

汉诺坝玄武岩的主要特征及其形成的T、P、 f_{O_2} 条件

邱家骧 李昌年 李增田

(武汉地质学院)

汉诺坝玄武岩主要为由拉斑玄武岩系列与碱性玄武岩系列岩石组成的高原玄武岩。喷发时代为晚第三纪, 喷发类型为裂隙式。

一、玄武岩、巨晶、包体的组成

常见的玄武岩种属为石英拉斑玄武岩、橄榄拉斑玄武岩、碱性橄榄玄武岩及碧玄岩, 以碱性玄武岩系列较为少见。在碱性玄武岩系列中, 常见巨晶及包体。巨晶有镁铝榴石、普通辉石、歪长石、钛铁矿等, 尤以普通辉石及歪长石为常见。深源包体有I型(绿色)与II型(黑色)之分, I型以尖晶石(个别为石榴石)二辉橄榄岩—纯橄榄岩为主, II型则以橄榄二辉岩—斜长岩为常见。浅源包体有结晶岩、沉积岩, 主要为片麻岩。包体中以深源的I型

表 1
Table 1

包体 矿物	I 型 (绿色) 包体	II 型 (黑色) 包体
橄榄石 (Ol)	浅黄绿色, 粒度较大 ($>2\text{mm}$), 多具扭折带及三联点。 $N_g = 1.681 - 1.696$, $N_p = 1.651 - 1.659$. $F_o = 88 - 93$, 镁橄榄石—贵橄榄石。	暗绿色, 粒度较小 ($<1\text{mm}$), 不具扭折带, 也不见三联点。 $N_g = 1.712$, $N_p = 1.674$. $F_o = 81 - 82$, 贵橄榄石。
斜方辉石 (Opx)	浅褐色, 粒度较大 ($>1\text{mm}$), 个别有扭折带及波状消光。 $N_g = 1.673 - 1.675$, $N_p = 1.664 - 1.667$. $E_n = 91 - 93$, 顽火辉石。	暗褐色, 粒度较小 ($<1\text{mm}$), 不见扭折带及波状消光。 $N_g = 1.692 - 1.712$, $N_p = 1.680 - 1.698$. $E_n = 78 - 62$, 古铜辉石—紫苏辉石。
单斜辉石 (Cpx)	翠绿色, 粒度较小 ($<0.6\text{mm}$)。 $N_g = 1.704$, $N_m = 1.686$, $N_p = 1.680$, (+) $2V = 55^\circ - 58^\circ$, $C \wedge N_g = 38^\circ - 42^\circ$. $E_n = 48.90 - 54.86$, $F_s = 3.63 - 5.95$, $W_o = 41.51 - 45.41$. 含铬的透辉石—次透辉石。	黑色, 粒度较大 ($>0.6\text{mm}$)。 $N_g = 1.707$, $N_m = 1.688$, $N_p = 1.681$ (+) $2V = 53^\circ - 56^\circ$, $C \wedge N_g = 40^\circ - 41^\circ$. $E_n = 42.56 - 43.51$, $F_s = 9.20 - 11.45$, $W_o = 46.89 - 47.29$. 透辉石—次透辉石—普通辉石。
尖晶石 (Sp)	褐色 (富铬)。	绿色 (贫铬)。

包体占绝对优势。巨晶一般为次棱角状一次圆状，均已熔蚀，直径多数为1—5cm。包体一般为圆一次棱角状，直径以2—20cm为主。

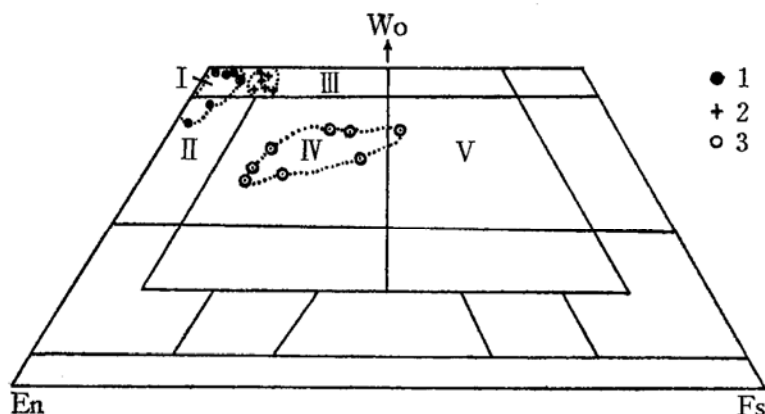


图1 汉诺坝玄武岩中的单斜辉石成分投影点

Fig. 1 Projection of chemical analysis of clinopyroxenes from Hannuoba basalts

1—I型包体中的单斜辉石；2—II型包体中的单斜辉石；3—巨晶中的单斜辉石（应为中心有点的圆圈）；I—透辉石区；II—顽透辉石区；III—次透辉石区；IV—普通辉石区；V—铁普通辉石区。

I型包体为上地幔的碎块，II型包体与巨晶是玄武岩深处结晶的产物^[1]。浅源包体来自上地壳。

I型包体与II型包体中均可见到橄榄石、斜方辉石、单斜辉石、尖晶石，但它们的特征、成分不同（表1）：

同为单斜辉石，巨晶与I型、II型包体中亦有不同的成分（图1）。其主要区别是：巨晶中Fs高；而包体中Wo高；I型比II型富En而贫Fs。从单斜辉石的Mg/(Mg+Fe)值来看：巨晶最低， $M=74.6-79.0$ ；II型包体

次之， $M=79.5-83.2$ ；I型包体最高， $M=84.6-87.3$ 。I型与II型包体中Cr₂O₃也有所不同：I型者多>0.5%；II型者多<0.27%。

二、巨晶、包体的地表分异

本区碱性玄武岩中巨晶、包体，在喷出地表之后，仍常见重力分异作用的存在。这种重力分异作用主要有以下两种类型（以地名划分）：

1. 水沟台型

除玄武岩顶、底板淬火边外，重力分异很明显。据水沟台厚2米的玄武岩内部相中290个巨晶、包体的含量、形状、粒径、类型等分段统计可知：

（1）由于喷出地表之后的重力分异作用，巨晶与包体的含量、大小、个数，由下而上变小；而棱角状者含量由下而上反而变大，反映棱角状者不易下沉（表2）。

（2）比重不同的巨晶、包体，由下而上含量不同（图2），比重大者集中底部，比重小

表2
Table 2

剖面位置	厚度	平均含量 (%)	平均大小 (cm ²)	个数	棱角状者含量
上部	0.5m	1.5	2.1	68	61.5
中上部	0.5m	2.6	2.9	79	57.7
中下部	0.5m	3.2	4.6	87	40.0
下部	0.5m	3.3	5.6	90	30.5

者集中顶部, 比重中等者集中于中下部。比重不同的巨晶、包体的分布进一步证实了地表重力分异的存在。

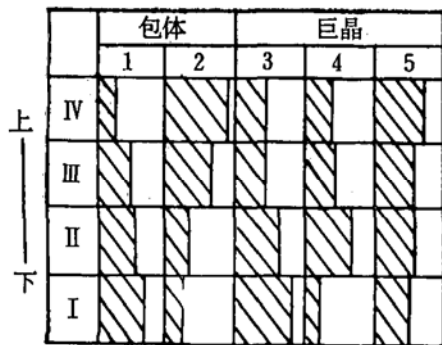


图2 不同包体、巨晶的含量变化
Fig. 2 Variations of Content of various type inclusions and megacrysts in basalts

1—橄榄岩; 2—片麻岩; 3—钛铁矿; 4—单斜辉石; 5—歪长石

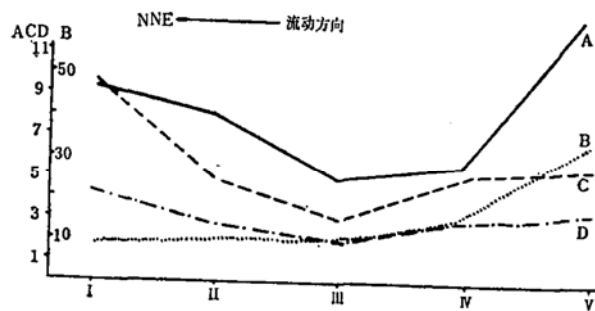


图3 不同地段玄武岩的厚度与I型包体的直径、含量、数量变异线
Fig. 3 Variations of diameter and content of type I inclusions as functions of the thickness of basalts

I-V—测定地段; A—厚度(M); B—直径(cm); C—含量(%); D—数量(个数)

2. 万全坝型

除了有重力分异外, 还能见有流动分异的存在。以万全坝第一次喷发的玄武岩为例, 其底部I型包体很发育。该处玄武岩是从SSW向NNE流动。根据上、下游分段测定的玄武岩层厚度及I型包体的直径、百分含量、个数表明(图3):

(1) 玄武岩层厚度大处, 应是古地形低洼处, I型包体的直径、含量、数量也大致增加, 反映地形洼处I型包体易于堆集。

(2) I型包体从上游向下游流动过程中, 直径逐渐变小, 而数量及含量则后期又有变大的趋势, 此与水流堆积物特点相似。

(3) I型包体直径大、球度高者多在玄武岩层底部集中, 堆积紧密, 个别见叠瓦构造; 而直径小、球度低者分布稀疏, 不限于底部。这些现象与流水搬运过程中, 前者滚动搬运, 后者悬浮搬运的特点是一致的。

从玄武岩中巨晶、包体的分异作用可以看出:

(1) 玄武岩的重力分异与流动分异作用不仅地下有, 地表也有, 但过去常被忽视。

(2) 利用重力分异现象可在野外确定玄武岩层的喷出次数及层序。

(3) 根据重力分异与流动分异的综合作用, 可以推断地形洼处是大的I型包体的富集地段, 也应该是本区橄榄绿宝石(橄榄岩中橄榄石 $>5\text{mm}$ 者)找矿的有利地段。

(4) I型包体向下游流动过程中, 直径变小。因此, I型包体直径大处, 应为接近火山通道的位置。

三、深源包体及巨晶的T、P估算

我们采用不同方法, 估算了深源包体及巨晶形成时的温度和压力。

1. I型包体 可以反映其源区的T、P大小。

(1) 温度

①氧同位素法 以Ol(橄榄石)及Cpx(单斜辉石)氧同位素值,用Kyser^[2]法,代入 $T_2^{\circ}=1150-173(\text{Cpx}-\text{Ol})-68(\text{Cpx}-\text{Ol})^2$ 式,可计算出其平衡温度的大致范围(表3),约1050—1160℃。

表 3*
Table 3

矿物 号码	Ol($\delta^{18}\text{O}_{\text{‰}}$)	Cpx($\delta^{18}\text{O}_{\text{‰}}$)	T℃
1	5.73	1.64	1166
2	5.01	5.38	1078
3	5.39	5.88	1050
4	5.91	6.23	1089
5	5.09	5.23	1125

* 严正(1982)

②化学成分法 以单斜辉石的化学成分,采用Boyd^[3]法,代入 $T_2^{\circ}=2258.55-27.213[\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})]$ 式,计算单斜辉石的温度范围为1068—1214℃,比氧同位素法计算结果偏高。

(2) 温度及压力

采用单斜辉石、斜方辉石氧为6的阳离子数,以Mercier^[4]方法计算,可以同时得出它们的温度及压力(表4)。其大致范围是:T为960—1215℃,P为1.40—3.10GPa。

2. 巨晶辉石 根据单斜辉石巨晶中氧为6时的Al离子数,用周新民等^[6]据Thompson

表 4
Table 4

辉石类型	号码	$\ln Kwa'$	$\ln a'$	D	T℃	P _{GPa}
单	1	-2.365	-2.530	54.37	1092	2.20
	2	-1.749	-2.536	50.88	1187	3.10
	3	-1.716	-2.280	49.89	1215	2.40
	4*	-1.744	-1.920	51.11	1180	2.20
斜	5*	-2.072	-2.0573	55.37	1114	1.90
	6*	-1.796	-1.672	51.93	1165	2.00
斜 方	7*	-2.455	-2.503	46.29	1043	2.20
	8*	-2.984	-2.540	52.08	960	1.60
	9*	-2.559	-2.500	47.29	1029	1.40

* 冯家麟(1982)^[5]

表 5
Table 5

号 码	氧为6时 Al 离子数	T℃	P _{GPa}
1	0.384	1404	2.4
2	0.384	1404	2.4
3	0.380	1400	2.4
4	0.349	1372	2.1
5	0.381	1401	2.4
6	0.466	1478	3.1
7	0.423	1439	2.8
8	0.401	1419	2.6

(1974) 实验数据所作的直线回归方程式, 可以大致估算碱性玄武岩浆中分离结晶出单斜辉石巨晶时的T、P条件 (表 5)。方程式为:

$$T_c^{\circ} = 1056.8986 + 902.7978Al,$$

$$P_{Mra} = -752.82 + 8316.92Al$$

估算巨晶单斜辉石结晶时的温度为1372—1478℃, 压力为2.1—3.1GPa, 最大压力值与I型包体一致, 均为3.1GPa, 这说明碱性玄武岩浆形成后, 紧接着即结晶出巨晶单斜辉石。

四、玄武岩浆的T、P、 f_{O_2} 的估算

我们还进一步采用不同方法, 分别估算玄武岩浆结晶出斑晶矿物时的温度, 玄武岩浆的形成与结晶时的压力与氧逸度:

1. 温度 使用以下方法:

(1) Kudo^[7]法 在已知玄武岩中斑晶An值及基质中Si、Al、Ca、Na组成时, 代入 $PH_2O=0$ 的温度方程式, 可求出斜长石斑晶与基质平衡时的温度。以两尖奶山为例, 不同玄武岩层之斜长石结晶温度见表 6。

表 6
Table 6

层 号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
温 度 (T℃)	1156	1165	1170	1154	1175	1177	1194	1175	1190	1182	1177	1194	1191	1202	1215	1185

表 7
Table 7

地 区	层 号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	Fo及T℃																
两 尖 奶 山	Fo(%)	86	83	84	87	86	84	80	83	80	86	78	78	78	80	80	80
	T℃	1169	1179	1191	1158	1153	1141	1119	1110	1111	1139	1077	1079	1084	1094	1091	1094

(2) Roeder等^[8]法 以玄武岩氧化物分子百分数中MgO、FeO, 投影于图 4, 可以求出橄榄石的Fo (镁橄榄石) 值及结晶温度。白龙洞及两尖奶山不同层玄武岩中橄榄石的Fo及T℃, 见表 7、表 8。

(3) French等^[9]法 我们采用了两种方法:

①MgO—Al₂O₃重量百分数法 以玄武岩中MgO与Al₂O₃ (m%), 投影在图 5 上, 可以同时确定橄榄石及斜长石的结晶温度。白龙洞及两尖奶山不同系列岩石投影结果见表 9。

②Si—Mg—Al阳离子法

以玄武岩中Si、Al、Mg投影于图 6 上, 可求出玄武岩的结晶温度。

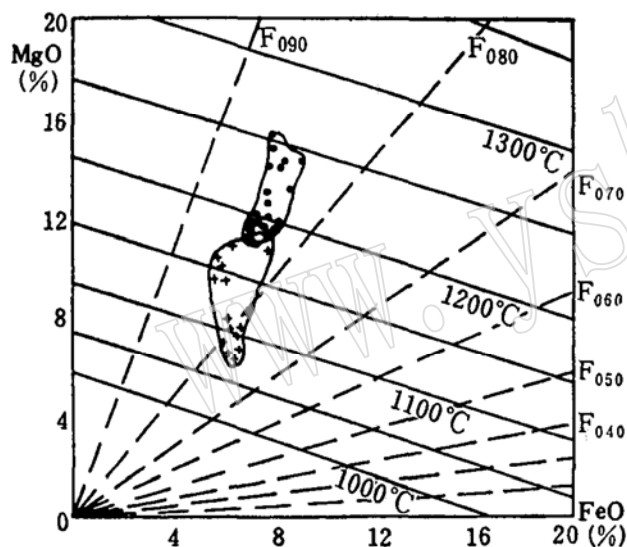
(4) Nathan^[10]法

以玄武岩化学成分, 计算成阳离子分数, 代入温度方程式, 可分别计算九种矿物的结晶

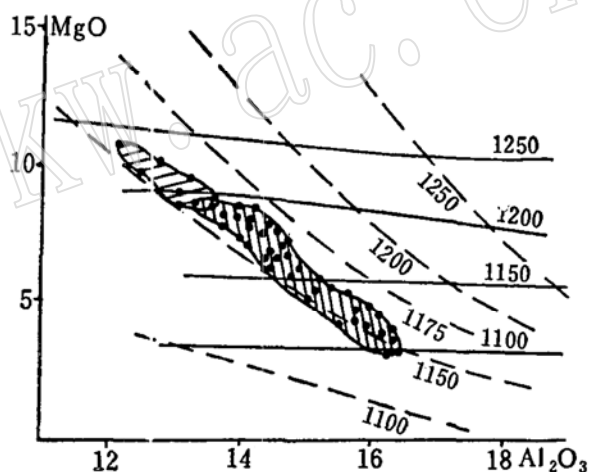
表 8
Table 8

地区	层号 Fo及 T℃	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
白龙洞	Fo	85	87	85	84	85	85	83	82	86	84	83	85
	T℃	1200	1300	1240	1200	1170	1170	1180	1145	1250	1245	1195	1200

地区	层号 Fo及 T℃	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
白龙洞	Fo	85	86	85	84	86	86	85	85	84	86	86	80
	T℃	1165	1260	1190	1170	1225	1180	1240	1210	1275	1240	1225	1150

图 4 玄武岩中橄榄石的Fo及
T℃ (Roeder等, 1970)Fig. 4 Relationship between Fo Content
of olivine and its formation temperature
in basalt(after Roeder et al., 1970)

●—白龙洞; +—两尖奶山

图 5 玄武岩中橄榄石、斜长石的T℃
(French等, 1981)Fig. 5 Formation temperature of olivines
and plagioclases in basalts (after French et
al., 1981)向左斜线区为碱性玄武岩系列岩石; 向右斜线区为拉斑
玄武岩系列岩石; 实线—橄榄石的结晶温度; 虚线—斜
长石的结晶温度

温度。(不同地区计算的玄武岩中常见造岩矿物橄榄石、斜方辉石、斜长石、磁铁矿的结晶温度见表10)。

由于玄武岩成分分析的精度不同, 各种估算法的误差不一, 玄武岩中斑晶与基质并不完全平衡, 玄武岩中斑晶在地下的压力不好确定, 挥发份有无及多少尚不能定量测定, 因此各种方法计算的结果差别较大, 是可以理解的。但从上述温度范围, 可看出以下规律:

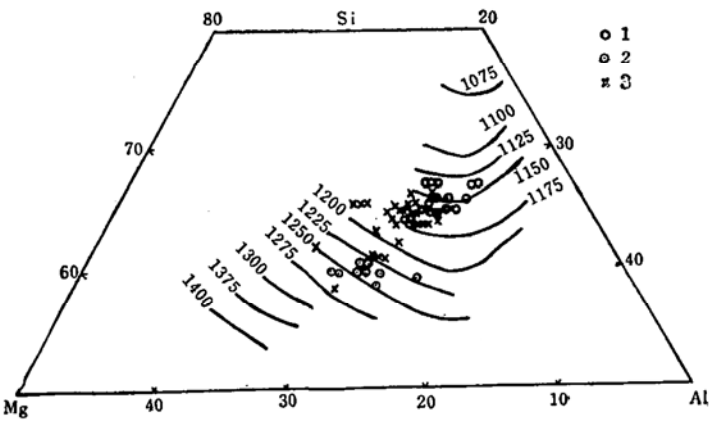


图 6 玄武岩的结晶温度 (French等, 1981.略有改动)
Fig. 6 crystallization temperature of basalt (after French et al., 1981)
1—两尖奶山; 2—二道边; 3—白龙洞

(1) 岩石成分愈基性、碱性, 则岩浆的结晶温度愈高。因此, 碱性玄武岩系列的结晶温度高于拉斑玄武岩系列, 而且从碧玄岩→碱性橄榄玄武岩→橄榄拉斑玄武岩→石英拉斑玄武岩, 结晶温度依次降低。碱性玄武岩系列岩石较多的二道边、白龙洞区, 也高于全部为拉斑玄武岩系列岩石的两尖奶山区的结晶温度。

(2) 玄武岩中橄榄石的结晶温度一般较高, 而斜方辉岩及斜长石结晶温度次之。其中有的玄武岩中斜方辉石结晶温度较高, 而有的

岩石中斜长石结晶温度较高。对不同韵律来说, 由下而上, 橄榄石、斜方辉石、斜长石的结晶温度同步降低, 尤以橄榄石明显。随着岩浆的酸度变大、碱度变小、橄榄石、斜方辉石结晶温度降低, 而斜长石结晶温度反而升高, 甚至达最高温度。

表 9
Table 9

地区	白 龙 洞			两 尖 奶 山 (下→上)						
岩石名称	碱性玄武岩、碧玄岩	橄榄拉斑玄武岩	石英拉斑玄武岩	石英拉斑玄武岩				橄榄拉斑玄武岩	石英拉斑玄武岩	
Ol	1190—1240	1145—1195	1145—1165	1159	1158	1165	1154	1152	1141	1125 1124 1116
Pl	1155—1170	1160—1170	1150—1170	1158	1153	1166	1162	1159	1165	1158 1163 1153

表 10
Table 10

地 区	岩 石	Ol	Cpx	Pl	Mt
二道边	玄武岩 (平均值)	1244	1047	1071	1083
两尖奶山	第二旋迴玄武岩 (平均值)	1149	1157	1236	1171
	第一旋迴玄武岩 (平均值)	1190	1165	1238	1152
白龙洞	碧 玄 岩 (平均值)	1274	1220	1115	1184
	碱性玄武岩 (平均值)	1221	1192	1117	1191
	橄榄拉斑玄武岩 (平均值)	1210	1191	1144	1192
	石英拉斑玄武岩 (平均值)	1197	1185	1175	1184

2. 压力

分为岩浆形成时的压力及岩浆结晶成斑晶（不包括巨晶）时的压力。以白龙洞玄武岩为例估算如下：

(1) $Ne'-Ol'-Q'$ 法 将玄武岩计算成CIPW标准矿物，再计算为 Ne' 、 Ol' 、 Q' 三个端元组分（图7），便可大致估算不同玄武岩浆形成时的压力。 $Q'=Q+0.4582Ab+0.2992En_{Hy}+0.227Fs_{Hy}$ ， $Ol'=Fo+Fa+0.7008En_{Hy}+0.7123Fs_{Hy}$ ， $Ne'=Ne+0.5418Ab$ 。从白龙洞区不同玄武岩平均值投影不难看出：碧玄岩浆形成时压力为3.1GPa；碱性橄榄玄武岩浆形成时压力为2.7GPa；橄榄玄武岩浆形成时压力为1.05GPa；石英拉斑玄武岩浆形成时压力为4.5GPa。其中碧玄岩浆形成时的压力与I型包体及单斜辉石巨晶的最大压力是吻合的。

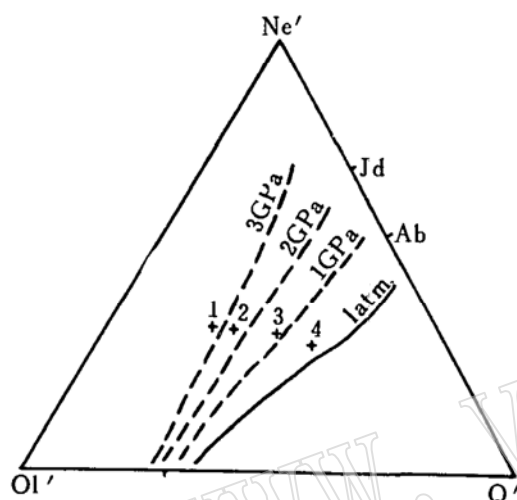


图7 玄武岩 Ne' 、 Ol' 、 Q' 与压力的关系
(转引自Yoder, 1976)

Fig.7 Variations of Ne' , Ol' and Q' contents with pressure in basalts (after Yoder, 1967)

1—碧玄岩平均值；2—碱性橄榄玄武岩平均值；
3—橄榄拉斑玄武岩平均值；4—石英拉斑玄武岩平均值

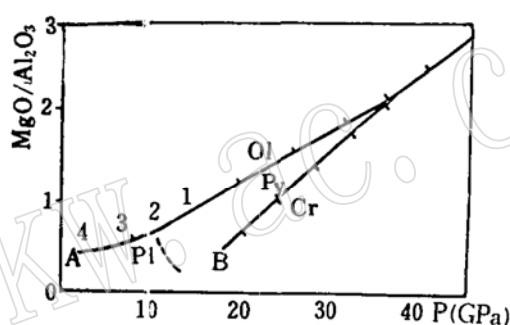


图8 玄武岩 MgO/Al_2O_3 与压力关系
(French等, 1981)

Fig.8 MgO/Al_2O_3 versus pressure variation for basalts (after French et al., 1981)

1—碧玄岩平均值；2—碱性橄榄玄武岩平均值；3—橄榄拉斑玄武岩平均值；4—石英拉斑玄武岩平均值；
Gr—石榴石；Ol—橄榄石；Py—辉石；Pl—斜长石

(2) MgO/Al_2O_3 法 用玄武岩计算的 MgO/Al_2O_3 投影在图8上，可以确定白龙洞玄武岩斑晶开始结晶时的大致压力。由于玄武岩中见到的是橄榄石与辉石、斜长石共生，因此，以在A线上投影的压力为准。由图可知，碧玄岩浆、碱性橄榄玄武岩浆、橄榄拉斑玄武岩浆、石英拉斑玄武岩浆结晶（斑晶）时的压力，分别为1.4、1.1、0.7、0.3GPa。

如果把玄武岩浆形成时压力与结晶时压力做一比较则不难看出：

(1) 玄武岩浆结晶时压力，明显较岩浆形成时压力低。因此，玄武岩浆的结晶是在岩浆形成后上升降压过程中进行的。

(2) 来源愈浅的岩浆，其形成时压力与斑晶结晶时的压力差值愈小（1.7→1.6→0.35→0.15GPa）。反映岩浆的形成深度愈小，愈易结晶。

3. 氧逸度

我们采用了莫宜学^[12]提出的玄武岩浆氧逸度计算公式, 计算玄武岩浆形成及结晶时的氧逸度:

$$\ln f_{O_2}^P = \frac{1}{a} \left\{ \ln (X_{Fe_2O_3}^{\text{岩}} / X_{FeO}^{\text{岩}}) - \frac{b}{T} - c - \sum_i d_i X_i \right\} + \left(\frac{0.52126}{T} - 8.126 \times 10^{-5} \right) (P-1)$$

式中 $X_{Fe_2O_3}$ 、 X_{FeO} 分别是岩浆中 Fe_2O_3 和 FeO 的摩尔分数。 X_i 是岩浆中 SiO_2 、 Al_2O_3 、 $\langle FeO \rangle$ 、 MgO 、 CaO 、 Na_2O 、 K_2O 的摩尔分数, 其中 $\langle FeO \rangle$ 为 FeO 与 Fe_2O_3 换算成的 FeO 之和; 而 TiO_2 、 MnO 、 Cr_2O_3 、 P_2O_5 等不参加计算。 a 、 b 、 c 、 d 为回归常数, d_i 是岩浆中上述七种氧化物的回归常数, 其数值如下:

$$\begin{aligned} a &= 0.218130, & b &= 13184.7, & c &= -4.49933, \\ d_{SiO_2} &= -2.15036, & d_{Al_2O_3} &= -8.35163, & d_{FeO} &= -4.49508, \\ d_{MgO} &= -5.43639, & d_{CaO} &= 0.073113, & d_{Na_2O} &= 3.54148, \\ & & d_{K_2O} &= 4.18688. \end{aligned}$$

将已知玄武岩形成和结晶时的温度(T , 单位为K)、压力(P , 单位为atm)代入上式, 即可算出它们相应的氧逸度值(f_{O_2})。我们选择了白龙洞区剖面上碧玄岩、碱性橄榄玄武岩、橄榄拉斑玄武岩、石英拉斑玄武岩有代表性的十二个岩石化学分析结果, 分别估算出它们的氧逸度(表11)。由表可知, 碱性玄武岩系列岩浆拉斑玄武岩系列岩浆形成时的深度大, 因此氧逸度也大。对于碱性玄武岩系列岩浆及橄榄拉斑玄武岩浆, 结晶时的氧逸度值比形成时的氧逸度值小一个数量级。而石英拉斑玄武岩浆, 由于形成的深度与结晶时深度相差不大, 故两者氧逸度值也相似。

表 11

Table 11

岩 浆	个 数	岩浆形成时氧逸度(atm)	岩浆结晶时氧逸度(atm)
碧玄岩浆—碱性橄榄玄武岩浆	4	$1.1 \times 10^{-4} - 3.8 \times 10^{-5}$	$1.1 \times 10^{-6} - 4.2 \times 10^{-6}$
橄榄拉斑玄武岩浆	5	$1.1 \times 10^{-6} - 1.8 \times 10^{-6}$	$5 \times 10^{-7} - 6.3 \times 10^{-7}$
石英拉斑玄武岩浆	3	$1.6 \times 10^{-7} - 3.3 \times 10^{-7}$	$1 \times 10^{-7} - 2.1 \times 10^{-7}$

五、讨 论

1. 不少学者认为玄武岩浆形成之后, 立即迅速喷出地表, 没有、也来不及进行分离结晶作用, 因此, 所有玄武岩成分都代表局部熔融的原始岩浆。但从本区碱性玄武岩中包体、巨晶的分布来看, 它在喷出地表及流动过程中, 不仅有重力分异作用, 还有流动分异作用。地表尚且如此, 地下深度的分离结晶作用理应不容忽视。玄武岩中巨晶发育, 堆积成因的Ⅱ型包体常见, 而且玄武岩中斑晶普遍存在, 都是玄武岩浆在地下不同深处存在分离结晶作用的有力佐证。

2. 本区Ⅰ型包体的辉石温度、压力估算结果表明, 它不仅高于大陆地盾地温, 也高于大洋地温, 近似于大陆裂谷型的地温。反映了华北^[13]、松辽平原^[14]地区及其附近, 形成近似于裂谷环境, 并因拉张作用而使断裂发育, 促使玄武岩喷出, 也形成了类似裂谷型的地

温。

3. 本区同一次喷发的碱性玄武岩中, 常见 I、II 型包体共生; I 型包体中, 深度不同 (46—102km) 者共处, 而 I 型包体又主要为原始地幔碎块。因此, 对 I 型包体的最好解释是, 绝大多数应为碱性玄武岩浆上升过程中捕获的地幔岩的捕虏体, 它们与玄武岩浆并无直接的成因联系, 并不是熔出本区玄武岩浆的残留地幔的碎块。

4. 本区 I 型包体、原始岩浆 (碧玄岩浆) 与辉石巨晶形成的最大深度均为 102km (3.1GPa)。由地震转换波探测得知, 张家口至秦皇岛剖面地幔的 M_3 界面为 60—80km, 华北地幔高导层也深 60—80km, 推测本区软流圈之顶面应为 $70 \pm 10^{(13)}$ km。因此, 本区原始岩浆, 应为 102km 深处软流圈的低度局部熔融产物。而从碧玄岩浆来源深度为 102km 来看, 本区源区地幔应为石榴石二辉橄榄岩。冯家麟⁽⁵⁾ 在本区找到了含石榴石的地幔岩包体, 可以得到证明。

5. 碧玄岩浆在 102km 形成后, 立即晶出高压巨晶单斜辉石, 直到上升到 69km 处, 才停止结晶。碧玄岩浆结晶出斑晶时的深度为 46km。从碧玄岩浆演化为碱性橄榄玄武岩浆的深度为 89km, 碱性橄榄玄武岩浆的斑晶的结晶深度为 36km。由于深处分离结晶作用的影响, 碱性玄武岩浆越过“热坝”, 向拉斑玄武岩浆演化。橄榄拉斑玄武岩浆是在 35km 处演化形成的, 其斑晶结晶深度为 23km。在 15km 深处又形成石英拉斑玄武岩浆, 其斑晶结晶的深度为 10km。不难看出, 岩浆形成的深度愈小, 岩浆中斑晶的结晶深度也愈小。

6. 岩浆形成及结晶时的 f_{O_2} 与深度成正相关。碱性玄武岩系列岩浆形成的深度大, f_{O_2} 较大 (1.1×10^{-4} — 3.8×10^{-5} atm); 而拉斑玄武岩系列岩浆形成的深度小, f_{O_2} 较小 (1.8×10^{-6} — 1.6×10^{-7})。石英拉斑玄武岩浆形成时与结晶时深度相差很小, 因而 f_{O_2} 也相近, 而其它岩浆由于形成时与结晶时的深度差别较大, 故 f_{O_2} 值也差达一个数量级。

在本文研究过程中, 武汉地质学院王人镜、马昌前同志曾给予帮助; 施焱、舒小辛、顾赤峰、赵三聿、杨春等同志提供部分资料; 在野外工作阶段, 河北地质三队郑金利同志曾给予大力协助。在此, 一并表示谢意。

主要参考文献

- [1] Frey, F. A. et al., 1978, Earth and Planet. Sci. Lett., 38, 129—176.
- [2] Kyser, T. K. et al., 1981, Contrib. Miner. Petrol., 19, 66—81.
- [3] Boyd, F. R., 1973, geochim. acta, 37, 2533—2545.
- [4] Mercier, J.-C. C., 1976, Am. miner., 61, 603—615.
- [5] 冯家麟, 1982, 河北地质学院学报, 第一、二期, 45—63。
- [6] 周新民, 1982, 矿物学报, 第一期, 13—20。
- [7] Kudo, A. M., 1970, Contrib. Miner. Petrol., 19, 66—91.
- [8] Roeder, P. L. et al., 1970, Contrib. Miner. Petrol., 29, 275—289.
- [9] French, W. J. et al., 1981, miner. mag., 44, 19—26.
- [10] Nathan, H. D. et al., 1978, J. petrol., 19, 66—91.
- [11] Yoder, H. S., 1976, 玄武岩浆成因, 翟淳等译, 1982, 地质出版社。
- [12] 莫宣学, 1984, 地球科学, 第一期, 31—42。
- [13] 刘若新, 1981, 地震地质, 第三期, 1—6, 第四期, 39—48。
- [14] 赵文峰, 1981, 地震地质, 第二期, 23—29。

The Main Characteristics of Hannuoba Basalts and the T,P, f_{O_2} Conditions in their Formation

Qiu Jiaxiang, Li Changnian, Li Zhengtian

Abstract

Hannuoba basalts consisted of tholeiite and alkali-basalt series. The latter contain large amount of type I and minor type II inclusions, and augite and anorthoclase megacryst, which in the extrusive basalts display the characteristics of gravitational and flowage differentiation.

The results evaluated from different geothermometers and geobarmeters indicate that the pressures in formation of type I inclusion range from 1.4—3.1GPa, augite megacryst-2.1—3.1GPa, basanite magma-3.1GPa, alk-Ol-basalt magma-2.7GPa, Ol-tholeiitic magma-1.05GPa and Q-tholeiitic magma-0.45GPa.

The f_{O_2} in formation of alk-basaltic magma series was higher (about 1.1×10^{-4} — 3.8×10^{-5} atm) than that of tholeiite magma series (about 1.8×10^{-6} — 1.6×10^{-7} atm).