

## 水面下的波浪——海洋内波

作者：

李家春，中国科学院院士，研究员

波浪并非仅存在于海洋表面。在深海中，由温度和盐度的垂直分布形成的密度层受到扰动时，也会产生波浪并向四周传播。这类被称为内重力波的波动，由于回复力更小，与海洋表面波相比振幅更大（最高可达 300 米）、频率更低。

内波通常由阵风以及海流流经海底地形时的抬升作用产生，因此在适宜条件下，孤立海山、洋中脊和大陆坡都可能成为内波的源区。内波既可以周期性内潮的形式存在，也会以小尺度波动随机叠加的形式弥散分布。内波活动会对海洋工程结构造成安全隐患，增加水下声道的背景噪声，同时也是深海水体的重要混合动力。因此，内波研究涉及海洋科学与海洋工程的诸多领域。

### 1. 水面下的轩然大波

受热膨胀效应影响，暖水密度小于冷水，因此会浮在上层并维持在海面附近。同时，海水盐度越高密度越大，因此海水密度同时由温度和盐度共同决定。在稳定层结状态下，海水按密度分层，密度随深度持续增大。垂直密度梯度通常集中在一个被称为密度跃层（pycnocline）的区域。密度跃层：海洋学中指分隔两层不同密度水体的界面。在海洋中，表层水（或上层 100 米水体）与深层水之间的显著密度差会有效抑制垂直对流；唯一的例外是极地海域，该区域不存在密度跃层。

密度跃层分隔了上下两层密度近似均匀的水体——上层密度较小，下层密度较大，波浪可以沿着这一界面传播，其机理与表面波高度相似。在更普遍的连接层结水体中，波浪也可沿与水平面呈一定倾角的方向传播。

由于内波产生于水体内部，其存在难以被直接感知，这也让内波的观测与研究蒙上了一层神秘色彩。1893 年，挪威著名科学家、极地探险家弗里乔夫·南森在一次北极考察中发现，其科考船“前进号”在西伯利亚北部海域航速突然大幅下降。事发地位于泰梅尔半岛沿岸，当时船只正航行在由海冰融化形成、漂浮于海水之上的淡水层区域。他的报告 [1] 是对“死水现象”的首次科学记载，而在此之前，这一现象早已在水手的传闻中出现。

1904 年，瑞典海洋学家、物理学家瓦恩·瓦尔弗里德·埃克曼在其博士论文中对这一现象做出了解释 [2]：死水现象源于咸淡水之间的密度界面上产生的波浪。

在适宜条件下，该界面处形成的尾波振幅远大于常规的表面尾波，会消耗大量船舶动能，导致船只前行困难。这便是海洋内波的早期发现历程。

- **短片：**双层停滞水体现象（法语字幕）

埃克曼成功在实验室中复现了这一现象，上述短片则借助现代设备重现了该实验。早在 1847 年，英国物理学家乔治·加布里埃尔·斯托克斯就已提出了两层流体间的界面波理论 [3]，这是其标志性表面波研究成果的直接延伸。1883 年，瑞利勋爵研究了连续层结水体中的波动情形，该场景下波浪可沿偏离水平的方向传播。



图 1 荚状云显现的山地大气内重力波 【图片来源：© Alain Herrault】

内波也广泛存在于大气中，表现为山脉背风侧气流的垂直振荡，图 1 中的荚状云就是这类内波的直观呈现。大气内波常会发生翻卷破碎，产生类似海滩碎浪的湍流区，这也是飞机飞行中遭遇晴空湍流的成因之一。

而对于水下内波，受限于观测难度，相关研究在很长一段时间内进展缓慢。20 世纪 60 年代，探测技术的进步推动了内波的理论与应用研究。20 世纪 70 年代，埃克森公司在印度洋安达曼海开展钻探作业期间，经过 4 个月的观测发现，当地海流流速最高可达 1.8 米 / 秒。后续的卫星影像证实，有内波经过了该海域 [4]。图 2 所示的影像由合成孔径雷达（SAR）技术获取。该技术通过探测海面反射无线电波的散射能力来观测海面，而散射能力与海面粗糙度直接相关。内波伴随的海流会扰动表面波的传播，使海面纹理发生变化，从而在雷达影像上留下内波的印记。

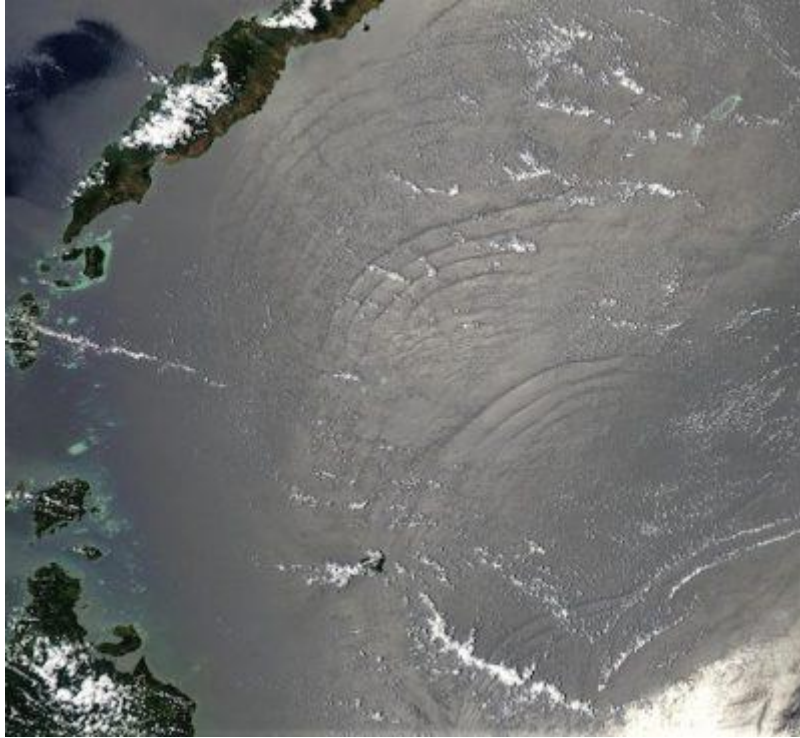


图 2 内潮通过改变海面粗糙度显现的影像。拍摄于菲律宾与婆罗洲之间的苏禄海。间隔 12 小时生成的两列波群相距约 100 千米，波峰间距约为 10 千米。【图片来源：NASA 戈达德太空飞行中心 MODIS 陆地快速响应团队 Jacques Descloitres, NASA, 公有领域】

阿莫科公司也在南海观测到了内潮——即潮流流经海底地形时激发的内波。由此可见，这些潜藏在水下的波浪能量不容小觑。

为何相同的外界扰动仅会在海面造成微小波动，却能在海洋内部激发巨型波浪？层结海洋内部的密度差（即重力与浮力的差值）远小于大气与海水之间的密度差。因此，与密度差成正比的波动回复力大幅降低，仅约为表面波回复力的 0.1%。回复力的减小会使波动振幅增大，因此内波振幅最高可达百余米，是表面波振幅的 20~30 倍。

内波的振荡周期从数分钟到数十小时不等，波长通常为数百米至数十千米，是名副其实的巨型水下波浪。同理，内波传播速度较慢，相速度约为 1 米 / 秒，但其引发的海流流速可达 2 米 / 秒。

## 2. 海洋的密度层结

理解海洋的密度层结结构，是探究内波形成机制的前提。盐度对密度的影响仅局限于特定海域，海水密度整体上主要由温度决定。海洋在垂直方向上大致可分为三层：

上层混合层（UML）：厚度通常为数十米，受风切变和表面波破碎作用强烈混合。层内的湍流混合作用使水温分布近乎均匀。

底边界层（BBL）：位于海底，厚度约 10 米，同样受流动剪切产生的湍流作用而充分混合。

两层之间是海洋内部相对平静的区域。该区域内的密度层会在内波作用下产生平缓振荡，仅在波浪破碎时会间歇性产生湍流 [5]，过程与表面波破碎有一定相似性。

在上层混合层与深层水之间，存在一个温度梯度极大的温跃层（对应密度也存在显著跃变），它几乎阻隔了上下水体之间的动量、能量与物质交换。温跃层分为以下两类：

永久性温跃层：深度约 100~800 米，其深度与强度不随季节变化，但受纬度影响显著。赤道附近的温跃层较浅且强度大；随纬度升高，温跃层逐渐加深、强度减弱，在北极海域甚至完全消失。

季节性温跃层：由夏秋季太阳直接辐射加热形成，深度约 100 米，如图 3 所示（参见《海洋环境》章节）。

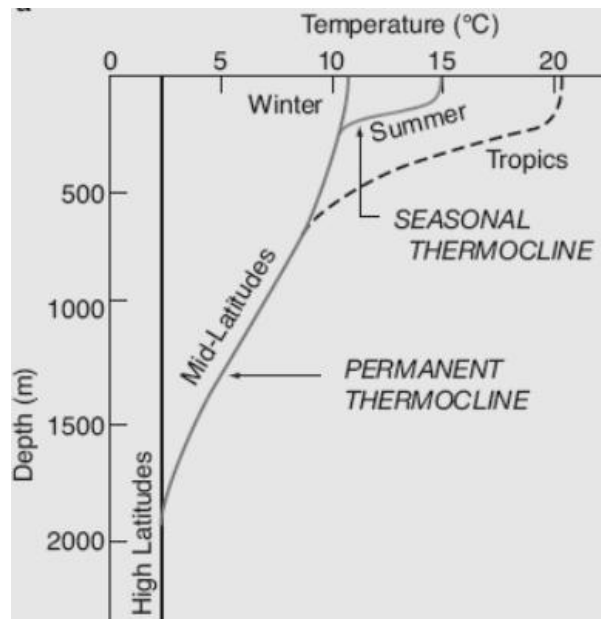


图 3 海洋密度层结构示意图，显示季节性温跃层与主永久性温跃层 【图片来源：英文维基百科 WelcomeToTheJungle, CC BY 3.0 协议，引自维基共享资源】

受风应力、冷暖变化驱动的上层混合层混合作用，温跃层存在向下扩展的趋势；而海洋环流引发的缓慢上升运动，在平均状态下抵消了这种扩展。实际上，深海永久充满了来自极地的冷水，这一点将在第 7 节详细阐述。

随着探测精度提升，研究者在温跃层与深海水体中还发现了更多层状的密度细微结构，其厚度为 2~10 米，水平延伸范围为 2~20 千米。这类锯齿状细微层结的形成机制仍有待进一步探究，推测与不同水团的相互作用、小尺度内波的破碎有关。

### 3. 内波的探测及时空分布

如前文图 2 所示，合成孔径雷达（SAR）卫星观测可通过海面粗糙度的变化，实现内波形态的全球可视化观测。需要说明的是，海面粗糙度也可通过太阳光散射直接观测，但 SAR 灵敏度高，且不受云层与光照条件影响，是当前内波探测的主要手段。不过，SAR 无法对内波结构进行定量测量。

浮标阵列、固定式海洋平台与科考船的时序观测数据，可在特定点位提供更精准的内波信息。其中，温盐传感器链可获取海水垂直密度剖面，而流速剖面则通过声学多普勒流速剖面仪（ADCP）利用超声波在海水中的传播效应进行测量。

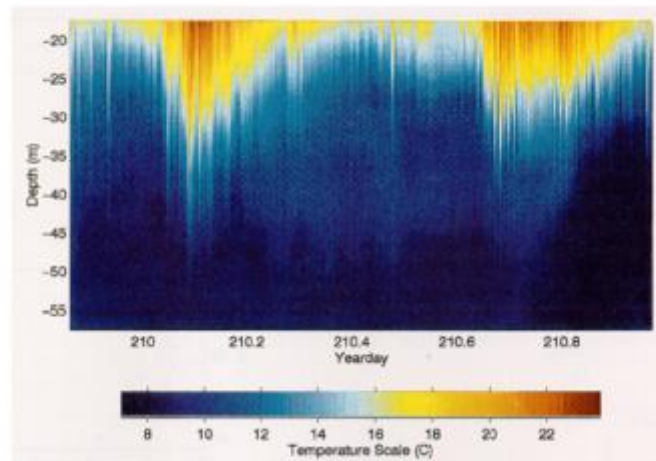


图 4 夏季纽约布赖特海海域一天内孤子引发的温度波动。尖峰对应单个孤子，大的簇状波动对应半日潮调制。海水温度随波峰、波谷的经过缓慢变化，是典型的“孤子潮（solibore）”特征。【数据提供：J. Lynch；来源：Apers W., Heng WC. and Lim H., 1997 [5]】

自 20 世纪 60 年代起，各类传感器陆续在全球海域探测到内波踪迹，推动了内波研究的发展。各国通过 ERST / 陆地卫星 1 号开展的遥感与现场观测，已实现内波全球分布的制图。研究发现，内波大多发生在大洋边缘海域，这些区域的层结条件、地形与海流条件均适宜内波生成。

这类海流主要由潮汐驱动（参见《潮汐》章节），由此产生的内潮传播速度通常为 1 米 / 秒，周期为 12 小时，波长约 50 千米。但内潮会逐渐汇聚形成孤波列，波长缩短至千米量级，这一内容将在下一节详细讨论（见图 4）。

全球内潮最活跃的海域之一是南海北部的吕宋海峡。多个因素共同造就了该区域高频的内波活动：春夏季节形成的季节性温跃层、自东南向西北逐渐变浅的地形，以及菲律宾东部的狭窄水道。正压潮与复杂地形的相互作用，会激发大振幅内波或导致波列分裂 [6]。

内波的分布范围向北可延伸至北极白令海峡，向南可抵达南极威德尔海。除边缘海外，孤立海山或海岭也可激发内波：亚速尔群岛以北的大西洋中脊海域、南太平洋俾斯麦 - 所罗门群岛东北部海域，都观测到了显著的内波活动。前者由墨西哥湾流流经海底海岭引发，后者则归因于俾斯麦群岛与所罗门群岛之间的海槛地形 [7]。

需要说明的是，除了上述由地形引发的有序内波源，风场波动驱动表层流也会随机产生内波。这类内波构成了覆盖全球海洋的连续内波谱，在风暴过后活动尤为剧烈。风强迫在湖泊中同样重要：湖泊内部晃动的固有周期通常接近一天，因此容易被日周期的热成风共振激发。

#### 4. 内波的各种形态

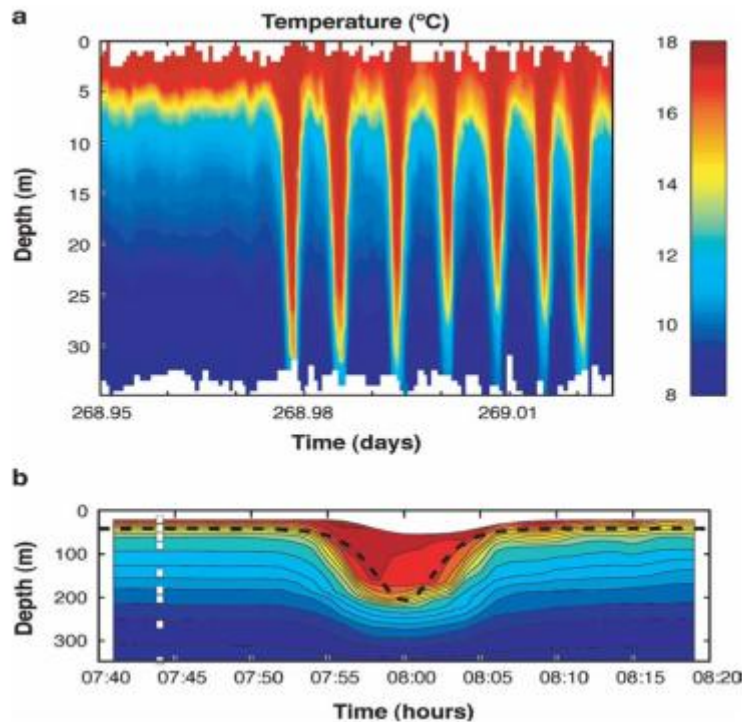


图 5 固定式热敏电阻阵列观测到的大振幅内波 (a) 俄勒冈州沿岸 147 米水深处观测到的孤波前沿【来源：Stanton & Ostrovsky 1988 [6]，保留所有权利】；图中颜色按色温标尺标示温度。(b) 南海东北部 340 米水深处的单个大振幅内波【来源：Duda et al 2004 [6]，保留所有权利】，等温线间隔为 1°C；白色方块为热敏电阻布设位置，粗虚线为基于背景层结构拟合的孤波形态【来源：Karl R. Helfrich & W. Kendall Melville, 2006 [7]】

与表面波类似，内波也具有多种形态。小振幅内波以平缓的正弦波形传播，大振幅内波则会受非线性效应影响呈现特殊形态（参见《波浪与涌浪》章节）。

其中一个典型过程是：最初由潮流流经地形激发的内潮，会因波形变陡逐渐形成孤波列 [8]，如图 5 所示。

1834 年，苏格兰科学家约翰·斯科特·罗素在运河中观察到一个惊人的现象：船前水面升起一道孤立的水峰，它能长距离传播且形态保持不变。这一现象非同寻常，因为通常来说，单个孤立波峰可看作不同波长波动的叠加，而不同波长的波传播速度不同，理应导致波峰逐渐弥散为波列。实际上，色散效应与非线性效应引发的波形变陡相互平衡，最终形成了这种形态稳定的波动，即孤波（孤立波）。

罗素的这一最初发现在很长时间内未受重视，直到 20 世纪中叶其重要性才得到认可。如今，孤波已被公认为数学与物理学中具有深远意义的基础物理过程。潮汐波分裂为孤子列的机制，也已得到完善的理论解释 [9]。

## 5. 对海洋工程结构的安全危害

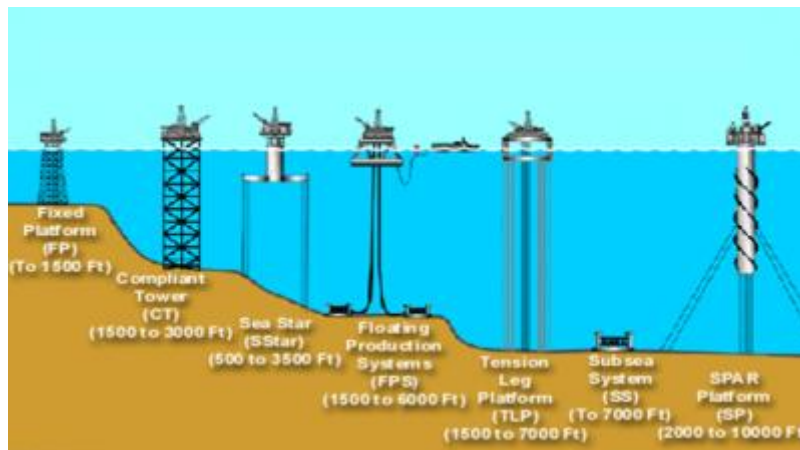


图 6 各类海洋平台示意图：固定式平台、顺应塔、海星式平台、浮式生产系统、张力腿平台、海底系统、SPAR 单柱式平台

为满足能源需求，全球首座海上平台于 1947 年在墨西哥湾投入使用。此后数十年间，墨西哥湾、北欧、西非、南美、南海等海域陆续建成了上千座海上平台。对应从数十米到 3000 米不等的水深，平台形式涵盖导管架式、顺应式与浮式等多种类型，如图 6 所示。

在风、浪、流共同作用的恶劣海洋环境中，为保障平台运行安全与人员安全，必须充分考虑平台承受的各类外载荷，其中内波载荷是最关键的影响因素之一 [10]。

通过对内波流场的分析可得出以下结论：流速剪切出现在密度跃层的上下两侧。密度跃层上的水体密度差会影响跃层特性：密度差越大，跃层厚度越薄，剪切作用越强。这一结论已通过地中海西西里岛墨西拿海峡的观测得到验证。

内波同样会对水下航行器构成安全威胁。曾有水下航行器坠向海底的事故记录，事后调查结论为航行器遭遇了强内波：巨大的垂向力将航行器拖向深海，最终航行器因无法承受极端水压而解体。因此，水下航行器操作人员必须时刻警惕内波，及时调整艇体平衡，避免事故发生。

## 6. 水下声道中的背景噪声源

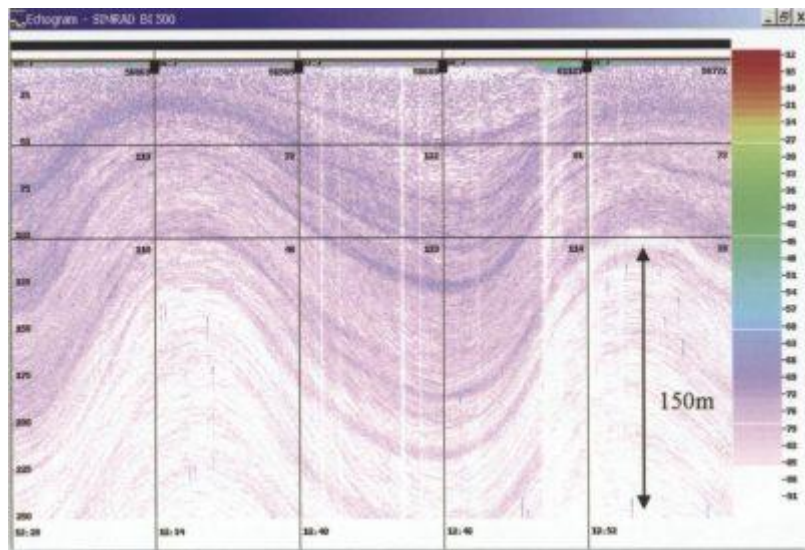


图 7 锚泊船舶通过 38Hz 垂直声呐脉冲获取的水体回波图像。每一次声呐脉冲发出后，浮游生物层或鱼群会反射声波，通过回波时延可推算其所处深度。图中纵轴为深度（单位：米），横轴为脉冲发射时间（单位：时、分），色标代表回波强度（单位：分贝）。该图直观呈现了内波经过时，局地水体的垂直振荡过程，波峰到波谷的振幅超过 100 米。观测于龙目海峡，由印尼“2005 INSTANT”科考航次完成。【来源：转载自 Susanto 等人文献 [11]，CC BY 4.0 协议】

水下声波的吸收衰减率可低至 0.1 分贝 / 千米(1kHz 频率下)，即传播 100 千米后声功率仅衰减至原来的 1/10。这一衰减程度至少比电磁波小三个数量级，因此声波是水下探测的首选载体。

1912 年泰坦尼克号沉没后，美国科学家发明了利用声波回波探测水下目标的仪器，并于 1914 年成功探测到 3000 米外的水下冰山。随着压电换能器的发明，结合电子管放大技术，水下声波远距离探测技术逐步实用化。第一次世界大战期间，法国物理学家保罗·朗之万研发出声呐，开创了现代水声学。如今，声呐技术已广泛应用于船舶探测、渔业探鱼、水深测量、地形测绘与油气勘探等领域（图 7） [11][12]。

除吸收效应外，声波强度还会因几何扩展而衰减。不过，一种类似光纤导光的声道效应可大幅削弱这种衰减。海水中的声速由海水温度与压强共同决定，因此声波会因折射作用发生传播方向偏转。

在从海面延伸至数百米深度的主温跃层中，水温随深度降低，声速也随之减小；而在更深的水层，水温近乎均匀，压强效应占据主导，声速随深度增大。因此，温跃层下方存在一个声速极小值层，声波会因折射作用被束缚在该层中，沿声道远距离传播，探测距离可达数千千米。

声波可携带大量目标信息。目标既可以主动发声，也可以反射入射声波；后者对应主动探测，前者则为被动探测。反射信号特征与目标的形状、弹性特性以及运动速度有关，其中运动速度可通过反射声波相对于入射声波的频率偏移（多普勒频移）进行测量。

在主动探测中，目标发出的声波频谱特征包含丰富信息：水流引发的桨叶振动会产生特定频率的声信号（线谱），而空化过程则会产生宽频带噪声，频谱峰值集中在 100~1000Hz 区间。

声波在传播过程中，会受到背景噪声与混响效应的干扰。内波在这一过程中影响显著，可使声信号强度产生量级为 10 倍的波动。这一特性也可反过来用于研究有序与随机内波的特征。

## 7. 深水混合的“搅拌器”

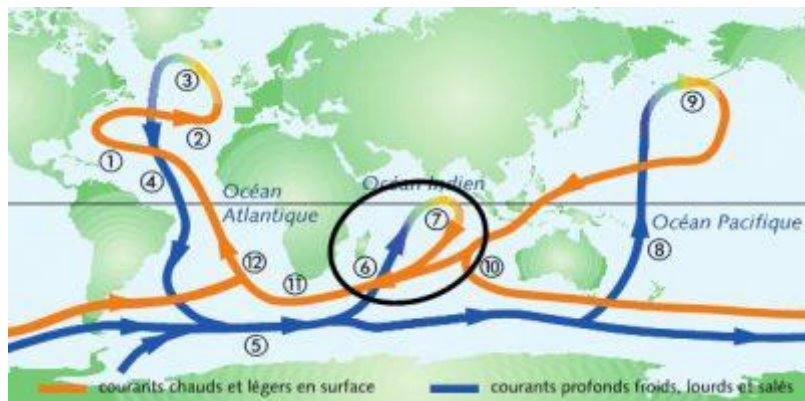


图 8 全球海洋温盐环流示意图。橙色代表表层流（暖水），蓝色代表深层流（冷水）。数字标识不同环流断面：例如黑色圈出的 6、7 区域，为印度洋温盐环流的上升流区。【图片来源：转载自 R. Moreau《空气与水》，2013 年，EDP Sciences 出版社，Grenoble Sciences 丛书，306 页，经出版社授权使用；另可参见本百科全书《缓慢而强劲的海洋环流》一文】

海流的水平运动由风应力驱动，而温盐环流（图 8）的动力则来自重力效应。温盐环流的核心过程是高密度水体在极地下沉，其中最具代表性的是冰岛与格陵兰岛之间的丹麦海峡。

湾流携带的表层水为极地下沉流提供了水源：湾流在流经热带海域时，因蒸发作用盐度升高；这些水体抵达北极海域后，与大气接触冷却，密度进一步增大，最终沉入深海。

从全球尺度看，温盐环流形成了一个经向闭合环流：暖表层水向极地输送，深层冷水则在低纬度海域缓慢上升，完成环流循环（参见《缓慢而强劲的海洋环流》章节）。

温盐环流实现了从赤道向极地的全球热量输送，输送量级与大气环流相当，因此对地球气候具有显著的调节作用（参见《气候机器》章节）。同时，它还通过深海对二氧化碳的溶解与封存作用影响全球气候（参见《被人类活动扰乱碳循环》章节）。

温盐环流对海洋生物的生存与繁衍也具有关键的生态意义（图 9）：它一方面向深海输送溶解氧，另一方面将海底的营养盐与生源物质抬升至表层。



图 9 2005 年 7 月 13 日，环境卫星 MERIS 传感器拍摄的波罗的海夏季浮游植物水华。画面中斑斓的水华直观体现了混合作用对海洋生命的重要意义。【图片来源：欧洲空间局，CC BY-SA 3.0 IGO 协议】

需要说明的是，温盐环流的维持需要机械能输入。早在 1916 年，瑞典科学家约翰·威廉·桑德斯特伦就已证明：仅靠同一水平面上的冷热源重力作用，无法维持温盐环流；热能向机械能的转化，要求加热过程发生在比冷却过程更低的高度。大气运动恰好符合这一条件，因此全球大气运动可由重力效应驱动。桑德斯特的伦的结论虽在近年经过更精细假设的修正，但其核心结论依然成立。

维持温盐环流所需的机械能，主要来自内波引发的垂直混合作用。这种混合在全球尺度上将底层冷重水体向上抬升，克服重力作用闭合温盐环流。需要注意的是，内波本身只是可逆的振荡运动，只有当波浪破碎、以湍流形式释放能量时，才会产生混合效应。

深水混合的能量主要来源于风与潮汐 [13]。据估算，风向海洋输入的功率约为 20 太瓦 ( $20 \times 10^{12}$  瓦)，其中大部分转化为表面波，仅有百分之几用于驱动海流与大尺度水平涡旋。风场波动激发内波的功率约为 0.6 太瓦。

内波的另一能量来源是潮汐：全球潮汐向海流输送的总能量为 3.5 太瓦，其中 25% (0.9 太瓦) 通过与地形的相互作用转化为内潮。

尽管这些估算仍存在较大误差，但可以确定的是，全球内波接收的总功率约为 1 太瓦，风与潮汐的贡献各占一半左右。其中约 25% 的功率（即混合效率）通过垂直混合作用用于维持温盐环流。

## 8. 要点回顾

海洋维持着稳定的密度层结构，内波是密度跃层受到扰动的表现形式。与表面波相比，内波具有振幅大、周期长、传播速度慢的特点。

在风、气压、潮汐、海底滑坡、物体运动等外界扰动作用下，当层结构与地形条件适宜时，会激发多种形态的内波，包括微振幅波、非线性内波、孤波(群)、内波波包、内潮等。

内波是海洋工程结构的安全隐患、水下声学探测的噪声源，也是深海环流的“搅拌器”，因此内波研究具有重要的科学意义与工程价值。

---

## 参考资料及说明

**封面图片：**卫星影像显示，深海传播的内波使海面形成明暗交替的平滑与粗糙水带。这道内波正涌入科德角湾，位于科德角尖端与北侧的浅海斯泰尔瓦根滩之间。【来源：葡萄牙波尔图大学 José da Silva / 德国航空航天中心 TerraSAR-X 卫星影像，底图来自 Google Earth、斯克里普斯海洋研究所、美国国家海洋和大气管理局、美国海军、国家地理空间情报局、通用水深数据、美国地质调查局、TerraMetrics】

[1] Nansen F. (1897), Farthest

North, <https://www.gutenberg.org/files/30197/30197-h/30197-h.htm>

[2] Ekman V. W. (1904), On dead water, Norw. N. Polar Exped. 1893–1896: Sci. Results, XV, Christiana, Ph.D. thesis.

- [3] G. Stokes (1847), On the Theory of Oscillatory Waves, Transactions of the Cambridge Philosophical Society VIII, 197–229, and Supplement 314–326.
- [4] Osborne A.R., Burch T.L. (1980), Internal solitons in the Andaman Sea, Science, 208:
- [5] Li J.C. (1993) Turbulence in Atmosphere and Ocean. In: New Trends on Fluid Mechanics and Theoretical Physics, Peking University Press, 1993, 427-433
- [6] Cai S.Q., Gan Z.J., Long X.M. (2001) Some Characteristics and evolvement of the internal soliton in the northern South China Sea. Chinese Science Bulletin, 46 (15), 1245-1250 - Orr M.H., Mignerey P.C. (2003) Nonlinear internal waves in the South China Sea: observation of the conversion of depression internal waves to elevation internal waves. J Geophys. Res. 108 (C3), 3064-3076.
- [7] Jackson C.R., Apel J.R. (2002), An Atlas of Internal Waves and Their Properties. Global Ocean Associates.
- [8] Grimshaw R. (1997), Internal solitary waves. In: Liu Philip L-F, Eds. Advances in Coastal and Ocean Engineering. Vol. 3 World Scientific. 1-30.
- [9] Helfrich K.R. & Melville W.K. (2006), long nonlinear internal waves, Ann. Rev. Fluid Mech. 38, 395-425 - Duda T.F. et al. (2004), Internal tide and nonlinear wave behavior in the continental slope in the northern South China Sea. IEEE J. Ocean Eng. 29, 1105-31.
- [10] Sarpkaya T, Isaacson M (1981), Mechanics of Wave Forces on Off-shore Structures. New York: Van Nostrand Reinhold - Chakrabarti S.K. (1994), Fluid Structure Interaction in Offshore Engineering. Computational Mechanics Publication.
- [11] Susanto R.D., Mitnik L., & Zheng Q. (2005). Ocean internal waves observed in the Lombok Strait. Oceanogr., 18(4):80-87.
- [12] Caruthers J.W. Elementals of Marine Acoustics. Elsevier Company, 1977
- [13] Wunsch C, Ferrari R. (2004) Vertical mixing, energy and the general circulation of the oceans. Ann Review of Fluid Mech. 36: 281~304