

序 言

任美铎

最近二十年来,地质科学的内容发生了重大的革命,这主要应归功于深海钻探。许靖华教授介绍深海钻探成就的一本通俗著作,曾把书名形象地叫做“一艘船使地球科学发生革命”。这艘船就是深海钻探船“Glomar Challenger 号”。

深海钻探使地球科学产生了两个重大突破。第一是以具体的沉积物岩心证实了海底扩张、板块构造学说;第二是创立了一门新的边缘学科——古海洋学。板块构造学说渐为我国地质学界所熟识,所接受和应用,但我国广大地质工作者对古海洋学还比较生疏。

地球表面 71% 是海洋。很明显,如果不了解海洋的历史,是无法认识地球的地质历史的。由于板块构造学说和古海洋学的进展,使我们对世界大陆上某些地区演变过程的认识为之一新,一些新的概念取代了陈旧的、不正确的概念,大大推动了大陆地质学的发展。海洋地质学与大陆地质学互相渗透、互相结合,是近代地质科学发展的主要趋势之一。我国地质科学虽有良好的基础,并已取得重大成就,但海洋地质学起步较晚,基础薄弱,陆地地质学家对海洋地质学的最近发展了解不够,使我国地质科学在理论上明显地落后于世界前进的步伐。

《古海洋学概论》是同济大学海洋地质系同志集体编写的,他们参阅了 500 多种文献,博采众家之说,加以科学分析,取其精华,比较全面地介绍了古海洋学的主要内容及最新成就。特别详细地介绍了古海洋学的研究方法,这对于我国今后开展古海洋学研究将是有用的。

我希望本书的出版不但能促使我国积极开展古海洋学的研究工作,而且将引起我国广大地质工作者对古海洋学的兴趣与注意,从而促进大陆地质学与海洋地质学的相互渗透,对于发展我国地质科学,起有益的作用。

1985 年 10 月 29 日

于上海

目 录

序 言	任美铎
第一章 绪 论	汪品先
一、研究对象和定义	1
二、研究历史	1
三、研究方法和意义	3
第二章 大洋地层学	汪品先
第一节 概述	6
第二节 岩性地层学与事件地层学	6
一、岩性地层学	7
二、海洋火山灰年代学	10
三、间断地层学与地震地层学	12
第三节 生物地层学	14
一、有孔虫	16
二、钙质超微化石	22
三、放射虫	26
四、硅藻及其他	29
五、各类化石的比较	31
第四节 年代地层学	33
第五节 磁性地层学	35
第六节 气候地层学	41
一、古生物气候地层学	41
二、同位素气候地层学	41
三、碳酸盐地层学	43
第三章 古洋流与海水古温度	王慧中 汪品先
第一节 现代洋流的基本特征	45
一、洋流与水团	45
二、现代表层洋流分布的基本格局	46
三、现代深部洋流及其全球分布	48
四、西部边界洋流的强化作用	50
五、大洋上升流	52
第二节 古洋流研究方法概述	54
第三节 古生物学方法	55
一、标志性种和标志性组合	56
二、非种方法	72
三、转换函数	75
第四节 稳定同位素地球化学方法	81
一、氧同位素	82
二、碳同位素	94

第五节 沉积学方法	105
一、表层流	105
二、上升流	105
三、底层流	107

第四章 古气候与海洋

吴邦毓 金性春

第一节 大气环流及其地质意义	120
第二节 海洋中的风尘沉积	122
一、风尘沉积作用的重要性	122
二、风尘沉积物的一般特征与物质组成	123
三、撒哈拉岸外的风尘沉积物	126
第三节 风成沉积物所反映的古气候	130
第四节 黄土与深海沉积的对比	136
一、中欧黄土与深海沉积的对比	136
二、我国黄土与深海沉积的对比	136
第五节 古气候旋回及其理论	141
一、陆上和深海的古气候旋回记录	141
二、古气候旋回的形成机制	142
三、米兰科维奇理论的验证及存在问题	143
四、长周期气候旋回的形成	146

第五章 古海水化学

汪品先

第一节 盐度	148
第二节 溶解氧	151
一、大洋中氧的分布	151
二、缺氧沉积物	152
第三节 磷酸盐	154
第四节 碳酸盐	157
一、“海底雪线”——CCD	157
二、差异溶解作用与溶解指数	163
三、方解石溶解旋回	169
四、地质时期 CCD 的重建与升降史	170
第五节 二氧化硅	176
一、在海水中的分布	176
二、沉积物中的分布	177
三、硅质骨骼的溶解作用	179
四、大洋生物硅质沉积期和燧石形成	181

第六章 古海洋生产率

成鑫荣 汪品先

第一节 浮游生物的演化	184
第二节 大洋生产率	190
一、现代生产率	190
二、洋底有机物的沉积作用	192
三、古生产率的测定	195
四、古生产率与油气资源	195

第七章 古海洋演化史与重大事件

金性春

第一节 前中生代的大洋演化	201
第二节 现有诸大洋的形成和中生代大洋演化	204
一、大西洋	204
二、印度洋	205
三、太平洋	206
第三节 白垩纪古气候古海洋特点与缺氧事件	207
一、白垩纪古气候古海洋特点	207
二、中白垩纪缺氧事件	210
第四节 白垩纪末的绝灭事件	214
一、白垩纪末绝灭事件的表现	214
二、白垩纪末绝灭事件的解释	217
三、罕见事件与新灾变论	220
第五节 新生代大洋变冷过程	222
一、古新世和始新世	223
二、始新世末期事件	225
三、渐新世	227
四、中新世	229
第六节 中新世末的大洋事件	232
一、中新世末海洋环境的一般特点	232
二、地中海盐度危机	233
第七节 上新世与第四纪的古气候、古海洋演变	237
一、上新世晚期的气候变冷	237
二、距今240~250万年前——松山期与高斯期之交	238
三、距今70万年前——布容期与松山期之交	239
四、距今12万年前——末次间冰期极盛期	241
五、距今18000年前——末次冰期极盛期	242
六、第四纪冰期海洋及更新世旋回	246

第八章 陆地上的古海洋学

劳秋元 汪品先

第一节 历史的回顾	251
第二节 深海瘤状灰岩成因之争	253
第三节 放射虫岩沉积的深度	258
第四节 含燧石结核的远洋灰岩	262
第五节 保存在海相地层中的地史上的罕见事件	266
第六节 研究方向和前景	267

结语	270 汪品先
----	---------

附录一 深海钻探各航次概况	273 王慧中
---------------	---------

附录二 古海洋学大事记	280 王慧中 汪品先
-------------	-------------

参考文献

第一章 绪论

一、研究对象和定义

本世纪六十年代以来,海洋地质学,特别是大洋地质学已经成为地球科学中发展最快的部门。《格罗玛·挑战者号》船十五年(1968—1983)的深海钻探,为占地球表面积三分之二的大洋区填补了地质资料的空白;从根本上改变了人们对地壳运动和地质历史的认识。深海钻探不仅证实了板块学说,而且产生了一门新学科——古海洋学。

古海洋学(Paleoceanography)作为地球科学最新的一个分支从七十年代正式提出以来,正以迅猛的势头向前发展。板块学说和古海洋学,可以比喻为深海钻探产生的一对亲姐妹。如果说六十年代晚期随着海底扩张的证实而建立起来的板块学说,通过对地球固态圈层即岩石圈运动认识上的根本变化,已经引起了地球科学上的一场革命(许靖华,1985);那么可以预计,自八十年代起随着古海洋学对水圈、大气圈和生物圈演化历史带来的崭新认识,必将再次导致地球科学上一系列新的变革。

古海洋学是海洋地质学的一个分支学科,它根据海洋沉积物研究地质时期里的海洋环流、海洋化学和海洋生产率、生物地理的演变过程等。对于古海洋学的含义,存在着不同的理解。据美国等多数国家学者的理解,古海洋学的研究对象是大洋体系中水团和相关的大气圈及生物圈的历史,而按苏联学者的理解却把大洋地壳运动也包括在内,甚至还占据重要地位。如美国Berger(1979a)认为古海洋学是研究“大洋环流、化学、肥力和生物地理的历史”,而其核心问题在于大洋环流(Berger,1981);美国Kennett(1982)将古海洋学定义为“关于大洋体系发展的学科”,其中包括“研究表层环流的发展,底层环流格局的历史和效果,浮游与底栖生物地理发展和生物演化速率,生物生产率历史及其对沉积物分布的影响,以及碳酸钙和二氧化硅的沉积和溶解的历史”,因此,洋底地壳运动及洋盆的构造演化均不在内。而苏联Лисицын(1980a)把古海洋学定义为“大洋地质历史的科学,即历史海洋学”,其研究对象是“地质时期里的世界大洋。”因此苏联在1984年提交廿七届国际地质科学联合会大会上的“古海洋学”论文专辑中,包括了大量洋底地壳运动历史的论文。诚然,古大洋的位置形状、体积等因素,对于大洋环流,物化性质和生产率等无不具有极为重要的影响,但这毕竟只是大洋体系的边界条件。如果把板块构造活动归并入古海洋学,甚至当作其主要内容,只能使古海洋学的概念含糊不清。

二、研究历史

作为一门现代的科学,古海洋学诞生于本世纪七十年代;然而“古海洋学”这一名称的提出却早得多,至少可以追溯到七十多年以前。1912年俄国地质学家Архангельский在其专著《欧俄东部的晚白垩世沉积》(Верхнемеловые отложения востока Европейской России)中专有一章题为“古海洋学研究”(Палеоокеанографические исследования),强调地质学家应当用现代海洋学和动物地理学的特殊方法去加工所收集到的地质资料,专题进行地质时期里自然地理条件的再造(Лисицын 1980a)。然而就方法、内容而言,Архангельский所说的“古海洋学研究”并没有超出传统古地理学的范畴。目前所指大洋古水文学的研究方法,发端于本世纪五十年代对有孔虫化石的古温度分析。根据美国化学家Urey教授关于化石中氧同位素比例可以提供地质时期温度计的想法,Emiliani(1955)首次用拟抱球虫Globigerinoides壳测得了更新世海水表层的古温度;同时,第四纪地质学家和微体古生物学家(如Arrhenius,1950;Bé,1959;Boltovskoy,1959)又指出有孔虫(首先

是浮游有孔虫)的某些属种可以用作水团与水温的标志。因此,当1967年在日内瓦举行首届浮游微体化石国际学术会议时,Bandy(1969)已经正式提出“晚第三纪浮游有孔虫与古海洋学和地层对比的关系”一文。此外,从1969年起,美国芝加哥大学Schopf教授率先开设了“古海洋学”课程,经过多年充实后的相应教材于1980年出版,并相继译成俄文、中文出版。——上述种种关于“古海洋学”的提出及其研究方法,反映了深海钻探计划(DSDP)实施以前的进展,与目前取得的成果相比,实际上还只是古海洋学的“史前”或者准备时期。

古海洋学现在取得的丰硕成果,是和《格罗玛·挑战者号》及深海钻探的名字联系在一起的。自从1968年8月《格罗玛·挑战者号》首航墨西哥湾,到1983年11月在大西洋完成最后一个航次,历时十五年的深海钻探先后航行96次,钻探站位624个,实际钻井逾千口(详见附录二)。虽然主管机构“地球深部取样联合海洋研究所”(JOIDES)设立深海钻探计划的本意在于广泛调查洋底沉积地层,深海钻探的倡议人如Emiliani等也都是从事沉积地层研究的,但由于海底扩张说勃兴的巨大吸引力,使得古海洋学的研究方法在深海钻探的头几年只居于次要的地位,生物地层学只是为地球物理学提供年代资料而已。从深海钻探第四年起,每个航次都带来大量生物地层学和古海洋学上的发现,有些航次最显著的成绩已经在古海洋学领域。这样,海洋地质学家的注意力不再完全集中在洋底运动和区域构造上,而开始对大洋环流和大洋化学感兴趣,他们已经将生物地层、地球化学和地球物理等学科结合起来对深海环境及其生物界的历史进行探索(Berger,1979)。

1983年7月在瑞士苏黎世召开了第一届国际古海洋学会议,这标志着古海洋学的研究已达到高潮(Berggren,1984)。会议回顾了1973年以来古海洋学的进展,认为它大概是这十年间世界上发展最快的学科之一。深海钻探长而连续的洋底地层岩芯,为古海洋学的研究提供了理想的材料;而七十年代末开始使用液压活塞取样装置(HPC)采得的无扰动岩芯,更为地层的高分辨率测年创造了条件。由Emiliani创立的测定有孔虫壳体的氧同位素以确定海水古温度的方法,经过N.J.Shackleton的改进和微量化,已经和碳稳定同位素一起成为从事古海洋学研究的最基本手段之一。此外,超导磁力仪用于古地磁测定,为大洋地层的高精度古地磁测年开辟了广阔的前景。液压活塞取样装置、稳定同位素测定和超导磁力仪古地磁测年这三大技术进步,带来了近年来古海洋学的突飞猛进(许靖华,1984)。

当然,古海洋学的研究并不以深海钻探的岩芯为限。例如1971—1980年由美国和西欧19个单位联合进行的CLIMAP(即“气候长期调查制图与预报”)计划,就是主要以美国拉蒙特—多尔蒂地质所、俄勒冈大学等所采大量洋底沉积柱状样为材料,研究第四纪晚期世界气候变化的。所得18,000年前与122,000年前的世界气候再造(CLIMAP,1976,1984),是第四纪研究中划时代的壮举。

1985年1月底,《JOIDES Resolution号》开始第101航次的深海钻探,揭开了十年“大洋钻探计划”(ODP)的序幕。大洋钻探计划是深海钻探计划(DSDP)的延续,其规模更大、任务更艰巨。接替120米长,能钻进海底1000多米的《格罗玛·挑战者号》的《JOIDES Resolution号》钻探船,长达143米,能在6000米水深处打钻,需要时可以钻进海底3,000米。古海洋学的研究,是大洋钻探计划的中心目标之一,相信必将为地球科学带来更多重大的成果。

大洋深潜技术的进步,是古海洋学迅速发展的又一重要条件。1973—1974年法国和美国动用三艘载人深潜器联合考察大西洋中央裂谷的FAMOUS计划(里福、勒皮雄,1981),1978年法、美、墨西哥对东太平洋海隆所作的深潜调查(CYAMEX考察)等,都为揭示洋底之谜作出了重要贡献(Leggett,1985)。自从1976年发现加拉帕戈斯裂谷正在活动的热液喷口及热水生物群落以来,人们认识到,大洋裂谷的热液作用对于研究海水成分的演化和生命起源等问题,具有关键性的意义。深潜考察为古海洋学研究提供了宝贵的资料。

三、研究方法和意义

现代意义上的古海洋学,是一种以综合手段探讨综合课题的新型学科。古海洋学既然以大洋沉积物作为主要研究依据,必然要从有机界的生物化石和无机界的矿物颗粒两方面进行研究。在古海洋学中所采用的化石(微体化石)研究方法不同于传统的古生物学,它十分强调古生物学与数据处理(如转换函数,见第三章)或者与同位素化学(如 $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, 见第三章)相结合;对于沉积物,还采用如沉积通量、痕量元素分析等新方法。其中有孔虫等微体化石和稳定同位素的研究,具有关键性的作用,而同位素分析又是以有孔虫等为材料的。从1983年第一届国际古海洋学会议上提交的83篇论文看,有37%是从古生物出发的,有16%是以同位素为主题的,两者占了总数的一半以上(图1-1)。

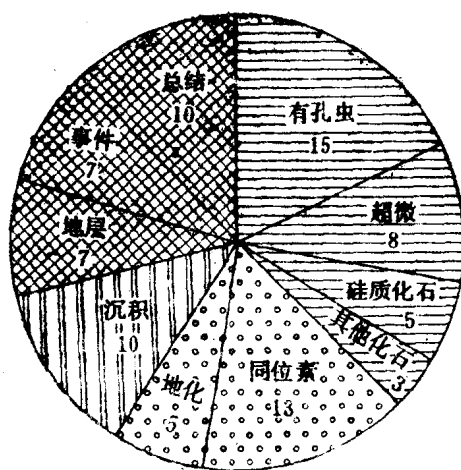


图1-1 第一届国际古海洋学会议(苏黎世, 1983)论文分类
(按论文摘要汇编统计, 数字为论文数)

古海洋学的多学科与跨学科性质,同样体现在它所研究的课题上。如果说传统地质学研究的主题是地球表面固态圈层即地壳的运动和状态;那么古海洋学是以地球表面的水圈、大气圈、生物圈和岩石圈相互作用的演变历史为研究对象的。从浮游有孔虫壳体 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值的变化推断洋面升降历史、表层海流的变迁,以至地球运行轨道的周期性变化;从底栖有孔虫壳体 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比值的变化,推断全球冰盖和森林面积的消长以及海洋的古生产率的增减;从热带深海沉积中钙质壳体的溶解作用推断南极表层水的特征;从洋底沉积中石英颗粒的分布推断沙漠地区的风向……,这些跨越地质、地理、天文、气象等多种学科的课题,正是古海洋学的特色所在。

沉积物中包含的古海洋学信息方面众多,而提取这些信息的手段又层出不穷。表1-1所示,只是其中的一部分,然而从中已经可以看出古海洋学的综合性质。

总之,古海洋学所采用的是全面研究的途径(holistic approach),其研究范围之广,有人以“上穷碧落下黄泉”来形容(魏国彦, 1983);其研究手段之多,也有“八仙过海”之势。现代海洋学家用模拟方法推断白垩纪的古洋流,数学家用频谱分析探索大洋气候的周期性,物理学家通过稳定同位素分析找到了古洋面的标尺和古海水的温度计,微体古生物学家在大洋生物与古环境的研究中发现了本学科的第二个春天,……。古海洋学开拓的这片辽阔战场,堪称风起云涌,方兴未艾。这里已经凝聚了许多欧美学者的智慧结晶,现在更期待着东方学者,尤其是炎黄子孙作出更多的贡献。

表1-1 沉积物中的古海洋学信息

类别	同位素	微体化石	沉积—地球化学
方法	U-Th, ^{14}C , 古地磁等		
课题	$\delta^{18}\text{O}$ (浮游、底栖有孔虫) $\delta^{13}\text{C}$ (底栖浮游有孔虫) $\delta^{13}\text{C}$ (有机碳)	浮游有孔虫 钙质超微化石 放射虫 底栖有孔虫 介形虫 硅藻 孢子花粉	有机碳 SiO_2 沉积通量 CaCO_3 沉积通量 SiO_2 沉积物组成 CaCO_3 沉积物组成 沉积构造 3.5kHz高频地震 氨基酸 脂类 粘土矿物 火山灰
绝对年龄	• •	• •	
地层学	• •	• • • •	
表层海水温度	•	• •	• •
大陆气候、 季节性/光强	• •	• •	•
盐度	• •	• •	
淡水影响	•		•
风向		• •	
风力搬运		• •	
沉积搬运		•	• •
沉积来源		•	•
沉积速率	• •		• •
河流搬运			•
冰蚀		•	
全球冰盖体积	•		• •
冰山与冰架			•
碳酸盐溶解作用		• •	•
事件	•		• •
底层水组成	•	•	•
底层水通气程度	• •	•	•
底层水营养物质		• •	• •
表层水生产率	• •	• •	• •

据Sarnthein et al., 1984改编

当前,古海洋学正作为整个地球科学的“前沿阵地”,吸引着越来越多的国家和学者。新概念、新方法不断涌现,新课题,新成果接踵而来,令人应接不暇。其发展之迅速,不但在地学界堪称绝无仅有,即使在当代自然科学领域中亦属罕见。本书援引参考文献550多种,其中八十年代出版的竟占一半以上,这正是古海洋学高速发展的反映。就在本书定稿之后的短短几个月里,又出现了大量新文献,但由于技术上的原因已不可能一一采用来充实本书的内容*。在这里,值得提一下新近出版的三本论文集,其中所载的29篇文章提供了古海洋学研究的许多崭新成果,它们是《古地理、古气候、古生态学》杂志的《末次冰期大洋》专辑(Olausson, 1985)和《新生代古海洋学》专辑(Socci, 1986),以及美国地质学会会志的《中新世大洋:古海洋学与生物地理学》专辑(Kennett, 1985)。《末次冰期大洋》是1984年6月在瑞典克里斯蒂娜贝里(Kristineberg)举行的第一届汉斯·彼得逊(Hans Petterson)讨论会的论文集,专门讨论25000年到7000年前大洋的地球物理与地球化学;《新生代古海洋学》是1984年8月在美国加利福尼亚圣胡安市举行的第一届经济古生物学家与矿物学家协会年中会议的论文集,讨

论古爱厄尼诺(El Nino)现象等许多古海洋学的新课题;《中新世大洋》则是“新生代古海洋学研究计划”(CENOP)的成果汇集,运用稳定同位素与定量微体古生物学等方法再造了中新世大洋的古地理、古洋流、古温度、古水团分布和古生物地理等。可见,古海洋学确是当代地球科学最重要的生长点之一。

1986年9月在美国伍兹霍尔举行的第二届国际古海洋学会议,以十一个专题报告会系统地检阅了近年来古海洋学研究的重大进展。1986年美国地球物理联合会主办的《古海洋学》创刊,说明古海洋学作为一门独立的学科已经完全成熟。1992年以“海洋地质和大陆边缘地质”为主题的第29届国际地质科学联合会大会,将标志着古海洋学发展的更高阶段。

对古海洋学的重视是十分容易理解的。既然地球表面大部分为海水所覆盖,而海水、大气、生物和岩石又有着密切的相互联系,以往单纯依靠研究陆地上的岩石而建立起来的地质学,就难免是不完全的,随着古海洋学和与之相关的古气候学、板块构造学的进步,必将揭示全球性的地质演变规律,使得各地区、各时期的零星地质资料纳入全球的框架,从而使地质科学进入全面研究规律的新时期。

同时,古海洋学是地球科学各个分支在研究海洋方面相互结合的产物,它的成熟将使一系列相关学科产生新的突破。例如,地层学将由于大洋气候地层学等高分辨率对比方法的应用而达到新的阶段;古气候学将在大洋和大气相结合的全球性研究的基础上揭示气候变化的原因和机制,地质学与天文学将结合起来对地外因素在大洋沉积、生物演化和海水温度变迁中所起的作用进行新的探讨;古大洋水文与古生物的研究相结合又将导致对生物演化过程的新认识,甚至地质学的某些基本原理(如“均变”与“灾变”等,见第七章)也将由此而重新评价。

古海洋学的研究还不仅是学术性的理论探讨。随着技术的进展,陆架以外的海底矿产资源,包括锰结核、多金属软泥以及烃类等,可望成为工业开采的对象。以深海沉积历史作为对象的古海洋学,将是查明这些矿产形成机理和分布规律的直接途径。届时,古海洋学势必从基础研究发展成为具有现实经济意义的学科。

在我国,古海洋学研究与其他大洋地质研究课题一样,目前几乎尚属空白。近年来,尽管许靖华教授和任美锒教授(任美锒,1983,1984,1985)多次大力提倡,我们和一些兄弟单位的同行也做了一些尝试性的研究工作,同济大学在1983年底也开设了《古海洋学》课程,但从整体来说,这门新兴学科尚未为我国广大地质界所了解,尤其缺乏系统的材料供专业人员和高校师生参考。为此,我们不揣浅陋,就我们所知编写了这本《古海洋学概论》,作为铺路之石,引玉之砖,期望在推动我国地学界开展有关的研究和推广深海研究的成果方面,起到微薄的作用。

* 在参加第二届国际古海洋学会议后,已根据获得的新资料,对各章内容作了适当增补。

第二章 大洋地层学

第一节 概述

古海洋学和其他地质学科一样,都需要建立在地层学的基础上;地层的分辨率,决定着古海洋学研究的精确程度。反之,深海钻探取得的巨大成就,促使大洋地层学迅猛发展,又从本质上改进了地层工作的质量,开辟了高精度地层学的新方向。十多年前,人类对于地层学的知识几乎全部来自陆地,而目前大洋地层学已经成为地层学中最为活跃的一部分。

回顾大洋地层学的发展,大致经历了三个阶段:1. 1957—1968年为预备阶段。如五十年代晚期Bolli等在特立尼达建立新生代浮游有孔虫化石带,为以后的洋底地层学奠定了基础;1964年剑桥大学的Harrison和Funnell合作在美国Scripps研究所开始识别深海沉积的磁极倒转记录。然而,在深海钻探计划开始之前,真正的洋底地层研究尚未开展。2. 1968年至七十年代末为建立时期。深海钻探计划的进展,建立了洋底的地层层序,标定了各时代的年龄界限。本章即将介绍的各种地层学方法,亦在此阶段建立。各大洋区开始实施专门的地层对比计划,如太平洋区于1972年在国际地层委员会下成立了太平洋晚第三纪地层区域委员会(RCPNS),通过国际地质对比计划(IGCP)第114项“太平洋晚第三纪生物地层时间面供全球性对比的评价”从1976年~1982年的工作,于1983年在新西兰达尼丁RCPNS第三次会议上通过了太平洋区晚第三纪时间表(Hornibrook, 1984, Proceeding of IGCP-114, 1981)。3. 八十年代以来的深入阶段。随着液压活塞取样设备,超导磁力仪和微量同位素分析等三大技术的发展,深海地层划分对比的分辨率和年代标定的精确度大为提高。大洋地层学深入到综合分析的新阶段(许靖华, 1984)。

大洋地层学的研究除了样品不易取得外,与大陆地层学并没有什么本质上的区别。然而大洋地层学在实践中有一系列重要的特征:首先,大洋沉积速率较低,但比较连续,因此能够提供陆地所不可能有的连续剖面,但其年代却局限于侏罗纪以来的中、新生代;其次,大洋沉积的侧向相变远不及陆地上那样频繁,又不可能像陆地上那样布置详细的剖面并进行详细的地质制图,因此洋底地层一般没有必要也没有可能像陆地那样建立地方性地层系统和给予地方性命名;再者,洋底地层往往具有比陆地优越的保存条件,可以用同位素等方法进行高分辨率的地层学研究。

正是这些特点,决定了大洋地层学的优越性。虽然大洋地层学和陆地上一样广泛运用岩性地层学、生物地层学与时间地层学三项要素(表2-1),但是稳定同位素反映的气候周期已经为第四纪地层提供了前所未有的高分辨划分标准,并正在向第三纪挺进,从而为地层学提供了一种分辨时间的“音叉”;用各种测年方法标定年龄的生物地层学、磁性地层学和岩性地层学的事件,正建立一套各种方法相互验证,相互结合的定量地层学。这样,以大洋地层为基础,地层学正在进入一个全球性、高精度的新阶段。

现将上列各类地层学的研究方法,分别具体介绍如下。

第二节 岩性地层学与事件地层学

通常所指的岩性地层学,是依靠不同岩性划分地层;此外,还可以依据某种地质事件诸如火山喷发、沉积间断等对大洋地层进行划分对比,这便是事件地层学。事件地层学当然并不以此为限,例如还有生物演化的事件,对此我们在第三节里还要讨论。现在先从岩性地层学说起。

表2—1 地层单元类别(Kennett,1982)

地层类别	主要地层单元	相应的地质年代单元
岩性地层学	群	代
	组	纪
生物地层学	段	世
	层	期
时间地层学	化石带: 延限带 共存带 间隔带 演化系列带 顶峰带等	时 (chron)
	界	亚时 (subchron)
	系	
	统	
	阶	
	时带 (chronozone)	
	亚时带 (subchronozone)	

一、岩性地层学

众所周知,洋底沉积物的岩性种类不及大陆上丰富,不外乎生物成因的各种软泥、燧石、粘土、砂、火山灰以及灰岩等几种。由于岩性特征常常是沉积环境的“指纹”,保存着沉积物源和沉积环境的信息,加以岩性特征是一切地层中无所不在而又容易鉴别的特征,因此尽管以岩性分出的地层常有穿时性,大洋沉积物的岩性地层学特征仍然具有重大价值,特别在局部地区(如矿区)进行工作时还需要为各个地层单元建立起地方性命名系统。这里可举赤道太平洋锰结核区的地层工作为例,证明岩性地层学的用处。

在夏威夷以东的赤道太平洋区,二十多个深海钻孔揭示出几套不同岩性的地层(图2—1):富含Fe-Mn氧化物的褐色泥岩或软泥——莱恩群岛组(Line Islands Formation),白色为主的白垩——马克萨斯组(Marquesas Formation),富含火山碎屑的绿色软泥——圣伯拉斯组(San Blas Formation),和杂色软泥、褐色与白色互层的软泥——克利帕顿组(Clipperton Formation),后者包括杂色段(Varicolored Unit)和互层段(Cyclic Unit)或放射虫软泥段。这些岩性地层单元却远不等于时间地层单元。如莱恩群岛组的时代从晚始新世延续到晚中新世、马克萨斯组从早渐新世延续到晚中新世,克利帕顿组从早渐新世延续到第四纪,而圣伯拉斯组则在110°W以东海区取代马克萨斯组和克利帕顿组,它们在时代上具有很大的重复性(Cook,1975;Piper et al. 1979)(图2—1)。

然而,这类岩性地层的划分,对于洋底地质研究很有意义。例如美国海洋大气局在七十年代中期组织的DOMES(深海采矿环境研究)计划在赤道太平洋北部用3.5千赫的高频地震测得海底250米埋深以内的地层,其声波分层可与邻近深海钻井(DSDP159孔)揭示的岩性地层相对比(图2—2)。

地层分组		岩性	颜色	层理	CaCO ₃ 含量(%)	火山碎屑含量(%)	粘土、氧化铁、氧化锰含量(%)	各组的时代分布	世	百万年
克利帕顿组	互层段(或放射虫软泥段)	超微—放射虫—粘土软泥与有孔虫—放射虫—超微状泥互层	褐色与浅棕色互层	薄层状具微层理	5			互层段或放射虫软泥	Q	0
	杂色段	超微与放射虫—超微状泥和白垩质软泥	浅紫、绿、灰、白、蓝、灰等杂色	薄层状	5				N ₂	5
圣伯拉斯组		火山—蒙脱石—放射虫—超微状泥有孔虫—超微状泥	绿灰色	厚层状	5			放射虫软泥	N ₁	10
马克萨斯组		超微白垩和放射虫—超微白垩	白色为主	厚层状	5				N ₁	15
线形群岛组		超微—粘土—含铁硅泥岩，底部为含全属软泥	褐色为主向底部变深	具微层理	5			放射虫软泥	E ₃	20
									E ₂	25
									E ₁	30
									E ₁	35
									E ₂	40

图2-1 东赤道太平洋区综合岩性地层表
(据Piper et al., 1979编)

DOMES C区			DSDP 159孔		
声波分层	35千赫地震记录	厚度(米)	岩性分层	厚度(米)	
1		5-25	放射虫软泥段	18	克利帕顿组
2		25-30	互层段	53	
3		30-38	马克萨斯组	38	

图2-2 赤道太平洋北部DOMES计划C区(15°N, 126°W)
声波分层与DSDP159孔岩性分层之间的对应关系
(Piper et al., 1979).

当然，利用深海钻孔可以得出比地震法更为可靠的岩性地层剖面，如DSDP第8航次得出的太平洋135°W~140°W之间的南北向剖面(图2-3)便是。

可见，岩性地层单元是地震方法调查洋底地层的基础，在深海钻探工作中亦有一定价值。然而，在大洋地层学的实践中，一般并不主张为岩性地层单元取专门的名称，如上述东太平洋那样。这是因为洋底沉积的类型不像陆地上那样繁多，加上深海钻孔间距大，难以像陆地那样填图；

所以一般主张用数字或字母对不同的岩性进行编录，不另取地方性组名。如北大西洋北美海盆的岩性与地震地层划分就是以数字编码的(图2-4)(Kennett, 1982)。北冰洋中部欧亚海盆新生代晚期的冰海沉积，则由老到新用字母A到M编号，划分为13个不同的岩性地层单元(Morris and Clark, 1986)。

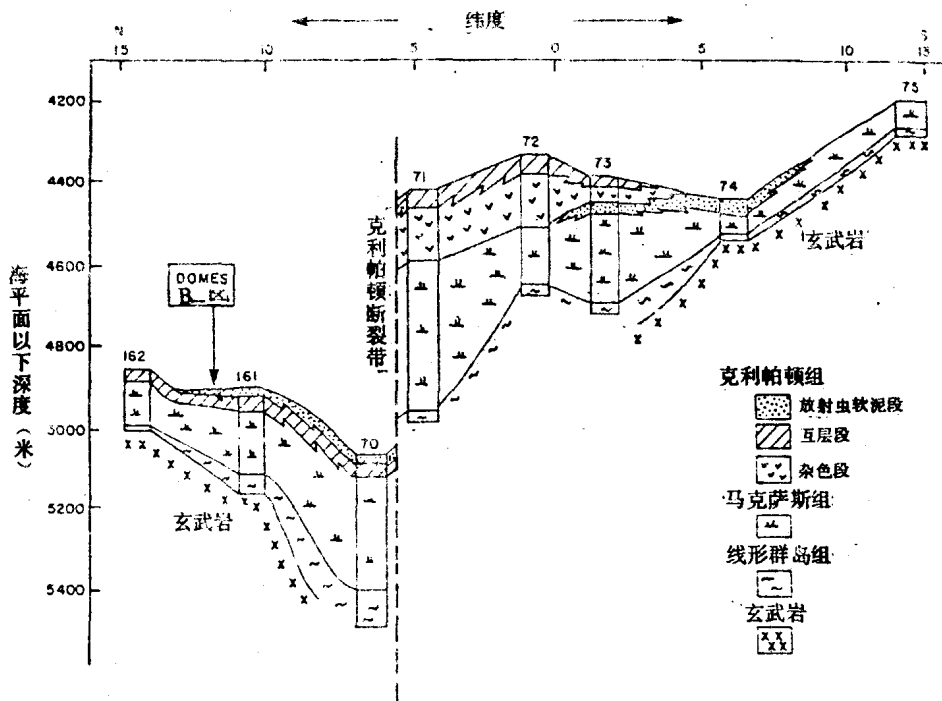


图2-3 太平洋135°W-140°W间的南北向深海地层剖面
(Piper et al., 1979)根据DSBP资料绘制

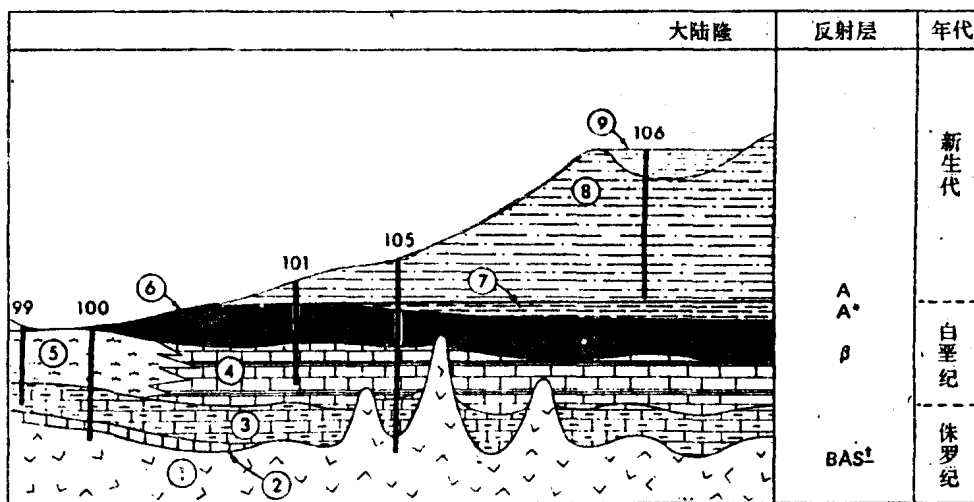


图2-4 北大西洋北美海盆(North American Basin)的岩性地层单元和地震反射层
(Lancelot et al., 1972; 转引自Kennett, 1982).

99~106为深海钻探DSBP钻孔号。岩性地层: 1. 玄武岩, 2. 中-晚侏罗世(Callovia? - Oxfordian阶)绿灰色灰岩, 3. 晚侏罗世红色粘土质灰岩, 4. 晚侏罗-早白垩世(Tithonian - Neocomian)白色与灰色灰岩, 5. 晚侏罗-早白垩世(Tithonian - Neocomian)钙质软泥与白垩, 6. 白垩纪黑色粘土, 7. 晚白垩世-早第三纪多色粘土, 8. 第三纪半远洋泥, 9. 第四纪陆源砂与粘土。

二、海洋火山灰年代学

火山物质在海洋沉积中起着重要作用。据估计,南、北太平洋和大西洋中部的碎屑物有25~75%来自大气尘埃,而其中约30%属于火山成因。大部分火山喷发的火山灰只上升到6千米以下的空间,传播不致太远;但有时却可达10千米甚至15千米以上的高空,火山灰可传播到远离喷发中心3000、以至6000千米处,而极细物质(0.3~1微米)的传播简直具有全球性。本世纪最大的一次火山爆发,即1956年勘察加半岛无名火山的爆发,火山灰上冲到37千米的高空(Kennett,1981)。

并不是所有的火山喷发都能形成海底火山灰层。首先,来自扩张中心和热点的玄武岩质喷发物的分布范围有限,只有来自岛弧的十分富硅的火山喷发才会产生世界性的影响;其次,当喷发量不够大时火山灰会因生物扰动等作用与其他沉积物相混,不能产生火山灰层。据新西兰以东的海底剖面计算,只有当堆积速率大于每平方米上每千年100毫克时(指88~11微米粒级),才能单独成层(Watkins & Huang,1977)。据106个柱状样的统计,第四纪火山灰只有不到25%构成火山灰层,其余75%以上的火山灰分散在其他沉积物中。

结果,深海地层序列中的火山灰层次比陆上靠近火山处为少,用简单统计层次的方法难以进行火山灰层的地层对比。因此,对海底火山灰层进行追索的工作虽然早在1941年已经开始,Worzel在1959年还发现赤道东太平洋的一个强反射层其实就是一个5~30厘米厚的火山灰层(即所谓“Worzel火山灰”),但是海洋火山灰层的确切对比和年代确定却是后来运用矿物学,地球化学等方法的结果。六十年代中期开始用古地磁和地球化学方法对比火山灰层。七十年代起,开始对海底不成层的分散火山灰沉积进行研究(如Kennett和Watkins,1970);为了研究62微米的较细粒级火山物质,还设计出一套将细到11微米的火山玻璃从深海沉积中分离、计数和分析的技术,并发现这类细粒火山物质在南大洋可供3000千米范围内的对比之用。七十年代中期以来进而运用扫描电镜和电子探针研究火山玻璃表面结构和地球化学特征,运用裂变迹迹法对比陆地和海底的火山灰层。

一个火山灰层往往在短暂的几天或几周内形成,而分布范围却可达数千千米,有了辨别不同火山灰层和不同火山灰的方法,就可以为大洋地层学提供良好的标志。细小的火山玻璃分布范围更广,其沉积速率也是地层对比的良好依据。如果含火山灰地层有古地磁、氧同位素等测年数据加以控制,就可以成为理想的地层标志。

区别不同的火山灰,可以运用三方面的特征:

(1)物理学特征:指火山灰层的颜色、厚度和层理,以及火山灰颗粒的大小,分选,形状和内部结构(如气泡等);

(2)矿物学特征:包括矿物成份,斑晶的类型和特征,重矿物组合和角闪石颜色等;

(3)地球化学特征:可由火山玻璃的折光率作间接的反映,因为它取决于石英含量和水化作用程度;也可以用中子活化,X荧光和电子探针等方法确定其元素含量。

其中特别重要的是痕量和微量元素的方法。例如东赤道太平洋和东南太平洋沉积柱状样中的各火山灰层,用微量元素分析进行大范围对比,结果发现分布最广的两层年龄为距今54,000年和220,000年,即所谓“Worzel火山灰”(Bowles et al.,1973)。事实上,现在只需用电子探针分析几颗火山玻璃,就可以鉴别它们属于哪个火山灰层;有时候宏观面貌不同的火山灰,靠电子探针也能发现其成分相同而证明属于同一次喷发的产物。当然,也可以用矿物学和粒度分析的方法对比火山灰层,用古地磁、氧同位素等方法测定火山灰层的形成年代,从而确定其所属的层位。举例说,第四纪迄今已知的最大一次火山爆发大概发生在印尼苏门答腊,结果产生了长87千米宽31千米的多巴湖,这次爆发形成的火山灰达2000立方千米之多,相应的火山灰层分布在苏门答腊以西2800千米以内的洋底(Taylor,1970)。该层不仅可以对比,而且已用氧同位素测年得出在第4期和第5期之间,即75,000年前。

除此以外,火山灰的堆积速率也具有地层意义,一方面,火山灰在海底的堆积速率和粒级都随着远离喷发中心而逐渐下降;另一方面,在同一地点火山灰的堆积速率又随着火山喷发的强度变化,因此,物源相同的火山灰,其堆积速率在不同的海区以有相似的变化趋势,从而可用于地层对比。例如靠太平洋一侧的南大洋海域,从Balleny群岛来的砂粒级火山灰从源地向外扩散4,000千米左右,在洋底各钻孔中火山灰的堆积速率曲线因十分相似而可供对比(图2-5)。其中离物源区500千米以内的堆积速率一般是7~150毫克/千年·平方厘米,而离物源区3700千米处只有0.1~20毫克/千年·平方厘米。

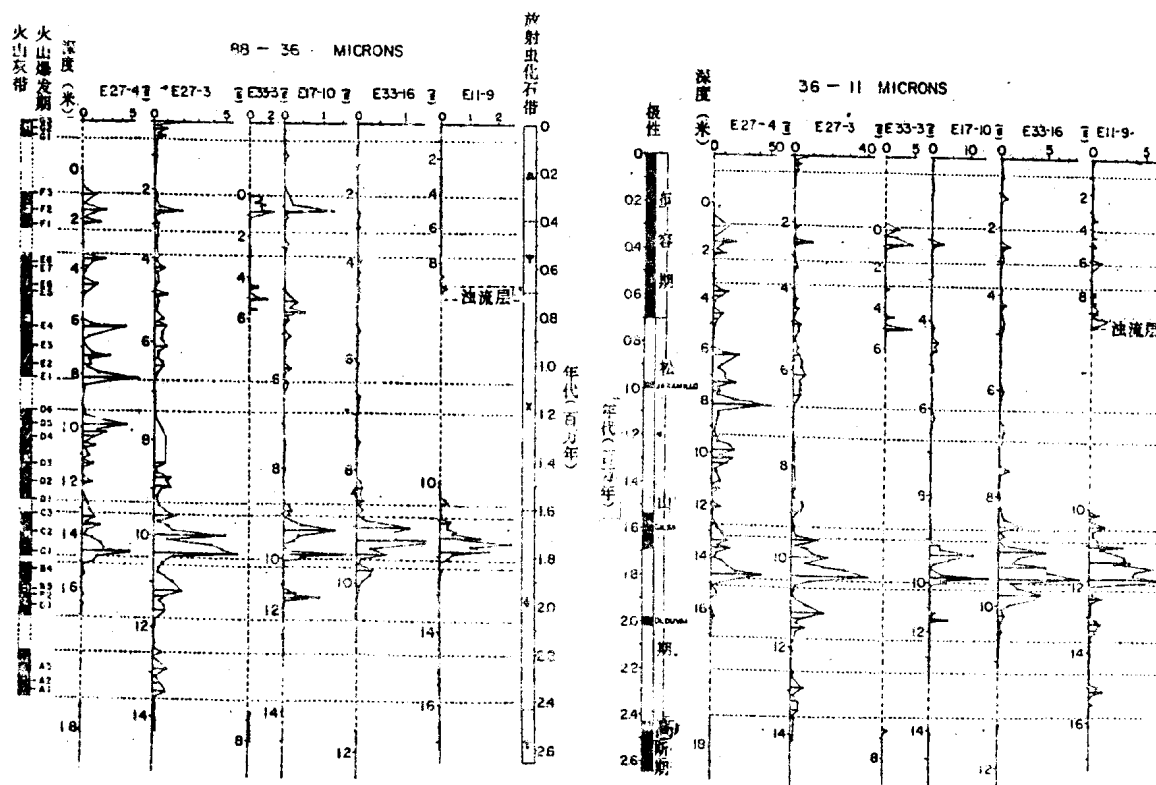


图2-5 南大洋近南极西部处六个新生界钻孔中的火山玻璃堆积速率(指88~36微米与36~11微米粒级)。(Huang et al.,1975)堆积速率单位:毫克/千年·平方厘米,这些钻孔中并无明显的火山灰层,火山玻璃最大堆积速率期用A—G表示,其后的数字1~9表示依次火山喷发,垂直虚线表示沉积缺失。

海洋火山灰年代学在应用中也有许多复杂的问题。例如,火山灰在堆积之前先有个搬运过程。现代洋底火山玻璃的分布既与主要源区即喷发力强的岛弧有关,又与对流层下部的风向有关。根据岛弧的分布格局和对流层下部风向可以得出现代火山灰分布的主要范围(图2-6)。同时,火山灰的堆积不仅是大气搬运的结果,它还受洋流和冰的搬运、生物扰动以及再沉积等影响而发生重新分布,成岩作用也可以使火山灰变成粘土矿物、沸石和燧石,这在早第三纪和白垩纪地层中尤为重要。

与此相应,海洋火山灰研究的意义也不以地层学为限。首先,洋底火山灰的分布可以指示风向,从而提供研究古大气环流的依据。其次,火山灰层可以用来研究地质时期构造运动和岩浆活动的历史,如根据DSBP钻孔的记录,晚第三纪以来最强的火山活动期是第四纪[约200万年以来即所谓“喀斯喀特幕”(“Cascadian Episode”)]和中中新世[1,400~1,600万年前的“哥伦比亚幕”(“Columbian Episode”)],其次是300~600万年前的中新世末至上新世早期[斐济幕(“Fijian Episode”)]和800~1,100万年前的晚中新世[安第斯幕(“Andean Episode”)],这些都反映了强烈的构造活动期。再者,火山喷发的历史可能与气候变化的历史有联系。有人认为火山喷发的尘埃可以

遮挡阳光致使地面温度下降,而历史上大规模的火山喷发之后确实出现了降温期。据Budyko计算,如100年以内发生50~100次大的火山喷发,就会使接受的太阳辐射量下降10~20%,从而使平均温度下降1~3°C。新西兰中部以西的DSDP 284号孔分析表明,粗粒火山灰层与氧同位素温度下降期十分一致,火山灰含量的高峰正是中新世末,上新世晚期和第四纪的变冷期,而上述晚第三纪以来的火山灰大量产生期也恰与变冷期相当;中中新世南极冰盖发育;中新世末因南极冰盖扩大,世界大洋变冷,地中海暂时关闭而造成盐度危机;第四纪时北半球冰盖扩大,世界大洋进一步变冷(Kennett, 1981)。

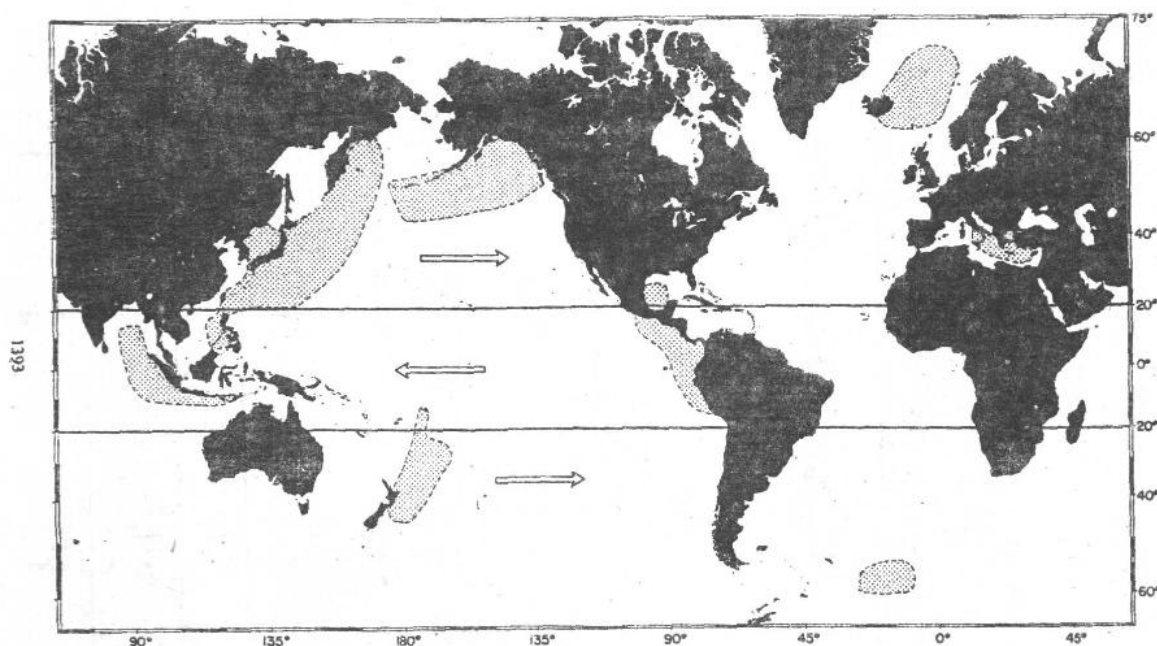


图2-6 现代洋底粗碎屑火山玻璃大量分布的主要海区
(Ninkovich 绘,转引自Kennett,1982) 箭头指示对流层下部的风向

三、间断地层学与地震地层学

大约110年前,英国“挑战者”号船的深海调查虽然已经打破了人们以为深海一片漆黑全无生命的误会,但是直到深海钻探(DSDP)开始以前人们还相信大洋深处总归是平静的,沉积地层也总是连续的。事实证明,这种连续的沉积剖面在洋底也非常罕见,由气候或构造变动而产生的洋底较强水流造成沉积间断,倒是一种普遍现象。地层的接触关系是地层学研究方法中十分重要的一项,需要加以专门讨论。

洋底沉积间断的长短可以十分不同,但分布却非常广泛。例如 Johnson(1972)在太平洋中部300平方千米海域的调查表明,在全新世薄层沉积物之下有一明显的角度不整合与第三纪白垩层相隔开,其间不仅更新统缺失,还剥蚀掉了数十至数百米厚的中新世至始新世的地层。印度洋八个深海钻孔揭示的新生代沉积间断,如图2-7所示。

Moore等(1978)在总结了深海钻孔中新世代沉积间断在空间和时间上的分布后,发现新生代晚期大洋的沉积间断分布格局遵循底层洋流的途径,有几次大的间断在各人洋盆地几乎完全同时,是追踪地层关系的良好标志。例如在环太平洋海区广泛发现中新世中期的沉积间断,沉积缺失从距今1300万年开始,延续约100万年,据推断应是洋面下降的结果(Ujii, 1984)。

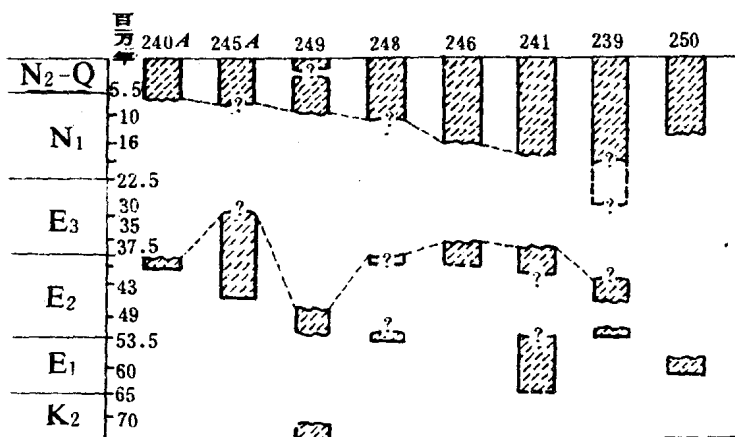
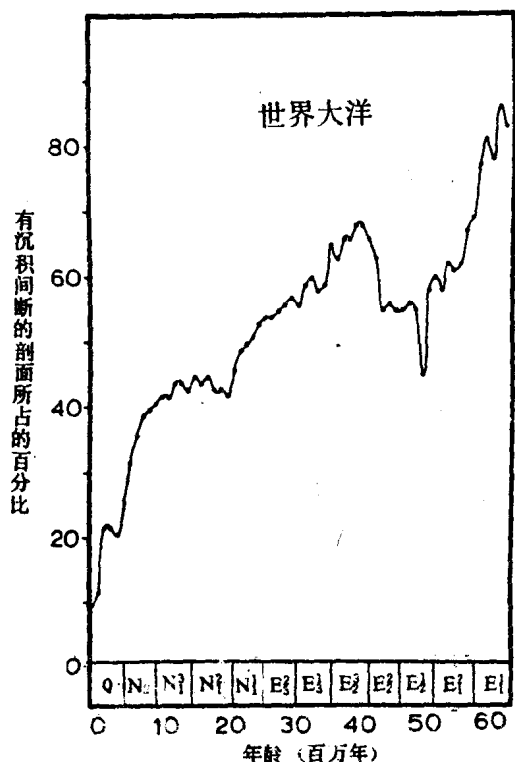


图2-7 印度洋新生代沉积间断

(Leclaire, 1974, 转引自 Лисицын, 1984)。

沉积间断可以是因为缺乏物质来源而产生,但更重要的是遭受剥蚀所致。剥蚀有物理和化学的两种:(1)物理剥蚀,是由底层洋流或因潮汐、内波加强而形成的底流冲刷所造成。另外海啸也可以引起沉积物的再悬浮(Лисицын,1984);(2)化学剥蚀,指底层海水对海底沉积物,特别是生物成因沉积物的溶解作用,这可以是 CCD 上升或底流改变所致 (Kennett,1982)。

在各个地质时期里,沉积间断所占的时间长短很不平衡。据 Moore 等(1978)对各大洋的总结,古新世早期有90%的地层缺失,渐新世以前的地层有50%以上缺失。对所有的大洋来说,最大的间断发生于白垩纪与第三纪的交界,始新世晚期,以及中新世中—晚期;反之,始新世中期、中新世早—中期,第四纪间断较少(图2-8)。



沉积间断增多的时期,应与底层洋流加强有关。而洋流的加强可以是气候原因,也可以是构造原因所引起。例如由暖期到冷期的转折可以促使洋流加剧,沉积间断增多;地壳的运动打开了新的洋流通道,同样会加强海底剥蚀,造成沉积间断(Лисицын, 1984)。可见,大洋沉积间断一方面为地层对比提供标志,另一方面也是古海洋学重大事件的记录(详见第三章)。

目前,深海的沉积间断已经在实践中用于地层对比。为了对比方便,对于第三纪的沉积间断还作了编号。据最近 Keller(1986)的归纳,早第三纪广泛分布的深海沉积间断(PH)有五个:PHe(3,900~4,100万年前,相当于浮游有孔虫P14/P15带之间), PHd(3,750~3,850万年前,相当于P15~P16带),

图2-8 世界大洋新生代各时期沉积间断所占的比例

(Moore et al., 1978)。