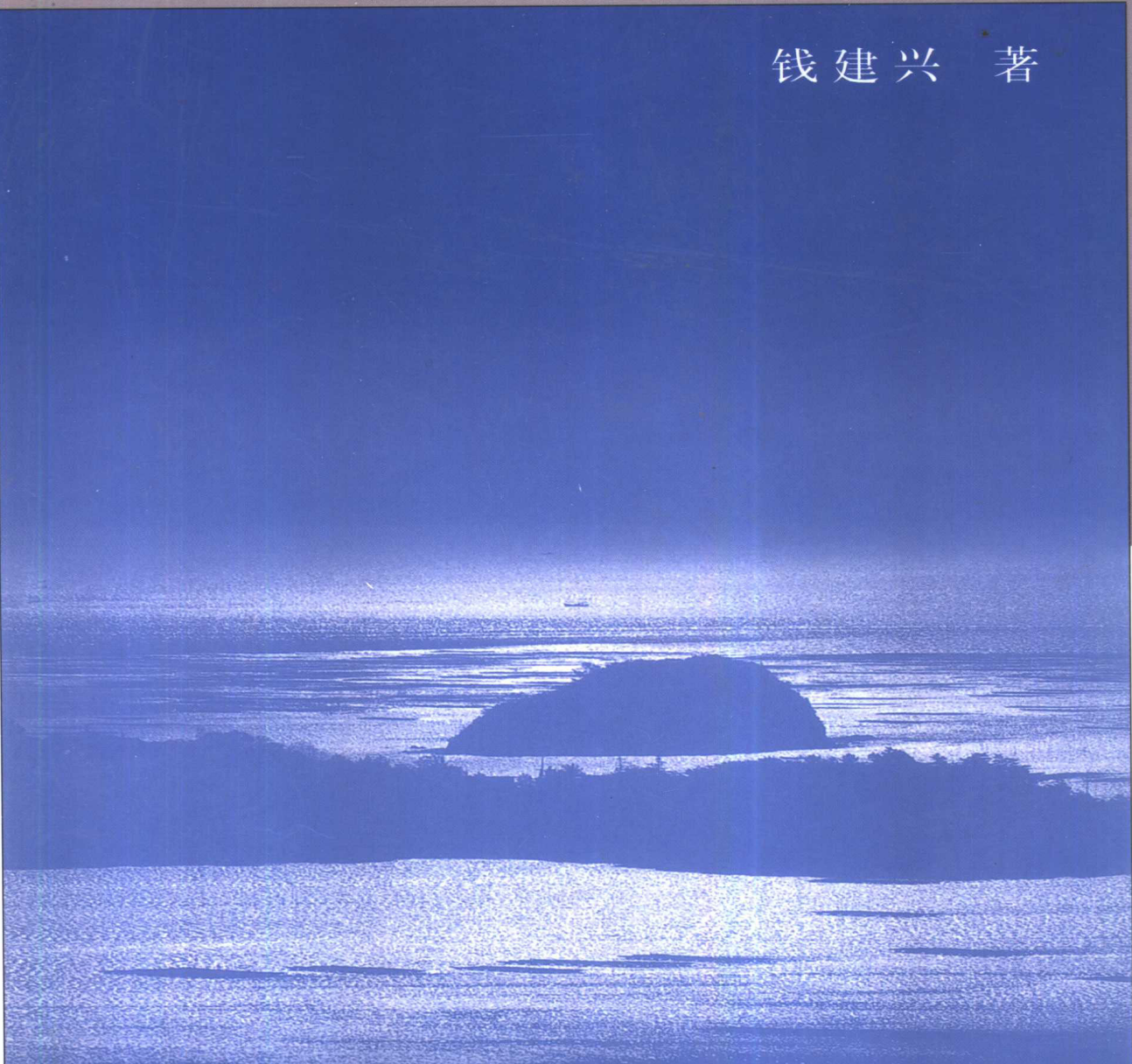


钱建兴 著



晚第四纪以来

南海古海洋学研究

科学出版社



国家自然科学基金委员会资助出版

晚第四纪以来 南海古海洋学研究

钱建兴 著

科学出版社

1999

内 容 简 介

本书对晚第四纪以来南海的古海洋演化和沉积学进行了深入的研究,并对南海与各大洋古海洋演化有关的问题作了深入的论证。书中第一章主要研究了晚第四纪以来南海沉积岩芯的沉积特征、沉积规律和沉积作用;第二章研究了晚第四纪以来南海的氧、碳稳定同位素地层,碳酸钙地层,生物地层,沉积速率和沉积通量;第三章研究了晚第四纪以来南海的碳酸钙沉积、碳循环、输出生产力和初级生产力;第四章研究了南海晚第四纪以来表层水团和深层水团的演化、氧同位素记录与海平面变化和表层水古盐度的变迁。对上述研究得出的所有重要结论的基本作用机制都作了系统论证。本书可供地学科技工作者、有关院校师生阅读和参考。

图书在版编目(CIP)数据

晚第四纪以来南海古海洋学研究/钱建兴著.-北京:科学出版社,1999.10
ISBN 7-03-007421-1

I. 晚… II. 钱… III. 古海洋学-研究-第四纪-南海 IV. P736.22

中国版本图书馆 CIP 数据核字(1999)第 07258 号

科学出版社 出版

北京东黄城根北街 16 号
邮政编码:100717

中国科学院印刷厂 印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1999 年 10 月第 一 版 开本:787×1092 1/16

1999 年 10 月第一次印刷 印张:11

印数:1—600 字数:248 000

定价: 28.00 元

(如有印装质量问题,我社负责调换(科印))

前 言

本书利用南海 113 个表层站位和 23 个沉积岩芯的地球化学、古生物和粒度数据,对晚第四纪以来南海的古海洋演化进行了详细的研究。取得的主要结果如下。

在南海北部陆坡的岩芯中发现了与底层流的簸筛作用有关的有孔虫砂和粉砂分选层。南海北部沉积岩芯中正常深海沉积物的粒度特征为粉砂质粘土,在一些岩芯中沉积物具明显的冰期(褐色)和间冰期(淡白色)的颜色分界。研究了沉积物全粒级的粒度变化规律、沉积间断、浊流沉积和滑坡沉积。建立了 8 个岩芯浮游和底栖有孔虫的氧同位素地层。首次正式建立了晚更新世以来的标准稳定碳同位素地层,使得氧、碳稳定同位素第一次成为一对匹配并互为佐证的划分地层的工具,此外,其重要的碳循环意义是表明了碳同位素的分馏与碳循环、生产力和来源水及 PO_4 的被利用有关。研究证明浮游有孔虫的 $\delta^{13}\text{C}$ 轻值可以作为冰融水(含淡水)比较突发地开始大量注入海洋的有效监视器。由氧、碳稳定同位素地层学控制年代,对比 15 个岩芯的大量碳酸钙数据,首次在南海正式建立了晚第四纪以来高分辨的标准碳酸钙地层学时标,该标准碳酸钙地层学时标在南海具广泛的可对比性。红色壳的浮游有孔虫 *Globigerinoides ruber* (pink) 最后一次出现的基面(LAD)在 4 个岩芯中为 $\delta^{18}\text{O}$ 的 5.1 期,深海盆地岩芯中 *G. ruber* (pink) 自 $\delta^{18}\text{O}$ 第 3 期的即将结束时即有零星出现,属再沉积的产物,但是 *G. ruber* (pink)/*G. ruber* 的高百分含量为 $\delta^{18}\text{O}$ 的 5.5 期。晚第四纪以来的冰期时具有明显高于间冰期的平均沉积速率和沉积通量,通过高分辨率的 SO49-37KL 岩芯研究所表明的另外一个显著特点是,自 $\delta^{18}\text{O}$ 的 5.5 亚期以来海退时的沉积速率和沉积通量要明显大于海进时,包括间冰期时温暖的奇数亚期向相对较冷的偶数亚期过渡时和 $\delta^{18}\text{O}$ 第 2 期的 2.21 亚期向 2.2 亚期过渡时。沉积速率、沉积通量、碳酸钙百分含量和非碳酸钙质的沉积通量的对比研究表明,晚更新世以来存在着两次显著的并对碳酸钙百分含量造成稀释的陆源物质注入时期,第一次为自 $\delta^{18}\text{O}$ 的 5.1 亚期向 5.0 期和 5.0 期向 4.24 亚期过渡时,并在 $\delta^{18}\text{O}$ 的 5.0 期至 4.24 亚期时对碳酸钙百分含量造成了最大的稀释,导致了碳酸钙百分含量具有晚更新世以来的最低值;第二次为自 $\delta^{18}\text{O}$ 的 3.1 亚期向 3.0 期过渡时(也对碳酸钙百分含量造成了很大的稀释),但其沉积速率、沉积通量、非碳酸钙质的沉积通量和对碳酸钙百分含量的稀释程度都要小于第一次。

由南海 126 个表层沉积物的碳酸钙百分含量数据确定了现代南海的溶跃面(CLD)为 2900m 水深,临界补偿深度(CCrD)为 3500m 水深,小于 5% 的碳酸钙含量为 4020m 水深,在南海没有发现明显的补偿深度(CCD)界面。现代南海的 CLD 和 CCrD 较大洋要浅的主要原因是因为现代南海的深层水具有低的 CO_3^{2-} 浓度和高 CO_2 含量,而南海深层水的低 CO_3^{2-} 浓度和高 CO_2 含量与南海为老水团和边缘海高的生物生产力有关。碳酸钙质量堆积速率(MAR)的计算结果表明,南海 CCrD 以浅和以深的岩芯都在氧同位素的 1、2 期和 5、6 期界限的冰消作用时记录了高的通量。末次冰消作用时的 CCrD 由现代的

3500m 水深变深至 4095m 水深。南海 CCrD 深度以下的 SO49-14KL 岩芯(水深 3634m) 碳酸钙的 MAR 记录与“太平洋型”碳酸钙百分含量的溶解旋回完全一致。SO49-14KL 岩芯自氧同位素第 5 期以来底栖有孔虫占全群的百分含量与碳酸钙的 MAR 所指示的实际溶解作用程度相符,但是在氧同位素的第 4 期和第 2 期开始至约 17ka 有孔虫的溶解指数与碳酸钙的 MAR 所指示的实际溶解作用程度不相符,表明受到了环境生态种的影响。末次冰消作用时,氧同位素的第 2 期和第 3 期(不包括 24ka 前后)的碳循环演化状况是,补偿深度带的碳酸钙溶解作用减弱,深层水团的 CO_3^{2-} 增加, CO_2 含量减少,方解石的饱和-未饱和面(在现代的南海为 1700m 水深)下降至大于 1700m 水深;氧同位素第 5 期(124ka 以后)和第 4 期时,补偿深度带的碳酸钙溶解作用加强,深层水团的 CO_3^{2-} 减少, CO_2 含量增加,方解石的饱和-未饱和面上升至小于或等于 1700m 水深。由 Sillén 和 Harvey 海洋发展的“水团”海洋模式可以很好地解释上述碳循环的演化。中层水和深层水岩芯的有机碳通量、初级和输出生产力都记录了冰期较间冰期要高的值,在两个岩芯中,碳同位素的 C5.1 事件和 C3.11 事件附近记录了高的输出生产力。4 个岩芯中底栖有孔虫的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{B-P}}$ 都记录了冰期较间冰期要轻的值,晚更新世以来 SO50-37KL 和 SO49-8KL 岩芯 $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{B-P}}$ 的变化与南极 Vostok 冰岩芯二氧化碳分压(P_{CO_2})的记录一致。由 *Globigerinoides sacculifer* 的 $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{南-北}}$ 所反映的冰期时南海南部和北部表层水团的古水温和古盐度基本相同,而间冰期时则存在着明显的纬向温度梯度。底栖有孔虫的 $\delta^{13}\text{C}$ 示踪表明,南海的深层水在末次冰期最盛期时混入了一个明显的低养分(低 PO_4)水团,该低养分水团产生于太平洋和南海的向下混合。SO49-8KL 岩芯(1040m 水深)底栖有孔虫的 Cd/Ca 具有冰期较间冰期要低的值,同样表明在中层水与深层水界限附近存在着冰期时的低养分水源。根据 SO49-8KL 岩芯底栖和浮游有孔虫的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与新几内亚 Huon 半岛海平面变化曲线的对比,发现自 72ka 至现代,底栖和浮游有孔虫的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与海平面变化曲线吻合,特别是底栖有孔虫的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与海平面变化曲线几乎一致。由浮游有孔虫的 $\delta^{18}\text{O}$ 和转换函数古温度计算了氧同位素第 5 期以来表层水的古盐度,结果表明,在晚全新世、氧同位素的第 5 期和 180~160ka 时具有低的古盐度,其他时期具有高的古盐度。

本书系国家自然科学基金青年基金资助项目研究成果,在撰写过程中得到了秦蕴珊院士、苍树溪研究员的悉心指导并审阅了全文,杨子赓研究员、许东禹研究员亦审阅了全文,并给予了鼓励。

目 录

第一章 绪论	1
一、古海洋学研究概论	1
1. 古海洋学定义	1
2. 古海洋学的研究意义	1
3. 广义古海洋学研究简论	1
二、南海的基本地质、水文气象和水化学特征	3
1. 南海的基本地质概况及其形成	3
2. 南海的基本水文气象和水化学特征	5
三、研究采用的沉积岩芯、岩性和沉积物粒度	9
第二章 氧、碳稳定同位素地层、生物地层、碳酸钙地层及沉积速率和沉积通量	22
一、氧、碳稳定同位素地层、生物地层、沉积速率和沉积通量	22
1. 沉积岩芯中用于氧、碳稳定同位素分析的有孔虫样品挑选及其分析	22
2. 氧、碳稳定同位素地层、生物地层及沉积速率和沉积通量	25
二、碳酸钙地层	68
1. 晚第四纪以来南海标准碳酸钙地层学时标的建立	69
2. 本次研究的其他岩芯的碳酸钙地层	73
第三章 晚第四纪以来南海的碳酸钙沉积、碳循环、输出和初级生产力研究	79
一、现代南海的碳酸钙沉积分带、始溶面、临界补偿深度和补偿深度	79
1. 南海表层沉积物中碳酸钙的沉积分带	79
2. 碳酸钙沉积和溶解的主控因素	84
3. 碳酸钙的溶跃面、临界补偿深度和补偿深度	86
二、晚第四纪以来南海的碳酸钙沉积和碳循环	87
三、晚第四纪以来南海的有机碳、输出生产力和初级生产力研究	111
第四章 晚第四纪以来南海的氧同位素记录与海平面变化、表层水团和深层水团的演化、表层水古盐度和底栖有孔虫镉/钙的研究	121
一、晚第四纪以来南海的氧同位素记录与海平面变化	121
二、晚第四纪以来南海的表层水团演化	126
三、晚第四纪以来南海沉积岩芯中有孔虫的碳同位素记录及深层水团的演化	131
1. 有孔虫的碳同位素记录	131
2. 晚第四纪以来南海深层水团的演化	142
四、晚第四纪以来南海表层水的古盐度	146
五、晚第四纪以来有孔虫壳体中镉的实验分析及其所反映的南海中层水、深层	

水界限附近的水团的演化.....	149
1. 有孔虫壳体中镉/钙的分析实验	149
2. 有孔虫壳体中的镉/钙所反映的南海中层水、深层水界限的演化	153
结 论.....	155
参考文献.....	160
英文摘要.....	165

A STUDY OF PALEOCEANOGRAPHY IN THE SOUTH CHINA SEA DURING THE LATE QUATERNARY

CONTENTS

Chapter 1 Introduction	1
I . An Introduction to Paleoceanography	1
1. Paleoceanography	1
2. Significance of Paleoceanographic Research	1
3. A Brief Introduction to the General Paleoceanography	1
II . Features of Regional Marine Geology, Marine Hydrology, Marine Meteorology and Marine Chemical Oceanography in the South China Sea	3
1. Regional Geological Outlines of the South China Sea	3
2. Features of Marine Hydrology, Marine Meteorology and Marine Chemical Oceanography	5
III . Sedimentary Cores of the Study, Lithology and Grain Size	9
Chapter 2 Stable Oxygen and Carbon Isotope Stratigraphy Biostratigraphy, CaCO_3 Chemostratigraphy and Sedimentation Rates and Fluxes	22
I . Oxygen and Carbon Isotope Chronostratigraphy, Biostratigraphy, Sedimentation Rates and Fluxes	22
1. Selection of Foraminifera Samples from Sedimentary Cores and Analytic Method of Stable Oxygen and Carbon Isotopes	22
2. Oxygen and Carbon Isotope Chronostratigraphy, Biostratigraphy, Sedimentation Rates and Fluxes	25
II . Chemostratigraphy of CaCO_3	68
1. Establishment of Standard CaCO_3 Chemostratigraphy in the South China Sea Since Late Quaternary	69
2. CaCO_3 Chemostratigraphy of the Study from Other Cores in the South China Sea Since Late Quaternary	73
Chapter 3 CaCO_3 Deposit, Carbon Cycle, Export and Primary Productivity During the Late Quaternary	79
I . Zonation of CaCO_3 Deposit, Calcium Carbonate Lysocline Depth (CLD), Calcium	

Carbonate Critical Compensation Depth (CCrD) and Calcium Carbonate Compensation Depth (CCD) at Present in the South China Sea	79
1. Zonation of CaCO_3 Deposit in the Surface Sediments of the South China Sea	79
2. Controlling Factors of CaCO_3 Deposit and Dissolution	84
3. CLD, CCrD and CCD	86
II. CaCO_3 Deposit and Carbon Cycle in the South China Sea During the Late Quaternary	87
III. Research on Organic Carbon, Export and Primary Productivity in the South China Sea During the Late Quaternary	111
Chapter 4 Oxygen Isotopes and Sea Level Change, Evolution of Surface and Deep Circulation, Paleosalinity of Surface Water and Cd/Ca of Benthic Foraminifera in the South China Sea During the Late Quaternary	121
I. Oxygen Isotopes and Sea Level Change During the Late Quaternary in the South China Sea	121
II. Evolution of the Surface Circulation in the South China Sea During the Late Quaternary	126
III. Stable Carbon Isotopes of Forams and Evolution of the Deepwater in the South China Sea During the Late Quaternary	131
1. Stable Carbon Isotopes of Forams	131
2. Deepwater Evolution in the South China Sea During the Late Quaternary	142
IV. Surface Water Paleosalinity of the South China Sea During the Late Quaternary ...	146
V. Cadmium Experiment of Foraminifera and Evolution of Intermediate/Deep Water Traced by Cd/Ca of Benthic Foraminifera in the South China Sea During the Late Quaternary	149
1. Cd/Ca Experimental Method in Foraminifera	149
2. Evolution of Intermediate/Deep Water Traced by Cd/Ca of Benthic Foraminifera in the South China Sea During the Late Quaternary	153
Conclusions	155
References	160
Abstract	165

第一章 绪 论

一、古海洋学研究概论

1. 古海洋学定义

古海洋学是一门新兴的边缘学科。Kennett(1982)对古海洋学的定义是,“对海洋系统进行的研究”称之为古海洋学。Hay(1988)的定义是:“古海洋学是研究过去海洋与现代海洋差别的一门学问。”近年来,随着研究工作的深入,这门新兴学科的研究在进一步的拓宽和深入,概言之,古海洋学可定义为:利用海洋地质学的研究方法,配合化学海洋学、物理海洋学和生物海洋学等研究结果,研究历史上海洋体系状况及其演化和受控因素的一门学科。

2. 古海洋学的研究意义

海洋占地球总面积的 70.78%,一旦海洋体系发生变化,会导致全球环境系统大的反馈。海洋沉积物及其岩芯中记录了丰富的环境变迁信息(秦蕴珊,1963;秦蕴珊等,1982,1987,1991;苍树溪,1988;苍树溪等,1989,1992;杨子庚等,1998),根据这些记录深入研究地质历史上的古海洋变迁,对于认识地球上的环境变迁、揭示地球环境系统(大气圈、水圈、生物圈和岩石圈)之间的内在联系和预测未来气候长期变迁等有着重要的意义。

古海洋学是继板块理论之后,在海洋研究方面正在取得重要进展的一门学科。随着深海钻探(DSDP)和大洋钻探(ODP)计划的实施,对侏罗纪以来全球大洋总体上的古海洋演化有了一些基本的认识,钱建兴(1990)作过较全面的阐述和总结。其中之一的认识是,在中生代时并没有很明显的纬向温度梯度,全球大洋和气候是温暖的,随着始新世的结束(约为 38Ma B.P.),南极区有海冰形成,至中中新世(约 17~14Ma B.P.)南极主冰冠形成,在上新世(约 3~2.5Ma B.P.)北半球才形成永久性的北极冰冠,此后,特别是第四纪以来(约 2Ma B.P. 以来)进入了相对稳定的冰期与间冰期交替的时代。本书的主要目的就是利用沉积岩芯的记录,研究晚第四纪南海的古海洋演化,因为自约第四纪以来(特别是自氧同位素第 22 期距今约 90 万年开始的“中更新世气候转变”以来)这种冰期与间冰期的交替都是相对稳定的,所以具有明显的代表性。

3. 广义古海洋学研究简论

苍树溪等(1992)指出,古海洋学按其研究对象分为狭义古海洋学和广义古海洋学。所谓的狭义古海洋学是指用海洋沉积岩芯的记录来详细研究地质历史上的海洋环流、水团演化、海洋碳贮库及碳循环、古生产力、古水温、古盐度和海平面变迁等。广义古海洋学主要是指研究板块构造、海底扩张及岩石学等证据,借以恢复古海洋的总体面貌和古海洋

地理的总体演化等。目前一般的古海洋学研究均指狭义古海洋学。尽管广义古海洋学的研究程度没有狭义古海洋学那样深入,但是为了研究工作的深入,作一些广义古海洋学研究方面的简要探讨是必要的。

现在海水覆盖的大洋部分是与自地球形成以来相比很短的时间内(只占约5%的时间尺度)由海底扩张形成的。洋壳具典型的三层结构,即层1为沉积物,平均厚度约为4500m;层2为玄武岩,平均厚度约为1750m;层3为辉长岩层,平均厚度约为4700m。其下为莫霍面和上地幔。DSDP和ODP计划的一个重要贡献是确证了洋壳的年龄很年轻,即最老岩石的年代只相当于侏罗纪(约180~170Ma)。因为现在被海水覆盖部分的洋壳是自侏罗纪以来形成的,所以再造侏罗纪以来古海洋演化的地质证据比较充分,但是再造侏罗纪以前的古海洋演化就比较困难。主要原因是由于洋壳岩石的密度大于陆壳,洋壳板块会俯冲于陆壳板块之下在地幔中消亡,这样侏罗纪以前的古洋壳几乎俯冲殆尽,只有很少一部分海洋沉积物和洋壳岩石,在沿大洋边缘的海沟俯冲时,被刮剥下来,混杂于陆侧板块的增生楔形体内;还有一些陆块地体和厚度大的洋底高原,因为难以俯冲潜没,在洋壳板块俯冲时被残留和镶嵌在陆地板块的边缘;此外,还有凤毛麟角的侏罗纪以前的古洋壳和海洋沉积物被残存于褶皱山脉中。所以要准确地再造侏罗纪以前的古海洋演化比较困难。但是利用上述三个方面的地质证据和古地理复原等(Wegener, 1924; Ziegler et al., 1979; Holloway, 1981; Taylor and Hayes, 1980, 1983; Kennett, 1982; Kudrass et al., 1986等),其基本地质轮廓和总体的海洋演化还是能显示出来。即在早古生代(约为590~540 Ma)地球上存在被古大洋分隔的六大古陆块,分别是冈瓦纳、劳伦、西伯利亚、波罗的、中国和哈萨克斯坦陆块,当时的冈瓦纳古陆约占全球总面积的1/2以上,包括现代的非洲、南美洲、澳大利亚、南极、印度、阿拉伯、南欧、佛罗里达、土耳其、伊朗、阿富汗和西藏等;劳伦古陆包括现代的北美地块、格陵兰及西伯利亚东部等;波罗的古陆包括俄罗斯和波罗的陆块。其基本演化情况是,早古生代至中古生代六个古陆块分别被古大洋分隔在低纬地带和南半球,由于板块运动,随着时间的推移至晚古生代(约300Ma),六个古陆联成一体,呈南北向分布,形成联合古陆,一直持续到早侏罗世(约200~180Ma)。当时的大洋称之为泛古洋。泛古洋直接与两极相通,最早提出这种海陆起源学说的是Wegener(1915, 1924)。从早侏罗世开始(200~180Ma)泛古洋被逐步分离成大西洋、北冰洋、印度洋、南大洋和残留的太平洋。早侏罗世以前的联合古陆被古特提斯海和泛古洋的一个小三角形海洋分开,古特提斯海随着印度洋的张开,逐步缩小为地中海,从侏罗纪以来,世界大洋格局发生了重要变化,下面简要论证自侏罗纪以来三大洋的广义古海洋演化。

现代大西洋是唯一能直接贯通两极的大洋,所以对两极间的环流、水团变化起到了很重要的作用。自侏罗纪以来大西洋的演化比较复杂,最老的洋壳岩石为晚侏罗世,发现在北太平洋的北非和北美边缘,北大西洋的扩张始于中侏罗世(约165Ma),沿北美东缘、西非北缘首先张开,至早白垩世约125Ma时,发育了活动的中央海岭,最大水深可达4000m。从早白垩世(约125Ma)到早白垩世的晚期(约110Ma)南大西洋才开始沿南非和南美大陆边缘扩张,当时的最大水深约为2000m,但此时南大西洋和北大西洋仍然没有贯通。到晚白垩世早期(约95Ma),欧洲开始从北美分离,格陵兰也从欧洲和北美离开,南大西洋区的非洲凸出部与南美分开,南大西洋和北大西洋之间开始以浅水相连通,从晚白垩世(约80Ma)至早第三纪(约53Ma),北大西洋的水深可达5000m,并且以深的水道

与南大西洋贯通,至中中新世早期(约 21Ma),形成了现代大西洋的格局。

印度洋是三大洋中最年轻的大洋,几乎整个印度洋的洋壳年龄都新于晚白垩世,其形成是随着冈瓦纳古陆的解体开始的,在此以前印度与南极洲和澳大利亚西部相连接,称之为大印度。其主要的演化是,从早侏罗世起,冈瓦纳古陆首次解体,早白垩世(约 125Ma)随着南美与非洲的分离,印度、澳大利亚和南极洲也同时分开,这标志着印度洋几乎与南大西洋同时张开,也意味着古特提斯海的消亡和新的三大洋的开始,晚白垩世(约 90Ma)开始,印度板块与南极洲才完全脱离,此时环南极带的海流基本雏形开始形成,当时的印度板块以很快的速度沿东印度洋海岭北部雁行排列地段之东的转换断层向北移动,在早始新世(约 53Ma)与亚洲相撞(形成喜马拉雅山脉)并连为一体。此时的东印度洋已扩张形成一个海盆,在西印度洋的中央海岭处开始了南北向的扩张,当时的印度、澳大利亚和南极洲被分离在各自的板块,到渐新世的约 32Ma,东印度洋海岭转换断层两侧的相对运动终止,印度和澳大利亚结合成一个板块,该板块和南极洲板块之间的运动从北南向转变为北东-南西向,此时的澳大利亚离开南极洲向北移动,因为印度和澳大利亚在同一板块上,所以它们两者间的距离不变,其移动主要是因为印度洋中央海岭的扩张。至晚渐新世现代印度洋的格局形成。

太平洋是最古老的海洋,是泛古洋缩小后的产物。所以说太平洋的古海洋演化和形成与大西洋迥然不同,印度洋是海底扩张的产物,而太平洋则是在泛古洋受损的情况下形成的。随着太平洋的增长,美洲向西移动,澳大利亚向北移动,太平洋开始逐渐缩小,从早白垩世起太平洋的大部分洋壳俯冲消亡在东北亚、南北美,有些可能还在南极之下。现代太平洋的大部分区域是东太平洋海岭向北扩张形成的,所以西太平洋和中太平洋洋壳的年代较老,为中、晚侏罗世和白垩纪,而东太平洋洋壳的年代较新,大部分为新生代,随着中中新世时太平洋一系列边缘海的形成,形成了现代太平洋的格局。

二、南海的基本地质、水文气象和水化学特征

1. 南海的基本地质概况及其形成

南海是太平洋最西端的一个边缘海,呈北东-南西向的菱形,总面积约为 $350 \times 10^4 \text{ m}^2$ 。南海北部和西部毗邻亚洲大陆,东部通过几个海峡与东海、太平洋、苏禄海和苏拉威西海贯通,南部通过巽他陆架与印度洋的次表层水和表层水交换。在构造位置上,南海位于欧亚板块、太平洋板块和印度板块之间,其基本地质概况是,就南海的地壳性质而言,它包括了陆壳和洋壳,其中一个显著的特点是,南海诸岛都为陆壳性质。大陆架和大陆坡的基底主要为古生代、中生代的变质岩和中生代的花岗岩,洋壳基底主要为新生代的玄武岩类,在此之上接受了巨厚的沉积物。现代南海表层沉积物主要有三大类型,3500m(碳酸钙临界补偿深度)以深为硅质粘土沉积区,其碳酸钙百分含量均小于 10%;3500m至上陆坡区,主要为含碳酸钙的粉砂质粘土,其碳酸钙的百分含量约为 10%~70%;上陆坡至内陆架主要为粉砂质砂和含生物碎屑的砂,残留砂沉积也属该种类型。南海的主要地貌类型有大陆架(岛架)、大陆坡(岛坡)、深海盆地,并含有水下三角洲、水下阶地、海底峡谷、海槽和海沟等。深海盆地的最大水深位于 $12^\circ 53' \text{ N}$, $113^\circ 55' \text{ E}$,水深为 4577m(国家海

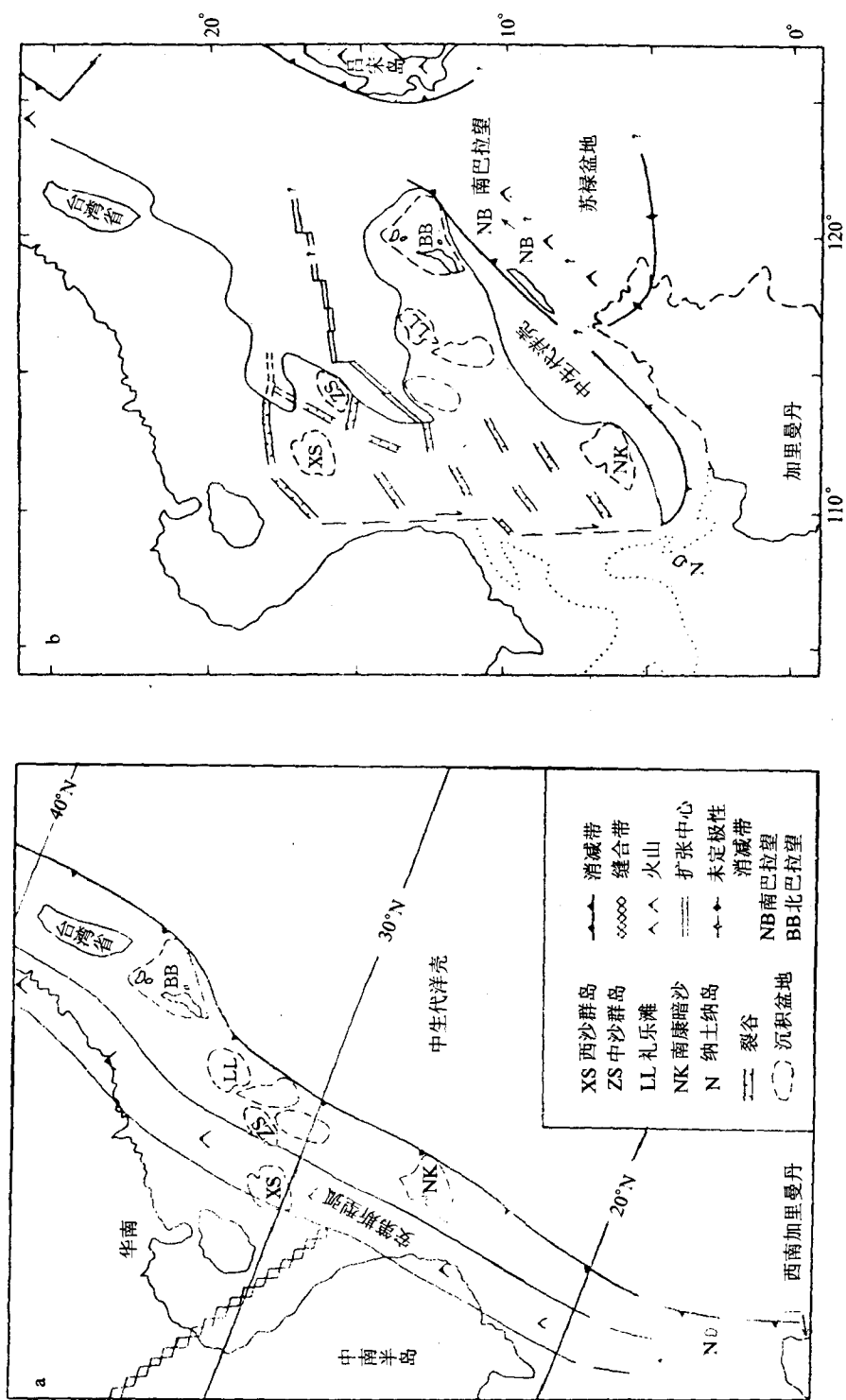


图 1-1 中侏罗世—白垩纪中期(a)和早中新世(b)南海的复原(Taylor and Hayes, 1983)
Fig. 1-1 Restoration of the South China Sea in Middle Jurassic-middle Cretaceous (a) and Early Miocene (Taylor and Hayes, 1983)

洋局,1988)。南海具有独特的地理位置,高的边缘海沉积速率。可以说研究南海的古海洋具有典型的代表性,这是因为其南部经巽他陆架与印度洋的次表层水体进行交换,北部经巴士海峡可与太平洋的表层水、次表层水、中层水和深层水进行交换,而现代太平洋的深层水有 30% 左右来源于北大西洋深层水(Broecker,1993)。南海的沉积速率与大洋相比要高得多,并且在冰期时,由于海平面降低,南部巽他陆架出露成陆,隔绝了与印度洋热带水团的交换,所以说研究南海的古海洋演化具有特殊的意义。

根据 Taylor 和 Hayes(1983)、Kudrass 等(1986)和中国-德国南海地球科学合作研究的拖网岩石证据,南海的形成演化是,中侏罗世—白垩纪中期时,西沙群岛、中沙群岛、礼乐滩、南康暗沙和北巴拉望岛与中国大陆连为一体,地壳性质为陆壳,其东部的地壳性质为洋壳(图 1-1a)。从古新世开始,该区的大陆边缘地壳变薄发生断裂,随后在中渐新世发生明显的海底扩张,南沙诸岛与我国大陆发生分离,逐渐向东南运移,到早中新世基本形成了南海的雏形(图 1-1b),中中新世海底扩张基本终止,南海现代的格局形成。“SONNE”号 SO23 和 SO27 航次及中国-德国南海地球科学合作研究 SO49 航次获得了较多重锤式拖网岩石,在南海北部(SO49 航次获得)的主要岩石类型和分布是:岩浆岩类,斜长花岗岩在中沙地体以东发现;闪长岩分别发现在中沙地体附近和北部大陆坡角;流纹质熔岩取自中沙地体北东区;辉长岩则发现在北部大陆坡角;气孔状玄武岩样品主要取自南海中央海山和中沙浅滩南东区。沉积岩类,礁灰岩主要取自中沙浅滩周围,其古生物鉴定时代为中新世,粘土岩在南海北部陆坡被发现。变质岩主要是取自中沙浅滩的黑云母斜长片麻岩。在南海南部(SO23 和 SO27 航次)和礼乐滩、南子礁和北巴拉望附近获得的主要岩石情况是,除上述岩石类型外,还在该区取得了较多类型的沉积岩,分别是硅质页岩、三叠纪砂岩和泥岩、古新世和渐新世粉砂岩、早中新世浅海相碳酸盐岩和上新世软泥,这些岩石学资料说明中沙地体的基底为陆壳性质,而南子礁下部的陆壳性质也被所获得的晚三叠世三角洲相的片麻岩所证实,同时也佐证了上述第四纪前的南海古海洋再造。

2. 南海的基本水文气象和水化学特征

根据 Wyrski(1961)、Broecker(1982)、中国科学院南海海洋研究所(1985)、冯文科等(1987)、陈史坚等(1989)和李绪录等(1989;李绪录,1993)的资料数据,对南海的基本水文气象和水化学特征进行简要论证。

现代南海的表层环流明显受季风控制,冬季和夏季的流向相反。夏季西南季风盛行,其环流方向为顺时针,赤道暖流经巽他陆架进入南海,夏季表层环流的最大流速可达 1kn,经巴士海峡流出南海(图 1-2a)。冬季东北季风盛行,表层环流方向为逆时针,部分经巽他陆架流出南海和进入苏禄海,在南海西部其最大流速约为 1kn(图 1-2b)。

南海的降雨状况是,南海北部的年平均降雨量约为 1500~2000mm,南海南部的年平均降雨量约为 2800mm,其特点是随着纬度的降低,降水量递增。

南海的风场特征是,5 月下旬至 9 月为西南季风,11 月至 4 月中旬为东北季风,4~5 月和 9~10 月为季风过渡期,风向多变。台风盛季为 7~11 月。南海北部的气温是 1 月平均气温最低,一般为 15~24℃,7 月平均气温最高为 28~29℃。南海南部的最低气温在 1 月,平均气温约为 26.7℃;4~5 月气温最高,平均气温为 29℃。

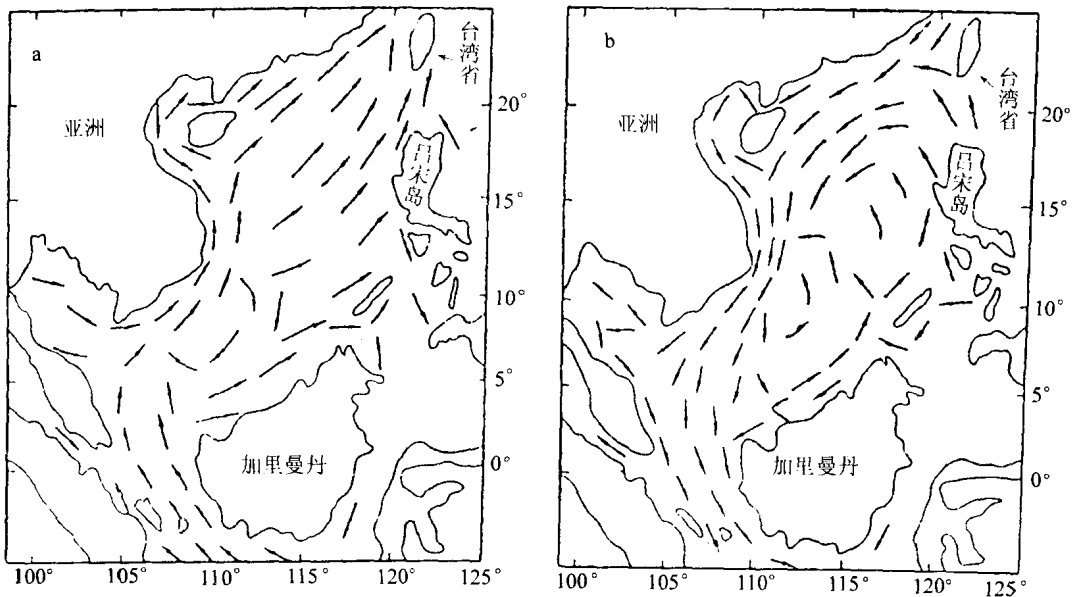


图 1-2 南海的现代表层环流(据王律江等,1990,由陈史坚等,1985 改绘)

a. 夏季; b. 冬季

Fig. 1-2 Present surface circulation patterns of the South China Sea(from Wang Lüjiang et al. , 1990, which is redrawn from Chen et al. , 1985)

a. Summer; b. Winter

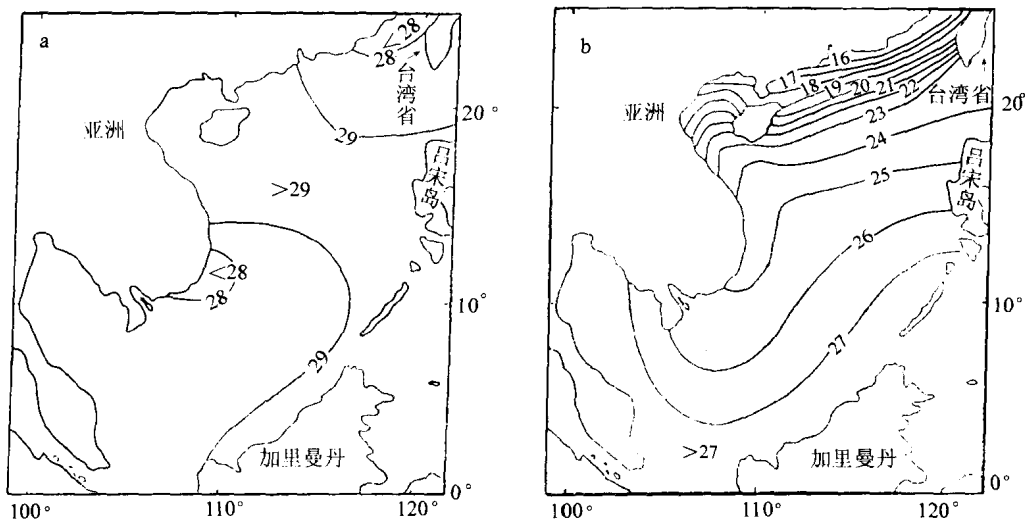


图 1-3 南海的现代表层水温(据王律江等,1990,由陈史坚等,1985 改绘)

a. 夏季;b. 冬季;图中等值线中的数字代表温度(℃)

Fig. 1-3 Present surface temperature of the South China Sea(from Wang Lüjiang et al. , 1990, which is redrawn from Chen et al. , 1985)

a. Summer ; b. Winter; Isolines indicate temperature(℃)

南海表层水温分布的特点是,夏季南海北部的表层水温为 26~29℃,南海南部的表层水温为 26~30.93℃,其主要特点是南北向的温度梯度小(图 1-3a)。冬季南海北部的表层水温较低,最低表层水温小于 16℃,向南逐渐递增,南海南部的平均最高表层水温为大于 27℃,其明显的特点是,南北向的温度梯度与夏季相比明显变大(图 1-3b)

表层盐度特征是,近岸水盐度较低,约为 28‰~33‰,外海区盐度较高,约为 34.03‰~34.46‰。表层密度的变化与温度、盐度相关,冬季在南海北部的台湾海峡至上川岛附近有一高密度带,夏季的表层密度要小于冬季。

南海的水团划分是,表层水团,0~75m;次表层水团,75~250m;中层水团,250~1000m;氧含量最小层,600~800m;上深层水团,1000~2000m;下深层盆地水团,2000m 以深。各水团的盐度、温度、溶解氧和 PO₄ 含量分别列于表 1-1,表 1-1 同时也给出了热带西太平洋水团的划分及相应参数。

表 1-1 南海和热带西太平洋水团划分及其参数

Table 1-1 Comparison of watermasses and their factors between the South China Sea and tropical western Pacific Ocean

南 海						热带西太平洋					
水团	水深 (m)	盐度 (‰)	温度 (℃)	氧含量 (mol/dm ³)	PO ₄ (μmol/kg)	水团	水深 (m)	盐度 (‰)	温度 (℃)	氧含量 (mol/dm ³)	PO ₄ (μmol/kg)
表层水	0~75	34.03~34.46	21~30.93	4.37~5	0~0.2	表层水	0~130	33.93~34.81	24.3~29.6	6.1~7.2	0~0.7
次表层水	75~250	34.5~34.86	12~21	2.4~4.4	0.2~1.5	次表层水	100~200	34.8~35.8	20~24	3.7~4.6	0.5~1.2
中层水	250~1000	34.4~34.53	5~12	1.7~2.4	1.5~2.7	中层水	200~1000	34.1~34.6	4~11	1.2~3.0	1.2~3.1
氧含量最小层	600~800	34.4~34.53	5~11	1.7~1.95	1.5~2.7	氧含量最小层	615~889	34.14~34.55	4~11	1.2~2.59	3.1
上深层水	1000~2000	34.5~34.62	2.35~5	1.95~2.54	2.7~3.0	深层水	1000以深	34.55~34.7	1.6	3.4	2.4~3.10
下深层盆地水	2000以深	34.62	2.29~4.94	2.54	2.7~3.0						

在此需要指出的是,中国科学院南海海洋研究所(1985)及国家海洋局(1988)对南海深水团的划分是,上深层水团,1000~2500 m;下深层盆地水团,2500m 以深。划分的主要依据是温度和盐度。本书对此进行了如表 1-1 的重新划分,划分的主要依据是位温和盐度,并引

入了深水温盐界面的概念,主要是鉴于位温能更好地反映来源水。所谓的位温是指,当海水流体加压压缩,如不同外界发生热量交换,会导致海水流体的温度升高。与此相反,如果海水流体膨胀,海水本身释放能量,则必然会使得海水温度降低,这种绝热变化在高静压的深海比较明显。当深层海水以绝热方式升至海面,由于压力减小会产生温度变化(即实测温度要高于位温),此时的保留温度谓之位温。其表达式为, $\theta = T - \Delta t$,式中 θ 为位温, T 为深度 Z 时的实测温度, Δt 为海水提升至海平面时温度降低值。所以位温代表的是校正

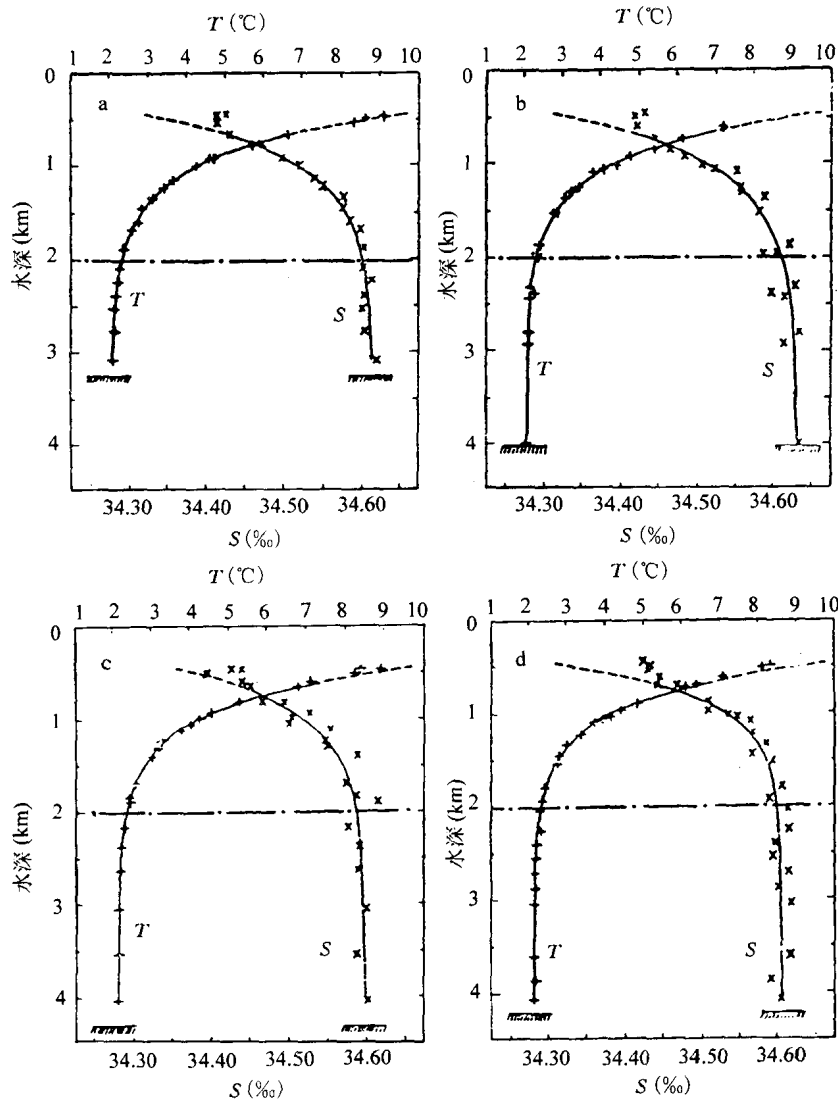


图 1-4 南海的位温(T)和盐度(S)的垂直剖面(据李绪录等,1989 改绘)

图中的点划线代表深水温盐界面;a 代表 8324 站($17^{\circ}59.8'N, 114^{\circ}00.2'E$);b 代表 8327 站($18^{\circ}06.2'N, 117^{\circ}01.8'E$);c 代表 8353 站($13^{\circ}30.8'N, 114^{\circ}00.9'E$);d 代表 8356 站($13^{\circ}30.4'N, 116^{\circ}58.8'E$)

Fig. 1-4 Vertical profiles of the potential temperature (T) and salinity (S) in the South China Sea (redrawn from Li Xulu et al., 1989)

Dot and dash lines denote benthic thermocline and halocline hydrographic transition; a. Station 8324($17^{\circ}59.8'N, 114^{\circ}00.2'E$); b. Station 8327($18^{\circ}06.2'N, 117^{\circ}01.8'E$); c. Station 8353 ($13^{\circ}30.8'N, 114^{\circ}00.9'E$); d. Station 8356($13^{\circ}30.4'N, 116^{\circ}58.8'E$)