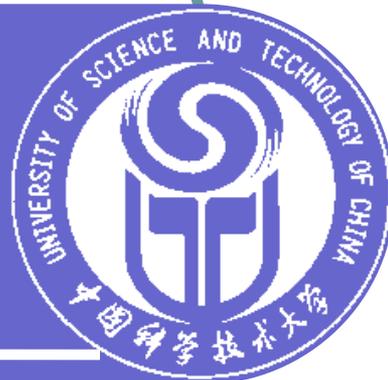


## 《大气-海洋学概论》第七章

# 海-气相互作用和气候异常



郑建秋  
[qiu@ustc.edu.cn](mailto:qiu@ustc.edu.cn)

# 海—气相互作用研究 重要性和可行性



1. 在地球上，海洋面积辽阔，对长期天气和气候的变化有重要影响。
2. 大规模的海洋考察和探测，特别是人造地球卫星的问世，能广泛和有效地提供海洋与大气的各种信息。为开展海—气相互作用及其对天气和气候影响的研究提供了有利条件。

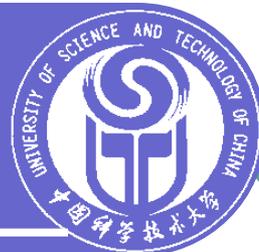
# 关于海-气相互作用的国际研究计划



**TOGA**—“热带海洋和全球大气”计划，是国际科联和世界气象组织制定的“世界气候研究计划(WCRP)”中一个子计划，1985 制定。

**TOGA COARE**—“热带海洋全球大气耦合海-气响应实验”，1990 年制定。

# 本章要点



- 全球海洋是气候系统的一个重要组成部分。
- 为了研究气候的年际变化及其预测，必须把全球大气和世界海洋作为相互耦合的一个整体来看待。
- 大气—海洋耦合环流的数值实验和数值模拟。

# § 1. 海一气的相互作用



## 海洋和陆地对大气影响的不同

- 海洋占地球表面积的三分之二，  
约为陆地面积的 2.5 倍。
- 海水具有很大的热容量和热惯性
- 海温发生异常变化的空间尺度大，持续时间长。

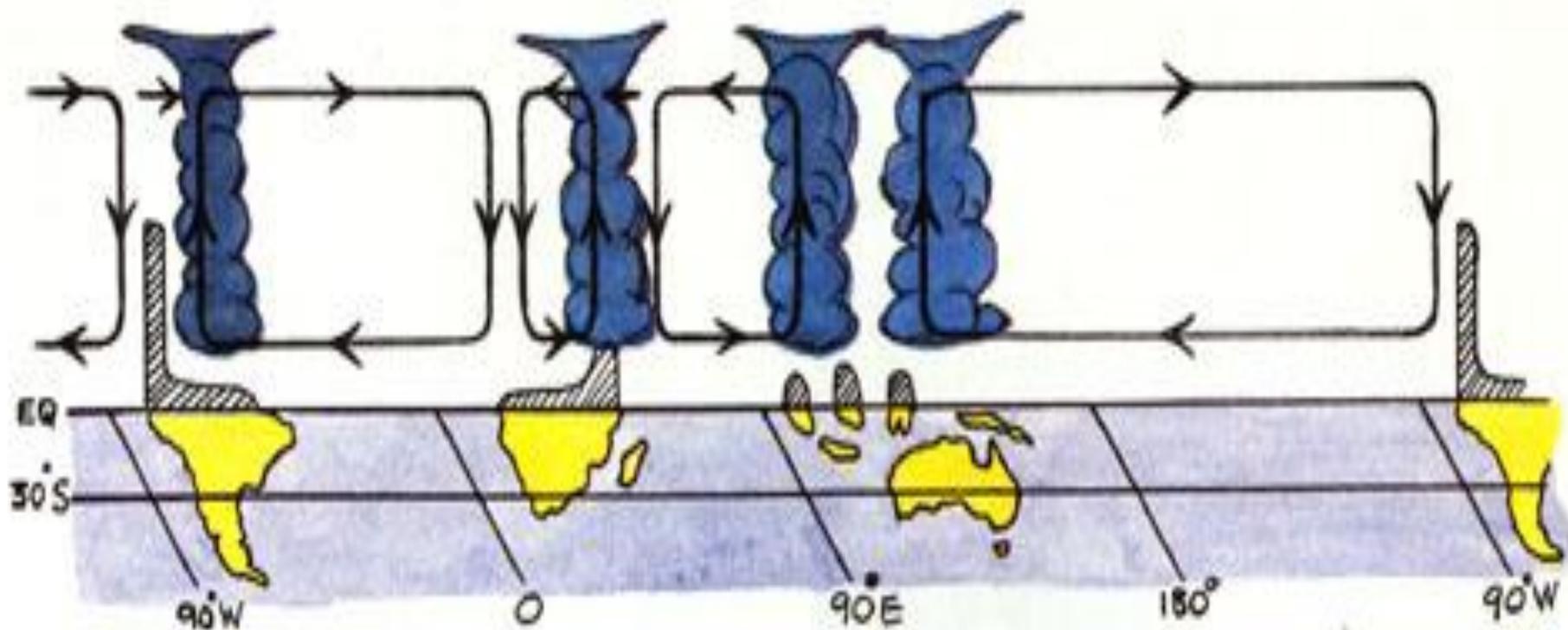
# 1. 热带海洋与低纬大气环流的相互作用



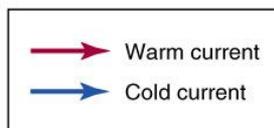
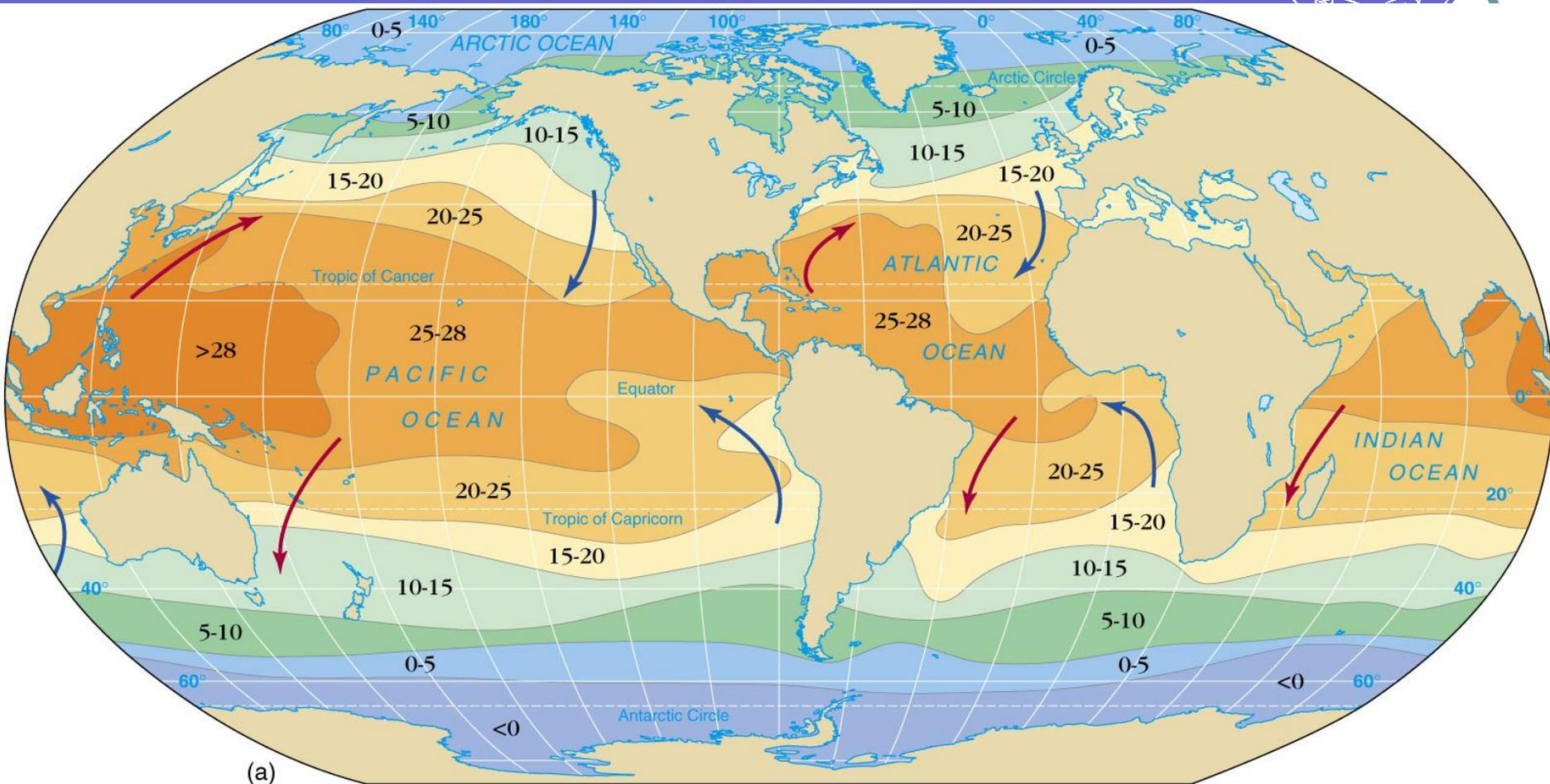
## 热带地区的特点：

- 约占全球面积的一半
- 是大气热量和水分的主要源地
- 是海洋与大气相互作用最活跃的地区
- 热带海洋的异常变化还可以影响到中高纬地区

# (1) 沃克环流与热带海温分布的关系



# 海温分布



# 沿赤道的海温分布



在赤道东太平洋由于秘鲁寒流带来了冷海水，又由于东风引起厄瓜多尔沿岸和赤道的海水上翻，形成一条从南美西岸沿赤道向西延伸的冷水舌。而在西太平洋和印度尼西亚地区的海水温度比较高，比秘鲁沿岸的水温约高  $8^{\circ}\text{C}$  以上。

# 沃克环流的形成



通过海洋与大气之间的热量交换，空气在中、东太平洋冷水区上空下沉，在低层向西流动，在西太平洋一带暖水区上升到高空，转而向东流动，又在东太平洋下沉，这样就形成了一个直接热力环流，这就是沃克环流的太平洋部分。

# 沃克环流的强度和位置 年际间的变化

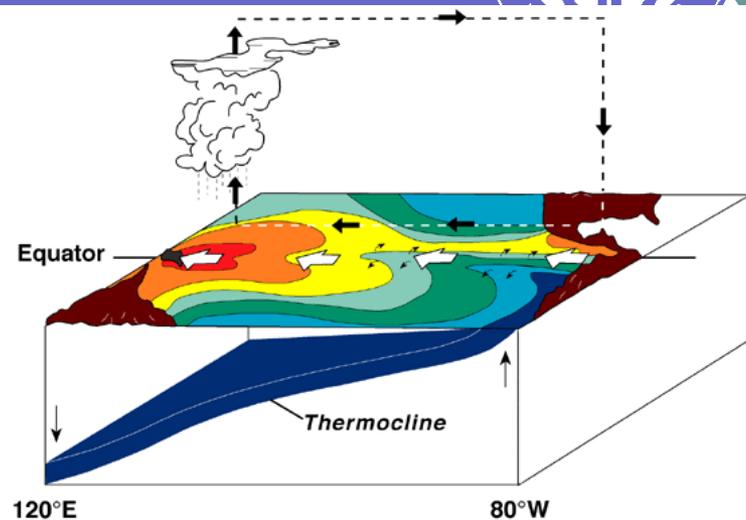


表现为:

- (1) 各年东南信风有强有弱。
- (2) 各年秘鲁冷洋流和海水上翻的强弱不同,冷水舌强度和西伸的程度不同,使其上空垂直速度的大小和位置不同。

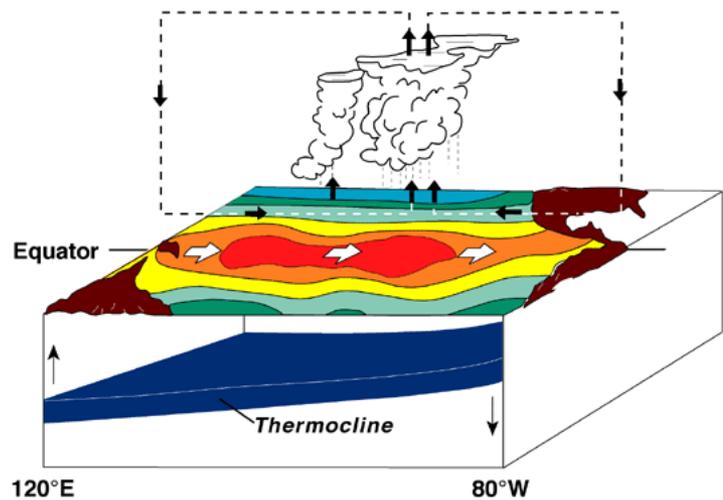
沃克环流**强**时：

强大的下沉气流(和干旱带)向西扩展，中太平洋降水少。



沃克环流**弱**时：

纬向环流圈收缩，中太平洋可以处在上升支控制之下，降水多。



## (2) 南方涛动 及其与热带海温分布的关系



南方涛动(Southern Oscillation)是指全球热带（印度洋和太平洋地区）东西向的气压反相振荡。

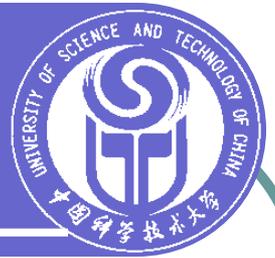


## 观测表明 (1)

通常情况下:

在东南太平洋气压较高  
(这里的海温较低)

在印尼到北澳大利亚之间  
为一低压区 (这里海温较高)



## 观测表明 (2)

当东南太平洋气压增高时，印尼到北澳大利亚之间的低压会更低，而当东南太平洋高压减弱时，印尼到北澳大利亚之间的的气压会升高。这两个地区的气压存在着反相变化的趋势，即

即所谓的“翘翘板”(See Saw)现象。

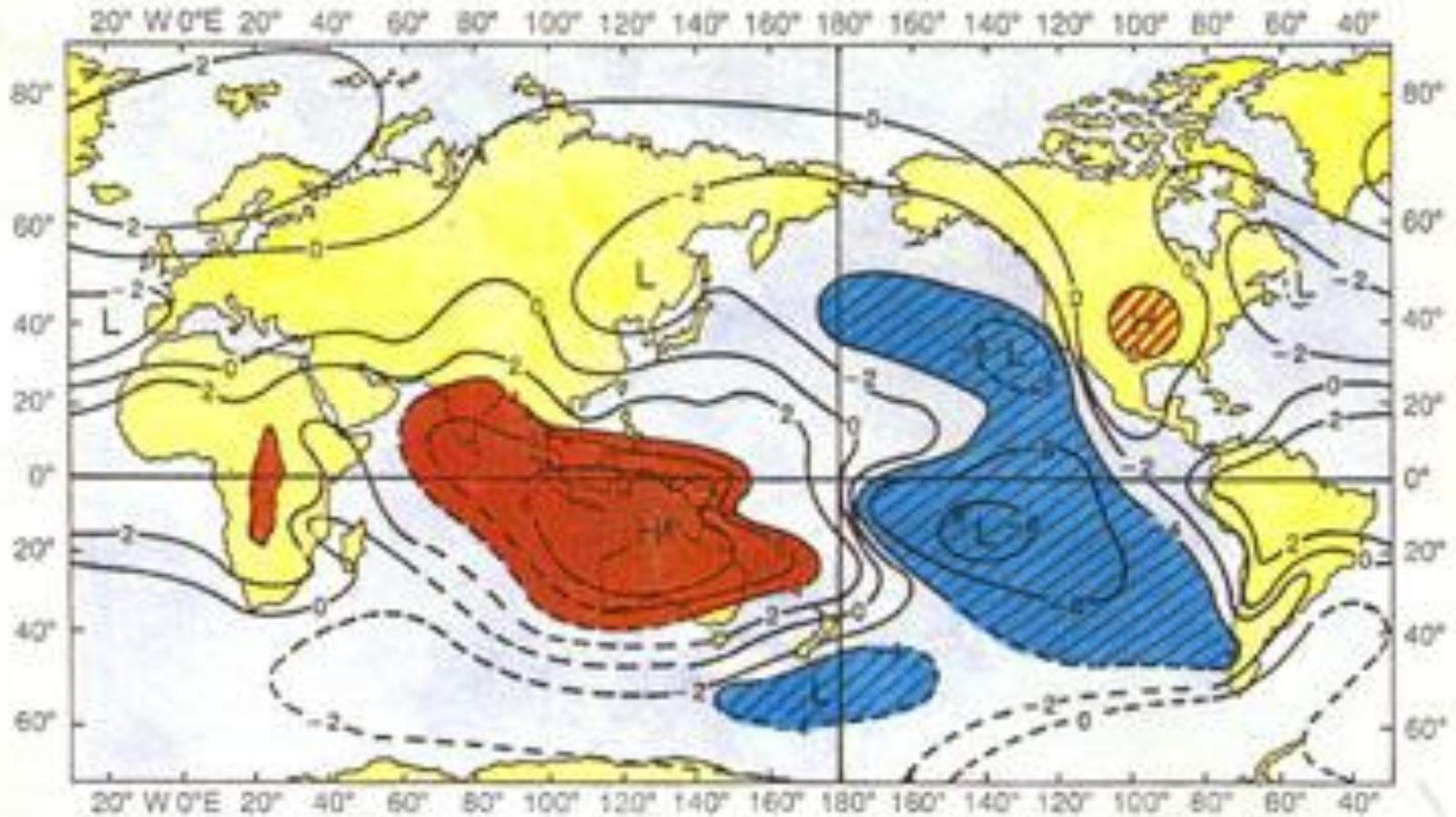
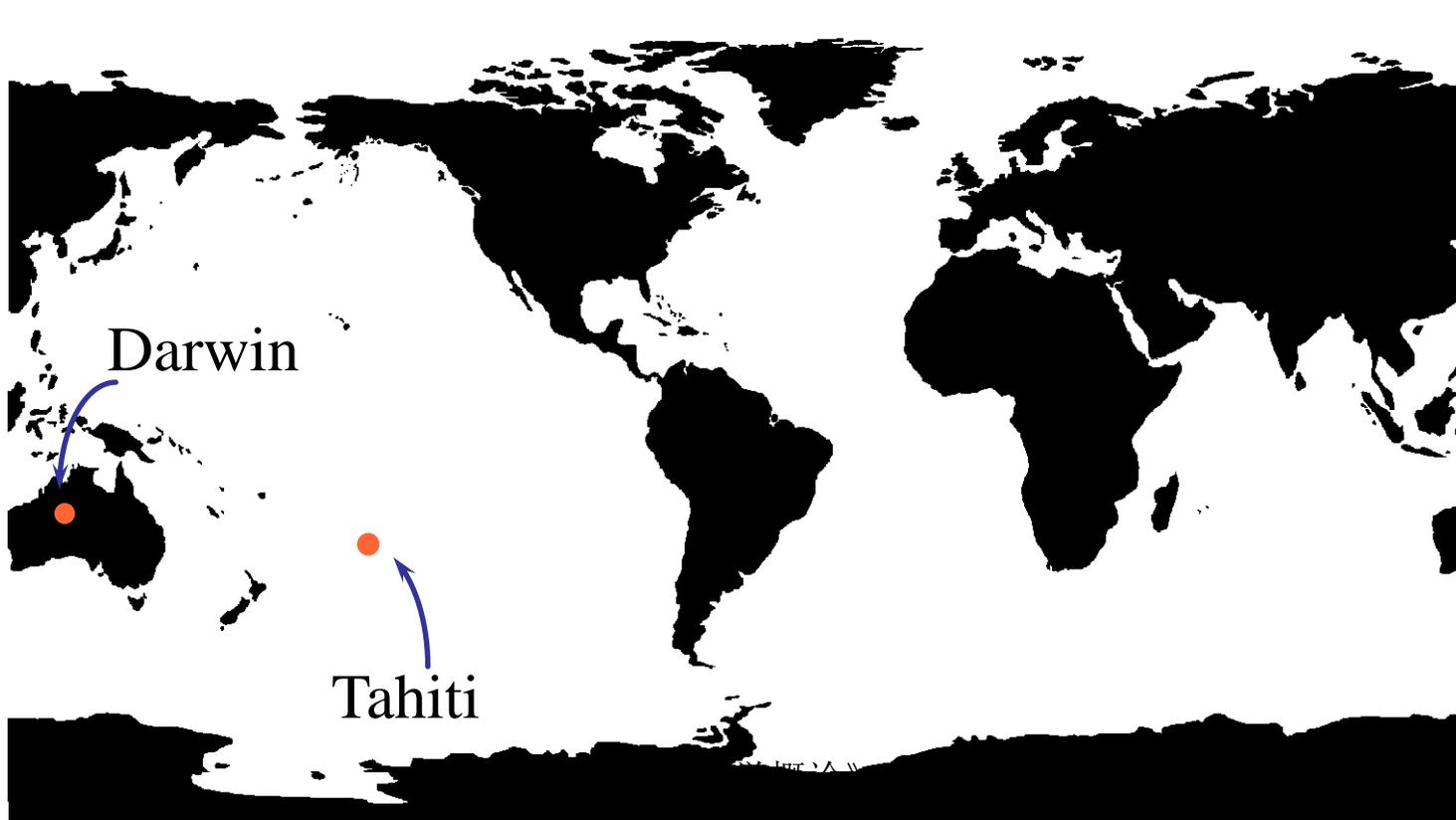


图 10.1 达尔文站 ( $12^{\circ} \text{ S}$ ,  $131^{\circ} \text{ E}$ )  
年平均海平面气压与全球各地气压值的相关场

因上述气压振荡中心位于赤道以南，所以称为南方涛动（通常以**SO**来表示）。

表征南方涛动有很多不同的方法，例如用塔希提岛（**17° S, 149° W**）与达尔文港（**12° S, 131° E**）气压差的距平作为南方涛动指数（**SOI**）。





南方涛动是一个十分重要的系统，  
是世界大气环流的重要组成部分。

- 它与热带地区的气压、降水 and 气温等有密切联系。
- 它可以影响中低纬大气环流变化，（如沃克环流的变化与南方涛动有密切联系，南方涛动强沃克环流也强，南方涛动弱沃克环流也弱。）
- 它与热带太平洋海温变化有密切关系。

### (3)北方涛动与海温分布的关系

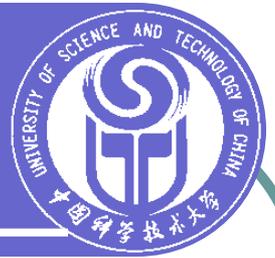


存在于北半球的東西向气压反相的变化称为北方涛动 (NO)

位置：在北太平洋

与南方涛动大致对称的纬度带上。

北方涛动与热带太平洋海温有密切关系，对江淮流域的旱涝有重要影响。



## 2. 热带海温异常对中纬度环流的影响

- 热带海温异常通过 Hadley 环流影响中纬度环流。
- 赤道东太平洋海温高时，由于赤道海洋对 Hadley 环流的上升支提供了更多的热量，而使环流加强，北半球副热带高压加强和偏南，东北太平洋西风增强。
- 在赤道海温较低时，情况相反。

# 信风带强弱与海温变化 及中纬西风带强弱的关系



信风加强（南美海面海水上翻多）--- 赤道冷水带扩展（减少对大气的加热）--- **Hadley** 环流减弱 --- 中纬西风带减弱，东南信风也减弱（反过来又使海水上翻作用变弱）--- 水温升高（对大气的加热增多）--- 使 **Hadley** 环流加强--- 中纬度西风和信风均加强。

如此相互作用，可以产生大约两年的周期变化。



同样，在印度洋附近，海陆的温差造成了世界上最显著的季风区。而季风环流的建立与维持对海温的重新分布又有明显的影响。所以，印度洋海温与季风环流之间的相互作用也是很突出的。

# 一些大型的天气系统与海洋的关系



- 热带辐合带的形成、强度和位置与海温分布有密切关系。
- 副热带高压的强度和位置与海温变化有密切关系。
- 台风的发生发展跟海洋的状况密切相关。

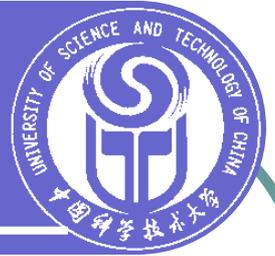
所以，海洋是全球气候系统的一个重要组成部分。



## § 2. 厄尔尼诺(El Nino)与南方涛动

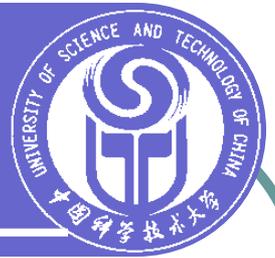
厄尔尼诺事件是当前世界瞩目的海洋和气候异常现象，它对人类社会和经济有巨大影响。在 TOGA COARE 研究计划中，厄尔尼诺事件是主要研究的课题之一。

# E1 Nino现象

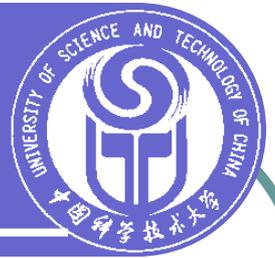


在一般情况下，赤道太平洋东部有一个冷水区，西部有暖池。但是在某些年份赤道太平洋海温发生异常，赤道东太平洋海温异常升高（升高 $3\sim 5^{\circ}\text{C}$ ），暖池的温度有所下降。

这种现象称为 E1 Nino 现象。



最早发现这种海温异常现象是因为它造成赤道东太平洋沿岸海区鱼类大量死亡，使此海区沿岸秘鲁等国家的经济遭受很大损失。由于这种现象常常在冬季圣诞节前后开始，于是人们给它起名叫 El Nino，这在西班牙语中为“圣婴”的意思。一般 El Nino 发生之后要持续到第二年夏天才结束。



1982 年冬到 1983 年夏发生过一次很强的 El Nino 事件。通常称为 1982~83 El Nino 事件。

图 3.14 和图 3.15 是 1982 年 12 月和 1983 年 3 月太平洋地区的海温距平图。所谓距平既是当时的值与多年平均值之差。

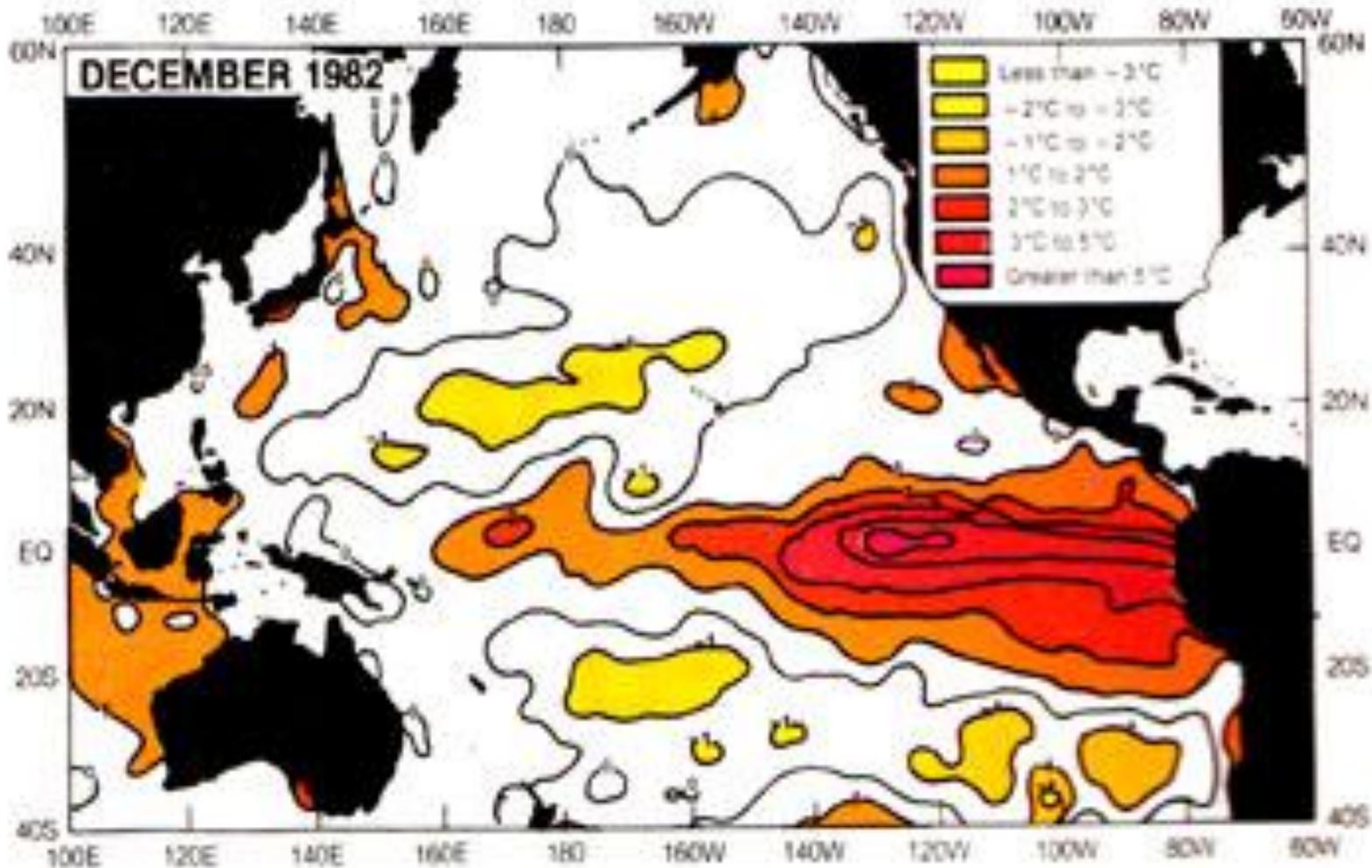


图 3.14 1982 年 12 月太平洋地区的海温距平图。

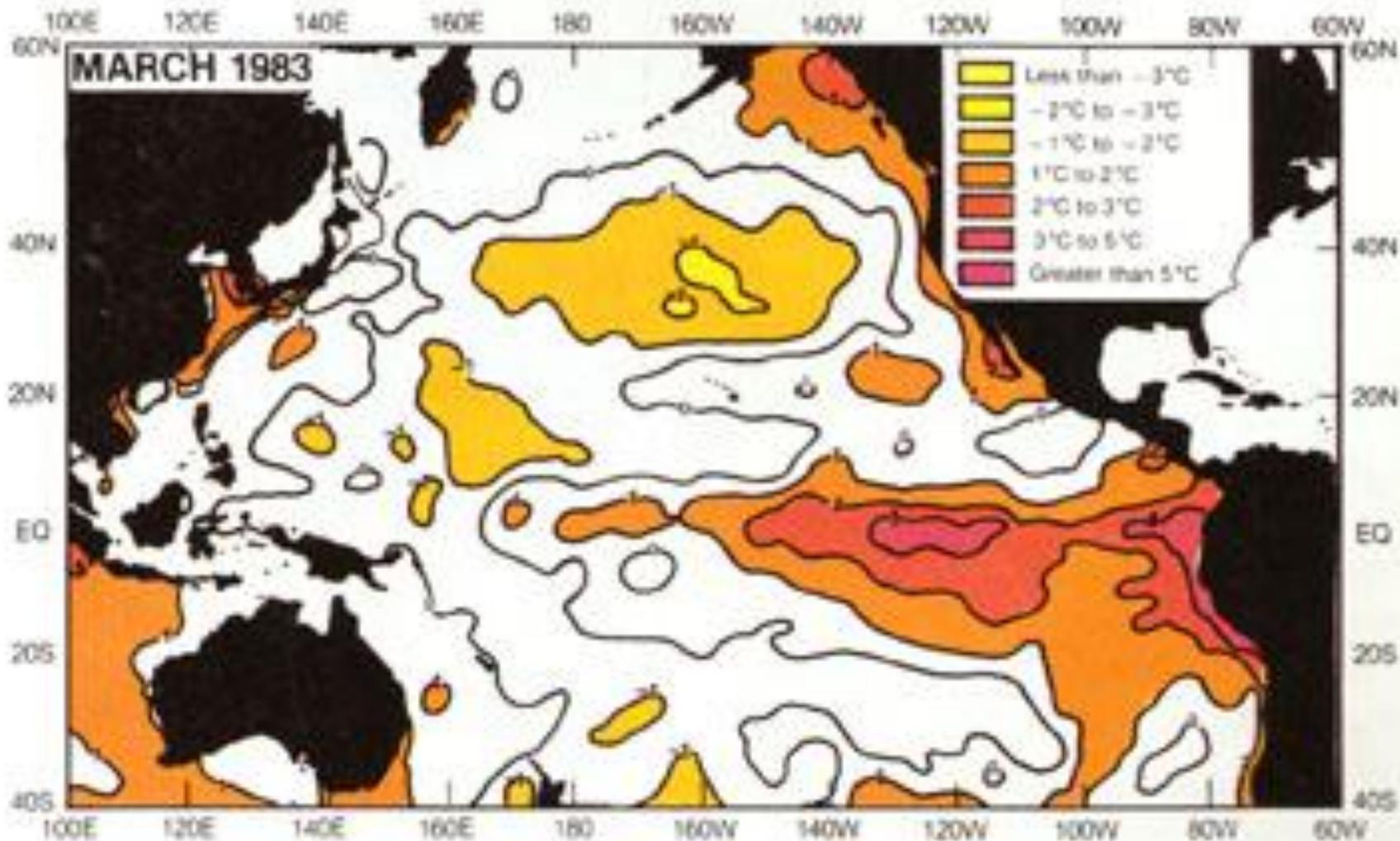
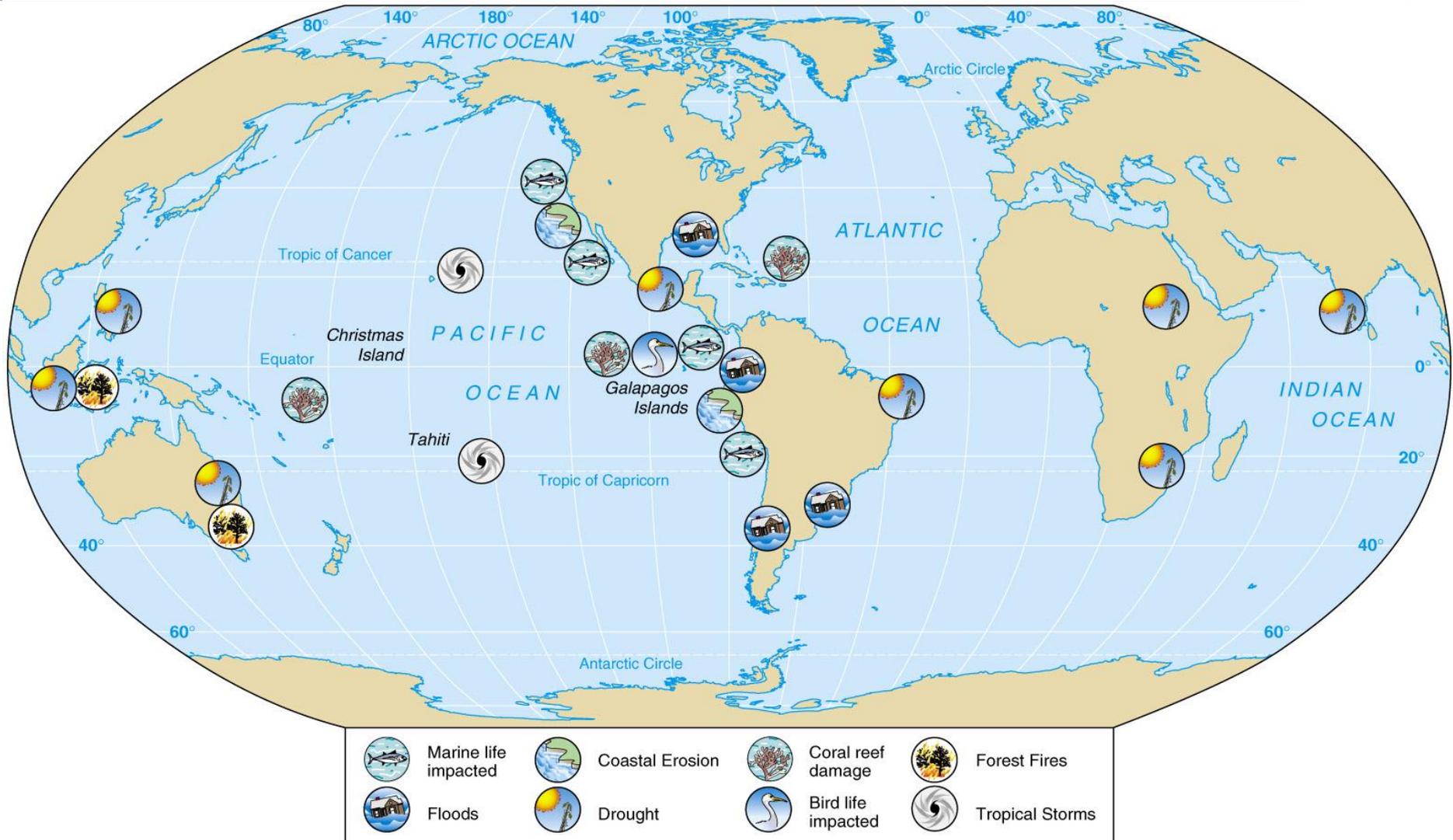


图 3.15 1983 年 3 月太平洋地区的海温距平图。

# El nino 的影响





El Nino 现象除引起其附近海区的生态变化外，更为重要的是引起全球性的气候反常。造成某些地方的洪水，另一些地方的严重干旱。

图 3.16 给出 1982~83 El Nino 引起的全球各地的旱涝灾害情况。

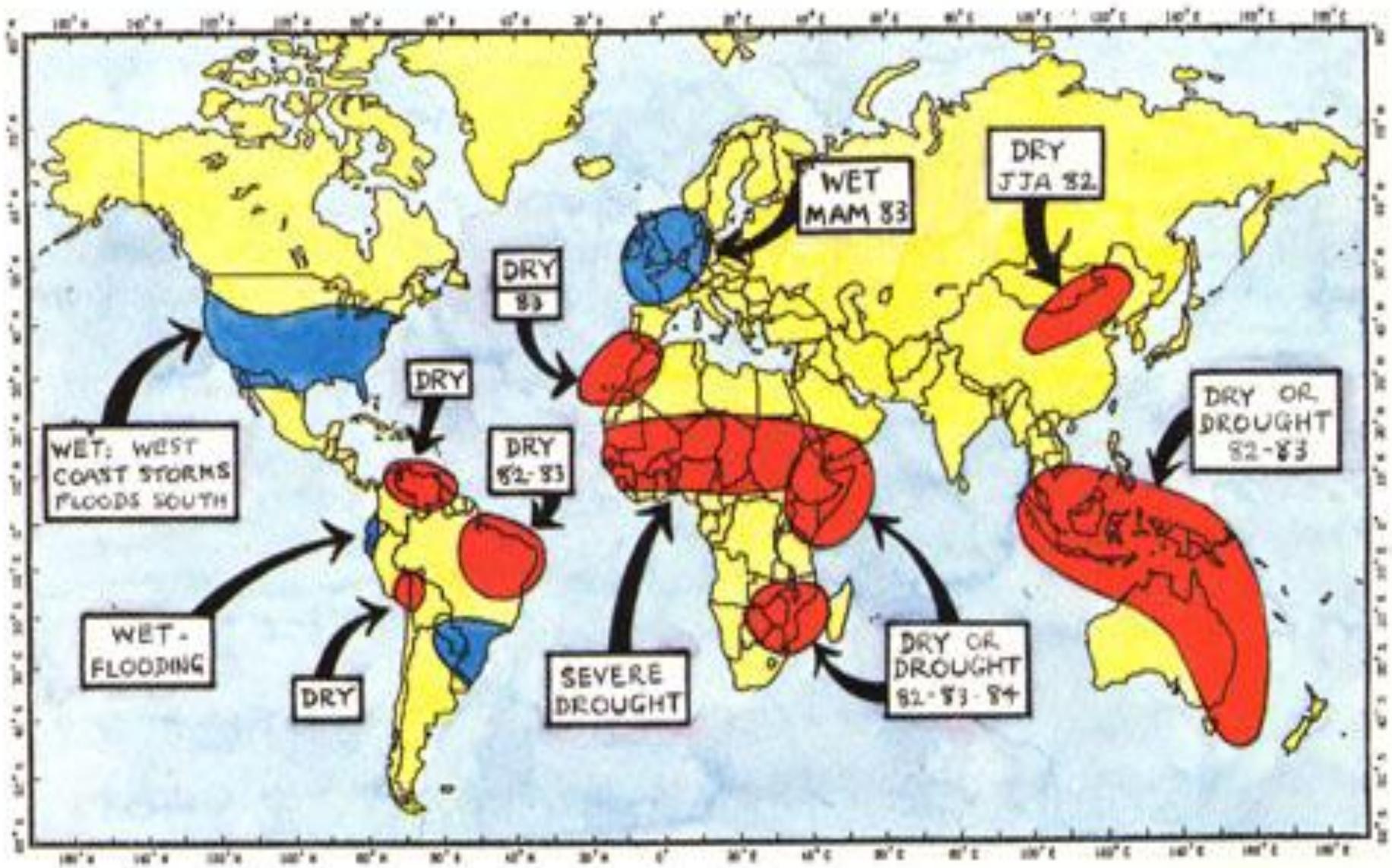


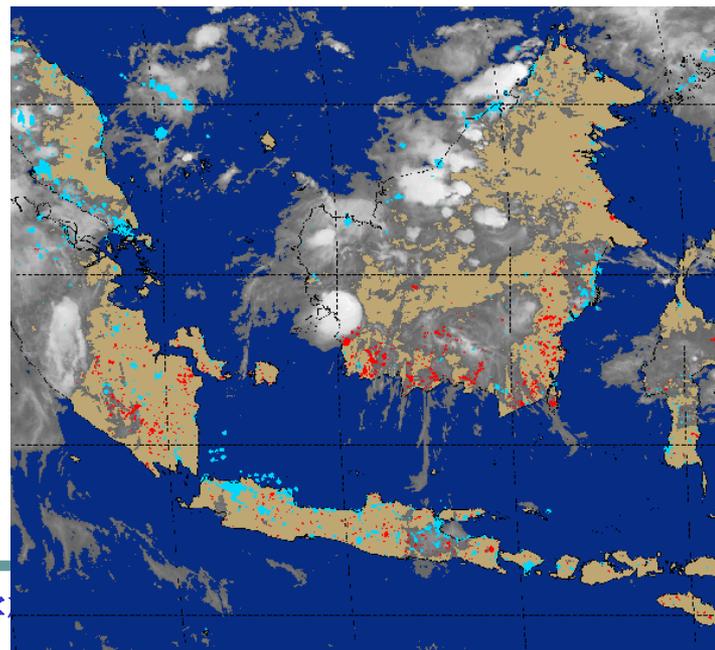
图 3.16 1982~83 年 El Niño 引起的全球各地的旱涝

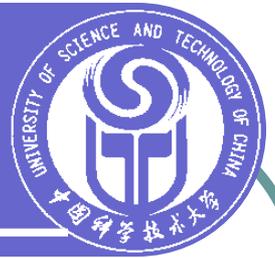
## Ecuador (1982)洪水



南部非洲干旱(1982)

## 印度尼西亚的森林大火(1998)



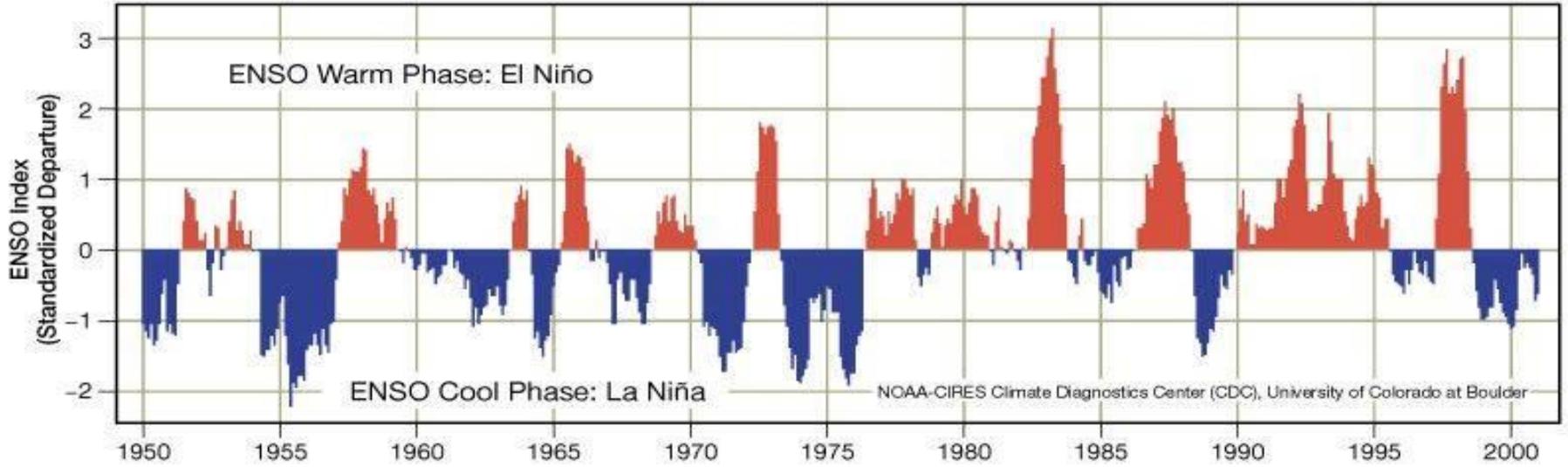


据美国的统计，1982~83 El Nino 造成了 100 多亿美圆的经济损失。

1998 年是一次最强的 El Nino，先是印尼的大旱，发生森林大火，然后是夏季我国长江流域的特大洪水。在此期间，全球各地还有不少地方气候也发生了异常。因此 El Nino 是世界各国都十分关注的问题。

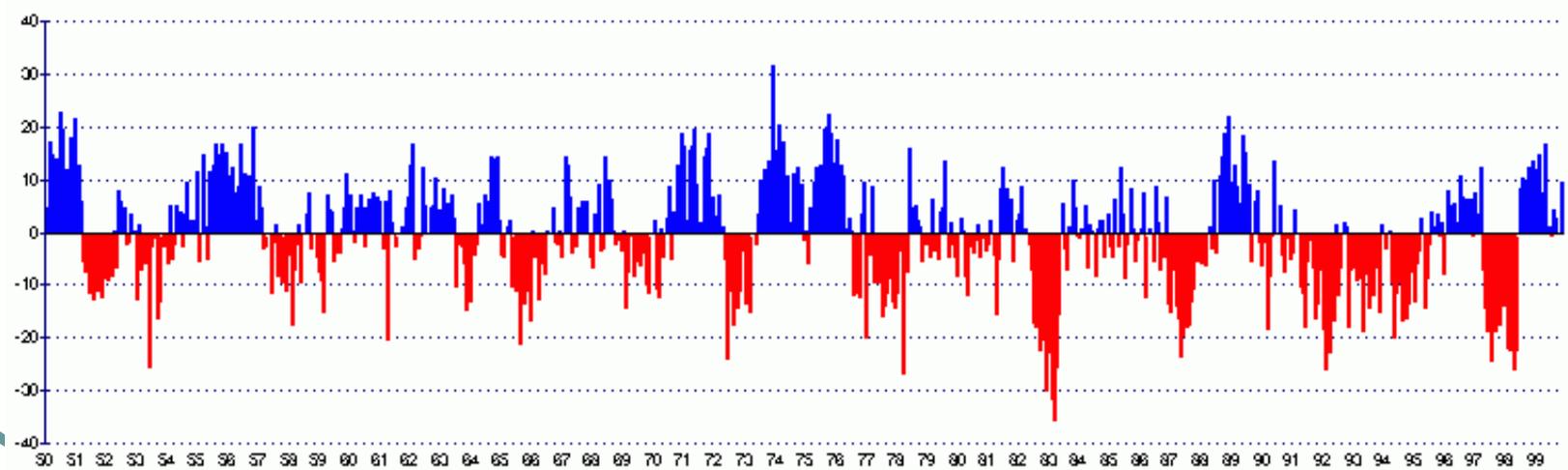


**Bjerknes(1966, 1969)的研究发现厄尔尼诺和南方涛动有密切联系。于是通常将二者联合起来合称为“厄尔尼诺—南方涛动”简写为 ENSO。**



### SOUTHERN OSCILLATION INDEX

1950 to 1999



Year 19xx (Monthly Data)



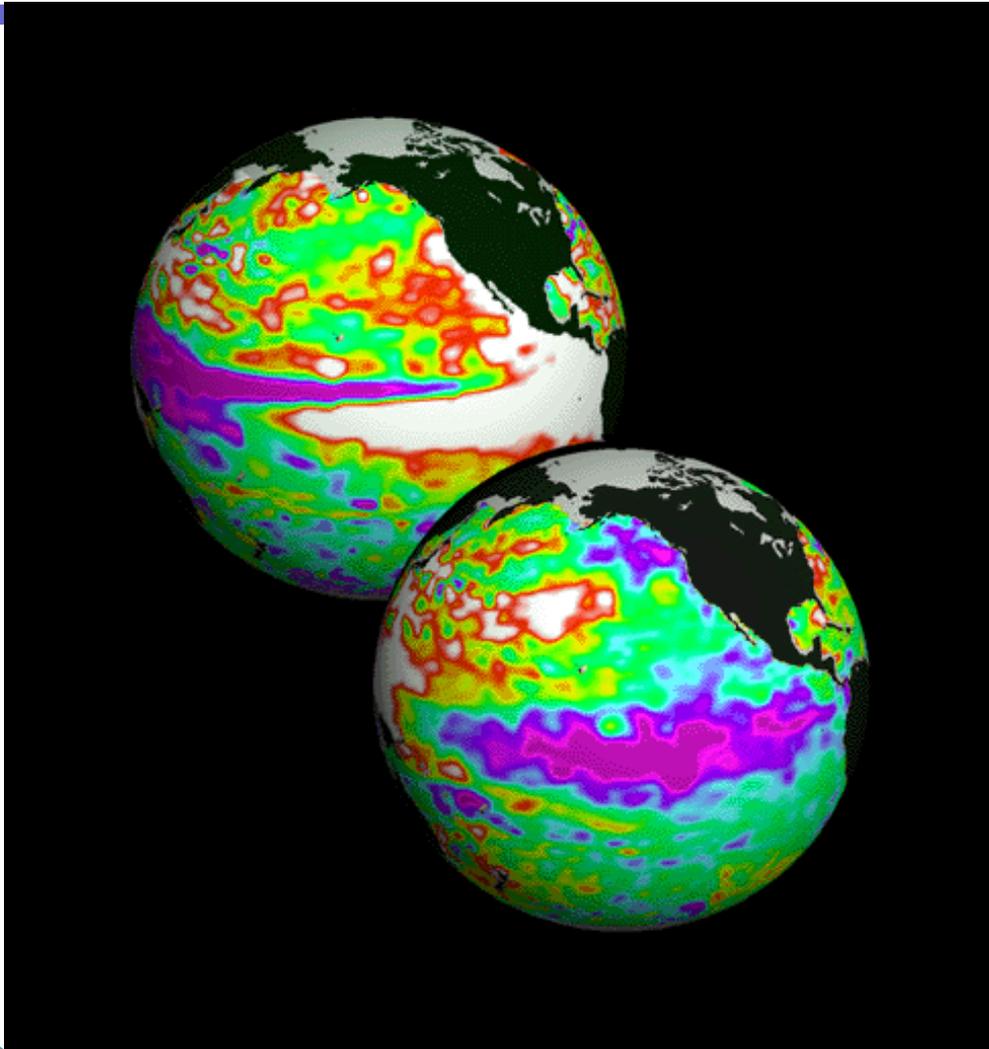
秘鲁沿岸 SST 与南方涛动指数的变化趋势基本上是相反的，当厄尔尼诺出现时南方涛动指数都很低。

# La Nina 现象



是与 **El Nino** 相反的现象。

即南美沿岸的海水温度急剧下降，出现异常低温的现象，即所谓的“冷水年”，Namias(1976)称之为反厄尔尼诺。现在一般又称之为 **La Nina** 。



TOPEX / POSEIDON  
卫星探测到的  
El Nino和La Nina  
(1997/1998)

# 一. 厄尔尼诺的确定

常取 4 个区的平均海温来表示厄尔尼诺:

Nino1 + Nino2 区

( $0^{\circ}$  -  $10^{\circ}$  S,  $90^{\circ}$  -  $80^{\circ}$  W) 代表南美沿岸。

Nino3:

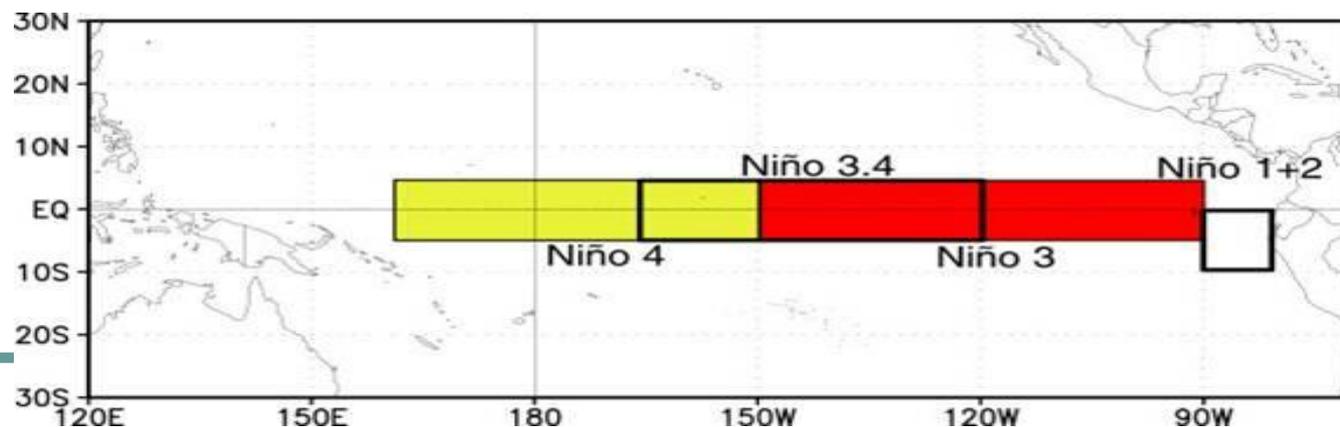
( $5^{\circ}$  N -  $5^{\circ}$  S,  $150^{\circ}$  -  $90^{\circ}$  W) 代表赤道东太平洋

Nino4:

( $5^{\circ}$  N -  $5^{\circ}$  S,  $160^{\circ}$  E -  $150^{\circ}$  W) 代表中太平洋。

Nino3.4:

( $5^{\circ}$  N -  $5^{\circ}$  S,  $170^{\circ}$  W -  $120^{\circ}$  W) 代表中东太平洋。





通常，厄尔尼诺年 SST 正距平由 3—4 月份开始，大约持续一年或更长，最大 SST 正距平出现在 11—12 月，其强度平均在  $1^{\circ}\text{C}$  以上。

1982—1983 年和 1998 年厄尔尼诺期间 Nino1+Nino2 海区的海温距平指数超过了  $4^{\circ}\text{C}$ 。

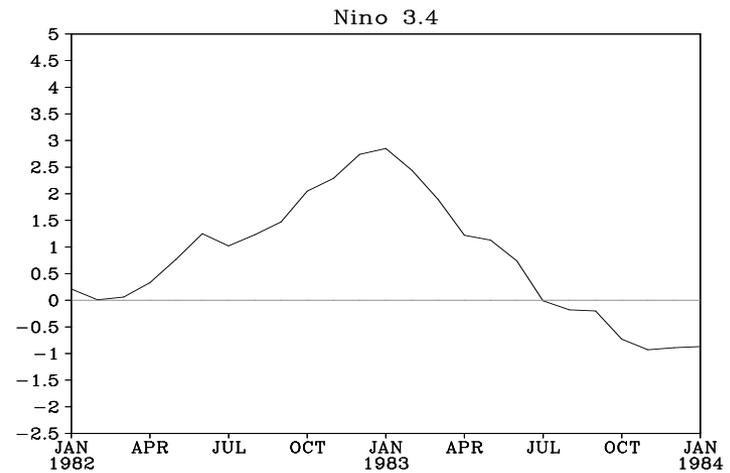
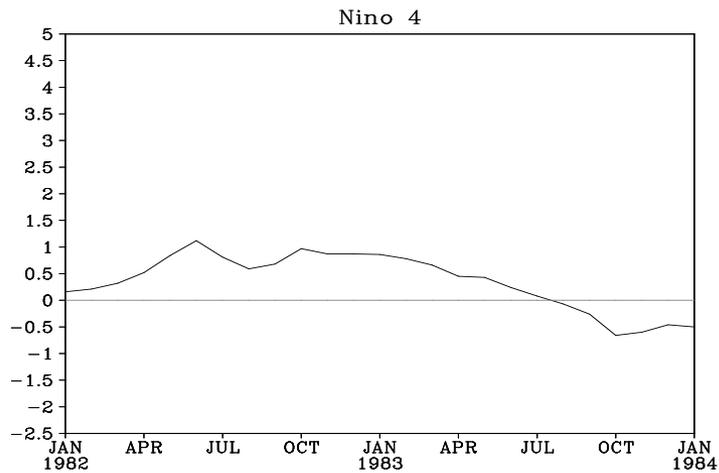
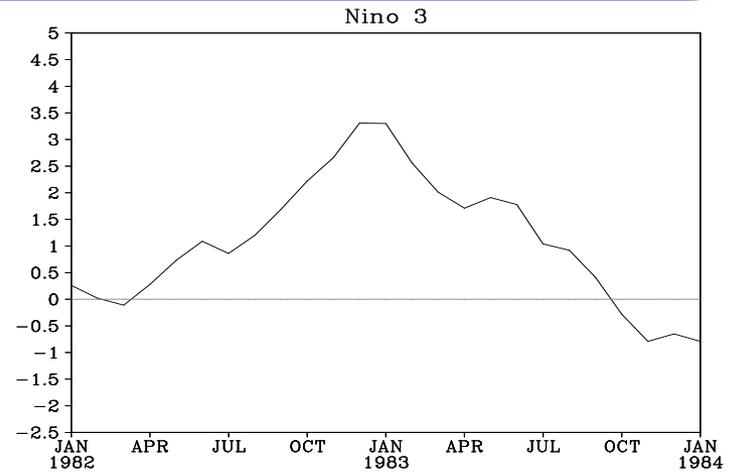
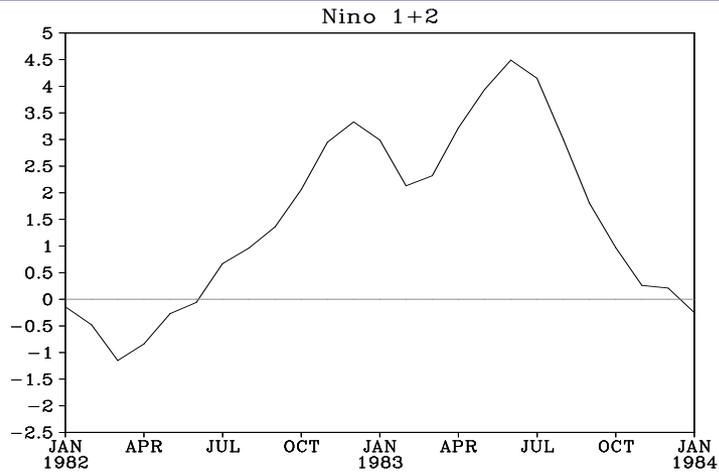


图10.6 1982—1983 厄尔尼诺的海温距平指数随时间的变化

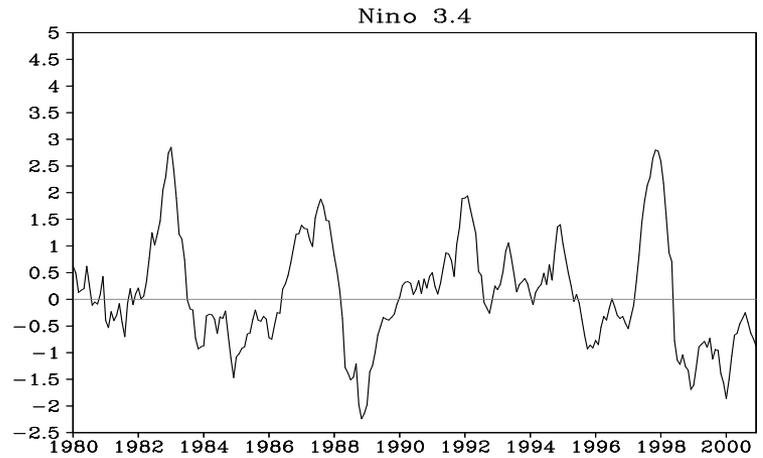
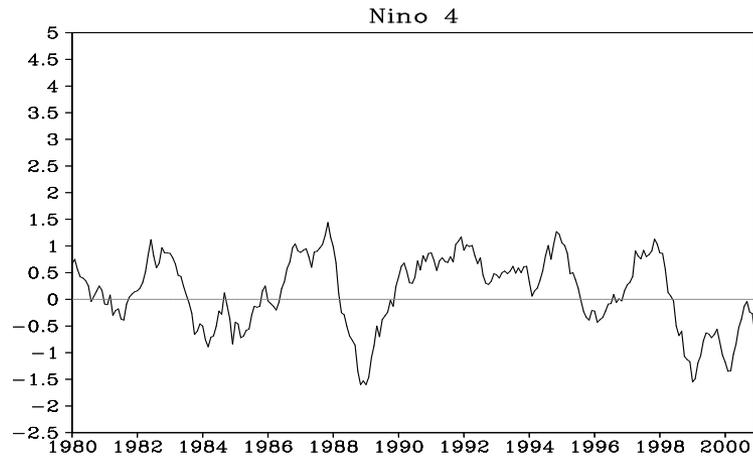
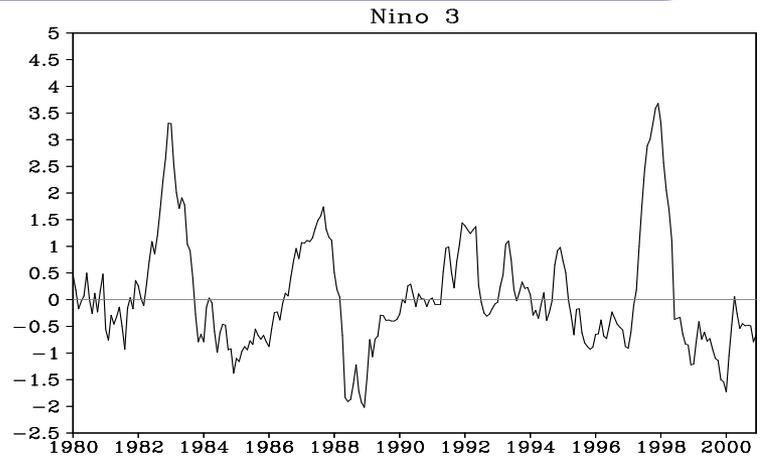
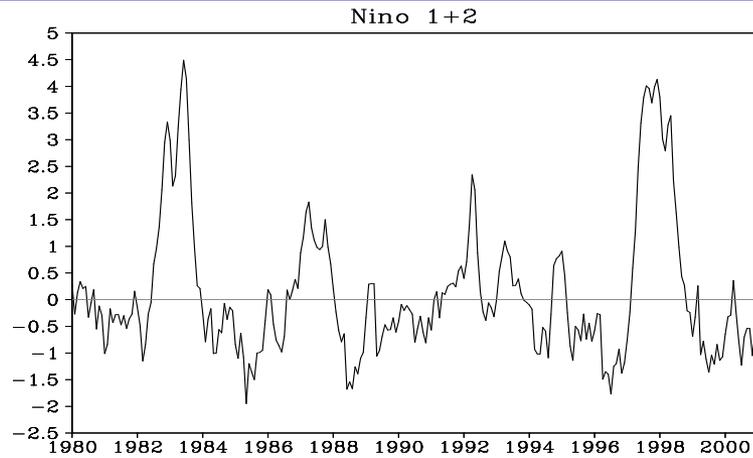


图10.7 1980—2000年5个海区的海温距平随时间的变化

## 二. 厄尔尼诺发生的频率



大约每 10 年至少有两次高温年。但在不同时期中，出现次数不同，如 20 年代，大约由于这时全球水温偏低，厄尔尼诺不明显，40 年代之后，厄尔尼诺发生较频繁。平均周期也略长，从近 30 年来看，平均每隔 3.8 年出现一次。近年来一些学者指出，ENSO 不仅是一种事件，而且是一种循环。

### 三. 厄尔尼诺—南方涛动 (ENSO) 的发展过程和成因



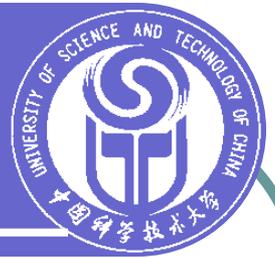
#### ENSO 事件的发生发展过程

可分为三个阶段：

早春南美沿岸的先兆阶段；

异常状态增长阶段；

异常状态衰退和向平均状态转变  
阶段。



## (1) 先兆阶段

厄尔尼诺的先兆之一是 Walker 环流的上升支向东移动到新几内亚与日界线之间( $140^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}$ )。在 10~11 月厄尔尼诺爆发之前,达尔文港、澳大利亚的海面气压增加,在日界线以西的信风减弱和邻近日界线处的表层水轻微的增暖,印度尼西亚的降水开始减少而日界线附近的降水增加。



## (2)异常状态发展阶段

特点是在厄瓜多尔和秘鲁沿岸的海温暖距平向西延伸，在 10 月份，整个热带太平洋上出现异常状态。ENSO 的成熟阶段是在 11—1 月，这时在大部分热带太平洋上出现异常暖的表层水和特别弱的信风，赤道辐合带位置更偏南，Hadley 环流加强。在日界线以西为偏西风，形成中太平洋 Walker 环流的上升支，中太平洋降水异常强。

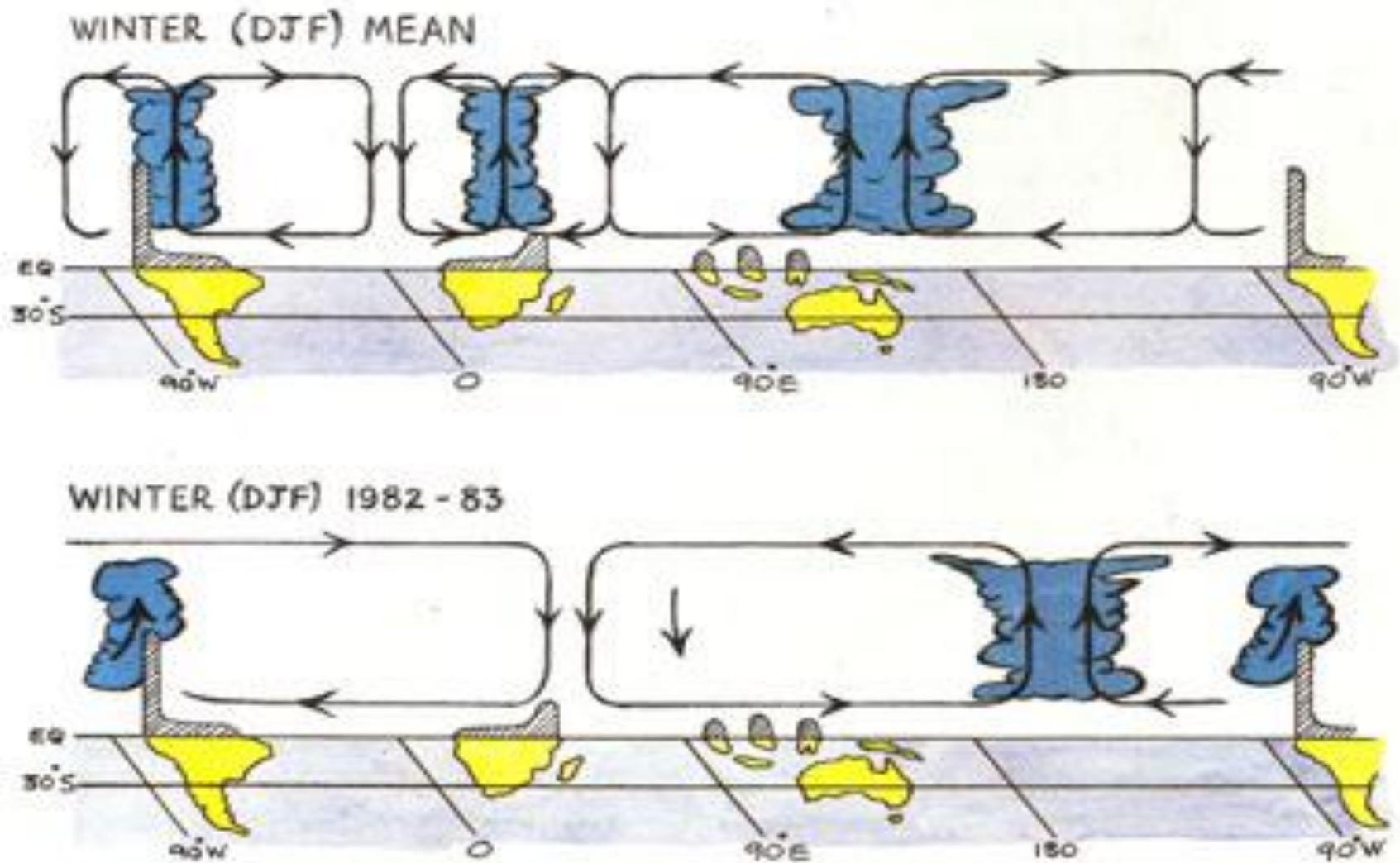


图 10.6 ENSO 第二阶段 Walker 环流和降水区的变化



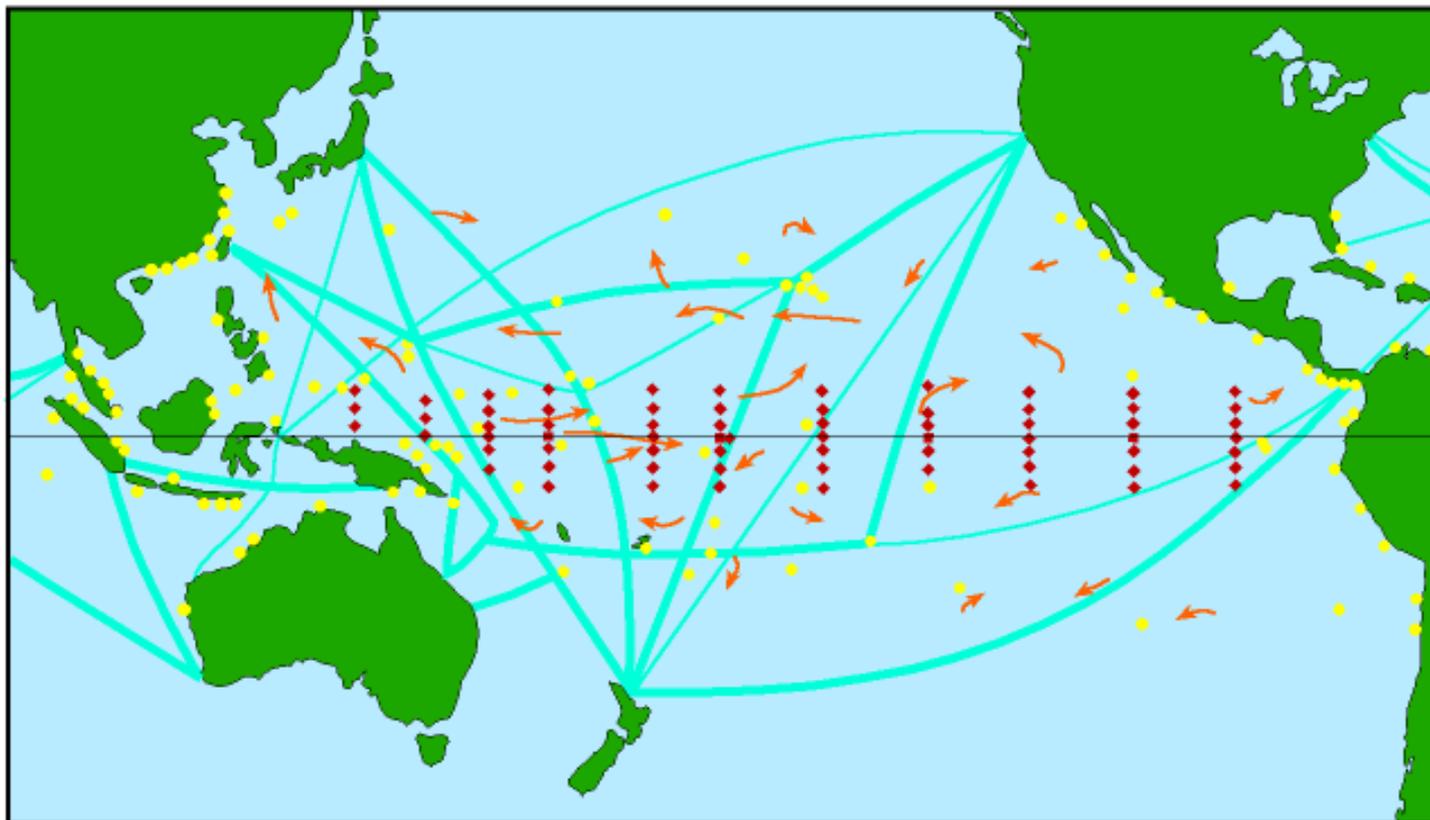
### (3) 转向正常状态

ENSO 爆发几个月以后, 在距南美沿岸较远处, 异常状态的幅度开始减弱。异常的 ENSO 衰退的方式与其生长的方式相类似。正常状态某些时候首先出现在东南太平洋, 然后向西传出异常低 SST 和强信风, 在 ENSO 爆发 12—18 个月后在整个太平洋恢复正常状态。



*Loading*

# ENSO Observing System



*Total cost of these ocean observations is \$4.9 million per year !*

# ENSO 事件的成因



Wyrtki (1975) 理论: 当太平洋赤道附近东南信风异常增强时, 使温暖的南赤道流加速向西流动, 在赤道太平洋西部发生暖水堆积, 海平面也随之升高, 从而形成赤道太平洋洋面西高东低的现象, 过一段时期后, 赤道太平洋中部信风减弱, 堆积在西部的暖水就会向东返流, 以开尔文波的形式, 沿赤道向东传播。大约 60 天以后, 暖水到达中美洲沿岸, 而后再南下到秘鲁沿海, 沿岸水位随之升高, 南赤道流和秘鲁海流均减弱。当开尔文波到达太平洋东岸后又将激发出一个向西传播的赤道罗斯贝波, 暖水向西扩展, 在赤道太平洋海域形成了大范围的暖水区。

# 信风张弛理论 (Wyrтки, 1975)

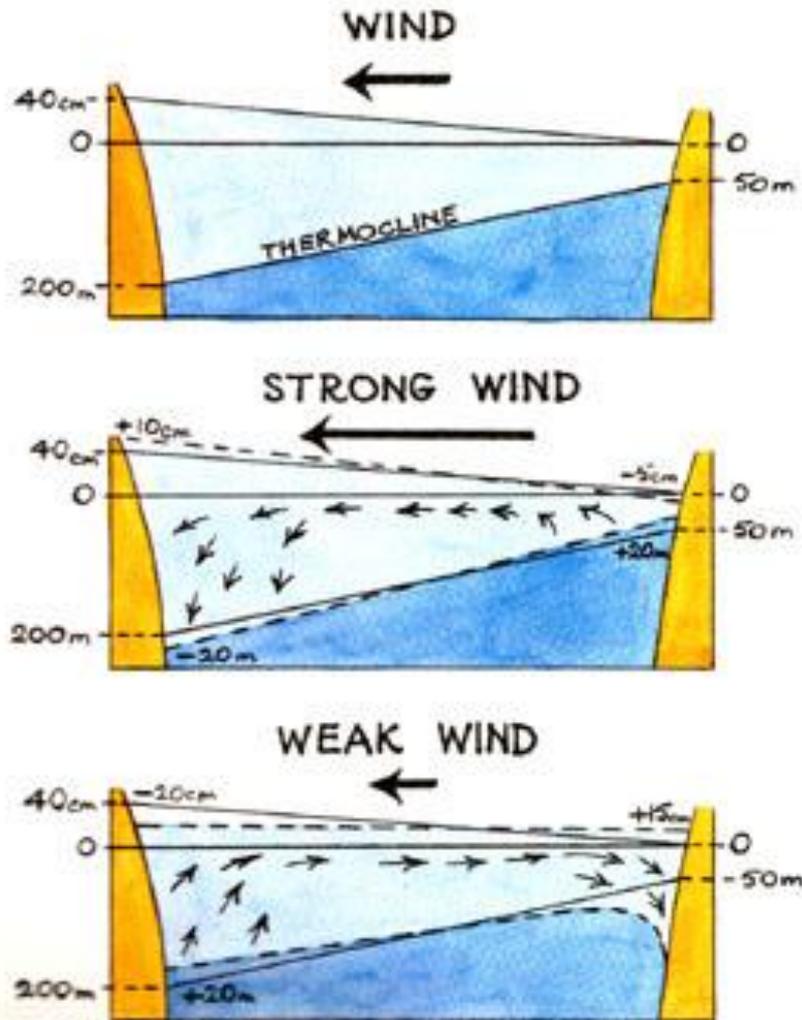


图 10.7 厄尔尼诺成因示意图。

上：正常情况，水位向西抬升

中：信风强盛期，水位向西抬升更高

下：信风减弱期，海水向东太平洋流动。



## 这种信风理论的成功和不足

解释了多次厄尔尼诺的产生过程  
却有一些问题没有解释清楚

（如为什么、在什么时候和什么情况下  
信风会突然增强和突然减弱）

也有一些厄尔尼诺的形成与上述  
理论不符。



# 从气象学的角度认为 信风的强弱受海温影响

问题:

是信风减弱产生厄尔尼诺?

还是厄尔尼诺会导致信风减弱?



另外，还有人研究地转速度与厄尔尼诺发生的关系，认为厄尔尼诺的形成与地球自转速度的变化有关，通常当地球自转速度变慢后出现厄尔尼诺现象。



实际上，大气圈、水圈和岩石圈是一个不停运动中的统一体，它们的运动状态各不相同，而且会相互影响。地球自转会影响大气和海水的运动，风应力会驱动海水，海水的运动和热状态会影响大气的运动，大气和海水的运动也能影响地球自转，而地球自转速度的变化又会影响风和海流。……通常这个统一体处于动平衡状态，一旦那个环节发生偏离，就可能由于它们之间的相互作用而互相影响。

# 四. ENSO事件与中纬度大气环流



## 1. ENSO 事件与中纬度遥相关

当北半球冬季处于 ENSO 成熟阶段, 异常暖的表层水覆盖了热带太平洋大部分。热带对流层加热激发大气中大尺度行星波, 这些波的发射路径依赖于平均纬向风并且能够引起扰动, 形成大气的全球遥相关型式。

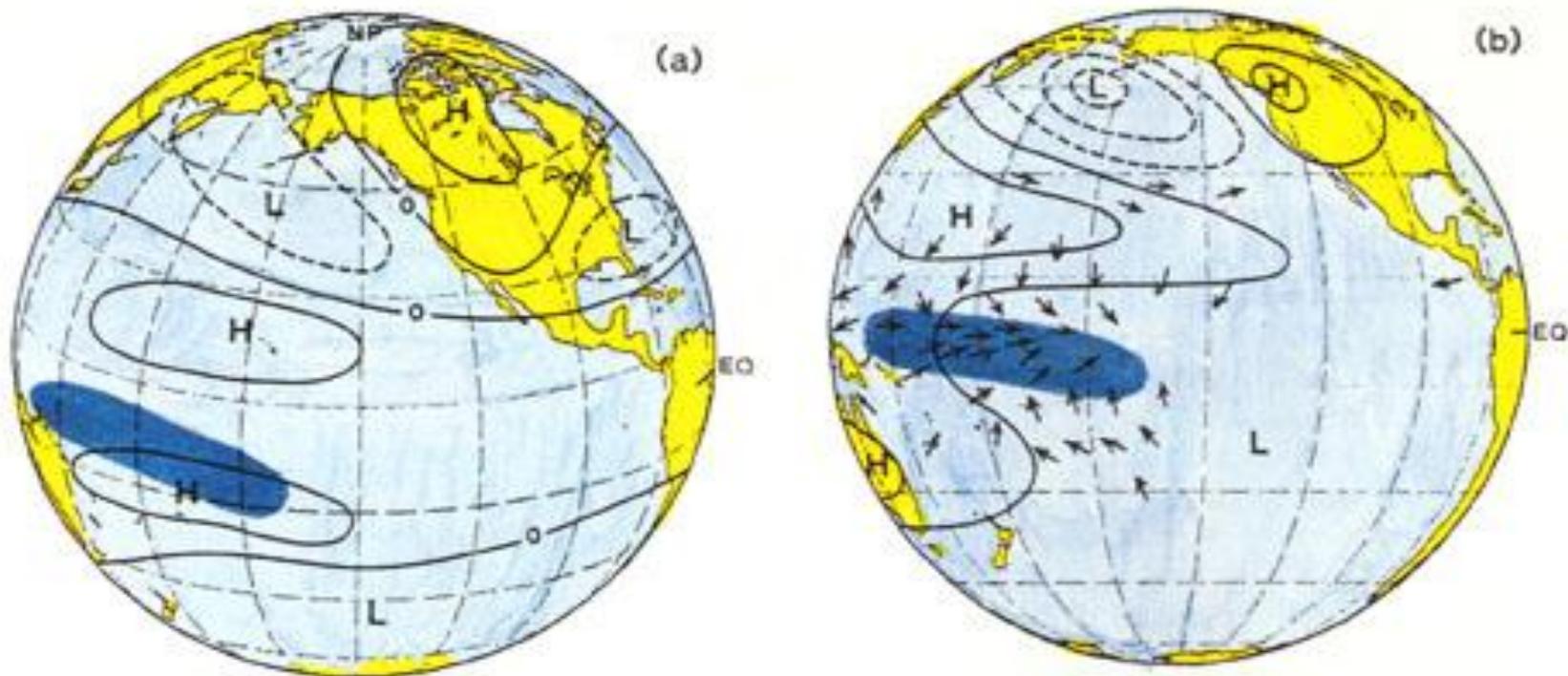


图 10.8 ENSO 成熟时期中纬度的遥相关

(a) 对流层高层等压面位势高度距平

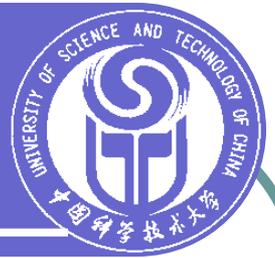
(b) 地面气压和风的距平

## 2. 东亚大气环流与 ENSO 的相互影响



关于 ENSO 与东亚大气环流的联系,我国气象工作者进行了很多研究工作,如 ENSO 对西太平洋副高, ENSO 对中纬西风带的影响等,特别是李崇银等(1987)指出关于冬季东亚频繁强冷空气活动对厄尔尼诺的作用以及相互影响的研究,认为由于冬春季节东亚强冷空气频繁活动可以把能量不断向东南方向频散,使得春季西太平洋副高异常减弱,因此中、西太平洋信风也减弱,从而导致厄尔尼诺现象的出现。

## § 3. 海—气相互作用过程的 数值模拟和气候预测模式



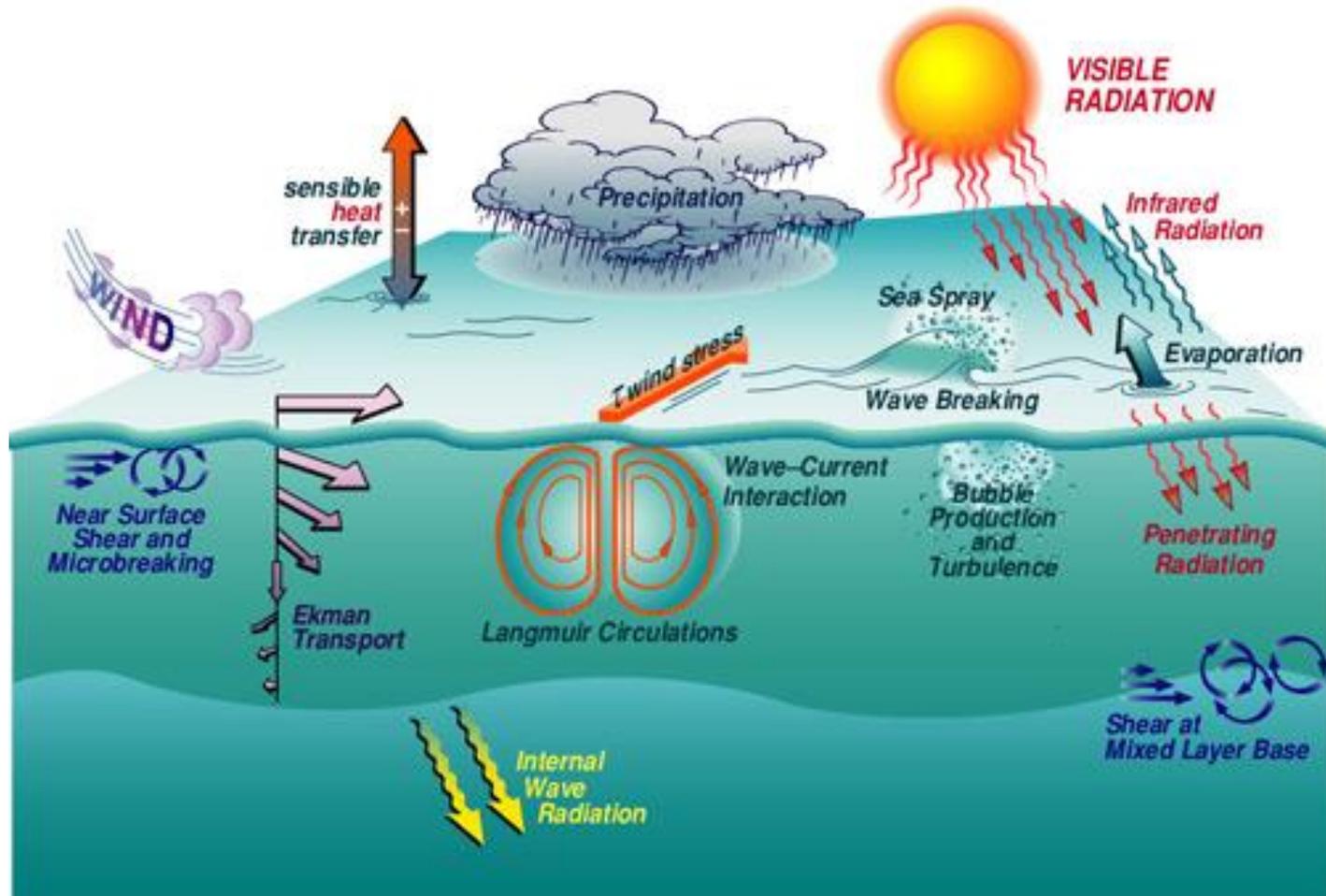
为了研究厄尔尼诺形成机制和建立完善的气候预测模式，必须考虑海—气耦合过程，即要综合的海—气的相互作用过程。这也是 **TOGA COARE** 计划的最终目的之一。



## 设计海—气相互作用的数学模型 首先应考虑到的几种作用

- 大气对海洋的动力作用  
（主要是通过**风应力**来实现）
- 海洋对大气的热力作用  
（主要是通过洋面上的**感热，  
潜热**等通量来完成）

# 海气界面物理过程示意图





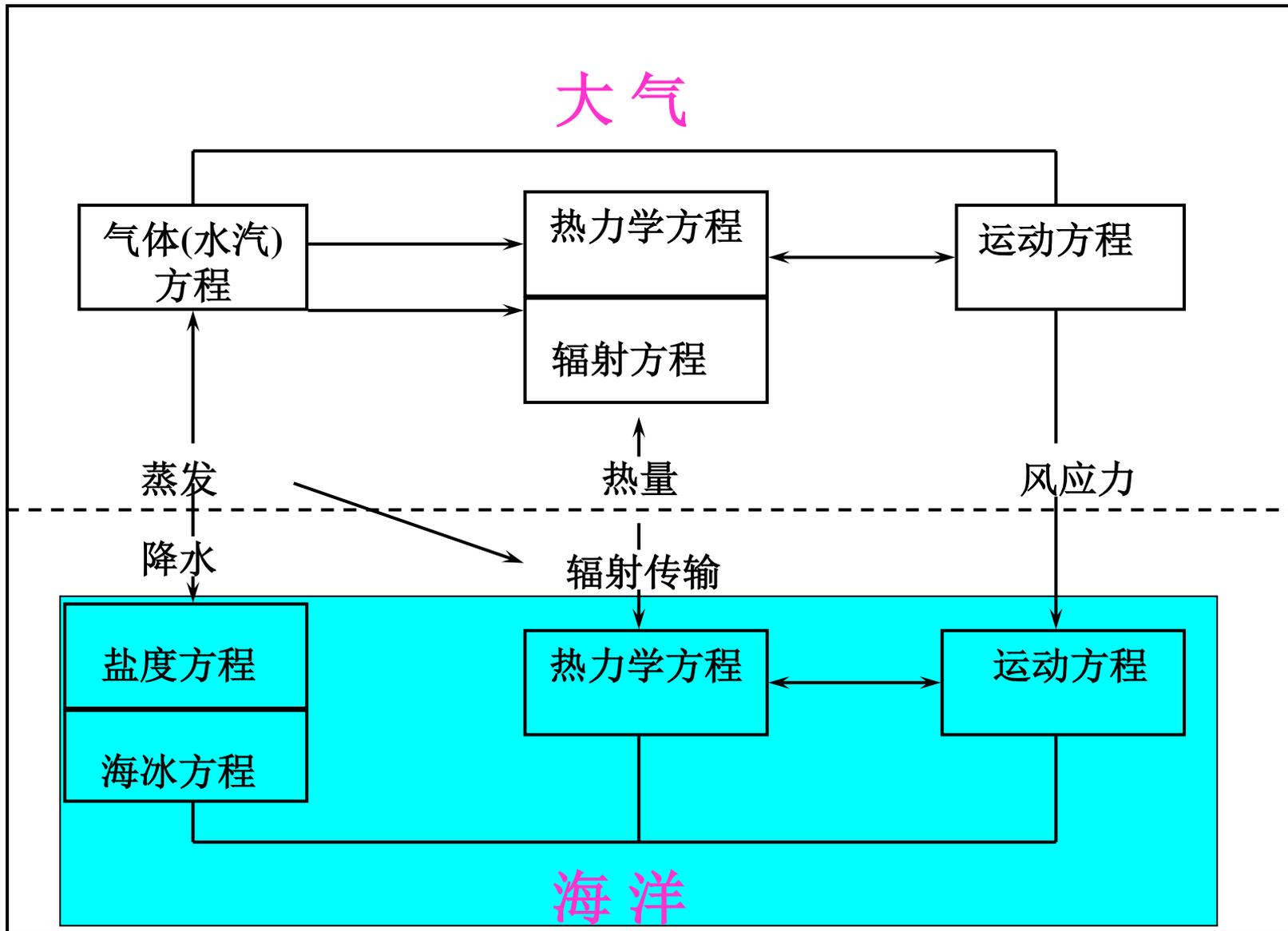
## 海-气相互作用的数学模型包括

一个大气环流数值模式 (AGCM)

一个海洋环流数值模式 (OGCM)

通过上述的动力和热力作用把它们耦合起来，  
成为

海洋和大气的耦合模式 (CGCM)。



# AGCM 的动力方程组包含的基本方程



$$\frac{d\vec{V}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla P + 2\vec{V} \times \vec{\Omega} + \vec{g} + \vec{F}_r$$

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho \nabla \cdot \vec{V} = 0$$

$$C_p \frac{dT}{dt} - \frac{1}{\rho} \frac{dP}{dt} = \frac{dQ}{dt} + F_T$$

$$\frac{dq}{dt} = E - C + F_q$$

$$P = \rho R T$$



# GCM 的动力方程组的几个基本方程

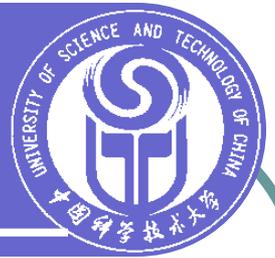
$$\frac{d\vec{V}_o}{dt} = -\frac{1}{\rho_o} \nabla P_o + 2\vec{V}_o \times \vec{\Omega} + \vec{g} + \vec{F}_{I_o} + \tau_f$$

$$\frac{d\rho_o}{dt} + \rho_o \nabla \cdot \vec{V}_o = 0$$

$$C_p \frac{dT_o}{dt} - \frac{1}{\rho_o} \frac{dP_o}{dt} = \frac{dQ_o}{dt} + F_{T_o}$$

$$\frac{ds_o}{dt} = \rho_o^{-1} \nabla \cdot (\rho_o \kappa_D \nabla s)$$

$$\rho_o = \rho_o(p_o, s_o, T_o)$$



在模式耦合过程中，在大气模式里计算各种非绝热加热和蒸发率时要用到海洋模式里计算出的海水的温度。而在海洋模式中的风应力要用大气模式计算出的风速和风向来确定。这样来体现海洋和大气的相互影响。



目前已有不少人用海-气耦合模式来进行数值模拟试验，研究 ENSO 的成因和机理。也有人设计海-气耦合的气候模式来进行气候数值模拟和气候数值预报。但这个工作难度很大，离实际要求还有很大的距离。这也是我们这个学科 21 世纪发展规划的一个重要部分。