混合岩中。锰铁石英岩夹于小希甘的文德的隆多夫组中（南—希甘锰矿及吉姆坎铁矿床）。

特别引人注目的是红土石膏出现在东萨彦（博克松组）及蒙古邻区。文德时，中东首先沉积了大面积的盐湖沉积。霍林兹建造在伊朗及阿曼南部，巴基斯坦盐山的皮得热博群，这些在描写蒸发岩时已有叙述。

文德的地质发展史可以总结为以下几点：

1．文德时地台上有很大的海浸，开创了在古生代的发展，但这只在东欧、西伯利亚及阿拉伯地台是海浸，而在其它地区是典型的海退期，虽然文德时沉积盆地的总面积比晚里菲的面积略有增加。

2．文德时最大的特点是广泛发育造山运动，贝加尔运动此时结束。表现在活动带沉积中有大量的碎屑岩及很大面积的磨拉石。同时在地台上沉积了蒸发岩及大陆沉积物，后者来源于相邻的造山带。

全球出现拉普兰冰川作用标志着文德的开始，而文德期终了则出现了一系列的区域褶皱作用。如①阿森特褶皱，是Т.Ш тилло在北苏格兰提出的（在托里东群与寒武系之间有角度不整合）；②卡多姆(Кадом)褶皱：最初是由П.Бер ран在阿尔莫里康地块分出的在布里奥维尔及寒武系之间有不整合（阿吉花岗岩的绝对年龄550—560百万年）。现在除这一相（安朱伊）外，在卡多姆褶皱中尚有前上布里奥维尔标准相；③阿瓦隆褶皱：据Д.Роджерсу意见，出现在阿瓦隆岛，与寒武系底部的兰德组的白色石英岩呈角度不整合。

3．文德期的沉积达4000万立方米，这方面与显生宙的沉积不同。文德的沉积总量与里菲沉积比较，其地槽沉积减少很多。最大的沉陷（沉积）速度是早加里东地槽，而地台上最大的沉陷速度是贡瓦纳盆地。确定了早加里东运动和文德火山作用的演化。此外，基性、中性和酸性火山喷出物的比值的确定大约是30：16：1。

译自《Советская Геология》
1981年5期37—59页
田书文 译

科马提岩及其研究概况

前寒武纪地质，在地球发展历史上占有极其重要的地位。因此，对主要发育于前寒武纪科马提岩的寻找和研究，已引起了人们越来越多的关注和重视。这不仅因为科马提岩是前寒武纪绿岩带的重要组成部分，对探讨地球早期的历史、壳一幔演化以及成因岩石学等方面具有重要的理论意义，而且对寻找铁、铜、铬、镍、金、铀等矿产，特别是黄金、铜—镍硫化物矿床，更有现实的经济价值。所以科马提岩是当前地质科学中重要

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

的研究课题之一。为有利于我国前寒武纪地质的研究，本文对科马提岩及其研究概况作一个综合性介绍。笔者限于水平和条件，错、漏难免，故请指正！

一、定义、类型和译名

科马提岩（Komatiite）这个术语，系1969年M.J.维尔乔因（Viljoen）和R.P.维尔乔因（Viljoen）提出。1969年，他们研究南非（阿扎尼亚）东部太古代卡普瓦尔克拉通巴伯顿绿岩带翁维尔瓦赫特群下部层序时发现一种超镁铁质火山熔岩；经详细研究对比，发现与相似的岩石，如玄武质金伯利岩、富绿辉石榴辉岩、富橄榄玄岩、苦橄岩、玄武质无球粒陨石以及某些月岩等均有区别；综合考虑到这种岩石的岩石学、地球化学、地质历史和构造背景诸方面的特征，表明它是一种新的岩石类型，故以产地科马提（Kamati）河命名为科马提岩。他们建议把包括这些超基性熔岩以及有关的基性熔岩和浅成的超基性、基性岩墙、岩床在内的一套岩石名为科马提岩。其岩石化学特征是CaO/Al_2O_3比值高（1—2.5），Mg/Fe比值高，碱金属含量低，并根据SiO_2和MgO的含量等因素把科马提岩分为橄榄科马提岩和玄武科马提岩。玄武科马提岩又分为巴伯顿型、巴德普拉斯（Badplass）型、格鲁克（Gleluk）型。

在以后的十几年里，先后在澳大利亚、加拿大、津巴布韦、印度、美国、日本、塞浦路斯、哥伦比亚、苏联、蒙古等地发现了类似的岩石，发表了大量的文献。由于各地情况不尽相同，因此科马提岩的定义、类型、成因诸方面均出现许多不同的意见。仅就定义来说看法就很不一致。

C.K.布鲁克斯（Brooks）和S.R.哈特（Hart）（1974），在检查了两万个以上的岩石分析结果之后，提出了科马提岩的岩石化学的数量准则：SiO_2 46—53%，MgO>9%，K_2O<0.9%，TiO_2<0.9%，CaO/A_2O_3>1的非堆积型岩石，并指出玄武科马提岩一般K_2O<0.5%。

N.T.阿恩特（Arndt）等（1977），在研究了加拿大蒙罗的科马提岩之后提出了判别科马提岩的准则和定义。

定义：科马提岩被认为是这样一套岩石，它包括非堆积岩类——从苦橄榄岩（MgO 40%；SiO_2 44%）到玄武岩（MgO 12%；SiO_2 52%）或安山岩（MgO 8%；SiO_3 56%）和堆积岩类——从纯橄榄岩或橄榄岩（MgO 40%）到辉长岩（MgO 12%）。科马提岩的各个成员的特点是$FeO^*/(FeO^*+MgO)$比值低，TiO_2含量低，MgO、Ni、Cr含量高；有些成员，但不是所有的成员其CaO/Al_2O_3的比值高；并且具有火山岩的结构和构造，如鬣刺结构、多面节理、枕状构造等。

他们把科马提岩分为三类：橄榄科马提岩MgO=20-30%（MgO≈30%；SiO_2=44%）；辉石科马提岩MgO=12—20%（一般MgO≈12%）；玄武科马提岩MgO<12%（MgO=8%；SiO_2=52%）。并认为科马提岩系列，从最低镁铁质到超镁铁质岩具有化学参数的连续性；CaO/Al_2O_3>1不是识别科马提岩的重要标志，而提出利用Al_2O_3对$FeO^*/(FeO^*+MgO)$比值和在规定的MgO和SiO_2条件下TiO_2含量低、以及高的

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

MgO、NiO、Cr_2O_3含量等是非堆积型科马提的最重要特征。

A.J.纳尔德雷特（Naldrett）等（1977）基于对加拿大阿比提比和澳大利亚的亚卡宾迪绿岩带中科马提岩的研究，提出“镁质玄武岩”、“辉石岩”、“辉石橄榄岩”和“橄榄岩”的科马提岩术语、分别代表MgO含量为10—12%、12—20%，20—30%，以及30%以上的岩石。

J.G.格林（Grecn）（1977）基于对美国明尼苏达州相似岩石的研究，提出“富铁玄武科马提岩”一词表示富铁的变种、但遭到N.T.阿恩特等人(1978)的反对，他们说：“把已搞乱的术语搞得更乱了”。

一些苏联学者把科马提岩称作“中间成分”的岩石，因科马提岩的成分变化很大，往往介于橄榄岩和玄武岩之间。

如此等等，可见科马提岩的定义和类型都是比较混乱的。正象S.S.孙（Sun）和R.W.内斯比特（Nesbitt）（1978）所指出的，有关太古代超镁铁质岩石的研究尚处于一个不成熟的阶段，对其成因模式也多属推测性质，这方面还要做大量的工作。

在这种混乱的情况下、1979年8月10—23日，也就是第一次描述科马提岩后的第十个年头，在加拿大的魁北克瓦尔德奥尔举行了第一次有关科马提岩的彭罗斯国际会议。会议主要是交流各地科马提岩的研究情况，取得论断性的一致意见很少，但对科马提岩的定义在经过激烈争论之后，得到了统一。因为普遍认为这些超镁铁质岩石是独特的，这就导致对科马提岩下定义的可能性。会上科马提岩被简单的定义为一种超镁铁质火山岩。具体地说，被确定为MgO≥18%的火山岩（图1）。如此被定义的科马提岩不再是某些岩套的组成部分，而是一种与玄武岩、安山岩同等级别的岩石类型。但是问题并没有完全解决，如这种方法定义的科马提岩是否象玄武岩一样，也有一个岩浆谱系，即是否可以找到“拉斑玄武科马提岩”和“碱性科马提岩”。另一方面在太古代镁铁质—超镁铁质火山岩组合中发现了玄武岩，是否构成了玄武岩的第四部分，例如可以命名为“科马提质”或“镁质”岩系，并没有取得一致意见。但无疑，彭罗斯会议对科马提岩的研究起着推动作用。

彭罗斯会议之后许多学者并没有遵循这个定义，而多沿用N.T.阿恩特或C.K.布鲁克斯和S.R.哈特的定义。无论是苏联学者，还是西方学者都有。如Б.П.马尤克（Малюk）等（1982）、M.C.鲁沙洛夫（Русанов）（1981）等。Б.П.马尤克（1982）并建议将科马提岩的类型按占优势的辉石划分为：辉长岩的、斜方辉石的、二辉岩的和二辉橄榄岩的；辉长—苏长岩的，二辉岩的和二辉橄榄岩的；苏长岩的、正辉石二辉岩的和正辉石二辉橄榄岩的科马提岩。

从目前的情况看，科马提岩是超镁铁质喷发相（部分为次火山岩相），并具有向镁铁质喷出岩的过渡类型，具有特殊的火山岩的结构和构造以及岩石化学特征和产出条件的岩石系列。

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

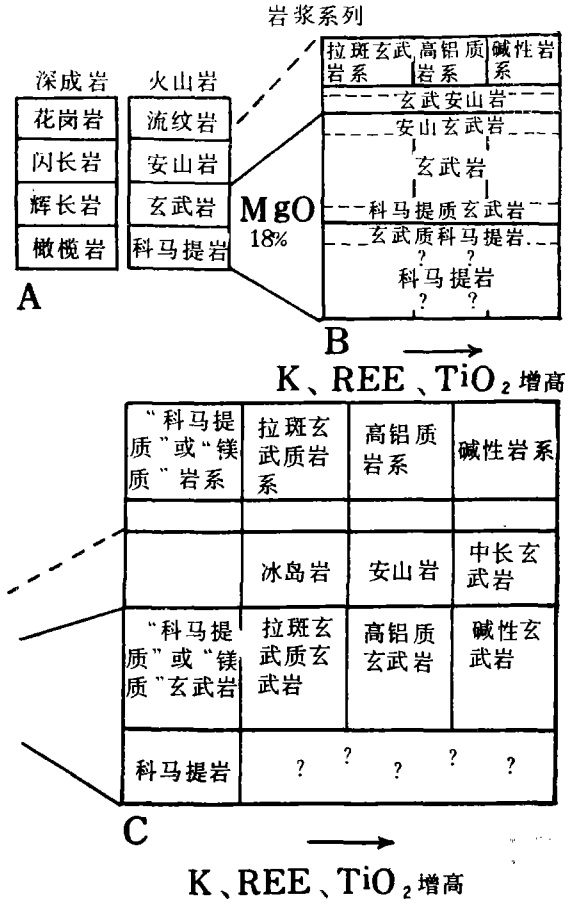

图1 A.—科马提岩作为超镁铁质火山岩的分类；B.和C.—会议期间讨论的玄武岩和科马提岩两种不同的进一步划分。

二、岩石学特征

矿物成分

橄榄科马提岩呈暗灰绿色、黑色，矿物成分主要是结晶相的橄榄石及单斜辉石以及火山玻璃和少量的铬尖晶石，铬铁矿等组成。橄榄石成分为Fo=85—94%，富Cr和Ni，常被蛇纹石化、绿泥石化、滑石化，而保留橄榄石的假象。橄榄石常嵌在单斜辉石和火山玻璃组成的基质之中。单斜辉石是低钙富铝的普通辉石(Al_2O_3含量达6—8%)，并且由于Ca、Mg、Fe组分的变化而呈现环带构造。在变质程度较高的地区，辉石被绿泥石或透闪石所交代。变质程度较低，辉石可保留未蚀变。玻璃一般均脱玻化或绿泥石化。玻璃中SiO_2含量为40—50%。铬铁矿可部分或全部被磁铁矿化。在高级地区，橄榄科马提岩已成为完全重结晶的岩石，其原生矿物被叶蛇纹石、石膏、菱镁矿、白云石、直闪石，次生的顽火辉石、橄榄石所交代。

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

辉石科马提岩呈灰绿色，结晶相的矿物主要是单斜辉石，即易变辉石和普通辉石，次之为橄榄石（含量0—35%）。它们分布在脱玻化的基质中，一般缺乏长石。变质情况与橄榄科马提岩中的辉石相同。

玄武科马提岩呈暗绿色，结晶相的矿物为单斜辉石和斜长石，无或有少量的橄榄石，有时有角闪石、石英、铁的氧化物等。单斜辉石和斜长石往往构成斑晶，基质由细粒的辉石、斜长石、火山玻璃组成。斜长石一般被钠化或槽化。如果变质程度较高，则原生矿物可被叶蛇纹石、各种绿泥石、透闪石、阳起石、普通角闪石、绿帘石、斜黝帘石和碳酸盐矿物所交代。

结构和构造

橄榄科马提岩、辉石科马提岩具典型的鬣刺结构。鬣刺（Spinifex）结构系形似澳大利亚的一种鬣刺草而得名。

鬣刺结构是指板状、叶片状、针状或复杂形态的骸晶状橄榄石或辉石，复杂的或平行的(呈束状、球状、书页状等)排列于细小骸晶状单斜辉石和脱玻化玻璃组成的基质之中。而叶片状、针状骸晶的内部多为空心或被玻璃质充填的中空结构。这些骸晶呈集合体形式，其中橄榄石或单斜辉石集合体有时长达一米左右（主要在熔岩的下部），有时又不足一毫米（主要在熔岩的上部），一般介于二者之间。因此有微观鬣刺结构和宏观鬣刺结构之分。橄榄石和辉石颗粒具扁豆状或不规则状，又称“粗鬣刺”（Coarse—Spinifex）。R.W.内斯比特（Nesbitt）(1970)进一步将鬣刺结构分为板状、放射状和斑状等类型。宏观鬣刺结构无论在野外露头上，还是手标本上均可见到。显微鬣刺结构或微观鬣刺结构只有在显微镜下才可认别。在变质程度较低的情况下，此种结构仍可保留其假象。具麻粒岩相等高级变质岩中，由于重结晶强烈，此种结构一般被破坏而不易识别。

鬣刺结构的形成是岩浆在喷溢条件下，快速冷凝；岩流中的橄榄石或辉石斑晶朝底部一边下沉，一边生长，并与从熔浆中晶出的另一些橄榄石或辉石骸晶连接在一起而形成。所以鬣刺结构排列的方向常垂直于岩流的接触面。

中空骸晶是当橄榄石或辉石迁水淬火时，如果冷凝的速度远远超过熔浆或溶液供应晶体生长的组分速度，则熔浆中的成分首先沿一向生长成细长的骸晶，由于熔浆或溶液物质供不应求，从而使骸晶内部成为空的，即中空骸晶结构。

据刘如曦（1931）研究，中空结构和鬣刺结构与铸石急速淬火的橄榄石、辉石、斜长石骸晶的形态甚为相似；科马提岩的剖面结构分带与冶金炉渣的结构分带基本类似；并且在吉林陨石中也发现了这种鬣刺结构，这就为科马提岩形成地质条件提供了重要的信息。

在科马提岩熔岩流的剖面上结构的分带性也十分明显。鬣刺结构组成鬣刺结构带位于岩流的中上部。鬣刺结构带的厚度各地不一，可以不发育、也可达数米。鬣刺结构带之上是被多面节理所角砾化的岩流顶，之下是斑状结构的堆积岩带。辉石科马提岩岩流剖面常常发育不完整，仅具其中部分岩带。玄武科马提岩很少发育鬣刺结构。若发育，系由针状的辉石晶簇组成，核心是易变辉石、外部是普通辉石。这些针状辉石晶簇排列方向垂直于岩流接触面，形成特殊的柱状辉石鬣刺结构带。玄武科马提岩岩流中的基质，

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

在含镁较多的熔岩中由细粒的普通辉石和玻璃组成；在含镁较少的熔岩中，则由细粒的普通辉石、斜长石、石英组成。

鉴于我国宏观鬣刺结构尚未发现，现列举加拿大蒙罗和苏联库尔茨克磁异常区两种不同形态的具鬣刺结构的科马提岩岩流剖面、以供参考。

加拿大蒙罗橄榄科马提岩剖面（图2）最上部是快速冷凝的岩流顶（A_1带），其中一小部分是紧密排列的橄榄石斑晶，大部分是漏斗状的橄榄石骸晶；基质是细粒的普通辉石和玻璃；具多面节理。岩流顶之下是鬣刺结构带（A_2带），其矿物颗粒从岩流顶部向下部逐渐增大；上部橄榄石晶体颗粒较小，无一定方向性排列规律；下部含较大

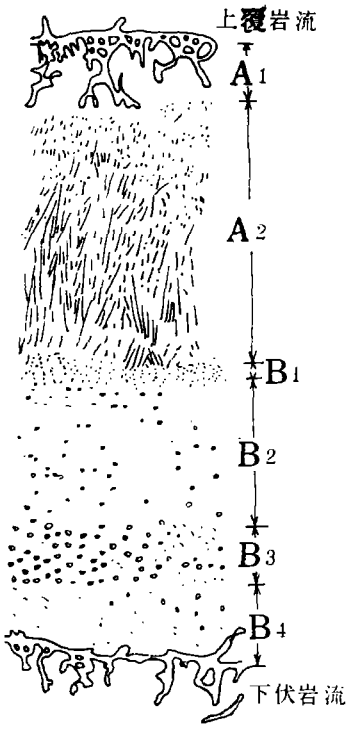

图2　加拿大蒙罗橄榄科马提岩岩流剖面（据N.T.Arndt等，1979）

的橄榄石晶体，排列为交错的尖端向上的锥状体。鬣刺结构带之下是堆积岩带(B带)，富含多面的或浑圆的橄榄石结晶颗粒，偶尔也有拉长的骸晶橄榄石晶体，呈现斑状结构。B带的上部（B_1带）含漏斗状橄榄石晶粒，排列方向大致平行于岩流顶。在B_1带之下，发育不规则斑块状的瘤状风化带（B_3带），将其分成两个相似的岩带（B_2和B_4带），每个岩带都含有多面的或粒状的橄榄石，基质为稀疏的普通辉石—玻璃。在每一岩流的底部，橄榄石的数量都有减少，变成含细粒骸晶状橄榄石颗粒的隐晶质岩石。

苏联库尔茨克磁异常区具鬣刺结构的橄榄科马提岩岩流（图3），又有不同的特点。此岩流分为三种类型的岩流层（Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ），Ⅱ岩流层具完整的剖面特征。

Ⅱ岩流层，鬣刺结构带（A_1）位于上部，厚2—3米。A_1带中橄榄石晶体长1—5厘米，一般2—3厘米，宽1—3毫米，混入细粒的鳞蛇纹石和少量的叶蛇纹石。这些橄榄石晶体平行排列，形成宽达5—6毫米的集合体，交错分布。该带的中部和下部晶体较大，沿剖面向下晶体从50—60%到70%，一般占60%。A_1带之下逐渐过渡为透镜状或扁豆状橄榄石晶体，构成斑状结构带（A_2）。A_3带是簿层的鬣刺结构带，橄榄石为针状（0.5—1×8—10毫米），平行于岩流顶（基本呈水平方向）。上述A带中基质由透闪石和阳起石，有时有绿泥石（达5%）和其它矿物的细粒集合体组成。剖面下部（Б带）为细粒—中粒橄榄石斑晶的块状科马提岩。橄榄石颗粒在1—3毫米，稀疏地散布在基质之中或常成聚晶堆积（$Б_1$、$Б_3$、$Б_4$）。Б带的中部由于橄榄石数量增加和集合体的合并，形成块状细粒结构的科马提岩（$Б_2$）。

科马提岩除特有的鬣刺结构，中空骸晶结构之外，还常有隐晶结构，包含结构，假

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

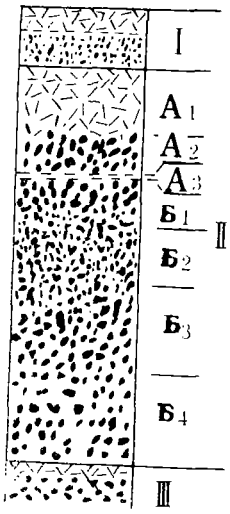

图3　库尔茨克磁异常区橄榄科马提岩岩流剖面（据.E.M.Крестин。1980）

象结构等等。科马提岩的构造主要有枕状构造、块状构造、杏仁状构造、球状构造等等。

鬣刺结构，中空骸晶结构被看作科马提岩特有的标志。多面节理也是科马提岩的标志之一。多面节理在岩流的顶部和边缘发育比较完整，形成清楚的多面体，平均大小在3厘米至10厘米之间。在岩流中部，节理的间隔较宽，节理也较长，又弯曲平缓，大体呈椭圆形，其直径约10—50厘米。这种多面节理是在熔浆快速冷凝时形成的。

表1　各类科马提岩实际矿物含量

	1	2	3	4	5	6	7
橄榄石	41.3	84.3	15.7	—	—	—	—
单斜辉石	48.6	8.5	61.8	72.1	31.7	40.8	58.6
斜方辉石	—	—	—	—	—	—	30.7
易变辉石	—	—	—	8.3	—	—	—
角闪石	—	—	—	—	6.3	—	—
绿泥石	—	—	—	—	—	9.8	8.6
玻质	9.4	6.8	20.5	19.3	—	—	—
斜长石	—	—	—	—	59.4	40.0	—
石英	—	—	—	—	1.1	1.4	—
铬铁矿	0.8	0.5	2.0	—	—	—	—
Fe—Ni氧化物类	—	—	—	痕量	1.5	痕量	2.1

（据N.T.Arndt等，1979）

1．具橄榄石鬣刺结构的超基性科马提岩；2．超基性科马提岩流堆积岩带；3．含橄榄石斑晶的基性科马提岩；4．含排列不规则的辉石针状晶体的基性科马提岩；5．含辉石和斜长石的基性科马提岩；6．具辉石鬣刺结构的基性科马提岩；7．普通辉石—古铜辉石堆积的基性科马提岩。

注(表1说明)：超基性科马提岩，即橄榄科马提岩；基性科马提岩包括辉石质科马提岩和玄武质科马提岩。这里引用的是原文。

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

表2　　各类科马提岩中普通矿物的化学成分

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	41.8	50.98	—	55.2	52.1	51.6	54.4
TiO_2	—	—	0.45	0.11	0.26	0.35	0.03
Al_2O_3	—	5.04	13.9	2.02	2.48	3.10	27.6
Cr_2O_3	0.21	—	46.8	0.63	—	—	—
Fe_2O_3			7.03				
FeO	9.8*	8.52*	27.9	9.4*	7.2*	9.48	1.06*
MnO	—	—	0.52	0.26	0.16	0.21	—
MgO	48.2	17.33	4.20	28.9	17.5	17.7	0.06
CaO	0.27	16.37	—	4.02	19.1	17.2	11.6
Na_2O	—	—	—	0.04	0.11	0.13	5.12
总　计	100.3	98.3	100.8	100.6	98.9	99.9	99.8
$\frac{MgO}{MgO+FeO^*}$	0.90	0.78	—	0.85	0.81	0.77	—

（据N.T.Arndt等，1979）

1．具鬣刺结构的超基性科马提岩中的橄榄石；2．具鬣刺结构的科马提岩中的含铝普通辉石；3．具鬣刺结构科马提岩中铬铁矿；4．具鬣刺结构的辉石中的易变辉石；5．堆积岩中的普通辉石；6．基性科马提岩中的普通辉石；7．分层岩流中斜长石（An56）；*以FeO表示全铁。

三、岩石化学特征

科马提岩的岩石化学特征是科马提岩定名和分类的主要依据之一。现将各类科马提岩的实际矿物含量列于表1，科马提岩中普通矿物的化学成分列于表2，各类科马提岩的化学成分列于表3。

一般来说科马提岩的化学成分与相应的岩石相比，SiO_2，MgO和微量元素Cr、Ni含量高；TiO_2，碱金属(特别是钾)和P_2O_5含量低，Fe_2O_3特别低。

但是科马提岩的岩石化学特征并不是没有争议的。M.J和R.P.维尔乔因（1969）最初强调的是CaO/Al_2O_3比值高，碱金属含量低，Fe/Mg比值低。碱金属含量低，据此可以把橄榄科马提岩与玄武质金伯利岩、富辉橄玄岩和玻基辉橄岩分开，但变质作用会影响碱金属的含量。Fe/Mg比值也难于应用，因大量科马提岩的堆积岩类Fe/Mg比值接近于橄榄岩。所以，后来研究者们强调的CaO/Al_2O_3比值高这个特点。可是对加拿大、津巴布韦、芬兰、澳大利亚等地橄榄科马提岩研究之后表明，最常见的科马提岩CaO/Al_2O_3比值约在1上下，略大于球粒陨石（0.82）。南非巴伯顿因Al_2O_3含量低.所以CaO/Al_2O_3比值高（平均为1.59）。为此、A.C.珀维斯（Purvic，1978）把科马提岩分为“贫铝”（巴伯顿型）和“不贫铝”（大部分）两种类型。贫铝的橄榄科

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

表3　　科马提岩的岩石化学成分

岩石类型	橄榄科马提岩									辉石科马提岩		玄武科马提岩			
序号	1	2	3	4	5.	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
地区	巴伯顿	贝林圭	亚卡宾迪	布格尔斯山	斯科舍	皮尔巴拉	马尔普欹尔	蒙罗	库尔茨克	安大略	库尔茨克	巴伯顿	科拉半岛	益阳	库尔茨克
SiO_2	47.19	45.92	44.04	44.40	43.51	45.97	48.18	44.07	44.20	47.80	49.90	51.31	50.37	50.69	50.82
Al_2O_3	4.14	5.64	4.55	8.03	4.45	3.71	8.82	5.47	3.22	11.40	10.68	6.11	8.36	12.21	12.76
Fe_2O_3	12.42	11.66	10.55	12.02	10.06	13.07	12.23	10.54	9.11	10.36	10.33	12.73	10.32	9.72	11.61
MnO	0.20	0.22	0.20	0.14	0.18		0.20	0.19	0.11	0.19	0.15	0.19	0.13	0.18	0.19
MgO	28.09	30.33	35.30	26.70	37.79	28.62	19.92	33.92	35.65	13.30	16.94	16.83	15.84	11.08	10.62
CaO	6.74	5.36	4.82	7.17	3.49	6.86	9.23	5.20	3.92	10.00	9.61	10.70	8.30	8.57	10.33
Na_2O	0.52	0.32	0.28	0.98	0.18	0.39	0.77	0.32	0.09	2.17	1.53	1.22	1.77	1.39	2.56
K_2O	0.05	0.24	0.02	0.12	0.01	0.09	0.04	0.13	0.01	0.01	0.18	0.04	0.14	0.30	0.22
TiO_2	0.38	0.26	0.23	0.35	0.22	0.38	0.47	0.21	0.34	0.53	0.29	0.51	0.68	0.53	0.58
P_2O_5	0.03	0.02	0.01	0.03		0.02	0.04	0.02	0.07		0.05	0.06		0.067	0.09
烧失量	5.78	6.81	6.69	2.20	8.50	9.55	4.50	5.00							
Zr	24.57	11.00	13.00	17.00	11.00	19.66	26.00	12.00							
Nb	2.14	1.25	0.50	2.00	1.00	1.00	1.50	1.00							
Rb	1.28	7.50	4.00	3.00	1.00	2.00	2.00	2.00							
Sr	33.00	23.00	22.00	21.00	17.00	75.33	15.00	18.00							
Y	8.57	5.50	4.00	8.00	4.00	6.66	10.00	7.00							
Ba	12.14	29.50	7.00	20.00	5.00	25.00	17.50	7.00							
Sc	22.00	20.50		29.00	17.00	22.00	34.00	20.00							
Ni	1395.00	1642.50	1820.50	1160.00	1960.00	1765.00	802.50	1530.00							
Cr	2686.57	2897.50	3000.00	2900.00	2120.00	2586.66	2755.00	2290.00							
V	120.71	103.25	94.00	143.00	95.00	115.66	185.00	103.00							
样品数	7	4	1	1	1	3	2	1	18	2	19	4	6	8	3

（资料来源：序号由1—8为R.W.Nesbitt,1979；序号9、15为E.MKpecтeн,1980；序号10为N.T.Arndt,1977；序号12为R.W.Nesbitt, 1979；序号13为C.H.Суслова,1980；序号14为肖禧砥,1982；

注：1.主要元素氧化物和烧失量用百分比表示；2.全铁以Fe_2O_3表示；3.微量元素用PPm表示。

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

马提岩的岩石化学特征是：CaO/Al_2O_3比值高，Al_2O_3/TiO_2比值低（=11），贫Al，贫重稀土元素，贫V、Sc。其相应的是“贫铝的玄武科马提岩”。不贫铝的橄榄科马提岩的岩石化学特征是：CaO/Al_2O_3比值约为1，Al_2O_3/TiO_2比值约为20（接近于球粒陨石），重稀土元素含量曲线平直。相当的是“不贫铝的玄武岩质科马提岩”。不贫铝的科马提岩CaO/Al_2O_3比值低，用地幔连续熔化加以解释，条件是含铝的斜方辉石残留在地幔之中。

Б.П.马尤克等（1982）认为科马提岩CaO/Al_2O_3的比值在0.7—3之间，并认为CaO/Al_2O_3的比值高低决定于在岩石中单斜辉石和正辉石的比例。在岩石中当单斜辉石占优势的时候，CaO/Al_2O_3比值高；正辉石占优势的时候CaO/Al_2O_3比值低；二者相近则比值适中（1±0.15）。

玄武科马提岩，M.J和R.P.维尔乔因(1969)曾主要根据MgO的含量（分别为10%、15%、20%）和高CaO/Al_2O_3比值，分为巴伯顿型、巴德普拉斯型和格鲁克型，并未强调其它特征。但在实际工作中，巴伯顿型似乎是主要类型，巴德普拉斯型和格鲁克型，有人怀疑是科马提岩，最好称为变辉石岩，因为它们与辉石岩的化学特点相近。

橄榄科马提岩，辉石岩质科马提岩具有火山成因的结构和构造，如鬣刺结构、中空骸晶结构、多面节理、枕状构造等，加以岩石学和岩石化学特征是不难鉴别的。玄武科

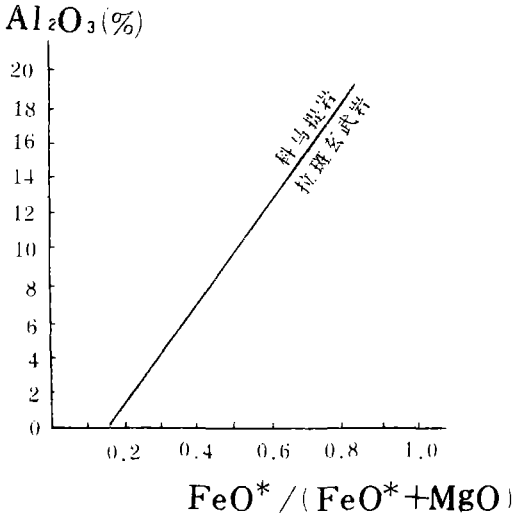

图4 AbO_3-FeO*/(FeO*+MgO)图解（据N.T.Arndt等，1977）

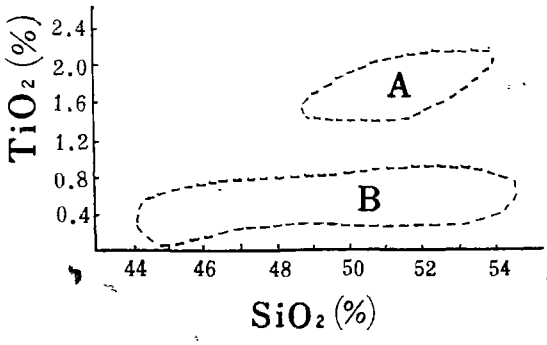

图5 SiO_2—TiO_2图解（据N.T.Arndt等，1977）A区：铁质拉斑玄武岩区；B区：科马提岩区

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

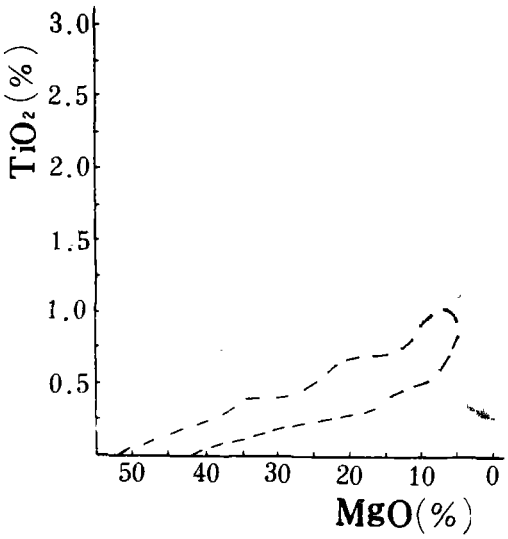

图6 MgO—TiO_2图解 图中虚线范围为科马提岩区（据A.J.Naldrett等，1976）

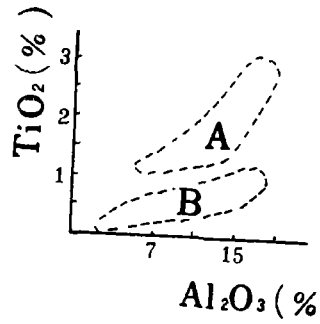

图7 Al_2O_3—TiO_2图解(据.S.Blais等,1977)A区：拉斑玄武岩；B区：科马提岩

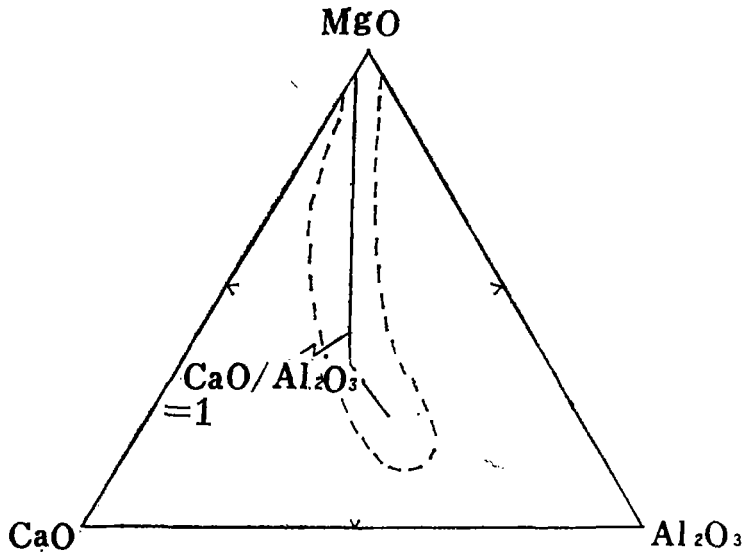

图8 MgO—CaO—Al_2O_3图解 图中虚线范围为科马提岩区（据A.J.Naldrett等，1977）

马提岩鬣刺结构较少发育，又常与低钾富铁的拉斑玄武岩共生，因此二者的区别主要是地球化学问题。N.T.阿恩特等（1977）基于蒙罗地区的研究提出二者区分的判别图解：Al_2O_3—FeO*/（FeO*+MgO）、SiO_2—TiO_2以及S.布莱斯（Blais）等(1977)、A.J.纳尔德雷特（Naldrett）等（1977）的Al_2O_3—TiO_2、MgO—TiO_2、MgO—CaO—Al_2O_3等图解（图4、5、6、7、8）是可以使用的。湖南益阳玄武科马提岩与拉斑

注：FeO*代表全铁

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

玄武岩呈过渡的渐变关系，笔者就是依据这些经验加之岩石学特征而加以区分的。除此之外，N.T.阿恩特等（1979）又提出一个特别的岩石化学参数，即TiO_2/P_2O_5的比值。玄武科马提岩此比值约为10，而大洋低钾的拉斑玄武岩此比值则大大低于10，如所罗门群岛$TiO_2/P_2O_5 \approx 3$。

这里必须说明，科马提岩主要发育于前寒武纪，特别是太古代，因而必然经受过不同程度的多次的变质作用、从绿岩相直到麻粒岩相，其化学成分无疑应有所变化。为此如何恢复原岩的化学成分争议较大。D.R.派克（Pyke）等（1973），对新鲜的和变质的超镁铁质熔岩的化学组成作了比较，发现在变质过程中主要元素没有任何重要的变化。S.维斯瓦塞（Viswanathan）（1974），对印度深变质绿岩带的研究表明，深变质（麻粒岩相）绿岩带的产物其化学成分与原岩和浅变质绿岩带并无多大的差别。J.G.阿兹（Arth）等(1977)在研究了蒙罗地区科马提岩的稀土元素之后指出：科马提岩和拉斑玄武岩中稀土元素分布状况取决于产生此种熔岩的融熔过程，而不决定于这些岩石的变质作用。所以这些可以说是利用岩石化学恢复原岩的依据。但许多人不同意这种看法。如R.W.内斯比特（Nesbitt）等（1979）指出：碱金属和碱土金属，如K、Na、Rb、Ba和Sr是十分活泼的；Ti、Zr、Y、Sc、Nb和稀土元素是“不活泼的”，所以可以作为岩石成因的指示元素。S.S.孙（Sun）等（1978）根据对稀土元素的研究指出：轻稀土元素比重稀土元素活泼、而Eu和Ce有时又比其它稀土元素活泼。

由此可见岩石化学参数是在模索地球化学规律的基础上，在相信岩浆融熔体中的元素比值始终保持稳定而不受变质作用影响的条件下建立的。为此利用活泼性元素时必须与岩石学特征结合起来，也就是说在工作中应尽可能选择具有原生结构、保存有原生矿物的样品。另一方面，科马提岩的各岩石化学参数，应接近于球粒陨石的参数，才能代表原始熔体的成分，如$Ti/Zr = 110$；$Ti/Y = 290$，$TiO_2/P_2O_5 = 10 \pm 1$等，因为它们相当于地幔的估计值。

但是岩石化学、地球化学方法并不是唯一的，正象在彭罗斯会议中召开的地球化学会议上有人指出：即使地球化学家差不多是神仙，他们也不能解释一切。在海底蚀变和变质作用过程中，虽然某些情况下原始成分保存了下来，但有时有些元素有广泛的迁移。Б.П.马尤克（1982）指出：《科马提岩》不是取其岩石化学的含意，在描述科马提岩的时候，根本须注意的是岩石学特征。

对于科马提岩原始熔体成分的恢复，是具有很大潜在能力的一种方法——实验岩石学。

四、时代与层位

科马提岩的产出时代，从已有的资料看主要是太古代，可以说世界各大陆古老的地块（克拉通、地盾）都有发现。如南部非洲的津巴布韦、卡普瓦尔克拉通，北美的加拿

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

大地盾，印度地盾，澳大利亚伊尔岗地块，苏联的阿尔丹地盾以及库尔茨克磁异常区、科拉半岛，斯堪的纳维亚地区等等。

其次是元古代，如加拿大的开普史密斯，北非中撒哈拉的阿哈加尔高原。

寒武纪之后有没有科马提岩？有，但数量较少。加拿大纽芬兰的拉姆勃勒有早古生代的科马提岩，西伯利亚有晚古生代的科马提岩，塞浦路斯中生代也找到了科马提岩。1980年在哥伦比亚的戈尔戈纳岛也采到白垩纪（？）的科马提岩。因此科马提岩在各个地质历史时期均有产出。有人认为，一但发现了产有科马提岩的绿岩带、尽管没有同位素年龄资料，也基本上能断定该区在一定范围内的岩层属太古代，现在看来就不一定正确了。

科马提岩主要发育于绿岩带，而绿岩带发育完整的地层毫无例外的由早期火山岩和晚期沉积岩构成。早期火山岩按原岩及火山活动性质又可分为下部超镁铁质岩群和上部钙碱性岩群。虽然对绿岩带的认识有这样或那样的分歧，但绝大多数人都承认整个绿岩带地层组成是独特的三位一体，即下部镁铁—超镁铁质岩群，中部钙碱性火山岩群，上部碎屑沉积岩群。上部沉积岩群又可分下部为浊流成因的复理建造和上部磨拉石建造。绿岩带三位一体的下部层序中的超镁铁质火山熔岩—科马提岩。因此科马提岩位于一巨厚火山—沉积旋回的底部层位。这一巨厚火山—沉积旋回厚度可达数万米。如南非巴伯顿绿岩带属斯威士兰系，下部是翁弗尔瓦赫特群、中部是无花果树群、上部是穆迪斯群，总厚达21公里。

科马提岩本身也有旋回性，一般下部是橄榄科马提岩，向上依次是辉石科马提岩和玄武科马提岩。科马提岩又与厚度相当或更大的拉斑玄武岩交替出现。最上部又被中酸性熔岩或它们的火山碎屑岩所取代。这种规律清晰地反映了岩浆分异趋势（图9、10），

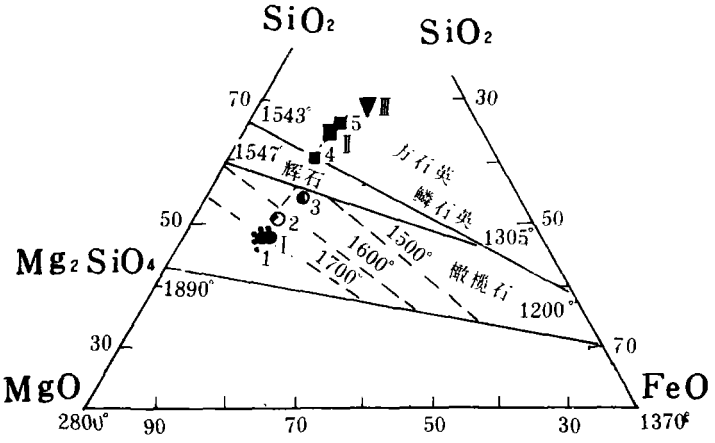

图9 在MgO—FeO—SiO_2图解上（镁橄榄石—铁橄榄石—二氧化硅系统）科马提岩建造的岩石化学成分趋势 1.库尔茨克磁异常区具鬣刺结构的橄榄科马提岩的平均成分和局部分析；2和3.雅卡宾迪和蒙洛相应岩石的平均成分；4和5.库尔茨克磁异常区辉石科马提岩的平均成分。Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ，分别为橄榄岩、辉石岩、玄武科马提岩的平均成分，（据E.M.Крестин，1980）

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

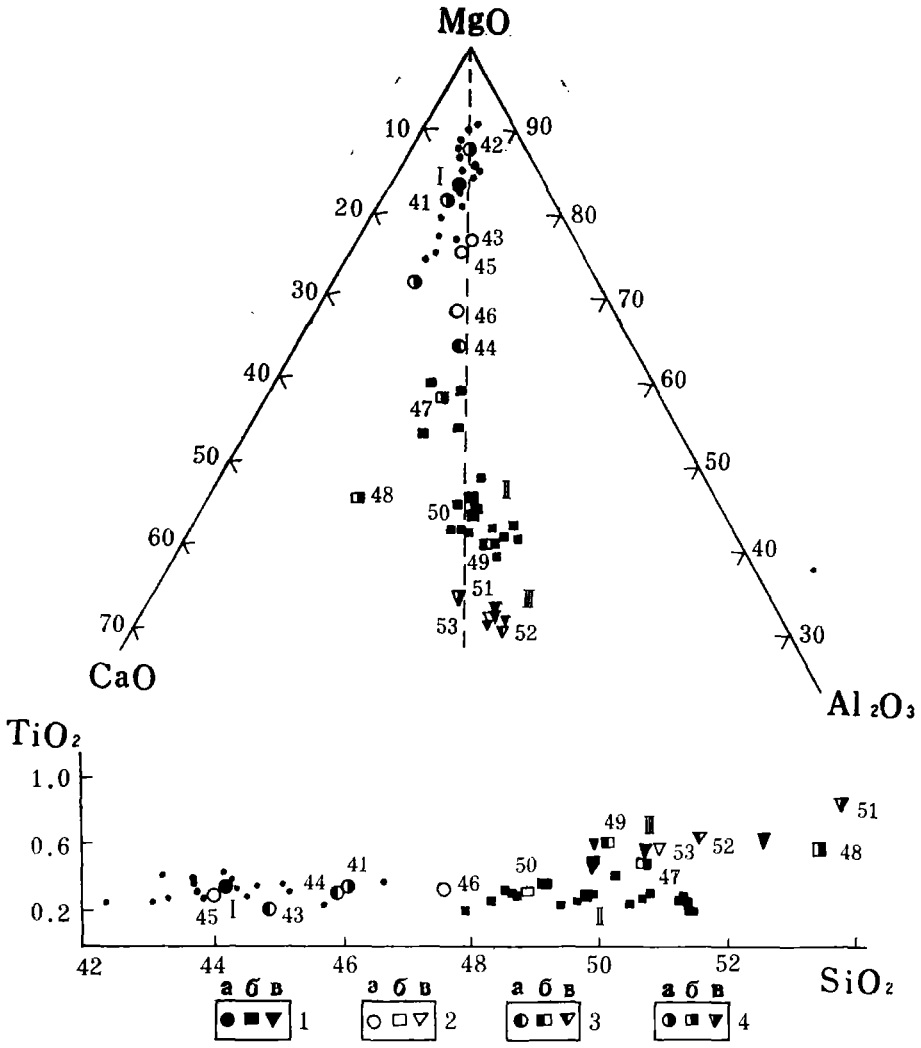

图10.在MgO—CaO—AbO和TiO_2—SiO_2图解上，太古代绿岩带科马提岩的成分的趋势、1.库尔茨克磁异常区；2.西澳大利亚；3.加拿大地盾；4.南非。а.橄榄科马提岩；б.辉石科马提岩；в.玄武科马提岩。Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ，分别为橄榄、辉石、玄武科马提岩的平均化学成分；41—53，为分析号；小标记：局部含量；大标记：平均含量。（据E.M.Крестин，1980）

即分异决定于岩浆中MgO—CaO，MgO—SiO_2的成分变化、最主要决定于MgO的含量。但R.W.内斯比特认为：具有鬣刺结构，轻稀土元素含量高，重稀土元素含量曲线平直，Ti、Zr、Y含量低，这类玄武科马提岩反映了独立岩浆的性质，而不是橄榄科马提岩的岩浆分异物。益阳玄武科马提岩与拉斑玄武岩共生，具有类似的特征，可能属于后者。

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

五、构造环境和成因

科马提岩形成于何种构造环境，争议也较大。它涉及到前寒武纪绿岩带的成因和板块构造模式在前寒武纪特别是太古代存不存在的一些问题。限于篇幅本文不可能详细论述，仅介绍一些基本观点。

科马提岩，特别是太古代的科马提岩据目前的资料主要是海相喷发。如加拿大蒙罗的弗雷德（Fred）岩流，广泛发育冷凝结构、鬣刺结构，角砾构造、枕状构造等。角砾带中有类似于沉积岩的那种页理和冲刷构造，表明它们是水下形成的。津巴布韦的贝林圭绿岩带中含有碧玉铁质岩（形成于浅水环境）和硫化物相的含铁岩（形成于较深水环境），并产迭层石，也说明是水下形成的。因此科马提岩普遍认为是绿岩建造中的海底火山岩系。

前已述及，科马提岩产于绿岩带建造之下部层位，所以科马提岩的构造环境，最根本的是绿岩带的成因和演化问题。关于绿岩带的构造模式，自1968年以来不断涌现。虽然说法很多，争议很大，但概括起来不外三种类型：经典的、活动论的、地球外来的模式。

经典的，即固定论的模式其代表人物是C.R.安海塞尔（Anhaeusser）等（1969），他们将绿岩带的火山岩与近代的蛇绿岩套和具有地向斜复理石和磨拉石的晚期沉积岩相比较，后来又很快修订了原意、设想了两个可能性：

a．绿岩带发育在簿的陆壳和洋壳之间界面的下拗部分、且受原始地壳中基本断裂的控制，呈线状构造。

b．在簿厚不稳定的原始硅铝壳中，空间上大致均匀分布，方向上大致平行的拗陷或断拗是绿岩带形成的地方。由于巨厚火山岩的渐次下沉在原地就发展成了沉积盆地。后期花岗质地壳变厚，绿岩带由底辟花岗岩在内部或边缘侵入，由此产生压应力使绿岩带面积缩小，变质程度由中部到边部渐次增高（从绿片岩相—角闪岩相）。

A.Y.格里克森（Glikson）（1970、1971、1972）等对其基本模式作了一系列的变更，其中他们强调绿岩带下部的镁铁质—超镁铁质岩石被作为原始地壳的残体或是曾广泛分布的硅镁壳残体。

现在看来，将镁铁—超镁铁质岩石看作地球最早的或原始洋壳残留体是站不住脚的，因科马提岩产于各地质时代，在一系列其它现代构造环境中亦有所产出。

活动论的模式，亦即板块构造模式，这方面的论述更多。

绿岩带的厚度很大，并且每一个绿岩带的地层厚度往往是中心厚、向两侧迅速变簿以致尖灭，从而构成楔状体或者厚透镜体，也称绿岩盆地。另外绿岩带的地层又往往对称分布，即两侧为火山岩，中部为沉积岩。因此，不少人认为绿岩带的物质是在长条形深海沟或海盆地的环境下形成的。而且海沟很深，又不断下沉、最后才被巨厚火山—沉积岩系所填满。

津巴布韦贝林圭绿岩带，提供了另一个事实。这个地区含科马提岩的绿岩带之下有一个花岗岩—片麻岩基底，其年龄在35亿年左右。基底之上不整合地复盖着浅水沉积

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

岩，年龄在25—28亿年。这套地层中含碧玉铁质岩和硫化物相的含铁岩以及迭层石等表明，贝林圭的火山岩系（包括科马提岩在内）的形成环境不象深水古洋壳，而接近于大陆边缘或岛弧环境。绿岩带中的钙碱性火山岩系列，钙碱指数大于60，安山岩、英安岩数量极少，主要是拉斑玄武岩和流纹岩，这种特征又称双峰式火山岩。绿岩带下部的火山岩与现代海岭（中脊）拉斑玄武岩有相似的化学性质。所以许多人认为绿岩带产于古海沟—岛弧系。如C.R.安海塞尔将巴伯顿火山岩地球化学资料作为岛弧环境的例证。塔波特（Talbot）说：绿岩带象近代海沟—岛弧的海沟内壁混合岩一样占据相同的构造位置。康迪（Condie）等人将津巴布韦米德兰绿岩带的布拉瓦约群的化学特征，解释为代表从边缘盆地中隆拉斑玄武岩到代表增生弧发展更加成熟阶段的安山岩的岛弧演化系统。

还有一些人认为，大洋岩石圈由于消亡作用而很快“自毁”，不会完整地保存。火山岛弧也常常抬升、遭受剥蚀，所以具有很厚火山岩层的绿岩带根本不可能是残余岛弧环境，而是古老边缘的弧后盆地环境。从对比来说，这种边缘的弧后盆地常能完好地宗留下来。B.F.温德利（Windley）认为古边缘弧后盆地是新老绿岩带发育最适宜的构造环境，该模式最能反映绿岩带实体特征、地层层序、构造和地球化学特征，比任何其它模式都优越。

A.B.西尼村（1969），在分析了绿岩带形成的现有构造模式，得出结论认为，绿岩带是发育程度不同的古裂谷。并认为，在典型的情况下，每个这样的裂谷，在张裂阶段均可达到大陆断开状态，出现具大洋型地壳的地段；而在挤压阶段，则均可变为发育着蛇绿岩套的混杂岩带。A.Ф.格拉切夫（Грачев）等（1980）将地球上前寒武纪绿岩带和裂谷带的构造、建造、火山作用进行对比的结果表期，它们具有许多共同的特点。因此，前寒武纪绿岩带是在裂谷作用体制下形成的。裂谷作用，包括三个阶段：大陆阶段—早先形成的大陆型地壳受到拉张作用；过渡阶段；大洋阶段—最大限度地张开，形成新的洋壳。他们并且认为：由于在前寒武纪新生成大洋地壳时并未在俯冲消亡带内把大洋地壳消灭掉，同时又缺乏岛弧存在的证据，所以不得不得出结论说，板块构造说不适合于用来解释早前寒武纪的地动力环境。在20—18亿年这段时间，巨厚大陆地壳最终形成。只有在这时，岩石圈才具备了发生大规模水平位移的必要刚度，而由于水平位移的结果，则可出现具有安山岩火山作用的俯冲消亡带。

但前寒武纪小板块的存在许多人并不引起怀疑，而是坚信不移。如B.F.温德利（1973）、A.B.西尼村（1979）等人认为：小板块说完全适用于解释前寒武纪的运动，但需要对建造的物质成分做仔细的分析、并务必把前寒武纪的特殊性考虑在内。同时，大幅度的侧向移动和大规模的海底扩张，看来并不是前寒武纪的特点。

由此种种、绿岩带的构造背景是岛弧，还是裂谷？是海沟，还是大洋盆地，还难以定论。这由于前寒武纪研究程度较低，还有待进一步的深入研究。外来的，即陨石冲击。从略。

关于科马提岩的成因问题，由于科马提岩的化学成分接近于球粒陨石，因此普遍认为科马提岩代表原始地幔的熔融体，并用地幔熔化程度很高加以解释。但A.J.纳尔德雷特等（1977）认为熔化20—50%，粘度不可能保存晶质矿物，因此应熔化60—80%。

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

可是这不是一期活动所能产生的，故提出了连续熔化模式。N.T.阿恩特（1977）提出第一次熔化20%，产生橄榄玄武岩，第二次熔化产生基性科马提岩，再进一步熔化产生超基性科马提岩。这与图9、10、11所示的情况基本一致。但用连续熔化模式所予测的成分与据科马提岩所计算的成分有矛盾。K.G.考克斯（Cox，1978）提出高压同化模式，根据这个模式橄榄科马提岩只能提供一个大体近似的地幔成分。R.W.内斯比特(1979)提出地幔底群“滴”模式。底辟“滴”在热不稳定的条件下，向上运动，在裂谷作用下喷出地表。

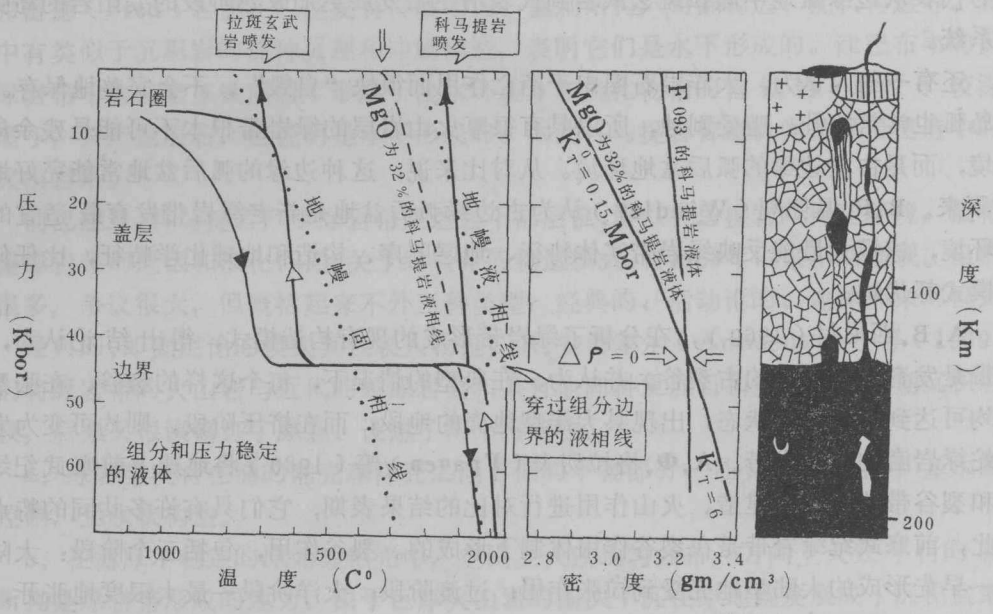

图11 包括壳下科马提岩熔体的太古代地幔的热结构和密度关系图解
（据E.G.Nisbet，D.Walker；1982）

总体来说、地幔熔化应是一个逐渐的过程，可能结晶分异作用和局部融熔作用均参与了科马提岩的形成。在很多情况下科马提岩火山作用在拉斑玄武岩之后发生（如澳大利亚的斯科舍、卡姆巴尔达），因此科马提岩常位于拉斑玄武岩之上或交替出现，或呈渐变关系。这表明科马提岩不过是拉斑玄武岩的一个延伸。特别是具独立岩浆的玄武科马提岩，湖南益阳就是如此（图12）。

总之、科马提岩的岩石化学特征以及与其它岩浆岩的共生关系，表示地幔熔化的很高程度，至于许多细节现在还不清楚。

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

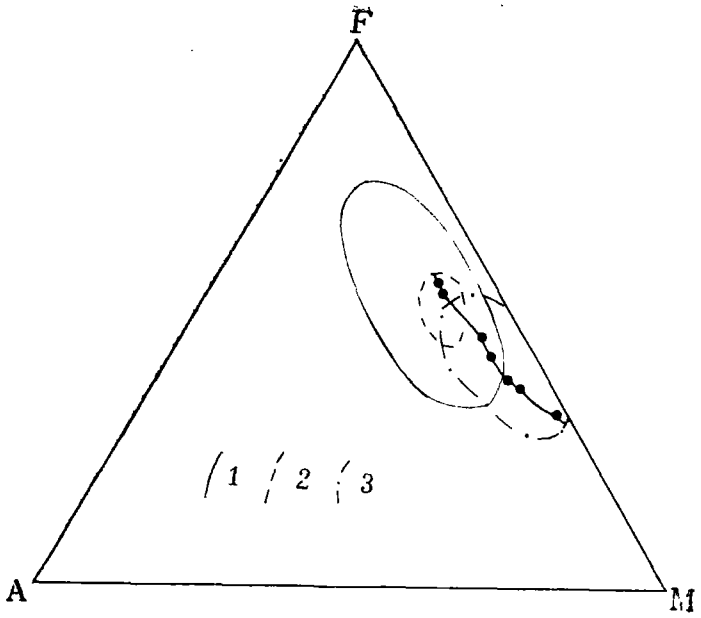

图12 科马提岩与拉斑玄武岩关系的AFM图解 A：Na_2O+K_2O；F：FeO*；M：MgO。1.拉斑玄武岩；2.大洋中脊玄武岩；3.科马提岩。图中分异线和投影点为湖南益阳玄武岩质科马提岩和拉斑玄武岩

六、与矿产的关系

最后谈一点科马提岩与矿产的关系问题。科马提岩是地幔物质在地表的重要信息之一，因此与许多金属、非金属矿产有密切成因上的联系、但最主要的矿种是Cu、Ni、Cr、Au。目前世界上铜一镍硫化物矿床主要赋存于科马提岩系列的火山—侵入组合之中，如澳大利亚、加拿大、苏联的东欧和西伯利亚等地。卡累利阿—科拉半岛和西伯利亚，镍主要赋存在凝灰成因的沉积岩系以及凝灰成因的沉积岩系与苦橄岩—科马提岩—玄武岩系列火山岩系列之间接触带的侵入体之中。这些侵入体与火山岩系不仅有空间关系而且有成因联系。侵入体有两种，即异剥橄榄岩和辉长岩类。这表明容矿岩石是辉长岩—科马提岩—玄武岩建造的组合。这类镍矿床的规模很大，澳大利亚绿岩带中卡姆巴尔达镍矿矿石储量达2050万吨，潜在的矿石储量达5千万吨，矿石的平均品位达3.4%。

金由于原子序数大（79），结合能小、在地球演化过程中由于重力作用向深部集中迁移，因此地幔中金是足够丰富的，所以在科马提岩系列中常有金的矿床存在。但在火山岩中金不利于加入富集矿物和携带矿物之中，只能以均匀高度细分散状的形式存在，但这为以后的各种地质作用使金富集创造了条件。例如在碳酸盐化过程中岩石中大量SiO_2被取代出来，因此金与石英脉或硅化有关。又由于表生作用，与砂矿有关。如加拿大阿比提比绿岩盆地黄金产地达1500多处。波丘潘金矿总产量达1600吨。澳大利亚卡

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

尔古利金矿达1200吨，印度科拉尔金矿达80吨。如此等等规模都很大。绿岩型金矿，占世界黄金总产量的13%，可见处于极重要的地位。

此外，条带状磁铁矿、铬铁矿、块状硫化铜矿，石棉，菱镁矿、铀矿都与科马提岩有一定的联系。因此科马提岩出露的地区是Cu、Ni、Au、Cr、Pb、Zn、Fe、U等矿床极重要的远景区。为此，我国应加强科马提岩以及它所处之绿岩带的研究。

中南矿冶学院地质系

肖 禧 砥编写

1983.6.28修改完

主 要 参 考 文 献

1．从柏林，岩浆活动与火成岩组合；地质出版社，1979。

2．王德滋、周新民，火山岩岩石学；科学出版社，1982。

3．李继亮、从柏林、张雯华，华北断块西南部晚太古代成铁盆地构造演化的初步研究；中国科学，1978，第四期，第430—441页。

4．中国科学院地球化学研究所，中国含铂地质体铂族元素地球化学及铂矿物；科学出版社，1981。

5．肖庆辉，国外太古代绿岩带的几个问题；河北省地质局综合研究地质大队，地质参考资料，1978、第三期。

6．山西冶金地质勘探公司情报室；国外地质译从、1982，第一期。

7．刘如曦、科马提岩及其鉴别标志；河北省地质局科技情报室，地质参考资料，1981，第三期，第96—115页。

8．张贻侠、阎鸿铨、王宽德、李复元，冀东迁西群内Komatiite的探讨，长春地质学院学报，1980，第一期 第1—8页，

9．张贻侠、阎鸿铨，太古代Komatiite研究情况简述；长春地质学院学报，1980，第一期，第9—22页。

10．科马提岩——会议消息；地质科技动态，1980，第19期，第27—30页。

11．杜诗卓；关于科马提岩问题，山西冶金地质，1981、第2期，第57—75页。

12．从柏林，李继光，张儒瑗，冀东迁西—迁安地区早太古代变质岩系原岩恢复及其地质意义；地质科学、1982，第2期、第125—132页。

13．马秀，内蒙古阴山地区的早太古代绿岩带；河北地质学院学报，1981，第二期，第53—75页。

14．郭永志、李上森译；太古带绿岩带及其矿产；地质出版社，1980。

15．A.E.林伍德著，杨美娥等译，地幔的成分与岩石学；地震出版社，1981。

16．Arndt.N.T., Naldrett.A.J, and Pyke.D.R.(1977), Komutiite and

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

iron-rich tholeiitie lavas of Munro Township, northeast Ontario. J. petrology 18, p319—369.

17. Arndt. N. T., Francis. D. and Hynes. A. J., The Field characteristics and petrology of archean and Proterozic Komatiites, Canadian Mineralogist Vol. 17, pp. 147—163 (1979)

18. Nesbit. R. W. (1971), Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn Block, Western Australia; evidence for an Archean ultramafic liquid, Geol. soc. Auct spec puhl. 3, 331—348.

19. Willams, D. A. C., Archean Ultramafic, mafic and associated rocks, Mt. Monger, Western Australia. J. Geol. Soc. Aust. 19. 163—188 (1972)

20. Naldrett. A. J., Goodwin. A. M. (1977); Volcanic rocks of the Blake River Group, Abitibi greenstone belt. Ontario and their sulfur content. Can J Earth Sci 14. 539—550.

21. Naldrett. A. J. and Turner. A. B. (1977); The geology and Petrogenesis of a greenstone belt and related nickel sulphide mineralization at Yakabindie, Western Australia. Precambrian Res 5 43—103.

22. Brooks. C. K. and Hart. S. R. (1974). On the signifince of Komatiite Geol. 2. 107—110

23. Nesbitt. R. W., Sun, S. S., Purvist. A. C. Komatiite; Geochemistry and Gensis; Canadian Mineralogist, Vol. 17 (1979), pp165—186

24. Anhaevsser. C. R.

"GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA, BULL" 1969. V. 80, №11.

25. Glikson, A. Y.

"TECTONIC" 1970 Vo. 9, №5.

26. Viswanathan. S.

"JOURNAL OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF INDIA" 1974. Vo. 15. №4.

27. Nisbet. E. G', Walker. D.,

Komatiites and the Structure of the Archean mantle. Earth and Planetary Science Letters 60 (1982) 105—113.

28. Rollinson. H. R.

P—T Conaitions in Coeval greenstone belts and granulites from the Archean of Sierra Leone; Earth and Planetary Science Letters, 59 (1982) 177—191.

29. Крестин. Е. М., Коматииты Позднеархейских зеленокаменных Поясов. Воронежского Кристаллинского массива; Советская Геолоия, 1980 (9) стр84—97.

30. Суслова. С. Н., Старицына. Д. Г. Н., Дагелайская, N. А.,

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

Особенности никеленносных Ультрамафит—Мафии—товых Вулкано-интрузивных Комплексов Karelo—Кольcкого и Северо—Сибирского Регионов., Записки Всесоюзного минераготического общества, 1980 №3.стр 257—271.

31. Грачев.А.Ф., Федоровский.В.С.,

Зеленокаменые Пояс Докембрия рифтовые Зоны или Островные Дуги; Геотектоника, 1980, №5. стр3—34.

32. Синицын.А.В.; Геотектоника; 1979.№6.стр.3—19。

33. Малюк.Б.П., Сивронов.А.А.

О Природе.КомАтиитов; Гео и Геоф №4.1982.стр32—40.

34. РУСАНОВ.М.С.

Толеит—Коматиитовах Формация Пененгского Комлекса ; Советская; 1981, №2 стр98—112

35. ПИНУС.Г.В., АГАФОНОВ.Л.В.,

Высокомагнезальные Базальты и Раннекалепонских Офиолитовых Ассоций Монголий; Гео и Теоф; №3.1982, стр.43—50.

制约陆壳生长的地球化学因素

S·C·Melennan S·R·Taylor

前　　言

关于陆壳起源和演化的主要模式有如下两类：第一类模式假定，大部分地壳形成于地史的早期，且它的总质量在整个地史时期内基本保持不变，地壳以稳定态方式经地慢发生不断的再循环。第二类模式假定，地壳在整个地史时期内是连续或准连续方式生长的。

陆壳呈准连续或幕式生长的观点已得到大量同位素资料的支持。有人将地壳生长划分为五个独立阶段（33—35、23—25、19—16、12—9和5—0亿年）。在太古宙—元古宙界线阶段（介于23—25亿年前后），被认为是具特别重要意义的阶段。

沉积学和地层学资料支持了地壳成分随时间而变化的观点。地球化学证据表明，在太古宙—元古宙界线前后，上部陆壳成分是有变化的。本文利用这类地球化学模式（包括一些同位素和地球物理资料）及某些假设来评价制约陆壳生长的定量因素。

沉积岩和地壳演化

沉积岩痕量元素配分的研究为我们了解地壳演化提供了重要依据，其中REE模型更

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net