4 Kerckaert J P, Deweindt C, Tilly H. LAZ3, a novel zinc finger encoding gene, is disrupted by recurring chromosome 3q27 translocation in human lymphmas. Nature Genet, 1994, 5: 66~ 70
5 施少林, 余 龙, 吴国俊, 等. 人类"锌指"蛋白基因 ZNF191 cDNA 的分离与克隆. 自然科学进展, 1997, 7(4): 499~ 502
6 Sanchez-Garcia I, Rabbits T H. The LIM domain: a new structure motif found in zinc finger like proteins. TIG, 1994, 10: 315~ 320
7 Chothia C. One thousand families for the molecular biologists. Nature, 1992, 357: 543~ 544
8 Bellefroid E, Lecocq P J, Benhinda A, et al. The human genome contains hundreds for genes encoding for finger proteins of the kruppel type. DNA, 1989, 8: 377~ 387
9 Wang R X, Cukerman E, Heng H H Q, et al. Identification of a locus of zinc finger genes in human chromosome 19q13. 1-13. 3 region by fluorescence *in situ* hybridization. Somatic Cell and Molecular Genetics, 1996, 22(3): 245~ 248

(1998-02-05 收稿, 1998-05-29 收修改稿)

广东麒麟幔源角闪石巨晶的氢同位素组成及其指示意义

夏群科 陈道公 Etienne Deloule④ 支霞臣
(中国科技大学地球和空间科学系, 合肥 230026; ④CRPG-CNRS, BP20, 54501 Vandoeuvre Cedex, France)

摘要 运用离子微探针分析技术测定了广东麒麟的 5 个幔源角闪石巨晶的氢同位素组成. 无论是 5 个样品之间, 还是每个样品内部, δD 值和氢含量都十分均一, 说明其形成环境很稳定. 麒麟角闪石的源区具有高于地幔原始值的 δD 值(- 30‰~ - 40‰), 说明源区存在再循环的地壳组分. 再循环地壳组分的来源可能与中生代时期太平洋板块向欧亚板块的俯冲有关, 俯冲过程也可能是引起样品具有 Dupal 异常的原因.

关键词 氢同位素 离子探针 角闪石巨晶

幔源物质的氢同位素组成是示踪地幔水储库的来源和演化的主要手段. 自 80 年代以来, 国内外许多学者对中国东部新生代玄武岩及产在其中的各类幔源岩石包体(包括橄榄岩和非橄榄岩)和矿物巨晶进行了较为详细的主要元素、微量元素和 Sr-Nd-Pb 同位素的工作, 但稳定同位素研究却相对薄弱, 其中氢同位素的资料几乎是空白. 然而, 氢同位素作为地幔同位素体系的一部分, 对于从整体上认识中国东部大陆岩石圈地球化学性质和演化是必不可少的. 本文利用近年来发展成熟的离子微探针技术[1, 2], 测定了来自广东麒麟超镁铁质岩筒的 5 个角闪石巨晶的氢同位素组成, 并初步探讨了其大地构造意义.

1 样品和实验方法

5 个角闪石巨晶均为棕黑色, 粒径 1. 0~ 4. 0cm, 呈解理块产出(为(110)解理所限), 有不完整晶形, 没有反应边, 偏光显微镜下观察未发现显微包裹体. 寄主岩为一碱性玄武质火山角砾岩筒. 角闪石的化学成分分析显示样品均为仅在中国东南沿海地区产出的绿钙闪石. 它们的主要元素、稀土微量元素和 Sr-Nd 同位素数据见文献[3].

实验在法国 Nancy 的岩石学和地球化学研究中心进行.

离子探针测定含羟基矿物的基本原理和具体操作步骤见文献[1, 2]. 本次实验的条件如下: 初级负氧离子束宽度为 10 μm, 扫描范围 25 μm , 强度为 4~ 5 nA; 二级离子束集中在 60 μm 孔径的反射区域内; 质量分辨为 1 300; 未使用能量过滤, 能量狭缝保持开放; 为排除吸附水的干扰, 样品和离子探针均在 120 ℃下烘烤, 并使用液氮冷阱; 使用电子倍增器进行计数; H, H_2, D 的计数时间分别为 3, 2, 15 s, 等待时间为 1. 5 s; 为达到 D 峰满意的计数统计, 每点的连续测量时间达 90~ 120 min 以上.

5 个角闪石样品制成镀金的薄片, 置于离子探针下进行 D/H 比值的测定, 同时放入 3 个标样(D/H 值已用标准质谱分析方法获得)[1], 为检查样品内部氢同位素组成的均一性, 每个样品均做多点测试, 然后利用波长色散法, 对每个点进行电子探针主元素含量的测定, 计算该点 6 次配位阳离子质量/ 电荷比的平均值(m/c)[4]. 根据 3 个标样的数据, 标定本次实验的仪器 D/H 分馏系数(表示为 α_{ins}, 即离子探针测定的 D/H 值与标准质谱分析的 D/H 值的比率)[2] 与 m/c 之间的相关性. 依据相关性公式和麒麟角闪石中每个点的 m/c 值和测定的 D/H 比值, 给出每个点真实的 D/H 比值, 最后换算成相对于 SMOW 的千分值形式(δD_{SMOW}). 同一点多次测试的结果表明实验误差为 ±10 ‰(δD) .

2 结果及讨论

表 1 给出的是 3 个标样的分析结果, 对 3 个标样的 α_{ins} 与 m/c 进行线性回归, 得出计算样品真实 D/H 值的公式为: $\alpha_{ins}= 0.8345- 0.0135\times(m/c)$, 线性相关系数 0. 99.

表 1 标样的分析结果

标样	矿物名称	测定点数目	m/c	D/H 测定值($\times 10^{-6}$)	误差	α_{ins}
Bamble	角闪石	3	14. 83	92. 2	1. 2	0. 629
Ilimaussaq	角闪石	5	25. 91	64. 2	0. 6	0. 480
CO1A	云母	5	20. 56	81. 9	0. 9	0. 568

麒麟 5 个样品的分析结果列于表 2, 给出的均为所有测定点的平均值. 5 个样品 δD= - 30 ‰~ - 52 ‰, 每个样品内部的变化幅度与此接近, 结合实验误差来看, 无论是 5 个样品之间还是每个样品内部, 氢同位素组成都很均一. 5 个样品 δD 的平均值为- 39 ‰.

表 2 麒麟角闪石巨晶的分析结果

样品号	m/c	α_{ins}	D/H 测定值($\times 10^{-6}$)	误差	测定点数目	δD_{SMOW}平均值
QLJ1	17. 0	0. 605 0	91. 2	2. 4	8	- 33
QLJ2	17. 5	0. 598 3	88. 4	1. 1	7	- 52
QLJ4	17. 8	0. 594 2	89. 8	2. 0	13	- 30
QLJ5	17. 4	0. 599 6	89. 9	1. 9	10	- 37
QLJ6	17. 2	0. 602 3	89. 8	1. 9	8	- 43

对麒麟角闪石巨晶进行的手标本和显微镜观察以及主要元素、稀土微量元素和 Sr-Nd 同位素的研究已表明, 它们和世界各地碱性玄武岩中的角闪石巨晶以及幔源岩石包体中的脉状角闪石一样, 是玄武岩浆在地幔高压下的结晶产物, 在大约更新世时被喷发的碱性玄武岩浆快速带至地表[3]. 无论是 5 个样品之间, 还是每个样品内部各测试点之间, δD 值和 H 含量(正比于离子探针分析获得的 H^+ 计数率与初级离子束强度的比值)[1] 都很稳定, 说明它们的结晶

环境处于长时间稳定的状态, 并且形成后未经历明显的去气, 也未与其他物质发生明显的成分交换[5, 6], 这与样品的主要元素均一性是协调的[3]. Graham 等人[7]研究了 H 在角闪石中的扩散行为后指出, 被快速喷发的岩浆带至地表的角闪石由于快速的淬火, 有效地保存了高温下的同位素组成. 因此, 麒麟角闪石巨晶的 δD 值反映的即是其在源区时的组成. 将中低温条件下角闪石-H_2O 体系的实验结果外推至地幔岩石圈温度(约 900~ 1 300 ℃), 角闪石与水之间的氢同位素平衡分馏接近于 0, 不超过 10 ‰[4, 7], 即 $10^3 Ln\alpha_{角闪石\text{-}H_2O}$ = – 10 ‰~ 0 ‰, 也就是说, 麒麟角闪石巨晶源区岩浆的 δD 值在– 30 ‰~ – 40 ‰左右.

来自全球大洋中脊玄武岩和海山玄武岩玻璃的 δD 值介于– 90 ‰~ – 40 ‰之间[5, 6, 8~ 10], 来自金伯利岩、碱性玄武岩和橄榄岩中的云母和角闪石的变化范围是– 30 ‰~ – 120 ‰[2, 9, 11]. 对这些数据的解释存在两种看法: ( ) δD 的变化反映了地幔氢同位素组成的不均一性 ( ) 地幔的 δD 稳定在– 80 ‰左右, 其余的值是由于岩浆期后或岩浆后期发生在陆壳或洋壳内的各种动力过程引起的. 麒麟角闪石巨晶所指示的源区组成支持第( ) 种看法, 即地幔的氢同位素组成是不均一的, 既存在 δD 值远高于– 80 ‰的储库(如麒麟, 法国的中央地体, 马利亚纳海沟等)[2, 8], 也存在 δD 值远低于– 80 ‰的储库(如夏威夷)[2], 不均一性的来源可能与地幔去气和地壳物质的再循环有关.

麒麟角闪石巨晶源区的氢同位素组成接近于所有幔源物质 δD 变化范围的最高值, 显著偏离了现在普遍接受的原生地幔水(此处的含义是指原始地幔或原始地幔熔融残余中各种赋存状态的水) 的 δD 值(– 80 ‰左右)[2, 5, 6, 8~ 11], 表现为不多见的 D 富集特征. 一般说来, 幔源物质在快速运移至地表的过程中, 来不及与地壳物质发生显著的相互作用, 它们如果具有较高的 δD 值, 都可能是源区受到了再循环的地表物质的影响(图 1). 例如, Kempton 等人[11]将来自 Eifel 橄榄岩中的角闪石的高 δD 值(– 39 ‰~ – 45 ‰) 解释为其源区存在再循环的地壳组分[11]; 马利亚纳海沟的高 δD 值(– 30 ‰~ – 50 ‰) 被证实是受到了俯冲的地壳物质的影响[8]; 法国中央地体幔源橄榄岩包体的 Sr, Nd 同位素特征表明其源区可能存在富化组分, Deloule 等人[2]在这些包体的角闪石中发现了较高的 δD 值(– 28 ‰~ – 59 ‰), 他们将此解释为与 Variscan 俯冲有关. 显然, 麒麟角闪石巨晶的高 δD 值也意味着其地幔源区曾受到过再循环地壳的影响.

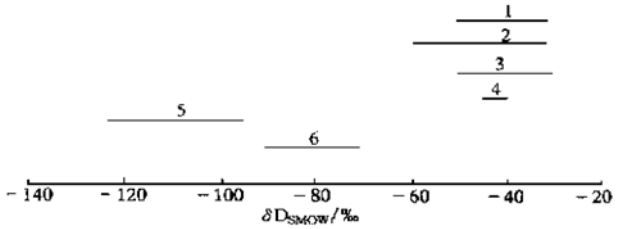


图 1 全球几个著名产地火山岩和幔源角闪石的氢同位素组成

本文和文献[2] 使用的是离子探针测定法, 而其余文献使用的是常规分析法, 两种方法的实验误差不同. 1 ——麒麟角闪石, 2 ——中央地体角闪石[2], 3 ——马利亚纳火山岩[8], 4 ——Eifel 角闪石[11], 5 ——夏威夷角闪石[2], 6 ——地幔原始值[2, 5, 6, 8~ 11]

近年来, 主要依据铅同位素的研究, 一些学者发现中国东部玄武岩从东北、华北到华南, 具有截然不同的铅同位素组成[12~ 14]. 其中闽、粤、琼及台湾等地普遍具有较高的铅同位素异常, 与南海的海山玄武岩共同构成“环南海 Dupal 异常区”[14]. 麒麟角闪石巨晶以及与其共生的单斜辉石巨晶的铅同位素组成也落在这个异常区内. 由于大地水准测量及重力资料没有显示本区存在任何地幔柱的痕迹[15], 所以学者们推测这种类似 EM ㊦铅同位素特征的 Dupal 异

常来自华南的岩石圈地幔,是由于印度板块与欧亚板块碰撞(大约发生在距今 50 Ma 左右),引起华南地区的岩石圈拉张,导致软流圈地幔与岩石圈地幔互相混合造成的结果[13, 14]. 至于华南岩石圈地幔 Dupal 异常的成因机制,Tu 等人[14]认为与古老的俯冲作用有关,而 Chung 等人[13]则认为与俯冲作用无关,可能是冈瓦纳时期因地幔柱底侵作用引起的[13]. 麒麟角闪石巨晶高 δD 值所暗示的再循环地壳物质的影响提供了有利于与俯冲有关解释的证据,即中生代期间,发生于华南大陆边缘的太平洋板块的俯冲作用,形成了华南岩石圈地幔的高 δD 特征,同时提供了该区 Dupal 异常所需要的富化组分.

致谢 本工作为国家自然科学基金(批准号:49773181)资助项目.

参 考 文 献

1 Deloule E. France-Lanord C and Albarede F. D/H analysis of minerals by ion probe. In: Taylor H P, O'Neil J R, Kaplan I R, eds. Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein The Geochemical Society, Special Publication, 1991(3): 53~ 62

2 Deloule E, Albarede F, Sheppard S M F. Hydrogen isotope heterogeneities in the mantle from ion probe analysis of amphiboles from ultramafic rocks. Earth Planet Sci Lett, 1991, 105: 543~ 553

3 夏群科,陈道公,吴元宝,等. 广东麒麟绿钙闪石巨晶的地球化学特征. 地质论评, 1997, 43(6): 638~ 645

4 Suzuoki T, Epstein S. Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. Geochim Cosmochi Acta, 1976, 40: 1 229~ 1240

5 Kyser T K, O'Neil J R. Hydrogen isotopes systematics of submarine basalts. Geochim Cosmochi Acta, 1984, 48: 2 123~ 2 133

6 Chaussidon M, Sheppard S M F, Michard A. Hydrogen, sulphur and neodimium isotope variations in the mantle beneath the EPR at 12°50′N. In: Taylor H P, O'Neil J R, Kaplan I R, eds. Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein, The Geochemical Society, Special Publication, 1991(3): 325~ 337

7 Graham C M, Harmon R S, Sheppard S M F. Experimental hydrogen isotope studies: hydrogen isotope exchange between amphiboles and water. Am Mineral, 1984, 69: 128~ 138

8 Poreda R. Helium-3 and deuteriun in back-arc basalts: Lau Basin and the Mariana Trough. Earth Planet Sci Lett, 1985, 73: 244~ 254

9 Kyser T K. Stable isotope variations in the mantle. In: Valley J W, Taylor H P, O'Neil J R, eds. Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes, Mineral Soc Am, 1986(2): 141~ 164

10 Taylor H P, Sheppard S M F. Igneous Rocks: I. Process of isotopic fractionation and isotope systematics. In: Valley J W, Taylor H P, O'Neil J R, eds. Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes, Mineral Soc Am, 1986(16): 227~ 271

11 Kempton P K, Harmon R S, Stosch H G, et al. Open-system O-isotope behaviour and trace element enrichment in the sub-Eifel mantle. Earth Planet Sci Lett, 1988, 89: 273~ 287

12 解广轰,涂 勘,王俊文,等. 中国东部新生代玄武岩铅同位素组成的地理分布特征和成因意义. 科学通报, 1989, 34(10): 772~ 775

13 Chung S L, Sun S S, Tu K, et al. Late Cenozoic basaltic volcanism around the Taiwan Strait, SE China: product of lithosphere-asthenosphere interaction during continental extension. Chem Geol, 1994, 112: 1~ 20

14 Tu K, Flower M F J, Xie G H, et al. Sr, Nd, Pb isotopic compositions of Hainan basalts (South China): implications for a subcontinental lithosphere Dupal source. Geology, 1991, 19: 557~ 569

15 Watts A B, McKenzie D P, Parsons B E, et al. The relationship between gravity and bathymetry in the Pacific Ocean. Geophys Jour R Astr Soc, 1985, 83: 263~ 298

(1998-03-04 收稿, 1998-05-15 收修改稿)