

氣象衛星雲圖在天氣分析和預報上之應用 氣象組

The Use of Satellite pictures in Weather Analysis And Forecasting

(三)細胞狀雲型

大氣環流之結果是極區與熱帶空氣不斷的子午線交換。極區空氣當其向較暖之緯度移動所形成之不安定雲，就衛星所見之雲圖景象，乃與熱帶空氣向極移動所形成之雲相大大不同。當其向赤道流動，冷空氣不斷的從下面加熱。旅經大洋之上，近洋面之空氣層相當濕潤，經對流程序之結果形成範圍廣袤的積狀雲。陸上雖有相似之對流存在，然向南移動的極地空氣之較低層次至為乾燥且類多無雲。由於這種原因下述之對流雲型主發生於海洋地區。

如衛星所見者，積狀雲呈大規模之極地氣流而形成種特殊形狀，其中有的和曾為實驗室試驗所產生之 The Benard Cell pattern 的外表相同。這些雲早經指出 (Krueger and Fritz, 1961) 積狀雲之組成這種類型乃為大氣極低層中範圍細胞式對流之結果。本文所述並非所有所見之不同細胞狀雲均經解釋，Krueger and Fritz (1961) 建議凡控制這種型態細胞大小之因素，乃為對流層之厚度以及其上之大氣的安定度而定。衛星雲圖所見由細胞的形成所產生之此型雲可分為兩大類：即開口的細胞狀雲與封閉的細胞狀雲。開口的細胞狀雲多半是一環形或U字形且暗示為一不規則之多邊形雲，有一口或一雲量較少之中心，故為開口細胞式的設計型。封閉細胞雲型常由對稱完整的雲要素所組成，該種要素有細胞之外形且中心由部份散漫雲環所遮蓋。該種雲的成長率，係視空氣從下部的地面之加熱如何為一重要因素而不同。開口之細胞型雲則可得於當海空氣溫差異足以造成從下部之迅速加熱時，然封閉細胞型則常發生於下部加熱其量甚弱時。經驗說明此二型雲在相同的一覽情勢下共呈併存現象，故極有利於分析。雖在熱帶地區所發生之同類雲型甚多，然尚未以一有助於熱帶氣象分析之工具進行充分之研究。

開口細胞 (參見圖五) 係由寒冷北極空氣爆發於西北太平洋區而產生，位冷空氣主前緣之界面帶出現於圖之極右 (A 點至 B 點)。圖中積狀雲之外型乃為極地空氣以冷楔移入而在海洋上形成該類雲中

之典型雲狀。在圖之中央區為最冷的高空空氣之集中區 (C 點)，其雲分子體積較大亮度較強而模樣則有欠規則。有這種外相的雲，乃為積雲，濃厚積雲及小型積雨雲。向西至 D 點，該區之雲因冷楔較為平淺，細胞型雲分子變成更小且較規則之外型。

在極面以北之海洋區，細胞型雲之特性有隨地面氣流曲度密切相連之象徵。這裡要說明，該區乃為高壓與低壓間一般的西北向氣流區，所見開口細胞型呈氣旋性環流，而封閉細胞型則呈反氣旋環流。如二細胞型常有改變則可歸為某一型之漸近型。這種關係一般可在北半球西風帶區測得。

另一開口細胞型雲圖之範例 (參閱本刊上期同文圖一)，該圖乃為一未受擾亂而未顯示出有任何較大規模組織象徵而涵蓋數千方哩的一大片特殊雲。諸如此類之積雲場就某觀點更為習見者，可被解釋為一有較大對流活動的小區域而且相連着一些盤旋型帶。這些雲型可代表某些產生積雲場之效用，如被高空短波槽當其通過細胞型雲場移動時。對高空氣流進行擾亂，可產生此種可被識別之雲型，關此未能在此盡言者，仍將在三之(三)中繼續提出討論。

標準的極地高壓東南象限所顯示之封閉細胞型雲 (如本刊上期圖二)，係空氣下沉結果而生成此廣大區域之封閉細胞雲。此型雲之被測得主因該處在三〇〇〇公尺以下有一顯著的逆溫或安定空氣層存在而作有效的帽式對流。此雲形主屬層積雲，細胞體積之大小變化幅度至大 (如圖中 A 處之大細胞及 B 處之小細胞) 而造成此大小不同體積改變之原因迄今仍不太明瞭。

封閉細胞型廣泛的被測得於副熱帶高壓之東部地區圖六中所顯示者為出現於北美西岸區之標準雲型。所現於圖中此區之地面風向係北北東風。注意其中之細胞體積逐漸減小，其範圍從圖之西 (G 點) 至圖之東 (H 點)。最東部之雲 (包圍 H 點者) 有一扁平之層狀雲外型，其為沿加州海岸之標準層雲。圖七為非洲西北岸外之同樣情況之層狀雲，加納利島以北之區 (C 點) 全為雲所掩蓋，圖中所顯示之細胞型為一連串較光亮及較厚密的雲分子或細胞且帶有散漫的灰色區域相間其中 (A 點)。此型雲

主爲層積雲。對於雲分佈之海島效應清晰顯示圖中。此圖被測得時之北北東風正清晰的產生於島的下風端（島之南），對雲所顯示之標準效應現於圖中者乃爲海島之可觀高度。故根據海島附近區低空雲之分佈而判斷低空風向常可能獲致正確的估計值。

圖八中所顯示之細胞狀，乃爲發生於廣大地區熱帶海洋類雲中之典型雲型。圖中A點及B點分別代表開口式和封閉式的細胞狀雲，且十分相似於高緯之細胞狀雲。然所發生於赤道附近的細胞狀雲尚未做任何更詳盡研究，故產生該類雲之真正機械結構及其與熱帶大氣的組織和運動間之關係亦均未能澈底瞭解。就此方面之更多進步，可能將因由作業衛星所供給之熱帶完整逐日雲圖而予改善。

(四) 帶狀雲

預報雲之組成爲列，線及帶（雲帶一詞常被於作業方面，特指有一長軸其長寬之比至少爲1:4的特性雲型而言。這種雲型之最狹窄部份，被稱爲雲線。一般而言，一條雲線含有許多長的雲分子，而寬雲分子被規定只能有一個出現）的各種大小已久爲人所承認。（Kuettnner, 1959）衛星圖已首次使其行可能的直接觀測，無論就其全貌的較大雲帶和其分佈的較小雲帶。當其大量出現時，小型的中範圍雲帶根據負責產生或造成雲之機械結構，即以變化不定的外型而出現成型。因此這些帶型可被用以推斷有雲形成區域的風與溫度場之構造並識別特殊的一覽趨勢。

在固定風的條件下，對流型之積狀雲變爲帶型者較變爲細胞型者多。爲產生雲帶之可能的機械作用將空氣從下部加熱在實驗室試驗和理論研究雙方已證明一致可行。（1951年由Brunt提出綜合報導）。所預期之定義說明有二主要因子爲對流雲帶之形成和其性向而擔當重要角色：

1. 透過對流層之運動量的交換。
2. 透過對流層的風切效應程度。

這些研究暗示當對流雲形成爲帶型時，此帶型與通過對流層之風切方向保持同方向之平行的伸展。就此其所遵循者爲：當風速增加但其風向却不隨高度改變，對流雲帶因風和切力方向一致故其方向與風同向。然如風速增加而風向隨高度亦有改變，則對流雲帶之方向，即呈透過對流層有雲形成之熱風方向。經研究泰洛斯雲圖而求熱帶與中緯度之情形證明均可支持此說（Hubert, 1963）。對雲圖之

解釋就此關係的經驗應用，亦證明其爲一有用和信賴的方法之一。爲獲致雲帶之最大情報，吾人應聯合分析任何可用的地面和高空報告。在資料稀疏區，上述兩種觀測的合併舉行對風場與溫度場的研判自較一種方式爲佳。

積雲帶每易發生於寒冷的大陸空氣，當其從陸地向海洋移動，迅速從下面加熱，爲其重要動力或機械作用。（本刊上期圖三）所示即爲掠過大西洋至加拿大東部之標式帶狀雲。在衛星攝得此圖時，從地面至500 m層的西經五十度以西地區全爲盛行的西北氣流所控制，該處離岸之冷空氣平流與海岸線垂直，該區通常爲一相當晴朗的天氣區域，其範圍從海岸線至衛星開始測得有雲時寬約65—95公里。圖中之冰堆前緣（沿海岸從B點至D點的白色區域）形成一條顯著的海岸線。圖中之無雲區（冰堆前緣以東地區）清晰可見，狹窄的雲線正位於此晴空區之東且逐漸使其寬度增加並指向F點的下風端。在上風緣（E點）首先形成之雲有一朦朧而帶毛絨般的外表，暗示在此區域的帶狀雲簡直窄狹的有不能由衛星相機去分解之趨勢。在此圖中可被偵得之最窄帶彷彿是那些極可能與低空風向平行的雲，生成此帶之雲其垂直發展高度不大，故透過此層之切力向量與低空風向甚接近。

另一帶型雲形成於北美之東岸外海（參見本刊上期同文圖四）西經65度以西之地區仍爲西北風盛行區，其範圍達6100 m；在此之東斜壓型呈界面（圖中J點）方向逐漸增加，此種情形以水平方向較易觀察。圖中西北方向（G點）的小型積雲線正位於外海而在下風端又逐漸增加其寬度（H點）。經驗說明發展完好的帶型極近沿岸者最易常被測得，該處有一輕微隨高空風向改變的深厚風層。就圖之一覽情勢而論，雲帶之方向（在該處所現者爲小而狹窄）接近低空風向。但當對流雲穿透一有增無已更較深厚的雲層時，其寬度即形變大而趨轉向，直至牠們沿界面和熱風梯度保持平行時。圖中所值提出說明之另一特徵是H區附近雲帶所現之封閉細胞型，此說明該區之對流因受更安定空氣所阻而呈駐留現象；即使如此，其帶仍較其東北向者爲大，此封閉細胞雲之外型暗示其雲頂可能較低。

出現於日本以東之帶型雲（如圖九），其情形如前例所言，西北風之發展係透過一深厚的大氣層，此圖之帶型最爲顯著正位島之東，然於疾行短距離後即破裂而呈開口細胞型。圖中C、D分別爲二晴

空區，正位於三島最高地形之東。W處之雲係由將留後述之背風波所產生。

圖十所示之積雲線乃形成於冷面後（C點）不安定空氣中之南加拿大區。此種小型積雲線以A點附近所現者看的最爲清楚。此種雲的垂直發展很小，故其線之方向呈接近地面風向型，由之，地面風報告可確定此種情形中之關係。只有像這種很狹窄的線可信賴其與地面風向有關。一個呈開口細胞式之積狀雲型常在圖中B點之海洋區予以測得，在此一特例中，因有甚多湖泊散佈此區，故近地面不缺爲形成掩蓋地面雲型的水蒸汽。

一個更大規模的帶狀雲例（如圖十一）所示，在此圖中我們可看到三種不同的積狀雲帶之外型（E、F及G）成位於一反氣旋之東南象限，其地面風就所見係東北風隨高度呈反時針型。H處之箭頭表示小型之「分帶」內插於大帶F間。這些較小雲帶之方向比較大雲帶者呈更大之北向且在本例中牠們接近地面風之方向相差在15°以內。此圖之甚多特徵留待後述。E帶所顯示者係由甚多大型封閉細胞所組成，而組成F帶者則爲大型開口細胞。位於E—F帶間之安定雲區係由甚小的開口細胞所組成，而這種開口細胞是由雲分子以像機分解開始即攝定而形成者。有關此式大型帶狀形成之原因迄今仍無法全部明瞭。然而，一如前述，初期研究一再說明，大型帶的總方向與熱風向量穿過一對流雲層之關係十分重要。

當生於熱帶太平洋區一有組織的積雲帶系統性例證曾由Malkus及Riehl兩氏於一九六四年予以發表，圖十二曾取自該氏等之研究報告中，說明一典型的帶狀雲係由積雲及其砧狀頂所形成。在此特例中有三種不同方向之雲列係由不同大氣層間之切力所形成。最小的積雲屬於那些被限於接近地面層的低空者，形成狹窄之雲帶，其方向與低空平均風向相平行（平行模式）。較大型的積雲成列的和低空平均風向與本例中對流層（七六〇〇公尺，約二五、〇〇〇呎）之上部平均風向間的熱風相平行（側風模式）。砧狀之方向亦被和熱風排成一列，該熱風乃爲上層貿易風和西風帶風之合成風，其高度分別爲九、一〇〇至一二、二〇〇公尺（相當於三〇、〇〇〇——四〇、〇〇〇呎）。只有側風模式之大小在圖中已用比例標出。圖左之向量圖說明雲列對風切之關係。上述所刻畫之雲線，只有大型的側風模式帶尙可在作業衛星相機系統所攝之雲圖中予

以辨識，而平行模式所造成之雲街，則已小至不能被分解之程度了。

圖十三攝自熱帶印度洋，爲雲線以不同方向所顯示於衛星雲圖的範例。一相當之寬帶（圖中E點）成東西向橫亙；一羣較小的雲帶如圖中F點所指，均呈從北向南之方向；第三種雲帶則呈東北西南狀，由圖中G及H小帶表示其成列狀排列。因不同因子包括切力偏差，靜態安定度之垂直分佈而影響不同模式雲帶之程度及方向，故如無其他資料佐證甚難解釋此圖所呈現之姿態。然而，當與其他情報結合，此熱帶區之雲帶型可供大量有用知識及資料，如低空風（Johnson及Fett, 1964）。以一發展於熱帶之雲型氣候學，帶型距平變化對作業的熱帶分析保證是一有用工具。

山嶽背風波產生另一種帶型，而該帶型在衛星雲圖上甚易判讀。由山波形成之小帶型，其方向與風向相反。圖十四爲衛星掠過墨西哥上空所攝之高積雲形成之波型範例。此波雲伸展至圖中A點之東北，然由高空強烈的西南風吹過墨西哥之The Sierra Madre（高度6000呎）而生成。波雲亦顯示於圖九中W點之北，唯其波雲係積狀雲，由這些波所形成之小雲線被置置於較大之雲帶上且方向與其垂直。波型雲將於四之（一）中詳爲討論。

波形雲亦可形成於卷雲中的噴射氣流附近並產生小規模之帶型（分見圖十五及圖十六）。

(五) 雲的結構指示

雲之生成高度不同，有的雲出現於對流層之中空，高空，甚至不少的雲亦復可生成於接近地面之低空。這些雲在從氣象衛星的電視照相上謀求判斷解釋，厥爲一相當困難之問題。甚多重要一覽型雲系，在衛星雲圖上我們需承認其爲中、高雲所組成。能承認這些較高的雲，當在高空出現或鄰近一較低和較少意義的雲時那是十分重要的。區別高低雲之任務將被大事化簡，當紅外線測量雲頂氣溫可行作業運用時。同時，雲影，強光及雲相等亦均有助於估計雲之相對高度。

當衛星目視區之太陽角度較低，有突兀之雲線及高聳的雲分子，即可產生雲影而易在衛星雲圖上所察見。（Oliver Anderson and Ferguson 1964, Fujita, 1963）根據太陽角度及衛星相對的對太陽之目視角度可顯示雲影之寬度。將有助者爲如能變的熟習雲影的長度及可能的不同雲之高度，當日間

衛星通過有意義之地區而紀錄下其季節偏差時。比三哩寬為少的雲影因分解問題甚難識別，由於從地面到雲頂之高度不同捨棄已察得之雲影。雲影之出現常說明為中或高雲或為有重大垂直發展的積狀雲之高層的存在。雲影極易見於低空為密雲，有色發光之地形如沙漠區及有雪或冰覆蓋之地面或海洋上等，在黑色的水面上亦同。

圖十七中從K至L為一通過中格陵蘭的延展雲區緣所投出之雲影。此雲影寬約32Km(20miles)，暗示該雲極高如非卷狀雲即為高層雲。像這樣的一種雲影，亦清楚的勾畫出位於其南北二面氣象狀況之不同：南部(M點)顯示為一有雲區；北部(N點)十分相近為一積雪覆蓋區。這種雲型之方向係西南流向一中心位於冰島附近之高空反氣旋的西北方。

雲影與強光在全被掩蓋的雲區亦有助於識別積狀雲之結構。圖十八表示適位紐芬蘭之東一界面之部份(方向自A點從北向南)。A點週圍有種透明鵝卵石型或多瘤形物之組織外表，那是被積狀雲分子所投出之雲影所致，而該雲分子在向太陽的一面受有強光照射，在反方向則留下雲影。雲影與強光作用在冬季的高空最為顯著。

雲影有助於適當識別濃密的球狀投影卷雲型。在衛星雲圖中卷雲屬有一些積狀雲的外型，故甚易使人常誤認其為積雲或積雨雲。這種雲例之外觀在圖十九中正位於墨西哥灣沿岸之北，較顯著而可見的雲影成位於每一雲分子(圖中A、B及C箭頭所指示處)之西北，暗示彼等之雲頂可達相當高度。雲影諸如可被積雨雲所產生者，這種雲的外型多非標式積雨雲。凡積雨雲形成的地方，常存在有體積不同的積狀雲分子。(參見圖二十及圖二十一)當雲頂伸達不同高度有些太低以致不能投射出可被偵察的影子。在圖十九中，所有的雲分子均有同樣大小之雲影；此直接暗示其為卷雲型而非積雨雲型。

雲之結構和型態亦可由某些雲形的半透明性予以決定。當其透過一層雲可能偵得較低雲或陸地形狀時，則該層雲常為卷層雲或高層雲。圖二十二中從A至B伸展之雲線其雲面指向東南者有一雜色之外表。此種作用係從較高之卷狀雲層透視所見之較低積狀雲而有之結果。當低雲存在(如D點)其上一層之雲的亮度較大；其下如無低雲則其下之黑色地表使雲層呈現灰色。(如圖中之E及F點)當透過薄的較高雲所見之較低雲緣更見散亂。圖中開始

於日本海岸而伸向東南之積狀雲帶即呈現此特性。G點處無高雲，而邊緣整潔的積狀雲分子之光度甚強，但至其東南的H點，透過高雲所見之同型雲，此較低之雲分子其亮度較弱具有一不顯著的邊緣。後者之外型顯示當從較高雲層透視所見時為一標準的低雲。圖中從C向D伸展之積狀雲在外型方面顯示同樣之變化，當其在較高雲層下伸展時。D處之積狀雲緣較欠顯明，暗示重疊於上的雲層較厚。

圖二十三顯示為高卷雲出現於低積雲帶上之另一範例。這裡再次說明高卷雲層之可見性，因從J向K作西北向伸展之較低積雲帶的外型有變。J點之低雲帶有顯明的邊緣且帶兩邊之無雲區呈暗黑色，說明有很少的高雲存在。J點之西北帶的邊緣不太清楚而該區兩側有更灰的顏色出現，暗示卷層雲在增加中。K點之帶出自卷狀雲下其雲帶清晰可見。圖中之卷狀雲正位於從E至F伸越之噴射氣流旁。

圖二十四環繞C點的積狀雲分子顯得更亮且叢擁一起。此種情形暗示這些雲較佔地更廣而光線更弱就在其鄰近的積狀雲之高度更大。此類較高雲因衛星以傾斜角度觀察該區並因太陽對該點只有18度之低角度，故甚易予以區別。因環繞C點之區域亦直接位於渦旋(A點)之後，故吾人可預期這裡的不安定空氣層最為深厚。

如積雲分佈均勻，較高大之積雲其分佈將較低矮者為密集，當二者同時以傾斜角度被衛星觀測時。其作用(參見圖二十五)。如雲很低，則雲與雲間之開闊空間從某一距離仍可看見；當雲高逐漸增加，較大之雲面及較小之開闊地區均可見，直至開闊區全部從視界中消失止。以TVS系統之衛星，對接近雲圖邊緣之積雲羣由於其本身之發展高度不同，故有下述各項特性：

1. 近邊緣處(便於觀測雲影)之積雲羣至衛星或高層空際之衛星至各該積雲之距離，大體應保留一致；約750哩。

2. 由之，在此固定距離下所被測得之近邊緣積雲羣，其面向衛星之一邊者可見；其相反的一面則因雲體使視線受阻造成雲影。

3. 設圖A之雲高等於圖B者之一半，則二圖中之雲影即代表衛星以45°俯角向以等空間距離排列之雲分子觀測所不能見之區域。其間圖A之兩側及部份相鄰空間尚可見；圖B則只能見到雲分子之兩側。

4. 雲影之寬度等於雲高。較高之雲以透視法觀測即顯示更多的雲涵蓋。有相同水平發展之積雲簇，常顯示與此相同之情形，甚至勿論其高度如何，如彼等被從上向下對直觀測。

緣於上述之現象及理由，吾人常又能說出一積雲場之垂直構造之詳圖，當我們對其觀測二次；第一次直接從上觀測，然後再行某角度之觀測。

如太陽之角度低，則傾角所見之較高雲的雲區亦較明亮，此因雲邊之透明度增加所致。在積雲高大之區域，但仍有甚大之空間隔開這些積雲時，所見亮雲表面之總面積較低矮積雲區為大。這種利用透視效果所合併之方法，對解釋北半球雲之現象時常甚有用。

(c)組織

「組織」這一術語乃為應用於廣大雲涵蓋區上層的一般外型，其變化因雲型，雲厚及雲頂高度之不同而異，且即以此不同而合併構成在組織方面不是光滑均勻，即是波浪起伏或呈纖維狀之雲面外型。

在組織方面呈光滑均勻狀之外型者，其性質多屬層狀雲。以圖示有二區域之卷層雲，一處為圖22中環繞F點者，另一為圖23中接近十字型中央基準週圍者，二圖成為光滑均勻組織之良好例證。霧與層雲所顯示於衛星圖者，亦呈光滑圓潤狀，如圖26中之A點附近者。

當積狀雲結構出現，陰影作用可將高層雲面顯出波濤洶湧之組織。產生此種結構之不均勻雲頂情形，可從圖17及28表示出來。

厚度時在變化的卷雲，常有一特殊的纖維狀外型。圖28為在巴西北部上空所攝，有一廣大的纖維狀卷雲組織範圍，向南擴展至南緯五度，這種範圍之卷雲在熱帶(僅在熱帶)乃屬常見現象。中、高緯度之卷雲可能更為光滑均勻且呈層狀雲外型。

(d)積雨雲

一個發展成熟的雷雨，其範圍之廣大度已足可由衛星圖上予以輕易目察。這些中範圍風暴之平均直徑約從8-16 KM，但常呈叢式發生故而直徑較此更大。從衛星高度，積雨雲相當容易被識別。其卷雲砧，其高的反射率以及其所產生之陰影整個聯合給出一特有的外型。以針尖式區域出現於衛星圖上的積雨雲不僅代表為潛在的惡劣天氣區，同時亦顯

示有關其環境之風和溫度場的大量重要情報。圖20中所顯示者為大小不等所出現於熱帶之各式積狀雲。最大最亮之雲區(圖中P及Q點)乃為掠過幾內亞灣之叢式積雨雲。這些雲，由於其厚度較大且最為光亮，故可代表為活躍雷雨羣區。相反，圖中R點四週有一雜色斑點外型區，暗示該處之雲在雷雨活動前，主為中、高雲層所組成。單獨的積雨雲例證(圖中箭頭所示)清晰可見正位於尼日利亞海岸線之外。尼日利亞海岸區之內陸(S點東南)點綴有晴天積雲。此處之雲場由個體性雲所組成，當像機開始分解時攝得。這種體積之積雲，其出現如一模糊的薄層，而其分佈十分敏感於陸——海地區(Erickson and Hubert 1961)。後者之影響可由在海岸線雲的突然終結而說明。本圖中所顯現之雲型為標準的赤道對流雲。顯示於圖21中者為一掠過美國德州之積雨雲活躍區。居圖之中央者為叢式積雨雲，諸雲之雲頂高聳共同出現形成一卷雲盾。這種卷雲之外型既光滑又明亮，因該層之高空風甚小(不足10KTS, 500mb層)，無羽毛狀卷雲生成且其外型相當均稱。均稱尤見於圖中、A、B、C、點處之較小雲分子，彼等呈渾圓的整齊型。以此樣式出現之積雨雲，說明穿過對流層有一很小的風切存在，這種積雨雲在微風區常可觀測到。

圖29中之積雨雲甚易由圖中A點處之羽毛狀卷雲而被認出，該卷雲係向西北方向伸展。羽毛狀卷雲亦為風切之標徵(Erickson, 1964)，此圖中亦有風切存在，一積雨雲在雲型的一邊有一尖銳的雲緣，而另一邊則呈不清楚或絨毛般邊緣。此絨毛邊緣係由以風切方向向下風端伸展之羽毛狀卷雲所引起。在圖29中積雨雲線之尖銳邊緣，乃位於和絨毛狀反方向之B點，(Erickson, 1964)建議謂羽毛狀卷雲之方面，如積雨雲所生成之羽毛呈駐留狀時，可接近高層風本身之方向(而非風切向量)。相當的駐留性雷雨常可由局部性地形，如山峯或加熱後之小島等之效應而生成。藉以指出風切及有時之方向，羽毛狀卷雲對熱帶之高層風分析上，常可獲定性之助。

出現於高緯的積雨雲示例據，可由圖29說明。B點旁所指出的兩個巨型雲分子，成為叢式積雨雲。彼等在一從地面穿過500Mb層的古老渦旋中分別扮演著盤旋雲型之一部份。在B點處之積雨雲有一尖銳的邊緣；在F點處則呈朦朧不清。此即說明有向東南伸展之風切。細胞狀積雲帶向渦旋中心

呈氣旋式盤旋，但由羽毛狀卷雲所指出之切力，則呈反方向或反氣旋式旋轉。此即暗示圍繞此低壓之風地面者較高空者為大。

當積雨雲出現於佈滿低雲之區時，較高雲常可藉其陰影而被識別。圖27中之多數雲乃位於一緩慢移動之冷面的北方，一條深槽從西南移入之潮濕不安定空氣流正被此冷面所迫舉。接近C點處，有一小羣雷雨可由其影而被識別出來。雷達報告說明這些雷雨雲曾達33,000呎之高度。另一區之積雨雲亦可在E點處被識別出來。所欲說明者，垂直發展雲可獨立的從較低之多數層雲，藉雲影及亮度法比較見易。

(A)以雪和冰為背景的雲型

在衛星雲型判讀上所發生之另一較困難問題，是在冰雪的廣漠區甚難從一樣白色的地面去識別雲。例如，積狀雲與小而孤立的雪區，如山頂積雪，則從上俯視時，每呈相同景色。不管這些困難，在雲圖判讀上，可能從雲隔離雪的方法，是研究怎樣去識別積雪之地形。

地形和植物的掩蓋，是決定積雪地形的二大重要因素。山嶺之頂多形成白色的樹枝狀物(Fritz, 1962)；積雪之草地和森林為同量雪所掩蓋，所現之色澤却以前者更較發白。因為這些差異，世界各地的每一積雪區均有其自己的獨特外型。雖地區性雪型有些許隨季節之改變，然其逐日之變量則甚微；積雪的地區不乏陸標顯示，此陸標對永遠在變的雲涵蓋即可形成為背景。如果一個人學會了識別地形，則即可能偵得積雪上雲之存在，因為雲雪會遮蓋地形。在不熟習的地形上去識別積雪，衛星所攝之逐日連續圖可用。因雪型可逐日相同，然雲型則否。

圖31所示為挪威南部的山區積雪地形，圖中之陸地區率多無雲。圖中C點東所現之樹枝形清晰可見，圖中D點區之山嶺主脊以東之山谷，其可辨程度亦同。沿山脊所現之最亮區植物之分佈稀疏；較暗區之輪廓則為山谷。此處之地面積雪為松柏科森林所掩蔽；或山谷因週圍之山脊所遮蔭。此種樹枝狀乃為山岳地形之標準積雪狀況。

圖32所示乃為相當平淺地形之積雪外型。圖中有一鮮雪區乃位於從A點向B點向東延展一線之東南區。此雪型被密執安湖(圖中C點)之未結冰之湖水所擾亂，而該湖呈南北狹向縱向橫亘積雪多區為有落葉樹生長之開闊農莊所充塞。它有標準的由

不同植物所引起的雜色斑點的外型。河流為模糊不清的細線：伊利諾河呈從D向E之延長；而瓦什河則呈從F到G。其餘各條細線所代表之河，則分由H點作矢線指向各河。本圖所示之河流皆較暗，此乃因此處有較多的樹沿其河堤較他處所生長者為快速，故其積雪較少見。I所指之白點係一凍湖；由之，其西及西南之更小白點亦均如此。南密執安湖之西及南地區，是一完全無雲地區，且當瑞雲悄悄席捲此一大草原時，它所代表的是一被雪製成之絕好例證。

另一扁平，無雲而由積雪掩蓋之地區如圖33所示。圖中河谷絕跡，但由樹木，草地及凍湖所形成之不同程度的白色却十分易見。圖中最白之區乃為冰蓋湖。所現於A點者最大乃為溫尼伯湖(Lake Winnipeg)。在溫尼伯湖之東的許多小白點之森林區，乃為B點用箭頭所指示之各個小凍湖。D點之東的四個晦暗區，各代表一由森林所形成的山岳區。C點週圍之淡灰色區，乃為積雪覆蓋於曼尼托巴省(Manitoba)西南之麥田和穀田景觀。

衛星圖上之北極冰堆至為易見且易誤認為雲。出現於圖34中之大衛海峽(Davis straits)有顯明的冰堆邊緣。格陵蘭島現於圖之右且以其無雲之外海水域位於L點之西。M點處之海上有由西北風所形成之帶狀積雲。N及O點以東之暗區乃為海岸水道，率先因離岸風或海潮而形成。大規模的冰界其逐日變化殊小。以逐日為基礎對海洋及大湖記憶冰界位置之痕跡，應可減少誤冰為雲之機會。圖3所示者乃為沿相同海岸線冰堆之另一例證。

(A)沙漠區上空的雲

在世界之乾燥氣候區，稀疏的植物加上紅、黃色土壤和岩石，使地表變為高度反射性物。這些條件構成衛星圖上所見之最光亮地形。鹹性及鹽性物質所形成之乾湖床底，尤其反射性，且易被誤識為雲型(Cronin, 1963)。薄膜式卷雲片當其發生於光亮的沙漠地表面時，常難被偵得。判讀沙漠區上空之雲，乃有助於瞭解某區之地理特性。

圖35表示埃及東南部及蘇丹之不毛區。尼羅河清晰可見從阿斯瓦(Aswan)(圖中A點)伸向東南，而於圖中B點此河復現，於該處該河再轉向折至努比亞沙漠(Mubian Desert)之南。圖中色澤較淡之地形表示不毛區。以圖中B點地形之顏色和圖(下接第28頁)