

乔治王岛菲尔德斯半岛岛弧 火山岩氧同位素组成

赵连才 金庆民 林蓉南

(南京地质矿产研究所)

内容提要 南极菲尔德斯半岛岛弧火山岩, 除个别明显受蚀变影响的样品外, 大多数样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围为 4.81—7.59‰, 显示出其玄武岩浆为上地幔衍生岩浆, 结晶分异起着主导的作用。在同一类型的岩石中, $\delta^{18}\text{O}$ 值的差异与岩石的蚀变程度有关, $\delta^{18}\text{O}$ 值随蚀变的增强而升高。

关键词 氧稳定同位素; 岛弧火山岩; 南极菲尔德斯半岛

一. 地质背景

地处南极南设得兰群岛北部乔治王岛南端的菲尔德斯半岛, 广泛分布着新生代岛弧型火山岩, 呈北东—南西向展布。该套火山岩形成于古新世—渐新世, 具有低钾高铝的特点。据国外学者 (A. D. Saunders 等, 1980; J. Tarney 等, 1982; J. L. Smellie 等, 1984) 研究, 乔治王岛, 以至整个南设得兰群岛, 基本上代表一套岛弧钙碱岩系, 只是其中某些基性端员兼具一些拉斑系列的特点。匡福祥和金庆民 (1989) 根据主元素的成分特点, 认为菲尔德斯半岛火山岩有钙碱系列兼具拉斑系列的特点。其中玄武质岩石更偏向拉斑系列。而随着 $\text{SiO}_2\text{wt}\%$ 的增加, 岩石不断向钙碱系列演化。并且认为, 作为乔治王岛, 以至整个南设得兰群岛的一部分, 菲尔德斯半岛火山岩虽然具有拉斑系列的某些特点, 但基本上也属于钙碱系列。

根据火山地质、岩石化学、岩相、古地磁及孢粉组合资料, 可将区内出露的火山岩划分为四个岩性段, 它们组成两个喷发旋回 (参见本刊 Vol.9, No.4 图 1, 金庆民等, 1988)。自下而上为:

1. 碧玉山段 出露于西南部的碧玉山—地理湾一带。主要由玄武质熔岩组成, 底部为火山角砾岩和集块岩, 厚度 52—107m。时代为古新世, K-Ar 稀释法年龄为 58—64Ma。

2. 玛瑙滩段 遍布全区, 在半岛的北部形成宽广的火山岩台地。主要由玄武岩、杏仁状玄武安山岩组成。气孔中多充填有玛瑙、蛋白石、碳酸盐及沸石, 厚约 51—125m。K-Ar 稀释法年龄为 51—58Ma。

3. 化石山段 分布于火山断陷盆地及破火山口塌陷盆地内, 出露于化石山、格鲁波科

湖及阿德雷岛等地。以玄武安山质火山碎屑岩和火山碎屑沉积岩为主,厚约 6—60m。时代为始新世—渐新世早期。

4.岩块山段 主要分布于南部盘龙山、望龙岩等地及北部苏菲尔德角、格里库罗夫角一带,覆盖于玛瑙滩段玄武岩之上,两者间存在一小的角度不整合。为钙碱性玄武安山质、安山质和部分英安质熔岩、集块岩及角砾岩,厚约 10—40m。

二. 氧同位素

本区岛弧火山岩中岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值在 4.85—12.11‰之间变化(见表 1)。 SiO_2 含量变化范围为 42—63.9Wt%, 和 $\delta^{18}\text{O}$ 之间呈正相关关系(图 1)。显而易见,本区火山岩氧同位素

表 1. 菲尔德斯半岛火山岩氧同位素组成和二氧化硅、氧化镁百分含量

Table.1 The Oxygen isotopic composition and SiO_2 Wt%, MgO Wt% of volcanic rocks from Fildes Peninsula

编号	样品名称	岩性段	产 地	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}(\text{SMOW})$
D ₂₉	玄武安山岩	碧玉山	菲尔德斯半岛南部	12.01
D ₁₀₄	玄武岩	化石山	化石山剖面第 2 层	6.55
D ₁₂₇	玄武岩		菲尔德斯半岛北部	10.40
D ₁₄₁	玄武岩	玛瑙滩		7.28
D ₁₄₄	玄武安山岩(次火山岩)		北方台地	5.27
D ₁₄₆	安山岩	玛瑙滩	北方台地 No.88	6.93
D ₁₅₈	玄武安山岩			7.43
D ₁₆₇	安山岩	岩块山	苏菲尔德角 No.127	12.11(2)
D ₁₆₉	玄武安山岩	岩块山	苏联油库东 No.134	6.31
D ₁₇₄	玄武岩			7.59
D ₁₉₁	玄武安山质火山沉积岩	化石山	苏联由库北东 No.144	14.00
D ₁₉₆	玄武岩(次火山岩)		杰梅尔山 No.158	4.85(2)
D ₂₀₀	玄武岩	玛瑙滩	北方台地剖面Ⅲ第 26 层	6.41
D ₂₂₆	玄武岩	玛瑙滩	纳尔逊岛 No.173	6.47
D ₂₄₇	似曜岩	非本区	欺骗岛	5.33

数据反映出其为上地幔衍生岩浆。其中与熔岩同源同斯的次火山岩样 (D_{144} 和 D_{196}) $\delta^{18}O$ 分别为 5.27‰ 和 4.85‰, 平均为 5.06‰; SiO_2 的含量为 54.41Wt% 和 50.56Wt%。它们似像代表了未受混染和未遭蚀变或遭受轻微蚀变作用影响的原始母岩浆。其演化可能为: 原始母岩浆在形成和上升过程中, 同围岩接触的部分发生了一定程度的同化混染作用, 但其内部基本上仍处于封闭状态, 并把原始母岩浆的一些特性保持了下来。

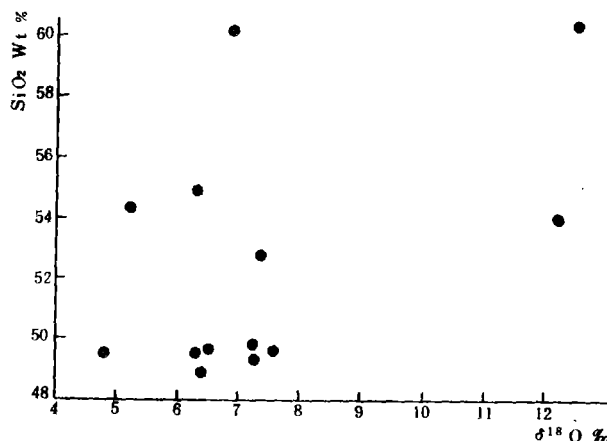


图1 菲尔德斯半岛火山岩 $\delta^{18}O$ 和 SiO_2 相关关系

Fig.1. The relation between $\delta^{18}O$ and SiO_2 of volcanic rocks for Fildes Peninsula

据前人研究, 从地球上地幔衍生出来的岩浆具有非常一致的和特征性的氢、氧同位素组成, $\delta D \approx -50 \text{---} -85\text{‰}$, $\delta^{18}O \approx +5.5 \text{---} +7.0\text{‰}$ 。从表1可以看出, 除个别样品外, 菲尔德斯半岛大多数火山岩样的 $\delta^{18}O$ 和上述变化范围较为一致。这种一致性说明, 本区火山岩岩浆的同源性, 同为上地幔衍生而来的岩浆。

F.Pineau 等人 (1976) 认为, 至少一些新鲜的拉斑玄武岩和碱性玄武岩具有同样的氧同位素组成。K. Muehlenbachs 和 R. N. Clayton (1972) 也得出结论, 在碱性和拉斑质玄武岩的氧同位素组成之间没有什么差别。不过, 这里有个最关键的前提, 那就是岩石必须新鲜, 受到的污染程度最低。从这种观点出发, 人们认为夏威夷和大洋中脊是详细研究拉斑玄武岩、碱性玄武岩和超镁铁质结核之间氧同位素组成关系的理想取样地区。A.T. Anderson 等 (1971) 研究发现, 夏威夷拉斑玄武岩的 $\delta^{18}O$ 处于 5.3—5.8‰ 之间; 夏威夷 Tristan da Cunda 和 Tahiti 的碱性玄武岩 $\delta^{18}O$ 在 5.3—7.3‰ 之间变化; H.D. Taylor (1968) 报导的夏威夷 Canary 岛和 Easter 岛的碱性玄武岩 $\delta^{18}O$ 为 5.7—6.0‰, G.D. Garlick (1966) 测定的 Gargh 和 Flores 的钠质粗面岩 $\delta^{18}O$ 为 6.0—6.3‰。我们分析的菲尔德斯半岛火山岩的 $\delta^{18}O$ (少数样品除外) 为 4.85—7.59‰, 和那些被认为理想地区的拉斑玄武岩和碱性玄武岩样品的 $\delta^{18}O$ 相比较, 基本是吻合的 (图2)。说明我们所采集的多数菲尔德斯半岛火山岩样品蚀变和污染现象虽然存在, 其程度也是轻微的。

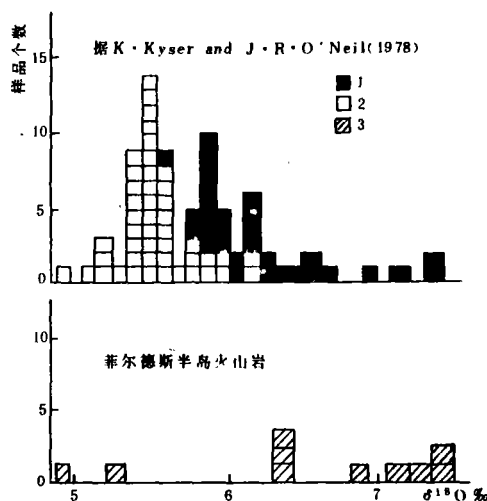


图2 拉斑玄武岩和碱性玄武岩的氧同位素组成

Fig.2 The Oxygen isotopic composition of tholeiite and alkaline basalt

1. 碱性玄武岩; 2. 拉斑玄武岩; 3. 菲尔德斯半岛火山岩

当然也有一些研究者得出了与此不同的结论。他们认为拉斑玄武岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 通常低于 5.8‰, 而碱性玄武岩则比拉斑玄武岩富集 ^{18}O (图 2)。并且得出这种差异在 Sr、Nd、Pb 同位素组成上亦有反映的结论。对这种差异的解释也不尽相同, 如 K. Kyser 和 J. R. O'Neil (1978) 认为, 差异可能是由于它们的源区物质具有不同的同位素组成引起的。Chu-Tung 和 M. Frey (1983) 则认为, 差异是两种成分不同的地幔按不同比例混合产生的。一种是适合产生正常大洋中脊拉斑玄武岩的地幔, 另一种是富集型地幔。菲尔德斯半岛火山岩既具有钙碱系列的特点, 也具有一些拉斑系列的特点。从图 2 也可以明显地看出, 该区火山岩 $\delta^{18}\text{O}$ 的散布范围在两个系列内都有。正如上面所叙述过的那样, 本区火山岩虽然具有拉斑系列的某些特点, 但基本上仍属于钙碱系列。这和图 2 中所看到的现象是一致的。

国外一些学者, 对采自海底的玄武岩样品作了岩石学研究, 证实了这样一个假说: 根据岩石学标准, 把拉斑玄武岩初步分为三组: “未蚀变的”、“轻微蚀变的”和“蚀变的”标本。这三组标本的平均 $\delta^{18}\text{O}$ 分别为 5.7、6.5 和 7.2‰, 表明 $\delta^{18}\text{O}$ 含量随着蚀变的程度而增加。由此看来, 菲尔德斯半岛火山岩中, 玄武岩样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 亦可分成三组, 即 4.85‰ (D_{196}); 6.41–6.55‰ (D_{104} 、 D_{200} 和 D_{226}), 平均为 6.48‰; 7.28–10.40‰ (D_{127} 、 D_{141} 和 D_{174}), 平均为 8.42‰。它们分别代表了“未蚀变的”、“轻微蚀变的”和“蚀变的”三部分玄武岩。这样划分虽然有点牵强附会, 但也能说明一些问题。 D_{196} 玄武岩属次火山岩, 样品较为新鲜, 前面已经作过讨论。所谓“轻微蚀变的”玄武岩, 作者认为主要是岩浆结晶分开作用的结果, 下边将和其它样品一道进行专门探讨。至于 $\delta^{18}\text{O}$ 较高的几个样品, 则肯定是蚀变所致。根据 H. T. Friedrichsen 和 S. Hoernes (1978) 的观点, 海水引起的低温蚀变可以使未受蚀变玄武岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 明显升高, 平均为 7.7‰, 最高可以达到 22‰。 D_{141} 和 D_{174} 的 $\delta^{18}\text{O}$ 均 > 7.2‰, 平均为 7.44‰; 而 D_{127} 的 $\delta^{18}\text{O}$ 则 > 10‰。除了玄武岩样品外, 其它类型的样品中亦有明显偏高的 $\delta^{18}\text{O}$ 出现。如玄武安山岩中的 D_{29} ($\delta^{18}\text{O} = 12.01$), 安山岩

中的 $D_{167}(\delta^{18}\text{O}=12.11)$ 。镜下观察表明, 所采样品均遭受了不同程度的蚀度。就同一类型的样品而言, 其 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化与蚀变的程度密切相关。凡是 $\delta^{18}\text{O}$ 特别高的样品, 蚀变也明显较为强烈。岩浆的结晶分异作用和与围岩的同化混染作用, 虽然也能使相应火山岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 升高, 但纵观全部氧同位素分析结果, 并结合 Sr、Nd 同位素数据来看, 这一部分样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 高不应是岩浆的结晶分异作用和同化混染作用所致, 只能用海水的低温蚀变来解释。

三. 岩浆的演化

根据目前的资料, 未被混染的原始玄武岩浆的 $\delta^{18}\text{O}$ 为 5.5‰ (F.Pineau, 1976) 或 5.9‰ (H.D.Taylor, 1968)。菲尔德斯半岛火山岩样品中, 除两个次火山岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 低于 5.5‰, 明显蚀变样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 大于 7.2‰ 之外, 其余样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 为 6.31–6.93‰, 平均为 6.53‰, 高于未被混染的原始玄武岩浆 1‰ 左右。造成这种现象的原因可以是多方面的, 例如岩浆的结晶分异作用、同化混染作用和天然水的低温同位素交换作用等。关于与天然水的低温同位素交换, 前文已作论述。现仅从如下两个方面作一些探讨。

岩浆的结晶分异作用 在岩浆结晶分异过程中, 矿物晶出的先后顺序是不同的。由于不同的矿物具有不同的氧同位素组成, 因而, 随着矿物的不断晶出, 剩余岩浆的氧同位素组成便会不断偏离原始母岩浆。如果早期结晶的矿物比母岩浆贫 ^{18}O , 那么晚期晶出的矿物 $\delta^{18}\text{O}$ 必然高于母岩浆; 反之晚期岩浆便相对贫 ^{18}O , 由这种岩浆形成的岩石也就具有较低的 $\delta^{18}\text{O}$ 。在通常情况下, 象磁铁矿、辉石、角闪石和钙斜长石这样一些贫 ^{18}O 的矿物总是先结晶, 而石英、碱性长石等富 ^{18}O 的矿物则结晶较晚。因而, 按此顺序, 岩浆结晶分异的结果, 晚期所形成岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 必然会高于母岩浆。而且, 所形成岩浆演化系列岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 与岩石中 $\text{SiO}_2\text{Wt}\%$ 常表现出很好的相关性。

菲尔德斯半岛火山岩系岩浆演化规律为从古新世至渐新世, 由拉斑玄武岩向钙碱系列玄武—安山质火山岩演化。匡福祥和金庆民 (1989) 对本区火山岩的演化, 用最小二乘法进行了主元素模拟计算。计算过程是, 以本区含 MgO 最高的玄武岩样品为起点, 经分离结晶演化到玄武安山岩, 通进一步分离结晶演化到安山岩。在演化过程中, 岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 与时代 (岩性段表示) 相关关系并不十分明显 (图 3), 而与 MgO 的百分含量则明显地呈负相关关系, 和 SiO_2 的百分含量表现出正相关关系 (表 2, 图 4)。

由于岩浆的分离结晶作用是在高温条件下进行的, 因而, 先行晶出的矿物和剩余岩浆之间的氧同位素分馏很小。故由同一母岩浆先后结晶分离所形成的各种岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 差异并不太明显。例如, 月球表面 (不存在任何沉积岩和水, 被认为没有外来影响) 各种玄武岩石是由同一种母岩浆结晶分异形成的, 其全岩与基质的 $\delta^{18}\text{O}$ 为 5.7–6.3‰, 相差还不到 1‰。一些人对地球表面各种火山岩不同的斑晶和基质的研究也证实, 它们之间的 $\delta^{18}\text{O}$ 差异小于 1–2‰。在日本某些火山岩套中, 早期岩石与晚期岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 相差介于 1–2‰ 之间 (Y.Matsuhisa 等, 1973)。在太平洋 Galapagos 扩张中心 95°W 区域内, 从低钾拉斑玄武岩、铁钛玄武岩、安山岩到流纹英安岩, 形成一个完整的岩浆演化系列, 全岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 由 5.8–7.09‰ (K.Muehlenbachs 和 G.Byerly, 1982), 相差仅仅 1.3‰。菲尔德斯半岛火山岩系列岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 为 4.85–12.11‰。其中, 除 D_{29} 、 D_{127} 和 D_{167} 三样受海水低温

蚀变影响明显偏高外, 其它样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 为 4.85–7.59‰, 同样证明了岩浆的结晶分异作用对早期和晚期形成岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 影响是不大的。如果以未被混染的原始母岩浆的 $\delta^{18}\text{O} = +5.5\text{‰}$ 为准, 那末菲尔德斯半岛大多数火山岩 $\delta^{18}\text{O}$ 与之相差为 0.65–2.09‰; 如果以 +5.9‰ 为准, 则差值更低, 仅为 1.05–1.69‰。若考虑岩石受海水低温蚀变影响, 并加以排除, 本区火山岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 还将低一些, 那么, 与正常玄武岩浆 $\delta^{18}\text{O}$ 之差值会更小。所以, 岩浆结晶分异的主导作用是显而易见的。

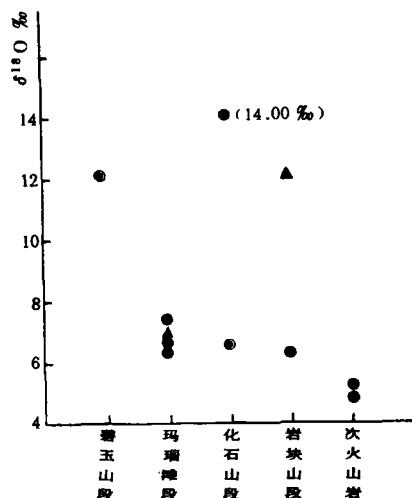


图3 菲尔德斯半岛火山岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 和岩性段的关系

Fig.3 The relation between $\delta^{18}\text{O}$ and lithologic characteristic of volcanic rocks from Fildes Peninsula

○—玄武岩; ○—玄武安山岩; △—安山岩; ●—火山沉积岩

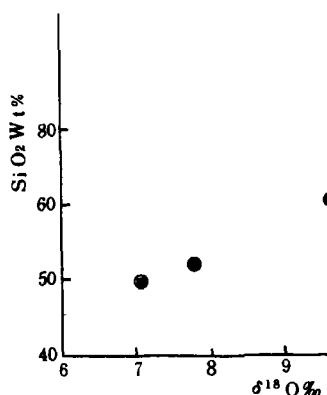


图4a 菲尔德斯半岛火山岩岩浆演化过程中不同类型岩石的平均 $\delta^{18}\text{O}$ 值和 SiO_2 的相关关系

Fig.4a The relation between average $\delta^{18}\text{O}$ and SiO_2 of variant type Volcanic rocks of magmatic evolution for Fildes Peninsula

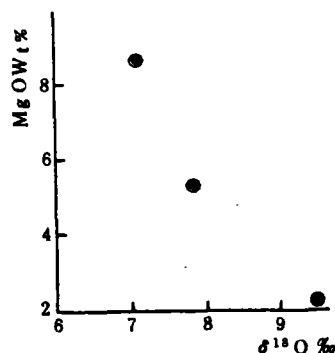


图4b 菲尔德斯半岛火山岩岩浆演化过程中不同类型岩石的平均 $\delta^{18}\text{O}$ 值和 MgO 的相关关系

Fig.4b The relation between average $\delta^{18}\text{O}$ of variant type volcanic rocks of magmatic evolution and MgO for Fildes Peninsula

(图例同图3)

同化混染作用 岩浆在形成和上升侵位过程在, 常常和围岩发生程度不同的同化混染

同化混染作用 岩浆在形成和上升侵位过程在, 常常和围岩发生程度不同的同化混染作用, 其结果会对岩浆以及所形成的各种岩石的同位素组成产生明显的影响。H.D.Taylor (1980) 用图解法对同化混染作用作了定量的解释。图 5 表示 $\delta^{18}\text{O}$ 为 19‰ 的围岩 (页岩或泥质岩) 被连续同化进入初始 $\delta^{18}\text{O}$ 为 5.7‰ 的正在结晶的玄武岩浆中时, 氧同位素组成的变化特征。图中 5:1、7:1 和 9:1 为堆积岩与同化岩石的比值, 代表了同化混染程度由高至低, 三条线的差别在于同化进入结晶岩浆的围岩数量的不同。换句话说, 在 $\delta^{18}\text{O}$ 相同的情况下 (如 7‰), 同化混染程度越高, 对应的结晶岩浆 (堆积岩) 的百分比越低 (三者分别为 60%、50% 和 40%)。或者说, 结晶岩浆的百分比一定时 (如 60%), 同化程度越高, 则所显示的 $\delta^{18}\text{O}$ 就越高 (三者分别为 7‰、7.3‰ 和 8‰)。再以图中 5:1 的曲线为例, 当结晶岩浆为 20% 时, $\delta^{18}\text{O}$ 约等于 6.2‰; 而当结晶岩浆上升到 80% 时, $\delta^{18}\text{O}$ 则迅速升高到 10‰, 前后相差 7‰ 以上。由此, 我们可以看到这样一个事实: 同化混染的程度对结晶岩浆 $\delta^{18}\text{O}$ 的影响是显而易见的。并且, 由于同化混染作用的影响, 所造成的早期岩石和晚期岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 之差值甚大。这在岩浆的结晶分异过程中是看不到的。

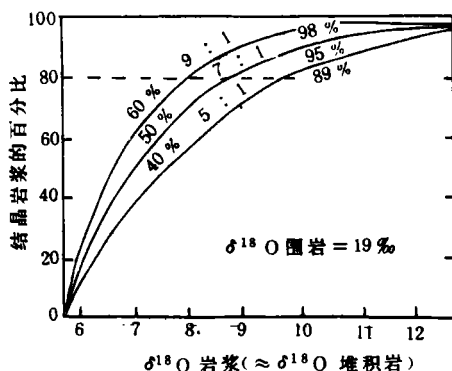


图 5 $\delta^{18}\text{O}$ 与结晶岩浆百分比的关系

(据 H.P.Taylor, 1980)

Fig.5 The relation between $\delta^{18}\text{O}$ values and crystalline magmatic percent

一些研究资料表明: 在未被混染的由地幔来源的岩浆形成的岩石中, 即使有地幔不均一性或岩浆结晶分异作用的影响, 火山岩全岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 也不可能超过 7.0—7.5‰。因而, 火山岩的氧同位素组成对于判断幔源岩浆演化过程中, 是否有地壳物质混入提供了十分可靠的同位素信息。菲尔德斯半岛同源玄武岩浆形成的系列火山岩 (少数样品除外), 包括次火山岩在内, $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围比较窄, 从 4.85—7.59‰。由此可见, 这种 $\delta^{18}\text{O}$ 的差异主要是由岩浆的结晶分异作用造成的。同化混染作用虽然不可避免, 但对岩浆及其不同阶段晶出岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 影响程度却是较低的。至于表 2 和图 4 中所看到的岩石中 SiO_2 的含量随着岩浆从玄武拉斑系列, 即从玄武岩—玄武安山岩—安山岩的演化而递增, 以及 $\delta^{18}\text{O}$ 与 SiO_2 wt% 表现出的正相关性, 与 MgO wt% 的负相关性, 作者认为是受岩浆的结晶分异作用制约的, 但也并不绝对排除与地壳物质进入岩浆的数量 (即同化混染作用) 有一定的关系。

表 2 菲尔德斯半岛火山岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 SiO_2 和 MgO Table 2 The $\delta^{18}\text{O}$ 、 SiO_2 and MgO of volcanic rocks from Flides Peninsula

样品编号	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}(\text{SMOW})$	$\text{SiO}_2 \text{ Wt}\% ^*$	$\text{MgO Wt}\% ^*$
玄武岩	D_{104}	6.55	8.61
	D_{127}	10.40	
	D_{141}	7.28	
	D_{174}	7.59	
	D_{196}	4.85(2)	
	D_{200}	6.41	
	D_{226}	6.47	
	平均	7.08	
玄武安山岩	D_{29}	12.01	5.39
	D_{144}	5.27	
	D_{138}	7.43	
	D_{169}	6.31	
	平均	7.76	
安山岩	D_{146}	6.93	2.32
	D_{167}	12.11(2)	
	平均	9.52	

注: (1)表 2 和下面表 3 中标有 * 号的数据, 系根据匡福祥和金庆民, 乔治王岛菲尔德斯半岛火山岩地球化学及生成与演化, 本所刊, Vol.10, No.1, 1989.

(2) $\delta^{18}\text{O}$ 栏内小括中的数字表示样品测定的次数.

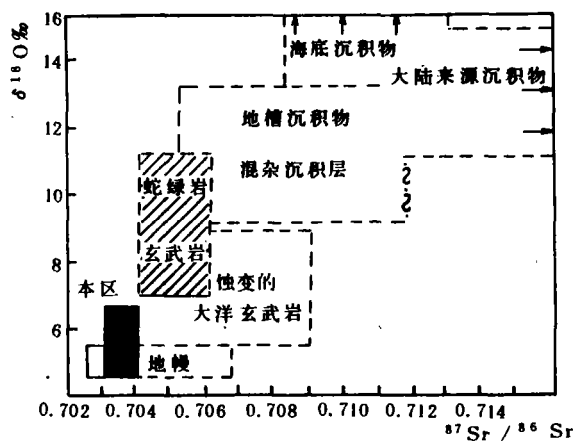
四. 锶、钕同位素和铈异常

菲尔德斯半岛岛弧火山岩原始玄武岩浆来源于上地幔的结论, 从 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 、 Eu/Eu^* 的数值, 以及 $\delta^{18}\text{O}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 $\epsilon_{\text{Sr}}-\epsilon_{\text{Nd}}$ 的相关关系中均可得到证实. $\delta^{18}\text{O}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 变化范围相当窄, 投影点全落在地幔区和蚀变的大洋玄武岩区 (图 6).

表 3 菲尔德斯半岛火山岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ Table 3. The $\delta^{18}\text{O}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ of volcanic rocks from Fildes Peninsula

样品编号	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}(\text{SMOW})$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
D_{126}			0.513011
D_{141}	7.28	0.703645	
D_{146}	6.93	0.703791	0.512990
D_{158}	7.43	0.703745	
D_{167}	12.11		0.512885
D_{169}	6.31	0.703552	
D_{174}	7.59	0.703230	0.512972
D_{182}		0.703436	
D_{226}	6.47	0.703522	

据 G.Faure(1977)所得到的有关数据,曾计算出洋中脊和洋岛玄武岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值分别为 0.7028 和 0.7039。J.B.Gill (1981) 对 1966—1980 年间发表的 800 多个数据的统计结果得出,产于现代边界处的第四纪岛弧火山岩的初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值变化小,平均值为 0.7030—0.7040。本区岛弧火山岩初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值变化范围为 0.703230—0.703791,二者相当吻合。这说明,岛弧火山岩(包括菲尔德斯半岛)和大洋火山岩具有共同的岩浆源区,即都是从上地幔岩浆演化而来。同时还说明,在大多数火山岩的形成过程中,即使母岩浆受到了前中生代上部地壳岩石的混染,也是轻微的。这和本区火山岩氧同位素数据得出的结论完全一致。

图 6. 火山岩和沉积岩的 $\delta^{18}\text{O}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 相关关系

(据 M.Magaritz 等, 1973)

Fig.6 The relation between $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in volcanic rocks and sedimentary rocks

钕同位素 菲尔德斯半岛火山岩的钕同位素比值为 $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd} = 0.512885 - 0.513011$, 换算为 ϵ_{Nd} , 则等于 4.82-7.28。而当 $\epsilon_{\text{Nd}} > 0$ 时, 表示所研究的岩石一般是地幔物质形成的。图 7 为 $\epsilon_{\text{Nd}} - \epsilon_{\text{Sr}}$ ($\epsilon_{\text{Sr}} = -18.03 - 10.06$) 的变化情况。如图所示, 本区火山岩的 $\epsilon_{\text{Nd}} - \epsilon_{\text{Sr}}$ 的投影点几乎全落在地幔区域内。

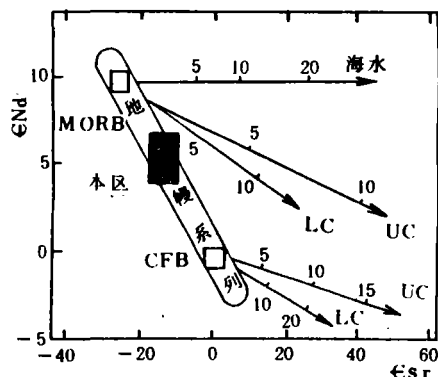


图 7 典型玄武岩与海水、上部地壳、下部地壳平均值之间的混合曲线(据 D·J·DePaolo 和 G·J·Wasserburg, 1979)

MORB—大洋中脊玄武岩; CFB—大洋溢流玄武岩; UC—平均上部地壳; LC—平均下部地壳。

Fig.7 The mixed curve between average ϵ_{Sr} and ϵ_{Nd} values in ocean water, upper crust and lower crust

来自地幔的玄武岩浆, 包括岛弧玄武岩, 都没有系统性的 Eu 异常。如果有沉积物加入到某些地幔(或地幔部分熔融体)中去, 那么, 就会有负 Eu 异常出现。异常的大小将取决于岩浆的性质和所加入的沉积物的量。菲尔德斯半岛火山岩的 $\text{Eu} / \text{Eu}^* = 1.040 - 1.119$, 无异常或仅具有微小的正异常。该数据和 S.M.Mcaren 等 (1981) 发表的南极南设得兰群岛 6 个玄武岩样品分析得到的 Eu / Eu^* 值(平均为 1.04)极为一致。所以, Eu / Eu^* 的这一数值变化范围显示出的可能为区域性的 Eu / Eu^* 特征。

地球化学和同位素资料表明, 岛弧火山岩有两个物质来源。其中一个来源的物质贫钾组元素, 具有相对低的 $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ 比值(< 0.704)和较高的 $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ 比值; 另一个来源物质则富钾组元素, 具有相对高的 $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ 比值(> 0.707)和较低的 $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ 比值。菲尔德斯半岛岛弧火山岩具有低钾、低 $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ (0.70320-0.70379)和高 $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ (0.512885-0.513011)的特点, 和前者是一致的。这说明该区火山岩岩浆可能来源于贫钾组元素的幔源物质。

作者还把菲尔德斯半岛岛弧火山岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ 和 ϵ_{Nd} 值与收集到的其它资料加以比较(图 2、图 8 和图 9)。关于 $\delta^{18}\text{O}$ 的对比情况, 前文已作说明。从图 8 中可以看出, 本区初始 $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ 比值落在岛弧方块图所示的变化范围内。而图 9 中亦显示出本区 $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ 值落在上面的岛弧方块图范围内。这种比较能给出全球岛弧火山岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ 、 $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ 信息, 对于探讨岛弧火山岩岩浆的来源是有意义的。

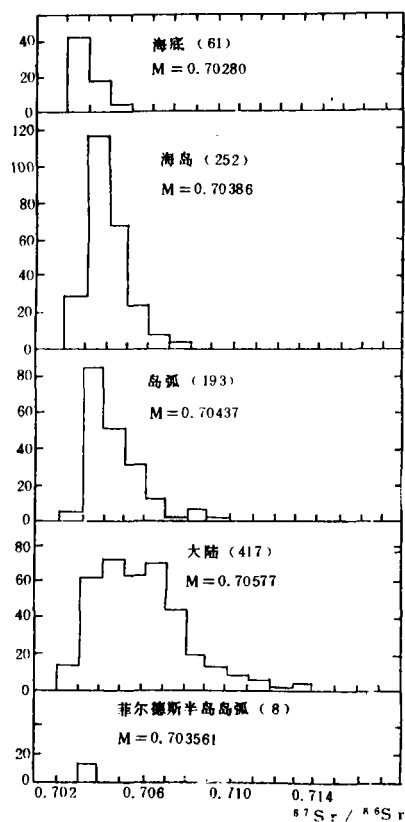


图8 不同地质环境中火山岩的初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值
括号内的数字为样品个数, M 为算术平均值。
(据 G.Faure, 1977)

Fig.8 The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values of volcanic rock in different geological environment

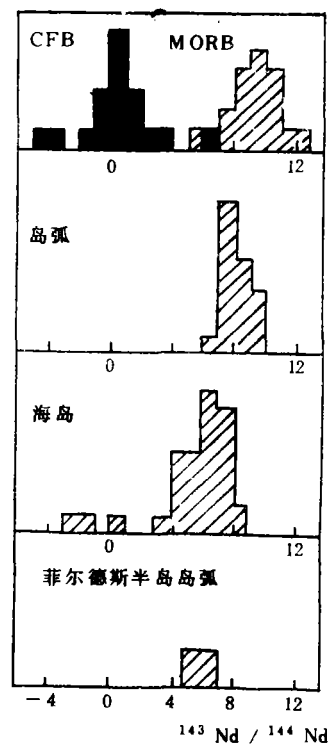


图9 年轻玄武岩的 ϵ_{Nd} 值。

MORB-大洋中脊玄武岩 CFB-大洋溢流玄武岩
(据 D.J.De Paolo and G.J.Wasserbury, 1979)

Fig.9 The young basaltic ϵ_{Nd} values.

五. 结束语

1. 菲尔德斯半岛岛弧火山岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(少数样品除外)变化范围为 6.31–7.59‰, 同源同期的次火山岩 $\delta^{18}\text{O}$ 为 4.85–5.27‰, 显示出其玄武岩浆为上地幔衍生岩浆的特征。本区火山岩系列的演化按玄武岩—玄武安山岩—安山岩的模式进行, 其平均 $\delta^{18}\text{O}$ 依次为 7.08–7.76–9.52‰。

2. 编号为 D_{29} 、 D_{127} 和 D_{167} 的三个岩样 $\delta^{18}\text{O}$ 分别为 12.01、10.40 和 12.11, 大大高于其它样品。作者认为, 主要是由于受到海水所引起的低温蚀变的结果。当然, 并不排除岩浆的结晶分异作用和同化混染作用的些许影响。

3. 在岩浆演化过程中, 晶出的火山岩岩石 $\text{SiO}_2\text{Wt}\%$ 随玄武岩—玄武岩安山岩—安山岩而增加(表 2)。 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\text{SiO}_2\text{Wt}\%$ 呈正相关, 和 $\text{MgO Wt}\%$ 呈负相关(图 4)。这似乎表明岩浆演化中有地壳物质的加入, 并且呈递增趋势。不过, 岩浆的结晶分异作用也会产生同样的现象。从 $\delta^{18}\text{O}$ 、Sr 和 Nd 同位素值的变化范围来看, 即使有壳源物质加入, 其影响也不起主导作用。

4. 火山岩系列岩石中, 同一类型岩样的 $\delta^{18}\text{O}$ 之差异, 和样品遭受蚀变的程度密切相关。凡是 $\delta^{18}\text{O}$ 偏高的岩样, 其蚀变也相应地较为强烈。

5. 在 $\delta^{18}\text{O}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 $\epsilon_{\text{Sr}}-\epsilon_{\text{Nd}}$ 相关关系图上, 菲尔德斯半岛岛弧火山岩的投影点变化范围几乎全落在地幔区内。根据低钾、低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和高 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 的特点, 表明本区火山岩浆来源于贫钾组元素的幔源物质。

6. 本区火山岩的 Eu/Eu^* 无异常或表现出微小的正异常。

总之, 从 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 和 Eu/Eu^* 变化范围, 及其相应的一些相关关系, 均可得出菲尔德斯半岛岛弧火山岩的原始玄武岩岩浆来自上地幔的结论; 并且表明, 在岩浆的演化过程中, 结晶分异起着主导作用。

参考资料

- [1.] 金庆民等, 1988, 南极菲尔德斯半岛岛弧火山岩中的辉石, 南京地质矿产研究所刊, Vol.9, No.4
- [2.] 匡福祥和金庆民, 1989, 乔治王岛菲尔德斯半岛火山岩地球化学及生成与演化, 南京地质矿产研究所刊, Vol.10, No.1
- [3.] 沈渭洲等, 1987, 稳定同位素地质, 原子能出版社
- [4.] 国外火山地质, 1987, 第二册, 南京地质矿产研究所出版
- [5.] 李桂如等, 1981, 同位素地质学(译文), 地质出版社
- [6.] 中国科学院地球化学研究室, 1979, 氧同位素地球化学(译文集), 科学技术文献出版社

THE OXYGEN ISOTOPIC COMPOSITION OF ISLAND ARC VOLCANIC ROCKS IN FILDES PENINSULA, KING GEORGE ISLAND

Zhao Liancai Jin Qingmin Lin Rongnan

(IGMR, Nanjing)

Abstract

The island arc volcanic rocks of Cenozoic era are widely distributed in Fildes Peninsula, Antarctica. This set of volcanic rocks is characterized by lower K-higher Al. Though they have some characters of tholeiitic series, however, they are essentially of calc-alkaline series.

The range of $\delta^{18}\text{O}$ -values varies between 4.85 and 7.59 ‰ for most of samples of volcanic rocks in the area, showing that the basaltic magma is characterized by derived magma of the upper mantle. The range of variation indicates also that the fractional crystallization was of main effect in the evolutionary process of magma from basalt to basaltic andesite, up to andesite series rocks. The $\delta^{18}\text{O}$ -values raise with the intensification of alteration of rocks of the same type. The oxygen isotopic composition shows positive correlation with SiO_2 wt% and negative with MgO wt%.

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and Eu/Eu^* ratios, and the relations between $\delta^{18}\text{O}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\text{Eu}-\text{Nd}$ diagram also show that magma was derived from the upper mantle.

Key Words Oxygen isotope, Island arc volcanic rocks, Fildes peninsula.

王
兴
文