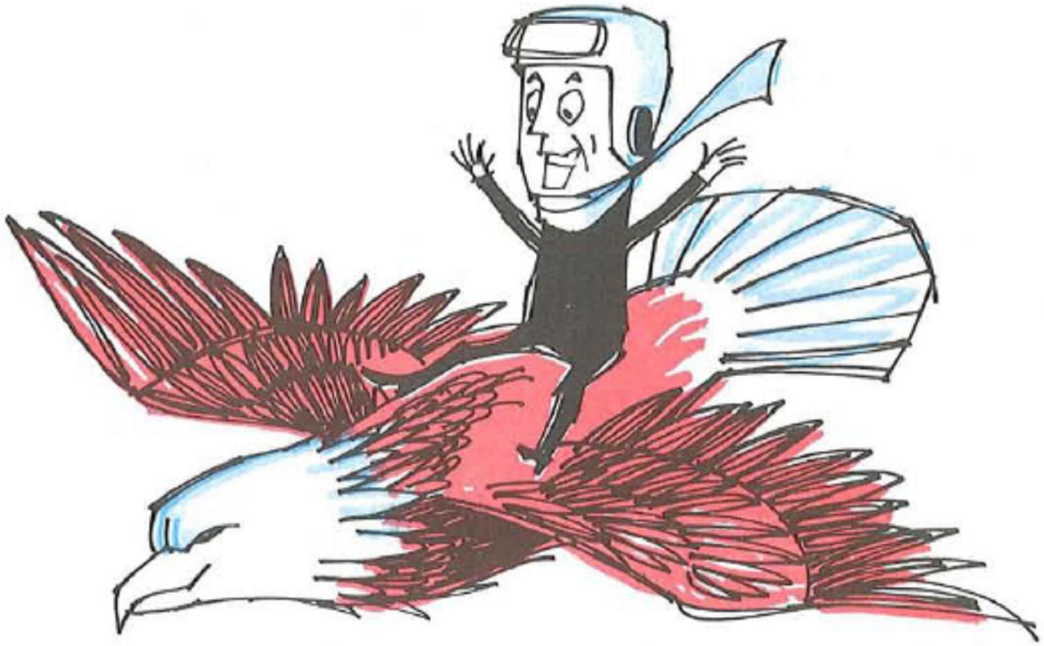


第十六章　适合滑翔飞行的天气

赛马被人们称为“国王们的运动（Sport of Kings）”，而滑翔（soaring）可以被称为“运动之王（King of Sports）”。滑翔与飞行的关系就像帆船与汽艇的关系一样。滑翔运动对气象学做出了不可忽视的贡献。比如，滑翔机飞行员对雷暴和山地波的飞行经验，为其他所有飞行员更安全地飞跃这些危险天气提供了帮助。但是，滑翔运动主要是一种用来娱乐。

滑翔机（sailplane）必须要有外来的动力才能升空，比如用绞盘，用地面拖拽，或者用其他动力飞机拖拽。一旦滑翔机升空，拖拽的绳索断开，滑翔机的性能就取决于天气和飞行员的技能。其向前的动力来自于在空气中的向下滑翔运动，和传统的飞机的无动力滑翔是一样的。因此，如果滑翔机飞行员想获得或者保持飞行高度，他只能依靠空气的上升运动。

对一个滑翔机飞行员来说，“升力（lift）”的意思是飞机在上升气流中所能达到的爬升率。“下降（sink）”的意思是在下沉气流或中性气流中所能达到的下降率。“零下降率（zero sink）”的意思是上升气流的强度正好能保持飞机在空中维持住高度，不会上升。滑翔机是一种超级高效的飞行器。在空速达到大约 40 节时，其下降率只有每秒 2 英尺，空速 70 节时，下降率为每秒 6 英尺。某些双人座训练机的下降率（sink rate）更大一些。

滑翔机驾驶员通常飞行的速度为 35 节至 40 节，其下降率为每秒 2 英尺。因此，如果飞行员向把飞机维持在空中的话，上升气流的速度至少也要每秒 2 英尺。如果当天的上升气流速度小于滑翔机的最小上升率的话，尝试飞滑翔机是毫无意义的一件事。空气的垂直上升由多种原因产生。按空气上升的原因不同分类，滑翔飞行大致可以分为以下五类：

1. 热上升气流滑翔（Thermal Soaring）
2. 锋面滑翔（Frontal Soaring）
3. 海风滑翔（Sea Breeze Soaring）
4. 山脊或丘陵滑翔（Ridge or Hill Soaring）
5. 山地波滑翔（Mountain Wave Soaring）

热上升气流滑翔

据 Peter Dixon 估计，在美国的滑翔飞行中有百分之八十都是依靠热上升气流滑翔（Peter L. Dixon. SOARING, page 129; 1970; Ballantine Books, New York City.）。热上升气流就是一股小尺度的向上对流空气。第四章中的“对流”章节以及第九章中的“空气对流”章节，解释了空气对流的基本原理。以上两章中的知识对普通飞机的飞行员来说已经足够了，但对于滑翔机飞行员来说，这只是认知的开始。

所有的飞行员都在天气现象中寻找对流运动。还记得颠簸的强度和飞机接触周围的上升和下降气流的速度成正比吗？普通飞机的速度较快，因此会受到颠簸的撞击，飞行员会极力避免进入对流颠簸。飞行速度较慢的滑翔机飞行员却非常喜欢热上升气流和下降气流之间的平稳变化。他们追逐着周围的对流单体（convective cells），并利用其热上升气流创造升力。

滑翔机相对于周围的空气永远都在下降。为了维持或者获得高度，滑翔机飞行员必须在热上升气流中停留足够多的时间，以克服飞机自身的下降运动，以及弥补在下行气流中飞行时的高度损失。飞行员通常在热上升气流中以低速盘旋，然后直线快速飞往下一个热上升气流（图 147）。

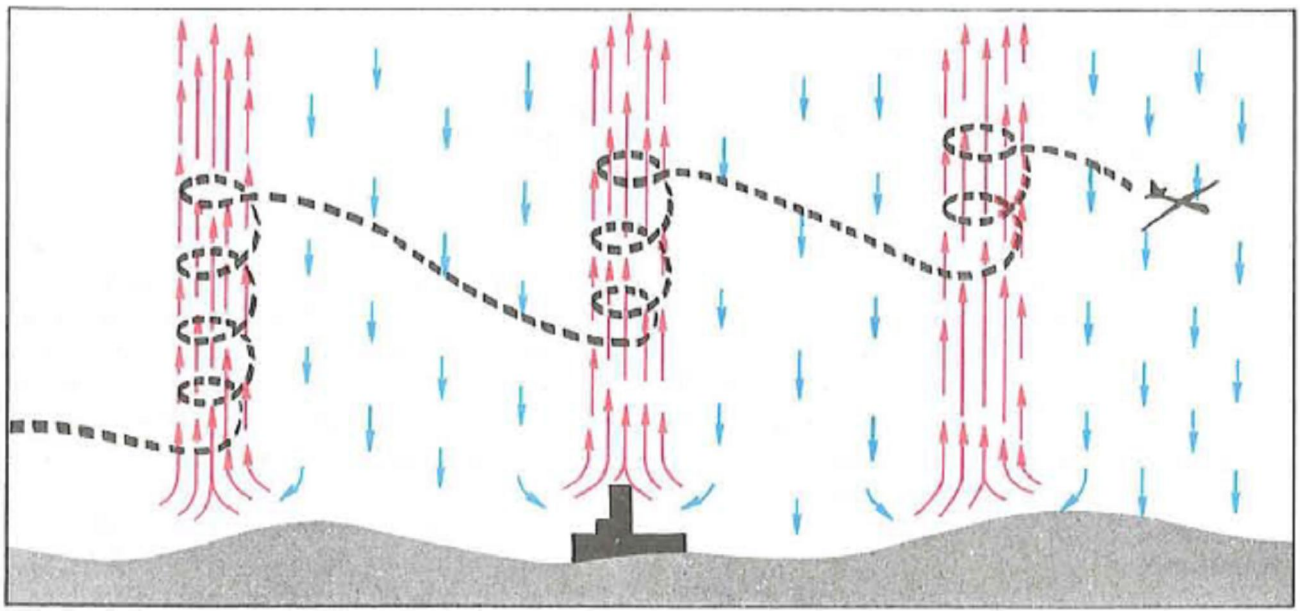


图 147

低空受热是热上升气流产生的先决条件。这些热量大部分来自于太阳，有时人造设施所排放的热源会使受热程度加强。这些人造设施可以是烟囱、工厂或城市。较冷的空气下降并迫使热上升气流中的温暖空气上升。因此，在小尺度对流时，热上升气流和下降气流是依次间隔存在的。空气的净上升量和净下降量是相等的。在整个对流区域，快速的热上升区域只占较小的部分，大部分面积被缓慢的下降气流占据着（图 147）。

因为热上升气流的热量主要来自于太阳，所以显而易见，热上升气流滑翔只能在日照充足的白天进行。由于底层空气受地面辐射影响，逐渐变冷，空气变得稳定。这常常造成靠近地面的高度出现逆温层（见第三章和第六章）。稳定的空气抑制了对流，除非逆温层被加热掉（burns off），热上升气流才会再次出现。或者逆温层被抬升到相当高的高度，使滑翔可以在逆温层下方进行。滑翔飞行可能必须要等到上午或下午的前几个小时才能进行。这一时间受逆温层强度和日照量的影响。对于一位滑翔机飞行员来说，为了完成每次飞行，最重要的就是判断和寻找热上升气流的本领。

寻找热上升气流

因为热上升气流产生的原因是地面不均匀的受热，所以热上升气流最可能出现的地方就是地面最容易受热的地方。

不同的地形

当天空中无云的时候，飞行员会寻找地面受热最快的地区，并在这些地区上寻找热上升气流。贫瘠的沙地或石堆、犁过的土地、庄家收割后被绿色植物围绕的土地、城市、工厂、烟囱等等，都是优良的热上升气流发源地。飞行员通过经验学习，找到他周围区域最有利的飞行位置。但是地形特征只是故事的一部分。一天中不同的时间，不但影响着热上升气流的产生，也影响着其发生的位置。

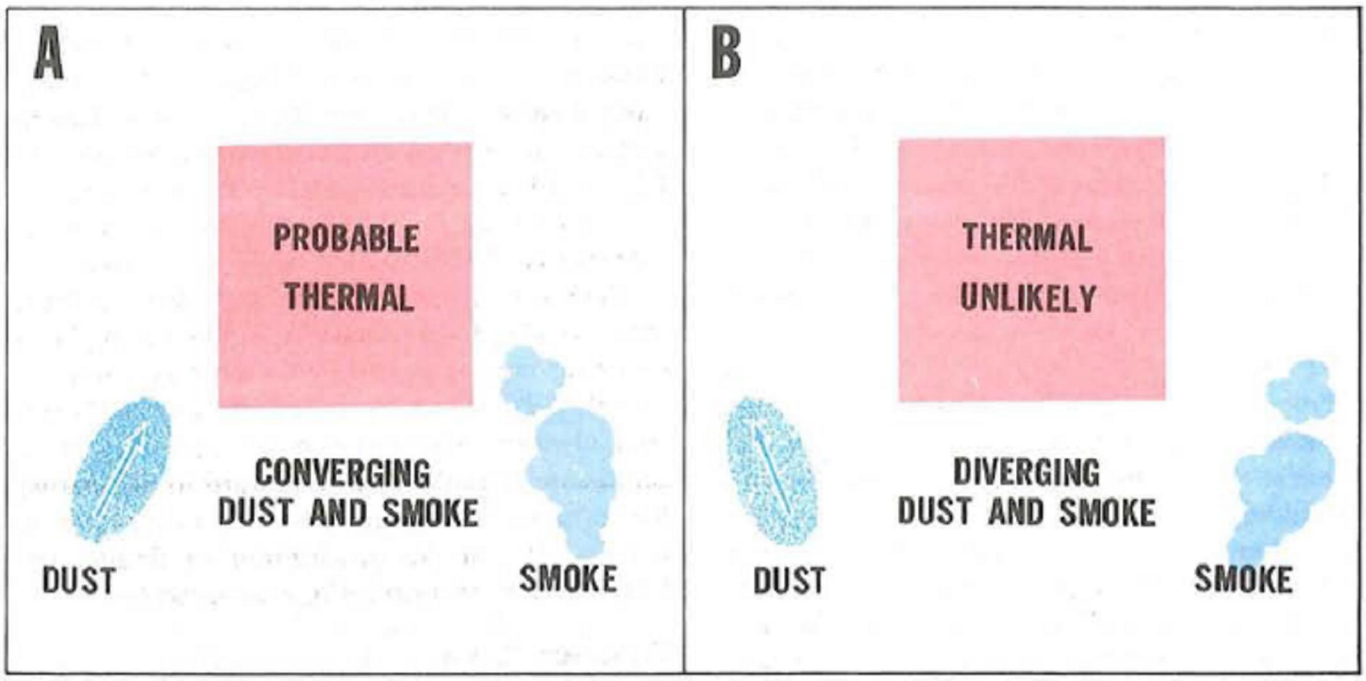
太阳的角度

在丘陵地区，太阳的角度对热上升气流的产生位置影响深远。在上午的前几个小时，阳光直射在朝东的斜坡上，比其他的斜坡都多。所以，最有利热上升气流产生的位置是东斜坡。在中午的时候，最有利的区域移动到了南坡。下午的时候，该区域移至西坡。直到傍晚，当太阳沉入西边的地平线的时候，热上升气流开始变弱。举个例子，如果飞行员发现有一座石头山矗立于绿草平原之上，那么上午的时候，热上升气流最可能出现在东边斜坡，下午最可能出现在西边斜坡，当飞行员看到以上类似的地形后，他可能还会寻找其他的蛛丝马迹。

烟尘

地面风因为上升的热空气而汇聚在一起，所以，当你发现一个热上升气流的可能位置时，观察一下周围地面上烟雾或尘埃的运动。如果你能发现尘埃和烟雾呈现“飘带”一样，从两个或多个地点汇聚到一点时（图 148A），说明你挑选热上升气流的方法是正确的。但是，如果你看到尘埃和烟雾的运动轨迹是分叉的（图 148B），那么说明那个地区上方有个下降气流，你应该离开那个地区。

从烟囱和工厂中冒出的柱状上升烟雾，表明那个区域的热上升气流受到了人类活动的加强。这些柱状的烟雾就是热上升气流的标志。如果这股气流的强度足够支撑飞机，并且宽度足够飞机盘旋的话，那就是创造升力的好地方。城镇和城市也可能提供热上升气流，但是如果你想在人口稠密的地区利用热上升气流，你一定要保持足够的高度，以便在热上升气流减弱的时候足以滑翔避开那个地区。



如 148

尘卷风

尘卷风（Dust Devils：指美国西部平原地区的迷你形龙卷风）发生于阳光灿烂的荒漠或沙漠上。地面很干燥，强烈的热上升气流产生出强烈的上升动力。为了对付如此强烈的上升动力，你必须格外小心。这时的热上升气流非常强劲并前颠簸，而四周的上升气流很弱，甚至下沉。

如果你以一个较低的高度靠近尘卷风，飞机可能会下沉到一个无法恢复的高度。因此，建议的最低高度是 500 英尺以上。在这一高度之上可以保证让你有足够的空间和时间做机动飞行，以防遇上下沉气流或者难以忍受的颠簸。

尘卷风的旋转方向可能是顺时针的也可能是逆时针的。在靠近尘卷风之前，你可以通过观察地面的沙尘或碎片的运动方向来判断尘卷风的旋转方式。Philip Wills（ON BEING A BIRD，第 79 页;1953;Max Parrish and Co., Ltd.）引用 R. H. Swinn（埃及滑翔飞行学校的首席教官 Chief Instructor of the Egyptian Gliding School）关于靠近和进入尘卷风时的内容：“在大约 500 英尺上，飞行员转弯向尘卷风飞去。当他靠近尘卷风时，他把速度降到维持稳定滑翔的最低速度。当他接近旋转的柱状沙墙时，他向着尘卷风旋转的反方向盘旋飞行，注意和下风出保持安全距离（wider berth）。在最初的盘旋飞行后，根据气压表的读数，可以选择更靠近柱状沙墙盘旋，或者匆忙撤退到更安全的外围（In light of the variometer reading on the initial circle, closer contact is made with the column or a hasty retreat is beat to a safer orbit.）。”

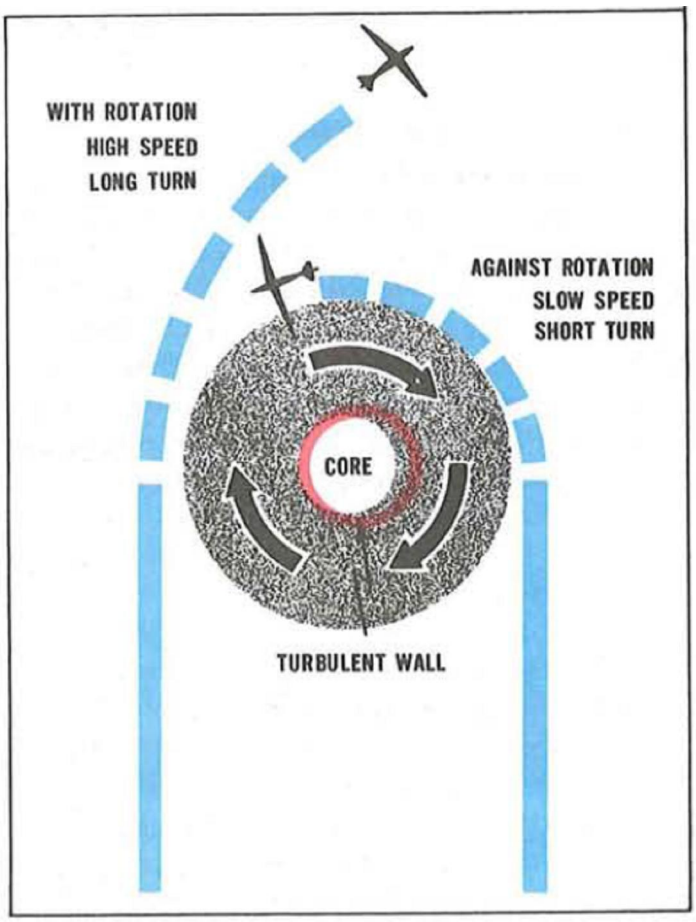


图 149

为什么你应该沿着尘卷风旋转的反方向飞行呢？图 149 画的就是一个尘卷风的水平剖面，并且表明了进入的方式。如果你从旋转方向的左侧进入，那么风速就和你的飞行速度相加，造成你的盘旋速度太快，以至于无法留在热上升气流中。从旋转方向的右侧进入，会使你的盘旋速度降低，因为空速减去了风速。

为什么在靠近尘卷风时要将空速降至最低呢？因为当你遇上强顶风时，飞机的惯性会造成空速急剧变大。如果你的速度已经很快了，那么突然变大的空速可能会超过飞机的最大空速。

不要进入漩涡的中心。离心力降低了漩涡中心的压力。中心的空气很稀薄，难以提供足够的升力，并且中心周围的空气颠簸很严重。进一步引用 R. H. Swinn 的内容（Ibid., 第 80 页。Philip Wills 的书详细讨论了作为一名有经验的滑翔机飞行员，在尘卷风飞行时所面对的优势和风险。如果你想详细了解这种特别的滑翔方式，这是一本值得推荐的书。）：“一个坡度较大的转弯，使我的一部分内侧机翼进入了漩涡内。震动把我甩进了安全带中，机翼被弯曲到令人惊讶的程度。漩涡中心极低的压力是毋庸置疑的（This central area of greatly reduced pressure is something to be experienced to be believed）。紧接着的是震动，这是飞过漩涡中心外围上升力最强的区域造成的。最终的结果是，飞机被完全抛出了中的圆柱体外。”

如果你当前的高度超过 500 英尺，并且找不到创造升力的地方，那么尘卷风是一个值得尝试的地方。如果尘卷风的热上升气流范围足够做盘旋飞行，那么你就成功了。柱状沙墙可能看上去很窄小，但是这并不意味着热上升气流也很窄小。热上升气流的范围可能延伸超过沙尘的区域外。确定范围的唯一办法就是去尝试。以最小的飞行速度延漩涡的反方向靠近尘卷风。靠近柱状沙墙的边缘，远离漩涡中心。保持警惕，因为你正盘旋在离漩涡周围严重颠簸区域大约一个翼展的位置上。

鸟类和其它有滑翔飞机

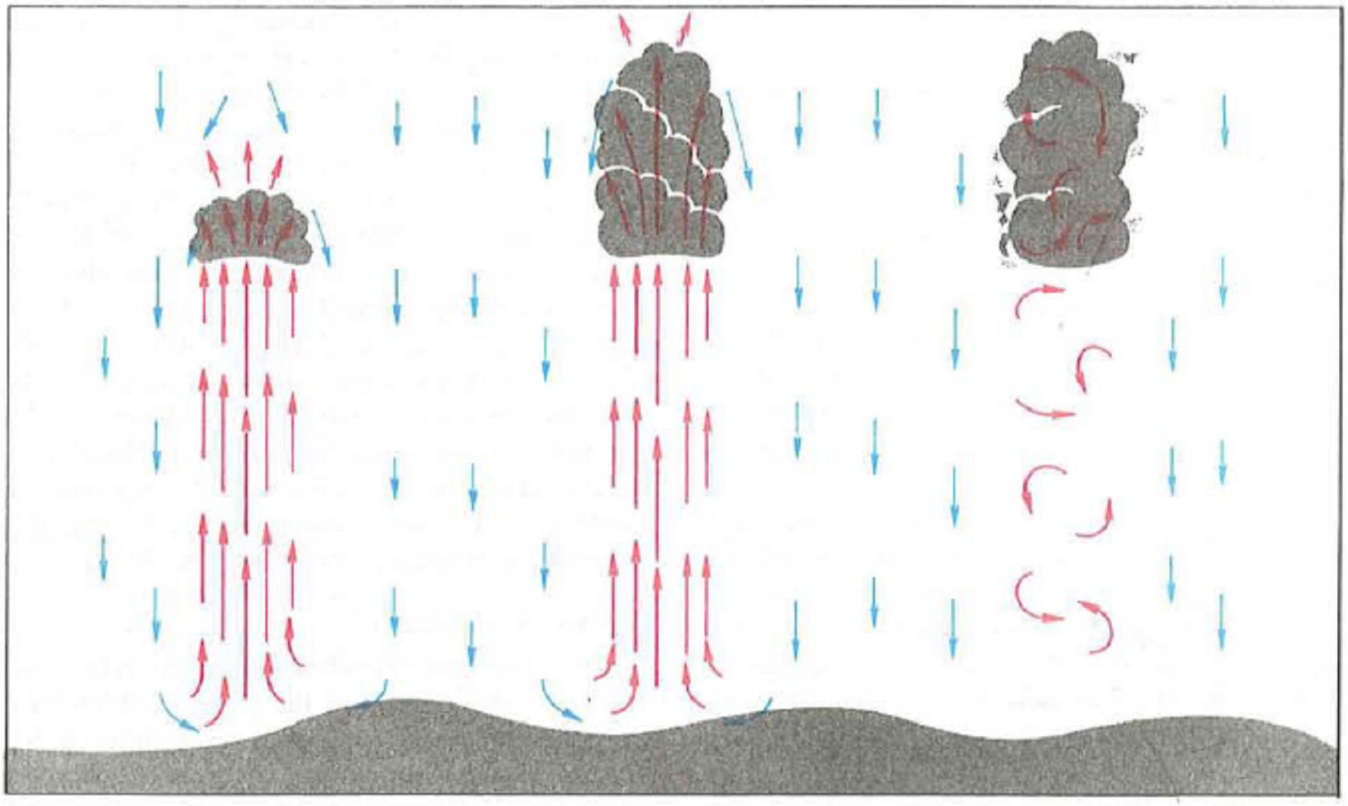
滑翔的鸟类有一种神奇的能力用来确定热上升气流的位置。如果你看见鸟儿在空中停留但是没有煽动翅膀，那就说明它们在享受热上升气流。如果你看到其他滑翔飞机正在爬升，说明那个飞行员已经找到热上升气流。拿钓鱼来比喻，当垂钓者分散在河岸或湖岸周围时，最佳的钓鱼地点是那个已经钓上鱼的人的周围。滑翔也是同样的道理。轻轻滑入其他滑翔机的下面，和他一起享受上升气流，或者插入鸟群的中间或下面。

风会造成热上升气流随着高度倾斜。当你寻找鸟类和其它滑翔飞机周围的热上升气流是，你必须考虑风造成的误差。低高度上的热上升气流通常位于你视觉线索的上风处。上升气流不是连续的，它更可能是分段的或泡泡状。如果你在原先认为的地方没有找到热上升气流，那就要试试别的办法。

积状云

当对流云产生的时候，在热上升气流中滑翔是最好的时候，寻找上升气流也简单得多。在第六章中我们学过，向上运动的空气膨胀并冷却。如果空气中含有的水分足够，膨胀冷却使空气温度下降至露点温度。这时，对流云或积状云就在热上升气流上生成了。积状云是存在热上升气流的信号，但是上升气流产生并消亡。气流上升时形成了云，但是当热上升气流消亡后，云就慢慢被蒸发了。由于热上升气流停止**之后**云才消失，所以能分辨出积状云产生或消亡状态的飞行员，就是滑翔本领超群的飞行员。

最温暖、上升最快的空气就位于热上升气流的中心。因此，位于中心地带的云底最高，使云底形成一个弯曲的形状（图 150 左中）。当热上升气流停止后，云底应该是一个突出的形状（图 150 右）。另一个视觉标志是云的外围和云顶。成长中的积状云有完整的外形和明确的边缘。衰亡的积状云的边缘支离破碎，边界模糊（图 150 右）。图 151 是一张衰亡中的积状云的照片。



150

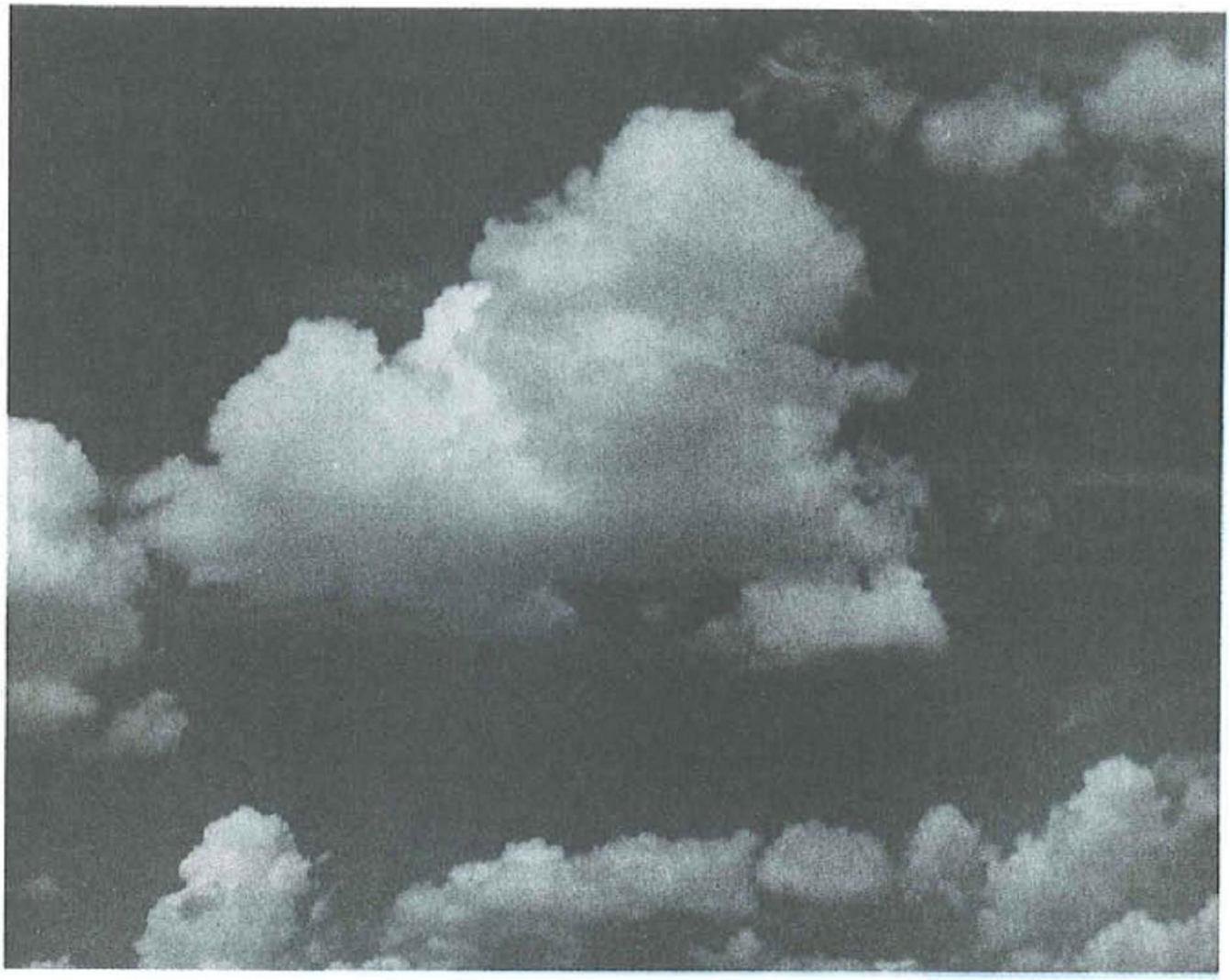


图 151

你可以在图 150 中任何一个发展中的积状云之下找到上升气流。从可能性上说，选择最左边的“未成熟”积状云是最佳选择，因为它的预期寿命最长。当然，这一切都是“可能”。因为没人知道积状云最终能发展到多大。

当积状云慢慢加强时，他的阴影会遮住地面上的阳光。地面降温后，暂时困住了上方的热上升气流。当地面上的云消散或被风吹走后，地面再次受热，随之热上升气流也再次产生。如此断断续续的加热过程就是形成热上升气流分段或气泡状的原因之一。

有时，天空中的云量会随着地面受热的增加而增加。直到整个天空都被云遮蔽，地面的热量被隔绝，造成热上升气流减弱甚至完全消失。随后，天空中的云才会减少。如果这时白天还没有过去，那么热上升气流还有时间得以重生。当你遇上大量云层遮蔽天空的时候，你别无选择，只能等到云量移走或者减弱。

云层可能向上发展至高空逆温层，并在逆温层的底部扩散开来。阻断日光的照射，使热上升气流减弱或消失。这类云层持续性很强，常常能持续到日落，会造成热上升气流的滑翔飞行完全停止，只能等到次日再飞。

虽然我们知道大量的对流云会减弱热上升运动，但是高于哪个云量时就无法滑翔飞行呢？目前，我们无法给具体的数值。但是大家认为，大约 5 分之 10 的云量是一个理想的平均值。积状云对热上升气流的影响首先会被低空的滑翔机飞行员感觉到。当天空出现 6 分之 10 至 8 分之 10 的云量时，低空的飞行员会发觉飞机爬升不了几百英尺了，而高空的飞行员却还能保持自己的飞行高度。

塔状积云和积雨云

当空气极其不稳定时，积状云会发展成更加宏伟的塔状积云或积雨云。这些云的性质完全不同。由大量的凝结作用释放出的能量使空气不断加速上升，直至上升的空气变成狂暴的气流（第六章、第七章和第十一章）。塔状积云会产生阵雨。积雨云就是雷暴云，会产生大雨、冰雹和积冰。**成熟期的塔状积云和积雨云只有经验丰富的飞行员才能应付。**有些飞行员能在对流降水区域内部或周边寻找到强烈的上升动力，但是他们也不得不避开冰雹。因为冰

雹能严重损坏他们的飞机，修飞机的钱很快就会花光。

这些高耸的积云的内部和下部存在着剧烈的热上升气流。气流的强度很大，即使滑翔机向下俯仰角很大，速度接近极限，气流依然能推动滑翔机上升。一些粗心的飞行员会发现飞机被吸入云中。还有一些意外进入雷暴云中并安全返回的飞行员说，他们这辈子不愿意再飞进去一次。

中层云和高层云

浓稠的、碎裂的（broken）或者整个天空都被中层云或高层云覆盖时，云层挡住了地面的受热，也阻止了对流的产生。通常，在温暖的日子里，如果天空中存在一些薄的、成块状的中层云或高层云，有可能发展成积状云。但是此时的热上升气流很少或很弱。高层云在空中一片片地浮动。热上升气流也就随之加强和减弱。因此，当你遇到这些中层云和高层云时，就别期望能享受到完美的热气流滑翔飞行。

堡状高积云（Altocumulus castellanus）是中层对流云（图 152），它是由云层内或云层下的上升运动形成的，而不是从地面一直延伸至空中的。如果有滑翔机能达到这些云的云底附近，堡状高积云内的上升气流也能使滑翔机上升，原理就和地面的热气流一样。唯一的问题是，滑翔机能否上升至云底附近。

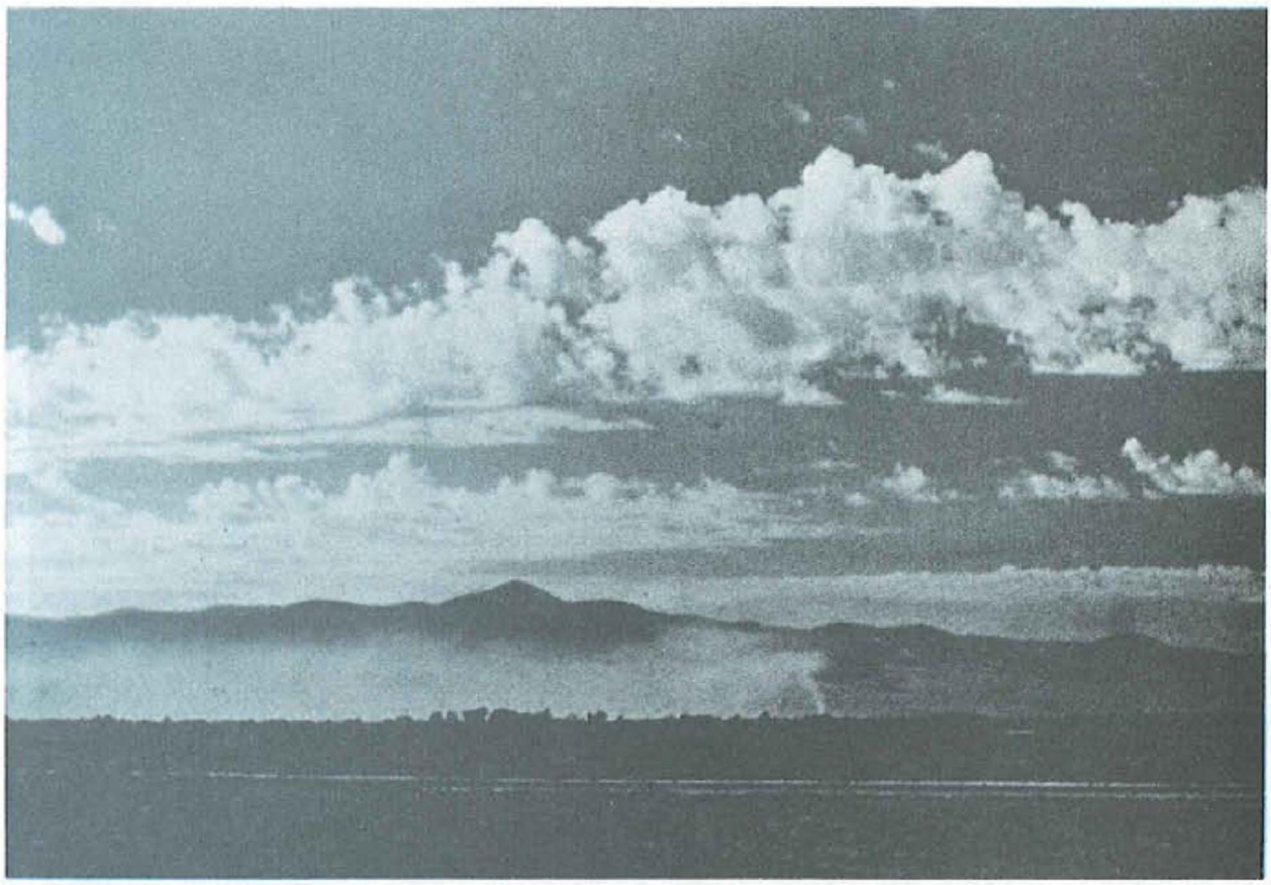


图 152

潮湿的地面

潮湿的地面比干燥的地面更不容易产生热上升气流。因为潮湿的地面受热更慢（见第二章）。一些平原上带有潮湿土地的区域，被认为是热上升滑翔能力较差的地方。比如沼泽和低洼的海岸。虽然那里的对流云很充沛，但是热上升气流通常很弱。

由分散的（scattered）积云或积雨云形成的阵性降水是存在不稳定的空气的明确证据，对热上升气流有利。但是当阵雨已经使地面完全湿透后，这个潮湿的区域肯定会有下沉气流。因此，寻找升力时，避开被阵雨淋湿的区域。

我们介绍了很多热上升气流的出现位置。为了使飞行员提高滑翔技巧，我们将了解热上升气流的内部结构。

热上升气流的结构

热上升气流的变化就像森林里的树一样多。没有两个热上升气流是完全一样的。当地面被强烈、连续地受热后，热上升气流就被启动了，呈现稳定的圆柱体，并维持较长的一段时间（图 153）。从一般经验来看，这种结构的热

上升气流是最常见的，有时人们称之为“烟囱热气流（chimney thermal）”。在“烟囱热气流”中，所有低于爬升着的滑翔机或盘旋的鸟类所在高度的位置都能发现升力的存在。

当地面受热缓慢或者间断时，一个“气泡（bubble）”就会被挤压出来并上升。间隔某段时间后，另一个“气泡”会再次产生并上升（图 154），此间隔时间的范围可以从几分钟到超过一小时。如上文中解释的那样，因为积状云间断性地遮蔽了地面受热，所以形成了气泡状的热上升气流。滑翔机或鸟类可以在半空中的“气泡”里上升，但是从低高度飞入这个区域的滑翔机却无法找到任何升力。

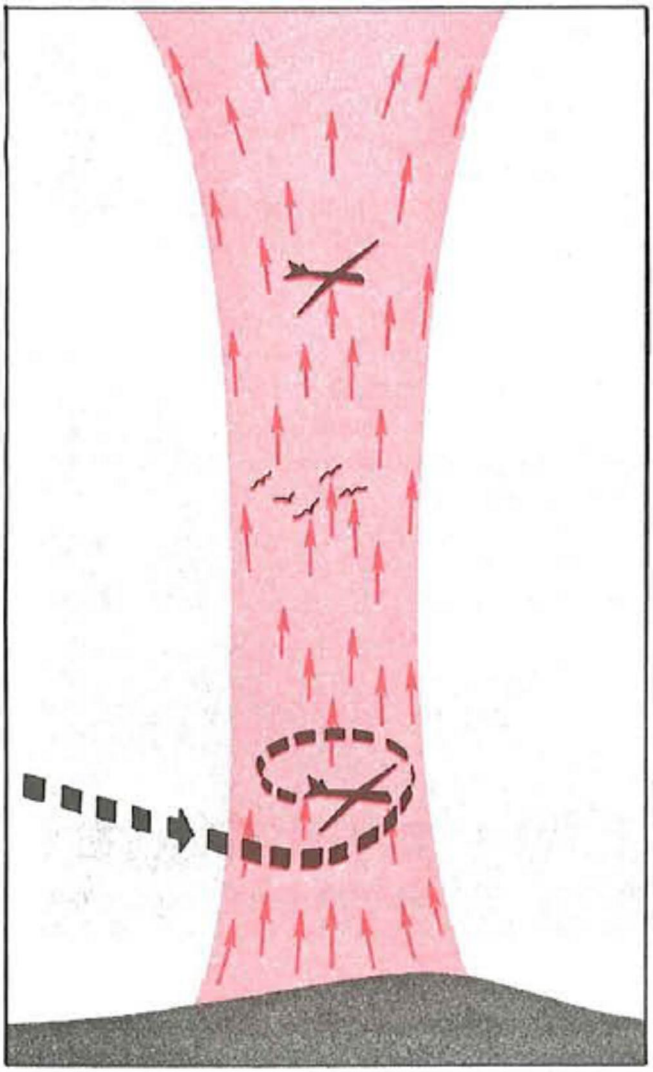


图 153

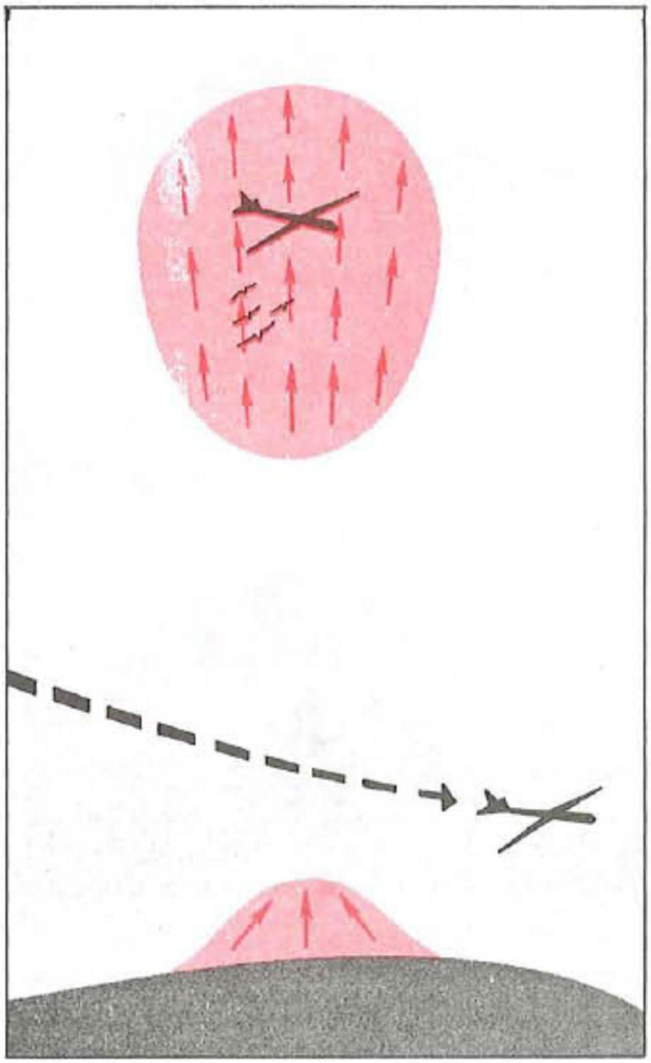


图 154

气泡状热上升气流的一种理论结构是 “旋涡外壳（vortex shell）”，它长得像一个向上吹出的烟圈（图 155）。持续时间最长的是圈的中心，圈的边缘可能出现下沉气流。圈的边缘也被称为壳（shell）。壳的外围被认为存在弱下沉气流。

风和风切变

热上升气流在静风或微风的情况下发展。但是似乎 5 至 10 节的地面风有助于形成内部建构更明显的热上升气流。

速度超过 10 节的地面风通常意味着空中的风速更强，形成垂直风切变。这种风切变造成热上升气流明显地倾斜。当你在某架滑翔机下方寻找热上升气流时，如果你知道或者认为风切变已经造成气流倾斜了，那么你应该在那架飞机的上风处寻找升力（图 156）。

风切变对热上升气流的作用取决于两者的相对强度。在强烈的垂直风切变中，强烈的垂直热气流依然能保持良好的结构。即使地面风速很大，热上升气流依然能开始形成。较弱的热上升气流在强烈的风切变中被撕扯，无法保持形态。单独的热上升气流变得难以寻找，而且通常太小而无法用来产生升力。每一千英尺风速变化超过 3 节的风切变会扰乱热上升气流，使其难以被滑翔机利用。

没有一个明确的地面风速数值可以帮助我们判断风切变的大小。不过，风切变常常在积状云中是可见的。如果在一个正确的角度观察，云有时是倾斜的，但是像一个连续的烟囱。当时更多的时候，云被风切变分割得很零乱（图157）。但是记住，这种风切变位于云层中，云层下的热上升气流结构是完整的。

我们不能忽视另一个重要的影响因素：低空风切变。在降落的最后进近阶段，飞机下降至顶风减小的环境中。飞机的空速减小，这可能造成飞机失去控制或失速。最后的结果可能是飞机的落地很糟糕，可能会造成人员受伤或飞机损坏。一个应付风切变的好办法是对每一节报告的地面风速，在正常进近速度上也相应增加一节。

热上升气流通路

由多个热上升气流形成通道的情况不算罕见。我们称之为热上升气流通路（thermal street）。通常这些通路平行于风向。但是有时通路也被人们发现和风向成直角。这些通路形成于一个稳定空气层下方的对流层中。整个对流层中的风向几乎不变。当风速在对流层中达到最大时，更容易形成均匀的、宽阔的热上升通路（The formation of a broad system of evenly spaced streets is enhanced when wind speed reaches a maximum within the convective layer）。在这个对流层内，风速随着高度上升而加强，然后随高度慢慢下降。图 158 画的是最容易产生热上升气流通路的情况。热上升气流通路可能在晴朗的天空中或者对流云中产生。

热上升气流通路之间的距离是对流层通常深度的 2 至 3 倍。如果对流层中有对流云，那么距离就是云顶高度的 2 至 3 倍。热上升气流通路之间的下沉气流通常至少达到中等强度，甚至有时非常强。积状云热上升气流通路常常形成于美国大陆上寒潮冷空气引起的冷锋后，积状云发展较平坦（Cumulus cloud streets frequently form in the United States behind cold fronts in the cold air of polar outbreaks in which relatively flat cumuli develop）。飞行员在热上升气流通路中滑翔时，基本上可以维持连续不断的飞行，很少需要做个盘旋。图 159 画的是大片的积状云显示有热上升气流通路存在。

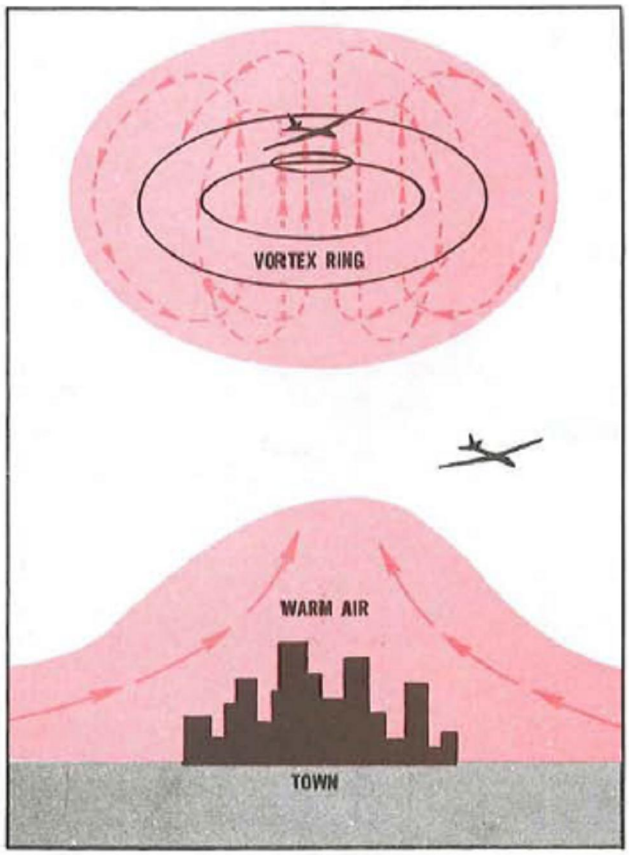


图 155

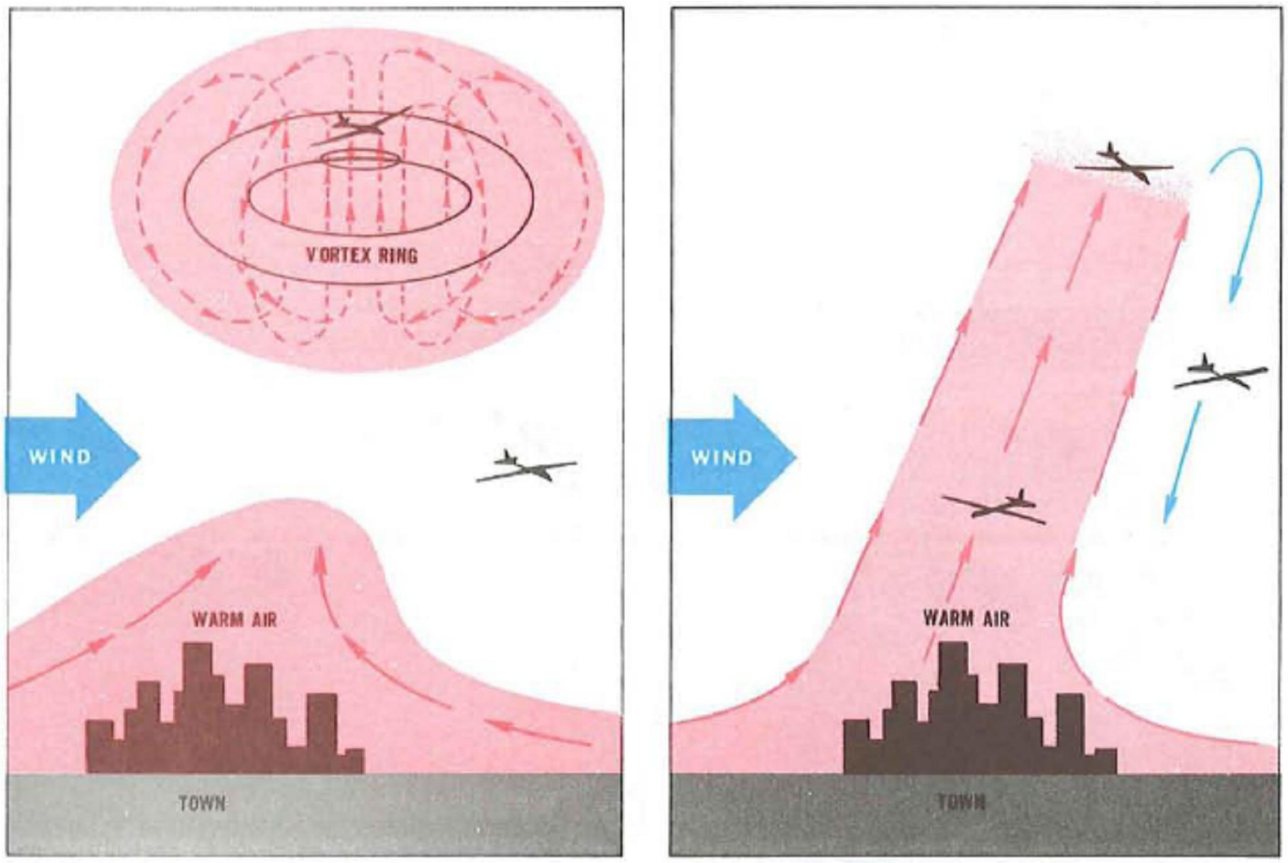


图 156

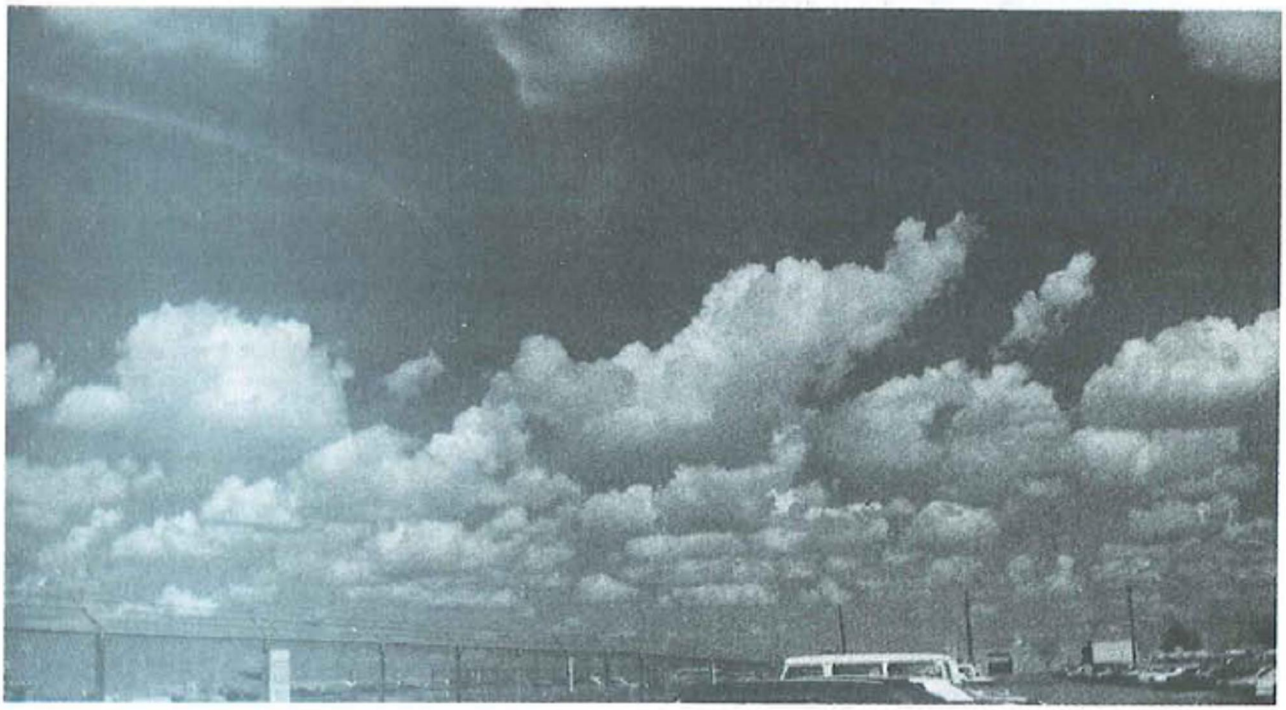


图 157

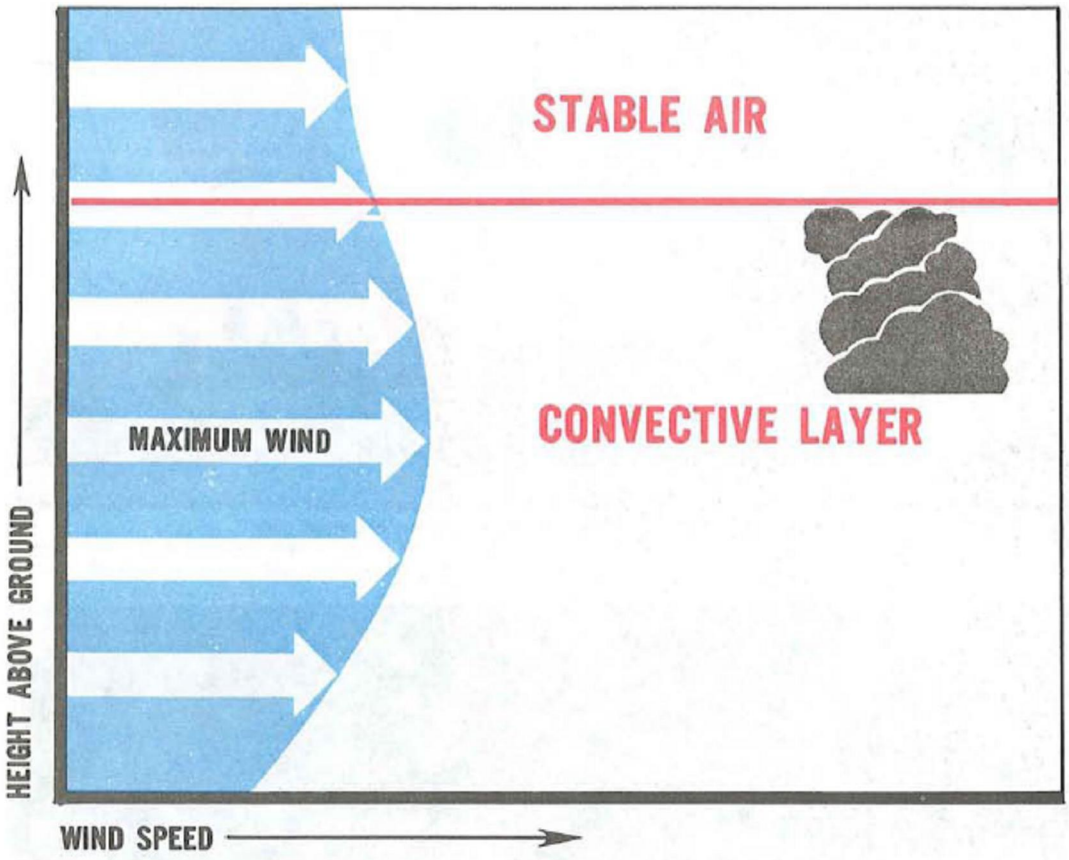

STABLE AIR
CONVECTIVE LAYER
MAXIMUM WIND
HEIGHT ABOVE GROUND
WIND SPEED

图 158

图 159

热上升气流的高度和强度

因为热上升气流是由于空气的不稳定造成的，所以气流的高度取决于不稳定空气层的深度。气流的强度取决于不稳定的程度。如果不明白什么是空气不稳定的程度，你可以复习一下第六章。

一般来说，你会从一个滑翔飞行活动较多的机场开始滑翔，那里可以是一个滑翔飞行俱乐部的基地。然后你想了解一下和滑翔有关的天气预报。这个机场会提供每日滑翔天气预报。这些预报信息是从国家气象服务（National Weather Service）获得的。如果预报中的所有信息都是有利于滑翔飞行的，那么你可能还会特别关心滑翔开始的最早时间；热上升气流的高度和强度；云量，包括对流云和高层云；地面能见度和空中能见度；地面风和空中风；降雨的可能性。预报中可能包含以下内容：热力指数（TI: thermal index）、预报最高温度、对流层深度。

预报人员获得的许多大气参数，来源于高空探测的结果。这些参数被绘制在一张“假绝热图（Pseudo-Adiabatic Chart）”上。如果你能对这张图有所了解，那么你就能更好得理解这些预报参数的意义。然后你自己也能做一些预报。

假绝热图

假绝热图（Pseudo-Adiabatic Chart）是用来计算垂直运动空气的绝热变化以及稳定性的图表。这张图表中有五条线（图 160）：

1. 以毫巴为单位的气压（水平线）
2. 以摄氏为单位的温度（垂直线）
3. 干绝热线（dry adiabats）（斜黑色线）
4. 水蒸气常数或称混合比例（mixing ratio 干燥空气中的水蒸气含量）（红色实线）
5. 湿绝热线（moist adiabats）（红色划线）

同时，表格的右侧和下侧带有千英尺和华氏温度的刻度。

你可以从国家气象服务办公室（National Weather Service Office）那里获得这张图表。在实际使用时，这张图表上的线比本文中图 160 的图片更清晰一些。你可以在这张图表上覆盖一张透明塑料纸，并通过本文中的例子以及你自己的例子，来学习使用这张图表。这些练习将对你认识垂直空气运动的变化过程起到帮助作用。

本文中的例子只讨论干的热上升气流。由于图 160 中包括湿绝热变化，所以在例子中这些红线都被省略了。但是，如果你更深入地理解并使用这张图表，你将发现湿绝热过程比干绝热过程更有趣。

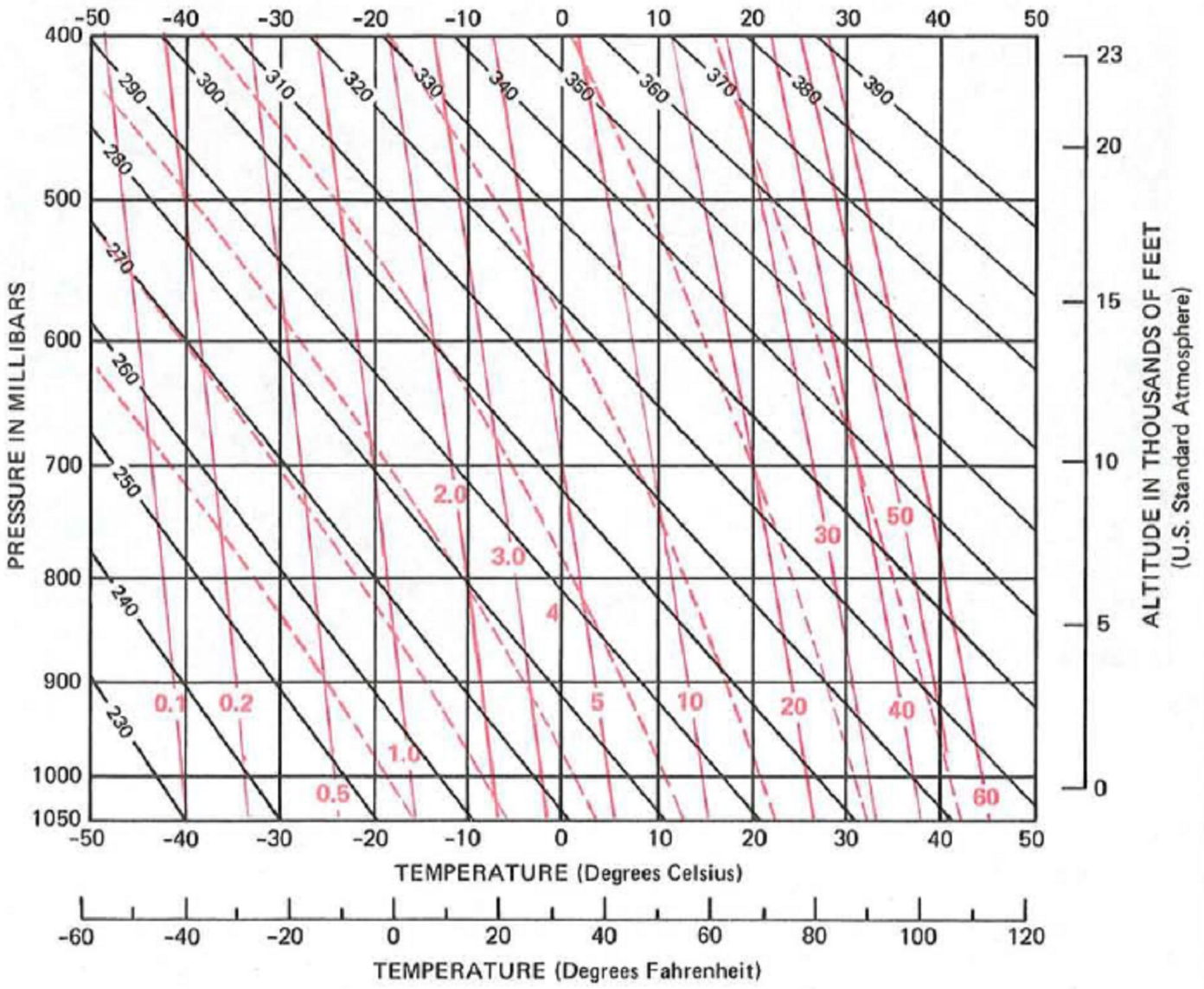


图 160

绘制探测数据

图 161 中黑色加粗实线画的是高空观测或探测获得的数据。这些数值是由无线电探空仪（radiosonde）获得的垂直温度剖面。这些数据被称为实际或已知直减率（第六章）。蓝色线用来标示出相应的高度，帮助你理解温度和高度的关系。

对流层的深度（热上升气流的高度）

我们知道，如果空气不稳定，实际的直减率必须等于或大于干燥空气绝热冷却速率。换言之，图 161 中黑色的线所代表的实际直减率必须平行于或比干绝热线更斜。显然，图中的黑线不是这样。所以说，观测时空气是稳定的。没有对流或不稳定层，不存在热上升气流。不可能做热上升滑翔。

现在假设探测是在日出时做的。地面温度为摄氏 15 度（华氏 59 度）。随着地面温度升高，底层的空气受热并被抬升，以干绝热变化冷却。底层空气的对流开始了。当地面温度达到摄氏 27 度（华氏 80 度）时，对流把空气推送到 5000 英尺的高度，这个高度就是空气绝热冷却后与环境温度相同时的高度。现在，实际的直减率变为了从地面到 5000 英尺高空的虚线部分，和干绝热线斜率相同。地面的标高为 2000 英尺，所以对流层的深度为 3000 英尺。地面以上 3000 英尺的范围内有热上升气流。有可能进行低空滑翔。5000 英尺以上的直减率基本上没有变化。

热上升气流的最大高度

让我们进一步假设，如果今天预报的最高温度为摄氏 30 度（华氏 90 度）。从地面摄氏 30 度的地方划一条平行于干绝热线的直线（图中黑色虚线），相交于观测数据。交点位于 13000 英尺的高度上。所以，温度最高时的对流层最大高度为 11000 英尺，对流延伸到海平面 13000 英尺上，这个高度内都可能进行滑翔。温度最高时的实际直

减率就变成了图中虚线部分，在 13000 英尺以上的直减率基本上没有变化。

需要注意的是，我们目前讨论的都是干热上升气流。假设在最大高度的范围内，空气中存在对流云，对流云将会使这张图表扭曲。对流云生成后，云底之下的热上升气流会变得更强。如果空中生成了比天气预报更高大的云层，那么云层会阻断地面受热。随之，最高温度就会比预报得低。热上升气流就会变弱，无法达到预测的高度。

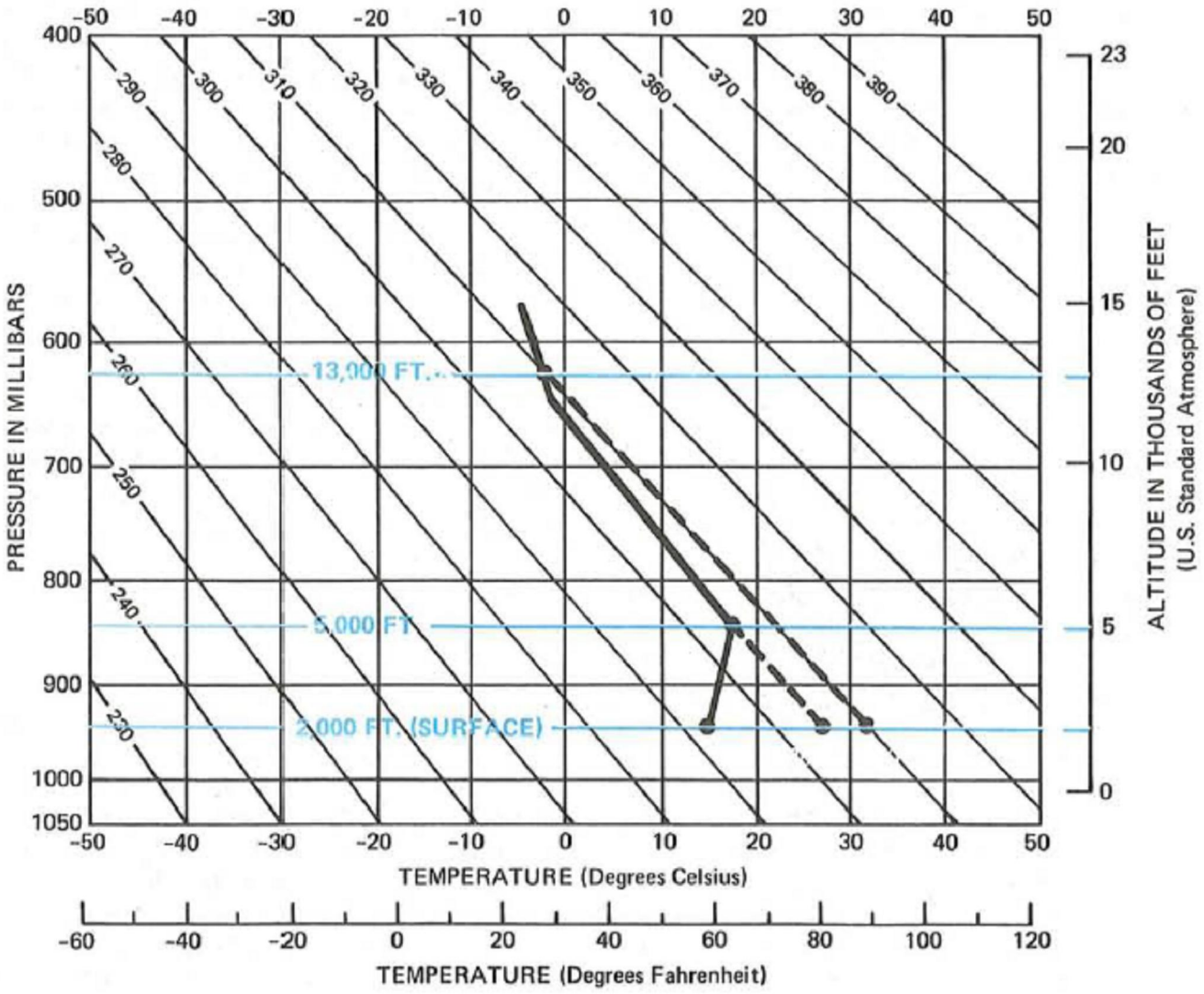


图 161

热上升气流指数

由于热上升气流因下沉的冷空气迫使热空气上升而产生，因此热上升气流的强度是由冷热空气的温差而决定的。温差越大，气流强度越大。为了计算并预测这个温差，气象预报员会计算出一个热上升气流指数（TI: thermal index）。

任何高度上都可以计算出一个热上升气流指数。但是通常计算 850 毫巴和 700 毫巴，分别对应 5000 英尺和 10000 英尺。选择这两个高度是因为滑翔飞行通常在这两个高度上进行，并且气象人员有能力定期得到这两个高度上的温度数据。

计算热上升气流指数需要三个温度。850 毫巴和 700 毫巴上的探测温度，以及预报最高温度。让我们假设探测数据为图 162 的情况。850 毫巴上的温度为摄氏 15 度；700 毫巴上的温度为摄氏 10 度；预报的最高温度为摄氏 30 度（华氏 86 度）。然后小心翼翼地把最高温度画在地面标高上（2000 英尺）。从最高温度划出一条平行于干绝热线的黑色虚线。这条虚线和 850 毫巴线相交于摄氏 20 度；和 700 毫巴线相交于摄氏 4 度。用相应高度上的探测温度与这两个温度相减。在 850 毫巴上的温差为摄氏零下 5 度（15-20=-5）；700 毫巴上的温差为摄氏 6 度（10-4=6）。这两个数字就是这两个高度上的热上升气流指数。

热上升气流的强度和小于零的指数大小成正比。比如-8 或-10 的热上升气流指数预示着今天是一个升力充沛、

适合滑翔的日子。如此高的指数代表着即使在多风的日子里，热上升气流也能保持完整形态。如果指数达到-3 度，那表示滑翔飞行至这个高度的可能性很大。如果指数只有-2 度至 0 度，那你要开始警惕了。如果指数为正数，那么飞行到那个高度的可能性就很小。注意，热上升气流指数是根据预报的最高温度计算出来的。如果最高温度预报错了，或者空中的温度发生变化，将大大改变原先的结果。从上文中的例子来看，5000 英尺处的热上升气流较强，而 10000 英尺处没有热上升。

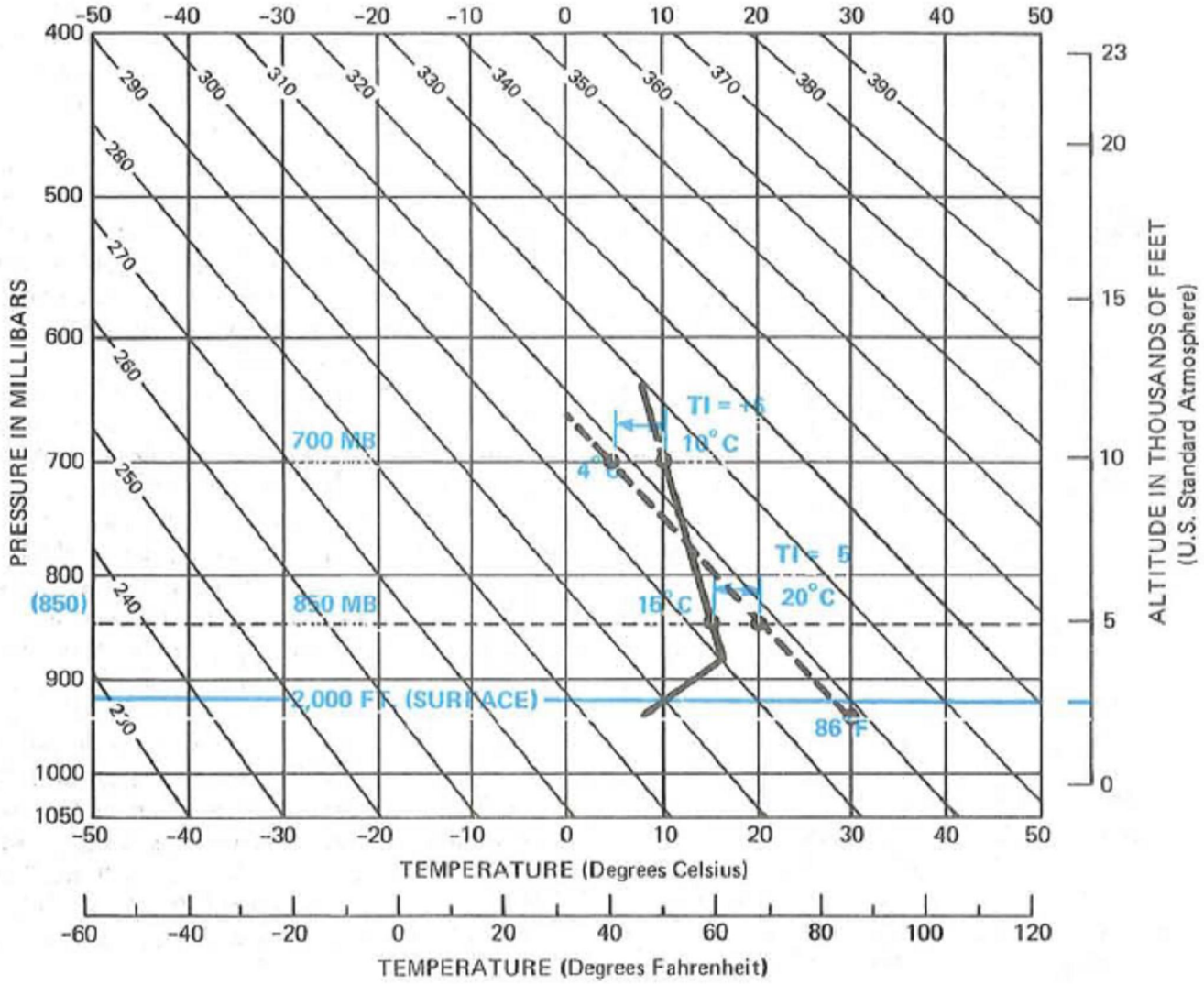


图 162

图 163 画的是另一个例子。早晨的探测数据为：地面标高 3000 英尺，温度为摄氏 10 度（华氏 50 度）；850 毫巴温度为摄氏 15 度；700 毫巴温度为 3 度；预报最高温度为摄氏 30 度（华氏 86 度）。850 和 700 毫巴上的热上升气流指数为多少呢？预计在 850 毫巴上有热上升气流吗？强度如何呢？700 毫巴的情况呢？预计热上升气流的最高高度呢？答案：850 毫巴-8 度；700 毫巴-5 度；两个高度上都存在热上升气流；850 毫巴上的强度强，700 毫巴上为中等；最高高度为海平面上 16000 英尺。

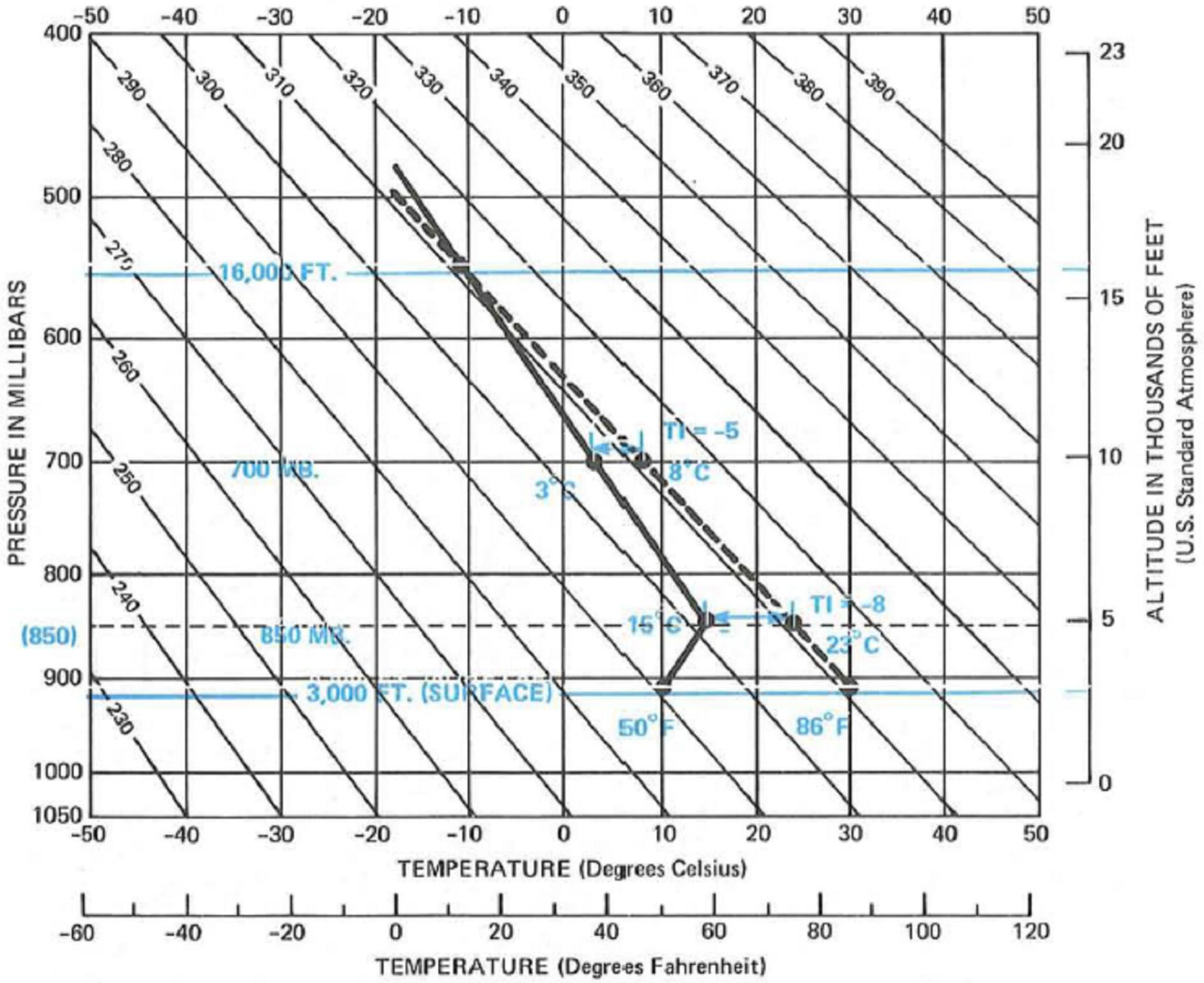


图 163

滑翔飞行的基地周围常常没有国家气象服务（National Weather Service）提供的高空数据。不得不使用一个较远的观测地点的数据来模拟预报。另一些时候，由于某些原因，无法得到预报。然而，你可以用本地的观测数据来制定或修正预报。总之，你总是可以获得一些数据，并把这些数据应用到文中所提及的各种技术中去。

自己动手

确定热上升气流的高度和强度的首要任务就是获得当地的探测数据。那么，如何获得探测数据呢？让你的牵引飞机（tow aircraft）先在日出时起飞，从牵引飞机上的温度表上读取温度，从高度表上读取高度。从地面至 2000 英尺范围内按 500 英尺为间隔记录数据；2000 英尺之上的高度按 1000 英尺为间隔记录。记录的结果可以用无线电发回地面，或者落地后再分析。如果使用后一种方式，那么飞机可以在上升阶段和下降阶段分别记录两遍温度，然后取两者的平均值。这种探测方法是利用飞机做直接观测，称为 APOB。把观测的数据画在假绝热图上，注意画图时纵坐标用高度，而不是气压。

下一步，你需要知道当天的最高温度。也许你可以从当地的气象预报站里得到最高温度。如果得不到，那就用昨天的天气和目前的天气做个比较，依靠自己的判断，估计一个

Alt.	Temperatures °C		
	Ascent	Descent	Avg.
1000	17	19	18
1500	15	17	16
2000	20	20	20
2500	22	24	23
3000	22	22	22
4000	20	18	19
5000	18	18	18
6000	16	14	15
7000	13	13	13
8000	9	9	9
9000	7	5	6
10000	5	3	4
11000	1	1	1
12000	−3	−1	−2
13000	−5	−5	−5
14000	−6	−6	−6
15000	−7	..	−7

最高温度。

右图为牵引飞机在一个标高为 1000 英尺的机场上空获得的观测数据。使用最右一列的平均数作为各高度上的温度。把温度都绘制到假绝热图上（图 164）。

接下来，你需要知道预报的最高温度。让我们假设本地没有预报，而且今天的天气和昨天基本上相同。昨天的最高温度是摄氏 35 度（华氏 35 度），我们就用它作为今天的最高温度，应该差不多。让我们把最高温度画到图上去（如图 164），并且计算出热上升气流的最高高度和指数。由于我们获得的温度数据是基于飞机上的指示高度，并不是气压值，所以我们应该计算 5000 英尺和 10000 英尺的指数。5000 英尺处的热上升气流指数为多少呢？10000 英尺上的呢？预计的最高高度是多少？答案：5000 英尺的热上升气流指数为-4 度；10000 英尺为-3 度；热上升气流的最高高度为 14000 英尺。

虽然以上的计算过程都针对干的热上升气流，但是这些结果在对流云的云底之下的环境也是适用的。

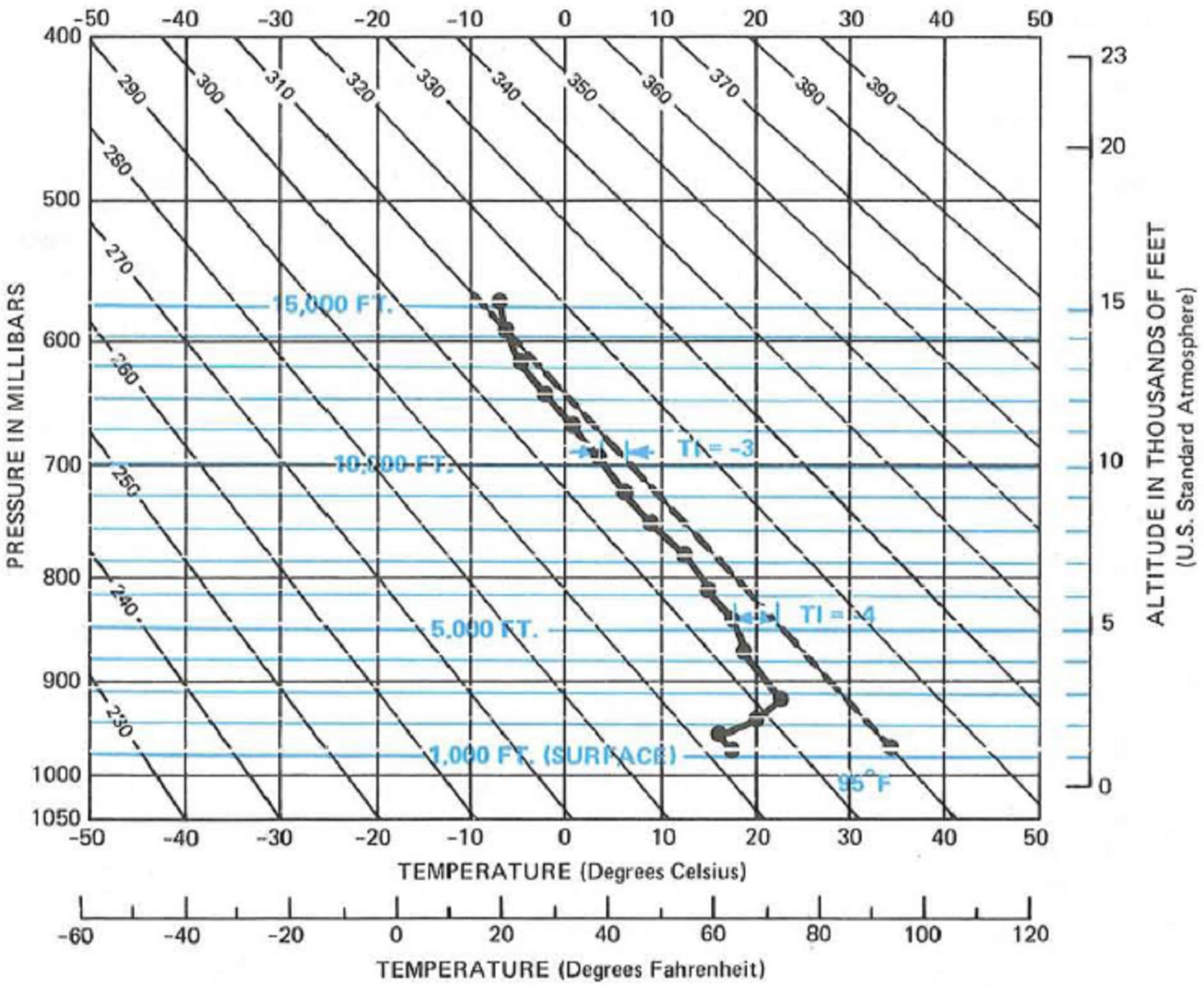


图 164

对流云的云底

根据以往的滑翔经验，在紧贴着对流云的云底之下的位置，存在着一个薄而稳定的气层，这个气层无法滑翔。气层的厚度大约为 200 至 600 英尺，被称为“云下层（sub-cloud layer）”。这个气层就像是一个筛子，只有最强的热上升气流才能穿透它，并形成对流云。所以说，发展中的积状云之下存在着最强的热上升气流。

热上升气流在对流云内变强。但是蒸发作用使云层的外表面冷却，形成下沉气流，并立即环绕于云的周围。结果，下沉气流完全占据了积状云之间的区域。在云和云之间的空间里，当滑翔高度超过云底的高度后，产生升力的可能性就微乎其微了。通常说来，当空中存在对流云时，依靠热上升气流的滑翔活动只在云底之下的高度内可行。

在第六章中我们已经学过估计对流云底的方法。方法是把地面上的温度露点差除以 4，结果就是以千英尺为单

位的云底高。假设上升气流是“自维持”的（没有空气从热上升气流周围进入），那么第六章的计算方法可以计算出一个比较精确的云底高。但是，实际情况不同于假设情况。空气的确被挤入热上升气流内，挤入空气降低了热上升气流的水汽含量，使热气流能上升至更高的高度后，再产生凝结。通常，实际的云底高要比计算结果高出 10%至 15%。

上升气流夹杂周围空气的现象对于气象观测者和预报者来说是一个棘手的问题。他们只能估计这种现象对气流的影响。通常，积云的云底高总是被观测或预报得偏低。等某种更精确的技术被发明出来后，这种情况才会改变。目前，在美国东岸，实际的云底高可能为 7000 至 8000 英尺，但是报告的云底高很少高于 6000 英尺。在美国的西部，当飞机上观察到的云底高为 12000 英尺至 14000 英尺时，地面报告的云底高很少超过 10000 英尺。

热上升气流的跨国滑翔飞行

飞行员可以利用独立的热上升气流或者热上升气流通路（thermal street）来进行跨国家的滑翔飞行。如果利用独立的热上升气流，飞行员可以在气流内盘旋后获得高度，然后向着目标方向上的另一个热上升气流飞去。利用热上升气流通路时，如果通路的方向和所需飞行方向相同，那么飞行员只需做少量的盘旋就能飞行了。如果保持顺风飞行，那么不言而喻，这种情况下获得的滑翔距离最远。

美国的中部和东部，最佳的跨国滑翔天气出现在冷锋后。Lindsay（Charles V. Lindsay. "Types of Weather Favoring Cross-Country Soaring." Soaring, December 1964, pp 6-9.）发现大约 82%的跨国热上升气流出现在冷锋过后与后续的高气压中心之间。这种情况由四个因素造成：

1. 寒冷的北极空气通常很干燥，热上升气流通常发展得很高。
2. 北极的空气比地面寒冷，地面的温度加速了太阳辐射对空气的加热过程。热上升气流在造成开始得更早，在晚上持续得更晚。有时，晚上也能产生足够滑翔的升力。
3. 在高空，经常有更冷的空气覆盖在地面的冷空气上。低空的寒潮加剧了空气的不稳定性和热上升气流的强度。
4. 风向风速有利于形成热上升气流通路，对滑翔速度和距离都有好处。

当冷锋经过美国西部的山区时，以上四个因素同样起作用。但是，高耸的山峰打断了空气的循环；均匀的情况延伸得比东部地区小（However, rugged mountains break up the circulation; and homogeneous conditions extend over smaller areas than over ,the eastern parts of the country.）。西部山区，特别是沙漠地区有一个得天独厚的优势。那的空气绝对干燥，白天能产生足够的热上升气流，有助于跨国滑翔。不过滑翔的距离变短了（Air is predominantly dry with more abundant daytime thermal activity favoring cross-country soaring although it may be for shorter distances.）。

全世界最利于长距离滑翔的地方是沿落基山脉东侧的高原走廊，从德州西南部一直延伸到加拿大（详细内容见，"Thermal Soaring-Southwest Style," by David H. Owens, Soaring, May 1966, pp. 10-12.）。很多跨国滑行距离记录就是在这个走廊里创造的。德州西南部是很多国内或国际滑翔者的聚集地。走廊上的地形又平又高，树木很少。地面多为荒地或草地。这两种地面都有利于热上升气流的产生。盛行南风和中等强度的风速也给向北的跨国滑翔飞行助了一臂之力。

锋面滑翔

当冷空气迫使热空气上升时，锋面就可以为滑翔提供升力。但是，可利用的锋面转瞬即逝，只能被用于很小一部分的无动力飞行。因为锋面所在的位置正好和你所飞航路平行的情况是很少见的，而且在你完成飞行前，锋面不可能长时间停留在一个固定的地方不动。移动缓慢的锋面不能产生足够的升力。移动快速的锋面伴随着讨厌的云层和颠簸。

在很偶然且很短暂的情况下，锋面可以提供完美的升力。在你利用山脊产生的升力进行跨国滑翔时，可能需要飞向平原并利用平原上的热上升气流继续飞行。这时锋面产生的升力就可以作为过渡。

云的类型变化或云量的变化可以标示出锋面的形态。但是，过多的云层会阻碍你的判断锋面的位置。确定一个干燥锋面的位置也是很困难的。如果你想判断锋面中升力的确切位置，你需要了解周围锋面的大概方位，并且熟知飞机飞过锋面的反应。如何保持在锋面的升力里飞行也是一个问题。通过地面物体来判断地面风可以对你有所帮助。

在锋面到来前，热上升气流或丘陵滑翔变得更容易。在锋面到来前或影响中的区域，海风或山地波会被锋面破

坏。在锋面后，在冷空气中会出现热上升气流。它对滑翔的影响，我们已经在前文中解释过了。

海风滑翔

在很多滨海地区的温暖季节时，几乎每天都能享受到舒服的海风。因为海风由地面日照升温后产生，所以海风通常在中午前开始，在中午达到最大，日落后因地面变冷而减弱。温度较低的海洋空气前缘迫使温度较高的内陆空气上升（图 165）。空气上升到较高的高度后向海洋方向移动，形成对流循环。

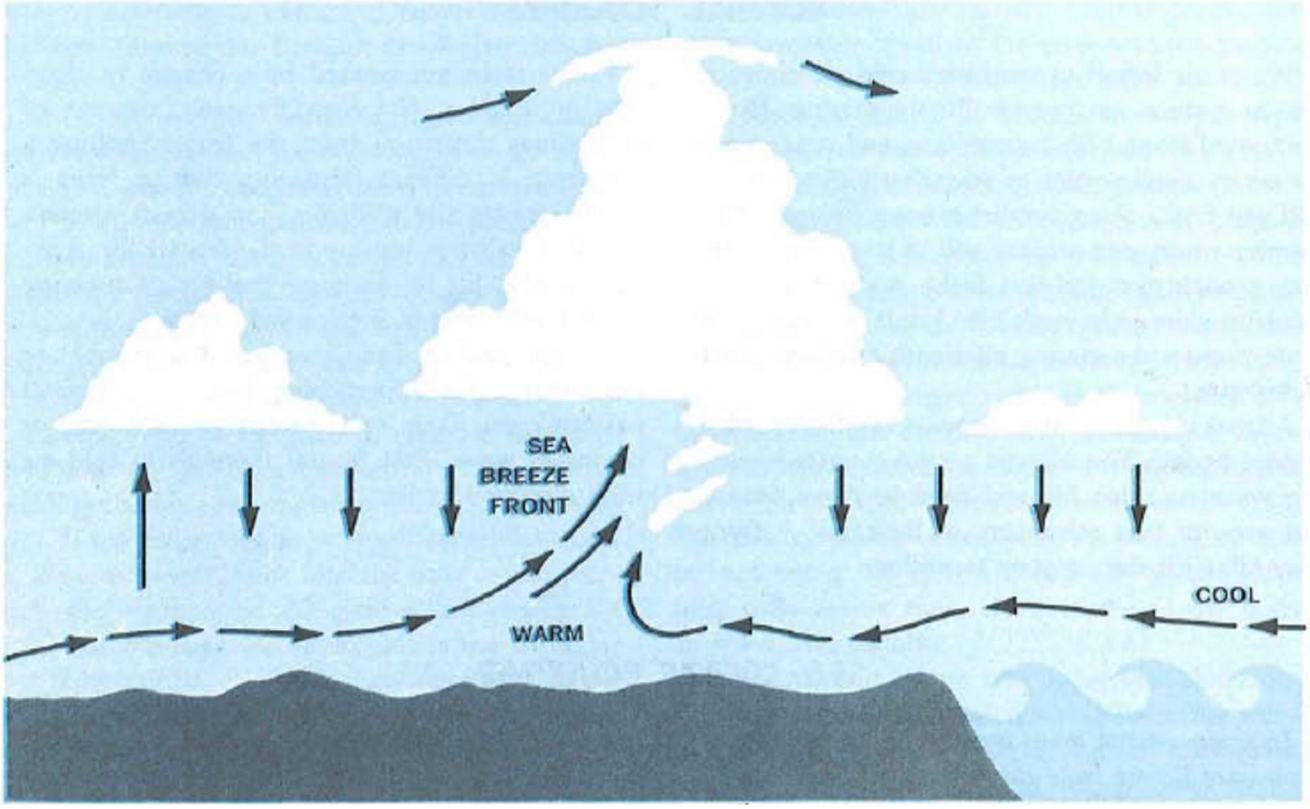


图 165

在海岸上或海岸周围飞行的滑翔机飞行员常常能在这种对流循环中找到升力。寒冷潮湿的海洋空气和温暖干燥的内陆空气之间的狭窄过渡区域会成型“假冷锋（pseudo cold front）”。这种冷锋通常很浅，而且短暂。

海风锋

有时，侵入海岸的冷空气被称为海风锋（sea breeze front）。如果空气中存在足够的水汽，那将在陆地上形成一系列的积状云。这些积状云可以表示出锋面的位置。不论这个海风锋是否形成积状云，锋面中上升的气流偶尔能创造出足以滑翔飞行的升力。在海风内的区域，比如海风锋和海洋之间，空气通常是稳定的。而且通常在低高度上不会有升力。但是，当飞行员起飞后，偶尔能在高空的回流空气（the return flow）中找到升力。找到这种升力的标志是从海风锋向海面方向延伸的积云。

海风锋的属性和其深入陆地的程度取决于多个方面，如陆地和海水的温度差、整体风向、湿度和地形。

陆地和海水的温度差

陆地和海水之间的巨大温差引起了对流，从而产生了海风。如加利福尼亚的海岸那样，当海岸线的海水特别冷，陆地温度在白天时快速上升后，海风就变得很明显，并且能深入内陆越 50 至 75 英里。充沛的日照和寒冷的海水有利于海风锋的产生和发展。

整体的风向风速

海风是一种局部气象活动。某个气压系统中出现较强的气压梯度就可以完全抑制海风的活动。风向风速将由整体的气压梯度决定。所以，当气压梯度较弱，风速较小时，海风锋更容易产生。

湿度

当对流很强烈时，海风的锋面效应有时能创造出积雨云，给陆地上空带来巨量的水汽。更多的时候，积状云的

垂直高度是有限的。通常情况，在水汽丰富的植被地区，海风锋会造成积状云。如果在干燥的荒漠上，海风锋只能造成少量的积状云，甚至没有任何云。

地形

海岸线上不规则或起伏的地形会扩大海风锋的影响，造成原本不同区域的海风汇聚在一起。南加利福尼亚和夏威夷岛的部分区域是海风滑翔的圣地。因为那的地形起伏加强了海风锋的对流。偶尔，海风会延伸到丘陵或山峰的下风面。除非山脉太高且连绵不断，海风才不可能翻过山峰。无论如何，当海风遇到地形影响时，都会聚集在上风面的山坡上。上坡风加剧了对流。如果地形相当平坦，海风会向陆地长驱直入，影响距离惊人。但是海风锋中产生的升力会较弱。在热带地区，有时海风能影响到 150 英里远的内陆。而在中纬度地区，平均的距离为 50 英里。通常海风的风速为 15 至 25 节。

目视可见的线索

当海风锋产生时，可以用眼睛发现一些线索。这些线索可以用来预先判断升力存在的范围。线索如下：

1. 当海面上的空气明显不存在对流云，或者当海风把低层云吹上了内陆时，海风锋的海洋一侧几乎没有升力存在。但是在海风的前缘或海风前面的区域可以存在一些升力。
2. 当海风中的能见度明显变差时，海风锋的海洋一侧几乎没有升力存在。这说明海风中的空气很稳定。
3. 最简单的确定升力位置的方法是找到延海风锋排列的积状云。位于海风锋和海洋之间的积云也能表明海风中可能存在升力，特别是在高高度上可能性更大。由于海洋空气更潮湿，海洋里的积状云云底高通常比锋面中的积状云云底高更低一些。
4. 当海风中没有积状云，但是能观察到汇聚在一起的沙尘或烟雾带，那么这就预示沿着海风锋上存在对流和升力。
5. 结合以上几点，最容易产生升力的情景是当你发现海风中带有积状云，以及汇聚在一起的烟尘沿着锋面成羽毛状排列，并且向着丘陵或山峰的上坡吹去。上坡风会放大空气的上升作用。
6. 海上能见度和陆地能见度之间的反差是用来确定海风锋位置的目视线索。海上的能见度可能受到霾的影响，而同时，陆地上的能见度很好。相反地，海洋上的能见度很好，而陆地上的能见度因为烟尘而变差。

侦测海风的存在

不幸的是，海风锋并不总是那么容易被找到。很多时候，你根本没有意识到自己正在依靠海风滑翔。如果不找到云、霾或羽毛状的烟尘等目视线索，很难确定海风以及海风中升力的位置。到目前为止，确定海风位置方面的经验很少。但是随着滑翔运动的普及，海风滑翔的相关知识将会增多。更多的局部地区天气特点也会被人们发现。在美国，海风滑翔经验最丰富的区域位于南加利福尼亚的沙漠。那里的海风向东吹过洛杉矶海岸的平原，吹进莫哈韦沙漠（Mojave Desert）。

洛杉矶的“烟雾锋面”

从洛杉矶海岸平原吹向莫哈韦沙漠的海风锋被人们称为“烟雾锋面（Smoke Front）”。它有强烈的热上升活动，并在锋面前缘产生极佳的升力。除了吹过洛杉矶海岸平原的海风外，升力的产生还依靠两个重要的海风汇聚区域（图 166）。从不同区域吹来的海风在这两个区域相遇，汇聚在一起产生垂直对流，强度足够用来滑翔。其中一个汇聚区域叫做“圣费尔南多汇聚区（San Fernando Convergence Zone）”，另一个更大的区域叫“埃尔西诺汇聚区（Elsinore Zone）”（图 166）。这两个汇聚区域的垂直对流显然很强，滑翔机飞行员可以沿着空中的一条分界线来来回回地飞跃山谷，这条明显的分界线分开了北部带有烟雾的空气和南部相对干净的空气。对流的高度取决于空气的稳定性，通常和干燥的热上升气流范围相同，为海平面上 6000 英尺至 12000 英尺。海风的海面方向上，能见度差的区域几乎不会存在升力。

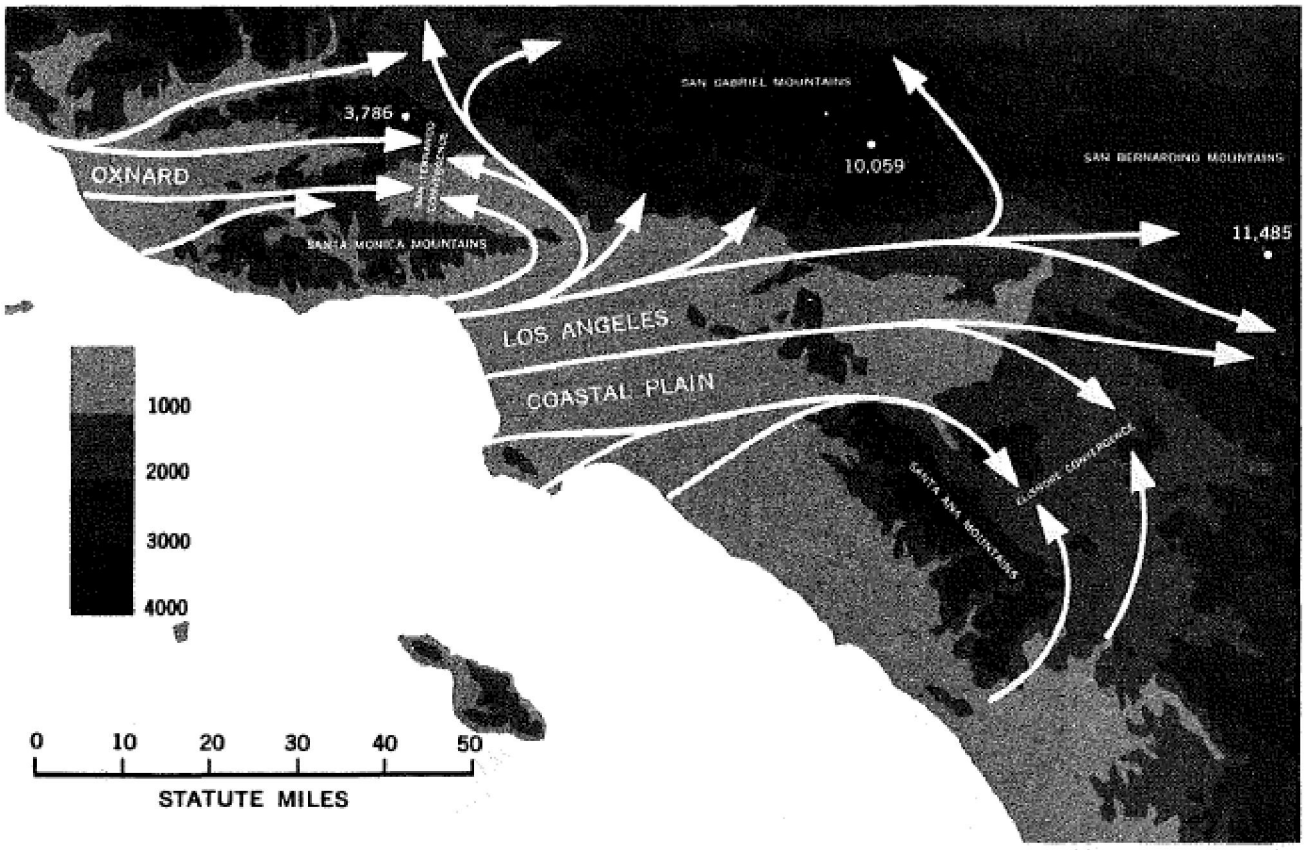


图 166

科德角半岛

图 167 画的是科德角半岛（Cape Cod Peninsula）上两个相反方向的海风之间的气流。随着集中在一起的海风增多，发展到后期，对流开始形成。半岛上空出现积状云是对流产生的最初标志。来自两个海岸的海风汇聚在狭长的陆地带上，当滑翔机飞过这个狭长区域时，他将获多不错的升力。纽约的长岛（Long Island, New York）也是这种狭长的陆地带地形。

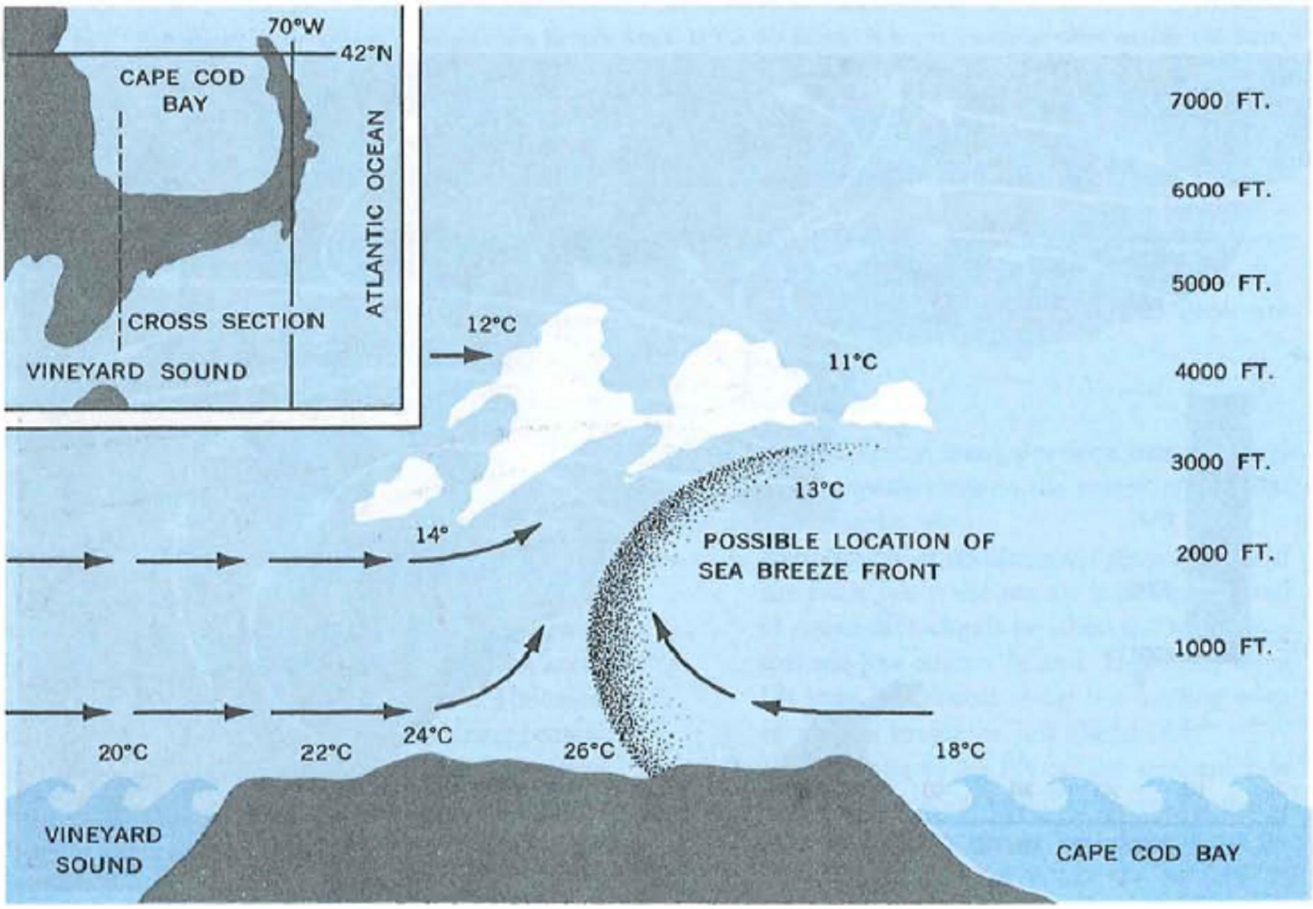


图 167

五大湖区域

在五大湖（Great Lakes）的沿岸也会出现海风锋。气象卫星也在密歇根湖（Lake Michigan）的西岸拍到了海风效应的照片。那里时不时会出现适于滑翔的天气条件。

山脊或丘陵滑翔

当风吹过山脊或丘陵时，风被高出的地形抬升，分割。向上运动的空气创造了升力。有时，这种升力对滑翔飞行非常有用。图 168 画的是空气被抬升后最容易产生升力的位置。山脊或丘陵滑翔是专门为那些热爱挑战的滑翔机飞行员准备的。飞行员需要等待特定的风和稳定空气的组合。

风

为了在山脊或丘陵上产生升力，风的风向必须要和山脊一线成 30 度至 40 度的夹角。通常风速稳定在 15 节以上时才能产生足够滑翔的升力。升力的高度大约是从山谷下的平原至山脊最高峰高度的二到三倍。更强的风速只会增加空气的颠簸程度和低空的漩涡，而不能明显增加升力的高度。

空气的稳定性

空气的稳定性影响到山脊或丘陵上升力的连续程度和范围。稳定的空气形成相对流线型的上坡气流。飞行员能在图 168 中最佳升力的位置上，享受到稳定的、均匀的、微小或毫无颠簸的气流。由于稳定气流具有返回原本高度的性质，从山脊顶端益处并下降的空气被搅乱，在下风处形成狂乱的漩涡（图 168），所以稳定的空气带来稳定的升力，但是在下风处伴随着低空乱流和颠簸。

当空气潮湿且不稳定时，上坡运动会释放出空气的不稳定性，在山坡的迎风面和山顶产生强烈的对流和积状云。最初薄片状的气流被分割变为对流循环。上升气流创造出不错的升力，而下沉气流可能会危害到在复杂地形中低空飞行的飞机。这就和热上升气流一样，升力是短暂的，而非平稳和均匀的。

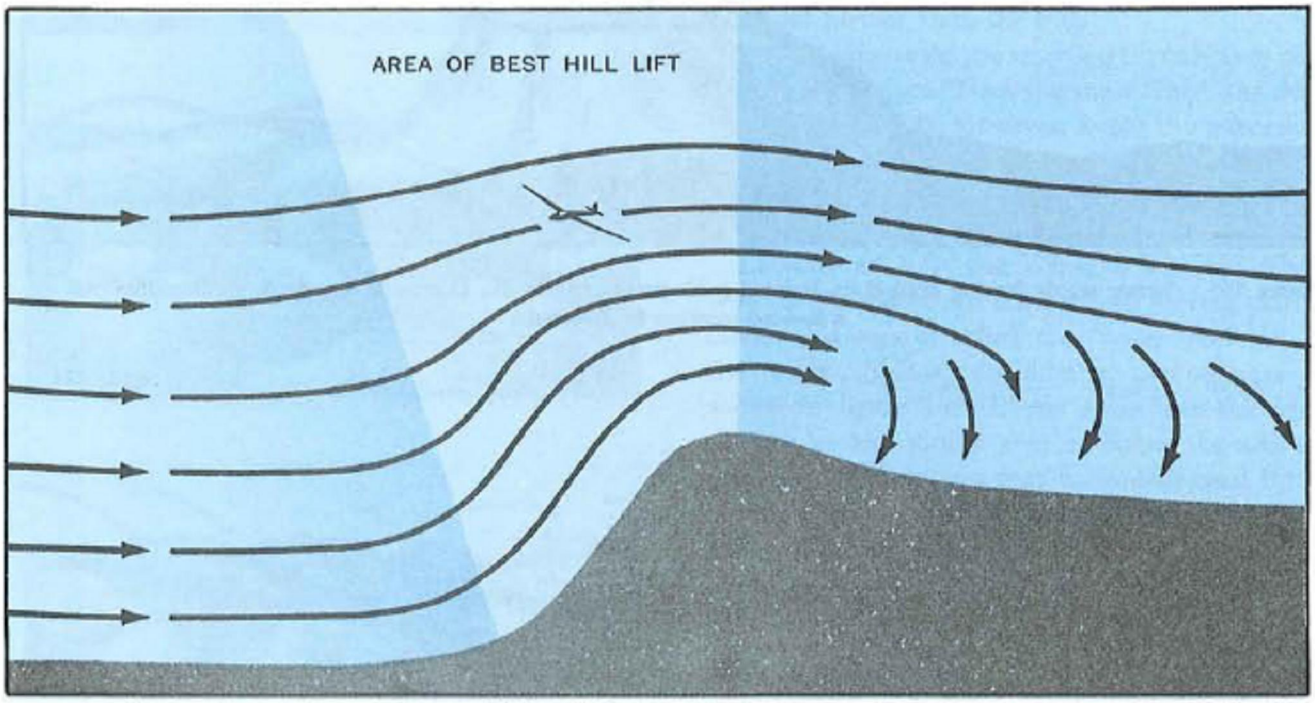


图 168

山坡的坡度

如果山坡的坡度太平缓就无法产生足够升力。滑翔飞行最需要的是光滑表面的中等坡度。理想的坡度大约为 1 比 4。在这种坡度上 15 节的上坡风时能产生每秒 6 英尺的上升气流。如果你有一架高性能的滑翔机。飞机的下降率为每秒 2 英尺。你在这种坡度上预计只需要 5 节的上坡风就能维持住飞行了。

如果悬崖或山脊特别陡峭，就会引发漩涡。强风把这些漩涡扩散到相当高的高度。这些漩涡会扰乱任何潜在的升力。这些狂乱的漩涡也增加了发生飞机低空翻转（low altitude upset）的可能性。

山脊的连续性

如果山脊连绵好几英里，那么在它整个长度上就能产生均匀的升力。与此相反，一座孤立的山峰会迫使风从山峰两边分开，并从山峰顶部吹过。这种风的形态对滑翔没有好处。图 169 画的是风吹过孤立山峰的情况。

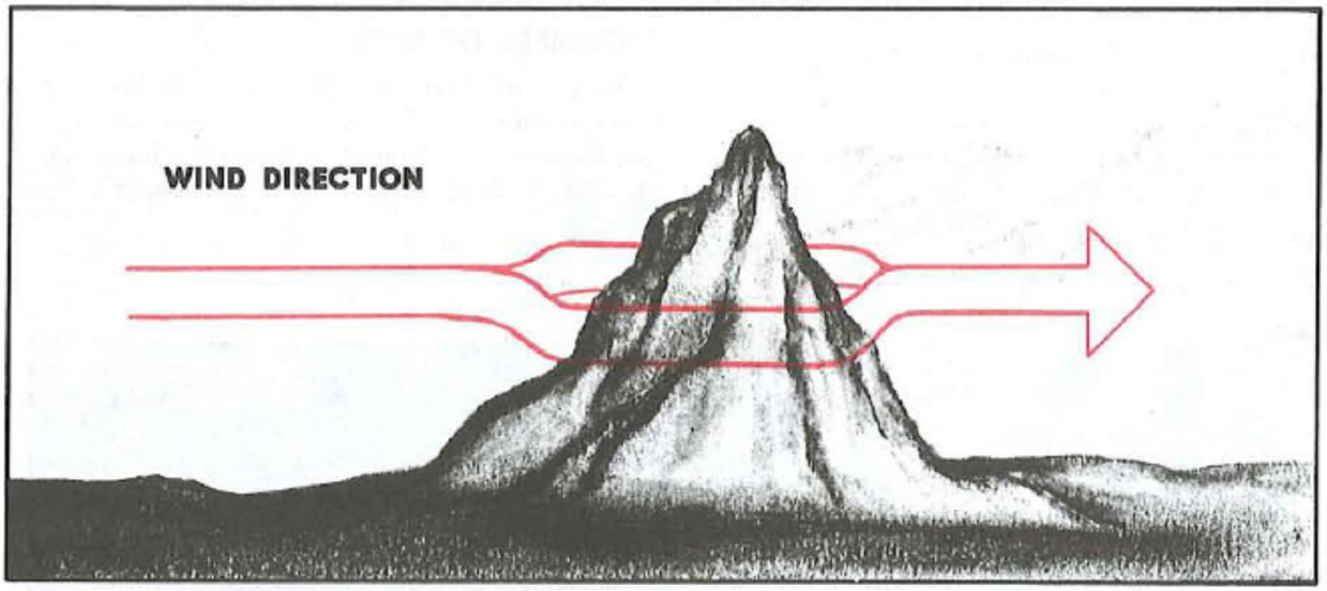


图 169

图 170 中画了风吹过山脊或丘陵后呈现出的各种形态。引起各种形态之间差异的原因是：风速和风向，空气的稳定性，坡度和地面的粗糙程度。

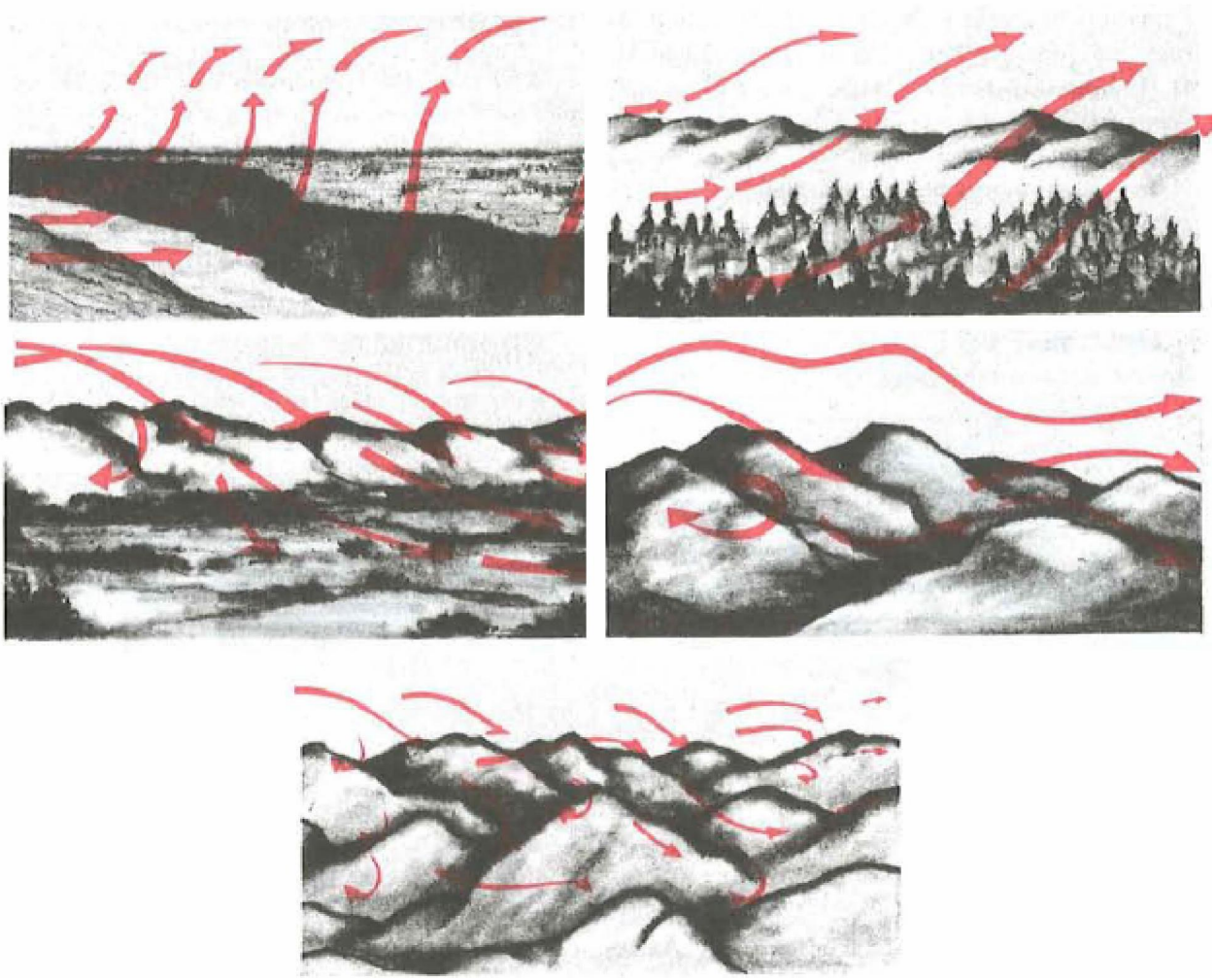


图 170

在上坡升力中滑翔

滑翔机飞行员在寻找或驾驭丘陵产生的升力时，必须时刻保持警惕。你也许可以发现升力存在的标志。而另一些细小线索会提醒你必须避开的区域。

当空气不稳定时，不要冒险靠近山坡。不稳定空气会在热力作用时变成上升气流，或者在山脊上形成积状云，从而产生下沉气流。如果靠近山坡时的高度太低，可能会突然遇到一个下沉气流，造成意外落地。

及时地面较平坦、光滑，强风吹过地面时，由于地面对空气的摩擦力，在低空上依然会产生漩涡。而且，摩擦力会急剧降低靠近地面的风速。在这种情况下，当你从低空朝着山坡爬升时，必须时刻准备着快速调转机头，因为升力可能随时会消失。你可以重新选择从距离山坡更远的地方开始爬升。

如果风速较小，你只能在距离斜坡很近的地方找到升力。所以，你不得不让飞机“亲吻”斜坡才能找到足够的升力。但是，如果你发现上升和下降气流存在时，就不能如此靠近斜坡。通常，对于某个斜坡来说，你和斜坡之间保持的距离应该和风速成正比。

山脊或丘陵的下风面是一个被障碍物阻挡的区域。在滑翔机飞行圈内，大家称之为“风的影子（wind shadow）”。在风的影子里，下沉气流占了主导地位（图 168）。如果你待在风的影子里，而且高度低于山顶位置时，你可能会被迫提前降落，甚至是迫降。你应该保持在图 168 中产生最佳升力的区域。

山地波滑翔

利用山地波滑翔最吸引人的地方是它能使滑翔机飞到想到高的高度。山地波经常能把滑翔机运送到超过 35000 英尺的高度上。一旦飞行员遇上了山地波中的上升空气，就预示着他能持续飞行好几个小时。当山地波与山脊或丘陵结合在一起时，山地波中的升力范围比地形起伏较小的升力范围更大，而且持续时间也更长。图 171 就是一个典

型山地波的剖面图。

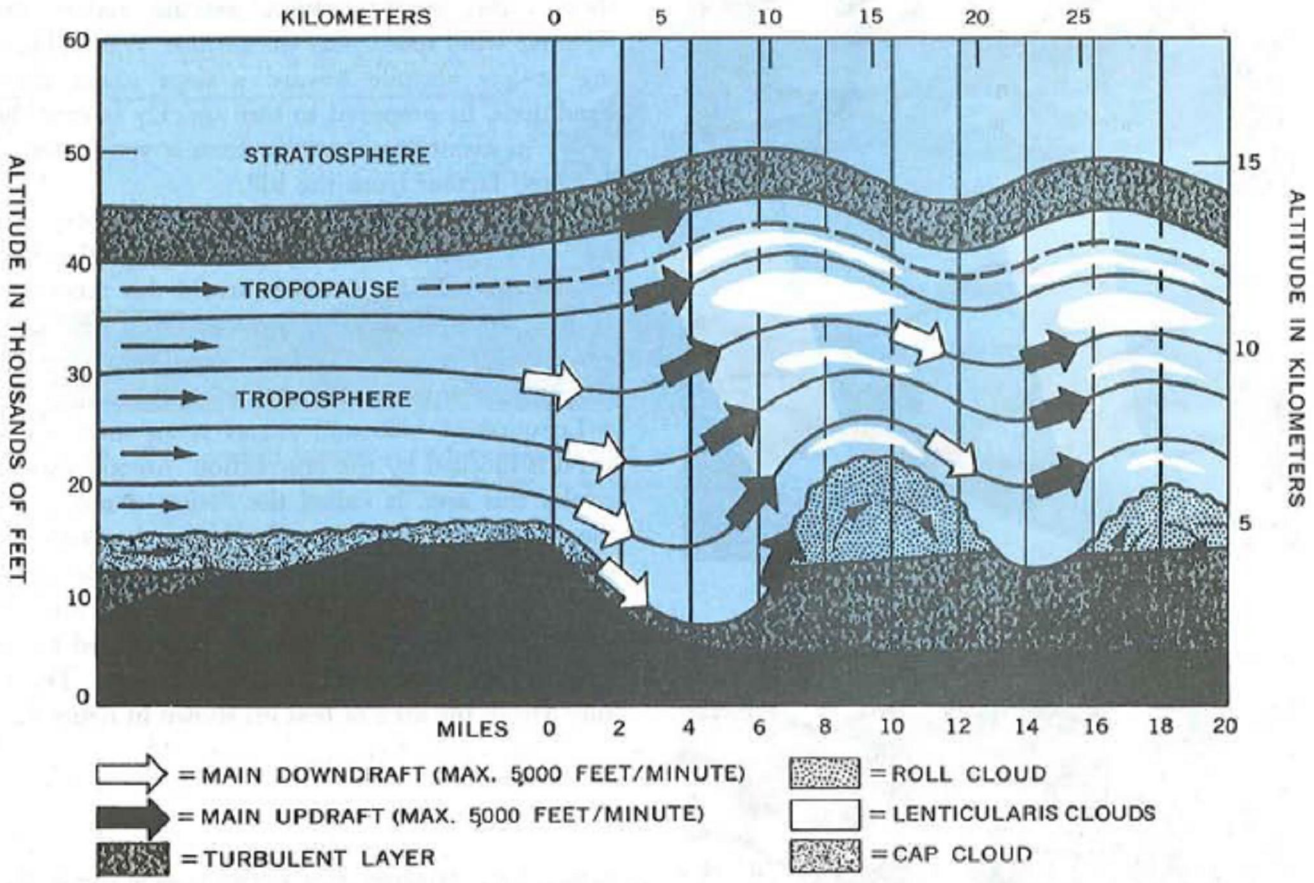


图 171

成因

当强风吹过一片山区时，巨型的、“静止”的波浪从山区地面一直持续至对流层顶。这种波浪可能会孤立地产生，但是更多的时候，这些波浪从山区所在位置，向强风的下游连续出现。虽然这些波浪看起来是“静止”的，但其中有强风吹过。你可以把山地波想象成小溪或河流中由水下的石头引起的波浪。空气在山峰的下风面快速下沉，然后上升并再次下降。

产生强烈的山地波需要以下条件：

1. 受山地扰动的空气相当稳定。在山峰上快速形成的积状云是一种表示空气不稳定的现象。积状云也是对流存在的证据。对流会抑制山地波的形成。
2. 山顶上的风速必须达到一个最小值。这个最小值取决于山脉的高度，一般大约为 15 节至 25 节。上方的高空风速应该逐渐变大或保持不变，直至对流层顶。
3. 风向应该在垂直于山脉的 30 度范围内。风向和山脉越平行，产生的升力越小。

波长和幅度

山地波的长度（波长）就是一个波峰和后一个波峰之间的距离。通常其距离为 2 至 25 英里。通常，波长取决于风垂直于山脉的分量以及上游空气的稳定程度。波长和风速直接成正比，和空气的稳定性成反比。图 172 画的是山地波的波长和幅度。

山地波的幅度是一个垂直距离，从波峰至波谷距离的一半。一个典型山地波的幅度是随着高度变化的。在靠近地面和靠近对流层顶的地方，幅度是最小的。最大的幅度出现在山顶上方大约 3000 至 6000 英尺的地方。山地波的幅度受山脉形状的控制，也受风和空气稳定性的控制。薄层的稳定空气和中等风速产生的山地波幅度较大，厚层的中等稳定空气和强风创造的幅度较小。同时，山地波的幅度越大，波长越小。能产生最强、最持久升力的是那些大幅度、小波长的山地波。

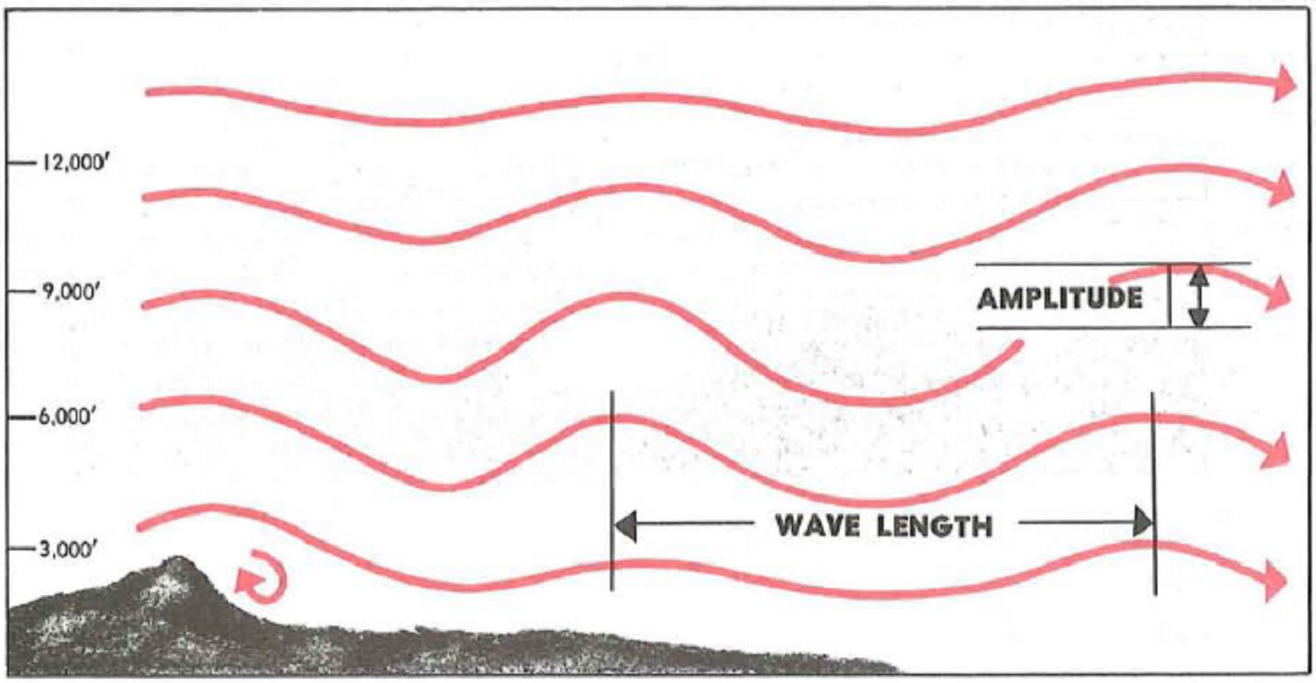


图 172

可见的标志

如果空气中含有足够的水汽，山地波的波峰上就会形成荚状云（lenticular cloud）。空气在波峰上降温，饱和形成云。波峰之后，下降的空气升温，又把云蒸发掉了。所以，通过这种连续的波峰上凝结，波峰后蒸发的现象，人们会误以为山顶的云是静止不动的。其实山顶上可能正经历着速度超过 50 节的大风。在山脉下游方向上连续的出现的荚状云就标示出了山地波波峰的位置。

荚状云之间的距离就标示出了波长的长度。如果荚状云的形状清晰，那就说明山地波的幅度较大，而荚状云的形状模糊，就代表幅度较小。这些荚状云以及山坡上的层状云都代表了空气的稳定性较好，对山地波滑翔有利。

山区里的雷暴或快速生成的积状云表示空气很不稳定。当雷暴达到成熟期后，常常飘移到下风面的山谷和平原中。强烈的对流运动阻碍了上地波的形成。如果你眼前有许多不稳定的云，那么你就只能改天再滑翔了。

滑翔时的颠簸

山地波和热上升气流很相似，它对于有动力飞机来说是一种颠簸，但对于缓慢移动的滑翔飞行来说，它能波峰之上产生升力。不过当空气越过波峰后，就变得像瀑布一样产生强大的下沉气流。这种剧烈的变化在山脉之后“风的影子”的区域内造成一些列旋转的乱气流（rotors）。乱气流对滑翔飞机一样有害（第九章，图 81 至图 84）。类似于长条形的层积云有时能标示出发生剧烈变化的区域。这些“旋转的云（rotor clouds）”看起来是静止的，平行于山脉，停留在山脉下风面后几英里的地方。最频繁、最强烈的颠簸就出现在旋转的云中，位于波峰下方，等于或低于山顶的高度。由大型山脉形成的旋转云的颠簸最厉害，比如落基山脉。由小山脉形成的颠簸较小，但是或多或少对飞行有影响。当山地波达到最强时，颠簸也最强。

常见区域

山地波经常出现于落基山脉的中部和北部，以及阿巴拉契亚山脉（Appalachians）的北部。有时，山地波也出现在阿肯色州（Arkansas）、俄克拉荷马州（Oklahoma）以及德克萨斯州（Texas）西南部的山脉。气象卫星曾经观测到从落基山脉延伸出的长距离山地波。最长的山地波延伸了 700 英里。常见的距离为 150 英里至 300 英里。阿巴拉契亚山脉里的山地波不如落基山脉的强，但是出现频率更高。气象卫星观测到的平均距离为 115 英里，平均波长大约为 10 海里。

乘风破浪

你能从山地波中体验到奇妙的平稳爬升。当你发现一个山地波时，**假如你可以保持在波峰的高度之上**，那么你就能直接飞向发现升力的那个位置并开始直接爬升。**只有经验丰富的飞行员才能进入下风处的颠簸区域。**当你小心翼翼地利用山地波爬升至足够的高度后，你可以试探一下升力区域的范围。如果山地波经过的是崎岖不平的区域，那么你无法，也无须判断山地波的波长。此种地形上空的升力可能是不均匀分布的。如果山地波经过的是平坦地形，

那么它的波长很容易被判断。你可以利用波长来准备下一阶段的飞行。

山地波伴随的云是你用来寻找升力的线索。荚状云的形状决定了从上方更容易发现它，从下方较难发现荚状云。升力常常出现在荚状云最高点的上风方向，三分之一个波长的位置。如果你的航迹穿过一个山地波，你应该在山地波的上风面爬升，然后尽快飞往下一个山地波的上风面。山地波一般可以产生每分钟 300 英尺至 1200 英尺的升力。有些滑翔机飞行员遇到过超过每分钟 3000 英尺的升力。最强的升力报告为每分钟 8000 英尺。

总结

记录就是用来打破的。高度和距离记录是滑翔飞行狂热者们的主要目标。你可以利用热上升、锋面、山脊和山地波的结合，创造滑翔距离的记录。想创造高度记录就得靠山地波。依靠落基山脉的力量，飞行高度达到过 46000 英尺。在阿巴拉契亚山脉，滑翔机飞到过 24000 英尺。在新英格兰州（New England）和北卡罗莱纳州（North Carolina）的记录是 20000 英尺。

我们真诚地希望，本章节中所述内容能使您对变幻莫测的天气有深刻的理解。这些天气现象对滑翔飞行至关重要。如果今后您能在空中滑翔数个小时，那么您已经完成了一项非凡的挑战，并且体验到了飞行的极致快感。