

熱帶風暴之高空氣象

H. Riehl 原著

沈傳節 譯

一、前言

關於熱帶風暴向上延伸多少高度，最先有一個爭執。有些論者認為熱帶風暴擾亂的高度，到三公里處即已消失不見，因為有人站立高山巔峯，可以往下望見強烈的氣旋渦動，故相信高空卷雲的移動，是不受影響，其方向更指示熱帶風暴的移行。另有些論者，持相反見解，認為熱帶風暴延伸高度，可達十公里以上。卷雲是由熱帶風暴中心向四周輻散，並可由卷雲移動方向的變更，確定熱帶風暴之位置及其行經。

以上爭執之點，現已有明確之解答。赫爾威茲 (Haurwitz) 在一九三五年曾利用熱帶風暴中心與邊緣之氣壓梯度，與溫度梯度之關係，從理論上證明，熱帶風暴高度必可達至對流層上部。近年來，高空探測記錄亦證實以上的理論為確實。熱帶風暴高度之發現，對於應用問題上，如飛行路線之選擇及颱風移動方向之預報，均受其影響。因熱帶風暴之移動，不但受對流層下部氣流之影響，尚受對流層上部氣流之控制，故很明顯指出，颱風預報，必不能僅恃地面天氣圖及低對流層圖（包括850mb, 700mb, 500mb 高空圖），而能獲得圓滿結果。

一 從地面到了高層大氣，勻和之信風氣流與熱帶及中緯度清晰的分界線，即不復存在。在500mb至400mb高度，有一大規模複雜的渦旋帶，與西風帶之長波槽及脊相結合。低緯度與高緯度之擾動，很顯然控制了上空熱帶旋渦之發展，並影響颱風之移進。此擾動且為熱帶風暴生成之決定性因素。

二 在先前，颱風生成與移進之預報，是應用熱帶小面積而詳盡之地區分析，現今已知影響颱風之外力，為多方面者，天氣圖的解析必須包括高低緯度之廣大面積區域。此種詳盡分析，對於颱風之瞭解是頗有裨益。至於一個完整立體颱風之論述，現仍有甚多問題未曾明瞭，尚待將來之努力。

二、熱帶之觀測

一 熱帶風暴因生成在海洋上，且在海洋上前進，故合用觀測值，甚為稀少。就是能獲致完實預報方法，如果記錄不夠，仍是無法應用，故觀測記錄的增加，實屬重要。

二 對於立體分析的有効記錄，包括雲之觀測，飛機觀測，高空風，無線電測風，與無線電探空。其中雲之觀測與飛機觀測，數量最多。也最經濟，但是利用價值不大。因為飛機觀測應用方法不佳，地面觀測所記錄之天空狀況又為老舊電碼所限制。瑞爾氏 (Riehl) 指出積雲狀雲是有變化者，從地面觀測得到之積雲種類，可以獲致廣汎論斷，但是電碼組僅能容納 L_1 , L_2 , L_3 雲而已。

三 甚多預報人員認為有關雲性質的報告，由於探空儀之使用，多被忽略，特別是中雲或高雲之移向，在本世紀初葉，觀測素質較高，並常使用測雲鏡，這是現今觀測所不能比擬的。

四 預報人員不能應用此種潛在的大量記錄，而僅賴極少數，價格昂貴之探空記錄，實屬不合理。瑞爾氏建議下列數點應予改進：

① 修正地面觀測電碼，使能在一通電報內容納至少三種積雲。（積雲約有八種基本形狀，地面觀測手冊應予補入。）

② 謹慎估計中雲及高雲之高度與移動（電碼須能包括二層之雲向）。

③ 在各站增置測雲鏡，在主要航線上之航行船舶亦可同樣增設。

氣球觀測至今仍為儀器觀測中之最常用者，但其缺點甚多。譬如氣球不能飛揚至對流層上部，飛入雲中又不能觀測。惡劣天氣時最需用高空風記錄，但事實上因雲太低，極難獲得所需要之記錄，故無線電測風，逐漸取而代之，也係此緣故。

探空儀觀測，在熱帶天氣分析上，很多氣象學家認為探空是無何用途。因為熱帶水平方向氣壓與溫度之梯度數值，甚為激少，在300mb面上，每十個緯度，高度梯度僅有200英尺，如果探空記錄略有偏差，即有200英尺之誤差，再者地方性之水平溫度，梯度常可達解析之梯度數值，如果某一測站有了此種誤差，即能歪曲整個之天氣圖型式。不過在觀測素質佳良之測站，如 San Juan, Swan Island, Honolulu 等地探空報告，仍有其價值，夜間之記錄較晝間者更佳。故 Riehl 氏認為熱帶之探空觀測，仍應繼續維持，並在可能範圍內擴展夜間之探空

觀測。

三、分析之方法

分析的區域——高空氣層對於地面情況是有強烈的影響，又經副熱帶脊亦有高低緯度廣範圍之交綫，以上兩點現今已認為明顯之事實。故熱帶分析不但應向上空推展至高空，且應向北方潤延至高緯度。又氣象學家對延展地區至赤道以南之跨越赤道分析，是否對颱風預報有裨益，尚未獲得結論。有些人主張西太平洋及印度洋颱風之生成，係由於赤道以南，來至北半球氣流之加強，但另有些人主張此種氣流之增強，為颱風發展以後或同時者。故跨越赤道之分析顯然有其用，但對於短期預報之價值，尚不能確定。

等壓面分析——低緯度之分析着重在質量場與運動場。因熱帶風暴強度是隨高度而減弱，故地面分析仍為颱風預報之合理工具。在颱風區域外，瑞爾與沙赫特（Schacht）曾建議以 850mb 層為基本層，其目的在減消地面報告之地方性影響。

通用之高空圖，包括 700mb, 500mb, 300mb, 和 200mb 之等壓面圖。700mb 層位於信風氣流底層之中央，最能反應此層之擾動。500mb 層為信風氣流轉變為上空漩渦系統之過渡層，風速弱，風向多變，且高度梯度多規則，此層對颱風分析，不甚適合，太平洋中颱風尤其如此。300mb 層對熱帶普通預報有好結果，但仍不能令人完全滿意。在大西洋西部，對流層上部之渦旋在 200-150mb 之間，達到最高強度，故 200mb 層分析，對颱風預報實屬重要。

熱帶繪製等高線，因無確定性，故差異分析及時間剖面須合併應用。尚有氣壓與風之關係：因低緯度偏向力減小，故梯度風變為無何効用，利用氣壓型之方法，實際預報時，也有相當之準確度。又有些氣象學家認為熱源風方程式，在五度緯度處，仍可應用。在擾動激烈地區，橫越等壓線氣流，轉為旺盛，確定非地轉風氣流是顯然很重要，繪製高空圖時，假定氣流線與等高線夾角之大小，是不適宜。

氣流線分析——由於低層颱風區外等高線之梯度甚小，氣流線分析可以顯示運動場之詳細情況。很多氣象學家時常以氣流場分析方法，代替等高線與等壓線分析。氣流線與風向平行，氣流線之始點與終點，埃顯示氣流之輻合與輻散。應用此種氣流線方法可繪製清晰之氣流圖，唯一美中不足，此種氣流圖不能應用於計算。瑞爾氏認為對於颱風結構之研究，真實氣流場必為最有效工具。

穩定度圖——熱帶風暴之熱力學學說，發現最早，故在颱風中或其附近垂直穩定度情況之論述也最多。信風帶之逆溫層，在颱風中已不復存在。有人認為水汽係集中於逆溫層之下及海洋之上，當逆溫層由於下面所集積之熱量或其他原因而消失時，大量水汽突然向上輸送並生凝結，所釋放之大量潛熱，轉供至不平衡之能源，即能發生風暴。

瑞爾氏曾應用以上論述，研究熱帶大氣環流之動力結構，然而對新生颱風地區之應用，尚無良好之結果。颱風常形成於已很久保持近濕絕熱之大氣中。在信風逆溫層上，下降之乾空氣中，有急激之溫度遞減率。除去分析逆溫層本身外，瑞爾氏相信穩定圖似不能有特別佳好之結果。但穩定圖為已普遍應用之方法，故將來穩定圖之研究，以不減少為宜。

西風層底——瑞爾與沙弗氏（Shafer）曾設計一種圖可表示西風底之等高線。此種圖可顯示大氣溫度分佈與正壓力，在上空缺少探空記錄時，能輔助確定上空等高線分析，故此種圖為有效的分析工具。西風層底與很多實驗的預報法則有關聯，譬如某緯度處，西風層底達到對流層上部（200mb）時，此緯度以南之颱風多趨發展。如若某地帶無西風層底而東風在對流層內，向上增強時，颱風則不趨發展。在以上情況時，颱風勢必為深厚東風氣流所導引。瑞爾氏建議此種方法，可援引而應用在實際工作中。

四、颱風之結構

颱風結構是隨生長過程而有變化。成熟之颱風在海洋上可經歷頗速路程，而僅有極微少之結構上變異，故穩定狀態之動力理論之應用，係屬可能。

①雨區之溫度結構：

過去十年之觀測結果可以確定一項以前的觀念，即颱風內部空氣較之四周空氣密度小。瑞爾、沙赫特、柏爾

門都曾詳盡討論颱風探空觀測，結果如下：在雨區之內，其溫度垂直分佈，係與一空氣質點，由海平面經乾絕熱上升，至凝結層再經濕絕熱上升至 200mb 層或更高層，所得者相同。自爾氏 (Byers) 謂颱風可看作一龐大空氣塊，在雨區內所測得溫度，就是空氣塊上升時所能獲得之最高溫度。

以上所論，與熱帶一般對流發生之情形，頗有差異。按後者情形之發生，乃由於波槽或風切線之擾動。在發生時，地面空氣向上升騰。而輻合作用可擴展至相當高度 (700mb-500mb)。故地面與 500mb 間之空氣層均而上移動，故對流發生區之上空，空氣密度較四周環境更大。此種擾動與颱風相比較時，只能獲致以下之論斷：颱風內層並不發生空氣向上之移動，輻合之發生僅限於雲下之層。

以上結論，如能在全部雨區適合，在雨區內部水平溫度梯度即不存在。換言之，在颱風邊緣處應有其邊界，戴浦曼 (Deppermann) 從菲律賓之實際例證，認為颱風應有邊界存在，在颱風實際觀測中，常有雲牆發現，是可支持戴浦曼氏見解。其後柏爾門氏在一九四七年九月，在颱風迫近 Miami 時，施放三小時無線電探空特別觀測，發現雨區內溫度，在水平方向有緩慢之增加，與戴浦曼氏見解相異。關於此種差異，可認為颱風情況，並非對稱。在某象限可有牆之存在，而在某一象限也可無牆之存在。又白爾氏認為地面空氣向中心成螺旋線流入時，因氣壓突降，溫度應低 3 度或 3 度以上。然事實並非如此，此蓋因海洋受擾動，海波浪沫飛入空中，故大量潛熱由海洋輸送至空氣中，在雨區內上空溫度之漸增，即由於以上熱量之輸送而來。其變化情形見圖 1 與圖 2。

② 颱風眼的溫度結構：

颱風眼是氣象上一個很奇怪現象。在已趨發達之颱風眼內，降水停息，天空晴朗，風速減弱。最早的觀測，推測颱風眼內氣流應向下沈降，空氣應暖而乾，甚至對流層頂必被吸引而下。

高空觀測已經證實一部分此種推測。飛機在眼內各高度測得氣溫確有突然而較大之增高。一九四五年十月之探空記錄，顯示對流層下部有較大穩定度，而向上則溫度直減率更行峻急。由 100mb 層向下颱風眼內之溫度高於眼外。在 800—400mb 層兩者溫度相差最大，此或由於空氣沈降增溫所致。辛浦遜氏 (Simpson) 根據 Tampa 探空記錄研究所得之結論與前述不同，辛氏以為在 300mb 以上，颱風眼內溫度低於眼外。此項事實很難加以解釋。又根據一九四五年之記錄，在 100mb 層，颱風眼內外溫度相同，如超過 100mb 層，則可能颱風眼內溫度低於颱風眼外。此種情形，其溫度結構與動力高壓之溫度結構相彷彿。按照暖性反氣旋情形，似應對流層頂在中心處應更升高些，不過以上二個

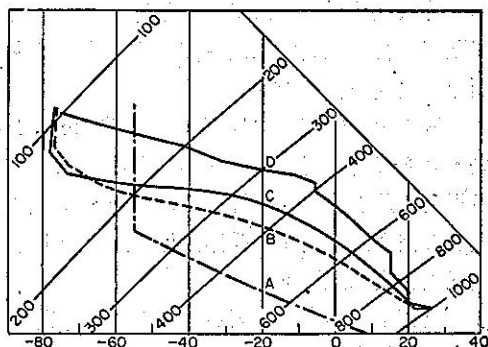


圖 1. 溫熵圖解

- (A) 美國標準大氣
- (B) 加勒比海夏季平均熱帶空氣
- (C) 颱風雨區內之探空曲線
- (D) 颱風眼內之探空曲線

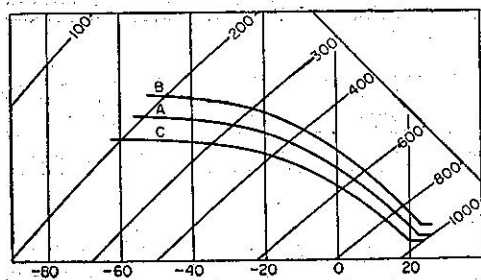


圖 2. 溫熵圖解

- (A) 地面空氣 (溫度 26°C, 比濕 18g/kg) 之上升曲線。
- (B) 以上空氣經同溫膨脹至 960mb 水汽增加 1.5g/kg
- (C) 地面空氣 (溫度 24°C, 比濕 16g/kg) 之上升曲線。

表 1

高 (公 里)	平 均 溫 度 (°C)	最高與最低溫度 (°C)	平 均 偏 差 (°C)	位 (°A)	溫 較 (°C)	平 均 偏 差 (°C)
地面	25.7	24—29	1.0	302.7	12	2.6
0.5	23.9	22—28	0.8	305.7	11	2.7
1.0	22.4	18—29	1.7	306.2	14	3.5
1.5	21.1	18—28	1.9	312.8	18	3.6
2.0	19.8	16—26	2.1	316.8	20	3.6
2.5	18.3	14—25	2.1	319.8	20	3.8

探空記錄，均未達對流層頂，是否對流層頂有下垂情形，無法明瞭。

1951年焦但氏(Jordan)曾將35個探空記錄歸納謂：各層位溫之數值較大，超過近地面之位溫。見表1。

辛浦遜氏後又測得5000英尺以下，溫度無何變化，5000英尺以上，溫度有4-7度之差異，如圖3所示。地面氣壓為900mb，溫度為26°C，700mb層溫度為26°C；500mb層溫度為16°C至840mb層以上，水汽含量則急劇減少。

枯爾門氏根據一九四七年九月，當一個強烈颱風接近 Miami 時施放之探空記錄，曾製作一個關於颱風溫度結構之模式，如圖4所示。其特徵如下：

(a) 在近地面層等溫線成水平排列，在對流層上部颱風之邊緣，等溫線略有傾斜。

(b) 在雨區下層，有不規則之升溫。

(c) 上空有較大之升溫。

(d) 颱風眼邊界向上傾斜時，則颱風眼內溫度值較高。

(e) 在颱風

眼上空之對流層頂，較周圍有升高渦漩，在100mb層開始消失。

戴浦曼氏曾將59個颱風眼經過之時間，列表如表2：

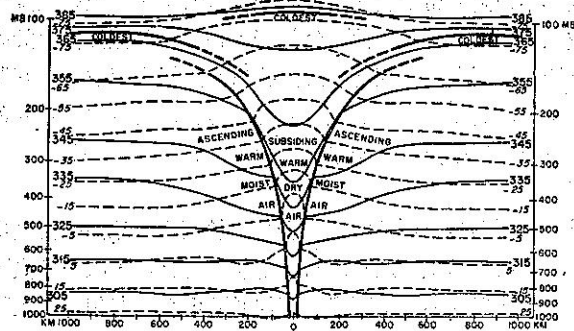


圖4. 成熟颱風之垂直斷面圖，實線為位溫(°A)，虛線為濕度(°C)

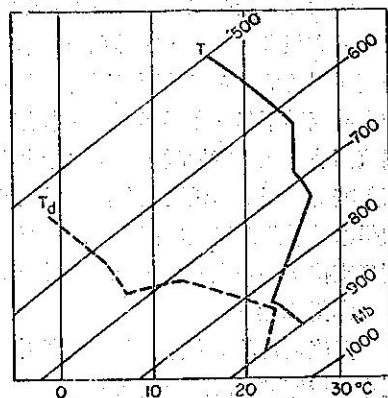


圖3. 1951年8月15日在北緯20度東經136度處放擲之探空而繪製之溫度圖解

由上表可看出颱風中心氣壓愈小，平均靜穩經歷時間也愈長，不過戴浦曼氏之統計，只計其時間，未計及颱風之速度，故不能表示颱風眼直徑為多少。依照美洲颱風之統計，新生颱風之颱風眼只有4英里，在成熟颱風，20—25英里者最多，平均約為15英里，大型颱風可達40英里。故一般言之，未成熟颱風眼應較成熟者為小，成熟者亦隨暴風範圍成比例加大。至於進入衰老期之颱風眼，則常有突變，雙眼者常有發現。根據雷達之觀測，颱風眼一般為圓形，但有時颱風眼也在某方向延長，有時也成雙眼之結構。事實上颱風眼並非經常在穩定狀態，而是隨時間逐漸變形者。颱風眼

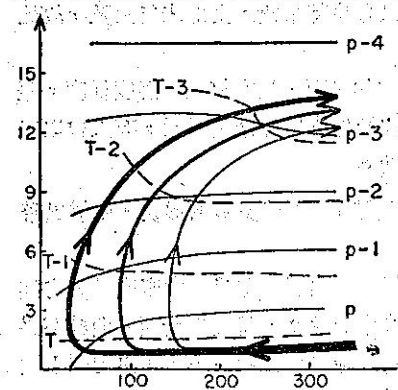


圖5. 垂直環流之假想模式，P為雨區氣壓，T為溫度。

內地面溫度與眼外，似無何差異，僅由於日光之照耀，眼內溫度可能較眼外稍高。

③有關颱風之動力方面。

對於颱風眼唯一之解釋，即為 $v\gamma$ =常數之公式。但在旋轉中心， γ 漸次減小， v 即逐漸增大，風速與動能變為無限大，與事實就不相符合，故亦不能適用。顯然摩擦力能阻止風速之增加。但對颱風眼之靜穩及颱風眼半徑之變化，仍無法解釋。颱風眼內氣流，至少在200mb層以下，為向下沈降氣流，並應在對流層上部，氣流輻合，而在對流層下部輻散。此可由探風眼之探空記錄，穩定度之分佈看出。依照氣流連續性而論，空氣時常在對流層下部，從颱風眼邊界滲出而進入雨區內。

④颱風之維持

由圖5及圖6可以看出，颱風之氣壓係向中心減少，而溫度則升高。

表二 颱風眼靜穩時間

中心氣壓	颱風發現次數	平均靜穩經過時間
933.3mb以下	4	78分鐘
933.3—946.5mb	7	16
946.5—960mb	5	37
960—973.2mb	11	32
973.2—986.8mb	15	39
986.8—1000mb	17	64

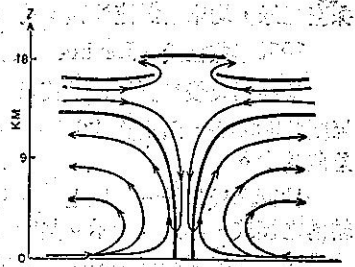
地面氣流係向中心輻合，在颱風中部則氣流向上流動，而在高空則氣流向外輻散。對垂直力管之環流是具有產生動能者（颱風眼除外）如斯之力管場可以繼續維持，直至乾而冷之空氣流入颱風中心，或上空氣流輻散，在較近中央處下沈，此種力管場方受破壞，而颱風及其四周氣流場始不能維持熱力系統。

關於颱風之維持，在學理上並無困難問題，故將來研究應着重在量之分析，諸如生成熱量，動能之轉變，由於摩擦力而導致的颱風衰頹等問題。

五、颱風之生成

關於颱風結構之論著雖較少。然關於颱風生成之理論論述則甚多。直至今日，仍有很多氣象家，想尋覓一基本理論，以研究颱風地面輻合，與其氣旋型環流之發展。布魯恩特氏 (Brunt) 曾謂，對於估計颱風地面氣壓所須之上空外流空氣問題，尚未獲得解答。近地面氣流之輻合應導致氣壓上升，而非中心氣壓下降。此為氣象上基本之疑問，不但對溫帶氣旋之解釋是一個阻礙，對於熱帶氣旋也是同樣情形。因對流而發生之上空增暖，是可以產生上空向外氣流之加速，此事為真實。但為何外流氣流大於內流氣流，則尚未清楚瞭解。假如颱風發生是由大氣低層開始，地面空氣之輻合，必先於高空空氣之輻散。只有最近數年，有些氣象學家會將此問題之解釋，一反以前之見解，認為颱風之高層氣象變化，為颱風發生之領導。如此種說法能得到實證支持，則颱風低層輻合之發展，應由於上空氣壓變化之結果。

圖 6. 成熟颱風之垂直環流假想模式。



①對流說

對流說是熱帶海洋上有連續豪雨，或大雷雨發生，雨雲逐漸併合，由於輻合，地面氣流發生氣旋環流，只要距赤道較遠處，因地球偏向力之增強，就可發展為颱風。此說現時已不能獲得支持，因許多豪雨區並不能有氣旋環流存在。有時雖在封閉環流內，有豪雨發生，但氣壓並不下降，此種低壓中心能在相當穩定狀態下，移行1000—1500英里，所以對流並非是颱風發生之唯一條件。不過颱風發生時，對流是必需的，則無可置疑。如上所論流入颱風之氣流，須來自近地面層之空氣，故近地面層空氣之性質及其因時間而生之變化，確為部分決定颱風發生之因素。柏爾門氏 (Palmen) 就 Swan Island (17°N 84°W) 記錄，謂地面層與上空之溫度差異冬季小於夏季，故加勒比海 (Caribbean Sea) 冬季無颱風發生，在熱帶海洋東部冷水面上，颱風也極少發生。在熱帶海洋西部，因海面最暖，故颱風發生也最多。當海面溫度低於正常值時，颱風一年中發生次數也必比平均值為少。

根據以上之見解加以研究，相信可以得到圓滿成績，但推斷時應特別謹慎。因為高空溫度也和地面溫度同樣的是多變的，不同緯度的溫度距平並非互相無關聯，並可能由共同之動力尚因于而生成。

②鋒面說

自從溫帶極鋒學說創立後，布魯克 (Brooks) 與布拉拜 (Broby) 最先將鋒面學說之理論，應用至熱帶區域，認為赤道輻合區可看作一個有相反溫度梯度鋒面。暖區之頂部及發展之氣旋中心應在赤道輻合區，向赤道方向之突出部份。由北半球及南半球之信風帶相遇處成一邊界，沿此邊界上，切力不穩定可以發展。

此學說較對流學說易於解釋氣旋之發生，且具有能量來源為開始動力。只有冷卻系統，全部未曾論及，故此較對流說為佳。關於反對此學說者，所持之理論，述之如後：

(A) 在赤道槽內，生成颱風之地理位置有錯誤。此學說設想有一槽線，宛如鋒面，具有相反之溫度梯度。暖區之頂部應在赤道輻合區，向赤道之突出部分，所形成之中心，事實上是在向極地突出部分之隣近，有人曾以三合點來說明，然而熱帶氣旋發生區域，對於三個氣團之研究，也並未獲得成功。

(B) 雖然切力不穩定，在某種情況時，為開始動力之一部分，但並非完全真實，因很多颱風形成，在信風帶內，並無赤道風切線存在。

(C) 假如赤道鋒之一部分被包圍，當確實有空氣密度差異時，數個新生氣旋地面層，即將充滿密度較大之空氣，在密度及乾燥程度，較正常熱帶空氣為大，而流入颱風中心區域時，圖2中曲線c，將發生問題。曲線C為溫度 24°C，比濕 16 g/kg 之地面空氣上升之狀態曲線，上空溫度較其他飛揚記錄之溫度低甚多。在熱力圖上並無正區出現，實際上可找到一個小負區。在表3中特殊層之溫度，表示：

(A) 加勒比海內熱帶平均空氣。

(B) 地面空氣之平均性質 (26°C , 18g/kg) 之上升。

(C) 在同溫膨脹至 960mb 而失去 1.5g/kg 後，同樣空氣之上升。

(D) 近於極地氣團性質之空氣之上升。

表 3 熱帶氣旋之垂直剖面

氣 壓 (mb)	(A)	(B)	(C)	(D)
地 面	26.0	26.0	26.0	24.0
900	20.0	22.5	22.5	18.0
700	8.0	11.0	13.5	8.0
500	- 6.0	- 3.0	0.5	- 6.5
300	- 33.0	- 28.5	- 23.5	- 34.0
200	- 55.0	- 53.0	- 47.0	- 59.0

從上表可歸納為：假如冷氣團進入核心自雨滴得到之熱量不能轉為動能。熱帶氣旋在所有冷熱空氣進入颱風範圍時均向上升騰，溫帶氣旋則熱帶氣團上升，極地氣團下降。又溫帶氣旋當冷空氣流入時，並不立即消滅，須到最後階段，始行填塞，而熱帶氣旋則不同，一遇極地冷空氣流入核心，雖然是極強烈颱風，於短時間內，能立即減弱，並甚至消滅。故加深之熱帶氣旋與加深之溫帶氣旋，是具有基本之歧異點。

③動力不穩定說

薩萊氏 (J. S. Sawyer) 基於蘇伯格 (Solborg) 之早先研究而設計之模式。假設一個空氣質點，順最初東風運動，向左加速，質點即向低壓移動，並增加速率。若沿路徑氣壓梯度相當勻和，風速即增大，超過地轉平衡中氣壓梯度力所能支持者，空氣質點被迫右轉移向高壓，此種情形稱為「動力安定」。假如氣壓梯度沿質點行徑迅速增加，風速即較地轉風為弱，質點可繼續經等壓線，移向低壓，因質點不再回返起始之緯度，此種情形稱為「動力不安定」。起始向右運動之加速，也可同樣引用。

蘇伯格認為對稱之空氣質點環，假如絕對旋轉率為零時，質點將以定常速度通過等壓線。如絕對旋轉率為正值時，運動當為動力穩定。如為負值時，當為動力不穩定。

薩萊氏對颱風發生時之起始動力，解釋如下：

起始之渦旋，在上空有負值絕對旋轉率時，由於任何向外分力之引起，而能導致外流增加及地面氣壓之下降。此假設與以前二個學說不相同。因薩萊氏認為高層氣象變化在先，而具有颱風發生之領導作用。低層輻合之發展係對上空氣壓變化之相應，因上下層變化有一時間之遲滯，故最初地面氣壓之下降，尚屬可信。

反對之意見，認為熱帶區內，在颱風發生前，是否有動力之穩定區存在，頗有疑問。瑞爾氏之經驗，也認為環極西風帶之南邊，強勢之氣旋型切力，在熱帶中並不存在。薩萊氏對此亦無圓滿之解釋。

④東風氣流內之波動

貝克鏗氏 (Bjerknes) 與賀姆歐 (Holmboe) 曾設想颱風之起始動力，但並未曾創立一完整學說。認為東風氣流增加高度結果，對流層在向極方面溫度，高於向赤道方向之空氣，在東風內形成一組波，當槽脊線隨高度，向東傾斜時，波之振幅可以長大，輻散在槽線上方深厚氣流中可以發展並加強。柏爾門氏相信此種動力能解釋在東風中波槽橫過西加勒比海時，低氣壓之突然發生。但有時東風並未向上增厚，而颱風也能生成，故此種動力也不能完全適用。

⑤瑞爾氏之解釋

瑞爾氏對颱風強度之增加，有如下之解釋：

(A) 高空氣流曲率，為反氣旋型，或由氣旋旋型曲率轉為反氣旋型曲率時，熱帶氣旋將加深，高空反氣旋或高壓楔位於地面擾動之西方，而上空氣旋或低壓槽在東方，如圖 7 所示。

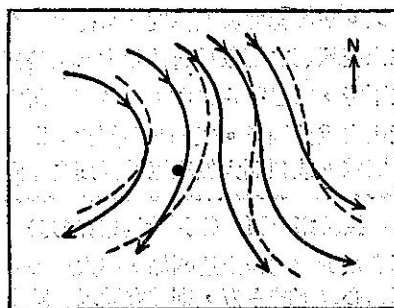


圖 7. 熱帶低壓加深時 200mb 層流線與等高線之模式，實線為流線虛線為等高線。

(B) 當上空中心與西風帶波槽或脊線相重會時，高緯度與低緯度氣壓系統位相相同。此時上空南北向分流加強，東西向分流減弱，如圖 8 所示地面低壓上空氣流之加強，必導致加速流向低壓，故在圖 7 中，氣流轉向東方。此向東方之加速度，能在熱帶擾動中，產生地面氣壓之下降。

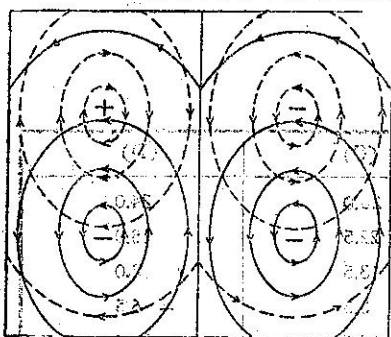


圖 8. 同位相及異位相對擾動中心之氣流線

(C) 在海洋上低氣壓之東方，極地空氣可向赤道方向流動，極地空氣並不進入此環流中，而向下沈降，並輻散。在沈降區上空勢必產生內流，此使對流層上部空氣向東偏向，更趨東方。上空氣流之左邊遂生出輻合與下降。相對的在上空氣流之右邊也生出輻散。見圖 9。由於地面空氣之輻合，與熱帶低壓內低層空氣之上升，誘使地面氣壓下降。

(D) 熱帶擾動範圍內之空氣較比四周環流空氣密度小而上升，產生動能。由於上空氣流左方連續平流更多之極地空氣，並在右方沿濕絕熱上升，遂維持住此垂直之環流系統。

(E) 數個能量來源被應用來生成並維持此直接垂直環流系統。高緯度與低緯度對流層上部波系同位相之重疊，加強地面低壓上空之高層氣流的速度。極地空氣並不進入生成之風暴中，只在較遠距離處向赤道流動並沈降，此種沈降，對環流系統之生成，也是部分推動力量。

(F) 直接環流之存在，對地面擾動範圍內對流運動，增加其效率，以產生動能。從凝結而產生之運動，並無一致之方向。在不同之擾動區域內，小規模之環流個體，最初尚互相抵消，而大規模之環流個體，即在某一方向，併合小規模上個體。在對流發生區升起之空氣，須向外移動一相當距離，始行向下沈降。

關於颱風之生成，現尚無法說明瑞爾氏之模式能否成立，可能導致熱帶氣旋發生之過程，絕非只有一個如上所述之模式。在高緯度與低緯度，可能有很多之天氣型能導致熱帶氣旋之加深。關於此問題，較合理之說法，仍應着重在上空氣流之輻散為起始動力。至於僅考慮低層空氣之變化，以解釋氣旋之加深之理論，因均未能解釋地面氣壓之下降，業已認為失敗。故將來之研究應對導致氣旋發生之模式，多予發展。各緯度帶之相互關聯，可能是氣旋發生之重要因子。假如此為真實，則颱風生成之長期預報亦具有希望。高緯與低緯之互相關聯，為大氣環流狀態之函數。故預測大氣環流較長期之趨向能實現。則長期預報颱風亦必能獲得成功。

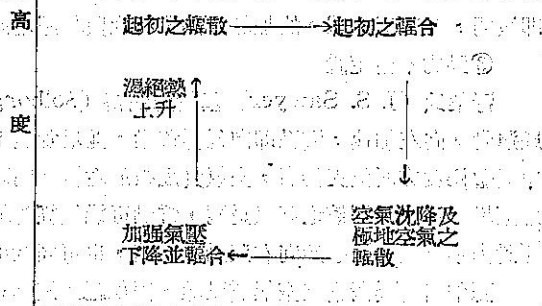


圖 9. 垂直環流之模式

接轉第61頁 (高空氣象的研究)

還有很少數的與上述關係，不太顯著。在噴射氣流的左右部是有範圍很大的晴空亂流，不過，都是在軸心以上，在軸心以下的右方，則鮮有發現。晴空亂流發生在噴射氣流的部份，如圖一陰暗部份所示。雖然噴射氣流是晴空亂流的溫室，會產生劇烈的亂流，也有些噴射氣流中，晴空亂流並不激烈，甚至很輕微。

在一九五四年四月中，收到了一個令人奇異的報告，是有關於一個飛行員飛進激烈亂流的報告，在格林威治標準時間 (G.M.T.) 二十一時三十分鐘，一架噴射機在愛丁堡四萬呎的上空，晴朗無雲的空中，平滑的飛行，忽然飛入激烈的亂流，飛行員即刻轉變九十度，企圖飛出亂流的範圍，但當飛行員剛要轉過來，一陣強風，從後面把飛機捲起來，飛機恢復控制後，很快的下降，在三萬八千呎高空，晴空亂流停止，飛機返回基地，安全著陸，沒有毀壞，接近該時的剖面圖如圖二。

在高空會遭遇到極端激烈的亂流，業已變為注意的焦點，它發生在噴射氣流的較暖的一面，離軸心約二百五十哩 (如圖二)，亂流的厚度約二千呎，發生事件的區域，氣流各層有固定波 (Standing waves) 的存在，因而引起高空亂流的發生與固定波是否有關係的問題，還沒有確定的證明，需要再進一步去研究。

值的注意的，亂流是一種很快發生，不規則，無定向的空氣的區域波動，可能現階段關於這一方面的知識，只是統計所得的性質。最近由噴射機所作的報告中，指出在任何天氣下，直到五萬呎的高空，甚至到對流層頂以上，都可以發生亂流。可是無論如何這種觀測的結果，可以協助預報員，指出飛機在高空什麼地方將有遭遇到激烈顯著的危險。

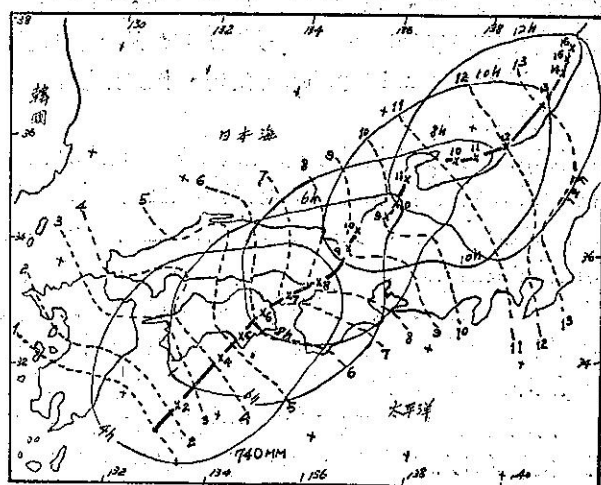
論文中，併推廣之，認為任何颱風，均具有與「室戶颱風」相同之結構，自此以後，京都大學氣象系同人，對此新學說，繼續研究，茲將已得之結論，簡略介紹如後。

二、新學說在天氣圖中所得之證明

為證明新學說之價值，滑川忠夫指出，在天氣圖中容易被忽略之事實如下：

①若颱風區內，氣壓最低之處，同時又為氣旋環流之中心，將其視為颱風之中心，實極自然。一般說來，天氣圖中確有此點，且能被分析人員毫無困難的找出，做為颱風之中心，在第一圖中，五時至九時及十二時至十四時，各次天氣圖中，室戶颱風之中心，明晰可見。但在十時及十一時兩次天氣圖中，各有二個分離中心，欲鑑定何者為真正颱風中心，便起困難。颱風移動之路徑，可由各時之中心之連接線看出。天氣圖中用這個方法畫出的五時至九時及十二時至十四時的兩段路徑，近於直線，惟不在同一直線軌迹上。在此時間內，颱風的速度，大約每時六十公里。我們假若將十時及十一時，運動不規則的兩次中心，連接於五時至九時及十二時至十四時之兩直線內。室戶颱風路徑之彎曲，顯然可見。此種不規則之颱風路徑，指示一條發掘災害颱風中風正隱藏着的機械作用的正確途徑。

第一圖 室戶颱風中之 740 呎等壓線



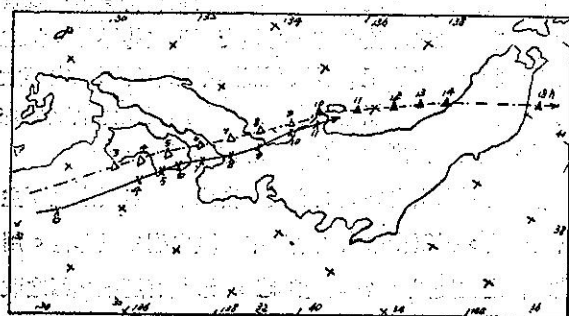
----- 氣壓槽同時通過曲線 (簡稱槽時線)

-x- 室戶颱風主路徑

②從颱風經過各地方，同時間氣壓槽過境之曲線中（以下簡稱槽時線），可見正當颱風強度最盛的五時至九時，接近中心地方，較兩側遠離中心地方，槽時線過境時間，落後約一小時，（參考第一圖）。倘若忽略落後部份不計，各槽時線即成為直線，中間距離相等；而且大概與十二時至十四時之颱風路徑直線互相垂直。這種現象指明氣壓槽進行之方向，與十二時至十四時之路徑平行，速度約為每時六十公里。凡此均指示，另有一隱藏之氣壓系統，存在於室戶颱風系統之中。

③室戶颱風外限之等壓線數值，為 750 公厘 (999.9 呎)，茲研究較之低十公厘 (13.3 呎) 之 740 公厘 (986.5 呎) 等壓線之行爲，發現在五時至十四時，其範圍與形狀，幾毫無改變。而在相同時間之內，逼近颱風中心之等壓線形式，變化迅速；換言之，中心氣壓數值，自五時之 670 公厘，急速填塞，至十四時成為 730 公厘。此外，740 公厘等壓線，在此時間內，沿着槽時線之垂直線方向，用每時六十公里速度，向前運動。這種事實，也說明另一隱藏着之氣壓系統，位於該運動線上。

第二圖 室戶颱風中 副颱風與主颱風之位置



-x-x- 副颱風之軌道

-△-△- 主颱風之軌道

▲ 颱風之中心位置

以上三點明顯事實，或許可用其他理由解釋，但至少能由滑川忠夫氏之颱風結構新學說解釋。假定主颱風之等壓線形式，與十二時天氣圖上之室戶颱風相同，740 公厘等壓線之半徑為 400 公里，中心氣壓為 733 公厘 (977.2 呎)。假定主颱風之路徑如第二圖虛線所繪，速度每時六十公里，在整個襲日期間，形狀保持不變；假定另一規模雖小而環流強烈之副颱風，位於主颱風東南方向，距離 150 公里處，副颱風路徑如第二圖中實線所繪，速度與主颱風相同。

副颱風環流之強度，能使其中心氣壓降低數值，與其外圍比較，達 50 公厘，則最低氣壓之中心與環流中心，均重合於副颱風之中心，而主副兩颱風併合後之氣壓

場，中心之氣壓數值爲

$$733 + 5 - 50 = 688 \text{ 公厘}$$

上項說明，係以五時之天氣圖爲基礎。其實，祇要副颱風中心氣壓降低之數量，大於 5 公厘，前述特徵，即能出現。惟若其降低之量恰爲 5 公厘，複合後之氣壓場中，乃有兩個 733 公厘之中心，同時存在。十時天氣圖上有兩分離中心，相當於本情況。在副颱風衰頹之後，氣壓場受主颱風控制，主颱風之中心，即爲颱風之中心。

三、分離副颱風之方法

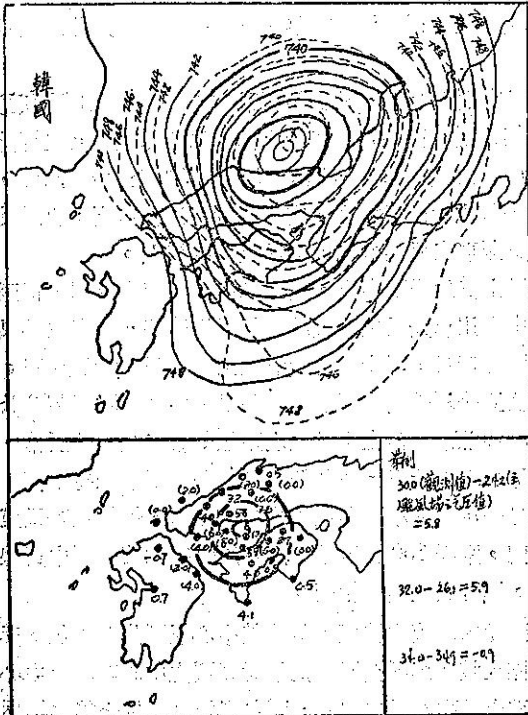
在災害颱風侵襲時期，若能將上述三項特點，自天氣圖中找出（實際所有災害颱風侵襲期間，該項特點永能從天氣圖中找出），則颱風區域中之氣壓場，可能區分爲主颱風與副颱風兩部份，茲舉一九四五年九月十七日之枕崎颱風 Makurazaki Typhoon 爲例，闡述分離副颱風之方法如後。

①假定主颱風之氣壓場，與副颱風影響剛消逝時天氣圖上之颱風氣壓場相同，例如枕崎颱風侵襲期中之六時及十八時天氣圖所示。先將該二次天氣圖上颱風範圍內之等壓線描於描圖紙上。

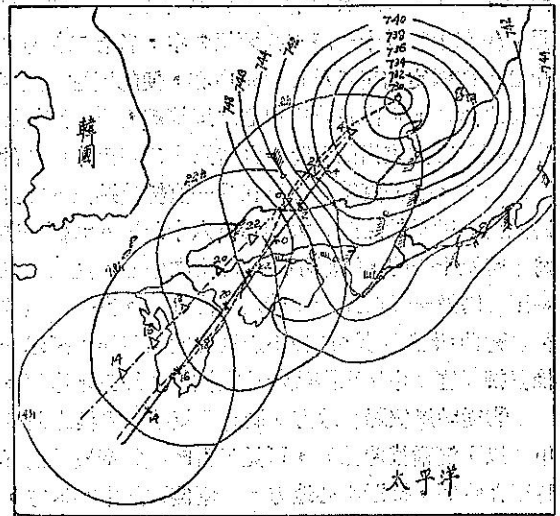
②假定縱有副颱風氣壓場併於其中，在前進之中，主颱風氣壓場，保持不變。併入副颱風後，主颱風中心之位置可用下述方法決定。

將副颱風衰頹後天氣圖上之颱風路徑，向反對方法延伸，例如 13 日六時之位置，向 17 日十四時之位置沿伸，延伸之直線將與槽時線相交。可假定各個交點，即爲槽時線同一時間之主颱風之中心。（參閱第三圖）

第四圖 上圖：重疊 6 時之天氣圖（虛線等壓線）於 2 時之天氣圖上，求出 18 日 2 時主颱風之位置（註 X 號處）



第三圖 枕崎颱風中主颱風中心決定方法之說明



③將描好等壓線之描圖紙，覆於各待試之天氣圖上，使描圖紙上等壓線之中心，依次重疊於上節求出之各交點上，比較上下兩圖中，740 公厘等壓線，結果發現兩線非常相符。

④自被試後之天氣圖中之實際氣壓場中，減去描圖紙上之氣壓場，所得剩餘之氣壓場，即爲天氣圖同時間，副颱風氣壓場之近似值：（參閱第四圖）

⑤利用以上法則，從各個災害颱風中，分離而出之副颱風氣壓場近似值，均與事前預期之結果相符，就理論言，副颱風有強烈之環流系統，必須有圓形之等壓線。加之主颱風形狀不變之假定，以及天氣圖中原有等壓線之不太規則，均能導致殘餘氣壓場之錯誤，因此對剩餘氣壓場加以修正，不難求得副颱風等壓線之標準形式。

⑥利用所求出之副颱風形式，自原來天氣圖上偵斷主颱風之形狀，祇須從原來氣壓場中，減去副颱風即得。用此法求得之主颱風，當其前進時，形狀有連續輕微之改變。

重複本節所述之各項步驟所得之結果，必更精確。但與不重複前之結果相較，差異不致太大。

四、副颱風之特徵

自原有氣壓場分離而得之颱風，有同心圓形之等壓線，中心氣壓低降，為四圍風力旋轉之結果。分析副颱風範圍內，以及颱風過境各地之風力紀錄，發現在其勢力極盛時期，各地風之改變，幾全為其操縱，至於其他影響因子，可以忽略不計。滑川忠夫研究室戶颱風之紀錄，發現下述結果。在副颱風內區中，風之強度，隨同內區半徑增大；而在外區中，風之強度則隨同半徑減小；內外區相接之處，風力最為強盛。根據這個結果，天氣圖上副颱風內區半徑，能够直接度量，假若同時參考鄰近颱風中心地方之紀錄紙，所得內區直徑，益能準確。如將室戶颱風過境時間內，京都之風力自記曲線加以研究，可知風暴前緣過境之時間為八時廿分（東南風，每秒30至40公尺），風暴後緣過境之時間為九時四十分（西風，每秒25至30公尺），該時間內副颱風前進之速度，經估計為每時八十里，由是計算出副颱風內區之直徑，為100公里。此即

$$80 \text{ 公里} \times \frac{80}{60} = 100 \text{ 公里}$$

參考樂琴氏併合渦旋，在流體力學方面應有之性質，「內區整體轉動，旋轉率保持常數；外區為氣旋性運動而無旋轉率」。可假定副颱風之於能率，集中於內區。滑川忠夫教授早年研究室戶颱風之時，碰到一個問題，即100公里直徑之內區，欲維持颱風之強大環流系統，似覺太小。因此乃預言，在大颱風系統中，一定有另一小規模氣旋系統（即副颱風），為組成一之部而存在。

副颱風中心氣壓降低之量，能代表旋風之強度。茲假定風之平衡為氣轉性平衡，旋風之強度，能根據副颱風之中心位置，內區之直徑，中心氣壓降低數值，以確定之，在實際預報問題中，斷定副颱風影響所及之範圍，非常重要。

室戶颱風中之副颱風，登陸之後強度迅即衰頹，譬如在五時天氣圖中，中心氣壓降低數值為-50公厘，至十時天氣圖中，即變為-10公厘，但在衰頹期中，內區直徑，並不縮小。造成副颱風衰頹之主要原因，為地面之磨擦力。滑川忠夫認為副颱風中旋轉柱之高度不大（也許局限於下層三公里中），也許為規模甚大之龍捲風。

第一表 強烈颱風中主副颱風各項要素統計表

要素欄中各數字代表之意義

副颱風中

1. 中心降低之氣壓，單位為公里水銀柱之高度
2. 內區（大風帶）直徑單位為公里。
3. 中心風速單位為每時公里。
4. 副中心距主中心之方向及距離，單位為每公里。

主颱風中

5. 中心氣壓，單位為每公厘水銀柱之高度。
6. 內區之直徑單位為公里。
7. 中心風速單位為每時公里。
8. 中心位置經度及緯度。

1. 1934年9月21日之室戶颱風									
時間	副 颱 風				主 颱 風				
	1	2	3	4	5	6	7	8	
	公厘	公里	每時公里		公厘	公里	每時公里	E	N.
5	50	100	60	SE 100	733	400	90	133.9	33.9
6	38	100	60	S 100	733	400	90	134.4	34.5
7	25	100	60	S 110	731	400	90	135.0	35.2
8	15	100	80	S 110	731	400	90	135.8	35.8
9	13	100	80	SSW 110	732	400	90	136.2	36.3
10	11	100	80	SSW 111	735	400	90	136.7	37.1

2. 1936年8月27日之南韓颱風										
15	18	100	50	SE 100	746	320	70	125.1	33.3	
18	22	100	50	SE 80	742	320	70	126.1	34.2	
21	14	100	50	SE 70	736	320	70	127.0	35.0	
24	4	100	50	SSE 60	734	320	70	128.1	36.0	
3. 1938年9月1日 侵襲 Kanto 縣之颱風										
0	26	80	25	NE 70	744	200—320	30	139.2	34.4	
1	24	75	25	NE 60		200—320	30	139.2	34.7	
2	20	67	25	NE 60	742	200—320	30	139.2	35.0	
3	18	60	25	NE 50		200—320	30	139.3	35.2	
4	16	51	25	NE 40	742	200—320	30	139.3	35.5	
5	10	40	25	NNE 30		200—320	30	139.3	35.8	
6	6	40	25	NNE 25	745	200—320	30	139.3	36.0	
4. 1939年8月5日 侵襲 Choshi 之小颱風										
9	12	100	25		744	400	30			
12	20	100	25	NNW 150	746	400	30	141.6	34.4	
15	26	100	25		746	400	30	141.0	35.2	
18	18	100	25	NNW 100	746	400	30	140.1	35.9	
21	10	100	25		746	400	30	139.2	36.6	
5. 1945年9月17日之枕崎颱風										
14	34	70	50	SE 70	730	360—400	60	129.3	31.4	
15	46	70	50			360—400	60	129.8	31.9	
16	48	70	50	SE 60	731	360—400	60	130.2	32.4	
17	42	90	50			360—400	60	130.5	32.9	
18	32	100	50	SSE 60	730	360—400	60	130.9	33.3	
19	22	100	50			360—400	60	131.3	33.7	
20	16	90	50	S 50	729	360—400	60	131.8	34.1	
21	13	90	50			360—400	60	132.2	34.5	
22	12	90	50	S 50	729	360—400	60	132.6	34.9	
23	10	90	50			360—400	60	132.9	35.2	
24	8	90	50	SSW 50		360—400	60	133.3	35.6	
6. 1945年10月10日 Akune 颱風										
14	14	60—80	70		732	400	60	129.8	31.8	
15	6	60—80	70	E 70		400	60	130.2	32.2	
16	2	60—80	70	E 50	730	400	60	130.6	32.6	

第一表記載其他災害颱風研究之結果。首先研究第一直行，注意在有些情況下，副颱風中心氣壓降低數值，能與時俱增，例如一九三六年八月廿七日之南韓颱風中，十五時至廿二時一段時間，此為副颱風之發展階段，所有發展階段，均出現於海洋，而無一次在陸地出現。但海洋上資料稀少，可靠性較低，對於此種發展階段之真實情形，不無可疑之點。依據第一表內容，今日所可相信者，即在登陸以後，副颱風恒屬衰頹階段。其次，研究第二直行內區之直徑，發現在南韓颱風以及 Choshi 之小型颱風，在全部衰頹過程中，直徑永保持一百公里不變。與室戶颱風研究結果相同。僅在枕崎颱風及 Akune 颱風中，有若干不規則之內徑。如前一颱風中之七十至一百公里，及後一颱風中之六十至八十里，概括言之，可信整個衰頹過程中之直徑為一百公里。

五、主颱風之特徵

從天氣圖中減去副颱風氣壓場，可求出主颱風之等壓線型式，室戶颱風內主颱風之等壓線型式，有下述之特性。

①有近於圓形之氣旋型等壓線，惟不若副颱風之更近於圓形。

②向前移動時，形狀幾無變化，中心強度，保持 733mm 數值（較四圍環境中 750mm 氣壓，低 17mm），保持 740mm 等壓線直徑為 400 公里，與主颱風內區直徑符合。

③自首次出現天氣圖中，直至最後出現，路徑極易追蹤。

④等壓線型式與在琉球近海停留約一週之久，而未變型之琉球颱風等壓線型相同。

自以上事實，知主颱風屬半穩定性質，滑川忠夫教授因之假定其為發展成熟熱帶氣旋之最後階段。

枕崎颱風之主颱風之等壓線型式，與室戶颱風相同，但其他經研究之颱風中之主颱風，比較微弱。因此可假定出現於日本諸島時，主颱風（或熱帶氣旋）之中心氣壓為 730mm 者，自此最後階段繼續發展，勢不可能。而任何中心氣壓低於 730mm 之颱風，必有副颱風伴同存在。此種結論，至少在日本諸島，甚屬可信。

六、主副兩颱風併合後之特徵

第二節中叙明主副颱風之存在之，茲再以上述事實，充實滑川忠夫之學說。

①暴風區域與豪雨區域

自動力學觀點，討論兩個渦旋之併合，相當困難，但利用向量分析方法，將兩組氣流相加，可想像主副颱風併合以後空氣運動之大略形勢為，在副颱風中心之右方，兩組氣流方向相同，風速最強。在主副兩颱風中心之中間地區，兩組氣流方向相反，彼此對消風力最弱；此區域內水平輻合現象顯著，因此雨量最多。

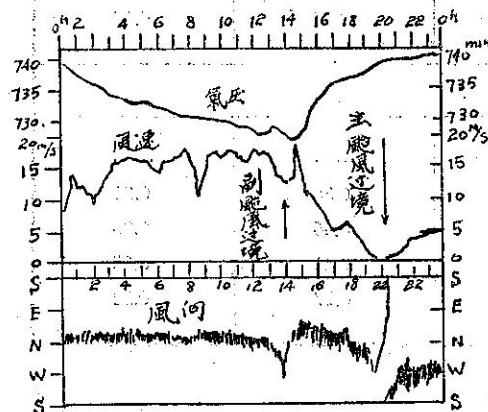
檢查室戶颱風之實際情形，大板與東京兩地位於強風區內，風力達每秒 40 公尺及以上，但在主副颱風中心間之神戶，風力僅每秒 25 公尺，但雨量最多。

②複雜之風向逆轉及順轉

在主副颱風中間地區，觀測者可預期風向隨主颱風順轉而隨副颱風逆轉，下述一例，可為證明。

一九三五年九月二十四日 Miyasaki 風向紀錄紙

（參閱第五圖）當 12 時至 15 時副颱風過境時，風向逆轉而當



第五圖

20 時至 21 時主颱風過境時，風向為順轉。

七、半定量性之分析

依照滑川忠夫學說，任一時間颱風區內之氣壓場，可以下式代表：

$$p = p_{\infty} - \frac{\pi^2}{1 + \left(\frac{y'}{b'}\right)^2} - \frac{\pi^2}{1 + \left(\frac{y}{b}\right)^2}$$

主颱風

副颱風

式中 y 與 y' ，分別代表某一地點與副颱風及主颱風中心間之距離； b 與 b' 分別代表副颱風與主颱風之大風區域半徑； π 與 π' 分別代表副颱風與主颱風中心，低於四圍環境中之氣壓數。因此

$$\pi = p_{\infty} - p_0 \quad \pi' = p_{\infty} - p'_0$$

p_0 與 p'_0 分別為副颱風與主颱風中心之氣壓數值。第一步驟依照第三節所述方法，確定主颱風與副颱風中心之位置。則某指定測站特定時間內 y 與 y' 之數值即可求得。而將該地所測之氣壓數值，用 y 及 y' 處之氣壓表示，或 $p(y, y')$ 。及 b 及 b' 之數值，亦可用第三節所述方法決定。得到 b 及 b' 後，並將一組 (p, y, y') 數值，

代入每一測站，而得到僅有三個未知數： π 、 π' 、及 p_0 之方程式。三未知數之值可利用最小二乘方此計算，而列於第二表中。主颱風之半徑穩定性之數量，副颱風衰頹類型之數量，均顯露於該表中。

計算副颱風強度之衰頹係數，須先假定。

$$\pi = \pi_0 e^{-kD} \quad \text{式} \quad \pi = \mu_0 e^{-k't}$$

式中 D 為副颱風登陸後，已行過之距離，以100公里為單位， t 為副颱風在陸上存在之小時數。所求出之衰頹係數亦列於第二表中

第 二 表

	π mb	π' mb	p_0 md	k	k'
1. 1934年9月21日之室戶颱風					
6時	50.4	22.8	999.7	0.54	0.43
7	32.8	23.4	997.6	0.58	0.46
8	20.1	24.1	998.1	0.45	0.36
9	17.1	22.8	998.9		
2. 1938年9月1日侵襲 Kanto 縣之颱風					
0時	36.1	10.0	1001.2	0.56	0.14
2	27.4	12.9	1002.3	0.55	0.14
4	20.8	16.8	1005.7	0.67	0.17
6	13.2	11.1	1003.6		
3. 1945年9月17日之枕崎颱風					
14時	43.8	24.5	997.0		
16	64.0	27.1	1001.3	0.35	0.21
18	41.8	24.1	997.7	0.46	0.28
20	21.1	26.0	997.2	0.41	0.25
22	14.7	25.2	997.0	0.37	0.22
24	11.1	24.3	998.9		

八、結 論 及 附 註

①副颱風在何時，何地，及為何發生？這確是難以解答的問題，副颱風永遠在洋面上形成。發生之區，紀錄稀少，因之其實狀態，難得明白。滑川忠夫教授之假定為：當主颱風（熱帶氣旋）行至西太平洋暖流黑潮之北界區域，部份近海面之海洋暖流，遭受氣旋風系之吹動，乃侵入颱風所在位置以外之海洋，當此較熱暖流突然侵入之際，位於其上之空氣柱乃發生猛烈對流現象。因為此對流空氣柱之旋轉量；為地球偏向與原始熱帶氣旋既有旋轉量之和，由是如迅速發展成為旋風。由是並說明副颱風發生在熱帶氣旋內區之原因。此外上層雲頂部在夜間及清晨之輻射冷卻，更能增加對流之強度。由於副颱風對流過程之迅速性質，可視如蕭氏之「侵入對流」(Penetrative convection)，持續時間不久，祇須冷空氣吹進，立即變性為蕭氏之「堆積對流」(Cumulative convection) 而進入衰頹階段。因此副颱風為發展迅速而生命短促之系統。例如室戶風中之副颱風，雖然登陸之後僅約五小時即屬死亡，但在 Tosa 海灣時，可能仍屬發展階段。

②副颱風發生於主颱風內區之原因，業已說明。但牠在不伴隨主颱風時，是否能單獨發生的問題，至今尚無答案。若干日本氣系學者，承認範圍較小性質猛烈之小型颱風之存在。但根據著者研究襲日颱風結論，極大多數小型颱風，係隨同主颱風出現，祇極少數情況，未能十分明瞭。

③滑川忠夫稱：顯著之颱風眼，僅能發展於鄰近副颱風眼之地方。近中心處之上層空氣，經受副颱風系統中動力作用之結果，被吸下沉成為暖熱之下降氣流，而造成颱風中心之藍天及無風現象。 (接23頁)