

热带太平洋 L₁₀₀₇ 深海柱状样的微体化石与地层研究

汪品先

郑连福

(同济大学 教授)

(国家海洋局第三海洋研究所 助理研究员)

对深海地质的研究为地质学带来了重大的变革,深海沉积柱状样的研究也大为扩展了人们对第四纪沉积环境的认识。深海沉积中的浮游生物微体化石,不仅以属种的演化变迁指示地层年代,而且以化石组合对海水的古温度变化和对深海碳酸盐溶解强度的大小反映,提供了第四纪地层划分的依据,从而能够与大陆上的冰期旋回进行对比。然而,深海地质的研究有许多特殊性,在我国几乎还属空白。

1978年国家海洋局在热带太平洋区采集了一些深海柱状样,为我国研究深海沉积提供了第一性的宝贵资料。本文仅拟对美拉尼西亚海盆的 L₁₀₀₇ 深水柱状样进行专门讨论。

美拉尼西亚海盆位于南半球赤道太平洋区,界于所罗门群岛与埃利斯群岛等岛屿和珊瑚礁之间,水深最大可达五千余米。而 L₁₀₀₇ 柱状样品取自 169°57'09"E、6°01'01"S,海盆北坡现代溶跃层(Lysocline)之上,水深 3434.6 米,柱长 416 厘米(图 1)。

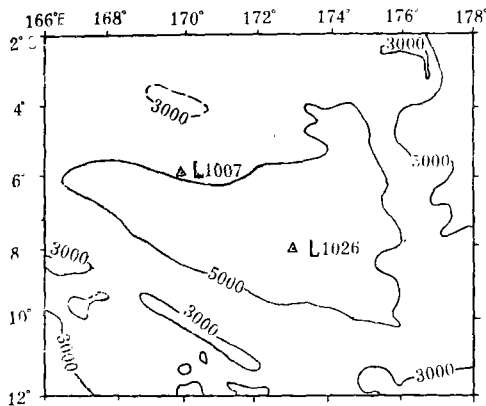


图1 美拉尼西亚海盆 L₁₀₀₇ 柱状样站位图

为了进行较为全面的研究,对该柱状样作了浮游有孔虫、钙质超微化石、碳酸盐含量、¹⁴C测年以及氧同位素($\delta^{18}\text{O}$)古温度等项目分析¹⁾。并在此综合分析的基础上,确定地层的地质年代与深海碳酸盐溶解旋回。

从岩性上看, L₁₀₀₇ 柱状样为乳白色结构均一的钙质软泥,仅在样品的 190 厘米和 260 厘米处分别见有浅褐色的薄夹层,各夹层的上、下界面岩性逐渐过渡,且富含钙质;另据化学分析结果表明,样品中 CaCO₃ 含量变化也不大(80—90%±)(图 3)。因此,仅仅依据岩性资料难以对碳酸盐溶解旋回进行

分层。近年来,大量的研究成果表明^[3],浮游有孔虫等钙质微体化石的抗溶种与易溶种的比例,是碳酸盐溶解作用强度的灵敏标志,其垂向变化是考察碳酸盐溶解旋回以及

本刊编辑部收到稿件日期:1981年8月7日。

1) 本文中所采用的碳酸盐含量由国家海洋局第三海洋研究所地质室化学组分析,¹⁴C测年和氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 分析资料由中国科学院地球化学研究所提供,插图由同济大学海洋系绘图室清绘,在此一并致谢。

进行深海地层对比的良好依据。而L₁₀₀₇柱状样,正是依靠浮游有孔虫的差异溶解作用来推断碳酸盐溶解旋回的。

一、微体化石分析结果

L₁₀₀₇柱状样主要由浮游有孔虫与钙质超微化石等生物壳体组成。由于浮游有孔虫数量多、个体大,所以在分析过程中采用孔径为0.15毫米的铜筛冲洗,并进行定量统计,同时选出部分样品进行钙质超微化石分析。

据对二十一个样品的分析结果表明,该柱状样中常见的浮游有孔虫主要为:袋拟抱球虫 *Globigerinoides sacculifer* (Brady)、红拟抱球虫 *G. ruber* (d'Orbigny)、柱氏方球虫 *Globoquadrina dutertrei* (d'Orbigny)、敏纳圆辐虫 *Globorotalia menardii* (d'Orbigny)、肿圆辐虫 *G. tumida* (Brady)、斜室普林虫 *Pulleniatina obliquiloculata* (Parker and Jones)、粘连近抱球虫 *Globigerinita glutinosa* (Egger)、同时含等边小抱球虫 *Globigerinella aequilateralis* (Brady)、共球拟抱球虫 *Globigerinoides conglobata* (Brady)、厚圆辐虫 *Globorotalia crassaformis* Galloway and Wissler、截锥圆辐虫 *G. truncatulinoides* (d'Orbigny)、秀圆辐虫 *G. scitula* (Brady)、聚球方球虫 *Globoquadrina conglomerata* (Schwager)、普通圆球虫 *Orbulina universa* d'Orbigny、以及泡抱球虫 *Globigerina bulloides* d'Orbigny 等。其中十七个样品定量统计的结果,示于表1和图3。

与此同时,对L₁₀₀₇柱状样的一部分样品运用偏光显微镜和扫描电子显微镜进行了钙质超微化石的分析。钙质超微化石在0—5厘米处含量甚低,仅见少量弱孔圆颗石 *Cyclococcolithina leptopora* (Murray and Blackman)等种类,而在下伏的浮游有孔虫保存较好的层段中,钙质超微化石的含量明显增多,种类亦繁多,如105—110厘米处含桥石 *Gephyrocapsa* sp.、弱孔圆颗石 *Cyclococcolithina leptopora*、鸡冠角状石 *Ceratolithus cristatus* Kamptner 等,并偶见盘星石 *Discoaster* sp. 等。在浮游有孔虫保存较差的层段,钙质超微化石含量减少,如在410—416厘米处,见弱孔圆颗石 *Cyclococcolithina leptopora*、远洋颗石 *Coccolithus pelagicus* (Wallich)、以及 *Gephyrocapsa* sp. 等。

二、地层年代的范围

碳同位素测年是确定第四纪晚期地层年龄的可靠方法。本柱状样¹⁴C分析结果为:

深度(厘米)	年龄(年)
10—30	20060 ± 1000
60—80	35340 ± 1700
130—150	>50000
210—230	>50000

表 1 L 1007 柱状样浮游有孔虫分析统计表

名 称	埋深(厘米)																					
	0-5	5-25	25-30	30-50	50-55	55-80	80-90	90-115	115-145	145-165	165-190	190-225	225-245	245-260	260-285	285-305	305-335	335-355	355-385	385-390	405-410	
数 量	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
红拟抱球虫 <i>Globigerinoides ruber</i>	25.90	35.10	30.90	21.68	21.20	4.90	10.09	9.46	19.61	13.01	11.18	16.09	13.98	38.72	31.68	45.00	44.70					
袋拟抱球虫 <i>G. sacculifera</i>	15.40	29.70	20.54	27.74	36.54	3.21	28.68	15.71	34.92	13.27	16.84	16.10	16.61	21.76	13.81	20.50	11.10					
共球拟抱球虫 <i>G. conglobata</i>	2.40	1.69	2.01	1.60	1.68	1.28	2.39	5.65	1.23	2.30	5.02	4.06	7.34	1.19	4.24	1.80	2.00					
敏纳四辐虫 <i>Globorotalia menardii</i>	7.20	7.46	9.72	11.31	9.47	22.69	13.41	14.11	10.46	11.48	14.48	18.62	9.96	9.64	13.08	6.90	7.20					
粗厚四辐虫 <i>G. crassaformis</i>	0.20	1.51	2.75	0.40	0.42	0.64	3.19	2.56	1.54	2.30	0.79	2.53	0.35	0.68	1.66	0.60	0.60					
卵四辐虫 <i>G. tumida</i>	3.30	1.24	3.21	3.06	1.26	7.07	2.66	12.98	1.89	6.89	2.27	3.17	6.12	1.45	4.05	2.85	2.89					
秀圆辐虫 <i>G. scitula</i>	0.50	0.62	0.37	0.40	0.67	0.21	0.13	0.15	0.31	0.00	0.10	0.13	0.35	0.17	0.74	0.20	0.14					
截锥圆辐虫 <i>G. truncatulinoides</i>	0.80	0.62	0.28	1.00	1.42	1.71	1.86	0.64	0.46	0.26	0.59	2.53	2.09	3.07	3.13	2.10	3.00					
杜氏方球虫 <i>Globoquadrina dutertrei</i>	11.30	6.66	9.72	12.77	7.21	17.34	14.21	15.87	18.61	26.02	21.28	15.20	11.01	6.65	8.30	4.50	6.20					
聚球方球虫 <i>G. conglomerta</i>	2.50	0.98	1.65	0.67	1.51	2.36	2.26	1.12	1.69	0.51	1.77	1.14	0.00	1.62	0.16	1.30	0.60					
泡抱球虫 <i>Globigerina bulloides</i>	1.70	0.44	0.18	0.27	0.08	0.21	0.27	0.16	1.85	0.00	0.69	0.25	0.17	0.17	0.55	0.10	0.30					
等边小抱球虫 <i>Globigerinella aequilateralis</i>	5.10	3.11	1.47	2.66	1.84	2.14	3.59	0.32	1.38	1.79	3.25	3.67	3.57	1.45	3.50	2.30	1.00					
粘连近抱球虫 <i>Globigerinita glutinata</i>	7.00	7.10	9.63	7.65	10.89	0.43	3.05	3.85	3.38	1.02	4.73	3.42	15.38	9.30	7.37	6.60	13.60					
普通圆球虫 <i>Orbulina universa</i>	0.00	0.62	0.18	0.20	0.59	0.21	1.06	0.48	0.31	0.26	0.39	0.25	0.17	0.43	0.55	0.20	0.30					
斜管普林虫 <i>Pulleniatina obliquiloculata</i>	16.70	3.11	7.43	8.58	5.20	35.54	13.15	19.56	11.54	20.92	13.40	12.80	12.94	3.66	7.18	5.00	6.70					
统 计 个 数	933	1126	1091	1503	1256	467	753	624	650	392	1015	789	572	1142	543	1123	712					
浮游有孔虫溶解指数(FDX)	5.32	4.64	5.05	5.40	4.74	8.52	6.20	7.26	5.86	7.34	6.75	6.40	5.99	4.47	5.20	4.19	4.54					

以上数据,只能确定10—80厘米以上的岩样属于晚更新世(Q₃),130厘米以下的岩性样,地质年龄>50000年。而对于整个柱状样的年代测定,则有赖于微体古生物的分析结果。

如上所述,在L₁₀₀₇柱状样中所含浮游有孔虫化石均系现代热带太平洋常见类型,其中*Globorotalia truncatulinoides*为第四纪地层(N₂₀—N₂₁带)的标志性化石,而且,*Globorotalia menardii*的壳体旋向基本为左旋。其次,钙质超微化石*Gephyrocapsa* sp.仅限于第四纪、*Ceratolithus cristatus*多分布于上新世末(NN₁₈带)及第四纪(NN₁₉—NN₂₁带)、*Cyclococcolithina leptopora*也多见于第四纪,只有*Discoaster*为第三纪标准化石,后者偶而见于柱状样上部,可能是再沉积的产物。因此,根据化石属种组合可以断定该柱状样的时代为第四纪。

由于第四纪的时间短暂,大部分生物门类的演化速度不能满足详细划分地层的需要,所以,通常使用微体古生物的化石群所反映的气候旋回来作为地层对比的标志。在L₁₀₀₇柱状样中所见的化石属种,除*Globigerina bulloides*、*Coccolithus pelagicus*等少数广温种^[1]以外,几乎均为喜暖类型;而可以用旋向的变化以指示第四纪海水温度升降的*Globorotalia truncatulinoides*又为数甚少,所以,不能只依靠化石群的古温度分析,来推断气候旋回。然而,自1952年Arrhenius发现洋底沉积物中碳酸盐含量具有韵律现象以来,大量的研究结果证明,这是第四纪深海碳酸盐溶解旋回的反映,它与气候旋回相关,是划分对比深海第四纪地层的主要依据之一。L₁₀₀₇柱状样中浮游有孔虫和钙质超微化石群都具有明显的被溶解的迹象,因此,应能运用溶解旋回以划分、对比地层。

三、碳酸盐旋回

如所周知,大洋上层海水中的CaCO₃是饱和的或过饱和的。但向下由于温度下降、压力增大,致使CaCO₃的溶解度相应增高,且变为不饱和。从饱和到不饱和的转折深度称为碳酸盐饱和深度(CSD),如太平洋北部CSD一般在800米以内^[12],南部约在2000米左右。因为海水中的浮游有孔虫、颗石类钙质骨骼沉降到CSD之下便开始溶解,所以,微小的钙质超微化石如得不到粪粒的保护,便会溶于水层中,以致不能沉到洋底^[7];而浮游有孔虫的壳体较大,一般在CSD之下的溶解作用还不足以影响其壳体的保存。但到达一定深度,CaCO₃的饱和度甚低,浮游有孔虫壳体的溶解现象迅速增强,使大量的壳体溶蚀消失,这就是所谓“溶跃层”^[2](图2)。赤道南太平洋“溶跃层”的深度大约在4000米左右^[10]。再向下数百米,到达碳酸盐溶解速度超过碳酸盐供应速度的转折深度,这就是碳酸盐的补偿深度(CCD),在此深度之下便不再有碳酸盐沉积,浮游有孔虫与钙质超微化石亦随之消失。我们认为:美拉尼西亚海盆的“溶跃层”和CCD的深度分别为4000—4500米和5000米左右。

然而,不同属种的骨骼其溶解度是不同的,因此发生了所谓选择性的溶解作用。例如颗石类中的全颗石(*holococcoliths*)最易溶解,以致在海洋沉积物中一般从未发现过。而弱孔圆颗石(*Cyclococcolithina leptopora*)的抗溶性最强,所以在深达6000米的洋底

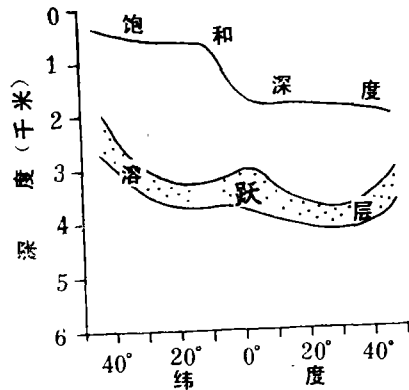


图2 太平洋(东部)碳酸钙饱和深度、溶跃层深度分布剖面图^[10]

仍有出现^[11]。作为选择性溶解作用的结果，溶跃层上、下的属种组合迥然不同。在溶跃层以下，易溶种大量消失，抗溶种的比例增高。浮游有孔虫化石群中抗溶种与易溶种的个体数比值，是测定深海碳酸盐溶解作用的定量指标。1975年Berger将现代37个种的浮游有孔虫按抗溶程度分成了9级(表2)，而后依下式求得有孔虫溶解指数(FDX)：

$$FDX = \sum_{i=1}^9 i P_i \times 10 / 9$$

式中*i*为抗溶程度的等级序数，*P_i*为第*i*级中各种类的壳体占全群的比例^[3]。L₁₀₀₇柱状样各样品中的FDX值，请阅表2。

表2 浮游有孔虫的抗溶等级(据Berger, 1975编)(注)

等 级	种 名
抗 溶 程 度	1 <i>Hastigerina pelagica</i>
	2 <i>Globigerinoides ruber</i> , <i>Globigerina bulloides</i> 等
	3 <i>Globigerinoides sacculifer</i> , <i>G. conglobata</i> <i>Orbulina universa</i> , <i>Globigerinella aequilateralis</i> 等
	4 <i>Globigerinita glutinata</i> 等
	5 <i>Globorotalia scitula</i> 等
	6 <i>Globorotalia crassaformis</i> , <i>Globoquadrina conglomerata</i> 等
	7 <i>Globorotalia truncatulinoides</i> 等
	8 <i>Globorotalia menardii</i> , <i>Globoquadrina dutertrei</i>
	9 <i>Globorotalia tumida</i> , <i>Pulleniatina obliquiloculata</i> 等

前已述及，L₁₀₀₇柱状样的碳酸钙含量比较均一，有孔虫的溶解指数曲线有十分明显的波动(图3)，反映出碳酸盐溶解作用的旋回性。根据溶解程度的强弱，可将全柱状样自上而下分为四层(图4)：

(一) 0—15厘米 抗溶种如*G. menardii*、*G. tumida*、*P. obliquiloculata*、*G. dutertrei*等含量较高(图3)，浮游有孔虫壳体破碎，钙质超微化石稀少，FDX为5.32，代表溶解作用较强时期。

(二) 15—140厘米 易溶种如*G. sacculifer*、*G. ruber*含量剧增，浮游有孔虫壳体保存较好，钙质超微化石极为丰富，FDX大致在5.0以上，为溶解作用减弱期。

(三) 140—355厘米 易溶种含量明显下降，抗溶种比例增大，出现大量溶剩的圆辐虫壳缘、普林虫外壳等，钙质超微化石数量减少，FDX大致在6—8.5之间，代表溶解作用最强期。

(四) 355—416厘米 浮游有孔虫易溶种含量再度上升，保存状况较好，FDX在4

[注]原文共列出37种，本表除第1级外，只选用L₁₀₀₇柱状样中所见的15种。

—5.2之间，属溶解作用减弱期。

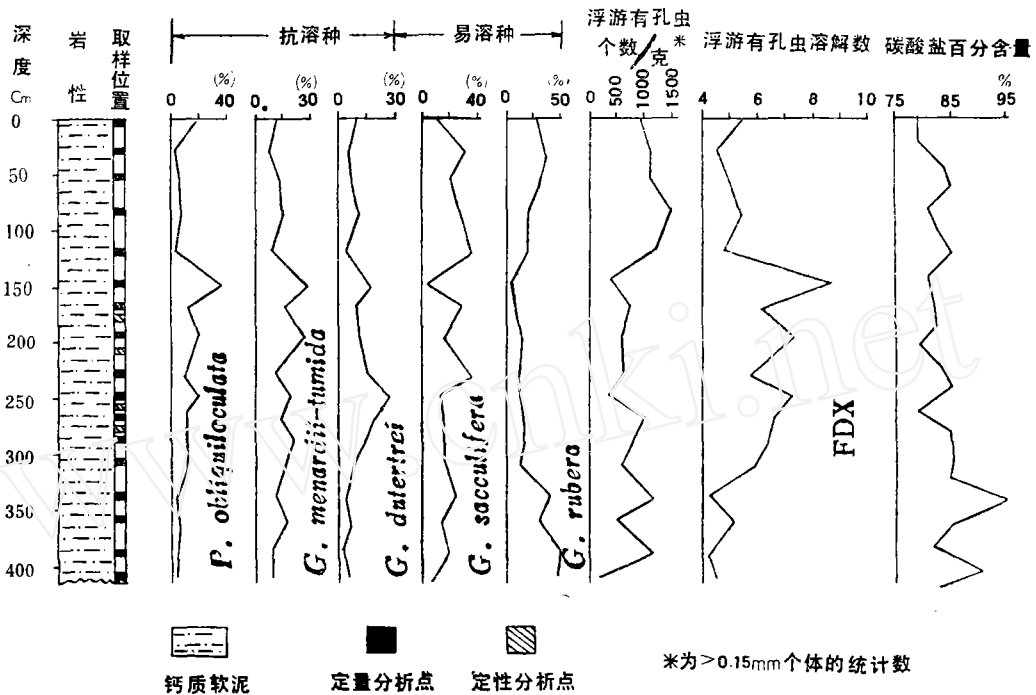


图3 L₁₀₀₇柱状样浮游有孔虫及碳酸盐的含量图

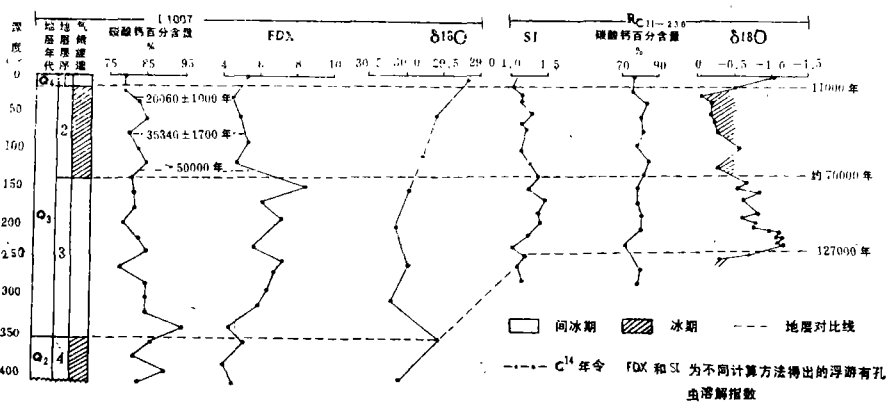


图4 L₁₀₀₇和RC₁₁₋₂₃₀两个柱状样地层对比图

当然，碳酸盐溶解作用的强弱波动，也同样反映为沉积物中碳酸盐含量的升降。但经研究表明，深海沉积物中碳酸盐的含量还取决于表层海水含钙质骨骼的生物多寡以及非碳酸盐沉积物“冲淡”碳酸盐沉积的程度等多种因素，而且溶解作用小幅度的增强只能引起壳体的破碎而不造成碳酸盐壳质的明显溶失，在碳酸盐含量上并无反映^[8]。因此，只有钙质微体化石群才能灵敏而真实地反映碳酸盐的溶解旋回，并提供地层详细分层与对比的依据，L₁₀₀₇柱状样正是起着这样的作用。

四、地层对比

现已查明：深海碳酸盐的溶解旋回是与第四纪气候旋回相对应的一种地质现象，尽管各大洋之间存在着差异，甚至有相反的趋势，但在太平洋范围内，碳酸盐旋回与气候旋回的关系几乎相一致，即当冰期时期碳酸盐的溶解作用减弱，间冰期时期加强。

Arrhenius (1952) 所分析的东赤道太平洋 58 号柱状样中的碳酸盐旋回，后经氧同位素古温度分析证明其与古海水温度相一致，即碳酸盐含量高的层位与低温度层位相对应，反之亦然^[4]。1969 年 Hays 等人对东赤道太平洋四个深海柱状样进行古地磁、微体古生物和碳酸盐含量分析后，认为上述结论是正确的。并发现布容正向期在将近 70 万年的时间内，经历了 8 个深海碳酸盐溶解旋回，其最后 5 个旋回各持续了约 75000 年^[6]。此后的研究进一步证明，相应的碳酸盐旋回在东赤道太平洋同样存在^[13]。由此可推测，赤道太平洋的碳酸盐补偿深度，在冰期时下降，间冰期时上升，从而造成了与气候旋回相应的碳酸盐溶解旋回^[9]。

因此，深海碳酸盐溶解曲线应与大陆上的气温曲线一样，可用来进行第四纪地层对比。尽管在深海区普遍存有碳酸盐旋回，但并非各处的碳酸盐溶解曲线都能直接进行对比。如大西洋和太平洋就是不相同的^[5]，即使在太平洋内，其高纬度带与低、中纬度带也不相同^[9]；再如赤道太平洋，溶跃层上、下柱状样的溶解指数曲线也呈现出不同的趋势^[8]。

L₁₀₀₇ 柱状样位于西赤道太平洋的溶跃层附近，为此，特选择东赤道太平洋的 RC₁₁₋₂₃₀ 柱状样 (110°48'W, 8°48' S, 水深 3259 米) 与之进行对比。该柱状样与 L₁₀₀₇ 柱状样在纬度上相近，且处于溶跃层 (当地溶跃层水深约 3500 米) 附近，碳酸钙含量为 70—85% 左右^[8]。尽管此二柱状样的碳酸钙含量曲线难以进行对比，但浮游有孔虫溶解指数曲线却显示出较好的相似性 (图 4，请注意 L₁₀₀₇ 柱状样用 FDX 表示，而 RC₁₁₋₂₃₀ 是采用 1970 年 Berger 公式求出来的溶解指数 SI 值，二者原理相同、唯算法略有差异)。RC₁₁₋₂₃₀ 柱状样氧同位素古温度曲线与赤道太平洋其它柱状样完全可以对比，因此，具有确定时代的意义^[6]。经对比后，其结果表明：L₁₀₀₇ 的两个强烈溶解期分别相当于冰后期 (第 1 层) 与末次间冰期 (第 3 层)，而两个溶解作用减弱期分别相当于玉木冰期 (第 2 层) 与里斯冰期 (第 4 层) (见表 3) 至于其具体年龄，因本海区测年数据不足，只能对照东赤道太平洋的资料予以推断。

表 3 L₁₀₀₇ 柱状样地层划分及年代推断

层序	样品长度 (厘米)	溶解作用	地 质 年 代		推 断 年 龄
1	0—15	强	全新世 (Q ₁)		11000年
2	15—140	弱	晚更新世 (Q ₃)	玉木冰期 (W)	约 70000 年
3	140—355	强		里斯-玉木间冰期 (R-W)	
4	355—416	弱	中更新世 (Q ₂)	里斯冰期 (R)	127000年

根据 L₁₀₀₇柱状样氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 古温度分析, 同样也显示出两个气候旋回, 即高温期与低碳酸盐期相对应、低温期与高碳酸盐期相对应。由于柱状样上段分析样品密度过稀, 低温期的部分历史未能得到充分的显示。然而, L₁₀₀₇柱状样中的浮游有孔虫、钙质超微化石、 CaCO_3 含量、 ^{14}C 以及 $\delta^{18}\text{O}$ 等五项分析结果相互吻合, 又一次证明赤道太平洋区在冰期时期碳酸盐溶解强度减弱, 而在间冰期与冰后期时期碳酸盐溶解强度增强的这一总趋势。

参 考 文 献

- [1] Be', A.W.H. 1977: An ecological, zoogeographic and taxonomic review of Recent planktonic foraminifera. *Oceanic Micropaleontology*, Vol.1, 1—100. Academic Press.
- [2] Berger, W.H. 1970: Planktonic Foraminifera: selective solution and the lysocline. *Marine Geology*, Vol.8, 111—138.
- [3] ————1975: Deep-Sea carbonates: dissolution Profiles from foraminiferal preservation. *Cushman Found. Foram. Res., Spec. Publ., No.13*, 82—86.
- [4] Emiliani, C. 1955: Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, Vol. 63, 538—578.
- [5] Gardner, J.V. 1975: Late Pleistocene carbonate dissolution cycles in the eastern equatorial atlantic. *Cushman Found. Foram. Res., Spec. Publ. No. 13*, 129—141.
- [6] Hays, J.D. T. Saito, N.D.Opdyke and L.H.Burckle, 1969: Pliocene-Pleistocene sediments of the equatorial pacific; their paleomagnetic biostratigraphic and climatic record. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, Vol.80, 1481—1513.
- [7] Honjo, S. 1976: Coccoliths; production, transportation and sedimentation. *Marine Micropaleontology*, Vol.1, 65—79.
- [8] Luz, B. and N.J.Shackleton, 1975: CaCO_3 solution in the tropic east pacific during the past 130000 years. *Cushman Found. Foram. Res., Spec. Publ. No.13*, 142—151.
- [9] Ramsay, A.T.S. 1977: Sedimentological clues to paleo-Oceanography. *Oceanic Micropaleontology*, Vol.2, 1371—1453. Academic Press.
- [10] Ruddiman, W.F. 1977: Investigations of Quaternary climate based on planktonic foraminifera. *Oceanic Micropaleontology*, Vol.1, 101—161. Academic Press.
- [11] Schneidermann, N.1977: Selective dissolution of Recent coccoliths in the Atlantic Ocean. *Oceanic Micropaleontology*, Vol.2, 1009—1053.
- [12] Takahashi, T. 1975: Carbonate chemistry of Sea water and the calcite compensation depth in the ocean. *Cushman Found. Foram. Res., Spec.Publ., No.13*, 11—26.
- [13] Thompson, P.R. 1976: Planktonic foraminiferal dissolution and the progress towards a pleistocene Equatorial pacific transfer function. *Jour. Foram. Res.*, Vol. 6, 208—227.

MICROFOSSIL AND STRATIGRAPHICAL STUDY OF THE DEEP-SEA CORE L₁₀₀₇ FROM THE TROPICAL PACIFIC OCEAN

Wang Pinxian
(Tongji University)

Zheng Lianfu
(The Third Institute of Oceanography
National Bureau of Oceanography)

Abstract

Planktonic foraminiferal solution index is a sensitive indicator of the carbonate solution intensity, its vertical variation is a good evidence for the investigation of the carbonate dissolution cycles and the correlation of deep-sea stratigraphy.

An analysis of the foraminifera, calcareous nannofossils, carbonate content ¹⁴C dating and oxygen isotopic ($\delta^{18}\text{O}$)paleo-temperature based on the deep-sea core L₁₀₀₇ (416cm in length, with water depth 3436m) from the north slope of the Melanesia Basin (169°57'09"E, 6°01'01"S) of the South Equatorial Pacific shows that the carbonate content of the core located above the Lysocline of this area does not change obviously (fig.3), so that it is difficult to determine the carbonate dissolution cycles and their geological ages. However, the curve of the planktonic foraminiferal solution index has a rapid fluctuation, and two stronger and two weaker carbonate dissolution stages can be determined in the core. The two stronger ones correspond to the post-glacial period (0-15cm) and the last interglacial period (140-355cm) and the two weaker ones correspond to Würm-glaciation (15-140cm) and Riss-glaciation (355-416cm) respectively.

Meanwhile, the curve of the oxygen isotopic temperature of the core can also show two climatic cycles, i.e, the warm stage which corresponds with lower carbonate content ones and cold stage which corresponds with higher carbonate content (fig.4). It is evident that the general trend of the carbonate solution intensity decreased during the glacial periods and increased during the post-glacial period or interglacial periods in the area of the south Equatorial Pacific.