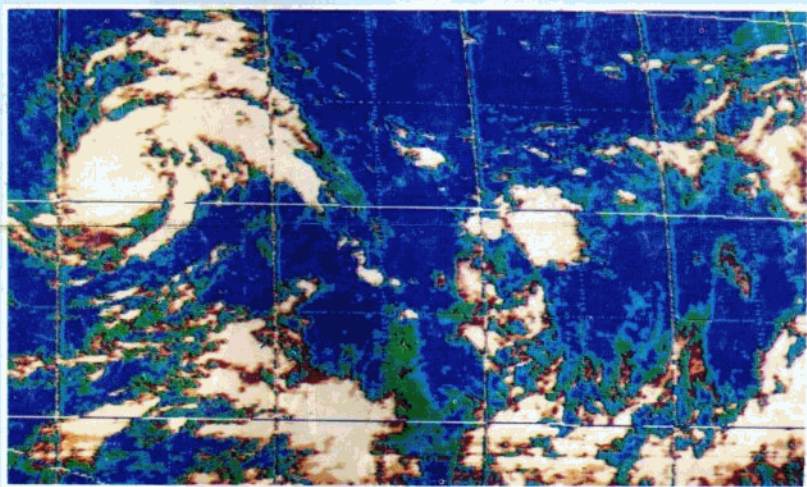


海洋天气学

喻世华 编著
孙世刚



中国人民解放军 海军司令部航海保证部

PDG

海洋天气学

喻世华 编著
孙世刚

中国人民解放军 海军司令部航海保证部

海洋天气学

喻世华 孙世刚 编著

中国人民解放军海军司令部航海保证部出版发行

中国人民解放军海军 4210 工厂印装

印数：0001—1500 册

内 容 简 介

该书是海洋气象专业大学本科生的专业教材，并为航海气象保障人员提供了系统的海洋天气保障知识和方法。

全书共 13 章。包括海洋大气特性及其分析方法，各大洋气候概况，环流特征，季风系统与天气，海洋大气中的低频振荡，海洋行星尺度天气系统，台风的结构、发生发展、台风路径及其预报，三大洋上的扰动系统，海洋边界层与积云对流，海洋天气预报及其保障方法等。是目前最系统完整地阐述海洋天气的著作，并有很高的应用价值。

本书可供气象科技工作者，特别是海洋气象科技工作者、有关高等院校、中等专业学校的师生，以及从事大气科学、海洋气象保障实际工作者参考。

前 言

海洋占地球表面面积的 70.8%，为陆地面积的 2.5 倍。在幅员辽阔的海洋，大气的下垫面是流动的海水，而海水又具有和大陆迥然不同的物理、化学性质，它对大气的运动也必然带来重要影响，这就决定了海洋天气具有它自己的特色。

海洋天气学就是研究海上的天气和天气系统及其密切相关的海洋气象，包括海雾、海冰、海浪、风暴潮、海上龙卷、热带风暴和海上温带气旋的机理分析及预报方法。

海洋资源丰富，海洋将成为今后科学技术开发的新领域。随着国际交往的发展，海上航行日益频繁。我国是一个海域辽阔的海洋国家，对海洋天气研究的重要性自不待言。航海的安全与海洋天气密切相关。500 多年前我国著名航海家郑和七次下南洋的远航壮举，在帆船时代，是成功地利用海洋气象条件的范例。十三世纪元朝战舰编队远征日本，因遭受台风袭击而失利。1944 年 12 月 17 日，美国海军第三舰队在菲律宾以东洋面，遭台风浪袭击，有七百多名官兵丧生，三艘驱逐舰沉没，一百多架飞机被毁，其损失仅次于珍珠港事件。即使在高科技的今天，滔滔大海，海上狂风巨浪，茫茫大雾，浮冰涡流等等仍然严重威胁海上安全。航海海洋气象保障的要求，已不仅是安全避险，还要充分利用海洋天气环境因素提高效率。因此，对海洋天气预报水平的提高是本书致力的目标。

本书是为海洋气象专业本科生在学习已有的天气动力学原理的基础上开设的一门专业课程，并为航海气象保障人员提供较系统的海洋天气预报保障知识。本书内容面向全球海洋，重点偏重于太平洋海区天气。

全书分为 13 章。在第 1 章，首先讨论了海洋大气的特性，以建立海洋大气的粗略图象，为学习后续各章提供线索。第 2 章是介绍各大洋的气候特征，以便于了解海洋天气的气候背景，也可供实际海洋天气保障参考。第 3 章，讨论大气环流特征，侧重于讨论海洋环流特征。第 4 章，简要讨论季风系统与天

气，重点是讨论印度洋至西太平洋上的季风天气。因为海洋地区是低频振荡最活跃的地区，第5章介绍近年低频振荡的最新研究成果。第6章，讨论海洋行星尺度天气系统，如ITCZ、副热带高压、洋中槽等。第7、8两章，用了较多的篇幅讨论台风的发生、发展、移动、避台及其预报，可以说这两章是全书的重点。第9、10、11章，分别讨论太平洋、大西洋、印度洋上的天气和天气系统。第12章，讨论海洋边界层和积云对流，这也是海洋上具有一定特色的天气特点。第13章讨论海洋天气预报，着重介绍海洋天气信息的收集和应用，以及严重危及海上安全的大风、海浪、海雾的预报原理和方法。

总之，本书力求从现代天气学的原理和方法，系统地阐述海洋天气中的问题，用最新研究成果充实内容，并力求落到便于应用的实处。

尽管作者多年从事海洋天气方面的教学与研究，但由于这一课程尚无蓝本可资借鉴，加之时间仓促，从收集资料到完成此书仅一年多时间，因此，必有许多不足之处，欢迎读者指正，并有待于今后在实践中不断更新、充实和完善。该书的出版得到海军司令部航海保证部财力上的资助，在该书的编写过程中得到了包澄澜教授及钱纫娴等同事的大力支持，张贤蛟同志为本书绘制了插图，在此谨对他们表示衷心的感谢。

作者

1993年12月

目 录

前言

| | |
|---------------------------------|-------|
| 第一章 海洋大气特性及其分析方法 | (1) |
| § 1.1 海洋大气大尺度运动的基本方程组 | (1) |
| § 1.2 海洋大气大尺度运动的基本特性 | (5) |
| § 1.3 海洋天气分析方法 | (7) |
| § 1.4 海洋天气资料的收集和鉴定 | (15) |
| 参考文献 | (18) |
| 第二章 各大洋气候概况 | (19) |
| § 2.1 太平洋气候 | (19) |
| § 2.2 大西洋气候 | (42) |
| § 2.3 印度洋气候 | (54) |
| 参考文献 | (69) |
| 第三章 环流特征 | (70) |
| § 3.1 环流基本特征 | (70) |
| § 3.2 行星尺度环流系统和行星风系的特征 | (74) |
| § 3.3 垂直环流 | (78) |
| § 3.4 200hPa 辐散环流与大气冷热源分布 | (84) |
| § 3.5 大气环流的能量循环 | (87) |
| 参考文献 | (90) |
| 第四章 季风系统与天气 | (92) |
| § 4.1 季风系统及其成员配置 | (92) |
| § 4.2 夏季风的爆发、活跃、中断及撤退 | (95) |
| § 4.3 季风低压 | (102) |
| § 4.4 冬季风及其冷涌天气过程 | (104) |
| 参考文献 | (113) |

| | |
|--------------------------------|-------|
| 第五章 大气低频振荡 | (116) |
| § 5.1 大气中 30~50 天振荡的基本特征 | (117) |
| § 5.2 低频波列与大圆理论 | (128) |
| § 5.3 大气中的准两周振荡 | (132) |
| § 5.4 大气低频振荡与海洋大气环流变化的关系 | (138) |
| § 5.5 大气低频振荡的能量平衡和可能机制 | (141) |
| 参考文献 | (146) |
| 第六章 海洋行星尺度天气系统 | (148) |
| § 6.1 副热带高压 | (148) |
| § 6.2 大洋中部高空槽和高空冷涡 | (160) |
| § 6.3 热带辐合带 | (167) |
| 参考文献 | (183) |
| 第七章 台风概况、结构及发生发展 | (185) |
| § 7.1 概述 | (185) |
| § 7.2 台风的结构 | (191) |
| § 7.3 台风形成的基本条件 | (202) |
| § 7.4 台风发生发展过程 | (208) |
| § 7.5 台风发生发展的预报 | (218) |
| § 7.6 台风天气 | (225) |
| 参考文献 | (229) |
| 第八章 台风路径及其预报 | (232) |
| § 8.1 影响台风移动的因素 | (232) |
| § 8.2 台风移动路径的预报 | (249) |
| § 8.3 台风异常路径及其诊断 | (262) |
| § 8.4 舰船判断台风和避开台风的方法 | (275) |
| 参考文献 | (283) |
| 第九章 太平洋扰动 | (285) |
| § 9.1 热带波动 | (285) |
| § 9.2 赤道缓冲带与赤道反气旋 | (291) |
| § 9.3 太平洋爆发性温带气旋 | (296) |
| § 9.4 副热带气旋 | (308) |

| | |
|-----------------------------------|--------------|
| 参考文献 | (313) |
| 第十章 印度洋扰动 | (315) |
| § 10.1 赤道西风与双辐合带 | (315) |
| § 10.2 越赤道气流与低空急流 | (319) |
| § 10.3 北半球冬季的印度洋扰动 | (324) |
| § 10.4 阿拉伯海中层气旋与季风低压 | (325) |
| 参考文献 | (331) |
| 第十一章 大西洋扰动 | (333) |
| § 11.1 大西洋温带气旋的爆发性发展 | (333) |
| § 11.2 大西洋副热带高压与信风逆温 | (336) |
| § 11.3 信风带中的波动 | (340) |
| § 11.4 南大西洋扰动 | (343) |
| 参考文献 | (345) |
| 第十二章 海洋边界层与积云对流 | (346) |
| § 12.1 海洋边界层特征 | (346) |
| § 12.2 云团与局地对流系统 | (351) |
| § 12.3 积云对流的垂直输送及其对大尺度运动的作用 | (362) |
| 参考文献 | (370) |
| 第十三章 海洋天气预报及其保障 | (372) |
| § 13.1 海洋天气信息的收集和应用 | (272) |
| § 13.2 海上大风预报 | (389) |
| § 13.3 海浪预报 | (395) |
| § 13.4 海雾预报 | (409) |
| 参考文献 | (429) |

第一章 海洋大气特性及其分析方法

海洋幅员辽阔, 占地球表面面积的大部, 尤其是南半球和南北半球的低纬地区, 海洋所占面积的比例更大。在海洋地区, 大气的下垫面是流动的海水, 海气的相互作用对大气必然带来影响; 海水的热容量又大大超过陆地和空气的热容量, 吸收到的热量主要通过海水蒸发的水汽在大气中凝结把热量给大气, 因而海洋对整个大气的调节起到重要的作用, 加之, 海洋地表摩擦小等, 因而海洋大气的大尺度运动特性应与大陆地区的大气运动特性有所不同。

§ 1.1 海洋大气大尺度运动的基本方程组

首先给出大尺度运动基本方程组, 再结合海洋大气的特点, 作为讨论海洋大气特性的基础。由于 $\delta = D/L \leq 1$, 静力关系准确成立, 因此, 可用 P 坐标系。再者, 在海洋地区, 非绝热加热作用必须考虑。若不计摩擦, 大气运动方程组可写为:

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial p} - fv = -\frac{\partial \varphi}{\partial x}, \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial p} + fu = -\frac{\partial \varphi}{\partial y}, \\ \frac{\partial \varphi}{\partial p} = -\frac{RT}{P}, \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \\ \left(\frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} \right) \frac{\partial \varphi}{\partial p} + S\omega = -\frac{R}{P} \frac{Q}{C_p} \end{cases} \quad (1.1)$$

式中, $S = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \ln \theta}{\partial p}$, Q 是单位质量空气的非绝热加热率, 其它为通用符号。

采用尺度分析中常用的符号, 取下述各特征值⁽¹⁾:

特征水平尺度 $L \sim 10^6 \text{m}$,

特征水平速度 $U \sim 10 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$,

特征时间尺度 $\tau = L/U \sim 10^5 \text{s}$,

特征厚度 $D \leq H$ (均质大气高度 $H \sim 10^4 \text{m}$),

特征气压 $P = 10^5 \text{Pa}$,

特征干静力稳定度 $S \sim 10^{-8} \text{kg}^{-2} \cdot \text{m}^4 \cdot \text{s}^2$,

特征湿静力稳定度 $S_m \sim 10^{-8} \text{kg}^{-2} \cdot \text{m}^4 \cdot \text{s}^2$,

特征垂直速度 Ω_0 ,

特征位势水平变化 $\Delta \varphi$,

其中 Ω_0 和 $\Delta \varphi$ 需要根据大气运动方程组的约束来确定。

一、水平运动方程

水平运动方程

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial p} - fv = -\frac{\partial \varphi}{\partial x}, \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial p} + fu = -\frac{\partial \varphi}{\partial y}, \\ \frac{U^2}{L} \quad \frac{U^2}{L} \quad \frac{U^2}{L} \quad \frac{\Omega_0 U}{P} \leq \frac{U^2}{L} f_0 U \quad \frac{\Delta \varphi}{L} \end{cases} \quad (1.2)$$

对于中高纬地区, $f_0 \sim 10^{-4} \text{s}^{-1}$, 则

$$fu \sim fv \sim f_0 U \sim 10^{-3} \text{ms}^{-2}$$

而

$$\frac{U^2}{L} \sim 10^{-4} \text{ms}^{-2}$$

根据量级运算原则, 必有

$$\begin{cases} \frac{\partial \varphi}{\partial x} - fv = 0 \\ \frac{\partial \varphi}{\partial y} + fu = 0 \\ \frac{\Delta \varphi}{L} \sim f_0 U \end{cases} \quad (1.3)$$

上式表明, 中高纬地区, 大尺度运动中的水平气压梯度力和科里奥利力基本上是平衡的, 即大尺度运动具有准地转平衡特性。

由(1.3)式,

$$\Delta \varphi \sim f_0 L U \quad (1.4)$$

一般情况下, 常引入一个无因次数——罗斯贝数, 来度量地转平衡的有效程度。即定义为水平加速度与科里奥利力的特征尺度之比:

$$R_0 = \frac{U^2}{L} / f_0 U = \frac{U}{f_0 L} \sim 10^{-1} \quad (1.5)$$

在中高纬地区, $R_0 \ll 1$, 准地转平衡关系成立。

对于低纬地区, $f_0 \sim 10^{-5} \text{s}^{-1}$, 则

$$R_0 \approx 10^0 \quad (1.6)$$

即在低纬地区地转平衡关系难以成立。低纬大尺度运动所具有的旋转流体特征不及中高纬度明显, 但又不同于一般的流体运动, 多少还带有旋转运动的特征。这时水平运动方程的加速度项和位势梯度力项平衡, 则有

$$\Delta \varphi \sim U^2 \quad (1.7)$$

正因为热带地区地转参数 f 小, 则在处理低纬问题时, 常应用所谓“赤道 β 平面近似”。因为地转参数 f 是纬度 φ 的函数, 则

$$\beta = \frac{\partial f}{\partial y} = \frac{2\Omega}{a} \cos \varphi \quad (1.8)$$

式中 a 为地球半径, Ω 为地球自转角速度。

在低纬地区 $\cos \varphi \sim 1$, 故 $\beta_0 \sim 10^{-13} \text{s}^{-1}$, 而在中高纬度 $\cos \varphi \sim 0.5 - 1$, $\beta \leq 10^{13} \text{s}^{-1}$, 可见在低纬地区 f 值虽比中高纬小一个量级以上, 但 β 值却近似相当。若将 f 在某纬度 φ_0 处

对 y 作 Taylor 级数展开, 则有

$$f = f_0 + \beta y + \dots \approx f_0 + \beta y \quad (1.9)$$

式中 f_0 和 β 均取 φ_0 处的值。当 y 很小时, 上式成立, 即所谓 β 平面近似。在赤道附近, $\varphi_0 \approx 0$, 则 $f_0 \approx 0$, 故有

$$f = \beta_0 y \quad (1.10)$$

即赤道平面近似。

在处理许多低纬动力学问题中取上述关系式, 从而把低纬大气大尺度运动视为相当于在地转参数 f 保持线性变换的 β 平面上运动。它是在几何上略去地球为球形, 而又引入某种程度上表示地球曲率影响的 β 平面近似。

二、连续方程

连续方程为

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (1.11)$$

$$\frac{U}{L} \quad \frac{U}{L} \quad \Omega_0/P$$

由尺度分析可得到 ω 的特征尺度 Ω_0 满足:

$$\frac{\Omega_0}{P} \leq \frac{U}{L} \quad (1.12)$$

且可得到水平散度和特征尺度 D_0 与 Ω_0 之间的关系:

$$D_0 \sim \Omega_0/P \quad (1.13)$$

三、静力方程

静力方程为

$$\frac{\partial \varphi}{\partial p} = - \frac{RT}{P} \quad (1.14)$$

$$\frac{\Delta \varphi}{P} \quad \frac{RT}{P}$$

由此求得特征量

$$T = \Delta \varphi / R \quad (1.15)$$

三、热力学方程

仿照 Holton⁽²⁾ 的尺度分析方法, 我们将海洋地区分为无凝结潜热 (如副热带高压控制地区) 和有凝结潜热 (如 ITCZ) 两种情况讨论。

(一) 无凝结潜热

这时, 热力学方程可写为

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} \right) \frac{\partial \varphi}{\partial p} + S\omega = - \frac{R}{PC_p} Q \quad (1.16)$$

$$\frac{U \Delta \varphi}{LP} \quad \frac{U \Delta \varphi}{LP} \quad \frac{U \Delta \varphi}{LP} \quad S\Omega_0 \quad \frac{R Q}{P C_p}$$

对中高纬地区, $\frac{U\Delta\varphi}{LP} > \frac{R}{P} \frac{Q}{C_p}$, 则有

$$\Omega_0 \sim \frac{fU^2}{SP} = 10^{-3} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1} \quad (1.17)$$

即在中高纬海洋地区, 即使没有凝结加热的发生, 由于平流项的作用, 特征垂直速度也可达到相当大。

而对低纬热带地区, $\frac{U\Delta\varphi}{LP} < \frac{R}{P} \frac{Q}{C_p}$, 若只考虑 $1^\circ\text{C}/\text{天}$ 长波辐射冷却率, 则有

$$\Omega_0 \sim \frac{R}{SP} \frac{Q}{C_p} = 3 \times 10^{-4} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1} \quad (1.18)$$

这时, 低纬的特征垂直速度比中高纬的特征垂直速度要小。考虑到 (1.6) 式和 (1.3) 式, 无凝结加热的热带大气大尺度运动则可视为准旋转准水平和无辐散的准正压的大气。这时, 可应用无辐散的涡度方程。显然, 这种扰动系统的能量来源不可能是来自有效位能转变为动能, 其动能只可能来自基本气流的平均动能转换, 或者由侧向耦合的中纬度系统或热带降水系统所驱动。

(二) 有凝结潜热

首先估计对温度的变动尺度。由静力学方程

$$T = -\frac{P}{R} \frac{\partial\varphi}{\partial p} \quad (1.19)$$

由于气压垂直变化的特征量与气压自身的特征量同量级, 故

$$\frac{\partial\Delta\varphi}{\partial p} \sim \frac{\Delta\varphi}{P}$$

$$\text{则} \quad \Delta T = -\frac{P}{R} \frac{\partial\Delta\varphi}{\partial p} \sim \frac{P}{P} \frac{\Delta\varphi}{R} = \Delta\varphi/R \quad (1.20)$$

对中高纬地区, 将 (1.4) 式代入上式,

$$\Delta T \sim \frac{f_0 LU}{R} = 3.5^\circ\text{C}$$

即对于深厚的中高纬海洋天气尺度系统的水平变动可达 3.0°C 。这时,

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla T \right) \sim \frac{U}{L} \Delta T \sim 3.5^\circ\text{C}/d$$

对中高纬深降水系统, 若平均降水率为 $100\text{mm}/d$, 则单位质量空气的平均加热率约为 $2.5^\circ\text{C}/d$ 。考虑深对流凝结加热率并不是均匀分布在整空气柱内, 而是在 $30 \sim 40\text{kPa}$ 间加热最大, 其值可达 $\sim 5^\circ\text{C}/d$, 若取湿静力稳定度特征量 $S_m \sim 10^{-7} \text{kg}^{-2} \cdot \text{m}^4 \cdot \text{s}^2$, 其相应的垂直速度特征量

$$\Omega_0^* \sim 1.5 \times 10^{-2} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1} \quad (1.21)$$

其值比温度平流项的贡献还大。可见, 中高纬海洋地区的某些特定区域, 如黑潮暖流区, 这里海水蒸发量大, 加之暖湿空气活跃, 常可造成强的位势不稳定区, 有深对流发展, 这里潜热的释放也是大尺度扰动的重要能源。

对于低纬地区, (1.7) 式代入 (1.20) 式, 得到温度的水平变动量

$$\Delta T \sim \frac{U^2}{R} \approx 0.3^\circ\text{C}$$

相应的温度平流的量级为 $0.3^\circ\text{C}/d$ 。显然, 温度平流对垂直速度的贡献在低纬地区比中高

纬地区小得多。而 (1.16) 式中的非绝热加热项, 按 Holton 的估计, 在热带降水系统中, 平均降水率为 200mm/d, 则

$$\frac{Q}{C_p} \sim 5^\circ\text{C}/\text{d}$$

若考虑深对流凝结加热率在 30~40kpa 间最大, 其值可达 $\sim 10^\circ\text{C}/\text{d}$ 。这时相应的垂直速度特征量

$$\Omega'_0 \sim \frac{R}{S'_m P} \frac{Q}{C_p} \approx 3 \times 10^{-2} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1} \quad (1.22)$$

可见, 有深对流系统对流凝结释放时的垂直速度比无凝结释放时的垂直速度要大得多。在低纬大部分地区是海洋, 特别是在 ITCZ 区积云对流活跃, 描写这类大尺度扰动应采用准旋转湿大气的动力学方程组, 这时涡度方程中的散度项不能略去。

§ 1.2 海洋大气大尺度运动的基本特性

从前节基本方程组出发, 通过尺度分析, 可以得到海洋大气大尺度运动的基本特性。

一、热力特性

(一) 低纬热带地区热力参数的水平分布均匀

在中高纬地区, 地转参数 $f_0 \sim 10^{-4} \text{s}^{-1}$, 由 (1.3) 式, 位势梯度力和地转偏向力平衡。这时,

$$\Delta\varphi'' \sim f_0 UL = 10^3 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2} = 10^2 \text{gpm} \quad (1.23)$$

而在低纬地区, 地转参数 $f_0 \sim 10^{-5} \text{s}^{-1}$, 由 (1.7) 式, 位势梯度力与加速度项平衡。这时,

$$\Delta\varphi' \sim U^2 = 10 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2} = 10 \text{gpm} \quad (1.24)$$

则有

$$\frac{\Delta\varphi'_i}{\Delta\varphi'_m} \sim \left(\frac{U}{f_0 L} \right)_m \sim (R_0)_m \sim 10^{-1} \quad (1.25)$$

它们之间的比值为中、高纬度的 Rossby 数。上式表明, 由于中高纬和低纬地转参数的差异, 同样规模尺度的天气系统, 在中高纬地区等位势高度线密集, 而低纬地区则相对比较稀疏。

再由状态方程和静力学方程, 必有

$$\frac{\Delta\theta'_i}{\Delta\theta'_m} \sim \frac{\Delta T'_i}{\Delta T'_m} \sim \frac{\Delta\rho'_i}{\Delta\rho'_m} \sim R_m \sim 10^{-1} \quad (1.26)$$

即中高纬地区, 水平气象要素分布密集, 斜压不稳定是扰动发展的主要机制。在低纬地区, 水平气象要素分布均匀, 近于正压大气, 有效位能小, 斜压不稳定难以成为热带扰动发展的主要机制。

(二) 海洋大气静力稳定度小, 热量交换和湍流输送大

在中高纬海洋地区, 由于海水蒸发量大, 空气潮湿, 海洋大气的低层总是处于位势不稳定的, 其静力稳定度的特征值 $S \sim 10^{-7} \text{kg}^{-2} \cdot \text{m}^4 \cdot \text{s}^2$, 其相应的

$$\frac{(\Delta\theta_{se})_0}{(\theta_{se})_0} \sim 10^{-1}$$

其中 $(\Delta\theta_{se})_0$ 为上下层假相当位温差的特征量。

若将中高纬大陆上的大气视作干大气，其静力稳定度的特征值 $S \sim 10^{-6} \text{kg}^{-2} \cdot \text{m}^4 \cdot \text{s}^2$ ，其相应的

$$\frac{(\Delta\theta_{se})_0}{(\theta_{se})_0} \sim 10^0$$

由 Richardson 数特征量

$$Ri = \frac{P^2 S_m}{U^2} \sim \frac{RT}{U^2} \frac{(\Delta\theta_{se})_0}{(\theta_{se})_0} \quad (1.27)$$

则有

$$(Ri)_o / (Ri)_L \sim 10^{-1}$$

即由于中高纬的海洋大气静力稳定度比相应的大陆要小，使得中高纬海洋大气的 Ri 数比相应的大陆 Ri 数也小。

对于低纬海洋大气， $S_m \sim 10^{-8} \text{kg}^{-2} \cdot \text{m}^4 \cdot \text{s}^2$ ，相应的

$$\frac{(\Delta\theta_{se})_0}{(\theta_{se})_0} \sim 10^{-2}$$

从而

$$(Ri)_o / (Ri)_L \sim 10^{-1}$$

即低纬海洋大气的 Ri 数比中高纬海洋大气的 Ri 数小得多。因此，海洋地区，特别是低纬海洋地区，由于 Ri 数小，为其热量交换和湍流输送提供了有利条件。

二、动力特性

(一) 海洋潮湿大气具有较强的辐合和上升运动

由前讨论，海洋的某些地区，大气潮湿，垂直速度大，由 (1.13) 式，相应的水平散度

$$D_0 \sim 10^{-5} \text{s}^{-1} \quad (1.28)$$

也较大。正是由于海洋潮湿大气中 S_m 和 Ri 均较小，而 D_0 和 Ω_0 又较大，加上有充足的水汽供应，所以这些地区对流发展旺盛，特别是低纬海洋地区，云团活跃。

(二) 海洋潮湿大气非地转运动强

因为，相对涡度的特征尺度通常取为

$$\zeta_0 = \bar{U}/L \approx 10^{-5} \text{s}^{-1} \quad (1.29)$$

因此，在有凝结发生时，水平散度和涡度有同样的量级，这意味着海洋潮湿大气具有较强的非地转运动。

(三) 大尺度运动与积云对流之间的相互作用明显

海洋，特别是低纬地区的广大海洋，盛行潮湿空气运动，这里大尺度水平散度也较强，这样就给蕴育着在大尺度运动中的积云对流提供了形成降水的必不可少的条件。当然，积云中的水汽凝结又反过来给大尺度运动提供能量。所以，在讨论海洋大气中大尺度扰动的发生发展时，往往要考虑到大尺度运动和积云对流之间的相互作用，即所谓的 CISK 机制^[3]。

三、天气特性

由于海洋大气具有与大陆不尽相同的热力特性和动力特性，热带地区的天气也相应有

一些明显的特点。

(一) 由于日射在海陆上空的热效应不同, 在沿岸地区形成温度和气压梯度, 从而造成具有日循环和年循环的特殊环流。日循环形成海陆风, 白天海风, 而夜间陆风。年循环则反映在海洋和陆地之间的环流中, 它们的尺度大, 叠加在行星环流之上, 甚至可以使行星环流逆转。这些季节性变化即所谓的季风。

(二) 海陆之间差异不仅是热力方面的原因, 摩擦作用(它通过近表面的动量交换影响风场)海洋上比陆地小。因此, 近地面层在同样的气压梯度下, 海上的风力大于陆上的风力, 风向在海上偏离等压线的角度也小得多; 由于摩擦作用, 向岸风引起辐合, 而离岸风产生辐散。

(三) 海洋和大陆截然不同的是海洋的下垫面是海水, 因此, 风和海浪是紧密联系在一起的。海面上有一定的风力就对应有一定的浪高, 狂风往往伴有巨浪, 其破坏力是惊人的, 海浪可引起船身的共振, 严重威胁生命财产的安全, 甚至可使舰船折成两半。

(四) 海洋是热带扰动的源地, 尤其是热带海洋的一些特定地区是高海温区, 如菲律宾附近的西太平洋, 热带扰动就在这些高海温区发生, 然后离开源地, 在一定的环流条件下得到发展。有些扰动, 例如温带气旋即便是发生在大陆上, 一旦移入海洋, 获得充分的热量、能量补充, 扰动又急剧发展。

(五) 海洋大气, 尤其是热带海洋大气的低层经常处于高温高湿的条件性不稳定状态, 在条件不稳定的大气里, 强烈的上升运动使热带对流云系旺盛, 成百上千个巨大的积雨云经常聚集在一起, 组成巨大的云团。热带扰动的发生、发展, 都与这些云团的活动有密切的关系。

§ 1.3 海洋天气分析方法

在中高纬地区, 无论是大陆或是海洋, 气压分布明显, 风与气压场之间的准地转关系成立, 因而分析气压场形势能清楚地表现大气环流和天气系统的特征。而在低纬热带地区, 气压场分布均匀, 风与气压场之间的准地转关系难以成立, 但流场的差异却十分明显。天气系统的发生, 往往是先期出现流场的涡旋、辐合和辐散, 以及风的水平切变和垂直切变, 随后产生强的对流活动, 造成天气系统中心变暖, 气压场的特征才逐渐明显起来。因此, 在热带地区很重视对风场的分析。气压场的分析, 在天气学中已有详细的讨论, 这里不拟赘述。本节着重介绍其风场的分析方法。

一、风场分析

(一) 风场的基本流型

由于风场是一个矢量场, 它不仅有风速值的大小, 而且有风向的不同。在日常的风场分析中应用最多的是流线—等风速线法。所谓流线就是处处和风矢量相切的线, 而等风速线是相同风速的点连成的线, 前者表示风向, 后者表示风速。两者结合起来, 就能得出一张流场的完整分析。

我们在进行流线——等风速线分析时, 经常会遇到一些风场的基本流型⁽⁴⁾, 熟悉和掌握这些基本流型是必要的。

1. 渐近线

渐近线是这样的流线：周围的流线从它辐散出去（正的渐近线），或者向它辐合进来（负的渐近线），如图 1.1。从理论上讲，渐近线附近的流线是永远不会和它合拢的。实际上，由于天气图的比例尺小，一般把渐近线画成一条流线，其附近的流线都与它合并。

流线中的渐近线具有三维结构，它可以看成垂直的或倾斜的面或者狭窄的过渡带（图 1.2）。渐近线的坡度变化很大，有时垂直，有时呈准水平状态。自然，负的渐近线位于辐合气流中，正渐近线位于辐散气流中。但渐近线是否代表真正的空气水平质量辐合辐散，还要看该地区风速的分布而定。

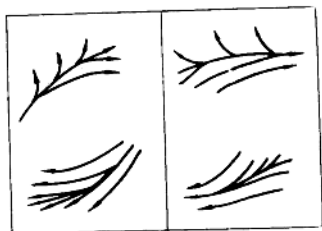


图 1.1 流线渐近线

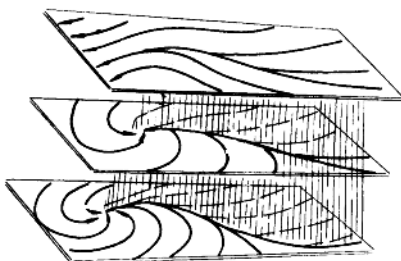


图 1.2 流线渐近线的三维结构

在天气分析中最关心的是辐合气流中的负渐近线，因为在近地面层中气流的辐合往往造成坏天气。在发展完善的气旋性向内气流周围的辐合气流中以及两半球信风气流的广大辐合带中均可看到较明显的负渐近线。

2. 波

波是气流中的一种扰动，相当于等压线的波状的槽和脊。波通常出现在如象热带东风带那么宽广的纬向气流内。但波动的范围一般不会扩及它们所在气流的整个宽度，这种波称为“阻尼波”。

流线中出现的波具有三维结构。在地面或梯度层高度上流场中出现的波可随高度而增强（图 1.3），或者波的振幅随高度而减弱，前者一般与高空西风带气旋或者西风槽相联系。它们的垂直伸展可达数千公尺。

随高度的增加而减弱的波，一般沿它们所在的气流的流向作等速运动，如东风波。

与高空涡旋或槽相联系的波，一般随高层系统移动，高层系统移向可能与低层气流的方向相反，当低层东风带中的波迫近高层涡旋或槽的位置时，波幅增大。以后，波可能仍随高层系统而移动；或继续向西移动。

3. 奇异点

奇异点是这样一种点：就是通过它可以画出几条流线的点，或其四周流线形成一闭合曲线的点。在奇异点上风可以有好几个方向，实际在奇异点上风速为零。因此，在奇异点附近风相当微弱，这个事实有助于我们在分析中确定奇异点。奇异点又可分为三类：

尖点 它仅是波和涡旋之间的过渡型，历时很短，且经常发生在某一层上（图 1.4）。实际分析中常因缺乏足够的资料，很难分析出来。