

<http://www.geojournals.cn/georev/ch/index.aspx>

## 震旦纪到早寒武世中国海水 Nd 同位素特征及变化

杨杰东\* 薛耀松\*\* 陶仙聪\*



系统采集了扬子区震旦系和下寒武统的沉积磷矿和沉积锰矿样品,测定其 Sm-Nd 同位素组成。测定结果表明,从晚元古代末到早寒武世,中国海水的  $\epsilon_{Nd}(T)$  值在总体上呈下降趋势,从约 -3.6 下降到约 -8.0;相反, Nd 模式年龄逐渐增长。与这同一时期的古太平洋海水相比,中国海水的  $\epsilon_{Nd}(T)$  值的变化幅度较小,并与古太平洋海水的值相分离。研究表明,在从晚元古代末到早寒武世,全球海洋地理格局曾发生重大变化。

**关键词** 同位素 古海洋 元古宙

古海洋 Nd 同位素研究工作是由 Shaw 和 Wasserburg<sup>[1]</sup>, Keto 和 Jacobsen<sup>[2,3]</sup> 先开展的。他们得出了一些重要结论:每一个大洋的海水都有其特征的 Nd 同位素比值,而在同一时期同一洋盆内海水的  $\epsilon_{Nd}(T)$  值相差较小;富集稀土元素的生物磷酸盐,沉积磷酸盐和沉积锰矿是测定古海水 Nd 同位素特征最适合的样品;Nd 同位素在古海洋地理学、壳幔演化、板块构造等研究领域有重要意义。

然而目前所发表的古海水 Sm-Nd 同位素的数据还比较少,尤其是前寒武纪的数据更少。而且所发表的数据绝大多数出自欧洲和北美的沉积地层。晚元古代末期是地质发展史和生物演化史中一个重要时期。对晚里菲和文德期的海洋碳酸盐岩的研究已经证明,海洋的碳和锶同位素组成曾发生强烈和迅速的变化<sup>[4-7]</sup>。有理由推测,在晚元古代末期古海洋的 Nd 同位素特征也可能有较大的变化,并且这种变化与当时的大规模的地壳动力学有关。属晚元古代末期的中国南方震旦系是世界上含有丰富沉积磷矿和沉积锰矿的少数几个地区之一,是最有利于进行晚元古代末期古海水 Nd 同位素研究的对象。近年来,我们系统采集了我国南方震旦系的磷矿和锰矿样品。本文报道了这些样品的 Sm-Nd 同位素测定结果及其对古海水 Nd 同位素组成演化的意义。

注 本文为国家自然科学基金资助项目(项目号:49373166 和 49070108)。

\* 南京大学现代分析中心。

\*\* 中国科学院南京地质古生物研究所。

本文 1993 年 10 月收到,1994 年 9 月改回,萧品芳编辑。

## 1 地质背景和样品采集

由于 Sm-Nd 同位素测定对样品的特殊要求,在扬子区尚不可能在一个剖面上采得震旦纪各主要时期的系统样品群,因而本次研究的样品分别采自浙江江山,江西上饶,湖北南漳和钟祥,湖南花垣,安徽绩溪,贵州遵义、福泉、开阳和瓮安等地的震旦系剖面,样品大都是磷块岩。在南沱组和椿木组的冰碛层中未发现可供测定的样品。在间冰期的民乐组(大塘坡组)的两个

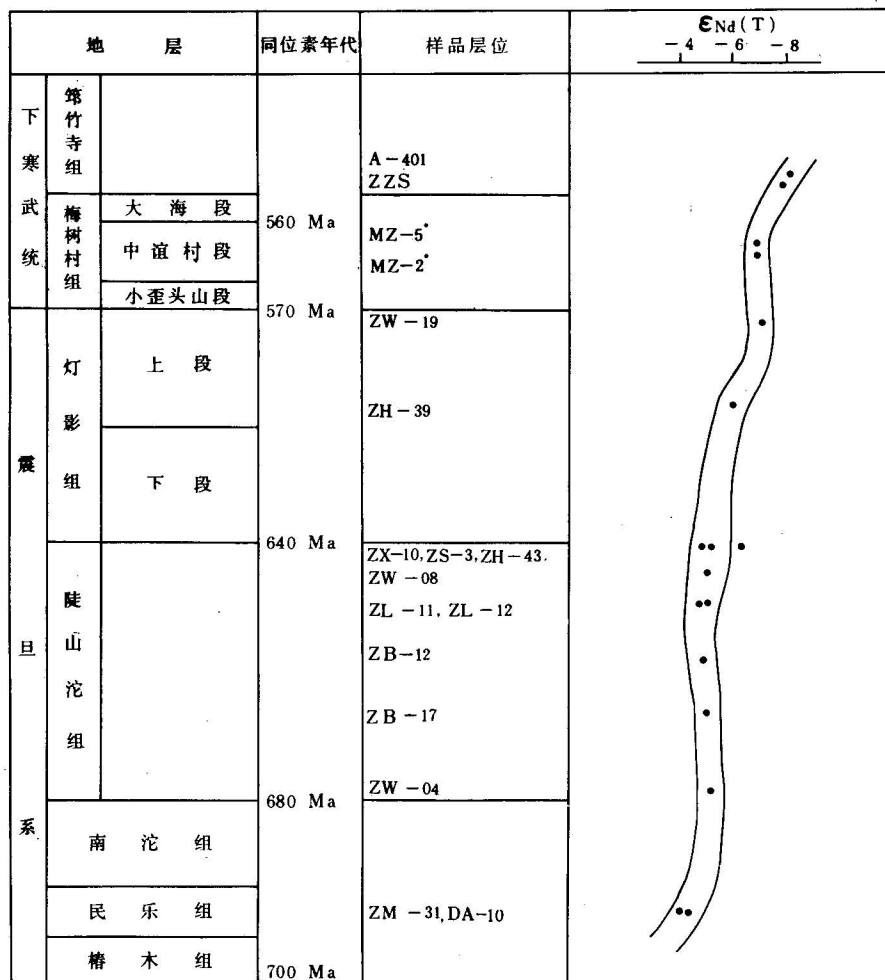


图 1 中国南方震旦系地层柱、样品层位和  $\epsilon_{Nd}(T)$  测定结果图

(样品 MZ-5\* 和 MZ-2\* 引自参考文献[9])

Fig. 1 Stratigraphic column of the Sinian of southern China with horizons and  $\epsilon_{Nd}(T)$  variation curves of samples

(data of samples MZ-5\* and MZ-2\* from reference [9])

地区中采得含少量含锰白云岩和伊利石的菱锰矿样品。另有两个磷块岩样品分别采自浙江江

山和贵州遵义的下寒武统。

浙江江山和江西上饶位于钱塘准地槽南缘,其它都属于扬子准地台范围<sup>[8]</sup>。扬子区的震旦系是一套比较完全和连续的晚元古代末期的沉积地层序列,它基本上属于稳定状态的地台型沉积,地层发育较全。虽然在区域上沉积相表现出一定程度的变化,但各地区整套地层的沉积序列特征是相近似的<sup>[8]</sup>。在震旦系普遍存在着一些特征岩性段,例如,冰碛物和冰水沉积物,含锰白云岩和铁锰质层,磷酸盐岩和含磷岩系,藻碳酸盐岩及渗流构造,硅质条带白云岩和燧石层,而且地层中所含丰富的保存良好的疑源类、微古植物及少量的骨骼化石,软体动物和痕迹化石等等,都是在本区内进行地层对比的重要标志。本次测定的各个剖面的样品,依据地层对比和排序,纵向分布综合于图 1。

## 2 样品的年龄估计

样品的年龄估计首先是依据震旦系各主要地层界线年龄值。作者曾采用磷质化石及胶磷矿样品的 Sm-Nd 等时线法测定了云南晋宁梅树村剖面中谊村段的年龄,推测界线参数点“ A ”点的年龄约为 570 Ma,“ B ”点的年龄约为 560 Ma<sup>[9]</sup>。最近,作者又用沉积磷酸盐样品的 Sm-Nd 等时线法测得陡山沱组顶界年龄约为 640 Ma<sup>[10]</sup>。南沱组底界年龄采用由曹瑞骥等<sup>[8]</sup>和孙卫国<sup>[11]</sup>推荐的年龄 700 Ma,其顶界年龄采用 670 Ma(图 1)。

在主要界线年龄确定之后,对每个样品的年龄估计则依据 Derry 等<sup>[5]</sup>的盆地沉陷模式和沉积地层年龄计算公式。从对现代大陆边缘的研究发现,沉积速率随时间成指数衰减,即  $A(t) = A_0 e^{-t/K}$ ,这里  $A_0$  是初始沉积速率, $K$  是侵蚀速率时间常数。假设样品所在地层距剖面底部的高度为  $D$ ,则样品所在地层的沉积年龄为:

$$T = T_0 + K \ln[1 - D/(KA_0)]$$

这里, $T_0$  是剖面底部最老的沉积岩的年龄。由每个样品的年龄值的估计,可以算出其  $\epsilon_{Nd}(T)$  值。

## 3 实验方法

样品先被粉碎,研磨至小于 200 目。烘干后置于 2 mol/L 超纯盐酸中 24 小时。溶液经离心沉淀,除去不溶杂质,取出清液供测定。离心后的不溶残渣烘干后,准确称重,从原样品重量中减去残渣重量,即为测定样品的实际重量。

化学流程采用两套阳离子交换柱。第 1 套柱子分离和收集轻稀土元素。第 2 套柱子分离和收集 Sm, Nd 元素,淋洗剂用  $\alpha$ -羟基异丁酸。

同位素测定是在南京大学现代分析中心 VG 354 同位素质谱仪上进行的。Nd, Sm 含量用 MSID 方法测定。样品的 Nd 同位素比值是用未加稀释剂的一份样品单独测得。实验室流程空白是 60pg Nd。对 BCR-1 标样的 Nd 同位素比值的测定值为  $0.511869 \pm 8$  (标准化值  $^{146}\text{Nd}/^{142}\text{Nd} = 0.636151$ )。详细实验方法可见参考文献[13]。

## 4 实验结果

对样品的 Sm-Nd 同位素测定结果列于表 1。

从表 1 和图 1 中可以看出,从晚元古代末期(震旦纪)到早寒武世,中国海水的  $\epsilon_{Nd}(T)$  值在总体上有一个下降的趋势,从在南沱冰期的约  $-3.6$  下降到早寒武世的约  $-8.0$ 。

表 1 Sm-Nd 同位素测定结果

Table 1 The results of Sm-Nd isotopic analyses

地层序	样品号	岩性	产地和层位	Sm ( $\times 10^{-6}$ )	Nd ( $\times 10^{-6}$ )	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}^{\text{①}}}{^{144}\text{Nd}}$	$\epsilon_{Nd}(T)^{\text{②}}$	$T_{2DM}^{\text{Nd}^{\text{③}}}$ (Ma)	$T_s^{\text{④}}$ (Ma)	
下寒武统	1	A-401	磷块岩	浙江江山荷塘组底部	11.54	58.88	0.118 6	0.511 148 $\pm$ 5	-8.2	1 928	540
	2	Zzs	磷块岩	贵州遵义松林牛蹄塘组底部	2.692	12.32	0.132 2	0.511207 $\pm$ 30	-7.9	1 911	550
	3	MZ-5*	磷块岩	云南晋宁梅树村阶中谊村段	10.13	61.01	0.100 4	0.511127 $\pm$ 29	-7.1	1 855	562
	4	MZ-2*	磷块岩	云南晋宁梅树村阶中谊村段	9.029	59.18	0.092 3	0.511 105 $\pm$ 27	-7.0	1 828	562
灯影组	5	ZW-19	含硅质磷块岩	江西上饶灯影组上段(近顶部)	10.60	62.22	0.103 0	0.511118 $\pm$ 11	-7.4	1 883	572
	6	Zn-39	砾屑磷块岩	湖北南漳灯影组上段(底部)	25.66	158.9	0.097 6	0.511152 $\pm$ 11	-5.9	1 792	600
陡山沱组	7	ZX-10	叠层石磷块岩	贵州息烽陡山沱组顶部	1.468	8.473	0.104 6	0.511196 $\pm$ 28	-5.2	1 759	641
	8	ZS-3	砂屑磷块岩	贵州开阳沙土洋水组上段	2.396	11.29	0.128 3	0.511315 $\pm$ 11	-4.8	1 727	642
	9	ZH-43	砂屑磷块岩	湖北钟祥胡集陡山沱组(近顶部)	15.79	88.40	0.108 0	0.511150 $\pm$ 16	-6.2	1 853	642
	10	ZW-08	砂屑磷块岩	江西上饶陡山沱组(顶部)	1.471	7.729	0.115 1	0.511250 $\pm$ 50	-4.9	1 732	645
	11	ZL-11	砂屑磷块岩	贵州福泉陡山沱组上段	7.136	28.37	0.152 1	0.511414 $\pm$ 9	-4.7	1 729	651
	12	ZL-12	藻磷块岩	贵州福泉陡山沱组上段	6.290	25.40	0.149 8	0.511401 $\pm$ 10	-4.8	1 735	652
	13	ZB-12	磷块岩	贵州瓮安陡山沱组上段(底部)	3.411	16.13	0.127 9	0.511289 $\pm$ 10	-5.1	1 770	665
	14	ZB-17	砂屑磷块岩	贵州瓮安陡山沱组下段上部	6.254	28.77	0.131 5	0.511313 $\pm$ 9	-4.8	1 757	667
	15	ZW-04	砂屑磷块岩	江西上饶陡山沱组底部	16.54	98.93	0.101 1	0.511158 $\pm$ 30	-5.1	1 790	670
民乐组	16	ZM-31	菱锰矿	湖南花垣民乐组底部	4.550	18.84	0.146 1	0.511425 $\pm$ 6	-3.7	1 689	698
	17	DA-10	菱锰矿	贵州松桃大塘坡组底部	5.779	30.36	0.115 1	0.511284 $\pm$ 9	-3.6	1 686	698

\* 样品数据引自文献[9]。① 标准化值 $^{146}\text{Nd}/^{142}\text{Nd}=0.636151$ ,误差为 20。② 计算公式和 CHUR 参数值见文献[14]。

③ 计算公式和 DM 参数值见参考文献[3]。④ 样品年龄估计方法见本文内。

在表 1 中列出的  $\epsilon_{Nd}(T)$  值与代入公式计算的样品年龄( $T_s$ )有关。目前对晚元古代地层,用不同的年代测定方法往往取得不同的年龄结果,因而颇有争议。例如,近来有些研究人员认为,前几年发表的地质年代表中晚元古代地层年龄值偏老。他们认为 Varange 冰期(对应我国的南沱冰期)的时代只有约 610 Ma,而前寒武系-寒武系界线年龄约为 540 Ma<sup>[12,15,16]</sup>。

由本文采用的年龄值和上述较低估计的年龄值分别计算的  $\epsilon_{Nd}(T)$  值有差别,但是由表 2 可以看出,采用的寒武系底界年龄值差 30 Ma,则  $\epsilon_{Nd}(T)$  值相差 0.3。该差别远小于迄今为止所报道的同一时期不同洋盆海水之间的  $\epsilon_{Nd}(T)$  值的差别,因而不影响本文对中国海水 Nd 同位素变化趋势及其意义的讨论。

表 2 年龄估计值的差别对样品  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  的影响Table 2 Influence of difference of estimated ages on  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  values

样品号	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	
	T=562 Ma	T=532 Ma
MZ-5	-7.1	-7.4
MZ-2	-7.0	-7.3
	T=698 Ma	T=600 Ma
ZM-31	-3.7	-4.3
DA-10	-3.6	-4.2

## 5 讨论

类似 Derry 等<sup>[5]</sup>对海水 Sr 同位素的讨论,影响海水中 Nd 同位素组成的因素有两个:(1)河水的 Nd 的流通量,  $J_{\text{Nd}}^{\text{Rw}}$ ; (2)来自于 MORB 热液的 Nd 的流通量,  $J_{\text{Nd}}^{\text{Rw}}$ 。这里 Nd 的流通量不仅指质量数,而且包括 Nd 同位素比值。二者之比( $J_{\text{Nd}}^{\text{Rw}}/J_{\text{Nd}}^{\text{Rw}}$ )决定了海水 Nd 同位素比值的高低变化。

Nd 和 Sr 同位素是一对具有互补性的同位素地球化学方法。图 2 显示出晚元古代末期到寒武纪全球海水的 Nd 和 Sr 同位素组成的变化。图 2a 中全球海水 Sr 同位素比值变化曲线引自 Derry 等<sup>[5]</sup>和 Asmerom 等<sup>[6]</sup>。图 2b 中虚线部分显示古太平洋海水的  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  变化曲线,数据引自 Keto 和 Jackbsen<sup>[2,3]</sup>。对北美寒武纪和晚里菲期样品测定的结果,但缺乏文德期的样品,这段曲线是推测的。图 2b 中实线部分显示从南沱冰期到寒武纪中国海水的  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  变化曲线。其中震旦纪数据和两个早寒武世数据是本次所测定的,前寒武纪-寒武纪界线和寒武纪-奥陶纪界线数据分别引自杨杰东等<sup>[9,17]</sup>。

图 2 显示,全球海水的 Sr 同位素和古太平洋及中国海水的 Nd 同位素组成在晚元古代末期到早寒武世期间,在总体上发生了很大的变化。在 Varange 冰期之前,全球海水的 Sr 同位素比值相对稳定在一个低值,古太平洋的  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  值相对稳定在一个高值。在 Varange 冰期及其以后,全球海水 Sr 同位素比值迅速上升,相应的古太平洋海水的  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  值迅速下降。它们分别在文德期的后期和早寒武世达到其上升或下降的极大值和极小值。中国海水的  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  值在南沱冰期中的民乐组时期为 -3.6 到 -3.7,仍落在古太平洋的  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  值范围之内,在南沱冰期后逐渐下降,在早寒武世下降到其最低值,约 -8.0。全球海水的 Nd 和 Sr 同位素的大幅度变化反映了从隐生宙到显生宙转变时期全球曾发生过重要的地质变化。

一些研究人员认为,可能引起全球海洋同位素组成变化的因素有:全球的构造作用、气候变化、冰川作用、大陆侵蚀速率的变化、海平面的波动和大洋中脊扩张速率的变化等<sup>[5-7,18,19]</sup>,其中,全球性的构造作用应该是最重要的和最基本的因素。尽管目前对晚前寒武纪的构造历史还不完全清楚,但主要的构造事件已有所了解。在文德纪以前有一个超级大陆的联合,以及它的破裂,在文德纪主要为破裂大陆的碰撞, Pan-African 造山活动和冈瓦纳大陆的形成<sup>[20-23]</sup>。在文德纪之前超级大陆的破裂会导致热液活动的增加,海平面的升高,低的大陆侵蚀速率,低的海洋沉积速率,因而引起全球海水的 Sr 同位素比值降低和 Nd 同位素比值升高。但是在文

德纪,大陆的碰撞和造山事件使得热液活动减少,高的侵蚀速率和海洋沉积速率,因此引起全球海水 Sr 同位素比值的迅速增加以及 Nd 同位素比值的明显降低。

Worsley 等曾提出在全球海平面的升降和全球海水的 Sr 同位素比值的高低之间存在着对应关系<sup>[18,19]</sup>。Derry 等也以全球海平面的升降作为解释晚元古代海水 Nd 和 Sr 同位素组成变化的一个重要因素<sup>[5]</sup>,这些似乎有所不妥。据现有已报道的研究结果证实,在晚里菲期,全球存在广泛的海侵,海平面处于高位<sup>[12]</sup>。在 Varange 冰期全球发生海退,海平面下降<sup>[12]</sup>。而在冰期之后,全球又发生了海侵,这是一次晚元古代末期的大海侵,甚至寒武纪生物演化爆发的某些方面可以归因于这次海侵<sup>[24]</sup>。然而,在晚元古代,全球海水的 Sr 和 Nd 同位素比值仅呈单调升或降,并没有随海平面的升—降—升而反复变化。由此看来,即使海平面的升降对海水 Sr 和 Nd 同位素组成有影响,这种影响也是次要的。

由图 2 还可以看出,以晚元古代末期到寒武纪,中国海水的  $\epsilon_{Nd}(T)$  变化趋势与古太平洋海水的相比有两个区别。第 1 是:中国海水  $\epsilon_{Nd}(T)$  值变化幅度要小于古太平洋海水  $\epsilon_{Nd}(T)$  值的变化幅度。这种区别可能与当时两个洋盆的特定古海洋地理格局和构造活动情况的差别有关。在晚元古代末期,古太平洋洋盆与中国海水所处的洋盆相比,可能更早更快地稳定下来,热液活动和火山作用更少一些,海水中幔源物质/古老壳源物质的值更低一些。由于目前缺乏这方面的资料,尚不能详细论述,有待各方面研究的深入。第 2 是:在早震旦世的民乐期,中国海水的  $\epsilon_{Nd}(T)$  值还落在古太平洋的范围之内。到南沱冰期之后二者开始分离,至寒武纪则二者显著不同,中国海水的  $\epsilon_{Nd}(T)$  值在  $-5.7$  至  $-8.2$  之间,而古太平洋的值在  $-10$  至  $-20$ <sup>[2,3]</sup>。由于不同洋盆的海水具有不同的  $\epsilon_{Nd}(T)$  值,可以推测在晚元古代末期和寒武纪,中国海水与 Keto 和 Jacobsen 所称的古太平洋并

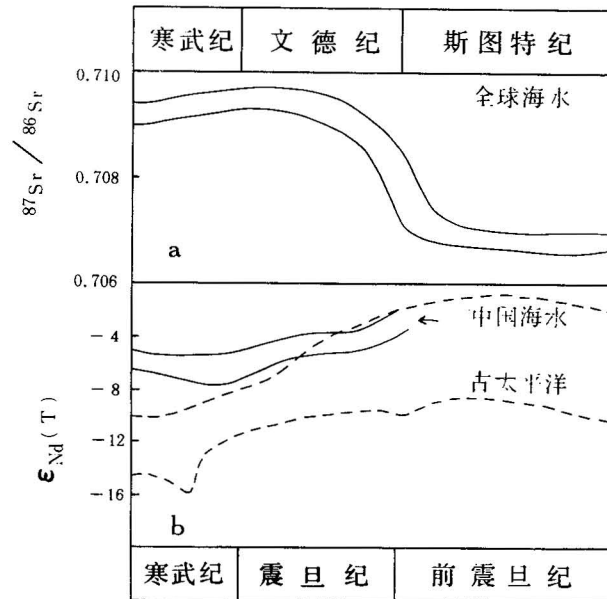


图 2 从晚元古代末期到寒武纪,海水 Nd 和 Sr 同位素组成的变化  
a 显示全球海水 Sr 同位素组成的演化  
(引自 Derry 等和 Asmerom 等)<sup>[5,6]</sup>;

b 显示古太平洋 Nd 同位素组成的演化(引自 Keto 和 Jacobsen<sup>[2,3]</sup>)  
和中国海水 Nd 同位素组成的演化(本次研究以及杨杰东等<sup>[9,17]</sup>)

Fig. 2 Variation of Nd and Sr isotopic composition of seawater during the Neoproterozoic to Cambrian  
a Evolution of Sr isotopic composition of the global seawater (from Derry et al. 1989; Asmerom et al., 1991);  
b Evolution of Nd isotopic composition of Panthalassa (from Keto and Jacobsen, 1987, 1988) and the Chinese seawater (from the study and Yang et al.)

不共洋,而属于另一个大洋——古亚澳洋的一部分。该推测与张文堂<sup>[25]</sup>依据以三叶虫为代表的动物群特征对寒武纪全球生物地理分区的研究结果相吻合。

本次研究所揭示的,在晚元古代末期全球古海洋地理格局可能发生了重大变化这一推测,还可以从对古海水 Nd 模式年龄的分析中得到佐证。

本次测定样品的 Nd 模式年龄值,  $T_{2DM}^{Nd}$ , 列于表 1, 其范围从 1 686 Ma 到 1 928 Ma, 平均值约为 1 800 Ma, 该值与现今陆壳平均模式年龄 (1800 Ma)<sup>[3]</sup> 一致。从民乐组到下灯影组,  $T_{2DM}^{Nd}$  值一般小于平均值 1800 Ma。从中灯影组到下寒武统,  $T_{2DM}^{Nd}$  值明显上升,  $T_{2DM}^{Nd}$  值的上升趋势与  $\epsilon_{Nd}(T)$  值的下降趋势相互对应。

Nd 模式年龄的意义在于它反映了海水 Sm, Nd 源区陆壳的平均年龄<sup>[3]</sup>。从民乐期到早寒武世, 中国海水 Nd 模式年龄有一个增大的变化, 反映了洋盆周围源区有更多的古老陆壳成份的加入, 以及由构造作用引起的基性-超基性成份加入的减少。

在晚元古代末期到早寒武世, 古太平洋海水的 Nd 模式年龄比中国海水增长更快。到早寒武世, 古太平洋海水的 Nd 模式年龄达 1.9 到 2.8 Ga<sup>[2,3]</sup>。这说明, 当时古太平洋洋盆周围的陆壳源区比之中国海水所处洋盆周围的陆壳源区的平均年龄更老。

## 6 结论

我们系统地采集了扬子区震旦纪和早寒武世沉积磷矿和锰矿样品, 测定了它们的 Sm-Nd 同位素组成。测定结果表明, 从晚元古代末期到早寒武世中国海水的  $\epsilon_{Nd}(T)$  值有一个总体上的下降趋势, 从约 -3.6 下降到约 -8.0, 下降主要发生在南沱冰期之后。相反, Nd 模式年龄呈上升趋势。

结合全球海水 Sr 同位素比值与古太平洋  $\epsilon_{Nd}(T)$  值的研究成果, 可以认为, 从晚元古代末期到早寒武世, 海水的 Nd, Sr 同位素组成发生了很大的变化, 反映从隐生宙到显生宙这一重大转变时期, 全球发生过重大的地质变化。

在晚元古代末期和早寒武世, 中国海水的  $\epsilon_{Nd}(T)$  值的变化幅度和变化趋势与古太平洋相比有很大区别, 这表明当时全球海洋地理格局发生了大的变化。

本次研究得到唐天福教授的指导并审阅全文, 王宗哲副研究员在野外采样和样品处理中给以热情帮助, 在此一并致以深切谢意。

## 参 考 文 献

- 1 Shaw H F, Wasserburg G J. Sm-Nd in marine carbonates and phosphates; Implication for isotopes in seawater and crustal ages. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1985, 49: 503-518.
- 2 Keto L S, Jacobsen S B. Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans. *Earth Planet. Sci. Lett.* . 1987, 84: 27-41.
- 3 Keto L S, Jacobsen S B. Nd isotopic variations of Phanerozoic paleoceans. *Earth Planet. Sci. Lett.* . 1988, 90: 395-410.
- 4 Knoll A H, Hayes J M, Kaufman A J, Swett K, Lambert I B. Secular variation in carbon isotopic ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. *Nature*, 1986, 321: 832-838.
- 5 Derry L A, Keto L S, Jacobsen S B, Knoll A H, Swett K. Strontium isotopic variations in Upper Proterozoic carbonates from Svalbard and East Greenland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1989, 53: 2331-2339.
- 6 Asmerom Y, Jacobsen S B, Knoll A H, Butterfield H J, Swett K. Sr isotope variations in Late Proterozoic seawater; Implications for crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1991, 55: 2883-2894.

- 7 Bruns S J, Haudenschild U, Matter A. The strontium isotopic composition of carbonates from the Late Precambrian (560—540 Ma) Huqf Group of Oman. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 1994, 111:269—282.
- 8 曹瑞骥,唐天福,薛耀松,俞从流,尹磊明,赵文杰. 扬子区上前寒武系. 南京大学出版社,1989. 1—20 页.
- 9 杨杰东,孙卫国,王银喜,王宗哲. 云南晋宁梅树村剖面前寒武系-寒武系界线化石 Sm-Nd 同位素年龄测定. *中国科学(B)*,1992,(3):322—327.
- 10 杨杰东,薛耀松,陶仙聪. 中国南方震旦系陡山沱组 Sm-Nd 同位素年龄测定. *科学通报*,1994,39:65—68.
- 11 Sun Weiguo. Subdivisions and correlations of the Upper Precambrian in China and Australia. In: *Palaeontologia Cathayana*. Beijing: Sci. Press, 1989, 1—22.
- 12 Bowring S A, Grotzinger J P, Isachsen C E, Knoll A H, Pelechaty S M, Kolosov P. Calibrating rates of Early Cambrian evolution. *Science*, 1993, 261:1293—1298.
- 13 王银喜,杨杰东,陶仙聪,李惠民. 化石、矿物和岩石样品的 Sm-Nd 同位素实验方法研究及其应用. *南京大学学报(自然科学版)*,1988,24:297—308.
- 14 Jacobsen S B, Wasserburg G J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, 11. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, 67:137—150.
- 15 Conway M S. *The Precambrian/Cambrian boundary*. Clarendon, Oxford, 1989, 7—39.
- 16 Odin G S, Gale N H, Auvray B, Bielski M, Dore F, Lancelot J R, Pasteels P. Numerical dating of Precambrian-Cambrian boundary. *Nature*, 1983, 301:21—23.
- 17 Yang Jiedong, Wang Yinxi, Wang Zongzhe. Studies on Sm and Nd isotopic signatures in fossils in Cambrian-Ordovician boundary strata of Dayangcha section Jilin, China. *Chinese Science Bulletin*, 1989, 34:63—65.
- 18 Worsley T R, Nance R D, Moody J B. Global tectonics and eustasy for the past 2 billion years. *Mar. Geol.*, 1984, 58:373—400.
- 19 Worsley T R, Moody J B, Nance R D. Proterozoic to Recent tuning of biogeochemical cycles. In: E. T. Sundquist and W. S. Broecker (ed). *The Carbon cycle and Atmospheric CO<sub>2</sub>: Natural Variation Archean to Present*. Am. Geophys. Union Monogr. 1985, 32:561—572.
- 20 Fischer A G. The two Phanerozoic supercycles. In: W. A. Berggren and J. A. Van Couvering (ed). *Catastrophes in Earth History, the New Uniformitarianism*. Princeton University, Lawrenceville, N. J., 1984, 129—150.
- 21 McWilliams M O. Paleomagnetism and Precambrian tectonic evolution of Gondwanaland. In: A. Kroner (ed). *Precambrian Plate Tectonics*. Elsevier, Amsterdam, 1981, 649—687.
- 22 Kazmin V G. Tectonic development of the Mozambique zone from accretion to collision. *Geotectonics*, 1988, 22: 213—219.
- 23 Hoffman P F. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science*, 1991, 252: 1409—1412.
- 24 Brasier M D. Sea-level changes, facies changes and the late Precambrian-early Cambrian evolutionary explosion. *Precambrian Research*, 1982, 17: 105—123.
- 25 Zhang Wentang. World Cambrian biostratigraphy. Contribution to 28th International Geological Congress, Washington D. C, USA. Beijing: Science Press, 1989, 209—220.



## Nd ISOTOPIC VARIATIONS OF CHINESE SEAWATER DURING THE SINIAN TO EARLY CAMBRIAN

Yang Jiedong

*(Center of Modern Analysis, Nanjing University, Nanjing)*

Xue Yaosong

*(Institute of Palaeontology, Academia Sinica, Nanjing)*

Tao Xiancong

*(Center of Modern Analysis, Nanjing University, Nanjing)*

### Abstract

Samples of Sinian and Lower Cambrian sedimentary phosphatic rocks and manganese ore were systematically collected in the Yangtze region, China and analyzed for Sm-Nd isotopes. Analysis shows that the  $\epsilon_{Nd}(T)$  values of the Chinese seawater were  $-3.6$  to  $-3.7$  at the Nantuo ice age (corresponding to the Varanger ice age), falling within the  $\epsilon_{Nd}(T)$  range of Panthalassa and then decreased after the Nantuo ice age, when both began to be separated. By the Cambrian, the  $\epsilon_{Nd}(T)$  values of the Chinese seawater ranged between  $-5.7$  and  $-8.2$  were obviously distinct from those ( $-10$  to  $-20$ ) of Panthalassa. It might be speculated that the Chinese seawater did not belong to Panthalassa proposed by Keto and Jacobsen (1988) but belonged to another ocean-Asiaustralia during the Neoproterozoic through the Cambrian. This presumption is coincident with the result of the investigation on the global biogeographic provinces in the Cambrian, as reported by Zhang (1989).

The Nd model ages of the analyzed samples range from 1686 to 1928 Ma with a mean of about 1.8 Ga, which is in agreement with the mean age (1.8 Ga) of the continental crust today. The Nd model ages show a rise trend from the Nantuo ice age to Early Cambrian and corresponds to the fall trend of the  $\epsilon_{Nd}(T)$  values.

The  $\epsilon_{Nd}(T)$  values of the Chinese seawater and Panthalassa both showed wide variations from the Neoproterozoic to Early Cambrian but their variation ranges were obviously different. These all indicate that there occurred a major geological change during the important transformation period from the Cryptozoic to Phanerozoic.

**Key words:** isotope, palaeo-ocean, Proterozoic

### 作者简介

杨杰东,生于1944年,1968年毕业于清华大学核物理专业。长期从事同位素地质年代学、同位素地球化学和同位素质谱仪的实验和研究工作。现任南京大学现代分析中心副主任,副教授。通讯地址:江苏省南京市南京大学现代分析中心,邮编:210008。