

# 深潜器设计

基本藏书

〔苏〕A. H. 德米特里耶夫 著

凌水舟 译

国防工业出版社

27

2492

# 深潜器设计

〔苏〕 A. H. 德米特里耶夫 著

凌水舟 译

国防工业出版社

## 内 容 简 介

该书分析了深潜器的现状和发展趋势及其在海洋开发中所具有的重大意义,叙述了深潜器按其技术指标和用途的分类,总结了深潜器的使用经验,推导出在设计初期确定它主要性能的解析法,详细地介绍了选择深潜器主要结构部件和确定结构型式的最佳方案,最后还列举了深潜器性能的计算实例。

可供深潜器设计、建造和使用人员参考。

ПРОЕКТИРОВАНИЕ ПОДВОДНЫХ АППАРАТОВ

А. Н. ДМИТРИЕВ

СУДОСТРОЕНИЕ 1978

\*

深 潜 器 设 计

[苏] A. H. 德米特里耶夫 著

凌水舟 译

\*

国防工业出版社出版

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

房山南召印刷厂印装

\*

850×1168<sup>1</sup>/<sub>32</sub> 印张7<sup>3</sup>/<sub>8</sub> 193千字

1984年12月第一版 1984年12月第一次印刷 印数: 00,001—00,700册

统一书号: 15034·2719 定价: 9.94元

## 序 言

地球上的水域，有时也称它为水的世界，是千万种动植物栖息繁衍的地方，从那里能够获取亿万吨生物资源。海洋的水层圈、海床和海底深处蕴藏着丰富的石油、天然气、金属矿藏和稀土元素。科学家们曾预计，到了下一个世纪中期，人们为了生产食品与工业产品将从海洋中获取50%以上的燃料和原料。研究和合理开发世界海洋的问题具有全球性，许多先进的海洋国家都把它摆到了国民经济的首位。

根据开发海洋的国际协议和大陆架的国有化，扩大了沿海国家领海资源的主权，这些都将促进水下工业技术和运输工具的创新。

在各种海洋技术中，能够使人们在深海中完成各种研究和作业的载人深潜器占有着特殊的地位。深潜器的建造引起了海洋学研究的变革并获得新的发现，从根本上改变了我们有关海洋深处、海底构造与地势方面的概念。

1977年初，许多工业国家，主要是苏联、美国、法国、日本、加拿大、英国和西德，共建造了200多艘自航与拖曳的载人深潜器。按结构形式和技术指标，自由航行的深潜器类似潜艇：它同潜艇一样具有许多装置与系统，以保证浮性、快速性、保持航向与深度、在水层中的机动性、居住性、航行安全性、通讯与航海。而且深潜器的许多性能与结构具有着非常突出的特点，其中包括有：下潜深度大（约11,000米），机动性高，壳体形状特殊，具有应急的固体压载与浮力调节系统，重量小、速度低，耐压壳容积小和乘员少、船舶系统、装置和机械在舷外布置，采用浮筒。

以现代舰船理论、结构力学和其他造船学科作为深潜器设计基础，但是船舶设计方法没有考虑到深潜器的特点。

过去十年,已经积累了研究、建造和使用深潜器的丰富经验,这为在设计初期广泛地应用相似法来确定深潜器要素的方法打下了基础。

该书是根据分析现代深潜器结构型式和总结设计、建造与使用深潜器的经验而编写成的。根据 M. H. 季奥米多夫与 A. II. 得米特里耶夫在《深潜器》一书中,最早提出的技术指标和用途,可使现代深潜器的分类更加详细,以及从所有类型中选出用运载船运送的自航载人深潜器最通用的类型。

书中引用的深潜器的重量载荷分布同耐压壳内部或外部的结构部件的用途与配备相一致,使有可能找到确定该型深潜器技术性能和使用性能的主要特性的函数关系。根据这些相互关系的研究,可得到以主要性能表示的独立部件与整个深潜器的重量和排水体积的解析关系式,通过关系式可以确定深潜器性能、重量和体积,以及技术任务书上要求的相容性。

书中的内容是通过图表来说明,其中包括根据近十五年来建造的许多深潜器统计与分析资料计算得到的系数值(见表2.1)。当使用这些图表时,应该注意到性能和系数的实际值偏离于书中所引用的值,因为设计、建造与改装深潜器时,往往要改变深潜器的结构。此外,也不可能保证已发表的有关建造深潜器资料的绝对可靠。

## 目 录

|                              |     |
|------------------------------|-----|
| 第一章 海洋知识和深潜器设计方法 .....       | 1   |
| § 1 海洋知识 .....               | 1   |
| § 2 深潜器的分类 .....             | 11  |
| § 3 深潜器发展的现状与展望 .....        | 14  |
| § 4 设计方法 .....               | 24  |
| § 5 设计阶段 .....               | 30  |
| 第二章 深潜器的诸元与性能                |     |
| 载荷与浮体积的分析 .....              | 46  |
| § 6 载人自航深潜器的战术-技术性能 .....    | 40  |
| § 7 深潜器的结构部件 .....           | 41  |
| § 8 深潜器的性能 .....             | 47  |
| § 9 重量和排水体积的分析 .....         | 49  |
| § 10 按函数特征分布的重量和体积 .....     | 53  |
| 第三章 深潜器壳体诸元的确定 .....         | 61  |
| § 11 耐压壳型式 .....             | 61  |
| § 12 制造壳体的材料 .....           | 65  |
| § 13 耐压壳体的计算特点 .....         | 68  |
| § 14 壳体重量的确定 .....           | 77  |
| § 15 非耐压壳的选择 .....           | 91  |
| 第四章 动力装置、全船装置、系统和设备的选择 ..... | 99  |
| § 16 功率的确定和动力装置的选择 .....     | 99  |
| § 17 动力装置和电气设备重量的确定 .....    | 112 |
| § 18 舷外装置 .....              | 127 |
| § 19 全船系统 .....              | 135 |
| § 20 舱室设备和操纵工具 .....         | 138 |
| § 21 工作载荷 .....              | 148 |
| § 22 压载和补充浮力 .....           | 151 |

|                            |     |
|----------------------------|-----|
| 第五章 深潜器重量和浮力方程的联合解 .....   | 157 |
| § 23 深潜器的重量方程式 .....       | 157 |
| § 24 固定浮体积方程式 .....        | 160 |
| § 25 深潜器的浮力方程式 .....       | 163 |
| § 26 深潜器重量与主要性能的关系 .....   | 167 |
| § 27 最佳性能的准则 .....         | 173 |
| 第六章 深潜器性能的确定和最佳方案的选择 ..... | 177 |
| § 28 确定性能的步骤 .....         | 177 |
| § 29 部件和结构型式的选择 .....      | 190 |
| § 30 乘员和设备的布置原则 .....      | 199 |
| § 31 深潜器最佳方案的选择 .....      | 208 |
| § 32 确定深潜器性能的实例 .....      | 219 |
| 结束语 .....                  | 227 |
| 参考文献 .....                 | 229 |

# 第一章 海洋知识和深潜器设计方法

## §1 海洋知识

当开始拟定科学研究、海损救生、工业或其他深潜器设计时，设计师要掌握世界海洋的主要物理、化学和生物学的性质。

盐度 除了从陆地上冲来的强大水流的地区外，通常大洋中盐质成份可以认为是不变化的（见表1.1）。因此，按海水的任何一种元素含量（一般是采用氯）来确定海水总盐度（见表1.2）。

表1.1 海水中元素的含量

| 元 素                   | 含量，%  | 元 素    | 含量，%  |
|-----------------------|-------|--------|-------|
| 氯 (Cl)                | 55.29 | 钠 (Na) | 30.59 |
| 溴 (Br)                | 0.19  | 钾 (K)  | 1.11  |
| 硫酸根 ( $\text{SO}_4$ ) | 7.69  | 钙 (Ca) | 1.20  |
| 碳酸根 ( $\text{CO}_3$ ) | 0.21  | 镁 (Mg) | 3.72  |

表1.2 海水中盐的含量

| 水 中 溶 解 的 盐   | 含量，%  |
|---------------|-------|
| 氯化物           | 88.70 |
| 硫酸盐           | 10.80 |
| 碳酸盐           | 0.30  |
| 氮、磷、硅的化合物和有机物 | 0.20  |

所谓盐度，应当理解为，当全部碳化物变成氧化物和全部有机物氧化的条件下，用等量氯代替溴，在1000克海水中溶解的全部固体总重量，单位为克。

盐度与氯含量之间的关系可用下式表示：

$$S = 0.030 + 1.8050Cl \quad (1.1)$$

式中  $S$  —— 盐度, ‰ (符号‰表示千分之一),

1.8050 —— 氯系数。

各大洋盐度, 最高的盐度在大西洋 (亚速尔群岛以西为37.9‰), 最低的盐度在太平洋 (北部为35.9‰), 海洋表层水的盐度变化范围较大, 例如, 地中海的盐度为39.58‰, 红海的盐度为42‰, 甚至为46.5‰ (亚略巴海湾), 而在死海的盐度可高达400‰。大洋的表层盐度随着季节和昼夜变化不大。

温度 海洋表层水的温度从赤道至南、北极逐渐地降低, 仅仅有些地方因为存在洋流 (暖流) 温度才违背正常的地理分布。

北半球海洋比南半球海洋温暖些。最高温度地区分布在赤道北边一点儿 (热赤道)。

整个海洋表层的平均温度为17.4℃。太平洋最温暖(19.1℃), 大西洋最寒冷 (16.9℃)。海洋表层上水的最低温度为-2℃, 最高温度为36℃。因此, 绝对幅度为38℃。空气中的绝对幅度超过150℃。

最热与最冷的海水之月平均温差变化幅度相当大。但靠近赤道、北极与南极的地区的温差不大于2℃ (见表1.3)。

表1.3 水温变化

| 北 纬 度 | 月平均温差, ℃ | 南 纬 度 | 月平均温差, ℃ |
|-------|----------|-------|----------|
| 50    | 8.4      | 10    | 2.6      |
| 40    | 10.2     | 20    | 3.6      |
| 30    | 6.7      | 30    | 5.1      |
| 20    | 3.6      | 40    | 4.3      |
| 0     | 2.3      | 50    | 2.9      |

大洋中表层水的温度昼夜变化不大, 回归线处温度变化不大于1.0℃, 高纬度处温度变化也较小。较大的幅度也只有几度, 至多十度。靠近岸边 (例如, 当落潮时) 及遇到暖流和寒流地区水温会出现偶然的变化。

温度随着深度增加而迅速地降低 (见表1.4)。热带海表层水

表1.4 按深度分布的水温和盐度

| 海深, 米 | 水温, $^{\circ}\text{C}$ | 水盐度, ‰ | 海深, 米 | 水温, $^{\circ}\text{C}$ | 水盐度, ‰ |
|-------|------------------------|--------|-------|------------------------|--------|
| 0     | 13.8                   | 6.98   | 65    | 7.3                    | 7.13   |
| 20    | 13.2                   | 7.00   | 100   | 4.2                    | 10.23  |
| 30    | 8.2                    | 7.09   | 210   | 4.7                    | 11.89  |

因受太阳的辐射热, 800~1000 米深处水的温度比表层要低 20~50 $^{\circ}\text{C}$ , 为 8~4 $^{\circ}\text{C}$ 。水温变化平稳, 但这个平稳性常常被显著不同温度的水层——温跃层所破坏。

海水中的气体 海水中除了溶解固体物质以外, 还溶解一些气体: 氧、氮、二氧化碳、硫化氢等 (见表 1.5), 海水中气体的含量取决于盐度和温度。

表1.5 饱和海水的气体成份, %

| 氧含量,<br>% | 2 $^{\circ}\text{C}$        |                |                 |      | 15 $^{\circ}\text{C}$       |                |                 |      | 20 $^{\circ}\text{C}$       |                |                 |      |
|-----------|-----------------------------|----------------|-----------------|------|-----------------------------|----------------|-----------------|------|-----------------------------|----------------|-----------------|------|
|           | 全部气体,<br>厘米 <sup>3</sup> /升 | O <sub>2</sub> | CO <sub>2</sub> | N    | 全部气体,<br>厘米 <sup>3</sup> /升 | O <sub>2</sub> | CO <sub>2</sub> | N    | 全部气体,<br>厘米 <sup>3</sup> /升 | O <sub>2</sub> | CO <sub>2</sub> | N    |
| 16        | 22.78                       | 34.94          | 63.22           | 1.83 | 17.22                       | 34.26          | 63.93           | 1.81 | 14.50                       | 33.79          | 64.41           | 1.80 |
| 18        | 22.23                       | 34.96          | 63.21           | 1.83 | 16.88                       | 34.25          | 63.94           | 1.81 | 14.24                       | 33.74          | 64.41           | 1.80 |
| 20        | 21.69                       | 34.96          | 63.22           | 1.83 | 16.52                       | 34.26          | 63.93           | 1.81 | 13.47                       | 33.78          | 64.41           | 1.80 |

在海面上, 在标准大气压下, 即在一个大气压和温度为 0 $^{\circ}\text{C}$  时, 海水中氧的体积含量为 0.5~1%, 二氧化碳约为 5%。

压力 采用一个大气压等于 10<sup>5</sup> 牛顿/米<sup>2</sup> 作为压力单位。研究大洋中的压力时, 大气压力可以忽略不计, 即认为表面上的压力等于零。此外, 因为水中静压力约每米 (精确为 99 厘米) 水深, 由平均压力 1.03 牛顿/米<sup>2</sup> 增加到 10<sup>4</sup> 牛顿/米<sup>2</sup>, 采用分巴数表示的压力一般等于用米表示的深度。当密度和重力加速度出现最大允许误差时, 偏差不超过 4%。

密度 在海洋学中, 当研究海水场所的温度时, 海水单位体积的质量同标准大气压下、温度为 4 $^{\circ}\text{C}$  时的单位体积蒸馏水质量之比称为海水密度。

海水当场密度从一些地区表面上淡化水为1至大深度上为1.077范围内变化(见表1.6)。

表1.6 按克努森不同温度和盐度时的当场密度

| t, °C | S, ‰    |         |         |         |         |         |
|-------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
|       | 0       | 10      | 20      | 30      | 35      | 40      |
| 0     | 0.99987 | 1.00801 | 1.01606 | 1.02410 | 1.02813 | 1.03216 |
| 10    | 0.99973 | 1.00756 | 1.01532 | 1.02308 | 1.02697 | 1.03088 |
| 20    | 0.99823 | 1.00586 | 1.01342 | 1.02098 | 1.02478 | 1.02860 |
| 30    | 0.99567 | 1.00315 | 1.01057 | 1.01801 | 1.02175 | 1.02550 |

在海洋学中,为了计算方便起见,用《条件密度》的概念代替海水当场密度。如果当场密度等于1028.13公斤/米<sup>3</sup>,那末条件密度将表示为28.13。

海水密度同三个参数有关:温度、盐度和压力。随着增加10<sup>7</sup>牛顿/米<sup>2</sup>压力,水密度约增加15×10<sup>-1</sup>公斤/米<sup>3</sup>,相应深度增加1000米。随着盐度增加10‰,水密度增加8×10<sup>-4</sup>克/厘米<sup>3</sup>。随着温度降低到4°C,水密度先增加,而后降低。

海水的压缩性小,假如水不可压缩,那么海洋水位要比原来高出30米。在小深度处,水可压缩性没有实际意义,当确定大深度密度时,则必须考虑它。

世界海洋的不同地区的表层水密度变化范围很大(见表1.7)。

用下列数字来说明水密度的变化与深度有关:

|                       |        |         |         |         |         |         |
|-----------------------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 深度, 米                 | 0      | 100     | 1000    | 3000    | 6000    | 10000   |
| 密度, 公斤/米 <sup>3</sup> | 1.0281 | 1.02856 | 1.03274 | 1.04222 | 1.05694 | 1.07758 |

为了计算海水密度而采用专门的表<sup>●</sup>。水的条件密度可以用近似公式计算:

$$\sigma_t = 28.152 - 0.0735 t - 0.00469 t^2 + (0.802 - 0.002 t)(S - 35) + 0.0045 H \quad (1.2)$$

● 海洋学图表, H. H. 朱包夫, 海洋气象出版社, 列宁格勒, 1957年。

表1.7 海与洋的水密度

| 海 和 洋 | 密度, 公斤/米 <sup>3</sup> |
|-------|-----------------------|
| 洋:    |                       |
| 大 西 洋 | 1.0267~1.0273         |
| 太 平 洋 | 1.0265~1.0268         |
| 印 度 洋 | 1.0264~1.0267         |
| 海:    |                       |
| 地 中 海 | 1.0283~1.0298         |
| 黑 海   | 1.013 ~1.014          |
| 马尔马拉海 | 1.015 ~1.019          |
| 北 海   | 1.0263~1.0265         |
| 波罗的海  | 1.0058~1.0077         |
| 芬 兰 湾 | 1.0015~1.0038         |
| 日 本 海 | 1.025 ~1.026          |
| 鄂霍次克海 | 1.0245~1.0248         |

式中  $t$  —— 温度,  $^{\circ}\text{C}$ ;

$S$  —— 盐度, ‰;

$H$  —— 深度,  $1 \times 10^3$  米。

**跃层** 水任何性质的垂直梯度层明显地不同于与它相邻梯度层, 通常称为跃层。它可区分温度、盐度、密度、气体含量等的突变。跃层是建立在垂直位移的结果上, 而且常常带有季节性。平流性质的跃层在全年水流中能够观察到, 也就是经常存在的。

跃层主要特性与要素是: 1) 成层的深度, 即层的平均深度; 2) 厚度 (容量); 3) 确定垂直梯度值的强度 (见表1.8)。

表1.8 梯 度 值

| 梯 度                    | 跃层强度 (1米深度的梯度值) |           |       |
|------------------------|-----------------|-----------|-------|
|                        | 微 小 的           | 适 度 的     | 显 著 的 |
| 温度, $^{\circ}\text{C}$ | 0.1~0.9         | 1.0~5.0   | 大于5   |
| 盐度, ‰                  | 0.05~0.09       | 0.1~0.9   | 大于1   |
| 密度, $\text{g/cm}^3$    | 0.01~0.04       | 0.05~0.09 | 大于0.1 |

密度跃层具有特殊作用。密度可与“液体海底”现象联系在

一起，在“液体海底”中深潜器可处于悬浮状态。

**海水中的电学** 海水具有良好的导电性，导电性随着海水温度和盐度的增加而增加。当盐度从0~40‰变化和温度从0~24℃变化时，海水导电性增加十倍，即从 $0.006 \frac{1}{\text{厘米} \cdot \text{厘米}^3}$ 变到 $0.06 \frac{1}{\text{厘米} \cdot \text{厘米}^3}$ 。海水是导电体，可以在地球磁场中运动，而象其他导体一样，在其内产生感应电动势。计量海水中产生的电动势，可以确定海流的速度和方向。

当海流在地磁场中运动时，根据海水中产生电动势变化的原理，研制成在船舶航行中能够测量海流速度的海流电磁测量计。

**海水中的光** 光在海水中的传播本质上不同于在空气中。在海洋深处，光的状况完全依赖于受阳光的表面的光亮。而照射到表面阳光的5~7%被海面反射出去，其余的阳光则在水的深处被吸收并散发掉。甚至无着色的物质和机械混合物的绝对纯净水的可见光比在空气中约减弱100倍，可见光减弱如下：

|        |       |       |       |      |     |    |     |     |     |
|--------|-------|-------|-------|------|-----|----|-----|-----|-----|
| 深度，米   | 0     | 10    | 20    | 50   | 70  | 90 | 100 | 110 | 120 |
| 照度，勒克司 | 80000 | 20000 | 10000 | 1000 | 200 | 40 | 20  | 8   | 4   |

光线吸收值随着波长不同而不同。用同光波长有关并在光谱红外线部分迅速增加的吸收系数来说明光的吸收性。水的第一厘米波吸收红外线，而越往深处，基本上传播的是光谱的可见部分（见表1.9）。

表1.9 海水颜色和透明度之间的关系

| 海 水 颜 色 | 福莱尔等级, № | 透明度, 米 |
|---------|----------|--------|
| 深 蓝 色 的 | I - II   | 30     |
| 浅 蓝 色 的 | III - VI | 20~30  |
| 蓝 绿 色 的 | VII - X  | 10~20  |
| 绿 色 的   | X - XII  | 10     |

在阳光照射的水层面上，能见距离一般不超过几十米。对于世界海洋的不同地区，能见距离有如下的观测数据（米）：

大西洋，沙尔加索海

66.5

|             |        |
|-------------|--------|
| 印度洋, 东南贸易风带 | 40~50  |
| 太平洋, 东北贸易风带 | 45~59  |
| 地中海, 叙利亚岸边  | 50~60  |
| 北海, 英吉利海峡   | 6.5~22 |

在强烈阳光的照射下, 水下不太深地方的所有物体都会蒙上一层轻微的浅蓝色的薄雾。在300多米深处, 具有人造光源, 在潜器舷窗外配置照明器时, 物体能见距离也只有几米远。

能见度是根据目标与背景之间的反衬、观测目标的亮度、角度范围和持续时间来确定。在这些适应人视觉的临界最低限度值中, 任何数据的改变都会引起物体能见度的损失。

可见光谱区里的光被水和悬浮的质点所吸收。非常清澈的天然水的吸收系数为 $K=0.21$ /米, 而对于污水水, 吸收系数值约为 $21$ /米。因为吸收作用, 在每米内可损失 $5\sim99\%$ 的光通量。由于水强烈地吸收光通量, 而直接增强光源能力其效果不大。提高十倍灯光强度仅能使能见度增加 $15\%$ 。

为了增强能见度, 可采用黄红色光而用电光转换器中的加强来补偿该光谱区的强烈吸收。

黄红色光不会惊骇海洋动物, 并且不引起生物体发光, 因此这束光谱在观察鱼和其他海洋动物时, 具有着优越性。相反对于研究生物体发光, 必须采用紫外线。在紫外线的作用下, 一些动物有机体能够发光。

当机械扰动海底沉积物时, 舷窗内的能见度会明显地受到限制, 甚至会等于零。因此, 未来在大洋某些地区的水下工作将会在缺乏能见度的情况下进行, 或者制造可在完全不透明的水中保证能见度的特殊装置。

海水中的声 由于水声学性质, 声在海中是通讯、测向和回声视觉的主要工具。

海的深处充满了生物的噪声。已经查明, 海洋生物的噪声有从 $2$ 赫至 $100$ 千赫以上的波动频率。其中某些从 $10$ 赫至 $18$ 千赫, 人的耳朵也可听到。其余有更低的频率, 而大多数是属于超声的。

大洋的噪声源是波浪、风、降雨、冰和船的运动、地震和热噪音等。大洋中总噪声级随着频率的增高而减低。当频率为50千赫时，热噪音是总噪声级的较主要部分。

水中声速与温度、盐度和压力（见表1.10）有关。声在海水传播的距离是不大的。但有时声脉冲能够记录距声源几百、甚至上千公里的距离。

表1.10 水中的声速

| 参 数 变 化                        | 声速变化, 米/秒 |
|--------------------------------|-----------|
| 温度变动, 1℃                       | 3.3       |
| 盐度变动, 1‰                       | 1.2       |
| 压力变动, $10^6$ 牛顿/米 <sup>2</sup> | 2.6       |

声超远传播现象是在1946年首先由苏联专家和海员，在日本海研究爆炸声的传播时发现的。后来，无论苏联还是其他国家的许多学者都研究过这种现象。

苏联 Л. М. 布列霍夫斯基研究了声超远传播的条件。正如研究所指出的那样，声的超远传播发生在最低声速层处（见表1.11）。把这个层称作水下声道（ПЗК）。这种声道分布在世界海洋的不同深度处，并有下列参数：

- 1) 位于深处的声道轴，此处速度最小；
- 2) 确定最大速度深度的声道轴的上、下限；
- 3) 极限射线和极限角（极限射线涉及到声道轴的上、下限，极限角涉及到在该角度时再产生全内反射）；

表1.11 有关深度对声速影响的资料

| 深度, 米 | 计算声速, 米/秒 | 直接测定的声速, 米/秒 | 差值, 米/秒            |
|-------|-----------|--------------|--------------------|
| 191   | 1485.5    | 1488.7       | + 3.2 <sup>①</sup> |
| 1209  | 1481.8    | 1480.4       | - 1.4              |

① 原文误为  $\pm 3.2$ ，应为 + 3.2。——译者

#### 4) 声道厚度。

大西洋和太平洋里海洋声道轴位于北部50~100米深处,而位于南部500~1200米深处。海洋声道轴位置与季节有关。有时声道轴可能脱出表层,这种情况发生在大洋沿岸和北部区域。

在海与洋的不同地区水下声道的上、下限于不同深处。例如,太平洋声道上限位于50米深处,下限位于2500米深处。水下声道上、下限也易受季节的影响。

**海流** 海流具有方向和速度的特征。当研究海流时,一般不考虑水质量的垂直运动。这是因为垂直运动不大,对它的研究也不多。

海流可按下列指标分类:

- 1) 按它们产生的因素或力;
- 2) 按持续的时间;
- 3) 按位置的深度;
- 4) 按运动的特点;
- 5) 按物理-化学的性质。

海流存在于世界海洋的整个区域和所有深度(包括海洼在内)。因为海洋中的海流作用,搅合着数千米水深。

在海洋中存在着各种不同速度的海流。例如,在百慕大群岛附近的墨西哥湾暖流的表层速度可达220厘米/秒,在1500~2000米深处则减少到1~15厘米/秒,而在2500~2800米深处,发现它的方向返回向南,速度为16厘米/秒。在墨西哥暖流某些地方记载速度达到300厘米/秒。在数千米深处,除了缓慢的海流外,还有在几日内从10厘米/秒至20厘米/秒变动自身速度的高速脉动流。

在海洋中可遇到高速孤立的海流,象山里的河流一样。在某些地区,沿海洋底部斜坡流着与泥沙混合在一起的渣滓水流,在海底形成很深的河道与峡谷。

在浅海沿岸地区依靠风,因为风使水能够形成具有100厘米/秒速度的急流。具有80厘米/秒以上速度的海流会造成水声定位的失真。

海流是采用安装在漂浮灯标和浮标上、深潜器与海洋科学考察船上的仪器进行测量。

在长期观察与测量的基础上绘出表层海流图，对航海学和工业海洋地理学来说，该图具有着重大作用。

海与洋底部的山脉 海与洋的底部布满了沉淀物。在陡峭的坡上或被强烈海流冲刷的海底，裸露出原来山的岩层，象在陆地上一样。这是沉积岩（粘土岩、石灰岩、砂岩等）、结晶岩（斑岩、辉绿岩、花岗岩等）或变质岩（片麻岩、大理岩等）。因此，准确地确定水下山的岩石是很困难的。对于大块水下土壤的标记，采用较通用的术语：硬土、板岩或山岩、多石土。

大陆起源于微粒的沉积（陆相的），走向由岸边向大海。在岸边附近一般停留着圆滑的巨石与圆砾，较远一点凡是砂砾，接着便是大量的砂砾，而后是夹有淤泥的较小的沙子；离岸边再远些的地方沉积着夹有沙的淤泥，最后是淤泥或粘土淤泥。

土壤沉积的速度变化范围很大。在沿岸地区，特别是大河口附近，沉积速度是很大的。在伏尔加河三角洲，沉积速度为 0.5 ~ 7 厘米/年，在旧金山海湾为 1 厘米/年，在黑海一厘米土壤要沉积 30~100 年时间。深海淤泥的沉积速度显著地减慢。因此，根据间接资料，在 1000 年内，大西洋沉积 1~2 厘米，印度洋与太平洋中心处沉积 0.5~1 厘米，而太平洋北部的沉积速度最小。在世界海洋中，土壤沉积的平均理论速度为每千年 1.08 厘米。海洋底部深海沉积的分布（据安德烈计算）列于表 1.12 中。

表 1.12 关于海底上深海沉积分布的资料

| 淤泥种类      | 沉 积, % |       |       | 海洋沉积,<br>$1 \times 10^6$ , 千米 <sup>2</sup> |
|-----------|--------|-------|-------|--------------------------------------------|
|           | 大 西 洋  | 印 度 洋 | 太 平 洋 |                                            |
| 抱球虫软泥     | 53.4   | 53.3  | 26.5  | 128.54                                     |
| 翼足类软泥     | 0.4    | 0.1   | 0.2   | 0.73                                       |
| 深水(红色的)粘土 | 15.2   | 16.1  | 47.0  | 100.21                                     |
| 放射虫泥      | —      | 2.3   | 5.5   | 10.11                                      |
| 硅藻泥       | 5.0    | 17.0  | 5.9   | 25.86                                      |