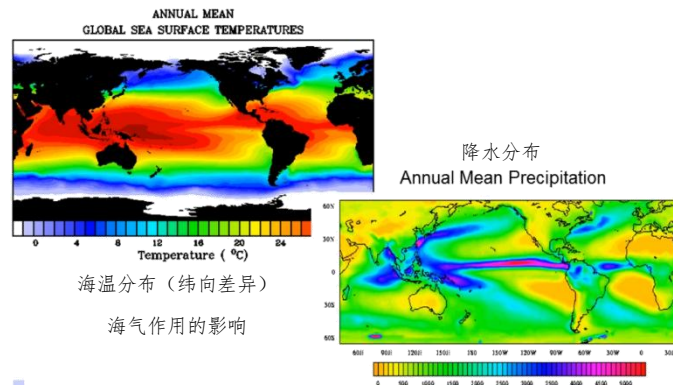


第六章 海气相互作用



6.1 海洋在气候形成和变化中的重要性

6.1.1 海气相互作用

定义 海洋与大气之间**热量、动量、物质**的交换，以及这种交换对大气、对海洋各种物理特性的影响及改变。

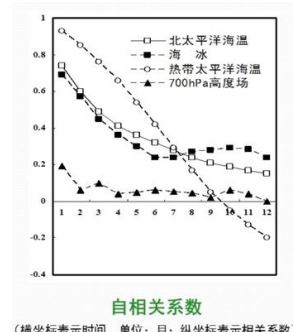
具体过程

- ① 海洋通过蒸发提供水汽，改变加热、影响大气运动
- ② 大气运动通过：切应力对海流产生影响、云-辐射效应，使海温分布发生变化，从而影响到加给大气的热量。

6.1.2 重要性

重要价值

- ① **海洋是大气的主要能量供应源**：太阳辐射绝大部分 85% 被海洋表层吸收，通过潜热和显热输送给大气、海洋环流热量的经向输送
- ② **海洋是大气水分的主要供应地**：大气中的水汽主要来自海表蒸发
- ③ **海洋对气候的调节作用**：海洋的**热惯性和动力惯性大**（海洋的记忆功能），使全球气候季节变化幅度减小，海洋气候季节滞后于陆地、**平滑大气高频变化**
- ④ **海洋对温室效应的缓解作用**：释放到大气中的 CO_2 有25%被海洋吸收，减缓了全球增暖的速率，同时导致海洋酸化。



6.2 海陆物理特性的差异

海陆面积 海洋表面积占地球总面积的 70.8%，南北半球以及各纬度海陆分布不同。

辐射特性 对太阳辐射的**反射率**，海水表面平均为 5-6%，陆面平均为 10-30%，**海面单位面积净辐射大于陆面**。海水对辐射的**透射作用**，使海水吸收、储存更多的太阳辐射。海洋可以投射到 100m，陆面不到 1mm

向上热量 **向大气热量输送**：① 全球平均**湍流感热输送陆地大于海洋** ② 全球平均**海洋蒸发是陆地的 3 倍以上**

向下热量 **向大气热量输送**：① 全球平均**湍流感热输送陆地大于海洋** ② 全球平均**海洋蒸发是陆地的 3 倍以上**

向下热量 **向下及水平热量输送**：① 海水的**热容**（是空气的 3100 倍）大于土壤 2-3 倍

摩擦阻力 ② 海水有**铅直混合作用**：涡动、对流和分子垂直运动 ③ 海水大规模的**水平运动**

摩擦阻力 海面平滑、粗糙度小、平均风速大于陆面

6.3 海陆分布对气候的影响

6.3.1 海陆分布对环流的影响

季风环流 海陆分布对近地层环流（季风环流）的影响：**季风环流**。夏季大陆为低压，海洋为高压，气流由海洋吹向陆地（夏季风）；冬季大陆为高压，海洋为低压，气流由陆地吹向海洋（冬季风）

高空气流 使平直气流产生了**槽脊波动**

6.3.2 海陆分布对气温的影响

影响情况

- ① **夏季海面气温低于陆地，冬季相反**
- ② 海面气温的**日较差**（日最高温和最低温）和**年较差**（月平均最高温和最低温）都小于陆面

6.3.3 海陆分布对大气水份和降水的影响

空气湿度 海面上的空气湿度大于陆地

雾 **海洋多平流雾、陆地多辐射雾**

降水 **对流雨**：陆地上主要出现在**夏季午后**，海洋上出现在**冬季夜间**。**地形雨**：出现陆地上
锋面雨与气旋雨：海洋多于陆地

6.4 海-气能量、物质及动量交换

6.4.1 海气能量交换

6.4.1.1 海-气界面能量平衡方程

方程 $R_0 = LE + H + C_0$ $R_0 = (1 - \alpha)S \downarrow + \varepsilon(F \downarrow - \sigma T^4) - I_c$

其中 R_0 海面的**净辐射通量**， LE, H 分别为海面与大气间的**潜热和感热湍流通量**， C_0 海面与下层海水及周围海水传输的热通量， I_c 透过海面向下传输的太阳辐射通量

海面 $R = LE + H + Q_s + S_t$

$R = Q \times (1 - \alpha) - F$

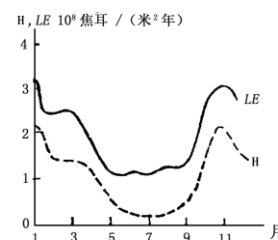
6.4.1.2 海面热量收支对海洋混合层温度(T)变化的影响

局地变化 $\frac{\partial T}{\partial t} = -(\vec{V} \cdot \nabla T) - w \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{1}{\rho C_p H} (R_0 - LE - H) + S$ 其中 $-(\vec{V} \cdot \nabla T)$ 为海水水平热量输送

$-w \frac{\partial T}{\partial z}$ 为海水垂直热量输送， $\frac{1}{\rho C_p H} (R_0 - LE - H)$ 为海面热通量， S 为剩余。

6.4.1.3 海气之间的热量交换特点

- 特点**
- ① 海洋是大气的主要能源供应地，同时**潜热大于感热**
 - ② 冬季海洋向大气的能量输送大于夏季



北大西洋中纬度区域热通量 H 和 LE 强度的年变化

6.4.2 海气界面的物质交换过程

交换过程 蒸发与降水、海盐交换、二氧化碳与氧气的交换。

6.4.3 海-气动量交换

6.4.3.1 风应力

概述 **大气环流向海洋输送动量**，是海洋环流和风浪的主要动力。

风应力 $\tau = \rho \overline{w'V'}$ $\tau = -\rho C_D U^2$ 风应力、科氏力及海水内摩擦力作用下，北半球表层海水流动偏向风矢量方向右侧 45 度，体积流偏向右侧 90 度。

6.4.3.2 海流及其分类

海流定义 海水沿着一定方向**有规律的较大规模的水平运动现象**称为洋流，即海流。

成因分类 **风海流**、**密度流**（密度、盐度）、**补偿流**（底层海水上翻）

温度分类 **暖流**：指海流水温比流经海区水温高的海流。**寒流**则相反。

6.4.3.3 风生环流

定义 受海面风应力作用产生的海流，分布于大洋的上层，在**温跃层以上**，影响 10% 水体。

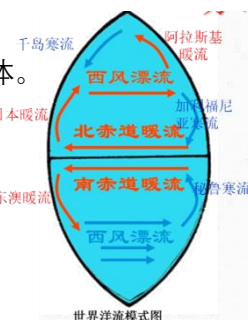
温跃层 位于海面以下几百米左右，温度和密度有巨大变化的层结。

混合层 海洋表层，在海气相互作用下，充分混合，水体性质均一，接近同温状态。

风海流分布 ① 中低纬度以**副热带海区**为中心，北(南)半球顺(逆)时针大洋环流。

② 北半球中高纬海区为逆时针大洋环流。

③ 40°S 附近海区为环绕全球的西风漂流。



④ **北印度洋海区**，海洋环流为**季节性洋流**，冬季逆时针，夏季顺时针，一年两换。

四大渔场 寒暖流交汇：北海道、北海、纽芬兰渔场；上升补偿流：秘鲁渔场

6.4.3.4 热盐环流 (温盐环流)

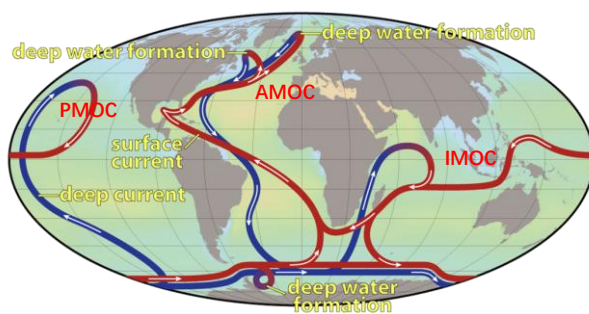
定义 由于海面受热不均、蒸发降水影响所引起(即由热通量和淡水通量的强迫作用引起)的**温度和盐度的变化**，导致**密度分布不均**所形成的热力环流系统，主要**集中在大洋的深层**，影响 90%水体。千年尺度

形成过程 表层海水**向极地流动时**，由于蒸发和冷却在高纬度盐度(密度)(同时极地淡水注入)增大而下沉，**从大洋底部流向低纬地区**形成的深层海水流动现象称为温盐环流。

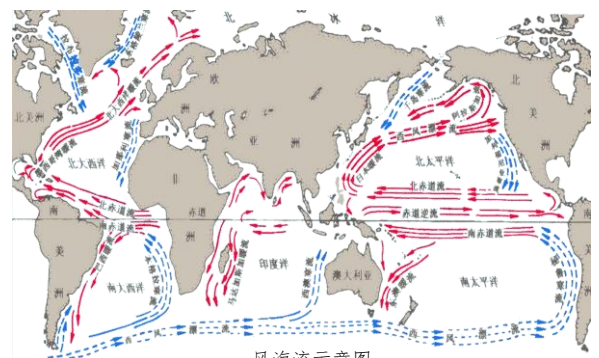
深层水团 南极地区就像是一个发动机，**大西洋，太平洋以及印度洋的经向翻转流就像是发动机的页片，驱动全球温盐环流**。1. 北大西洋深层水 North Atlantic Deep Water, NADW 由挪威海盆中溢出的中层水和底层水混合而成,具高盐度和贫氧等特征。印度洋和太平洋深层水团源自于 NADW。

2. 南极底层水 Antarctic Bottom Water, AABW 与南极绕极环流水团混合,沿深海向北扩展(北半球受白令海峡阻隔、难以进入太平洋)

作用 热盐环流在**全球的热量经向输送**中占有重要地位，历史上**数次气温的突然下降**都与热盐环流中断有关我们目前处于冰期→间冰期的过渡阶段。历史上存在**新仙女木**的急剧冷却事件(12000 年前)。



温盐环流示意图 (经向翻转流 MOC)



风海流示意图

6.4.3.5 稳定情况

低纬度 大气不稳定，**海洋稳定** (表层暖，深层冷)

高纬度 大气稳定，**海洋不稳定** (上层较冷(冰水混合物)，下层反而较暖)，**对流主要发生在高纬地区**。

6.4.4 海洋环流对气候的影响

热量输送 **经向输送**：约占**总经向输送的 30%** **纬向和垂直方向输送**

水分输送 **不同洋盆之间**：海洋输送水到蒸发区，从降水区带走水

气温情况 ① **调节了低纬和高纬的温差** (七月/一月：海洋南北温差比陆地小)

② 引起**东、西岸的气温差异** (七月：上海暖流区>加州寒流区 一月：上海<加州)

低纬度：大洋西部沿岸 (大陆东岸) 的气温高于大洋东部沿岸 (大陆西岸)

高纬度：大洋东部沿岸 (大陆西岸) 的气温高于大洋西部沿岸(大陆东岸)

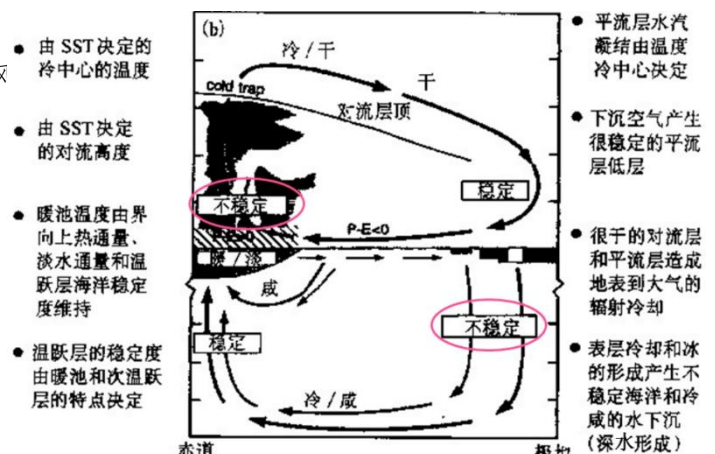
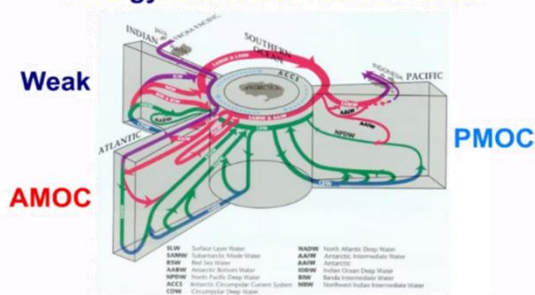
上述气温的差异取决于两个因素 ①沿岸的风向及大小 ②海洋与陆地气温差异的大小

6.4.5 海洋环流对降水的影响

影响情况 ① **暖流沿岸多降水，冷流沿岸多雾** (海陆风

② 影响效应与沿岸风向及大小有关

Energy and Freshwater Balance



全球气候系统的经向环流体系示意图

6.5 热带海-气相互作用

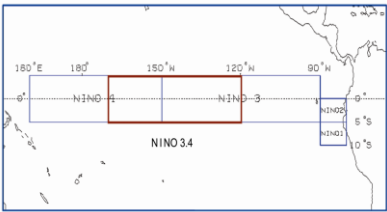
6.5.1 厄尔尼诺 (El Niño)

6.5.1.1 厄尔尼诺的基本情况

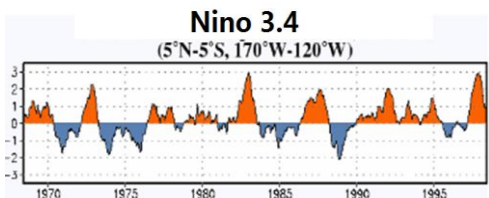
- 定义
- 赤道中东太平洋或秘鲁沿岸海表温度(SST)每隔几年就发生一次异常升高的现象。偏暖约0.5℃
- 发现
- 由渔民发现，渔业资源亏损时称为厄尔尼诺(圣婴)，丰盛时称为拉尼娜。
- 形成
- 西太平洋的高气压及东太平洋的低气压所造成。当太平洋上空的沃克环流减弱时，东太平洋的东风减弱，无法把表层较暖的海水吹到西太平洋，造成东太平洋的东部与中部海水变暖。
- 正常情况
- 观测的多年平均1月，4月，7月和10月SST的空间分布—季节变化(气候态)
7月北半球海温增强明显，加剧了南北半球海温的不对称性。
- 异常情况
- ① 厄尔尼诺：1982年11月发生El Niño时观测的SST分布
② 拉尼娜：1983年11月发生La Niña时观测的SST分布
- 两者一般交替分布

6.5.1.2 尼诺指数

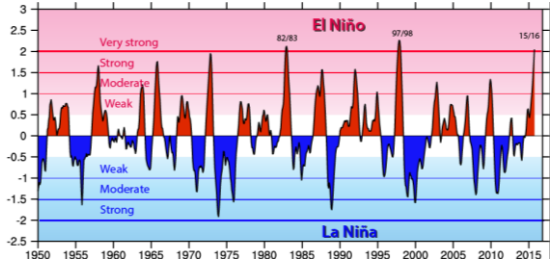
- Niño 指数
- 定量描述 El Niño 事件强度的参数。常用 Niño 区海域平均 SST 异常 (SSTA) 表示。
- 区域划分
- Niño 1+2 区：90°-80°W, 10°S-0°
Niño 3 区：150°-90°W, 5°S-5°N
Niño 4 区：160°E-150°W, 5°S-5°N
Niño3.4 区：170°-120°W, 5°S-5°N
- 重点关注 3.4 区



分区划分



尼诺 3.4 年序列



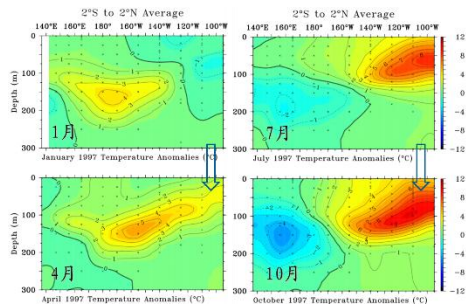
标准化后使用概率判断强度

6.5.1.3 厄尔尼诺事件的判定及其特点

- NOAA
- 月 Niño 指数连续半年超过 0.5℃，最高在 1.0℃ 以上，即判定为一次 El Niño 事件
- 特点
- ① 功率谱分析：哪个周期上方差最大，Niño3.4 指数具有 2~7 年左右的振荡周期，即通常而言，厄尔尼诺或拉尼娜事件每隔 2~7 年循环往复一次，可用作典型的年代季信号。
- ② El Niño 事件多在北半球冬季成熟，具有季节锁相特征！

6.5.1.4 典型 El Niño 事件的发生发展过程

- 前兆阶段
- 3-5 月
- 异常发展
- 8-10 月
- 成熟阶段
- 12-2 月
- 注意
- El Niño 海温异常不仅局限在海表面，次表层也存在，且出现时间更早。



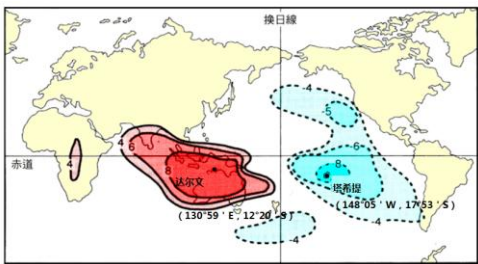
6.5.2 南方涛动 (Southern-Oscillation, SO)

6.5.2.1 南方涛动的定义

- 定义
- 东南太平洋副热带高压与印度洋赤道低压之间气压变化的负相关关系，即两者气压变化的跷跷板现象
- 东南太平洋塔希堤岛 (148°05'W, 17°53'S) 与澳洲北部达尔文港 (130°59'E, 12°20'S) 的海平面气压之间存在一种跷跷板关系。

6.5.2.2 南方涛动指数

- SOI
- 定量描述南方涛动振幅大小的参数，一般用南太平洋塔希堤岛的海平面气压与同时期澳大利亚北部的达尔文港的海平面气压的差值，经过标准化处理来表示。

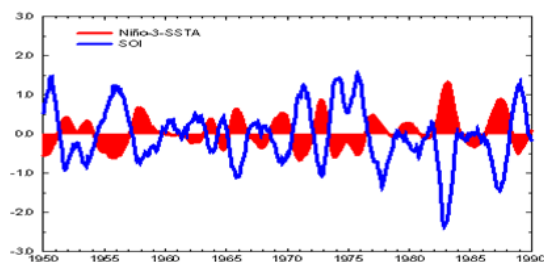


El Niño 时的赤道地区海平面气压变化的分布

6.5.3 ENSO (El Niño-Southern Oscillation)

负相关关系 将历年赤道东太平洋 SST 异常与同时期南方涛动指数 SOI 进行对比, 发现当发生 El Niño 时, 南方涛动指数 SOI 出现异常低位相, 故将 **El Niño 和 SO 合称 ENSO**。

ENSO 1969 年, 加州大学洛杉矶分校的 Jacob Bjerknes 教授率先提出: **厄尔尼诺和南方涛动是同一个现象在海洋和大气中的不同表现, 并将其合称为 ENSO**。



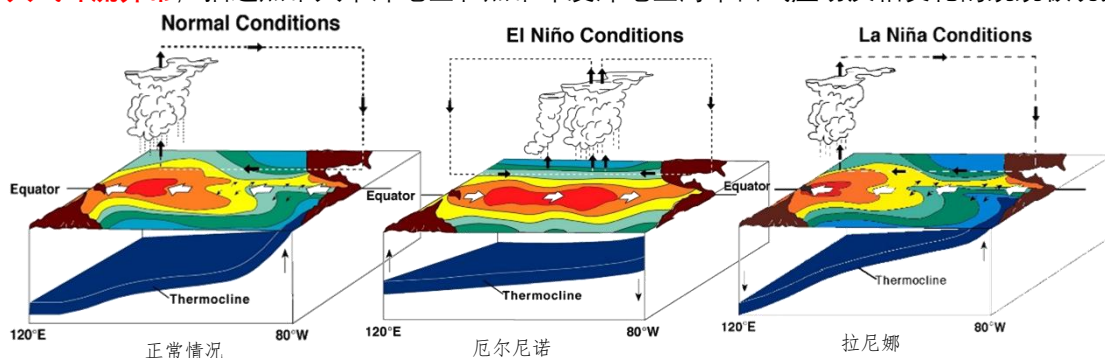
负相关系数非常高

6.5.4 沃克环流

沃克环流 皮耶克尼斯发现**赤道地区东西向垂直环流圈**, 即**东太平洋下沉, 西太平洋上升**, 地面偏东风, 高层西风。为了纪念沃克, 将此纬向垂直环流命名为**沃克环流 (Walker Circulation)**。

厄尔尼诺 **海洋异常现象**, 指赤道中东太平洋每隔几年发生的大规模表层海水持续半年以上异常偏暖/偏冷现象

南方涛动 **大气环流异常**, 描述热带太平洋地区和热带印度洋地区海平面气压场反相变化的跷跷板现象



正常情况 赤道**东风**; 表层**暖水**在西太平洋堆积、**温跃层东浅西深**; **Walker 环流**: **西太平洋上升**(海平面是低压)、**东太平洋下沉**(海平面是高压)

厄尔尼诺 赤道**东风减弱**(西风距平); 表层**暖水**向中东太平洋拓展、**温跃层坡度减小, 东深西浅**; **Walker 环流减弱**, 西太平洋异常下沉(高压距平)、中东太平洋异常上升(低压距平)

拉尼娜 赤道**东风增强**(东风距平); 表层**暖水**更向西太平洋堆积、**温跃层坡度增大, 东浅西深**; **Walker 环流加强**, 西太平洋异常上升(低压距平)、中东太平洋异常下沉(高压距平)

6.5.5 Bjerknes 正反馈机制

正反馈机制 **ENSO 不稳定增长机制**, 即 Bjerknes 正反馈机制。 $\frac{\partial T}{\partial t} \approx -u\bar{T}_x - w\bar{T}_z - \bar{w}T_z$

- ① **上升反馈**: 东太平洋 SST 增加→SST 东西梯度减弱→沃克环流减弱→上升流减弱→SST 增加
- ② **温跃层反馈**: 东边变暖→温跃层变深→上翻的水更暖→表层水变暖 (最为重要)
- ③ **平流反馈** 但正反馈不能持续存在, 否则就不存在拉尼娜现象了, 下面介绍 ENSO 循环

6.5.6 ENSO 循环

6.5.6.1 基本概念与机制

定义 热带太平洋海气相互作用产生了不规则的年际振荡, 每隔 2-9 年, 赤道中东太平洋会出现异常增暖或变冷现象, 这种冷暖振荡被称为 ENSO 循环。其暖位相即为厄尔尼诺 (El Niño), 冷位相称为拉尼娜 (La Niña)。

机制 发展机制—Bjerknes 正反馈过程、延迟振荡理论—负反馈过程

对于一个呈现正负位相的振荡 (Oscillation) 的海气耦合现象, 仅有正反馈过程是不够的, 必然存在负反馈过程。但皮耶克尼斯在提出正反馈机制时, 还不清楚究竟是什么负反馈过程导致了 ENSO 暖冷位相间的转换。

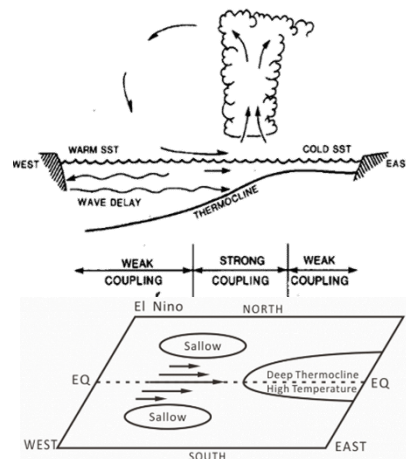
6.5.6.2 延迟振子理论

理论描述 强调了**热带 海洋开尔文波和罗斯贝波 传播和反射**的作用。

负反馈机制 赤道中太平洋**西风异常**→激发赤道两侧**海洋罗斯贝波西传**→赤道两侧**温跃层变浅**→罗斯贝波到达西边界被**反射**,成为**冷赤道开尔文波东传**→到达**赤道太平洋东部**,**降低海表温度**

具体机制

- ① 赤道出现西风异常,在赤道最强,南北在减弱。表层出现波动,北是一个逆时针,南是一个顺时针,都是一个低压系统。
- ② 东侧很强很深的低压系统,很深暖的水,有很深的温跃层。开尔文波向东传,罗斯贝波向西传。
- ③ 给一个西风的强迫,西风扰动,让模式积分 25 天后,随着时间演变。在东边有一个暖异常,并且随时间不断向东传。传到中太平洋慢慢就发展成厄尔尼诺事件。同时西太平洋有两个赤道外的冷性的罗斯贝波向西传,并且罗斯贝波的传播速度比较慢。半年之后,罗斯贝波碰到陆地,反弹后向东传,东太平洋的暖水就被冷水挤掉。



6.5.6.3 充放热振子理论

理论描述 **纬向平均的赤道海洋温跃层**深度和赤道风应力之间存在 Sverdrup 平衡关系。

具体机制 厄尔尼诺时充电(+), 厄尔尼诺转向拉尼娜时放电, 到拉尼娜时继续充电(-)。通过海水辐合辐散完成与水体的质量连续有关。 τ_a 是西风的风切变, 西风异常将暖水带到东太平洋, 质量堆积。因此在表层要出现南北方向水的输送辐散向两边带, 导致赤道东太平洋的水上来补充。从而使得温跃层变的更平。使得温跃层变得越来越浅, 冷的水在表层, 变成拉尼娜, 东风将水向西带, 两侧的水又辐合到赤道。

6.5.6.4 ENSO 对气候的影响

直接影响 **热带地区**: 印度尼西亚、澳大利亚、印度、巴西、秘鲁、智利、厄瓜多尔等地区。异常上升则降水多, 异常下降则干旱少雨。

遥相关 相距较远的气候要素变化之间存在很强的相关性, 遥相关型有 EPA 型、PNA 型等。

遥响应 海温异常对远处的气候及气候异常产生影响的现象 (影响中国、美国等地区)

厄尔尼诺导致中国变暖变湿, 冬季降水偏多, 台风生成偏东且生命长, 强度大; 拉尼娜导致我国变干。

6.5.7 厄尔尼诺的分类

传统型 近几年的研究表明, El Niño 可能包括两类, 传统的可称为 Eastern Pacific **(EP) El Niño**, 表现为赤道东太平洋的异常增暖。

中部型 新提出的 El Niño, 称为 Central Pacific **(CP) El Niño** 或 El Niño Modoki 或 Warm Pool El Niño 或 date line El Niño。两类 El Niño 对应的气候异常、台风活动等差异明显。

CP El Niño 事件的确定: **El Niño Modoki 指数(EMI)** 根据三个区域确定

6.5.8 印度洋 SST

6.5.8.1 基本概念

偶极子模 IOD, 赤道**东南印度洋海水异常变冷**, 赤道**西印度洋海水异常变暖**, 即西暖东冷为正偶极子事件, 反之为负偶极子事件。

IOD 指数 印度洋西部和东部区域平均的 SST 距平之差定义为 IOD 指数。

6.5.8.2 印度洋海盆一致模 (IOBM)

IOBM 印度洋 SST 为**一致正异常的模式**称为**印度洋海盆一致模**。与 El Niño 有较好的关系, 近年来的研究表明, El Niño **对次年气候的影响**是通过印度洋海盆 SST 一致模来实现的。

6.5.8.3 印度洋 SST 对气候的影响

IOD 影响 IOD 对气候的影响: **正偶极子模态**: 赤道为异常东风, 赤道东南印度洋 SST 异常变冷, 周边印度尼西亚等国干旱, 赤道西印度洋 SST 变暖, 周边的东非地区产生很大的洪水灾害。我国西南季风爆发偏晚, 我国华南降水增多 **负偶极子模态**: 西南季风偏早, 降水偏少。



正偶极子事件