

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

广东尖山铁矿的成因

叶庆同 吴学汉 李慕洁 邓仕依

(中国地质科学院矿床地质研究所) (广东省地质局七二三地质队)

对于闽粤地区马坑式铁矿的成因,存在着不同的解释:一是认为是沉积-热液再造矿床或火山沉积变质矿床,主要受岩相古地理条件和火山作用控制;另一认为是接触交代成因,受地层岩性、构造和花岗岩体三个因素控制^[1,2]。

尖山铁矿成矿地质特征,在粤东具有一定的代表性。从 1976 年以来,我们在对粤东该类铁矿进行初步地质调查的基础上,深入解剖了尖山铁矿床,并吸取了地质队普查勘探的经验,认为它属接触交代成因类型,但是有部分铁质可能来自沉积地层,带有层控矿床的特点。本文以尖山铁矿为例,结合该类矿床的一般特征,阐述矿床成因及其成矿的物理化学条件问题。

在矿床研究过程中,徐安中和林木富同志参加了部分工作。

一、赋矿地层特征和铁矿产出部位

在闽南、粤东,该类型铁矿的赋矿地层是下石炭统上部到下二叠统栖霞组,以及上三叠统大冶组。尖山铁矿主要产于中上石炭统和下二叠统栖霞组,在下石炭统上部和上三

表 1 碳酸盐岩碳同位素分析结果

取样地点	样 号	样 品 名 称	δC^{13}	C^{12}/C^{13}	备 注
尖 山	ZK113-26-C	下二叠统栖霞组白云质粘土质灰岩	+3.4	88.698	
	ZK113-28-C	下二叠统栖霞组结晶灰岩	+2.6 +2.3	88.769 88.796	
	ZK2-2-C	中上石炭统壶天群含灰质白云岩	+4.3	88.619	
	ZK2-8-C	中上石炭统壶天群白云岩	+4.3	88.619	
	ZK2-16-C	中上石炭统壶天群白云质泥灰岩	+3.7 +3.8	88.672 88.663	
铁山嶂	ZK142-4-C	下石炭统白云质灰岩	+2.2	88.805	
利 山	利-12-4	中上石炭统壶天群结晶灰岩	+3.9	88.654	
大 顶	576	白 云 岩	-1.4	89.125	据中国地质科学院矿床地质研究所王书凤同志研究资料
	578	白 云 岩	-5.2	89.532	
马 坑	C ₁ -Zh-18	中甲剖面灰岩	+5.0	88.557	据中国地质科学院矿床地质研究所赵一鸣等同志研究资料
	C ₂ -M105-132	大 理 岩	+4.1	88.637	
	C ₃ -M58-539	主矿体中灰岩残留体	+0.6 +0.7	88.947 88.938	

分析单位:四川省石油管理局地质综合研究大队地质实验室

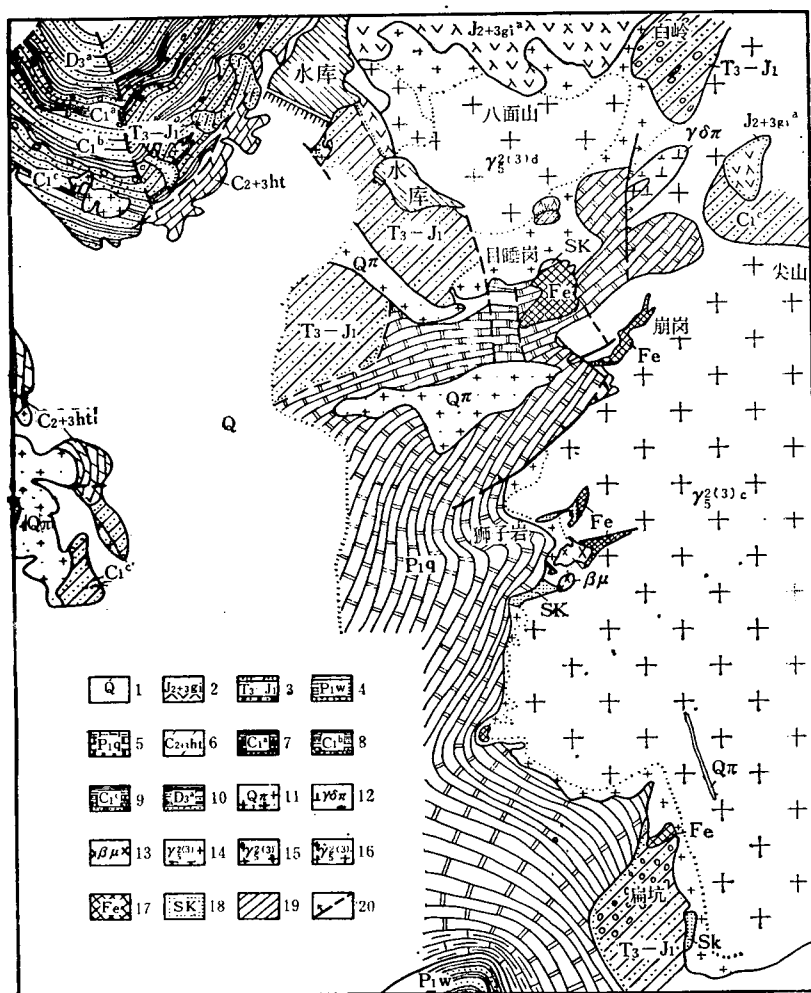


图1 广东尖山铁矿地质略图

(据广东省地质局七二二地质队资料编)

1. 第四纪冲积、坡积层； 2. 中上侏罗统高基坪群下段安山玢岩和安山质角砾凝灰岩、粉砂岩； 3. 下侏罗统—上三叠统粉砂岩； 4. 下二叠统文笔山组黑色页岩和石英砂岩； 5. 下二叠统栖霞组泥灰岩、板岩和结晶灰岩； 6. 中上石炭统壶天群大理岩、白云质灰岩和白云岩； 7. 下石炭统上段粉砂岩和石英砂岩，夹大理岩层； 8. 下石炭统中段粉砂质页岩、石英岩和含砾砂岩； 9. 下石炭统下段炭质页岩、粉砂岩、砂岩互层； 10. 上泥盆统上段砂岩、页岩和千枚岩互层； 11. 石英斑岩； 12. 闪长玢岩； 13. 辉绿岩； 14. 花岗岩边缘相； 15. 花岗岩过渡相； 16. 花岗岩中心相； 17. 磁铁矿体； 18. 砂卡岩； 19. 硫化矿铁帽； 20. 实测和推断断层

叠统中只是一些零星小矿体和矿化(图1)。下石炭统上部是一套滨海相砂岩和粉砂岩，有时夹有碳酸盐岩透镜体或薄层。中上石炭统至下二叠统为浅海相碳酸盐岩建造，其中夹有硅质岩薄层；壶天群下段主要由白云岩和白云质灰岩组成，夹灰岩薄层；壶天群上段至栖霞组下段主要由灰岩组成，局部夹白云岩和白云质灰岩薄层。栖霞组上段为泥灰岩

和板岩。在这套赋矿地层中,经系统的化学分析检查¹⁾,发现只是下石炭统顶部和栖霞组上段含全铁较高,特别是下石炭统顶部粉砂质页岩平均为 6%,最高可达 10%。

在一些铁矿床中,未蚀变的碳酸盐岩碳同位素分析结果(表 1)表明,它们的 δC^{13} 变化范围不大,多在 +2 以上,主要是生物成因的;唯有大顶碳酸盐岩的 δC^{13} 是负值,表明部分碳是来自地壳深处的,可能与火山活动有关。

尖山铁矿赋存部位,取决于花岗岩体侵入接触部位和有利成矿的构造条件。从产出的地层角度来看,有三种情况:一是最常见的,铁矿直接产在蚀变花岗岩上,顶板为蚀变碳酸盐岩层;其次是产在壶天群底部,下石炭统顶部假整合面上;第三是产在下石炭统上段碳酸盐岩与石英砂岩或粉砂岩之间。此外,在碳酸盐岩层之间,甚至在白岭的下侏罗统一上三叠统砂岩层中,也有小的含锡磁铁矿体产出。看起来铁矿有一定的层位,实际上只是受着碳酸盐岩岩性的制约。

二、构造对矿床的控制

尖山铁矿位于长田复式向斜北部翘起端的东翼。该复式向斜的构造线近南北,北端昂起,向南倾伏;次一级构造颇为发育,以紧密褶皱为主,断裂次之。

南北向复式向斜构造和北东向断裂构造交汇复合处,控制了尖山岩体的产出;北东向和北西向断裂控制着岩体边缘的形态。岩体的西接触带,受南北向构造的影响,大致向南、向北延展。铁矿在空间上与接触带构造密切相关,因而矿带也大致呈南北向展布。在矿带中,矿体是一个个孤立的,呈斜列式排列,直接受北东东向构造的控制。

花岗岩体与碳酸盐岩接触所形成的接触界面上的凹陷,控制着矿体的分布。这些

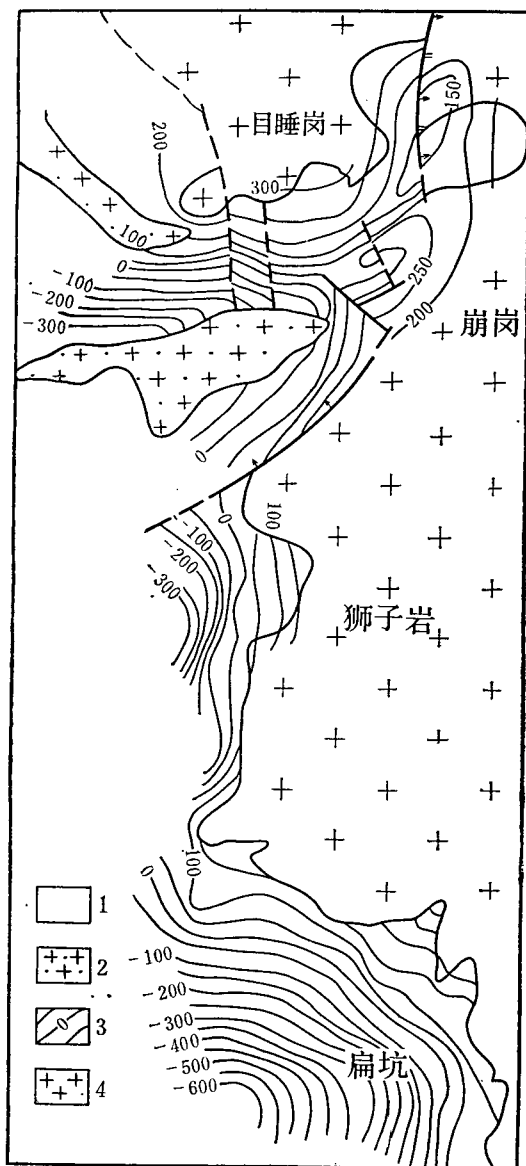


图 2 广东尖山花岗岩体接触界面等高线图

(据广东省地质局七二三地质队资料编)

1. 沉积岩层; 2. 石英斑岩; 3. 接触界面等高线;
4. 花岗岩

1) 化学分析由广东省地质局七二三地质队实验室完成。

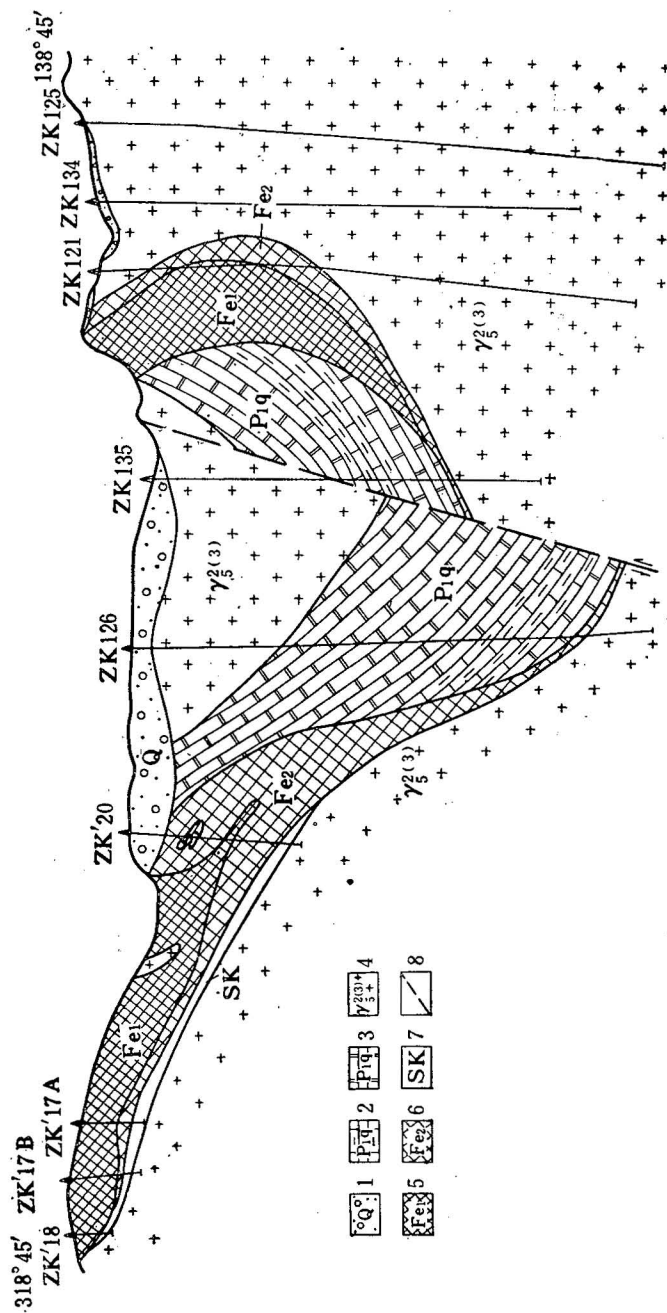


图 3 广东尖山铁矿床 51 线地质剖面图

(据广东省地质局七二三地质队资料编)

1. 残坡积层; 2. 含泥质炭质结晶灰岩; 3. 大理岩; 4. 花岗岩; 5. 富铁矿体; 6. 贫铁矿体; 7. 砂卡岩; 8. 断层和破碎带

凹陷呈斜列状分布,走向北东东,与岩体长轴方向一致,北东东端昂起,向南西西倾伏(图2)。铁矿体主要分布在凹陷里的接触带上,呈似层状和透镜状产出,产状与接触带产状基本一致,并随凹陷向南西西方向倾伏。

从平面图上看,接触带内湾处形成的矿体较大;在岩体突出部位,矿体规模较小。从剖面图上看,接触界面平缓起伏、倾角有所变化时,矿体较厚大(图3);接触界面平直、倾角陡时,矿体较薄,甚至只有微弱矽卡岩化而不形成矿体。

矿床中捕虏体型矿体很多,它们受捕虏体形态、大小和岩性等条件控制;在尖山呈不规则透镜状和囊状,形态和产状复杂,规模大小不一(图1)。在崩岗、狮子岩、扁坑等捕虏体型矿体南西西方向的花岗岩体接触带上,通常均有隐伏的铁矿体产出,表明它们在空间上的密切关系。

受层间裂隙构造控制的矿体也常见及,其中最重要的是中上石炭统与下石炭统之间的假整合面,其次是下石炭统上部砂岩、粉砂岩与碳酸盐岩之间,有时是碳酸盐岩的层间。这里产出的矿体呈似层状和脉状,为一些矿区的主要矿体,这可能是因为两套物理和化学性质截然不同的岩层之间是构造薄弱带,便于气液扩散和渗滤、交代成矿。在尖山,它们常与接触带上矿体相连,成为后者的延伸部分或分枝。

因此,尖山的一些铁矿体,受构造控制情况和产出部位虽然有所差异,但是它们之间在空间上常常是有联系的,在成因上也应是同一成矿作用的产物。

三、岩浆作用与成矿关系

(一) 岩浆演化阶段与矿化

尖山矿床内出露有尖山和八面山两个花岗岩体,它们在目睡岗连为一体。此外,尚有花岗斑岩、石英斑岩、闪长玢岩和辉绿岩等,呈岩瘤和岩脉产出。这些岩体侵入于中上侏罗统高基坪群火山岩中,接触变质现象清晰,形成时间应晚于中晚侏罗世。尖山和八面山岩体同位素年龄测定结果:前者为147.3(黑云母钾-氩法测定)¹⁾—154(钾长石铷-锶法测定)²⁾ $\times 10^6$ 年,后者为136.2(黑云母钾-氩法测定)—142(黑云母铷-锶法测定) $\times 10^6$ 年。根据这些年龄资料,结合它们的岩性、副矿物组合、岩体蚀变和矿化等差别,可以认为它们是同源不同序次侵入的岩体,尖山岩体比八面山岩体形成的稍早,后者可能是补充期产物。其它岩瘤和岩脉,切穿花岗岩体,明显晚于后者。因此,在尖山,花岗岩浆的演化顺序产物是:尖山岩体→八面山岩体→花岗斑岩和石英斑岩等。

岩浆演化各阶段所形成的花岗岩类,伴有一定的矿化。尖山岩体内具有锡、钼矿化,接触带上有铁、锡矿化;八面山岩体中具有钨和稀有金属矿化;花岗斑岩、花岗闪长玢岩和石英斑岩伴有黄铁矿化和多金属矿化。它们反映了岩浆侵入后,铁和其它金属元素随岩浆演化而变化,代表了矿床内早、中、晚三期成矿作用。

伴有不同矿化的花岗岩类在空间上的规律分布,显示出矿化分带现象。在平面上,在花岗岩体内有钨、钼和稀有金属矿化,在接触带上有铁锡矿化,在远离接触带的石炭系中

1) 钾-氩法年龄测定,由北京铀矿地质研究所同位素地质研究室完成。

2) 铷-锶法年龄测定,由中国地质科学院原地质矿产所同位素地质实验室完成。

出现一系列黄铁矿化和多金属硫化物矿化,表现了矿化的水平分带。在垂直方向上,铁矿底部蚀变花岗岩中发育钼矿化,铁矿上盘大理岩和角岩中分布有黄铁矿化和铅锌硫化矿化,表现了矿化的垂直分带。

(二) 花岗岩体的形成条件与成矿关系

尖山和八面山岩体都是武平-大坝岩体边缘的小岩株,出露面积分别为 10 和 1.9 平方公里。岩体内岩相分带清楚:中心相为粗粒黑云母花岗岩,边缘相为中细粒和细粒似斑状黑云母花岗岩。岩体外接触带沉积岩变质范围达 400 米左右,多属角闪石角岩相。这些说明它们形成深度中等,温度较高。

这两个岩体的钾长石三斜度实验表明,它们的三斜度(据 d_{131} 和 $d_{131}^{[3]}$, $\Delta_{\text{总}} \approx 0$; 据 $650、680\text{cm}^{-1}$ 组带, $\Delta_{\text{红外}} = 0-0.14$)¹⁾ 很小,有序度 ($\delta = 0.04-0.33$, $\theta = 0.40-0.52$) 很低;钾长石中钠长石组分,按 13 个化学分析结果计算²⁾,尖山岩体为 26—31%,八面山岩体为 32—41%;按凯麦尔图解^[4]分别为 30—35 和 33—44%。这说明两岩体形成深度虽有差异,但不大。根据一些地质温度计和地质压力计方法^[5,6],结合岩体上覆地层的厚度,推断尖山岩体形成深度为 2—3 公里,温度 600—700℃,八面山岩体形成深度小于 2 公里,温度达 800℃。对比羊草岗和径尾岩体的一些钾长石初步实验资料,都具有与尖山岩体相似的形成条件。因此,岩体的一定形成条件,特别是形成深度,关系着该类型铁矿的生成。

尖山岩体边缘相岩石与中心相岩石相比较,钾长石 $\Delta_{\text{红外}}$ 和含钠长石组分要更低些,斜长石较基性,An 25—30 (弗氏台测定),黑云母在边缘相岩石中分布不均匀,岩石具有蠕英结构。这些现象反映了岩体形成后自交代蚀变较强烈。从黑云母含 ZnO 0.03%, PbO 0.0069% 来看,边缘相岩石处于交代花岗岩范围内,而这种自交代作用是由于含碱金属的挥发组分聚集的结果^[7],并有利于铁质的析出和富集。

(三) 有利于铁矿成矿的岩石化学标志

从与该类型铁矿有关的诸岩体岩石化学分析资料来看(表 2),它们的共同特点是 SiO_2 和 $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 含量很高,而且 $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ 。正如许多研究者^[8,9]所指出的,成矿作用与花岗岩的含碱性密切相关,后者取决于其 Na/K 值,特别是形成斜长石后所剩的钠与钾之比值。尖山岩体的 Na/K 原子比值接近 1, $(\text{Na} - \text{Ca})/\text{K}$ 原子比值在 0.65—0.85 左右;武平-大坝岩体和八面山岩体,以及与其它矿化有关的一些花岗岩体(如紫微山、大高田、蟹眼顶等岩体)的 Na/K 值在 1.0 以上, $(\text{Na} - \text{Ca})/\text{K}$ 值在 0.85 以上。相比之下,尖山岩体钾含量较高,而且边缘相比中心相更富含钾,Na/K 值更小。这些现象支持了前面所述的钾交代作用。

岩体中的含铁量,和碱金属一样,在岩浆演化的不同阶段作有规律变化:尖山岩体 TFe 平均为 1.79—2.2% (34 个样平均)³⁾,八面山岩体为 0.89—1.25% (8 个样平均),而花

1) X 光衍射分析和红外光谱分析由中国地质科学院原地质矿产所林兴源、郭立鹤同志完成。

2) 矿物化学分析由中国地质科学院原地质矿产所八室完成,以下均同。

3) 岩石化学分析,由中国地质科学院原地质矿产所八室、广东省地质局实验室、广东省地质局七二三地质队实验室完成,以下均同。

表 2 花岗岩平均化学成分 (重量%)

岩 体	岩 相	岩 性	样品数	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	烧失量	总计	备 注
武平-大坝		中粗粒、粗粒 黑云母花岗岩	8	72.91	0.19	13.23	0.81	1.83	0.051	0.43	1.16	4.24	3.73	0.09	0.63	99.301	4 个分析取自区 城地质调查资料
	边缘相	中细粒、细粒 黑云母花岗岩	4	74.13	0.22	12.03	0.75	1.93	0.122	0.46	1.67	2.85	4.45	0.061	1.66	100.333	
尖 山	中心相	粗粒黑云母花岗岩	6	33.11	0.26	12.72	0.50	1.59	0.073	0.49	1.82	3.12	4.61	0.085	1.35	99.728	
	边缘相	细粒黑云母花岗岩	3	76.39	0.03	12.29	0.18	1.14	0.08	0.11	0.75	3.73	4.20	0.008	0.49	99.398	
八面山	中心相	粗粒似斑状 黑云母花岗岩	1	74.54	0.01	12.70	0.38	1.26	0.068	0.15	0.97	3.65	4.68	0.013	0.80	99.281	
		中粒黑云母花岗岩	1	73.42	0.09	12.96	0.36	2.39	0.06	0.41	0.70	3.05	4.79	0.04	1.49	99.76	
铁山嶂		粗粒似斑状 黑云母花岗岩	2	73.16	0.23	13.09	0.66	2.03	0.07	0.48	1.75	3.25	4.02	0.08	0.36	99.18	5 个分析取自区 城地质调查资料
径 尾		中粒、中粗粒 黑云母花岗岩	7	72.87	0.24	13.48	0.36	1.61	0.036	0.36	1.22	3.34	5.21	0.035	0.42	99.181	
石 背		中粒黑云母花岗岩	8	74.23	0.20	12.82	1.16	1.64	0.13	0.26	1.02	3.26	4.80	0.03	0.37	99.92	据中国地质科学院 矿床地质研究所王 书凤同志资料
盖 德		黑云母、花岗岩	8	71.32	0.44	13.45	0.92	1.73	0.07	0.73	2.17	2.51	4.69	0.13	1.55	99.71	
莒 丹	边缘相	中细粒似 斑状花岗岩	9	76.18	0.11	12.17	0.67	0.98	0.05	0.28	0.45	2.85	5.31	0.02	0.72	99.79	据中国地质科学研 究院矿床地质研究 所赵一鸣等同志资 料
	中心相	中粗粒黑云母花岗岩	3	72.92	0.20	12.66	0.77	1.66	0.06	0.40	1.29	3.39	5.13	0.08	1.30	99.86	
中 国		花 岗 岩		71.27	0.25	14.25	1.24	1.62	0.08	0.80	1.52	3.79	4.03				[10]
		黑云母花岗岩		71.99	0.21	13.81	1.37	1.72	0.12	0.81	1.55	3.42	3.81				

注: 未说明者均为本文资料, 由中国地质科学院原地质矿产所八室、广东省地质局实验室、广东省地质局七二三地质队实验室分析。

岗斑岩和石英斑岩平均只有 0.83% (3 个样平均)。尖山岩体的铁的富集系数,与武平-大坝岩体同期次岩石相比,为 1.2;与八面山岩体相比,为 1.9。因此,铁在花岗岩浆演化过程中可能是随钾富集而相对富集的,可以认为花岗岩的 Na/K 小于 1, $(\text{Na} - \text{Ca})/\text{K}$ 小于 0.85 和铁的富集系数大于 1 是有利于铁矿成矿的岩石化学标志。

四、成矿阶段及其物理化学条件

该类型铁矿产在外矽卡岩带中,铁矿石就是含磁铁矿的矽卡岩,说明成矿作用和接触带岩石矿化蚀变的一致性。

在尖山,这种蚀变主要是面型的,沿花岗岩接触带分布,并在接触带附近层间裂隙或成矿前断裂中伴有线型蚀变。它们一般可以分为三个带:大理岩化带、矽卡岩化带和蚀变花岗岩带。矽卡岩带和蚀变花岗岩带之间是渐变关系;矽卡岩带和大理岩带之间通常过渡得很快,有时以磁铁矿化大理岩或斑花大理岩作为过渡。

由于赋矿部位岩性的差异,产出两类矿化蚀变:一类以钙矽卡岩为特征,另一类以镁矽卡岩为特征。它们的分带大体上是相似的,只是在分带细节上和矿物组合上有所差异,具体情况列于表 3。这些分带往往被晚期蚀变叠加所复杂化。

从上述可见,尖山铁矿成矿过程和性质是复杂的,大体上可以分为接触热变质期、接触交代期和热液蚀变期,其中接触交代期是铁的成矿期。

表 3 尖山矿床矽卡岩分带

	II	Ep, Q, Or, ±Pl	Di(Am), Or, Q, ±Gro	Di, Gro- And	And, Fl, ±Hd	Hd, Fl, ±And	Cal, Tr, ±Hd, ±Vs	Cal	II
r	SiO ₂	71.27	40.02	32.09	18.54	31.29	8.97	0.54	
	Al ₂ O ₃	13.47	10.30	9.94	0.71	1.11	1.04	0.11	
	MgO	0.54	0.88	3.03	0.42	0.32	2.38	0.34	
	CaO	2.22	22.67	20.88	16.31	25.67	36.16	55.34	
	I	Chl, Q, Or, ±Pl	Di, Or, Q	Di, ±Gro	Di, Fl, ±Gro	Chd, Fl, Cal	Cal, Ol, ±Dol	Dol	I
	SiO ₂		48.96	29.60	24.50	25.05		0.54	
	Al ₂ O ₃		11.33	17.29	14.82	1.95		0.079	
	MgO		0.57	10.68	11.13	12.56		20.55	
	CaO		14.51	15.91	16.45	8.47		30.91	
		a	b	c	d	e	f	g	

注: I-I. 镁矽卡岩交代柱; II-II. 钙矽卡岩交代柱; a—g. 分带的深度相; Am. 角闪石; And. 钙铁榴石; Cal. 方解石; Chd. 硅镁石; Chl. 绿泥石; Di. 透辉石; Dol. 白云石; Ep. 绿帘石; Fl. 萤石; Gro. 钙铝榴石; Hd. 钙铁辉石; Or. 钾长石; Pl. 斜长石; Q. 石英; r. 花岗岩; Tr. 透闪石; Vs. 符山石。岩石和矿石化学全分析由中国地质科学院原地质矿产所八室完成。

接触热变质期是岩浆入侵后沉积地层蚀变作用开始的时期。在岩浆高温灼热影响下,碳酸盐岩层变质成大理岩。热变质作用影响范围达 200—400 米以上;蚀变强度随远离接触带而变弱,也随岩性差异而有所不同。

接触交代期是重要的成矿期,常可分为矽卡岩化阶段和磁铁矿化阶段。

在矽卡岩化阶段, 沿接触带形成矽卡岩带。矽卡岩带的矿物组合(表 3) 和岩石化学成分变化(图 4) 表明, 气液将硅、铝、铁从花岗岩体中带出, 通过扩散和渗滤方式交代碳酸盐岩, 形成单斜辉石矽卡岩。有些硅、铝、铁可能是就地取材的。随着气液不断作用, 交代锋不断向前推进, 已形成的单斜辉石又被硅镁石或者钙铁榴石所交代, 最后使单斜辉石矽卡岩不同程度地保留在与大理岩接触部位。对镁矽卡岩来说, 这些单斜辉石属次透辉石和透辉石 ($N_g = 1.7021-1.7185$, $N_p = 1.6780-1.6904$, $C \wedge N_g = 39^\circ-44^\circ$),

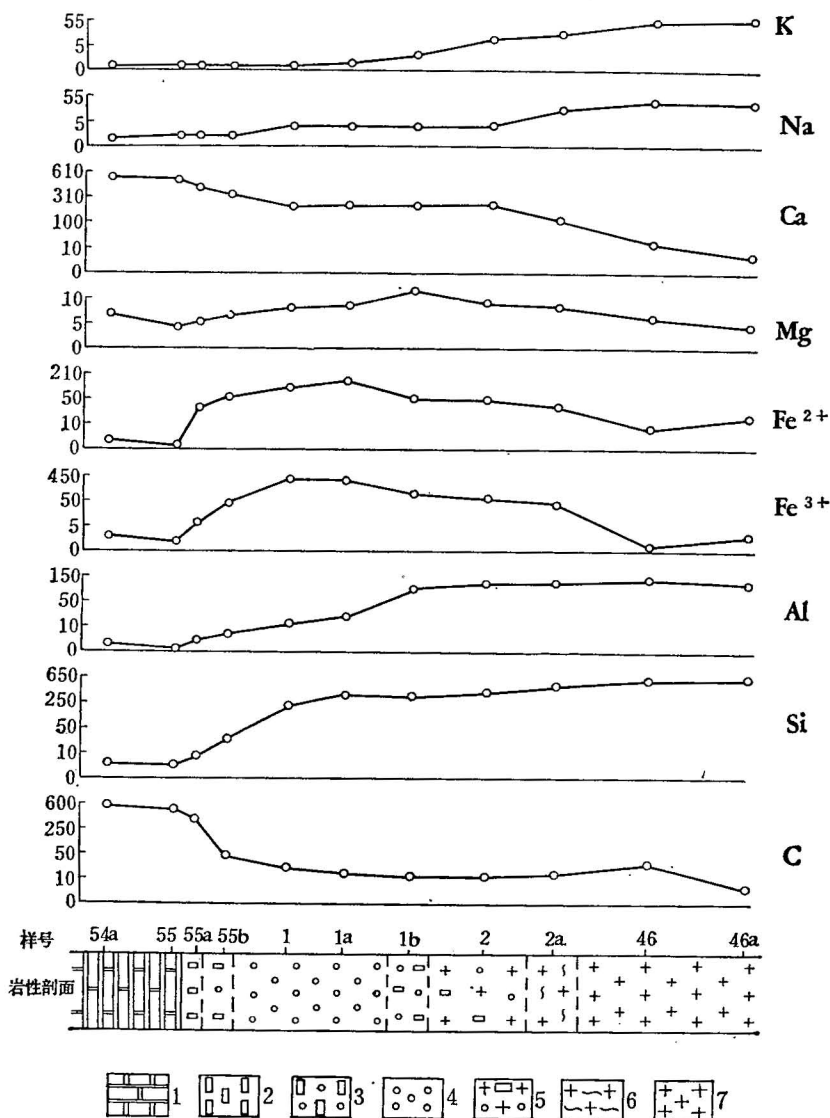


图 4 广东尖山矿床 ZK113 接触带岩石化学成分变化图

纵座标为单位体积内阳离子数

1. 大理岩; 2. 钙铁辉石矽卡岩; 3. 辉石石榴石矽卡岩; 4. 钙铁辉石矽卡岩; 5. 钙铝石榴石透辉石钾长石石英岩(旁矽卡岩); 6. 蚀变花岗岩; 7. 花岗岩

(+) $2V = 58^\circ - 59^\circ$); 对钙矽卡岩, 它们主要是钙铁辉石 ($N_g = 1.7483$, $N_p = 1.7203$, $C \wedge N_g = 48^\circ$, (+) $2V = 61^\circ$)。从内矽卡岩带来看, 在花岗岩发生去硅作用的同时, 气液从围岩中带入钙和镁等, 将花岗岩置换成透辉石矽卡岩; 以后, 又进一步被钙铝榴石矽卡岩所交代; 在这里, 斜长石被石榴石-透辉石组合或者 (石榴石)-透辉石-钾长石组合所交代。从一个交代柱中石榴石成分变化 ($Gro \rightarrow Gro-And \rightarrow And$) 来看, 气液的成分大体上是作连续的有规律的变化。因此, 在开始阶段气液呈碱性; 由于对岩石的淋滤作用, 气液的酸度不断增高, 导致接触带岩石矽卡岩化和矽卡岩的分带。这个阶段的成矿温度在 $390 - 560^\circ\text{C}$ (图 5)。

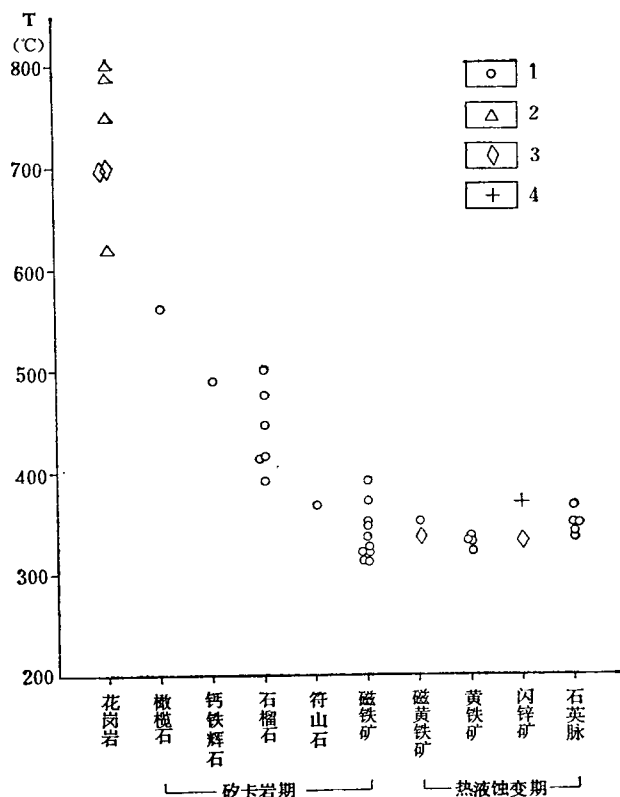


图 5 广东尖山矿床矿化蚀变带中主要矿物的形成温度

1. 单矿物爆裂温度 (中国地质科学院矿床地质研究所李荫清同志测定); 2. 二长石法温度; 3. 矿物对和硫化物地质温度计^[6,11,12]; 4. 方铅矿-闪锌矿矿物对硫同位素平衡温度 (中国地质科学院矿床地质研究所七室测定)

在镜下常可看到一些半自形磁铁矿与透辉石或石榴石镶嵌, 并无交代现象, 说明在矽卡岩化同时伴有弱的磁铁矿化。但是, 磁铁矿体主要是在磁铁矿化阶段形成的。磁铁矿成矿叠加在已形成的外矽卡岩上, 依据就是磁铁矿交代石榴石、硅镁石和单斜辉石现象普遍。在溶液作用下, 已形成的矽卡岩矿物蚀变成一些含水硅酸盐矿物, 如透辉石被金云母、透闪石-阳起石交代, 硅镁石被滑石、蛇纹石和方解石等交代, 透闪石-阳起石被绿泥石、方解石等交代, 同时形成了符山石和萤石。磁铁矿化是多次发生的, 形成

多了世代矿物。其中,交代石榴石和单斜辉石产出的磁铁矿形成较早,呈网脉状和团块状发育于已形成的浸染状矿石中的磁铁矿形成较晚,和石英、方解石一起组成细脉的磁铁矿形成最晚。因此,在这个阶段,溶液中铁、镁、钙组分有较高的浓度,呈弱碱性,使铁析出;以后,溶液变为中性至酸性,F、Cl、CO₂和H₂O等挥发组分有较强的活动性,导致含挥发组分矿物的形成。这个阶段成矿温度310—390℃。

热液蚀变期,主要表现是硫化物的形成和方解石-石英脉的产出。按主要硫化物生成顺序,可分为辉钼矿化阶段和铅锌硫化物矿化阶段。它们都伴有黄铁矿化和围岩硅化、黑云母(绢云母)化、绿帘石化、绿泥石化和碳酸盐化等。在这个成矿阶段,溶液富含S、CO₂和H₂O,性质从弱碱性(硫化物的沉淀)到酸性(石英的沉淀)。成矿温度320—366℃。

这些矿化期和阶段在空间上是紧密相关的,后一个矿化作用常叠加在前一个蚀变岩石之上,后形成的矿物常交代已形成的矿物,因而它们在成因上也是有联系的。

五、矿床成因

如上所述,尖山铁矿属接触交代成因。主要依据是,矿化蚀变发育在花岗岩体与碳酸盐岩接触带中,在空间上与花岗岩体密切相关;而铁矿赋存于矽卡岩中,铁矿化是矿化蚀变的一个阶段,因此它们在成因上是有联系的。铁矿产出受接触带构造控制,也受碳酸盐岩岩性控制,甚至在花岗岩接触带中,下侏罗统一上三叠统砂岩里也有小的含锡磁铁矿体产出;铁矿体数量多,规模和形态变化大,矿石中交代结构发育,也有充填形式的铁矿。

成矿的铁质来源主要有两个方面:一是来自花岗岩,另一是来自沉积岩(围岩)。

关于铁质来自尖山花岗岩体,上面已作了许多论证,这里扼要补充说明一点。由于岩体的自交代作用以及后来的钾交代作用,岩石中钾长石含量显著增加,有时达60—70%(体积)以上,而黑云母、角闪石、磁铁矿等暗色矿物显著减少,甚至消失,有的地方只是存在一些残晶。强烈钾交代的花岗岩和中心相弱蚀变的花岗岩的化学成分相比,前者的FeO + 0.9Fe₂O₃减少了0.21—0.53%,也就是说这部分铁质可能被带出,构成铁矿成矿物质的一个来源。

在尖山,下石炭统砂岩和粉砂岩含铁较高,这些铁呈褐铁矿和赤铁矿、水赤铁矿等散布在碎屑的胶结物中。矿床南段花岗岩体边缘的这些砂岩、粉砂岩遭到了蚀变,主要是黑云母化,伴有少量钾长石、绿帘石、萤石等矿物出现,原岩中的铁质消失,但沿裂隙形成磁铁矿网脉。这说明原岩中的铁一部分可能进入镁铁硅酸盐矿物,一部分可能迁移富集形成磁铁矿网脉。铁矿体的磁铁矿单矿物中分散铅同位素(样号H-16-Mt)成分: Pb²⁰⁴ 1.300, Pb²⁰⁶ 24.73, Pb²⁰⁷ 21.43, Pb²⁰⁸ 52.53%,年龄值为505 × 10⁶年¹⁾,较尖山花岗岩古老得多,较它产出的地层也要老。马坑地区一些铁矿石用全岩铷-锶等时线法测得年龄值为334—346 ± 68 × 10⁶年²⁾,也较莒舟花岗岩体及矿体围岩地层要老。可见,有相当一部分铁质可能来自附近的前泥盆系古陆,或者前石炭系,为铁矿床的形成提供了一定的物质基础。

1) 铅同位素成分由北京铀矿地质研究所同位素地质研究室测定,以下均同。

2) 据中国地质科学院矿床地质研究所邹天人等同志研究资料。

石炭系中的硫化物,在区域内广泛分布,被认为具同生成因。铁矿下部具有硫化物矿化或硫化物矿体,是该类矿床的共同特点。但是,硫化物产出的地质特征是不同的,说明它们的成因也是复杂的,不能完全用来推断铁矿成因或铁质来源。在铁矿下部和下石炭统上部的硫化物,呈脉状和细脉浸染状,受接触带构造和断裂构造控制;它们主要是黄铁矿,其次是方铅矿、闪锌矿和辉钼矿,伴有硅化、绢云母(黑云母)化、绿泥石化、绿帘石化等围岩蚀变, δS^{34} 值为 $-2.76 \sim +2.14\%$;¹⁾ 这些特征表明,它们是热液成因。尖山(样号 S-29)和铁山嶂(样号 T-44)两地区下石炭统中方铅矿铅同位素分别为: Pb^{204} 1.311 和 1.279, Pb^{206} 25.07 和 25.09, Pb^{207} 21.13 和 21.09, Pb^{208} 52.49 和 52.35%, 年龄值为 40 和 125×10^6 年。铁山嶂取样点的矿化蚀变围岩中黑云母钾-氩法年龄值为 $109 \pm 9 \times 10^6$ 年²⁾,与方铅矿的年龄值基本上一致。这些分析结果支持了热液成因看法。在尖山这种方铅矿与石英斑岩密切相关,而在铁山嶂它们与花岗岩体密切相关。它们虽然都赋存于同一时代地层中,但是形成的时间是不同的。

在铁矿上部和栖霞灰岩中的硫化物,呈细粒星散状浸染,主要为黄铁矿和磁黄铁矿, δS^{34} 值为 $-6.30 \sim -28.0\%$,与陨石硫偏离较大(图 6),具有沉积成因的特点。因此,硫和铁一样,成因和来源是复杂的,它们的资料只能说明它们各自本身,并不能证明对方成因

柱状图	采样位置 和样号	岩 性	样品名称	$\delta S^{34} \%$
	11	含硫化物浸染的结晶灰岩	磁黄铁矿	-23.2
	15 A	含硫化物浸染的条带状结晶灰岩	黄铁矿	-27.5
	17 A	同 上	黄铁矿	-18.6
	19-1	同 上	黄铁矿	-27.6
	19-2	同 上	黄铁矿	-28.0
	24	含硫化物浸染的结晶灰岩	磁黄铁矿	-20.1
	25	蚀变辉绿岩	黄铁矿	-6.3
	30	含硫化物浸染的大理岩	黄铁矿	-16.2
	412	石榴石磁铁矿	黄铁矿	-23.1
	413	同 上	黄铁矿	-21.2
	421	含硫化物浸染的砂卡岩	辉钼矿	+1.4
	425	同 上	黄铁矿	-5.9(-1.1)
	425.7	蚀变花岗岩	黄铁矿	-1.1
	426	同 上	黄铁矿	-1.5
	427	同 上	黄铁矿	-1.7
	47	同 上	黄铁矿	-1.6

图 6 广东尖山铁矿床 ZK 113 各取样点硫化物的 δS^{34} 值

- 1) 硫同位素由中国地质科学院矿床地质研究所七室测定,以下均同。
- 2) 据中国地质科学院矿床地质研究所季克俭等同志研究资料。

和来源。

综上所述,尖山铁矿属接触交代型矿床,它除了受侵入岩体的诸因素控制外,也受地层岩性和构造因素的制约,带有层控矿床的特点;其铁质来源是复杂的,有沉积的因素。因此,只有把这些方面综合起来考虑,才能得出较全面的认识。

主 要 参 考 文 献

- [1] 裴荣富、陶惠亮、叶庆同、赵一鸣、王立华, 1961, 论我国富铁矿已知重要类型的成矿地质特征。地质学报, 41卷 2 期。
- [2] 周肖琚, 1961, 粤东北一个矽卡岩型铁矿床生成地质环境的初步分析。地质学报, 41卷 3—4期。
- [3] Hutehison, C. S., 1974, Laboratory handbook of petrographic techniques. A Wiley-interscience publication. New York·London·Sydney·Toronto, pp. 188—197.
- [4] Kuellmer, F. J., 1960, X-ray intensity measurement on perthitic materials. II Data from natural alkali feldspars. J. Geol., no. 3.
- [5] Seck, H. A., 1971, Der einfluss des drucks auf die zusammensetzung koexistierender alkali-feldspate und plagioklase in system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - H_2O . Contr. Miner. Petrol., vol. 31, no 1.
- [6] Ферштатер Г. Б., 1973, Распределение титана и натрия между минералами гранитоидов как геологический термометр. Геохимия. № 1.
- [7] Viswanathan, S., 1973, Petrogenetic significance of Zn distribution, and of Zn/Fe, Zn/Pb ratio in granitic biotites. Jour. of the Geol. Soc. of India, vol. 14, no 1.
- [8] 闻 广、闻 裕, 1963, 再论岩浆岩成矿专属性。地质学报, 43 卷 4 期。
- [9] Гинзберг А. И., Иовчева Э.И., 1975, Критерии рудоносности гранитоидов. Сб.: Магматизм и полезные ископаемые. Изд.-во «Недра».
- [10] 黎 彤、饶纪龙, 1963, 中国岩浆岩的平均化学成分。地质学报, 43 卷 3 期。
- [11] Arnold, R. G., 1962, Equilibrium relation between pyrrhotite and pyrite from 325° to 743°C. Econ. Geol., vol. 57, no 1.
- [12] Scott, S. D. and Barnes, H. L., 1971, Sphalerite geothermometer and geobarometer. Econ. Geol., vol. 66, no 4.

THE GENESIS OF THE IRON DEPOSIT IN JIANSHAN, GUANGDONG

Ye Qingtong Wu Xuehan
(Institute of Mineral Deposits
of the Chinese Academy of
Geological Sciences)

Li Mujie Deng Shinong
(Geological Team No. 723, Guangdong
Bureau of Geology)

Abstract

The characteristics of the formation of the Jianshan iron deposit is a typical example among the iron deposits of this type in eastern Guangdong. The localization of the iron deposit is controlled by the contact zone of Jianshan granite and the limestones belonging to various units (from the upper part of Lower Carboniferous to the Lower Permian Qixia Formation). The ore bodies in the northeast-trending downwarps are arranged in echelon. The Jianshan granite is a small marginal stock of Wuping-Dabagranitic batholith, and intruded in the early stage of the Yanshanian Orogeny with an isotopic (K-Ar) age of 147.3 m.y. According to the

geological data and triclinitiy of the potash feldspar it was formed at a depth of 2—3 km and at a temperature from 600° to 700°C. The iron ore is nothing but a magnetite-bearing skarn, being mineralized during one of the stages of the contact metasomatism. A series of repeated magnetitization gave rise to several generations of magnetite, which occurs in two forms, i.e., the filling-magnetite and the metasomatic type, both being formed within a temperature range of 310° to 560°C. Geological evidences and isotopic data suggest that the iron was derived from various sources, including the possibility of partially sedimentary in origin, but their transportation was closely related to the action of the potash-bearing fluids.