

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

华中榴辉岩域的岩浆型榴辉岩及其形成机制

刘国惠 丛日祥 徐惠芬 王新社

(中国地质科学院地质研究所,北京)

内容提要 中国中部鄂豫皖苏鲁的榴辉岩分布面积约达 50000km²,构成地球上一个罕见的宏大的榴辉岩域。榴辉岩的主体围岩是长英质片麻岩,它与榴辉岩不是相同高压变质作用的产物。据榴辉岩和超基性—基性岩的密切共生关系及榴辉岩与其它岩石之间的产出特征、结构构造和岩石地球化学特征等,认为榴辉岩是一种深成的基性岩浆岩。长英质片麻岩的原岩是花岗岩类。在华北与扬子两个板块碰撞过程中,使先期形成于上地幔或壳幔之间的榴辉岩等暗色岩系破碎,并被板块碰撞引发形成的花岗质岩浆裹挟,上升侵入于前古生界和部分古生界岩石中,以后又遭受多次构造—岩浆热事件的改造而呈现如今复杂的面貌。

关键词 榴辉岩域 岩浆型榴辉岩 长英质片麻岩 形成机制

华中榴辉岩西起鄂豫交界区的大悟、红安、新县,向东南至大别山的英山、岳西、潜山、太湖等地,北西向延展约 300km,南北最宽处约 120km。经过郟庐断裂,呈北东向出露于苏北的东海,鲁东的日照、莒南、荣城、威海一带,延伸约 600km,宽约 60km。以上两个块段总面积约 54000km²。因榴辉岩呈巨大的面状分布,可称为华中榴辉岩域。

由于本区榴辉岩含有被认为是超高压下形成的柯石英和金刚石等矿物,所以榴辉岩的产出,尤其是它的形成机制是一个长期争论的复杂问题。目前对华中榴辉岩,国内学者主要持两种观点,即板块俯冲说与构造混杂说^[1-11]。近几年来,作者通过大量研究,得出了一些与前人不同的认识,愿与同仁们商榷,共同把我国榴辉岩的研究水平提高一步。

1 榴辉岩的命名与划分

根据华中地区实际情况,榴辉岩可定义为不含原生斜长石,主要由含较多硬玉分子(Jd25%以上)的绿辉石和含较多镁铝榴石分子(Pyr≥15%)的石榴石组成,两种主要矿物总量达70%以上的岩石。从实用性来说,以共生的次要标型或重要矿物(如蓝晶石、蓝闪石等)作为前缀命名榴辉岩是可行的。标型矿物含量<10%时冠以“含”字,如含柯石英榴辉岩、含蓝闪石榴辉岩;含量>10%时,可直接命名,如蓝晶榴辉岩、角闪榴辉岩。本文根据特征化学组分把榴辉岩主要分为两类:T型,也叫钛铁型,TiO₂>2.0%,〈FeO〉>10%;M型,也叫镁铝型,MgO>8%,Al₂O₃>15%。两类榴辉岩表示于图1中,大致分界线为AB线。

2 与榴辉岩形成环境有关的一些因素

在空间分布上,本区榴辉岩域可分为东、西两个块段。西块段处于秦岭造山带的东端,并

与大别山相接,在构造上可称为桐柏—大别山隆起(图 2A),位于郟庐大断裂的西侧。东块段,处于郟庐断裂的东侧,在构造上属苏北—鲁东隆起(图 2B)。两个块段的变质岩中散布着无数的大小不一的榴辉岩块体。从区域上看,榴辉岩出露局限于构造隆起区的前寒武纪变质岩中,从西向东,榴辉岩露头由窄变宽,构成一个向东撒开的喇叭型,这种态势可能与南北向的拉伸构造有关。

在变质级别上,榴辉岩出现于高绿片岩相、低角闪岩相、高角闪岩相和麻粒岩相之中(图 2),可见,榴辉岩与大多数围岩的变质级别是不协调的。本区榴辉岩的石榴石,含镁铝榴石组分(Pyr)一般在 15%以上,绿辉石含硬玉分子(Jd) 25%以上。而 5 个片麻岩样品的石榴石端员组分中 Pyr 仅为 0—2%;两个大理岩中的辉石,一个含硬玉组分 10%,另一个不含,均属透辉石。可见榴辉岩与长英质片麻岩和大理岩(至少一部分)不属同变质关系。榴辉岩的温压条件为, $t=620\text{--}994\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P=1.2\text{--}3.5\text{ GPa}$ ^[3,12,14-17];石榴橄榄岩的温压条件为, $t=627\text{--}1033\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P=1.5\text{--}5.2\text{ GPa}$ ^[13,16,18]。因此,榴辉岩与石榴橄榄岩形成的温压均处于中—高温和高压—超高压的环境。

榴辉岩与多数围岩的变质级别反差大,正好与南部的蓝片岩相反,如鄂皖地区的蓝片岩,呈一定的狭窄的带状出露,与围岩同处于绿片岩相。这种产出特征与分布明显不同于榴辉岩,可能表明榴辉岩的形成与出露的机制不同于蓝片岩。

此外,金刚石常产于金伯利岩和钾镁煌斑岩中,也可产于超基性岩中(我国西藏),它们均属岩浆成因。金伯利岩中最主要的包体是石榴橄榄岩和榴辉岩,它们的同時存在,表明这两种包体有密切的成因关系。本区已发现金刚石的榴辉岩^[19,20],常与石榴橄榄岩等超基性岩一起产出,与金伯利岩有某些相似的特征,亦应属岩浆结晶成因。

3 榴辉岩及其有关岩石的源岩

3.1 榴辉岩的产状与主要显微特征

榴辉岩为致密块状,自形一半自形结构,多不具叶理。本区榴辉岩主要有以下 3 种产状。

3.1.1 超基性岩—基性岩中的榴辉岩

超基性岩—基性岩中的榴辉岩又可分为 3 类:① 独立的榴辉岩岩体,以安徽岳西碧溪岭岩体为代表,长约 1000m,宽约 700m,主体为榴辉岩,间夹若干层厚 6—20m 的石榴橄榄岩、石

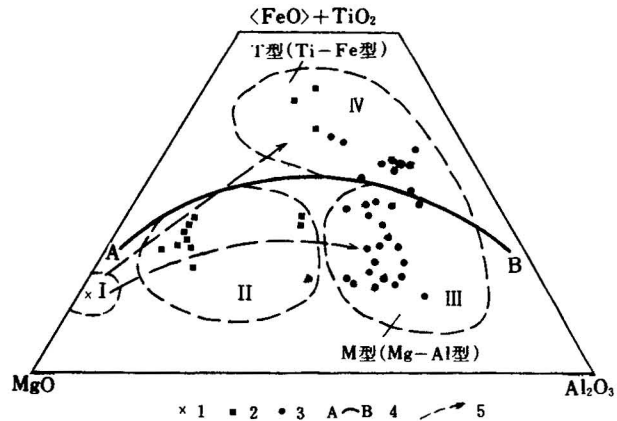


图 1 榴辉岩类型的划分及与超基性岩的演化关系
(部分资料引自杨建军^[12]和韩宗珠^[13])

Fig. 1 Classification of eclogite and evolutionary
between eclogite and ultrabasic rocks
(the some data is cited from Yang Jianjun^[12] and Han Zongzhu^[13])

1—蛇纹岩; 2—石榴辉石岩; 3—榴辉岩(T型与M型);
4—两类榴辉岩的界线; 5—岩石演化趋势

1—Serpentinite; 2—garnet pyroxenite; 3—eclogite(type T and M); 4—
limit between T and M eclogite; 5—evolutional tendency of rocks

榴辉岩和石榴辉橄岩。② 超基性岩体中夹榴辉岩,后者呈几米至十多米的层状、条带状和透镜状,种类较多,如安徽霍山饶拔寨、岳西五屋和太湖县毛屋及山东荣城、日照等地的岩体。③ 角闪岩体中的榴辉岩,后者呈 0.3—5m 的似层状与角闪岩交互,如太湖花凉亭岩体。

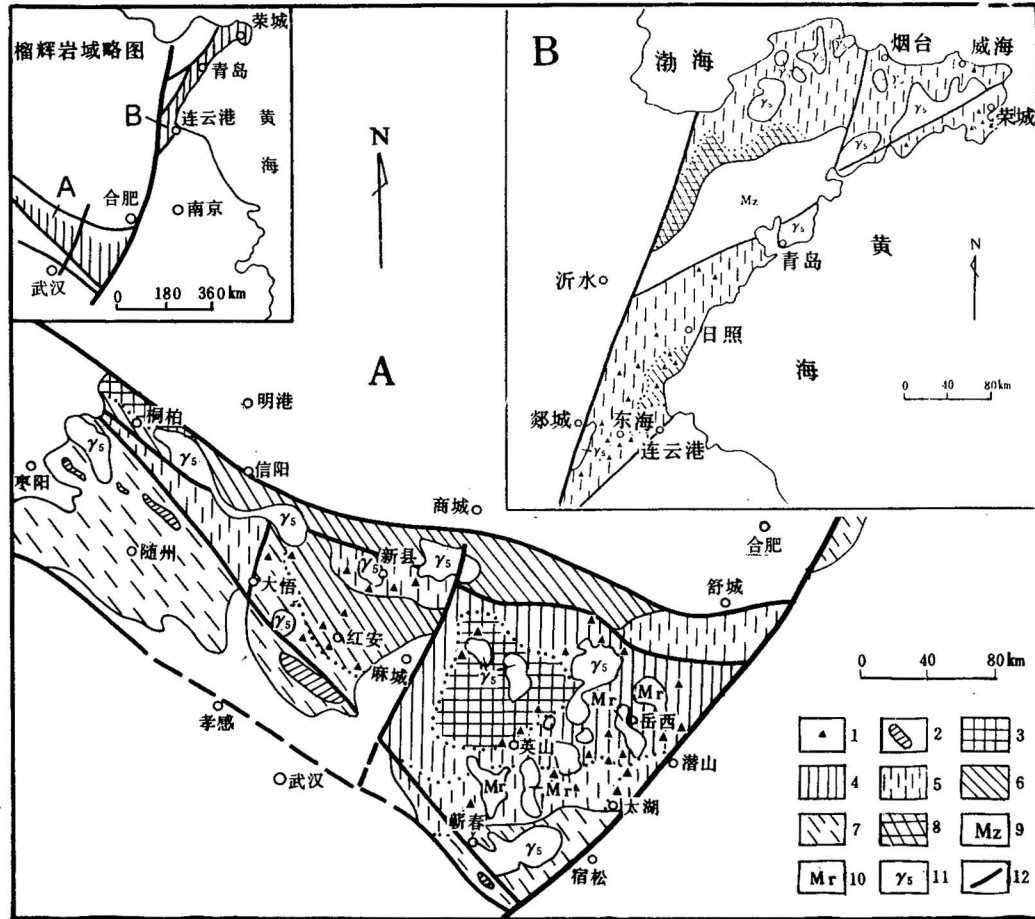


图 2 大别山、苏北和鲁东榴辉岩分布与变质相略图

Fig. 2 Sketch map of eclogite distribution and metamorphic facies in the Dabie Mts., northern Jiangsu and eastern Shandong

1—榴辉岩; 2—蓝片岩; 3—麻粒岩相; 4—高角闪岩相; 5—低角闪岩相; 6—高绿片岩相; 7—低绿片岩相; 8—麻粒岩相与高角闪岩相未分; 9—中生代未变质地层; 10—混合质花岗岩; 11—中生代花岗岩; 12—断裂

1—Eclogite; 2—blueschist; 3—granulite facies; 4—high-amphibolite facies; 5—low-amphibolite facies; 6—high-greenschist facies; 7—low-greenschist facies; 8—coexisting area of granulite facies and high-amphibolite facies;

9—Mesozoic unmetamorphic stratum; 10—migmatitized granite; 11—Mesozoic granite; 12—fault

上述 3 种不同类型岩石之间的接触关系总的看较和谐,但无侵入关系。榴辉岩的主要矿物常呈等粒或镶嵌的三连点共生结构。绿辉石与石榴石主要呈独立颗粒,也相互包裹。金红石和钛铁矿共生,显示深成岩的结构特征。绿辉石与石榴石的边部或两者之间常发育后成合晶或反应边结构,合晶由斜长石-角闪石、斜长石-石英、斜长石-帘石-角闪石等组成,反应边的矿物有角闪石、帘石-闪石、斜长石-黑云母等。当榴辉岩的角闪石化增强时,新生角闪石取代绿辉石,榴辉岩转变为榴闪岩,往往有绿辉石残留。榴辉岩的副矿物金红石也常常出现榴石反应边。

上述特征表明,榴辉岩与超基性岩—基性岩有着密切的产出关系和某些相同特征,二者应属共生关系,是同一岩浆结晶分异的产物,因此榴辉岩的原岩属深成岩。

3.1.2 长英质片麻岩中的榴辉岩

长英质片麻岩中片、柱状等暗色矿物含量多小于 10%,呈线状定向排列,无明显的片麻状构造,长英质矿物分布比较均匀,块状构造明显。本文统称为长英质或花岗质片麻岩。

几乎所有榴辉岩都产于长英质片麻岩之中,即使是基性—超基性岩和榴辉岩单独或聚合构成的岩体也不例外。片麻岩中的榴辉岩无论是岩体或岩块都是无根的包体,它们大小悬殊,形状多样,在空间分布上不显示定向,但各块体的长轴往往与寄主围岩的线理或叶理一致。两种岩石接触地段出现较多的白云母,有时见到长英质细脉穿入榴辉岩中。榴辉岩块体的边部常见绿泥石化或黑云母化,绿辉石和石榴石中常出现后成合晶或反应边结构。绿辉石和石榴石中有时含柯石英,但常为石英假象。片麻岩为半自形花岗结构,或花岗变晶结构,以长石和石英为主,长石多为微斜长石和斜长石,总含量约 50%—

70%,石英 20%—40%,片柱状等暗色矿物 5%—15%。常见的副矿物是褐帘石、锆石、磷灰石和榍石,褐帘石和锆石往往具环带,显示岩浆成因。上述特征表明榴辉岩是包体,片麻岩是花岗岩类岩石。

3.1.3 大理岩中的榴辉岩

此种类型不多。大理岩组合主要由透辉透闪大理岩、石榴方解透辉岩和石榴方解透闪岩等组成,它们一般厚度 < 5m,长度 < 20m。榴辉岩呈 2—15cm 的瘤状、串珠状、布丁状沿大理岩的层理方向出现,表明它们是顺层侵入体,受到构造拉伸。在山东的荣城大疃乡单家一采坑见到此种现象,榴辉岩与角闪石岩、石榴角闪岩一起产出,呈 8—15cm 的长条体或不规则体出现于大理岩的似层状构造中,一些块体有厚约 1cm 由角闪石帘石组成的绿色边,内部则以绿辉石和石榴石为主。因大理岩被片麻岩包围,可见大理岩的形成是花岗岩片麻岩影响的结果,大理岩中的榴辉岩则是侵入岩。

3.2 榴辉岩的化学特征

12 个榴辉岩的常量元素分析及稀土元素分析结果见表 1。榴辉岩的主要化学特征是富铝高钙镁,与戴里(1933)提出的辉长岩化学特征相当。

按标准矿物(CIPW),榴辉岩相当于 3 类玄武岩成分:① 拉斑玄武岩, SiO₂ 近饱和,无石英(Q)和霞石(Ne),橄榄石(Ol)含量较高(4%—17%);② 碱性拉斑玄武岩, SiO₂ 不饱和,无 Q,但有 Ne,Ol 含量高(12%—20%);③ 石英拉斑玄武岩, SiO₂ 过饱和,出现 Q(3%—6%)。碧溪岭榴辉岩岩体不同部位的两个样品 No. 1, 4 分属上述①,③两类玄武岩,这种成分的差异,表明它们是同一岩浆结晶分异造成的。

在 Al₂O₃-CaO-MgO 图上(图 3),榴辉岩的原岩与镁铁质堆积岩相当,这与榴辉岩和超基

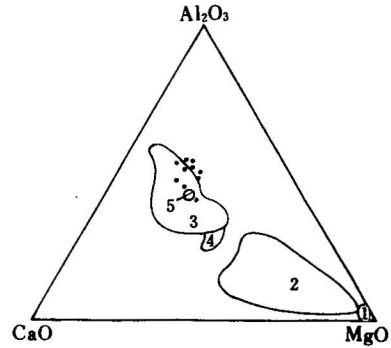


图 3 Al₂O₃-CaO-MgO 图解

(据 Coleman, 1977)

Fig. 3 Al₂O₃-CaO-MgO diagram for eclogite

(after Coleman, 1977)

- 1—变质橄榄岩; 2—超镁铁质堆积岩; 3—镁铁质堆积岩; 4—科马提岩; 5—洋中脊玄武岩
1—Metamorphic peridotite; 2—ultra-mafic cumulate; 3—mafic cumulate; 4—komatiite; 5—mid-ocean ridge basalt

表 1 榴辉岩、超基性岩和长英质片麻岩的化学成分(%)和稀土元素($\times 10^{-6}$)分析
Table 1 Chemical (%) and REE ($\times 10^{-6}$) analyses of eclogites, ultrabasic rocks and felsic gneisses

| 序号 样号 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | |
|--------------------------------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|------------|------------|------------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|
| 产地 | A06-9 | A09-1 | A08-6 | A06-3 | J017-2 | J05-14 | A22-10 | J013-4 | J015-1 | J2-71 | J2-74 | J2-81 | 皖岳西 县碧溪 | 皖岳西 县碧溪 | 皖岳西 县吕伪 | A09-3 | A22-11 | A25-4 | J2-52 | J2-73 | J2-82 |
| SiO ₂ | 49.80 | 45.91 | 40.70 | 52.96 | 52.70 | 46.21 | 47.27 | 51.98 | 46.03 | 47.63 | 51.87 | 50.49 | | | 67.45 | 74.65 | 77.15 | 79.21 | 75.11 | 74.21 | |
| TiO ₂ | 0.80 | 0.93 | 4.04 | 0.66 | 0.92 | 1.39 | 1.71 | 2.31 | 0.26 | 2.03 | 1.14 | 2.04 | | | 0.39 | 0.32 | 0.24 | 0.03 | 0.19 | 0.12 | |
| Al ₂ O ₃ | 16.90 | 17.55 | 13.80 | 15.38 | 15.02 | 18.05 | 17.42 | 14.59 | 23.53 | 16.05 | 15.68 | 16.41 | | | 14.86 | 12.08 | 12.45 | 11.09 | 12.42 | 12.51 | |
| Fe ₂ O ₃ | 1.45 | 1.84 | 6.13 | 2.46 | 2.11 | 1.87 | 3.87 | 2.18 | 1.14 | 2.68 | 0.23 | 4.31 | | | 1.04 | 2.92 | 0.80 | 0.68 | 0.79 | 1.84 | |
| FeO | 7.60 | 7.17 | 13.56 | 8.41 | 4.47 | 9.97 | 8.35 | 10.04 | 4.47 | 10.66 | 8.93 | 10.01 | | | 2.74 | 0.76 | 1.00 | 0.71 | 1.75 | 0.60 | |
| MnO | 0.15 | 0.13 | 0.23 | 0.20 | 0.10 | 0.19 | 0.21 | 0.21 | 0.09 | 0.23 | 0.20 | 0.24 | | | 0.09 | 0.07 | 0.15 | 0.05 | 0.09 | 0.07 | |
| MgO | 8.32 | 10.17 | 11.33 | 8.11 | 5.87 | 8.08 | 7.40 | 4.14 | 8.75 | 5.42 | 7.64 | 3.32 | | | 2.13 | 0.68 | 0.31 | 0.20 | 0.55 | 0.15 | |
| CaO | 12.33 | 12.50 | 9.21 | 8.61 | 10.76 | 10.22 | 9.77 | 7.62 | 13.29 | 7.59 | 9.04 | 4.64 | | | 3.39 | 2.17 | 1.02 | 0.25 | 1.41 | 0.43 | |
| Na ₂ O | 2.24 | 2.30 | 0.94 | 2.10 | 7.15 | 3.34 | 3.28 | 3.65 | 1.96 | 4.32 | 3.32 | 6.70 | | | 4.11 | 2.44 | 5.07 | 3.17 | 4.74 | 5.52 | |
| K ₂ O | 0.20 | 0.48 | 0.07 | 0.11 | 0.11 | 0.41 | 0.31 | 0.86 | 0.20 | 0.41 | 0.31 | 0.39 | | | 2.95 | 1.90 | 1.34 | 5.07 | 2.17 | 3.80 | |
| P ₂ O ₅ | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.04 | 0.61 | 0.29 | 0.38 | 1.11 | 0.02 | 0.52 | 0.14 | 0.22 | | | 0.22 | 0.08 | 0.03 | 0.02 | 0.06 | 0.02 | |
| H ₂ O | 0.44 | 0.54 | 0.70 | 0.42 | 0.06 | 0.28 | 0.18 | 0.68 | 0.30 | 1.39 | 0.67 | 0.38 | | | 0.83 | 0.94 | 0.67 | 0.15 | 0.43 | 0.13 | |
| CO ₂ | 0.03 | 0.05 | 0.14 | 0.03 | 0.05 | 0.02 | 0.05 | 0.09 | 0.03 | 0.52 | 0.44 | 0.32 | | | 0.52 | 0.43 | 0.32 | 0.13 | 0.13 | 0.13 | |
| 总量 | 100.34 | 99.60 | 100.86 | 99.49 | 99.93 | 100.32 | 100.20 | 99.46 | 100.07 | 99.45 | 99.61 | 99.47 | | | 100.72 | 99.44 | 100.55 | 100.76 | 99.84 | 99.53 | |
| La | 1.28 | 20.80 | 16.80 | 0.74 | 6.34 | 15.50 | 12.00 | 20.20 | 4.18 | 26.71 | 2.35 | 12.54 | 1.48 | 1.40 | 3.38 | 53.29 | 8.24 | 29.23 | 32.20 | 14.88 | |
| Ce | 2.60 | 33.50 | 42.40 | 1.77 | 13.90 | 34.00 | 27.60 | 43.90 | 7.55 | 51.11 | 5.27 | 30.36 | 3.44 | 3.20 | 6.48 | 81.33 | 22.10 | 92.78 | 67.38 | 12.66 | |
| Pr | 0.30 | 3.06 | 4.96 | 0.25 | 2.72 | 4.31 | 3.78 | 6.22 | 0.85 | 7.11 | 0.82 | 4.54 | 0.50 | 0.47 | 0.80 | 12.32 | 3.64 | 7.72 | 7.53 | 3.52 | |
| Nd | 1.17 | 10.60 | 19.10 | 1.25 | 16.60 | 19.10 | 19.00 | 30.40 | 4.63 | 30.39 | 4.59 | 22.38 | 2.35 | 2.23 | 3.64 | 44.00 | 16.73 | 29.10 | 28.85 | 17.21 | |
| Sm | 0.58 | 1.40 | 2.96 | 0.71 | 5.29 | 3.76 | 4.37 | 6.74 | 0.87 | 6.53 | 1.41 | 5.31 | 0.79 | 0.71 | 1.17 | 8.46 | 3.97 | 7.01 | 6.20 | 4.89 | |
| Eu | 0.39 | 0.63 | 1.36 | 0.39 | 2.33 | 1.40 | 1.75 | 2.44 | 0.56 | 2.31 | 0.57 | 1.76 | 0.29 | 0.28 | 0.34 | 1.31 | 0.93 | 0.10 | 1.15 | 0.37 | |
| Gd | 1.31 | 3.14 | 4.74 | 1.79 | 6.07 | 5.78 | 5.62 | 8.22 | 1.76 | 9.74 | 2.72 | 8.40 | 0.77 | 0.71 | 2.64 | 6.77 | 4.69 | 4.40 | 6.11 | 5.05 | |
| Tb | 0.27 | 0.52 | 0.45 | 0.45 | 0.61 | 0.80 | 0.65 | 1.21 | 1.08 | 1.08 | 0.52 | 1.00 | 0.13 | 0.11 | 0.46 | 1.07 | 0.86 | 1.15 | 1.16 | 0.74 | |
| Dy | 1.68 | 2.05 | 3.30 | 2.94 | 2.65 | 5.21 | 4.21 | 6.48 | 0.71 | 6.66 | 3.41 | 6.20 | 0.83 | 0.72 | 2.44 | 6.28 | 5.10 | 7.86 | 8.61 | 5.64 | |
| Ho | 0.36 | 0.44 | 0.69 | 0.65 | 0.50 | 1.13 | 0.81 | 1.35 | 1.37 | 1.37 | 0.74 | 1.38 | 0.16 | 0.15 | 0.56 | 1.22 | 1.12 | 1.50 | 2.03 | 1.16 | |
| Er | 0.89 | 1.13 | 1.70 | 1.70 | 1.23 | 2.73 | 2.61 | 3.42 | 0.40 | 3.49 | 2.03 | 4.07 | 0.47 | 0.43 | 1.53 | 3.82 | 3.65 | 4.36 | 6.01 | 3.29 | |
| Tm | 0.14 | 0.16 | 0.29 | 0.30 | 0.22 | 0.44 | 0.30 | 0.53 | 0.28 | 0.28 | 0.28 | 0.60 | 0.07 | 0.06 | 0.22 | 0.39 | 0.53 | 0.51 | 0.90 | 0.50 | |
| Yb | 0.91 | 1.00 | 1.62 | 2.11 | 1.13 | 2.54 | 1.99 | 3.14 | 0.38 | 2.99 | 1.81 | 3.80 | 0.46 | 0.40 | 0.54 | 2.49 | 3.86 | 3.42 | 6.15 | 3.35 | |
| Lu | 0.13 | 0.12 | 0.10 | 0.32 | 0.15 | 0.32 | 0.26 | 0.52 | 0.42 | 0.42 | 0.25 | 0.59 | 0.07 | 0.06 | 0.20 | 0.40 | 0.51 | 0.13 | 0.85 | 0.32 | |
| REE | 12.01 | 78.03 | 100.54 | 15.37 | 59.74 | 97.02 | 84.95 | 134.77 | 21.89 | 149.91 | 26.67 | 102.93 | 11.83 | 10.97 | 25.40 | 223.15 | 75.93 | 189.27 | 175.13 | 73.49 | |

岩石名称: No. 1, 10, 11, 12 榴辉岩; No. 2 含柯石英榴辉岩; No. 3 金红石榴辉岩; No. 4 石英榴辉岩; No. 5, 6, 7 角闪榴辉岩; No. 8 白云母榴辉岩; No. 9 蓝晶榴辉岩; No. 13, 14 石榴二辉橄榄岩; No. 15 云英斜长片麻岩; No. 16 二云斜长片麻岩; No. 17 含榴二云斜长片麻岩; No. 18 含闪黑云二长片麻岩; No. 19 含榴斜长片麻岩; No. 20 含闪二长片麻岩。No. 13, 14 引自文献[3], 其余均为作者采样, 地质矿产部岩矿测试技术研究所分析。

性岩、基性岩一起产出的现象相符。山东日照^[12]、安徽碧溪岭^[13]两个地区产出的榴辉岩和超基性岩,在 $MgO-Al_2O_3-(\langle FeO \rangle + TiO_2)$ 图上(图 1)分属 4 个岩区。从图中看出,同一岩体或同一地区共存的榴辉岩和石榴辉石岩或超镁铁质岩一起落入 II 区或 IV 区,指示它们在某些化学性质上的亲缘性,表明榴辉岩可能属于岩浆成因。

榴辉岩的主要围岩——片麻岩的主要化学特征是: SiO_2 67%—79%, Al_2O_3 11%—15%, $\langle FeO \rangle$ 1.3%—3.6%, MgO 0.2%—2.1%, CaO 0.3%—3.3%, Na_2O 2.4%—5.5%, K_2O 1.3%—3.8%。根据 CIPW 标准矿物统计,属奥长花岗岩、花岗岩和花岗闪长岩系列,这与野外观察和镜下鉴定得到的认识一致。据野外观察,它们常含暗色岩包体,镜下往往见到花岗或似花岗结构,有的混合交代明显,所以它们可能属交代-岩浆型花岗岩类。它们的 Na_2O/K_2O 值在 1.3—3.7 之间,成分上属 I 型花岗岩。按 A(Al_2O_3)、C(CaO)、N(Na_2O)和 K(K_2O)的克分子花岗岩的成因分类,也多属 I 型,表明原岩为火成岩。总之,片麻岩主要属正片麻岩或花岗岩类。

榴辉岩的 Rb 含量多数界于 5×10^{-6} — 15×10^{-6} 之间, Sr 含量多数在 30×10^{-6} — 180×10^{-6} 之间(表 2)。Rb/Sr 值多数小于 0.04, K/Rb 值多数在 230—260 间。Cr 含量多数在 200×10^{-6} — 300×10^{-6} 之间,少数超过 600×10^{-6} 。Ni 含量 80×10^{-6} — 270×10^{-6} 。上地幔 Rb/Sr 平均值约为 0.025,上地幔石榴地幔岩的 K/Rb 值在 210—260 之间。本区榴辉岩具上地幔岩的某些特征,表明它们的源岩与上地幔有关。

表 2 榴辉岩的微量元素丰度($\times 10^{-6}$)

Table 2 Trace elements abundances ($\times 10^{-6}$) of eclogites

| 序号 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Rb | 7 | 15 | 6 | 7 | 5 | 13 | 10 | 22 | 9 | 13 | 10 | 18 |
| Sr | 177 | 63 | 153 | 42 | 229 | 79 | 256 | 169 | 537 | 447 | 77 | 35 |
| Cr | 217 | 235 | 257 | 110 | 639 | 244 | 182 | 120 | 610 | 198 | 592 | 265 |
| Ni | 81 | 218 | 276 | 105 | 84 | 82 | 88 | 85 | 161 | 92 | 124 | 108 |
| Rb/Sr | 0.039 | 0.238 | 0.039 | 0.166 | 0.021 | 0.164 | 0.039 | 0.130 | 0.016 | 0.029 | 0.129 | 0.514 |
| K/Rb | 237 | 265 | 96 | 130 | 182 | 260 | 257 | 324 | 184 | 261 | 257 | 179 |

注:由地质矿产部岩矿测试技术研究所宋尔良分析,序号和岩石名称同表 1。

榴辉岩的稀土总量变化很大,由 12×10^{-6} 至 150×10^{-6} (表 1),可能说明源区组成的不均匀性。LREE/HREE 与 MgO 含量呈明显的正相关,意味着它们是来自同一岩浆源的分异结晶或同种源岩的不同程度的熔融结晶的结果。

片麻岩类的 Rb, Sr 平均含量为 62×10^{-6} 和 162×10^{-6} , $Rb/Sr = 0.32$, $K/Rb = 379$ 。榴辉岩的稀土分布模式分为 4 类(图 4A—4D)。A 类,轻稀土富集型,无 Eu 正异常,曲线右倾不大且较规则, $(La/Yb)_N$ 值多数在 2—6 之间,稀土分馏中等, La 为球粒陨石的 28—60 倍, Yb 为球粒陨石的 7—17 倍,这些特征与辉长质堆积岩或辉长岩类似。B 类,总趋势与 A 类相似,仅具轻度 Eu 正异常, $(La/Yb)_N$ 值多为 4—7, Yb 为球粒陨石 4—7 倍。C 类,平坦型,无 Eu 正异常, $(La/Yb)_N$ 值为 0.85, 稀土分馏弱,未发生明显的结晶分异,基本代表原始榴辉岩的稀土特征,与山东荣城的石榴二辉橄榄岩^[16]的稀土模式相似(图 4C 之 Y)。D 类,轻稀土亏损型或重稀土富集型,碧溪岭榴辉岩体的两个样品,相距 300m, No. 1 为新鲜的榴辉岩,绿辉石与石榴石含量基本相同; No. 4 为已明显闪石化帘石化的榴辉岩,石榴石含量多于绿辉石。两样品新鲜程度不同,而稀土模式近似,表明蚀变对稀土分布影响不大,它们的 $(Gd/Yb)_N$ 为 0.67—1.1, 所以重稀土分布平坦。 $\sum REE$ 12×10^{-6} — 15×10^{-6} , 是样品中最低值。该岩体中石榴二辉橄榄

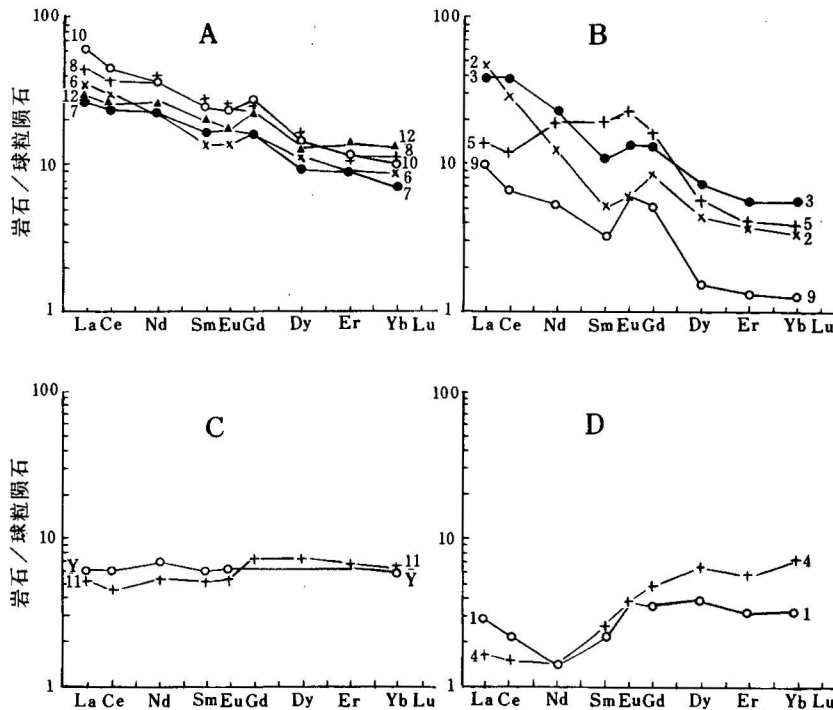
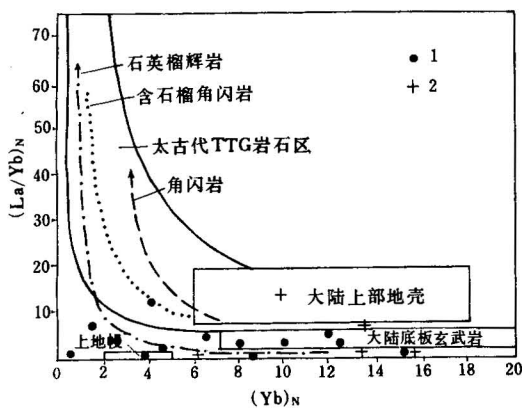


图4 榴辉岩的稀土模式图(图上顺序号见表1)

Fig. 4 REE patterns of eclogite(the numbers same as Table 1)

幔 Rb/Sr 平均值约为 0.025, 由上地幔岩演化为花岗岩时, 即超基性岩类→玄武岩类→花岗岩类, 它们的 Rb/Sr 值分别为 0.20, 0.06 和 1.70, K/Rb 值分别为 200, 277 和 247。本区片麻岩类 Rb, Sr 含量均比陆壳低, 但 Rb/Sr 值多数高于陆壳和上地幔, 少数接近陆壳平均值, 可能说明片麻岩是壳幔混染的岩浆成因。

图5 $(La/Yb)_N-(Yb)_N$ 图(据江博明, 1981)Fig. 5 $(La/Yb)_N-(Yb)_N$ diagram

(after B. M. Jahn, 1981)

1—榴辉岩(eclogite); 2—长英质片麻岩(felsic gneiss)

岩的稀土分析^[17](表1, No. 13, 14)结果与榴辉岩的一些特征值相近或相似。因此, 结合产状推断, 榴辉岩和石榴橄榄岩可能是同一亏损幔源岩浆不同分异结晶的产物。

在 $(La/Yb)_N-(Yb)_N$ 图上(图5), 榴辉岩大多投入大陆底板玄武岩区及其以下源区和上地幔区, 表明榴辉岩来自上地幔或幔壳过渡的源区。

据 Taylor(1965)计算的陆壳微量元素丰度, 其中 $Rb = 90 \times 10^{-6}$, $Sr = 875 \times 10^{-6}$, Rb/Sr 值为 0.25。上地

幔 Rb/Sr 平均值约为 0.025, 由上地幔岩演化为花岗岩时, 即超基性岩类→玄武岩类→花岗岩类, 它们的 Rb/Sr 值分别为 0.20, 0.06 和 1.70, K/Rb 值分别为 200, 277 和 247。本区片麻岩类 Rb, Sr 含量均比陆壳低, 但 Rb/Sr 值多数高于陆壳和上地幔, 少数接近陆壳平均值, 可能说明片麻岩是壳幔混染的岩浆成因。

片麻岩类的稀土元素在 $(La/Yb)_N-(Yb)_N$ 图上(图5), 主要落在大陆底板玄武岩之下的区域, 大致相当上地幔区的上部。所以, 与上述微量元素一样, 源岩来自壳幔过渡区。

以上研究结果表明, 榴辉岩和超基性岩与基性岩都是火成岩。它们是深部的同源岩浆在不同演化阶段的不同物化条件下结晶的产物, 而它的主要围岩——长英质片麻岩则是不同性质的花岗岩。

4 榴辉岩的形成机制

本区榴辉岩中已发现有柯石英和微粒金刚石。一般认为金刚石形成的压力为 3.5—4.0 GPa, 约 120—150km 的深度; 柯石英形成的压力为 2.5—3.5 GPa, 约 90—120km 的深度。可

见这两种矿物形成的压力或深度是过渡的或连续的。事实上,本区榴辉岩已同时出现这两种矿物,考虑到榴辉岩与橄榄岩、石榴辉石岩和角闪岩的共生关系,故推断在前寒武纪地壳增生过程的晚期,上地幔存在含金刚石岩浆或金伯利岩岩浆,由于它的不均匀性或由于它处于分异结晶的晚期,在向上侵位过程中,因岩浆中流体组分、化学反应、温度和压力等的变化,后期金伯利岩岩浆依次派生了橄榄岩、石榴辉石岩、榴辉岩和角闪岩等不同矿物组合的岩石,并产出柯石英和微粒金刚石被包裹于适合它们保存的榴辉岩矿物中,这些岩石通常在上地幔或下地壳作为侵入体存在。在晚元古代时,由于华北和扬子两个板块发生碰撞和汇聚,强烈的推挤,既使榴辉岩和超基性岩等破碎,也使陆壳发生较强烈的部分熔融,形成大量的花岗质熔浆,在板块的挤压力和岩浆热动力的双重作用下,岩浆挟持着榴辉岩等暗色岩块一起上升,侵位于前古生代和部分古生代的地壳中。在岩浆运移和结晶过程中,各暗色岩块遭受不同程度的熔融和交代,既使部分岩浆具有混染性质,也使各岩块成为分散的、大小不一、形状多样的包体。随后在显生宙时期发生了多次构造—岩浆热事件,尤其是中生代强烈的造山运动的改造,大大地改变了榴辉岩的原来面貌,使它的组分、结构构造和年代学等更加复杂化,从而出现纷繁的地质现象和多种解释。

5 结论

①本区榴辉岩类岩石按化学性质分为两种类型: T 型,即钛铁矿型; M 型,即镁铝型。②榴辉岩属岩浆成因,是幔源岩浆分异结晶的产物。③本区榴辉岩呈大小不一,直径相差悬殊的成千个块体或岩体,均无根,被长英质片麻岩包裹。长英质片麻岩的原岩为中酸性花岗岩或混染花岗岩。④榴辉岩的出露是由于华北与扬子两大板块的碰撞,花岗岩浆挟持着不同程度破碎的榴辉岩块体侵位于前古生代的地壳,遭剥蚀后出露。

在野外调查期间曾得到安徽 311 队、江苏第 6 地质队和山东区域地质测量队的领导及李步明高级工程师、纪壮义工程师等多方面的支持和协助。在室内期间又得到我单位耿元生、赵子然和任留东等的帮助。全部图件由董效静清绘。对上述单位领导和同仁表示衷心感谢。

参 考 文 献

- 1 郝杰, 刘小汉. 桐柏—大别山碰撞造山带推覆—滑脱构造及其演化. 地质科学, 1988, (1): 1—9.
- 2 张树业, 胡克, 刘晓春, 乔兰勇. 中国中部元古代蓝片岩白片岩—榴辉岩带—古陆内部板块碰撞带的三位一体特征. 长春地质学院学报, 1989, (鄂皖蓝片岩地质专辑), 152—157.
- 3 胡克, 张树业. 华中榴辉岩及其成因的若干问题. 长春地质学院学报, 1991, 21(3): 283—290.
- 4 周高志, 康维国. 鄂北蓝片岩带的研究. 北京: 地质出版社, 1991.
- 5 张泽明, 游振东. 大别山地区含柯石英榴辉岩变质作用的 $P-T-t$ 轨迹及其地球动力学意义. 地球科学, 1992, 17(2): 140—150.
- 6 王清晨, 张儒媛, 从柏林, 赵中岩, 叶凯. 鲁东—苏北榴辉岩的构造特征及其折返机制. 岩石学报, 1992, 8(2): 153—167.
- 7 索书田, 桑隆康, 韩郁菁, 游振东. 大别山前寒武纪变质地体与构造学. 武汉: 中国地质大学出版社, 1993.
- 8 Eide E A, Wang X, Maruyama S, Liou J G, Zhou G. Mineral paragenesis of eclogite blocks from a serpentinite melange belt, northern Hubei, China. EOS, Trans. Am. Geophys. Union, 1989, 70: 1379.
- 9 Wang X, Liou J G, Mao H K. Coesite-bearing eclogites from the Dabie mountain in central China. Geology, 1989, 1085—1088.
- 10 Okay A I, Xu S, Sengor A M C. Coesite from the Dabie Shan eclogites, central China. Eur. Jour. Mineral., 1989, (1): 595—598.
- 11 Hirajima T, Ishiwatari A, Cong B, Zhang R, Banno S, Nozaka T. Coesite from Mengzhong eclogite at Donghai county,

- northern Jiangsu Province, China. *Mineral. Mag.*, 1991, 54: 579—583.
- 12 杨建军. 苏鲁榴辉岩及有关超基性岩. 北京: 地质出版社, 1991.
- 13 韩宗珠, 袁霖林, 盛兴士. 安徽岳西碧溪岭及伴生石榴石橄榄岩的岩石学和地球化学. *岩石学报*, 1989, 5(4): 22—33.
- 14 刘晓春, 刘先文, 胡克. 论大别地块中榴辉岩与围岩的变质关系及区域“递增”变质带的形成. *长春地质学院学报*, 1992, 22(4): 366—372.
- 15 张勇, 江来利, 刘贻灿. 大别山超高压榴辉岩带榴辉岩的特征和变质作用. *岩石学报*, 1991, 7(3): 1—13.
- 16 叶凯, 徐平. 山东荣城大疃榴辉岩成因岩石学特征. *岩石学报*, 1992, 8(1): 27—39.
- 17 张希道, 陈允福, 王桂枝. 鲁东南莒南县一带榴辉岩的特征. *岩石学报*, 1992, 8(1): 40—49.
- 18 樊祺诚, 刘若新, 马宝林. 苏北—胶南高压变质超镁铁质岩的初步研究. *岩石学报*, 1992, 8(1): 90—95.
- 19 张树业, 胡克, 刘晓春, 常丽华. 大别—苏北—胶东含柯石英榴辉岩中微粒金刚石及自然金的发现. *中国地质*, 1991, (11): 28—29.
- 20 徐树桐, 苏文, 刘贻灿, 江来利, 季寿元, Okay A I, Sengor A M C. 大别山东段高压变质岩中的金刚石. *科学通报*, 1991, 36(17): 1318—1321.

MAGMATIC ECLOGITE AND ITS FORMATION MECHANISM OF THE ECLOGITE DOMAIN IN CENTRAL CHINA

Liu Guohui, Cong Yuexiang, Xu Huifen and Wang Xinshe

(*Institute of Geology, CAGS, Beijing*)

Abstract

Eclogite that spreads over an area of some 50000 km² in Hubei, Anhui, Jiangsu and Shandong Provinces of central China, comprises a rare, gigantic eclogite domain on the earth. Felsic gneiss is the predominant country rock around the eclogites. Both the eclogite and the felsic gneiss have not undergone the same high-pressure metamorphic event. On the basis of the intimate association between eclogite and ultrabasic—basic rocks and the occurrence, structures and textures and alteration of minerals and geochemical features of eclogites and relevant rocks, the eclogite is postulated to be originally a basic plutonic rock, and the source rock for the felsic gneiss to be intermediate to acid granitoids. During the collision process of the North China and Yangtze plates, the preexisting eclogite and melanocratic rock series formed in the upper mantle or between the mantle and crust were broken and trapped in the granitic magma produced by the collision; then the granitoids with melanocratic rocks were uplifted and emplaced in the pre-Palaeozoic and partly Palaeozoic rocks. Later they were together modified by multiple of tectono-magmatic thermal events in the Phanerozoic and finally assume the present complex appearance.

Key words: eclogite domain, magmatic eclogite, felsic gneiss, formation mechanism

作者简介

刘国惠, 研究员, 1933年生, 1954年长春地质学院地质勘探系毕业。1958年调地质部地质研究所工作, 1986—1992年曾任地质研究所变质地质研究室主任, 中国矿物岩石地球化学学会变质岩专业委员会委员、副主任委员和中国地质学会岩石专业委员会委员等职。通讯地址: 北京阜外百万庄中国地质科学院地质研究所, 邮政编码: 100037。