

# 冀东迁西—迁安地区紫苏花岗岩的 地球化学特征及其成因

耿元生 沈其韩 陈涛

(中国地质科学院地质研究所)

**主题词:** 紫苏花岗岩; 地球化学; 冀东

**提 要:** 本文根据地质和地球化学的研究提出本区紫苏花岗岩主要是由英云闪长质、花岗闪长质岩浆侵位之后经麻粒岩相变质而形成的。根据地球化学特征, 本区的紫苏花岗岩可分为大离子亲石元素亏损的北区(太平寨—三屯营)和大离子亲石元素较富集的南区(水厂—松汀), 它们的地球化学差异反映了其形成时构造条件的不同。

冀东地区的早前寒武纪变质杂岩广泛遭受到麻粒岩相和高角闪岩相的变质。在麻粒岩相地体中常出露一些规模不等的紫苏花岗岩。这些分布在不同部位的紫苏花岗岩多形成于25—26亿年期间<sup>[1, 2, 3]</sup>。一些研究者已对上述不同地点的某些紫苏花岗岩分别从岩石学、地球化学及同位素年代学方面进行了研究<sup>[1, 2, 3, 4, 5, 6]</sup>。本文根据笔者对该区紫苏花岗岩的地质、地球化学研究, 并综合一些已发表的资料重点讨论本区紫苏花岗岩的形成过程。

## 一、地质产状及岩石特征

冀东迁西—迁安地区的紫苏花岗岩主要有两个分布区, 一是在罗屯断裂以南, 多沿迁安片麻岩穹窿西侧的褶皱断裂带近南北向分布, 其中单个岩体的规模较小。另一分布区在罗屯断裂以北, 从太平寨到三屯营近东西向展布, 呈大小不等的穹状出露(图1)。一些作者把该区的紫苏花岗岩与其围岩统称为麻粒岩<sup>[1, 2]</sup>。实际上, 紫苏花岗岩中常有围岩的包体, 有的部位紫苏花岗岩与围岩呈侵入接触, 有的部位则与围岩呈渐变过渡关系, 表现出深成侵入岩特征。尽管紫苏花岗岩与围岩的成分有时较接近, 但它们的岩石特征有区别。一般而言, 紫苏花岗岩粒度较粗, 而麻粒岩的粒度相对较细; 中性的紫苏花岗岩中多含有石英和碱性长石(条纹长石或微斜长石), 而中基性麻粒岩则不含或少含石英和碱性长石。根据上述特征不难将麻粒岩和紫苏花岗岩相区别。

本区紫苏花岗岩以中偏酸性为主(表1),  $\text{SiO}_2$ 含量从55%到73%。 $\text{K}_2\text{O}$ 和 $\text{Na}_2\text{O}$ 的含量则因地而异。北部太平寨一带的紫苏花岗岩 $\text{K}_2\text{O}$ 亏损,  $\text{Na}_2\text{O}$ 含量相对较高, 水厂和羊崖山

● 尹庆柱, 1988, 河北迁安水厂铁矿紫苏花岗岩的岩石学、地球化学、同位素地质年代学研究, 中国地质科学院硕士研究生论文。

● 戴凤岩, 1984, 迁安紫苏花岗岩系的岩石学研究, 武汉地质学院硕士研究生毕业论文。

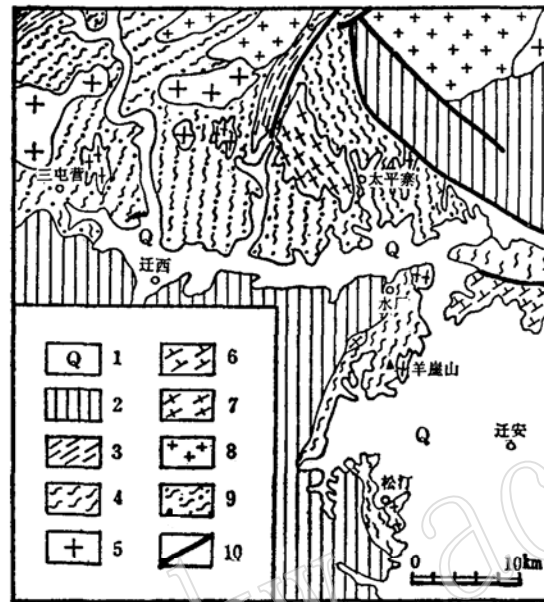


图1 冀东迁西—迁安地区地质略图

Fig.1 Geological sketch map in Qianxi—Qinaan area, Eastern Hebei

1—第四系；2—前第四系盖层；3—遵化群；4—迁西群；5—中生代花岗岩；6—迁安片麻岩；7—紫苏花岗岩；8—晚太古花岗岩及花岗闪长岩；9—三屯营片麻岩；10—断裂

地区的紫苏花岗岩的 $K_2O$ 含量较高， $Na_2O$ 含量相对减少。南部松汀地区的紫苏花岗岩中 $K_2O$ 含量又有所减少（表1）。王凯怡曾用它们形成于地壳不同深度来解释太平寨和水厂紫苏花岗岩钾亏损程度的不同<sup>69</sup>，本文后面将对钾亏损程度的差异进行讨论。由于存在这种差异，根据花岗岩的标准矿物 $Ab-Or-An$ 分类，不同地区的紫苏花岗岩分属于不同的岩石类型。太平寨地区的紫苏花岗岩多属于英云闪长岩，个别样品为奥长花岗岩。水厂地区的紫苏花岗岩多为花岗闪长岩，少数样品投点较分散。羊崖山地区的紫苏花岗岩与水厂地区的相似，但离散性较小。而松汀地区的样品则位于花岗闪长岩和英云闪长岩范围之内。

本区的紫苏花岗岩多为中粗粒花岗岩结构，块状构造，片麻状构造亦常见。岩石主要由斜长石（ $An_{30-50}$ ， $35-60\%$ ）、碱性长石（条纹长石和/或微斜长石， $10-25\%$ ）、石英（ $20-30\%$ ）、紫苏辉石（ $5-15\%$ ）和透辉石（ $0-10\%$ ）组成，部分样品含少量石榴石、角闪石和黑云母。多数紫苏花岗岩都有围岩包体，包体成分和形态因地而异。渔户寨紫苏花岗岩中多含豆荚状的麻粒岩和斜长角闪岩包体，局部的包体形态不规则，杂乱分布。包体内的面状构造被包体边界切割，显示出岩浆迁移的特征。水厂一带紫苏花岗岩的包体成分复杂，有黑云变粒岩、麻粒岩、斜长角闪岩及磁铁石英岩等。有的包体内显示出同斜褶皱的特点，表明紫苏花岗岩至少形成于围岩第一次变形之后。本区紫苏花岗岩中的面理多与区域面理一致，显然，它们已受到主期变形的改造。

表1 冀东地区紫苏花岗岩的平均化学成分

Table 1 Mean compositions of charnockites in Eastern Hebei

地 区	太 平 寨	水 厂	羊 崖 山	松 汀
样 品 数	n=16	n=20	n=13	n=6
SiO <sub>2</sub> (%)	63.74	63.62	66.58	62.67
TiO <sub>2</sub>	0.55	0.67	0.54	0.48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.68	15.73	14.52	15.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.24	2.03	2.68	1.17
FeO	4.13	3.43	2.88	5.43
MnO	0.09	0.07	0.09	0.10
MgO	2.60	2.46	2.67	2.83
CaO	4.57	3.04	2.69	3.98
Na <sub>2</sub> O	4.30	3.35	3.24	3.93
K <sub>2</sub> O	1.35	3.85	3.70	2.54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.20	0.12	0.28
	n=14	n=10	n=10	n=5
La(ppm)	17.63	58.66	65.34	56.68
Ce	33.94	108.80	115.15	103.20
Nd	18.19	38.08	39.16	38.33
Sm	3.63	5.88	4.69	6.31
Eu	1.08	1.37	1.27	1.24
Gd	3.28	3.84	3.37	4.67
Tb	0.46	0.52	0.44	0.65
Dy	2.54	2.08	1.88	3.45
Ho	0.56	0.41	0.32	0.81
Er	1.54	0.90	0.83	2.34
Yb	1.24	0.97	0.82	1.27
Lu	0.19	0.17	0.15	0.30
Rb	12.01	63.27	82.0	86.20
Sr	398.04	351.74	357.69	387.97
Ba	316.24	589.99	885.81	715.43

## 二、紫苏花岗岩的地球化学特征

本区紫苏花岗岩具有从较基性到较酸性的连续演化趋势。这种特征与印度南部太古宙紫苏花岗岩<sup>[9]</sup>和苏格兰刘易斯麻粒岩<sup>[9]</sup>的特征一致,但与印度马德拉斯紫苏花岗岩的双峰式特征<sup>[10]</sup>不同。Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、FeO\*、CaO和TiO<sub>2</sub>与SiO<sub>2</sub>都有较好的负相关关系,这种特征反映了钙-碱性火山岩的演化趋势。一个例外是K<sub>2</sub>O,就所有样品而言其离散性较大,无很好的相关关系。从太平寨地区的样品看,K<sub>2</sub>O含量较低(多<1.5%),且与SiO<sub>2</sub>含量无相关关系。这种低的相对稳定的K<sub>2</sub>O含量似乎反映了麻粒岩相变质时流体相造成的钾亏损<sup>[11,12]</sup>。南部几个地区的紫苏花岗岩中K<sub>2</sub>O含量变化较大(2—6%),个别样品的含量还要高,并且与SiO<sub>2</sub>无很好的相关关系。显然,这并不是紫苏花岗岩的母岩所固有的特征,它可能与迁安地区的晚期钾交代作用有关。

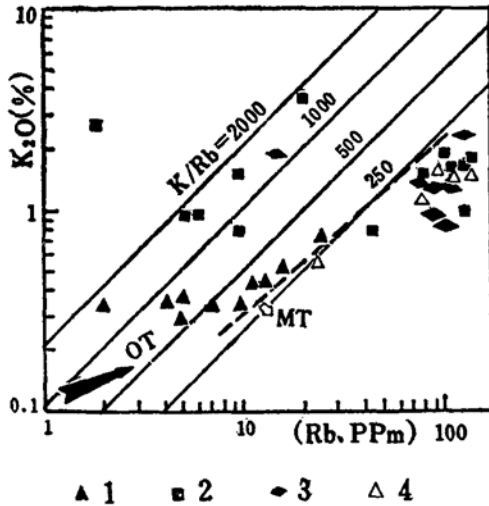


图 2 冀东地区紫苏花岗岩的K-Rb图  
Fig. 4 K-Rb diagram in charnockites  
from Eastern Hebei  
MT—大陆火成岩主趋势线；OT—大洋拉斑玄武  
岩趋势线；1—太平寨地区；2—水厂地区；  
3—羊崖山地区；4—松汀地区

世界上许多太古宙麻粒岩地体都具有高的K/Rb比值，如刘易斯麻粒岩地体等。本区紫苏花岗岩的K/Rb比值变化范围较大，从100到2000（图2），这种特征不同于世界典型的麻粒岩地体。由图2可以看出太平寨地区的紫苏花岗岩明显不同于水厂、羊崖山和松汀地区的紫苏花岗岩。太平寨地区的样品K、Rb含量低，多位于图的左下部，其它几个地区紫苏花岗岩的K、Rb含量均较高，多位于图的右上部，形成明显的地理分组。太平寨地区样品的K/Rb比多高于大陆火成岩主趋势线，其它地区的多数样品则低于该趋势线，并远离大洋拉斑玄武岩的趋势线（图2）。

太平寨紫苏花岗岩以大离子亲石元素亏损、K/Rb比值较大且变化范围宽为特征。这种特征与苏格兰刘易斯麻粒岩相片麻岩<sup>[10]</sup>以及印度南部紫苏花岗岩的特征一致。麻粒岩地体中大离子亲石元素的亏损一般认为与麻粒岩相

变质作用期间的流体变质作用有关<sup>[8,9,13]</sup>。而水厂、羊崖山等地的紫苏花岗岩则以大离子亲石元素较富集、K/Rb比值低为特征。有些作者认为这种特征可能是（但并非必然是）在退变质作用期间重新形成的<sup>[14,15]</sup>。本区紫苏花岗岩均产于麻粒岩地体之中，尽管由于变形影响局部发生了退变质，使黑云母和钾含量有所增加，但整个区域并没有发生强烈的退变质，因此它们中高的钾含量及低的K/Rb比不可能完全是退变质的结果。又如前述，K<sub>2</sub>O对SiO<sub>2</sub>的不相关性与其它元素反映出的岩浆演化特征明显不同，表明其钾含量及K/Rb比不完全是从其母岩浆继承下来的。而在水厂、羊崖山等地可见钾质脉体贯入到紫苏花岗岩中，在紫苏花岗岩接近脉体的部分常有钾长石斑晶出现。因此，这种特征很可能是后期钾交代作用的结果。

从表1和图3可见，太平寨地区的紫苏花岗岩与南部水厂等地的紫苏花岗岩不仅在大离子亲石元素方面有明显区别，而且稀土元素特征方面亦存在明显不同。太平寨地区紫苏花岗岩的稀土元素含量较低（ $\Sigma\text{REE} = 84.28\text{ppm}$ ），轻重稀土的分馏程度较低， $(\text{La}/\text{Yb})_n = 9.37$ ，铈的正、负异常都有。这种特征与本区许多基性麻粒岩的稀土特征<sup>[14]</sup>相似。而水厂、羊崖山和松汀地区的紫苏花岗岩稀土元素含量较高， $\Sigma\text{REE}$ 分别为221.68ppm，233.42ppm和219.6ppm，轻稀土元素富集，重稀土元素相对亏损， $(\text{La}/\text{Yb})_n$ 值分别为39.79、52.54和29.40，在Er—Yb的位置常有一凹谷。羊崖山地区的紫苏花岗岩多具正的铈异常。这种稀土模式十分类似太古宙花岗绿岩区和高级片麻岩区产出的TTG岩类的稀土模式<sup>[14]</sup>。

水厂地区的紫苏花岗岩K<sub>2</sub>O含量变化很大，而其稀土模式非常相似。如图3b中的9和10号样品K<sub>2</sub>O含量都达到6%以上，但其稀土模式却与K<sub>2</sub>O含量较低的2号（K<sub>2</sub>O = 3.94%）、4号（K<sub>2</sub>O = 2.39%）和6号样品几乎相近，只是K<sub>2</sub>O含量高的两个样品有较明显的Eu负异常。由于稀土元素在变质作用中具较大的惰性，通常认为稀土特征反映其原岩特征。本区个别样品

K<sub>2</sub>O含量较高,但并没有对稀土模式产生很大影响。因此,可以认为这种高的K<sub>2</sub>O含量并不是紫苏花岗岩的母岩特征。众所周知,麻粒岩相变质期间,由于CO<sub>2</sub>流体相的作用常伴有碱性元素的丢失、在麻粒岩和紫苏花岗岩中K<sub>2</sub>O含量通常较低。本区个别样品K<sub>2</sub>O含量达到6%以上,这在典型麻粒岩地体中尚属少见,并与前述常量元素与SiO<sub>2</sub>的相关性所反映的岩浆演化特征不一致,在该区又有较明显的钾交代现象,因此可以推断这种钾的局部增高是后期钾交代的结果。但在此过程中稀土元素并未随碱金属的带入而发生变化,因此上述稀土模式应反映其母岩特征。

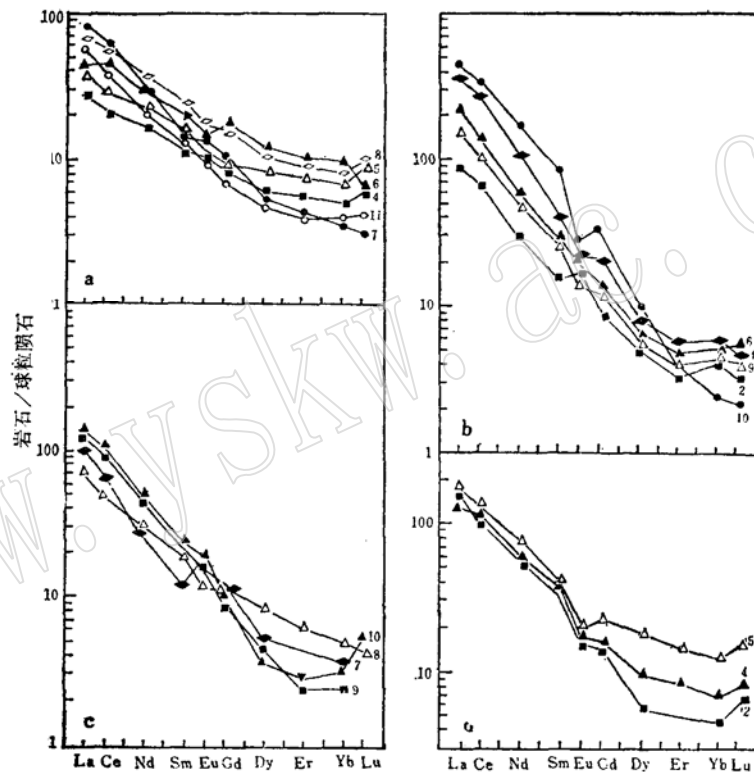


图3 冀东地区紫苏花岗岩稀土模式图

Fig.3 REE patterns in charnockites from Eastern Hebei

a—太平寨地区; b—水厂地区; c—羊崖山地区; d—松汀地区

### 三、紫苏花岗岩的成因及其形成环境

对于紫苏花岗岩的成因有许多假说,如岩浆成因、混合交代成因<sup>[16]</sup>、重熔成因<sup>[8]</sup>及不熔残渣等假说。但目前多数研究人员认为,紫苏花岗岩的成因是一个复杂过程,通常由两个密切相关的过程组成,即一套原始的源岩(多为火成岩,可有少量沉积岩)经部分熔融产生了紫苏花岗岩的母岩,紧接着的富CO<sub>2</sub>流体参与的紫苏花岗岩化作用<sup>[13]</sup>使其最终转变为紫苏花岗岩。从本区情况看,大多数紫苏花岗岩即有岩浆成因的特点,同时也有部分熔融的特征。如紫苏花岗岩与围岩有时呈较明显的侵入关系,其中可见不规则排列的、内部面理被切割了

的围岩包体,并有具环带构造的斜长石等岩浆的特征。同时,在许多部位紫苏花岗岩与围岩在成分上、结构上都呈渐变过渡关系,有的紫苏花岗岩边部围岩包体与外部围岩的产状一致,且从外到内包体数量逐渐减少,包体体积逐渐减小,最后过渡到较均匀的紫苏花岗岩,显示出重熔的特征。此外,紫苏花岗岩中紫苏辉石的矿物学研究表明,它们多为变质成因的紫苏辉石,而非岩浆成因的紫苏辉石。紫苏花岗岩多为花岗变晶结构。根据上述特征可以认为,本区紫苏花岗岩是由原始火山岩及部分沉积岩经部分熔融形成英云闪长-花岗闪长质岩浆,部分岩浆发生迁移,经结晶形成英云闪长岩等,再经麻粒岩相的变质改造最终形成紫苏花岗岩。

根据常量元素的相关关系及地质特征,前面已论证了本区紫苏花岗岩的母岩是一套中酸性

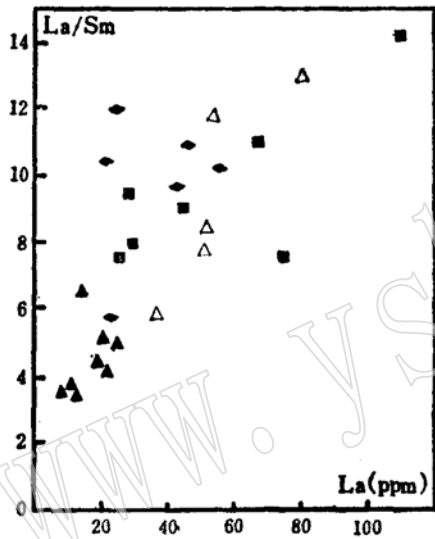


图4 冀东地区紫苏花岗岩的La/Sm-La图  
Fig.4 La/Sm-La diagram for charnockites from Eastern Hebei

性岩浆岩,这与世界许多紫苏花岗岩系的研究结果<sup>[6]</sup>一致。一些研究者认为,华北的许多麻粒岩(包括紫苏花岗岩)原为苏长辉长岩<sup>[13]</sup>,即岩浆分离结晶作用的产物。本区紫苏花岗岩部分样品的La/Sm对于La显示出一定的正相关性,且斜率较陡(图4)。根据Allegre的判别图<sup>[18]</sup>,可以认为本区紫苏花岗岩系是部分熔融的产物。该图中斜率的差异和在La/Sm轴上截距的不同,仅是母岩成分不同和部分熔融程度不同的表现。在图4中,羊崖山和水厂的样品构成一条有一定离散性的相关直线,太平寨和部分松汀的样品构成的相关直线在La/Sm轴上截距低于前一条直线,亦说明不同地区紫苏花岗岩的母岩成分有一定差异,或者说,在紫苏花岗岩形成之前的母岩已经历了程度不等的分异作用。这种特征和前述地质特征都表明本区紫苏花岗岩的母岩是通过部分熔融形成的。

在部分熔融作用期间斜长石、角闪石、石榴石和辉石等矿物相对于熔体成分的影响可用某些稀土元素图解加以说明。 $Ce_N/Tb_N$ 对 $Tb_N/Yb_N$ 图(图5)代表了轻稀土相对中稀土、中稀土相对重稀土的分馏程度,它反映稀土模式的总体特征。本区样品在该图中多位于部分熔融的角闪石和石榴石曲线之间,表明角闪石和石榴石的联合作用(或许后者更重要)导致紫苏花岗岩母岩的稀土元素总体特征,且熔融程度较高。由于石榴石富含重稀土亏损轻稀土<sup>[19]</sup>,它作为不熔残渣残留在深部就会导致紫苏花岗岩母岩富集轻稀土并亏损重稀土。如果仅是石榴石和角闪石作为不熔残渣,那么紫苏花岗岩母岩的稀土模式必然出现Eu正异常(因为这两种矿物均为Eu负异常),这与图3所显示的许多样品为负铕异常或无铕异常相矛盾。由于长石(包括两种长石)除具正铕异常外,轻重稀土分馏不明显,因此图5没有体现斜长石在部分熔融作用中的演化曲线。通过 $Eu/Eu^*$ 对 $Sm_N$ 图(图6)就可发现,斜长石和角闪石在本区紫苏花岗岩母岩的形成过程中起了重要作用。根据上述讨论可以认为,本区紫苏花岗岩母岩形成过程中斜长石、角闪石和石榴石是起主要作用的矿物相。其中石榴石和角闪石对于轻重稀

土分馏起了重要作用，而斜长石和角闪石则对锆的状态起了重要的影响作用。

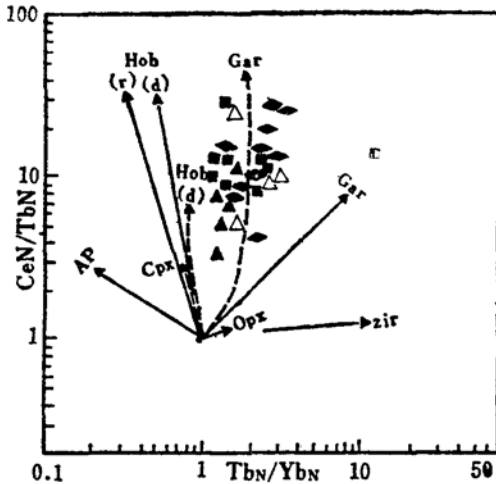


图5 紫苏花岗岩的 $Ce_N/Tb_N - Tb_N/Yb_N$ 图

Fig.5  $Ce_N/Tb_N - Tb_N/Yb_N$  diagram for charnockite

实线代表分离结晶，断线代表部分熔融；(d)和(r)曲线分别代表英安质和流纹质成分的曲线

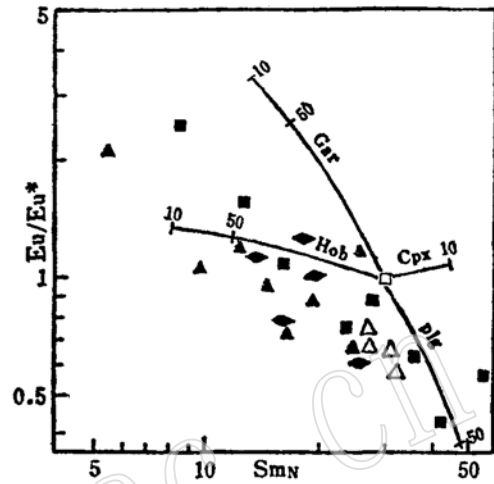


图6 紫苏花岗岩的 $Eu/Eu^* - Sm_N$ 图

Fig.6  $Eu/Eu^* - Sm_N$  diagram for charnockite

以较基性的火山岩为主的源岩经部分熔融产生的只是英云闪长质或花岗闪长质岩浆。这种中偏酸性的含水岩浆很难直接结晶出紫苏辉石，它们经结晶作用产生的只是英云闪长岩或花岗闪长岩。要形成紫苏花岗岩通常要经过富含 $CO_2$ 流体参与的麻粒岩相变质作用。尹庆柱对水厂地区紫苏花岗岩的石英中气液包裹体的初步研究证明，本区紫苏花岗岩的矿物气液包裹体中 $CO_2$ 成分较多，表明富 $CO_2$ 流体在紫苏花岗岩形成过程中起到了重要作用。如图7所示，在迁西渔户寨紫苏花岗岩的一个露头上既可见到条纹状紫苏花岗岩，也可见到脉状粗晶紫苏花岗岩。在条纹状紫苏花岗岩的条纹中富集紫苏辉石。显然，它们是麻粒岩相变质早期富 $CO_2$ 流体沿微裂隙扩散活动的产物。含紫苏辉石斑晶（粒度达1cm以上）的脉状粗晶紫苏花岗岩则代表麻粒岩相较晚阶段富 $CO_2$ 流体在某些构造薄弱部位聚集活动的产物。在此过程中，富 $CO_2$ 流体萃取了水和大离子亲石元素，使暗色含水矿物（黑云母、角闪石）转变为无水矿物（紫苏辉石和透辉石），最终形成了紫苏花岗岩。

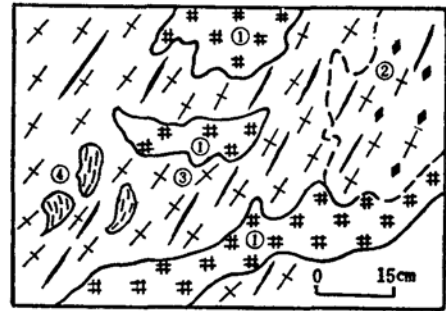


图7 条纹状紫苏花岗岩和脉状粗晶紫苏花岗岩野外关系素描

Fig.7 Sketch showing the relationship between streaky charnockite and coarse veinlike charnockite

①—脉状粗晶紫苏花岗岩；②—含紫苏辉石斑晶的紫苏花岗岩；③—一条纹状紫苏花岗岩

一些作者已对麻粒岩地体（包括紫苏花岗岩）形成的构造环境提出不同的构造模式，其中包括大陆碰撞模式，在此模式中麻粒岩和紫苏花岗岩形成于双层加厚的地壳下部；正常地

壳的对称和不对称拉伸模式；以及由板底垫托和过速增生导致的岩浆加热模式。从本区情况看，目前还没有发现大陆碰撞的典型岩石组合和构造迹象，似乎不适于第一种模式。根据与紫苏花岗岩相伴的麻粒岩的变质温压条件可知，太平寨一带的变质温压条件为700—850℃和0.8—1.1 GPa<sup>[20,21]</sup>，南部水厂一带的变质温压条件为650—750℃和0.5—0.6 GPa<sup>[21]</sup>，这种较高的压力条件似乎不适于拉张模式。本区紫苏花岗岩在北区近东西向分布，在南区则沿迁安片麻岩的西缘近南北向分布，表明紫苏花岗岩母岩的侵位是沿一定方向的构造发生的。北区和南区紫苏花岗岩变质温压条件的差异反映了构造性质的不同，北区具有挤压的性质，南区具拉伸的性质。由此造成变质期间CO<sub>2</sub>流体通量及流体中CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O比值的不同，并导致这两个地区大离子亲石元素方面的差异。

#### 四、讨论和结论

冀东迁西和迁安地区麻粒岩地体中紫苏花岗岩出露较多，它们究竟属于一期还是两期尚无定论。目前，从出露范围较大的紫苏花岗岩中所获得的同位素年龄多为25—26亿年。但不能排除有早期紫苏花岗岩存在的可能性。例如，在羊崖山地区27亿年的粉色花岗岩中有紫苏花岗岩的大包体，粉色花岗岩的岩枝穿入到紫苏花岗岩包体之中，表明有较老的紫苏花岗岩存在。但它们是否仅以包体残块的形式保存下来尚不清楚。本文未涉及此类紫苏花岗岩，只涉及那些出露范围较大，多已获得同位素年龄（25—26亿年）的紫苏花岗岩。根据前几节讨论，可得出如下结论。

1. 本区紫苏花岗岩的源岩以中基性火山岩为主，夹少量变沉积岩。它们经部分熔融形成英云闪长质和花岗闪长质岩浆。在部分熔融过程中，角闪石、斜长石和石榴石是起主要作用的矿物相。石榴石和角闪石对轻重稀土的分馏程度起主要作用，斜长石和角闪石主要影响Eu的性状。

2. 英云闪长质和花岗闪长质岩浆侵位之后，紧随的紫苏花岗岩化使其中的含水矿物脱水，形成无水矿物，富CO<sub>2</sub>流体萃取了母岩中的水和大离子亲石元素，最终形成紫苏花岗岩。

3. 太平寨一带的紫苏花岗岩稀土元素含量较低，亏损大离子亲石元素。水厂—羊崖山一带的紫苏花岗岩稀土元素较富集，轻重稀土分馏明显，富集大离子亲石元素。这种地理上的差异既与母岩的成分有关也与岩浆侵位时所处的构造环境不同造成的CO<sub>2</sub>流体通量和CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O比值有关。

#### 参 考 文 献

[1] Pidgeon, R. T., 1980, 2480 Ma. old zircons from granulite facies rocks from east Hebei, North China, *Geol. Rev.*, Vol. 26, 198.

[2] 王凯怡、白益良、杨瑞英、黄忠祥, 1984, 迁安紫苏花岗岩的稀土元素地球化学, *地球科学*, No. 3, 330—340

[3] Liu, D. Y., Shen, Q. H., Jahn, B. M., Zhang, Z. Q., Auvray, B., Zhang, Q. Z., Ye, X. J., 1986, Early crustal evolution in China: part 1, U-Pb geochronology of intrusive granitoids from the Qianxi Group (abstract), *Terra Cognita*, Vol. 6, No. 2, 238.



- [4] 王凯怡、阎月华、杨瑞英、陈翼飞, 1986, 冀东迁安地区早前寒武纪紫苏花岗岩和英云闪长质-花岗闪长质片麻岩的地球化学, 国际前寒武纪地壳演化讨论会论文集(第二集), 地质出版社, 125—134。
- [5] 王凯怡, 1986, 冀东太古代高级变质地体中两类麻粒岩相深成片麻岩, 岩石学报, No. 4, 67—73。
- [6] 孙大中主编, 1984, 冀东早前寒武纪地质, 天津科学技术出版社。
- [7] Jahn, B. M., Zhang, Z. Q., 1984, Archean granulite gneisses from eastern Hebei Province, China, *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 85, 224—243.
- [8] Condie, K. C., Allen, P., 1984, Origin of Archean charnockites from Southern India, in: *Archean Geochemistry* (edited by Kroner et. al.), Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 182—203.
- [9] Rollinson, H. R., Windley, B. F., 1980, An Archean granulite grade tonalite-trondhjemite-granite suite from Scouria, NW Scotland: geochemistry and origin, *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 72, 265—281.
- [10] Weaver, B. L., Tarney, J., 1980, Rare earth geochemistry of Lewisian granulite-facies gneisses, northwest Scotland: Implication for the petrogenesis of the Archean lower continental crust, *Earth Planet Sci. Lett.*, Vol. 51, 279—297.
- [11] Janardhan, A. S., Newton, R. C., Hansen, E. C., 1982, The transformation of amphibolite facies gneiss to charnockite in southern Karnataka and northern Tamil Nadu, India, *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 79, 130—149.
- [12] Condie, K. C., Allen, P., Narayana, B. L., 1982, Geochemistry of the Archean low to high grade transition zone, southern India, *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 81, 157—167.
- [13] Weaver, B. L., et. al., 1983, Elemental depletion in Archean granulite facies rocks, in: *Migmatites, melting and metamorphism* (edited by M. P. Atherton et. al.), 250—263.
- [14] 江博明、张宗清, 1985, 冀东太古代麻粒岩-片麻岩的稀土地球化学和岩石成因, 中国地质科学院地质所所刊, 第13号, 1—32。
- [15] Drury, 1974, Chemical changes during retrogressive metamorphism of Lewisian granulite facies rocks from Coll and Tiree, *Scot. J. Geol.*, Vol. 10, 237—257.
- [16] Sen, S. K., 1974, A review of some geochemical characters of the type area (Pallavaram, India) charnockites, *J. Geol. Soc. India*, Vol. 15, 413—420.
- [17] 吴昌华、韩光, 1989, 集宁—阳高地区侵入成因的暗色麻粒岩及苏长辉长岩的变质作用, 地质论评, Vol. 35, No. 1, 1—12。
- [18] Allegre, C. J. and Minster, J. F., 1978, Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes, *Earth Planet Sci. Lett.*, Vol. 38, 1—25.
- [19] Henderson, P., 1984, General geochemical properties and abundances of the rare earth elements, in: *Rare earth element geochemistry* (edited by P. Henderson), Elsevier, Amsterdam—Oxford—New York—Tokyo, 1—32.
- [20] 张儒媛、从柏林、应育浦, 1982, 冀东太平寨地区麻粒岩及有关岩石的辉石研究, 地质科学, 第2期, 134—143。
- [21] Sills, J. D., Wang, K. Y., Yan, Y. H., Windley, B. F., 1986, The Archean granulite gneiss terrain in E. Hebei Province, NE China: Geological framework and metamorphic conditions, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, No. 27, 197—205.

## Geochemistry and Origin of Charnockites in Qianan-Qianxi Area, Eastern Hebei

Geng Yuansheng    Shen Qihan    Chen Tao

(Institute of geology, CAGS)

Key words: charnockite; geochemistry; Eastern Hebei Province

### Abstract

Charnockites in Qianan-Qianxi area, Eastern Hebei province, range from intermediate to felsic end members in chemical composition.  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TFeO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  and  $\text{TiO}_2$  decrease in a linear fashion with increasing  $\text{SiO}_2$ . The trends indicate that the source rocks of charnockites are mainly igneous rocks. Geochemical and field data indicate that the igneous rocks were transformed into charnockite protoliths by partial melting. In the course of partial melting the garnet, hornblende and plagioclase were important mineral phases. The degree of hornblende and garnet fractionation played an important role for the fractionation of light and heavy REE, on the other hand, plagioclase and hornblende affected mainly Eu behaviour in the charnockite protoliths.

Charnockitism (granulite facies metamorphism) took place right after the emplacement of the charnockite protoliths, during the charnockitism, rich- $\text{CO}_2$  fluid extracted large ion lithophile (LIL) elements and  $\text{H}_2\text{O}$  from the charnockite protoliths, consequently, hydrogeneous minerals (biotite and hornblende) were dewatered and transformed into anhydrogeneous minerals (hypersthene and diopside), eventually, charnockites were formed.

The charnockites in the north part of this area deplete large ion lithophile elements and REE content is lower, whereas, the charnockites in the south part of the area are enriched these elements and REE content is higher. The differences are related to both of the composition of the protoliths and fluid discharge and  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  ratio in the fluid resulted by the emplacement of the protoliths in differently tectonic conditions.