

编号: 0258-7106(2011)06-1129-20

南非布什维尔德岩浆型 Cu-Ni-PGE 硫化物矿床成因探讨*

吕林素¹, 汪云峰^{2,3}, 李宏博^{1,2}, 周振华⁴, 张作衡⁴, 谢桂青⁴

(1 中国地质博物馆, 北京 100034; 2 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083;
3 北京城市学院, 北京 100083; 4 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037)

摘要 南非布什维尔德杂岩体(BIC)是世界上最大的镁铁质层状侵入体(东西长450 km,南北宽250 km),也是世界上单个蕴藏铂族金属(PGE)铬铁矿和钽钛磁铁矿的最重要矿床,其中PGE储量为65 473 t,含有全球75%的PGE,是全球最大的PGE矿床。沿着Rustenburg镁铁质-超镁铁质层状岩套(RLS,厚度7~9 km)断续分布着30多个PGE矿床,以UG2铬铁岩矿层(占58%)、梅林斯基矿层(MR,占32%)和普拉特接触带(PR,占9%)3个Cu-Ni-PGE层位最为著名。RLS自下而上可分为5个带,即边缘带(mgZ)、下部带(LZ)、关键带(CZ)、主带(MZ)和上部带(UZ),其中关键带为主要含矿带。RLS具有两大成矿特征:一是巨量的PGE都与低品位($\alpha(\text{Ni})$ 0.15%~0.36%、 $\alpha(\text{Cu})$ 0.03%~0.18%)和低密度的硫化物层共生;二是具有完整的层序和矿化部位,LZ和CZ产出多层铬铁矿,其中CZ顶部的UG2和MR矿层为主要含铂层,主带中还有多层铂矿化,而UZ只产磁铁矿。布什维尔德矿床的成岩成矿时代介于2 050~2 060 Ma之间,为古元古代的产物。该矿床的成矿构造背景为大陆边缘裂谷环境,其主要成矿机制是地壳含水硅酸盐质成分的同化混染,导致硫化物熔离,形成贱金属硫化物(BMS),而PGE的富集主要是硫化物熔离作用或吸附作用的结果。RLS的母岩浆来自较深部的岩浆房,之后,关键带母岩浆进入布什维尔德主岩浆房,同化其围岩作用日益增强,熔离出硫化物或富PGE相,从而形成了UG2、MR和PR矿层。布什维尔德岩浆房是一个开放的系统,布什维尔德杂岩体至少是3种或更多母岩浆周期性充填的结果。当来自上地幔的岩浆上升之后,又有新的岩浆进入岩浆房,新的岩浆扩散开来,覆盖在来自先前岩浆房中岩浆结晶的矿物晶体上,最后填充在地壳中的岩浆房中。

关键词 地质学 岩体特征 矿床特征 成矿作用特征 矿床成因 布什维尔德杂岩体 南非 综述

中图分类号: P618.41; P618.63; P618.53

文献标志码: A

Discussion on the metallogensis of Bushveld magmatic Cu-Ni-PGE sulphide deposit in South Africa

LÜ LinSu¹, WANG YunFeng^{2,3}, LI HongBo^{1,2}, ZHOU ZhenHua⁴, ZHANG ZuoHeng⁴
and XIE GuiQing⁴

(1 The Geological Museum of China, Beijing 100034, China; 2 School of Earth Science and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 3 Beijing City College, Beijing 100083, China; 4 Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

Abstract

The Bushveld Igneous Complex (BIC) in South Africa is the largest known mafic layered intrusion, with the EW-extending length being 450 km and NS width being 250 km. It is also the most important single-reposi-

* 本文为中国地质大学(北京)矿产资源保障工程项目(基2010J4-02)、地质大调查项目(No. 1212010633911)和国家自然科学基金项目(编号:40863001)的成果

第一作者简介 吕林素,女,1965年生,研究员,主要从事矿物、岩石和矿床研究。Email: lulinsu@126.com

收稿日期 2009-02-06; 改回日期 2011-08-12。张绮玲编辑。

tory platinum group elements (PGE), chromite and vanadiferous magnetite deposit. The Bushveld Deposit (BD) is the largest PGE deposit in the world, with reserves of PGE 65 473 tons, occupying 75% of this kind of resource in the world. It includes more than 30 PGE deposits along the Rustenburg Layered Suite (RLS, 7~9 km in thickness), in which three ore bodies within the BIC, i. e. the Upper Group 2 chromitite (UG2, accounting for 58%), the Merensky Reef (MR, accounting for 32%) and the Platreef (PR, accounting for 9%) are especially remarkable. RLS has been divided into five major zones from bottom to top: marginal zone (mgZ), lower zone (LZ), critical zone (CZ), main zone (MZ) and upper zone (UZ), in which CZ is the major ore-bearing zone. RLS has two major ore-forming features: one is that enormous amounts of PGE mineralization are always associated with beds of base metal sulfides (BMS) characterized by low-grade (Ni 0.15%~0.36%, Cu 0.03%~0.18%) and low-density, and the other is that there exist integral sequence and mineralizing position, forming multilayered chromites in LZ and CZ, and the major platinum-bearing layers are UG2 and MR at the top of CZ. Multilayered platinum mineralization is in MZ and only magnetite occurs in UZ. The rock-forming and ore-forming ages of BD range from 2 050 Ma to 2 060 Ma, suggesting products of Paleoproterozoic. The metallogenic setting of the Bushveld deposit was epicontinental rift. The metallogenic mechanism of the deposit is that the assimilation and contamination of hydrosilicate components in the crust caused the differentiation of sulfides to form base metal sulfides (BMS), and the enrichment of PGE resulted from sulfide differentiation and adsorption. The parent magma of RLS was derived from the deep magma chamber and then the parent magma of CZ entered the major magma chamber of Bushveld deposit to generate sulfide facies or enriched PGE facies through differentiation with the increase of assimilation, thus forming UG2, MR and PR ore beds. Bushveld magma chamber is an open system and BC is a product filled at least with three or more types of parent magmas. When magma from the upper mantle uplifted, new magma entered the magma chamber, covered the crystals formed through magmatic crystallization in previous magma chamber and eventually filled in the magma chamber in the crust.

Key words: geology, characteristics of the intrusion, deposit characteristics, metallogenic characteristics, deposit genesis, Bushveld Complex, South Africa, review

布什维尔德矿床(Bushveld Deposits,简称BD)位于南非东北部,从东边的Mpumalanga和Limpopo省延伸到西边的与博茨瓦纳接壤的西北省(Mathetz et al., 2007)。布什维尔德杂岩体(Bushveld Igneous Complex,简称BIC)是世界上最大的侵入体,其中的Rustenburg镁铁质-超镁铁质层状岩套(即Rustenburg Layered Suite,简称RLS)赋存全球最大的铂族元素(PGE)、铬、铁-钛-钒矿床和低品位铜镍硫化物矿床。具体来说,PGE储量为65 473 t(其中,Pt为33 111 t,Pd 20 803 t,Rh 3 548 t,Ru 6 231 t,Ir 1 157 t,Os 623 t,据Naldrett, 2004),含有全球75%的Pt,全球54%的Pd以及全球82%的Rh(Naldrett et al., 2008)还含有Ni 1 528万 t($w(\text{Ni})$ 为0.13%,Ni金属量占全球的16%),Cu 688万 t($w(\text{Cu})$ 0.06%,Cu金属量占全球的5.5%),Cr 40亿 t,Au 1 152 t,V 1 680万 t和磁铁矿10万 t等(Von Gruenewaldt, 1977; Naldrett, 2004)。它们主

要赋存在与RLS有关的梅林斯基矿层(Merensky reef,简称MR)、UG2铬铁岩矿层(Upper Group 2)和普拉特接触带(Platreef,简称PR)3个Cu-Ni-PGE层位中。由于BIC及其矿床是世界上最大的成矿系统,因此,本文拟从其岩体和矿床地质特征出发,综合分析其成岩成矿过程和成矿机制,以便指导勘查找矿。

1 区域地质背景

BIC位于南非太古代Kaalvaal克拉通北部边缘张性构造环境的若干构造的交汇处,即侵入到与2.5~2.3 Ga的Transvaal超群沉积地层近平行的Kaalvaal克拉通中(Eales et al., 1993),其侵位受克拉通内部ENE向Thabazimbi-Murchison Line(TML)构造所控制(图1, Du Plessis et al., 1990),并且形成于大陆边缘裂谷环境。TML为超壳断裂,且从中太古代(2 960 Ma)到白垩纪(约145 Ma)一直

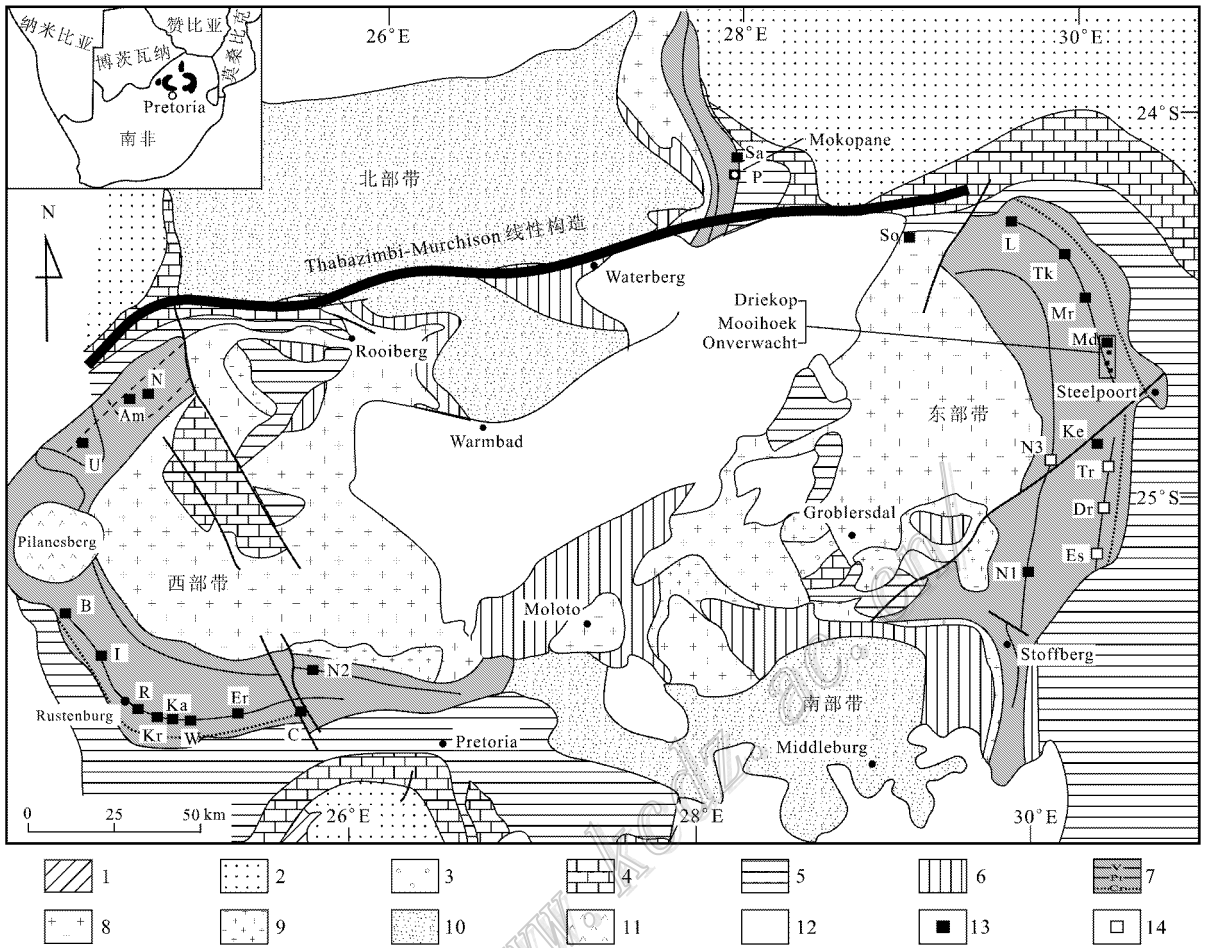


图 1 南非布什维尔德岩浆体地质图及其岩浆型 Ni-Cu-PGE 硫化物矿床分布图
(据 Naldrett, 2004; Cawthorn, 2005a; Kinnaird et al., 2005b 修改)

1—太古宙绿岩; 2—太古宙花岗岩; 3—Dominion 群; 4—Chunniespoort 群; 5—Pretoria 群; 6—Rooiberg 群; 7—布什维尔德镁铁质岩; 8—布什维尔德花岗岩; 9—布什维尔德花斑岩; 10—Waterberg 群; 11—Alkaline 杂岩体群; 12—Karoo 超群; 13—正在开采矿床; 14—推测矿床

Fig. 1 Geological map of the Bushveld igneous complex, showing the distribution of Ni-Cu-PGE sulfide deposits in South Africa (modified after Naldrett, 2004; Cawthorn, 2005a and Kinnaird et al., 2005b)

1—Archaean greenstone; 2—Archaean granite; 3—Dominion Group; 4—Chunniespoort Group; 5—Pretoria Group; 6—Rooiberg Group; 7—Bushveld mafic rock; 8—Bushveld granite; 9—Bushveld granophyre; 10—Waterberg Group; 11—Alkaline Complexes; 12—Karoo Supergroup; 13—Ore deposit under exploitation; 14—Inferred ore deposit

在活动 (Good et al., 1997)。因此, TML 在布什维尔德前期基底构造中扮演重要角色, 并对 BIC 就位和布什维尔德后期的变形起决定性作用 (Du Plessis et al., 1990)。

区内出露的地层为古元古代沉积岩和德兰士瓦 (Transvaal) 熔岩系, 也是 BIC 的围岩, 属于元古宙早期, 为一个厚 11 km、含 4 个火山岩夹层的沉积岩层。布什维尔德 LIP (Large Igneous Province, 大火成岩省) 侵位于 Transvaal 超群 (图 2) 中的 Rooiberg 群以及 Kaapvaal 克拉通的基底岩石之间, 其中 RLS 层状

岩套沿着区域不整合分布于下伏 Pretoria 群和上覆 Rooiberg 群之间 (Buchanan et al., 1998)。Rooiberg 群为一套沉积物与玄武质到流纹质火山岩互层构成 BIC 顶板, 而 Pretoria 群上部的火山-沉积地层则为 BIC 底板。在 BIC 东部, RLS 侵位于 Rooiberg 群中 Dullstroom 建造与 Damwal 建造的接触带中 (图 2), 而 RLS 中的 PR 则直接覆于 Transvaal 超群 Pretoria 群的 Silverton 或 Magaliesberg quartzite 等建造之上 (Manyeruke et al., 2005)。

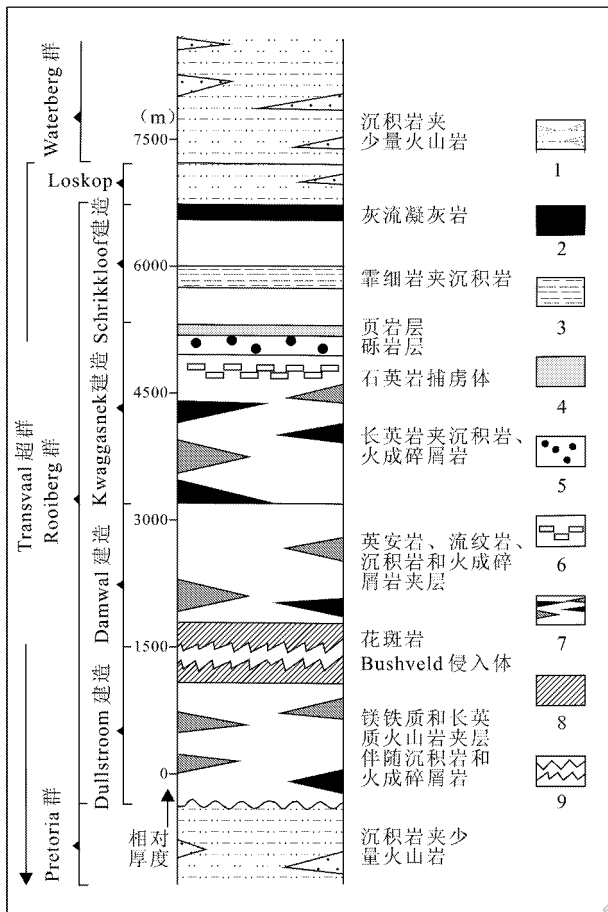


图2 Rooiberg群的简要地层剖面和布什维尔德杂岩体的侵入位置(据 Buchanan et al., 1998)

1—沉积岩夹少量火山岩; 2—灰流凝灰岩; 3—霏细岩夹沉积岩; 4—页岩层; 5—砾岩层; 6—石英岩捕虏体; 7—镁铁质/长英质火山岩夹沉积岩、火成碎屑岩; 8—花斑岩; 9—布什维尔德侵入体

Fig. 2 Generalized stratigraphic column of the Rooiberg Group and intrusive location of Bushveld Complex (after Buchanan et al., 1998)

1—Sediments interbedded with minor volcanics; 2—Ash flow tuff; 3—Felsite interbedded with sediments; 4—Shale layer; 5—Agglomerate layer; 6—Quartzite xenoliths; 7—Mafic/felsic volcanic rocks interbedded with sediments and pyroclastics; 8—Granophyre; 9—Intrusion of Bushveld complex

2 布什维尔德含矿杂岩体地质特征

BIC是世界上已知最大的也是最古老的火成岩省(Large Igneous Province, 简称LIP),从早到晚大致分为4个岩浆组合(表1):早期的Rooiberg双峰式火山岩套[(2 060 ± 2) Ma, Walraven, 1997]和Rashoop花岗斑岩套[(2 061.8 ± 5.5) Ma, Harmer et

al., 2000],中期的RLS层状岩套(下面专门讨论);晚期的Lebowa花岗岩套[(2 054.2 ± 2.8) Ma, Harmer et al., 2000](表1),它们的演化可能超过100 Ma。而狭义的BIC仅包含RLS层状岩套和Lebowa花岗岩套(Schweitzer et al., 1997)。总体来看,布什维尔德的各种岩浆活动都集中在古元古代(约2.06 Ga)(Eglinton et al., 2004; Alexandre et al., 2006)与Kaapvaal克拉通北部的相关岩浆活动几乎同时发生(Scoates et al., 2008)。

2.1 含矿岩体的规模、形态、产状

RLS规模巨大,东西长450 km,南北宽250 km(Naldrett et al., 2008),出露面积约65 000 km²,从底部富镁的超镁铁岩到顶部富硅的闪长岩,堆晶层厚度变化于7~9 km之间,体积推测可达380 000 km³,是世界上已知最大的镁铁质-超镁铁质层状侵入岩体(Kruger 2005; Kinnaird et al., 2005b)。RLS以不规则的层状产出,呈岩床状(Clarke et al., 2009),并被TML分成南北两大部分,且地表出露部分呈叶片状或弧形带,北部带即北翼(Northern Lobe/Limb),南部带包括东翼(Eastern Lobe/Limb),南翼(即Bethal Lobe/Limb),西翼(Western Lobe/Limb)和远西翼(Far Western Lobe/Limb)共计5个区域(Mccandless et al., 1999; Barnes et al., 2010),其中北、东、西三翼断续分布着30多个矿床,其中有4个为推测矿床(图1, Cawthorn, 2005a)。

据不完全统计,北翼位于TML的东北部,主要有Nonnenwerth、Drenthe、Overysel、Zwartfontein、Sandsloot、Tweenfontein、Turfspruit、Uitloop、Macalacaskop、Townlands、Roopoort、Moorddrift、Volspruit和Grasvally(Ashwal et al., 2005)等十几个铂矿床。东翼位于TML的东南部,主要包括Messina(简称So)、Lebowa(简称L,又称Atok)、Twickenham(简称Tk)、Marula(简称Mr)、Modikwa(简称Md)、Driekop、Mooihoek、Onverwacht、Kennedy's Vale(简称Ke)、Two Rivers(简称Tr)、Der Brocher(简称D)和Everest South(简称Es)等10余个铂矿床。西翼位于TML的西南部,主要包括Northam(简称N)、Amandelbult(简称Am)、Union(简称U)、Bafokeng-Rasimon(简称B)、Impala(简称I)、Rustenburg(简称R)、Kroonda(简称Kr)、Karee(简称Ka)、Marikna、Lonmin、Western、Eastern、Pandora和Crocodile River(简称C)(Naldrett, 2004; Cawthorn, 2005a)等10余个铂矿床。

表 1 布什维尔德杂岩体构成的概述

Table 1 Summary of Bushveld complex components and subdivisions

组成单元	细分	岩浆类型	资料来源
Lebowa 花岗岩套	Klipkloof 花岗岩 Makhutso 花岗岩 Nebo 花岗岩	低镁长英岩	Schweitzer et al. ,1997
Rustenburg 层状岩套(RLS)	上部带(Upper Zone,简称UZ) 主带(Main Zone,简称MZ) 关键带(Critical Zone,简称CZ) 下部带(Lower Zone,简称LZ) 边缘带(marginal Zone,简称mgZ)	镁铁质-超镁铁质岩	Arndt et al. ,2005
Rashoop 花岗斑岩套	Stavoren 花岗岩 Diepkloof 花岗斑岩 Rooikop 斑岩 Zwartbank 斑岩	低镁长英岩	Kinnaird et al. ,2005
Rooiberg 长英岩套	Schrikkloof 建造 Kwaggasnek 建造 Damwal 建造 Dullstroom 建造	低镁长英岩 低镁长英岩 低镁长英岩 高铁-钛-磷安山岩到英安岩； 高、低钛玄武质安山岩互层	Buchanan et al. ,1998 ;2002

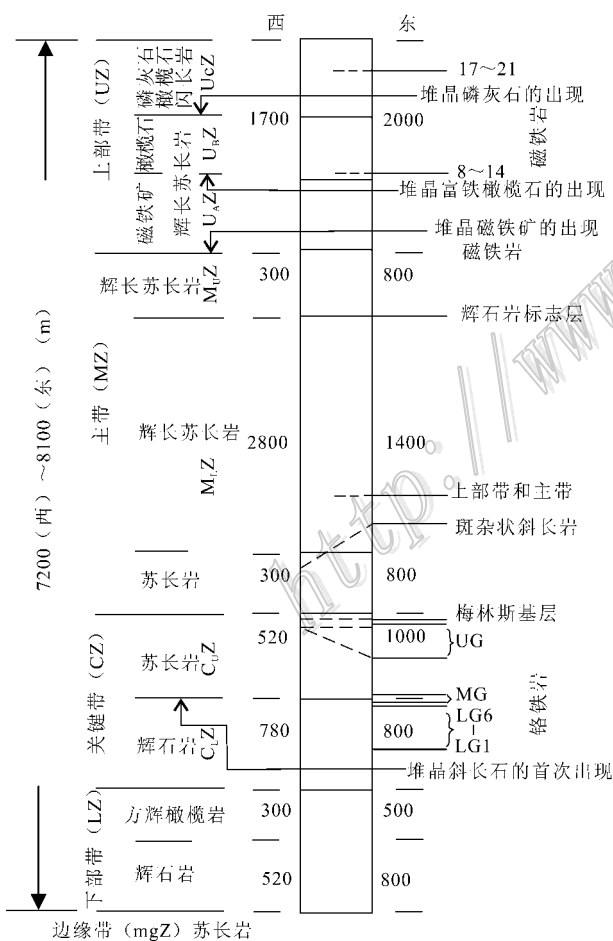


图 3 布什维尔德杂岩体的 RLS 岩性柱状简图以及 UG2 和 MR 矿层的位置(据 Eales et al. ,1996)
Fig. 3 Simplified stratigraphy of the Rustenburg Layered Series, Bushveld Complex, showing the stratigraphic positions of the UG2 and MR (after Eales et al. ,1996)

2.2 含矿岩体的岩相、分带

RLS 有一个复杂的多重侵入和分离结晶的历史。岩石类型包括纯橄岩、辉石岩、斜方辉橄岩、苏长岩-斜长岩、辉长苏长岩、辉长岩和闪长岩。岩性从下部的纯橄岩逐渐演变到上部的闪长岩(Kinnaird et al. ,2005b),具有层状特征,特别是在富铬铁矿、磁铁矿和铂族元素的层位条带很发育。依据主要的铬铁矿层、MR 矿层、最下部位最厚的磁铁矿层的层状系列特征,RLS 在垂向上自下而上分为边缘带、下部带、关键带、主带和上部带 5 个带(表 1, Hall, 1932),还可依据带内的构造和岩性变化进一步细分(图 3)(Arndt et al. ,2005)。

边缘带(mgZ) 主要分布于东部带和西部带,但并不常出现。若出现,其厚度可达 800 m(Kinnaird et al. ,2005b)。该带主要由颗粒极细小的苏长岩、辉石岩和辉长苏长岩组成,并普遍含有石英和黑云母(Cawthorn, 2007)。

下部带(LZ) 主要由薄层状方辉橄岩、古铜辉石岩和少量纯橄岩以及薄层的铬铁矿层(尤其在顶部)组成(Mccandless et al. ,1999),或由斜方辉石和少量橄榄石的堆晶岩构成(Cawthorn, 2007)。该带厚度为 800~1 700 m(Kinnaird et al. ,2005b),通常为 1 300 m(Molyneaux, 1974),包括至少 37 个不同的韵律层(Hulbert et al. ,1985)。

关键带(CZ) 主要由古铜辉石岩、苏长岩和斜长岩互层组成,最大特点是具薄的韵律层,以堆晶斜长石的首次出现为标志可细分为上、下 2 个亚带,即下

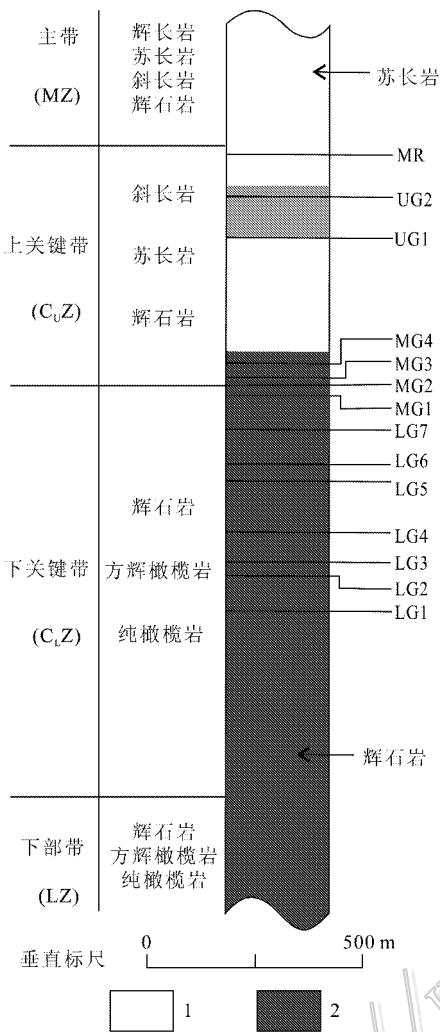


图4 RLS中具有经济意义的铬铁矿层的垂直剖面简图
(据 Schürmann et al., 1998)

1—苏长岩; 2—辉石岩

Fig. 4 Simplified vertical section of the RLS, showing the position of significant chromitite seams (after Schürmann et al., 1998)

1—Norite; 2—Pyroxenite

关键带(Lower Critical Zone, 简称 C_LZ)和上关键带(Upper Critical Zone, 简称 C_UZ)。关键带中共有13个铬铁矿矿层(图4),可划分为下部群(Lower Group, 简称 LG, 包括 LG1~LG7)中部群(Middle Group, 简称 MG, 包括 MG1~MG4)和上部群(Upper Group, 简称 UG, 包括 UG1 和 UG2),其中以UG2最为著名。下关键带由斜方辉石堆晶和至少8个铬铁矿矿层群所控制,即橄榄岩和古铜辉石岩中含LG1~LG7和MG1铬铁矿矿层群;上关键带由斜方辉石、橄榄石、斜长石和铬铁矿构成,各种矿物按

比例,显示出强的成层性,且至少含有5个铬铁矿矿层群(Cawthorn, 2007),即斜长岩和辉石岩中含MG2~MG4、UG1和UG2铬铁矿矿层群,其顶部的梅林斯基矿层的层状苏长岩中含铂族和硫化物层(Schürmann et al., 1998)。该带厚度为1300~1800 m(Naldrett, 2004),赋存有世界级的铬铁矿和PGE资源(Kinnaid et al., 2005b),低品位镍铜储量也非常大。

主带(MZ)主要由块状辉长岩、辉长苏长岩和苏长岩组成(Molyneaux, 1974),可细分为上、下2个亚带,即下主带(Lower Main Zone, 简称 M_LZ)和上主带(Upper Main Zone, 简称 M_UZ),以辉石岩作为分界标志。该带最厚,可达3000~3400 m(Naldrett, 2004),有时可达4000 m,但其韵律层不如关键带和上部带发育(Kinnaid et al., 2005b)。传统上,用堆晶磁铁矿的出现定义主带顶部,但岩石学和地球化学数据显示主带与上部带的分界线应是该层位以下的辉石岩标志层(Kruger, 2005)。北段的主带有时以斑点状斜长岩的出现为标志,并且多数地区主带与PR接触带的岩性完全相同,界线难定(Kinnaid et al., 2005b)。

上部带(UZ)主要由块状至层状辉长岩、橄长岩和橄榄闪长岩组成,包括A(U_AZ)、B(U_BZ)和C(U_CZ)三个亚带(Arndt et al., 2005)。该带厚度为2000~2800 m(Molyneaux, 1974),以磁铁矿、橄榄石和磷灰石的堆晶相的出现为特征(Cawthorn, 2007),并含有25层磁铁矿(Mccandless et al., 1999; Kinnaid et al., 2005b),且上部带层状特征发育。

2.3 矿物化学特征

RLS中下部带与下关键带交界处具有冷却结构的苏长岩(B-1)样品,其堆晶矿物主要为斜方辉石($Mg^{\#}$ 为 $Mg/(Mg + Fe^{2+})$, $Mg^{\#} = 90 \sim 55$, 占98%~25%)、斜长石($An = 70 \sim 58$, 占65%~50%)、单斜辉石($Mg^{\#} = 76 \sim 58$, 占25%~15%)和橄榄石($Mg^{\#} = 87 \sim 30$, 占0~25%),还有少量铬铁矿和磁铁矿。上关键带(B-2)及其与主带交界处(B-3)具有细粒结构的辉长苏长岩样品,它们的堆晶矿物主要为斜长石($An = 76 \sim 53$, 占100%~25%)、橄榄石($Mg^{\#} = 79 \sim 9$, 占40%~10%)、单斜辉石($Mg^{\#} = 82 \sim 44$, 占25%~18%)、斜方辉石($Mg^{\#} = 82 \sim 58$, 占25%~0),还有0~30%的磁铁矿以及少量角闪石(Barnes et al., 2010)。总之,在矿物成分方面,

BIC的主要造岩矿物——橄榄石和辉石的 $Mg^{\#}$ 值,在下部带高达 90,而在上部带顶部则趋近于 0,斜长石中钙长石(An)含量范围则从关键带的 An80 变为上部带的 An30(van der Merwe, 1976)。矿物成分的特征几乎反映了一个完整的结晶分异作用产物的范围。

2.4 地球化学特征

RLS(以 Merensky Unit 为例)富 MgO [$w(MgO)$ 15.62%~23.49%,平均 21.16%],中到低的 $w(SiO_2)$ (42.07%~53.93%,平均 50.69%)、 $w(Al_2O_3)$ (4.26%~14.40%,平均 7.55%)、 $w(CaO)$ (3.42%~7.94%,平均 4.81%) 和 $w(Na_2O)$ (0.38%~1.27%,平均 0.73%) 为特征,其中含较高的相容元素 Ni 和 Cr 以及包括 PGE 在内的亲铜元素,并与硫化物一致。特别是 MR 矿层辉石岩中富集有各种各样的微量元素、与正常硅酸盐矿物不相容的元素以及亲铁和亲铜的元素(Arndt et al., 2005)。相对于 MR 矿层而言,PR 接触带富集 Sr、Rb、Zr、Y、Nb 和 V 不相容元素以及亲铜元素 Cu 和 Ni,但 Cr、Sc 和 Zn 相容元素的含量较低(Manyeruke et al., 2005)。因此,Cr 和 Sr 含量和分配系数值可反映各种母岩浆的特征。下部带和关键带的母岩浆为 $w(MgO)$ 约 12%、 $w(Cr)$ $1\ 000 \times 10^{-6}$ 和 $w(Sr)$ 180×10^{-6} 的一类岩浆,而在主带的辉石岩标志层附近,有更多的含铁玄武质岩浆 [$w(MgO)$ 为 6%、 $w(Cr)$ 为 111×10^{-6} 和 $w(Sr)$ 为 350×10^{-6}] (Cawthorn 2007)。

RLS 中 LG 矿层的 $^{187}Os/^{188}Os$ 初始比值为 0.140, MG2 矿层该值为 0.129, UG2 矿层该值为 0.141~0.153, γ_{Os} 为 +23.3~+35.8 (McCandless et al., 1999; Schoenberg et al., 1999)。PR 接触带中辉石岩的 $^{187}Os/^{188}Os$ 初始比值为 0.186 (Reisberg et al., 2006),与来自 MR 矿层中的硫钨钼矿(Hart et al., 1989)和辉石岩(Schoenberg et al., 1999)的 $^{187}Os/^{188}Os$ 初始比值(0.168~0.181)基本一致。因此,RLS 的 $^{187}Os/^{188}Os$ 初始比值为 0.129~0.186,远高于太古代与未混染科马提岩有关的铜镍硫化物矿床(约 0.109),也高于曾经受轻微混染的俄罗斯 Noril'sk-Talnakh 铜镍硫化物矿床(约 0.132) (Walker et al., 1994)。

RLS 中关键带的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值为 0.7061~0.7064 (平均 0.7063) (Seabrook et al., 2005),其中 LG、MG、UG1 和 UG2 矿层中铬铁岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初

始比值依次为 0.7054~0.7212、0.7052~0.7113、0.7083 和 0.7068 (Schoenberg et al., 1999); Merensky unit 为 0.7062~0.7074 (平均 0.7066) (Seabrook et al., 2005), MR 矿层为 0.7063~0.7073 (Kruger, 1994; Schoenberg et al., 1999); Bastard unit 为 0.7065~0.7086 (平均 0.7073) (Seabrook et al., 2005)。主带为 0.7082~0.7086 (平均 0.7084) (Seabrook et al., 2005)。因此,RLS 的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值为 0.7052~0.7212,相对于同时代亏损地幔的 Sr 同位素组成的计算值($^{87}Sr/^{86}Sr$) 初始值 ≈ 0.7021 更为富集 (DePaolo et al., 1977)。

RLS 中的 PR 接触带所有 3 个亚层均富重 S ($\delta^{34}S$ 为 +1.8‰~+9.1‰), UG2 矿层的 $\delta^{34}S$ 为 +4‰, 指示硫以岩浆特征为主,说明硫主要是地幔来源,但也有地壳 S 的加入,表明在成矿过程中有地壳物质的混染 (Manyeruke et al., 2005; Maier et al., 2008)。同时 RLS 也伴随有高的 $\delta^{18}O$ 值,约为 7.5‰,其中黑云母的 $\delta^{18}O$ 值介于 5.6‰~7.8‰ 之间,并与典型的辉长岩的 $\delta^{18}O$ 值重叠,且与从 RLS 中分离出来的斜长石和斜方辉石单矿物的 $\delta^{18}O$ 值相似,代表高温岩浆的产物 (Willmore et al., 2002)。

总之, BIC 的许多岩石地球化学特征起因于地壳混染这一观点已被普遍接受。RLS 具有高的放射性初始 Os、Sr 同位素组成和高的 $\delta^{18}O$ 、 $\delta^{34}S$ 值,表明布什维尔德岩浆在地壳岩浆房中有更为广泛的岩浆同化或地壳物质混染叠加,通常为下地壳到中地壳的成分 (Arndt et al., 2005; Reisberg et al., 2006)。

2.5 成岩成矿时代

布什维尔德矿床的成岩成矿时代,不同地质学家采集不同地方的岩石或矿石标本,并采用不同的测年方法[高精度的 SHRIMP (Harmer et al., 2000) 或 ID-TIMS (Scoates et al., 2008) 锆石或楣石 U-Pb 同位素年龄法 (Buick et al., 2001)、黑云母 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 法 (Nomade et al., 2004) 和 Re-Os 等时线年龄法等 (Schoenberg et al., 1999; Reisberg et al., 2006)] 所测得的年龄数据有一定差异。对于成岩年龄,以锆石或楣石 U-Pb 测年法精度更高,总体上也比较一致,可信度也更高;对于成矿年龄,矿石的 Re-Os 等时线直接测年法更可信。

RLS 层状岩套中镁铁质岩相中钙质硅酸盐捕虏体的楣石 U-Pb 年龄为 $(2\ 058.9 \pm 0.8) Ma$ (Buick et al., 2001); 关键带的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为

($2\,054.4 \pm 2.8$)Ma (Harmer et al., 2000) 及其 MR 矿层中与硫化物伴生的锆石和铬铁矿中金红石包裹体的 ID-TIMS 锆石 U-Pb 年龄为 ($2\,054.4 \pm 1.3$)Ma (Scoates et al., 2008); 边缘带 (ECBV058) 的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 ($2\,052 \pm 6$)Ma (Curl, 2001), 这些年龄很好地约束了 RLS 就位的最小年龄。然而, RLS 中关键带中的 Bastard 单元中的嵌晶辉石岩中铬铁矿的 Re-Os 等时线年龄为 ($2\,043 \pm 11$)Ma ($n = 4$) ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$) 初始值 = 0.1506 ± 0.0006 , MSWD = 0.707 (Schoenberg et al., 1999), 在误差范围之内与成岩年龄基本一致。因此, 该矿床的成岩成矿时代介于 2 050~2 060 Ma 之间, 为古元古代的产物。

3 布什维尔德矿床地质特征

BIC 中的铂族金属、铬铁矿以及低品位镍-铜储量都非常巨大。PGE 均富集于 7~9 km 厚的 RLS 关键带中的若干层状硅酸盐和铬铁矿层中, 而上部带和下部带中的 PGE 矿化是微不足道的。PGE 矿化既产于与铬铁岩有关的矿床中, 如 UG2 矿层; 又产于受控的硫化物矿床中, 如 MR 矿层、Bastard reef Pseudo reef、PR 以及 Boulder Bed (砾岩层) (Maier et al., 2002)。实际上, PGE 矿化主要发育在 4 个不同部位: UG2 矿层、MR 矿层、Potgietersrus 区的 PR 触带以及 Vlakfontein 镍管和 Mooihoek、Driekop、Onverwacht 和 Twyfelaar 的纯橄岩管 (Scoon et al., 2004) 中。BIC 中的每一层铬铁岩都异常富集 PGE, 其中 UG2 是连续性最好且最富铂族金属的铬铁矿层, $w(\text{RGE})$ 为 $4 \times 10^{-6} \sim 19 \times 10^{-6}$, 包含了 BIC 中 50% 以上的铂族金属资源, 成为目前世界上最大的铂族金属资源基地。估计 PR 中 PGE 储量为 6 581 t (Vermaak, 1995), 其中 Pt+Pd 储量为 4 621 t (16.3×10^6 oz, Cawthorn, 1999)。根据 Anglo Platum, Implats and Lonmin 的 2004 年报, 在总 Pt 储量和资源量中, UG2 占 58%、MR 占 32% 和 PR 占 9%。

3.1 矿体类型、主要特征

UG2 矿层 位于 RLS 中关键带的上部, 即 MR 矿层之下 15~400 m, 在 BIC 东部带和西部带沿走向延伸约 400 km (Mondal et al., 2007), 厚 0.5~2.5 m, 多数 0.5~1.0 m, 赋存于上关键带底部的堆晶古铜辉石岩中。UG2 中含 60%~90% 铬铁矿、5%~

25% 古铜辉石和 5%~15% 斜长石。在 Middelpunt 矿中, UG2 铬铁岩本身呈块状、厚达 70 cm, 矿石矿物主要为铬铁矿 (75%~90%), 脉石矿物主要为斜长石。在铬铁岩之下紧接的是所谓的混合层, 厚度为 50~70 cm, 由含铬铁矿 (约 15%) 的伟晶状辉石岩和铬铁岩组成。而混合层和 UG2 矿层伟晶岩相是 UG2 铬铁岩的标志性特征 (Mathez et al., 2005)。PGE 以硫化物和合金的形式 (Gain, 1980) 赋存于 UG2 的中-底部。UG2 的 Cu、Ni 和硫化物含量都很低, 硫化物的局部富集不影响 PGE 整体品位。总的硫化物 (磁黄铁矿 + 镍黄铁矿 + 黄铜矿) 体积分数 < 1% (Li et al., 2004), 含 10×10^{-6} 的 PGE + Au (Lee, 1996), Pt + Pd 平均为 6×10^{-6} (Li et al., 2004)。

MR 矿层 MR 矿层是梅林斯基单元的重要组成部分, 是富含 PGE 的层位, 并含有 1~3 个薄的铬铁矿夹层, 硫化物平均 1%~3%, 厚 0~7 m 不等, 常有伟晶状辉石岩穿插其中 (Peyrerl, 1982; Naldrett et al., 2008)。在 BIC 中延伸超过 280 km, 位于 RLS 中关键带的上部, 是梅林斯基单元 (Merensky Unit, 厚 9~42 m) 中较薄的下部亚单元 (图 5), 其厚度变化于 2 cm 至 2~4 m 之间, 平均 30~80 cm (Arndt et al., 2005)。岩相主要为含粗粒的不均匀的伟晶状斜长辉石岩 (含斜方辉石 70%~90%, 10%~30% 斜

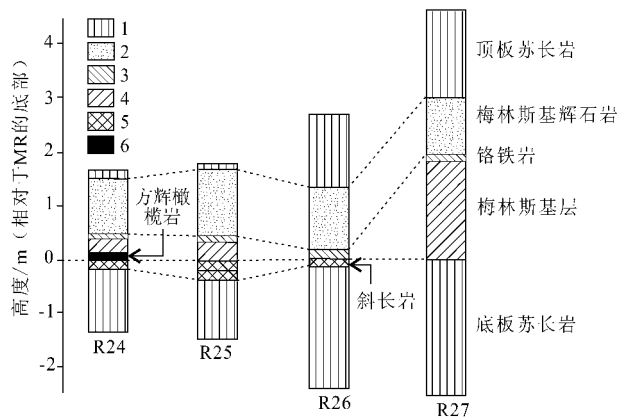


图 5 梅林斯基单元 (Merensky Unit) 和梅林斯基矿层 (Merensky reef) 的钻孔岩芯柱状剖面示意图

(据 Arndt et al., 2005)

1—苏长岩; 2—梅林斯基辉石岩; 3—铬铁岩; 4—梅林斯基矿层; 5—斜长岩; 6—方辉橄岩

Fig. 5 Schematic logs of drill cores through the Merensky Unit and Merensky reef, showing rock types

(after Arndt et al., 2005)

1—Norite; 2—Merensky pyroxenite; 3—Chromitite; 4—Merensky reef; 5—Plagioclase; 6—Harzburgite

长石)其赋矿岩石为粗粒-伟晶状含长辉石岩,由堆晶斜方辉石(70%~90%)和堆晶间隙斜长石(可达30%)构成,云母是常见的副矿物,铬铁矿层常出现在辉石伟晶岩的顶部和底部(Lee, 1996), PGE + ω (Au)为 $4 \times 10^{-6} \sim 6 \times 10^{-6}$ 。PGE 品位与其硫化物含量高(2%~3%)有关(Naldrett et al., 1986),其硫化物属于 Cu-Ni 硫化物矿床的典型组合,以磁黄铁矿、黄铜矿和镍黄铁矿为主,它们主要呈不规则小包体和堆晶间隙颗粒。矿层厚度超过 1 m,但一般不到 1.5 m,总的硫化物(磁黄铁矿+镍黄铁矿+黄铜矿)体积分数 < 3%(Li et al., 2004), Pt+Pd 的平均品位可达 9×10^{-6} ,在硫化物中 PGE 品位为 $n \times 100 \times 10^{-6}$ (Barnes et al., 2002),多出现于底部贱金属硫化物(Base Metal Sulfide, 简称 BMS)组合内部,但很少存在于底部 BMS 转换的接触带中(Li et al., 2004)。典型的 MR 矿层中含有约 3%的硫化物(磁黄铁矿 > 黄铜矿 > 镍黄铁矿), ω (Ni) 和 ω (Cu) 分别为 0.3% 和 0.15%, ω (PGE) 为 $5 \times 10^{-6} \sim 10 \times 10^{-6}$ (Vermaak, 1995; Lee, 1996)。与整个旋回单元的其他层位相比, MR 矿层的硫化物富 Ni 和 Pt, Pt/Cu 比值比整个岩层的平均值高 10~40 倍(Naldrett et al., 1986),且上盘岩石的硫化物含量常高于下盘。

PR 接触带 分布于 BIC 北部带底部的硫化物矿化带中(Reisberg et al., 2006),构成镁铁质系列的底板。PR 通常在地表沿 NW 向蜿蜒出露,沿走向长度 110 km,倾向 40~45°W,岩性以辉石岩为主,含有纯橄榄岩、橄榄岩和苏长岩以及中-上部的斜长岩围岩捕虏体普遍,长度 < 1 500 m(Kinnaird et al., 2005b)。PR 矿化层的赋矿岩石与 MR 矿层的类似,以粗粒辉石岩和含长辉石岩为主,整体较厚且厚度多变,这与 MR 均匀的层状矿化明显不同。PR 辉石岩的硫化物有时可达 30%(Holwell et al., 2006b),比 MR 矿层和 BIC 中其他层状 PGE-硫化物矿床含量更高。van der Merwe(1976)首次提出用“Platreef”来代表杂岩体北段的接触带型矿化。所谓 Platreef,是指在 Transvaal 变质沉积岩底板或太古代基底与上覆主带辉长苏长岩之间(Kinnaird et al., 2005b),由结构上不均匀的辉石岩、苏长岩和辉长岩组成(Manyeruke et al., 2005),岩性可变,以辉石岩为主,具有不规则的 PGE-Cu-Ni 矿化,是一层控型富含 PGE 的不稳定带(图 6a)(Holwell et al., 2006a)。而在远北部带的主带内部围绕钙质硅酸盐和角岩捕虏体的矿化作用定义为“PR 型”矿化。PR 沿走向延

伸 30 km,而 PR 型矿化层的长度则超过 100 km,厚度从南部的 400 m 变化到北部的 < 50 m。PR 北段, Overysel 矿床的含矿辉石岩厚约 100 m,主要由粗粒斜方辉石堆晶(可达 80%)以及堆晶间隙斜长石和单斜辉石构成,副矿物为金云母、铬铁矿和钛铁矿等,硫化物主要是磁黄铁矿、镍黄铁矿或黄铜矿(Holwell et al., 2006b), Σ (Pt+Pd+Rh+Au)品位为 2.5×10^{-6} ,局部超过 5×10^{-6} (White, 1994); Sandsloot 矿床的 PR 矿化厚约 10~60 m,粗粒斜方辉石和含长辉石岩在局部渐变成二辉橄榄岩和辉石岩, ω (PGE) > 10×10^{-6} ,甚至可超过 100×10^{-6} (Armitage et al., 2002),硫化物常在 PR 辉石岩中与长石、次生角闪石和云母等硅酸盐矿物共生(McDonald et al., 2005),PR 辉石岩的 PGE 品位可大于 6.0×10^{-6} ,底盘的品位整体上比辉石岩低($2.0 \sim 6.0$) $\times 10^{-6}$,但蛇纹石化后品位很高。PR 南段,矿化带 ω (Cu) 和 ω (Ni) 分别为 0.1%~0.25% 和 0.15%~0.36%。Pt/Pd 比值为 1, PGE 品位随着 S 和 BMS 的丰度而降低(Kinnaird et al., 2005b)。Macalacaskop 和 Turfspruit 矿床中 PR 辉石岩的硫化物含量变化范围很大(从 < 1% 到 > 30% 的都有),镍黄铁矿和黄铜矿集中在接触带底部,矿石的 PGE 品位一般为 $(1 \sim 2) \times 10^{-6}$,局部大于 10×10^{-6} (Kinnaird et al., 2005b); Townlands 矿床的 PR 直接覆于 Transvaal 超群的 Silverton 建造的变质沉积岩之上,并被角岩夹层分隔成下、中和上 3 个中粒辉长苏长岩或长石质辉石岩亚层(图 6b),中层为主要矿化层, ω (PGE) 达 4×10^{-6} ,而上、下 2 层的矿化较差(1.5×10^{-6})(Manyeruke et al., 2005),且 PGE-BMS 矿化发生于走向长 60 km、厚 200 m 以上的斜长辉石岩和方辉橄榄岩中(Kinnaird et al., 2005a)。

BIC 普拉特式矿床产于 RLS 基底及围岩接触带,完全不同于 MR 和 UG2 矿层。MR 矿层和 PR 接触带的铂族金属都与 Ni、Cu 硫化物伴生,这两个层位和地段既是巨大的铂族金属矿化层位,也是巨大的低品位镍铜储量主要产出层位;与其他几个铂族金属矿层(带)相比,UG2 矿层中铜和镍值非常低(< 0.05%),硫含量也低(0.02%),Pt、Pd、Cu、Ni 含量与 S 含量均呈正相关关系(Barnes et al., 2002)。White(1994)认为 PR 与 MR 相当,部分原因是与粗粒或伟晶状辉石岩有关的硫化物矿化的存在,但两者之间又有几个重要的区别(Manyeruke et al., 2005):① MR 趋向于出现在 BIC 底板之上大约 2 km

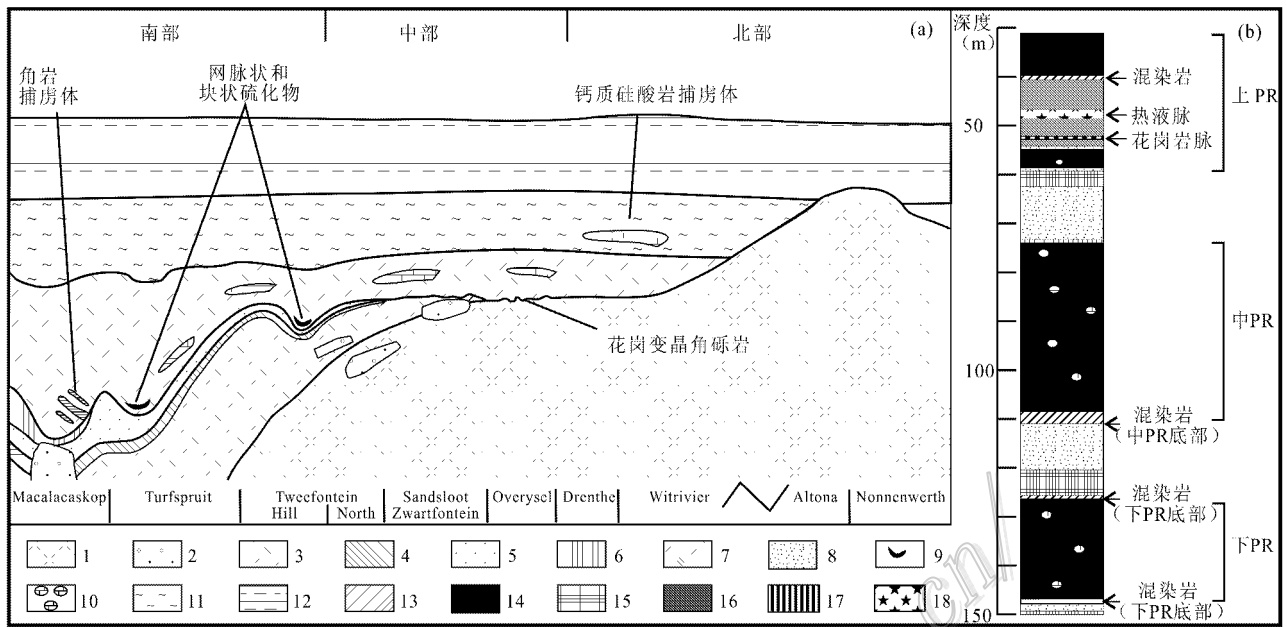


图6 普拉特接触带(Platreef,简称PR)的剖面示意图(a)和在Townlands农场PR钻孔概貌(b)

(据Manyeruke et al., 2005修改)

1—太古宙基底;2—卫星状辉石岩(LZ);3—Malmani亚群;4—Penge建造;5—Deutschland建造;6—Timeball hill建造;7—普拉特接触带(PR);8—角岩;9—网脉状和块状硫化物;10—钙质硅酸盐捕虏体;11—主带(MZ);12—上部带(UZ);13—混染岩;14—辉长苏长岩;15—细粒辉石岩岩床;16—苏长岩;17—花岗岩脉;18—热液脉

Fig. 6 Schematic longitudinal section through Platreef over the entire strike length (a) and generalized profile of Platreef borehole on the farm Townlands (b) (modified after Manyeruke et al., 2005)

1—Archaean basement; 2—Satellite pyroxenites (LZ); 3—Malmani Subgroup; 4—Penge Formation; 5—Deutschland Formation; 6—Timeball Hill Formation; 7—Platreef (PR); 8—Hornfels; 9—Netted and tuberous sulfides; 10—Calc-silicate xenoliths; 11—Main Zone (MZ); 12—Upper Zone (UZ); 13—Hybrid rock; 14—Gabbro-norite; 15—Fine-grained pyroxenite sills; 16—Norite; 17—Granite dyke; 18—Hydrothermal dyke

的层层序内部,而PR却直接位于BIC底板上;②PR的矿化层比MR更厚;③两者之间成分差异明显,相对于MR(Barnes et al., 2002)而言,PR内有相对较高的地壳成分和通常较低的金属含量与金属品位;④PR的岩性变化更大,含有大量底板岩石捕虏体。

3.2 矿石类型

PGE矿物通常以硫化物、碲化物和合金形式赋存于UG2、梅林斯基和普拉特3个含铂矿层中(McCandless et al., 1999)。整个地区的矿石类型主要包括浸染状、块状和脉状3类,其中以稀疏浸染状矿石为主。

浸染状矿石层状含铂和硫化物的“矿脉”,包括MR矿层、UG2矿层以及Pseudo reef、Bastard reef和Boulder bed。硫化物一般出现于浸染状矿石中,体积分数约3%,并趋向于集中在铬铁岩和暗色苏长岩中(Maier et al., 2008),其中的金属含量通常较高[$w(\text{PGE}) \approx 100 \times 10^{-6}$, $w(\text{Cu}) 1.5\% \sim 5.5\%$ 和

$w(\text{Ni}) 2.4\% \sim 4\%$]。著名的PR中的硫化物主要存在于浸染状矿石中, $w(\text{PGE}) 10 \times 10^{-6} \sim 50 \times 10^{-6}$, $w(\text{Cu}) 3\% \sim 20\%$ 和 $w(\text{Ni}) 5\% \sim 15\%$ 。如Overysel矿床中的硫化物主要是磁黄铁矿,边缘被镍黄铁矿或黄铜矿围绕,呈小颗粒分布在辉石、长石等硅酸盐矿物的边界,含量高时形成海绵陨铁结构(Holwell et al., 2006b)。另外,大部分贱金属硫化物与BIC下部带中的几个磁铁矿层有关,即在约40m的浅色苏长岩内部体积分数达5%的浸染状岩浆型硫化物,且在最低磁铁矿层的硫化物中 $w(\text{PGE})$ ($\text{Pd}/\text{Ir} = 36$) 可达 40×10^{-6} , $w(\text{Cu}) 4.2\%$ 和 $w(\text{Ni}) 1.2\%$ (Maier et al., 2002)。

块状矿石PR南段,通常局部可形成分米到米级大小的块状硫化物透体,且PGE品位趋向于超过BIC北部带,但不排除向沉积变质岩石接触带扩展(Kinnaird et al., 2005b; Maier et al., 2008)。在西部带的下部带中Vlakfontein镍管中的半块状贯入型硫化物中, $w(\text{PGE})$ 可达 80×10^{-6} (Maier et al.,

2002)。

脉状矿石 在 BIC 北部带的下部带中的斜方辉石岩中产出一个 6 m 厚含硫化物的矿脉,金属品位 $w(\text{Pt})$ 和 $w(\text{Pd})$ 分别约为 50×10^{-6} 、 $w(\text{Cu})$ 3.5% 和 $w(\text{Ni})$ 8%。在西部带的下部带中 Vlakfontein 镍管中,脉状贯入型硫化物中的 $w(\text{Ni})$ 比其他脉状矿体中的更高,约为 3.5%~4%,而 $w(\text{Cu})$ 却更低,为 1.5%~2%(Maier et al., 2002)。

3.3 矿石矿物特征

矿石矿物包括铂族矿物、镍-铜硫化物以及含铁矿物,其中镍-铜硫化物主要有磁黄铁矿、镍黄铁矿(常含银、钴和钯)、黄铜矿以及少量黄铁矿、辉铜矿、斑铜矿、闪锌矿、方铅矿、针镍矿和硫锰矿等;含铁矿物主要有铬铁矿、钒钛磁铁矿和磁铁矿。

PGE 矿物种类 PGE 矿物主要有砷铂矿、碲铂矿、硫铂矿、硫镍钯铂矿、硫钨钨矿和 Pt-Fe 合金等,按其化学组成可分为 9 组:① Pt-Pd 硫化物,包括硫铂矿(PtS)和布拉格矿[(Pt, Pd, Ni) S]等;② Pt-Pd 碲化物,包括碲铂矿(PtTe_2)和黄碲钯矿(PdTe)等;③ Pt-Pd 砷化物,包括砷铂矿(PtAs_2)和斜砷钯矿(Pd_2As)等;④ Pt-Pd 锑化物,包括锑钯矿(Pd_5Sb_2)和锑铂矿(PtSb_2)等;⑤ Pt-Pd 铋化物,包括等轴铋铂矿(PtBi_2)和六方铋钯矿(PdBi)等;⑥ PGE 硫砷化物,包括硫砷铂矿(PtAsS)、硫砷钨矿(RhAsS)和砷钨矿(IrAsS)等;⑦ Pt-Pd 与 Fe、Cu、Sn、Pb 和 Tl 的合金,包括等轴锡铂矿(Pt_3Sn)、斜方锡钯矿(Pd_2Sn)、锡钯矿($\text{Pd}_5\text{Sn}_2\text{Cu}$)、等轴铅钯矿(Pd_3Pb)和 Pt-Fe 合金(Pt_2Fe)等;⑧ 含 Au 和 Ag 的 Pt-Pd 矿物,如钯金矿(Au, Ag, Pd)等;⑨ 其他 Pt-Pd 矿物,如等轴铋碲铂矿(PtTeBi)、等轴铋碲钯矿(PdTeBi)和异砷锑钯矿[$\text{Pd}_8(\text{Sb}, \text{As})_3$]等(Holwell et al., 2006a; 2007)。

PGE 矿物组合 ① PGE 矿物组合在 UG2、MR 和 PR 三个矿层的各地段不尽相同。UG2 中, PGE 矿物组合以 Pt-Pd 硫化物(硫铂矿和硫镍铂矿等)和硫钨钨矿为主,东北部以硫镍钯铂矿、硫钨钨矿、硫铂矿和 Pt-Fe 合金为主,东南部以硫钨钨矿、硫镍钯铂矿、硫钯矿和硫铂矿占优势,这些铂族矿物在铬铁矿颗粒间隙零星散布,与镍黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿、针镍矿和黄铁矿等硫化物伴生,有时被斜方辉石包裹,唯一被铬铁矿包裹的 PGE 矿物是硫钨钨矿(Cawthorn et al., 1998);MR 中,绝大部分 PGE (65%~85%)基本上是以 Pt-Fe 合金、Pt-Pd 硫化物

(硫镍钯铂矿、硫铂矿和硫钨钨矿等, Holwell et al., 2006a) 和 Pt-Pd 碲化物的形式存在,仅有少量的 PGE 以固溶体形式存在于 BMS 中。镍黄铁矿是最主要的含 PGE 矿物,除 Pt 以外,还包含有 600×10^{-6} PGE,并优先富集 Pd 和 Rh;磁黄铁矿含 Rh、Os、Ir 和 Ru,但 Pt 和 Pd 除外,黄铜矿含很少量的 PGE(Godel et al., 2007),且 PGE 矿物常在硫化物的边缘;PR 中, PGE 矿物以 Pt-Pd 相为主,其中以 Pt-Pd 的碲化物(如碲铂矿、碲钯矿和黄碲钯矿)最常见,占 46%。例如,PR 型矿化的 Zwartfontein、Overysel Drenthe 等矿床都以 PGE 硫化物为主,包括硫铂矿、硫钯铂矿、硫钨钨矿等,Overysel 矿床有大量硫铂矿物与硫化物伴生或被包裹,更多出现在硫化物和硅酸盐矿物交界处(Holwell et al., 2007)。

② PGE 矿物组合各个地段也不尽相同,如 Marikana 矿床中以砷铂矿(>50%)最丰富,还有数量可观的碲铂矿和硫铂矿等(Brynard et al., 1976)。

③ PGE 矿物组合在不同部位沿走向变化显著,如 Sandsloot 矿床中以合金和碲化物富集而硫化物缺乏为特征(Armitage et al., 2002)。

④ PGE 矿物组合随寄主岩石的岩性而变,辉石岩中以 Pt 的碲化物占绝对优势,在绢云母岩和碳酸盐岩取代辉石岩之处, PGE 硫化物相的比例增加;富铬铁矿的岩石和蛇纹石化钙硅酸盐捕虏体中主要为硫钨钨矿和硫砷化物的固溶体系列(RhAsS-PtAsS),多数在硅酸盐矿物中(Holwell et al., 2007)。此外, Sandsloot 和 Turfspruit 矿床都缺少 PGE 硫化物, Sandsloot 矿床含 PGE 硫砷化物, Turfspruit 矿床的 Pd、Os、Ir 都赋存在硫化物固溶体中(Holwell et al., 2006b; Hutchinson et al., 2008)。

PGE 矿物颗粒 在绝大多数岩石类型中,约 80% 的 PGE 矿物颗粒小于 $10 \mu\text{m}$, >70% 的颗粒小于 $5 \mu\text{m}$,没有发现 $>100 \mu\text{m}$ 的颗粒。PGE 矿物颗粒的形态随单个相而变,也随周围的组合情况而变。在被硫化物环绕之处, PGE 矿物颗粒的形态,特别是银金矿,普遍呈浑圆的小包裹体出现。而在被硅酸盐相环绕之处, PGE 矿物颗粒的形态则从他形到自形均有,如碲铂矿通常呈板条状, Pt-Fe 合金呈立方体状,砷铂矿呈四面体状。绝大多数 PGE 矿物以单相颗粒出现,偶尔也以带状或多相颗粒出现。以 PR 为例, BMS 普遍存在于整个辉石岩层及裂缝中(Holwell et al., 2006a),而绝大多数 PGE 矿物颗粒都与 BMS 密切相关,且出现于 BMS 与硅酸盐相的接触

部位或在硅酸盐相内部像卫星环绕 BMS (Holwell et al., 2007)。PGE 很少包含在硫化物内 (Kinnaird et al., 2005b)。PGE 矿物包括 Ru、Pt 和 Pd 的硫化物, Pt 和 Pd 的碲化物以及 Pd 的砷化物, 出现在围绕硫化物集合体的交代晕中, 也出现于集合体的内部, 表明 PGE 矿物对热液蚀变的抵抗力比相关的 BMS 更强。

3.4 金属元素组合特征

布什维尔德矿床的 Ni/Cu 比值为 2.35, Cu/(Ni + Cu) 比值为 0.30, Pt/Pd 比值为 2.53, Pt/(Pt + Pd) 比值为 0.72, (Pt + Pd)/(Ru + Ir + Os) 比值为 12.5 (Naldrett, 2004)。Gair (1980) 报导在 BIC 北东 Maandagshoek 处 UG2 矿层的 PGE + Au 平均为 8.2×10^{-6} , 其中 $\omega(\text{Pt})$ 为 3.22×10^{-6} , $\omega(\text{Pd})$ 为 3.24×10^{-6} , $\omega(\text{Ru})$ 为 0.87×10^{-6} , $\omega(\text{Rh})$ 为 0.54×10^{-6} , $\omega(\text{Ir})$ 为 0.27×10^{-6} , $\omega(\text{Au})$ 为 0.07×10^{-6} , $\omega(\text{Ni})$ 和 $\omega(\text{Cu})$ 很低, 平均为 0.03% ~ 0.15%。而 PR 接触带不同于 UG2 和 MR 矿层, 硫化物的含量从局部 < 1% 到 > 30%, PGE 品位较低, 如 PR 底部的 Malmani 白云岩围岩 (如 Sandsloot) 中, $\omega(\text{PGE}) > 4 \text{ g/t}$, 在别处的花岗岩或富硅变质沉积围岩中, PGE 的品位通常为 1~2 g/t, 间有 > 10 g/t (Kinnaird et al., 2005b)。Pt/Pd 比值约为 0.7~0.8, Pt/Au 比值约为 7~8 (Holwell et al., 2006a), $\omega(\text{Ni})$ 较高 (0.15% ~ 0.35%), $\omega(\text{Cu})$ 较低 (0.1% ~ 0.25%) (Kinnaird et al., 2005b)。

3.5 成矿作用特征

RLS 有两大成矿特征: 一是巨大的铂族储量 (约 60 000 t) 都与低品位 ($\omega(\text{Ni})$ 0.15% ~ 0.36%、 $\omega(\text{Cu})$ 0.03% ~ 0.18%) 和低密度的硫化物层共生; 二是具有完整的层序和矿化部位, 下部带和关键带产出多层铬铁矿, 其中关键带顶部的 UG2 和 MR 矿层为主要含铂层, 主带中还有多层铂矿化, 而上部带只产磁铁矿。布什维尔德矿床的 PGE 矿化遍及 RLS 及其捕虏体并进入下伏岩层, 偶尔也出现于上覆岩层的底部 (Holwell et al., 2006a)。PGE 矿体的分布形式通常呈单个规模巨大的层状侵入体, 主要沿 RLS 中 UG2、梅林斯基以及普拉特接触带分布 (Naldrett, 2004)。

BIC 相对贫硫, 其中 99% 的岩石中 $\omega(\text{S}) < 500 \times 10^{-6}$ (Maier et al., 1999), 而较高的硫化物主要发育于一些独特的地方: 一是北部带中浸染状到块状硫化物的基底堆积, 即 PR 接触带, 其矿化层的厚度

可达几百米, 但矿化作用在横向上比内部矿脉更不连续, 且 PGE 品位绝大多数较低 ($< 1 \times 10^{-6} \sim 4 \times 10^{-6}$) (Maier et al., 2008); 二是层状含铂含硫化物“矿脉”, 由相对窄 (可达约 1 m 宽) 的层状层 (即“矿脉”) 构成, 出现于上关键带的顶部, 有代表性的矿脉在 BIC 底部之上约 2 km 处, 如 UG2、MR、Bastard reef、Pseudoreefs 和 Boulder Bed, 其中以 UG2 和 MR 最为著名, 主要出现在 BIC 的东部带和西部带内, 沿走向延伸 280~400 km, 且始终含有高品位 ($5 \times 10^{-6} \sim 8 \times 10^{-6}$) 的 PGE (Maier et al., 2008); 三是横切关键带、主带和上部带的不整合含硫化物纯橄岩管以及上部带中的含硫化物磁铁矿层。所有这些硫化物都蕴藏有丰富的 PGE, 其中 UG2、MR 和 PR 三个层位赋存有该岩体中最重要的 PGE 资源 (Li et al., 2004)。

4 讨论

4.1 岩浆的起源和演化

所有镁铁质-超镁铁质岩体的母岩浆来自地幔部分熔融。RLS 中上关键带全岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 约为 -6.4 (Maier et al., 2000), 其中 MR 矿层的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)$ 为 0.510~0.513, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为 -1.13 ~ -8.46 (Prevec et al., 2005); 主带基底的 ϵ_{Nd} 约为 -7.5 (Maier et al., 2000), 这表明它们的母岩浆可能来自富集地幔。通过普勒米尔 (Premier) 金伯利岩中粗粒状尖晶石二辉橄榄岩捕虏体的研究表明, 布什维尔德杂岩浆源区的特征: 上地幔浅部为尖晶石-橄榄石相, 深度为 80~100 km, 温度为 720~850°C, 具有较低的 $\text{Mg}^\#$ [$\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^*)$] 和较高的 Mg/Si 比值, 进而表明为较浅的熔化条件或交代富集 (Grégoire et al., 2005)。

Mathez 等 (2007) 研究发现, BIC 东部带的 UG2 矿层中斜长石和硫化物的 Pb 同位素组成中初始 Pb 是可变的, 表明存在 2 期不同的岩浆, 即 $\mu(^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})$ 比值约为 9.0 和 $\omega(^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb})$ 比值为 35, 母岩浆来自地幔, 几乎没有陆壳成分的加入, 而第二期岩浆的 Pb 同位素组成与上地壳 ($\mu \approx 9.6$) 相似。RLS 中单个铬铁矿的 γ_{Os} 值为: $\gamma = 100 \{ [(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_{\text{样品}}(t) / (^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_{\text{球粒陨石}}(t)] - 1 \}$, 介于 +12 ~ +35 之间 (McCandless et al., 1999), 略高于来自地幔源的基威诺期洋中脊的苦橄岩和拉斑玄武岩的 γ_{Os} 最大值 +12 (Shirey, 1997), 表明成岩

成矿物质主要来源于地幔,并有少量地壳物质混染。

RLS中的 $\delta^{37}\text{Cl}$ 为4.57‰,属于少数几个异常富集氯的层状侵入体之一。Willmore等(2002)研究表明, Cl 同位素组成和高的 Cl/F 比值是下部带和关键带岩浆的基本特征,不是来源于围岩的渗透,而是与含有 Cl 的俯冲环境中亏损的水合部分熔融一致,其中的 Cl 由具有重 Cl 特征的俯冲板片的脱水作用或过“湿的”地幔热点补给。RLS中黑云母的 δD 值介于 $-77\text{‰} \sim -54\text{‰}$ 之间(Willmore et al., 2002),表明氢具有原始岩浆的特征,同时还具有弧岩浆的特征。

研究表明,下部带和下关键带的边缘岩石(B-1)的母岩浆是拉斑质富镁玄武质安山岩浆,其 $\text{Mg}^\#$ 为71。不相容元素的地幔标准化图式(蛛网图)与上地壳相似,也与硅质高镁玄武岩相似。还有一个异常特征就是 $\text{Pt}/\text{Pd} > 1.5$,其 $\omega(\text{Pt}) = 15 \times 10^{-9} \sim 25 \times 10^{-9}$ 略高于最原始地幔熔融的,推测 Pt/Pd 比值高是由于 Pt 的富集而不是 Pd 的亏损所致。形成于与B-1岩浆平衡的矿物的结晶顺序和成分恰好与下部带和下关键带匹配,因此该岩浆可代表这些带的母岩浆。上关键带的边缘岩石(B-2)和主带的边缘岩石(B-3)就主量元素成分而言为拉斑玄武岩,其 $\text{Mg}^\#$ 分别为55和62。B-2的蛛网图显示出与E-MORB相似的特征,然而,B-2岩石有强的正 Ba 和 Pb 异常及负 P 、 Ti 、 Hf 和 Zr 异常,因此,它们与下地壳更相似,且B-2与B-1岩浆混合可说明上关键带的矿物结晶顺序和成分,B-3的蛛网图部分与B-2岩浆的相似,但最相容元素具有 Ba 、 Pb 和 Eu 正异常和 Nb 、 Ta 、 Hf 和 Zr 负异常,表明该岩石含有长石成分。B-3岩浆与主带的矿物结晶顺序和成分匹配(Barnes et al., 2010)。

研究表明,BIC的原生岩浆为拉斑玄武岩系列,其 S/Se 比值为3 000,其化学成分富 Mg ,并且在AFM上具有拉斑玄武岩系列的演化趋势(Barnes et al., 2010)。该原生岩浆是上地幔岩(尖晶石二辉橄榄岩相)经部分熔融形成的高镁岩浆(估算关键带: $\omega(\text{MgO}) = 12.65\%$, $\omega(\text{SiO}_2) = 55.87\%$)和拉斑玄武岩岩浆(估算主带: $\omega(\text{MgO}) = 7.26\%$, $\omega(\text{SiO}_2) = 50.58\%$)(Barnes et al., 2002),而洋中脊玄武岩(简称MORB)中的 $\omega(\text{SiO}_2)$ 通常约为50%(Li et al., 2001)。Cawthorn(2007)进一步认为,一种 $\omega(\text{MgO})$ 为12%、 $\omega(\text{Cr})$ 为 $1\ 000 \times 10^{-6}$ 和 $\omega(\text{Sr})$ 为 180×10^{-6} 的岩浆类型能解释RLS整个下部带和关键带

的起源问题。然而,Barnes等(2002)则认为,RLS的形成包含2套岩浆:一套是富 Mg 玄武质安山岩和另一套为拉斑玄武岩。相应地其母岩浆的形成有两个过程,即原始地幔熔融与大陆地壳部分熔融的混合、原始地幔熔融与来自陆下岩石圈地幔(SCLM)熔融的混合,并且具有SCLM成分的岩浆可能侵入到地壳,随后又被地壳的部分熔融所污染。

4.2 硫化物深部熔离机制

RLS的成岩成矿机理关键在于硫化物饱和机制,布什维尔德矿床的PGE富集与岩石中的 S 含量相关(Barnes et al., 2002),且单个PGE元素以及PGE与 S 之间具有强烈的正相关性,表明PGE在很大程度上受控于硫化物(Manyeruke et al., 2005)。例如,边缘带的岩石成分说明关键带的残留岩浆接近硫饱和且富PGE(Davies et al., 1985)。然而,RLS本身是一个相对贫 S 的体系,7~9 km厚的层状序列中有99%以上的岩石 $\omega(\text{S})$ 低于 500×10^{-6} (Maier et al., 2002),可解释为下部带和关键带中 S 达到饱和,后来因不同成矿过程导致超过90%的硫化物已经损失,从而导致BIC堆积岩中现存的硫化物含量才会如此之低,如MR矿层中的辉石岩中含有少量的硫化物,推测可能形成于 S 不饱和的岩浆(Cawthorn, 2005a)。布什维尔德岩浆房内部富PGE的熔离相通常归因于苦橄质母岩浆的混染或与演化程度更高的岩浆混合(Campbell et al., 1983)或通过围岩的同化混染(Irvine, 1980),且同化混染发生在主岩浆房下面的次级岩浆房中(Lee et al., 1990)。因此,许多学者认为布什维尔德矿床中引起 S 饱和的机制既有岩浆的混合作用,又有岩浆温压的快速变化和岩浆的快速分异,还有围岩的混染作用(Lambert et al., 1998; Maier et al., 1998),其中以后者最为重要。

围岩的混染作用 布什维尔德岩浆和岩石有一个明显的地壳特征,通过相对富集高度不相容的微量元素,相对亏损 Ta 、 Nb 和 Ti 以及地壳 Os 、 Sr 、 Nd 、 Pb 和 O 同位素特征来表示。Mccandless等(1999)认为,沿着RLS的岩浆房边缘,有1%~5%的下地壳物质发生同化作用,且 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 比值是由大约5%的镁铁质麻粒岩进入母岩浆进行同化混染所致。相对均匀的 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 初始比值意味着绝大多数放射性 Os 在进入Transvaal盆地之前就已混入岩浆了。也就是说,BIC相对高的 SiO_2 含量(导致大量斜方辉石的结晶)、不相容微量元素的富集、负的 Nb -

Ta 异常、相对高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值和 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 比值以及相对低的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值可解释为由于高镁母岩浆与大陆地壳岩石反应所致。而 Harris 等(2005)则认为布什维尔德岩浆受到下地壳物质(占30%~40%)污染更符合逻辑。同位素数据显示 BIC 就位前普遍被地壳物质所污染,估计 RLS 的关键带镁铁质侵入体中可能平均混染有5%~20%的陆壳物质(Schoenberg et al., 1999),而上关键带(在 PR 接触带中)就位时受到<18%的上地壳物质(白云岩)的污染,总的污染量为28%~47%(Harris et al., 2001);主带和上部带就位前受到10%~29% Transvaal 超群地壳物质的污染(Schiffries et al., 1989)。所有的布什维尔德岩浆普遍而深入地遭受地壳混染,其中绝大多数都是通过岩浆源,像通过上地幔的富集或在假设的亚布什维尔德次级岩浆房中富集获得(Prevec et al., 2005)。地壳混染可能已经发生于布什维尔德岩浆就位前的次级岩浆房或岩浆通道中,外观上与横向上的同位素特征一致。而 BIC 底部的基岩表明其母岩浆贫硫化物和 PGE,这也说明在深度上的混染不可能促进硫化物的熔离,可能由于布什维尔德岩浆中大量 S 不饱和所致。如 PR 接触带,岩浆与基底岩石普遍发生混染作用,与页岩混染导致额外的 S 加入到岩浆中,与白云岩混染可使岩浆发生氧化作用从而降低其 S 的溶解度(Maier et al., 2008)。随着岩浆中氧逸度的增加,FeO 含量的降低,岩浆中 S 的输运能力也随之降低;或围岩部分熔融,导致 Si 污染;或围岩中高 S 的加入,从而促进硫化物过饱和所致(Kinnaird et al., 2005b)。

岩浆的混合作用 布什维尔德岩浆房是一个开放的系统,至少有三种或更多母岩浆经常重复注入和混合(Arndt et al., 2005)。Naldrett(2004)认为布什维尔德成岩岩浆有 U 型(超镁铁质)和 A 型(斜长岩质)两种,这两种岩浆的多次注入、混合和结晶分异,对于岩体的层状构造、岩浆的反复旋回,进而对 Cr、PGE、Cu-Ni 硫化物的形成都起了重要的作用。Hulbert 等(1988)认为,在下部带和关键带中反复出现橄榄石、辉石和尖晶石的逐渐富铁和斜长石富钠的变化规律,可能由于在岩浆房的早期阶段,有新鲜岩浆周期性注入,并与残余岩浆混合形成一个整体所致。Naldrett 等(1989)提出 PGE 矿化是由于相对有差异的残余岩浆与更原始的补充岩浆混合所致。Lambert 等(1998)的研究表明,BIC 的 MR 矿层形成

是由两种不同的岩浆混合的结果,并且其中一种岩浆含有大量的地壳成分。Mitchell 等(2007)通过研究 MR 矿层,应用岩浆侧向流动模型,伴随着铬铁矿结晶和后来的硫化物和 PGE 沉淀起因于岩浆的混合。Li 等(2001)通过热力学计算表明,在岩浆混合物中,硫化物欠饱和的岩浆与适当数量的原始岩浆混合仍然能使硫化物达到过饱和。然而,有的学者则认为残余的和补充的岩浆的混合可能不再控制硫化物的形成(Maier et al., 2002)。Cawthorn(2002)认为原始岩浆与进化岩浆的混合不能产生混溶的硫化物液体。Seabrook 等(2005)指出,梅林斯基单元中的斜长石和斜方辉石两种主要矿物形成于两种不同的但共存的岩浆,其中 MR 矿层只是这两种矿物的混合,但并非这两种岩浆的混合。Wilson 等(2006)也认为在 MR 矿层形成期间,产生了不同岩浆的混合,但并非完全混合。因此,在布什维尔德矿床形成过程中,岩浆的混合作用也受到了挑战。

岩浆的快速分异机制 可以解释 BIC 中的铬铁矿中含有大量金属硫化物这一现象。这是由于岩浆在结晶出铬铁矿和磁铁矿时,其中 FeO 含量迅速降低,从而使 S 的溶解度降低而达到饱和(Haughton et al., 1974)。

岩浆温度压力的快速降低机制 RLS 中的 UG2 矿层的黑云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄为(2 042.4 ± 3.2) Ma,比现有的来自锆石 U-Pb 年龄(2 055 ~ 2 061 Ma)稍微年轻一点,似乎指示冷却速率约为20°C/Ma。目前所用的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 和 U-Pb 系统之间的偏差达1%,暗示着 BIC 在700~500°C 温度下非常迅速地冷却(Nomade et al., 2004)。BIC 底部出现的硫化物被认为是岩浆温度迅速下降所致(Maier et al., 1998),这是由于岩浆与围岩接触而使热量散失,温度迅速下降而使 S 达到饱和。Cawthorn(2005b)认为压力变化导致了硫饱和,在低压条件下,基性岩浆中硫的饱和度随压力增加而降低。当新岩浆进入主带时,关键带岩浆的压力暂时升高,形成了不混溶硫化物熔体和铬铁矿,它们在下沉时从岩浆中萃取 PGE 堆积在底部。岩浆去气作用或顶部裂解使压力下降,岩浆中的硫又回到不饱和状态,如此反复可以形成大量 PGE 硫化物。

4.3 岩体和矿体的就位机制

Mccandless 等(1999)根据 RLS 的 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 比值随着地层高度而增加,且贯穿整个岩体,各层都有相似的比值,推测布什维尔德矿床的岩体和矿体的

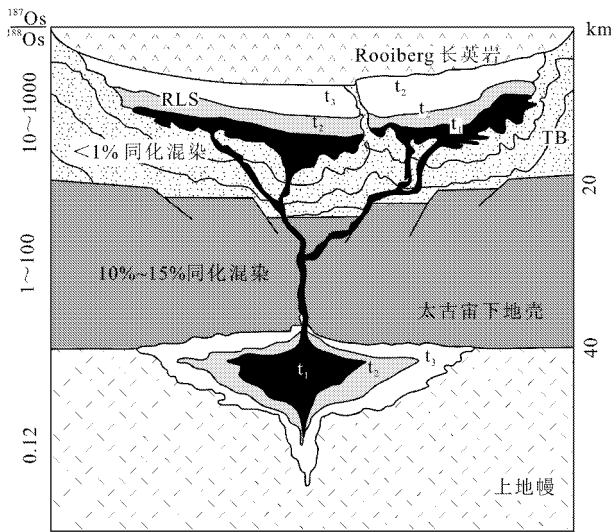


图 7 布什维尔德杂岩体中 RLS 就位的示意图
(据 McCandless et al., 1999)

Fig. 7 Schematic representation of emplacement of Rustenburg Layered Suite of the Bushveld Complex
(after McCandless et al., 1999)

就位机制如图 7 所示。伴随着太古代基底的下陷、拉张和加热,在地下壳-上地幔边界附近,岩浆房发生 3 次脉冲:

t_1 时间,来自岩浆房中心的岩浆开始上升进入 Transvaal 盆地,并伴随有大量岩浆混合的差异同位素组成的岩浆注入,导致堆晶岩的结晶和沉淀 (Kruger, 2005) 形成下部带(黑色),且最早从岩浆中分离出来的矿物是古铜辉石和镁橄榄石,集中于下部带的辉石质和纯橄榄岩质层中 (Hulbert et al., 1988)。

t_2 时间,岩浆房中间区的岩浆(地壳成分日益增加)被消耗,铬铁矿堆晶相周期性沉淀下来 (Hulbert et al., 1988) 形成关键带(黑灰色),并形成有经济价值的铬铁矿层。随着矿物的晶出,岩浆的组分发生了改变,随着岩浆继续冷却,橄榄石停止结晶,而斜长石和普通辉石开始结晶。

t_3 时间,来自岩浆房边缘附近的岩浆爆发进入 Transvaal 盆地,没有主要岩浆的附加,只有斜长石和二辉石堆积相,且厚的岩浆层通过分离结晶演化,特别是大量新岩浆的注入侵蚀关键带堆晶岩之上的不整合面,并通过沉淀在不整合之上的 MR 矿层来促使主岩浆房中主带(浅灰色)的形成,新的岩浆首先侵入 TML 以北的北部带,并与底板岩石发生反应,在向南注入主岩浆房之前,就与 S 结合,从而促成

PR 接触带沿底板岩石接触带沉淀 (Kruger, 2005); 一个明显的钛铁磁铁矿 → 钛磁铁矿层作为上部带(浅灰色)底部的标志。

最终,岩浆分异趋势以石英和碱性长石的增加为标志,包括从最后的残余岩浆中形成酸性岩石 (Hulbert et al., 1988); RLS 的就位与 Pretoria 群上部与 Rooiberg 长英岩之间的接触部位一致,继而与 Pretoria 群挤入的应变一致,并且在就位时,有不到 1% 的 Pretoria 群页岩混入 RLS 中 (McCandless et al., 1999)。

BIC 在结晶期间是宽、浅、分裂的岩床状岩席,且在整体侵入体中岩层和矿床是准连续的 (Kruger, 2005)。对比 UG2 矿层中斜长石和硫化物,通常具有略高的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和相应的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值,使其成分落入 2.06 Ga 和 1.86 Ga 之间。前一年龄代表布什维尔德侵入体的固化年龄,而后者比冷却年龄更小,表明 BIC 在凝固后被埋在地壳中以几百摄氏度的高温保持大约 200 Ma (Mathez et al., 2007)。

4.4 矿床成因探讨

布什维尔德矿床主要包括 UG2、MR 和 PR 三个 Cu-Ni-PGE 矿层,并以 PGE 矿化为主。Naldrett 等 (2008) 总结了布什维尔德矿床的 PGE 矿化主要有 5 种机制:一是在层状侵入体内部的特殊层位内有很高品位的 PGE 层的形成,既可与铬铁岩有关,也可与铬铁岩无关;二是富 PGE 硫化物的岩浆沿着层状侵入体的边缘就位;三是不混溶硫化物的延时分离直到层状侵入体分异的晚期为止;四是没有不混溶硫化物发育时,铬铁矿结晶;五是热液重新分配和来自低品位浸染状硫化物的 PGE 的浓缩。然而,当今关于 UG2 和 MR 矿层的成矿作用机制有 2 种观点:一种是以 Naldrett (2004)、Barnes 等 (2002) 和 Cawthorn (1999) 等矿床学家为代表的主流观点,认为它们主要受岩浆作用控制,尽管其具体机制有所差异;另一种是以 Boudreau 等 (1999) 和 Willmore 等 (2000) 的含水晶间流体自下而上捕获 PGE 的模式。目前一类作用究竟有多大的影响还存在很大争议,笔者倾向于前一种成矿模型的观点。下面分别介绍 3 个矿层的成因。

UG2 矿层的成因 UG2 矿层由厚 0.6~1 m 的铬铁岩夹层(有时被一个内在的辉石岩夹层分隔开)和 1~3 个上覆更薄的铬铁岩夹层所组成。硫化物含量尽管较低,介于 0.5%~1.5% 之间,仍被认为至少在一些 PGE 的富集中扮演角色。在 UG2 矿层之

下有 13 个铬铁岩矿层之多,所有的铬铁岩矿层均含有 PGE,但总的 PGE 储量不大(Naldrett et al., 2008)。UG2 矿层靠近关键带上部,是 PGE 储矿岩石最特殊的,即所有的 PGE 矿化都在铬铁矿中。PGE 含量在底部最高,向上呈有规律的降低。岩浆的加入可能是引起 PGE 旋回变化的原因(Peyerl, 1982)。过去,所有的铬铁岩形成的模型都建立在不同成分的岩浆混合或其他过程导致岩浆的物理化学条件的变化基础上,预测位于铬铁岩层上、下的岩石应该是不同的。而 Mondal 等(2007)提出 UG2 矿层是通过新的成批岩浆伴随着成分相似的残余岩浆(仅用于运输悬浮的铬铁矿晶体)的贯入而形成的。在 UG2 矿层中的辉石岩“夹层”中发现高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值,表明与顶板岩石混合可能已经在引起铬铁岩和硫化物形成中扮演角色(Naldrett et al., 2008)。

MR 矿层的成因 MR 矿层的许多特征都可以用正岩浆模型来解释,即硅酸盐熔体-晶体平衡主导的岩浆结晶过程直接成矿。富 Pt-Pd 的硫化物矿层集中在旋回单元底部的关键层位、分布相对均一、侧向连续性好、与 Ni-Cu 硫化物伴生,这些现象都说明 PGE 源于岩浆,被硫化物流体萃取后赋存于硫化物固溶体中或冷却出溶形成独立的 PGE 矿物(Barnes et al., 2002)。虽然, PGE 含量最高的矿石产于铬铁矿夹层中,但 PGE 矿物常常与硫化物共生,硫化物被认为是 PGE 的主要储集物(Peyerl, 1982; Naldrett et al., 2008)。MR 硫化物的成分显示,在 BIC 形成之前, PGE 可能已经与硫化物和半金属元素密切伴生(Ballhaus et al., 2000)。MR 矿层中的 PGE 受控于 BMS,在绝大多数情况下, PGE 出现在 BMS 与硅酸盐或氧化物接触部位或藏于 BMS 中。在铬铁岩矿层中,除 Pd 以外,所有 PGE 的全岩浓集物是通过与 S、Ni、Cu 和 Au 相关因素富集,而在硅酸盐岩石中, PGE 只有通过硫化物流体被富集。铬铁岩中的 BMS 所含的 PGE 是硅酸盐岩石中的 BMS 的两倍,但这并不足以解释铬铁岩中强烈富集 PGE。有鉴于此,铬铁岩中 PGE 的富集存在 2 个步骤:首先在铬铁岩层建造期间,硫化物饱和之前有些 PGE 已经形成,然后剩余的 PGE 通过不混溶硫化物流体富集以便向下渗滤,直到遭遇铬铁岩层(Godel et al., 2007)。MR 矿层有两个或多个热的含硫化物镁铁质岩浆注入口,从而产生水平层位。而由这些注入口产生的超镁铁质堆晶岩(为斜方辉石岩和橄辉岩)厚度变化于 50 cm 至几米之间。该层由来自两种岩

浆类型的矿物组成,一类是富 MgO(质量分数约 12%)和 Cr,贫 Al_2O_3 (质量分数约 12%)岩浆,而另一类是具有典型拉斑玄武岩成分的岩浆(Naldrett et al., 2008)。也就是说,在整体化阶段的末期,明显地有一种岩浆的补充,残余岩浆与新鲜岩浆混合,结果形成了富含 PGE 和硫化物的不相容流体,沉淀成为 MR 矿层(Hulbert et al., 1988)。相关的地球化学研究表明,如果是岩浆混合或混染作用导致了早期的硫饱和,当从深部进入布什维尔德主岩浆房时,这些富 PGE 相已经存在于岩浆中,随着硫化物的饱和和析出, PGE 也一同从岩浆中分离。在运移到主岩浆房的过程中,硫化物小珠滴或团块可以与大量岩浆充分混合,进一步富集 PGE 后与斜方辉石一起堆积在主岩浆房底部形成 MR 矿层(Arndt et al., 2005)。也就是说,梅林斯基单元的母岩浆相对富 SiO_2 (该成分促进斜方辉石的结晶),强富集不相容微量元素以及富含挥发分,这是由于布什维尔德下岩浆房中,母岩浆通过不同的含水硅酸盐质围岩(花岗岩、云母片岩或伟晶岩)部分熔融的同化混染所致。产生梅林斯基单元的岩浆是一种更污染且异乎寻常地富集不相容元素的岩浆,当它进入布什维尔德主岩浆房时,促成具有特征意义的 MR 矿层不寻常相的形成。在下岩浆房中,这种不纯的岩浆在同化混染过程期间熔离出硫化物或富 PGE 的相,随后进入布什维尔德主岩浆房就堆积形成 MR 矿层矿床(Lee et al., 1990; Arndt et al., 2005)。

PR 接触带的成因 PR 接触带呈带状或广义的层状,位于 BIC 底部边缘带,即介于上部的斜方辉石岩堆积岩与下部的辉石岩、辉长岩和苏长岩之间,并与构成直接底板岩石的页岩、含铁建造和白云岩强烈反应,其中含有大量的 Ni、Cu 和 PGE,即侵入体底部的“接触式”矿化。该层比 MR 和 UG2 矿层更厚,通常露天挖掘超过约 50 m(Naldrett et al., 2008)。最初, PR 接触带是相对薄的岩床状侵入体或岩床网状物,且没有上覆岩浆层。下部带堆晶岩比 BIC 中相似的岩石更亏损 Ni 和 Cu,表明在亚岩浆房或通道中与硫化物反应所致。最新研究显示, PR 接触带的几何形态是一个被侵入的岩席状或网脉状岩体,在辉长苏长岩侵入之前已经固结,说明上覆岩石不可能提供如此大量的 PGE(McDonald et al., 2007)。为了克服上覆岩浆所强加的质量平衡矛盾, McDonald 等(2007)提出了一个关于 PR 接触带演化的新模型来解释为何 Ni、Cu 和 PGE 富集在供给下部带的

岩浆房通道中,这些硫化物通过后来的岩浆运送到 PR 接触带中。PR 接触带中的 PGE 连同半金属如 Bi 和 Te 一起最初富集于不混溶硫化物液体中,即在早期阶段的 PR 接触带岩浆中,硫化物液体原先富集 PGE 和半金属如 Bi 和 Te,在斜方辉石结晶之前,但同时有铬铁矿,在侵入以前,这可存在于深部岩浆房或通道中,推测该矿可能是一种正岩浆 PGE-Cu-Ni 硫化物矿床。然而,PR 接触带 PGE 矿床的形成非常明显地受到与白云质岩石相互作用的影响,出现大量的钙硅酸盐和角闪捕虏体,矿层厚度变化大、分布不稳定,矿石矿物重晶石、颗粒粗大、品位较高,并可见石榴子石等蚀变矿物,说明是热接触带成矿,因而很多研究者都认为该矿层与岩浆热液作用有关。

总之,布什维尔德母岩浆来自较深部的岩浆房,关键带母岩浆进入布什维尔德主岩浆房,同化其围岩作用日益增强,并与进入主岩浆房中的新岩浆发生反应,熔离出硫化物或富 PGE 相,从而形成了 UG2、MR 和 PR 铂族矿层以及含很高 Pt 品位的圆柱状或带状超镁铁质岩管切穿 BIC 下部的堆积岩,并被认为是热液活化转移的结果。布什维尔德岩浆房是一个开放的系统,BIC 至少是 3 种或更多母岩浆周期性充填的结果。当来自上地幔的岩浆上升之后,又有新的岩浆进入岩浆房,新的岩浆扩散开来,覆盖在来自先前岩浆房中岩浆结晶的矿物晶体上;最后填充在地壳中的岩浆房中,从而可以建立布什维尔德矿床的成矿模型(图 8)。

5 结 论

布什维尔德矿床的主要成矿机制是地壳含

填充在地壳岩浆房中

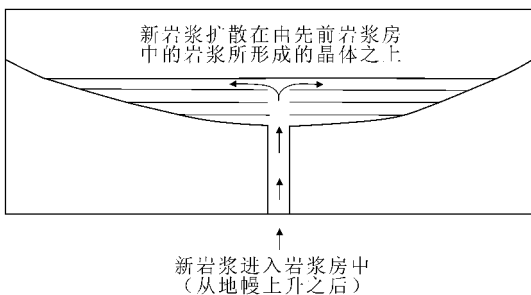


图 8 布什维尔德矿床的成矿模型示意图

(据 Naldrett et al., 2005 讲座)

Fig. 8 Schematic map of the ore-forming model of the Bushveld deposit (after Naldrett et al., 2005)

水硅酸盐质成分的同化混染,导致硫化物熔离,形成 BMS,而 PGE 的富集主要是硫化物熔离作用或吸附作用的结果。迄今为止,中国还未发现像南非的布什维尔德和美国的斯提沃尔特(Stillwater)与大型层状杂岩体有关的超大型岩浆 Cu-Ni-PGE 硫化物矿床。通过对布什维尔德矿床的成矿地质背景、矿床地质特征和成矿作用特征资料的综合分析,特别是对该矿床中 UG2、MR 和 PR 成矿模型的探讨,给中国探寻该类型矿床以启示:一是这类矿床主要位于克拉通的边缘;二是这类矿床与区域性构造薄弱带毗邻,它是岩浆上升的通道;三是这类矿床与大型层状杂岩体密切相关;四是这类矿床具有引起达到硫化物饱和的关键要素,如围岩中壳源 S 的加入等。根据中国地质构造条件,以峨眉山大火成岩省为靶区,寻找类似的岩浆 Cu-Ni-PGE 硫化物矿床。

志 谢 本文在撰写过程中得到毛景文教授的悉心指导,还得到了刘珺副教授、柴凤梅教授、高蕊蕊博士以及陈小丹和胡乔青研究生的大力支持和帮助,另外还有两位审稿人提出了宝贵的修改意见,在此表示最诚挚的感谢。

References

- Alexandre P, Andreoli M A G, Jamison A and Gibson R. 2006. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on low-grade metamorphism and cleavage development in the Transvaal Supergroup (central Kaapvaal craton, South Africa): Implications for the tectonic setting of the Bushveld Igneous Complex [J]. South African Journal of Geology, 109: 393-410.
- Armitage P E B, McDonald I, Edwards J S and Manby G M. 2002. Platinum-group element mineralisation in the Platreef and calc-silicate footwall at Sandsloot, Potgietersrus District, South Africa [J]. Appl. Earth Sci. (Trans Inst Min Metall B), 111: B36-45.
- Arndt N, Jenner G, Ohnenstetter M, Deloule E and Wilson A H. 2005. Trace elements in the Merensky Reef and adjacent norites Bushveld Complex South Africa [J]. Mineralium Deposita, 40: 550-575.
- Ashwal L D, Webb S J and Knoper M W. 2005. Magmatic stratigraphy in the Bushveld northern lobe: Continuous geophysical and mineralogical data from the 2 950 m Bellevue drill core [J]. South African Journal of Geology, 108: 199-232.
- Ballhaus C and Sylvester P. 2000. Noble metal enrichment processes in the Merensky Reef, Bushveld Complex [J]. Journal of Petrology, 41: 545-561.
- Barnes S J and Maier W D. 2002. Platinum-group elements and microstructures of normal Merensky Reef from Impala Platinum Mines, Bushveld Complex [J]. Journal of Petrology, 43: 103-128.
- Barnes S J, Maier W D and Curl E A. 2010. Composition of the

- marginal rocks and sills of the Rustenburg layered suite, Bushveld Complex, South Africa: Implications for the Formation of the Platinum-Group [J]. *Element Deposits Economic Geology*, 105: 1491-1511.
- Boudreau A E and Meurer W P. 1999. Chromatographic separation of the platinum-group elements, gold, base metals and sulfur during degassing of a compacting and solidifying crystal pile [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134: 174-185.
- Brynard H J, De Villiers J P R and Viljoen E A. 1976. A mineralogical investigation of the Merensky Reef at the Western Platinum mine, near Marikana, South Africa [J]. *Econ. Geol.*, 71: 1299-1307.
- Buchanan P C and Reimold W U. 1998. Studies of the Rooiberg Group, Bushveld Complex, South Africa: No evidence for an impact origin [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 155: 149-165.
- Buchanan P C, Reimold W U, Koeberl C and Kruger F J. 2002. Geochemistry of intermediate to siliceous volcanic rocks of the Rooiberg Group, Bushveld Magmatic Province, South Africa [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144: 131-143.
- Buick I S, Maas R and Gibson R. 2001. Precise U-Pb titanite age constraints on the emplacement of the Bushveld Complex, South Africa [J]. *Journal of the Geological Society*, 158(1): 3-6.
- Campbell I H, Naldrett A J and Barnes S J. 1983. A model for the origin of platinum-rich sulfide horizons in the Bushveld and Stillwater Complexes [J]. *Journal of Petrology*, 24: 133-165.
- Cawthorn R G and Lee C A. 1998. Field excursion guide to the Bushveld Complex [C]. In: Cawthorn R G, Lee C A. 8th International Platinum Symposium. Johannesburg: Geol Soc South Africa, 113.
- Cawthorn R G. 1999. The platinum and palladium resources of the Bushveld Complex [J]. *S. Afr. J. Sci.*, 95: 481-489.
- Cawthorn R G. 2002. The role of magma mixing in the genesis of PGE mineralization in the Bushveld Complex, thermodynamic calculations and new interpretations: A discussion [J]. *Econ. Geol.*, 97: 663-667.
- Cawthorn R G. 2005a. Contrasting sulphide contents of the Bushveld and Sudbury igneous complexes [J]. *Mineralium Deposita*, 40: 1-12.
- Cawthorn R G. 2005b. Pressure fluctuations and the formation of the PGE-rich Merensky and chromitites reefs, Bushveld Complex [J]. *Mineralium Deposita*, 40: 231-235.
- Cawthorn R G. 2007. Cr and Sr: Keys to parental magmas and processes in the Bushveld Complex, South Africa [J]. *Lithos*, 95: 381-398.
- Clarke B, Uken R and Reinhardt J. 2009. Structural and compositional constraints on the emplacement of the Bushveld Complex, South Africa [J]. *Lithos*, 111: 21-36.
- Curl E A. 2001. Parental magmas of the Bushveld Complex, South Africa (Unpublished Ph. D. thesis) [D]. Clayton, Victoria, Australia, Monash University. 140p.
- Davies G and Tredoux M. 1985. The platinum-group element and gold contents of the marginal rocks and sills of the Bushveld Complex [J]. *Econ. Geol.*, 80: 838-848.
- DePaolo D J and Wasserburg G V. 1977. The sources of island arcs as indicated by Nd and Sr isotopic studies [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 4: 465-468.
- Du Plessis C P and Walraven F. 1990. The tectonic setting of the Bushveld Complex in Southern Africa, Part 1. Structural deformation and distribution [J]. *Tectonophysics*, 179: 305-319.
- Eales H V, Botha W J, Hattingh P J, De Klerk W J, Maier W D and Odgers A T R. 1993. The mafic rocks of the Bushveld complex: A review of emplacement and crystallisation history, and mineralisation, in the light of recent data [J]. *Journal of African Earth Sciences*, 16(1/2): 121-142.
- Eales H V and Cawthorn R G. 1996. The Bushveld Complex. In: Cawthorn R G, ed. *Layered Intrusions* [M]. Elsevier Science, Amsterdam, 181-229.
- Eglington B M and Armstrong R A. 2004. The Kaapvaal craton and adjacent orogens, Southern Africa: A geochronological database and overview of the geological development of the craton [J]. *South African Journal of Geology*, 107: 13-32.
- Gain S B. 1980. The geology and PGE distribution in the Upper Group chromitite layers at Maandagshoek 254, KT, Eastern Bushveld Complex: Institute for Geological Research on the Bushveld [C]. Research Report, 22, 24.
- Godel B, Barnes S J and Maier W D. 2007. Platinum-Group elements in sulphide minerals, Platinum-Group minerals, and whole-rocks of the Merensky Reef (Bushveld Complex, South Africa): Implications for the Formation of the Reef [J]. *Journal of Petrology*, 48: 1569-1604.
- Good N and De Wit M J. 1997. The Thabazimbi-Murchison Lineament of the Kaapvaal Craton, South Africa: 2700 Ma of episodic deformation [J]. *Journal of the Geological Society of London*, 154: 93-97.
- Grégoire M, Tinguely C, Bell D R and le Roex A P. 2005. Spinel lherzolite xenoliths from the Premier kimberlite (Kaapvaal craton, South Africa): Nature and evolution of the shallow upper mantle beneath the Bushveld Complex [J]. *Lithos*, 84(3-4): 185-205.
- Hall A L. 1932. The Bushveld Igneous Complex in the central Transvaal: Geological Society, South Africa [M]. *Memoir* 28, 544 p.
- Harmer R E and Armstrong R A. 2000. Duration of Bushveld Complex (seno lato) magmatism: Constraints from new SHRIMP zircon chronology [A]. National Research Foundation, Bushveld Complex Workshop, 2000. Gethane Lodge, Burgersfort, November 18-21, Abstracts and programme, 11-12.
- Harris C and Chaumba J B. 2001. Crustal contamination and fluid-rock interaction during the formation of the Platreef, northern limb of the Bushveld Complex, South Africa [J]. *Journal of Petrology*, 42: 1321-1347.
- Harris C, Pronost J J M, Ashwal L D and Cawthorn R G. 2005. Oxygen and hydrogen isotope stratigraphy of the Rustenburg layered suite, Bushveld Complex: Constraints on crustal contamination [J]. *Journal of Petrology*, 46: 579-601.

- Hart S R and Kinloch E D. 1989. Osmium isotope systematics in Witwatersrand and Bushveld ore deposits [J]. *Econ. Geol.*, 84 : 1651-1655.
- Houghton D R, Roeder P L and Skinner B J. 1974. Solubility of sulfur in mafic magma [J]. *Econ. Geol.*, 69 : 451-467.
- Holwell D A, McDonald I and Armitage P E B. 2006a. Platinum-group mineral assemblages in the Platreef at the Sandsloot Mine, northern Bushveld Complex, South Africa [J]. *Mineralogical Magazine*, 70 (1): 83-101.
- Holwell D A and McDonald I. 2006b. Petrology, geochemistry and the mechanisms determining the distribution of platinum-group elements and base metal sulfide mineralization in the Platreef at Overysel, Northern Bushveld Complex, South Africa [J]. *Mineralium Deposita*, 41 : 575-598.
- Holwell D A and McDonald I. 2007. Distribution of platinum-group elements in the Platreef at Overysel, northern Bushveld Complex : a combined PGM and LA-ICP-MS study [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154 : 171-190.
- Hulbert L J and Von Gruenewaldt G. 1985. Textural and compositional features of chromite in the lower and critical zones of the Bushveld Complex south of Potgietersrus [J]. *Econ. Geol.*, 80 : 872-895.
- Hulbert L J, Duke J M, Eckstrand O R, Lydon J W, Scoates R F J, Cabri L J and Irvine T N. 1988. Geological environments of the platinum group elements [J]. *Geological Survey of Canada. Open File 1440* : 3-99.
- Hutchinson D and McDonald I. 2008. Laser ablation ICP-MS study of Platinum-group elements in sulphides from the Platreef at Turfspruit, northern limb of the Bushveld Complex, South Africa [J]. *Mineralium Deposita*, 43 : 695-711.
- Irvine T N. 1980. Magmatic infiltration metasomatism double-diffusive fractional crystallization and accumulation growth in the Muskox intrusion and other layered intrusions. In : Hargraves R B, ed. *Physics of magmatic processes* [M]. Princeton : Princeton University Press. 325-384.
- Kinnaird J A and McDonald I. 2005a. An introduction to mineralization in the northern limb of the Bushveld Complex [J]. *Appl Earth Sci (Trans Inst Min Metall B)*, 114 : B194-198.
- Kinnaird J A, Hutchinson D, Schurmann L, Nex P A M and de Lange R. 2005b. Petrology and mineralization of the southern Platreef : Northern limb of the Bushveld Complex, South Africa [J]. *Mineralium Deposita*, 40 (5): 576-597.
- Kruger F J. 1994. The Sr-isotopic stratigraphy of the Western Bushveld Complex [J]. *South Africa Journal of Geology*, 97 : 393-398.
- Kruger F J. 2005. Filling the Bushveld Complex magma chamber : Lateral expansion, roof and floor interaction, magmatic unconformities, and the formation of giant chromitite, PGE and Ti-V-magnetitite deposits [J]. *Mineralium Deposita*, 40 : 451-472.
- Lambert D D, Foster J G, Frick L R, Ripley E M and Zientek M L. 1998. Geodynamics of magmatic Cu-Ni-PGE sulfide deposits : New insights from the Re-Os isotopic system [J]. *Econ. Geol.*, 93 (2): 121-137.
- Lee C A and Butcher A R. 1990. Cyclicity in the Sr isotope stratigraphy through the Merensky and Bastard Reef units, Atok section, eastern Bushveld Complex [J]. *Econ. Geol.*, 85 : 877-883.
- Lee C A. 1996. A review of mineralisation in the Bushveld Complex and some other layered intrusions [A]. In : Cawthorn R G (ed.) *Layered Intrusions* [M]. Elsevier, Amsterdam, 103-146.
- Li C, Maier W D and de Waal S A. 2001. The role of magma mixing in the genesis of PGE mineralization in the Bushveld Complex : thermodynamic calculations and new interpretation [J]. *Econ. Geol.*, 96 : 653-662.
- Li C, Ripley E M, Enrique M and Maier W D. 2004. Replacement of base metal sulfides by actinolite, epidote, calcite, and magnetite in the UG2 and Merensky reef of the Bushveld complex, South Africa [J]. *Econ. Geol.*, 99 (1): 173-184.
- Maier W D and Barnes S-J. 1998. Concentrations of rare earth elements in silicate rocks of the Lower, Critical and Main Zones of the Bushveld Complex [J]. *Chemical Geology*, 150 : 85-103.
- Maier W D and Barnes S-J. 1999. Platinum-group elements in silicate rocks of the lower, critical and main zones at Union section, western Bushveld Complex [J]. *Journal of Petrology*, 10 : 1647-1671.
- Maier W D, Arndt N T and Curl E A. 2000. Progressive crustal contamination of the Bushveld Complex : evidence from Nd isotopic analysis of the cumulate rocks [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140 : 316-327.
- Maier W D, Barnes S-J and Li C S. 2002. A re-evaluation of the role of crustal contamination in the formation of magmatic sulfides in the Bushveld complex [A]. In : *The 9th international PGE symposium* [C]. USA : Montana. 21-25.
- Maier W D, de Klerk L, Blaine J, Manyeruke T, Barnes S-J, Stevens M V A and Mavrogenes J A. 2008. Petrogenesis of contact-style PGE mineralization in the northern lobe of the Bushveld Complex : Comparison of data from the farms Rooipoort, Townlands, Drenthe and Nonnenwert [J]. *Mineralium Deposita*, 43 : 255-280.
- Manyeruke T D, Maier W D and Barnes S J. 2005. Major and trace element geochemistry of the Platreef on the farm Townlands, northern Bushveld Complex [J]. *South Africa Journal of Geology*, 108 : 381-396.
- Mathez E A and Mey J L. 2005. Character of the UG2 chromitite and host rocks and petrogenesis of its pegmatoidal footwall, northeastern Bushveld Complex [J]. *Econ. Geol.*, 100 (8): 1617-1630.
- Mathez E A and Kent A J R. 2007. Variable initial Pb isotopic compositions of rocks associated with the UG2 chromitite, eastern Bushveld Complex [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71 : 5514-5527.
- McCandless T, Ruiz J, Adair B I and Freydieier C. 1999. Re-Os isotope and Pd/Ru variations in chromitites from the Critical Zone, Bushveld Complex, South Africa [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63 (6): 911-923.
- McDonald I, Holwell D A and Armitage P E B. 2005. Geochemistry and mineralogy of the Platreef and 'Critical Zone' of the northern lobe of the Bushveld Complex, South Africa : implications for Bushveld stratigraphy and the development of PGE mineralization [J]. *Miner-*

- alium Deposita, 40 : 526-549.
- McDonald I and Holwell D A. 2007. Did lower zone magma conduits store PGE-rich sulphides that were later supplied to the Platreef [J]? *South African Journal of Geology*, 110(4): 611-616.
- Mitchell A A and Scoon R N. 2007. The Merensky Reef at Winnaarshoek, Eastern Bushveld Complex : A Primary Magmatic Hypothesis Based on a Wide Reef Facies [J]. *Econ. Geol.*, 102(5): 971-1009.
- Molyneux T G. 1974. A geological investigation of the Bushveld Complex in Sekhukhunelana and apart of the Steelpoort Valley [J]. *Geol. Soc. South Africa Transactions*, 77 : 329-338.
- Mondal S K and Mathez E A. 2007. Origin of the UG2 chromitite layer, Bushveld Complex [J]. *Journal of Petrology*, 48(3): 495-510.
- Naldrett A J, Gasparrini E C, Barnes S J, von Gruenewaldt G and Sharpe M R. 1986. The upper critical zone of the Bushveld Complex and the origin of Merensky-type ores [J]. *Econ. Geol.*, 81 : 1105-1117.
- Naldrett A J. 2004. Magmatic sulfide deposits [M]. Springer, Heidelberg. 481-522.
- Naldrett A J, Kinnaird J, Wilson A and Chunnnett G. 2008. Concentration of PGE in the Earth's crust with special reference to the Bushveld complex [J]. *Earth Science Frontiers*, 15(5): 264-297.
- Naldrett T, Kinnaird J, Wilson A and Chunnnett G. 2008. Concentration of PGE in the earth's crust with special reference to the Bushveld Complex [J]. *Earth Science Frontiers*, 15(5): 264-297.
- Nomade S, Renne P R and Merkle R K W. 2004. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints on ore deposition and cooling of the Bushveld Complex, South Africa [J]. *Journal of the Geological Society*, 161(3): 411-420.
- Peyerl W. 1982. The influence of the Driekop dunite pipe on the platinum-group mineralogy of the UG-2 chromitite in its vicinity [J]. *Econ. Geol.*, 77 : 1432-1438.
- Prevec S A, Ashwal L D and Mkaza M S. 2005. Mineral disequilibrium in the Merensky Reef, western Bushveld Complex, South Africa : New Sm-Nd isotopic evidenced [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149 : 306-315.
- Reisberg L C, Tredoux M and Harris C. 2006. Re-Os systematics of the Platreef (Sandsloot mine) of the northern limb of the Bushveld Complex [J]. *Goldschmidt Conference Abstracts*, A526.
- Schoenberg R, Kruger F J, Nigler T F, Meisel T and Kramers J D. 1999. PGE enrichment in chromitite layers and the Merensky Reef of the western Bushveld Complex : A Re-Os and Rb-Sr isotope study [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 172 : 49-64.
- Schiffries C M and Rye D M. 1989. Stable isotope systematics of the Bushveld Complex : I. Constraints of magmatic processes in layered intrusion [J]. *Amer. J. Sci.*, 289 : 841-875.
- Schürmann L W, Grabe P J and Steenkamp C J. 1998. Chromium [A]. In : Wilson M G C, Anhaeusser C R, ed. *Mineral resources of South Africa* [C]. South African Council for Geoscience Handbook, 16 : 90-105.
- Schweitzer J K, Hatton C J and De Waal S A. 1997. Link between the granitic and volcanic rocks of the Bushveld Complex, South Africa [J]. *Journal of African Earth Sciences*, 24(1/2): 95-104.
- Scoates J S and Friedman R M. 2008. Precise crystallization age of the Bushveld Complex, South Africa : Direct dating of the platinumiferous Merensky Reef using the zircon U-Pb chemical abrasion ID-TIMS technique [J]. *Econ. Geol.*, 103 : 465-471.
- Scoon R N and Mitchell A A. 2004. The platinumiferous dunite pipes in the eastern limb of the Bushveld Complex : Review and comparison with unmineralized discordant ultramafic bodies [J]. *South African Journal of Geology*, 107(4): 505-520.
- Seabrook C L, Cawthorn R G and Kruger F J. 2005. The Merensky Reef, Bushveld Complex : Mixing of minerals not mixing of magmas [J]. *Econ. Geol.*, 100 : 1191-1206.
- Shirey S B. 1997. Re-Os isotopic compositions of Midcontinent Rift System picrites ; Implications for plume-lithosphere interaction and enriched mantle sources [J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34 : 489-503.
- van der Merwe M J. 1976. The layered sequence of the Potgietersrus Limb of the Bushveld Complex [J]. *Econ. Geol.*, 71(7): 1337-1351.
- Vermaak C F. 1995. The platinum-group metals-a global perspective [M]. Council for Mineral Technology, Randburg, 247p.
- Walker R J, Morgan J W, Czamanske G K, Likhachev A P and Kunilov V E. 1994. Re-Os isotopic evidence for a plume origin for Noril'sk-Talnakh ores and associated ultramafic rocks : Siberia, Russia [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58 : 4179-4192.
- Walraven F. 1997. Geochronology of the Rooiberg Group, transvaal supergroup, South Africa [C]. Information Circular 316, Economic Geology Research Unit, University of the Witwatersrand, Johannesburg, South Africa.
- White J A. 1994. The Potgietersrus project-geology and exploration history : Proceedings [C]. Anhaeusser C R. 15th CMMI Congress. Johannesburg : South African Institute of Mining and Metallurgy, 173-182.
- Willmore C C, Boudreau A E and Kruger F J. 2000. The halogen geochemistry of the Bushveld complex, Republic of South Africa : implications for chalcophile element distribution in the lower and critical zones [J]. *Journal of Petrology*, 41 : 1517-1539.
- Willmore C C, Boudreau A E, Spivack A and Kruger F J. 2002. Halogens of Bushveld Complex, South Africa : $\delta^{37}\text{Cl}$ and Cl/F evidence for hydration melting of the source region in a back-arc setting [J]. *Chemical Geology*, 182 : 503-511
- Wilson A and Chunnnett G. 2006. Trace element and platinum group element distributions and the genesis of the Merensky Reef, western Bushveld complex, South Africa [J]. *Journal of Petrology*, 47(12): 2369-2403.