

# 卓资—阳高一带区域变质岩中共生 矿物氧同位素的研究

崔文元 王时麒 强德美 郑淑蕙  
(北京大学地质学系)

本文对卓资—阳高一带区域变质岩中某些共生矿物的氧同位素进行了研究,讨论了变质作用温度、与磁铁矿、石英平衡的水的 $\delta O^{18}$ 值和某些矿物的 $\delta O^{18}$ 值变化规律等问题。

## 地 质 概 况

研究区西起内蒙的卓资、和林格尔经集宁、兴和南延入山西大同、阳高,东延至河北省的怀安县一带。区内太古代集宁群地层广泛分布<sup>[1,2]</sup>,构成了一个走向为北东的大复背斜,其核部位于大同北一葛胡窑—马市口一带,主要由麻粒岩套组成,其两翼为孔兹岩套。麻粒岩套按其化学成分可分为基性麻粒岩,中性麻粒岩和酸性麻粒岩,而以中性麻粒岩为主。孔兹岩套主要由矽线石榴正长片麻岩、黑云石榴变粒岩、似文像长英浅粒岩和辉石磁铁矿石英岩等组成,而以矽线石榴正长片麻岩广泛分布和混合岩化作用较强烈为特征。本区的原岩是下部以火山岩为主、上部以沉积岩为主的火山—沉积岩系<sup>①</sup>。

本区变质程度属于典型的麻粒岩相,其变质作用的上部P—T界限约为880—1000℃,压力为12—14千巴,地热梯度为21

—22℃/公里,属于中压变质相系。<sup>②</sup>

麻粒岩的矿物组合是斜方辉石+斜长石(常为反条纹长石)±石英±单斜辉石±角闪石±黑云母。孔兹岩套的主要矿物组合是石英±条纹长石+石榴石+斜长石±矽线石+黑云母±尖晶石+不透明的氧化物。

## 氧同位素的分析方法 和分析结果

所分析的单矿物样品均用磁选,电磁选,重液选等方法初步分离后,都经过双目镜下挑选,纯度在98%以上。氧同位素的分析方法系采用五氟化溴法<sup>[3]</sup>。

本文主要研究了集宁群麻粒岩相某些岩石中石英、磁铁矿、斜长石、石榴石和辉石的氧同位素的组成,为了对比,也分析了乌拉山群麻粒岩相和角闪岩相中的石英和磁铁矿少数样品的氧同位素组成。分析结果列于表1至表5。

- ① 崔文元, 1981, 卓资—阳高一带麻粒岩的原岩恢复及其地球化学特征。
- ② 崔文元, 1981, 卓资—阳高一带麻粒岩的矿物学和结晶的P—T条件。

石英  $\delta O^{18}$  值的数据

表 1

序号	样 号	变质相	岩 石 名 称	$\delta O^{18}(\%)$	采 样 地 点
1	80-4-18	麻 粒 岩 相	辉石磁铁石英岩	11.81	葛胡窑一大石
2	80-4-15		辉石磁铁石英岩	12.23	窑沟剖面
3	9A-6-5		磁铁石英岩	11.09	毛来沟铁矿岩芯
4	80-15-5		黑云矽线石榴二长片麻岩	12.57	土贵乌拉的口子材附近
5	80-14-3		二辉斜长麻粒岩	11.00	凉城到卓资公路
6	80-14-4		紫苏斜长麻粒岩	12.96	路标96公里附近
7	81-T-1		紫苏斜长麻粒岩	11.39	土贵乌拉的电塔山
8	81-T-2		紫苏斜长麻粒岩	14.20	
9	80-15-6		黑云石榴二长片麻岩	14.18	土贵乌拉的口子材附近
10	80-3-1		黑云石榴二长片麻岩	16.21	花山砬一刁窝贝剖面
11	80-3-2		黑云石榴正长片麻岩	15.06	
12	80-3-3		石榴长英变粒岩	15.63	
13	9A-3-1	角闪岩相	磁铁石英岩	16.00	朱拉沟铁矿
14	9A-2-1	角 闪 岩 相	磁铁石英岩	15.30	公义明铁矿
15	9A-2-A		磁铁石英岩	13.26	
16	9A-8-6		角闪磁铁石英岩	14.79	三合明铁矿

## 讨 论

### 1. 同位素地质温度计

同位素地质温度计是近年来发展起来的一种测温法,但由于它有自己的独特优越性而受到极大的重视。此法是基于同位素交换反应达到平衡时,共存化合物之间的同位素分馏与温度有密切关系。根据理论计算和实验研究,人们已经弄清了许多矿物与水以及矿物与矿物之间的氢氧同位素分馏与温度关系式或校准曲线,根据测出两种以上达到平衡的同位素组成,利用关系式或校准曲线就可以得出它们的平衡温度。

岩石中磁铁矿的 $O^{18}/O^{16}$ 比最小,石英的 $O^{18}/O^{16}$ 比最大,两者矿物对氧同位素地质温度计是最灵敏的。由于辉石、石榴石等矿物在相当高的温度下就停止了氧同位素的交

换,所以人们也常用石英—石榴石和磁铁矿—辉石等矿物对氧同位素地质温度计。我们分析了七对不同变质相的石英—磁铁矿、五对石英—石榴石和六对辉石—磁铁矿矿物对氧同位素的组成,利用有关的关系式<sup>[4]</sup>计算了石英—磁铁矿和石英—石榴石氧同位素平衡温度,列于表6和表7。辉石—磁铁矿氧同位素平衡温度关系式,利用Y. Bottinga和M. Javoy<sup>[5]</sup>的长石—辉石和长石—磁铁矿矿物对氧同位素关系式导出,

$$1000 \ln \alpha (F_{60} \cdot Px) = 3.976 \times 10^6 / T^2 \quad (1) > 500^\circ C$$

$$1000 \ln \alpha (F_{60} \cdot MA) = 1.076 \times 10^6 / T^2 \quad (2) > 500^\circ C$$

(1)式—(2)式,得:

$$1000 \ln \alpha (Px, MA) = 2.90 \times 10^6 / T^2$$

上三式中,  $F_{60}$ , 为含 60% 钙长石克分

磁铁矿  $\delta O^{18}$  值数据 表 2

样号	变质相	岩石名称	$\delta O^{18}$ (%)	采样地点
80-4-7	麻粒岩相	角闪斜长二辉麻粒岩	2.10	葛胡窑—大石窑沟剖面
80-4-10		角闪斜长二辉麻粒岩	1.59	
80-4-12		二辉斜长麻粒岩	2.92	
80-4-13		斜长二辉麻粒岩	0.803	
80-4-15		普通辉石磁铁石英岩	4.00	
9A-6-5		磁铁石英岩	4.81	
9A-3-1	角闪岩相	磁铁石英岩	5.85	朱拉沟铁矿
9A-2-1	角闪岩相	磁铁石英岩	5.95	公义明铁矿
9A-2-A		磁铁石英岩	6.55	公义明铁矿
9A-8-6		角闪磁铁石英岩	6.26	三合明铁矿

麻粒岩相石榴石  $\delta O^{18}$  值数据 表 3

样号	岩石名称	$\delta O^{18}$ (%)	采样地点
80-3-1	黑云石榴二长片麻岩	12.98	花山砦—刁窝贝剖面
80-3-2	黑云石榴正长片麻岩	11.84	
80-3-3	石榴长英变粒岩	10.93	
80-15-6	黑云石榴二长片麻岩	9.41	土贵乌拉的口子材附近
80-15-5	含紫苏黑云石榴斜长片麻岩	10.41	
	平均	11.11	

子的斜长石。Px为辉石。MA为磁铁矿。

利用推导出的关系式，计算出的辉石—磁铁矿之间氧同位素平衡温度列于表 8。

共生矿物处于同位素平衡状态，是计算同位素平衡温度的先决条件，因此应当检查表6—8矿物对氧同位素是否处于平衡状态。

麻粒岩相斜长石  $\delta O^{18}$  值数据 表 4

样号	岩石名称	$\delta O^{18}$ (%)	采样地点
80-4-7	角闪斜长二辉麻粒岩	7.87	葛胡窑—大石窑沟剖面
80-4-10	角闪斜长二辉麻粒岩	8.39	
80-4-12	二辉斜长麻粒岩	8.26	
80-4-13	斜长二辉麻粒岩	8.14	
80-4-23	角闪二辉斜长麻粒岩	7.77	
	平均	8.09	

辉石  $\delta O^{18}$  值数据 表 5

样号	变质相	岩石名称	矿物名称	$\delta O^{18}$ (%)	采样地点
80-4-10	麻粒岩相	角闪斜长二辉麻粒岩	紫苏辉石	8.02	葛胡窑—大石窑沟剖面
80-4-12		二辉斜长麻粒岩	紫苏辉石	7.78	
80-4-7		角闪斜长二辉麻粒岩	普通辉石	6.94	
80-4-13		斜长二辉麻粒岩	普通辉石	7.81	
80-4-15		普通辉石磁铁石英岩	普通辉石	8.49	
80-4-23		角闪二辉斜长麻粒岩	普通辉石	7.28	
9A-6-5		磁铁石英岩	次透辉石	9.01	毛来沟铁矿岩芯
9A-2A	角闪	磁铁石英岩	透辉石	10.17	公义明
9A-2-1	岩相	磁铁石英岩	透辉石	9.99	铁矿

H. P. Taylor等人<sup>[6]</sup>和G. D. Garlick<sup>[7]</sup>等人研究了火成岩和变质岩中主要造岩矿物富集 $\delta O^{18}$ 的规律，石英 $\delta O^{18}$ 最高，磁铁矿 $\delta O^{18}$ 最低，它们顺序大体如下： $\delta O^{18}$ 石英 $>$  $\delta O^{18}$ 长石 $>$  $\delta O^{18}$ 白云母 $>$  $\delta O^{18}$ 兰晶石 $>$  $\delta O^{18}$ 石榴石 $>$  $\delta O^{18}$ 黑云母 $\geq$  $\delta O^{18}$ 角闪石 $\geq$  $\delta O^{18}$ 辉石 $>$  $\delta O^{18}$ 橄榄石 $>$  $\delta O^{18}$ 磁铁矿。这个顺序在自然界是很少倒转的。任何倒转都被认为是同位素未达到平衡

石英—磁铁矿氧同位素平衡温度 表 6

样号	变质相	$\delta O^{18}(\%)$		$\delta O^{18}(\text{石英}) - \delta O^{18}(\text{磁铁矿})$	温度 ℃	与磁铁矿平衡水之 $\delta O^{18}$ 值
		石英	磁铁矿			
80-4-15	麻粒岩相	12.23	4.00	8.23	586	9.69
9A-6-5	岩相	11.09	4.81	6.28	669	10.16
9A-2-1	角闪岩相	15.30	5.95	9.35	499	12.12
9A-2-A		13.26	6.55	6.71	638	12.00
9A-3-1		16.00	5.85	10.15	468	12.22

石英—石榴石氧同位素平衡温度 表 7

样号	变质相	$\delta O^{18}(\%)$		$\delta O^{18}(\text{石英}) - \delta O^{18}(\text{石榴石})$	温度 ℃	与石英平衡水之 $\delta O^{18}$ 值
		石英	石榴石			
80-15-5	麻粒岩相	12.57	10.41	2.16	882	
80-3-2		15.06	11.48	3.22	672	14.67
80-3-1		16.21	12.98	3.23	671	15.82
80-3-3		15.65	10.93	4.7	510	13.53
80-15-6		14.18	9.41	4.77	504	11.98

辉石—磁铁矿氧同位素平衡温度 表 8

样号	变质相	$\delta O^{18}(\%)$		$\delta O^{18}_{\text{辉}} - \delta O^{18}_{\text{磁}}$	温度 (℃)	与磁铁矿平衡水之 $\delta O^{18}$ 值
		辉石	磁铁矿			
80-4-7	麻粒岩相	6.94	2.10	4.84	501	8.25
80-4-12	岩相	7.73	2.92	4.86	500	9.08
80-4-15		8.48	4.00	4.48	531	9.97
9A-6-5		9.01	4.81	4.20	558	10.63
9A-2-1	角闪岩相	10.17	5.95	4.22	556	11.79
9A-2-A		9.99	6.55	3.44	645	11.99

的表现。表6—8所列出矿物对 $\delta O^{18}$ 值都满足上述要求。另外由石英、辉石和磁铁矿三个共生矿物得出的两个独立同位素温度，列于表9，除9A—6—5偏大外，多数在分析误差范围内，这是三个矿物达到同位素平衡的另一个标志。

由表6—8可见，测得角闪岩相的温度范围为468—645℃，平均为561℃，是与角闪岩相变质作用温度相吻合的，而测得麻粒岩相的各矿物对氧同位素平衡温度，除80—15—5石英—石榴石氧同位素温度为882℃与

三个共生矿物得出两个独立温度的对比 表 9

样号	$T_1$ (℃)	$T_2$ (℃)	$T_1 - T_2$ (℃)
80-4-15	534	502	32
9A-6-5	669	558	111
9A-2-1	499	556	57
9A-2-A	638	645	-7

$T_1$ : 石英—磁铁矿氧同位素平衡温度

$T_2$ : 辉石—磁铁矿氧同位素平衡温度

用二辉石矿物对温度计所得的相接近而外，其他变化范围为500—672℃，低于二辉石地质温度计(8对辉石估算温度为880—1000℃)所计算的温度<sup>①</sup>。所以麻粒岩相中所测各矿物对氧同位素平衡温度多数为相当于角闪岩相退变质作用和混合岩化作用的温度，这与镜下见到早期辉石、黑云母被后来黑云母、角闪石等矿物代替吻合的。

## 2. 与磁铁矿和石英平衡的水之 $\delta O^{18}$ 值

用Y. Bottinga等人<sup>[3]</sup>提供的适用于磁铁矿和水的氧同位素分馏方程(适用于500—800℃),  $1000 \ln \alpha (\text{磁铁矿}, \text{水}) = -3.70 - 1.4710 \cdot T^{-2}$  计算了与磁铁矿平衡的水之 $\delta O^{18}$ 值, 列于表6和表8的最后一栏。用克莱顿等人<sup>[4]</sup>提供的石英和水的氧同位素分馏方程(适用于500—750℃)计算的与石英平衡的水之 $\delta O^{18}$ 值列于表7的最后一栏。

由表7—8可见, 麻粒岩相中与石英和磁铁矿平衡的水之 $\delta O^{18}$ 值多数在8.25%至11.98%之间很窄范围内变化, 而只有80—3—1至80—3—3号三个样品较高, 为13.53%至15.82%。后者之围岩混合岩化作用非常强烈, 推断是由该作用影响的结果。在角闪岩相中与磁铁矿和石英平衡的水之 $\delta O^{18}$ 值变化于11.79%至12.22%之间, 略高于未受混合岩化影响的麻粒岩相与石英、磁铁矿相平

● 同第9页脚注②。

衡的水之 $\delta O^{18}$ 值。总体看都在变质水+5—+25%范围之内<sup>[4]</sup>。

### 3. 各矿物 $\delta O^{18}$ 值变化规律

由表1可见,所分析的16个石英样品,7个是不同变质相的磁铁石英岩中的(表1中1—3和13—16),5个是沉积变质片麻岩和变粒岩中的(表1中4,9—12),四个原岩为火山岩的麻粒岩中的(表1中5—8)。尽管受到了退变质作用和混合岩化作用的影响,但仍可看出如下规律性。

未受混合岩化作用影响的岩石,其石英 $\delta O^{18}$ 值随变质级的降低而增高。麻粒岩相中未受混合岩化7个样品(表1中1—7)石英 $\delta O^{18}$ 值在11.00到12.96%很窄范围内变化,其平均值为11.86%;角闪岩相4个样品(表1中13—16),石英 $\delta O^{18}$ 值介于13.26到16.00%,其平均值为14.84%,这与希腊纳克索斯区域及冀东变质杂岩中不同变质相石英 $\delta O^{18}$ 值变化规律是一致的<sup>[9,10]</sup>。

受混合岩化影响的岩石,其石英 $\delta O^{18}$ 值明显增高。五个样品(表1中8—12)石英 $\delta O^{18}$ 值在14.18到15.63%范围内变化,其平均值为15.06%,略高于所分析角闪岩相石英 $\delta O^{18}$ 的平均值。由于混合岩化影响,石英 $\delta O^{18}$ 值略高,表明本区混合岩化过程中的混合热液是富含 $\delta O^{18}$ 的,这与冀东受混合岩化影响的石英等矿物 $\delta O^{18}$ 值降低的规律是相反的<sup>[10]</sup>。

由表2可见,所分析的9个磁铁矿样品,4个是麻粒岩中的,6个是磁铁石英岩中的,4个麻粒岩中磁铁矿 $\delta O^{18}$ 值在0.803到2.10%范围变化;其平均值1.86%,与火成岩中的磁铁矿 $\delta O^{18}$ 值(+1—+4%)一致<sup>[6]</sup>。麻粒岩相中两个磁铁石英岩的磁铁矿 $\delta O^{18}$ 值为4.00%和4.81%,其平均值为4.41%,5个角闪岩相磁铁矿 $\delta O^{18}$ 值在5.85到6.55%范围内变化,其平均值为6.15%。

可见,原岩为火山岩的麻粒岩中的磁铁矿 $\delta O^{18}$ 值最低,可能受原岩影响,而磁铁矿

石英中磁铁矿 $\delta O^{18}$ 随变质相降低有增高趋势,这与冀东变质杂岩中磁铁矿 $\delta O^{18}$ 变化趋势是相反的<sup>[10]</sup>,这可能是由于退变质作用影响的结果。

由表3可见,所分析麻粒岩相中5个石榴石样品,其 $\delta O^{18}$ 值在9.41到12.98%范围内变化,其平均值11.11%,高于冀东变质杂岩中绿帘角闪岩相三个石榴石 $\delta O^{18}$ 的平均值(10.03%)<sup>[10]</sup>。

由表4可见,所分析的麻粒岩相5个斜长石样品,其 $\delta O^{18}$ 值在7.77到8.26%很窄范围内变化,其平均值为8.09%。

由表5可见,所分析的9个辉石样品,7个为麻粒岩相,2个为角闪岩相。前者变化于6.94到9.01%之间,其平均值为7.90%;后者为10.17%和9.99%,平均为10.03%。

## 结 论

综上所述,我们的初步结论如下:

1. 用石英—磁铁矿、辉石—磁铁矿和石英—石榴石矿物对氧同位素温度计测定的温度,麻粒岩相多数低于二辉石矿物对所测得的温度,反映了相当于角闪岩相的退变质作用的温度。进一步证明本区退变质作用广泛的存在,是和岩相学镜下观察相吻合的。用石英—磁铁矿和辉石—磁铁矿矿物对氧同位素温度计测定的角闪岩相变质作用温度,其结果是很好的。

2. 共生矿物 $\delta O^{18}$ 值的大小,是符合泰勒提出的顺序的,即 $\delta O^{18}$ 石英 $>$  $\delta O^{18}$ 长石 $>$  $\delta O^{18}$ 白云母 $>$  $\delta O^{18}$ 兰晶石 $>$  $\delta O^{18}$ 石榴石 $>$  $\delta O^{18}$ 黑云母 $\geq$  $\delta O^{18}$ 辉石 $>$  $\delta O^{18}$ 橄榄石 $>$  $\delta O^{18}$ 磁铁矿。

3. 虽受到了退变质作用影响,未受混合岩化作用影响的岩石,随变质程度增高,石英 $\delta O^{18}$ 值明显地降低。

4. 麻粒岩相受混合岩化影响的岩石,石英 $\delta O^{18}$ 值明显地增高。

5. 麻粒岩相的磁铁矿、不但受原岩类

型控制,也受到了退变质作用影响,其 $\delta O^{18}$ 值原岩为火山岩的很低,而磁铁石英岩的较高,但都低于角闪岩相磁铁矿 $\delta O^{18}$ 值。

6. 麻粒岩相中的辉石、斜长石、石榴石 $\delta O^{18}$ 值都较稳定,在很窄范围内变化。

#### 参 考 文 献

- [1] 内蒙古自治区地层表编写组,1978,华北地区区域地层表,内蒙分册, P102—103. 地质出版社。
- [2] 山西省地层表编写组,1979,华北地区区域地层表,山西省分册(一), P27—28, 地质出版社。
- [3] 郑淑慧等,1980,硅酸盐、氧化物和水中氧同位素分析。化学通报, No.1, P105—107。
- [4] 丁梯平,1980,氢氧同位素地球化学。第一版, P57—136, 地质出版社。
- [5] Bottinga, Y. and Javoy, M. 1975 Oxygen isotope partitioning among the minerals in igneous and metamorphic rocks. *Rev. Geophys. Spacephys.* Vol. 13, No. 2, pp. 401—418.

[6] Taylor, H. P. and Epstein, S. 1962 Relation between  $O^{18}/O^{16}$  ratios in coexisting minerals of igneous and metamorphic rock-I: Principles and experimental results. *"Bull. Geol. Soc. Am."* Vol. 73, No. 4, pp. 461—480.

[7] Garlick, G. D. and Epstein, S. 1967 Oxygen isotope ratios in coexisting minerals of regionally metamorphosed rocks. *"G. C. A."* Vol. 31, No. 2, pp. 181—214.

[8] Bottinga, Y. and Javoy, M. 1973 Comment on oxygen isotope geochemistry. *"Earth Planet Sci. Letters"*, Vol. 20, No. 2, pp. 250—265.

[9] Rye, R. O., Schuiling, R. D., Rey, D. M. and Jansen, J. B., 1976 Carbon hydrogen and oxygen isotope studies of the regional metamorphic complex at Naxos, Greece. *"G. C. A."* Vol. 40, No. 9, pp. 1031—1049.

[10] 崔文元,郑淑慧,1980,冀东遵迁滦地区变质杂岩的氧同位素初步研究,地质学报, Vol. 54, No. 2, P144—153。

## Oxygen Isotope Studies in Coexisting Minerals of Regionally Metamorphosed Rocks from Zhuozi-Yanggao Area

Cui Wenyuan, Wang Shiqi, Qiang Demei, Zheng Shuhui

### Abstract

The present paper studies the oxygen isotope in coexisting minerals of regionally metamorphosed rocks from Zhuozi-Yanggao area with discussion of related metamorphic temperature,  $\delta O^{18}$  values of metamorphic water in equilibrium with quartz and magnetite as well as variations of the  $\delta O^{18}$  values of some minerals.

The widely distributed Archaean rocks exposed in this area are Jining group with the metamorphic grade of granulite facies. The metamorphic rocks in this area can be divided into khondalite suite and granulite suite. The assemblages of their minerals can be summarised as follows:

(a) khondalite suite: quartz + perthite + garnet + biotite  $\pm$  plagioclase  $\pm$  sillimanite  $\pm$  spine + opaque oxide.

(b) granulite suite: hyperthene + plagioclase  $\pm$  quartz  $\pm$  clinopyroxenes  $\pm$  hornblende  $\pm$  biotite + opaque oxide.

(下转第76页)

(上接第14页)

The  $\delta O^{18}$  of coexisting minerals from a number of regionally metamorphosed rocks have been measured, using a bromine pentafluoride technique. According to their increasing tendency to concentrate  $\delta O^{18}$ , the minerals sequence is magnetite, pyroxene, plagioclase, garnet and quartz. The formation temperature of the granulite facies has been determined on the basis of the difference in  $\delta O^{18}$  values between the quartz and magnetite, pyroxene and magnetite as well as quartz and garnet mineral pairs. The temperature ranges from 500°C to 882°C. Some formation temperatures of the granulite facies are lower than that usually expected. It may be explained by the retrogressive metamorphic effect which has been supported by rock investigation.

Judging from the data of oxygen isotopes analysis it appears that the  $\delta O^{18}$  values of quartz tend to decrease distinctly as the metamorphic grade increases in this area. The  $\delta O^{18}$  values of quartz for granulite facies increased because of the effect of migmatization.