

南中國海對流雲簇研究

曾憲瑗 童茂祥
民航局氣象中心

(中華民國七十五年十一月二十四日收稿，七十六年二月十四日定稿)

摘 要

南中國海地區全年中，在不同季風期間於不同之部分區域，皆有影響航空及航海安全之對流雲簇出現。經由不同季風期間之對流雲簇變化分析，得知在西南季風期前及西南季風期後內，對流雲簇出現之位置以間熱帶輻合區之相關最為密切。

西南季風期間，則視季風環流是處於活躍期或不活躍期而定，且兩者又與季風槽線相位變化關係密切。當季風槽線出現在 20°N 附近屬季風活躍期，有利於本區大部分地點的對流雲發生，反之槽線在 7°N 以南則僅南端有對流雲，屬不活躍期。再者槽線相位變化與西藏高原 500 hPa 溫度變化亦息息相關，即高原增溫時為季風活躍期，降溫則為不活躍期。但本區內有颱風或熱帶氣旋接近時，活躍的季風環流反變為高原降溫期。

冬季東北季風期內對流雲簇之生成，係以東北氣流是否能在赤道處形成低壓而定。此外，高層 200 hPa 氣流場形態，亦與赤道區對流雲簇的發生有直接相關。

一、前言

過去國內外有關季風天氣系統之討論，大都偏重在印度地區。就南中國海言，除颱風外，其他方面之討論甚為有限，其中少數涉及本區冬季季風之研究者，如：Chang et al (1979)，Chang and Lau (1980)之有關冬季南中國海在寒潮爆發下東北風與赤道之擾動，李和陳(1986)之南海及鄰近地區間熱帶輻合區對東亞寒潮的反應，及陳(1985)之有關寒潮爆發對南海及鄰近地區中低對流層之影響等文，重點均在冬季季風之情況；另吳(1986)在其印度洋地區南方振盪，和印度季風及東亞夏季季風的年際變化中，雖亦曾論及本區之季風雨，但對對流雲簇則涉及不多。本區對流

雲簇之生成，發展對航空或航海言，都極為重要、

本文乃針對南中國海對流雲簇在四個季風期：西南季風期前(pre-monsoon)、西南季風(SW monsoon)、西南季風期後(post-monsoon)、及東北季風(NE monsoon)出現之位置加以討論，且著重於對流雲簇變化之機制探討。分析範圍：在西南季風期前和西南季風期內，以 $20^{\circ}\text{N}\sim\text{EQ}$ ， $100^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 為界限，其它兩期由於間熱帶輻合區已南移至赤道或以南之南半球，故南邊界限延伸至 5°S ，以期配合。

二、研究背景

本區位於低緯區，其氣壓梯度微弱，因此地面系統除熱帶氣旋或颱風外，無其它明顯之氣壓系統。故對本區之描述，以分析氣流場最為合適。加上低緯地區溫高濕重，且垂直向對流活動旺盛，故以對流雲簇之發展作為本區季風變化之指標應屬可行。

與本研究有關之理論與研究結果如下：

(一)西南季風期內：季風環流已建立並取代輻合區之勢力；Pant (1983) 指出季風環流在季風期間內，並非一直持續完整和強度。當季風環流減弱時，也就是哈德利環流較強盛期。因此此期內季風環流與哈德利環流，乃交替出現且扮演重要角色。並說明此改變現象可由徑向環流之動力探討得知。

另外 Pant (1964) 提出由於反應太陽加熱之差別，北半球夏季之行星赤道槽位置，700 hPa 上平均在 10°N 而印度地區北伸至 20°N 附近。並指出活躍的西南季風與 700 hPa 氣流模式有相當密切關係，因此季風槽線為季風環流之一重要特徵。其後 Pant (1983) 更指出，當夏季季風環流不顯著時， 10°N 至 15°N 為哈德利環流上升氣流邊緣，而在北方較遠處下降。反之在季風環流活躍時，在 20°N 附近建立一完整東西向槽線，此處並為上升區而南方為下沉區。

再者 Flohn (1960) 與 Koteswaram (1960) 假設西藏高原的加溫將迫使季風環流之加強，而 500 hPa 高度通常用來代表高原條件之標準高度。Pant (1983) 利用流線方程右邊第一與第二項，計算 $5^{\circ}\text{N} \sim 45^{\circ}\text{N}$ 及 $55^{\circ}\text{E} \sim 105^{\circ}\text{E}$ 範圍內之動量與熱量之通量，並發現熱通量之值通常大於動量通量之值。以及沿著 75°E 上，在 15°N 至 25°N 間之中低對流層內有一明顯強度之下降運動，而且 30°N 以北在 600 hPa 上有明顯之熱通量增大。此情況配合著季風不活躍期，以及高原 500 npa 正處於降溫期。

(二)東北季風期內：MONEX 於 1979 年 1 月及 2 月間對南中國海、馬來西亞及印尼地區所得資料加以分析得到下列有關特徵：

1. 哈德利環流沿著赤道或稍南之上升運動十分強盛，而其強烈下沉氣流出現在 35°N 附近。
 2. 雲量與總雨量在臨海之陸地仍十分大。
 3. 1 月與 2 月間，西太平洋上熱帶氣旋發展並不多，因此可確定有一較簡單之哈德利環流。
- 陳 (1985) 在寒潮爆發對南海及鄰近地區中低對流層之影響中，發現寒潮爆發使南海地區東北風迅速替遍增強，其下游地區之婆羅洲西北沿海及西側間熱帶輻合區之氣旋式渦度、輻合及上升運動均增強。

三、分析之資料與方法

(一)資料：時間為 1983 至 1985 三年資料，所應用的資料包括：

1. 地面及高空各層定壓面天氣圖。
2. 日本同步氣象衛星 (GMS) 之可見光 (VIS)，紅外線 (IR) 雲圖照片及亞洲地區衛星分析圖 (ANAS)。
3. 日本之追蹤衛星照片上雲塊移動所導出之風的向量 (Cloud Wind Vector)。
4. 研究期間內，沿南航線之民用飛機報告 (AI-REP)。包含有飛行高度之風向、風速、溫度及天氣狀況，有效時間取天氣圖前後 1 小時內為準。
5. 關島發布之亞洲熱帶地區之地面天氣圖 (AS-PS)，以加強 10°N 至 20°S 間氣流場之分析。

(二)研究方法：

1. 將上述資料中 3. 4. 5. 項填入適當高度之高空天氣圖，以便更詳細分析高層氣流線及槽脊線位置，以增加可信度。
2. 由衛星雲圖及風場找出輻合帶位置。
3. 分析東風波槽線位置。
4. 標出颱風、熱帶氣旋及赤道槽低壓之中心位置。
5. 由衛星雲圖追蹤對流雲簇之位置及發展情況。
6. 分析低對流層內是否有低層噴射氣流 (≥ 30)

KT) 存在及位置。

7. 分析 500hPa 西藏高原之溫度變化情形，以新疆喀什市 (39° 28' N , 75° 59' E) 為代表。

四、分析結果與實例

(一) 西南季風期前：

本區靠近赤道約在 3 月上旬進入此期，並持續

至 4 月底或 5 月初；此時西風槽線對本區之影響明顯減少，另輻合區已進入北半球。一般而言，本期內之氣流場較簡單，以輻合區之影響最為顯著；隨著輻合區的北上，帶來高溫重濕之空氣，故此期內本區之對流雲簇大抵沿著間熱帶輻合區及附近發展。另外在 700hPa 天氣圖上有一完整之輻散帶，持續在 10°~ 18° N 間，故本區之中、北部為冷乾空氣，南方為暖濕空氣。由 1983 年 4 月 2 日之 700

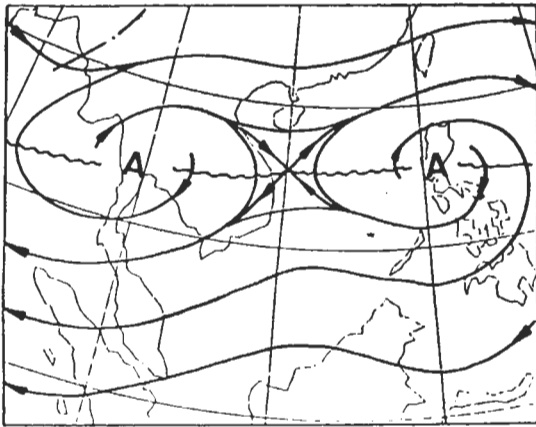


圖 1：1983 年 4 月 2 日 00Z 700hPa 天氣圖。

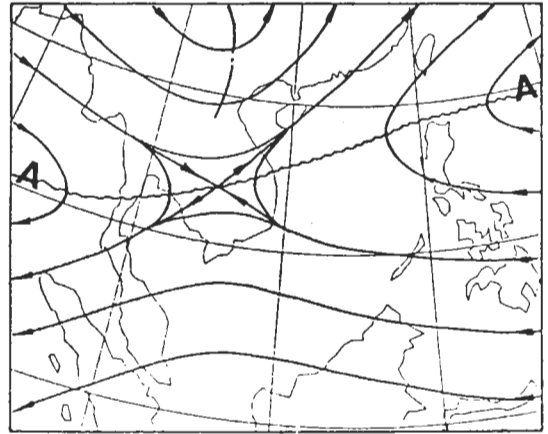


圖 3：1983 年 7 月 4 日 00Z 700hPa 天氣圖。

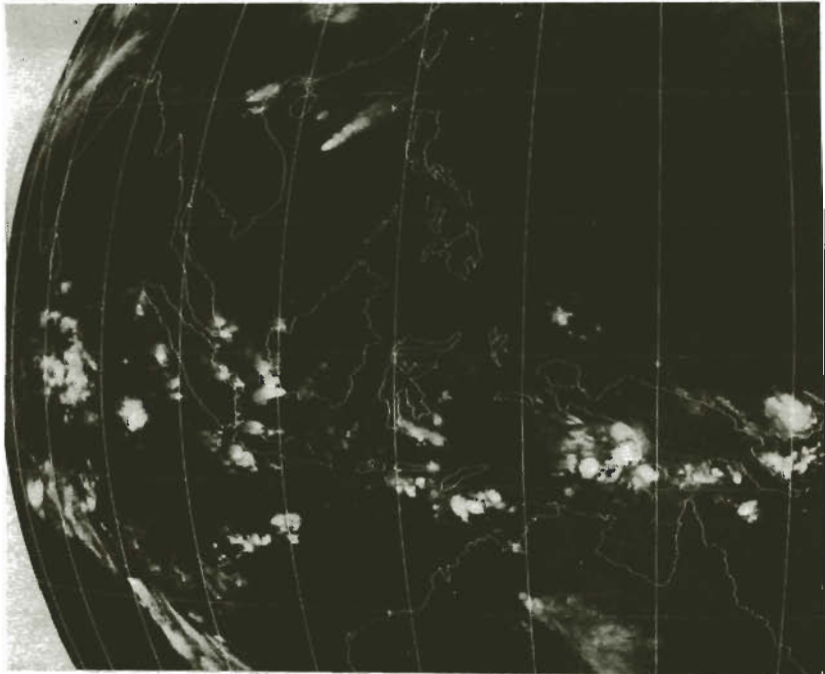


圖 2：1983 年 4 月 2 日 00Z 衛星雲圖。

hPa 天氣圖 (圖 1) 及雲圖 (圖 2) 可證實主要對流雲產生在輻合區附近。

除輻合區之主要效應外，在中低對流層偶而會有擾動發生，形成暖心封閉氣旋式環流，但在高對流層及地面並無封閉環流存在，此封閉環流伴有結構性之對流雲。

(二)西南季風期：

5 月中旬左右進入西南季風期，並以 7、8 月最盛行，此時西南季風環流已完全建立，並取代輻合區之勢力，且常有颱風及熱帶氣旋等季風擾動出現。除季風擾動外，本期內之對流雲變化與季風之活躍期及不活躍期最為密切。

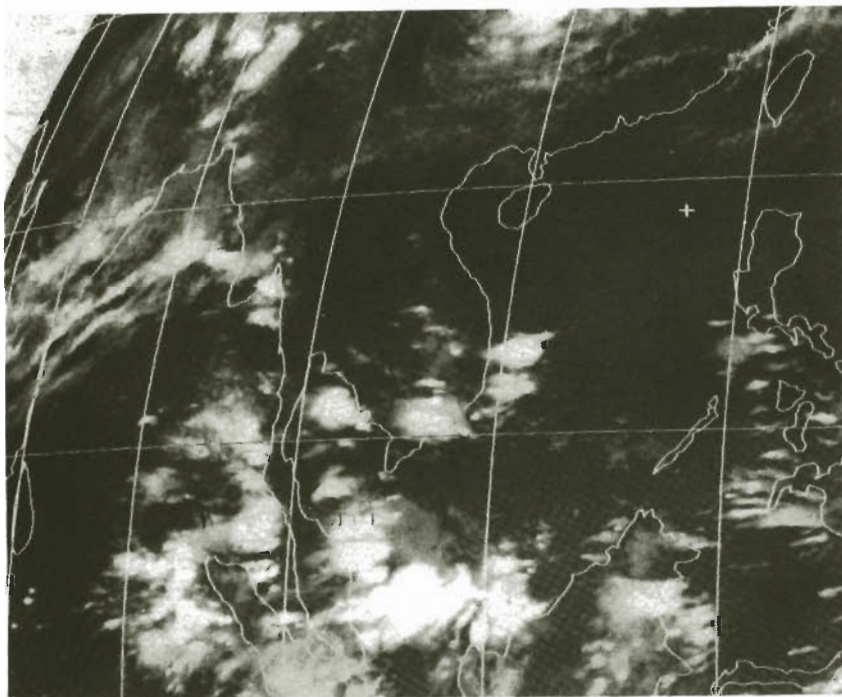


圖 4：1983 年 7 月 5 日 00Z 衛星雲圖。

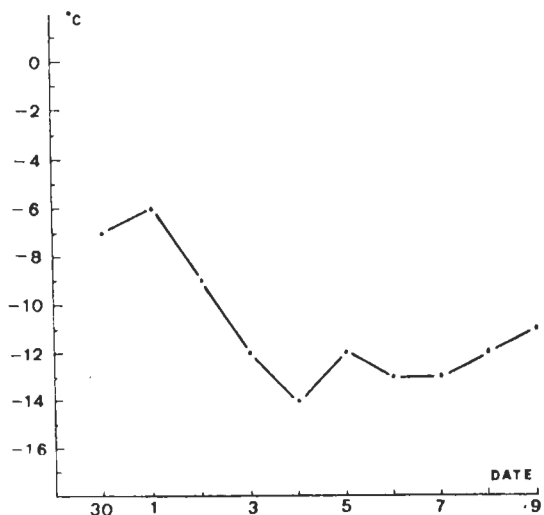


圖 5：1983 年 6 月 30 日至 7 月 9 日西藏高原溫度曲線。

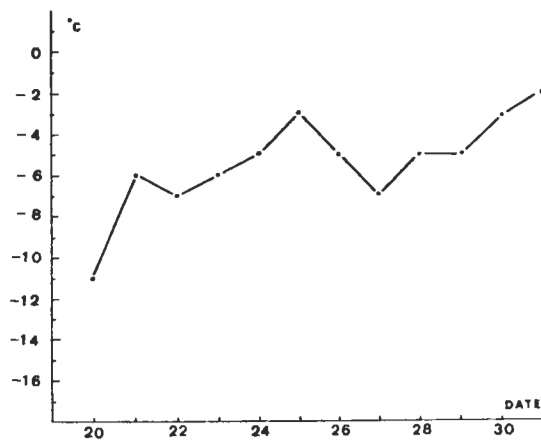


圖 6：1983 年 7 月 20 日至 7 月 31 日西藏高原溫度曲線。

1. 不活躍期：當 700 hPa 上無東西向槽線存在或槽之出現在 7°N 以南時，加上 15°N 附近有輻散帶作用，即處於季風不活躍期；以哈德利環流最重要，此際僅南端有對流雲發生，而西藏高原 500 hPa 正處於降溫期。於 1983 年 7 月 1 日至 5 日間，其氣流場形態類似。以 4 日 700 hPa 天氣圖 (圖 3) 為例，本區內無東

西向槽線存在，而 15°N 附近為輻散帶。5 日之衛星雲圖 (圖 4) 亦僅在本區南方有對流雲存在，另 500 hPa 上高原溫度曲線 (圖 5) 從 1 日開始溫度下降，並以 4 日降至最低點，此段期間符合不活躍期條件。

2 活躍期：西南季風增強，700 hPa 東西向槽線北上至 20°N 附近，季風環流完整，槽線附

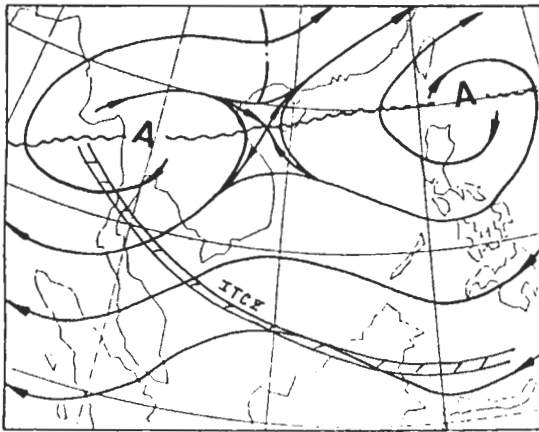


圖 7：1983 年 11 月 12 日 00Z 700hPa 天氣圖。

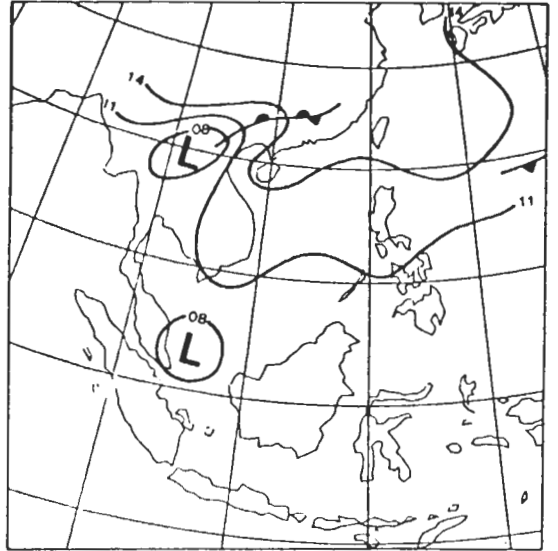


圖 9：1983 年 1 月 10 日 00Z 地面天氣圖。

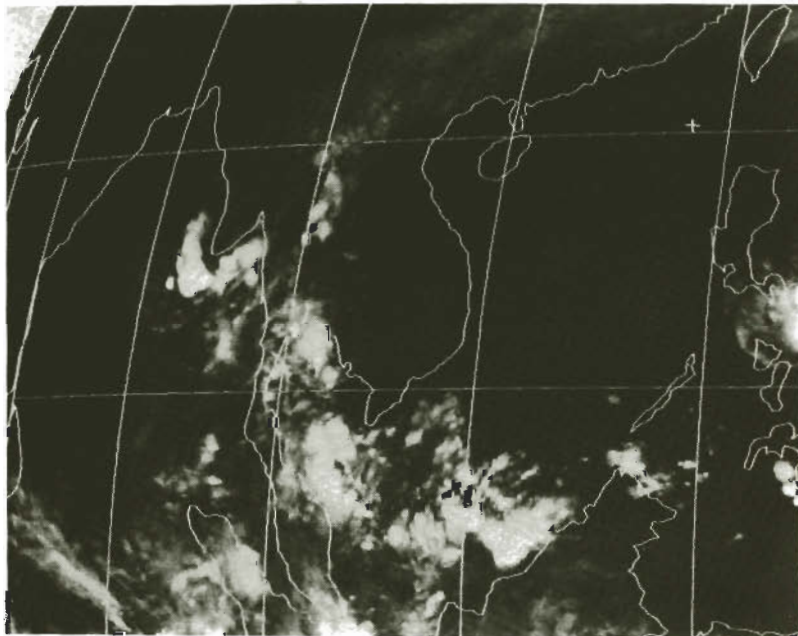


圖 8：1983 年 11 月 12 日 00Z 衛星雲圖。

近為上升區，有利於對流雲簇發展。再由 500 hPa 高原溫度曲線（圖 6）發現正是升溫期，且比平均溫度 -6°C 為高。

界於兩者間，也就是 700 hPa 輻散帶在 5°N 附近，輻散帶以北為明顯之西南氣流，而 850、700 hPa 如有低層噴射氣流存在，則在噴流附近有對流雲發生。

再者，當熱帶氣旋（TD）或颱風之季風擾動出現在本區內及鄰近時，700 hPa 有完整之東西向槽線而且衛星照片上可見到大量之對流雲，是歸屬於活躍期。但此時高原溫度卻為降溫期，是為不活躍期。此現象可以當季風擾動大於某一程度時，能量與熱量之通量皆增加很大，而且最大上升運動區南移與 600 hPa 之最大熱量通量值亦出現在 30°N 附近，致使高原 500 hPa 本應為增溫卻反成為降溫期之現象來解釋。但須到達那一程度之季風擾動會導致此現象，因本研究未作定量計算，有待以後更進一步之研究。

（一）西南季風期後：

9 月中旬，高空西風帶開始逐漸南下影響本區

，原有之西南季風漸被東北信風取代。由 700 hPa 天氣圖上可發現西南季風槽線南移且呈不完整；另外輻合帶也開始南移復又通過本區，其形態與西南季風期前類似。由於本區中南部進入東北信風比中北部要慢的多，因此中部以南出現的對流雲簇比西南季風期前要強的多。1983 年 11 月 12 日之 700 hPa（圖 7）及雲圖（圖 8）發現輻合區在 5°N 附近，對流雲簇發生亦盛，此外在此期間，季風擾動出現之頻率仍相當多（表一），也給本區帶來大量對流雲。

	10 月		11 月		12 月	
	颱風	TD	颱風	TD	颱風	TD
1983	5	4	1	0	0	0
1984	2	0	1	1	0	0
1985	4	1	1	0	1	0

表一：1983 年至 1985 年本區範圍內出現颱風及 TD 之次數。

（二）東北季風期

11 月中旬，東海出現溫帶氣旋頻率很大，其

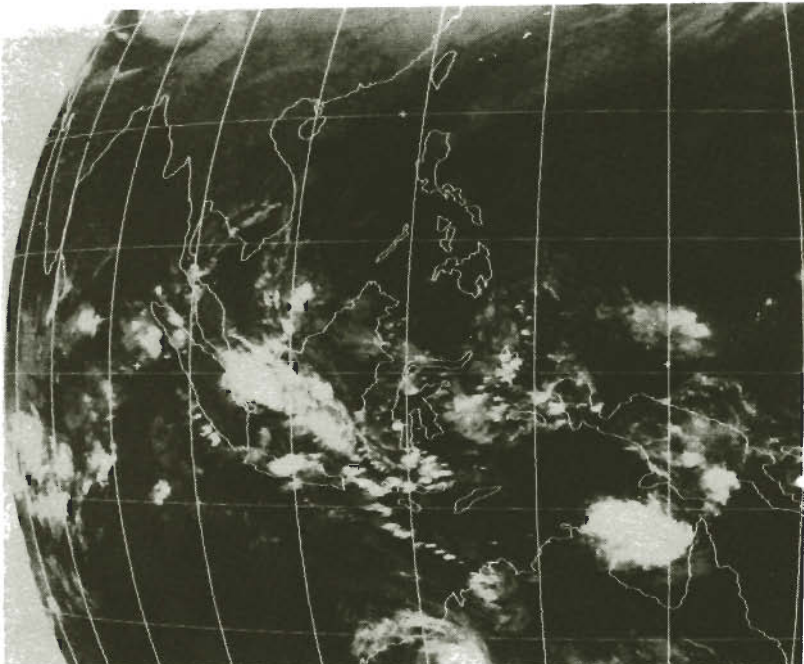


圖 10：1983 年 1 月 10 日 00Z 衛星雲圖。

後常伴有從冷陸地爆發之強勁西北風。再者冬季大陸冷高壓相當強勁，向赤道方向移動之冷湧動常可到達南中國海。在此一東北季風十分寬廣且強勁時，促使南中國海之北部出現南南西氣流，常與赤道區原有之赤道西風輻合生成氣旋，而伴有大量對流雲簇。見1983年1月10日地面天氣圖（圖9）與雲圖（圖10），清楚見到本區在 8°N 以北無雲，然而近赤道處有具結構性之對流雲區。

當冬季冷湧動不足於促使赤道區產生氣旋時，

從200hPa氣流場，亦可發現二種情況：

1. 濕期：在高對流層內，當200hPa氣流圖上，副熱帶輻散帶十分完整且稍北上（平均位置在 10°N 左右）並且有比平均大之溫度梯度，加上北方有一加強之噴射氣流。通常強的高空東風發生在副熱帶之輻散帶之南方，而赤道地區徑向風通常較弱。因此高層之東風為多雲及降水區熱量之主要供應者，因此在馬來西亞附近產生對流雲。此結果與MONEX（1976）提

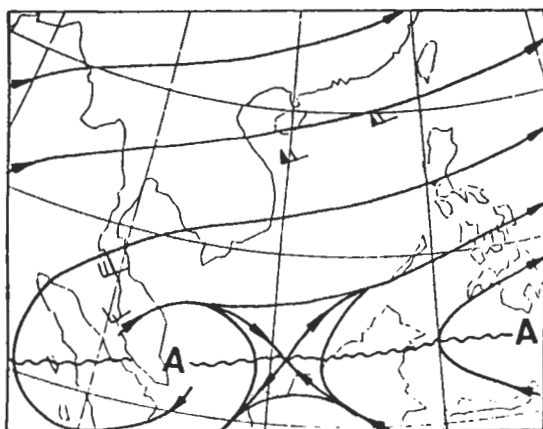


圖11：1983年1月5日00Z 200hPa天氣圖。

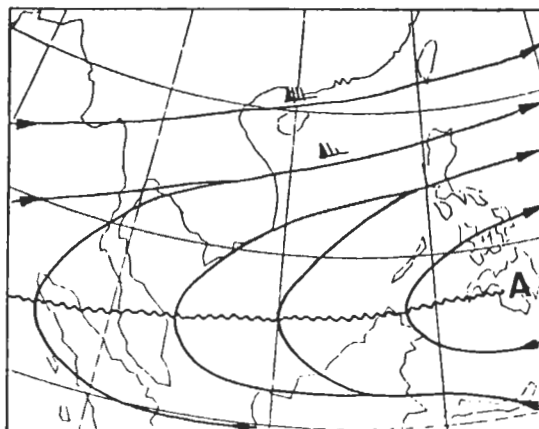


圖13：1983年1月31日00Z 200hPa天氣圖。

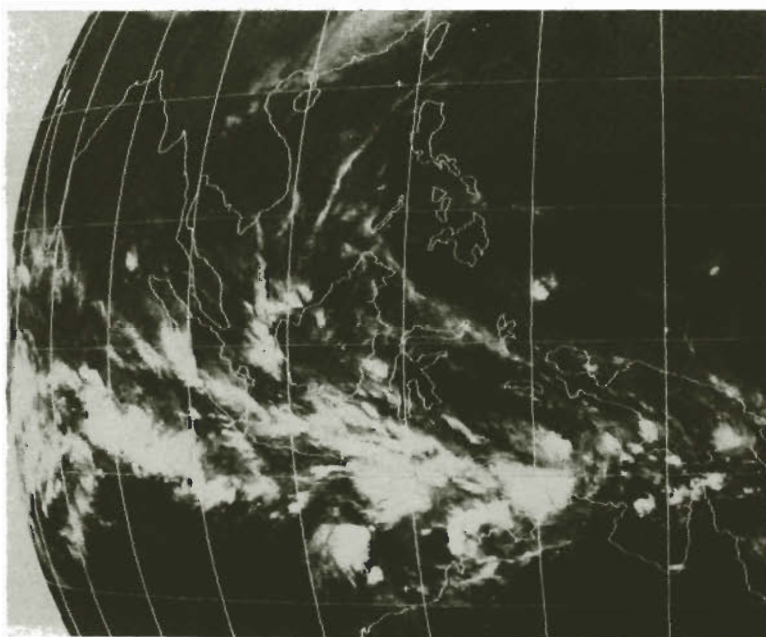


圖12：1983年1月5日00Z衛星雲圖。

出之假設相似。如 1983 年 1 月 5 日之 200 hPa 天氣圖(圖 11)上有一完整之反氣旋環流，在近赤道處為較強之東風，是屬於濕期，此外衛星雲圖(圖 12)可證實。

2 乾期：當高層西風槽線加強並向南伸，此時高對流層副熱帶之輻散帶比平均位置更南。與高層槽線之赤道部分配合之天氣為晴天，因為此部分槽線之四周為乾燥空氣。也就是副熱帶之輻散帶南方的盛行東風被南風取代，反氣旋環流乃被分為二。地面之東北風仍屬很強並在南半球近赤道輻合區形成擾動，也就是局部哈德利環流在南半球發展，北半球為其迴流，故本區乾燥無雲發生。由 1983 年 1 月 31 日 200 hPa 天氣圖(圖 13)，看到副熱帶之輻散帶南移且分為兩個反氣旋，是屬於乾期；亦可從衛星雲圖(圖 14)證實其為乾燥天氣。

五、結論

由上述之分析，指出南中國海區域之對流雲簇

變化與不同季風期之關係如下：

(一)西南季風期前：對流雲簇之發生，大部分為間熱帶輻合區內對流活動所激發，其位置大都在本區南部。另中低對流層有暖心封閉環流出現時亦伴有結構性的對流雲簇。

(二)西南季風期：對流雲簇之變化與 700 hPa 季風槽線之相位變化最為密切。而槽線之相位變化則與西藏高原 500 hPa 之溫度變化息息相關。

(三)西南季風期後：輻合區二度通過本區，亦佔最主要優勢而與(一)相似，惟季風擾動仍很頻繁，可帶來大量對流雲簇。

(四)東北季風期：寒潮爆發後冷湧動南下時，若東北季風與東北信風之合成風達到足夠強，將在赤道處形成低壓，如不足以促成低壓發展或仍純在東北信風影響勢力下，則雲簇之生成與否跟 200 hPa 高層氣流場是處於濕期或乾期有密切關係。

由於本區資料不足，無法作更詳細計算各項物理量。今後若本區有較可信之數值分析及有效資料，則對本區之對流雲簇之生成與變化，再做進一步分析以提高預報能力，而有助於航空及航海之安全。

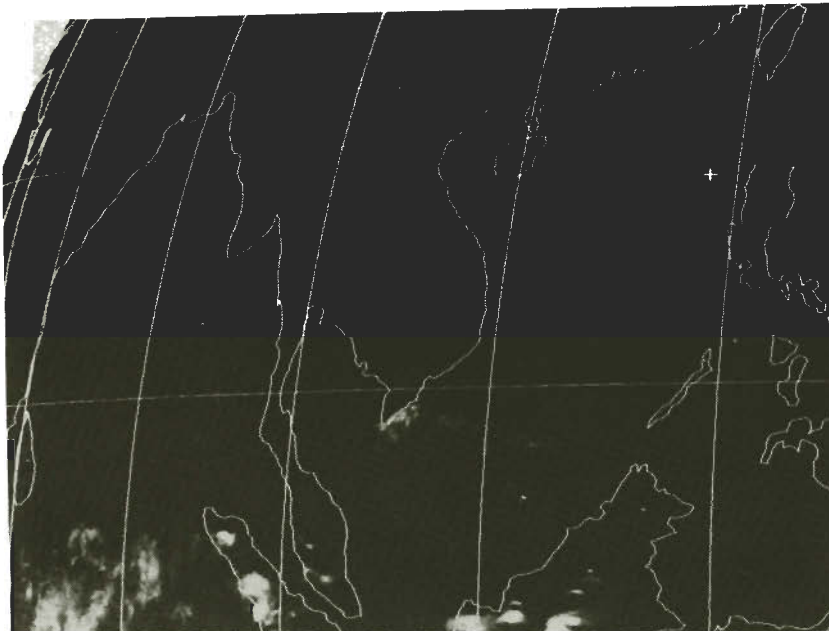


圖 14：1983 年 1 月 31 日 00Z 衛星雲圖。

誌 謝

本文承李定國、陳世錡及王石柱等諸先生協助，特此致謝；又本研究係在國科會 NSC75 - 0202 - M117 - 01 支援下完成，在此亦謹致最大謝忱。

參考文獻

- 李瑞麟，陳泰然，1986：南海及鄰近地區 ITCZ 對東亞寒潮的反應。第四屆全國大氣學術研討會論文集編，451 - 459。
- 吳明進，1986：印度洋地區的南方振盪和印度季風。第四屆全國大氣學術研討會論文集編，493 - 499。
- 吳明進，1986：印度季風的年際變化。第四屆全國大氣學術研討會論文集編，486 - 492。
- 陳泰然，1985：「冬季季風實驗」期間寒潮爆發對南海及鄰近地區中低對流層之影響。國科會研究報告，編號 NSC 73-0202-M002-03，1 - 4。
- C.P. Chang, J.E. Erickson and K.M. Law, 1979: North-easterly Cold Surges and Near-Equatorial Disturbances over the Winter MONEX Area during December 1974. Part I: Synoptic Aspects. Mon. Wea. Rev. 107, 812-829.
- C.P. Chang and K.M.W. Lan, 1980: Northeasterly Cold Surges and Near-Equatorial Disturbances over the Winter MONEX Area during 1974. Part II: Planetary-Scale Aspects. Mon. Wea. Rev. 108, 298-312.
- Flohn, H., 1960: Recent investigation on the mechanism of the "Summer Monsoon" of Southern and Eastern Asia, Monsoon of the world, India Meteor. Dept. New Delhi, 75-88.
- Holton, J.R., 1989: An Introduction to Dynamic Meteorology. 2nd ED. (International Geophysics Series, Vol.23, Academic Press).
- Koteswaram, P., 1960: The Asian summer monsoon and the general circulation over the tropic, Proc. Symp. Monsoons of the World India Meteor. Dept. Ma sam Bhavan, New Delhi, 105-110.
- MONEX, 1976: ICSU/WMO, GARP publication series No. 18.
- Pant, P.S., 1964: Onset of monsoon over India, Indian J. Meteor. Geophys., 15, 375-380.
- Pant, P.S., 1983: A Physical basis for changes in the phase of the summer monsoon over India, Mon. Wea. Rev. 3, 487-495.

A STUDY OF CLOUD CLUSTERS OVER THE SOUTH CHINA SEA

*H. Y. Tseng**M. S. Tung*Taipei Meteorological Center
ANWS Civil Aeronautics Administration

(manuscript received November 20 1986; in final form February 14 1987)

ABSTRACT

All the year round there are convective cloud clusters in the South China Sea. More specifically, convective clusters are present in certain portions of the area in different monsoon periods. These clusters have important influences on the safety of both air and sea navigations.

Seasonal changes of these cloud clusters are analyzed, and the results are as follows:

1. Within the pre-monsoon and post-monsoon periods, convective cloud clusters are dominant in the ITCZ.
2. Within the SW-monsoon period, the general circulation can further be divided into Active period and Inactive period depending upon the phase change of the monsoon trough.
 - i. Active monsoon period—the monsoon trough is situated at 20°N, it is liable to have convective cloud clusters in most portions of the area.
 - ii. Inactive monsoon period—the monsoon trough is situated to the south of 7°N, and only some clusters may be present at the edge of the area.

The phase change of the monsoon trough has close relation to the temperature change of 500 hPa over the Plateau of Tibet. In other words, when the plateau is heated it is in the Active monsoon period. When the plateau is cooled, it is in the Inactive monsoon period. Nevertheless, when a typhoon or tropical cyclone approaches the area, it is in the active monsoon period but the plateau is cooling.

3. Within the NE-monsoon period of winter time, convective clusters are present only when there is a Low forming around the equator. In addition, whether there are convective cloud clusters near the equator has direct relation to the moisture at 200 hPa above the Plateau of Tibet.