

整层风速增长(位能转换成动能)为

$$\Delta_{12\text{小时}} v = 8.5 \text{ 米/秒}$$

29日08时,700毫巴上平均风速约为12米/秒,按上述估算,29日20点可增强到20米/秒,这和实况接近。这个计算表明,冷空气锋区水平力管场斜压位能释放对弱低压变性发展的重要作用。

7416号台风由于一度显著减弱,环流和云系几乎消失,对于冷空气使这个衰减系统的变性发展估计不足,损失了防御时机,这一点在实际业务预报中有经验教训。这个由冷空气导致再生的气旋,给辽鲁沿海带来了猛烈的狂风暴雨。

(5) 极锋的诱生气旋: 台风移入中纬度,当有极锋侵入台风时,经常产生诱生气旋,这是台风变性、发展为温带气旋的另一种方式。原来的台风降雨将减弱,新的暴雨区将产生在温带气旋中。前一章已经指出, Sekioka^[2] 在分析了一系列的个例后指出,当一条原先存在的锋面侵入到台风内部时,则台风将在这条锋面上诱生一个新的温带气旋,形成一个由台风和温带气旋组成的复合系统。在这种过程中,诱生的气旋将得到发展,而原来的台风环流系统将逐渐趋于消失。诱生气旋产生的过程,将使原来的台风暴雨迅速减弱,诱生气旋将产生新的暴雨区,使台风降雨从台风区转移到诱生气旋区。

(6) 填塞作用: 当强冷空气爆发,极锋锋区迅速扫过整个台风区,则台风的暖心结构将遭到彻底破坏而消亡,极地大陆气团将台风环流系统填塞。这种填塞过程在对流层低层将加强对台风环流系统的辐合,因此,台风在填塞之前,将使降雨显著加强,或下一场较大的暴雨。

这种过程常发生在秋冬和春末。

§ 14.5 地形对台风降雨的影响

地形是个固定因子,包括海岸、山脉、海峡、港湾、河流等,它对台风降雨有显著影响。

海岸对降雨的影响,出现在台风登陆前后。当台风移近海岸时,在沿海岸形成一条辐合线,将加剧台风降雨。海岸辐合线有两部分组成,一是与海岸正交的气流受海岸地形的阻挡在沿岸产生的辐合,如图14.18a所示,台风中心东侧向岸风沿海岸线产生辐合,西侧离岸风产生辐散。因此,前者将加剧台风中心东侧的降雨。二是风速辐合,如图14.18b所示,风矢表示风速大小,台风在陆地上的环流因受摩擦作用,风速显著减小,这使台风中心

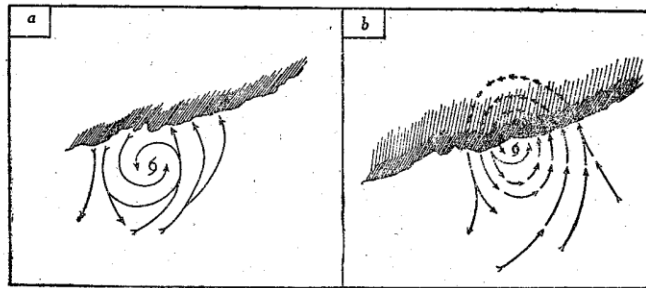


图 14.18 海岸的两种辐合

东侧产生辐合,西侧辐散。因此,风速辐合使登陆点东侧雨量大,西侧雨量小。这两部分辐合对台风降雨的作用是一致的,叠加结果将加强台风中心东侧的降雨。

我国的海岸线在华南主要呈东西走向,华东呈南北走向。台风在华南登陆时,海岸辐合作用使台风东侧的降雨加强、西侧减弱,台风在华东登陆时,台风北侧的雨区加强,南侧减弱。由于海岸辐合造成台风降雨的不对称性,以华南沿海岸较显著。这是因为在华南沿海岸,地形辐合线是南风受海岸影响产生的辐合,而华东台风则主要是东风受海岸影响产生的辐合,南风比东风输送了更为潮湿的空气。但是,当台风带有倒槽,并有中纬槽或冷空气与台风结合时,则华东台风将产生非常突出的北大南小的降雨不对称分布。

山脉对台风降雨产生显著影响。与山脉正交的气流的爬坡上升运动将加强台风暴雨。这种作用与爬坡气流风速以及山脉坡度有关。山脉爬坡气流产生的降雨量可表达为

$$R = - \int_{P_0}^P F \omega \frac{dP}{g} \quad (14.8)$$

其中 F 为凝结率,即 $F = \left(\frac{\partial q^*}{\partial P} \right) + \Gamma_P \left(\frac{\partial q^*}{\partial T} \right)$, q^* 为饱和比湿, Γ_P 为干绝热递减率, ω 为山脉坡度所造成的垂直运动,即 $\omega = -\rho g \mathbf{V} \cdot \nabla H$, H 为地形高度。(14.8) 式表明,山脉造成的雨量与凝结率、山脉坡度和正交气流速度成正比。陡的山脉、较强的正交气流风速和比较潮湿的空气将产生较强的地形降雨。

我国台风影响地区的几座主要山脉,如南岭、武夷山及其前沿的鹭峰山、博平岭、戴云山等,井冈山、云开大山、哀牢山、无量山、大别山、浙西丘陵、桂西北丘陵以及北方的太行山、燕山、长白山、兴安岭等,当台风靠近或经过这些山脉时,经常在台风环流沿山脉的向风侧山麓造成暴雨中心。其中一些山脉的暴雨中心特别强和持续时间长,经常引起山洪爆发。

山脉的另一种影响,就是使台风环流分裂,形成新的低压中心,并引起新的暴雨区。

例如 1976 年 13 号台风 8 月 10 日在我国福建登陆,以后向西北方向移动,12 日移到湖南北部,使台风环流分裂,在大别山北麓产生新的低压中心(图 14.19)。在这个地区由西侧南北向山脉和南侧东西向山脉围成的平原区内,当盛行东风气流时,由地形的强迫作用,产生正的曲率涡度 $\left(\frac{C}{R} > 0 \right)$,急流南侧产生

正的切变涡度 $\left(-\frac{\partial C}{\partial R} > 0 \right)$,这些条件有利于该处形成另一个低压中心。这个中心形成之前,台风暴雨主要出现在路径南部的闽西、赣南和湖南,这与原中心相符。新的中心分裂形成之后,原雨区减弱,而在豫南、皖北、鲁西和山东半岛生成了新的暴雨区(图 14.19),暴雨中心达到 200 毫米。这块暴雨区与新生

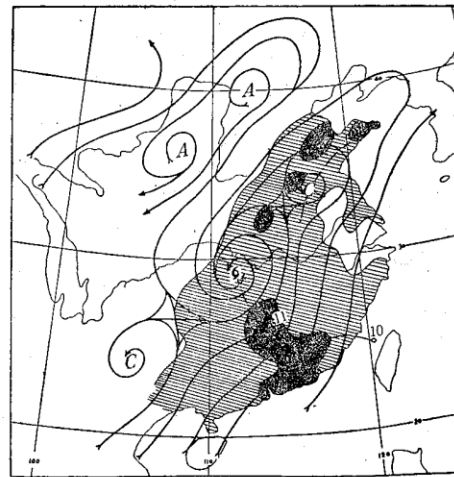


图 14.19 1976 年 8 月 12 日 08 时 850 毫巴流线和副中心的暴雨区
斜线区为 10 毫米以上降雨区,
网线区为 100 毫米以上降雨中心

的地形低压中心相一致。

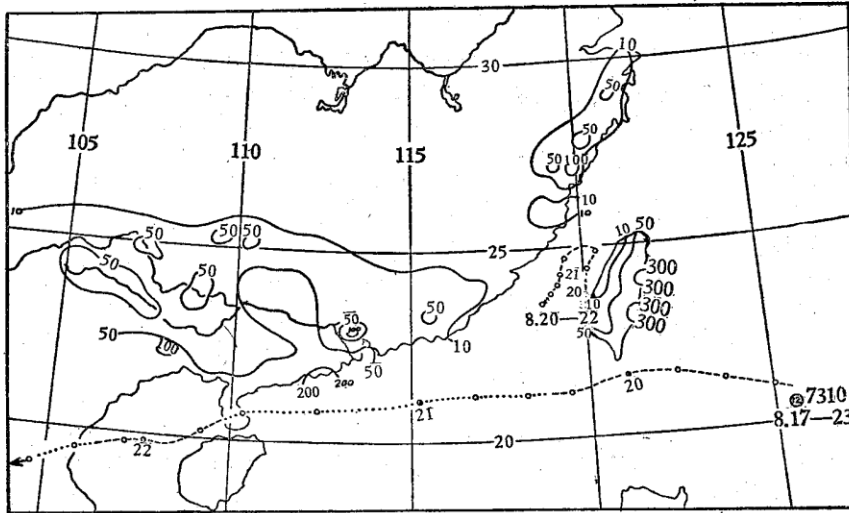


图 14.20 台湾海峡诱生中心所造成的暴雨区

我国台湾省的中央山脉、浙闽丘陵地带，南岭、井冈山，都是容易产生地形低压中心的地区。

地形所引起的低气压中心还可以生成在台湾海峡，使海面遭到比较突然的风雨袭击。例如 7310 号台风，于 8 月 20 日从台湾省南端经过时，在台湾海峡诱生一个低压中心。这个中心造成了福建省中北部的暴雨（图 14.20）。以后，这个台风穿过巴士海峡西移，在雷州半岛登陆，台风本身在粤西造成了暴雨。这次台风的暴雨区明显地分成两块，台湾海峡诱生地形低压中心，并造成福建中北部的暴雨，在业务预报中常被忽视。

台湾海峡及其两岸的特殊地形，对从台湾省中南部以及南端海面经过的台风，不仅产生诱生低压，还可产生台风北半圆的地形倒槽。当原有的台风槽经过这个地区，则将得到加强。从而向北扩大或加强台风降雨区。

经验表明，上述地区台风地形槽一般有两个原因引起，即台风北半圆偏东气流翻越台湾中央山脉在山脉西侧空气下沉膨胀区正涡度增加所造成的减压作用（参阅 § 9-12 和 § 10-3），和海峡狭管对东北风的加强作用（图 14.21）。

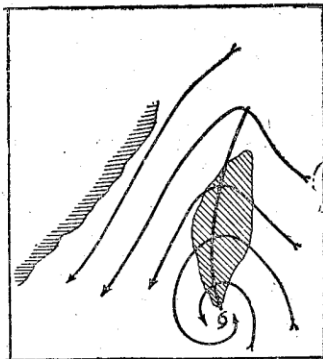


图 14.21 台湾海峡对台风地形槽形成的作用

台风东半圆东南气流受海峡东北风强迫折向西南方向，于是在台湾省中北部形成曲率较大的倒槽区。

台湾地形槽是对流层低层系统，当与台风倒槽叠加时，轴线随高度东倾。图 14.22 表示地形槽影响下台风槽降雨的模式。图 14.22a 表示倒槽在台湾省生成或靠近时，槽前东北气流经喇叭口海峡辐散地形向西南方向吹，这支辐散气流不利于垂直运动发展，这支东北气流是干燥的，因此，槽前海峡和福建沿海无大降雨；暴雨中心主要出现在台湾省中央山脉东麓向风坡沿线。图 14.22b 表示在地形槽与对流层中层后倾槽之间，存在有强烈的风速

垂直切变(低层偏南风高层偏北风),有利于垂直运动发展、低层这支南风很潮湿、在高低层这两条槽线之间将有利于台风暴雨发展。图 14.22c 表示高低层两条槽线均已移到陆地,深厚暖湿气流从槽后输向沿海和陆地,大范围暴雨发展。图 14.22d 表示台风经过台湾省北端西移,这时台风中心北半圆的偏东气流将造成闽北和浙江中南部的暴雨,台风中心的南半圆,是一支翻越武夷山及其前沿山脉入海的西北风或偏西风,这支气流下沉而干燥,使台风中心以南的福建中南部无强降雨。但这支气流穿过台湾海峡后,与台湾省中央山脉正交,又变成潮湿的上升气流,造成中央山脉西麓的暴雨。

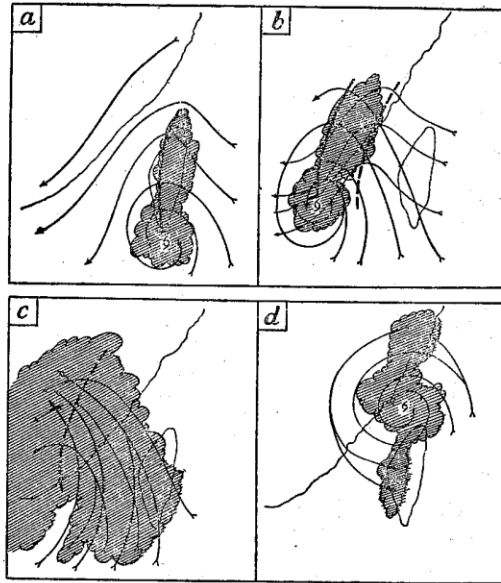


图 14.22 台风地形槽降雨模式

特殊的地形,如喇叭口的地形、狭长的河谷地带等都能产生明显的上升运动,从而增强暴雨,如向东开口的喇叭口地形,在盛行东风气流情况下(台风北半圆),将产生气流的强迫辐合,形成较强的上升运动,容易形成强暴雨中心。

河流以另一种方式来扩大台风暴雨的影响。例如,在广西境内的台风暴雨,将造成西江上游迳流骤增,如果同时在珠江口出现较大的天文高潮,甚至海水倒灌,这时会造成广东境内河道满溢。台风暴雨下在广西,尽管广东无雨,但广东境内西江两岸将因河道满溢而酿成洪涝。

§ 14.6 孟加拉湾风暴对我国降雨的影响

孟加拉湾风暴每年平均有 5 个左右。主要发生在西南季风期(6—9月)的前后。逐月发生数有两个峰值,分别出现在 5 月和 10、11 月。尤其在 10 月以后,半数以上的风暴发生在这个季节。盛夏季风期的发生数很低,1—3 月很少有风暴发生。发生数的这种双峰特点,主要和南亚季风特征和风场的垂直切变有关。6—9 月,南亚和孟加拉湾盛行西南季风,把热带辐合区推向孟加拉湾北部和南亚大陆,并且风场垂直切变大(低空是西南季风,高空是偏东风),因此,不利于风暴生成。在这个季节发生的少数风暴,几乎都集中在孟加拉湾北部。在季风衰退期,热带辐合区退到孟加拉湾中南部,这里有广阔的洋面,有利于风暴生成,这是孟加拉湾风暴发生的高频期,绝大多数的风暴,都集中发生在孟加拉湾中南部洋面。

孟加拉湾风暴对我国天气的影响与其路径很有关系。孟加拉湾风暴的路径可分为三类:(1)向偏西或西北方向移动。(2)向偏北方向移动。(3)向东北方向移动。第一类路径主要出现在盛夏,这时青藏高原受暖性反气旋控制,高原南麓以偏东风为主,有利风暴偏西或向西北移动。在季风期两头,有一小部分风暴在印度高压或中南半岛高压之南,在