中山大学

博士学位论文

# 粤东上碌复式岩体和边缘混合岩及其形成机制研究

姓名：马浩明

申请学位级别：博士

专业：矿物学、岩石学、矿床学

指导教师：陈国能;Rodney H.Grapes

20060601

# 粤东上磜复式岩体和边缘混合岩及其形成机制研究

专业名称：矿物学、岩石学、矿床学

申 请 人：马浩明

导　　师：陈国能教授；Rodney H. Grapes 教授

## 摘　要

花岗岩、混合岩、中基性脉岩“三位一体”是常见的地质现象。三者到底是某一地质过程的产物，抑或形成于不同的独立过程？这是本文拟解决的科学问题。论文选择了被大量工程揭露的粤东博罗上磜花岗岩体为靶区，在对该岩体及其边缘混合岩、以及产于岩体内部的各种中基性脉岩野外地表调查、坑道测量和钻孔岩芯观察的基础上，对不同期次的花岗岩、混合岩和中基性岩脉进行了系统采样和分析。通过研究，发现上磜花岗岩体并非是前人认为的单阶段岩体，而是由燕山早、晚两期岩体组成的复式岩体，两者的全岩钾氩同位素年龄分别为156Ma 和 85.5Ma。两期岩体的接触界面清晰，其上有一层厚薄不等的伟晶岩壳；晚期岩体的结晶分异过程尚导致了上方早期岩体中的断裂或裂隙被众多石英－萤石－方解石脉充填，以及造成破碎带岩石发生不同程度的硅化。

上磜岩体岩石化学数据反映早、晚两期岩体的成岩物质均为地壳来源，而且均经历了高度分异；上磜复式岩体早、晚两期岩体的稀土元素组成，以及同期岩体不同深度稀土元素配分曲线的变化规律，与华南大部分复式岩体稀土元素配分曲线的变化规律基本一致。

Rb、U、Ta、Zr 等大部分微量元素在早、晚期岩体中表现出自上而下同步变化的特征规律，但 Sr、Ba、Th、Nb 和 Co 元素在早、晚期岩体中表现为相反的变化趋势。不活泼元素对 Zr/Hf 和 Nb/Ta 比值表现出与混合岩脉体非常相近的微量元素比值，表明了花岗岩和混合岩脉体物质成分的继承关系。

混合岩与花岗岩呈协调的过渡关系。混合岩基体具有比脉体高的ΣREE、LREE 含量和 LREE/HREE 比值，表明在岩石部分熔融中，稀土元素富集于残余熔渣。随原始岩石熔融程度的增加，铁镁组分向外扩散，混合岩基体从上而下 Fe、Mg、Ti 的含量降低，混合岩全岩的稀土配分曲线向下逐渐变平，显示出岩石的熔融程度向下递增、稀土尤其是轻稀土富集的混合岩基体逐渐解体。

地质探洞中发现了大量中、基性脉岩。与花岗岩相对应，岩脉也有早、晚两期。地球化学的测试结果表明，中、基性岩脉轻、重稀土元素分馏强烈，稀土元素配分曲线为轻稀土元素富集的右倾斜型，铕亏损不明显并有弱的负 Ce 异常。与大洋玄武岩相比，中、基性脉岩以 Sr、K、Rb、Ba 等大离子亲石元素(LILE)富集，Ti、Y、Yb 等高场强元素(HFS)亏损为显著特征，揭示形成岩脉的中基性岩浆并非地幔岩浆分异的结果。

综合上述研究结果，作者在花岗岩原地重熔理论的基础上，建立了上磜地区的构造岩浆演化模型，系统解释了该区的各种地质地球化学资料。复式花岗岩及与其有关的各种地质现象，包括边缘混合岩、伟晶岩、石英萤石脉以及各类中基性岩脉等，在模型中构成了一个有机的整体，揭示出本区地壳在中生代至少经历了两次原地熔融或重熔事件，共存于上磜地区的混合岩、花岗岩和中基性岩脉等，是这两次事件的综合结果。在此基础上，作者进一步结合区域地质、地球物理资料，对现有的粤北大弯－惠州港口的地壳结构剖面进行了重新解译，其结果不但为本区的中基性岩脉的物质可能来自壳内重熔层中下部的认识提供了重要证据，同时发现地震波速界面与重熔花岗岩层的上界面有极好的对应性。可以认为，如果后者能被进一步证实，以往获得的所有陆壳结构断面，都有必要重新认识。

**关键词**：广东上磜 复式花岗岩体 混合岩 中基性脉岩 岩石成因 原地重熔

# Studies of the genesis of Shangqi composite granite body and associated migmatite, eastern Guangdong

Major: Mineralogy, Petrology and Ore Deposits

Applicant: Ma Haoming

Supervisor: Prof. Chen Guoneng, Prof. Rodney H. Grapes

## Abstract

The relationship between granites and migmatites as well as intermediate-basic dikes is commonly observed worldwide. The question is whether these rocks are formed by the same geological process or by independent processes? The Shangqi granite body in the Boluo County, eastern Guangdong Province, China, is surrounded by migmatite and crosscut by numerous intermediate-basic dikes. Fieldwork including mapping and structural measurements in tunnels and drill cores was undertaken. Samples of granite, marginal migmatite and intermediate-basic dikes were collected for laboratory analysis. The Shangqi granite body is a composite granite body made up of two biotite granite bodies formed respectively in the early and the late Yanshanian periods with the whole rock K-Ar ages of 156Ma and 85.5Ma respectively, with the younger granite underlying the older granite. The contact between the two granites can be clearly observed, and is characterized by a pegmatite of variable thickness. Veins within the granite contain quartz-fluorite-calcite, and rocks within the vicinity of fracture zones are silicified in different degrees.

Geochemical characteristics of the Shangqi composite granite body suggests a crustal melting origin associated with fractional crystallisation. Vertical REE variation and distribution patterns in both the early and late stage granites are similar as found in most composite granite bodies in South China.

Trace elements of the Shangqi composite granite body, such as Rb ,U ,Ta, and Zr, show sympathetic variation from the top downwards in each of the two granites. Sr, Ba, Th, Nb, and Co however are not covariant. The two granites have similar Zr/Hf, Hb/Ta ratios to those of with leucosomes in the migmatite indicating a compositional succession from migmatite to granite.

The contact between migmatite and the older granite is conformable. Melanosomes of the migmatite have higher REE and LREE's, and higher LREE/HREE than leucosomes, suggesting REE-enrichment in restite material during the partial melting. With the increasing depth in the migmatite, FeO (total iron), MgO, and $TiO_2$ of the melanosomes decrease and REE patterns flatten, indicating diffusion of ferromagnesian components with increasing degree of melting.

Two stages of intermediate-basic dike intrusion are observed in tunnels exposures corresponding to the two stage of granite formation. The dykes are characterised by intensive fractionation of LREE and HREE's with the enrichment of LREE and weak Eu and Ce anomalies. Compared to MORB, the dikes are enriched in LILE's, such as Sr, K, Rb, Ba and poor in HFS's such as Ti, Y, Yb, indicating that they are not mantle melts.

A tecto-magmatic model to explain the rock association in the Shangqi area is proposed on the basis that the granites are the result of in-situ melting. The composite granite, marginal migmatite, pegmatites, quartz-fluorite-calcite veins, intermediate-basic dikes, comprise a logical system in this model demonstrating that there were at least Mesozoic two crustal melting events. The intermediate-basic dykes are inferred to have been derived from the lower part of the crustal melting layer. Combining the model with the regional geology, a seismic section from Lianxian-Boluo-Gangkou in Guangdong Province is re-interpreted. The crustal section based on seismic velocity changes is in excellent agreement with the proposed upper interfaces of the crustal melting layers.

**Keywords:** Shangqi, Guangdong; composite granite body; migmatite; intermediate-basic dikes; in-situ melting.

# 第1章 绪 论

## 1.1 选题目的及意义

花岗岩常常与混合岩共生是常见的地质现象，例如广东广州近郊和粤西云开大山混合岩和花岗岩（李昌发，1991；钟增球等，1996；周汉文等；1997；王江海等，1999；刘辉东等，2005），闽东南沿海混合岩和花岗岩（陈国能等，1996；王德滋等，2002），江西武功山混合岩和花岗岩（江西省地质矿产局，1984；徐士进等，1991；徐士进，1992；舒良树等，2000；楼法生等，2002；吴富江等，2003），美国 Appalachian 造山带北部混合岩和花岗岩（Brown et al.，1998a；1998b；1999；Solar et al.，2001；Tomascak et al.，2005），法国 Velay dome 混合岩和花岗岩（Ledru et al.，2001；Mezeme et al.，2005）等等。在华南地区，花岗岩中还常发育有各种中基性岩脉（胡瑞忠等，1990；李献华，1990；1997；Li et al.，1998；谢桂青等，2002；贾大成等，2002a；2002b；2002c；葛小月，2003）。混合岩、花岗岩和中基性岩脉的形成有何联系？共存于同一地区的上述三类岩石，到底是同一地质过程的产物，抑或是不同来源、不同形成机制的产物？对于这一地质学长期争论的重大理论问题（刘家远等，1990；刘家远，2001；莫柱荪，1996；王联魁等，2003），显然不是通过一篇博士论文的研究能够解决的。然而，由于工程建设的需要，建设部门在广东博罗上礤作了大量的开挖工程，包括众多的钻孔和长达数公里的地质探洞。地质探洞深入到花岗岩体的内部，并清楚地揭露出岩体及其边缘混合岩以及花岗岩内部的各种中基性岩脉，为上述问题的研究提供了不可多得的机会。为此，作者结合导师陈国能教授主持的“广东惠州抽水蓄能电站 F304 断裂及其相关地质体研究”项目，选择了广东惠州上礤复式花岗岩体及相关的混合岩和其内的中基性岩脉作为研究的切入点，期望为上述问题的最终解决提供新的认识和积累新的资料，此为论文选题的目的和意义所在。

## 1.2 相关研究进展

混合岩与花岗岩有密切的空间关系（Brown and D'Lemos，1991）。早在上世纪五十年代，Read（1957）就曾指出，当追踪高级变质岩的时候，往往会最终遇到花岗质核。在我国河北阜平县平阳地区，变质岩从条纹状黑云斜长混合岩及均质黑云斜长混合岩，过渡到片麻状奥长花岗岩（张西平等,2003）；在秦岭地区，同一岩体可以见到残留变质地层——混合岩——混合花岗岩——中细粒黑云母花岗岩——似斑状黑云二长花岗岩有规律的演化关系（卢欣祥，1998）；在两广交界的云开地区，以花岗岩为中心，向外依次为混合岩和低级变质岩（张伯友等，1992），等等。花岗岩与混合岩在空间密切关联，暗示着两者相互之间可能存在成因和演化上的内在联系（Mehnert,1968；Winkler,1979；Jung,2005）。

混合岩的研究包括了两方面内容，即混合岩的成因机制以及混合岩和花岗岩的关系。关于混合岩的形成机制，有“部分熔融(partial melting)”、“变质分异(metamorphic differentiation)”、“交代作用(metasomatism)”、“外来岩浆灌入(injection of foreign magmas)”，以及“交代与熔融同时作用”等认识，Johannes 等(1995)和 Mengel 等(2001)对此曾做过系统的评述。目前，大部分的学者相信，混合岩是岩石部分熔融的产物（Winkler，1961；Mehnert，1968；Johannes and Gupta，1982；Johannes，1988；陈斌等，1994；邓尚贤等，1997；Cruciani et al.，2001；Chen and Grapes，2003a；Jung，2005；Kawakami et al.，2006）。沉积岩的熔融实验结果表明，泥质岩和杂砂岩在 650-900℃温度区间熔融产生百分四十体积的花岗质熔体（Vielzeuf and Holloway，1988；Patiño Douce and Johnston，1991；Vielzeuf and Montel，1994；Patiño Douce and Harris,1998），残留体则可形成部分熔融程度低、分异程度低的混合岩（Sawyer，1987；Tait and Harley，1988；Barbey et al.，1990；Brown，1994）。王联奎和赵斌（1986）对鞍本地区千枚岩、黑云母斜长片麻岩和磁铁石英岩进行了三种不同的实验，证实混合岩不可能是交代成因而应是岩石部分熔融所引起。

最近十多年来，这一认识得到了越来越多的支持。例如，Pickett 和 Saleeby(1994)、Zeng 和 Saleeby(2003)、Zeng 等(2005a；2005b；2005c)等人对美国加州 Sierra Nevada 岩基南部中生代变质岩带和混合岩带进行了详细研究，认为持续的花岗岩浆作用导致泥岩发生高级变质作用，并在邻近花岗岩的部

位发生部分熔融作用，形成混合岩。曾令森等人的研究表明，部分熔融产生的熔体只能做有限的迁移，因而能保存在母岩中形成混合岩（曾令森等，2004）；作为岩石部分熔融的产物，混合岩中的浅色体常常具有和浅色花岗岩相似的元素地球化学特征(Zeng，2003)。杨晓松等（2004）通过对喜马拉雅造山带聂拉木地区混合岩中沿面理展布的浅色体研究，证实其化学成分接近高喜马拉雅结晶岩系中黑云斜长片麻岩的脱水熔融实验（杨晓松等，2001）所形成的熔体成分。高喜马拉雅混合岩中相当大一部分岩石经历了麻粒岩相变质作用，达到和高于副片麻岩的固相线温度（Neogi et al.，1998），其岩相学、矿物学和地球化学特征均类似于岩浆岩，被认为是在23Ma高喜马拉雅地区大规模地壳熔融过程中形成的(杨晓松等，2004)。

程裕淇等人（程裕淇等，1996；1998；2000a；2000b；2001；高吉凤，1997）通过对河北平山西北部西柏坡至小觉一带浅粒岩、黑云变粒岩一片麻岩和角闪质岩石的矿物、岩石、地球化学等方面的研究认为，这些岩石受到构造活动所激发循环流体的影响而发生差异性深熔作用，生成不同规模的区域混合岩类甚至花岗质岩石。

胡恭任等（2001）对武夷山地区江西金溪一南城变质混合岩带混合岩的Nd、Sr、Pb、O同位素组成研究表明，该地区的混合岩是由成熟度高、富氧的变粒岩及片岩等变质沉积岩经部分重熔而成。但黄标等（1994）研究了武夷山中段南城一广昌断裂两侧混合岩的岩石学、岩石化学、地球化学的特征、并进行质量平衡计算(Bryan et al.，1969；Olsen，1977；1985)和矿物颗粒接触关系研究（McLellan，1983）等，认为该区混合岩变质相仅达低角闪石相，未达到部分熔融。

在粤西云开地区，周汉文等（1997）从矿物空间分布、质量平衡、地球化学等角度说明云开地区混合岩形成于部分熔融作用。王江海（1999）则对云开地区混合岩脉体的含量、斜长石牌号、矿物接触关系统计分析、浅色体的主量和微量元素分析等研究表明，混合岩的浅色体为熔融成因。王联魁等（2003）通过综合地质、物理化学和地球化学资料，认为广东河台地区和云开地区混合岩是在强烈的碰撞造山作用下，以变质沉积岩地壳为主要物质来源，由角闪石相低程度部分熔融构成的熔体相与变质岩残留固体相所组成的“塑性体”和“半流体”固结而成。

此外，刘景波（1991）在统计矿物间接触类型的基础上研究了河南省西峡县秦岭群混合岩的矿物空间分布特征；刘景波（1997）利用质量等比线原理（Grant，1986）分析了秦岭群条带状混合岩在混合岩化过程中的物质迁移；王江海（1994）在详细野外工作的基础上，采用斜长石和钾长石成分及含量，有序度测定，斜长石延性系数的统计，质量平衡计算，矿物空间分布和地球化学对鄂东北（大别杂岩）夫子河-总路嘴一带混合岩进行研究，认为该区混合岩主导成因机制是深熔和交代，而且从热中心向外，深熔和交代的强度逐渐减弱；王江海等（1995）结合地质地球化学证据，混合岩质量平衡计算和矿物空间分布统计结果以及前人高温、高压实验成果，认为大别核心杂岩中罗田城关和凤凰关两地混合岩的主导成因机制是处于中压高角闪岩相-麻粒岩相条件下的深熔，等等。

在国外，Kawakami 和 Kobayashi(2006)从微量元素和质量平衡角度研究了日本 Aoyama 地区变质岩带混合岩的部分熔融程度；Ledru 等（2001）对法国中央地块华力西期造山待混合岩和花岗岩从构造、应变、同位素地球化学、年代学、温压计算多方面综合研究；Brown(1998)等从构造断裂的角度研究了美国缅因州中西部混合岩和花岗岩成因关系；Johannes(1995)则从稀土元素分配型式的角度研究了瑞典 Arvika、挪威 Nelaug、法国 port navalo、graestorp 等地混合岩脉体、基体与围岩之间的相互关系，等等。

由于混合岩是揭示陆壳花岗岩成因的关键，不少学者从各地混合岩和花岗岩两者关系角度进行了专门的研究（Jung，2005；Rambeloson et al.，2003；Johannes et al.，2003；Kalsbeek et al.，2001；Vernon et al.，2001；Vanderhaeghe，1999；Barbey et al.，1996 等等）。岩石熔融是混合岩和花岗岩之间成因联系的枢纽。热中心是混合岩岩类在空间上的明显特征，例如在我国云开地区混合岩类热中心部位混合岩化强烈，出现混合片麻岩，从中心往外逐渐减弱成含稀疏脉体的条带混合岩（王江海，1999）。对于混合岩的部分熔融的热的来源问题，目前存在两种不同的认识，一是认为花岗岩浆的底侵作用导致原地岩石部分熔融而形成混合岩（杨晓松等，2004），二是认为低级变质岩、混合岩和花岗岩，三者是地壳演化中同一热事件的不同阶段的产物（Read，1957；徐景奎等，1991）；对于前者，花岗岩侵入定位的“空间问题”是无法逾越的鸿沟（陈国能，2005），后者则不存在此问题。近年来，对于混合岩成因出现了一种新的解释，认为一般变质岩、混合岩、花岗岩是同一热事件中不同温度区间（而不是不同阶段）的产

物：当地温升高导致壳内岩石发生熔融时，如果壳内熔融层上覆盖层的岩石地层连续性较好且地温超过盖层岩石的初熔温度，其内的低熔矿物即发生部分熔融；由于长英质熔出物无法与下伏熔融层连通，故只能储存在岩石的原生构造中，固结后即形成混合岩的浅色体；残留部分则由于硅碱组分的析出而变得偏基性，重新结晶后形成暗色体，从而形成混合岩（陈国能等，1996；Chen and Grapes，2003a）。

混合岩成因机制研究和混合岩与花岗岩两者关系的研究，大大推动了对地壳岩石物质组成和地质演化的客观认识，对上陆壳主要组成部分花岗岩的成因探讨具有重要意义。

迄今为止，花岗岩成因一直是地球科学家不断争论的问题(Read，1957；马莫，1979；Pitcher，1997；Wyllie et al.，1998；董申葆，1999；Chen and Grapes，2003a)。对其成因认识，一般包括两方面内容：一是物质来源，二是形成方式。绝大部分花岗岩的形成经过岩浆阶段，此为大量的地质资料及花岗岩的熔化和合成实验数据所证实（王联魁等，1979；李统锦等，1981；宋新华等，1988；吴福元，1993；林强等，1993；1999；王强等，2000；杨晓松等，2001），也是地球科学家达成的共识。

当今花岗岩成因探讨的重点在于花岗岩物质来源和岩基的定位空间。对于物质来源，上世纪 70 年代以来，随着地球化学和同位素地质学方面的研究进展，诸多学者从各个角度提出了各种“花岗岩成因类型（系列）分类方案（Chappell and White，1974；Pitcher，1983；Loiselle and Wones，1979；Collins et al.，1982；Whalen et al.，1987；Castro et al.，1991，等)。在我国，徐克勤等(1984)曾提出陆壳改造型、过渡性地壳同熔型和幔源型的分类方案；杨超群(1984)则将花岗岩划分为壳源重熔型、混合源同熔型、幔源分异型、混合源变质交代型；王联魁(1982，2003)划分为深源长江系列花岗岩和浅源南岭系列；刘家远(1989)划分为壳型、过渡型和幔型，等等。

尽管上述方案不尽相同，但是它们具有共同之处是认为花岗岩是外来的侵入体，岩浆形成于不同深度的源区：包括上地壳下部、下地壳、上地幔等，然后通过某种通道上升，最后在地壳浅部定位形成岩体。问题是，如果岩浆是侵入体，被岩基所占据的空间中成千上万立方公里体积的原始岩石去了何方？对于这一已经争论了一个多世纪的花岗岩“空间”问题，尽管已经提出了各种各样的“定

位模式”（肖庆辉等，2002），但至今没有一个模式可以作为岩基定位的一般模式（陈国能等，1996；陈国能，1999；2005；Chen and Grapes，2003）。

上世纪八十年代起，我国学者提出并逐渐完善了花岗岩成因的原地重熔说（陈国能，1989；1990；1991；1993；1996；1997；1998a；1998b；2001；2005；chen 等,2003a；2003b；张珂，2001；林小明等，2002；彭卓伦等，2005；庄文明等，2005；马浩明等，2006）。与传统的岩浆侵入说不同，原地重熔说视上陆壳为封闭系统而不是开放系统，认为花岗岩的形成是系统内部的物质随着熵的变化而从有序（原始岩石）到无序（熔浆），再到新的有序（花岗岩）的结果(陈国能，1998；Chen and Grapes，2003a)。该假说不仅合理地解释了岩基的空间、捕掳体和暗色包体、岩体与围岩的“侵入接触”关系、“花岗岩背斜”以及花岗岩内的流动构造等等野外地质现象，同时提出花岗岩在地壳中呈层状分布；岩体的大小和形态，反映的是重熔岩浆层上界面（重熔界面）与现代剥蚀面的几何关系而不是岩浆侵入量的多寡；多次重熔形成多层花岗岩，花岗岩层的“层序”上老下新；岩体的化学组成和同位素组成等，反映的是岩浆系统内部的物质演化而不是岩浆的来源；与花岗岩有关的各类热液矿床的成矿物质与花岗岩的成岩物质一样，均来自卷入重熔的原地岩石等一系列新认识（陈国能，1996；2001；2005；Chen et al,2003a)。

与此同时，国内外花岗岩研究还在花岗岩成因与大地构造环境（Barbarin，1999；肖庆辉等，2003）、碱性花岗岩类（陈培荣等，1994；袁忠信,2001）、过铝花岗岩（廖忠礼等，2004）、花岗岩类包体（王德滋等，1992；林广春，2003；彭卓伦等，2005）等领域展开。

广东惠州上磜地区的研究工作整体上相对较少。广东省地质局(1964)在1/20万惠阳幅地质图说明书上初步报道了该区地质概况。除此之外，前人对上磜地区的花岗岩开展过定年工作。中国科学院贵阳地球化学研究所(1972)对该区以南七娘坛岩体、以东象头山岩体做过年龄测试，划定为燕山中－晚期花岗岩。地矿部南岭项目花岗岩专题组(1989)对该区磜头岩体、以南七娘坛岩体作黑云母 K-Ar 年龄分析，得出磜头岩体 136-97Ma，七娘坛岩体 137-122Ma 的结论。由于研究区及邻区花岗岩被查明含铌、钽矿，广东省地质局肇庆地质大队(1974)对较为系统地研究了上述含矿花岗岩即磜头岩体、七娘坛岩体、象头山岩体的地质特征。出于广东惠州抽水蓄能电站建设的需要，广东省水利电力勘测设计研究院

（2000）、广东省工程防震研究院（2002）、中山大学地球科学系（2003）等单位对该区工程地质及相关方面相继作了一些工作，对本文具有参考意义。然而，该区各类型岩石的野外地质特征，岩石学特征，地球化学特征等有待本文进一步的研究。

## 1.3 研究方案

针对上述科学问题和研究进展，结合导师主持的“广东惠州抽水蓄能电站F304 断裂及其相关地质体研究”项目，作者选择了广东惠州上磡复式花岗岩体及相关的混合岩和其内的中基性岩脉作为研究对象，具体研究方案如下：

(1) 对区内出露的混合岩、花岗岩、中基性脉岩进行详细的野外地质调查，明确三者野外地质特征，研究三者形成的时空关系；

(2) 系统采集区内各类岩石，包括混合岩、花岗岩和中基性岩脉的样品，研究不同岩石的结构构造及其在矿物组成和地球化学组成方面的差异和联系；

(3) 综合区域地质、地球物理、地球化学等方面的研究，结合区内各类岩石的时空关系和岩石地球化学特征，建立研究区内各类岩石的成因模型。

## 1.4 测试方法及完成工作量

于2003年7月－2005年8月期间，与课题组成员进行了前后四次野外调查，对各种地质体进行了详细的野外观察和测量，并在野外工作的基础上，对上磡岩体的上覆混合岩、花岗岩及中基性脉岩进行了详细的元素地球化学分析。样品的主微量元素成分分析分别在中国科学院广州地球化学研究所采用 ICP-AES、ICP-MS 方法和并由合作者 Mr. Christian Bratzdrum 和 Prof. Rodney Grapes 在德国 Freiburg 大学矿物岩石地球化学研究所采用 XRF 方法完成。K-Ar 测年送国土资源部中南矿产资源监督检测中心（宜昌）。

论文完成的工作量如下：

表 1-1 完成工作量统计表

| 项 目 名 称 | 单 位 | 工作量 |
|---|---|---|
| 野外调查 | 天 | 24 |
| 探洞编录及观察 | 千米 | 3.3 |
| 岩石标本 | 块 | 119 |
| 野外地质照片 | 张 | 200 |
| 岩石薄片 | 块 | 104 |
| 岩石主量元素分析 | 组 | 63 |
| 微量元素分析 | 组 | 44 |
| 稀土元素分析 | 组 | 17 |
| 同位素测年 | 个 | 2 |
| 图件清绘及数据处理 | 天 | 180 |

## 1.5 论文的创新点

(1) 证实广东博罗上磜花岗岩体是由燕山早、晚两期岩体组成的复式岩体；发现在复式岩体内，存在与两期岩体对应的早、晚两期中基性脉岩；重新厘定了该区中生代的构造岩浆演化史；

(2) 对花岗岩体的边缘混合岩中的基体和脉体进行了剥离，分别研究两者的物质组成，从地球化学的角度，揭示了两者的内在联系；

(3) 发现混合岩中的基体，除了富集 Fe，Mg，Ti，Ca 等常量元素外，尚富集轻稀土，初步揭示出岩石熔融过程中稀土元素的分异规律；

(4) 提出上磜地区的混合岩、花岗岩和中基性岩脉是同一过程的不同产物的新认识，并应用花岗岩成因的原地重熔理论，重现该区中生代的构造－岩浆演化过程，阐明了本区各种地质现象的内在联系；

(5) 将本区的研究成果与区域地质、地球物理资料相结合，在花岗岩原地重熔说的基础上，建立起与地球物理资料相适应的、从粤北大弯到惠州港口的上陆壳结构断面，首次揭示出壳内重熔花岗岩层与地震波速度层的关系。

# 第2章　区域地理地质概况

## 2.1 区域地理概况

研究区位处广东惠州市博罗县罗阳镇北约 15km（图 2-1），即北纬 23°15′－23°18′，东经 114°17′－114°20′之间（图 2-2）。324 国道和广（州）－惠（州）高速公路在博罗县城罗阳镇旁经过。从罗阳镇到研究区有简易公路通达，交通条件良好。

研究区内周边为中－低山丘陵地形。罗浮山脉位于测区西侧，海拔高度多在 500-800m，个别山峰（如蟹眼顶）高程超过 1000m；中部为低山丘陵间夹小型山间盆地；东侧为惠（阳）-紫（金）新生代盆地；南侧为东江中下游冲积平原。区内河流主要是东江水系，小金河、榕溪沥水（礤头河）等均汇入东江。

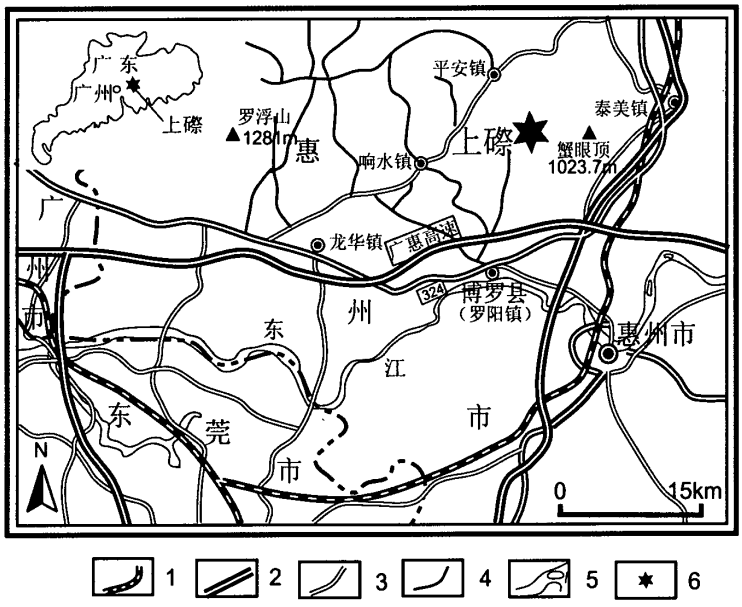



图 2-1 研究区交通地理位置简图

1-铁路；2-高速公路；3-国道；4-简易公路；5-河流；6-研究区

## 2.2 区域地层

研究区内出露的地层主要有震旦系、寒武系、泥盆系、侏罗系、白垩系和第四系；下古生界缺失了奥陶系和志留系，上古生界缺失了石炭系和二叠系；中生界缺失了三叠系而新生界缺失了古近系和新近系。地层分布零星，且早期地层常有不同程度的变质作用（图 2-2）。现分述如下：

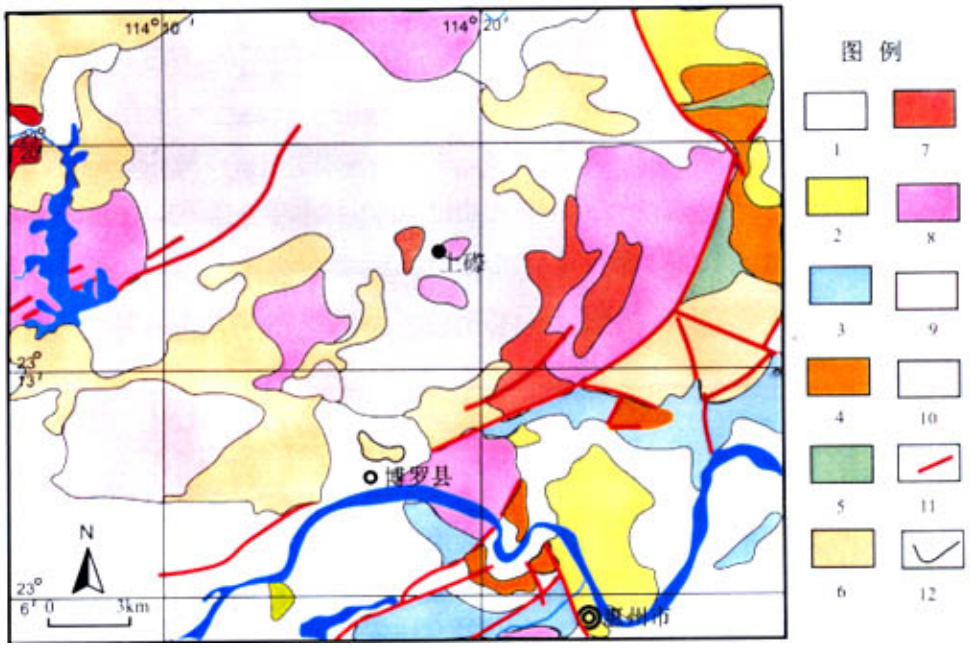



图 2-2 上磜岩体区域地质图（据 1/20 万惠州幅数字地质图重绘）

1-第四系；2-白垩系；3-侏罗系；4-泥盆系；5-寒武系；6-震旦系；7-燕山第四期花岗岩；8-燕山第三期花岗岩；9-印支期花岗岩；10-混合岩；11-断裂；12-地质界线

震旦系：由浅海相类复理石建造所形成的一套深变质岩系组成，主要岩性为石英片岩、变粒岩、变质砂岩、石英岩和花岗斜长片麻岩等，其下常为混合岩或燕山期花岗岩，出露于区内中部及西北部大片地区（图 2-2）。

寒武系：由滨浅海相浅变质的变质细粒石英砂岩、变质石英粉砂岩和绢云母页岩等组成，零星分布于区内的东部及东北部地区，与下伏震旦系关系不详。

泥盆系：出露的地层有杨溪组（$D_{1\text{-}2y}$）、桂头组（$D_{1\text{-}2g}$）、老虎头组（$D_{1\text{-}2l}$）、春湾组（$D_{2\text{-}3ch}$）和帽子峰组（$D_3C_{1m}$）。其中前三组为滨浅海相陆源碎屑岩建造，主要岩性为砾岩、砂砾岩、粉砂岩、石英砂岩等；后两组主要为碳酸盐建造，岩性主

要为钙质砂岩、粉砂质页岩、页岩夹灰岩。泥盆系主要分布于东北部和南部地区，与下伏地层呈角度不整合接触。

侏罗系：出露有长埔组（$J_{1ch}$）、上龙水组（$J_{1sh}$）、桥源组（$J_{1-2qy}$）、塘厦组（$J_{1-2t}$）等地层。早期为滨海沼泽相建造，岩性为厚层状细粒长石石英砂岩夹岩屑石英砂岩、粉砂岩和泥岩和中厚层状泥岩和薄层、微薄层状泥质粉砂岩与泥岩，韵律清晰，含香港菊石；晚期为陆相含火山碎屑砂页岩建造，岩性为灰黑色中、细粒长石石英砂岩、粉砂岩和泥岩互层，以普遍含火山物质并夹火山碎屑岩为特征。本套地层主要分布于区内东南部地区，区域上与下伏地层不整合接触。

白垩系：主要出露上白垩统丹霞组（$K_2dx$），为陆相类磨拉石建造，岩性为巨厚层状砾岩、砂砾岩、含砾砂岩、不等粒长石石英砂岩，夹杂砂质长石石英粉砂岩和粉砂质泥岩等，主要分布于区内东北部及东南部，区域上与下伏地层不整合接触。

第四系主要由陆相松散砂层及砂砾层组成，夹砂质粘土、透镜状泥炭土等，主要沿现代水系分布。

## 2.3 区域岩浆活动和变质作用

区内岩浆活动主要发生于中生代，具有多期多阶段活动的特点，岩浆活动以燕山第三期和燕山第四期最为强烈，形成了总体呈北东走向的花岗岩带。岩体地出露规模一般不大，多为小岩株。

印支期花岗岩分布于本区西南部，岩性以中粒－中粒斑状角闪石黑云母花岗岩和片麻状二长花岗岩为主。

侏罗纪和白垩纪是本区花岗岩活动的高峰期，但不同阶段强度不等。主要活动期在晚侏罗世（表 2-1）。

燕山二期的岩浆岩出露零星，岩性主要为石英闪长斑岩和细粒石英闪长岩，一般致密隐晶质斑状结构或霏细结构、微花岗结构、粒状结构等。

燕山第三期的岩浆活动，形成了罗浮山岩体、尖吉顶岩体、七娘坛岩体、社背塘岩体等规模较大的岩体，岩性主要为粗、中粒黑云母花岗岩、细粒斑状花岗岩及中粒斑状角闪石黑云母花岗岩。本期岩体通常相带发育，边缘相主要由细粒或细粒斑状花岗岩组成，内部相则多为中粗粒或粗粒斑状黑云母花岗岩。

表 2-1 上礤地区及邻区花岗岩黑云母 K-Ar 年龄

| 样本号 | 采样地点 | 岩　性 | K-Ar 年龄（Ma） |
|---|---|---|---|
| T13 | 博罗 | 细粒花岗岩 | 95 |
| T6 | 博罗礤头 | 细粒花岗岩 | 102 |
| T4 | 博罗 | 中细粒黑云母花岗岩 | 141 |
| A5 | 博罗七娘坛 | 肉红色细粒花岗岩 | 136 |
| A6 | 博罗七娘坛 | 灰白色细粒花岗岩 | 140 |
| T14 | 博罗七娘坛 | 白色钠长石化花岗岩 | 147 |
| A7 | 博罗七娘坛 | 浅灰色花岗闪长岩 | 148 |
| A9 | 博罗七娘坛 | 灰红色粗粒黑云母花岗岩 | 148 |
| A14 | 博罗七娘坛 | 白色钠长石化花岗岩 | 162 |
| A15 | 博罗 | 肉红色细粒钠长石化花岗岩 | 158 |
| A8 | 博罗 | 肉红色细粒斑状黑云母花岗岩 | 141 |
| A1 | 博罗七娘坛 | 中粗粒黑云母花岗岩 | 174 |
| A3 | 博罗七娘坛 | 中粗粒黑云母花岗岩 | 162 |

年龄数据来自全国同位素地质年龄数据汇编（1975）

燕山第四期的岩浆活动可分早、中、晚三个阶段：早阶段为细－中粗粒花岗岩，中阶段为细粒斑状花岗岩、花岗斑岩，晚阶段为钠长石化细粒花岗岩。

上述花岗岩的主要造岩矿物为斜长石、钾长石、石英和黑云母。斜长石常有明显环带构造，钾长石格子双晶一般较明显，钠长石条纹在燕山第三期岩石中多而粗，其它各期则细而少。黑云母颜色一般差异不大。各期花岗岩所含重矿物除锆石含量较为稳定外，其它矿物含量变化较大（表 2-2）。

表 2-2 各期岩浆岩重矿物平均含量（g/10kg）

（据广东省地质局，1964）

| 岩浆期 / 含量 | 印支期 | 燕山第二期 | 燕山第三期 | 燕山第四期 |
|---|---|---|---|---|
| 磁铁矿 | 0.073 | 11.827 | 3.166 | 1.0601 |
| 钛铁矿 | egz | 0.0359 | 0.2283 | 0.004 |
| 榍石 | HZ | 0.097 | 0.049 | - |
| 褐帘石 | - | 0.0372 | 0.1964 | 0.0237 |
| 锆石 | 0.252 | 0.1784 | 0.129 | 0.149 |
| 磷灰石 | 0.105 | 0.0432 | 0.00988 | HZ |
| 锡石 | - | HZ | 0.0029 | 0.0105 |
| 白钨矿 | HZ | 0.0188 | HZ | HZ |
| 独居石 | egz | 0.0101 | 0.0486 | 0.053 |

注：表中矿物含量，HZ-几颗，egz-10～100 颗

除花岗岩外，区内尚见有包括闪长岩、闪长玢岩、花岗闪长岩、煌斑岩、辉绿岩等中基性岩脉，岩脉多走向北西。

区内变质岩主要为由晚元古代—晚古生界地层变质而成的变质砂岩、页岩、片岩及混合岩，分布于中部、北部及西北部大片地区（图 2-2），构成了广州—博罗混合岩田的一部分（广东省地质矿产局，1988）。混合岩化作用主要发生在花岗岩体的周围，常见有条纹状、条带状、眼球状、残影状等构造。自岩体往外，混合岩常逐渐变为角岩带以致正常岩石，各变质带间无截然界线。角岩通常呈灰色、灰白色或灰黑色，致密块状构造，岩石的原始结构构造（如层理和页理）不清。与岩浆岩接触的各时代石灰岩常呈大理岩化或夕卡岩化。此外，岩浆期后热液活动还常造成较强的围岩蚀变，常见有云英岩化、钠长石化、绢云母化、绿泥石化等（广东省地质局，1964）。

## 2.4 区域构造

与华南东部大部分地区一样，本区的地壳演化经历了地槽、地台和地洼三个发展阶段。晚古生代之前为地槽发展阶段，形成了一套巨厚的海相复理石建造；加里东运动后，本区地壳趋向稳定，晚古生代为典型的地台环境，以浅海碎屑岩和碳酸岩建造为主，无显著的构造－岩浆活动和变质作用；中三叠世末的印支运动及其后燕山阶段的多幕运动，造成了晚古生代地台的活化（陈国达，1996），导致本区地壳发生强烈变形，形成了一系列总体为北东走向的褶皱和断裂，以及形成众多的花岗岩体。区内主要的北东向断裂带为博罗断裂和罗浮山断裂（图 2-3）。前者（博罗断裂）位于研究区东南方向约 10 公里，属于区域上的紫金－博罗断裂带的主干断裂。该断裂带北起五华与华城之间，向西经紫金、博罗，斜贯珠江口至台山广海湾进入南海，陆区部分出露长达 366km，宽约 30km（尹周勋等，1999）。博罗断裂总体走向北东 60°，倾向 SE，倾角 40－70°；断裂上盘在北东段博罗－泰美一带出露为早古生代地层组成的浅变质岩系以及晚古生代和中生代沉积岩，南西段则表现为多个中、新生代的沉积盆地，断裂下盘表现为由燕山期花岗岩组成的中高山地形，地貌反差大，沿断裂带发育有众多的断裂三角面及断裂崖，破碎带内岩石糜棱岩化、角砾岩化、硅化、绿泥石化和片理化发育。

罗浮山断裂带位处研究区北西方向约 12 公里，遥感影像上线性形迹清晰，断裂所经部位主要表现为负地形（图 2-3）。该断裂走向 35~60°，倾向南东，倾角 30°左右，断裂带附近的岩石强烈挤压破碎、硅化、糜棱岩化、片理化发育。断裂破碎带在断裂西南段出露较宽，往北宽度逐渐收窄或模糊，并由于受区内环形旋扭构造的影响，断裂被一系列的弧形构造所切割（图 2-3）。

本区构造的另一特色是发育一环形旋扭构造。该旋扭构造的发现，是作者参与的由导师陈国能教授主持的科研项目的新发现（中山大学地球科学系，2003）。环形旋扭构造的砥柱位于博罗县响水镇一带，中心地块主要由混合岩组成，外围由一系列弧形断裂所围绕。韦明珠（2005）的研究认为，该环形旋扭构造的形成是由于区域性的北东向河源大断裂和博罗大断裂的左旋扭动，使夹于两者之间地块发生顺时针旋转所致（韦明珠，2005）。根据旋扭构造切割罗浮山断裂，但没有被罗浮山断裂反切割的现象，推测该旋扭构造可能形成或定型于燕山晚期。

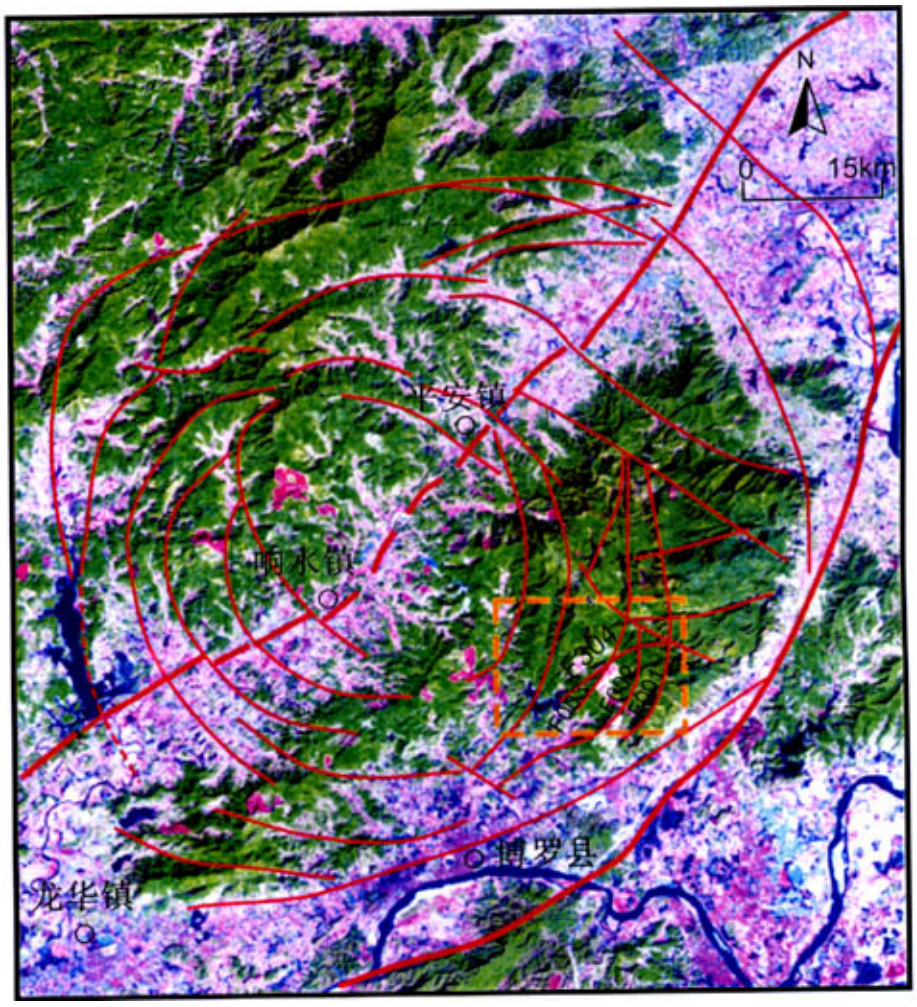



图 2-3 区域遥感图像地质解译图

橙色方框为论文研究区；

红色粗线分别为博罗断裂（研究区南侧）和罗浮山断裂（研究区北侧）；

红色细线为环形旋扭断裂系。

（卫星数据源于美国 1999 年发射的 Landsat7 资源卫星广州幅数据）

从图 2-3 可见，论文研究区位于上述环型旋扭构造的南东侧。研究区内的近南北向断裂（F001，F002，F003）实为区域旋扭构造的派生构造，而北东向断裂（F304）为区域北东向构造系的次级构造。

除了上述北东向断裂和环形旋扭构造系外，研究区还有一系列的北西向构造。该组构造规模不大，平面上呈直线分布，走向为北西 320°左右，主要发育于博罗断裂向南东凸起的弧形拐弯处的内侧，即上礤岩体及其北东、南西两侧。

综上所述，地洼阶段的构造－岩浆活动，导致了本区一系列褶皱和断裂构造的形成，同时形成了众多的花岗岩体，包括本文研究的上磜岩体。区内混合岩化作用强烈，卷入混合岩化作用的主要是下古生界及其下的地层岩石，但混合岩通常分布于花岗岩体周围的事实，表明其形成可能主要与中生代的热事件有关（Chen et al.,2003b）。

# 第3章 上磡花岗岩体的地质特征

上磡花岗岩体出露面积约 1.38km$^2$，平面形态近似圆形，周边围岩及顶部的残留顶盖均为混合岩（图 2-2）。由于工程建设的需要，对上磡岩体进行了众多的钻探，并在岩体内部开掘了长达数千 m 纵横交错的地下探洞（图 3-1），为岩体内部结构研究提供了不可多得的机会。

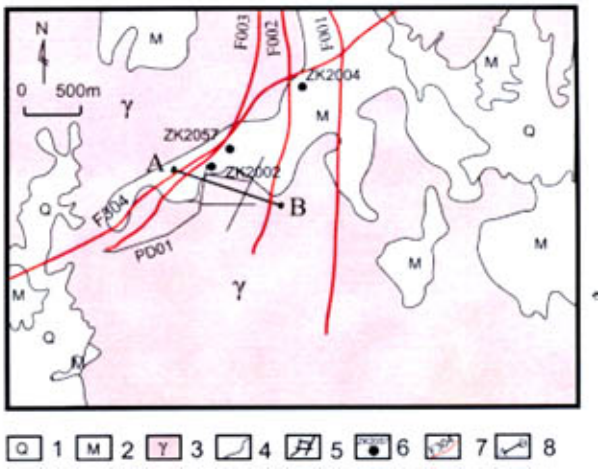



图 3-1 上磡地区地质简图

（据惠州抽水蓄能电站输水发电系统工程地质图 1:5000 编绘）

1-第四系；2-混合岩；3-花岗岩；4-地质界线；5-地质探洞；6-钻孔；7-断裂；8-地质剖面

## 3.1 岩体的地质特征

上磡岩体地表出露部分边缘相带发育，岩性主要为细粒或细粒似斑状花岗岩，不等粒结构，粒度在 0.5－10mm 之间，常见为 1－2mm；斑晶通常由钾长石（含量 5-10%）和粒状石英（5-10%）组成；中心相为中粒或中细粒花岗岩，局部为中粗粒；新鲜岩石为灰白或肉红色；主要矿物含量：钾长石 30-50%，斜长石 20-35%，石英 25-35%，黑云母 1-8%；钾长石多为他形或半自形板状体，一般具格子双晶和卡氏双晶，其内常见黑云母、斜长石等包裹体（图 3-2A）；斜长石多为柱状自形体，常具环带状构造，次生变化主要为绢云母化、绿帘石化等，偶见后期充填萤石；石英为他形粒状，具熔蚀港湾结构（图 3-2B）；黑云母为叶

片状，吸收性明显，Ng>Np，多色性为 Ng-暗褐，Np-淡黄，见蚀变后绿泥石化，边缘部分析出铁质变为白云母，含量约 3%。副矿物主要以磷灰石、锆石、萤石、石榴子石组合为特征（图 3-2C、图 3-2D），多分布于暗色矿物中或周围。次生矿物常见绿泥石、绢云母等。

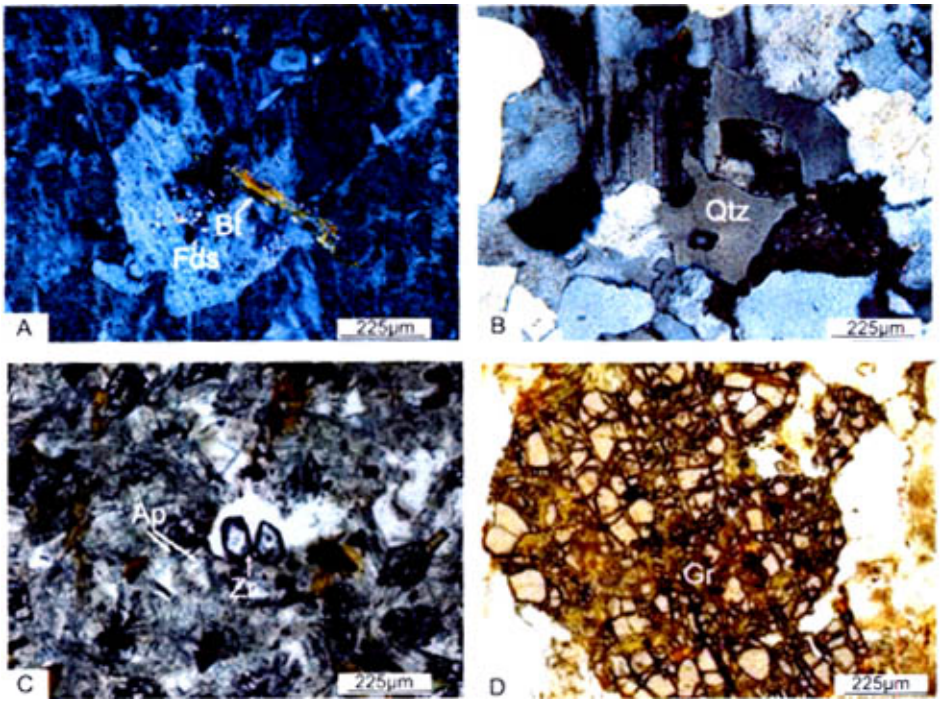



图 3-2 上礤岩体花岗岩矿物特征

A: 钾长石中的黑云母包体 10×10（+）; B: 石英的熔蚀港湾结构 10×10（+）;
C: 针状磷灰石和锆石 10×10（-）; D: 石榴子石 10×10（-）d 约 1mm

## 3.2 复式岩体的地质证据

在区域地质资料上，上礤岩体被认为是形成于燕山早期的单阶段岩体。在本次研究中，通过地表调查和探洞内对岩体的观察，发现该岩体实质是由两期岩体组成的复式岩体。两期岩体岩性差别不大，但一个显著的差异是早期岩体中常见混合岩捕虏体和暗色包体。捕虏体（混合岩岩块）边界菱角分明（图 3-3A、图 3-3B），暗色包体形态近椭圆（图 3-3C、图 3-3D），矿物颗粒细小，暗色矿物主要为黑云母，部分包体具有明显的基性边（图 3-3C），而晚期岩体中则甚少见暗色包体和混合岩捕虏体。

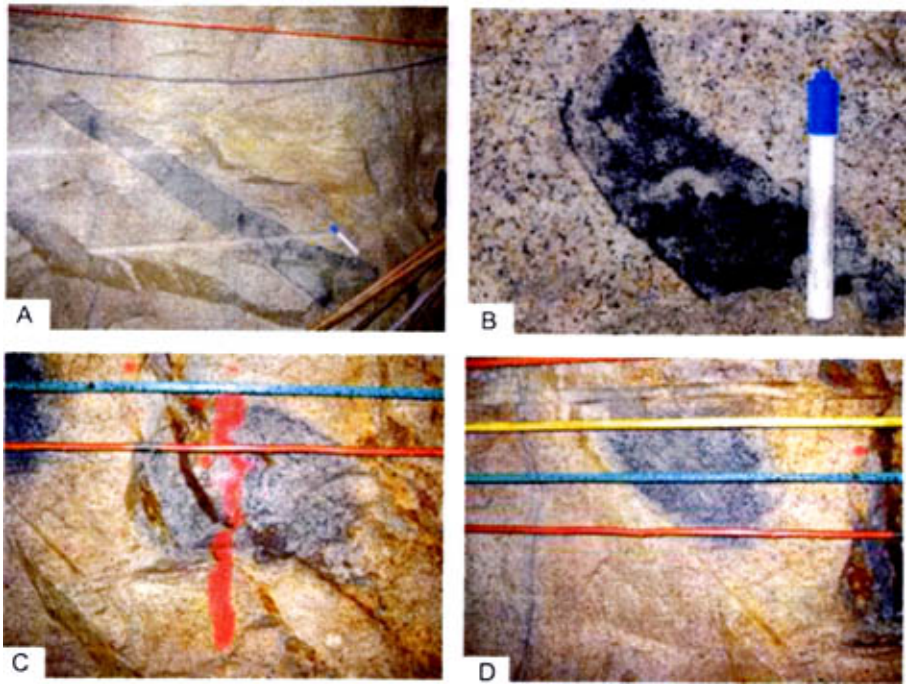



图 3-3 上礤早期岩体中的混合岩捕虏体和暗色包体（PD01-4）

A, B: 混合岩捕虏体，边缘呈菱角状；C, D: 闪长质包体

不同期次岩体接触面出现伟晶岩壳，是复式岩体中是常见的地质现象，也是判断岩体期次的重要地质标志（林德松，1996）。上述两期岩体接触界面上，常分布有厚度不等的伟晶岩壳。地表时可见到该伟晶岩壳的出露，例如在 D3 观察点，伟晶岩壳厚约 10-15cm，沿冲沟底连绵展布，断续出露宽度大于 10m（图 3-4）。

由于地表植被覆盖严重，本次研究的观察重点放在地质探洞内部和钻孔岩芯。地质探洞是在 246m 标高开掘的平洞，共分 7 段，全长共 3328.92 米，其地表投影如图 3-1 所示。在主洞（PD1）、三号支洞（PD1-3）等的地段，均可观察到沿两期岩体接触面分布的伟晶岩壳（图 3-5）。伟晶岩壳的厚度数 cm－数十 cm 不等，一般不超过 50cm；在平洞中的出露时隐时现，显示接触界面起伏不平。

组成伟晶岩壳的主要由肉红色的钾长石和半透明的石英团块或晶体组成，局部见有电气石和黑云母等暗色矿物富集；长石和石英团块的块径多在 3-5cm 间，最大可超过 10cm。



图 3-4 地表出露的伟晶岩壳，厚约 10-20cm，沿燕山晚期岩体表面分布

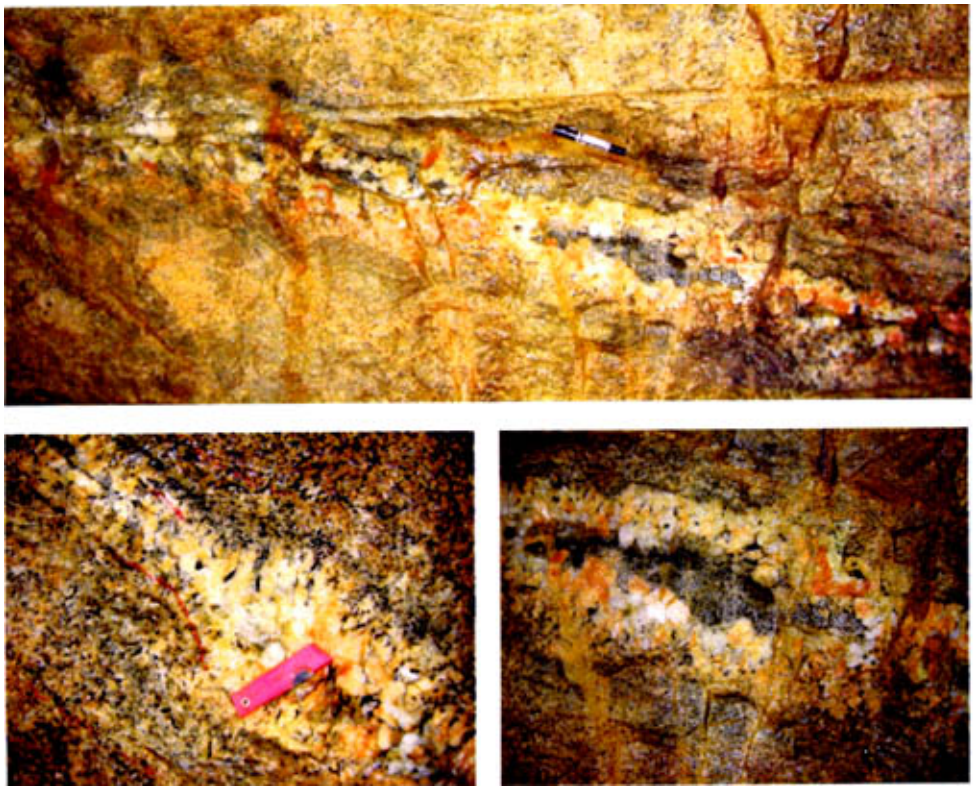


图 3-5 探洞 PD01-3 中两期岩体的接触界面上的伟晶岩壳

在野外研究的基础上，作者分别在两期岩体中采集测年样品，送国土资源部中南矿产资源监督检测中心（宜昌）进行同位素测年，获得的两个全岩钾氩法年龄分别为 156Ma 和 85.5Ma（表 3-1），进一步证实上磉岩体确实为由燕山阶段早、晚期两次岩浆活动形成的复式岩体。

表 3-1 K-Ar 同位素年龄测定表

| 样品编号 | $W(K)/10^{-2}$ | $W(^{40}Ar)/10^{-6}$ | $^{40}Ar/^{40}K$ | 年龄(Ma) | $\phi$(空氩)$/10^{-2}$ |
|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 3.951 | 0.02399 | 0.005089 | 85.5 | 16.3 |
| 2 | 4.753 | 0.05353 | 0.00944 | 156 | 12.8 |

测试单位：国土资源部中南矿产资源监督检测中心（宜昌）

上磉复式岩体的另一个地质证据，是早期岩体中发育有规模巨大的硅化断裂破碎带（图 3-6），但硅化带没有进入到下方的晚期岩体中。



图 3-6 上磉复式岩体早期岩体中发育的硅化破碎带（F304），带内岩石呈片状破碎，形成挤压片理和构造透镜体，断裂并没有向下延伸到晚期岩体中。

在伟晶岩壳上方的早期岩体中，见有不少石英硫化物和石英－萤石－方解石脉沿早期岩体的断裂或裂隙充填（图 3-7A）。石英－萤石－方解石脉的脉幅最大可达 2－3m，矿物组成自脉壁向中心呈规律性变化：最外层为石英，向内为萤石，最后是方解石（图 3-7B）。这一现象除了证实伟晶岩壳之下确实为晚期岩体外，同时证实岩浆结晶分异产生的气相物质的成分，随系统温度下降而不断变化，碳

酸盐气体是系统分异到最后阶段的产物。这与不少专家学者对华南众多热液矿床成矿阶段的研究结果一致（朱焱龄等，1981；王昌烈等，1987）。

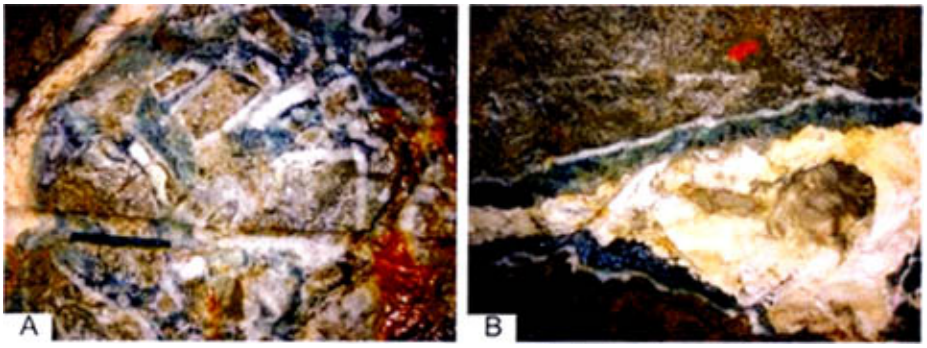



图 3-7 石英－萤石－方解石脉

A: 探洞 PD01-3 沿 F304 的张性分支断裂破碎带充填的石英－萤石－方解石脉；早期花岗岩呈角砾状破碎，自角砾向外，乳白色的为石英，暗绿色为萤石，黄白色的为方解石

B: 洞顶脉体矿物组成自外向里依次为乳白色的石英、暗绿色的萤石、黄白色的方解石

沿断裂向上，破碎带中的热液充填物（石英、萤石等）逐渐消失，断裂破碎带表现为不同程度的硅化（图 3-8），表明热液流体向上运移过程中，其内的 $SiO_2$、$CaF_2$ 等物质浓度的逐渐降低，最后只能造成岩石蚀变而不足于形成石英、萤石脉。

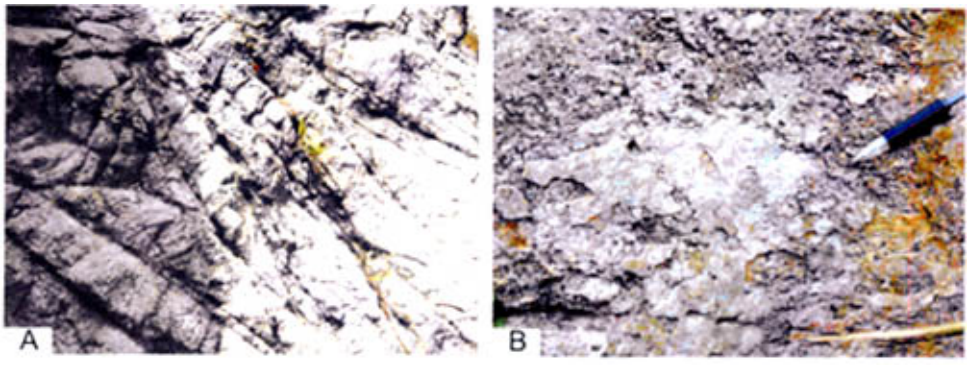



图 3-8 F304 断裂破碎带硅化特征

A: 切割早期岩体的 F304 断裂破碎带，带内岩石强烈硅化，硅化后碎裂岩重新成为一个整体，质地坚硬；

B: F304 断面上硅化被膜，质地坚硬

图 3-9 是根据地表及探洞资料编制的复式岩体示意剖面，显示了由伟晶岩壳标志的两期岩体的接触界面，以及产于早期岩体中的石英－萤石脉与断裂破碎带硅化现象的关系（图 3-9）。

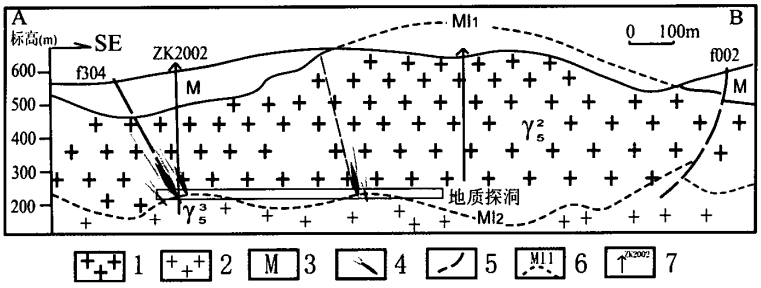



图 3-9 复式岩体示意剖面（剖面位置见图 3-1）

1 燕山早期花岗岩；2 燕山晚期花岗岩；3 混合岩；4 石英－萤石－方解石脉，浅灰色表示沿断裂破碎带的硅化作用；5 断裂；6 重熔界面；7 钻孔及编号

综上所述，上磜岩体是由中侏罗世和晚白垩世两次岩浆活动所形成的复式岩体。晚期岩体的结晶分异过程不但形成了接触界面上的伟晶岩壳，而且导致了众多石英－萤石－方解石脉沿早期断裂带或其他类型的裂隙充填，以及造成了破碎带岩石发生不同程度的硅化。

# 第4章　上磜岩体的岩石化学特征

## 4.1 上磜岩体的岩石化学组成及其横向变化

为研究上磜岩体岩石化学组成的横向和纵向变化，分别在地质探洞和钻孔岩芯中进行了系统采样。地质探洞中样品的取样位置见下图（图 4-1）。

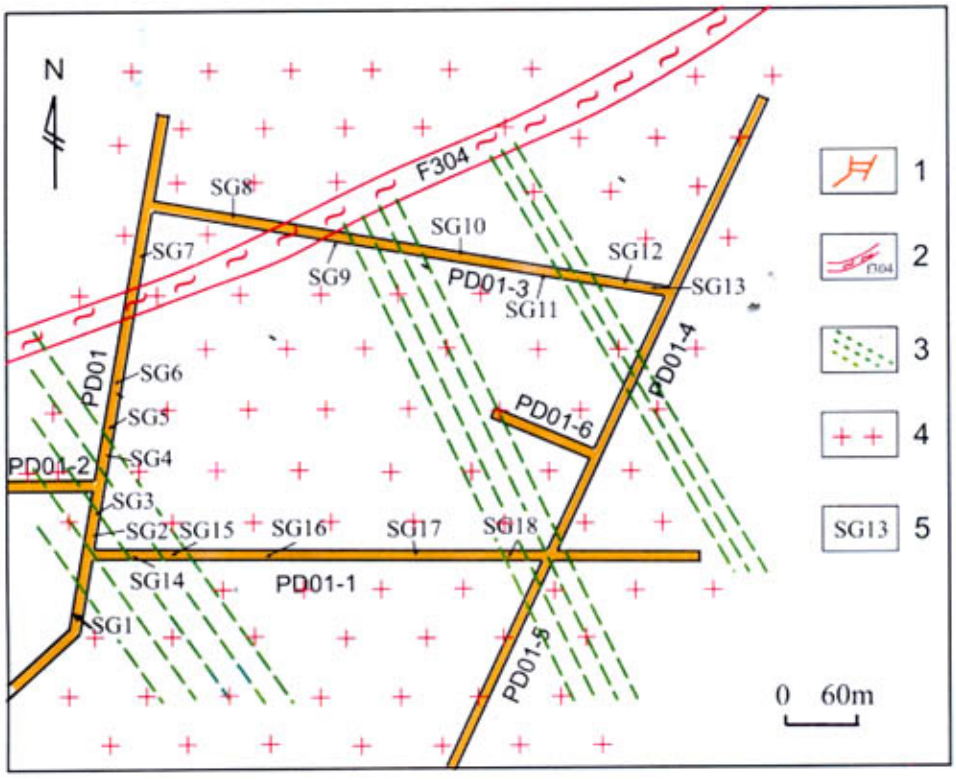



图 4-1 地质探洞中花岗岩岩石化学样品取样位置图

1- 246m 标高的地质探洞（平洞）；2- F304 断裂破碎带；3- 中基性岩脉群（示意）；4- 花岗岩；5- 样品编号及采样位置

岩石样品的常量元素分析由合作者 Mr. Christian Bratzdrum 在 Prof. Rodney Grapes 的指导下，在德国 Freiburg 大学矿物岩石地球化学研究所采用 XRF 方法(PHILIPS PW2404)完成，相对误差低于 1%(Bratzdrum，2005)。探洞样品的分析结果及相应地球化学参数见下表(表 4-1)。

表 4-1 平洞花岗岩的化学成分(wt%)及主要岩石化学参数

| 探洞号 | PD01 | | | | | | | PD01-3 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 距离(m) | 980 | 1039 | 1075 | 1082 | 1095 | 1125 | 1245 | 50 | 155 |
| 编号 | SG1 | SG2 | SG3 | SG4 | SG5 | SG6 | SG7 | SG8 | SG9 |
| $SiO_2$ | 76.51 | 76.45 | 76.35 | 75.41 | 75.79 | 76.49 | 75.83 | 75.79 | 75.74 |
| $TiO_2$ | 0.05 | 0.06 | 0.06 | 0.08 | 0.08 | 0.10 | 0.06 | 0.08 | 0.08 |
| $Al_2O_3$ | 12.51 | 12.50 | 12.23 | 12.87 | 12.13 | 12.19 | 12.77 | 12.60 | 12.39 |
| $Fe_2O_3$ | 1.00 | 1.15 | 1.21 | 1.36 | 1.38 | 1.64 | 1.11 | 1.37 | 1.30 |
| MnO | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.03 |
| MgO | 0.04 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.06 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.03 |
| CaO | 0.49 | 0.43 | 0.64 | 0.63 | 0.65 | 0.66 | 0.51 | 0.56 | 0.55 |
| $Na_2O$ | 3.81 | 3.10 | 3.28 | 3.83 | 3.28 | 3.46 | 3.92 | 3.70 | 3.63 |
| $K_2O$ | 4.62 | 5.56 | 5.34 | 4.98 | 5.37 | 4.92 | 4.80 | 5.02 | 5.00 |
| $P_2O_5$ | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| LOI | 0.73 | 0.55 | 0.62 | 0.83 | 0.62 | 0.58 | 0.89 | 0.54 | 0.80 |
| 总量 | 99.79 | 99.87 | 99.78 | 100.05 | 99.39 | 100.11 | 99.95 | 99.72 | 99.56 |
| A/CNK | 1.03 | 1.05 | 0.99 | 1.00 | 0.98 | 1.00 | 1.02 | 1.01 | 1.00 |
| ALK | 8.43 | 8.66 | 8.62 | 8.81 | 8.65 | 8.38 | 8.72 | 8.72 | 8.63 |
| Na/K | 0.74 | 0.50 | 0.55 | 0.69 | 0.55 | 0.63 | 0.73 | 0.66 | 0.65 |
| DI | 98.23 | 97.82 | 98.3 | 98.14 | 97.76 | 97.82 | 98.28 | 98.09 | 98.21 |
| SI | 0.43 | 0.31 | 0.20 | 0.30 | 0.60 | 0.30 | 0.31 | 0.30 | 0.30 |
| AR | 4.69 | 5.06 | 5.06 | 4.76 | 5.19 | 4.75 | 4.83 | 4.93 | 5.01 |

（续表 4-1）

| 探洞号 | PD01-3 | | | | PD01-1 | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 距离(m) | 230 | 303 | 365 | 395 | 31 | 55 | 131 | 220 | 335 |
| 编号 | SG10 | SG11 | SG12 | SG13 | SG14 | SG15 | SG16 | SG17 | SG18 |
| $SiO_2$ | 75.45 | 75.45 | 75.71 | 75.91 | 76.11 | 76.10 | 76.23 | 77.07 | 79.48 |
| $TiO_2$ | 0.11 | 0.09 | 0.09 | 0.09 | 0.07 | 0.09 | 0.06 | 0.08 | 0.05 |
| $Al_2O_3$ | 12.46 | 12.51 | 12.31 | 12.50 | 12.35 | 12.34 | 12.59 | 11.98 | 10.96 |
| $Fe_2O_3$ | 1.63 | 1.51 | 1.66 | 1.53 | 1.29 | 1.27 | 1.15 | 1.23 | 0.92 |
| MnO | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 |
| MgO | 0.06 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.02 | 0.03 | 0.04 |
| CaO | 0.68 | 0.69 | 0.59 | 0.56 | 0.56 | 0.62 | 0.52 | 0.55 | 0.31 |
| $Na_2O$ | 3.54 | 3.51 | 3.63 | 3.84 | 3.63 | 3.58 | 3.79 | 3.55 | 2.88 |
| $K_2O$ | 4.88 | 5.04 | 4.72 | 4.81 | 4.93 | 4.91 | 4.88 | 4.78 | 4.68 |
| $P_2O_5$ | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| LOI | 0.59 | 0.75 | 0.77 | 0.44 | 0.50 | 0.97 | 0.58 | 0.48 | 0.46 |
| 总量 | 99.45 | 99.63 | 99.55 | 99.75 | 99.51 | 99.95 | 99.85 | 99.78 | 99.81 |
| A/CNK | 1.01 | 1.00 | 1.01 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.01 | 1.00 | 1.06 |
| ALK | 8.42 | 8.55 | 8.35 | 8.65 | 8.56 | 8.49 | 8.67 | 8.33 | 7.56 |
| Na/K | 0.65 | 0.62 | 0.69 | 0.71 | 0.66 | 0.65 | 0.69 | 0.66 | 0.55 |
| DI | 97.56 | 97.91 | 97.6 | 97.95 | 98.2 | 98.24 | 98.32 | 98.33 | 98.07 |
| SI | 0.60 | 0.40 | 0.30 | 0.30 | 0.41 | 0.41 | 0.21 | 0.32 | 0.47 |
| AR | 4.57 | 4.68 | 4.67 | 4.92 | 4.94 | 4.80 | 4.91 | 4.97 | 5.08 |

注：XRF 法数据，由合作者 Christian Bratzdrum 在德国 Freiburg 大学矿物岩石地球化学研究所完成，数据双方共享。

从表 4-1 可见，所有样品的 $SiO_2$ 含量均大于 75（wt%），变化在 75.41~79.48% 之间，高于戴里花岗岩和中国酸性岩的平均值；$SiO_2$ 含量与 $TiO_2$、$Al_2O_3$、$Fe_2O_3$、CaO 含量大体呈负相关关系（图 4-2）。

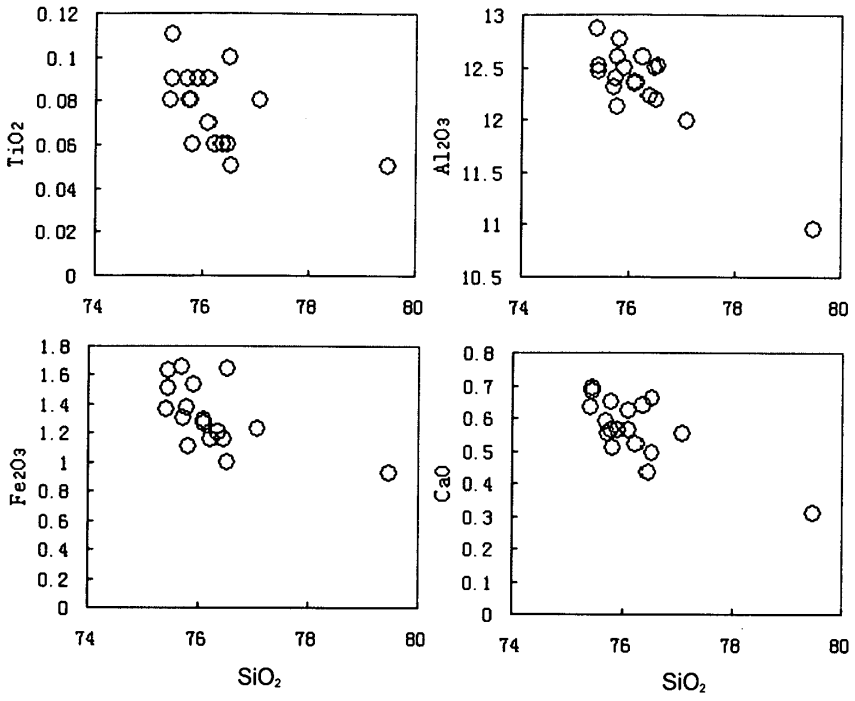



图 4-2 平洞花岗岩样品的哈克图解

除 SG18 (ALK=7.56)，探洞所有样品的 ALK 值均大于 8，而 Na / K 均小于 1；铝指数（A/CNK）小于 1.1；分异指数（DI）的变化范围为 97.56~98.33；SI 值<0.6，远低于“幔源”岩浆物质的固结指数（SI>40，戴里），也低于华南燕山早期花岗岩（16.04）及戴里花岗岩的平均值（20.80），表明上磜早、晚期岩体的成岩物质均为地壳来源，而且经过高度分异。

表 4-2 是平洞花岗岩的 CIPW 标准矿物计算结果，各样品的标准矿物非常接近。不少样品出现了刚玉标准矿物（<1 wt%），但所有的样品均出现紫苏辉石标准矿物，表明其非过铝花岗岩。在 Middlemost（1994）的($Na_2O+K_2O$)-$SiO_2$ 岩石分类图上，落在亚碱性花岗岩区（图 4-3）。根据 CIPW 标准矿物计算结果（表 4-2），采用 Q—A—P 图解判定，上磜花岗岩的岩石类型为钾长花岗岩（图 4-4）。

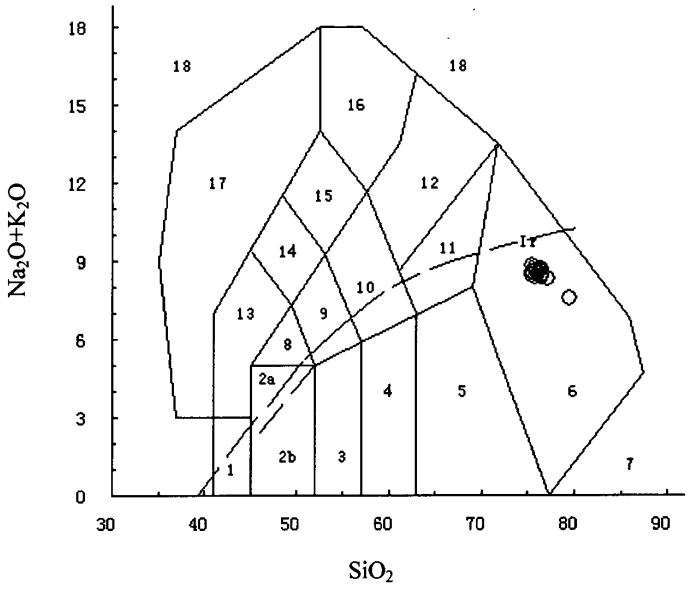



图 4-3 上磲花岗岩的($Na_2O+K_2O$)-$SiO_2$岩石分类图解（据 Middlemost, 1994）

Ir－Irvine 分界线，上方为碱性，下方为亚碱性。

1-橄榄辉长岩；2a-碱性辉长岩；2b-亚碱性辉长岩；3-辉长闪长岩；4-闪长岩；5-花岗闪长岩；6-花岗岩；7-硅英岩；8-二长辉长岩；9-二长闪长岩；10-二长岩；11-石英二长岩；12-正长岩；13-副长石辉长岩；14-副长石二长闪长岩；15-副长石二长正长岩；16-副长正长岩；17-副长深成岩；18-霓方钠岩/磷霞岩/粗白榴岩

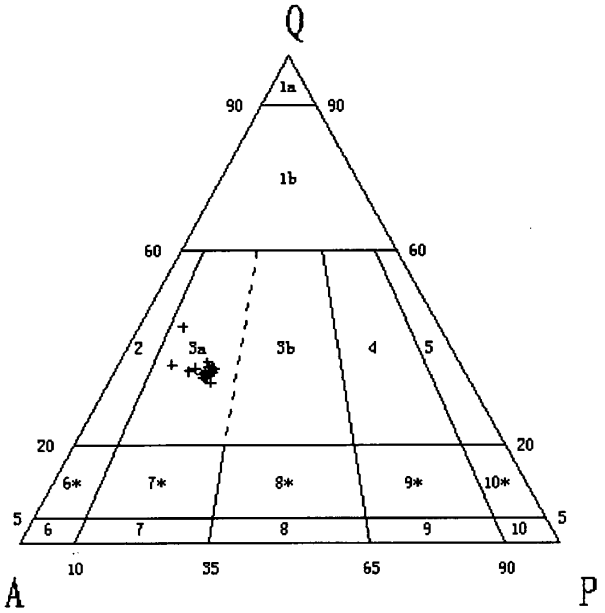



图 4-4 花岗岩 Q—A—P 分类命名图解（据 Streckeisen, 1973, Le Maitre, 1989）

Q(石英)，A(碱性长石)，P(斜长石)

1a—硅英岩，1b—富石英花岗岩类，2—碱长花岗岩，3a—花岗岩（钾长花岗岩），3b—花岗岩(二长花岗岩)4—花岗闪长岩，5—英云闪长岩，6*—石英碱长正长岩，6—碱长正长岩，7*—石英正长岩，7—正长岩，8*—石英二长岩，8—二长岩，9*—石英二长闪长岩、石英二长辉长岩，9—二长闪长岩、二长辉岩 10*—石英闪长岩、石英辉长岩、石英斜长岩，10—闪长岩、辉长岩、斜长岩

上述各种计算和图解只是说明了岩石的属性，并没有体现出数据的空间变化。为研究花岗岩体的岩石化学组成的横向变化特点，作者根据克里金插值算法原理，对平洞花岗岩化学成分空间变化进行了趋势模拟分析，其结果如下图所示（图 4-5）。

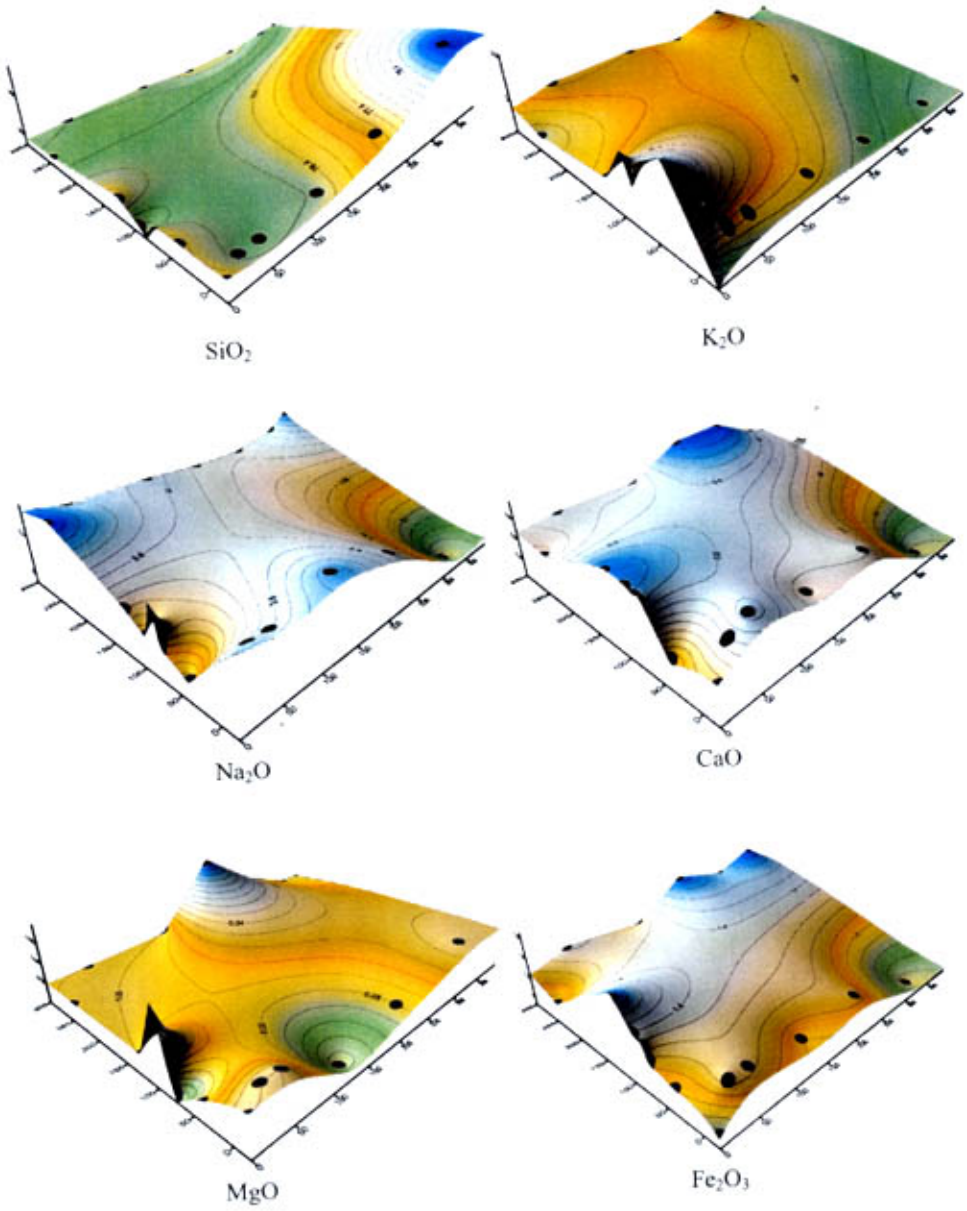



图 4-5 花岗岩化学成分的横向变化特点

以 PD01 1000m 处为原点建立三维坐标系，x、y 轴代表平洞位置，z 轴代表化学成分含量；小黑点代表取样点，50m 为距离间隔，峰值代表高数值，谷值代表低数值，X 轴方向为北。

从图 4-5 可见，虽然上磉花岗岩体分异程度高，不同期次和同一期次不同部位的岩石，在岩性上均没有显著差异，但是，岩体的化学组成在横向上却显示出明显的变化，表明形成岩体的熔体并不是均一体系。如果熔体是来自深部源区岩石的部分熔融，熔体经过分离（segregation）、汇聚、入侵（ascent）及定位（emplacemet）等多个过程的混合，应该趋向均一，但事实并非如此。

作者认为，上述现象在“原地重熔”模型中可以得到较为合理的解释。在原地重熔过程中，上陆壳岩石组成的横向差异必然会引起重熔花岗岩层（陈国能等，1996）的横向变化。因为岩石部分熔融产生的残余熔渣，在重力作用下主要是向熔融（重熔）层下方运动，比重较轻熔体则向上运移，从而造成重熔岩浆层垂向方面物质分异（陈国能等，1996；Chen and Grapes，2003）。在这一过程中，熔出物侧向扩散的范围应该是有限的。因此，卷入熔融或重熔的地壳的岩石的横向差异，必会造成重熔层物质组成的横向变化。

表 4-2 平洞花岗岩的 CIPW 标准矿物计算结果

| 参数 \ 样品号 | SG1 | SG2 | SG3 | SG4 | SG5 | SG6 | SG7 | SG8 | SG9 | SG10 | SG11 | SG12 | SG13 | SG14 | SG15 | SG16 | SG17 | SG18 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 石英(Q) | 35.69 | 36.19 | 35.54 | 32.68 | 34.95 | 35.92 | 33.63 | 33.83 | 34.44 | 34.74 | 34.29 | 35.31 | 33.87 | 34.96 | 35.22 | 34.39 | 36.93 | 44.19 |
| 钙长石(An) | 2.4 | 2.1 | 2.9 | 3.09 | 2.55 | 3.22 | 2.49 | 2.74 | 2.7 | 3.29 | 3.4 | 2.9 | 2.68 | 2.75 | 3.05 | 2.54 | 2.66 | 1.49 |
| 钠长石(Ab) | 32.56 | 26.43 | 28.01 | 32.69 | 28.11 | 29.44 | 33.5 | 31.59 | 31.12 | 30.33 | 30.06 | 31.12 | 32.75 | 31.04 | 30.63 | 32.33 | 30.27 | 24.54 |
| 正长石(Or) | 27.58 | 33.1 | 31.85 | 29.68 | 32.15 | 29.24 | 28.65 | 29.93 | 29.94 | 29.2 | 30.15 | 28.26 | 28.65 | 29.45 | 29.34 | 29.07 | 28.47 | 27.85 |
| 刚玉(C) | 0.38 | 0.62 | 0 | 0.06 | 0 | 0 | 0.22 | 0.08 | 0.03 | 0.16 | 0.05 | 0.18 | 0 | 0.05 | 0.03 | 0.15 | 0 | 0.62 |
| 透辉石(Di) | 0 | 0 | 0.21 | 0 | 0.67 | 0.01 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.05 | 0 | 0 | 0 | 0.03 | 0 |
| 紫苏辉石(Hy) | 0.61 | 0.65 | 0.54 | 0.71 | 0.46 | 0.88 | 0.61 | 0.71 | 0.71 | 0.94 | 0.84 | 0.92 | 0.79 | 0.73 | 0.69 | 0.61 | 0.65 | 0.61 |
| 钛铁矿(Il) | 0.1 | 0.11 | 0.11 | 0.15 | 0.15 | 0.19 | 0.12 | 0.15 | 0.15 | 0.21 | 0.17 | 0.17 | 0.17 | 0.13 | 0.17 | 0.11 | 0.15 | 0.1 |
| 磁铁矿(Mt) | 0.65 | 0.76 | 0.79 | 0.9 | 0.91 | 1.06 | 0.73 | 0.9 | 0.86 | 1.06 | 0.99 | 1.07 | 1 | 0.84 | 0.83 | 0.76 | 0.79 | 0.57 |
| 磷灰石(Ap) | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.05 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 |
| 锆石(Zr) | 0.03 | 0.02 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.02 |
| 铬铁矿(Cm) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.02 | 0 | 0 | 0 | 0.01 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 合计 | 100.02 | 100 | 100.01 | 100.01 | 100.01 | 100.02 | 100 | 100 | 100.01 | 100.01 | 100.01 | 100.01 | 100.01 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100.01 |

## 4.2 上磜岩体岩石化学组成的垂向变化

为研究上磜岩体岩石化学组成的垂向变化，作者与合作者 Christian Bratzdrum 对在岩体中开钻的钻孔 Zk2002 进行了系统取样。该孔孔口标高为海拔 522.78m，孔深 421.72m；钻孔所揭露的岩石均为花岗岩，但在孔深 263.80-302.15m 处遇到 F304 破碎带。采样从钻孔底部开始，样品间隔为 10m。样品测试分析由 Christian Bratzdrum 在德国 Freiburg 大学矿物岩石地球化学研究所用 XRF 法完成，数据双方共享（表 4-3）。岩体中各种组分的垂向变化见下图（图 4-6）。

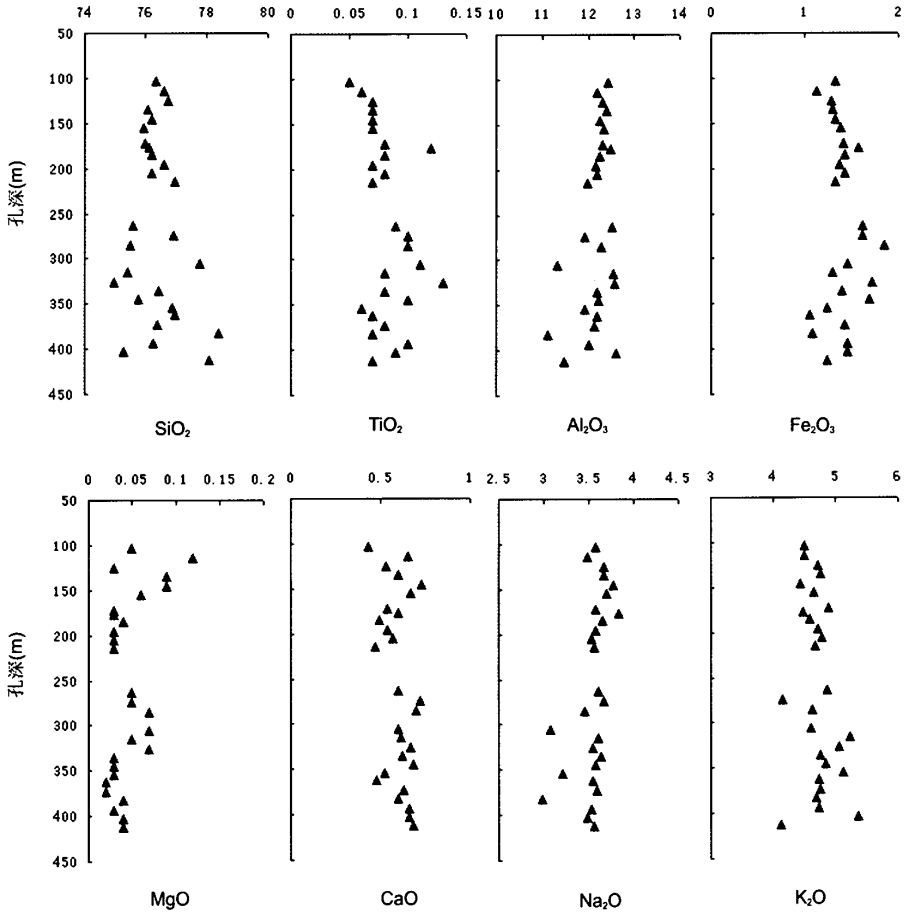



图 4-6 ZK2002 孔花岗岩岩石化学成分的垂向变化特征

表 4-3 钻孔 Zk2002 花岗岩的化学成分(wt%)

| 样品号 | 孔深(m) | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | LOI | Total |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| ZkG1 | 103 | 76.35 | 0.05 | 12.43 | 1.34 | 0.03 | 0.05 | 0.43 | 3.58 | 4.51 | 0.01 | 0.79 | 99.57 |
| ZkG2 | 115 | 76.63 | 0.06 | 12.2 | 1.13 | 0.02 | 0.12 | 0.65 | 3.49 | 4.49 | 0.01 | 0.77 | 99.58 |
| ZkG3 | 126 | 76.75 | 0.07 | 12.3 | 1.29 | 0.02 | 0.03 | 0.53 | 3.67 | 4.72 | 0.01 | 0.52 | 99.91 |
| ZkG4 | 134 | 76.1 | 0.07 | 12.39 | 1.3 | 0.02 | 0.09 | 0.6 | 3.67 | 4.76 | 0.01 | 0.63 | 99.64 |
| ZkG5 | 146 | 76.22 | 0.07 | 12.26 | 1.33 | 0.02 | 0.09 | 0.73 | 3.77 | 4.44 | 0.01 | 0.76 | 99.69 |
| ZkG6 | 155 | 75.94 | 0.07 | 12.34 | 1.39 | 0.03 | 0.06 | 0.67 | 3.69 | 4.65 | 0.01 | 0.66 | 99.51 |
| ZkG7 | 173 | 76.02 | 0.08 | 12.32 | 1.42 | 0.02 | 0.03 | 0.54 | 3.57 | 4.89 | 0.01 | 0.51 | 99.42 |
| ZkG8 | 177 | 76.14 | 0.12 | 12.48 | 1.58 | 0.03 | 0.03 | 0.6 | 3.83 | 4.47 | 0.01 | 0.54 | 99.83 |
| ZkG9 | 185 | 76.23 | 0.08 | 12.25 | 1.43 | 0.03 | 0.04 | 0.49 | 3.65 | 4.59 | 0.01 | 0.59 | 99.38 |
| ZkG10 | 196 | 76.62 | 0.07 | 12.16 | 1.37 | 0.03 | 0.03 | 0.54 | 3.57 | 4.71 | 0.01 | 0.51 | 99.62 |
| ZkG11 | 205 | 76.2 | 0.08 | 12.18 | 1.43 | 0.03 | 0.03 | 0.57 | 3.53 | 4.78 | 0.01 | 0.74 | 99.56 |
| ZkG12 | 215 | 76.98 | 0.07 | 11.98 | 1.34 | 0.03 | 0.03 | 0.47 | 3.56 | 4.68 | 0.01 | 0.46 | 99.61 |
| ZkG13 | 263 | 75.62 | 0.09 | 12.51 | 1.62 | 0.02 | 0.05 | 0.6 | 3.6 | 4.86 | 0.01 | 0.55 | 99.54 |
| ZkG14 | 275 | 76.95 | 0.1 | 11.92 | 1.62 | 0.02 | 0.05 | 0.72 | 3.67 | 4.15 | 0.01 | 0.69 | 99.9 |
| ZkG15 | 285 | 75.53 | 0.1 | 12.29 | 1.86 | 0.03 | 0.07 | 0.7 | 3.45 | 4.62 | 0.01 | 0.71 | 99.37 |
| ZkG16 | 306 | 77.8 | 0.11 | 11.32 | 1.46 | 0.03 | 0.07 | 0.6 | 3.07 | 4.61 | 0.02 | 0.79 | 99.87 |
| ZkG17 | 315 | 75.44 | 0.08 | 12.55 | 1.3 | 0.02 | 0.05 | 0.61 | 3.6 | 5.24 | 0.01 | 0.71 | 99.6 |
| ZkG18 | 326 | 74.98 | 0.13 | 12.58 | 1.72 | 0.03 | 0.07 | 0.67 | 3.54 | 5.07 | 0.02 | 0.76 | 99.56 |
| ZkG19 | 335 | 76.43 | 0.08 | 12.19 | 1.41 | 0.02 | 0.03 | 0.62 | 3.64 | 4.76 | 0.01 | 0.5 | 99.7 |
| ZkG20 | 345 | 75.77 | 0.1 | 12.23 | 1.69 | 0.03 | 0.03 | 0.68 | 3.58 | 4.84 | 0.01 | 0.54 | 99.5 |
| ZkG21 | 355 | 76.87 | 0.06 | 11.94 | 1.25 | 0.02 | 0.03 | 0.52 | 3.21 | 5.13 | 0.01 | 0.55 | 99.6 |
| ZkG22 | 362 | 76.97 | 0.07 | 12.2 | 1.06 | 0.02 | 0.02 | 0.48 | 3.55 | 4.74 | 0.01 | 0.66 | 99.79 |
| ZkG23 | 373 | 76.42 | 0.08 | 12.13 | 1.44 | 0.03 | 0.02 | 0.63 | 3.59 | 4.77 | 0.01 | 0.58 | 99.7 |
| ZkG24 | 383 | 78.39 | 0.07 | 11.14 | 1.08 | 0.02 | 0.04 | 0.6 | 2.98 | 4.7 | 0.01 | 0.63 | 99.65 |
| ZkG25 | 394 | 76.27 | 0.1 | 12.02 | 1.47 | 0.03 | 0.03 | 0.66 | 3.53 | 4.73 | 0.01 | 0.59 | 99.44 |
| ZkG26 | 403 | 75.31 | 0.09 | 12.6 | 1.46 | 0.03 | 0.04 | 0.66 | 3.48 | 5.38 | 0.01 | 0.58 | 99.63 |
| ZkG27 | 413 | 78.1 | 0.07 | 11.49 | 1.24 | 0.03 | 0.04 | 0.68 | 3.56 | 4.14 | 0.01 | 0.57 | 99.91 |

注：XRF 法数据，由合作者 Christian Bratzdrum 在德国 Freiburg 大学矿物岩石地球化学研究所完成，数据双方共享。

从图 4-6 可见：

① 花岗岩中的各种组分与地质探洞中的样品反映的情况基本相同，$SiO_2$、$Na_2O$、$K_2O$ 含量较高；

② F304 破碎带（即孔深 263.80-302.15m）上、下方数据点的分布特征出明显差异，上方的数据点（尤其是 Si, Ti, Al, K, Na）较集中，变化范围不大；而断裂带下方岩石的数据点则甚为分散，由此推测断裂下盘可能为晚期岩体的顶部，因为晚期岩体顶部（重熔界面突起部位）残余岩浆的不均匀性（例如伟晶岩中，部分区段长石、石英富集，部分区段则黑云母和电气石富集），有可能造成数据点的分散；

③ 各种组分在垂深方向上的变化不大，表明早期岩体的剥蚀深度不大。事实上，早期岩体的上方尚有混合岩残留顶盖（图 3-1）。

总括本章所述，上磜岩体岩石化学数据，反映早、晚两期岩体的成岩物质均为地壳来源，而且均经历了高度分异。岩体的化学组成在水平方向上有一定的变化，暗示岩浆极可能起源于上陆壳岩石的原地熔融或重熔；晚期岩体在垂深方向上的数据发散，说明钻孔可能仅仅揭露到岩体顶端，未能揭示出重熔层垂深方向上的成分演变规律，而这种规律已经为大量的资料所证实（陈国能等，1996；Chen and Grapes，2007，in publishing）。

# 第5章　上磜岩体稀土元素和微量元素地球化学特征

## 5.1 上磜复式岩体的稀土元素组成和变化特征

花岗岩的稀土元素组成和配分曲线特征，常作为判别岩浆物质来源的重要指标（Chappell and White，1974；Collins et al，1982；White et al，1979；徐克勤等，1984；杨超群，1984；涂光炽等，1982；王联魁等，2003；赵振华等，1981；王中刚等，1989；朱金初等，1989；吴澄宇等，1994）。在本次研究过程中，作者在钻孔 Zk2057 的花岗岩中采集了四个样品，送中国科学院广州地球化学研究所进行稀土元素分析（ICP-MS）。ZK2057 孔口高程为 597.01m，孔深 473.75m，其中从孔深 0-130.40m 为混合岩，其下为花岗岩。从接触界面向下，钻孔上部和下部的岩性有所差异，上部为中细粒花岗岩(SG19,SG20)，下部为中粒二长花岗岩（SG21，SG22），推测前者属早期岩体，后者属晚期岩体，但可能由于采芯率问题，岩芯中未见接触界面的伟晶岩壳。四个样品的取样位置（孔深）及分析结果见表 5-1。

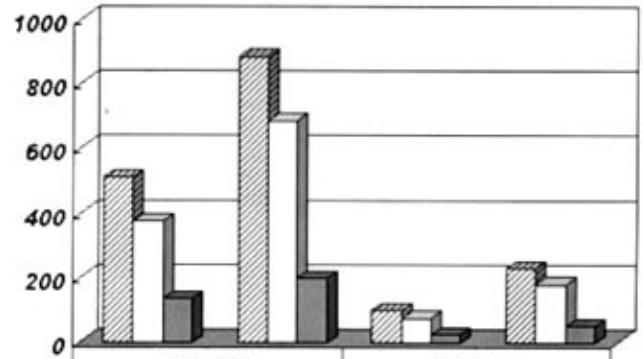
表 5-1　ZK2057 稀土分析样品的取样位置及分析结果(单位：$*10^{-6}$)

| 岩体时代 | 燕山早期 | | 燕山晚期 | |
|---|---|---|---|---|
| 样品编号 | SG19 | SG20 | SG21 | SG22 |
| 岩性 | 花岗岩 | 花岗岩 | 二长花岗岩 | 二长花岗岩 |
| 孔深(m) | 248 | 344 | 443 | 477 |
| La | 64.33 | 124.10 | 12.60 | 31.64 |
| Ce | 166.00 | 327.50 | 33.48 | 86.72 |
| Pr | 23.34 | 39.61 | 4.75 | 11.67 |
| Nd | 94.60 | 154.90 | 18.63 | 37.67 |
| Sm | 26.90 | 39.77 | 4.88 | 10.28 |
| Eu | 0.07 | 0.06 | 0.01 | 0.02 |
| Gd | 29.08 | 40.38 | 4.90 | 8.60 |
| Tb | 5.47 | 7.70 | 0.98 | 2.14 |
| Dy | 36.49 | 52.74 | 6.72 | 14.20 |
| Ho | 7.68 | 11.15 | 1.48 | 2.91 |
| Er | 22.42 | 33.71 | 4.35 | 8.53 |
| Tm | 3.84 | 6.22 | 0.73 | 1.55 |
| Yb | 25.30 | 40.19 | 4.79 | 10.83 |
| Lu | 3.91 | 6.46 | 0.73 | 1.66 |
| ΣREE | 509.43 | 884.48 | 99.02 | 228.42 |
| LREE | 375.24 | 685.94 | 74.35 | 178.00 |
| HREE | 134.19 | 198.54 | 24.67 | 50.42 |
| LREE/HREE | 2.80 | 3.45 | 3.01 | 3.53 |
| Sm/Nd | 0.28 | 0.26 | 0.26 | 0.27 |
| δEu | 0.008 | 0.004 | 0.008 | 0.005 |
| δCe | 1.00 | 1.09 | 1.01 | 1.06 |

注：中科院广州地化所 ICP-MS 分析，计算采用里德球粒陨石标准化数据(Masuda et al.,1973)

从表 5-1 可见，上部的早期岩体的稀土重量，以及轻稀土和重稀土的含量与下部的晚期岩体差异甚大，早期岩体比晚期岩体高含量 4－5 倍。据陈国能等（1996）的研究，在岩石原地熔融或重熔过程中，稀土尤其是轻稀土趋向于向熔融层下方汇聚，从而造成岩浆层（房）上方轻稀土的贫化和稀土总量的降低，这是因为稀土尤其是轻稀土的常取代钙而进入到含钙矿物的晶格中。含钙矿物，例如暗色矿物和牌号较大的斜长石，由于熔点较高，在岩石熔融过程中常形成熔渣，从而在重力作用下向岩浆层（房）下方运移；在岩浆结晶过程中，含钙矿物结晶较早，因为重力分异作用而再次向岩浆房下方汇聚。

尽管早、晚两期岩体轻、重稀土及稀土总量均相差甚大，但其变化反映了同样的规律，即在同一期岩体中，LEEE，HREE 和 ΣREE 总是岩体下方样品（早期岩体中的 SG20 和晚期岩体中的 SG22）比上方的样品（早期岩体中的 SG19 和晚期岩体中的 SG21）高（图 5-1），证实稀土元素确实是向岩浆层（房）下方汇聚。此外，伴随轻、重稀土含量总体从岩体顶部向下升高，LREE / HREE 的比值也相应增大（早期岩体中，从 SG19 到 SG20，比值从 2.80 增至 3.45；晚期岩体中，从 SG21 到 SG22，比值从 3.01 增至 3.53），说明轻稀土比重稀土更具有向下富集的趋势，与“原地重熔”模型的理论预期完全一致。




| | 燕山早期 | | 燕山晚期 | |
|---|---|---|---|---|
| | SG19 | SG20 | SG21 | SG22 |
| ΣREE | 509.43 | 884.48 | 99.02 | 228.42 |
| LREE | 375.24 | 685.94 | 74.35 | 178 |
| HREE | 134.19 | 198.54 | 24.67 | 50.42 |

图 5-1 ZK2057 不同深度花岗岩稀土元素含量对比图

稀土元素含量从上而下的变化现象其实已在不少岩体中发现，例如广西栗木地区的花岗岩。图 5-2 清楚地显示出该区不同岩体的稀土元素含量，均是从上而下升高（图 5-2）。

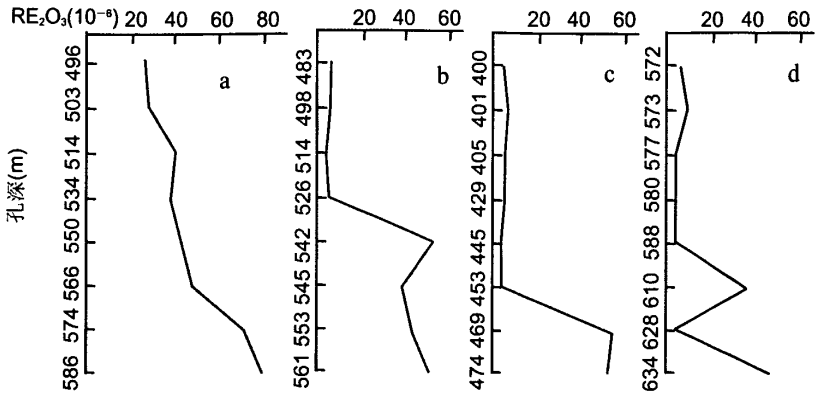



图 5-2 栗木花岗岩中稀土含量随深度变化曲线图（据林德松，1985 改编）

a-正边山岩体（ZK823 孔）；b、c、d-金竹源岩体（b-ZK70 孔；c-ZK16 孔；d-ZK48 孔）

不少分异程度高的岩体，从岩体顶部向下（或从岩体边缘向中心）呈现白云母花岗岩、二云母花岗岩、黑云母花岗岩的岩相分带（陈国能等，1996；王联魁等，2000）。图 5-3a 是德国的 Fichtelgebirge 岩体地质简图。该岩体同样具有上述岩相分带：从东向西，分别为白云母花岗岩、二云母花岗岩和黑云母花岗岩（图 5-3a）。图 5-3b 给出了不同相带的稀土元素配分曲线，可以清楚看到从边缘相的白云母花岗岩到中心相的黑云母花岗岩（相当于从岩体顶部向下），稀土总量逐渐升高，LREE/HREE 逐渐增大，曲线右倾趋势越来越明显（图 5-3b）（Hecht et al., 1998）。

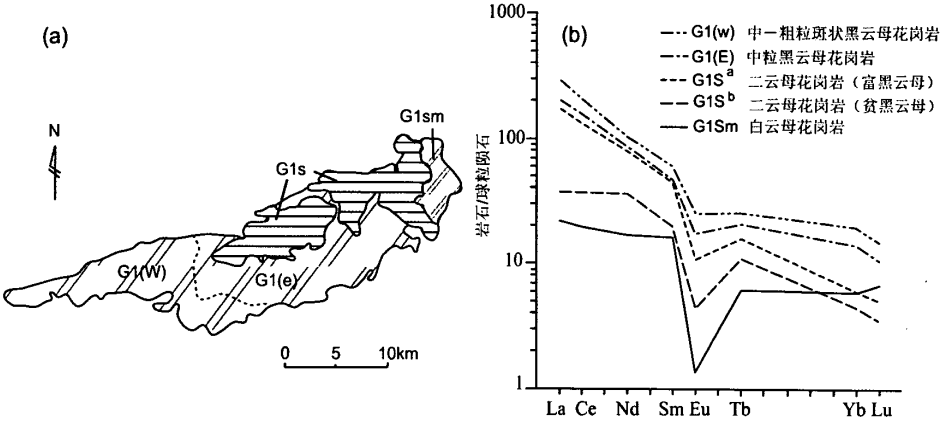



图 5-3 Fichtelgebirge 岩体地质简图及不同相带花岗岩稀土元素配分曲线

(据 Hecht et al., 1998, 简化)

复式岩体是多次重熔的产物（陈国能等，1996）。因为每一次重熔都会造成稀土元素尤其是轻稀土向岩浆层下方运移，从而造成晚期岩体顶部稀土尤其是轻稀土的贫化，因此在同一剥蚀水平上，通常表现为晚期岩体的配分曲线较平，铕的吸收谷较明显，而早期岩体的曲线相对向右倾斜，铕吸收谷相对较小的特征（图5-4）。对此，陈国能等（1996）已做过详细论述。

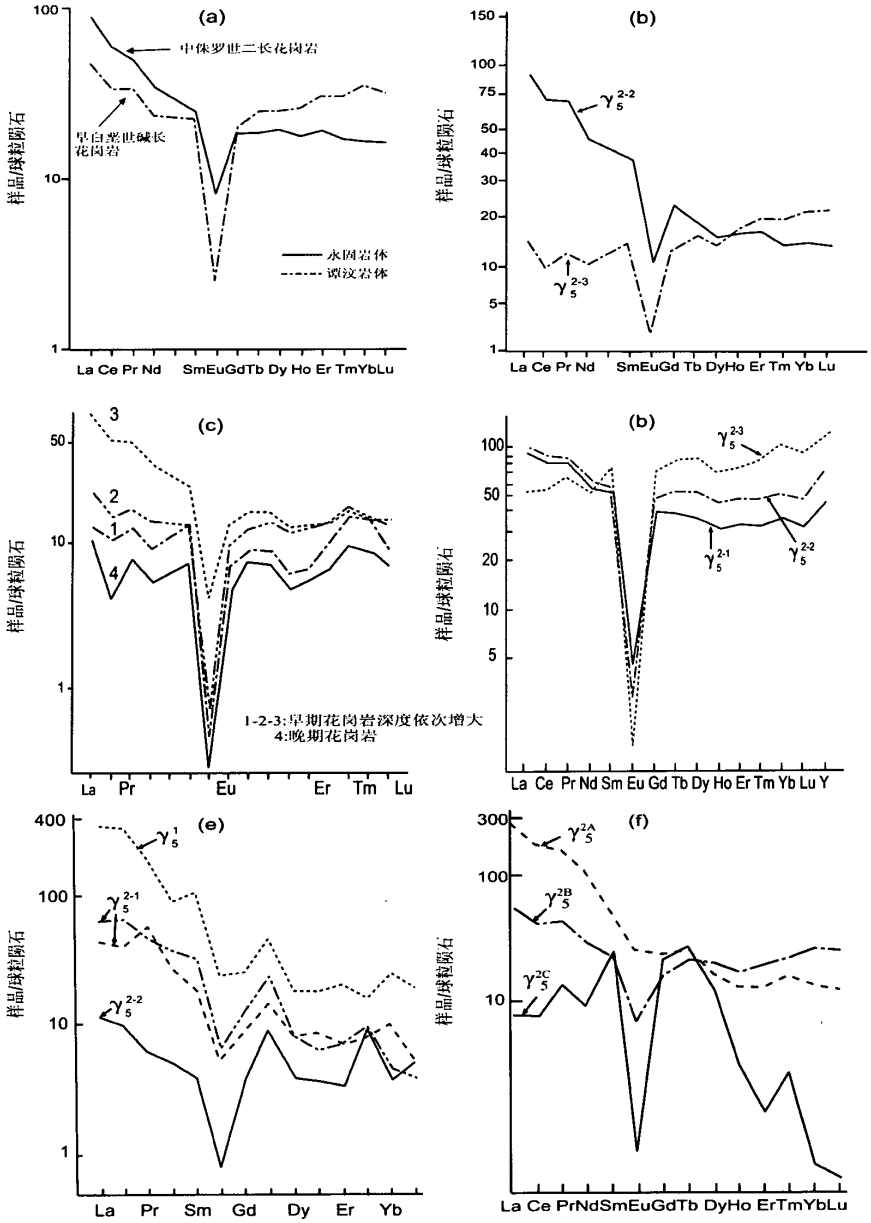



图 5-4 华南部分中生代复式岩体稀土元素配分曲线

a：永固－谭汶复式岩体（据陈忠权等，2004）；b：介头－荒洞复式岩体（据湖南省地矿局，1984）；c：黄沙岩体（据陈毓川等，1989）；d：千里山岩体（据熊鹏飞，1989）；e：邓阜仙岩体（据张宏良等，1986）；f：大吉山岩体（据孙恭安等，1989）

图 5-5 是上磜复式岩体中早、晚两期岩体的稀土元素配分曲线，从中不但可以看到同期岩体不同深度稀土元素配分曲线的变化，还可以看到代表两期岩体的两组样品之间的差异，后者与华南大部分复式岩体稀土元素配分曲线的变化规律基本一致，证实上磜复式岩体的确实有可能是该区地壳发生多次重熔的结果。

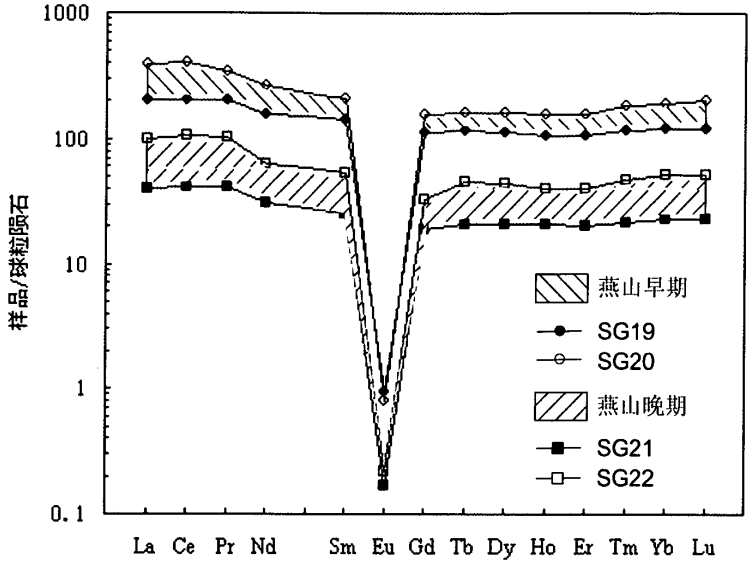



图 5-5 ZK2057 不同深度花岗岩样品的稀土元素配分曲线

（标准化数据采用里德 6 个球粒陨石平均值，Masuda et al.,1973）

## 5.2 上磜复式岩体的微量元素组成特征

本次研究除了分析花岗岩常量元素外，同时进行了微量元素分析。地质探洞样品的分析测试由合作者 Christian Bratzdrum 在德国 Freiburg 大学矿物岩石地球化学研究所用 XRF 法完成，相对误差低于 10%(Bratzdrum，2005)。钻孔样品则送中国科学院广州地球化学研究所由 ICP-MS 方法完成。由于测试周期较长，论文时间紧迫，故尚未能对花岗岩微量元素的分布和变化规律进行深入探讨，在此谨将测试结果列表如下（表 5-2，5-3），留待今后进一步研究。一个值得注意的现象是：在 ZK2057 分别采自两期岩体不同深度的四个样品中，大部分元素，包括 Rb、U、Ta、Zr、Hf、Ni、Cr、Sc、Ga、Cu、Pb、Zn、Ti、Mn、Ge、Y 等的含量，在早、晚期岩体中表现出同样的变化规律，即两者均自上而下升高或降低，但由小部分元素，包括 Sr、Ba、Th、Nb 和 Co，在早、晚期岩体中表现为相反的

变化趋势，即当早期岩体中的含量从上而下升高时，晚期岩体则向下降低，反之亦然（表 5-2）。这一现象到底是何种原因引起，有待今后进一步探讨。

在微量元素中大离子亲石元素 K、Rb、Ba、Sr 等的活动性较强，相应的丰度比值能反映岩浆的演化程度，而非活动性元素 Nb 和 Ta、Zr 和 Hf、Nb 和 La 等的地球化学性质相似，不易分离，则可用于探讨岩石物质成分关系。除去有明显异常测试值的样品 SG5，花岗岩 $Rb/Sr_{(ICP)}$=11.85～169.56，$Rb/Sr_{(XRF)}$=13.94～145；$Rb/Ba_{(ICP)}$=7.44～89.14，$Rb/Ba_{(XRF)}$=10.48～190.50；$Zr/Hf_{(ICP)}$=10.81～22.6，$Zr/Hf_{(XRF)}$=20～34.2；$Nb/Ta_{(ICP)}$=5.11～19.4，$Nb/Ta_{(XRF)}$=7.88～40（表 5-2、表 5-3）。与混合岩脉体（混合岩脉体微量元素相应参数见第六章）相比，花岗岩的 Rb/Sr 和 Rb/Ba 比值远高于混合岩脉体相应参数值，而且变化范围相当大，反映了花岗岩经历了高程度的分异演化作用。然而不活泼元素对 Zr/Hf 和 Nb/Ta 却表现出与混合岩脉体非常相近的微量元素比值，充分说明了花岗岩和混合岩脉体物质成分的继承关系。

表 5-2　ZK2057 花岗岩的微量元素含量(单位：$*10^{-6}$)

| 岩体时代 | 燕山早期 | | 燕山晚期 | |
|---|---|---|---|---|
| 样品编号 | SG19 | SG20 | SG21 | SG22 |
| 孔深(m) | 248 | 344 | 443 | 477 |
| Rb | 601.2 | 688.2 | 94.7 | 519.2 |
| Sr | 8.843 | 18.23 | 7.991 | 3.062 |
| Ba | 11.93 | 18.4 | 12.72 | 6.718 |
| Th | 123.3 | 120.5 | 17.29 | 30.56 |
| U | 31.02 | 35.87 | 12.15 | 13.08 |
| Nb | 118.5 | 114.6 | 6.967 | 55.53 |
| Ta | 6.107 | 6.944 | 0.475 | 10.87 |
| Zr | 169.6 | 404.9 | 80.8 | 94.55 |
| Hf | 8.85 | 23.07 | 3.576 | 8.745 |
| Co | 1.725 | 1.868 | 0.735 | 3.527 |
| Ni | 8.408 | 6.24 | 3.583 | 1.603 |
| Cr | 412.5 | 278.4 | 117.2 | 3.629 |
| Sc | 0.86 | 1.334 | 0.9 | 0.926 |
| Ga | 30.61 | 34.26 | 10.21 | 32.12 |
| Cu | 14.24 | 21.12 | 4.678 | 9.532 |
| Pb | 52.77 | 157.4 | 16.49 | 58.37 |
| Zn | 39.84 | 80.64 | 3.324 | 35.41 |
| Ti | 458.2 | 379.5 | 156.7 | 122.2 |
| Mn | 310.3 | 434.4 | 102.9 | 221.2 |
| Ge | 2.212 | 2.632 | 0.509 | 2.628 |
| Y | 298.1 | 476.7 | 40.1 | 70.75 |
| Rb/Sr | 67.99 | 37.75 | 11.85 | 169.56 |
| Rb/Ba | 50.39 | 37.40 | 7.44 | 77.28 |
| Zr/Hf | 19.16 | 17.55 | 22.60 | 10.81 |
| Nb/Ta | 19.40 | 16.50 | 14.67 | 5.11 |

注：分析单位为中国科学院广州地球化学研究所，ICP-MS 法测试

表 5-3 花岗岩的微量元素含量(单位: $*10^{-6}$)

| 样号 | SG1 | SG2 | SG3 | SG4 | SG5 | SG6 | SG7 | SG8 | SG9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 位置 | PD01 | PD01 | PD01 | PD01 | PD01 | PD01 | PD01 | PD01-3 | PD01-3 |
| Rb | 399 | 446 | 426 | 382 | 315 | 276 | 418 | 361 | 351 |
| Sr | 12 | 32 | 14 | 7 | 209 | 7 | 5 | 5 | 4 |
| Ba | 10 | 34 | 10 | 3 | 254 | 5 | 7 | 7 | 8 |
| Th | 58 | 54 | 76 | 39 | 81 | 58 | 57 | 66 | 69 |
| U | 17 | 14 | 17 | 9 | 14 | 10 | 12 | 15 | 14 |
| Nb | 63 | 75 | 83 | 43 | 65 | 38 | 66 | 69 | 76 |
| Ta | 8 | 6 | 3 | 2 | 1 | 2 | 6 | 2 | 2 |
| Zr | 125 | 94 | 188 | 142 | 176 | 192 | 114 | 174 | 164 |
| Hf | 6 | 4 | 7 | 5 | 6 | 7 | 5 | 7 | 6 |
| Co | 2 | 2 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 1 |
| Ni | 3 | 3 | 4 | 3 | 3 | 3 | 3 | 4 | 3 |
| Cr | 3 | 11 | 7 | 4 | 7 | 3 | 3 | 92 | 4 |
| V | 5 | 6 | 5 | 4 | 5 | 6 | 5 | 6 | 5 |
| Sc | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 2 | 1 |
| Ga | 26 | 23 | 24 | 23 | 21 | 22 | 25 | 23 | 23 |
| Pb | 40 | 38 | 40 | 33 | 24 | 32 | 36 | 34 | 38 |
| Zn | 26 | 28 | 31 | 30 | 14 | 38 | 24 | 32 | 40 |
| Y | 126 | 115 | 155 | 104 | 111 | 101 | 123 | 116 | 124 |
| Rb/Sr | 33.25 | 13.94 | 30.43 | 54.57 | 1.51 | 39.43 | 83.60 | 72.20 | 87.75 |
| Rb/Ba | 39.90 | 13.12 | 42.60 | 127.33 | 1.24 | 55.20 | 59.71 | 51.57 | 43.88 |
| Zr/Hf | 20.83 | 23.50 | 26.86 | 28.40 | 29.33 | 27.43 | 22.80 | 24.86 | 27.33 |
| Nb/Ta | 7.88 | 12.50 | 27.67 | 21.50 | 65.00 | 19.00 | 11.00 | 34.50 | 38.00 |

续表 5-3

| 样号 | SG10 | SG11 | SG12 | SG13 | SG14 | SG15 | SG16 | SG17 | SG18 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 位置 | PD01-3 | PD01-3 | PD01-3 | PD01-3 | PD01-1 | PD01-1 | PD01-1 | PD01-1 | PD01-1 |
| Rb | 325 | 326 | 398 | 435 | 498 | 400 | 439 | 329 | 381 |
| Sr | 13 | 10 | 6 | 3 | 14 | 11 | 4 | 6 | 6 |
| Ba | 31 | 13 | 10 | 8 | 8 | 16 | 3 | 13 | 2 |
| Th | 47 | 71 | 62 | 66 | 68 | 38 | 75 | 55 | 58 |
| U | 9 | 13 | 13 | 16 | 14 | 8 | 14 | 10 | 21 |
| Nb | 51 | 66 | 71 | 80 | 74 | 60 | 88 | 64 | 72 |
| Ta | 2 | 4 | 3 | 2 | 5 | 0 | 3 | 2 | 3 |
| Zr | 171 | 173 | 176 | 165 | 163 | 121 | 173 | 151 | 100 |
| Hf | 5 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 5 |
| Co | 1 | 2 | 2 | 2 | 3 | 1 | 2 | 1 | 1 |
| Ni | 4 | 3 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 3 | 4 |
| Cr | 2 | 8 | 44 | 11 | 4 | 8 | 7 | 18 | 6 |
| V | 6 | 4 | 6 | 5 | 6 | 5 | 4 | 6 | 5 |
| Sc | 2 | 0 | 2 | 2 | 2 | 2 | 0 | 0 | 2 |
| Ga | 22 | 22 | 25 | 24 | 25 | 23 | 25 | 22 | 21 |
| Pb | 31 | 34 | 39 | 40 | 37 | 33 | 40 | 33 | 33 |
| Zn | 39 | 36 | 40 | 35 | 28 | 33 | 31 | 25 | 24 |
| Y | 87 | 118 | 137 | 138 | 145 | 102 | 159 | 103 | 124 |
| Rb/Sr | 25.00 | 32.60 | 66.33 | 145.00 | 35.57 | 36.36 | 109.75 | 54.83 | 63.50 |
| Rb/Ba | 10.48 | 25.08 | 39.80 | 54.38 | 62.25 | 25.00 | 146.33 | 25.31 | 190.50 |
| Zr/Hf | 34.20 | 28.83 | 29.33 | 27.50 | 27.17 | 20.17 | 28.83 | 25.17 | 20.00 |
| Nb/Ta | 25.50 | 16.50 | 23.67 | 40.00 | 14.80 | 0.00 | 29.33 | 32.00 | 24.00 |

注: 由合作者 Christian Bratzdrum 在德国 Freiburg 大学矿物岩石地球化学研究所用 XRF 法测试, 数据共享, 样品的采样位置见图 4-1.

# 第6章　上碌岩体边缘混合岩的地质地球化学特征

## 6.1 上碌岩体边缘混合岩野外地质特征

上碌岩体周边围岩均为混合岩，直接与早期岩体接触，早期岩体上方也残存众多的混合岩残留顶盖（图 3-1）。

野外观察表明，花岗岩与混合岩常呈协调的过渡关系，具体表现为：

① 从接触接线向外，围岩混合岩化的程度逐渐降低，通常是从残影状混合岩过渡到眼球状混合岩、条带状或条纹状混合岩。但不同构造的混合岩之间没有截然界线，而且相互穿插。图 6-1 是野外常可见到的混合岩类型。

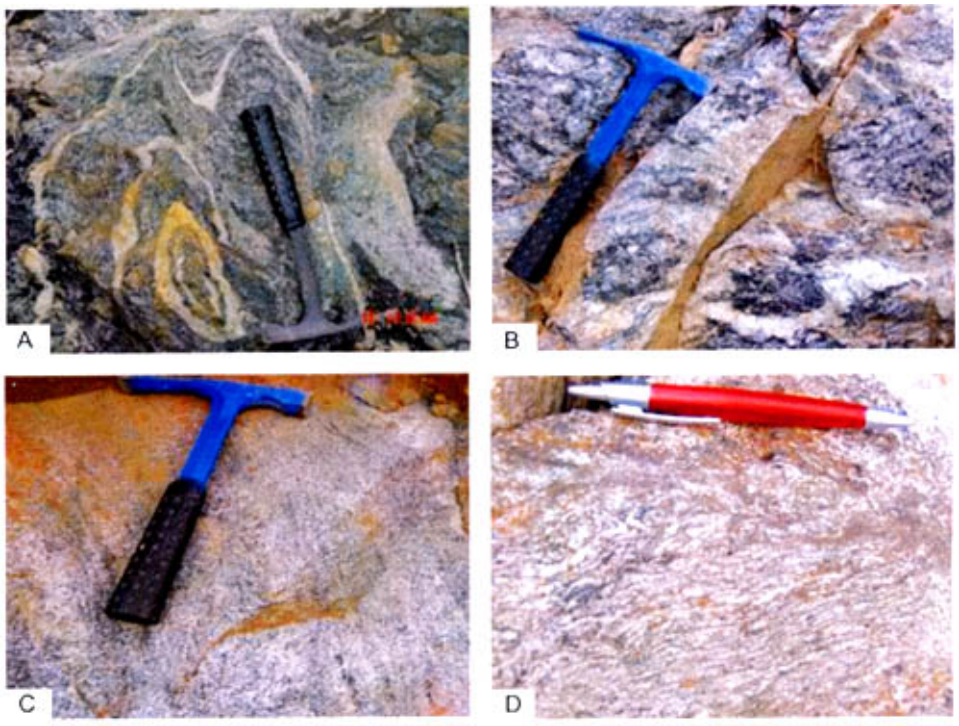



图 6-1 上碌地区常见的混合岩构造类型

A：肠状构造；B：眼球状构造；C：条带状构造；D：条纹状构造

② 混合岩中条带的排列与岩体的接触界面大体协调（图 6-2），且从接触界面向下，常见花岗岩中残留有混合岩的条带构造（图 6-3），表明两者为过渡关系（图 6-3）。

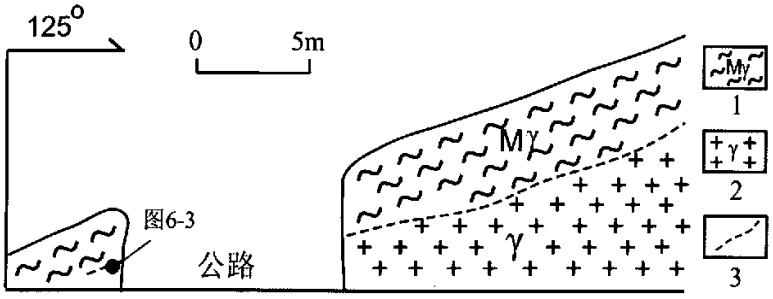



图 6-2 地质楼附近公路旁混合岩与花岗岩关系示意剖面

1-混合岩；2-花岗岩；3-接触界线（示意）

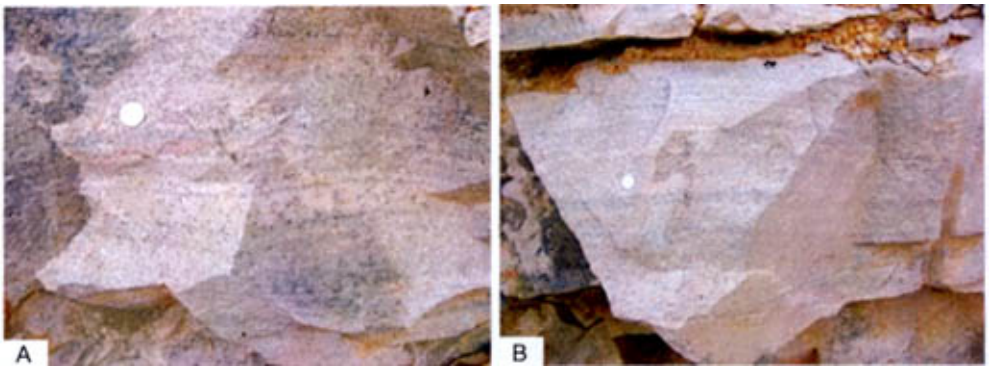



图 6-3 接触带附近的混合花岗岩，可以见到混合岩条带的残影(照片位置见图 6-2)

在花岗岩体上方的混合岩残留顶盖进行了众多的钻探，揭示混合岩顶盖的残存厚度一般在 100—200m 之间（表 6-1）。

表 6-1 混合岩顶盖的残存厚度

| 钻孔号 | 层面高程(m) | 层底高层(m) | 层厚(m) |
|---|---|---|---|
| ZK2001 | 498.44 | 463.14 | 35.30 |
| ZK2057 | 597.01 | 466.61 | 130.40 |
| ZK2085 | 599.49 | 373.19 | 226.30 |
| ZK2087 | 662.24 | 469.64 | 192.60 |
| ZK2004 | 696.35 | 559.35 | 137.00 |

注：钻孔资料据广东省水利水电勘察设计院。

## 6.2 混合岩的取样及矿物岩石学特征

混合岩样品的采集主要在钻孔中进行。考虑到钻孔位置及采芯率等因素，作者选择了 ZK2004 和 ZK2057 两个钻孔进行采样，两者均穿透混合岩顶盖并钻进到岩体的较深部位。取样位置见图 6-4（图 6-4）。

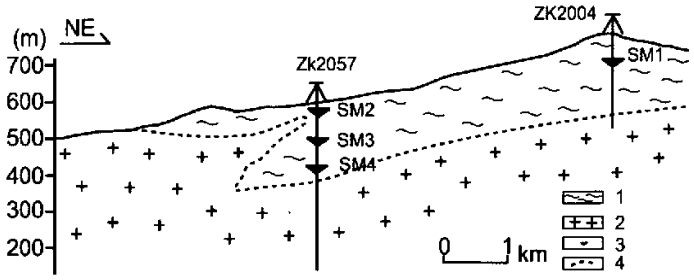



图 6-4 混合岩采样位置

（钻孔资料据广东省水利水电勘察设计院）

1-混合岩；2-花岗岩；3-取样位置；4-接触界线

图 6-5 分别显示图 6-4 中四个样品的岩芯外观（a 图），以及岩芯纵切面的特征（b 图），可以清楚看到其内由长英质浅色条带（脉体）与以黑云母为主的暗色条带相间产出而构成的条带或条纹构造。条带或条纹的宽度在数毫米至数厘米之间。基体与脉体界线清晰（图 6-5）。

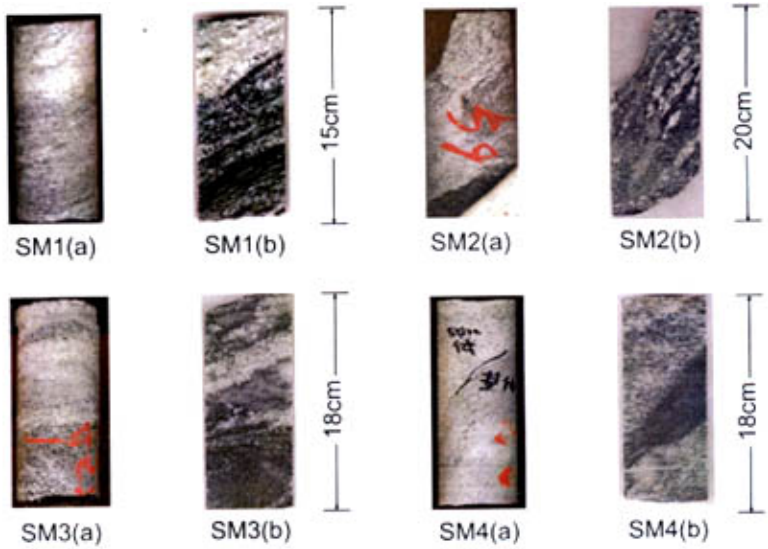



图 6-5 岩芯样品的外观及纵切面

(a) 岩芯外观；(b) 岩芯纵切面

为研究混合岩中的基体和脉体的差异，作者在实验室内对基体和脉体进行切割分离，分别制成薄片和200目的粉末样品供研究和分析测试。在显微镜下，混合岩主要矿物含量变化范围很大，其中石英 20～40%，长石 20～50%、黑云母3-35%。石英颗粒约0.5-2mm，波状消光；长石呈它形不规则粒状－半自形不规则板状，大小约 1-4mm，见格子双晶、钠长石双晶、卡钠复合双晶，少见环带构造，有绢云母化；长英质脉体穿插基体，黑云母分布由定向排列（基体）到无定向排列（脉体）。

基体矿物富集黑云母（含量可达40%）、石英和斜长石次之，矿物粒径一般为1~4.5mm，岩石呈鳞片花岗变晶结构；黑云母常呈聚晶片状，分布不均匀，边缘明显暗化，有铁质析出，常见白云母化和绿泥石化，边缘熔蚀现象明显，形成港湾结构，颗粒大小和自形程度不等，断续分布，云母常略见不连续定向排列（图6-6）。脉体主要石英和长石，云母含量一般在 5%～20%之间，具半自形粒状结构。

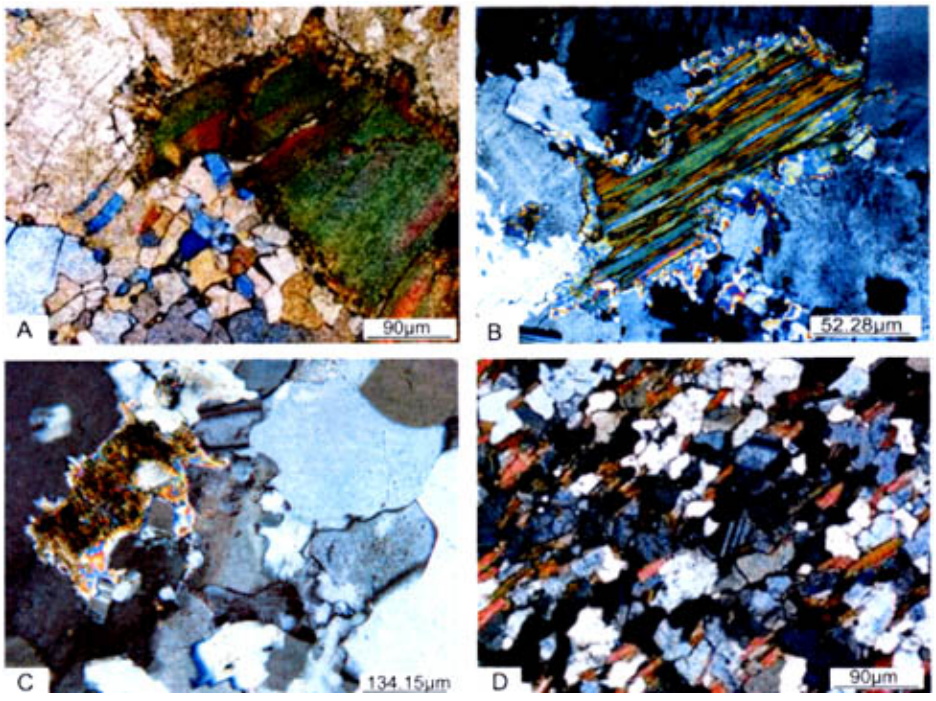



图 6-6 混合岩基体的部分显微照片

A-黑云母的暗化边缘；B-黑云母呈熔蚀现象；C-边缘熔蚀的石英和黑云母；D-基体中黑云母定向排列

## 6.3 混合岩岩石化学特征

混合岩的岩石化学及稀土元素和微量元素分析均由中国科学院广州地球化学研究所实验室完成。岩石化学分析结果见下表（表 6-2）。

表 6-2 混合岩脉体、基体的化学成分(wt%)及主要岩石化学参数

| 编号 | SM1c | SM1a | SM1b | SM2a | SM2b | SM3a | SM3b | SM4a | SM4b |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 岩性 | 混合岩 | 脉体 | 基体 | 脉体 | 基体 | 脉体 | 基体 | 脉体 | 基体 |
| 高程(m) | 694.05 | 694.05 | 694.05 | 582.01 | 582.01 | 488.21 | 488.21 | 366.29 | 366.29 |
| $SiO_2$ | 70.5 | 74.22 | 69.22 | 70.22 | 52.81 | 83.73 | 60.89 | 68.61 | 68.93 |
| $TiO_2$ | 0.57 | 0.08 | 0.64 | 0.65 | 1.19 | 0.08 | 0.87 | 0.41 | 0.68 |
| $Al_2O_3$ | 12.67 | 12.21 | 11.78 | 12.71 | 19.15 | 8.74 | 16.04 | 13.85 | 12.33 |
| $Fe_2O_3$ | 6.11 | 2.49 | 7.38 | 6.82 | 11.33 | 2.48 | 8.12 | 5.19 | 7.97 |
| MnO | 0.08 | 0.03 | 0.09 | 0.09 | 0.18 | 0.02 | 0.09 | 0.07 | 0.08 |
| MgO | 0.98 | 0.16 | 1.19 | 1.86 | 3.56 | 0.32 | 3.25 | 1.55 | 2.75 |
| CaO | 2.11 | 0.91 | 1.98 | 1.37 | 1.82 | 1.7 | 2.29 | 4.02 | 2.46 |
| $Na_2O$ | 2.77 | 1.68 | 2.73 | 2.04 | 1.9 | 2.66 | 3.29 | 2.98 | 2.09 |
| $K_2O$ | 2.92 | 8.48 | 2.38 | 3.73 | 6.84 | 0.48 | 3.36 | 2.37 | 2.16 |
| $P_2O_5$ | 0.06 | 0.07 | 0.08 | 0.08 | 0.24 | 0.07 | 0.19 | 1.09 | 0.19 |
| 烧失量 | 0.82 | 0.37 | 1.85 | 0.41 | 0.5 | 0.38 | 1.19 | 0.53 | 0.41 |
| 总量 | 99.59 | 100.71 | 99.32 | 99.97 | 99.52 | 100.65 | 99.58 | 100.66 | 100.04 |
| A/CNK | 1.10 | 0.90 | 1.10 | 1.29 | 1.38 | 1.09 | 1.21 | 0.94 | 1.20 |
| ALK | 5.69 | 10.16 | 5.11 | 5.77 | 8.74 | 3.14 | 6.65 | 5.35 | 4.25 |
| Na/K | 0.85 | 0.18 | 1.03 | 0.49 | 0.25 | 4.95 | 0.88 | 1.12 | 0.87 |
| DI | 77.59 | 94.38 | 75.58 | 76.62 | 62.02 | 86.79 | 66.61 | 71.81 | 68.02 |
| SI | 7.91 | 1.26 | 9.02 | 13.27 | 15.50 | 5.55 | 18.56 | 13.19 | 19.06 |
| AR | 2.25 | 7.87 | 2.18 | 2.39 | 2.43 | 1.86 | 2.14 | 1.86 | 1.81 |

注：中国科学院广州地球化学研究所 ICP-AES 法测试，取样位置图见图 6-4

在 Middlemost（1994）的$(Na_2O+K_2O)$-$SiO_2$岩石分类图上，SM1 的脉体 SM1a 和 SM2 的基体 SM2b 属碱性系列，其它样品均属亚碱性系列（图 6-7）。其中脉体 SM1a 和 SM3a 的投点落在花岗岩区间，SM2a、SM4a 的投点则落在花岗闪长岩区间，可见脉体的组分变化较大；其原因除了原岩的组分外，也有可能是样品

切割分离不够彻底有关。未分离的原岩 SM1c 和基体 SM1b、SM4b 的投点落在花岗闪长岩区间，基体 SM2b，SM3b 的投点落在二长闪长岩区间，可见基体的物质组成相当于花岗闪长岩－二长闪长岩。

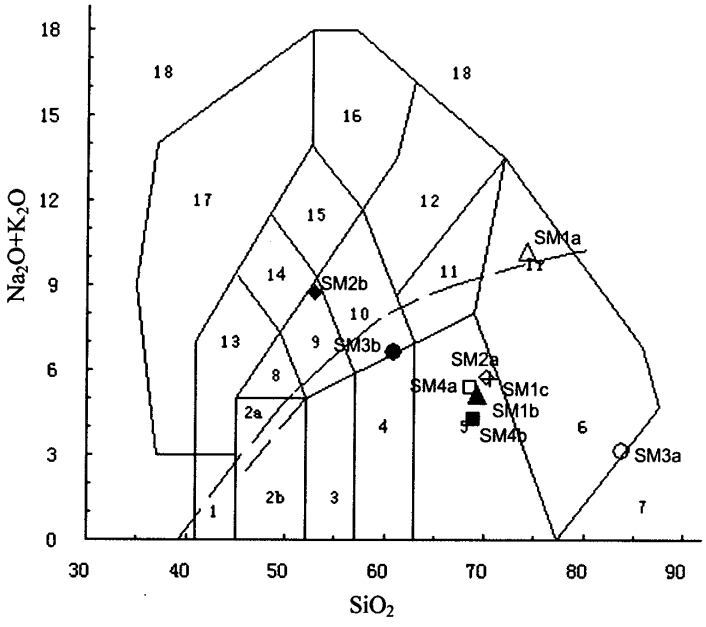



图 6-7 混合岩的($Na_2O+K_2O$)-$SiO_2$岩石分类图解（据 Middlemost, 1994）

Ir－Irvine 分界线，上方为碱性，下方为亚碱性。

1-橄榄辉长岩；2a-碱性辉长岩；2b-亚碱性辉长岩；3-辉长闪长岩；4-闪长岩；5-花岗闪长岩；6-花岗岩；7-硅英岩；8-二长辉长岩；9-二长闪长岩；10-二长岩；11-石英二长岩；12-正长岩；13-副长石辉长岩；14-副长石二长闪长岩；15-副长石二长正长岩；16-副长正长岩；17-副长深成岩；18-霓方钠岩/磷霞岩/粗白榴岩

△:SM1a；＋:SM1c;▲:SM1b;◇:SM2a;◆:SM2b;○:SM3a;●:SM3b;□:SM4a;■:SM4b

从表 6-2 可知，脉体的 $SiO_2$ 含量一般比基体的要高，脉体 $SiO_2$ 含量平均为 74.2 wt%，基体为 63 wt%；Fe、Mg、Ti 的含量则无例外地是基体比脉体高；Ca 和全碱 ALK（$Na_2O+K_2O$）含量则变化不定。$SiO_2$ 与 $TiO_2$、$Fe_2O_{3tot}$、MgO 之间存在明显的负相关关系（图 6-8）。

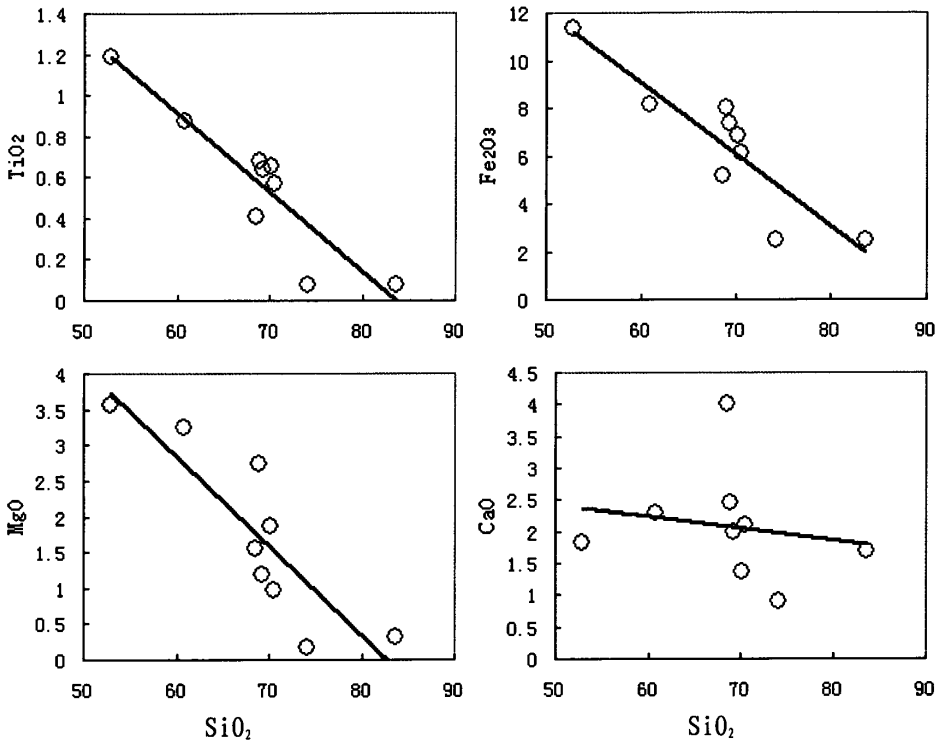



图 6-8 混合岩样品的哈克图解

脉体与基体的化学成分对比见图 6-9（图 6-9）。值得注意的是，ZK2057 钻孔从上而下的 3 个样品，即 SM2、SM3、SM4，基体的 MgO、$TiO_2$、$Fe_2O_{3tot}$ 依次递减。彭卓伦（2006）对于花岗岩中的暗色微粒包体的研究结果表明，具有基性边的暗色包体，暗色边的 Mg、Ti、Fe 含量无例外地高于包体中心，证实在熔渣发展过程中，由于熔渣边缘和内部温度的不均一（边缘温度高），造成熔渣边缘熔融程度较高，长英质的熔出物被排出系统，因而形成富铁镁的基性边；当温度进一步升高，熔渣边缘的铁镁组分则向外扩散，基性边消失，形成弥漫型包体（彭卓伦，2006；彭卓伦等，2005）。混合岩中的基体作为岩石部分熔融的残余熔融物，因而 Fe、Mg、Ti 的含量相对富集。但随着岩石熔融程度升高，铁镁组分则向外扩散，换言之，ZK2057 混合岩中的基体从上而下 Fe、Mg、Ti 的含量降低的现象，应意味着原始岩石熔融程度的增加，同时也意味着岩石熔融时，温度是从上而下逐渐升高。从图 6-5 中也可见到，SM4 实质已接近混合花岗岩（图 6-5）。

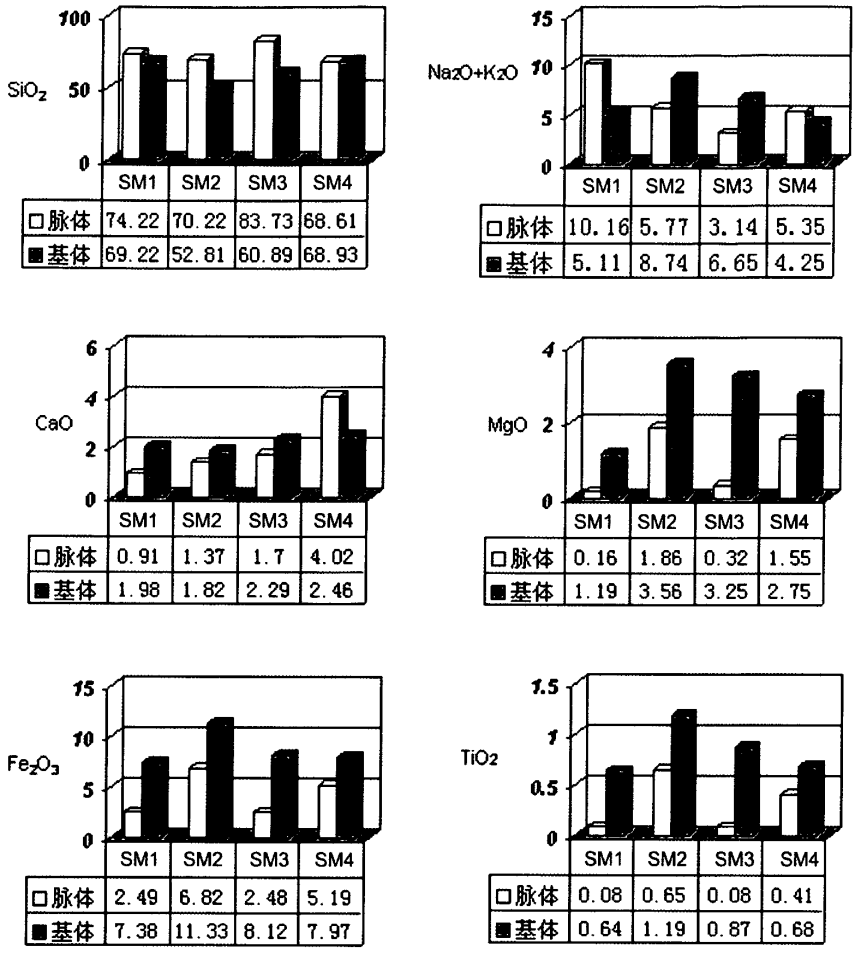



图 6-9 混合岩的脉体和基体岩石化学成分对比图

表 6-2 列举了混合岩的各种岩石化学指数。其中，岩石的含铝指数 A/CNK（A/CNK＝[$Al_2O_3$/(CaO＋$Na_2O$＋$K_2O$)]分子数比值）被用于判别岩石的矿物组合。Chappell 等人(1974)曾将 A/NKC 作为判别花岗岩物质来源的重要依据之一，即将其值大于 1.1 的岩石成为过铝花岗岩，或 S 型花岗岩；小于 1.1 的岩石为 I 型花岗岩。但如图 6-10A 所示，混合岩基体的 A/CNK 值均大于等于 1.1, 脉体 SM2a 的 A/CNK 值也大于 1.1，为 1.29；其余则小于 1.1。换言之，岩石的部分熔融可产生 A/CNK 值不同的残余熔渣和熔体。熔渣和熔出物的 A/CNK 值应取决于两个因素，即原始岩石的组分和岩石的熔融程度。因此，用花岗岩的含铝指数（A/CNK）作为判别花岗岩物质来源的依据可能是不合适的。

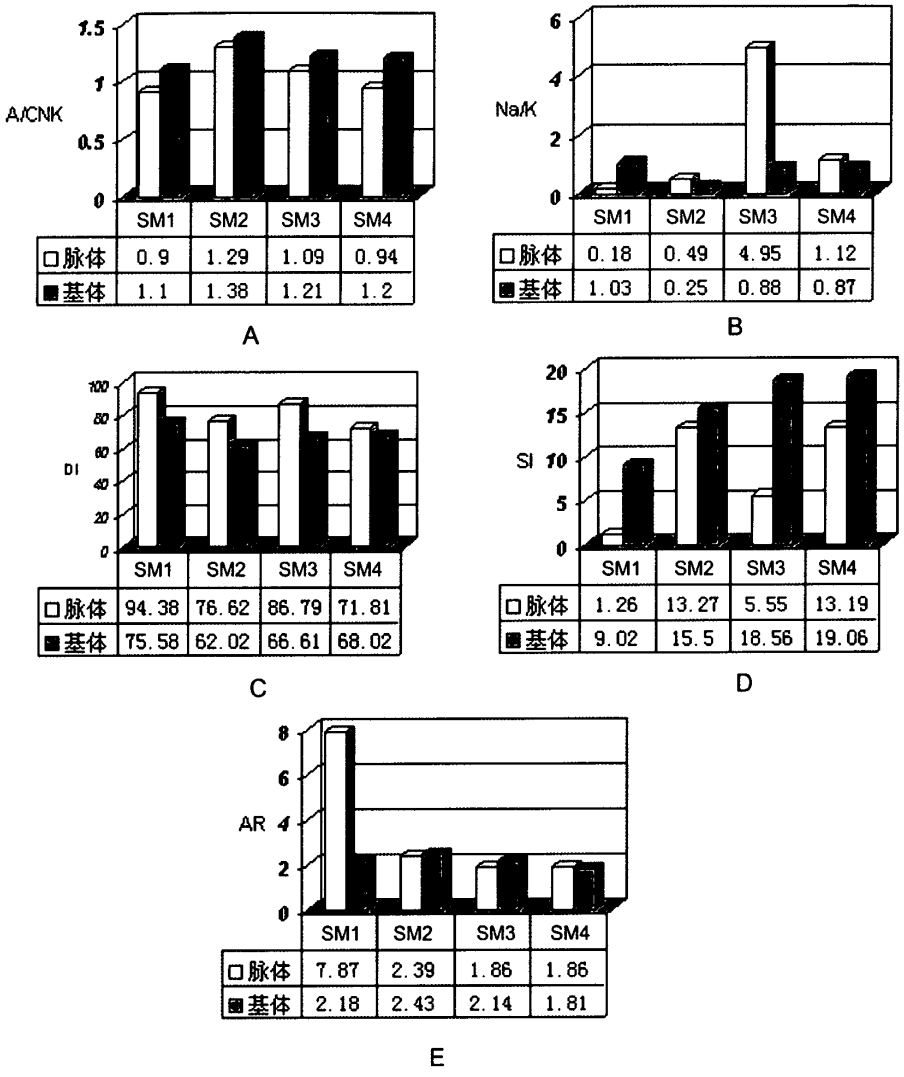



图 6-10 混合岩的脉体和基体岩石化学参数对比图

花岗岩 Na/K 比值也常被用于判别岩浆物质来源的证据。一般认为 I 型花岗岩的 Na/K 值较高，而 S 型花岗岩较低。但是，从图 6-10B 脉体的 Na/K 值可以看出，同样是代表熔出物的脉体，不同样品 Na/K 值差异甚大。

混合岩脉体的分异指数（DI=Q+Or+Ab+Ne+Lc+Kp　CIPW 标准矿物）均比基体的高（图 6-10C）。固结指数 SI（SI=MgO×100/ (MgO+FeO+$Fe_2O_3$+$Na_2O$+$K_2O$ $W_B$%)反映的是岩浆的分异程度和基性程度，其值越小，表明岩浆分异程度和岩石的酸性程度越高。从图 6-10D 可见，混合岩脉体的 SI 值均比基体的低，表明脉体的分异程度和酸度均比基体高，这与分异指数的所表明情况是一致的。

在 $SiO_2$ 相同条件下，碱度率指数 $AR=(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)/[Al_2O_3+CaO-(Na_2O+K_2O)]$ ($W_B$%)数值越大，岩石相对愈强碱性。混合岩脉体与基体之间的 AR 值如图 6-10E 所示，除了 SM1 脉体 AR 值出现异常外，其它样品的 AR 值均非常接近。

## 6.4 混合岩稀土元素地球化学特征

上述混合岩样品的稀土元素分析结果及其各种计算参数见表 6-3。

表 6-3 混合岩脉体、基体的稀土元素(单位：$*10^{-6}$)及主要参数

| 编号 | SM1a | SM1b | SM2a | SM2b | SM3a | SM3b | SM4a | SM4b |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 部位 | 脉体 | 基体 | 脉体 | 基体 | 脉体 | 基体 | 脉体 | 基体 |
| La | 29.99 | 49.6 | 26.09 | 158.1 | 10.57 | 79.82 | 13.75 | 32.93 |
| Ce | 65.63 | 110.6 | 59.78 | 356.6 | 22.98 | 165.4 | 34.9 | 64.16 |
| Pr | 8.072 | 13.04 | 6.676 | 38.88 | 2.73 | 20.1 | 4.95 | 7.399 |
| Nd | 32.77 | 52.47 | 27.47 | 155.5 | 11.45 | 81.02 | 23.98 | 28.72 |
| Sm | 7.798 | 10.77 | 5.628 | 29.55 | 3.078 | 16.69 | 7.276 | 4.906 |
| Eu | 1.061 | 0.937 | 1.002 | 3.737 | 0.672 | 1.191 | 1.424 | 0.804 |
| Gd | 9.33 | 11.14 | 5.696 | 25.88 | 4.721 | 15.16 | 10.59 | 4.365 |
| Tb | 1.772 | 1.963 | 0.881 | 3.703 | 0.923 | 2.313 | 2.462 | 0.725 |
| Dy | 12.8 | 13.42 | 5.174 | 20.68 | 7.504 | 12.95 | 17.82 | 4.579 |
| Ho | 2.729 | 2.851 | 0.986 | 3.835 | 1.914 | 2.318 | 3.289 | 0.903 |
| Er | 7.381 | 7.841 | 2.624 | 10.15 | 6.286 | 5.705 | 7.514 | 2.483 |
| Tm | 1.106 | 1.144 | 0.4 | 1.505 | 1.152 | 0.802 | 1.034 | 0.352 |
| Yb | 6.347 | 6.752 | 2.512 | 9.352 | 8.176 | 4.877 | 6.214 | 2.281 |
| Lu | 0.931 | 0.976 | 0.367 | 1.403 | 1.364 | 0.756 | 0.934 | 0.356 |
| ΣREE | 187.72 | 283.50 | 145.29 | 818.88 | 83.52 | 409.10 | 136.14 | 154.96 |
| LREE | 145.32 | 237.42 | 126.65 | 742.37 | 51.48 | 364.22 | 86.28 | 138.92 |
| HREE | 42.4 | 46.09 | 18.64 | 76.51 | 32.04 | 44.88 | 49.86 | 16.04 |
| LREE/HREE | 3.43 | 5.15 | 6.79 | 9.70 | 1.61 | 8.12 | 1.73 | 8.66 |
| Sm/Nd | 0.24 | 0.21 | 0.20 | 0.19 | 0.27 | 0.21 | 0.30 | 0.17 |
| δEu | 0.38 | 0.26 | 0.54 | 0.41 | 0.54 | 0.23 | 0.50 | 0.53 |
| δCe | 0.98 | 1.00 | 1.04 | 1.04 | 0.99 | 0.95 | 0.99 | 0.93 |

注：中国科学院广州地球化学研究所 ICP-MS 法测试，数据采用里德球粒陨石标准化(Masuda et al.,1973)

从表 6-3 可见：

① 混合岩中脉体的ΣREE 值均比基体低，表明稀土元素主要富集在基体。这意味岩石部分熔融中，稀土元素富集于残余熔渣；

② 基体的 LREE 含量均远高于脉体，LREE/HREE 无例外地是基体比脉体高；表明熔渣富集轻稀土；

③ HREE 含量低且变化不定，部分样品脉体的含量比基体高，其他则反之；

④ 多数样品脉体的δEu 值大于基体。

上述基体和脉体稀土元素含量的差异，揭示了岩石部分熔融过程中稀土元素的分异特征。前已述及，稀土尤其是轻稀土常取代钙而进入含钙矿物（如暗色

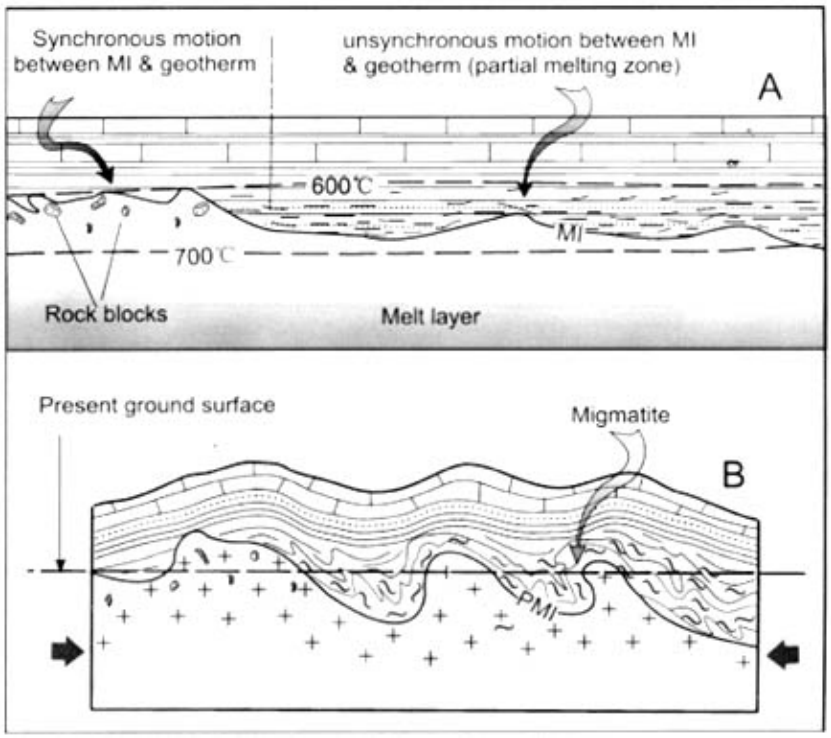



图 6-11 壳内熔融（重熔）过程与混合岩形成的关系

（据 Chen and Grapes，2007，in publishing）

A：左方显示盖层岩石裂隙发育，熔体的贯入破坏盖层的连续性，导致岩块的形成；脱落的岩块在熔体中向下运移，并随着温度升高而逐渐发展呈熔渣（暗色包体）；右方示重熔界面与等温面的上升不同步的情况，盖层中形成部分熔融带（混合岩）

B：示重熔层固结后，岩体不同的围岩特征，左方的不发育混合岩，右方围岩为混合岩

矿物和牌号较大的斜长石）的晶格中，而含钙矿物往往熔点较高，此为稀土尤其是轻稀土在熔渣中富集的主要原因。这与前面花岗岩的稀土元素变化特征的是一致的。据 Chen and Grapes（2007），混合岩的形成是因为重熔界面（壳内重熔层上界面，图 6-11 中的 MI）上方盖层的连续性较好，裂隙不发育，熔体不能将其分割成岩块（如图 6-11A 右方的情况），因而重熔界面不能与导致岩石初熔的等温面（约 600℃，石英的初熔温度）同步上升。重熔界面与 600℃等温面之间的岩石的部分熔融产生的熔体，因不能与下方重熔层沟通，只能储存在岩石的原生构造（如层理、页理、片理等），构成混合岩中的浅色体，熔渣则成为暗色体。一旦盖层受到侧向挤压而变形，部分熔融区间的岩石地层必然与重熔界面同步弯曲，这是混合岩条带常与花岗岩接触界面协调的原因（图 6-11B）。

对表 6-3 的测试数据进行球粒陨石标准化换算后（标准化数据采用里德 6 个球粒陨石平均值，Masuda et al.,1973），所得到的各样品中的脉体和基体的稀土元素配分曲线见图 6-12～图 6-15：

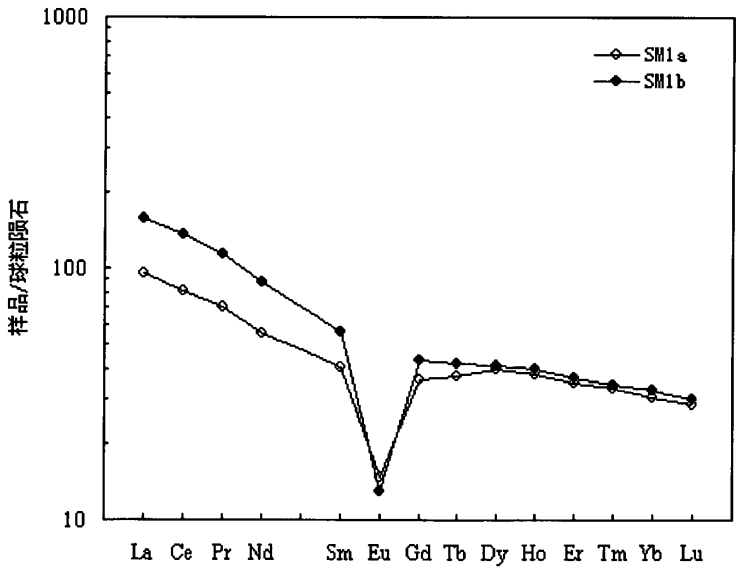



图 6-12　SM1 混合岩脉体基体稀土元素配分曲线

SM1a-脉体；SM1b-基体

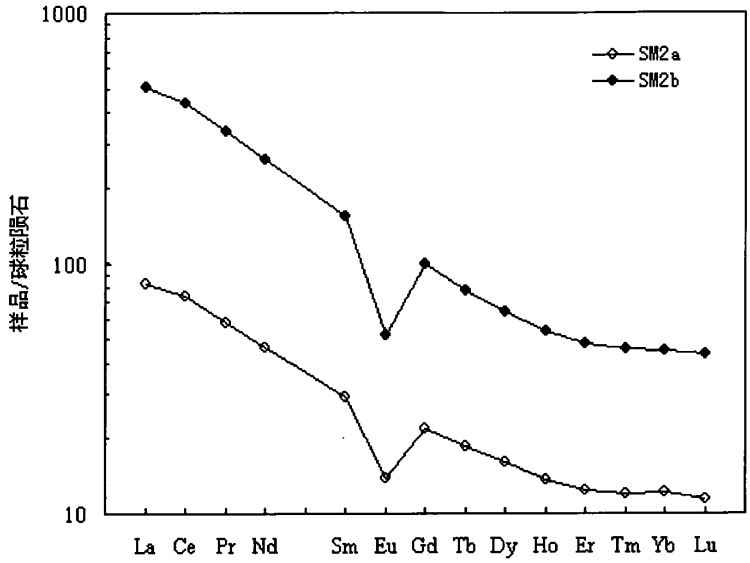



图 6-13 SM2 混合岩脉体基体稀土元素配分曲线

SM2a-脉体; SM2b-基体

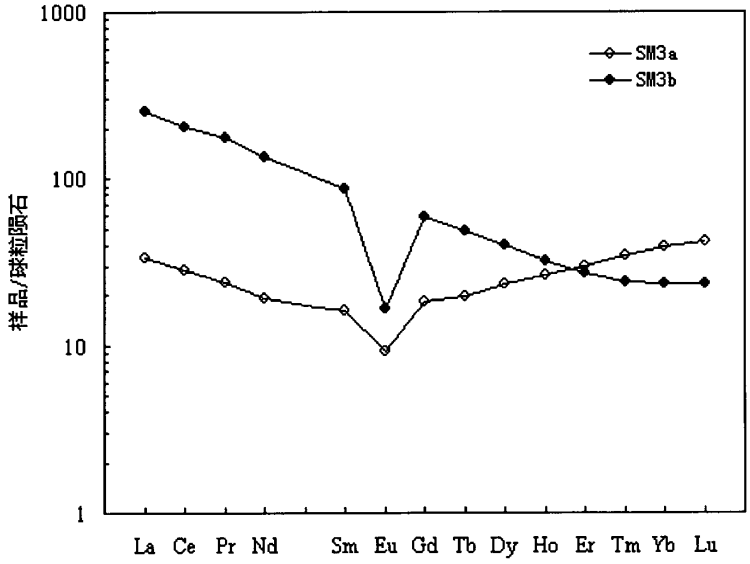



图 6-14 SM3 混合岩脉体基体稀土元素配分曲线

SM3a-脉体; SM3b-基体

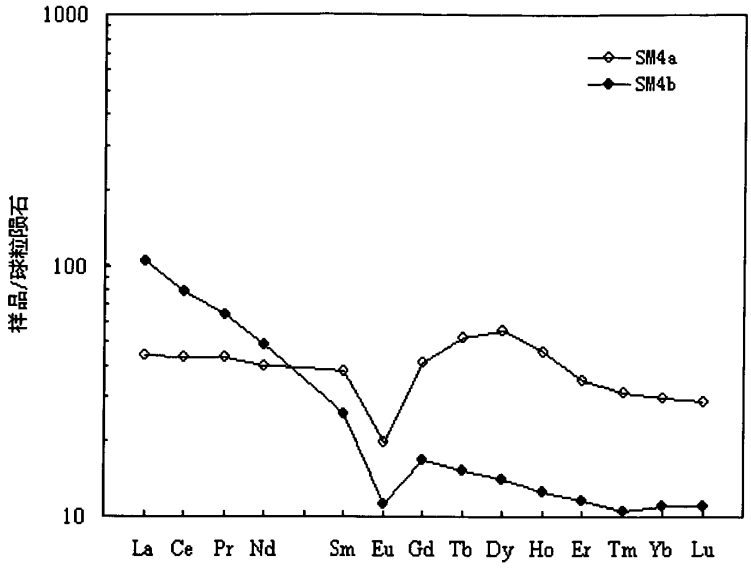



图 6-15 SM4 混合岩脉体基体稀土元素配分曲线

SM4a-脉体; SM4b-基体

从图 6-12～图 6-15 可见:

① 稀土元素配分曲线均存在负铕异常，表明混合岩在形成过程中存在分异作用，而且具有分异程度越高，δEu 值越大的趋势（图 6-16）;

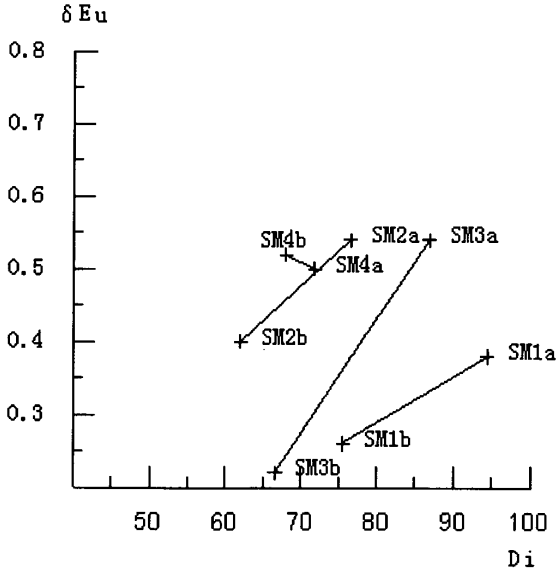



图 6-16 上碌混合岩 DI-δEu 特征图

② 与脉体（熔出物）的配分曲线相比，基体（熔渣）的配分曲线右倾趋势明显，表明基体富集轻稀土。这与瑞典 Arvika、挪威 Nelaug、法国 Graestorp、Port Navalo 等地区混合岩脉体贫稀土、基体富稀土的现象（Johannes 等，1995）是一致的。由此不难理解前述早、晚两期花岗岩中的稀土总量以及 LREE/HREE 比值，都是从岩体上方向下增大的现象，这是因为富稀土尤其是轻稀土的残余熔渣向重熔岩浆层下方运移之故；也不难理解为何复式岩体中的晚期岩体的稀土尤其是轻稀土的含量，比早期岩体大大降低的现象，这是因为多次重熔即为多次分异，从而造成晚期岩浆层的上方稀土尤其是轻稀土的再次贫化之故。

图 6-17～图 6-19 分别显示了 ZK2057 钻孔中的三个样品（SM2、SM3、SM4）中混合岩全岩、基体、脉体的稀土元素配分曲线。比较三者可以发现：

① 混合岩全岩的稀土配分曲线向下逐渐变平。这一现象与前述三个样品基体中的 Fe、Mg、Ti 含量向下递减的意义是一样的，意味着岩石的熔融程度向下递增、稀土尤其是轻稀土富集的混合岩基体逐渐解体（图 6-17）。

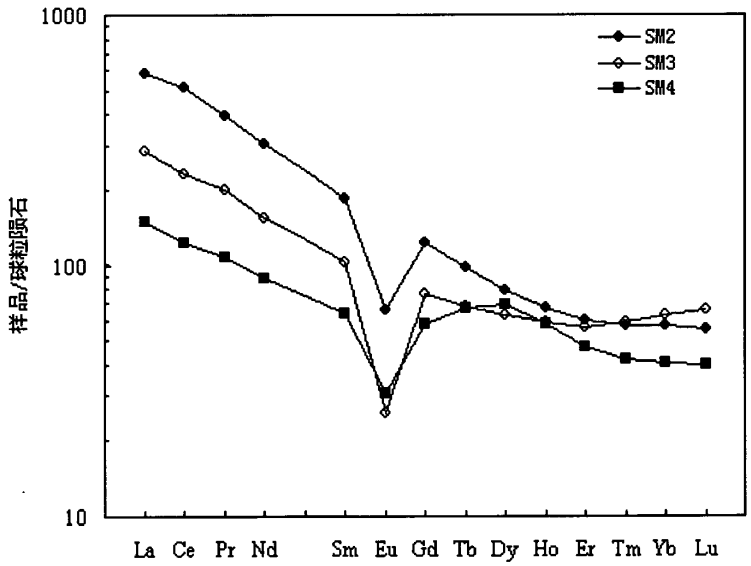



图 6-17 ZK2057 不同深度混合岩（全岩）的配分曲线

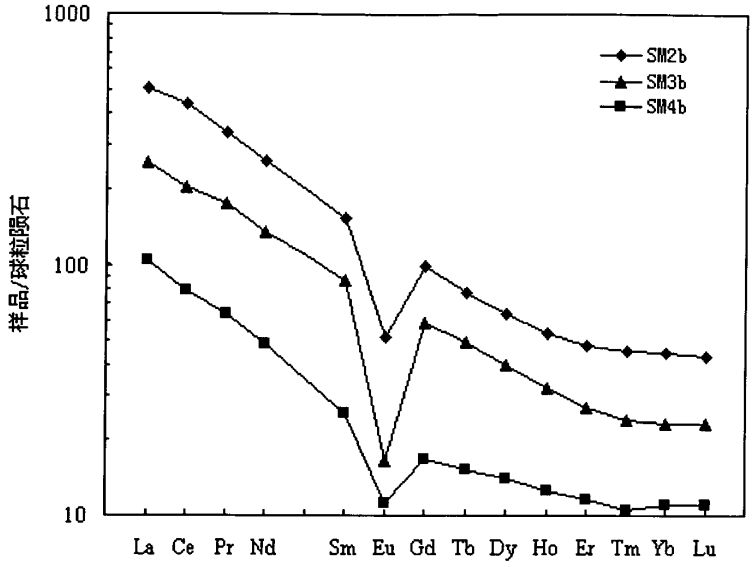



图 6-18 ZK2057 不同深度混合岩基体稀土元素配分曲线

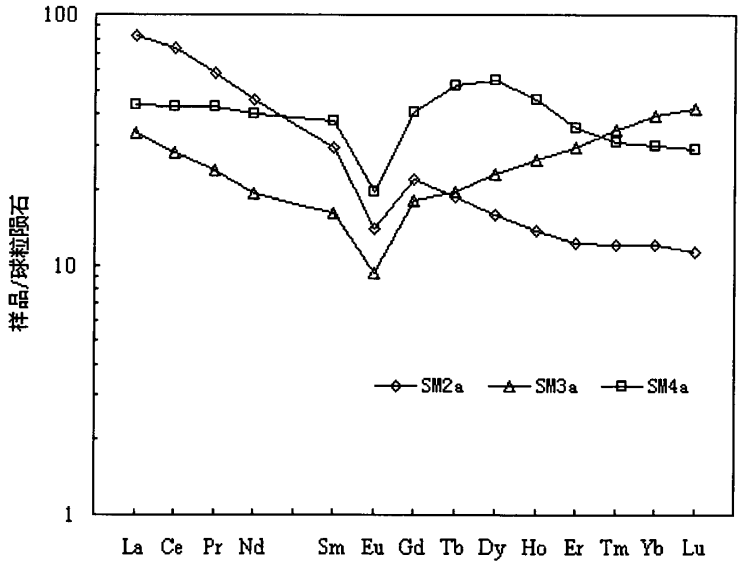



图 6-19 ZK2057 不同深度混合岩脉体稀土元素配分曲线

② 基体的配分曲线形态基本不变，但曲线的位置随着深度增加而降低，说明基体中的稀土总量逐渐降低，基体矿物解体（图 6-18）；

③ 脉体的配分曲线越向下越平（图 6-19），指示混合岩下部的熔出物可能有一部分已经与下方的重熔岩浆层发生沟通，轻稀土参与了重熔岩浆的结晶分异过程，从而造成了脉体中轻稀土的贫化。

显而易见，上述对混合岩中基体和脉体稀土元素组成的对比研究，对于认识岩石部分熔融过程中稀土元素的分异规律，以及花岗岩形成过程中的稀土元素分异，进一步追溯花岗岩的物质来源和成因，无疑具有重要意义。

## 6.5 混合岩微量元素组成

混合岩中的微量元素含量，不同的样品差异甚大，而且含量的变化在脉体和基体之间似乎没有明显的规律，即没有固定的变化方向。以 Rb 为例，ZK2057 中的三个样品，均是基体对含量比脉体高，但另一钻孔中的样品（SM1）则反之；又如 Zr 的含量，ZK2057 的三个样品中，有两个是基体高于脉体，另一个则反之。

表 6-4 混合岩脉体、基体的微量元素含量（单位：$*10^{-6}$）

| 编号 | SM1a | SM1b | SM2a | SM2b | SM3a | SM3b | SM4a | SM4b | 脉体 | 基体 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 部位 | 脉体 | 基体 | 脉体 | 基体 | 脉体 | 基体 | 脉体 | 基体 | 平均 | 平均 |
| Rb | 235.8 | 160.4 | 115 | 294.7 | 30.48 | 270.8 | 133.5 | 194.6 | 128.70 | 230.13 |
| Sr | 88 | 71.16 | 68.45 | 77.1 | 92.82 | 106.6 | 202.3 | 139.4 | 112.89 | 98.57 |
| Ba | 1066.8 | 534.5 | 582.3 | 911.2 | 1352.4 | 396.1 | 941.2 | 441.1 | 985.68 | 570.73 |
| Th | 15.52 | 21.25 | 12.56 | 64.93 | 7.608 | 38.71 | 1.851 | 12.46 | 9.38 | 34.34 |
| U | 7.047 | 4.716 | 4.189 | 17.51 | 8.661 | 7.521 | 8.021 | 2.968 | 6.98 | 8.18 |
| Nb | 2.408 | 22.45 | 38.73 | 25.84 | 3.207 | 26.48 | 9.713 | 19.637 | 13.51 | 23.60 |
| Ta | 0.279 | 1.187 | 2.216 | 1.913 | 0.342 | 1.32 | 0.763 | 1.302 | 0.90 | 1.43 |
| Zr | 16.45 | 261.3 | 242 | 336.3 | 522.7 | 226.4 | 134.4 | 229.6 | 228.89 | 263.40 |
| Hf | 1.151 | 8.144 | 6.333 | 9.42 | 22.09 | 6.387 | 3.838 | 5.903 | 8.35 | 7.46 |
| Co | 2.653 | 9.08 | 22.28 | 24.42 | 5.1 | 17.9 | 10.1 | 20.32 | 10.03 | 17.93 |
| Ni | 10.54 | 14.66 | 41.09 | 63.04 | 18.88 | 46.99 | 26.62 | 36.13 | 24.28 | 40.21 |
| Cr | 492 | 570.5 | 607.9 | 529.1 | 446.9 | 334.6 | 557.6 | 776.2 | 526.10 | 552.60 |
| Sc | 0.532 | 14.16 | 10.93 | 27.05 | 1.993 | 17.31 | 8.725 | 13.72 | 5.55 | 18.06 |
| Ga | 11.12 | 19.61 | 16.94 | 31.24 | 8.937 | 25.93 | 17.38 | 18.82 | 13.59 | 23.90 |
| Cu | 21.07 | 19.78 | 31.42 | 15.07 | 80.04 | 39.91 | 42.91 | 19.81 | 43.86 | 23.64 |
| Pb | 65.55 | 22.89 | 31.11 | 25.46 | 21.17 | 28.92 | 33.49 | 13.32 | 37.83 | 22.65 |
| Zn | 27.4 | 93.62 | 92.32 | 189.9 | 16.13 | 206.7 | 62.33 | 107.9 | 49.55 | 149.53 |
| Ti | 418 | 3990.8 | 3697 | 6716 | 483.6 | 4916 | 2496 | 3853 | 1773.65 | 4868.95 |
| Mn | 193.7 | 651.3 | 702 | 1272.5 | 112.5 | 654.1 | 511.7 | 605.4 | 379.98 | 795.83 |
| Ge | 1.438 | 1.473 | 1.392 | 1.986 | 1.089 | 1.364 | 1.267 | 1.345 | 1.30 | 1.54 |
| Y | 78.88 | 78.48 | 27.36 | 98.48 | 55.29 | 64.06 | 87.33 | 26.23 | 62.22 | 66.81 |
| Rb/Sr | 2.68 | 2.25 | 1.68 | 3.82 | 0.33 | 2.54 | 0.66 | 1.40 | 1.34 | 2.50 |
| Rb/Ba | 0.22 | 0.30 | 0.20 | 0.32 | 0.02 | 0.68 | 0.14 | 0.44 | 0.15 | 0.44 |
| Zr/Hf | 14.29 | 32.08 | 38.21 | 35.70 | 23.66 | 35.45 | 35.02 | 38.90 | 27.80 | 35.53 |
| Nb/Ta | 8.63 | 18.91 | 17.48 | 13.51 | 9.38 | 20.06 | 12.73 | 15.08 | 12.05 | 16.89 |

注：中国科学院广州地球化学研究所 ICP-MS 分析结果

这一现象推测可能与微量元素在原始岩石中的赋存状态有关。是否如此，有待今后研究。就所有样品的基体和脉体的平均值而言，Rb、U、Th、Nb、Ta、Zr、Co、Ni 、Cr、Sc、Ga、Zn、Ti、Mn、Ge、Y 等元素，基体的含量高于脉体，其他元素则反之（表 6-4）。

整体上，混合岩脉体的 $Rb/Sr_{(ICP)}$=0.33～2.68，$Rb/Ba_{(ICP)}$=0.02～0.22，$Zr/Hf_{(ICP)}$=14.29～38.21，$Nb/Ta_{(ICP)}$=8.63～17.48；基体的 $Rb/Sr_{(ICP)}$=1.4～3.82，$Rb/Ba_{(ICP)}$=0.3～0.68，$Zr/Hf_{(ICP)}$=32.08～38.9，$Nb/Ta_{(ICP)}$=13.51～20.06（表 6-4）。脉体与基体相比，脉体的上述参数低于基体的相应参数。

# 第7章　中、基性岩脉的地质地球化学特征

## 7.1 中、基性岩脉的地质特征

上磜岩体内部发育有众多中性或中基性岩脉。脉体多为北西走向（图 4-1），与围岩花岗岩的接触界面呈锯齿状（图 7-1），而且岩脉中还常包裹着不规则的花岗岩碎片（图 7-1D），表明来自深部的中、基性岩浆是沿着花岗岩体中北西向的张裂带贯入。

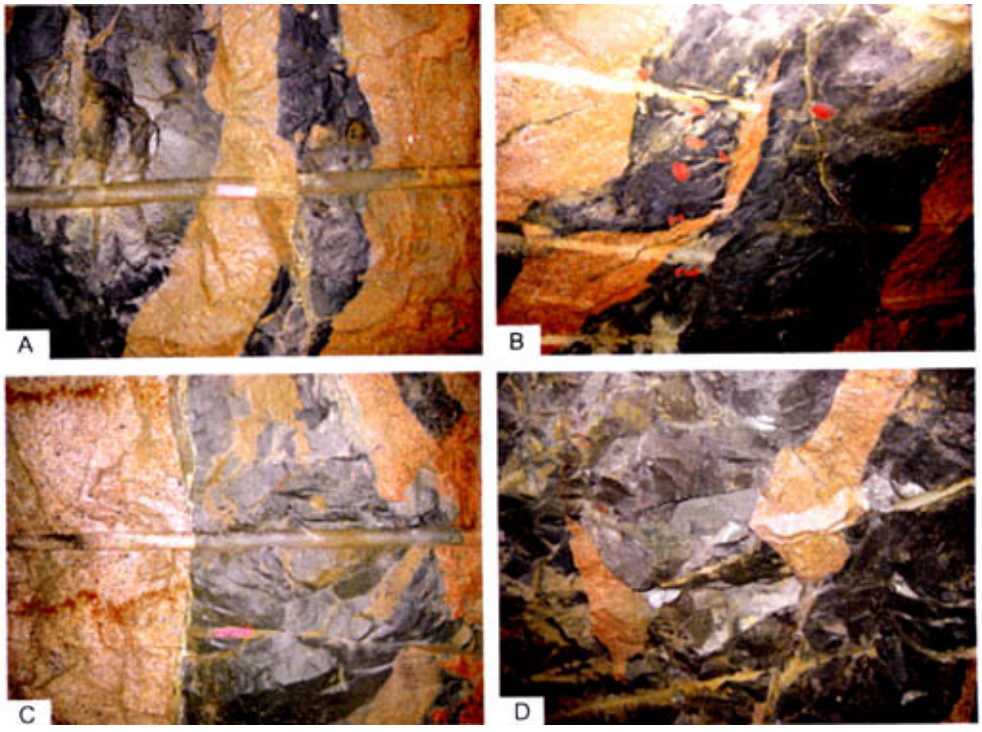



图 7-1 脉岩与花岗岩呈锯齿状接触

（壁上凹槽宽度为 3cm）

靠近脉体的花岗岩，常有较强的钾化现象（图 7-1），说明入侵的熔体是碱含量较高的中、基性岩浆。从图 7-1 尚可见到，与岩脉接触界面的花岗岩、以及被包裹在岩脉中的花岗岩片，均没有明显的熔融或蚀变现象，说明晚期入侵的中性或基性岩浆的热力，不足于造成花岗岩的熔融。而且有相当部分岩脉没有向上刺穿到地表，在平洞中可以观察到脉体的终止端。

中基性岩脉的岩性主要为闪长岩或闪长玢岩、二长闪长岩、辉长闪长岩及少量煌斑岩。闪长玢岩为深灰色，致密坚硬，斑状结构。斑晶主要为完整板状斜长石和角闪石，偶见少量石英填充长石斑晶内，角闪石黄棕－淡绿多色性明显，绿泥石化、绿帘石化明显。基质由晶形细小的斜长石和角闪石组成（图 7-2A）。

煌斑岩为深灰略带绿色，致密坚硬，似斑状结构，斑晶为黑云母、斜长石、辉石等，自形程度较好；基质为鳞片状黑云母和细条状斜长石。黑云母普遍绿泥石化。斜长石有轻微的绢云母化，可见后期充填的石英颗粒，石英颗粒间隙充填有更晚世代的方解石。碳酸盐化现象普遍（图 7-2B）。

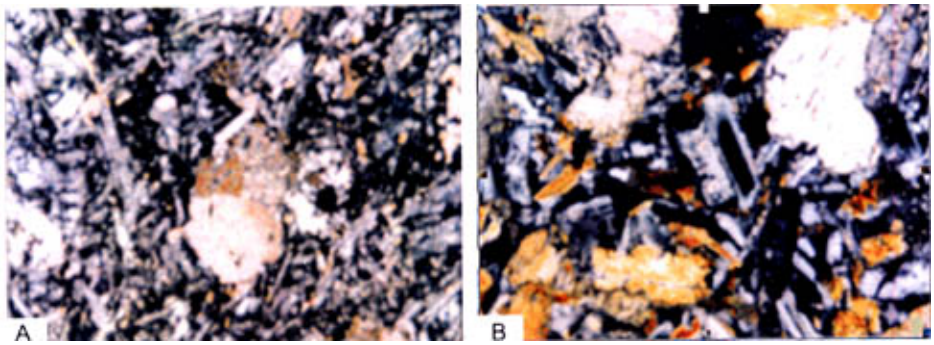



图 7-2 脉岩的显微照片

A：闪长玢岩　10×10（-）；B：煌斑岩　10×10（-）

根据野外观察，岩脉至少有两期。早期岩脉多呈单脉产出，后期破碎显著，破裂面常有石英或方解石细脉充填，岩石整体风化较深，分布局限于复式岩体中的早期岩体内（图 7-3）。



图 7-3 早期脉岩地质特征

早期岩脉，后期破碎显著，有石英和方解石细脉贯入，风化较深

晚期岩脉完整性好，往往成群产出，岩石坚硬、新鲜。脉体同时穿过复式岩体中早、晚两期花岗岩，探洞中可清楚观察到岩脉切割伟晶岩壳（图 7-4A）和萤石脉（图 7-4B），被岩脉穿切割的伟晶岩壳没有明显错位（图 7-4A）。

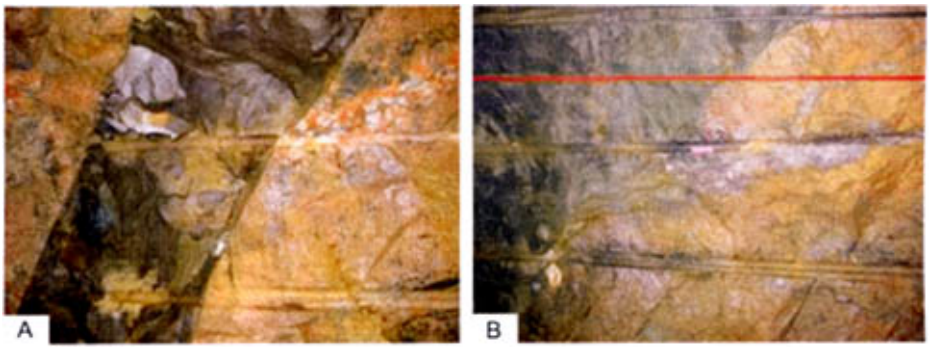



图 7-4 晚期脉岩地质特征（壁上凹槽宽度为 3cm）

A: 闪长玢岩脉切割伟晶岩壳，后者未发生显著位移；B: 闪长玢岩脉切割紫色萤石脉；

## 7.2 中、基性脉岩岩石化学特征

本次研究在 246m 标高的地质探洞中，对不同的岩脉进行了采样，目的是了解岩脉的物质组成，分析岩浆的来源。探洞中岩脉样品的采样位置见图 7-5。此外，还在 ZK2002 孔不同深度的两条岩脉取样，以便对比。

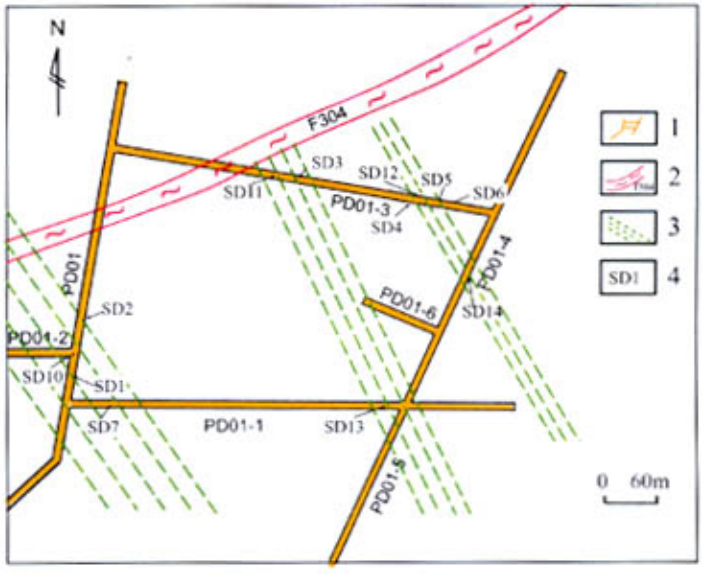



图 7-5 地质探洞与脉岩样品取样位置图

1-探洞；2-断裂；3-脉岩（示意）；4-样品及编号

岩脉样品的常量和微量元素分析由合作者 Christian Bratzdrum 在德国 Freiburg 大学矿物岩石地球化学研究所用 XRF 完成（数据共享），稀土元素则送中国科学院广州地球化学研究所用 ICP-MS 法分析。岩脉的岩石化学分析结果见表 7-1。

表 7-1 中基性脉岩的岩石化学分析结果(wt%)及主要岩石化学参数

| 编号 | SD1 | SD2 | SD3 | SD4 | SD5 | SD6 | SD7 | SD8 | SD9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 位置 | PD01 | | PD01-3 | | | | PD01-1 | ZK2002 | |
| (m) | 1034.5 | 1106.2 | 155 | 309.4 | 335.3 | 340 | 25.95 | 182.78 | 496.83 |
| $SiO_2$ | 50.31 | 55.05 | 47.67 | 57.16 | 56.58 | 49.22 | 51.14 | 48.23 | 48.5 |
| $TiO_2$ | 0.88 | 0.74 | 0.99 | 1.16 | 1.18 | 1.03 | 0.9 | 0.96 | 1.06 |
| $Al_2O_3$ | 15.6 | 16.28 | 15.42 | 15.53 | 15.58 | 15.39 | 15.83 | 15.37 | 15.45 |
| $Fe_2O_3$ | 8.12 | 5.32 | 7.56 | 6.61 | 6.61 | 7.88 | 7.5 | 7.51 | 7.53 |
| MnO | 0.13 | 0.08 | 0.13 | 0.13 | 0.11 | 0.12 | 0.13 | 0.13 | 0.12 |
| MgO | 9.6 | 3.95 | 7.46 | 3.07 | 3.1 | 7.62 | 8.23 | 7.7 | 6.95 |
| CaO | 7.44 | 5.44 | 8.36 | 4.2 | 5.38 | 7.62 | 7.96 | 7.12 | 7.44 |
| $Na_2O$ | 2.54 | 3.15 | 2.1 | 3.96 | 2.45 | 2.52 | 2.89 | 2.8 | 2.51 |
| $K_2O$ | 2.07 | 3.3 | 2.61 | 3.5 | 3.99 | 2.45 | 1.33 | 3.29 | 2.58 |
| $P_2O_5$ | 0.33 | 0.32 | 0.83 | 0.62 | 0.62 | 0.57 | 0.37 | 0.75 | 0.64 |
| LOI | 2.41 | 6.82 | 7.33 | 4.47 | 4.45 | 6.01 | 3.01 | 5.99 | 7.5 |
| 总量 | 99.43 | 100.45 | 100.46 | 100.41 | 100.05 | 100.43 | 99.29 | 99.85 | 100.28 |
| A/CNK | 0.78 | 0.87 | 0.72 | 0.87 | 0.86 | 0.75 | 0.77 | 0.73 | 0.76 |
| ALK | 4.61 | 6.45 | 4.71 | 7.46 | 6.44 | 4.97 | 4.22 | 6.09 | 5.09 |
| Na/K | 1.10 | 0.85 | 0.72 | 1.01 | 0.55 | 0.92 | 1.94 | 0.76 | 0.87 |
| DI | 34.96 | 56.96 | 35.84 | 65.14 | 58.85 | 38.13 | 34.42 | 46.20 | 39.54 |
| SI | 44.11 | 25.69 | 38.85 | 18.35 | 19.71 | 38.24 | 42.38 | 37.02 | 36.48 |
| AR | 1.50 | 1.85 | 1.49 | 2.22 | 1.89 | 1.55 | 1.43 | 1.74 | 1.57 |

注：XRF 法数据，由合作者 Christian Bratzdrum 在德国 Freiburg 大学矿物岩石地球化学研究所完成，数据双方共享。

在$(Na_2O+K_2O)$-$SiO_2$岩石分类图上，中基性脉岩样品落在二区辉长岩，八区二长辉长岩，九区二长闪长岩，十区二长岩内（图 7-6）。

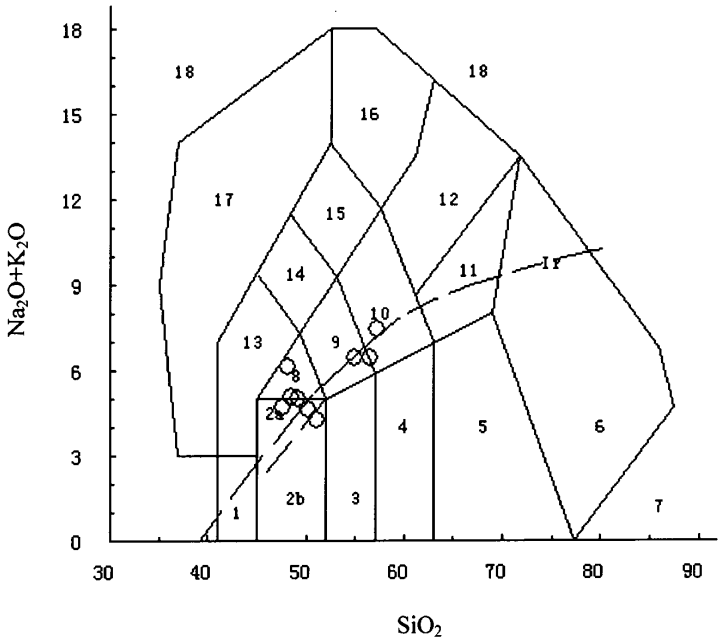



图 7-6 脉岩的 $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$ 岩石分类图解（据 Middlemost, 1994）

Ir－Irvine 分界线，上方为碱性，下方为亚碱性。
1-橄榄辉长岩；2a-碱性辉长岩；2b-亚碱性辉长岩；3-辉长闪长岩；4-闪长岩；5-花岗闪长岩；6-花岗岩；7-硅英岩；8-二长辉长岩；9-二长闪长岩；10-二长岩；11-石英二长岩；12-正长岩；13-副长石辉长岩；14-副长石二长闪长岩；15-副长石二长正长岩；16-副长正长岩；17-副长深成岩；18-霓方钠岩/磷霞岩/粗白榴岩

脉岩 $SiO_2$ 含量的变化范围在 47.67~57.16%；DI 值较低，变化范围在 34.42－65.14 之间，表明岩浆演化程度较低；A/CKN 值均小于 1.1。

表 7-2 为中基性脉岩的 CIPW 标准矿物计算结果。脉岩的石英含量甚低，部分样品尚缺乏石英标准矿物，且没有出现刚玉标准矿物。

表 7-2 中基性脉岩的 CIPW 标准矿物计算结果

| 样 号 | Qz | Or | Ab | An | Di | Hy | Mt | Il | Ap |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| SD1 | 0 | 12.68 | 22.28 | 25.97 | 8.19 | 18.33 | 3.69 | 1.73 | 0.75 |
| SD2 | 7.49 | 20.90 | 28.57 | 22.01 | 3.92 | 11.89 | 2.96 | 1.51 | 0.75 |
| SD3 | 0 | 16.66 | 19.19 | 26.93 | 10.06 | 15.71 | 3.56 | 2.03 | 1.96 |
| SD4 | 8.42 | 21.65 | 35.07 | 14.93 | 2.46 | 9.86 | 3.89 | 2.31 | 1.42 |
| SD5 | 12.30 | 24.77 | 21.78 | 20.73 | 2.81 | 10.21 | 3.62 | 2.35 | 1.42 |
| SD6 | 0 | 15.42 | 22.71 | 24.97 | 9.36 | 17.18 | 3.77 | 2.08 | 1.33 |
| SD7 | 0.67 | 8.21 | 25.54 | 27.46 | 9.19 | 22.98 | 3.33 | 1.79 | 0.84 |
| SD8 | 0 | 20.82 | 25.38 | 21.05 | 9.60 | 1.47 | 3.94 | 1.95 | 1.76 |
| SD9 | 0 | 16.52 | 23.02 | 25.22 | 8.55 | 17.00 | 3.69 | 2.18 | 1.52 |

## 7.3 中、基性脉岩稀土元素和微量元素组成特征

中基性脉岩的稀土元素分析结果见表 7-3。从中可见，脉岩ΣREE 值的变化范围为 $299.79\times10^{-6}$~$519.37\times10^{-6}$；轻、重稀土元素分馏强烈，LREE/HREE 值介于 12.31~24.58 之间；无 Eu 异常或轻微负 Eu 异常（δEu =0.82～0.98）和弱负 Ce 异常（δCe =0.83～0.92）。

表 7-3 中基性脉岩的稀土元素(单位: $*10^{-6}$)及主要参数

| 编号 | SD10 | SD11 | SD12 | SD13 | SD14 |
|---|---|---|---|---|---|
| 岩性 | 闪长岩 | 煌斑岩 | 煌斑岩 | 闪长玢岩 | 闪长玢岩 |
| 采样位置 | PD01 1010m | PD01-3 157m | PD01-3 337m | PD01-1 283.5m | PD01-4 148m |
| La | 79.35 | 105.00 | 69.70 | 108.70 | 64.23 |
| Ce | 163.00 | 226.10 | 140.70 | 240.60 | 126.20 |
| Pr | 19.81 | 25.46 | 17.16 | 26.21 | 15.30 |
| Nd | 80.46 | 101.50 | 67.23 | 105.80 | 59.29 |
| Sm | 11.86 | 13.96 | 10.63 | 14.31 | 9.84 |
| Eu | 2.63 | 3.44 | 2.62 | 3.45 | 2.41 |
| Gd | 7.61 | 8.21 | 8.07 | 8.03 | 7.83 |
| Tb | 1.07 | 1.04 | 1.12 | 1.02 | 1.06 |
| Dy | 5.71 | 5.24 | 6.12 | 5.10 | 5.69 |
| Ho | 1.10 | 0.96 | 1.15 | 0.89 | 1.11 |
| Er | 3.12 | 2.69 | 3.12 | 2.51 | 2.99 |
| Tm | 0.44 | 0.36 | 0.45 | 0.33 | 0.46 |
| Yb | 2.85 | 2.25 | 2.80 | 2.09 | 2.92 |
| Lu | 0.45 | 0.36 | 0.46 | 0.33 | 0.47 |
| ΣREE | 379.46 | 496.57 | 331.33 | 519.37 | 299.79 |
| LREE | 357.11 | 475.46 | 308.04 | 499.07 | 277.27 |
| HREE | 22.35 | 21.11 | 23.29 | 20.31 | 22.52 |
| LREE/HREE | 15.98 | 22.53 | 13.23 | 24.58 | 12.31 |
| Sm/Nd | 0.15 | 0.14 | 0.16 | 0.14 | 0.17 |
| δEu | 0.86 | 0.98 | 0.91 | 0.97 | 0.82 |
| δCe | 0.84 | 0.89 | 0.83 | 0.92 | 0.92 |

中科院广州地化所 ICP-MS 分析结果，数据采用里德球粒陨石标准化(Masuda et al.,1973)

根据表7-3中列出的分析结果进行球粒陨石标准化后所得的稀土元素配分曲线如图 7-7。从中可见，不同脉岩的稀土元素配分曲线型式基本一致，均为轻稀土元素富集右倾斜型，负铕异常不明显（图 7-7）。

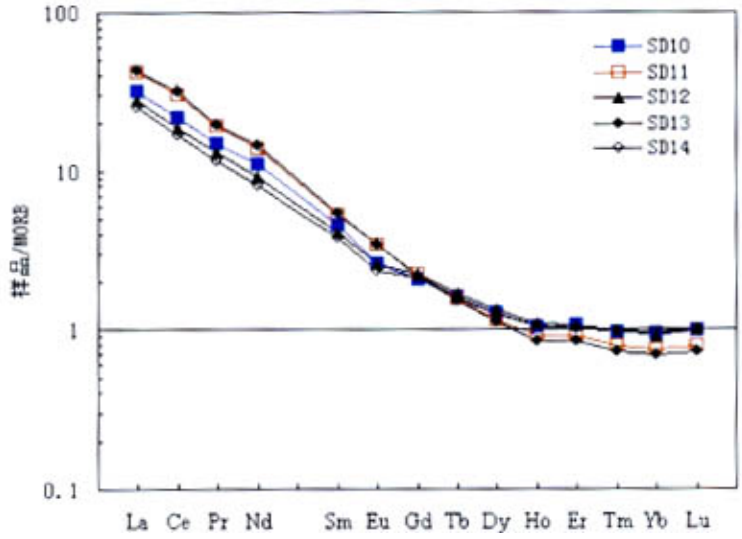



图 7-7 中基性脉岩/球粒陨石标准化稀土元素配分曲线

（标准化数据采用里德 6 个球粒陨石平均值，Masuda et al.,1973）

SD10-闪长岩；SD11-煌斑岩；SD12-煌斑岩；SD13-闪长玢岩；SD14-闪长玢岩

与大洋玄武岩稀土元素组成（图 7-8 中 Y 值为 1 的横线）相比，研究区的中基性脉岩具有强烈富集轻稀土元素、贫重稀土元素的特征（图 7-8），显示出与地幔来源物质的差异。

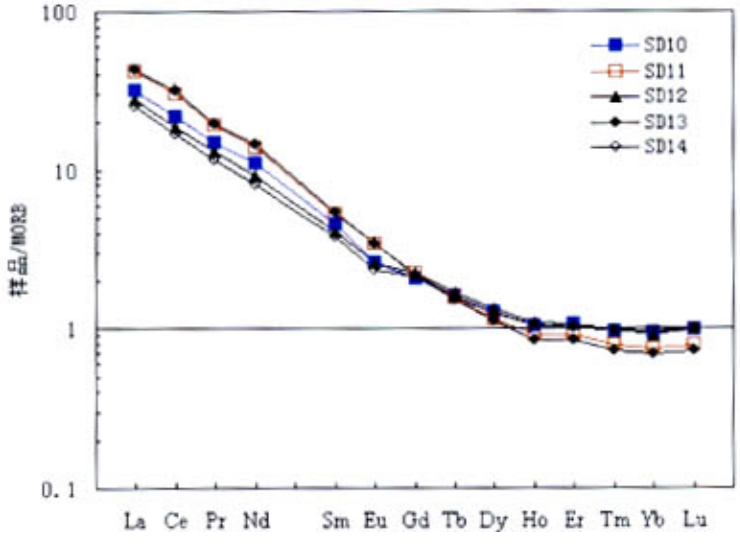



图 7-8 中基性脉岩稀土元素／MORB 标准化稀土元素配分曲线

（标准化数据根据 Sun and McDoungh，1989）

SD10-闪长岩；SD11-煌斑岩；SD12-煌斑岩；SD13-闪长玢岩；SD14-闪长玢岩

为进一步研究中基性脉岩与地壳成分的关系，作者分别比较了其与下地壳以及上地壳稀土元素组成的特征，如图 7-9、图 7-10 所示（图 7-9、图 7-10）。

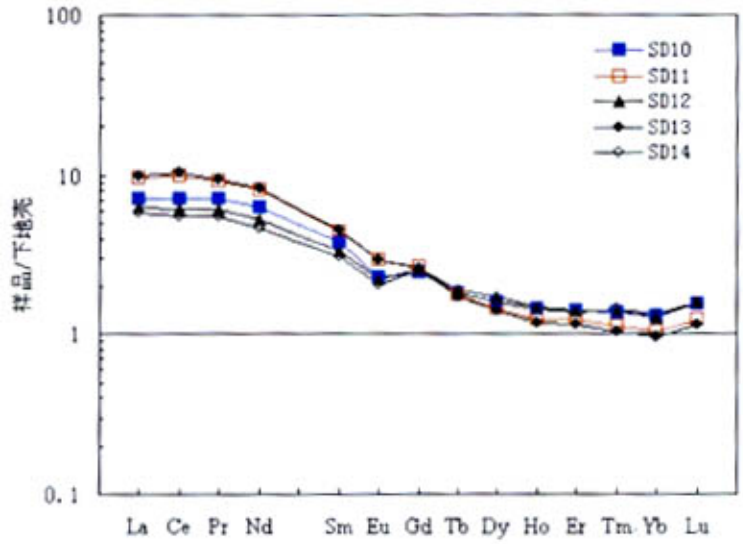



图 7-9 中基性脉岩稀土元素／下地壳标准化稀土元素配分曲线

（标准化数据根据 Taylor and McLennan，1985）

SD10-闪长岩；SD11-煌斑岩；SD12-煌斑岩；SD13-闪长玢岩；SD14-闪长玢岩

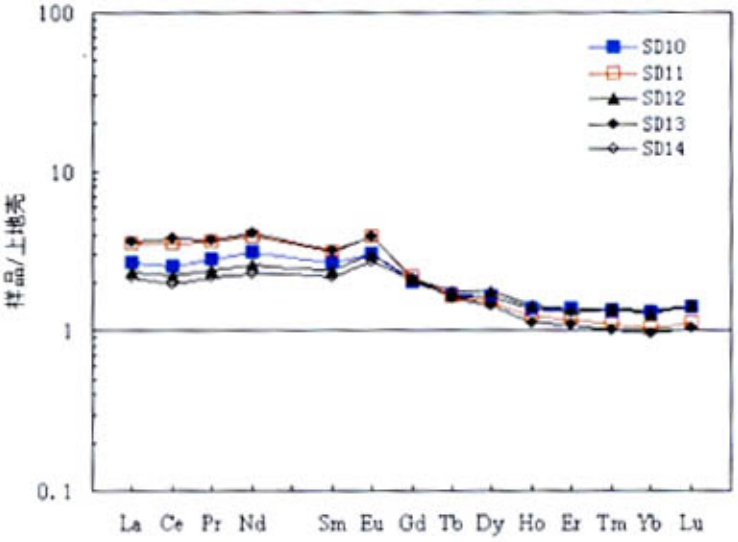



图 7-10 中基性脉岩稀土元素／上地壳标准化稀土元素配分曲线

（标准化数据根据 Taylor and McLennan，1985）

SD10-闪长岩；SD11-煌斑岩；SD12-煌斑岩；SD13-闪长玢岩；SD14-闪长玢岩

从图 7-8~图 7-10 可见，区内中基性脉岩的稀土元素形态最为接近上地壳稀土元素组成形态（Taylor and McLennan，1985），显示出两者物源上的紧密关系。

从图 7-7~图 7-10 还可见，根据稀土元素形态特征可把区内中基性脉分成 SD12、SD14 和 SD11、SD13 两组，后者以比前者富集轻稀土元素和贫重稀土元素为主要特征，揭示了后者来自于比前者更深的岩浆层（房）（见第五章相关论述），反映了这两组中基性脉空间分布与物源的关系（图 7-5）。

中基性脉岩的微量分析分别在中国科学院广州地球化学研究所和德国 Freiburg 大学矿物岩石地球化学研究所进行，分析结果见表 7-4（表 7-4）。

研究区不相容微量元素含量经大洋玄武岩（Sun and McDoungh，1989）标准化后的分配型式如图 7-11 和图 7-12 所示。从图可以看出，使用 ICP-MS 和 XRF 两种不同方法测试所得结果经数据标准化后的岩石分配型式基本相似。与大洋玄武岩(MORB)相比，中基性脉岩的不相容元素相对富集，尤其以 Sr、K、Rb、Ba 等大离子亲石元素(LILE)富集为显著特征。随元素相容性程度增加，高场强元素(HFS)的含量呈降低趋势，Ti、Y、Yb 等高场强元素出现亏损。

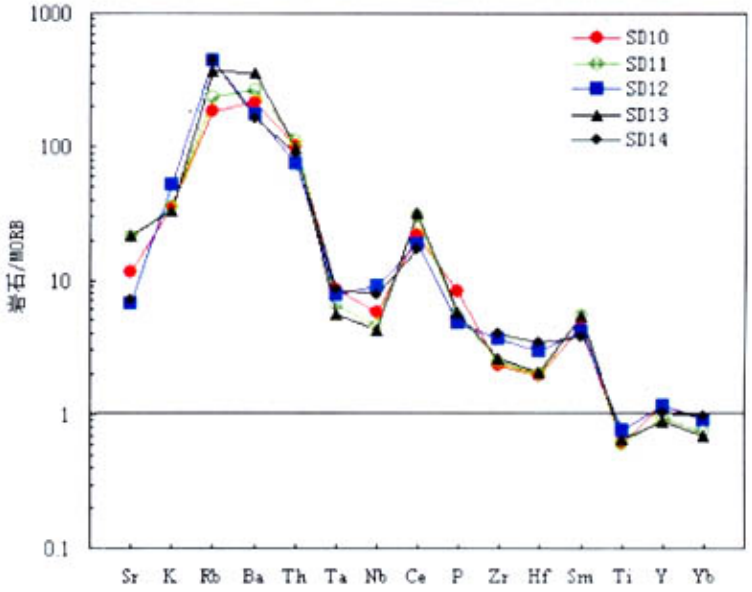



图 7-11 中基性脉岩微量元素／大洋玄武岩标准化不相容配分图

（ICP-MS 测试结果，标准化数据根据 Sun and McDoungh，1989）

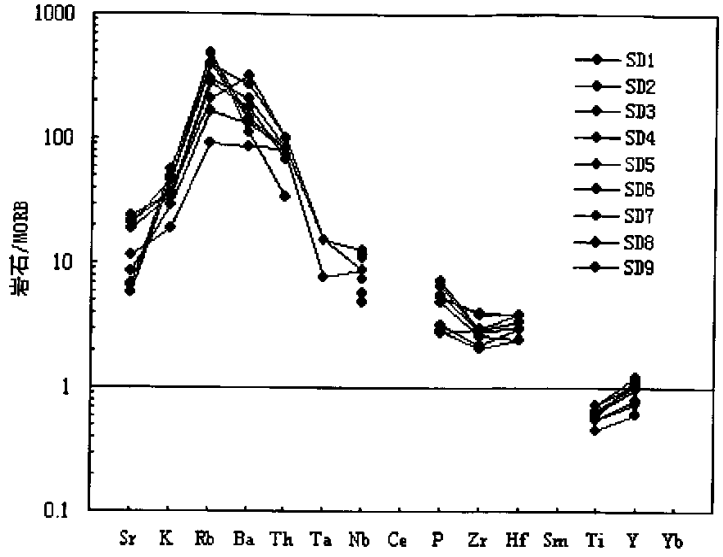



图 7-12 中基性脉岩微量元素／大洋玄武岩标准化不相容配分图

（XRF 测试结果，标准化数据根据 Sun and McDoungh，1989）

为与上地壳微量元素对比，作者选择了 Sr、Rb、Ba、Nb、Ce、Zr、Sm、Y、Yb 等元素经上地壳微量元素数据标准化后作出图 7-13。从图中可见，上述元素呈现有规律的“M”型形态，而且清晰地区分出 SD12、SD14 和 SD11、SD13 两组中基性脉岩（图 7-13）。

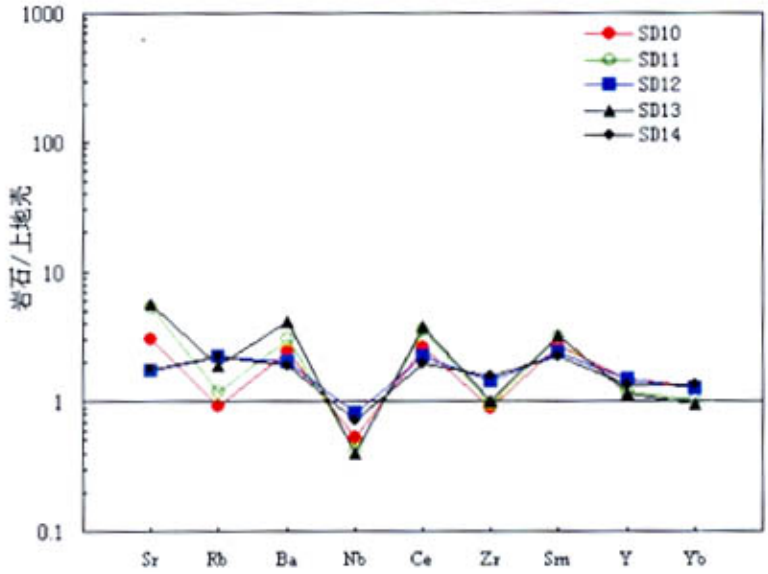



图 7-13 中基性脉岩微量元素／上地壳标准化不相容配分图

（ICP-MS 测试结果，标准化数据根据 Taylor and McLennan，1985）

中基性脉岩的 $Rb/Sr_{(XRF)}$=0.05～0.45，$Rb/Sr_{(ICP)}$=0.07～0.41；$Rb/Ba_{(XRF)}$=0.06～0.4，$Rb/Ba_{(ICP)}$=0.08～0.24；$Zr/Hf_{(XRF)}$=27～39，$Zr/Hf_{(ICP)}$=41.59～44.87；$Nb/Ta_{(ICP)}$=12.01～20.56（表 7-4）。与混合岩基体相比，中基性脉岩的 Rb/Sr 和 Rb/Ba 比值低于混合岩基体相应参数值，而且变化范围不大，显示出与经历高分异演化的花岗岩活泼微量元素相反的特征。然而不活泼元素对 Zr/Hf 和 Nb/Ta 却依然表现出与混合岩基体非常相近的微量元素比值。

综上所述，中、基性岩脉稀土元素和微量元素地球化学的测试结果揭示形成岩脉的中基性岩浆并非地幔岩浆分异的结果，而与上地壳物源有紧密的联系。

表 7-4 中基性脉岩的微量元素含量(单位：$*10^{-6}$)

| 样号 | SD1 | SD2 | SD3 | SD4 | SD5 | SD6 | SD7 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 取样位置 | PD01 | | PD01-3 | | | | PD01-1 |
| | 1035 | 1106 | 155 | 309.4 | 335.3 | 340 | 25.95 |
| Rb | 93 | 275 | 117 | 221 | 259 | 153 | 51 |
| Sr | 772 | 613 | 2089 | 510 | 588 | 1701 | 1035 |
| Ba | 810 | 691 | 1979 | 875 | 900 | 1111 | 526 |
| Th | 10 | 4 | 12 | 9 | 10 | 8 | 10 |
| U | 3 | 1 | 1 | 3 | 3 | 1 | 2 |
| Nb | 13 | 11 | 29 | 20 | 20 | 25 | 17 |
| Ta | < 5 | 0 | 2 | 1 | 2 | < 5 | 0 |
| Zr | 153 | 218 | 210 | 287 | 296 | 195 | 162 |
| Hf | 5 | 8 | 6 | 8 | 8 | 5 | 6 |
| Co | 36 | 16 | 31 | 15 | 15 | 30 | 31 |
| Ni | 207 | 25 | 148 | 22 | 22 | 118 | 160 |
| Cr | 345 | 44 | 239 | 47 | 48 | 218 | 292 |
| V | 146 | 99 | 154 | 126 | 131 | 155 | 141 |
| Sc | 17 | 12 | 20 | 14 | 14 | 21 | 14 |
| Ga | 16 | 19 | 16 | 18 | 18 | 16 | 16 |
| Cu | 22 | 11 | 27 | 9 | 10 | 17 | 19 |
| Pb | 7 | 14 | 47 | 19 | 17 | 16 | 7 |
| Zn | 63 | 50 | 87 | 76 | 99 | 68 | 62 |
| Y | 21 | 17 | 32 | 34 | 30 | 27 | 22 |
| Rb/Sr | 0.12 | 0.45 | 0.06 | 0.43 | 0.44 | 0.09 | 0.05 |
| Rb/Ba | 0.11 | 0.40 | 0.06 | 0.25 | 0.29 | 0.14 | 0.10 |
| Zr/Hf | 30.60 | 27.25 | 35.00 | 35.88 | 37.00 | 39.00 | 27.00 |

续表 7-4

| 样号 | SD8 | SD9 | SD10 | SD11 | SD12 | SD13 | SD14 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 位置 | 3 号孔 | | PD01 | PD01-3 | PD01 | PD01-1 | PD01-4 |
| Rb | 182.8 | 496.8 | 102.2 | 133.1 | 247 | 209.8 | 244.1 |
| Sr | 218 | 164 | 1043.3 | 1859.4 | 606.8 | 1969.9 | 626.6 |
| Ba | 1856 | 1927 | 1346.2 | 1675 | 1085.7 | 2287.2 | 1024 |
| Th | 1703 | 1308 | 12.27 | 13.11 | 8.865 | 11.56 | 10.67 |
| U | 12 | 10 | 2.404 | 2.227 | 1.949 | 1.736 | 2.038 |
| Nb | 2 | 2 | 13.21 | 10.31 | 20.56 | 9.805 | 17.72 |
| Ta | 26 | 28 | 1.1 | 0.837 | 1 | 0.713 | 1.105 |
| Zr | < 5 | < 5 | 169.6 | 181 | 272.7 | 190.2 | 295.8 |
| Hf | 215 | 213 | 3.98 | 4.04 | 6.077 | 4.144 | 7.113 |
| Co | 6 | 7 | 32.21 | 32.02 | 18.35 | 33.4 | 15.55 |
| Ni | 30 | 27 | 111 | 172.2 | 31.63 | 154.6 | 21.33 |
| Cr | 158 | 103 | 251.8 | 286.4 | 286.1 | 279.8 | 41.47 |
| Sc | 260 | 176 | 13.24 | 18.73 | 14.82 | 19.77 | 13.82 |
| Ga | 148 | 159 | 19.74 | 15.8 | 20.09 | 16.38 | 18.27 |
| Cu | 18 | 18 | 47.51 | 29.86 | 78.6 | 39.71 | 16.97 |
| Pb | 15 | 16 | 65.79 | 46.26 | 134.8 | 58.17 | 21.44 |
| Zn | 20 | 16 | 124.5 | 105 | 182.8 | 76.51 | 71.78 |
| Ti | 11 | 24 | 5512.5 | 5290.5 | 6827.3 | 5838.4 | 6654.9 |
| Mn | 68 | 73 | 1126.9 | 1212.8 | 1128.2 | 977.8 | 851.2 |
| Ge | 31 | 29 | 0.893 | 1.142 | 1.221 | 0.983 | 1.634 |
| Y | 0.12 | 0.09 | 31.97 | 26.09 | 32.56 | 24.9 | 29.07 |
| Rb/Sr | 0.13 | 0.13 | 0.10 | 0.07 | 0.41 | 0.11 | 0.39 |
| Rb/Ba | 35.83 | 30.43 | 0.08 | 0.08 | 0.23 | 0.09 | 0.24 |
| Zr/Hf | | | 42.61 | 44.80 | 44.87 | 45.90 | 41.59 |
| Nb/Ta | | | 12.01 | 12.32 | 20.56 | 13.75 | 16.04 |

注：SD1～SD9 为合作者 Christian Bratzdrum 使用 XRF 法分析结果，数据双方共享，SD10～SD14 为中国科学院广州地球化学研究所 ICP-MS 分析结果

# 第8章 上碌地区各类岩石的关系和成因探讨

上碌地区燕山不同期次的花岗岩、岩体边缘的混合岩、岩体内部的石英－萤石脉－方解石脉和各种中基性岩脉、切割早期花岗岩的大规模压扭性破碎带（F304）和断裂岩体内部各类中基性岩脉充填的张裂带等等，时间上都是发生于中生代，那么这种种的现象到底是同一地质过程的不同产物，还是多个不相关的独立过程产物的叠加？这是本章要讨论的问题。

## 8.1 有关花岗岩和混合岩成因的现有认识

传统的岩浆侵入说认为花岗岩浆形成于深部源区（通常认为是地表以下20km或更深），然后分离汇聚，并通过某种通道（主要是各种类型的断裂或裂隙）向上运移，最后在地壳浅部（一般在地表以下5km左右）定位形成岩体（Hutton et al.，1990；1992；Yoshinobu et al.，1998；Castro et al.，1998；Pressley et al.，1999；Brown et al.，1999；Rawlings et al.，1999；Wang et al.，2000；Harris et al.，2000；Moyen et al.，2001；Petford et al.，2000；Fowler，2001；张旗等，2001；刘家远，2001；Rosenberg，2004；Cortia et al.，2005；Clemens，2005；Wagner et al.，2006）。

如果断裂是岩浆向上运移的基本通道，那么在花岗岩活动区，断裂规模越大，沿断裂产出的岩体应该越数量多或规模越大；一个地区若不存在切割到深部源区的断裂，就意味着该区基本不存在岩浆上升的条件，从而也就不可能发生大规模的花岗岩浆活动。但事实是，地球表面上众多规模巨大的断裂，例如中国东部郯庐断裂（牛漫兰，2001），西亚的扎格罗斯和托罗斯断裂（陈国达等，1996）等等，并没有见到相应规模的花岗岩沿断裂带产出。相反，规模巨大的岩基，例如华南的九峰、大东山、佛冈等面积上千甚至数千平方公里岩基，周围并没有见到与其规模相适应的断裂（陈国能，1996）。

上碌地区出露规模最大断裂为北东向的F304断裂，破碎带宽达30m。该断裂切割了燕山早期岩体（图 3-1），破碎带后期发生过强烈硅化，但通过地表填图和在探洞内部对断裂带的详细研究（中山大学地球科学系，2003），均未见到晚

期的花岗岩沿该断裂破碎带充填。其实图 3-1 已经清楚显示，F304 破碎带的规模，不可能为体积巨大的花岗岩体提供定位空间。事实上，早有不少学者指出，沿断裂上升的岩浆所形成的岩体，其长轴应具大致平行断层线方向（Schmidt et al.,1995），但大部分花岗岩体的平面形态近似圆形、椭园形或不规则的面状形态，长轴与区域断裂的走向斜交或垂直，例如前述大东山、佛冈等岩基等，无法证明岩体的形成与断裂有直接的关联。

上磜岩体为复式岩体。对复式岩体的成因，不少学者认为是深部的岩浆沿断裂反复入侵的结果（林德松，1996）。问题是，即使早期地壳存在众多裂口，早期岩浆沿裂口入侵固结后，裂口就应被熔合或充填堵塞，不可能再为晚期深部岩浆的入侵提供通道和定位空间－除非在已经固结的早期岩体中开启有新的裂口。如图 7-1 所示，确实有岩浆沿断裂带贯入，而且贯入的是温度比花岗岩浆温度高得多的中基性岩浆，但这些入侵的岩浆没有造成围岩的熔融，而是严格被控制于破碎带的范围内，形成岩脉或岩墙。由此可见，复式岩体的早期岩体中，即使存在断裂，也不可能为晚期“定位”的岩体提供空间。事实上，陈国能及其同事（陈国能，1998，2005；陈国能等，1996；Chen and Grapes，2003）早已对岩浆侵入模型进行过严格的证伪，明确指出该模型不成立，因为该模型的三个部分（源区、通道、定位区间）中，前两部分不可观察，第三部分无法解决岩基但空间问题（陈国能，2005）。

与传统的岩浆侵入说不同，花岗岩的原地重熔模型（Chen Guoneng，1992；陈国能等，1996；Chen and Grapes，2003a；陈国能，2005）视上陆壳为封闭系统，认为花岗岩的形成是壳内物质随着系统熵的变化而从有序（原始岩石）到无序（熔体），再到新的有序（花岗岩）的结果；花岗岩是成层的，岩体只是壳内重熔层上界面（重熔界面）的突起部分，其大小与形态，反映的是重熔界面与现代剥蚀面的几何关系，与岩浆侵入量的多寡无关；多次重熔产生多层花岗岩；花岗岩层的“层序”上老下新；复式岩体是不同时期的重熔界面在同一空间显露的结果；岩体的边缘混合岩代表了重熔界面之上的部分熔融带（图 6-11）（陈国能等，1996；Chen and Grapes，2007）。这一理论为作者研究上磜地区上述各种地质体或地质现象的关联和成因提供了重要的思路和理论基础。

## 8.2 上磜花岗岩、混合岩和中基性岩脉的关联和成因

根据上述花岗岩的原地重熔模型，结合野外调查和前述对花岗岩、混合岩、中基性岩脉的各种矿物岩石学、地球化学、同位素测年等方面的资料，作者认为，上磜地区的地壳在中生代至少经历了两次重熔事件。第一次发生于中侏罗世，导致了全岩钾氩年龄为 156Ma 花岗岩和其上混合岩带的形成。野外观察到的混合岩与本期花岗岩接触关系的渐变过渡（图 6-3，图 8-1），以及两者在地球化学方面的相关性（见第六章），证实两者确实是同一热事件的产物（图 6-11）。



图 8-1 混合岩（照片中上部）与岩浆花岗岩（下部）的过渡关系

燕山早期岩体形成之后，被后期的断裂切割，其中规模最大的断裂为 F304。该断裂为北东东方向的压扭性断裂（图 3-1），但同时发育了众多的张性或张扭性断裂，后者为早期深部中基性岩浆的入侵提供了通道和空间，从而形成了早期的中基性岩脉（群）（图 7-3）。在这些岩脉形成之后和燕山晚期岩体形成之前，岩脉显然经受过挤压破碎，因而在其内产生了众多的裂隙（图 7-3）。

本区第二次的陆壳熔融（重熔）事件发生于晚白垩世。本次熔融事件发生于早期已经固结的花岗岩层内，形成了全岩钾氩同位素年龄为 85.5Ma 的上磜复式岩体中的晚期岩体。晚期岩浆固结过程中产生的富挥发组分（$F_2$、$CO_2$）等的残余熔体聚集于熔融层的顶部，形成了早、晚期岩体间的伟晶岩壳（图 3-5）；晚期

岩浆结晶分异出的气液流体沿上方早期岩体中的断裂或裂隙贯入，形成了各种石英－硫化物脉和石英－萤石－方解石脉（图 3-7），并造成了离源区（晚期重熔界面）较远的断裂破碎带岩石的硅化（图 3-6）。

晚期岩体固结过程中，可能是由于冷却收缩或区域应力的作用，岩体内产生了众多北西向的拉裂带。拉裂带形成后，来自深部的中基性岩浆沿带贯入，形成了晚期的中基性岩脉群（图 7-4）。

上述整个过程的理论模式如下图所示（图 8-2）：

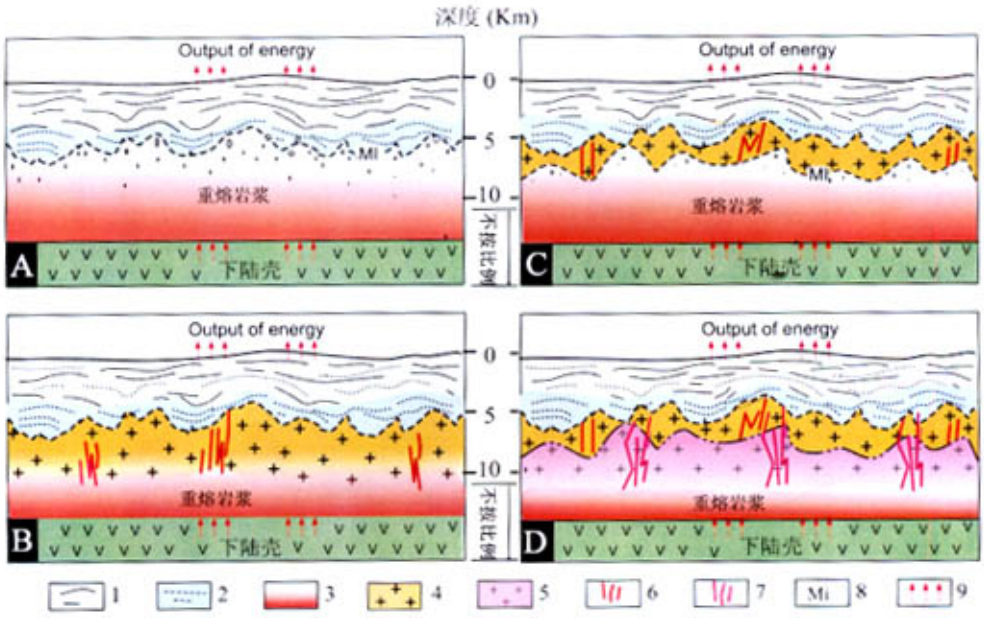



图 8-2 研究区内各类岩石的关系及成因模型（据 Chen et al.，2003 改编）

1. 未熔融的岩石地层；2. 燕山早期重熔层上方的部分熔融带，固结后成为混合岩；3. 重熔岩浆，颜色向下变深表示基性度向下增加；4. 燕山早期重熔层上方固结形成的早期花岗岩（$\gamma_5^2$）；5. 燕山晚期重熔层上方固结形成的晚期花岗岩（$\gamma_5^3$）；6. 燕山早期的中基性岩脉；7. 燕山晚期的中基性岩脉；8. 早期/晚期重熔界面（重熔层上界面）；9. 中生代熔融系统的能量输入（下方）和输出（上方）方向

**子图说明**

A：示燕山早期的重熔事件，重熔界面之上为部分熔融带，固结后形成混合岩；

B：重熔界面下降，熔融层自上而下结晶，形成燕山早期的花岗岩，下方未固结

的偏基性岩浆沿着上方因冷却收缩而产生的张裂缝向上入侵，形成早期的中基性岩脉；

C：系统内能升高而导致重熔界面在燕山晚期再度上升，燕山早期形成的花岗岩层下部再度熔融；

D：晚期重熔层固结，形成燕山晚期花岗岩，但是尚未固结的重熔层下部偏基性岩浆沿上覆固结层中产生的张裂入侵，形成晚期的中基性岩脉群。

前面章节已经述及，由于原地重熔过程中产生的富铁镁（以及富轻稀土）的残余熔渣，在重力作用下总是向岩浆房（层）下方运移，这意味着壳内重熔岩浆层中下部的岩浆应该是富 Fe、Mg、Ca、Ti 以及 LREE 等元素的中性或中基性岩浆。换言之，本区的中基性岩脉有可能来自壳内重熔层的中下部而不是来自地幔或下陆壳，亦即随着每一次重熔岩浆层从上而下的固结过程（Chen et al，2003；Chen and Grapes，2007），随着重熔界面位置的下降，未固结的深部岩浆的性质越来越偏基性，另一方面，重熔层上方已固结的部分因为冷却收缩而产生内部拉裂，从而为深部未固结的中基性熔体的入侵提供了通道和存储空间，由此形成了众多的中基性岩脉。中基性脉岩稀土元素含量在混合岩基体的稀土元素含量变化范围之内，配分曲线无明显铕异常和强烈右倾的特征，在此可以得到合理的解释。此外，本区的中基性脉岩具轻微负 Ce 异常，而地幔岩浆过程不可能产生 Ce 异常（Schreiber et al.,1980），所观测到的 Ce 异常往往归咎于地表组分参与成岩过程。曾令森等(2005)的研究表明，沉积岩发生部分熔融所产生熔体参与岩浆最终可以导致具有 Ce 异常的基性岩浆生成。

课题合作者 Christian Bratzdrum（2005）根据 Righter (1996)提出的金云母和熔体之间 $TiO_2$ 平衡系数与温度之间的关系，计算出中基性岩脉的形成温度为 1050°C-905°C，并运用 Johnson 等（1989）给出的角闪石压力关系经验公式：得出中基性岩浆的形成压力为 4.98(± 0.37) kbar，相当 17.42 (± 1.31) km 深。

上磏岩体在区域上只是一个点，从较大的范围看待上述现象可能有助于我们理解上述过程。图 8-3 给出了中国科学院地球物理研究所从连县－博罗－港口的人工地震剖面的位置（尹周勋等，1999；滕吉文等，2000）及沿线地质略图。地震剖面线经过了多个燕山早期和晚期的花岗岩体，以及多条区域性断层（图 8-3）。

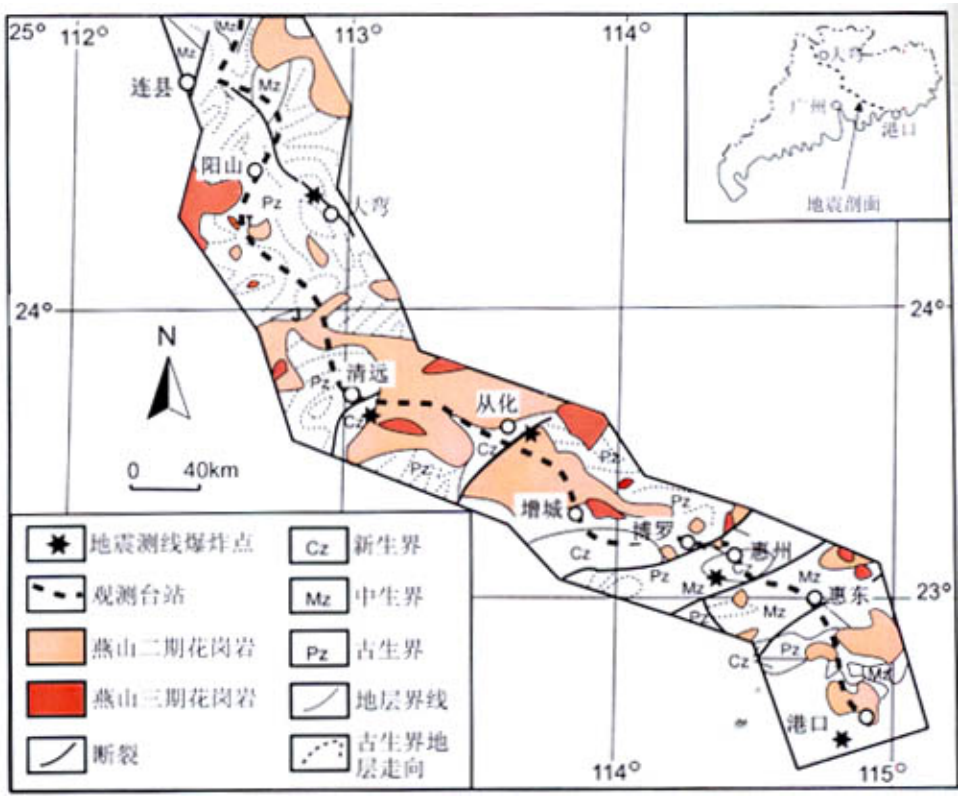



图 8-3 连县－博罗－港口人工地震剖面位置及沿线地质简图

（地震剖面线资料据尹周勋等，1999；滕吉文等，2000）

根据人工地震资料（尹周勋等，1999；滕吉文等，2000），图 8-3 中的沿线地壳在 15-20km 深度存在壳内低速层（Vp=5.80km/s）（图 8-4）。从图 8-4 尚可见到：

① 在低速层之上，地震波速向下逐渐增大，表明岩石的密度向下逐渐增加；

② 在约 8km 深度之下，波速界面起伏平缓或近于水平，表明在此深度之下的岩石物质组成在横向上相对均一；

③ 8km 深度之上，地震界面起伏强烈，而且在花岗岩体的出露部位，地震界面均向上凸起；地震界面起伏特点，与根据地表地质资料勾画的重熔界面波动形态由极好的吻合性，显示地震资料能够准确地揭示重熔界面位置和形态。因此 Vp=6.0km/s 和 6.1km/s 的两个界面，极有可能为燕山晚期形成的两个不同深度的重熔界面。

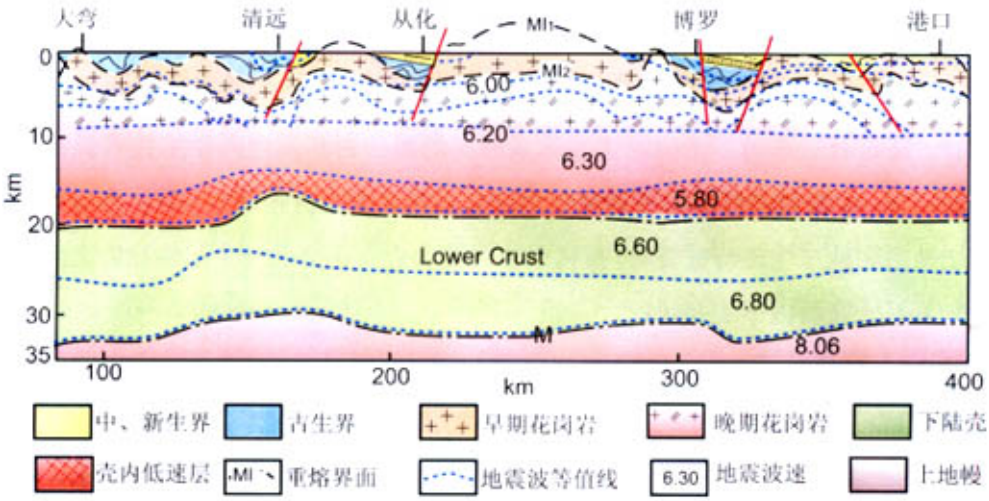



图 8-4 连县－博罗－港口人工地震剖面（速度单位: km/s）及地壳结构的重新解译

（地震资料据尹周勋等，1999）

壳内低速层之上的硅铝层平均厚度约 16km，纵波速度 4.72-6.39km/s，包括各个地质时代的盖层和基底及花岗岩类岩石。硅镁层平均厚度约 14km，纵波速度 6.6km/s

图 8-4 对图 8-2 上礤地区各种地质现象的揭示模型提供了重要的指出，证实：

① 陆壳重熔层的固结确实是自上而下，本区上陆壳重熔层的底部到目前尚未完全固化，壳内低速层的存在就是证据；

② 本区地壳由多次重熔形成的多层花岗岩组成；重熔层上方原始岩石物质组成的差异，致使熔融后产生的重熔花岗岩层在横向上的物质组成也是不均一的，此为重熔界面波动起伏的原因，也是地壳上方的地震界面波动起伏的原因；

③ 重熔过程导致铁镁组分向下汇聚，造成重熔层下方形成富铁镁的熔体，固结后形成密度较大的岩石，因而地震波速从重熔花岗岩层顶部向下递增。从而也说明本区的中基性岩脉的物质有可能来自壳内重熔层的中下部，相当于地震剖面上波速 6.0－6.30km/s 以及 5.80km/s 的区间。由此可以解释为何本区的同期岩脉岩性多样（辉长岩、辉石闪长岩、二长岩、闪长岩等）。

# 第9章 结 论

通过对广东博罗上磜花岗岩体及相关的混合岩和其内的中基性岩脉的野外地质学、矿物岩石学和岩石地球化学等方面的全面分析和研究，并结合研究区区域地质和地球物理特征资料，探讨了该区混合岩－花岗岩－中基性脉岩之间的演变关系，获得以下主要认识：

1. 上磜花岗岩体为燕山早期和燕山晚期两期岩体组成的复式岩体，全岩钾氩同位素年龄分别为 156Ma 和 85.5Ma。两期岩体岩性差别不大，但早期岩体中常见混合岩捕虏体和暗色包体，而晚期岩体中则甚少见。早期岩体中发育有规模巨大的硅化断裂破碎带，但硅化带没有进入到下方的晚期岩体中。两期岩体接触界面上，常分布有厚度不等的伟晶岩壳。在伟晶岩壳上方的早期岩体中，见有石英硫化物和石英－萤石－方解石脉沿早期岩体的断裂或裂隙充填。石英－萤石－方解石脉矿物组成自脉壁向中心呈规律性变化除了证实伟晶岩壳之下确实为晚期岩体外，同时证实岩浆结晶分异产生的气相物质的成分，随系统温度下降而不断变化，碳酸盐气体是系统分异到最后阶段的产物。沿断裂向上，破碎带中的热液充填物（石英、萤石等）逐渐消失，断裂破碎带表现为不同程度的硅化。由此可见，晚期岩体的结晶分异过程不但形成了接触界面上的伟晶岩壳，而且导致了众多石英－萤石－方解石脉沿早期断裂带或其他类型的裂隙充填，以及造成了破碎带岩石发生不同程度的硅化。岩体地表出露部分相带明显，可分细粒或细粒似斑状花岗岩边缘相和中粒或中细粒花岗岩中心相；
2. 花岗岩样品 $SiO_2$ 含量均大于 75（wt%），变化在 75.41~79.48%之间，高于戴里花岗岩和中国酸性岩的平均值。$SiO_2$ 含量与 $TiO_2$、$Al_2O_3$、$Fe_2O_3$、CaO 含量大体呈负相关关系。探洞样品的 ALK 值>8，Na / K 值<1，铝指数（A/CNK）小于 1.，分异指数（DI）的变化范围为 97.56~98.33，SI 值<0.6，表明上磜早、晚期岩体的成岩物质均为地壳来源，而且经过高度分异。各样品的 CIPW 标准矿物非常接近，不少样品出现了刚玉标准矿物（<1 wt%），但所有的样品均出现紫苏辉石标准矿物，表明其非

过铝花岗岩。($Na_2O+K_2O$)-$SiO_2$ 岩石分类和 Q—A—P 图解表明上磡花岗岩的岩石类型为亚碱性的钾长花岗岩。根据克里金内插原理对平洞花岗岩化学成分空间变化趋势分析，岩体的化学组成在横向上显示出明显的变化，表明形成岩体的熔体并不是均一体系，这是由于卷入熔融或重熔的地壳的岩石的横向差异所造成的重熔层物质组成的横向变化。钻孔 Zk2002 中 F304 破碎带上方各种组分在垂深方向上的变化不大，表明早期岩体的剥蚀深度不大，而断裂带下方岩石化学的数据点分散，说明钻孔可能仅仅揭露到晚期岩体顶端，未能揭示出重熔层垂深方向上的成分演变规律；

3. 钻孔 Zk2057 揭示早、晚两期岩体轻、重稀土及稀土总量均相差甚大，早期岩体比晚期岩体高含量 4—5 倍。早、晚两期岩体显示同样的变化规律，在同一期岩体中，LEEE、HREE、ΣREE 和 LREE / HREE 比值自上而下升高，说明轻稀土比重稀土更具有向下富集的趋势。早、晚两期岩体的稀土元素配分曲线与华南大部分复式岩体稀土元素配分曲线的变化规律基本一致，证实上磡复式岩体的确实有可能是该区地壳发生多次重熔的结果；
4. 花岗岩的大离子亲石元素对 Rb/Sr 和 Rb/Ba 比值远高于混合岩脉体相应参数值，而且变化范围相当大，反映了花岗岩经历了高程度的分异演化作用。不活泼元素对 Zr/Hf 和 Nb/Ta 比值却表现出与混合岩脉体非常相近的微量元素比值，充分说明了花岗岩和混合岩脉体物质成分的继承关系。Rb、U、Ta、Zr、Hf、Ni、Cr、Sc、Ga、Cu、Pb、Zn、Ti、Mn、Ge、Y 等微量元素含量，在早、晚期岩体中表现出同样的变化规律，即两者均自上而下升高或降低，但由小部分元素，包括 Sr、Ba、Th、Nb 和 Co，在早、晚期岩体中表现为相反的变化趋势，即当早期岩体中的含量从上而下升高时，晚期岩体则向下降低，反之亦然；
5. 混合岩与花岗岩呈协调的过渡关系。不同构造的混合岩之间没有截然界线，而且相互穿插。混合岩脉体的 $SiO_2$ 含量比基体的高，而 Fe、Mg、Ti 的含量则无例外地是基体比脉体高；Ca 和全碱 ALK（$Na_2O+K_2O$）含量则变化不定。$SiO_2$ 与 $TiO_2$、$Fe_2O_{3tot}$、MgO 之间存在明显的负相关关系。ZK2057 混合岩中的基体从上而下 Fe、Mg、Ti 的含量降低的现象，

意味着随原始岩石熔融程度的增加，铁镁组分向外扩散，同时也意味着岩石熔融时，温度是从上而下逐渐升高。混合岩基体具有比脉体高的ΣREE、LREE 含量和 LREE/HREE 比值，表明在岩石部分熔融中，稀土元素富集于残余熔渣。混合岩脉体和基体的稀土元素配分曲线均存在负铕异常，表明混合岩在形成过程中存在分异作用，而且具有分异程度越高，δEu 值越大的趋势。与脉体（熔出物）的配分曲线相比，基体（熔渣）的配分曲线右倾趋势明显，表明基体富集轻稀土。混合岩全岩的稀土配分曲线向下逐渐变平的现象，显示出岩石的熔融程度向下递增、稀土尤其是轻稀土富集的混合岩基体逐渐解体。混合岩中的微量元素含量，不同的样品差异大，而且含量的变化在脉体和基体之间没有固定的变化方向。基体的大离子亲石元素对 Rb/S，Rb/Ba 比值和不活泼元素对 Zr/Hf，Nb/Ta 比值均高于脉体的相应参数值；

6. 中、基性脉岩走向北西。根据野外地质现象及关系，可分早、晚两期岩脉。脉岩 $SiO_2$ 含量的变化范围在 47.67~57.16%；DI 值较低，变化范围在 34.42－65.14 之间，表明岩浆演化程度较低；A/CKN 值均小于 1.1。脉岩轻、重稀土元素分馏强烈，无 Eu 异常或轻微负 Eu 异常和弱负 Ce 异常。脉岩的稀土元素配分曲线型式均为轻稀土元素富集右倾斜型，负铕异常不明，显示出与大洋玄武岩稀土元素配组成的显著差异。与大洋玄武岩(MORB)相比，中基性脉岩的不相容元素相对富集，尤其以 Sr、K、Rb、Ba 等大离子亲石元素(LILE)富集为显著特征。随元素不相容性程度降低，高场强元素(HFS)的含量呈降低趋势，Ti、Y、Yb 等高场强元素出现亏损。根据稀土元素形态特征以及微量元素上地壳标准化曲线同样可区分出早、晚两期中基性脉岩。
7. 上磜地区的地壳在中生代至少经历了两次重熔事件。第一次发生于中侏罗世，导致了全岩钾氩年龄为 156Ma 花岗岩和其上混合岩带的形成。燕山早期岩体形成之后，被后期北东东方向的压扭性断裂切割，规模最大的断裂为 F304。同时发育了众多的张性或张扭性断裂，为早期深部中基性岩浆的入侵提供了通道和空间，从而形成了早期的中基性岩脉（群）。区内第二次的陆壳熔融（重熔）事件发生于晚白垩世，形成了全岩钾氩同位素年龄为 85.5Ma 的晚期岩体。晚期岩浆固结过程中产生的富挥发

组分聚集于熔融层的顶部，形成了早、晚期岩体间的伟晶岩壳；晚期岩浆结晶分异出的气液流体沿上方早期岩体中的断裂或裂隙贯入，形成了各种石英－硫化物脉和石英－萤石－方解石脉，并造成了离源区（晚期重熔界面）较远的断裂破碎带岩石的硅化。晚期岩体固结过程中，岩体内产生了众多北西向的拉裂带。来自深部的中基性岩浆沿带贯入，形成了晚期的中基性岩脉群。

8. 区域地质和地球物理特征资料研究表明，陆壳重熔层的固结自上而下，本区上陆壳重熔层的底部到目前尚未完全固化。区内地壳由多次重熔形成的多层花岗岩组成；重熔层上方原始岩石物质组成的差异，致使熔融后产生的重熔花岗岩层在横向上的物质组成也是不均一的，此为重熔界面波动起伏的原因，也是地壳上方的地震界面波动起伏的原因；重熔过程导致铁镁组分向下汇聚，造成重熔层下方形成富铁镁的熔体，固结后形成密度较大的岩石，因而地震波速从重熔花岗岩层顶部向下递增。从而也说明本区的中基性岩脉的物质有可能来自壳内重熔层的中下部，相当于地震剖面上波速 6.0－6.30km/s 以及 5.80km/s 的区间。

# 参考文献


1. 陈斌，黄福生. 粤西云炉地区混合岩的成因研究. 地质学报，1994，68（3）：231-240.
2. 陈国达. 地洼学说——活化构造及成矿理论体系概论. 湖南：中南工业大学出版社出版, 1996.
3. 陈国能，曹建劲，张珂. 原地重熔与元素地球化学场. 北京:地质出版社, 1996.
4. 陈国能，原地重熔——中国东南地洼区中生代花岗岩的重要形成途径，大地构造与成矿学. 1989, 13(2)：136－149.
5. 陈国能. 关于花岗岩成因研究的若干问题. 大地构造与成矿学，1990，14(2):185-189.
6. 陈国能. 关于花岗岩岩石包体的成因及岩基的定位问题. 高校地质学报，1998a, 4(3):346-349.
7. 陈国能. 花岗岩成因与成矿理论研究进展. 地球科学进展，1997，4(3):140-144.
8. 陈国能. 论岩石成因与岩石循环. http://www.paper.edu.cn/，2005.
9. 陈国能. 元素地球化学场及其地学意义. 地球化学, 1998b, 6:
10. 陈国能. 中国东南地洼区上陆壳多次重熔的效应和机制. 大地构造与成矿学, 1993, 2:191-198.
11. 陈国能. 中国东南地洼区中生代陆壳重熔的构造过程和地质效应. 大地构造与成矿学, 1991, 1:31-40.
12. 陈国能等. 原地重熔及其地质效应. 中山大学学报（自然科学版），2001, 40(3):95-97.
13. 陈培荣, 章邦桐. A 型花岗岩类研究综述. 国外花岗岩类地质与矿产, 1994, 4:9-14.
14. 陈毓川, 裴荣富, 张宏良, 等. 南岭地区与中生代花岗岩类有关的有色及稀有金属矿床地质. 北京:地质出版社, 1989
15. 陈忠权，吴甲添，黄继春. 永固岩体的地质地球化学特征，同位素年龄及就位机制. 广东地质，2004，2：1-7.
16. 程裕淇，高吉凤，万渝生，等. 河北平山小觉地区阜平岩群中三种岩类深熔现象的岩相学特征. 地质论评，2001，47（1）：1-8.
17. 程裕淇，高吉凤，万渝生，等. 河北平山小觉地区新太古代阜平岩群中变质岩所显示深熔改造的一些岩相学特征. 中国地质，2000b，27（12）：14-16.
18. 程裕淇，高吉凤，万渝生，等. 河北平山阜平群两种岩石类型的初步熔融实验及其启示. 中国地质，1998，25（3）：18-22.
19. 程裕淇，高吉凤，万渝生. 河北平山晚太古代阜平群一些主要变质岩类深熔特征的初步研究. 见：中国国家计划委员会等编，献给第三十届国际地质大会地质科学论文集. 北京：中国经济出版社，1996：273-283.

20. 程裕淇，万渝生，高吉凤. 河北平山小觉地区阜平群变质作用和深熔作用同位素年代研究的初步报道. 地质学报，2000a，74（2）：30-37.
21. 邓尚贤, 王江海, 孙敏. 湖北省罗田凤凰关混合岩浅色体的类型及其锆石 U-Pb 年龄. 地球化学, 1997, 26(2):75-86.
22. 地矿部南岭项目花岗岩专题组. 南岭花岗岩地质及其成因和成矿作用. 北京：地质出版社. 1989：335～372.
23. 董申保. 五十年来中国花岗岩研究的回顾与展望. 见:王鸿祯主编. 中国地质科学五十年. 武汉:中国地质大学出版社, 1999:123-130.
24. 高吉凤. 河北平山晚太古代阜平群中主要变质岩类及其深熔产物的稀土地球化学初步研究. 岩石学报，1997，13（3）:418-426.
25. 葛小月，李献华，周汉文. 琼南晚白垩世基性岩墙群的年代学、元素地球化学和 Sr-Nd 同位素研究. 地球化学, 2003，32(1):11-20.
26. 广东省地质局，中华人民共和国地质图说明，惠阳幅，1：20 万，1964.
27. 广东省地质局肇庆地质大队. 广东某地含铌钽花岗岩矿田地质特征. 见：全国稀有元素地质会议论文汇编小组编. 全国稀有元素地质会议论文集（第二集）. 北京：地质出版社. 1974.
28. 广东省地质矿产局. 广东省区域地质志. 北京：地质出版社. 1988.
29. 广东省工程防震研究院. 广东省惠州抽水蓄能电站工程场地地震安全性评价报告. 2002.
30. 广东省水利电力勘测设计研究院. 广东省惠州抽水蓄能电站工程可行性研究报告. 2001.
31. 胡恭任，于瑞莲，刘丛强. 江西省金溪—南城混合岩和花岗岩的岩石地球化学及同位素地球化学研究. 岩石矿物学杂志，2001，20（2）：103-111.
32. 胡瑞忠，金景福. 贵东花岗岩中煌斑岩的成因. 矿物岩石，1990，10(4):1-7.
33. 湖南省地矿局. 诸广山复式岩体的成因、演化及其与成矿作用的关系（内部报告），1984
34. 黄标，孙明志，武少兴，等. 武夷山中段加里东期混合岩的特征及成因讨论. 岩石学报，1994，10（4）:427-439.
35. 贾大成, 胡瑞忠, 谢桂青. 湘东北中生代基性岩脉微量元素地球化学特征及岩石成因. 地质地球化学, 2002a, 30(3):33-39.
36. 贾大成, 胡瑞忠, 谢桂青. 湘东北中生代基性岩脉岩石地球化学及构造特征. 大地构造与成矿学, 2002b, 26(2):179-184.
37. 贾大成, 胡瑞忠, 谢桂青. 湘东北中生代基性岩脉岩石地球化学特征. 矿物岩石, 2002c, 22(3):37-41.
38. 江西省地质矿产局. 江西省区域地质志. 北京：地质出版社，1984:602-628.

39. 李昌发. 广州地区混合岩的基本特征. 广东地质, 1991, 6(1):17-31.
40. 李统锦等. 西藏花岗岩实验. 地球化学, 1981, 3 213-219。
41. 李献华，胡瑞忠，饶冰. 粤北白至纪基性岩脉的年代学和地球化学. 地球化学，1997，26(2):14-31.
42. 李献华. 诸广山岩体内中基性岩脉的成因初探:Sr、Nd、O 同位素证据. 科学通报，1990, 35(16):1247-1249.
43. 廖忠礼, 莫宣学, 潘桂棠, 等. 过铝花岗岩的研究动向和进展——兼论西藏过铝花岗岩. 沉积与特提斯地质, 2004, 24(2):22-29.
44. 林德松. 华南富钽花岗岩矿床. 北京：地质出版社. 1996.
45. 林德松. 栗木矿田花岗岩的稀土分布模式. 矿产地质研究院学报，1985，4:109-116.
46. 林广春. 花岗岩中镁铁质微粒包体研究综述. 南方国土资源, 2003, 1:16-18.
47. 林强, 葛文春, 马瑞, 等. 地壳岩石的失水熔融实验. 长春科技大学学报. 1999, 29, 3:209-214.
48. 林强, 吴福元. 花岗岩块状样品的熔融实验研究. 地球化学. 1993, 4:356-362.
49. 林小明, 陈国能. 从离子半径变化看元素地球化学场中的成矿分带. 中山大学学报(自然科学版), 2002, 41(5):91-94.
50. 刘辉东, 郭良田, 洪裕荣. 大陆韧性走滑在粤西的表现——粤西云开地区深成侵入岩片麻理成因新探. 矿产与地质, 2005，19(5):533-536.
51. 刘家远，王容嵘. 区域变质—混合岩化—花岗岩形成连续演化的模式. 桂林冶金地质学院学报，1990，10(2):109-117.
52. 刘家远. 关于花岗岩类形成作用概念的讨论. 桂林工学院学报, 2001，21(1):35-41.
53. 刘家远. 再论花岗岩的成因分类. 河北地质学院学报，1989，12(2)：134-149.
54. 刘家远. 关于花岗岩类形成作用概念的讨论. 桂林工学院学报，2001，21（1)：35-41.
55. 刘景波，游振东. 秦岭群中条带状混合岩质量等比线分析. 岩石学报，1997, 13(3):427-438.
56. 刘景波. 秦岭群条带状混合岩矿物空间分布的研究. 现代地质，1991，5（3）:320-329.
57. 楼法生, 舒良树, 等. 江西武功山穹隆花岗岩岩石地球化学特征与成因. 地质论评, 2002, 48(1):80-88.
58. 卢欣祥. 秦岭花岗岩揭示的秦岭构造演化过程——秦岭花岗岩研究进展. 地球科学进展, 1998, 13(2):213-214.
59. 马浩明，陈国能，彭卓伦等. 广东上磜复式花岗岩体地质特征及形成机制. 中山大学学报（自然科学版），2006, 45(2):105-108.
60. 马莫 V. 花岗岩岩石学与花岗岩问题. 北京：地质出版社, 1979:1-255.
61. 莫柱荪. 花岗岩化理论在中国的传播与发展. 广东地质, 1996, 11, 1:9-14.
62. 南京大学地质系. 华南不同时代花岗岩类及其与成矿关系. 北京:科学出版社, 1981.

63. 牛漫兰. 郯庐断裂带中南段岩浆活动与深部过程: [博士学位论文]. 安徽: 合肥工业大学, 2001.
64. 彭卓伦, 陈国能, 庄文明等. 华南花岗岩暗色微粒包体的地质特征及来源探讨. 中国科技论文在线 http://www.paper.edu.cn, 2005.
65. 彭卓伦. 花岗岩中的非均一暗色微粒包体及其成因研究: [博士学位论文]. 广州: 中山大学, 2006.
66. 全国同位素地质年龄数报汇编小组. 全国同位素地质年龄数据汇编. 1975.
67. 舒良树, 王德滋. 江西武功山中生代变质核杂岩的花岗岩类 Nd-Sr 同位素研究. 南京大学学报(自然科学版), 2000, 36(3):306-311.
68. 宋新华, 周珣若, 吴国忠. 邓阜仙花岗岩熔融实验研究. 地质科学, 1988, (3):247-258.
69. 孙恭安, 史明魁, 张宏良, 等. 大吉山花岗岩体岩石学、地球化学及成矿作用的研究. 见: 宜昌地质矿产研究所. 南岭地质矿产科研报告集. 武汉: 中国地质大学出版社, 1989.
70. 涂光炽等. 西藏南部花岗岩类地球化学. 北京: 科学出版社. 1982.
71. 王昌烈, 罗仕徽, 胥友志, 等. 柿竹园钨多金属矿床地质. 北京:地质出版社, 1987.
72. 王德滋. 微粒花岗岩包体的成因. 桂林冶金地质学院学报, 1992, 3:225-240.
73. 王德滋, 周新民. 中国东南晚中生代花岗质火山-侵入杂岩成因与地壳演化. 北京:科学出版社, 2002.
74. 王江海, 涂湘林, 孙大中. 粤西云开地块内高州地区深熔混合岩的锆石 U-Pb 年龄. 地球化学, 1999, 28(3):231-238.
75. 王江海, 杨问华, 吴金平. 鄂东北大别杂岩中混合岩形成的动力学机制. 地质学报, 1994, 68(4):308-323.
76. 王江海, 游振东, 韩郁昔, 等. 鄂东北大别杂岩中深熔混合岩存在的地质地球化学证据. 地球化学, 1995, 24(4):359-367.
77. 王联魁, 黄智龙. Li-F 花岗岩液态分离与实验. 北京: 科学出版社, 2000.
78. 王联魁, 沙连堃, 徐文新, 等. 论花岗岩建造与系列. 广州: 广东科技出版社, 2003.
79. 王联魁, 赵斌. 关于花岗岩类高温高压实验研究概况. 地质地球化学, 1986, 11:24-28.
80. 王联魁, 朱为芳, 张绍立. 华南花岗岩两个成岩成矿系列的演化. 地球化学, 1982, 4:329-339.
81. 王联魁等. 南岭花岗岩熔化实验. 中国科学, 1979, 2, 185-194
82. 王强, 邱家骧, 王人镜. 大别山花岗质岩浆的形成: 脱水或含自由水体系的熔融—以天堂寨和九资河花岗岩为例. 地质学报. 2000, 74, 1:63-71.
83. 王中刚, 于学元, 赵振华, 等. 稀土元素地球化学. 北京:科学出版社, 1989:212-246.
84. 韦明珠. 博罗环形旋扭构造及其对惠州抽水蓄能电站工程的影响: [硕士学位论文]. 广州: 中山大学, 2005.

85. 吴澄宇，朱正书. 南岭地区高度演化花岗岩类的稀土元素模型. 地质论评，1994,40(5):406-417.

86. 吴福元. 花岗岩熔融的局部体系及熔融系列. 吉林：吉林科学技术出版社,1993,124-180.

87. 吴富江，张芳荣. 华南板块北缘东段武功山加里东期花岗岩特征及成因探讨. 中国地质,2003,30(2):166-172.

88. 滕吉文，王光杰，张中杰，等. 华南大陆S波三维速度结构与郑庐断裂带的南延. 科学通报. 2000, 45(23):2492-2497.

89. 肖庆辉，邓晋福，马大铨,等. 花岗岩研究思维与方法. 北京：地质出版社，2002.

90. 肖庆辉，邢作云，张昱，等. 当代花岗岩研究的几个重要前沿. 地学前缘,2003,10(3):221-229.

91. 谢桂青,胡瑞忠,贾大成. 赣西北基性岩脉的地质地球化学特征及其意义. 地球化学,2002,31(4):329-337.

92. 熊鹏飞. 湖南柿竹园钨、锡多金属矿床.见：陈毓川，裴荣富等编著.南岭地区与中生代花岗岩类有关的有色及稀有金属矿床地质.北京：地质出版社,1989,101-113.

93. 徐景奎，杨忠芳，赵伦山，等. 胶东昆仑山复式花岗岩体的地质地球化学研究. 长春地质学院学报. 1991, 21(2):167-174.

94. 徐克勤，孙鼐，王德滋，等. 华南花岗岩成因与成矿. 见：徐克勤，涂光炽主编. 花岗岩地质和成矿关系. 南京：江苏科学技术出版社，1984，1-20.

95. 徐士进,王银喜. 武功山混合岩的Nd-Sr同位素研究. 科学通报,1991,36,13:1004-1006.

96. 徐士进. 华南陆壳花岗质岩石的稀土元素地球化学. 山西地质,1992,7,4:405-415。

97. 杨超群. 华南花岗岩类的成因类型. 见：徐克勤，涂光炽主编. 花岗岩地质与成矿关系. 南京：江苏科学技术出版社,1984,165-179.

98. 杨晓松，金振民，Huenges E，等. 高喜马拉雅黑云斜长片麻岩脱水熔融实验:对青藏高原地壳深熔的启示. 科学通报，2001，46(3): 246-250.

99. 杨晓松，金振民，马瑾. 喜马拉雅造山带地壳深熔作用：来自聂拉木群混合岩的地球化学和年代学证据. 中国科学（D辑）地球科学，2004，34（10）：926－934.

100. 尹周勋，赖明惠，熊绍柏，等. 华南连县－港口地带地壳构造及速度分布爆炸地震探测结果. 地球物理学报，1999, 42(3):383～392.

101. 袁忠信. 关于A型花岗岩命名问题的讨论. 岩石矿物学杂志,2001,20,3:293-296.

102. 曾令森，Ducea M，Saleeby J B. 变泥质岩的深熔作用与具铈(Ce)负异常熔体的成因. 岩石矿物学杂志，2005c，24(5):425-430.

103. 曾令森，李海兵，许志琴，等. 混合岩中浅色体的有限迁移及其对变形分解的影响. 地质学报，2004，78(6):752-757.

104. 张伯友，俞鸿年. 糜棱岩、混合岩、花岗岩三者成因联系——粤西深层次推覆构造研究的特殊意义. 地质论评，1992，5：407-413.

105. 张宏良，孙恭安，黄怀秀，等. 邓阜仙复式花岗岩体岩石学、地球化学及成矿作用研究. 见：中国地质科学院宜昌地质矿产研究所，中国地质科学院矿床地质研究所编. 南岭地质矿产文集 第二辑. 北京：地质出版社，1986:123-140.

106. 张珂. 用原地重熔说讨论热液铀矿形成的若干问题. 华东地质学院学报，2001,24(2):100-103.

107. 张旗等. 中国东部燕山期岩浆活动的几个问题. 岩石矿物学杂志，2001，20(3)：273-292.

108. 张西平，万渝生，杨崇辉. 河北阜平平阳片麻状奥长花岗岩的地质和岩相学特征. 中国地质，2003，30（1）：61-72.

109. 赵振华，王一先，钱志鑫，等. 西藏南部花岗岩类稀土元素地球化学. 地球化学，1981，1:26-35.

110. 中国科学院贵阳地球化学研究所. 华南花岗岩类的地球化学. 北京:科学出版社，1979.

111. 中国科学院贵阳地球化学研究所同位素年龄实验室，湖北地质科学研究所同位素年龄实验室. 南岭及其邻区花岗岩同位素年龄的研究. 地球化学，1972，2：119－135.

112. 中山大学地球科学系，广东省水利电力勘测设计研究院. 广东惠州抽水蓄能电站 f304 断裂及其相关地质体研究. 2003.

113. 钟增球，游振东，周汉文，等. 两广云开隆起区基底的组成演化及其基本结构格局. 中国区域地质，1996，1:36-42.

114. 周汉文，游振东，钟增球，等. 云开隆起区热中心式区域混合岩的成因研究. 地球科学，1997,22(3):332-338.

115. 朱金初，徐世进. 华南含锡钨花岗岩的稀土元素地球化学特征和岩石成因. 矿床地质，1989,8(3):21-31.

116. 朱焱龄，李崇佑，林运淮. 赣南钨矿地质. 南昌:江西人民出版社，1981.

117. 庄文明，陈国能，林小明等. 广东长坑金银矿床氧同位素组成及其对成矿流体来源的指示. 中国科技论文在线 http://www.paper.edu.cn，2005.

118. BARBARIN B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Lithos, 1999, 46(3):605-626.

119. BARBEY P, BROUAND M, LE FORT P, et al. Granite-migmatite genetic link: the example of the Manaslu granite and Tibetan Slab migmatites in central Nepal. Lithos, 1996, 38(1-2):63-79.

120. BARBEY P, MACAUDIÈRE J, NZENTI J P. High-pressure dehydration melting of metapelites: evidence from the migmatites of Yaoundé (Cameroon). Journal of Petrology, 1990, 31: 40-427.

121. BROWN M, D'LEMOS R S. The cadomian granites of Mancellia, north-east Armorican Massif of France: relationship to the St. Malo migmatite belt, petrogenesis and tectonic setting, Precambrian Res. 1991, 51:393 - 427.

122. BROWN M, SOLAR G S. Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. Journal of Structural Geology, 1998b, 20:1365-1393.

123. BROWN M, SOLAR G S. Shear zones and melts: positive feedback in orogenic belts. Journal of Structural Geology, 1998a, 20:217-231.

124. BROWN M, SOLAR G S. The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm, Tectonophysics, 1999, 312:1-33.

125. BROWN M, SOLAR G S. The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm. Tectonophysics, 1999, 312(1): 1-33.

126. BROWN, M. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. Earth-Science Reviews, 1994, 36: 83-130.

127. BRYAN W B, FINGER L W, CHAYERS F. Estimating proportions in petrographic mixing equations by least-squares approximation. Science. 1969, 163:926-929.

128. CASTRO A, FERNÁNDEZ C. Granite intrusion by externally induced growth and deformation of the magma reservoir, the example of the Plasenzuela pluton, Spain. Journal of Structural Geology, 1998, 20(9-10): 1219-1228.

129. CASTRO A, MORENO-VENTAS I, DE AL ROSA J D. H-type (hybrid) granitoids:a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. Earth Sci Rev. 1991. 31:237-253.

130. CHAPPELL B W, WHITE A J R. Two contrasting granite types. Pacific Geology, 1974, (8): 173 -174.

131. CHEN G N, GRAPES R. In-situ melting: Granite genesis and crustal evolution. Springer, Netherland (in publishing), 2007.

132. CHEN G N, GRAPES R. In-situ melting model of granite formation: evidence from SE China. International Geology Review, 2003a, 45: 611-622.

133. CHEN G N. Genesis of the Mesozoic granites in SE China and its relation to the palte subduction, In: Development of geology of China. Geol. Press, 1992.

134. CHEN G N ET AL. A Model for Mesozoic Crustal Melting and Tectonic Deformation in SE China. International Geology Review, 2003b, 45:611-822.

135. CHRISTIAN BRATZDRUM. Beziehungen zwischen den Lamprophyren und Graniten im Shanqi-Xiaqi Granitkomplex, Guangdong Provinz, China: Hydrothermale Alteration : [Master Thesis]. German:Mineralogisch-Geochemisches Institut, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, 2005.

136. CLEMENS J D. Granites and granitic magmas: strange phenomena and new perspectives on some old problems. Proceedings of the Geologists' Association, 2005, 116(1):9-16(8).

137. COLLINS W J, BEAMS S D, WHITE A J R, ET AL. Nature and origin of A-type granites with particular reference to south-eastern Australia. Contrib. Mineral. Petrol. 1982, 80, 189 - 200.

138. CORTIA G, MORATTIA G, SANI F. Relations between surface faulting and granite intrusions in analogue models of strike-slip deformation. Journal of Structural Geology, 2005, 27(9):1547-1562.

139. CRUCIANI G, FRANCESCHELLI M, CAREDDA A M, et al. Anatexis in the Hercynian basement of NE Sardinia, Italy: a case study of the migmatite of Porto Ottiolu. Mineralogy and Petrology, 2001, 71:195-223.

140. FOWLER T J. Pan-African granite emplacement mechanisms in the Eastern Desert, Egypt. Journal of African Earth Sciences, 2001, 32(1): 61-86.

141. GRANT J A. The isocon diagram:a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. Economic Geology, 1986, 81:1976-1982.

142. HARRIS N, VANCE D, AYRES M. From sediment to granite: timescales of anatexis in the upper crust. Chemical Geology, 2000, 162(2): 155-167.

143. HECHT L, VIGNERESSE J L, MORTEANI G. Constraints on the origin of zonation of the granite complexes in the Fichtelgebirge (Germany and Czech Republic): evidence from a gravity and geochemical study. Geologische Rundschau, 1997, 86(1):S93-S109.

144. HUTTON D H W, DEMPSTER T J, BROWN P E, ET AL. A new mechanism of granite emplacement: intrusion in active extensional shear zones. Nature, 1990, 343:452 - 455.

145. HUTTON D H W, REAVY R J. Strike - slip tectonics and granite petrogenesis, Tectonics, 1992, 11(5):960 - 967.

146. JOHANNES W, EHLERS C, KRIEGSMAN L M, et al. The link between migmatites and S-type granites in the Turku area, southern Finland. Lithos, 2003, 68 (3-4): 69-90.

147. JOHANNES W, GUPTA L N. Origin and evolution of a migmatite. Contrib. Mineral. Petrol., 1982, 79: 114-123.

148. JOHANNES W, HOLTZ F, MÖLLER P. REE distribution in some layered migmatites: constraints on their petrogenesis. Lithos, 1995, 35:139-152.

149. JOHANNES W. What controls partial melting in migmatites? J. Metamorph. Geol., 1988, 6: 451-465.

150. JOHNSON M C , RUTHERFORD M J. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. Geology, 1989, 17: 837-841.

151. JUNG S. Isotopic equilibrium/disequilibrium in granites, metasedimentary rocks and migmatites (Damara orogen, Namibia)—a consequence of polymetamorphism and melting. Lithos, 2005, 84 (3-4) :168-184.

152. KALSBEEK F, JEPSEN H F, NUTMAN A P. From source migmatites to plutons: tracking the origin of ca. 435 Ma S-type granites in the East Greenland Caledonian orogen. Lithos, 2001, 57 (1): 1-21.

153. KAWAKAMI T, KOBAYASHI T. Trace element composition and degree of partial melting of pelitic migmatites from the Aoyama area, Ryoke metamorphic belt, SW Japan: Implications for the source region of tourmaline leucogranites. Gondwana Research, 2006, 9(1-2):176-188.

154. LE MAITRE R W. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford, 1989.

155. LEDRU P, COURRIOUX G, DALLAIN C, et al. The Velay dome (French Massif Central): melt generation and granite emplacement during orogenic evolution. Tectonophysics, 2001, 342(3-4):207-237.

156. LI XIAN-HUA, MALCOLM T, MCCULLOUCH M T. Geochemical characteristics of Cretaceous mafic dikes from northern Guangdong, SE China: Age, origin and tectonic significance. Geodynamics, 1998, 27: 405—419.

157. LOISELLE M C, WONES D R. Characteristics and origin of anorogenie granites. Abstr 92nd Geol. Soci. Amer. Meet, 1979, 11:468.

158. MASUDA A, NAKAMURA N, TANAKA T. Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1973, 37(2):239-248.

159. MCLELLAN E L. Contrasting textures in metamorphic and anatectic migmatites: an example from the Scottish Cale-donides. J. Metamorphic Geol., 1983, 1:241-262.

160. MEHNERT K R. Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. Elsevier, Amsterdam, 1968:400.

161. MENGEL K, RICHTER M, JOHANNES W. Leucosme-forming small-scale geochemical processes in the metapelitic migmatites of the Turku area, Finland. Lithos, 2001, 56(1):47-73.

162. MEZEME E B, FAURE1 M, COCHERIE A, et al. In situ chemical dating of tectonothermal events in the French Variscan Belt. Terra Nova, 2005, 17, 5:420-426.

163. MIDDLEMOST E A K. Naming materials in magma/igneous rock system. Earth Science Reviews, 1994, 37: 215-224.

164. MOYEN J -F, NÉDÉLEC A, MARTIN H, ET. AL. Contrasted granite emplacement modes within an oblique crustal section: the Closepet Granite, South India. Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy. 2001, 26(4-5):295-301.

165. NEOGI S, DASGUPTA S, FUKUOKA M. High P-T polymetamorphism, dehydration melting, and generation of migmatites and garnites in the higher Himalayan crystalline complex, Sikkim, India. J Petrol, 1998, 39: 61-99.

166. OLSEN S N. Mass balance in migmatites. In: Migmatite, Ashworth, J R ed: Blackie and Son Ltd:1985, 145-179.

167. OLSEN S N. Origin of the Baltimore gneiss migmatites at Piney Creek, Maryland. Geol. Soc. Am. Bull., 1977, 88:1089-1101.

168. PATIÑO DOUCE A E, JOHNSTON A D. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of paraluminous granitoids and aluminous granulites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1991, 107:202-218.

169. PATIÑO DOUCE A E, HARRIS N. Experimental constraints on Himalayan anatexis. Journal of Petrology, 1998, 39: 689-710.

170. PETFORD N, CRUDEN A R, MCCAFFREY K J W, ET AL. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. Nature, 2000, 408:669 - 673.

171. PICKETT D A, SALEEBY J B. Nd, Sr and Pb isotopic characteristics of Cretaceous intrusive rocks from deep levels of the Sierra Nevada batholith Tehachapi Mountains California. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1994, 118: 198-215.

172. PITCHER W S. Granite type and tectonic environment. Mountain Building Processes. London:Academic Press 1983:19-40

173. PITCHER W S. The Nature and Origin of Granite (2ed). Chapman & Hall, 1997:1-387.

174. PRESSLEY R A, BROWN M. The Phillips pluton, Maine, USA: evidence of heterogeneous crustal sources and implications for granite ascent and emplacement mechanisms in convergent orogens. Lithos, 1999, 46(3): 335-366.

175. RAMBELOSON R A, YOSHIDA M, RAMASIARINORO V, et al. The Central Granites-Gneiss-Migmatite Belt (CGGMB) of Madagascar: the Eastern Neoproterozoic Suture of the East African Orogen. Gondwana Research, 2003, 6(4):641-651.

176. RAWLINGS D J, PAGE R W. Geology, geochronology and emplacement structures associated with the Jimbu Microgranite, McArthur Basin, Northern Territory. 1999, 94, 3-4:225-250.

177. READ H H. The Granite Controversy. Thomas Murby & Go. 1957.

178. RIGHTER K, CARMICHAEL I S E. Phase equilibria of phlogopite lamprophyres from western Mexico: biotite-liquid equilibria and estimates for biotite-bearing igneous rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1996, 123(1): 1-21.

179. ROSENBERG C L. Shear zones and magma ascent: A model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps. Tectonics, 2004, 23:1-21.

180. SAWYER E W. The role of partial melting and fractional crystallization in determining discordant migmatite leucosome compositions. Journal of Petrology, 1987, 28:445-473.

181. SCHMIDT K L, PATERSON S R, LUND S P. Quantifying spatial relationships between Faults and Plutons. USGS Circular, 1995, 1129:136 - 137.

182. SCHREIBER H D, LAUER H V, THANYASIR T. The redox state of cerium in basaltic magmas: An experimental study of iron-cerium interaction in silicate melts. Geochimica Cosmochimica Acta. 1980, 44:1599-1612.

183. SOLAR G S, BROWN M. Deformation partitioning during transpression in response to Early Devonian oblique convergence, northern Appalachian orogen, USA. Journal of Structural Geology, 2001, 23:1043-1065.

184. STRECKEISEN, A L. Plutonic rocks: Classification and nomenclature recommended by the lUGS Subcommission on the systematics of igneous rocks. Geotimes, 1973, 18:26-30.

185. SUN S S, MCDONOUGH W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Sauders A D, Norry M J eds. Magmatism in the ocean basin. Geological Society Special Publication, 1989, 42: 313-345.

186. TAIT R E, HARLEY S L. Local processes in the generation of migmatites within mafic granulites. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 1988, 79: 209-222.

187. TAYLOR, S R. MCLENNAN, S M. The continental crust: Its composition and Evolution, Oxford: Blackwell, 1985.

188. TOMASCAK P B, BROWN M, SOLAR G S, et al. Source contributions to Devonian granite magmatism near the Laurentian border, New Hampshire and Western Maine, USA. Lithos, 2005, 80(1-4):75-99.

189. VANDERHAEGHE O. Pervasive melt migration from migmatites to leucogranite in the Shuswap metamorphic core complex, Canada: control of regional deformation. Tectonophysics, 1999, 312(1):35-55.

190. VERNON R H, RICHARDS S W, COLLINS W J. Migmatite-granite relationships: origin of the Cooma Granodiorite magma, Lachlan Fold Belt, Australia. Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy, 2001, 26 (4-5): 267-271.

191. VIELZEUF D, HOLLOWAY J R. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system: consequences for crustal differentiation. Contributions to Mineralogy and Petrology , 1988, 98:257-276.

192. VIELZEUF D, MONTEL J M. Partial melting of metagreywackes. 1. Fluid-absent experiments and phase relationships. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1994 , 117:375-393.

193. WAGNER R, ROSENBERG C L, HANDY M R. Fracture-driven intrusion and upwelling of a mid-crustal pluton fed from a transpressive shear zone—The Rieserferner Pluton (Eastern Alps). Geological Society of America Bulletin, 2006, 118(1):219 - 237.

194. WANG T, WANG, X X, LI W P. Evaluation of multiple emplacement mechanisms: the Huichizi granite pluton, Qinling orogenic belt, central China. Journal of Structural Geology, 2000, 22(4): 505-518.

195. WHALEN J B, CURRIE K L, CHAPPELL B W. A-type granites:geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contrib. Mineral. Petrol. 1987, 95:407 - 419.

196. WHITE W M. ET AL. The petrology and geochemistry of the Azores Islands. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1979, 69:201-213.

197. WINKLER H G F. Die Genese von Graniten und Migmatiten auf Grund neuer Experimente. Geol. Rundsch., 1961, 61: 347-364.

198. WINKLER H G F. Petrogenesis of Metamorphic Rocks (5ed). Springer Verlag, 1979:1-348.

199. WYLLIE P J. Hutton and Hall on theory and experiments: the view after 2 centuries. Episo., 1998, 21(1): 3-10.

200. YOSHINOBU A S, OKAYA D A, PATERSON S R. Modelling the thermal evolution of fault-controlled magma emplacement models: implications for the solidification of granitoid plutons, Journal of Structural Geology, 1998, 20(9-10):1005-1218.

201. ZENG L S, SALEEBY J B, DUCEA M. Geochemical characteristics of crustal anatexis during the formation of migmatite at the Southern Sierra Nevada, California. Contrib Mineral Petrol, 2005b, 150: 386 - 402.

202. ZENG L S. Non-modal partial melting of metasedimentary pendants in the Southern Sierra Nevada and implications for the deeporigin of within-pluton isotopic heterogeneity. PhD Thesis, California Institute of Technology, 2003.

203. ZENG L, SALEEBY J B, ASIMOW P. Nd isotope disequilibrium during crustal anatexis:A record from the Goat Ranch migmatite complex southern Sierra Nevada batholith (SNB) California. Geology, 2005a, 33:53-56.

204. ZENG L, SALEEBY J B. The effects of progressive partial melting of metasedimentary rocks on strain partitioning: A case study from the southern Sierra Nevada batholith California. Abstracts with Programs-Geological Society of America, 2003, 35(4):63-64.

# 论文图版



图 1 上磜岩体与山间盆地



图 2 地质探洞入口



图 3 上覆混合岩与下伏花岗岩的接触带
（公路北侧）



图 4 混合花岗岩
（公路南侧）



图 5 混合岩的肠状构造和小褶皱



图 6 混合岩中片麻状构造



图 7 PD01-1 335m 处 填充方解石的中基性脉岩



图 8 PD01-1 155m 处 切割伟晶岩壳的中基性脉岩



图 9 PD01-4 164.4m 处靠近脉体的花岗岩，有较强的钾化现象



图 10 PD01-1 25m 处 辉长闪长岩中的短柱状辉石



图 11 PD01-3 90m 处伟晶岩壳，伟晶岩由钾长石和石英团块或晶体组成



图 12 PD01-3 176m 处 局部富集电气石和黑云母等暗色矿物的伟晶岩壳



图 13 PD01 198.2m 处 F304 破碎带形成的空洞



图 14 PD01 230.0m 处 F304 破碎带中早期构造透镜体被后期张性裂隙切割

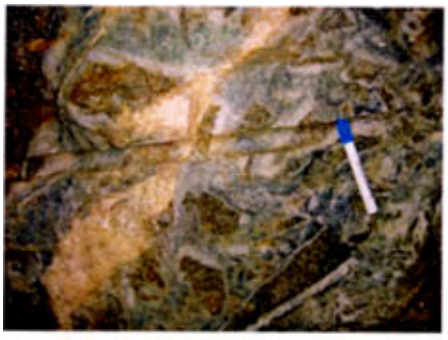


图 15 PD01-3 293.5m 处 石英萤石方解石脉中的花岗岩角砾



图 16PD01-3 136m 处 F304 破碎带中花岗岩和方解石角砾



图 17 F304 破碎带硅化后形成整体，无后期破碎迹象



图 18 F304 断面上断层泥硅化被膜 ，无后期活动迹象



图 19 花岗岩中针状磷灰石 20x10 (一)



图 20 花岗岩中断裂开的锆石 20x10 (一)



图 21 花岗岩中的锆石 50x10 (十)



图 22 花岗岩中的锆石与磷灰石 10x10 (一)

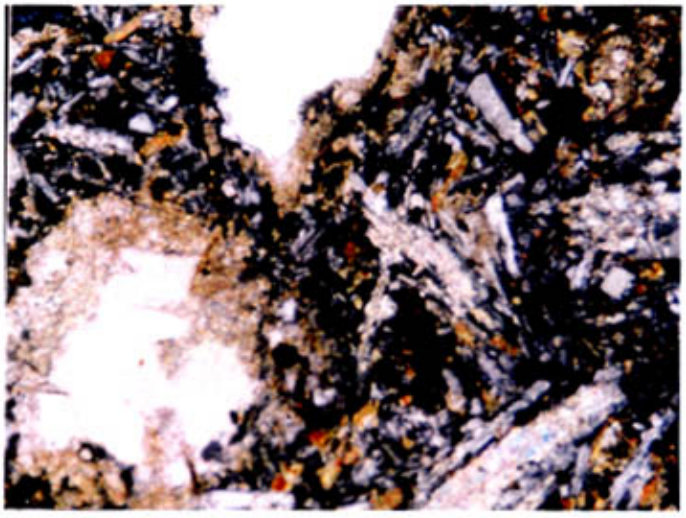


图 23 煌斑岩碳酸盐化现象比较普遍 20x10 (十)

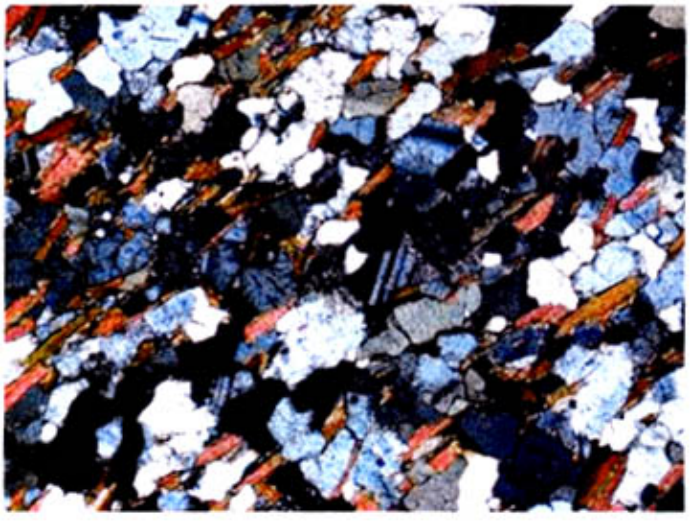


图 24 混合岩基体中黑云母定向排列 10x10 (十)

# 发表文章

1 马浩明，陈国能，彭卓伦，邵荣松，庄文明.广东上磜复式花岗岩体地质特征及形成机制.中山大学学报（自然科学版），2006,45(2):105-108.

2 彭卓伦，陈国能，庄文明，马浩明，邵荣松，刘延勇. 华南花岗岩暗色微粒包体的地质特征及来源探讨，中国科技论文在线 http://www.paper.edu.cn，2005.

3 庄文明，陈国能，林小明，马浩明，彭卓伦.广东长坑金银矿床氧同位素组成及其对成矿流体来源的指示，中国科技论文在线 http://www.paper.edu.cn，2005.

4 彭卓伦，陈国能，马浩明，邵荣松，Rodney H. Grapes. 暗色微粒包体的地质特征及成因讨论，2005 年全国岩石学与地球动力学研讨会论文摘要集，2005:195-196.

5 张珂，马浩明，蔡剑波.华南沿海温泉成因探讨.中山大学学报，2002,41(1):82-86.

6 庄文明，陈国能，林小明，彭卓伦，马浩明.广东长坑金银矿床氧同位素组成特征及矿床成因讨论.吉林大学学报（地球科学版），2006，No.4.（已录用）

# 致 谢

论文是在导师陈国能教授的悉心指导下完成的。在论文的整个阶段，导师不但亲自带我多次野外考察，而且悉心指导我的室内工作，解答我在研究中遇到的疑难问题，开启思路，帮助和鼓励我不断进步。自 1996 年在中山大学地球科学就读本科以来，我已在康乐园学习与生活将近十年。多年耳濡目染，导师严谨的教学、治学态度，不懈的科学追求精神，渊博的知识、丰富的野外经验和高屋建瓴的思维给我留下深刻的印象，肃然起敬。在人生道路上，导师给予我巨大的指引和帮助，使我获益匪浅，铭记终生。读博期间，师母王东也在生活上给予我无微不至的关心和照顾。在此特别向导师和师母表示最崇高的敬意和真诚的感谢！

特别要提出感谢的是德国 Freiburg 大学矿物岩石地球化学研究所 Prof. Rodney Grapes 和 Mr. Christian Bratzdrum 为论文的顺利完成提供了宝贵的建议和实验支持。

中大十年，得到许多老师各方面热情的指点和帮助。他(她)们是张珂副教授、郑卓教授、邹和平研究员、王建华教授、李榴芬高级工程师、李明章副研究员等，在此表示衷心感谢！论文期间，得到了中山大学地球科学系彭卓伦工程师、蔡彩英老师在实验上的热心帮助；在野外工作过程中，得到广东省水利水电勘察设计研究院及属下地质队陈云翔、魏炳荣、王汇明、吴国荣、范陈新、陈仁杰等高级工程师的鼎力支持；论文的顺利完成还得到庄文明教授级高级工程师、邵荣松讲师、葛军辉硕士、韦明珠硕士、林小明博士、刘延勇硕士等人的大力协助，在此一并致以深深的谢意！

特别感谢我父母及女友黄懿妮多年给予的极大支持、理解和鼓励！同时，还感谢关心和支持我的其他亲人和朋友，他们的鼓励和帮助是我克服种种困难，得以不断进步的动力！

最后，谨向参与论文评审、论文答辩的各位专家、学者致以崇高的敬意和深深的感谢！

马浩明

二〇〇六年六月

# 论文原创性声明

本人郑重声明：所呈交的学位论文，是本人在导师的指导下，独立进行研究工作所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的作品成果。对本文的研究作出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本人完全意识到本声明的法律结果由本人承担。

学位论文作者签名：马浩明

日期：2006 年 6 月 5 日

万方数据 WANFANG DATA 文献链接

# 粤东上碌复式岩体和边缘混合岩及其形成机制研究

作者：马浩明
学位授予单位：中山大学

## 相似文献(3条)

1.会议论文 刘家远 复式岩体和杂岩体——花岗岩类岩体组合的两种基本形式及其成矿意义 1986

2.期刊论文 马浩明.陈国能.彭卓伦.邵荣松.庄文明.MA Hao-ming.CHEN Guo-neng.PENG Zhuo-lun.SHAO Rong-song.ZHUANG Wen-ming 广东上碌复式花岗岩体地质特征及形成机制 -中山大学学报（自然科学版）2006,45(2)

长达数km的地质探洞揭示广东上碌岩体是由两期花岗岩组成的复式岩体.通过地表调查和岩体内部结构的详细研究,建立了复式岩体的成因模型.与岩体有关的各种地质现象,包括边缘混合岩、伟晶岩、石英萤石脉以及花岗岩中的各类中基性岩脉等,在模型中构成了一个有机的整体,证实本区地壳在中生代至少经历了两次原地熔融或重熔事件.

3.学位论文 罗春林 江西铅山永平铜矿成矿地质研究及成矿预测 2005

永平铜矿位于江西省铅山县境内，是一个以铜硫为主，伴生钨、银等多种有用矿产的大型铜多金属矿床。区内已探明铜储量近146万吨，金储量达21吨，钨储量13.34万吨。

矿区地质调查工作始于解放前江西地质调查所郭耀华、黄祖祥。解放后，矿产地质工作蓬勃兴起。自1954年开始，先后有江西地质局赣东北大队、九一二大队等生产和科研单位对矿区投入了不同程度的矿产勘查和调查研究工作。

本文简要介绍了区域成矿地质背景，详细阐述了矿区的成矿地质条件和矿床地质特征，研究了成矿机制，建立了成矿模式，并在此基础上预测了矿区深边部及外围找矿靶区。

永平铜矿处于华夏地块北武夷构造单元北段，华南中部中元古代造山带东乡—龙游混杂岩亚带的南侧。区域内发育巨型的东西向构造岩浆岩带，叠加北东—北北东向褶皱、断裂带，南部是北武夷山花岗岩基北端突出部，区内基底由蓟县纪周潭岩组构成，上覆石炭—三叠纪地层，上下岩层均有较高的铜、硫、钨背景值，而且经历了加里东、海西—印支、燕山期多次变质作用和构造、岩浆活动，具备优越的成矿条件，具有良好的找矿前景。

永平矿区处于侯家村—嵩山倒转背斜东翼。总体构造线方向呈近南北向，褶皱断裂发育。主要的褶皱构造有天排山背斜和打字坪向斜。区内断裂纵横交错，根据产状及断裂性质可归纳为北北东向、北北西向、北东东向及北西向等四组及层间裂隙带。其中北北东向断裂是重要的导矿构造，藕塘底组中的层间裂隙带是重要赋矿构造。矿区内及外围主要出露蓟县纪周潭岩组、晚石炭世藕塘底组、船山组、二叠纪茅口组、乐平组。其中周潭岩组、藕塘底组为重要的矿源层。

区内燕山期岩浆活动强烈，广泛分布中酸性—酸性岩体。矿区内的十字头岩体为由花岗斑岩及似斑状黑云母花岗岩等组成的复式岩体。

区内广泛发育加里东期混合岩化作用及海西—印支期区域构造—变质作用(钾—硅热液作用)，在基底构造层蓟县纪周潭岩组中形成大量的混合岩化岩石、均质混合岩、混合花岗岩等；海西—印支期区域构造—变质作用，以层间钾—硅交代为特征，受断裂和岩性控制，强弱不等，分布局限，一般近断裂较强，常见钾—硅化及石英—钾长石团块。混合岩化及钾—硅热液作用在成矿过程中对矿质的活化迁移与集中成矿起着重要的支配作用。永平铜矿床由7个矿带组成，以Ⅱ号矿带为主。矿体呈层状、似层状、透镜状，产于上石炭统藕塘底组地层中和断裂破碎带中。矿体以铜硫矿为主，次为钨矿和铅锌矿。矿区矿石矿物种类繁多，但多数矿石组成简单，以黄铜矿、黄铁矿为主，次为白钨矿等。全区矿石平均品位Cu0.716%、S12.88%、WO30.079%。矿石自然类型以黄铜黄铁矿矿石为主，以层纹状、条带状、脉状、角砾状构造为主。矿化蚀变主要有硅化、钾化、绿泥石化等蚀变和铜硫矿化、铅锌矿化(见于矿区南北两端)、钨矿化。矿化具有分带性，走向上自北向南为铅锌(砷金)→铜硫钨→铅锌，垂向上自上至下为金铅锌→铜硫→钨铜硫→钨钼铜锌(铅)。

通过对永平矿区成矿机制的研究，认为永平铜矿床为海底火山喷流—热水沉积叠改型成因类型，并据此建立了成矿模式。该矿床形成始于晚石炭世，在沉积碎屑岩夹碳酸盐岩的同时，有火山—喷流热水沉积和铜硫钨的同生预富集；海西—印支期构造(岩浆)活动及有关的变质热液作用，使盖层发生钾—硅热液作用和对矿(化)层的叠加改造成矿作用，形成矿区的铜硫钨矿带、矿体；燕山期岩浆的侵入，对先期形成的矿层起局部驱矿及叠加改造富集(主要是钨钼矿)。其成矿过程主要包括火山—喷气沉积作用，构造—变质作用(钾—硅热液作用)及岩浆热液叠加改造作用。成矿机制具有成矿物质具多来源、成矿作用多成因、多阶段的多元成矿的特点。

永平矿区深边部及外围与天排山矿区成矿地质条件极为相似，目前已经发现多处矿点及物化探异常等矿化信息，具有良好的找矿前景。本文通过系统总结矿区地质、矿床地球化学特征，结合物化探及遥感异常特征，根据金属成矿分带理论，认为永平矿区深边部及外围可以划分五个找矿靶区：安洲—余家垅靶区、应天寺靶区、王家坞—乌石岗靶区、沙子岗靶区以及十字头—十里铺找矿靶区，其中应天寺为Ⅰ级找矿靶区，其余为Ⅱ级找矿靶区。

应天寺靶区发育硫化矿床的地表氧化带，出露铁帽及铅黑土，有多处古采矿遗址，1：10000土壤地化测量，已经发现Cu、Mo、Pb、Zn、Ag和Au均有较强的次生晕异常，其中Pb、Zn、Ag、Au异常强度更大，显示了自天排山向外围具有下部Cu、Mo、W，上部有Pb、Zn、Ag、Au的垂直分带迹象。在目前我国铜资源缺口较大的条件下，加强老铜矿区外围及深部的找矿工作很有必要，应天寺Ⅰ级靶区应该是丰城—铅山地区今后铜金矿勘查的首选地区。

本次研究从区域背景及成矿地质条件入手，对永平矿区靶区预测进行了分析探讨，是一次理论找矿的尝试，由于涉及问题多，并缺少足够分析数据，文中认识及预测靶区尚需在实践中进一步检验。

本文链接：http://d.g.wanfangdata.com.cn/Thesis_Y924726.aspx
授权使用：西北大学(xaxbdx)，授权号：bc152398-2a0f-4b18-9b58-9dfc00fc6082
下载时间：2010年9月25日