

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

勉—略地区细碧—角斑岩系成因及其 母岩浆深部分异机制的初步探讨

夏 林 圻

一、引 言

南秦岭勉—略一带分布着一套震旦亚界*的细碧—角斑质火山岩系,其出露总厚度大于 3500 米,分布范围约 1 万平方公里。主要由细碧质、少量角斑质、石英角斑质火山熔岩及火山碎屑岩组成,并夹有硅质板岩、泥质板岩、千枚岩、片岩等海相沉积岩层及灰岩透镜体。钠质辉绿岩等次火山相岩脉(或岩床)常与该火山岩系伴生。在此火山岩系中还广泛分布着一些与火山岩喷发近于同时和稍晚侵入的中—小型阿尔卑斯型超基性岩,它们构成了一个典型的奥菲奥岩系。

建国二十多年来,在毛主席的革命路线指引下,广大地质工作者对本区的火山岩和超基性岩作了大量工作,积累了丰富的地质资料。本文仅在前人研究基础上,侧重研究火山岩系中钠质斜长石的光学性质和结构状态(有序度),证明本区细碧—角斑岩系不是交代成因,而是岩浆结晶的产物。同时,结合分析该火山岩系及与其密切共生的“阿尔卑斯型”超基性岩的单斜辉石和岩石化学成分变化特点,借以探讨本区细碧—角斑岩系的母岩浆类型及其深部分异机制。

二、火山熔岩岩石学特征

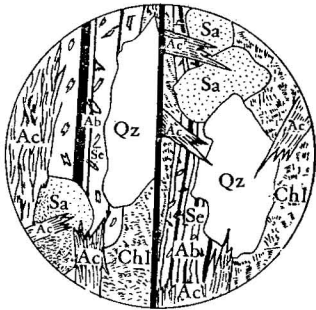
1. 细碧岩及细碧玢岩(细碧玢岩本文中指细碧岩的斑状变种)

具枕状、层状以及杏仁状和致密块状等构造。结构有聚斑结构,基质以填间结构、脱玻间隐结构为主,少量具交织结构。组成矿物以更-钠长石(An_{5-13} , 平均含量约为 41%——体积百分比,以下同)、绿泥石类(平均含量 33%)为主,其次有黑硬绿泥石、绢云母、方解石、阳起石、斜黧帘石、绿帘石、石英、磁铁矿、钛铁矿、榍石、白钛石、褐铁矿、锆石等。原生钠质斜长石遭受不同程度的槽化和绢云母化(部分蚀变轻微),构成斑晶者呈长柱状,构成微晶者为细板条状。次生钠长石可分为两类:一类呈他形粒状,交代了原生钠质斜长石(图 1),双晶纹不显,表面比较洁净;另一类呈脉状或充填于杏仁孔中,双晶纹十分清晰,表面洁净,亦为它形。斑晶一般由更-钠长石及辉石(已全部绿泥石化)构成,大小为 0.2—2 毫米 $\times$ 0.05—1.2 毫米。原生钠长石微晶大小一般为 0.1—0.3 毫米 $\times$ 0.01—0.07 毫米。方解石、石英、次生钠长石、叶绿泥石等矿物常充填于杏仁孔及细脉中,杏仁呈圆

* 1973 年,曹宣铎、秦克令等同志在该套火山岩系上部的碳酸盐岩层中采到迭层石,经张录易同志鉴定为 *Conophyton* 和 *Kussiella*, 故属震旦亚界。

形、椭圆形及不规则状,大小一般为 1—5 毫米 × 0.5—3 毫米。

枕状构造只发育于一定层位之中。岩枕多为枕状、冬瓜状及不太规则的长椭球状,其大小一般为 50 厘米 × 28 厘米 × 10 厘米,小者为 10 厘米 × 6 厘米 × 3 厘米,排列具定向性。岩枕本身常显示一种同心层状构造,放射状节理发育。岩枕核心多由细碧玢岩构成,其中钠质斜长石含量可达 45% (斑晶约占 1/5),方解石、叶绿泥石、石英等矿物常呈斑块状、细脉状集合体产出,较岩枕边缘丰富。岩枕边缘宽 0.5—1 厘米,主要由绿泥石(含量约为 75%)及少量钠长石、楣石微晶(含量各为 10%)组成。岩枕边缘和核心这种矿物成分上的差异,可能是因为岩枕边缘最初乃是一种迅速冷凝的玻璃边缘,尔后发生脱玻化作用,故称其为脱玻质细碧岩。这种岩浆冷凝结晶环境上的差异在岩石化学成分上同样也有反映,岩枕边缘一般较核心贫于硅、钠、钙及二氧化碳而富于铝、铁、镁、钾和 H_2O^+ (表 1)。按矿物组合及化学成分,本类岩石应属于钠质细碧岩和细碧玢岩。



正交偏光 视域直径: 0.2 毫米

图 1 细碧岩

Ab-原生长石 Ac-阳起石
Chl-绿泥石 Sa-次生钠长石
Qz-石英 Sc-绢云母

表 1 勉—略地区细碧-角斑岩系的化学成分(重量%)

氧化物 岩石类型	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	CO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Cr ₂ O ₃	总计
细碧玢岩	47.80	1.02	15.12	1.68	8.70	0.17	3.95	0.004	7.64	0.72	4.04	4.65	0.15	4.88	0.08	0.02	100.624
细碧岩	49.74	0.79	13.24	2.25	5.16	0.17	3.51	0.004	9.58	0.28	4.64	7.65	0.12	2.62	0.24	0.10	100.094
钠质辉绿岩	49.14	0.81	13.88	1.58	10.08	0.13	8.32	0.03	7.41	1.05	3.49	0.15	0.13	3.04	0.22	0.10	99.56
细碧玢岩 (岩枕核心)	51.69	0.80	13.30	2.53	4.67	0.15	3.40	0.002	9.45	0.28	4.60	6.60	0.14	2.28	0.22	0.05	100.162
脱玻化细碧岩 (岩枕边缘)	50.41	0.84	15.23	1.64	7.83	0.16	5.53	0.003	5.45	1.05	2.90	3.85	0.11	4.34	0.22	0.07	99.633
角斑岩 (岩枕核心)	56.81	0.58	15.09	3.91	2.35	0.09	1.35	0.005	6.43	0.20	6.97	4.10	0.15	0.76	0.16	0.08	99.035
脱玻化角斑岩 (岩枕边缘)	59.60	0.47	16.08	4.30	2.57	0.08	1.67	0.002	3.75	0.72	7.22	1.80	0.15	0.82	0.18	0.06	99.472
*石英角斑岩	75.08	0.31	11.70	3.10	0.22	0.03	0.07	未测	0.98	1.75	5.50	0.03	0.11	0.98 ^s	0.005	未测	99.865

* 为陕西地质局分析结果,其余皆为西北地质研究所化验室分析

2. 角 斑 岩

具层状、枕状以及杏仁状和致密块状等构造。结构有聚斑结构,基质具正斑结构、微晶结构、交织结构和霏细结构。组成矿物以更-钠长石(An_{1-14} , 平均含量为 74%)为主,其次有绿帘石、韭角闪石、绢云母、绿泥石类、磁铁矿及少量黑硬绿泥石、方解石、石英、磷灰石、楣石、黑云母、黑电气石等。原生钠质斜长石斑晶大小一般为 0.3—1.8 × 0.1—0.7 毫米,微晶钠长石颗粒细小(直径一般小于 0.01 毫米),部分为隐晶质。石英、次生钠长石、绿帘石、叶绿泥石、方解石、黑硬绿泥石等次生矿物多充填于杏仁孔和细脉中。

某些角斑岩层中也见枕状构造,岩枕核心由杏仁状角斑岩构成,具聚斑结构和正斑结构(钠长石微晶大小为 0.03—0.08 毫米),杏仁体大小为 5 毫米 × 6 毫米,充填物以方解石和次生钠长石为主。岩枕边缘宽约 1 厘米,为致密的杏仁状脱玻质角斑岩,基质具微晶—霏细结构。杏仁体较岩枕核心为小,充填物以叶绿泥石、绿帘石、石英为主。岩枕核心与边缘的主要区别是:岩枕核心结晶稍粗,方解石含量较高,钠长石、绿帘石、绿泥石及石英等矿物的含量相对较边缘为少,无电气石、黑硬绿泥石和黑云母等矿物。与此相应,岩枕核心较之边缘贫于硅、铝、镁、钠、钾和铁,而富于钙和二氧化碳(表 1)。按矿物组合及化学成分,本类岩石应属钠质角斑岩。

3. 石英角斑岩

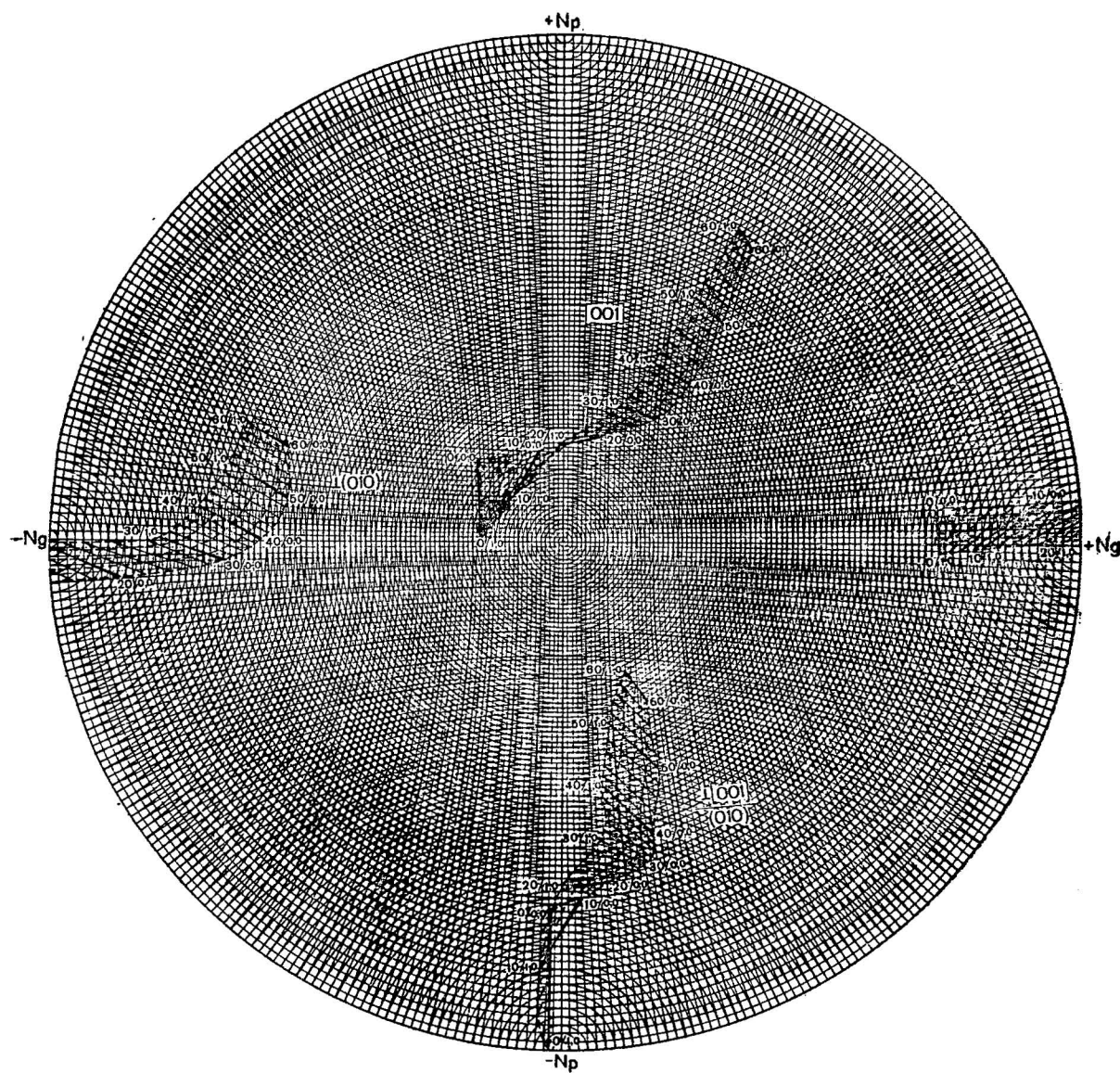
具聚斑结构,斑晶由钠长石组成,大小为 0.6—1.8 毫米 × 0.2—0.6 毫米。基质具霏细结构(石英、钠长石颗粒粒径小于 0.005 毫米),局部处可见到小块石英与小块钠长石他形微晶(粒径约为 0.05 毫米)互相嵌布,而构成显微他形粒状结构。组成矿物主要有钠长石(An_{2-3} , 含量为 40%)、石英(含量为 30%)和绢云母(含量为 27%),其次有少量磁铁矿、白钛石、绿帘石、黑云母、磷灰石等。按其矿物组合及化学成分应属钠质石英角斑岩(表 1)。

4. 钠质辉绿岩

致密块状构造,具嵌晶含长结构和含长结构。主要组成矿物为钠长石(An_{0-6} , 平均含量为 34%)和普通辉石($2V = +50^\circ—52^\circ$, $N_m = 1.6887—1.6913$, 平均含量为 2%),其次有阳起石、纤闪石、黑硬绿泥石、叶绿泥石、斜绿泥石及少量绢云母、方解石、斜黝帘石、钛铁矿、白钛石。普通辉石一般均遭受颇为强烈的次生变化(阳起石化、纤闪石化、绿泥石化)而呈残晶状,有的已全部被次生矿物假像替代。岩石化学成分见表 1。

三、钠质斜长石的有序度

测定斜长石有序度的方法有 X 射线粉晶衍射法、核磁共振法及旋转台法三种。鉴于本区火山岩石中钠质斜长石微晶结晶细微,不易分离,故仅采用四轴旋转台双晶法对钠质斜长石进行测定,测定结果投影于 A. C. 马尔弗宁^[9]的“斜长石成分——有序度鉴定图”上(图 2)。如果将有序度 1.00—0.90、0.90—0.10、0.10—0.00 作为斜长石有序化状态类型(有序型、过渡型、无序型)的分界标准,可以发现本区细碧—角斑质火山岩系中,基质中的原生钠长石微晶为无序—过渡型(光轴角 $2V = -73^\circ—-89^\circ$, 有序度 = 0.00—0.65),斑晶钠长石(包括钠质辉绿岩中的原生钠长石)为过渡—有序型(光轴角 $2V = +71^\circ—+87.5^\circ$, 有序度 = 0.50—1.00),次生钠长石则多为有序型(光轴角 $2V = +73^\circ—+86^\circ$, 有序度 0.70—1.00)。其中又以细碧岩枕边缘脱玻质细碧岩中的微晶钠长石有序度最低,为 0.00—0.08(图 3、表 2)。上述现象说明了什么问题呢?是什么条件造成了斑晶、基质和次生交代型钠长石的结构状态各不相同呢?这里我们可以借助于一些成因矿物学实验资料加以解释。多年来,许多人^[2,8]对天然及人工合成斜长石和钠长石的有序—无序转化关系曾做过一系列热动力实验,他们的实验证明,将有序钠长石(及斜长石)重新加热后使其



钠质辉绿岩▲ 次生钠长石□ 角斑岩○ 石英角斑岩△ 细碧岩:斑晶○ 微晶● 细碧岩:微晶✦
图 2 斜长石成分——有序度鉴定图

淬冷,可以转变成为无序状态;而无序钠长石(及斜长石)在重新加热后缓慢冷却,又可以转变成为有序状态。大约在 650°C 以上无序向有序转变速度缓慢, 600°C 以下则转变迅速。同时,对各种天然斜长石的有序度进行测定,发现喷出岩中的斜长石,由于冷却速度快,淬火程度高,多为无序斜长石;深成侵入岩和变质岩中的斜长石是在缓慢冷却条件下形成,属有序斜长石。此外,同一个侵入体边缘的斜长石也往往比核心的斜长石较为无序^[8],这与侵入体边缘冷却较为迅速有关。由此可见,斜长石的内部结构状态,取决于它们生成时的热动力条件。本区火山岩系中,从微晶钠长石经斑晶钠长石向次生交代型钠

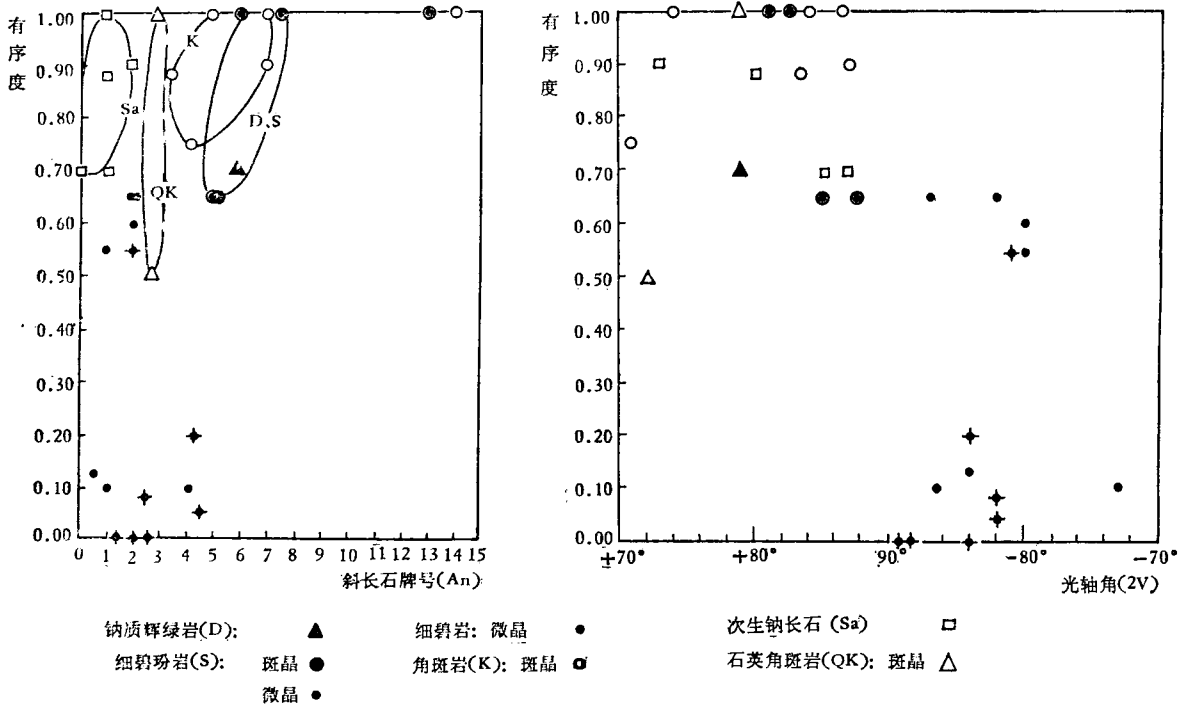


图3 钠质斜长石有序度与成分、光学常数的关系

长石有序度的增高,也只有用岩浆结晶(包括岩浆期后的热水溶液)时热动力条件的不同才能加以解释。斑晶及浅成或次火山相钠质辉绿岩中的原生钠长石是在岩浆尚未喷出地表以前,压力较高的条件下,含有较多的挥发组份的熔浆中缓慢冷却结晶的。由于结晶环境比较稳定,钠长石晶体中的原子或原子团可以有较充足的时间在其结构位置上作有规律的排列,所以有序度较高,具低温或准低温光性;而基质中的钠长石微晶是在岩浆喷出地表,压力剧降,挥发组份大量逸出,熔浆强烈氧化导致熔浆温度迅速回升,并发生淬冷的条件下迅速结晶的。由于结晶速度过快,以致钠长石晶体中的原子或原子团来不及作有规律的排列,而结晶成有序度较低的高温(部分为准低温)淬火矿物。次生交代型钠长石属交代成因,它们是在富含钠质的热水溶液中(含有较多的挥发组份)结晶的,因其结晶速度缓慢,故形成了有序度最高的低温钠长石。此外,由图3还可以看出,从石英角斑岩→角斑岩→细碧岩及钠质辉绿岩,随着岩石基性程度的逐渐增高,钠质斜长石成分中含钙长石分子逐渐增多。而且在细碧岩类中,斑晶所含钙长石分子比微晶钠长石稍高,这些现象同样也只有用岩浆结晶分异作用才能解释。交代作用形成的次生钠长石,最富钠质。

长期以来,除 T. W. 唐纳利^[3]曾报导过美国维尔京群岛的细碧-角斑岩系中含有准低温光性(相当于过渡类型)钠长石,并由此得出该细碧-角斑岩系为岩浆结晶产物之外,大多数研究者对于细碧-角斑岩系中钠质斜长石的结构状态并未加以重视。因而,普遍认为细碧-角斑岩系乃是正常钙碱性火山岩系的交代产物,并以岩浆冷凝期后的各种地质作用,诸如海水交换反应、自变质、埋藏变质、低级区域变质等作用,对其矿物组合和形成过程进行解释。

表 2 钠质斜长石成分与有序度、光学常数表

岩石类型	矿物种类	旋转台法测定			油浸法测定	
		斜长石牌号 An	光轴角 $2V$	有序度	Nm	An
钠绿辉岩	原生钠长石	6	(+)79°	0.70	1.539±0.001	12
	次生钠长石	1	(+)86.5°	0.70		
	次生钠长石	0	(+)85°	0.70		
细碧岩	斑晶	6	(+)81°	1.00	1.540±0.001	13
	斑晶	5	(+)85°	0.65		
	斑晶	7.5	(+)82.5°	1.00		
	斑晶	13		1.00		
	斑晶	5	(+)87.5°	0.65		
	微晶	2	(-)87°	0.65		
	微晶	2	(-)82°	0.65		
玢岩	微晶	2	(-)80°	0.60	1.538±0.002	7.5
	微晶	0.5	(-)84°	0.13		
	微晶	1	(-)86.5°	0.10		
	微晶	1	(-)80°	0.55		
	微晶	4.1	(-)73°	0.10		
	次生钠长石	1		1.00		
	次生钠长石					
细碧岩	微晶	2	(-)88.5°	0.00		
	微晶	2.5	(-)82°	0.08		
	微晶	2	(-)81°	0.55	1.5385±0.0015	8
	微晶	1.3	(-)89°	0.00		
	微晶	4.2	(-)84°	0.20		
	微晶	2.5	(-)84°	0.00		
	微晶	4.6	(-)82°	0.05		
角斑岩	斑晶	14	(+)74°	1.00	1.5355±0.0025	4.5
	斑晶	4.1	(+)71°	0.75		
	斑晶	3.5	(+)83.5°	0.88		
	斑晶	7	(+)86.5°	1.00		
	斑晶	7	(+)87°	0.90		
	斑晶	5	(+)84°	1.00		
	次生钠长石	1.0	(+)80°	0.88		
	次生钠长石(充填于杏仁孔中)	2	(+)73°	0.90		
石英角斑岩	斑晶	3	(+)79°	1.00	1.532±0.002	0
	斑晶	2.8	(+)72°	0.50	1.5315±0.0015	0

前述种种事实证明,本区细碧-角斑岩系最初应是由一种富钠质的火山岩浆结晶而成,尔后又经历了后期各种交代作用叠加,产生了一套较低级的变质矿物组合,当这种后期变质作用十分强烈时,就有可能掩盖其原生岩浆结晶的面貌。自然界中为什么高温无序钠长石一般都比较少见?这与 600℃ 以下,高温无序钠长石变体较易转变成低温有序变体有关。特别是在一些喷发时代较老的细碧-角斑岩系之中,经历过漫长的地质历史,原始的高温无序型钠长石,现在可能已经不同程度地逐渐转变为过渡型和有序低温型钠长石了。

综上所述,可以认为本区细碧岩类并不是钠长石化玄武岩,而是一种钠质基性火山

岩;角斑岩不是钠长石化粗面岩或安山岩,而是一种钠质中性火山岩;石英角斑岩也不是钠长石化流纹岩,而是一种钠质酸性火山岩。本区的火山岩石系列是从一种富含钠质的岩浆中直接结晶的岩浆型细碧-角斑岩系。

四、母岩浆及其深部分异机制的探讨

本区分布范围广大的细碧-角斑质火山岩系中,小面积的分布着一些与火山岩系近于同时和稍晚侵入的中、小型阿尔卑斯型超基性岩体群,因同位素年龄测定数据太少,各岩体群的侵入时代多凭地质产状推断。这些阿尔卑斯型超基性侵入岩镁铁比值甚高(一般均大于7),多呈窄长条状、长透镜状产出,带状分布、线型延伸,长达数十公里,而宽仅数百米至1—2公里。它们与围岩接触处,常使围岩发生高温热接触变质,产生辉石角岩化。岩体主要由斜辉橄榄岩、斜辉辉橄岩和纯橄橄榄岩组成,蛇纹石化极为强烈(部分遭受滑石-菱镁岩化),某些岩石已无法恢复原岩。按岩石自然组合,又可分为纯橄橄榄岩型、纯橄橄榄岩—斜辉辉橄岩—斜辉橄橄榄岩型、纯橄橄榄岩—辉橄岩—橄橄榄岩—橄辉岩—辉石岩型、滑石菱镁岩—蛇纹岩型、砾状蛇纹岩型等五类。大多数岩体中岩相分带均不清楚,仅在少数岩体膨大部位,岩相分带明显,自岩体下盘向岩体上盘,由纯橄橄榄岩经辉橄岩、橄橄榄岩逐渐过渡为橄辉岩、辉石岩。岩体中含囊状铬铁矿体。这些阿尔卑斯型超基性岩体与海底喷发(伴有浅成侵入)的细碧-角斑岩系除了空间上密切相伴,时间上十分相近之外,在超基性岩体附近的火山岩系中往往有火山集块熔岩产出,这可能反映了火山喷发通道与超基性岩侵入通道在空间上、时间上相近(或继承)的成因联系。再者火山岩与超基性岩的微量元素含量也颇为相似(表3),而且从火山喷发岩经浅成钠质辉绿岩到深成超基性岩,某些主

表3 勉—略地区奥菲奥岩系的微量元素含量(ppm)

岩 石 \ 元 素	V	Ti	Co	Ni	Cr	Mn	Sr	Cu	Zn	Zr	Ga
钠质辉绿岩 (1)	310	4200	100	100	600	840	35	40	70	10	50
火 山 岩 (10)	310	4000	100	100	970	1100	130	40	80	60	50
超 基 性 岩 (9)	100	100	90	1800	3200	370	—	8	50	—	—

注: Cu、Zn、Zr、Ga 为光谱半定量分析,余者皆为定量光谱分析。 分析单位: 西北地质研究所化验室
()内数字为分析样品数。

要元素的分布也表现出一种逐渐演化过渡的特点(图4)。上述种种特征均表明,本区细碧-角斑质火山岩系和阿尔卑斯型超基性岩应是同源岩浆深部分异先后喷发—侵入活动的产物,它们构成了一个“奥菲奥岩系”。该奥菲奥岩系按侵入(及喷发)时代、岩石组合、岩石化学成分又可以分为三个支系:即早期喷发(及浅成侵入)的偏碱系火山岩;与火山岩同时或稍晚侵入的偏铁系超基性岩;侵入最晚的偏镁系超基性岩(表4、图5)。由表5中还可以看出,从偏碱系火山岩经偏铁系超基性岩到偏镁系超基性岩,钙、铝含量渐次降低,镁含量明显增高,碱金属含量明显减低,铁含量有所降低,这种现象可以用该奥菲奥岩系母岩浆的深部分异作用加以解释。

1. 母岩浆的归属

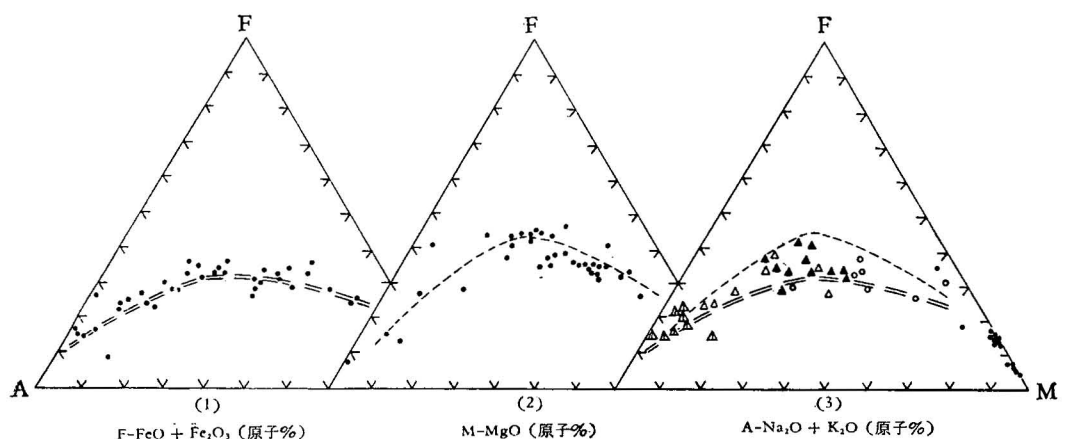
将本区奥菲奥岩系的辉石光学常数测定结果和夏威夷群岛及德意志联邦共和国卡塞

表 4 勉—略地区奥非奥岩系的侵入(及喷发)时代和岩石组合

时 代	系 列 矿 化	偏 镁 系 超 基 性 岩	偏 铁 系 超 基 性 岩	偏 碱 系 火 山 岩	同 位 素 年 龄*
		石 棉, 铬 铁 矿	含 钴 硫 化 镍 矿	黄 铁 矿	(百万年)
震 旦 纪	(第 二 期)	A 岩体群: 纯橄榄岩; M 岩体群 } D 岩体群 } 纯橄榄岩—斜辉辉橄岩— ES 岩体群 } 斜辉橄榄岩; SH 岩体群 } SU 岩体群 } WS 岩体群 } X 岩体群 } 纯橄榄岩—辉橄岩—橄橄 J 岩体群 } 岩—橄辉岩—辉石岩。			ES 岩体群: 405
	(第 一 期)		CH 岩体群 } JA 岩体群 } 滑石菱镁岩— L 岩体群 } 蛇纹岩; LU 岩体群 } N 岩体群 } 砾状蛇纹岩。 H 岩体群 } LO 岩体群 }	细碧—角斑岩系	JA 岩体群: 590

注: 同位素年龄蛇纹岩样品用全岩法测定, 由于为蚀变岩石, 故测定年龄应比实际年龄偏新, 只能做为对比地质体相对侵入时代的参考。

* 桂林冶金地质研究所岩矿室: 1972 年, 略—勉—阳地区岩石钾—氩法同位素年龄测定。



(1) 碱性橄橄玄武岩系列; (2) 拉斑玄武岩系列(分析数据 据 M. H. 巴蒂, E. J. 特纳, 久城, G. A. 麦克唐纳, W. T. 乔利等人)。
(3) 勉—略地区奥非奥岩系。 ● 超基性岩 ○ 钠质辉绿岩 ▲ 细碧岩及细碧玢岩 △ 角斑岩 ▲ 石英角斑岩

图 4 勉—略地区奥非奥岩系 A-F-M 图

(部分分析数据据陕西省地质局和陕西省冶金地质勘探公司分析)

尔地区各类型玄武岩系列的辉石相比较(图 6), 可以说明其母岩浆成分与过渡型玄武岩系列(高铝玄武岩和橄橄拉斑玄武岩)比较相近。此外, 从图 4 上也可以看出本区奥非奥岩系的化学成分投影图点, 亦落于拉斑玄武岩系列和碱性橄橄玄武岩系列之间。同样, 若按久野的分类^[6], 本区奥非奥岩系亦与拉斑玄武岩系列和碱性橄橄玄武岩系列之间的过渡类型相似(图 7)。我们又根据本区奥非奥岩系各岩类的出露面积将其化学成分加权平均, 求出本区奥非奥岩系的近似平均成分(表 5), 并用 CIPW 法加以计算, 发现出现 OI 及

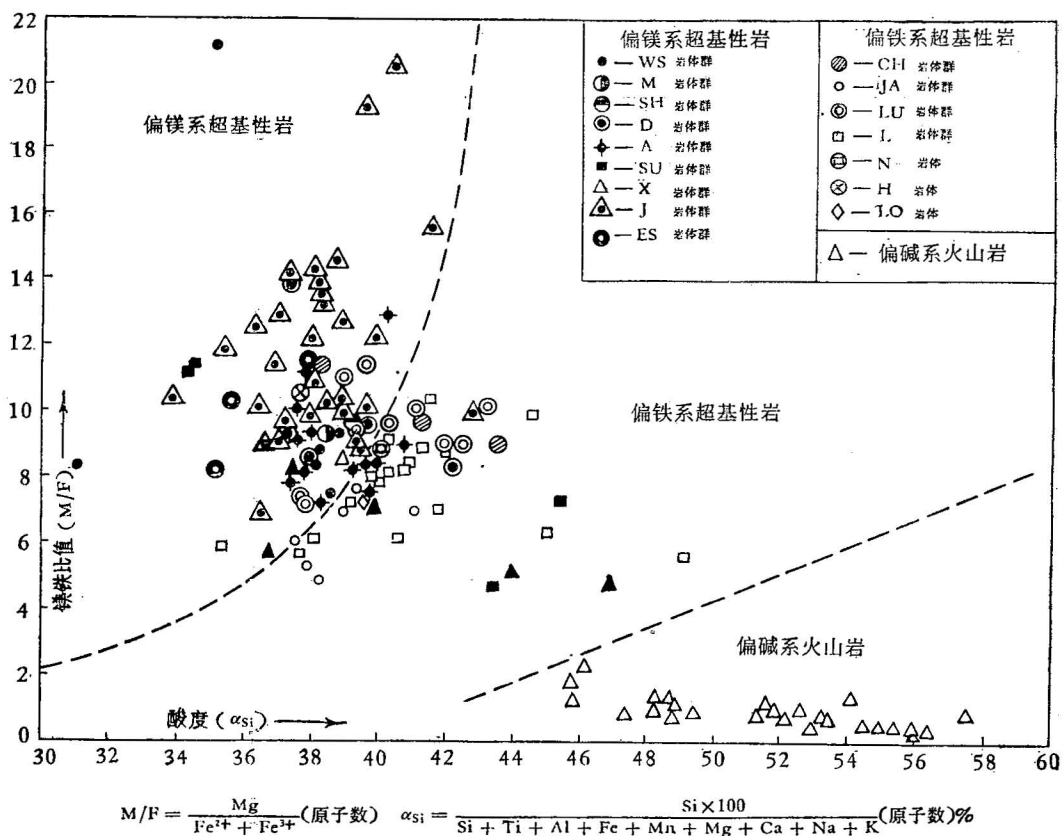
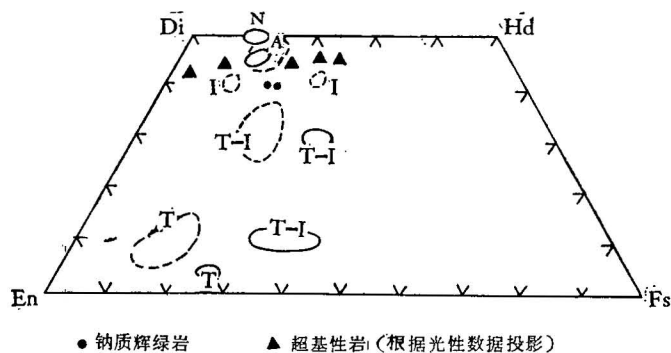


图5 勉-略地区奥菲奥岩系的偏碱系、偏铁系与偏镁系岩石
(部分数据据陕西省地质局和陕西省冶金地质勘探公司分析,其余为西北地质研究所分析)



夏威夷^[1,4]和卡塞尔^[7]地区各类玄武岩中辉石成份
(夏威夷区为化学分析 卡塞尔区为电子探针分析)投影区:
T-拉斑玄武岩类; I-过渡型玄武岩类(高铝玄武岩, 橄辉拉斑玄武岩);
A-碱性橄辉玄武岩类; N-橄辉霞石岩

图6 勉-略地区奥菲奥岩系的辉石成分

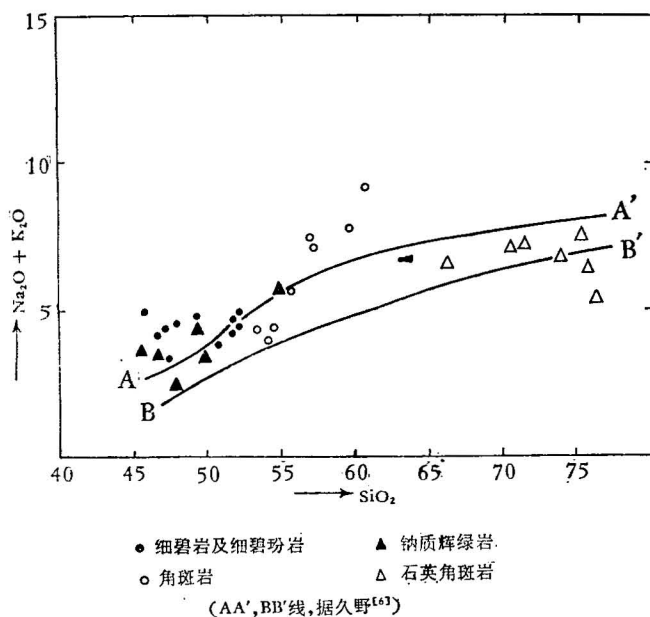


图 7 勉—略地区细碧-角斑岩系 SiO_2 - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 相关图
 AA' 线以上: 碱性橄榄玄武岩系列 AA' 线至 BB' 线: 高铝玄武岩系列 BB' 线以下: 拉斑玄武岩系列

HY 标准矿物分子, 而与橄榄拉斑玄武岩相似, 且偏富碱质和 H_2O^+ 。

综上所述, 从单斜辉石、岩石化学成分及标准矿物分子等三方面特点与国外有关玄武岩系列相比较, 本区奥菲奥岩系的母岩浆成分与橄榄拉斑玄武岩相似, 而又以偏富碱质和 H_2O^+ 与其有所区别。M. H. 巴蒂在研究新西兰的细碧岩时, 曾指出其可能是由一种湿的拉斑玄武岩岩浆演化而成。我国西北科研部门进一步将经常出现于褶皱造山带的细碧-角斑质火山岩系独立划出, 并与一般正常的碱性和钙碱性火山岩系相区别。根据本区实际情况, 将这一套密切共生由细碧-角斑质火山岩系和阿尔卑斯型超基性岩组成的奥菲奥岩系的母岩浆, 称为奥菲奥岩浆较好。

2. 岩浆深部分异机制的探讨

如前所述, 可以推想本区的偏碱系细碧-角斑质火山岩和偏铁系、偏镁系阿尔卑斯型超基性岩应是成分上与橄榄拉斑玄武岩近似的奥菲奥岩浆深部分异先后喷发一侵入活动的产物。其深部分异机制大致可分为两个阶段。

(1) 深部液态分异阶段:

按照理论岩石学和现代地球化学的研究, 元素在岩浆熔融体中所处的状态为离子状态, 硅酸盐熔融体具有与固体硅酸盐类似的离子构造性质。X 射线衍射和新近吸收光谱的研究, 更进一步证实硅酸盐玻璃(代表过冷却的硅酸盐熔体)与硅酸盐晶体的构造相似, 具有一定的有序性, 但较不规则。亦即硅酸盐熔体主要由组成硅酸盐晶体结构中的那些阴离子和阳离子所组成。其阴离子主要是由硅氧四面体构成的各种络阴离子团: $[\text{SiO}_4]^{4-}$ 、 $[\text{SiO}_3]^{2-}$ 、 $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$ 、 $[(\text{Al}_x\text{Si}_{n-x})\text{O}_{2n}]^{x-}$ ……等; 主要阳离子有成岩阳离子: Mg^{2+} 、

表 5 勉—略地区奥非奥岩系及世界其它地区各类玄武岩的化学成分(重量%)

序 号 化 物	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	CIWP 标准矿物	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	39.78	39.79	49.13	52.34	48.68	50.89	49.78	49.49	50.19	46.48	48.11	Qz	—	2.28	3.24	—	—	—	—
TiO ₂	0.02	0.06	0.78	0.80	0.73	2.79	0.68	2.78	0.75	2.70	1.72	Or	2.23	2.23	1.67	3.06	2.23	3.90	6.96
Al ₂ O ₃	0.90	1.45	13.47	13.27	11.56	13.22	15.69	13.14	17.58	13.86	15.55	Ab	30.41	18.35	9.96	18.86	23.59	22.94	23.92
Cr ₂ O ₃	0.41	0.32	0.10	0.06	0.11							An	14.46	34.77	36.72	24.19	34.94	23.36	26.15
Fe ₂ O ₃	5.29	5.03	7.57	4.19	4.71	2.03	2.73	1.49	2.84	2.59	2.99	Ne	—	—	—	—	—	0.35	0.11
FeO	1.96	3.56	4.08	4.79	4.73	9.12	9.20	9.83	7.19	9.52	7.19	Di	16.07	12.63	17.77	24.13	13.56	20.43	17.42
MnO	0.09	0.12	0.11	0.18	0.17	0.14	0.35	0.17	0.25	0.12	0.16	Hy	17.27	23.25	24.88	17.97	16.21	—	—
NiO	0.27	0.26	0.03	0.005	0.03							OI	0.74	—	—	3.81	4.16	18.35	26.55
MgO	37.57	34.44	7.87	3.98	9.40	8.02	7.79	8.96	7.39	9.74	9.31	Mt	6.71	2.78	3.94	5.32	3.94	3.70	4.40
CaO	0.60	1.37	8.31	7.49	7.20	10.56	11.93	11.19	10.50	10.38	10.43	Il	1.37	5.31	1.37	2.09	1.52	5.16	3.19
K ₂ O	0.04	0.065	0.42	0.55	0.39	0.43	0.29	0.52	0.40	0.67	1.13	AP	0.34	0.67	0.34	0.67	0.34	1.01	1.35
Na ₂ O	0.085	0.10	3.87	4.31	3.58	2.17	1.21	2.24	2.75	2.82	2.85	CM	0.22	—	—	—	—	—	—
CO ₂	0.93	2.88	0.29	5.87	5.06														
P ₂ O ₅	0.03	0.04	0.24	0.19	0.18	0.27	0.07	0.26	0.14	0.35	0.56								
H ₂ O ⁺	12.04	10.40	3.26	2.61	4.01	0.27	—	0.09	—	0.59	—								
总 计	100.015	99.885	99.53	100.635	99.58	100.00	99.72	100.16	99.98	99.82	99.98								

1. 偏镁系超基性岩平均成分(67个样品) 2. 偏铁系超基性岩平均成分(49个样品) 3. 钠质辉绿岩平均成分(6个样品) 4. 偏碱系火山岩平均成分(32个样品)
 5. 奥非奥岩系近似平均成分(系按各岩类出露面积加权平均获得) 6. 夏威夷拉班玄武岩平均成分^[1] 7. 日本拉班玄武岩平均成分 8. 夏威夷橄辉斑玄武岩^[1] 9. 日本高铝玄武岩平均成分 10. 夏威夷橄辉斑玄武岩平均成分 11. 日本和朝鲜碱性橄辉斑玄武岩平均成分

Fe^{2+} 、 Ca^{2+} 、 Na^{+} 、 K^{+} 及微量成矿阳离子 Cr^{3+} 、 Ni^{2+} ……等。当奥菲奥母岩浆从上地幔产生后尚处于熔融状态时, 在岩浆运动过程中, 于一定的物理化学场条件下, 首先受静电力的控制发生液体状态下的离子迁移聚合。在阴离子氧的有效静电荷最高, 比重最大, 基性程度最高的 $[\text{SiO}_4]^{4-}$ 的周围优先聚合离子电位最高的成岩阳离子 $\text{Mg}^{2+}(\pi = 3.03)$ 和成矿阳离子 $\text{Cr}^{3+}(\pi = 4.76)$ 。而大部分离子电位较低的成岩阳离子 $\text{Fe}^{2+}(\pi = 2.74)$ 、 $\text{Ca}^{2+}(\pi = 2.02)$ 和成矿阳离子 $\text{Ni}^{2+}(\pi = 2.89)$ 则趋向于聚合在阴离子氧有效静电荷较低, 比重较小, 基性程度较低的 $[\text{SiO}_3]^{2-}$ 和 $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$ 的周围。聚合在阴离子氧有效静电荷最低、比重最小、酸度最高的 $[(\text{Al}_x\text{Si}_{n-x})\text{O}_{2n}]^{x-}$ 周围的阳离子则以 $\text{Na}^{+}(\pi = 1.03)$ 、 $\text{K}^{+}(\pi = 0.704)$ 、 Ca^{2+} 为主及少部分 Fe^{2+} 。通过此种液体状态下的离子迁移聚合, 该奥菲奥母岩浆逐渐趋于下部基性程度最高偏镁质(含铬), 中部基性程度稍低偏铁质(含镍), 上部基性程度最低(含铁)。

(2) 深部结晶分异阶段:

1964 年 D. H. 格林等人所作的成分为橄榄拉斑玄武岩样品的高温高压成岩实验结果^[5], 可以利用来解释本区奥菲奥母岩浆深部结晶分异作用的机制。实验得出: 温度 1200—1300°C, 压力小于 10 千巴时, 结晶相主要是橄榄石, 斜方辉石很少; 当压力增加到 12.5 千巴时, 斜方辉石的结晶已多于橄榄石; 压力增至 15 千巴以上, 主要是斜方辉石结晶, 只有少量单斜辉石和橄榄石; 压力在 20 千巴以上, 结晶相已全部为斜方辉石。由表 6 可见, 结晶作用愈充分, 即顽火辉石结晶愈多, 残余熔浆的成分就愈贫于镁而富含钙和铝, 钠、钾也明显富集起来。这种残余液相的演变特点与本区从偏镁系超基性岩经偏铁系超基性岩到偏碱系火山岩的化学成分演化特点十分相似(表 5)。因此, 可以设想, 当前述已经发生液态分异的奥菲奥母岩浆继续上升到达 40—50 公里的深度(相当于 12.5—20 千巴压力), 冷却至 1200—1300°C 时, 即发生以斜方辉石为主体的结晶分异和重力沉降作用。

表 6 20 千巴压力下各种结晶程度的残液成分^[13]

结晶程度 氧化物 (重量%)	橄榄拉斑玄武岩	20% 顽火辉石结 晶, 20 千巴 1300°C	25% 顽火辉石结 晶, 20 千巴 1300°C	30% 顽火辉石结 晶, 20 千巴 1200—1300°C
SiO_2	47.35	46.3	46.0	46.2
TiO_2	2.04	2.5	2.7	2.9
Al_2O_3	13.20	14.2	14.5	14.7
Fe_2O_3	0.92	1.1	1.2	1.3
FeO	9.31	9.4	9.4	7.5
MnO	0.15	0.2	0.2	0.2
MgO	14.68	11.4	10.5	10.6
CaO	10.27	12.3	12.7	13.6
Na_2O	1.75	2.20	2.32	2.50
K_2O	0.08	0.10	0.11	0.12
P_2O_5	0.21	0.26	0.28	0.30
Cr_2O_3	0.04	0.04	0.04	0.04

通过上述分异作用, 该母岩浆的上部逐步演变成偏碱系火山岩浆, 依次向下演变为偏铁系及偏镁系超基性岩浆。随着地壳断裂构造活动, 上部的派生偏碱系火山岩浆首先溢

出地表(部分为浅成侵入),形成本区面积广大的细碧-角斑质火山岩系。若断裂构造继续活动,向下切割,此时尚未充分结晶的偏铁系和偏镁系超基性岩浆,也可有一部分继承着原来的火山通道或沿着另外一些通道上升侵入至地壳之中,形成小面积分布的一群群中、小型阿尔卑斯型超基性侵入体。这一过程中,在深部已经开始结晶的一部分仍处于高温状态下的晶体也可以由于压力骤然降低而重新熔化。这些超基性岩浆侵入至上部地壳以后,还可以在低压条件下的各个岩浆房里发生分异作用。因为这种分异作用是在低压条件下发生,所以各超基性岩体中实际见到的都是橄榄石比斜方辉石先结晶(有的岩体可以见到典型的“包橄”结构)。很显然,本区奥菲奥母岩浆深部分异过程中所形成的三部分支系岩浆之间必然不会是截然分界,特别是最下部的偏镁系超基性岩浆若遇机会上升,也可能是因袭上部支系岩浆的一部分通道,而混合进一小部分上部支系岩浆。当这种混合性岩浆侵入上部地壳后,在岩浆房里分异过程中就可能近似地重现深部岩浆的分异现象,如有的岩体就是下部属偏镁系而上部属偏铁系。

曾在一起参加本区火山岩野外研究工作的有陈有年、秦克令等同志,他们对本文的编写提出了许多宝贵意见,谨致谢意。

参 考 资 料

- [1] Yoder, H. S. Jr. and Tilley, C. E. 1962 Origin of basalt magmas, An experimental study of natural and synthetic rock systems, *J. Petrol.* No. 3, pp. 342—532.
- [2] Mckie, D. and McConnell, J. D. C. 1963 The kinetics of the low-high transformation in albite, 1. Amelia albite under dry conditions, *Min. Mag.* Vol. 33, pp. 581—588.
- [3] Donnelly, T. W. 1963 Genesis of albite in early orogenic volcanic rocks, *Am. Jour. Sci.* Vol. 261, pp. 957—972.
- [4] Muir, I. D. and Tilley, C. E. 1963 Contributions to the petrology of Hawaiian basalts, the tholeiitic basalts of Mauna Loa and Kilauea, *Am. Jour. Sci.* Vol. 261, pp. 111—128.
- [5] Green, D. H. and Ringwood, A. B. 1964 Fractionation of basalt magmas at high pressures, *Nature* Vol. 201, No. 4926, pp. 1276—1279.
- [6] Kuno, H. 1965 Fraction trend of basalt magmas in lava flows, *J. Petrol.* Vol. 6, No. 2, pp. 302—321.
- [7] Gramse, M. 1970 Quantitative untersuchungen mit der elektronen-mikrosonde an pyroxenen aus basalten und peridotit Einschlüssen, *Contr. Miner. Petrol.* Vol. 29, No. 1, pp. 43—73.
- [8] Harnik, A. B. and Soptrajanova, G. 1973 Orderdisorder relations in natural and heated Rhmb porphyry plagioclases, *Contr. Miner. Petrol.* Vol. 40, No. 1, pp. 75—78.
- [9] Марфунин А. С. 1960 Вывод диаграммы оптической ориентировки кислых и средних плагиоклазов. *Изв. АН СССР, Сер. Геол.* № 5, Стр. 88—102.

THE ORIGIN OF SPILITE-KERATOPHYRE SUITE IN MIAN-LUE REGION AND A PRELIMINARY NOTE ON THE MECHANISM OF DIFFERENTIATION AT DEPTH OF ITS PARENT MAGMA

Xia Linqi

Abstract

In this paper, evidence based principally on optical properties and structural state (ordering degree) of sodic plagioclases indicates that the spilite-keratophyre suite from Mian-Lue region of the southern Qin Ling range is not metasomatic in origin but is the product of crystallization of magma.

The spilite-keratophyre suite, closely associated with the alpine-type ultrabasic intrusives in this region, constitutes a typical ophiolite suite. The chemical composition of clinopyroxenes and the rocks in the ophiolite suite suggests that the parent magma is a transitional type between alkaline olivine-basaltic and tholeiitic magma. The parent magma resembling olivine-tholeiitic magma, yet relatively rich in alkali and H_2O^+ , may be designated as ophiolitic magma. The possible mechanism of differentiation of the ophiolitic parent magma is also discussed in this paper.