

日照岚山头榴辉岩的成因及演化的  $PTt$  轨迹

张希道 刘建文 栾元滨 张华峰 张忠义 王兰中 王炳颖

(山东省地质调查研究院)

**提要** 岚山头含柯石英榴辉岩呈透镜状构造块体产于晚元古代含霓石碱长花岗质片麻岩中,其原岩为玄武岩浆分离结晶晚期堆积的辉长岩。该榴辉岩典型的共生矿物组合可划分为4个世代:① $Cpx_1 + Mu_1 (Or + Phen_1) + Qz + Pl_1$ ; ② $Cpx_2 (Om_1) + Gr_1 + Ky + Cs$ ; ③ $Cpx_3 (Om_2) + Gr_2 + Phen_2 + Ky + Zo + Qz$ ; ④ $Pl_2 + Tl + Mrg + Phen_3 + Czo + Qz$ 。它们分别反映4个变质演化阶段:前榴辉岩相阶段( $M_1$ )、柯石英榴辉岩相阶段( $M_2$ )、后榴辉岩相第一退变质阶段( $M_3$ )及后榴辉岩相第二退变质阶段( $M_4$ )。各阶段的变质条件: $M_1$ 为 $P \leq 1.56 \text{ GPa}$ ,  $T = 700^\circ\text{C}$ ;  $M_2$ 为 $P = 2.74 \sim 2.95 \text{ GPa}$ ,  $T = 722^\circ\text{C} \sim 981^\circ\text{C}$ ;  $M_3$ 为 $P = 1.34 \sim 1.54 \text{ GPa}$ ,  $T = 568^\circ\text{C} \sim 589^\circ\text{C}$ ;  $M_4$ 为 $P = 0.61 \sim 1.04 \text{ GPa}$ ,  $T = 469^\circ\text{C}$ 。柯石英榴辉岩相阶段( $M_2$ )末期的年龄为 $613.3 \pm 30.4 \text{ Ma}$ ,榴辉岩相第二退变质阶段( $M_4$ )的多硅白云母 $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ 坪年龄为 $313.49 \text{ Ma}$ 。据上述资料再塑了一个较完整的顺时针  $PTt$  轨迹。

鲁东南日照岚山头一带的榴辉岩位于苏鲁榴辉岩带南西段的中部,是该榴辉岩带中主要的榴辉岩密集分布区之一。在大地构造位置上,苏鲁榴辉岩带位于郯庐断裂以东,为秦岭-大别-苏鲁巨型榴辉岩带被该断裂相对北移的部分(图1)。许多学者曾对本区及邻区的榴辉岩做过研究<sup>[1-8]</sup>。杨建军首次在该地区的榴辉岩中发现柯石英假像(聚晶石英包体,有些包体尚含有透长石)<sup>[3-4]</sup>。刘贵章等发现了部分聚晶石英包体的核部仍残留柯石英<sup>①</sup>。这些发现为探讨本区榴辉岩的成因提供了佐证,但对其形成时代、折返模式及与围岩的关系等重要地质问题,目前仍在争论之中。需要提及的是,苏鲁榴辉岩带至今尚未见到以某地区榴辉岩为对象而建立的确切的变质作用  $PTt$  轨迹。本文通过对岚山头榴辉岩的地质学、岩石学、地球化学、矿物化学、各变质阶段温压条件及同位素测年的研究,对这一问题进行探讨。

## 1 榴辉岩的产状

岚山头一带的榴辉岩主要产于含霓石碱长花岗质片麻岩类中。其围岩为变质变形的早元古代含霓石碱长花岗岩<sup>②[9]</sup>,现多已变为花岗质片麻岩和初糜棱岩<sup>②[9]</sup>,变质程度主要为中压相系高绿片岩相<sup>②</sup>。近榴辉岩体的围岩一般属糜棱岩系岩石,多硅白云母含量增多,主要为钾长石变形相<sup>②[10]</sup>。

榴辉岩体一般呈透镜状,无根,规模大小不等,大者长约600m,宽约100m,小者长

本文1997-03-27收到,1997-04-10改回。

① 山东省地矿局、青岛海洋大学,1991,鲁东榴辉岩地质。

② 山东省地质调查研究院,1996,1:5万坪上等三幅区域地质调查报告。

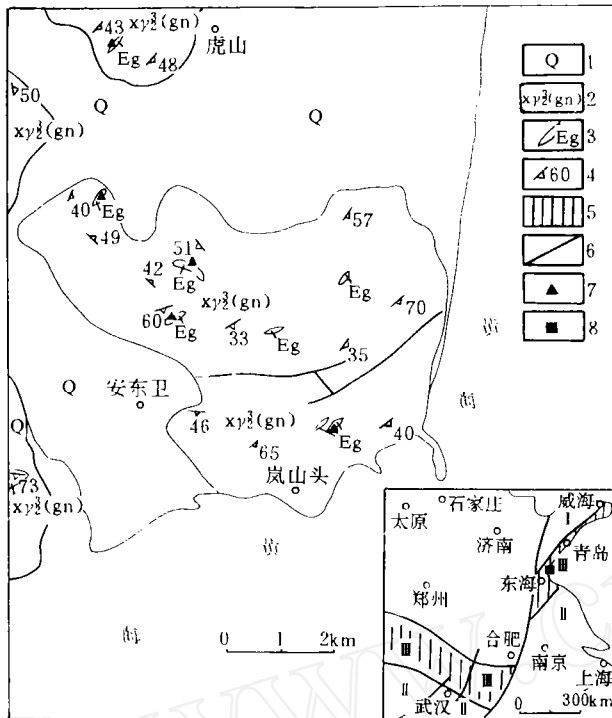


图1 日照岚山头一带榴辉岩分布略图

Fig. 1 Sketch showing the distribution of eclogite bodies in Lanshantou, Rizhao

- 1—华北板块；Ⅱ—扬子板块；Ⅲ—秦岭—大别—胶南造山带  
 1—第四系；2—晚元古代含霓石碱长花岗岩(花岗质片麻岩)；  
 3—榴辉岩；4—面理产状；5—秦岭—大别—苏鲁巨型榴辉岩带分布区；6—断裂；7—采样点；8—工作区位置

状及定向拉长状,绿辉石呈定向或半定向排列的柱状,二者平直相接,平衡共生,且均见柯石英(Cs)假像包体(已转化为多晶石英聚晶体)。柯石英包体周围有放射状张裂纹,即胀裂结构。

显微镜下观察,榴辉岩的变质矿物具有以下特征:①石榴石中见有早期矿物普通角闪石(Hb)、白云母(Mu,或多硅白云母)、单斜辉石(Cpx)、石英包体(Qz,榴辉岩相变质阶段变成柯石英,减压退变质阶段又转化为多晶石英聚晶体)。②晚期的单斜辉石(绿辉石)中见有早期单斜辉石的残留包体。③多硅白云母(Phen)沿绿辉石(Om)的微裂隙及解理生成,并穿切石榴石(Gr)、绿辉石及后二种矿物定向排列构成的面理( $S_1$ )；多硅白云母内还见有石榴石、绿辉石的残留包体,后者的界线不甚规则,若前者与后二种矿物的界线趋近平直,则表明它们在部分地段已达平衡。④石榴石与绿辉石的边部可形成指纹状交生的普通角闪石和斜长石(Pl)的后成合晶冠状体,前两种矿物之接触处见有普通角闪石的反应边,这两种矿物进一步发展可分别成为岛状残留体或普通角闪石的残留包体。⑤黝帘石(Zo)中见有绿辉石的残留包体,前者与蓝晶石(Ky)接触处有珍珠云母

仅数米,宽不足1米。其长轴方向及接触面产状与围岩面理(片麻理、糜棱面理)协调一致,二者界线清楚,呈构造接触(图1)。榴辉岩体周缘多有一个退变边。在区域上,榴辉岩的面理与围岩面理从平行到斜交都可见到,而岚山头一带二者多平行或微角度相交。

## 2 榴辉岩的岩相学特征

榴辉岩呈灰绿色或微红的翠绿色,具定向构造(层状、条带状)、块状构造及线理构造,细~中粒柱粒状变晶结构。主要组成矿物为绿辉石(25%~60%)、石榴石(32%~62%)、石英(0%~13%),有的含蓝晶石,副矿物为金红石(1%~3%)、磷灰石、锆石(偶见)等,其余为次生矿物角闪石、多硅白云母、斜长石、绿帘石、黝帘石及黑云母、金云母、珍珠云母等。其中石榴石呈等轴粒

(Mrg)的反应边。⑥见绿帘石(Ep)沿石榴石、绿辉石的裂隙及边缘生成,绿帘石与普通角闪石呈平直接接触。

据上分析,榴辉岩典型的共生矿物组合(仅表示造岩矿物)可划分为如下不同的世代及其组合类型:

(1)第一共生组合类型

第一世代: $Cpx_1 + Mu_1(Or + Phen_1) + Qz + Pl_1$ (推测);

第二世代: $Cpx_2(Om_1) + Gr_1 + Ky + Cs$ ;

第三世代: $Cpx_3(Om_2) + Gr_2 + Phen_2 + Ky + Zo + Qz$ ;

第四世代: $Pl_2 + Tl$ (透闪石) $+ Mrg + Phen_3 + Czo$ (斜黝帘石) $+ Qz$ 。

(2)第二共生组合类型

第一世代: $Hb_1 + Cpx_1 + pl$ (推测) $\pm Qz$ ;

第二世代: $Cpx_2(Om) + Gr_1 + Cs$ ;

第三世代: $Hb_2 + Gr_2 \pm Ep + Qz$ ;

(3)第三共生组合类型

第一世代: $Om_1 + Gr_1 + Cs$ ;

第二世代: $Om_2 + Gr_2 + Phen + Qz$ ;

第三世代: $Hb + Pl + Ep + Qz \pm Bit$ (黑云母)。

(4)第四共生组合类型

第一世代: $Om + Gr \pm Cs$ ;

第二世代: $Hb_1 + Pl_1 \pm Qz$ ;

第三世代: $Hb_2 + Pl_2 + Ep \pm Qz$ 。

(1)、(2)组合类型第一世代共生矿物是根据石榴石中早期矿物包体推测的,为前榴辉岩相变质阶段( $M_1$ )形成的;(1)、(2)组合类型第二世代和(3)、(4)组合类型第一世代的共生矿物皆为柯石英榴辉岩相变质阶段( $M_2$ )形成的;(1)组合类型第三世代和(3)、(4)组合类型第二世代的共生矿物皆为后榴辉岩相第一退变质阶段( $M_3$ )形成的;(1)组合类型第四世代和(2)、(3)、(4)组合类型第三世代的共生矿物皆为后榴辉岩相第二退变质阶段( $M_4$ )形成的。其中(1)组合类型的四个世代的共生矿物恰好反映岚山头榴辉岩演化的四个变质阶段( $M_1 \sim M_4$ ),最具代表性。其世代更替可能发生的变质反应是:第二世代 $\rightarrow$ 第三世代为  $Gr_1 + Om_1 + K^{1+} + H_2O \rightarrow Phen_2 + Zo + Gr_2 + Om_2$ <sup>①</sup>;  $GrO$ (钙铝榴石) $+ Ky + Qz + H_2O \rightarrow Zo$ 。第三世代 $\rightarrow$ 第四世代为  $Ky + Zo + H_2O \rightarrow Mrg + Qz$ ;  $Zo + Ky + Gr + Qz + \text{流体}(\text{fluid}) \rightarrow Mrg + Phen_3 + Pl_2$ ;  $Gr + Om + Qz + H_2O \rightarrow Pl_2 + Tl + Mt$ (磁铁矿)。

多硅白云母和黝帘石是高压退变质阶段的产物,这种世代分析结论与刘若新等(1995)<sup>[11]</sup>、魏春景等(1996)<sup>[12]</sup>的意见是一致的。

前榴辉岩相变质阶段的普通角闪石,即(2)组合类型第一世代共生矿物中的  $Hb_1$ ,其  $Ng$  方向呈褐黄绿色,  $Al^N$ 、 $Al^M$  特别高;后榴辉岩相阶段的普通角闪石的  $Ng$  方向呈蓝绿色、绿色,  $Al^N$ 、 $Al^M$  比前者低得多(表 5, 见后)。斜长石为更长石和钠长石(表 6, 见后)。

①  $Gr_1$  和  $Gr_2$ ,  $Om_1$  和  $Om_2$  表示反应前后成分有所变化。

### 3 榴辉岩的岩石化学特征

岚山头榴辉岩(产于花岗质片麻岩中)的化学成分见表1(序号1~5),表中同时列出了梭罗树一带超镁铁岩中石榴石透辉石岩(序号6、7)的成分。

表1 岚山头榴辉岩的化学成分(ω<sub>B</sub>%)

Table 1 Chemical compositions of the eclogites in Lanshantou

序号	1	2	3	4	5	6	7
样号	Pg-3	Eg <sub>1</sub>	Eg <sub>2-1</sub>	Eg <sub>3</sub>	Eg <sub>5</sub>	Ecp <sub>9-7</sub>	2S-93
SiO <sub>2</sub>	46.44	47.90	44.37	48.88	50.62	43.40	47.99
TiO <sub>2</sub>	0.46	1.30	1.96	1.20	1.31	2.05	2.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.69	14.55	15.33	18.43	15.48	11.83	6.91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.49	5.64	2.87	0.51	3.29	1.60	3.56
FeO	7.82	7.61	13.25	9.37	8.08	5.76	4.69
MnO	0.07	0.21	0.18	0.14	0.18	0.09	0.11
MgO	9.08	7.09	6.54	6.83	6.10	13.56	13.52
CaO	14.39	11.41	11.84	9.43	8.70	19.53	19.22
Na <sub>2</sub> O	1.69	3.17	2.21	3.12	3.73	0.45	0.65
K <sub>2</sub> O	0.18	0.44	0.27	0.74	1.04	0.27	0.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.11	0.08	0.35	0.32	0.10	0.05
CO <sub>2</sub>	0.07	0.07	0.04	0.05	0.05	0.06	0.12
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.30	0.73	0.46	0.47	0.82	0.62	0.82
Los	—	0.90	0.16	0.49	0.53	—	0.70
总和	99.55	101.13	99.56	100.61	100.25	99.32	100.51
MgO/ΣFeO	0.90	0.56	0.41	0.70	0.55	1.88	1.71

注:①ΣFeO=FeO+0.9Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>;②1~5号为岚山头榴辉岩;③6、7号为梭罗树超镁铁岩中的石榴石透辉石岩。

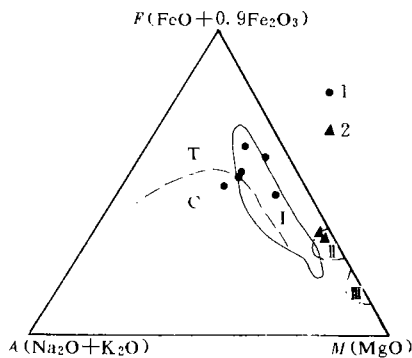


图2 榴辉岩的AFM图解

(T、M分界线据Irvine and Baragar, 1971;  
I、I、II范围据Mottana and Bocchio, 1975)

Fig. 2 AFM diagram of the eclogites

T—拉斑玄武岩系列;C—钙碱性系列

1—大洋中脊辉长岩;I—蛇绿岩套辉长岩;II—橄辉岩  
1—岚山头榴辉岩;2—梭罗树超镁铁岩中的石榴石透辉石岩

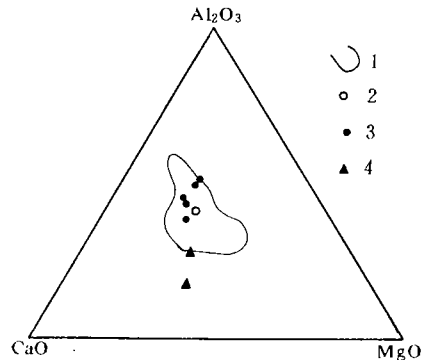


图3 榴辉岩化学成分Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CaO-MgO图解

(据Coleman, 1977)

Fig. 3 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CaO-MgO diagram  
of the eclogites

1—蛇绿岩套的镁铁质堆晶岩;2—大洋中脊玄武岩的平均成分;3—岚山头榴辉岩;  
4—梭罗树超镁铁岩中的石榴石透辉石岩

由表 1 可看出,大部分榴辉岩的化学组成与玄武岩、辉长岩相似。少数榴辉岩的  $\text{SiO}_2$  含量略低,但其他氧化物含量仍相似于玄武岩、辉长岩类,而与超基性岩相差悬殊。按 Coleman(1965)对榴辉岩的化学成分分类<sup>[13]</sup>,岚山头榴辉岩中的 2~5 号相当于 C 类( $\text{MgO}=6\%$ ,  $\text{SiO}_2=48\%$ ),1 号则相当于 B 类( $\text{MgO}=9\%$ ,  $\text{SiO}_2=48\%$ )。但由于它们分布于同一地区,围岩为变质变形的含霓石碱长花岗岩类,故按 Coleman(1965)对榴辉岩的地质产状分类<sup>[13]</sup>,应属 B 类。

在 AFM 图解上(图 2),岚山头榴辉岩大部分投影于拉班玄武岩系列<sup>[14]</sup>,位于大洋中脊辉长岩的组成范围<sup>[15]</sup>;梭罗树超镁铁岩中的石榴石透辉石岩位于蛇绿岩套辉长岩的组成范围。前者比后者富铁富碱而贫镁。邱家骧(1985)曾指出岩浆分离结晶的总趋势为愈到晚期岩浆愈向富碱富铁代替镁的方向演化<sup>[16]</sup>。可见岚山头榴辉岩的原岩应是玄武岩岩浆分离结晶较晚期的产物。在  $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CaO}-\text{MgO}$  图解中(图 3),岚山头榴辉岩位于蛇绿岩套镁铁质堆晶岩的组成范围,投影点落在大洋中脊玄武岩的平均成分附近<sup>[17]</sup>。

按榴辉岩的 CIPW 标准矿物组成,岚山头榴辉岩的标准矿物 Pl(An+Ab)含量较高(47.74%~60.50%),Di(透辉石)含量较低(8.57%~29.73%);而梭罗树超镁铁岩中石榴石透辉石岩的 Pl 含量较低(20.91%~29.48%),Di 含量较高(39.41%~62.47%)。这说明前者的原岩与后者相比,是在分离结晶的较晚期形成的。综合前述,岚山头榴辉岩的原岩可能是大洋中脊辉长岩,这与王仁民等(1995)<sup>[18]</sup>认为苏北-胶南(胶东)构造混杂岩带<sup>[19]</sup>中存在洋壳残片的推论是一致的。

## 4 榴辉岩的地球化学

### 4.1 稀土元素地球化学

岚山头榴辉岩的稀土元素分析结果列于表 2(序号 1—5),同时列出了梭罗树超镁铁岩中的石榴石透辉石岩(序号 6)。其球粒陨石标准化的 REE 分布模式(图 4)。与洋岛碱性玄武岩<sup>①</sup>相似。该榴辉岩稀土总量为  $48.66 \times 10^{-6} \sim 341.72 \times 10^{-6}$ ,平均为  $143.08 \times 10^{-6}$ ,明显高于超镁铁岩中的石榴石透辉石岩( $18.54 \times 10^{-6}$ )。而与莒南地区的榴辉岩<sup>[5]</sup>相近或较之略低,且变化较大。 $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$  为 1.23~3.45,  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  在 2.39~8.96 之间,其比值低于莒南地区的榴辉岩<sup>[5]</sup>。与苏北榴辉岩<sup>[20]</sup>相比,相当于 LREE 弱—中等富集型。多数(序号 3—5)具低的正 Eu 异

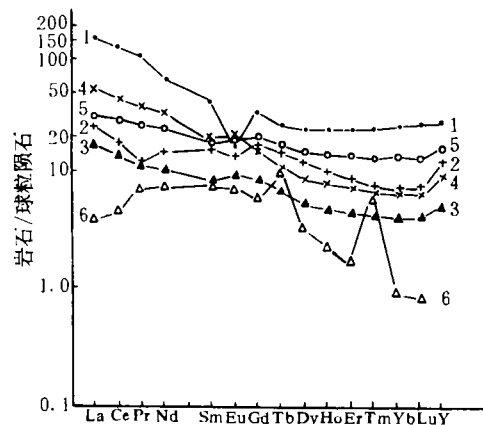


图 4 岚山头榴辉岩的稀土分布模式  
(图中曲线标号同表 2 序号)

Fig. 4 REE distribution patterns of the eclogites  
in Lanshantou

① 李昌年. 微量元素及其在岩石学中的应用. 武汉地质学院岩石教研室, 1986

常,个别(序号1)具显著的负Eu异常( $\delta\text{Eu}=0.428$ ),有的(序号2)具低的负Eu异常。从图4还可以看出岚山头榴辉岩的REE分布曲线中部下凹,而梭罗树超镁铁岩中的石榴石透辉石岩(序号6)的REE分布曲线则中部上凸,为中稀土富集型。这说明玄武岩浆早期结晶分离相中辉石要比其他矿物易于容纳中稀土<sup>[21]</sup>,同时也暗示岚山头榴辉岩的原岩为玄武岩浆分离结晶较晚期形成的。

表2 岚山头榴辉岩的稀土元素分析结果( $\times 10^{-6}$ )

Table 2 Analyses of rare earth elements of the eclogites in Lanshantou

序号	1	2	3	4	5	6
样号	Pg-3	E <sub>gr</sub> -1	E <sub>gr</sub> -1	E <sub>gr</sub> -1	E <sub>gs</sub> -1	Ecp <sub>9</sub> -7
La	59.20	9.71	6.67	20.80	11.70	1.47
Ce	125.00	18.00	13.50	43.90	27.80	4.36
Pr	14.80	1.62	1.59	5.16	3.44	0.97
Nd	46.50	10.50	7.30	23.50	16.70	5.04
Sm	9.29	3.48	1.81	4.39	3.86	1.63
Eu	1.33	1.16	0.77	1.68	1.65	0.60
Gd	9.75	5.01	2.59	4.64	6.01	1.68
Tb	1.41	0.82	0.36	0.56	0.92	0.55
Dy	8.70	4.55	1.92	3.16	5.36	1.19
Ho	1.99	0.82	0.39	0.65	1.15	0.19
Er	5.68	2.05	1.06	1.75	3.37	0.40
Tm	0.90	0.28	0.16	0.26	0.49	0.22
Rb	5.92	1.63	0.94	1.53	3.22	0.21
Lu	0.95	0.24	0.15	0.23	0.48	0.03
Y	50.30	20.90	9.45	16.00	29.90	—
ΣREE	341.72	80.77	48.66	128.21	116.05	18.54
ΣLREE	256.12	44.47	31.64	99.43	65.15	14.07
ΣHREE	85.60	36.30	17.02	28.78	50.90	4.47
δEu	0.42	0.86	1.10	1.14	1.16	1.11
(La/Yb) <sub>N</sub>	6.59	3.92	4.67	8.96	2.39	4.61

测试单位:地矿部海洋地质实验测试中心。

#### 4.2 锶同位素地球化学

P<sub>9</sub>-3TM<sub>3-2</sub>样品为采自安东卫北东1.5km处的P<sub>9</sub>榴辉岩体内部的新鲜样品,对其中的绿辉石做了锶同位素分析。其结果为 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70562\pm 0.00004$ (地矿部地质研究所安玉清、谭惠珍等,1994)。Brueckner H K(1977)认为榴辉岩中单斜辉石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为0.707~0.715者,属围岩性榴辉岩,它或者来源于地壳物质,或者是在榴辉岩相变质作用之前或变质期间已被污染的地幔物质;而 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为0.703~0.705的榴辉岩亦来源于地幔物质,且处于无水环境,没有受到污染<sup>[22]</sup>。本样品绿辉石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值介于二者之间,但十分接近后者。据此推测岚山头榴辉岩来源于地幔物质,且在榴辉岩相变质作用之前或变质期间受到地壳物质放射性成因锶的轻度污染。

#### 5 榴辉岩的矿物化学

本次研究,对榴辉岩相变质阶段的石榴石、单斜辉石、蓝晶石,前榴辉岩相阶段的角

闪石及榴辉岩退变质阶段的角闪石、多硅白云母、斜长石、帘石类等矿物进行了电子探针分析<sup>①</sup>。其中的  $Fe^{2+}$  和  $Fe^{3+}$  则是采用电子探针测定的全铁含量 ( $FeO$ ), 分别通过电价差值法(石榴石、单斜辉石、多硅白云母、斜长石)、限定计算法(角闪石)及剩余氧法(帘石类)换算求得(郑巧荣, 1983)。

### 5.1 石榴石

表 3 榴辉岩中石榴石电子探针分析结果 ( $\omega_B\%$ )  
Table 3 Microprobe analyses of garnets of the eclogites

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
样号	P <sub>9</sub> 3-3				E <sub>g3</sub>			E <sub>g2-1</sub>	E <sub>g2-2</sub>	P <sub>9</sub> -3-1	A <sub>396</sub>	
SiO <sub>2</sub>	38.28	38.69	38.72	38.34	38.15	38.93	38.66	36.80	38.56	37.89	37.08	
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.15	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.05	22.08	21.57	21.80	21.59	21.77	21.11	20.90	21.63	21.70	20.92	
<FeO>	21.81	19.47	18.78	20.69	20.51	19.89	21.89	27.24	19.43	23.03	23.03	
MnO	0.00	0.16	0.20	0.31	0.29	0.33	0.28	0.00	0.00	0.49	0.19	
MgO	6.33	7.25	6.49	6.54	7.46	8.12	7.06	4.43	5.97	5.63	4.47	
CaO	11.82	12.13	13.47	11.84	11.01	10.45	10.32	10.23	13.72	10.63	13.40	
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.24	0.23	0.21	0.18	0.38	0.00	0.00	0.00	0.00	
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.10	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00	
总和	99.28	99.78	99.61	100.00	99.35	99.68	99.71	99.59	99.31	99.54	99.24	
端元分子	Pyr	24.6	27.9	25.5	26.2	30.0	31.7	28.3	17.9	23.1	22.4	17.9
	Alm	42.3	38.1	36.0	39.2	37.5	38.3	41.4	52.3	38.8	46.1	43.1
	Spe	0.0	0.4	0.4	0.7	0.7	0.7	0.6	0.0	0.0	1.1	0.4
	Gro	22.4	25.7	27.2	19.7	14.3	19.0	14.1	10.7	31.5	19.9	21.3
	And	10.7	7.9	10.9	14.3	17.5	10.3	15.6	19.0	6.7	10.5	17.3

注: 序号 3 和序号 4 为同一颗粒, 前者为核部点, 后者为边部点。Pyr= 镁铝榴石, Alm= 铁铝榴石, Spe= 锰铝榴石, Gro= 钙铝榴石, And= 钙铁榴石

岚山头榴辉岩中石榴石的电子探针分析结果及端元分子列于表 3。石榴石中 Pyr= 17.9%~31.7%, Alm= 37.5%~52.3%, Gro= 10.7%~31.5%, Spe= 0%~1.1%, And= 6.7%~19.0%。与莒南一带榴辉岩中的石榴石<sup>[5]</sup>相比, 其 Pyr 和 Gro 分子含量较高, Alm 分子含量较低。由于高压条件下 Gro 分子易进入石榴石固溶体, 且压力愈高, Gro 和 Pyr 分子混溶程度愈高<sup>[23]</sup>, 因此这可能暗示岚山头榴辉岩形成的压力较高。在榴辉岩石榴石的  $Fe^{2+}/Mg - (1 - X_{Mg}) [X_{Mg} = Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+} + Mn)]$  图中<sup>[24]</sup>, 岚山头榴辉岩的石榴石皆投在 B、C 类榴辉岩区(图 5)。在石榴石成分的三角图解中, 它们大部分落在 B、C 类榴辉岩重叠区, 即位于 C 类的边部, B 类的中部(图 6)。少数样品点因富 Gro+And 分子而略有偏离。

① 由北京大学地质学系电子探针室舒桂明测定。

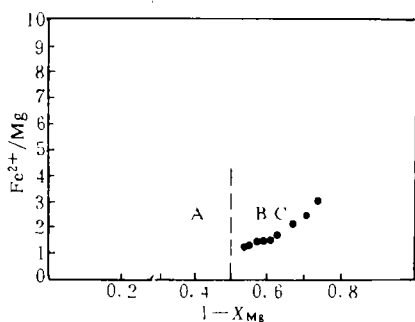


图5 岚山头榴辉岩的石榴石在  $Fe^{2+}/Mg-(1-X_{Mg})$  图上的投影 (图式据葛宁结等, 1992; A、B、C 分类及范围据 Coleman 等, 1965)

Fig. 5 Plots of garnets of the eclogites in Lanshantou on the  $Fe^{2+}/Mg-(1-X_{Mg})$  diagram

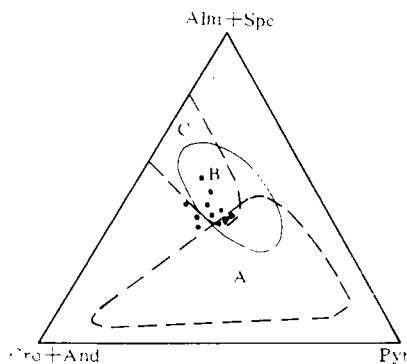


图6 岚山头榴辉岩中石榴石成分的三角图解 (图式据 Lovering and white, 1969; A、B、C 为榴辉岩类型)

Fig. 6 Compositional ternary diagram of garnets of the eclogites in Lanshantou

## 5.2 单斜辉石

岚山头榴辉岩中单斜辉石的电子探针分析结果和端元分子列于表4。它们在辉石初

表4 榴辉岩中单斜辉石电子探针分析结果( $\omega_B\%$ )

Table 4 Microprobe analyses of clinopyroxenes of the eclogites

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	
样号	P <sub>3</sub> -3-3			E <sub>g3</sub>		E <sub>g2-1</sub>	E <sub>g2-2</sub>	A <sub>396</sub>	
SiO <sub>2</sub>	55.22	55.07	54.74	56.36	56.10	54.47	56.27	54.81	
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.29	7.59	7.33	13.49	12.50	9.02	12.39	8.79	
<FeO>	5.07	4.87	5.37	3.10	3.38	6.58	2.85	6.76	
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MgO	10.29	9.80	10.10	6.65	7.40	8.50	7.85	8.73	
CaO	17.73	16.98	16.78	12.01	12.82	14.85	13.69	14.90	
Na <sub>2</sub> O	4.37	4.88	4.97	7.67	7.70	5.73	6.63	6.02	
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	
总和	99.98	99.19	99.43	99.28	99.89	99.15	99.67	100.13	
端元分子	Jd	30.2	32.0	29.1	52.8	50.0	36.1	45.6	33.5
	Ae	0.4	2.3	5.7	0.0	2.7	4.2	0.0	8.3
	Wo	34.3	33.0	32.5	22.8	24.2	28.9	26.0	28.6
	En	27.7	26.5	27.2	17.6	19.4	23.0	20.7	23.3
	Fs	7.1	6.0	4.6	4.6	2.6	6.7	4.2	4.0
剩余	0.4	0.2	0.9	2.2	1.0	1.2	3.4	2.3	

注: 序号2和序号3为同一颗粒, 前者为边部点, 后者为核部点。Jd=硬玉; Ae=霓石; Wo=硅灰石; En=顽辉石; Fs=铁辉石。

步分类的 Q-J 图解<sup>[25]</sup>中皆落在 Na-Ca 辉石类区。进一步分类,在 Q-Jd-Ae 分类图解中<sup>[25]</sup>,它们皆落在绿辉石区(图 7)。其 Jd 为 29.1%~52.8%,平均 39%,Na/(Na+Ca)为 0.31~0.54,Al<sup>VI</sup>/(Al<sup>VI</sup>+Fe<sup>3+</sup>)为 0.73~1.00,属典型的绿辉石<sup>[26]</sup>。

### 5.3 角闪石

岚山头榴辉岩中角闪石的电子探针分析结果及名称列于表 5。表中序号 1 角闪石是石榴石中的早期包体,为前榴辉岩相阶段的矿物;序号 2~4 角闪石是榴辉岩退变质阶段生成的。按照 Leake(1978)的分类<sup>[27]</sup>,序号 3 角闪石属钠钙质角闪石类的钠透闪石(或称钠钙镁闪石),其余皆属钙质角闪石类。前榴辉岩相阶段的钙质角闪石 Si 含量低,Al<sup>N</sup>和 Al<sup>VI</sup>高,Al<sup>VI</sup>特别高,其值达 1.621;而

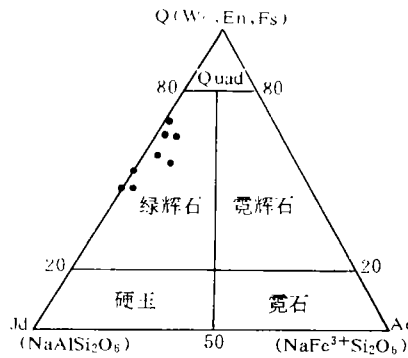


图 7 岚山头榴辉岩中单斜辉石的 Q-Jd-Ae 图解

(图式据 Morimoto N et al. 1988)

Fig. 7 Q-Jd-Ae diagram for clinopyroxenes of the eclogites in Lanshantou

表 5 榴辉岩中角闪石电子探针分析结果( $\omega_B\%$ )

Table 5 Microprobe analyses of hornblendes of the eclogites

序号	1*	2	3	4
样号	P <sub>9</sub> -3-3	P <sub>9</sub> -3-2	P <sub>9</sub> -4	E <sub>g1</sub> -1
SiO <sub>2</sub>	38.26	55.02	57.30	38.96
TiO <sub>2</sub>	0.14	0.00	0.00	0.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.14	3.38	11.89	15.73
<FeO>	17.05	14.41	5.03	22.24
MnO	0.00	0.00	0.00	0.29
MgO	5.64	12.62	10.07	6.34
CaO	11.50	11.05	8.51	11.38
Na <sub>2</sub> O	2.71	1.67	4.84	2.71
K <sub>2</sub> O	0.10	0.00	0.26	0.10
总和	97.55	98.15	97.90	97.92
不计 H <sub>2</sub> O, O=23				
Si	5.720	7.892	7.807	5.925
Al <sup>N</sup>	2.280	0.108	0.193	2.075
Al <sup>VI</sup>	1.621	0.464	1.716	0.745
Ti	0.016	0.000	0.000	0.019
Fe <sup>3+</sup>	0.089	0.000	0.000	0.629
Fe <sup>2+</sup>	2.043	1.729	0.573	2.200
Mg	1.257	2.699	2.045	1.437
Mn	0.000	0.000	0.000	0.037
Ca	1.842	1.698	1.242	1.854
Na	0.133	0.302	0.758	0.078
A	Na	0.653	0.163	0.521
	K	0.019	0.000	0.045
矿物	(Fe)Prg	Act	NaTl	(Fe)Prg

注: (Fe)Prg=含铁非闪石; Act=阳起石; NaTl=钠透闪石; \* 为包体矿物。

后榴辉岩相阶段的钙质角闪石的  $Al^M$  为 0.464~0.745, 平均为 0.605, 前者  $Al^M$  是后者平均值的 2.68 倍。二者成分明显不同。因为钙质角闪石中  $Al^M$  随变质压力增大而增高,  $Al^M$  随变质温度增高而增高<sup>[23,28]</sup>, 因此前榴辉岩相阶段的角闪石形成的温压条件, 特别是其压力条件, 明显地高于后榴辉岩相阶段的角闪石。

#### 5.4 斜长石、多硅白云母、珍珠云母、帘石类和蓝晶石

岚山头榴辉岩矿物中斜长石、多硅白云母、珍珠云母、帘石类和蓝晶石的电子探针分析结果列于表 6。蓝晶石, 多硅白云母和黝帘石, 及其余矿物分别为  $M_2$ 、 $M_3$  及  $M_4$  阶段形成的矿物。斜长石为钠长石(序号 1,  $An=4.8$ ; 序号 3,  $An=3.8$ )和更长石(序号 2,  $An=11.9$ )。即使同一榴辉岩体中的斜长石(如序号 1 和序号 2)其  $An$  分子含量也有很大差别。这反映退变质反应不平衡作用的存在, 斜长石的成分受被交代矿物成分的制约<sup>[29]</sup>。多硅白云母的 Si 为 3.464~3.531, Mg 为 0.454~0.460,  $(- )2V=0$  或近于 0, 为 3T 型。多硅白云母中的 Si 和 Mg 随变质压力增大而增高<sup>[23,30]</sup>。岚山头榴辉岩  $M_3$  阶段的多硅白云母 Si 和 Mg 高, 表明它们形成压力较大。3T 型多硅白云母是板块消亡带的特征矿物<sup>[23]</sup>, 表明岚山头榴辉岩处于板块碰撞带, 这与近年的研究成果<sup>[4,19,31,32]</sup>是一致的。蓝晶石的成分很纯。珍珠云母含少量 Na 和 Mg。

表 6 榴辉岩及其退变质岩中代表性矿物电子探针分析结果( $\omega_B\%$ )

Table 6 Microprobe analyses of representative minerals of the eclogites and its retrogressive products

序号	1	2	3	1	2	1	1	1	1
样号	P <sub>9</sub> -3-1	P <sub>9</sub> -4	E <sub>41</sub> -1	E <sub>43</sub>	P <sub>9</sub> -3-1	E <sub>42</sub> -2	E <sub>41</sub> -1	E <sub>42</sub> -2	E <sub>42</sub> -2
矿物	Pl			Phen		Mrg	Ep	Zo	Ky
SiO <sub>2</sub>	67.14	66.22	67.20	51.32	52.66	30.79	37.55	39.67	36.78
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.46	0.39	0.00	0.21	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.31	21.84	20.29	24.65	23.52	50.78	22.87	32.62	62.43
<FeO>	0.49	0.00	0.00	1.43	2.09	0.00	14.30	0.77	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	4.51	4.60	0.64	0.00	0.00	0.00
CaO	1.02	2.46	0.80	0.11	0.00	11.89	23.61	24.90	0.00
Na <sub>2</sub> O	11.12	10.11	11.22	0.21	0.20	1.39	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	12.22	12.17	0.00	0.00	0.00	0.00
总和	100.07	100.63	99.50	94.91	95.62	95.48	98.55	97.96	99.21
0	8			11		11	25	25	5
Si	2.944	2.887	2.954	3.464	3.53	2.035	6.133	6.033	1.000
Al <sup>M</sup>	1.049	1.113	1.046	0.536	0.469	1.965	0.000	0.000	0.000
Al <sup>M</sup>	0.000	0.009	0.005	1.425	1.390	1.991	4.396	5.850	2.000
Ti	0.000	0.000	0.000	0.023	0.020	0.000	0.029	0.000	0.000
Fe <sup>3+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.953	0.101	0.000
Fe <sup>2+</sup>	0.018	0.000	0.000	0.081	0.117	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.454	0.460	0.063	0.000	0.000	0.000
Ca	0.048	0.115	0.038	0.008	0.000	0.842	4.132	4.059	0.000
Na	0.945	0.855	0.956	0.027	0.026	0.178	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	1.052	1.041	0.000	0.000	0.000	0.000

注: Fe<sup>3+</sup> 和 Fe<sup>2+</sup>, Ep 和 Zo 采用剩余氧法计算, 其余用电价差值法计算(郑巧荣, 1983)。

### 6 榴辉岩各变质阶段温压条件估测及 $PTt$ 轨迹

岚山头榴辉岩各变质阶段的温压条件是选择各变质阶段的矿物共生对或单矿物对进行估测的。

#### 6.1 前榴辉岩相变质阶段 ( $M_1$ ) 的温压条件

前已述及,表 5 中序号 1 角闪石是前榴辉岩相阶段 ( $M_1$ ) 的矿物,它属于前述 (2) 组合类型第一世代的共生矿物。它的  $Al^N$  和  $Al^M$  都特别高,表明其变质的温度和压力都很高。该矿物  $\Sigma Al = 3.901$ ,按 Schmidt (1992) 角闪石压力计<sup>[33]</sup>,其变质压力为:

$$\begin{aligned}
 P &= 4.76 \cdot \Sigma Al - 3.01 \\
 &= 15.56 \text{Kbar} \\
 &= 1.56 \text{GPa}
 \end{aligned}$$

在 Закрыткин (1968) 的角闪石的  $Al^N - Al^M$  变异图<sup>[34]</sup>中,其投影点落在麻粒岩相域,但接近于角闪岩相的界线(因  $Al^N$  特别高,界线略向外推)。若以麻粒岩相的低温界限  $700^\circ\text{C}$  作为该角闪石变质的温度条件,这样就得到可追溯的前榴辉岩相变质阶段 ( $M_1$ ) 的温压条件为  $T = 700^\circ\text{C}$ ,  $P = 1.56 \text{GPa}$ 。应该指出,这一  $T$ 、 $P$  条件应是  $M_1$  阶段温压条件的上限。由于该角闪石包裹在榴辉岩的石榴石之中,故推测其为变质反应  $Hb + Pl \rightarrow Om + Gr + Qz + H_2O$  的残留矿物,它大致指示了榴辉岩化作用的开始。

#### 6.2 柯石英榴辉岩相变质阶段 ( $M_2$ ) 的温压条件

柯石英榴辉岩相变质阶段 ( $M_2$ ) 的重要特征是石榴石和单斜辉石平衡共生。岚山头榴辉岩的石榴石和单斜辉石中有柯石英及其假像的包体,因此石英-柯石英相转变线<sup>[35]</sup>(图 8 曲线②)即榴辉岩形成压力的下限。这样,曲线②与利用石榴石-单斜辉石地温计 (Ellis and Green, 1979)<sup>[36]</sup>得到的单变线的交点即为所求温压条件的下限值(表 7)。由表

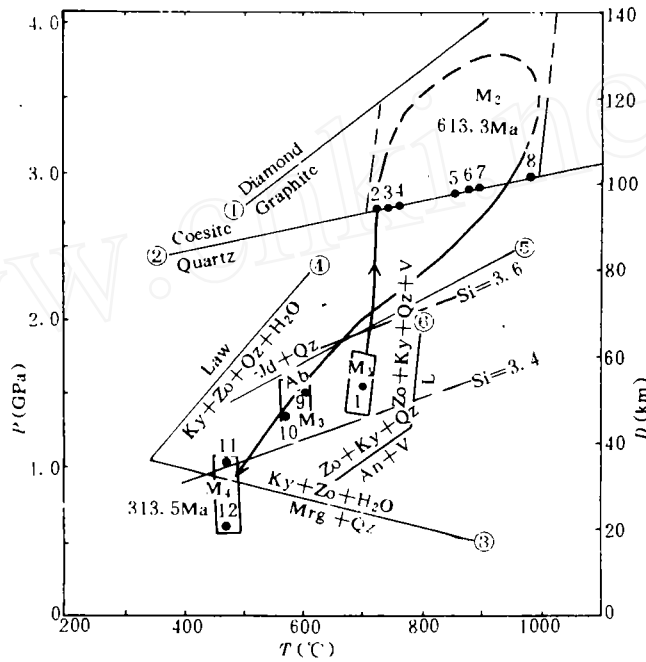


图 8 岚山头一带榴辉岩演化的  $PTt$  轨迹

Fig. 8  $PTt$  path of the eclogites in Lanshantou

图中圆点: 1—前榴辉岩相阶段的角闪石,石榴石中的包体; 2~8—柯石英榴辉岩相阶段的共生矿物对  $Gr-Cpx(Om)$ , 9、10—后榴辉岩相第一退变质阶段的共生矿物对  $Hb-Pl$   
 图中曲线: ①据 Bundy (1980)<sup>[41]</sup>; ②据 Bohlen and Boettcher (1982)<sup>[42]</sup>; ③和④据 Chatterjee et al. (1984)<sup>[43]</sup>; ⑤据 Holland (1980)<sup>[44]</sup>; ⑥据 Boettcher (1970)<sup>[45]</sup>

Si 等值线据 Massonne (1987)<sup>[30]</sup>;  $M_1$ 、 $M_2$ 、 $M_3$ 、 $M_4$  代表 4 个变质阶段; 同位素地质年龄值的地质意义见正文

7 可知,岚山头榴辉岩形成温度( $T$ )为  $722^{\circ}\text{C}\sim 981^{\circ}\text{C}$ ,压力( $P$ ) $>2.74\sim 2.95\text{GPa}$ 。刘贵章等对岚山头榴辉岩的演化虽然也提到过金刚石,但未得到证实<sup>①</sup>。本次研究亦未见到金刚石,故暂作为无金刚石处理。这样石墨-金刚石相界也就限定了榴辉岩形成压力的上限。柯石英榴辉岩相变质阶段的温压范围如图 8  $M_2$  域所示。其形成时所处的深度下限值大约  $95\sim 100\text{km}$ ,地热梯度上限值大约  $8^{\circ}\text{C}/\text{km}\sim 10^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 。

### 6.3 后榴辉岩相变质作用( $M_3$ 、 $M_4$ 阶段)的温压条件

表 7 岚山头榴辉岩形成温压条件的估算结果

Table 7 Estimated  $P-T$  conditions of the eclogites in Lanshantou

样品号	$P_9-3-3$	$P_9-3-3$	$P_9-3-3$	$E_{g3}$	$E_{g3}$	$E_{g2-1}$	$E_{g2-2}$	$A_{396}$
矿物对	$Gr_1-Cpx_1$	$Gr_3-Cpx_3$	$Gr_4-Cpx_2$	$Gr_5-Cpx_4$	$Gr_6-Cpx_5$	$Gr_8-Cpx_6$	$Gr_9-Cpx_7$	$Gr_{11}-Cpx_8$
$T(^{\circ}\text{C})$	876	852	892	981	760	736	853	722
$P(\text{GPa})$	2.85	2.84	2.88	2.95	2.77	2.75	2.84	2.74
地热梯度( $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ )	9	9	10	10	8	8	9	8

注:①表中压力由  $Q_2-Cs$  相转变线限定;②矿物对中  $Gr$  和  $Cpx$  的编号同表 3.4 中的石榴石和单斜辉石的序号;③ $Gr_3-Cpx_3$  和  $Gr_4-Cpx_2$  分别为同一对矿物的核部点和边部点。

后榴辉岩相退变质作用可分为两个阶段:第一阶段( $M_3$ )形成前述(1)组合类型第三世代和(3)、(4)组合类型第二世代的共生矿物,以出现高压含水矿物多硅白云母和黝帘石为特征,生成的多硅白云母与石榴石平衡共生;第二阶段( $M_4$ )形成(1)组合类型第四世代和(2)、(3)、(4)组合类型第三世代的共生矿物,生成平衡共生的角闪石和斜长石。因此, $M_3$  阶段的温压条件可以利用 Krogh(1978)的石榴石-多硅白云母温度计<sup>[37]</sup>和 Massonne(1987)的多硅白云母压力计<sup>[30]</sup>求得, $M_4$  阶段的温压条件可以利用角闪石-斜长石温压计和角闪石压力计求得(表 8)。由表 8 可知, $M_3$  阶段的温压条件为  $T=568^{\circ}\text{C}\sim 589^{\circ}\text{C}$ , $P=1.34\sim 1.54\text{GPa}$ ; $M_4$  阶段的温压条件为  $T=469^{\circ}\text{C}$ , $P=0.61\sim 1.04\text{GPa}$ 。

表 8 岚山头榴辉岩退变质阶段测温测压结果

Table 8  $T$  conditions of the retrogressive metamorphic stage of the eclogites in Lanshantou

变质阶段	$M_3$		$M_4$	
样品号	$P_9-3-1$	$E_{g3}$	$E_{g1-1}$	$P_9-4$
矿物对	$Gr_{1\sigma}-Phen_2$	$Gr_7-Phen_1$	$Am_4-Pl_3$	$Am_3-Pl_2$
单矿物	$Phen_2$	$Phen_1$	$Am_4$	$Am_3$
$T(^{\circ}\text{C})$	589	568	68	469
$P(\text{GPa})$	1.54	1.34	1.04	0.61
地热梯度( $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ )	11	12	13	21

注:①矿物的编号同表 3.5.6 中该矿物的序号;② $M_4$  的温度; $E_{g1-1}$  由 Plyusnina(1982)法<sup>[38]</sup>求得, $P_9-4$  由 Перчук 法<sup>[38]</sup>求得;③ $M_4$  的压力由 Schmidt(1992)法<sup>[33]</sup>求得。

① 山东省地矿局、青岛海洋大学,1991,鲁东榴辉岩地质。

## 6.4 榴辉岩各变质阶段的年龄

### 6.4.1 前榴辉岩相变质阶段的年龄

因经受柯石英榴辉岩相变质阶段的高温作用,前榴辉岩相变质阶段的年龄信息已消蚀殆尽。

### 6.4.2 柯石英榴辉岩相变质阶段的年龄

采自安东卫北东  $P_9$  榴辉岩体内部单颗粒锆石的  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  年龄为  $613.3 \pm 30.4\text{Ma}$  (宜昌地质研究所 1995 年 7 月测试)<sup>①</sup>。锆石对 Pb 的封闭温度为  $750^\circ\text{C}$ <sup>[39]</sup>。岚山头榴辉岩的柯石英榴辉岩相变质阶段的温度为  $722^\circ\text{C} \sim 981^\circ\text{C}$ , 采有该锆石的  $P_9$  榴辉岩的形成温度为  $852^\circ\text{C} \sim 892^\circ\text{C}$  (表 7)。因此,上述年龄值应记录柯石英榴辉岩相变质阶段的年龄。也就是说,应记录柯石英榴辉岩相变质峰期以后温度下降到  $750^\circ\text{C}$  这一阶段的年龄。这一年龄值与同属苏鲁榴辉岩带的诸城榴辉岩 ( $788 \pm 10\text{Ma}$ ) 和荣成榴辉岩 ( $747 \pm 13\text{Ma}$ ) 的年龄<sup>[8]</sup>相近,属于晚元古代。刘若新等(1995)用锆石 U-Pb 法测得的大别山碧溪岭岩体榴辉岩的超高压变质作用也属晚元古代<sup>[11]</sup>。

### 6.4.3 后榴辉岩相变质阶段的年龄

采自  $P_9$  榴辉岩体东部多硅白云母(属  $M_4$  阶段)的  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  坪年龄为  $313.49 \pm 1.23\text{Ma}$  (地质矿产部地质研究所 1995 年 7 月测试)<sup>②</sup>。白云母对 K 和 Ar 的封闭温度为  $350^\circ\text{C} \sim 400^\circ\text{C}$ <sup>[40]</sup>。因此该年龄值应记录榴辉岩第二退变质阶段( $M_4$ )多硅白云母生成之后温度下降到  $350^\circ\text{C} \sim 400^\circ\text{C}$  这一阶段的年龄。

根据上述榴辉岩各变质阶段的  $P-T$  域和变质年龄( $t$ ),便可得到岚山头柯石英榴辉岩演化的较完整的顺时针的  $PTt$  轨迹(图 8)。其特点是:进变质为近等温增压过程,退变质为降压降温过程,降压比降温更显著。该  $PTt$  轨迹的 4 个变质阶段( $M_1-M_4$ )恰与前述(1)组合类型 4 个世代的共生矿物组合相对应。图 8 表明变质矿物测温测压得到的  $PTt$  轨迹与各世代共生矿物组合及前述的变质反应是吻合的。

## 7 榴辉岩的成因及回返

### 7.1 榴辉岩的成因及与围岩的关系

综合考虑岚山头榴辉岩的地质产状、石榴石成分及岩石化学成分等特征,结合其形成的温压条件,该榴辉岩应属 B 类。根据岩石化学及 REE 地球化学特征,推测岚山头榴辉岩的原岩为玄武岩浆分离结晶晚期堆积的辉长岩,并具洋壳属性。

根据榴辉岩中绿辉石的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值,推测岚山头榴辉岩来源于地幔物质,在榴辉岩相变质作用前或者变质期间受到地壳物质的轻度污染。同属于苏北-胶南构造混杂岩带<sup>[19]</sup>南西段的诸城和梭罗树榴辉岩中单斜辉石的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  分别为  $0.70738 \pm 0.00005$  和  $0.70833 \pm 0.00010$ <sup>②</sup>。说明这些榴辉岩体(原岩亦为玄武岩浆分离结晶之产物)<sup>①</sup>在榴辉岩相变质作用前或变质期间已被地壳物质污染<sup>[22]</sup>,并已接触地壳物质或处在地壳物质

① 山东省地质调查研究院,1996,1:5 万坪上等三幅区域地质调查报告。

② 山东省地矿局、青岛海洋大学,1991,鲁东榴辉岩地质。

的包围之中。

岚山头榴辉岩(含柯石英,可称柯石英榴辉岩或超高压榴辉岩)<sup>[12,30,46]</sup>的围岩为变质变形的晚元古代含霓石碱长花岗岩(壳源改造重熔型)<sup>①[9]</sup>。该围岩未经受柯石英榴辉岩相变质作用,其依据是:①在含霓石碱长花岗质片麻岩中岩浆结晶矿物霓石( $Ae=78.1$ ,  $Jd=4.2$ ,  $Wo=6.8$ ,  $En=2.1$ ,  $Fs=8.7$ )<sup>①</sup>和粗大的钠长石( $An=0\sim3$ ,  $Ab=97\sim100$ )、微斜长石( $Or=96.2$ ,  $Ab=3.8$ ,  $An=0$ )一起被保存下来<sup>①</sup>。在这种富 Na、Al、Si 的环境中未见硬玉或绿辉石,仅见少量含水矿物钠闪石沿霓石的边部和裂隙交代霓石生成<sup>①</sup>。这种钠闪石的  $Al^M$ 、 $Al^T$  都很低( $Al^M=0.071$ ,  $Al^T=0.074$ )<sup>①</sup>,其产出状态和成分特征表明它属热液交代成因<sup>[47]</sup>。②含霓石碱长花岗质片麻岩中含少量黑云母、磁铁矿,石榴石仅 0%~1%,粒径 0.03~0.2mm,石榴石中贫 Pyr 分子(1.5%~2.2%),富 Spe 分子(24.8%~31.3%)<sup>①</sup>,其化学组成与榴辉岩中的石榴石(表 3)差异明显。③岩石中霓石和石英共生,霓石+石英不能存在于榴辉岩相,但在低压环境中可稳定存在<sup>[4]</sup>。

岚山头处在华北板块和扬子板块之间的苏北-胶南构造混杂岩带<sup>[19]</sup>中。该混杂岩带的苏北东海地区见超高压变质泥质岩<sup>[6]</sup>,岚山头以北地区也见经受榴辉岩相变质作用的变质沉积岩<sup>②</sup>,岚山头南西(临沭县石门)还见有属榴辉岩相的高压共生组合 Gr+Di+Mi(微斜长石)+Qz(可能因体系缺 Na 而未生成 Om)<sup>②</sup>。如果上面根据铷同位素比值所做的推测是正确的话,那末这些岩石应是榴辉岩相(包括柯石英榴辉岩相)变质阶段与榴辉岩接触的地壳物质。它们现今多呈包体或岩片存在于大面积分布的晚元古代花岗质片麻岩之中<sup>[32]</sup>。因此可得出如下结论:当榴辉岩的围岩为这些岩石时,榴辉岩就是“原地的”。岚山头榴辉岩(乃至整个苏北-胶南构造混杂岩带中的榴辉岩)对大面积分布的晚元古代花岗质片麻岩(围岩)来说是外来的。

岚山头榴辉岩中单颗粒锆石的<sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb 年龄为  $613.3\pm 30.4$ Ma,而围岩含霓石碱长花岗质片麻岩采用同法测得的年龄为  $622.7\pm 22.8$ Ma<sup>①[9]</sup>,整个混杂岩带中晚元古代花岗质片麻岩的锆石 U-Pb 及 Pb-Pb 法年龄为  $622.7\sim 888$ Ma<sup>[32]</sup>。所以榴辉岩不是晚元古代花岗岩的捕虏体或熔融残留体,只能是板块碰撞过程中通过构造混杂或构造侵位使榴辉岩进入晚元古代花岗岩中。实际上榴辉岩的围岩多为糜棱岩系岩石<sup>①[19]</sup>,在榴辉岩与围岩发生构造混杂或固态侵位过程中,它们是一种滑移介质<sup>[19]</sup>。

## 7.2 榴辉岩的形成及回返

岚山头榴辉岩的柯石英榴辉岩相变质阶段所处的深度下限是 95~100km,是正常大陆地壳平均厚度(35km)的 2.7 倍以上。地壳物质只有处于板块碰撞带的俯冲带,才能达到这样的深度。

从岚山头榴辉岩演化的  $PTt$  轨迹(图 8)可以推测榴辉岩成岩及回返的过程:榴辉岩体的前榴辉岩相阶段( $M_1$ )具中一高压相系高角闪岩相或角闪麻粒岩相的温压条件。俯冲板块快速下插,压力剧增,温度增加缓慢,形成近等温增压的  $P-T$  轨迹。当这些岩体下插到 95~100km(下限),达柯石英榴辉岩相变质作用阶段( $M_2$ ),形成含柯石英榴辉

① 山东省地质调查研究院,1996.1:5万坪上等三幅区域地质调查报告。  
② 山东省地矿局、青岛海洋大学,1991,鲁东榴辉岩地质。  
③ 山东地矿局第八地质队,1995.1:5万日照等六幅区域地质调查报告。

岩。之后,板块持续俯冲,被剥落的(超)高压岩石(榴辉岩)作为叠瓦状岩片由于回返层流沿着倾斜的俯冲带而上升<sup>[48]</sup>,具降压降温特征。当榴辉岩块或岩片回返到 43~56km 时(图 8 的  $M_3$  域),经受了  $M_3$  阶段的退变质作用,出现一系列高压含水矿物,如多硅白云母、黝帘石等(表 6),形成后榴辉岩相第一退变质阶段的共生矿物组合。其后的推覆作用使榴辉岩与上覆板块岩石(主要是晚元古代花岗岩)发生构造混杂;进入区域性构造抬升阶段,继续降压降温。在 20~36km(图 8 的  $M_4$  域)深处榴辉岩与围岩一起经受了中压相系高绿片岩相的区域变质作用( $M_4$  阶段的退变质作用),形成后榴辉岩相第二退变质阶段的共生矿物组合。围岩中含 Si、Mg 较低(Si=3.298~3.358;Mg=0.210~0.243)<sup>①</sup>的多硅白云母也是这个阶段形成的。至此, $PTt$  轨迹已达图 8 曲线③的低压低温一侧。此后本区构造混杂岩带区域抬升继续进行,遭受剥蚀,105~260Ma 的<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar 年龄记录了快速抬升阶段的时期<sup>[49]</sup>,以至最后榴辉岩及围岩出露地表。

### 参 考 文 献

- 1 胥怀济等. 莒南日照地区的深源榴辉岩. 地震地质, 1979, 1(2): 57-66.
- 2 袁肇林. 鲁南苏北榴辉岩类岩石的研究. 见: 中国科学院地球化学研究所年报(1982-1983). 贵阳: 贵州人民出版社. 135-138.
- 3 Yang J, Smith D C. Evidence for a former sanidine and coesite-eclogite at Lanshantou, eastern china, and the recognition of the Chinese "Su-Lu Coesite eclogite province", 1989, Terra Abstract 1, 3rd Inter. Ecl. Conf. Wurzburg.
- 4 杨建军. 苏鲁榴辉岩及有关超基性岩. 北京: 地质出版社, 1991. 26-79.
- 5 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.
- 6 Zhao Zhongyan, Wang Qingchen, Cong Bolin. Coesite-bearing ultrahigh pressure metamorphic rocks from Donghai, Northern Jiangsu, eastern China: "forging" or "in situ"? Scientia Geologica Sinica, 1992, 1(1): 43-58.
- 7 韩宗珠, 王来明, 张自桓. 鲁苏榴辉岩的成因与演化. 地质找矿论丛, 1992, 7(4): 13-22.
- 8 王来明, 宋彪等. 山东榴辉岩的生成时代——单颗粒锆石<sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb 年龄. 科学通报, 1994, 39(19): 1788-1791.
- 9 刘建文, 张希道, 栾元滇, 王兰中. 岚山头一带含霓石碱长花岗岩的基本特征及其地质意义. 山东地质, 1997, (排印中).
- 10 张希道, 宋明春. 鲁东南莒南地区深层次构造岩的变形相及变形的温压条件分析. 岩石学报, 1994, 10(1): 81-93.
- 11 刘若新, 樊祺诚, 李惠民等. 大别山碧溪岭石榴橄榄岩-榴辉岩体的原生性质及同位素年代学的启示. 岩石学报, 1995, 11(3): 243-256.
- 12 魏春景, 王式洸, 张立飞等. 对中国中部超高压榴辉岩的  $P-T$  轨迹及回返机制的新认识. 岩石学报, 1996, 12(1): 70-78.
- 13 Coleman R G, Lee D E, Beatty L B, Braddock W W. Eclogites and eclogites, their differences and similarities. Geol. Soc. Am. Bull. Bull., 1965, 76: 483-508.
- 14 Irvine T N, Baragar W R A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth. Sci., 1971, 8: 523-548.
- 15 Mottana and Bocchio. Superferric eclogites of the Voltri Group. Contrib. Mineral. Petrol, 1975, 49: 201-210.

① 山东省地质调查研究院, 1996. 1: 5 万坪上等三幅区域地质调查报告。

- 16 邱家骧. 岩浆岩岩石学. 北京:地质出版社,1985.282—286.
- 17 Coleman R G. Ophiolites. Springer Verlag, New York,1977.229.
- 18 王仁民,安家桐,赖兴运. 胶东蛇绿岩套的发现及其地质意义. 岩石学报,1995,11(Sup):221—227.
- 19 刘若新,马宝林,张兆忠等. 苏北—胶南构造混杂岩带的地质特征和岩性地层柱. 地震地质,1989,11(1):47—64.
- 20 王式洸,谭绪荣,赵云龙. 苏北榴辉岩的稀土元素地球化学及其成因讨论. 地质论评,1995,41(5):403—408.
- 21 叶凯,徐平. 山东荣成大麻榴辉岩成因岩石学研究. 岩石学报,1992,8(1):27—39.
- 22 Brueckner H K. Crustal Genetic eclogites and mantle genetic garnet peridotites; Sr isotope evidence of clinopyroxenes. Contrib. Mineral. Petrol.,1977,60,1—15.
- 23 靳是琴,李鸿超. 成因矿物学概论(下册). 长春:吉林大学出版社,1986.130—276.
- 24 葛宁洁,彭中华,李曙光. 榴辉岩的成分分类. 岩石学报,1992,8(1):87—89.
- 25 Morimoto N et al. Nomenclature of pyroxenes. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.,1988,B 68:95—111.
- 26 Deer W A, Howie R A, Zussman J. 造岩矿物,二卷A,单链硅酸盐. 谢又于等译. 北京:地质出版社,1983,319—340.
- 27 Leake B E. Nomenclature of amphiboles. Can. Min.,1978,16:501—520.
- 28 张希道. 山东半岛东部变质岩中的角闪石. 长春地质学院学报,1996,26(3):298—304.
- 29 张泽明,游振东,韩郁青,桑隆康. 大别—苏鲁榴辉岩带的岩石学、变质作用过程及成因研究. 地质学报,1995,69(4):306—325.
- 30 Massonne H J, Schreyer W. Phengite geobarometry Based on the Limiting assemblage with K - feldspar, Phlogopite, and quartz. Contrib. Mineral. Petrol.,1987,96:212—224.
- 31 马杏垣. 江苏响水至内蒙满都拉地学断面南北两段的地质观察. 地球科学,1989,14(1):1—7.
- 32 王来明. 鲁东碰撞带的初步研究. 山东地质,1994,10(1):100—107.
- 33 Schmidt M W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure; an experimental calibration of the Al in hornblende barometer. Contrib. Mineral. petrol.,1992,110:304—310.
- 34 张儒媛,从柏林. 矿物温度计和矿物压力计. 北京:地质出版社,1983.150—156.
- 35 Bohlen S R, Boettcher AL. The Quartz - coesite transformation: a pressure determination and the effects of other components. J. Geophys. Res.,1982,87:7073—7087.
- 36 Ellis D J, Green D H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet - clinopyroxene Fe - Mg exchange equilibria. Contrib. Mineral. Petrol.,1979,71:13—22.
- 37 Krogh E J, Raheim Arne. Temperature and Pressure dependence of Fe - Mg partitioning between garnet and phengite, with particular reference to eclogites. Contrib. Mineral. petrol.,1978,66:75—80.
- 38 靳是琴,李鸿超. 成因矿物学概论(上册). 长春:吉林大学出版社,1984.79—119.
- 39 桑海清等. 迁安蟒山岩体黑云母的 $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ 年龄及封闭温度. 岩石学报,1992,8(4).
- 40 Mezger K. Geochronology in granulites, & vielzeuf and Ph vidal(eds). Granulites and Crustal Evolution,1990,451—470.
- 41 Bundy F P. The  $P - T$  Phase and reaction diagram for elemental carbon. J. Geophys. Res.,1980,85:6930—6936.
- 42 Bohlen S R, Boettcher AL. The quartz - coesite transformation; a pressure determination and the effects of other components. J. Geophys. Res.,1982,87:7073—7078.
- 43 Chatterjee A L, Johannes W, Leistrer H. The System  $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ ; new phase equilibria data, some calculated phase relations, and their petrological application. Contrib. Mineral, Petrol.,1984,88:1—13.
- 44 Holland T J B. The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range  $600^\circ\text{C} - 1200^\circ\text{C}$ . Am. Mineral.,1980,65:129—134.
- 45 Boettcher A L. The system  $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  at high - pressure and temperatures. J. Petrol.,1970,11,

337—379.

- 46 张泽珂,游振东. 大别山地区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): 141—149.
- 47 顾德林,苏尚国,游振东. 中国蓝片岩的时空分布及其成因意义. 中国区域地质, 1996, (4): 344—352.
- 48 Ernst W G. Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist  $P-T$  Paths. *Geology*, 1988, 16: 1081—1084.
- 49 陈文奇, Harrison T M 等. 苏北—胶南构造混杂岩带冷却历史的多重扩散域  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  热年代学研究. 岩石学报, 1992, 8(1): 1—17.

## ORIGIN AND $PTt$ PATH OF THE ECLOGITES IN LASHANTOU, RIZHAO

Zhang Xidao, Liu Jianwen, Luan Yuandian, Zhang Huafeng,  
Zhang Zhongyi, Wang Lanzhong and Wang Bingying  
(*shandong Geological Survey Institute*)

### Abstract

Coesite-bearing eclogites which occur as lens were formed in the Neoproterozoic aegirine-bearing alkaline feldspar gneiss, Its protolith is gabbro formed in the late stage of basalt lavas fractional crystallization. The typical paragenetic mineral assemblages can be divided into four generations: ①  $\text{Cpx}_1 + \text{Mu}_1 (\text{Orphen}_1)$ ; ②  $\text{Cpx}_2 (\text{Om}_1) + \text{Gr}_1 + \text{Ky} + \text{Cs}$ ; ③  $\text{Cpx}_3 (\text{Om}_2) + \text{Gr}_2 + \text{Phen}_2 + \text{Ky} + \text{Zo} + \text{Qz}$ ; ④  $\text{Pl}_2 + \text{Tl} + \text{Mrg} + \text{Phen}_3 + \text{Czo} + \text{Qz}$ . They reflect four metamorphic evolution stages, respectively; pre-eclogite-facies stage ( $M_1$ ); coesite-eclogite-facies stage ( $M_2$ ); the first retrogressive metamorphic stage of post-eclogite-facies ( $M_3$ ); the second retrogressive metamorphic stage of post-eclogite-facies ( $M_4$ ). The metamorphic conditions of these stages are:  $P \leq 1.56 \text{ GPa}$  and  $T 700^\circ\text{C}$  for  $M_1$ ;  $P > 2.74 - 2.95 \text{ GPa}$  and  $T 722 - 981^\circ\text{C}$  for  $M_2$ ;  $P 1.34 - 1.54 \text{ GPa}$  and  $T 568 - 598^\circ\text{C}$  for  $M_3$ ; and  $P 0.61 - 1.04 \text{ GPa}$  and  $T 469^\circ\text{C}$  for  $M_4$ . The age of late stage coesite-eclogite-facies ( $M_2$ ) is  $613.3 \pm 30.4 \text{ Ma}$ , and the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age of phengite for the second stage of eclogite-facies ( $M_2$ ) is  $313.49 \text{ Ma}$ . According to the above information, a nearly complete clockwise  $PTt$  path has been set up.