

文章编号: 0258-7106 (2012) 02-0179-16

扬子地块北缘周庵超镁铁质岩体矿物学特征 及其对铜镍矿化的启示*

王梦玺^{1,2}, 王 焰^{1* **}

(1 中国科学院广州地球化学研究所, 中国科学院矿物学与成矿学重点实验室, 广东 广州 510640;

2 中国科学院研究生院, 北京 100039)

摘 要 扬子地块北缘~635 Ma 周庵超镁铁质岩体是一个新发现的含铜镍硫化物矿化的隐伏岩体, 主要由二辉橄榄岩组成。文章通过研究周庵岩体中橄榄石、铬铁矿和辉石的矿物成分变化探讨了岩浆演化过程和含矿岩体成因。根据岩石的矿物组合和蚀变程度, 岩体从上到下分为 3 个部分: 上部绿泥石-蛇纹石化二辉橄榄岩相带、中部二辉橄榄岩相带和下部绿泥石-角闪石化二辉橄榄岩相带。根据岩体中部带橄榄石和铬铁矿的成分, 计算得到母岩浆的 $Mg^{\#}$ 值为 0.63, MgO/FeO 摩尔比值为 1.72, $w(Al_2O_3)$ 为 10.2%~11.7%, $w(Ni)$ 为 476×10^{-6} , 说明其为高镁玄武质岩浆。岩体中部带原生铬铁矿和粒间相铬铁矿核部的 Cr_2O_3 和 Al_2O_3 呈正相关关系, 说明铬铁矿与粒间硅酸盐熔体发生了平衡交换, 铬铁矿的高 $w(TiO_2)$ 和 $Cr^{\#}$ 值与拉张环境中层状岩体的铬铁矿特征一致。根据辉石温压计得到岩体中部单斜辉石和斜方辉石的共结温度为 $1\ 017 \sim 1\ 077^{\circ}C$, 压力为 $(3.6 \sim 4.5) \times 10^8$ Pa, 暗示形成岩体的浅部岩浆房深度约为 12 km。岩体上部和中部带的橄榄石 Fo 值大部分集中在 80 mol%~85 mol%, $w(Ni)$ 介于 $2\ 255 \times 10^{-6} \sim 4\ 455 \times 10^{-6}$, 说明这些橄榄石是从没有经过强烈分离结晶和硫化物熔离的岩浆中结晶出来的。岩体下部带橄榄石的 Fo 值(67 mol%~68 mol%)和 $w(Ni)$ ($1\ 500 \times 10^{-6} \sim 2\ 000 \times 10^{-6}$) 都低于岩体上部和中部带的橄榄石相应值, 说明岩体下部带的橄榄石可能形成于演化程度较高、并经历了硫化物熔离的岩浆。因此, 笔者认为周庵岩体是由相对原始的和演化了的高镁玄武质岩浆两期侵位形成的。

关键词 地质学; 橄榄石; 铬铁矿; 铜镍硫化物矿化; 周庵超镁铁质岩体; 扬子地块北缘

中图分类号: P618.42; P618.63

文献标志码: A

Mineral chemistry of Zhouan ultramafic intrusion on northern margin of the Yangtze Block: Implications for origin of intrusion and Ni-Cu-(PGE) sulfide mineralization

WANG MengXi^{1,2} and WANG Yan¹

(1 Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2 Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China)

Abstract

The ~635 Ma Zhouan ultramafic intrusion on the northern margin of the Yangtze Block hosts Ni-Cu-(PGE) sulfide mineralization and is mainly composed of lherzolite. The compositions of olivine, chromite and pyroxene from a drill core cutting through the intrusion were documented to discuss the fractionation of magmas

* 本文得到国家自然科学基金项目“河南周庵超镁铁质岩体的成因和铂族元素富集机理(编号:40972060)”和中国科学院“引进海外杰出人才计划”及广州地球化学研究所匹配经费“与镁铁-超镁铁质岩体有关的成矿作用”项目联合资助

第一作者简介 王梦玺, 男, 1986 年生, 博士研究生, 矿物学岩石学矿床学专业。Email: wangmengxi1986@126.com

** 通讯作者 王 焰, 女, 1968 年生, 研究员, 主要从事与镁铁-超镁铁质岩体有关的岩浆矿床研究。Email: wang-yan@gig.ac.cn

收稿日期 2011-08-25; 改回日期 2011-10-25。张绮玲编辑。

and the origin of the intrusion and related Ni-Cu-(PGE) sulfide mineralization. According to mineral assemblage and degrees of alteration, the intrusion can be divided into three zones: the upper zone composed of chloritized-serpentinized lherzolite, the middle zone composed mainly of fresh lherzolite and the lower zone composed of chloritized-amphibolized lherzolite. Parental magma is estimated to have $Mg^\#$ of 0.63 with MgO/FeO molar ratio of 1.72 and contain 10.2%~11.7% Al_2O_3 and 476×10^{-6} Ni on the basis of the compositions of olivine and chromite of the middle zone, indicating that the parental magma is of high-Mg basaltic nature. Positive correlation of Cr_2O_3 and Al_2O_3 for primary chromite of the middle zone indicates that there was subsolidus equilibration between chromite and interstitial liquid. High TiO_2 and $Cr^\#$ values of chromite are consistent with the chromite of layered intrusions formed in the extensional setting. Eutectic temperatures of clinopyroxene and orthopyroxene in the upper and middle zone were 1 017~1 077°C on the basis of pyroxene thermometry and pressures were $(3.6 \sim 4.5) \times 10^8$ Pa on the basis of clinopyroxene geobarometry, indicating that the shallow magma chamber from which the Zhouan intrusion formed was about ~12 km in depth. The forsterite (Fo) and Ni contents of olivine of the upper and middle zones are 80 mol%~85 mol% and $2\ 255 \times 10^{-6} \sim 4\ 455 \times 10^{-6}$, respectively, indicating that olivine crystallized from magmas that might have not experienced intensive fractionation and sulfide segregation. Olivine of the lower zone has Fo values ranging from 67 mol% to 68 mol% and $w(Ni)$ from $1\ 500 \times 10^{-6}$ to $2\ 000 \times 10^{-6}$, much lower than Fo values of the olivine from the upper and middle zones, suggesting the formation of the olivine from evolved magmas that may have undergone sulfide segregation. It is therefore proposed that the Zhouan intrusion was formed by both evolved and less evolved magmas that emplaced the shallow magma chamber in multiple replenishments.

Key words: geology, olivine, chromite, Ni-Cu-(PGE) sulfide mineralization, Zhouan ultramafic intrusion, northern margin of the Yangtze Block

含铜镍硫化物矿床的镁铁-超镁铁质岩体中早期结晶的矿物相主要是橄榄石和铬铁矿。橄榄石的 Fo 值及 Ni 含量不仅可以提供母岩浆成分,还可以区分分离结晶以及硫化物熔离等岩浆演化过程的信息,因此被广泛应用于铜镍硫化物矿床的成因研究中(Li et al., 1999; 2003; 2004; Naldrett, 1999)。用铬铁矿的成分可以判别成岩环境(Irvine, 1967; Dick et al., 1984; Liipo et al., 1995; Barnes et al., 2001),也可以用于研究铜镍硫化物矿床含矿岩体的成因,如金川岩体(Barnes et al., 1999)、加拿大的 Sudbury 岩体(Zhou et al., 1997)、俄罗斯的 Noril'sk 岩体(Barnes et al., 2000)和金宝山岩体(Wang et al., 2005)。

周庵岩体是扬子地块北缘新发现的一个隐伏的大型铂族-铜镍矿含矿岩体。发现航磁异常后经钻探验证,其金属储量为 0.335 Mt 镍,0.180 6 Mt 铜和 33.03 t 铂和钯(王建明等,2006)。基于勘探工作,王建明等(2006)认为周庵含矿岩体是一个造山带环境的铜镍硫化物矿床;由于矿体与岩体边缘的强蚀变带紧密伴生,矿石以浸染状和斑杂状为主,矿体主要是热液蚀变作用形成的。糜梅(2008)发现周

庵岩体中橄榄石的 Fo 值在 90 mol% 以上,并有较多的尖晶石发育,认为周庵岩体可能属于经历了低程度部分熔融的残留地幔岩构造侵位形成的。糜梅等(2009)分析了周庵岩体的铂族元素和微量元素,认为岩体具 Nb 负异常,富集不相容元素,并且 PPGE (Rh、Pt、Pd)相对于 IPGE (Os、Ir、Ru)富集,说明侵位后的流体作用是形成矿床的关键,因此认为周庵矿床可能为岩浆-热液型铜镍硫化物矿床。

含矿岩体的岩浆演化过程对于探讨岩体的成因模式非常重要,但前人工作对此均未涉及。王建明等(2006)只根据蚀变带和矿化带的伴生关系推断矿化形成于后期热液蚀变,并未论及岩体成因;糜梅(2008)对周庵岩体的橄榄石化学组成研究不系统,得到的橄榄石 Fo 值在 81 mol%~85 mol% 之间,远低于地幔橄榄岩中橄榄石的 Fo 值(88 mol%~94 mol%;Gaul et al., 2000),所以岩体是否为残留地幔岩值得商榷。本次工作系统采集了一条切穿岩体的岩芯剖面,对主要原生矿物橄榄石、铬铁矿、单斜辉石和斜方辉石进行了系统研究,并在此基础上对周庵含矿岩体的母岩浆成分、岩浆演化过程和成因模式进行了探讨。

1 地质背景和岩体特征

扬子地块基底为太古宇—中元古界砂质-泥质沉积岩,被巨厚的南华系、震旦系以及显生宙沉积岩所覆盖,出露面积有限(Liu et al., 2008; Zhao et al., 2010)。其北缘新元古代岩浆活动形成了大量 820~630 Ma 玄武岩和镁铁-超镁铁质岩体。发育在扬子地块北缘武当地块中、以变玄武质火山岩(熔岩、火山碎屑或凝灰岩)为主的耀岭河群曾被认为形成于 711 Ma 和 1 019 Ma 之间(张本仁等, 2002),但最新的锆石 U-Pb 年龄结果表明其形成时代为(632±1)Ma(蔡志勇等, 2007)。

扬子地块北缘 820~630 Ma 镁铁-超镁铁质岩

体根据目前报导的年龄可分为 2 组:第一组岩体的年龄集中在 820~780 Ma(Zhou et al., 2002; Zhao et al., 2009; 2010);第二组岩体的年龄集中在~635 Ma(凌文黎等, 2006; 洪吉安等, 2009; 薛怀民等, 2011)。第一组岩体主要发育在秦岭巴山弧形断裂以南、扬子地块北缘的汉南杂岩带和扬子地块中部的黄陵地区。汉南杂岩带中镁铁质岩体以望江山、碑坝和毕机沟为代表,主要由辉长岩、辉长闪长岩组成(Zhou et al., 2002; Zhao et al., 2009)。第二组岩体主要发育在随(州)-枣(阳)地块中,岩性以辉长岩和橄榄辉长岩为主,并出露有辉石岩,这些岩体延长方向与区域断裂带一致,呈北西向展布(图 1)。最近报道的随枣盆地中独崇山岩体的锆石 U-Pb 年龄为(631.5±6.1) Ma (薛怀民等, 2011)。周庵岩体位

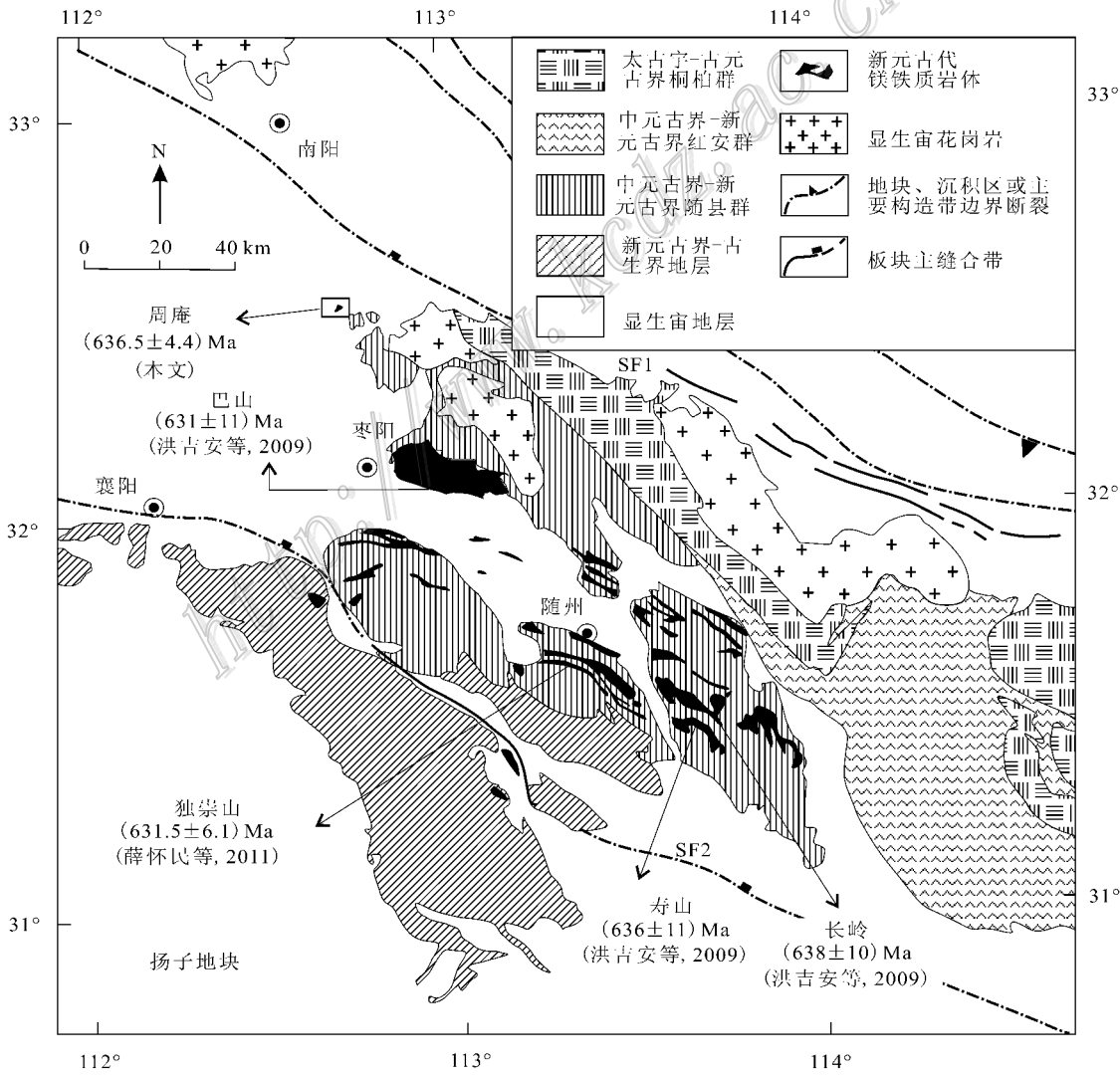


图 1 扬子地块北缘随枣盆地中新元古代镁铁-超镁铁质岩体分布图

Fig. 1 Distribution of Neoproterozoic mafic-ultramafic intrusions in Suizao basin on the northern margin of the Yangtze Block

于随枣盆地的西北部(图 1),曾报导它的一个全岩 Re-Os 等时线年龄为 $(1\ 009 \pm 79)\text{Ma}$ (糜梅,2008),而笔者最近得到的锆石 U-Pb 年龄为 $(636.5 \pm 4.4)\text{Ma}$ (未发表资料),与耀岭河群时代相同。

周庵岩体被新生代沉积物覆盖,地表上几乎无露头,初步勘探工作表明,岩体不整合侵入于中-新元古界朱家山群大雀山组(王建明等,2006)。岩体的平面形态为西窄东宽的不规则三角形(图 2A),在不同的等深面上矿体的形态变化较大,越向下,岩体在等深面上的面积越小,如 -220 m 深度的水平投影面积为 2.25 km^2 ,而 -600 m 深度的水平投影面积为 1.43 km^2 (王建明等,2006)。岩体的横截面形态在不同的勘探线上差异较大,如 19 勘探线为竹笋状或岩墙状,36 勘探线则显示为不规则的盆状,而 20 勘探线为椭圆状(图 2B) (王建明等,2006)。样品采自控制周庵岩体最长的 20 勘探线中一条切穿岩体且保存较完整的钻孔(ZK2008),孔深 829 m,控制岩体的总厚度为 602 m,采样位置见图 2C。

2 岩相学特征

根据岩石的矿物组合和蚀变特征,整个岩芯剖面从上至下可分为 3 部分:上部绿泥石-蛇纹石化二辉橄榄岩相带(厚约 140 m)、中部二辉橄榄岩相带(厚约 318 m)和下部绿泥石-角闪石化二辉橄榄岩相带(厚约 144 m)(图 2C)。

上部绿泥石-蛇纹石化岩相带部分橄榄石边部发生蛇纹石化,辉石发生绿泥石化,在局部蚀变强烈的地方,岩石完全变成绿泥石岩,只保留原生矿物假象。变余结构/构造是进行变质岩原岩恢复最有力的证据,岩体上部蚀变较强烈的样品保留有明显的变余堆晶结构,滑石集合体取代了原生橄榄石,其粒间被辉石蚀变矿物绿泥石充填,所以岩体上部岩石的原岩应该也与岩体中部一样是二辉橄榄岩。

中部二辉橄榄岩相带蚀变微弱并被多条基性岩脉侵入,主要由原生橄榄石、单斜辉石和斜方辉石组成。橄榄石体积分数介于 65%~75% 之间,多呈自形-半自形粒状,明显不同于经历变质作用改造的地幔岩中他形橄榄石的特征(Kamenetsky et al., 2006)。橄榄石粒度变化较大,介于 0.5~5 mm 之间。橄榄石以堆晶方式产出,并常常完全被辉石包裹构成“包橄结构”(图 3A、3B),说明橄榄石相对辉石结晶较早。橄榄石沿内部裂隙常常发育蛇纹石

化,围绕橄榄石边部偶尔可见到滑石化(图 3C)。辉石中单斜辉石和斜方辉石均有发育,各占 15% 左右,呈橄榄石粒间相产出,粒度介于 3~5 mm 之间。单斜辉石常被包裹在斜方辉石中(图 3D),说明单斜辉石比斜方辉石结晶早。铬铁矿含量不足 5%,呈自形-半自形粒状,他形者较少,且粒度介于 20~400 μm 。原生铬铁矿常被包裹在橄榄石中,说明其结晶早于橄榄石。铬铁矿也呈橄榄石粒间相产出(图 3E、3F),呈粒间相产出的铬铁矿由于后期热液作用发生蚀变,多形成次生磁铁矿边(图 3G)。

下部绿泥石-角闪石化岩相带的蚀变程度相对上部岩相带更加强烈,橄榄石几乎全部蚀变成为滑石,只保留堆晶的粒状橄榄石假象,辉石已完全蚀变成绿泥石和角闪石。铬铁矿含量不足 3%,主要呈粒间相产出,粒度介于 20~100 μm 。硫化物主要见于下部岩相带,发育在硅酸盐矿物粒间(图 3H),含量不超过 3%,主要由磁黄铁矿、镍黄铁矿和黄铜矿组成。下部岩相带的原岩恢复方法与上部的方法相同,根据残留的与中部岩相带相同的“包橄结构”,笔者认为下部岩相带中蚀变岩石的原岩也应该是二辉橄榄岩。根据周庵岩体中各矿物相之间的关系,确定其相对结晶顺序为:铬铁矿→橄榄石+铬铁矿→橄榄石+单斜辉石→橄榄石+单斜辉石+斜方辉石→硫化物。

典型上地幔岩石的矿物组合如下:在高压-低温条件下为橄榄石+辉石+石榴子石;在高温-低压条件下为橄榄石+辉石+斜长石;而在过渡带上述 4 种矿物相均会出现(Ringwood,1962)。周庵岩体的矿物组合与典型地幔岩的矿物组合明显不同,因此不太可能是残留的地幔岩。

3 分析方法

矿物成分分析在中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室的 JEOLJXA-8100 型电子探针上进行。实验条件为:加速电压 15 kV,测试电流 20 nA,束斑直径为 1 μm ,大部分元素的计数时间为 20 s,但在橄榄石中 Ca 和 Ni 的计数时间为 30 s,Na 和 K 分别为 7 s 和 8 s。分析橄榄石采用的标样为:Si、Mg、Fe 和 Ni 为橄榄石;Ti 为金红石;Al 和 Ca 为石榴子石;Na 为长石;Mn 为 MnO 。Si、Fe 和 Mg 的分析误差 2%,其他元素分析误差 5%。分析铬铁矿采用的标样为:Si、Al、Fe、Mg 和 Ca

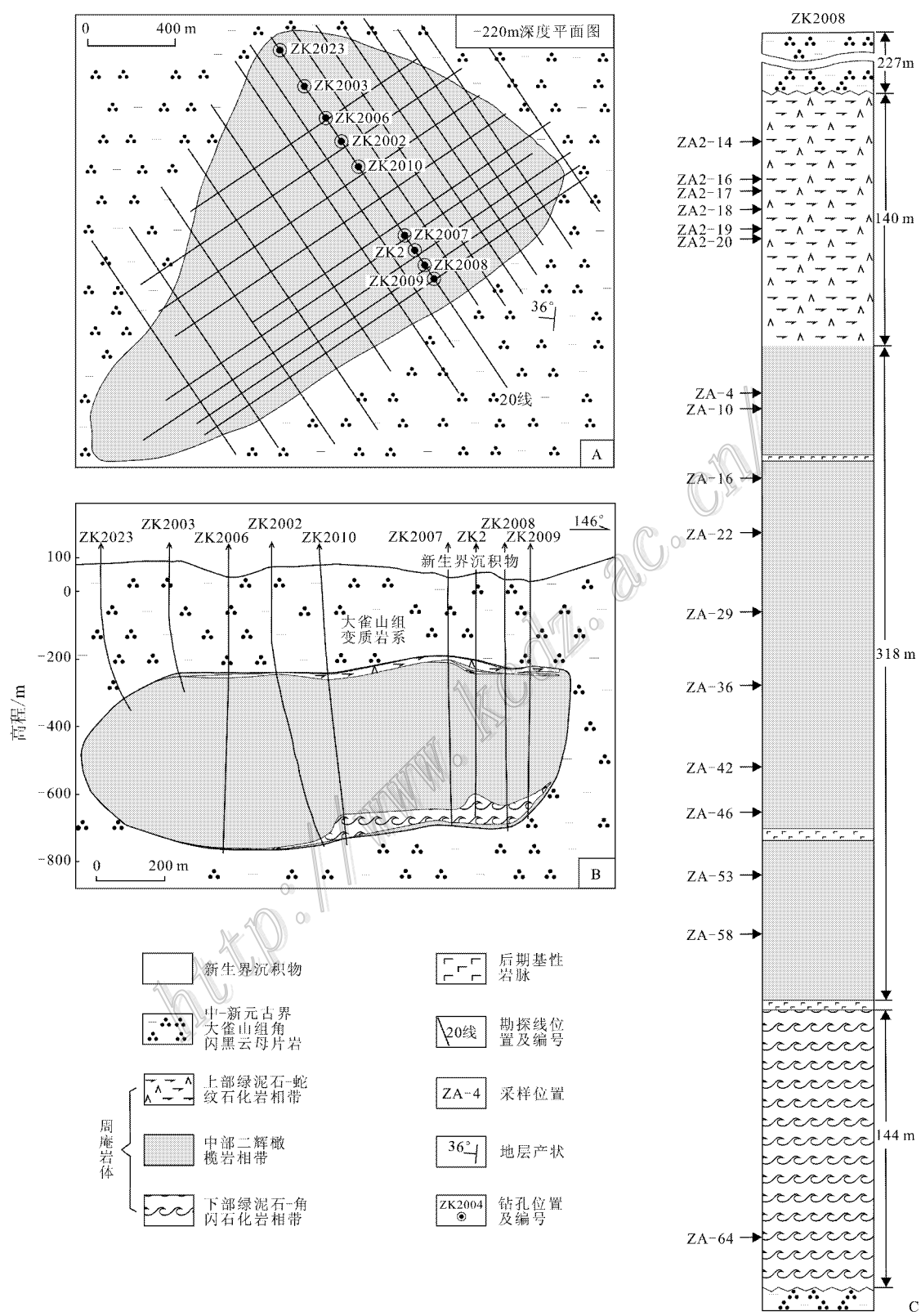


图 2 A. 岩体 - 220 m 深度平面投影图; B. 20 号勘探线剖面图; C. 钻孔 ZK2008 剖面图及采样位置 (A 和 B 根据王建明等, 2006)

Fig. 2 A. A planar projection of the intrusion 220 m in depth. B. A profile of the intrusion along No. 20 prospecting line. C. A column of borehole ZK2008 and sampling location (A and B after Wang et al. , 2006)

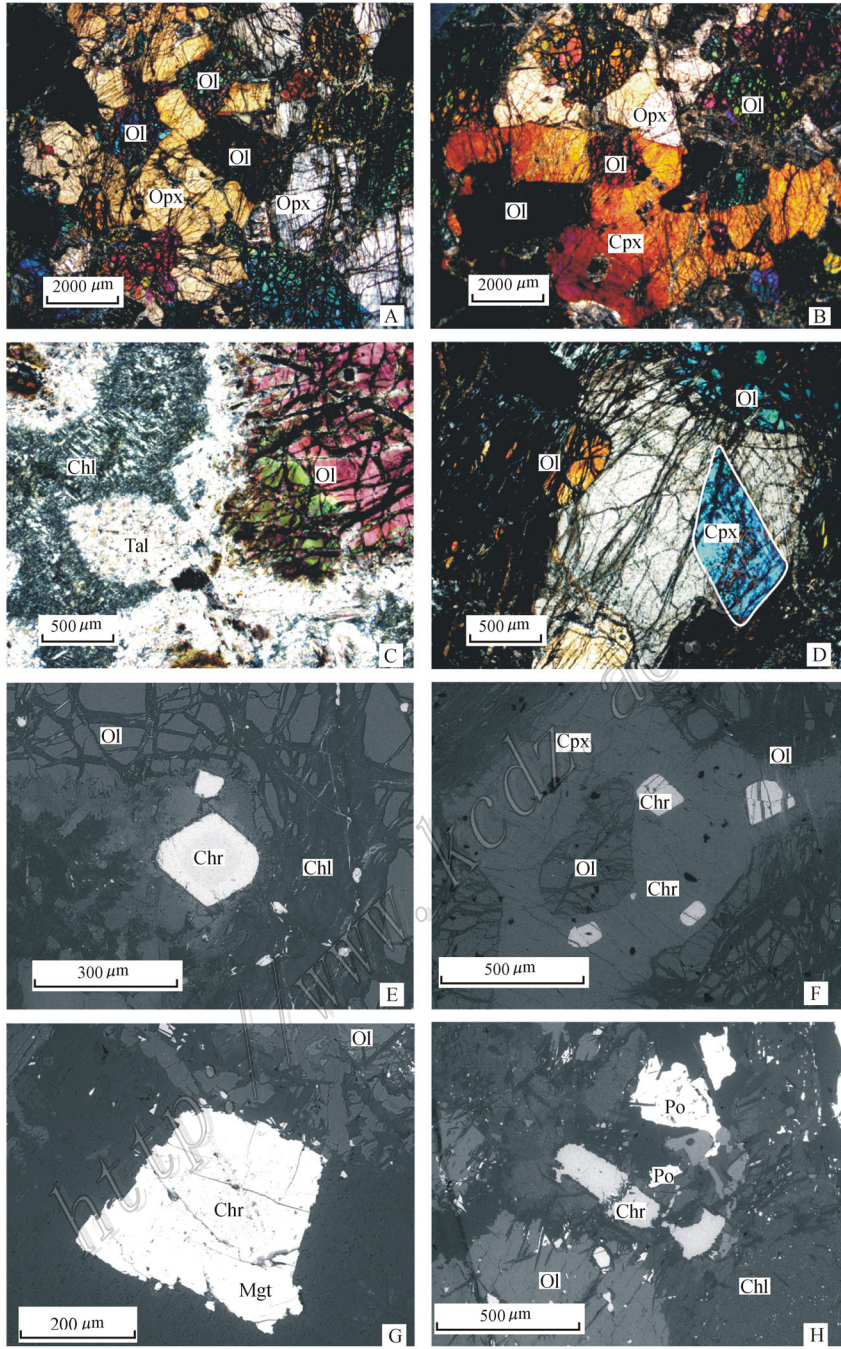


图 3 周庵岩体中部二辉橄榄岩相带的显微照片

A. 橄榄石(Ol)包裹在斜方辉石(Opx)中呈包橄结构,正交偏光,样品 ZA-29; B. 橄榄石(Ol)包裹在单斜辉石(Cpx)和斜方辉石(Opx)中,正交偏光,样品 ZA-16; C. 橄榄石边部滑石(Tal)化,晶间辉石蚀变为绿泥石(Chl),正交偏光,样品 ZA-10; D. 单斜辉石包裹在斜方辉石中,正交偏光,样品 ZA-4; E. 自形铬铁矿(Chr)包裹在橄榄石中,晶间辉石绿泥石化,BSE 图像,样品 ZA-16; F. 他形铬铁矿散布于局部绿泥石化的单斜辉石中,BSE 图像,样品 ZA-16; G. 铬铁矿边部发育有次生磁铁矿边(Mgt),BSE 图像,样品 ZA-10; H. 晶间磁黄铁矿(Po)与铬铁矿,BSE 图像,样品 ZA-64

Fig. 3 Photomicrographs of ilmenite from the Zhouan intrusion

A. Olivine (Ol) enclosed in orthopyroxene(Opx), crossed nicols, sample ZA-29; B. Olivine enclosed in clinopyroxene (Cpx) and orthopyroxene (Opx), crossed nicols, sample ZA-16; C. Rim of olivine altered into talc and interstitial pyroxene altered into chlorite (Chl), crossed nicols, sample ZA-10; D. Clinopyroxene enclosed in orthopyroxene, crossed nicols, sample ZA-4; E. Euhedral chromite (Chr) enclosed in olivine and interstitial pyroxene altered into chlorite, BSE image, sample ZA-16; F. Anhedral chromite scattered in chloritized clinopyroxene, BSE image, sample ZA-16; G. Secondary magnetite (Mgt) rim of chromite, BSE image, sample ZA-10; H. Interstitial pyrrhotite (Po) and chromite, BSE image, sample ZA-64

为石榴子石, Ti、Cr 和 Mn 分别为 TiO_2 、 Cr_2O_3 和 MnO ; Na 为长石 ; Ni 为橄榄石。Cr、Fe 的分析误差 2% , 其他元素分析误差 5% 。分析辉石采用的标样为 Si、Fe、Mg 和 Ca 为透辉石, K 为长石, Na 和 Al 为硬玉, Ni 为橄榄石, Cr、Ti 和 Mn 分别为 Cr_2O_3 、 TiO_2 和 MnO 。Si、Fe、Mg 和 Ca 的分析误差 2% , 其他元素分析误差 5% 。数据利用 ZAF 方法进行校正, 排除测试过程中的噪音和干扰。

4 分析结果

4.1 橄榄石

根据橄榄石的成分可将其分为高 F_o 值和低 F_o 值两种类型。高 F_o 值橄榄石产出在上部和中部岩相带, 而低 F_o 值橄榄石发育在下部岩相带。上部和中部岩相带橄榄石的 $w(\text{MgO})$ 在 35.8% ~ 45.9% 之间 ; $w(\text{FeO})$ 在 13.5% ~ 22.2% 之间 ; $w(\text{CaO})$ 主

要在 0 ~ 0.3% 之间, 最高可达 1.6% 。上部岩相带中的橄榄石 F_o 值为 74 mol% ~ 84 mol% , 略低于中部岩相带中的橄榄石 (80 mol% ~ 85 mol%) (图 4 左图, 表 1)。橄榄石的 $w(\text{Ni})$ 普遍较高且变化较大, 介于 $2\,255 \times 10^{-6} \sim 4\,455 \times 10^{-6}$ 之间 (图 4 右图, 表 1)。

下部岩相带由于蚀变强烈, 只在一个样品 (ZA-64) 中发现一些蚀变程度不高的橄榄石颗粒, 其 $w(\text{MgO})$ 为 32.8% ~ 34.6% , $w(\text{FeO})$ 为 28.5% ~ 29.6% 之间, $w(\text{CaO})$ 小于 0.01% , F_o 值介于 67 mol% ~ 68 mol% 之间 (图 4 左图, 表 1), 橄榄石的 $w(\text{Ni})$ 为 $1\,500 \times 10^{-6} \sim 2\,000 \times 10^{-6}$, 远低于高 F_o 值橄榄石的 Ni 含量 (图 4 右图, 表 1)。

橄榄石的 F_o 值均明显小于地幔岩中橄榄石的相应值 88 mol% ~ 94 mol% (Gaul et al. , 2000)。岩体中橄榄石 $w(\text{CaO})$ 偏低, 与地幔岩中橄榄石的 $w(\text{CaO})$ 相似, 这有可能是橄榄石在浅部岩浆房中的缓慢结晶引起的 (Simkin et al. , 1970)。

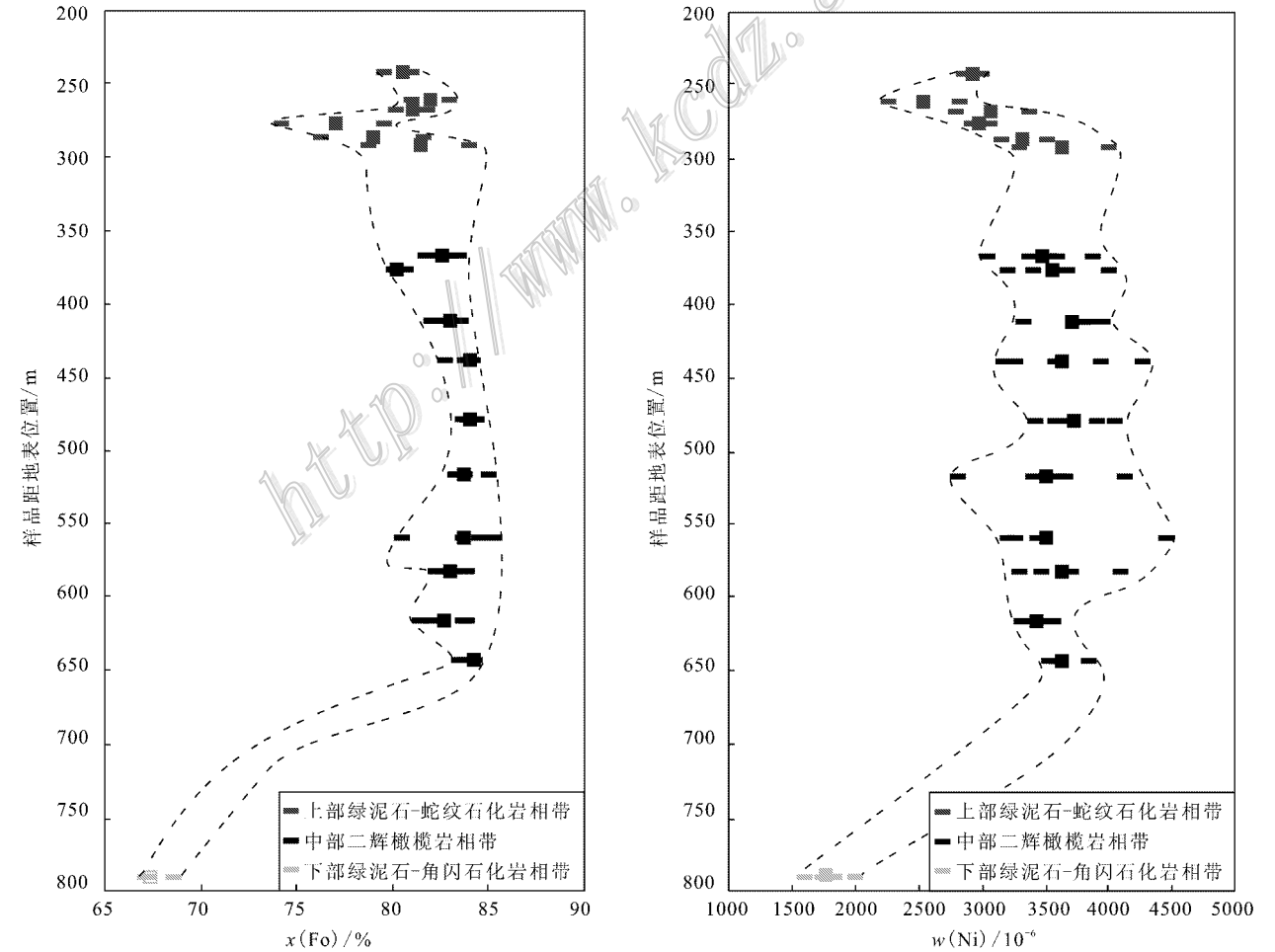


图 4 钻孔 ZK2008 剖面橄榄石的 F_o 值(左)、 $w(\text{Ni})$ (右)变化图
Fig. 4 F_o value (left) and $w(\text{Ni})$ (right) variation of olivine along the profile of borehole ZK2008

表 1 周庵岩体中代表性橄榄石的成分
Table 1 Composition of olivine of Zhouan intrusion

样品号	点号	w(B)/%										x(Fo)/%	
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	NiO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O		总和
ZA2-14	50	40.37	0.02	0.01	0.04	18.45	0.36	0.29	40.18	0.29	0.04	100.05	80
ZA2-14	51	39.15	0.08	0.01	0	17.59	0.38	0.16	41.93	0.62	0.01	99.93	81
ZA2-16	52	39.47	0.06	0.03	0.01	15.58	0.36	0.17	42.36	0.12	0.02	98.18	83
ZA2-16	53	38.98	0.02	0.02	0.04	17.74	0.29	0.20	42.37	0.09	0.07	99.82	81
ZA2-17	54	38.78	0.08	0.03	0.06	18.51	0.35	0.21	41.80	0.13	0	99.95	80
ZA2-17	55	38.62	0.01	0.02	0.05	16.78	0.43	0.17	42.32	0.13	0.03	98.56	82
ZA2-18	56	39.03	0.03	0.06	0	22.19	0.37	0.31	35.75	1.56	0	99.30	74
ZA2-18	57	38.61	0	0.01	0.02	18.87	0.39	0.21	41.11	0.08	0	99.30	80
ZA2-19	58	39.05	0.03	0.01	0	17.16	0.45	0.26	42.60	0.10	0.02	99.68	82
ZA2-19	59	38.48	0.08	0.03	0.03	21.72	0.40	0.31	39.02	0.13	0.05	100.25	76
ZA2-20	60	38.70	0.03	0.13	0.25	18.91	0.51	0.28	39.12	1.64	0.04	99.61	79
ZA2-20	61	39.71	0	0.13	0.01	14.79	0.42	0.19	43.39	0.41	0	99.05	84
ZA-4	1	39.08	0	0.03	0	16.54	0.49	0.16	43.73	0.07	0.02	100.12	82
ZA-4	2	39.38	0.02	0.01	0	15.62	0.43	0.24	43.98	0.10	0.02	99.80	83
ZA-4	3	39.26	0	0.05	0.01	16.17	0.45	0.19	44.35	0.02	0.01	100.51	83
ZA-4	4	39.08	0.04	0.01	0.01	16.42	0.39	0.15	43.76	0.02	0.01	99.89	83
ZA-4	5	40.34	0.03	0.03	0	16.97	0.46	0.13	42.42	0.12	0.02	100.52	82
ZA-10	6	38.61	0	0.01	0	18.64	0.41	0.11	42.23	0.04	0.04	100.09	80
ZA-10	7	39.09	0	0.02	0	18.57	0.47	0.15	42.00	0.32	0.07	100.69	80
ZA-10	8	38.73	0	0.06	0	18.11	0.51	0.20	42.38	0.00	0.11	100.10	81
ZA-10	9	31.86	0.02	0.03	0	18.67	0.43	0.19	41.95	0.18	0.02	93.35	80
ZA-16	10	38.87	0.04	0.01	0.01	15.80	0.50	0.15	44.80	0.07	0.05	100.30	83
ZA-16	11	38.81	0.06	0.02	0.02	16.55	0.49	0.12	44.03	0.10	0.05	100.25	83
ZA-16	12	39.08	0.04	0.01	0	17.11	0.48	0.16	43.55	0.13	0.05	100.61	82
ZA-16	13	39.40	0	0.03	0.01	16.01	0.42	0.13	44.07	0.14	0.04	100.25	83
ZA-22	14	40.19	0	0.01	0.02	14.97	0.40	0.17	43.98	0.15	0.05	99.94	84
ZA-22	15	40.50	0.03	0.01	0.04	14.96	0.42	0.13	44.56	0.04	0.08	100.77	84
ZA-22	16	39.36	0	0.01	0	15.19	0.54	0.13	45.00	0.10	0.01	100.34	84
ZA-22	17	40.21	0	0.04	0	16.21	0.46	0.13	43.50	0.18	0.09	100.82	83
ZA-22	18	39.23	0	0	0.02	15.68	0.50	0.13	45.18	0.13	0.05	100.92	84
ZA-29	19	40.09	0.04	0.01	0.04	15.39	0.47	0.15	43.97	0.06	0.01	100.23	84
ZA-29	20	39.25	0	0.02	0.01	14.87	0.52	0.14	44.92	0.25	0.01	99.99	84
ZA-29	21	40.19	0	0.07	0	15.30	0.50	0.16	44.34	0.17	0.06	100.79	84
ZA-29	22	39.99	0	0.04	0.01	14.79	0.44	0.18	44.65	0.13	0.03	100.26	84
ZA-29	23	39.17	0	0.02	0.03	15.04	0.45	0.13	44.02	0.22	0.06	99.14	84
ZA-36	24	39.53	0.03	0.02	0.02	15.88	0.47	0.15	43.98	0.10	0.03	100.21	83
ZA-36	25	40.20	0.01	0.02	0.07	15.56	0.46	0.13	43.50	0.33	0.04	100.32	83
ZA-36	26	40.51	0	0.01	0	15.25	0.52	0.15	43.95	0.12	0.08	100.59	84
ZA-36	27	40.17	0.05	0.03	0.05	15.51	0.36	0.15	44.07	0.11	0.02	100.52	84
ZA-36	28	39.75	0.01	0.01	0.05	14.18	0.43	0.15	44.86	0.22	0.02	99.68	85
ZA-42	29	38.87	0	0.04	0	14.85	0.57	0.14	45.27	0.22	0.03	99.99	84
ZA-42	30	38.80	0.03	0	0.01	18.29	0.42	0.12	42.22	0.14	0.23	100.26	80

续表 1
Cont. Table 1

样品号	点号	$w(B)/\%$										$x(Fe)/\%$	
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	NiO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O		总和
ZA-42	31	39.23	0	0.02	0.04	15.58	0.41	0.15	44.61	0.21	0.05	100.30	84
ZA-42	32	39.14	0	0.04	0	14.59	0.41	0.14	45.17	0.21	0.08	99.78	85
ZA-42	33	39.33	0	0.05	0.05	14.12	0.44	0.11	45.89	0.08	0.06	100.13	85
ZA-46	34	39.22	0.07	0.04	0.01	16.84	0.42	0.18	43.67	0.10	0.04	100.59	82
ZA-46	35	39.95	0.02	0.01	0.05	16.30	0.47	0.13	43.32	0.20	0.05	100.5	83
ZA-46	36	39.47	0.03	0.01	0.01	15.31	0.44	0.18	44.40	0.13	0.05	100.03	84
ZA-46	37	39.49	0	0.02	0.02	15.65	0.52	0.16	43.65	0.12	0.05	99.68	83
ZA-53	38	39.15	0	0.02	0	17.54	0.45	0.19	42.97	0.15	0.05	100.52	81
ZA-53	39	39.12	0	0.03	0	17.15	0.45	0.17	43.83	0.07	0.05	100.87	82
ZA-53	40	39.43	0.09	0.03	0	15.22	0.42	0.17	44.31	0.19	0.08	99.94	84
ZA-53	41	39.28	0.01	0.04	0.05	15.49	0.42	0.17	44.42	0.24	0.10	100.22	84
ZA-58	42	40.66	0	0.02	0.04	14.73	0.46	0.10	44.24	0.14	0.06	100.45	84
ZA-58	43	39.59	0	0.05	0.03	15.42	0.45	0.13	44.75	0.13	0.03	100.58	84
ZA-58	44	39.80	0.04	0.02	0.05	15.50	0.49	0.17	43.76	0.14	0.04	100.01	83
ZA-58	45	40.20	0.01	0.02	0.02	13.54	0.46	0.16	44.64	0.60	0.06	99.71	85
ZA-64	46	36.77	0.05	0	0	28.51	0.25	0.39	34.55	0	0.03	100.55	68
ZA-64	47	37.48	0.04	0	0	28.54	0.20	0.40	32.83	0	0.09	99.58	67
ZA-64	48	36.76	0	0.03	0.01	29.55	0.22	0.41	33.21	0	0.14	100.33	67
ZA-64	49	36.64	0	0	0.04	29.18	0.23	0.39	33.53	0.01	0.39	100.41	67

注：x(Fo)为 100 Mg/(Mg + Fe²⁺)的摩尔比。

4.2 铬铁矿

中部岩相带中原生铬铁矿和粒间相铬铁矿的核部具有与粒间相铬铁矿边部不同的成分特征。原生铬铁矿和粒间相铬铁矿核部具有相对较高的 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ (9.6% ~ 15.0%)、 $w(\text{Cr}_2\text{O}_3)$ (30.2% ~ 41.5%)、 $w(\text{MgO})$ (2.1% ~ 4.2%) 和低的 $w(\text{FeO})$ 值 (39.6% ~ 50.7%) (图 5A~C, 表 2), $\text{Mg}^\#$ 值 [100 $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$] 为 11 ~ 21, $\text{Cr}^\#$ 值 [100 $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$] 为 64 ~ 70 (图 6, 表 2) 而粒间相边部蚀变较强的铬铁矿具有较低的 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ (0.4 ~ 5.3%), $w(\text{Cr}_2\text{O}_3)$ (24.3 ~ 39.1%), $w(\text{MgO})$ (0.4 ~ 1.9%) 和高的 $w(\text{FeO})$ 值 (55.2% ~ 76.7%) (图 5A~C, 表 2), $\text{Mg}^\#$ 值为 2 ~ 9, $\text{Cr}^\#$ 值为 81 ~ 99 (图 6, 表 2)。中部岩相带中全部铬铁矿的 $w(\text{TiO}_2)$ 介于 1.0% ~ 2.0%, 不同类型铬铁矿之间差异并不大, 个别原生铬铁矿的 $w(\text{TiO}_2)$ 可高达 8.2% (图 5D)。

下部岩相带中粒间相铬铁矿核部和边部均具有低的 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ (0.2% ~ 1.0%)、 $w(\text{Cr}_2\text{O}_3)$ (23.3% ~ 35.9%)、 $w(\text{MgO})$ (0.4% ~ 0.6%) 和高的

$w(\text{FeO})$ 值 (60.8% ~ 74.6%) (图 5A~C, 表 2), $w(\text{TiO}_2)$ 介于 1.6% ~ 1.9% (图 5D), $\text{Mg}^\#$ 值为 2 ~ 3, $\text{Cr}^\#$ 值为 96 ~ 99 (图 6, 表 2)。下部岩相带中粒间相铬铁矿成分与中部岩相带中粒间相铬铁矿边部化学成分相似, 所以将二者划入同一类中。

4.3 辉石

由于岩体上部和下部的辉石几乎都发生了蚀变, 所以分析的辉石全部来自岩体中部。单斜辉石的 $w(\text{MgO})$ 为 17.2% ~ 20.0%, $w(\text{CaO})$ 为 12.4% ~ 21.9%, $w(\text{FeO})$ 为 5.1% ~ 6.2%, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 为 0.5% ~ 6.8% (表 3)。计算出的辉石端员组分比例为: En (顽火辉石) = 48% ~ 55%, Fs (斜铁辉石) = 8% ~ 11%, Wo (硅灰石) = 27% ~ 43%, 为普通辉石。

斜方辉石的 $w(\text{MgO})$ 为 29.4% ~ 30.6%, $w(\text{CaO})$ 为 1.8% ~ 2.3%, $w(\text{FeO})$ 为 9.2% ~ 10.3%, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 为 1.2% ~ 2.1% (表 3)。端员组分比例为: En = 80% ~ 82%, Fs = 14% ~ 16%, Wo = 3% ~ 4%, 为古铜辉石。

表 2 周庵岩体中代表性铬铁矿的成分 (w(B)/%)
Table 2 Composition of chromite of Zhouan intrusion (w(B)/%)

	ZA-16			ZA-22			ZA-29			ZA-36			ZA-42			ZA-53			ZA-58			ZA-10			ZA-16			ZA-22		
	P	P	P	P	P	P	C	C	C	P	C	C	C	C	P	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R		
SiO ₂	0.04	0.04	0.07	0.01	0.05	0.05	0.03	0.03	0.00	0.05	0.08	0.08	0.08	0.08	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.60	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01		
TiO ₂	0.93	0.88	0.84	1.20	5.31	8.16	0.68	0.68	1.92	1.04	0.67	0.83	0.83	1.20	1.01	1.38	0.92	1.20	1.38	0.92	1.20	1.44	3.60	2.01	1.44	3.60	2.01			
Al ₂ O ₃	12.23	13.22	13.32	12.79	10.65	9.60	12.42	12.42	12.12	15.00	11.08	10.65	11.08	10.65	14.20	0.86	0.40	0.86	0.40	2.46	0.54	2.46	2.21	5.17	2.46	2.21	5.17			
Cr ₂ O ₃	39.61	38.72	41.48	40.02	34.23	30.15	38.03	39.34	39.34	40.09	39.10	36.87	41.27	35.97	24.25	35.97	24.25	35.97	24.25	39.09	27.77	27.53	27.36	34.03	27.53	27.36	34.03			
FeO _t	44.54	42.60	39.62	42.62	45.70	48.29	46.32	45.00	40.32	40.32	47.05	50.68	39.60	60.20	76.73	60.20	76.73	55.36	70.20	67.80	65.56	56.79	56.79	56.79	67.80	65.56	56.79			
Fe ₂ O ₃	13.94	13.93	11.75	12.56	12.13	12.43	16.54	13.75	11.11	16.96	19.54	10.66	29.78	4.15	24.59	39.04	36.22	32.35	25.02	31.16	31.58	33.21	31.77	31.77	31.58	33.21	31.77			
FeO	30.60	28.67	27.87	30.06	33.56	35.85	29.78	31.25	29.21	30.09	31.14	28.94	30.42	32.58	30.77	31.16	31.58	30.77	31.16	31.16	31.58	33.21	31.77	31.77	31.58	33.21	31.77			
NiO	0.16	0.18	0.24	0.26	0.13	0.44	0.26	0.15	0.15	0.15	0.19	0.20	0.13	0.23	0.19	0.27	0.40	0.39	0.29	0.27	0.46	0.35	0.24	0.39	0.29	0.27	0.46			
MnO	0.33	0.31	0.37	0.36	0.38	0.30	0.30	0.35	0.37	0.34	0.37	0.40	0.37	0.27	0.46	0.35	0.24	0.28	0.39	0.27	0.46	0.35	0.24	0.39	0.27	0.46	0.35			
MgO	2.41	3.59	4.20	2.86	2.66	2.71	2.88	2.82	3.80	2.63	2.08	3.98	1.06	0.63	1.65	0.87	0.84	0.97	1.22	1.65	0.87	0.84	0.97	1.22	1.65	0.87	0.84			
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Na ₂ O	0.05	0.10	0.10	0.51	0.10	0.46	0.12	0.00	0.12	0.04	0.18	0.16	0.14	0.15	0.09	0.21	0.10	0.04	0.01	0.10	0.04	0.01	0.04	0.01	0.10	0.04	0.01			
总和	100.30	99.64	100.24	100.63	99.21	100.16	101.04	101.70	100.94	101.18	101.94	101.94	100.99	99.88	104.09	100.82	101.45	100.84	100.44	99.92	101.45	100.84	100.44	99.92	101.45	100.84	100.44	99.92		
Mg [#] /mol%	12	18	21	15	12	12	15	14	19	13	11	20	66	97	98	91	97	88	89	82	97	88	89	82	97	88	89	82		
Cr [#] /mol%	68	66	68	68	68	68	67	69	64	70	70	70	66	97	98	91	97	88	89	82	97	88	89	82	97	88	89	82		

	ZA-29			ZA-36			ZA-42			ZA-46			ZA-53			ZA-58			ZA-64		
	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
SiO ₂	0.01	0.05	0.09	0.04	0.01	0.04	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.04	0.03	0.03	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	
TiO ₂	1.57	1.48	1.80	2.18	2.23	1.28	1.12	1.28	0.97	1.04	1.57	1.80	4.25	1.38	0.85	1.86	1.93	1.63	1.93	1.63	
Al ₂ O ₃	1.23	2.13	4.75	2.56	2.17	0.76	0.55	0.88	0.69	0.54	4.02	1.91	5.29	1.43	4.73	0.23	0.20	1.00	1.00	1.00	
Cr ₂ O ₃	27.86	28.65	30.81	29.93	26.80	29.55	26.18	32.59	31.86	29.61	33.12	28.24	37.52	28.67	37.83	25.47	23.28	35.89	23.28	35.89	
FeO _t	68.11	65.56	62.70	64.71	69.76	69.00	73.17	65.87	67.03	69.84	61.23	68.33	52.19	69.41	55.18	72.66	74.56	60.76	74.56	60.76	
Fe ₂ O ₃	37.03	34.70	30.61	32.45	37.09	37.64	41.53	34.29	35.69	38.20	29.77	36.39	18.70	37.66	24.42	40.22	42.03	28.72	42.03	28.72	
FeO	31.08	30.86	32.09	32.26	32.67	31.36	31.64	31.59	31.34	31.63	31.46	31.94	33.49	31.74	30.77	32.44	32.53	32.04	32.44	32.04	
NiO	0.41	0.40	0.31	0.28	0.32	0.33	0.40	0.29	0.29	0.25	0.32	0.35	0.19	0.39	0.14	0.14	0.13	0.05	0.13	0.05	
MnO	0.29	0.38	0.37	0.34	0.28	0.40	0.30	0.39	0.31	0.37	0.37	0.33	0.48	0.32	0.32	0.47	0.31	0.46	0.31	0.46	
MgO	1.01	1.01	1.33	0.95	0.92	0.99	0.65	0.84	0.82	0.69	1.50	1.00	1.92	0.91	1.47	0.40	0.39	0.63	0.39	0.63	
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na ₂ O	0.07	0.12	0.00	0.10	0.05	0.07	0.06	0.05	0.09	0.11	0.10	0.04	0.01	0.00	0.08	0.17	0.06	0.00	0.06	0.00	
总和	100.56	99.78	102.16	101.09	102.54	102.42	102.44	102.19	102.07	102.47	102.27	102.03	101.88	102.54	100.65	101.45	100.92	100.48	101.45	100.92	
Mg [#] /mol%	5	6	7	5	5	5	4	5	4	4	8	5	9	5	8	2	2	3	2	3	
Cr [#] /mol%	94	90	81	89	89	96	97	96	97	97	97	85	91	83	93	99	99	96	99	96	

Mg[#] = 100 Mg/(Mg + Fe²⁺); Cr[#] = 100 Cr/(Cr + Al); P 代表原生铬铁矿; C 代表粒间相铬铁矿核部; R 代表粒间相铬铁矿边部。

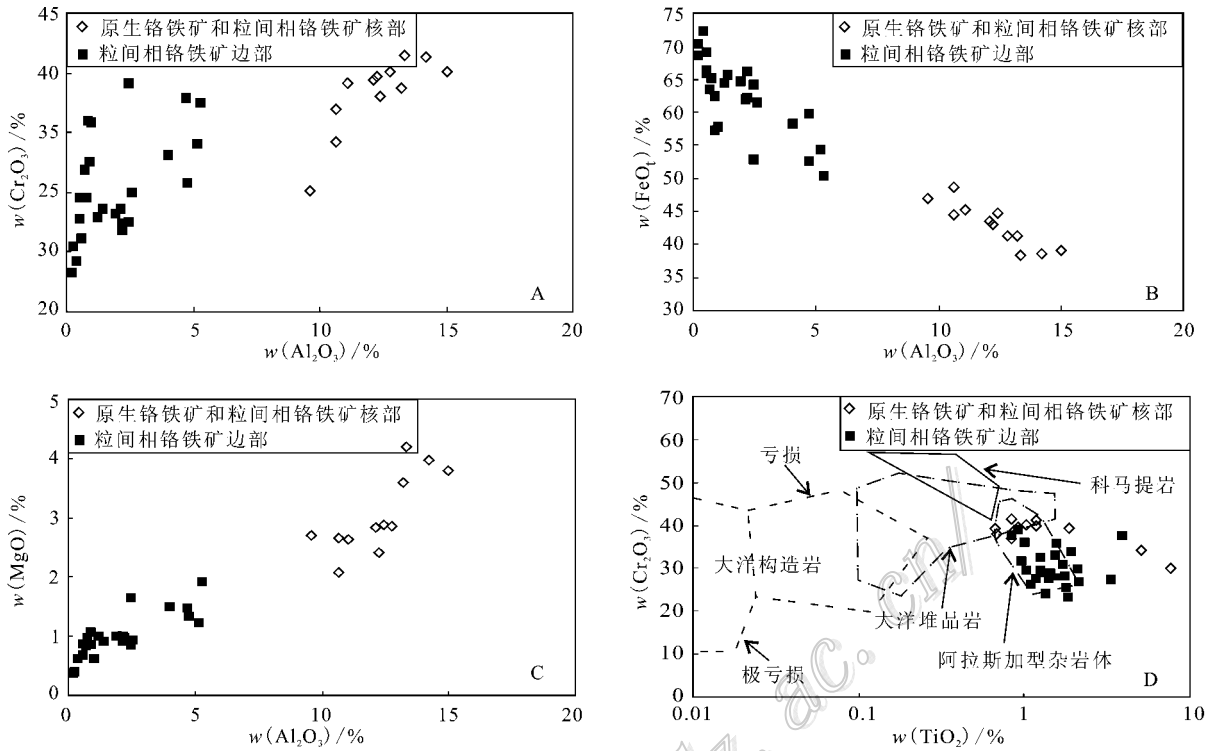


图 5 铬铁矿元素相关图解(其中 D 图参考区域据 Wang et al. , 2005)

Fig. 5 Inter-elemental relationship of chromite (reference fields in D after Wang et al. , 2005)

5 讨论

5.1 热液蚀变作用对矿物成分的影响

周庵岩体遭受了不同程度热液蚀变作用的影响,表现为靠近岩体边部的岩石发生了不同程度的蛇纹石化、绿泥石化、滑石化和角闪石化。岩体上部岩相带发生了蛇纹石化和绿泥石化蚀变,蛇纹石化橄榄石的 F_o 值在 74 mol% ~ 85 mol% 之间变化,但大部分集中在 80 mol% ~ 82 mol% 之间(图 4 左图,表 1),说明蛇纹石化对橄榄石成分变化影响不大(Li et al. , 2007)。因此,这些橄榄石的成分特征可以大致代表其原始组成。

往岩体中部热液蚀变作用逐渐减弱,表现为中部二辉橄榄岩相带基本保留了原生矿物组合,橄榄石和辉石几乎未发生蚀变,可用于讨论形成岩体的岩浆演化过程和岩体成因。铬铁矿中 Cr_2O_3 和 Al_2O_3 含量表现为正相关(图 5A),不同于一般岩浆成因铬铁矿负相关的趋势(Bliss et al. , 1975),这可能是两种原因造成的:一种是铬铁矿和粒间硅酸盐熔体发生了平衡交换而造成 Cr_2O_3 含量降低,这对

于粒间相的铬铁矿是完全可能的。包裹在橄榄石中的铬铁矿也可能通过橄榄石的微裂隙与晶间硅酸盐熔体发生反应造成 Cr_2O_3 和 Al_2O_3 含量同时降低(Roeder et al. , 1985)。另外,这些改造的铬铁矿也有可能是蛇纹石化过程中铬铁矿核部与次生磁铁矿边部再平衡的结果(Bliss et al. , 1975),这种再平衡作用会造成更多的 Fe^{2+} 和 Fe^{3+} 进入改造的铬铁矿晶格中,而造成同一晶格位置中 Cr^{3+} 和 Al^{3+} 的同时降低,因此,表现出铬铁矿 Cr_2O_3 和 Al_2O_3 含量的正相关关系。这可能是粒间相铬铁矿的边部具有相对较低 Al_2O_3 、而核部相对均一的原因(图 5A~C)。

岩体下部岩相带蚀变较强,大部分原生矿物都已经蚀变,只留下少部分残余。残留橄榄石的 F_o 值集中在 67 mol% ~ 68 mol% 之间,相对上部和中部岩相带中橄榄石的 F_o 值降低了 17 mol% 左右。造成这种 F_o 值降低的一种可能原因是后期热液蚀变使橄榄石向富 Fe 端员转化而导致 F_o 值减小(Li et al. , 2004)。前人对于金川岩体蚀变作用对橄榄石成分的影响曾进行过详细研究,结果表明,代表中级变质作用的阳起石化造成橄榄石的 F_o 值降低了大约 8 mol% (Li et al. , 2004)。考虑到周庵岩体下部

表 3 周庵岩体中代表性辉石的成分〔w(B)/%〕

Table 3 Composition of clinopyroxene (Cpx) and orthopyroxene (Opx) of Zhouan intrusion〔w(B)/%〕

	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Opx	Opx
	ZA-4	ZA-10	ZA-16	ZA-36	ZA-42	ZA-42	ZA-53	ZA-42	ZA-42	ZA-4	ZA-10
SiO ₂	51.12	53.32	53.70	51.28	51.08	53.01	50.95	50.51	57.48	55.43	55.67
TiO ₂	0.45	0.39	0.43	0.52	1.22	0.52	1.04	0.49	0.05	0.34	0.25
Al ₂ O ₃	2.80	2.11	1.83	2.90	2.06	2.14	2.80	6.81	0.48	1.77	1.62
FeO	5.46	5.43	6.07	5.10	5.48	5.09	5.43	6.20	4.62	10.31	9.35
MnO	0.15	0.12	0.07	0.05	0.12	0.12	0.07	0.07	0.11	0.18	0.14
MgO	17.32	18.63	19.97	17.56	17.16	18.17	17.16	18.25	21.59	29.41	29.95
CaO	21.15	19.47	17.88	21.55	21.91	20.42	21.71	12.99	12.35	2.13	2.25
K ₂ O	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.06	0.09	0.01	0.03
Na ₂ O	0.27	0.25	0.22	0.27	0.39	0.23	0.27	2.56	0.70	0.05	0.10
NiO	0.03	0.06	0.03	0.08	0.04	0.10	0.11	0.03	0.10	0.04	0.11
Cr ₂ O ₃	0.89	0.56	0.47	0.72	0.38	0.53	0.66	0.00	0.03	0.34	0.38
总和	99.64	100.36	100.67	100.03	99.85	100.33	100.20	97.97	97.60	100.01	99.85
En/mol%	49	52	55	49	48	51	48	59	65	80	81
Fs/mol%	9	9	10	8	9	8	9	11	8	16	14
Wo/mol%	43	39	35	43	44	41	44	30	27	4	4
	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx
	ZA-16	ZA-22	ZA-22	ZA-29	ZA-29	ZA-36	ZA-46	ZA-46	ZA-53	ZA-58	ZA-58
SiO ₂	55.94	55.67	55.25	56.11	55.94	54.89	56.20	56.62	56.18	55.96	56.08
TiO ₂	0.38	0.38	0.71	0.43	0.25	0.59	0.59	0.55	0.42	0.55	0.43
Al ₂ O ₃	1.55	1.52	1.39	1.59	1.43	0.92	1.16	0.99	1.57	1.34	1.49
FeO	9.53	9.46	9.97	9.36	9.84	9.97	9.84	9.83	9.23	9.45	9.43
MnO	0.16	0.17	0.14	0.11	0.14	0.20	0.16	0.13	0.14	0.14	0.17
MgO	30.04	30.07	29.96	30.12	30.06	31.03	30.58	30.61	30.30	30.61	30.34
CaO	2.18	2.13	1.78	2.21	2.18	1.82	1.86	1.77	2.21	2.10	2.24
K ₂ O	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.03	0.02	0.02	0.01
Na ₂ O	0.07	0.10	0.22	0.04	0.09	0.08	0.07	0.09	0.12	0.04	0.00
NiO	0.10	0.19	0.12	0.09	0.11	0.12	0.13	0.13	0.12	0.13	0.15
Cr ₂ O ₃	0.35	0.34	0.27	0.35	0.31	0.16	0.24	0.09	0.43	0.35	0.28
总和	100.30	100.04	99.83	100.43	100.37	99.78	100.83	100.84	100.74	100.69	100.62
En/mol%	81	81	81	81	81	82	82	82	82	82	81
Fs/mol%	15	15	15	14	15	15	15	15	14	14	14
Wo/mol%	4	4	3	4	4	3	4	3	4	4	4

岩相带的蚀变矿物组合为绿泥石和角闪石代表中-低级变质组合,说明热液蚀变作用很可能降低了下部岩相带橄榄石的 Fo 值,但与上部和中部岩相带橄榄石 Fo 值 17 mol% 的差别可能不单单是蚀变作用造成的。另一种可能的原因是下部岩相带的橄榄石本身就是从相对演化的岩浆中结晶出来的,因此,结晶出的原生橄榄石本身的 Fo 值就比较低,而后期热液蚀变作用使橄榄石向富 Fe 端员转化,造成 Fo 值进一步降低。

5.2 母岩浆的性质

利用橄榄石的成分可以对母岩浆的成分进行估算。橄榄石在分离结晶作用过程中与硅酸盐熔体存在 Mg-Fe 交换,该反应的分配系数 $K_D = (FeO/$

$MgO)_{\text{岩浆}}/(FeO/MgO)_{\text{橄榄石}} = 3.3$ (Roeder et al., 1970)。假定周庵岩体中部岩相带具最大 Fo 值($Fo = 85 \text{ mol\%}$)的橄榄石代表最早从岩浆中分离结晶的橄榄石,该橄榄石的 FeO/MgO 比值(0.18)用来计算与之平衡的母岩浆的 FeO/MgO 比值,计算出的母岩浆 FeO/MgO 比值为 0.59,相应的母岩浆的 $Mg^\#$ 值为 0.63,与高镁玄武岩的 $Mg^\#$ 相当(Sun et al., 1991)。

母岩浆的 Ni 含量可以采用瑞利(Raleigh)方程计算得到。瑞利方程的公式为:

$$C_L = C_0 F^{(D-1)}$$

(1)

其中 C_L 代表结晶分异后残余岩浆的 Ni 含量, C_0 代表结晶分异前原始岩浆中的Ni含量,F为部分

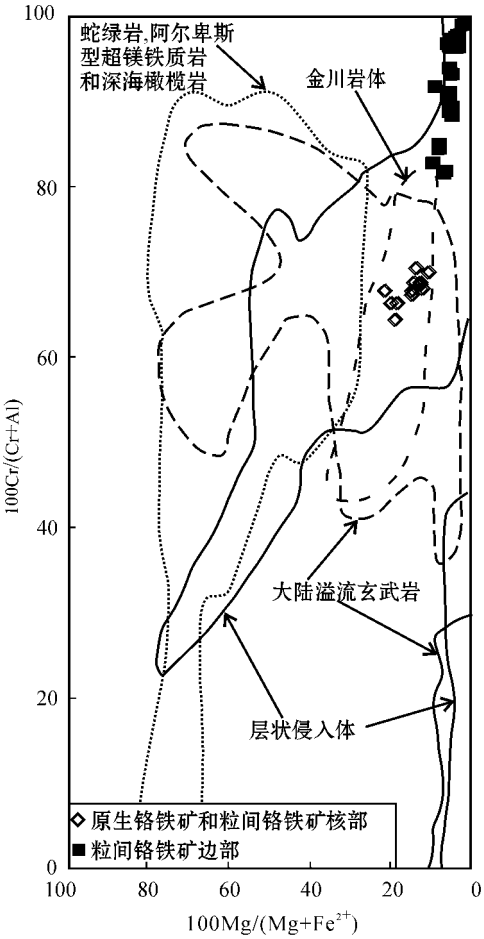


图 6 铬铁矿 $Mg^\#$ - $Cr^\#$ 投图 (参考区据 Wang et al., 2005)

Fig. 6 $Mg^\#$ versus $Cr^\#$ of chromite (reference fields after Wang et al., 2005)

熔融程度, D 为橄榄石和硅酸盐熔体之间的分配系数, 可利用以下公式计算得出:

$$\ln D_{Ni}^{\text{橄榄石/熔体}} = -0.618 \times \ln \left[\frac{x_{\text{二价离子}}^{\text{熔体}}}{x_{SiO_2}^{\text{熔体}}} \right] + \frac{9250}{T} - 4.02 \quad (2)$$

其中 T 为开氏温度, x 为摩尔百分数, $x_{\text{二价离子}}^{\text{熔体}} = x_{FeO}^{\text{熔体}} + x_{CoO}^{\text{熔体}} + x_{MnO}^{\text{熔体}} + x_{NiO}^{\text{熔体}} + x_{CuO}^{\text{熔体}}$ (Li et al., 2010)。

根据上述两个公式计算出与最原始的橄榄石平衡的母岩浆的 $w(Ni)$ 为 476×10^{-6} 。

假定中部岩相带包裹在橄榄石中、具最高铬含量的铬铁矿代表最原始的铬铁矿成分, 其 $w(Al_2O_3)$ 为 13.3%, 而粒间铬含量最低的铬铁矿代表演化程度最高的铬铁矿, 其 $w(Al_2O_3)$ 为 9.6%。当铬铁矿与熔体达到平衡时, 铬铁矿和熔体之间的 Al 含量存在如下关系 (Maurel et al., 1982):

$$w(Al_2O_3)_{\text{铬铁矿}} = 0.035 \times w(Al_2O_3)_{\text{熔体}}^{2.42}$$

其中, $w(Al_2O_3)$ 为质量百分数。据此计算出与原生铬铁矿平衡的熔体的 $w(Al_2O_3)$ 在 10.2% ~ 11.7% 之间, 也和高镁玄武岩相当 (Sun et al., 1991)。

周庵岩体中部带的岩石以包橄结构为主, 粒间相的辉石有可能是岩浆侵位到岩浆房之后结晶的, 晚于早期堆晶的橄榄石。选择岩体中部岩相带未发生蚀变、并在结晶过程中达到平衡的两种辉石的成分估算岩浆侵位时的温度和压力。根据单斜辉石-斜方辉石温度计 (Brey et al., 1990), 得到二辉石共结温度为 $1017 \sim 1077^\circ C$ 。利用单斜辉石压力计 (Nimis, 1995; Nimis et al., 1998) 得到岩体中部形成时的压力范围为 $(3.6 \sim 4.5) \times 10^8$ Pa, 相当于 12 km 深度范围, 反映出周庵岩体是岩浆侵入一个浅部岩浆房形成的。

5.3 岩浆演化过程

控制橄榄石成分变化的主要因素除母岩浆成分外, 还包括岩浆的分离结晶作用以及硫化物熔离作用 (Li et al., 2004)。因此, 可以利用橄榄石的成分变化探讨岩浆演化过程。在硫不饱和的岩浆中, Ni 、 Mg 和 Fe 对于橄榄石为相容元素, Fe 的相容性较 Mg 弱, 当岩浆中只有橄榄石结晶时, 残余岩浆的 FeO/MgO 比值会升高, 而 Ni 含量会降低。因此, 从残浆中结晶出的橄榄石 Ni 和 MgO 含量会随着分离结晶作用的进行而逐渐降低, 并呈正相关关系。另一方面, 当原始岩浆达到硫饱和发生硫化物熔离时, 由于 Ni 在硫化物中的分配系数 (Peach et al., 1993) 远高于其在橄榄石中的分配系数 (Li et al., 2003), Ni 会进入熔离的硫化物熔体, 从而造成残余岩浆的 Ni 含量迅速降低, 但其他主量元素含量却变化不大 (Li et al., 2001)。因此, 从早期硫化物熔离的岩浆中结晶出的橄榄石表现出 Ni 的强烈亏损 (Li et al., 2002)。当岩浆中同时发生橄榄石和硫化物的分离结晶时, 橄榄石的成分还受控于硅酸盐矿物相与粒间捕获的硅酸盐/硫化物熔体相的亚固相再平衡, 这种亚固相再平衡反应也很有可能改变之前结晶的橄榄石组成 (Li et al., 2003; Barnes, 1986)。

周庵岩体上部和中部岩相带中橄榄石的 Fo 值和 Ni 含量大致呈正相关 (图 7), 说明岩浆演化主要是受橄榄石的分离结晶作用控制。模拟结果显示, 小于 2% 的橄榄石分离结晶作用导致中部岩相带橄榄石成分的形成, 基本不变的橄榄石组成说明不存在粒间硅酸盐/硫化物熔体相与结晶橄榄石之间的

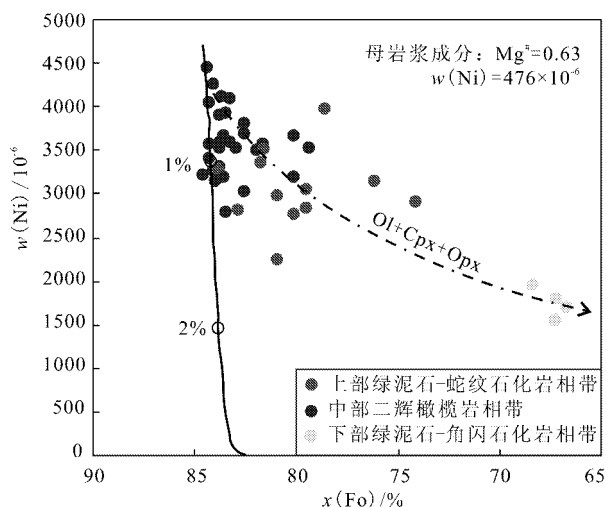


图7 橄榄石的镁橄榄石 Fo 含量和 Ni 含量图解

Fig. 7 Forsterite content Fo versus Ni content of olivine

亚固相再平衡。橄榄石较高的 Ni 含量说明形成上部和中部岩相带橄榄石的岩浆没有发生硫化物熔离。值得说明的是,大部分分析结果都投在分离结晶趋势线的右侧,随着 Fo 值的降低,橄榄石 Ni 含量的降低趋势也变缓,这可能是因为在橄榄石结晶的同时,也伴随单斜辉石和斜方辉石的分离结晶作用,从而影响了 Ni 在硅酸盐矿物和熔体之间的总分配系数而引起的(Li et al., 2007)。

周庵岩体下部岩相带橄榄石具有比上部和中部相对较低的 Ni 和 Fo 值。橄榄石非常低的 $w(\text{Ni})$ ($1\,500 \times 10^{-6} \sim 2\,000 \times 10^{-6}$) 以及岩石中熔离的硫化物乳珠的出现(图 3H),说明形成下部岩相带橄榄石的岩浆可能之前经历了硫化物饱和阶段,并且在岩浆通道中发生过硫化物熔离,造成橄榄石中 Ni 含量降低。由于下部岩相带只有硫化物乳珠的出现,缺乏稠密浸染状或者块状矿石,所以岩体下部岩相带的硫化物熔离应该发生在岩浆通道中而不是浅部岩浆房。下部岩相带单个样品中橄榄石的 NiO/FeO 摩尔比值变化小于上部和中部岩相带单个样品中橄榄石的相应比值,可能是这些橄榄石与粒间含硫化物的熔体相发生了亚固相再平衡,造成 NiO/FeO 摩尔比值趋向恒定(Li et al., 1999; 2007)。因此,结合前面对岩体下部橄榄石 Fo 值的讨论,笔者认为周庵岩体上部和中部岩相带的橄榄石与下部岩相带中的橄榄石来自演化程度不同的岩浆。

橄榄石的 Ni 亏损是与岩浆通道系统有关的岩

浆硫化物矿床重要的找矿标志之一(Nadrett, 1999)。周庵岩体下部硫化物含量普遍低于 3%,说明在岩浆通道中熔离出的硫化物并没有全部随硅酸盐熔体上升到浅部,大量的硫化物可能富集在岩浆通道中某个部位。如加拿大的 Voisey Bay 就是著名的产于岩浆通道系统的 Ni-Cu 硫化物矿床;Li 等(1999)根据 Voisey Bay 矿床不同岩石中橄榄石 Fo 值和 Ni 含量的变化提出了该矿床的成矿模型。所以,周庵岩体重要的勘探目标应该是寻找岩体下部的岩浆通道位置。

5.4 岩体的成因模式

周庵岩体橄榄石和铬铁矿(见图6)的成分特征反映出其成矿母岩浆可能与高镁玄武质岩浆类似。岩体中部原生铬铁矿和粒间相铬铁矿核部成分受蚀变影响较小(Roeder et al., 1985),与其原始成分接近。这两种铬铁矿的 TiO_2 含量明显高于科马提岩和大洋构造环境下的岩石,与阿拉斯加型杂岩体中的铬铁矿相当(图 5D)。其相对较高的 $\text{Cr}^\#$ 值(64~70)和相对较低的 $\text{Mg}^\#$ 值(11~21)与大陆溢流玄武岩和金川岩体中铬铁矿的范围比较一致,同时也落在层状侵入体铬铁矿的范围内(图 6),说明周庵岩体可能形成在与拉张有关的环境中。

不同层位橄榄石的 Fo 值和 Ni 含量变化说明,形成岩体上部和中部岩相带的岩浆与形成下部岩相带的岩浆的演化程度不同,因此,岩体有可能是两期岩浆侵位形成的:形成上部和中部岩相带的高镁玄武质岩浆分异程度低,没有遭受强烈的地壳混染,基本保留了原始母岩浆的特征,橄榄石的分离结晶作用是控制岩浆成分变化的主要因素,造成橄榄石堆晶的 Fo 值由下向上具有降低的趋势;形成下部岩相带的岩浆可能是幔源的高镁玄武质岩浆在岩浆通道中发生了分离结晶-同化混染(AFC)作用,在浅部岩浆房中形成的橄榄石具有较低的 Fo 值,由于地壳混染造成岩浆硫化物饱和、熔离,一部分硫化物可能随着硅酸盐岩浆一起进入浅部岩浆房并被粒间熔体捕获,由于含硫化物的粒间熔体与橄榄石之间的平衡交换,造成橄榄石的 Ni 含量降低,而大量熔离的硫化物可能赋存在岩体深部岩浆通道中某个部位,因此深部岩浆通道应该作为勘探的主要目标。

6 结 论

扬子地块北缘周庵超镁铁质岩体主要由二辉橄

榄岩组成,母岩浆为高镁玄武质岩浆,其 $Mg^{\#}$ 值为 0.63, $w(Al_2O_3)$ 为 10.2%~11.7%。岩体中原生铬铁矿组成与拉张环境中含矿岩体的铬铁矿特征一致。

周庵岩体可分成上、中、下 3 个岩相带。上部和中中部岩相带中橄榄石 Fo 值(80 mol%~85 mol%)和 $w(Ni)$ ($2.255 \times 10^{-6} \sim 4.455 \times 10^{-6}$)较高,说明母岩浆没有发生强烈的分离结晶作用和硫化物熔离,基本保留了原始特征;下部岩相带中橄榄石 Fo 值(67 mol%~68 mol%)和 $w(Ni)$ ($1.500 \times 10^{-6} \sim 2.000 \times 10^{-6}$)明显低于上部和中中部岩相带,说明岩浆经历了强烈的分离结晶作用和硫化物饱和、熔离,因此是演化程度较高、并经历了地壳混染的岩浆。

笔者认为,岩体由两期岩浆侵位形成,形成上部和中中部岩相带的岩浆分异程度低,没有发生过硫化物饱和和熔离;形成下部岩相带的岩浆分异程度较高,而且可能在岩浆通道中发生过硫化物熔离,但熔离出的硫化物可能没有全部进入浅部岩浆房中,而是赋存在深部岩浆通道中某个部位,因此深部岩浆通道可能是寻找硫化物矿体的关键部位。

志谢 野外工作和论文修改过程中得到了赵太平研究员的悉心指导和帮助,河南省地矿局第一地质勘察院王国敏、王建明、李胜利、张铁骊和张星等工程师在岩芯样品的采集过程中提供了大力的帮助,在此一并致谢。

参考文献/References

- 蔡志勇,熊小林,罗红,吴德宽,孙三才,饶帮良,王寿琼. 2007. 武当地块耀岭河群火山岩的时代归属:单锆石 U-Pb 年龄的制约[J]. 地质学报, 81: 620-625.
- 洪吉安,马斌,黄琦. 2009. 湖北枣阳大阜山镁铁/超镁铁杂岩体与金红石矿床成因[J]. 地质科学, 44(1): 231-244.
- 凌文黎,高山,程建萍,江麟生,袁洪林,胡兆初. 2006. 扬子陆核与陆缘新元古代岩浆事件对比及其构造意义:来自黄陵和汉南侵入杂岩 ELA-ICPMS 锆石 U-Pb 同位素年代学约束[J]. 岩石学报, 22(2): 387-396.
- 糜梅. 2008. 河南周庵铜镍铂族矿床地质地球化学研究(博士论文)[D]. 导师:陈衍景,夏斌. 广州:中国科学院广州地球化学研究所.
- 糜梅,陈衍景,孙亚莉,王焰,江合中. 2009. 河南周庵铂族-铜镍矿床的稀土和铂族元素地球化学特征:热液成矿的证据[J]. 岩石学报, 25(11): 2769-2775.
- 王建明,陈衍景,李胜利,王国敏,糜梅. 2006. 河南周庵铂族-铜

- 镍矿床的地质特征及成因分析[J]. 矿物岩石, 26(3): 31-37.
- 薛怀民,马芳,宋永勤. 2011. 扬子克拉通北缘随州-枣阳地区新元古代变质岩浆岩的地球化学和 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学研究[J]. 岩石学报, 27(4): 1116-1130.
- 张本仁,高山,张宏飞,韩吟文. 2002. 秦岭造山带地球化学[M]. 北京:科学出版社. 7-16.
- Barnes S J. 1986. The effect of trapped liquid crystallization on cumulus mineral compositions in layered intrusions [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 93: 524-531.
- Barnes S J and Tang Z L. 1999. Chrome spinels from the Jinchuan Ni-Cu sulfide deposit, Gansu Province, People's Republic of China [J]. Econ. Geol., 94: 343-356.
- Barnes S J and Kunilov V Y. 2000. Spinels and Mg-ilmenites from the Noril'sk and Talnakh intrusion and other mafic rocks of the Siberian flood basalt province [J]. Econ. Geol., 95: 1701-1717.
- Barnes S J and Roeder P L. 2001. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rock [J]. Journal of Petrology, 42: 2279-2302.
- Bliss N W and Maclean W H. 1975. The paragenesis of zoned chromian spinel from central Manitoba [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 39: 973-990.
- Brey G P and Köhler T. 1990. Geothermobarometry in Four-phase Lherzolites II. New Thermobarometers, and Practical Assessment of Existing Thermobarometers [J]. Journal of Petrology, 31: 1353-1378.
- Dick H J B and Bullen T. 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas [J]. Contrib. Mineral. Petrol., 86: 54-76.
- Gaul O F, Griffin W L, O'Reilly S Y and Pearson N J. 2000. Mapping olivine composition in the lithospheric mantle [J]. Earth and Planetary Science Letters, 182: 223-235.
- Irvine T N. 1967. Chromian spinel as a petrogenetic indicator, part 2. Petrology applications [J]. Canadian Journal of Earth Sciences, 4: 71-103.
- Kamenetsky V S, Elburg M, Arculus R and Thomas R. 2006. Magmatic origin of low-Ca olivine in subduction-related magma: Co-existence of contrasting magmas [J]. Chemical Geology, 233: 346-357.
- Li C S and Naldrett A J. 1999. Geology and petrology of the Voisey's Bay intrusion: Reaction of olivine with sulfide and silicate liquids [J]. Lithos, 47: 1-31.
- Li C S, Maier W D and de Waal S A. 2001. Magmatic Ni-Cu versus PGE deposits: Contrasting genetic controls and exploitation implications [J]. South African Journal of Geology, 104: 309-318.
- Li C S, Ripley E M, Maier W D and Gomwe T E S. 2002. Olivine and sulfur isotopic compositions of the Uitkomst Ni-Cu sulfide ore-bearing

- ing complex, South Africa : Evidence for sulfur contamination and multiple magma emplacements [J]. *Chemical Geology*, 188 : 149-159.
- Li C S, Ripley E M and Mathez E A. 2003. The effect of S on the partitioning of Ni between olivine and silicate melt in MORB [J]. *Chemical Geology*, 201 : 295-306.
- Li C S, Xu Z H, de Waal S A, Ripley E M and Maier W D. 2004. Compositional variations of olivine from the Jinchuan Ni-Cu sulfide deposit, west China : Implications for ore genesis [J]. *Mineralium Deposita*, 39 : 159-172.
- Li C S, Naldrett A J and Ripley E M. 2007. Controls on the Fo and Ni contents of olivine in Sulfide-bearing Mafic/ultramafic intrusions : Principles, Modeling, and Examples from Voisey's Bay [J]. *Earth Science Frontiers*, 14(5) : 177-185.
- Li C S and Ripley E M. 2010. The relative effects of composition and temperature on olivine-liquid Ni partitioning : Statistical deconvolution and implications for petrologic modeling [J]. *Chemical Geology*, 275 : 99-104.
- Liipo J, Vuollo J, Nykanen V, Piirainen T, Pekkarinen L and Tuokko I. 1995. Chromites from the early Proterozoic Outokumpu-Jormua ophiolite belt : A comparison with chromites from Mesozoic ophiolite [J]. *Lithos*, 36 : 15-27.
- Liu X M, Gao S, Diwu C R and Ling W L. 2008. Precambrian crustal growth of Yangtze Craton as revealed by detrital zircon studies [J]. *American Journal of Sciences*, 308 : 421-468.
- Maurel C and Maurel P. 1982. Etude expérimentale de la distribution de l'aluminium entre bain silicaté basique et spinelle chromifère. Implications pétrogénétiques : Teneur en chrome des spinelle [J]. *Bull. Mineral.*, 105 : 197-202.
- Naldrett A J. 1999. World class Ni-Cu-PGE deposits : key factor in their genesis [J]. *Mineralium Deposita*, 34 : 227-240.
- Nimis P. 1995. A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121 : 115-125.
- Nimis P and Ulmer P. 1998. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks, Part 1 : An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 133 : 314-327.
- Peach C L and Mathez E A. 1993. Sulfide melt-silicate melt distribution coefficients for nickel and iron, and implications for the distribution of other chalcophile elements [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57 : 3013-3021.
- Ringwood A E. 1962. A model for the Upper Mantle [J]. *Journal of Geophysical Research*, 67(2) : 857-867.
- Roeder P L and Emslie R F. 1970. Olivine-liquid equilibrium [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 29 : 275-289.
- Roeder P L and Campbell I H. 1985. The effect of postcumulus reaction on compositions of chrome-spinels from the Jinberlana Intrusion [J]. *Journal of Petrology*, 26(3) : 763-786.
- Simkin T and Smith J V. 1970. Minor-element distribution in olivine [J]. *The Journal of Geology*, 78(3) : 304-325.
- Sun S S, Wallace D A, Hoatson D M, Glikson A Y and Keays R R. 1991. Use of geochemistry as a guide to platinum group element potential of mafic-ultramafic rocks : Examples from the west Pilbara Block and Halls Creek Mobile Zone, Western Australia [J]. *Precambrian Research*, 50 : 1-35.
- Wang Y, Zhou M F and Zhao D G. 2005. Mineral chemistry of chromite from the Permian Jinbaoshan Pt-Pd-sulfide-bearing ultramafic intrusion in SW China with petrogenetic implications [J]. *Lithos*, 83 : 47-66.
- Zhao J H and Zhou M F. 2009. Secular evolution of the Neoproterozoic lithospheric mantle underneath the northern margin of the Yangtze Block, South China [J]. *Lithos*, 107 : 152-168.
- Zhao J H, Zhou M F and Zheng J P. 2010. Metasomatic mantle source and crustal contamination for the formation of the Neoproterozoic mafic dike swarms in the northern Yangtze Block, South China [J]. *Lithos*, 115 : 177-189.
- Zhou M F, Lightfoot P C, Keays R R, Moore M L and Morrison G G. 1997. Petrogenetic significance of chromian spinels from the Sudbury Igneous Complex, Ontario, Canada [J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34 : 1405-1419.
- Zhou M F, Kennedy A K, Sun M, Malpas J and Leshar C M. 2002. Neo-proterozoic arc-related mafic intrusions in the northern margin of South China : Implications for accretion of Rodina [J]. *Journal of Geology*, 110 : 611-618.