

中国主要含镍岩体特征及其成因

骆华宝

乔德武

(冶金部地勘司, 北京 100711)

(中国非金属矿工业公司, 北京 100037)

主题词 含镍岩体 岩浆系列 成矿背景 成矿专属性 中国

提 要 中国目前已发现 7 条岩带中 18 个岩体赋存有工业铜镍矿床。这些含镍岩体的岩石组合有三大类, 其中以超基性岩中矿床居多, 苏长岩与科马提岩中较少。中国含镍岩浆系列属于科马提岩系列而非拉斑玄武岩系列, 含矿岩浆来自上地幔的部分熔融, 源区具有 U、Th 值高而 Cr 低的特点, 深大断裂发育的大陆边缘是镍矿床发育最理想的场所。

1 含镍岩体类型及岩石组合

硫化铜镍矿床与镁铁、超镁铁岩密切相关是世界上所有这类矿床的共同特征, 但中国这类岩体的规模、产状和岩石组合均有一定程度的差异。中国除金川、土墩少数几个岩体出露面积达 1 km^2 外, 其余均小于 0.1 km^2 。多数岩体与围岩呈断层侵入接触并具有多次补充贯入的特点, 因此都属一些岩墙、岩脉、岩柱和透镜体状的小型裂隙控制的复式岩体。尽管岩体规模较小, 但分异良好, 一般都具有“边酸内基”或“上酸下基”的岩相分带。矿体常赋存在特定的岩相中, 同一岩体分异的各相中基性程度高的含矿性较好; 同源非同期的岩体或侵入相中补充贯入的含矿性较好。硫化物大都经历了深部熔离富集阶段, 因此小岩体也常形成大型矿床, 如红旗岭 7 号岩体平均含硫化物达 36%, 且整个岩体均为矿体。如此高的成矿组分决非就地熔离作用所能达到的, 这就是中国小岩体成大矿而不同于国外非造山区大型层状杂岩体的基本地质特征。

地质勘探和岩石化学资料分析表明, 中国含镍岩体分属铁质超基性岩和基性-超基性杂岩两大类, 它们包括的岩石组合如下:

超基性岩类: 二辉岩—二辉橄榄岩—纯橄榄岩 (金川); 角闪辉石岩—二辉橄榄岩—斜辉橄榄岩 (长仁); 斜方辉石岩 (红旗岭 No. 7)。

基性-超基性杂岩类: 闪长岩—辉长岩—单辉橄榄岩 (力马河, 白马寨); 辉长岩—二辉岩—二辉橄榄岩—斜方辉橄榄岩 (红旗岭 No. 1, 土墩); 辉长苏长岩—橄榄苏长岩—二辉橄榄岩 (克拉通沟, 黄山); 辉绿辉长岩—辉长苏长岩—二辉橄榄岩 (赤柏松); 辉长辉绿岩—辉石岩 (宝坛)。

中国含镍岩体中以超基性岩为主, 基性岩部分仅占次要地位, 其特征见表 1。国外含镍岩体除科马提岩型外, 苏长岩型占有重要的比例, 显然中国这类岩体更偏基性, 故在笔者提

表 1 中国含镍岩体及矿化特征

Table 1 Nickel-bearing rock bodies in China and characteristics of their mineralization

岩类	岩体名称	岩体产状	岩石组合 (容矿岩相)	直接围岩 (时代)	矿化(矿石)特征	矿床规模	成矿特征
超 基 性 岩	金川岩体	裂控复式岩墙	二辉岩(二辉 橄榄岩—含辉橄 榄岩—纯橄榄岩)	混合岩、片 麻岩(Ar)	浸染—海绵陨铁— 块状	特大型	深熔补充 贯入
	红旗岭7号	岩 墙	古铜辉石岩	斜长角闪片 麻岩(S)	浸染—海绵陨铁— 块状	大型	深熔补 充贯入
	和龙岩体 (吉林)	小型分异透 镜体	角闪辉石岩 (二辉辉橄岩) (斜辉橄橄岩)	片麻岩、大 理岩 (O)	底部似层状(浸 染—海绵陨铁)	中小型	就地分异
	冷水菁岩体 (四川)	小型分异复 式岩盆	辉 石 岩 (闪斜辉橄岩) (二辉橄橄岩)	炭、砂质板岩 (Pt ₂)	底部似层状(浸染 —海绵陨铁—块状)	小型	深熔贯入
	煎茶岭岩体 (陕西)	小型单斜岩墙	方辉橄橄岩 蛇 纹 岩 滑石菱镁岩	白云质灰岩、 火山岩 (D—C)	接触带中浸染—斑 杂状	小型	硫化作用
	红旗岭1号	复式岩盆	辉长岩—二辉 岩—二辉橄橄岩	斜长角闪片 麻岩(S)	浸染—海绵陨铁— 块状	大型	深熔补充 贯入
	力 马 河	单式岩体	闪长岩—辉长 岩—(单辉橄橄 岩)	硅质灰岩、 板岩(Pt ₃)	浸染—海绵陨铁— 斑杂状	大一中型	深熔就地 分 异
基 性 超 基 性 岩	漂河川岩体 (吉林)	小型分异透 镜体、岩墙	角闪辉长岩 斜长辉石岩 (斜长橄橄岩)	石英片岩、 绿片岩 (P)	底部似层状(浸 染—海绵陨铁—块 状)	中—小型	就地分异
	赤柏松岩体 (吉林)	小型分异复 式岩墙	辉绿辉长岩 (辉长苏长岩) (二辉橄橄岩)	角闪斜长片 麻岩 (Ar)	脉、柱状(浸染— 海绵陨铁—团块状)	大一中型	深熔贯入
	白马寨岩体 (云南)	小型分异复 式岩柱	辉长岩 辉石岩 (单辉橄橄岩)	炭质板岩、 长英质岩 (O)	脉、柱状(浸染— 海绵陨铁—团块状)	中 型	深熔贯入
	克拉通沟岩体 (新疆)	小型分异岩 柱、岩枝(复)	闪 长 岩 辉长苏长岩 (橄橄苏长岩)	炭质板岩 (C)	脉、柱状(浸染— 海绵陨铁—团块状)	大型	深熔贯入
	土墩岩体 (新疆)	小型分异复 式透视镜体	辉 长 岩 (辉长苏长岩) (单辉橄橄岩)	火山—沉积系 (C)	脉、柱状(浸染— 海绵陨铁—团块状)	大型	深熔贯入
	黄山岩体 (新疆)	小型分异复 式透视镜体	辉 长 岩 (橄橄苏长岩) (辉闪橄橄岩)	炭质板岩、 火山岩系 (C)	脉、柱状(浸染— 海绵陨铁—团块状)	大型	深熔贯入
	宝坛岩体 (桂北)	小型分异复 式岩床	辉长辉绿岩 辉 石 岩 (蚀变辉橄岩)	变质火山岩系 (Pt ₂)	层状(浸染—块状)	中—小	深熔贯入

据内部资料整理。

出的硫化铜镍矿床分类中将中国金川、红旗岭等主要含镍岩体单独划分成一大类和两个亚类。力马河岩体按形成环境归属 Noril'sk 一类；宝坛岩体因直接发育在火山岩系中并为具有鬃刺结构的基性-超基性熔岩^[5]，可能属西澳大利亚型一类；煎茶岭岩体是唯一的具有铜镍富集的镁质超基性岩体，但除硫化物型矿化外，尚有一定的硅酸镍型矿化，考虑到分类的系统性，故将其单列一类。

2 含镍岩浆系列及其成因

2.1 含镍岩浆系列

从所研究和收集的国内含镍岩体的地质、岩石化学资料来看，中国含镍岩体的岩石组合基本上属于以下三个类型：

① 二辉橄榄岩—纯橄榄岩型（金川，煎茶岭）；

② 橄榄辉石岩—二辉橄榄岩型（红旗岭、赤柏松、长仁、土墩）；

③ 辉长、苏长岩—单辉橄榄岩型（力马河、白马寨、克拉通沟）。

国外含镍岩体主要为科马提岩型、辉长岩—苏长岩型和粗玄岩—橄长岩型。中国含镍岩体的岩石组合较国外虽有所不同，但岩石化学则基本上可对比。计算表明，金川和红旗岭岩体的平均化学组成与科马提岩极为接近，力马河岩体的平均化学组成则与橄长岩相当。在 TiO_2 — MgO 图解上，金川和红旗岭岩体的成分点都落在科马提岩区，且都有自超镁铁质科马提岩向玄武质科马提岩演化的趋势（图1），类似的有吉林赤柏松、桂北宝坛和新疆土墩等岩体。力马河岩体的成分点在硅碱图上落入碱性橄长玄武岩区（图略），在 TiO_2 — MgO 图上则变化于科马提岩区与拉斑玄武岩区之间

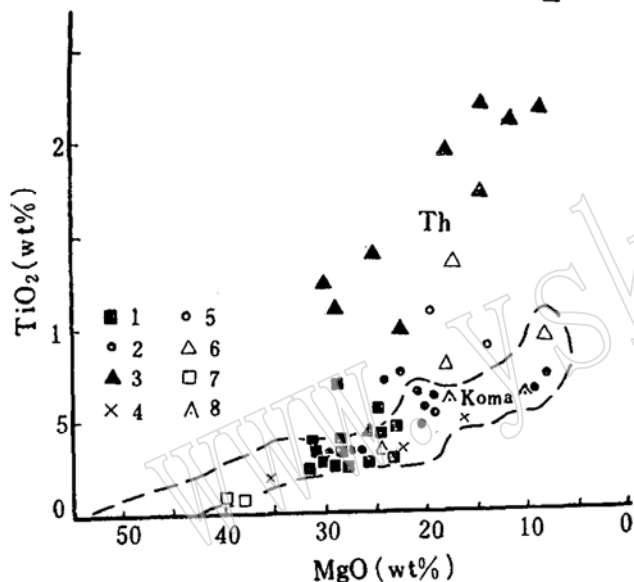


图1 含镍岩体 TiO_2 — MgO 图解

Fig. 1 TiO_2 — MgO diagram of nickel-bearing rock bodies

1—金川；2—红旗岭；3—力马河；4—土墩；5—喀拉通克；6—白马寨；7—煎茶岭；8—宝坛；Koma—科马提岩区；Th—拉斑玄武岩区

（见图1），显然具有过渡类型的特征。类似的有云南白马寨和新疆克拉通沟等岩体。

据统计资料，世界上已知含镍岩体的 MgO 均介于15%—30%之间，这一成分区恰恰是科马提岩成分区^[6]，故近年来不少研究者将含镍岩体都归属科马提岩系列^[2]。中国金川、红旗岭和力马河岩体的组成（包括与之类似的有关岩体）分别处于该系列的两个端员，因此，中国含镍岩体基本上分属超镁铁质科马提岩浆和过渡型偏碱性科马提质玄武岩浆两个系列。

2.2 含镍岩体的幔源特性

表 2 中国含镍岩体硫同位素组成

Table 2 Sulfur isotopic compositions of nickel-bearing rock bodies in China

岩 体	样品数	$\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$	$^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$	离差(‰)	资 料 来 源
红旗岭 1	73	-1.0—+0.6	22.240—22.207	1.6	余传谔, 1985。
红旗岭 7	8	+1.1—+2.4	22.199—22.166	1.3	傅德彬, 1982。
金 川	17	-2.6—+2.5	22.278—22.164	5.1	桂林冶金地质研究所, 1977。
赤 柏 松	35	-1.3—+0.9	22.249—22.185	2.2	吉林第四地调所, 1982。
漂 河 川	3	0—+0.2		0.2	吉林第二地调所, 1980 (内部)。
长 仁	6	-2.9—+0.1	22.220—22.160	3.0	吉林第六地调所, 1984 (内部)。
山 门		-0.3—+0.1		0.4	吉林第三地调所, 1982 (内部)。
土 墩	2	-2.2—+1.6	22.268—22.188	3.8	新疆地质六队, 1979 (内部)。
克拉通沟	21	-0.9—+1.9	22.240—22.178	2.8	新疆地质研究所, 1983 (内部)。
宝 坛	7	-0.5—+4		4.5	广西地矿局, 1986 (内部)。
核 校 树	11	+1.8—+3.2	22.122—22.148	1.4	姚家栋, 1988。
冷 水 背	11	-0.12—+3.8	22.220—22.130	3.9	姚家栋, 1988。
力 马 河	25	+3.4—+15.3	22.140—21.885	12.9	姚家栋, 1988。
煎 茶 岭		+6.1—+16.4		10.4	陈民扬, 1979。

2.2.1 硫同位素组成

含镍岩体的硫同位素组成似乎可分两种情况, 一是具陨硫石的, 如金川、红旗岭和赤柏松等岩体中的硫同位素组成变化范围均较窄, 离差常小于 5‰ (表 2)。在塔式分布图上都显示出单一的地幔来源 (图 2)。二是含较高比例壳式硫的, 如力马河、煎茶岭岩体中的 $\delta^{34}\text{S}$ 都偏离地幔组成较大, 离差也常大于 11‰, 在塔式分布图上往往显示多源特征。这两种情形与国外含镍岩体的硫同位素分布基本相似。对后一情形, 有人认为岩浆来自上地幔, 但其中的硫并未饱和, 因此矿石中金属硫化物系岩浆侵位后硫化作用的产物^[7,8]。然而, 力马河岩体中不同类型矿石硫同位素对比分析表明, 原生海绵陨铁状矿石中的 S 与地幔硫在同位素组成上并无明显差异, 因此岩浆中对成矿起支配作用的 S 仍属地幔来源, 硫化作用仅使成矿组分局部再富集。

2.2.2 微量元素特征

微量元素通常包括第一过渡金属元素、不相容元素和稀土元素三组, 由于它们特殊的地球化学特性, 不相容元素在地幔熔融事件中优先进入熔体相; 稀土元素在蚀变过程中受影响较小而常保持原岩风貌, 因此, 在岩石学和矿床学中常用作指明源区特性和研究岩石、矿床成因的“指纹”(fingerprints)。收集和分析的中国三个主要含 Ni 岩体的微量元素含量列于表 3、4, 尽管不同岩体中这些元素的绝对丰度有一定的差别, 但它们的分配型式基本相同, 这暗示出这些岩体具有大致相似的起源。

① 过渡元素的分配特征

过渡元素包括 Sc、Ti、V、Cr、Mn、Fe、Co、Ni、Cu 和 Zn, 各岩体中这些元素的标准比值都较接近, 因此它们的标准化曲线都接近平坦, 与科马提岩中的分配型式极为相似 (图 3), 这也证明含 Ni 岩体隶属科马提岩浆系列。一般说过渡金属元素大都属相容元素 (Ti、V 除外), 然而元素的相容与否一定程度上取决于地幔部分熔融程度。与地幔平均组成相比, 三个岩体中的 Ni、Co、Cu 均有一定的富集, 但 Cr 则显著亏损, 这可能表明地幔

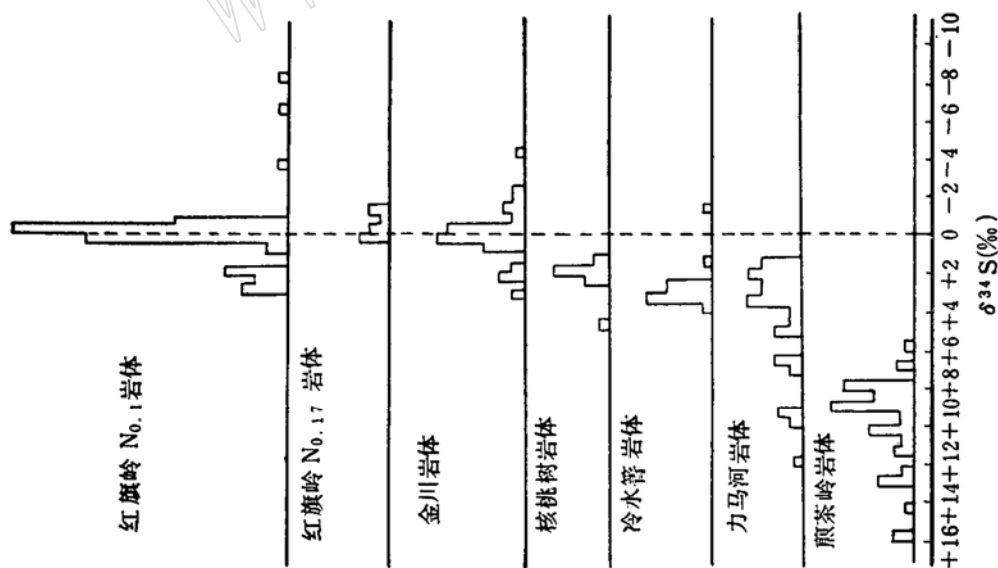


图 2 部分含镍岩体硫同位素组成分布图
Fig. 2 Distribution of sulfur isotopic compositions of some nickel-bearing rock bodies in China

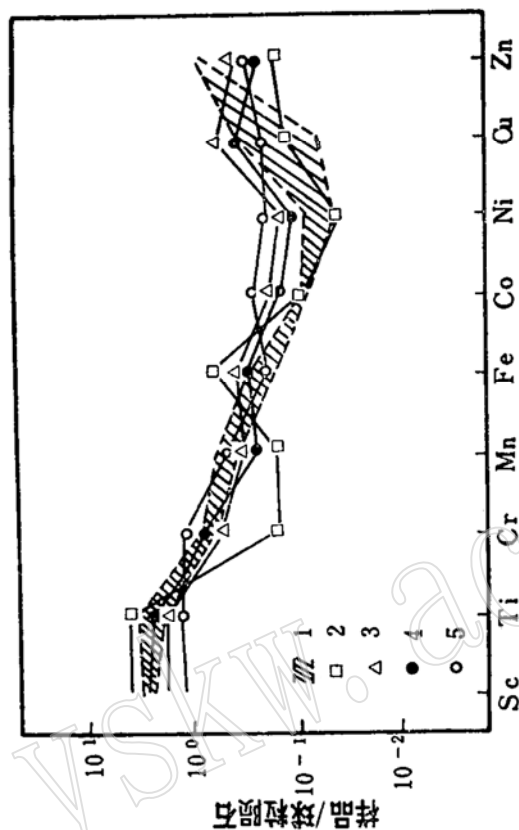


图 3 中国主要含镍岩体中过渡金属元素球粒陨石标准化分配型式
Fig. 3 Chondrite-normalized patterns of transitional elements in the major nickel-bearing rock bodies of China
1—科马提岩区 (据Pearson, 1982); 2—力马河岩体; 3—红旗岭 1 号岩体; 4—红旗岭 7 号岩体; 5—金川岩体

表 3 含镍岩体中过渡金属元素含量(ppm)

Table 3 Contents of transitional elements in nickel-bearing rock bodies

岩 体	样品数	Ti	V	Cr	Mn	Fe(%)	Co	Ni	Cu	Zn
力 马 河	2	1421	115	1384	1166	8.95	165	2420	52	208
红旗岭 1	2	1192	68	2941	2123	8.45	325	3260	119	235
红旗岭 2	1	950	62	3050	1866	7.12	302	3105	108	211
金 川	2	727	71	3060	2215	6.23	412	3780	91	218
原始地幔**		1300	77	3140	1010	6.08	105	2110	28	50
球粒陨石		720	94	3460	2590	21.90	550	12100	140	460

样品按岩相比例加权组合分析（分析者：江西地质测试中心彭成才），原始地幔资料据参考文献[10]。

表 4 含镍岩体中部分不相容元素丰度（ppm）

Table 4 Abundances of some incompatible elements in nickel-bearing rock bodies

岩 体	Rb	Ba	Th	U	K	Nb	Sr	P	Zr
力 马 河	4.12	20.06	0.62	0.68	801	4.55	32.45	207	24.76
红旗岭 1	5.55	18.12	1.11	0.48	724	3.92	30.42	192	18.19
金 川	4.02	11.22	0.58	0.55	688	4.05	25.61	156	20.25
原始地幔	0.86	7.52	0.096	0.027	252	0.62	23	90.4	11

资料来源同表 3。

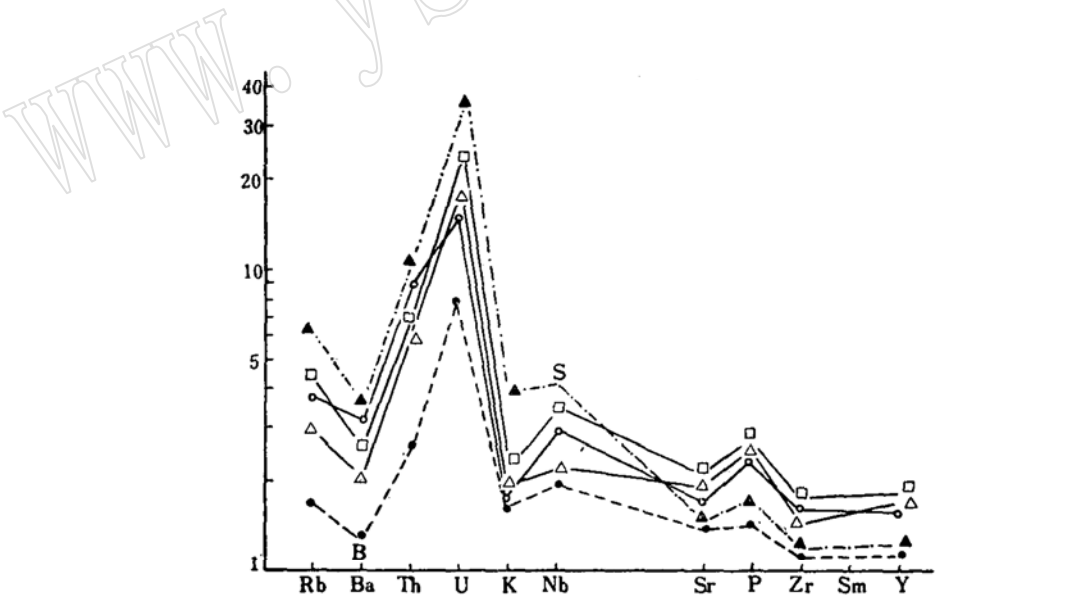


图 4 中国主要含镍岩体部分不相容元素原始地幔标准化分配型式

Fig. 4 Primary mantle normalized patterns of some incompatible elements in the major nickel-bearing rock bodies of China

S (Sudbury岩体) 和 B (Bushveld岩体) 资料据 Liebenberg (1972)

其它图例同图 3

条件下形成含 Ni 岩浆时, Ni、Co、Cu 已转变成不相容元素, 这种转变显然只有在地幔较高级度的部分熔融条件下才能达到, 同一条件下, Cr 仍保持其相容的特性则反映出要形成含 Cr 岩浆的地幔部分熔融程度需要更高。

② 不相容元素的分配特性

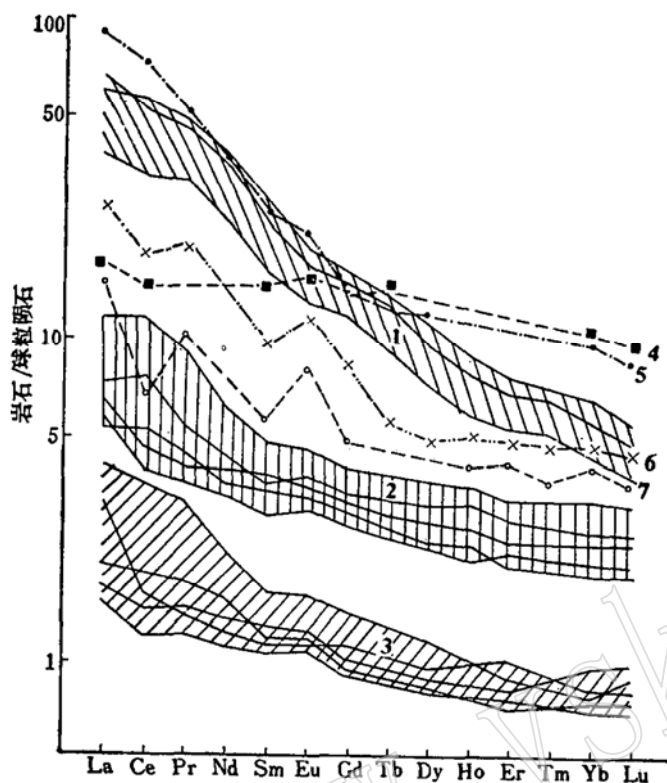


图 5 中国主要含 Ni 岩体中 REE 球粒陨石标准化分配型式

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns of the major nickel-bearing rock bodies in China
1—力马河岩体; 2—红旗岭岩体; 3—金川岩体; 4—Stillwater 辉长岩; 5—Sudbury 苏长岩; 6—Duluth 橄长岩; 7—Bushveld 辉石岩
(国外资料据 Crockett 1979)

不相容元素通常是指大离子亲石元素 K、Rb、Ba 和高场强离子元素 Th、U 等。中国三个岩体中这些元素的标准分配型式可与世界上一些典型的含 Ni 岩体如 Sudbury、Bushveld 等对比, 其中较为突出的是它们都具有明显的放射性元素峰 (图 4), 这同所有这些岩体中高的初始铈比相吻合。可以认为正是这些超常的放射性元素为地幔物质较高级度的部分熔融提供了充足的热源。

③ 稀土分配特征

研究的三个岩体中, 所有的分析样品都具有 $(Ce/Rb) > 1$ 和 $\delta Eu \geq 1$ 的特征, 因此三个岩体的稀土标准化模式都属具 Eu 轻微正异常的 LREE 富集型, 这种分配型式与世界上大多数含镍岩体相似 (图 5)。从稀土总量来看, 除力马河岩体的 LREE 略显偏高外, 红旗岭和金川岩体中的 LREE 组成与平均地幔中的组成极为接近, 结合不相容元素的分配特征则不难推知含 Ni 岩浆系起源于放射性元素超常的轻稀土富集型地幔。

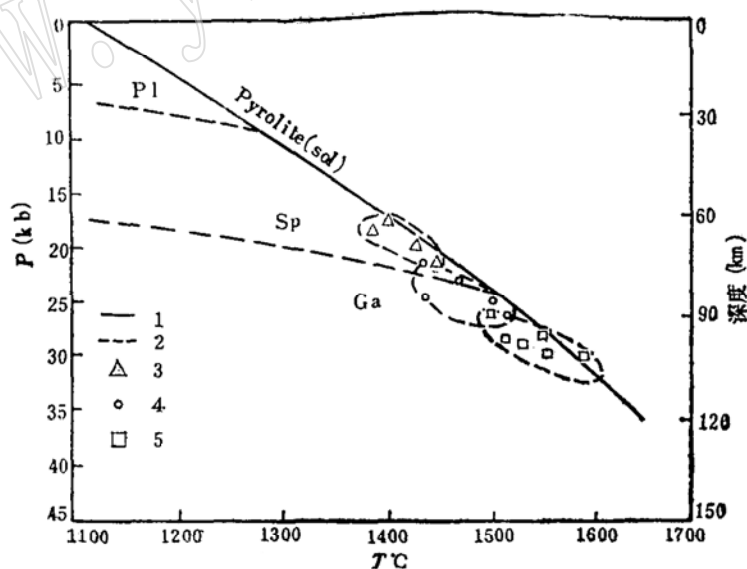
2.3 含镍岩浆形成条件

2.3.1 岩浆源区物质组成及 $P-T$ 状态

以上研究均表明含 Ni 岩浆系来自上地幔, 但在上地幔物质组成方面存在橄榄岩和榴辉岩两种假说。据 Ringwood (1975) 的精确计算^[11], 在 70—400 km 范围内, 上地幔的某些物理参量完全可与橄榄岩对比^[11]; Wyllie (1979) 也明确指出上地幔岩 (pyrolite) 的主要矿物组成为橄榄石、两种辉石和一种含 Al 矿物, 以 (Fe、Ni、Cu、Co) S 形式存在的单硫化物固溶体不到 1%^[12]。资料表明, 上地幔中的含 Al 矿物相随压力增加将从斜长石相变至尖晶石和石榴石相, 因此上地幔物质呈现明显的带状分布 (见图 7)。熔融过程中各物质相则依各自熔点的高低顺序熔化从而形成不同成分的原始岩浆。Nicholls (1972, 1977) 曾按岩浆中 SiO_2 和 Al_2O_3 的活度在矿物—熔浆平衡原理的基础上成功地建立起原始岩浆—地幔橄榄岩平衡活度方程, 据此即可确定岩浆起源区的 $P-T$ 状态。按 Nicholls 方法计算的代表中国三

表 5 主要含镍岩体岩浆源区 T 、 P 计算值Table 5 Calculated T and P values of magmatic sources of the major nickel-bearing rock bodies

岩 体	岩 相	$T(^{\circ}\text{C})$	$P(\text{kb})$
力 马 河	闪 长 岩	1370.11	18.52
	辉 长 岩	1369.31	17.93
	单辉橄榄岩	1455.26	23.65
	平 均	1420.67	20.85
红 旗 岭 No.1	二辉岩 (I)	1443.12	22.67
	二辉橄榄岩 (II)	1481.13	23.05
	斜辉辉橄岩 (II)	1560.65	26.83
	平 均	1533.27	24.13
红 旗 岭 (No.7)	古铜辉石岩	1410.52	25.08
金 川	二辉岩 (I)	1491.21	25.72
	二辉橄榄岩 (I)	1525.09	28.31
	含辉橄榄岩 (I)	1624.13	28.62
	二辉橄榄岩 (II)	1527.12	26.15
	含辉橄榄岩 (II)	1569.35	27.33
	纯橄榄岩 (III)	1686.22	30.25
	平 均	1575.18	27.12

注: $1\text{kb} = 10^8\text{Pa}$ 图 6 上地幔物质分带相图及含 Ni 岩浆与地幔橄榄岩平衡时的 T 、 P 范围Fig. 6 Zoning phase map of the mantle materials and ranges of P and T values at the equilibrium between nickel-bearing magma and mantle peridotite

P1、Sp和Ga分别代表斜长石、尖晶石和石榴石二辉橄榄岩相；1—上地幔岩固相线；2—岩相分界线⁽¹³⁾；3—力马河岩浆源区；4—红旗岭岩浆源区；5—金川岩浆源区

个主要含 Ni 岩体岩浆源的温、压值列于表5, 从这些计算值在地幔橄榄岩分带相图上的投影则可看出力马河岩体的岩浆源介于尖晶石和石榴石二辉橄榄岩的分界区; 红旗岭和金川岩体的岩浆源都处于石榴石二辉橄榄岩区 (图6), 显然含 Ni 岩浆大都来自上地幔。

2.3.2 含 Ni 岩浆起源——地幔部分熔融

幔源岩浆按其形成方式一般分为两类, 一是原生岩浆, 为上地幔二辉橄榄岩直接熔融的产物; 一是次生岩浆, 为原生岩浆分异演化的产物。以往的研究中, 我国矿床工作者常把含 Ni 岩体与拉斑玄武岩浆的分异作用相联系^[14,15], 然而含 Ni 岩体高的 Ni 背景值却不是任何玄武岩浆分异所能达到的。Ni 常被视为地幔岩的特征元素, 世界各地含 Ni 岩体的 Ni 丰度大致是玄武岩的 14—28 倍, 酸性岩的 144 倍, 与深源包体代表的地幔岩大体相当 (表6)。中

表 6 世界各地含 Ni 岩体、玄武岩类及深源包体中的 Ni 丰度 (ppm)

Table 6 Nickel abundance of nickel-bearing rock bodies, basalts and plutonic inclusions in various areas of the world

岩体类型	国别	岩体	Ni 丰度*	主要资料来源
含 Ni 超基性岩体	中 国	金川	2627—8565	余传菁(1985)
		红旗岭 No.1	2829—7072	
		红旗岭 No.7	2593—6208	
科马提岩	西 澳 加 拿 大	Kambalda Thompson	5600—14600 3412—4100	Ross 等(1979)
含 Ni 基性—超基性杂岩体	中 国	力马河	2024—4100	会理镍矿(1972)
		赤柏松	2632—3929	吉林第四地调所(1982)
		和 龙	2357—3850	吉林第六地调所(1984)
		克拉通沟	1712—3110	新疆地质(1984)
		土 墩	1876—2514	新疆地质研究所(1984)
	南 非	Bushveld	1922—3678	Liebenberg(1972)
	加 拿 大	Sudbury	1875—2457	Hawley(1963)
	苏 联	Pechenga	2980—3450	
		Noril'sk	2125—3220	
	美 国	Duluth	1960—2894	
基性岩平均			160	刘英俊等(1984)
碱性玄武岩			290	
高铝玄武岩			250	Ringwood(1975)
拉斑玄武岩			18—130	李昌年(1986)
平均原始大洋玄武岩			200	
地幔二辉橄榄岩			2800—4600	Ringwood(1975)
碱性玄武岩中地幔尖晶石二辉橄榄岩包体			3457—3560	
金伯利岩中地幔石榴石二辉橄榄岩包体			3613—4200	

* 由原始资料中 NiO 换算成 Ni。

国含 Ni 岩体的 Ni 丰度大体与幔源包体相当, 即使稍偏酸性的力马河等岩体的 Ni 丰度亦与深源包体处于同一数量级而远高于玄武岩类十几倍。另外含 Ni 岩体的超基性和基性—超基性杂岩成分也与玄武岩类有所不同, 区域上也未发现它们与任何玄武岩有直接的空间联系, 因

此,把含Ni岩体视为拉斑玄武岩浆衍生物的认识至少是不全面的。

关于地球上是否存在原生超基性岩浆的问题似乎已没有人怀疑,科马提岩即被公认是原始超基性岩浆产物的直接见证。由于这类岩体中常伴有规模巨大和品位极高的铜镍矿床,故近年来不少研究者都把含Ni岩体与科马提岩类比,如Likhachev(1982, 1983)就曾明确地指出含Ni岩体都可归属于科马提岩类,实际上由中国含Ni岩体的岩石化学特征也可得出相似的结论(见前述)。一般认为科马提岩浆乃是由较深地幔物质高度部分熔融(60%)所形成,这就使人联想到所有含Ni岩体中高的Ni背景值可能都与地幔物质部分熔融程度较高相关。实验资料也表明,地幔条件下含Ni、Cu、Co等组分的单硫化物固溶体的固相线温度(约1065—1300℃)高于硅酸盐一氧化物固相线温度(约1000—1200℃)(Sharp等, 1969),因此要形成含上述成矿组分的岩浆也只有在部分熔融程度较高的条件下才能实现。Jagues(1980)曾在实验室模拟了温度自固相线至高出固相线约200℃条件下地幔二辉橄榄岩的部分熔融过程,从中证明熔融程度是温度的函数,同时获得了岩浆成分、熔融程度、温度、压力间的相关图。利用原文中的图解^[16]大致确定形成力马河、红旗岭和金川岩体的部分熔融程度分别为20%—30%、30%—45%和35%—52%,显然较形成各类玄武岩浆的熔融程度(一般为5%—25%),^[11]都高。力马河岩体的岩浆成分区介于碱质苦橄岩浆与科马提岩浆之间,具有过渡型性质,而代表红旗岭和金川岩体的岩浆成分区都具有科马提岩浆性质。

总之,含Ni岩浆是地幔较深部相带(可能大都为石榴石二辉橄榄岩)直接并较高程度部分熔融的产物,而与玄武岩浆的分异作用无关。

2.3.3 含Ni岩浆形成的构造条件

中国铜镍矿床大都形成于大陆边缘环境且常与区域性大断裂结伴而生,这一现象并非偶然。据地球物理和实验岩石学资料,整个地幔中并不存在熔融圈,常压下橄榄岩的全熔温度为1800℃,随深度增加其全熔温度还会增高(Fleet, 1984)。在洋壳地热梯度下橄榄岩的初熔需在深达350 km深处发生,而在正常陆壳地热梯度下任何深度都不会引起橄榄岩的熔融。然而压力的释放和水的参与均可显著降低地幔物质的熔点,Wyllie(1979)的研究表明洋壳环境下含H₂O 0.1%的地幔橄榄岩的初熔可出现于40—60 km深处,而含H₂O 0.4%的橄榄岩在所有构造环境和地幔深度都可产生痕量岩浆,但地幔中的含水量一般不会超过0.1%,因此大陆区要使地幔物质熔融就必须具备减压和导水的构造条件。如所周知,大陆边缘环境都是一些区域性大断裂发育的场所,这些断裂在地壳深处有可能转变成缓倾斜或近于水平的大型拆离构造并一直延伸至壳—幔边界,因而易于将地下水导入地幔使之很容易达到熔融时所需的热力学状态。这就不难解释为什么中国几条重要的铜镍成矿带都沿区域性大断裂平行展布而矿床又都在距断裂带一定的距离内产出。图7给出了我国三个主要地区含Ni岩浆起源的深部构造特征。

2.4 部分熔融程度与基性、超基性岩浆的成矿专属性

基性、超基性岩成矿专属性的规律早为人们所认识,如 $m/f \leq 2$ 的基性岩常形成钒钛磁铁矿矿床; $m/f = 2—6.5$ 的基性-超基性杂岩常形成硫化铜镍矿床;而 $m/f \geq 6.5$ 的超基性岩常形成铬铁矿矿床。这种规律在很大程度上类似于含镍岩浆的形成并与地幔物质部分熔融程度有关。

很多实验资料表明,地幔条件下金属硫化物和金属氧化物的固相线温度有很大的不同

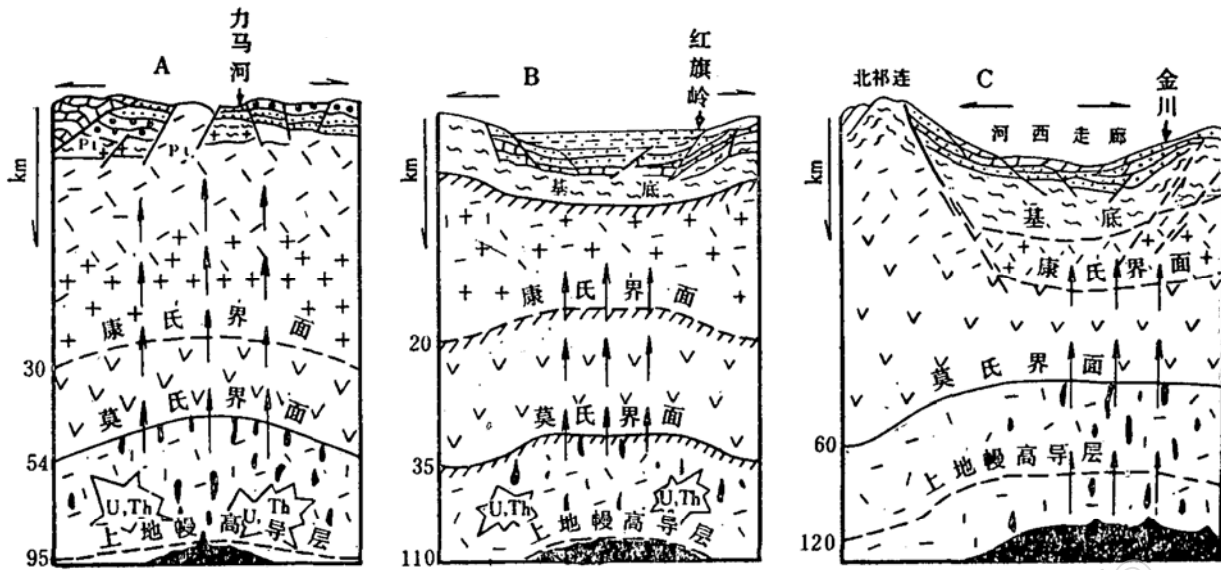


图 7 含 Ni 岩浆起源区的深部构造

Fig. 7 Deep-seated structure of the source area of nickel-bearing magma in China

A—力马河岩体所在区域 (据丛柏林等1988资料修改); B—红旗岭岩体所在区域^[17]; C—金川岩体所在区域^[17]

(图 8), 其中硫化物固相线温度 (1065—1300℃) 高于硅酸盐—(铁、钛、钒) 氧化物固相线温度 (1000—1200℃) 而低于铬铁矿固相线温度 (>1500℃)。因此要形成含某种成矿组分的岩浆, 地幔物质的熔融温度必须抵达或超过该物质的固相线温度, 而熔融程度的差别则可能导致岩浆含矿性有极大的不同。

1. 地幔单硫化物固溶体固相线以下的低度部分熔融 (<20%, 相当图 8 I 区段) 产生不含 Cu、Ni 硫化物但含 Fe—Ti—V—P 金属氧化物的低镁铁质岩浆 ($m/f \leq 2$, $MgO < 10\%$, 相当玄武岩浆系列), 后者上升到成矿地段可形成钒钛磁铁矿和磷灰石矿床, 如河北大庙、四川攀枝花等矿床。

2. 单硫化物固溶体固—液相线间的中、高度部分熔融 (20%—50%, 相当图 8 II 区段), 产生含 Cu、Ni 金属硫化物的中、高镁铁质岩浆 ($m/f = 2—6.5$, $MgO = 10\%—30\%$), 其含矿性分以下三种情形:

II a 区段: 熔融程度稍低 (20%—30%), 产生富 Cu 含 Ni 的偏镁铁质岩浆 ($m/f = 2—3$, $MgO = 8\%—15\%$, 相当于科马提质玄武岩浆系列), 可形成 $Ni/Cu < 1$ 的铜镍矿床, 如苏联 Noril'sk、美国 Duluth 等矿床;

II b 区段: 熔融程度介于 II a—II c 区段间, 产生含 Cu 含 Ni 的中镁铁质岩浆 ($m/f = 3—4$, $MgO = 15\%—18\%—25\%$, 相当过渡型玄武质科马提岩岩浆系列), 可形成 $Ni/Cu = 1—2$ 的铜镍矿床, 如著名的 Sudbury、Bushveld 杂岩体中的矿床、我国四川力马河等矿床;

III c 区段: 熔融程度较高 (30%—50%), 产生富 Ni 贫 Cu 的高镁铁质岩浆 ($m/f = 4—6.5$, $MgO = 19\%—30\%$, 相当于橄榄质科马提岩岩浆系列), 可形成 $Ni/Cu > 1$ 的铜镍矿床, 如西澳 Kambalda、我国甘肃金川、吉林红旗岭等矿床。

3. 超过单硫化物固溶体液相线的高度部分熔融 (>50%, 相当图 8 III 区段), 产生含 Cr 的超镁铁质岩浆 ($m/f \geq 6.5$, $MgO > 30\%$, 相当橄榄岩岩浆系列), 可形成铬铁矿矿床, 如宁

夏小松山、西藏罗布莎等矿床。

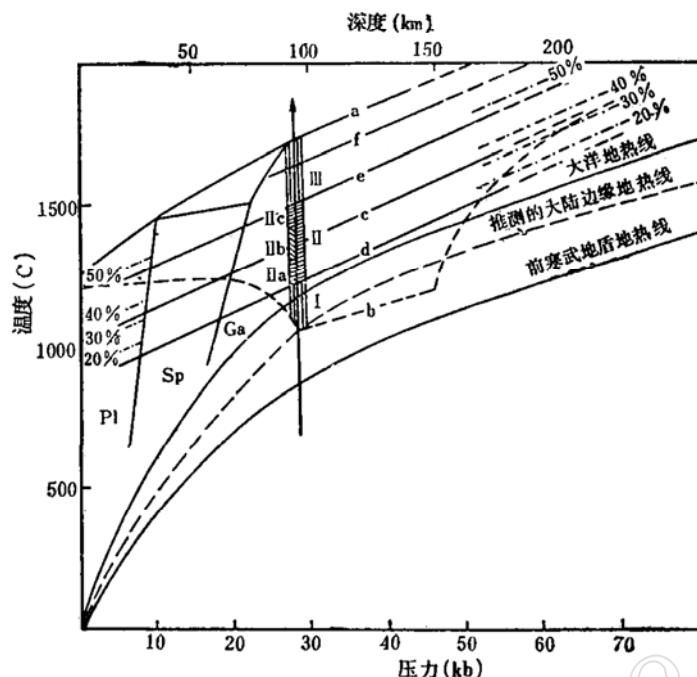


图 8 部分熔融程度与岩浆含矿性示意性图解

Fig. 8 Schematic diagram showing the degree of partial melting and ore potential of magma

a、b—为无水 and 含 0.1% H₂O 的地幔岩固相线^[12]；c—为磁黄铁矿固相线；
d、e—为推测的地幔单硫化物固溶体固、液相线；f—为推测的铬铁矿固相线^[18]；
标有百分比的线代表熔融程度（大致界线）^[16]；箭头指示热能聚积和熔融程度增高方向

3 结论

1) 中国含镍岩体主要集中于晚元古代至古生代，中元古代以前和中生代以后矿床分布有限，工业意义不大。

2) 中国含镍岩体以超基性侵入岩为主，科马提岩和苏长岩较少。岩石组合有三大类：二辉橄榄岩+纯橄榄岩型；橄榄辉石岩+二辉橄榄岩型；辉长苏长岩+橄榄岩型。

3) 岩石化学资料表明，中国的含镍岩浆属科马提岩型而非拉斑玄武岩型，为判断岩体的含矿性提供了方向。

4) 中国含镍岩体的稀土、微量元素、硫同位素显示幔源成因，含镍岩浆起源于上地幔岩的部分熔融，熔融程度30%—50%，远高于拉斑玄武岩的熔融程度。

5) 含矿岩浆形成与否取决于地幔中矿物稳定存在的区间，在硫饱和的情况下，单硫化物固溶体固—液相线间有宽广的变化范围，因此含矿岩浆有多种类型，超出这一范围则形成含 Cr 或含磁铁矿的岩浆。

参 考 文 献

- 1 Naldrett A. J. Nickel sulfide deposits, Classification, composition and genesis. Econ. Geol. 1981, 75th

- Ann., 628—680.
- 2 Likhachev A P. Formation conditions of copper-nickel deposits. *Int. Geol. Rev.* 1983, 9: 1027—1038.
 - 3 王鸿祯等. 中国古地理图集. 北京: 地图出版社, 1985.
 - 4 王鸿祯. 中国地壳构造发展的主要特征. 武汉地质学院, 1982.
 - 5 汤中立. 含镍矿的镁铁岩超镁铁岩特征及找矿的几个问题. 甘肃地质, 1984(4).
 - 6 Arndt N T, Nisbet E G. Komatiites. George Allen & Unwin Ltd.
 - 7 Naldrett A J, MacDonald A J. Tectonic setting of some Ni-Cu sulfide ores; their importance in genesis and exploration. *Geol. Assoc. Canada Spec.* 1980, 20: 633—657.
 - 8 陈民扬等. 中国主要类型铜矿的硫同位素组成特征. 国际交流地质学术论文集(2), 岩石、矿物和地球化学. 北京: 地质出版社.
 - 9 Pearton T N. Gold and antimony mineralization in altered komatiites of the Murchison greenstone belt, Routh Africa. Arndt N. T. et al(ed). Komatiites, 1982.
 - 10 Jagoutz E. The abundance of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic moduels; Procceding of the 10th Lunar and Planetary Sci. Cong., 1979(2): 2031—2050.
 - 11 Ringwood A E. Composition and petrology of the earth's mantle. McGraw-Hill Book Company, New York. 1975.
 - 12 Wyllie P J. Petrogenesis and the physics of the earth, the evolution of the igneous rocks. Princeton Univ. Press. 1979.
 - 13 Carmichael I S E. Igneous Petrology. New York, McGraw-Hill-Book-Company. 1974, 739.
 - 14 刘若新. 我国硫化铜镍矿床基本特征. 第32届学术年会论文集. 北京: 地质出版社, 1983.
 - 15 姚家栋. 西昌地区硫化铜(镍)矿床成因. 重庆: 重庆出版社, 1988.
 - 16 Jagues A L. Anhydrous melting of peridotite at 0—15kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contrib. Mineral Petrol.*, 1980, 73: 289—310.
 - 17 国家地震局. 中国地壳上地幔地球物理探测成果. 北京: 地震出版社, 1986.
 - 18 王润民. 内生成矿作用——成矿区及矿床系列. 重庆: 重庆大学出版社, 1986.

Geological Setting and Genesis of Major Nickel-bearing Rock Bodies in China

Luo Huabao

(Geology and Prospecting Department, Ministry of Metallurgical Industry, Beijing, 10071)

Qiao Dewu

(China Corporation of Nonmetallic Mineral Industry, Beijing, 10037)

Key words: nickel-bearing rock body; magmatic series; metallogenic setting; metallogenic specialization; China

Abstract

Copper-nickel deposits of industrial value have so far been found in eighteen rock bodies along seven rock belts of China. According to their rock assemblages, these nickel-bearing rock bodies might be divided into three types; ultrabasic rocks, norite and komatiite, with most ore deposits occurring in the first type. Metallization shows the character that small rock bodies formed large nickel deposits. The nickel-bearing magma is of komatiite series instead of belonging to tholeiitic series. The ore-forming magma was formed through partial melting of the upper mantle, with the source area characterized by enrichment of U and Th and depletion of Cr. The continental margin with well developed deep faults is the most favorable place for the development of nickel deposits.