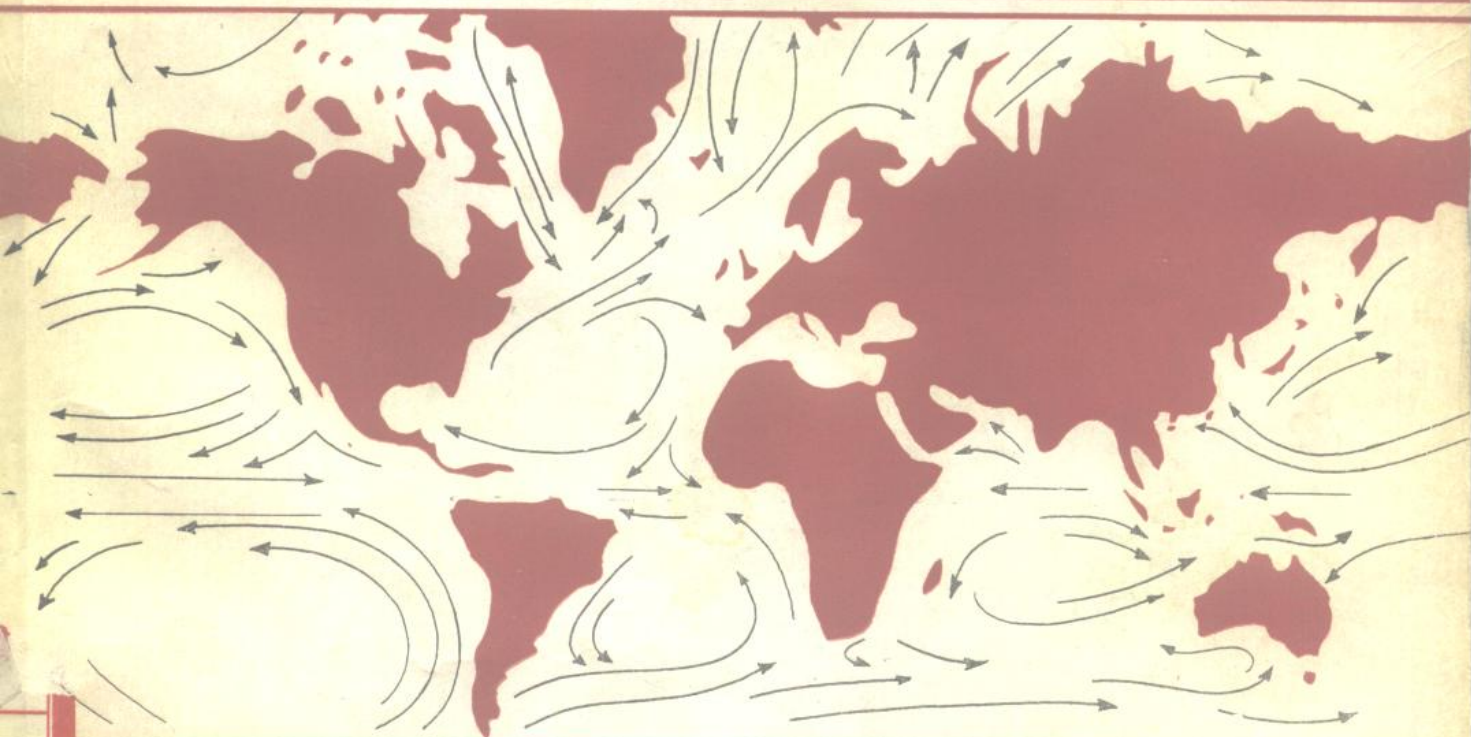


物理海洋学导论

〔美〕 J.A. 瑞斯 著



科学出版社

物理海洋学导论

〔美〕 J. A. 瑙斯 著

潘学良 吴恒岱 译

侍茂崇 校

科学出版社

内 容 简 介

本书是作者根据多年的教学讲义编成的。它简明扼要地介绍了物理海洋学通常包括的各种内容。主要涉及：海水的物理特性，温盐结构，海水的运动，大洋环流及深层海流，波浪，潮汐，声和光在海水中的传播特性等。本书的主要特点是，论述精辟，深入浅出，概念清楚，资料新颖，图文并茂，是一本较好的基础理论参考书。不仅可以作为高等院校物理海洋学专业的教材和中、初级海洋科技人员的参考书，亦可供具有初等数理知识水平的广大海洋科学爱好者阅读。

J. A. Knauss

INTRODUCTION TO PHYSICAL OCEANOGRAPHY

Prentice-Hall, Inc., 1978

物 理 海 洋 学 导 论

〔美〕 J. A. 瑙斯 著

潘学良 吴恒岱 译

侍茂崇 校

责任编辑 赵徐懿

科学出版社出版

北京朝阳门内大街 137 号

长春新华印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1983年3月第 一 版 开本：787×1092 1/16

1983年3月第一次印刷 印张：15

印数：0001—1,100 字数：341,800

统一书号：15031·2169

本社书号：2972-13-17

定 价：2.35 元

译 者 的 话

物理海洋学是研究海洋中各种水文物理现象和海水各种形式的运动的一门科学。它的主要目的是在搞清海洋水文物理现象及其运动规律的同时,解决海洋环境因子的预报问题,为生产建设和国防建设服务。近年来,由于新技术在海洋中的应用,获取资料的手段有了突破,观测方式也发生了根本的变革,使物理海洋学已由过去那种以研究平均状况为目标的气候图式的调查研究阶段,进入到目的性很明确的、现场观测与理论研究密切配合的、以多种手段进行同步观测的实验研究阶段。特别是通过中尺度涡旋和细微结构等一些重要现象的观测,使海水运动学和海洋动力学的有关问题得到进一步的揭示,物理海洋学这门科学正向着天气学式的研究迈进。再就是电子计算机的广泛应用,使海洋物理过程的数值计算和模型实验得到很大的发展。据此,一些海洋学家预言,物理海洋学正在经历着一种大转变。在这种转变的时候,无疑需要我们对原来的基础理论进行更广泛深入的探讨和研究。只有在此基础上,才有可能创造出新的概念和理论,推动其学科的发展。为此,我们翻译了这本物理海洋学导论,以期有更多的人材从事物理海洋学的研究,以推动祖国海洋科学事业的迅速发展。

本书是物理海洋学的入门书。它简明扼要地介绍了物理海洋学通常包括的各种内容。与其它同类书相比,本书最大特点是对读者的数理基础程度选择得比较适中,并且深入浅出,概念清楚,论述全面,资料新颖以及图文并茂。因此,很适于做大学物理海洋学专业的教程或海洋学各专业的参考书。

本书译出初稿后,山东海洋学院侍茂崇老师作了全面仔细的审校。另外还得到宇宙文、孙文心、刘安国先生的大力支持。在此一并表示衷心的感谢。

本书译文力求确切表达原意,凡发现原书错误之处都作了改正。少数未有通用译名的名词,则附上了原文。但是,由于我们缺乏经验和水平所限,本书难免存在缺点和错误,请读者批评指正。

1980年10月

前 言

本书是从低年级的研究生和高年级的大学生一学期的教程发展而来的。其目的是向学生们介绍物理海洋学范围通常包含的各种内容。学生们专业和兴趣各不相同，因而要求也就不同。对于海洋生物学者来说，本教程则仅是环境外观的剖析；而对于要从事物理海洋学研究的人来说，这个教程仅仅是一系列正式课程的第一步。本书对于其它方面的学者，也可以通过他感兴趣的有关文献为他选择其研究道路而提供充分的情报参考资料，同时也为他们提供必要的物理海洋学方面的基础知识。

任何这类教程的作者所面临的问题是数学和物理知识的水平。我之所以写这部书，是因为我发现过去采用的教程或者太深，或者太浅，或者太专，或者（象斯费德鲁普、约翰逊和弗莱明的《海洋》）过时一点。数学程度的选择需要协调一致、深浅适中。本书取材的标准是假定读者熟悉普通物理学的基本原理并具有一定的微积分数学基础。因为很多学生的数理基础高出这个标准，有些学生物理知识造诣较深，看起来已深入到状态方程的数学基础中，所以在附录 I 中我们给出了一些标准推导。

第二个附录可能需要说明一下。综合式计算机程序几乎明显地排除了对海洋学常用表的需要。而那些海洋学用表在过去都是每个海洋学工作者必备的工具书。然而，用手摇计算机也能够在办公桌上进行许多快速的运算。附录 II 中把很多表格放在一起，其目的是为那些要求快而精确的计算提供方便。

我怀着深厚的感情，将本书献给曾经在罗得岛大学生活并在初期帮我复写、整理笔记而得以在最后完成这本书的学生们。我要特别感谢几位助教，他们帮助校正了本书的错误并绘制了参考图表。尤其是 P. 理查森、R. 韦斯伯格、K. 穆尼、P. 坦普尔和 D. 莱。还要特别感谢 M. 阿特伍德和 A. 巴林顿，他们打字并校对了笔记与教程的各次修改稿本。

J. A. 瑙 斯

目 录

前 言	vii
第一章 海水的温度、盐度、密度和其它性质	1
比例尺	1
温度	4
盐度	6
密度和状态方程	8
稳定度	11
海水的其它性质	13
海冰	15
第二章 海洋表面热交换	20
太阳的辐射能(Q_s)	21
回辐射(Q_b)	23
蒸发所耗损的热量(Q_e)	23
显热耗损(Q_h)	28
第三章 热、盐和水平衡	29
局部热平衡：季节性温跃层	29
热平衡和海冰	34
在全球热平衡中平流的作用	37
全球热平衡	37
盐和水平衡	42
第四章 守恒方程、扩散和箱式模型	43
守恒方程	43
守恒方程的微分形式	44
扩散	45
箱式模型和混合时间	47
第五章 运动方程	50
加速度	51
压强梯度力	52
科氏力	53
重力	57
摩擦力	57
运动方程	60
第六章 在没有科氏力的情况下力的平衡	61
流体静力学方程	61
动力高度	63
河流	64
河口区的对流	64

极限速度	71
第七章 在有科氏力的情况下力的平衡	74
地转流	74
马古列斯方程	78
风应力: 埃克曼运动和涌升流	80
惯性运动	84
有摩擦的斜面	86
涡度和西部边界流: 湾流	87
第八章 主要的海流	91
西部边界流: 湾流和黑潮	93
东部边界流	102
赤道海流	103
南极绕极流	109
第九章 深层海流和其它大洋环流	114
热盐环流和“核心”分析	114
水型(水团)的形成	116
深层西部边界流	118
水团和水型的特征	118
海盆和海槛: 海底地形在决定温、盐度分布中的作用	123
微观结构	128
中尺度湍流: 涡动作用	129
兰米尔环流	130
第十章 表面波	135
波浪的特征	135
水质点的运动	138
能量和波浪散射	140
波浪的形成和表面张力波	140
波浪谱和充分成长的风浪	143
波浪的传播	146
波浪的折射和破碎	148
沿岸流和离岸流	150
第十一章 潮汐和其它长周期波	152
海啸	152
假潮和其它陷波	153
风暴潮	155
内波	156
引潮力	158
平衡潮理论和潮汐动力学理论	159
海洋潮汐	162
潮汐预报和其它海平面变化	162
潮流	165
第十二章 声学 and 光学	167
水下声学中所用的一些定义	167

声纳方程	168
折射与反射	172
水下声学的应用	175
水下光学	178
附录 I 某些方程式的推导	182
守恒方程: 连续方程	182
加速度	184
压强梯度力	185
科氏加速度	185
运动方程	187
摩擦切应力 (分子和涡动粘滞力)	188
雷诺应力项	189
守恒方程中的扩散项	191
涡度	192
小振幅波方程	193
群速	195
滞留时间	196
附录 II 海水若干物理性质常用表	197
已知温度和盐度计算条件密度 σ_t	198
条件密度 σ_t 和热比容距平换算表	207
比容距平和比容换算表	210
热比容距平和比容距平换算表	210
蒸馏水和海水的压缩系数	213
蒸馏水和海水的热膨胀系数	215
海水上升到表面过程中的绝热冷却	217
1 个大气压下海水的热容量	218
海水分子粘滞系数	218
海水中的声速	219
海水的最大密度、最大密度时的温度和冰点 (它们都是盐度的函数)	222
结晶温度	222
典型海水的光吸收性能	223
各种常数及换算表	223
符号表	224
中英术语对照表	225

第一章 海水的温度、盐度、密度和其它性质

比 例 尺

物理海洋学的大部分内容是研究与大洋中可测量到的温度和盐度分布有关的那些过程。通过观测百分之几的温差、万分之几的盐度变化、十万分之几的密度变化，我们可以从海洋中学到许多东西。本章要讨论的就是能够说明这些变化的各种过程。不过，在详细研究之前，我们有必要先了解一下海洋的一些典型特征和定义。海洋覆盖着地球表面约70%的面积，平均深度略小于4000米。表1.1和表1.2以及图1.1给出了一些常用数值。

我们一般绘制的大洋特征值横断面图，是采用合适的垂直放大比例尺的(如图1.2)，但是，典型大洋的宽度是数千公里，而深度才数千米；因此，如图1.2所示，1000:1或再大一些的垂直放大比例尺是人们所常用的，而不是特殊的个例。对于大陆坡也可以考虑采用同样的垂直放大比例尺。大陆坡从大陆架延伸至深海海底，其中“陡坡”只占典型陆坡的4%。

表1.1 各大洋及其附属海的面积、体积和平均深度*

海 洋 名 称	面 积 (10 ⁶ 平方公里)	体 积 (10 ⁶ 立方公里)	平 均 深 度 (米)
大西洋	82.441	323.613	3926
太平洋	165.246	707.555	4282
印度洋	73.443	291.030	3963
三大洋 (不包括附属海)	321.130	322.198	4117
北极地中海	14.090	16.980	1205
美洲地中海	4.319	9.573	2216
地中海和黑海	2.966	4.238	1429
亚洲地中海	8.143	9.873	1212
各大地中海 (合计)	29.518	40.664	1378
波罗的海	0.422	0.023	55
哈得逊湾	1.232	0.158	128
红海	0.438	0.215	491
波斯湾	0.239	0.006	25
各小地中海 (合计)	2.331	0.402	172
全部地中海 (合计)	31.849	41.066	1289
北海	0.575	0.054	94
英吉利海峡	0.075	0.004	54
爱尔兰海	0.103	0.006	60
圣劳伦斯湾	0.238	0.030	127
安达曼海	0.798	0.694	870
白令海	2.268	3.259	1437

续表1.1

海洋名称	面积 (10^6 平方公里)	体积 (10^6 立方公里)	平均深度 (米)
鄂霍次克海	1.528	1.279	838
日本海	1.008	1.361	1350
东海**	1.249	0.235	188
加利福尼亚湾	0.162	0.132	813
巴士海峡	0.075	0.005	70
各边缘海(合计)	8.079	7.059	874
全部附属海(合计)	39.928	48.125	1205
大西洋	106.463	354.679	3332
太平洋 } (包括附属海)	179.679	723.699	4028
印度洋 }	74.917	291.945	3897
三大洋(包括附属海)	361.059	1370.323	3795

* 根据E. Kossinna, 1921: “全球海洋的深度”一文复制。

** 经查对本栏数据, 似应包括黄海在内。——译者注

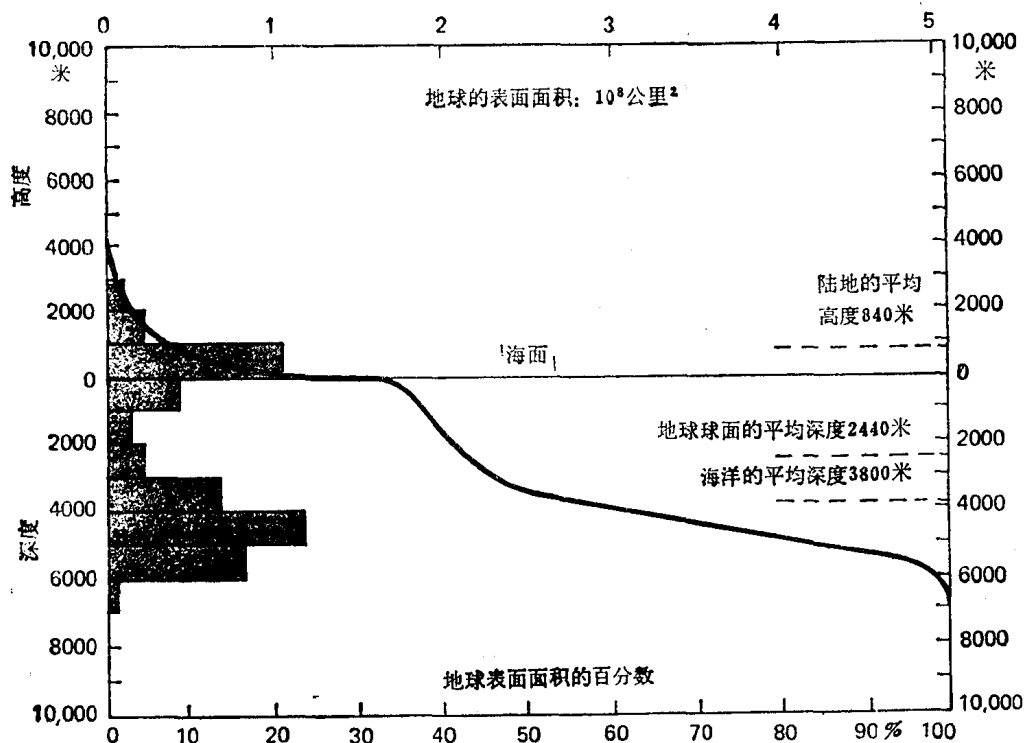


图1.1 高度-深度曲线表示固体地球在某一给定等高线或等深线以上的面积。

图左表示相隔1000米的高度或深度的百分数。

(根据1942年 H. U. Sverdrup, M. W. Johnson 和 R. H. Fleming:《海洋》)

表1.2 世界各海洋中深度间隔的分布*

海 洋 名 称	深 度 间 隔 (千 米)												各个海洋占世界海洋的百分比
	0-0.2	0.2-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	
太平洋	1.631	2.583	3.250	6.856	21.796	31.987	26.884	1.742	0.188	0.063	0.019	0.001	45.919
亚洲地中海	51.913	9.255	10.433	12.151	6.698	7.780	1.636	0.076	0.058	0	0	0	2.509
白令海	46.443	5.975	7.623	10.330	29.629	0	0	0	0	0	0	0	0.625
鄂霍次克海	26.475	39.479	22.383	3.403	8.260	0	0	0	0	0	0	0	0.384
黄海和东海	81.305	11.427	5.974	1.239	0.055	0	0	0	0	0	0	0	0.332
日本海	23.498	15.176	19.646	20.096	21.551	0.033	0	0	0	0	0	0	0.280
加利福尼亚湾	46.705	20.848	25.891	6.556	0	0	0	0	0	0	0	0	0.042
大西洋	7.025	5.169	4.295	8.590	19.327	32.452	22.326	0.738	0.067	0.012	0	0	23.909
美洲地中海	23.443	10.674	13.518	15.313	20.796	13.440	2.572	0.193	0.051	0	0	0	1.203
地中海	20.436	22.475	17.413	30.515	8.940	0.221	0	0	0	0	0	0	0.693
黑海	34.965	12.587	23.077	29.371	0	0	0	0	0	0	0	0	0.140
波罗的海	99.832	0.168	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.105
印度洋	3.570	2.685	3.580	10.029	25.259	36.643	16.991	1.241	0.001	0	0	0	20.282
红海	41.454	43.058	14.920	0.568	0	0	0	0	0	0	0	0	0.125
波斯湾	100.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.066
北冰洋	40.673	16.539	10.209	13.167	16.580	2.834	0	0	0	0	0	0	2.620
北极地中海	69.013	20.454	6.274	4.260	0	0	0	0	0	0	0	0	0.766
每一深度间隔内世界海洋所占的百分比	7.192	4.423	4.376	8.497	20.944	31.689	21.201	1.232	0.105	0.032	0.009	0.001	

* 根据 H. W. Menard, 和 S. M. Smith, 1969: "洋盆区域的测高方法" 一文复制。

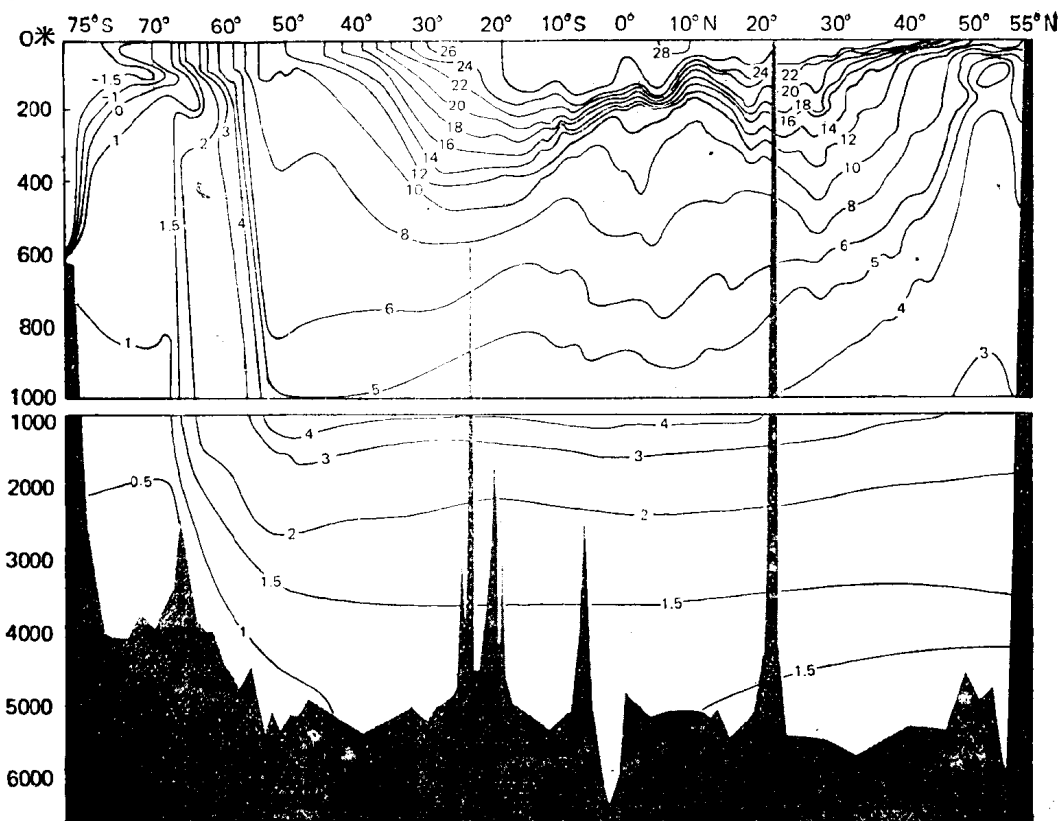


图1.2 太平洋中从南极大陆到阿拉斯加沿着大约 160°W 断面的水温分布
(根据 1965 年 J. L. Jr. Reid “太平洋的中层水”)

温 度

海水的温度几乎毫无例外地随深度增大而减小。一般地说，在表层附近温度减小要比深层来得快。典型的温度-深度剖面上有数十米厚的表层，一般称为混合层，因为海面风在这里起着重要作用，它能使这层海水充分混合，并维持其接近同温的状态。混合层下是温度骤变区，称为温跃层。温跃层特性因季节而异，夏季随混合层的变暖而增“强”，冬季则因表层水的冷却而变“弱”。对于像西北大西洋那样的大洋水域，季节性温跃层不同于较深的恒定温跃层。而对于其它大洋水域，包括整个热带大洋，温跃层的季节差异只能通过恒定温跃层的强度变化而显示出来（图 1.3）。

在温跃层下，温度随深度变化比较缓慢，再次接近等温状态。世界大洋中，较深的那一半海水都是均匀的冷水。有 50% 的大洋海水温度低于 2.3℃。1818 年，John Ross 第一个把温度计沉放到热带大洋中较大深度上。从而发现，表层以下的海水非常冷，并且得出了一个重要结论，即深层海水皆来源于极地海域。从典型的经向垂直断面中可以看出，暖水只局限于中、低纬度区，而深海和高纬度区则全部是冷水（图 1.2）。

海洋学工作者常用现场温度和位温这两种方法来讨论大洋温度。前者仅是观测温度；后者则比较复杂。考虑一定体积（几升）的海水，原来处在 5000 米深度上，现场温

度为 1.00°C ，盐度为 34.85‰ ，让这块海水上升到表面，并假定在上升过程中与其余的海水完全隔离开来，即与周围海水没有热交换或水交换，那末当它到达海表面时，其温度不再是 1.00°C ，而变为 0.57°C 。水块的位温也就是 0.57°C 。

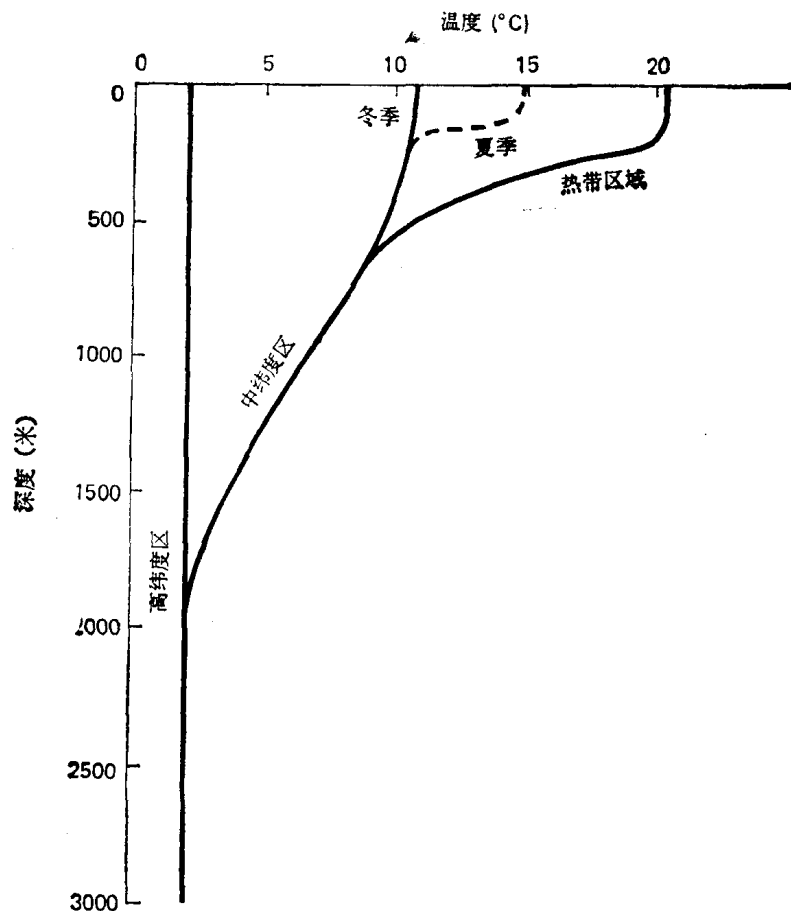


图1.3 大洋中典型的温度剖面

位温的概念很容易从能量守恒定律（即热力学第一定律）推导出来。物体能量分布的变化，用文字表示就是：

内能的变化 = 热量的增加或减少 + 所做的功

如果我们假定水块与其周围没有热交换（即绝热过程），那末内能的变化必然等于外界对水块做的功或水块本身所做的功。海水稍有压缩性，当水块下沉时，因压力增大而受到挤压，此时周围压缩力对水块做了功。因此，水块的内能增加，温度必然升高。反过来，当水块上升时，因压力减小而发生膨胀，此时水块本身做了功，内能必然减小，温度就要相应降低。水块在海面的温度是 0.57°C ，如果它与周围海水仍然没有热交换或混合，再被带到 5000 米深度时，它的温度又变成 1.00°C 。

上述例子中，现场温度是 1.00°C ，位温是 0.57°C 。要了解深层海水，还需要知道它在表面的温度特性，所以，文中给出如何通过深层的观测温度（现场温度）求海水达到表层温度（位温）的例证。附录 II 中表 6 就是在已知深度和现场温度时用来计算位温值的。在所有深海海沟、许多孤立海盆和北太平洋大部分区域中，从位温方面来看，海水

温度是等温的，这说明，现场温度随深度增大而升高（图1.4）。在此条件下，海水处于“中性稳定状态”，关于这一点将在本章后部加以讨论。

读者可能对大气中的绝热效应比较熟悉，这种现象曾被人多次讨论过。空气的压缩性比水大得多，所以大气中的绝热效应也相当大。对于绝热性上升的气团，它的现场温度一般随相对湿度而变化，每上升100米大约要降低0.5—1℃。然而，从山上吹下来的风，由于空气从高处流到低处，发生了绝热性的增密增压过程，温度反而会大大升高，因此，人们又把这种暖风分别称为焚风、圣塔阿那风、钦诺克风等等。

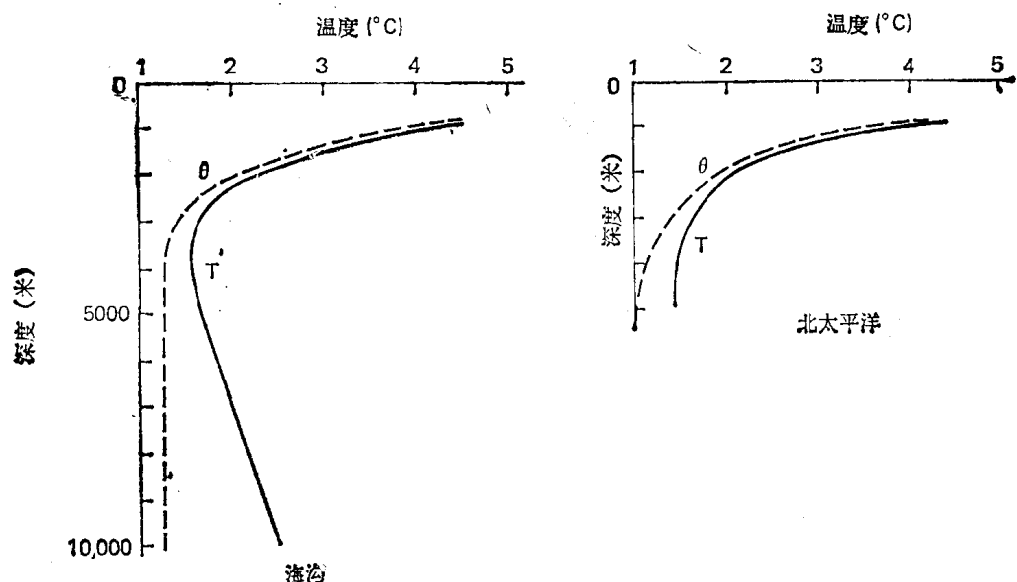


图1.4 在北太平洋一个站上(17°0'N, 162°24'W)和明达瑙海沟中的现场温度和位温曲线图。

明达瑙海沟的海槛深度约为3500米，海槛以下的深海位温曲线变为等温线

盐 度

海水中溶解固体物质的总量叫海水的盐度。精确地说，就是“在1千克海水中，将所有的碳酸盐变成氧化物，将所有的溴和碘以氯来代替，一切有机物均已完全氧化后所含全部固体物质的总克数，称为海水的盐度。”大洋的平均盐度是34.69克/1千克海水，或34.69‰，“‰”表示千分之几。

由于海水成分复杂，所以没有人根据定义去进行常规的盐度测量。直到1955年前后，近乎全部的盐度测量都是通过测定海水氯离子数来进行的，而海水氯离子数又可用硝酸银滴定法来测定，氯度和盐度之间可以用一个经验公式来换算。大家公认的关系式是：

$$\text{盐度} = 1.80655 \times \text{氯度} \quad (1.1)$$

对式(1.1)有一个明显的假设，即海水中各种溶解盐的比率是个常数。对各种溶解盐比率有变化的区域（如氯和钙或钙和硫酸盐相对比率的变化），就不能用测量海水中卤素含量来计算盐度。式(1.1)的误差约为±0.02‰，这亦符合化学滴定法通常规定的精

确度标准。

自1960年以来,大部分盐度测量已为测量海水电导率所代替。海水电导率是温度和盐度的函数,因此,电导率计测量盐度时也必须测量温度,而且要求的精确度比较高。要把 $\pm 0.01^{\circ}\text{C}$ 的温度误差换算成相应的盐度误差,大约为 $\pm 0.01\text{‰}$ 。在实验室中,测量采来的水样时,仪器的精确度可达 $\pm 0.003\text{‰}$ 。现场测量用的连续记录装置,精确度一般都比较小,但从最近的发展趋势来看,这种装置有可能大大改进。利用电导率确定海水的含盐量,理论上的局限亦在于海水中溶解盐离子相对比率是一个恒定性函数。和盐度测量一样,电导率的最大精确度约为 $\pm 0.001\text{‰}$ 。

测量海水的盐度必须有很高的精确度。例如,大洋中有75%的海水,其总盐度变化在34.50‰到35.00‰之间,太平洋中有近一半海水的盐度是在34.6‰到34.7‰之间。虽然在假定海水盐度是常量的前提下适当地解决了海洋中的大量问题,但是,还存在另外一类问题,对于这些问题来说,即使盐度(‰)改变百分之几都是很重要的。例如,在太平洋深处,从 30°S 到 40°N 之间,盐度大约从34.70‰逐渐减小到34.67‰,这就足以证明,巨大的水体正向北输送。

海水中含有多种元素,尽管有些元素因含量甚微,现在还没测定出来,但可以预料,陆地上发现的所有元素,都能在海水中找到。表1.3列出了海水中元素含量的一般分布状况。生物循环所需要的元素和化合物,如钙、二氧化硅、磷、硝酸盐和氧,一般随水深和区域不同而有显著变化。还要指出,至少在某些场合下,海水含盐量可以用占海水总盐分85%的氯化钠来粗略地估算。

表1.3 海水中主要元素的含量(以重量计)

元 素	浓 度 (毫克/升)	元 素	浓 度 (毫克/升)	元 素	浓 度 (毫克/升)
氢 H	108,000	钒 V	0.002	铑 Rh	
氦 He	0.000005	铬 Cr	0.00005	钯 Pd	
锂 Li	0.17	锰 Mn	0.002	银 Ag	0.00004
铍 Be	0.0000006	铁 Fe	0.01	镉 Cd	0.00011
硼 B	4.6	钴 Co	0.0001	铟 In	<0.02
碳 C	28	镍 Ni	0.002	锡 Sn	0.0008
氮 N	0.5	铜 Cu	0.003	铋 Sb	0.0005
氧 O	857,000	锌 Zn	0.01	碲 Te	
氟 F	1.3	镓 Ga	0.00003	碘 I	0.06
氖 Ne	0.0001	锗 Ge	0.00006	氙 Xe	0.0001
钠 Na	10,500	砷 As	0.003	铯 Cs	0.0005
镁 Mg	1350	硒 Se	0.0004	钡 Ba	0.03
铝 Al	0.01	溴 Br	65	镧 La	1.2×10^{-5}
硅 Si	3.0	氪 Kr	0.0003	铈 Ce	5.2×10^{-6}
磷 P	0.07	铷 Rb	0.12	镨 Pr	2.6×10^{-6}
硫 S	885	锶 Sr	8.0	钕 Nd	9.2×10^{-6}
氯 Cl	19,000	钇 Y	0.0003	钷 Pm	
氩 Ar	0.6	锆 Zr		钐 Sm	1.7×10^{-6}
钾 K	380	铌 Nb	0.00001	铕 Eu	4.6×10^{-7}
钙 Ca	400	钼 Mo	0.01	钆 Gd	2.4×10^{-6}
钪 Sc	0.00004	锝 Tc		铽 Tb	
钛 Ti	0.001	钌 Ru		镱 Dy	2.9×10^{-6}

续表1.3

元 素	浓 度 (毫克/升)	元 素	浓 度 (毫克/升)	元 素	浓 度 (毫克/升)
铀 Ho	8.8×10^{-7}	铱 Os	0.000004	砹 At	
钼 Er	2.4×10^{-6}	铈 Ir	0.00003	氡 Rn	0.6×10^{-15}
铥 Tm	5.2×10^{-7}	铂 Pt	< 0.00001	钫 Fr	
镱 Yb	2.0×10^{-6}	金 Au	0.00003	镭 Ra	1.0×10^{-10}
镱 Lu	4.8×10^{-7}	汞 Hg	0.00002	锕 Ac	
铪 Hf		铊 Tl		钍 Th	0.00005
钽 Ta		铅 Pb		镤 Pa	2.0×10^{-9}
钨 W	0.0001	铋 Bi		铀 U	0.003
铼 Re		钋 Po			

密度和状态方程

海水的密度取决于海水的压力、温度和盐度。大洋中海水的密度差是很小的。若暂不考虑海水的压缩性对密度产生的影响，只考虑温度和盐度的变化，则几乎所有大洋中海水密度都变化于 1.020 到 1.030 (克/厘米³) 之间，而且，有 50% 以上的大洋海水的密度变化范围仅在 1.0277 到 1.0279 之间。对密度唯一有最大影响的是海水的压缩性。某一水块在表层的密度是 1.028，但在 5000 米深处则可能变为 1.051。

海洋学上计算密度 (ρ) 的公式很少完整地写出来。常用下面这个式子：

$$\sigma = (\rho - 1) 10^3 \quad (1.2)$$

由此可知，若 $\rho = 1.02750$ ，则 $\sigma = 27.50$ 。

由于海洋学工作者提出了两种类型的温度*，所以相应的密度有三种：

$$\left. \begin{aligned} \sigma &= (\rho_{s, T, p} - 1) 10^3 \\ \sigma_t &= (\rho_{s, T, 0} - 1) 10^3 \\ \sigma_\theta &= (\rho_{s, \theta, 0} - 1) 10^3 \end{aligned} \right\} \quad (1.3)$$

σ 表示现场密度，它是盐度、温度和压力的函数（如上式 (1.3) 中下标字母所示）。 σ_t 是大气压下（在海洋学中，把标准大气压当作 $p = 0$ ）与上述相同的水块所具有的密度。 σ_θ 是水块绝热上升到一个大气压时所具有的密度，称为位势密度。

另外，海洋学上讨论海水密度时，常采用它的倒数——比容，即 $\alpha = 1/\rho$ 。和计算密度的公式一样，计算比容的公式也不全部写出来。比容又常常写成比容距平 (δ)：

$$\delta = \alpha_{s, T, p} - \alpha_{35, 0, p} \quad (1.4)$$

比容距平是现场比容与同样压力下温度为 0℃、盐度为 35‰ 的海水比容之差。

绘制出表 1.4 和图 1.5 可使各种定义更加直观。应当注意，位温比现场温度略低， σ_θ 则比 σ_t 略高。物理海洋学上很少用现场密度。讨论密度时常用条件密度 σ_t 、位势密度 σ_θ 、比容距平，或者类比 σ_t 的比容（称为热比容距平）以及类比 σ_θ 的比容（有时称为位比容距平）。

* 即现场温度和位温。——译者注

根据已知的温度、盐度和压力值来计算密度的常用表列在附录 II 中。这些表格所列数值是根据经验性的海水状态方程求出的。而状态方程的实验工作，早在 1910 年以前就做出来了。目前已有改进这种状态方程的几种新设想。虽然，这些新的实验资料在促进我们了解海水热力学方面是很重要的，但是在研究海洋学过程中，并没有出现什么显著差别。能使状态方程产生最大误差的是压力对密度的影响。深海的现场密度可能有十万分之几的误差，而在 10,000 米深的海沟里这种误差可能达到 1/10,000。条件密度的误差（此处无压力影响）则小于 0.001，也就是小于密度的 1/100,000。

因为计算地转流时要用到比容（参见第六章关于动力高度的讨论），故大部分密度推算表都是根据比容编制成的，而不采用密度。此外，又因在大洋的密度变化范围内， σ_t 和 σ_θ 要用三位数表示，而比容距平只用两位数就可表示出来，所以许多海洋学文献中，都用比容距平或热比容距平这两个物理量来研究问题。

一般通用的表示法如下：

表 1.4 北太平洋中深态为 5726 米的水文观测站 (17°04'N, 162°24'W) 各层温度、盐度、密度、动力高度和稳定度数值

Z	S	T	θ	σ	σ_t	σ_θ	Δ_{st}	δ	$\Sigma \Delta D$	E (10 ⁻³ /米)*
0	35.003	27.20	27.20	22.68	22.68	22.68	518	518	4.13	—
10	35.000	27.19	27.19	22.73	22.68	22.68	518	519	4.08	—
20	34.997	27.18	27.18	22.77	22.68	22.68	518	519	4.03	—
30	34.995	27.18	27.17	22.81	22.68	22.68	518	519	3.97	—
50	34.992	27.06	27.04	22.93	22.72	22.72	515	517	3.87	2500
75	35.028	25.58	25.56	23.53	23.21	23.21	468	471	3.75	2100
100	35.079	23.83	23.81	24.21	23.77	23.78	414	418	3.64	1800
125	35.096	22.47	22.44	24.72	24.18	24.18	375	380	3.54	1600
150	35.071	21.14	21.11	25.19	24.53	24.54	342	347	3.45	1400
200	34.836	18.10	18.06	26.02	25.14	25.15	283	290	3.29	1200
250	34.438	14.22	14.18	26.85	25.73	25.73	228	235	3.15	1100
300	34.186	10.85	10.81	27.54	26.19	26.20	184	190	3.05	730
400	34.181	8.07	8.02	28.47	26.64	26.65	141	148	2.88	380
500	34.271	6.54	6.49	29.22	26.93	26.93	114	121	2.75	230
600	34.376	5.84	5.79	29.87	27.10	27.11	97	105	2.63	140
700	34.454	5.47	5.41	30.43	27.21	27.22	87	96	2.53	110
800	34.490	4.96	4.90	30.99	27.30	27.30	79	88	2.44	85
1000	34.524	4.14	4.06	32.04	27.42	27.42	67	77	2.28	63
1200	34.552	3.47	3.38	33.05	27.51	27.51	59	68	2.13	48
1500	34.592	2.76	2.65	34.54	27.60	27.61	50	59	1.94	35
2000	34.638	2.07	1.93	36.94	27.70	27.71	41	50	1.67	20
2500	34.663	1.76	1.58	39.25	27.74	27.76	36	46	1.44	12
3000	34.674	1.61	1.38	41.51	27.76	27.78	35	45	1.21	8
3500	34.682	1.52	1.25	43.73	27.78	27.79	33	44	0.99	5
4000	34.688	1.48	1.15	45.91	27.78	27.81	33	45	0.77	3
4500	34.696	1.45	1.06	48.08	27.79	27.82	32	45	0.54	2
5000	34.700	1.45	1.00	50.21	27.80	27.83	31	46	0.32	2
5500	34.700	1.48	0.97	52.31	27.79	27.83	32	48	0.08	—

* E 是根据原始资料计算出来的。