

攀枝花层状基性侵入体氧同位素初步研究

牟保磊*

(北京大学地质系)

主题词: 氧同位素; 氧同位素平衡温度; 层状基性侵入体; 辉长岩; 攀枝花

摘要: 攀枝花层状辉长岩侵入体, 自下而上可分为四个岩带。各种样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值: 8个全岩样品中的6个为+6.27—+6.91‰; 23个钛磁铁矿中的19个为+1.28—+2.39‰; 21个斜长石中的12个为+6.18—+7.60‰。氧同位素特征表明, 岩体源自上地幔。I岩带氧同位素平衡温度较低455°C—730°C, 可能是成岩后叠加地质作用影响的结果; II岩带856—1045°C; III岩带652—740°C; IV岩带621—871°C。

一 地质概况

攀枝花岩体位于攀西裂谷中段, 呈北东向展布, 长宽分别为19km和2km。侵位于上震旦统观音崖与灯影组之间⁽¹⁾, 是海西早期的产物(K-Ar法和U-Pb法同位素地质年龄306—320Ma^(2,3))。岩体层状构造发育, 倾向北西, 倾角42°—60°(图1)。

岩体由于后期构造活动的影响, 受到一定程度的破坏, 与围岩多为断层接触。

岩体为单斜层状岩体, 自底部向上可分为四个岩带。

I 钛磁铁矿岩带: 此岩带又可分为两个亚带。最底部为70—200m不等的细至中细粒暗色橄榄辉长岩亚带。橄榄石、单斜辉石等镁铁矿物含量55—60%。层状构造明显, 但岩石不具骤冷岩石的特征。第二个亚带以钛磁铁矿为主(铁-钛氧化物矿物含量约50%), 并夹有薄层辉长岩。具明显的流层构造和韵律层。该亚带还分布有粗粒至伟晶辉长岩, 它们与钛磁铁矿及其中的辉长岩为侵入接触关系。

II 钛磁铁矿辉长岩—辉长岩带: 该岩带岩石中钛磁铁矿和其他暗色矿物含量比I岩带明显减少。此岩带底层铁-钛氧化物矿物含量约30%, 上层约20%, 斜长石含量较I岩带显著增加。层状构造发育。暗色矿物和浅色矿物相对富集形成小的韵律层。

III 辉长—斜长岩带: 斜长石含量比I、II岩带高得多, 达70%左右。暗色矿物仅10—15%。出现较多的磷灰石(5—10%)。

IV 角闪辉长岩带: 钛磁铁矿约10—15%。橄榄石少见。磷灰石不再出现。层状构造不发育。岩体的岩石化学成分表现为贫硅($\text{SiO}_2 = 12—43\%$)和极端富铁($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} = 13.657—65.32^{(4)}$)的特征。

* 参加野外工作的还有江培谋、阎国翰, 强德美参加部分室内工作。

二、氧同位素测定结果

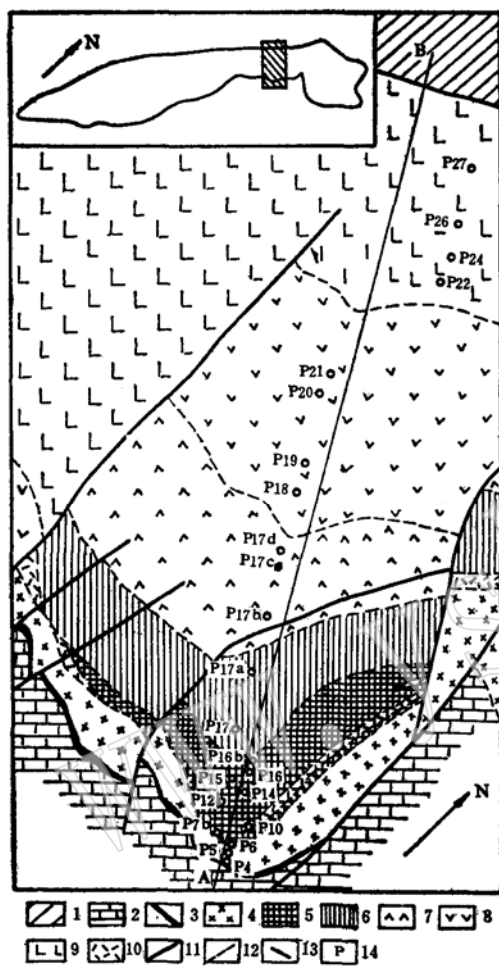


图1 攀枝花侵入体中段地质略图(1:150)
(据刘若新等修改⁽³⁾, 1974)

Fig. 1 Geological sketch of Panzhihua intrusion medium

1—三叠系; 2—大理岩; 3—片状角闪石岩; 4—细粒橄榄辉长岩; 5—钛磁铁矿岩; 6—钛磁铁矿辉长岩; 7—辉长岩; 8—层状辉长岩—斜长岩; 9—角闪辉长岩; 10—粗粒—伟晶辉长岩; 11—断层; 12—火成岩层界限; 13—流层产状; 14—采样位置及编号; A—B为采样剖面线

II、III和IX岩带。四个岩带中,以第I岩带斜长石氧同位素组成变化最大。

综上所述,所研究样品的氧同位素组成有以下特点:(1)所有样品 $\delta^{18}\text{O}$ 均为正值;(2)全岩、钛磁铁矿、斜长石样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值都可分为两组;一组较富 ^{18}O ,另一组较贫 ^{18}O ;(3)粗粒—伟晶辉长岩全岩和斜长石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值都在高值一组;(4)全岩、钛磁铁矿和斜长石样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值高者均出现在I岩带。

(一)全岩和矿物的氧同位素组成特征

在对岩石学和矿物学研究的基础上,进行了氧同位素研究。标本沿A—B剖面(图1)采集。氧同位素分析的单矿物样品纯度达98%以上。采用五氟化溴法分解, MAT-CH₅质谱计测定,分析误差 $\pm 0.2\%$,分析结果见表1。

由表1可知,全岩、钛磁铁矿和斜长石样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 皆为正值。8个全岩样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值可分为两组:一组的两个粗粒—伟晶辉长岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值较高,并且十分接近,仅相差0.2%。另一组6个样品,其 $\delta^{18}\text{O}$ 在+6.27—+6.91‰间,也仅相差0.64%。若对比两组样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值,其差也不超过2.91%。因此可以说,全岩样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化范围较小。

钛磁铁矿的 $\delta^{18}\text{O}$ 值在+0.55—+4.86‰间,变化幅度4.31%。钛磁铁矿 $\delta^{18}\text{O}$ 值也可分为两组(图2)。粗粒—伟晶辉长岩和致密块状钛磁铁矿岩中有3件钛磁铁矿样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值较高,在+4.11—+4.86‰间,变化幅度0.75%。其余岩石中20件钛磁铁矿样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值在+0.55—+3.46‰间,变化幅度2.91%。 $\delta^{18}\text{O}$ 值低于+1‰的只一个样品(P5)。可见钛磁铁矿的 $\delta^{18}\text{O}$ 值具有塔式分布特点(图3)。

斜长石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值在+6.18—+11.99‰之间,变化幅度较大,达5.81%。斜长石 $\delta^{18}\text{O}$ 值也可分为高、低两组(图2)。第一组在+9.39—+11.99‰间,变化幅度2.60%。第二组(占全部斜长石样品的72%) $\delta^{18}\text{O}$ 值在+6.18—+8.65‰间,变化幅度2.47%。第一组样品均分布于第I岩带。第二组样品分布于

(二)共生斜长石和钛磁铁矿间氧同位素的分馏及氧同位素平衡温度

在讨论共生矿物间的同位素分馏值数值和氧同位素平衡温度之前,须对实验数据是否能反映原来岩浆结晶时的信息进行检验。检验的主要内容是考查共生矿物间是否保持氧同位素平衡。

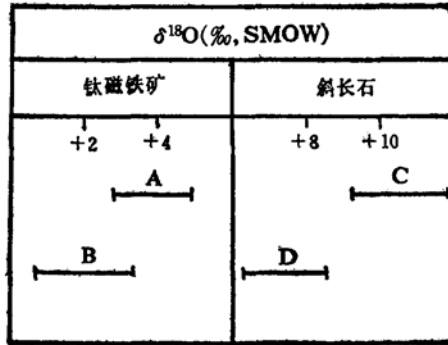
火成岩和变质岩中主要矿物的¹⁸O按下列顺序增加,即磁铁矿<橄榄石<辉石<角闪石<黑云母<白云母<斜长石<碱性长石<石英。这个顺序是矿物组合在其形成时处于氧同位素平衡的结果。根据这个顺序可知,在辉长岩中¹⁸O最富的矿物是斜长石,最贫¹⁸O的矿物是磁铁矿。由于橄榄石和辉石的 $\delta^{18}O$ 值介于斜长石和磁铁矿之间,则由斜长石、辉石、磁铁矿和少量橄榄石组成的辉长岩全岩的 $\delta^{18}O$ 值也应介于斜长石和磁铁矿的 $\delta^{18}O$ 值之间。像攀枝花岩体中的辉长岩其 $\delta^{18}O$ 应当是:斜长石>全岩>钛磁铁矿。由表1的分析数据看,都符合这个顺序。可以认为所分析的岩石是氧同位素平衡状态下的产物。但是每个矿物对的氧

表1 攀枝花岩体全岩、钛磁铁矿和斜长石氧同位素组成
Table 1 Oxygen isotopic composition of whole rock, titanomagnetite and plagioclase in Panzhihua intrusion

岩带	样号	岩石类型	$\delta^{18}O$ (‰, SMOW)			斜长石成分 An%	$\Delta\delta^{18}O$ (Pl-Mt)	氧同位素平衡温度 ^o C
			全岩	钛磁铁矿 (Mt)	斜长岩 (Pl)			
IV	P27	角闪辉长岩		+2.34	+6.21	50	3.87	871
	P28	角闪辉长岩	+6.91	+3.46	+8.47	60	5.01	724
	P24	角闪辉长岩	+6.41	+1.93	+8.12	60	6.19	621
	P22	角闪辉长岩	+6.27	+3.34	+7.60	65	4.26	799
III	P21	斜长岩			+8.27			
	P20	层状辉长岩		±1.28	+6.21	56	4.93	736
	P19	层状辉长岩		+2.34	+7.13	65	4.79	741
		层状辉长岩		+1.28	+7.13	56	5.85	652
II	P17e	辉长岩		+2.36	+6.18	56	3.82	871
	P17d	辉长岩		+2.64	+6.26	55	3.62	902
	P17c	辉长岩		+2.36	+6.26	55	3.92	856
	P17b	辉长岩		+2.64	+6.18	56	3.54	911
	P16a	钛磁铁矿辉长岩	+6.62	+3.39	+6.68	56	3.29	959
	P17	钛磁铁矿辉长岩		+3.39	+6.26	56	2.87	1045
I	P16b	层状钛磁铁矿辉长岩		+2.11	+7.14	50	5.03	730
	P16	层状钛磁铁矿辉长岩		+2.12	+8.65	50	6.53	607
	P15	含长钛磁铁矿(矿体)		+4.86				
	P14	粗粒-伟晶辉长岩	+8.99	+4.11	+10.52	60	6.14	606
	P12	钛磁铁矿(致密块状矿体)		+4.22	+4.56 (钛铁矿)		0.34 ⁽¹⁾	700 ⁽²⁾
	P10	粗粒-伟晶辉长岩	+9.19	+2.67	+9.39	60	6.42	606
	P7b	钛磁铁矿(致密块状矿体)		+3.18				
	P6	细粒橄榄辉长岩		+2.61	+10.01	65	7.40	532
	P5	细粒橄榄辉长岩	+6.89	+0.55	+10.01	55	9.46	455
	P4	细粒橄榄辉长岩	+6.64	+2.61	+11.99	55	9.38	458

(1) 钛铁矿和钛磁铁矿氧同位素分馏值;

(2) 钛铁矿和钛磁铁矿氧同位素平衡温度, 其方程是: $1000\ln\alpha(\text{钛铁矿}-\text{磁铁矿})=0.32 \times 10^6/T^2$

图 2 钛磁铁矿和斜长石 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围Fig. 2 The $\delta^{18}\text{O}$ ranges of titanomagnetite and plagioclase

A—粗粒-伟晶辉长岩中钛磁铁矿；B—其它岩石中钛磁铁矿；C—粗粒-伟晶辉长岩和细粒橄辉长岩中斜长石；D—其他岩石中斜长石

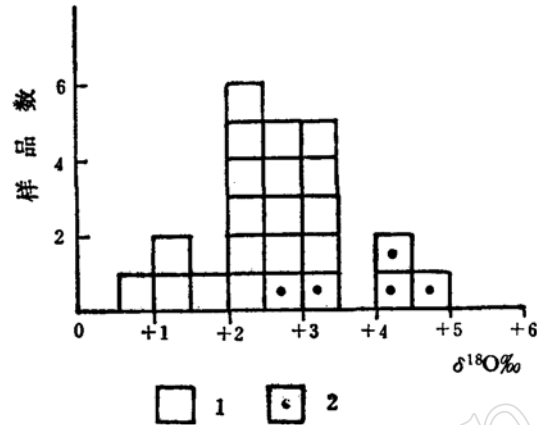
图 3 钛磁铁矿 $\delta^{18}\text{O}$ 值直方图

Fig. 3 The histogram of oxygen isotopic composition of titanomagnetite

1—辉长岩中钛磁铁矿；2—铁矿体及粗粒-伟晶辉长岩中钛磁铁矿

同位素分馏及其平衡温度是反映岩浆结晶时的信息，还是反映岩浆结晶后叠加地质事件重新建立的平衡的结果，还要结合地质情况作具体分析，这正是后面要讨论的问题之一。

前已述及全岩、斜长石和钛磁铁矿 $\delta^{18}\text{O}$ 高值的一组样品均出现在I岩带，而且斜长石和钛磁铁矿间氧同位素分馏值 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 最大的也分布在I岩带。例如，位于I岩带靠近围岩的3个样品P4、P5和P6（图1，表1），其斜长石和钛磁铁矿间的分馏值 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 分别是7.40、9.38和9.46。两个粗粒-伟晶辉长岩中之斜长石和钛磁铁矿间氧同位素分馏值 $\delta^{18}\text{O}$ 分别是6.41和6.42。而I岩带上部的两件辉长岩标本（P16和P16b）中的斜长石和钛磁铁矿间同位素分馏 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 一个较高为6.53，一个较低为5.03。

第II岩带，斜长石和钛磁铁矿间氧同位素分馏值较低且变化不大，在2.87—3.92间。

第III岩带，斜长石和钛磁铁矿间氧同位素分馏值低于I岩带，但高于第II岩带，在4.79—5.85之间。

第IV岩带，斜长石和钛磁铁矿间氧同位素分馏值在3.87—6.19之间，变化较大。

纵观整个剖面，I岩带矿物对氧同位素分馏值最大，II岩带最低，III岩带略增大，IV岩带个别样品增大，其余样品与III岩带相近。

决定共生矿物间氧同位素分馏值大小的主要因素是温度。两个共生矿物相A和B的氧同位素分馏系数 α 是温度的函数。A. Matthews等(1983)^[4]通过高压 ($1 \leq P_{\text{H}_2\text{O}} \leq 24 \text{K} \cdot 10^5 \text{Pa}$) 和高温 ($400^\circ \leq T \leq 800^\circ \text{C}$) 的实验研究，校正了在他们的工作之前发表的有关重要造岩矿物间氧同位素平衡方程，提出了他们自己的斜长石和磁铁矿间的氧同位素平衡方程：

$$1000 \ln \alpha_{(\text{斜长石}-\text{磁铁矿})} = (5.61 - 1.09\beta) 10^6 T^{-2}$$

式中 α 为两矿物相间氧同位素分馏系数，T为绝对温度(K)， β 为斜长石中An的百分数。利用上述方程计算的攀枝花层状岩体剖面上各标本矿物对的氧同位素平衡温度结果也列表1。

由表1可见，I岩带各种岩石中矿物对氧同位素平衡温度较低，为455°—730℃。细粒橄辉长岩三个样品氧同位素平衡温度仅455℃、458℃和532℃。两个粗粒-伟晶辉长岩氧同位素

平衡温度也较低,为606℃。钛磁铁岩中钛铁矿和钛磁铁矿间氧同位素平衡温度也仅700℃,只有第I岩带顶部的层状钛磁铁辉长岩(P16b)平衡温度较高,为730℃。

第II岩带6个矿物对的氧同位素平衡温度较高,其中5个温度在856—959℃间。仅一个样品偏离温度值,为1045℃。

第III岩带氧同位素平衡温度较II岩带低,为652°—741℃。

第IV岩带样品氧同位素平衡温度变化较大,在621°—871℃间。

三、讨 论

有关攀枝花岩体的物质来源和形成机理已有报导。认为形成该岩体的岩浆源自上地幔。岩体的层状构造主要是结晶重力堆积作用造成的^[4,22]。由上地幔衍生出来的岩浆形成的岩石,具有非常一致和特征的氧同位素组成($\delta^{18}O = +5.52 - +7.00\%$ ^[6])。据报导这类岩石中的玄武岩内斜长石 $\delta^{18}O$ 在+5.0—+6.5%间,磁铁矿 $\delta^{18}O$ 在+2.5—+3.5%间^[3]。攀枝花岩体之全岩、斜长石和磁铁矿(钛磁铁矿)氧同位素分析结果,除了粗粒-伟晶辉长岩和三个细粒橄榄辉长岩外,其余岩石都可以与文献结果对比,表明形成攀枝花岩体的岩浆可能来自上地幔。

岩石的氧同位素平衡温度与岩石的固结温度的关系在许多情况下还不十分清楚,玄武岩矿物的氧同位素平衡温度与矿物结晶温度(1000—1200℃)一致^[5],但是,辉长岩矿物的氧同位素平衡温度比起它的对应物——玄武岩明显低。造成这种差别的主要原因是深成岩中或多或少存在水,因而可能产生退(retrograde)同位素交换或再结晶同位素交换^[4,5]。例如, Skaergaard辉长岩,估计原始岩浆含水0.24wt%,形成时压力不超过 10^8 Pa,斜长石温度计1100℃,橄榄石-辉石温度计 $1100^\circ\text{C} \pm 200^\circ$, Fe-Ti氧化物矿物温度870℃,而氧同位素平衡温度仅792—800℃^[3]。攀枝花岩体Fe-Ti氧化物矿物形成温度,用 Buddington 和 Lindsley 方法^[9]获得, I岩带层状钛磁铁辉长岩中者750°—850℃, II岩带辉长岩中者900℃, III岩带650—750℃, VI岩带800—950℃。刘若新等^[9]曾得到过类似的结果。可见I和IV岩带两件样品氧同位素平衡温度明显低于Fe-Ti氧化物矿物形成温度。II和III岩带氧同位素平衡温度与Fe-Ti氧化物矿物形成温度十分接近。但是III岩带这个温度可能要比岩石的固相线温度低。下面对各岩带的情况加以分析。

粗粒-伟晶辉长岩,其全岩、斜长石和钛磁铁矿的 $\delta^{18}O$ 值比II、III岩带偏大2—3%,岩石或矿物中富 ^{18}O 不外三种因素,一是原始岩浆富 ^{18}O ,其次是岩浆受到富含 ^{18}O 的沉积岩(例如灰岩)的混染,再其次是岩浆分异作用过程中氧同位素的分馏作用。考虑到粗粒-伟晶辉长岩的地质产状,作为整个岩体内的一种脉岩,它与其他岩石是同源岩浆的产物。而且粗粒-伟晶辉长岩就穿插于层状辉长岩之中,因此围岩混染的可能性似可排除。可以设想,富铁的攀枝花原始岩浆侵位后,随着冷凝结晶分异作用的进行,贫 ^{18}O 的镁铁矿物和钛-铁氧化物矿物的晶出,残浆中必定相对富集 ^{18}O 。因此由残浆形成的粗粒-伟晶辉长岩的全岩及岩石中的矿物也较富 ^{18}O 。同时作为晚期脉岩,其氧同位素平衡温度较低(606℃)也是合理的。总之,根据氧同位素研究结果,粗粒-伟晶辉长岩,不是攀枝花原始岩浆早期或晚期结晶的产物。因为在岩浆期难以结晶出如此富 ^{18}O 的岩石和矿物,斜长石和钛磁铁矿间氧同

位素也不会有如此大的分馏值,实际上粗粒-伟晶辉长岩是攀枝花岩体伟晶期的产物。

细粒橄榄辉长岩氧同位素组成较特殊,全岩和钛磁铁矿的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与Ⅱ、Ⅲ和Ⅳ岩带的岩石基本一致,但斜长石 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏大(+10.01—+11.99‰),并且斜长石与钛磁铁矿间氧同位素分馏值也很大($\Delta\delta^{18}\text{O}=7.40-9.46$)。在不含水或含水很低的辉长岩类岩石中,斜长石和钛磁铁矿间氧同位素分馏值如此大是很罕见的。据地质产状,细粒橄榄辉长岩是攀枝花层状岩体最底层的岩石,以断层与富 ^{18}O 的灰岩接触。虽不能完全排除这种岩石曾受到围岩(灰岩)的影响,但根据其全岩和钛磁铁矿 $\delta^{18}\text{O}$ 值与Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ岩带基本一致判断,混染作用即使发生过也很轻微。很可能细粒橄榄辉长岩成岩后受到岩浆期后地质作用或动力变质的影响,破坏了岩浆结晶时的氧同位素平衡。现在的分析结果反映的是叠加地质事件重新建立起来的平衡。显微镜观察也表明,在这种岩石中矿物出现两种粒度共存现象,特别是斜长石,并且粗粒斜长石中还出现双晶纹弯曲及强烈波状消光现象,显然岩石受到过改造。

第Ⅰ岩带中有许多粗粒-伟晶辉长岩穿入,可能是造成Ⅰ岩带细粒橄榄辉长岩中氧同位素重新平衡的因素之一。第二个因素可能是钛磁铁矿的贯入。这种假定可以从地质产状得到佐证。如钛磁铁矿为扁豆体,并对围岩(细粒橄榄辉长岩和辉长岩)有挤压破坏作用。这表明钛磁铁矿可能也是岩浆的分异体,贯入先形成的岩石之中结晶的产物。

综上所述,可以认为Ⅰ岩带经历了复杂的地质过程。在它成岩后可能遭受到伟晶期脉岩及钛磁铁矿贯入作用的影响,导致氧同位素组成变化复杂。至于动力地质作用的影响无疑是存在的(如矿物波状消光),但影响范围有多大,机理如何,尚无更多的材料可供讨论。

Ⅱ岩带全岩、钛磁铁矿和斜长石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值表现出典型的上地幔岩浆形成的岩石特征,其值较低,变化范围窄。且斜长石与钛磁铁矿氧同位素分馏值低,氧同位素平衡温度较高(表1),与Fe-Ti氧化物矿物形成温度十分接近,它们可能反映了岩浆结晶的信息。特别是样品P17的温度(1045℃),可能接近岩石的固相线温度。

Ⅲ岩带氧同位素平衡温度和Fe-Ti氧化物矿物形成温度基本一致。但该岩带的钛磁铁矿中发育磁铁矿-钛铁矿片晶交叉网状结构。刘若新认为这是岩浆后期氧化作用的结果⁽⁹⁾。显然该岩带无论氧同位素平衡温度或Fe-Ti氧化物矿物的形成温度只能代表岩浆后期氧化作用的温度。Ⅳ岩带存在的角闪石表明此岩带可能比其他岩带含有较多的水分,这可能是造成此岩带某些样品氧同位素平衡温度低的主要因素。

总观所研究样品中一部分样品的氧同位素平衡温度明显低于岩石固相线温度,原因如前述。另一些样品的氧同位素平衡温度与铁-钛氧化物矿物形成温度相近,可能接近固相线温度。就这些样品来说,由Ⅱ至Ⅲ岩带氧同位素平衡温度降低,但Ⅳ岩带有两个样品氧同位素温度又略升高。铁-钛氧化物矿物形成温度也有相同的变化趋势。这种趋势可能反映岩浆结晶的信息。岩浆侵位后自岩浆房顶部和底部向中心逐渐结晶,或岩浆侵位依次形成Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ岩带,第2次补给的岩浆形成Ⅳ岩带,这两种成岩方式都可能造成上述温度趋势。从地质情况判断,第二种成岩方式可能性较大。

小 结

氧同位素初步研究表明,攀枝花岩体原始岩浆源自上地幔。一组样品氧同位素平衡温度

856°—1045℃, 可能接近岩石固相线温度。

参 考 文 献

- 〔1〕 叶晓英、曾宪教, 1985, 论攀西地区层状侵入体的时代及其接触变质作用, 中国攀西裂谷文集, 第1集, 地质出版社, 119-135.
- 〔2〕 骆耀南, 1985, 中国攀枝花—西昌裂谷带, 中国攀西裂谷文集, 第1集, 地质出版社, 1-25.
- 〔3〕 刘若新、解广袁、倪集众, 1974, 长江上游几个层状基性-超基性侵入体的岩石学特征及其有关岩石学问题, 地球化学, 2期, 77-92.
- 〔4〕 Matthews, A., J. R. Goldsmith and R. N. Claton, 1983, Oxygen isotope fractionations involving pyroxene: the calibration of mineral-pair geothermometers, *Geochim. Cosmochim. Acta.* V. 47, No.3, pp.637-644.
- 〔5〕 Bottinga, Y. and M. Javoy, 1975, Oxygen isotope partitioning among the minerals in igneous and metamorphic rocks. *Rev. Geophys. Sp. Physics.* V.13, No.2, 401-418.
- 〔6〕 Taylor H.P., 1978, Oxygen and hydrogen isotope studied of Plutonic granitic rocks, *Earth Planet. Lett.* V. 38, No.1 177-210.
- 〔7〕 Hoefs J., 1987, 《Stable Isotope Geochemistry》, Third. Springer-Verlag, 85-86.
- 〔8〕 Buddington A. F. and Lingsley P. H., 1964, Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents, *J. Petrol.*, V. 5, NO. 2, 310-357.
- 〔9〕 刘若新、解广袁、倪集众, 1974年, 长江上游地区几个层状基性-超基性侵入体中的铁-钛氧化物矿物, 地球化学, 1期, 1-24.

A Preliminary Study on the Oxygen Isotope Composition of the Panzhihua Layered Basic Intrusion

Mu Baolei

(Department of Geology, Peking University)

Key words: oxygen isotope, oxygen isotope equilibrium temperature, layered basic intrusion, gabbro, Panzhihua

Abstract

The exposed area of the Panzhihua basic intrusion is about 38 km², 19km long and 2km wide. The layered structure in the intrusion is well developed. The intrusion body has K-Ar and U-Pb age of 306—320Ma and it can be divided into 4 zones from bottom to top. The main rocks of zone I are fine-grained olivine-gabbro, titanomagnetite rock and coarse-grained pegmatitic gabbro; those of zone II include titanomagnetite-gabbro and gabbro; the main rock of zone III are gabbro and anorthosite and zone IV is composed of amphibole gabbro.

Samples that were studied by oxygen isotope analysis are from zones I-IV.

The whole rock $\delta^{18}\text{O}$ values for 6 samples are +6.27—+6.91%, and for the other 2 samples—+8.99—+9.19%; for 20 of 23 titanomagnetite samples $\delta^{18}\text{O}$ values range from +0.55 to +3.46%, and for the other 3 samples—from +4.11 to +4.86%; for 12 of 21 plagioclase samples from +6.18 to +7.60%, and for the other 9 samples—+8.12 to +11.99%. One ilmenite sample has a $\delta^{18}\text{O}$ value of +4.56%. According to the oxygen isotope determination results it is suggested that the primary magma of the Panzhihua intrusion probably originated from the upper mantle.

The $\Delta\delta^{18}\text{O}$ values of the oxygen isotope fractionation between coexisting plagioclase and titanomagnetite for zone I are 5.03–9.46 and the oxygen isotope equilibrium temperature ranges from 455° to 730°C. For zones II, III, and IV the $\Delta\delta^{18}\text{O}$ values of oxygen isotope fractionation are 2.87–3.94, 4.93–5.85, and 3.87–6.19, respectively. While their oxygen isotope equilibrium temperatures are 871°–1045°C, 650°–740°C and 621°–871°C, respectively.