

# 第六章 东亚季风环流

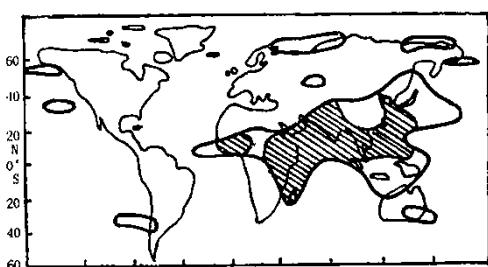
## 6.1 概述

- 季风** **Monsoon**, 一般地说, 季风是指近地面层冬夏盛行风向相反且气候特征明显不同的现象(高空没有季风一说, 虽然平流层的确存在冬夏风向相反的现象)。目前, 对季风研究已超出气候学范畴, 而是把它作为一个天气现象来进行研究。
- 性质**
- ① 季风是大范围地区的盛行风向随季节改变的现象(强调大范围是因为小范围风向受地形影响很大)。
  - ② 随着风向变换, 控制气团的性质也产生转变。例如冬季风寒冷干燥, 夏季风温暖潮湿。
  - ③ 随着盛行风向的变换, 将带来明显的天气气候变化(主要是降水的变化)。

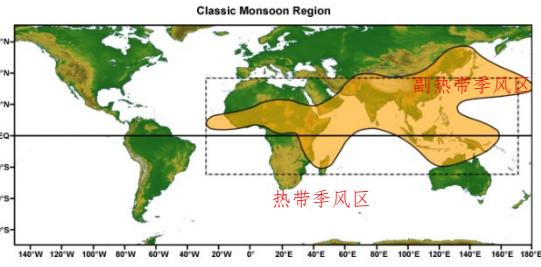
## 6.2 东亚季风的环流系统

### 6.2.1 世界季风区

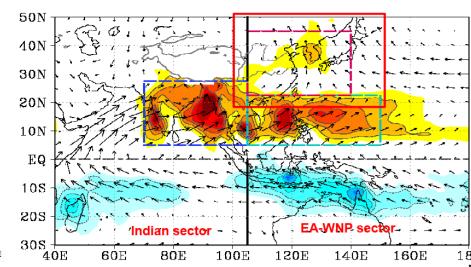
- 定义** 赫洛莫夫(XOPOMOB)规定, 凡地面上冬(1月)夏(7月)盛行风向之间至少差 $120^\circ$ 且季风指数(I)达到一定百分率的地区为**季风区**。亚、非和澳洲的热带和副热带地区为全世界最大季风区。
- 季风指数** 季风指数的定义为:  $I = \frac{F_1 + F_7}{2}$   $F_1$  和  $F_7$  分别为1月和7月**盛行风向频率**的百分数  
规定  $I > 60\%$ : **明显季风区**       $40 < I < 60\%$ : **季风区**       $I < 40\%$ : **具有季风倾向的地区**
- 亚洲季风区** **南亚**: 南亚印度地区为**热带季风区**, 冬季盛行**东北季风**, 夏季盛行**西南季风**。  
**东亚季风区**: ① 南海-西太平洋为**热带季风区**, 冬季盛行**东北季风**, 夏季盛行**西南季风**。  
② 东亚大陆-日本为**副热带季风区**, 冬季 $30^\circ\text{N}$ 以北盛行**西北季风**, 以南盛行**东北季风**; 夏季盛行**西南季风**或**东南季风**。



实线为  $I=40\%$  等值线  
斜线区为  $> 60\%$  的明显季风区



新的资料绘制的季风区



### 6.2.2 东亚夏季风环流系统

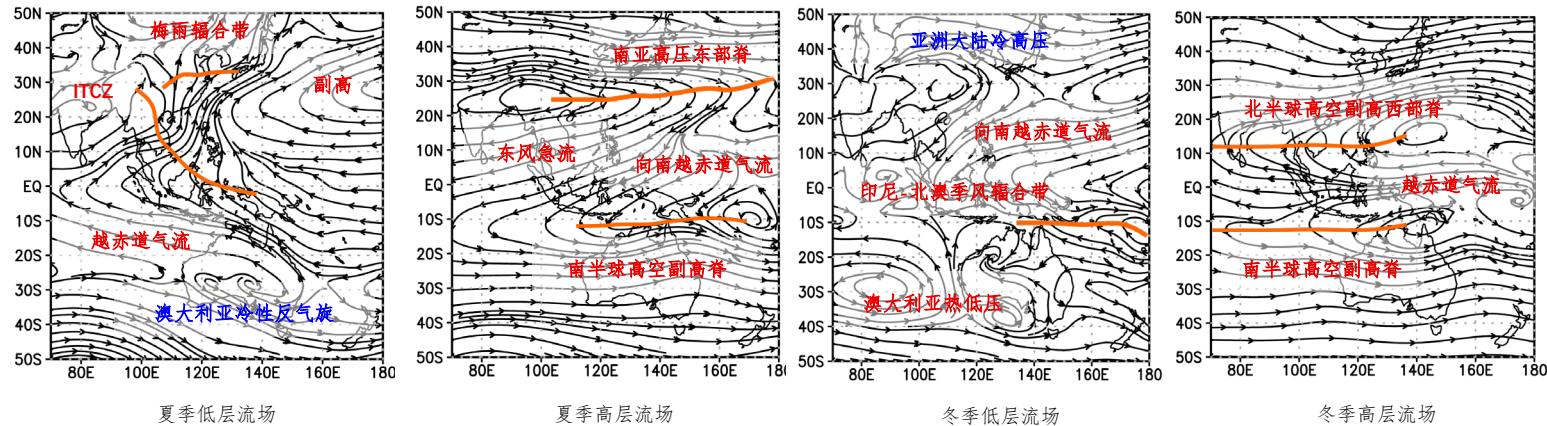
- 低空成员** 澳大利亚冷性反气旋, 东亚地区向北越赤道气流、**南海-西太平洋热带辐合带**(ITCZ, 或称**热带季风辐合带**、**南海季风槽**等), **西太平洋副热带高压**, **梅雨辐合带**(或称**副热带季风辐合带**、**梅雨锋**等)。
- 高空成员** **南亚高压反气旋的东部脊**、**东风急流**(含南北两支**东风急流**)、**东亚地区向南越赤道气流**、**南半球高空副热带高压脊**等。
- 季风气流** 在上述环流系统的控制下, 存在三支低层季风气流:  
① 澳大利亚冷性反气旋中辐散出来的**冬季**(南半球)**东南季风**;  
② 越赤道后转向而成的**南海-西太平洋热带西南季风**;  
③ 由西太平洋副热带高压脊西侧向北流转向而成的**东亚大陆-日本副热带西南季风**。  
东亚地区两支西南季风的北侧是**两条辐合带**, 高层为辐散带, 对应着**两条季风雨带**。

**夏季风异常** 夏季风环流系统中某一成员的强弱、位置发生变化，均可影响整个环流系统变化，从而影响夏季风的强弱和进退，并进而影响各个地区旱涝。

**热力性质** 东亚副热带夏季风的热力性质：由于组成东亚副热带季风的三股气流均来自热带海洋上，富含水汽，当其进入大陆后受夏季大陆的辐射加热作用和副热带高压脊下的下沉增温作用，形成高温高湿的特性。

**季风对比** 东亚与南亚夏季风的比较：

- ① 印度和中国的降水除少数地区无明显的关系。
- ② 印度夏季风单纯由热带季风组成，东亚夏季风包含热带季风和副热带季风两部分，影响系统复杂。
- ③ 大部分夏季风低压系统是在东亚季风区发生而后向西传播到印度季风区。
- ④ 印度季风区的西南气流向东输送构成东亚副热带季风的一部分。（我国夏季降水主要来自孟加拉湾）



## 6.2.3 东亚冬季风环流系统

### 6.2.3.1 高低空环流系统

**低空成员** 亚洲大陆冷性反气旋、东亚向南越赤道气流、印尼-北澳夏季风辐合带或热带辐合带（西北季风与东南信风）以及澳大利亚热低压等。

**高空成员** 南半球高空副热带高压脊，向北越赤道气流和北半球高空副热带高压的西部脊。

### 6.2.3.2 冷涌的向南传播及其对低纬环流的作用

**冷涌定义** 东亚冬季风在北方爆发及侵入我国习惯上称为寒潮 cold wave，当其进一步向南海推进时称为冷涌。

**南海冷涌** 一般认为当南海北部东北风大于等于 8 米/秒，深圳与黄石地面气压大于等于 8hPa，且冷涌过程中东北风维持在 6 米/秒以上时，称为南海冷涌。

冷涌向南传播过程中，冷空气的厚度愈来愈薄，一般不超过 700hPa。

**传播路径** ① 东亚大陆沿海→经台湾海峡→进入南海。

② 中国大陆西部南下→沿中南半岛东海岸→进入低纬度。

**具体作用** ① 从东路南下的冷空气主要在海面上移动，变性增温增湿逐渐失去干冷的特性。

② 从西路南下的冷空气由于在陆地附近的海上移动，且受冷洋流的影响，其变性很慢。

③ 强的冷涌可以侵入南半球，并可从南海南部向西传播至印度洋，形成印度季风区的东北季风。

## 6.2.4 东亚夏季风与冬季风的交替

### 6.2.4.1 东亚冬夏季风的建立和撤退

**两个概念** 一般所讲的冬夏季风的建立（撤退）都是针对一个局部地区而言的。实际上，冬夏季风都不是在一季风区的所有地方同时建立和撤退的，而是一个不断推进和撤退的过程。因此，对一季风区而言，所谓季风的建立与撤退包含两个概念：

① 一是在季风区开始建立（撤退），一是在整个季风区完全建立（撤退）。

对于整个季风区来说，冬（夏）季风的开始建立也就是夏（冬）季风的开始撤退，冬（夏）季风的完全建立也就是夏（冬）季风的完全撤退。东亚季风比较复杂，夏季存在两种性质不同的季风和季风环流系统。

② 北半球东亚季风与南半球印尼-北澳季风处于同一个季风环流系统，因此：东亚冬（夏）季风的完全建立（撤退）也就是印尼-北澳夏（冬）季风的开始建立（撤退）。

③ 东亚冬(夏)季风的完全建立(撤退)与东亚冬(夏)季风的开始撤退(建立)以**低层越赤道气流的转换**为标志。

#### 6.2.4.2 东亚夏季风的建立过程

**建立过程** ① 南海-西太平洋热带西南季风由南半球印尼-北澳冬季风越赤道而建立。主要看环流系统  
② 大陆-日本副热带季风是北半球低纬环流自身变化的结果。

#### 6.2.4.3 东亚副热带夏季风的进退

**进退过程** 东亚副热带季风的进退主要是指**副热带季风北侧前沿的南北进退**。

东亚副热带夏季风的进退与东亚热带夏季风进退有密切关系，但由于海上资料的缺乏，目前尚没有关于热带夏季风进退的详细研究。

### 6.3 东亚季风的形成

#### 6.3.1 东亚季风形成的基本因子

**基本因子** ① 太阳辐射的经向差异      ② 海陆热力差异      ③ 青藏高原与大气之间的热力差异

#### 6.3.2 亚洲季风区的热源(汇)分布

**夏季热源** **夏季(北半球)热源(汇)分布：**

**大气热源(汇)**  $HS$ 由**四种加热分量**所组成，即**大气长波辐射收支**  $\Delta F$  (地面有效辐射 $ER$ 和大气层顶长波辐射 $F_{\infty}$ 之差)，**大气对太阳辐射的直接吸收**  $\Delta S$ ，来自地面的湍流感热输送 $SH$ 和来自**当地降水的凝结潜热**  $Lp$ 。平衡公式可写为：

$$HS = \Delta F + \Delta S + SH + Lp$$

**HS > 0**为**大气热源**，**HS < 0**为**大气热汇**(或冷源)。

- ① **亚洲热带季风区** 7月份平均热源大值带及最强中心位于**热带季风辐合带**，主要是由**对流性降水凝结潜热释放**所造成的；冷源区主要位于南半球，是大气长波辐射冷却所造成的。
- ② **东亚副热带季风区**的热源大值带位于**华北-日本**，主要是**对流性降水**所造成的，冷源区位于西太平洋副热带高压控制的地区，是由大气长波辐射冷却和感热交换所造成的。

**冬季热源**

**冬季(北半球)热源(汇)分布：**在北半球整个亚洲大陆皆为冷源区，西伯利亚地区最强，青藏高原中部和东南部分别有两个 $-1^{\circ}\text{C}/\text{天}$ 以上的中心；广大太平洋地区为热源区。由于1月份季风雨带已移至印尼-北澳地区，亚洲大陆的冷源主要为感热交换和大气长波辐射冷却所造成的。

#### 6.3.3 东亚季风的建立与维持机制

##### 6.3.3.1 一般机制和影响因子

**机制** ① 南海-西太平洋热带季风经向垂直环流与**东亚大陆-日本副热带经向垂直环流**是由**与其相对应的热源(汇)**所维持的。  
② 亚洲热带及副热带季风环流基本特征的**初建**主要是由**海陆热力差**与**太阳辐射的经向差**共同决定的。  
③ **对流凝结潜热**的释放是**加强和维持**(季风爆发后，迅速成为主要因子)季风环流的重要因子。  
④ 副热带季风环流还受**纬向海陆热力差**的作用。

##### 6.3.3.2 青藏高原对东亚季风的建立、维持与传播的作用

**主要作用** ① 青藏高原对东亚夏季风来说主要是**热力作用**，表现在**高空气压的北上**。  
② 青藏高原对亚洲夏季风的**动力作用不明显**。通过数值实验得到  
③ 青藏高原的存在，在其背风坡的我国西南一带可以生成**西南涡、西北涡**等降水天气系统。  
④ 青藏高原的存在**限制冬季风的传播路径**，并使其**风速加强**。  
⑤ 青藏高原的存在对**高空西风带的分支作用**。  
⑥ 极大地加强了**东亚大槽**(等值线先疏散后汇合)，引导低层**冷空气南下**；有利于南支西风气流在孟加拉湾处生成**南支槽**，南支槽活跃东移时，有利于在我国南方冬季锋生和降水。

### 6.3.4 中国夏季风降水的水汽源地

南海地区	对于整个南海地区，夏季水汽主要来自 <b>东南边界</b> （赤道地区和西太平洋 60%）和 <b>西边界</b> （印度洋与孟加拉湾 40%）（使用后向追踪技术获得数据）。水汽为净辐合，即南海为水汽汇，降水量大于蒸发量。因此，南海地区夏季成为水汽凝结潜热释放的强热源区。
东部地区	对于整个中国东部地区来说，水汽主要来自 <b>西边界</b> （44%），其次是 <b>南边界</b> （南海 33%），最后是 <b>西太平洋</b> （23%）。由于整个地区水汽净辐散（量较小），因此本地区内 <b>水汽蒸发</b> 也是降水的水汽来源。
总述	各个分地区处于雨季时，水汽净辐合成为水汽汇，水汽由外部供应；同时成为大气热源区（凝结潜热释放）。因此，中国东部大陆夏季热源随雨带移动而移动。

## 6.4 东亚季风与低频振荡

### 6.4.1 大气低频振荡的一般情况

高频振荡	时间尺度 <b>小于 7-10 天</b> ，大气振荡导致大气环流的周期性变化（天气尺度振荡，一周左右）。
低频振荡	时间尺度 <b>大于 7-10 天</b> ，小于一个季度（也称季节内变化，准双周振荡）。
季节变化	以 <b>年为周期</b> 的振荡（年循环、季节循环）。
甚低频振荡	年以上的 <b>大气振荡</b> （年际、年代际、百年、千年、地质时期等）。

### 6.4.2 低频振荡的传播

#### 6.4.2.1 纬向传播

传播特征	1 波型准 40 天振荡 <b>沿赤道东传</b> 的环流变化 (MJO) 特征说明：
	① 低频对流最有利的 <b>发展区域</b> ： <b>赤道印度洋</b>
	② 低频对流获得 <b>再次加强</b> 的区域： <b>西太平洋</b>
	③ 这两个区域都属 <b>亚洲季风区</b> 的范围，整体冬季强于夏季。
	纬向波数为 2 的长波射出辐射 (OLR) 低频扰动表现出较明显的 <b>驻波</b> 特性。
传播方向	准 40 天低频振荡在各纬度上的传播方向不同： <b>赤道东传，副热带地区大多数西传，30°N 以东传为主</b> 。 低频振荡的纬向传播 <b>具有显著的年际变化</b> 。

#### 6.4.2.2 经向传播

经向传播	低频振荡除了纬向传播特性之外，还表现出明显的经向传播特征，尤其是在南亚和东亚夏季风区。
传播特征	在低纬度地区，低频振荡有沿着经圈垂直环流方向传播的特征。

#### 南北半球低频环流相互作用

低频振荡的经向传播可以引起**南北半球低频环流**的相互作用。南半球中纬度大范围的斜压性和冷空气活动具有准 40 天的周期性，对北半球夏季风有显著影响。北半球东亚的低频冬季风活动对南半球夏季风有显著影响。北半球低频东北风涌向南侵入南半球后常引起气旋性扰动的发展，并在其北侧赤道附近引起西风爆发，风速比东北风涌的风速大得多。西风爆发具有低频振荡的特性，东传，把赤道西太平亚海表的暖水向东吹流，使得东太平洋海表温度 (SST) 变暖。同时，西太平洋海面降低，东太平洋海面升高从而导致厄尔尼诺 (El Niño) 事件的发生