

探讨变质作用对铬铁矿床的改造 ——古老岩层中铬铁矿找矿方向研究

陈世忠 朱筱婷

(中国地质调查局南京地质调查中心, 江苏 南京 210016)

摘要: 岗上超镁铁质岩主要由纯橄岩和石榴橄榄岩组成, 主要组成矿物橄榄石、铬铁矿、石榴子石、单斜辉石和斜方辉石等。铬铁矿的 $Cr^{\#}[(Cr)/(Cr+Mg) \times 100]$ 从 51 到 89 变化, 铬铁矿矿物表现为 4 期次演化的特点, 反映了从岩浆期向榴辉岩相、角闪岩相和绿片岩相演化特征。随着超镁铁质岩的演化, 铬铁矿中 $Cr^{\#}$ 不断增大, 而铬铁矿 $Mg^{\#}[(Mg \times 100 / (Mg + Fe^{2+}))]$ 不断减少, 氧逸度不断增加。在绿片岩相-绿片角闪岩相退变质过程中, 铬铁矿中 Cr、Mg 和 Al 减少, Fe 相对增加, 产生富 Cr 尖晶石变质作用样式。晚期剪切变形等次生变化有利于富铬铬铁矿矿物的形成和铬铁矿的富集。同时, 绿片岩相变质作用降低了铬铁矿与其他硅酸盐矿物的结合强度, 降低了开采强度和成本, 使原本不易于开采的铬铁矿体变得可以开采。这些意味着该地区铬铁矿矿体展布要结合区域构造特征和变质作用进行研究, 尤其是结合中晚期脆韧性构造进行分析。

关键词: 铬铁矿; 苏鲁超高压变质带; 岗上超镁铁质岩; 铬成矿作用

中图分类号: P618.3; P588.12^{†5} **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-3657(2013)06-1912-13

1 前 言

铬是重要的战略物资之一, 在冶金工业、耐火材料和化学工业中得到了广泛的应用, 超基性岩中铬铁矿是唯一具有工业价值的铬矿物。世界原生铬铁矿有两种类型: 一类为层状型铬铁矿矿床, 它主要产于古老地台的层状镁铁-超镁铁杂岩中, 以 Bushveld, Stillwater 和 Great Dyke 等铬铁矿床为代表; 另一类为豆荚型铬铁矿床, 它多产于显生宙以来各造山带中橄榄岩或蛇绿岩套地幔橄榄岩中^[1-5]。目前对铬铁矿床成因的看法主要有岩浆成因、地幔成因^[6-8]和交代成因^[9], 并以岩浆成因占主导地位。岩浆成因矿床又根据成矿因素划分为: 岩浆融离^[10], 氧逸度(变化)增加^[11], 岩浆房压力的变化^[12-13], 原始岩浆成分差异^[14], 地壳混染^[15-17], 原始岩浆和海水或碱性流体作用^[18], 原始岩浆和分异岩浆的混合^[19-20], 不同

岩浆的混合^[21], 以及复合成因^[22]。Barnes 和 Maier^[23]认为拉斑玄武岩浆注入玄武安山质岩浆岩, 导致铬铁矿达到饱和。Kinnaird 等和 Kruger^[17]认为铬铁矿层(如 UG-2 矿层)、Merensky 矿层和 Platereef 矿层是岩浆混合和地壳混染作用的产物。Irvine 和 Sharpe^[24]确定成分不同的硅酸盐岩浆混合可形成铬铁矿堆晶岩(Mondal and Mathez, 2007)^[14]。尤其是豆荚状铬铁矿在成因研究上更为重要, 在经济上更有价值, 但对其成因的认识尚不清楚^[25-26]。由于岩浆分异结晶和岩浆混合等机制难于提供足量的铬铁矿, 致使铬铁矿成因趋于复杂。

角闪石和铬铁矿在层状铬铁矿上部的密切共生说明了地壳物质在铬铁矿形成中的作用^[26-27]。由于在热液作用下, 铬被认为是不活泼元素, 故绝大部分人把铬铁矿归为岩浆成因; 交代成因观点只被少数人接受, 他们认为在还原、富 Cl 流体的体系中热液

收稿日期: 2012-10-19; 改回日期: 2013-04-29

基金项目: 国家重点基础研究发展规划 973 项目(2003CB716503)、国家自然科学基金重大项目(40399143)和博士后基金联合资助。

作者简介: 陈世忠, 男, 1967 年生, 研究员, 岩石学矿物学矿床学专业, 现从事矿产调查和成矿预测; E-mail: chenshizhong@gmail.com。

铬铁矿可以活化^[28-30], Johan 等^[28-29], Auge^[31], Lorand and Ceuleneer^[32], Ferrario and Garuti^[33], Melcher 等^[34]都认为许多超镁铁质岩中流体在铬铁矿形成中起了重要的作用。此外, Tesalina 等在块状硫化物矿床和热液脉体中观察到铬铁矿, 并讨论了其中铬铁矿床成因(如 Yumul and Balce^[35]; Tesalina et al.^[36]); Melekestseva 等^[37]报道了超镁铁质岩中硫化物热液脉体中分布有大量铬铁矿, 并提出硫化物和铬铁矿中存在密切的成因联系。Metcher 等^[38]更是认为超大型 Kempirsai 铬铁矿床的多阶段成因, 其主要矿体与含水、晚期高镁的熔体和流体有关。20世纪70年代, 就有人注意到蛇纹岩中尖晶石在变质作用中的成分变化(如 Evans and Frost^[39]); Barnes^[40]讨论了铬铁矿在绿片岩相和角闪岩相中的变化; Rollinson 等^[41]通过研究 West Greenland 太古代铬铁矿矿物组合提出了角闪岩相和绿片岩相的矿物和化学成分组合; Proenza 等^[42]和 Zaccarini 等^[43]研究了元古宙蛇绿岩中铬铁矿体中铬铁矿在进变质作用中的变化。

王恒升 20 世纪 60 年代初提出过有工业价值的铬铁矿床属于晚期岩浆熔离的成因假说, 认为鲍文的岩浆结晶重力分异是在这种液态重力分异的基础上进行的^[44]。Zhou 等^[45-47]进一步深化了铬铁矿床的成因认识。近年来, 对罗布莎铬铁矿矿床研究后, 李德威^[48]提出了铬铁矿的地幔剪切成矿作用。

造山运动等晚期变形被认为是形成不连续铬铁矿体的原因^[49]。但随着尖晶石在变质作用中变化的识别, Kazakhstan 的 Kempirsai 超大型铬铁矿床的开发, 以及超镁铁质岩中热液硫化物脉体中铬铁矿的发现^[37], 都说明了铬在岩浆期后存在明显的变化, 尤其在变质作用条件下^[40]。在苏鲁研究超高压变质带超镁铁质岩时, 陈世忠等^[50-51]和 Chen 等^[52]发现超镁铁质岩中铬铁矿表现为多期多阶段演化的特征, 致使研究铬铁矿在变质过程中的演化富集特征和形成条件具有较高的理论价值和实际价值。研究铬铁矿岩浆期后成矿作用具有实用经济价值。铬铁矿如果呈脉状在金云母、水镁石、滑石和蛇纹石等片状矿物和角闪石中富集, 致使矿石容易开采, 大大降低矿石开采成本, 从而就大大降低铬铁矿矿石开采的工业品位和边界品位。这就意味着对岗上超镁铁质岩铬铁矿矿化体的展布分析要结合绿片岩相—绿片角闪岩相变质变形样式和区域构造特征, 尤其是中晚期脆韧性构造进行分析。这对我们找矿有一个启示: 寻

找易采的铬铁矿矿体除了分析超镁铁质岩的形态外, 还要分析中晚期变形变质作用。

2 区域大地构造特征

岗上岩体位于中朝地块和扬子地块间的秦岭—大别—苏鲁超高压造山带的东部, 郯庐断裂带的东侧。苏鲁高压—超高压变质带呈 NE—SW 走向, 宽 180 km, 长 750 km, 北界以五莲—烟台断裂与中朝板块为邻, 南界为嘉山—响水超岩石圈断裂与扬子板块相连, 西界以郯庐断裂与北中国板块相隔。超高压变质地体组成的岩石类型包括石榴石橄榄岩、石榴石辉石岩、榴辉岩及各类正、副片麻岩等。在超高压变质地体中, 大量榴辉岩和超镁铁质岩呈大小不一的透镜状、团块状夹在大面积分布的围岩(变质表壳岩和花岗质片麻岩)中, 其中, 花岗质片麻岩占 70%, 变质表壳岩占 25%, 榴辉岩和超镁铁质岩占 5%。超镁铁质岩类, 主要包括(石榴子石)橄榄岩和(石榴子石)辉石岩类, 橄榄岩主要呈构造岩块产出, 其围岩主要有片麻岩, 其次为榴辉岩、角闪岩(由榴辉岩退变质形成)和少量的大理岩。

苏鲁超高压变质带中苏北地区就发现近百个超镁铁质岩体, 较大的岩体有芝麻坊、岗上和许沟等, 它们具有成群成带分布的特征。以新沂—赣榆断裂为界, 可划分为两个带: 北带西起东海县许沟, 东至赣榆县黑林、下口一带; 南带西起新沂县高塘, 东至东海县芝麻坊一带。主要有两种岩相带, 即纯橄榄岩—斜辉辉橄岩相带和镁铝榴石二辉橄榄岩相带。主要矿物有橄榄石、辉石、石榴子石等, 副矿物有金云母、铬铁矿等, 蚀变矿物主要有蛇纹石、绿泥石、透闪石等, 已知的超高压变质矿物主要有镁铝榴石、金刚石和柯石英。PP3 钻孔即位于北带赣榆县岗上岩体中。

3 岗上超镁铁质岩的主要特征

岗上岩体由几个小岩体组成。除 I 号岩体外, 其他几个较小的岩体均有片麻岩覆盖。I 号岩体最大, 其长 1 370 m, 宽 700 m, 面积 0.71 km², 平面呈不规则的透镜体, 横断面呈舌头状。岩体中部(7 线附近)厚度最大, 可达 400 m 以上, 向南北两侧逐渐变薄。岩体产于黑云斜长片麻岩和混合岩化斜长片麻岩中, 走向与片麻岩方向一致, 倾向 115°左右, 倾角 40°~50°, 已遭到中等程度的剥蚀。II 号岩体位于 I

号岩体西北侧,上覆有片麻岩,为一隐伏岩体,其长约 900 m,宽约 850 m,面积 0.51 km²,呈透镜状;厚度一般约 100 m,中心部位(ZK004 孔)厚度达 200 m;产状与 I 号岩体大体平行,沿走向由北向南有侧伏趋势,侧伏角约 30°左右。还有几个小岩体呈似层状或透镜状,顺层产于黑云斜长片麻岩及混合岩化斜长片麻岩中,产状与两个大岩体相一致,一般规模都很小。

岗上超镁铁质岩包括纯橄岩、石榴橄橄榄岩、石榴单辉橄橄榄岩、单辉橄橄榄岩、闪石化金云母橄橄榄岩等岩石类型。它们之间呈渐变接触关系。橄橄榄岩体呈浅黄绿色—绿灰色,细粒结构,块状构造,无明显的层状构造。岩石极易风化。橄橄榄岩的划分主要依据 300 余片薄片的镜下鉴定结果。

纯橄岩是橄橄榄岩的主要组成岩石类型之一,岩石蛇纹石化较强,部分已完全蛇纹石化,局部穿插网脉状的碳酸盐细脉。岩石呈浅黄绿色—绿灰色,块状构造或网格状构造,细粒结构和碎斑状结构,主要由橄橄榄石和其蚀变产物蛇纹石组成(占 85%~98%),还含有少量的铬铁矿(1%~10%)、单斜辉石(0~4%)和极少的斜方辉石(0~2%)等矿物;以及次生矿物蛇纹石(3%~95%)、角闪石(1%~6%)、金云母(0~2%)、水镁石(0~4%)、绿泥石(0~2%)。

石榴橄橄榄岩除了含石榴子石外,与纯橄岩并无明显的区别。石榴橄橄榄岩呈灰绿色—黄绿色,细粒结构,块状构造。岩石组成简单,主要由橄橄榄石组成,含少量铬铁矿、石榴子石(1%~15%)、单斜辉石、角闪石(3%~8%)、金云母、水镁石和绿泥石等矿物。

石榴单辉橄橄榄岩只见于一个样品中,位于石榴橄橄榄岩中,其中单斜辉石和角闪石局部增多。单斜辉石含量大于 5%,与石榴橄橄榄岩呈渐变接触关系。

单辉橄橄榄岩位于纯橄岩中,与之呈渐变接触关系,以单斜辉石含量高于 5%为特征。单辉橄橄榄岩样品靠近石榴单辉橄橄榄岩,反映了局部单斜辉石增多的现象。

岗上橄橄榄岩在 PP3 钻孔中出露厚度约为 428 m,由三大段(蛇纹石化)石榴橄橄榄岩(厚度约 97 m)和六大段纯橄岩、蛇纹石化纯橄岩和蛇纹岩(厚度约 331 m)组成。超镁铁质岩中下部夹有榴辉岩(厚度约 8 m)、退变榴辉岩、斜长角闪岩、片岩和片麻岩等。下部 228 m 为斜长片麻岩和长英质片麻岩互层^[9]。

岗上石榴石橄橄榄岩和无石榴石橄橄榄岩之间不具

有明显成分差异。橄橄榄岩的 SiO₂ 含量均值在 43.68%,变化在 41.9%~47.11%;MgO 均值在 44.71%,变化范围为 47.12%~48.62%;Cr₂O₃ 均值在 0.39%,变化在 0.30%~0.47%;CaO 均值 0.12%,变化范围为 0.006%~0.34%;Na₂O 均值在 0.05%,变化范围为 0.005%~0.32%。超镁铁质岩的 Mg[#](Molar Mg/(Mg+Fe)×100)稳定在 91.9~93.0 之间;Cr[#](Molar Cr/(Cr+Fe)×100)均值较高(=38),变化在 30~45 之间(变化小)。其中闪石化金云母橄橄榄岩 Cr[#] 具有最低的值(Cr[#]=19),而石榴橄橄榄岩、纯橄橄榄岩、蛇纹石化橄橄榄岩和蛇纹岩的值基本一致。Ni 含量在 2100×10⁻⁶~2500×10⁻⁶,CaO 含量均值为 0.13%,Al₂O₃ 含量均值为 0.41%。岩体成分均一,表现为高镁、低钙和低铝的特征。超镁铁质岩的相容元素和稀土元素总量很低,稀土元素总量均值为 0.60×10⁻⁶。(La/Yb)_N 比值在 6.9~51.2,均值 16.1,重稀土元素严重亏损,是中国东部最亏损的地幔岩之一。

4 岗上超镁铁质岩中的铬铁矿

铬铁矿的矿物成分数据列于表 1,分析条件与其他矿物相似。

铬铁矿在岗上超镁铁质岩所有岩性中出现,细小的铬铁矿呈褐红色他形,粗大的铬铁矿呈黑褐色他形粒状、星点状或在橄橄榄岩和蛇纹石中呈他形、无解理的粒状分布。局部铬铁矿富集,含量达 15%。岗上橄橄榄岩与铬铁矿共生的矿物有橄橄榄石、辉石、角闪石、绢云母、水镁石,甚至蛇纹石等。通过研究发现,橄橄榄石为镁橄橄榄石(Fo 为 91.5~92.6),并存在早、晚两类,早期橄橄榄石分布于石榴子石中,晚期橄橄榄石 Fe 和 Cr 含量增加。石榴子石为钙饱和的镁铝榴石。斜方辉石可分为两类,成分都为顽火辉石,早期斜方辉石呈粗大的残余颗粒,并且出溶单斜辉石和铬铁矿。单斜辉石可分为早期透辉石和晚期顽透辉石两种,早期透辉石被顽透辉石交代^[9],反映了铬铁矿成矿可能存在多期性。根据矿物演化组合,把岗上超镁铁质岩划分为 4 个期次^[9]。

早期铬铁矿(Chr I)多产在石榴子石中,作为包体出现(图 1-1),其 Cr[#] 指数为 50.6~52.7。在石榴子石和部分橄橄榄石中呈包体产出的铬铁矿无裂理,细小,表面光滑。橄橄榄石(Fo=92.2)和透辉石中铬铁矿具有低的铬指数(Cr[#]=51),矿物可以表示为(Fe₅₀Cr₄₂Mg₈)。

表1 岗上PP3钻孔超镁铁值岩中铬铁矿的电子探针分析结果

Table 1 Electron microprobe analyses of spinel from the ultramafic rocks of drill hole PP3

序号	样品名称	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	总量	Cr [#]	Mg [#]
1	1	0.178	0.055	21.619	46.867	22.091	0.120	10.399	0.000	101.33	59	46
2	1	0.000	0.038	24.795	44.060	20.513	0.066	11.027	0.000	100.50	54	49
3	1	0.096	0.089	22.626	45.744	20.422	0.043	10.726	0.000	99.75	58	48
4	1	0.141	0.000	26.200	41.347	22.196	0.000	11.065	0.019	100.97	51	47
5	2	0.003	0.131	22.496	44.881	21.212	0.070	10.710	0.004	99.51	61	43
6	2	0.000	0.258	22.948	45.062	20.798	0.015	10.449	0.000	99.53	63	36
7	2	0.000	0.223	17.639	47.424	27.030	0.120	8.391	0.000	100.83	51	50
8	2	0.140	0.285	16.257	48.793	25.701	0.000	8.905	0.057	100.14	59	50
9	2	0.057	0.178	15.991	48.875	24.451	0.156	9.337	0.113	99.16	57	47
10	2	0.056	0.108	22.081	44.403	21.687	0.109	10.511	0.012	98.97	57	47
11	3	0.099	0.079	11.325	56.918	26.275	0.055	6.574	0.000	101.33	64	36
12	3	0.142	0.123	10.179	57.768	25.439	0.028	6.525	0.000	100.20	67	38
13	4	0.000	0.126	4.730	55.232	35.813	0.025	4.712	0.000	100.64	67	41
14	4	0.324	0.106	4.611	57.137	32.667	0.059	4.951	0.000	99.86	57	46
15	5	0.022	0.000	15.860	50.107	26.477	0.000	8.357	0.000	100.82	77	31
16	5	0.020	0.000	15.353	51.473	25.742	0.000	8.302	0.000	100.89	79	31
17	6	0.015	0.000	6.770	48.299	39.173	0.000	5.381	0.000	99.64	89	19
18	1	0.000	0.040	20.625	47.455	22.572	0.319	9.545	0.000	100.61	89	21
19	1	0.153	0.024	17.771	45.933	24.936	0.472	7.919	0.031	97.32	68	36
20	1	0.144	0.022	27.420	41.911	19.884	0.000	11.182	0.001	100.75	69	37
21	1	0.000	0.014	22.405	47.261	19.963	0.000	11.199	0.000	101.23	83	20
22	7	0.000	0.037	19.129	48.723	25.179	0.000	9.785	0.012	103.00	63	41
23	7	0.000	0.005	19.663	50.906	21.120	0.000	9.942	0.003	101.94	63	46
24	8	0.000	0.022	19.226	49.922	21.872	0.000	9.282	0.000	100.44	64	43
25	8	0.000	0.034	20.156	46.203	23.810	0.000	10.107	0.000	100.40	61	43
26	8	0.000	0.019	25.977	43.207	18.461	0.000	11.758	0.000	99.70	53	53
27	9	0.000	0.038	19.320	49.440	21.724	0.000	9.116	0.000	99.84	63	43

注:样品名称 1-C19-4,石榴橄榄岩;2-C29-10,石榴橄榄岩;3-C31-1,纯橄岩;4-C86-6,纯橄岩;5-C89-5,纯橄岩;6-C104-7,纯橄岩;7-C27-11,石榴橄榄岩;8-C52-3,石榴橄榄岩;9-C96-7,纯橄岩。

二期铬铁矿(Chr II)可作为早期斜方辉石的出溶物或包体(图1-2),一大部分铬铁矿包裹石榴子石或为石榴子石的退变产物围绕石榴子石分布(图1-3)。其铬铁矿Cr[#]值为66~68。

三期铬铁矿(Chr III)产在角闪石中(图1-6、图2-5);也可以包裹角闪石、辉石;或产在晚期的透辉石(顽透辉石)中,其Cr[#]指数约为69,矿物组成表达为(Fe₄₀Cr₄₈Mg₁₂)。角闪石包体铬铁矿具有高的铬指数(Cr[#]=72~73)。

四期铬铁矿(Chr IV)大部分发育八面体裂理,边部围绕着金云母和水镁石等矿物(图1-5、图2-1~4),部分与三期呈过渡关系。金云母和水镁石等矿物围绕的铬铁矿Cr[#]变化于76~89,也可以产在橄榄石的边部,与蛇纹石接触,成分为铬铁矿(Cr[#]值变化于97~98)(图2-3)。该期为最晚的铬铁矿。

总体上,铬铁矿中Cr₂O₃含量在40%~60%变化。从早期到晚期,岗上铬铁矿Cr[#]不断增大。晚期铬铁矿具有较高的Cr[#]值(72~89),在镜下表现为具有角

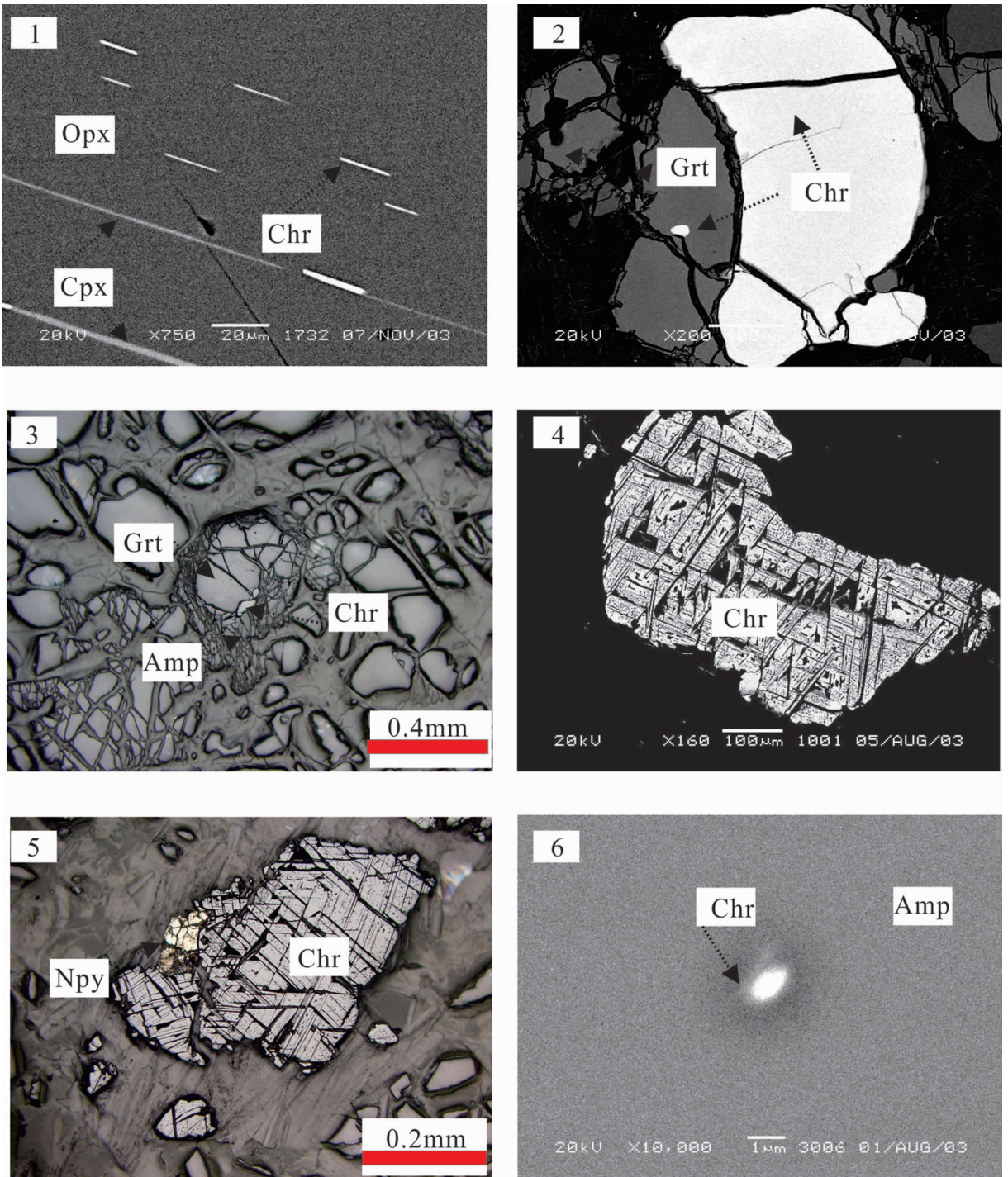


图 1 PP3 钻孔铬铁矿主要显微特征

1—斜方辉石中铬铁矿和透辉石出溶体;2—铬铁矿位于石榴子石中;3—铬铁矿分布在石榴子石和角闪石之间;
 4—“排骨状”铬铁矿;5—铬铁矿与镍黄铁矿;6—角闪石中铬铁矿;Opx—斜方辉石;Chr—铬铁矿;Cpx—透辉石;
 Grt—石榴子石;Amp—角闪石;Npy—镍黄铁矿

Fig.1 Photomicrographs of typical chromites from drill hole PP3

1—Chromites occurring as exsolution rods in orthopyroxene; 2—Garnet as an inclusion in chromites; 3—chromites between garnet and amphibole; 4—Skeleton chromites; 5—Pentlandite developed around chromites; 6—Chromites inclusion in amphibole;
 Opx—Orthopyroxene; Chr—Chromite; Cpx—Diopside; Grt—Garnet; Amp—Amphibole; Npy—Pentlandite

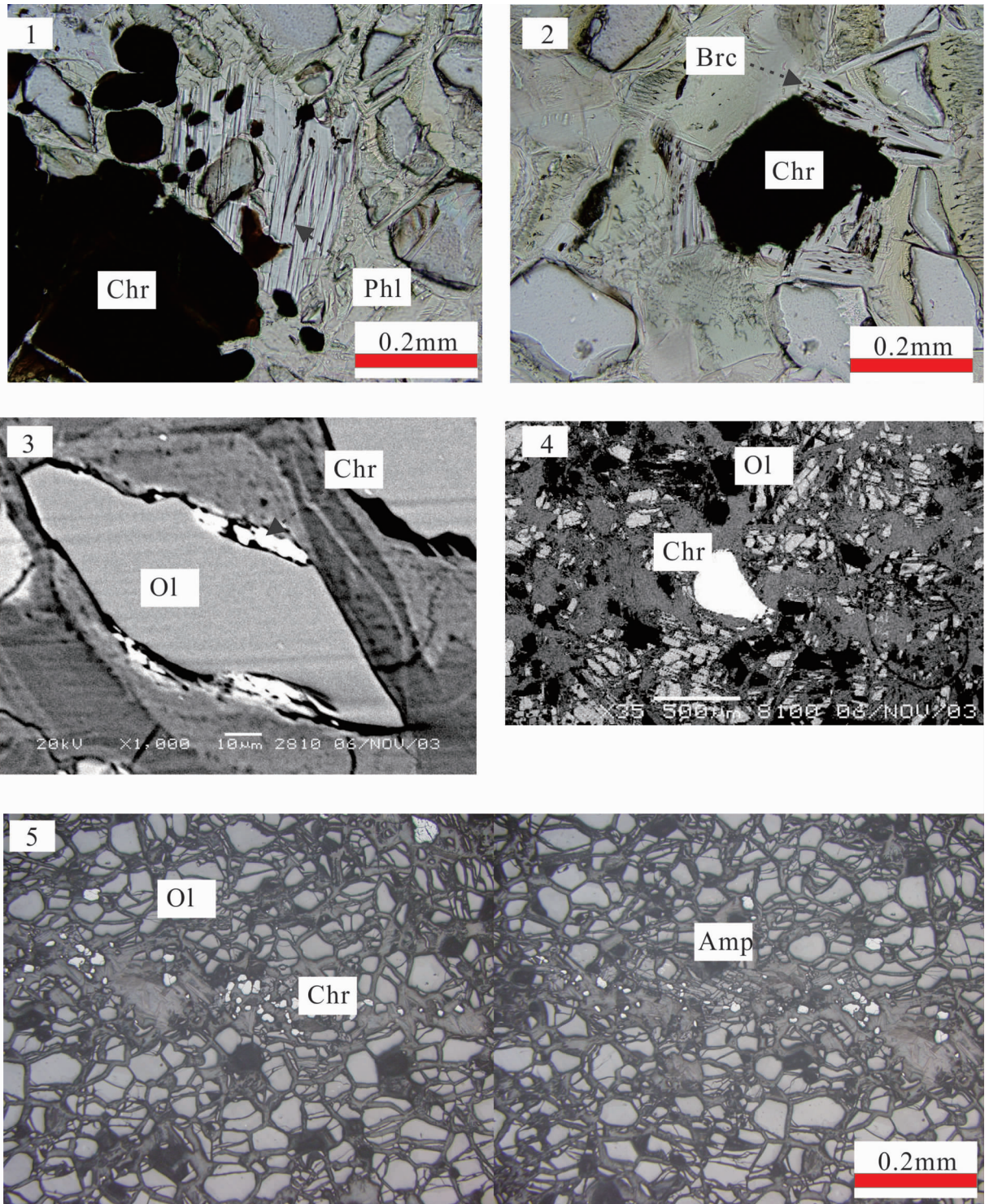


图 2 PP3 钻孔内退变质形成的铬铁矿

1—铬铁矿与金云母呈共生关系;2—铬铁矿边部水镁石;3—橄榄石边部的不规则铬铁矿;4—橄榄岩中剪切变形强烈的橄榄石和铬铁矿;5—铬铁矿和角闪石等矿物呈线状分布;Chr—铬铁矿;phl—金云母;Brc—水镁石;Ol—橄榄石;Amp—角闪石

Fig.2 Photomicrographs of typical retrograded chromites from drill hole PP3

1—Phlogopite intergrown with chromites; 2—Brucite developed around chromites; 3—Irregular chromite around the margin of olivine; 4—Chromite in shearing peridotite; 5—Chromites and amphiboles occurring as a belt; Chr—Chromite; Phl— Phlogopite; Brc—Brucite; Ol—Olivine; Amp—Amphibole

闪石包体($Cr^{\#}=72\sim 73$),或发育八面体裂理;在发育劈理的橄榄岩中,铬铁矿(图 2-4)具有最高的 $Cr^{\#}$ 值(97~100),代表了角闪岩相期以后的产物(Chr IV)。这也说明,铬铁矿经历了绿片角闪岩相-绿片岩相变质作用,常有硫化物与其共生(图 1-5)。边部发育金云母、水镁石等共生矿物,反映了晚期流体作用增强的特点。

5 讨论和结论

5.1 岗上铬铁矿形成环境

5.1.1 铬铁矿在不同橄榄岩类型中的特征

在岩浆分异结晶和部分熔融过程中,尖晶石主要组分表现为不同行为, Cr 和 Mg 强烈分配在固态中, Al 强烈分配到熔体中。另外, Mg 和 Fe^{2+} 在尖晶石和硅酸盐熔体及矿物中的分配关系是由温度、铁价态的变化决定的。铬铁矿的形成及特征反映了岩浆条件,例如压力、温度和熔体成分。通常认为超镁铁质岩尖晶石形成环境与深海橄榄岩、弧前橄榄岩、弧后橄榄岩、大陆裂谷橄榄岩和造山带环境橄榄岩有关^[53]。

弧前橄榄岩主要是上地幔浅部俯冲带的方辉橄榄岩和壳幔过渡带的纯橄榄岩^[54]。其尖晶石 $Cr^{\#}$ 变化于 40~90,以 70 为主^[55]。另外, $Mg^{\#}$ 与 $Cr^{\#}$ 负相关, $Fe^{3+} (=100Fe^{3+}/[Cr+Al+Fe^{3+}])$ 值低(小于 10)。

造山带橄榄岩在各种板块边界出现,地幔成因的造山带橄榄岩与活化造山带和岛弧有关^[56]。造山带橄榄岩多为构造侵位,而不是岩浆侵位。造山带铬铁矿 $Cr^{\#}$ 从 8 到 95 变化,并以 50 为主,而且 Cr^{3+} 与 Fe^{3+} 呈正相关,但 Fe^{3+} 含量低。方辉橄榄岩-二辉橄榄岩间尖晶石的 $Cr^{\#}$ 以 50 为主。蛇绿岩方辉橄榄岩与

弧前橄榄岩一致,蛇绿岩型二辉橄榄岩与洋底橄榄岩一致^[54]。

岗上超镁铁质岩铬铁矿 $Mg^{\#}$ 与 $Cr^{\#}$ 呈明显的负相关关系(图 3), $Cr^{\#}$ 大约为 70, Fe^{3+} 值小于 10,这些都反映了弧前橄榄岩中尖晶石的特征^[54],也反映了造山带橄榄岩的特征。由于岗上超镁铁质岩中铬铁矿多期次主要反映岩石在俯冲和折返过程中的变化,尤其保存了较多晚期特征的样品,即保存岩石较多的折返环境信息。推断岩石在造山带或弧前类似的环境折返,这就是高氧逸度、含水和基性岩交代或碳酸岩交代的特征^[51]。

从岗上超镁铁质岩铬铁矿与日本东北部 Miyamori 蛇绿岩杂岩体中铬铁矿岩的比较图(图 4)^[57]看出,岗上超镁铁质岩总体特征与蛇绿岩一致,但其铬铁矿成分变化较大,并且后期成分接近蛇绿岩铬铁矿成分。

5.1.2 岗上铬铁矿演化温度压力条件

陈世忠等论述了岗上超镁铁质岩经历了榴辉岩相变质作用^[50]。在薄片观察到石榴子石往铬铁矿转变的现象,说明了石榴橄榄岩形成于较大的压力。根据岗上超镁铁质岩石榴子石转变为铬铁矿($Cr^{\#}=70$)的现象,以及较低的折返温度,估计岩石曾经到达 4.0 GPa 以上压力环境。通过上面分析,推断苏鲁超高压变质带中岗上超镁铁质岩经历了深度加大的过程,超镁铁质岩曾经到达 100 km 以上的岩石圈地幔深度,位于大陆板块边缘碰撞和加厚岩石圈中。

早期出溶斜方辉石中分布大量铬铁矿叶片和包体,通过两者平衡关系可以计算两者平衡时的温度。Liermann (2003)^[57] 运用 $FeO-MgO-Al_2O_3-Cr_2O_3-$

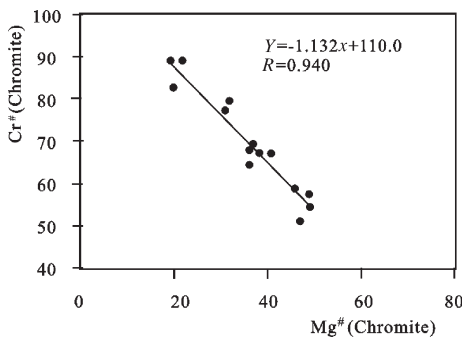


图 3 铬铁矿的 $Mg^{\#}-Cr^{\#}$ 相关关系图
Fig.3 $Mg^{\#}$ versus $Cr/(Cr+Al)$ diagram of chromite

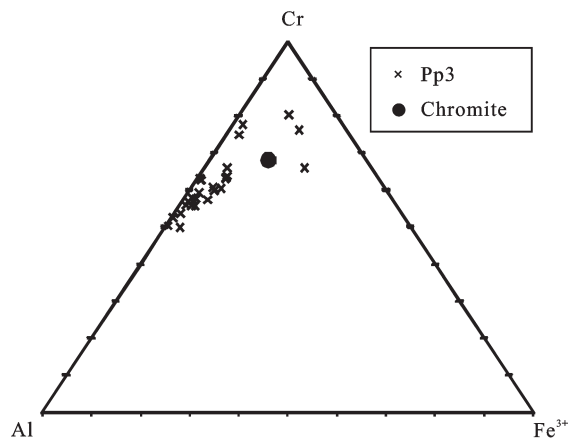
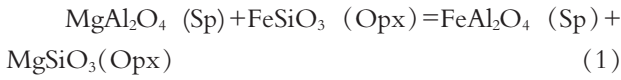


图 4 铬铁矿 Cr, Al 和 Fe^{3+} 含量与铬铁矿比较图
Fig.4 Cr, Al and Fe^{3+} ternary diagram of chromite

SiO₂ 体系中尖晶石和斜方辉石的反应式:



利用 Fe²⁺-Mg 在斜方辉石和尖晶石中的分配规律,经实验验证,分配系数与温度的关系式可以表达如下:

$$T(K) \approx \frac{B^\circ + 122P(\text{GPa}) - C(X_{\text{Al}})^{\text{Opx}} + D(Y_{\text{Cr}})^{\text{Sp}}}{\ln K_D - A^\circ} \quad (2)$$

式中 A[°]、B[°]、C 和 D 为不同岩石的实验数据,对于 Alpine 型橄榄岩,其取值分别为 0.351,1217,1863,2345。(X_{Al})^{Opx} 和 (Y_{Cr})^{Sp} 分别代表 Al₂O₃ 在斜方辉石中摩尔分数 (Al₂O₃/(Al₂O₃+MgSiO₃+FeSiO₃)) 和 Cr 在尖晶石中摩尔分数 (Cr/(Cr+Al+Fe³⁺))。此项实验成果在造山带橄榄岩中得到了成功的运用。笔者把它运用到相似环境的苏鲁橄榄岩中,计算出早期出溶斜方辉石(C52-3)与铬铁矿包体间的平衡温度在 1152°C (3 Gpa)、1277°C (5 Gpa),估计温度在 1150°C 之上。

同样,可以计算晚期斜方辉石与铬铁矿的平衡温度在 613~777°C (1 Gpa)、682~867°C (3 Gpa)。与上述数据对比,说明了尖晶石与斜方辉石形成的温度不同,反映了不同的条件。

铬铁矿与石榴子石和/或角闪石共生,根据 Graham and Powell^[58]的石榴子石与角闪石温度计,计算得岗上超镁铁质岩(样品 C27-11)石榴子石退变成角闪石(表2)的温度大致在 597°C。其关系式:

$$T(K) = [2880 + 3280 \times (\text{Ca}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Na} + \text{K}))] / (\ln(D) + 2.426) \quad (3)$$

式中 D 为 Fe、Mg 在石榴子石和角闪石中的分配系数。

Hammarstrom & Zen^[59]、Hollister^[60]等根据火成岩接触变质作用的资料,提出了利用角闪石中 Al^{tot}的含量来进行压力计算,Johnson & Rutherford^[61]和 Schmidt^[62]在前两者的基础上重新标定了角闪石的 Al 含量压力计如下:

$$P(\pm 0.6 \times 10^8 \text{ Pa}) = -3.01 + 4.76 \text{Al}_{\text{Fb}}^{\text{tot}} \quad (4)$$

根据 Schmidt 计算方法,其形成压力在 (2.9~8.8)×10⁸ Pa 间,其中石榴子石边部角闪石的形成压力在 8.8×10⁸ Pa,片岩边部的闪石化金云母橄榄岩的角闪石形成压力较低,只有 (2.9~3.1)×10⁸ Pa。这进一步说明了交代作用的多阶段性,也说明了铬铁

矿成矿温压条件变化较大。

5.1.3 氧逸度条件

橄榄岩中 V 含量对岩石部分熔融过程中 f_o 等条件变化很敏感。高氧逸度条件,V (以 V 三价为主) 具有较低的矿物/熔体分配系数,这样残余体中具有较低的 V 含量^[63]。因此可以用代表亏损程度的 Al₂O₃ 和代表氧逸度的 V 含量来表示岗上超镁铁质岩的形成条件^[64]。从 Al₂O₃ 和 V 关系图(图 5)可看出岗上橄榄岩样品点分布在 NNO 到 NNO-2 间,并多在 NNO-1 到 NNO-2 条件下部分熔融,也就是比 Ni 和 NiO 平衡熔融的氧逸度仅高 1~2 个指数级,说明岩石熔融的源区处于极其还原的环境。

V 和 Yb 关系图也被用来分析岩石形成环境的氧逸度,从岗上超镁铁质岩的 V-Yb 图解(图 6)同样看出,岩石形成氧逸度在 QFM 与 QFM-1 之间。由于交代作用等因素的影响,Yb 易于加入和丢失,而 Al₂O₃ 和 V 关系图解得出的氧逸度较可靠,其值多在 NNO-1 到 NNO-2 间,受退变影响较强的样品(晚期)明显升高。但是总体上,岩石氧逸度低,低于现代岛弧橄榄岩的氧逸度,与大陆克拉通、MORB 和深海

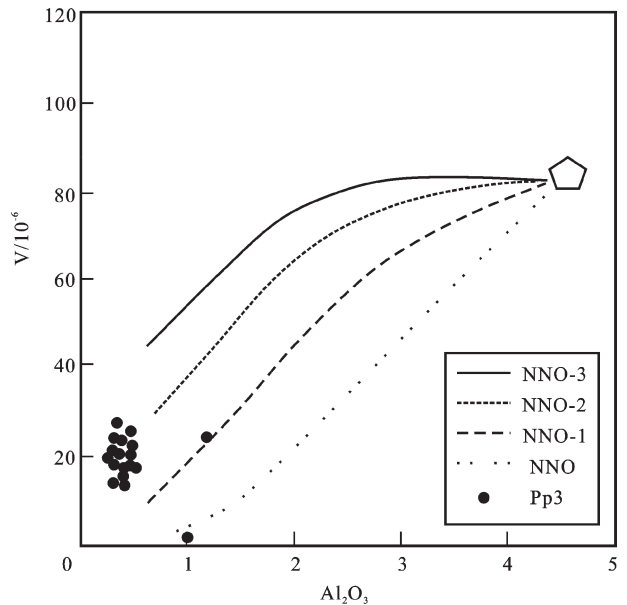


图 5 岗上超镁铁质岩 Al₂O₃ 与 V 关系图解(据 Lee 等, 2003^[64])
 曲线为 1.5 GPa 和不同氧逸度条件下的部分熔融曲线
 Fig.5 Diagram of V versus Al₂O₃ in Gangshang peridotites (after Lee et al, 2003^[64])
 Curve represents part of melting curve under the conditions of 1.5 GPa and different oxygen fugacities

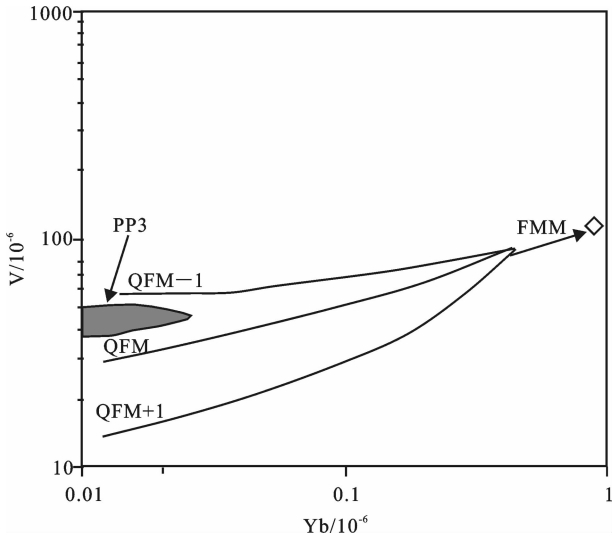


图6 岗上超镁铁质岩 Yb-V 关系图解(据 Lee 等, 2003^[64])
Fig.6 V-Yb diagram of Gangshang peridotites under various oxygen fugacities (after Lee et al , 2003^[64])

等环境低氧逸度的地幔橄榄岩接近^[65]。低氧逸度不利于铬铁矿的成长和矿体的形成。这样,岗上早期岩石氧逸度较低,是不利于铬铁矿的形成的,晚期有利于铬铁矿的形成。

尖晶石族矿物的化学式可表示为 AB_2O_4 , A 表示二价阳离子, B 表示三价阳离子, 铬铁矿的分子式为 $(Mg, Fe^{2+})(Cr, Al, Fe^{3+})_2O_4$ 。根据三价阳离子的种类, 可分为尖晶石系列 (Al)、磁铁矿系列 (Fe^{3+}) 和铬铁矿系列 (Cr^{3+})。通常橄榄岩中的尖晶石的成分在尖晶石 ($MgAl_2O_4$)、铁尖晶石 ($FeAl_2O_4$)、镁铬铁矿 ($MgCr_2O_4$) 和铬铁矿 ($FeCr_2O_4$) 四个端元变化。尖晶石中 Fe^{3+} 含量变化大, Fe^{2+} 和 Fe^{3+} 比值与氧逸度 (f_{O_2}) 相关, 并且与辉石和石榴子石不同, 可以通过探针分析方法得到较可靠的结果^[66]。

从岗上超镁铁质岩铬铁矿 $Mg^{\#}$ 与 $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ 关系图 (图 7) 可知, 随着岩石的演化, 铬铁矿 $Cr^{\#}$ 增大, $Mg^{\#}$ 减少, 岩石 Fe^{3+}/Fe^{2+} 比值增大, 氧逸度增加 (高氧逸度有利于尖晶石富集 Cr 和 Fe^{3+} ^[66])。随之, 铬铁矿矿物颗粒也越来越大, 并出现了含水矿物

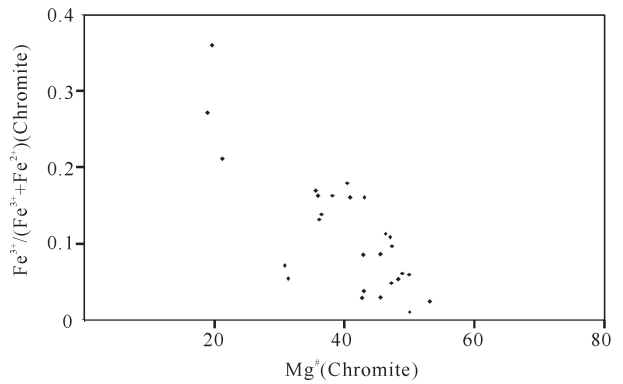


图7 铬铁矿 $Mg^{\#}$ 与 $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ 关系图
Fig.7 Plot of $Mg^{\#}$ versus $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ of Gangshang chromium spinels

(角闪石和金云母等)。Abe 等^[67]也指出, 在富角闪石的橄榄岩中尖晶石的 $Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$ 富集, 而 $Cr^{\#}$ 指数与之相反。同时, 较高的 $Mg^{\#}$ 和 $Cr^{\#}$ 说明了壳源物质的混染较弱。高氧逸度的流体加入, 导致了岩石进一步的亏损。富铝尖晶石在高氧逸度环境中富集^[68]。岗上橄榄岩中铬铁矿晚期富集 Cr^{3+} 与 Fe^{3+} , 反映了 $Cr^{3+}/(Cr^{3+}+Cr^{2+})$ 比值在晚期熔体中增大。 Cr^{3+} 和 Cr^{2+} 都能在 QFM-IW 氧逸度的条件下存在^[69], 但只有 Cr^{3+} 进入尖晶石的八面体结构, 高氧逸度 (f_{O_2}) 才有利于尖晶石的结晶, 使角闪石共生的尖晶石越来越大。

5.2 超高压变质带超镁铁质岩铬成矿作用

岗上超镁铁质岩经历了榴辉岩相、低角闪岩相、绿片岩相变质作用^[51]。造山带超镁铁质岩中各种成分的铬铁矿副矿物可能经历了低绿片岩相-低角闪岩相, 甚至榴辉岩相变质作用^[70]。苏鲁超高压变质带中分布大量的超镁铁质岩成分的岩石, 这些岩石中包含有各种成分的铬铁矿副矿物^[50-51]。

根据岗上超镁铁质岩中铬铁矿的演化特征, 结合许志琴等^[71]对苏鲁高压-超高压变质带的演化的事件研究成果, 把苏鲁超高压变质带超镁铁质岩铬成矿作用划分如下:

表 2 C27-11 样品中石榴子石及其退变产物角闪石成分 (%)

Table 2 Electron microprobe analyses of amphibole and garnet from ultramafic rocks in drill hole PP3

矿物	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CoO	NiO	总量
角闪石	42.395	0.031	14.76	1.997	2.416	0.038	19.02	12.313	5.736	0.515			99.221
石榴子石	39.809	0.002	23.507	2.453	9.728	0.592	17.582	5.928	0.114		0.033	0.031	99.779

5.2.1 扬子板块陆壳深俯冲事件(242~220 Ma)

大多数研究者认为大别高压、超高压变质时代主要为印支期(220~240 Ma)。威海含柯石英石榴石橄榄岩的 SHRIMP 年龄为(221±12)Ma,代表了其峰值变质年龄^[72],说明来自华北板块地幔楔中部分超镁质岩块也参与深俯冲作用。岗上超镁铁质岩早期铬铁矿(Cr I)代表了早期强烈亏损的尖晶石方辉橄榄岩中尖晶石,该尖晶石方辉橄榄岩是原始地幔经历了 25%以上部分熔融,而后经历了超高压环境,转变为岗上石榴橄榄岩。

5.2.2 高压-超高压变质带折返事件(220~200 Ma)

苏鲁超高压副片麻岩和花岗质片麻岩折返年龄都为 209~219 Ma。随着大陆俯冲板片的快速折返,发生退变质作用及形成折返构造。折返后,200~150 Ma 期间可能为挤压汇聚应力向伸展应力转换阶段,苏鲁高压-超高压变质带开始缓慢抬升,北部有少量的燕山期花岗岩侵入。

这期间,岗上超镁铁质岩表现为石榴子石退变为铬铁矿。从石榴子石边部发育铬铁矿反应边和 Cpx II 中包裹铬铁矿来看,铬铁矿可能在碳酸岩熔体的作用下生成,实现了 $Ol+Grt=Sp+MELT(Cpx)$ 反应。

5.2.3 后折返地壳上部的伸展事件(150~100 Ma)

在苏鲁高压-超高压变质带的前陆部位,形成白垩纪伸展盆地。岗上超镁铁质岩铬铁矿经历了角闪岩-绿片岩相退变质作用。发育八面体解理的铬铁矿,边部发育金云母、水镁石和绿泥石等矿物,为典型绿片岩相-绿片角闪岩相的矿物组合。铬铁矿从早期富 Al 到后期富 Cr 和 Fe 的过程,与 Cr 在岩浆结晶作用过程中一般分配于先结晶的硅酸岩中不同,说明了角闪岩相退变质作用导致了铬铁矿中 Cr、Mg 和 Al 减少,Fe 相对增加,以及富 Cr 铬铁矿典型的变质作用的样式^[73]。随着超镁铁质岩变质作用和蚀变进程,在较低温度条件下(角闪岩相到绿片岩相),铬铁矿向富 Cr 的磁铁矿转变,Mg[#] 指数减小;该阶段对铬成矿作用至关重要,可能易于形成线性富铬的铬铁矿矿体(图 2-5)。

5.2.4 地壳缓慢隆升事件(80 Ma 以来)

52.0~79.6 Ma 期间苏鲁地壳缓慢隆升,上升速率约为 35 m/Ma。许志琴等^[70]在研究中提出,苏鲁高压-超高压变质板片是在“挤出”机制下折返的,随着挤出体 150~100 Ma 期间在伸展机制下就位(形成弯曲的舌形体),原位于靠近 NCB 一侧的 HP-

UHP 挤出体内的“下滑”构造转化为目前地表上展示的自 SE 到 NW 的“逆冲”式折返构造。

岗上铬铁矿组分中磁铁矿含量的增加反映了晚期低级变质作用的特点。剪切变形强的样品中铬铁矿具有更高的 Cr[#] 值和 Fe³⁺、更低的 Fe²⁺ 和 Ti 含量,剪切阶段形成的尖晶石表现为 Fe 总量的减少和 Fe³⁺ 的增加,并与滑石和碳酸盐脉等低温蚀变有关。低 Ti 等特征反映了 CO 流体的交代条件。

5.3 结 论

岗上超镁铁质岩中尖晶石为铬铁矿,其产出表现为多期次多阶段的特点。随着岩体的演化,铬铁矿 Cr[#] 不断增大(Cr[#] 从 51 到 100 变化),氧逸度也不断增大。铬铁矿 Mg[#] 与 Cr[#] 呈负相关关系。

在角闪岩相-绿片岩相退变质过程中,铬铁矿中 Cr、Mg 和 Al 减少,Fe 相对增加,产生富 Cr 尖晶石典型的变质作用样式。晚期低级变质作用、剪切变形和 CO 流体交代使铬铁矿进一步演化。这就意味着对岗上超镁铁质岩铬铁矿矿化体的展布分析要结合绿片岩相-绿片角闪岩相变质变形样式和区域构造特征,尤其是中晚期脆韧性构造进行分析。这对我们找矿有一个启示:寻找易采的铬铁矿矿体除了分析超镁铁质岩的形态外,还要分析中晚期变形变质作用,分析其对铬铁矿富集或贫化的影响。

致谢: 匿名专家精心评审提出了建设性的意见和建议,并对原文不当之处直接进行了修改,使作者受益匪浅。岗上超镁铁质岩研究过程中有幸得到了许志琴、杨经绥、白文吉、Robinson、刘福来、邱家骧、周珣若、曾令森、游振东、张泽民、王汝成等人的指导和帮助,陈鹤年研究员修改了文稿,特致谢意。

参考文献(References):

- [1] Kruger F J. The stratigraphy of the Bushveld Complex: A reappraisal and the relocation of the Main Zone boundaries [J]. S Afr J Geol, 1990, 93: 376-381.
- [2] Kruger F J. Filling the Bushveld Complex magma chamber: lateral expansion, roof and floor interaction, magmatic unconformities, and the formation of giant chromitite, PGE and Ti-V magnetite deposits[J]. Mineralium Deposita, 2005, 40: 451-472.
- [3] Kinnaird J A, D. Hutchinson L. et al. Petrology and mineralisation of the southern Platereef: Northern limb of the Bushveld Complex, South Africa[J]. Mineralium Deposita, 2005, 40(5): 576-597.
- [4] Mondal S K, Mathez E A. Origin of the UG2 chromitite layer, Bushveld Complex[J]. Journal of Petrology, 2007, 48(3): 495-510.
- [5] 钟宏, 胡瑞忠, 朱维光, 等. 层状岩体的成因及成矿作用 [J]. 地学

- 前缘, 2007, 14(2): 159-172.
- Zhong Hong, Hu Ruizhong, Zhu Weiguang, et al. Genesis and mineralization of layered intrusions[J]. *Earth Science Frontier*, 2007, 14(2): 159-172(in Chinese with English abstract).
- [6] Dickey J S Jr. A hypothesis of origin for podiform chromite deposits [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1975, 39: 1061-1074.
- [7] Lago B L, Rabinowicz M, Nicolas A. Podiform Chromite Ore Bodies: A Genetic Model [J]. *Journal of Petrology*, 1982, 23(1): 103-125.
- [8] Dick H B, Fisher R L. Mineralogic studies of the residues of mantle melting: abyssal and alpine-type peridotites. In Kornprobst J, ed. *Kimberlites II: The mantle and crust-mantle relationships* [M]. Amsterdam, Elsevier, 1984, 295-308.
- [9] Johan Z, Dunlop H, Le Bel, et al. Origin of chromite deposits in ophiolite complexes: evidence for a volatile and sodium-rich reducing fluid phase[J]. *Fortschr Mineral*, 1983, 61: 105-107.
- [10] McDonald J A. Liquid immiscibility as one factor in chromitite seam formation in the Bushveld Igneous Complex [J]. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 1965, 60: 1674-1685.
- [11] Ulmer G C. Experimental investigations of chromite spinels [J]. *Economic Geology Monographs*, 1969, 4: 114-131.
- [12] Cameron E N. Chromite in the central sector of the eastern Bushveld Complex, South Africa [J]. *American Mineralogist*, 1977, 62:1082-1096.
- [13] Lipin, B R. Pressure increases, the formation of chromite. netite deposits of the Bushveld Complex, Montana[J]. *J. Petrol.*, 1993, 34: 955-976.
- [14] Cameron E N. The lower zone of the Eastern Bushveld Complex in the Olifants River trough[J]. *J. Petrol.*, 1978, 19: 437-462.
- [15] Irvine T N. Crystallization sequences in the Muskox Intrusion and other layered complexes—origin of chromitite layers and similar deposits of other magmatic ores [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1975, 39: 921-1020.
- [16] Rollinson H. The Archean komatiite-related Inyala Chromitite, southern Zimbabwe[J]. *Econ. Geol.*, 1997, 92: 98-107.
- [17] Kinnaird J A, Kruger F J, Nex Pam, et al. Chromitite formation—A key to understanding processes of platinum enrichment; Institution of Mining and Metallurgy Transactions, Section B [J]. *Applied Earth Science*, 2002, 111: 23-35.
- [18] Talkington R W, Watkinson D H, Whittaker P J, et al. Platinum-group minerals and other solid inclusions in chromite of ophiolite complexes; Occurrence and petrological significance [J]. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 1984, 32: 285-301.
- [19] Irvine T N. Origin of chromite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions; a new interpretation [J]. *Geology*, 1977, 5: 668-675.
- [20] Campbell I H, Murck B W. Petrology of the G and H chromitite zones in the Mountain View area of the Stillwater Complex, Montana[J]. *Journal of Petrology*, 1993, 34: 291-316.
- [21] Sharpe M R, Irvine T N. Melting relations of two Bushveld chilled marginal rocks and implications for the origin of chromitite [M]. *Carnegie Inst. Washington Year Book*, 1983, 82: 295-300.
- [22] Spandler C, Mavrogenes J, Arculus R. Origin of chromitites in layered intrusions: Evidence from chromite-hosted melt inclusions from the Stillwater Complex[J]. *Geology*, 2005, 33(11): 893-896.
- [23] Barnes S J, Maier W D. Platinum-group elements and microstructures of normal Merensky Reef from Impala platinum mines, Nusheveld Complex[J]. *J Petrol*, 2002, 43: 103-128.
- [24] Irvine T N, Sharpe M R. Magma mixing and the origin of stratiform oxide ore zones in the Bushveld and Stillwater Complexes[C]// Gallagher M J, Ixer R A, Neary C R, et al (eds.). *Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks*. The Institution of Mining and Metallurgy, London, 1986, 183-198.
- [25] Matveev S, Ballhaus C. Role of water in the origin of podiform chromitite deposit [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 203.
- [26] Marques J C, Ferreira Filho C F, Carlson R W, et al. Re-Os and Sm-Nd isotope and trace element constraints on the origin of the chromite deposit of the Ipuera-Medrado Sill, Bahia, Brazil [J]. *Journal of Petrology*, 2003, 44(4): 659-678.
- [27] Spandler, C, Mavrogenes J, Arculus R. Origin of chromitites in layered intrusions: Evidence from chromite-hosted melt inclusions from the Stillwater Complex[J]. *Geology*, 2005, 3 (11): 893-896.
- [28] Johan Z, Dunlop H, Le bel L, et al. Origin of chromite deposits in ophiolite complexes: Evidence for a volatile and sodium-rich reducing fluid phase[J]. *Fortschr. Mineral*, 1983, 61: 105-107.
- [29] Johan Z. Chromite deposits of New Caledonian ophiolitic nappes [M]//Petrascheck W, Karamata S, Kravchenko G C, et al (eds.). *Chromites*. Theophrastus Publications, Athens, 1986, 311-338.
- [30] Treloar P J. The Cr minerals of Outokumpu—their chemistry and significance[J]. *J. Petrol.*, 1987, 28: 867-886.
- [31] Auge T. Chromite deposits of the northern Oman ophiolite; Mineralogical constraints[J]. *Mineralum Deposita*, 1987, 22: 1-10.
- [32] Lorand J P, Ceuleneer G. Silicate and basemetal sulfide inclusions in chromites from the Maqsad area (Oman ophiolite, Gulf of Oman): A model for entrapment [J]. *Lithos*, 1989, 22: 173-190.
- [33] Ferrario A, Garuti G. Platinum-group mineral inclusions in chromitites of the Finero mafic-ultramafic complex (Ivrea-Zone, Italy) [J]. *Mineral. Petrol.*, 1990, 41: 125-143.
- [34] Melcher F, Grum W, Simon G, et al. Petrogenesis of the ophiolite giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: A study of solid and fluid inclusions in chromite[J]. *Journal of Petrology*, 1997, 38: 1419-1458.
- [35] Yumul G P J R, Balce G R. Supra-subduction zone ophiolites as favorable hosts for chromitite, platinum and massive sulfide deposits [J]. *Southeast Asian Earth Sci*. 1994, 10: 65-79.
- [36] Tesalina S G, Nimis P, Auge T, et al. Origin of chromite in mafic-ultramafic-hosted hydrothermal massive sulfides from the

- Main Uralian Fault, South Urals, Russia [J]. *Lithos*, 2003, 70: 39–59.
- [37] Melekestseva I Y U, Zaykov V V, Tesalina S G, et al. Chromites in sulphide ores in ultramafic rocks of the Main Urals Fault [J]. *The Urals Mineralogical Collection*. The Institute of Mineralogy, 2001, 11: 180–189(In Russian).
- [38] Melcher F, Grum W, Thalhammer T V, et al. The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: Constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data[J]. *Mineralium Deposita*, 34: 250–272
- [39] Evans B W, Frost B R. Chrome –spinel in progressive metamorphism—a preliminary analysis [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1975, 39: 957–972.
- [40] Barnes S J. Chromite in komatiites, II. Modifications during greenschist to mid–amphibolite facies metamorphism [J]. *Journal of Petrology*, 2000, 41: 387–409.
- [41] Rollinson H, Appel p w u, Frei B. A metamorphosed, early Archaean chromitite from West Greenland: Implications for the genesis of Archaean Anorthositic chromitites [J]. *Journal of Petrology*, 2002, 43(11): 2143–2170.
- [42] Proenza J A, Zaccarini F, Escayola M, et al. Composition and textures of chromite and platinum–group minerals in chromitites of the western ophiolitic belt from Pampean Ranges of Córdoba, Argentina[J]. *Ore Geology Reviews*, 2008, 33: 32–48.
- [43] Zaccarini F, Pushkarev E, Garuti G. Platinum –group element mineralogy and geochemistry of chromitite of the Kluchevskoy ophiolite complex, central Urals [J]. *Ore Geology Reviews*, 2008, 33: 20–30(in Russia).
- [44] 鲍佩声, 王希斌, 彭根永, 等. 中国铬铁矿床[M]. 北京: 科学出版社, 1999.
- Bao Peisheng, Wang Xibin, Peng Genyong, et al. *Chromite Deposits in China(in China) [M]*. Beijing: Science Press. 1999.
- [45] Zhou MF, Robinson P T, Malpas J, et al. Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (southern Tibet): Implications for melt–rock interaction and chromite segregation in the upper mantle[J]. *Journal of Petrology*, 1996, 37: 3–21.
- [46] Zhou M F, Robinson P T. Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits[J]. *Economic Geology*, 1997, 92: 259–262.
- [47] Zhou M F, Malpas J, Robinson P T, et al. Crystallization of podiform chromitites from silicate magmas and the formation of nodular textures[J]. *Resource Geology*, 2001, 51(1): 1–6.
- [48] 李德威. 西藏罗布莎豆荚状铬铁矿成矿演化的构造过程[J]. *现代地质*, 1995, 9(4): 450–458.
- Li Dewei. Structural processes of metallogenic evolution of Luobusha chromite deposits[J]. *Geoscience*, 1995, 9(4): 450–458(in Chinese with English abstract).
- [49] Thayer T P. Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman–Soridag district, Turkey[J]. *Econ. Geol.*, 1964, 59: 1497–1524.
- [50] 陈世忠, 杨经绥, 张仲明. 大陆科学钻探 CCSD–PP3 钻孔地幔岩的尖晶石相部分熔融证据[J]. *岩石学报*, 2006, 22(6): 2815–2814.
- Chen Shizhong, Yang Jingsui, Zhang Zhongming. Evidence of spinel facies partial melting of the mantle rocks from the CCSD–PP3 drilling cores[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2006, 22(6): 2815–2814(in Chinese with English abstract).
- [51] Chen S Z, Yang J S, Li T F. Petrological investigation of the Ganyu peridotite in the Sulu ultrahigh–pressure terrane, eastern China[J]. *Tectonophysics*, 2009, 475: 383–395.
- [52] 杨经绥, 陈世忠, 张仲明, 等. 大陆科学钻探 CCSD–PP3 钻孔特征和超镁铁质岩成因[J]. *岩石学报*, 2005, 21(2): 293–305.
- Chen Shizhong, Yang Jingsui, Zhang Zhongming, et al. A preliminary study of the Chinese Continental Scientific Drilling (CCSD) PP3 hole on the Gangshang garnet peridotite body in the Sulu UHPM belt[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2005, 21(2): 293–305 (in Chinese with English abstract).
- [53] Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine –spinel compositional relationships: Review and interpretation [J]. *Chemical Geology*, 1994, 113: 191–204.
- [54] Bloomer S H, Fisher R L. Petrology and geochemistry of igneous rocks from the Tonga Trench: A non–accreting plate boundary[J]. *Journal of Geology*, 1987, 95: 469–495.
- [55] Press S. Detrital spinels from alpinotype source rocks in Middle Devonian sediments of the Rhenish Massif [J]. *Geologische Rundschau*, 1986, 75: 333–340.
- [56] Ozawa K. Melting and melt segregation in the mantle wedge above a subduction zone: Evidence from the chromite–bearing peridotite sanguly of the Miyamori ophiolite complex, northeastern Japan[J]. *J Petrology*, 1994, 35: 647–678.
- [57] Liermann H P. Fe²⁺–Mg fractionation between orthopyroxene and spinel: Experimental calibration in the system FeO–MgO–Al₂O₃–Cr₂O₃–SiO₂ and applications [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2003, 145: 217–227.
- [58] Graham C M and Powell R. A garnet –hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 1984, 2: 13–31.
- [59] Hammarstrom J M, Zen E–an. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer[J]. *Am. Min.*, 1986, 71: 1297–1313.
- [60] Hollister, L S, G C Grissom, E K Peters, et al. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc–alkaline plutons[J]. *Am. Min.*, 1987, 72: 231–239.
- [61] Johnson M C, Rutherford M J. Experimental calibration of the aluminum –in–hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks[J]. *Geology*, 1989, 837–841.
- [62] Schmidt M W, Amphibole composition in tonalite as a function of pressure; an experimental calibration of the Al –in–hornblende barometer[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1992, 110, 304–310.
- [63] Canil D. Vanadium partitioning and the oxidation state of Archean

- omatiite magmas[J]. *Nature*, 1997, 389: 842–845.
- [64] Lee C T, Brandon A, Norman M. Vanadium in peridotites as a proxy for paleo- f_{O_2} during partial melting: Prospects, limitations, and implications [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2003, 67 (16): 3045–3064.
- [65] Wood B J, Virgo D. Upper mantle oxidation state: ferric iron contents of harzburgite spinels by ^{57}Fe Mossbauer spectroscopy and resultant oxygen fugacities [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1989, 53: 1277–1291.
- [66] Hill R, Roeder P L. The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity [J]. *Journal of Geology*, 1974, 82: 709–729.
- [67] Abe N, Arai S, Saeki Y. Hydration processes in the arc mantle; petrology of the Megata peridotite xenoliths, the northeast Japan arc[J]. *Jour. Min. Petr. Econ. Geol.*, 1992, 87: 305–317.
- [68] Hanson B Z, Jones J H. The systematics of Cr^{3+} and Cr^{2+} partitioning between olivine and liquid in the presence of spinel[J]. *Amer. Mineral.*, 1998, 83: 669–684.
- [69] Hanski E. Petrology of the Pechenga ferropicrites and cogenetic, Ni-bearing gabbro-wehrlite intrusions[J]. *Geol. Surv. Finland Bull*, 1992, 367: 1–192.
- [70] Yang J S, Li T F, Chen S Z, et al. Genesis of garnet peridotites in the Sulu UHP belt: Examples from the Chinese Continental Scientific Drilling Project—Main hole, PP1 and PP3 drillholes[J]. *Tectonophysics*, 2009, 475: 359–382.
- [71] 许志琴, 张泽明, 刘福来, 等. 苏鲁高压—超高压变质带的折返构造与折返机制[J]. *地质学报*, 2003, 77(4): 433–451.
Xu Zhiqin, Zhang Zeming, Liu Fulai, et al. Exhumation structure and mechanism of the Sulu ultrahigh-pressure metamorphic belt, Central China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2003, 77(4): 433–451(in Chinese with English abstract).
- [72] Yang J S, Wooden J L, Wu C L, et al. SHRIMP U–Pb dating of coesite-bearing zircon from the ultrahigh-pressure metamorphic rocks, Sulu terrane, east China[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 2003, 21: 551–560.
- [73] Burkhard D J M. Accessory chromian spinels: Their coexistence and alteration in serpentinites[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1993, 57: 1297–1306.

A possible new chromium mineralization: the formation of chromium spinel in Gangshang ultramafic rocks of Sulu UHP belt

CHEN Shi-zhong, ZHU Xiao-ting

(1. *Nanjing Institute of Geology and Mineral Resources, China Geological Survey, Nanjing 210016, Jiangsu, China*)

Abstract: Gangshang ultramafic rocks are mainly composed of garnet peridotites and dunite, which contain olivine, chromium spinel, diopside, endiopside, or/and garnet, orthopyroxene, amphibole and phlogopite. Chromium spinels in Gangshang ultramafic rocks are compositionally variable, with $\text{Cr}^\#$ (molar $100\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$) varying from 51 to 89, and are associated with four stages of ultramafic rocks. With the increase of $\text{Cr}^\#$ in chrome spinels $\text{Mg}^\#$ (molar $100\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$) of chromium spinels decreases, whereas oxygen fugacity increases, as reflected by the composition of Gangshang chromium spinels. In the process of retrometamorphism of amphibole-facies and greenschist-facies, Cr, Mg and Al of chromium spinels decrease, whereas Fe relatively increase. In addition, Gangshang ultramafic rocks experienced shearing reformation and CO metasomatism, which was helpful to the enrichment of chromium and the formation of chromium spinel. This mechanism is also useful to understanding the development of chromite deposits in some metamorphic areas and the enrichment of some chromite ore bodies.

Key words: chromium spinel; Sulu UHP belt; Gangshang ultramafic rock; chromium mineralization

About the author: CHEN Shi-zhong, male, born in 1967, senior researcher, engages in the study of resource deposit and ultramafic rocks; E-mail: chenshizhong@gmail.com.