

大红山古火山口的碳酸盐围岩的氧和 碳同位素研究

北京大学地质系 刘本立 陈成业^①

云南大红山矿区为我国著名的同海底火山喷发有关的铁铜矿床。矿区地质、岩石学研究工作已相当详尽。据云南省地质九队等单位研究,从喷发物的产状分布特点推断为中心式喷发。由于火山喷发这种巨大热源将引起围岩的同位素交换反应而导致同位素分馏,随着与热源距离的不同而存在温度梯度,那么环绕火山喷出中心的碳酸盐矿物应敏感地显示出同位素组成的变异。该矿区的显著地质特征是火山喷发与矿体的形成均处于两层大理岩之间。因而,相信大理岩的同位素变化会留下痕迹。但是,区域变质已达到相当于变粒岩或浅粒岩相,多次岩浆活动,热液交代变质等,经过长期的多次叠加作用之后,原来的因火山喷发引起的碳酸盐的氧、碳同位素变化是否还能保留信息,本文是以探明这类问题为主要目的。

一、采样及分析方法

考虑到巨大热源造成的温度场对红山组下部的曼岗河组大理岩影响较大,因而采样的重点是以方柱石化为特征的大理岩(矿区同志称之为下大理岩),还采集了碳酸盐岩体、同凝灰岩有关的大理岩、菱铁矿等。

白云石样为白云石占90%以上还含有少量方解石等碳酸盐矿物;方解石样是以方解石为主,还含有难副纯的其它碳酸盐矿物;

菱铁矿纯度达98%。

碳酸盐矿物的氧和碳同位素分析方法系采用磷酸法。样品的同位素比值以 δ 表示:

$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = \left[\frac{(\frac{18\text{O}}{16\text{O}})_{\text{样品}}}{(\frac{18\text{O}}{16\text{O}})_{\text{标准}}} - 1 \right] \times 1000$$

$$\delta^{13}\text{C}(\text{‰}) = \left[\frac{(\frac{13\text{C}}{12\text{C}})_{\text{样品}}}{(\frac{13\text{C}}{12\text{C}})_{\text{标准}}} - 1 \right] \times 1000$$

$\delta^{18}\text{O}$ 值以SMOW为标准, $\delta^{13}\text{C}$ 值以PDB为标准。分析误差为 $\pm 0.2\%$ 。

二、地质特征

大红山矿区,位于东西向构造,北西-南东向构造和近南北向构造的交接处,介于红河深断裂与元谋-元江深断裂所夹持的三角地区。矿区及其周围为前震旦纪大红山群(Pt_d)及中上三叠统、侏罗系、白垩系、第三系、第四系地层。大红山式铁、铜矿即产于大红山群中。大红山群为一套浅-中变质的富铁钠质火山岩(细碧角斑岩)、绿色片岩与大理岩等互层为主的海相古火山沉积岩系。自上而下分为四组:肥味河组(Pt_{d1})、红山组(Pt_{d2})、曼岗河组(Pt_{d3})及老厂河组(Pt_{d4})。肥味河组主要由块状大理岩

^① 在完成本文过程中,曾得到云南省地质局、云南地质九队等单位的大力支持,本单位的郑淑蕙同志自始至终都给予了支持和帮助。在此,笔者向有关同志致以深切谢意。

夹炭质板岩、薄层状大理岩和角闪黑白云石大理岩组成。红山组由角闪变钠质熔岩(细碧岩)、大理岩、片岩夹基性熔岩、绿色片岩(石榴黑云角闪绿泥片岩)、变钠质火山岩(角斑岩及火山碎屑岩)和火山角砾岩及细碧熔岩组成。红山组岩性岩相变化较大,且有大量次火山岩及后期辉长辉绿岩贯入。曼岗河组与红山组呈假整合。曼岗河组由薄板状及块状大理岩、石榴黑云角闪片岩夹凝灰岩、大理岩及含磁铁凝灰岩(顶板为钠柱石大理岩)、含镜铁层凝灰岩、钠长大理岩、角闪变钠质熔岩和灰绿色层凝灰岩组成。老厂河组由白云片岩及钾长石英岩组成。

本区火山-沉积岩系普遍遭受变质,据爱斯科拉的变质相分类,角斑岩及其火山碎屑岩、块状大理岩、石英岩相当于变粒岩或浅粒岩相、细碧岩及其火山碎屑岩、绿片岩及不纯大理岩相当于绿片岩相中的石英-钠长石-绿帘石-铁铝榴石亚相。变质作用以区域变质为主,突出表现于大理岩、绿片岩、细碧岩及火山碎屑岩中。热液交代变质主要表现于角斑岩及构造带中,以钠长石化、绢云母化及硅化为主,次为绿泥石化、电气石化及碳酸盐化等。

红山组为大红山铁矿的含矿岩系。主要富铁矿体产于红山组下部角斑质火山碎屑岩夹熔岩中。变钠质熔岩本身含铁达15~40%。大红山铜矿主要产于曼岗河组中上部的石榴黑云角闪片岩夹变钠质层凝灰岩中。铁矿以似层状和透镜状为特点,盲矿体的规模与角斑岩的厚度成正比。铜矿以较稳定的层状为特点,如I₃矿体,已控制长度达6公里,宽0.6~1.4公里。铜矿中含铁量较高,实为铁铜综合矿床。铜的富集程度与层凝灰岩的厚度有关。

矿床形成于火山活动过程中,矿区同志根据岩石成因标志和原始构造,恢复原岩划分岩相,判断火山喷发-沉积形成的厚大的

火山锥,从而确定火山喷发-沉积的中心。经上述研究认为,火山管道或火山颈位于A 30线ZK 50孔一带。从喷发物的产状分布特点,表现为中心式喷发。中心位于大断裂带上,其南侧尚未发现含矿岩系,一种看法是断层南盘下降,另一种意见认为是沿断裂单向喷溢的结果。

三、分析结果

不同的碳酸盐矿物的碳和氧同位素的分析结果分别列入表1、表2、表3。

方柱石大理岩的氧、碳同位素
分析结果* 表 1

顺序号	样品编号	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^{13}\text{C}\%$	注 解
1	H-50-25	10.07	-1.51	白云石
2	H-31-27	9.83	-0.15	白云石
3	H-31-37	13.95	-0.05	白云石
4	H-730-34	14.81	-1.44	条带状大理岩
5	H-742-11	12.90	-0.05	白云石
6	H-395-16	14.24	-0.56	
7	H-986-12	18.40	0.19	
8	H-394-11	16.09	0.17	
9	H-942-7	19.34	0.17	
10	H-942-11	16.82	0.86	
11	H-942-22	17.27	0.18	
12	H-58-1	19.16	0.36	
13	H-58-2	19.26	0.18	
14	H-661-1	18.14	0.59	
15	M-7	18.95	0.16	地表露头大理岩的方解石样
16	M-9	15.77	-0.62	接近火山岩的薄层状大理岩
17	Z942-15	18.68	0.82	方解石样

*: 样品的制备由陈成业、刘本立在本系同位素室完成;质谱分析由莫志超及地震地质所同志完成。表2、3同。

四、讨论

大红山的细碧角斑岩及与其有关的铁矿主要集中于31、50、730、742、395钻孔范围内。表1中的数据表明(见样品号1~6),这些钻孔岩心的方柱石大理岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值

其它大理岩中的白云石氧、碳同位素分析结果 表2

顺序号	样品编号	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^{13}\text{C}\%$	注 解
18	H-31-28	13.12	-2.16	熔岩中的层状大理岩捕虏体
19	H-730-20	9.03	-3.26	熔岩中的夹层
20	H-730-2	10.20	-2.56	矿体中的夹石
21	H-31-36	11.55	-2.27	碳酸盐岩体
22	M-8	11.46	-3.23	碳酸盐岩体中的方解石
23	M-3	12.17	-2.02	其层状残余的交代大理岩
24	Z942-3	11.16	-2.59	钠长石化大理岩中的方解石
25	H-924-9	11.48	-3.29	方柱石化大理岩中的白云石脉
26	H-394-17	13.84	0.01	凝灰质大理岩
27	H-566-1(2)	13.09	-1.15	凝灰质大理岩
28	H-661-Li	13.36	-0.28	互层状凝灰质大理岩
29	H-31-2	16.24	-0.04	石英白云石大理岩(上大理岩)
30	H-387-1	13.70	0.44	条带状大理岩(上大理岩)
31	M-16	14.47	-2.98	条带状大理岩(上大理岩)

菱铁矿的氧、碳同位素分析结果 表3

顺序号	样品编号	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^{13}\text{C}\%$	注 解
32	H-661-Li3	17.26	-0.71	层状含菱铁大理岩
33	H-394-14	14.29	-0.51	层状含菱铁大理岩
34	H-924-11	13.19	-2.81	层状含菱铁大理岩
35	H-58-2	14.11	-0.14	层状含菱铁大理岩
36	H-924-10	12.83	-1.19	似层状菱铁矿大理岩
37	H-986-13	12.51	-1.88	似层状菱铁矿大理岩
38	H-986-14	13.06	-1.28	含磁菱铁大理岩
39	H-986-Li2	11.99	-2.91	层状菱铁矿大理岩
40	H-661-5	11.28	-0.49	石英菱铁矿脉
41	H-742-380	11.18	-1.91	脉状菱铁矿
42	H-58-6	11.06	-1.30	脉状菱铁矿
43	H-394-18	8.04	-3.97	脉状菱铁矿
44	H-924-16	13.15	-3.12	熔岩中的细脉状菱铁矿

正是低值的范围。 $\delta^{18}\text{O}$ 值为9.83~14.81‰, $\delta^{13}\text{C}$ 值为-0.05~-1.51‰。其中1号样品

的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为10.07‰, $\delta^{13}\text{C}$ 值为-1.51‰, 是最低值。远离火山喷发中心的该层大理岩样品, 其 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显增高, 大多数 $\delta^{18}\text{O}$ 值为18~19‰, $\delta^{13}\text{C}$ 值为正值(见样品号7~17)。据表1中的数据 and 采样位置, 以50孔为中心, 将三个方向上的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化趋势绘成图1。由图1可见, 由火山作用中心到正常大理岩, $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值具有大体一致的变化趋势。据表1和图1在采样图上以内插法圈出 $a-\delta^{18}\text{O}=11\%$, $b-\delta^{18}\text{O}=14\%$, 构成图2。b大体上代表着火山熔岩和铁矿的分布范围。a-内圈即异常中心与地质和岩石学研究推断为中心式喷发及火山颈位于ZK50孔一带是完全吻合的。因南侧未采集到合适的样品, 尚不能说明是南盘下降或单向喷溢。应当指出, 近火山口的样品是不够充分的, 但作为变化趋势附合一般情况^[1]。

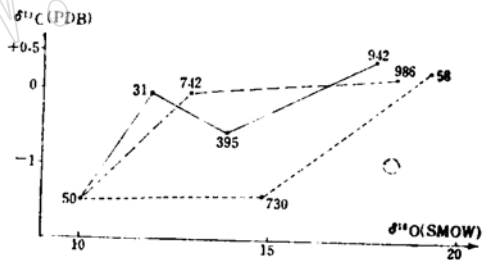


图1 由火山作用中心到正常大理岩 $\delta^{18}\text{O}$ 与 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化趋势
图中数码为钻孔编号

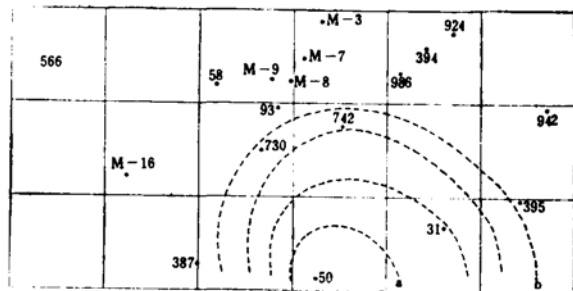


图2 采样点投影相对位置及同位素异常中心

M-3, 表示地表采样投影位置; 50, 表示钻孔投影位置; a- $\delta^{18}\text{O}=11\%$, b- $\delta^{18}\text{O}=14\%$ 。

熔岩中的大理岩捕虏体、夹层、矿体中的夹石等(见表 2), 这些样品显然受到更高温度的影响, 由于同位素交换平衡反应取决于温度^[1], 因此, 18~20号样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏低, $\delta^{13}\text{C}$ 值也为最小的值。凝灰质大理岩(样品号26~28)虽然分布在离火山颈较远处, 但它是由于受到早期喷发产物的影响, $\delta^{18}\text{O}$ 值也具有较低的值(13.09~13.84‰), $\delta^{13}\text{C}$ 值为0.01~-1.15‰。其它一些由于在一定温度的热液影响下而产生的, 经过溶解与重结晶作用的碳酸盐矿物, 其 $\delta^{18}\text{O}$ 值为11~12‰, $\delta^{13}\text{C}$ 也为较小的值。很有意思的是, 这些值与上述捕虏体、夹层、夹石的碳酸盐矿物的值相当接近。

矿区常见呈岩体状产出的碳酸盐岩, 我们为讨论其成因, 也采集了样品(见21~22号样品)。测定结果表明, 碳酸盐岩体中的白云石或方解石, 它们的氧和碳同位素组成同捕虏体、夹石以及经过溶解和重结晶的碳酸盐矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值展现了惊人的一致性。因而, 笔者判断这种碳酸盐岩体有可能由下部大理岩经过熔融而产生, 并非深源岩浆的分异产物^[2]。

大红山矿区的菱铁矿主要出现于东西两侧, 又以东侧为主。笔者测定了不同产出状态的菱铁矿的氧、碳同位素组成。结果表明(见表 3), 离火山作用中心较远的层状菱铁矿, 其 $\delta^{18}\text{O}$ 值较高(见样品号32-35), 而经受过交代作用、溶解与重结晶作用以及各种脉状的菱铁矿, 其 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏低, $\delta^{13}\text{C}$ 出现较低的负值(见样品号36~44)。这同陕西大西沟菱铁矿^[3]有某些相似点。但大红山菱铁矿与火山沉积作用有明显的依存关系, 而且变质程度相对高些, 重结晶作用更显著。看来, 本文提供的13个菱铁矿的氧、碳同位素数据, 可能代表着海底火山沉积型并经受过浅粒岩相变质作用的菱铁矿的特征。为对比起见绘成图 3。由图 3 可见, 大红山菱铁矿

的氧同位素组成比大西沟要低, 这可能由变质程度深所决定的。表 3 数据与图 2 采样位置对比表明, 层状菱铁矿的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值同火山作用中心的距离有关。这表明, 接近火山作用中心其热液特点显著, 而远离火山作用中心, 其沉积特征明显。

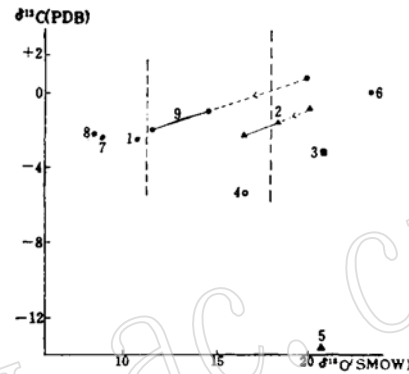


图 3 我国某些矿区菱铁矿的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 的平均值对比^[3]

1—山东; 2—大西沟; 3—银家沟; 4—菜园子;
5—菜园子宁乡式菱铁矿; 6—观音山; 7—化念;
8—鲁奎山; 9—大红山。

矿区处于前震旦纪构造活动带中, 经过多次、长期的地质变革, 然而由于火山喷发对碳酸盐围岩的影响, 使氧、碳同位素变化的“痕迹”仍然还保持着较清晰的轮廓。后来的地质作用只要没有超过火山热变质的温度, 没有差异较大的水与围岩产生交换反应, 没有由此而产生的溶解与重结晶作用^{[4]、[5]}, 那么, 元古代时期受火山作用影响的碳酸盐岩的氧、碳同位素组成, 仍有可能保持其特征。然而这还不能作为最终结论。对这类问题, 尚需在细致地质观察、岩矿鉴定和合理选择代表性样品的基础上进一步研究。

对热液粘土矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和与矿化流体的来源—侵入体相接触的主要岩石—热液白云石化或重结晶的碳酸盐建造中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值早有研究(A. E. Engel, 1958; S. M. Shep-

pard等,1969;S. M. F. Sheppard等,1970),并指出, $\delta^{18}\text{O}$ 的研究有可能确定等温线的位置。实际上,由于矿物的同位素变异是温度的函数,温度愈高 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值愈低,热源的中心必定是个低 $\delta^{18}\text{O}$ 带^[6]。反过来,我们可以根据低 $\delta^{18}\text{O}$ 、低 $\delta^{13}\text{C}$ 来圈定热源的中心。看来,这种热源的中心可以代表隐伏岩体,古火山口,气成热液作用,含矿斑岩等等。这对于研究矿床成因和找矿都是很有意义的。笔者认为,适当开展这类研究工作,将地质观察,岩矿鉴定与稳定同位素研究紧密结合起来,并应用于勘查地球化学实践,有可能对找矿提供一个侧面的,然而又是重要的信息。我国碳酸盐地层分布广泛而且其中矿产资源相当丰富。对于其中与岩浆活动有

关的、与火山作用有关的、与各种热液含矿流体有关的、以及“沉积改造”和“热液叠加”有关的矿床的找寻,稳定同位素的应用有可能成为有力的手段之一。

参 考 文 献

- [1] M. L. Jensen, 1970, «Geochem. Explor. Pros.»P. 464-468.
- [2] E. И. Донцова и ДР., 1977, «Геохимия»р. 963-975.
- [3] 刘本立、陈成业, 1981, 北京大学学报(自然科学版), 第四期, p. 88-99.
- [4] J. D. Hudson, 1977, J. Geol. Soc. Vol. 133, p. 637.
- [5] J. R. O'Neil, 1977, Phys. Chem. Minerals., Vol. 2, No. 1-2.
- [6] H. P. Taylor, Jr., 1974, Econ. Geol., Vol. 69, No. 6.

A Study of Oxygen and Carbon Isotopes of Carbonate Wall Rocks of Paleovolcanic Crater in Dahongshan District

Liu Benli Chen Chengye

Abstract

The authors have studied the oxygen and carbon isotopic compositions of the carbonate wall rocks from the Dahongshan mining area, Yunnan Province and, combining with geological features, laid emphasis on the study of the underlying marble which is most greatly affected by the ancient volcanic eruption. The analyses of 31 samples indicate that there is a distinct pattern for the variation of oxygen and carbon isotopic compositions, which is in coincidence with the pattern of the central-volcanic eruption and volcanic neck emplacement inferred from geological and petrological studies. The oxygen and carbon isotopic data also show that the carbonatite rocks in the Dahongshan area were most likely formed by melting of the marble. As a supplement to the data appeared in the paper^[1], the oxygen and carbon isotopic data of 13 siderite samples are presented here. They may be characteristic of the moderately metamorphosed volcanic-sedimentary siderites.

^[1] Liu Benli and Chen Chengye, Oxygen and carbon isotopic compositions of some of the siderite deposits in China Transactions of Beijing University (Natural Science Edition), 1981, No. 4.