

元古宙岩体型斜长岩的特征及研究现状

陈伟^{1,2}, 赵太平^{*1}

(1. 中国科学院 广州地球化学研究所, 广州 510640; 2. 中国科学院 研究生院, 北京 100039)

摘要: 斜长岩是指斜长石含量 >90% 的岩浆岩, 可分为 6 类。其中, 岩体型斜长岩仅赋存于前寒武纪变质地体中, 形成时代主要为元古宙(2.1~0.9 Ga), 代表地球演化史上很重要的构造–热事件。岩体呈穹隆状或层状产出, 具典型堆晶结构, 有含钾长石和斜长石出溶片晶的巨晶斜长石和富铝辉石。巨晶的出溶指示了岩浆由高压至低压的变压结晶过程, 体现了斜长岩体深成、浅侵位的特点。关于斜长岩的源区, 之前普遍认为源于幔源玄武质岩浆, 而近 10 年来更趋向于源区为下地壳, 母岩浆的成分为纹长苏长岩和铁闪长岩等新认识; 其成因模式以底侵模式和地壳舌状物熔融模式最具代表性。岩体型斜长岩时空上常与奥长环斑花岗岩共生, 构成 AMCG (Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite) 岩石组合, 被认为属非造山岩浆作用的产物, 可能代表大陆裂谷环境。然而, 新近一些年龄结果显示, 它们形成于造山作用的后期阶段, 暗示岩体产出于碰撞后环境。斜长岩体中常赋存有 Fe-Ti-V 氧化物矿床, 有的富含 P 及 Cu, Ni 硫化物等, 属典型的岩浆矿床。对此, 目前主要有结晶分异过程、早期堆晶过程及不混熔分离 3 种成因机制解释。由此对今后研究中值得关注的问题提出了一些看法。

关键词: 斜长岩; 岩体型; 元古宙; 构造环境; 铁钛磷灰岩

中图分类号: P588.12

文献标识码: A

文章编号: 1006-7493(2007)01-0117-10

1 斜长岩及其研究意义

“斜长岩 (anorthosite)”最早由 Hunt (1863) 提出, 指的是以斜长石为主的岩石 (转引 Ashwal, 1993)。目前定义的斜长岩指斜长石含量 >90% 的岩浆岩。Ashwal (1993) 将其分为 6 类: (1) 太古宙巨晶 (富 Ca) 斜长岩; (2) 元古宙岩体型斜长岩 (massif-type anorthosite); (3) 层状侵入体中的斜长岩层; (4) 大洋中的斜长岩; (5) 其它岩浆岩中的斜长岩包体; (6) 地外星体中的斜长岩, 如月球斜长岩。

前 5 类为地球上的斜长岩, 其中太古宙巨晶斜长岩以斜长石富 Ca (An > 80) 为特征, 仅出现于太古宙; 元古宙斜长岩体具独立岩体的产出特征, 仅出现于元古宙; 而其余 3 种类型产于其它岩浆岩中, 在各个地质时期均有出现。

与地球相比, 月球上斜长岩分布更加广泛, 是月壳的重要组成部分, 且由于后期陨石冲击作用多呈碎屑状或集块状。斜长石富 Ca (An = 94~99)、亏损碱质、无含水相矿物、富 Fe-Ni 金属矿物, 表明斜长岩形成于无水的岩浆环境 (Ashwal, 1993)。目前普遍认为, 月球斜长岩形成于月球的早期分异过程 (>4.4 Ga), 为漂浮于早期“岩浆海”之上的斜长石堆晶体质 (James et al, 1989)。此外, 斜长岩在火星、金星及水星上可能也有分布 (Ashwal, 1993)。

虽然斜长岩在地球的各个地质时期 (从 4.4 Ga 前至现在) 均有出现, 然而岩体型的斜长岩却有一定时限性。因此, 有关斜长岩成因和地球动力学等问题的解决, 对于揭示行星地质演化过程、不同阶段的壳–幔作用特征等有重要意义。

本文介绍元古宙岩体型斜长岩的基本特征及近年来的重要研究进展, 包括岩体型斜长岩中所赋存

收稿日期: 2006-10-18; 修回日期: 2006-12-09

基金项目: 国家自然科学基金项目 (编号: 40272041; 40528002) 资助

作者简介: 陈伟, 男, 1984 年生。硕士研究生, 岩石地球化学专业, Email: chenweifly@163.com; * 通讯作者: 赵太平, 研究员, Email: tpzhao@gig.ac.cn

矿床的特征及其成因机制;对今后研究中值得关注的问题也提出了一些看法。

2 岩体型斜长岩的基本特征

2.1 岩体型斜长岩的产出和分布

Balk 基于岩体型斜长岩呈独立岩体产出的特征,于1937年首次提出“岩体型(massif-type)”术语,并一直沿用至今。它仅赋存于前寒武纪变质地体中,形成时代介于2.1~0.9 Ga之间,可代表地球演化史上很重要的构造-热事件(Ashwal, 1993)。

大部分岩体型斜长岩分布于北美东部、挪威南部、南非安哥拉及纳米比亚、科拉半岛及西伯利亚东部,而在印度东部、马达加斯加岛、乌克兰、亚洲中部等地仅有零星分布。Herz(1969)曾把全球岩体型斜长岩投影于重建的元古宙大陆图上,发现呈南北两个带分布:北带呈东西向,位于劳亚大陆;南带呈南北向,位于冈瓦纳大陆。两岩带的年龄稍有差别,分别对应于卡累利期和格伦维尔期两个重要造山阶段(解广轰, 2005)。典型的岩体型斜长岩有加拿大 Quebec 省的 Lac Saint-Jean 杂岩体(Emslie et al, 1993)、挪威东南部的 Rogaland 杂岩体(Barnichon et al, 1999)、安哥拉/纳米比亚的 Kunene 杂岩体(Drappel et al, 2001)和加拿大纽芬兰省的 Harp lake 杂岩体(Emslie, 1980)等。位于河北承德的大庙斜长岩杂岩体,是中国唯一的岩体型斜长岩(翟裕生, 1965)。

岩体型斜长岩通常具两种产状。一是穹隆状(环状、同心圆状):中心为斜长岩,向外铁镁矿物增多,逐渐过渡为辉长-斜长岩、辉长-苏长岩等。在穹隆外圈与围岩接触处常出现变形,这与岩浆向上底辟侵位有关(如挪威 Rogaland 岩体; Barnichon et al, 1999);二是层状:底部为块状斜长岩,其上为淡色苏长岩或辉长岩,最上部通常为二长岩或闪长岩等(如加拿大 Michikamau 岩体; Krogh et al, 1973),表现为自下而上岩石酸性程度增加。分层的原因,通常与岩浆的重力分异作用有关(解广轰, 2005)。但无论哪种产状,对于整个斜长岩杂岩体而言,岩石类型除以斜长岩为主外,通常还包括一定体积的辉长岩、苏长岩、橄长岩和二长岩等,以及它们之间的过渡种类(包括辉长-苏长岩、铁闪长岩、纹长苏长岩等)。这些岩石大部分由于后期构造叠加而发生蚀变、变质或变形等,但许多原生特征仍清晰可见;

有的则没有发生变质,蚀变、变形也弱。

2.2 岩体型斜长岩的岩石学特征

岩体型斜长岩特征以堆晶结构(cumulate texture)和富含巨晶斜长石及富Al辉石最为显著。堆晶矿物主要为早先结晶的斜长石和辉石巨晶,其间隙中常因充填有后期结晶的斜长石、辉石等矿物而组成类辉绿结构,表明斜长岩为分异结晶的产物。数量上,巨晶斜长石较巨晶辉石多,但宏观特点均表现为单个晶体巨大(10~20 cm),且常遭熔蚀而呈浑圆状。斜长石巨晶为具钾长石出溶片晶的反条纹长石,主晶成分为中-拉长石($An_{42} \sim An_{60}$);且巨晶具较稳定的Qr端员成分(2~6),表明高温时应属钠钙长石系列的三元长石。辉石巨晶则为含斜长石出溶片晶的富铝斜方辉石(偶见单斜辉石)。

普遍认为巨晶是高压条件下稳定的矿物,而出溶物则代表了岩浆侵位过程中压力下降的情况下固熔体分离(出溶)的产物(阎国翰等, 1985, 1993; 薛纪越等, 1988)。例如,新近的高温高压实验表明, Al_2O_3 含量与压力的正比关系以及晶体巨大的特征,暗示了出溶前的斜长石和富Al辉石巨晶稳定于($10 \sim 13$) $\times 10^8 Pa$ 的高压环境(Scoates, 2002; Halama et al, 2002; Weihed et al, 2005; Prasad et al, 2005),而岩体边部的接触变质矿物压力计则指示了岩浆最终侵位于压力 $< 6 \times 10^8 Pa$ 的浅部地壳(Berg, 1977)。岩浆形成至侵位过程中压力的降低(包括温度、氧逸度的可能改变等),最终导致富Al辉石、斜长石巨晶的高压固溶体因失稳而发生出溶作用。这种特征说明巨晶具变压(polybaric)结晶特征,也进一步体现了斜长岩体母岩浆深成、浅侵位的特点。

大部分岩体型的斜长岩是过铝的,富集 CaO 、 Na_2O 、 SiO_2 、 Sr 等,而 Mn 、 Mg 、 Ti 、 P 、 Sc 、 Cr 、 Co 、 Ni 、HREE等元素含量低,具较高的 $Fe^+/(Fe^+ + Mg)$ 值(>0.4),显示了富铁、贫镁的特征。在REE配分图上,富集HREE,具Eu正异常特征。而那些时空上与斜长岩类共生的偏酸性岩石(如花岗岩、二长岩、苏长岩等),则显示了与斜长岩类互补的地球化学特征。许多岩体的野外研究表明,斜长岩杂岩体中各类岩石的色率与其分异指数为正比关系(Ashwal, 1993),可以表现为:斜长岩→淡色苏长岩→苏长-辉长岩→富铁钛苏长-辉长岩/铁钛氧化物矿石的色率和分异指数逐渐升高的演化系列,这也与 $Fe^+/(Fe^+ + Mg)$ 值逐渐增大的变化趋势一致。在(MgO

$+ \text{FeO}^*) - \text{Na}_2\text{O} - \text{CaO}$ 图解、 $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - (\text{MgO} + \text{FeO}^*)$ 图解以及 $\text{SiO}_2 - \text{Fe}^*/(\text{Fe}^* + \text{Mg})$ 变异图上,大部分岩体显示出 Fe, Mn, Mg, Ti, P 的逐渐增加和 Si, Al, Ca 和碱质等逐渐减少的演化趋势。

3 岩体型斜长岩的成因模式

有关岩体型斜长岩的成因,争论了一个多世纪,出现了各种假说。如 19 世纪中期,受“水成论”影响而提出的沉积成因说(如 Hunt, 1863)和部分学者基于岩体特征及侵入关系提出的岩浆成因说(如 Adams, 1892);20 世纪 40 ~ 50 年代,受“花岗岩化”影响,有人提出交代成因说(“斜长岩化”;如 Barth, 1945);迄今,岩体型斜长岩的岩浆成因说已基本无异议。近年来,更由于在测年方法、同位素技术等方面的改进和突破,使斜长岩的成因研究取得了重大进展,在斜长岩的母岩浆成分、源区性质等问题上,有了新认识。

3.1 岩体型斜长岩母岩浆成分和源区性质

3.1.1 岩体型斜长岩母岩浆成分

由于一直未发现可代表原始岩浆的冷凝边,也没有发现斜长岩质的喷出相,再加上成因上有幔源和壳源的不同看法,使人们在斜长岩母岩浆成分的认识上存在很多不确定性和分歧。如,有早期的含水斜长质熔体说(Anderson et al, 1968),和目前的玄武质熔体说(拉斑玄武质或高铝玄武岩浆;Ashwal, 1993)。岩石学家们普遍认为幔源玄武质岩浆(包括拉斑玄武质或高铝玄武质等)代表了岩体型斜长岩的母岩浆(Ashwal, 1993; Emslie et al, 1994),主要证据有:杂岩体中最普遍的矿物组合为“拉长石 + 橄榄石 + 普通辉石 + 磁铁矿 + 磷灰石”(拉长石型)或“中长石 + 斜方辉石 + 普通辉石 + 钛铁矿 + 磷灰石”(中长石型)(Anderson et al, 1968),总体成分具明显的玄武质特征(Ashwal, 1993);在一些岩体(如 Adirondack 岩体, Olson et al, 1990; Harp Lake 岩体, Emslie, 1980)中相继发现了可代表母岩浆成分的细粒富 Fe, Al 辉长质或橄长质“冷凝边”,这些岩石的放射性、稳定同位素特征与幔源的铁镁质岩石基本一致(Olson et al, 1990)。该理论目前的最大疑问在于:斜长岩体周围未出现斜长石结晶分离后残留的大体积铁镁质或超铁镁质岩石,虽然有部分学者认为可能沉淀于斜长岩底部或上地幔中(Thomas, 1990),但一直未被证实(Loncarevic et al, 1990)。

近年来的高压实验成果使人们对母岩浆成分特征获得了许多新认识,提出了多种母岩浆模式。如纹长苏长岩浆(jotunite, Vander Auwera et al, 1994, 2000);高铝辉长岩浆(Vander Auwera et al, 2000);铁闪长岩浆(ferrodiorite, Ashwal, 1993)等。深部岩浆房中,斜长石及高 Al 辉石巨晶的广泛出现,表明它们在压力超过 $10 \times 10^8 \text{ Pa}$ 的高压条件下彼此保持平衡(Longhi et al, 1999);而辉石的富 Al 特征以及 Al_2O_3 含量与压力的正比关系从另一侧面也反映了斜长岩体的母岩浆是富 Al 的。

因此,进行母岩浆成分的模拟实验时,所选择的熔融样品更趋向于使用那些富 Al 的岩石。如 Harp Lake 岩体中的高 Al 辉长岩及 Rogaland 岩体中的纹长苏长岩。它们在实验熔融条件下的相变过程与斜长岩体母岩浆由高压至低压相平衡的特征基本一致(Longhi et al, 1999)。此外,也可依据某些微量元素在巨晶与熔体之间的分配系数,计算原始母岩浆中该种微量元素的含量;然后再与那些被认为代表母岩浆成分的岩石进行对比,进而判断这些母岩浆模式的可行性。例如,Vander Auwera 等(2000)利用电子探针分别测定了不同压力条件下巨晶斜长石与熔体、巨晶高 Al 斜方辉石与熔体之间 Sr 和 Cr 的分配系数 D_{Sr} 和 D_{Cr} 。然后,选取 $10 \times 10^8 \text{ Pa}$ 条件下的 D_{Sr} 和 D_{Cr} 值(分别为 1.8 和 14.0),计算该压力条件下与巨晶斜长石、辉石保持平衡的熔体中 Sr 和 Cr 的含量,并以此与那些代表母岩浆成分的纹长苏长岩或高 Al 辉长岩等进行对比,结果表明两者基本一致。有力地支持了纹长苏长岩浆或高 Al 辉长岩浆作为岩体型斜长岩母岩浆的可行性,这方面的成果在挪威 Rogaland 岩体的研究中已得到了很好地体现。

3.1.2 岩体型斜长岩的源区——上地幔还是下地壳?

斜长岩套的玄武岩亲合性(如具与玄武岩相近的矿物组合等)以及斜长岩所处地块中普遍出现同期双峰式岩石组合的特征,使大部分学者认为岩体型斜长岩的母岩浆源于上地幔(Ashwal, 1993; Scoates, 2000; Owens et al, 2001)。多种同位素的研究也证明了斜长岩的上地幔性质(Emslie et al, 1993),虽然原岩浆遭受不同程度的地壳混染(Dharma Dao et al, 2004)。Heath et al(1967)分析了北美和北欧 15 个岩体型斜长岩的 Sr 同位素组成,发现它们的 I_{Sr} 值介于 0.701 ~ 0.708 之间,与大陆玄武岩极为相似,说明了岩体型斜长岩源于上地幔,而变

化较大的 I_{sc} 值又从另一侧面反映了地壳混染作用的可能影响。同样,全球岩体型斜长岩的 ε_{Nd} 值变化也较大($-13.0 \sim +5.0$),尤其在岩体型斜长岩比较集中的北美地区,两组不同时代的岩体型斜长岩之间存在明显差异:时代较老的加拿大 Nain 杂岩体中, ε_{Nd} 值均为负值,如 Harp Lake 岩体($-6.4 \sim -3.2$)、Barth 岩体(-3.5)等;而年龄偏小的加拿大 Grenville 省斜长岩体中, ε_{Nd} 值均为正值,如 Adirondack 岩体($+2.5 \sim +4.2$)、Labrevill 岩体($+0.8 \sim +2.5$)、Morin 岩体($+1.6 \sim +2.0$)等(数据转引自 Ashwal, 1993)。对于产生 ε_{Nd} 值差异的原因,Ashwal(1993)认为是两个性质不同的地幔源区或元古宙时期地幔地球化学不均一性的体现。解广轰(2005)则认为斜长岩体 ε_{Nd} 值的正、负差异可能与岩体赋存的不同时代围岩(或混染的地壳基底性质不同)和在地壳中滞留时间的不同有关。

基于斜长岩体中低 An 值、Mg 值以及不同岩体之间多变的同位素组成特征等,不少学者提出了下地壳源区的观点(Longhi et al., 1999; Bedard, 2001)。尤其是近年来,许多新的矿物学、实验岩石学和同位素等证据更趋向于支持母岩浆的下地壳来源(如 Longhi et al., 1999; Schiellerup et al., 2000; Bedard, 2001; Wiszniewska et al., 2002)。

1) 实验矿物学研究。实验表明,斜长石饱和的熔体在压力超过 $9 \times 10^8 \text{ Pa}$ 的条件下很难与橄榄石保持平衡(Schiellerup et al., 2000)。如果母岩浆源于上地幔,该斜长石饱和熔体必然会因上地幔橄榄石的存在而变得不稳定,因此母岩浆的来源更趋向于下地壳。Weihe 等(2005)的实验证实,挪威南部 Rogaland 岩体中纹长苏长岩(普遍认为代表了斜长岩母岩浆成分,Duchesne et al., 1999)的熔融温度要大于“斜长石+斜方辉石+单斜辉石”的共结点温度,且压力范围为 $(10 \sim 13) \times 10^8 \text{ Pa}$ 。纹长苏长岩的这种特性与下地壳铁镁质岩石(含斜长石和两种辉石)的熔融产物极为相似。

2) 斜长质脉体的成因研究。Selbekk et al (2000)对挪威 Skattføra 杂岩体中斜长质和淡色闪长质脉体的成因进行研究。该实验通过对辉长质围岩进行注水熔融,发现早先形成的是斜长质熔体。因为含水流体能够降低斜长石和石英的熔融温度,却不能降低黑云母和角闪石的熔融温度(Patiño Douce et al., 1998);并且形成的斜长质熔体亏损 $\text{FeO}^{\text{l}}, \text{Mg}$,

V 和 Sc,而富集 $\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{Sr}$ 和 Ba,与 Skattføra 杂岩体中的斜长质脉体和大部分岩体型的斜长岩的地球化学特征基本一致。此外,Oliver(1977)对新西兰斜长质伟晶岩或脉体、Fershater 等(1998)对乌拉尔含铂带中的斜长质脉体等所做的研究结果均表明,这些斜长质脉体形成于含水流体条件下下地壳岩石(麻粒岩等)的深部熔融。

3) Re-Os 同位素研究。由于在地幔熔融和地壳增生过程中,Re 和 Os 能发生明显分馏,导致壳、幔岩石的 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 值、Re, Os 含量和 $\gamma_{\text{Os}}(t)$ 值差异较大。因此,Re-Os 同位素系统具重要的源区示踪意义。Schiellerup 等(2000)对挪威南部 Rogaland 岩体做了 Re-Os 同位素研究,所测岩体的初始 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 比值为 (0.63 ± 0.25) 、 $\gamma_{\text{Os}}(t)$ 值为 $+419$ (930 Ma),而上地幔的 $\gamma_{\text{Os}}(t)$ 值仅为 $0(\pm 15)$ 。结合该区 Sm-Nd 同位素组成,计算后表明:如果母岩浆源于上地幔,要使原始岩浆达到目前岩体的 $\gamma_{\text{Os}}(t)$ 值,则至少需要混染 30% 的地壳物质,并且这些地壳物质的 Os 含量要达到地幔熔体的两倍以上。但矛盾的是,该区缺少大体积的具高 Os, Re/Os 值的古老地壳,幔源岩浆的地壳混染模式并不能解释该岩体的 Re-Os 同位素特征。因此,其母岩浆源于具高 $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ 值的铁镁质下地壳将更切合实际。

3.2 岩体型斜长岩成因模式

如上所述,在斜长岩母岩浆、源区等问题上存在较大争议,但大多数研究者相信,岩体型斜长岩的形成至少经历两个阶段:一是储集于地壳底部的岩浆经过广泛的结晶分异作用(及伴随的混染作用)形成了富 Fe、高 Al 辉长质熔体和其中的斜长石悬浮体;二是随后这些斜长石悬浮体侵入至中-上地壳形成复杂的岩浆房(Ashwal, 1993; Longhi et al., 1999; Weihe et al., 2005)。目前主要有两种代表性成因模式:底侵(Underplating)模式(Ashwal, 1993)和地壳舌状物熔融(Crustal tongue melting)模式(Duchesne et al., 1999)。

1) 底侵(Underplating)模式。该模式由 Ashwal (1993)在总结前人研究成果的基础上提出的,包括 5 个阶段(如图 1 左):(1) 地壳克拉通化之后,地幔上涌、岩石圈减薄,导致上地幔减压熔融形成铁镁质岩浆;(2) 铁镁质岩浆汇聚于壳-幔边界,形成巨大岩浆房,因底侵作用导致下地壳的深熔,形成花岗质熔体;(3) 于稳定的物理化学条件下,铁镁质岩浆晶

出高压斜长石、富铝辉石等巨晶;(4)岩浆房在高压条件下发生深部分异作用,矿物的比重差异使斜长石巨晶上浮至岩浆房顶部形成巨大的斜长石粥状体;(5)斜长石粥状体与上部地壳的密度差异导致重力的不稳定,且因为伸展体制,粥状熔体(包括少量残余岩浆)以底辟方式(diapirism,Barnichon et al, 1999)侵入地壳浅部,最终固结成斜长岩杂岩体。

该模式极好地说明了岩体型斜长岩和奥长环斑花岗岩虽来自不同源区(Ashwal, 1993;解广轰, 2005),但它们有密切的时空共生关系,合理地解释了深部分异作用同高压矿物巨晶的晶出和浅侵位的关系,以及岩浆与地壳物质的相互作用同岩体地球化学和同位素特征变化的关系。但是,该模式在岩浆形成时的地幔熔融过程方面缺乏深入研究和约束(Ashwal, 1993)。

近年的地球物理探测显示,不少斜长岩体邻近或位于地壳薄弱带(断裂带、破碎带等)(Emslie et al, 1994;Scoates et al, 1997)。例如:在乌克兰,Korosten 侵入体产于两大岩石圈型断裂带的交汇处(Bogdanova et al, 2004);在波兰,Suwalki 斜长岩体沿东西向的 Mazury 破碎带侵入至 Svecofemian 地台中(Wiszniowska et al, 2002);在 Scandinavia 的西南部,地块边界的深部地震剖面显示有下插至 40~50 km 深度的下地壳舌状物(tongues)(Anderson et al, 1996)。新近获得的精确年龄资料也显示,这些岩体的形成时代与造山作用的结束时间相近,可能与碰撞后或造山后环境相关联(Scoates et al, 1997; Duchesne et al, 1999)。正是在这样的研究背景上,提出了第二种模式——地壳舌状物熔融(Crustal tongue melting)模式。

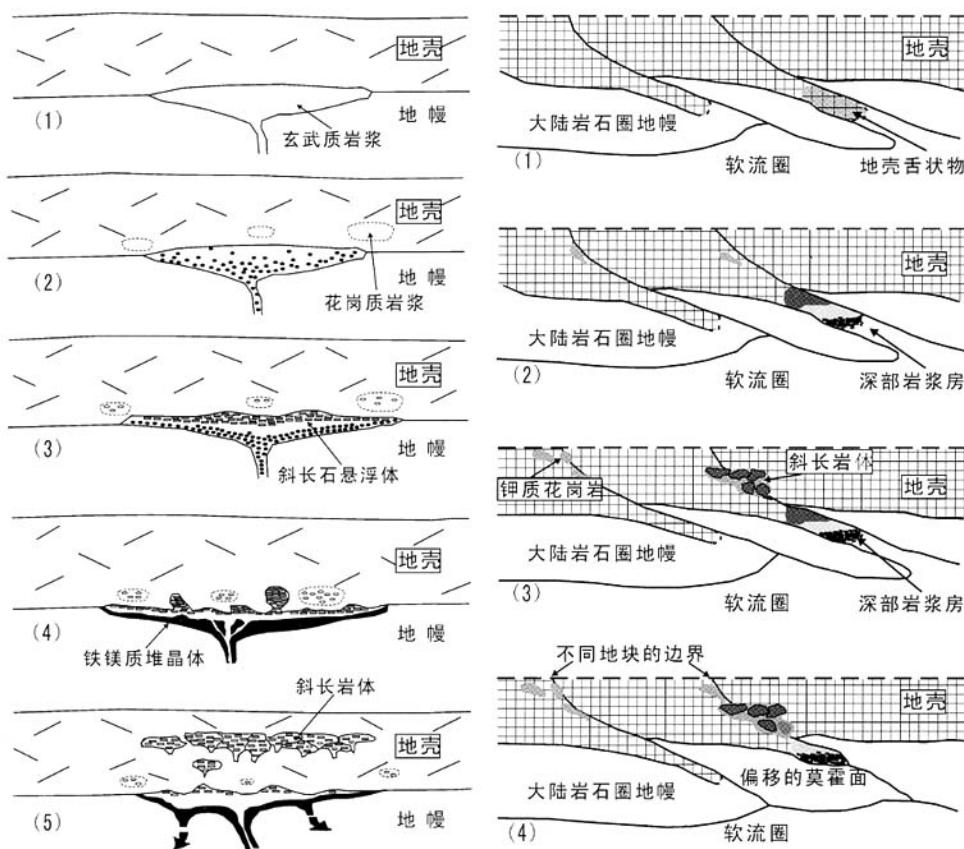
2) 地壳舌状物熔融(Crustal tongue melting)模式。该模式由 Duchesne 等(1999)以挪威南部的 Rogaland 岩体为例,并结合近年来的 Re-Os 同位素证据而提出的。该模式分为 4 个阶段(如图 1 右):(1)早期陆块间的叠瓦式碰撞形成了下插的下地壳舌状物及陆块间的深大断裂带;(2)俯冲过程中由地壳深熔作用形成花岗质岩浆,并沿陆块边界上侵至地壳浅部;之后,由于碰撞带中拆沉作用等的影响导致温度升高,使地壳舌状物发生熔融,从而形成深部岩浆房;随后的深部分异作用形成了岩浆房顶部的斜长石悬浮体和底部的铁镁质堆晶岩;(3)斜长石悬浮体经底辟作用或沿着陆块边界的深大断裂带

侵位至中—上地壳,并最终聚合成斜长岩杂岩体;(4)而岩浆房底部残留的铁镁质堆晶岩可能因塌陷而沉入上地幔,进而使该处出现莫霍面分支(或异常)(Moho offset)。该模式很好地表明:母岩浆形成过程中,地壳俯冲及伴随的拆沉作用和软流圈隆起等是导致地壳舌状物发生熔融的重要因素,也合理地解释了一个地区为什么可出现不同时代的斜长岩体(年龄相差甚至几亿年)共生的现象;其地壳薄弱带的构造属性也为岩浆的运移和最终侵位提供了良好的通道(Royse et al, 2000)。虽然拆沉作用、地壳俯冲甚至后期的构造活化均能导致温度的升高而诱发地壳熔融,但其细节过程以及发生的具体时限等仍需进一步的证实,尚待从岩石学、构造地质学等方面得到完善。

4 岩体型斜长岩产出的构造环境

岩体型斜长岩在时空上经常与奥长环斑花岗岩类(包括紫苏花岗岩、二长花岗岩、二长岩、正长岩和石英正长岩等)共生。虽然它们在岩性上具明显差异,但在时空上密切共生并构成双峰式,既可各自单独形成独立岩体,也可共存于同一杂岩体内;直接围岩均为元古宙或太古宙变质岩系;均含有巨晶组合等。这些共同特征暗示了它们之间存在着某些内在联系(解广轰, 2005)。Emslie(1991)首次将这些在时空上密切共生的岩石组合称为 AMCG 组合,即斜长岩(Anorthosite) - 纹长二长岩(Mangerite) - 紫苏花岗岩(Charnockite) - 花岗岩(Granite)组合。这一套岩石组合在地球演化史上的重要意义,也受到地质学家的广泛关注。

人们普遍认为岩体型斜长岩(AMCG 组合)为非造山岩浆作用的产物(Emslie, 1978;解广轰, 2005),主要证据有:(1)岩体型斜长岩(AMCG 组合)无一例外地出现在克拉通的内部边缘,成带状分布。例如芬兰南部呈东西向展布的奥长环斑花岗岩(小部分斜长岩)杂岩带,是在 1.65~1.54 Ga 拉张构造环境下地壳部分熔融的产物(Ashwal, 1993)。同样,位于中国华北陆块北部的斜长岩 - 奥长环斑花岗岩带,也是华北陆块北缘约 1.8~1.6 Ga 伸展构造热事件的综合反映;(2)岩体型斜长岩在时空上经常与形成于拉张环境下的基性岩墙群和双峰式火山岩(玄武岩类和流纹岩类)密切共生。例如,加拿大 Nain 杂岩体侵位年龄(1 350~1 290



左:底侵(left; Underplating)模式;右:地壳舌状物熔融(light; Crustal tongue melting)模式

图1 岩体型斜长岩两种代表性成因模式图(据Ashwal[1993]和Duchesne et al[1999]修改)

Fig. 1 Sketch diagrams of two cross-sectional models on petrogenesis of massif-type anorthosite

Ma)与该区脉岩(1 328 ~ 1 316 Ma)基本一致;芬兰南部基性岩墙群的3个年龄峰值为1 665, 1 645和1 635 Ma,与该区Wiborg奥长环斑花岗岩体的年龄(1 640 Ma)一致(以上数据均转引自解广轰,2005);中国晋北地区NW向岩墙群的锆石U-Pb年龄为1 769 Ma(李江海等,2001),与大庙斜长岩(1 700 Ma ±,赵太平等,2004)、密云奥长环斑花岗岩(1 700 Ma,杨进辉,2005)相近。岩体型斜长岩突变性地产生于中元古代,显然与大陆壳的刚性化有关。可以认为,它们形成于元古宙,具拉张性质,最后可发育为大洋的裂谷或夭折的大陆裂谷。这种构造环境可能与洋中脊相类似,且处于早期或慢扩张的条件下(解广轰,2005),而在克拉通化之前则不具备产生这种构造-热事件的前提条件。

近年来,由于锆石或斜锆石U-Pb测年技术的不断改进,得到了一些精确年龄数据,表明这些岩体的形成年龄与该区造山作用的结束时间相近,可能形成于造山作用的晚期或造山后阶段(Post-orogenic stage)(Scoates et al, 1997; Duchesne et al, 1999)。如,美国怀俄明州东南部的Horse Creek斜长岩体,U-Pb锆石年龄为 $1761.5 \pm 2 \sim 1754.5 \pm 2.2$ Ma(Scoates et al, 1997),稍晚于该区元古宙岛弧与Wyoming克拉通的碰撞时间(1.76 Ga, Resor et al, 1996),与该区Cheyenne缝合带中发生的后期右旋剪切同期,暗示了造山后期构造变形对岩浆侵位的控制。目前一些岩体型斜长岩(尤其在加拿大Grenville省)的造山后环境成因已开始被越来越多的地质专家所认可。尽管其岩浆作用在区域上可能

仍伴随有造山期后或碰撞后的伸展作用,但就整个造山带而言,大部分斜长岩体的形成与造山后发生的同期汇聚构造变形等有一定的关联。

5 岩体型斜长岩中的矿产及成因机制

5.1 岩体型斜长岩中赋存的矿产类型及特征

在元古宙岩体型斜长岩中常赋存有氧化物矿床,并以 Fe-Ti-V 氧化物矿床为主,少数还赋存有 Cu-Ni 硫化物矿床(如波兰东北部的 Suwaki 岩体; Morgan et al, 2000),并含 P 等,属典型的岩浆矿床。世界上典型的例子有:Marcy 岩体中的 Sanford Hill 矿体(美国纽约州; Gross, 1968)、Lac Allard 岩体中的 Lac Tio 矿体(加拿大 Quebec 省; Hammond, 1952)、Rogaland 杂岩体中的 Tellas 矿体(挪威东南部; Duchesne, 1999)等。Lac Tio 矿体是目前世界上发现的最大的 Fe-Ti 氧化物矿床(Ashwal, 1993)。据 Sharma 和 Franconi(1975)的估计,Lac Tio 矿体的矿石量可达 1.25 亿吨,其中包括 >60% 的 Fe-Ti 氧化物矿石及少量富 V, P 矿石等。而在中国河北承德的大庙斜长岩体中,赋存的黑山、马营矿体(王关玉, 1979)等,是目前中国发现的第二大钒钛磁铁矿矿床,每年矿石产量可达 0.02 亿吨。

Fe-Ti-V 氧化物矿床经常产出于斜长岩体的边部或下部,通常呈两种方式产出(Ashwal, 1993):(1)整合层状。围岩为辉长岩或苏长岩,厚度几米至十几米不等。矿体可与上覆或下伏围岩成过渡、渐变的接触关系,而出现一些浸染状矿石或富铁钛磷的辉长岩、苏长岩等;也可以块状矿体出现;(2)侵入体或脉体(岩体的外围)(Owens et al, 1992)。围岩通常为粗粒斜长岩,接触界线分明、清晰,呈不规则状。在矿体边部还可见到围岩块体或单独的斜长石巨晶(如 Marcy 岩体; De Waard, 1970),显示矿体为后期贯入的特征。通常情况下,一个斜长岩体中不只出现一种产状的矿体。例如,河北承德大庙斜长岩体中的黑山矿体主要呈后期侵入状矿体贯入斜长岩中,而大庙矿体则主要以浸染状的矿石或富铁钛磷的辉长岩、苏长岩等为主,少块状矿石(王关玉, 1979)。

矿床中 Fe-Ti 氧化物主要为钛铁矿、磁铁矿、钛磁铁矿,以及少量赤铁矿等。除此之外,还普遍含有尖晶石、金红石、斜长石、辉石、角闪石、硫化物、磷灰石等副矿物。在某些矿体中(例如美国 Virginia 州

的 Roseland 岩体、纽约州的 Carthage 岩体等,Dymek et al, 2001),其矿石的磷灰石含量较高(可达 40%),且组成矿物主要是 Fe-Ti 氧化物和磷灰石,缺乏或几乎不含硅酸盐矿物。Watson(1907)首次将此类矿石称为铁钛磷灰岩(nelsonite)。

5.2 岩体型斜长岩矿床成因机制

Fe-Ti 氧化物矿床的成因一直是悬而未决的问题,虽曾展开较多工作,但并未取得一致看法(Dymek et al, 2001)。目前,主要有 3 种成因机制:

1) 结晶分异过程。矿体为斜长石结晶分离后残余岩浆(富 Fe, Ti)的分异产物(McLelland et al, 1994)或为同源纹长二长岩或纹长苏长岩岩浆的分异产物(Herz et al, 1987)。岩浆中大量斜长石的分离结晶使残余岩浆更富 Fe, Ti, 且由于重力分异作用的影响,再加上岩浆侵位过程中的压滤作用或压实作用,使金属氧化物因重力作用向下聚集成矿体,如层状矿体;也有部分氧化物以晶隙矿物存在于辉长岩或苏长岩中而成浸染状矿体等。

2) 早期堆晶过程。即同斜长岩一样,矿石也为堆晶岩(Emslie, 1975),为早期结晶的产物。早期结晶过程中,由于 Fe-Ti 氧化物与斜长石存在的密度差,致使 Fe-Ti 氧化物因重力作用向下聚集成矿石。在 Bjerkreim-Sokndal 层状堆晶序列(挪威 Rogaland 岩体; Duchesne, 1999)中,钛铁矿是继斜长石后的结晶矿物,早于辉石,为堆晶矿物(Wilson et al, 1996)。实验证据也表明,Bjerkreim-Sokndal 岩体边缘出现的纹长苏长质冷凝边中,钛铁矿的结晶早于铁镁矿物(如辉石),稍晚于斜长石(Vander Auwera et al, 1994)。

3) 不混熔分离(熔离作用, immiscibility)(Philpotts, 1967)。镁铁质岩浆通过不混熔分离可形成两种岩浆:一种富 Si, 一种富 Fe(Philpotts, 1967);从富 Fe 的硅酸盐岩浆中进一步形成矿石。该机制常用于解释铁钛磷灰岩的成因,因为仅仅经过岩浆的结晶分异很难产生这类仅由金属氧化物和磷灰石组成的矿石(Duchesne, 1999)。实验研究(如 Philpotts, 1967)也表明,磁铁矿—磷灰石—闪长岩假三元系统中,硅酸盐熔体能通过熔离作用产生金属氧化物/磷灰石比值为 2:1 的矿浆,这正好与铁钛磷灰岩经常以脉体、透镜体等出现、氧化物/磷灰石比值多数为 2:1 的实际情况相符。

此外,部分学者(如 Emslie et al, 1978)还认为

矿体成因与时空上共生的花岗岩体之间有重要关联,认为铁闪长质和花岗质岩浆的混合最终可导致铁闪长质岩浆端元中 Fe, P, Ti 含量的增加。Watson (1976) 的实验结果也进一步表明在双峰式岩浆系统中,P 和 Ti 更易富集于铁镁质岩浆中,并且高 P 含量更能促进 Ti 的富集(Tollari et al, 2006)。

6 研究展望

经过 100 多年,尤其是近十几年来的研究,人们对岩体型斜长岩有了更加深刻的理解和认识,但仍有很多问题值得进一步地研究和探讨。

1) 斜长岩体中的辉石、斜长石等巨晶内,除出现典型的钾长石、斜长石出溶片晶外,还常出现一系列不同形态、不同结晶方位的铁镁矿物的出溶物。而且,同一种矿物,有的含出溶物,而另一些则无,并且出溶物的类型也不尽相同。在大庙斜长岩体中,可看到一种矿物可以有一种以上的出溶物,和一种以上的出溶方位(作者待发表资料)。由于矿物的出溶经常与岩浆的结晶条件有关,代表了岩浆演化过程中温度、压力、氧逸度等的改变,以及反映了不同阶段晶体与熔体之间的物质交换等(Rajesh, 2006)。因此,出溶机制的相关研究,对于了解岩浆的演化过程、结晶历史、甚至矿床的成因有重要意义。但迄今为止,仅有少数学者曾对某种矿物类型做过定量研究(辉石;薛纪越等, 1988; Rajesh, 2006),而对其它矿物(如斜长石巨晶、磁铁矿等)以及不同矿物之间的出溶关系等方面,研究则相对较薄弱。它们对矿床的成因以及岩体的侵位条件等究竟有何指示意义,是今后值得关注的问题。

2) 岩体型斜长岩仅赋存于前寒武纪变质地体中(角闪岩相—麻粒岩相),并且,大部分岩体型斜长岩的形成年龄与其围岩的变质年龄非常接近。因此,这种现象是否指示了岩体型斜长岩与围岩为一定相关联系,抑或是反映了相同的地球动力学意义?该问题的解决不仅对斜长岩的成因有重要的启示,甚至对了解、恢复该区的地壳演化过程有一定帮助。但目前为止,虽有不少学者对此有过述及,但均未专门对其进行过系统、详细的研究和探讨。

3) 近些年来,对造山带中某些岩体型斜长岩的成因研究均表明它们的源区为下地壳。如 Rogaland 岩体、Horse Creek 岩体等(Duchesne, 1999; Scoates et al, 1997)。这种耦合性是否预示着造山事件和斜长

岩体的产出之间存在某些联系?此外,通过对比非造山和造山后斜长岩体在岩石学、地球化学等方面的不同特征,来揭示产生这两种斜长岩体的构造动力学背景或地球动力学环境上是否存在差别等,进而探究斜长岩的成因,无疑是非常有研究价值的。

4) 在同一个矿体中,常常包含有多种矿石类型,它们常具不同围岩、不同形成顺序、不同产状。例如,在大庙斜长岩体中,马营、黑山及大庙三个矿区中矿石类型就不尽相同:马营矿区主要是铁钛磷灰岩,磁铁矿很少;大庙矿区主要是钒钛磁铁矿,磷灰石很少;而黑山矿区既有钒钛磁铁矿,又有铁钛磷灰岩,类似于马营与大庙矿区的“过渡类型”。此外,不同矿石甚至同种矿石类型上也有块状和浸染状之分。而这些差异的存在显然与矿石的形成温度、压力、岩浆氧逸度以及地壳混染等有重要关系。因此,了解不同矿石的形成条件、揭示岩浆的结晶历史,对确定整个矿床的成因、甚至岩体型斜长岩的成因有重要意义。但目前的研究多数仅定性分析了单种矿石类型的形成机制,而对整个矿体中影响不同矿石类型形成的控制因素以及在岩浆演化过程中的变化规律等缺乏定量分析。

致谢 在成文过程中,承蒙周国庆教授、解广轰研究员、周金城教授和王焰博士提出宝贵意见,在此表示感谢。

参考文献 [References] :

- Adams, F D. 1892. Summary reports on the operations of the geological survey for the year 1891 by the director. *Annu. Rep. Geol. Surv. Can.*, 5A: 39–44.
- Anderson A T, Morin M. 1968. Two types of massif-anorthosites and their implications regarding the thermal history of the crust. In: Isachsen YW (ed.), *Origin of Anorthosites and Related Rocks*. NY State Mus. Sci. Serv. Mem., 18: 57–69.
- Anderson M, Lie J E, Husebye E S. 1996. Tectonic setting of post-orogenic granites within SW Fennoscandia based on deep seismic and gravity data. *Terra Nova*, 8: 558–566.
- Ashwal L D. 1993. Anorthosites. Minerals and Rocks, 21. Berlin, Heidelberg: Springer Verlag.: 83–218.
- Balk R. 1937. Structure behavior of igneous rocks. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 5: 177.
- Barnichon J D. 1999. The deformation of the Egersund-Ogna anorthosite massif, south Norway: finite-element modeling of diapirism. *Tectonophysics*, 303: 109–130.
- Barth T F W. 1945. Geological map of the western Sorland. *Nor. Geol. Tidsskr.*, 25: 1–9.
- Bedard J H. 2001. Parental magmas of the Nain Plutonic suite anorthosites and mafic cumulate: a trace element modeling approach. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 141: 747–771.
- Berg J. 1977. Dry granulite mineral assemblages in the contact aureole of the Nain Complex, Labrador. *Contrib. Miner. Petrol.*, 64: 32–52.
- Bogdanova S V, Pashkevich V B, Buryanov V B, et al. 2004. The 1.80–1.74 Ga gabbro anorthosite rapakivi Korosten Pluton in the Ukrainian Shield: a 3-D geophysical reconstruction of deep structure. *Tectonophysics*, 381: 5–27.

- De Waard D. 1970. The anorthosite-charnockite suite of rocks of Roaring Brook Valley in the eastern Adirondacks (Marcy Massif). *Am. Mineral.*, 55: 2063–2075.
- Dharma Dao C V, Vijaya Kumar T, Bhaskar Rao Y J. 2004. The Pangi-di anorthosite complex, eastern Ghats Granulite belt, India: Mesoproterozoic Sm-Nd isochron age and evidence for significant crustal contamination. *Current Science*, 87(11): 1614–1618.
- Druppel K, Seckendorff V, Okrusch M. 2001. Subsolidus reaction textures in the anorthositic rocks of the southern part of the Kunene intrusive complex, NW Namibia. *Eur. J. Mineral.*, 13: 238–309.
- Duchesne J C. 1999. Fe-Ti deposit in Rogaland anorthosites (South Norway): geochemical characteristic and problems of interpretation. *Mineralium Deposita*, 34: 182–198.
- Duchesne J C, Liegeois J P, Vander Auwer J et al. 1999. The crustal tongue melting model and the origin of massive anorthosites. *Terra Nova*, 11: 100–105.
- Dymek R F, Owens B E. 2001. Petrogenesis of apatite-rich rocks (nelsonites and oxide-apatite gabbronorite) associated with massif anorthosite. *Economic Geology*, 96: 797–815.
- Emslie R F. 1975. Major rock units of the Morin Complex, southwestern Quebec. *Geological Survey of Canada Papers*, 74–48: 37.
- Emslie R F. 1978. Anorthosite massifs, rapakivi granites, and late Proterozoic rifting of North America. *Precamb Res.*, 7: 61–98.
- Emslie R F. 1980. Geology and petrology of the Harp Lake Complex, Central Labrador: an example of Elsonian magmatism. *Geol. Surv. Can. Bull.*, 293, pp136.
- Emslie R F. 1991. Granitoids of rapakivi granite-anorthosite and related associations. *Precambrian Research*, 51: 173–192.
- Emslie R F, Hegner E. 1993. Reconnaissance isotopic geochemistry of anorthosite mangerite charnockite granite (AMCG) complexes, Grenville Province, Canada. *Chemical Geology*, 106: 279–298.
- Emslie R F, Hamilton M A, Thierault R J. 1994. Petrogenesis of a Mid-Proterozoic anorthosite mangerite charnockite granite (AMCG) complex: isotopic and chemical evidence from the Nain plutonic suite. *Journal of Geology*, 102: 539–558.
- Fershater G B, Bea F, Borodina N S, et al. 1998. Anatexis of basites in a paleosubduction zone and the origin of anorthosite-plagiogranite series of the Ural platinum-bearing belt. *Geochemistry International*, 36: 684–697.
- Gross S O. 1968,. Titaniferous ores of the Lake Sanford district, New York. In: Ridge J. D. (ed) Ore deposits of the United States. *Am. Inst. Mining. Metall. Petrol. Eng.*, New York, 140–154.
- Halama R, Waight T, Markl G. 2002. Geochemical and idiotopic zoning patterns of plagioclase megacrysts in gabbroic dykes from the Gardar Provinces, south Greenland: implications for crystallization processes in anorthositic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 144: 109–127.
- Hammond P. 1952. Allard Lake ilmenite deposits. *Econ. Geol.*, 47: 634–649.
- Heath S A. 1967. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in anorthosites and some associated rocks. *Fifteenth Ann. Prog. Rep.*, M. I. T, 65–88.
- Herz N. 1969. Anorthosite belts, continental drift and the anorthosite event. *Science*, 164: 944–947.
- Herz N and Force E R. 1987. Geology and mineral deposit of the Roseland district of central Virginia. U. S. *Geological Survey Professional Papers*, 1371: 56.
- James O B, Lingstrom M M, Flohr M K. 1989. Ferroan anorthosite from lunar breccia 64435: implications for the origin and history of lunar ferroan anorthosites. Proc. 19th Lunar Planet. Sci. Conf. Lunar Planet. Inst., Houston, 219–243.
- Krogh T E, Davis G L. 1973. , The significance of inherited zircons on the age and origin of igneous rocks – an investigation of the Labrador adamellites. *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, 72: 610–613.
- 李江海, 侯廷, 钱祥麟, 等. 2001. 恒山中元古代早期基性岩墙的单颗粒锆石 U-Pb 年龄及其克拉通构造演化意义. 地质论评, 47 (3): 234–238.
- Li Jianghai, Hou Guiting and Qian Xianglin, et al. 2001. Single-Zircon U-Pb age of the initial Mesoproterozoic basic dike swarms in Hengshan Mountain and its implication for the tectonic evolution of the North China Craton. *Geological Review*, 47 (3): 234–238. (in Chinese with English abstract)
- Loncarevic B D, Feininger T, Lefebvre D. 1990. The Sept-Iles layered mafic intrusion: geophysical expression. *Can. J. Earth Sci.*, 27: 501–512.
- Longhi J, Auwer J V and Fram M. S, et al. 1999. Some phase equilibrium constraints on the origin of Proterozoic (massif) anorthosites and related rocks. *J. Petrol.*, 40: 339–362.
- McLelland J, Ashwal L D and Moore L. 1994. Composition and petrogenesis of oxide-, apatite-rich gabbronorites associated with Proterozoic massif anorthosites: examples from the Adirondack Mountains, New York. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 116: 225–238.
- Morgan J W, Stein H J and Hannah J, et al. 2000. Re-Os study of Fe-Ti-V oxide and Fe-Cu-Ni sulfide deposits, Suwalki Anorthosite Massif, northeast Poland. *Mineralium Deposita*, 35: 391–401.
- Oliver G J H. 1977. Feldspathic hornblende and garnet granulites and associated anorthosite pegmatites from Doubtful Sound, Fiordland, New Zealand. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65: 111–121.
- Olson K E and Morse S A. 1990. Regional Al-Fe magmas associated with anorthosite-bearing terranes. *Nature*, 344: 760–762.
- Owens B E and Dymek R F. 1992. Fe-Ti-P rocks and massif anorthosite: problems of interpretation illustrated from the Labrivielle and St-Urbain plutons, Quebec. *Canadian Mineralogist*, 30: 163–190.
- Owens B E and Dymek R F. 2001. Petrogenesis of the Labrivielle alkalic anorthosite massif, Grenville Province, Quebec. *J. Petrol.*, 42: 1259–1546.
- Paté o Douce A E and Harris N. 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *J. Petrol.*, 39, 689–710.
- Philpotts A R. 1967. Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks. *Economic Geology*, 62: 303–315.
- Prasad S, Bhattacharya A and Raith M M, et al. 2005. The origin of orthopyroxene/biotite + plagioclase coronas from the Bolangir anorthosite complex (India), and implications for reconstructing P–T paths. *American Mineralogist*, 90: 291–303.
- Rajesh H M. 2006. Progressive or continual exsolution in pyroxenes: an indicator of polybaric igneous crystallization for the Perinthatta anorthositic gabbro, northern Kerala, southwestern India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 26: 541–553.
- Resor P G, Chamberlain K R and Frost C D, et al. 1996. Direct dating of deformation: U-Pb dates of syn-deformational sphene growth in the Proterozoic Laramie Peak shear zone, Wyoming. *Geology*, 24: 623–626.
- Royse K R and Park R G. 2000. Emplacement of the Nain anorthosite: diapiric versus conduit ascent. *Can. J. Earth Sci.*, 37: 1195–1207.
- Schiellerup H, Lambert D D and Prestvik T, et al. 2000. Re-Os isotopic evidence for a lower crustal origin of massif-type anorthosites. *Nature*, 405: 781–784.
- Scoates J S and Chamberlain K R. 1997. Orogenic to post-orogenic origin for the 1.76 Ga Horse Creek anorthosite complex, Wyoming, USA. *Journal of Geology*, 105: 331–343.
- Scoates J S. 2000. The Plagioclase-magma density paradox reexamined and the crystallization of Proterozoic anorthosites. *J. Petrol.*, 41: 627–649.
- Scoates J S. 2002. The plagioclase-magma density paradox re-examined and the crystallization of Proterozoic Anorthosites: a reply. *J. of Petrology*, 43(10): 1979–1983.
- Selbekk R S, Skjerlie K P and Pedersen R B. 2000. Generation of anorthositic magma by H_2O -fluxed anatexis of silica-undersaturated gabbro: an example from the north Norwegian Caledonides. *Geol. Mag.*, 137(6): 609–621.
- Sharma K N M and Francioni A. 1975. Magpie, Saint-Jean, Romaine Rivers Area (Grenville 1970). Quebec Min. *Nat. Res. Geol. Rep* 163, pp73.
- Tollari N, Tolpits M J and Barnes S J. 2006. Predicting phosphate saturation in silicate magmas: An experimental study of the effects of melt composition and temperature. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 70: 1518–1536.
- Thomas M D. 1990. Deep structure of Middle Proterozoic anorthositic intrusions in the eastern Canadian Shield: insights from gravity modeling. In: Gower C F et al, eds. Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica, *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, 38: 353–372.
- Vander Auwer J and Longhi J. 1994. Experimental study of a jotunite: constraints on the parent magma composition and crystallization conditions (P , T , FO_2) of the Bjerkreim-Sokndal layered intrusion. *Contrib. Miner. Petrol.*, 118: 60–78.
- Vander Auwer J, Longhi J and Duchesne J C. 2000. The effect of pressure on D_{Sr} (plag/melt) and D_{Cr} (opx/melt): implications for anorthosite petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 178: 303–314.

- 王关玉. 1979. 河北承德地区斜长岩体的岩石及矿床成矿特征. 河北地质情报, (4): 1-28.
- [Wang Guanyu. 1979. The features of rocks and ore deposit in Chengde massif-anorthosite in Hebei province. *Hebei Geological Information*, (4): 1-28. (in Chinese with English abstract)]
- Watson T L. 1907. Mineral Resources of Virginia; Virginia Jamestown Exposition Commission, Lynchburg, Va. J. P. Bell, pp 618.
- Watson E B. 1976. Two-liquid partition coefficients: experimental data and geochemical implications. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 56: 119-134.
- Weihed P, Arndt N and Billstrom K, et al. 2005. Precambrian geodynamics and ore formation: the Fennoscandian Shield. *Ore Geology Reviews*, 27: 273-322.
- Wilson J R, Robins B and Nielsen F, et al. 1996. The Bjerkreim-Sokndal layered intrusion, Southwest Norway. In: Cawthorn, RG (ed), Layering in Igneous Complexes. Amsterdam: Elsevier, pp: 231-256.
- Wiszniewska J, Claesson S and Stein H, et al. 2002. The north-eastern Polish anorthositic massifs: petrological, geochemical and isotopic evidence for a crustal derivation. *Terra Nova*, 14: 451-460.
- 解广轰. 2005. 大庙斜长岩和密云环斑花岗岩的岩石学和地球化学——兼论全球岩体型斜长岩和环斑花岗岩类的时空分布及其意义. 北京: 科学出版社, pp92-172.
- Xie Guanghong. 2005. The petrology and geochemistry of Damiao massif-anorthositic and Miyun rapakivi-granite; Involving discussion on distribution and significance of global massif-anorthositic and rapakivi granite. Beijing: Science Press, 92-172. (in Chinese)]
- 薛纪越, 张富生, 胡梅生. 1988. 一种反条纹长石的形成机制及其冷却历史. 岩石学报, (4): 22-28.
- [Xue Jiuyue, Zhang Fusheng and Hu Meisheng. 1988. The formation mechanism and cooling history of a type of anti-perthite. *Acta Petrologica Sinica*, (4): 22-28. (in Chinese with English abstract)]
- 阎国翰, 郭立鹤, 钱彬. 1985. 承德黑山苏长岩中斜长石研究. 北京大学地质系“地质研究论文集”. 北京: 北京大学出版社, pp106-144.
- [Yan Guohan, Guo Lihe and Qian Bin. 1985. Research on the plagioclase of Heishan norites in Chengde City. In: ‘Geological Treatise’, Peking University. Peking: Peking University Press, pp: 106-144. (in Chinese)]
- 阎国翰, 牟保磊. 1993. 承德黑山斜长岩杂岩体辉石特征及其形成温度条件. 岩石学报, 9(3): 300-307.
- [Yan Guohan, Mou Baolei. 1993. Characteristics and formation temperature of the pyroxene in the Heishan anorthositic complexes near Chengde City. *Acta Petrologica Sinica*, 9 (3): 300-307. (in Chinese with English abstract)]
- 杨进辉, 吴福元, 柳小明, 等. 2005. 北京密云环斑花岗岩锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素及其地质意义. 岩石学报, 21 (6): 1633-1644.
- [Yang Jinhui, Wu Fuyuan and Liu Xiaoming, et al. 2005. Zircon U-Pb ages and Hf isotopes and their geological significance of the Miyun rapakivi granites from Beijing, China. *Acta Petrologica Sinica*, 21 (6): 1633-1644. (in Chinese with English abstract)]
- 翟裕生. 1965. 某斜长岩的岩石特征及成因. 地质论评, 23(3): 186-195.
- [Zhai Yusheng. 1965. The characteristics and petrogenesis of anorthosite. *Geological Review*, 23 (3): 186-195. (in Chinese with English abstract)]
- 赵太平, 陈福坤, 翟明国, 等. 2004. 河北大庙斜长岩杂岩体锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 岩石学报, 20: 685-690.
- [Zhao Taiping, Chen Fukun and Zhai Mingguo, et al. 2004. Single zircon U-Pb ages and their geological significance of the Damiao anorthositic complex, Hebei Province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 20(3): 685-690. (in Chinese with English abstract)]

Research Progress in the Petrogenesis of the Proterozoic Anorthositic Massifs

CHEN Wei^{1,2}, ZHAO Tai-ping¹

(1. *Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China;*
 2. *Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Peking 100039, China*)

Abstract: Anorthositic refers to igneous rocks consisting of over 90% plagioclase. Massif-type anorthositic is the most common type of anorthositic and with distinct characteristics. Most massif-type anorthositic bodies are Proterozoic ranging from 2.1 Gato 0.9 Ga in formation ages, representing an important tectono-thermal event in the earth evolution. The anorthositic massifs are usually dome-shaped or layered. Anorthosites often show cumulate texture composed of high-Al pyroxene and plagioclase megacrysts containing exsolution lamellae of plagioclase and K-feldspar. The exsolution of the megacrysts indicates a polybaric crystallization process, which indicates the feature of deep generation and shallow emplacement. There exist different points of view in the petrogenesis of massif-type anorthositic. Many workers considered that the anorthositic massifs were generated from the upper mantle-derived basaltic magma. Whereas, especially in recent decade, some geologists argued that they were formed from the lower crust. The composition of the parental magma of anorthositic is considered to be more like jotunite and ferrodiorite. Two models are very common to interpret the formation of anorthositic massifs: the underplating model and the crustal tongue melting model.

Most massif-type anorthositic bodies are spatially and temporally associated with rapakivi-granites, constituting an AMCG suite (anorthositic-mangerite-charnockite-granite), as a result of anorogenic magmatism in a continental-rift setting. However, some massifs might be formed at the late stage of orogeny, representing a post-collisional setting. Proterozoic massif-type anorthositic bodies are also hosts of P-rich Fe-Ti oxide deposits and a few of Cu-Ni sulfide deposits. These deposits are considered to be formed by fractional crystallization, primary cumulates or immiscible oxide melts.

Key words: anorthositic; massif-type; Proterozoic; tectonic setting; nelsonite