

海洋气象学：大气与海洋等相关专业本科生选修课

Marine Meteorology: A undergraduate course majored in oceanography, atmosphere and other related subjects

第六章：海洋水文天气现象和预报

Chapter 06: Hydro Phenomena and Prediction

杨海军 (YANG Haijun) , 周震强 (ZHOU Zhenqiang)

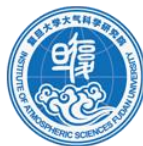
复旦大学大气与海洋科学系

Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, Fudan University

Email: yanghj@fudan.edu.cn, zqzhou@fudan.edu.cn



復旦大學 大气与海洋科学系
DEPARTMENT OF ATMOSPHERIC AND OCEANIC SCIENCES
FUDAN UNIVERSITY



復旦大學 大气科学研究院
INSTITUTE OF ATMOSPHERIC SCIENCES
FUDAN UNIVERSITY

This powerpoint was prepared for purposes of this lecture and course only. It contains graphics from copyrighted books, journals and other products. Please do not use without acknowledgment of these sources.

第一节 水的变化和云的成因与种类

第二节 海雾

第三节 海浪

第四节 潮汐

第五节 海冰

第六节 海上气象观测

第一节 水的变化和云的成因与种类

水是大气中唯一有**三相变化**的，可为固体、液体与气体。冰雹、雪、霜、冰晶云为固体；雨、毛毛雨、露、云中的水滴为液体；漂浮在空气中的水汽为气体。

水的**三相变化**可透过蒸发、凝结、冻结、融解及升华等方式来完成。



水的变化

1. **蒸发**：当水温增高，水分子运动加快，于是水分子自液体水表面逸出，直接进入空气中，而成为水蒸气的作用。
2. **凝结**：当温度降低时，空气中将难以容纳过多的水分，因此有部份的水蒸气因冷却而变成液体水的作用。凝结需要事先有凝结核，才会有凝结现象的产生。空气中微粒子如尘埃、花粉、盐类晶体等等皆是凝结核，其中最佳者为盐类晶体。
3. **冻结**：液态水因释放热能，使其温度降到冰点以下，而成为固体冰的作用。
4. **融解**：固体冰块因吸收热能，以致温度升高至冰点以上，使固态冰转变成液态水的作用。
5. **升华**：固态冰将直接转变成气体水汽，或气体水汽直接变成固体冰，不经过液态水的过程，称为升华作用。也有人将气体水汽直接变成固体冰称为凝华。



大气中的水汽分布

大气中的水汽主要来自下垫面的蒸发，水汽的凝结或凝华改变水汽的含量，其分布是不均匀的。

1. **垂直分布**：绝对湿度随高度的增加而迅速减小。在2公里高度处不足地面的1/2，5公里处减到地面1/10，90%的水汽集中在3公里以下的低层大气中。
2. **水平分布**：绝对湿度的水平分布与气温的水平分布基本一致。与下垫面性质（如海面、陆地、沙漠、冰面等）关系密切。赤道地区大，随纬度的增高而递减。

大气中的水汽凝结途径

1. **水汽含量不变降低温度**：大气存在许多冷却过程可以降低温度，除上升运动中的绝热冷却外，还有辐射冷却、平流冷却、乱流冷却和接触冷却等过程。
2. **气温不变增加水汽**：增加水汽的途径主要是蒸发，如水面蒸发和云雨滴在下降过程中的蒸发等。蒸发量的大小主要取决于水面上空气的饱和差 ($E_w - e$) 和风速的大小。
3. **两者同时作用**：若增加水汽和降低温度同时进行，将加速凝结过程。

云(Cloud)

云是由大量的小水滴、小冰晶或两者混合物组成的悬浮在空中的可见聚合体。

云不仅可以反映当时天气状况，同时也可预示未来天气，“看云识天”就是这个道理。云层能阻挡太阳和大气辐射，影响气温和风的日变化；某些云能产生阵性大风、雷雨、冰雹、龙卷等恶劣天气。

“鱼鳞天，不雨也风癫”；“朝霞不出门，晚霞行千里”

云的形成条件

云的形成条件：

1. **水汽条件**：充足的水汽使空气达到饱和状态。
2. **冷却条件**：上升运动促使未饱和的空气绝热上升降温达到饱和状态。
3. **凝结核**：可以促使水汽在一定温度下凝结长大。

上升运动 + 水汽条件 → 云形成； 下沉运动 → 云消散。

云的分类

在 1895 年以后，国际间将云依其高度分成四族，包括十大属，其为：

云族	云属	符号	平均高度 (KM)		
			低纬度	中纬度	高纬度
高云	卷云 (Cirrus)	Ci	3-8	5-13	6-18
	卷层云 (Cirrostratus)	Cs			
	卷积云 (Cirrocumulus)	Cc			
中云	高层云 (Altostratus)	As	2-4	2-7	2-8
	高积云 (Alto cumulus)	Ac			
低云	层云 (Stratus)	St	0-2	0-2	0-2
	层积云 (Stratocumulus)	Sc			
	雨层云 (Nimbostratus)	Ns			
直展云	积云 (Cumulus)	Cu	垂直发展，可跨越各云族高度。		
	积雨云 (Cumulonimbus)	Cb			



云的分类



云的组成

1. **水滴云**：完全由液态水滴构成，一般而言是中云与低云。
2. **冰晶云**：完全由冰晶构成，一般而言是高云。
3. **混合云**：兼有液态水滴与冰晶同时存在，是造成降水的重要原因之一，一般而言是直展云。

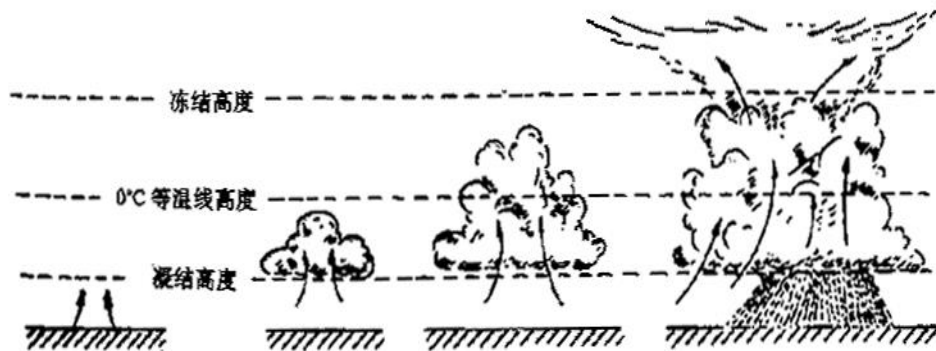
云的物理分类

按照大气中上升运动的不同特点，将云分为积状云、层状云和波状云。

- **积状云**：由不稳定层结的自由对流发展而形成的云。积状云是大气层结不稳定作用的产物，所以又称**对流云**。

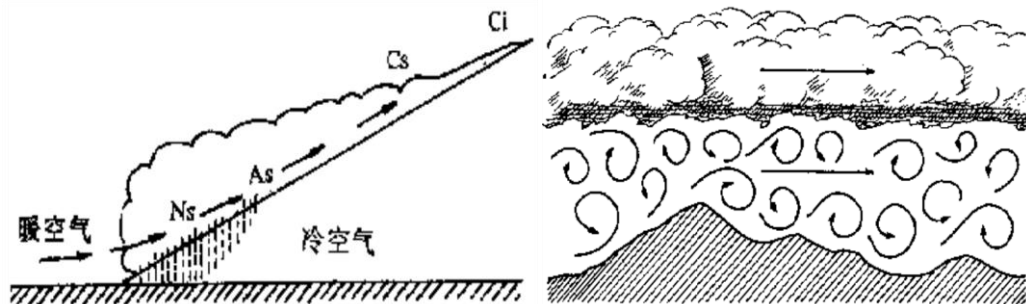
特点：块状，孤立分散，底部水平，顶部隆呈圆弧状，云内不稳定，水平范围小。

种类：**积云(Cu)**、**积雨云(Cb)**和**卷云(Ci)**。



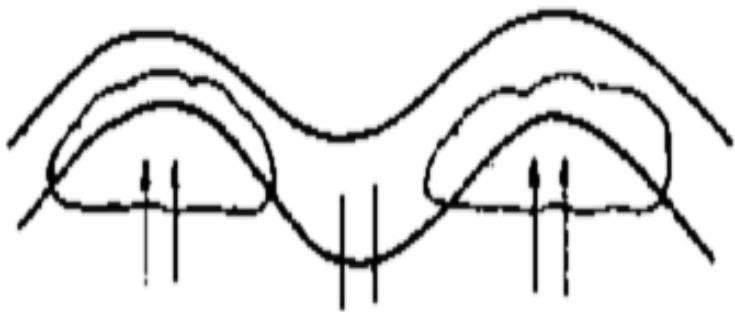
云的物理分类

- **层状云**：在稳定大气层结中，由系统性的抬升运动而形成的云。如暖锋抬升作用。
- **特点**：均匀成层，呈薄幕状，水平范围大，云顶如云海，云内较稳定。
- **种类**：**卷层云 (Cs)**、**高层云 (As)**、**雨层云 (Ns)**、**层云 (St)**。



云的物理分类

- **波状云**：在稳定大气层结中，由大气波动作用所产生的云。
特点：波浪起伏状的碎云块和云片，云顶常有逆温层，水平范围较大。
种类：**卷积云 (Cc)**、**高积云 (Ac)**、**层积云 (Sc)**



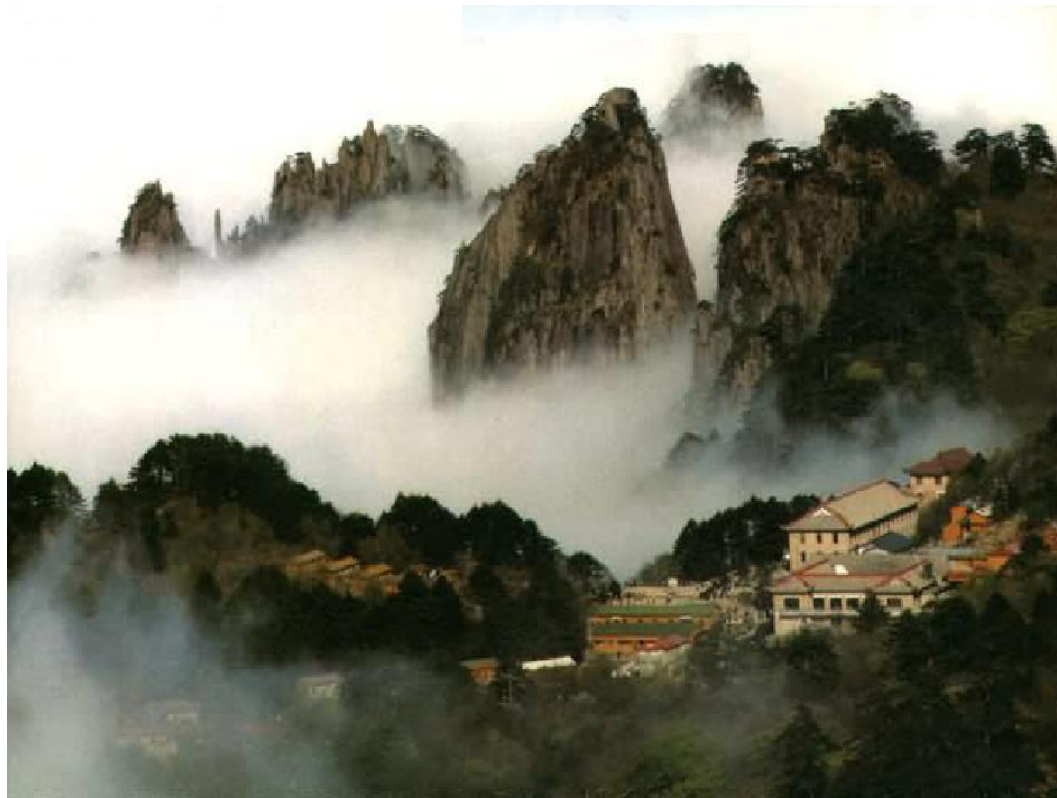
按云底高度分类

若按云底高度分类：

- 高云（云底高 $>5000\text{m}$ ）：包括卷云(Ci)、卷层云(Cs)和卷积云(Cc)；
- 中云（云底高 $2500\sim 5000\text{m}$ ）：包括高积云(Ac)和高层云(As)；
- 低云（云底高 $<2500\text{m}$ ）：包括层积云(Sc)、层云(St)、雨层云(Ns)、碎雨云(Fn)、积云(Cu)和积雨云(Cb)。



层云



层积云



雨层云



波状积云



高积云



高层云



卷积云





卷 云



积云



发展强烈的积雨云



发展强烈的积雨云



发展强烈的积雨云



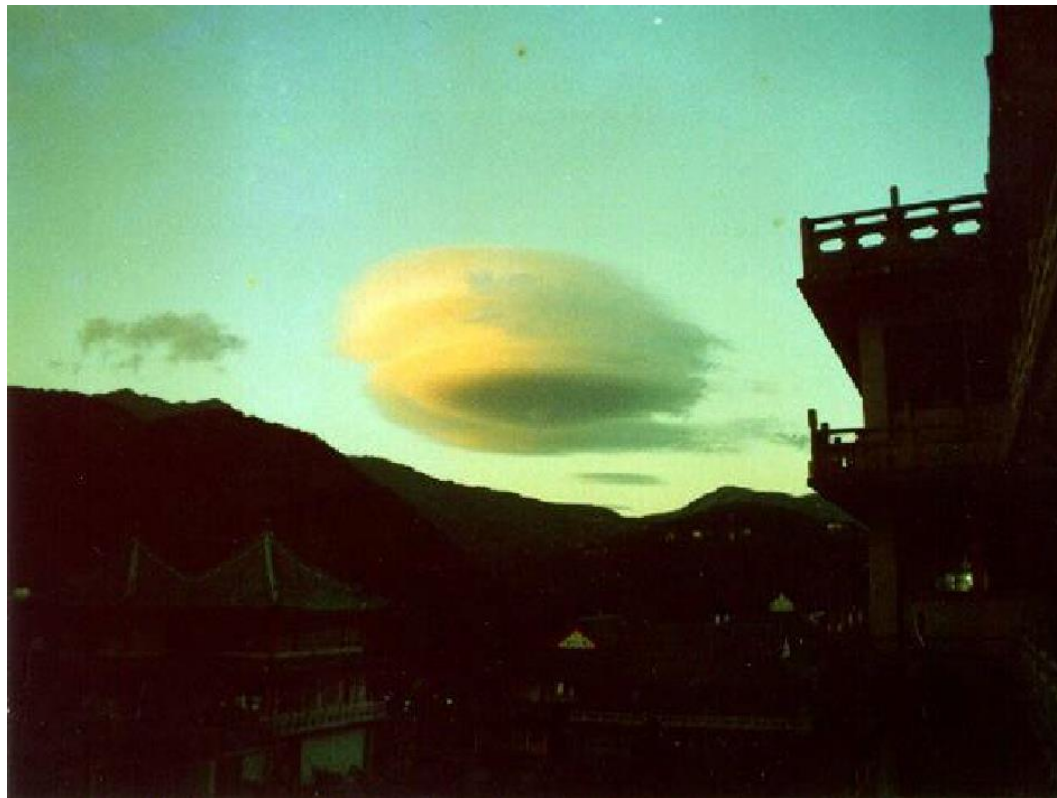
旗状云



“UFO” 云



镜状云



第二节 雾

- **什么是雾**：低层大气中因悬浮的水汽凝结出现能见度降低的现象。其中能见度低于1公里时为**浓雾**，大于1公里的为**轻雾**。
- **雾和云不同**：云是绝热冷却生成，雾是等压凝结生成。但在合适条件下雾与低层云可以相互转化。



雾

也有学者将**浓雾**理解为空气中含有微小悬浮水滴使得水平能见度小于1公里的着地的云。



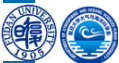
海雾

- **什么是海雾**：海雾指的是在海洋影响下，出现在海上（包括岸滨和岛屿）等地区上空低层大气，由于水汽凝结现象产生的悬浮于大气边界层中的大量的水滴或冰晶使得水平能见度小于1公里的危险性天气现象（王彬华1983）。
- **形成条件**：1. 空气中有凝结核；2. 空气保持过饱和状态；3. 要有充足的水汽输送，或有S-SE风的形成和维持；4. 海气温差，一般 >2 度；5. 风速一般 $2-8\text{m/s}$ ，有时风速大于5级仍然有雾。



海雾

海雾类型		主要成因
平流雾	平流冷却雾	暖空气平流到冷海面上成雾
	平流蒸发雾	冷空气平流到暖海面上成雾
混合雾	冷季混合雾	冷空气与海面暖湿空气混合成雾
	暖季混合雾	暖空气与海面冷湿空气混合成雾
辐射雾	浮膜辐射雾	海上浮膜表面的辐射冷却而成雾
	盐层辐射雾	湍流顶部盐层的辐射冷却而成雾
	冰面辐射雾	冰面的辐射冷却而成雾
地形雾	岛屿雾	岛屿迎风面空气绝热冷却成雾
	岸滨雾	海岸附近形成的雾



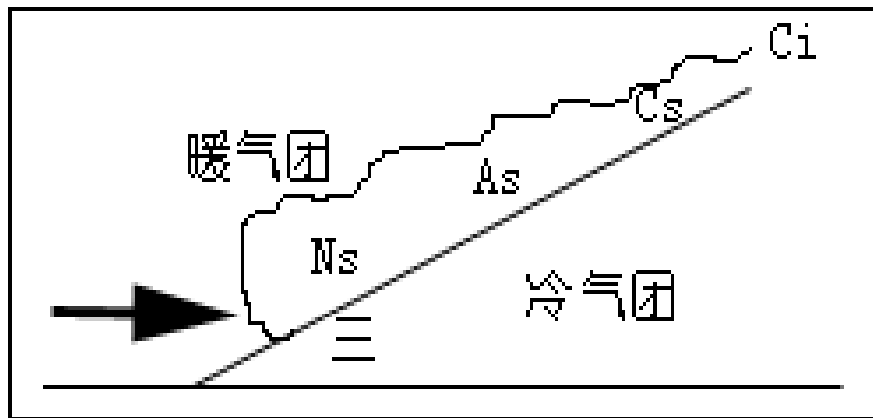
平流雾

- **平流冷却雾**：暖湿空气平流到冷海面上，热量从空气向海面输送，有分子交换和湍流交换，使气体温度降低到露点以下，形成的雾称为平流冷却雾。（此雾多形成于冷暖海流交汇处的冷水面一侧。）
- **平流蒸发雾**：冷空气从暖海面上流过，海面暖，一面蒸发向空中输送水汽量，一面因湍流交换又向空气输送热量，前者利于雾生，后者利于雾消。当蒸发作用大于输热作用，便能形成平流蒸发雾。
- **特点**：（1）浓度大，雾滴浓密，能见度差；（2）水平范围广；（3）垂直厚度大；（4）持续时间长；（5）一天中任何时刻均可发生，大洋中无明显的日变化；（6）随风飘移。



锋面雾(Frontal Fog)

- **定义：**锋面上暖气团中的较暖水滴落到冷空气中，水滴蒸发所形成的雾。多见于锢囚锋两侧和暖锋前，在第一型冷锋后也可出现。
- **特点：**范围不大，浓度和厚度均小，随锋移动，持续时间短，日变化不明显。



平流雾形成和消散条件

形成条件：

1. 冷海面和适当的海气温差： $(0\sim 6^{\circ}\text{C})$ 。2~3度最有利；
2. 适宜的风场：（要求风力在2~4级，风向与海水等温线垂直，如我国近海S-SE-E等）；
3. 要有充沛的水汽：有源源不断的水汽输送，雾才能维持；
4. 稳定的层结，低层逆温：抑制对流发展；

消散条件：

1. 风向突变，风力增加（但大洋上风力再大有时也不散）；
2. 水温下降，温差拉大；
3. 冷锋过境；
4. 层结不稳定。



混合雾

- **冷季混合雾**：海上风暴产生的空中降水的水滴蒸发，使空气中的水汽接近或达到饱和状态。这种空气与从**高纬度来的冷空气**混合，就冷却而成雾。这种雾多出现在**冷季**。
- **暖季混合雾**：海上风暴产生的空中降水的水滴蒸发，使空气中的水汽接近或达到饱和状态，这种空气与从**低纬度来的暖空气**混合，即冷却而成雾。这种雾多产生在**暖季**。
- **特点**：饱和空气的温度差越大，混合后的过饱和度越大，可能发生的凝结量越多。

辐射雾

- **浮膜辐射雾**：空气因辐射冷却达到饱和，导致水汽凝结而形成的雾。
- **盐层辐射雾**：海水蒸发、海浪破碎带盐粒到低空中，构成海面上空盐层，夜间盐层辐射冷却，可以凝结成雾。
- **冰面辐射雾**：冷季高纬度冰雪覆盖的海面形成的海雾（水雾和冰雾与温度关系密切）。
- **特点**：范围、厚度均较小，四季均可发生，有明显的日变化。夜间形成，清晨最浓，日出则散；可随风飘到海上10海里。



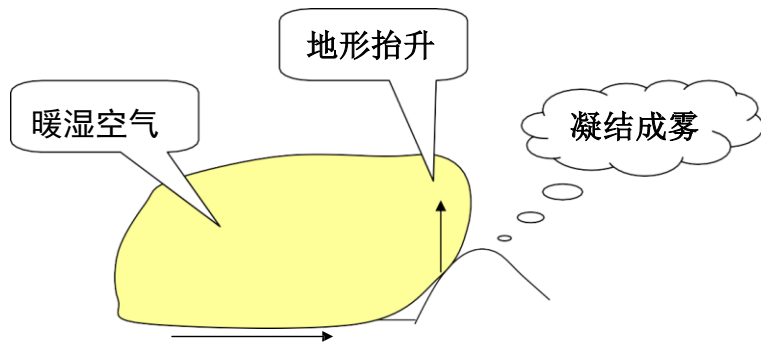
辐射雾

它多出现于晴朗、微风、近地面水汽比较充沛的夜晚或早晨，天空里无云阻挡，地面的热量迅速向外辐射出去，地面散热冷却，近地面层的空气温度很快降低。如果空气中水汽较多，便很快达到过饱和状态而凝结成雾。

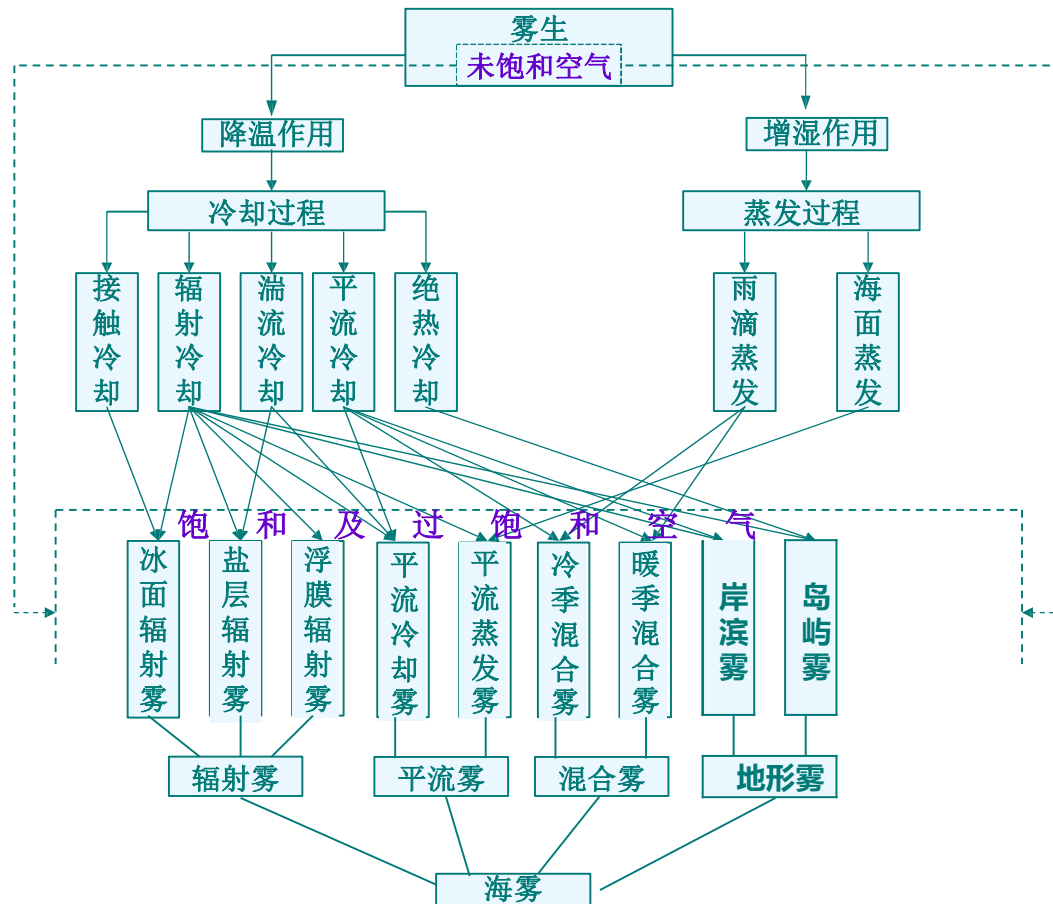
形成条件：晴夜，下垫面辐射强，水汽含量充沛，低层微风，层结稳定。多见于晴朗、微风、少云的冷高压中心附近。

地形雾

- **岛屿雾**：从海面吹向岛屿的暖湿空气，在岛屿迎风面上有上升运动，可能凝结成雾。
- **岸滨雾**：海岸附近（几十公里距离以内）夏季陆上暖湿空气流到海上，受海面降温增湿作用凝结成雾。这种雾白天借海风吹上陆地，夜里随陆风回到海上，形成海陆轻风雾。
- **特点**：较强的季节性、区域性



海雾生成机制示意图



世界海雾的分布

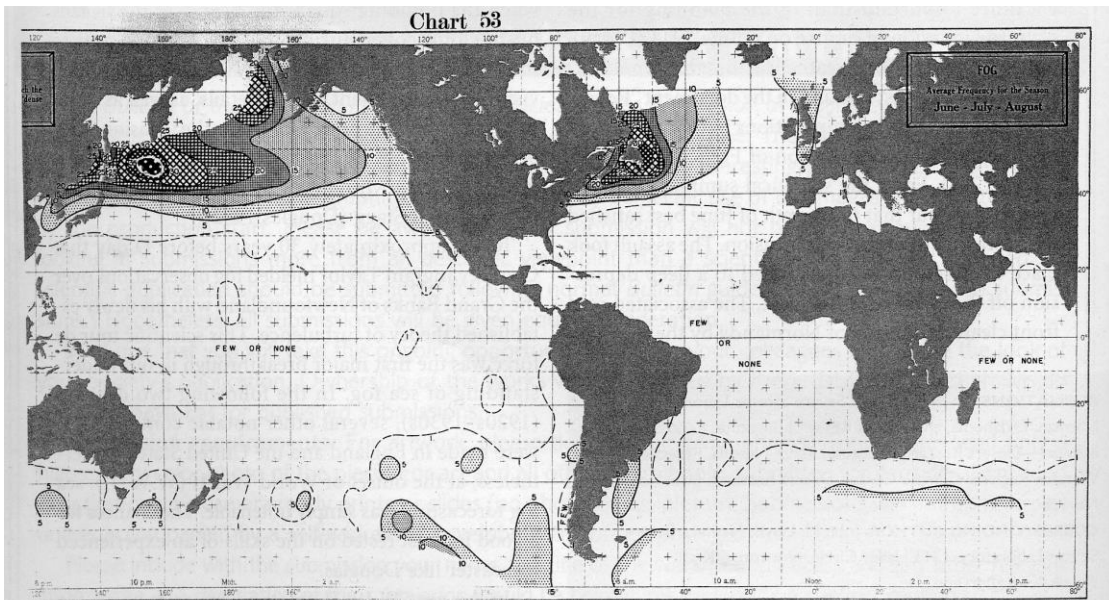
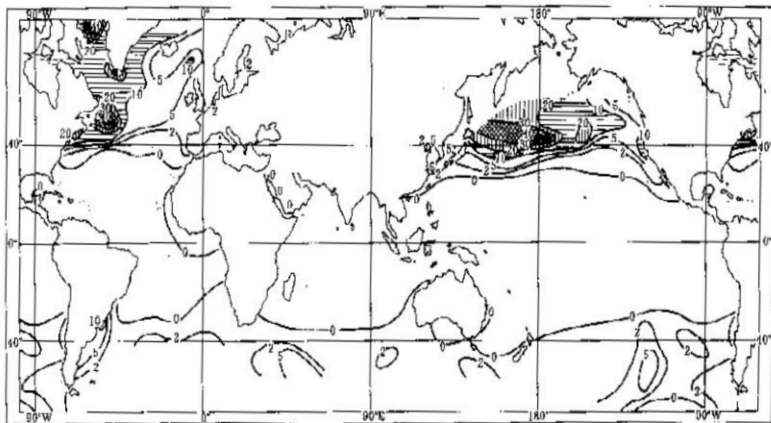


FIG. 1. Sea fog frequency [% of the observations indicating moderate to dense fog (not including mist)] in Jun, Jul, and Aug (1885—1933). Chart 53 from *Atlas of the Climatic Charts of the Oceans* (U.S. Department of Agriculture 1938).

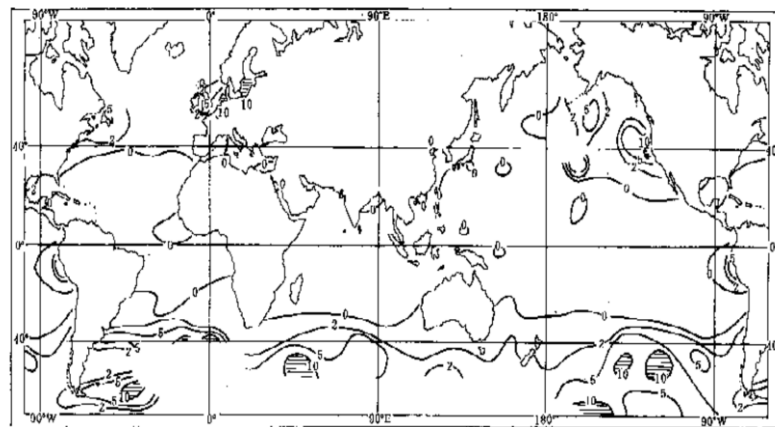
海洋温度锋（SST梯度较大）附近，往往是海雾出现高频区，如太平洋黑潮与亲潮、大西洋湾流与拉布拉多冷洋流（Labrador Current）交汇处。

世界海雾的分布

夏季（7月）世界海洋雾分布



冬季（1月）世界海洋雾分布



雾区分布特点：春夏多，秋冬少；中高纬多于低纬；大洋西海岸多于东海岸；北大洋多于南大洋；大西洋多于太平洋。

我国近海的雾

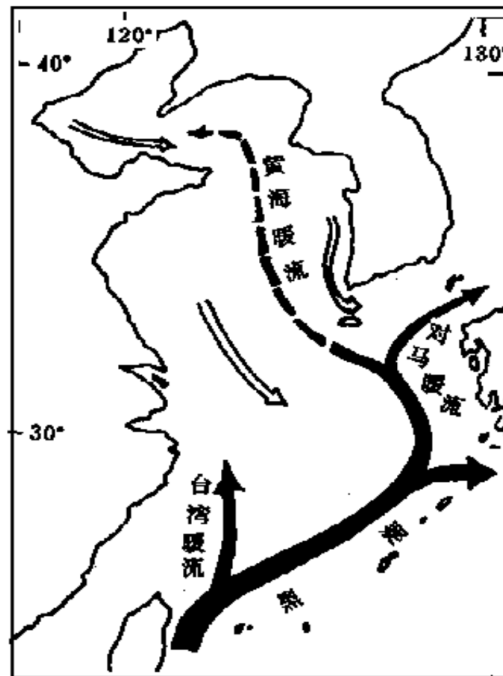
- 我国近海是北太平洋多雾区之一。主要以平流及混合雾为主，锋面雾和辐射雾次之。
- 雾区分布：自渤海到北部湾基本呈带状分布。
- 地理分布：南少北多，南窄北宽。
- 季节变化：南早北晚，多从春到夏由南向北推进。

我国近海三个相对多雾区

1. 山东半岛南部成山头到石岛一带，年雾日超过80天，最多95天，曾发生连续雾日达27天，有“雾窟”之称。
2. 闽浙沿岸到长江口一带，年雾日平均50~60天。
3. 琼州海峡到北部湾一带，年雾日平均20~30天。在渤海和台湾海峡东部雾较少，南海南部几乎没有雾。

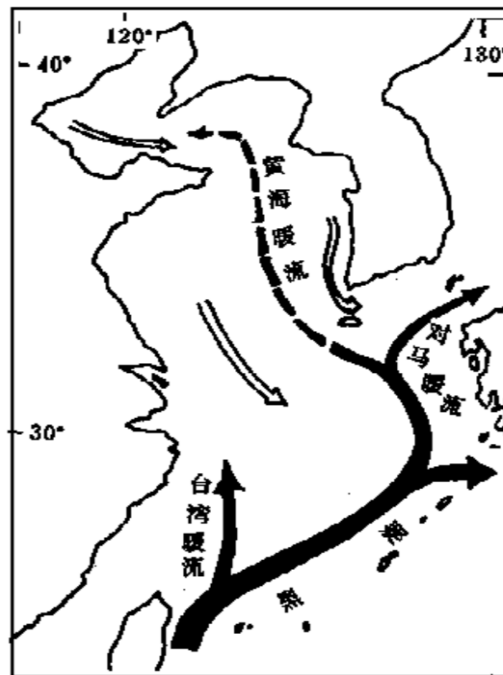
我国近海雾的成因

- 成因：主要与我国沿海的两支海流有关。
- **黑潮暖流**：世界著名暖流之一。由北赤道流在菲律宾以东向北，到台湾岛东南转向东北，分出一支称台湾暖流。在日本西南分出两支，一支流向日本海，称对马暖流。一支流向黄海，绕过老铁山到渤海，称黄海暖流。

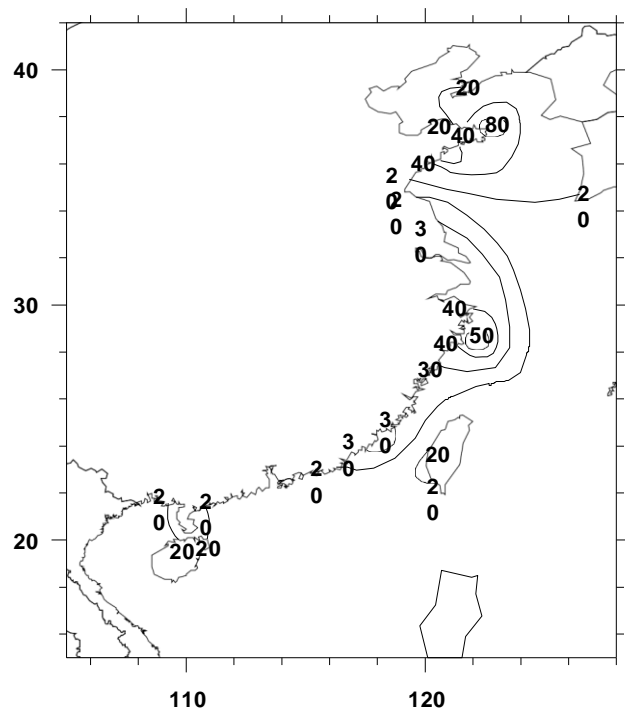


我国近海雾的成因

- **沿岸冷流**：大陆江河入海径流，包括辽南沿岸流、辽东沿岸流、渤海沿岸流、苏北沿岸流和闽浙沿岸流等夏季弱小仅在渤海湾，冬季强盛时达南海沿岸



我国近岸年雾日频数（天/年）



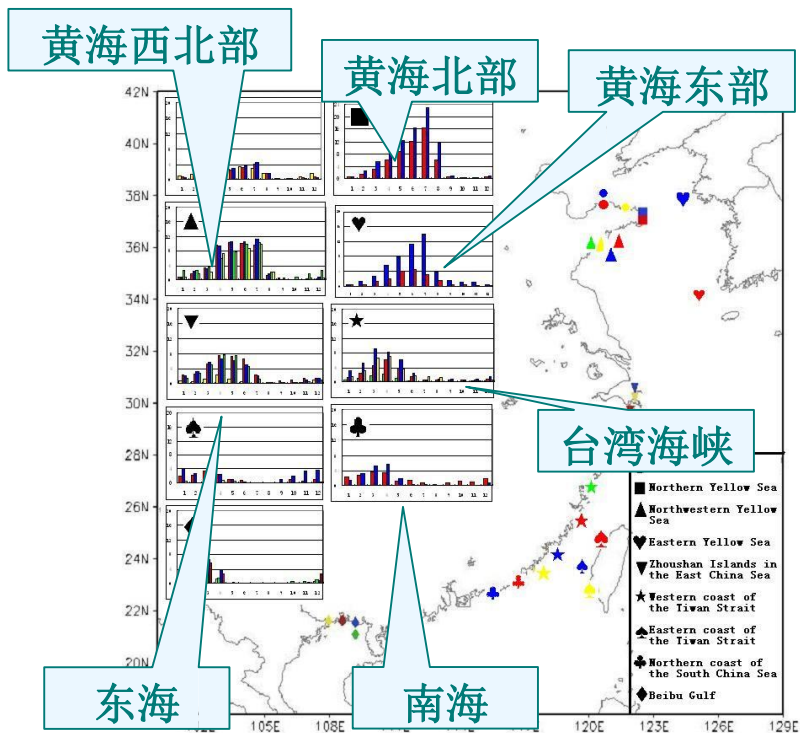
张苏平、鲍献文(2008)

我国多雾海区：
黄海、东海

我国近海逐月雾日数

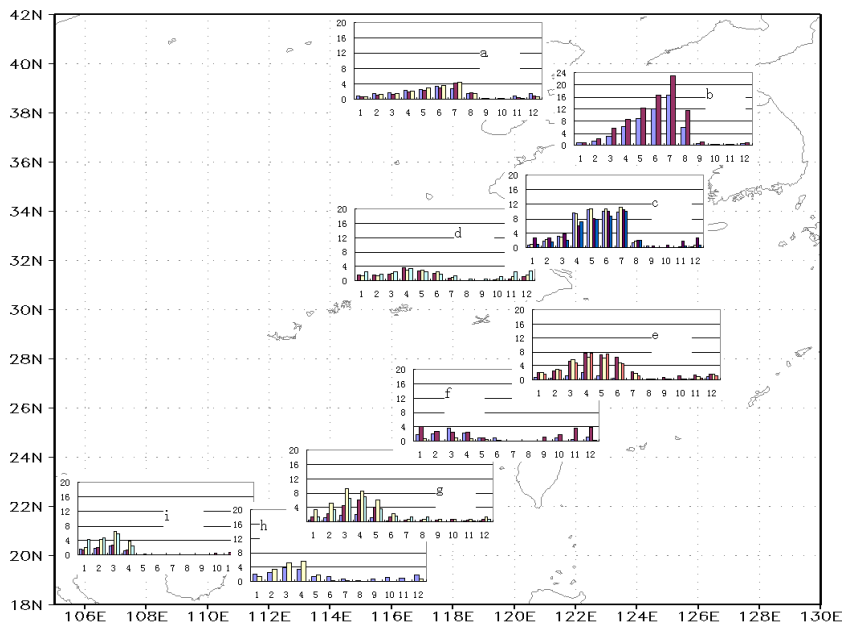
中国近海海域海雾频发

黄海雾区：整个海域有雾。成山头多雾中心。雾季4-7月黄海北部和朝鲜西部沿岸8月仍然有雾。
江苏沿岸的连云港及其外海少雾。
渤海：渤海湾内只有辽东半岛和山东半岛沿岸有雾，但远远不象黄海沿岸雾日之多雾性之浓。从莱州湾以北到秦皇岛的广大海区不大出现海雾。



海雾的季节变化

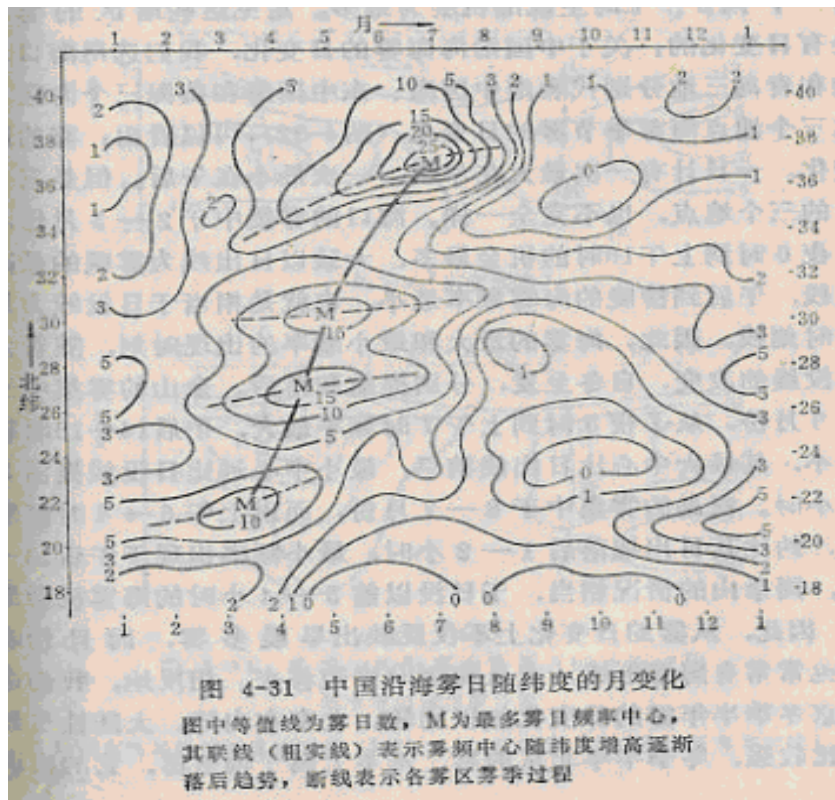
雾期自南向北后延(不包括渤海)



- 南早北晚，从春至夏由南向北推延：南海北部沿岸出现最早，始于1月，2~3月最盛；东海：4~6月最盛；黄海：6~7月最盛。8月我国整个沿海的雾骤然减少。
- 我国近岸逐月雾日数（天/月）。a渤海（烟台、蓬莱、长岛）b黄海北部（石岛、成山头）c黄海中西部（千里岩、潮连岛、青岛、小麦岛）d江苏沿海（连云港、西连岛、燕尾港）e浙江沿海（定海、石浦、嵊泗、坎门）f台湾海峡东岸和澎湖列岛（新竹、台南、马公）g福建沿海（霞浦、平潭、厦门、东山）h粤东沿海（汕头、遮浪屿）i广西沿海（东兴、北海、涠洲岛、防城港）

海雾的季节变化

- 中国沿海的海雾，1月从南海的琼州海峡开始，然后而东海，黄海逐渐北移，最后于黄海最北部的辽东半岛沿岸而告终。



和水汽量的改变为主。试以 f 表示空气相对湿度， T 为温度， e 为水汽压， e_s 为相当于温度 T 的饱和水汽压。

因
$$f = \frac{e}{e_s} \quad (1-1)$$

则
$$\frac{df}{f} = \frac{de}{e} - \frac{de_s}{e_s}$$

令 L 为蒸发潜热， A 为功热当量， R_w 为水汽的比气体常数，代入克劳修斯——克拉拍龙 (Clausius-Clapeyron) 方程。

$$\frac{de_s}{e_s} = \frac{L}{AR_w} \frac{dT}{T^2}$$

使得
$$\frac{df}{f} = \frac{de}{e} - \frac{L}{AR_w T} \frac{dT}{T} \quad (1-2)$$

当 $T = 273^\circ\text{K}$ 时， $\frac{L}{AR_w T} \approx 19.5$ ，则 (1-2) 式为

$$\frac{df}{f} = \frac{de}{e} - 19.5 \frac{dT}{T} \quad (1-3)$$

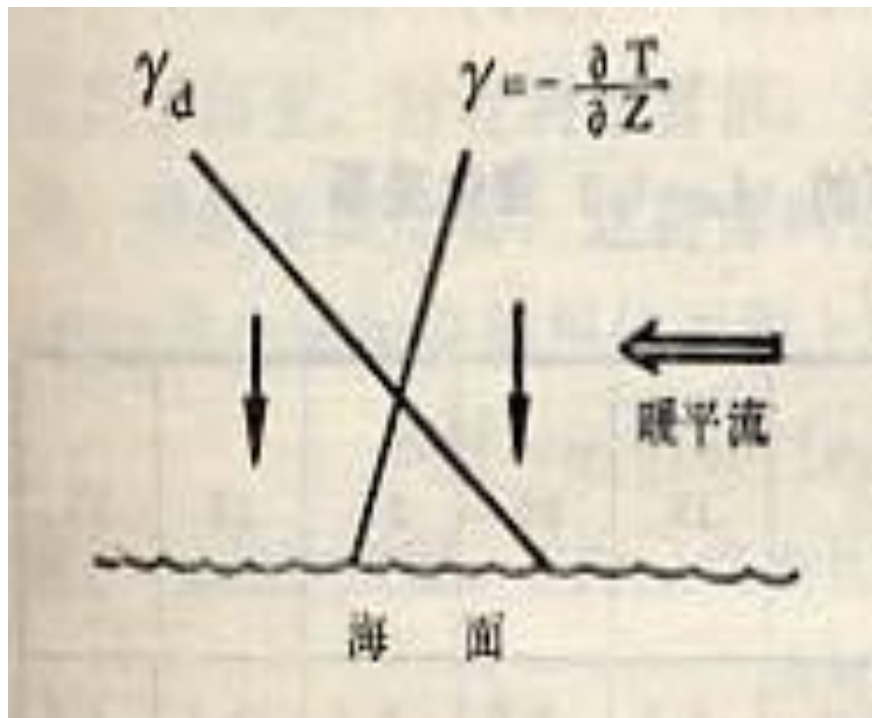
(1-3) 式表示增高空气相对湿度 f 以达到饱和状态，便须通过

饱和如何达到？

1-3 式表明增大空气相对湿度 df 以达到饱和，要通过两个途径：增加水汽压 de ，和降低温度 dt 。



平流冷却(平流雾)



- 暖空气平流到冷的下垫面上，与停留在下垫面上的冷空气发生水平混合而降低温度。

水平混合：等压混合过程

1. 水平混合过程

绝热等压——等焓

$$\Delta H = m_1 \Delta h_1 + m_2 \Delta h_2 = 0$$

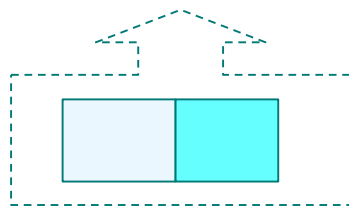
↑ 代入

$$\Delta h_1 = C_{p1} (T - T_1)$$

T 为终温

$$\Delta h_2 = C_{p2} (T - T_2)$$

$$C_{pi} = C_{pd} (1 + 0.86q_i), i = 1, 2$$



$$e \approx \frac{m_1 e_1 + m_2 e_2}{m}$$

$$T = \frac{(m_1 T_1 + m_2 T_2) + 0.86(m_1 q_1 T_1 + m_2 q_2 T_2)}{m(1 + 0.86q)}$$



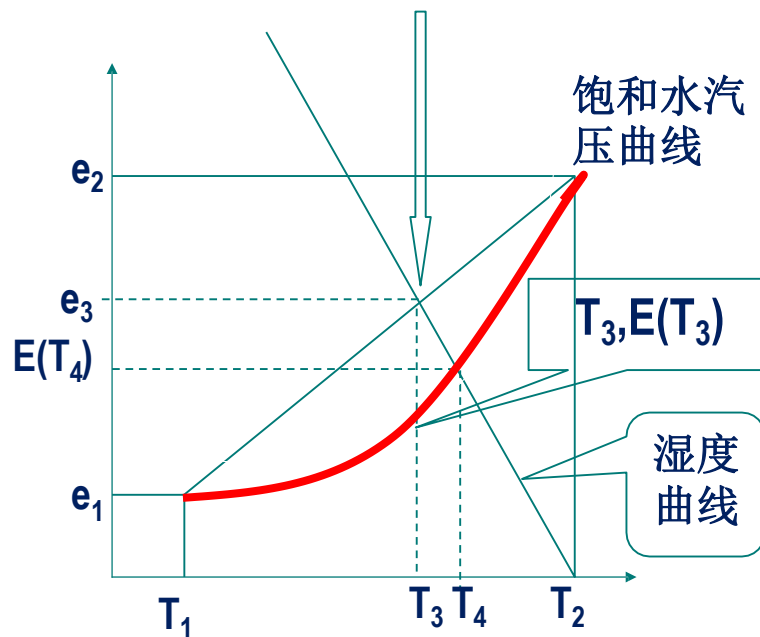
混合雾

有凝结时的水平混合过程：

气块凝结放出潜热并加热气块，使饱和水汽压升高，凝结量减少，最终达到平衡

$(T_4, E(T_4))$ ，成为含液态水的饱和气块。这是水平混合过程形成云或雾的原因。

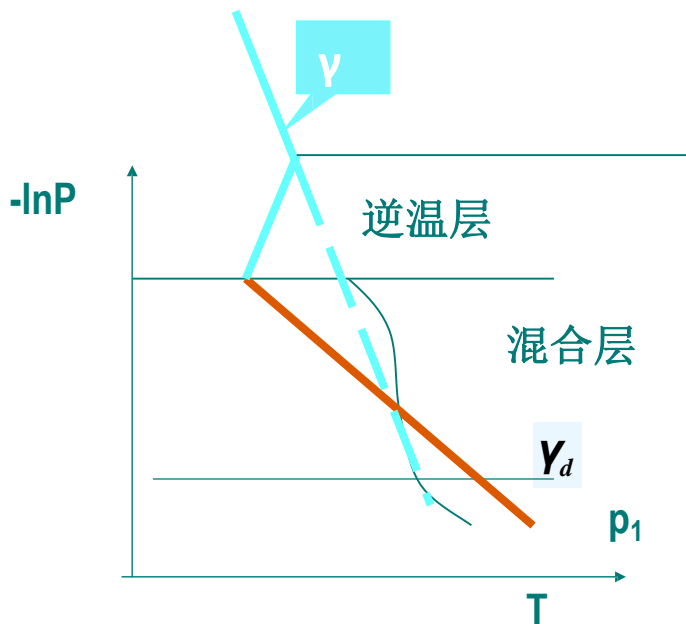
因 $e_3 > E(T_3)$ ， (T_3, e_3) 点为过饱和状态



有凝结时的水平混合过程

大气层结（伴随云雾生成）

大气混合层上往往有逆温层（例如夜晚地面迅速降温，使得近地层大气温度降低）



海面水汽由于湍流运动不断向上输送，逆温层下形成高湿气层，由于逆温层的阻挡，水汽不断累积，最后在逆温层下过饱和，凝结形成海雾。

中国海雾

- 中国邻海海区海雾季节出现在海上的雾主要是平流冷却雾、混合雾和锋面雾。
- 辐射雾难见于海上，纵海岸地区可以出现，但在海雾季节机会亦少。
- 南中国海冬季固然有可能生成蒸汽雾，但实际观测资料很少发现南中国海有大片雾区。
- 海雾季节出现在中国邻海海区的海雾是以平流冷却雾和混合雾为主, 另外还有锋面雾。

海雾的比例各海区不同。以青岛为例：

表4-9 青岛海雾季节海雾与锋面雾的频率
(1961—65年4—7月)

月 份	4		5		6		7		4—7	
	海雾	锋面雾	海雾	锋面雾	海雾	锋面雾	海雾	锋面雾	海雾	锋面雾
雾次数	31	17	26	10	41	10	44	20	142	57
频率(%)	64.6	35.4	72.3	27.8	80.4	19.6	68.8	31.2	70.9	29.1

在199次雾中，锋面雾57次（29.1%），平流海雾142次（70.9%）

影响海雾生成的因素

- 海上或海岸地区的低云（主要是层云或层积云）比陆上多，高度也低。有的高度只有100–200m。
- 空气扰动弱时，低云降而成雾，扰动强时，雾也可以升为低云。
- 根据中国邻海各月冷暖气流和海流的进退消长，以及海气温差、海表水温极值，采取 $t_a - t_w = -0.1 \sim 3.0^\circ\text{C}$ ， $t_w \leq 25^\circ\text{C}$ （不是温差越大越容易生成雾）
- 中国沿海各地各月最大水汽压 a_M ，与该地同期平均水温所相当的饱和水汽压 a_m 的差： $a_M - a_m > 0$ 为成雾条件。

雾的消散

- 雾消散的原因，一是由于下垫面的增温，雾滴蒸发；二是风速增大，将雾吹散或抬升成云；再有就是湍流混合，水汽上传，热量下递，近地层雾滴蒸发。雾的持续时间长短，主要和当地气候干湿有关：一般来说，干旱地区多短雾，多在1小时以内消散，潮湿地区则以长雾最多见，可持续6小时左右。

第三节 海浪(Ocean Wave)

一、什么是海浪？

- 由风引起的小尺度波动
- 运动局限于海洋表面

如何描述
海浪？

水质点作周期性运动
运动状态在空间传播，
而非介质本身的传播
成群出现

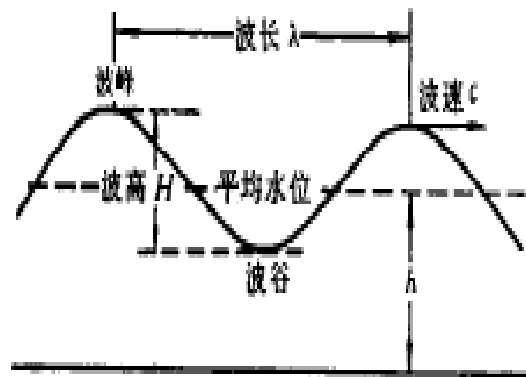


海浪

- 海浪与海流都是海水运动的重要形式，对船舶航行有很大的影响。
- 海浪按其形成原因分为：风浪、涌浪、近岸浪、内波、潮汐波、海啸、风暴潮。
- 按水深相对波长大小分为：深水波、浅水波。
- 波形传播：前进波、驻波
- 发生位置：表面波、内波、边缘波
- 动力机制：开尔文波、罗斯贝波

海浪要素

- 波峰：波面的最高点；
- 波谷：波面的最低点；
- 波高 H ：相邻的波峰与波谷间的垂直距离；
- 波长 λ ：相邻的两个波峰（或波谷）间的水平距离，单位：米；
- 波陡 δ ：波高与波长之比，它是表示波形陡峭的量；
- 波幅 a ：波高的一半称为波幅；
- 周期 T ：两相邻的波峰（或波谷）相继通过一固定点所需时间，单位为秒；
- 波速 c ：波形传播的速度，即波峰（或波谷）在单位时间内的水平位移；
- 波峰线：沿垂直于波浪传播方向通过波峰的线叫波峰线；
- 波向线：垂直于波峰线的线叫波向线；
- 波长、波速、周期三者关系： $\lambda = cT$



波浪运动

波浪是一种表面波，其波形与摆线波相似。波浪在进行时，水分子以波高的一半为半径，作圆周运动，如前所云，水分子仅作上下之圆周运动，并不向前推进，向前方推进者，只有波形而已。

下图为摆线波之进行与水分子作圆周运动情形

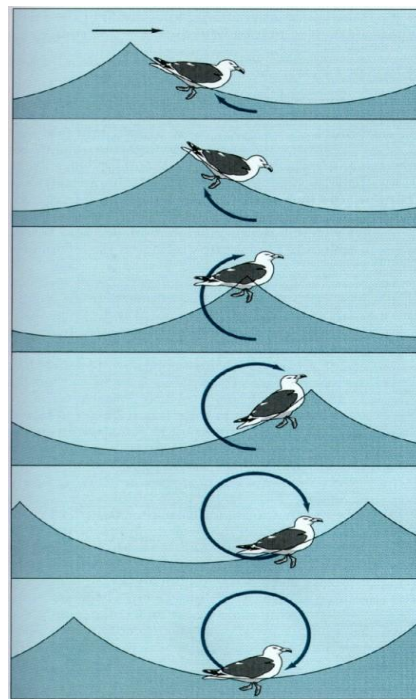
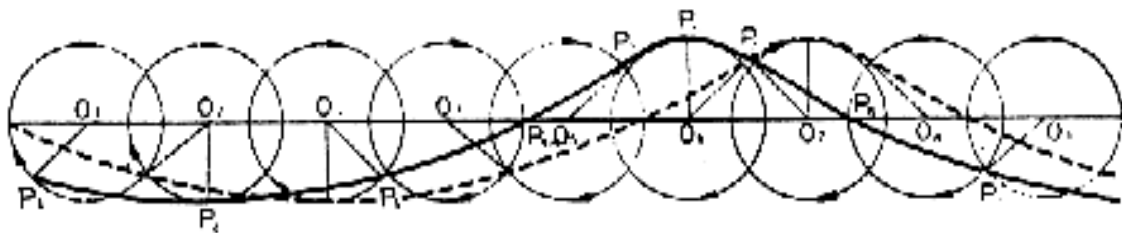
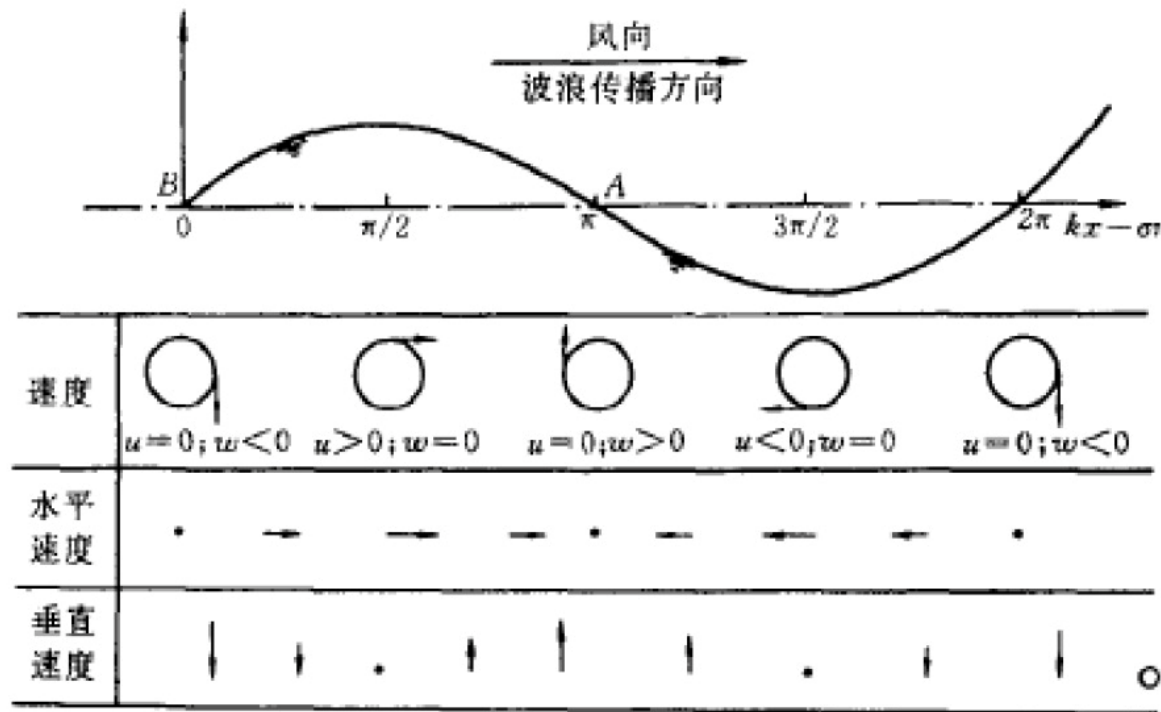


Figure 10.2 A floating sea gull demonstrates that wave forms travel but the water itself does not. In this sequence, a wave moves from left to right as the gull (and the water in which it is resting) rotates in an imaginary circle, moving slightly to the left up the front of an approaching wave, then to the crest, then sliding to the right down the back of the wave.

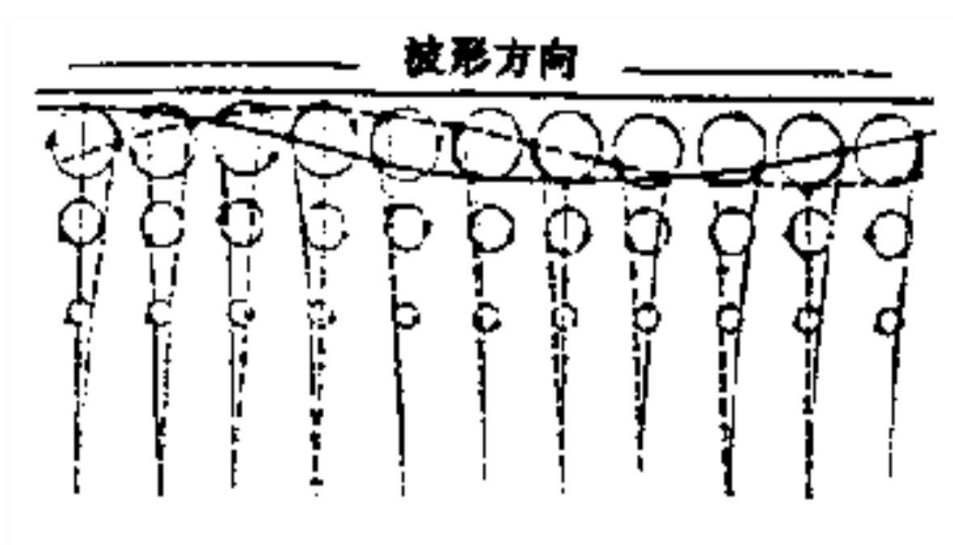
水质点的水平流速和垂直流速分布



水质点的运动与波形传播的关系

理论上证明：

深水波中海面上水质点运动的轨迹是以波高为直径的圆，在海面以下其直径以指数形式迅速减小。



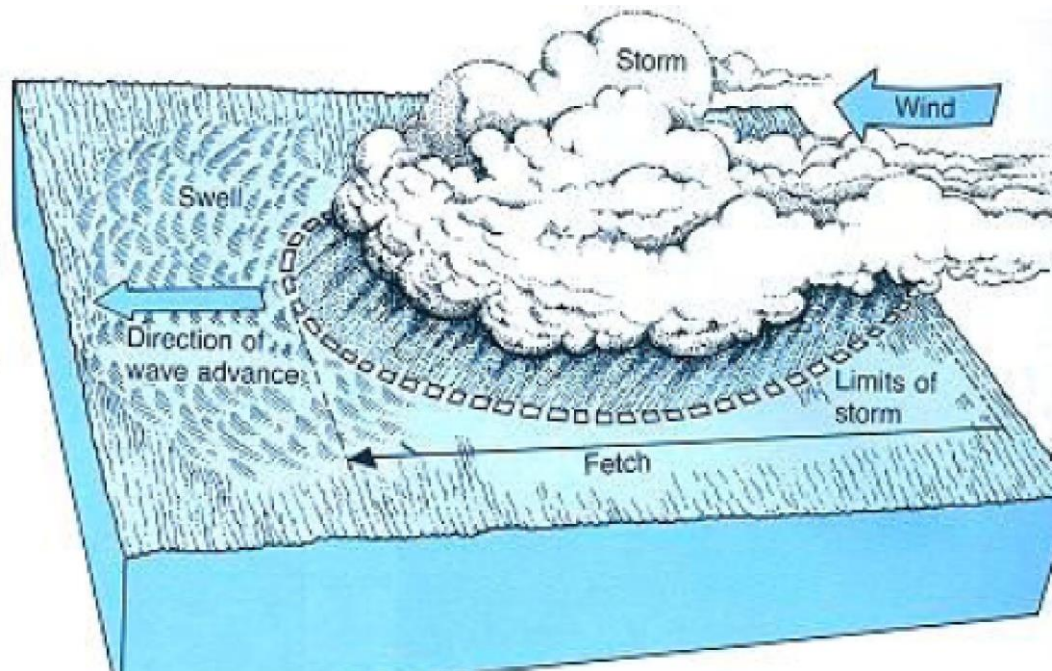
海浪的基本特征

- **周期**: 零点几秒~30秒
- **波长**: 几十厘米~几百米
- **波高**: 几厘米~20米, 30米以上罕见
 - 1933年, 在北太平洋, 美国海军目测到波高**34米 (39.2米)**的大浪;
 - 1956年, 在印度洋, 苏联调查船‘鄂毕号’使用**立体照相测量**测得最大波高为**24.9米**的大浪
 - 1986年, 在我国东海, 使用海洋资料**浮标**测得**18.2米**的最大波高
- **原动力**: 风
- **恢复力**: 重力

波浪的波长和周期主要由什么决定?

常见的海浪现象

- 风浪和涌浪
- 驻波
- 波群
- 波浪的折射
- 波浪的绕射



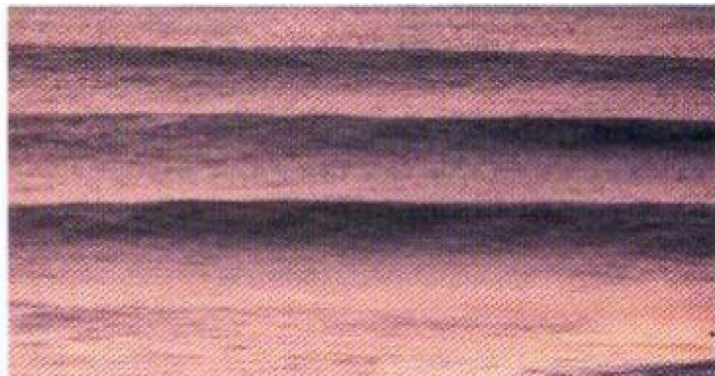
常见的海浪现象



风浪

周期：0.2~10秒

波长：几十厘米~几米



涌浪

周期：10~30秒

波长：几米~几百米

风浪(Wind Wave)

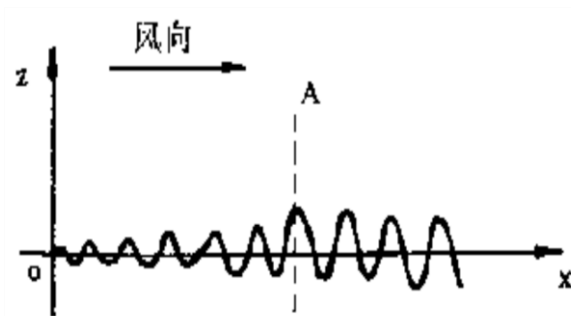
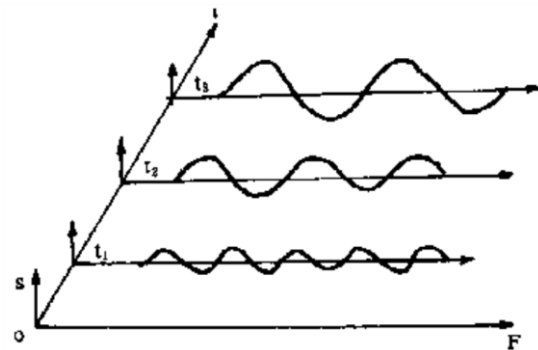
风浪：由风直接作用引起的水面波动，称为风浪。风浪特征，周期较短，波面不规则，波长短。波向与风向一致，波高取决于**风力、风区、风时**。

风浪成长与风速，风时和风区的关系：

1. **风速**：一般风速越大产生的风浪也越大。这只适用于风时和风区不受限制时。
2. **风时**：同一方向的风连续作用的时间。一般对水面持续作用的时间越长，海水所获得的动能越大，风浪也越大。
3. **风区**：指风在海上吹过的距离。风区的大小对风浪的成长起着不可忽视的作用，若风区长度不够，风浪也不能充分发展。

风浪的状态

- **过渡状态**：风吹到大洋上，风浪随着时间的增长而**增大**。风浪的成长取决于风时长短。
- **定常状态**：指**恒定**的风长时间吹在**有限**的水域上，使海面各点的风浪要素趋于**稳定**。



风浪的状态

- 风浪充分成长状态：风速越大，风时越长，风浪就越发展。但风浪的发展不是无限的，当波陡接近 $1/7$ 时，波浪开始破碎。这是因为风传给风浪的能量一部分用于增大波高，一部分消耗于涡动摩擦，当风传给风浪的能量与涡动摩擦消耗的能量相平衡时，风浪不再继续增大，即风浪达到极限状态，这种状态称为风浪充分成长。
- 风浪成长主要与风速、风区和风时有关。另外还受水深及海域特征等因素影响。

涌浪(Swell)

- **涌浪**:涌浪是指风浪离开风区后传到远处, 或风区里的风停息后所遗留下的波浪。
- 涌浪又称长波, 其波形规则, 波面光滑, 波速较快, 波长和周期较大, 波陡小。
- **波速公式:** $C=1.56T$
- 涌浪传播过程中, 在波高衰减的同时, 波长和周期增大, 波速加快, 比风暴的移速快很多, 可以作风暴来临的先兆, 亦称先行波。



涌浪(Swell)



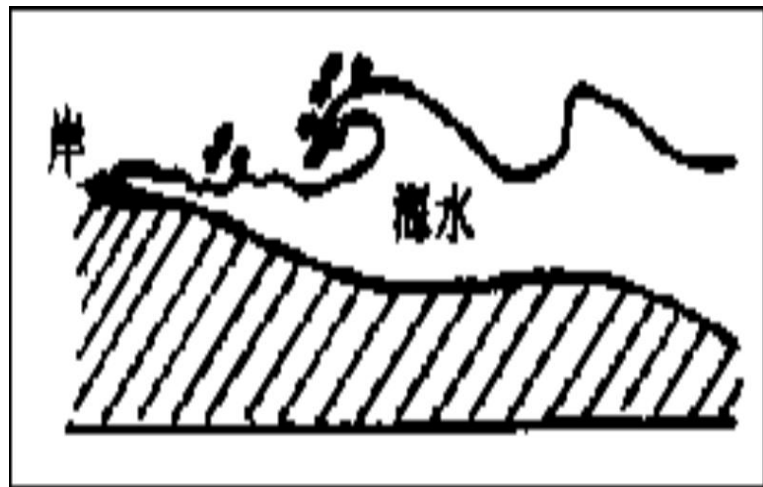
普通涌浪



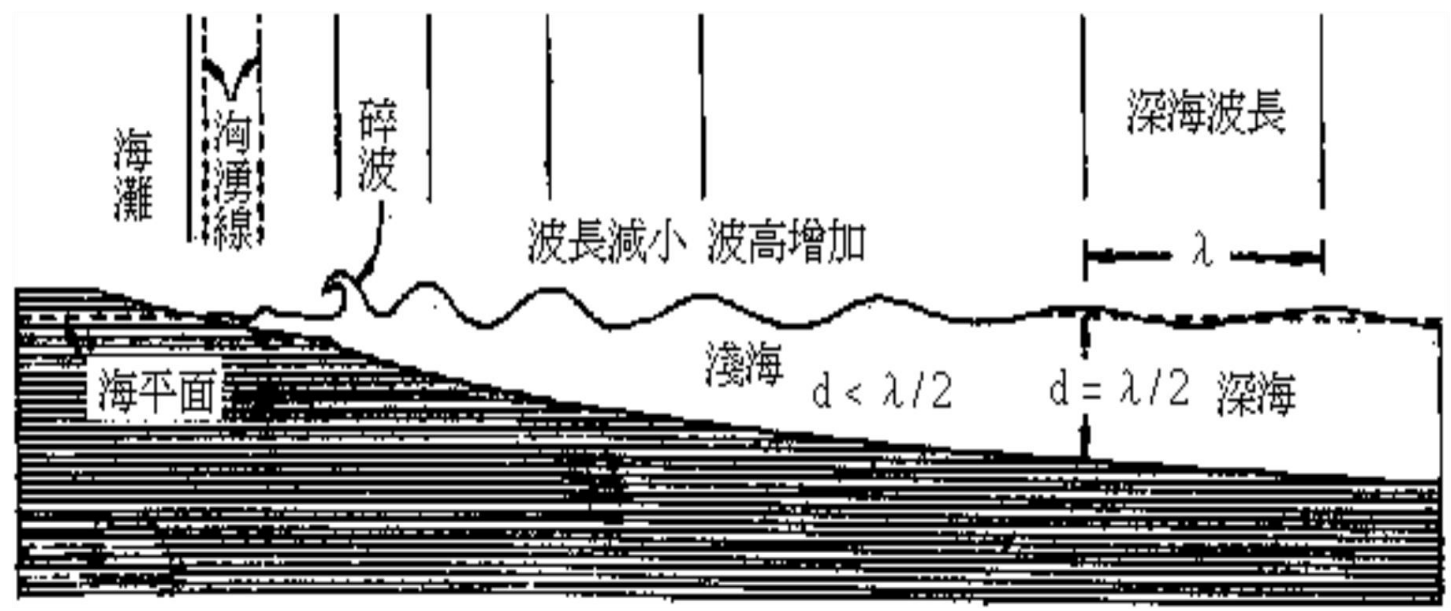
大风浪

近岸浪(Coastal Wave)

- **近岸浪**：当波浪传到沿岸浅水区，波长变短，波高增大，水质点运动的速度不等，在波谷处，由于水浅，水质点受海底摩擦影响，其速度慢于波峰处水质点的速度，使波峰超过波谷，波形前侧变得陡峭突出，后侧变得平缓，从而使波浪发生倒卷和破碎。

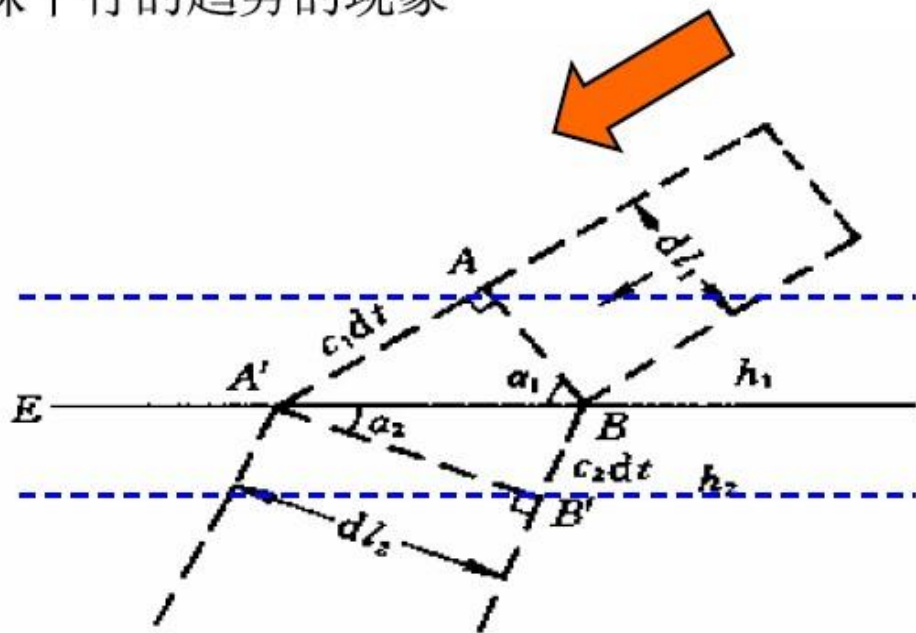


深海波与浅海波之纵断面



波浪的折射

- 波浪传入近岸后，波向发生弯曲，波峰线有逐渐和水深平行的趋势的现象



波浪的折射

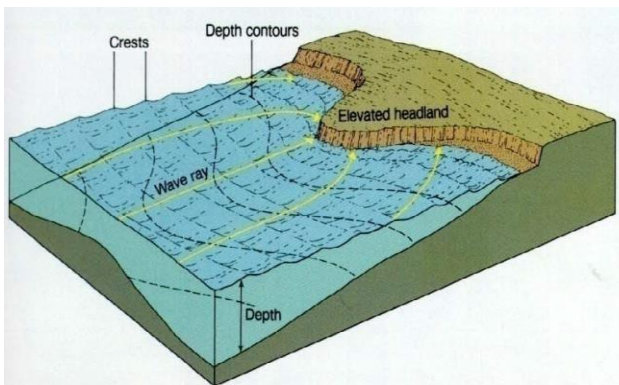


Figure 9.12

Waves refracted over a shallow submerged ridge focus their energy on the headland. The converging wave rays show the wave energy being crowded into a smaller volume of water, increasing the energy per unit length of wave crest as the height of the wave increases.

也就是波向线与等深线逐渐垂直的趋势。

- 海底凸出的海岬处，波向线辐聚，出现大浪；
- 而在凹进的海湾处，波向线辐散，波浪较小。

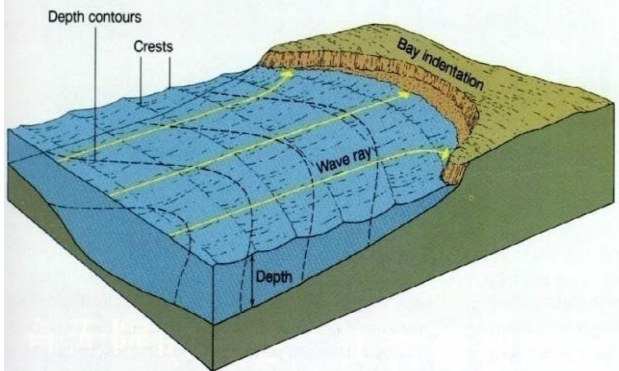


Figure 9.13

Waves refracted by the shallow depths on each side of the bay deliver lower levels of energy inside the bay. The diverging wave rays show the energy being spread over a larger volume of water, decreasing the energy per unit length of wave crest as the wave height decreases.

波动的海洋平衡背景

- 静力平衡
- 地转平衡
- 静力平衡被破坏
发生静力适应过程，产生重力波
- 地转平衡被破坏
发生地转适应过程，产生惯性重力波
- 球面地转平衡被破坏
发生涡度调整过程，产生罗斯贝波

静力适应过程

- 扰动导致静力平衡被破坏，恢复到静力平衡的过程称为静力适应过程。
- 静力适应过程产生重力波
- 如果流体是可压缩的，静力适应过程产生声波。

深水波和浅水波

- ❖ 深水波：波长远小于海深的波 ($\frac{\lambda}{h} \leq 4$)

$$c = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}} \quad c \approx 1.5T$$

波速与波长和周期有关，与水深无关。

- ❖ 浅水波：波长远大于海深的波 ($\frac{\lambda}{h} \geq 20$)

$$c = \sqrt{gh}$$

波速取决水深，与波长和周期无关

重力波的两理论

- **波动理论**
 - 将海浪考虑为重力波，主要用来解释波的传播、绕射、反射、干涉等现象。
- **统计理论**
 - 将海浪考虑为随机运动，主要用来获取统计参数：功率谱、平均周期、平均波长、平均波高、最大波高统计、波高的方向谱、涌浪群，有重要的工程应用价值。
- 对于**短波**，统计理论应用更为普遍；
对于**长波**，波动理论应用更为普遍。

重力波动力方程

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y}$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + h \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0$$

$$\frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} - gh \left(\frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \zeta}{\partial y^2} \right) = 0$$

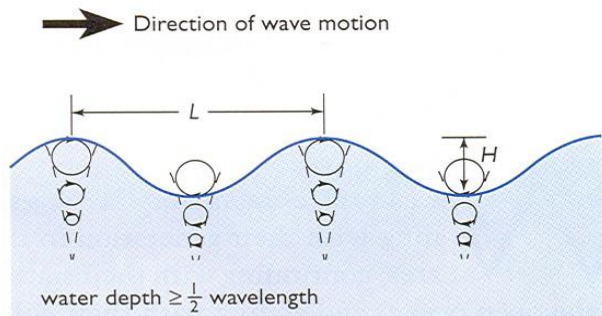
解: $e^{i(kx - \omega t)}$

$$\omega^2 = ghk^2$$

- 深水重力波不考虑地转和摩擦的影响
- 深水重力波不发生频散，不同频率的波速度一致
- 深水波是不频散的，浅水波是频散的主要看 ω 和 k 的关系，
正比的话就是非频散的

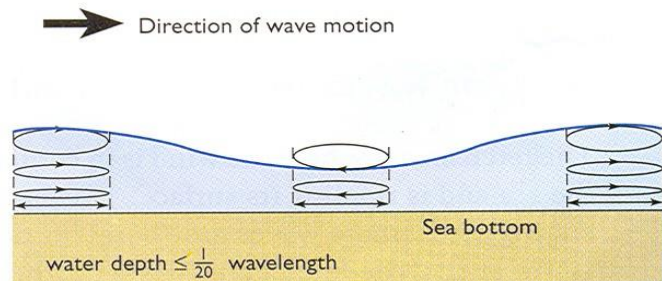


深水波浪和浅水波浪的差别



(a) DEEP-WATER WAVE

- 深水波浪水质点的轨迹是圆，随深度增加圆变小。
- 浅水波浪水质点的轨迹是椭圆，随深度增加椭圆变扁。



(b) SHALLOW-WATER WAVE

随机过程 $\{X(t), t \in (-\infty, +\infty)\}$

平稳随机过程

平稳随机过程的特点：过程的统计特征不随时间变化。

实际海浪可视为无数正弦波动的叠加。

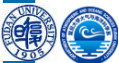
在较短时间内，海浪过程为准平衡过程。

波高的测算

- **平均波高**: $H_p = (H_1 + H_2 + H_3 + \dots + H_n) / n$

其中 n 为观测到的波的总个数, H_1, H_2, \dots, H_n 为各实测波的波高。

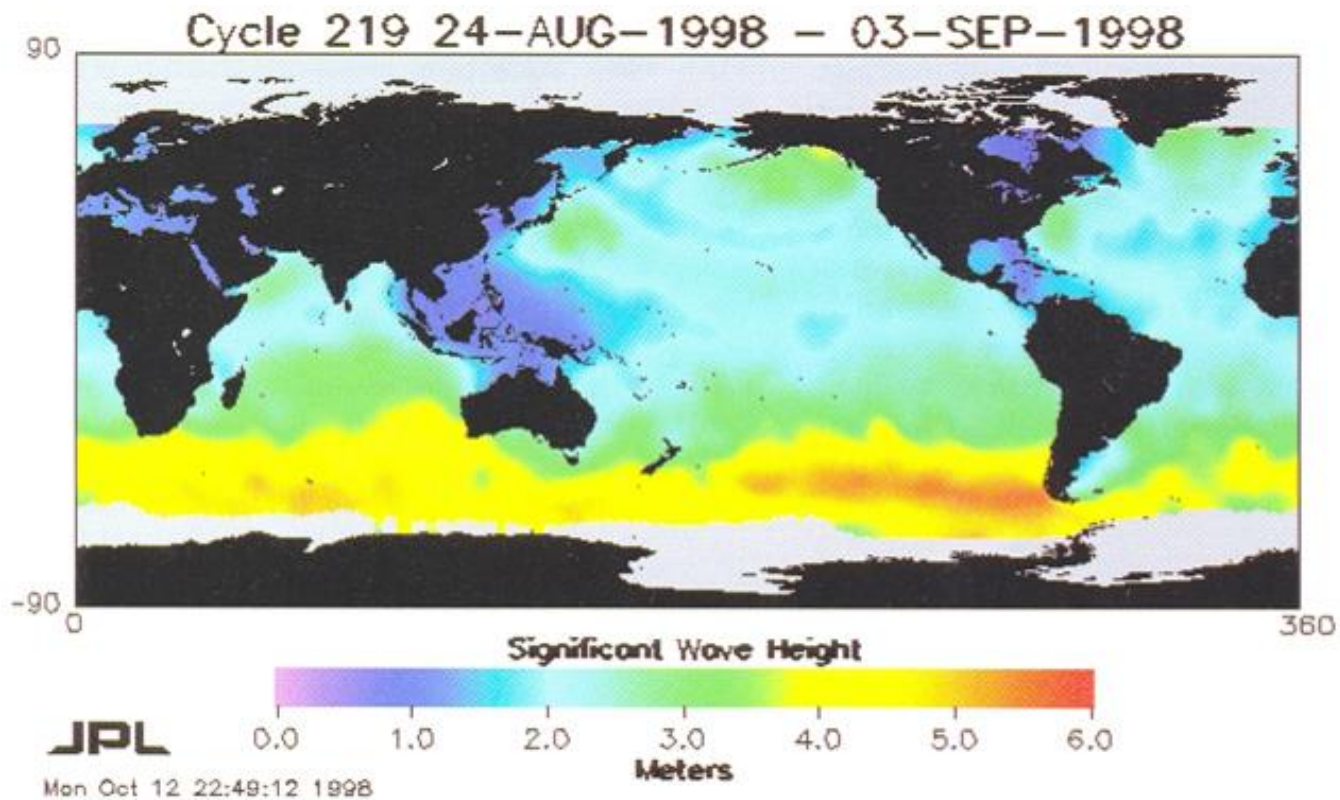
- **部分大波的平均波高**: 将观测到的波高按大小排列起来, 取最高的一部分波的波高计算平均值, 称为大波的平均波高。一般计算 $H_{1/100}, H_{1/10}, H_{1/3}$, 它们的意义是, 若观测1000个波, 则分别代表其中最高的10, 100, 333个波的平均波高 (有效波高)。
- $H_{1/3}$: 称为**有效波高**。是波浪预报的一个重要指标。



流波效应和海气温差对波浪的影响

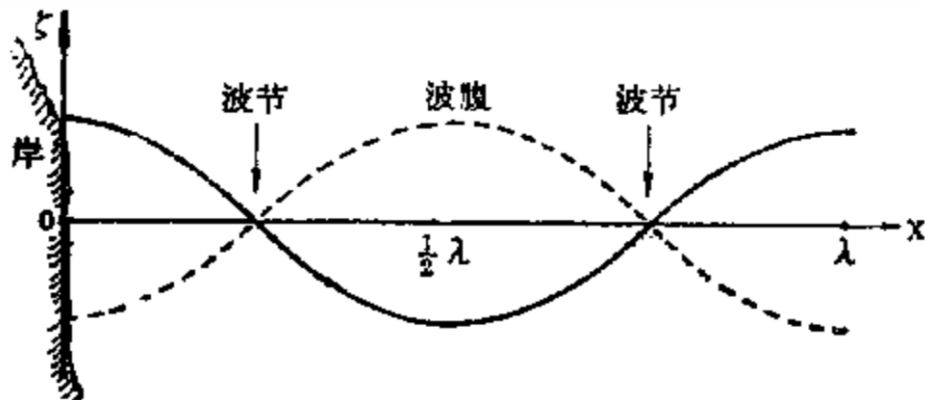
- **流波效应**: 波浪与海流成一定角度时, 海流会影响波浪的波高、波速和传播方向等。当波浪与海流相向或接近于相向时, 波高会增大20~30% (流速为2~3kn, 风速为10~15m/s)。如黑潮流域上冬季风形成的波浪常增大。
- **海气温差**: 在风速相等的情况下, 气温低于海温时的波高比海气温度相等时的大。据统计, 气温比海温每低1°C, 波高增大约5%。气温比海温每低10°C, 波高增大约50%。在冬季西北太平洋中高纬海域, 强盛的锋面气旋, 气温低于海温, 加之流波效应, 有时出现比预料高2-3倍的异常大浪, 是海事多发的海域。

观测的波高



驻波

由两列波向相反的正弦波叠加，可以得到一种波形不向前传播的波，波面只在原地振动，称为**驻波**（standing wave）。海滨峭壁处常出现驻波，台风眼区的“金字塔浪”就是驻波。波腹处的水质点只作垂直运动，波节处的水质点只做水平运动。



驻波

两列振幅、周期、波长相等，传播方向相反的正弦波叠加。

$$\zeta_1 = a \sin(kx - \sigma t) \text{ 和 } \zeta_2 = a \sin(kx + \sigma t)$$

$$\zeta = \zeta_1 + \zeta_2 \text{ 则: } \zeta = 2a \cos \sigma t \bullet \sin kx$$

波腹：波面具有最大的升降；

波节：无升降；波形不传播，故称驻波。

水质点运动速度：

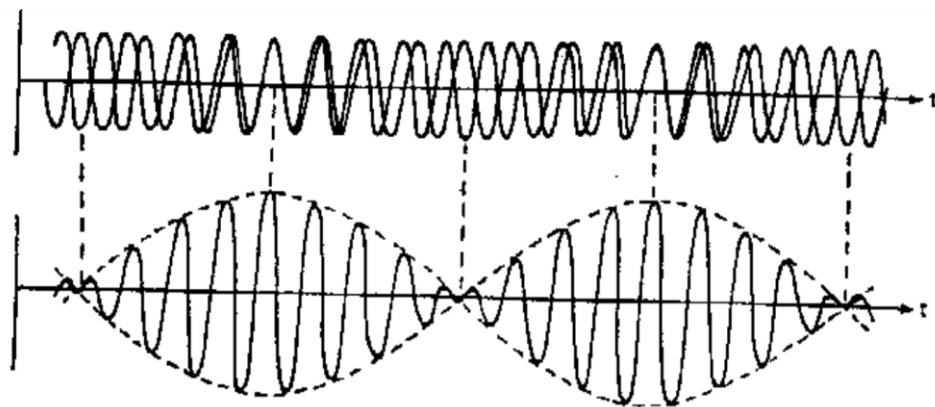
$$|\zeta| \text{ 达最大值 } u = w = 0 \quad \zeta = 0 \text{ 时, } u, w \text{ 达最大}$$

波节处只有水质点的水平运动分量 u ，波腹处只有铅直分量 w ；



群波

海洋中的波浪常以“群”的形式出现，通常称为群波(Group of Waves)。设两列波向、振幅相同，波长和周期稍有差别的正弦波相互叠加，叠加以后的合成波形如下图。



波群



波列成群向外传播, 波动叠加后, 在某一固定点观测点, 波动振幅由小到大, 又由大到小, 形成群集分布

波的叠加

两列周期、波长相近，传播方向相同的正弦波叠加。

$$\zeta_1 = a \sin(kx - \sigma t) \text{ 和 } \zeta_2 = a \sin(k'x - \sigma' t)$$
$$\zeta = \zeta_1 + \zeta_2 \text{ 则:}$$

$$\zeta = 2a \cos\left[\frac{k - k'}{2}x - \frac{\sigma - \sigma'}{2}t\right] \cdot \sin\left[\frac{k + k'}{2}x - \frac{\sigma + \sigma'}{2}t\right]$$

合成后波动的振幅

$$A = 2a \cos\left[\frac{k - k'}{2}x - \frac{\sigma - \sigma'}{2}t\right]$$

波速

$$c = \frac{\sigma + \sigma'}{k + k'} \approx \frac{\sigma}{k}$$

振幅变化的速度：群速

$$c_g = \frac{\sigma - \sigma'}{k - k'} \approx \frac{d\sigma}{dk}$$



惯性重力波

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y}$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + h \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0$$

$$\frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} + \left(f^2 - gh \left(\frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \zeta}{\partial y^2} \right) \right) \zeta = 0$$

解: $e^{i(kx - \omega t)}$

$$\omega^2 = f^2 + ghk^2$$

- 惯性重力波考虑了地转的作用
- 惯性重力波是频散的，一般的惯性重力波会很快消散。
- 当波长远小于Rossby变形半径，将科氏力定义为常数，即所谓的f平面近似。



两种特殊的惯性重力波

开尔文波

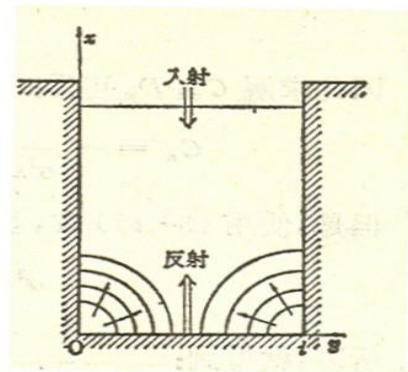
- 在狭长海峡中传播的惯性重力波（u方向传播）
- 在v=0的假定下，开尔文波以重力波速传播
- 海峡内的水位在传播方向右方升高。

邦加莱波

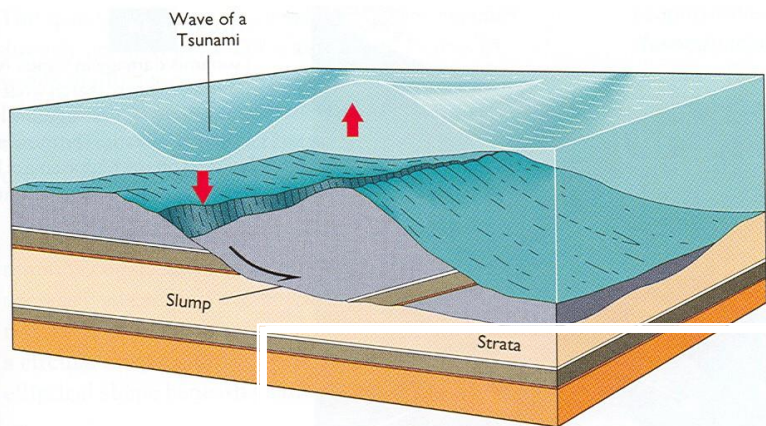
$$\frac{\partial^2 \zeta}{\partial y^2} + \left(\frac{\omega^2 - f^2}{gh} - k^2 \right) \zeta = 0$$

$$\omega^2 = f^2 + gh(k^2 + n\pi / 2L)$$

- 在入射重力波在海峡内反射时发生邦加莱波



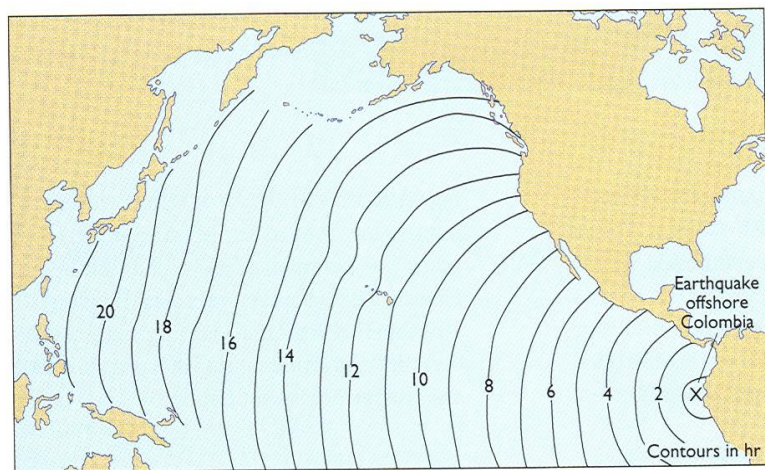
海啸引起的重力波



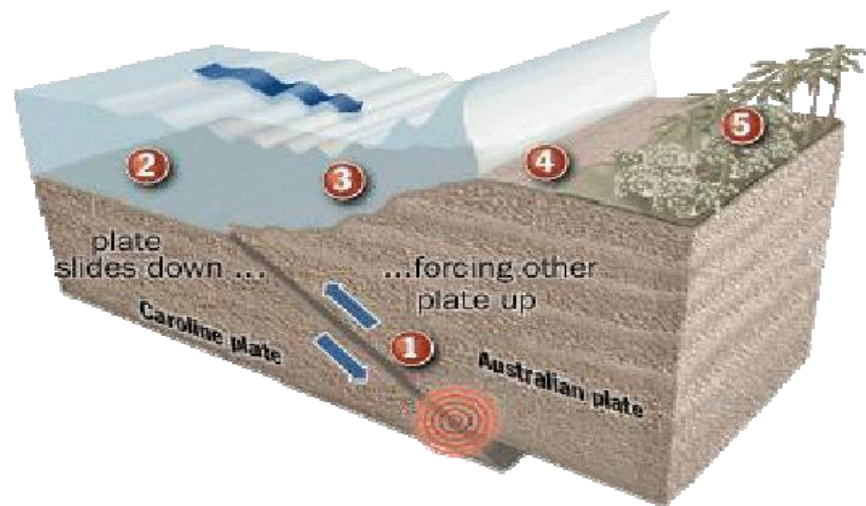
- 海啸是海底地震、海底山崩或海底火山喷发等强海底扰动冲击海水形成的海洋重力长波。
- 地震活动是海啸最主要的原因。地震发生时，海地板块变形，造成海水移位，形成强烈的扰动，诱发海啸波。海啸波的波长范围很广，从100米-200千米，周期在4分钟以上。海啸的传播速度可达每小时500-1000千米，几乎与喷气式飞机的速度相当，而且可以长距离传播。

海啸引起的重力波

海啸的远距离传播



海啸在浅海增强



灾难性海啸

- 对人类威胁最大的海啸是来自地球外部的小行星。如果小行星撞到海洋中，将激发强大的海啸波，冲击到大陆内部。

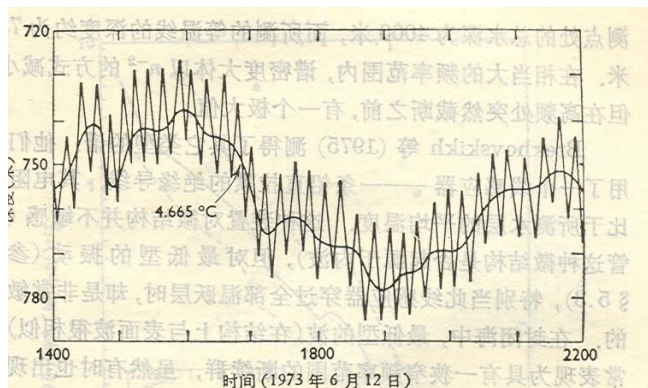


内重力波

- 内波是发生在海水内部的波动现象。早在1893年，挪威海洋学家南森在考察北冰洋时就发现，当在密度大的海水之上覆盖着融冰产生的密度较小的海水时，船航行的速度明显降低，主要是由于船的很多能量没有被用来驱动船只航行，而是在海水内部被消耗掉。消耗船发动机能量的就是产生在密度不连续面上的内波，发动机的能量转化为内波的能量传向远方。
- 由于海洋波动的能量与振幅的平方成正比，内波的振幅比表面波的振幅可以大1-2个数量级，因此内波的能量比表面波大几倍。因此，内波比表面波有更强的破坏力。发生在海洋中的内波对潜水艇是非常危险的，内波的共振可以使潜水艇折断。陆架海的强内波对海上石油井架也构成严重的危害，我国南海油田曾经发生过石油平台钢缆折断的严重事故。

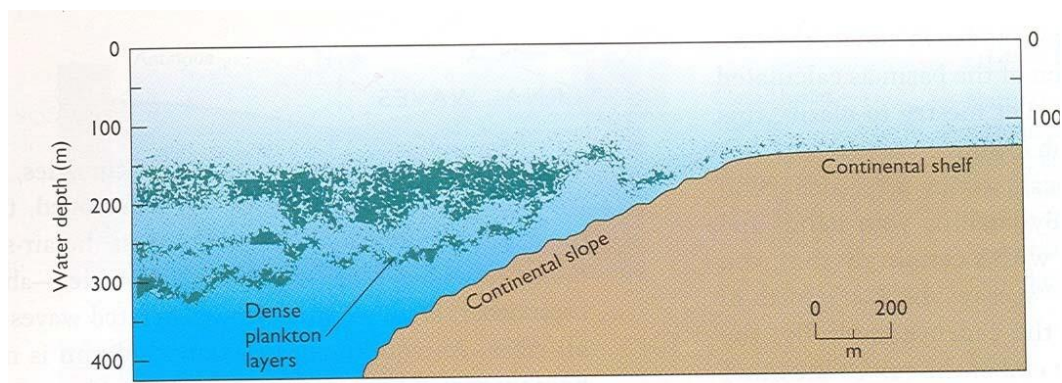


内重力波



海水密度层化是发生内波的必要条件，在同样的动力条件下，不同的层化状况可以产生不同的内波。

在有些海域，冬季没有跃层，夏季产生季节性温度跃层，跃层是由于季节性太阳辐射加热形成的。内波也成为季节性现象。



内重力波

- 早期将内波叫做**界面波**。界面波也是内波研究的主要手段，在实验室里可以人为地制造不同密度的界面，通过扰动形成内波，进而可以研究内波的各种参数，包括内波的振幅、位相、周期，以及产生的水质点运动等。实验室模拟的内波纯净清晰、便于观察，可以说，人类对内波的很多认识是来自实验室的试验。
- 在真实海洋中，比较类似于界面的条件是海水的密度跃层。跃层是海水密度在跃层附近发生跃变，与界面的情况相似，产生的内波也很类似于界面波。但是，在海洋中，密度的突变不会稳定存在，海水内部的混合作用会降低跃层的梯度，形成有一定厚度的跃层。跃层发生的内波表明，**内波并不仅限于产生于厚度近乎零的界面，而是可以发生在有一定厚度的跃层处**。在跃层处，内波的振幅最大，垂向速度也最大。
- 进一步的观测表明，内波并不仅限于发生在密度明显跃变的海水中，只要在海水中存在密度层化，**密度的垂向梯度 $d\rho/dz$ 不等于零，就可能发生内波，只不过层化越强，发生的内波也越强**。



内波与表面波的区别

内波和表面波都是界面波，它们没有本质的差别。表面波也是一种界面波，是发生在密度很小的空气和密度很大的海水之间界面上的波动，也是一种内波。只不过在研究表面波时往往忽略了空气密度的影响。

另一方面，自由海面的海水上升需要克服重力，因此**振幅**的升高受到限制。但海洋内部的海水上升时，本身的重量大部分被浮力抵消，于是升高比较容易。对以相同能量产生的内波和表面波，内波的最大振幅要比表面波的最大振幅大得多。



海洋中的三类波动

- 自由波（一旦被激发就自由传播的波动）：海浪、陆架长波、大洋长波
- 强迫波（与驱动作用协调变化而传播的波动）：大洋潮汐
- 海气耦合波（与大气耦合运动而传播的波动）：南极绕极波、ENSO

机制：

自由波关注扰动；

强迫波关注驱动；

耦合波关注海气耦合

第四节 潮汐 (tidal waves)

潮汐是海水在月球和太阳引潮力作用下所发生的周期性运动，它包括海面周期性的垂直涨落和海水周期性的水平流动。习惯上将前者称为潮汐，后者称为潮流。潮汐和潮流与人类的关系非常密切，诸如海港码头的修建，船舶的航行，海岸带的养殖，盐田的开辟，鱼群的移动，渔网的施放，水雷的布置，潜艇的活动以及海洋水文要素的分布和变化都与潮汐现象有关。

- 海水周期性升降现象，潮汐，升降速度的量级为 10^{-5} – 10^{-4} m/s。
- 海水周期性水平流动，潮流，流动速度的量级为 10^{-2} – 1 m/s。
- 潮流相对于潮汐要复杂的多。

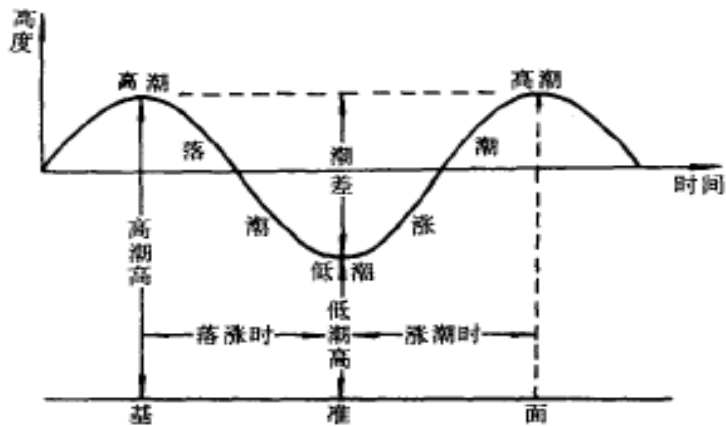
潮汐

潮汐：物体在天体引潮力的作用下所产生的周期性运动。

对固体：称**固体潮**；对大气的周期性运动称**大气潮**；对海水，叫**海潮**；习惯上将铅直向涨落称**潮汐**，水平方向的流动称**潮流**。**大洋潮汐是一种强迫波**



潮汐基本要素



潮汐基本要素示意图

图 5-1 是潮汐要素示意图。通常所说的高潮，是指海面上涨到最高的位置，低潮是指海面下落到最低的位置。人们把从低潮到高潮这段时间内海面的上涨过程称为涨潮。由经验得知，海水起初涨得慢些，接着越涨越快，到低潮和高潮的中间时刻涨得最快，随后又涨得慢些，直至发生高潮时为止。这时海面在一个短时间内处于不涨不落的状态，称之为平潮。平潮的中间时刻取为高潮时，把平潮状态时的海面水位作为高潮水位，即所谓高潮高。人们把从高潮到低潮这段时间内海面的下落过程称为落潮，当海面下落到最低位置时，海面也有一短暂的时间处于平衡状态，叫停潮。停潮的中间时刻取为低潮时，把停潮时的海面水位作为低潮水位，即所谓低潮高。

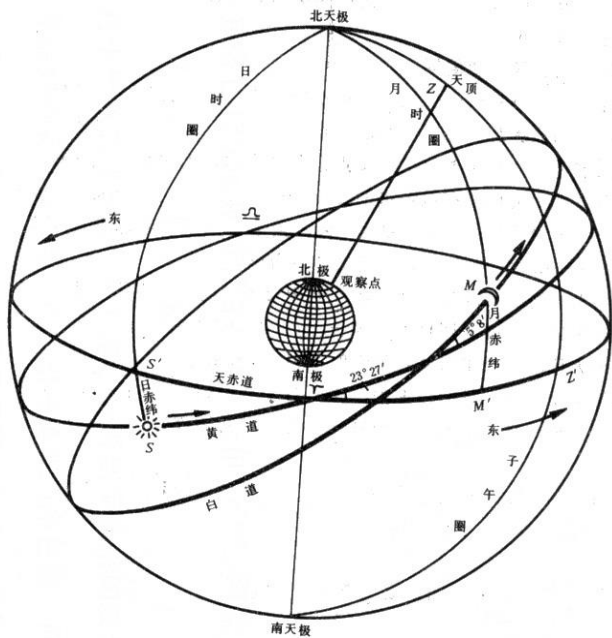
从低潮时到高潮时的时间间隔，称为涨潮时。高潮时到低潮时的时间间隔，称为落潮时，两者之和叫周期。从低潮到高潮的潮位差叫涨潮潮位差，从高潮到低潮的潮位差叫落潮潮位差，两者的平均值便是这个潮汐循环的潮差。

潮汐现象

- 潮汐这个词是历史久远的词汇，早潮为潮，晚潮为汐。
- 潮汐是人们最为熟悉的海洋动力学现象，潮汐对沿海人民生产和生活影响非常大，人类很早就开始掌握一定的潮汐知识。
- 人们熟悉的潮汐现象包括：涨潮、落潮、平潮、潮差、高潮间隙、潮汐日不等。
- 潮汐最显著的特点是日潮或半日潮，有正规半日潮、不正规半日潮、不正规日潮、正规日潮。

潮汐发生原因

- 大部分广大水域的水，在一个太阴（月亮）日（约24小时50分）会有规律的升降现象，这种洋面周期性的变化，称之为潮汐。



天球：是一个以地球为中心，以无限长为半径，内表面分布着各种各样天体的球面。

天极与天轴：天轴指的是将地轴无限延长所得到的一根假想的轴。天轴与天球的交点叫天极，南北天极

天球赤道：赤道向外无限延伸与天球所交的圆圈。

潮汐发生原因

- **天顶与天底**：观测点的铅垂直线无限延伸后与天球交于两点，向上与天球的交点称为**天顶**，而向下延伸与天球的交点，称为**天底**。
- **天子午圈**：以地心为圆心，过天极和天顶的大圈。
- **天体时圈**：以地心为圆心，过天极和天体的大圈。
- **天体方位圈**：以地心为圆心，过天顶、天底和天体的大圈。
- **天体中天**：天体通过天子午圈叫中天。上中天：靠近天顶；下中天：靠近天底。
- **时角**：观测者所在的天子午圈与天体时圈在天赤道上所张的角度。**当天体上中天时**，时角为 0° ，**西行为正**。（东西向）
- **天顶距**：在天体方位圈上，天体与天顶之间所张的角度。

潮汐发生原因

- **赤纬**：天赤道与天体时圈的交线与地心及天体的连线间的角度称为该天体的赤纬，常用 δ 表示。以天赤道为赤纬 0° ，向北为正，向南为负，分别从 0° 到 90° （南北向）。
- **黄道、白道**：太阳的周年视运动轨道叫做黄道。月球绕着地球公转的结果使得月球在天球上也有一个视运动的轨道，这个轨道称为白道。
- **黄赤交角**：黄道面与天赤道面的交角为 $23^\circ 27'$ 。
- **黄白交角**：白道面与黄道面的平均交角为 $5^\circ 09'$ 。
- **白赤交角**：白道面与天赤道面的交角为 $23^\circ 27' + 5^\circ 09'$ 或 $23^\circ 27' - 5^\circ 09'$ 。
- **春分点，秋分点**：黄道与天赤道交点，从南向北通过天赤道为春分点，从北向南为秋分点
- **夏至点，冬至点**：黄道所能到的最北点为夏至点，最南点为冬至点（北半球）。
- **升交点，降交点**：白道与黄道交点，从南向北通过黄道为升交点，北向南为降交点。



潮汐发生原因

2. 引潮力

牛顿是第一个用科学理论去解释潮汐的人。（1686）

根据万有引力定律（Law of Universal Gravitation），牛顿用引潮力说明了潮汐的原因。

$$F = \frac{GM_1M_2}{r^2}$$



中国人则主要做了潮汐统计和推算。

汉代的王充（27-97），唐代的窦叔蒙，北宋的燕肃，宋代的余靖（1000-1064）等所做的关于潮汐的论著和观察结果至今仍有某种参考价值。



Issac Newton
(1642 -1727)



潮汐发生原因

海水受到的引力和离心力



(c) GRAVITATIONAL AND CENTRIFUGAL FORCE

- 万有引力

$$F_c = \frac{\mu_0 ME}{D^2}$$

- 离心力

$$F_a = EN$$

$$N = \frac{\mu_0 M}{D^2}$$

引潮力

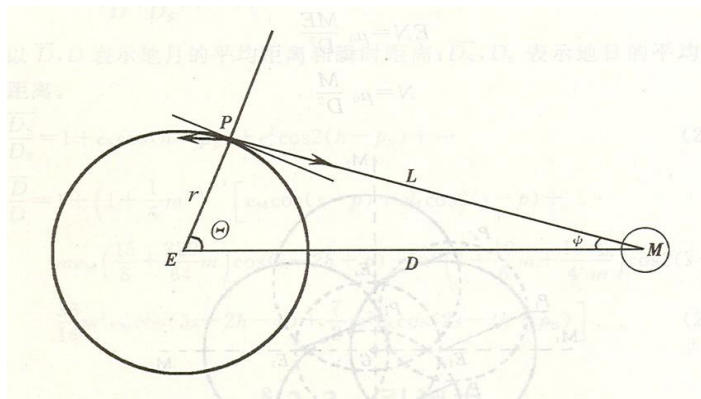
$$F_v = \frac{\mu_0 M}{L^2} \cos(\Theta + \psi) - \frac{\mu_0 M}{D^2} \cos \Theta$$

$$F_h = \frac{\mu_0 M}{L^2} \sin(\Theta + \psi) - \frac{\mu_0 M}{D^2} \sin \Theta$$

太阳质量是月球质量的**2700万倍**

日地距离是月地距离的**389倍**

太阳的引潮力是月球引潮力的**0.459**



地球和月球绕公共质心旋转。公共质心在地球半径的0.73处，即在地球内部，每一点的离心力为地心处所受万有引力，但每一点所受月球引力不同，所以每一点的引潮力不同，地心处引潮力为零。

引潮力

无论月球的引潮力的铅直分量还是水平分量都是很小的，最大的量值也不过为重力加速度的 10^{-7} 。引潮力铅直分量只能稍微改变一下重力的大小，几乎不能产生海水的铅直运动，或者说引潮力的铅直分量相对于重力可以忽略。另一方面，引潮力的水平分量能使海水发生辅聚和辅散，从而形成海水的起伏涨落。由此，形成海洋潮汐潮流运动的真正原动力是引潮力的水平分量。

赤道坐标系

$$F_v = \frac{\mu_0 Mr}{D^3} (3\cos^2 \Theta - 1) \quad F_h = \frac{3}{2} \frac{\mu_0 Mr}{D^3} \sin 2\Theta$$

$$\cos \Theta = \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos T$$

- 假设地球表面为等深海水且海水没有惯性，不考虑地转和摩擦，由引潮力驱动发生的潮汐为平衡潮。
- **引潮势**：自地心移动单位质量物体克服引潮力所做功。太阳引潮势，太阴引潮势。
- 实际上，引入平衡潮的概念纯粹为展开引潮力， δ 是月球赤纬， ϕ 为观测点地理纬度， T 是月球时角。
- 这时的各个量都可以算出来，但要展开为很多项，随着天体的位置而改变。



平衡潮

平衡潮理论是由Daniel Bernoulli 在1740年首次提出的. 平衡潮理论解释了许多潮汐特征, 如周期性, 高潮位和低潮位的不等连续变化, 发生在满月 and 新月时的大潮和小潮等. 基于对引潮力的正确理解, 平衡潮理论对潮汐做了很好的解释.



Daniel Bernoulli
(1700-1782)
瑞士人



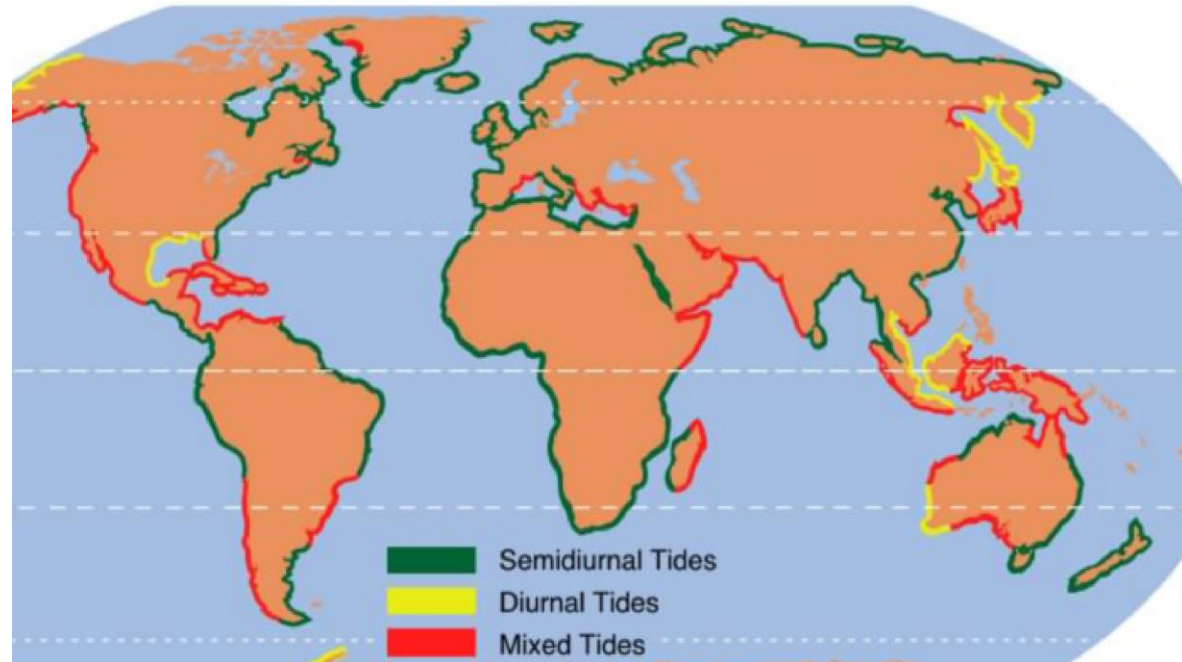
1. 半日潮

- 所谓半日潮就是某地的潮汐现象每一个周期会有二个高潮及二个低潮，这是正常的现象，也是世界大多数地区的潮汐现象。
- 在每日前后的两个高潮或两个低潮，其高度均不会完全一致，另相邻两高潮，或相邻两低潮的时间间隔，也不相等，这个现象叫日潮不等。
- 相邻两高潮中，较高的称为高高潮（Higher high water），较低的称为低高潮（Lower high water）；同样的相邻两低潮中，较深的称为低低潮（Lower low water），较浅的称为高低潮（Higher low water）。

2. 日潮

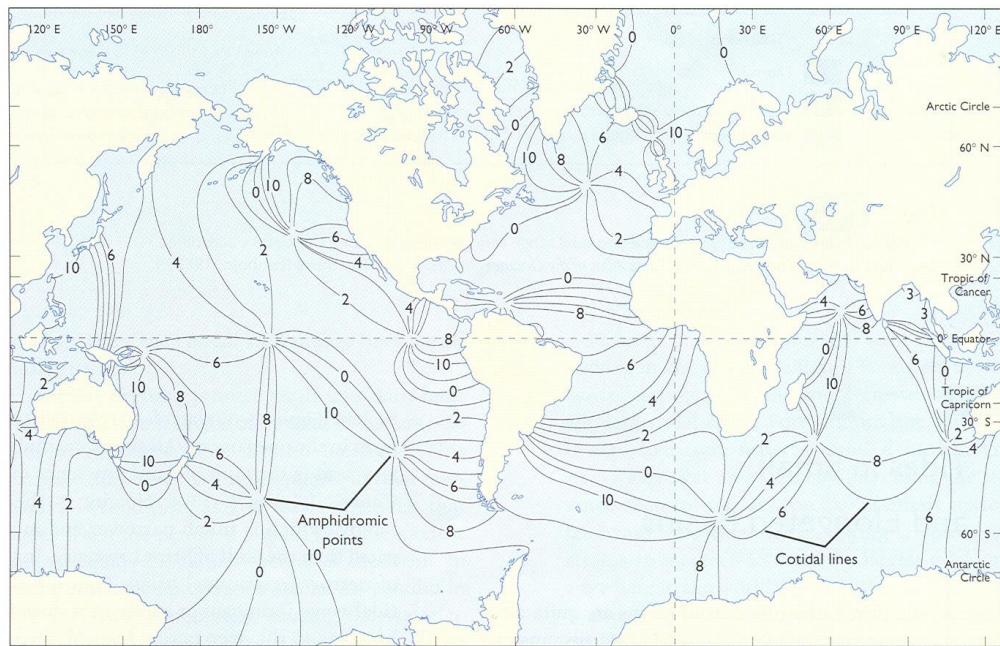
- 日潮就是某地的潮汐现象每一个周期只有一个高潮及一个低潮时，这不是正常的现象。
- 在日潮地区，潮差的变化以太阴赤纬的移动为主，通常太阴赤纬在最北及最南时，其潮差最大，太阴通过赤道时，潮差最小。
- 当太阳与太阴的赤纬加大时，日潮不等的情况益加显著，太阳与太阴的赤纬最大（在南北回归线）时，日潮不等最显著，为回归潮。

潮汐的型态



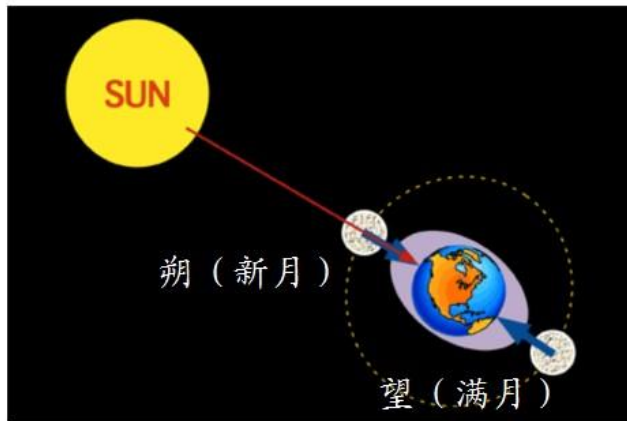
潮汐的型态

世界大洋潮波

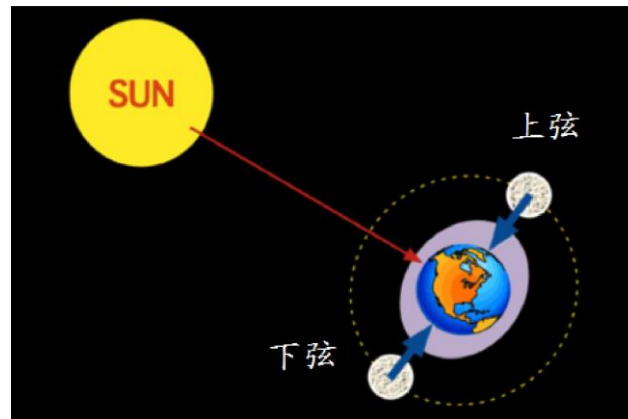


大潮和小潮

- 太阳引潮力造成的海面隆起和下降也有类似的移动，只对太阴潮进行补充，从而使太阴潮得到一定程度的加强或削弱。
- 当太阳潮和太阴潮相互叠加使海水潮汐变化振幅最大时称为**大潮**。
- 当太阳潮引潮力和太阴潮引潮力方向垂直时，海水潮汐变化振幅最小，称为**小潮**。



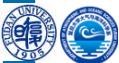
大潮 (the spring tide)
每14或15天，在满月 and 新月时



小潮 (the neap tide)

大潮和小潮

- 农历每当初一时，太阴与太阳成一直线，且在**同一边**；十五时，太阴与太阳成一直线，但在**不同边**，其引潮力皆相加，因此初一、十五时，高潮特别高，低潮也特别低，称之为大潮（Spring），那一天的潮差最大；
- 初七、八和二十二、二十三时，**太阴与太阳成直角**，其引潮力**相互消弱**，因此初七、八和廿二、三时，高潮特别低，低潮也特别高，称之为小潮（Neap），当日潮差最小。
- 通常而言，**大潮小潮真正产生时机**，都会延后二至三天。



浅海引潮力

- 根据大洋潮汐的研究结果，不论深海还是浅海，月球和太阳的引潮力势都是一样的，但产生的潮汐却很不相同。对于4000米以上的大洋，由引潮力驱动直接产生的潮汐最大只有1米左右，这样小的潮汐是引潮力作用于整个4000米水体累积的结果。引潮力作用于浅海也可以产生潮汐，但潮汐的振幅比大洋要小得多，与实际发生在浅海的潮汐相比几乎可以忽略。
- 实际发生在浅海的潮汐通常比毗邻大洋的潮汐强大得多，显然不是引潮力直接作用的结果。

浅海引潮波

- 对于一般的潮汐应用，往往只关心个别点的海面起伏。研究潮波是为了了解潮波传播的规律。
- 引潮力产生的潮汐需要水体的体积非常大。在浅海，由于水深浅，引潮力直接产生的潮汐很小，不及大洋的 $1/10$ 。
- 而浅海的潮汐主要是大洋潮汐到达陆架边缘时传入浅海的潮波。
- 浅海潮波是大洋潮汐能量集中而导致的，因此比大洋潮汐要强大。

浅海引潮波的特点

- 由于大洋潮汐的频率低，传入近海后是**长波**。
- 浅海潮波**不同分潮的比例**与大洋潮汐不同分潮的比例**一致**。
- 在浅海也会新产生一些大洋没有的波动，这些波动是由于潮波的**非线性运动**造成的。有的频率是源潮频率的倍数，称为“**倍潮波**”。有的频率是不同源潮频率的组合，称为“**复合潮波**”。
- 浅海潮波有前进波，有驻波。有的时候具有部分前进波部分驻波的成分。

前进波和驻波

- 潮汐的传播过程在很大程度上取决于浅海的地形与地貌，同样的潮汐扰动在不同的浅海产生不同的传播特征。
- 对于贯通的浅海，潮波主要是前进波。而对于半封闭的浅海，潮波主要是驻波，因为入射的潮波到达封闭的顶部必将发生反射，反射波与入射波叠加形成驻波。
- 实际上，贯通的浅海是人们抽象的海域。即使有些海峡真的是通透的，海峡的另一端一定是连接了另外一个海域，那个海域的潮汐也将产生反方向传播的潮波，也会与入射的潮波发生叠加作用。因此，实际上，完全是前进波的海域并不存在，浅海潮波在不同的海域，前进波和驻波所占的比例不同。
- 半封闭海的潮波驻波成分占绝对优势，而在一些封闭不好的海域，前进波的成分所占的比例很高。

谐振潮

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y}$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + h \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0$$

$$\frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} + \left(f^2 \zeta - gh \left(\frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \zeta}{\partial y^2} \right) \right) = 0$$

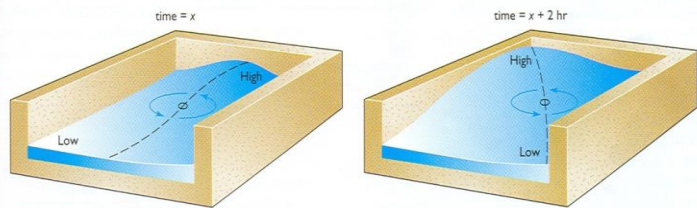
$$\text{解: } e^{i(kx - \omega t)}$$

$$\omega^2 = f^2 + ghk^2$$

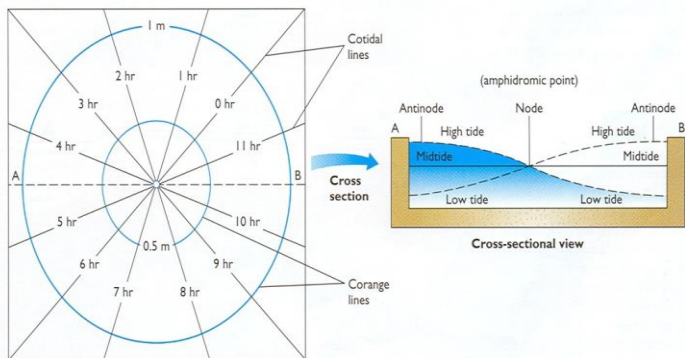
- 按照性重力波的理论，波动可以发生在任何频率。而发生在陆架上的潮波由于是大洋潮汐激发而产生的，因此只有与大洋潮汐相同的频率。
- 因此，浅海潮汐是所谓“谐振潮”
- 特点：浅海潮波与大洋潮波的频率完全一致。
- 实际中采用调和分析的方法进行研究。



旋转潮波系统



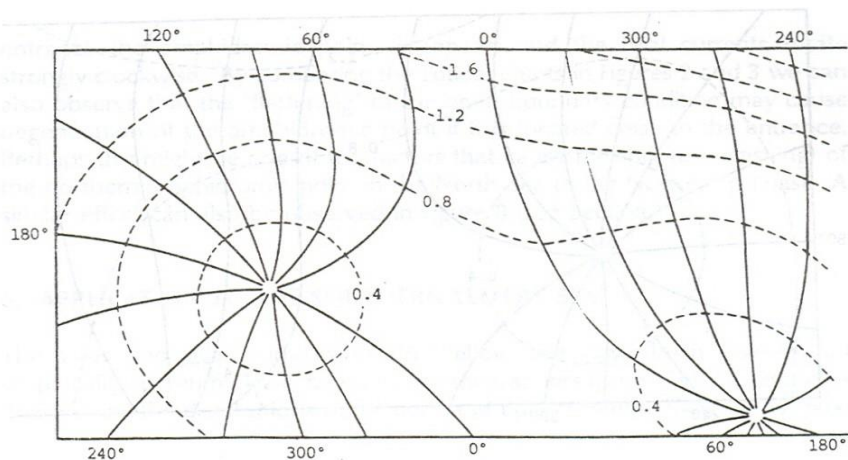
(a) IDEALIZED ROTARY TIDAL MOTION



(b) AMPHIDROMIC SYSTEM

- 驻波的特点是存在波节和波幅，在波节处没有海面起伏，而在波幅处起伏最大。
- 由于受科氏力的作用，潮波在传播过程中向传播方向的右侧倾斜，因此，驻波系统的波节完全消失，而是演化成个点，称为无潮点。
- 对于没有摩擦损失的海域，无潮点位于海域的轴线上。

摩擦对旋转潮波系统的影响



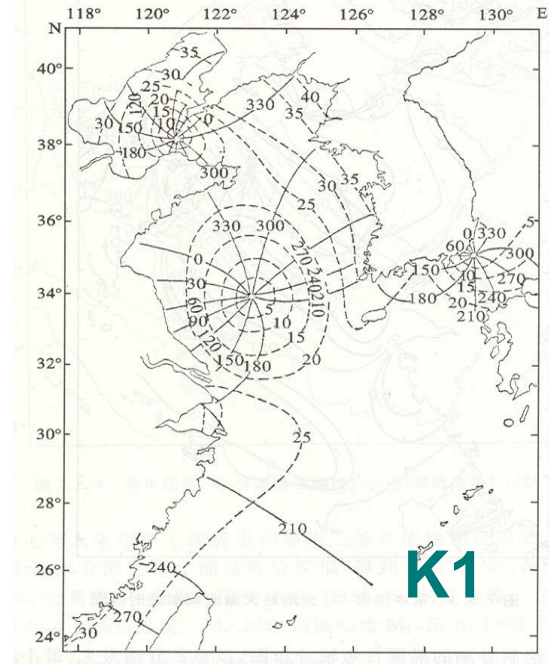
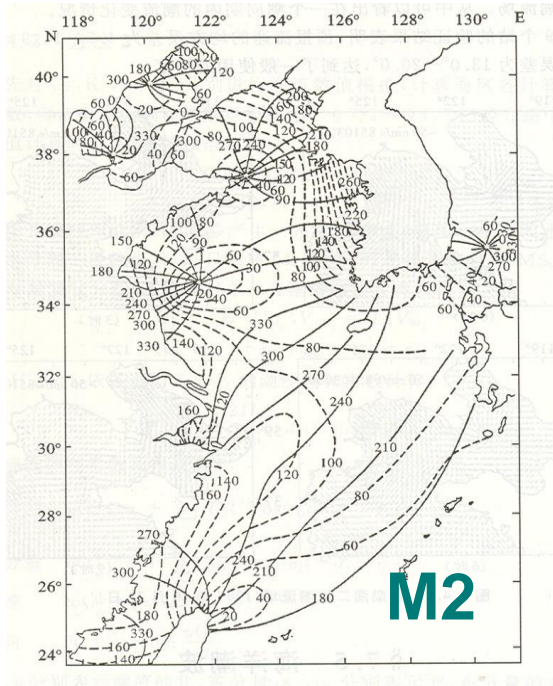
- ❖ 对于一般的波动，摩擦使振幅减小、周期增大。
- ❖ 而浅海潮波是谐振潮，摩擦不能改变其周期，只能改变其振幅，使无潮点发生偏移。

同潮时线

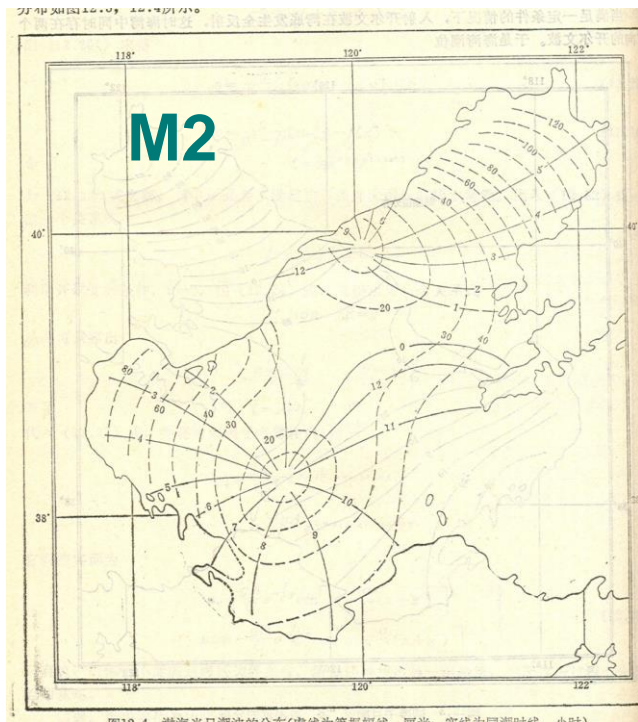
- 旋转潮波系统的同潮时线描述了同时发生高潮的位置。在北半球，同潮时线呈逆时针旋转，自右岸至左岸依次涨潮。南半球的情况相反。
- 浅海的潮汐不是引潮力直接产生的，各区域涨潮的时间完全取决于潮波的传播速度，与日月的位置不相对应。
- 但是，各个点的潮汐与日月的位置有固定的位相差，熟悉该海域的人仍然可以通过观测日月的位置来判断潮汐的涨落。

中国海潮波

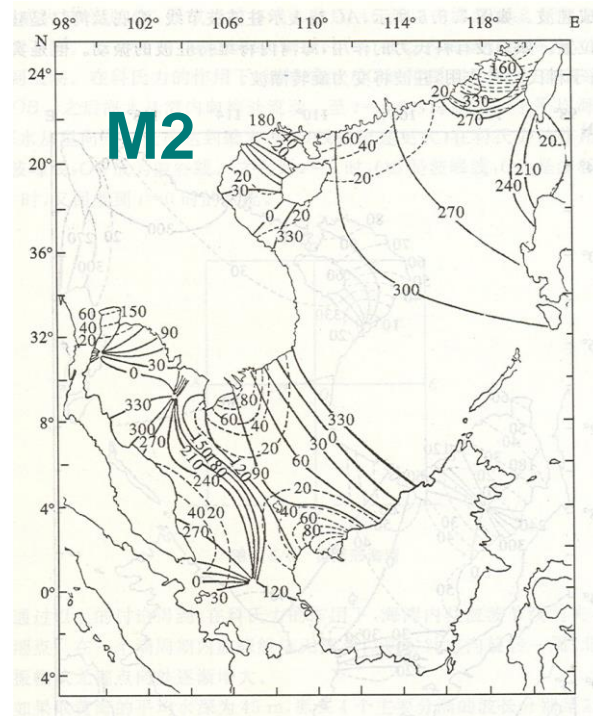
黄东海潮波



渤海潮波



南海潮波



半日潮时简易算法

- 高潮时=月中天时刻+平均高潮间隙
- 低潮时=月中天时刻+平均低潮间隙
- 高潮间隙：月中天时刻到高潮时刻时间间隔
- 低潮间隙：月中天时刻到低潮时刻时间间隔

1. 潮流的定义

- 地球上的海水，因为受到太阳及太阴引力的影响，而使水面有升降的现象，是谓潮汐（Tide）；使海水发生水平方向之流动者，是谓潮流（Current）。因此潮汐与潮流实际上就是潮波的两种构面，潮汐是垂直方向的周期运动，潮流是水平方向的周期运动。

2. 潮流的种类

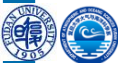
- 潮流又依其流动的形式，可以分成往复流与回转流两种。其分别为：
 - （1）**往复流（Reversing current）**当某地的潮流只有两个方向，也就是涨潮时一个方向（通常是流向岸边），落潮时朝相反方向而去（通常是流离岸边），这种流向相差约180度的潮流，称之为往复流。

潮流

- ❖ 当某地为最高潮（水位最高）时，通常其水是不流动的，称之为憩潮（Slack water），接下来由高潮开始流向低潮，一开始速度很慢，但逐渐增快，到一半（约3小时多一点）时速度最快，随之速度渐慢，到约6个小时12分多一点到低潮（水位最低），此时水也是不流动的，也称之为憩潮（Slack water）。
- ❖ 接着，水反其道而行，由低潮开始流向高潮，一开始速度很慢，但逐渐增快，到一半（约3小时多一点）时速度最快，随之速度渐慢，到约6个小时12分多一点到高潮（水位最高），此时回到原先不流动的情况，也就是憩潮。
- ❖ 如是一个周期约需要12小时25分，当水由高潮转为低潮时的潮流称之为落潮流（Tidal current of ebb）；相反的，当水由低潮转为高潮时的潮流称之为涨潮流（Tidal current of flood）。

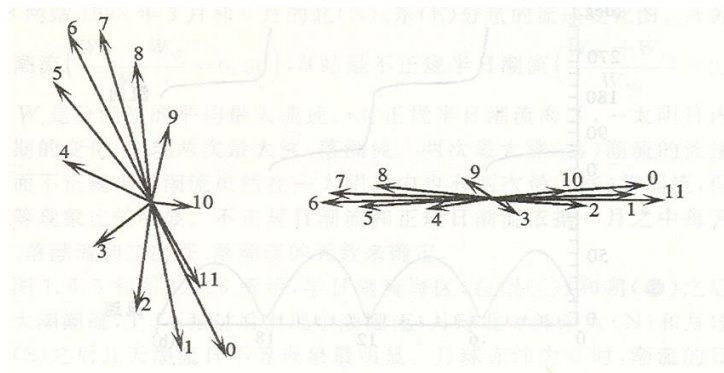


- (2) 回转流(Rotary current)
- 潮波在海洋中的流向，因为受到地球自转偏向力的影响，而在北半球有向右改变流向之趋势，在南半球有向左改变流向之趋势，进而产生回转的流水，称之为回转流。
- 回转流当在半日潮显著的地方，潮流的方向每日回转二次，流速大致相同。在日潮不等之处，潮流的方向虽也每日回转二次，但流速则有显著的不同，若将速度以长度比例显示，配合流向，则所绘出的图形会略成椭圆形，这就是与我们在海图上常见到回转流图例相同。
- 发生回转流的地方，通常没有所谓的涨潮流与落潮流，不过在流向和流速变换的时候，海面伴随出现的升降现象。



潮流的特点

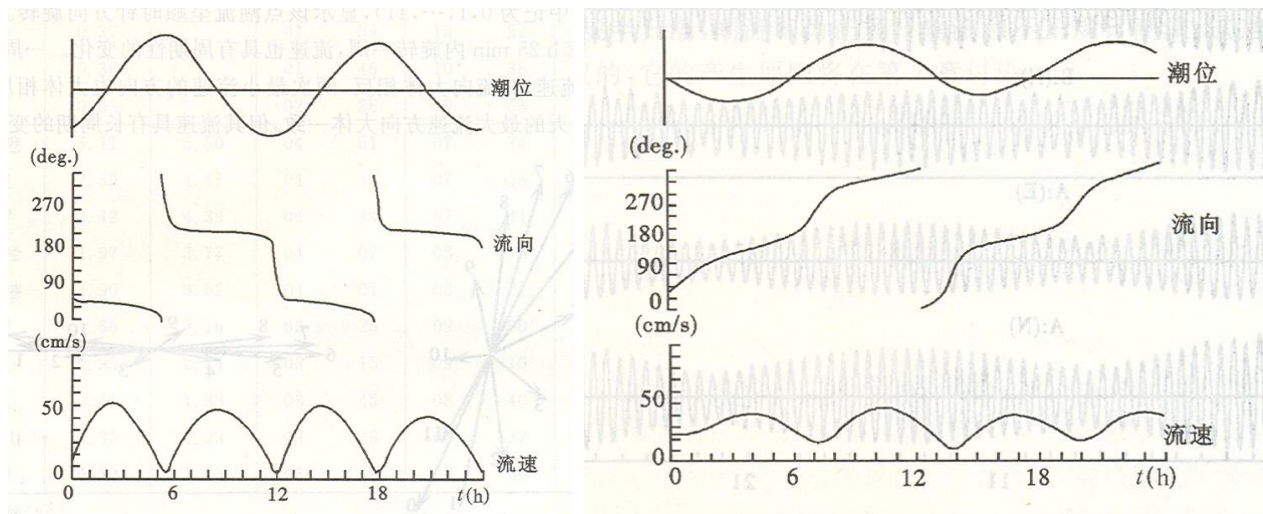
- 任意点、任意调和分潮一个潮周期内流速端点的连线称为潮流椭圆。
- 在不同尺度和深度的海域，潮流椭圆的椭圆度很不一样。



椭圆趋于直线的称为往复潮流

椭圆趋于圆的称为旋转潮流

潮流的特点



- **驻波特性：**潮位最大对应于潮流最小
- **前进波特性：**潮位最大对应于潮流最大

潮流的特点

- 对于任意单点而言，其潮位特征与潮流特征可能完全不一致。首先是因为潮位不直接与潮流有关，而是取决于潮流场的辐聚或辐散。
- 在动力学方面看，潮流表现了水体输送的体积和速率，而潮位体现了水体堆积的位置和数量，**只有潮流发生了辐聚或辐散，才会发生水体的堆积或亏空，才会有潮汐的涨落。**
- 处于前进波状态的潮流和潮位却有着非常好的对应性，因为前进波的最大潮流对应着最高潮位，退潮的最大潮流对应着最低潮位。处于前进波状态的潮汐是非常少见的，更多的潮波是前进波和驻波的混合。
- 因此，不要尝试将单点的潮位与潮流联系起来，还是将其作为不同的变量来考虑。



潮汐摩擦耗散

- 潮能的耗散是靠潮流来实现的，潮流的摩擦和混合是潮能耗散的唯一方式。
- 浅海是潮汐能量耗散的主要海区。
- 潮汐摩擦使大量潮汐动能转化为热能。
- 潮流摩擦力矩使地球的角动量减小、地球旋转速度减慢。

潮汐数据分析

- ❖ 潮汐是自然存在的现象，通常采用调和分析的方法。调和分析是按已知分潮的频率对潮汐数据做调和展开，得到**调和分潮**。
- ❖ 潮流数据的分析与潮汐数据分析基本一致，所不同的是要把矢量的潮流分解成**东分量**和**北分量**，然后分别对两个分量进行分析。
- ❖ 潮流的两个分量也要分解成不同的分潮，与潮位的分潮定义完全一致，甚至可以认为，潮位的分潮与潮流的分潮一起构成了潮波运动的整体特征。

风暴潮

风暴潮：指由于强烈的大气扰动——如强风和气压骤变所招致的海面异常升高现象。

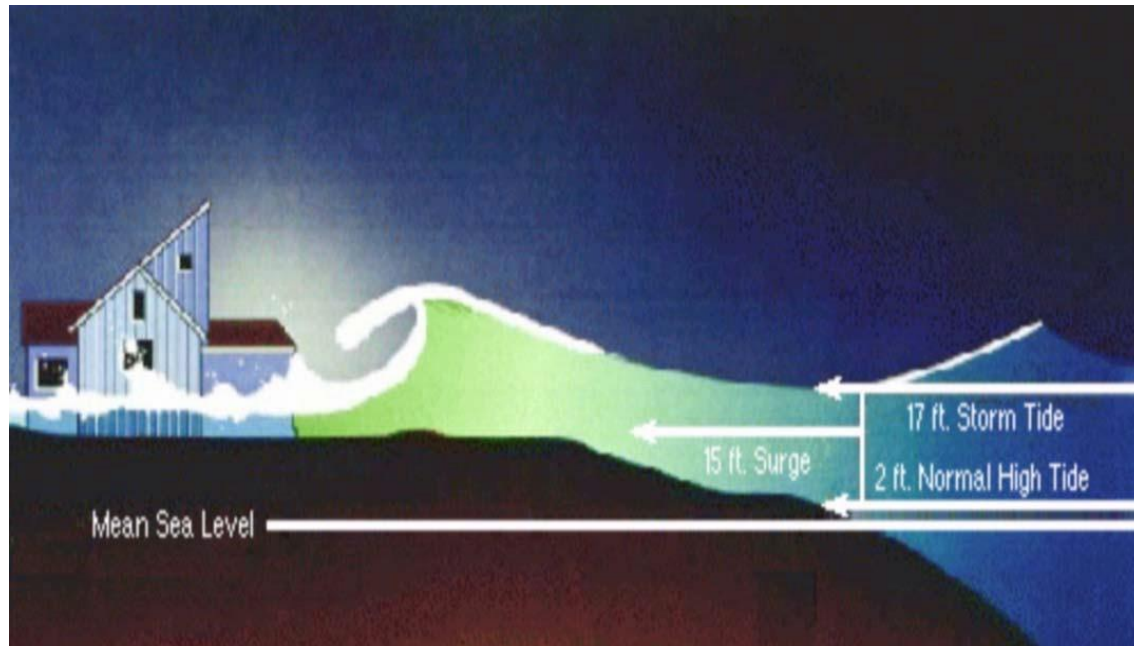


有人称风暴潮为“风暴海啸”或“气象海啸”，在我国历史文献中又多称为“海溢”、“海侵”、“海啸”及“大海潮”等。风暴潮的空间范围一般由几十公里至上千公里，时间尺度或周期约为1-100小时，介于地震海啸和低频天文潮波之间。但有时风暴潮影响区域随大气扰动因子的移动而移动，因而有时一次风暴潮过程可影响一两千公里的海岸区域，影响时间多达数天之久。

风暴潮的高度与台风或低气压中心气压低于外围的气压差成正比，中心气压每降低1hPa，海面约上升1cm。



风暴潮



描述狭长矩形浅水海域中**定常风暴潮**的基本方程:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad g \frac{\partial \zeta}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} [A_z(z) \frac{\partial u}{\partial z}]$$

相应的边界条件:

$$\text{海面: } u \frac{\partial \zeta}{\partial x} - w = 0 \quad A_z(0) \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\tau_a}{\rho}$$

$$\text{海底: } u = 0 \quad w = 0$$

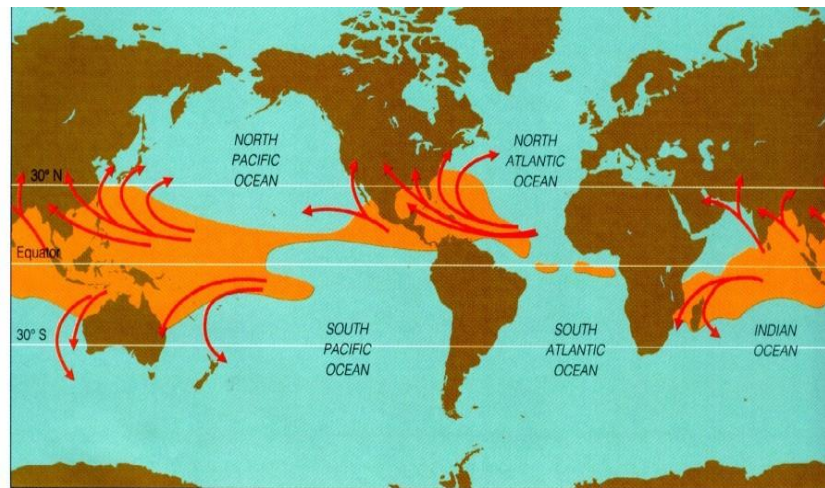
垂直积分后得到: $\frac{\partial U}{\partial x} = 0$



风暴潮的分类

按照诱发风暴潮的大气扰动的特征分类：

1. 热带风暴（台风、飓风）：夏秋季常见。三个阶段：先兆波、主振阶段、余震阶段。
2. 温带气旋：主要发生于冬、春季。
3. 风潮：中国北方黄渤海地区所特有，在春、秋过渡季节，由寒潮或冷空气所激发的风暴潮。



风暴潮的特点

不同类型的大气扰动所引起的风暴潮特点不一样：

1. 热带风暴风暴潮（移动迅速）：水位变化急剧；
2. 温带气旋风暴潮（移速较慢）：水位变化持续，相对不急剧；
3. 寒潮风暴潮：水位变化持续，且不太剧烈。

风暴潮发生在不同类型的海区，具有不同的动力学特征：风暴潮是由强烈大气扰动通过风应力和压强梯度力作用引起的海面异常升降现象，其中风应力为其主要强迫力。

- 封闭、半封闭海域的风暴潮：海域中的水体几乎整体响应
- 广阔海域的风暴潮：风暴潮具有前进波的形式



中国的风暴潮

中国沿岸常有台风或寒潮大风的袭击，是一个风暴潮危害严重的国家。据统计，渤海湾至莱州湾沿岸，江苏小羊口至浙江北部海门港及浙江省温州、台州地区，福建省宁德地区至闽江口附近，广东省汕头地区至珠江口，雷州半岛东岸和海南岛东北部等岸段是风暴潮多发区。中国有验潮记录以来的最高风暴潮记录是5.94m，名列世界第三位，是由8007号台风(Joe)在南渡引起的。

中国的风暴潮

世界上发生的几次大风暴潮

国家	最大增水值/m	时间	地点	形成原因
中国	4.57	1956.8.2	杭州湾乍浦	50 m/s 以上强台风在浙江登陆
美国	4.50	1954.8.31	新英格兰州	强飓风袭击
孟加拉	3.90	1970.11.12	孟加拉湾	强飓风袭击
日本	3.41	1959.9.26	伊势湾	伊势湾台风袭击
中国	3.55	1969.4.23	莱州湾	寒潮大风最大风力12级
英国、荷兰	3.00	1953.1.31	沿海	冬季强低压系统袭击



中国的风暴潮

中国风暴潮一般具有以下特点：

1. 一年四季均有发生。夏季和秋季，台风常袭击沿海而引起台风潮(Typhoon surge)，但其多发区和严重区集中在东南沿海和华南沿海。冬季，寒潮大风、春秋季节的冷空气与气旋配合的大风及气旋影响，也常在北部海区，尤其是渤海湾和莱州湾产生强大的风暴潮。
2. 发生的次数较多。
3. 风暴潮位的高度较大。
4. 风暴潮的规律比较复杂，特别是在潮差大的浅水区，天文潮与风暴潮具有较明显的非线性耦合效应，致使风暴潮的规律更为复杂。



第五节 海冰

海冰概念：海冰是海水冻结而成的咸水冰。但广义的海冰指海洋上所有的冰：咸水冰、河冰、冰山等。

大陆冰川或陆架冰滑入海洋后断裂而成的巨大冰块中，露出海面的高度在五米以上的称为冰山。高度大的可达几十米，长度可为几百米至几十公里。特大的冰山就叫冰岛。



海冰是全球气候系统的重要因子，覆盖世界海洋中7%的区域。海冰在两极及高纬地区随**季节变化**。海冰使地球表面获取的太阳辐射能量显著减少，极大地控制海洋与大气之间的**热量、动量交换**。其凝结和融化过程中，关联的盐分和热量通量影响上层海洋的**密度结构**。而密度结构随时间的变化导致深水层甚至海底的结构变化，底层海水向赤道的静平流可使低盐度的冷水从底部输送到低纬。



海冰的形成

泰坦尼克号海难事件，造成举世的震惊与哀悼，其主要的祸首就是冰山（Ice-berg），海冰形成除了长期在冻原区的万年冰以外，其主要的影响因素包括：

(1) 海水表层盐度。(2) 垂直盐度。(3) 深度压力及海水的密度。

- 海水的盐度可以影响冰点的下降，延缓海冰的形成。海水的密度是影响结冰的主要因素，冰点与会随着海水盐度的增加而下降。海水盐度为35，在平静的水域中，结冰时的温度 -2°C ，但是有波浪或扰动发生时，水温虽降到 -2°C ，却仍未结冰，这种现象是为「过冷却」。除了过冷却以外，海水应该在 -2°C 就会结冰。一般纯淡水密度最大时是 4°C ，而海水的最大密度时水温需视盐度而定，盐度为10为 1.8°C ，20为 -0.3°C ，30为 -2.5°C ，35为 -3.8°C ，因此换算回去，海冰结冰点（ -2°C ）最大密度盐度应为24.695。

海冰的形成

盐度	0	5	10	15	20	24.69	25	30	35	40
冰点°C	0	-0.27	-0.53	-0.80	-1.07	-1.33	-1.35	-1.63	-1.91	-2.20
温度°C (最大密度)	3.95	2.93	1.86	0.77	0.31	-1.33	-1.40	-2.47	-3.52	-4.54



当盐度低于**24.695**时，最大密度值的温度在冰点以上，在上、下层海水都给冷却到最大密度时的温度以后，此时对流停止，**只要表面海水继续冷却到冰点就可以结冰了。**

当盐度高**24.695**时表面海水虽冷却到冰点，但最大密度值的温度均在冰点以下，因此，接近冰点的表层水将比下面的暖水重，这样，便引起了上、下层冷暖水的对流，从而减慢了海水降温，**只有上、下层海水混合至冰点时，才能发生结冰现象。**



海冰的分类

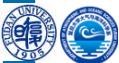
海冰是海洋中一切冰的总称，其分类可见下表

海冰来源	发展阶段	海冰外貌	存在时间	运动形式
<ul style="list-style-type: none">* 海水冻结而成的咸水冰* 江河入海带来的淡水冰* 极地大陆冰川或山谷冰川崩裂滑入海中的冰山	<ul style="list-style-type: none">* 初生冰* 尼罗冰* 莲叶冰* 灰冰* 灰白冰* 白冰 (厚冰)	<ul style="list-style-type: none">* 平整冰* 重叠冰* 堆积冰* 冰脊* 冰丘* 冰山* 裸冰* 雪帽冰	<ul style="list-style-type: none">* 一年冰* 多年冰	<ul style="list-style-type: none">* 随风、浪、流漂泊不定的浮冰* 与海岸、岛屿、海底冻结在一起的固定冰



海冰的盐度

- 海冰的盐度是指其融化后海水的盐度，一般为3~7‰左右
- 海水结冰时，是其中的水冻结，而将其中的盐分排挤出来，部分来不及流走的盐分以卤汁的形式被包围在冰晶之间的空隙里形成“盐泡”。此外，海水结冰时，还将来不及逸出的气体包围在冰晶之间，形成“气泡”。因此，海冰实际上是淡水冰晶、卤汁和气泡的混合物。
- 海冰盐度的高低取决于冻结前海水的盐度、冻结的速度和冰龄等因素。冻结前海水盐度越高，海冰盐度可能也高。在南极大陆附近海域测得的海冰盐度高达22~23。结冰时气温越低，结冰速度越快，来不及流出而被包围进冰晶中的卤汁就越多，海冰的盐度自然要大。在冰层中，由于下层结冰的速度比上层要慢，故盐度随深度的加大而降低。当海冰经过夏季时，冰面融化也会使冰中卤汁流出，导致盐度降低，在极地的多年老冰中，盐度几乎为零。



海冰的密度和热性质

海冰密度为0.85—0.94克/厘米立方，略小于海水的密度，所以冰块一般都浮在海面。形状规则的海冰，露出海面的部分，为总厚度的1/7—1/10。尖顶冰山露出水面的高度，约为其总厚度的1/4—1/3。



海冰的比热较淡水冰大，但溶解潜热比淡水冰小。海冰表面的热传导系数为淡水冰的1/3，但厚度不到一米时，和淡水冰相似。海冰的反射率为0.5—0.7，其抗压强度约为淡水冰的3/4。

海冰的生成

- 海冰的成长首先向水平方向发展，再沿厚度方向延伸，随着时间的推移增长速度减慢。
- 最初生成的冰，为针状或薄片状的冰晶。大量冰晶的聚集和凝结，或降雪落至海面不融化，就形成糊状和海棉状的冰。在平清或有风浪的海面，糊状和海棉状的冰会进一步冻结，分别形成冰皮或饼冰（莲叶冰）。这类冰再增厚，便就形成灰冰和白冰。如有风、浪、流的作用，冰层相互重叠堆积，形成重叠冰和堆积冰。
- 海水结冰时，能将所含的盐分排析出来。少数来不及析出的盐分就被包围在冰晶的空隙里，形成盐泡。这样，海冰是淡水冰晶、“卤水”和气泡的混合物，所以带有咸味。

海冰的生成

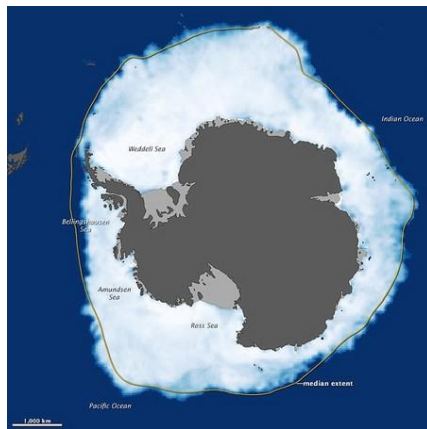
- 当海冰形成以后，大量的盐分从冰中析出，因此冰层以下的海水盐度要增大，这就使海水结冰更加困难了。
- 一般说来，海水达到冰点以后就开始结冰，但由于自然条件和气象条件的影响，海水结冰的情况就有所不同。例如，在风浪较大的大洋中不易结冰，但在无风、海面平静的条件下，或小潮期间（流速低），结冰就迅速得多。此外，淡水流入的河口区，水浅和伸入陆地海湾都易于结冰。

这些特点对海冰预报都有指导意义

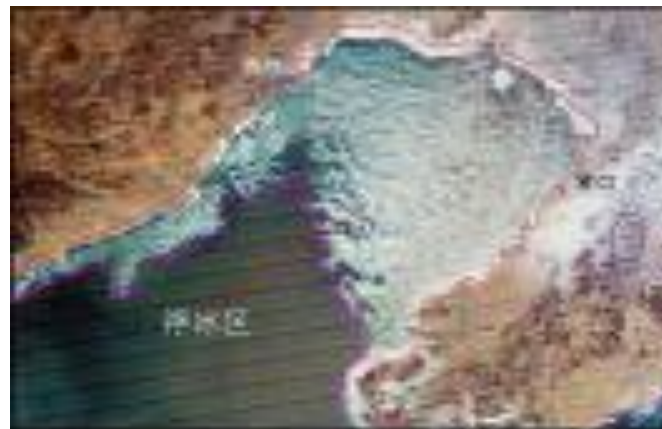
海冰主要分布区



北冰洋海冰



南极海冰



渤海海冰

海冰调查

瑞典 Icebreaker Oden



中国 Icebreaker 雪龙号



海冰的种类

海上的冰，其生成的地区及其情况不一，因此分类不一，若依照其**个体直线范围大小**，大致而言可以有以下五种：

- **碎冰 (Brash)**：2公尺以下的海冰。
- **冰块 (Block)**：2公尺至10公尺的海冰。
- **小型浮冰 (Small floe)**：10公尺至200公尺的海冰。
- **中型浮冰 (Medium floe)**：200公尺至1,000公尺（1公里）的海冰。
- **大型浮冰 (Giant floe)**：1公里至8公里的海冰。

海冰的种类

海冰若依照海冰形成的初期、盛期、融冰期，也就是**海冰的年龄**来分，大致而言可以有以下八种：

1. **晶冰 (Crystal ice)**：海冰最初凝结时成细小的结晶状，海水的盐被析出，海面上结成薄而细长斜状，或板状冰晶，称之为晶冰。
2. **膜冰 (Grease ice)**：当晶冰愈聚愈多，集结于海上，就好像油膜满布一般，膜冰有镇浪效用，小的波浪或涌（长浪），会使膜冰发生弯曲现象。
3. **薄冰 (Blush)**：为晶冰所组成，冰层愈厚时，颜色益显灰色，最厚可达30公分以上。
4. **层冰 (Sludge)**：是冰雪混和物，部分为已经融化而又再度结冰的，因此其硬度高，人或动物在其上时，遇强风会被吹成饼状冰（Sludge cakes）。



海冰的种类

5. **冰壳** (Ice Crust)：稍具硬度，当厚度愈厚时，颜色会从灰白色变黑，遇强风、强流时，会形成荷叶冰 (Pancake ice)，荷叶冰其成圆盘状，如池中之荷叶，直径可以从0.5公尺到10多公尺。
6. **幼冰** (Young ice)：从灰色到黑色都呈透明状，冰壳厚度约从5至20公分，受风流等易破碎。
7. **冬冰** (Winter ice)：海冰呈白色至浅蓝色，厚度在20公分以上，但小于3.6公尺，而以已经凝固长达一年以上者，称为冬冰。由于冬冰容易受外力（如风、流等）的影响，因此其厚度与颜色，常常没有办法显示其真正的年龄。
8. **极冰** (Polar ice)：凝结一年以上的海冰，颜色介于白色与浅灰色或浅蓝色之间，随厚度而异，北极海及其边缘地区，常有既厚且硬，而盐度又小的极冰存在，南极亦有。

海上航行者，会收到有关冰况报告 (Ice condition) 时，为方便确认，常以颜色或冰的年龄来表示，如**新冰** (New ice)、**灰冰** (Gray ice)、**灰白冰** (Gray-white ice)、**白冰** (White ice)、**一年冰** (One year ice)、**二年冰** (Two years ice)、**万年冰** (Multi-years ice) 等等。

海冰的种类

初生冰 (N)

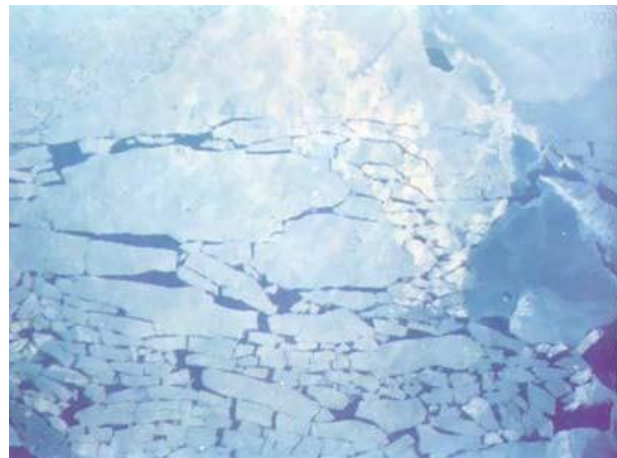
- 初生冰是由海水直接冻结或者雪降至低温海面后生成的，呈针状、薄片状、糊状如绵状。无一定的形状，有初生冰存在时，海面反光微暗，呈灰色，在阳光的照耀下，出现闪烁的亮光。



海冰的种类

冰皮 (R)

- 冰厚为5厘米左右，由平静海面直接冻结而成或初生冰冻结而成的冰壳层，易碎、有光泽、易被风或涌折碎而成方形冰块。



海冰的种类

尼罗冰 (Ni)

- 冰厚小于10厘米，是有弹性的薄冰壳层。在浪或外力作用下易弯曲，并能产生“指状”重叠现象，表面无光泽。



莲叶冰 (P)

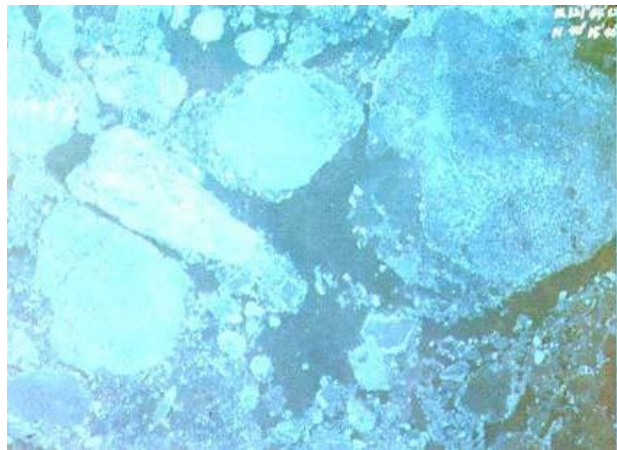
- 直径为30—300厘米，厚度小于10厘米的圆形冰块，由于彼此相互碰撞而具有隆起的边缘。涌浪小时，它可以由初生冰冻结而成，也可以由冰皮或尼罗冰破碎而成。有时它也在不同的深度上、不同物理特性水体之间的界面上形成。形成之后便浮到海面。这种冰出现后可以迅速覆盖广大海域。



海冰的种类

灰冰 (G)

- 厚度为10—15厘米的冰盖层，由冰皮、尼罗冰或冰皮与莲叶冰混合冻结而成。表面平坦湿润，多呈灰色，比尼罗冰的弹性小，易被涌浪折断，受到挤压时多发生重叠。



海冰的种类

灰白冰 (Gw)

- 厚度为15—30厘米，由灰冰继续发展或莲叶冰、冰皮和灰冰混合冻结而成。表面比较粗糙，呈灰白色，受到挤压时大多数形成冰脊。



海冰的种类

白冰 (W)

- 厚度大于30厘米，由灰白冰进一步加厚或在风、浪和流的作用下多次重叠冻结而成。表面凹凸不平，堆积现象显著，形状复杂，分层明显，多呈白色。



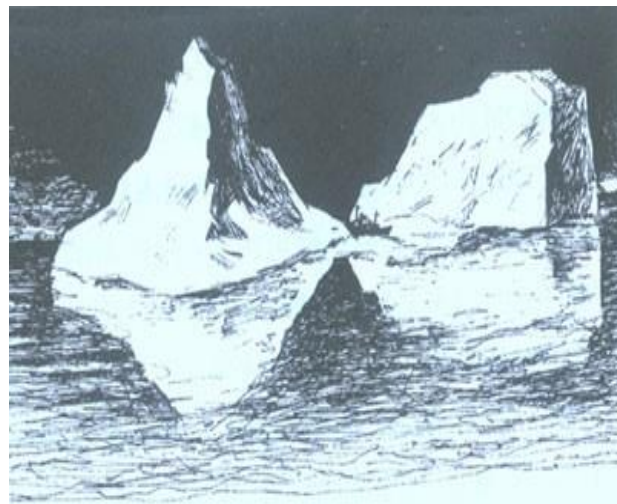
冰山 (Ice- berg)

水结成冰时，体积变大，密度变小，因此会浮出水面。

冰山的分类及特点：冰山主要分为不规则的峰形冰山和规则的平顶冰山。

1. 峰形冰山：

- 主要出现在北冰洋和北大西洋。
- 多呈金字塔形，通常高度大于宽度，最高达149米，具有陡峭的坡度，易倾到或翻转。
- 水上部分与水下部分体积之比约为1：9。（水上体积占总体积的1/10）



冰山 (Ice-berg)



冰山 (Ice- berg)

2. 平顶冰山:

- 多产生于南极海区。
- 长度可达几百公里，宽几十公里，高几十米。
- 露出海面的高度为总体积的 $1/7\sim 1/5$ 。



冰山的形成，当然需要在寒冷的地方，其来源主要有两个：

1. 山谷冰河冰：

- 山谷冰河冰流入海洋时，形狭而厚且多舌形，速度可以从每天25-30米。当冰舌前方断裂时，立刻卷入其两侧，通常发生于峡湾的内方，多因为巨大的海浪所造成。
- 在北半球，冰山的主要产生区，大约在北纬69-73度之间，格陵兰西海岸之Disko湾区域，该处有六大陆地冰河冰迅速流入海洋，根据E. H. Simth估计，每年可以产生5,400个冰山，并主要流入拉布拉多海流（Labrador）中，该海流一年可携带7,500个冰山，向南流动。
- 此处冰山的海面以上高度，与吃水深度之比，约为1：7.8。

2. 陆棚冰：

- 陆棚冰几乎是南极独具的特色，该处的南极冰层，并不分裂成冰舌，多呈完好界线，环绕在南极大陆。此一冰层，一部份直接覆盖于陆棚之底面，一部份成悬浮状态。时间长久，就从此一陆棚冰分离而成平台冰山。
- 此处冰山的海面以上高度，与吃水深度之比，约为1：5。

冰山的型态

海上冰山的型态，多以其表面的**粗糙程度**来表明：

1. **曲面海冰 (Bending ice)**：是最新形成的一层表面海冰，因受风与流的压力，形成表面弯曲的一层薄冰。
2. **拱桥海冰 (Tenting ice)**：在冰冻区（全部被海冰覆盖的海域，没有水面的露出），如果某处产生垂直向上的应力，就会形成中间突起如拱桥状。
3. **堆积海冰 (Rafting ice)**：荷叶冰互相重迭，称为堆积海冰。这种海冰若有明显的等高线存在时，则表面一层为最新形成者，其等高线之尖锐度，为判断其年龄的焦点，然而在北极海并非完全如是。

冰山的型态

4. **脊海冰 (Ridged ice)** : 由压力作用, 使堆积的海冰成山岭状者, 是为脊海冰。其长度约两公里, 高度约30公尺。
5. **风蚀海冰 (Hummocked ice)** : 是堆积如丘陵状的海冰, 主要是由于旧海冰受侵蚀, 与新脊海冰受风化作用的结果, 故称为风蚀海冰。极冰 (Polar ice) 就是经年累月受风蚀的结果。
6. **峰海冰 (Ropak ice)** : 海冰某处受到垂直向上的压力, 其冰峰处可达12公尺以上, 其形类似山峰, 称之为峰海冰。

冰山的型态



南极附近的冰山



位于格陵兰约克角附近的冰山。



格陵兰乌佩纳维
克朗岛和桑德森
角之间的冰山



冰山的分布

北半球： 北极海的冰山源地有二，分别为：

1. **北极海中俄罗斯各岛：** 北极海中俄罗斯各岛；法兰士约瑟夫群岛，经常有冰河冰向外流出，属于扇形浮冰。新地（Nvaya zemlya）群岛为俄罗斯最大冰层之一，北极海冰山多来自此处，以及北兰群岛（North land）与科隆群岛（Ostrova delong）流出的冰河冰。此处冰山不大，对航行影响不大。
2. **格陵兰冰河谷：** 大部分沿着东格陵兰而下，顺着拉布拉多（Labrado）寒流，沿着纽芬兰附近流出，冰山由极地流向低纬度暖海域，流至北纬40-50度时，遇及暖洋流，冰山会融化。每年3-7月较多，其中以6月份最强，此等冰山困扰着北大西洋的航海者。1912年4月13日Titanic号的沈没，就是遇到这区的冰山。

海冰的分布

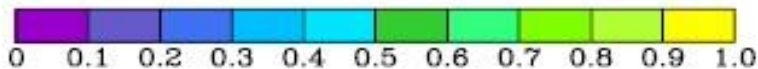
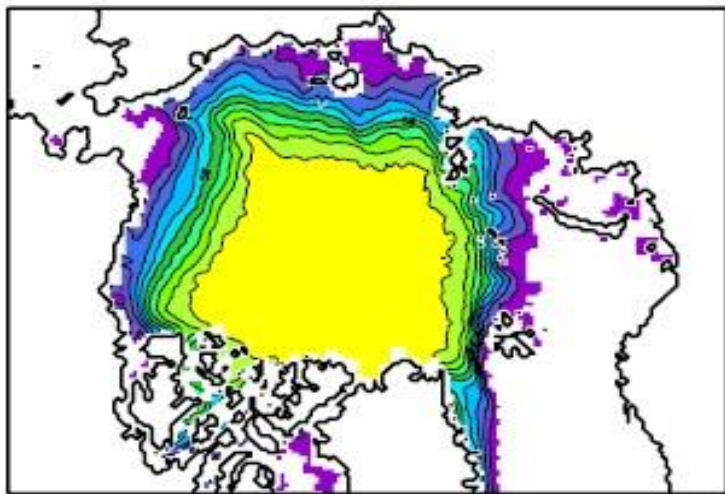


北极地区包括整个北冰洋以及格陵兰岛（丹麦领土）、加拿大、美国阿拉斯加州、俄罗斯、挪威、瑞典、芬兰和冰岛八个国家的部分地区。

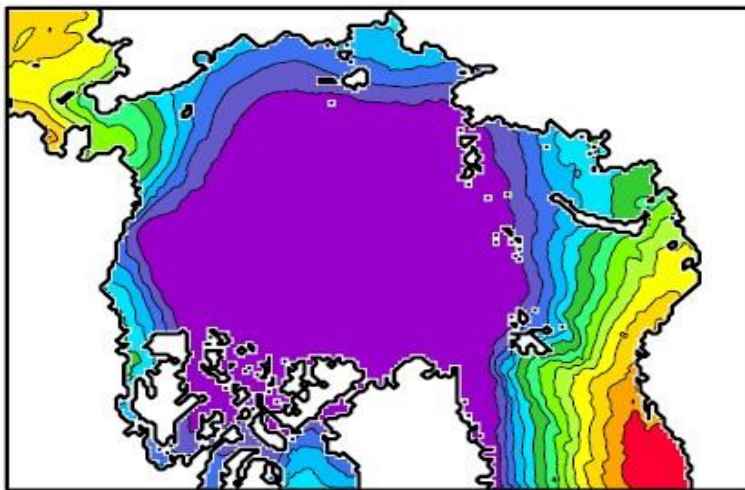
北极地区主要由一个被广大冰原覆盖的大洋（即北冰洋）和环绕在其周围的一圈无树木的冻土地带所组成。在全球气候变暖的影响下，近年来北极地区的冰盖厚度在不断下降。一些证据表明，最迟到2040年或2100年，北极地区在夏季时将不再为冰所覆盖。而最新的研究显示，在2007年夏季冰层的融化速度高于估计值，因此可能最早在**2013年**就会出现无冰的情况。



海冰的分布



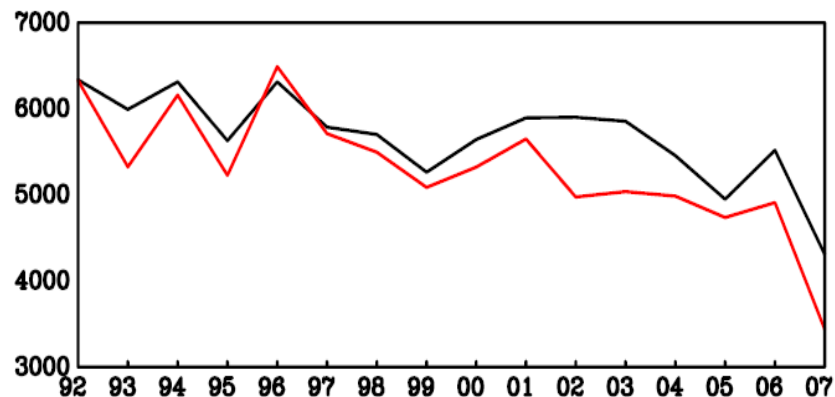
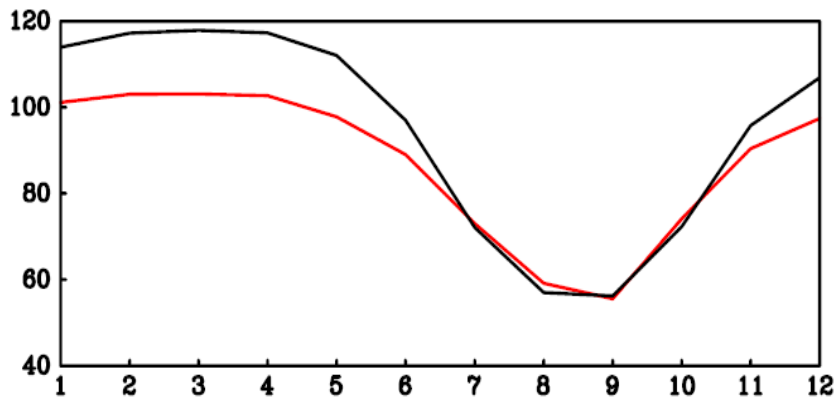
气候态夏季北冰洋海冰覆盖率的分布。



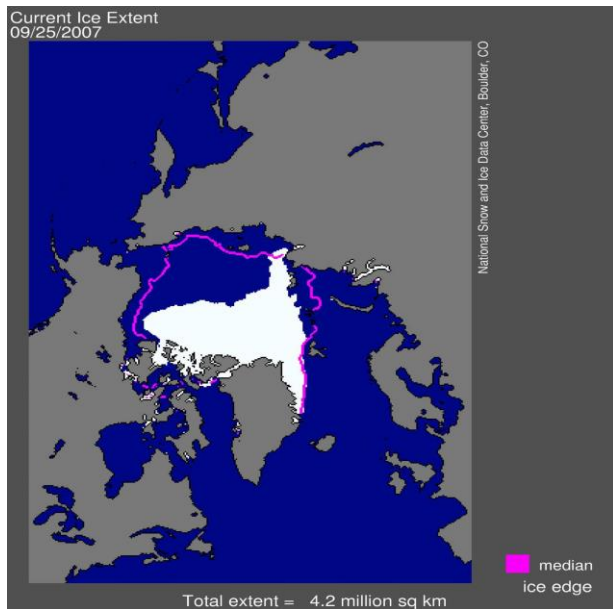
气候态下夏季北冰洋内海水温度的分布。

北极海冰的变化

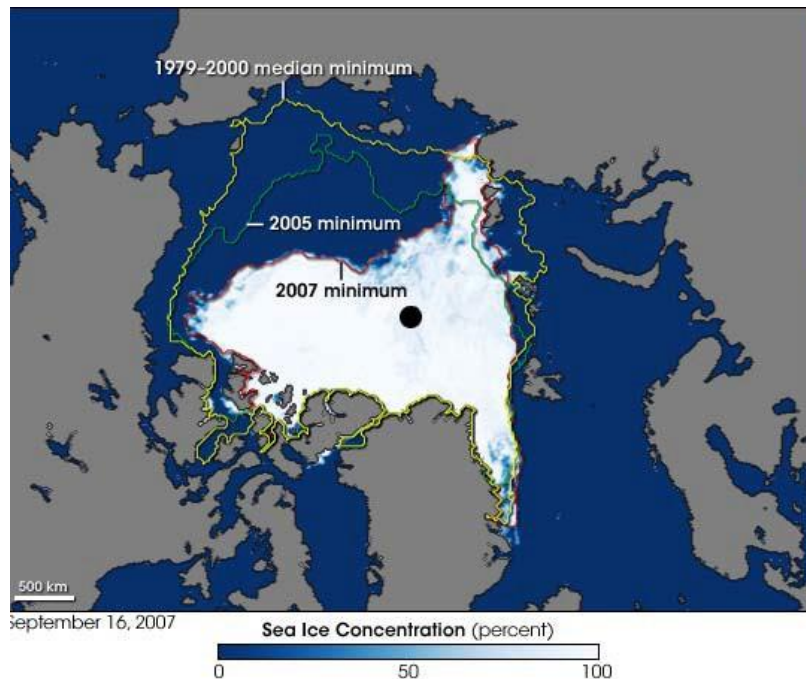
北冰洋海冰覆盖率的年际变化和季节变化。



北极海冰的变化

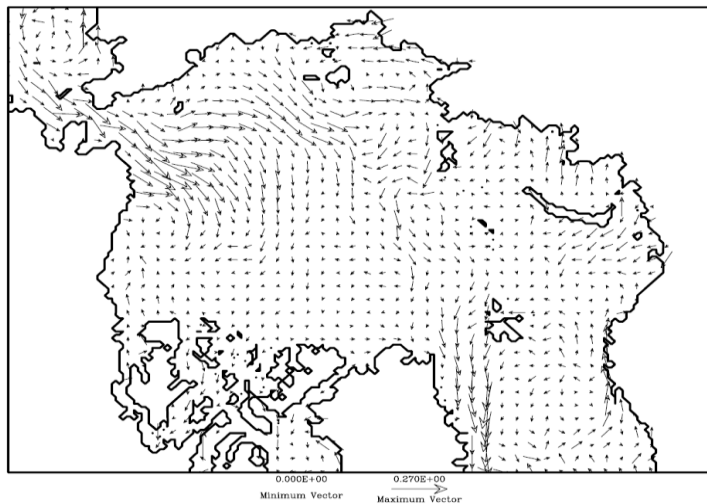


2007年夏季，北冰洋海冰覆盖率的
空间分布（白色阴影）。

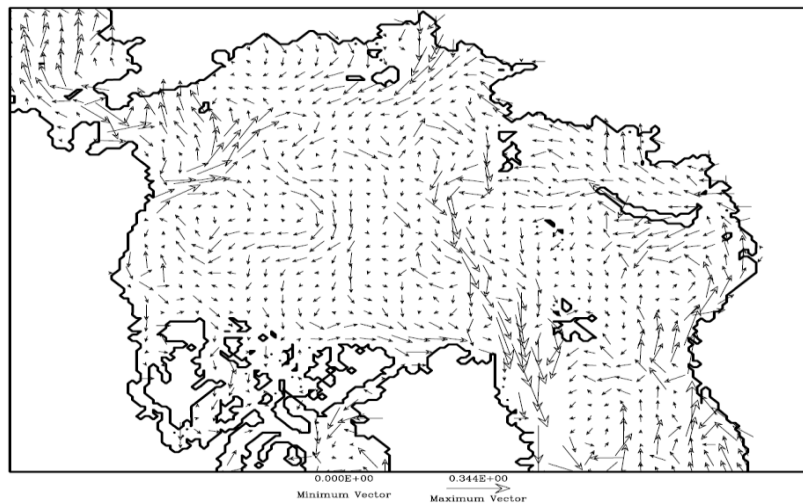


北极冰山消融：2007年冰山面积与2005年
及1979-2000平均值的比较

北极海流



2007年夏季北冰洋表层海水的海流分布。



2007年夏季北冰洋海冰飘逸方向。

海冰的分布

北太平洋:

1. 北太平洋：冰区南界在 58° N附近，仅限于在阿拉斯加湾内活动。
2. 日本海：浮冰主要来自鄂霍次克海，流冰于1月上旬自库页岛南下，中旬到达北海道沿岸，以后势力增强，2月末到3月达最盛期。3月下旬开始衰退，4月末完全消失。
3. 我国黄海和渤海冰情：一般自11月中、下旬至12月上、中旬，自北向南逐渐结冰，且冰情不严重。



南半球

- 南冰洋的冰山是由南极大陆冰壁崩落漂向海上，在罗斯海（Ross）及威迪尔海（Weddell），沿海线处，有广大的陆棚海冰。北缘浮在海上，高出水面20-50米。
- 南冰洋冰山的北界线，随季节而变化，通常大西洋在南纬35度以北，印度洋在南纬45度以北，太平洋在南纬60度以北，都很难看到冰山。此外由于南半球的西风漂流是「环极流」，因为长期盛行西风且无阻碍，造成海面狂风，本区除有渔船作业外，甚少有其它船舶，因此也比较不易听到有海难发生。

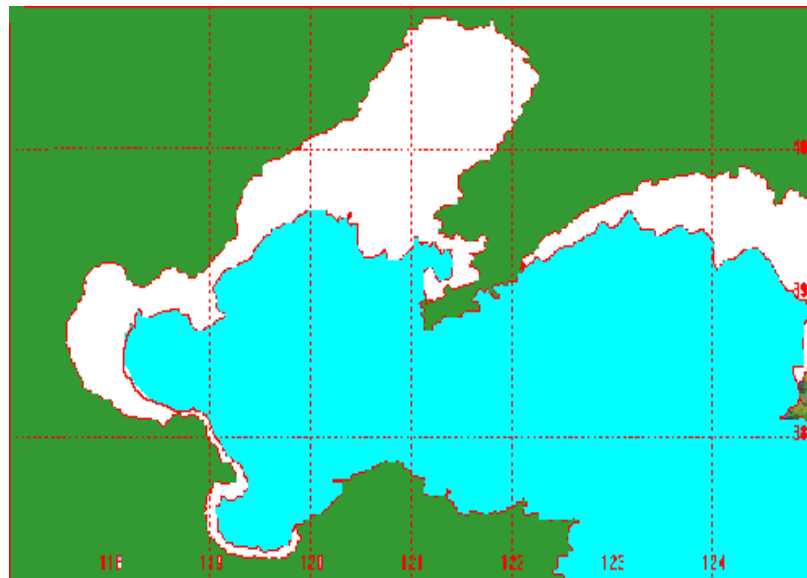


这是近30年来最大规模的冰棚崩解事件。美、英两国科学家表示，该处冰棚在35天内崩解了3250km²（约等于台湾本岛1/10面积）；其崩解速度之快，超乎原先预料，也是全球暖化的最新警讯。

海冰的分布

中国近海

2001年2月7-13日，渤海和黄海北部出现该年度最大范围的海冰。辽东湾海冰距湾顶最大距离115海里，一般冰厚15-25厘米，最大冰厚60厘米；渤海湾海冰距湾顶最大距离约30海里，一般冰厚10-20厘米，最大冰厚35厘米；黄海北部海冰距岸最大距离约33海里，一般冰厚10-20厘米，最大冰厚30厘米。



海冰的分布

1969年2~3月，渤海发生百年不遇的大冰封灾害，整个渤海被几十厘米至一两米、甚至八九米厚的坚冰封堵了50天之久。进出天津港的123艘客货轮中，7艘被海水推移搁浅，19艘被海水夹住不能动，25艘由破冰船破冰后才得以逃脱，5艘万吨级货轮螺旋桨被海冰碰坏，1艘巨轮被海冰挤压破裂进水，引水船螺旋桨也被海冰坏、船体变形，航标灯全部被海冰挟走。天津港务局观测平台被海冰推倒，海洋石油1号钻井平台支座拉筋被海冰割断而倒塌，2号钻井平台也被海冰推倒。不冻港的塘沽港、秦皇岛港遭港也遭海冰灾害，损失惨重。



2004/05年冬季渤海及黄海北部的冰情冬季严重冰情期间，辽东湾沿岸港口均处于封冻状态。受海冰影响，中国海洋石油有限公司位于辽东湾的石油平台需靠破冰船引航才能保证平台供给及石油运输。



海冰的分布

2010年1月9日，渤海莱州湾的渔船被厚重冰层“冻”住。



2010年1月14日，渤海北部海冰。



2010年1月10日，山东省烟台市东炮台景区2000多平方米的全国最大的生态海豹湾出现大面积结冰现象，60多只斑海豹困在凝固的冰湖中。

船舶接近冰区的征兆

1. 海水温度急剧降低，表明前方可能有冰区存在。通常海水温度为 $+1^{\circ}\text{C}$ 时，距冰缘不超过100~150海里；水温为 -0.5°C 时，距冰缘不足50海里。
2. 临近冰区时，海水的盐度也减小。
3. 出现小块浮冰，有时可听到冰块互相撞击的响声。
4. 在流冰边缘处经常出现浓雾屏带。
5. 如望见冰反射出的光芒，可断定该方向有海冰存在。
6. 如在大风浪区航行，突然波浪减弱，或突然海面变得平静，说明其上风有冰域存在。
7. 远处有海冰时，往往在水天线上有海市蜃楼出现。

海冰的漂流规律

海冰的漂流规律：影响海冰漂流的主要因素是**风和海流**。

1. **无风海域**：浮冰和冰山随流漂移，其漂移速度、方向与流向一致。
2. **有风无流的海域**：浮冰和冰山随风漂移。北半球其漂流方向偏于风向右方 $30^{\circ} \sim 40^{\circ}$ ，南半球则偏向于风向的左方。其漂移速度大约是风速的 $1/50$ 。
3. **风流都有的海域**：浮冰和冰山的漂移运动是风与流引起的漂移运动的合成。但由于冰山水下部分体积大，受流的影响比风大。

冰情特征

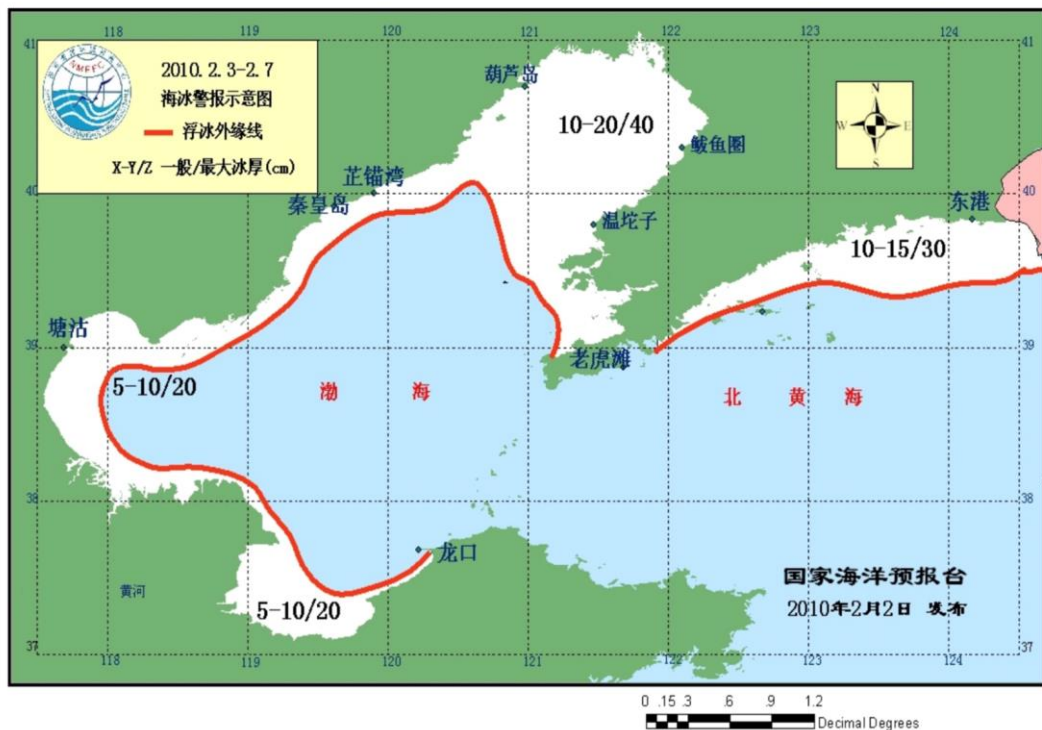
冰期：渤海海冰为一年冰，海冰的发展过程可以分为三个阶段，即**初冰期**、**封冻期**、**终冰期**。

1. **初冰期：**初冰期是指从初冰日到封冻日，这段时间是海冰不断增长的过程。辽东湾和黄海北部初冰日最早在11月初，最晚在11月底。渤海湾最早在12月初，最晚在12月下旬前期，莱州湾最早在12月上旬后期，最晚在1月中旬前期。
2. **封冻期：**封冻期是指封冻日到解冻日。这段时间冰情严重，冰的密集度都大于7成。封冻日通常称为严重冰期，辽东湾的封冻期约2个半月，一般从12月下旬开始至3月上旬，渤海湾约1个半月，一般从1月上旬开始至2月中旬，莱州湾约一个月，一般从1月中旬开始至2月上旬。
3. **终冰期：**终冰期是指解冻日到终冰日，这段时间海冰随气温回升和海温增高而不断融化。融化期比增长期要短得多。辽东湾和黄海北部的终冰日最早在3月中旬初，最晚在3月底；渤海湾最早在2月底至3月底，最晚在3月中旬末至下旬初，莱州湾最早在1月下旬后期，最晚在3月中旬后期。



冰情特征

海冰警报示意图



第六节 水文气象要素的观测

观测的意义：

- 弥补海上测站稀疏、资料不足的状况。
- 船舶可根据自己的观测数据，对气象部门发布的天气预报进行补充订正，得到更切合实际的预报结果，以利本船更好地完成航行任务。

观测项目、时次和程序：

- **观测项目：**海面气象观测的项目有：能见度、云、天气现象、风向、风速、空气的温度和湿度、气压、降水量。海洋水文观测的项目有：站位、水深、波浪、水温、盐度、海况、水色、透明度、海发光、浊度、全航程起航ADCP海流断面、锚系断面流、水位和波浪等。海气边界层观测的项目有：海气界面的动量、热量、水汽通量，海上大气边界层风、温、湿、辐射、海表皮温（SST）观测。

- **观测时次：**

1. 担任**气象观测**的调查舰船（不论是走航还是定点观测），每日都要进行四次绘图天气观测。观测的时间是**02, 08, 14, 20**时（北京时）。
 2. 在**连续站**观测中，除四次绘图天气观测外，还要进行四次辅助绘图天气观测。观测的时间是**05, 11, 17, 23**时（北京时）。
 3. 在**大面观测**中，一般是到站后即进行一次气象观测，如到站时间是在绘图天气观测后（或前）半小时内，则不进行观测，可使用该次天气观测资料代替。
- **观测程序：**每次观测从正点前30min开始至正点结束。观测次序可自行安排。但是，气压的观测应在接近正点时进行。如因特殊原因（如避让）不能按时观测时，可在正点后30min内补测完毕，并在记要栏内说明。无法补测时，须注明原因。



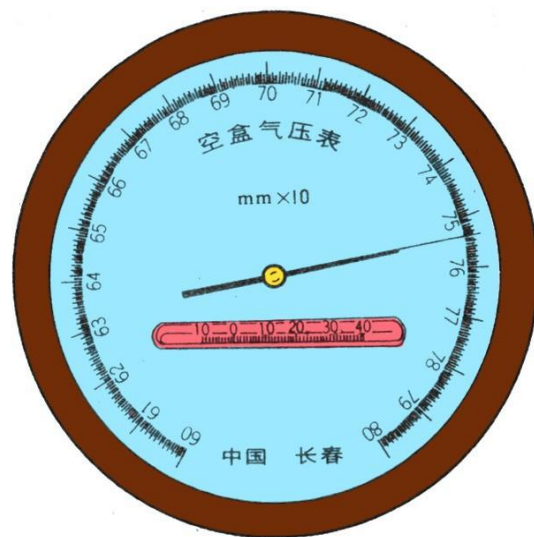
气压的观测

使用仪器及其构造：

船舶观测气压通常使用的仪器为**空盒气压表**（国外称晴雨表）。另外，还有能够连续自动记录每时每刻气压的气压计。

测压原理：金属盒弹性形变与大气压强相平衡

功能：自动记录每时每刻的气压。一般用于观测天气过程的气压变化规律（如台风）。



空盒气压表



气压的观测

海上观测的气压读数，须经以下四项订正才能得到海平面气压：

1. 刻度订正：从仪器鉴定证上查出。
2. 温度订正：空盒气压表与水银气压表是在 0°C 时校准的，只有此时才有正确的读数。温度订正就是为了订正由于温度变化引起的空盒弹性改变造成的误差。 $DP=a\cdot t$ 式中： a —温度系数，即温度改变 1°C 时，空盒气压表示度改变值。它可从鉴定证书上查得。 t —附属温度。
3. 补充订正：是订正由于空盒的残余变形所引起的误差。这种残余变形随时间而变化。因此，空盒气压表必须定期（一般每隔3~6个）与标准水银气压表进行比较，求出空盒气压表的补充订正值。
4. 高度订正：每升高8米，气压下降1mb。

风的观测

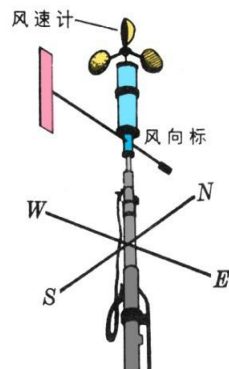
风向：风浪的来向即为风向。

XZC2—2型数字气象仪

手持风向风速表：观测地点的选择：迎风，不受周围障碍物阻挡的地方进行观测。

船风——船舶在航行时所产生的一种风向与船舶运动方向相反、风速与船速相等的风，称为船风。

视风——真风与船风的合成风，称为视风。



风向标和风速计

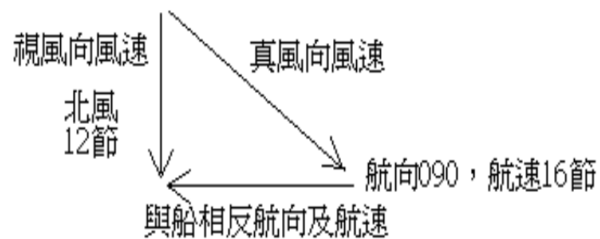


风的观测

所谓真风速风向，是指观测者静止时，所测量到的风的风速风向。由于船航行时，船舶有其航速与航向，此二者合力的结果，就产生了视风速风向。

我们可以用物理学合力的向量图型，由视风速风向，与船的航速与航向，而求得真风速风向。

如某船在北半球航驶，航向 90° ，航速16节，航行中测得北风12节，欲求其真风向及真风速。则可先画出北风12节（合力），接著画出与航向 90° 相反的线段（因船前进所引起的风，与航向相反），航速16节，最后连接视风向风速的起点，及与船相反航向及航速的起点，最后可得知真风向为西北，真风速为20节。



水文气象要素的观测



日照计



雨量桶



蒸发皿

能见度的观测

“能见”，就是能将目标物的轮廓从它所在的天空背景上分辨出来。有时虽然目标物的某些细节，甚至部分轮廓辨认不清，但仍要算作“能见”。只有当目标物与天空背景完全融合，连其大概情况都看不出来时，才能算作“不能见”。“能见度”：通常是指人的正常视力在当时天气条件下所能见到的最大水平距离。“有效能见度”是指周围一半以上视野里都能见到的最大水平距离。

能见度的观测

能见度的观测步骤：

1. 观测员站在能看清岸上目标物的高处，用目力找出最远可见的目标物；
2. 从海图上量出或用雷达测量出船与目标物之间的距离，换算为能见度等级；目标物颜色、细微部分清晰可辨时，能见度定为该目标物距离的**5倍**以上；目标物颜色、细微部分隐约可辨时，能见度定为该目标物距离的**2.5-5倍**；目标物颜色、细微部分很难可辨时，能见度定为大于该目标物的距离，但不应超过该目标物距离的**2.5倍**。
3. 夜间在月光较明亮的情况下，如能隐约地分辨出较大的目标物的轮廓，能见度定为该目标物的距离；如能清楚地分辨出较大的目标物的轮廓，能见度定为大于该目标物的距离；在无目标物或无月光的情况下，一般可根据天黑前的能见度情况及天气演变进行能见度估计。

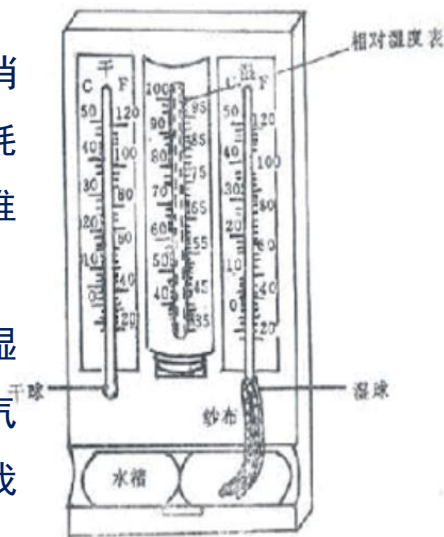


气温与湿度的观测

观测仪器：干、湿球温度表

干湿球温度差：当空气中的水汽含量未达到饱和时，湿球表面的水分不断蒸发，消耗湿球的热量而降温，同时又从流经湿球的空气中吸取热量。当湿球因蒸发而消耗的热量和从周围空气中获得的热量相平衡时，湿球温度就不再继续下降，这样就维持了相对稳定的干、湿球温度差。

意义：干、湿球温度差的大小，主要与当时的空气湿度大小有关。空气越干燥，湿球表面的水分蒸发越快，湿球温度降低越多，干、湿球温度差就越大；反之，空气越潮湿，湿球水分蒸发越慢，湿球温度降低越少，干、湿球温度差就小。因此，我们可以根据干、湿球温度差的大小，分析计算出空气的湿度。



气温与湿度的观测

空气温度和湿度的观测，要求温度表的球部与所在甲板间的距离一般在1.5m到2m之间。为了避免烟囱及其他热源（如房间热气流等）的影响，安装的位置应选择在空气流畅的迎风面，距海面高度一般在6~10m的范围内为宜。另外，仪器四周2米范围内不能有特别潮湿或反射率强的物体，以免影响观测记录的代表性。

放置要求：通风良好（船之迎风一侧，但风力不能太大）；避免太阳直射。

云的观测

1. 观测地点的选择：应站在能看到全部天空和海天线的位置上进行，按照云的外形特征、结构特点和云底高度来判断3族11属云状，按照云的国际简写符号分高、中、低云记入记录簿的相应栏内。
2. 云状的记录：云状的记录按云量的多少依次记入，云量多的记在前面。云量相同时，记录次序自行决定。无云时，该栏空白。云状无法判断时，该栏记“—”。
3. 云量的观测和记录：云量是指云遮蔽天空视野的成数，即观测者眼睛所看到的视云量。

云的观测

云量观测：包括**总云量**和**低云量**。**总云量**指观测时天空被云遮蔽的总成数；**低云量**指天空被低云所遮蔽的总成数。

- 观测时，把整个视野范围内的天空分成10份，如云占1/10，则云量记1；占2/10记2；依此类推。当云布满全天，云量记10；如天空全部被云遮住，但在云层中还有少量空隙(空隙总量不到天空的1/20)，则云量记10；当天空无云，或云量不到1/20时，均记0。

云量记录：**以分数形式记载，总云量作分子，低云量作分母。如7/5，8/0，无云时记0/0。**

天空状况不明时云的观测和记录：

- 因雾使天空的云量、云状无法辨认时，总、低云量均记10，云状栏记天气现象符号；
- 因烟和霾等天气现象使天空的云量、云状全部或部分不明时，总、低云量记“—”，云状记天气现象符号。

天空状况用语含义：

- 晴：总云量0---2；少云：总云量3---5
- 多云：总云量6---8(或高云量8---10)；阴：中、低云量9---10

海水的观测

海水透明度，是指用直径为**30**厘米的白色圆板，在阳光不能直接照射的地方垂直沉入水中，直至看不见的深度。

水色，将透明度盘提到透明度盘提到一半的深度，透明度盘上呈现的海水颜色。

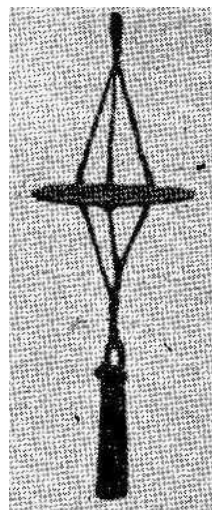
海发光，夜间海面出现的浮游生物的发光现象，称为海发光。

透明度的观测

观测透明度的透明度盘是一块漆成白色的木质或金属圆盘，直径30cm，盘下悬挂有铅锤（约5kg），盘上系有绳索，绳索上标有以米为单位的长度计号。绳索长度应根据海区透明度值大小而定，一般可取30~50m。

1. 观测方法：在主甲板的背阳光处，将透明度盘放入水中，沉到刚好看不见的深度，然后再慢慢地提到隐约可见时，读取绳索在水面的标记数值（有波浪时应分别读取绳索在波峰和波谷处的标记数值）。读到一位小数，重复二到三次，取其平均值，即为观测的透明度值，记入水温观测记录表中。若倾角超过 15° ，则应进行深度订正。当绳索倾角过大时，盘下的重锤应适当加重。

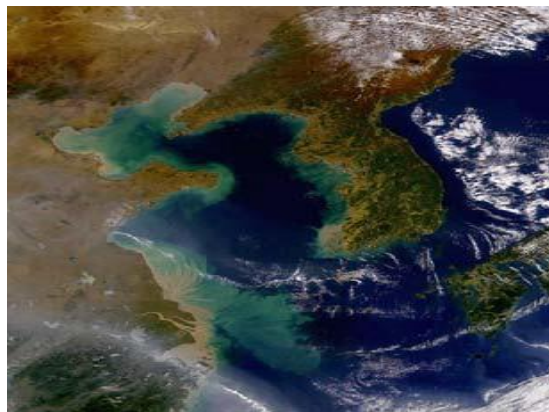
透明度的观测只在白天进行，观测时间为：连续观测站每二小时观测一次，大面观测站，船到站观测，观测地点应选择在背阳光的地方，观测时必须避免船上排出的污水（机油）影响。



水色的观测

吸收与散射互为相反的两种作用。吸收率大的光波，其散射能量小，而吸收率小的光波，其散射能量大。散射能量还与悬浮物颗粒粒径有关：颗粒粒径越小，短波散射能量越大。这种现象称为海水对光线的选择吸收和散射。

在大洋水中，悬浮物量少，颗粒粒径也小，蓝光散射能量大，故海水的颜色多呈蓝色。近岸海水，由于悬浮物增多，颗粒变大，黄光散射能量增大，所以水色多呈黄色、浅蓝或绿色



海发光的观测

海发光是海中的微光，它是指夜间海面生物发光现象。

- 发光细菌
- 单细胞有机物。如夜光虫
- 较复杂的海生生物如水母、海绵、贻贝、管水母、环虫、介贝也能发光
- 鱼也能发光。它们体内能分泌一种特殊物质，这种物质与氧作用而发光，发光时就好象汽车的前灯。

海发光现象在热带海水中最为强烈

我们国家如长江口和舟山群岛一带也较为常见



海发光的观测

观测时，站在背光的黑暗处，注视海面浪花或航行航迹浪花上的发光现象，按发光程度分0~4级记录：0—无发光；1—发光勉强可见；2—发光明晰可见；3—发光显著可见；4—发光特别明亮

类型和等级	火花型 (H)	弥漫型 (M)	闪光型 (S)
0	无发光现象	无发光现象	无发光现象
1	机械作用下，发光勉强可见	发光勉强可见	视野内几个发光体
2	在水面或风浪的波峰处发光清晰可见	发光清晰可见	视野内十几个发光体
3	发光显著	发光显著	视野内几十个发光体
4	特别明亮	发光特别明亮	视野内有大量发光体



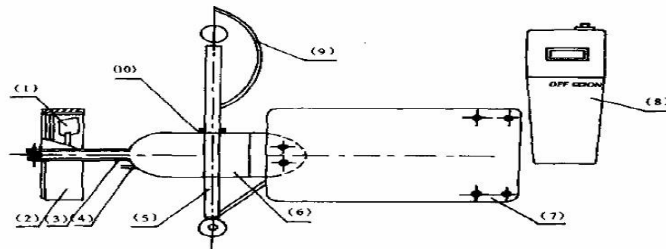
多参数水质监测仪

多传感器水质检测仪是用于海洋水质监测的一种新型仪器，它可以同时测量海水的温度、盐度、叶绿素浓度、浑浊度、溶解氧和pH值等六个水质参数



海流观测（直流式海流计）

SLC9-2型直读海流计主要用于200m以浅不同深度处的水流速度和方向，同时它还可以用浮子把探测器漂离船体测量表层流速度和方向。测量范围为流速3~350cm/s，准确度为 $\pm 5\%$ ；流向 $0\sim 360^\circ$ ，准确度 $\pm 4^\circ$ ；最大使用深度200m，取样时间间隔分别为0.5, 3, 15, 30分钟，仪器可直接显示观测数据手工记录，也可打印取得记录。



声学多普勒海流剖面仪(ADCP)

ADCP测流原理是测定声波入射到海水中微颗粒后向散射在频率上的多普勒频移，从而得到不同水层水体的运动速度。超声源(或发射器)和接收器(散射体)之间有相对运动，则接收器所接收到的频率和声源的固有频率是不一致的，若它们是相互靠近，则接收频率高于发射频率，反之则低，这种现象称为多普勒效应。**接收频率和发射步率之差叫多普勒频移。**

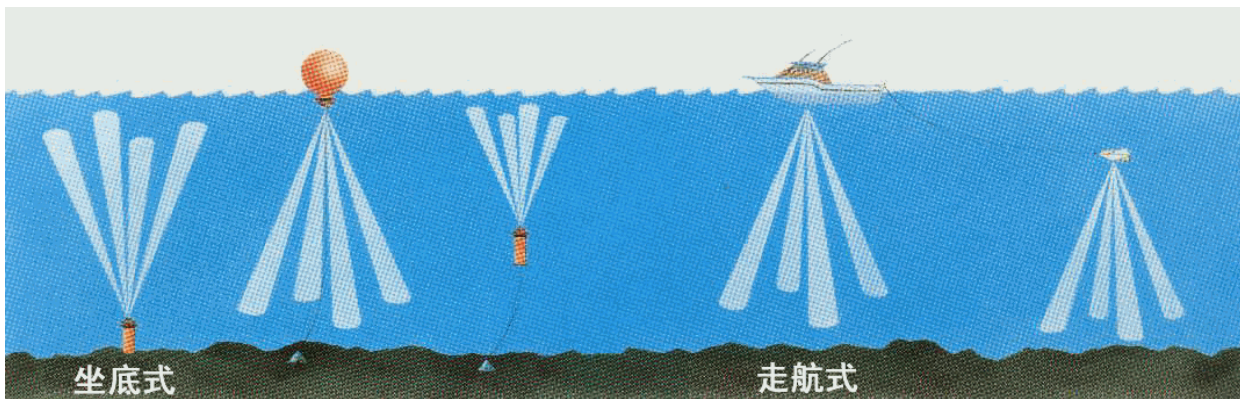


安裝於玻璃纖維浮球中的上視式ADCP海流儀，注意其對稱排列的四個音鼓。

声学多普勒海流剖面仪(ADCP)

ADCP测流原理

利用回声速(至少三束)测得水体反散射的多普勒频移,便可以求得三维流速并且可以转换为地球坐标下的 u , v 和 W 。由于声速在一定水域中,在一定深度范围内的水体中的传播速度基本是不变的,根据由声波发射到接收的时间差,便可以确定深度。利用不断发射的声脉冲,确定一定的发射时间间隔及滞后,通过对多普勒频移得谱宽度的估计运算,便可以得到整个水体剖面逐层段上水体的流速。



SZF系列波浪浮标

- SZF型波浪浮标是一种能自动、定点、定时（或连续）地对波浪水文要素进行测量的小型浮标自动测量系统，能测量海浪的波高、周期、波向。



海浪观测

测量参数	测量范围	测量准确度
波浪高度	0.3m~ 20m	$\pm (0.3+5\% \times \text{测量值}) \text{ m}$
波浪方向	$0^\circ \sim 360^\circ$	$\pm 10^\circ$
波浪周期	2 s ~ 20s	$\pm 0.5\text{s}$

测波方法：目测海浪

波型记法

- 波型为风浪时记F，波型为涌浪时记U。
- 风浪和海浪同时存在并分别具备原有的外貌特征时，波型分三种记法：
 1. 当风浪波高和涌浪波高相差不多时记FU。
 2. 当风浪波高大于涌浪波高时记F/U。
 3. 当风浪波高小于涌浪波高时记U/F。
- 发展成熟的风浪，很象方向一致的风浪和涌浪迭加，此时应根据风情(风速、风时等)变化来判断波型(无浪时，波型填空白)。



波向观测

- 波向分16个方位：测定波向时，观测员站在船只较高的位置，用罗经的方位仪，使其瞄准线平行于离船较远的波峰线，转动 90° 后，使其对着波浪的来向，读取罗经刻度盘上的度数，即为波向(用磁罗经测波向时，须经磁差校正)。当海面无浪或波向不明时，波向栏记C，风浪和涌浪同时存在时，波向应分别观测，并记入表中。

海浪观测

蒲福 风级	名称		风速		浪高 (公尺)	
	风	浪	每时海裡	每秒公尺	可能波高	最大波高
0	无风	-	1 以下	0 - 0.2	-	-
1	软风	微波	1 - 3	0.3 - 1.5	0.1	0.1
2	轻风	微波	4 - 6	1.6 - 3.3	0.2	0.3
3	微风	小波	7 - 10	3.4 - 5.4	0.6	1.0
4	和风	小浪	11 - 16	5.5 - 7.9	1.0	1.5
5	清风	中浪	17 - 21	8.0 - 10.7	2.0	2.5
6	强风	大浪	22 - 27	10.8 - 13.8	3.0	4.0
7	疾风	大浪	28 - 33	13.9 - 17.1	4.0	5.5
8	大风	巨浪	34 - 40	17.2 - 20.7	6.0	7.5
9	烈风	猛浪	41 - 47	20.8 - 24.4	7.0	10.0
10	暴风	猛浪	48 - 55	24.5 - 28.4	9.0	12.5
11	狂风	狂涛	56 - 63	28.5 - 32.6	11.5	16.0
12	飓风	狂涛	64 - 71	32.7 - 36.9	14.0	16以上
13	飓风	狂涛	72 - 80	37.0 - 41.4	14以上	16以上
14	飓风	狂涛	81 - 89	41.5 - 46.1	14以上	16以上
15	飓风	狂涛	90 - 99	46.2 - 50.9	14以上	16以上
16	飓风	狂涛	100 - 109	51.0 - 56.0	14以上	16以上
17	飓风	狂涛	109 - 118	56.1 - 61.2	14以上	16以上



作业（2周后上交）

1. 简述辐射雾和平流雾的差异并说明海雾的形成原因。
2. 试比较风浪与涌浪, 深海波与浅海波的不同之处。
3. 试述风暴潮的形成原因以及风暴潮与天文潮的异同?