

文章编号: 0258-7106 (2002) 04-0350-06

太平洋海山磷酸盐的锶同位素成分及形成年代^{*}潘家华¹ 刘淑琴¹ 杨 忆² 刘学清³

(1 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 2 中国科学院研究生院, 北京 100039;

3 北京市地质矿产勘探开发局, 北京 100050)

摘 要 作者首次对太平洋不同海山上与富钴结壳伴生的各种产状的磷酸盐的锶同位素成分及其形成年代进行了深入研究。研究表明,我国调查区磷酸盐的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值变化于 0.70766 至 0.70842 之间,形成年代相当于距今 21 Ma 至 39.5 Ma。磷酸盐化作用主要发生在晚始新世-早渐新世及晚渐新世-早中新世期间。西、中太平洋磷酸盐形成年代的一致性揭示,自晚始新世至早中新世,在太平洋水下海山上曾发生过广泛的磷酸盐化作用,磷酸盐的形成是古海洋环境变迁的一个重要反映。

关键词 地球化学 大洋磷酸盐 锶同位素成分 形成年代 太平洋海山

中图分类号: P597; P578.92

文献标识码: A

海相沉积灰岩、白云岩、蒸发岩及海相生物化石有孔虫等的锶同位素成分变化记录了同时代海水锶同位素成分的变化。早在 20 世纪 50 ~ 60 年代,不少学者就利用海相沉积物的锶同位素成分变化来研究同时代海水锶同位素成分的变化。然而,自 Peterman 等(1970)对显生宙海水锶同位素成分作了详细研究后,对锶同位素成分的变化特征及其可能反映的信息才有了一个较为全面的了解。80 年代初,Buturin (1982)曾对海相磷块岩进行过较为详细的研究。其后,McArthur 等(1990)也对南非、智利、澳大利亚等地海相磷块岩中的磷酸盐进行了研究,认为海相磷酸盐的锶同位素成分可反映其形成时同时代海水的锶同位素成分。因此,近年来,一些学者相继通过对大洋磷酸盐及大洋沉积物⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值变化的研究,来了解和解释它们形成时所发生的各种变化,进而探讨其成因及形成年代(Hein et al., 1993; Takashi et al., 1998; 潘家华等, 2001^①)。由于大洋磷酸盐的形成年代对与其伴生的海山富钴结壳矿床的深入研究和资源评价以及矿区选定具有重要的理论和实际意义,而我国以往又未对海山磷酸盐开展过实地调查和研究,为此,“九五”期间笔者首次对西中太平洋我国航次调查采集的海山磷酸盐进行了

系统研究。

1 磷酸盐的锶同位素成分特征

本文研究的样品采自西中太平洋国际海域的水下海山,为与富钴结壳紧密伴生的不同形态的磷酸盐。现将采样地区、采样海山、采样水深、产出特征、锶同位素成分测定结果列于表 1。样品处理程序为:先称取 0.06 g 磷酸盐,加 3 ml 的 $c(\text{HCl}) = 6 \text{ mol/L}$ 的 HCl,微加热至溶解,继续加热使体积浓缩至 1 ml 左右,加纯水 2 ml。清液通过 AG50 W×8 (H^+) 阳离子交换柱分离出纯净的 Sr。在中国科学院地质与地球物理研究所同位素实验室采用 VG354 固体同位素质谱计测定同位素,用 NBS987 标样标定。标样⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 分析结果分别为 (0.710246 ± 13) ; (0.710227 ± 14) ; (0.710247 ± 17) ; (0.710261 ± 16) 。质谱分析方法见乔广生,多接受锶同位素定量比值一次质谱分析方法(中国专利申请 97100609.1)。为便于对比,表 1 中也列出了中太平洋盆地周边美国及太平洋岛国专属经济区内奈克海岭、Horizon 平顶海山、S.P.Lee 平顶海山、约翰斯顿岛、卡林海脊、夏威夷群岛和马绍尔群岛水下海山上与富钴

^{*} 本文受中国大洋矿产资源研究开发协会项目(DY95-08)资助

第一作者简介 潘家华,男,1946 年生,研究员,主要从事矿床地球化学研究。

收稿日期 2002-01-29; 改回日期 2002-05-08。张绮玲编辑。

① 潘家华,刘淑琴,杨 忆. 2001. 富钴结壳 Sr 同位素成分特征及其地质意义. 2001' 中国大洋矿产资源研究开发学术研讨会论文集(内部刊物). 324 ~ 328.

表 1 西中太平洋水下海山上磷酸盐的锶同位素组成及形成年代

Table 1 Sr isotopic compositions and age of phosphates from western and central Pacific Seamounts

地区及海山	样号	编号	水深/ m	磷酸盐产出形态及岩性特征	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	形成年代/ Ma
西太平洋							
D	CHA40	2	2380	结壳下伏基岩, 磷块岩(磷酸盐化有孔虫软泥), CFA 交代有孔虫及方解石	0.70831	2	23
D	CHAI 8-1-a	5	1632	球状结壳之核心, 磷块岩(磷酸盐化玄武岩), CFA 交代斑晶及基质	0.70803	2	30
E	CHA28-1-a	1	2636	球状结壳之核心, 磷块岩(磷酸盐化玄武岩)	0.70842	2	21
E	CHA28-1-b	10	2636	巨砾状结壳核心(磷酸盐胶结的玄武质角砾岩)中的磷酸盐胶结物	0.70771	1	38
C	CHAI 5-c	7	2574	胶结结壳碎块及凝灰岩角砾	0.70797	2	32
D	CHAI 7-1-a	3	2063	穿插于基岩及下部结壳中的磷酸盐脉, CFA 交代有孔虫	0.70827	1	23.5
D	CHAI 8-1-al	6	1632	穿插于球状结壳核心及内部结壳中的磷酸盐脉, CFA 交代有孔虫和方解石	0.70804	2	29.5
A	CHA06-2	11	2431	呈“夹层状”产于结壳层间空隙中	0.70766	1	39.5
中太平洋							
CH	CHA-H08	9	2255	结壳下伏基岩, 磷块岩(磷酸盐化有孔虫软泥), CFA 交代有孔虫、方解石	0.70785	2	37
CA	CHA-A08	4	2200	结壳下伏基岩, 磷块岩	0.70823	2	24
CA	CHA-A01	8	2870	不规则形结核状结壳的核心, 磷块岩	0.70787	1	36.5
S. P. Lee**	D29-A1-1a	12	1400	基底磷块岩	0.70847		
S. P. Lee**	D29-A1-1b	13	1400	基底磷块岩	0.70839		
奈克**	D5-A3-2(1)	14	2100 ~ 2350	基底磷块岩	0.70834		
奈克**	D5-A3-2(2)	15	2100 ~ 2350	基底磷块岩	0.70824		
卡林海脊**	CDI-6B	16	2030	火山碎屑粉砂岩的胶结物	0.70818		
Horizon**	DI 8-B3-7A	17	1700 ~ 1800	交代结壳中的碳酸盐	0.70795		
Horizon**	DI 8-B3-7B	18	1700 ~ 1800	交代结壳中的碳酸盐	0.70785		
Woden-Kopaku**	DI 8-3F	19	1600	交代玄武岩裂隙中的碳酸盐	0.70784		
Dana**	DI 2-1A	20	2490 ~ 2900	基底磷块岩	0.70778		
Dana**	DI 2-1A	21	2490 ~ 2900	基底磷块岩	0.70777		
Lokk wor k wor**	D6-3A	22	2900	基底磷块岩	0.70769		

注: CFA 为碳氟磷灰石, ** 资料据 Hein et al., 1993。

结壳伴生的有代表性的磷酸盐的锶同位素成分。

从表 1 可以看出, 调查区基底磷块岩(样号 CHA-H08、CHA-A08、CHA40)中磷酸盐的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值变化于 0.70785 ~ 0.70831; 富钴结壳中以脉状形态产出的磷酸盐(样号 CHAI 7-1-a、CHAI 8-1-al)的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值变化于 0.70804 ~ 0.70827; 作为砾状或结核状结壳核心的磷块岩(样号 CHA-A01、CHA28-1-a、CHAI 8-1-a), 其磷酸盐的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值变化于 0.70787 ~ 0.70842; “夹层状”磷酸盐(样号 CHA06-2)的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 0.70766; 作为结壳或岩石角砾胶结物形式产出的磷酸盐(样号 CHAI 5-c、CHA28-1-b)的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值变化于 0.70771 ~

0.70797。另外, 从表 1 中不难看出, 研究样品的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值最高值(0.70842)和最低值(0.70766)与中太平洋盆地周边海山上磷酸盐的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 最高值(0.70847)和最低值(0.70769)基本一致, 反映它们形成时海水的 Sr 同位素成分特征类似。图 1 为我国调查区和中太平洋海山上不同类型磷酸盐 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值对比图。

表 1 及图 1 表明, S. P. Lee 平顶海山、奈克海岭、卡林海脊及西太平洋海山区 D 海山 CHAI 7-1-a、CHA40、E 海山 CHA28-1-a、中太平洋 CA 海山 CHA-A08 磷酸盐样品的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值基本相近, 可划归为一组(A 组); 而中太平洋的夏威夷群岛、马绍尔群

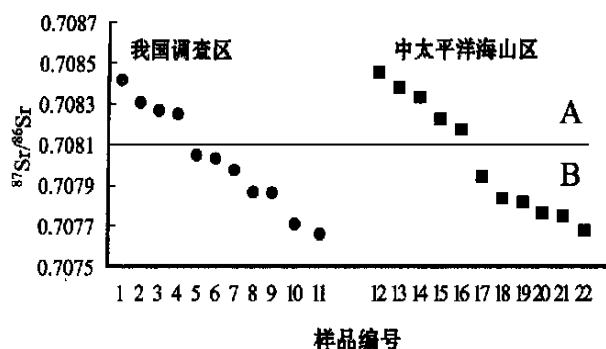


图1 太平洋水下海山上磷酸盐的锶同位素成分

Fig. 1 Sr isotopic composition of phosphates from Pacific Seamounts

岛, Horizon 平顶海山及西太平洋海山区 A 海山 CHA06-2、C 海山 CHA15-c、D 海山 CHA18-1-a、CHA18-1-al、E 海山 CHA28-1-b、中太平洋 CA 海山 CHA-A01、CH 海山 CHA-H08 磷酸盐样品的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值相近,可划归为另一组(B组)。两组磷酸盐的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值变化范围分别为 0.70818 ~ 0.70847 及 0.70766 ~ 0.70804,显示磷酸盐形成时海水的锶同位素成分和古海洋环境变化较大。此外,据研究样品的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值特征并结合其产状深入分析,发现尚存在以下几个显著特点:

(1) 研究样品的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值在空间上的分布无规律可循。低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值既可以在纬度较低的海山出现,也可在纬度偏高的海山出现。另外,其与产出水深间也无明显关系(图2)。

(2) 研究样品的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值与磷酸盐的产出形态无关。以基底磷块岩形式产出的磷酸盐,其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值变化较大,可自 0.70785 变化至 0.70831;而以球状结壳或结核状结壳核心形式产出

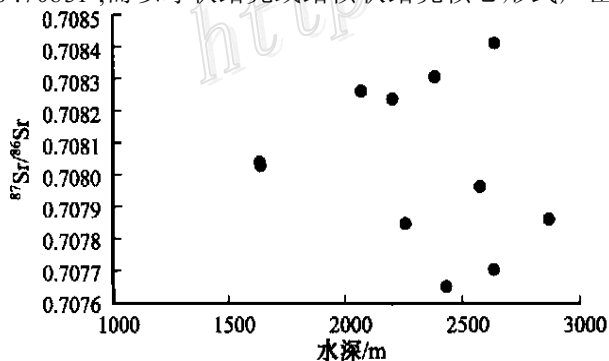


图2 调查区磷酸盐 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值与水深的关系

Fig. 2 Variation of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of phosphates from the study area with the depth

的磷酸盐,其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值也有同样的变化范围,可自 0.70787 变化至 0.70842。

(3) 研究样品的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值和与其伴生的岩石类型无关。如与方解石或有孔虫伴生的磷酸盐可有不同的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值,而与结壳碎块或火山岩基质伴生的磷酸盐可有相近的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值。

由上可见,磷酸盐的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值只与其形成时的古海水锶同位素成分有关,而与其他因素无关。磷酸盐锶同位素成分的这种特征为其年代学研究提供了基础。

2 磷酸盐的形成年代

对磷块岩及富钴结壳中的磷酸盐进行年代测定,最常用的方法有生物地层法、氧同位素法及锶同位素法等。

生物地层法是一种较为有效的计年方法。Burns 等(1984)曾对磷块岩中的微体生物化石进行过年龄测定。然而,生物地层法的最大不足之处在于生物扰动、生物再沉积作用的影响以及鉴定上的难度,使得测定的年龄数据具有较大的不确定性,常常得出的是微体化石的年龄而不是磷酸盐的形成年代。例如, Riggs(1984)的研究证实,美国北卡罗利那中新世球粒状磷酸盐就因再沉积作用而出现在现代沉积物里。

氧同位素法也是一种较为常用的计年方法。它是将磷酸盐的氧同位素成分与据大洋底栖有孔虫同位素成分绘制的显生宙海水的氧同位素曲线进行对比来进行的。底栖有孔虫的氧同位素成分是一种深水氧同位素的记录,深水和浅水之间的温度差异使得浅水磷酸盐氧同位素成分计年得出的年龄明显偏老。Mc Murtry 等(1994)和 Hein 等(1993)都曾使用氧同位素法对大洋磷块岩中的磷酸盐进行过计年。然而,都因其年龄误差偏大而予以放弃。

放射性同位素铀系法中, ^{230}Th 是一种测定大洋沉积物形成年代特别重要的计年方法。 ^{230}Th 蜕变的半衰期为 75200 a,因而,该法仅能测定形成年代较为年轻的样品(小于 0.5 Ma)(Murphy, 1989)。铀系法中,由于 ^{231}Pa 的通量在海底的瞬时变化也使其年代测定的有效性受到了人们的质疑(Burke et al., 1982)。

锶同位素法计年法是建立在锶同位素地层学研究取得重大进展的基础上的,并得到广泛应用。该

法具有以下特点: ①磷酸盐矿物, 特别是海相磷酸盐形成时, 其 Sr 含量可高达 1000×10^{-6} 以上; ②新生代以来, 海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值随年代变化灵敏; ③大洋磷酸盐矿物形成后, 未发生明显的成岩变化; ④碳氟磷灰石 (CFA) 晶格中的锶同位素成分与现代海水锶同位素成分 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 $0.70904 \sim 0.70924$) 之间进行的同位素交换可以忽略不计, 将磷酸盐的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值与海水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 演化曲线对照来加以确定。

鉴于不少作者 (McArthur et al., 1990; Hodell et al., 1991; Burke et al., 1982) 已对新生代以来不同时期形成的大量海相浮游有孔虫、海相碳酸盐样品等的锶同位素成分进行过详细研究, 并绘制了不同时期 (0 ~ 24 Ma, 25 ~ 35 Ma 及 0 ~ 200 Ma) 海水锶同位素演化曲线。因而, 作者可将调查区磷酸盐样品的锶同位素成分在上述海水锶同位素演化曲线上进行投影以确定磷酸盐的形成年代。如样品 CHA28-1-a, CHA40, CHA17-1-a 及 CHA-A08 的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值在 Hodell 等 (1991) 的海水锶同位素演化曲线上, 分别投影于 21 Ma, 23.5 Ma, 23 Ma 和 24 Ma, 属晚渐新世-早中新世时期的产物 (图 3)。同样, 样品 CHA18-1-a1, CHA18-1-a 及 CHA15-c 的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值在 McArthur 等 (1990) 的海水锶同位素演化曲线上, 分别投影于 29.5 Ma, 30 Ma 和 32 Ma, 属渐新世时期的产物; 而样品 CHA-A01, CHA-H08, CHA28-1-

b 和 CHA06-2 在 Burke 等 (1982) 的海水锶同位素演化曲线上, 分别投影于 36.5 Ma, 37 Ma, 38 Ma 和 39.5 Ma, 属晚始新世-早渐新世时期的产物。将调查区磷酸盐的形成年代总结归纳于表 2。

根据调查区磷酸盐形成年代的测定结果, 可将调查区磷酸盐的主要形成期归纳为 2 个时期, 即晚始新世—早渐新世及晚渐新世—早中新世, 其形成时期与中太平洋盆地周围海山上的磷酸盐形成期相当 (表 2)。这显然表明, 自晚始新世至早中新世, 太平洋水下海山上主要发生过 2 期较为广泛的磷酸盐化作用, 而这恰是该 2 个时期古海洋气候和古海洋环流等发生重大变化的具体反映 (同济大学海洋地质系, 1989)。

调查区始新世末期的磷酸盐化作用, 是因白垩纪温暖的大洋气候和呆滞的大洋环流变化到活跃的大洋环流 [南极底层流 (AABW) 开始活动], 在较冷、干燥的气候条件下产生的。该时期的显著特点是, 早渐新世时南极冰盖扩大, 生物生产率升高, 营养物质上涌及重新分配的速率增加, 海平面发生显著波动以及一系列的动、植物群 (包括所有的浮游族及其他一些生物群) 的变化和灭绝。

调查区渐新世与中新世交替时的磷酸盐化作用始于从早渐新世冷气候到中新世暖气候的变化期。晚始新世到早中新世, 地球经历了至少 2 个暖期 (32 ~ 34 Ma 和 18 ~ 28 Ma) 和 2 个冷期 (34 Ma 和 28 ~

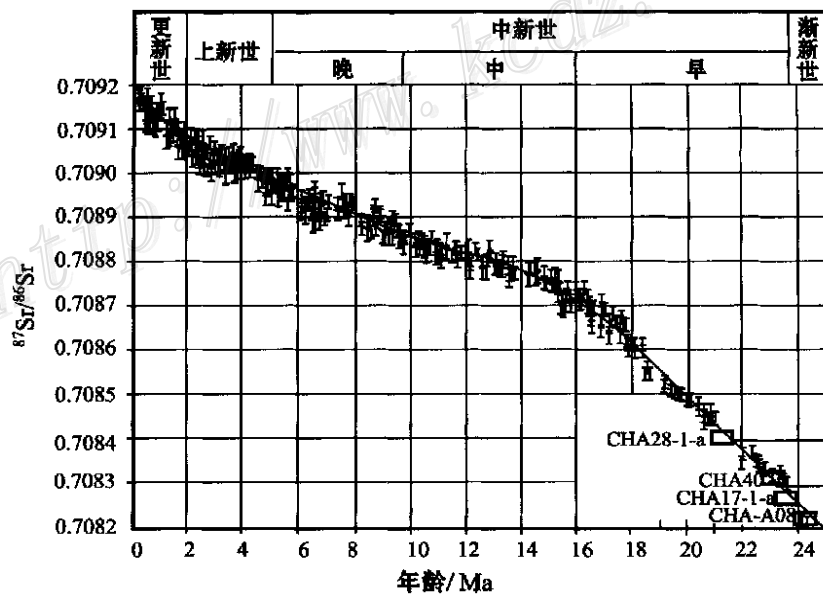


图 3 磷酸盐的锶同位素成分在新第三纪海水锶同位素演化曲线上的投影 (据 Hodell et al., 1991)

Fig. 3 Projection of Sr isotopic compositions of phosphates on Neogene seawater Sr isotopic evolution curve (after Hodell et al., 1991)

表 2 太平洋水下海山上磷酸盐形成年代的对比

Table 2 Comparison of phosphate age between Pacific Seamounts

地区	形成期	样号	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr变化范围	年代
西、中太平洋区					
	1	CHA06-2	0.70766	0.70766 ~ 0.70804	晚始新世-早渐新世 (39.5 ~ 29.5 Ma)
	1	CHA28-1-b	0.70771		
	1	CHA- A01	0.70787		
	1	CHA- H08	0.70785		
	1	CHA15-C	0.70897		
	1	CHA18-1-a	0.70803		
	1	CHA18-1-a1	0.70804	0.70825 ~ 0.70842	晚渐新世-早中新世 (24 ~ 21 Ma)
	2	CHA40	0.70831		
	2	CHA17-1-a	0.70827		
	2	CHA- A08	0.70823		
	2	CHA28-1-a	0.70842		
中太平洋盆地周围海山区 (Hein et al., 1993)					
	1	D6-3 A	0.70769	0.70769 ~ 0.70795	晚始新世-早渐新世 (39 ~ 34 Ma)
	1	D12-1 A	0.70777		
	1	D12-1 A	0.70780		
	1	D18-3 F	0.70784		
	1	D18- B3-7B	0.70785		
	1	D18- B3-7 A	0.70795		
	2	CD1-6B	0.70818	0.70818 ~ 0.70847	晚渐新世-早中新世 (27 ~ 21 Ma)
	2	D5- A3-2(2)	0.70824		
	2	D5- A3-2(1)	0.70834		
	2	D29- A1-1 b	0.70839		
	2	D29- A1-1 a	0.70847		

32 Ma)。这些气候的交替是南极冰盖较高频率的扩张和收缩影响的结果。

总之,始新世与渐新世,渐新世和中新世交替时期是调查区磷酸盐从水圈、生物圈转移到岩石圈的重要时期。由于气候波动(冷暖交替)、海平面升降和上升流波动,使大洋环流得到加强。这种环流使深水中溶解的磷进行重新分配。溶解磷上涌遇到地形阻碍时,则在与海山交切的翼部的最底部含氧带附近,对含钙物质进行交代形成磷酸盐^①。调查区磷酸盐的形成是古海洋环境变迁的一个缩影,也是古海洋重大事件中的一个重要组成部分。

通过对西中太平洋海山区与富钴结壳紧密伴生的各种形态磷酸盐形成年代的研究,推断调查区富钴结壳的形成年代可追溯至晚始新世或更老的古新世。因此,磷酸盐的年代学研究为深入开展富钴结壳的生长史及其形成时的古海洋环境的研究奠定了基础。

References

Baturin G N.1982. Phosphorites on the sea floor: Origin, composition

and distribution[M]. London: Elsevier.1 ~ 343 .
Burke W H, Denison D, Hetherington E A, et al. 1982. Variation of seawater ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr throughout Phanerozoic time[J]. *Geology*, 10: 516 ~ 519 .
Burns D A. 1984. Nannofossil dating and palaeoenvironmental interpretation of some Chatham Rise sediments collected on the Sonne-17 cruise[J]. *Geol. Jahrbuch.*, 65 :91 ~ 97 .
Hein J R, Yeh H W, Gunn S H, et al. 1993. Two major Cenozoic episodes of phosphogenesis recorded in equatorial Pacific seamount deposits[J]. *Paleoceanography*, 8(2) :293 ~ 311 .
Hodell D A, Mueller P A, Garrido J R, et al. 1991. Variations in the strontium isotopic composition of seawater during the Neogene[J]. *Geology*, 19 :24 ~ 27 .
Marine Geological Department, Tongji University. 1989. Introduction to Paleoceanography[M]. Shanghai: Tongji University Publishing House. 316p(in Chinese) .
McArthur J M, Sahami A R, Thirlwall M, et al.1990. Dating phosphogenesis with strontium isotopes[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54:1343 ~ 1351 .
McMurtry G M, VonderHaar D L, Eisenhauer A, et al. 1994. Cenozoic accumulation history of a Pacific ferromanganese crust[J]. *Earth and Planetary Science Letters*,125 :105 ~ 118 .
Murphy W E. 1989. Geochemistry and U-series geochronology of hy-

① 刘淑琴,潘家华,杨忆. 2000. 大洋富钴结壳形成富集的地球化学限制 (内部报告) .

- drothermal and hydrogeneous metal-rich deposits from the Pacific ocean[D](M.S. Thesis) . Univ. Hawaii .
- Peterman Z E, Hedge C E and Tourtelor H A. 1970 . Isotopic composition of strontium in seawater throughout Phanerozoic time[J] . Geological Society of America Bulletin, 34 : 105 ~ 120 .
- Riggs S R. 1989 . Phosphate deposits of the North Carolina coastal plain, continental shelf and adjacent Blake plateau, USA[A] . In: Notholt A J G, Sheldon, R P and Davidson D F, ed. Phosphate Deposits of the World, Vol. 2, Phosphate Rock Resources[C] . New York: Cambridge University Press. 42 ~ 52 .
- Sharma P, Rama P and Moore W S. 1984 . Spatial variation of U-Th series radionuclides and trace metals in deep-sea manganese encrustations[J] . Earth Planet. Sci. Lett. , 67 : 319 ~ 326 .
- Takashi I, Akira U, Yoshimichi K, et al. 1998 . Strontium isotopic compositions and paleoceanographic implication of fossil manganese nodules in DSDP/ ODP cores, Leg 1-126 [J] . Geochimica et Cosmochimica Acta, 62(8) : 1545 ~ 1554 .

附中文参考文献

同济大学海洋地质系. 1989. 古海洋学概论[M]. 上海: 同济大学出版社. 316 页.

Sr Isotopic Compositions and Age Dating of Marine Phosphates from Pacific Seamounts

Pan Jiahua¹, Liu shuqin¹, Yang Yi² and Liu Xueqing³

(1 Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 2 Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China; 3 Beijing Geological Bureau of Mineral Resources E & D, Beijing 100050, China)

Abstract

The aim of this study is to provide for the first time Sr isotopic compositions and age dating of different modes of phosphates dredged from different Pacific submarine guyots. Studies show that the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of phosphate samples vary from 0.70766 to 0.70842, corresponding to apparent ages of 21 to 39.5 Ma. Two major episodes of phosphatization have been detected, namely late Eocene/early Oligocene and late Oligocene/early Miocene. The similarity of age dating between phosphates from Western Pacific and those from Central Pacific submarine guyots seems to confirm the conclusion that the phosphatization occurred extensively on the guyots in Pacific through late Eocene to early Miocene and can serve as an important indicator of paleoenvironmental change.

Key words: geochemistry, marine phosphates, Sr isotopic composition, age dating, Pacific seamounts