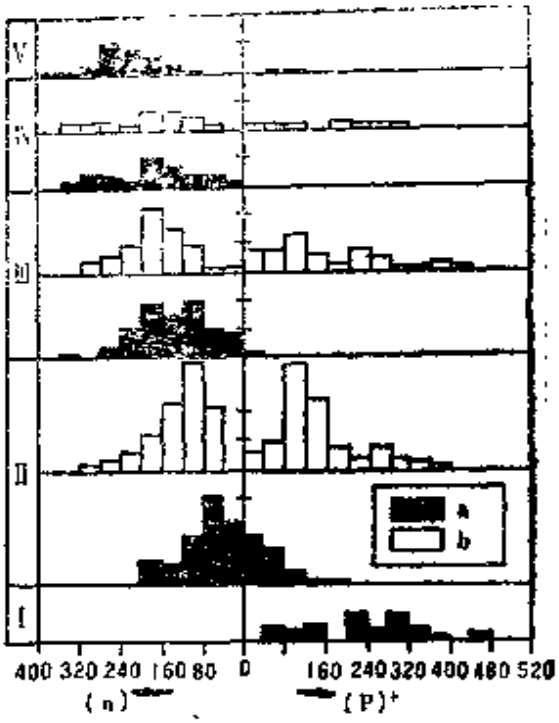


图9-38 北高加索泥盆纪火山沉积变质黄铁矿矿石中不同成因黄铁矿的热电系数（μv/℃）平均值直方图

（据Bogush，1979）

a—全部测定的数学平均值，b—按两种导型分别计算的数学平均值。

Ⅰ火山沉积的二硫化铁，Ⅱ复合矿石中的黄铁矿，Ⅲ受交代围岩中的黄铁矿，Ⅳ浸染状硫化物贫矿化中的黄铁矿，Ⅴ变质成因黄铁矿。

注：纵座标轴每格表示10个平均值，每一平均值以30到60测定值为基础，如为单导型测定30次，如为混合导型测定60次

物，靠近矿层S逸度高，出现{100}+{210}聚形，远离矿层S逸度降低，只出现{100}，且以n导型为主。在以上五种类型黄铁矿的演化中，从Ⅰ→Ⅴ，导型从p型→n型，热电系数也从正值→负值，它们的数学平均值及其峰位也从正值→负值，从右向左移动。五种类型的演化综合列表如下（表9-46）。

从上可见，沉积成岩形成的黄铁矿导型为p型的，来源于沉积物质的热液或热液迭加成因的黄铁矿为混合型的，而变质成因的黄铁矿则为n型的。

我国团结沟金矿为斑岩型，形成时S逸度较高，黄铁矿、白铁矿的导型全部为p型，其中含As较高。而夹皮沟金矿为深成区域变质岩型，与北高加索区域变质成因黄铁矿相似，故黄铁矿除个别外全部为n型（表9-47）。

张立（1983）根据玲珑西山108脉87个黄铁矿样品热电系数的统计，发现其导型以p型为主，n型仅占21.8%。热电系数值可以划分成矿阶段。以190m中段三期黄铁矿为例：早阶段热电系数由+204～+320μv/℃，与闪锌矿、黄铜矿、方铅矿共生；第二阶段热电系数为−269.2～−287.0μv/℃，与石英共生；第三阶段为+182μv/℃，与方解石共生。另外发现n型黄铁矿随矿脉的加深有增加的趋势：380m中段n型导型只占1.1%，而到190m中段占7.9%，可能随深度加大与S逸度降低有关。

铜厂斑岩铜矿黄铁矿的热电系数导型为p型，并作出热电系数等值线图（图9-39）。发现黄铁矿热电系数从浅部向深部升高，从＜+150～＞+300μv/℃。在外接触带矿体中，由边缘向中心，也不断升高，从+189～+226μv/℃。

陕西某金矿床中黝铜矿的热电系数可用以评价含Au性。不含Au的黝铜矿导型为p型，而含Au黝铜矿导型为n型；含Au贫者热电系数为−100～130μv/℃，含Au较富者为−300μv/℃。

矿物的介电性、压电性等，都具有标型意义，见第四章。

表9-46 北高加索泥盆纪火山沉积变质黄铁矿特征

序号	成因类型	产出部位	矿石结构特征	晶形	生长环带	导型	热电系数范围 (μv/℃)	热电系数数学平均值 (μv/℃)	
								范围	峰值
V	区域变质	火山围岩及矿层	鳞片变晶 鳞片花岗变晶	{100}+{210} >{100}	无	n	−90～−360	−90～−360	−240～−280
IV	贫浸染矿化	远矿火山围岩	分散浸染状	{100}	不明显，碎屑状	70%n 30%p	−60～−360 +10～+290	−50～−350	−160～−200
III	热液交代	近矿蚀变火山围岩	浸染状 细脉—浸染状 网脉—脉状	{100}+{210}	I型+II型	n p	−15～−300 +4～+440	+40～−360	−80～−200
II	自变质（复合的）	火山沉积矿层	块状 细—粗粒集合体 0.08-8mm	{100}+{210} >{100}	I型	n p	0～−320 0～+400	+200～−200	−40～−80
I	火山沉积	火山沉积矿层	条痕状 脉团状 0.005～0.06mm	他形或自铁矿假像	无	p	0～+540	0～+540	+260～+320

（据 Bogush, 1978）

表9-47　团结沟及夹皮沟金矿中黄铁矿—白铁矿热电系数($a\ \mu v/℃$)

矿区矿床类型	矿物名称	电子导型	样品数	最小—最大值	平均值
团结沟金矿（斑岩型）	黄铁矿	p	1	+259.9	+259.9
	白铁矿	p	5	+154.7—+295.7	+228.94
夹皮沟金矿（变质岩型）	黄铁矿	n	18	−45.6—−238.7	−119.75
		p	1	+438.7	+438.7

（据吴尚全，1982）

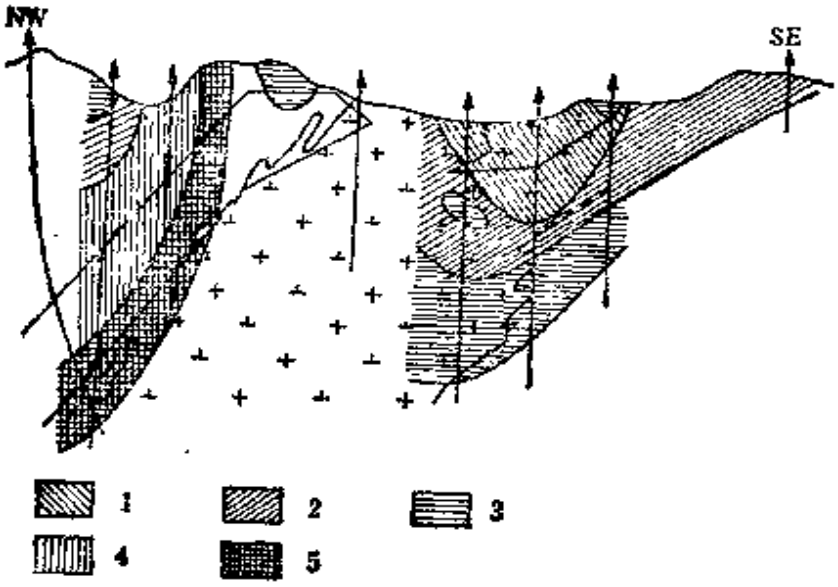


图9-39　铜厂矿床纵剖面黄铁矿热电系数空间变化等值线图
（据朱训等，1983）
1. $<+150\mu v/℃$，2. $+150\sim200\mu v/℃$，3. $+200\sim250\mu v/℃$，
4. $+250\sim300\mu v/℃$，5. $>+300\mu v/℃$

（六）矿物应力标志在找矿中的应用

矿物应力标志在找矿勘探中的应用十分重要，北京密云沙厂铁矿评价问题的顺利解决，便是一个很好的例证。

该矿在汉武帝元狩四年（公元前119年），即已在所设铁官统管下进行采冶，汉书地理志、畿辅通志、密云县志对该矿均有

记载。该矿古称铁矿山，在密云县东15公里，也称大谷锥山或大峪锥山。它虽经历代开采，矿区北端孤立于小清河边的铁山头海拔仍有250m，高出北侧小清河河谷仍有135m。铁山头北侧陡坡仍有古代遗留下来的巨厚的废石堆覆盖，铁山头以南仍找到过古代炼铁的炉渣。

该矿属于磁铁石英岩型贫矿，过去在国内统称为鞍山式铁矿。据统计，自本世纪初至60年代初期，国内外关于此类硅铁建造矿床成因的学术观点有63种之多（陈光远等，1962）*。由于众说纷纭，成因不明，影响了对沙厂铁矿远景的判断。同时，因为该矿床自东至西出现的4个矿带，在地表互不相连，且均向东倾，因此当时一般认为它们为单斜层，因而怀疑它远景不大，故自1958年开始勘探以来，曾几上几下。

但根据成因矿物学研究（陈光远等，1960—1963）*，该矿围岩，包括含各种辉石、角闪石、黑云母等的斜长片麻岩及变质角闪岩、斜长角闪岩、辉石岩，二辉岩等大多数岩石，均为中基性，少数为超基性已变质的海底喷发火山岩，其中大部分为凝灰岩，小部分为熔岩。围岩中斜长石为正变质的，以中性斜长石为主（An_{31-45}），少量为拉长石（$An>50$），暗色硅酸盐矿物包括辉石、角闪石、黑云母，根据成因矿物族的研究*也为正变质的。磁铁石英岩为变胶体沉淀副变质成因的，但其中也包含有正变质的辉石岩团块，与我国西南未变质的海相栖霞灰岩中也有海相的峨眉山玄武岩包体相似。从而肯定该矿床为海底火山喷发沉积变质的矿床，因此规模不可能过小。地表小矿条有的厚度虽只有0.2—1m或<0.2m，且在3—5m至7—8m内即尖灭，但主矿体在地下仍

*陈光远、王金富、薛君治、冯建良，1962，鞍山式铁矿（贫矿）的成因及找矿勘探问题，北京地质学院第二届科研报告会论文摘要。

*陈光远、朱自尊，1964，斜长石双晶成因的研究，全国第一届矿物岩石地球化学学术会议论文选集。

可能相连并加厚。此外，太古代变质岩一般均褶皱剧烈，该区*I-IV*矿带很可能并非单斜，而为在地下相连的同斜褶皱。应用矿物的应力标志有可能协助解决该区的构造轮廓，从而使该区远景进一步扩大。

磁铁石英岩在褶皱挤压过程中，由于在上下相邻岩层的层间滑动产生的剪切应力作用，可使层间的石英在褶皱两翼就地顺层运移形成层中拖曳褶皱式绳曲（图9-40-1），而在褶皱轴部转折端仍保持与层理平行的排列。

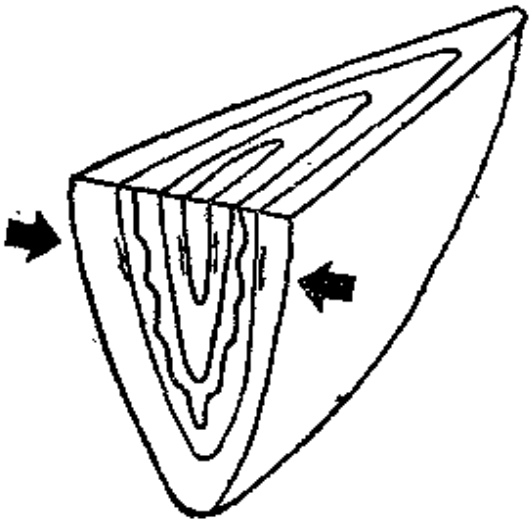


图9-40-1 磁铁石英岩层中石英拖曳褶皱式绳曲示意图
（密云沙厂铁矿*NNE*向中央向斜）

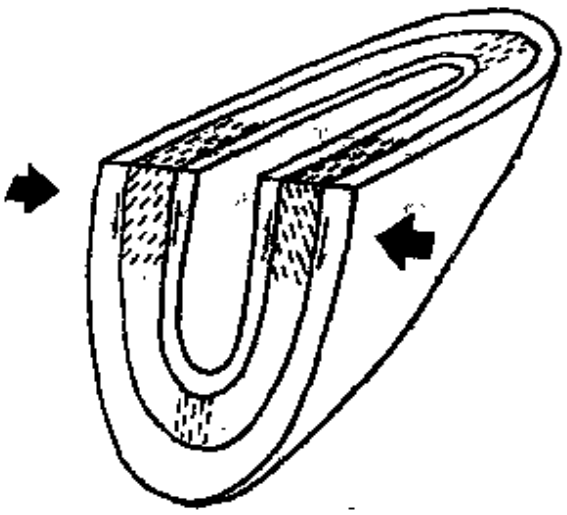


图9-40-2 磁铁石英岩层中磁铁矿充填劈理裂隙示意图
（密云沙厂铁矿*NNE*向中央向斜）

但对磁铁矿则不然，活化运移后它们在褶皱两翼充填于由层间滑动剪切应力产生的斜交层理的劈理裂隙中，在褶皱的轴部转折端，则充填于由于褶皱挤压的拉张和挤压应力产生的直交层理的劈理裂隙中(图9-40-2)。根据以上矿物应力标志确定该区为一复向斜(图9-41)，Ⅰ—Ⅲ矿带构成复向斜中部的中央大向斜，Ⅰ、Ⅳ矿带在外侧分别与Ⅰ、Ⅲ矿带构成中央大向斜两侧的小背斜。铁山头即位于Ⅰ～Ⅲ矿带构成的中央向斜轴部的北端。由此往南追索，可发现与磁铁石英岩同步褶皱的上覆变质角闪岩，可

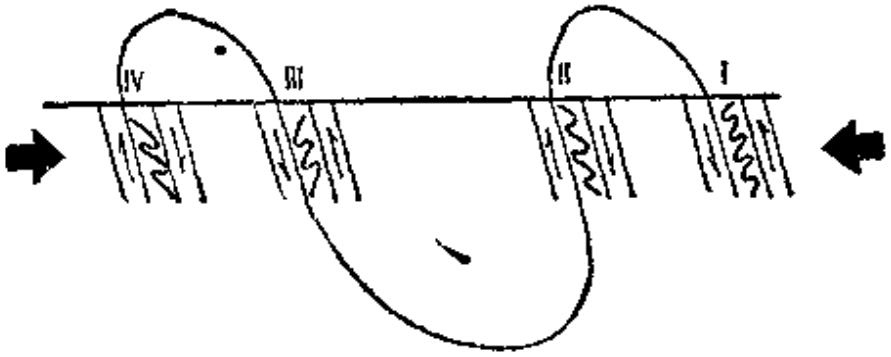


图9-41　密云沙厂铁矿复向斜示意剖面图
Ⅰ-Ⅳ分别标示自东向西依次排列的4个矿带

作为标志层，它在地表呈对称分布，构成中央向斜褶皱的两翼。往北追索，发现中央向斜轴部的转折端即在铁山头北坡废石堆覆盖的陡坡中部(冯建良等，1962)。通过矿物应力标志确定的该区构造轮廓，不仅为上述地表1:2000的地质测量(陈光远等，1962)所证实(图9-42)，也为地表1:2000的4条磁法系统剖面所证实(管志宁等，1962)。

由于褶皱中的岩层一般均在翼部减薄，在轴部加厚，对同斜褶皱尤为显著，因此推断Ⅰ、Ⅲ矿带不仅在地下相连形成中央向斜，且应在中央向斜轴部加厚，是该矿区铁矿储量集中的地段，应进行补充勘探，以便扩大储量。由于该区褶皱轴向近南北，因此外围找矿应垂直该矿区南北向褶皱，向东西二个方向找矿，以扩大外围(陈光远，1962)。上述推断与结论，以后又为该区1:2000的地面磁法测量（北京地质局，1972）及三分量磁测井（北京地质局，1973）与补充勘探（北京地质局，1978）所证实(图9-43)。使该区按复向斜所探明的储量较最初按单斜探明的储量上升4—5倍之多，且向西在蔡家洼也找到了同类型的铁矿(北京地质局，1978)。

图9-43为密云沙厂铁矿中央向斜剖面图。左图为四条地质物探预测剖面图之一，位于向斜中部。右图为经12个钻孔控制的

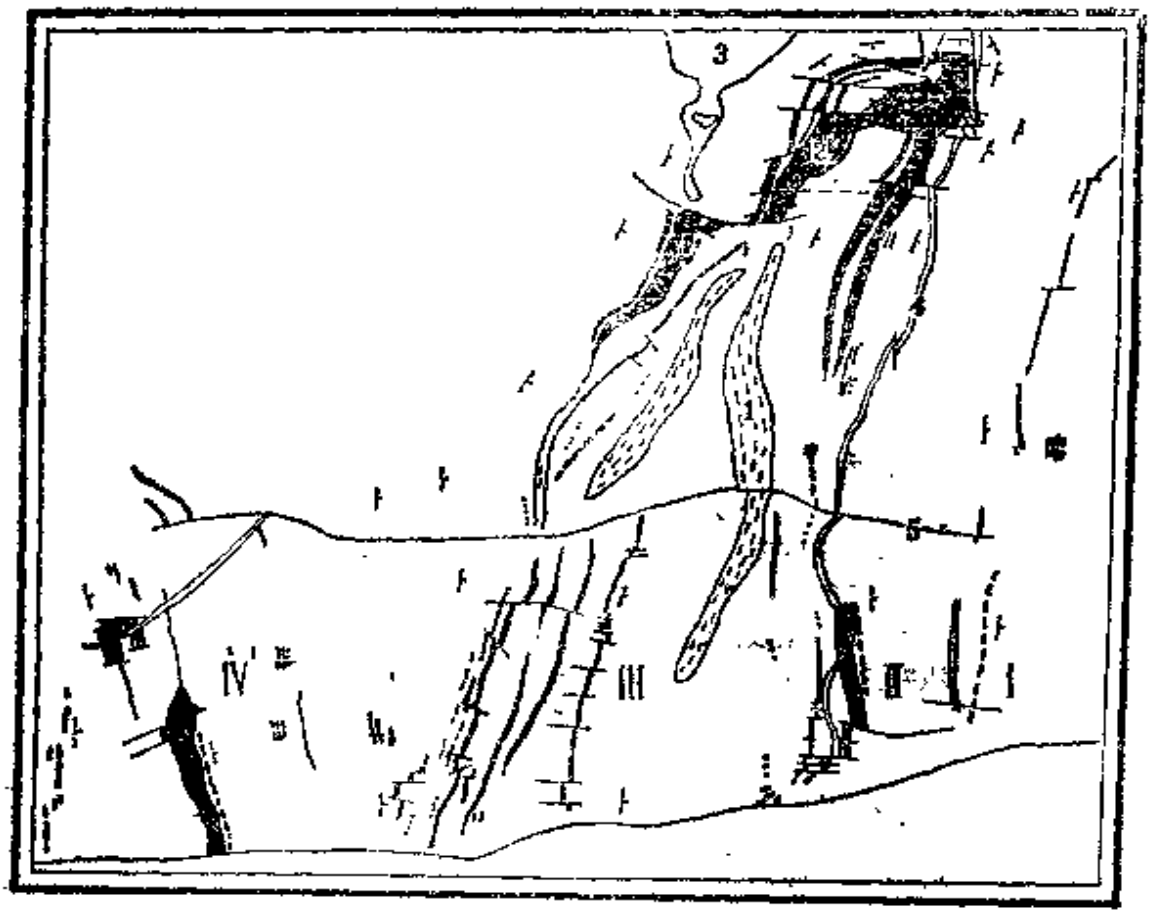


图9-42 密云沙厂铁矿复向斜同斜褶皱地质简图

（根据北京地质学院密云生产实习队师生1962年测制地质图缩制）

1. 中央向斜角闪岩标志层。
2. 磁铁石英岩（Ⅰ～Ⅳ磁铁石英岩4个矿带），
   实线—厚度＞1m，
   虚线—厚度0.2－1m，
   点线—厚度＜0.2m，
3. 更长环斑花岗岩（其他橄榄岩、辉石橄榄岩、橄榄二辉岩、二辉岩、辉长岩、闪长岩省略）。
4. 花岗岩脉（其他花岗岩脉、伟晶岩脉、闪长岩脉、煌斑岩脉、辉绿岩脉省略）。
5. 断层。

围岩片麻岩分层、片理、线理，包括环绕中央向斜北部褶皱端的产状均省略，仅保存中央向斜角闪岩标志层线理。

Ⅶ勘探线剖面图，与前者位置相近。后者不仅与前者形态相似，且在轴部确有加厚现象，证实预测大体是正确的。

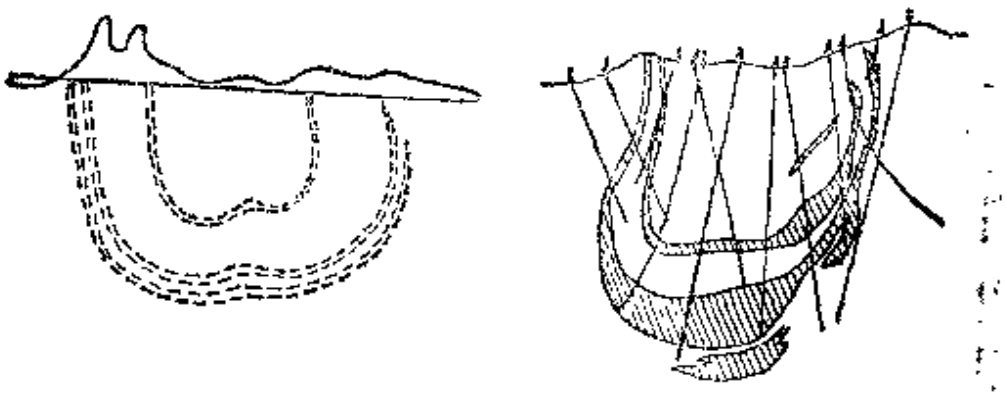


图9-43 密云沙厂铁矿中央向斜地质物探预测剖面与实际勘探剖面对比图

左：地质物探预测剖面。
物探剖面据曾志宁等，1962。
地质预测剖面据袁润广，1963。
右：VII线实测勘探剖面图。据北京市地质局，1976。

矿物的应力标志不仅对确定该区构造轮廓起一定作用，对确定该区矿体埋深也有显著成效。该区中央向斜向北扬起，上下二个主矿层在北部扬起端连结合并成一层，使矿体大大加厚，构成矿区北端铁山头的露采区。它向南倾伏分叉二个主矿层分别向下隐伏于小庙沟断层以北的地下。在中央向斜设计日光罗盘测定主矿体上覆与下伏变质岩中角闪石线理的仰角和俯角(袁润广，1962)，用以分别确定主矿体向南向下分叉隐伏的埋深，结果也与补充勘探基本一致，见图9-44，45，46。

复向斜构造对保存铁矿储量十分有利，在密云沙厂铁矿取得经验以后，在冀东迁滦推广，也取得了良好的效果。迁安铁矿也为一复式褶皱，但在中央为一背斜，两侧为两个较大的向斜，成因类型与沙厂相似，铁矿储量也保存于两侧两个较大的向斜构造中。根据1:10000地质图及六条系统剖面，配合物探剖面模拟与航磁，肯定了该区的构造轮廓与铁矿远景，也促进了生产的发展。

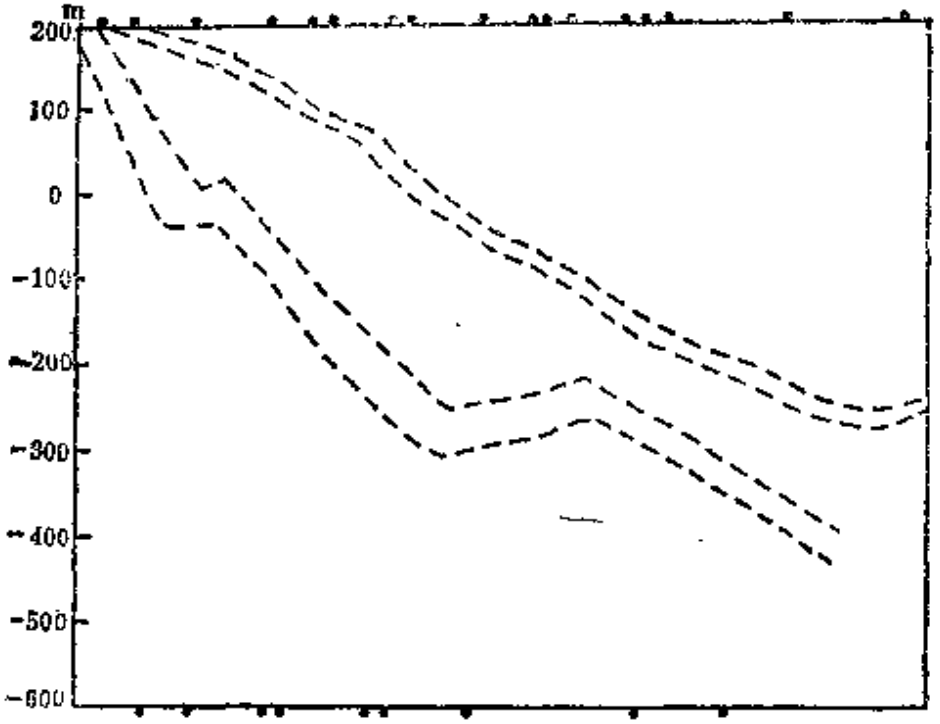


图9-44　密云沙厂铁矿中央向斜主矿层向南向下分叉理深预测图
（据北京地质学院密云生产实习队地表线理测量，1962）
顶线圆点标示上盘围岩线理测量点，底线圆点标示下盘围岩线理测量点

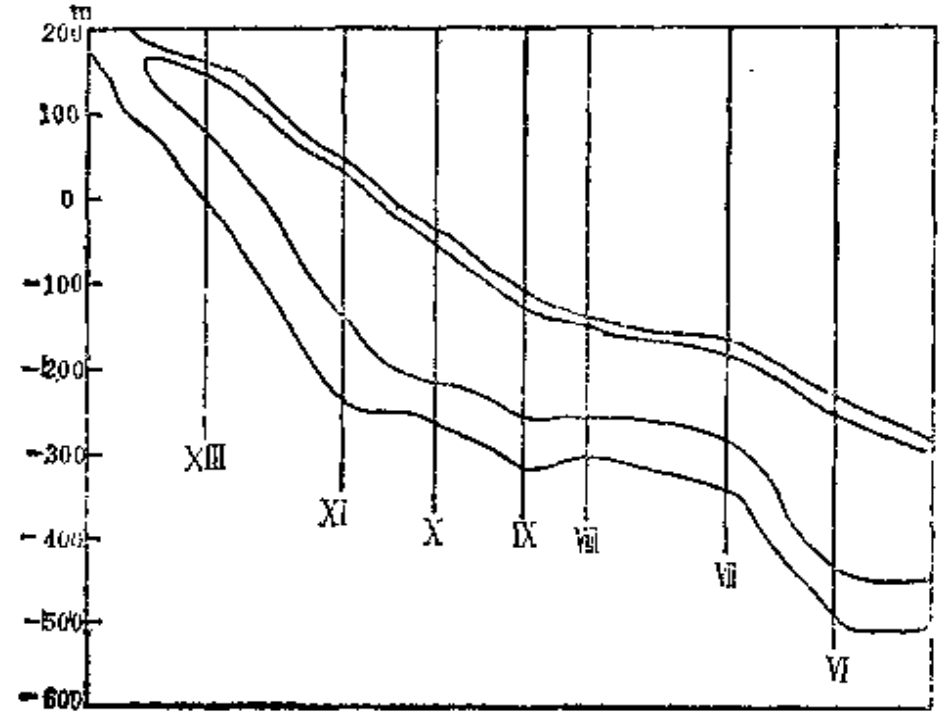


图9-45　密云沙厂铁矿中央向斜主矿层向南向下实际分叉理深图
（据北京地质局实际勘探结果，1978）VI—XIII标示勘探线位置

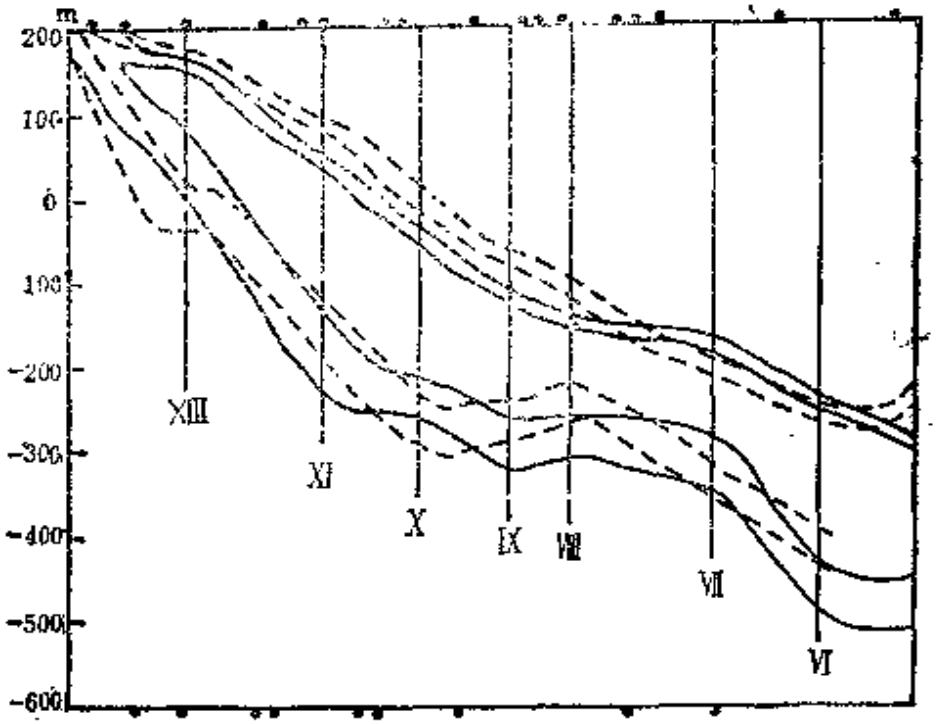


图9-46 寮云沙厂铁矿中夹向斜主矿层向南向下分叉埋深迭加图

虚线—根据地表线理预测，

实线—根据实际勘探结果，

两者迭加后，可见预测与勘探结果基本一致。

（七） 矿物组合演化在找矿中的应用

有成因联系的矿床系列的演化实质上是不同成因类型的矿物组合的演化。在钨、锡、铍矿床系列中的演化如下：花岗岩侵入——→早期碱交代（微斜长石化和钠长石化）——→云英岩化和硅化，形成钨、锡、铍的主要矿物组合——→晚期碱性交代，矿化可出现两种不同的情况，一种是晚期钾长石化和钠长石化，出现后期的稀有金属铍、钼矿化；另一种是发育后期的硫化物矿化，伴随绿泥石化和碳酸盐化。它的演化模式可图示如下：

花岗岩—伟晶岩—石英脉、云英岩—
- —硫化物含量少的含金石英脉，
- —硫化物—锡石，
- —硫化物—黑钨矿，
- —与钾长石有关的钨矿，
- —稀有金属。

由于各地地幔和地壳的差异性及其交互作用不同，各地矿床演化系列也具有地区性特点。如在我国宁芜地区便与日本岛弧有所不同。宁芜地区中生代火山岩位于华东火山岩内带，较日本岛弧火山岩偏基性和偏碱性，易于通过反复钠化（钠长石化→钠柱石化→钠长石化）吸收大量SiO_2，释放出较多Fe质形成氧化物，沉淀出铁矿。

矿物组合的分带性不仅出现在一个矿床中，也出现于一个矿田或更大范围的矿带或成矿省之中。在一个矿田之中有成因联系的矿床系列具有成因类型不同的矿物组合，它们分布于不同的空间位置，在它的成矿系列模式中构成一个统一的整体，故可根据不同成因类型的矿物组合的空间分布规律建立起来的成矿模式进行找矿。

宁芜地区中生代陆相火山沉积铁矿为我国研究较详细的铁矿之一。它与大王山旋回的火山沉积及火山—次火山矿浆与残浆的气液交代充填作用有关。它们的成矿模式见图9-47。

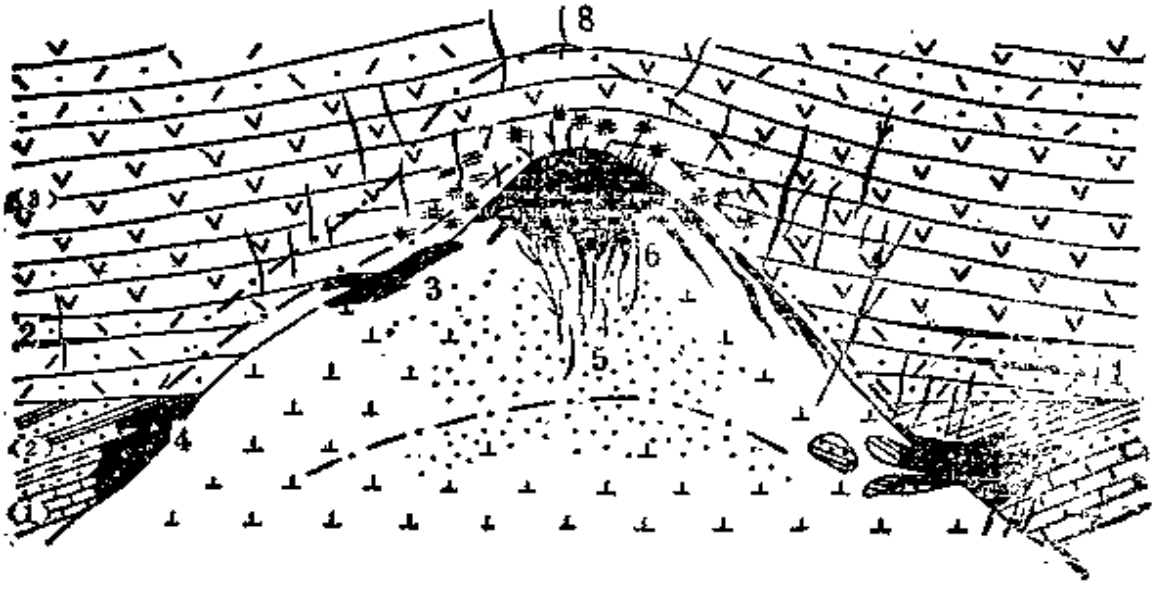


图 9-47-1

宁芜中生代陆相火山沉积铁矿理想模式综合图（a）

（据宁芜研究项目编写小组，1978；李兆伦，1983，1984。）

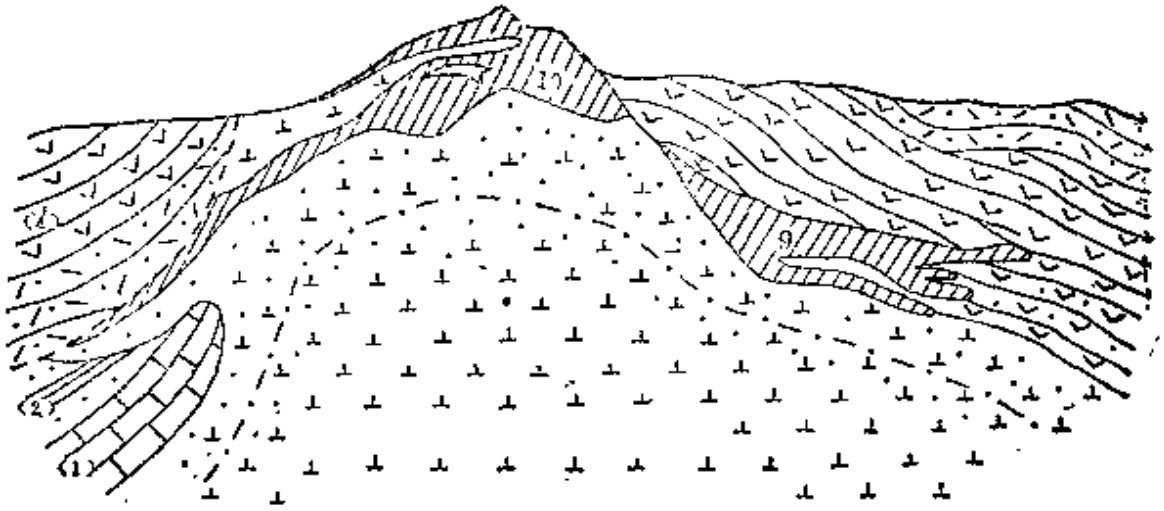


图 9-47-2

宁芜中生代陆相火山沉积铁矿理想模式综合图（b）

（据宁芜研究项目编写小组，1978；李秉伦，1983，1984资料编制）

矿床类型：

10. 姑山式矿浆贯入赤铁矿。
9. 梅山式矿浆贯入磁铁矿。
8. 龙虎山式热液脉状赤铁—镜铁矿。
7. 向山式热液蚀变型黄铁矿。
6. 凹山式伟晶气液型磁铁矿。
5. 陶村式细脉浸染状磁铁矿。
4. 凤凰山式沉积岩接触带气液交代磁铁矿。
3. 梅子山式火山岩接触带气液交代磁铁矿。
2. 竹园山式湖相沉积变质磁铁矿。
1. 龙旗山式湖相沉积赤铁矿。

地层顺序：

（4） 姑山旋回火山岩组(K_1)。
（3） 大王山旋回火山岩相(J_3—K_1)。
（2） 黄马青页岩组(T_3)。
（1） 青龙灰岩组(T_2)。

1. 湖相火山沉积赤铁矿，以龙旗山式为代表，矿物组合为重晶石—石英—赤铁矿，产于大王山旋回（J_3—K_1）下部的云台山组火山沉积岩中，距大王山旋回的成矿次火山岩钟、岩瘤较远。

2. 湖相火山沉积变质磁铁矿矿床，以竹园山式为代表，矿

物组合为钙铁榴石—绿帘石—阳起石—磁铁矿，也产于大王山旋回下部的云台山组火山沉积岩中，但距火山喷发中心较近，除硅铁质胶体沉淀外，还混杂安山质火山灰，受附近闪长玢岩侵入后，形成上述变质矿物组合。蚀变围岩中除上述矿物组合外，还出现斜黝帘石、绿泥石、碳酸盐与黄铁矿等与安山岩青盘岩化有关的蚀变矿物，显示围岩中也有安山岩或安山质凝灰岩。

3. 火山岩接触带的气液交代矿床，以梅子山式为代表，出现于次火山岩岩钟、岩瘤与外围大王山旋回（J_3—K_1）上部火山岩的接触带，矿体大部分位于内接触带，成扁豆状或脉状。矿物组合主要为透辉石、钙铁榴石、绿帘石和磁铁矿。在垂向分带上，它位于龙旗山式及竹园山式湖相火山沉积及其变质铁矿的上方，在水平方向上位于它们的内侧。

4. 沉积岩接触带的气液交代矿床，以凤凰山式为代表，出现于青龙灰岩(T_2)—黄马青组下部夹薄层灰岩的砂页岩(T_3)，与成矿次火山岩辉石闪长玢岩的接触带。主矿体位于沉积岩的一侧。次火山岩体内仅围岩俘虏体有矿化。矿体矿物组合以金云母—磷灰石—磁铁矿为主，土次透辉石，阳起石，但不出现石榴石，也不出现矽卡岩矿物的分带。在垂向上它位于梅子山式的下方，在水平上它位于龙旗山—竹园山式的内侧。根据白象山磁铁矿包体测温，它的形成温度在620～500℃之间。

5. 次火山岩钟、岩瘤中上部的浸染状—细脉浸染状磁铁矿矿床，以陶村式为代表，矿石矿物组合下部以浸染状钠长石—磁铁矿为主，TFe可达12%，上部以浸染状—细脉浸染状钠长石(钠长石化)—透辉石—磷灰石—磁铁矿为主，TFe可达18%。其中钠长石可大至3—5cm×1cm。次火山岩中暗色矿物普通辉石透辉石化，普通角闪石透闪石化，黑云母金云母化，中长石钠长石化，使整个岩石强烈褪色，从暗灰黑色变为灰白色，故名下部浅色蚀变带。它们是次火山辉石闪长玢岩残浆气液的自交代的产

物。

6. 次火山岩岩钟、岩瘤的顶部伟晶状磁铁矿矿床，以凹山式为代表。次火山岩蚀变析出的Ca、Mg、Fe与大量P_2O_5及H_2O等挥发分一同沿次火山岩岩钟、岩瘤的中轴上升至顶部。在下部形成次透辉石—磷灰石—磁铁矿三矿物组合，在上部形成镁阳起石—磷灰石—磁铁矿三矿物组合。矿石也由网脉状、脉状、角砾状、块状变为伟晶状。伟晶状矿石中的磷灰石最大可达1.2m×0.5m，中等的可达50cm×25cm，较小的也可达到6～7cm×3～4cm。长宽比为1.5～2.5:1。它晶形简单，为$\{10\bar{1}0\}+\{10\bar{1}1\}+\{0001\}$的聚形，其中顶轴面只有横断面宽度的1/50，为伟晶型与气液高温型之间的过渡类型，根据热爆法测温，它的形成温度最高可达620℃(李秉伦，1983)。镁阳起石晶体长度可超过10cm，磁铁矿晶体可大于3cm。在伟晶脉中三矿物组合排列的顺序由边缘至中心依次为次透辉石(镁阳起石)→磷灰石→磁铁矿，构成梳状伟晶脉，向上磁铁矿增多。部分脉体也进入大王山旋回上部的安山岩中。由于次透辉石，镁阳起石与磁铁矿均为深色的，故也称为中部深色蚀变带。

7. 次火山岩岩钟、岩瘤顶部外接触带火山岩中黄铁矿矿床，以向山式为代表。黄铁矿呈浸染状、脉状、块状，为次火山岩残浆热液交代火山岩围岩的产物。它的蚀变分带自下而上为黄铁矿化带→含黄铁矿的硬石膏或明矾石化带→含黄铁矿的石英带→高岭石化带→绢云母化带（水云母碳酸盐化带）→青盘岩化带。此带蚀变矿物以浅色为主，磁铁矿等消失，故称为上部浅色蚀变带。根据矿物热爆法测温，本带的形成温度在400—300℃之间，低于凹山式伟晶状磁铁矿(李秉伦，1983)。

8. 次火山岩钟、岩瘤外接触带热液赤铁矿—镜铁矿矿床，以龙虎山式为代表。它交切大王山旋回下部云台山组火山沉积岩层理，沿NNE—NE向裂隙成脉状、囊状或不规则状。矿石矿物

组合以赤铁矿或镜铁矿±石英为主。形成温度300—200℃，低于向山式黄铁矿矿床。在钟姑地区可见它穿切安山岩，在梅山可见它穿切黄铜矿石英脉。

9. 火山岩—次火山岩矿浆磁铁矿矿床，以梅山式为代表。据李秉伦等(1983，1984)，它贯入于次火山岩与大王山旋回火山岩的接触带上。早期矿石矿物为普通辉石—钙铁榴石—磷灰石—磁铁矿，它们均含玻璃包体，钙铁榴石棕褐色，环带构造十分显著，但为均质的，形成温度应>800℃(Merwin，1919)。根据淬火法测得的均一法温度，普通辉石为1025—1075℃，钙铁榴石为1050℃，磷灰石≥800℃。据热爆法测温，晚期阶段形成的磁铁矿为560—400℃，与凹山式相当；黄铁矿为300—280℃，与向山式相当；菱铁矿为120℃。尤低于龙虎山式赤铁矿。

10. 火山岩—次火山岩赤铁矿矿浆矿床，以姑山式为代表。主矿体出现于黄马青组上部粉砂岩与页岩的接触带。据李秉伦(1983，1984)，它上部为石英—赤铁矿，顶部具流纹气孔构造，赤铁矿形成温度为1040—720℃。下部为石英—磁铁矿，有时有磷灰石，具晶洞构造，磷灰石包体中具火山玻璃，均匀化温度大于800℃。再向下出现次透辉石—磷灰石—磁铁矿，形成温度520—350℃，与凹山式磁铁矿形成温度相当；交代钙铁榴石的碳酸盐为320℃，与向山式黄铁矿形成温度相当；铁碧玉为170—120℃，与梅山菱铁矿形成温度相当，它也出现于凹山地区。

从矿物组合成因类型看，宁芜火山—次火山铁矿系列可分为四类组合：第一类为矿浆矿物组合，包括姑山石英—赤铁矿(1040—720℃)，它向下变为石英—磁铁矿±磷灰石（>800℃）及梅山普通辉石—钙铁榴石—磷灰石—磁铁矿(1075—800℃)，它们均含火山玻璃包体，也包括陶村残浆中磷灰石(800℃±10℃)。本组合铁矿化与早期（岩浆—矿浆期）磷灰石相伴，一般形成温度>800℃。第二类为次透辉石（阳起石）—磷灰石—

磁铁矿组合，出现于姑山下部(520—350℃)，梅山下部(560—400℃)，凹山（620—350℃）及凤凰山(620—500℃)，但在凤凰山因与黄马青页岩接触，由金云母取代次透辉石(阳起石)。本组合铁矿化与岩浆期后晚阶段的伟晶—气液型（也包括高温热液型）磷灰石相伴。第三类为中温热液组合，包括向山黄铁矿(320—280℃)与硬石膏，姑山碳酸盐化方解石（320℃）及龙虎山石英—赤铁矿—镜铁矿(300—200℃)，也包括梅山黄铜矿—石英脉与稍后的镜铁矿脉。第四类为低温组合，包括姑山铁碧玉(170—120℃)与凹山铁碧玉及梅山菱铁矿(120℃)。宁芜地区火山—次火山铁矿系列的成矿模式便是由以上四类不同成因类型的矿物组合按不同的时空分布组成。在外围，存在杂有火山物质的湖相火山沉积接触变质矿物组合（绿帘石—阳起石—钙镁榴石—磁铁矿），它的形成温度可能与火山—次火山系列中的中温组合相当。更外围为较纯的铁燧岩的未变质的湖相沉积矿物组合(重晶石—石英—赤铁矿)，但其中的Ba与上下围岩中的Mn也来自火山物质。根据以上不同成因类型矿物组合的分布，便可确定矿床的剥蚀深度与矿田的分带，进行深部与外围找矿。

(八)矿物地史演化在找矿中的应用

不同地质时代，具有不同的矿化特征。如：

内生铜镍矿化——主要为黄铜矿与镍黄铁矿，集中于太古代，部分元古代及中生代。

铁矿化——磁铁矿、赤铁矿，主要在太古代—早元古代。

铅—锌矿化——方铅矿和闪锌矿，主要在元古代—古生代。

钨—锡矿化——锡石、黑钨矿等，主要在古生代—中生代。

大部分稀有、稀土元素在地壳中含量低，分布不均匀，在地壳演化的早期阶段，不易形成大量独立矿床。

特大型的矿床，往往在主要成矿期出现，如大型硅铁建造铁

矿床出现在太古代—早元古代。大型铜镍矿床成矿期间较宽，最古老的与太古代科马提岩绿岩带有关(35—27亿年)，以后在元古代16—27亿年之间又形成，古生代与中生代中也有。早期的以镍为主，晚期的以铜为主，矿物中的混入物也有变化。金矿床与铜镍矿床相似，特大型的出现于太古代—元古代。又如网脉状钼矿床，最大的在新生代。大型的锰矿床也是有规律的，碳酸盐建造和硅质碳酸盐建造的锰矿床出现在古生代，以寒武纪和志留纪—泥盆纪分布最广，而灰岩—砂岩—泥岩建造的锰矿床从三叠纪开始，在渐新世达到最高潮。我国稀有—稀土元素矿床到中生代达到最高潮，具有重要的工业价值(表9-48)。故可根据矿物的地史

表9-48　我国不同时代（19亿年以来）花岗岩及与其有关稀有、稀土矿床演化

太古代 (五台运动)	元古代 (四堡雪峰运动)	古生代（下） (加里东运动)	古生代(上) (海西运动)	中生代 (印支—燕山)	新生代 (喜山运动)
混合岩化成因的片麻状花岗岩及花岗伟晶岩，后者多数不发育自交代作用。	既有混合岩化成因，又有岩浆成因，以形成花岗闪长岩为主。	大体同元古代，但有少数花岗伟晶岩形成，多数不发育自交代作用。	大面积花岗岩形成，是花岗伟晶岩形成的高峰期，后者多发育交代作用。	花岗岩形成的高峰期，除有花岗伟晶岩形成外，岩浆晚期自交代作用及岩浆期后气成—热液作用发育。	除新的地槽上升地区外，花岗岩的形成作用已普遍减弱。
有铌、钽、铍、稀土的矿物形成，但无工业价值。	未发现有铌、钽、铍等矿物。	有铌、钽、稀土等矿物形成，但数量不多。	铌、钽、铍、稀土、锂、铯的矿物大量形成，具有重要工业价值。	含铌、钽、铍、稀土、锂、铯外，还有钨、锡矿物大量形成，成因类型多，工业价值大。	除铍矿物外，其它稀有元素矿物很少见到。

(据郭承基、王中刚，1981)

演化或矿物系统发生史找矿。

以我国华南钨矿为例，尤其是赣南钨矿，矿化规模举世闻名，它与长期以来地壳构造岩浆矿化的演化活动有关。晋宁期便已开始有钨的原始沉积，加里东期寒武系上部出现矽卡岩型白钨矿，海西期下泥盆统、中上泥盆统及下中石炭统有层状—似层状W、Mo、与Cu、Pb、Zn等多金属共生，早中石炭统还有火山喷发沉积钨矿，到印支期已开始出现与花岗岩浆侵入有关的热液钨矿床，至燕山早期由于太平洋板块向北西俯冲，在我国东部产生板块内不断的剧烈断裂运动与硅铝层的反复重熔，使多期次的花岗岩浆与钨矿化活动达到高潮。向西由于地壳运动受喜山期的影响逐步加深，才出现燕山中、晚期及喜山期钨矿化(冶金部南岭钨矿专题组，1976)。

从图9-48可见，在中南各时代花岗岩中，从老到新不论在造岩矿物中还是重矿物中，W的含量均不断升高，在燕山早期达到高潮。故中南地区的成矿花岗岩体不论隐伏地下如在瑶岗仙，或出露地表如在西华山，常为多期次的复式岩体。复式岩体可根据岩体矿物成分、结构构造及岩体岩脉切割关系确定。如西华山燕山期复式花岗岩体便可分为r_5^{2-1}、r_5^{2-2}、r_5^{2-3}、r_5^{2-4}四个期次。复式岩体常形成多期次的钨矿化。西华山r_5^{2-1}斑状中粒黑云母花岗岩（边缘相为细粒）及r_5^{2-2}中粒黑云母花岗岩（边缘相为中细粒含斑二云母花岗岩）均各自形成独立的工业矿脉群和与之相应的富矿带，中间为无矿带或贫矿带隔开，在复式花岗岩中形成两层矿化模式(王泽华等，1981)。其中与r_5^{2-2}中粒黑云母花岗岩有关的脉体为黑钨矿—长石石英脉，是西华山脉钨矿床的主体，钨矿化最强，并有Sn、Mo、Bi、Be等多种矿化伴生。岩浆矿化演化趋势为中粒黑云母花岗岩→钾（钠）长石化花岗岩→细粒铁铝榴石二云母花岗岩→细晶岩脉、伟晶岩脉→含矿长石石英脉。由于W、Sn矿化强烈，并出现多金属硫化物在下的逆向分

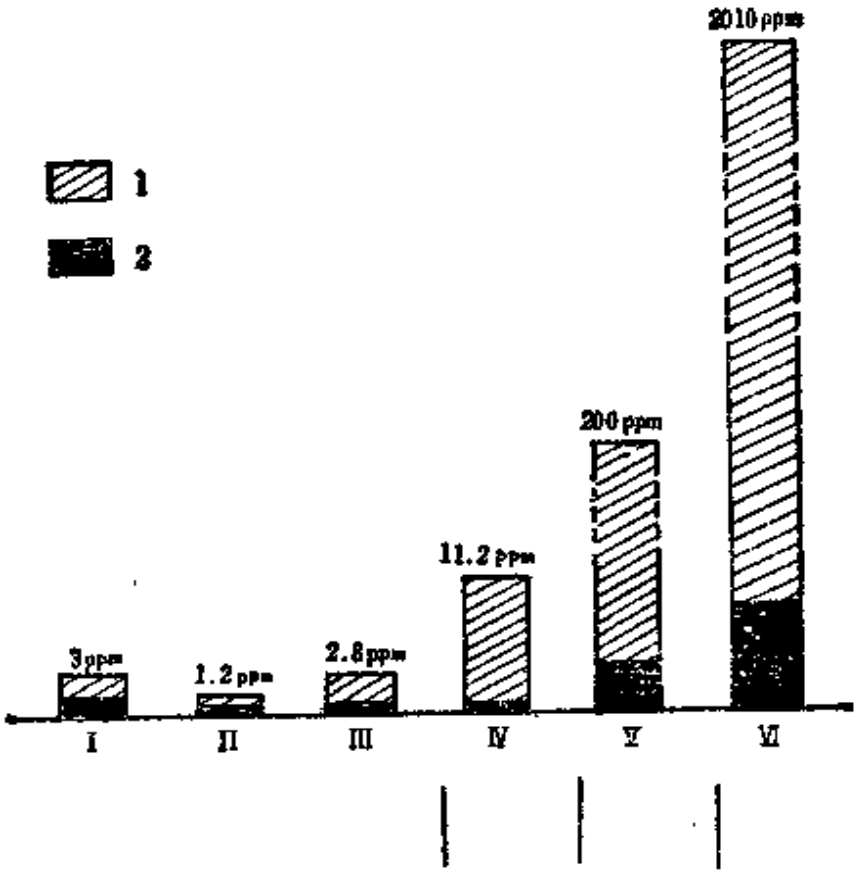


图9-48 钨在华南花岗岩类造岩矿物及重矿物中的分配
(据刘义茂等，1981)

I 雪峰期许村岩体。
II 加里东期慈竹岩体。
III 海西—印支期金滩岩体。
IV 燕山早期姑婆山含钨岩基。
V 燕山早期赣华含钨岩株。
VI 燕山早期赣吉宿钨钠长花岗岩。
1. 重矿物中WO_3含量(ppm)，
2. 造岩矿物中WO_3含量(ppm)

带。

根据50年代以后国内外的统计，W的克拉克值为1—1.5ppm，但燕山期花岗岩中平均含W4.09ppm，为地壳中W克拉克值的2.7—4.1倍；与成矿有关的花岗岩平均含W52.6ppm，为地壳中W克拉克值的35—50倍(孔昭庆，1982)。由于燕山期花岗岩中W

的丰度值很高，故除可形成多期次钨矿脉外，还可形成有黑钨矿和白钨矿浸染的花岗岩浸染型钨矿，厚可达n～n×10m，其中WO_3可达0.2～0.4%(孔昭庆，1982)。此外，除W矿化外，还可形成Sn矿化及Nb Ta—TR矿化。根据人工重砂测定，西华山r_5^{2-1}中含黑钨矿8.526g/T，锡石只有微量，但在r_5^{2-2}中含黑钨矿5.598g/T，锡石14.762g/T(吴永乐，1981)，显示在第二期次花岗岩中Sn矿化有加强趋势。但花岗岩中矿化还不限于W、Sn，还有Nb、Ta、TR矿化。西华山r_5^{2-2}中Nb、Ta、TR矿化见表9-49。

表9-49　西华山r_5^{2-2}中Nb Ta—TR矿化

云英岩	黑稀金矿、磷钇矿。
钾（钠）长石岩	黑稀金矿、氟碳钙钇矿、褐钇铌矿。
钾长石化花岗岩	硅铍钇矿、氟碳钙钇（铈）矿。
中粒黑云母花岗岩	硅铍钇矿、磷钇矿、独居石。

（据吴永乐等，1981）

第十章

思想方法与工作方法

成因矿物学与找矿矿物学的思想方法与工作方法有待进一步探讨，现根据我们的初步认识和体会总结如下。

一、思想方法

(一) 理论与实际相结合

古希腊的思辨哲学促进了科学的思维，但以思辨为基础的自然哲学还不能建立有科学依据的理论。中世纪的欧洲也开采各种矿床，但进展缓慢，正如德国地质古生物学家威特尔(von Zittel, 1899)在《十九世纪末以前的地质学与古生物学的历史》一书中正确指出的，在欧洲可看到技术员与学生之间的脱节，技术员从实践中知道许多东西，但什么也没有写，而学生则不去观察自然界，只从希腊文和拉丁文的古书中吸取自己的知识。由于理论与实践的脱节，大大影响了中世纪欧洲工矿事业的发展。

实践提供直接经验与感性知识，是获取直接知识的源泉，而书本提供他人知识，对我则为间接知识，即他人的感性知识和经过他人加工的理性知识。因此必须把学习和继承前人知识与自己的实践结合起来。在开展工作以前以及在进行工作的过程当中，都必须进行充分的调查研究，力求集中过去全部资料，总结前人的认识与存在的问题，作为进一步工作的基础。

但是，人类认识没有终结，前人认识不可能到顶，因此既要把前人知识和理论用于实践，又不可生搬硬套书本知识，因循守旧，为前人感性认识与理性认识所局限。“通过实践而发现真理，又通过实践而证实真理和发展真理”，“……实践是真理的标准”（毛泽东，1937）。上述辩证唯物主义的认识论—实践论对成因矿物学与找矿矿物学的发展同样是适用的。

成因矿物学与找矿矿物学的实践，包括矿物学在解决地质理论问题与找矿实际问题中的应用。矿物学实践不应只限于解决矿物学本身的问题，即详细研究各个矿物种和矿物族的分类命名、分析鉴定、发现新矿物种、测定新结构等与描述矿物学有关的各项问题。注意力还应放在解决地质基础理论问题与找矿勘探实践等在国民经济发展上具有头等意义的应用问题上。过去直接矿物学找矿法，即通过认识有用矿物找地表露头矿，曾对国民经济发展起过举足轻重的作用。目前寻找盲矿或隐伏矿已提上日程，大量例子证明许多间接的矿物学标志，从其信息量和精确度来说，并不亚于甚至已超过许多国家地质部门布置的物、化探（Кушмин，1981），因此很有必要加强成因矿物学与找矿矿物学的实践，它对增长矿物原料潜力，提高地质勘探工作效果和质量是必不可少的，乃是有全国意义的大事（Вернадский，1927；Сидоренко，1981）。

（二） 野外与室内相结合

广大的自然界是地质工作者的第一实验室。野外的地质现象极其丰富多彩、错综复杂，蕴藏着极大的信息量。它是地质工作者开阔视野，提供第一手感性认识资料与直接知识的泉源，也是为他们提供室内进一步研究所需实物标本样品的宝库。成因矿物学与找矿矿物学研究是在野外广大地质背景上展开的，因此他们同样也都应以野外为第一实验室。室内研究结论是否可靠在很大程

度上首先取决于野外的观察研究的深度和广度。例如在对任一矿物的细致标型特征进行室内深入研究以前，便需弄清它的成因产状与所属的矿化阶段和矿物世代，否则便难以在实际工作中加以应用。

人们对客观世界的认识永远没有完结，不论在野外或室内工作，均需遵从辩证唯物主义认识论的指导，采取实践—认识—再实践的方法。每进行一次野外实践，认识便可加深一步。例如弓长岭铁矿二矿区大量罕见的磁铁矿歪晶与双晶，便是在作者等第四次去弓长岭根据成因矿物学预测发现的。在弓长岭分布不广泛的堇青石也是作者在第四次出野外时发现的。它在北美明尼苏达及蒙大拿等地的硅铁建造中为常见矿物，但过去在弓长岭迄未发现。上述矿物的发现不仅加深了对弓长岭太古代绿岩带矿物组合的认识，也加深了元古代构造岩浆活动与太古代硅铁建造交互作用对矿物形成机理关系的认识。

同样，在室内工作中，认识也不可能一次完成。每查一次切片，认识也加深一步。例如弓长岭铁矿二矿区绿岩带第六层铁矿中多层位的钠长石和钠更长石片岩，便是在探索上含铁带碱性角闪石及钠长石磁铁富矿成因的基础上发现的，以后又陆续发现钠长石—更长石在各层位中是普遍存在的，从而加深了对该区绿岩带演化与矿化关系的认识。在本区及国内硅铁建造中未见报道的铁蛇纹石与黑硬绿泥石以及斜消光的十字石，也是通过切片复查发现的。

野外—室内—野外反复实践更有利于认识的深化。例如通过室内研究发现弓长岭铁矿二矿区绿泥石的成分、光性与成矿关系十分密切。变科马提岩中的无矿绿泥石近于无色，干涉色暗灰，类似加拿大树胶，是脱玻化的产物。远矿石英—绿泥片岩中的绿泥石浅绿色，$f=15.9$，不出现异常干涉色。近矿磁铁—绿泥片岩中的绿泥石，绿色，$f=49.0$，开始出现棕色异常干涉色，类

似超基性岩铬铁矿床中的绿泥石，但仍为二轴(+)晶。在富矿层底板堇青石榴绿泥片岩中开始出现二轴(−)晶绿泥石，绿色，f=55.7，异常干涉色蓝紫色。因此推测当石英—磁铁富矿层相变为绿泥—磁铁富矿层时，矿体中可能出现颜色更深，含铁性与异常干涉色更高的二轴(−)晶绿泥石。以此为指导，在野外果然在相应的矿体中发现深绿色，f=64.9，具蓝色异常干涉色的二轴(−)晶绿泥石，从而加深了对火山沉积变质绿泥石种属、成分、光性、成因、产状变化与火山沉积变质贫富铁矿关系的认识。以后又发现了热液交代成因的铁黑色至绿黑色的铁铝绿泥石，干涉色二级蓝绿，f值最高可达94.83（含$Fe^{2+}_{2.08}$，$Mg_{0.01}$，$Al_{2.08}$），TFe与被交代的铁铝榴石成分相似（含铁铝榴石分子93.6%，TFe32.33%）。

（三） 宏观与微观相结合

二十世纪的科技发展已使人类进入二个无限，宏观无限进入宇宙，微观无限进入粒子世界，与此相应成因矿物学与找矿矿物学也开始向二个无限发展。开发宇宙虽为时尚早，但探索月岩矿物成因已经开始，并已开始用以与地球矿物成因相比，推断地球与月球的成因关系。

对地球来说，人造卫星的遥感图象来自地面的反射，故矿物谱学有可能为遥感图象解译提供地面依据。成矿作用是成岩作用的继续，因此广泛的区域构造成岩作用，有可能为在带上或点上集中的成矿作用提供条件。在一定的区域矿物省内，与一定成矿作用有成因联系的矿物或含有该成矿元素的矿物，常广泛分布，分散出现，逐步富集，构成晕圈，在一定条件下形成矿化、矿点或矿床。而对一个矿床来说，矿化蚀变矿物组合的垂直和水平分带，又是成岩和成矿元素在矿床中进一步分异的产物。对矿体来说，脉石矿物和矿石矿物则是成岩与成矿元素最终分异的结果。

它们的特征对矿石品位的影响不仅受时间的制约，也受它们在矿体中的空间方位制约．深部和浅部、两端和中部、中央和边缘各不相同．对于一个矿物颗粒来说，中心和边缘、根部和梢部也各不相同。因此必须把宏观和微观的研究结合起来，它们不仅是现代成因矿物学的生长点，也是现代找矿矿物学的生长点。

A.E.费尔斯曼对许多研究人员不太重视准确地描述矿物的标型特征，不太重视分析微细的混入物和不太重视研究晶体组构和形态特点的细节的做法，曾多次提出过意见(Куцмин, 1981)。近几十年来自然科学的巨大进展和实验技术的成就，使我们已可利用矿物形态、成分、结构和物性的微细特点来判断矿物的成因产状，解释其形成条件，并用它们来估计矿物形成作用的规模，确定它们的部位(Куцмин, 1981)。

以弓长岭铁矿二矿区为例，可以说明。据武汉地质学院震旦系研究组(1977)，郯庐—佳木斯深大断裂在元古代震旦纪已存在，但罗耀星(1980)认为它出现更早，在太古代阜平期已是划分华北地台东部和中部的边界。华北地台东西两侧的边缘近南北向，有利于近南北向的海底火山喷发，张文佑等(1979)*指出，密云沙厂(NNE)、冀东迁滦(NNE)与歪头山(NNW—NW)矿带都是近南北向的，弓长岭(NNE—NE)与樱桃园(NNW—NW)矿带也是近南北向的。它决定了弓长岭二矿区太古代绿岩带火山沉积变质铁矿床矿物组合原始的空间分布。其上为上元古界、古生界、中新生界地层覆盖，因成次一级断块沿NNE—NE向继承性断裂上升，使它们才与上覆不同层位地层成高角度逆断层接触而出露地表。它是寻找该类型矿床，判断其埋藏深度的构造标志。

绿岩带火山沉积铁矿出现于海底火山喷发的间隙。故熔岩溢流减弱，凝灰物质喷发加厚，有利于火山沉积铁矿形成。根据成

* 张文佑等，华北断块前震旦系铁矿与古构造关系，全国铁矿科学讨论会论文摘要汇编。

因矿物学系统研究(陈光远等，1985)，在弓长岭铁矿二矿区，上含铁带从西北区到东南区不仅火山岩加厚，火山凝灰沉积也加厚，故向东南区铁矿层也加厚，品位及规模均加大。在水平方向，上含铁带从西北区到东南区主要矿物组合的变化也很明显。在西北区的矿物组合中出现以下矿物：石英、磁铁矿、黝帘石、斜黝帘石、绿帘石、透辉石、透闪石、阳起石、普通角闪石、绿泥石、方解石，以Na、Ca、Mg、Al、Fe^{2+}为主，元素分异较差，故不出现富矿层。在中央区矿物组合中，除有以上西北区矿物外，还出现铁铝榴石、镁铁闪石、铁闪石、铁蛇纹石、黑硬绿泥石、白云母、蓝晶石，显示Fe(主要为Fe^{2+})有所升高，故开始出现磁铁富矿层。在东南区，除有以上中央区矿物外，矿物组合中还出现赤铁矿、金红石、十字石、黑电气石、镁电气石、钠长石、钠闪石、钠铁闪石、黑云母、白云母、铝金云母、亚铁铝金云母、高铁铬云母和镁菱铁矿，显示除Na、Fe^{2+}进一步升高外，K与Fe^{3+}也升高，成矿条件趋向氧化，同时Ca，Na、K、Mg、Fe、Fe、Ti、Fe、Al及Fe^{2+}、Fe^{3+}等在同结构位置上均已进一步分异，故除出现较多磁铁贫、富矿层外，并出现部分赤铁贫、富矿层。

此种趋向氧化的成矿条件变化，不仅表现在矿物组合上，在单矿物和它的生长锥上也有显示。如当第六层磁铁富矿层的顶底板围岩绿泥片岩，往上向硅质层中的石英岩（绿岩带旋回上部SiO_2胶体沉积的变质产物）过渡时，铁铝榴石平行菱形十二面体{110}的成层生长减弱，在{110}晶体上开始出现平行四角三八面体的阶梯；在进入硅质层的石英岩后，平行{211}的阶梯消失，出现{211}+{110}的聚形；最后{110}完全消失，出现完全为{211}的四角三八面体石榴石。在铁铝榴石从{110}向{211}转化的过程中，钙铁榴石分子不断升高，显示向上成矿条件趋向氧化，故有可能出现赤铁贫、富矿层。这种趋势也表现在石榴石的聚形

晶中，{211}比{110}的生长锥更富于钙铁榴石分子，{211}的生长锥愈大，相应点的钙铁榴石分子含量也愈高。

在全区的矿物组合中几乎都有磁铁矿参加，显示硅铁建造的特征，但全区矿物组合以兼含 Ca、Na、Mg、Al、Fe($Fe^{2+}+Fe^{3+}$)为主，故矿层也以兼具磁铁贫、富矿层为主。只有在东南区K与Fe^{3+}才显著升高，故也只有在东南区才出现赤铁贫、富矿层。东南区唯一以Fe^{3+}为主的围岩矿物是高铁铬云母，它构成铬云母片岩，在硅质层中与赤铁石英岩成互层。它与以含Fe^{2+}为主的一般铬云母不同，后者显示偏还原环境，只与磁铁石英岩共生，如在印度达瓦尔群中(Naqvi, 1978)。

在东南区的铬云母片岩中有时也出现金红石与十字石，在后者中仍兼含Fe^{2+}与Fe^{3+}，在该矿物组合中也并非Fe^{3+}占绝对主导，故即便在东南区，赤铁贫、富矿层也不占主导。

弓长岭二矿区，矿物与矿物组合的空间分布和演化发展从宏观上揭示了该区贫、富矿层品位、规模与矿石类型变化的规律和它们的火山沉积变质成因。X射线岩组分析从微观上已进一步揭示了它们的成因特征。在贫、富磁铁矿层中磁铁矿的{001}面网与赤铁贫、富矿层中赤铁矿的{0001}面网均平行贫、富矿的层理，呈定向排列，充分显示胶体沉淀的沉积变质特征，而不似在热液脉中它们交切层理并显示对称带状构造(陈光远等，1985)。

(四) 常规方法与现代方法相结合

在观测点上、手标本上及显微镜下肉眼观察的广度和深度仍极为重要，它是一切野外和室内工作最主要的基础，是取得直接知识最主要的泉源，应予高度重视，不断提高。与找矿勘探的过程相比，野外肉眼观察相当于普查，在此基础上对选定的对象进行常规测试相当于详查，而进一步再采用现代技术手段进行测试则相当于勘探。正确处理肉眼观察、常规测试与现代方法三者的

关系，是由表及里、由浅入深、由大到小、由宏观到微观，缩小靶区，有的放矢，逐步深入的过程，不仅可使资料齐全，便于综合分析，做出较全面、较系统、较正确的结论，还可提高效率，降低成本，节省人力、物力和财力。

现代技术方法的发展，为宏观与微观研究相结合创造了条件，可以弓长岭铁矿二矿区磁铁矿歪晶与双晶的研究为例来说明。该区太古代绿岩带中，上含铁带第六层富铁矿层，为比重大的厚大刚性体，它的围岩绿泥片岩为薄层、比重小的塑性体，因此在元古代的构造岩浆活动中，两者间易于发生错动，发育近于平行层面的走向大断层，沿断层易于接受元古代花岗岩气液活动的影响，使被断层穿切的矿体中的铁质局部活化运移，在围岩绿泥片岩的剪切裂隙中沉淀，在应力作用下，形成大量的磁铁矿歪晶与板状双晶。垂直断裂带，由远而近，磁铁矿晶体从正八面体向次八面体，歪八面体到板状晶体转化。愈近断裂带，歪形晶体的数量和粒度也伴随歪形程度的加强而增加，说明绝大多数晶体是在断裂带的剪切应力作用下结晶的。与此同时，愈近断裂带，磁铁矿双晶也从理想形向歪形转化，在强剪切裂隙带完全成为板状(图4-16)。在理想形双晶中，对应的两半各有一个八面体晶面与双晶面平行，但在断裂带有的磁铁矿双晶中两者却不互相平行，而是成20°交角，而且两半既不相等，也不对称。只有当更接近断裂带，剪切应力不断加大，双晶趋向板状时，它们才接近平行相等。不仅如此，双晶中对应的两半，还偏离理想位置出现一定程度的旋转和位移，两者间的偏转角可达1°、4°、10°。即它们围绕双晶轴旋转操作的角度不是180°，而是181°、184°、190°。由于偏离理想位置旋转所产生的位移可达2—3mm。此外，由于剪切应力作用的影响，不仅出现歪形的双晶和三晶，在双晶和三晶歪形至板状晶体上还迭加多组聚片双晶。

透射电子显微镜下观察结果与宏观一致，但更细致深入，从

而在以下各方面补充了宏观的不足(陈光远等，1985)。

1.裂开　平行板状双晶面的一组裂开特别发育，沿该组裂开，可用指甲把板状双晶剥离。显然该组裂开的出现，与在应力作用下形成的板状双晶有关，而与一般沿{111}析出钛铁矿出溶体条片形成的多向裂开无关。在透射电镜下可见平行八面体裂开的晶片无色透明，薄如云母片，可见应力作用的强烈影响。

2.晶形轮廓　次八面体的晶片不成等边三角形，内角不成60°，而成68°或76°，偏离达8～16°。歪八面体晶片成梯形，被截去的顶角不成60°，而成32.5°，偏离等边三角形内角27.5°。六边形板状晶体薄片内角不成120°，而成130～135°，偏离等边三角形的120°补角达10～15°。可见在强烈应力作用下歪形十分发育。

3.线位错　交角117°、120°、123°，说明位错并不完全沿八面体方向进行，偏离0～3°。

4.出溶体　少量线型出溶体大体平行线位错与双晶纹，成雁行式排列，且常分叉，成10～36°交角，说明并非因降温出溶，而为应力作用下的产物。

5.反相畴　两组晶畴定向排列，一组为主，一组为辅，相交120～140°，偏离等边三角形120°的补角0～20°。从晶畴边缘向中心逐渐为平行晶畴取向的聚片双晶穿切。当后者强烈发育时，晶畴界限消失，全部转化为聚片双晶。可见定向晶畴为应力作用的产物，而聚片双晶则为应力作用下定向晶畴的进一步发展。它说明应力作用已深入晶畴级，是产生应力双晶的基础。

6.生长缺陷　晶格条纹象显示一组定向生长缺陷，互相平行，取向一致，与晶格条纹相交成160°，偏离等边三角形120°的补角达40°。它与应力作用产生的位错有关，可见应力作用已深入晶格级。

7.旋转平移　六方板状晶片的晶格条纹象显示平行双晶面的

上下对应晶片不成镜面反映，而出现偏离理想位置的旋转位移，旋转角达15°，位移达100Å，可见应力作用已深入晶格级。此种旋转偏移在摩尔图象上也有反映。

8.晶胞双晶　晶格条纹象显示，在六方板状双晶的板面上，可见另三组聚片双晶。第一组粗而长，宽约30Å，相当于3个晶胞。第二组粗而短，成第一组的折线，但很少见，宽也为30Å，但长不超过50Å，只相当于5个晶胞。两组交角120～130°，偏离等边三角形120°的补角0～10°。第三组细而短，宽只10Å，相当于1个晶胞，长约50～100Å，成细纺锤状，分布虽不均匀、不普遍，但衬度或反差却较前二组明显，故轮廓十分清晰。它常成稀疏雁行式排列，与第二组成110～120°交角，偏离等边三角形的120°的补角0～10°。它穿切前二组聚片双晶，使它们发生阶梯状位移乃至逐渐模糊消失。它说明应力作用已深入晶胞级。各组聚片双晶并非一次形成，它们先后的出现与应力作用的脉动有关。

以上不同倍率的电镜观察显示，古断裂带两侧的大量磁铁矿歪单形双晶，是在古断裂带的应力作用下形成的，它不仅从宏观上影响晶粒的外观，而且在微观上深入影响晶粒内部的晶片、晶畴、晶格与晶胞，体现了微观现象的深入性及其与宏观现象的一致性。

本区古断裂带两侧磁铁矿歪单形双晶的成分接近理想纯，包体为气相，形成温度为520℃，表面具气相溶蚀坑与溶蚀沟，显示气成成因的特征。与攀枝花磁铁矿中大量无定向、不规则出熔体的透射电镜图象相比，本区古断裂带磁铁矿出溶体极少，显示成分极纯，与化学分析结果一致。透射电镜图象中包体轮廓近等边三角形与正六边形，与线位错及偶见的出溶体方位平行，具有负晶的特征，中无固态子晶，也无液态气泡，显示气相特征，与包体测定结果一致。晶面上气相的溶蚀坑与溶蚀沟，在扫描电镜的图象

上尤为清晰。以上电镜图象进一步揭示了本区古断裂带两侧气成磁铁矿的铁质来自被元古代古断裂穿切的磁铁富矿层。沿古断裂上升的矿化剂来自下伏元古代花岗岩，形成大量歪晶及双晶的应力则来自古断裂的构造脉动。因而为阐明该区矿床成因、构造岩浆活动历史与找矿方向，进一步提供了有益的资料。

近几十年来，以微观物质的波粒二象性为理论基础发展起来的现代技术方法，包括电子显微镜与矿物谱学等各种方法，使矿物学研究达到了一个新的水平，从而有可能揭示矿物的内部世界及其属性与外界形成条件的相互关系。矿物为我们提供了一本内容十分丰富的教科书，里面记载着它发生、发展和变化的全部历史。矿物工作者的任务，就在于应用传统的常规方法和现代的技术手段，通读和精读这本教科书，善于从中汲取必要的营养，提取必要的信息，以便了解矿物产生和变化的具体地质和物化条件，更有效地进行找矿和评价工作，完善回收矿物原料的工艺流程，扩大其应用范围，不断发现它们新的性能和用途，充分挖掘矿物原料的伟大潜力，把目前还不具备实际意义的矿物材料纳入现代和未来工农业轨道。基于采用现代技术手段，对矿物内部的微观世界和矿物外部的微观形貌进行深入细致的研究，补充了宏观研究的不足，为解释地质作用过程，为地质勘探工作、加工自然矿物原料和培制人工矿物原料，开辟了无限光明的远景，使矿物学在现阶段似乎获得了"第二次生命"，具备了进一步起飞的最有利的条件(Кинзбург, 1981)。

(五) 成矿成岩实验与地质观察研究相结合

为进一步了解矿物的形成过程及形成条件，有必要大力开展成矿、成岩实验。例如Au的地球化学行为具有惰性的一面，在自然界常成自然金存在，经物理风化和机械搬运后可形成机械沉积的砂矿。但Au的地球化学行为还有活性的一面，它的重要意

义，是Au活化、再生长的基础，也是成矿前提高浓度，以便以后富集成矿的先决条件。即使在表生作用中，Au也可接受化学风化，在表生溶液中迁移搬运，形成表生化学或胶体化学沉淀。通过以上作用，Au在矿床氧化带可形成金豆，如在冶仙山。在砂矿中可形成麦穗金，如在小金沟；或狗头金，如在团结沟。甚至在洪积红土中，也可形成金棒、金饼，甚至八面体与立方体等金的自形晶，如在圩坡。原生金矿中明金很少，粒度很细。物理风化和机械沉积，只能使原生金粒破碎、分散、变得更细，不能使它再生加大，故后一作用更为重要。对于地质作用，人们往往只能看到结果，看不到过程，Au惰性的一面显而易见，已为人们所共知，但它活性的一面却易被忽视，对了解金矿的形成机理和进行金矿的找矿勘探很不利。成矿、成岩实验便可弥补这方面的不足。

根据实验研究，Au可在高温下溶解，低温下沉淀，在酸性与碱性溶液中溶解，在中性溶液中沉淀(Groves, 1979)*。上述实验不仅阐明了Au易于在中、低温与表生矿床中富集的机理，也揭示了Au在多种地质作用中可以成矿的机率。高、低温的更迭，在地质作用中经常出现。高温热液温度降低，便可使Au沉淀。在混合岩化、同化混染、接触交代或热液蚀变等作用中也常有高、低温的更迭。对经过上述作用的客体地质体来说为升温，因此其中分散的惰性的Au可通过升温活化溶解进入岩浆或气液。对上述地质作用的主体岩浆气液来说，则为降温，因此可使其本身所含的Au及从围岩中淬取出来的Au一同沉淀而形成矿床。在地质作用中酸、碱变的更迭或转化也是经常发生的，除混合岩化、同化混染、接触交代、热液蚀变等作用外，岩浆气液本身的结晶分异作用，自蚀变作用，岩浆热液与天水的混合作用，在成岩过程中

* 据西澳大学地质系CSIRO实验室D. Groves口头交流，1979，王义文1980介绍。

或成岩后循环水与周围介质的交互作用，沿矿床氧化带下渗的地表水与周围介质的交互作用等，均可使溶液酸碱度发生变化。

介质从酸性变为碱性或从碱性变为酸性，均需经过中性阶段，酸性与碱性介质相遇也会发生中和，均可使Au沉淀。如在团结沟斑岩金矿，便与超浅成的碱性岩浆热液与酸性的天水混合作用有关(吴尚全，1982)。花岗岩，尤其是碱性花岗岩富碱质，有利于Au的溶解，因此花岗岩周围常出现金矿，如在苏州花岗岩、赤峰花岗岩及胶东花岗岩区。周围如有载Au的矿源层更为有利，如在夹皮沟，小秦岭及胶东。在金矿成矿机理中，氧化还原电位是另一起作用的因素。

在地质作用中，氧化还原的交替也对Au成矿有利，前者使分散的Au成Au^{1+}或Au^{3+}进入溶液，集中成络合物而迁移，后者使Au^{1+}或Au^{3+}从溶液中还原成Au，即自然金而沉淀。有机质或硫化物具有高度还原性，常成为Au的沉淀剂。Au最高含量在黄铁矿中可达2235.29ppm，黄铜矿中可达748ppm，方铅矿中可达45.65ppm。黑色页岩与富有机质的粘土或其变质产物中，Au的丰度较高，如同时富硫化物，Au、Ag常可作为伴生组分开采回收。赵案庄磷灰石磁铁矿下部黄铁矿较富集的地段也含Au，其中有的黄铁矿含Au可达1.55ppm。因此绿岩带中浸染状黄铁矿富集的地段也可成为Au富集的地段。因绿岩带主要为超镁铁质岩，贫于SiO_2，如不受混合岩化或花岗岩侵入的影响，石英脉不一定发育，细脉浸染状黄铁矿便成为主要的载Au矿物。但Au也可成胶体搬运并被胶体吸附，故它在不存在硫化物的脉石英中最高含量也可达154.38ppm。根据扫描电镜研究，自然金可被针铁矿、褐铁矿、高岭石、埃洛石、伊利石等吸附。褐铁矿吸附Au可达10ppm，高岭石与埃洛石吸附Au可达44ppm，伊利石吸附Au可达15.67ppm(张振儒等，1983)。在我国西南三叠系底部粉砂岩中的Au，也集中赋存于粉砂岩的基质粘土中，只有少量分散于

硫化物和碳质物中(胡钦德，1984)*，显然也是成胶体溶液迁移沉淀的产物，而与S结合成$[AuS]^{1-}$、$[AuS_2]^{1-}$、$[AuS_3]^{3-}$等络合物迁移的方式无关。

根据实验研究(Philpots，1976)，含磷灰石30%、磁铁矿30%、闪长岩40%的熔浆，在1420℃分熔为以下三种不混溶的熔浆：以含磷灰石为主的铁磷矿浆；以含磁铁矿为主的磷铁矿浆；含磷灰石磁铁矿的闪长岩浆。该实验可用以阐明宁芜地区陆相安山岩质铁矿的形成机理。据李秉伦等(1983)，其中姑山式矿浆喷溢矿床与梅山式矿浆贯入矿床中闪长玢岩斜长石与磁铁矿石中普通辉石、斜长石、钙铁榴石、磷灰石均含火山玻璃包体，根据包体测温形成温度斜长石为1116～1145℃(均一法)，普通辉石为1025～1075℃(淬火法)，钙铁榴石为1050℃(淬火法)，磷灰石≥800℃(淬火法)。该实验也可用以阐明赵案庄超基性岩磷灰石磁铁矿及矾山碱性岩磷灰石磁铁矿的成因。

但由于矿物、岩石、矿床均具有很大的复成因性，上述实验用以解释基鲁纳磷灰石磁铁矿矿床成因，把它也当做矿浆分凝的正岩浆矿床则与地质情况不符。基鲁纳铁矿下部为已变质为绿岩的细碧岩，但残留枕状构造，具黄铜矿与铅锌矿矿化，中部为角斑岩与磷灰石-磁铁矿富矿层，上部为石英角斑岩与磷灰石层及赤铁石英岩。矿体具层理并含凝灰岩夹层，磁铁矿层与凝灰岩层成20～30°交角，两者产状相互关系与弓长岭二矿区绿岩带一致。矿层中磷灰石与磁铁矿也分别成层，两者层理成30°交角。同一矿层中各层铁矿品位也各不相同，需分层开采。磷灰石层受热变质后在细粒基质中出现无定向粗短柱状磷灰石变斑晶。角斑质火山岩变质成细粒正长岩，后经大量切片复查发现其中还残留火山玻璃。故基鲁纳磷灰石—铁矿床为典型的细碧角斑岩型海底喷发

* 胡钦德 1984. 值得注意的金矿新类型。

火山沉积变质矿床。确定它的成因便需进行大量野外室内工作，不能根据上述实验生搬硬套，否则便会给找矿勘探带来很大损失。根据帕拉克(Parák, 1973)的实验，赤铁矿、磷灰石均可通过胶体沉淀形成，我国石碌赤铁富矿层(陈光远。王寒竹，1980)*与弓长岭二矿区赤铁贫、富矿层（孙传敏，1982）中均仍保存胶体成矿的结构构造特征。磁铁矿也可通过 $Fe(OH)_2+2Fe(OH)_3$ 的胶体沉淀形成，虽然还未见人工实验报导，但在樱桃园（王全富，1964）、弓长岭（陈光远等，1984）及马坑(刘劲鸿，1983)的磁铁矿矿石中均可见胶体结构构造特征。在早震旦纪宣龙海湾中心的营门，还可见宣龙式沉积铁矿成豆状磁铁矿，在华南一些泥盆纪沉积铁矿床中还可见磁铁矿的鲕粒，故沉积或火山沉积磁铁矿成胶体沉淀并非罕见现象。

人工合成透闪石可在很大的温度区间形成，不同温度形成的透闪石晶胞参数，尤其是原子间距各不相同。但天然透闪石形成的温度较低，区间也较窄，故还需根据晶胞参数测定来探讨天然与人工合成矿物相应的形成条件。同样人工合成闪锌矿需超过1000℃的高温，但天然闪锌矿主要形成于热液阶段，少量为高温，多数为中低温。采用细菌，还可在常温下合成闪锌矿，它与黑色页岩中闪锌矿等硫化物的形成条件可能相似。

近二十年来实验矿物学发展很快，表现在这方面的研究人员快速增多，各国大量新的实验室纷纷建立，研究水平也不断提高，研究领域已从再现地质作用和矿物人工合成实验过渡到典型、系统和严格的物理化学研究，包括多挥发分组分体系的研究。但由于地质作用体系的复杂性和它时、空规模的巨大性，不易在实验室中全部重现，故在进行和应用成矿、成岩实验研究时，必须与野外地质观察研究密切结合；在探讨人工与天然矿物

* 陈光远、王寒竹：石碌铁矿成因的显微镜和电子显微镜研究。

的形成条件时，也必须以它们之间相应的标型特征为基础。

在应用自然科学成就的过程中，脱离地质实际所作出的有关地质理论，便易导致片面性。赛波尔德(Seibold, 1980)与德伦佩(Trumpy, 1980)*，在回顾1976—1980年的地质工作，并展望80年代地质科学的发展时分别指出："我们不应忘记地质的发展要立足于地面工作，立足于耐心地、勤奋地收集扎实的地质资料"。"然而有些地质学家冒越来越多的风险，去依赖数学的、物理的、化学的和其它的盲人，而放松了和新鲜空气，咸的海洋，五光十色的薄片，不显眼的化石接触"，他们认为后一种倾向有不利于地质科学发展的一面，应强调地质工作者不能歪曲客观世界来符合自己的主观世界，很值得注意。

二、工作方法

为全面应用矿物标型解决成因与找矿问题，从矿物中尽量提取可靠的成因和找矿信息，必须有一套具体的完整的工作方法和研究方法，可包括以下四个方面，每一个方面都各有其丰富的内容。

(一) 野外地质矿物学方法

详细的野外矿物学工作的开展，必须建立在对地质情况（包括物质成分）较全面了解的基础上，必须明确所要解决的问题，这样矿物学的研究，才能有的放矢，避免盲目性。野外矿物学工作方法，不仅是鉴定矿物，还需认真地、全面地、细致地观察矿物的各个方面。

1. *观察矿物与矿物组合的成因产状、采集系统标本* 采集

---

* 1980第26届国际地质学大会纪念国际地质学会成立100周年开幕和闭幕式报告

的矿物种应尽可能地全面，如应包括矿体和围岩、不同产状、不同空间位置、不同标型属性、不同蚀变程度、不同风化程度、不同粒度、不同碎裂程度的矿物。应对其形态（粒度、晶习、长宽比、晶形、双晶、晶面花纹等）、物性及产状特征进行观察、测量、素描或照像。对各种成因或不同矿化阶段多次出现的贯通性矿物，需注意它们之间的差别和变化。只有在全面了解测区矿物组成的基础上，才能对区内矿化和元素的演化有较深入的了解。

要注意采集系列标本，如成因形态系列、类质同象系列、矿化蚀变系列等。如在团结沟斑岩金矿区成矿斑岩中可见完全自形的黑云母，并发育{110}+{001}，而不发育{010}单形，因此成菱形短柱状，显示次火山高温流体特征。其中有的黑云母片以菱形短对角线为界，一半已蚀变成白云母，蚀变强烈处，整个菱形片都蚀变成白云母。这种矿物蚀变系列的空间变化，不仅是热液蚀变方向的指示剂，也是蚀变矿化强度和幅度的指示剂。

还要注意采集有特殊意义的标本。如在密云发现的区域变质基性火山岩的细粒普通辉石与斜长石(0.5—1mm)基质中开始出现粗大的普通角闪石自形变斑晶(长宽比1.5cm:0.5cm)，便是角闪岩-斜长角闪岩正变质的成因标志。在石榴石结构中∥{110}有两组互相垂直的共棱的八面体链，故易平行{110}成层生长。在弓长岭第六层铁矿绿泥片岩向硅质层转化的过渡带，发现∥{110}成层生长的石榴石在边缘发育∥{210}的生长阶梯，便可说明石榴石晶体生长机理内受结构制约，外受介质环境制约，是{110}如何过渡为{210}的罕见标本。同样，在弓长岭绿泥片岩剪切裂隙中发现的，磁铁矿在应力作用下发育的，具机械聚片双晶的板状双晶(长5cm，厚0.75cm)；在宁芜次火山岩磁铁矿中发现的状如玄武岩柱状节理，成假六方或复三方柱状，具生长聚片双晶的平行连生集合体；以及在巴维诺晶洞花岗岩晶洞中发现的钪辉石与类钪辉石的标本，都是罕见的标本。它们常常是百年难遇，终生难逢的

标本。它们不仅对阐明矿物成因和找矿问题有特殊意义，也是人类矿物标本的珍品。对它们注意采集和妥善保管，更是矿物学工作者的神圣职责。

还要注意观察采集不能识别的矿物标本，从中不仅可以发现新矿物，还可能发现新的矿物原料或新的找矿标志。

为进行观察采集，除地表露头、露天采场、探槽、坑道及掌子面、岩芯外，尾沙堆、废石堆、选矿厂、矿石厂也要注意。尤其是坑口的废石堆，常有不少的矿石与脉石可提供系统资料，在进坑道前尤应仔细观察采集。在初步掌握全面情况后，再进坑道观察产状，补充采样。这样，虽然坑道中光线较暗，也可事半功倍，较易辨认。此外，矿山陈列室、标本架、标本仓库与矿山工程技术人员的标本柜中陈列和珍藏的标本，如能进行观察研究，也常能得到有益的启示。

图10-1为瑞典基鲁纳铁矿公司富舍尔(Fuschel)工程师提供观察素描的珍藏标本。基鲁纳铁矿主矿层品位最高71%，最低53～54%，一般＞60%，矿石按平均品位分为5级：A级为70%，B级为67%，C_1级为65%，C_2级为63%，D级为60%(58—63%)。各级不同品位矿石在主矿层中成层分布，显示沉积特征。富舍尔出示的珍藏标本进一步显示D级矿石的沉积特征。基鲁纳磷灰石磁铁矿为世界闻名的巨大富铁矿床，但对其成因问题长期以来存在争议。本世纪40年代初在瑞典已有人提出火山成因观点，但一般认为是典型的正岩浆型矿浆侵入矿床，为此进行了几十年的大量工作。瑞典在1945年完成瑞典北部1:20万地质图后，经过12年修改复查，1957年正式出版。在此基础上，围绕基鲁纳又测制了1:5万地质图与物探图，通过成千切片的检查，在铁矿层围岩中找到了变余的火山玻璃，终于证明它是火山沉积成因的，以后又在铁矿层的上覆围岩中发现火山凝灰岩层。帕拉克(Parák,1969,1973)对此进行了系统工作。富舍尔出示的标本(1974)进一步证

实了该矿床的火山沉积成因。

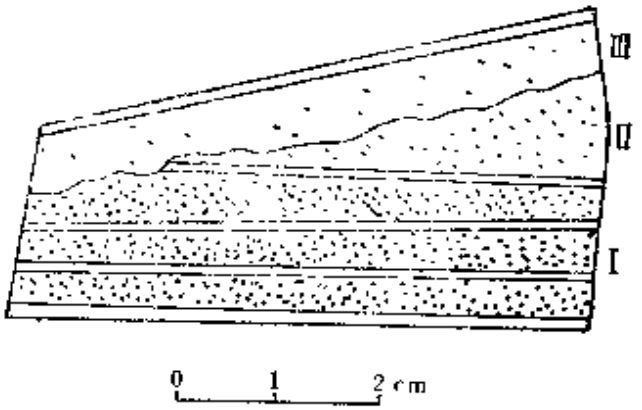


图10-1 瑞典基鲁纳铁矿D级矿石光面素描
(陈光远，1974，根据瑞典基鲁纳铁矿公司富舍尔工程师提供的珍藏标本)
白色条带为磷灰石纹层，示沉积矿层斜交层理。
磷灰石纹层间为磷灰石磁铁矿层，向上磷灰石逐渐增加。
Ⅰ带 颜色最暗，Ⅱ带 颜色中等，Ⅲ带颜色最浅

有的矿区矿物种极其丰富，已知和未知矿物种和亚种极多，仿佛“天然矿物博物馆”或“天然矿物标本仓库”，如瑞典的龙邦(Långban)，该地采矿和选矿工人每年可提供成百上千的珍贵标本，供观测、研究和鉴定，这一做法值得推广。

2. 观察矿物与矿物组合及其标型在时间上的演化 判断矿物的生成顺序，是矿物学工作最基本的训练。矿物生成顺序的标志可从以下几方面进行。

1) 同时生长的标志：两个互相接触的单体同时生长时，由于两个晶体接触界面生长速度不同，二晶体间的界面上有感应纹，在薄片中则能见到两个晶体间犬牙交错的接触界线。共结作用也是同时生长的标志，如共结文象结构，共结蠕虫状结构等。

2) 矿物单体间生成先后的标志：在溶液或熔体中结晶，从自形程度可以大致判断矿物生成顺序。在以上条件下，矿物之间细微接触关系也能说明先后顺序，如图10-2，矿物a和b互相接触包裹等。二者之间生成顺序有以下几种情况：(1)a、b同时生长

同时结束；(2)同时生长一段时间后b停止生长，a继续生长；(3)a先生长一段时间，然后与b同时生长和结束；(4)a先生长一段时间，然后再与b同时生长一段时间，后来b停止生长，a继续生长；(5)a先生长一段时间，然后再与b同时生长，后a停止生长，b继续生长。

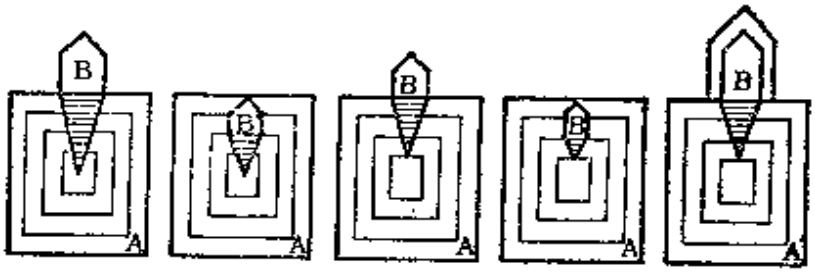


图10-2　在溶液或熔体介质中A、B矿物生长顺序
(据Чесноков, 1976)

穿插、交切及胶结关系，交代残余结构，交代假象等，是判断矿物生成顺序比较可靠的标志。要注意区别充填脉及交代脉；充填脉晶体生长是由边缘向中心生长，称向心性；而交代脉是由中心向外扩散生长，称离心性。这可由矿物生长特征来判断；充填脉两壁平直，交代脉两壁弯曲；充填脉两壁在转折端点的距离相等，交代脉不等(图10-3)。

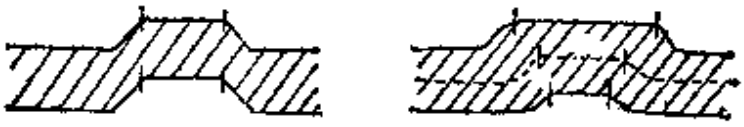


图10-3　充填脉与交代脉
(据Чесноков, 1976)
1 充填脉　2 交代脉

矿物在时间上的演化顺序，需室内与野外工作结合，才能精确可靠地确定。野外收集资料阶段无疑是最重要的，要求在野外工作过程中从开始阶段到最后阶段，逐步确定各个矿物的生成顺

序与矿物世代直到最后建立较完整的矿物生成顺序表。然后在室内工作中再进一步检查、修正和补充，在确定矿物生成顺序表时，同时要注意各世代矿物标型特征的变化。

注意收集说明矿物生成顺序的标本，具有交切、包裹、交代、胶结等现象的标本特别重要，对有围岩破碎充填交代的标本，要注意角砾的大小。充填物和破碎物，有的需素描和拍照。在根据上述标志划分矿化阶段时，要注意构造运动的性质和规模在矿物和矿物组合上的反映。

3. 观察矿物与矿物组合及其标型在空间上的分布与变化

在野外进行矿床和区域研究时，还应注意矿物种以及主要矿物的晶体形态等标型特征及其矿物组合在空间上的变化。研究矿物在空间上的变化需选择典型地段，进行细致的观察和描绘，才能发现规律。这些规律可用矿物图表示，如区域矿物晶形分布图、重砂矿物分布图、矿区矿物垂直分带图、矿物剖面图、矿物水平分带图等，现举例如下。

从图10-4可见控矿断层为NW—SE向，与线型褶皱束长轴方向平行，也与黑海海岸线平行。沿中央倾伏背斜向西北倾没的前方的断裂地段出现辰砂菱面体双晶长柱体与菱面体双晶。根据我国及苏联其它辰砂原生矿床垂直分带的研究，它们代表矿床较深的水平层。两侧出现厚板状底轴面体，代表浅部水平层，显示了明显的水平分带，可供深部勘探作参考。

从图10-5可见，该区辰砂重砂可分为菱面体双晶、柱状菱面体双晶及厚板状底轴面体三类。根据我国与苏联对辰砂原生矿垂直分带的研究，在该预测区不仅可找到厚板状底轴面体辰砂的原生矿床，而且因剥蚀深度较浅还有可能在该矿床深部水平层找到菱面体双晶与柱状晶形的辰砂矿体。

从图10-6可见，刚玉只出现于刚玉带，位于斑岩体中，该带也有较丰富的一水铝矿与叶腊石。一水铝矿带主要位于斑岩外围

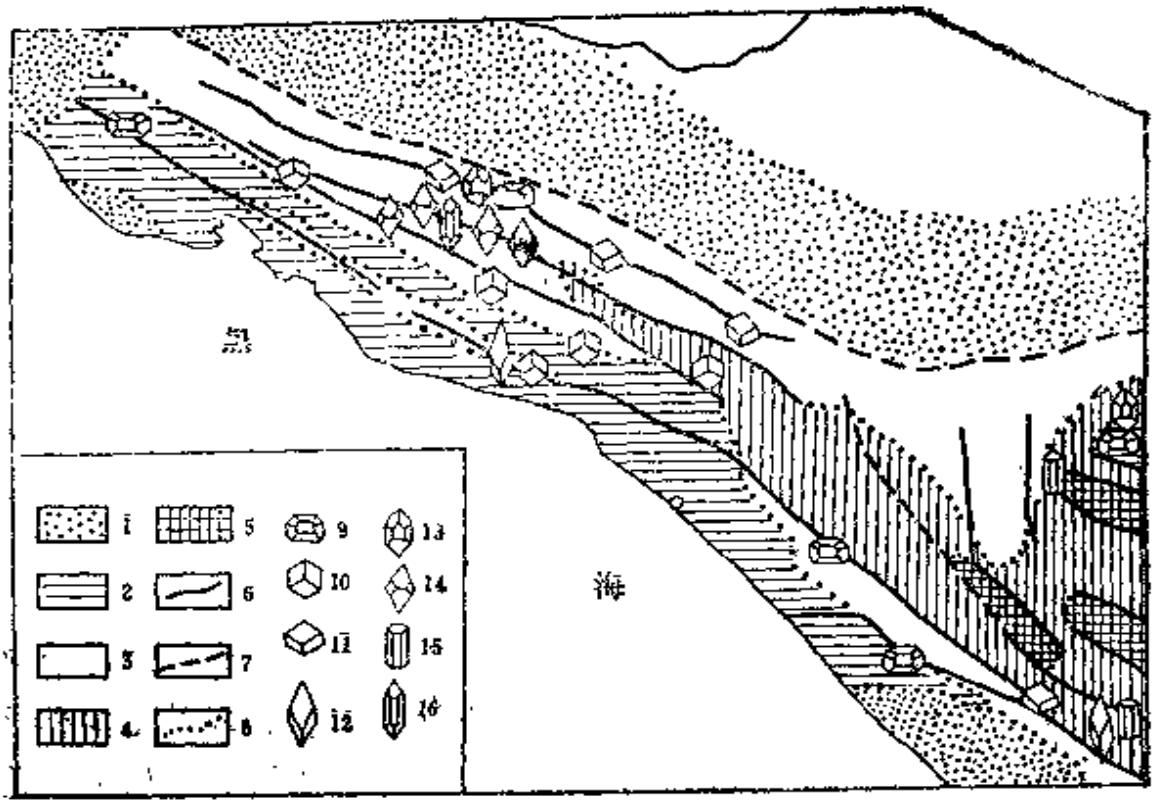


图10-4 苏联黑海滨西北高加索原生汞矿辰砂晶形分布图
(据Абуев, 1967)
1.第三系，2.上白垩统，3.下白垩统—上侏罗统，4.下—中侏罗统，5.古生界，6.控矿断层，7.推断断层，8.构造层分界，9—16辰砂晶体，9.厚板状底轴面体，10.扁平菱面体，11.菱面体，12尖菱面体，13.短柱菱面体，14.双晶菱面体，15.底轴面长柱体，16.菱面体双晶长柱体

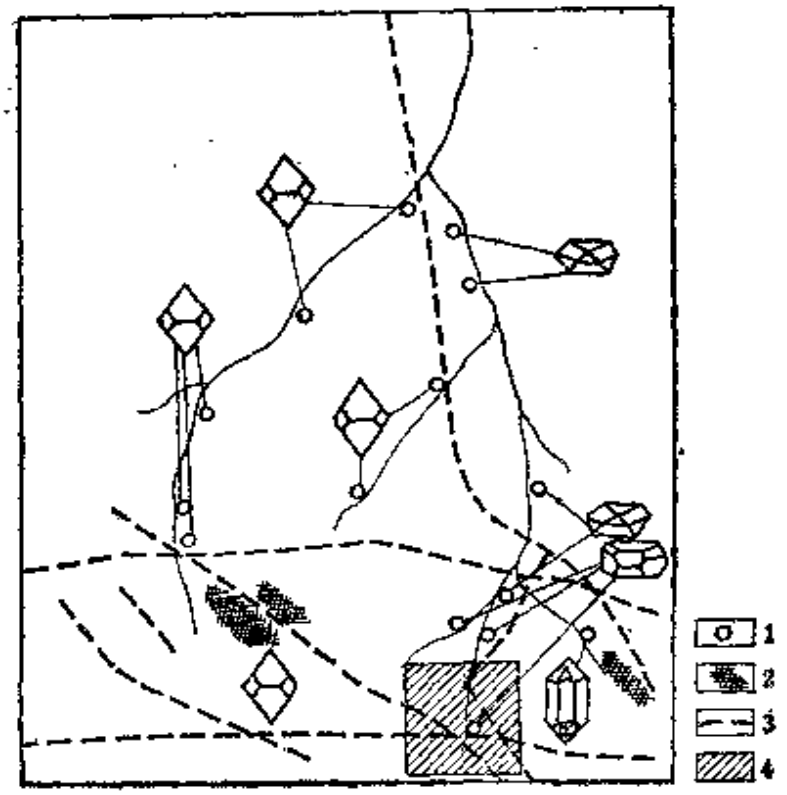


图10-5 苏联西北高加索辰砂重砂晶形分布图
据(Зубов, 1966)
1.重砂采样点，
2.原生辰砂矿体，
3.构造破碎，
4.建议找矿区

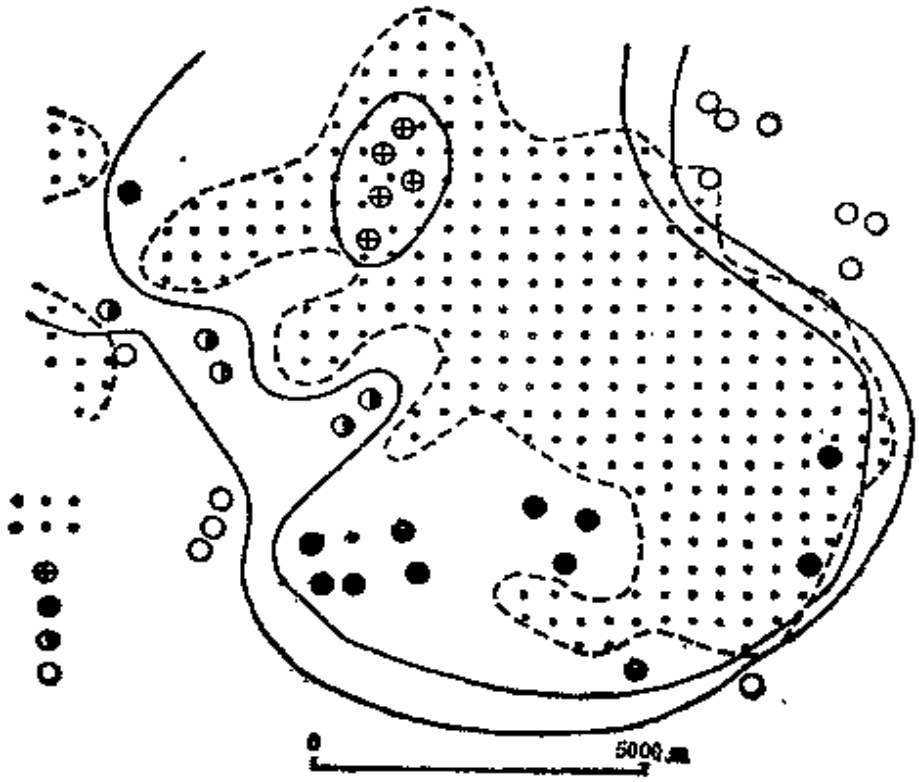


图10-6　日本Goto矿山矿物水平分带

（据砂川一郎，1957）

1.点区：花岗斑岩，2.点区外围空白区：沉积岩区，3.十字圈区：刚玉带，4.实心圈区：富一水铝矿带，5.半实心圈区：中等一水铝矿带，6.空心圈：贫一水铝矿带

沉积岩中，也可出现于斑岩的边缘带，此带中不出现刚玉，但可有叶腊石。叶腊石带主要出现于斑岩外围的沉积岩中，在水平分带上位于贫一水铝矿矿带的外围，在此带中既不出现刚玉，也不出现一水铝矿。以上水平分带显示从斑岩体向外温度逐渐降低，挥发分逐渐升高，蚀变逐渐加强；与此相应，在上述分带中黄铁矿晶形也有很大差异。刚玉带黄铁矿以立方体为主，以及立方体为主的和八面体的聚形。一水铝矿带以八面体为主，但也出现以八面体为主的和立方体的聚形或立方八面体，在聚形中很少出现五角十二面体单形。叶腊石带全部为立方体与五角十二面体聚形，而且五角十二面体较立方体更发育。以上显示温度及浓度对

黄铁矿晶形的控制，叶腊石带属晚期阶段，硫的浓度高，温度低易达到过冷却与过饱和，因而五角十二面体发育。

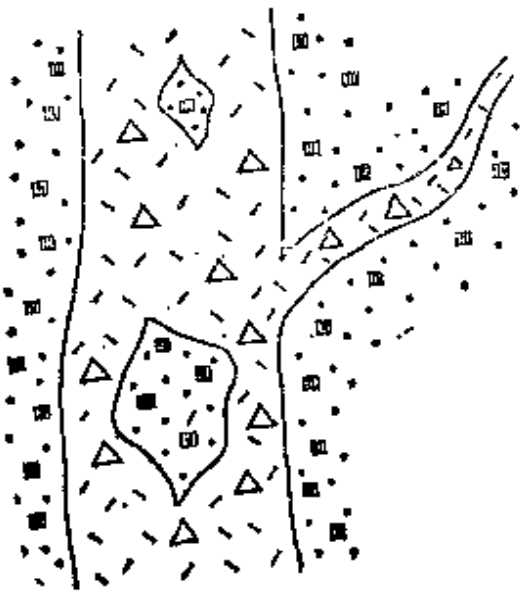


图10-7　日本Udo矿山黄铁矿晶形变化图
（据砂川一郎，1957）

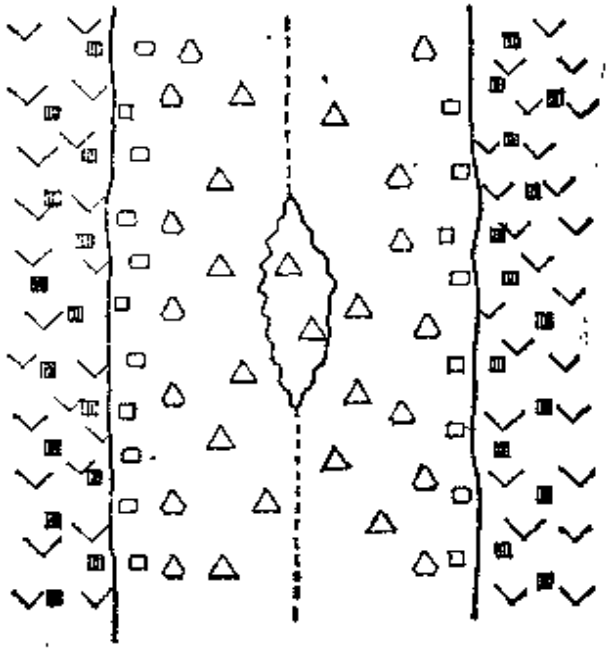


图10-8　日本Ogoya矿山黄铁矿晶形变化图
（据砂川一郎，1957）

从图10-7可见，脉中的黄铁矿成八面体，在主脉及支脉中均如此。但在围岩中则为具有聚形纹的立方体。在脉中被俘虏的围岩角砾中的黄铁矿也成同样的立方体，与围岩中的相同，显示脉中温度较高，冷却缓慢，黄铁矿结晶条件稳定。在脉旁的围岩中，温度较低，黄铁矿结晶条件不稳定，故形成具有聚形纹的立方体。

从图10-8可见，Ogoya矿山黄铁矿晶形变化趋势与Udo矿山相似。在黄铁矿石英脉的中央及中央晶洞中，黄铁矿也成八面体，且粒度较大，显示形成温度较高，结晶条件较稳定。由脉中轴线向外，黄铁矿粒度逐渐变小，晶形也由八面体与立方体聚形过渡为立方体，显示温度逐渐降低。在脉两侧围岩中的黄铁矿粒度与脉的边部相似，显示温度较低，只出现五角十二面体与立方

体的聚形纹，说明结晶条件不稳定。

山东莱芜矿山岩体为基性的辉长岩，较富Fe质，侵入中奥陶统灰岩后发生同化混染，边部及外围形成辉石闪长岩及含黑云母的闪长岩。矽卡岩型磁铁矿体，出现于含黑云母闪长岩与中奥陶统接触带上。辉长岩——辉石闪长岩——含黑云母闪长岩三者间是渐变的。在辉石闪长岩中可见普通角闪石平行连生于普通辉石之上(董振信，1977)，辉长岩浆同化灰岩后，Ca、K、Al、Si及挥发分含量均有所升高。正长闪长岩为晚期阶段侵入的岩浆活动，穿切早期阶段的辉长闪长岩。

根据部分矿山岩体斜长石号码等值线图(图10-9)可见，该辉长岩斜长石为 $An62—48$，已接近辉长岩下限向闪长岩过渡。辉石闪长岩斜长石 $An46—40$，含黑云母闪长岩为斜长石 $An38—34$，正长闪长岩斜长石 $An<34$，它们的 An 号码的降低具渐变性，说明是同源分异的产物。An 号码降低较快，降低幅度较大，又说明同化灰岩的基性岩浆的分异过程与未受同化混染的纯净基性岩浆不同。在辉长岩——辉石闪长岩间，辉石闪长岩——含黑云母闪长岩间，An 等值线并不完全平行整合，也说明后二者为进一步同化混染围岩的产物。正长闪长岩斜长石 An 等值线截断前三者等值线，与前三者之间存在不整合接触，又说明它与前三者为不同阶段的产物，其间的岩浆活动存在有间断。

此外，辉长岩 An 等值线高峰值并不限于一点，说明基性岩侵入体表面有起伏。辉长岩 An 最大峰值偏西偏南，说明辉长岩体是从西从南向北向东即向NEE—NE方向侵入的。大多数 An 等值线在岩体南部近东西向，在岩体北部近南北向，在岩体东部近东西向，在岩体西部近南北向。整个岩体的 An 等值线分布说明岩体从南西到北东有转向北侵入的趋势，与整个矿山岩体露头分布完全一致，它南半部为SWW—NEE向，中部为SW—NE向，北部为S—N向。

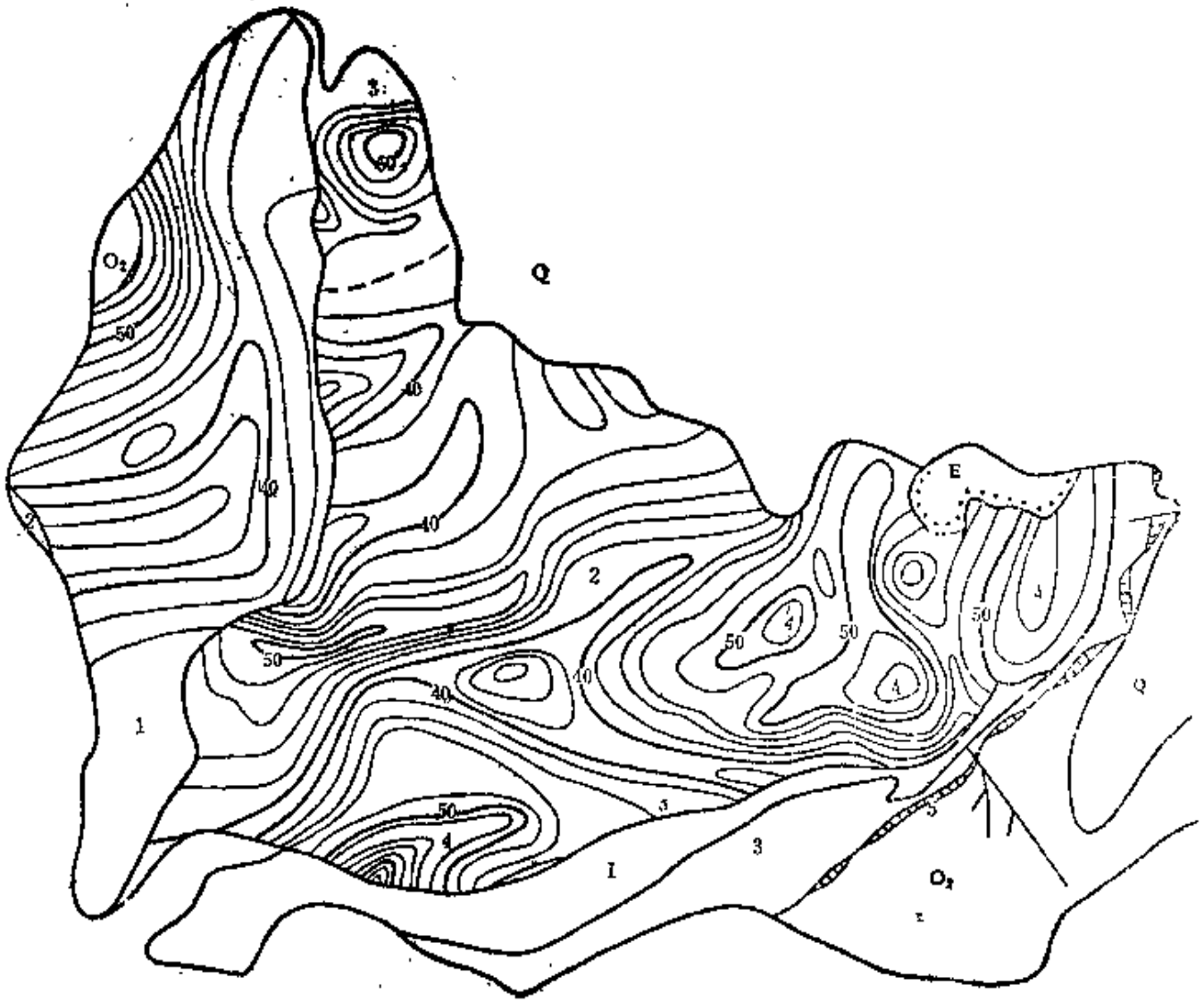


图10-9 山东莱芜颜家台东南部斜长石An号码等值线图

(据山东省局一队综合组，山东省局中心实验室蓝振信等，1977)

Q 第四系，

E 第三系，

5. 矿 体，

4. 辉长岩，

3. 辉石闪长岩，

2. 黑云母闪长岩，

1. 正长闪长岩，

O_2 中奥陶统灰岩，

等直线上数字标示斜长石An号码

几乎岩体全部 *An* 等值线与第三系及第四系的接触界线都成不整合接触，说明在不整合界线下岩体并未终止，而是伸入第三系与第四系的覆盖层下形成隐伏岩体；同样中奥陶统灰岩也未终止，而是将与岩体一同分布在第四系覆盖层下形成隐伏岩层。因此在它们的隐伏接触带上，还可能有矽卡岩型磁铁矿盲矿体存在。

矿山岩体侵入中奥陶统的侵入层位较高，不似金牛山岩体与磷峪岩体侵入太古界至寒武、奥陶系，故成矿条件较后二岩体好。但它侵入层位又不似铁铜沟一带的岩体，后者以侵入石炭二叠系为主，故按矿物垂直分带，在铁铜沟一带除铁矿化外，还可能出现铜矿化。

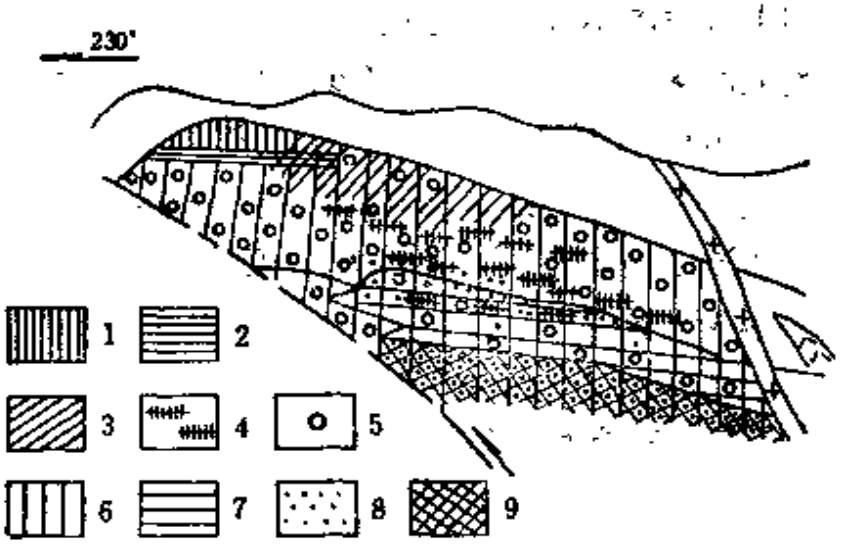


图10-10　长坡锡矿床矿物垂直分带图
（据苏秀生，1982）
1.辉锑矿，2.辉锑锡铅矿，3.脆硫锑铅矿，
4.锡石，5.黄铁矿，6.闪锌矿，
7.毒砂，8.磁黄铁矿，9.黄铜矿

图 10-10 为长坡锡石多金属矿床的矿物分布垂直剖面图。上带为Sb的硫化物和硫盐带，中带为锡石及 Fe 的硫化物和硫砷化物带，下带为黄铜矿带，呈现明显的分带现象。在上带中从上到

下依次为辉锑矿(Sb_2S_3)→辉锑锡铅矿($Pb_5Sn_2FeSb_2S_{14}$)→脆硫锑铅矿(羽毛矿，$Pb_4FeSb_6S_{14}$)，也显示一定的垂直分带。该分带的特点为Sb的硫化物向下转化为Sb的硫盐，再向下Sb的硫盐含Fe量增加，故与中带的黄铁矿重迭。在此分带中Sn为Sn^{4+}，与中带锡石中Sn^{4+}价态相同，但Sb皆为Sb^{3+}而非Sb^{5+}，脆硫锑铅矿中的Fe为Fe^{2+}，与黄铁矿中Fe^{2+}相同，仍显示氧化度不高。在中带，从上往下依次出现黄铁矿—磁黄铁矿—毒砂，也显示它的垂直分带。在该分带中，S的浓度向下逐渐降低，因此向下转化为黄铜矿带。闪锌矿各带都有分布，但伴随矿物组合与垂深的变化，成分颜色也相应地变化。故在长坡矿区上述矿物的垂直分带与闪锌矿在垂向上标型特征变化，均可作为找矿勘探的标志。

该区Pb的浓度不高，到上带浓度稍大与Sb结合形成硫盐，方铅矿含量很少，不构成同时以Cu、Pb、Zn为主的多金属矿床，该矿床中出现锡石，位于中带中上部位磁黄铁矿带以上的位置，较接近上带辉锑锡铅矿，它向上转化为含Sn的铅锑硫盐，而不转化为独立的黝锡矿($CuFeSnS_4$)，显示向上Cu的浓度并未提高，而是集中于下带。

(二) 室内研究和测试

室内研究测试阶段，包括选择测试课题、测试手段、测试样品、数据处理及综合分析几个环节。对重点研究的矿物，所选择的测试手段要尽可能全面，这样所取得的实际数据才能相互印证内检，才能切实可信，同时才可能获得形态、成分、结构、物性、谱学特征与成因产状内在关系的系统资料。

1. *研究和测试手段的选择* 不同的标型特征有不同的研究方法，现将成分、结构及形态研究的主要方法列举如下。

矿物化学成分的研究，方面很多，如矿物主要化学成分（定量和定性），微量元素(定量和定性)，矿物中水的确定，变价元

素价态、元素在矿物中的不均匀分布（如晶畴构造、显微带状构造、沙钟构造）等。矿物化学成分定量分析主要采用化学分析、分光光度计、极谱分析、原子吸收光谱、X射线萤光光谱、中子活化分析、等离子发射光谱、电子探针质谱分析(微区)、电子探针分析等。矿物化学成分定性及半定量分析主要采用发射光谱、激光显微光谱、极谱分析、分析电镜、红外光谱、离子探针(微区)、激光探针(微区)、质子探针(微区)、扫描俄歇表面探针(微区)、红外光谱、穆斯鲍尔谱等。微量元素定量分析主要采用极谱分析、质子吸收光谱、化学分析(比色法)、中子活化分析、离子探针(部分定量)，等离子体发射光谱、火花源质谱分析、X射线萤光光谱、色谱分析等。微量元素定性分析主要采用发射光谱、电子顺磁共振谱等。矿物中水的确定主要采用差热分析、红外光谱、核磁共振、化学全分析等。变价元素的价态主要采用化学全分析、电子顺磁共振、穆斯鲍尔谱、光电能谱、电子能谱等。元素不均匀分布（晶畴构造、带状构造等）主要采用电子探针、分析电镜、离子探针、激光探针、质子探针等。

矿物中元素赋存状态主要研究方法有直接观察和间接推断两种。直接观察可用偏光、反光及电子显微镜观察机械混入物的种类，矿物颗粒表面是否均匀，有无带状构造等。间接推断方法很多，如用常规物性测定折射率、反射率、比重及颜色等与理想数值对比判断；用X射线法、电子衍射法确定晶胞参数、特征面网间距等与理想数值对比判断；用红外光谱的峰位和强度的变化及差热分析的曲线判断；用电子探针来判断混入物的分布情况，推断混入物的性质；用电渗析方法及溶解实验等来区别机械混入物、细分散及离子状态的元素等；溶解矿物时用某微量元素与某主要元素析出量的相关关系来判断；若为发光矿物（光致发光、热致发光），可利用发光光谱进行解释来判断所含微量元素。

晶体结构的研究方面很多，所采用的方法多种多样。结构参

数、空间群、晶胞分子数的研究可采用X射线分析、X射线旋进分析、X射线衍射、四圆衍射、中子衍射等；配位数及配位体特征的研究主要采用X射线分析、电子顺磁共振、穆斯鲍尔谱、红外谱、核磁共振等；有序度、三斜度及离子占位的研究，主要采用X射线分析、透射电镜、分析电镜、红外光谱、核磁共振、电子顺磁共振；化学键的研究主要采用穆斯鲍尔谱、X射线分析、电子能谱、电子顺磁共振及核磁共振；位错、非均匀性、块度(单晶理想化程度)、畸变程度主要采用光学显微镜法(>10μ)、X光照相法、X光形貌测量法、中子测量法、电子显微镜鉴定法；多型的确定主要采用X射线分析、反射谱、透射电镜、分析电镜等。

晶体形态的研究包括宏观形态及微形貌的研究。除肉眼观察外，还可用双目镜观察，用偏反光显微镜观察其纵横断面形态及延长情况。精确的可进行测角(2—5mm的完整晶体)恢复其理想形态。微形貌的研究可采用相衬显微镜、微分干涉显微镜、扫描电镜、透射电镜等。

研究的手段还有很多，可参考其他专著，如包体的研究，同位素的研究及一般常规的各种测试手段。

任何一种仪器方法都是针对一定对象的一定属性而设计的，因此都有一定的使用范围或局限性。如电子探针只能分析原子序数>4的元素，不能分析H和H_2O或其他挥发组分，也不能区别Fe^{2+}及Fe^{3+}等变价离子。但任何一种方法，除其直接功能外，常可发挥各种间接作用。例如红外光谱与穆斯鲍尔谱便可分别用以确定石榴石类质同象系列的成分(陈光远，1981)和磁铁矿的结构型(陈光远，1981)。显微镜可用以观察晶体断面特征，例如加拿大拉布拉多地槽与弓长岭铁矿二矿区绿岩带的铁闪石，在偏光镜下均可见它们的横断面沿b轴平行连生形成成串的连晶，但在扫描电镜下却可见角闪石∥{100}成层生长，{110}单形的晶面便是

由 // {100}成层生长的边缘生长阶梯构成，因而形成糙面。同样，在扫描电镜下也可见长石晶体沿{001}与{010}成层生长的特征。此外扫描电镜还可用以判断矿物生成顺序，例如可见首先脱水的氢氧化铁胶体形成自形—半自形的赤铁矿或磁铁矿，长入后脱水的硅胶，使后者后脱水形成他形石英(陈光远等，1980)。

根据课题任务有针对性地进一步作测试，进行选样制样，应在野外综合研究、手标本观察、双目镜及偏、反光镜研究的基础上进行。样品的特征应有典型性，样品的数量应有足够的代表性，否则会得出片面结论。

2、测试资料整理与数据处理　对于室内测试取得的大量原始资料，首先要从它们本身的精度进行检查，然后再根据它们与其他方面的数据对比，进行内检，不精确和不可靠的需重测或弃置不用，可用的再进行多方面的运算分析，如矿物晶化式的计算、X射线数据的计算、各种图谱的解释与计算、物化参数的计算、共生分析计算等。数据的处理需运用数理统计方法，如相关分析、典型相关分析、回归分析、多元回归分析、判别分析、因子分析、对应分析等，因此需借助电子计算机，当需处理的数据多时，更需使用计算机，在进行数据处理过程中还会发现新的规律。把数学计算和成因矿物学与找矿矿物学研究相结合，利用计算机模拟矿物形成过程进行找矿，是一个十分重要的方向。目前在划分矿床成因、确定找矿标志及相关关系的研究等方面已经有较成功的成果，这一领域还有待进一步大力开拓。

在测定计算的基础上应设计有关图表，如综合体现多方面标型的图表、共生分析图表、矿化关系图表、成因类型图表、野外综合图件定量化图表等。总之，应把所取得的结果在图表上综合体现出来，并要求所设计的图表符合自然逻辑，能一目了然地体现客观的自然规律(图10-11)。

3、野外和室内资料综合分析　在以上各阶段研究的基础

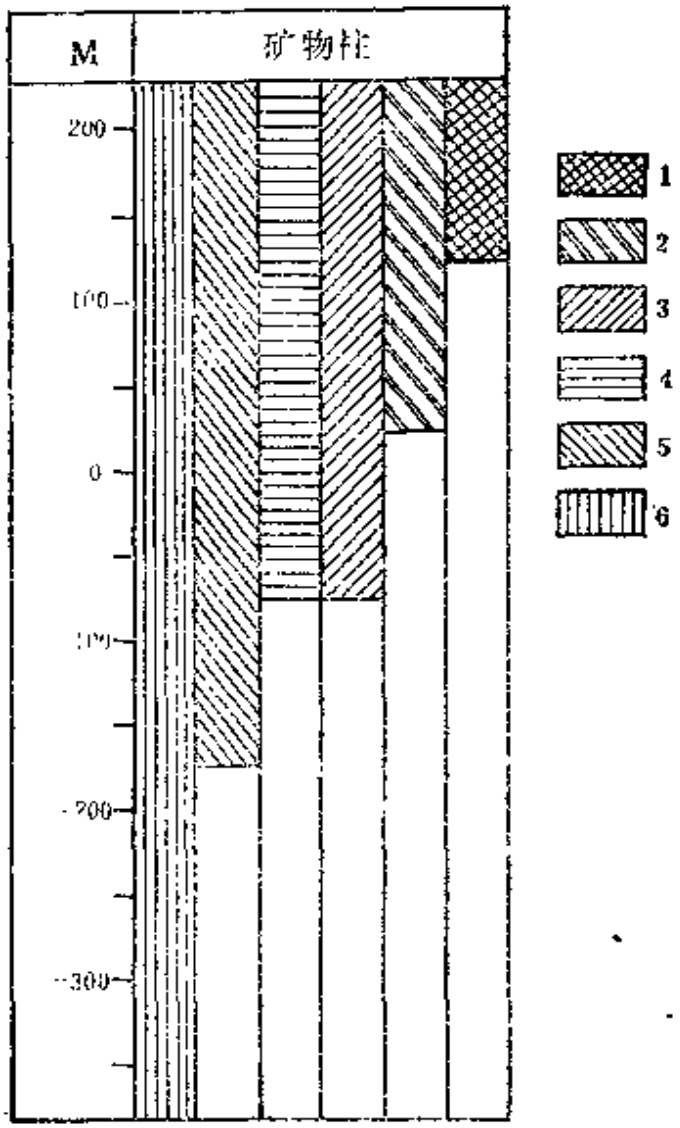


图10-11 鞍山樱桃园矿区矿物垂直分带
标示可供找矿勘探开采参考的矿物分带垂深
(据王金富，1964)
1.褐铁矿，2.水针铁矿，3.假像赤铁矿，
4.镜铁矿，5.磁赤铁矿，6.磁铁矿

上，应进行全面的综合分析。实际上从一开始就应在各个阶段逐步对取得的资料进行不断的、累计的综合分析，但由于开始占有资料较少，又缺乏微观资料的验证，往往不全面，有时甚至是错误的，因此在新的基础上再进一步综合分析，显得特别重要。在

成因矿物学与找矿矿物学的综合分析研究中应特别注意以下几点：

1） 注意测试的精确性

由于成因探讨和成矿预测是以各种地质矿物现象和各种测试数据为基础的，现象观察的客观性及数据测试的精确性至关重要。每种测试手段有其本身的误差范围，若测试结果超出了误差范围，应弃之不用。划归不同成因类型的矿床、含矿与非含矿地质体、近矿与远矿、贫矿与富矿、大矿与小矿等的标型参数的差别，较系统较明显的，才切实可信，若差别虽在测定误差范围之内但大幅度重迭，可靠性便降低。

2） 注意测试的系统性

在样品质量与数量及经费、设备、人力许可的客观条件下，根据工作需要，要尽量注意测试的系统性。测试数据不系统或残缺不全，便不可能对矿物的形态、成分、结构、物性、谱学特征与成因产状、共生组合之间的内在联系取得全面深入的了解，便不可能给知识宝库增加系统完整的资料，同时也难于给生产部门提供确凿有效的找矿信息。

3） 注意测试的统计性

许多成因与找矿规律，是在大量观察研究与大量数据统计处理过程中发现的，因而具有统计性的特征。为此，样品要有一定的数量，且应有一定的代表性，不能就个别样品或个别测试下结论。在数据很多的情况下，往往一时看不出规律性，经分组处理综合分析后，可能或只有某一项、某一组数据与成因找矿密切相关。这就需要用地质学与矿物学的基本理论指导综合分析，在繁多的数据中去发现具有实用价值与理论意义的规律性，这实际上是一种具有高度创造性的劳动。

4） 注意结论的区域性

地质条件常千差万别，所得出的一些结论往往受本地区地质

条件的限制，它可能只适合于一定地区内的规律，不一定具有普遍意义。因此，应注意本区与其他地区的差别和联系，要注意区分局部规律和普遍规律。这对矿物的标型研究十分重要，因它常随时空的演化而异。但矿物的标型又有其普遍的规律，因此在注意特殊性的同时，也要注意总结普遍性的规律。这方面的要求实际上涉及拓扑矿物学与矿物发生史的研究内容。

5) 注意结论的客观性

在综合分析过程中，应与野外地质情况相结合，所有结论都应建立在充实的地质背景上，不能只依靠室内测试，尤其不能只依靠个别方面的测试或个别数据，就作出全面的结论。成因矿物学与找矿矿物学的研究，必须以矿物在自然界中存在的时空形式为基础，任何不符合自然界客观实际的结论，必须不断地修正补充，使其日益完善，逐渐达到真正能反映客观规律。

6) 注意结论的理论性

数据只代表现象，理论才深入本质。因此不能陷于数据的堆砌上，要进一步探讨数据的内涵，充分发挥数据的作用。在取得数据以前，要用理论作测试的指导；在取得数据以后，也要进行加工，上升概括。因此标型的研究，不能只停留在数据的统计上，还要探讨它的机理，探索它内在的规律。

思想是行动的指南，实践是检验真理的标准。只有不断提高思想方法和工作方法，不断更新知识，扩大知识面，加强学科之间的交叉渗透，不断引进先进的理论和技术方法，继承和发展人类科学文化的宝贵遗产，不断联系实际、增加对自然界的深入了解，才能促进我国成因矿物学与找矿矿物学的发展。

主要参考文献

第一章

Breithaupt, J. E. A., 1849, Die Paragenesis der Mineralien, mineralogisch, geognostisch und chemisch beleuchtet mit besonderer Rücksicht auf Bergbau, Freiberg.

Kostov, I., 1968, Mineralogy, Edinburg, London.

Leake, B. E., 1978, IMA-Subcomittee on the amphibole group: Nomenclature of amphiboles, *Amer. Mineral.*, **63**.

Machatschki, F., 1953, Spezielle Mineralogie auf geochemischer, Grundlage, Wien.

Phillips, F. C., 1946, An introduction to crystallography, Longmans, Green & Co., London, New York, Toronto.

Strunz, H., 1941—1982, Mineralogische Tabellen, Auflage 1—8, Akad. Verlagsgesellschafft, Leipzig.

Sunagawa, I., 1979, Surface Microtopography of crystal surface, *J. A. C. G.*, **6**.

Veblen, D. R. & Buseck, P. R., 1977, Petrologic implication of hydrous biopyriboles intergrown with igneous pyroxene (abst.), *Trans. Am. Geophys. Union(EOS)*, **58**.

Veblen, D. R. (Editor), 1981, Amphiboles and other hydrous pyriboles-Mineralogy, Mineral. Soc. Amer., Rev. in mineralogy, 9A, Bookcrafters, Inc., Michigan.

Барабанов, В. Ф., 1977, Генетическая минералогия, Изд. Недра, Л.

Бетехтин, А. Г., 1950, Парагенезисы рудных минералов в си-

стемах Fe-S-O и Cu-Fe-S-O, *Изв. АН СССР, сер. геол.*, №5.

Бетехтин, А. Г., 1951, Парагенетические соотношения и последовательность образования минералов, *ЗВМО*, ч.80, вып.2

Вернадский, В. И., 1923-1924, История минералов земной коры, т. I-II, вып. 1—4, Научин. Хим-техн. Изд., Москва.

Жабин, А. Г., 1976, Минеральные агрегаты как источники генетической информации о рудообразовании, *ЗВМО*, ч. 105, вып.5.

Жабин, А. Г., 1979, Онтогения агрегаты, Изд. Наука, Москва.

Гинзбург, А. И., 1978, Минералогические методы и критерии при поисках и разведке месторождений ископаемых, *ЗВМО*., ч.107 вып.4.

Гинзбург, А. И., Кузьмин, В. И., Сидоренко, Г. А., 1981, Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ, Изд. Недра, Москва.

Григорьев, Д. П., 1961, Онтогения минералов, Изд. Львовск. гос. унив., Львов.

Григорьев, Д. П., 1975, Онтогения минералов, Индивид Изд. Наука, Москва.

Корженский, Д. М., 1957, Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов, Изд. АН СССР., Москва.

Костов, И., 1954, Заметки о более рациональной классификации минералов, *ЗВМО*, ч.54, вып.4.

Лазаренко, Е. К., 1963, Основы генетической минералогии, Изд. Львовск, гос. унив., Львов.

Лазаренко, Е. К., 1979, Опыт генетической классификации минералов, Изд. Наукова Думка, Киев.

Павлишин, В. И., 1983, Типоморфизм кварца, слюд и полевых шпатов в эндогенных образованиях, Изд. Наукова

Думка, Киев.

Поваренных, А. С., 1966, Кристаллохимическая классификация минеральных видов, Изд. Наукова Думка, Киев.

Рундквист, Д. В., 1982, Использование закономерностей развития менеральных образований во времени при прогнозно-металлогенических исследованиях, *ЗВМО*, ч.111, вып.4.

Сивергин, В. М., 1978, Первые основания минералогии или естественной истории ископаемых тел, Кн. 1—2.

Тихомиров, В. В. и Хаин В. Е., 1956, Краткий очерк истории геологии, Гоегеолтехиздат, Москва.

Чухров, Ф. В., 1969, Типоморфизм — Важнейшая проблема современной минералогии, в сб. Типоморфизм минералогии, Изд. Наука, Москва.

Чухров, Ф. В., 1972, Конвергенция в минералообразовании, В кн. Типоморфизм минералов и его практическое значение, Изд. Недра, Москва.

Штрунц, Г., 1984, Современные классификации минералов (исторический этюд), В минералогии Сер. С. 10, Док. т. 10, 27-й международный геологический конгресс, Москва.

Федровский, И. М., 1920, Генетическая минералогия, НТО. ВСНХ., Петроград.

Ферсман, А. Е., 1912, По вопросу о генезисе минералов и их взаимных превращениях, *Тр. СПб. о-ва естество-испытателей*. ч. 5, вып. 1.

Ферсман, А. Е., 1931, Пегматиты, их научное и практическое значение, т.1. *Тр. СОПС., сер. полезн. ископ.*, вып. 1. Изд. АН СССР., Москва.

Ферсман, А. Е., 1940, Геохимическая и минералогические методы поисков полезных ископаемых, Изд. АН СССР., Москва.

Юшкин, Н. П., 1969, Проблема информации в генетической минералогии, Матер. I, Коми республ. научн. конф., Сыктывкар.

Юшкин, Н. П., 1972, Генетикоинформационная минералогия и общие задачи, Ежегодник-1971 ИГ Коми филиала АН СССР., Сыктывкар.

Юшкин, Н. П., 1976, Проблемы и методы генетикоинформационной минералогии, *ЗВМО*, ч.105, вып. 6.

第 二 章

山海经　公元前 476 年。
黄帝内经　公元前三～五世纪（公元前475～221年）。
竹书纪年　公元前 295 年或更早。
管子·地数　公元前 221 年。
尚书·禹贡　公元前 221 年。
韩非子　公元前 206 年。
淮南万毕术　西汉刘安，公元前179～122年。
论衡　东汉王充，公元97年前。
汉书　东汉班固、班昭，始于公元65年，成书于公元 100 年前后。
史记　东汉司马谈、司马迁，公元 100 年前后。
神农本草经　清孙星衍等辑魏吴普述，公元一世纪。
说文解字　东汉许慎，公元 127 年。
周易参同契　东汉魏伯阳，公元 142 年。
博物记　东汉唐蒙，公元 190 年前后。
博物志　西晋张华，公元 270 年。
华阳国志　东晋常璩，公元 317 年。
后（续）汉书　南朝宋司马彪、范晔，公元 450 年。
名医别录　南朝梁陶宏景，公元 500 年前后。
魏书　北朝北齐魏收，公元550～577年。
水经注　北朝北魏郦道元，公元五世纪末～六世纪初。
地镜图　佚名，南朝梁，公元六世纪。
唐新修本草　唐苏恭，公元659～660年。
北史　唐李延寿，公元670年。
元和郡县志　唐李吉甫，公元713～741年。

本草拾遗　唐陈藏器，公元725年。
括地表　唐魏王泰，公元七世纪。
酉阳杂俎　唐段成式，公元863年。
岭表录异　唐刘恂，公元889～903年。
宝藏论　五代后梁轩辕述，公元918年。
太平环宇记　宋乐史，公元976～983年。
新唐书　宋欧阳修，公元1061年。
梦溪笔谈　宋沈括，公元1064年。
图括本草　宋苏颂，公元1070年。
通鉴外记　宋刘恕，公元1032～1078年。
本草衍义　宋寇宗奭，公元1116年。
桂海虞衡志　南宋范成大，公元1175年。
岭外代答　南宋周去非，公元1178年。
演繁露　南宋程大昌，公元1180年。
癸辛杂识续集　元周密，公元1308年。
庚辛玉册　明宁献王衡仙，公元1421年。
明一统志　明李贤，公元1450年。
菽园杂记　明陆容，公元1465～1497年。
石田杂记　明沈周，公元1427～1509年。
丹铅总录　明杨慎，公元1542年。
本草纲目　明李时珍，公元1596年。
天工开物　明宋应星，公元1627年。
方舆纪要　清顾祖禹，公元1667年。
通雅　明方以智，公元1611～1671年。
博物要览　清谷应泰，公元1680年前后。
颜山杂记　明清之际孙廷铨，公元1610～1681年。
广东新话　清屈大钧，公元1630～1696年。
清一统志　清徐乾学，公元1730年。
明史　清张廷玉，公元1739年。
贵州通志　清靖道谟，公元1741年。
广西通志　清胡虔，公元1800年。
三省边防备览　清严如煜，公元1810年前后。
四川通志．铜铅厂地方志略　清杨芳燦，公元1816年。

浙江通志，清留霞借月轩主人，公元1879年。
湖北通志，清杨承禧，公元1911年。
章鸿钊，1921，石雅，前北平地质研究所。
顾颉刚，1934，五藏山经初探 北京大学潜社史学论丛第一册。
徐克勤，丁毅，1943，江西南部钨矿地质志，前中央地质调查所专报甲种第17号。
严中平，1948，清代云南铜政考，中华书局。
章鸿钊，1954，古矿录，地质出版社。
王琎，1954，五铢钱化学成分及古代应用铅锡锌鑞考，中国古代金属化学及金丹术，中国图书仪器公司。
王嘉荫，1957，本草纲目的矿物史料，科学出版社。
陈光远等，矿物专辑第1辑(译文集)，1957，地质出版社。
彭信威，1958，中国货币史，上海人民出版社。
李春昱，1959，四川西康地质志，地质出版社。
王嘉荫，1963，中国地质史料，科学出版社。
李仲均，王根元，1975，我国史前人类对于矿物岩石认识的历史，科学通报第5期。
叶史，1976，藁城商代铁刃铜钺及其意义，文物，第11期。
李众，1976，关于藁城商代铜钺铁刃的分析，考古学报，第2期。
夏鼐，1977，碳14测定年代和中国史前考古学，考古，第4期。
彭九松，1977，试说临邛火井，井盐史通讯，第1期。
王嘉荫，1978，应力矿物学概论，地质出版社。
陈振玠、郭永芬、曾骥良，许文渊、王凤阁，1979，硫金银矿的发现和研究，科学通报，第24卷，第18期。
夏湘蓉、李仲均、王根元，1980，中国古代矿业发展史，地质出版社。
魏明秀，1981，硫金银矿研究的新资料，地质科学，第3期。
王根元，1982，我国史前人类对矿物的认识和利用，矿物学报，第2期。
陈光远、孙岱生、孙传敏、黎美华、汪雪芳、王祖福、速玉萱、林家湘，1984，弓长岭铁矿成因矿物学，矿物岩石，第四卷，第二期。
Barton, M. D., Kieft, C., Burke, E. A. & Oen I. S., 1978,

Uytenbogaardtite, a new silver-gold sulfide, *Canad, Mineral.*, 16.

Dana, J. D. & Dana, E. S., 1951, The system of mineralogy, 7th edit., entirely rewritten and greatly enlarged by Palache, C., Berman, H., Frondel, C., John Wiley and Sons Inc., New York.

Needham, J. & Wang Ling, 1954, Mineralogy in Science and Civilization in China, Cambridge University Press, Vol. 3, Pt. 25.

Сауков, А. А., 1946, Геохимая ртути, Изд. АН СССР., Москва.

Токарев, В. А., 1956, Древнейшая китайская книга о минералах и горном деле, ЗВМО., ч. 85.№3.

第 三 章

张本仁，1956，湖南临湘桃林铅锌矿矿床矿物学，北京地质学院研究生论文。

赵其渊，1957，内蒙乌拉尔矿物学及地球化学，北京地质学院研究生论文。

朱尔勤，1957，湖北应城石膏矿床矿物学，北京地质学院研究生论文。

R. A. 劳迪斯，1970，单晶生长，刘光照译，1979，科学出版社。

黄汲清，任纪舜，姜春发，张之孟，许志琴，1977，中国大地构造基本轮廓，地质学报，第2期。

王嘉荫，1978，应力矿物学，地质出版社。

邱家骧，1979，火山岩造岩矿物特征，地质与勘探，第4期。

袁见齐，朱上庆，翟裕生，1979，矿床学，地质出版社。

王鸿祯，刘本培，1980，地史学教程，地质出版社。

钱苗根，1980，金属学，上海科学技术出版社。

罗耀星，1980，华北地台前寒武纪地壳的演化及铁矿类型，天津冶金地质调查所所报，第1期。

周剑雄，1980，矿物的微区分析，科学出版社。
裘柱荪，叶伯丹等，1980，南岭花岗岩地质学，地质出版社。
郎承德，王中刚，1981，矿物演化，矿物学报，第一期。
周新民，1981，云南马关包体岩石研究，地质学报，1 期。
路凤香，1981，辽宁宽甸碱性玄武岩包体岩石，地球科学，第 1 期。
陈毓蔚，钟富道等，1981，我国北方前寒武纪铅同位素测定——兼论中国前寒武纪年代表。
闵乃本，1982，晶体生长的物理学基础，上海科学技术出版社。
A．E．金兹堡，1976，成因矿物学概论，徐海江，王剑峰译，1982，地质出版社。
郭宝罗，郑伯让，1982，压力影构造的初步研究，地质科技情报。
钟文华，1982，一些矿物的波状消光特征及其意义，矿物学报，第 4 期。
周新民，1982，我国东南沿海碱性玄武岩中巨晶，矿物学报，第 1 期。
黄婉康，1982，我国东南部包体岩石研究，矿物学报，第 3 期。
张儒瑗，1982，苏鲁皖地区新生代玄武岩中巨晶，岩石学研究，第 3 辑。
Takéshi Miyata，1980，一个延伸的周期性链键（PBC）及其在晶面条纹和极性晶体上应用简介，李茂林译，1982，地质科技情报，第 1 期。
T．E．Tullis，1980，利用矿物机械双晶度量剪应力大小，万天丰译，1982，地质科技情报，第 3 期。
秒川一郎，1981，影响晶体形态的因素，程和琴译，地质科技情报，第 4 期。
赵秀英，1982，辽宁某地金伯利岩中铬铁矿与金刚石的关系，矿物学报，第 1 期。
R．H．弗农，1974，变质反应与显微构造，游振东等译，1983，地质出版社。
A．Г．饶宾，1982，宇宙过程和矿物形成，徐道一译，1983，国外地质，第 6 期。
蒋匡仁，1983，矿物演化周期性的探讨，矿物学报，第 4 期。
赵大升，1983，郯庐断裂带附近新生代火山岩，地质学报，第 2 期。
应育浦，1983，碱性玄武岩中巨晶研究，岩石学研究，第 3 辑。
张儒瑗，1983，安徽女山包体岩石，岩石学研究，第 3 辑。

王文魁，1983，略论矿物晶体的形貌研究，地质科技情报，第4期。
张旗，1983，变质作用过程中环带状石榴石的研究，国外地质，第8期。
陈光远、孙岱生、孙传敏、黎美华、汪雪芳、王祖福、速玉岩、林家湘，1984，弓长岭铁矿成因矿物专辑，矿物岩石，第4卷，2期。
张复新，1984，陕西二台子金矿床黄铁矿演化特征及成因意义，矿物岩石，4卷1期。
张儒瑗，丛柏林，1984，西奎玄武质岩石研究，地质科学，1期。
徐克勤，胡受奚，孙明志等，1984，华南钨矿床的区域成矿条件分析，钨矿地质讨论会论文集，地质出版社。
臧启家，1985，辽宁宽甸碱性玄武岩中巨晶，地质研究论文集，北京大学。
Anhaeusser, C. R., 1981, The relation of mineral deposits to early crustal evolution, *Econ. Geol., 75th Anniversary Symposium Volume*, edit. Skinner, B. J.,
Bandy, M. C., 1942, Direction of flow of mineralizing solution, *Econ. Geol.*, Vol. 37, No.4.
Berry, L. G. & Mason, B., 1959, Mineralogy, Freeman, San Francisco.
Boyle, R. W., 1976, Mineralization processes in Archaean Green-stone and sedimentary belts, Geol, Sur. Canada, Ottawa.
Bravais, A., 1949, The crystal considered as a simple assemblage of points, in: Crystal form and structure, edit. Schneer, C. J., 1979, Penn..
Carter, N. L., 1969, Principal stress directions from plastic flow in crystals, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, Vol. 80.
Carter, N. L., 1970, High Temperature flow of dunite and peridotite, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, Vol. 81.
Carter, H. S. M., 1958, Close packing and forth-III, *J. Math.*, Vol. 2, No.48.
Donnay, J. & Harker, D., 1937, A new law of crystal morphoylogy extending the law of Bravais, in: Crystal form and structure, edit. Schneer, C. J., 1977, Penn..
Fleischer, M., 1983, Glossary of mineral species, Mineral. Rec.

Inc., Tucson.

Fuzesy, A., 1982, Potash in Saskatchewan, *Geol. Sur.* Rept. 181.

Gorai, M., 1951, Petrological studies on plagioclase twins, *Amer. Mineral.*, Vol. 36.

Hartman, P. & Perdok, W. C., 1955, On the relation between structure and morphology of crystals, in: Crystal form and structure, edit. Schneer, C. J., 1977, Penn..

Kolb, G., 1924, Die Kristalltracht des Kalifeldspates in mineralogenetischer Botrachtung, *Centr. Mineral.* Abt. A.

Keil, K., 1969, Meteorite composition, in: Handbook of geochemistry, Vol. 9.

Köhler, A., 1948, Erscheinungen ob Feldspaten in ihrer Bedeutung für die Klärung der Gesteinsgenesis, (Ein Versuch und eine Anregung), *Tscher. Min. Petro. Mitt.* Ser. 3.

Lacy, W. C., 1977, Precious metal exploration, Australian Mineral. Foundation.

Lawrense, L. J., 1972, The thermal metamorphism of a pyritic sulfide ore, *Econ. Geol.*, Vol. 67, No. 4.

Meyes, C., 1981, Ore formation in geological histor . *Econ. Geol. 75th Anniversary Symposium Volume.*

Niggli, P., 1920, The relation between the growth forms and the structure of crystal, in: Crystal form and structure, edit. Schneer, C. J., 1977, Penn..

Ringwood, A. E., 1969, Composition and evolution of the upper mantle, geophysical monography 13, The earth crust and upper mantle, Wash. Amer. Geol. Phy. Union.

Seager, R., 1976, Lead isotopes and trace elements from sulfides of Archaean greenstone belts in South Africa—A contribution to the knowledge of the oldest known mineralication, *Econ. Geol.*, Vol. 71, No. 1.

Smith, C. S., 1964, Some elementary principles of polycrystalline microstructure, *Met. Revs.*, Vol. 9. No. 33.

Tobi, A. C., 1962, Characteristic patterns of plagioclase twin-

ning, *Norsk. Geol. Tidsskr.*, Vol. 42 (Feldspar Volume).

Tullis, J. A., 1971, Preferred orientation of experimentally deformed quartzites, Unpub. Ph. D. thesis, Univ. California, Los Angeles.

Vernon, R. H., 1968, Microstructure of highgrade metamorphic rock at Broken Hill, Australia — *J. Petrol.*, Vol. 9, No. 1.

Wells, A. F., 1946, Crystal Habit and internal structure, in Crystal form and structure, edit. Schneer, C. J., 1977, Penn.

Endo, Y., 1973, Surface microtopographic study of pyrite crystals, 日地质调查月报, 25卷, 11号.

Анфилогов, В. Н., 1966, Деформация кристаллов галенита, в кн.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов Изд. Наука, Москва.

Бродин, В. В., 1966, Вопросы генезис мирмекитовых, дендритовых и сферолитовых стуктур минеральных агрегатов, в кн.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов, Изд. Наука, Москва.

Григорьев, Д. П., 1955, В. И. Вернадский и современная минералогия, *ЗВМО.*, ч. 84, вып. 2.

Григорьев, Д. П., 1961, Онтогения минералов, Изд. Львовского Гос. унив., Львов.

Евзикова, Н. З., 1958, К вопросу об изменении форма кристаллов минералов в процессе их рост, *ЗВМО.*, ч, 87, вып. 6.

Евзикова, Н. З., 1976, О времении и месте проявления плотных граней на кристаллах минералов, в кн.: Кристаллогенезис и процесси минералообразования, Л.: Б. И.

Жабин, А. Г., 1979, Онтогения минералов: агрегаты, Изд. Наука, Москва.

Костов, И., 1962, Генетические типи габитусов кристаллов, минерал. *Сб. Льв. Геол. О-во*, №16.

Костов, И., 1978, Морфология и генезис кристаллов, *Регион. и генет. минерал.*, вып. 2.

Кузнецов, В. Д., 1951, Кристаллы и кристаллизация, Государственное издательство техникотеоретической литературы, Москва.

Лазаренко, Е. К., 1963, Основы генетической минералогии, Изд. Львов. Унив.

Михеев, В. И., Шафрановский И. И., 1948, О совпадении теоретических и генетических типов кристаллов цинковой обманки, *ЗВМО*., ч. 77, вып. 4.

Монин, А. С., 1983, Катархей, *Геология и Геофизика*, №7.

Наливкин, А. Б., 1955, Об особенностях и причине ненавномерного рост кристаллов турмалина, *ЗВМО*, ч. 84 №3.

Павлишин, В. И., 1983, Типоморфизм кварца, слюд и полевых шпатов в эндогенных образованиях, Наукова Думка, Киев.

Петрунь, В. Ф., 1966, Шестоватый магнетит Соколовского железорудного месторождение в тургайском прогибе, в кн. Генезис минеральных индивидов и агрегатов, Изд. Наука, Москва.

Поваренных, А. С., 1966, Кристаллохимическая классификация минеральных видов, Наукова Думка, Киев.

Рундквист, Д. В., 1982, Использование закономерностей развития минеральных образований во времние при прогнозно-металлогенических исследованиях, *ЗВМО*., ч. 111, вып. 4.

Франк — каменецкий, В. А., 1964, Природа структурных примесей в минералах, Изд. Ленингр. Унив.

Чухров, Ф. В., Гизбург, А. Е., Петровская, Н. В., Шадлун, Т. Н., 1972, Типоморфизм минералов и его практическое значение, Изд. Наука, Москва.

Шафрановский, И. И., 1974, Очерки по минералогической кристаллографии, Л.: Недра

Шафрановский, И. И., 1973, *Учение об искажленных* кристаллических формах на примере кристалломорфологии квар-

на, *ЗВМО*., ч. 105, вып. 4.

Шубников, А. В., 1935, Как растут кристаллы, Изд. АН СССР, М. — Л.

Юшкин, Н. П., 1966, Морфология и рост расщепленных кристаллов целестина, в кн. Генезис минеральных индивидов и агрегатов, Изд. Наука, Москва.

第 四 章

王公庆，1956，甘肃小松山铬铁矿矿床矿物学，北京地质学院研究生论文。

苏明迪，1956，江西大庾漂塘钨锡矿床矿物学，北京地质学院研究生论文。

叶大年，1965，氧离子的最紧密堆积问题与矿物平均折射率关系，地质科学，第三期。

H. 费希特鲍尔，H. 戈尔德施米特，1966，白云石的钙含量与形成环境之间关系，岩德译，1978，地质资料汇编，第7集。

W. S.布罗埃克，V. M.奥弗斯比，1971，地球化学平衡，成都地质学院化学教研室译，1979，地质出版社。

都城秋穗，1972，变质作用与变质带，周云生译，1979，地质出版社。

李家驹，1973，矿物热电效应测试，地质科学，第4期。

A. Г.锡宾，U.奥兹曼，1976，成因矿物学概论，徐海江，王剑锋译，1982，地质出版社。

O. B.鲁斯诺娃，B. Л.鲁斯诺夫，1976，成因矿物学概论，徐海江，王剑锋译，1982，地质出版社。

从柏林，张雯华，1977，榴辉岩的石榴子石，科学通报，第22期。

G. C.特里岗艾亚特，1978，矿物的多型，罗谷峰译，1981，地质出版社。

张本仁，1979，能斯特分配定律在某些地质及成矿问题研究中的应用，地质与勘探，第7期。

叶元编译，1979，斑岩铜矿中铜的岩浆来源，地质与勘探，第8期。

中国科学院贵阳地化所，1979，华南花岗岩类地球化学，科学出版

社。
张魁武，周云生，张振禹，李幼琴，1979，我国境内喜马拉雅地区第三纪花岗岩类中长石成分和结构状态研究，地质科学，第3期。
夏林圻，黄月华，1979，从钠质斜长石的结构状态论西北某些细碧角斑岩的成因，地球化学，第1期。
罗永国编译，1979，研究斜长石颗粒长度的地质意义，国外科技动态，第9期。
王文斌，王润华，李绍新，邢文臣，1980，从磁铁矿的某些特征看西南地区马坑式铁矿成因，华东地质，第1期。
莫采芬，1980，副矿物锆石法在地质上的应用，地质与勘探，第11期。
张魁武，1980，冈底斯花岗岩类中的斜长石光性成分和结构状态研究，地质科学，第3期。
殷维翰，1980，地质中的基础化学问题，地质出版社。
王贤觉，邹天人，徐建国，于学元，裘愉卓，1981，阿尔泰伟晶岩矿物研究，科学出版社。
刘国彬，1981，近代矿物学第三讲——矿物晶体微形貌研究，地质地球化学，第6期。
王亚芬，1981，海相火山岩型铜矿床中黄铁矿Co/Ni比值特征及地质意义，地质与勘探，第8期。
张兆忠，张秉良，冯锦江，李松涛，1981，大别山变质岩系白云母bo值与变质带，科学通报，第26卷，3期。
Hyo Taek Chon，1981，南朝鲜某些热液型金属矿床中闪锌矿的化学成分变化，张学俊译，1982，地质科技情报，第2期。
范良明，杨永福，1982，四川丹巴地区结晶片岩中蓝晶石颜色成因的研究，矿物学报，第2期。
[illegible]，1982，磁铁矿矿物化学、成因及演化讨论，矿物学报，第1期。
徐克勤，孙鼐，王德滋，刘昌实，陈克荣，1982，华南两类不同成因花岗岩岩石学，岩矿测试，第1卷，2期。
应育浦，张旗，于莉，1982，白云母穆斯鲍尔谱及其地质意义，岩石学研究，第1期。
H. A.帕涅亚赫，1982，花岗岩类岩石黑云母和角闪石的成因类型，顾承启译，1983，国外地质科技，第1期。
谢文安，1982，湘东南硫化物矿床中黄铁矿地球化学标型特征及地质

意义，地质与勘探，第6期。

何知礼，1982，包体矿物学，地质出版社。

李鸿超，马婉仙，粮玫，靳是琴，胡肇华，1982，矿物标型，取自结晶学及矿物学教学参考文集，地质出版社。

万汉钟，1983，不同变质相系中岩浆型锆石，矿物岩石，第3卷，4期。

刘铁庚，赵云龙，李新安，1983，辐射损伤与萤石颜色的初步研究，矿物学报，第4期。

周玲棣，卢良才，1983，我国某些稀土矿床中方解石的热发光性质，矿物学报，第1期。

吴尚全，1984，黑龙江团结沟斑岩金矿床中显微莓球群白铁矿，矿物岩石，第4卷，4期。

张振儒，温世达，陈平德，马乐群，黄存基，何昌柱，1983，电子显微镜和电子探针在研究石墨和高岭土矿床成因方面的应用，武汉建材学院学报，第3期。

黄春省，高新国，1983，长石有序度测定法及其在地质上的应用，地质出版社。

严炳铨，1984，福建晶洞（钾长）花岗岩类副矿物标型特征，福建地质，第3卷，3期。

吴尚全，1984，团结沟斑岩金矿床石英的标型特征及其成因意义，矿物学报，第1期。

张立，1984，山东玲珑西山金矿床成因矿物学，武汉地质学院，北京研究生部硕士研究生论文。

李戈晶，1985，福建鼓山复式岩体副矿物研究，中国科学院，硕士研究生论文。

Ameur, H. D., 1979, Structure determination of α-quartz up to 68×10^8ba., *Acta Cryst.*, B. 35.

Bhattacharyya, C., 1971, An evolution of the chemical distinction between igneous and metamorphic orthopyroxenes, *Amer. Mineral.*, Vol. 56.

Cohen, A. J. & Sumner, G. G., 1958, Relationship among impurity contents, color centers and lattice constants in quartz, *Amer. Mineral.*, Vol. 43.

Demen, W. H., 1971, On the chemistry and color of rose

quartz. *Mineral. Rec.*, Vol. 2, No. 5.

Gaskell, D. H., 1966, Thermal properties of silica, Pt. 1-Effect of T on infrared reflection spectra of quartz, cristobalite, vitreous silica, *Trans, Farad. Soc.*, Vol. 62.

Guidotti, C. V., Herd, H. H., Tuttle, C. L., 1973, Composition and structurel state of K-feldspar from K-feldspar+sillimanite grade rocks in Northwestern Maine, *Amer. Mineral.*, Vol. 58.

Hawleg, T. E. &Nicol, I., 1961, Trace elements in pyrite, pyrrhotite and chalcopyrite of different ores, *Econ. Geol.*, Vol. 56, No. 3.

Hermes, O. D., 1973, Paragenetic relationship in an amphibolitic tectonic block in the Franciscan Terrain, Panoche pass, California, *J. Petrol.*, Vol. 14.

Holmes, A., 1965, Principles of physical geology, Thomas Weson, London.

Hurst, V. J. & Storch, S. P., 1981, Regional Variation in the cell dimensions of metamorphic quartz, *Amer. Mineral.*, Vol. 66.

Keith, H. D. & Wills, H. H., 1955, Lattice spacings in clear crystalline quartz and their variability, *Amer. Minreal.*, Vol. 40.

Kostov, I., 1968, Notation and genetic significance of crystal habits, 5th IMA, Rept. & Proc.

Lippmann, F., 1973, Sedimentary carbonate minerals, Spring-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

Loftus-Hills, G. & Solomon, M., 1967, Cohalt, nichkel and selenium in sulphides as indicators of ore genesis, *Mineral. Deposita*, Vol. 2.

McCallum, I. S., 1968, Equilibrium relationship among the coexisting minerals in the Stillwater Complex, Montana., University of Chicago.

Ramberg, H., 1952, Chemical Bonds and distribution of cation

in silicates, *J. Geol.*, Vol. 60, №4.

Rease, P., 1974, Al and Ti contents and hornblende indicators of pressure and temperature of regional metamorphism, *Contr. Mineral. Petrol.*, Vol. 45.

Алиев, Р. М., 1966, Исследование онтогении кристаллов кальцита из Дашкесанского железорудного месторождения, в кн.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов, Изд. Наука, Москва.

Беус, А. А., 1960, Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений, Изд. АН СССР., Москва

Бычков, А. М., Водков, В. Н., Гаврилин, Р. Д., 1977, Изменение степени упорядоченности фенокристаллов К—Na полевых шпатов в вертикальном разрез верхней части гранитного интрузива, *Геохимия*, № 3.

Вашлькова, Н. Н., Сольмянна, С. Г., 1965, Физические и Физикохимические свойства кварца, в кн, Типоморфные особенности флюорита и кварца, Изд. Недра, Москва

Гинзбург, А. Е., 1978, Минералогические методы и критерии при поисках и разведке месторождений ископаемых, *ЗВМО* ч. 107, вып. 4.

Горбатов, Г. А., Рожкова, Е. Б., 1962, Некоторы современные физические методы исследования в применении к изучению вещественного совстава минерального сырья, *Минеральное сырье*, вып. 6. Госгеолтехиздат.

Гордиенко, В. В., 1981, Использование типоморфных признаков минералов в качестве поисково-оценочных критериев продуктивности гранитых пегматитов, в кн.: Минералогические критерии оценки рудоносности, Изд. Д. Наука, Москва.

Доломанова, Е. И., Баярская, Р. В., Ракчеев, А. Д., 1969, Касситерит и его типоморфные особенности, в кн.: Типоморфизм минералов, Изд. Наука, Москва.

Закруткин, В. В., 1968, Об эволюции амфиболов при метаморфизм, *ЗВМО*, ч. 97, вып. 1.

Кепежинскас, К. Б., 1965, Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы, Изд. Наука, Москва.

Лазаренко, Е. К., 1979, Опыт генетической классификации минералов, Изд. Наукова думка., Киев.

Маракушев, А. А., Тарарин, И. А., 1965, О минералогических критериях шелочности гранитоидов, *Изд. АН СССР, Сер. Геол.*, № 3.

Никулин, Б. Н., Павловский, А. Б., Ставинский, В. А., 1976, Термоэлектрические свойства арсенопирита как показатель глубины оруденение, *Геол. Рудн. Мест.*; № 2.

Озеров, К. Н., 1945, О зависимость формы кристаллов корунда от химического состава среды, ДАН. СССР.

Перцук, Л. Л., 1971, Сосуществующие минералы, Изд. Недра, Лен. отд.; Ленинград.

Попова, Е. В., 1974, О термоэлектрических свойствах рудных минералов, *Вестник Ленингр. унив.*, № 6.

Русько, Ю. А., 1976, Каолинизации и каолины Украинского щита, Наук. Думка., Киев

Ооболев, В. С., 1970, Фации метамор физма, Изд. Недра, Москва.

Чухров, Ф. В., Гинзбург, А. Е., Петровская, Н. В., Шадлун, Т. Н., 1972, Типоморфизм минералов и его практическое значение, Изд. Недра, Москва.

Ферсман, А. Е., 1940, Пегматиты, Т. 1, Изд. АН СССР.

Шафрановский, И. И., 1933, Цирконы Вишневых гор., *ЗВМО.*, ч. 62, № 1.

Шербак, О. В., Карюкина, В. Н., 1963, Микроплавки для определения удельных весов жидкостей (любой плотности) и минералов (в жидкости) на торзионных весах, *Бюлл. Науч. Техн. Инф.*, № 6, Госгеолтехиздат.

Щербина, В. В., 1971, О влиянии давления на изоморфные замещения, в кн. Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования, Л. Наука.

第 五 章

S. K. 萨克斯纳，1973，造岩矿物固溶体热力学，邓淦泉译，1979，地质出版社。

李克生，1979，多宝山斑岩铜矿气液包体研究，地质与勘探，第3期。

丁悌平，1980，氢氧同位素地球化学，地质出版社。

夏宏远、梁书艺、帅德权，1981，赣南黄沙钨矿床的萤石特征和成矿分布，矿物岩石，第3～4期。

刘英俊，1982，微量元素地质温度计，地质与勘探，第3期。

李霖伦、谢奕汉、王英兰，1983，根据矿物中包体研究对玢岩铁矿的新认识，矿床地质，第2期。

何知礼，1982，包体矿物学，地质出版社。

童潜明，1983，铁、铜、铅、锌硫化物微量元素分配系数地质温度计，地质与勘探，第5期。

赵仑山，1984，稳定同位素地质测温学理论与方法，地质科技情报，第1期。

Bickle, M. J. & Powell, R., 1977, Calcite-dolomite geothermometry for iron-bearing carbonates, the Clockner Area of the Tauern Window, Austria. *Contr. Mineral. Petrol.*, Vol. 59.

Buddington, A. F. & Lindsley, D. H., 1964, Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents, *Jour. of Petrol.*, Vol. 5.

Ching-Oh Sun, Shine-Soon Sun & Willams, R. J., 1974, Distribution coefficients of Eu and Sr for plagioclase-liquid and clinopyroxen-liquid equilibria in oceanic ridge baslt: an experimental study, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, Vol. 38.

Dennen, W. H. & Blackburn, W. H., 1979, Aluminum in quartz as a geothermometer, *Contr. Mineral. Petrol.*, Vol. 27.

Drake, M. J., 1975, Partition of Sr, Ca, Y, Eu^{+2}, Eu^{+3} and

other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, Vol. 39.

Fujii, T., 1976, Solubility of Al_2O_3 in enstatite coexisting with forsterite and spinel, Carnegie Inst. Wash, Ann. Rept., Dir. Geophys. Lab.

Ghose, S. & Weidner, J. R., 1972, Mg—Fe^{2+}order—disorder in cummingtonite, $(Mg, Fe)_7 Si_8 O_{22}$: A new geothermometer, *Earth Planet Sci. Lett.*, Vol. 16.

Ghent, E. D., Robbins, D. B. & Stout, M. Z., 1979, Geothermometry, geobarometry and fluid compositions of metamorphosed calc-silicates and pelites, Mica Greek, British Columbia, *Amer. Mineral.*, Vol. 64.

Häkli, T. A. & Wright, T. L., 1976, The fractionation of Nickel between olivine and augite as a geothermometer, *Geochim et Cosmochim, Acta*, Vol. 31.

Hutchison, I. & Scott, S. D., 1983, Experimental calibration of the sphalerite cosmobarometer, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, Vol. 47.

McCallister, R. H., Finger, L. W. & Ohashi, Y., 1976, Intracrystalline Fe^{2+}–Mg equilibria in three natural Ca-rich clino-pyroxenes, *Amer. Mineral.*, Vol. 61.

Mysen, B. O., 1976, Experimental determination of some geochemical parameters relation to condition of equilibration of peridotite in the upper mantle, *Amer. Mineral.*, Vol. 61.

Nehru, C. E., 1976, Pressure dependance of the enstatite limb of the enstatite diopside solvus, *Amer. Mineral.*, Vol. 61.

Powell, R. & Powell, M., 1977, Geothermometry and oxygen barometry using coexsting iron-titanium oxides: a reappraisal, *Mineral. Mag.*, Vol. 41.

Saxena, S. K., 1969, Silicate solid solutions and Geothermometry, *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 22.

Saxena, S. K. & Ghose, S., 1971, Mg-Fe^{2+} order-disorder in

orthopyroxene and the thermodynamics of the orthopyroxenecrystalline solution, *Amer. Mineral.*, Vol. 56.

Saxena, S. K., 1973, Thermodynamics of rock-forming crystalline solutions, Springer Verlag, N. Y.

Scott, S. D., 1976, Application of the Sphalerite geobarometer regionally metamorphosed terrains, *Amer. Mineral.*, Vol. 61.

Scott, S. D. & Barth, H. L., 1971, Sphalerite geothermometry, *Econ. Geol.*, Vol. 68.

Stormer, J. C. Jr., 1975, A practical two feldspar geothermometer, *Amer. Mineral.*, Vol. 60.

Wood, B. J. & Banno, S., 1973, Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationship in simple and complex systems, *Contr. Mineral. Petrol.*, Vol. 42.

Гинзбург, А. И., 1981, Минералогические исследования в практике геолого-разведочных работ, Недра, Москва.

Пилелайский, В. Б., Крылова М. Д., 1973, Скандий в биотите как геотермометр, *Геохимия*, № 1.

Перчук, Л. Л., 1966, Зависимость коэффициента распределения кальция между сосуществующими амфиболом и плагиоклазами от температуры, *Док. АН СССР*, ч. 60.

Поваренных, А. С., 1966, Кристаллохимическая классификация минеральных видов, Наукова Думка, Киев.

Таланцев, А. С., 1976, Определение P—T условий образования доломит—кальцитовых парагенезисов, всб., "Проблемы диминеральный геотермобарометрии", Свердловск.

第 六 章

A. A. 萨乌科夫，1946，录的地球化学，谢学锦译，1955，地质出版社。

E. Д. 卡尔波娃，1954，蚀变围岩及其找矿意义，孟宪明等译，地质出版社。

苏明迪，1956，江西大余漂塘钨锡矿床矿物学，北京地质学院研究生论文。
史之权，1956，辽宁锦西杨家杖子钼矿区矿床矿物学，北京地质学院研究生论文。
曾玖吾，1956，湖南晃县汞矿矿床矿物学，北京地质学院研究生论文。
张本仁，1956，湖南临湘桃林铅锌矿矿床矿物学，北京地质学院研究生论文。
王公庆，1956，甘肃小松山铬铁矿矿床矿物学，北京地质学院研究生论文。
王秀璋，1956，辽宁华铜铜矿区域矿区地质结构及矿化特点与该矿床的找矿勘探方法，北京地质学院研究生论文。
赵其渊，1957，内蒙乌拉尔伟晶岩矿物学及地球化学，北京地质学院研究生论文。
陈升平，1964，辽宁省复县华铜矽卡岩型铜矿床矿床矿物学，北京地质学院研究生论文。
B．И．斯米尔诺夫，1976，矿床地质学，周超凡、石准立等译，1981，地质出版社。
B．Т．波卡洛夫，1977，矿床预测和评价原理，秦国兴，熊曾熙译，1981，地质出版社。
王贤觉、邹天人、徐建国、王学元、袁愉卓，1981，阿尔泰伟晶岩矿物研究，科学出版社。
陈殿芬、孙淑琼、李蔚清，1982，铜仁—万山一带辰砂的基本特征，岩矿测试，第1卷，2期。
任治机，1982，含锡磁铁矿—矽卡岩的地球化学，地球化学，第3期。
王濮、潘兆橹、翁玲宝等编著，系统矿物学，上册，地质出版社。
冶金工业部地质研究所矿床室斑岩铜矿组，1979，斑岩铜矿体系与矿床剥蚀深度，地质与勘探，第5期。
张伯辑，1983，锑汞矿床中硅化作用探讨，广东地质矿产研究所汇刊，第1号。
[illegible]，1983，河南牛阳赵案庄型铁矿成矿特征及矿床成因，地球化学，第1期。
刘英俊，1983，柿竹园钨钼铋锡铍矿床成矿作用探讨，地质与勘探，第5期。

刘梦庚，1984，中国南方脉型钨矿床的一些特征与成矿模式，钨矿地质讨论会文集，地质出版社。

穆治国、黄福生、陈成业、郑淑蕙、樊素兰、刘大任、梅勇文，1984，漂塘—西华山石英脉型钨矿床碳、氢和氧稳定同位素研究，钨矿地质讨论会论文集，地质出版社。

Doetler U. Leitmeier, 1926, Handbuch der Mineralchemie Bd. 3, T. 2., Wien.

Leonard, B. F. & Desborough, G. A., 1978, Polhemusite, a new Hg-Zn sulfide from Idaho, *Amer. Mineral.*, Vol. 63.

Magnusson, N. H., Granlund, E. & Landqvist, G., 1949, Sveriges Geologi., Kungl. Boktryckeriet, Stockholm.

Potter I, R. W. & Barnes H. L., 1978, Phase relations in the binary Hg-S, *Amer. Mineral.*, Vol. 63.

Strunz, H., 1978, Mineralogische Tabellen, 7 Auflage, Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig.

Базаров, Л. Ш., 1968, Изменение физикохимических условий в процессе формирования пегматитов центрального Казахстана, в кн.«Минералогическая термометрия и барометрия, Т. 1. Наука, Москва.

Бакуменко, И. Т., 1968, О процессах образования высокотемпературных зон пегматитов, в кн.« Минералогическая термометрия и барометрия, Т. 1, изд, Наука, Москва.

Лазаренко, Е. К., 1963, Основы генетический минералогии, Изд. Львов. Унив., Львов.

Лазаренко, Е. К., 1979, Опыт генетической классификации минералов, Изд. Наукова Думка, Киев.

Поярков, В. Э., 1955, Сурьма и ртуть, Изд. Госгеолтехиздат, Москва.

Протодьяконова, З. М., Тимофеева, Т. С., Федорчук, В.П., 1971, О некоторых модификациях сульфида ртути в ртутно-сурьмяных месторождениях Средней Азии, *ЗВМО*., ч.100, вып. 6.

Сауков, А. А., 1946, Геохимия ртути, Изд. Госгеолтехиздат,

Москва.

Ферсман, А. Е., 1931, Пегменты, их научное и практическое значение, Т. 1, *Тр. СОПС, сер., Полезн. Ископ.*, Вып. 1, Изд. АН СССР.

Чухров, Ф. В., Гинзбург, Н. В., Шадлун, Т. Н., 1972, Типоморфизм минералов и его практическое значение, Изд. Недра, Москва.

第 七 章

都城秋穗，1972，变质作用与变质带，周云生译，1979，地质出版社。

温克勒，H. G. F.，1976，变质岩成因，张旗译，1980，科学出版社。

郭其悌，1979，n＋4相多体系的拓扑结构，中国科学，第8期。

上海交通大学数学教研室，1980，线性代数，人民教育出版社。

Albee, A. L. 1965a, Phase equilibria in three assemblages of Kyanite-zone pelitic schists Lincoln Mountain Quadrangle, Central Vermont, *J. Petrol.*, Vol. 6. —(1965b) A petrogenetic grid for the Fe-Mg silicates of pelitic schists, *Amer. J. Sci.*, Vol. 263.

Barker, F., 1961, Phase relations in cordierite-garnet-bearing Kinsman quartz monzonite and the enclosing schist. Lovewell Mountain Quadrangle, New Hampshire. *Amer. Mineral.*, Vol. 46.

Bathurst, B. (edit), 1983, Rediscovering Schreinemarkers Theorem, *J. Geol.*, Vol. 131.

Edgar, A.D., 1973, Experimental petrology, Clarendon Press, Oxford.

Engal, A. E. J. & Engal, C. G., 1962, Hornblendes formed during progressive metamorphism of amphibolites, Northwest Adirondack Mountains, New York. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, Vol. 73.

Ernst, W. G., 1976, Petrologic phase equilibia, W. H. Freeman and Company, San Francisco.

Ferry, J. M. (edit.), 1984, Reviews in Mineralogy, Vol.10.

Fletcher, C. J. N., 1971, Local equilibrium in a twopyroxene amphibolite, *Canadian J. Earth Sci.*, Vol.8.

Fletcher, C. J. & Greenwood, H. J., 1979, Metamorphism and structure of Penfold Creek area, near Quesnel Lake, British Columbia, *J. Petrol.*, Vol. 20.

Greenwood, H. J., 1967, The n-dimensional tie-line problem, *Geochim. et Cosmochim. Acta.*, Vol. 31.

Greenwood, H. J. 1968, Matrix methods and the phase rule in petrology, *XXIII Internat. Geol. Cong.*, Vol. 6.

Greenwood, H. J., 1975, Thermodynamically valid projection of extensive phase relationship, *Amer Mineral.*, Vol. 60.

Harte. B., 1975, Determination of a pelitic petrogenetic grid for the eastern Scottish Dalradian. *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, Vol. 74.

Korzhinskii, D. E. 1959, Physicochemical basis of analysis of the paragenesis of minerals, 142pp, Consultants Bureau, Inc., New York.

Laid, J. 1980, Phase equilibria in mafic schist from Vermont, *J. Petrol.*; Vol. 21.

Lemaitre, R. W. 1979, A new generalized petrological mixing model, *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 71.

Morse, S. A., 1980, Basalts and phase diagrams, Springer-Verlag, New York.

Perry, K. L. Jr., 1967, Methods of petrologic calculation and the relationship between mineral and bulk chemical composition. *Contrib. Geol.*, Vol. 6.

Pigage, L. C., 1976, Metamorphism of the settler schist, southwest of Yale, British Columbia, Canad., *J. Earth Sci.*, Vol. 3.

Pigage, L. C., 1982, Linear regression analysis of sillimanite-

forming reactions, *Canad. Mineral.*, Vol.20.

Reid, M. J. et al., 1973, Constrained least-squares analysis of petrologic problems with an application to lunar sample 12040. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 17.

Reinhardt, E. W. & Skippen, G. B., 1970, Petrochemcal study of Grenville granulites. *Geol. Surv. Canada Report Activities Paper*, Vol. 70-1.

Robinson, P., Spear, F. S., Schumacher, J. C., Laird, J., klein, C., Evans, B. W. & Doolan, B. L., 1982, Phase relations of metamorphic amphiboles : Natural occurrence and theory. in Veblen, D. R.,& Ribbe,P. H., *Reviews in Mineralogy*, Vol. 9B. MSA.

Rumble, D. Ⅱ, 1977, Mineralogy, petrology, and oxygen isotopic geochemisary of the Clough Formation, Black Mountain, Western New Hampshire, U. S. A., *J. Petrol.*, Vol. 19.

Spear, F. S., 1982, Phase equilibria of amphibolites from the Postpond Volcanics, Mt. Cube Quadrangle, Vermont, *J. Petrol.* Vol. 23.

Spear, F. S., Ferry, J. M. & Rumble Ⅱ, D., 1982, Analytical formulation of phase equilibria : in Ferry, J. M.(edit.), *Reviews in Mineralogy*, Vol. 10. MSA.

Thompson, J. B. Jr., 1957, The graphical analysis of mineral assemblage in pelitic schists, *Amer. Mineral.*, Vol. 42.

Thompson, J. B. Jr., 1970, Geochemical reaction and open systems, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, Vol. 34.

Thompson, J. B. Jr. & Thompson, A. B., 1976, A model system for mineral facies in pelitic schists, *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 58.

Zen E-An, 1966, Construction of pressure-temperature diagrams for multicomponent systems after the method of Schreinemakers — a geometric approach, *U.S. Geol. Surv., Bulletin* 1225, Wash. D. C., Government Printing Office.

第 八 章

赵一鸣、谭惠静、袁润广、林峰雪，1980，含氯角闪石在闽西南矽卡岩铁矿中的发现及其地质意义，地质论评，第26卷，4期。

周珣若、张建洪、陈升平，1980，碱性角闪石石棉（蓝石棉）光性及热光性的研究，国际交流地质学术论文集—为二十六届国际地质大会撰写，第2卷。地质出版社。

俞受鋆，1981，河南午阳赵案庄铁矿矿物学初步研究，地球化学，第1期。

王寒竹，1982，海南石碌铁矿成因矿物学研究，武汉地院北京研究生部硕士论文。

孙传敏，1982，辽宁弓长岭二矿区磁铁矿和角闪石的成因矿物学研究，武汉地院北京研究生部硕士论文。

刘劲鸿，1983，福建马坑铁矿西区成因矿物学研究，武汉地院北京研究生部硕士论文。

陈光远、孙岱生、孙传敏、黎美华、汪雪芳、王祖福、速玉萱、林家湘，1984，弓长岭铁矿成因矿物学专辑，矿物岩石，第4卷，2期。

刘维、朱自尊，1985，角闪石石棉的高分辨电镜研究，科学通报，第19期。

陈援，1985，冷水箐铜镍矿床成矿成岩作用，中国科学院地质所硕士论文。

廉纬，1985，魁岐碱性花岗岩暗色造岩矿物研究及岩体形成条件讨论，中国地质科学院硕士研究生论文。

Allen, J. C. & Boctteher, A. L., 1978, Amphiboles in andesite and basalt, stabilit yas a function of P-T-f_{H_2O}-f_{O_2} *Amer. Mineral.*, Vol. 63.

Atkinson, W. J., Hughes, F. E. & Smith, C. B., 1984, A review of the Kimberlitic rocks of Western Australia, Kimberlites 1: Kimberlites and related Rocks, Proceedings of the "Third International Kimberlite Conference", Vol. 1, Kornprobst, J.(edit), Elsevier Sci. Publ. B.

Becker, H. J., 1977, Pyroxenites and hornlendites from the Maar-Type volcanoes of the Westeifel, Federal Republic of Germany, *contrib. Mineral, Petrol.*, Vol. 65.

Beesen, R., 1978, The geochemistry of orthoamphiboles and coexisting Cordierites and phlogopites from S. Norway, *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 66.

Bilgrami, S. A., 1955, Manganese amphiboles from Chikla, Bhandara district, India, *Min. Mag.*, Vol. 30.

Bloxam, T. W., 1956, Jadeite-bearing metagraywackes in California, *Amer. Mineral.*, Vol. 41.

Bloxam, T. W., 1959, Glaucophane-Schists and associated rocks near Valley Ford, California, *Amer. Journ. Sci.*, Vol. 257.

Bloxam, T. W. & Allen, J. B., 1960, Glaucophane-schist, eclogite and associated rocks from Knockormal in the Girvan -Ballantrae Complex, South Ayrshire, *Trans. Roy. Soc. Edinburgh.*, Vol. 64.

Borley, G. D., 1963, Amphiboles from the younger granites of Nigeria, Part I, Chemical classfication, *Min. Mag.*, Vol. 33.

Borley, G. D. & Frost, M. T., 1963, Some observation on igneous ferrohastingsites, *Min. Mag.*, Vol. 33.

Brown, E. H. & Bradshaw, J. Y., 1979, Phase relations of pyroxene and amphibole in greenstone, blueschist and ecologite of the franciscan complex, California, *Contrib. Minreal. Petrol.*, Vol. 71.

Buddington, A. F. & Leonard, B. F., 1953, Chemical petrology and mineralogy of hornblendes in northwest Adirondack granitic rocks *Amer. Mineral.*, Vol. 38.

Burns, R. G., 1970, Mineralogical applications of crystal field theory, Cambridge University Press.

Chakraborty, K. L. & Chakraborty, T. L., 1974, Amphibolites from the chromite ores of Katpal Dhenkanal District,

Orissa, India, *Min. Mag.*, Vol.39.

Chigareva, O. G. & Grum-Grzhimailo, S. V., 1969, Spectrophotometric study of synthetic fibrous fluor-amphiboles, *Zap. Vses. Mineral. Obschchest.*, Vol. 98.

Coleman, R. G., 1955, Optical and chemical study of jadeite from California, *Amer. Mineral.*, Vol. 40.

Coleman, R. G., Beatty, L. B. & Brannock, W. W., 1965, Eclogites and eclogites, their similarities and differences, *Bull Geol. Soc. Amer.*, Vol. 76.

Coleman, R. G. & Papike J. J., 1968, Alkali amphiboles from the blueschists of Cazadero, Califoenia, *J. Petrol.*, Vol. 9.

Coombs, D. S., 1954, Ferriferous Orthoclases from Madagascar, *Min. Mag.*, Vol. 30.

Daly, R., 1933, Igneous rocks of the depths of the earth, New York & London, Mcgraw-hill book Company, Inc.

Davidson, C. F., 1943, The Archean rocks of the Rodil district, South Harris, outer Hebrides, *Trans Roy. Soc. Edinburgh*, Vol. 61.

Deer, W. A., Howie(R. A. & Zussman, I.,1963, Rock-forming minerals, Vol., 2 Chain silicates, Longmans.

Gunham, K. C., 1958, The chromiferous ultrabasic rocks of eastern Sierra Leone, *Overseas Geol. and Min. Resources Supplement Ser., Bull. Supplement*, No.3.

Dunn, J A. & Roy, P. C., 1938, Tirodite, a manganese amphibole from Tirodi, C. Provinces, *Rec. Geol. Surv. India*, Vol. 73, pt. 2.

Eitel, W., 1922, Die Mischkristallbildung in der Gruppe der alkali-und-toner dehaltigen Hornblenden, dargestellt in den -vierstoffsystemen SiO_2-CaO- (Mg, Fe)0—(Al, Fe)$_2O_3$-und RO-SiO_2-R_2O_3-R_2O, *Neues Jahrb. Min.*, B-Bd 47.

Erdmannsdörffer, O. H., 1937, Studien im Gneisgebirge Des Schwarzwaldes, Ⅵ. Die «Kalksilikatfelse» von Urach, Sitz.

-ber. *Heidelberg Akad. Wiss. Math.-Nat. Kl.*, Abh. 5: (M. A. 7—183).

Eskola, P., 1952, On the granulites of Lapland, *Amer. Journ. Sci., Bowen* Vol. 133.

Fedoseev, A. D., Makarova, T. A., Nesterchuk, N. I. & Sipovskii, D. P., 1968, Hydrothermal synthesis of fibrous amphiboles and study of some their properties, *Krist. Tech.*, 3.

Gibbs, G. V., Blass, F. D. & Shell, H. R., 1960, Proto-amphibole, a new polytype, *Amer. Minreal.*, Vol. 45: 7—8.

Gillberg, M., 1960, A lead-bearing variety of pargasite from Langban, Sweden, *Arkiv. Min. Geol.*, Vol. 2.

Giret, A., Bonin, B. & Leger, J. M., 1980, Amphibole composition trends in oversaturated and understurated alkaline plutonic ring-complexes, *Canad. Minreal.* Vol., 18: 4.

Gosser, B. & Spielberger, F., 1929, Chemische und röntgenographisch Undersuchungen on silikaten, *Z. Kristallogr*, Vol. 72: 2.

Grapes, R. H., Hashimomo and Sumio Miyashita, 1977, Amphiboles of a metagabbro-amphibolite sequence, Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, *J. Petrol.*, Vol. 18: 2.

Grebenschchikov, R. G., Romanov, D. P., Sipovskii, D. P. & Kosulina, G. I., 1974, Structure of a germanate hydroxyamphibole, *Zhur. Prikl. Khimii.*, Vol. 47.

Hallimond, A. F., 1943, On the graphical representation of the calciferous amphiboles, *Amer. Mineral.*, Vol. 23.

Hatly, C., 1801, Traité de Minéralogie, Paris.

Hawthorne, F. C., 1976, The crystal chemistry of the amphiboles: V. The structure and chemistry of arfvedsonite, *Canad. Mineral.*, Vol. 14: 3.

Hawthorne, F. C., 1981, The quantitative characterization of cation ordering in minerals, a review. *Amer. Minreal.*, Vol. 66.

Hietanen, A., 1938, On the petrology of Finnish quartzites, *Bull. Comm. Geol. Finlande*, No.122.

Holmes, A., 1932, The origin of igneous rocks, *Geol. Mag.*, Vol. 69.

Hutchison, J. L., Tefferson, D. A., Mallinson, L. G. & Thomas, J. M., 1976, Structure irregularities in nephrite jade: an electron microscope study, *Mater. Res. Bull.*, Vol. 11.

Iwao, S., 1953, Albitite and associated jadeite rock from Kotaki district, Japan, a study in ceramic raw materal, *Geol. Surv. Japan, Rept.* 153.

Jaques, A. L., Lewis, J. D., Smith, C. B., Gregory, G. P., Ferguson, J., Chappell, B. & Mcculloch, M.T., 1984, The diamond-bearing ultrapotassic (Lamproitic) rocks of the West Kimberley region, Western Australia, Kimberlites 1: Kimberlites and Related Rocks, Proceedings of the "Third International Kimberlite Conference" Volume I, J. Kornprobst(edit), Elsevier Science Publishers B. V..

Johannsen, A., 1911, Petrographic terms for field use, *J. Geol.*, Vol. 19.

Kelly, K. K., Todd, S. S., Orr, R. L., King, E. G. & Bonnickson, K. R., 1953, Thermodynamic properties of sodium-aluminiun and potassium-aluminium silicates, *U. S. Bur. Mines Rept.*, 4955.

Klein, C. Jr., 1964, Cummingtonite-grunerite series, A chemical optical and x-ray study, *Amer. Mineral.*, Vol.49.

Klein, C. Jr., 1966, Mineralogy and petrology of the metamorphosed Wabush Iron formation, Southwestern Labrador, *J. Petrol.*, Vol.7.

Klein, C, Jr. & Ito, J., 1968, Zincian and manganoan amphiboles from Franklin, New Jersey, *Amer. Mineral.*, Vol. 53.

Knorring, O. V.& Flornung., G, 1961, On the lithium

amphibole holmquistite, from Benson pegmatite mine, Mtoko, Southern Rhodesia, *Min. Mag.*, Vol.32.

Konig, G. A., 1887, On zinc-maganese Asbestos, *Proc. Acad. Nat. Sc. Philadelphia*, No.3.

Kohn, J. A. & Comfore, J. E., 1955, Synthetic asbestos investigations I, x-ray and other data on sythetic fluor-richterite, edenite and boron-edenite, *Amer. Mineral.*, Vol.40.

Koritnig, G., 1940, Ein Beitray zur Kenntnis Uber den «Karinthin», *Zentralbl. Min.*, Abt. A,31.

Kracek, F. C. & Neuvonen, K. J., 1952, Thermochemistry of the plagioclase and alkali feldspars, *Amer. Sci.*, *Bowen* Vol. 293.

Krenner, J. A., 1980, Jadeitstein aus Birma, 1. Jadeit 2. Szechenyiit, *Neues Jahrb. Min.*, Ref.,1.

Krutov, G. A., 1936, Dashkesanite- a new chlorine amphibole of the hastingsite group., *Bull. Acad. Sci. U. R. S. S.*, Cl Sci. Mat. Nat., Ser. Geol., No.2—3(M.A.6-438).

Kunitz, W., 1930, Die isomorphieverhältniss in der Hornblendegruppe, *Neues, Jahrb.*, Abt. A,60.

Lacroix, A., 1922, Minéralogie de Madagascar, 1, Paris.

Lacroix, A., 1930, La jadéite de Birmanie, Les roches quélle constitue ou qui l'accompagnent, composition et origine, *Bull. Soc. Franç Min.*, 53.

Lacroix, A., 1939, Observation sur quelques mineraux de Madagascar, *Bull. Soc. franç. Min.*, 60.

Lappin, M. A. & Smith, D. C., 1978, Mantle-equilibrated orthopyroxene ecolgite pods from the basal gneisses in the Selje District, Western Norway, *J. Petrol.*, Vol. 19.

Larssen, E. S., Irving, J., Gonyer, F. A. & Larsen, E. S. 3rd., 1937, Petrographic results of a study of the minerals from the tertiary volcanic rock of the San Juan region, Colorado 5, The amphiboles, *Amer. Mineral.*, 22.

Larsen, E. S., 1942, Alkalic rocks of Iron Hill, Colorado, *U. S., Geol. Surv., Prof. Paper*, No. 197A.

Leake, B. E., 1978 Nomenclature of amphiboles, *Canad. Mineral.*, Vol. 16: 4.

Lovering, J. F. & White, A. J. R., 1969, Granulitic and eclogitic inclusions from basic pipes at Delegate, Australia, *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 21.

Lundegårdh, P. H., 1943, The Grovstanäs region, an ultrabasic gabbro massif and its immediate vicinity, *Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala*, 29.

Lyons, P.C., 1976, The chemistry of riebeckites of Massachuseetts and Rhode Island, *Min. Mag.*, Vol. 40.

Mackay, R. A., 1949, Greenwood, R. & Rockingham, J. E., The geology of the plateau tinfields-resurvey 1945—48, *Bull. Geol. Sury. Nigeria.*, No. 19.

Magnusson, N. H., 1930, The iron and manganese ores of the Långban district, *Årsbok Sveriges Geol. Undersök., Ser. Ca*, No. 23. 1(M. A. 9—4).

Mellini, M. & Merlino, S., Orlandi P. and Rinaldi R., 1980, Two new minerals: Scandium pyroxenoid and scandium pyroxene, 26° *Congrée Géologique International, Résumés*, Vol. 1.

Milton, C. & Eugster, H. P., 1959, Mineral assemblages of the Green River formation, in Researches in Geochemistry, Wiley, New York.

Miyashiro, A., 1957, The chemistry, optics and genenis of the alkali-amphiboles, *Journ. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, Sec. 2. 11.

Moore, P. B., 1968, The crystal structure of joesmithite; a preliminary note, *Min. Mag.*, Vol. 36.

Moore, P. B., 1968, Joesmithite, a new amphibole-like minreal from Långban, *Arkiv. Min. Geol.*, Vol. 4.

Nambu, M., Tanida, K. & Kitamura, T., 1969, Kōzulite, a new alkali amphibole from Tanohata Mine, Iwate Prefec-

ture, Japan, *J. Jpa. Ass. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, Vol. 62.

Nakajima, Y. & Ribbe, P. H., 1980, Alteration of pyroxenes from Hokkaido, Japan, to amphiboles, clays and other biopyriboles, *N. Jb. Mineral. Mh.*, 6.

Nesterchuk, N. I., Makarova, T. A. & Fedoseev, A.D., 1968, Hydrothermal synthesis of fibrous sodium-cobalt amphibole, *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, 179.

Nickel, E. H., Karpoff, B. S., Maxwell J. A. & Rowland, J. F., 1960, Holquistite from Barraute, Quebec, *Canad. Mineral.*, Vol. 6: 4

Nockolds, S. R., 1964, Average chemical compositions of some igneous rocks, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 65.

Norin, R., 1940, Notes on a chrome amphibole from Turkey. *Geol. För. Förh. Stockholm*. 62.

Oliver, T. A., 1951, The effect of uralitization upon the chemical composition of the Sudbury norite, *Amer. Minreal.*, Vol. 36.

Polovinkina, Y. I., 1953, Cummingtonite and alkali amphiboles from Kriovi Rog Minsbovnik, *Lvov. Geol. Soc.*, No. 7.

Prider, R.T., 1939, Some minerals from the leucite-rich rock of the West Kimberley area, western Australia, *Min. Mag.*, Vol. 25.

Prider, R. T., 1960, The leucite lamproites of the Fitzroy basin, western Australia. *J. Geol. Soc. Aust.*, 6.

Raheim, A. & Green, D. H., 1974, Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe—Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene, *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 48.

Robertson, E. C., Birch, C. F., & Mac Donald, G. J. F., 1957, Experimental determination of jadeite stability relations to 25000 bars, *Amer. Journ. Sci.*, 255.

Rover, W. P. de, 1947, Igneous and metamorphic rocks in

eastern central Celebes, Geological exploration in the island of Celebes, Amsterdam.

Rover, W. P. de, 1955, Genesis of jadeite by low-grade metamorphism, *Amer. Journ. Sci.*, 253.

Rosenzweig, A. & Watson, E. H., 1954, Some hornblendes from south-eastern Pennsylvania and Delaware, *Amer. Mineral.*, Vol. 39.

Sahlstein, T. G., 1935, Petrographie der Eklogiteinschlüsse in den Gneisen des sudwestlichen Liverpool-Landes in Ost- Grönland, *Meddel. om Grønl.* 95: 5.

Schaller, W. T., 1916, Mineralogic notes, Series 3. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, Vol. 610.

Scott, A., 1914, Barkevikite from Lugar, Ayrshire, *Min. Mag.*, Vol. 17.

Scottsmith, B. H. & Skinner, E. M. W., 1984, Diamondiferous Lamproites, *The Journal of Geology.*, 92: 4.

Seto, K., 1923, Chemical study of some feldspars, *Sci. Rept. Tshoku Univ., Japan*, Ser. 3, 1, 219.

Shido, F., 1958, Calciferous amphibole rich in sodium from jadeit-bearing albitite of kotaki, Niigata Prefecture, *Journ. Geol. Soc. Japan*, 64.

Sipovskii, D. P., Grebenschchikov, R. G. & Makatova, T. A., 1972, New chemical compound fibrous amphibole-like germanate, *Dokl. Akad. Nauk. SSSR.*, 205.

Smith, D. C., 1976, The geology of the Vartal area, Sunnmöre, Norway, and the petrochemistry of the sunnmöre eclogite suite. Unpublished Ph. D. Thesis, University of Aberdeen.

Smith, P. P. K., 1977, An electron microscopic study of amphibole lamellae in augite, *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 59.

Smith, D. C., 1978, The eclogite/amphibolite transition in the Caledonide Orogen in West Norway and East Greenland. *Abstracts, I. G. C. P. Caledonide Conference, University of Dublin*, 54.

Smith, D. C., 1980a, Exceptional mineral compositions in very high pressure hydrous-eclogite-facies parageneses in the Precambrian suite of eclogite lenses in the Selje and Vartdalsfjorden Districts of the Basal Gneiss Region, S. W. Norway. *Abstracts, 26th International Geological Congress, Paris*, Section. 01. 3. 3.

Smith, D. C., 1980b, A tectonic melange of foreign eclogites and ultramafites at Lien and elsewhere in the Basal Gneiss Region, West Norway, *Nature*, 287.

Smith, D. C., 1980c, Highly aluminous sphene (titanite) in natural high pressure hydrous-eclogite-facies rocks from Norway and Italy, and in experimental runs at high pressurre, *Abstracts, 26th International Geological Congress, Paris* Section 02. 3. 1.

Spencer, E., 1930, A contribution to the study of moonstone from Ceylon and other areas and of the stability relations of the alkali-feldspar, *Mineral Mag.*, Vol. 22.

Subramanian, A. P., 1956, Mineralogy and Petrology of the Sittampundi complex, Salem district, Madres State, India, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, Vol. 67.

Sundius, N., 1931, The optical properties of manganese-poor grunerites and cummingtonite compared with those of manganiferous members, *Amer. Journ. Sci.*, 5th. Ser. 21.

Sundius, N., 1945, The composition of eckermannite and its position in the amphibole group, *Årsbok Sveriges Geol. Undersök.*, 39: No. 18.

Sundius, N., 1946, The classfication of the hornblendes and the solid solution relations in the amphibole group, *Årsbok Sveriges Geol. Undersök.*, 40: No. 4.

Tagiri, M., 1977, Fe—Mg partition and miscibility gap between coexisting calcic amphibole from the South Abukuma Plateau Japan, *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 62: 3.

Taylor, H. P. & Coleman, R. G., 1968, O^{18}/O^{16} ratios of

coexisting minerals in glaucophane-bearing metamorphic rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol. 79.

Thompson, J. B. Jr., 1970, Geometrical possibilities for amphibole structure: model biopyriboles, *Amer. Mineral.*, Vol. 55.

Thompson, J. B. Jr., 1978, Biopyriboles and polysomatic series, *Amer. Mineral.*, Vol. 63.

Trenzen, C., 1902, Beiträge zur Kenntniss einiger niederhessischer Basalte, *Neues Jahrb. Min.*, 2.

Tyrell, G. W., 1916, The picrite-teschenite sill of Lugar (Ayrshire), *Quart. Journ. Geol. Soc.* 72.

Ungaretti, L., Smith, D. C. & Rossi, G., 1981, Crystal-chemistry by x-ray structure refinement and electron microprobe analysis of a series of sodic-calcic to alkali-amphiboles from the Nybö eclogite pod, Norway, *Bull. Mineral.*, 104: 4.

Veblen, D. R. & Buseck, P. R., 1977, Petrologic implications of hydrous biopyriboles intergrown with igneous pyroxene (abstr.), *Trans. Amer. Geophys. Union* (*EOS*), 58.

Veblen, D. R. & Burnham, C. W., 1978, New biopyriboles from Chester, Verment, I. Descriptive mineralogy, *Amer. Mineral.*, Vol. 63.

Veblen, D. R. & Buseck, P. R., 1979, Chain-width order and disorder in biopyriboles, *Amer. Mineral.*, Vol. 64.

Veblen, D. R. (Editor), 1981, Amphiboles and other hydrous pyriboles-mineralogy, Mineral. Soc. Amer., *Rev. in mineral.*, 9A, Bookcrafters Inc., Michigan.

Venlen, D. R., 1980, Anthophyllite Asbestos: microstructures; intergrown sheet silicates and mechanisms of fiber formation, *Amer. Mineral.*, Vol. 65.

Warren, B. E., 1930, The structure of tremolite $H_2Ca_2Mg_5(SiO_3)_8$, *Zeit. Krist.*, 72.

Warren B. E. & Modell, D. I., 1930, The structure of anthophyllite $H_8Mg_7(SiO_3)_8$, *Zeit. Krist.*, 75.

Watanabe, M. & Yagi, K., 1953, Paragenesis of axinite and

hastingsitic hornblende from Kannon Yama, Iwote Prefecture, Japan, *Sci. Rept. Tohoku. Univ.*, Ser. 3., 4.

Wenk, E., Schwander, H. & Stern, W., 1974, On calcic amphiboles from the Leponitine Alps, *Schweiz. Miner. Petrogra. Mitt.*, 54.

White, A. J. R., 1964, Clinopyroxenes from eclogites and basic granulites, *Amer. Mineral.*, 49.

Whittaker, E. J. W., 1969, The structure of the orthorhombic amphibole holmquistite, *Acta cryst.*, B25.

Whittaker, E. J. W. & Cressey, B. A., 1981, Terminations of multiple-chain lamellae in grunerite asbestos, *Mineral. Mag.*, Vol. 44.

Winchell, A. N., 1945, Variation in composition and properties of the calciferous amphiboles, *Amer. Mineral.*, Vol. 30.

Wodley, A. R., Symes, R. F. & Elliott, C. J., 1972, Metasomatized (fenitized) quartzites from the Borralan Complex, Scotland, *Mineral. Mag.*, Vol. 38.

Wyllie, P. J., 1970, Ultramafic rocks and the upper mantle, *Miner. Soc. Amer. Spec. Paper.*, No. 3.

Yamaguchi, Y., Akai, J. & Tomita, K., 1978, Clinoamphibole lamellae in diopside of garnet lherzolite from Alps Arami, Bellinzona, Switzerland, *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 66.

Yosimura, T., 1939, Studies on the minerals from the manganese deposit of the Kaso Mine, Japan, *Journ. Fac. Sci. Hokkaido. Univ.*, Ser. IV.

Барабанов, А. В., Томилов, С. Б., Исследование изоморфных серий антофиллит-жедрит и куммингтонит-грюнерит с помощью эффекта Мессбауэра, *Геохимия*, №11.

Бондарева, А. М., Рогачев Д. Л., Сахаров А. С., 1959, Литийсодержащий щелочной амфибол из контактной зоны Ловозерского массива, *ЗВМО.*, Ч.88.

Гинзбург, И. В., 1965, Клиногольмквистит, Новые Данные о минералах СССР, №6, Изд. Наука, Москва.

Дымнин, А. М., Могилева, М. П., 1967, Особенности дацкеса-

нитовой минерализации в магнетитовом месторождении. Табрал "Вост. Сани. "Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири.

Крутов, Г. А., 1936, Дашкесанит — новый хлорамфибол из группы гастингсита, *Изв. АН СССР, Сер. Геол.*, №2—3.

Крутов, Г. А., Виноградова, Р. А., 1966, Хлоргастингситы магнетитового месторождения, Одиночное в Восточном Саяне., *Доклады АН СССР.*, 169: 1.

Литвин, А. Л., 1977, Кристаллохимия и структурный типоморфизм амфиболов, АН УССР. Инст Геох. И$_{физ}$. М$_{инералов}$.

Литвин, А. Л., 1981, Амфиболы метоморфических комплексов урала, УНЦ. АН СССР., С1-96.

Павленко, А. С., Орлева, Л. П., Ахманова, М. В., 1965, Церфосфорхуттонит-минерал группы Монацита, *Тру. Мин. Му. АН СССР.*, вып. 16.

Самойлов, В. С., Гормашева, Г. С., 1975, Щелочные амфиболы карбонатитов и генетических связанных с ними. пород. *ЗВМО.*, Ч. 104, вып. 2.

Удовкина, Н. Г., 1962, О роговых обманках типа каринтина из эклогитов и кварцево-мусковитовых жил южной части хр. Марун-Кеу (Полярный урал). — Основные породы и проблемы их генезиса, *Труды ИГЕМ.*, №77.

第 九 章

徐光炽等，1963，长江中下游硫化物矿床氧化带，地质学报，第4期。

G. C.特里冈艾亚特，1978，矿物的多型，罗谷峰泽，1981，地质出版社。

袁润广，1979，辨认前寒武纪变质岩系中褶皱构造形迹的实例，科学通报，第1期。

杨炳滨，1979，对我国西北干旱地区硫化物矿床铜矿氧化带初步设想，地质与勘探，第2期。

叶元译，1979，斑岩铜矿中铜的岩浆来源，地质与勘探，第8期。
南岭花岗岩型钽铌矿床总结小组，1979，南岭及其邻区花岗岩型钽铌矿床地质特征及找矿规律，地质与勘探，第7期。
徐国风，邵洁涟，1979，磁铁矿的标型特征及实际意义，地质与勘探，第3期。
徐国风，邵洁涟，1980，黄铁矿的标型特征及其地质意义，地质评论，第6期。
蔡振信、周剑雄，1980，我国金伯利岩中铬铁矿的标型特征及其找矿意义，地质学报，第4期。
山东省地质局第七地质队、山东省地质局实验室，1980，我国金伯利岩岩石矿物特征及其与相似岩石区别，地质出版社。
李人科，陈佩成，1980，锡石的含钽性对预测隐伏矿体（Nb、Ta花岗岩）的指示意义，地质与勘探，第10期。
许晓峰，1980，华北某岩体一些岩石学特征及所含钛磷矿床的成因探讨，地质学报，第3期。
周剑雄，1980，矿物的微区分析，科学出版社。
魏明秀，1980，铬尖晶石的晶胞参数与成因特征，地质科学，第4期。
姜恒顺，1981，杨寨峪金矿床含金黄铁矿矿物学特征及其形成机理，东北地质科技情报，1期。
章崇真，1981，江西钨矿床中黑钨矿化学成分的时、空变化特征，地质与勘探，第2期。
余平，1981，分离重矿物指示找矿，地质与勘探，第7期。
傅金宝，1981，斑岩铜矿中黑云母化学组成特征，地质与勘探，第9期。
周长龄，葛霆，1981，略论地质找矿的新情况和新问题，地质与勘探，第1期。
陈徽，1981，黄沙钨矿脉幅变化、矿化分带与矿体预测，地质与勘探，第6期。
殷成玉，1981，锡石标型特征及其在研究砂矿物质来源中的应用，地质与勘探，第11期。
黄雅乔，1981，长石与矿化关系（以栗木花岗岩为例），地质与勘探，第7期。
陈炳才，1981，阳储岭斑岩钨钼矿床黑云母研究，地质与勘探，第2

期。
张广域，1981，我国金伯利岩中镁铝榴石的化学成分特征及找矿意义，矿物岩石，第3-4期。
帅德权，1981，金银矿中黄铁矿标型，地质与勘探，第9期。
黎青编译，1981，美国1940—1976年间金属矿床发现率及勘探方法，第3期。
王继华，1981，斑岩铜钼矿床黄铁矿微量元素分配特征，地质与勘探，第7期。
董振信，1981，我国金伯利岩及其他岩类的镁铝榴石，矿物学报，第4期。
郭承基、王中刚，1981，矿物演化，矿物学报，第1期。
陈依琅，1981，瑶岗仙脉钨矿床地质特征及找矿标志，地质与勘探，第2期。
李兆龙，许文斗，滕义杰，蒋心明，1981，内蒙西部硫化物矿床氧化带发育特征，地质与勘探，第6期。
王继华，1981，对我国斑岩型铜（钼）矿床某些元素存在形式研究，地质与勘探，第2期。
Л．В.切尔内舍娃等，1982，磁铁矿的标型特点在矿床普查和评价中的应用，国外地质科技，第1期。
周瑞文，1982，钾长—碱性花岗岩与稀土铌钽的成矿关系，地质与勘探，第12期。
苏秀生，1982，长坡锡石—硫化物矿床地化异常特征，地质与勘探，第1期。
李逸群，1982，江西两列成矿岩体标型特征及成因类型，地质与勘探，第8期。
D．M.伯特等，1982，黄玉流纹岩的分布、成因，及找矿意义，韩金贵译，国外地质科技，第2期。
叶同庆，1982，粤东一些铁矿床中磁铁矿的标型特征及其成因意义，岩矿测试，第1期。
魏明秀，1982，钙榴石晶胞参数计算及其地质意义，地质论评，第5期。
Л．П．维库洛娃，А．Н．诺维科娃，В．П.柯齐尼科夫，1982，金-硫化物矿床指示矿物—黄铁矿，程和琴译，地质科技情报，第4期。

林柱清，1982，讨论广东锡石矿床类型，地质与勘探，第3期。
洪大卫，1982，华南花岗岩的黑云母和矿物相及其与矿化系列的关系，地质学报，第2期。
严云秀、叶绪孙，1982，广西中生代花岗岩成因及其成矿专属性的初步探讨，地球化学，第2期。
赵斌，李统锦，李昭平，吴海鸥，1982，我国一些矿区矽卡岩中石榴石的研究，矿物学报，第4期。
孔昭凡，1982，大吉山钨矿床的成矿规律研究，地质与勘探，第6期。
卿鹏，1983，超基性岩矿物化学特征与成矿关系讨论，地球化学，第2期。
徐国风、邵洁涟，丰淑庄，左大华，1983，陕西某"卡林型"金矿床砷黝铜矿研究，矿物学报，第3期。
蒋匡仁，1983，矿物演化周期性探讨，矿物学报，第4期。
许晓峰，1983，矾山岩体中辉石和黑云母特征，矿物学报，第4期。
张广城，杨国杰，周剑游，1983，我国金伯利岩中富铬镁钛铁矿的标型特征及找矿意义，矿物岩石，第2期。
郭宗山，陈树荣，董琳，郭月敏，1983，南岭花岗岩及矿体中一些云母的研究，岩石矿物及测试，第4期。
李兆龙，1983，内蒙古中西部多金属矿床的评价标志—铁帽的类型及特征，天津地质调查所，第2期。
周光宇，1983，红透山铜矿床氧化带及其发育过程探讨，地质与勘探，第7期。
艾永富，马瑞志，下蓝家沟钼矿中菱锰矿—方解石共生组份特征及其对钼矿化的指示意义，地质与勘探，第2期。30—34页。
罗贤昌，1983，黑钨矿中H/F值变化规律及其标型特征，地质与勘探，第8期。
张济民，1983，勘探新方法和新技术的进展，地质与勘探，第5期。39—43页。
朱训、黄崇轲、芮宗强、周耀华、朱贤甲、胡淙生、梅占魁，1983，德兴斑岩铜矿，地质出版社。
李亿斗，李逸群，1984，黑钨矿的铁锰成分与生成条件，钨矿地质讨论会论文集，地质出版社。
吴尚全，1984，夹皮沟变质热液金矿床中石英的天然热释发光研究，矿

物岩石，第1期。
邵洁涟，1984，辉钼矿多型研究新进展，地质科技情报，第2期。
张复新，1984，陕西二台子金矿床黄铁矿演化特征及成因意义，矿物岩石，第1期。
吴永乐，梅永文，1984，西华山钨矿田多次成岩、成矿及其演化规律，钨矿地质讨论论文集，地质出版社。
Bogush, I. A., 1979, Thermoelectric properties of pyrite in sulfide ores of the Northern Caucasus as a source of information on minerogenesis, *Dokl. Acad. Sci. USSR. Earth Sci* Sect., 245.
Chakrabarti, Ananda. K., 1967, On the trace elements geochemistry of Zawar (India) sulfide and its relation to metallogenesis, *Canad. Mineral.*, Vol. 9.
Davidson, C. F., 1962, On the cobalt-nickel ratio in ore deposites, *Mining Mag.*, Vol. 106.
Lowell, J. D. & Guildert, J. M., 1970, Lateral and vertical alteration mineralization zoning in porphry ore deposites, *Econ. Geol.*, Vol. 65.
Neev, D. & Emery, K. D., 1967, The Dead Sea, *Israel Geol. Surv Bull.*, Vol, 41.
Балицкий, В. С., 1972, Структурно- морфологические особенности кристаллов кварца как индикаторы физико—химических условий минералобразования, в кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение, 1972, Изд. Недра, Москва.
Еъзикова, Н. З., 1972, Практический аспект кристалломорфологии касситерита, *ЗВМО.*, Ч. 101, вып. 2.
Козлов, В. Д., 1982, Состав биотитов, рудоносность и вопросы генезиса гранитоидов забайкалых, в кн.: Минералогические критерии связи кислого магматизма с рудной минерализацией, Изд. Наука, Москва.
Стешин, В. А., Павлишин, В. И., Типоморфизм спектроскопических свойство кристаллов кварца из гидротермальны

Донбасса, *Конституция и свойства минералов*, вып. 12.
Юргенсон, Г. А., 1979, Вариации состова и свойств жильного кварца месторождений золота—сульфидно-кварцовой формации как отражение рудной зональности и условий образования, *Геол. рудн. месторождении*, №3.

第十章

吴尚全，1982，黑龙江团结沟斑岩金矿床的成因矿物学研究，武汉地质学院北京研究生部硕士研究生论文。
张振儒，温世达，陈平德，马乐群，黄存基，何昌桂，1983，电子显微镜和电子探针在研究石墨和高岭土矿床成因方面的应用，武汉建材学院学报，第3期。
刘劲鸿，1983，福建马坑铁矿西区成因矿物学研究，武汉地质学院北京研究生部硕士研究生论文。
陈光远，孙岱生，孙传敏，黎美华，汪雪芳，王祖福，速玉萱，林家湘，1984，弓长岭铁矿成因矿物学专辑，矿物岩石，第四卷，第二期。
Chen, K. Y., Sun, D. S., Wang, Z. F., Yang, T. Y. & Liu, W., 1982, The genetic significance of magnetite twins from China, *Bull. Minéral.*, 105.
Parák, T., 1973, Kirunamalmernas Bildning.
Sunagawa, I., 1957, Variation in crystal habit of pyrite, *Rept. Geol. Surv. Japan*, No. 175.
Von Zittel, K. A., 1899, Geschichte d. Geologie u. paläontologie bis Ende des 19. Jahrhunders. Gesch d Wissenschaft in Deutschland, München & Leipzig.
Абуев, Д. В., Радько, В. И., Зубов, В. Е., 1967, условия размещения ртутного оруденения на Северном Кавказе, *Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа*, вып. 12. Ставрополь ск. Кн. Изд.
Вернадский, В. И., 1927, Очерки геохимии, Госиздат., Москва.

Гинзбург, А. Е., Кузьмин, В. Е., Сидоренко, Г. А., 1981, Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ, Изд. Недра, Москва.

Чесноков В. В., 1966, Морфологический метод определения относительного возраста минералов, в кн.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов, Изд. Наука, Москва.

GENETIC MINERALOGY AND PROSPECTING MINERALOGY

edited by CHEN GUANG YUAN
Professor of Mineralogy
Beijing Graduate School of Geology
Chinese Educational Center of Geology, Beijing, PRC

874pp. tables, 288figs, 8photos
published by Chongqing Press, Chongqing, PRC

The scientific discipline that concerns itself with the investigation of mineral genesis and its application to prospecting for minerals is known as genetic and prospecting mineralogy. It has been characterized in recent years by considerable progress due to the application of new theories and new techniques which in turn has provided the basis of a deeper understanding of the mechanism of the formation of minerals and a better exploitation of their typomorphic features in prospecting for minerals in Nature.

The purpose of this book is to provide a systematic exposition of the principles of modern genetic mineralogy and the application of prospecting mineralogy to practical works. The various contributions in this book have been arranged into 10 chapters as the following.

Chapters 1 and 2 deal with ideas and concepts on which modern genetic mineralogy and prospecting mineralogy are based, in addition to which a historical review of their development including both their initiations in the USSR and a brief summa-

ry of their scattered but splendent ideas in the comprehensive ancient Chinese literatures is given.

Chapter 3 deals with genesis and evolution of minerals including both ontogeny and phylogeny of minerals.

Chapters 4 and 5 have been directed to topics of typomorphism of minerals and mineral thermometers and barometers. They form the basic group of contributions displaying the relationship between mineralogical features and mineral-forming conditions. In the former special emphasis is laid on typomorphic features of minerals which concern not only the typoporphic minerals but also the through minerals. They comprise not only the chemical composition, the atomic structure, the physical and chemical properties of minerals but also the morphology and spectroscopic features of minerals. In the latter in like manner other conditions than the physico-chemical ones are also taken into consideration.

Chapters 6 and 7 deal with paragenetic associations and paragenetic analysis of minerals. They regard again the relationship between minerals and mineral-forming conditions but the mineral associations are taken here as a whole. In the former chapter a number of representative associations from various mineral deposits of China are cited as examples.

Chapter 8 treats of the problem of genetic mineral groups which are considered to be the basis of genetic classification of minerals. Data of more than 1500 amphiboles from different corners of the world including a number of Chinese samples are brought together for the treatment of their genetic problem.

Chapter 9 lays special emphasis on prospecting mineralogy and its application to practical works. Again a number of successful Chinese examples in addition to other foreign examples from different conners of the world are introduced in this book

Chapter 10 deals with the methodology and concrete methods of genetic and prospecting mineralogy, which provides a practical

guide to both field work and laboratory work of genetic and prospecting mineralogy.

Principles and practical applications ore integrated together throughout the book rather than being treated separately, and extensive use is made of illustrative case histories from throughout the world. Thus this is not just a book of theory, it shows one exactly how to apply the theory to the practical world. It contains rather comprehensive advanced informations not only of the recent progress and development of genetic and prospecting mineralogy but also of a number of factual data, and will set a new reference standard not only for laboratory workers but also for field geologists, especially for those active in prospecting and exploration activities. Since petrogenesis and metallogenesis are in the main the problem of mineral genesis, this book will be of interest not only to crystallographers, mineralogists and geochemists but also to petrologists and economic geologists. Since some minerals are formed under stress while others are strata-bound and appear in definite horizons indicating certain ecological conditions, this book will in some way be interested to palaeontologists, stratigraphers and structural geologists as well.

CONTENTS

Preface and Acknowledgements
CHAPTER 1. INTRODUCTION
1. Initiation of genetic mineralogy
2. Concepts of genetic mineralogy
3. Other sciences related to genetic mineralogy
4. Historical development of genetic mineralogy
5. Up-to-date development of genetic mineralogy
CHAPTER 2. HISTORICAL DEVELOPMENT OF GENETIC AND PRESPECTING MINERALOGY IN CHINA
1. Main stages of utilization of minerals in China
(1) Stage of the primitive society
(2) Stage of the slavery society
(3) Stage of the feudal society
(4) Stage of the semi-feudal and semi-colonial society
(5) Stage of the socialist society
2. Development of genetic and prospecting mineralogy in China
(1) Ancient Chinese literatures concerned with genetic and prospecting mineralogy
(2) Ideas of genetic and prospecting mineralogy in ancient China
(i) Horizontal zoning of minerals
(ii) Vertical zoning of minerals
(iii) Regional distribution of minerals
(iv) Paragenes is of minerals

(v) Processes of the formation of minerals
(vi) Mode of occurrence and polygenesis of minerals
(vii) Typomorphic features of minerals
(viii) Mineralogical prospecting criteria and methods
(3) Development of genetic and prospecting mineralogy in modern China
CHAPTER 3. GENESIS OF MINERALS
1. Ontogeny of minerals
(1) Mineral individuals
(i) Germination of mineral individuals
(ii) Growth of mineral individuals
(iii) Alteration of mineral individuals
(2) Mineral intergrowth
(i) Parallel grouping of mineral individuals
(ii) Twinning of minerals
(iii) Epitaxy and exsolution of minerals
(3) Mineral aggregates
(4) Criteria of the processes of the formation of minerals
2. Phylogeny of minerals
(1) Concepts of mineral phylogeny
(2) Various fields acting on the phylogeny of terrestrial minerals
(3) Meteoritic minerals and phylogeny of terrestrial minerals
(4) Lunar minerals and phylogeny of terrestrial minerals
(5) Phylogeny of terrestrial mantle minerals
(6) Phylogeny of terrestrial crustal minerals
(7) Phylogeny of terrestrial mineral divisions
(8) Phylogeny of terrestrial mineral groups
(9) Phylogeny of terrestrial mineral genera and

species

(10) Phylogeny of terrestrial mineral associations

CHAPTER 4. TYPOMORPHISM OF MINERALS

1. Typomorphic associations of minerals
2. Typomorphic minerals
3. Typomorphic features of minerals
   (1) Morphological features
   (2) Compositional features
   (3) Structural features
   (4) Physical features
   (5) Spectroscopic features

CHAPTER 5. MINERAL THERMOMETER AND BAROMETER

1. Mineral thermomter and barometer based on composition of minerals
   (1) Mineral thermometer and barometer based on disomorphism of minerals
   (2) Mineral thermometer and barometer based on istribution of elements in paragenetic mineral pairs
   (3) Mineral thermometer based on stable isotopes of minerals
2. Mineral thermometer and barometer based on crystal structure of minerals
   (1) Mineral thermometer and barometer based on polymorphism of minerals
   (2) Mineral thermometer based on site occupancy of ions in the crystal structure of minerals
3. Mineral thermometer and barometer based on fluid inclusions of minerals
4. Other mineral thermometers
   (1) Mineral thermometry based on melting points of minerals

(2) Mineral thermometry based on decomposition temperature of minerals
(3) Mineral thermometry based on dissociation (exsolution) temperature of minerals
(4) Mineral thermometer based on clay minerals
CHAPTER 6. SOME PROCESSES OF THE FORMATION OF MINERALS AND THEIR PARAGENETIC ASSOCIATIONS
1. Magmatic paragenetic associations of minerals
(1) Brief tables of paragenetic associations of minerals of typical magmatic mineral deposits
(2) An example of the paragenetic associations of minerals of Chinese chromite deposit
2. Pegmatitic paragenetic associations of minerals
(1) Brief table of paragenetic associations of minerals of typical pegmatitic deposits
(2) Temporal sequence of paragenetic associations of minerals of granite pegmatites
(3) Minerlogical genetic criteria of pegmatites of different formations.
(4) Some examples of paragenetic associations of minerals of Chinese pegmatitic deposits
3. Paragenetic associations of skarn minerals
(1) Brief tables of paragenetic associations of skarn minerals
(2) Typomorphic features of skarn minerals
(3) Some examples of paragenetic associations of Chinese skarn deposits
4. Paragenetic associations of minerals of hydrothermal deposits
(1) Brief tables of paragenetic associations of minerals of hydrothermal deposits
(2) Mineralizing stages of hydrothermal deposits

(3) Typomorphic features of hydrothermal minerals
(4) Some Chinese examples of paragenetic associations of minerals of hypothermal & mesothermal W–Sn deposits
(5) An Chinese example of paragenetic associations of minerals of meso-thermal Pb–Zn deposits
(6) Some Chinese examples of paragenetic associations of minerals of epithermal Hg deposits

CHAPTER 7. PARAGENETIC ANALYSIS

1. Phase rule
2. Method and procedure of paragenetic analysis in general
3. Diagrammatic method of paragenetic analysis
4. Compositional vector space and transformation of coordinate system
5. Goldschmidt-Eskola analysis
6. Korzhinskii analysis
7. Matrix projection analysis
8. Application of linear regression modelling and linear programming in the analysis of metamorphism

Appendixes 1-4

CHAPTER 8. GENETIC MINERAL GROUP: AMPHIBOLES

1. Concepts of genetic mineral group
2. Significance of studying genetic mineral group of amphiboles
3. Crystal chemistry of the amphibole group
   (1) Cation in T site
   (2) Cation in C site
   (3) Cation in B site
   (4) Cation in A site
   (5) Independent univalent anions
   (6) Multichain defects in amphibole structures
   (7) Transitional structures (bipyriboles and pyriboles)
4. Crystal-chemical classification of the amphibole group

5. Crystal-chemical fields of the subgroups of the amphiboles in the CMFA diagram
6. Genetic mineral group of the amphiboles
   (1) Genetic diagram of amphiboles in calc-alkaline rocks
   (2) Genetic diagram of amphiboles in alkaline-carbonatite rocks
   (3) Genetic diagram of amphiboles in regional metamorahic rocks
   (4) Genetic diagram of amphiboles in contact metasomatic rocks
   (5) Genetic diagram of hydrothermal amphiboles
   (6) Genetic diagram of amphiboles in eclogites
   (7) Genetic diagram of amphiboles in blue schists
   (8) Genetic diagram of amphiboles in iron ore deposits
   (9) Genetic diagram of amphiboles in other mineral deposits concerned with basic-ultrabasic rocks
7. Distribution of amphiboles
   (1) Distribution of amphiboles in earth's crust
   (2) Distribution of hornblendes in the broad sense in the earth's crust
   (3) Distribution of amphiboles in igneous rocks
   (4) Distribution of hornblendes in the broad sense in igneous rocks

CHAPTER 9. PROSPECTING MINERALOGY

1. Stages of application of mineralogy in prospecting for minerals
   (1) Stage of application of tranditional mineralogy
   (2) Stage of application of mineralogy of mineral deposits
   (3) Stage of application of genetic mineralogy and prospecting mineralogy

2. Concepts of prospecting mineralogy
3. Application of mineralogy in prospecting for minerals
   (1) Application of correct identification of minerals
   (2) Application of discovery of new minerals
   (3) Application of known typomorphic minerals
   (4) Application of paragenetic associations of minerals
   (5) Application of typomorphic features of minerals
   (6) Application of stress criteria of mineral assemblages
   (7) Application of the evolution of mineral assemblages
   (8) Application of the evolution of mineral species

CHAPTER 10. METHODOLOGY AND METHODS OF GENETIC AND PROSPECTING MINERALOGY

1. Methodology of genetic and prospecting mineralogy
   (1) Theory combines with practice
   (2) Field work combined with laboratory work
   (3) Macroscopic study combined with microscopic study
   (4) Traditional methods combined with modern techniques
   (5) Experimental works combined with geological observations
2. Methods of genetic and prospecting mineralogy
   (1) Field methods
      (i) Note the mode of occurrence and genesis of minerals and mineral associations and collect serial specimens
      (ii) Note the temporal sequence of minerals and mineral associations as well as their evolutional changes in typomorphism
      (iii) Note the distribution of minerals and mineral associations in space as well as their spatial changes in typomorphism
   (2) Laboratory methods

(i) Choice of laboratory methods according to the requirements of genetic and prospecting mineralogy

(ii) Rearrangment and processing of laboratory data for the investigation of genetic and prospecting informations

(iii) Synthesis and analysis of field and laboratory data for acquisition of typomorphic features and prospecting criteria of minerals and informations on the mechanism of their formations