前　言

本书是受地质出版社的委托和贵州地矿局的安排而编写的。中国是世界重晶石矿产资源丰富的国家，也是重要的重晶石出口国。但是，长期以来，中国重晶石矿床的地质普查、勘探工作程度低，研究力量薄弱，只是近年来才有所加强，重晶石的地质找矿工作才有所突破，取得重大进展。并在总体研究方面，汤继新、陈圣新按矿产资源战略分析的要求编写了《重晶石》一书。本书是继《重晶石》之后，目的在于研究中国重晶石矿床的成矿条件，总结成矿规律，进行成矿预测，以期提高重晶石矿床地质研究及其找矿的科学水准。

本书是在收集、整理、归纳、分析中国已有的重晶石矿床普查、勘探资料的基础上，结合野外调研编写而成。本书是应用地质学方面的一些新理论、新观点结合中国实际情况论述的，是按各个成矿区（带）来阐述重晶石矿床的地质构造背景、矿床地质特征、成矿条件和矿床成因等，不是按传统的成因分类论述的。因此，成矿区（带）各论一章占的篇幅较大，这是本书编写结构上的一个特点。同时考虑到按成矿区（带）论述有利于矿床成矿规律的分析、对比和总结，有利于成矿预测和找矿靶区的最佳选择，有利于国家计划和开发部门的正确决策。本书具有一定的实践价值和理论意义。在论述成矿的地质构造背景时应用了板块构造观点，描述矿床地质特征时举有矿床实例，在成因类型方面，列出了层控矿床，强调了沉积型重晶石矿床在中国重晶石矿床中的重要地位。

本书第一、二章由余洪云执笔，第三、四、五章为李文炎撰写。本书由李文炎统一修改、定稿。贵州地矿局103队总工程师王华云在编写过程中给予大力支持，并审阅全文；邹盛荣、高兴基两同志审阅部分文稿，提出了宝贵的修改意见。本书于1989年10月由贵州地矿局组织鉴定，以地矿局总工程师韩至钧为主任，有曹鸿水（贵州地矿局）汤继新（广西地矿局）、任丰寿（甘肃地矿局）、李上男（中国地质出版社）、于明舜（湖南地矿局407队）、陈士杰（贵州地矿局科研所）等专家为委员，以通讯形式鉴定通过。并提出了很好的修改和补充意见。在此向他们表示衷心的感谢。

在收集、整理资料阶段，先后有吴超、麻光文、蒲淑仙参加，尤其是蒲淑仙工程师在定稿阶段，做了大量的辅助性工作。图件清绘由贵州地矿局103队绘图室担任。收集资料期间，曾得到中国地质资料馆、湖北、甘肃、广西、福建等省（区）地质资料处的大力支持与援助，和湖北随县、甘肃文县、陕西平利、广西三江、福建永安、山东安邱、河南汲县、四川彭水等县（市）有关单位所提供的方便，还有四川地矿局108队主动提供资料等。在此对以上同志和单位一一表示诚挚的谢意。

编著者

1990年3月于贵州铜仁

目　录

第一章　绪　论……（1）
　第一节　钡的矿物学及地球化学……（1）
　第二节　重晶石的用途及工业要求……（2）
　第三节　世界重晶石矿产资源和产销概况……（3）
第二章　中国重晶石矿床概述……（7）
　第一节　中国重晶石矿床的时空分布……（7）
　第二节　中国重晶石矿床的成因类型……（7）
　第三节　中国重晶石矿床的成矿区（带）划分……（8）
第三章　中国重晶石成矿区（带）各论……（12）
　第一节　扬子地台南缘重晶石成矿带……（12）
　第二节　扬子地台北缘重晶石成矿带……（23）
　第三节　武陵—苗岭重晶石成矿带……（34）
　第四节　黔桂湘粤重晶石成矿区……（44）
　第五节　郯庐重晶石成矿带……（59）
　第六节　太行—中条重晶石成矿带……（64）
　第七节　甘青宁重晶石成矿区……（69）
　第八节　天山重晶石成矿带……（73）
　第九节　其它重晶石片区和独立矿床……（77）
第四章　中国重晶石矿床成因综述……（85）
　第一节　物质来源……（85）
　第二节　成矿的物理化学条件……（88）
　第三节　成矿模式……（90）
第五章　中国重晶石矿床成矿规律与成矿预测……（94）
　第一节　成矿规律……（94）
　第二节　成矿预测及其找矿方向……（100）
参考文献……（105）

第一章 绪 论

第一节 钡的矿物学及地球化学

一、钡的矿物学

具有工业意义的含钡矿物主要有重晶石（$BaSO_4$）和毒重石($BaCO_3$)，但毒重石在自然界的分布比重晶石少得多。其次钡天青石（$BaSr(SO_4)_2$）、硅钡石（$BaSi_2O_5$）也可作为工业上提取钡的来源。

重晶石的化学组分：BaO 65.7%，SO_3 34.3%。常见有Sr、Ca的类质同像混入物，具有高含量锶（达30%）的变种叫钡天青石。通常还有Fe_2O_3、粘土、有机质等物质混入重晶石中。据重晶石矿床和多金属-重晶石矿床的重晶石中气-液包裹体成分研究表明：Cl^-（5—90g/l）、Ca^{2+}（0.5—55g/l）、Na^+（1.5—34.5g/l）是包裹体的基本成分，有相当大的部分包裹体中还发现有HCO_3^-（达30g/l）、K^+（达18.5g/l）、Al^{3+}（达10g/l）等。在单一重晶石矿床的包裹体中，H_2S的浓度通常<0.02%，但是在多金属矿床中的重晶石包裹体中，H_2S的浓度可达3%。

晶体为斜方晶系，通常为斜方双锥对称型式：$3L^23PC$。常见重晶石晶体因{010}面发育而呈板状，较少数的呈柱状、条柱状，也有三向等长的晶体。柱面{011}发育，与{010}组成聚形，聚形通常极丰富。双晶不常见，双晶面为(201)，(011)，往往有聚片双晶，构成晶面条纹。重晶石集合体常呈粒状、少数呈致密状、隐晶状或土状，也有具同心带状构造的钟乳状，放射状构造的球形和椭球形结核。

无色透明的重晶石晶体少见。常常由于外来混合物的影响被染成灰色（气液的显微包裹体）、红色（铁的氧化物）、黄色或褐色（铁的氢氧化物）、暗灰色和黑色(沥青物质)、少见淡蓝色、绿色和其他颜色。晶体为玻璃光泽，解理面{010}呈珍珠光泽。$Ng=1.648$，$Nm=1.637$，$Np=1.636$。

重晶石密度大(4.2—4.7g/cm³)，硬度低(3—3.5)，性脆。解理平行{010}完全，平行{201}中等，平行{001}不完全。

重晶石化学性质稳定，难溶于水，甚至在100℃温度下溶解度也不超过3.9mg/l。也不溶于HCl，只是在H_2SO_4中，粉末状重晶石才慢慢溶解。在溶解的$BaCl_2$或$Ba(HCO_3)_2$与碱金属的硫酸盐或硫酸反应的条件下，可人工获得重晶石。在有CO_2的参加下重碳酸钡与硬石膏相互作用，也可形成$BaSO_4$。自然界中重晶石的形成有各种途径，都需氧的分压大和温度较低的条件，既可以从岩浆溶液中，也可以从地面渗流的溶液中析出。

毒重石的化学成分：BaO77.7%、$CO_2$22.3%，有时含有锶。毒重石很少形成独立矿床，通常与重晶石一起产出，一般在重晶石沉淀之后沉淀。毒重石亦为斜方晶系，晶体形态也是斜方双锥，在811℃温度下转变为六方晶系，在982℃时转变为立方变体，但在自然界中尚未发现。该矿物通常为无色或白色，有时被染成灰色或黄色。玻璃光泽，断口为油脂光泽。硬度3—3.5，密度4.2—4.3g/cm³。在1740℃时熔化，在水中的溶解度较大，

温度18℃和Pco_2=98.0665kPa时可达2700mg/l（比方解石的溶解度大1.5倍）。

二、钡的地球化学

在元素周期表中，钡位于ⅡA族第六周期，原子序数56，原子量137.33，外层电子的构型为$6s^2$，元素的负电性为0.9，原子半径2.2Å，二价钡离子半径1.43Å，属亲石元素组。钡为软的银白色金属。钡的地壳克拉克值为0.05%，在火成岩中的平均含量为0.09%，最富钡的岩石是正长岩族（达0.23%）。

钡在岩浆岩中不形成独立的矿物，而主要呈类质同像替代离子半径与之相接近的K（在钾长石和云母中）。钡可以被热水溶液和气体从岩石中带出，钡矿物与各种碳酸盐、石英、萤石、天青石、硫化物等矿物相伴共生。

海水钡的含量为10—70mg/l。虽然大洋水钡并不饱和，但是在有机物被分解的条件下也可以发生钡的硫酸盐沉淀。海生有机体含钡为海水的400—4400倍。

第二节　重晶石的用途及工业要求

重晶石是一种重要的含钡矿物。如前所述，它具有密度大，硬度低，性脆的特点和化学性质稳定，无磁性和无毒性，具有吸收X射线和Y射线的性能。因而，重晶石在工业上已被广泛运用于石油、化学、油漆颜料、橡胶、玻璃、造纸、制革、纺织、军事、食品部门、建筑材料、筑路、陶器、有色冶金、黑色冶金、医学、农业、人造材料等18个工业部门。据统计其大小用途已超过两千多项，表明它已成为人类社会不可缺少的一种重要的非金属矿产资源。

重晶石在工业生产上的用途主要有三方面：制取钡的化工产品、重晶石粉和锌钡白。

含钡的化工产品有硫酸钡、碳酸钡、硝酸钡、氯化钡、氧化钡、氢氧化钡以及多硫化钡。它们主要用于白色颜料、橡胶填料、医药、制糖、陶瓷、光学玻璃、制革、军工、电子等方面。

重晶石粉主要用作石油天然气钻井泥浆的加重剂，含这种加重剂的泥浆能冷却钻头、加固井壁、防止井喷、控制原油和天然气的压力，以稳定油气产量。目前，全世界重晶石消费量的90%左右是用作泥浆加重剂，其次是用作纸张、油漆、橡胶等的填料。由于重晶石密度大，有吸收X射线和Y射线的性能，故常配制成大密度的混凝土建筑材料，用于原子能工厂、核电站、X光实验室等防护性建筑物。

重晶石可制作锌钡白及各种钡化合物。锌钡白（立德粉）广泛用于油漆和其他颜料及高级橡胶制品、油布等填料。应该指出，目前锌钡白已部分为钛白粉所取代。

此外，还可提取金属钡，用作电视和其它真空管的吸气剂、粘结剂。钡与铝、镁、铅、钙等制作合金，常用于制造轴承。

由于用途不同，各工业部门对重晶石的质量要求也就有所不同。中国目前执行的对重晶石的工业要求是：（据中国矿产储量委员会办公室主编的《矿产工业要求参考手册》，1987年修订版）。

一、一般工业要求

边界品位：	$BaSO_4$	30%
工业品位：	$BaSO_4$	50%

可采厚度：　　≥1m

夹石剔除厚度：　　≥1m

二、工业部门对矿石质量的要求

（一）化工用重晶石（富矿或精矿）

品级	$BaSO_4$ (%)	SiO_2 (%)	Fe_2O_3 (%)	Al_2O_3 (%)	水溶盐 (%)
Ⅰ	95	<1.5	<0.5	<1.0	<0.3
Ⅱ	90	<2.5	<1.5	<2.0	<1.0
Ⅲ	85	<2.5	<1.5	<2.0	<1.0

（油漆用洁白度要高）

（二）橡胶填充料用重晶石粉

品级	水分 (%)	$BaSO_4$ (%)	SiO_2 (%)	水溶盐 (%)	比重 (g/cm^3)
Ⅰ	0.3	97	<0.5	<0.3	4.3—4.6
Ⅱ	0.5	95	<0.5	<0.3	4.3—4.6

（三）钻井泥浆加重剂用重晶石粉

国际O·C·N·A标准：

密度：$4.2\times10^3kg/m^3$

湿筛分析：用U·S 200目筛余量<3%

用U·S 325目筛余量5—15%

水溶盐(物)：<0.1%

视粘度：当密度为$2.5\times10^3kg/m^3$重晶石粉蒸馏水悬浮液加1%的石膏后，视粘度不得超过125厘泊。

第三节　世界重晶石矿产资源和产销概况

一、世界重晶石矿产资源概况

全世界除南极洲外，其它各大洲都发现了重晶石矿产。据汤继新、陈圣新（1983）统计，全世界重晶石资源总量约1800Mt，其中查明资源为350Mt。主要产地分布在中国、苏联、印度、墨西哥、美国、加拿大、土耳其等二十多个国家或地区。

表1中的储量基础是查明资源的一部分，指的是从中可以估算出储量的原地探明资源（确定的+推定的）。它包括目前经济可行的资源(储量)，在经济上处于边界条件的资源(边界储量）和某些目前是次经济的资源（次经济资源）三部分。储量只是储量基础中的目前经济可行的那一部分资源。根据中国实际情况，所谓储量基础是相当于中国探明的最低级别（D级）以上的工业储量（包括目前能利用储量和暂不能利用储量)，它不包括预测储量或远景储量。所谓储量只是相当于中国的工业储量中目前能利用的那一部分工业储量。

在产重晶石国家（中国除外）的重晶石矿床的主要成因类型或赋矿围岩是：苏联以火山—沉积和热液型为主，该类型资源总量为259Mt。如乌克兰的别岗（Бэгань）重晶石和重晶石多金属矿床就属于这个类型。该矿床围岩为流纹质凝灰岩夹泥质板岩和砂岩，厚

表 1　世界重晶石储量和储量基础(万t)

国家或地区	储　　量	储 量 基 础
北美：		
美　　国	2722	5443
加 拿 大	272	635
墨 西 哥	635	907
南美：		
巴　　西	91	181
智　　利	181	363
秘　　鲁	181	363
其　　它	91	91
欧洲：		
法　　国	181	272
西　　德	91	181
希　　腊	91	91
爱 尔 兰	181	272
意 大 利	181	363
苏　　联	907	6804
南斯拉夫	181	816
其　　它	726	2722
非洲：		
阿尔及利亚	181	726
摩 洛 哥	907	998
其　　它	91	635
亚洲：		
中　　国	3629	13608
印　　度	3084	3175
泰　　国	816	1361
土 耳 其	363	1814
其　　它	726	2722
大 洋 洲	91	454
世界总计	16600	44997

资料来源：美国《矿业实况与问题》1985年版。

800m。美国是以沉积型和残积型为主，分别占储量的50%和45%。沉积型矿床产于阿肯色州和内华达州，阿肯色州霍特斯普林斯县重晶石矿床产于石炭系暗色硅质岩中，内华达州则产于奥陶系和泥盆系硅质岩和泥质岩中。残积型重晶石矿床多见于密苏里州，产于碳酸盐岩的风化面上。印度和苏联一样，也是以火山、热液型为主，如安得拉帮的库达帕县的重晶石矿床产于前寒武纪火山岩系中。围岩为白云岩、晶屑凝灰岩和玻璃质凝灰岩。在西欧，西德的麦根重晶石矿山为世界大矿之一，产于泥盆系，与铁、铜、锌伴生，估计储量达500万t。法国的重晶石矿床主要分布于科尔贝、阿瓦龙、安德尔等地区，赋矿层位主要是泥盆系的白云岩等碳酸盐岩，少数产于中生界的白云岩中。爱尔兰的主要重晶石矿

产地位于提伯雷里县，围岩为石炭系的燧石灰岩和白云岩。泰国的重晶石矿以白垩纪等的花岗岩侵入体有关的热液矿床为最普遍，主要产地分布于万伦等地。秘鲁的重晶石矿主要是与第三纪侵入或喷出的花岗闪长岩及安山岩有关的热液矿床，分布于利马附近的利马克山谷地区。

从上面的简略叙述中，窥见国外的重晶石矿床，以火山-沉积和热液型占有重要地位（苏联、印度、泰国、秘鲁），成矿时代为前寒武纪、中生代三叠纪、白垩纪、最新为第三纪。其次为沉积和层控矿床（美国、法国、西德、爱尔兰），赋矿地层主要为奥陶系、泥盆系和石炭系，其中又以泥盆系占有重要地位。中国则不然，重晶石矿床却是以沉积型为主，层控型和火山-沉积型次之，热液型所占比重极小。

二、世界重晶石矿产的产销概况

全世界共有四十多个国家生产重晶石。其中主要是美国、苏联、中国、秘鲁、印度、泰国、爱尔兰、意大利、摩洛哥、法国、墨西哥等。

据汤继新、陈圣新(1983)引述美国文献统计：1972年前世界重晶石产量不到400万t。后来由于石油工业的发展，刺激了重晶石的生产，到1980年时重晶石产量已达734.8万t（中国152万t未统计在内）。近据美国《矿业实况与问题》预测：到2000年，重晶石世界需求量达1010万t，年递增率为2.2%，是1986年的1.5倍。表明进入80年代以来世界重晶石产量还未突破1000万t。

美国是世界上生产重晶石最多的国家，也是消费重晶石最多的国家。美国的重晶石消费量在1940年只有37万t，50年代稳定在80—100万t，到1977年急增至235.2万t（本国只生产135.5万t），1980年更增至317.5万t（本国只生产235.8万t），消费量大于生产量，即消费的重晶石大约有40%是依靠进口。主要供应国是中国、秘鲁、爱尔兰、墨西哥和印度等。

苏联也是世界上重晶石的主要生产国之一，也是消费重晶石最大的国家之一。其年产量曾达209万t（1975年数字），产量虽然不少，但尚不能满足国内需要，其钻井用重晶石不足部分曾用铁矿石代替，而化工用重晶石，国内也只能供给30—40%，其不足部分要从朝鲜、保加利亚和南斯拉夫进口。

在西欧、西德的重晶石产量在资本主义国家中曾占有重要地位，该国有十几个重要矿山，大部分集中在北莱茵-威斯特法伦州。由于保有储量的减少，使得产量逐年下降，70年代初年产量为40万t，但到1978—1980年间的年产量仅为16万t。西德、法国、意大利等国生产的重晶石都要靠进口解决。所以他们在出口相当数量的钻井级重晶石的同时，也进口一部分化工级重晶石。例如，西德历年来都要从中国进口一部分重晶石。印度是重晶石的主要生产国和出口国之一，国内产量90%来自安得拉邦。印度全国重晶石的需要量仅9万t，而1978—1979年却出口了27万t，主要外贸对象是伊朗、伊拉克、沙特阿拉伯、西欧等国。印度近年来还从中国进口重晶石（1980年为12万t）以补充其出口量。

中国在1975年生产重晶石仅38万t，到1980年骤增至152万t，一跃而为生产重晶石的主要国家。仅次于美国和苏联，居世界第三位。中国重晶石消费量，据不完全统计，1980年为48万t，其中石油工业用30万t，化工制钡盐用10万t，制立德粉用7.3万t，其它用量0.7万t。1979年以来，中国重晶石产量的大部分用于外贸出口，1980年出口量达95万t，占当年产量的62.5%。实际上，中国已成为世界上最大的重晶石出口国，产品远

销亚、欧、美三大洲共13个国家和地区。中国重晶石矿产的主要生产区为广西、湖北、贵州、湖南、山东、福建、四川、广东等省（区）。以广西产量最多，1980年一年的产量就达75.2万t，约为总产量的一半。

近据英国出版的《矿产手册，1984—1985》载，一些国家和地区，在1981—1982年的重晶石进口依赖程度（进口量占国内消费量加出口量的总量的百分数）是：英国61%，欧洲共同体15%，日本75%，美国49%。

综上所述，可以看出世界上重晶石的生产和供销形势基本上是：重晶石在工业发达国家是供不应求，需要进口；凡是石油探采发达的地区，都是重晶石的主要消费地区；而中国、墨西哥、印度、秘鲁、泰国等发展中国家，则是世界上重晶石的重要供应国。

第二章　中国重晶石矿床概述

中国重晶石矿产资源的地质调查活动，始于本世纪初。到新中国成立后，重晶石的找矿勘探工作才得到较大的发展。由于石油、天然气工业的迅速发展，对重晶石的需求量也随之急剧增长，加上对外政策的开放，因而促进了中国重晶石矿产的开发和找矿勘探工作。一批有重要工业价值的重晶石矿床都是在中国对外政策开放的几年中被发现的。如发现和勘探了世界上唯一的超大型沉积重晶石矿床，就是例证。值得一提的是在中国湘黔边境勘探了世界上唯一的超大型沉积重晶石矿床，其储量比世界重晶石总储量（中国除外）还多。无可争议地表明中国已成为重晶石资源大国，在世界上具有举足轻重的地位。

第一节　中国重晶石矿床的时空分布

中国重晶石矿床在空间上的分布具有广泛而又相对集中的特点。已探明的重晶石储量在1000万t以上的有贵州、湖南、甘肃、广西、陕西、四川、山东、福建、湖北九个省(区)。其中贵州省重晶石储量居全国第一位；湖南省居全国第二位；依次是甘肃第三，广西第四等。从重晶石矿的赋矿地层看，从太古界到第四系，均有重晶石产出。

第二节　中国重晶石矿床的成因类型

中国重晶石矿床可分为沉积型、火山-沉积型、层控型、热液型和风化型（残积、坡积型）五类。每一类又根据矿物共生组合的差异，和赋矿围岩地层的不同，划分成若干亚类，如表2。

在我国类型划分方面，沉积型、火山-沉积型、风化型较易识别。对于层控型矿床，本书是按下述定义划出：凡矿床受地层层位控制明显，矿体本身切穿层理和随机延伸，并作热液产状（如交代、浸染、充填、脉状、囊状等）；成矿物质来自含矿层本身，或来自成矿区内的某些特殊地层。即分散于地体中的成矿物质，经后期活化分异作用，借助介质再搬运于有控矿条件的特定层位中形成的物质堆积体，则叫层控矿床。

关于变质沉积矿床或沉积变质矿床一类，本书一律称作沉积矿床。这是考虑到变质作用发生在重晶石已沉积成矿之后，对重晶石矿床的形成没有成因联系，或没有变质作用参与重晶石矿床的形成。矿区发生区域变质作用，只是使重晶石矿物产生弱重结晶，无直接富集成矿的机理关系。鉴于变质作用对沉积重晶石矿床的形成，既无成因联系，也与成矿机理无关，故称作沉积矿床。

上述各成因类型的重晶石资源量百分比如表3。

由表3看出：中国以沉积型的重晶石为主，其次为层控型和火山-沉积型，而以热液型和残积、坡积型的重晶石资源最少。

表 2　中国重晶石矿床分类表

成因类型	亚　　类		矿　床　实　例
Ⅰ、沉积型	1.产于白垩系粉砂岩中		西藏类乌齐竹巴兴
	2.产于泥盆系硅质岩中		贵州镇宁乐纪、广西来宾占潭
	3.产于寒武系中上统硅质岩中		甘肃康北大豁落井
	4.产于寒武系底部轻变质碳质、硅质泥岩中		湖南新晃贡溪、贵州天柱大河边、湖北随县柳林、甘肃文县东风沟、广西三江板必
	5.产于震旦系顶部碳酸盐岩中		湖南新晃贡溪龙塘矿段
Ⅱ、火山-沉积型	1.呈层状与多金属伴生		四川白玉呷村
	2.呈条带状与铁矿共生或伴生		甘肃康南桦树沟（镜铁山）
Ⅲ、层控型	1.单一（纯）重晶石矿床		广西象州潘村、贵州施秉顶罐坡、湖北五峰红岩脑湾、湖北长阳大堰、河南汲县大池山
	2.共生（伴生）重晶石矿床	(1)多金属-重晶石矿床	广西武宣朋村、陕西勉县铺沟、浙江绍兴西裘
		(2)黄铁矿-重晶石矿床	广东乐昌锡地
		(3)白钨矿-重晶石矿床	广东韶关黄岗山
		(4)萤石-重晶石矿床	湖北枝城南庄坪、四川彭水郁山镇、贵州沿河丰水岭
Ⅳ、热液型	1.单一（纯）重晶石型		山东临朐岌山、湖南衡南谭子山
	2.方铅矿-重晶石型		山东安丘宋官疃
	3.黄铁矿-重晶石型		广西靖西弄华
Ⅴ、风化（残积坡积）型			广西象州寺村、海南儋县冰岭

表 3　中国各成因类型矿床的重晶石储量和储量基础统计（%）

矿床成因类型	储量（%）	储量基础（%）
沉　积　型	69.16	67.89
火山-沉积型	11.45	8.92
层　控　型	10.84	15.74
热　液　型	6.83	5.88
残、坡积型	1.72	1.57
总　　计	100	100

第三节　中国重晶石矿床的成矿区（带）划分

根据中国重晶石矿床的分布特点、大地构造单元、地理位置或行政区划，从大到小划分为成矿区（带）、成矿分区、矿田、矿床四个单元。

（Ⅰ）成矿区（带）

指全国性的成矿区或成矿带，一般是跨省（区），呈狭长带状者称成矿带，呈块状片

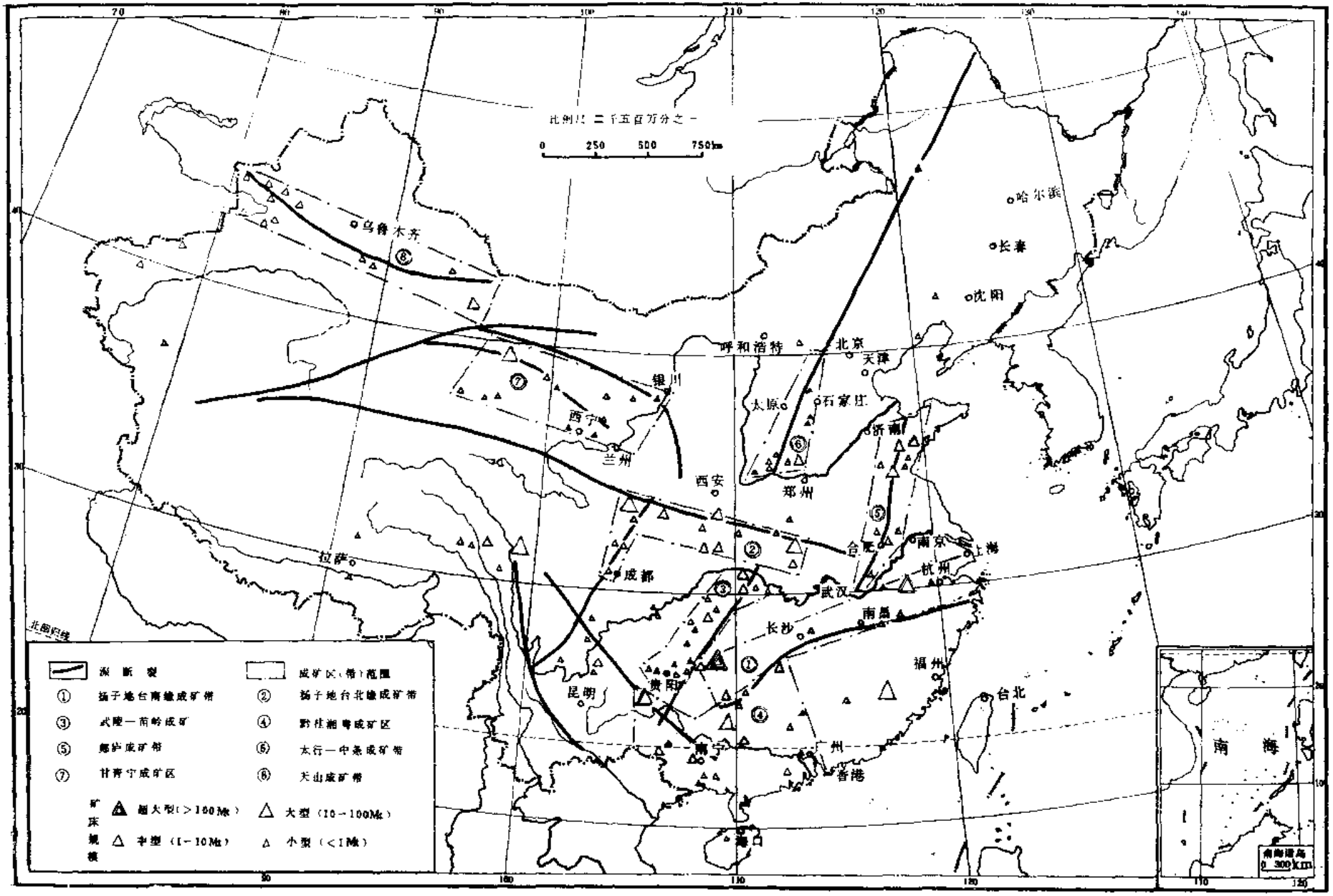


图 1　中国重晶石矿床分布与成矿区（带）划分图

表 4　中国重晶石矿床成矿区（带）划分表

成矿区（带）	成矿分区：省（区）、县两级名称	成因类型
1.扬子地台南缘成矿带	1.黔东—湘西成矿分区：贵州天柱、玉屏、湖南新晃 2.桂北三江成矿分区：广西三江 3.皖赣浙边成矿分区：安徽东至、绩溪、江西上饶、浙江富阳等	沉积型
2.扬子地台北缘成矿带	1.甘陕川边成矿分区：甘肃文县、康县、陕西略阳，四川平武等 2.川陕鄂边（大巴山）成矿分区：四川城口、万源、陕西安康、平利、旬阳、镇平、湖北竹山等 3.鄂北成矿分区：湖北随县、京山	沉积型
3.武陵—苗岭成矿带	1.鄂西南成矿分区：湖北五峰、长阳、枝城、松滋 2.川东南成矿分区：四川彭水、黔江、酉阳 3.黔东北成矿分区：贵州沿河、德江等 4.黔中成矿分区：贵州施秉、黄平、凯里、麻江、贵定、平坝、织金等	层控型
4.黔桂湘粤成矿区	1.湘南成矿分区：湖南衡南等 2.黔西南成矿分区：贵州镇宁 3.桂东北成矿分区：广西灵川、永福 4.桂中成矿分区：广西象州、武宣、来宾等 5.桂西南成矿分区：广西靖西、德保、扶绥等 6.粤北成矿分区：广东韶关、阳山 7.粤南成矿分区：广东南海、恩平	层控型为主、沉积型和热液型次之
5.鄂庐成矿带	山东安丘、高密、莱阳、诸城、临朐、平邑、莒南，安徽蚌埠、枞阳等	热液型为主
6.太行一中条成矿带	1.豫北成矿分区：河南汲县、辉县、淇县 2.晋南成矿分区：山西平陆、翼城、浮山等 3.冀西成矿分区：河北邢台等	层控型为主
7.甘青宁成矿区	1.祁连成矿分区：甘肃肃南、天祝、青海祁连等 2.柴达木北缘成矿分区：青海锡铁山、海晏、湟中、化隆等 3.走廊成矿分区：宁夏青铜峡、中宁、甘肃武威等	火山-沉积型、热液型
8.天山成矿带	1.南北北山成矿分区：甘肃肃北 2.北疆伊宁成矿分区：新疆伊宁、尼勒克、巩留等 3.南疆拜城成矿分区：新疆拜城 4.东疆托克逊成矿分区：新疆托克逊	沉积型和热液型
9.其它独立矿床	1.福建永安李坊 2.四川白玉呷村	沉积型火山-沉积型

区者称成矿区。受一、二级大地构造单元控制。

（Ⅱ）成矿分区

成矿区（带）内按矿床相对集中成片区的特点划为若干成矿分区。受区域构造控制，有独特的自然地理景观。

（Ⅲ）矿田或矿带

成矿分区内分为若干个矿田或矿带，也有与成矿区（带）没有隶属关系而分散的独立矿田。一般受次一级的区域构造、特殊的成矿地质环境所控制。

（Ⅳ）矿床

矿田内分为若干个矿床。有时一个矿田只有一个矿床。

中国重晶石矿床成矿区（带）划分如图1、表4，各成矿区(带)重晶石资源状况见表5。

表 5　中国重晶石各成矿区（带）储量和储量基础统计（%）

编　　号	成矿区（带）	储量（%）	储量基础（%）
1	扬子地台南缘成矿带	51.78	42.69
2	扬子地台北缘成矿带	13.21	13.49
3	武陵—苗岭成矿带	1.70	5.14
4	黔桂湘粤成矿区	10.89	16.57
5	郯庐成矿带	4.62	5.41
6	太行—中条成矿带	0.25	0.33
7	甘青宁成矿区	8.01	6.31
8	天山成矿带	0.05	0.34
9	其　它	9.47	9.72
	总　计	100	100

第三章　中国重晶石成矿区(带)各论

第一节　扬子地台南缘重晶石成矿带

一、地质构造背景

本成矿带重晶石矿床系沉积型，产于震旦系—寒武系界线附近，位于扬子地台南缘。扬子地台是在晚元古代的雪峰运动结束后，地槽发展演变而成的地台。

中国南方大地构造问题，80年代以来讨论很热烈。近据地矿部《中国南方岩相古地理及沉积、层控矿产远景预测》研究项目及二级课题1988年年报（以下简称南方岩-古研究1988年年报）：中国南方在中元古代四堡运动和晋宁运动后，由洋壳转为陆壳，形成了南方统一的陆板块。沿着浙江绍兴、江山，江西宜春、萍乡至广西三江，可以看作是中元古代的缝合线和消失大洋。震旦纪至早寒武世早期，南方大陆板块内发生了强烈的拉张活动，可能导致中元古代大陆的解体，产生扬子地块和华南地块，其间为深海相隔。由于陆内拉张裂谷作用，沿着扬子地块的浅海域内形成地堑式槽状深水盆地，拉张活动可能延续至

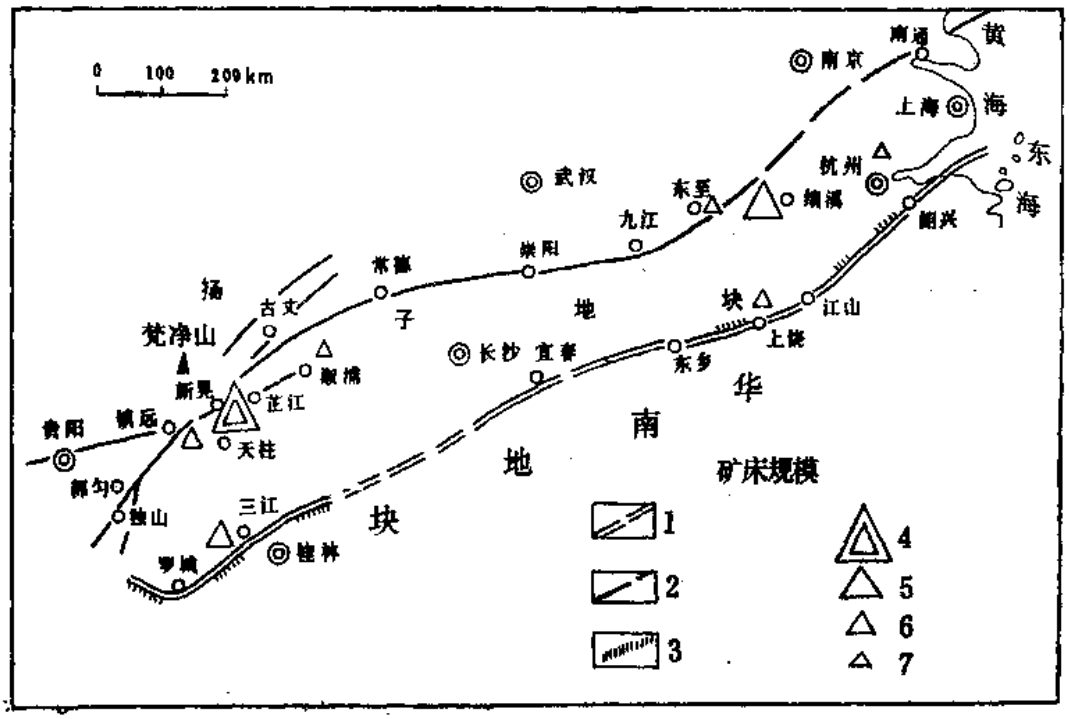


图 2　扬子地台南缘重晶石成矿带矿床分布略图

1—超岩石圈断裂（缝合线）；2—深断裂；3—蛇绿岩带；4—超大型（>100Mt）；5—大型（10—100Mt）；6—中型（1—10Mt）；7—小型（<1Mt）

晚震旦世仍有碱性火山岩喷发。在早寒武世整个南方海平面上升，沉积了黑色页岩，底部有含磷结核和硅质放射虫等深海凝缩沉积物。

据重晶石矿的资料研究，于上述震旦系—寒武系界线附近的含磷结核、硅质岩、黑色页岩组合层内时夹有重晶石建造，沿扬子地台南缘分布，构成一个扬子地台南缘重晶石成矿带（图2）。

二、矿床分布与矿床地质特征对比

本成矿带重晶石矿床在北侧已知重晶石矿床由西往东有贵州玉屏丙溪，湘黔交界的贵州天柱大河边和湖南新晃贡溪、湖南溆浦，皖南东至石桥、绩溪石榴村等；南侧西端有广西三江板必，东端有赣东北上饶八都和浙西等地。成矿带呈北东东-南西西向，长达1100

表 6　扬子地台南缘重晶石成矿带重要矿床地质特征对比简表

成矿分区		黔东—湘西成矿分区	桂北成矿分区	皖赣浙边成矿分区
矿床名称		湘黔边境贡溪—大河边矿田	广西三江板必矿床	安徽绩溪县石榴村矿床
产出层位		下寒武统牛蹄塘组（$\epsilon_1 n$）	下寒武统清溪组（$\epsilon_1 q$）	下寒武统荷塘组（$\epsilon_1 h$）
矿体围岩	顶　板	黑色含磷结核炭质页岩	黑色泥岩、硅质岩夹砂岩	炭质泥岩夹硅质岩条带，炭质页岩夹磷结核层
	底　板	薄层硅质岩夹磷块岩	泥岩、硅质泥岩夹粉砂岩	条带状硅质岩
矿石矿物成分		主要矿物为重晶石，其次有白云石、方解石、炭质有机质、石英、斜长石、粘土矿物、黄铁矿等	主要为重晶石，次有石英、绢云母、黄铁矿、碳酸盐矿物及炭质等	主要为重晶石，次有石英及铁质等
矿石结构		粉晶细晶结构、不等粒变晶结构、花岗变晶结构、向心放射状结构等	粒状、柱状、放射状等	斑状和显微隐晶结构
矿石自然类型		块状、条带状、花斑状、溶孔状、结核状	块状、结核状、条带状	以结核状为主
矿石化学成分（%）	$BaSO_4$	32.06—98.06 平均85.56	60—70最高94	>10—78.58
	SiO_2	0.72—3.77	2.68—12.5	
	Al_2O_3	0.37—1.66	0.36—0.52	
	Fe_2O_3	0.41—1.73	0.46—1.54	
	水溶盐	0.46—0.56	0.036	
矿床形态及厚度		层状、似层状厚0.5—10.17m一般3—5m	层状、似层状、透镜状共5层矿，单层厚 0.5—8m不等	似层状一般厚2m，最厚5.63m

km。根据已知重晶石矿床相对集中成片的地理位置，本成矿带划分为黔东—湘西、桂北、皖赣浙边三个成矿分区，一些重要矿床的产出地质特征对比如表6。

成矿时代：除在上震旦统陡山沱组白云岩中见有为数不多的重晶石矿点外，其余均产于下寒武统底部的硅质岩向黑色炭质页岩的过渡层中。说明重晶石沉积始于晚震旦世末期，成矿高峰期为早寒武世初期。

下寒武统下部的黑色炭质页岩、硅质岩组合中不单有重晶石矿产出，还普遍夹磷块岩、磷结核层和夹石煤，并富含镍、钼、钒、银、铀和稀土等元素。由表9知，各成矿分区的重晶石矿体均产于下寒武统底部黑色含磷炭质泥质和硅质岩组合岩系之中，呈层状、似层状、透镜状单层或多层产出。矿物成分以重晶石为主，含有少量石英、碳酸盐矿物和泥炭物质等。矿物结构多为粒状、粉晶—隐晶结构，花岗变晶结构和放射状等。矿石自然类型以块状、条带状、结核状为主。$BaSO_4$最高含量可达98.06%，据湖南贡溪矿石化学分析含$SrSO_4$0.16%，贵州大河边重晶石矿层光谱分析含Sr约大于1%，属低锶沉积型重晶石矿石（详见矿床实例）。

三、成矿控制条件

（一）古构造条件

长江以南有一条江南深大断裂带，西南从贵州独山起，向东北经凯里，湖南新晃、常德、岳阳，湖北崇阳，江西瑞昌、彭泽，安徽东至、宣城，经江苏溧阳、南通向东延入黄海。强烈活动时期是中元古代—早古生代（杨志坚，1981）。该江南深大断裂的强烈活动，到早寒武世形成了一个九江—古丈—都匀岛状水下隆起及海槽。由于陆内拉张裂谷的影响，使得断裂非常发育，海底地形复杂。在东部苏、浙、皖地区从震旦纪初到早古生代末，发育和形成了浙西、皖南两个裂陷槽，于早寒武世沉积了含碳的泥硅质建造（夏邦栋等，1988）。重晶石矿床大都是在深断裂旁侧形成，严格受与深断裂相伴的凹陷部位控制，而与深断裂平行展布。如湘黔边境的超大型贡溪—大河边重晶石矿田位于江南深大断裂与湘黔北东东向深断裂（镇远—芷江断裂）交汇的南东象限，会同海盆北西边缘斜坡地段（赵代珍，1986）。安徽东至—绩溪一带重晶石矿床位于江南深大断裂之南的皖南裂陷槽，浙西各重晶石矿床（点）则位于浙西裂陷槽内，以及广西三江板必重晶石矿床紧靠丹洲深断裂东侧产出，恰位于扬子、华南两个地块的缝合线上。无不说明古构造格局对重晶石成矿的重要控制作用。

必须指出，湘黔边境的超大型贡溪—大河边重晶石矿床的构造环境，据分析也具有类似于裂陷槽性质的迹象：该区位于梵净山东南侧，在雪峰构造阶段属扬子大陆边缘冒地槽带，沉积了一套磨拉石—复理石岩石组合。横跨湘黔边境的北东东向镇远—芷江深断裂有古张裂特征，系拉张活动形成。据航磁资料在施秉—天柱一线有一近东西向的磁场分界。物探地质解释这一磁场分界是基底断裂的反映。同时重力资料表明在贵阳—三穗有一重力低值异常，可能也是上述基底断裂的反映。在该深断裂两侧有偏碱性超基性岩体侵入。岩体的同位素年龄测定为292—654Ma，其最大值可认为是地幔岩体在热地幔柱的影响下，产生部分熔融以后在岩浆房内开始成岩的时间，最小值似指示其最后固结成岩或后期蚀变的时间（贵州省区域地质志，1987）。而Z—ϵ界线年龄为570Ma，居于上述岩体形成的年龄之间。同时在重晶石产出的下寒武统牛蹄塘组发现有沉凝灰岩。这些迹象表明镇远—芷江断裂可能属于古裂陷槽。可以认为湘黔边境的沉积型重晶石矿床的形成，是与该裂陷槽

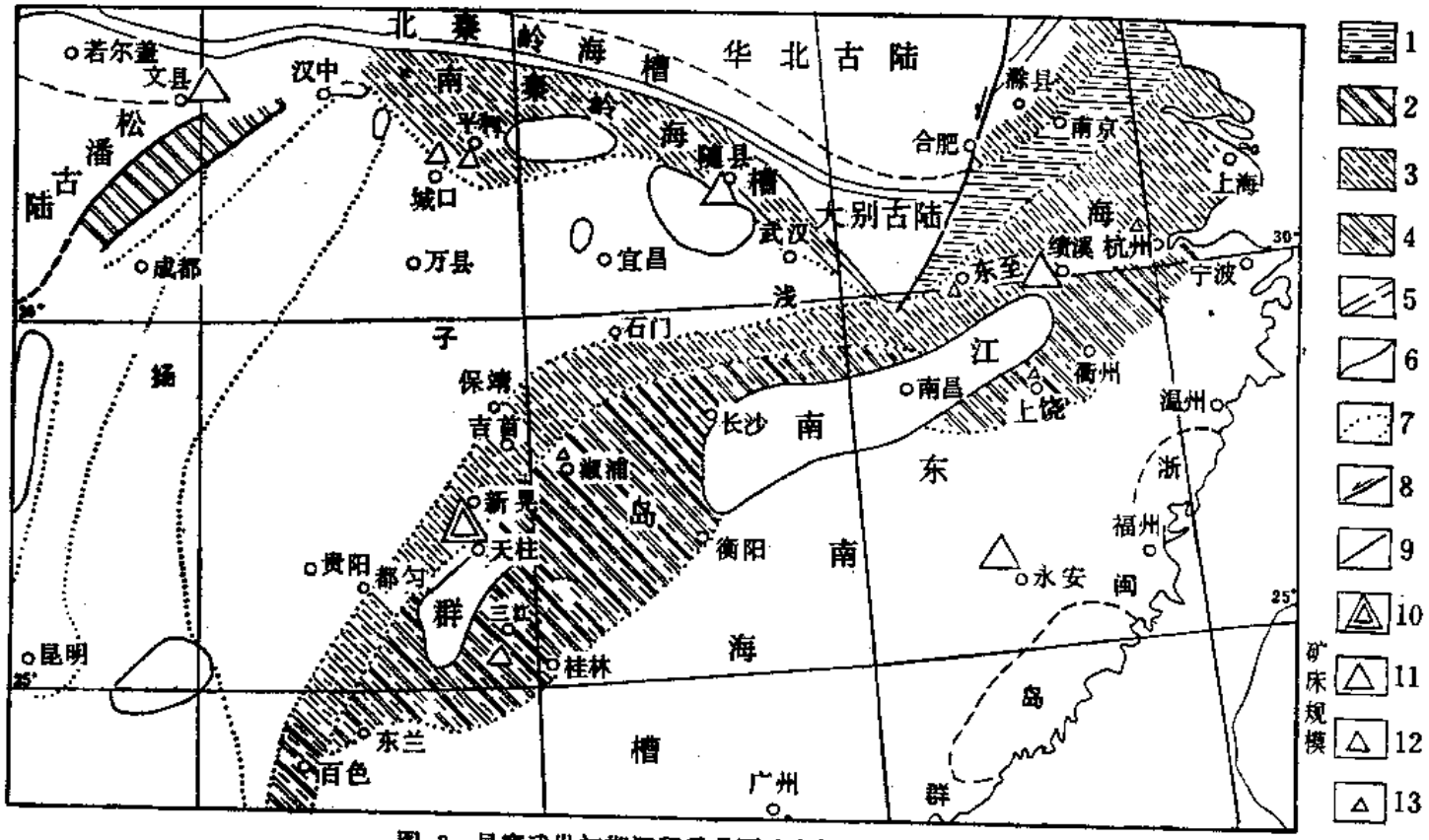


图 3　早寒武世初期沉积重晶石矿床与古地理的关系图

（古地理图据王鸿祯等，1985）

1—砂泥质组合；2—非补偿边缘海炭泥质及硅质组合；3—非补偿边缘海含磷硅质及炭泥质组合；4—非补偿边缘海硅质泥质组合；5—后地壳消减带；6—海岸线及沉积盆地界线；7—地层沉积组合界线；8—后期平移断裂；9—同沉积断裂；10—超大型（>100Mt）；11—大型（10—100Mt）；12—中型（1—10Mt）；13—小型（<1Mt）

深断裂有关。该裂谷在雪峰期可能属边缘裂谷性质，到震旦纪—早寒武世早期，由于南方陆块发生陆内拉张作用而转化为陆内裂陷槽。

（二）岩相古地理条件

早寒武世，扬子地台南缘扬子沉积区——江南沉积区（图3），北从贵州都匀以东，湘西保靖、石门以南至安徽滁县一带，东南界大致在广西东兰，桂林至江西上饶一线的范围内，均属边缘海性质，沉积了一套非补偿型含磷炭泥质及硅质岩组合或以含磷结核、石煤、硅质岩为特征（王鸿祯，1985）。在西部的贵州和湘西，晚震旦世沿台江—镇远—松桃—大庸一带构成台缘斜坡，南东属盆地相，暗色炭硅沉积。早寒武世梅树村期至沧浪铺期，斜坡略向东移，在铜仁—都匀一带属斜坡环境，南东为广海盆地相，炭硅沉积（贵州省区域地质志，1987）。从黔东玉屏、天柱，湘西新晃到皖南东至、续溪至浙江富阳、临安等地的上震旦统—下寒武统的重晶石矿床大都分布在上述扬子沉积区东南部向江南沉积区的过渡地带，只有广西三江和江西上饶等地的重晶石矿床是分布在江南沉积区，而且均位于斜坡及其以东的广海盆地。

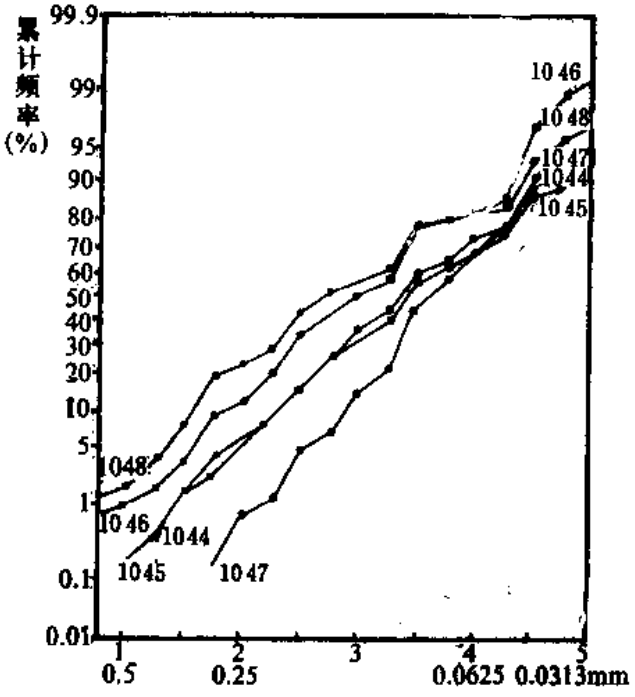


图 4 广西三江板必重晶石矿层顶底板碎屑岩概率图
（据广西第七地质队，1987）

重晶石沉积的最佳相带属盆地边缘斜坡相，如湘西贡溪重晶石矿床中见滑塌卷曲层理（赵代珍，1986）。从广西三江板必重晶石矿层上、下的碎屑岩的粒度分析所作的沉积环境鉴别，具有浊流沉积成因（图4），也说明重晶石是在陆坡下转深水的环境中形成的。这种相环境处于氧化—还原界面，距海岸较远，杂质少，可以形成优质的重晶石矿石。另外，在局限海泻湖相也可沉积重晶石，一般规模小，或少有工业意义。如湘西产于晚震旦世陡山沱期的贡溪矿床龙塘矿段，就是这类泻湖相类型。

四、Z—ϵ界线附近的成矿因素讨论

扬子地台南缘重晶石的成矿期为何位于晚震旦世末—早寒武世初期这样一个狭窄的时间区间？从重晶石矿层底板的钙质磷块岩、硅质岩和顶板的含炭质页岩（黑层）的成岩系列，及其钙质磷块岩中富含铀、稀土元素和黑色炭质页岩中富含钼、镍、钒等元素的成矿系列，结合大地构造环境及其它地质事件进行讨论

（一）火山气-液提供矿源

在晚震旦世末—早寒武世初，正是地槽回返结束到地台雏型形成不太久的时期，频繁的大规模的火山喷发活动虽然早已停止，但是局部小规模的余喷活动并未完全终止，还在间歇发生。如湘西贡溪下寒武统牛蹄塘组下段见有沉凝灰岩或凝灰质硅质岩，就说明了这一点。上述沉凝灰岩或凝灰质硅质岩夹重晶石透镜体，含$BaSO_4$0.06—34.40%，属气-液

喷口沉积（范祖全、周振冬，1986），表明SiO_2和Ba都是由气-液所提供。

关于磷块岩的成因问题，据美国学者S·R·Riggs（1979）对美国和世界各地主要磷矿床的研究：火成岩中P_2O_5平均含量0.22%，大洋壳玄武岩0.48%，超基性岩1.68%。火成岩与岩浆岩的平均含磷量比沉积物高数倍，比海水上升洋流高1000—10000倍，而某些常与古裂谷系伴生的岩浆和岩石类型磷含量更高。认为磷质来源于喷气和热液的活动，成磷作用和构造作用之间的关系是直接的，因而提出成磷的构造模式。然而，在晚震旦世—早寒武世是否存在一个遍及扬子地区的大范围的火山气-液活动旋回？试论如下：

能否触发火山喷发和岩浆侵入的活动机制，是直接导于构造运动的强弱。如果构造运动的能量强大到能造成新的断裂或启开老的断裂并延伸至岩浆源，势必引起火山爆发或岩浆沿地壳裂隙侵入。如果构造运动的能量小，在所造成的或启开的裂隙虽然能与岩浆源相接，但是在不足以引发火山喷发或岩浆侵入的情况下，深部熔融状态中的气-液成分是否能沿此新造成的裂隙或启开的老裂隙上升呢？只要是这种裂隙能接通熔融源，从物质的运动一般是从高压区流向低压区的规律判断，答复应该是肯定的。

在东部上饶—钱塘三角形海槽处于拉张状态向裂谷带发展，从晚元古代一直继承发展到印支期前（涂英伟等，1988）。海槽内震旦系有火山岩等沉积类型，在中、西部，构造活动表现相对微弱，虽不能引发大规模的火山喷发或岩浆侵入活动，但可以促使深部熔融源中的气-液活动成分离开母熔融源，沿壳层裂隙上升喷溢到海盆中。如前所述的湘西贡溪牛蹄塘组的气-液喷口沉积的硅质岩夹重晶石透镜体，可能就是这种深部熔融体气-液来源类型，不一定是火山喷发期后或火山间歇期的气-液类型。随着构造运动幅度和频率的衰减，气-液上升通道裂隙也随之阻塞，关闭愈合，气-液上升活动旋回也即停止。看来，晚震旦世—早寒武世时期，在整个中、下扬子地区存在着气-液活动。据此，则可把晚震旦世末—早寒武世初划作一个深部熔融体气-液活动阶段或旋回，与磷块岩—硅质岩—重晶石岩—炭质页岩组合相对应。

这样从构造运动引发的深部熔融体气-液活动成分上升提供的物源，也就较好地解释了成磷期、成钡期和硅质岩形成的狭窄时间区间与磷质、钡质和硅质来源之间的直接联系。

关于深部熔融体的性质问题，据现代板块构造研究，大陆裂谷火山岩（酸性岩和碱性岩）均富有大离子亲石元素（铷、锶、钡、铀、轻稀土等）。岩石的酸性组分可能属于地壳起源，碱性组分也可以是地壳深部物质遭受熔融或部分熔融的结果（金性春，1984）。

从黔东天柱大河边重晶石矿床的稀土元素分布模式图5看：不论是重晶石矿层，还是矿层底板的含磷和重晶石结核的炭质页岩，均具有明显的轻稀土元素富集的现象。

重晶石矿石的稀土总量（ΣREE）为9.52ppm。其中轻稀土(La—Eu)总量ΣLREE为8.80ppm；重稀土（Gd—Lu）总量ΣHREE为0.72ppm。ΣLREE/ΣHREE=12.20。

矿层底板炭质页岩的稀土总量（ΣREE）为310.42ppm，其中轻稀土（La-Eu）总量ΣLREE为228.34ppm，重稀土（Gd—Lu）总量ΣHREE为82.09ppm，ΣLREE/ΣHREE=2.78。

从重晶石矿石富集轻稀土元素，丰度曲线呈右缓倾斜和Eu有亏损的特点判断，似为壳源。而矿层底板炭质页岩中富集轻稀土元素和重稀土丰度曲线表现为平直的特点，而与重晶石稀土模式有别，似为大陆沉积源。从而可以认为形成重晶石的钡质不是来自陆源。

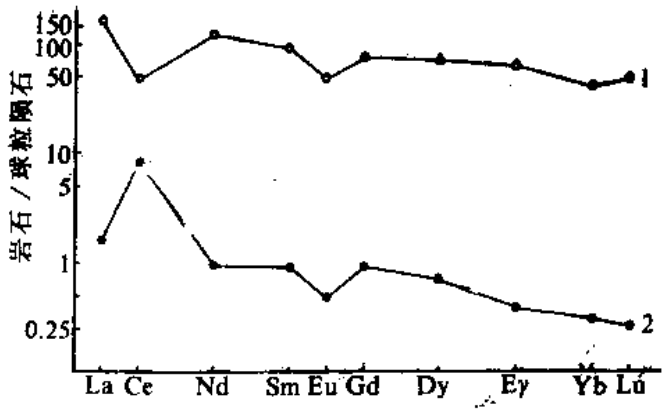


图 5 天柱大河边重晶石矿床的稀土模式
1—矿层底板围岩；2—重晶石矿层

据唐连江（1986）在研究裂谷带的岩石-地球化学特征时指出：地幔分熔产物中一般都含有较丰富的Ca、Fe、Mg、Ti、V、Cr、Ni、Co、Sc和P，以及Rb、Sr、Nb、Ba、Ta和稀土元素等。但是，来源于深部未耗损地幔或富化异常地幔的碱性岩和碱性超基性岩中，除富含Al、Na和K外，还明显富集有Ti、Sr、Nb、Zr、Ba和轻稀土元素，以及较多的氯、氢、碳和烃等气相成分。所谓富化异常地幔系指地幔在分异和对流过程中亲石或不相容元素发生的局部富集。前已提到的在湘黔边境贡溪—大河边超大型重晶石矿床所在构造位置的镇远—芷江深断裂两侧有偏碱性超基性岩体存在，清晰地表明该区形成重晶石的钡源与这类来源于深部未耗损地幔的碱性岩和碱性超基性岩形成的气-液活动是直接相关的。另据曾明果等（1987）对该超大型重晶石矿床的沉积地球化学特征研究，因子分析表明Ni、Co、As为代表性变量（元素），说明重晶石在成矿历程中，主要受Ni、Co、As有关的持续高含量的成矿介质溶液的控制。而Ni、Co是属于硅镁层玄武岩浆来源（谢家荣，1963）。这也是该重晶石矿床钡源是与该区偏碱性超基性岩体密切相关的佐证。S.R.Riggs在前面已指出，磷在火成岩中以超基性岩的含量为最高，在古裂谷系伴生的岩浆和岩石类型的含磷量更高。无不说明该区的磷块岩的磷源和重晶石的钡源是与该区的碱性超基性岩密切相关。

（二）成岩系列与成矿系列

在中国南方，此时已度过震旦纪冰期，气候转向温和，加上海底气-液喷溢活动输出的热量，提高了海水温度，利于生物的大量繁殖。据王砚耕等（1984）研究，认为扬子区梅树村期的磷块岩的成磷作用与生物活动息息相关，而硅质岩的形成也有生物作用的影响，故而有磷块岩、磷结核和硅质岩的形成。据研究，中国南方下寒武统底部（即前寒武纪—寒武纪界线附近）的镍钼多元素层发现有铱异常（11—13ppb），和在碳酸盐岩中发现有$\delta^{13}C$负异常。这种Ir—^{13}C双异常是一个地外因素有关的稀罕事件的反映（范德廉，1988）。可能是受这个地外稀罕事件的影响，造成大量生物死亡，至于濒临灭绝的境地。于是由生物遗体堆积而形成有机质特别丰富的黑色炭质、泥质岩石（黑层）。与Si、P、Ba共存于熔融体气-液中同步喷出的U、Th、轻稀土等元素，则由有机质、泥质以吸附为主要形式赋存于黑层中。

关于黑层中的Ni、Mo、V、Pt族等元素的来源问题。据实验证实：在缺氧条件下，钼可由海水中析出并沉淀。而钒的富集据周佩玲（1988）在江西某地研究，含钒岩石经过

长期风化剥蚀，形成可溶性钒酸盐被搬运入海，为海流藻类所吸收。藻类死后机体分解，钒被释放进入粘土矿物和被有机质所吸附。在早寒武世石煤层钒的平均含量为1000—10000 ppm等。

上述关于钼的海水源和钒的陆源，在解释前寒武纪—寒武纪界线附近的钼钒元素为什么与镍、铂族金属共生，和富集只局限于较狭窄的时间区间是有困难的。我们知道，镍、钼、钒、铂族金属及金刚石等是基性和超基性岩（岩浆）的特征元素或成矿专属性矿种。前面提到的湘黔边境的偏碱性超基性岩体中，已发现含有金刚石。可以认为Ni、Mo、V、Pt族金属、金刚石等的物源是与该区的偏碱性超基性岩有渊源联系。当然，这里并不排除钼的海水源和钒的陆源，只是说明和强调Mo、V是基性—超基性岩的特征元素或成矿的专属性矿种。钼、钒可能是多来源。

由上所述，P-Ba-U-Th-LREE-Ni-Mo-V-Pt族等成矿系列元素均系同源，与裂谷带的偏碱性超基性岩浆的喷气热液密切有关。与本节地质构造背景中叙述的扬子地块浅海域内的拉张活动可能延续至晚震旦世仍有碱性火山岩喷发正好相印证。

（三）关于硫源问题

前面已对重晶石成矿的钡源进行了讨论，结论是钡来源于火山喷发晚期的气-液中或深部壳层熔融体的气-液中。其硫源由表7知，是与震旦-寒武纪海水硫酸盐有关。除福建

表 7　扬子地台南缘沉积重晶石的硫同位素组成①

地点与矿床	层位		样品数	$\delta^{34}S$ 重晶石‰	资料来源
湖南新晃贡溪	寒武系	牛蹄塘组	8	+41.02—+33.04	范祖金、周振冬等，1986
贵州天柱大河边		牛蹄塘组	5	+37.98—+32.60	贵州103地质队，1987
安徽东至石桥		荷塘组	5	+56.99—+37.77	引自胡永嘉等，1986
浙江临安马啃		杨柳岗组	4	+38.98—+34.26	引自胡永嘉等，1986
福建永安李坊		林田群	39	+33.36—+10.37	福建闽西地质队，1985
湖南新晃贡溪	上震旦统	陡山沱组	6	+44.37—+36.59	范祖金、周振冬等，1986
浙江富阳下市		西峰寺组	4	+46.58—+35.54	引自胡永嘉等，1986

① 福建永安李坊矿床位于华夏板块（古陆）的东北缘

永安李坊矿床重晶石的$\delta^{34}S$值居于+33.6—+10.37‰外，其余均位于+56.99—+32.60‰，均大于当时（震旦-寒武纪）海水的$\delta^{34}S$的高点值+30‰。对这种特高重型硫同位素组成，胡永嘉等（1986）从沉积环境分析认为：（1）湖南新晃，安徽东至到浙江富阳、临安一带的重晶石矿床位于扬子浅海东南缘的九江—古丈—都匀岛状水下隆起及海槽中的次级凹陷区，由于凹陷区的滞流、闭塞环境，使得^{34}S特别富集。（2）扬子沉积区在晚震旦世陡山沱组和早寒武世晚期清虚洞组均以沉积白云岩为主，并含膏盐层，反应出炎热干旱气候和蒸发岩相沉积环境。在上述两组地层之间，沉积为重晶石矿层和炭质页岩。自下而上的沉积顺序大致是：白云岩→重晶石矿层→炭质页岩→硅质岩→炭质页岩→重晶石矿层→炭质页岩→白云岩、白云质灰岩。炭质页岩沉积时期，有机质丰富，反映了温暖潮湿的环境，表明重晶石矿层形成于炎热干旱气候与温暖潮湿气候的过渡时期。据Rees. Hollsna和Schdlowski等认为：高的$\delta^{34}S$海洋值将出现在蒸发岩不太发育的时代，而低的

值将出现在大量蒸发岩发育的时期，即$\delta^{34}S_{重晶石}>\delta^{34}S_{石膏}$。

综前所述：

第一，扬子地台南缘沉积型重晶石矿床，在皖、赣、浙边应属裂谷带火山-气液喷溢沉积成因，在湘、黔等地可能属壳层重熔或裂谷带碱性—碱性超基性岩浆活动的气液上涌沉积成因。由于均位于海盆，可概括为海底喷气热液沉积成因或海底热泉（喷气）沉积成因。

这种壳层重熔源或裂谷带的火山活动的气液直接上涌到海盆的观点，只是强调它的主导作用，并不排除有其它方面的物质来源。譬如火山-气液沿地壳裂隙上升，在路过基底层时，势必要捕获基底层的某些物质组份加入到自己的行列，只是量多量少的问题。这种气液直接上涌到海盆的沉积成因观点，只是根据有限的地质学方面的资料作出的推论。

第二，本成矿带沉积型重晶石矿床受裂谷带或裂陷槽的深断裂、同断陷坳带和盆地斜坡为主的古构造、古地理岩相条件的综合控制。

第三，在Z—∈界线附近存在着一个与裂谷带火成岩有关的P-Ba-U-Th-LREE-Ni-Mo-V-Pt族等成矿系列。

五、矿床实例：湘黔边境新晃贡溪—天柱大河边重晶石矿田

矿田位于湘黔交界处，属湖南省新晃县和贵州省天柱县所辖，矿区长30余km，宽约10km，探明储量已达170Mt，是我国目前也是世界上唯一的超大型沉积型重晶石矿床。该矿田分为两个矿床，位于湖南境内的称贡溪矿床，位于贵州境内的称大河边矿床。

矿田位于湘黔边境复式背斜南东翼的坪地（贡溪）复向斜中，向斜轴向北东35°—45°，由向斜翼部至核部，依次出露板溪群、震旦系、寒武系。构造以褶曲为主，断裂不甚发育（图6）。

（一）含矿地层岩系

主要含矿层位为下寒武统牛蹄塘组下段，次要含矿层位为震旦系上统顶部。岩性柱状

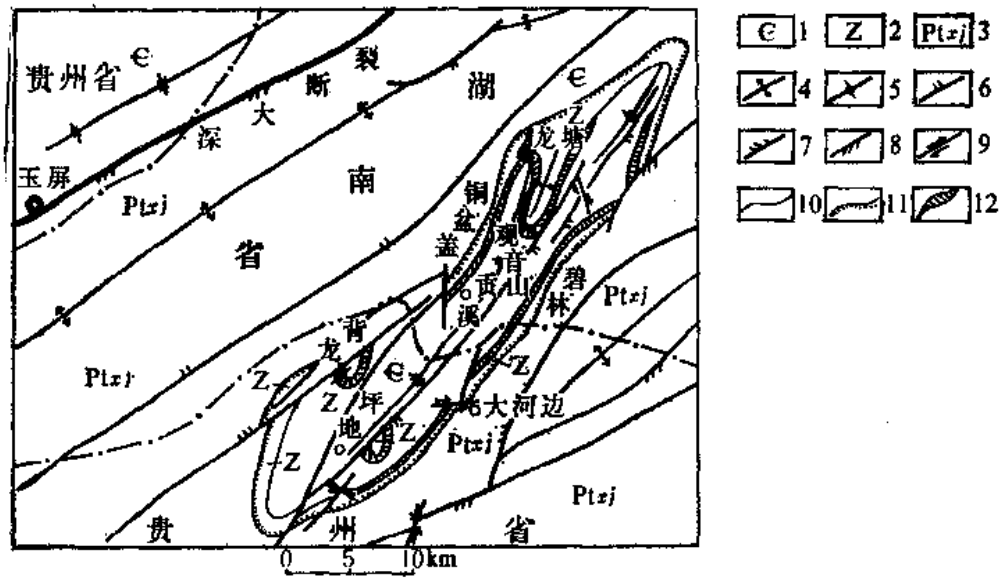


图 6　贡溪—大河边重晶石矿田区域地质略图

1—寒武系；2—震旦系；3—下江群；4—背斜；5—向斜；6—压性断层；7—冲断层；8—压扭性断层；9—平推断层；10—地质界线；11—不整合地质界线；12—重晶石矿层

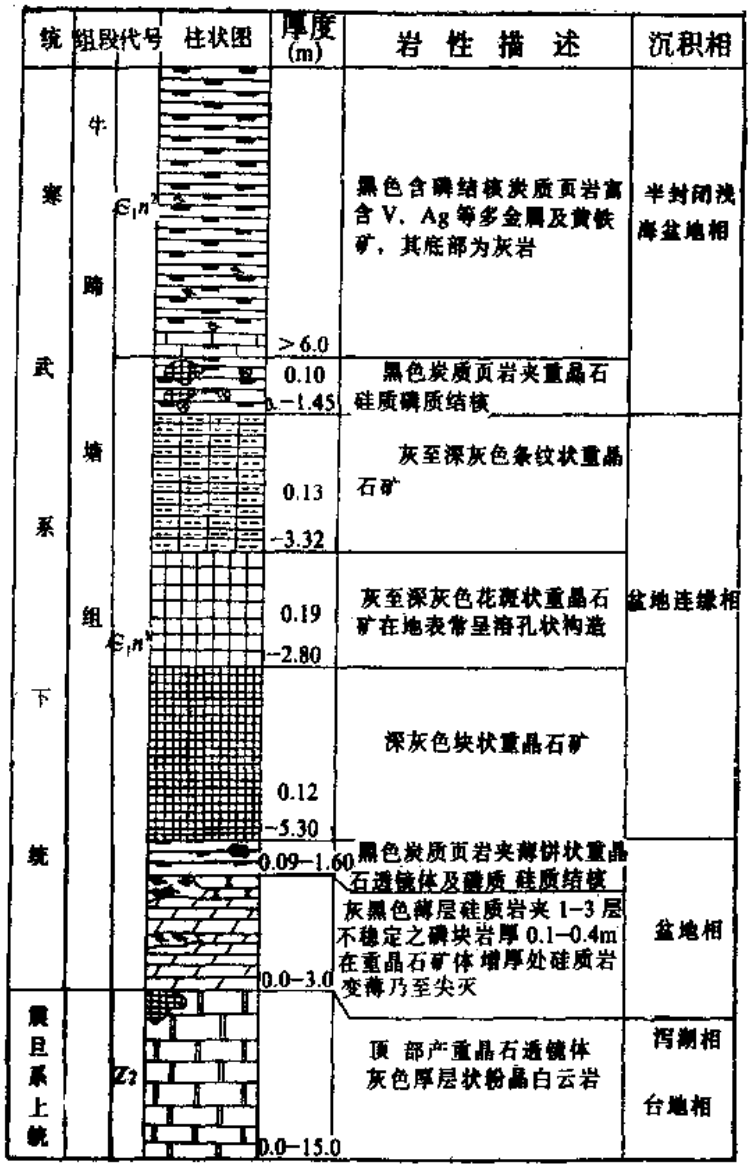


图 7　贡溪—大河边重晶石矿田含矿层位综合柱状图

剖面如图7。

（二）矿层（体）产状、形态和规模

重晶石主矿层出露于坪地（贡溪）向斜两翼或向斜中次一级背向斜两翼（图8）。规模巨大，形态简单，呈层状、似层状与围岩整合接触，同步褶皱，矿体产状与围岩一致。总体走向北东45°，倾向在向斜西翼为南东，东翼为北西；倾角16°—84°，一般20°—40°；浅部陡，向深部则渐趋变缓。矿层厚度极为稳定，据该向斜南东翼上的大河边矿床统计：

1．地表工程控制矿层走向长11km，钻孔控制矿层倾斜长400—1600m，在此范围内，主矿层厚度一般3—5m，最小0.5m，最大10.17m，全矿床平均厚度3.49m，厚度变化系数61.99%。由北往南，矿层厚度逐渐增大，在倾斜方向，矿层厚度也略有增厚的趋势。

2．从克里金（Krige）法拟合的厚度变异曲线得厚度变程为5.62km，如此大的厚度变程，说明矿层是相当稳定的。

（三）矿石质量和类型

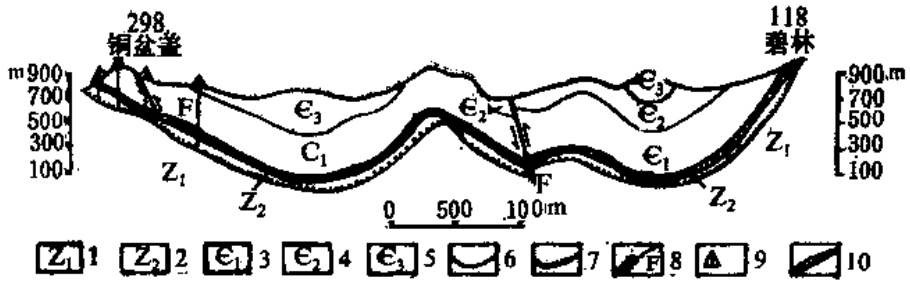


图 8 贡溪—大河边重晶石矿田剖面示意图

1—震旦系下统；2—震旦系上统；3—寒武系下统；4—寒武系中统；5—寒武系上统；6—整合地层界线；7—不整合地层界线；8—逆断层；9—钻孔；10—重晶石矿层

1．矿石矿物成分和结构构造

重晶石矿石为浅灰一灰色，伴生有白云石、方解石、炭质、有机质、少量自生斜长石、粘土矿物、黄铁矿等，其含量随矿石类型而异。重晶石矿石多为它形—半自形晶，主要结构有粉晶细晶结构、不等粒变晶结构、花岗变晶结构，次要结构有向心放射状不等粒变晶结构、交代溶蚀结构、条柱状结构等；矿石构造有块状、花斑状、溶孔状、条纹状和结核状等，多见块状、花斑状、条纹状三种构造。

2．矿石类型

（1）块状矿石和条带状矿石：重晶石含量多在90%以上，伴生有炭质、有机质及少量粘土矿物。炭质、有机质多呈缕状偏集分布，使矿石显层纹状构造，含量一般为1—2%，少数可达4—5%；粘土矿物常与炭质、有机质一道分布，含量均小于1%；石英、长石含量很少，黄铁矿、方解石、白云石、磷灰石等含量更微。

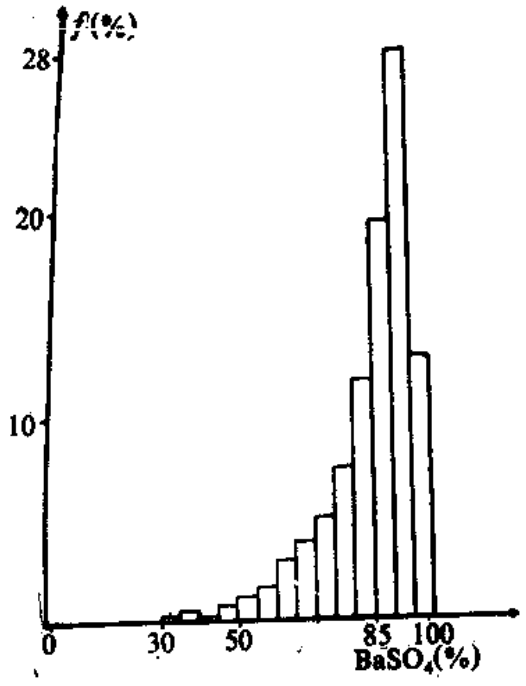


图 9 大河边重晶石矿床品位分布频率直方图

（2）花斑状矿石：重晶石含量在70—85%之间。伴生矿物方解石、白云石呈斑点、斑块状分布或交代重晶石。含量一般5—10%，有时可达30—40%。石英在发生硅化时，含量可达30—35%。炭质、有机质含量为5—8%，黄铁矿局部达1—2%，一般少见。粘土矿物较少。

（3）溶孔状矿石：重晶石含量为60—80%，除具有花斑状矿石的共生矿物外，突出特点是粘土矿物和褐铁矿的含量增高，前者为3—5%，后者为5—8%。

（4）结核状矿石：重晶石含量为30—50%，炭质、有机质含量高达15—25%，硅质含量5%左右，粘土矿物含量4—8%，胶磷矿含量1—2%。

3．矿物化学组分

$BaSO_4$是矿石中主要有益成分，据707件样品成果作出品位分布频率直方图如图9。在$BaSO_4$>30%的700件样品中，$BaSO_4$含量>85%者占61.24%；50—85%含量者占35.38%，

30—50%含量者占3.39%。$BaSO_4$含量最低32.06%，最高98.06%，全矿床平均品位85.56%，变化系数7.94%，品位变化较小，分布稳定。矿石中杂质含量见表8，伴生元素列于表9。

表 8 矿石组合分析结果表（据大河边矿床）

项目 / 品级 含量	$BaSO_4$ (%)	SiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)	Fe_2O_3 (%)	CaO (%)	MgO (%)	水溶盐 (%)
一级品	96.30	0.72	0.37	0.41	0.39	0.20	0.46
二级品	92.70	1.24	0.47	0.42	0.39	0.20	0.55
三级品	87.94	1.51	0.15	0.86	0.88	0.60	0.52
四级品	71.86	3.77	1.66	1.73	2.94	1.37	0.56

表 9 矿层光谱全分析结果表（据大河边矿床）

元素	B	Be	As	Sc	Pb	Mn	Cr	Fe
含量 (%)	0.0185	<0.001	<0.01	<0.001	0.001	0.002	0.001	0.15
元素	V	Ni	Y	Cu	Zr	Yb	Ti	Sr
含量 (%)	0.008	0.001	0.03	0.055	0.001	0.001	0.03	>1.0

4．伴生矿产

重晶石含矿岩系上覆黑色含磷结核炭质页岩中，富含Ni、Mo、V、U、Ag、稀土等元素。据大河边矿床勘探报告：在重晶石主矿层顶界向上0.14—6.0m段内，V_2O_5含量为0.5—1.14%，已构成钒的工业矿体，Ag含量为10—33g/t，达到可利用伴生银的品位要求。

（四）富集规律

1．当底板为钙质磷块岩，顶板为炭质页岩时，则矿体厚度大，品位高；且矿体厚度和品位与底板钙质磷块岩的厚度呈正相关。

2．$BaSO_4$含量与矿体厚度一般呈正相关。

3．矿体中心部位品位高，连续性好，矿物成分和结构构造均较简单；近矿体沉积尖灭端，富矿消失。矿体顶、底部位矿物成分和结构构造就较复杂，常含磷、钙和硅的矿物，具豆状、条带状、透镜状纹理等构造。

第二节 扬子地台北缘重晶石成矿带

一、地质构造背景

据南方岩-古研究报导（1988）：早震旦世—早寒武世，扬子地块北缘为陆块边缘裂谷带，以裂陷盆地为主和深水还原环境的沉积盆地，沉积了黑色岩系及锰矿和含钒、钼、铀

等多金属，重晶石等。

在此大陆边缘的秦巴地区，震旦系下统火山岩发育，下部称郧西群，以酸性火山岩、火山碎屑岩为主；上部称耀岭河群，主要为中基性火山岩。震旦系上统底部除少量碎屑岩外，主要为碳酸盐岩。下寒武统为炭质硅质岩，在陕西紫阳以南和安康、平利一带的洞和群中产重晶石矿床，再向南到四川城口等地见有毒重石矿床。

龙门山外的甘南文县、康县一带、元古代地层为碧口群(？)，由中基性、中酸性火山岩及火山碎屑岩、碳酸盐岩组成，厚达20000m。其上震旦系为变质含砾凝灰质杂砂岩和白云岩。下寒武统干沟组有一套含磷结核硅质岩与黑色含炭质粉砂岩组合，其中产重晶石矿床。

襄樊—广济深断裂北侧随县一带，据方国柱（1988）研究，属随-应地体的活动性沉积，物探资料表明为非磁性结晶基底区，可能属外来地体，从加里东运动开始并合于扬子古陆，在并合前后见有酸性岩浆侵入。震旦系下部为变质中基性火山碎屑岩，上部为硅质岩。寒武系下统大堰角组为含磷结核硅质板岩和黑色含炭硅质板岩，其间产重晶石矿床。

由上概述的区域地层特点，发现在晚元古代末期均有酸性—中基性火山岩喷发，当过渡到晚震旦世-早寒武世时期，火山喷发均已转化为气-液喷溢阶段。

该大陆边缘在早寒武世后的地质构造的演变历史和特点，与早寒武世的沉积型重晶石矿床的形成无关。

二、矿床分布与矿床地质特征综述

本重晶石成矿带沿扬子地台北大陆边缘分布，西从甘肃南部文县起，向东经陕西南部的安康、平利、旬阳、镇平等县和四川东北部的城口、万源等县至湖北北部的随县、京山县止。长约900km，呈北西西-南东东向狭长带状展布（图10）。重晶石矿床（包括毒重石

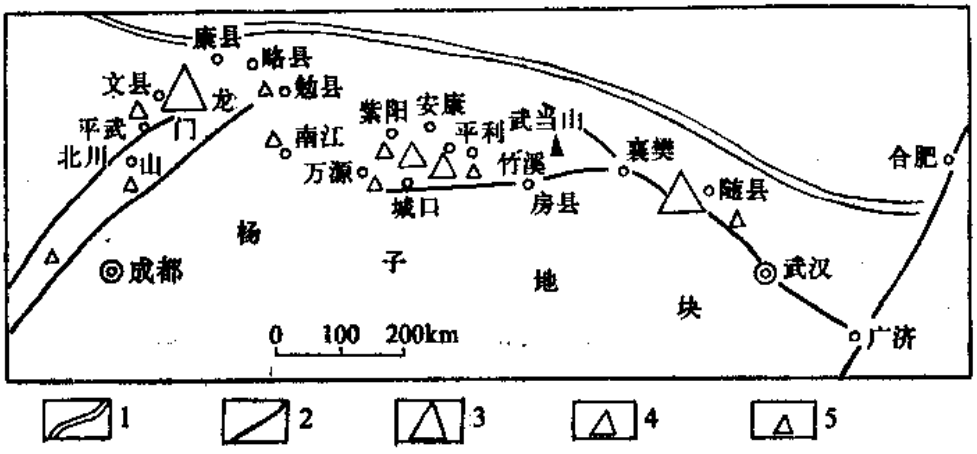


图 10 扬子地台北缘重晶石成矿带矿床分布略图

1—后期地壳消减带；2—断裂；3—大型矿床（>10Mt）；4—中型矿床（1—10Mt）；5—小型矿床（<1Mt）

矿床）大都赋存于下寒武统底部。与扬子地台南缘重晶石成矿带所处的大地构造位置（大陆边缘）、沉积建造特征（含磷硅质炭泥质黑层组合），成矿时代（$\in_1$）、成矿系列（P、Ba、U、Th、稀土及Ni、Mo、V、石煤等）以及矿床成因（海底喷气热泉沉积）和产出特征（沉积型、层状和透镜状产出）等方面均极其相似，可以对比（图11）。

根据矿床不相连续而又相对集中的特点，划分为甘陕川边、陕川鄂边(大巴山)、鄂北

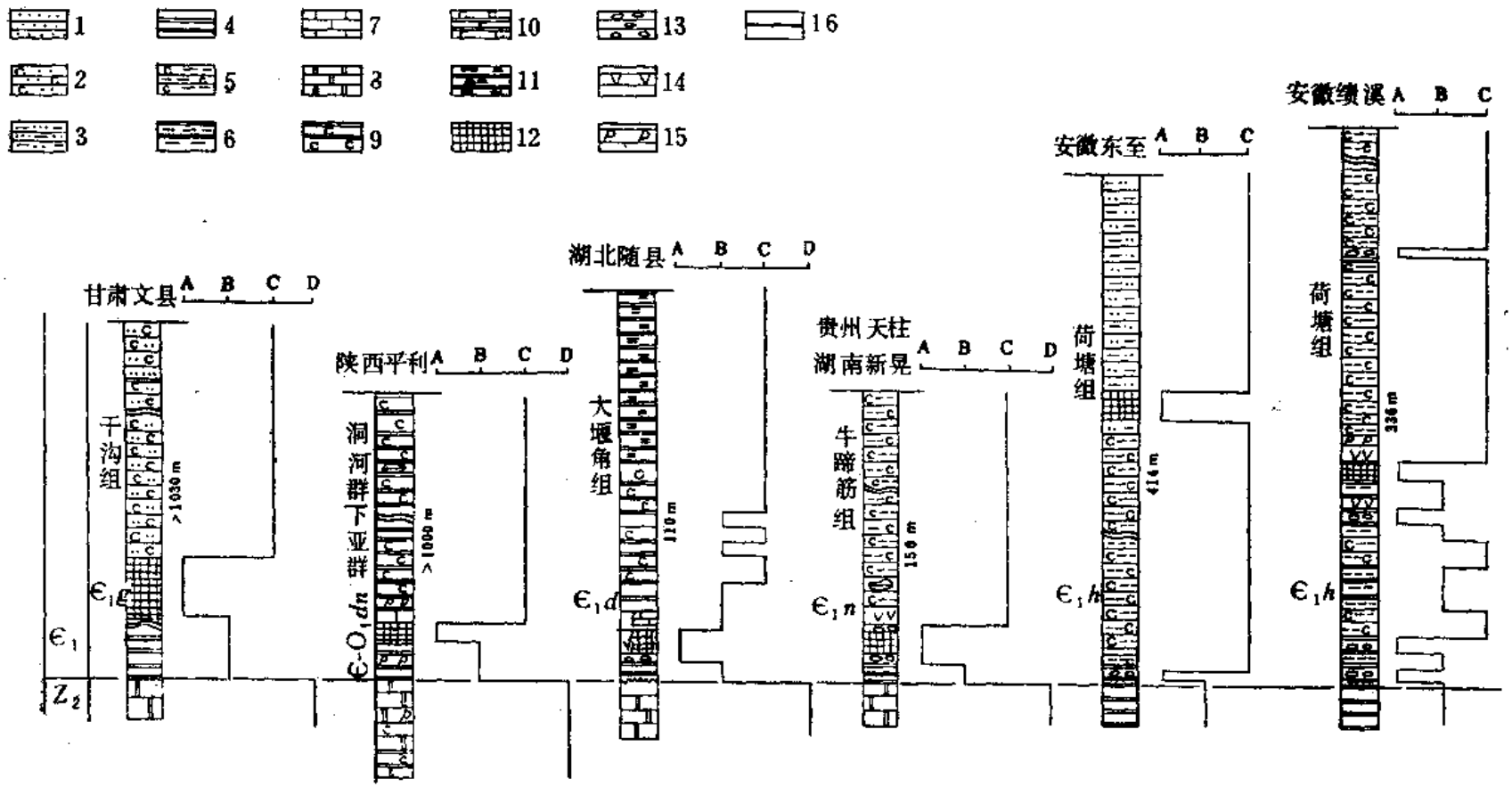


图 11　早寒武世重晶石矿床沉积建造柱状对比图

（柱状垂直比例尺1:2000）

1—细砂岩；2—炭质粉砂岩；3—粉砂质页岩；4—硅质岩；5—炭质页岩；6—硅质页岩；7—细晶灰岩；8—白云岩；9—炭质硅质岩；10—炭质板岩；11—绢云母板岩；12—层状重晶石矿；13—结核状重晶石矿；14—钒矿层；15—磷矿层；16—石煤层；A—重晶石建造；B—硅质建造；C—炭泥质建造；D—碳酸盐建造

表 10　扬子地台北缘重晶石成矿带典型矿床地质特征对比简表

成矿分区		甘陕川边分区	川陕鄂边（大巴山分区）	鄂　北　分　区
矿床名称		甘肃文县东风沟矿床	陕西平利县水坪矿床	湖北随县柳林矿床
产出层位		下寒武统干沟组（ϵ_{1g}）	寒武-奥陶系洞河群（（ϵ-O）dk）底部	下寒武统大堰角组（ϵ_{1d}）
矿体围岩	顶板	炭质条带变砂岩（含硅质条带和团块）	薄层灰岩、炭质灰岩、炭质石英板岩、石英岩	绢云岩、石英板岩夹硅质条带及黑色硅质板岩、炭质板岩等
	底板	硅质岩、炭质变砂岩	火山碎屑岩系、炭质板岩、炭质石英板岩、石英岩等	含磷钒层及厚层燧石
矿石矿物成分		主要矿物为重晶石、其次有泥质炭质、石英、黄铁矿、绢云母、方解石等	主要矿物为重晶石、其次为石英、方解石和泥质	主要矿物为重晶石、其次为石英、绢云母、炭质等
矿石自然类型		致密块状、条带状、团块状	致密块状、条带状、板状	致密块状、条带状、板状
$BaSO_4$含量		50—97.72%	40—97.56%	50—98.8%
矿体形态及厚度		似层状、透镜状，厚度变化较大，最大厚度达87m	层状、似层状、透镜状，厚度0.62—10m	层状、似层状，厚度最厚10.12m平均2.7m

三个成矿分区。各成矿分区的典型矿床的地质特征对比如表10。

由表10对比知，各成矿分区的典型重晶石矿床具有相同的产出层位，均产于下寒武统底部，硅质建造和炭泥质建造之间。即成矿时代为早寒武世初期，矿床均为沉积成因，呈层状、似层状、透镜状。矿石矿物成分均相似，主要矿物为重晶石，杂质有石英、泥质、绢云母等。矿石自然类型也都是以致密块状、条带状为主。化学成分$BaSO_4$最高可达95%以上。

在陕川鄂边成矿分区方面，重晶石产出层位，不限于下寒武统，向上一直到下志留统，均有含重晶石层位。如该区北矿带的陕西安康、旬阳等县的重晶石产于寒武-奥陶系上段和下志留统，含矿岩系为含炭石英岩、绿泥石英钠长片岩、炭质绢云石英片岩夹火山沉积变质岩、重晶石矿层、及碳酸盐类岩石透镜体等，岩石相变频繁。在南矿带已由单一的重晶石型而变为毒重石、重晶石混合型和单一的毒重石型，也是这个成矿分区成矿的另一个特点。如川东北城口县巴山钡矿，就是一个大型的毒重石（$BaCO_3$）、重晶石（$BaSO_4$）混合型共生矿床。矿区位于大巴山褶皱带中段，矿体呈层状、似层状产于寒武系下统鲁家坪组底部灰黑色薄层状碳质板岩、硅质碳质板岩中。矿体长400—1000m，最长1910m，厚2—4m，最厚6.19m。矿石矿物主要有毒重石、重晶石，二者在矿石中共生并互为消长，其次为钙钡矿。脉石矿物以白云石为主，次为方解石、胶磷矿、泥质、菱锰矿、石英等，黄铁矿少量。$BaSO_4$含量0.90—51.88%、$BaCO_3$含量6.54—85.51%、$BaSO_4+BaCO_3$含量41.48—88.69%。矿石中有害组分为SiO_2、Fe_2O_3、Al_2O_3等。属大型浅海相碳酸盐-硫酸盐型沉积矿床。

三、成矿条件与成因简析

（一）古构造与成矿

扬子地台北大陆边缘裂谷带古构造的特点之一是平行岸线的断裂非常发育，活动频繁。除西北端的龙门山深断裂发生于元古代，属岩石圈断裂，在古生代有继承性活动外，其余如城口—房县深断裂和襄樊—广济深断裂均发生于古生代，前者属壳断裂，后者属岩石圈断裂（任纪舜等1985）。而产于早寒武世的沉积型重晶石矿床绝大多数位于上述深断裂向洋一侧的半封闭海槽或凹陷带之中。

从秦巴地区看，晚震旦世前，由于澄江运动的影响，西部汉南古陆隆起和东北部的武当隆起形成山岳地貌，其间陕南紫阳、平利一带的南北两个背斜成为东西向的两个长垣，可能与东西两端的武当和汉南山岳相连，构成山间凹地的地貌景观。到晚震旦世—早寒武世，海侵范围扩大与秦岭广海相通。由于断裂活动频繁，形成地堑式的紫阳—岚皋—曾家坝为中心的近东西向海槽，成为半封闭海域（陕西区调队，1979）。陕南平利一带的重晶石（包括毒重石）即分布于此海槽之中。在甘南文县一带的重晶石矿床位于龙门山张裂海槽，鄂北随县重晶石矿床位于襄樊—广济深断裂向大洋一侧的长椭圆形凹带之中(图12)。

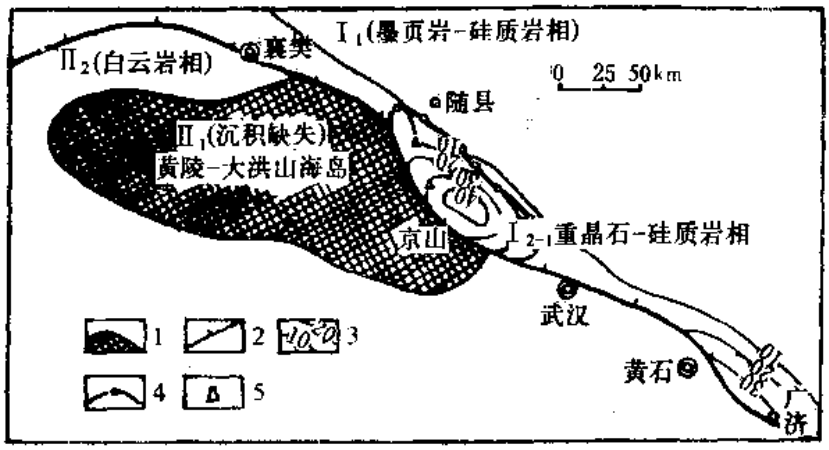


图 12 鄂北早寒武世梅树村期岩相古地理图

（据张长俊、余林青资料简化）

1—海岛边界；2—深断裂；3—沉积等厚线；4—沉积相区分界；5—重晶石矿

由上所述，均表明裂谷带的断裂活动及其坳陷带或洼地的形成，对重晶石的富集成矿有重要意义，和扬子地台南缘重晶石矿床形成的构造条件极其相似。

（二）岩相古地理与成矿

扬子地台北缘在早寒武世，与扬子地台南缘类似，均具海相过渡类型沉积特点（见前图3）。如南秦岭区属非补偿边缘区硅质炭泥质组合或含磷泥质硅质组合。在外龙门山区为扬子区与松潘古陆之间的张裂海槽，属非补偿边缘海含磷泥质硅质沉积组合（王鸿祯，1985）。据梁传茂（1987）在鄂西北及其相邻的豫、陕部分地区的上震旦统研究中，发现重力流沉积物广泛发育，空间展布有一种由南向北变深的趋势，表明形成的构造背景是扬子地台北缘的相对活动的陆缘区，在震旦纪后期不可能是稳定的陆表海。结合前面对古构造形迹的描述，晚震旦世—早寒武世，扬子地台北侧应属被动边缘活动性质的陆缘区。由于断裂活动频繁，造成海底地形复杂，海底火山热泉（喷气）携带大量成矿元素上涌，同时气候温和，生物生长也茂盛。可能突遇地外希罕事件发生，天灾降临，造成大量生物死亡。据陕西汉中等地的Z—∈界线层梅树村剖面测得0.5—5ppb的铱含量；小壳化石在Z—

∈有过一次大量的灭绝，属一级灭绝率82%，于是才有含磷硅质岩—炭质泥质岩的沉积建造，赋存有磷、钡、镍、钼、钒、铀及稀有分散元素的成矿系列，构成区域性黑色岩系的含矿建造。

重晶石的沉积成矿环境，据张长俊、余林青（1985）对鄂北陆棚边缘盆地区沉积相的研究，发现重晶石—硅质岩相的范围很窄狭，位于坳陷带之内。远离坳陷带则相变为黑页岩—硅质岩相(图12)。由于重晶石不能在还原环境形成，只能在氧化—还原界面附近沉淀，一般以盆地的边缘斜坡段内为宜。另在局限海泻湖相带也是重晶石沉积的地带，如甘南文县东风沟矿床便属于泻湖—滨海相化学沉积型。以上说明与扬子地台南缘重晶石成矿的岩相古地理条件是基本一致的。

（三）成因简析

扬子地台大陆边缘Z—∈界线附近的沉积型重晶石矿床，地台南缘和地台北缘基本上可以对比。其微小差异已如前述主要表现在地台北缘的陕川鄂边境成矿分区方面。该区北矿带的陕西安康、旬阳等县的重晶石产于寒武-奥陶系上段和下志留统，已离Z—∈界线较远。中矿带平利、竹溪等地的重晶石矿床严格受洞河群（∈—O)*dn*底部控制在Z—∈界线附近。南矿带紫阳和四川城口、万源的矿石类型由重晶石型、毒重石-重晶石型，已递变为毒重石-重晶石型和单一的毒重石型，产于下寒武统鲁家坪组底部，居于Z—∈界线附近。从表13知在甘南文县和鄂北随县的重晶石矿床均位于下寒武统底部，即Z—∈界线附近。表明整个区域成矿带内和地台南缘重晶石成矿带的时限一样，都是很窄狭的位于Z—∈界线附近。

1．火山喷气热液提供矿源

涂怀奎（1986）❶对陕西安康地区下寒武统鲁家坪组炭硅质板岩中的11个元素研究结果：认为含矿层有一部分硅质岩中的SiO_2来源于火山活动，U、Cu、V、Mo、Ni、Zn、Co、Ba等和硅质具有相同来源，都是由火山喷发和岩浆活动以海水为介质析离出来的。从陕西平利重晶石矿层底板为火山碎屑岩，顶板为灰岩、炭质石英板岩和石英岩看（见表10)，似属火山喷发期后的气液阶段成矿。在甘南文县下寒武底部干沟组重晶石含矿岩系中未见到火山物质，但在下伏震旦系上统关家沟组下部为变质含砾凝灰质杂砂岩，含火山碎屑物、少量火山岩等，表明重晶石成矿也有可能是在火山气液喷溢阶段。在鄂北随县一带，从元古界—下古生界，由火山建造与沉积建造以及火山沉积建造等交替组成。在下寒武统大堰角组为含磷结核硅质板岩、重晶石矿层、含炭硅质板岩、含炭石英绢云板岩夹灰岩透镜体，厚132—240m，未见火成物质。同样说明重晶石的成矿作用是位于两个火山喷发旋回间歇期的气-液喷溢阶段。

从重晶石矿石的稀土含量（表11）看，扬子地台北缘由西往东，甘肃文县、陕西平利、湖北随县三个矿床的稀土元素与南缘的贵州天柱矿床的稀土元素相似，均以富集轻稀土元素为特点。其稀土模式也相似（图13)，呈右缓倾斜，具铕亏损，不象幔源和陆源，而似与壳层重熔源有关，即来自于大陆边缘裂谷构造环境的火山源。在前节中已说明裂谷带来源于深部未耗损地幔的碱性岩和碱性超基性岩中富集Ba和LREE，而Ni、Mo、V、Pt族等又是基性—超基性岩的特征元素，U、Ba、LREE又同属大离子亲石元素，它们共存于

❶涂怀奎，南秦岭加里东褶皱带金属矿化特征及其成矿模式的讨论，西北地质1986年5期

表 11　下寒武统沉积重晶石矿床的重晶石矿石稀土元素含量（ppm）

元素	甘肃文县东风沟	陕西平利水坪	湖北随县柳林	贵州天柱大河边
La	2.35	4.17	0.85	0.52
Ce	8.70	8.70	6.50	6.90
Pr	0.83	0.91	0.90	0.58
Nd	2.20	2.30	1.30	0.58
Sm	0.56	0.63	0.10	0.18
Eu	0.091	0.079	0.050	0.035
Gd	0.38	0.60	0.050	0.24
Tb	0.08	0.12	0.07	0.05
Dy	0.62	0.75	0.40	0.25
Ho	0.13	0.13	0.085	0.032
Er	0.21	0.33	0.26	0.083
Tm	0.043	0.054	0.03	0.013
Yb	0.19	0.21	0.21	0.067
Lu	0.021	0.033	0.03	0.0083
ΣREE	16.41	19.35	11.59	9.52
ΣLREE	14.73	16.99	10.00	8.80
ΣHREE	1.68	2.26	1.59	0.72
ΣLREE/ΣHREE	8.80	7.52	6.30	12.20

样品由地矿部宜昌所测试

火山-气液中，因而构成P-Ba-U-LREE-Ni-Mo-V-Pt族等成矿系列，与扬子地台南缘的成岩系列、成矿系列毫无二致。鉴于重晶石矿床均成于大陆边缘海域，成矿物质由火山-气液喷溢而来，与扬子地台南缘的重晶石成因相似，同为海底火山热泉（喷气）沉积成因。

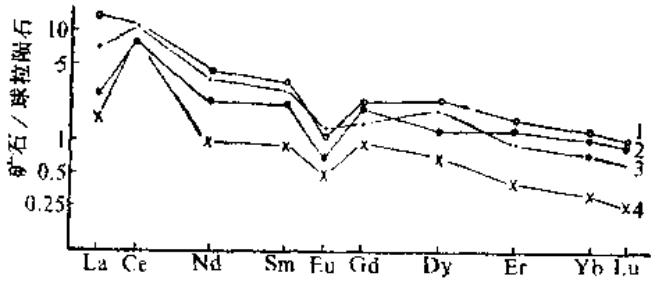


图 13　下寒武统沉积重晶石矿床的稀土模式

样品采自：1—陕西平利；2—湖北随县；3—甘肃文县；4—贵州天柱

2．硫源问题

扬子地台北缘沉积重晶石的硫同位素组成和扬子地台南缘一样，同具特高型重硫（表12）。高于寒武纪海水高点值$\delta^{34}S+30‰$达6.94—11.04。从它们成矿所处的构造环境看就可以得到解释，如文县东风沟位于泻湖环境，平利水坪位于紫阳—岚皋—曾家坝海槽，随县柳林位于襄樊—广济深断裂北侧的坳陷带，均属于封闭—半封闭海域。封闭—半封闭环境之所以能形成重硫，已在本章第一节作了论述。

3．毒重石的形成环境

前述陕川鄂边成矿分区南矿带，在四川城口产大型毒重石($BaCO_3$)、重晶石($BaSO_4$)

表 12　扬子地台北缘沉积重晶石的硫同位素组成

地点或矿床	层　位	样品数	$\delta^{34}S_{重晶石}‰$	测试单位
甘肃文县 东风沟	下寒武统 干沟组	1	+36.94	宜昌地科所 (1988)
陕西平利 水　坪	洞河群 (∈—O) dn	1	+41.04	
湖北随县 烔　林	下寒武统 大堰角组	1	+38.72	

表 13　大洋水、河流水、内陆水中 HCO_3^-/SO_4^{2-} 比值的比较

类　别	HCO_3^-	SO_4^{2-}	CO_3^{2-}	HCO_3^-/SO_4^{2-}	CO_3^{2-}/SO_4^{2-}	资料来源
大洋水 (ppm)	142.7	2700.7		0.053		据C·B勃鲁也维奇 (1966)
河流水 (ppm)	17.3—180.3	0.9—117.2		52.55—1.54		据阿列金 (1953)
内陆水矿物部分 (%)		12.14	35.15		2.89	据F·克拉克 (1924)

混合型共生矿床。为什么产于南矿带？而北矿带和中矿带却以重晶石为主，毒重石少见？究其原因，是由所处的构造环境不同而引起的成矿地球化学环境变异所致。从表13看，大洋水的SO_4^{2-}高出河流水1—3个数量级。HCO_3^-与SO_4^{2-}的比值，大洋水为0.053，河流水为1.54—52.55。南矿带城口等地是背靠大陆，只有HCO_3^-能从大陆河流水不断地得到补充，而富集SO_4^{2-}的大洋水因中间阻隔封闭进不了，造成SO_4^{2-}无补给来源，只能形成HCO_3^-较为富集的碱性地球化学环境。在中矿带和北矿带是离开大陆位于大洋之中，SO_4^{2-}较HCO_3^-多出一个数量级，根据重晶石总是形成于硅铝质岩石看，表明重晶石是形成于酸性的地球化学环境。而毒重石则形成于碱性的地球环境，常见有碳酸盐岩类。或者说在南矿带的封闭构造环境里，在钡急于要以稳定的化合物形式存在，在互相争钡的严峻形势下，出现了硫不足现象，于是被CO_3离子所代替而沉淀出毒重石（$BaCO_3$）。

综前所述：

第一，沉积重晶石形成于地台北缘的裂谷环境，受裂谷带构造和岩相古地理环境控制，属海底火山热泉（喷气）沉积成因，重晶石形成于酸性的地球化学环境，毒重石则形成于碱性的地球化学环境。

第二，由于裂谷带火山喷气热液活动的结果，而形成磷块岩-硅质岩-重晶石-炭质页岩的成岩系列和P-Ba-U-LREE-Ni-Mo-V-Pt族的成矿系列。

四、矿床实例：甘肃文县重晶石矿田

甘肃文县重晶石矿田位于扬子地台的西北边缘，构造复杂，地层残缺不全，矿体遭破坏。地层主要有碧口群、震旦系、寒武系、泥盆系和第四系（图14）。重晶石矿产于寒武系下统干沟组（$\in_1 g$）。在干沟组下段硅质岩中发现有磷、铀矿化。火山岩不发育，仅见中酸性岩脉侵入于各时代地层中，推测为印支期产物。

文县东风沟重晶石矿床在东风沟两侧，东西长2.7km，南北宽约600m，包括斜坡里、照花山、水磨三个矿段（图15）。关家沟—鸽衣坝重晶石矿床位于文县县城附近东西4.5km

范围内。两个矿床的地质特征基本相似。

（一）含矿岩系

下寒武统干沟组（$\epsilon_1 g$），主要岩性为一套硅质岩，不纯碳酸盐岩和细碎屑岩等。

干沟组二段（$\epsilon_1 g^2$）：为深灰—灰黑色变质含硅质条带、团块含炭质粉砂质板岩。硅质条带、团块向上逐渐减少，厚450m。东风沟重晶石矿即产于此层中上部。

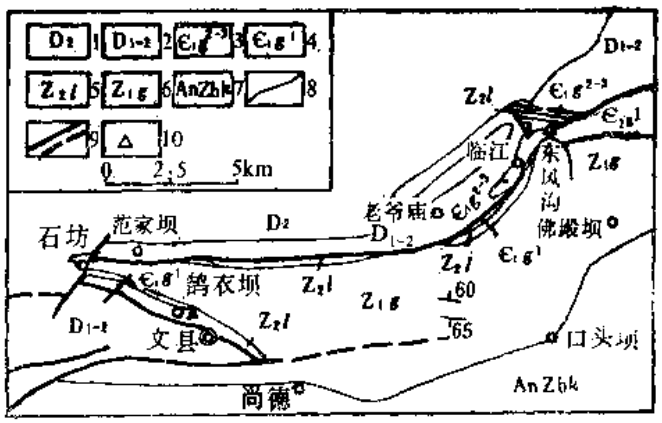


图 14 文县重晶石矿田区域地质略图

1—中泥盆统；2—下—中泥盆统；下寒武统干沟组：3—中上岩段；4—下岩段；震旦系：5—临江组；6—关家沟组；7—前震旦系碧口群；8—地层界线；9—实测及推测断层；10—矿床位置

干沟组一段（$\epsilon_1 g^1$）：为灰黑色薄层状硅质岩夹深灰色薄—中层状不纯灰岩、白云岩。硅质向上逐渐减少，中下部夹两层不稳定的含磷结核硅质岩。硅质及不纯灰岩中见有生物碎片，厚度80m。文县城郊关家沟—鹊衣坝矿床的重晶石矿即产于该地层的中上部。

下伏地层：震旦系临江组（$Z_2 l$）白云质灰岩。

矿区地表未见完整的含矿岩系剖面，根据矿体出露层位，将主要地段的矿层作概略对比如图16。

（二）矿床产状、形态及规模

本区文县城郊关家沟—鹊衣坝重晶石矿床，矿体少遭构造破坏，出露较完整；而东风

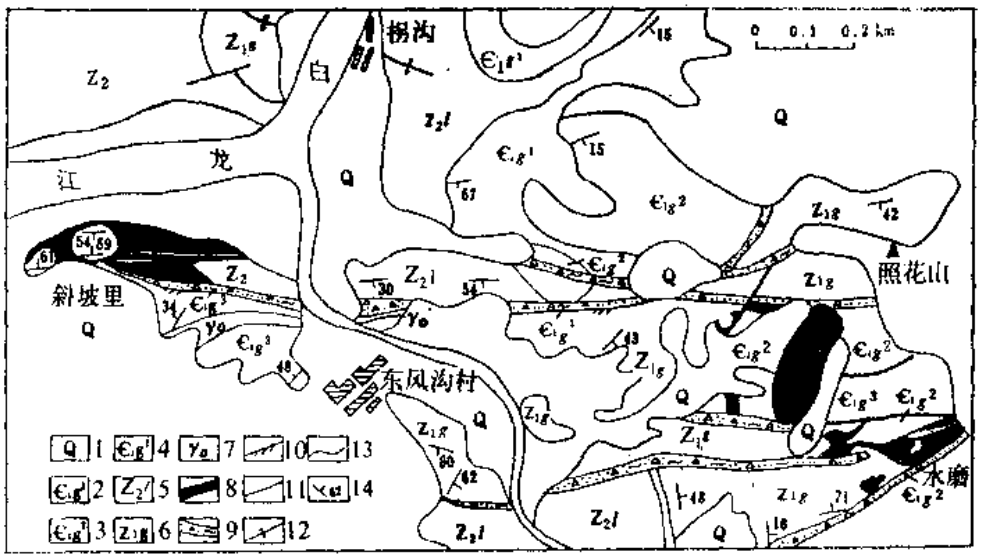


图 15 文县东风沟重晶石矿床地质略图

（据李裕能，1985）

1—第四系；2—下寒武统干沟组上岩段；3—下寒武统干沟组中岩段；4—下寒武统干沟组下岩段；5—上震旦统临江组；6—下震旦统关家沟组；7—斜长花岗岩脉；8—重晶石矿体；9—构造破碎带；10—压扭性断层；11—性质不明断层；12—背斜构造；13—地层界线；14—地层产状

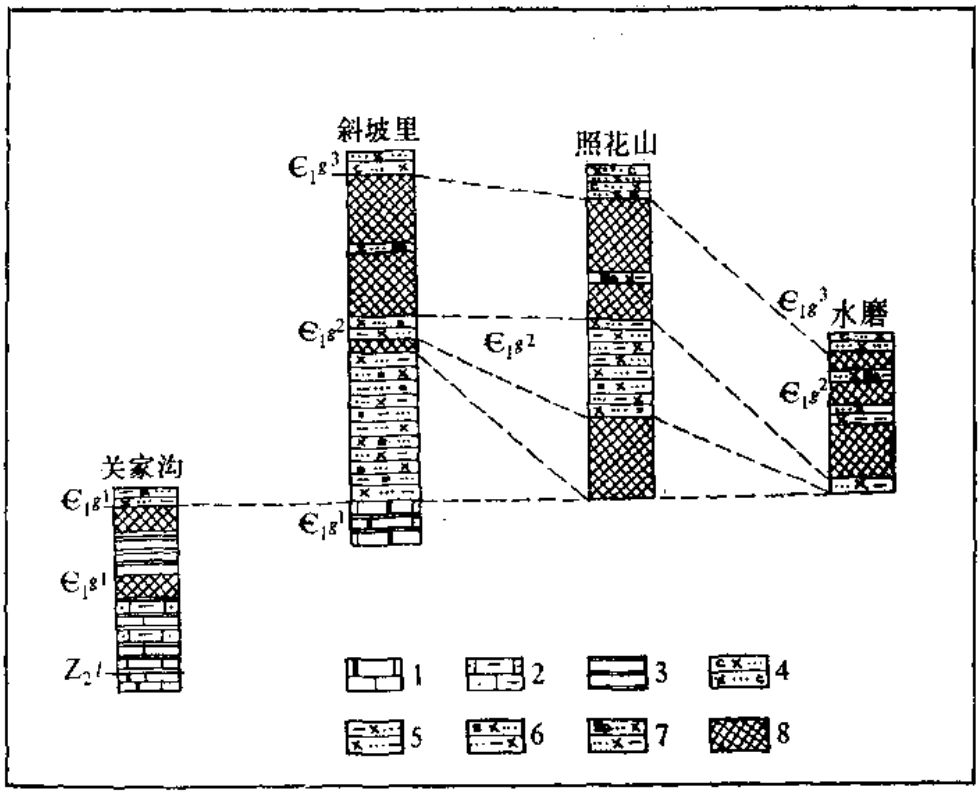


图 16 矿层对比示意图

（据李裕能，1985）

1—白云质灰岩；2—不纯灰岩；3—硅质岩；4—变质含炭粉砂岩；5—变质含硅质条带炭质粉砂岩；6—变质含黄铁矿硅质条带炭质粉砂岩；7—变质含重晶石炭质粉砂岩；8—重晶石矿层

沟矿床则因后期构造破坏严重，矿体已残缺不全，形态亦多变，其矿体产出特征如表14。

（三）矿石类型及物质组分

按矿石结构构造分：

1．致密块状矿石：浅灰—深灰色，微—细粒花岗变晶结构、块状构造。微—细晶（0.01—0.1mm）重晶石为主，约占95%左右，呈它形晶互相镶嵌。杂质（石英、泥质、铁质、长石等）极少，属重晶石单矿型，比重大（4.2—4.5），$BaSO_4$含量85—97.72%，多属Ⅰ级品矿石。

2．条带状矿石：浅灰—灰色，微—细粒变晶结构，条带（纹层）状构造。矿物成分以微—细晶（0.01—0.1mm）重晶石为主，占70—85%；其次为粉砂级碎屑，碎屑成分有：石英（2—7%）、绢云母（2—5%）、氧化铁（或黄钾铁矾1—5%）、炭质（1—3%）及少量斜长石、绿帘石，属泥砂质重晶石型。比重3.9—4.05，$BaSO_4$含量一般是70—90.12%，矿石品级为Ⅱ—Ⅲ级。

3．团块状矿石：浅灰—灰色，团块或假鲕状结构，条带状团块状构造，矿物成分主要为粉砂级石英、白云母、泥质、长石、绢云母和重晶石，重晶石约占30—70%，属泥砂质重晶石型。比重3.38，$BaSO_4$含量一般为38—74%。该类矿石极少，常以透镜状、长条状分布于条带状矿石之中，多为贫矿石。

上述三类矿石的矿物成分的变化规律为：泥砂质含量循块状矿石→条带状矿石→团块状矿石的方向明显递增。矿石化学成分如表15。

表 14　文县重晶石矿体产出特征

矿区	矿体编号	矿体形态	矿体规模(m)		产状（度）		矿体赋存部位及顶底板			主要矿石类型
			长	宽	倾向	倾角	赋存部位	顶板	底板	
东风沟	Ba1	透镜状	440	40—100			ϵ_1g^2 中上部	第四系覆盖	变质含炭质粉砂岩	块状（主）条带状 团块状
	Ba2	长条带状	300	10—30	东	50—80	ϵ_1g^2 中部	变质含硅质条带粉砂岩	断层	块状
	Ba3	宽带状	220	60—100			ϵ_1g^2 上部	变质含炭质粉砂岩	变质含硅质条带粉砂岩	条带状 夹块状
	Ba5	长条带状	105	15—20	北	45—55	ϵ_1g^2 中上部	断层	变质含炭质粉砂岩	条带状
	Ba6	不规则状	200	40—50			ϵ_1g^2 中上部	变质含炭质粉砂岩	变质含硅质条带状粉砂岩	条带状 夹块状
关家沟—鸽衣坝	Ba7	长条带状	780	3—10	210	60—75	ϵ_1g^1 中部	不纯灰岩夹硅质岩	硅质岩夹薄层不纯灰岩	块状（主）条带状
	Ba8	长条带状	750	2—12	200—240	70—90	ϵ_1g^1 中部	不纯灰岩夹硅质岩	硅质岩夹薄层不纯灰岩	块状（主）条带状
	Ba9	长条带状	390	4—10	230	75	ϵ_1g^1 上部	变质含炭质粉砂岩	不纯灰岩夹硅质岩	块状（主）条带状
	Ba10	宽带状	400	20—40	225	75	ϵ_1g^1 上部	变质含炭质粉砂岩	不纯灰岩夹硅质岩	块状（主）条带状 团块状
	Ba11	长条带状	250	2—6	216	70—84	ϵ_1g^1 中部	不纯灰岩夹硅质岩	硅质岩夹薄层不纯灰岩	条带状(主) 块状

表 15　矿石化学成分表（据东风沟矿区斜坡里矿段）

矿石品级	化学成分（%）					
	$BaSO_4$	$BaCO_3$	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	水溶盐
I	90—97.7	0.05—0.25	0.72—3.74	0.18—0.56	0.32—1.17	0.15—0.45
II—III	80—89.9	0.02—0.34	1.55—11.85	0.73—1.40	0.53—2.51	0.3—0.98
贫矿石	50—79.9	0.01—0.31	5.9—31.40	0.71—2.88	1.30—6.28	0.35—0.83

由表15，水溶盐基本相同，$BaCO_3$极少，SiO_2含量变化最大。东风沟矿区其余矿段的物质成分基本与斜坡里矿段相似，唯文县城郊关家沟-鸽衣坝矿床诸矿体块状矿石中见有毒重石-重晶石型矿石，其主要矿物为重晶石、毒重石（有时毒重石含量大于重晶石），次要矿物为方解石。

第三节　武陵—苗岭重晶石成矿带

一、地质构造背景

本重晶石成矿带位于扬子板块内部二级构造单元上扬子台褶带（鄂黔台褶带），古生代至中三叠统海相盖层发育良好。第一盖层震旦系至志留系：震旦系下部以澄江砂岩和南沱冰碛层或浊流层为代表的磨拉斯和冰碛-浊流层；震旦系上部至奥陶系，主要为浅海碳酸盐岩建造；上奥陶统至志留系为笔石页岩和泥质页岩建造。第二盖层泥盆系至中三叠统：晚古生代相对上隆，黔北和川东缺失泥盆、石炭两系，仅见二叠—中三叠统。印支运动全部上升成陆，燕山运动全部褶皱，形成地台盖层褶皱带。然而，侏罗式褶皱是本区盖层变形的主要形式，广泛发育于鄂西、湘西、川东和黔东地区，由下古生界、上古生界、三叠系和侏罗系组成的褶皱，有规律地从隔槽式变为隔档式，表现为一系列等间距的背斜和向斜，并受两组北北东向和北东东（近东西）向的褶皱基底断裂网格的控制，呈北东向平缓弧形展布或多字型排布的构造格局。背斜部位常有向西的逆冲断层，断层上陡下缓。其形成的主导因素是基底滑动或基底移动而引起的向西的推覆构造。许靖华（1987）则认为：在川湘边境的褶皱带或逆掩断层带中有三个基本的滑脱层(面)，即三叠系、中-上寒武统、下寒武统或震旦系。在中生代(印支—燕山运动)，大概从中三叠世开始碰撞并延续到中白垩世而形成的上述的盖层构造褶皱带。

重晶石矿床与上述盖层构造褶断带的形成，关系至为密切。重晶石矿床主要受上寒武统—下奥陶统碳酸盐岩层位控制，产于与上述褶皱构造相伴生的横张断裂中，属典型的层控矿床。全区岩浆活动微弱。

二、矿床分布与矿床地质特征对比

本重晶石成矿带北东抵达长江南岸的枝城、松滋，南西止于平坝、织金，东南以印江、松桃境内的梵净山为界，北西到四川盆地边缘的石柱、武隆。形成宽150km,长700km的带状展布形式(图17)。重晶石矿床(点)在空间分布上具有点多面广的特点，北东从湖北枝城、松滋、五峰、长阳、鹤峰向南西经湖南桑植、四川彭水、黔江至贵州沿河、湄潭、石阡、施秉、黄平、凯里、贵定、修文、平坝、织金等县的广大区域内，已发现数以百计的重晶石矿床(点)或萤石-重晶石矿床(点)，按地理位置划分为鄂西南、川东南、黔东北和黔中四个成矿分区，主要矿床的地质特征对比如表16。

赋矿围岩时代为晚寒武世、早奥陶世，在黔中西部为早二叠世和早三叠世。而重晶石矿床的形成时代，根据本区主要造山运动发生在中三叠世之后，推测成矿时代当发生在燕山运动末期或稍后。

三、成矿控制条件

本区层控型重晶石矿床在区域相带上位于鄂黔碳酸盐台地(陆表海沉积环境)，在该相带上受地层岩性和盖层褶断构造的联合控制。单一的容矿地层岩性，或单一的有利控矿构造，都不能形成重晶石矿床，只有两者相交切的空间场所，才有可能形成矿体，具有层(层位)、相(沉积相)、位(构造位置)三位一体的时空规律。

（一）地层-岩性控矿条件

地层-岩性控矿：指特定的地层时代所沉积的岩石组合特征必须是：上为渗透性弱的

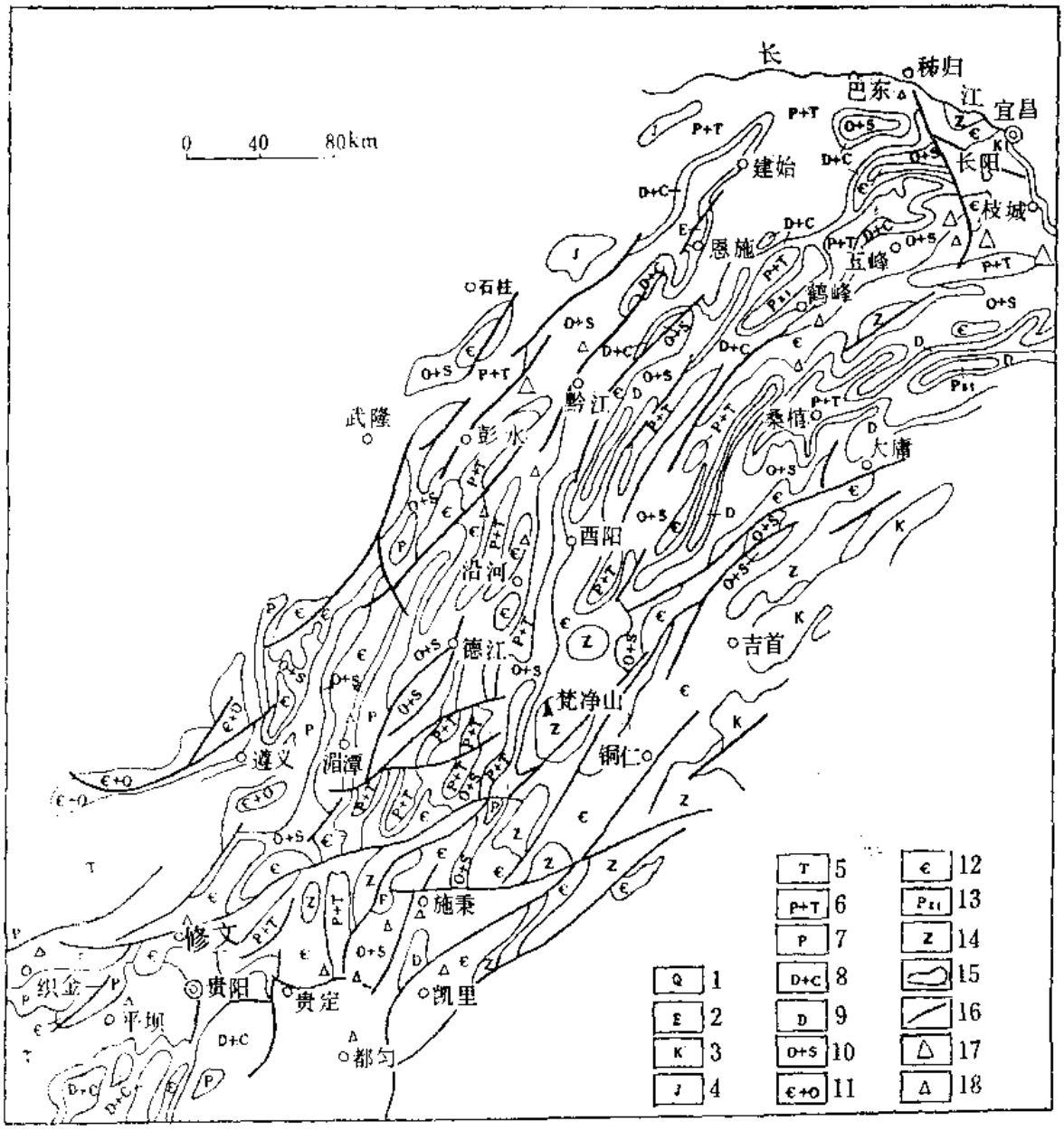


图 17 武陵—苗岭重晶石成矿带地质略图

1—第四系；2—第三系；3—白垩系；4—侏罗系；5—三叠系；6—二叠系、三叠系合并；7—二叠系；8—泥盆系、石炭系合并；9—泥盆系；10—奥陶系、志留系合并；11—寒武系、奥陶系合并；12—寒武系；13—下古生界；14—震旦系；15—地质界线；16—断裂；17、18—重晶石矿床

具塑性的含泥质类岩层的盖层，下为渗透性强的具脆性易于碎裂的如碳酸盐岩类的容矿层的二元结构岩性组合，即常称储、盖组合。还有一个矿源层也是不可忽视的，就是在储、盖组合岩层的下伏或旁侧或上覆要有一个成矿物质的来源供给区，这样组成一个生、储、盖的成矿组合系统或体系。

由图18知，红花园组（O_1h）的上覆层位湄潭组（O_1m）为细碎屑岩相，如马路口页岩段就厚达110m以上。从红花园组（O_1h）—上震旦统灯影组（Z_2dy）或陡山沱组（Z_2d），均以碳酸盐岩相为主，厚达3000m以上。宏观上构成一个区域性的重晶石矿床的储、盖岩石组合。

表 16　武陵—苗岭重晶石成矿带主要矿床地质特征对比简表

成矿分区		鄂西南成矿分区	川东南成矿分区	黔中成矿分区
矿床名称		湖北宜都南庄坪矿床	四川彭水郁山镇矿床	贵州施秉顶罐坡矿床
层位		上寒武统—下奥陶统（ϵ_3—O_1）	下奥陶统红花园组（O_1h）	上寒武统—下奥陶统（ϵ_3—O_1）
控矿岩性组合	遮挡层	粘土岩、泥岩	页岩、泥质灰岩	泥质灰岩
	容矿层	碳酸盐岩	碳酸盐岩	碳酸盐岩
围岩蚀变		硅化、萤石化	硅化、萤石化、方解石化	弱硅化、重晶石化、方解石化、白云石化
控矿构造		矿体充填于北北西向或北西向的张性张扭性断裂中	矿体产于北北西—北西向张性断裂	矿体沿北东—南西向张性及张扭性断裂充填
矿体产状及形态		陡倾斜脉状矿体为主，厚度0.38—9.73m，一般3m左右	陡倾斜脉状透镜状和树枝状，厚1—7.5m，一般4—5m	陡倾斜脉状矿体为主，厚度0.2—20m
矿物成分		主要为重晶石，次为萤石、方解石及少量白云石、黄铁矿、绿泥石、石英等	主要为重晶石、次为方解石、石英、黄铁矿、泥质等	主要为重晶石，次为方解石、石英等
矿石自然类型		块状板状为主，分纯重晶石型、萤石重晶石型、方解石重晶石型	块状为主，分重晶石型、萤石型、萤石重晶石型	块状板状、蜂窝状三种、为单一的纯重晶石
$BaSO_4$含量（%）		一般50—90%	60—80%最高达92.7%	90%左右，最高达98%

上述巨厚的碳酸盐岩夹有膏盐层。自下寒武世以后，含膏白云岩系特别发育，如黔北中寒武统石冷水组（ϵ_2s）便是一个重要的含膏盐层位，可认为是重晶石的硫源层之一。控矿的碳酸盐岩的钡含量为地壳同类岩石钡丰度的1—2个数量级。其下伏震旦系—下寒武统在扬子区地层中钡含量又显著高于上覆控矿地层（ϵ_3—O_1h）的钡含量，可达数倍至一个数量级，暗示着震旦系—下寒武统为重晶石的钡源层。

从表16看，遮挡层为粘土岩、泥岩、页岩和泥质灰岩，容矿层均为碳酸盐岩。说明本区上寒武统—下奥陶统均具有储、盖岩性组合条件，如鄂西南五峰—枝城一带的控矿地层为奥陶系、寒武系上统，其岩性仅有粘土岩、砂岩和碳酸盐岩。在粘土岩或粘土岩与砂岩相间的地层中断裂不发育，而在碳酸盐岩为主的地层中张性断裂最为发育，故重晶石矿床多产于该碳酸盐岩层中，而粘土岩仅起着盖层条件的作用。具体从该区奥陶系下统分乡组为灰岩、泥质灰岩夹粘土岩，南津关组主要为灰岩和白云质灰岩看，南津关组是该区重晶石矿体赋存最多的层位，上覆分乡组的泥质灰岩和粘土岩起着盖层作用，下伏南津关组的灰岩和白云质灰岩为容矿层，是非常清楚的。

又如川东南下奥陶统红花园组第二段（O_1h^2）厚层凝块状含泥质灰岩、白云质灰岩是该区重晶石矿床产出的最佳围岩，分明是含泥质灰岩作盖层，白云质灰岩作容矿层的一个

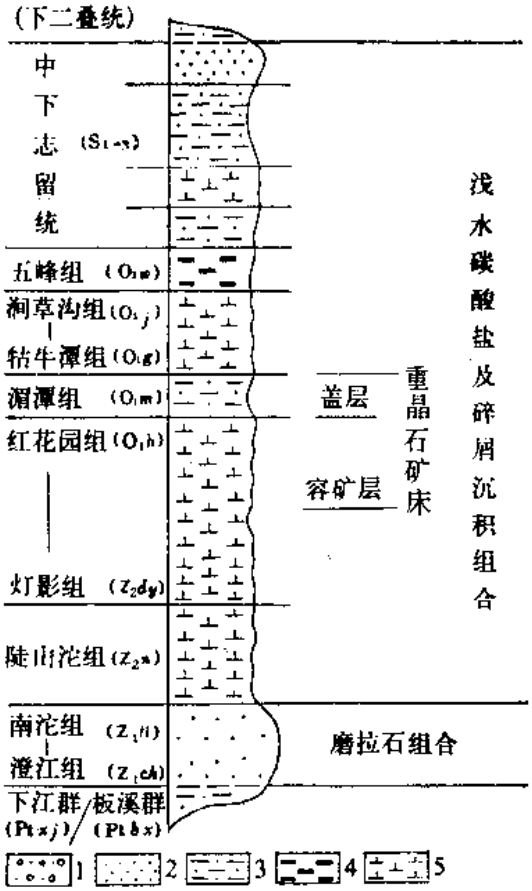


图 18 加里东构造阶段扬子地层区（黔中、黔东北）岩石组合

1—砂砾岩；2—粗碎屑岩；3—细碎屑岩；4—炭质页岩；5—碳酸盐岩

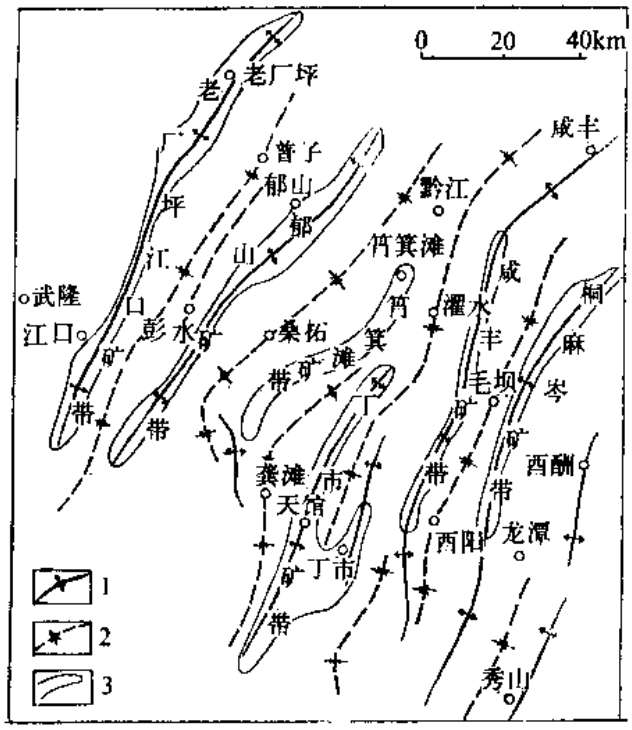


图 19 川东南地区构造形式与萤石-重晶石矿带分布略图

（据四川地矿局107地质队，1977）

1—背斜构造，2—向斜构造，3—矿带

储、盖岩性组合，其余地区情况均类似，不一一列举。

（二）构造控矿条件

本区重晶石矿床受盖层褶断带的控制是特别明显的。以川东南成矿分区为例：该区由一系列的北北东向褶皱-断裂群组成雁阵斜列型式（图19），褶皱长数十至百余公里，其间每个背斜控制着一个矿带，共六个矿带，总计重晶石矿脉311条。需要说明，在该区西北边的老厂坪—江口矿带和南东侧的桐麻岭矿带的下寒武统中蕴藏着有色金属矿床。前者为铜、铅、锌多金属矿带，后者为大型汞矿带。与重晶石矿床的区别主要是产出层位上的差异，即重晶石矿床赋存的层位要高一些，均为下奥陶统。其余的成矿分区的控制矿带的构造组合型式均与川东南相同。如黔东北也有由背斜控制的萤石-重晶石矿带、汞矿带、铅锌矿化带等。只是向北东到鄂西南一带，褶断带已转至北东-北东东向的区别。这种控制矿带的盖层构造型式可称为新华夏系武陵式。

矿床或矿体的产出与分布，严格受北北西向至北西向的张性、张扭性断裂组的控制，呈陡倾斜脉状、透镜状产出。由表19知，鄂西南和黔中施秉一带的矿床、矿体的产状特征和形态均与川东南地区相同，无一例外的都充填于张性、张扭性的断裂中。只是鄂西南地区的控矿断裂为北北西至北西向与川东南地区一致，而黔中施秉一带的控矿断裂多以北东

向为主。控矿断裂的特点是上宽下窄至于尖灭，故而常形成楔状的矿体特征。

但是在黔中平坝下三叠统和织金下二叠统所见重晶石矿体则呈似层状、透镜状、不规则囊状及团块状，沿层间断裂破碎带、层间裂隙和层间剥离空间产出，矿体产状与岩层产状基本一致。

四、成因分析与成矿系列

（一）物质来源

钡源：

由表17宜都南庄坪和沿河丰水岭两个重晶石矿床的控矿地层岩石中钡的含量，都高于地壳沉积岩石中的钡含量。其中碳酸盐岩的钡含量为地壳同类岩石的钡丰度的1—2个数量级。从表18与表17对比看黔东梵净山东侧上扬子沉积区震旦系—下寒武统牛蹄塘组的Ba含量，又均高于上述两个重晶石矿床的控矿地层ϵ_3—O中的Ba丰度。其中碳酸盐岩为2.5—18倍，页岩约为1个数量级。另据钱秋松资料（1986）：该重晶石成矿带上的黔东北一带陡山沱期及梅树村期岩层的基岩光谱分析，前者平均含Ba 1150—2000ppm，后者平均含Ba1082—1306ppm，与表21（重晶石成矿带边缘）相比有亏损现象，其亏损部分可能向上迁移到ϵ_3—O地层。表明产于本成矿带ϵ_3—O的重晶石矿床的Ba源有来源于下伏地层Z—ϵ_1的可能。

表 17　武陵—苗岭成矿带的两个重晶石矿床的地层岩石中的钡含量

矿　床	层　位	Ba 含 量 (ppm)			资料来源
		页岩（泥岩）	砂　岩	碳酸盐岩	
湖北宜都南庄坪	上覆层位S—C 控矿层位ϵ_3—O 下伏层位ϵ_{1+2}	620—700 940—1000	300—517	300—689 300—1165 300—380	据钟德宏 1986
贵州沿河丰水岭	控矿层位O_1h			1142—2200	引自钱秋松 1986
Ba在地壳沉积岩石中的丰度		580	×10	10	据中科院贵阳地化所，简明地球化学手册

上述关于Ba源的推测依据是：晚元古代—早古生代，扬子古板块东部湘黔边境一带，由于陆内拉张或弧后盆地扩张而产生一系列的地堑-地垒式同生断裂。其中以铜仁—大庸深断裂（江南深断裂西南段）为较大，在该深断裂的西侧形成高建设性的鄂黔碳酸盐台地（扬子型地层分区），东侧形成欠补偿的广海盆地（过渡型地层分区）。由于西距康滇古陆遥远，陆源物质很难到达。而Ba^{2+}一遇上海水SO_4^{2-}即刻结合成$BaSO_4$而沉淀，很难想像Ba是由千里之外的古陆而来。但在震旦纪—早寒武世初期，本区处于陆内拉张活动，如前第一节所述：湘西牛蹄塘组见有沉凝灰岩，说明早寒武世初期仍有火山活动，至少是属于火山-气液旋回阶段。因而有高丰度的Ba元素由火山-气液或壳层重熔上涌气液携带至震旦纪—下寒武世海域中，或聚集成为矿床，或分散于沉积物中，因而震旦系—下寒武统岩石中Ba的丰度就特别高。所以本成矿带ϵ_3—O地层中的重晶石矿床的Ba源及其分散于控矿地层岩石中的Ba源，只能从下伏震旦系—下寒武统通过渗流热卤水的萃取，迁移而

表 18　梵净山东侧上扬子沉积区震旦系—下寒武统的钡含量

地　　层	岩　　类	Ba含量（ppm）
$\epsilon_1 q^2$	白云岩	91
$\epsilon_1 q^1$	石灰岩	214
$\epsilon_1 p$	黄绿色页岩	897
$\epsilon_1 m$	页　岩	2816
$\epsilon_1 n^2$	黑色页岩	9812
$\epsilon_1 n^1$	硅质岩	2557
Z_2	碳酸盐岩	5407
	黑色页岩	8897
$Z_1 n^3$	冰碛-浊流层	5361

资料来源：贵州省地矿局103地质大队

来。不可能是来于陆源的Ba先形成ϵ_3—O含Ba的矿源层，然后由侧分泌作用进行成矿。很显然，下伏震旦系—下寒武统才是武陵区的真正的Ba矿源层。

硫源

表 19　武陵—苗岭成矿带层控型重晶石矿床的硫同位素组成

矿　　床	层　位	$\delta^{34}S_{重晶石}$（‰）	资　料　来　源
湖北宜都南庄坪	ϵ_3—O	+35.56—+34.58	据钟德宏，1986
四川彭水郁山镇	$O_1 h$	+35.46	宜昌地科所测定，1988
贵州施秉顶罐坡	ϵ_3—O	+28.82—+16.13	引自钱秋松，1986

由表19知本带重晶石的$\delta^{34}S$值为+35.56—+16.13‰。都是正值，属重型硫。从蒸发岩中硫的稳定同位素组成变化范围为+35—+5‰（张理刚，1985）看，应与蒸发岩有密切关系。本成矿带内及其外围的黔北、川南、川东、湘西、鄂西等地区，自下寒武世以后，含膏白云岩系达1500m以上，并在川东彭水上寒武统中发现盐泉和石膏，鄂西五峰等县的中奥陶统发现有盐泉（刘世和，1971），在黔东北沿河等县也有盐泉发现。另据钟德宏资料（1986）：与本成矿带东北毗邻的江汉盆地西缘分布有大面积的白垩纪含石膏地层，含膏岩系达417m左右，有石膏28层与盐层互层，说明本带的蒸发岩是相当广泛而且丰富。

从湖北宜都南庄坪和四川彭水郁山镇两个矿床的重晶石硫的同位素组成$\delta^{34}S$值居于+35‰上下，很可能与寒武纪的蒸发岩硫源有关（寒武纪海水硫的$\delta^{34}S$可达+30‰）。在贵州施秉顶罐坡矿床的重晶石硫的同位素组成$\delta^{34}S$=+28.82—+16.13‰，则有可能混入其它时代的蒸发岩硫的成分，如该矿床上覆的上白垩统扎佐组砖红色含砂质泥岩中就有石膏脉和石膏片的存在（贵州省区域地质志，1987）。

（二）成矿温度

本重晶石成矿带北东端的宜都南庄坪矿床的成矿均一法温度：重晶石为73—89℃，萤

石为63—71℃；南西端的施秉顶罐坡矿床的均一法温度，重晶石为130—220℃，最高达276℃（表20）。说明：第一、重晶石矿床的成矿温度位于73—220℃之间，属低温型；第二、萤石的形成温度低于重晶石的形成温度，即形成于重晶石之后；第三、武陵—苗岭重晶石成矿带的成矿温度有由南西向北东方向递减的趋势，南西端可＞200℃，北东端可＜100℃。

表 20　武陵—苗岭成矿带重晶石矿床的成矿温度测定

矿　床	测定矿物	温度测定值（℃）		包裹体描述	资料来源
		均一法	爆裂法		
湖北宣都南庄坪	重晶石	73—89		液相为主，气液比1—4%	据钟德宏，1986
	萤　石	63—71		气液比 1 %	
贵州施秉顶罐坡	重晶石	130—220 最高 276	215—235 个别 275	气液比 5—10%	引自钱秋松 1986

（三）成矿介质

1．氯化物卤水：Ba不能以硫酸盐的形式从岩石汲取和运移，只能以硫酸盐形式进行沉淀。实验证明：$BaSO_4$ 在含氯化钠的水溶液中可被溶解，溶解出的 Ba^{2+} 与 Cl^- 结合成 $BaCl_2$ 形式。而 $BaCl_2$ 在水中具有很高的溶解度和稳定性。据此可认为Ba是由氯化物卤水从岩石中滤出，以 $BaCl_2$ 等形式进行运移。

关于氯化物卤水的成因：一是介质水溶解蒸发盐岩形成，一是来自深地层水和油田水。深地层卤水一般存在着水化学垂直分带现象，据钟德宏（1986）引述我国四川盆地西南地区三叠系卤水形成的情况从上到下为：

（a）浅层：淡水-盐水带，含 SO_4^{2-}-Ca^{2+}·Na^+ 型及 HCO_3^--Ca^{2+} 型水；

（b）中层：盐水-浓卤水带，含 Cl^-·SO_4^{2-}-Na^+ 型、Cl^--Na^+ 型和 Cl^--Na^+·Ca^{2+} 型水；

（c）底层：卤水-强浓卤水带，含 Cl^-·Na^+ 型、Cl^--Na^+·Ca^{2+} 型水。

由此看来，深地层氯化物卤水主要集中于底层，而在浅层是没有的。上述溶解蒸发盐岩生成的卤水属Na-Ca型高纯氯化物卤水，多数深地层水和多数油田水，也属于高纯氯化物卤水（姜齐节等，1980）。这些高纯氯化物卤水便是Ba的最好运载工具。从氯化物卤水运载Ba组分到浅部地层生成重晶石的温度看，热卤水的温度应是大于100℃至大于250℃以上。

2．介质水：介质水的来源可能是大气降水。由表21知彭水郁山镇重晶石矿床的石英 $\delta^{18}O$ 值为＋5.91‰，δD_{H_2O} 值为－89.5‰，该矿床位于武陵—苗岭重晶石成矿带的中段。已知该成矿带重晶石的成矿温度位于73—220℃区间，以73—220℃为假定温度，按 $1000\ln a_{石英-水}=3.42\times10^6T^{-2}-2.86$ 公式计算，获得 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为－19.77—－5.29‰，结合 δD_{H_2O} 值－89.5‰正落于我国东部侏罗纪—白垩纪时期大气降水氢同位素等值线（云贵—胶辽区）δD：－70—－90‰（张理刚，1986）之内，而本成矿带重晶石矿床的成矿时代也是在这个时期。可以肯定的说武陵—苗岭重晶石成矿带的成矿介质水是大气降水。

表 21　川东南彭水县郁山镇重晶石矿床的氢、氧同位素组成

测定矿物	温　度（℃）	$\delta^{18}O_{矿物}$（‰）	$\delta^{18}O_{H_2O}$（‰）包裹体水	δD_{H_2O}（‰）	测定单位
石　英	73—220 假　定	+5.91	−19.77——5.29	−89.5	宜昌地科所，1988

（四）萃取—搬运—沉淀

本成矿带的重晶石的成矿介质是大气降水溶解地层中蒸发盐岩而形成的氯化物卤水。前述深地层卤水的水化学垂直分带有一个显著特点是：浅层—中层—底层正好与氧化带—过渡带—还原带相对应。可以推想由大气降水溶解蒸发盐岩形成的卤水在地层中的分布情况，也应同样具有深地层卤水化学垂直的分带现象。如是，大气降水溶解蒸发盐岩于地层深部形成卤水—强浓卤水带，则含Cl·Na型、Cl—Na·Ca型水，可以渗流方式活动于Ba源层（Z—ϵ_1）萃取Ba构成Cl·Ba型的含矿流体。据重晶石与萤石伴生，有石英、碳酸盐矿物等脉石矿物和围岩显硅化、碳酸盐化等特点分析，可知大气降水溶解的蒸发盐岩中应有氟盐（NaF）、氟镁石（MgF_2）等组分。即Cl·Ba型的成矿流体中伴有F、SiO_2等组分。由于SiO_2是朝pH值升高的方向溶解度增大，笔者认为这种具有复杂组分的热卤水性质可能是碱性的。而碳酸盐矿物正好与SiO_2相反，它在碱性的还原环境中溶解度极低，只有在浅层酸性的氧化环境中溶解度才高。由水化学垂直分带现象看HCO_3—Ca型水多聚集于浅层，而在底层缺乏就是证明。

由于地壳内部的地热梯度和构造运动释放热量的影响，使伴有F、SiO_2等复杂组分的Cl·Ba型含矿卤水增温而具有驱动能力，沿着地层裂缝上升至浅部地层（ϵ_3—O）的断裂空间，与早先聚集于浅层的SO_4—Ca·Na型及HCO_3—Ca型水相遇。由于浅部地层中物质组分的加入，和温、压下降、Eh升高，pH降低等物理化学条件的改变，于是Ba^{2+}与SO_4^{2-}，Ca^{2+}与F^-先后化合卸载沉淀。一般按矿物结晶温度的递减顺序，从裂缝壁向中心和裂缝的下端向上依次沉淀出碳酸盐矿物→石英→重晶石→萤石，组成一个单旋回的水平和垂直的环带构造或成矿序列。故而重晶石往往是上富下贫。若系多旋回成矿，则形成溶蚀、混入、叠加等极其复杂的矿石构造组合。从上述矿物沉淀的时间序列和空间坐标看，很显然成矿溶液是朝向pH降低和Eh升高的方向，即由封闭—半封闭的碱性—弱碱性过渡到开放的弱酸性环境。

据彭水郁山镇矿床重晶石全岩样测定的Eh＝363mV，pH＝6.62的参考值在Eh—pH图上位于大气接触的过渡带，表明重晶石、萤石是在弱碱性转向弱酸性的氧化环境中生成，与上述论断符合。

（五）矿带序列与成矿系列

川东南的重晶石、萤石矿带主要产于下奥陶统红花园组、分乡组，铅锌矿带主要产于中、上寒武统，汞矿带主要产于中、下寒武统，它们有相近的物质来源，是在同一成矿时期形成的一个有亲缘关系的成矿系列（张星垣，1988）。在黔东北下寒武统清虚洞组有著名的务川汞矿带，中寒武统平井组有沿河铅锌矿带，向上到ϵ_3—O_1有萤石-重晶石矿带，它们在垂向上均组成一个十分清晰的还原环境与氧化环境成矿的矿带序列。

上述清虚洞组硫化物金属矿床的硫同位素组成$\delta^{34}S<+30—+12‰$，与ϵ_3—O_1萤石-

重晶石矿床硫同位素组成$\delta^{34}S$一般>+30‰比较，显然看出介质水溶解寒武系蒸发岩形成的H_2S-SO_4^{2-}体系，^{32}S多集中于H_2S的还原环境与Hg、Pb、Zn等元素结合形成汞矿带、铅锌矿带；而^{34}S则较多的存在于SO_4^{2-}的氧化环境形成重晶石矿床。这种垂向成矿分带序列，不但能从硫同位素的分馏机制得到解释，从成矿温度序列也可以找到说明。武陵一苗岭区的矿物的温度区间一般是：萤石63—71℃，重晶石73—220℃，辰砂85—180℃，铅锌矿175—300℃。从成矿的下限温度看，萤石（63℃）<重晶石（73℃）<辰砂（85℃）<铅锌矿（175℃），表明汞矿和铅锌矿成矿的初始温度比萤石和重晶石的成矿初始温度高。于是构成汞矿带、铅锌矿带位于中、下寒武统，而萤石-重晶石矿带位于其上的上寒武统—下奥陶统的垂向分带。

某些学者研究认为：本区汞矿床、铅锌矿床的成矿作用多与渗流热卤水有关。据此，可认为前述萃取并携带Ba组分的氯化物卤水中，不但有卤族元素F和造岩组分SiO_2等，而且还有较多的其它金属元素如Hg、Pb、Zn、Cu、Fe等参与其中。这些元素和组分构成的含矿流体，循导矿断裂系统上升途中，随温、压、Eh、pH等物化条件的不断变化，于富有H_2S-SO_4^{2-}体系的具备储、盖条件的地层岩石组合层的有利空间，发生沉淀分异作用。故汞矿床、铅锌矿床多集中于中、下寒武统适合各自的成矿环境和岩性组合层内，并有重晶石、萤石等脉石矿物共生。而萤石、重晶石欲成为矿床则另觅适合于自己的成矿环境和岩性组合层的上寒武统—下奥陶统内安身。这样就于ϵ_3—O_1地层组成一个F-Ba成矿系列，于ϵ_1g层内组成Hg-Pb-Zn-Cu-Ba-F成矿系列。

上述关于矿带的垂向分带和成矿系列的论述，是基于本区新华夏系武陵式盖层构造的宏观控制成矿的观点所作的分析。虽然矿源各有渠道（Pb、Zn源自生物礁相，Hg可能来自Z—ϵ_1黑层），在垂向上可有成矿的先后之别，但它们的成矿体系的构成应是基本同时的或同步的。不论是萤石-重晶石矿带，还是汞矿带、铅锌矿带，它们成矿的动力和定型都与发生于中生代末的燕山运动有关。

综上所述

第一，震旦系—下寒武统为钡源层，寒武系—奥陶系的蒸发岩为硫源层，总称矿源层。上寒武统—下奥陶统的碳酸盐岩层和泥质、含泥质岩层，分别为容矿层和遮挡层。组成一个重晶石矿床的类似于油气的生、储、盖组合系统。

第二，成矿介质为大气降水溶解蒸发盐岩形成的氯化物卤水，由氯化物卤水萃取Ba^{2+}并搬运到浅层富有SO_4^{2-}的有利环境沉淀为重晶石矿床。

第三，新华夏系武陵式盖层构造宏观控制着F-Ba系列的萤石-重晶石矿带（上），和Hg-Pb-Zn-Cu-Ba-F系列的汞矿带或铅锌矿带（下）的垂向序列。

五、矿床实例：贵州施秉县顶罐坡重晶石矿床

顶罐坡重晶石矿床位于施秉县城南2km，近东西向贵阳—芷江大断裂穿过矿区。

（一）含矿地层岩系

重晶石矿床赋存于上寒武统—下奥陶统，在矿区外围的黄平、凯里、麻江、贵定以及都匀等县的上寒武统—下奥陶统，均有重晶石矿产出，含矿地层岩系剖面由上到下是：

上覆地层：上白垩统

……不整合……

下奥陶统（O_1）

大弯组（O_1d）：上部为灰绿色薄层砂质页岩夹瘤状灰岩，下部为紫红色薄—中层灰岩、泥质灰岩及钙质页岩，厚度>50m。

红花园组（O_1h）：浅灰色中层粗晶灰岩及生物碎屑灰岩，厚度>50m。

桐梓组（O_1t）：上部为细粒白云岩、灰质白云岩，中部为瘤状泥质灰岩与钙质页岩，下部为中层灰岩及白云质灰岩，厚度150m。

上寒武统（ϵ_3）

炉山组（ϵ_3l）：浅灰—灰白色中—细粒白云岩，厚度800m。

——— 整　合 ———

下伏地层：中寒武统高台组

（二）矿床（体）产状、形态大小

含矿带长900m，有重晶石矿脉17条，呈侧列式分布，为陡倾斜矿体，沿北东-南西向张性及张扭性断裂充填。一般倾向南东，倾角55°—70°（图20）。单个矿脉长30—80m不等，水平厚度0.2—20m，延伸可达70m。围岩蚀变微弱，范围小，主要有弱硅化、方解石化、白云石化等。

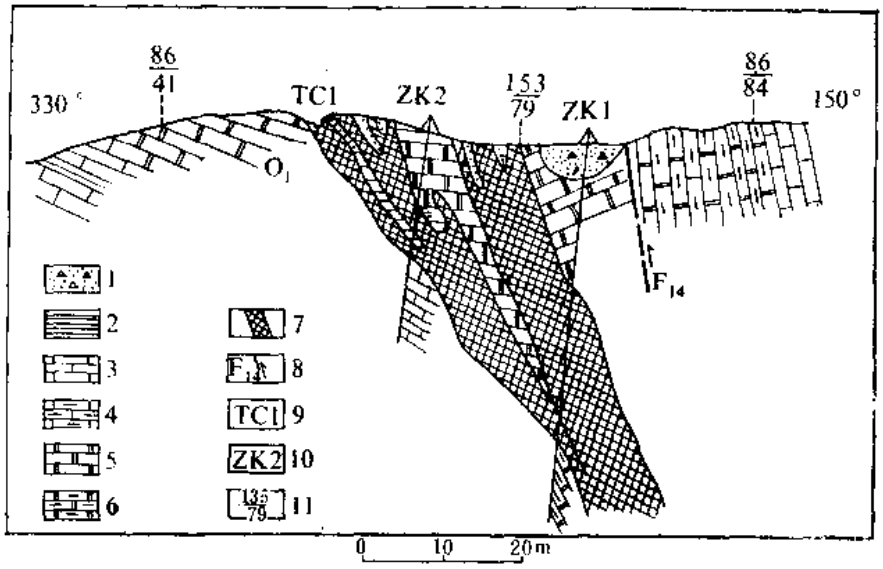


图 20　施秉县顶罐坡重晶石矿床1号矿体剖面图

1—浮土；2—页岩；3—灰岩；4—泥灰岩；5—白云岩；6—泥质白云岩；7—重晶石矿体；8—断层及编号；9—探槽及编号；10—钻孔及编号；11—岩层产状

（三）矿石类型和质量

为单一重晶石矿床。矿石类型有块状、板状结晶及蜂窝状三种。块状矿石含$BaSO_4$ 95%左右，板状结晶者高达98%，蜂窝状者在90%左右。含锶0.96—1.64%，比重4.12—4.17。杂质含量和微量元素（光谱分析）见表22。

表 22　杂质成分与微量元素含量表

杂质成分（%）				微量元素（%）			
SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	可溶盐	Cu	Pb	Zn	Ga
0.3±	<0.85	<0.89	0.2±	0.002	0.003	0.02	0.002

第四节　黔桂湘粤重晶石成矿区

一、地质构造背景

本成矿区属华南地块范畴，包括广西大部，贵州西南部，湖南南部和广东西部和北部（图21）。该区泥盆纪以前地层广泛出露，由中深变质的片岩、片麻岩、混合岩以及浅变质的千枚状页岩、板岩、硅质岩等组成。加里东运动后的南方陆壳有两组拉张活动：1.北东向拉张活动，形成深浅水相间的台沟盆地（D—C）；2.北西向拉张活动，形成裂陷槽沉积，以右江断裂为主。二叠纪以后，表现为大规模的海平面上升，沉积了较稳定的浅水碳酸盐岩。西部为大陆裂谷系，由右江断裂带的台沟体系发展为裂谷盆地。东部可能发生印支—燕山期的俯冲，在大陆内有明显的陆内推覆构造和升隆作用。由于东西两种不同的构造活动，控制南方陆壳上二叠纪—三叠纪的海陆分布，形成东西相变，南北相带的格局（南方岩-古研究报导，1988）。

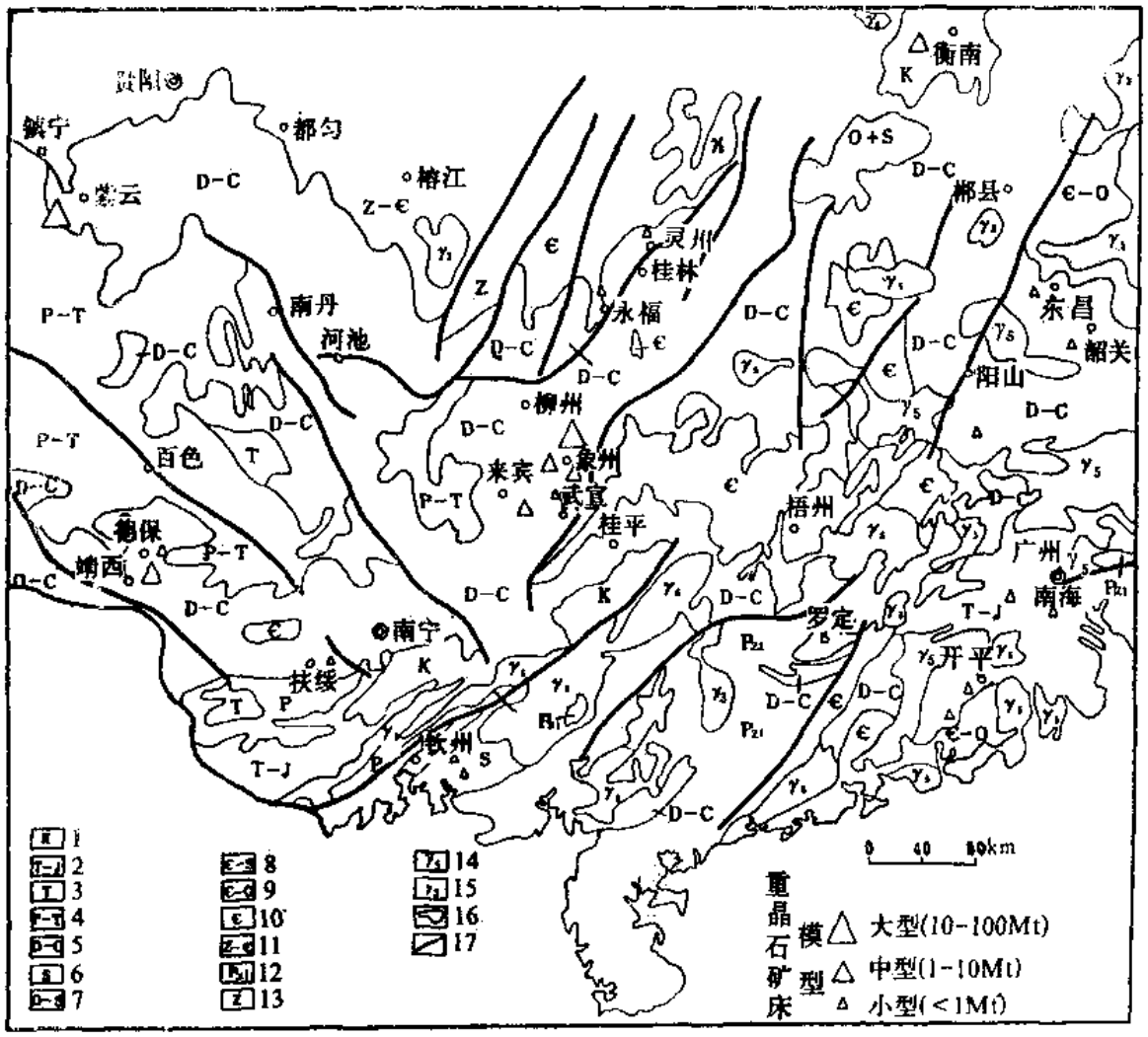


图 21　黔桂湘粤重晶石成矿区地质略图

1—白垩系；2—三叠系、侏罗系未分；3—三叠系；4—二叠系三叠系未分；5—泥盆系、石炭系未分；6—志留系；7—奥陶系、志留系未分；8—寒武-志留系；9—寒武-奥陶系；10—寒武系；11—震旦-寒武系；12—下古生界；13—震旦系；14—燕山期花岗岩；15—加里东期花岗岩；16—地质界线；17—断裂

中三叠世以后，本区均受到印支、燕山、喜马拉雅运动的强烈影响。印支运动导致本区晚三叠世之前的盖层褶皱，如湘桂复向斜，云开—湘中复背斜等，都是在加里东期构造的基础上发展起来的。燕山运动以断裂活动为主，褶皱变动微弱，如侏罗、白垩系均只形成开阔式褶皱。喜马拉雅运动表现为张裂活动而形成广泛的断陷盆地。上述印支、燕山运动均伴随有广泛的岩浆活动。

鉴于本区重晶石矿床主要产于泥盆系，有必要对本区泥盆纪的沉积相古地理和古构造作重点叙述。现据刘文钧（1986）❶ 等人的研究成果摘介如下：

（一）泥盆纪沉积特征

泥盆纪华南古地理特征是三面环陆，西南面与开阔大洋相通，沉积盆地南宽北窄，盆地内部的沉积古地理环境，受前泥盆纪基底断裂的影响，海侵由南面北呈阶梯状扩大。古陆边缘以碎屑沉积为主，远离古陆则以碳酸盐沉积为主。早泥盆世—中泥盆世早期以碎屑—泥质沉积为主，中晚泥盆世以碳酸盐沉积为主。整个泥盆纪沉积物在时间上的演化是碎屑岩→碳酸盐岩→碎屑岩，沉积环境的变迁是滨海→浅海→滨海，形成较完整的海侵海退旋回。中晚泥盆世是本区岩相古地理面貌最为复杂的时期，盆地大部分以碳酸盐沉积为主，可区别为两种主要沉积相区（地层类型），即台地相区和台盆相区。在空间上，这两种相区常具相间分布特点，台盆相区常具有明确的方向性，形成宽十余公里长数百公里的线状深沟，呈北东向或北西向穿插、分割包围台地相区，构成本区独具特色的中晚泥盆世岩相古地理景观（图22）。在台地和台盆相区之间，偏向台地边缘一侧常有呈线状分布的生物礁滩，在盆地边缘一侧为盆缘斜坡相。斜坡相带发育有不同类型的碳酸盐重力流沉积，

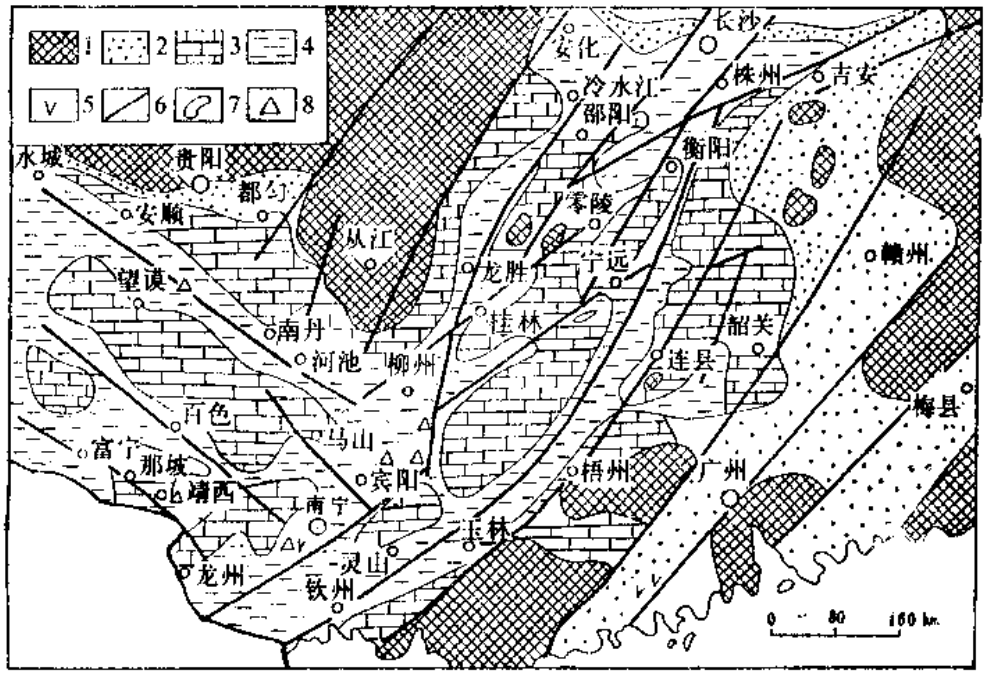


图 22　华南中泥盆世晚期—晚泥盆世早期古地理古构造略图

（据刘文钧1986年资料简化）

1—古陆；2—滨岸碎屑相；3—碳酸盐台地相；4—台盆相；5—火山活动；6—同沉积期基底断裂；7—岩相界线；8—重晶石矿床

❶ 刘文钧，华南泥盆纪古构造轮廓，岩相古地理研究与编图通讯，1986年5—6期

包括碎屑流、颗粒流和浊流等。

本区台盆主要有北东向的南宁—安化台盆、灵山—衡阳台盆以及北西向的丹池台盆。台盆的形成与区域古构造，特别是同沉积断裂带有密切关系。从宏观上看，台盆沿区域性断裂带分布，并以它们为边界（沈德麒，1987）。

（二）泥盆纪古构造轮廓

华南泥盆纪的构造特点，一方面是继承发展了北北东、北东向为主的构造线，同时又有新的北西向构造线出现。由志留纪末期的挤压活动转化为泥盆纪的拉张活动，造成相间出现的地堑与地垒，在沉积盆地中表现为若干线状分布的台盆与孤立呈菱形或不规则形态的台地相间分布。

构造活动的一个重要特点是同沉积断裂活动十分活跃，直接影响和控制了盆地中沉积相的分异和演化。断裂活动方式除以扩张为主外，东部地区还有走滑运动。

纵贯湘桂两省（区）的北北东—北东向的龙胜—冷水江断裂和钦州—灵山断裂，是本区泥盆纪最重要的同沉积断裂带。北西向断裂集中分布在柳州以西地区，如丹—池断裂、马山—宾阳断裂、百色断裂和富宁断裂。它们的活动形成了台、盆交错的桂西坳陷带，并伴有多次火山活动。其中丹—池断裂向北西伸入贵州西部水城附近，卢重明（1986）称它为紫云—南丹深断裂带或地堑带，在泥盆纪中晚期、石炭纪末期属强烈拉张期。由该断裂控制的南丹—大厂一带的台盆沉积物中发现有凝灰物质存在。在广西西南部的那坡、靖西、龙州等地的构造活动更为强烈，因而形成典型的深水陆坡相沉积，而且出现多次海底基性火山喷发活动，形成厚达700m以上的碱性玄武岩。

综上所述，泥盆纪的沉积特征和古构造轮廓有如下四个特点：

1．沉积盆地呈线状延伸；

2．纵向剖面序列变化较大，由碎屑岩→浅海及深水碳酸盐岩、硅质岩夹火山岩组成。横向可由浅海相迅速变为深水相，其间有多种类型的重力流沉积；

3．火山岩多具双模式组合特点；

4．同沉积断裂活动强烈而频繁，具扩张走滑特点，形成交错出现的地堑和地垒。构造活动具明显的节奏性，与岩相变化和火山活动同步进行。

由上述盆地的形态、沉积、构造和火山作用看，可知本区泥盆纪盆地与裂陷槽的特征是十分相似的。

二、矿床的时空分布与成因类型

本成矿区重晶石矿床为数众多，分布广泛，具面型分布特点，已发现各种类型重晶石矿床（点）上百处。从矿床的空间分布看，主要集中于广西、湘南和粤北，尤以广西境内为最多。从矿床的赋存层位看，主要为泥盆系、次为石炭系、侏罗系和白垩系等(图21)。

本区沉积、层控两类重晶石矿床具有层（层位）、相（沉积相）、位（构造位置）三位一体成矿的时空特点，于特定的地层时代受沉积相和同沉积断裂的控制明显，尤以泥盆系所见最为清楚。沉积型矿床主要位于台沟相带或台盆，层控型矿床则多位于碳酸盐台地相区。沉积、层控矿床均位于碎屑岩与碳酸盐岩相变带的碳酸盐岩一侧，剖面上位于碎屑岩之上的碳酸盐岩底部，或碎屑岩之下的碳酸盐顶部。上述有利成矿的沉积相带，都受区域构造，特别是同沉积断裂带的控制，这种受构造控制为特征的岩相古地理带被称为构造岩相带。

从成因类型看，绝大多数为层控型，次为沉积型、热液型和残、坡积型。残、坡积型重晶石矿床常与原生矿床相伴，多见于第四系，如广西象州、武宣等县，本节只就沉积型、层控型和热液型三类矿床分别论述。

三、沉积型重晶石矿床

（一）概述

本区沉积型重晶石矿床见于贵州镇宁、广西来宾和粤北阳山等处，前二者产于上泥盆统，后者赋存于下石炭统。矿体产出层位固定，呈层状、似层状、透镜状产出，与围岩整合接触。围岩岩性单一。来宾古潭矿床围岩为硅质岩，阳山石槽矿床围岩为生物碎屑灰岩，无蚀变矿物。矿体与围岩的含矿性为逐渐过渡，沉积环境相似。矿石多为粒状、花岗变晶、破碎等结构，和以块状、角砾状为主的矿石类型。矿石化学成分简单，金属硫化物含量少（表23）。

表 23　黔桂湘粤成矿区沉积型重晶石矿床地质特征简表

成矿分区		黔西南	桂中	粤北
矿床名称		贵州镇宁乐纪矿床	广西来宾县蓬村古潭矿床	广东阳山县石槽矿床
沉积环境		台盆相	台盆相	陆棚相
层位		上泥盆统响水洞组（D_3x）	上泥盆统榴江组（D_3l）	下石炭统大塘阶石磴子段（C_1ds）
主岩		硅质岩	硅质岩	生物碎屑灰岩
矿床形态		层状、似层状，三层矿共厚11.78m	层状、似层状、透镜状，矿体厚1—4m，个别地段达10m	似铁饼状
矿物成分		重晶石、石英、铁质、泥质等	重晶石为主，含少量石英、碳酸盐、水云母、铁质等	重晶石为主，次为方解石、黄铁矿、方铅矿、泥质物
矿石结构		粒状、花岗变晶结构	粗、中、细粒结构	花岗变晶结构、破碎结构等
矿石自然类型		块状、条带状、眼球状等	块状为主	块状、角砾状
矿石化学成分（%）	$BaSO_4$	76—94	50—98	30—>90
	SiO_2	5—20		
	Al_2O_3	0.25—0.52	<3	
	Fe_2O_3		<3	
	水溶盐	<0.07	<0.1	

（二）成矿条件与成因简析

矿床具有地层、沉积相、构造位置三位一体的时空特点。如来宾重晶石矿床产于晚泥盆世，位于龙胜—冷水江同沉积断裂所控制的南宁—安化台盆。又如本成矿区西北的贵州镇宁晚泥盆世台盆台沟相带的沉积重晶石矿床，同样受紫云—南丹同沉积断裂的制约。构造活动直接控制着沉积相古地理格局，诸如沉积相带、盆地形态、成矿带无不与同沉积断裂带的展布一致。前已叙述，本区泥盆纪盆地具有裂陷槽性质，裂陷槽中具有继承性活动

的同沉积断裂是地壳上重要的热异常区。可见同沉积断裂起着导矿作用，与成矿物质来于深源有关。

从来宾古潭矿床的地层纵向剖面看，重晶石沉积紧接硅质岩沉积之后，产于硅质胶体的共生沉积物之中。硅质岩是浅海盆地化学沉积产物，而现代海水中$BaSO_4$是不饱和的。已知硅酸盐溶液利于硫酸钡的溶解，那么硅酸盐溶液就有可能成为钡的载体。它们相伴从深部循活动断裂渗滤带导入海盆，由于硅酸饱和首先沉积为硅质岩，使海水中硅酸浓度降低，出现溶解硫酸钡的强度渐弱的局面，于是$BaSO_4$便紧接硅质岩之后沉淀成为矿床。

这种顺理成章的推测，从研究较详的广西丹池地区大厂一带的泥盆系看，也可得到佐证。大厂一带的上泥盆统榴江组下部硅质岩，据张国林等（1987）研究，是沿深大断裂上升的海底火山热泉（喷气）携带大量的硅质在海水中沉积形成的。其中赋存的锡石-硫化物的稳定同位素特征：$\delta^{34}S$为－8.5—＋11.8‰，具岩浆硫和地层混合硫特点；$\delta^{18}O_{H_2O}$值一般变化范围是＋5.9—＋12.2‰，与一般火山作用的$\delta^{18}O_{H_2O}$值＋5.2—＋13‰相当，其铅同位素模式年龄明显集中于150—200Ma和300—400Ma，后者与晚泥盆世相当；矿床中方解石碳同位素$\delta^{13}C$值为－1—－9.0‰，与海底火山热泉中二氧化碳气体的$\delta^{13}C$（－1.1—－9.1‰）值相当，均表明是海底火山热泉（喷气）沉积成因。

据此，来宾一带的上泥盆统榴江组硅质岩就应与大厂一带的上泥盆统榴江组硅质岩的成因相同，它们不但层位、沉积相相同，且均位于由同沉积断裂控制的台盆之内（大厂所在台盆为丹—池同生深断裂控制，来宾所在的台盆由龙胜—冷水江同生深断裂控制）。那么，与硅质岩共生的重晶石矿床的成因亦应相同，同属火山海底热泉（喷气）沉积成因或热水沉积矿床。

据南方岩-古研究报导（1988）：在钦州一带石炭系剖面中见有中性凝灰岩，推测石炭纪有火山喷发。可见产于阳山石槽早石炭世的重晶石矿床也有可能是海底火山热泉（喷气）沉积成因。而该矿床重晶石硫的同位素组成$\delta^{34}S$为＋24.8—23.6‰（据化工部地勘公司广东地勘大队），高于石炭纪海水的$\delta^{34}S$（＋18‰）值，表明硫源与海水硫酸盐有关。

（三）矿床实例：广西来宾县古潭重晶石矿床

古潭重晶石矿床位于来宾县城东南40km，大瑶山隆起的西部边缘，构造线大都为北北东或南北走向。出露地层有中、上泥盆统、石炭系、下白垩统和第四系，未见火成岩。

1．含矿地层岩系

矿区为一背斜构造，核部为中泥盆统东岗岭组，向两翼依次为上泥盆统榴江组、下石炭统岩关阶等组成（图23）。上泥盆统榴江组下段（D_3l^1）是本矿区的含矿层。从上到下为：

上覆层位：榴江组中段（D_3l^2）：以扁豆状灰岩为主，下部常见夹薄层硅质岩。与下伏榴江组下段含矿层整合接触。本层厚122m。

含矿层位：榴江组下段（D_3l^1）：主体由硅质岩组成，近底部有一层8—10m的中粗粒砂岩透镜体；上部渐变为泥质硅质岩、硅质泥岩、绢云母粉砂质泥岩及少量硅质结核等。顶部夹一层重晶石矿，厚4m。重晶石矿体产于由硅质岩向上渐变为泥质岩或粉砂岩的过渡层位上，此层岩性比较稳定，与下伏东岗岭组整合接触，厚度150m左右。

下伏地层：中泥盆统东岗岭组（D_2d）：为中层状泥晶灰岩、泥岩、页岩及薄至中层状含燧石团块泥灰岩。

2．矿层产状及规模

重晶石矿见于洪山背斜东西两翼，含矿层长达10km，矿体呈层状、似层状、透镜状不连续分布。已知单个矿体长150—300m，厚1—4m，个别地段为5.8—10.6m，矿体倾角25°—70°不等，以缓倾斜为主，如表24。

3．矿石质量及类型

矿石为灰白色—深灰色。同一矿层中，底部为粗—中粒状，上部为中—细粒致密状，微层理发育，可见缝合线构造，比重4.235—4.407。矿物成分主要为重晶石，含少量石英、碳酸盐矿物、水云母、铁质等。矿石类型有三：

（1）细粒块状矿石：含$BaSO_4$ 95—98%，为一级品。

（2）细—中粒矿石：含$BaSO_4$ 85—95%，属二级品。

（3）粗粒矿石：含$BaSO_4$50—85%，质量较差。

从上述矿石类型看，矿物颗粒越细，越致密，品位越高。杂质除沉积期带来的少量泥质硅质之外，别无其它，属单一重晶石矿床。$BaSO_4$与SiO_2含量相加为97—99%，互为消长关系，Al_2O_3、Fe_2O_3多在3%以下，水溶盐＜0.1%，含Cu、Pb、Zn微量，含锶可达0.3%左右。

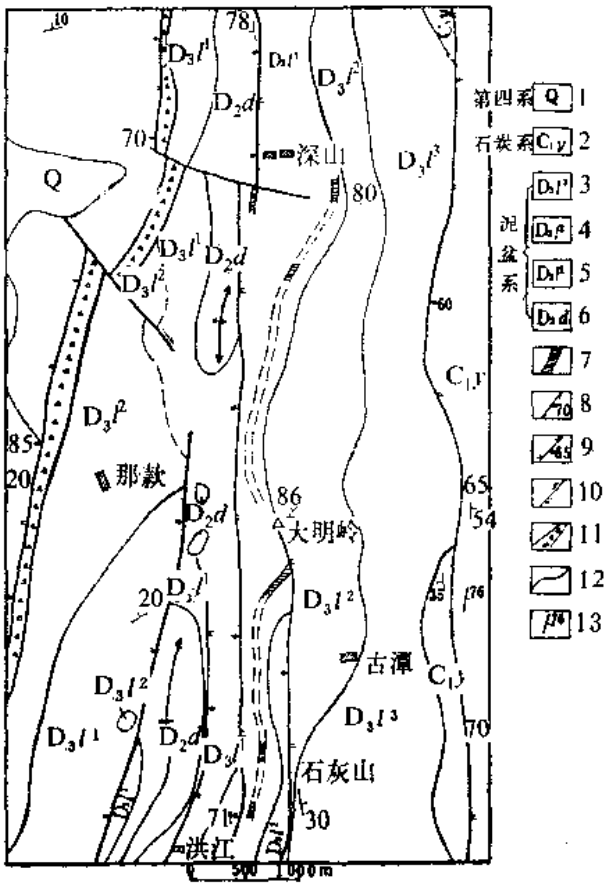


图 23 广西来宾县古潭重晶石矿床地质略图

（据广西第七地质队）

1—第四系；2—岩关阶；3—榴江组上段；4—榴江组中段；5—榴江组下段；6—东岗岭组；7—沉积重晶石矿层；8—正断层；9—逆断层；10—平推断层；11—角砾岩化带；12—地质界线；13—产状

四、层控型重晶石矿床

（一）概述

本区层控型重晶石矿床的产出层位以泥盆系为主要（桂中、粤北），其次为侏罗系（粤南南海）、震旦-寒武系（桂东北永福）等。控矿主岩有碳酸盐岩、碎屑岩两类。矿体在特定的地层内以张性断裂为主的空间以充填方式赋存。矿体的产状和形态与断裂的产状、形态一致。围岩蚀变显低温特征，以硅化、碳酸盐化为普遍。矿物成分除重晶石和脉石矿物石英、碳酸盐矿物外，一般见有黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿等硫化物。矿石类型有块状、角砾状、浸染状等（见表25）。一般可分出三个矿化阶段：早期为硅化，中期为重晶石沉淀期，晚期重晶石矿化微弱，常伴有金属硫化物。断裂型重晶石矿体普遍具有“上厚下薄、上富下贫”的富集规律。

（二）成矿控制条件

1．层、相、位三位一体的时空规律

表 24 矿体规模、产状表

矿段名称	矿层厚度 (m)	矿体长度 (m)	矿体产状 倾向/倾角	$BaSO_4$ (%)
甘　桂	0.9—1.1	150	180°/26°	77.72
洪江南	1.2—2.9	150	100°/50°	59.14—91.48
洪江北	1.3—4.3	200	170°/30° 280°/40°	77.84—95.24
古　潭	1.95—10.6	300	95°/30°—45°	55.63—93.74
深　山	1.30—1.60	>200	265°/68°	92.24
深山残、坡积层	3.5—4.0	200	含矿率： 20—30%	99.19

表 25 黔桂湘粤成矿区层控型重晶石矿床特征简表

成矿分区		桂　中	粤　南	粤　北
矿床名称		广西象州县潘村矿床	广东南海县三山矿床	广东韶关市黄岗山矿床
层　位		中泥盆统应堂组下段（D_2y^1）、下泥盆统四排组（D_1s）	侏罗系上统塘厦群	中泥盆统棋子桥组（D_2q）
主　岩		页岩、碳酸盐岩	石英砾岩	灰　岩
控矿构造		区域逆断层上盘的北西向和南北向张性断裂带	断裂破碎带	层间裂隙带
围岩蚀变		硅化蚀变带、重晶石化、碳酸盐化	硅　化	硅化、黄铁矿化、大理岩化、绢云母化、退色现象等
矿体形态		脉状、透镜状、陡倾斜，矿体厚度1—6m，最厚19.81m	脉状、透镜状、网脉状，矿体厚0.45—2.4m，平均0.95m	似层状、透镜状、小团包状，矿体厚1.5—6.3m，最厚12.6m
矿物成分		主要为重晶石，次为石英、方解石、白云石、黄铜矿、黄铁矿等	重晶石为主，石英次之。局部见方铅矿、闪锌矿、黄铁矿等	重晶石为主，次为石英、褐铁矿、白钨矿、黄铁矿、方解石、萤石等
矿石结构		粒状、板状、压碎等结构	细粒结构	粒状、放射状、压碎等结构
矿石自然类型		块状、斑杂状	块状、角砾状	块状、浸染状
矿石化学成分（%）	$BaSO_4$	块状矿石 92.44—98.82	平均　73.75	27.01—48.91 最高72
	SiO_2	0.21—4.80	21.91	
	Al_2O_3	0.048—1.18	0.77	
	Fe_2O_3	0.060—0.76	1.30	
	水溶盐	0.015—0.22		

本区层控重晶石矿床的控矿因素，和前述沉积型重晶石矿床的成矿条件相似，也具有层（层位）、相（沉积相）、位（构造位置）三位一体的时空规律。以桂中成矿分区为例，该成矿分区象州、武宣一带有重要的层控型重晶石矿床，位于龙胜—冷水江断裂带的旁

侧。该断裂北起湘中冷水江市以北，向南经龙胜至桂中武宣一带，长数百公里，宽仅十余公里。断裂出现于加里东晚期，在晚泥盆世的同沉积活动，造成长数百公里的南连大陆坡盆地，盆地东缘常发育盆缘斜坡相沉积，组成一个构造岩相带（刘文钧，1986）。该构造岩相带是本区的一个重要多金属-重晶石成矿带，可分碳酸盐台地相、生物礁相两种控矿类型。主要控矿层位是泥盆纪海侵旋回由碎屑岩向碳酸盐岩过渡的四排期地层；灰岩夹泥岩、泥质灰岩组合是重晶石的主要控矿岩性。主要控矿构造是北北东向桐木断裂和北东向通挽挤压带的深层构造转折部位及北东向断裂派生的北西向断裂构成的“Y”型构造复合部位控制矿床和矿田的分布（南方岩-古研究报导，1988）。由上述可知，层、相、位三位一体的成矿规律是清楚的。

2．生、储、盖组合的控矿特点

本区层控型重晶石矿床具有生、储、盖组合特点：成矿钡质为多源(深源、地层源)，硫源主要来自蒸发岩。盖层如象州矿田中泥盆统应堂组上段主要为页岩、泥岩夹少量灰岩，厚达280—440m，塑性好，渗透性弱，具备良好的盖层条件；下伏应堂组下段及下泥盆统四排组的岩性以灰岩、泥质灰岩夹白云岩为主，厚达900m左右，脆性好，易碎裂成为容矿空间，具备着储矿条件。在桂东北永福震旦-寒武系的重晶石矿床的容矿岩性是易于碎裂的砂岩、板岩和硅质岩，其盖层是不整合面上的泥盆系，重晶石矿脉穿到不整合面就突然尖灭，不再向上穿入。总之，生、储、盖组合的控矿特点也是明显的。

（三）成矿作用简析

1．物质来源

（1）钡源

由表26知，控矿地层岩石的钡含量均高于地壳沉积岩的同类岩石的钡丰度，一般可达1—3个数量级。粤北韶关黄岗山控矿地层泥盆系中统棋子桥组碳酸盐岩的Ba显然高于上覆地层石炭系下统同类岩石的Ba含量。桂东北永福里旺控矿地层震旦系上统砂岩的Ba也高于上覆泥盆系同类岩石的Ba含量3.7倍。均表明成矿Ba源有来自围岩的可能，控矿地层可能就是钡源层。

表 26　部分层控型重晶石矿床控矿地层岩石的钡含量（ppm）

矿　床	地　层	页　岩	碳酸盐岩	砂　岩	板岩	硅质岩	资　料　来　源
广西象州 潘　村	D_2 D_1s	700—20000 300—5000	5000—30000 5000—20000				广西第七地质队，1983
广东韶关 黄岗山	上覆地层 C_1 控矿地层 D_2q		<100—300 4000—8000				广东706地质队，1981
广西永福 里　旺	上覆地层 D 控矿地层 $\in_1 q$ Z_2			1000 3700	3300	 10000	广西桂林地区地质队，1982
Ba在地壳沉积岩石的丰度		580	10	×·10			中科院贵阳地化所简明地球化学手册，1977

但从桂中象州、武宣一带的地质构造背景看，成矿物质有明显的来于深源的迹象。象

州、武宣地区正位于龙胜—冷水江构造岩相带上，在晚泥盆世的同沉积活动期，有沿该深大断裂上升的海底热泉（喷气）携带大量硅质、钡质于来宾古潭形成沉积型重晶石矿床，而象州、武宣一带的层控型重晶石矿床主要受控于下泥盆统四排组，产于区域性桐木断裂和通挽挤压带所派生的次级断裂中。在晚泥盆世，象州、武宣的下泥盆统四排组早已压实固结成岩，由于北北东的龙胜—冷水江深断裂的同沉积活动，势必波及象州、武宣一带的四排组地层产生派生断裂。可以设想，当成矿物质沿深断裂上升导入于来宾晚泥盆世海盆形成沉积重晶石矿床的同时，在象州等地就同样可能有沿深断裂上升的成矿物质进入四排组派生断裂中成为重晶石矿床。从象州矿田重晶石矿化阶段看，早期为硅化，在断裂带普遍形成硅化蚀变带成为重晶石矿脉的直接围岩，中期为重晶石沉淀期。表明硅酸盐溶液是钡的载体，与本区来宾古潭先沉积硅质岩，后沉积重晶石矿床的形成机理相似。据此可认为本区层控型重晶石矿床的成矿钡质来自深源是主要渠道。至于控矿地层钡的高丰度当与陆源无关，无疑是也来于深源借助深断裂上升于四排期沉积物中而分散存在，在后期也可能被活化参与成矿作用，表明钡源是多渠道——深源和地层源。

（2）硫源

由表27知，象州寺村矿床的硫同位素组成：$\delta^{34}S_{重晶石}$ 为 +27—+19.9‰，$\delta^{34}S_{硫化物}$ 为 +16.8—+4.3‰；永福里旺矿床的硫同位素组成：$\delta^{34}S_{重晶石}$ 为 +13.9—10.1‰，$\delta^{34}S_{硫化物}$ 为 +34.8——0.2‰。除永福的硫化物中有单件为−0.2‰外，其他不论是硫化物，还是硫酸盐矿物，均系正值。暗示着硫源与蒸发岩有关，少有岩浆硫参与。据沉德祺（1987）报导：本区泥盆纪局限台地有含石膏的微晶灰岩和白云岩沉积。此可说明象州重晶石矿田的成矿硫源是与泥盆系蒸发岩有关（泥盆纪海水硫酸盐$\delta^{34}S$高点值为 +25‰）。

表 27　部分层控型重晶石矿床的硫同位素组成

矿　床	层　位	$\delta^{34}S_{重晶石}$（‰）	$\delta^{34}S_{硫化物}$（‰）	资　料　来　源
广西象州寺村	D	+27—19.9	+16.8—+4.3	广西第七地质队1987
广西永福里旺	Z	+13.9—+10.1	+34.8——0.2	广西桂林地区地质队1982

2．成矿温度

广西象州矿田的重晶石包裹体测温（表28）；普和矿床均一法温度是160—273℃，平均233℃；爆裂法温度最高值达370℃，平均277℃（广西第六地质队）。潘村矿床均一法温

表 28　部分层控型重晶石矿床的重晶石包裹体温度测定

矿　床	温度测值（℃）		气液比	资　料　来　源
	均一法	爆裂法		
广西象州普和	160—273 平均　233	142—370 平均　277		广西第六地质队，1985
广西象州潘村	176—276.5 平均　220		16%	贵州地矿局103地质大队实验室，1988
广西永福里旺	105—270			广西桂林地区地质队1982

度是176—276.5℃。平均220℃（贵州地质103队实验室）。两家在同一矿田的不同矿床的均一法测温结果基本一致，其成矿温度应确信无疑，属中温范畴。另广西永福里旺矿床的均一法测温为105—270℃，属低—中温成矿。

3．矿质运移与沉淀

据前述成矿钡质有深源和地层源，硫源以蒸发岩为主要来源分析。深源钡由硅酸盐溶液为载体沿断裂渗透带上升到容矿层，因上覆层遮挡受阻而停聚于断裂空间，与天降水溶解蒸发岩形成的SO_4^{2-}—HCO_3^-型水相遇。由于物化条件的变化，促成硅胶凝聚首先沉淀形成硅化蚀变带，而Ba^{2+}则被释放出来与SO_4^{2-}结合形成重晶石脉。当SiO_2、$BaSO_4$相继从溶液中沉淀后的剩余溶液中出现HCO_3^-饱和状态，于是紧接着沉积出方解石和白云石。据象州潘村重晶石全岩样测定：Eh＝370mv，pH＝6.58，表明重晶石是在弱酸性→弱碱性过渡的氧化环境中生成。地层钡源可能是由溶解蒸发岩而形成的氯化物卤水萃取并运移。

（四）矿床实例：广西象州县重晶石矿田潘村矿床

广西象州县重晶石矿田有圣母岭、潘村、龙保、寺村、上山、普和、恩高七个矿床。其中潘村矿床位于象州县城北东30km，矿区面积47km²（图24）。

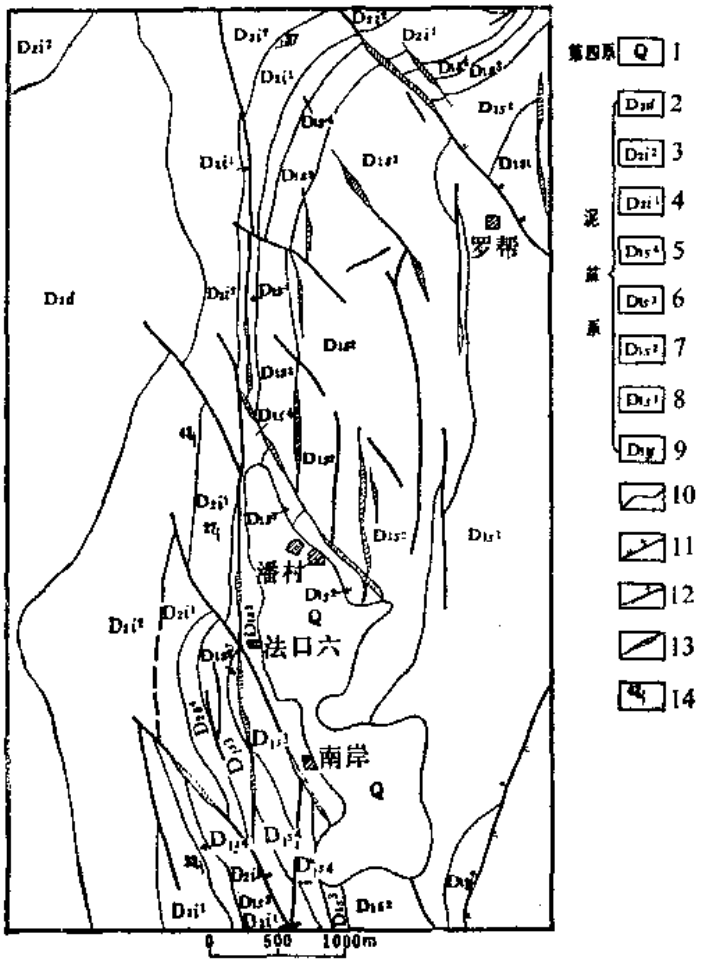


图 24　广西象州县重晶石矿田潘村矿床地质略图

（据广西第七地质队，1983）

1—第四系；2—东岗岭组；3—应堂组上段；4—应堂组下段；5—四排组第四段；6—四排组第三段；7—四排组第二段；8—四排组第一段；9—郁江组；10—地质界线；11—正断层；12—逆断层；13—矿体；14—产状

本区位于大瑶山隆起的西部边缘。出露地层有寒武系、泥盆系、石炭系及第四系。泥盆系中统应堂组（D_2y）下段和下统四排组（D_1s）是本区重晶石矿的控矿层位。桐木逆断层是本区的主干断裂，走向北东10°—20°，向北西倾斜，断距达1000m以上，贯穿全区。重晶石矿床多位于桐木逆断层上盘，远离该断裂，重晶石矿明显减少。

1．控矿地层岩系

控制本区重晶石矿的岩石组合，为中泥盆统应堂组和下泥盆统四排组的页岩，碳酸盐岩。从新到老为：

中泥盆统应堂组（D_2y）

（2）上段（D_2y^2）：上部为中层微细粒灰岩夹绿色页岩，中部为粉砂质页岩及泥岩，下部为灰绿色页岩夹中层细粒灰岩和少量生物碎屑泥质灰岩，厚度280—440m。

（1）下段（D_2y^1）：上部为中层细—微粒灰岩夹泥质灰岩，局部夹生物灰岩；中部以绿色页岩为主，夹少量生物碎屑泥岩、泥灰岩；底部为中层生物碎屑泥质灰岩或泥灰岩，厚度143—158m，是本区重晶石矿体产出层位之一。

下泥盆统四排组（D_1s）

主要岩石为灰岩、泥质灰岩，下部夹白云岩及页岩，沉积厚度752m，与下伏郁江组呈整合接触，为本矿区最重要的赋矿层位。

2．控矿构造特征

矿区为一单斜构造，地层平缓，倾角一般8°—35°。构造以断裂为主，褶皱不发育。控矿构造由近南北向、北西向两组断裂组成。

（1）近南北向断裂组：呈雁行排布，间距200—500m，长335—7570m，属张性。断层破碎带宽2—24m，一般上宽下窄呈楔状。浅部为硅化蚀变岩及重晶石矿脉，深部由碳酸盐化破碎灰岩、破碎页岩等组成。

（2）北西向断层组：亦呈雁列展布，间距一般为300—500m，长380—7050m，属张扭性。断层破碎带宽3—28m，浅部由硅化压碎岩、石英硅质岩及重晶石矿脉组成；深部为硅化、白云石化、方解石化碳酸盐岩，沿走向、倾向具膨缩现象。

上述南北向断裂普遍被北西向断裂所切错。两组断裂控制的重晶石矿脉，在平面上呈现出等距的菱形网格图象（图24）。

3．围岩蚀变

围岩蚀变有硅化、重晶石化、白云石化和方解石化。硅化在断层破碎带内普遍发育为硅化蚀变带，成为重晶石矿脉的直接围岩。硅化作用以地表或浅部最为强烈，往深部逐渐减弱；重晶石化发育于近矿围岩地段和硅化破碎岩带；白云石化较弱，方解石化在破碎带内及两侧围岩中普遍发育，局部可形成方解石岩。

4．矿床规模

潘村矿床南北长约10km，东西宽3—4km，由20条矿带，71个矿体组成。

矿体沿断裂大多呈陡倾斜脉状、透镜状产出（图25）。矿体长度一般为100—400m，最短几十米，最长达1038m；矿体厚度一般1—6m，最厚19.81m，沿走向比较稳定，倾向变化较大。延深多在100m以内，最大延深达280m。矿体总体变化趋势是：上厚下薄，上富下贫。

5．矿石质量

矿石特征及类型

矿石矿物成分主要为重晶石，局部见少量黄铜矿。脉石矿物主要有石英，方解石和白云石，少量黄铁矿，次生矿物有褐铁矿、孔雀石等。

矿石结构主要有半自形柱板状、它形粒状和压碎结构等，矿石构造有块状、角砾状和网状。矿石类型有三：

（1）块状重晶石矿石：杂质少，$BaSO_4$含量大于85%，多分布于矿体上部。

（2）硅化压碎状重晶石矿石：$BaSO_4$含量为20—85%，多分布于块状矿石侧旁和矿体下部。

（3）碳酸盐化压碎状重晶石矿石：$BaSO_4$含量为20—70%，多分布于矿体深部。

矿石化学成分如表29。

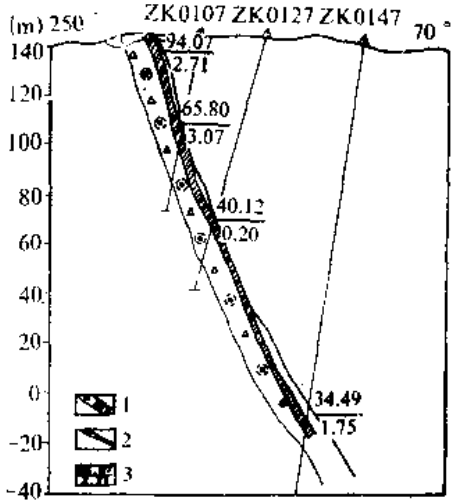


图 23 象州县重晶石矿田潘村矿床7线剖面图
（据广西第七地质队，1983）

五、热液型重晶石矿床

（一）概述

本区热液型重晶石矿床主要见于湖南衡南谭子山和桂西南靖西弄华两地，它们的成矿共同特点是与岩体有密切联系。前者产于下白垩统，与燕山晚期的酸性侵入体有关；后者产于下泥盆统，与中生代的基性侵入体有关。前者围岩为石英砂岩、石英岩，往往形成巨大的硅化蚀变带和退色带；后者围岩为泥岩、白云质灰岩，常见黄铁矿化、白云岩化、硅化、绢云母化等。矿体均产于断裂破碎带和羽状节理裂隙中，呈不规则团块状、囊状、透镜状、脉状等形态。厚度大，由数米到数十米不等。矿物成分以重晶石为主，夹少量石英。矿石结构有自形晶、板状晶体、粒状结构等和块状、角砾状、条带状三类矿石构造。矿石品位$BaSO_4$最高达95%以上。谭子山为重晶石单矿床，弄华分重晶石单矿床和黄铁矿-重晶石复矿床两类，详见表30和矿床实例。

表 29 潘村重晶石矿石化学成分

类别	矿石化学成分（%）					样品个数
	$BaSO_4$	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	水溶盐	
组合样	56.05—95.82	1.17—38.3	0.288—2.84	0.202—4.19	0.132—0.562	18
块状矿石	92.44—98.82	0.21—4.80	0.060—0.756	0.048—1.180	0.015—0.220	144
精矿（选矿后）	95.68—96.49	1.68—2.14	0.29—0.38	0.54—0.68	0.10—0.13	2

（二）成矿条件与成因初析

由于缺乏地层和岩体的地球化学资料和成矿元素、介质水等方面的稳定同位素数据，目前只能用传统的单一的地质方法作如下的试探性分析。

衡南谭子山矿床位于白垩纪衡阳断陷盆地，有燕山晚期的黑云母花岗岩侵入于下石

表 30　黔桂湘粤成矿区热液型重晶石矿床特征简表

成矿分区		湘　　南	桂　西　南
矿床实例		湖南衡南谭子山矿床	广西靖西弄华矿床
岩体成矿作用		与燕山晚期黑云母花岗岩侵入体有联系	与中生代基性侵入体有渊源关系
层　位		下白垩统顶部（K_1^2）	下泥盆统郁江组（D_1y）
主　岩		硅化石英砂岩、石英岩	泥岩、白云质灰岩
控矿构造		断裂破碎带，羽状节理裂隙	逆断裂及其构造破碎带
围岩蚀变		硅化带、退色带	黄铁矿化、重晶石化、炭化、硅化、绢云母化、高岭石化等
矿体形态		不规则团块状、囊状、网脉状，矿体厚5—65m，平均40m	脉状、透镜状、树枝状，矿体厚8—45m不等
矿物成分		重晶石为主、少量石英	重晶石为主，含少量石英、方解石、黄铁矿
矿石结构		自形晶、板状晶体	粒状、板柱状
矿石自然类型		块状、角砾状	块状、条带状
矿石化学成分（%）	$BaSO_4$	平均　94.88 最高　99.53	一般　60—80 最高　95.62
	SiO_2	0.16—9.5	3.06—17.26
	Al_2O_3	0.04—0.15	0.70—9.56
	Fe_2O_3	0.10—1.04	5.72—36.48
	可溶盐	0.17—0.74	0.24—7.88
其他元素		微量Cu、Pb金属硫化物和稀散元素Sr、Ti、V等	稀散元素：Se、Te、Ga、Au、Ti、U等

炭统和白垩系中，呈岩基、岩株、岩脉产出，并沿控矿断裂带延伸。控矿断裂带及其两盘近侧，发育有宽100—300m的硅化蚀变带，蚀变范围和矿化范围是重叠出现，蚀变强度和矿化强度呈正相关。重晶石于K_1^2层的破碎带及其侧旁羽裂中形成巨厚的矿体。黄铜矿则在下伏C_1硅化岩中沉淀。由上述成矿特点看，控矿因素有三：即酸性侵入体，张性断裂和硅化蚀变带。从单一的强烈的硅化蚀变带分析，热液中二氧化硅成分是相当富有的，似与酸性岩浆有关，可能属酸性岩浆热液成因。即燕山晚期花岗岩岩浆侵入期所形成的热液体系、循断裂流动首先使围岩硅化，继之在上部偏氧化环境沉淀重晶石，下部偏还原环境沉淀黄铜矿，在垂向上由上到下组成一个重晶石-黄铜矿成矿系列。

从靖西弄华矿床的地质特征看，该矿床受北西向那坡—龙州裂谷带控制。位于弄华背斜轴部。背斜北翼为平行于背斜轴的逆断层切割，并插入背斜轴部纵深部位，见有基性岩体侵入于该逆断裂中。可认为成矿热液与基性侵入体有关，该逆断裂就是矿液上升的通道。从围岩蚀变分析，有最强烈的黄铁矿化，并形成黄铁矿-重晶石复矿床，组成一个Ba-Fe的成矿系列；有一定规模的白云岩化，由灰岩在热液作用下，方解石被白云石取代形成次生白云岩；硅化却相对较弱，不像前述谭子山矿床能形成巨大的单一的硅化蚀变带。说明弄华矿床形成的热液中有丰度甚高的铁、镁元素，似与基性岩浆有关，可作为弄华矿床是

基性岩浆热液成因的直接证据之一。

弄华背斜轴部地层破碎，形成规模大小不一的众多断层，见下泥盆统郁江组下段泥岩逆掩到郁江组上段白云质灰岩之上，很显然上盘泥岩起了封闭遮挡作用，下盘白云质灰岩则因碎裂给成矿以充填空间。由此可知，含矿热液的发源、导出、扩散、封闭、分异、沉淀成为矿体，是受基性侵入体、逆冲断裂、地层岩性和围岩蚀变四个因素控制。

（三）矿床实例：广西靖西县弄华黄铁矿-重晶石矿床

弄华黄铁矿-重晶石矿床位于靖西县城西南13km，由富宁断裂转化而成的那坡—龙州裂谷带上。出露地层为中、下泥盆统。弄华背斜轴向北西西，轴部出露地层为下泥盆统郁江组，两翼为中泥盆统东岗岭组。岩层倾角20°—30°，南北两翼分别被区域性正断层和逆断层所切割。在矿区外围有中生代基性、超基性侵入岩及海底基性、酸性喷发岩。火山岩具双模式特点。

1．矿体产出层位、产状、形态和规模

本区重晶石矿床主要赋存于下泥盆统郁江组下段泥岩和上段白云质灰岩中，受断裂带控制。分重晶石单矿床和黄铁矿-重晶石复矿床两类，重晶石单矿床的矿体呈脉状、透镜状产出，矿体最大长度600m，出露宽度可达90m，一般宽40—50m。黄铁矿-重晶石矿体产状变化大，从缓倾斜到急倾斜都有，形态复杂，有透镜状、扁豆状、脉状、分叉状等(图26)。矿体一般埋藏较浅，部分出露地表。顶部埋藏深最大168m，厚度最大45m，一般15—25m。将V号矿段的矿体产出特征列于表31。

2．围岩蚀变

围岩蚀变有黄铁矿化、重晶石化、炭化、白云岩化、硅化、绢云母化和高岭石化等，其中黄铁矿化、重晶石化、炭化是直接的成矿标志。

（1）黄铁矿化：于矿体的直接顶板最为强烈，一般呈细脉网状、串珠状、呈散状分

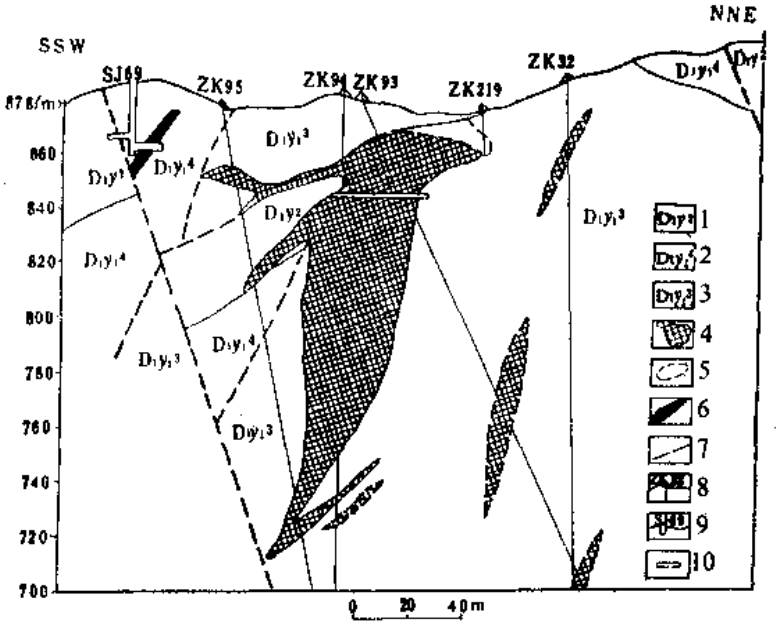


图 26　靖西县弄华黄铁矿-重晶石矿床9a勘探线剖面图

（据汤继新，1983）

1—下泥盆统郁江组上段；2—下泥盆统郁江组下段第四层；3—下泥盆统郁江组下段第三层；4—黄铁矿—重晶石矿体；5—褐铁矿体；6—重晶石矿体；7—推测断层；8—钻孔及编号；9—竖井及编号；10—窿道穿脉

表 31　V矿段矿体产出特征

矿体段编矿号	规模			矿体产状倾向/倾角（度）	平均品位（%）		形态
	走向长（m）	斜深（m）	厚度（m）		S	$BaSO_4$	
V-1	345	245	15—40	SSW/10-75	35.39	70.74	透镜状、扁豆状、脉状
V-2	206	60—160	13—45	SW/25-35	32.00	80.53	不规则透镜状，有分叉现象
V-3	100	45—70	8—12	NE/30-35	21.76	49.91	扁豆状、透镜状、分枝状
V-4	200	150	29(最大)	SW/70	16.10	63.32	

布。常使矿体和围岩成渐变过渡关系，靠取样化验圈定矿体。

（2）重晶石化：多位于浅部地带，往深部逐渐减少到消失。

（3）炭化：矿体顶底板附近，破碎带中，形成含炭质较高的黑色软泥。

（4）白云岩化：围岩中灰岩类岩石，在热液作用下，方解石被白云石所取代，形成次生白云岩。

（5）硅化：与黄铁矿化伴生，蚀变带较宽，使岩石变硬。

（6）绢云母化：在矿体顶、底板和破碎带中发育强烈，使岩石变软，呈细脉出现。

（7）高岭石化：常与绢云母化伴生，在破碎带中较强烈。

3．矿石特征

（1）重晶石单一型矿石：矿石呈灰白色，粒状、板柱状结构，块状和条带状构造。主要由重晶石组成，含少量石英、方解石、黄铁矿及炭泥质物等。黄铁矿呈浸染分散状，不规则条纹状分布。石英呈它形粒状不均匀分布，$BaSO_4$含量最高95.52%，一般60—80%。据ZK47孔部分样品化验统计如表32。

表 32　矿石化学成分表

化学成分（%）				
$BaSO_4$	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	水溶盐
30.20—87.44	3.06—17.26	5.72—36.48	0.7—9.56	0.24—7.88

（2）黄铁矿-重晶石型矿石：浅灰—灰白色，晶粒状结构，块状、条带状及浸染状构造。矿石主要由重晶石和黄铁矿组成，含少量石英、炭质泥质物等。重晶石呈粒状，部分呈板状和柱状混杂分布，粒度0.1—0.5mm 居多；黄铁矿呈半自形、它形粒状，粒度0.02—0.06mm 聚集成块状、网状及浸染状分布于重晶石裂隙、孔隙间；石英呈它形粒状、弯曲状充填于裂隙中；炭泥质物则以浸染状分布。矿石含 $BaSO_4$40—70%，含 SiO_2 8—28%，比重4.27，其次有硒、碲、镓、金、铊、铀等稀有和分散元素，含量均微。

第五节　郯庐重晶石成矿带

一、地质构造背景

本成矿带位于山东东部，江苏北部和安徽中部，受郯庐深断裂带所控制。郯庐断裂呈北东向分布于中期地块东部，全长1600km（图27）。该断裂最初可能是一转换断层，在古

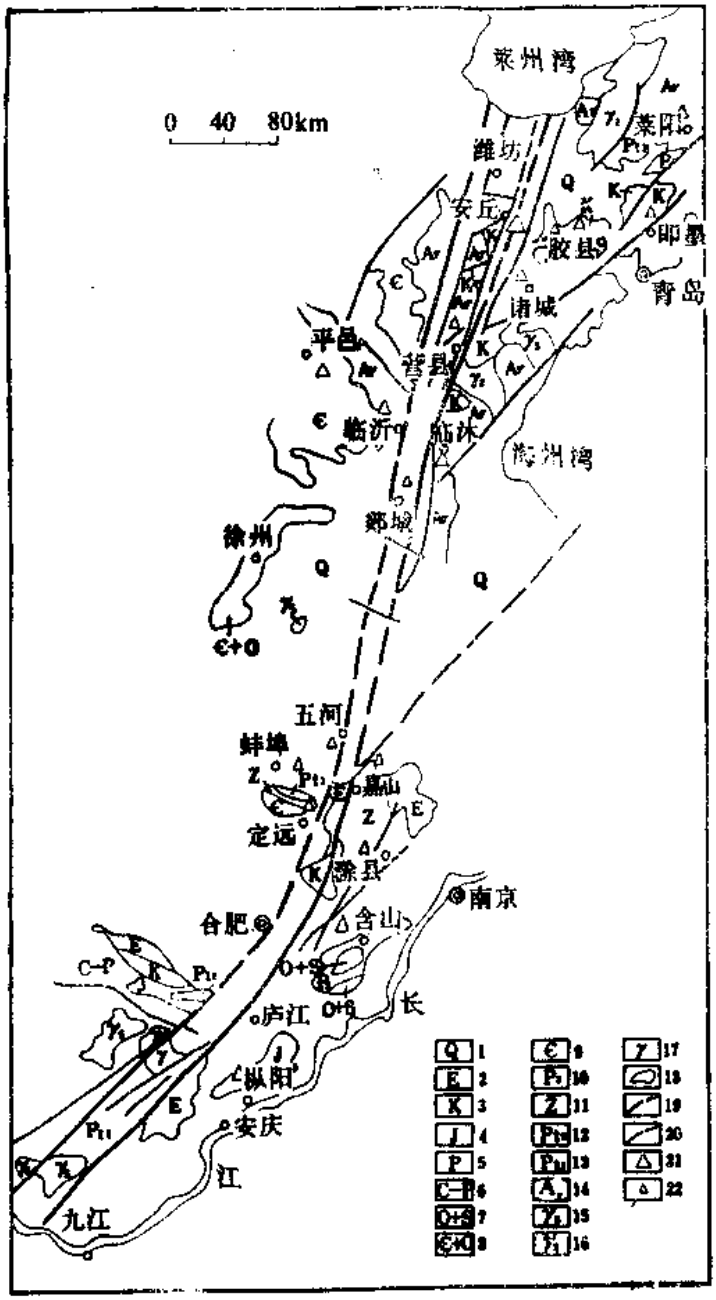


图 27　郯庐重晶石成矿带地质略图

1—第四系；2—第三系；3—白垩系；4—侏罗系；5—二叠系；6—石炭-二叠系；7—奥陶系、志留系合并；8—寒武系、奥陶系合并；9—寒武系；10—古生界；11—震旦系；12—上元古界；13—下元古界；14—太古界；15—花岗岩（燕山期）；16—花岗岩（元古代）；17—花岗岩；18—地质界线；19—实测及推测深断裂；20—实测及推测一般断裂；21—中型矿床（1—10Mt）；22—小型矿床（<1Mt）

生代至中生代初期，东段向北错开，至白垩纪中期，引张作用占主导地位。沿深断裂带及其附近，见有燕山期碱性及偏碱性侵入体，在白垩系中尚有粗面岩（李春昱等，1981）。在山东地区，依大地电磁测深资料，该断裂可深达上地幔。断裂带由2—7条近平行的主要断裂组成，表现强烈的动力破碎作用及动力变质作用，约在早白垩世末至早第三纪末为地堑型裂谷（徐嘉炜，1980）。郯庐断裂在山东又称沂沭断裂，由于它的长期活动而控制了本区的地质构造的形成格局和矿产的产出与分布特征，构成一条重要的受陆内裂谷控制的热液型多金属成矿带。

本区在地质发展历史上处于长期隆起状态，太古代地层广泛出露，盖层不发育。前震旦纪变质岩系以黑云母片麻岩为主，夹有大理岩透镜体；古生代地层大多缺失，或薄而分布零星；中生代侏罗纪、白垩纪地层发育，主要分布于断陷盆地中，岩性以碎屑岩及火山碎屑岩为主。

二、矿床的时空分布及矿床地质特征

本重晶石成矿带，北东从胶东半岛的莱阳、即墨、高密、胶县、安邱、诸城、向南经营县、临沭、平邑到安徽五河、蚌埠、全椒、含山等县止于长江北岸的枞阳，长800km，宽约120km，呈北北东-南南西向带状展布。重晶石矿床的分布受郯庐裂谷带的控制，直接产于裂谷内或沿裂谷旁侧分布。

重晶石矿床的产出层位，多数为白垩系青山组砂页岩和太古界泰山群黑云母斜长片麻岩及斜长角闪片麻岩。少数产于震旦、二叠、三叠系等。也有产于第四系的残积重晶石矿存在（安徽含山）。

由表33主要重晶石矿床的地质特征简表可知，本重晶石成矿带主要为含铅重晶石矿床（安邱宋官疃），受断裂控制，成矿与白垩纪崂山期酸性侵入体有关，即重晶石矿床的成矿时代为白垩纪末。

三、成矿条件与成因简析

本区成矿条件主要是构造和岩浆两个因素起主导作用。

（一）构造因素：在白垩纪开始转化为陆内裂谷的郯庐断裂带是控制成矿的主要构造条件；靠近该深大断裂带旁侧发育的北西向裂隙系统是矿液聚集和沉淀的空间。如安邱宋官疃、临沭岌山等矿床，所见大多数矿脉都是产于该方向的裂隙中。

（二）岩浆因素：成矿作用与酸性岩浆有关，即与白垩纪的崂山期末的酸性小侵入体有关，如常见花岗斑岩岩株出现于郯庐深大断裂带中及其近侧。侵入体接触带形成有矽卡岩型金属矿床，稍远见有中温热液充填交代型铅锌矿床，含铅重晶石矿脉均远离母体，形成低温裂隙充填矿床，水平分带清楚，如安邱宋官疃所见。

另外，重晶石矿床本身，有浅部的重晶石矿脉向深部即为石英、方解石脉所代替的垂直分带现象，以临沭岌山重晶石矿床较明显。

（三）氢、氧和硫同位素组成的参考值

山东安邱宋官疃重晶石矿床氢、氧和硫的同位素组成如表34。因系单件样，不能确切地揭示它们之间的内在联系，在这里供参考。从δD_{H_2O}值为$-83.2‰$看，正落入我国东部侏罗纪—白垩纪时期大气降水氢同位素等值线（δD：-70——$-90‰$）之间，但从石英的$\delta^{18}O$值$+16.83‰$，均一法温度165℃和石英—水分馏方程计算，获得$\delta^{18}O_{H_2O}$值是$+1.88‰$。考虑到大气降水的$\delta^{18}O$值>0者少见，暂且存疑。硫同位素特点是$\delta^{34}S_{重晶石}$为$+19.44‰$，

表 33　郯庐重晶石成矿带主要矿床地质特征简表

矿床名称		山东安邱县宋官疃矿床	山东临沭县崔山矿床
产出层位及围岩		白垩系青山组中部页岩	太古界泰山群（$A_r t$） 黑云斜长片麻岩、斜长角闪片麻岩等
控矿因素	构　造	北西向扭性裂隙	北西向张-扭性裂隙
	岩　体	与白垩纪崂山期末的酸性小侵入体有关	
围岩蚀变		硅化带、退色带、重晶石细脉矿化带	高岭土化、黑云母化、绿泥石化、硅化、绢云母化、绿帘石化等
矿体形态及厚度		脉状、透镜状、倾斜—陡倾斜 矿脉厚0.31—11.79m	脉状、树枝状 平均厚0.89—1.56m　最厚可达4m
矿物成分		重晶石、方铅矿、石英为主，黄铜矿、闪锌矿、黄铁矿、方解石为次	重晶石为主，石英、褐铁矿少量
矿石结构		粒状、纤维花岗齿状	板柱状、碎裂结构
矿石自然类型		块状、条带状为主	块状、角砾状为主
矿石化学成分（%）	$BaSO_4$	63.98—87.44	52.85—87.52
	SiO_2		4.56—33.94
	Al_2O_3		0.09—3.98
	Fe_2O_3		0.54—2.40
	水溶盐		0.08—0.69
	PbS	1—4	

表 34　山东安邱宋官疃重晶石矿床氢、氧、硫同位素测定结果表

矿　物	温度（℃）（均一法）	$\delta^{18}O$矿物（‰）	$\delta^{18}O_{H_2O}$包裹体(‰)①	δD_{H_2O}（‰）	$\delta^{34}S$（‰）
石　英	165	+16.83	+1.18	−83.2	
重晶石					+19.44
方铅矿					−4.92

①按$1000\ln a_{石英-水} = 3.42\times10^6T^{-2} - 2.86$公式计算

$\delta^{34}S_{方铅矿}$为−4.92‰，由于重晶石-方铅矿的共生温度未超过300℃，它们的硫同位素组成是不可能达到平衡的，也就不能了解其成矿热液体系的$\delta^{34}S_{\Sigma S}$值。从硫的同位素组成在花岗质岩石中的天然变化范围（$\delta^{34}S$：+25——10‰）对照表37数据，结合前述酸性小侵入体向外→矽卡岩型金属矿床→中温热液铅锌矿床→低温热液含铅重晶石矿床的成矿环带分析，重晶石矿床可能属酸性岩浆期后热液成因。由于同位素资料少而不全，有待以后深入研究。

四、矿床实例：山东安邱县宋官疃含铅重晶石矿床

矿区位于安邱县城南35km，沂沭深大断裂带（郯庐断裂带北段）的旁侧。前震旦纪

变质岩系及白垩纪地层分布广泛，古生代及新生代地层分布比较零星。岩浆活动大致分前震旦纪活动期及燕山期，中生代岩浆活动频繁，其中白垩纪侵入活动的特点是沿着北东向构造裂隙分布，如沿沂沭深断裂带有小岩株出现。

（一）矿区地层

矿区地层层序由新到老如下：

1．第四系（Q）：现代松散沉积物，与其他各时代地层均为不整合接触。

2．白垩系青山组：上部以火山质砂岩砾岩为主，厚度＞1046m；中部上段为页岩及砂岩，下段为火山质砂砾岩，大多数矿脉集中于该地层内，厚度＞3300m；下部以碎屑岩及火山碎屑岩为主，厚度＞2700m。

3．侏罗—白垩系：砂岩夹页岩，底部为石英砾岩，与下伏前震旦系为不整合接触，厚度284m。

4．前震旦系：黑云母花岗片麻岩夹大理岩透镜体。

（二）断裂控矿及矿体产状、形态特征

宋官疃含铅重晶石矿床受断裂控制，所有矿床都充填于大断裂旁侧的北西向断裂组中，在平面上呈首尾相衔的尖灭再现或侧现斜列的雁阵形式，面积100km²（图28）。共发现矿脉38条，单个矿脉长100—643m，厚0.51—12m不等。倾向SW，倾角＞55°，以70°左右居多数。有的矿脉含铅较高，可以达到工业要求。举黑石埠矿脉和河南头矿脉叙述其矿体产状、形态及其规模：

1．黑石埠矿床：矿体呈脉状，充填于白垩系下统灰绿色页岩的裂隙中，走向N15°—20°W，倾向SW，倾角60°左右，矿脉沿走向长600m以上。在地表出露部分最厚为3.5m，薄者仅0.2m。厚度由中间向两端变薄，含矿品位亦随之降低。沿倾斜方向厚度与品位也有变化，矿脉倾角不太稳定，一般规律是上部倾角较缓，下部倾角变陡。矿脉沿倾斜深度为120m，其尖灭部位往往为含矿细脉所代替。

2．河南头矿脉：矿体呈脉状，走向N20°W，倾向SW，倾角65°左右。围岩为白垩系下统页岩，长320m，厚度及品位在走向上都有变化，向深部一般是中部深度较大，向两端变浅，已知深达120m，推测最大深度在150—200m间。矿脉厚度为：含铅矿脉0.75—7.8m，重晶石矿脉为0.31—11.79m。

（三）围岩蚀变

1．硅化带：靠近矿脉的围岩，常有轻微硅化现象，硅化带宽1—2.5m。

2．退色带：发育于硅化带的外侧，灰绿色页岩受含矿热液的浸泡作用，使其变为灰白色，松散土状和层理不清，宽0.5—4m。

3．重晶石细脉矿化带：位于退色带外侧，围岩页岩无特殊变化，只是有无数的重晶石细脉密集穿插，其密集程度随着距主体矿脉的距离的加大而减退，矿化宽度在15—30m间。

总之，这种低温热液脉状矿床的围岩蚀变并不强烈，在矿脉上盘的蚀变带发育比较好，矿脉下盘的蚀变带一般狭窄，蚀变带总宽度20—30m。

（四）矿石特征与质量

1．矿物成分

矿物成分主要为方铅矿、重晶石和石英，还有黄铜矿、闪锌矿、黄铁矿、方解石和次

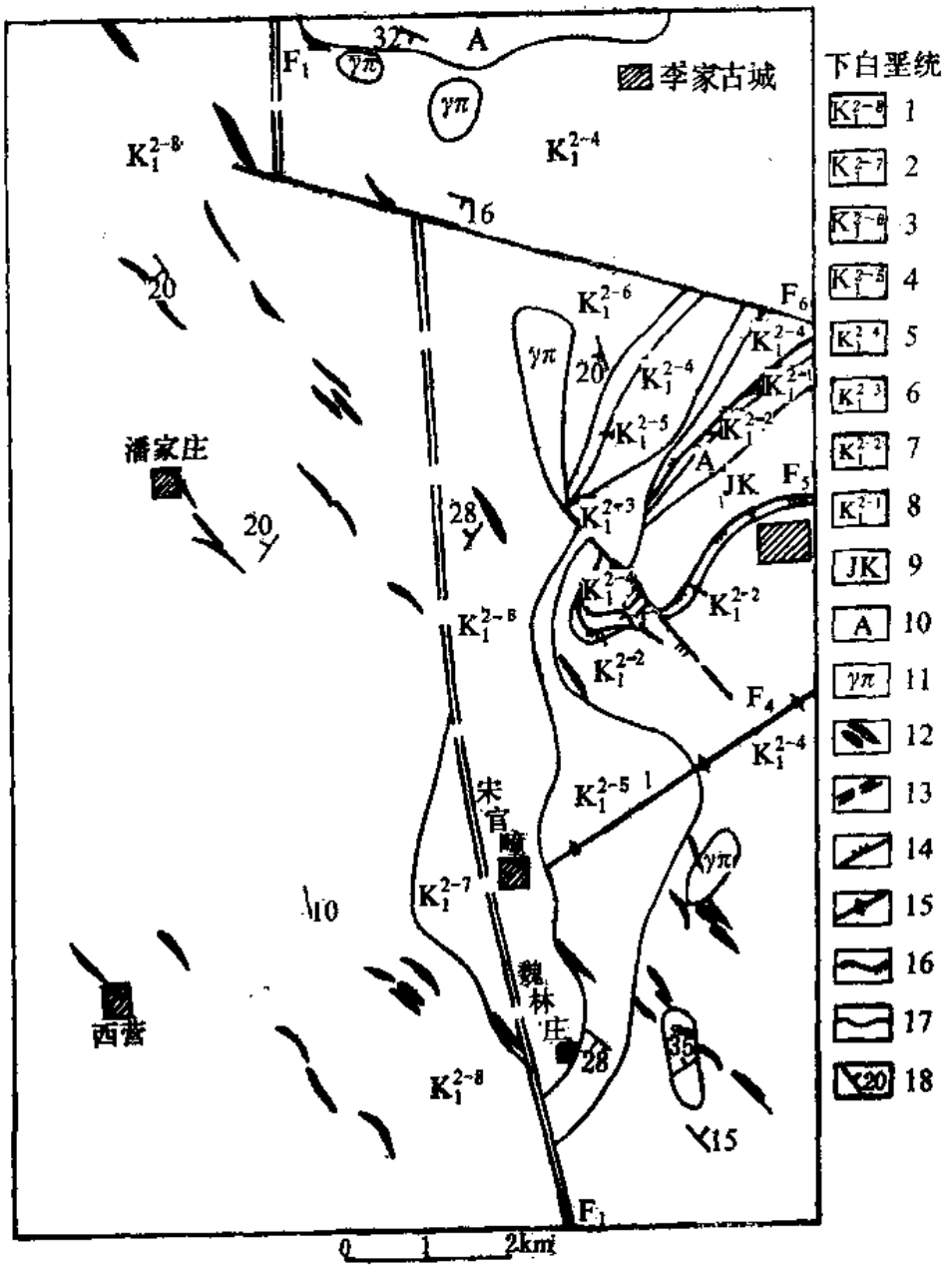


图 28　山东安邱宋官疃含铅重晶石矿床地质略图

（据山东昌潍第二地质队资料缩编，1961）

1—页岩夹薄层砂岩；2—粗砂岩与火山质砾岩互层；3—砂岩页岩夹灰岩；4—砂岩夹火山质砾岩；5—砂岩火山质砾岩；6—凝灰质砂岩石灰岩砾岩；7—巨砾岩砾石以片麻岩为主；8—凝灰岩及凝灰砾岩；9—侏罗白垩系石英砾岩砂岩与粘土质页岩互层；10—前震旦纪片麻岩；11—花岗斑岩流纹斑岩；12—含铅重晶石脉；13—大断裂；14—正断层；15—向斜轴；16—环状正断层；17—地层界线；18—产状

生矿物孔雀石等。

2．矿石结构构造与矿物世代

条带状构造：往往在矿脉的下盘比较发育，方铅矿多呈全晶质及不规则它形粒状与重晶石、石英紧密共生构成条带状。方铅矿的晶体有大有小，大者可见到完好的立方晶体，晶径 1—10mm，多见于矿脉的内侧。晶体小者与重晶石、石英混溶成雾状，多发育在矿脉的边部。

块状构造：这种矿石构造的特点是在重晶石脉中见石英块体很发育。在石英块体周围常常分布有完整粗大的方铅矿晶体。从石英块体本身含极微量的方铅矿和石英块体中捕虏的重晶石含方铅矿较多的情况看，这种结晶的方铅矿可能来源于早期含铅重晶石脉，石英块体本身的活动可能是第二次促使方铅矿富集。该期石英特点：白色，成不规则的细粒状或隐晶质集合体。

星点状构造：方铅矿成稀疏星点分散于重晶石脉中。重晶石具纤维花岗齿状结构，板状晶体，晶面常具弯曲状。

上述三种不同的矿石构造，一般是条带状构造发育在矿脉的边部，块状构造发育在内侧，而星点构造则限于矿脉的中间。在矿脉的垂直深度上也有变化，往往矿脉上部条带状构造比较发育，深部常变为块状构造，其矿物世代顺序大体是：

（1）石英-重晶石-方铅矿期：常形成条带状构造。

（2）石英-方铅矿期：常形成块状构造。

（3）重晶石结晶期：常形成板状晶体，含微量方铅矿。

（4）无矿石英期：成脉状，常见为玉髓、蛋白石等矿物。

3．矿石品位

含 $BaSO_4$ 63.98—87.44%，体重 3.89—4.28t/m³，均达到工业要求最低指标。含铅品位较稳定，一般为1—4%，矿石中还含有锌和铜，品位一般在0.03—0.13%之间。

第六节　太行—中条重晶石成矿带

一、地质构造背景

本成矿带包括冀西，晋南和豫北三个相联结的地域。大地构造位于中朝地块，山西断隆的东部和南部的太行山—中条山一带，东与华北断坳西缘的涿县—石家庄和邢台—安阳裂谷型断裂为边界（图29）。大地构造发展经历了太古代—早元古代的地台基底形成阶段，中元古代—三叠纪的地台盖层发展阶段，中、新生代地台活化阶段（杨森楠等，1985）。地台活化是与太平洋板块向西俯冲的活动有关，在燕山构造旋回表现为太行山的挤压隆起，喜马拉雅构造旋回表现为华北断陷的裂陷作用或裂谷化阶段。

最古老基底为太古界，如豫北的赞皇群、太行山区的阜平群和中条山区的涑水群，元古界有震旦系，古生界缺失上奥陶统—下石炭统。区内寒武、奥陶系均为一套浅海至深海相沉积，石炭、二叠系则为海陆交替相至陆相沉积。中生界分布不广，仅零星出露。新生界大多为内陆湖相碎屑岩沉积，或近代河床沉积。

岩浆侵入时代可分前寒武纪、华力西期、燕山期及喜马拉雅期，其中前寒武纪与燕山期侵入活动强烈。

二、矿床的时空分布与矿床地质特征简述

由河北西南部的邢台沿太行山向南到豫北的汲县、淇县、辉县，折向南西至山西南部中条山一带的浮山、翼城、夏县、平陆等县，均有重晶石矿床（点）发现。重晶石矿产出的地层及岩性多为寒武、奥陶系的碳酸盐岩。其次，在太古界阜平群、下元古界中条群余家山组大理岩、上元古界震旦系安山岩、上二叠统等地层也见有重晶石矿产出。近据报导：在邢台正北250km的涞源县也发现有产于奥陶系的沉积型重晶石矿床。

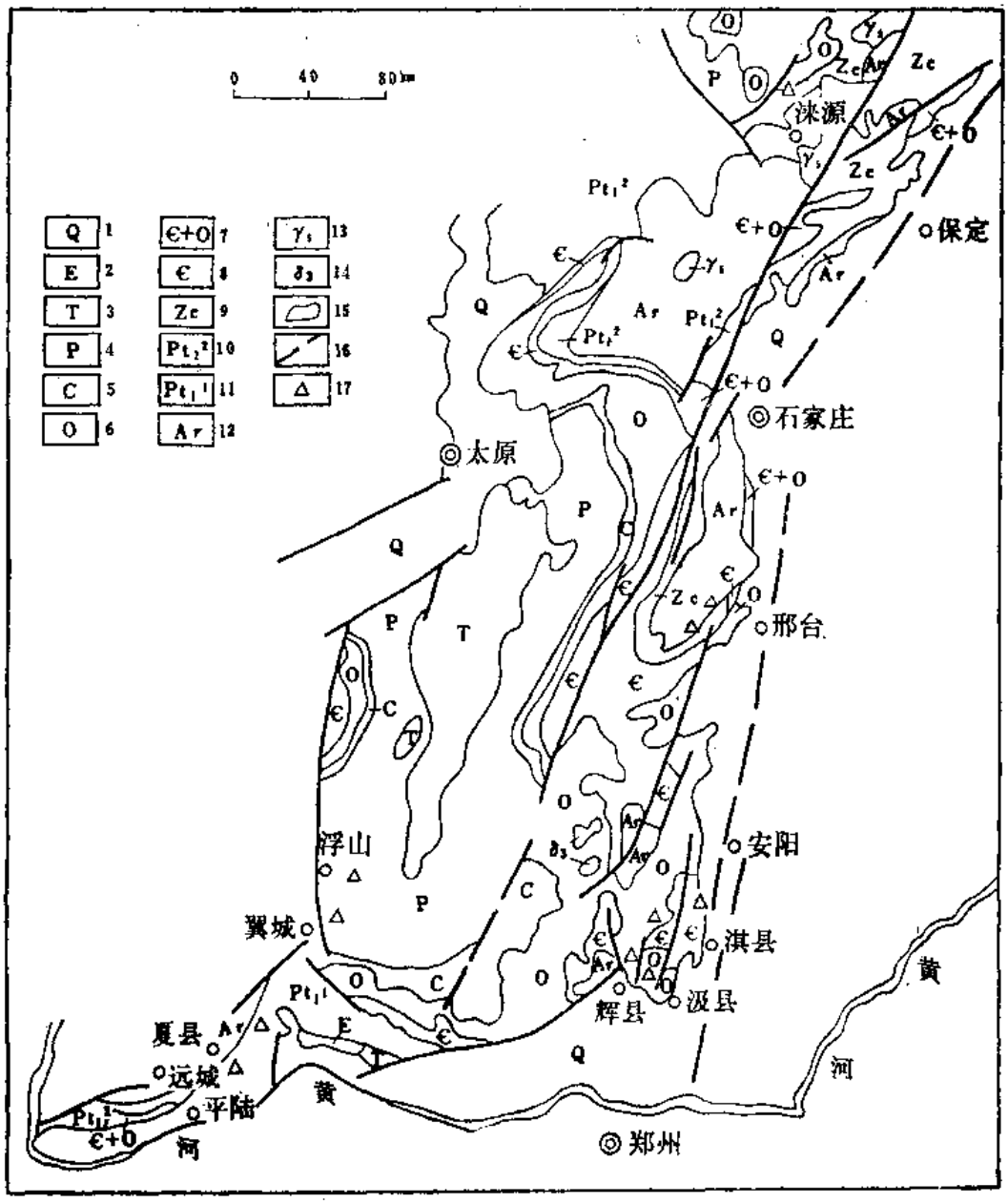


图 29　太行一中条重晶石成矿带地质略图

1—第四系；2—第三系；3—三叠系；4—二叠系；5—石炭系；6—奥陶系；7—寒武系＋奥陶系；8—寒武系；9—长城系；10—下元古界上部（中条群）；11—下元古界下部（五台群）；12—太古界；13—花岗岩；14—闪长岩；15—地质界线；16—实测及推测断裂；17—重晶石矿床（矿点）

成矿时代：根据本成矿带的控矿断裂系统多在中生代侏罗纪—白垩纪时期所形成，推测成矿时代当在燕山期。

重晶石矿脉大多受构造裂隙控制，以充填方式形成。矿体与围岩界线清楚。围岩蚀变微弱，常见有硅化、碳酸盐化。重晶石一般结晶良好，粒状结构，块状、角砾状构造。矿石矿物组分以重晶石（$BaSO_4$ 含量大多＞60%）为主，其次为石英、方解石和少量方铅矿、黄铜矿、萤石等。可分为五种类型：即重晶石型、石英-重晶石型、方解石-重晶石型、方铅矿-重晶石型和多金属-重晶石型。

三、控矿条件与成因简析

（一）地层、岩性控矿

矿床均赋存于一定的地层层位中。在中条山区重晶石矿床主要产在奥陶系下统含燧石灰质白云岩，寒武系中、上统鲕状灰岩、白云质灰岩，震旦系大理岩和中条群大理岩中。产于豫北寒武、奥陶系的重晶石矿床的层位及其岩性与中条山区完全可以对比。

和其它成矿区（带）的层控矿床相似，具有明显的储盖组合特点。如在中条山区见重晶石矿床通过下奥陶统燧石白云岩时就膨胀，通过泥灰岩时就收缩或尖灭。很显然，泥灰岩是起了盖层的作用。又如河南汲县大池山矿床，重晶石矿被限制在中寒武统张夏组底部紫色页岩和中奥陶统下马家沟组底部泥灰岩、页岩之间的碳酸盐岩层段。众所周知，页岩的渗透性弱，碳酸盐岩的渗透性强，碳酸盐岩无疑是成矿溶液的渗滤和成矿的较佳岩性。而页岩则起着盖层作用，使矿液到此不再分流它去，只能驯服地停聚下来沉淀成矿。所以储、盖组合是清楚的。

（二）构造控矿

重晶石矿床大都充填于构造裂隙之中，其矿体的产状、形态、规模和分布规律，均取决于构造裂隙的产状、形态和规模，以及裂隙系统的排布形式。如豫北汲县大池山重晶石矿床受“似涡轮状”断裂的控制，山西翼城三郎山重晶石矿床受“入”字型构造断裂的控制等。控矿断裂均被限于前述含矿地层的脆性岩层内，不论断裂构造形式和排布规律怎样，若作为重晶石矿床的贮藏空间，通过大量观察，发现这种赋矿断裂也受地层层位的控制。

控矿断裂多形成于中生代末的燕山运动，受太行挤压隆起带的总体制约。太行挤压隆起带是以断裂为主，伴有中酸性岩浆侵入，组成构造-岩浆活动带，构造线为NE—NNE。从区域矿带的构造控制的特征看，本区是以 NNE 向断裂为主。如 NNE 向浮山断裂控制着晋西南重晶石矿带，NNE 向安阳断裂西盘控制豫北重晶石矿带等。不象武陵成矿带是以盖层褶皱为主要形式控制区域矿带，这种以断裂控制区域矿带的盖层断裂形式，可称为新华夏系“太行式”。

（三）成因简析

段子清等（1981）❶、齐宝林（1984）❷曾相继提出该区重晶石矿床的层控观点，简述如下：

1．豫北汲县大池山矿区虽见有火成岩，经查明与重晶石矿体的形成无直接关系；中条山区没有和重晶石矿形成的有关火成岩，虽有震旦系安山岩，但喷发早，不可能再生成热液；平陆县三峰寺矿区附近虽有燕山期的石英斑岩，但规模小，不可能是成矿母岩。而本区重晶石矿床的产出特点是极严格地控制在一定的层位内，贮矿构造也受层位所控制，层控现象是极为明显的。

2．成矿物质来源：Ba 元素在中条山区围岩中的丰度高达 0.2%，成矿物质可能来自围岩。是由渗流热卤水流经围岩把 Ba^{2+}、$[SO_4]^{2-}$、Ca^{2+}、$[CO_3]^{2-}$ 及其它金属离子带到裂隙中沉淀而成为矿床。当卤水在氧化较强的情况下，由于$BaSO_4$是极性较强的盐类，具有较大的定向速度，溶解度小，极易先沉淀。在 Ba^{2+} 和 $[SO_4]^{2-}$ 结合沉淀 $BaSO_4$ 时，Ca^{2+} 与$[CO_3]^{2-}$ 也随之结合而沉淀出 $CaCO_3$。剩余的$[SO_4]^{2-}$和 Pb^{2+}、Zn^{2+}、Cu^{2+}、Fe^{2+}

❶ 段子清等，豫北大池山重晶石地质特征，河南地质，1981年2期。

❷ 齐宝林，翼城三郎山重晶石矿床地质特征兼论中条山重晶石矿床成因，山西地质科技，1984年3期。

则被卤水带走，于是形成方解石-重晶石组合矿脉。如果卤水处于停滞状态，氧化较弱，则Pb^{2+}、Zn^{2+}、Cu^{2+}、Fe^{2+}和$[SO_4]^{2-}$便不能及时带走，而$[SO_4]^{2-}$趋向还原态组成SO_4^{2-}-H_2S体系，则可形成方铅矿-重晶石脉，或多金属-重晶石脉。

值得指出的是本成矿带的硫源是相当丰富的。华北奥陶系以灰岩、白云质灰岩为主，含有石膏、岩盐沉积。如山西下奥陶统就赋存有巨大的石膏矿如运城一带，石家庄以南地区的下、中奥陶统广泛见有石膏夹层。一方面说明本区奥陶纪时期的沉积岩相是属于碳酸盐台地相潮上蒸发环境，另一方面表明重晶石矿的主要产出层位下奥陶统的硫源是富有的，也就是说重晶石的成矿硫源是直接取自赋矿围岩。

从前面储、盖组合的论述中见到，本成矿带重晶石的产出层位上寒武统—下奥陶统的顶部和底部均为防渗层或隔渗层的页岩建造（顶部为下马家沟组底部页岩，底部为张夏组页岩）。直观上可认为沉积于容矿地层中的膏盐经溶解后形成的卤水，在容矿层内应是以横向运动为主要。在本章第三节曾论述过$BaSO_4$可在氯化钠溶液中溶解，Ba只能以氯化物$BaCl_2$等为主要形式从岩石中汲取和运移。而SO_4^{2-}—HCO_3^-型水则多移至于浅层的开放环境。看来，本区的成矿元素Ba可能是由氯化物卤水萃取和运移。由于容矿层的顶、底都有良好的隔渗层，可以想象氯化物卤水可在容矿地层的横向往返环流中把成矿元素运送至贮矿的断裂空间部位与停聚在那里的SO_4^{2-}—HCO_3^-型水相遇而沉淀成为矿床。至于围岩的硅化、方解石化和矿石中广见的石英、方解石等脉石成分，无疑是与围岩为硅质白云岩有关。

综前所述，太行一中条重晶石成矿带与武陵—苗岭重晶石成矿带相比，颇有许多相似之处。一是产出层位都是以上寒武统—下奥陶统为主，碳酸盐台地相控矿；二是成矿又都是在包括三叠系在内的地台盖层褶断的燕山期，位于新华夏系太行—武陵隆起带上。一位于中朝板块，一位于扬子板块，具同时异空特点。从两个成矿带的控矿特征看，又均具有层（上寒武统—下奥陶统）、相（碳酸盐台地相）、位（断裂定位矿床）三位一体相似的时空规律。其差异之点，主要表现在区域矿带的构造控制方面，武陵—苗岭区是以盖层褶皱控制为主，太行—中条区是以盖层断裂控制为主，分别称为武陵式、太行式盖层构造的控矿类别和形式。

四、矿床实例：河南汲县大池山重晶石矿床

汲县大池山重晶石矿床位于豫北汲县城西北30km大池山乡境内，面积约28km²。属山西断隆东南缘。地层有太古界、元古界蓟县系、下古生界寒武系、奥陶系，以奥陶系分布为广泛。构造以断裂为主，主要断层为东西向方山断层和南洼断层，最大断距＞500m。有燕山期岩浆侵入，所见为角闪二长斑岩和石英闪长玢岩，多呈岩墙、岩床产出，分布于奥陶系中统与下统之间（图30）。

（一）含矿地层岩系

矿区出露地层主要为寒武系中、上统和奥陶系中统。地层产状平缓，倾向NE，倾角5°—10°。其地层岩性见矿区地层柱状剖面图（图31）。重晶石矿呈脉状充填于寒武系中统至奥陶系下统碳酸盐岩的裂隙和破碎带中。矿体围岩多数是结晶白云岩、硅质白云岩、细粒白云岩，少数为鲕状灰岩、条带状灰岩等。

（二）矿脉形态、产状及其分布特征

本区重晶石矿脉大小计有32条，呈陡倾斜，倾角大多在70°以上，有些近于直立。单

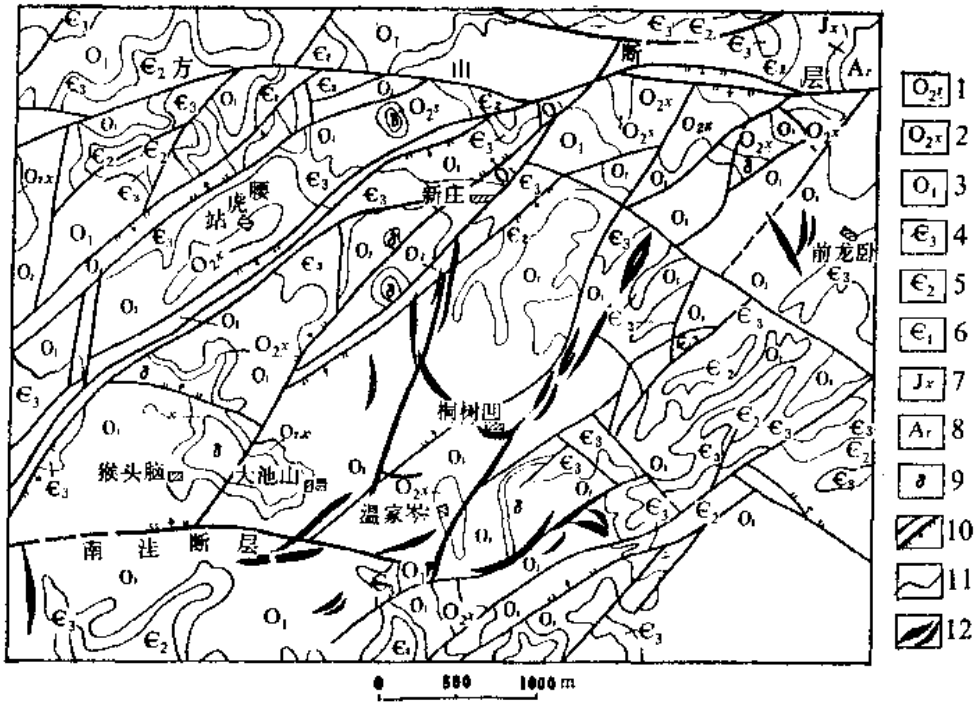


图 30　大池山重晶石矿床区域地质略图

（据段子清等，1981）

1—奥陶系中统上马家沟组；2—奥陶系中统下马家沟组；3—奥陶系下统；4—寒武系上统；5—寒武系中统；6—寒武系下统；7—蓟县系；8—太古界；9—岩体；10—断层；11—地层界线；12—重晶石脉

界	系	统	组	符号	柱状图	厚度(m)	岩性描述
古生界	奥陶系	中统	上马家沟组	O_2s		未见顶	灰至深灰色白云岩白云质灰岩
			下马家沟组	O_2x		40.7	黄至土黄色泥灰岩及灰岩底部页岩
		下统		O_1		166.9	灰至深灰色白云岩底部含较多燧石条带及团块
	寒武系	上统		ϵ_3		55.1	灰至浅灰色鲕状白云岩及灰岩夹泥质条带
		中统	张夏组	ϵ_2z		203.2	灰至深灰色鲕状灰岩白云岩白云质灰岩底部为一厚层紫红色页岩
			徐庄组	ϵ_2x		18.9	灰色灰岩鲕状灰岩底部为紫红色灰绿色页岩
			毛庄组	ϵ_1m		25.1	上部灰色鲕状灰岩夹页岩 下部紫色页岩
		下统	馒头组	ϵ_1m		14.6	上部紫红色黄绿色泥质灰岩泥灰岩下部紫红色泥质砂岩
元古界	蓟县系			Jx		42.2	灰白至肉红色石英砂岩状砂砾岩
太古界	登皇群			Arz		未见底	绿至黄绿色斜长角闪片麻岩混合花岗岩

图 31　大池山重晶石矿床地层柱状略图

个矿脉最长达1300m，短者200—300m，一般长600m左右，延深最大可达180m，矿脉最宽6m，一般0.5—2m。呈板状、透镜状产出，有分枝复合现象。

矿脉在平面上的分布，严格受以桐树凹为中心的“似涡轮状”裂隙构造的控制（图30）。矿脉尖灭再现，或尖灭侧现，或平行排列。

据23、29、31号三条矿脉的施钻结果，共圈出15个矿体，长度一般50—160m，最长550m，延深一般25—50m，最大150m，厚度多在0.5—2m之间，最厚达5.93m。

（三）围岩蚀变

围岩蚀变主要有重晶石化、硅化、方解石化等，一般呈网状脉充填于矿体两侧围岩的细小裂隙中，局部见有退色现象。通常情况下，矿体与围岩的界线十分清楚。

（四）矿石特征和类型

1．矿物成分

矿石的主要矿物成分为重晶石、石英，其次为方解石和萤石。此外，含有少量方铅矿、黄铜矿等。重晶石与石英的含量变化有一定的规律，在矿体厚度明显变小部位和尖灭处，石英含量增高，高达90%，而重晶石脉相对减少，成为重晶石石英脉；在矿体厚度变大部位，石英含量减少而以重晶石为主，此时重晶石含量可达90—95%。方解石含量在2%左右（如围岩是灰岩时，可达15—20%），萤石含量1—3%，不多见。

2．矿石结构、构造

矿石一般为不等粒镶嵌结构、块状构造，局部有角砾状构造。在矿体尖灭地段，重晶石粒度较小，晶形发育程度差；在矿体中部或厚度较大地段，重晶石结晶粗大，常呈巨大的板状、长条状自形晶粒，晶面直径2—4cm。

3．矿石的化学成分

$BaSO_4$ 一般30—35%，最高73.43%；SiO_2 5.54—23.66%；Al_2O_3 0.36—5.19%；Fe_2O_3 0.55—1.58%；CaF_2 0.02—0.77%；可溶盐0.02—0.53%。

据光谱全分析，矿石中微量元素为Pb、Cu、Cr、Ni、Ti、Mn、Sr等，Pb、Cu含量较高。

4．矿石类型

大多数为块状矿石，少数为角砾状矿石。

第七节　甘青宁重晶石成矿区

一、地质构造背景

本成矿区位于昆仑—祁连地槽褶皱区（图32）。构造线呈北西西及北西向展布。祁连为加里东褶皱系，北与阿拉善地块（属中朝板块）相接。由北往南，走廊冒地槽带属边缘海靠陆侧的陆架浅海，北祁连优地槽可能是边缘海盆地，中祁连为边缘弧。志留纪时岛弧与大陆碰撞，北祁连边缘海关闭，南祁连为岛外海洋盆地。志留纪末整个祁连地槽系褶皱隆起，归并于中朝地块（金性春，1984）。在此祁连加里东褶皱系之南为昆仑华力西褶皱系。该褶皱系内的青海南山冒地槽带可能属边缘海靠陆侧的陆架浅海，柴达木北缘优地槽带亦可能是边缘海盆地。本区无论是地层发育，岩浆活动，抑或构造变动幕次和影响范围，以及岩石区域变质程度等，在时间上和空间上都显示出由北向南逐渐移动的规律，具有大

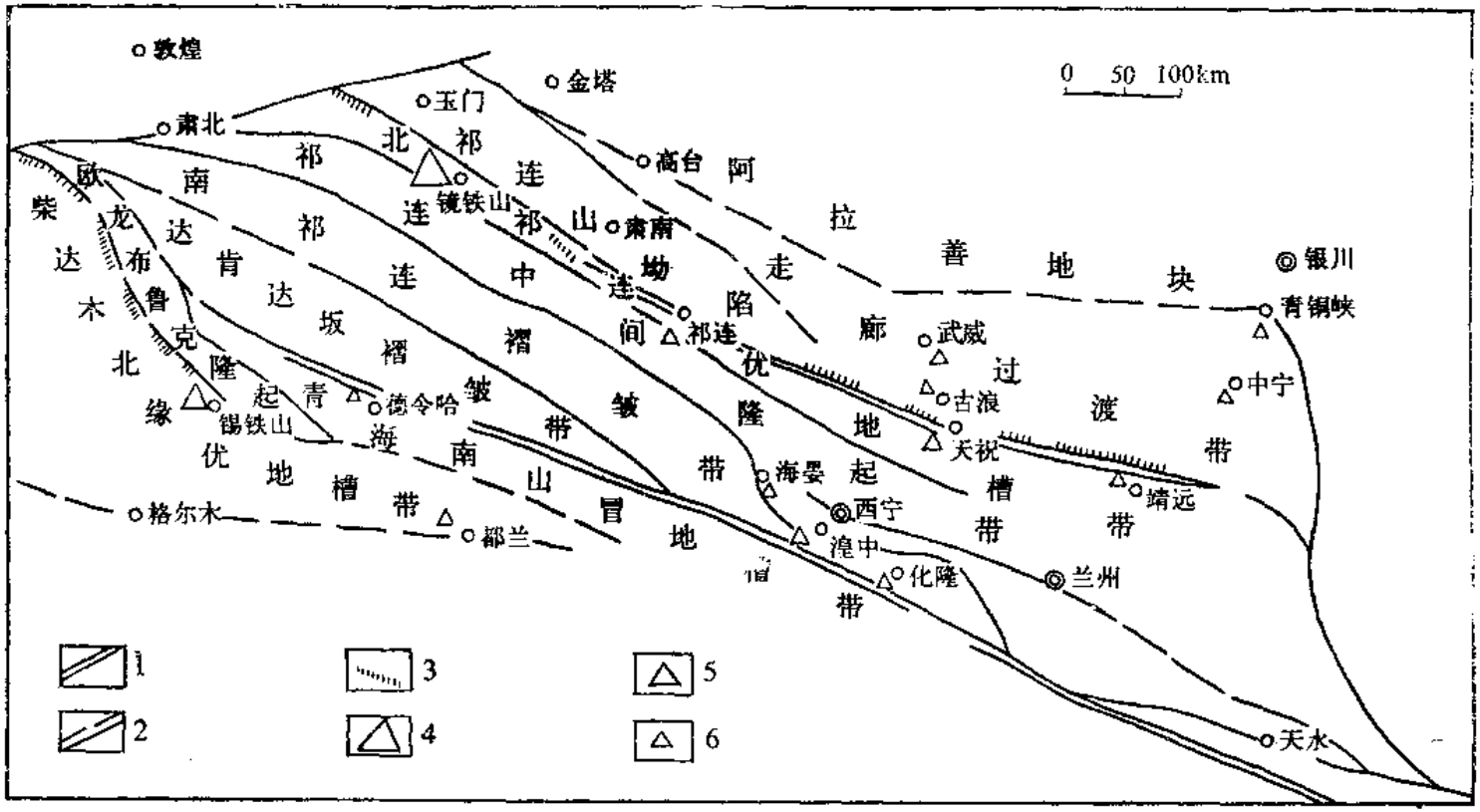


图 32 甘青宁重晶石成矿区大地构造略图

1—超岩石圈断裂（缝合线）；2—实测及推测深断裂；3—蛇绿岩带；4—大型矿床（10—100Mt）；5—中型矿床（1—10Mt）；6—小型矿床、矿点（<1Mt）

陆增生的特点。

祁连山区除下寒武统未发现外，其余各时代地层均有分布。前震旦系为片岩、片麻岩、混合岩类，产火山-沉积变质铁矿和重晶石。下古生界特别发育，有巨厚的海底火山喷发岩，上古生界以陆相沉积为主。三叠系至第三系全为陆相碎屑岩。柴达木北缘很少出露白垩纪以前地层，仅见前震旦、泥盆、石炭、三叠、侏罗等系的一些零星露头。在走廊区：前寒武系仅见于海原，由各类片岩和大理岩组成。古生界在中宁、中卫地区发育，下古生界一般由海相浅变质岩组成，厚度大，仅中寒武统即达8800余米，奥陶系分布零星。上古生界泥盆系为陆相沉积，石炭系为海陆交互相沉积，二叠系为陆相碎屑岩。中生界以碎屑岩为主，新生界为红色岩系和黄土、冲积、洪积层等。

构造运动有前寒武纪、加里东、华力西、印支、燕山、喜马拉雅等。加里东构造运动以祁连山为强烈，华力西构造运动以柴达木北缘为显著。

二、矿床的时空分布及成因类型

本重晶石成矿区由西往东横跨青海、甘肃、宁夏三省（区）。从青海锡铁山到宁夏青铜峡达950km；由南往北，从锡铁山到甘肃镜铁山有300km。已知重晶石矿床有甘肃镜铁山大型矿床，青海锡铁山中型矿床，和青海祁连、甘肃天祝、宁夏青铜峡、中宁等小型矿床。另在甘肃武威、青海德令哈、海晏、湟中、化隆、都兰等地均有重晶石矿点发现。产出层位有元古界、奥陶、三叠等系。

矿床成因分火山-沉积型、热液型两类。火山-沉积型产于优地槽，重晶石以透镜体、条带、细一微粒状颗粒三种形式赋存于菱铁矿、镜铁矿层中，呈厚层状产出，规模巨大。热液型重晶石矿床均为中、小型，产于优地槽、冒地槽两种构造环境。受断裂带控制，以充填方式形成脉状矿体。

按地质构造特点划为祁连、柴达木北缘、走廊三个成矿分区。重要矿床的地质特征如表35。

三、成矿控制条件

本重晶石成矿区地质构造复杂，各种构造形迹系多次构造运动所形成，岩浆活动频繁。从具有一定规模的大、中型重晶石矿床主要产于优地槽带的背景看，重晶石矿床的成矿控制似与深断裂、岩浆活动有密不可分的关系。

在北祁连和柴达木北缘两个优地槽带均有蛇绿岩存在，一般认为它是大洋中脊形成的洋壳，由于海底扩张慢慢向大陆边缘迁移并俯冲进入地幔的证据。它与重晶石矿床有无成因联系是值得研究的。从北祁连镜铁山重晶石赋存于铁矿层中，与铁白云石共生的情况判断，钡源似与铁镁质火山岩有关。柴达木北缘锡铁山重晶石矿床位于著名的锡铁山铅锌矿床之南西侧400m，与铅锌矿带平行。构成中温带（铅锌）→低温带（重晶石）的热液矿床环带特征。从该矿床重晶石与镜铁矿、赤铁矿伴生和各种铁矿化、绿泥石化等围岩蚀变分析，其钡质似亦与铁镁质同源。王荃（1986）认为，阿拉善地块西南缘可能有古裂谷带存在。那么在走廊成矿分区的青铜峡一武威一带的重晶石矿床的形成，则有可能与古裂谷带的构造环境有关。

由上所述，本区热液型重晶石矿床：（一）受大陆边缘冒地槽或裂谷带所控制；（二）在青海锡铁山一带的成矿钡源可能与富铁镁质的岩浆源有关。需要说明，产于北祁连镜铁山的火山-沉积型与铁矿伴生的重晶石矿床的成矿时代是晚元古代，而北祁连优地槽是加

表 35　甘青宁重晶石成矿区主要矿床地质特征简表

成矿分区	祁连成矿分区	柴达木北缘成矿分区
矿床名称	甘肃肃南镜铁山（桦树沟）铁矿伴生重晶石矿床	青海锡铁山铅锌-重晶石矿床
成因类型	火山-沉积型	热液型
产出层位	上元古界（Pt_2）	奥陶系
主　岩	千枚岩	凝灰岩、石英长石绿泥石片岩等
控矿构造	复式向斜构造，南翼多直立，甚至倒转，走向断裂发育	断裂裂隙
围岩蚀变		褐铁矿化、黄铁矿化、绿泥石化、绢云母化、绿帘石化、赤铁矿化等
矿体形态及其规模	厚层状，矿层厚10—150m，共7个矿体，矿体最长>2000m，斜深几十至2000m以上	脉状，倾角60—70度，矿脉长240—580m，厚0.6—2m，延深达350m
矿石矿物成分	主要由菱铁矿、镜铁矿、碧玉、重晶石、铁白云石组成，有少量黄铁矿、铜矿物等	重晶石为主，伴生矿物有石英、方解石、镜铁矿、赤铁矿、铜矿物等
矿石结构	细—微粒状结构	粒状、放射状和板状结构
矿石自然类型	1.铁矿层中的重晶石透镜体 2.铁矿石中的重晶石条带 3.铁矿石中的细—微粒状重晶石颗粒	块　状
$BaSO_4$（%）	原矿品位（BaO）9.13—15.63，精矿品位（$BaSO_4$）94.91—96.11	50—65

里东期所形成。看来，还不能将两者直接相联系。正如阿正业（1986）❶所指出：北祁连褶皱带内多处散落有前寒武纪微型古陆，在加里东期不具有泛大洋特色，不具备板块作用条件，该区的蛇绿岩套和混杂岩应是地裂作用的结果。明确指出该处的火山-沉积伴生于铁矿层中的重晶石矿床，是位于前寒武纪的微型古陆之中，当不能与北祁连优地槽相提并论。

四、矿床实例：甘肃肃南桦树沟（镜铁山）铁-重晶石矿床

矿床位于北祁连优地槽，含矿岩系为元古界千枚岩，矿区为一复式向斜构造，北翼倾角较缓，南翼较陡，多为直立；甚至倒转。以走向断层为主，横断层次之，无大的火成岩体，仅见辉绿岩和石英闪长岩岩墙。

（一）矿体产状与规模

含矿岩系以千枚岩为主，计有黑色千枚岩、灰绿色千枚岩、钙质千枚岩、黑色炭质千枚岩和石英岩等。主要矿层产于黑色千枚岩和灰绿色千枚岩之间，矿层厚10—150m，呈厚层状，与围岩产状一致。共划分为七个矿体，矿体最长>2000m，斜深几十至>2000m。

（二）矿石类型

❶ 阿正业，青海省深大断裂及其地质地球物理场特征，西北地质，1986年5期。

矿石矿物成分主要由菱铁矿、镜铁矿、碧玉、重晶石和铁白云石组成，还有少量黄铁矿、铜矿物等，重晶石与铁矿伴生。有以下三种类型（图33）。

1．夹于铁矿层中的重晶石透镜体：分布于铁矿体的上盘，$BaSO_4$含量>90%，常斜交地层层理，与围岩界线不明显，长80—100m，厚10m。目前仅发现两处，规模小。

2．铁矿石中的重晶石条带：重晶石与镜铁矿、碧玉、铁白云石组成互层的条带状混合矿石，是矿区内重晶石的主要赋存形式。重晶石白色条带宽一般为0.5—1mm，最宽2mm，延深几十厘米，消而复现。BaO平均含量2—10%。自上而下，BaO含量逐渐降低。

3．重晶石以细一微粒状混杂在菱铁矿或镜铁矿之间，肉眼不易见到。

矿区铁矿石中BaO的平均含量为4.81%（换算成$BaSO_4$为7.32%）。由上述重晶石的赋存状况和含量，决定了只能是综合利用回收，无单独开采价值。经从铁矿石磁选尾矿中回收重晶石的实验结果：原矿品位（BaO）为9.13—15.63%，精矿品位（$BaSO_4$）为94.91—96.11%，比重4.249。基本符合钻井级重晶石粉的要求，用钡精矿试制医用$BaSO_4$产品，也获得成功。

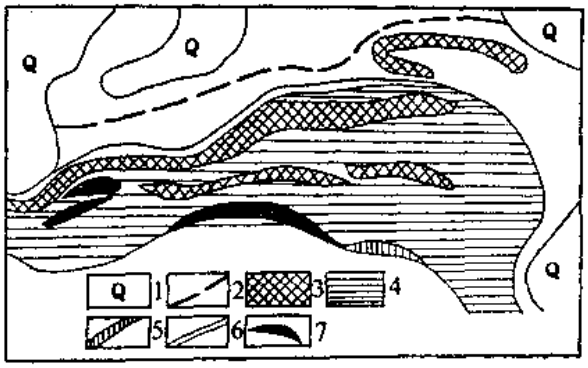


图 33 桦树沟铁-重晶石矿床北矿带东段矿石类型平面图

1—第四纪浮土；2—断层；3—菱铁矿石；4—混合矿石；5—镜铁矿石；6—铁质千枚岩；7—重晶石夹层

第八节 天山重晶石成矿带

一、地质构造背景

本重晶石成矿带与天山山脉的地理位置基本一致，位于天山华力西地槽褶皱系，是一个巨型的纬向构造带（图34）。南缘与塔里木地块为一大断裂分割，有前者向后者推覆的趋势。很清楚，天山地槽是属于塔里木地块的大陆边缘，即本重晶石成矿带是受大陆边缘所控制。南天山冒地槽带可视为靠近陆侧的边缘海陆架浅海，而北天山优地槽带可视为边缘海盆地。华力西运动于本成矿带表现为最强烈的造山运动。除地层发生强烈褶皱和断裂外，并伴随有大规模的岩浆活动。

地层发育情况：天山区北部下古生界多集中于西段，为泥砂质岩和碳酸盐岩；上古生界非常发育，除西段局部地区的石炭系为灰岩外，几乎全为喷出岩及其凝灰岩。天山区南部太古界、元古界出露较多，在其北部即天山靠分水岭部位，有一条横贯全区的变质岩带；古生界除上泥盆统和下二叠统少数层位有喷出岩外几乎全为沉积岩。北山区震旦系发育，为大理岩、片岩、片麻岩；下古生界有寒武纪和志留纪沉积岩，于中—上寒武统硅质岩中产重晶石矿；上古生界泥盆—二叠系碎屑岩发育，夹大量酸性、中基性熔岩、凝灰岩；中生界全为山间型陆相碎屑岩。

二、矿床的时空分布及成因类型

天山重晶石成矿带西从新疆天山北的伊宁、尼勒克和天山南的拜城，向东经乌鲁木齐、托克逊、哈密，止于甘肃北部的北山地区，东西长1200km，南北宽200km。已知上

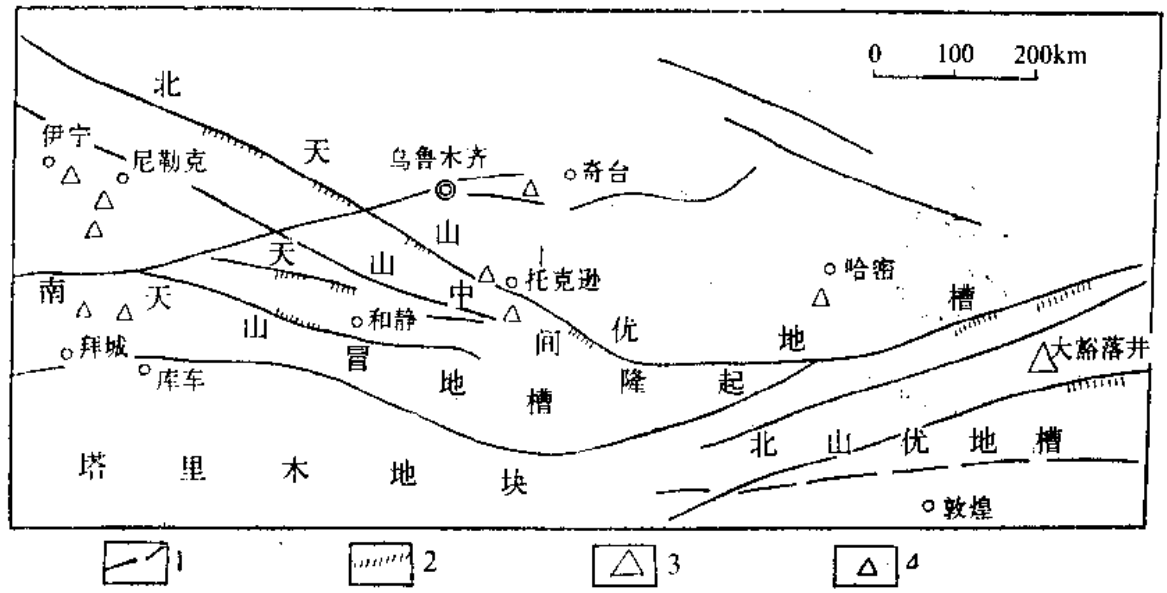


图 34 天山重晶石成矿带大地构造略图

1—实测及推测深断裂；2—蛇绿岩带；3—中型矿床（1—10Mt）；4—小型矿床、矿点（<1Mt）

述新疆的伊宁、尼勒克、拜城、托克逊和甘肃肃北北山等地均有重晶石的小型和中型矿床和多处重晶石矿点被发现。矿床成因类型有二：

（一）沉积型：主要见于北山地区。如肃北大豁落井为一中型重晶石矿床，产于中—上寒武统西双鹰山群（$\epsilon_{2-3}xs$）硅质岩中，呈层状、似层状、透镜状产出。矿石矿物成分以重晶石为主，次为石英、铁泥质物。矿石自然类型有块状、角砾状、结核状。具它形、半自形粒状、放射状等结构。

（二）热液型：本重晶石成矿带除北山成矿分区属沉积型外，余均属于热液型。产出的大地构造环境与甘青宁成矿区相似，均位于优地槽带或冒地槽带；属大陆边缘环境。产出层位有奥陶—志留系、泥盆系、石炭系、二叠系等。其中以下石炭统为较重要。矿体沿断裂充填呈脉状。围岩有砂岩、砾岩、大理岩、灰岩等。矿石矿物成分除重晶石外，多为石英、方解石、萤石、毒重石和金属矿物方铅矿、闪锌矿、黄铜矿等。矿石自然类型以块状为主，粒状结构和薄板状集合体。

根据矿床（点）相对集中构成的四个不相连续的片区，划分为肃北北山、北疆伊宁、南疆拜城和东疆托克逊四个成矿分区。各个成矿分区的主要重晶石矿床的地质特征如表36。

三、成矿控制条件

（一）热液型重晶石矿床

天山重晶石成矿带位于塔里木地块北缘，受大陆边缘环境所控制。在此大陆边缘海靠陆侧的南天山冒地槽带，边缘海盆地的北天山优地槽带，均发现有与深断裂相伴的蛇绿岩带。当然，这些蛇绿岩属大洋产物，是板块运动所引起的剪切推覆作用导致蛇绿岩侵位到大陆边缘沉积物中的外来体，而不是当地的火成侵入作用所形成。这就说明当地的深断裂具有超岩石圈性质，直达上地幔。前已叙述，天山重晶石成矿带位于天山华力西地槽褶皱系，华力西运动表现最为强烈，除地层强烈褶皱断裂外，并伴有大规模的火山喷发和侵入活动。从北疆伊宁成矿分区看，除重晶石产于泥盆—石炭系的中性至酸性的喷发岩外，余

表 36　天山重晶石成矿带主要矿床地质特征简表

成矿分区		甘北北山成矿分区	北疆伊宁成矿分区	南疆拜城成矿分区	东疆托克逊成矿分区
矿床名称		甘肃甘北大鼓落井矿田	新疆尼勒克卡拉布拉克矿床	新疆拜城阿尔登可夕矿床	新疆托克逊重矿沟矿床
成因类型		沉积型	低温热液型	中温热液型	热液型
产出层位		中—上寒武统西双鹰山群（$\epsilon_{2+3}xs$）	下石炭统（C_1）	奥陶—志留系（$(D+S)In^2$（?）	石炭系（C）
主　岩		顶板为灰岩，底板为硅质岩夹页岩	紫色砂岩，凝灰质细砾岩、灰岩等	大理岩、结晶灰岩	砂页岩互层的透镜体灰岩、厚层块状灰岩
控矿构造			节理、断裂裂隙		断裂裂隙
围岩蚀变				硅化、绢云母化、黄铁矿化、石墨化、黑云母化、白云母化等	
矿体形态及其规模		层状、似层状、透镜状，共15个矿体，长6—120m，宽0.5—75m	陡倾斜脉状，共23条矿脉，最长90m，宽60—100cm	脉状、豆荚状，矿脉倾角50—70度，矿体7个，长数十至数百米，厚0.2—1.9m，最厚4.4m	脉状
矿石矿物成分		主要为重晶石，次有石英和铁、泥质物	除重晶石外，共生矿物有石英、方解石、方铅矿、萤石等	以重晶石、毒重石为主，伴生矿物有黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、方解石、石英等	重晶石为主，次为萤石、方铅矿、黄铜矿，毒重石等
矿石结构		它形、半自形粒状、板状、放射状等结构	乳白色薄板状集合体	粒状结构	
矿石自然类型		块状、角砾状、结核状	块状	块状	
矿石化学成分（%）	$BaSO_4$	80—95	40—>90	10—94.5平均67.8	
	SiO_2	1.15—10.18			
	Al_2O_3	0.04—0.86			
	Fe_2O_3	0.14—0.93			
	水溶盐	0.10—0.30			
其它元素		Mn、Cr、V、Ni、Cu、Pb、Mo、Sn、Ag、B、Sc、U、Th、Vb、Nb、Sr等		Sr、Sb、Bi、As、Ag、Ge等	

均产于石炭—二叠系沉积岩内。即在华力西晚期，中—酸性火山喷发，随着石英玢岩的贯入和喷出之后，伴随而来的含重晶石成分的热液沿地壳裂缝上升，于浅层的碎屑岩、碳酸盐岩的节理裂隙充填而成为脉状矿体。这些中性—酸性岩类组合属钙碱性系列岩石和酸性系列岩石，其特点是富集像 Ba 等大离子亲石元素。这就表明华力西晚期的中性至酸性的岩浆活动对重晶石矿脉的生成有直接关系。

由上所述，本成矿带热液型重晶石矿床的成矿条件是：1.位于大陆边缘冒地槽带和优地槽带；2.受深断裂控制；3.物源与中—酸性岩浆有关。

（二）沉积型重晶石矿床

1．岩相古地理：北山区中-晚寒武世地壳沉降，发生大规模海侵，海水漫过南侧的安西陆梁、西端的古天山和浸没了阿拉善古陆的西缘，为一开放性海槽。寒武系中统和上统连续沉积，为浅海相硅质-碳酸盐沉积组合（王谐等，1986）。在西双鹰山、大豁落井等地，中—上寒武统西双鹰山群不但有含铀、磷、钒的含炭泥质、硅质与碳酸盐的互层沉积组合，而且有重晶石矿床产出，组成一个U-P-V-Ba的成矿系列。类似于扬子地台大陆边缘的震旦系—寒武系界线附近的成矿系列。

2．古构造：目前该区东西向区域性断裂发育，追踪到寒武纪是否有深断裂存在？从中—晚寒武世地壳沉降的机理分析，可能与大陆边缘同沉积地堑式断裂有关。据罗镇宽等（1986）研究❶，北山中央隆起带将北山分为南北两部分，南北山为边缘海盆。寒武纪末，由于蒙古古海洋板块向南俯冲，形成本区低压高温变质带和相应的钙碱性系列火山活动带。而北山中央隆起可能为弧沟型隆起，亦可能是塔里木—中朝地块分裂出来的微型古陆块或残存古岛弧。由此可见北山重晶石的成矿构造环境属边缘海盆，同时也暗示成矿物源与钙碱性系列火山活动有某种联系。

四、矿床实例：甘肃肃北北山大豁落井重晶石矿田

大豁落井重晶石矿田位于肃北北山，分东、西两个矿床。矿体主要产于中—上寒武统双鹰山群。层位稳定，矿体多呈透镜状、似层状。除东西向区域性断裂外，尚有北东、北西两组断裂。岩浆岩不发育，仅在局部地段见有石英脉及闪长玢岩沿节理、层理贯入。

（一）含矿地层岩性

出露地层为寒武系、奥陶系及第四系。其中寒武系中—上统双鹰山群产重晶石矿，围岩岩性：顶部为结晶灰岩；上部为硅泥质板岩夹薄层状重晶石矿；中部为中—厚层状重晶石矿，偶夹板岩薄层；下部为棕红色及灰白色板岩，顺层含透镜状、扁豆状、薄层状重晶石矿；底部为黑色中层状硅质岩夹页岩薄层。本含矿层段共厚7—18.7m。

由上可知含矿层的顶板为灰岩，底板为硅质岩夹页岩，反映出含矿岩系是以海相化学沉积为主，重晶石是在硅质岩沉积向碳酸盐岩沉积的过渡带形成的，矿体与围岩界线清楚。

（二）矿床产出特征

西矿床已知有10个工业矿体，矿体最长220m，一般为20—120m，矿体最厚13m，一般厚4—5m，最薄0.5m，断续出露于含矿岩系内长达1450m。矿体呈层状、似层状、透镜状产出，层位稳定，倾角多在45°—65°。

东矿床已知有三个工业矿体，矿体长85—68—28m，断续分布于长240m的含矿层内，厚一般为3—6m，最厚12.5m，最薄1m，倾角多在60°—75°。

（三）矿石类型和化学组分

1．矿石类型

西矿床重晶石以块状为主，放射状、结核状、斑块状次之。

---

❶ 罗镇宽等，甘肃北山地区变质带火山岩带特征及其地质构造意义，西北地质，1986年1期。

（1）细粒块状矿石：主要由不等粒细粒它形重晶石组成，粒径0.1—4.5mm。孔隙间有铁、泥质充填。重晶石含量95—98%，杂质2—5%。

（2）中细粒块状矿石：主要由它形板状、半自形板状重晶石组成，粒径0.1—7mm。孔隙间充填有铁、泥质。重晶石含量90—97%，杂质一般为2—5%，少数达10%

（3）粗粒块状矿石：由硅质岩碎块、角砾及板状重晶石组成。重晶石含量变化较大，多在40—80%间。见有石英交代重晶石现象。此类矿石主要出现在矿体与围岩的接触部位。

（4）结核状矿石：为自形—半自形板状重晶石晶体，由同心点向四面发射呈放射状，晶体长可达6—20cm。重晶石含量90—97%，杂质2—5%，最多10%。此类矿石多产于矿层顶、底板附近，结核体呈串珠状顺层排列。

（5）放射状矿石：属块状矿石的一种，基本上由半自形板状重晶石组成，粒径6—18mm，重晶石含量大于97%。

2．矿石化学组分

据181个系统采样结果：$BaSO_4$含量稳定，多数在85—95%，少数低于80%；Fe_2O_3一般为0.14—0.93%，个别高达1.97%；Al_2O_3一般为0.04—0.86%；SiO_2一般为1.15—10.18%，最高达19.16%；水溶盐类一般为0.10—0.30%；矿石比重多为4.0—4.3，少部分为3.8—3.9；微量元素据光谱分析有Mn、Cr、V、Ni、Cu、Pb、Ca、Mo、Sn、Ag、Ba、B、Sc、U、Vb、La、Nb、Th、Sr等。其中Sr一般为0.5—0.7%，部分可达1—4%，最高到7%。

第九节　其它重晶石片区和独立矿床

一、概述

前述八个重晶石成矿区（带），已囊括了中国重晶石的绝大多数矿床。据现有资料还划有两个独立成矿片区—川藏边境三江片区和川滇边境金沙江片区以及独立矿床李坊等。李坊重晶石矿床系沉积型，产于福建永安市，在福建省仅此一个矿床。在三江片区的四川白玉县呷村银多金属—重晶石矿床，系火山-沉积型，位于玉树—义敦优地槽内，受岛弧控制。该优地槽内，目前仅这样一个矿床，也只能当作独立矿床看待。类似这种单独存在的矿床较多，这里只介绍上述两个矿床实例。

二、矿床实例

实例1：福建永安李坊重晶石矿床

李坊重晶石矿床位于闽西南凹陷带北缘，晋江—清流北西向大断裂北东侧。大地构造位于华夏古陆东北端，福建省永安市北西21km，矿区面积约30km²（图35）。矿区构造线主要呈北西向，寒武—奥陶系总体为一倾向南西的单斜岩层。褶皱简单，断裂有北西、北东和东西向三组。矿区内有燕山早期黑云母花岗岩（胡坊岩体）和规模较小的辉绿（玢）岩脉、煌斑岩脉。寒武至奥陶系经过区域变质作用，岩石中矿物普遍有弱重结晶。共划分为七个矿段，属大型沉积重晶石矿床。

（一）含矿地层岩系

寒武系下—中统林田群为重晶石的含矿岩系，由老到新如下：

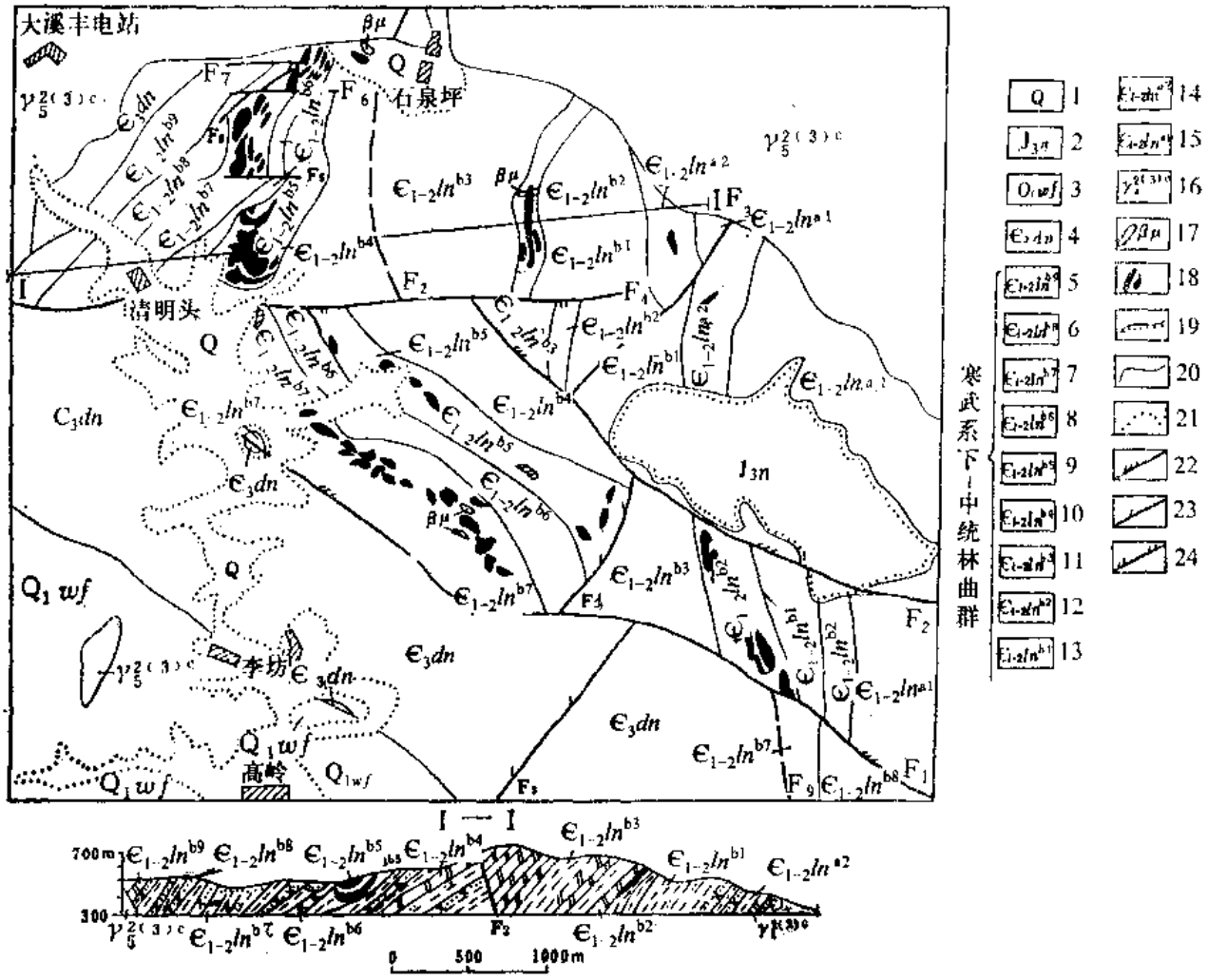


图 35 李坊重晶石矿床地质草图

（据福建省闽西地质大队资料缩编，1985）

1—第四系；2—侏罗系南组；3—奥陶系魏坊群；4—寒武系上统东坑口群上段；寒武系下—中统林田群：5—上段第九亚段；6—第八亚段；7—第七亚段；8—第六亚段；9—第五亚段；10—第四亚段；11—第三亚段；12—第二亚段；13—第一亚段；14—下段第二亚段；15—第一亚段；16—燕山早期似斑状花岗岩；17—辉绿岩脉；18—重晶石矿；19—不整合地层界线；20—地质界线；21—浮土界线；22—压扭性断层；23—张性断层；24—扭性断层

1．林田群下段（$\epsilon_{1-2}ln^{a}$）：为一套碎屑岩，有重晶石小透镜体，为第一含矿段，含矿段厚234m。

2．林田群上段（$\epsilon_{1-2}ln^{b}$）：为本区主要含矿岩系，分为九个亚段。

第一亚段（$\epsilon_{1-2}ln^{b1}$）：灰黑色薄层千枚岩、石英千枚岩夹少量变质粉砂岩。厚度：374m。

第二亚段（$\epsilon_{1-2}ln^{b2}$）：中—薄层状硅质岩、石英千枚岩、千枚岩夹少量变质粉砂岩及三—四层似层状、透镜状重晶石矿，为第二含矿层。厚度：159m。

第三亚段（$\epsilon_{1-2}ln^{b3}$）：灰—浅灰色薄—中层状硅质岩夹深灰色薄层千枚岩，底部夹石英千枚岩、千枚岩，水平层理发育。厚度：593m。

第四亚段（$\epsilon_{1-2}ln^{b4}$）：灰—深灰色石英千枚岩、变质粉砂岩及薄层硅质岩。厚度：133m。

第五亚段（$\epsilon_{1-2}ln^{b5}$）：灰—深灰色薄层千枚岩、石英千枚岩夹变质粉砂岩、硅质岩。夹多层重晶石矿及大理岩小透镜体，为第三含矿层。厚度：192m。

该亚段沿走向、倾向重晶石矿常相变为硅质岩和石英千枚岩。

第六亚段（$\epsilon_{1-2}ln^{b6}$）：风化呈紫红色、浅黄色的变质粉砂岩夹少量千枚岩。厚度：106m。

第七亚段（$\epsilon_{1-2}ln^{b7}$）：深灰、灰黑色薄层状千枚岩夹变质粉砂岩、石英千枚岩、硅质岩及透镜状重晶石矿，为第四含矿段。厚度：185m。

第八亚段（$\epsilon_{1-2}ln^{b8}$）：风化呈浅黄、紫红色的变质粉砂岩夹石英千枚岩、千枚岩。厚度：123m。

第九亚段（$\epsilon_{1-2}ln^{b9}$）：灰色中一薄层状硅质岩、石英千枚岩夹黑色千枚岩、变质粉砂岩，与上覆上寒武统东坑口群整合接触。厚度：173m。

（二）矿层（体）形态、产状和大小

重晶石矿体形态主要为似层状、透镜状，次为长条状和不规则状。以研究较详的Ⅲ矿段看，矿体长34—380m，宽17—215m不等，厚度最大可达20m，最小也在2.2m以上，单个矿体的厚度变化系数为41.79—66.08%。分枝复合现象常见，如数层矿体忽而连成一体，忽而又分离各自独立（图36）。有的矿体形态简单，产状平缓与围岩一致；有的矿体与围岩产状不协调，在矿体边缘分叉处常见揉皱现象（图37）。

（三）矿石矿物成分与化学成分

1．矿石矿物成分与矿石结构构造

矿物成分简单，主要为重晶石，含少量石英、绢云母、黄铁矿。重晶石主要呈灰白色、灰色它形粒状，颗粒极细，粒径0.01—1.5mm，紧密相嵌产出。

矿石主要为粒状变晶结构，由细粒重晶石及少量石英组成。次为微粒变晶结构，鳞片变晶结构。矿石普遍具条纹状构造，次为致密块状构造，少量脉状和晶簇状构造。后二种为次生构造。

2．矿石化学成分

矿石有益成分$BaSO_4$，平均含量85%，杂质成分$SiO_2+Al_2O_3+Fe_2O_3$的含量总和为9—13%，其余成分含量甚微。

矿石$BaSO_4$品位变化与硅铝化学成分含量呈消长关系，$BaSO_4$含量愈高，SiO_2、Al_2O_3等杂质含量愈低，当$BaSO_4$>80%时，比重一般在4g/cm³以上；$BaSO_4$>90%时，比重大于4.2g/cm³。

矿体品位空间变化：

$Ⅲ_1$矿体$BaSO_4$含量波动于56.15—94.89%之间。平均品位83.66%，品位变化系数Vc=12.07%；$Ⅲ_2$矿体$BaSO_4$含量波动于32.88—94.63%，平均品位76.34%，品位变化系数Vc=22.46%；$Ⅲ_{10}$矿体品位变化幅度不大，从矿体边缘往中心$BaSO_4$含量略有增高，平均品位87.20%，品位变化系数Vc=12.18%。从三个矿体的品位变化系数说明$BaSO_4$品位都是较均匀的。

（四）矿石类型和品级

1．矿石自然类型

（1）条带状重晶石矿石：外观具有明显条纹构造为特征、重晶石含量70—98%，脉

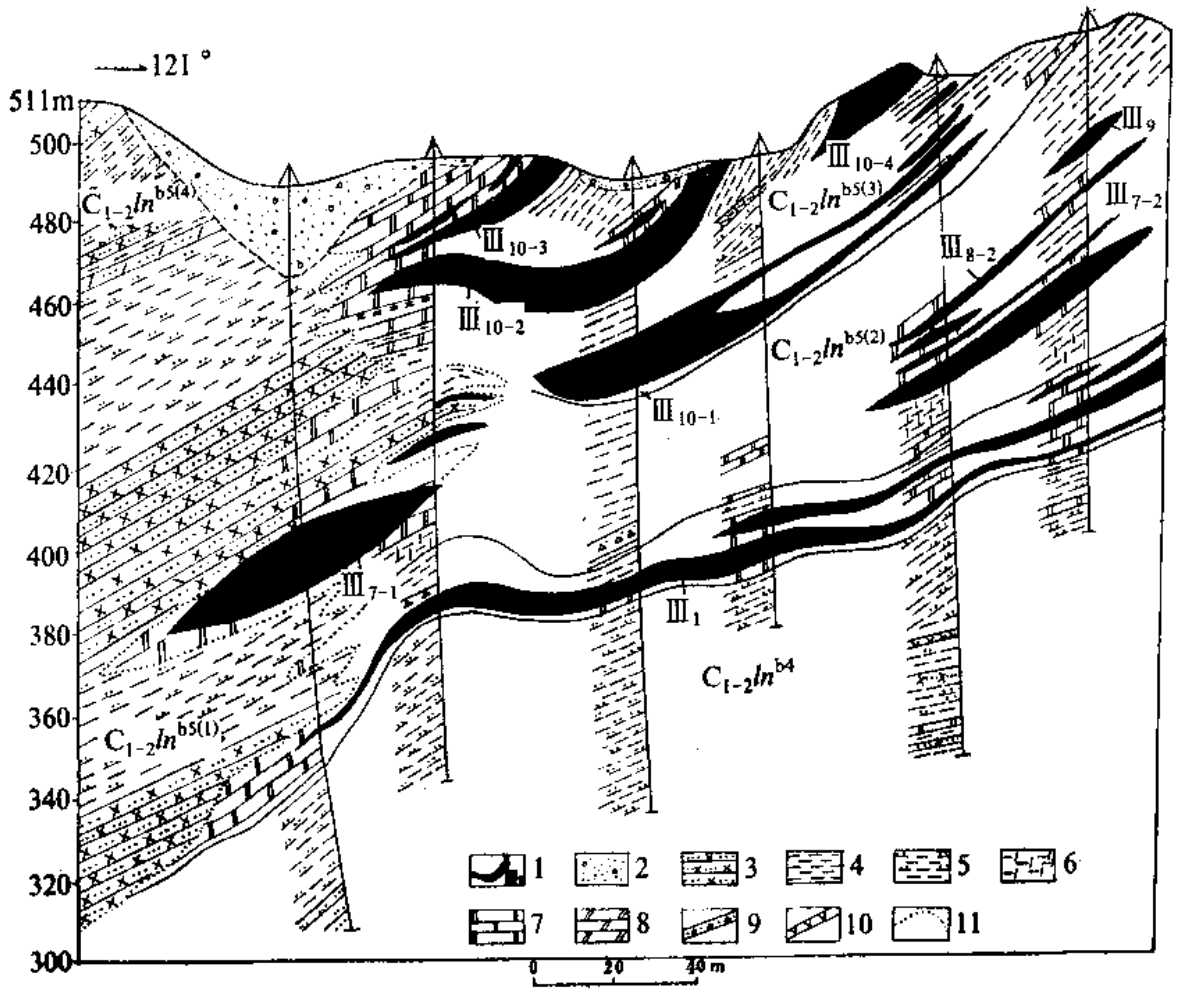


图 36 李坊矿区 8 线$\epsilon_{1-2}ln^{b5}$重晶石矿体与岩性相变示意剖面图

（据福建闽西地质大队，1985）

1—重晶石矿体及编号；2—第四纪堆积物；3—变质粉砂岩；4—千枚岩；5—石英千枚岩；6—含炭质千枚岩；7—大理岩；8—硅质岩；9—破碎带；10—石英脉；11—岩性相变界线

下—中寒武统林田群；$\epsilon_{1-2}ln^{b5}$—上段五亚段；$\epsilon_{1-2}ln^{b5(4)}$—上段五亚段第四层；$\epsilon_{1-2}ln^{b5(3)}$—上段五亚段第三层；$\epsilon_{1-2}ln^{b5(2)}$—上段五亚段第二层；$\epsilon_{1-2}ln^{b5(1)}$—上级五亚段第一层；$\epsilon_{1-2}ln^{b4}$—上段四亚段

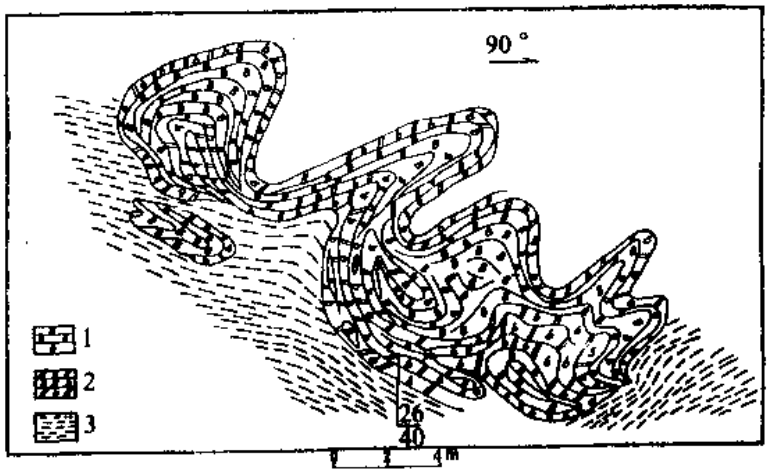


图 37 在滑塌重荷作用下形成的揉皱状不规则矿体

1—条纹状重晶石；2—含重晶石硅质岩；3—千枚岩

石矿物为绢云母、石英，少量黄铁矿，呈条纹状分布。本类矿石分布最广，是本矿段最主要的矿石类型，约占90%以上。

（2）糖粒状重晶石矿石：外观以块状构造为特征，质纯粒细。矿石基本由单一的重晶石组成，$BaSO_4$含量>90%，最高可达99.26%。含少量石英、黄铁矿。为粒状镶嵌变晶结构，重晶石常呈伸长状定向排列。

（3）条纹状硅质重晶石矿石：重晶石含量30—70%，条纹的矿物成分以石英为主，次为绢云母、黄铁矿。

（4）条纹状泥质重晶石矿石：重晶石含量亦为30—70%，不过条纹的矿物成分是以绢云母为主，其次为石英。

上述四类矿石，前两类重晶石矿石一般赋存在矿体中间，构成矿体的主体部分；后两类重晶石矿石则分布在矿体的边缘或矿体的分叉部位。

2．矿石工业类型

根据矿石的矿物组分，划分为三种矿石工业类型。

（1）纯重晶石型：糖粒状重晶石和大部分条纹状重晶石属之，矿石主要由重晶石组成（$BaSO_4$含量>90%）。

（2）石英重晶石型：条纹状硅质重晶石矿和部分条纹状重晶石矿属之，重晶石含量30—85%，脉石矿物以石英（15—50%）为主。

（3）绢云母重晶石型：条纹状泥质重晶石矿和部分条纹状重晶石矿属之，重晶石含量30—90%，脉石矿物以绢云母（15—50%）为主。

3．矿石工业品级

矿石工业品级划分有1级品、2级品、3级品三个品级，各品级矿石的化学成分平均含量如表37。

表 37　各品级矿石的化学成分平均含量表

矿石品级	$BaSO_4$ (%)	SiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)	Fe_2O_3 (%)	水溶盐 (%)	样品数 (件)
1	93.60	3.92	1.44	0.70	0.13	51
2	82.05	10.33	2.80	1.45	0.15	40
3	43.57	35.88	8.56	4.57	0.19	7

1级品矿石占表内矿石总储量的30.93%。2级品矿石占69.07%。3级品（表外）矿石储量很少，占0.73%。

实例2：四川白玉呷村银多金属—重晶石矿床

呷村银多金属—重晶石矿床位于松潘—甘孜褶皱系西部的玉树—义敦优地槽褶皱带的东部，受中国地块西南缘印支期的岛弧所控制。

出露地层主要是上三叠统曲嘎寺组、图姆沟组和拉纳山组。为火山岩系夹钙质千枚岩和浅变质灰岩，是一套海相喷发—沉积岩系。矿区附近岩浆活动以火山喷发为主，为中基性—酸性—中酸性，以钙碱性为主。有少量弱碱性玄武岩、流纹岩和钙性流纹质火山岩。

印支运动末期和燕山运动早期，该区上三叠统遭受强烈褶皱，形成轴向近南北，北端向北西偏转的弧形褶皱带。昌台复式背斜核部在平面上呈等轴状（图38），东翼被大断裂破坏，西翼依次分布有昌拖向斜、呷村背斜、牛场沟东向斜等次一级同斜褶曲，轴面向西倾斜，倾角75°左右，呷村矿床则位于呷村倒转背斜的东翼。

（一）矿层产出特征

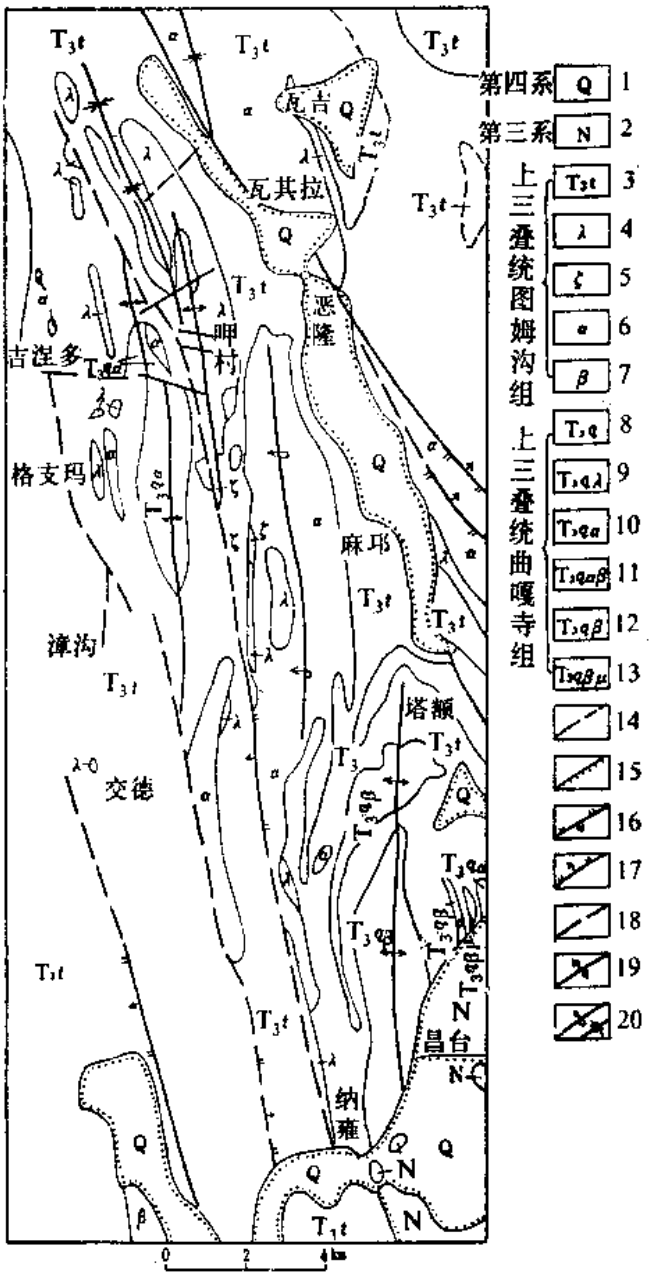


图 38　呷村多金属-重晶石矿床区域地质图

1—砾岩砂和粘土；2—玄武岩砾岩砂岩和粘土岩夹褐煤；上三叠统图姆沟组；3—下部钙质千枚岩夹灰岩，上部砂岩千枚岩；4—流纹质火山岩；5—安山质火山岩；6—玄武玢岩；7—玄武岩；上三叠统曲嘎寺组；8—二云石英片岩；8—流纹质火山岩；10—安山质火山岩；11—基性凝灰岩；12—玄武岩；13—玄武玢岩；14—实测及推测地质界线；15—不整合地质界线；16—逆断层；17—正断层；18—性质不明断层；19—背斜轴线；20—向斜轴线

呷村矿床由两个重晶石矿体，两个铜铅锌银矿体和47个铅锌矿体组成矿带，赋存于呷村背斜东翼图姆沟组流纹质火山岩顶部接触界面附近及其下部的流纹质火山岩中。含矿层位稳定，矿带长1939m，宽50—220m，延伸大于550m。在平面上和剖面上呈歪斜的漏斗状分布（图39、40）。按矿化特征划分为三种类型：即喷气热液-沉积型；隐爆角砾岩型；含矿次流纹岩型。喷气热液-沉积是呷村矿床的主要类型，重晶石矿就属于此种类型。

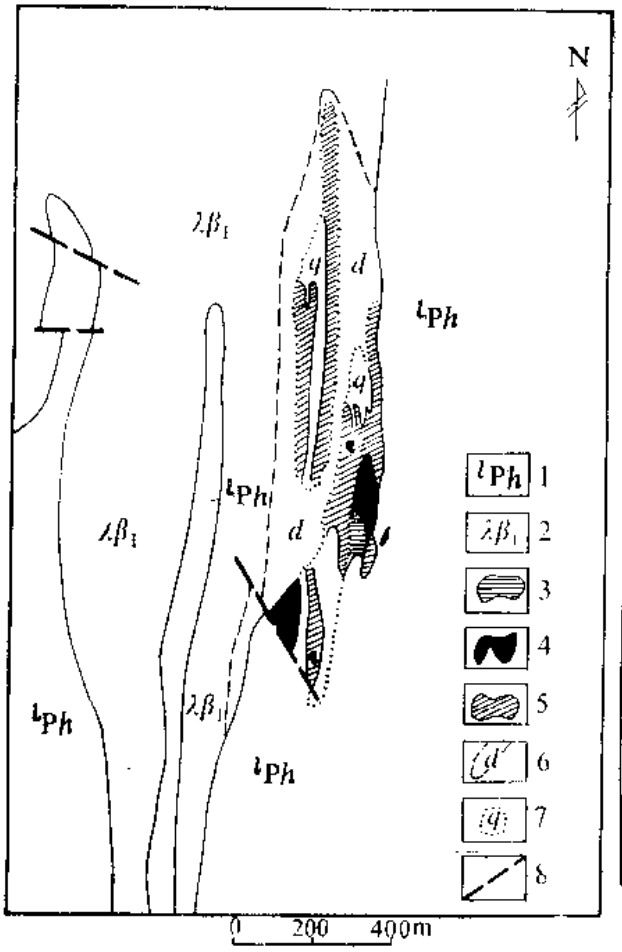


图 39 呷村银多金属-重晶石矿床地质略图
（据四川地矿局108地质队，1986）

1—绿片岩相—千枚岩结晶灰岩；2—绿片岩相流纹质火山岩；3—重晶石矿床；4—块状矿体；5—浸染状矿体；6—绢云母化带；7—次石英化带；8—断层

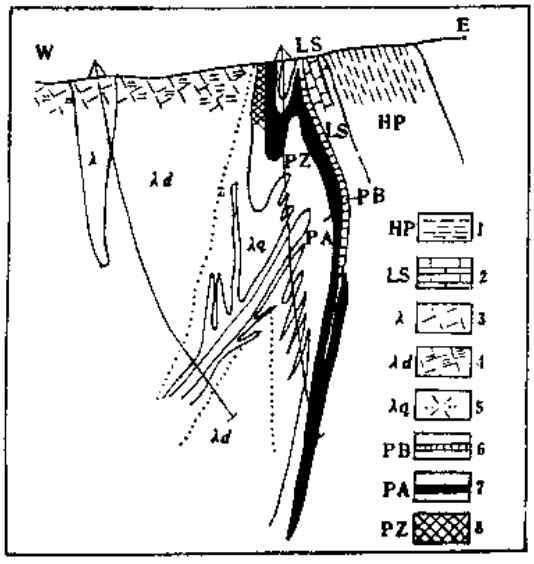


图 40 呷村银多金属-重晶石矿床3线剖面图
（据四川地矿局108地质队，1986）

1—钙质千枚岩；2—浅变质灰岩；3—流纹岩；4—绢云母化流纹质火山岩；5—次生石英化流纹质火山岩；6—重晶石矿；7—块状铜铅锌银矿；8—铅锌矿

重晶石矿体呈似层状，长240—480m，厚10—42m，位于铜铅锌银矿层的上部。重晶石含量一般为47—98%。脉石有石英、碳酸盐矿物等。重晶石粒度细小，粒径0.05—0.5mm，一般在0.3mm左右；具半自形粒状变晶结构。常有少量微粒状黄铁矿、方铅矿、闪锌矿和黝铜矿呈微层状分布，形成灰白相间的金属硫化物和重晶石纹层。当金属硫化物含量较高时，则形成以重晶石为脉石的铜铅锌银矿或铅锌矿夹层。与上覆浅变质灰岩呈沉积过渡关系，浅变质灰岩与矿层之间无明显蚀变现象。

（二）围岩蚀变

围岩蚀变主要是流纹质火山岩的次生石英岩化，常伴生黄铁矿化、钡冰长石化、高岭土化、重晶石化和碳酸盐化。交代作用的主要产物是含黄铁矿的绢云母石英岩，主要矿物组分为绢云母（水白云母）—钡冰长石—石英。按绢云母含量小于和大于25%，可划分为次生石英化和绢云母化两个蚀变带。彼此呈环带状、半环带状分布。环带中心为次生石英化带，向外依次为绢云母化带和弱次生石英岩化流纹质火山岩。

从地球化学角度看，流纹质火山岩的次生石英岩化，形成绢云母化带和次生石英化带，是一种酸性溶滤作用。由蚀变带岩石化学成分表（表38）清楚看到蚀变作用伴随着Ca^{2+}、Na^{+}、K^{+}、Al^{3+}的带出和Ba^{2+}的带入。

表 38 蚀变带岩石化学成分表

蚀变类型	巴尔特岩石化学式									
原岩带	K 38	Na 93	Ca 30	Ba 0.5	Mg 0	Fe 13	Al 140	Ti 1	Si 613	O 1600
绢云母化带	K 37	Na 3	Ca 3	Ba 1	Mg 3	Fe 26	Al 110	Ti 0.5	Si 683	O 1600
次生石英化带	K 4	Na 1	Ca 22	Ba 21	Mg 8	Fe 11	Al 55	Ti 0.3	Si 734	O 1600

从本质上看、次生石英化带代表了矿液上升的通道，绢云母化带围绕矿液上升通道呈环带状分布。

（三）构造对矿层形态的改造

多金属矿和重晶石矿形成以后，遭受了强烈的褶皱形变，形成区域内向西倒转的同斜褶皱。在剖面上矿层呈弧形弯曲，其形态与上覆浅变质灰岩完全一致。而金属硫化物矿层和矿脉经构造改造形成较普遍的多金属硫化物动力条带或扁平的菱形网脉，并使矿层在褶曲轴部加厚。

第四章　中国重晶石矿床成因综述

第一节　物质来源

一、钡源

（一）沉积型矿床

关于中国沉积型重晶石矿床成因的物质来源问题，本世纪80年代中期以来有各种来源观点。

1．李裕能（1985）❶根据甘南文县一带的地质发展史及前寒武纪地层、岩石特征分析，认为产于该区下寒武统干沟组重晶石矿床的成矿物质（钡）主要来于元古界碧口群（包括震旦系关家沟组）。在上述岩石中钡含量一般为0.2—1%，最高可达3—5%，为地壳钡克拉克值的4—100倍。碧口群大面积裸露，是雄厚的成矿物质基础。成矿机制方面：早寒武世，地表水，地下径流、有关的热液流体和深部层间水（高纯氯化物卤水）等，能经常从含钡岩石中溶滤出相当数量的钡，以粘土、硅胶团的吸附或某种络合物的形式随水溶液迁移。根据沉积物特征判断，当其未经长途搬运的情况下，就近汇入于海盆的浅海—滨海带。由于物理化学条件的改变，大量的二氧化硅胶体凝聚、胶凝、结晶为硅质岩。与此同时，钡离子从硅胶团中解脱而呈游离态，于富含有机质和有高浓度硫的氧化还原界面附近同硫酸根结合而沉淀为重晶石。

2．产于福建永安下—中寒武统林田群的重晶石矿床，据福建闽西地质大队的勘探报告（1985）称：该处重晶石成矿的钡主要来自北面的建阳半岛，亦主陆源说。

3．在湖南新晃贡溪—贵州天柱大河边超大型沉积重晶石矿床的研究方面，又有以下几家观点。

（1）赵代珍（1986）认为该重晶石矿床的成矿钡物质来源与陆源和海底喷发，水下含矿（钡）热卤水有关，且以后者为主。(a)陆源：该区基底岩层钡的平均含量为8848ppm，比地壳丰度值（500ppm）高17.70倍，所以成矿物质钡来源与基底岩层风化有一定关系。但是钡是一种惰性元素，几乎不溶解于水，单凭基底岩层中的钡来形成超大型重晶石矿床是不可能的，它只是钡物质来源中很少的一部分。(b)海底火山喷发和水下含矿（钡）热卤水提供钡源：主矿层底板钙质磷块岩与重晶石矿层之间夹一层沉凝灰岩或凝灰质硅质岩的钡含量平均17267 ppm。表明重晶石矿层形成前夕，海底火山喷发强烈，水下含矿（钡）热卤水发育。含矿（钡）热卤水沿深断裂上升不断供给钡物质是最主要的。而海底火山喷发只是钡物质来源的提供者之一，但不是主要的。因为重晶石矿层本身不含凝灰物质，其厚度可>7m，而沉凝灰岩的最大厚度都不超过1m。

（2）范祖全、周振冬等（1986）对上述重晶石矿床研究后，提出海底气液喷溢沉积的观点，其成矿气液可能来源于流经下伏岩层而上来的热卤水。从矿石成分分析得知，热

❶ 李裕能，甘肃文县重晶石矿床地质特征，西北地质，1985年1期。

卤水中只有钡含量很高，可能以钡的氯的络合物形式存在于热卤水中并被搬运。根据重晶石沉淀时的平均温度185℃，有力地否定了钡来自古陆，在常温下形成重晶石的可能性。另从湘西、黔东一带寒武系中，牛蹄塘组底部有层状重晶石矿床，中上部黑色岩系中有Ni、Mo、U、V等多元素组合矿床，清虚洞组和敖溪组水云母页岩中有硅酸盐钾矿床，已构成一个成矿系列，Ba、Ni、Mo、U、V、K等高度富集。根据这些元素的地球化学特性，大量由古陆带来的可能性极小，况且它们的富集环境均位于陆棚或深水盆地之中。显然与海底同生断裂活动有关；由同生断裂排放出来。当陆棚盆地处于开放、氧化环境时，海水深度变浅，水柱压力小，从同生断裂上来的气液喷溢强度就大，在与海水混合后，从海水硫酸盐中获得硫，即可形成层状重晶石矿体。如果盆地渐趋闭塞，处于弱氧化环境时，海水深度加大，水柱压力增高，这时从同生断裂上来的气液喷溢受到限制而减弱，因而只能形成夹于炭质页岩中的透镜体、结核状矿体。

（3）余洪云（1988）认为该超大型重晶石矿床的成矿物质钡主要来自基底层。是由海水沿同生断裂下渗在岩石裂隙、孔隙中循环萃取钡，形成富含钡的高纯氧化物卤水，然后沿同生断裂上升返回沉积盆地而成矿。

4．湖北第八地质大队（1985）在提交湖北随县柳林重晶石矿床勘探报告中，根据矿床在构造上位于多期活动的襄广深大断裂北侧的地槽褶皱带（即大陆边缘），和下寒武统大堰角组含矿岩系中几乎未发现陆源碎屑，为一套富含Ba、P、V、U、Th的硅质岩建造特点，推测成矿物质至少大部分来源于海底火山间歇期的火山喷气作用。

沉积重晶石矿床的钡源，从上面的简介中可归纳为陆源，基底岩石源和火山-气液源三种。从各处矿床成矿的具体地质环境结合部分测试成果而得出的认识，对中国沉积重晶石矿床成因的研究方面，无疑起到了积极的推动作用和指导意义。但是，从宏观控制方面看，就中国Z—∈界线附近和晚泥盆世两个时期的沉积型重晶石矿床分析，像湘黔边境超大型贡溪-大河边矿田位于会同海盆的北西侧斜坡，西距古陆千里之遥，显然不是陆源所能解释的。又如甘南文县重晶石矿田附近虽有前震旦纪碧口群大面积裸露，姑且不论陆源钡的溶滤出的介质和运移的形式怎样，但为什么只限于早寒武世早期这样一个较狭窄的时间区间成矿？其余地质时代也有碧口群裸露，何以又不成矿？这也是陆源说不能解决的矛盾所在。基底岩石钡源说认为是海水下渗溶滤出基底层中的钡，然后上升导入海盆成矿。海水如此下渗上升的循环作业萃取和运移钡质成矿似乎是可能的，但为什么也要限于较狭窄的时间区间？在长达数千公里的空间上都是在这个较狭窄的时间成矿？这是基底岩石钡源说所碰到而难于解释的困惑。

从扬子地台南缘和北缘的广大地区，都是在Z—∈界线附近成矿，黔、桂地区主要是在晚泥盆世成矿，且均位于大陆裂谷或裂陷槽环境。地史上的这两个时限正是在地槽回返过渡到地台雏形阶段，由于陆内拉张裂谷作用，导致火山喷发。大陆裂谷火山岩中，大离子亲石元素和轻稀土元素特别富集，而Ba是属于大离子亲石元素，可见钡源是与大陆裂谷火山岩有关。在甘南文县一带位于外龙门山区的扬子海与松潘古陆之间的裂谷带上，该裂谷带直达地幔发生于元古代，在古生代继承性活动频繁。很难设想深源矿质组分不沿此裂谷型断裂上升于海域中参加成矿作用。据乔秀夫等(1988)从古磁学研究指出：大约1400Ma左右，南华洋向扬子板块俯冲，华夏板块随之向扬子板块接近，到末前寒武纪期间(800—600Ma)，华夏板块的东部与扬子板块的南东部分碰撞拼合。而通过福建永安的NWW向清

流—晋江深断裂正位于这个碰撞的接合部。故福建永安下—中寒武统的沉积型重晶石矿床有可能是由这个接合部断裂从深源导出，也不一定是陆源。

在第三章已阐明，中国沉积型重晶石矿床均形成于火山-气液喷溢阶段，气液性质以来源于深部未耗损地幔的碱性岩和碱性超基性岩浆为主，兼有重熔酸性岩浆。据此可认为Ba来源于上述岩浆源，由火山-气液喷溢方式带出。

（二）层控型矿床

段子清等（1981）、齐宝林（1984）曾先后论述过豫北和晋南中条山一带重晶石矿床的层控特征问题。继之钟德宏（1986）❶、钱秋松（1986）❷又分别就鄂西南五峰—宜都一带和贵州黔中等地的重晶石矿床的成因问题提出了层控观点。作者对上述观点进行了检阅，认为合乎事实。所谓层控矿床的最基本的特点，是要具备有生、储、盖的岩层组合，而这种配套岩层组合是异常清楚的。其钡源有来自下伏地层（武陵-苗岭一带），来自围岩或容矿层本身（太行-中条一带）之分，也有地层源兼有深源的（广西象州等地）。上述钡的祖源可能与沉积期的火山-气液有关，由气液喷溢带来的钡质进入沉积物中分散沉积为钡源层。

（三）火山-沉积型重晶石矿床的钡源多来源于岛弧的钙碱性流纹质火山岩。热液型重晶石矿床的钡源多与酸性岩有关（安邱、衡南），少部分与裂谷型双峰模式的基性岩有关（靖西）。

二、硫源

由图41知，中国重晶石矿床不论是沉积型、层控型，还是火山-沉积型、热液型，重晶石的$\delta^{34}S$值都是正值且大于+10‰，其中沉积型矿床的重晶石的$\delta^{34}S$值除永安李坊矿床外，余均大于同时代海洋硫酸盐的$\delta^{34}S$值（海洋硫酸盐$\delta^{34}S$的高点值：Z—∈=+30‰，C=+18‰）。这种大于同时代海洋硫酸盐$\delta^{34}S$值的主要原因是与成矿环境处于封闭系统有关。火山-沉积型和热液型矿床的重晶石的$\delta^{34}S$值与同时代的海洋硫酸盐的$\delta^{34}S$值相近，表明硫源可能与海洋硫酸盐有联系。需要指出，四川呷村矿床中各类硫化物矿石的硫同位素组成，呈塔式分布，$\delta^{34}S$值最高频数位于−1‰处，与陨石硫十分相似。据张理刚引述大本(1970、1974)等人详细研究日本的某些黑矿型矿床的硫同位素组成是从+8—−5‰变化。但是沉积出这些硫化物的成矿热液中，总硫的$\delta^{34}S$值是+20‰左右。就是说沉淀出的硫化物的$\delta^{34}S$值不等于$\delta^{34}S_{\text{总}}$值。以此类比，呷村重晶石的$\delta^{34}S$值变化于+13.8—+20‰，平均17‰，似乎暗示出与三叠纪海水来源有关。至于层控型矿床重晶石的$\delta^{34}S$均>+10‰<+35.5‰的正值，当与蒸发盐岩有关。从武陵—苗岭成矿带硫化物的$\delta^{34}S$<+30—+12‰，重晶石的$\delta^{34}S$一般>+30‰的情况看，说明成矿环境也是处于封闭系统。所谓封闭系统是指硫酸盐的补给速度的体系，由于细菌还原硫酸盐时，$^{32}SO_4^{2-}$优先被还原为H_2S，因而开始形成的硫化物以富含^{32}S为特点，残余下来的硫酸盐则逐渐富于^{34}S，所以越晚期形成的硫化物就越富^{34}S。在这种体系中$K_1/K_2=1.025$，即它所形成的硫化物的$\delta^{34}S$值比硫酸盐约低25%，但其中形成的$\delta^{34}S_{BaSO_4}$值始终>溶解的硫酸盐（$CaSO_4$）的$\delta^{34}S$值，即$\delta^{34}S_{\text{硫化物}}$<+30‰<$\delta^{34}S_{\text{重晶石}}$（+30‰为寒武纪海水硫酸盐$\delta^{34}S$的高点值）。

---

❶ 钟德宏，五峰-宜都一带重晶石矿成矿规律及其成因探讨，湖北地质科技情报，1986年4期。

❷ 钱秋松，贵州层控型重晶石矿地质特征及成矿地质条件，贵州区域地质科技情报，1986年2期。

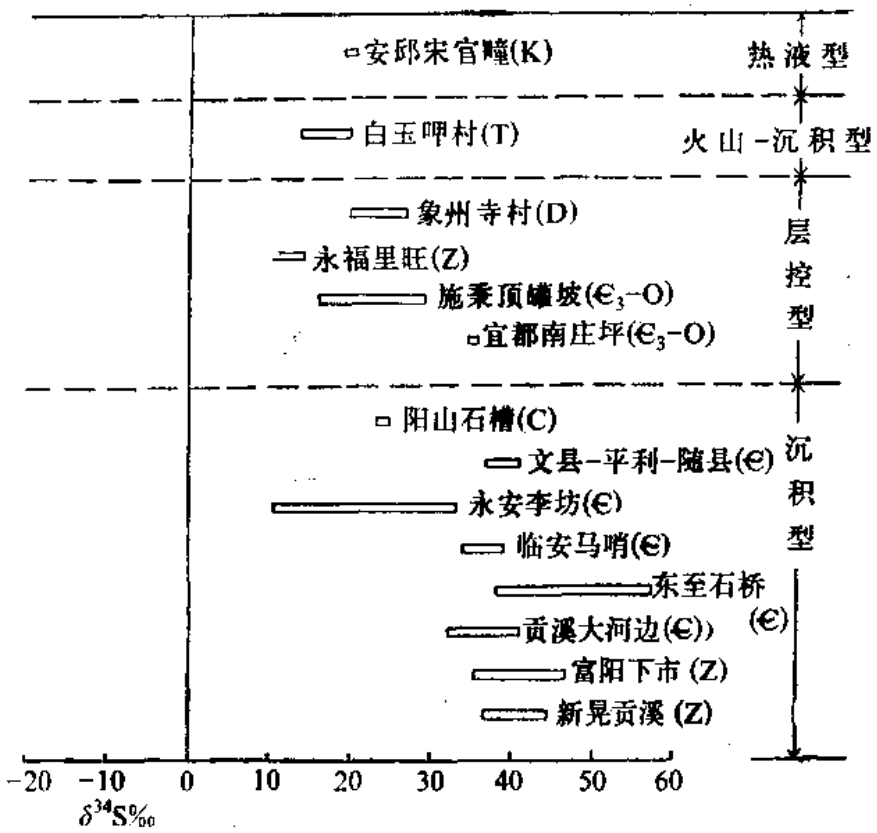


图 41 重晶石矿床的重晶石矿物的硫同位素组成

第二节 成矿的物理化学条件

一、成矿温度

中国各成因类型的重晶石矿床的成矿温度区间（图42）：沉积型为90—230℃，层控型73—273℃，火山-沉积型为182—250℃，热液型为165—184℃。单从成矿温度看，都属于中—低温矿床。

张理刚（1985）在总结海水热液矿床的一般特征中指出：成矿温度可达250℃左右，计算的 $\delta^{34}S_{2S}$ 值，通常与同时代海水值相等，其成矿环境为岛弧环境以及海底基底断裂（火山）带等。结合中国的火山-沉积型、沉积型两类重晶石矿床的成矿温度（成矿上限温度：火山-沉积型是250℃，沉积型是230℃）和前述硫同位素组成均具有同时代海水值的特点看、可知位于岛弧环境的火山-沉积型和位于大陆裂谷或裂陷槽的沉积型两类矿床，都可纳入海水热液矿床范畴。这就进一步说明中国的沉积型矿床是属于海水热液成因。成矿物质主要是由海底火山-气液喷溢带出，故亦称海底火山-气液矿床或火山喷气热液矿床，显然不同于常温下的传统概念的沉积矿床。

补充说明：沉积型、火山-沉积型两类重晶石矿床，它们都是在海底火山喷发终了的气液阶段或火山喷发间歇期的气液阶段形成。主要差异表现在大地构造背景，成矿岩浆系列和矿床组合三个方面。前者位于大陆裂谷或裂陷槽环境，Ba源多与双峰模式的岩浆有关，通常形成重晶石单矿床；后者形成于边缘海盆—岛弧环境，Ba源与钙碱性系列的流纹质岩浆有关，具有多金属（Cu、Pb、Zn、Ag等）-重晶石复矿床的组合特点。用槽台

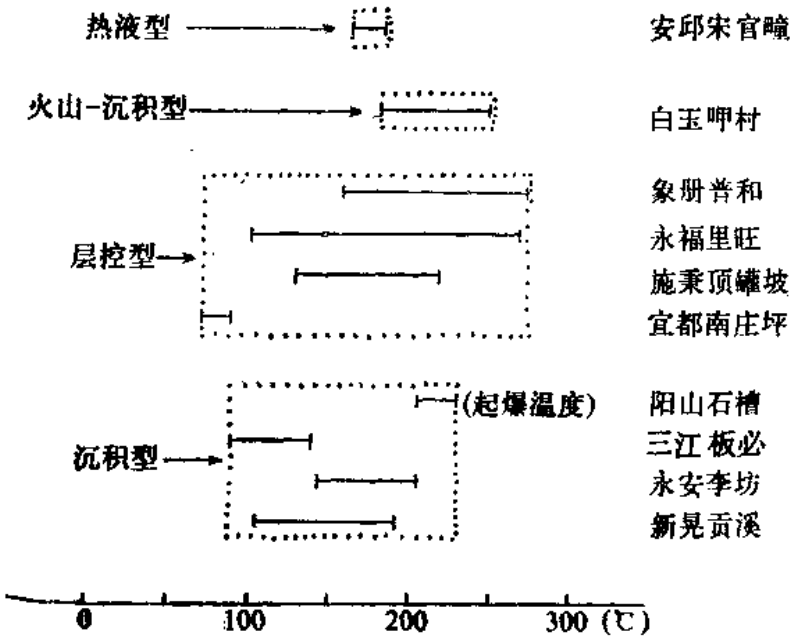


图 42 重晶石矿床的成矿温度区间（均一法测定）

观点的说法是，沉积型重晶石矿床形成于地台区，火山-沉积型重晶石矿床产于地槽区的优地槽带。

二、成矿压力

扬子地台边缘早寒武世重晶石沉积海域的海水深度为数十至200m，可知沉积重晶石的成矿压力为数个—20×10^5Pa。四川白玉卟村火山-沉积重晶石矿床的成矿压力，据段克勤提供资料，以该矿床东侧具氧化特征的褐红色安山岩代表近海面的氧化带，由矿层与褐红色安山岩之间的地层厚度推算，重晶石矿层沉积时海水深度为2000m(±)，则成矿压力大约为200×10^5Pa。

关于层控型、热液型两类重晶石矿床的成矿压力，由于缺乏测试资料，无从确定。但据严钧平（1989)在有重晶石为脉石的黔东万山、铜仁两汞矿中研究，从H_2O—CO_2体系热水的CO_2浓度与温度、压力之间的关系图计算的成矿压力为$100—120\times10^5$Pa。估计武陵—苗岭层控型重晶石矿床的成矿压力可能在上述压力数值之内或稍低。

三、成矿的Eh、pH

从表39和图43知，中国重晶石矿床不论是沉积型、层控型、热液型，重晶石都是在

表 39 重晶石（全岩样）Eh、pH 测定值

矿床	成因类型	Eh (mV)	pH
贵州天柱大河边	沉积	357	6.5
甘肃文县东风沟	沉积	297	6.85
陕西平利水坪	沉积	276	7.40
湖北隆县柳林	沉积	352	6.8
四川彭水郁山镇	层控	363	6.62
广西象州潘村	层控	370	6.58
山东安邱宋官疃	热液	390	6.40

宜昌地质科研所测定

pH＝6—7.4的弱酸性—弱碱性过渡的氧化环境中生成。据四川岬村多金属-重晶石的火山喷气热液-沉积矿床成因分析，矿液是在pH＝3—3.5时直接喷出海底，但是生成重晶石矿层又是在低温的弱酸性环境。可见弱酸性—弱碱性的氧化环境是各成因类型的重晶石沉淀的共性条件。或者说pH＝6—7.4，Eh＝260—100mv，是重晶石沉淀的最佳条件，而与成因类型无关。

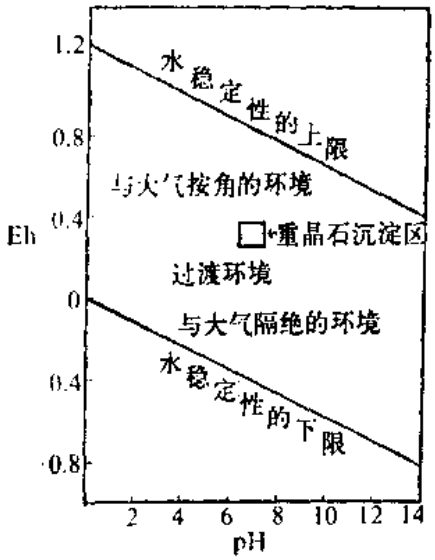


图 43　重晶石的Eh—pH图

宏观地层柱和成矿环带，沉积型重晶石矿床地层柱由下向上为硅质岩→重晶石矿层→碳酸盐岩；火山-沉积型矿床为次生石英化带→多金属和重晶石矿层→灰岩；层控型和热液型矿脉由脉壁向中心为硅化蚀变带→重晶石脉→碳酸盐矿物。在时序上都是遵循着酸性→中性→碱性方向的沉淀演化规律，同样与成因类型无关。

四、包裹体

湖南贡溪沉积型重晶石包裹体很小，直径2—3μm；形态各异，气液比<5%。其它沉积重晶石包裹体的气液比，广西三江板必为5%，福建永安李坊为9—12%。层控型重晶石包裹体的气液比：湖北南庄坪1—4%，贵州顶罐坡5—10%，广西象州16%。热液型重晶石包裹体的气液比：山东安邱宋官疃为9%。均以液相为主，与成因类型无关。据褚有龙（1989）对广西象州潘村和寺村两个层控型矿床重晶石包裹体成分研究，认为重晶石形成于高盐度水的环境。其SO_4^{2-}/Cl^-之比值为5.95—10.4，表明重晶石成矿时的溶液属硫酸盐型。

第三节　成矿模式

一、沉积型重晶石矿床模式（图44）

（一）在大陆裂谷或裂陷槽的火山喷发期间，由于来自地幔的热能及其岩浆侵位的作用下，可使地壳深部物质遭受熔融或部分熔融。

（二）在火山喷发旋回终了的气液阶段，硅酸盐携带磷、钡等元素组分循同沉积深断裂上升，喷溢于裂陷槽海盆，间或夹有少量火山凝灰物质同时喷出，形成沉凝灰岩层。

（三）由于硅酸盐饱和而首先沉积硅质岩，含磷硅质岩，或夹磷结核层、磷块层。在硅胶凝聚成硅质岩之际释放Ba^{2+}于海水中。硅质岩形成于酸性环境，当溶液由酸性演化至弱酸性→弱碱性的氧化环境时，硅质岩不再沉积，此时Ba^{2+}与海水中的SO_4^{2-}相遇结合沉淀为重晶石矿层。

火山-气液物质组分导入海盆与海水中的元素组分相遇后，一般是依沉积分异规律进行活动的，举湖北随县柳林重晶石矿床实例，说明如下。

沉积分异作用规律，即沉积物的沉积顺序一般是：SiO_2（蛋白质）→磷酸盐→白云石（碳酸盐）→硫酸盐→氯化物。而随县柳林地区就基本上符合这一沉积规律。（1）首先是

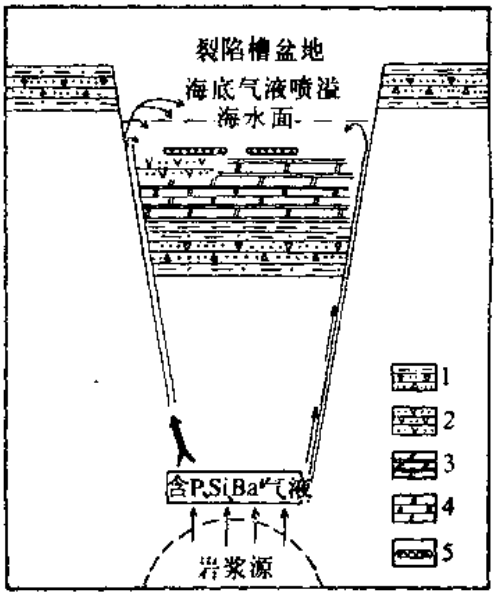


图 44 沉积型重晶石矿床成矿理想模式

1—砂质岩与火山碎屑岩；2—沉凝灰岩；3—硅质岩；4—磷块岩或磷结核；5—重晶石矿层

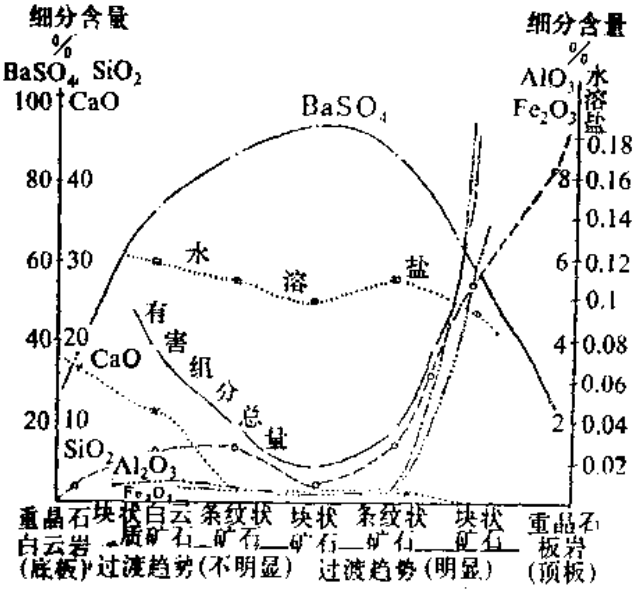


图 45 矿石益害组分变化曲线图

(据湖北第八地质大队，1985)

SiO_2胶体大量沉积，形成矿层的间接底板厚层硅质岩。(2)由于沉积作用的继续，海水中镁浓度、磷浓度增大，于是形成矿层的直接底板—硅质白云岩、含磷结核硅质板岩。由于镁、磷补给贫乏，仍以硅胶沉积占优势，所以白云岩不发育，磷矿层薄而贫，连续性差。(3)最后才是重晶石沉积阶段。在重晶石沉积初期，因Mg、SiO_2沉积尚未完全结束，它们同时发生沉淀，就产生了前者到后者的过渡，在岩性上反映为矿层下部为重晶石硅质板岩，重晶石白云岩，逐渐过渡为白云质重晶石矿石。随着Si、Mg基本耗尽又缺乏补给，而Ba组分渐趋浓缩，过渡到重晶石矿石和少量条纹状重晶石矿石。之后，随着介质条件，补给条件发生变化，使沉积组分中硅质成分增加，依次沉积了条纹状矿石、板状矿石、重晶石硅质板岩、至硅质板岩而结束成矿作用。

从图45矿石益害组分变化曲线图也可得到反映和说明。

1．$BaSO_4$含量由低→高→低，呈一大体对称曲线。

2．SiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3，总趋势升高，但在条纹状矿石向板状矿石过渡时，则呈直线型急剧上升。三组分含量为同步消长关系。CaO则相反，呈平缓的单调下降。

3．有害组分总量变化与$BaSO_4$相反，为高→低→高，大体呈一开口向上的抛物线。

上述变化反映出各自然类型矿石在形成时间上，空间上的关系。即由重晶石白云岩→块状白云质重晶石矿石→条纹状重晶石矿石→块状重晶石矿石→条纹状重晶石矿石→板状重晶石矿石→重晶石板岩的生成顺序和上下关系，反映了随矿质组分（$BaSO_4$）逐渐浓集又逐渐消减，矿石类型也随之改变的过程。

二、层控型重晶石矿床模式（图46）

（一）大气降水渗入地下，随深度增加而被加热，直接溶解膏盐成为热卤水，或混合有深地层卤水。

（二）卤水受水化学垂直分带法则的制约，SO_4^{2-}型水多集中于浅层，而氯化物卤水主要富集于底层，于是溶解膏盐生成的卤水中的SO_4^{2-}和Cl^-便分道扬镳。SO_4^{2-}向浅层运移，

而含Cl^-的卤水便向底层集中。

（三）氯化物卤水在底层的Ba源层浸出Ba等元素组分，形成含矿的卤水，主要以$BaCl_2$等形式存在于卤水中。

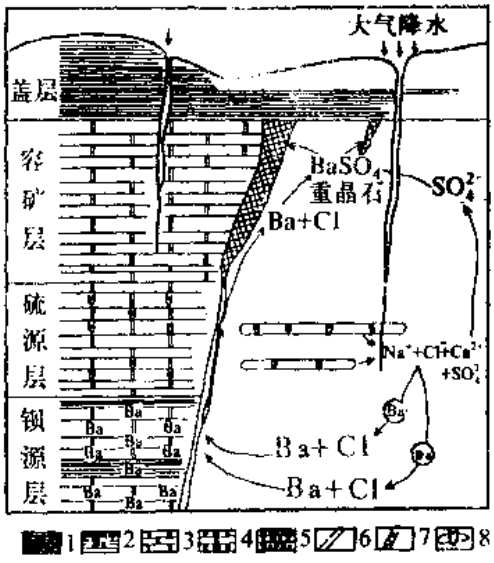


图 46 层控型重晶石矿床常见成矿模式示意图

1—页岩；2—含Ba黑色页岩；3—白云岩；4—含膏盐白云岩；5—含Ba白云岩；6—裂隙或断层；7—晶重石矿脉；8—膏盐岩

（四）因地热梯度，构造运动等作用释放热量的影响，使含Ba卤水增温而具有驱动能力，沿断裂运移上升至浅层与SO_4^{2-}型水相遇，促使物化条件迅速改变（温、压下降，Eh升高，pH降低），于是Ba^{2+}与SO_4^{2-}化合成重晶石沉淀于断裂空间。由于上覆泥质类岩层的屏蔽作用，使上述成矿过程能够重复缓慢地进行，直到矿床完全形成。

三、火山-沉积型重晶石矿床模式

以呷村银多金属-重晶石矿床为例说明如下：据段克勤（1986）❶研究，该矿床主要属火山喷发期后的喷气热液-沉积矿床，其成矿模式如图47所示。

成矿过程：在晚三叠世早期沿昌台近南北向的义敦岛弧带，发生了由基性—中酸性的海底喷发作用，沉积了曲嘎寺组的火山沉积岩系；之后在呷村北2km处产生了侧翼火山口，喷发沉积了图姆沟组含矿流纹质火山岩，形成火山锥；火山喷发停止以后，沿火山锥南侧的构造裂隙发生喷发期后的喷气热液活动。在喷发热液活动中，矿化剂的性质随时间

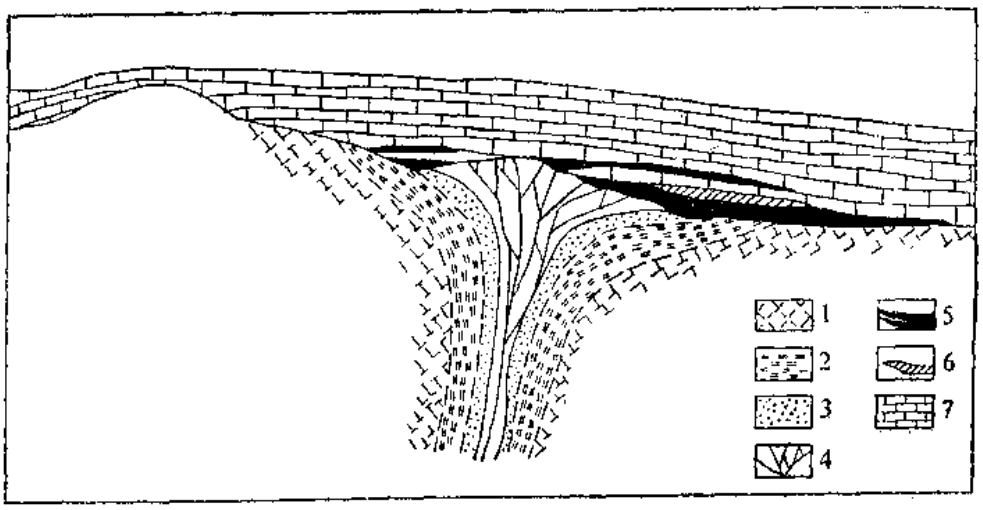


图 47 呷村银多金属-重晶石矿床成矿模式示意图

（据段克勤，1986）

1—流纹质角砾凝灰熔岩；2—绢云母化带；3—次生石英化带；4—网脉状多金属矿；5—块状铜铅锌银矿；6—重晶石矿；7—灰岩

❶ 段克勤，川西呷村火山岩型银多金属矿床的地质特征，1986年打印本。

而变化，一般分为早期氯质、中期硫质、晚期二氧化碳。成矿作用主要发生在氯质和硫质喷气热液活动阶段。从围岩蚀变主要是金属阳离子的溶滤，无碱交代作用看，含矿热液是酸性的。矿液在pH＝3—3.5直接喷出海底。但是重晶石矿层的生成又是在CO_2喷气热液阶段，此阶段的喷气热液为低温，弱酸性环境，对多金属的搬运能力很差，只有Ba^{2+}呈重碳酸盐及其络合物的形式迁移至海底生成重晶石矿层。基于以上分析，故认为呷村矿床是一个典型的火山喷气热液-沉积矿床。

四、热液型重晶石矿床模式

中国部分热液重晶石矿床基本上是符合于如表40艾孟斯的垂直与水平分带规律的。如山东安邱宋官疃含铅重晶石矿区所见：由酸性侵入体向外→矽卡岩金属矿床→中温热液铅锌矿床→低温热液含铅重晶石矿床的成矿环带图象，非常清晰。另外在青海锡铁山亦见到中温铅锌矿带的外围是低温重晶石矿带的现象；广西靖西弄华是黄铁矿-重晶石复矿床→重晶石单矿床的分带特征。后二者的成矿母体据分析是属于基性侵入体。

表 40　热液矿床成矿模式之一

岩浆热液	温度分带区间（℃） 温度递减方向→
	高温带　　中温带　　低温带
	400 ——→ 300 ----→ 200 ——→ 50
矿　种	钨、锡、铋、钼　　铜、铅、锌、银　　石膏、石英、重晶石、萤石

五、残-坡积型重晶石矿床模式

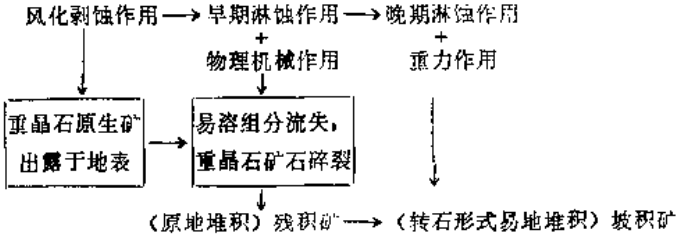
（一）风化剥蚀阶段：重晶石原生矿床暴露于地表。

（二）淋蚀早期阶段：原生重晶石矿床出露地表后，经常受到水、大气营力和生物营力的作用，重晶石被强烈改造。易溶成分如碳酸盐等矿物流失，有的物质成分被风化成土状。由于物理的机械的风化作用，促成矿石碎裂而形成残积型重晶石矿床。其特征是：无顶板围岩，保留有原生矿的结构和构造。

（三）淋蚀晚期阶段：由于剥蚀作用和淋滤作用的连续继承发展，残积矿受重力作用的影响，常常以转石形式顺坡向移动于缓坡地段及其低洼地带堆积而成矿。这种易地堆积成矿方式，称为坡积型重晶石矿床。其特征是：矿层呈灰白、灰黑色，疏松，由重晶石、脉石英、硅质围岩等碎块和含铁锰质粘土、砂土组成。

这种残-坡积型重晶石矿床一般在原生矿床附近都有发现，只是规模大小的问题。如中国广西象州寺村，海南儋县冰岭，安徽含山距子山等，就是比较有名的残-坡积型重晶石矿床。

残-坡积型重晶石矿床的成矿简单模式如下：



第五章　中国重晶石矿床成矿规律与成矿预测

第一节　成矿规律

一、大地构造与重晶石矿床的关系

大地构造与重晶石矿床的关系，主要有三种大地构造环境对重晶石矿床的形成有控制作用。即大陆裂谷系、弧-盆系和陆内挤隆系。

（一）大陆裂谷系：又可分为大陆边缘裂谷和陆内裂谷两种成矿环境。

差不多大多数的沉积型重晶石矿床均为大陆裂谷所控制。在晚震旦世—早寒武世，如扬子地块北缘的外龙门山地区、秦巴地区等均属于大陆边缘裂谷带构造环境，分别控制着甘陕川边和陕川鄂边等重晶石矿床的形成与分布。扬子地块南缘一般为陆内裂谷，如皖南、浙西两个裂陷槽，分别控制着该两地区的重晶石矿床；在湘黔边境著名的贡溪—大河边超大型重晶石矿床的构造环境，据分析也类似于裂陷槽性质。

在晚泥盆世的沉积型重晶石矿床，也位于陆内裂陷槽内，如冷水江—龙胜深断裂所形成的裂陷槽内有广西来宾古潭矿床，紫云—南丹深断裂所形成的裂陷槽内有贵州镇宁乐纪矿床等。另外，在陆内裂谷环境，还有热液型重晶石矿床分布。如郯庐重晶石成矿带为郯庐裂谷带所控制，广西靖西弄华黄铁矿—重晶石矿床位于那坡—龙州裂谷带上。另外在宁夏青铜峡至甘肃武威一带的热液型重晶石矿床，也有可能与裂谷构造环境有关。

（二）弧—盆系：这种构造环境主要产火山-沉积型和热液型重晶石矿床。如四川呷村火山-沉积矿床位于玉树—义敦优地槽东部，受义敦岛弧控制。青海镜铁山热液矿床位于柴达木北缘优地槽，新疆天山一带的热液型重晶石矿床均位于优地槽或冒地槽的构造环境，表明都是受边缘海盆的控制。

（三）陆内挤隆系：这是与陆内裂谷的发生发展相伴生的一种构造系，或受板块对撞的影响，因挤压作用或推覆作用而形成的隆起带，广见地台盖层产生形变。盖层形变的始末，往往伴随着大范围内的层控型重晶石矿床的形成。在中国东部的一条新华夏系太行山—武陵山隆起带上，有两个层控型重晶石成矿带就为这种盖层形变活动所造成。如武陵—苗岭重晶石成矿带受上扬子台褶带（鄂黔台褶带）控制，太行一中条重晶石成矿带受太行挤压隆起带（山西断隆边缘带）控制。前者位于扬子地块，矿带受区域褶皱控制明显，后者位于中朝地块，矿带由区域断裂控制为特征，矿带的展布方向均呈北东—北北东向的弧形偏转。

综上所述，大地构造环境类别与重晶石矿床成因类型的控制关系是明确的，具有一一对应关系，如表41。

二、地史旋回与重晶石矿床的关系

表 41　构造环境类别与重晶石矿床成因类型的关系

构造环境		成因类型	实例
I 大陆裂谷系	Ia 大陆边缘裂谷	沉积型	扬子地台北缘成矿带
	Ib 陆内裂谷	沉积型	扬子地台南缘成矿带和广西来宾、贵州镇宁等地
		热液型	郯庐成矿带，广西靖西，宁夏青铜峡
II、弧-盆系		火山-沉积型热液型	四川呷村 青海镜铁山、新疆拜城、托克逊等
III、陆内挤压系		层控型	武陵—苗岭成矿带、太行—中条成矿带

在中国，从太古—元古代至第四纪，几乎每一个地层时代都有重晶石矿床产出。然而具有工业意义的重晶石堆积，都集中于元古界、寒武系、奥陶系、泥盆系、三叠系和白垩系。从地史旋回看，主要与加里东旋回、华力西旋回、印支旋回和燕山旋回有关。在重晶石成矿的演化时序上，大多出现于每一个旋回的底部或下部。

从图48明显看出加里东旋回的下部寒武纪是中国沉积型重晶石矿床的一个最主要的成矿时代。已知产于下寒武统底部的沉积重晶石矿床的探明储量，占中国重晶石总探明储量的56.81%。

产于华力西旋回下部泥盆系的重晶石矿床既有沉积型的（广西来宾、贵州镇宁），也有

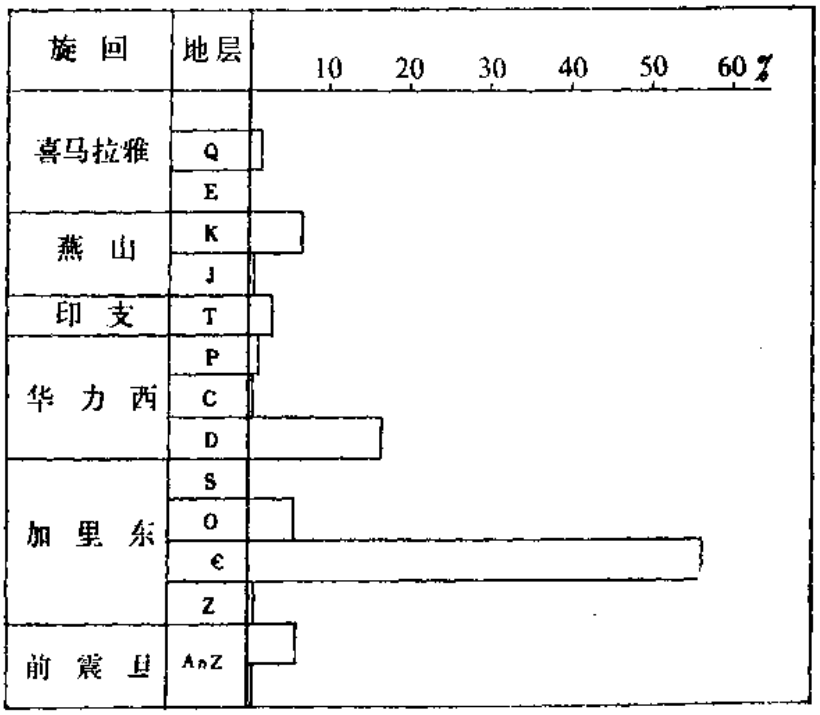


图 48　各地层中的重晶石储量基础百分比直方图

层控型的（广西象州）。产于印支旋回的主要有三叠系火山-沉积重晶石矿床(四川呷村)。产于燕山旋回的有白垩系沉积重晶石矿床（西藏类乌齐）和热液重晶石矿床（山东安邱、

湖南衡南等）。

上述各个旋回沉积重晶石矿床，多位于硅质岩、炭泥质岩和碎屑岩建造向碳酸盐岩建造的过渡地带。说明沉积重晶石矿床的形成、受控的实质不局限于具体的地层时代，而是取决于所处的地质构造旋回部位，即受控于不整合面或沉积间断面之上的陆相碎屑岩层与海相碳酸盐岩层之间的过渡地带，或最大海侵的底部。

必须指出，中国大多数层控型矿床，虽然控矿地层时代较老，如武陵—苗岭重晶石成矿带受控地层主要为上寒武—下奥陶统；太行—中条重晶石成矿带受控主要地层亦为上寒武—中奥陶统以及更老的地层，但是它们的成矿时代，多集中于燕山期。

从成矿时序看，沉积型重晶石矿床由寒武纪—白垩纪有逐渐减弱的趋势，热液型重晶石矿床多以印支期和燕山期为主要，如表12所示。

表 42　地史旋回与重晶石矿床成因类型的关系

成因类型 \ 地史旋回	前震旦纪	加里东	华力西	印支	燕山
沉积型		超大型、大型	大型、中型		中型
层控型	小型	中型、小型	大型、中型		中型、小型
火山-沉积型	大型			大型	
热液型	小型	小型	小型	中型、小型	中型、小型

三、沉积岩相、古地理与重晶石矿床的关系

（一）沉积岩相对重晶石矿床成因类型的控制

中国沉积型和层控型两类重晶石矿床都具有层（层位）、相（沉积岩相）、位（构造定位）三位一体的时空规律特征，受同沉积断裂作用所形成的沉积相带和古地理格局的控制。常见同沉积断裂的下降盘为盆地相，相对上升盘为台地相，断裂带为斜坡相。沉积型重晶石矿床多位于盆地相—斜坡相，层控型重晶石矿床仅见于碳酸盐台地。

在晚元古代—早古生代，大体以斜贯黔东湘西的铜仁—大庸同沉积断裂为界，以东依次为较窄狭的斜坡相带，广海盆地，以西为高建设性的鄂黔碳酸盐台地。晚震旦世—早寒武世的沉积型重晶石矿床都位于该铜仁—大庸深断裂以东的斜坡和广海盆地，构成扬子地台南缘重晶石成矿带。层控型重晶石矿床则位于该断裂以西的碳酸盐台地，构成武陵—苗岭重晶石成矿带。又如泥盆纪，广西来宾沉积型重晶石矿床，位于由冷水江—龙胜同沉积断裂所形成的台沟形盆地，而旁侧象州、武宣一带的碳酸盐台地，则产大型的层控型重晶石矿床。还有贵州镇宁等地的沉积型重晶石矿床也位于泥盆纪台沟。华北太行—中条一带的层控型重晶石矿床也主要产于寒武—奥陶纪的碳酸盐台地。可见沉积相带类别对重晶石矿床成因类型的控制，在中国是泾渭分明的。

（二）沉积型重晶石矿床的沉积建造特点及其形成环境

中国早寒武世的沉积型重晶石矿床的沉积建造，从扬子地台南缘和北缘两个成矿带看，重晶石矿床底板多为黑色硅质岩，顶板一般为黑色含炭质页岩。重晶石矿层在地层柱上被置于硅质岩建造与含炭泥质岩建造之间（图11）。

在早寒武世，扬子地台南缘和北缘的“江南区”、“南秦岭区”和“外龙门山区”，均属

于非补偿的边缘海沉积（图3）。而重晶石矿床的形成，恰恰与这套非补偿性的边缘海沉积建造有密不可分的关系。即重晶石矿床的沉积环境为地台边缘的非补偿海盆。由重晶石矿层的岩层组合特点看，反映沉积相为陆棚相或深水陆棚相，沉积物中的高有机质含量和岩层的规则水平层理，反映了一种较深水的半封闭滞流环境。

必须强调指出，海盆的半封闭性对沉积重晶石矿层的形成是至关重要的。如第三章所述，在鄂北早寒武世梅树村期（图12）有一个椭圆形洼地，紧旁襄广断裂而存在。这个洼地属重晶石—硅质岩相，沉积了著名的随县柳林大型重晶石矿床。而离开这个洼地，相变为黑色页岩—硅质岩相，重晶石矿层消失。这就说明洼地或坳陷构造是形成沉积型重晶石矿床必不可少的重要条件。这种洼地构造或坳陷带，就是沿着扬子地块的大陆边缘形成的裂谷型地堑式槽状深水盆地。这类裂谷型地堑式槽状深水盆地，由于具有半封闭的滞流环境，无疑有浓集矿质的作用，而裂谷型断裂又是深源矿质导入盆地的运输线，故能沉积出重晶石矿床。

产于中国南方晚泥盆世的沉积型重晶石矿床，如广西来宾、贵州镇宁一带，重晶石矿层大多位于硅质岩向泥质岩或粉砂岩过渡的层位上，与前述早寒武世的沉积重晶石矿床的沉积建造特点，非常类似。不过，此处是由裂陷槽所形成的台沟型的半封闭盆地所控制。

（三）层控型重晶石矿床的生、储、盖组合特点

层控型重晶石矿床不但具有层、相、位的三位一体的时空规律，更有明显的生、储、盖的岩石组合的控矿特点，以武陵—苗岭重晶石成矿带为例，该区在加里东构造阶段属台地相，重晶石矿床均产于上寒武统—下奥陶统红花园组层段的碳酸盐岩中（图18）。红花园组的上覆层位湄潭组为细碎屑岩相，红花园组—上震旦统灯影组或陡山沱组，均以碳酸盐岩相为主。

自下寒武世以后，含膏白云岩系达1500m以上。控矿的碳酸盐岩的钡含量为地壳同类岩石钡丰度的1—2个数量级。其下伏震旦系—下寒武统地层中的Ba含量又显著高于上覆控矿地层（ϵ_3—O_1^4）的Ba含量，可达数倍至一个数量级。宏观上构成一个区域性的重晶石矿床的生、储、盖岩石组合。即下奥陶统湄潭组细碎屑岩是盖层。红花园组—上寒武统碳酸盐岩是储矿层，中寒武统有硫源层，震旦系—下寒武统为钡源层。

在其他如黔桂湘粤成矿区、太行—中条成矿带等层控型重晶石矿床，均具有类似的生、储、盖的岩石组合特征（详见第三章第四节和第六节）。

四、岩浆活动与重晶石矿床的关系

中国的重晶石矿床，不但热液型、火山-沉积型与岩浆活动有直接关系，就是沉积型、层控型也与岩浆活动有直接的或间接的联系。这些联系大体上是：

（一）热液型重晶石矿床多与大陆裂谷的酸性岩和基性岩有关。与酸性岩有关的重晶石矿床有山东安邱、湖南衡南等地，与基性岩有关的如广西靖西一带。前已说明，这是因为大陆裂谷火山岩中特别富集大离子亲石元素Ba的原因。

（二）火山-沉积型重晶石矿床与岛弧或活动大陆边缘的火山岩有关。在陆壳性质的成熟岛弧及活动大陆边缘可出现酸性系列岩石，以流纹岩、流纹英安岩占优势。酸性系列岩石中的大离子亲石元素Ba和轻稀土元素含量比分异指数相似的钙碱性系列岩石为高（金性春，1984）。按酸性岩浆岩是钙碱性岩浆岩的一个端元部分，在构造晚期由地壳重熔形成，如四川呷村矿床就与义敦岛弧的流纹质火山岩有关（见第三章第九节）。

（三）沉积型重晶石矿床与大陆裂谷的火山气液的喷溢活动有关。在扩张微弱的大陆裂谷段落，碱性和双峰系列的岩浆活动广布于整个裂谷带区域。在中国扬子地台南缘及黔、桂、湘、粤等地的一些沉积型重晶矿床，可能与上述的火山气液旋回活动有关。

（四）层控型重晶石矿床的钡质来源有深源、地层源之分。其深源是直接由裂谷内断裂导出成矿，地层源也是裂谷早期断裂把深源物质导入于海盆沉积物中分散沉积而成。如象州矿床就具有这种多源成分（见第三章第四节）。其他如武陵—苗岭、太行—中条等成矿带的重晶石钡源一般只有地层源一种，其祖源可能与震旦纪—寒武纪时期的大陆裂谷活动所引起的火山活动有关。所以，单就层控型重晶石矿床的成矿物质来源而论，直接或间接的都与岩浆活动有联系。

由上所述，中国的重晶石矿床除风化残、坡积型外，其余各成因类型的矿床均与大陆裂谷、岛弧两类岩浆活动有关。其中以岛弧的钙碱性系列（包括酸性岩）和大陆裂谷的碱性和双峰系列的岩浆活动为重要。

五、成矿系列

由前所述，重晶石矿床的形成，无不与大地构造背景、沉积相带环境、地史旋回阶段和岩浆活动密切相关。然而，重晶石在地壳中堆积成为矿床不是孤立的行为，从 Ba^{2+}、SO_4^{2-} 的来源、演变，到结为稳定的或静态的重晶石，都不是单枪匹马，必有相类、相关的元素为伍，因而组成一个成矿系列。按重晶石的矿床成因类型分别叙述。

（一）沉积型成矿系列

1．单元系：即重晶石单矿床，其它有用元素甚微或无，如寒武纪的永安李坊、晚泥盆世的来宾古潭、镇宁乐纪等矿床。

2．多元系列：扬子地台南缘、北缘成矿带是一个由 P-Ba-U-Th-LREE-Ni-Mo-V-Pt族等组成的火山气液源成矿系列，位于 Z—∈界线附近。又因有用元素和矿床的赋存与含有机质的黑色页岩息息相关，故又可称为黑色页岩（黑层）成矿系列。

另外，在南方黑层中Cu、Pb、Zn、Ag的丰度在有些地区偏高，其中 Ag 品位在黔东大河边重晶石矿床中为10—33g/t，平均16.5g/t。上述成矿系列在时序上表现为：先是沉积磷块岩、铀、稀土等，接着沉积重晶石，之后沉积镍、钼、钒、银等多金属元素和石煤，最后沉积钾，由下到上构成一个清晰的 P-U-REE-Ba-Ni-Mo-V-Ag-K 的垂向序列。

（二）层控型成矿系列

常见多元系列，主要有（1）Ba-Pb-Zn-Cu 系列（象州、武宣地区，太行—中条成矿带）；（2）Ba-W-Sb系列（粤北韶关）；（3）Ba-F-Cu-Pb-Zn-Hg 系列（武陵—苗岭成矿带）。这些成矿系列在宏观上具有区域的水平分带和垂直分带特征。如象州、武宣地区，象州为重晶石单矿床，Cu、Pb、Zn 仅见微弱矿化，但到武宣则变为铅锌-重晶石复矿床，具明显的水平分带；又如武陵—苗岭成矿带，重晶石-萤石矿产于下奥陶统红花园组—上寒武统，在下寒武统清虚洞组产汞矿和铅锌矿，在区域上由上到下构成一个 Ba-F 系列（上）和Hg-Pb-Zn系列（下）的垂直分带（见第三章第三节）。

（三）热液型成矿系列

主要有两个成矿系列：（1）Ba-Pb-Zn-Cu 系列，如山东安邱、湖南衡南等地，已知与酸性岩浆岩有关；（2）Ba-Fe系列，如广西靖西一带，已知与基性岩浆岩有关。

（四）火山-沉积型成矿系列

见有Ba-Fe系列（镜铁山）和Ba-Cu-Pb-Zn-Ag系列（四川呷村）。

值得指出的是中国呷村矿床的成矿系列及其产出的地质构造背景，均与日本的黑矿型矿床很相似。日本黑矿型块状、层状硫化物矿床具多金属性质，含铜、铅、锌、银、金、砷、锑、硫等，有重晶石伴生。多产于钙碱性岛弧岩浆活动晚期阶段的长英质和流纹质火山碎屑岩中，其生成与岛弧的张性或裂谷型构造有关，产于火山弧或弧后一带。中国的呷村矿床也属于块状、层状硫化物矿床，也具有多金属性质。铅、锌、铜、银的含量很高，并伴生有金、镉、汞、锑、镓、硒、硫和重晶石。产于义敦岛弧发育晚期环境。在成因上

表 43　中国重晶石矿床成矿规律简明表

成矿区（带）和矿床成因类型		地史旋回阶段	大地构造背景	沉积相环境	岩浆活动	成矿系列
扬子地台南缘成矿带 沉积型		加里东早期（Z－∈）	陆内裂谷	斜坡一盆地	碱性岩、碱性超基性岩、酸性岩	P-Ba-U-LREE等
扬子地台北缘成矿带 沉积型		加里东早期（Z－∈）	大陆边缘裂谷	斜坡一盆地	碱性岩、碱性超基性岩、酸性岩	P-Ba-U-LREE等
武陵一南岭成矿带 层控型		燕山晚期	陆内挤隆（地台盖层）	碳酸盐台地		Ba-F-Cu-Pb-Zn-Hg
黔桂湘鄂成矿区	沉积型	华力西早期	陆内裂谷	台沟型盆地		Ba
	层控型	华力西早期	陆内裂谷	碳酸盐台地		Ba-Pb-Zn-Cu
	热液型	印支期	陆内裂谷		基性岩（双峰系列）	Ba-Fe
郯庐成矿带 热液型为主		燕山晚期	陆内裂谷		酸性岩	Ba-Pb-Zn-Cu
太行一中条成矿带 层控型为主		燕山晚期	陆内挤隆（地台盖层）	碳酸盐台地		Ba-Pb-Zn-Cu
甘青宁成矿区	热液型	华力西期	边缘海（优地槽、冒地槽或裂谷）		基性岩（?）	Ba-Pb-Zn
	火山-沉积型	前寒武纪	弧一盆中微型古陆	海相火山喷发-沉积岩系	基性一超基性岩	Ba-Fe
天山成矿带	沉积型	加里东早期（∈）	边缘海	陆棚	钙碱性岩	Ba-P-U-V
	热液型	华力西晚期	边缘海（冒、优地槽）		钙碱性岩	Ba-F-Pb-Zn-Cu
四川呷村独立矿床 火山-沉积型		印支期	岛弧	海相火山喷发-沉积岩系	钙碱性岩	Ba-Pb-Zn-Cu-Ag-Au

与钙碱性火山岩系中偏酸性的流纹质火山岩的海底喷发作用有关（段克勤、1986）。

中国重晶石矿床成矿规律见表43。

第二节　成矿预测及其找矿方向

一、扬子地台南缘重晶石成矿带

（一）湘黔边境成矿分区：该区新晃贡溪—天柱大河边超大型重晶石矿田面积约175km²，沉积型主要产于Z—∈界线附近的牛蹄塘组（$∈_1m$）。贡溪矿床求得储量70Mt。大河边矿床在5km²范围内求得储量逾100Mt。全矿田预测储量为300Mt，连同已查明的170Mt储量在内，重晶石总蕴藏量为470Mt。

在控制贡溪—大河边超大型重晶石矿田具有裂陷槽性质的镇远—芷江古深断裂带东端的湖南溆浦，和铜仁—大庸同沉积断裂带上的大庸等地，于Z—∈界线附近均发现有重晶石矿床（点），且均位于盆地相和盆地边缘斜坡相带，具有沉积型重晶石矿床的成矿地质环境，无疑是今后寻找与贡溪—大河边同类型矿床的重要方向。

（二）广西三江成矿分区：三江板必沉积型重晶石矿床储量为9Mt，接近大型矿床规模，产于寒武系下统清溪组（$∈_1q$），构造上正位于扬子地块与华南地块的地裂缝合线上，成矿条件优越。由三江向东至龙胜一带的地裂线上均有含矿岩系清溪组出露，有一定找矿前景。

（三）皖赣浙边成矿分区：受皖南、浙西两个裂陷槽控制，成矿条件好。沉积型重晶石产于寒武系下统荷塘组（$∈_1h$）。据皖南绩溪、东至一带研究，重晶多为结核状与磷块岩、钼矿、钒矿共生，$BaSO_4$>10—78.58%，只可作为开采磷、钼、钒矿时考虑综合回收。另外在浙江绍兴西裘等地有产于震旦系的脉状重晶石矿床。

本成矿带重晶石除产于Z—∈界线之外，在元古界（湖南浏阳）、白垩系（江西东乡）等层位发现有小型重晶石矿床。故在该成矿带范畴内找重晶石矿时不要囿于Z—∈界线附近，其余地层也应注意。

本成矿带重晶石探明储量196Mt，预测300Mt，资源总量496Mt。

二、扬子地台北缘重晶石成矿带

（一）甘陕川边成矿分区：甘南文县、康县一带，于文县东风沟寒武系下统产大型沉积重晶石矿床。在文县与汉中之间的陕西略阳、勉县、宁强一带发现有沉积重晶石矿床（点）。在文县—汉中一线之南的川北平武、青川、广元、旺苍、南江以及北川、安县等地，均有重晶石矿床（点）。其中青川、广元所见重晶石产于震旦系上统，其围岩前者为绢云母片岩、凝灰质千枚岩，后者为白云质灰岩、硅化灰岩，均呈脉状产出。旺苍、南江所见重晶石亦产于震旦系上统，围岩为硅质白云岩，系沉积型，铅锌-萤石-重晶石组合，呈脉状、复层状产出。平武、北川、安县等县重晶石产于寒武系下统硅质岩、砂岩、千枚岩中，矿体呈脉状透镜状。本成矿分区除文县地质工作程度较高，探明储量达20Mt，预测储量亦20Mt。即文县一县的重晶石蕴藏量可达40Mt。其余工作程度均低。该成矿分区位于龙门山古裂谷断裂带及其附近，含矿层位稳定，成矿条件优越，是一个重要的寻找重晶石矿床靶区。估计总蕴藏量为60Mt，即探明储量20Mt，预测储量40Mt。

（二）陕川鄂边成矿分区：可分北、中、南三个矿带。重晶石含矿层位由南矿带向北

矿带，有由寒武系下统向奥陶—志留系逐渐升高的明显趋势。北、中矿带在陕西安康地区已知矿床（点）20余处，分布于安康、旬阳、平利、镇坪等县，多具中型矿床规模，已提交储量达10Mt，预计储量10Mt。南矿带沿大巴山弧形断裂北侧分布，从陕西紫阳、经四川万源、城口到湖北竹溪，全长235km以上，为一重晶石-毒重石混合型矿床。产于寒武系下统鲁家坪组底部硅质板岩、炭质板岩中，远景颇大。仅城口冉家坝一处就预测储量达38Mt。估计南矿带远景为50Mt，整个成矿分区的重晶石资源总量为70Mt。

需要指出，在安康—旬阳以北约100km的南秦岭范畴，有一个柞水冒地槽带，依傍山阳—商城对接带（地块缝合线）之南侧，略呈东西向延伸。泥盆纪地层发育，在柞水—商南一带的泥盆系，由具有明显的复理石韵律的碎屑岩、碳酸盐岩组成，厚达万米，夹菱铁矿层和重晶石矿层。重晶石据柞水大西沟一处就求得储量986万t，已接近大型矿床规模。无疑有一定找矿前景。该柞水冒地槽带可能属于扬子地台在华力西期的大陆边缘。据此暂划归于扬子地台北缘重晶石成矿带。

有趣的是，从四川城口向北经陕西安康至柞水一线的重晶石的含矿层位，明显地呈现出从寒武系→奥陶系→志留系→泥盆系依次升高的规律。如果承认扬子地块向北增生，似在地块的增生过程中而形成重晶石矿层。即大陆增生一次，重晶石就沉积一次，重晶石矿层孕育于地块增生的过程之中。表明大陆增生与沉积型重晶石矿床的形成具有因果关系。

（三）鄂北成矿分区：湖北随县柳林、京山余家冲、安陆大杨家弯三处共求得重晶石储量20Mt，主要为沉积型，产于寒武系下统。其中随县柳林矿区长达30km，位于大狼山倒转复背斜和秦家门复向斜中，探明储量12Mt。在该矿区外围如大狼山复背斜北东翼和北西翼上，均有同类型的重晶石矿点发现。另外，在京山县境有大片寒武—奥陶系出露，含矿岩系稳定。该成矿分区位于襄广裂谷型断裂带或陆-应地体拼贴于扬子古陆的拼合部。成矿条件好，有一定远景。重晶石预测储量10Mt，总蕴藏量为30Mt。

综上所述，扬子地台北缘成矿带重晶石探明储量62Mt，预测110Mt，资源总量为172Mt。

三、武陵—苗岭重晶石成矿带

本成矿带位于鄂黔早古生代碳酸盐台地。是中国独具层控特色的汞、铅锌多金属和非金属成矿带。重晶石主要赋存于寒武系上统—奥陶系下统。共发现重晶石矿床（点）数百处，实际上只有30处有地质资料和求过储量。在川东南成矿分区已发现重晶石矿床（点）60余处，矿脉300多条，现已勘探10个矿床，探明D级储量约4Mt。在黔中成矿分区的施秉县已知有重晶石矿产地19处，实际只勘探顶罐坡一处，求得储量57万t，该县远景储量为550万t。又如鄂西南成矿分区的长阳大堰乡金星村有一条矿脉就求得储量225万t，而这个乡的同类型重晶石矿脉均未做过地质工作。由此可知武陵—苗岭成矿带的重晶石的找矿勘探工作正方兴未艾。

据30个矿床的普查勘探成果，共求得储量24Mt，估计重晶石资源总量为70Mt。

四、黔桂湘粤重晶石成矿区

从30个重晶石矿床的探明储量76Mt看，黔西南镇宁乐纪晚泥盆世的沉积型重晶石储量为33Mt，桂中象州早—中泥盆世的层控型重晶石储量为29Mt，两地占全区探明储量的81%；另外，湖南衡南谭子山和桂西南靖西一带的热液型重晶石探明储量为7Mt。由于地质工作程度较高，估测重晶石资源总量在100Mt左右。从成矿条件看，以泥盆纪的同沉积

深断裂控制的岩相带为最优靶区。即台盆相可找镇宁式沉积型重晶石矿床，台地和可找象州型层控重晶石矿床。其次，在桂西裂谷带找靖西型热液矿床重晶石前景较好。在湘南、广东一带的侏罗—白垩纪断陷盆地中找热液型、层控型重晶石矿床也可持乐观态度。

五、郯庐重晶石成矿带

本重晶石成矿带以热液型为主，风化残积-坡积型次之。在山东境内矿床规模较大，多为中型矿床。有些矿床若进一步向深部勘探，就有成大型矿床的可能。如山东安邱宋官疃含铅重晶石矿床，矿区面积约100km²，共发现矿脉38条，单个矿脉长100—643m，厚0.5—12m。除少数矿脉深部用工程控制外，余均只地表揭露。据黑石埠、河南头两条矿脉控制斜深为120m，推测最大斜深在150—200m之间。该矿床求得储量6.5Mt，预测储量5Mt。已构成大型矿床规模。

由山东沿郯庐断裂带向南进入安徽境内，矿床规模变小，多为小型矿床。由于地层出露不多，风化甚剧，大面积为第四系所覆盖，宜找残积-坡积矿床。如安徽含山距子山残积-坡积重晶石矿床，已求得储量81万t，接近中型矿床规模。

本重晶石成矿带很少进行深部钻探，一般以地表揭露为主。重晶石矿床（点）受郯庐裂谷断裂带和酸性岩浆岩的控制，成矿条件好。据14个矿床统计，重晶石探明储量25Mt，预测储量25Mt，资源总量为50Mt。

需要指出，郯庐裂谷型断裂向北穿过渤海进入锦州—沈阳一带，发现有多处重晶石矿点，可能是郯庐成矿带在中国东北地区的延伸段，在今后找矿工作中值得留意。

六、太行一中条重晶石成矿带

本重晶石成矿带的矿床均为小型，地质工作程度不高。如豫北只对汲县大池山重晶石矿床作过普查评价，余如淇县、辉县等重晶石矿点均未进行工作。又如晋南中条山一带的翼城、浮山、夏县、平陆等县的重晶石矿床（点），也只对其中的三郎山和三峰寺等少数矿床作了详细普查。控矿地层岩系主要为寒武一奥陶系碳酸盐岩，由中条山沿太行山呈不规则带状分布。以层控型为主，在河北涞源县的奥陶系也产沉积型重晶石矿床。其次，太古界分布广，在冀西邢台等地的太古界中产小型脉状重晶石矿床。其它地层也时有重晶石矿点发现。目前探明储量仅1.5Mt，估计重晶石的资源总量>5Mt。

七、甘青宁重晶石成矿区

（一）在祁连成矿分区已知有产于北祁连优地槽中微型古陆的镜铁山与铁矿伴生的大型火山-沉积重晶石矿床，和甘肃天祝、靖远、青海祁连等县的小型热液重晶石矿床。在柴达木北缘成矿分区已知有锡铁山铅锌-重晶石矿床，重晶石储量已接近中型矿床规模。其余如德令哈、海晏、湟源、湟中、化隆、乐都、都兰等地的重晶石矿点，均未普查。以上两个成矿分区先后位于大陆边缘的优地槽带，冒地槽带，深断裂发育，岩浆活动频繁，具备有火山-沉积型和热液型两类矿床的成矿条件。除古微型陆块的镜铁山式伴生重晶石矿床预测有难度外，其余如热液型重晶石矿床，经过工作可望找到一批中、小型矿床，预测储量5Mt。

（二）走廊成矿分区位于阿拉善地块西南缘的古裂谷带，成矿条件好。已知宁夏青铜峡、中宁等一带产小型矿床。在走廊区如甘肃古浪、武威至金塔一带均有重晶石矿点，预测储量可达1Mt。

本重晶石成矿区探明储量29Mt，预测6Mt，资源总量为35Mt。

八、天山重晶石成矿带

（一）甘肃北山成矿分区：主要为沉积型重晶石矿床，产于中—上寒武统西双鹰山群（$\epsilon_{2-3}xs$）硅质岩中，具中型矿床规模。另在新疆哈密地区西双鹰山群黑色薄层炭硅质板岩夹薄层大理岩中有交代型重晶石脉和毒重石脉。表明在甘肃北部至新疆东部地区可能有相同层位的沉积型重晶石矿床。惜西双鹰山群大都为零星露头，找同类型重晶石矿床的前景并不十分理想。

（二）热液型重晶石矿床见于北疆伊宁、南疆拜城和东疆托克逊三个成矿分区，多为小型矿床，以产于石炭系为主要，奥陶—志留系次之。成矿与华力西晚期的钙碱性系列岩石和酸性系列岩石的喷发岩和贯入岩有关。然而在整个天山华力西地槽褶皱带，石炭系分布广，除局部为灰岩外，几乎全为喷出岩及其凝灰岩，重晶石成矿条件有利，找矿前景好。目前重晶石的找矿工作多限于踏勘性质。

本重晶石成矿带已探明重晶石1.6Mt，资源总量可达5Mt。

九、其它重晶石片区和独立重晶石矿床

（一）川藏边境三江片区：已知有四川白玉县呷村的三叠系产大型多金属-重晶石矿床，系火山-沉积型（黑矿型）。西藏类乌齐竹巴兴于白垩纪的陆相红层砂泥质岩中产沉积重晶石，具中型矿床规模。三江地区是中国重要的多金属成矿带，像呷村火山-沉积类型的重晶石矿床可能不只一个；而由川藏边境至云南的白垩纪地层有大面积出露，估计类乌齐沉积类型的重晶石矿床也可能不局限于藏东一地。经过工作，有可能扩展为一个三江重晶石成矿带，远景未可限量。

（二）川滇边境金沙江片区：已知川西南的马边、普格、会理、会东、盐边等县有小型重晶石矿床和矿点，含矿岩系主要有震旦系上统灯影组白云岩、白云质灰岩，其次为寒武系和奥陶系。在与云南接壤的滇东北昭通、永善、鲁甸、会泽等县均有重晶石矿床(点)，产出层位有寒武系、白垩系等。

川西南—滇东北地区属康滇地轴构造带中段及其以东片区，实际上是处于扬子地台西南缘的古裂谷带上，含矿岩系稳定，分布范围广。经过工作，有可能成为另一个重晶石成矿区（带）。目前只求得储量7.5Mt，预测储量10Mt，重晶石资源总量17.5Mt。

（三）福建永安李坊重晶石矿床：该矿床共分七个矿段，已勘探三个矿段，提交重晶石储量11Mt，其余四个矿段预测储量10Mt，资源总量21Mt。

十、其它重晶石找矿方面

В·И·卡赞斯基（1983）在《地球历史上成矿作用的开始》一文中写道："层状重晶石矿床最初发现于南部非洲无花果树群的凝灰-沉积岩中，该群的年龄为33亿年。这里的重晶石矿层位于硅质页岩之上，并被砂质凝灰岩所覆盖；存在着许多在浅海盆地中沉积的标志以及遭受局部剥蚀和发生再沉积的标志。在澳大利亚西北部，类似的重晶石矿床时代更老——35亿年，并且与瓦腊伍纳群有关。瓦腊伍纳群由中间夹有沉积岩层的玄武岩、超基性熔岩和酸性火山岩组成。详细的岩性观察表明，该群的某些沉积岩是由于硫酸盐卤水的蒸发而形成的。因此它们是古老的蒸发岩"。他又写道"目前，由于还原了的硫化物发生氧化而形成硫酸盐。这种作用是在除硫菌参与下发生的，与此同时硫富含了较重的同位素。因此，含重硫的硫酸盐夹层被认为是原来的游离氧储集层的标志。这种硫酸盐广泛地分布于晚前寒武纪、寒武纪、泥盆纪、白垩纪、早第三纪和晚第三纪地层中"。

由上述可知，第一、中国的寒武纪、泥盆纪和白垩纪地层中的沉积重晶石矿层，在世界范围内比较，是一致的。第二，沉积重晶石矿床在中国赋存的最老层位可能不是震旦系一寒武系，最新层位也可能不是白垩系。在中国的太、元古代和早、晚第三纪地层，也要列为寻找沉积型重晶石矿床的方向，不可偏废。

参 考 文 献

楮育龙，中国重晶石矿床的成因类型，矿床地质8卷4期，1989。

范祖金、彭振冬等，湘西贡溪气液沉积层状重晶石矿床特征及成因分析，矿物岩石6卷3期，1986。

范德廉，地质事件与成矿，中国地质11期，1988。

方同柱，对中国大别山地区地体构造的初步探讨，地质论评34卷4期，1988。

贵州地质矿产局，贵州省区域地质志，地质出版社，1987。

胡永嘉等，华南震旦、寒武系海相沉积成因重晶石的硫同位素组成及其在地质学上的意义，湖南地质5卷1期，1986。

姜齐节等，论渗流热卤水成矿作用的意义与成因标志（上），地质与勘探1期，1980。

金性春，板块构造学基础，上海科学技术出版社，1984。

李春昱等，中国的内生成矿与板块构造，地质学报55卷3期，1981。

梁传茂，湖北西北部上震旦统重力流沉积及其构造古地理意义，地质论评33卷2期，1987。

卢重明，扬子准地台西南陆缘的活化与右江地槽的形成，贵州地质1期，1986。

乔秀夫等，中国末前寒武纪古地理格局，地质学报62卷4期，1988。

任纪舜等，中国大地构造及其演化，科学出版社，1985。

汤继新、陈玉新，我国重晶石矿产资源及开发利用，中国地质6期，1989。

唐连江，裂谷和裂谷作用。板块构造基本问题，34—61页，地震出版社，1986。

王砚耕等，贵州上前寒武系及震旦系—寒武系界线，贵州人民出版社，1984。

王鸿祯主编，中国古地理图集，地图出版社，1985。

王增、李迎春，北山地区寒武纪古地理和古生物群，甘肃地质（3），甘肃科学技术出版社，1986。

夏邦栋等，苏、浙、皖地区沉积—大地构造演化，地质学报62卷4期，1988。

徐嘉炜，郯-庐断裂带的平移运动及其地质意义，国际交流地质学术论文集（1）构造地质、地质力学，地质出版社，1980。

涂英伟、刘成淇，华南及西太平洋海域板块的构造演化，桂林冶金地质学院学报8卷1期，1988。

杨志坚，江南一条地层、岩相、古生物等突变带的性质问题，地质海洋27卷2期，1981。

杨森楠、杨巍然主编，中国区域大地构造学，地质出版社，1985。

余洪云，贵州天柱大河边重晶石矿床地质特征及找矿方向，贵州地质5卷1期，1988。

张理刚，稳定同位素在地质科学中的应用。陕西科学技术出版社，1985。

张长俊，余林青，湖北省早寒武世梅树村期和筇竹寺期岩相与矿产关系，矿物岩石5卷4期，1985。

张国林等，广西大厂锡多金属矿床成因探讨，地质论评33卷5期，1987。

张量垣，川东南重晶石、萤石层控矿床的地质构造特征，中国区域地质4期，1988。

赵代珍，新晃县贡溪重晶石矿床地质特征及形成条件，湖南地质5卷4期，1986。

中国地质科学研究院主编，中华人民共和国地质图案，1973。

周佩玲，江西某石煤矿床含钒白云母的矿物学特征及综合利用前景，桂林冶金地质学院学报8卷1期，1988。

B·M·卡赞斯基，地球历史上成矿作用的开始，地质科技动态1984年7期，地质矿产部情报研究所。