

1. 简述海洋科学和物理海洋学的定义及其研究对象。

定义：

海洋科学是一门研究海洋的自然现象、性质及其变化规律，以及与开发利用保护海洋有关的知识体系的学科。它属于地球科学的重要组成部分。海洋科学是一个综合性很强的科学，它包括多个分支学科，如物理海洋学、化学海洋学、生物海洋学、地质海洋学等。这些分支学科不仅互相联系，互相依存，而且互相渗透，不断产生新的交叉领域，如海洋气候学、海洋生态学、古海洋学等。

物理海洋学是海洋科学的一个分支学科，它运用物理学的观点和方法研究海洋中的力场、热盐结构、以及相关的各种机械运动的时空变化，并研究海洋中的物质交换、动量交换、能量的交换和转换。

研究对象：

海洋科学的研究对象是占地球表面 71%的海洋，包括以下几个方面：

- ① 海水，以及溶解和悬浮于海水中的物质。
- ② 生活于海洋中的生物，以及它们的生命过程和生态系统。
- ③ 海底沉积和海底岩石圈，以及它们的形成和演化。
- ④ 海面上的大气边界层，以及它与海水的相互作用。
- ⑤ 河口海岸带，以及它们的动力学和环境变化。

物理海洋学的研究对象：温、盐、密、浪、潮、流

2. 海水运动按时间和空间尺度可划分为大、中和小尺度运动，简述尺度划分的依据，以及这三个尺度的运动分别包括哪些海洋过程？

大尺度运动：指的是时间尺度在年代际以上，空间尺在千公里以上的海洋运动，如全球海洋环流、厄尔尼诺现象、北大西洋涛动等。这些运动主要受到地球自转、太阳辐射、大气风场等因素的驱动，对气候变化和海洋资源有重要影响。

中尺度运动：指的是时间尺度在几天到几年，空间尺度在几十到几百公里的海洋运动，如中尺度涡旋、锋面、内波等。这些运动主要受到惯性力、科氏力、压力梯度力等因素的影响，对海洋混合和物质输送有重要作用。

小尺度运动：指的是时间尺度在几秒到几小时，空间尺度在几米到几公里的海洋运动，如波浪、潮汐、湍流等。这些运动主要受到重力、表面张力、摩擦力等因素的影响，对海洋能量耗散和微观过程有重要作用。

3. 简述世界大洋中温度、盐度和密度空间分布的基本特征。

水平分布特征：

海表温度总体呈现自低纬度向高纬度逐渐降低和大洋西部高、东部低的特征。

海表盐度分布是纬向的，海表盐度最大的海区是蒸发最强的中纬度海域。

海表密度从赤道向高纬度逐渐增加，高纬度海域海水密度通常较大，但存在海冰融化导致的低密度海水。

垂向分布特征：

海水温度通常随深度增加而降低，海面附近为温度均匀的混合层，随后是温度迅速下降的温跃层，深层为温度变换缓慢的深渊层；在高纬度海域存在温度随水深增加而增加的逆温层。

热带海域，盐度随水深增加而增加；中纬度盐度随水深增加先减小后增加；高纬度海域盐度随水深增加而增加。

海水密度往往随水深增加而增加，也存在密度均匀的混合层和密度剧烈变化的密度跃层。

4. 简述对海洋热平衡和水循环的认识。

(1) 海洋热平衡

海洋热平衡方程为：

$$Q_W = Q_S - Q_b \pm Q_e \pm Q_h$$

式中， Q_W 为海面热收支余项； Q_S 为太阳短波辐射； Q_b 为海面有效回波辐射； Q_e 为潜热交换； Q_h 为感热交换。太阳短波辐射是海面最主要的热源，海面有效回波辐射和潜热交换是海面的热汇，感热交换在高纬度是海洋的热源、在中低纬度是海洋的热汇。

太阳短波辐射是到达海面的太阳辐射能，海面有效回波辐射是海洋向大气的辐射。太阳短波辐射总体呈现随纬度升高而减小的特征，热带海洋接收的太阳辐射最强，尤其是热带大洋的东部，太阳短波辐射随水深增加而迅速衰减。海面有效回波辐射在中纬度海洋东部和中高纬海洋西部最强，而在北大西洋中高纬度和南太平洋中高纬度最弱。

海水蒸发产生的海洋热量损失称为蒸发潜热。蒸发潜热在中纬度海洋最强，其次是热带海洋，再次是高纬度海洋。当海洋和大气温度不等时，该温度差导致海气间的热传导，这就是海洋和大气间的感热交换。感热交换在中高纬度大洋的西部最强，而在热带和中纬度海洋相对较弱。

海面净热通量呈现热带海洋获得热量，尤其是热带海洋的东部；中纬度海洋失去热量，

尤其是中纬度海洋的西部。西边界流海域表现出海面有效回辐射强、蒸发潜热强和感热交换强的特征。这是由于西边界流将热带海域的暖水输送到中纬度海域的西部，导致此处海表温度高、海气温差大，进而导致较强的海面有效回波辐射、蒸发潜热和感热交换。

（2）水平衡方程

水平衡方程为：

$$q = P - E + (M - F) + R + (U_i - U_o)$$

式中， q 为水平衡余项； P 为降水； E 为蒸发； M 为融冰； F 为结冰； R 为地表径流； U_i-U_o 为海流和混合导致的水量得失。降水使海洋获得水分，蒸发使海洋失去水分，结冰和融冰在极地海域发挥作用且基本平衡，地表径流使海洋获得水分，海流和混合不改变海水的平衡，但能导致海水的再分布。

蒸发在热带和高纬度海洋较小，在副热带海域最大，尤其是西边界流区域。降水在热带海盆的西部最强、东部较弱，中纬度海域海盆西部也较强，高纬度海域较弱。蒸发和降水的差值表现为：热带海域降水大于蒸发，海洋获得水分，尤其是西太暖池处；中纬度海域蒸发大于降水，海洋失去水分，尤其是大洋东部；高纬度海域降水大于蒸发，海洋获得水分。

5. 什么是 ENSO 循环？简要介绍 ENSO 循环中正常状态、厄尔尼诺和拉尼娜状态时热带海水温度和大气环流特征？

（1）ENSO 循环概述：

ENSO（El Niño - Southern Oscillation，厄尔尼诺-南方涛动）循环是指热带太平洋地区海洋与大气相互作用引起的周期性气候现象。ENSO 对全球气候有着重要影响，涉及海洋表层水温、风场、降水等多方面的变化。ENSO 循环主要包括三个状态：正常状态（中性态）、厄尔尼诺和拉尼娜。

ENSO 循环组成：

- ① 厄尔尼诺（El Niño）：热带东太平洋海表温度异常升高的现象。
- ② 拉尼娜（La Niña）：热带东太平洋海表温度异常降低的现象。
- ③ 正常状态（中性态）：海洋和大气处于平衡状态，海表温度无显著异常。

影响范围：

ENSO 循环不仅影响太平洋地区，还通过大气环流的调整对全球气候产生广泛影响，包括降水、风力、气温等方面。

（2）ENSO 循环中各状态的特征

1) 正常状态（中性态）：

海水温度：热带太平洋东部（东赤道和南赤道）海表温度处于平均水平，无显著异常升高或降低。热带西太平洋（如印度尼西亚附近）有较高的海表温度，形成典型的热带雨带。

大气环流：高压系统稳定，信风（即东风）从赤道向西吹，推动表层暖水积聚在西太平洋。西太平洋暖水的积聚增强了海洋蒸发。带来充沛的降水，形成西太平洋高降水带。东太平洋上升气流较弱，降水较少，形成东太平洋低降水带。

2) 厄尔尼诺状态（El Niño）：

海水温度：热带东太平洋海表温度显著升高，东部沿海地区出现异常暖水。西太平洋暖水向东扩展，降低了西部热带西太平洋的海表温度。

大气环流：信风减弱甚至反转，导致西太平洋暖水向东扩展。东太平洋上升气流增强，形成更显著的降水带，如南美洲西海岸降水增多。西太平洋降水减少，如东南亚和澳大利亚部分地区出现干旱。

全球影响：可能引发全球范围内的气候异常。如南美洲东海岸洪涝、东南亚和澳大利亚干旱、美国西海岸气温升高等。

3) 拉尼娜状态（La Niña）：

海水温度：热带东太平洋海表温度显著降低，东部沿海地区出现异常冷水。西太平洋暖水进一步积聚，增强了西部的海表温度。

大气环流：信风增强，推动更多表层暖水向西积聚，西太平洋上升气流增强，带来更多降水，如东亚和澳大利亚。东太平洋上升气流减弱，导致东太平洋降水减少，如南美洲西海岸更为干燥。

全球影响：可能引发全球气候异常，如东南亚和澳大利亚降水增加、南美洲干旱、美国西部降水减少等。

（3）ENSO 循环的动态过程

正常状态到厄尔尼诺：在正常状态下，信风持续推动暖水向西累积于西太平洋，东太平洋冷水大量上涌维持低海表温度。当信风减弱或反转时，西太平洋暖水向东扩展，导致东太平洋海表温度升高，形成厄尔尼诺现象。

厄尔尼诺到正常状态：厄尔尼诺现象结束后，信风恢复，暖水重新向西累积，海表温度恢复至中性态。

正常状态到拉尼娜：当信风异常加强时，更多的暖水推动至西太平洋，东太平洋冷水上涌量增加，导致东太平洋海表温度进一步降低，形成拉尼娜现象。

拉尼娜到正常状态：拉尼娜现象结束后，信风减弱，海表温度逐渐恢复至正常水平。

6. 简述影响海水运动的力及其基本特征。

影响海水运动的力主要有重力、科氏力、压强梯度力、风应力、引潮力和粘性力。

地球万有引力和自转惯性离心力的矢量和为重力，单位质量物体所受的重力称为重力加速度，它是纬度和深度的函数，海洋学中通常将其视为常数，取为 9.80 m/s^2 。

地球自转产生作用于运动物体的惯性力，称为地转偏向力，也称科氏力，它只在物体相对于地而有运动时才产生，只改变物体运动的方向，不改变物体运动的速率，单位质量海水受到的地转偏向力为 $\vec{F} = -2\vec{\Omega} \times \vec{v}$ 。

压力具有标量属性，对一点来说，压力沿任何方向的大小都是一样的，压力与其作用面积相乘是表面力，表面力是有方向的，因为压力的作用面是有方向的。推动流体运动的压强梯度力为 $-\frac{1}{\rho} \nabla p$ 。

地球绕地月公共质心公转平动产生的惯性离心力与月球引力的合力称为引潮力。地球表面各点所受的引潮力的大小和方向都不同。

海面上风与海水间的切应力，称为海面风应力，它将大气动量输送给海洋，是大气向海洋输送动量的重要方式之一。

粘性力是当两层流体作相对运动时，由于分子粘滞性或湍流混合，在界面上产生的切向作用力。它与垂直两层流体界面方向上的速度梯度成正比。

7. 给出中国近海环流的基本特征。

(1) 主要环流系统

1) 渤海环流

基本特征：渤海呈半封闭性，环流主要由海风驱动。在冬季，东南季风盛行，形成逆时针环流；夏季，西南季风主导，形成顺时针环流。

影响因素：河流入海量大（如黄河、淮河等），淡水输入显著，影响温盐结构和环流强度。

2) 黄海环流

基本特征：黄海的环流受渤海渗水和东海环流的影响。主要呈现西北向的环流模式，受到季风变化的驱动。

季节变化：春秋季节环流较弱，夏季和冬季环流较为明显，夏季受西南季风影响，冬季受东北季风影响。

3) 东海环流

主要组成：

① 黑潮分支（台湾暖流）：受黑潮影响，东海北部存在北向流动的黑潮分支，带来温暖的海水，促进海洋生物多样性。

② 季风驱动环流：夏季受西南季风影响，形成顺时针环流；冬季受东北季风影响，形成逆时针环流。

重要特征：东海深度较大，水体层化明显，表层和深层水温差异显著，影响海洋混合和营养盐分布。

4) 南海环流

基本特征：南海环流复杂，受南海环流和大洋环流（如南赤道流、南海环流）的共同影响。主要呈现逆时针环流，形成大规模的闭合环流系统。

季节变化：夏季受西南季风驱动，环流加强；冬季受东北季风影响，环流减弱或方向变化。

(2) 季节性变化

1) 季风影响：

夏季（5月至10月）：西南季风盛行，带来大量暖湿空气，推动表层海水向西南移动，形成顺时针环流，促进海洋混合和上升流。

冬季（11月至次年4月）：东北季风占主导，带来寒冷干燥空气，推动表层海水向东北移动，形成逆时针环流，导致海水下沉和层化增强。

2) 温盐结构变化：

夏季：蒸发量增加，海水表层盐度较高；降水增多，河流入海量大，淡水输入增加，表层温度升高。

冬季：气温下降，海水表层温度降低；降水减少，蒸发减少，盐度较为稳定。

(3) 地形与海洋动力的影响

1) 大陆架与海岭

大陆架：中国近海大陆架宽广，地形变化缓慢，有利于大范围的海洋环流形成和稳定。

海岭与岛屿：如台湾岛、琉球群岛等地形障碍影响环流路径，形成局地环流和涡旋。

2) 上升流与下沉流

上升流：季风驱动下的海洋混合促进营养盐上升，支持高生物生产力。

下沉流：冬季逆时针环流增强，导致海水下沉和层化加剧，限制营养盐上升。

(4) 外部洋流的影响

1) 黑潮的影响：

黑潮作为西北太平洋的重要暖流，向西流入东海，形成南向分支，带来温暖的海水，影响东海及其周边海域的温度和生态系统。黑潮的变异（如强度和路径变化）直接影响中国近海的气候和海洋境。

2) 厄尔尼诺现象：

ENSO 周期性变化对中国近海环流产生显著影响，如厄尔尼诺期间黑潮延伸，改变近海环流模式，影响渔业资源分布和气候条件。

(5) 环流的垂直结构

分层特征：近海环流通常表现出明显的分层结构，表层受季风和河流输入影响，中层和深层受地形和大洋环流影响，形成不同的水团和流动特征。

(6) 混合层变化

夏季表层混合层较厚，深度可达几十米；冬季混合层较薄，海水层化明显，影响热量和营养盐的垂直输送。

(7) 生态与经济影响

1) 渔业资源

近海环流促进营养盐循环，支持高生物生产力，是中国重要的渔业资源区，如黄海和东海的渔场繁荣与环流密切相关。

2) 环境问题

环流变化可能导致污染物扩散、赤潮等生态问题，加剧区域。环境压力，需要加强监测与管理。

8. 黑潮有什么特点，对我国近海环流存在哪些影响？

(1) 黑潮的基本特点：

1) 起源与流向

起源：黑潮起源于菲律宾海，受赤道暖流和北赤道流的汇聚影响，形成强劲的西北向暖

流。

流向：黑潮沿日本东海岸向北流动，经过琉球群岛后沿日本本州东海岸继续北上，最终向东北流入北太平洋。部分黑潮水流在适当条件下可绕过台湾形成西向分支，影响东海及南海水文环境。

2) 高温与高盐

黑潮携带大量暖水，水温较高，表层海水温度明显高于周围冷水区。此外，黑潮水体盐度高，形成较强的温盐梯度。

3) 高速流动

黑潮是世界上最强的海洋暖流之一，年均流速约为 $1\sim 1.5\text{m/s}$ ，流量巨大，能够迅速运输热量和物质。

4) 广泛的水域覆盖

黑潮的宽度可达数百公里，影响范围涵盖日本、中国、台湾及东南亚部分海域，对沿岸气候和海洋生态系统产生重要影响。

5) 营养盐输送

黑潮本身营养盐较低，但通过与周围冷水流的相互作用及地形影响，促进营养盐的垂直混合和水平输送，支持丰富的海洋生物多样性。

6) 季节性变化

黑潮的强度和路径具有明显的季节性变化，夏季流速较快，冬季有所减弱。此外，受到厄尔尼诺现象等气候因素的影响，黑潮路径和强度可能发生变化。

(2) 黑潮对我国近海环流的影响：

1) 温度和盐度结构调整

黑潮带来的高温、高盐海水提高了我国近海表层水温和盐度，改变了近海水体的温盐结构，影响了海洋环流的稳定性和模式。

2) 环流模式的重构

黑潮与我国近海季风系统相互作用，调整了近海的环流模式。例如，夏季西南季风增强时，黑潮北上加强，促使近海形成顺时针环流。冬季东北季风盛行时，黑潮流向受限，近海环流呈现逆时针模式。

3) 营养盐及生物资源的供应

黑潮通过高流速输送营养盐，促进了近海海域的初级生产力，支持了我国丰富的渔业资源。尤其在黑潮与冷涌流相交汇的区域。如东海和黄海边缘，形成高生产力的渔场。

4) 海洋气候的调节

黑潮带来的温暖海水调节了我国近海的气候,尤其在冬季,缓和了沿海地区的低温条件。同时,黑潮为台风提供了充足的能量,可能影响台风的强度和路径。

5) 海洋生态系统的影响

黑潮的存在维持了我国近海生态系统的稳定,支持了包括鱼类、贝类、浮游生物在内的多样化海洋生物。这对于维持生态平衡和渔业的可持续发展至关重要。

6) 海洋工程与航运

黑潮的高速流动对沿海航运具有重要影响。在航线规划和船舶设计上需考虑黑潮的流速和路径,以确保航行安全和提高运输效率。

7) 环境变化与气候变化的反馈

随着全球气候变化,黑潮的强度和路径可能发生变化,进一步影响我国近海的环流模式和生态系统。因此,持续监测和研究黑潮对我用近海环境变化具有重要意义。

9. 简述对海洋风生环流和热盐环流的认识。

海洋中由海面风应力驱动的大尺度环流称为**风生环流**。

由于海面受热不均匀、降水蒸发不均匀所产生的温度和盐度变化所致密度分布不均匀形成的热力学海流,这种由于密度梯度驱动的洋流,称之为**热盐环流**。热盐环流的主要驱动因素为热通量和淡水通量。

风生环流和热盐环流存在一些异同点:

1) 驱动力不同: 风生环流的驱动力是风应力;热盐环流的驱动力为热通量和淡水通量。

2) 作用区域不同: 风生环流限于温跃层以上,热盐环流主要集中在大洋的深层。

全球大洋 10%的水体受风生环流的影响,90%的水体受热盐环流的影响。这些水体的温度 $<5^{\circ}\text{C}$,流动相当缓慢($<1\text{cm/s}$);热盐环流的时间尺度大约 1000 年。

10.全球大气三圈环流和海洋表层环流密切相关,简述大气三圈环流及其导致的海洋表层环流。

三圈环流分别为哈特莱环流、弗雷尔环流和极地环流。在海面,三圈环流自赤道向极地分别为信风带、中纬度西风带和极地东风带。在三圈环流作用下海洋表层环流自热带向极地

分别为赤道流、西风漂流和极地环流。

11.简述 Ekman 漂流的基本特征及其导致的海洋现象。

均匀的风长时间作用于海面，海水所受科氏力和垂直湍摩擦力相平衡时的表层海流。

Ekman 漂流的流速特征有：（1）海面漂流方向偏风向右侧 45° ；（2）流速随深度增加呈指数较小；（3）流向随深度增加向右偏转。Ekman 漂流产生的输运垂直风应力方向，且在北半球指向风应力右侧，在南半球指向风应力左侧。

12.简述对大洋内区海洋环流 Sverdrup 关系的认识。

Sverdrup 理论：是三大风生环流理论（Stommel 西向强化理论、Munk 边界层理论）之一，构建了一个定常、斜压线性模型，不需要知道海洋中的密度结构和海流，就可以通过海表面风应力信息得到海洋经向体积输运。

（1）Sverdrup 关系

假设：①流动是定常流（这样可以不考虑时间变化项）；②流体的侧摩擦力和分子粘性力很小；③非线性平流项很小；④海表面的湍流可以用垂直湍流摩擦力来解释；⑤风驱动的海流运动会在某个深度消失，无运动的流体处于同一个深度层；⑥海面垂直流速为 0。

Sverdrup 方程为：

$$\beta V_y = \text{curl}_z \left(\frac{\vec{\tau}}{\rho} \right)$$

式中， V_y 为海水经向体积输运； ρ 为海水的密度； τ 为风应力； $\beta = \frac{\partial f}{\partial y} = 2\Omega \cos(\phi)$ ；

Sverdrup 输运由 Ekman 输运和地转输运共同组成：

$$\beta V_S = \beta (V_E + V_G)$$

（2）局限性

1) 没有考虑海水流动的垂直结构。

2) 算出的流线不封闭。Sverdrup 理论只能应用于大洋东岸和中部海区，西边界流有许多现象与理论不符。

13.简述对大洋环流西向强化现象及其产生原因的认识。

大洋环流西向强化现象是指在大洋低、中纬度的副热带流旋中，海流抵达西边界时流幅变窄、流层加厚和流速增大的现象。这种现象在北大西洋和北太平洋的副热带流旋中尤为明显，例如北赤道流抵达美洲东岸和亚洲东岸后，分别向北形成强大的湾流和黑潮。

位涡守恒：

$$\frac{d}{dt}\left(\frac{\xi + f}{H}\right) = \sum (I) + \sum (O)$$

大洋西部流动向北， f 增大（ $\Delta f = \beta \Delta y > 0$ ），风应力提供负涡度，需要岸线摩擦提供较大的正涡度来平衡，产生西向强化；大洋东部流动向南， f 减小（ $\Delta f = \beta \Delta y < 0$ ），风应力提供负涡度，二者基本平衡，不需要岸线摩擦提供较大的涡度。

14. 写出 Rossby 数的表达式，并阐述其物理意义。

Rossby 数 (Rossby number) 是流体力学中一个重要的无量纲数，用于描述旋转效应（如地球自转）对流体运动的重要性。Rossby 数通常用符号 R_o 表示，其表达式为：

$$R_o = \frac{U}{fL}$$

式中： U 是特征速度尺度，即流体运动的典型速度； f 是科氏参数，定义为 $f = 2\Omega \sin(\phi)$ ，其中 Ω 是地球自转角速度， ϕ 是地理纬度； L 是特征长度尺度，即流体运动的典型长度。

科氏项 fU

惯性项 $\frac{U^2}{L}$

物理意义：旋转效应与惯性效应的比值

Rossby 数 R_o 描述了惯性力(或对流项)与科里奥利力(旋转效应)的比值。具体来说，它衡量了流体运动中的惯性效应相对于旋转效应的相对重要性。当 $R_o \ll 1$ 时，旋转效应占主导地位，流体运动主要受科里奥利力的影响，这种情况下称为准地转平衡 (quasi-geostrophic balance)。例如，大气中的大型天气系统（如气旋和反气旋）和海洋中的大型环流系统（如黑潮）通常处于准地转平衡状态。当 $R_o \gg 1$ 时，惯性效应占主导地位，旋转效应可以略不计，流体运动主要受惯性力的影响。例如，小尺度的湍流运动和快速变化的局部天气现象。

15. 什么是科氏参数？物理意义有哪些？

科氏参数 (Coriolis parameter)，通常用符号 f 表示，是描述地球自转对运动物体影响的一个重要参数。科氏参数 f 的定义为：

$$f = 2\Omega \sin(\phi)$$

其中： Ω 是地球自转角速度，约为 7.292×10^{-5} 弧度/秒。 ϕ 是地理纬度。

物理意义：

科氏参数直接相关于地转偏向力（Coriolis Force），这是由于地球自转导致运动物体轨迹发生偏转的表观力。在北半球，运动物体偏向其运动方向的右侧；在南半球，则偏向左侧。

1) 影响大尺度流动:

在大范围的气流和洋流中，地转偏向力与压力梯度力达到平衡，形成所谓的地转平衡（Geostrophic Balance）。此平衡状态下，流体流动沿等压线方向，极大地影响了气候和海洋环流的模式。

2) 随纬度变化:

科氏参数随纬度的变化而变化：在极地， $\sin(\phi) = 1$ ，因此 f 达到最大值；在赤道， $\sin(\phi) = 0$ ，因此 $f=0$ 。这意味地转偏向力在高纬度地区显著，而在赤道地区几乎没有影响。

3) 波动和不稳定性的驱动因素:

科氏参数的变化（特别是随纬度的梯度，即 β 效应）是引起罗斯贝波（Rossby Waves）等大尺度波动的关键因素。这些波动在天气系统的发展和洋流的流动起着重要作用。

16.简述对海啸基本特征、分类和致灾原因的认识。

海啸是一种长波，形成的原因是由海水受到垂直方向的扰动。地震、山崩、火山喷发、核弹试爆或甚至陨石撞击都有可能引发海啸。其周期为 2~200 分钟；传播速度和水深有关；波长 500~650km；波高在大洋中约 1m，当传到海岸时波高可达 10~15m，甚至 20~30m。

海啸按照形成原因可分为：地震海啸、火山海啸、滑坡海啸和核爆海啸；按照发生地理位置可分为：远洋海啸、近海海啸。

当海啸波移近岸边浅水区时，波速会减慢，波高陡增，可形成数十米或更高的水墙。随着海啸波向陆移动，由于受海湾、海港或泻湖等特殊地形的影响，海啸波的高度会进一步上升。

17.简述风暴潮的基本特征、分类、致灾原因以及风暴潮共振现象的发生条件。

风暴潮是由台风、温带气旋、寒潮的强风作用和气压骤变等强烈的天气系统引起的海面异常升降现象。风暴潮可分为台风风暴潮和温带风暴潮。

（1）由台风引起的风暴潮称为台风风暴潮。多见于夏秋季节。其特点是：来势猛、速度快、强度大、破坏力强。（2）寒潮或温带气旋引起的风暴潮称为温带风暴潮。多发生于春秋季节。其特点是：增水过程比较平缓，增水高度低于台风风暴潮。

风暴潮会使受到影响的海区的潮位大大地超过正常潮位。如果风暴潮恰好与影响海区天文潮位高潮相重叠，就会使水位暴涨，海水涌进内陆，造成巨大破坏。

风暴潮共振现象是指风暴潮的周期与海湾或河口的自然振荡周期相近时，风暴潮的能量被放大，导致海水异常升高的现象。风暴潮共振现象发生的条件主要有以下三个方面：（1）风暴潮的周期与海湾或河口的自然振荡周期接近或相等；（2）风暴潮的方向与海湾或河口的轴线一致或接近；（3）风暴潮的强度足够大，能够克服水体的阻力和摩擦。

18.简述对海浪基本特征、分类和致灾原因的认识。

海浪由风引起的海表面波动，恢复力为重力，是一种表面重力波。通常海浪的周期为0.1~30s，波长为0.5~600m，波高为0.01~20m。

海浪可以分为风浪和涌浪。风浪一直处于风作用下，不断汲取风能，波面不规则；风浪离开风的作用区域后，在风力甚小或无风水域中依靠惯性维持的波浪称为涌浪。风浪是由风的直接作用所引起的水面波动，涌浪是风浪离开风区或风停息后所遗留下来的波动。它们有以下不同的特征：

① 风浪的波面比较粗糙，波形比较尖陡，波向基本与风向一致，波峰线短，周期小，常常出现破碎现象，形成浪花。涌浪的波面比较平滑，波形比较对称，波陡小，波峰线长，波向明显，传播比较规则。

② 风浪的大小决定于风速、风区和风时的大小，涌浪的大小决定于风区内的风浪大小和传播距离。

③ 风浪会从风场中继续摄取能量，涌浪则会在传播过程中逐渐消耗能量。

近岸灾害性海浪的出现，与天气、地形、外洋涌浪的传播方向等都有一定的关系，但最主要的因素是海上大风。中国近海冬季受寒潮大风影响，夏季受台风袭击春秋又多爆发性气旋，这些天气系统往往引起灾害性海浪。灾害性海浪往往伴随风暴潮出现。

19.简述对潮汐、牛顿平衡潮理论和拉普拉斯潮汐动力理论的认识。

（1）潮汐

潮汐是指海水在月球和太阳等天体引潮力作用下产生的周期运动。海水的周期性涨落称为潮汐，伴随的水平流动称为潮流。潮汐分为半日潮、全日潮和混合潮。半日潮每天存在高潮和低潮各两次；全日潮每天发生高潮和低潮各一次；混合潮每天发生两次不同高度的高潮与低潮，混合潮又可分为不正规半日潮和不正规全日潮。

潮流可以分为往复潮流和旋转潮流。往复潮流是受地形影响而产生的流向在两个相反或

接近相反的方向上作周期性变化的潮流。旋转潮流是在一个潮汐周期内，潮流流向随时间顺时针（或逆时针）旋转，流速也随时间变化的潮流。

（2）牛顿平衡潮理论

假定：（1）地球为圆球，表面被等深海水覆盖，不考虑陆地；（2）海水无粘性和惯性，海面随时和等势面重叠；（3）忽略科氏力和摩擦力。在这些假定下，海面在引潮力作用下离开平衡位置，直到在重力和引潮力作用下达到新平衡，此时海面为椭球形，即潮汐椭球，其长轴指向月球（天体）。由于地球自转，地球表面相对于椭球形海面运动，造成地表上固定点发生周期性涨落，形成潮汐，这是平衡潮理论的基本思想。

平衡潮理论可以解释潮汐的显著周期、分潮、海洋中典型潮差和潮汐不等现象等潮汐现象。相对于地球，月球和太阳的位置与距离不断改变，因此可将潮汐看作是许多不同周期“分潮”的叠加。主要分潮包括太阴主要半日分潮 M_2 、太阳主要半日分潮 S_2 、太阴太阳赤纬全日分潮 K_1 、太阴主要全日分潮 O_1 。

（3）拉普拉斯潮汐动力理论

潮汐动力理论从动力学观点出发研究海水在引潮力作用下产生潮汐的过程。该理论认为，水平引潮力发挥主导作用，海洋潮汐是海水在引潮力作用下的潮波运动，即水平方向的周期运动和海面起伏的传播。海洋潮波在传播过程中，除了受引潮力作用外，还受到海陆分布、海底地形、科氏力以及摩擦力等因素影响。

潮汐动力理论可以解释近岸大振幅潮差、旋转潮波系统导致的同潮时线、等振幅线（同潮差线）和无潮点等现象。

20. 旋转潮波系统是怎么产生的以及无潮点的概念与方向？

旋转潮波系统是一种海洋潮波的运动形态，它是由于地球自转和潮汐力的相互作用而产生的。地球自转使得海洋表面的水体在不同的纬度上具有不同的线速度，而潮汐力则会引起海洋表面的水体上下运动。这两种力的相互作用导致了旋转潮波系统的产生。

旋转潮波系统的特点是在海洋中有一个或多个无潮点，即潮位振幅为零的点。在无潮点的周围，有一系列等振幅线和同潮时线，它们绕着无潮点旋转。等振幅线是指振幅相同的点的连线，同潮时线是指同时达到高潮或低潮的点的连线。旋转潮波系统兼有前进波和驻波的特征，又称为前进驻波。

旋转潮波系统在全球海洋中普遍存在，但不同海区的分布和形态有所差异，这主要取决于海洋的深度、形状、地形、摩擦、共振等因素。例如，在印度洋中央和太平洋中部，有相

位变化缓慢而潮差较大的区域，称这里的潮波为反旋转潮波。

无潮点：海面上由于潮波的相互抵消而使潮汐振幅为零的一点；同潮时线从无潮点向外辐射，等振幅线环绕无潮点。旋转潮波系统在北半球为逆时针方向，在南半球为顺时针方向。

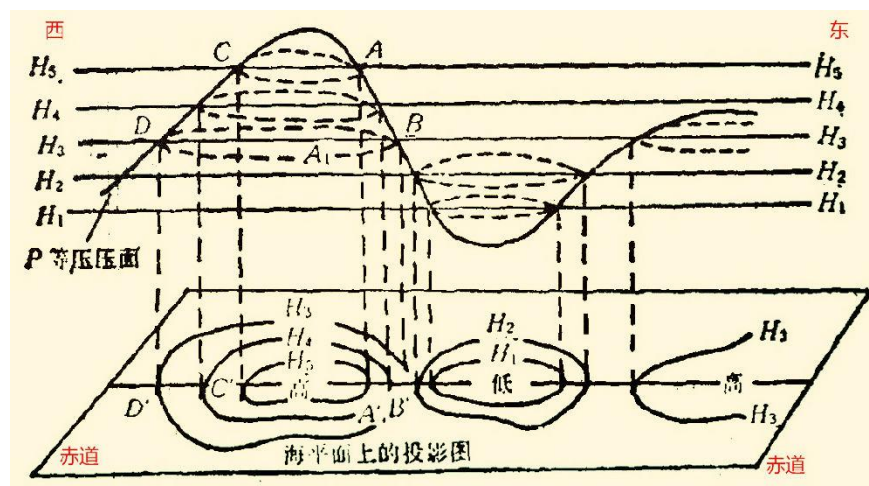
一个类比：旋转木马模型

可以将旋转潮波的模式想象成一个旋转木马：

- **无潮点：**类似木马的中心，不移动且没有明显变化。
- **水体的运动：**类似木马的座位，围绕中心点旋转，形成轨迹。

在这种模式下，水体始终绕无潮点运动，而不会直接向无潮点移动。

21.对开尔文波，为何波峰处右高左低，波谷处左高右低（北半球）？



在北半球，开尔文波的波形是波峰是右高左低，在波谷处是左高右低。其原因是重力波的非线性会诱导斯托克斯漂移，在北半球，在波峰处的速度方向与波的传播方向相同，科氏力偏向速度的右方，因此水向波浪传播方向的右方堆积，从而造成了波峰的右高左低，在波谷处速度方向与波的传播方向相反，科氏力偏向速度右方，因此水向波浪传播方向的左方堆积，从而造成波谷左高右低。



波浪的非线性诱导的斯托克斯漂移-方向为左西右东。

22.什么是海洋内波和约化重力？约化重力和海洋内波有什么关系？

海洋内波是发生于海洋内部的波动，具有最大振幅位于海洋内部、振幅大、流速强等特征。海洋受太阳辐射等影响，海水密度在垂向是变化的，称为海洋层化。约化重力是层化海洋中单位质量流体重力与阿基米德浮力的差值，其表达式为

$$g^* = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} g$$

其中， g 为重力加速度， ρ_1 和 ρ_2 为两层流体的密度差。约化重力是海洋内波的恢复力之一，其作用类似地球重力在海浪等表面波中的作用。

23.简述对海洋中尺度涡旋、海洋跃层和海洋锋面的认识。

（1）中尺度涡旋

中尺度涡旋，又称天气式海洋涡旋，是指海洋中直径有 50~300 千米、寿命为 2-10 个月的涡旋。

1) 形成机制：

- ① 斜压不稳定性；
- ② 正压不稳定性；
- ③ 地形影响：包括海底地形起伏、不规则的岸线变化等；
- ④ 大气强迫：包括风应力、大气压力、由于蒸发和降水过程产生的通过海气界面的浮力通量、各种形式的辐射的吸收和释放以及由于海平面变化而引起的大气水汽交换等。

2) 物理参数：

$R_o < 0.1$ ；振幅：2~10cm；旋转半径：50~300km；旋转速度：5~40cm/s。

3) 特性：中尺度涡流速快，动能大，是海洋水体质量、动量和热量交换的重要载体，极大地改变了海洋的流场分布、温盐结构和物质输运等。

4) 研究意义：

- ① 中尺度涡在全球海洋中广泛存在；
- ② 中尺度过程是精细化海洋模式需要攻克的关键问题。

（2）海洋跃层

跃层是海水参数随深度变化而显著变化的水层。

1) 类型

按照物理性质可分为：

① 温度跃层

温度在垂向急剧变化的水层。温跃层将上层暖水和深层冷水隔离开,通常位于 10~1000m 之间。温跃层的深度和强度随纬度和季节变化,在夏季通常更显著。

② 盐度跃层

盐度在垂向急剧变化的水层,通常发生于淡水和咸水交汇的海域,例如河口、海边的洞穴、峡湾、高纬度海洋。

③ 密度跃层

密度在垂向变化剧烈的水层。密度跃层可能是由盐度或者温度变化引起的。密度跃层十分稳定,因此密度跃层是上层和深层海洋运动的障碍。

④ 声速跃层

声速跃层是由海水温度、压强、盐度的不同使声波传播速度在垂向发生突变的水层。

实际海洋中温跃层、盐跃层、密度跃层和声速跃层可以单独、同时发生。它们将上层海洋和海洋内部区分开来。上层海洋呈现季节变化,而跃层以下海水性质相对稳定。

按照成因和变化可分为:

① **主跃层**(永久跃层):一直存在,有大洋环流维持。

② **季节性跃层**:随季节生成和消亡,由太阳辐射和海气相互作用引发。

2) 南海跃层季节变化

① 冬季

深度:南海南部跃层深度不超过 50 米,南海北部较深,可达到 90 米。

厚度:在浅海较小,深水区 100 米,两个极大值海域北部陆架以外和吕宋岛西南。

强度:和深度分布相似,等值线呈东北-西南走向,中部存在 $0.1^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 以上的极大值区。

② 春季

深度:跃层深度变浅,不超过 30 米。

厚度:厚度整体加深,海盆中部 150 米,吕宋海峡出现 160 米的极值区。

强度:近海区开始加强,尤其是北部陆架和东南部浅海,超过 $0.15^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 。中部海盆减弱到 $0.1^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 。

③ 夏季

深度:北部较浅;南部较深达 50 米,南部受西南季风影响。

厚度:极大值区移至吕宋海峡,最大 200 米,南部出现 140 米以上的极大值区。

强度:进一步加强,近海达到 $0.2^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 以上,中南部深水增大到 $0.09^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 以上。

④ 秋季

深度：北部跃层深度开始加深。

厚度：分布与夏季变化不大，整体减小，开始向冬季形态转换。

强度：温跃层强度整体减弱，极大值存在于西部和北部海域，强度在 $0.1^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 以上。

(3) 海洋锋面

海洋锋面是特性明显不同的两种或几种水体之间的狭窄过渡带。

1) 物理参数

锋宽度为 $10\text{m}\sim 10\text{km}$ ；锋两侧温度差为 $1\sim 6^{\circ}\text{C}$ ；锋两侧盐度差 $0.2\sim 10$ ；水平温度梯度 $0.1\sim 3^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ；水平盐度梯度 $0.1\sim 10/\text{km}$

2) 类型

① 河口锋面：河流的淡水和海水之间形成的锋面，通常是盐度锋，也常常伴随温度梯度；由于河流携带泥沙，多数河口锋面是浑浊度锋面，如长江口锋面。

可分为切边锋、近口锋（悬沙峰）、羽状锋（盐度锋）、冲淡水锋（温度锋）；

a.切变锋：河口内的小尺度锋面。河口展宽后，河道水流速不均匀，主流与偏离主流的水体流速差异很大，其泥沙浓度呈现显著差异，形成锋面。该切变形成辐聚特征，使很多漂浮物聚集在锋面附近，常形成千余米长的锋面

b.近口锋：口径流入海后，流速骤减，水体携沙能力下降；泥沙没来得及沉降的水体与泥沙已经沉降的水体之间存在的锋面。

c.冲淡水锋：冲淡水锋已经远离河口；冲淡水锋是温度锋，体现了高温径流水和外海低温水的差异。有时也将羽状锋称为河口锋将冲淡水锋称为海洋锋。

② 陆架锋面：通常位于陆架的中央和陆架环流有关。

③ 陆架坡折锋面：位于大陆架沿岸水和高密度的陆坡水之间的过渡带；和陆架坡折平行，将陆架水和大洋水分开；陆架坡折处温度锋和盐度锋都存在，但盐度锋更明显，因为陆架水和外海水盐度差别很大。

④ 沿岸上升流锋面：上升流将冷水带到表面，产生温度锋面；沿岸风产生的 Ekman 离岸输送的结果。

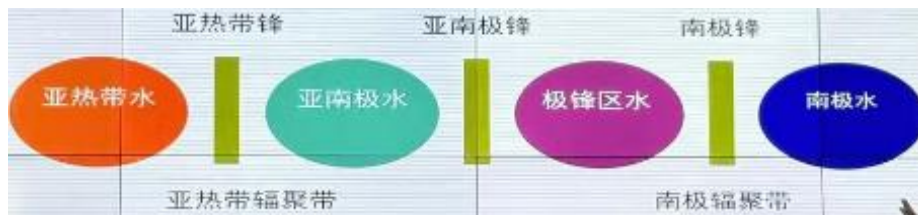
⑤ 潮汐混合锋面：太阳辐射使得海水处于层化状态。浅水底摩擦导致潮汐耗散引发水体混合。浅层混合水和深层层化水间形成锋面。

⑥ 赤道上升流锋面：科氏力引起赤道附近海水辐散，冷水上升形成温度梯度。

⑦ 西边界流锋面：西边界流水体和两侧水体形成的锋面，如湾流、黑潮、厄加勒斯暖

流、巴西暖流和东澳大利亚暖流。

⑧ 行星尺度锋面：亚热带锋、亚极地锋和极锋；和大洋表层的 Ekman 辐聚区有关，它们和大洋环流有密切的联系。



⑨ 海冰带边缘锋面：海冰融化产生的低盐水和背景高盐水之间形成盐度锋。

⑩ 南大洋锋面：唯一环绕极地的锋面，该锋面和南极绕极流的动力学有关。

3) 全球海洋锋面分布

强锋都在北半球西边界流区，近赤道海域多为弱锋，其它海区以中等强度锋居多。

4) 研究意义

① 我国浅海陆架分布广阔、环流结构复杂、水文要素分布变化极大，是锋面和跃层的频发区域；

② 锋面和跃层，均是海洋动力环境要素在水体内部急剧变化形成的较为稳定的结构，并影响着梯度两侧的物质交换过程，形成“液态边界”——即锋面。