

采矿工程手册

美国采矿工程师协会 A.B.卡明斯 I.A.吉文
冶金工业出版社

- 1 法规、地质及岩体工程
- 2 采矿方法与地下开采
- 3 岩层控制、地下运输、提升及通风
- 4 露天开采、环境保护及地表运输
- 5 特殊采矿方法
- 6 测量、动力、维修、供应及选矿
- 7 系统工程、矿山管理及咨询

内 容 提 要

《采矿工程手册》是根据1973年美国采矿工程师协会组织出版的《Mining Engineering Handbook》一书翻译的。

全书分七册陆续出版。

本书第五分册共两章，内容包括：海洋采矿和特殊地下采矿方法。

本书可供从事矿山工作的工程技术人员及大专院校师生参考。

采 矿 工 程 手 册

第五分册

特殊采矿方法

美国采矿工程师协会 A.B.卡明斯
I.A.吉文

《采矿工程手册》翻译组 译

涂继正 总校

*

冶金工业出版社出版

(北京灯市口74号)

新华书店北京发行所发行

冶金工业出版社印刷厂印刷

*

850×1168 1/32 印张 12 1/2 字数 332 千字

1981年6月第一版 1981年6月第一次印刷

印数 00,001~4,300 册

统一书号：15062·3680 定价1.60元

目 录

第二十章 海洋采矿	1
20-1 海洋环境	2
20-2 作业的先决条件	39
20-3 勘探和表征	77
20-4 开采	132
20-5 对作业的约束条件	204
第二十一章 特殊地下采矿方法	230
溶解采矿法	230
21-1 溶解过程	231
21-2 溶解采矿完井作业与工艺	256
21-3 钾盐的溶解法开采	273
21-4 钻孔法溶解开采岩盐	291
21-5 盐水的处置	301
21-6 钻孔开采法——弗拉施法开采硫磺	309
21-7 用溶解采矿法建造地下硐室以储存高压液体和气体	317
21-8 浸出	323
21-9 原地气化和液化的采矿系统	336
21-10 核爆炸采矿系统	358
21-11 地下废物处理系统	372

第二十章 海洋采矿

责任编辑 M.J.克鲁克香克 R.W.马斯登

主要执笔人：M.J.克鲁克香克

海洋采矿是一个十分广阔的领域。它具有陆地采矿所具备的一切方面，而又有为水体覆盖这一独特性，覆盖的水体本身又是含有矿物的。本章主要讨论海洋采矿的独特方面。为了符合时代气息，采用系统方法来介绍这方面的材料。首先叙述环境，然后按逻辑顺序叙述海洋工作的一般要求，接着是矿物勘探方面，开采方面，最后叙述人和大自然对作业的一些限制。本文引用了大量原著和出版物的图表，最后列出广泛的参考资料。选用“海洋采矿”这一标题而不用“大洋采矿”或“水下采矿”是由于它的含义宽广，可以包括海洋、海滩及内海。术语的选定有时看来有些古怪，但并不是任意的。在可能的情况下，内容都尽量简化成最基本的并给予解释。本文使用了系统术语，如“平台”这一词，就是它的功能上的意义来使用的，不仅包括空中的、水上的和固定的平台，而且包括潜水工作的人员本身。如果产生误解，那就是由于读者对术语理解不同而发生疑问。例如，你能说出“提取”、“采矿”和“开采”的意义有什么区别吗？

凡能得到的成本数据都列入本章的有关部分内。这些数据要仔细推敲，妥善而灵活地运用，原因是没有两种情况是一样的，而且海洋采矿技术还一直在不断地改进。

每节都附有作者的姓名，没写姓名的由主要执笔人负责。衷心地感谢美国矿业局及国家海洋和大气管理局鼓励并支持了本章的编写工作；同时也感谢海洋矿物技术中心的秘书人员及D.艾斯曼的出版校订工作。对其他作出贡献的人员，虽未提名也同样感谢。编者希望本章能对那些突然被调派做海洋工作的采矿工程

师，或者同样突然被调派做采矿工作的海洋工程师有所裨益。当然用一章的篇幅不可能包括“你想要知道的一切”，但是，在本书末尾有充分的文献目录可供想多了解些情况的人作为参考。

20-1 海洋环境

由于海洋环境的关系，海洋采矿形成一个独立课题。以下各节将从物理学家、化学家及地质学家的观点来叙述海洋环境。从海洋矿物资源的叙述中能很明显地看出这些学科与海洋矿物的经济潜力之间的联系。海洋是一个极其复杂的自然现象，海洋采矿工程师必须学会在其中生活。这种环境可能是他的财富的来源，也可能是受挫的原因，或者兼而有之。所以绝不可轻视它。

20-1-1 物理海洋学

P. 怀尔德

物理海洋学测得的基本参数是：（1）三维空间位置，（2）温度，（3）盐度（更确切地说是传导率）。其他重要的参数，如压力、密度、水质点的速度、声速以及光的透射至少是部分地从基本参数推导出来的。

三维空间位置

南北位置——地球的纬度用度、分、秒表示。假设赤道为 0° ，北极为北纬 90° ，南极为南纬 90° ；纬度1度的距离约等于60海里；因此纬度的1分 $\cong 6080$ 英尺，1海里格=3海里。

东西位置——子午线的经度用度、分、秒来标志，以英国格林威治为 0° ，即本初子午线（法国地图时常以巴黎作为本初子午线），本初子午线以东到 180° 为东经，以西到 180° 为西经。

垂直深度——用长度单位英寻，英尺，米来表示（美国是目前唯一用英寻表示深度的大国），以基准海面为起点。1英寻=6英尺=1.8288米。读数以英寻为单位的回声深度记录仪，取海水的传声速度为每秒800英寻（1463米），以米为单位的则取水的传声速度为每秒1500米（820英寻）。马修斯表〔1〕把大洋分为46个区域并列

出了各区域中海水中声速变化的改正值。世界上的海洋面积，体积和深度列在表20-1内。

表 20-1 海洋的面积、体积和平均深度⁽²⁾

大洋及其邻海	面 积 10 ⁶ 公里 ²	体 积 10 ⁶ 公里 ³	平均深度 米
太平洋	166.241	696.189	4188
亚洲地中海	9.082	11.366	1252
白令海	2.261	3.373	1492
鄂霍次克海	1.392	1.354	973
黄海和东海	1.202	0.327	272
日本海	1.013	1.690	1667
加利福尼亚湾	0.153	0.111	724
太平洋及其邻海总和	181.344	714.410	3940
大西洋	86.557	323.369	3736
美洲地中海(加勒比海)	4.357	9.427	2164
地中海	2.510	3.771	1502
黑 海	0.508	0.605	1191
波罗的海	0.382	0.038	101
大西洋及其邻海总和	94.314	337.210	3575
印度洋	73.427	284.340	3872
红 海	0.453	0.244	538
波斯湾	0.238	0.024	100
印度洋及其邻海总和	74.118	284.608	3840
北冰洋	9.485	12.615	1330
北极地中海	2.772	1.087	392
北冰洋及其邻海总和	12.257	13.702	1117
总计及平均深度	362.033	1349.929	3729

温度

温度用摄氏和华氏单位。华氏度数 = $9/5 \times$ 摄氏度数 + 32。
 测量温度是利用 (1) 热膨胀系数为线性的物质 (水银温度计)，
 (2) 温度敏感电阻 (电阻式温度计或热敏电阻)，(3) 振动频率与温度有关的晶体 (石英温度计)，(4) 红外辐射 (辐射式温度计或辐射测温仪)。

海洋中的温度变化曲线典型地显示出有三个带 (图 20-1)，

(1) 温度较高的表面等温混合层, (2) 温度降低的过渡层叫做降温层, (3) 温度最低的深部相对等温区。一般说来, 温度分布是稳定的; 也就是说, 上边的水温度较高, 下边的水温度较低。海水的平均温度是 4°C 。

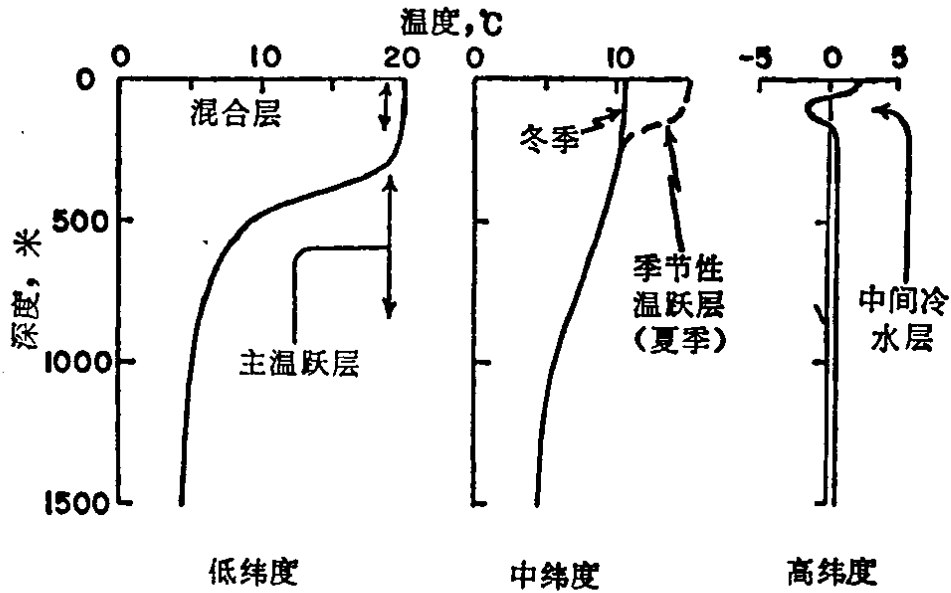


图 20-1 开阔海洋中的典型平均温度分布曲线^[5]

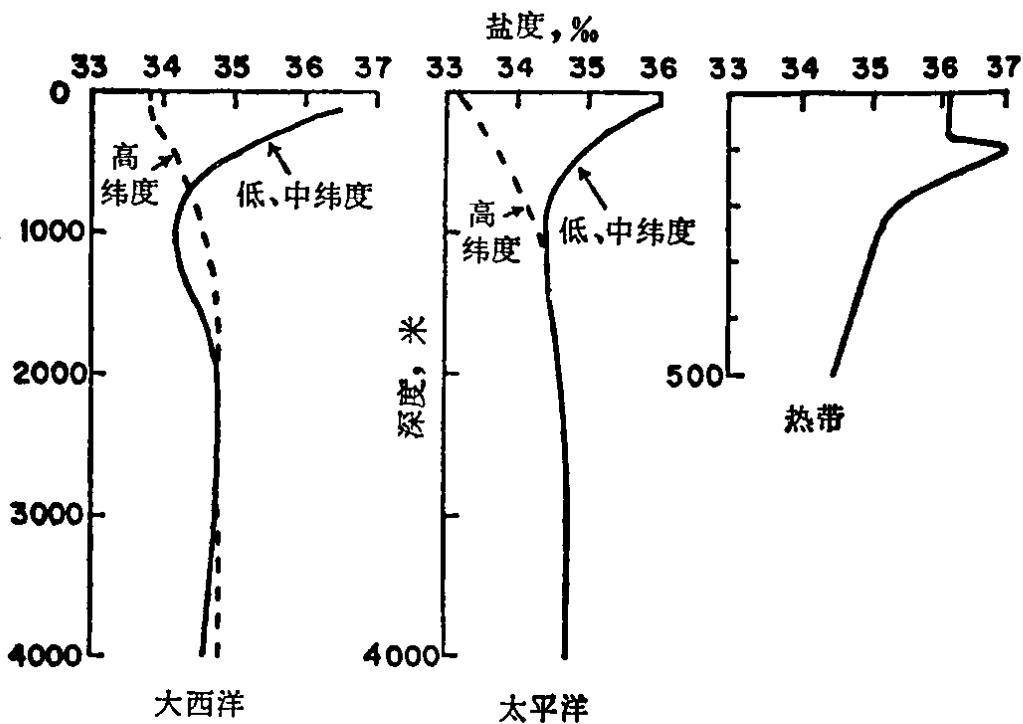


图 20-2 开阔海洋中的典型平均盐度分布曲线^[5]

盐度

盐度用千分率 (‰) 来表示。经典的办法是用硝酸银滴定法确定氯度 (CL) (卤素总量)。虽然盐度 (‰) = $0.03 + 1.805CL$ (‰), 但是溶解的固体物总含量 (‰) = $0.073 + 1.811CL$ (‰)。用 27.25 克/升的 $AgNO_3$ 溶液滴定 10 毫升的海水可以近似地确定盐度。所需 $AgNO_3$ 溶液的体积 (毫升数) 近似于盐度的 ‰ 数〔3〕。

目前广泛使用电导式感应盐度计进行测定, 其盐度 (‰) = $1.80655CL$ 〔4〕。一般说来大洋中的盐度分布曲线类似于温度的分布曲线。但是有许多例外。海水在垂直深度上的盐度变化时常是不稳定的, 由于海面的蒸发使海水上层盐度高而深部的海水盐度低。大洋的平均盐度约为 35 (‰)。

压力 1 大气压 = 1.01325×10^6 达因/厘米²; 1 巴 = 0.98692 大气压 = 1×10^6 达因/厘米²; 1 分巴 = 0.1 巴。由于大洋深度的米数约等于压力的分巴数, 多数压力值是从深度测量中推导出来的。但是在原地实时遥测探头中也使用压力传感仪测量海洋深度。

密度 密度 ρ 的单位为克/厘米³。 σ 是与标准密度的偏差, 所以 $\sigma_{S,T,P} = (\rho_{S,T,P} - 1)1000$ 。密度是盐度、温度及压力的函数。当地密度表是根据它与标准海洋的偏差, 标准海洋的盐度 = 35‰, 温度 = 0°C, 压力 = 1 个大气压〔6〕。经常使用密度的倒数, 即比容 α 。比容的偏差是 δ , 即当地盐度 S 、温度 T 和压力 PF 的比容减去标准海洋的比容, $\delta = \alpha_{S,T,P} - \alpha_{35,0,1}$ 。大洋的平均密度是 1.025 克/厘米³, 或者 $\sigma = 25$ 。

光学性质

折射率——为盐度与温度的函数, $n_{D,25} = 1.332497 + 0.000334CL$ (‰)

吸收——在含很少微粒的海水中, 吸收系数与纯水相似 (图 20-3), 主要吸收量在光谱的红色一端。因此海水中大多数物体受阳光照射均呈显微蓝色。

颜色——在晴朗天空下, 入射光的中心波长在 0.47 微米时海

水的颜色是：（1）仅仅由于吸收性能而产生消光作用的 清 湖 开 阔 海 水 是 蓝 色 的 ，（ 见 图 20-3 ）；（ 2 ） 含 有 有 机 物 颗 粒 ， 例 如 靠 近 珊 瑚 礁 的 地 方 是 蓝 绿 色 到 绿 色 ；（ 3 ） 在 靠 近 大 河 ， 含 腐 植 质 多 的 区 域 是 黄 色 ；（ 4 ） 海 岸 附 近 含 有 泥 土 的 海 水 由 于 泥 土 颗 粒 的 光 反 射 而 呈 显 咖 啡 棕 色 ；（ 5 ） 浮 游 生 物 高 度 集 中 时 ， 就 呈 绿 色 、 棕 色 、 或 红 色 ， 例 如 所 谓 的 赤 潮 。

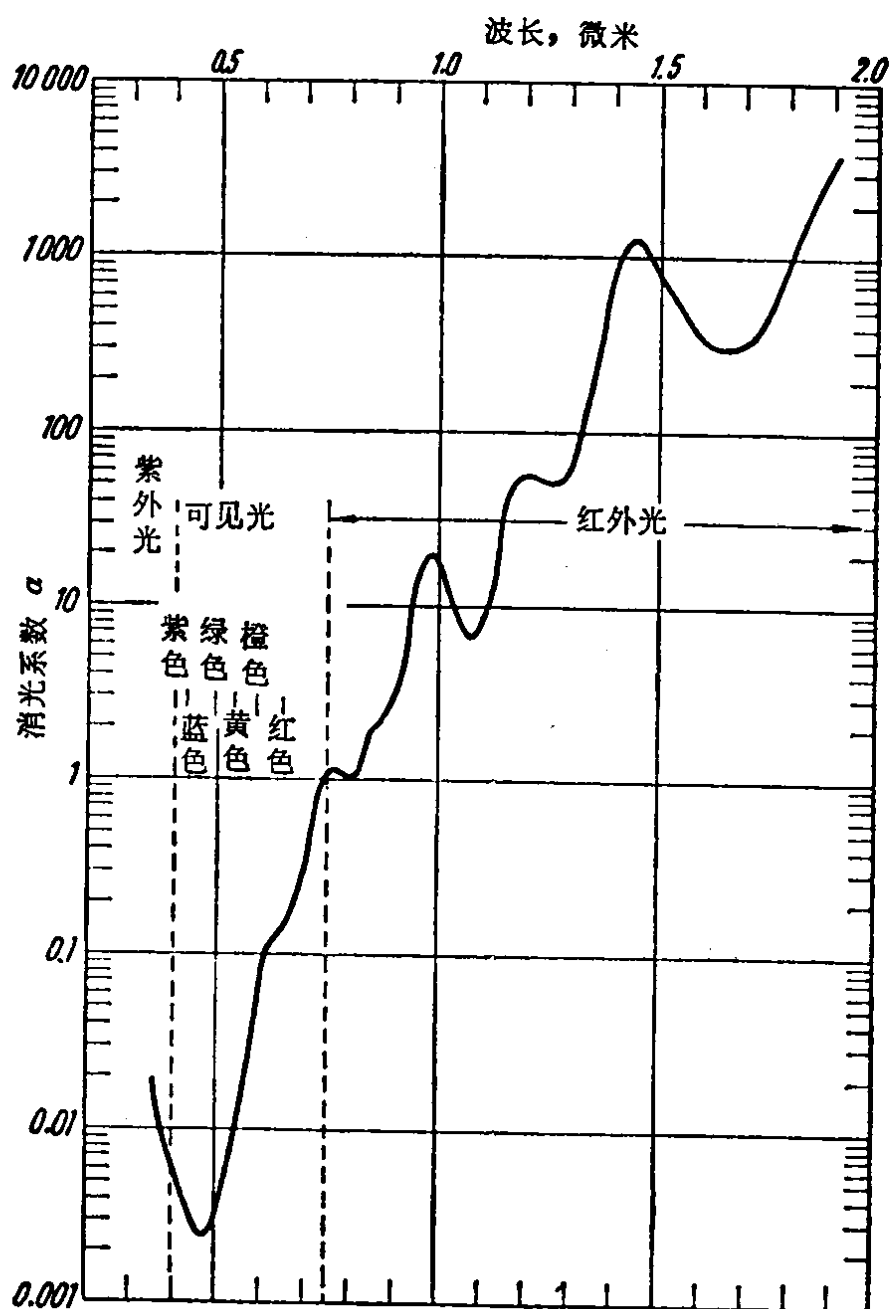


图 20-3 光束在纯水中的消光系数 α 与其波长的关系，
水层厚 1 米^[7]

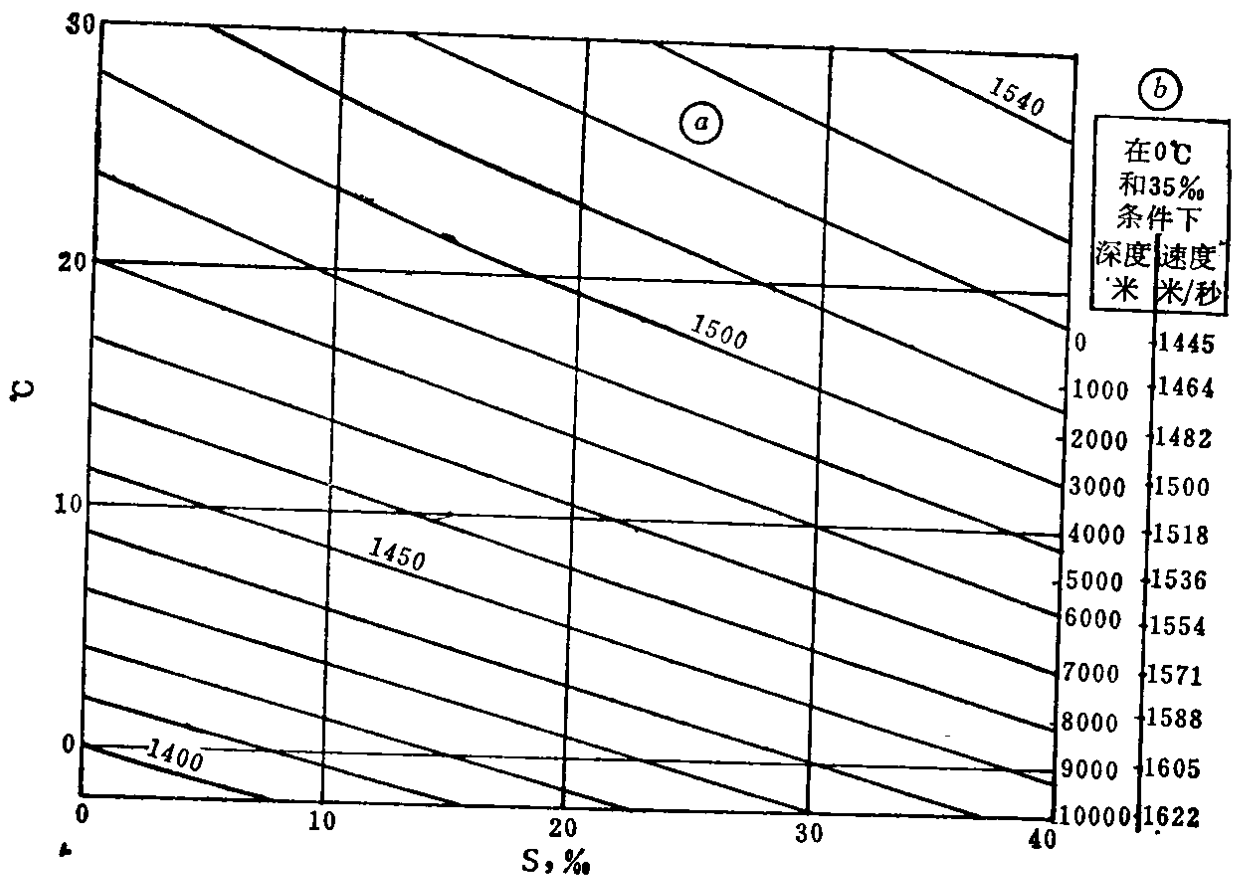


图 20-4 a.海水中声速V (米/秒) 与温度和盐度的关系, 不考虑压力的影响; b.温度为0°C, 盐度为35‰时, 声速V与深度(即压力)的关系^[7]

声学性能 声波在海洋中的传播速度V约为 $\sqrt{\frac{1}{\kappa}}$, κ = 绝热压缩系数, 它是温度与压力的函数(图20-4)。随着深度的增加, 温度的阶梯式变化和压力的线性变化结合在一起产生了图20-5所示的声速变化, 一般在深度约1000米处, 声速最低。

环流

海面——图20-6表示世界大洋表面主要的洋流。环流的基本分布是由于地球自转。在北半球, 由于科里奥利偏斜 \odot 向右, 洋流顺时针方向回旋; 而在南半球, 由于科里奥利偏斜向左, 洋流逆时针方向回旋。在西部边界的洋流, 如墨西哥湾的洋流和日本

\odot 指地球自转偏向力。——审校者注

海的洋流速度最快，其原因也是由于地球的旋转。在南太平洋有个例外，那里在东部边界的秘鲁洋流最强，据推测是由于“西风漂流”使海水在南美洲和南极洲之间的德雷克水道聚集而造成的。

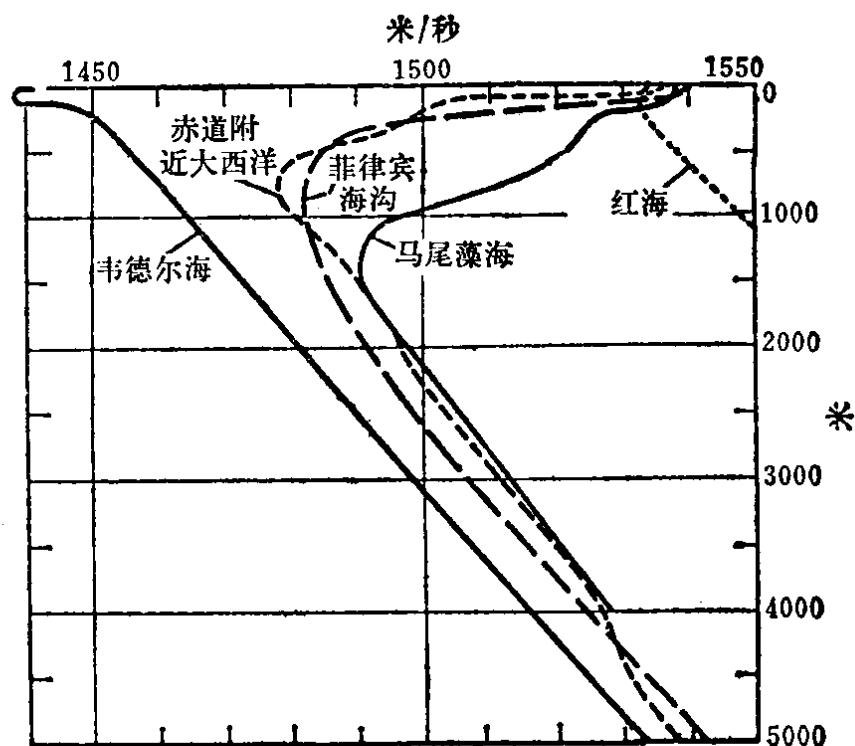


图 20-5 世界海洋中水平声速的例子^[7]

深海——海洋深处的环流是由于在深处形成的均质水体由形成地点沿密度面水平流动所引起的。表20-2列出了一些主要的水团。水团的地理名称指的是形成的地点。大洋的大部分深水特性是在冬季于高纬度地区产生的，那里的低温和冰冻使海水变冷和盐度增加，因而密度较大。这种密度大的水在密度小的表面海水之下向着赤道运动，驱动大洋的环流并使世界大洋的深水和底部水具有极地水的特性。

动力学——海水运动的动力显然是由于在转动的地球上海水对太阳的隔热作用。靠近海岸的地方还加上日月系统的潮汐作用。根据埃克曼的意见^[10]，在海洋中有三个主要水力区域：



图 20-6 大洋的表面海流。环流的分布（北半球顺时针方向，南半球逆时针方向）可解释为全球风向分布的结果——北纬40°和南纬40°左右的主导西风自西向东吹，紧靠赤道南北的信风自东向西吹^{〔12〕}

(1) 表面区域, 以风的摩擦力占优势; (2) 中间区域, 以地球的旋转力占优势; (3) 下部区域, 以洋底的摩擦阻力占优势。在海岸附近, 上部与下部区域融合为一。但在深海处, 非摩擦力或者说地球转动动力决定着海水的运动。

表 20-2 大洋的水团⁽⁹⁾

大西洋水团

北大西洋	温度, ℃	盐度, ‰	南大西洋	温度, ℃	盐度, ‰
1. 北极水	-1~+2	34.9	1. 中央水	+5~+16	34.3~35.6
2. 亚北极水	+3~+5	34.7~34.9	2. 南极中层水	+3~+5	34.1~34.6
3. 中央水	+4~+17	35.1~36.2	3. 亚南极水	+3~+9	33.8~34.5
4. 深层水	+3~+4	34.9~35.0	4. 南极绕极水	+0.5~+2.5	34.7~34.8
5. 底层水	+1~+3	34.8~34.9	5. 深层与底层水	0~+2	34.5~34.9
6. 地中海水	+6~+10	35.3~36.4	6. 南极底层水	-0.4	34.66

印度洋水团

	温度, ℃	盐度, ‰		温度, ℃	盐度, ‰
1. 赤道水	+4~+16	34.8~35.2	4. 亚南极水	+2~+8	34.1~34.6
2. 印度洋中央水	+6~+15	34.5~35.4	5. 印度洋深层水 与南极绕极水	+0.5~+2	34.7~ 34.75
3. 南极中层水	+2~+6	34.4~34.7	6. 红海水	+9	35.5

太平洋水团

北太平洋	温度, ℃	盐度, ‰	南太平洋	温度, ℃	盐度, ‰
1. 亚北极水	+2~+10	33.5~34.4	1. 东部南太平洋水	+9~+16	34.3~35.1
2. 赤道水	+6~+16	34.5~35.2	2. 西部南太平洋水	+7~+16	34.5~35.5
3. 东部北太平洋水	+10~+16	34.0~34.6	3. 南极中层水	+4~+7	34.3~34.5
4. 西部北太平洋水	+7~+16	34.1~34.6	4. 亚南极水	+3~+7	34.1~34.6
5. 北极中层水	+6~+10	34.0~34.1	5. 太平洋深层水 和南极绕极水	-1~+3	34.6~34.7
6. 太平洋深层水和 北极绕极水	-1~3	34.6~34.7			

无摩擦海流

地转方程——

$$c = \frac{\alpha}{f} \frac{\partial P}{\partial N}$$

式中 c ——地转速度（方向与北向垂直——从高压力到低压力——并且：（a）在北半球向北的右面；（b）在南半球向北的左面）；

α ——比容 $\alpha = 1/\text{密度}$ ；

f ——地转参数， $f = 2\omega \sin\phi$ ；

ω ——地球的自转角；

ϕ ——地理纬度。

$\frac{\partial P}{\partial N}$ ——压力梯度。

梯度方程——适用于倾斜等压面：

$$c = \frac{g \tan\theta_{\max}}{f}$$

式中 $\tan\theta$ ——等压线倾斜坡度。

马古列斯方程——较轻的水体在较密的水体之上时：

$$\tan\gamma = \frac{f}{g} \frac{(\rho c - \rho' c')}{(\rho' - \rho)}$$

式中 γ ——两个水体界面的倾斜角度；

ρ ——较轻的水的密度；

c ——较轻的水的地转速度；

ρ' ——较重的水的密度；

c' ——较重的水的地转速度。

赫兰德-汉森方程——用于测定两个观测点之间的相对速度，已知每个观测点的温度和盐度分布：

$$c_1 - c_0 = \frac{1}{f_{AB}} \int_{P_1}^{P_0} (\alpha_B - \alpha_A) dP$$

式中 c_1 ——给定深度处的地转速度；

- c_0 ——参考深度处的地转速度；
- AB——两个观测站之间的距离；
- P_1 ——给定深度处的压力；
- P_0 ——参考深度处的压力；
- α_B ——观测站 B 处的比容；
- α_A ——观测站 A 处的比容。

详情见文献[11]。

摩擦洋流

风生海流——在海面上的经验公式^[7]：

$$V_0 = \frac{\lambda W}{(\sin \phi)^{1/2}}$$

式中 V_0 ——海面流速；

W ——风速；风速用厘米/秒表示时，常数 $\lambda=0.0126$ ；

ϕ ——地理纬度。

曼克^[12]认为：引起洋流的临界风速是700厘米/秒。

埃克曼给出风生海流随着深度增加而衰减的公式为^[10]：

$$V = V_0 e^{-\frac{\pi z}{D}}, \quad D = \pi \frac{\sqrt{A_z}}{\rho \omega \sin \phi}$$

式中 V ——某个深度 Z 处的速度；

V_0 ——海表面流速；

A_z ——涡流粘度；

ρ ——密度。

如 $z=D$ ，速度 V 与海表面流速 V_0 方向相反，也就是说实际上可以认为风的摩擦作用消失了。 $z=D$ 的深度叫做摩擦阻力深度。在这个区域下面，海流应当是地转流。

波浪—— $L=cT$ ，其中 L =波长， c =位相速度， T =波周期。若按线性理论，波速，波周期、波长及水深之间的关系表示如下：

$$c = \frac{gT}{2\pi} \tanh \frac{2\pi d}{L} = \left(\frac{gL}{2\pi} \tanh \frac{2\pi d}{L} \right)^{1/2}$$

式中 d ——水深。

对于深水, $d/L > 1/2$, 实际上, $c = \frac{gT}{2\pi} = \left(\frac{gL}{2\pi}\right)^{1/2}$

对于浅水, $d/L < 1/25$, 实际上, $c = (gd)^{1/2}$ (13)

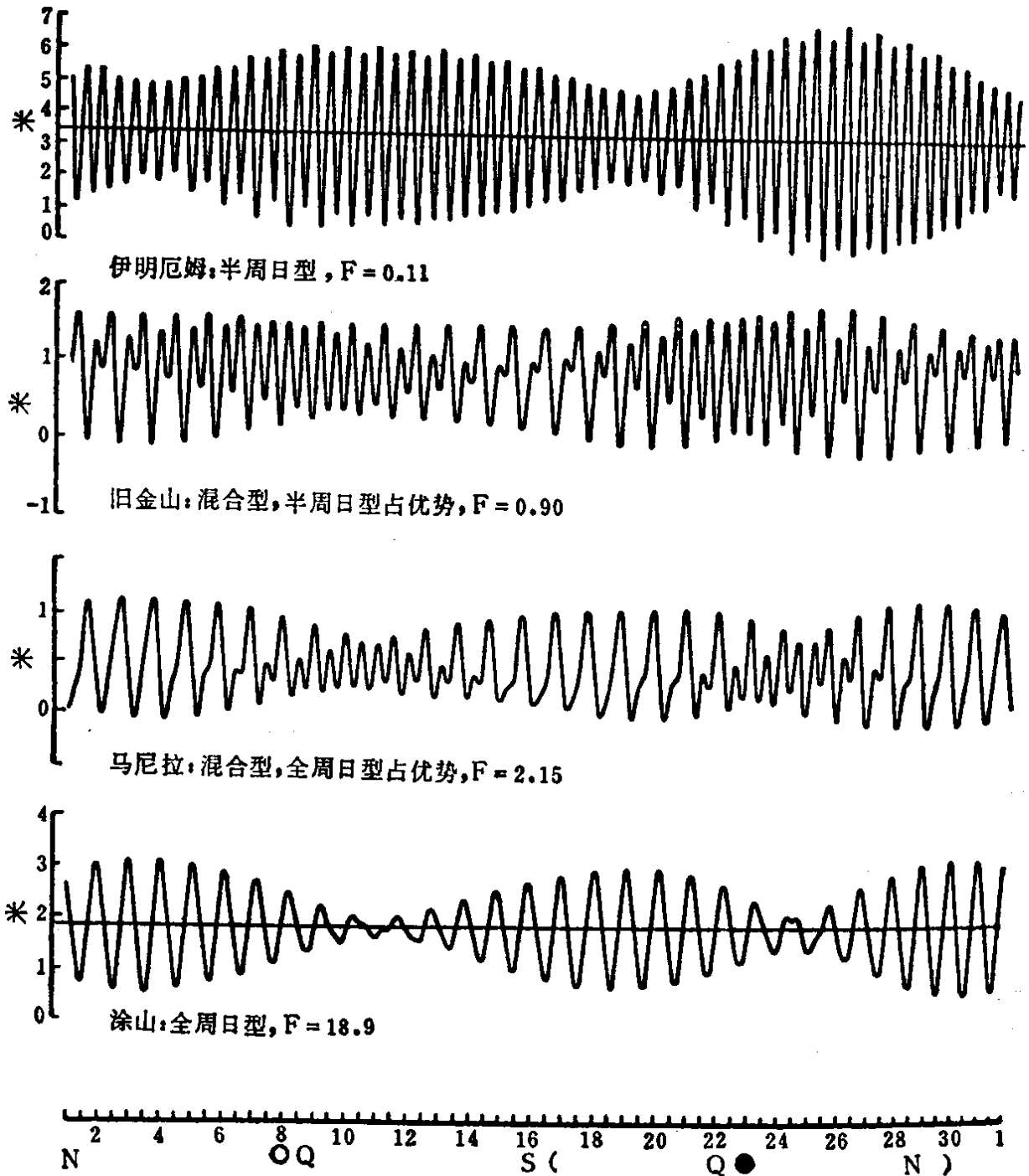


图 20-7 1936年3月份不同月相时的潮汐曲线。N和S分别为月球的最大北赤纬和南赤纬, Q是月球通过天球赤道^[9]

潮汐——由于地球、月球和太阳的重力场的相互作用，海洋产生周期性上升与下落的现象叫潮汐。两个高潮或两个低潮之间的平均间隔是12小时25分，即半个太阴日。实际间隔时间与上述太阴时间的全日或半日偏差是由太阳重力场引起的。接近新月或满月时，太阳和月球的重力场相互加强而产生最大的高潮和低潮，叫作大潮。在上弦月和下弦月时，太阳和月球的重力场的方向相反而产生最小的潮，叫作小潮。对理想的潮汐循环的偏离是由海底及海岸形状引起的，因而各地不同。图20-7表示了几个有代表性的潮。

在地理性的摩擦作用对潮汐循环的影响很大的地方，例如在地理复杂的江湾河口处，某一特定潮汐要经过18.6年后才能重新发生，这时太阳和月球返回到了原来的相对位置。因此，必须要有19年的记录才能完整地表明潮汐的涨落情况。

20-1-2 海洋化学

P. 怀尔德

成分

主要离子——海水并不是简单地蒸发过的河水，因为海水和河水中各种离子之间的比例不同。河水中溶解的离子成分是可变的，而海水则不然，它具有这样的特性：海水中溶解的主要离子的成分比例是相对稳定的^[14]。通过确定一种离子的浓度，其它离子的浓度就可以计算出来。表20-3表示海水中成分与氯度的关系，氯度是最常测定的参数。海水中60种元素的浓度可参看20-1-4节（表20-17）。

表20-4是配制人造海水的一个配方^[15]。

痕量离子——痕量金属的含量不象主要离子那样保持恒定的比例关系，而是变化很大（表20-5）。

其他参数

pH——海水的pH，或 $-\log[H^+]$ 一般是用玻璃电极测定的。