

中国东部中生代陆相火山岩型铁矿 成矿背景和火山岩浆性质

徐志刚

(中国地质科学院矿床地质研究所)

本文系笔者在探讨火山岩型铁矿成矿地质背景过程中,对中国东部中生代陆相火山作用某些基本特征及与铁矿成矿作用关系的一点认识。笔者在另一文^[1]曾较详细论述了中国东部中生代火山岩各岩带、亚带、岩区和岩省火山作用及其产物的差异性,给出了各地火山岩平均化学成分,分出了碱性玄武岩-粗安岩-粗面岩(或响岩)、玄武岩-安山岩-英安岩-流纹岩和流纹岩-英安岩(安山岩-玄武岩)三类火山岩组合及幔源型或幔壳混染型和壳源型两类不同成因火山岩,并指出玄武岩浆多形成于拉张构造环境,流纹岩浆往往发育于挤压构造环境,可把由某组分(上地幔和地壳)局部熔融形成的出熔岩浆之组分看作压力的函数(当然还有温度的影响);笔者还从中国东部中生代构造格局和地壳应力场特征探讨了中国东部不同地区中生代火山岩的成因。

关于中国东部中生代陆相火山岩型铁矿成矿作用及成矿条件,近十余年来进行了较深入研究^[2,3],但在新的较大矿床的找矿方面未有新的突破,这就值得检讨其原因。宁芜玢岩铁矿的研究者曾正确指出,在下扬子地区铁矿主要产于以宁芜和庐枞为代表的、以偏碱性玄武安山质岩浆为特征的继承式火山岩盆地中。本文正是从火山岩产出的构造背景(特别是火山岩盆地构造类型)和火山岩浆性质两方面来探讨火山岩型铁矿成矿背景。

一、火山岩盆地类型与火山岩建造

火山岩盆地系指发育较厚火山岩系,四周为前火山岩系地层的较小沉降区。在火山岩大面积产出的浙闽沿海、大兴安岭、冀北等地,盆地轮廓不很清晰,火山作用沿基底断裂带发生,构成断裂喷发带,如浙闽沿海之宁波-温州-柘荣-云霄、枫桥-庆元-寿宁-南靖梅林及宁波-遂昌诸火山喷发带。但其中有的尚能分出若干火山喷发区。如受政和一大埔深断裂控制的寿宁-南靖梅林火山喷发带可分出古田、漳平梅水坑、南靖梅林等7个火山喷发区^[4]①。据粗略统计,中国东部有近200个较大的火山岩盆地,它们受基底深断裂控制,在空间上常成带分布,构成长一百至数百千米的火山喷发带,如由内蒙地轴西缘深断裂控制的宣化-北票中侏罗世中基性火山岩带。大量构造盆地的出现,乃是中国东部中生代地质构造发展的一大特点。

火山岩盆地系由盆地底部对于周围的稳定的上升的边缘相对下陷,并伴有火山作用所致,故可按其形成构造作用分为三类:

1. **拗陷型盆地:**由地壳拗陷作用形成,盆地边缘断裂不发育,多形成在沉降基底背景上或前期褶皱的向斜褶曲上,具宽阔向斜形态,火山作用缺乏或不烈,如发育在下扬子地区印支造山旋回后相对拗陷地区之晚三叠世-中侏罗世盆地。浙东早白垩世永康型盆地也属之,它发育在北北东向晚侏罗世火山岩系的褶曲拗陷中,盆地中发育馆头组和朝川组火山沉积岩系。

2. **断陷型盆地:**受盆地边缘断裂控制。有些盆地呈狭长地堑状。如庐断裂带中段的沂沭裂谷,受开

① 冯宗帜1978年“福建中生代古火山活动及古火山构造”。

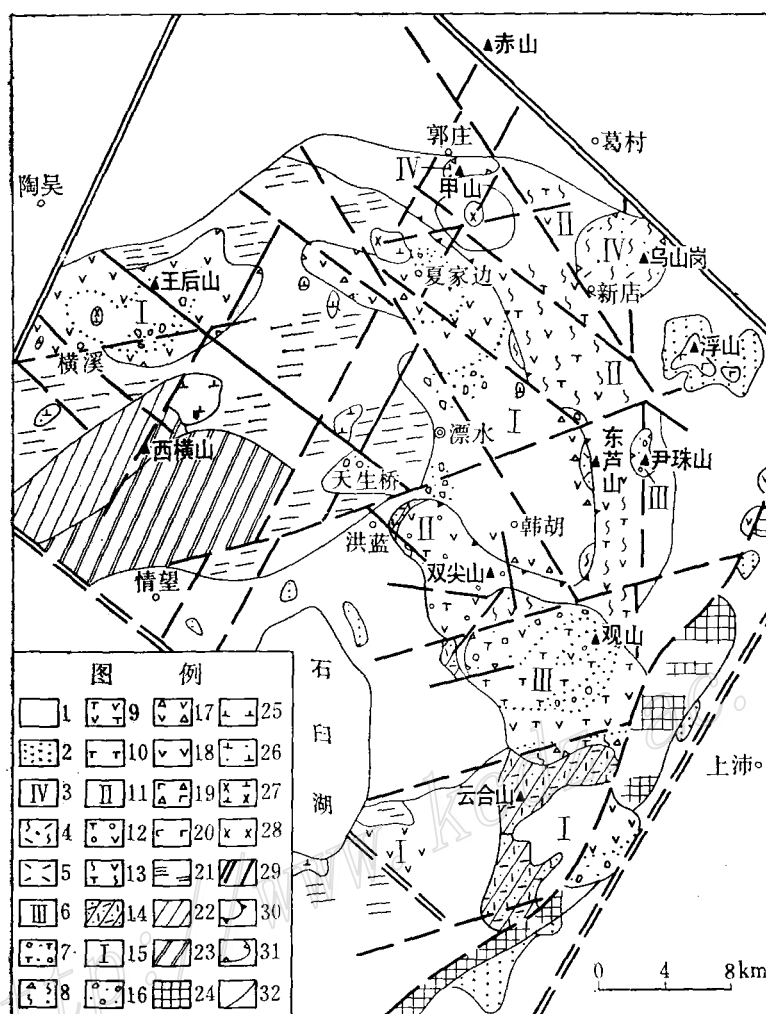


图 1 溧水火山岩盆地地质构造略图

(据车树政、谢家莹, 1981)

1—第四系, 2—上白垩统, 3—5—甲山旋回 (K_1j) 及其火山岩, 6—10—观山旋回 (K_1k) 及其火山岩, 11—13—东芦山旋回 (J_3-K_1d) 及其火山岩, 14—云台山组 (J_3y) 凝灰质碎屑沉积岩, 15—20—龙王山旋回 (J_3l) 及其火山岩, 21—24—分别为上侏罗统下段、下—中侏罗统、上三叠统和志留系—中三叠统, 25—28—分别为闪长玢岩、石英闪长岩、辉长闪长岩和玄武玢岩次火山岩体, 29—边界断裂和断裂, 30—复活火山穹窿, 31—破火山口, 32—不整合界线

Fig. 1. Diagrammatic geologic-structural map of Lishui volcanic basin.

1. Quaternary, 2. Upper Cretaceous, 3—5. Jiashan Cycle (K_1j) and its volcanic rocks, 6—10. Guanshan Cycle (K_1k) and its volcanic rocks, 11—13. Donglushan Cycle (J_3-K_1d) and its volcanic rocks, 14. Pyroclastic sedimentary rocks of Yunheshan Formation (J_3y), 15—20. Longwangshan Cycle (J_3l) and its volcanic rocks, 21. Lower part of Upper Jurassic, 22. Lower-Middle Jurassic, 23. Upper Triassic, 24. Silurian-Middle Triassic, 25—28. Subvolcanic rocks, 25. Dioritic porphyrite, 26. quartz diorite, 27. gabbro-diorite, 28. Basalt-porphyrity, 29. Boundary-fault and faults, 30. Revived volcanic dome, 31. Caldera, 32. Unconformity.

原-辉南-和龙深断裂控制的和龙地堑,受龙岗大断裂控制的柳河地堑和三源浦地堑等。其中以沂沭裂谷最为典型,其南段是由二条断裂组成的单地堑,北段是由四条断裂组成的二堑一垒状复式地堑,具较典型的幔隆构造^[5],断裂切割较深,发育幔源型中基性火山岩。柳河等地堑规模较小,发育也不甚完全,主要发育碎屑沉积岩,夹少量中性-酸性火山岩。多数盆地的长宽比较小,四周皆受断裂控制。如宁芜盆地就是以方山-小丹阳断裂和长江破碎带为东、西边界,三山街-宣城断裂和南京-湖熟断裂为南、北边界之北北东向菱形断陷盆地,但早期为拗陷型盆地^[2]。溧水、溧阳盆地和浙闽沿海某些早白垩世盆地亦均属此类盆地(图1)。

3. 拗陷型盆地:受盆地一侧断裂控制,呈向断裂所在一侧歪斜,火山岩系向不发育断层一侧超复之箕状构造,为断陷和拗陷相结合产物。浙闽赣许多盆地属之;庐枞盆地(图2,西断东超,并被与郯庐断裂平行的罗昌河断裂 F_1 切成两半,致使西半部隐伏于早白垩世—第三纪红层之下)、诸莱盆地(南断北超)、蒙阴和平邑盆地(北断南超)及辽西诸盆地(多呈向东南倾斜之单斜状,但阜新盆地是对称的)均属之。

上述三类盆地间常有互相过渡、转化的情况,因而一个盆地在其发育过程中可具不同构造形态。早期拗陷型盆地,若其中心部位沉降加剧,可发展成为断陷型盆地,如宁芜盆地^[2];若沉降中心偏于一侧,且沉降幅度增大时,可发展成为拗陷型盆地,如庐枞盆地。反之,当控制断陷盆地的断裂停止活动,但盆地中心仍继续沉降时,便渐变为拗陷型盆地,火山作用也渐不发育,最后乃至结束盆地沉积。朱夏^[6]曾指出,在中国东部中、新生代盆地中由断陷转化为拗陷是十分普遍的,而由拗陷转化为断陷的例子比较少。这是因为,前一种转化主要发生在区域性隆起背景上,后一种转化主要发生在区域性拗陷背景上;中国东部在印支旋回晚期和燕山旋回早期因太平洋(库拉)板块俯冲于亚洲大陆板块之下和亚洲大陆相对太平洋基底向南滑动而处于强烈构造挤压应力作用下,地壳增厚,形成区域性大型隆起,但其中之下扬子地区因受基底构造制约而成为位于江南隆起与淮阳-张八岭-鲁东隆起之间的拗陷地区,因而拗陷-断陷型盆地主要发育于下扬子地区。

此外,火山岩盆地又可依火山岩系与基底地层关系而分为两种型式^[2]:

1. 继承式盆地:发育于印支运动和燕山运动早期之相对沉降,且中生代以前也是长期沉降的地段。以下扬子地区之宁芜、庐枞、怀宁和大冶诸盆地最为典型;繁昌、句容、溧水诸盆地继承关系稍差,火山岩系之下象山群和黄马青组发育不佳。

2. 上叠式盆地:发育在较早经受褶皱隆起区,中生代火山岩系明显不整合于基底地层之上,系中国东部中生代火山岩盆地主要类型。其中有些盆地发育在太古界或元古界为基底的古隆起区,如内蒙、佳木斯、铁岭-靖宇、鲁东和江南诸隆起上的盆地,是最典型的上叠式盆地。但也有一些盆地发育在地史上以沉降为主,但中生代早期曾是隆起的地区,特征介于上叠式和继承式之间,可谓之半上叠式或半继承式盆地。以燕山和太子河拗陷带及鲁西诸盆地最为典型;秦岭、皖南、浙西、华夏、内蒙、吉黑等褶皱带上盆地亦多属此类盆地。

火山岩盆地的继承和上叠两种型式,反映盆地形成的不同构造背景,对火山岩浆性质和铁矿成矿作用有重大影响。继承式火山岩盆地属(早期)拗陷-(晚期)断陷型盆地,发育在区域性构造引张的似裂谷型拗陷区,基底断裂切割较深,地壳较薄,发育幔源型或幔壳混染型中基性火山岩,且构造引张作用愈烈,火山岩愈偏基性和碱性(属碱性玄武岩—玄武安山岩),如庐枞、怀宁、宁芜盆地。继承性稍差的繁昌、句容、溧水盆地因构造引张作用不很强烈而发育酸度稍高的中性火山岩,局部伴有中酸性火山岩。上叠式火山岩盆地属断陷型或(早期)断陷-(晚期)拗陷型盆地,发育在地壳厚度较大的隆起区,乃是区域性构造挤压背景上的局部构造引张作用所致,且由于基底断裂切割较浅,强烈构造挤压应力引起基底局部熔融,故多发育酸性、中酸性火山岩。但其中有些盆地受局部引张作用较烈,发育成为地堑,有一些中性火山岩产出。特别是郯庐断裂带中段受太平洋板块俯冲加速引起的弧后扩张的影响,发育成为沂沭裂谷,发育幔源型中基性火山岩。半继承式盆地亦属断陷型盆地,但火山岩性质变化较大。形成于较强构造引张条件下的盆地,如金寨-霍山、燕山和鲁西的盆地,多因先前断裂复活而成,断裂切割较深,地壳稍薄,主要发育中基性火山岩,火山岩属幔壳混染型;由构造挤压背景上局部引张作用形成的盆地,如华南和东北某些盆地,因基底断裂多为切割较浅的硅铝层断裂,控制盆地的断裂也较浅,故多发育壳源型酸性、中酸性火山岩。但需

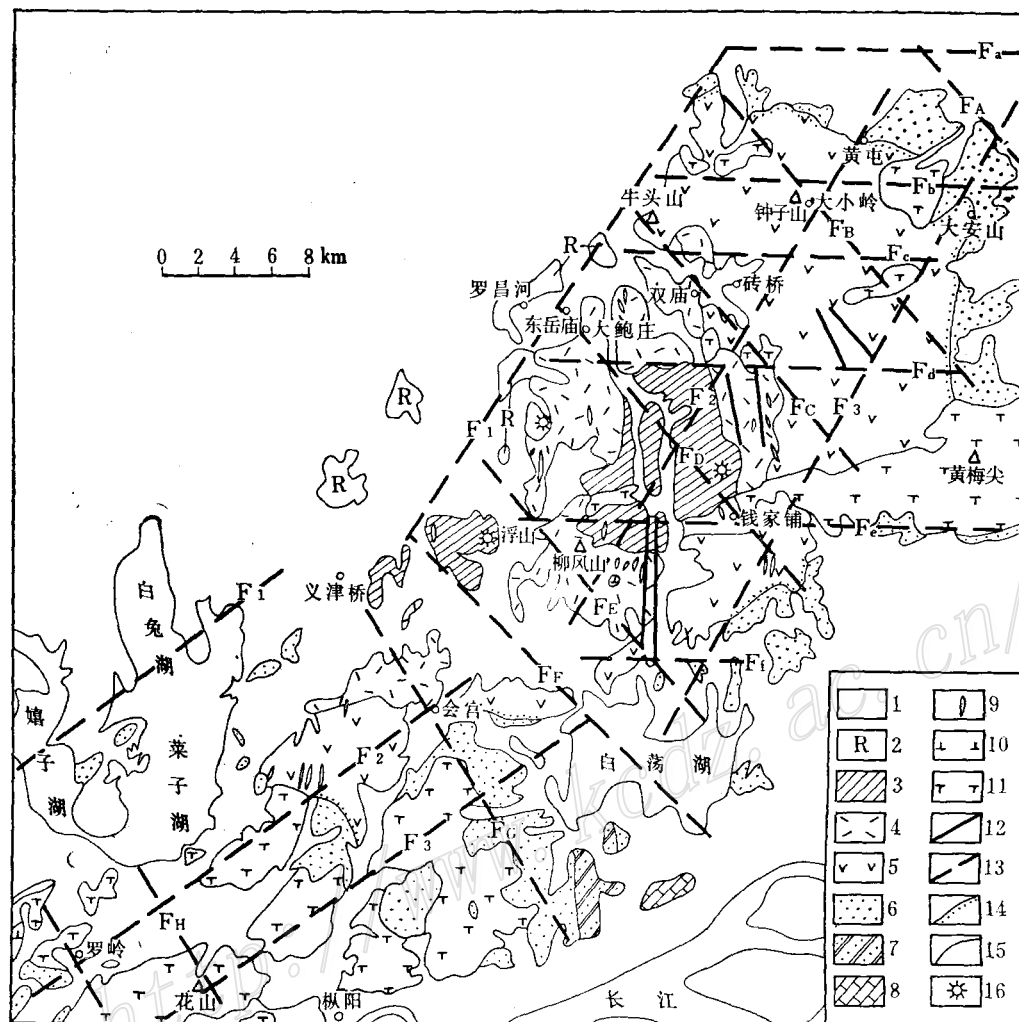


图 2 庐枞火山岩盆地地质构造略图

(据原地质部地质矿产研究所1978年资料, 龙门院旋回未从砖桥旋回中分出)

1—第四系; 2—第三系; 3—浮山旋回火山岩; 4—双庙旋回火山岩; 5—砖桥旋回和龙门院旋回火山岩; 6—象山群砂岩; 7—黄马青组砂页岩; 8—扁担山组灰岩; 9—正长岩脉; 10—闪长玢岩; 11—正长—二长岩; 12—实测断裂; 13—推测断裂; 14—不整合接触界线; 15—地质界线; 16—可能的次火山口

Fig. 2. Schematic geological-structural map of the Luzong volcanic basin.

1. Quaternary; 2. Tertiary; 3. Volcanic rocks of Fushan cycle; 4. Volcanic rocks of Shuangmiao cycle; 5. Volcanic rocks of Zhuanqiao cycle and Longmenyuan cycle; 6. Sandstone of Xiangshan Group; 7. Sandstone-shale of Huangmaqing Formation; 8. Limestone of Biandanshan Formation; 9. Syenite vein; 10. Diorite porphyrite; 11. Syenite-monzonite; 12. Measured fracture; 13. Inferred fracture; 14. Boundary of unconformable contact; 15. Geological boundary; 16. Probable subvolcanic crater.

指出: 由于地质条件的复杂性, 也存在与上情况不相一致之处, 如大冶盆地为继承式拗陷—断陷型盆地, 但发育较多酸性火山岩, 此因淮阳隆起向南滑动受江南隆起顶阻, 而使该地受到构造挤压所致; 太子河拗陷带上盆地发育较多酸性火山岩而有别于燕山拗陷带上盆地, 其因在于前者受构造挤压之故^[2]。

看来, 以宁芜、庐枞为代表的继承式火山岩盆地在中国东部广多的盆地中是并不多见的。

二、成(铁)矿火山岩浆和旋回特征

火山岩型铁矿是火山岩浆演化至某一阶段的产物。成矿物质,特别是铁质,除部分可能汲自围岩外,主要来自地壳深处或上地幔之岩浆。对宁芜、庐枞火山岩型铁矿的研究表明,富碱(尤其是钠)和挥发组分,并由基性向偏碱性演化的中基性火山岩浆有利于火山岩型铁矿形成^[2]。Philports^[12]、Павлов^[15]及刘玉山等人^[7]曾作过实验研究。宋学信等人^[8]曾分出九类与矿浆铁矿床有关的火山-浅成岩岩石类型和组合,但未详细论述矿浆形成条件。张炳熹^[9]在论及火山岩型铁矿时提出“根本的问题应是在从基性到偏碱性的岩浆演化过程中,究竟在哪个阶段,哪种条件,通过哪种方式形成分离的富铁流体,包括‘矿浆’及以后有大量铁分参与的水热流体,在不同的围岩条件下形成各式矿床。”本文仅对上述某些问题,试作初步探讨。

笔者认为,对火山岩型铁矿而言,能否从岩浆中分异出富铁残余熔体,除与岩浆性质有关外,还与岩浆演化过程中物理、化学条件有关,且可能以氧逸度最为重要。Osborn^[13]曾指出原始玄武岩浆因氧逸度差异而有二个不同的分异途径(图3):如果系统是开放的,那么氧逸度在结晶作用过程中保持不变和高值,于是磁铁矿(铁铁矿)与橄榄石一起从液体中晶出,接着与辉石一起晶出,残余液体便耗尽铁氧化物而富硅,如图3中 $m \rightarrow a \rightarrow b$ 趋势所示;如果系统是低氧逸度的,那么橄榄石独自从同一液体中晶出,残余液体富铁氧化物,并有轻微硅耗损,如图3中 $m \rightarrow n \rightarrow o$ 趋势所示。图4是上述过程的更直观表示。即在高氧逸度条件下,岩浆循鲍文(Bowen)反应系列结晶分异,最终导致形成富硅残余熔体;但在较低氧逸度条件下,岩浆循斐涅尔(Fenner)趋势结晶分异,最终形成富铁残余熔体。实际上,早在1929年斐涅尔就已强调在玄武岩浆分离结晶过程中能分异出富铁残余熔体,而不仅仅如鲍文1922年强调的富硅残余熔体。Kushiro^[14]

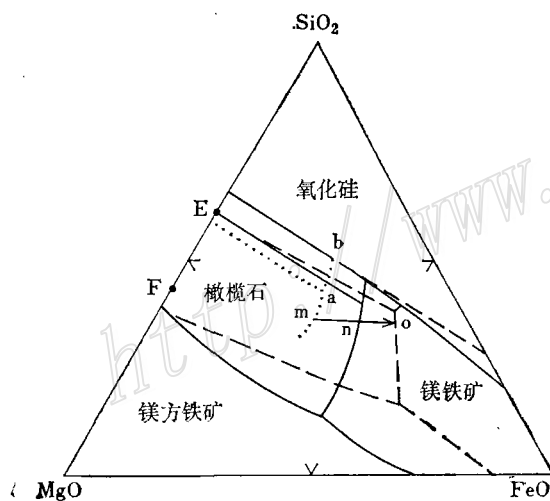


图3 不同氧逸度条件下 $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$ 系的相关系

(据Muan和Osborn, 1956)

点线、直线和断线分别为氧逸度等于1大气压、空气中氧(即0.21大气压)和 CO_2/CO 比值为衡定的132条件下的液体边界。结晶作用过程 $m \rightarrow a \rightarrow b$ 是氧逸度为1大气压时的过程,另一结晶作用过程 $m \rightarrow n \rightarrow o$ 是氧逸度为 CO_2/CO 比值等于132时的过程(转引自《The evolution of the igneous rocks》, 1979, p. 182)

Fig. 3. Phase relationship of $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$ under different oxygen fugacities (After Muan and Osborn).

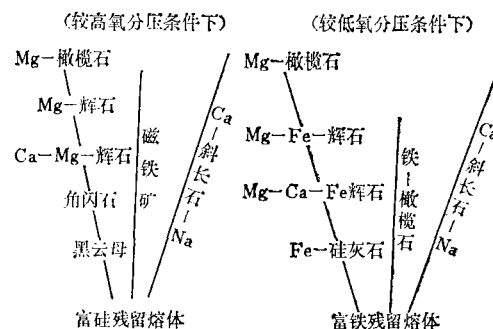


图4 亚碱质火成岩在低压条件下两类反应系列
(据Osborn, 1962)

左列是据Bowen (1922)修正的,是在有氧缓冲剂作用条件下玄武岩浆的分离作用,右列是玄武岩浆在封闭系统中的分离结晶作用。对每一列而言,右边的线代表从顶部钙长石到底部钠长石的斜长石连续固溶体系列(转引自《The evolution of the igneous rocks》, 1979, p. 145)

Fig. 4. Two kinds of reaction series of subalkalic igneous rocks under low pressure (After Osborn, 1962).

表 1 宁芜、庐枞、利山、十八台

Table 1. Chemical composition of volcanic rocks

产 地		层 位		岩 性	样品数	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	
宁 芜 盆 地	北 段	K _{2n}		粗面英安岩	2	67.47	0.17	15.17	1.68	0.97	0.11	0.71	
		K _{1g}		(石英)角闪安山岩	2	58.57	0.54	16.09	2.02	3.62	0.07	1.79	
		J _{3d}		辉长闪长(玢)岩	6	53.55	0.86	17.21	3.75	3.85	0.14	4.45	
				黑云辉石安山岩	5	56.00	0.75	14.86	3.20	3.72	0.11	3.05	
	中 段	K _{2n} (娘娘山旋回)		(次火山岩)	11	53.46	0.74	18.11	3.75	1.98	0.12	2.10	
				黝方石响岩	6	59.84	0.47	18.85	1.87	1.59	0.12	0.98	
				假白榴石斑岩	8	57.75	0.40	21.83	2.72	0.43	0.08	0.64	
				不含矿次火山岩	3	57.03	0.69	17.35	5.78	8.54	0.08	1.62	
		J _{3d} (大王山旋回)		辉长闪长玢岩	4	54.81	0.83	17.40	4.46	5.01	0.12	2.78	
				角闪安山岩	5	56.44	0.80	17.83	5.75	3.13	0.14	1.73	
				(次火山岩)	7	56.46	0.83	16.83	7.33	3.29	0.21	1.45	
				J _{3l} (龙王山旋回)	角闪玄武安山岩	10	55.43	0.77	16.91	5.60	2.67	0.31	2.21
	南 段	K _{1g} (姑山旋回)		角闪安山岩	4	56.13	0.79	16.61	4.71	2.75	0.07	2.94	
		J _{3d}		辉长闪长(玢)岩	4	54.05	0.73	16.60	3.86	3.08	0.13	3.52	
	整 个 盆 地			K _{2n}	火山岩、次火山岩	27(2.5%)	57.19	0.54	19.16	2.87	1.36	0.11	1.32
				K _{1g}	火山岩	6(2.5%)	56.94	0.70	26.44	3.81	3.04	0.07	2.55
				J _{3d}	含矿次火山岩	14	53.98	0.81	17.09	3.98	3.96	0.13	3.71
					火山岩	10	56.22	0.78	16.35	4.48	3.35	0.13	2.39
平 均					27(75%)	55.15	0.79	16.84	4.37	4.24	0.12	2.99	
J _{3l}				火山岩、次火山岩	17(20%)	55.85	0.79	16.88	6.31	2.93	0.27	1.90	
总 平 均	按样品数平均		77	56.16	0.70	17.63	4.23	2.85	0.15	2.13			
	按出露面积加权		100%	55.39	0.78	16.90	4.71	3.88	0.15	2.72			
庐 枞 盆 地		浮山旋回	上段K _{1f} ²	粗面质熔结角砾岩	2	61.83	0.49	16.03	2.29	1.27	0.11	0.40	
			下段K _{1f} ¹	粗面质熔结凝灰岩	3	59.80	0.62	17.79	2.23	1.83	0.10	0.91	
		双庙旋回上段K _{1sh} ²		玄武粗安质角砾熔岩	3	58.98	0.94	16.96	5.21	3.24	0.14	2.58	
		砖桥旋回	上段J _{3z} ²	黑云辉石粗安岩	6	55.10	0.78	16.86	4.35	2.36	0.15	2.02	
				辉石粗安岩	10	52.98	0.99	17.15	4.11	3.41	0.14	2.67	
				含矿辉石粗安岩	3	54.67	0.80	15.80	3.08	3.67	0.14	2.81	
		龙门院旋回J _{3l}		辉石粗安岩	4	54.59	0.90	16.61	4.02	3.40	0.23	2.73	
		总 平 均			31	54.77	0.82	16.87	3.95	2.92	0.15	2.24	
利 山 矿 区	下 白 垩 统	第V旋回	玄武岩	2	49.47	1.54	14.94	3.13	7.81	0.17	6.58		
		Ⅳ	安山岩	3	53.70	1.01	14.75	1.72	7.83	0.36	4.18		
		Ⅲ	英安岩	5	65.40	0.59	15.93	1.91	4.26	0.07	1.58		
		Ⅱ	英安流纹质凝灰岩	2	67.35	0.87	14.12	1.92	4.33	0.12	1.08		
		Ⅰ	流纹质凝灰岩	4	68.90	0.50	18.88	2.23	0.20	0.11	0.49		
		总 平 均		16	62.23	0.80	16.10	2.10	4.37	0.15	2.36		
十 八 台 矿 区	张 家 口 组 J _{3z}	建昌组J _{3jn}		辉石安山岩	2	56.67	1.45	15.49	4.72	3.20	0.19	2.74	
		金刚山组J _{3j}		辉石安山玄武岩	1	53.26	2.16	14.67	2.40	7.03	0.17	3.40	
		次火山岩	含辉石石英粗面岩	5	65.83	0.52	14.56	1.48	3.65	0.15	0.48		
			蚀变辉石石英粗面岩	5	71.40	0.23	12.48	0.90	2.91	0.25	0.08		
			霏细斑岩	6	73.26	0.20	12.36	1.70	1.39	0.14	0.15		
			平 均	16	70.36	0.31	13.09	1.38	2.57	0.18	0.23		
			火 山 岩	流纹质晶屑凝灰岩	4	78.15	0.16	11.45	1.02	0.78	0.09	0.15	
		板状流纹岩		2	75.16	0.19	11.43	1.93	0.98	0.10	0.12		
		粗面岩		1	63.08	0.67	14.91	2.62	3.15	0.20	0.34		
		平 均		7	75.14	0.24	11.94	1.51	1.63	0.09	0.17		
		总 平 均			23	71.81	0.29	12.74	1.42	2.28	0.15	0.21	

注：表列火山岩化学成分系据上列有关文献中所列单个数据，按同组（或旋回）和同类岩石归纳，求得之平均值。

地区火山岩化学成分特征

in Ningwu, Luzong, Lishan and Shibatai areas.

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	Los	σ	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	$\langle FeO \rangle$	$\frac{Fe_2O_3}{FeO}$	$\frac{\langle FeO \rangle \times 10}{SiO_2}$	岩石化学成分类型	资料来源
1.48	1.53	6.33	0.07	2.10	0.43	2.53	0.24	2.48	1.73	3.67	英安岩	«宁芜玢岩铁矿», 1978
5.67	3.68	1.92	0.27	2.02	3.32	2.02	1.92	5.44	0.56	9.3	安山岩	
6.14	3.63	2.42	0.33		2.38	3.47	1.50	7.23	0.97	13.5	玄武粗安岩	
7.34	3.59	3.01	0.28	1.33	2.19	3.46	1.19	6.44	0.90	11.5	玄武粗安岩	
4.52	4.04	6.15	0.38	2.02	2.59	10.90	0.66	5.36	1.89	10.0	响岩	
2.08	6.30	6.61	0.10	0.94	0.64	9.83	0.95	1.84	1.18	3.1	响岩	
0.87	2.65	9.98	0.12	1.82	0.88	10.88	0.27	2.88	6.33	5.0	响岩	
1.79	5.68	2.45	0.34	1.65	3.12	5.20	2.32	13.74	0.68	24.1	粗安岩	
4.61	5.83	1.99	0.32	1.60	0.48	5.23	2.93	9.02	0.89	16.5	玄武粗安岩	
2.35	5.64	2.73	0.43	2.31	2.38	5.36	2.07	8.31	1.84	14.7	粗安岩	
2.76	2.24	6.52	0.29	1.16	1.95	5.74	0.34	5.89	2.23	10.4	粗安岩	
2.92	3.86	4.56	0.32	1.77	2.65	5.70	0.85	7.71	2.10	13.9	玄武粗安岩	
5.76	3.51	2.92	0.21	2.41	1.64	2.92	1.20	6.99	1.71	12.5	安山岩	
6.42	5.48	2.06	0.29	1.65	2.25	5.24	6.99	6.55	1.25	12.1	玄武粗安岩	
2.67	3.95	7.40	0.22	1.73	1.49	10.03	0.53	3.94	2.11	6.9	响岩	
5.73	3.57	2.43	0.20	2.28	2.20	2.63	1.47	6.47	1.25	11.4	安山岩	
5.78	4.79	2.19	0.32	1.30	1.73	4.44	2.19	7.54	1.01	14.0	玄武粗安岩	
4.85	4.62	2.87	0.36	1.82	2.29	4.41	1.61	7.38	1.19	13.1	粗安岩	
4.99	4.82	2.47	0.34	1.48	1.91	4.56	1.95	8.17	1.03	14.8	玄武粗安岩	
2.85	3.19	5.36	0.31	1.52	2.36	5.72	0.60	8.61	2.15	15.4	玄武粗安岩	
3.76	4.06	4.83	0.28	1.64	1.88	6.01	0.84	6.66	1.48	11.9	粗安岩	
4.52	4.44	3.17	0.33	1.51	2.00	4.88	1.40	8.12	1.21	14.7	玄武粗安岩	
3.53	4.36	5.41	0.11	1.35	2.52	5.25	0.81	3.31	1.80	5.4	粗面岩	地质矿产研究所火山岩组, 1978
1.41	3.71	7.93	0.14	1.44	1.36	8.10	0.47	3.84	1.22	6.4	粗面岩	
5.81	3.82	4.04	0.41	1.99	3.24	7.74	0.95	7.93	1.61	15.6	玄武岩	
4.72	4.23	5.21	0.36	1.00	2.08	7.36	0.81	6.28	1.84	11.4	粗面岩	
6.41	3.61	4.87	0.52	1.02	2.96	7.21	0.74	7.11	1.21	13.4	玄武粗安岩	
5.38	3.57	4.82	0.37	1.44	3.24	6.03	0.74	6.44	0.84	11.8	玄武粗安岩	
4.92	4.31	3.52	0.51	1.44	1.79	5.29	1.22	7.02	1.18	12.9	玄武粗安岩	
5.06	3.89	5.01	0.40	1.27	2.51	6.73	0.77	6.48	1.35	11.8	玄武粗安岩	
9.15	2.28	0.74	0.18			0.46	3.08	10.63	0.40	21.5	拉斑玄武岩	广东冶金923地质队, 1977
4.96	2.90	3.33	0.57			3.73	0.87	9.38	0.22	17.5	玄武粗安岩	
1.21	0.94	4.46	0.19			1.51	0.21	5.98	0.45	9.1	安山英安岩	
2.95	2.68	2.46	0.27			1.13	1.09	6.06	0.44	9.0	英安岩	
0.14	0.28	3.90	0.09			0.65	0.07	2.61	11.2	3.8	英安岩	
2.86	1.53	3.19	0.25			1.16	0.48	6.37	0.48	10.2	安山岩	
5.42	4.03	3.06	0.64			3.68	1.32	7.45	1.48	13.1	粗安岩	天津冶金地质调查所, 1978
6.21	4.05	2.00	1.08			3.57	2.03	9.19	0.34	17.3	粗安岩	
1.63	4.06	5.95	0.11			4.39	0.68	4.98	0.41	7.6	粗面岩	
0.80	2.91	6.60	0.04			3.19	0.44	3.72	0.31	5.2	英安流纹岩	
0.41	2.73	6.12	0.02			2.59	0.45	2.92	1.22	4.0	英安流纹岩	
0.91	3.20	6.22	0.05			3.24	0.51	3.81	0.54	5.4	英安流纹岩	
0.55	1.38	3.86	0.05			0.78	0.36	1.70	1.31	2.2	流纹岩	
0.12	0.45	7.95	0.02			2.19	0.57	2.72	1.97	3.6	流纹岩	
2.26	4.28	6.48	0.16			5.77	0.66	5.51	0.83	8.7	粗面岩	
0.67	1.53	5.40	0.06			1.49	0.28	2.99	0.93	4.0	流纹岩	
0.84	2.69	5.97	0.05			2.60	0.45	3.56	0.62	5.0	英安流纹岩	

运用 Osborn 的实验解释钙碱性和拉斑质玄武岩浆晚期各自分异出富硅残余熔体和富铁残余熔体, 並指出 Osborn 的实验显然已经解决了著名的 Bowen 与 Fenner 之争。Osborn 也指出, 表示于图 4 (右) 的反应系列适用于侵入到上地壳, 并作为一个封闭系统而进行分离结晶作用的亚碱质玄武岩浆, 著名的斯凯尔加德 (Skaergaard) 层状辉长岩侵入体就是这样形成的。当然, 诚如 Kushiro^[14] 和从柏林^[10] 指出的, 对 Osborn 的论述是存有争议的, 并且主要是对能否通过磁铁矿结晶分离作用从玄武岩浆中分异出钙碱性安山岩而言的 (Green & Ringwood, 1968; Taylor et al., 1969; Allen, 1972; Cohen, 1967), 某些反对意见已由 Osborn、Kushiro 作了解释。尽管如此, 笔者认为氧逸度在岩浆分离结晶过程中是有重要作用的。张文佑^①、吴利仁^②及王述平^③均曾据 Osborn 实验解释富铁残余熔浆生成机制。

至于如何判别氧逸度高低, 可据火山岩成分 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 值、辉石成分及磁铁矿含量等确定之。

下面拟对以产大型火山岩型铁矿而著名的宁芜、庐枞两盆地火山岩系特征, 并对其它地区安山质火山岩系作一简略对比。

宁芜盆地火山岩浆为富钠玄武粗安质—粗安质岩浆, 有从偏基性向中性、酸性及碱性演化趋向。铁矿成矿作用与大王山旋回晚期辉长闪长岩—辉长闪长玢岩次火山岩体有关 (表 1, 图 5)。含矿岩体之斜长石具环带构造, 平均成分随粒度变小而降低。大斑晶多为拉长石 (An_{51—69}), 小斑晶多为中—拉长石 (An_{42—}

表 2 某些中基性火山岩系中单斜辉石成分

Table 2. Composition of clinopyroxene from some intermediate-basic volcanic sequences.

产 地		岩 石	矿 物	Wo	En	Fs	依 据	资料来源
宁 芜	梅 山	黑云辉石安山岩	普通辉石	41.53	44.35	14.12	化学分析	《宁芜玢岩铁矿》, 1978
		辉长闪长玢岩	普通辉石	42.74	44.18	13.08	化学分析	
			(普通辉石)	46—36	48—46	6—18	光性测定	
		辉长闪长岩	(普通辉石)	47—41	40—42	13—17	光性测定	
	钟 九	辉长闪长玢岩	普通辉石	43.57	42.85	13.58	化学分析	
庐 枞		辉石安山岩	(普通辉石)	42—44.5 (43.8) ^④	46—43.5 (44.0)	11.5—12.5 (12.2)	光性测定 光性测定	地质矿产 研究所火山 岩组, 1978
		辉石粗安岩	普通辉石	42.51	43.0	14.5	化学分析	
				46—33.5 (39.6) ^⑤	47.5—44.5 (45.7)	22—9.5 (14.6)	光性测定 化学分析	
		辉石粗安岩	(普通辉石)					
溧 水		辉石安山岩	次透辉石	51.53	37.04	10.71	化学分析	车树政、 谢家莹, 1981
		安山质熔结凝灰岩	次透辉石	48.17	38.74	12.04	化学分析	
		云辉粗安斑岩	次透辉石	45.7	46.3	8.0	化学分析	
鲁 中	郯 城	辉石玄武岩	透 辉 石	46	46	8	光性测定	邱家骧、 黄家厅, 1975
鲁 西	蒙 阴	辉石安山岩	次透辉石	47	41	12	光性测定	
		石英粗面岩	顽透辉石	41.6	50.6	7.8	电子探针分析	吴利仁等, 1982
		安山岩	顽透辉石	39.9	50.8	9.3	电子探针分析	

注: 表中之①、②系求平均值之样品数。

54), 基质微晶为更一中长石 (An_{24—36}), 且皆是核部斜长石号码较边部者高, 边部为洁净钠长石, 显示岩浆结晶晚期富钠。辉石除偶见斜方辉石 (紫苏辉石) 外, 主要为单斜辉石 (普通辉石或其附近的次透辉石和顽透辉石), 化学成分上属 Mg—Ca—Fe 辉石 (En_{44.18—42.85} Wo_{42.74—43.57} Fs_{13.08—13.58})。且大斑晶核部较之边部或基质辉石有较低的折光率和较大的 +2V, 显示核部含 Wo 较多, Fs 较少, 向边部 Wo 减少, Fs 增

① 张文佑、从柏林、李继亮、张雯华 1977 年“铁矿的形成与富集”。

② 吴利仁 1978 年“我国东部中生代陆相火山岩宁芜型铁矿形成的基本原理”。

③ 王述平、孙清海、林炳营 1979 年“试论深断裂、岩浆分熔作用”。

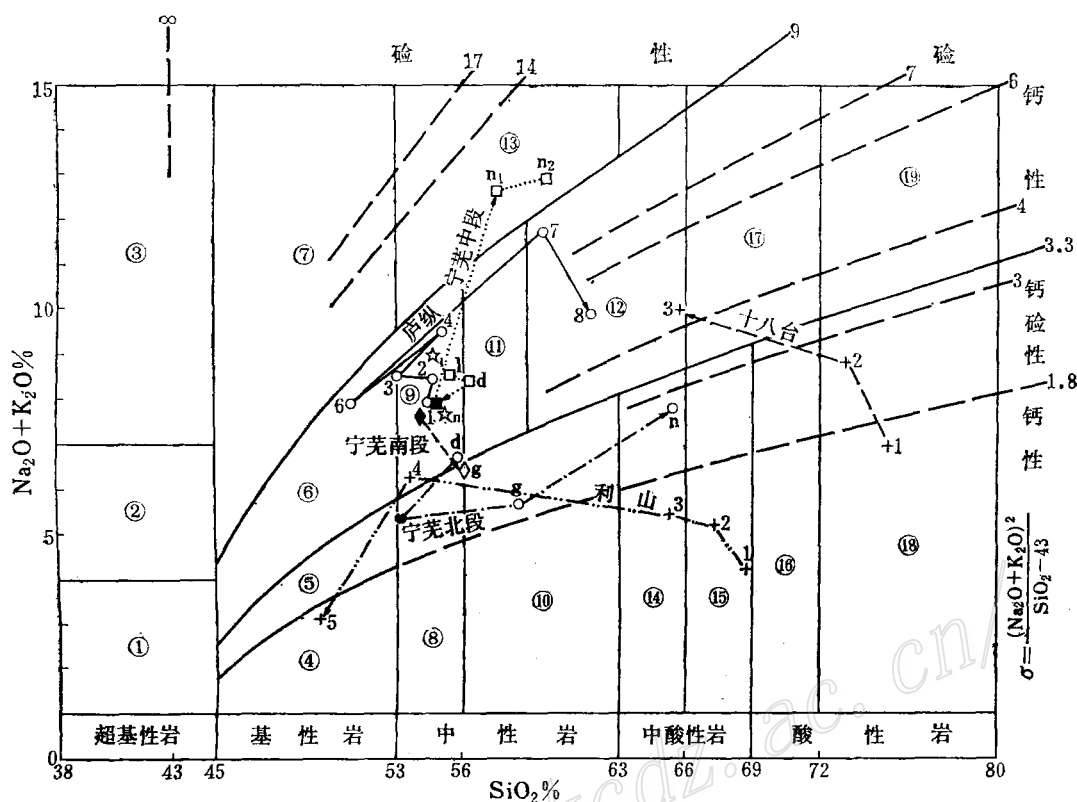


图5 宁芜、庐枞、利山和十八台地区中生代火山岩 $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2 - \sigma$ 图

l, d, g, n 分别代表宁芜盆地龙王山、大王山、姑山、娘娘山旋回, $\blacklozenge$, $\blacksquare$, $\bullet$, $\star_{11}$ 分别代表宁芜盆地南、中、北地段含矿次火山岩及整个盆地火山岩、次火山岩的平均成分, $\star_1$ 代表庐枞盆地火山岩平均成分 (底图据邱家骥, 1979, 岩石化学成分类型: ① 苦橄岩, ② 霞石碱辉玄武岩-玻基辉橄岩, ③ 霞石岩, ④ 拉斑玄武岩, ⑤ 高铝玄武岩, ⑥ 硷性玄武岩, ⑦ 白榴岩-白榴碱玄武岩, ⑧ 玄武安山岩, ⑨ 玄武粗安岩, ⑩ 安山岩, ⑪ 粗安岩, ⑫ 粗面岩, ⑬ 响岩, ⑭ 安山英安岩, ⑮ 英安岩, ⑯ 英安流纹岩, ⑰ 碱流岩, ⑱ 流纹岩, ⑲ 碱性流纹岩)

Fig. 5. $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2 - \sigma$ diagram of Mesozoic volcanic rocks in Ningwu (Nanjing-Wuhu), Luzong, Lishan and Shibatai areas.

l, d, g, n represent respectively Longwangshan, Dawangshan, Gushan and Niangniangshan cycles in Ningwu basin; $\blacklozenge$, $\blacksquare$, $\bullet$, $\star_{11}$ stand respectively for southern, middle and northern parts of ore-bearing subvolcanic rock in Ningwu basin and the average composition of volcanic and subvolcanic rocks in the whole Ningwu basin; $\star_1$ refers to average composition of volcanic rocks in Luzong basin, Petrochemical composition: ① picrite; ② nepheline tephrite; ③ nephelinite; ④ tholeiite; ⑤ alumina-basalt; ⑥ alkali-basalt; ⑦ leucite-leucite tephrite; ⑧ basaltic andesite; ⑨ basaltic trachyandesite; ⑩ andesite; ⑪ trachyandesite; ⑫ trachyte; ⑬ phonolite; ⑭ andesitic dacite; ⑮ dacite; ⑯ dacitic rhyolite; ⑰ pantellerite; ⑱ rhyolite; ⑲ alkali-rhyolite.

多, 显示岩浆中铁质随岩浆分异而增高。这正说明岩浆演化至大王山旋回晚期次火山岩阶段时岩浆氧逸度较低, 这也反映在辉长闪长岩-辉长闪长岩之 $\langle \text{FeO} \rangle$ 含量和 $\langle \text{FeO} \rangle / \text{SiO}_2$ 比值增高, $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$ 比值降低。此特征以盆地中段最明显; 南、北两地段大王山旋回火山岩、次火山岩之 $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$ 比值均较低, 北段黑云辉石安山岩之辉石也为 Mg-Ca-Fe 辉石 (表2)。因此, 该火山岩浆能于大王山旋回晚期形成铁矿, 除前人指出的原因外, 笔者认为岩浆演化至大王山旋回晚期氧逸度降低也起有重要作用, 其使岩浆循斐涅尔趋势分异出富铁硅酸盐熔体 (铁矿浆) 和含矿气体, 于适宜构造部位形成不同类、式的铁矿床。

庐枞盆地火山岩为偏碱性、富钾质的玄武粗安岩、粗安岩、粗面岩。表3系以皖区调队 (1983) 剖面为

表3 庐枞盆地火山岩系旋回划分及其特征

Table 3. Division and characteristics of cycles of volcanic sequences in Luzong basin

旋回	岩性	厚度 (m)	地质矿产所 火山岩组 (1978)	皖327队 (1981)	皖区调队 (1979) (1983)
浮山旋回 K _{1f}	上段 灰紫色粗面质熔结角砾岩、熔结含砾凝灰岩、角砾熔岩, 底部为粗面质火山集块角砾岩	97	浮山旋回	上段	浮山组
	下段 褐红色粗面质熔结角砾岩、熔结凝灰岩, 以含黑云母为特征, 有假白榴石, 底部有集块岩、火山角砾岩	207		下段	浮山组
双庙旋回 K _{1sh}	上段 暗紫色玄武粗安质角砾熔岩、集块岩, 夹橄榄辉石粗安岩、辉石粗安岩, 以含橄榄石为特征, 上部夹凝灰质粉砂岩	200—440	双庙旋回	上段	第三岩段
	中段 灰紫色细火山角砾岩、角砾凝灰岩, 含磁铁矿(黄铁矿)次生石英角砾和铁角砾, 上部为凝灰质砾岩、粉砂岩	70		双庙组	第二岩段
	下段 杂色凝灰质粉砂岩、细砾岩、沉凝灰角砾岩、沉凝灰岩夹磁铁矿粗砂岩微薄层, 产早白垩世植物和孢粉化石	159—237		下段	第一岩段
砖桥旋回 J _{3z}	上段 灰紫色块状辉石粗安岩、含黑云母辉石粗安岩夹粗安质凝灰岩。牛头山、扬山铁矿产于此层位	251	砖桥旋回	上段	第三岩段
	下段 灰白、灰黄色粗安质角砾凝灰岩、凝灰角砾岩、凝灰岩及辉石粗安岩, 以含辉石为特征, 罗河、大包庄、何家大岭等铁矿产于此层位中	1300		砖桥组	第二岩段
龙门院旋回 J _{3l}	上段 灰黄色、灰绿色、紫红色沉凝灰质粉砂岩、粉砂岩、豆状沉凝灰岩, 夹一层长1200m、厚0.3—1.8m火山-沉积硅质赤铁矿(盘石岭铁矿), 产晚侏罗世植物和介形虫类化石	46—611		中段	第一岩段
	中段 青灰色、灰黑色角闪粗安岩(以含角闪石斑晶为特征)	200	盘石岭组	上段	龙门院组
	下段 青灰色、灰黄色粗安质含砾晶屑凝灰岩、沉凝灰岩、紫红色凝灰质粉砂岩	86		下段	

注: 关于火山旋回划分, 常以喷发—喷溢—沉积为一完整旋回, 故把产盘石岭火山-沉积型铁矿之火山-沉积岩划入龙门院旋回; 但双庙旋回下段火山-沉积岩系乃成矿后经较长时间剥蚀后的火山-沉积岩系, 笔者同意前人划分。这里顺便指出, 就宁芜盆地火山旋回划分而言, 把云台山组火山-沉积岩系划入大王山旋回下段, 而不划入龙王山旋回上段的方案(参见文献[2])是可商榷的。

基础, 综合地质矿产所火山岩组测制剖面后, 对该火山岩系所作的分层。从表3可看出, 从早期龙门院旋回和砖桥旋回(成矿前)向晚期双庙旋回和浮山旋回(成矿后)岩浆有自玄武粗安质向粗安质演化之势, 但双庙旋回火山岩浆酸度甚低。由于岩浆碱度较高, 特别是龙门院旋回岩浆相对富钠, 氧逸度较低且富挥发组分(H_2O^+ 1.44%, F 0.095%, Cl 0.025%), 有利于经过一段平静时期后从岩浆中分离出富铁、钠的含矿气液, 于适宜部位交代辉石粗安岩, 形成罗河、大鲍庄铁矿, 并且使砖桥旋回辉石粗安岩 Na_2O 、 $\langle FeO \rangle$ 含量减少。辉石粗安岩之单斜辉石为 Mg-Ca-Fe 辉石, 也显示岩浆可能是在较低氧逸度条件下结晶的。在主要铁矿形成后, 岩浆酸度降低, 碱度和 $\langle FeO \rangle$ 含量相对增高, 氧逸度稍有增高, 尚能分离出少量富铁含矿气液而

形成小型铁矿。

据上可知,具良好分异的,在较低氧逸度条件下结晶的,富钠质中基性火山岩浆有利于成矿作用发生(对云南、西藏、新疆、内蒙等地许多海相火山岩型铁矿的研究也得出这样的结论)。诚如笔者已指出的:宁芜、庐枞两盆地是下扬子地区拗陷最深、受构造引张最烈地段,火山岩浆属幔源型,且基度、碱度最高;而其余盆地因位于扬子拗陷带边部,且距庐枞断裂带较远,受构造引张作用不烈,火山岩的酸度稍高,碱度稍低,氧逸度较高,铁矿成矿作用较差。溧水盆地火山岩平均成分为酸度较高的钙碱性安山质岩,其 SiO_2 为62.05%, Na_2O 为3.18%, K_2O 为4.63%, δ 值为3.20, $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 比值为1.62,虽从早期龙王山旋回玄武安山岩变为大王山旋回粗面岩,但碱度之增高主要是钾质增高,酸度也增高, $\langle\text{FeO}\rangle$ 含量降低,特别是氧逸度增高(单斜辉石之 Fs 较宁芜、庐枞者低),且晚期还出现流纹质岩,故总的说来此岩浆并不利于铁矿成矿作用发生(图6)。该盆地航磁正异常强度小而分散,说明深部铁的分布较分散。金寨-霍山火山岩小带火山岩平均成分为碱钙性粗面岩,但因岩浆酸度稍高(SiO_2 为60.96%)、 $\langle\text{FeO}\rangle$ 较低(5.09)、氧逸度特高($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 比值为2.82),因而岩浆虽富碱(但 $\text{Na}_2\text{O}<\text{K}_2\text{O}$)也未能形成火山岩型铁矿。

鲁中和鲁西火山岩为碱钙性粗安-粗面质岩,碱度较高,且 $\text{Na}_2\text{O}<\text{K}_2\text{O}$,但岩浆氧逸度很高($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 值为1.82—3.68),未能循斐涅尔趋势分异出富铁流体或气液而形成铁矿。火山岩中单斜辉石含 Fs 较宁芜、庐枞者低,也显示岩浆氧逸度较高。普通角闪石 Ng 为1.681—1.716,黑云母 Ng 为1.643—1.653,较宁芜火山岩中普通角闪石(Ng 1.67—1.68)、黑云母 Nm 1.6080—1.6372)高,显示岩浆结晶时温度较高,而这又可能与岩浆氧逸度较高有关^{①②}。该岩浆氧逸度较高之原因可能与盆地半上叠式发育在鲁西隆起上,岩浆库房构造部位较高有关。

燕山地区火山岩为偏酸性的钙碱性安山岩,岩浆碱度稍低,酸度和氧逸度($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 比值为2.41)较高,显示其并不是形成火山岩型铁矿之有利岩浆。就该区各盆地火山岩浆性质及其演化特征亦能得出这一结论(图6)。如辽西地区,各旋回皆为弱碱钙性粗安岩、粗面岩,从第一至第四旋回岩浆酸度明显增高,第一旋回(兴隆沟组) Na_2O 含量及 δ 值最高,后三旋回(蓝旗组、义县组、建昌组) δ 值变化不大, Na_2O 稍有增加, K_2O 增加显著, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比值从1.77降至1.62、1.53、1.10。此特征迥异于宁芜火山岩浆演化特征(δ 和 K_2O 降低, Na_2O 和 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比值明显增高),加之岩浆总的碱度较低,氧逸度很高($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 比值为5.13—2.26),使该岩浆并不有利于火山岩型铁矿形成。至于该区安山质岩浆不是形成火山岩型铁矿之理想岩浆的原因,可能与这些盆地多半为上叠式盆地、基底拗陷作用不很强烈有关。

就火山岩浆性质与铁矿成矿作用关系而言,需指出以下两点:

1. 尽管许多地区的安山质火山岩浆并不有利于火山岩型铁矿形成,但也不排除于局部地方、局部层位形成小型铁矿的可能性。如辽西金岭寺-羊山盆地蓝旗组第三岩段中基性火山岩中有较多次火山岩,形成小甘家子铁矿;鲁西莱芜铁矿也可能与安山质次火山岩体有关。

2. 中基性岩浆较之酸性、中酸性岩浆有利,但不排除某些地方的酸性、中酸性火山岩浆向 $\langle\text{FeO}\rangle$ 、碱含量增高的中基性岩浆演化而形成小型铁矿的可能性,广东利山铁矿和河北十八台铁矿便是典例^{③④}。

利山铁矿位于粤中平陵拗陷。在矿区发育一套早白垩世火山-侵入杂岩。岩浆活动分(I)酸性岩浆喷发、(II)酸中性岩浆喷发-侵入、(III)中酸性岩浆喷溢、(IV)中性岩浆喷发和(V)基性岩浆喷溢五个阶段,铁矿化与(IV)阶段安山质次火山岩有关。该杂岩体平均成分为钙碱性安山岩,从早期强钙碱性流纹英安岩渐变至晚期碱钙性安山质岩, Na_2O 、 $\langle\text{FeO}\rangle$ 增高,逐形成火山期后热液充填、交代型铁矿床(图5,表1)。

十八台铁矿位于阴山-燕山火山岩带北亚带之沽源盆地。矿区出露上侏罗统张家口组流纹质熔岩和火山碎屑岩,晚期沿火山通道形成霏细斑岩-含辉石石英粗面岩次火山岩体,铁矿化与次火山岩体有成因联系。由火山岩向次火山岩演化,岩浆酸度降低,碱度增高,尤以 Na_2O 增高明显,加之氧逸度较低,逐分异

① 邱家骥、黄家厅1975年“山东地区中生代火山岩及岩石化学某些特征”。

② 广东冶金地质932队1977年“广东利山火山活动及火山期后热液铁多金属矿床”。

③ 天津冶金地质调查所1978年“河北省丰宁县十八台铁矿成矿地质背景和矿床地质特征”。

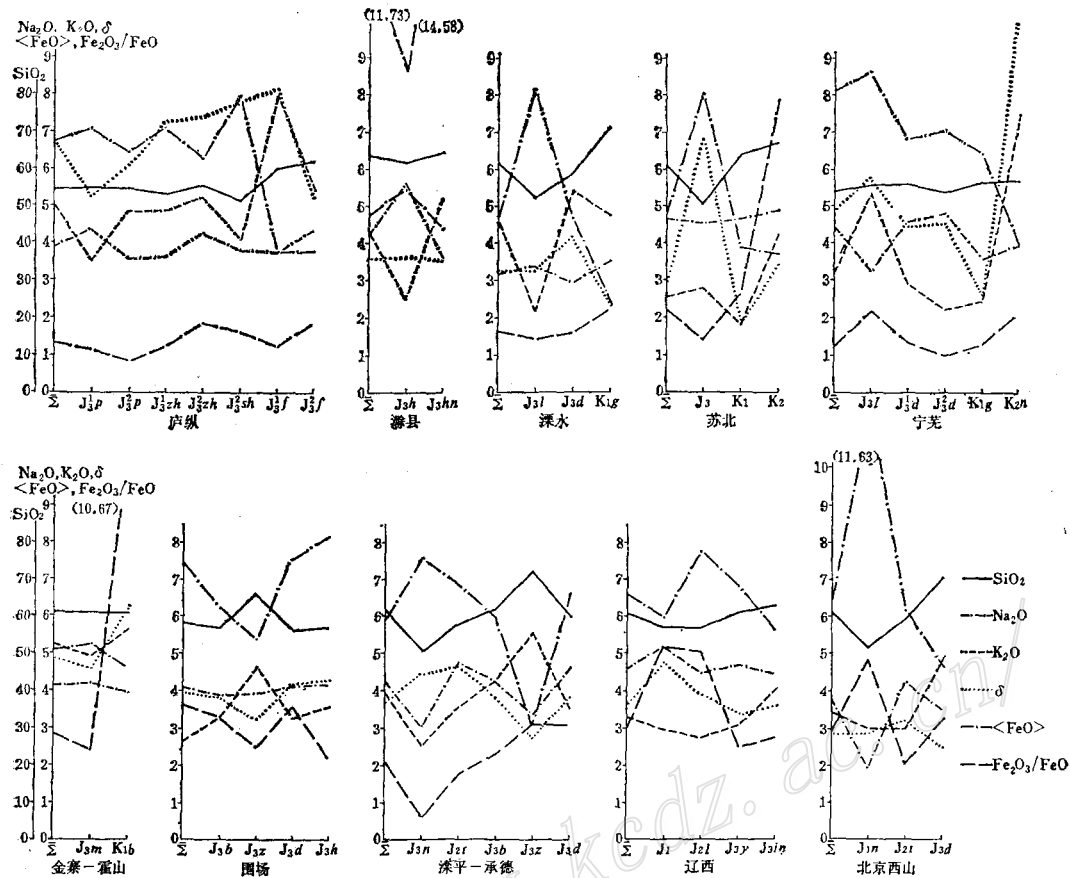


图 6 下扬子和阴山—燕山地区某些盆地火山岩系主要化学成分参数及演化趋势

Fig. 6. Major parameters of chemical composition and evolutionary trend of volcanic sequences in some basins of Lower Yangtze and Yinshan-Yanshan regions.

出少量富铁硅酸盐熔体，形成次火山热液（矿浆）充填型铁矿（图5，表1）。

至于中国东部广泛发育的英安流纹质火山岩建造中，有否类似利山、十八台铁矿火山岩系的情况，有待深入调查。浙闽和大兴安岭某些地方和层位中夹中基性火山岩，但从其碱度一般较低，酸度和氧逸度较高来看，似对铁矿成矿不很有利。阴山—燕山岩带北亚带之围场盆地发育以安山岩为主的玄武岩—安山岩—英安岩—流纹岩建造，其大北沟组（ SiO_2 为56.20%， Na_2O 为4.12%， K_2O 为3.27%， δ 值为4.14）和花吉营组（ SiO_2 为56.77%， Na_2O 为4.14%， K_2O 为3.52%， δ 值为4.27）为酸度较低的粗安质岩，碱度和钠含量较高，对铁矿形成有利。但由于岩浆初始碱度不高，氧逸度较高（ $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 比值各为3.55和2.21），似对铁矿形成又不很有利。

最后指出，某些火山岩盆地中未发育火山—沉积型铁矿，如宁芜盆地之龙旗山式铁矿和庐枞盆地之盘石岭式铁矿，规模甚小，形成于火山喷发间隙期。至于规模稍大的广东八乡铁矿，形成于晚侏罗世英安流纹质火山岩系中之代表喷发间隙期沉积的含铁凝灰岩—钙泥质岩建造中，受古地理控制，即该地位于大陆边缘，属早—中侏罗世海湾环境延续下来的泻湖或咸水—半咸水湖泊，火山灰在此环境中发生分解，加之弱还原环境，铁质以菱铁矿形式沉积下来，再经变质成为火山沉积—变质型铁矿。

总之，以宁芜、庐枞为代表的继承式拗陷—断陷型火山岩盆地及其在较低氧逸度条件下结晶分异的偏基性富碱质的中基性火山岩系，对铁矿成矿作用有利。它们在中国东部广多的中生代火山岩盆地和火山岩系中，并不多见。这暗示它们得“地”独厚的形成条件。

本文仅讨论了中国东部中生代火山岩的铁矿成矿作用。实际上,与铁矿相比,铅、锌、金、银、铜、钼等有色金属和铀矿,在中国东部中生代火山岩、次火山岩(斑岩)中是更为重要的,已有许多矿床发现,并展现出更广阔的前景。从现有资料来看,这些矿床主要与英安-流纹质火山岩建造有关。至于为何有的火山岩系形成铅锌矿床,有的却形成金银矿床、钼矿床、铜矿床或铀矿床,成矿岩浆特征是什么,形成于什么构造背景等等,值得进一步探讨。

本文承陈毓川同志审阅和提出宝贵意见;周国容、朱念秀同志清绘图件,谨一并致谢。

参 考 文 献

- [1] 徐志刚 1985 从构造应力场特征探讨中国东部中生代火山岩成因 地质学报 第5卷 第2期
- [2] 宁芜研究项目编写组 1978 宁芜岩铁矿 地质出版社
- [3] 张荣华 1974 一个铁矿床的围岩蚀变和成因探讨 地质学报 第48卷 第1期
- [4] 水涛 1981 浙江中生代火山构造 地质科学 第2期
- [5] 许志琴 张巧大 赵民 1982 郯庐断裂带中段古裂谷的基本特征 中国地质科学院院报 第4号
- [6] 朱夏 1965 我国中生界含油盆地的大地构造特征及有关问题 中国大地构造问题 科学出版社
- [7] 刘玉山 程来仙 缪婉萍 1981 闪长岩在高温高压下与氯化物溶液作用析出铁的实验研究 地质学报 第55卷 第4期
- [8] 宋学信 陈毓川 盛继福 艾永德 1981 论火山-浅成矿浆铁矿床 地质学报 第55卷 第1期
- [9] 张炳熹 1982 有关长江下游中生代晚期火山岩系中铁矿的若干问题 矿床地质 第1卷 第1期
- [10] 从柏林 1979 岩浆活动与火成岩组合 地质出版社
- [11] 吴利仁 齐述英 三听度 张秀琪 徐永生 1982 中国东部中生代火山岩 地质学报 第56卷 第3期
- [12] Philpotts, A. R., 1967, Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks. *Econ. Geol.*, Vol. 62, No. 3, pp. 303-315.
- [13] Oshorn, E. F., 1979, The reaction principle, chapter 5 of *The Evolution of the Igneous Rocks*, edited by H. S. Yoder, Jr., Princeton University Press, Princeton, New Jersey.
- [14] Kushiro, I., 1979, Fractional crystallization of basaltic magma, chapter 6 of *The Evolution of the Igneous Rocks*, edited by H. S. Yoder, Jr., Princeton University Press, Princeton, New Jersey.
- [15] Повлов Н. В. и др., 1964, О выносе железа при взаимодействии траппового расплава с NaCl. *Геол. Рудн. Мест.*, № 6, стр. 3-14.

ORE-FORMING BACKGROUND AND CHARACTERISTICS OF MAGMAS OF THE MESOZOIC VOLCANIC IRON DEPOSITS IN EAST CHINA

Xu Zhigang

(Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences)

Abstract

This paper only discusses two problems concerning ore-forming background of the volcanic type iron deposits in the Mesozoic continental volcanic rocks of East China: 1) the types of the volcanic basins and their relation to the nature of magmas, and 2) the nature of magmas and their relation to the iron-

forming process.

There are about 200 relatively large volcanic basins in East China. These volcanic basins may be grouped into downwarping, faulted and downwarping-faulted basins according to their forming tectonism, or divided into inherited and overlapping (including hemi-overlapping or hemi-inherited) basins based on the relationship between the Mesozoic volcanic sequences and the pre-Mesozoic basement. Generally speaking, the inherited basins, exemplified by Ningwu and Luzong basins, are (early stage) downwarping—(late stage) faulted basins, characterized by intermediate to intermediate-basic volcanic rocks, which were formed in the intense stress field and are rather unique in East China. Most basins in East China are overlapping basins. The most typical ones are developed on the Precambrian rises, and are characterized mainly by intermediate-acid to acid volcanic rocks. The hemi-inherited basins are more complicated; some basins in Yanshan and western Shandong were formed in the tensile stress field and mainly developed intermediate volcanic rocks, some basins in Daxinganling and Southeast China were formed in the compressive stress field and chiefly developed intermediate-acid to acid volcanic rocks.

The magmas in Ningwu and Luzong basins, which are well-known for the presence of large-sized iron deposits, are intermediate-basic magma with more alkali and less silica and were crystallized and differentiated under relatively low oxygen fugacity. The author firmly believes that the low oxygen fugacity was an important factor for the differentiation of high FeO residual liquid during fractionation crystallization and that the oxygen fugacity may be determined by $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ value of volcanic rocks and composition of pyroxene and some other minerals. Compared with the intermediate-basic magma in Ningwu and Luzong basins, the andesitic volcanic magmas in other areas were not favorable for the formation of volcanic type iron deposits because of their more silica, less alkali (especially sodium) and higher oxygen fugacity.

Besides, the volcanic iron deposits in the intermediate-acid to acid rocks are only discovered in Lishan, Guangdong and Shibatai, Hebei and were formed at the andesite stage in the process of evolution of the magmas, and at this stage the magmas had more alkali and lower oxygen fugacity.

Therefore, it can be said that Ningwu and Luzong basins enjoy the exceptional advantages in the ore-forming background for the Mesozoic volcanic iron deposits in East China.