

中国东部新生代火山岩

吴利仁 翟明哲 郑祥身

(中国科学院地质研究所)

杨瑞瑛 黄忠祥

(中国科学院高能物理研究所)

中国东部新生代火山岩分布甚广,大部隐伏于地下(图1),在环太平洋火山岩带中占有重要位置;对研究岩石圈的组成、结构、发展、演化和板块构造均起着重要作用。虽早在50年代就有专文对其进行探讨,但长期以来在这方面的工作进展不大;只近些年来,对中国东部新生代火山岩及有关超镁岩包体的研究有了较大的发展,已积累了较多资料,现以作者的研究工作为基础,结合其他岩石学者在这个领域中所取得的成就,对新生代火山岩有关问题进行综合论述。

一、岩浆活动地质背景及火山岩时空分布

1. 岩浆活动地质背景

在距今1.1—0.8亿年间,库拉板块以20厘米/年的速度向北北西运动,约有6000公里的大洋板块和洋脊消亡于欧亚大陆板块之下。强烈扩张的库拉—太平洋脊及其热效应可能已引起日本海的扩张(Uyeda等,1974)。自古新世至始新世(60—40百万年)由于太平洋板块继续俯冲,在岩石圈以下的深处,下降板块的顶面因剪切应变而变热,直至温度上升到足以使地幔克服粘滞阻力,而形成高温、低密度的地幔底辟(Karig,1971)。地幔上隆已被一些岩石学者对碱性玄武岩中超镁铁岩包体的温—压平衡条件的研究所证实(路凤香等,1981,1983;鄂莫岚等,1983,)。这一作用使其上的岩石圈处于拉张状态,大陆边缘局部地壳逐渐变薄,发生张裂,最终使日本列岛脱离欧亚大陆。与此同时,于中国东部沿着一些北北东—北东向古深断裂逐渐形成由一些狭窄地垒割开的平行地堑组成的复式裂谷系。伴有比较强烈的岩浆活动。于距今40—20百万年间,太平洋板块的运动方向由北北西变为北西向西,运动速度变慢(Uyeda,1974)。于渐新世晚期裂谷夭折。于中新世初,由于洋脊发生了变化,太平洋板块的运动速度加快(Hilde等,1977)又导致弧后扩张作用加强,日本海进一步张开,迫使日本岛弧和日本海沟向东南迁移,而于其内侧形成了新洋壳(Packham,1971)。同时可能形成了年轻的琉球岛弧、台湾岛、澎湖列岛、东沙、西沙、中沙、南沙群岛及渤海、黄海、东海和

南海盆地。中国东部早第三纪形成的复式裂谷系整体下沉,而形成松辽平原、华北平原及一系列拗陷,亦伴随相应的岩浆活动。

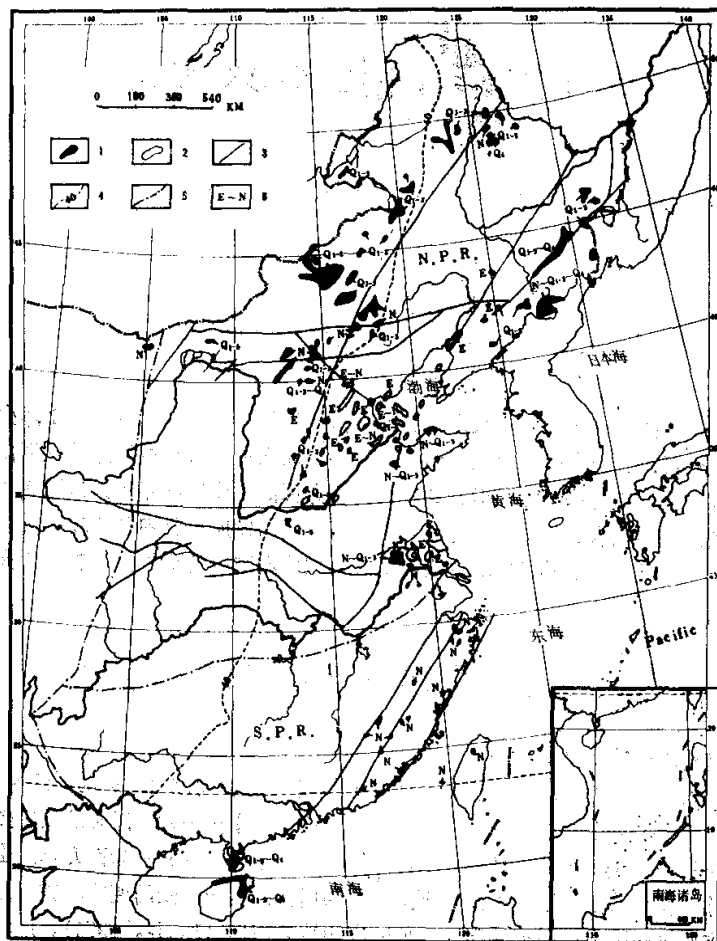


图1 中国东部新生代火山岩分布图

1-出露的新生代火山岩, 2-隐伏的新生代火山岩, 3-断裂, 4-地壳 40 公里等厚线, 5-岩区界线, 6-火山岩的地质时代, N.P.R.-北岩区, S.P.R.-南岩区

Fig. 1 Map showing the distribution of the Cenozoic volcanic rocks in eastern China

中国东部裂谷发育的程度各处不同, 裂谷作用有自渤海拗陷及其周边地区向南北两侧依次减弱, 时间拖后的趋势。因此各处岩浆的形成和活动遵循不同的规律。可以常州—岳阳古断裂(为中生代火山岩中岩区和南岩区的分界线。吴利仁等, 1982)为界将中国东部划分为南、北两新生代火山岩区。则北岩区(北火山岩区, 下同)岩浆的形成及活动受地幔底辟及古深断裂的控制明显, 而南岩区岩浆的形成及活动受板块的消减作用及古深断裂的制约显著。

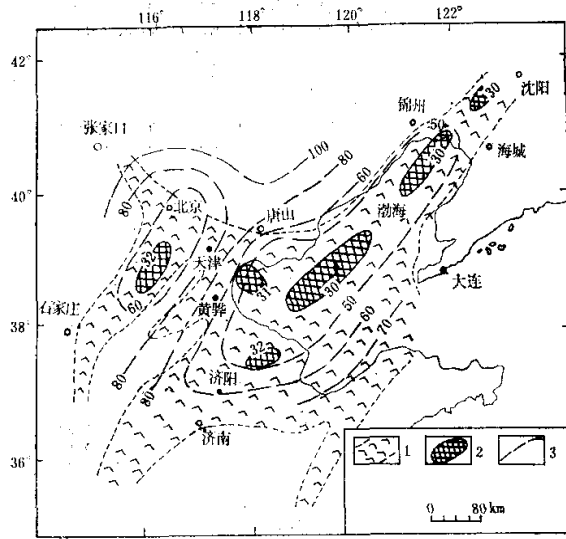


图2 渤海及邻区上地幔隆起示意图

1-区域性上地幔隆起区；2-局部上地幔隆起，数字表示莫霍界面埋深(公里)(据滕吉文等,1983)；3-上地幔软流层顶面等深线(公里)(据刘国栋等,1983；王新河1981)

Fig.2 Plot showing the uplift of the upper mantle in Bohai Sea and its vicinity

于北岩区，渤海拗陷位于北西向张家口—天津和北北东向庐江—郑城—沈阳—密山地幔隆起(断裂)带的交会处(图2)。这里第三纪沉积最大厚度达一万米以上，地壳厚度最薄处小于30公里，高热流值可达2.36HFU(滕吉文等,1983)。上地幔软流层表面埋深约50公里(图2)。于渤海拗陷中部更浅一些，根据地磁短周期变化异常的分析认为只有30—50公里(祁贵仲等,1981)。以渤海拗陷中部为顶点，软流层表面的埋深向东西两侧增加甚快，向西部山区迅速增至100公里，向南西次之，向东北较缓。

2. 火山岩时、空分布

北区新生代火山活动可分为早第三纪(E)、晚第三纪(N)、第四纪(Q)三个时期。早第三纪(71.5—28.5百万年，见表1)橄榄拉斑玄武岩、拉斑玄武岩主要分布于上述地幔隆起中心的渤海拗陷及其毗邻的北京、黄骅、济阳、下辽河拗陷中，唯北京拗陷以石英拉斑玄武岩为主，而下辽河和济阳拗陷等地亦出现碱性橄榄玄武岩。这些火山岩属海相，均隐伏于地下。晚第三纪(23.8—2.6百万年，见表1)碱性橄榄玄武岩、响碧玄岩很发育，主要分布于早第三纪火山岩分布区的外围山区及高原，如长白山、老爷岭、张广才岭、牡丹江、赤峰、围场、汉诺坝、集宁、阳原、蔚县、临朐、昌乐—沂水、蓬莱等地。第四纪(1.48百万年—现代，见表1)的火山岩最复杂，可细分为三个火山岩系列：1. (含少量标准Hy成分的)橄榄玄武岩系列：橄榄玄武岩、石英安粗岩、石英碱性粗面岩、碱流岩；2. 钠质碱性火山岩系列：碱性橄榄玄武岩、响碧玄岩、橄榄霞石岩；3. 钾质碱性火山岩系列：含白榴石碱长粗面岩、含白榴石粗面岩、白榴石响岩、灰玄响岩、灰玄白榴岩、橄榄白榴岩。钠质碱性系列火山岩主要分布于晚第三纪火山岩分布区外围的火山区及高原，距上地幔隆起中央部位

表 1 中国东部新生代火山岩 K-Ar 年龄 (百万年)
Table 1 K-Ar age (Ma) of Cenozoic volcanic rocks in eastern China

岩区	地 点	E			N		Q ₁₋₃	Q ₄	资料来源*
		E ₁ (古新世)	E ₂ (始新世)	E ₃ (渐新世)	N ₁ (中新世)	N ₂ (上新世)	Qp (更新世)	Qh (全新世)	
北岩区	渤海拗陷		46.50						(1)
	华北平原	71.08	57.13	28.50	18.06				(1)
	下辽河拗陷	71.50		37.54					(1)
	辽宁省抚顺	64.00							(2)
	河北省围场				23.8-22.1				(3)
	山西省繁峙	63.00							(4)
	山东省临朐				16.78-9.66	4.44			(5)
	山西省大同地区						0.99-0.84 0.50-0.37 0.20-0.10		(6)
	河北省汉诺坝				14.00, 19.30, 13.60				(7)
	黑龙江省五大连池						0.56-0.27	公元1721-1719年	(8)
南岩区	吉林省长白山				19.91, 15.07	4.21, 2.60	1.48, 0.61- 0.088	1410-1050年前 (c ¹⁴ 年龄) 公元 1702, 1668, 1597年	(9)
	广东省三水盆地	61.00	51.00-45.00		7.19	3.83	0.97, 0.39	9000年	(10)
	云南省腾冲								(11)

* (1) 中国科学院地质研究所岩矿室(1971); (2) 王东方(1982); (3) 河北第二地质队, (1979);
(4) 山西省地质局(1977); (5) 朱铭, 胡华光等(1983); (6) 杨学昌等(1982); (7) 翟明哲
(1983); (8) 胡世玲等(1983); (9) 刘嘉麒等(1982); (10) 郭福清等(1979); (11) 范慈昆(1983)。

(渤海拗陷) 更远; 如宽甸、镜泊湖、龙岗山、图门江、白狼、阿巴嘎旗、锡林浩特、尚义、大同、井陉、平定、昔阳、左权、武安、阳邑、大小蜀山、女山等地。橄榄玄武岩系列火山岩主要见于长白山、南岗山地区。钾质碱性系列火山岩见于科洛、二克山、五大连池等地。

上述火山岩的时空分布规律, 如以渤海拗陷及其毗邻地区为中心, 则沿着庐江—郯城—沈阳—密山、天津—张家口、太行山—大兴安岭深断裂带看得最清楚。显示出岩浆活动中心随着时间的推移逐渐向外迁移的特点。

应该指出, 上述情况是北区新生代火山岩时、空分布总的趋势; 也时有几期火山岩在同一地区出现: 如长白山地区晚第三纪(中新世、上新世)、第四纪(更新世和全新世)的火山岩并存; 于镜泊湖地区也有上新世高位玄武岩、更新世阶地玄武岩和全新世河谷玄武岩相继形成。

各期岩浆活动、演化的机制更为复杂, 如汉诺坝玄武岩喷发共有五个旋回, 在前四个旋回中开始均喷出响碧玄武岩, 第一至第三旋回在响碧玄武岩喷发后, 喷出橄榄玄武岩; 而第四旋回在响碧玄武岩喷发后喷出碱性玄武岩—含霞石粗面玄武岩。第五旋回只有零星的粗安岩喷发。宽甸黄椅山早—中更新世火山活动有4个旋回, 岩浆喷发次序为: 碧玄武岩(I、II旋回)

→碱性橄榄玄武岩(Ⅲ旋回)→橄榄拉斑玄武岩(Ⅳ旋回)。长白山地区中新世、上新世及早更新世形成的火山岩岩性相近,各期火山活动岩性变化的次序为:碱性橄榄玄武岩→碱性玄武岩→橄榄玄武岩。中更新世火山岩为碱流岩、钠闪碱流岩与石英碱性粗面岩互层(路凤香等,1981)。

苏北拗陷位于郯庐断裂和嘉山—响水断裂交会处附近,平行嘉山—响水断裂延伸,是另一个规模较小的地幔底辟中心,新生代玄武岩的时空分布遵循着与前述情况相似的规律。早第三纪橄榄拉斑玄武岩、碱性橄榄玄武岩分布于拗陷的东部。晚第三纪(中新世)碱性橄榄玄武岩分布于早第三纪玄武岩的外围盱眙—嘉山一带;而上新世碱性橄榄玄武岩分布于中新世玄武岩的外侧,呈北西向展布;大、小蜀山、马头山、塔山、六合方山、江宁方山、茅山方山、赤山、瓜埠山等处。第四纪更新世玄武岩以女山为代表,以响碧玄武岩为主,有少量碱性橄榄玄武岩和霞石岩。

于南岩区新生代火山活动亦可分为早第三纪、晚第三纪和第四纪三个时期。早第三纪玄武岩主要见于广东的三水、茂名、河源、连平等拗陷中。在三水拗陷中石英碱长粗面岩、碱长粗面岩、碱长流纹岩占重要地位;茂名拗陷有安山玢岩。晚第三纪(上新世)是我国东部沿海玄武岩最发育时期,较集中地分布在自东而西的宁海—温州—长乐—诏安—汕头、上虞—丽水—闽清—海丰和绍兴—明溪—长汀—河源三个近于平行海岸的断裂带上,形成外、中、内三条火山岩带,以及台湾岛、澎湖列岛、雷州半岛、海南岛等处。晚第三纪拉斑玄武岩、橄榄拉斑玄武岩、碱性橄榄玄武岩和响碧玄武岩等于上述三岩带均同时出现,但总的趋势是外带(包括澎湖列岛、海南岛、台湾岛)以石英拉斑玄武岩、橄榄拉斑玄武岩为主,可以龙海港尾的火山岩为代表;中带以橄榄玄武岩为主,可以嵛县、新昌、东阳、缙云、闽清为代表;内带则以碱性橄榄玄武岩和响碧玄武岩为主,金华、衢州、松溪、明溪为典型地区。自外带至内带岩性有规律的变化,显示岩浆生成于消减带的特点。第四纪火山活动集中于雷州半岛、海南岛北部和台湾岛北部。台湾岛北部大屯火山群和基隆火山群为安山岩。雷琼地区则以拉斑玄武岩为主。

二、岩性特征

于50年代,赵宗溥(1956)的研究工作表明,中国东部新生代玄武岩类属碱性系列岩石。通过近些年来的工作、特别是对隐伏火山岩的研究工作,发现除碱性系列火山岩外,拉斑玄武岩系列岩石亦占一定地位(周新民等,1981;赵大升等,1983)。刘若新等(1983)把华北地区玄武岩分为碱性、亚碱性两类,具有两种不同的地幔来源。郑学正(1978)把华北地区隐伏的玄武岩命名为过渡型拉斑玄武岩。它们的特点是 SiO_2 弱不饱和或弱饱和、多数含 Q — Norm 、铝量不高、贫钙、 Mg/Ca 值(原子数比)高及碱量偏高。Xinhua Zhou等(1982)根据岩石标准矿物成分和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值又把早第三纪玄武岩划分为北京型和渤海型玄武岩。

根据吴利仁等(1982)所建议的方案,对南、北两区火山岩用 C.I.P.W. 法计算出标准矿物成分,再用Rittmann(1973)关于长石的图解对 Or 、 Ab 、 An 进行合理配分,求出碱性长石(A)和斜长石(P)的成分和含量,然后按 Q 、 A 、 P 或 F 、 A 、 P 成分相互比值在略加修改的 Str-

eckeisen(1979)的QAPF双三角图解中进行投影(图3a、b、c、d、e),将各类火山岩进行分类命名,并研究它们彼此间的关系。

由这些资料可以看出,我国东部新生代火山岩非常复杂,为拉斑玄武岩系列、钙碱性火山岩系列、(含少量标准Hy的)橄榄玄武岩系列、钠质碱性火山岩系列、钾质碱性火山岩系列火山岩并存。随着地质时间由早至晚的推移,火山岩岩性变化总的趋势是碱性程度逐渐增强。

早第三纪,于北京拗陷为含高标准Q和Hy成分的拉斑玄武岩,于渤海拗陷、黄骅拗陷则主要为含标准Hy和Ol成分的橄榄拉斑玄武岩和橄榄玄武岩($Hy < 3\%$)。于下辽河拗陷、济阳拗陷、繁峙则出现含标准Ne的碱性橄榄玄武岩(图3a)。这实际反映了 $Ne-Fo-Qz-Di$ 四元系四面体被硅酸不饱和和临界面($Fo-Di-Ab(Pl)$)和硅酸饱和面($Di-Ab(Pl)-En$)所切割形成的三个次一级四面体所代表的主要玄武岩类同时出现(Yoder和Tilley, 1962)。Fo-Di-

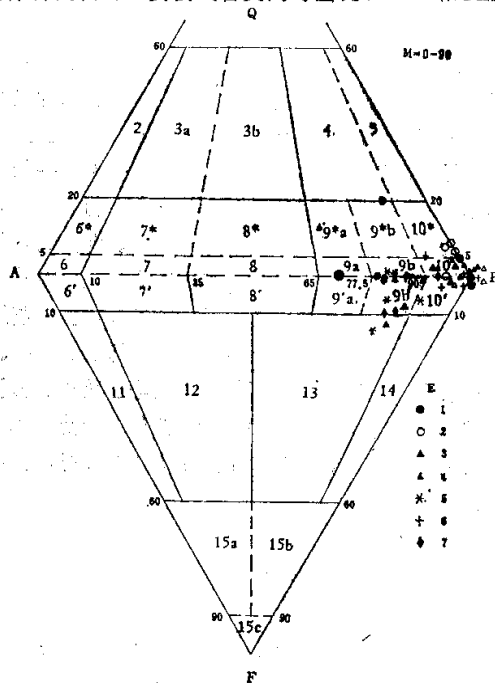


图3a 中国东部北岩区早第三纪(E)火山岩名称及岩性特征QAPF图解
(QAPF图解据Streckeisen, 1979; 吴利仁等略加修改, 1982)

根名: 1a. 硅质岩, 1b. 富硅流纹岩(原图 1a, 1b. 为 1 区, 未分, 未定名); 2. 碱长流纹岩; 3a, 3b. 流纹岩; 4, 5. 英安岩, 6*. 石英碱长粗面岩, 6. 碱长粗面岩, 6'. 含似长石碱长粗面岩; 7*. 石英粗面岩, 7. 粗面岩, 7'. 含似长石粗面岩; 8*. 石英安粗岩, 8. 安粗岩, 8'. 含似长石安粗岩; 9a*. 石英粗安岩、石英粗面玄武岩(原此区未定名), 9a. 粗安岩、粗面玄武岩(原定名为安山岩、玄武岩), 9a'. 含似长石粗安岩, 含似长石粗面玄武岩(原未定名); 9b*, 10*. 石英安山岩、拉斑玄武岩(一部分), 9b, 10. 安山岩、玄武岩, 9b', 10'. 含似长石安山岩、碱玄岩(一部分); 11. 响岩; 12. 灰玄岩; 13. 响灰玄岩、响碧玄岩; 14. 灰玄岩(tephrite, 原译为碱玄岩)碧玄岩; 15a. 响似长岩, 15b. 灰玄似长岩, 15c. 似长岩。火山岩来自: 1-渤海(包括黄骅、大港)拗陷; 2-北京拗陷; 3-松辽平原; 4-苏北拗陷; 5-下辽河拗陷; 6-济阳拗陷; 7-繁峙地区。

Fig. 3a QAPF plot showing the nomenclature and characteristics of the Eocene volcanic rocks in the northern petrological region of eastern China

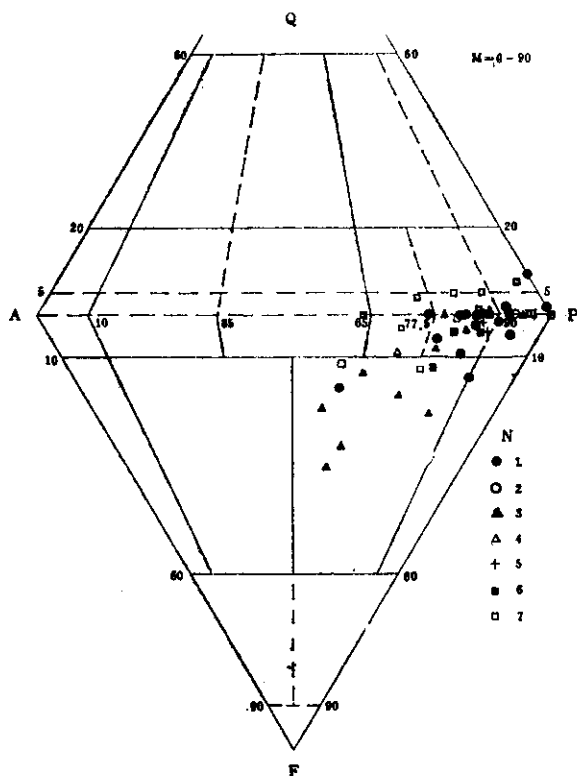


图3b 中国东部北岩区晚第三纪(N)火山岩名称及岩性特征QAPF图解

火山岩来自：1-苏北拗陷；2-济阳拗陷；3-汉诺坝；4-棋盘山；5-蓬莱；6-昌乐-沂水地区；7-长白山地区。

Fig. 3b QAPF plot showing the nomenclatures and characteristics of the Neogene volcanic rocks in the northern petrological region of eastern China

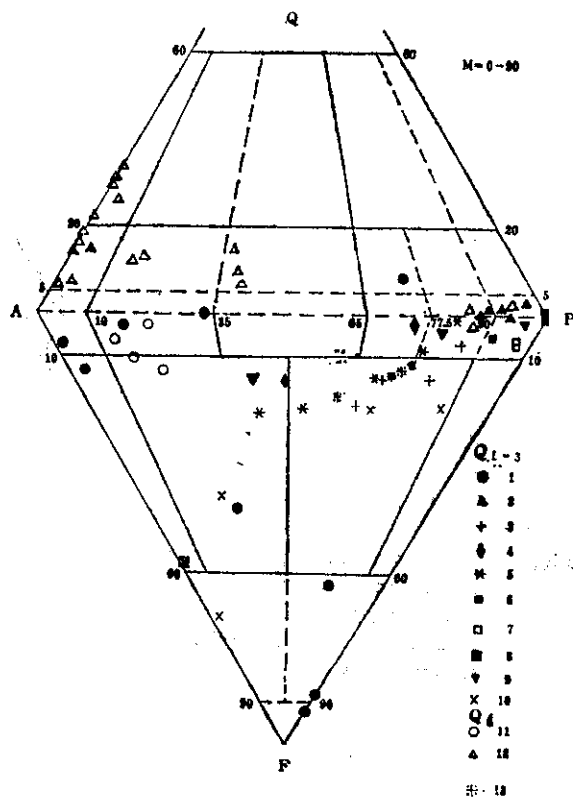


图3c 中国东部北岩区第四纪(Q)火山岩名称及岩性特征QAPF图解

火山岩来自：Q₁₋₃：1-五大连池、科洛、二克山；2-长白山；3-牡丹江；4-宽甸；5-依通；6-平定、昔阳；7-井陘；8-黄骅拗陷；9-大同；10-女山、大蜀山、小蜀山；Q₄：11-五大连池；12-长白山；13-镜泊湖。

Fig. 3c QAPF plot showing the nomenclatures and characteristics of the Quaternary volcanic rocks in the northern petrologic region

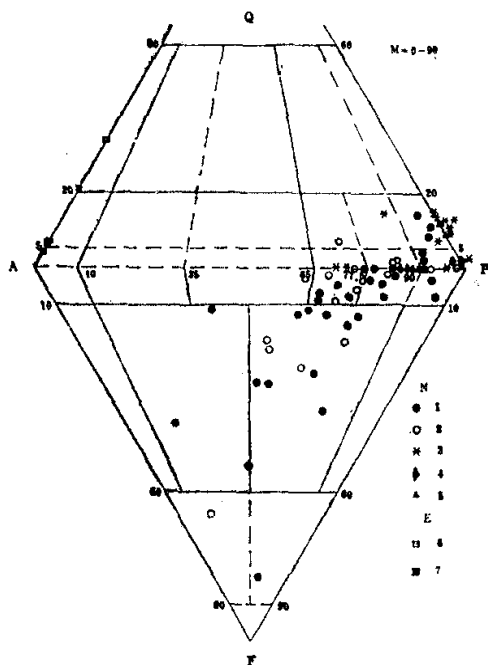


图3d 中国东部南岩区早第三纪(E)和晚第三纪(N)火山岩名称及岩性特征QAPF图解

火山岩来自: 1-东南沿海各省火山岩内带; 2-中带; 3-外带; 4-雷州半岛和海南岛; 5-澎湖和台湾; 6-南海县; 7-三水县。

Fig. 3d QAPF plot showing the nomenclatures and characteristics of the Eocene and Neogene volcanic rocks in the southern petrologic region of eastern China

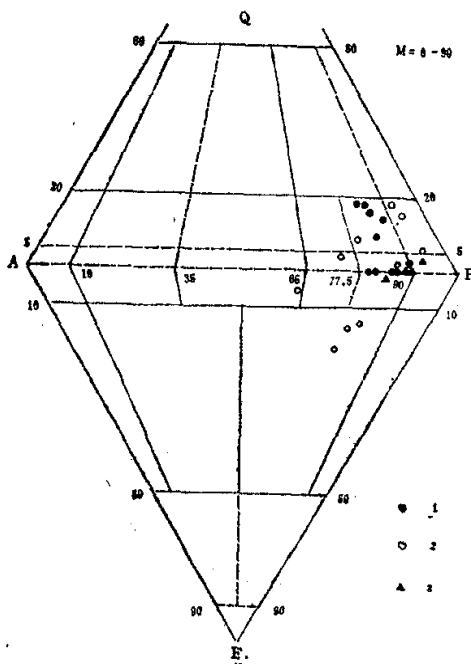


图3e 中国东部南岩区第四纪(Q)火山岩名称及岩性特征QAPF图解

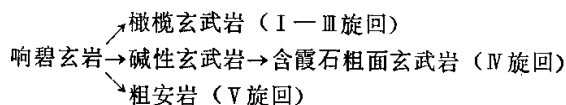
火山岩来自: 1-台湾岛; 2-海南岛; 3-雷州半岛。

Fig. 3e QAPF plot showing the nomenclatures and characteristics of the Quaternary volcanic rocks in the southern petrologic region of eastern China

P1为一热分界面, 当 >10 千巴时便消失, 从而形成 Miyashiro(1978) 所提出的具跨式分异趋势的火山岩组合, 根据上述情况, 应属跨式—A型(图4)。晚第三纪除橄榄拉斑玄武岩外, 碱性橄榄玄武岩占优势, 出现含Ne成分更高的响碧玄岩(图3b)和一些粗面玄武岩。于第四纪有三种火山岩组合: 1. 具肯尼迪分异趋势的钠质碱性系列火山岩组合: 碱性橄榄玄武岩、响碧玄岩、灰玄响岩、橄榄霞石岩。2. 具库姆斯分异趋势含标准Hy成分的橄榄玄武岩系列火山岩组合: 橄榄玄武岩、石英安粗岩、石英碱性粗面岩、碱流岩, 并具双峰式岩套的特点。3. 与肯尼迪分异趋势相对应的钾质碱性系列火山岩组合: 含白榴石碱性粗面岩、含白榴石粗面岩、白榴石响岩、灰玄响岩、灰玄白榴岩、橄榄白榴岩等(图3c)。

南岩区的情况与北岩区者略有不同, 早第三纪火山岩主要为钙碱性系列岩石: 安山岩、碱长粗面岩、石英碱长粗面岩、石英碱长流纹岩(图3d)。晚第三纪(上新世)火山岩最发育, 主要分布于三个火山岩带上。由于岩浆来源受消减带深度的控制, 自外带通过中带向内带火山岩的碱性程度逐渐增加, 甚似北区火山岩岩性按时代变新和由地幔隆起中心向外迁移的变化情况。外带(包括海南岛、台湾岛、澎湖群岛)主要为石英拉斑玄武岩、拉斑玄武岩、橄榄拉斑玄武岩; 而石英拉斑玄武岩占优势, 有少量粗面玄武岩出现。中带除拉斑玄武岩类外, 出现较多的含霞石粗面玄武岩、碱性橄榄玄武岩和响碧玄岩。而内带除拉斑玄武岩类外, 碱性橄榄玄武岩、碱性玄武岩、含霞石粗面玄武岩、响碧玄岩、灰玄响岩、橄榄霞石岩等占主导地位(图3d)。第四纪于雷琼地区火山岩主要为橄榄拉斑玄武岩、拉斑玄武岩、石英拉斑玄武岩和少量碱性橄榄玄武岩和响碧玄岩。于台湾北部主要为安山岩(图3e)。

应该指出, 上述情况只是岩浆生成及演化总的趋势。实际情况更为复杂。前已述及, 汉诺坝于中新世有五个火山岩喷发旋回, 响碧玄岩岩浆被视为原始岩浆, 各旋回不同岩浆的喷发次序可概括为:



根据Miyashiro(1978)判别碱性系列火山岩分异趋势的方法, 则汉诺坝火山岩属跨式—B型分异趋势(图5); 但Miyashiro在同一篇论文中申明, 那些含似长石成分过高的碧玄岩、霞石岩等不在他们所讨论的范围之内。因此, 翟明哲(1981)认为汉诺坝地区响碧玄岩岩浆为迅速上升的原始岩浆, 随之而来的橄榄玄武岩、碱性玄武岩、含霞石粗面玄武岩、粗安岩等为滞留在浅部岩浆房中的响碧玄岩岩浆经结晶分离作用和不同程度与围岩的同化混染作用的产物的看法, 似更切合实际。

辽宁宽甸黄椅山早、中更新世碱性玄武岩岩浆喷发的次序是: (响)碧玄岩(I、II旋回)→碱性橄榄玄武岩(III旋回)→橄榄拉斑玄武岩(IV旋回)。这种情况被解释为“上地幔橄榄岩熔融形成玄武岩浆的过程是以一个深度逐渐减小、温度变化不大的绝热式上隆过程”(路凤香等, 1981)。我们把这种相互关联的上地幔部分熔融程度依次增高的过程称之为“岩浆成生的正向过程”; 而中国东部、特别是北岩区新生代火山岩岩浆成生的总过程与此恰相反, 上地幔部分熔融程度随着时间变新而变小。这可能由于上地幔底辟上升迅速, 压力骤减, 生成上地幔批式部分熔融程度较高的岩浆, 随后温度逐渐下降, 并由于岩石圈断裂下切, 因之岩浆源区的深度加大, 而部分熔融程度降低。可把此种情况称之为“岩浆成生的

逆向过程”。一个更值得注意的情况是在总的岩浆成生逆向过程中，尚包含一些阶段性的正向过程。

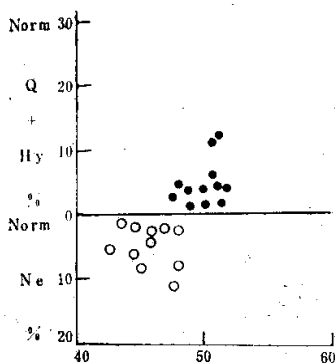


图4 渤海拗陷及其周围地区火山岩组合的跨式-A型分异趋势图解

Fig. 4 Plot showing the straddle-A type of differentiation in volcanic association of the Bohai depression and its vicinity

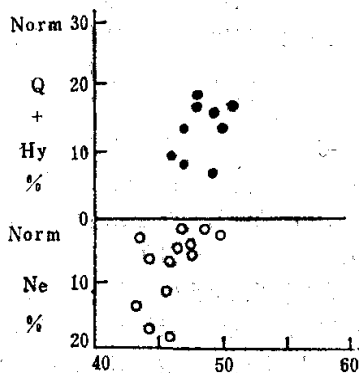


图5 汉诺坝火山岩组合跨式-B型的分异趋势图解

Fig. 5 Plot showing the straddle-B type of differentiation in volcanic association of Hannuoba

三、稀土元素特征

我们用中子活化法对中国东部新生代各类火山岩21个样品进行了稀土分析，另有6个样品是伊丽莹用萃取色谱分离、用等离子光谱测定的，还有2个稀土分析数据引自文献。这些数据一并列表2中。可以看出，拉斑玄武岩类(包括QTH、TH、OTH—说明见表2，以下同)的 ΣREE 变化于37.34至96.87ppm之间， $(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{CN}} = 4.06-6.05$ ；碱性玄武岩类(包括AB、AOB、TRB、NE—TRB)的 ΣREE 变化于96.87—117.92ppm之间， $(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{CN}} = 5.02-12.48$ ；响碧玄岩类(包括PHBA、ONE)的 ΣREE 变化于100.77至207.00ppm间， $(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{CN}} = 7.39-14.62$ ；而富钾质响岩—粗面岩类(包括PH、TEPH、NE—TRB、NE—AFTR、NE—TR)的 ΣREE 变化于213.17—583.41ppm之间， $(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{CN}} = 26.5-41.6$ 。明显区别于N-型MORB[($\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{CN}} < 1$]、T-型MORB[($\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{CN}} \approx 1$]，亦不同于E-型MORB者[($\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{CN}} \approx 2-10$]。显示了 ΣREE 较高及富集LREE的特点。

各种火山岩球粒陨石标准化的REE分布曲线(图6a、b、c、d、e)总体来说为向右倾斜的、多数近于平行的平滑曲线，Eu异常不著，故岩浆的结晶分离作用不强，均属轻稀土富集型。由早第三纪经晚第三纪至第四纪这些火山岩球粒陨石标准化REE分布曲线所处的位置越来越高，而倾斜的角度越来越大，表明 ΣREE 含量愈来愈增高，而LREE/HREE的比值愈来愈大。

引人注目者，属于钠质碱性系列火山岩的橄榄霞石岩(G3)的球粒陨石标准化分布曲线与钾质碱性系列火山岩(K2、R9、W39、K6、Wb09)者于重稀土部分相交；而属于含标准Hy的橄榄玄武岩系列的碱流岩(Tb243)的稀土分布曲线处于最高位置，并具显著的负Eu异常；

表 1 中国东部新生代火山岩岩石化学及REE成分

Table 2 Chemical and REE composition of the Cenozoic volcanic rocks in eastern China

	G5 E 北京 TH	G6 E 北京 TH	G7 E 下辽河 NE-TRB	G8 E 下辽河 AB	H118 E 惠民盆地 TH	L2 E 下辽河 TH	G1 N 六合方山 AOB	G2 N 六合塔山 PHBA	M7 N 牡丹江 OTH	M8 N 牡丹江 PHBA	Zx62 N 汉诺坝 AOB	ZB7 N 汉诺坝 AOB	ZK1 N 汉诺坝 PHBA	G4 N 香山 OTH	Tb267 N 长白山 PHBA
SiO ₂	50.00	49.95	44.53	45.69	48.00	47.84	51.30	47.26	48.78	44.44	48.62	48.30	44.30	47.9	49.54
TiO ₂	1.68	1.76	1.54	1.62	1.30	1.94	1.11	1.57	1.47	1.78	2.18	1.80	2.00	1.5	1.38
Al ₂ O ₃	16.30	14.75	17.31	18.25	15.75	14.67	15.24	13.52	14.88	13.63	15.23	13.76	13.22	16.17	13.89
Fe ₂ O ₃	3.29	3.40	6.18	5.30	6.54	4.83	5.47	4.05	3.35	2.58	5.83	4.95	3.21	10.43	2.25
FeO	6.73	7.02	3.64	3.64	6.32	6.00	5.53	8.95	8.55	10.91	5.39	4.97	9.45	4.01	6.56
MnO	0.26	0.12	0.14	0.20	0.16	0.15	0.14	0.19	0.15	0.20	0.15	0.22	0.24	0.17	0.19
MgO	5.04	6.14	4.22	4.76	5.75	7.16	5.67	8.02	9.69	10.06	5.53	4.58	9.45	4.00	10.75
CaO	8.45	8.87	8.38	9.63	8.28	7.86	8.41	8.18	7.19	8.40	8.54	10.73	10.10	8.00	7.12
Na ₂ O	3.05	2.85	2.80	3.30	3.00	2.57	4.20	4.52	3.00	2.94	3.34	3.20	2.65	3.03	4.40
K ₂ O	0.54	0.88	2.00	1.20	0.87	1.44	1.58	2.35	1.20	1.96	1.85	1.05	1.85	1.50	2.30
P ₂ O ₅	0.31	0.40	0.40	0.53	0.28	0.35	0.21	0.66	0.40	0.50	0.10	0.52	0.77	0.40	0.56
H ₂ O ⁺	2.00	1.77	3.25	3.02		2.81	0.33	0.98	1.33	2.41	2.32	2.19	1.60	1.81	0.94
H ₂ O ⁻	2.55	2.40	1.08	1.31		1.31					0.73	1.45	1.06		0.31
CO ₂			3.67	1.98							0.24	2.51			
挥发					3.57			0.14		1.02				1.26	
Q	4.8	3.0													
A			23.2	4.9	0.48	12.44	12.2	38.1	8.16	26.6	17.80	4.92	24.72	11.3	33.63
P	95.2	97.0	75.8	92.5	99.52	87.52	85.4	39.5	91.84	60.3	81.93	94.49	62.73	88.7	52.52
F			1.0	2.6			2.3	22.4		13.1	0.27	0.59	12.56		13.85
La	13.40	17.70	25.70	26.00	12.20	23.40	18.10	44.70	15.70	45.20	24.30	15.60	50.30	23.00	21.10
Ce	25.90	33.60	46.90	46.10	23.80	39.60	30.70	79.30	34.70	82.50	43.00	37.60	80.00	34.90	37.60
Pr											6.00	5.00	10.20		5.00
Nd	16.20	20.90	21.90	25.70	17.00	24.20	20.00	38.10	14.70	43.50	22.50	20.60	50.00	21.70	17.80
Pm															
Sm	4.14	4.70	4.82	5.62	3.69	4.97	4.06	7.75	2.76	7.04	6.10	5.30	8.60	4.93	5.00
Eu	1.67	1.71	1.92	1.92	1.25	1.79	1.55	2.63	1.63	2.61	2.00	1.80	2.90	1.84	1.50
Gd			5.20								5.20	5.10	7.80		4.30
Tb	0.65	0.79	0.85	0.945	0.533	0.796	0.737	1.17	0.672	1.30	0.71	0.74	1.00	0.803	0.51
Dy											3.70	3.90	5.10		3.20
Ho							0.538				0.89	0.79	1.10	0.830	0.82
Er											1.90	2.00	2.40		2.20
Tm											0.20	0.28	0.27		0.20
Yb	1.63	1.86	1.97	2.34	1.42	1.83	1.47	1.83	1.67	2.42	1.20	1.40	1.40	1.81	1.30
Lu	0.223	0.286	0.292	0.400	0.208	0.280	0.201	0.214	0.242	0.310	0.220	0.230	0.240	0.263	0.240

表 2 (续)
Table 2 (continued).

	R ₁ N 长白山 OTH	K ₂ Q ₁₋₃ 科洛 TEL	R ₉ Q ₁₋₃ 二克山 PH	W ₃₉ Q ₁₋₃ 五大连池 NE- AFTR	K ₆ Q ₁₋₃ 大椅山 TEPH	W _{b09} Q ₁₋₃ 龙门山 NE-TR	G ₃ Q ₁₋₃ 女山 ONE	T _{b243} Q ₁₋₃ 天池 P	M ₁₁₋₂ Q ₄ 镜泊湖 PHBA	M ₁₁₋₆ Q ₄ 镜泊湖 AB	K _{151A} N 龙海牛头山 TH	K ₁₅₇ N 龙海牛头山 QTH	T ₁ N 龙海牛头山 TRB	T ₂ N 龙海牛头山 QTH
SiO ₂	49.41	41.82	51.23	15.18	49.04	53.49	43.12	70.04	47.76	47.22	49.81	52.99	49.08	52.87
TiO ₂	0.6	2.20	2.47	2.79	2.80	2.39	2.64	0.34	1.51	1.59	1.39	1.53	2.19	1.31
Al ₂ O ₃	16.15	11.39	13.65	13.85	13.55	13.5	14.27	12.04	15.33	16.20	15.22	15.83	14.71	15.43
Fe ₂ O ₃	4.86	7.22	1.18	1.52	3.09	3.78	6.83	1.94	1.14	3.54	2.52	3.45	3.59	3.05
FeO	8.25	2.75	6.86	6.91	5.79	5.10	6.89	3.01	9.64	8.27	9.15	6.35	6.93	6.62
MnO	0.19	0.20	0.11	0.12	0.15	0.13	0.21	0.12	0.15	0.20	0.20	0.27	0.13	0.74
MgO	7.44	13.29	7.27	6.49	5.48	5.54	7.09	0.13	9.19	8.41	7.05	4.83	6.63	6.94
CaO	7.97	10.00	5.96	6.14	6.77	6.25	7.64	0.88	7.76	8.24	9.88	9.82	3.97	9.06
Na ₂ O	3.03	1.55	3.66	3.40	4.23	3.62	6.00	5.60	3.97	3.33	2.55	2.81	3.60	2.73
K ₂ O	0.40	4.15	5.44	5.89	5.92	5.00	3.84	5.15	2.05	1.96	0.25	0.55	2.13	0.46
P ₂ O ₅	0.16	0.98	1.14	1.34	1.45	0.22	0.92	0.04	0.50	0.55	0.12	0.22	0.59	0.18
H ₂ O ⁺	0.79		0.38	0.42		0.58	0.43	0.33	0.44	0.56	1.54	0.80		
H ₂ O ⁻	0.36						0.35							
CO ₂											0.26	0.27		
烧失	0.28	3.26	0.3		0.44	0.04	0.40	0.31						
Q		8.6	84.4	84.4	78.7	79.02	28.3	23.52		19.5	1.4	9.8	24.91	7.7
A		25.7	7.2	6.3		15.84	1.2	74.48	24.96	74.1				
P	100.00	65.7	10.3	9.3	21.3	5.13	70.5		61.31	74.1	98.6	90.2	75.09	92.3
F									13.73	6.4				
La	5.95	162.00	106.00	109.00	120.00	73.9	55.50	216.00	45.50	43.50	13.50	13.50	47.73	14.00
Ce	14.00	270.00	176.00	183.00	203.00	140.00	90.50	362.00	71.60	69.10	22.0	22.60	82.60	26.00
Pr						17.70		44.00					12.90	3.60
Nd	8.10	125.00	85.10	83.70	94.40	63.70	46.30	132.00	36.90	30.90	19.0		38.10	11.00
Pm														
Sm	2.59	16.90	12.80	14.00	14.90	11.30	8.23	21.00	7.05	6.79	3.67	3.86	9.19	3.90
Eu	1.04	4.37	3.45	3.80	4.06	3.10	2.92	0.47	2.36	2.15	1.30	1.47	3.22	1.20
Gd	3.43					7.80		17.00					9.41	2.80
Tb	0.478	2.26	1.06	1.15	1.90	1.00	1.39	2.50	1.25	1.07	0.58	0.65	1.27	0.54
Dy					1.09	4.20		13.00					4.68	2.60
Ho						0.89		2.60	0.94				0.48	0.45
Er						1.90		7.00					1.68	1.30
Tm						0.20		0.89					0.21	0.21
Yb	1.53	2.59	1.08	1.23	1.94	0.90	1.93	4.30	2.38	2.17	1.39	1.37	1.70	1.10
Lu	0.24	0.288	0.166	0.178	0.190	0.20	0.228	0.74	0.244	0.211	0.226	0.203		0.16

TH-拉斑玄武岩, NE-TRB-含霞石粗面玄武岩, AB-碱性玄武岩, AOB-碱性橄辉玄武岩, PHBA-响岩, OTH-橄辉拉斑玄武岩, TEL-灰玄白榴岩, PH-响岩, NE-AFTR-含霞石碱长粗面岩, TEPH-灰玄响岩, NE-TR-含霞石粗面岩 ONE-橄辉霞石岩, P-碱岩, QTH-石英斑玄武岩, TRB-粗面玄武岩。
G₅、G₆、G₇、G₈岩石化学分析数据来自郑学正; H₁₁₈岩石化学分析数据自黄家宽; G₁、G₂、G₃、G₄岩石化学分析数据自赵大升等; K_{151A}、K₁₅₇岩石化学分析数据自齐进英。T₁、T₂ REE分析数据自于学元, 相应的岩石化学成分为平均值。Zx62、Zb7、2K1、Tb267、Wb09、Tb243 REE为伊丽堂用萃取色谱分离, 用等离子光谱测定。余均为本文作者用中子活化法分析。

表明三个系列火山岩岩浆来源或演化过程不尽相同（图6c）。

一个引人注意的问题是这些成分不同的火山岩有无成因联系？形成这些岩石的岩浆是怎样生成的？根据前述地质、岩性特征及球粒陨石标准化REE分布模式等的情况表明，中国东部新生代火山岩主要是上地幔不同程度批式部分熔融的产物，少数为结晶分异的派生物。为了进一步证实此种看法。我们采用了Treuil 和 Joron(1975) 提出的方法。他们的研究结果表明，批式部分熔融过程，岩石的La/Sm比值随着La含量增加而增高，呈线性关系；而同源岩浆结晶分离过程，La含量发生变化，La/Sm比值则保持不变，呈水平的线性关系。用La/Sm—La图解对上述火山岩加以检验，总的情况是：主要拉斑玄武岩系列和钠质碱性系列火山岩具有同一的批式部分熔融趋势（AA'线）（图7），只少部火山岩稍有偏离；而钾质碱性系

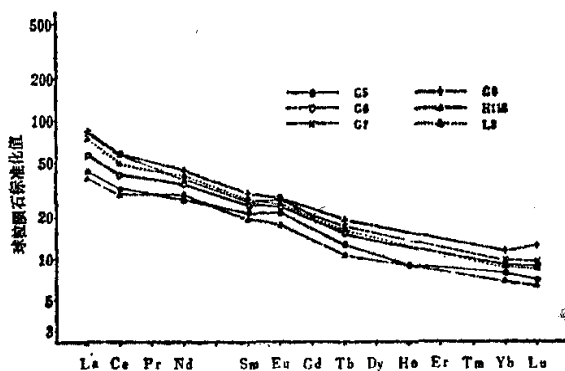


图 6a 中国东部北岩区早第三纪火山岩球粒陨石标准化REE分布曲线

G5-拉斑玄武岩；G6-拉斑玄武岩；G7-含似长石粗面玄武岩；G8-碱性玄武岩；H118-拉斑玄武岩；L2-拉斑玄武岩。

Fig. 6a Chondrite normalized REE distribution patterns for the Eocene volcanic rocks in the northern petrological region of eastern China

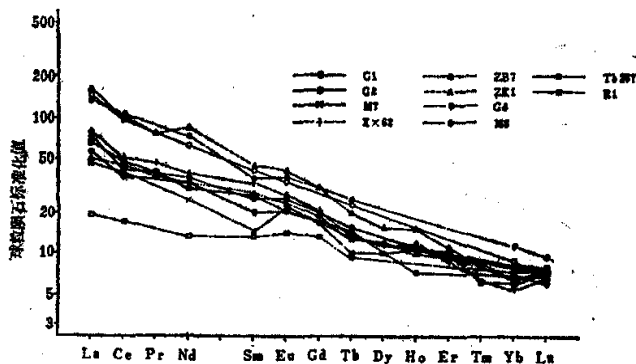


图 6b 中国东部北岩区晚第三纪火山岩球粒陨石标准化REE分布曲线

G1-碱性橄辉玄武岩；G2-响碧玄武岩；M7-橄辉拉斑玄武岩；Zx62-碱性橄辉玄武岩；ZB7-碱性橄辉玄武岩；ZK1-响碧玄武岩；G4-橄辉拉斑玄武岩；M8-响碧玄武岩；Tb267-响碧玄武岩；R1-橄辉玄武岩。

Fig. 6b Chondrite normalized REE distribution patterns for the Neogene volcanic rocks in the northern petrological region of eastern China

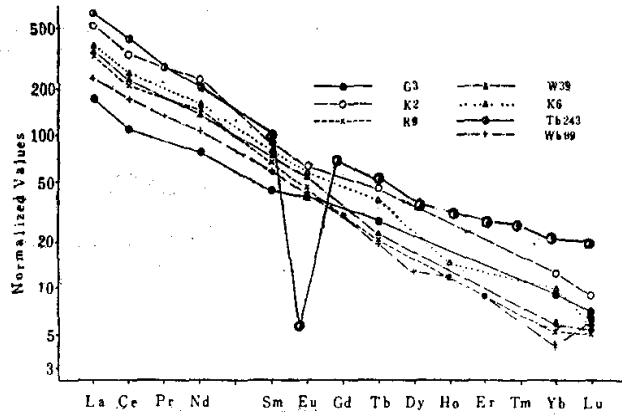


图 6c 中国东部北岩区更新世(Q_p)火山岩球粒陨石标准化REE分布曲线
G3-橄辉麻石岩; K2-灰玄白榴岩; R9-响岩; W39-含霞石碱长粗面岩; K6-灰玄响岩; Tb243-碱流岩;
Wb09-含霞石粗面岩。

Fig. 6c Chondrite normalized REE distribution patterns for the Pleistocene volcanic rocks in the northern petrological region of eastern China

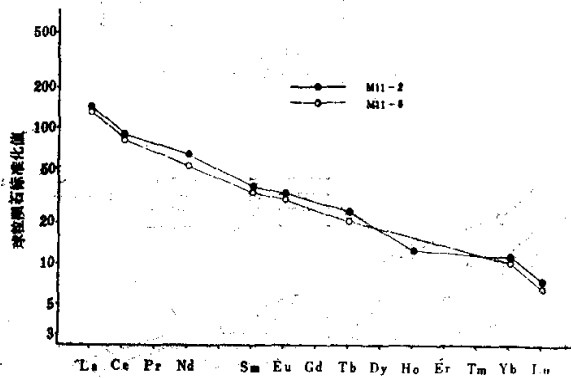


图 6d 中国东部北岩区全新世(Q_h)火山岩球粒陨石标准化REE分布曲线
M11-2-响岩玄武岩; M11-6-碱性橄辉玄武岩。

Fig. 6d Chondrite normalized REE distribution patterns for the Holocene volcanic rocks in the northern petrological region of eastern China

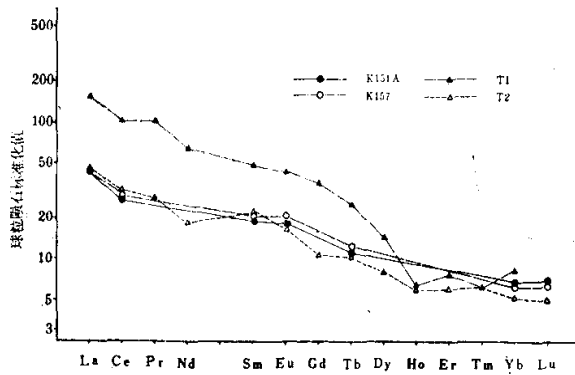


图 6e 中国东部南岩区晚第三纪火山岩球粒陨石标准化REE分布曲线
K151A-拉斑玄武岩；K157-石英拉斑玄武岩；T1-粗面玄武岩；T2-石英拉斑玄武岩

Fig. 6e Chondrite normalized REE distribution patterns for the Neogene volcanic rocks in the southern petrological region of eastern China

列火山岩则遵循着另一种批式部分熔融趋势(BB'线)。两条直线呈锐角相交。

我们计算了各种岩浆生成时上地幔的部分熔融程度。利用了Shaw(1970)关于批式部分熔融的公式：
$$\frac{C_L}{C_0} = \frac{1}{D_0 + F(1-P)}$$
 尽管北岩区碱性系列火山岩中超镁铁岩包体以尖晶石

二辉橄榄岩包体为主，但在汉诺坝有石榴石二辉橄榄岩和金云母尖晶石二辉橄榄岩包体(冯家麟等, 1982)，在黄椅山第三旋回火山集块岩中有石榴石-尖晶石二辉岩包体及石榴石、金云母巨晶(路凤香等, 1983)。镁铝榴石巨晶则在较多地区发现。南岩区石榴石二辉橄榄岩包体则较普遍。根据前述中国东部新生代火山岩均属轻稀土富集型的特点，源岩中含石榴石的可能性是很大的。又考虑到软流层表面埋深最浅处只50公里的情况，因此在计算时我们采用了石榴石二辉橄榄岩为上地幔源区成分(55%Ol., 25%OPX., 15%CPX., 5%Gt)。钾质碱性系列火山岩可能来自另一个富钾的源区，在一些深源包体中有金云母出现，于郯城-庐江-沈阳-密山深断裂带附近有一些时代不同的富金云母金伯利岩出现。因此，设想它们的源区为金云母二辉橄榄岩(55%Ol., 25%OPX., 15%CPX., 5%Phl.)。利用了Hanson(1980)提出和总结归纳的矿物——硅酸盐熔体的Kd值。上地幔REE的丰度，取球粒陨石REE丰度的二倍。计算的结果表示在图7上。由该图可以看出：所有中国东部新生代火山岩均为上地幔熔融程度较低产物；拉斑玄武岩类(TH, QTH, OTH)的部分熔融程度介于5—8%之间；响碧玄武岩、橄榄霞石岩者介于0.7—1.0%之间；碱性橄榄玄武岩、碱性玄武岩、粗面玄武岩者主要介于4.0—5.0%之间(图7)。有些火山岩(图中小园点所示)偏离AA'线较远，用批式部分熔融公式所计算的数值与它们所处的位置不协调。因此，它们可能是上述原始岩浆经不同地质作用的派生物。钾质碱性系列火山岩(TEL, TEPH, NE-AFTR, PH, NE-TR)所代表的上地幔部分熔融程度介于0.7—1.5%之间(BB'线)。

对拉斑玄武岩类和钠质碱性系列火山岩导自上地幔批式部分熔融程度的计算结果与Tarney等(1980)以石榴石二辉橄榄岩为源岩所计算的批式熔融模式曲线A基本相符；与Kay和Gast(1973)所计算的结果亦相近。中国东部新生代火山岩普遍富含不相容元素(见下节)

的特点也支持我们计算的结果。如果把源区 LREE 的富集归结为地幔交代, 则这种交代应是大范围和大规模的。然而, 一些岩石学者对碱性系列火山岩中超镁铁岩包体的研究结果尚未证实这种大范围、大规模地幔交代作用的存在。钾质碱性系列火山岩岩浆的源区有别于拉斑玄武岩和钠质碱性系列火山岩者, 显示了上地幔的非均一性。早第三纪形成的上地幔部分熔融程度较高的产物; 而随着时间的变新(晚第三纪、第四纪)而形成上地幔部分熔融程度越来越低的岩浆。这也是前述“岩浆成生逆向过程”的表征。

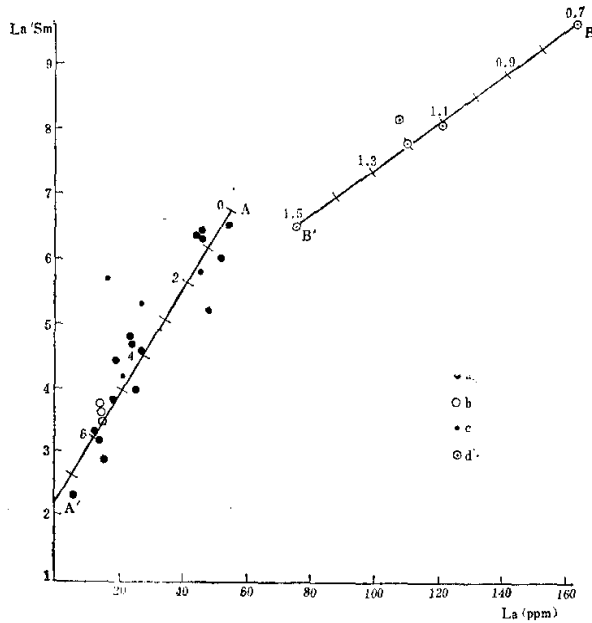


图 7 La/Sm对La图解

拉斑玄武岩系列和钠质碱性系列火山岩具批式部分熔融趋势(AA'线); 钾质碱性系列火山岩亦具批式部分熔融趋势, 唯来自不同的源区(BB'线)。该图并表示导源于上地幔的火山岩岩浆所代表的批式部分熔融程度。AA'线和BB'线上的数字表示上地幔批式部分熔融程度, 系根据计算值用内插法取得的。a-北岩区经批式部分熔融形成的拉斑玄武岩系列和钠质碱性系列火山岩; b-南岩区经批式部分熔融形成的拉斑玄武岩系列岩石; c-非经批式部分熔融形成的火山岩; d-北岩区经批式部分熔融形成的钾质碱性系列火山岩。

Fig. 7 Plot of La/Sm vs. La

四、不相容元素特征

中国东部新生代火山岩的不相容元素的丰度如表 3 所示。求出各地质时期同类火山岩的不相容元素的平均丰度。原始地幔(据 Tarney 等, 1980)标准化的不相容元素分布曲线如图 8 所示。各时代(E、N、Q)火山岩不相容元素丰度总的分布趋势是: 由 Y 至 Cs 逐渐增加, 由早第三纪(E)经晚第三纪(N)至第四纪(Q)增加的程度愈来愈高。特别是钾质碱性系列火山岩的不相容元素的丰度异常高。早第三纪拉斑玄武岩类不相容元素分布的特点是: Ti、Hf、Ta、Th、Rb 相对亏损, 而 Ba、K、La 明显富集。晚第三纪和第四纪火山岩不相容元素

表 3 中国东部新生代各类火山岩的不相容元素丰度

Table 3 Incompatible element abundances in various volcanic rocks of eastern China

[illegible][illegible]

分布的共同特点是: Ti、Hf、Sr、Ta、U相对亏损, 而La、K、Ba相对富集。而钾质碱性系列火山岩不相容元素的丰度除U、Ta外均显著偏高, 暗示这些岩石来自不同的源区。

一个引人注目的情况是中国东部新生代火山岩中不相容元素的丰度随着岩石年龄变轻而增高(图8中E、N、Q、Q'曲线); 而东非裂谷Kenya地区者显著不同, 而是随着岩石年龄的变轻, 不相容元素的丰度亦降低(图9)(Norry等, 1980)。Xinhua Zhou等(1982)已注意到此种情况。我们认为它们恰是“岩浆成生逆向过程”和“岩浆成生正向过程的典型代表”。

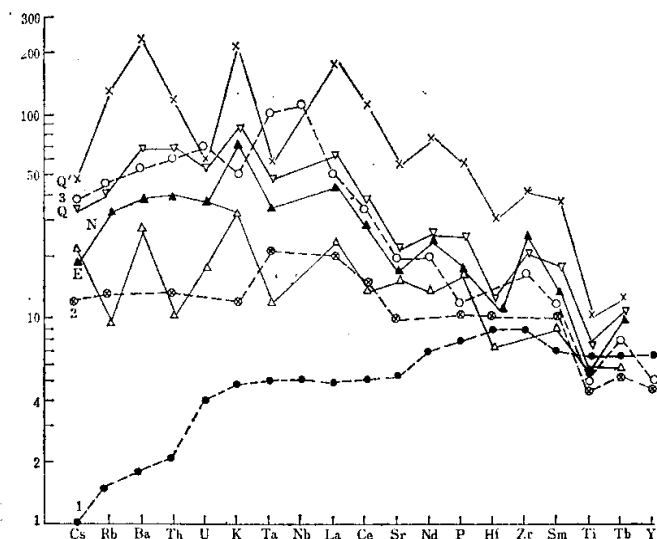


图8 原始地幔标准化的各类火山岩的不相容元素丰度分布曲线

1-N-型MORB平均值(Tarney等, 1980); 2-Erta Ale的碱性玄武岩(Afar, Treuil和Joron, 1975); 3-45°N处的E-型MORB(Wood等, 1979); E-中国东部早第三纪拉斑玄武岩类不相容元素平均值; N-中国东部晚第三纪碱性玄武岩类不相容元素平均值; Q-中国东部第四纪响碧玄武岩、橄榄霞石岩不相容元素平均值; Q'-中国东部第四纪钾质碱性系列火山岩不相容元素平均值。

Fig. 8 Plot of incompatible element abundances in various volcanic rocks normalized to a primordial mantle composition

五、锶同位素特征

根据Xinhua Zhou(1982)、胡世玲等(1983)及本文作者关于中国东部新生代各类火山岩的锶同位素资料可以看出: 拉斑玄武岩系列火山岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值变化于0.7031和0.7048之间; 北京地区者为0.7041—0.7045, 渤海地区者为0.7031—0.7038, 河北省者为0.7039—0.7048; 苏北拗陷者为0.7036—0.7044; 而东南沿海者最低为0.7031—0.7036。钠质碱性系列火山岩(AOB、PHBA、ONE)的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的初始比值一般比拉斑玄武岩系列岩石者低, 变化于0.7029—0.7048之间; 河北者为0.7033—0.7048, 北京地区者为0.7039, 渤海地区者为0.7040; 苏北地区者为0.7033—0.7041; 山东省者为0.7032—0.7038; 东北地区者为0.7040—0.7046; 而东南沿海者为0.7029。钾质碱性系列火山岩(PH、TEPH、NE-TRB、NE-

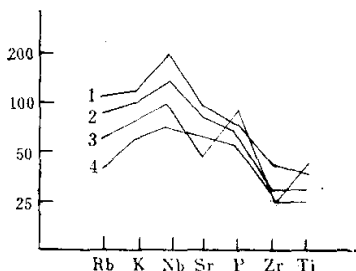


图9 东非裂谷(在Kenya部分)火山岩的不相容元素丰度随着时间的变化

(据Norry等, 1980)

1-中新世, 2-上新世, 3-第四纪, 4-更新世

Fig. 9 Changing incompatible element abundances of volcanic rocks from the East Africa Rift in Kenya with time (after Norry et al., 1980).

AFTR、NE-TR)的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值变化于0.705至0.7059之间, 远远高于前述火山岩者。

把这些火山岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值表示于王谦身(1984)提出的中国东部滨太平洋带莫霍界面(地壳厚度)分布轮廓图上(图10)可以看出: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值与地壳厚度呈明显的正相关关系, 随着地壳厚度增大, 火山岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值亦增高。如渤海周边地区、苏北拗陷、东南沿海地壳厚度较薄(34—35公里), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值一般 <0.7038 ; 向西, 于地壳厚度陡变带 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值一般介于0.7038至0.7042之间; 再向西达于高原地区, 地壳厚度达42公里以上, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值 >0.7042 。这可能反映了玄武岩质岩浆受地壳放射成因锶混染的程度随地壳厚度增加而增强。

作者提出的各种花岗岩类的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值、年龄和岩浆源区关系图解(吴利仁, 1985)适用于各类岩浆岩, 如以此图解对上述火山岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值加以衡量, 则2/3以上不同程度地受大陆壳放射成因Sr的混染。

但情况比较复杂, 一些火山岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值明显偏高, 似不能只用岩浆与大陆壳放射成因Sr的混染加以解释。如上述松辽裂谷带北缘的科洛、五大连池、二克山钾质碱性系列火山岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值为0.7050至0.7059, 远高于拉斑玄武岩系列和钠质碱性系列火山岩中者(0.7029—0.7048); 但该处地壳厚度却较薄, 约36公里。比较合理的解释是上地幔的成分不均一, 源区成分有所差异所致。

六、结 论

中国东部是一个新生代复合火山岩区, 这里钙碱性系列、拉斑玄武岩系列、含标准Hy的橄榄玄武岩系列、钠质碱性系列、钾质碱性系列火山岩并存。以常州—岳阳古断裂把中国东部划分为南、北新生代火山岩区。则北岩区岩浆的形成及活动受地幔底辟和古深断裂控制明显; 南岩区岩浆的形成及活动则受板块的消减和古深断裂的控制显著。于北岩区由于太平洋板块向欧亚板块下俯冲, 地幔持续上隆, 导致弧后扩张, 使古深断裂复活, 逐渐形成复式裂谷

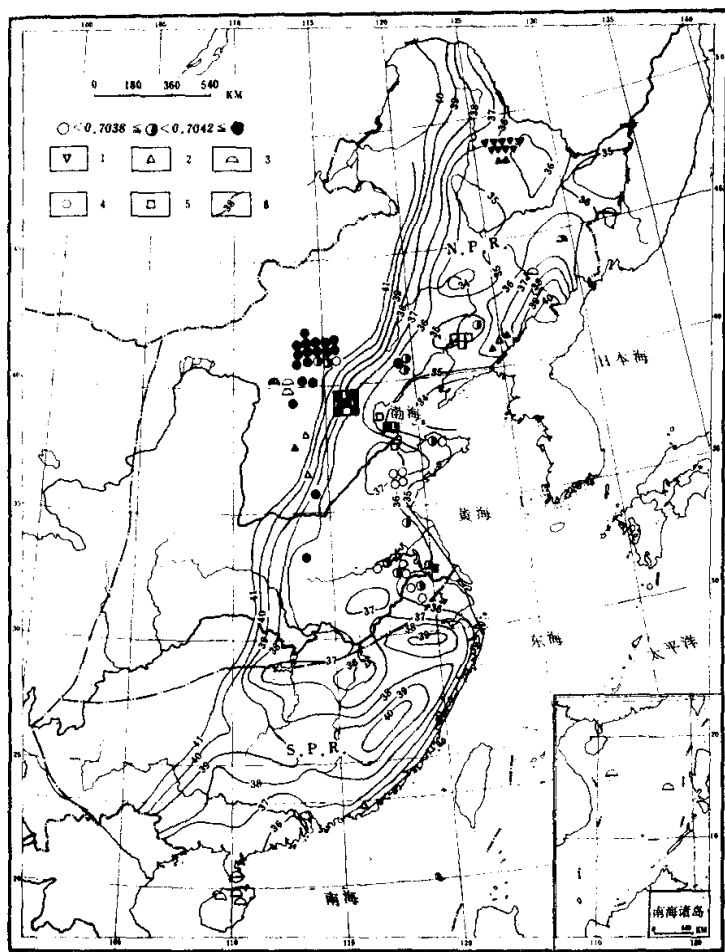


图10 中国东部新生代火山岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值与地壳厚度关系图

(中国东部地壳厚度分布轮廓图, 据王谦身, 1984)

1-有史时期火山岩; 2-全新世火山岩; 3-更新世火山岩; 4-晚第三纪火山岩; 5-早第三纪火山岩; 6-地壳等厚线。

Fig. 10 Plot showing the relationship between $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratios of Cenozoic volcanic rocks and the crustal thickness in eastern China

带。渤海拗陷位于庐江—郟城—沈阳—密山、张家口—天津—上地幔隆起(断裂)带的交会处, 这里第三纪沉积最大厚度达一万余米以上, 地壳厚度最薄处小于30公里, 软流层表面埋深小于50公里, 热流值高达 2.36HFU。以渤海拗陷为顶点, 软流层顶面埋深向东、西两侧增加甚速, 向西部山区迅速增至 100 公里, 向南西次之, 向东北较缓。苏北拗陷位于另一个小规模地幔隆起之上。一些早第三纪 (71.5—28.5百万年) 具跨式 -A 型分异趋势的石英拉斑玄武岩、拉斑玄武岩、橄榄拉斑玄武岩、碱性橄榄玄武岩等出现于地幔隆起的中央部位及其周围地区 (渤海拗陷、黄骅拗陷、济阳拗陷、下辽河拗陷、北京拗陷)。晚第三纪 (23.8—2.6

百万年)碱性橄榄玄武岩、响碧玄武岩主要分布于早第三纪火山岩分布区的外围山区及高原。第四纪(1.48百万年—现代)过碱性火山岩分布于更远的地区。这种岩浆活动中心迁移的现象沿着庐江—郟城—沈阳—密山、嫩江—太行山、张家口—天津古深断裂看得最清楚。第四纪火山岩最复杂,可细分为三个火山岩系列:1. 含标准Hy的橄榄玄武岩系列:橄榄玄武岩、石英碱性粗面岩、碱流岩。具库姆斯分异趋势及双峰式岩套的特点。2. 钠质碱性火山岩系列:碱性橄榄玄武岩、响碧玄武岩、橄榄霞石岩。具肯尼迪分异趋势。3. 钾质碱性火山岩系列:含白榴石碱性粗面岩、含白榴石粗面岩、白榴石响岩、灰玄响岩、灰玄白榴岩、橄榄白榴岩等。

对火山岩微量元素的研究表明,随着火山岩的年龄变轻不相容元素和LREE的富集程度增加,岩浆源区的深度增加,上地幔批式部分熔融程度降低。

计算结果表明:生成早第三纪拉斑玄武岩岩浆上地幔批式部分熔融程度为5.0—8.0%;晚第三纪碱性玄武岩、碱性橄榄玄武岩、粗面玄武岩为上地幔4.0—5.0%的部分熔融;而第四纪响碧玄武岩、橄榄霞石岩则为0.7—1.0%的部分熔融。而来自不同源区的钾质碱性系列火山岩则为上地幔0.7—1.5%部分熔融的产物。

综合上述情况可以认为,由于地幔底辟迅速,骤然减压,而形成熔融程度较高的拉斑玄武岩岩浆,以后温度逐渐下降,随着岩石圈断裂下切,岩浆源区加深,熔融程度变小。我们将此种情况称为“岩浆成生的逆向过程”;而将上地幔绝热式缓慢上隆,岩浆形成深度逐渐变浅及上地幔部分熔融程度逐渐增大的过程(如东非裂谷肯尼亚部分)称为“岩浆成生的正向过程”。

南岩区情况略有不同,岩浆主要系太平洋板块向欧亚板块下俯冲作用形成的。早第三纪火山岩主要为钙碱性系列岩石:安山岩、碱长粗面岩、石英碱长流纹岩。晚第三纪(上新世)的岩浆活动最发育,主要受三组平行海岸的深断裂(宁海—温州—长乐—诏安—汕头、上虞—丽水—闽清—海丰和绍兴—明溪—长汀—河源断裂)的控制,而形成外、中、内三个岩带,分别主要由拉斑玄武岩、碱性玄武岩—碱性橄榄玄武岩和响碧玄武岩—橄榄霞石岩所组成。自外带通过中带向内带火山岩的碱性程度逐渐增加,甚似北岩区火山岩岩性按时代变新和由地幔隆起中心向外迁移的变化情况。第四纪于雷琼地区为拉斑玄武岩、碱性橄榄玄武岩和响碧玄武岩并存。于台湾北部主要为安山岩。

时值何作霖教授诞辰85周年,写此文以志怀念。

参 考 文 献

- 中国科学院地质研究所岩矿室, 1977, 地质科学, 第4期, 322—342。
王谦身, 1984, 《华东及邻区中、新生代火山岩》, 中国科学院地质研究所吴利仁主编, 科学出版社出版, 30—55。
冯家麟、谢漫洋、张红、李文宣, 1982, 河北地质学院学报, 1—2, 45—63。
刘国栋、顾群、史书林、孙洁、石降松、刘金权, 1983, 地球物理学报, 第26卷, 第2期, 149—157。
刘嘉麒, 1983, 《1981届硕士学位论文文集》, 中国科学院地质研究所编著, 北京科学技术出版社出版, 343—355。
孙伟汉、赖志敏, 1980, 地球化学, 第2期, 134—147。
祁贵仲等, 1981, 中国科学, No.7, 869—879。
吴利仁、张秀棋、孙世华, 1982, 地质科学, 第1期, 21—29。
吴利仁、齐进英、王听渡、张秀棋、徐永生, 1982, 地质学报, 第3期, 223—234。
吴利仁, 1985, 岩石学报, 第1卷, 第1期, 1—10。
赵大升、肖增岳、王艺芬, 1983, 地质学报, 第2期, 128—141。
赵宗溥, 1956, 地质学报, 第36卷, 第3期, 315—368。
郑学正、从柏林、张雯华、严正, 1978, 地质科学, 第3期, 253—264。
郑祥身, 1983, 《1981届硕士学位论文文集》, 中国科学院地质研究所编著, 北京科学技术出版社出版。

- 周新民、陈图华, 1981, 地质学报, 第1期, 29—40.
- 胡世玲、王松山、刘嘉麒、桑海清、裘冀、蒋文毓, 1983, 岩石学研究, 第二辑, 22—29.
- 鄂莫岚、邓晋福、路凤香, 1983, 岩石学研究, 第二辑, 1—11.
- 路凤香、邓晋福、鄂莫岚, 1981, 地球科学, 第1期, 183—197.
- 路凤香、鄂莫岚、邓晋福, 1983, 岩石学研究, 第三辑, 77—88.
- 翟明哲, 1983, 《1981届硕士学位论文集》, 中国科学院地质研究所编著, 北京科学技术出版社出版, 250—256.
- 滕吉文、王谦身、刘元龙、魏斯民, 1983, 地球物理学报, 第26卷, 第4期, 128—141.
- Hanson, G.N., 1980, Annual Review of Earth and Planetary Science, Vol. 8, 371—406.
- Hilde, T.W.C., et al., 1977, Tectonophysics, Vol. 38, No. 1—2, 145—165.
- Karig, D.E., 1971, Journal of Geophysical Research, Vol. 76, No. 11.
- Kay, R.W. and Gast, P.W., 1973, J. Geol., 81, 653—682.
- Liu Ruoxin, Sun Jianzhong and Chen Wenji, 1983, Geochemistry, Vol. 2, No. 1, 17—33.
- Miyashiro, A., 1978, Contrib. Miner. Petrol., 66, 91—104.
- Norry, M.J., Truckle, P.H., Lippard, S.J., Hawkesworth, C.J., Weaver, S.D. and Marriner, G.F., 1980, Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A 297, 259—271.
- Rittmann, A., 1973, Stable Mineral Assemblages of Igneous Rocks.
- Packham, G.H., and Falvey, D.A., 1971, Tectonophysics, Vol. 11, No. 2, 79—109.
- Shaw, D.M., 1970, Geochim. Cosmochim. Acta, 34, 237.
- Streckeisen, A., 1979, Geology, Vol. 7, No. 7.
- Tarney, J., Wood, D.A., Saunders, A.D., Cann, J.R. and Varet, J., 1980, Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 297, 179—202.
- Treuil, M. and Joron, J.L., 1975, Soc. Ital. Miner. Petrol. Milano, 31, 125—174.
- Uyeda, S. and Miyashiro, A., 1974, A synthesis, Geol. Soc. America Bull., Vol. 85, No. 7, 1159—1170.
- Xinhua Zhou and Armstrong, R.L., 1982, Earth and Planetary Science Letters, 58, 301—329.
- Yoder, JR., H.S. and Tilley, C.F., 1962, J. Petrology, Vol. 3, Part 3, 342—532.

CENOZOIC VOLCANIC ROCKS IN EASTERN CHINA

Wu Liren Zhai Mingzhe Zheng Xiangshen

(Institute of Geology, Academia Sinica)

Yang Ruiying Huang Zhongxiang

(Institute of High Energy Nuclear Physics, Academia Sinica)

Abstract

Eastern China is a composite petrological area of Cenozoic volcanic rocks. Here the volcanic rocks of the tholeiite series, calc-alkali series, Hy-norm bearing olivine basalt series, Na-alkali series and K-alkali series coexist. Eastern China can be divided into the northern and southern petrological regions by Changzhou-Yueyang old deep fault. The magma generation and magmatic activities in the northern region were controlled by the mantle uplift and the old deep faults (such as the Lujiang-Tancheng-Shenyang-Mishan, Nenjiang-Taihang Mt., Chicheng-Jianping, Zhangjiakou-Tianjin, Lower Yangtze deep faults.) These old deep faults were revived and some of them were changed into rifts and fault basins due to back-arc expansion caused by sustained mantle uplifting. The Bohai Sea Basin is situated at the intersection of the Lujiang-Tancheng-Shenyang-Mishan and Zhangjiakou-Tianjin uplifting belts of upper mantle, making use of these li-

thospheric weakness since Paleocene or early Eocene time. Here the thinnest crustal thickness is less than 30 km, the depth of the top of asthenosphere is about 50 km and the high value of heat flow reaches to 2.36 HFU. The asthenosphere surface has an asymmetric conical form, taking the Bohai Sea Basin as its apex and with steep slope to the south, east, west and gentle slope to the north. The Northern Jiangsu Basin is situated above another smaller mantle uplift. Some Eocene (71.5—28.5Ma) tholeiites are mainly located at the central part of the mantle's upwarping; well developed Neogene (23.8—2.6Ma) alkali olivine basalts are distributed at the outer lane of the former and the Quaternary (1.48 Ma-recent) peralkali volcanic rocks are far away from them. These features are especially clearly seen along Lujiang-Tancheng-Shenyang-Mishan, Nenjiang-Taihang Mt., Zhangjiakou-Tianjin deep faults. The Quaternary volcanic rocks are more complicated and can be subdivided into three rock series: 1. Na-alkali rock series: alkali olivine basalt, phonolitic basanite, olivine nephelinite; 2. K-alkali rock series: leucite-bearing alkali trachyte, leucite phonolite, tephritic phonolite, tephritic leucitite, olivine leucitite; 3. Hy-norm bearing olivine basalt series: olivine basalt, quartz latite, quartz alkali trachyte, pantellerite.

The studies of incompatible elements and REE show that the Eocene tholeiitic rocks were derived by 5.0—8.0% melting of a garnet lherzolite; the Neogene alkali basalts—4.0—5.0%; and the Quaternary peralkali volcanic rocks (phonolitic basanite, nephelinite)—0.7—1.0%. The volcanic rocks of the K-alkali series were derived by 0.7—1.5% melting of a phlogopite lherzolite. At the same time, these studies also show that the degree of enrichment of incompatible elements and LREE increases with decreasing age, increasing source depth and decreasing degree of melting of the upper mantle. This presumably is an indication of a waning magmatic hearth with gradually decreasing temperature, accompanied with the down-cutting of the lithospheric faults. We call such features as “a reverse process of magma generation”. And the opposite features of magmatic evolution of the East African Rift in Kenya can be called as “a positive process of magma generation”.

The situation in the southern region is comparatively simple. The generation and distribution of basalts are mainly controlled by the plate subduction and by a group of deep faults (such as Ninghai-Wenzhou-Changle-Zhaoan-Shantou, Shangyu-Lishui-Minqing-Haifeng and Shaoxing-Mingxi-Changding-Heyuan old deep faults). The east, intermediate, west volcanic rock belts consist mainly of tholeiite, alkali olivine basalt and phonolitic basanite respectively. These original basaltic magmas were resulted at the subduction zone of the Pacific Plate by partial melting of the mantle at different depth.