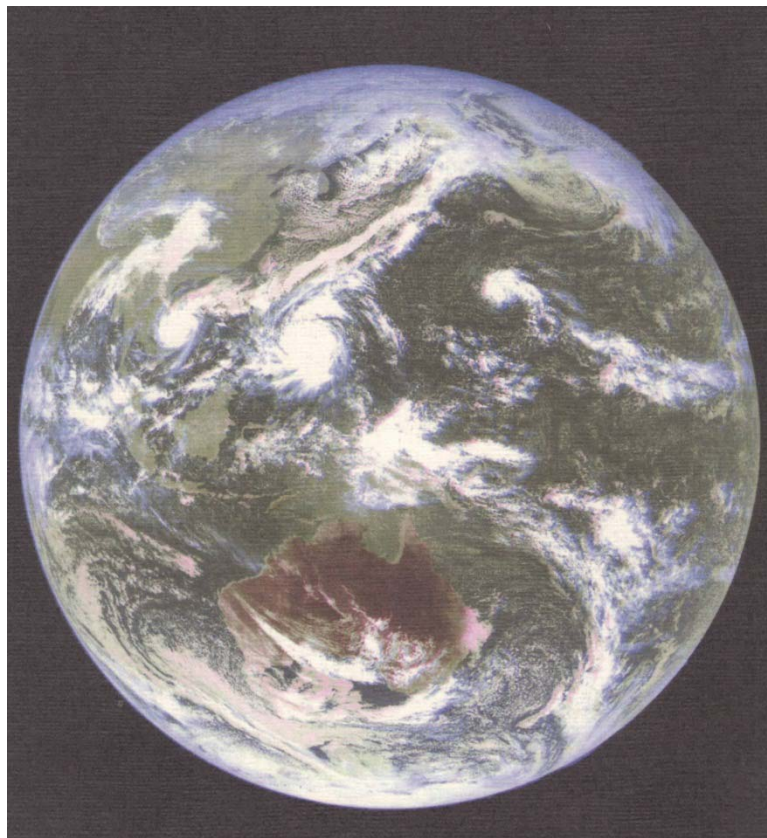


3.7 μm 圖像之解析與利用

運輸多目的衛星新 1 號(MTSAT-1R)

(譯自日本(財)氣象業務支援センター刊物)



編審製作：童茂祥
日文翻譯：陳玉芬 童茂祥
文詞修飾：徐光前 官岱煒
排版修訂：莊清堯

中華民國 101 年 7 月 1 日

目錄

第 1 章 氣象衛星	1
1-1 氣象衛星的觀測	1
1-2 衛星的軌道	1
第 2 章 運輸多目的衛星新 1 號 (MTSAT-1R)	2
2-1 輻射觀測	2
2-2 解析度	3
2-3 校正	4
2-4 導航	4
2-5 根據衛星圖像來判別雲型	5
第 3 章 利用運輸多目的衛星新 1 號可取得之各圖像的特性	7
3-1 利用運輸多目的衛星新 1 號 (MTSAT-1R) 可取得的圖像及波長帶	7
3-2 可見光圖像	7
3-3 紅外線圖像	8
3-4 水汽圖像	9
3-5 紅外差分圖像	13
3-6 利用紅外線、可見光、水汽圖像解析雲的型態	15
第 4 章 $3.7\ \mu\text{m}$ 圖像和 $3.7\ \mu\text{m}$ 差分圖像的利用	22
4-1 $3.7\ \mu\text{m}$ 帶感應器的特性	22
4-2 $3.7\ \mu\text{m}$ 圖像	25
4-3 $3.7\ \mu\text{m}$ 差分圖像	27
4-4 在白天各種圖像看的方式	30
4-5 在夜晚看各種圖像的方式	31
4-6 看的方式根據場所不同	32
4-7 日出時的圖像	35
4-8 夜間帶的各種雲型在 $3.9\ \mu\text{m}$ 差分圖像上看的方式	36
第 5 章 各種現象的監視、解析 (白天)	39
5-1 冰雪區和下層雲的辨識	39
5-2 薄的上層雲	40
5-3 上層雲的影子	42
第 6 章 各種現象的監視、解析 (夜間)	45
6-1 內陸部的霧、下層雲	46
6-2 海洋上的霧、下層雲	64
6-3 薄的上層雲	78
6-4 颱風中心的推定 *	80
6-5 火山活動區和大規模火災區的檢查	91
6-6 在夜間時活躍對流雲區和厚雲區的檢查 *	106
6-7 對航空器有積冰危險性的雲區	119
6-8 關於算出海面水溫的效果	120

第1章 氣象衛星

1-1 氣象衛星的觀測

在2005年當時氣象衛星構成的觀測網如圖1-1所示。在日本方面，於1977年發射向日葵1號（以下簡稱GMS）。此GMS系列1號至5號氣象衛星依序被運用在觀測上，直到2003年5月22日09時（JST，日本標準時間）為止完成所扮演的角色。而從2003年5月22日15時（JST）開始，藉由GOES-9繼續觀測作業直到2005年2月26日GMS系列後續機種的運輸多目的衛星新1號（以下稱為MTSAT-R1）發射升空為止。

從上述氣象衛星（以下簡稱衛星）的氣象觀測網之優點來看，地球上的所有區域在空間上已構成高密度觀測之狀況下，可以針對伴隨於颱風和低氣壓之雲層的變化和移動等等，進行短時間大氣現象的監視。其他，長期儲存所傳回來的整個地球資料可利用在監視氣候的變遷。

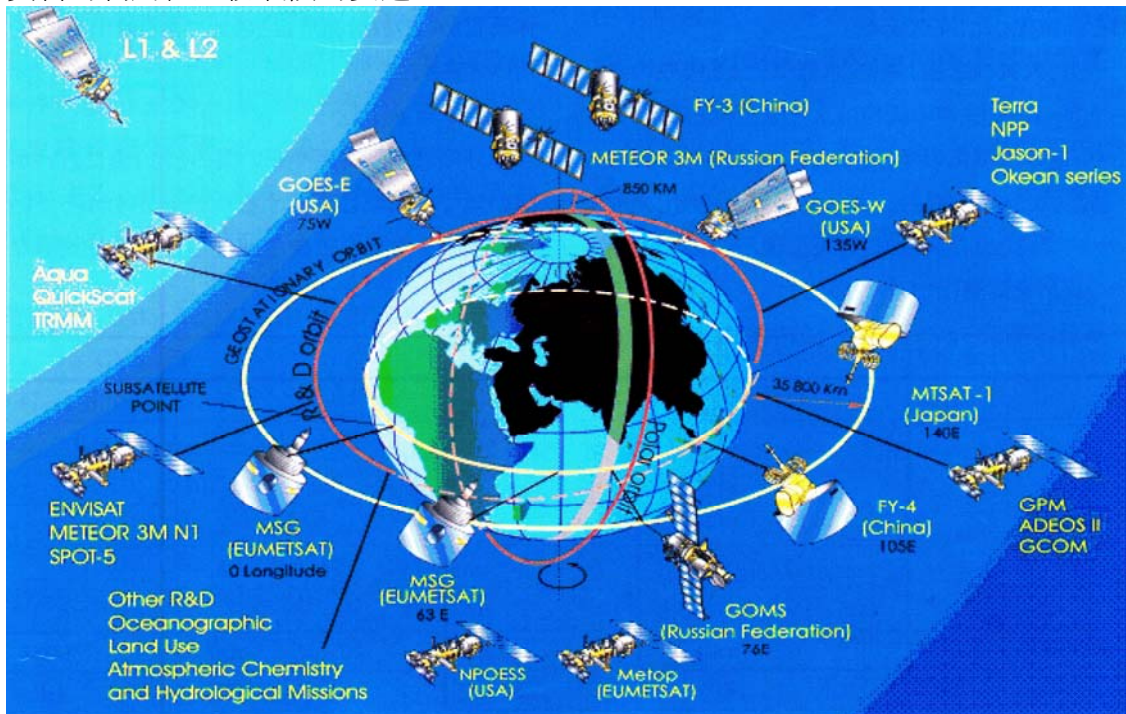


圖1-1：2004年氣象衛星觀測網(WMO提供)

1-2 衛星的軌道

依據衛星運行軌道的不同，衛星分成靜止軌道衛星以及與太陽同步的繞極軌道衛星。靜止軌道衛星，是因為位處於赤道垂直點上方，而且與地球自轉週期相同的速度回轉，所以從地球表面往上看幾乎是靜止在同一點（GMS位處於在東經140°

“GOES-9是在東經155°”之赤道上空的36,000km處）。GOES-9能夠在25分鐘內執行從北極到南極範圍的觀測，對氣象擾動等現象發揮監視及追蹤的功能。而MTSAT系列位在東經140°的赤道上空35,800km處的靜止軌道上，例行作業是每小時掃描一次，但根據情況需要也可重新設定施行每30分鐘掃描一次。由以上的情形看來，要連續性地掌握颱風和其他雲系的移動也變得可能了。

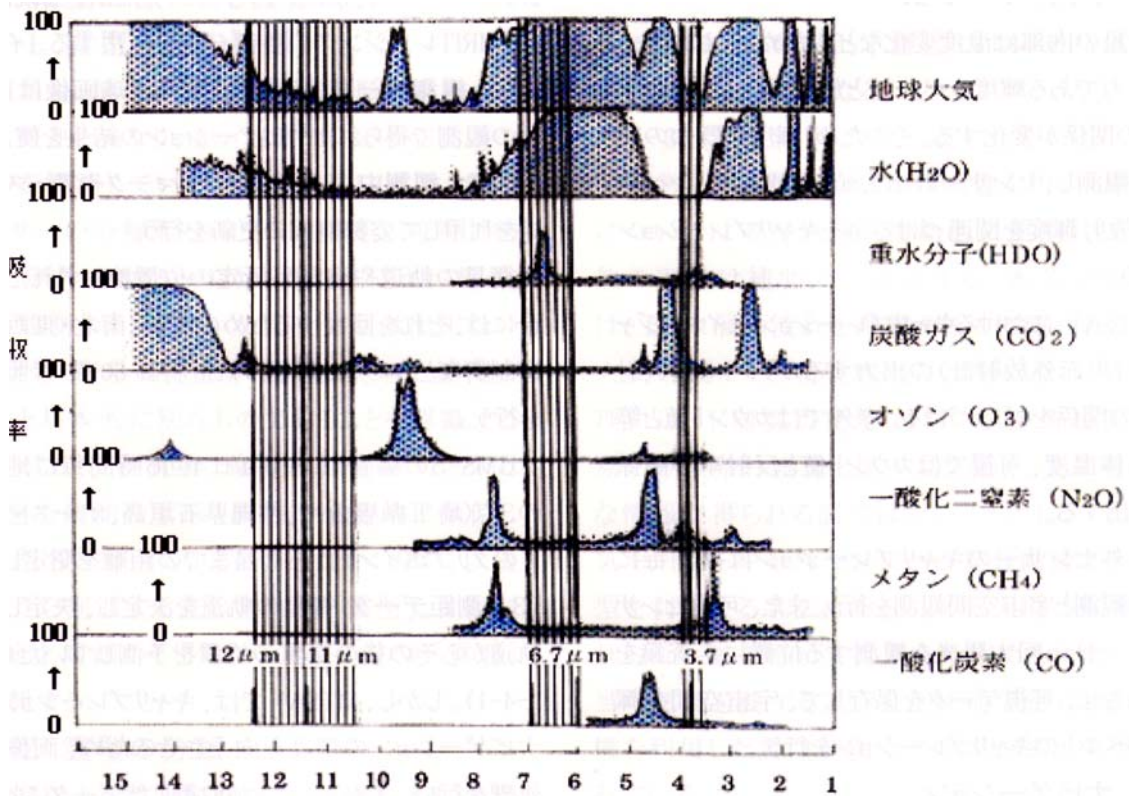
繞極軌道衛星是在比較低的高度（NOAA的情形是850km）以短週期（NOAA的情形是約100分鐘）做南北向的回轉，且以軌道垂直向下距中心約2000km的幅度做觀測。雖然繞極軌道衛星在同一地點一天只通過2次，但可以做靜止軌道衛星所不能施行的南北兩極地方觀測，並且還有提供更佳解析度等等的優點。

第2章 運輸多目的衛星新1號（MTSAT-1R）

2-1 輻射觀測

從太陽放射出來的光（電磁波），在抵達衛星的期間，將通過包圍地球的大氣層，光由於波長被大氣所吸收而無法到達衛星。大氣吸收較少的波長帶，由於不受大氣影響而可以測得從地球表面的輻射，稱為“大氣天窗”，一般來說，這樣的波長帶被用在雲和地表面的觀測。

圖2-1-1是針對輻射波譜來顯示大氣中各種吸收物質的吸收率，Y軸是表示吸收率（%），X軸是波長（ μm ）。



MTSAT-1R觀測使用的可見光波長 $0.55\sim 0.90\ \mu\text{m}$ 帶和紅外線使用的 $3.5\ \mu\text{m}\sim 4.0\ \mu\text{m}$ 帶・ $10.3\sim 11.3\ \mu\text{m}$ 帶・ $11.5\sim 12.5\ \mu\text{m}$ 帶，就是大氣天窗。

$10.3\sim 11.3\ \mu\text{m}$ 帶和 $11.5\sim 12.5\ \mu\text{m}$ 帶觀測到的圖像，分別被稱為紅外線1號圖像與紅外線2號圖像，是將物體所放射的輻射量加以圖像化。通常，所謂的紅外線圖像指的是紅外線1號圖像。

利用 $3.5\sim 4.0\ \mu\text{m}$ 波長域的感應器觀測所得到的圖像，稱為 $3.7\ \mu\text{m}$ 圖像，白天是

由太陽光線的反射和物體的放射，夜晚是從物體的放射所做成的圖像化。

另一方面，所謂的大氣天窗，反過來說就是由於水汽吸收很多 $6.5\sim 7.0\mu\text{m}$ 帶的圖像，而被稱為水汽圖像，可以知道上、中層水汽的多寡。

而且，用 $0.55\sim 0.90\mu\text{m}$ 波長域的感應器觀測所得到的圖像，稱做可見光圖像，是觀測太陽光線反射所製成的。

利用衛星所搭載的紅外線輻射計來測量輻射能量，運用普朗克定律（Plank's Law）轉換溫度為亮度溫度或所謂的相當黑體溫度。亮度溫度（感應器所捕捉到的能量）是以地表面的黑體輻射做基準，雖然經過自太陽的反射光和從地表的感應器之間所存在物體，所放射加以吸收以及再放射所得出的結果，但由於各個感應器的波長領域不同，所以即使是測得同一物體的輻射，還是會觀測到不同的亮度溫度。

紅外線圖像的 $11\mu\text{m}$ 、紅外線4號圖像的 $3.7\mu\text{m}$ ，兩波長領域可同時由地表輻射通過大氣天窗。提到紅外線圖像、紅外線2號圖像、水汽圖像、以及夜間 $3.7\mu\text{m}$ 圖像，其測得的紅外線輻射量轉換為亮度溫度，然後以所變換的色調梯度來表現。亮度溫度是相當於黑體或從所假定物體的輻射溫度。

黑體物質的輻射量 I_B 利用史蒂芬·波茲曼定律來表示。

$$I_B = \sigma T^4 \quad (\sigma: \text{史蒂芬·波茲曼常數、} T: \text{黑體的絕對溫度})$$

不是黑體物質所發射出的輻射量，和黑體物質的輻射量 I_B 的比值用發射率 ε 表示。

$$I = \varepsilon I_B$$

在紅外線領域上，雖然海面和較厚的雲層，其 ε 接近為1，但因為較薄的雲層會大幅度的變化，所以無法得知其 ε ，也無法決定海面和雲的正確亮度溫度。

2-2 解析度

GMS-5和MTSAT-1R所搭載的感應器特性如表2-2-1所示。GMS-5的水平距離解析度在衛星星下點，可見光圖像是 1.25km 、紅外線圖像是 5km 。但由於地球表面的傾斜，隨著離開衛星垂直向下的點之距離越遠，其解析度就越低。在日本附近，可見光圖像的解析度大約變成為 1.8km 、而紅外線圖像為 7km 。GMS-5圖像的色調梯度，可見光圖像的情況是6位元（64色調梯度），而紅外線圖像為8位元（256色調梯度），溫度解析度大約是 $0.5\sim 1.0^\circ\text{C}$ 程度。

而MTSAT-1R的色調梯度，可見光及紅外線圖像都是10位元（1,024色調梯度），因此衛星垂直向下點的水平解析度，也被改良的如同表2-2-1所示。

GMS-5		MTSAT-1R		備註
可見光	紅外線	可見光	紅外線	圖像種類
0.55~0.90		0.55~0.9		波長 μm
	10.5~11.5(紅外線)		10.3~11.3((紅外線)	
	11.5~12.5(紅外線2)		11.5~12.5(紅外線2)	
	6.5~7.0(水蒸氣)		6.5~7.0(水蒸氣)	
			3.5~4.0(3.7 μm)	
1.25km	5km	1km	4km	衛星星下點解析度
64	256	1024	1024	色階

表 2-2-1：GMS-5與MTSAT-1R感應器特性

2-3 校正

由於衛星內部溫度變化等因素會影響感應器的輸出功率，而導致亮度級別值和輻射亮度（能量）間的關係發生變化。為此，藉由已知物體的觀測亮度，再由感應器測得的輸出功率，將亮度級別值和輻射亮度的關係做校正。

在MTSAT的校正是調查影像計（可見光紅外線輻射計）之輸出讀數和輻射量的對應關係。以紅外線來說，是計算出讀數和等值黑體溫度的關係，而可見光則是讀數和反射率的關係。

紅外線感應器的校正，其每次觀測是在執行黑體觀測和宇宙空間觀測。然後，可見光感應器會讓掃描鏡隨著每天一次觀測太陽光的位置移動，而保存可見光的資料，用來和宇宙空間的亮度級別做校正。

2-4 導航

利用衛星圖像去了解圖像上的位置和地球座標上的位置對應是相當重要的，而為此目的之作業稱為導航（圖像位置的整合）。對於導航來說，知道在攝影圖像的時刻，當時衛星的正確位置和姿勢是必要的。因此，知道衛星位置的作業就稱作測距。以MASAT的情形，要使用到所測出的地球邊緣、拿掉地標、星星觀測以及HRIT ranging的各種資料。從影像計的觀測資料所作成的地球圖像，是使用過去時間的觀測所得到的校正結果。而且，在觀測中，每2分鐘就要利用地標和地球邊緣來執行姿勢情勢的更新。

對於從衛星軌道和姿勢所定的位置之偏離，要執行回復此偏離的操控（南北・東西軌道操控等等“專欄：衛星的軌道操控60-P-參照”）。

以GMS-5的情況來說，首先一天4次每6小時從地面上的3個測距站（埼玉縣鳩山町、沖繩縣石垣島、澳大利亞的 Crib point）測得到達衛星的距離（3個點的測距資料），然後決定衛星的軌道，然後從決定好的衛星軌道再來預測之後衛星的位置（圖2-4-1）。但是，以MASAT來說，爲了提高校正和導航的精確度，執行圖像前置處理，對於影像計所取得的資料，採用自律的即時處理。

* HRIT ranging

從CDAS（埼玉縣鳩山町）送資料到衛星，計算它的往返時間，來執行距離測定。

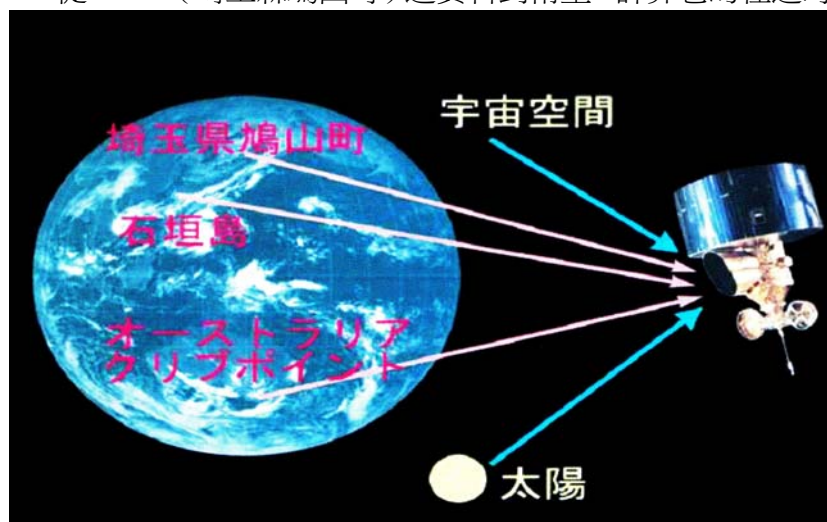


圖 2-4-1：GMS-5使用地上三個測距點

2-5 根據衛星圖像來判別雲型

2-5-1 判別雲型的特徵

衛星是從遙遠的地球上空觀測到雲頂的樣子和在地表面用目視所觀測到雲型是不同的。而且衛星所搭載的感應器之解析度（以GMS-5來說，用可見光約1km，用紅外線約5km）和人的眼睛相比是比較粗糙的，是不可能做出像地面觀測一樣詳細的雲狀分類。因此，用衛星所判別的雲型，和地面觀測的雲狀在基本上是有差別的認知是必要的。而且爲了方便，對於衛星觀測的結果，只不過是採用了和地面觀測的雲型與成因相類似的雲型名稱而已。爾後，從衛星所判別出雲的類型「雲型」，和根據目視的地面觀測所得到雲的類型「雲型」是有區別的。

2-5-2 雲型的分類

根據衛星所判別的雲型，一般分類成Ci（上層雲）、Cm（中層雲）和做爲下層雲的St（層雲/霧）、Cu（積雲）、Sc（層積雲）以及其他雲的Cb（積雨雲）、Cg：Cumulus Congestus（濃積雲）的7個種類。

這些雲型須針對層狀性的雲（Ci、Cm、St）和對流性的雲（Cb、Cg、Cu）掌握其特徵。Sc是有著層狀性雲和對流性雲的中間性格。以層狀性的雲來說，雲區在水平方向的伸展與垂直方向的伸展相比會大得多。層狀性的雲是有「被認知爲有一致性延伸的雲區」「雲的表面平滑，雲頂高度的凹凸較少」等特徵。另一方面，對流性的雲和層狀性的雲相比，雲層較厚但雲區較小。對流性的雲是有「被容易認知爲有獨立胞狀的雲區」、「雲區的表面凹凸不平」等等的特徵。

從衛星所觀測的雲也可以分類成上・中・下層雲。在這種情形下，和根據雲底高度分類成上・中・下層雲的地面氣象觀測是不同的，以衛星來說，因爲是根據雲頂高度分類成上・中・下層雲，所以必須特別留意。利用雲頂高度來做分類，上層雲是400hPa以上、中層雲是400~600hPa、下層雲是600hPa以下，則成爲大約的標準。

2-5-3 判別雲型

通常是使用紅外圖像來判別雲型（關於在白天也使用可見光圖像做補助），其他的圖像用來補助地使用。水汽圖像雖然被使用於理解上、中層的流動，但是根據人的眼睛所判別的雲型在這是沒有用處的，其理由是因爲看不到下層雲，而且上、中層雲的看測法和使用紅外圖像相比更難看見，一點也得不到特別的情報。因此，也有利用水汽感應器和紅外線感應器的差分圖像來判別雲型的手法。但是對於用人的眼睛去運用這些手法來辨別雲型，是需要相當熟練的。這樣的利用計算機的雲型判別演算法一直被採用著。

2-5-4 根據可見光圖像和紅外圖線的判別

可見光圖像是表示被反射的太陽光強度。以雲來說，雲含水量越多且越厚的雲其反射越強。對流性的雲和層狀性的雲相比，因爲雲粒多且厚，所以看起來很明亮。即使同樣是對流性的雲，其雲頂高度變得很高的話則雲變得很厚，會增加其反射強度。也就是說，Cg比起Cu，和Cb比起Cg會更明亮。在下層所形成的雲因爲雲密度變得較厚的情形很多，所以和在上層所形成的雲相比，明亮的情形也較多。也就是說，St會比Ci來得明亮。但是，初春時在大陸多出現非常濃密Ci（dense Ci）的情形，因爲雲密度很厚且看起來很明亮，所以必須注意和其他雲做區別。還有說到很薄的Ci，透過Ci下方所存在的中、下層雲也有可以看得見的情形。在這種情況下，加上從所存在的雲之反射，會比單獨只有Ci時看起來更明亮些。

通常利用紅外線感應器所捕捉到物體的溫度情報，以人的眼睛來看，溫度高的物體越明亮越白，溫度低的物體則看起來較黑。但是，氣象衛星所捕捉到的紅外線情報，是仿效世界的趨勢，亮度溫度越低的物體，如雲等，會顯現越白；而溫度越高的海面 and 陸面則顯現得越黑，就像色調梯度變換表一直利用在解析上。這樣做的話，以紅外線圖像來說，雲頂高度越高的雲越明亮，而雲頂高度越低的雲則像是看起來越暗的圖像化。

一般層狀性雲的情形，Ci是最為明亮的，接著明亮度向下依序是Cm、St。但是在薄雲的情況下，除了雲本身的放射，因為還有從雲下方透過雲層被觀測到的放射，所以比起實際的雲頂溫度變得更高溫，以至於有雲頂高度判斷錯誤的情形。例如說，Ci是薄雲層的情形很多，只是用紅外圖像很容易和Cm弄錯。相反的，如果是非常濃密的Ci，會和Cb有著同等程度的雲頂溫度，則和Cb的識別會較為困難。而雲頂高度低的St，和地面溫度的溫度差很小，只用紅外圖像也很難檢測出。以對流性的雲來說，發展的程度可以使用雲頂高度來做分類。也就是說發展的對流性雲的雲頂高度，Cb是最高，其次是Cg，而發展程度低的Cu是最低的。

根據可見光圖像和紅外圖像的雲型判別圖解如2-5-1所示。這個圖是上述關係的定性表示。

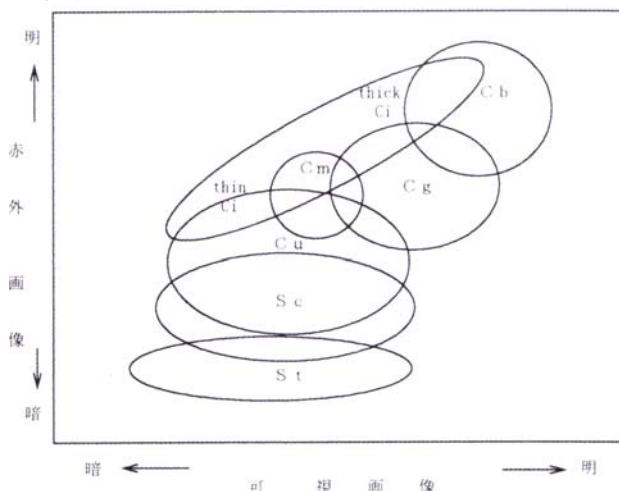


圖2-5-1：可見光圖像和紅外圖像的雲型判別圖解

2-5-5 根據形狀的判別

層狀性的雲是容易存在著有一樣的雲頂高度和相當寬廣的雲區。譬如說，因為St一直有著一定的雲頂高度，所以雲的邊緣是順著地形的等高線維持形狀的情形很多。Ci可以顯示出絲狀（Ci streak）、從Cb吹出砧狀或羽毛狀（anvil Ci）、流動且垂直相交較小的雲列（transverse line）等等的特徵形狀。

對流性的雲個別以比較小的雲塊存在較多。當對流性的雲進一步發展時，因為雲的厚度會增加並且合併，所以從衛星看到雲區的面積會增大。根據各個雲的大小，一般是依序為Cb、Cg、Cu。對流性雲可以顯示出雲列、倒三角形狀的型態、胞狀型態等等的特徵類型。

2-5-6 根據狀態的判別

可見光圖像和其他圖像相比，因為畫素的空間解析度很高，所以可以知道雲表面較細緻的紋理（texture）。由於從太陽光斜照的一方呈現出凹凸的影子，因此可

以很容易地看出雲表面的狀態。層狀性的雲平滑且和雲的表面一樣。另一方面，對流雲的表面則有著凹凸的不平滑。

對流性的雲和下層雲的邊緣是清楚明瞭的。另一方面，上層雲之雲的邊緣，由於上層強風的影響，呈絨毛狀散亂的樣子，是不清楚的。

2-5-7 根據移動的判別

在大氣中一般由於上層的風較強，所以上層的雲移動快速，而下層的雲移動緩慢。因此St、Sc、Cu等下層雲和Ci相比移動較慢。而像Cb和Cg這種伸展又高又厚的雲層，大體上因為用雲層的平均風速來移動，所以和Ci相比移動較慢。

2-5-8 根據時間變化的判別

對流性的雲因為生命期很短，所以在短時間內雲層的形狀和雲頂高度都會有變化。另一方面，層狀性雲的形狀和雲頂高度的變化較小。譬如說，當Cb和Ci相比時，著眼於形狀和形態，在短時間內變化較少的是Ci。

第3章 利用運輸多目的衛星新 1 號可取得之各圖像的特性

在這一章，將說明可見光圖像、紅外線圖像、水汽圖像、分割(split)圖像的特性，以及利用這些圖像來表示所調查的雲型範例。

另外，有關於 $3.7\mu\text{m}$ 帶的圖像，會在第 4 章以後再詳細敘述。

3-1 利用運輸多目的衛星新 1 號 (MTSAT-1R) 可取得的圖像及波長帶

利用運輸多目的衛星新 1 號 (MTSAT-1R) 可取得的圖像，和利用這些圖像所做成的差分圖像及波長帶表示如下。

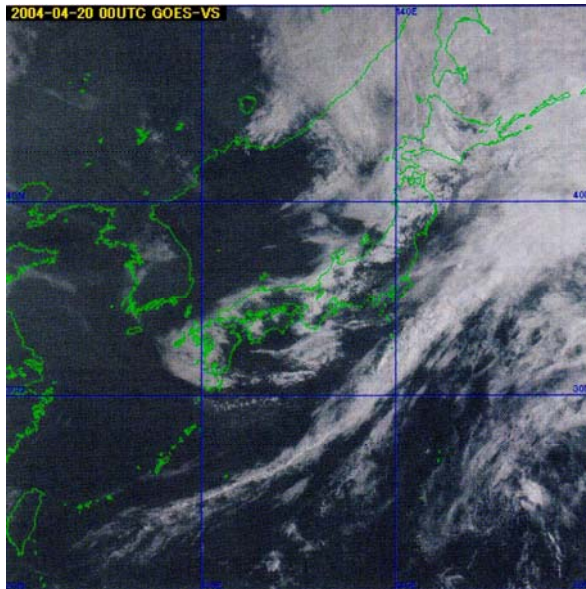
- ①紅外—1 圖像： $10.3\sim 11.3\mu\text{m}$ ----- $11\mu\text{m}$ （以下：稱為紅外線圖線）
- ②紅外—2 圖像： $11.5\sim 12.5\mu\text{m}$ ----- $12\mu\text{m}$
- ③紅外—3 圖像： $6.5\sim 7.0\mu\text{m}$ ----- $6.7\mu\text{m}$ （以下、稱為水汽圖像）
- ④紅外—4 圖像： $3.5\sim 4.0\mu\text{m}$ ----- $3.7\mu\text{m}$ （以下、稱為 $3.7\mu\text{m}$ 圖像）
- ⑤可見光圖像： $0.55\sim 0.90\mu\text{m}$ ----- $0.6\mu\text{m}$
- 利用取得的圖像可以做成的圖像-----
- ⑥紅外差分圖像： $11\mu\text{m}-12\mu\text{m}$ -----（以下、稱為分割圖像）
- ⑦紅外差分圖像： $11\mu\text{m}-6.7\mu\text{m}$ -----（以下、稱為水汽差分圖像）
- ⑧紅外差分圖像： $3.7\mu\text{m}-11\mu\text{m}$ -----（以下、稱為 $3.7\mu\text{m}$ 差分圖像）

3-2 可見光圖像

（1）可見光圖像的特徵

可見光圖像（如圖 3-2-1）是利用雲和地表面所反射太陽光的強弱，並將以圖像化的產物，可以做海、陸、雲等狀態的觀測。圖像化表示反射大的地方較明亮，反射小的地方則較暗。一般而言，雪面和雲因為反射率大所以較明亮，地面和雲相比則較暗，而海面因為反射率小所以看起來最暗。但是，由於觀測場所的太陽高度有所不同，因此看的方法也有差異所以必須要注意。在早晚和高緯度地方，因太陽光斜射造成照射的入射光變少，此狀況下的反射量也變少，同樣地看起來就比較暗。相反的，海面反射（sun glint 太陽光反射之最明亮的區域）可見到明亮的光輝。

圖 3-2-1：2004 年 4 月 20 日 0000UTC 之可見光圖像



（2）可見光圖像的利用

A 厚雲和薄雲的辨別

雲的反射率是依存於雲內所包含的雲粒、雨滴的量和雲的密度。一般而言，下層雲因為含有較多的雲粒和雨滴，所以看起來比上層雲較明亮。另外，積雨雲因其垂直方向發展出深厚的雲，並因含有大量的雲粒和雨滴，所以看起來相當明亮。相反的，薄的上層雲之狀況，則因光可向下穿透雲層，可以清楚見到下層雲和陸地、海面的狀態。

B 對流性和層狀性的辨別

從雲頂表面的紋理（texture）可以辨別雲型。相對於層狀性雲頂表面的一致性地平滑，對流性雲頂表面則是凹凸不均勻的。雲頂表面的紋理，在太陽光稍微傾斜照射時較容易觀察。

C 雲頂高度的比較

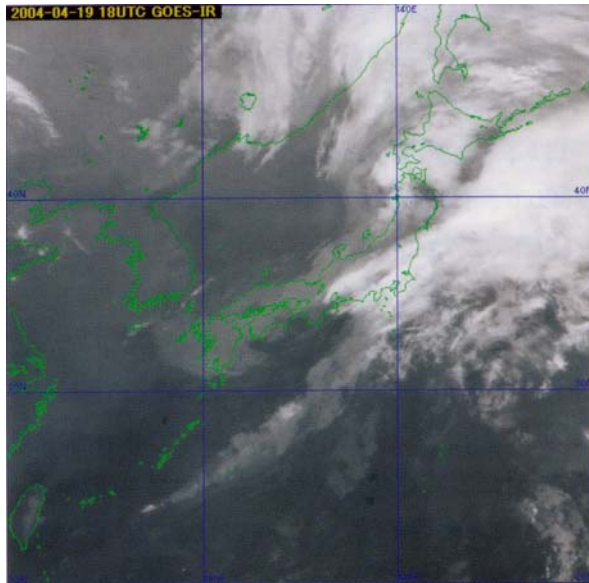
當太陽光傾斜照射時，如果有高度不同的雲共存的話，會出現雲頂高度較高的雲投影，其影子映在雲頂高度較低的雲面上之情形。根據這個影子可以比較出雲的高度。

3-3 紅外線圖像

（1）紅外線圖像的特徵

紅外線圖像（如圖 3-3-1）是表示雲頂溫度的分布。不分日夜皆可以執行相同品質的觀測。為此，雲和地表面的溫度皆適合做經常性的觀測。紅外線圖像是溫度低的地方較明亮，溫度高的地方則較暗的圖像化（2-5-4 章）。

圖 3-3-1：2004 年 4 月 19 日 1800UTC 之紅外線圖像



（2）紅外線圖像的利用

A 經常性監視

紅外線圖像與可見光圖像的差別，是日夜皆可以在相同條件下執行觀測。此差異在對於氣象擾動的經常性監視上，為紅外線圖像最有利的一點。

B 雲頂高度的觀測

紅外線圖像可以測得雲頂溫度，如果能知道在那個位置上的氣溫垂直結構，就可以將雲頂溫度轉換出雲頂高度。對於氣溫垂直結構的推定，很多測站利用客觀解析值和數值預報值的情形。在對流層內因為一般上層的氣溫較低，因此可以說雲頂溫度低的雲其雲頂高度較高。另外，從雲頂溫度的時間變化，可以監視雲在垂直方向的發展程度。

C 雲的型態

從紅外線圖像可以解析出很多雲的型態。特別是在帶狀雲區中的某個區域，有著高壓性區率向極側膨脹的現象稱之為突出(bulge)。通常這個現象被發現在 500hPa 的槽接近時，而且一直被利用在做為氣象現象解析的有效手段。在圖像上，上層的槽位於突出的西緣，被解析為 500hPa 附近的槽所對應的地方(氣象衛星中心：1983)。

D 地表面和海面溫度的測定

由紅外線圖像除了雲頂溫度，也可以測定在晴天區域的地表面和海面溫度。特別是直接觀測少量的海面水溫，將之變成為有用的情報。

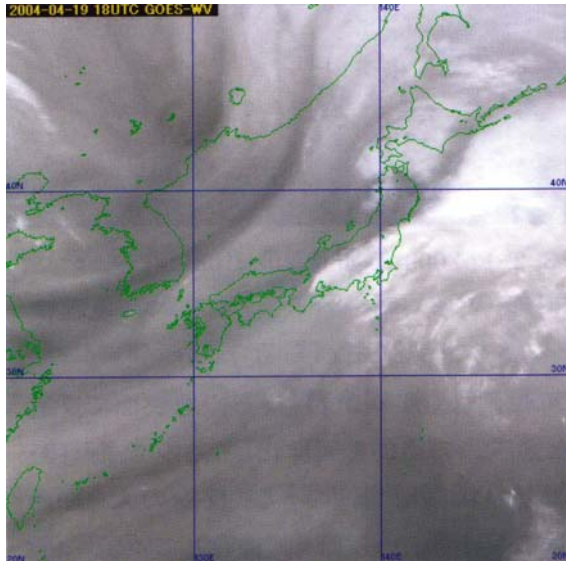
* bulge：鋒面性雲帶在冷空氣側（極側）膨脹成凸狀的現象稱之為「突出」。

3-4 水汽圖像

（1）水汽圖像的特徵

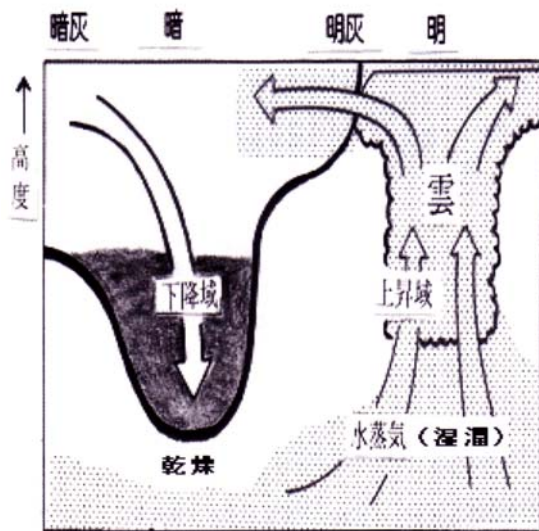
水汽圖像（如圖 3-4-1）也和紅外線圖像一樣是表示雲頂溫度的分布，溫度低的地方較明亮，溫度高的地方則較暗的圖像化。

圖 3-4-1：2004 年 4 月 19 日 1800UTC 之水汽圖像



只是水汽圖像的情況，因為是支配在水汽的吸收上，所以其特徵為圖像的明暗是對應於上、中層水汽的多寡。在上、中層水汽少之較乾燥部分，因為依賴從下層而來之放射量很多的貢獻因此溫度高，所以在圖像上看起來是暗的。而在上、中層水汽多之潮濕部分，由於從上、中層水汽和雲的放射量很多之貢獻所以溫度低，因此在圖像上看起來是明亮的。水汽圖像的這種特徵則如圖 3-4-2 所示。

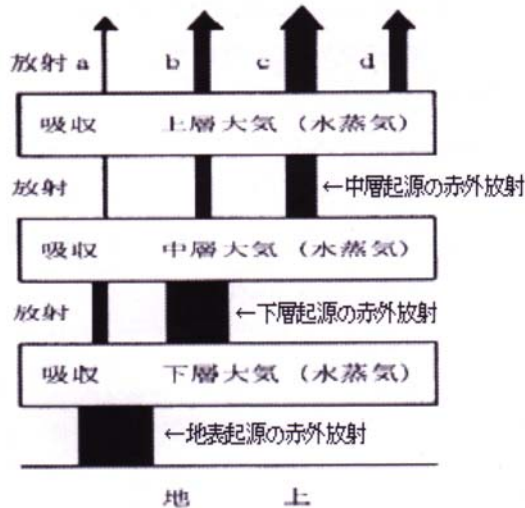
圖 3-4-2：水汽圖像的特徵



將標準大氣單純化為上、中、下層，其概念上的表示紅外線（ $6.7\mu\text{m}$ 帶）放射量的吸收・放射（如圖 3-4-3）。在地表面附近的大氣下層因為氣溫高水汽量多，所以放射的紅外線輻射量也多，同時那幾乎都被水汽所吸收，因此到達衛星的紅外線輻射量很少（如圖中的 a，b）。隨著高度增加由於氣溫低水汽量變少，所以被放射的紅外線輻射量減少，水汽吸收的量也減少（如圖中的 c）。在上層氣溫更低，因為

水汽量也少，被放射的紅外線大體上沒有被吸收而抵達衛星，但是到達衛星的放射量本身卻是很少的（如圖中的 d）。

圖 3-4-3：上、中、下層的紅外線（ $6.7\mu\text{m}$ 帶）之放射量的吸收・放射之概念圖



（2）水汽圖像的利用

A 水汽型態

水汽圖像的特徵是即使沒有雲，要追蹤水汽可以運用可見光圖化的上、中層大氣的流動。根據圖 3-4-3 所表示的原理，由水汽圖像雖然可以得知上、中層的狀態，但下層的狀態由於水汽的吸收幾乎得不到情報，必須要留意。

而且，雖然使用所謂暗域、明域的表現，但是暗域、明域無法用定量的基準做判別，所以在圖像上看到的明亮部分和較暗的部分只是定性的概念。還有圖像上的暗域是表示乾燥區，而明域是表示濕潤區。

到目前為止，和之前所介紹的圖像相比，關於水汽圖像的利用難度較高，所以比起其他圖像，有關水汽圖像的表現和型態需要詳細地說明。

①暗域：在水汽圖像上看起來黑暗的区域稱之為暗域。暗域是表示上、層乾燥的情況。

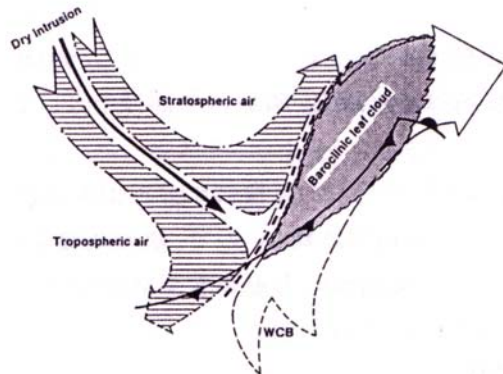
②明域：在水汽圖像上看起來白色或灰色的区域稱之為明域。明域是表示溫度低的區域，上、中層潮濕或者表示在上、中層有雲頂很高的雲區。

③暗化(Darkening)：當暗域隨時間增加一起增暗就稱之為暗化。暗化區是對應上、中層活躍的沉降場，表示槽的加深和高壓的增強。

④乾燥侵入(Dry Intrusion)：下降到低壓附近下層之極乾燥的氣流稱之為乾燥侵入。在水汽圖像上，下降而來的乾燥空氣塊可以做為明瞭暗域和暗域化的認識，以及可以觀測乾燥侵入的程度。白朗寧（1999）強調，乾燥空氣塊從對流層頂附近下降而來，和由於較低的相當位溫而使對流不穩定及對流的發生有著密切的關聯，所以乾燥侵入給溫帶低壓的鋒面、雲、降水的結構帶來了效應。

下降的乾燥空氣塊在冷鋒後面，分開了往低壓中心的氣流和高壓性的氣流。這時，在水汽圖像上暗域表示為「鐵鎚頭（hammer head）」的型態（Young et al.1987）。上層的槽可以解析為是對應在這個型態後方（西側）且往低壓中心的氣流和高壓性氣流所分開的附近。

圖 3-4-4：乾燥侵入與鐵鎚頭（hammer head）型態之模式圖



⑤乾燥狹縫(Dry Slot)：向發展中之低壓中心的冷空氣側流入之乾燥空氣塊的氣流型態稱之為乾燥狹縫。在水汽圖像上，乾燥狹縫看起來像是捲入低壓中心細長的溝狀暗域。在可見光和紅外線圖像上，看起來像是無雲區域或是下層雲區。乾燥狹縫是由於乾燥侵入所形成的。

⑥分界線 (boundary)：分界線是在上、中層有著不同濕度氣塊的邊界。在空間上如果溼度有很明顯地變化，那麼明暗域的對比會變得鮮明，分界線可清楚地顯現。在水汽圖像上所顯現的分界線，是由於大氣垂直方向的運動和水平方向的變形運動所形成的，可顯示出各自特有的型態。Weldon and Holmes (1991、根據氣象衛星中心有日文翻譯) 將分界線分類成 7 種型態 (如表 3-4-1) 並敘述其特徵。

表 3-4-1：

ジェットに関連した バウンダリー	ジェット気流平行型バウンダリー
	傾圧リーフバウンダリー
ブロッキングに関連した バウンダリー	ヘッドバウンダリー
	インサイドバウンダリー
サージを示す バウンダリー	ドライサージバウンダリー
	ベースサージバウンダリー
その他	リターンモイスターバウンダリー

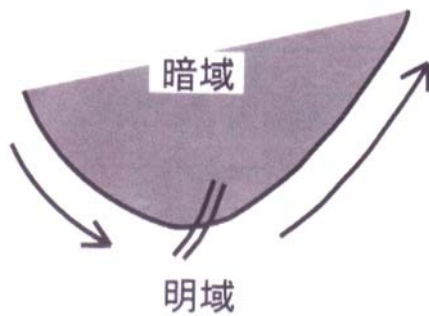
這些分界線從成因和構造來看有：

- 「和噴射氣流有關聯的情形」
- 「表示阻塞狀態的情形」
- 「表示為 surge (爆發) 的情形」
- 可以區分為「其他」

還有，分界線經常不能保持相同性質因而變化。例如從基本的浪湧分界線 (base surge boundary) 移動到內部分界線 (inside boundary) 的情形，以及分界線上游部分是 dry surge boundary，而下游部分卻是斜壓 leaf boundary 的情形等，都必須要留意其時間及空間上的變化。

⑦槽：槽可以解析為分界線的低壓性曲率之極大區 (暗域在南側的凹處) (參照圖 3-4-5 模式圖)。在紅外線圖像上，突出的西緣附近可以解析為是 500hPa 的槽對應的地方。對於這個，在水汽圖像上可以解析槽是 400hPa 以上的上層氣流和槽的對應 (氣象衛星中心：1998)。

圖 3-4-5：上層槽之模式圖



其他，從水汽圖像的分界線形狀，除了掌握上、中層的槽外，還可以從暗域的暗化程度來推定槽的深/淺。應用這樣的結果，可以用來推定數值預報的落後、超前和加深、變淺。

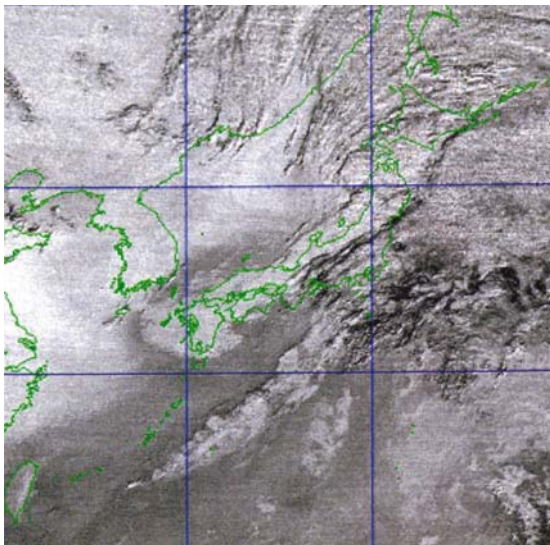
⑧上層渦：水汽圖像上，在上層可以觀測到低壓性的捲入渦和很多高壓性旋轉的渦。尤其是低壓性的捲入渦，特別指定是由螺旋狀捲入明域和暗域的型態。而且也可特別指定根據動畫中明域和暗域的旋轉。利用水汽圖像能特別指定的渦稱之為上層渦，低壓性的捲入渦在上、中層可有效的檢查出低壓和槽（對應 400hPa 以上的上層槽：⑦項）。

3-5 紅外差分圖像

（1）紅外差分圖像的特徵

紅外差分圖像（如圖 3-5-1）是從紅外線亮度溫度扣除紅外 2 號亮度溫度所圖像化的產物。紅外（11 μm ）、紅外-2（12 μm ）的波長帶，雖是被稱為大氣窗內，被水汽等等大氣所吸收很少的波長帶，但卻不能無視水汽的吸收。而且，紅外-2 的波長帶跟紅外線的波長帶相比，根據大氣的吸收只僅僅大了一點點。因此，紅外線和紅外-2 的亮度溫度差值就是依靠大氣中的水汽量。所以紅外差分圖像是當水汽差大時，就像是會變得更暗的圖像化。

圖 3-5-1：2004 年 4 月 20 日 0000UTC 之紅紅外差分圖像



(2) 紅外差分圖像的利用

A 下層雲的辨識

下層雲一般近似黑體，以紅外 1 號和紅外-2 而言，當觀測出相同的溫度值，它們的差分是等於 0。雲頂上方的放射路徑，考慮為一直相當乾燥的話，那麼下層雲雲頂的差分量是小的。紅外差分圖像因為原本就是水汽吸收很少的波長帶之紅外線領域分割為 2 所取得的差值，如果有相當量的水汽存在的話，它們的差值不會變大。大氣中的水汽因為一般是下層多上層少，所以在下層水汽量的多寡會影響紅外線和紅外-2 的差分值大小。以潮濕大氣層的晴天區和乾燥的晴天區來說，利用紅外線和紅外-2 就產生吸收量的不同。因此，用紅外差分圖像可以辨別潮濕下層大氣中的下層雲（成為負值看起來很白）和晴天區。

B 薄的上層雲之辨識

冰晶因使用紅外線和紅外-2 的吸收量不同，所以紅外線這邊放射量會變大(暖)。在非常厚雲層的情況下，因為只觀測到從雲頂的放射，且路徑上的水汽量很少，所以紅外線和紅外-2 的值相差很小。另一方面在薄上層雲的情況，被觀測到從上層雲下方的放射和雲的放射。從雲而來的放射，和厚的上層雲相同，紅外線和紅外-2 的值相差很小。其次，從上層雲下方的放射，在通過上層雲中時，由於受到構成上層雲的冰晶所吸收，所以紅外-1 和紅外-2 就產生了差異。因此在紅外差分圖像上，厚上層雲存在的地方，差異小看起來是白色的，薄上層雲存在的地方，差異大看起來是黑色的。

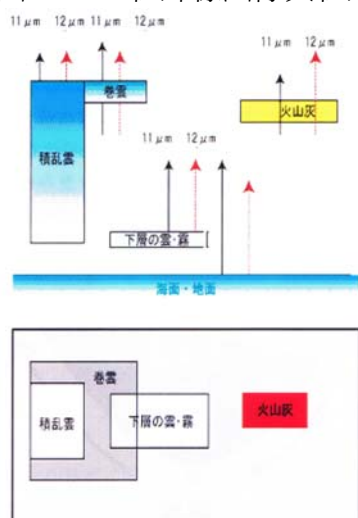
C 火山灰、黃砂的辨識

石英在紅外線和紅外-2 的波長帶其吸收和散射的特性，跟水相比有所謂波長依存相反的特性。為此，紅外-2 這方的放射量變得較大。

計算紅外線和紅外-2 的溫度差所做的紅外差分圖像，當溫度差是正的情形時，是由水滴和冰晶所構成的雲，當溫度差是負的情形時，也就是含有石英的物質。當著眼於氣象學的雲和石英是主體的現象（例如火山灰和黃砂）時，在紅外差分圖像可能有所區別。利用這個特性是可能做火山灰和黃砂監視的。

這個 A、B、C 的概念圖，如圖 3-5-2 所示。

圖 3-5-2：紅外線圖像與紅外-2 圖像之放射概念圖



3-6 利用紅外線、可見光、水汽圖像解析雲的型態

3-6-1 溫帶低壓的發展型態（瞬間囚錮型）

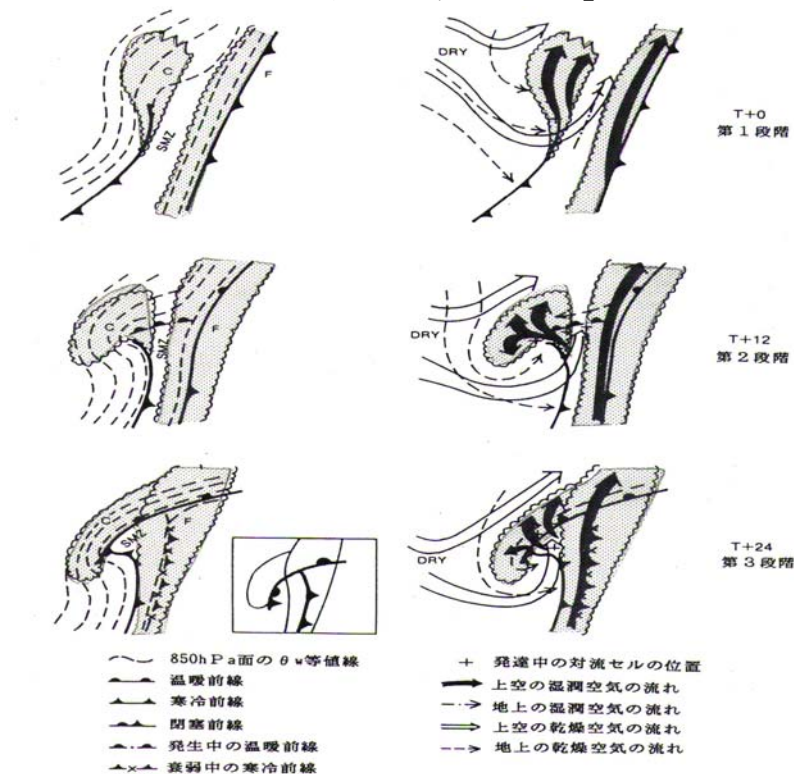
有關於各種雲型的特徵在氣象衛星圖像的解析及利用（2000.3）：因為在氣象衛星中心書中有詳細地敘述，所以在這作為應用的例子，是採用溫帶低壓發展型態（瞬間囚錮）的解析例，來介紹關於紅外線、可見光、水汽圖像的利用方法。

由氣象衛星圖像所見到的溫帶低壓發展型態大致可分為，

- ①在中緯度由鋒面波動發展的低壓（普通型）
- ②由斜壓帶極側南下的逗點型雲區，在接觸中緯度鋒面帶前，做為低壓的發展型（逗點型）
- ③由斜壓帶極側南下的逗點型雲區，接觸中緯度鋒面帶且和鋒面雲帶合併的急速移動阻塞型（瞬間囚錮型）有三種類型。

如圖 3-6-1，McGinnigle et al.（1988）指出關於瞬間囚錮的「3 階段的生命循環模式」，由冷鋒對應的雲帶的冷空氣側之渦度和雲帶的暖空氣側的暖空氣移流之觀點來看，顯示出有關瞬間囚錮第 1 階段（逗點雲發生時）、第 2 階段（雲區合併前）、第 3 階段（瞬間囚錮時）的生命循環模式。在圖中，加上了逗點雲發生前的階段，以及隨著時間經過，來進行瞬間囚錮的生命循環模式的解析。

圖 3-6-1：囚錮的「3 階段的生命循環模式」



3-6-2 瞬間囚錮型生命循環

(1) 逗點雲發生前

圖 3-6-2 是 2003 年 3 月 24 日 00UTC 水汽圖像顏色的表示涵意。在這個顏色的表示圖像上，除了顯示暗域的橘色部份之外，其餘的顏色是代表明域的階段。

圖 3-6-2：2003年3月24日00UTC水汽圖像
之彩色表示(紅色點線：由RSM之GPV導出
的500hPa等溫線、白色箭頭：噴射氣流、
白渦：上層渦)

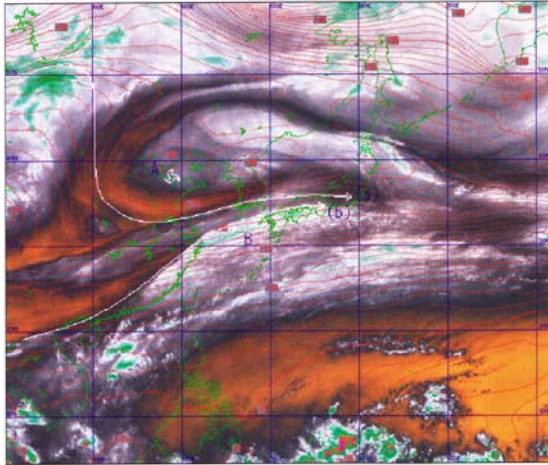
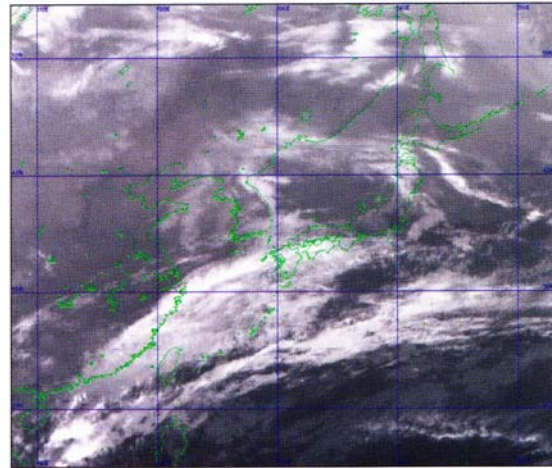


圖 3-6-3：2003年3月24日00UTC
紅外線圖像



由圖 3-6-2 的水汽圖像以分界線來解析噴流的話，可以解析出極地噴流 (a) 與副噴流 (b) 兩條噴流並以白色箭頭表示之。兩條噴流在日本附近合流，將 RSM (以日本為中心的東亞區域作為對象的氣象廳區域光譜模式 = **Regional Spectral Model** 的簡稱，以下稱之為 RSM) 的初始值 GPV (在大氣中或地表等被設定為網格點上氣象要素之類的值。網格點值 = Grid Point Value 以下稱之為 GPV) 的風向、風速作為參考並與 300hPa 的高度作對應。

另外，也可以解析出在渤海灣附近的上層渦 A；及自日本南岸到南中國海的鋒面雲帶 B。這個上層渦 A 位發生在極地噴流(a)，而鋒面雲帶 B 會在副鋒面噴射氣流 (b)處。如參考 GPV 的話，在上層渦附近可以解析出 500hPa 高度的槽線和在 500hPa 上-28℃的冷空氣核心。

在此，利用水汽圖像所見到上層渦的垂直向下，則和-28℃的冷空氣核心並無關聯，且無法看到匯集的雲區。只能勉強在正對渦之前面的黃海上，有對流雲開始發生的程度。其原因是由於上層渦之垂直向下是位在和海上不同的陸地上，而且沒有來自下層的水汽補給，可以考量是由於上層冷空氣沒有很強之故。像這樣的現象是在大陸上是很常見的現象。

圖 3-6-4 是表示從紅外線圖像、可見光圖像及水汽圖像所求得逗點雲發生前的模式圖。在地面天氣圖上從日本東海上到華中為高壓帶，而上層渦垂直向下處則成為鞍形場。

圖3-6-4：2003年3月24日00UTC模式圖

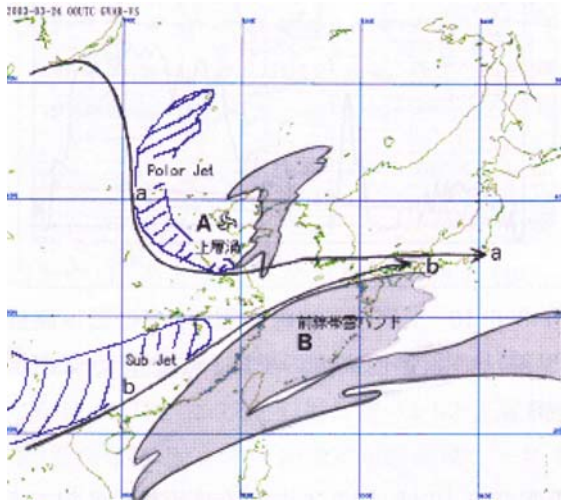


圖3-6-5：2003年3月24日00UTC天氣圖

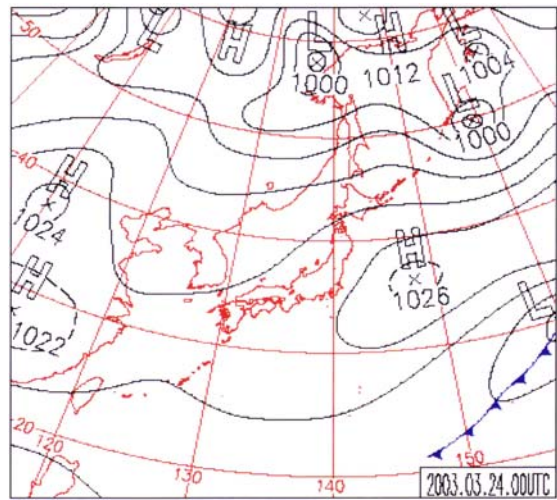


圖3-6-6：2003年3月25日00UTC水汽圖像

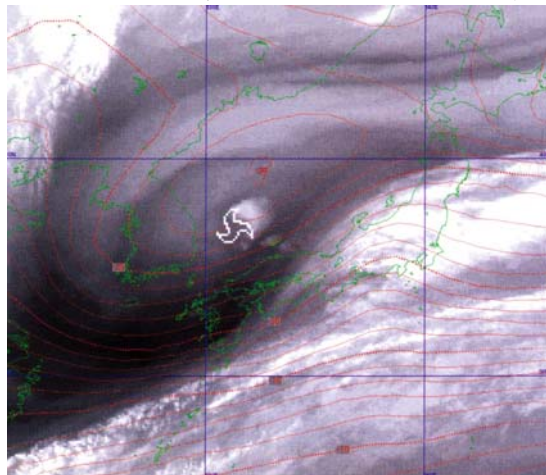


圖3-6-7：2003年3月25日00UTC紅外圖像

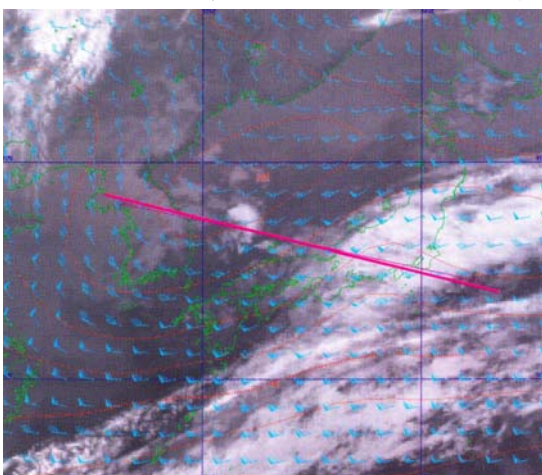


圖3-6-8：2003年3月25日00UTC可見光圖像

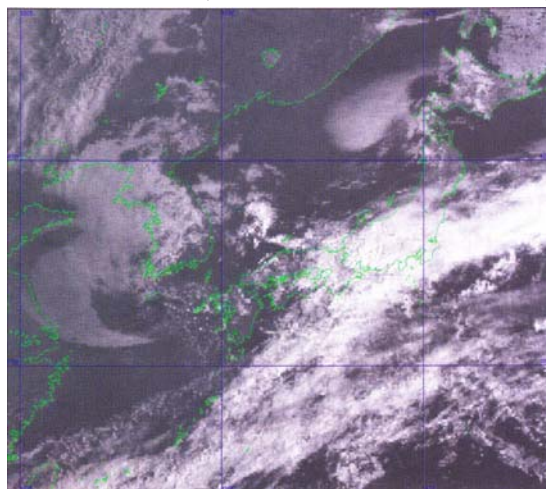
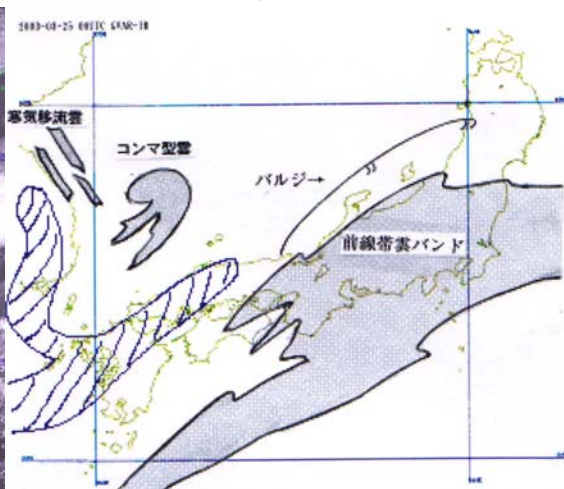


圖3-6-9：2003年3月25日00UTC模式圖



(2) 逗點雲發生

①逗點雲和鋒面雲帶的解析

至於 25 日 00UTC 的上層渦前進到了日本海西部。這個上層渦在 500hPa 伴隨著 -28°C 的冷空氣核心。由紅外線圖像和可見光圖像可清楚知道，在日本海西部雲區前面發生了中尺度的逗點雲。利用每小時的動畫來看，可以見到逗點雲頭部往中心呈低壓性旋轉。另一方面，鋒面雲帶由於上層渦的接近，往極側膨脹的突出（鋒面雲帶在冷空氣那側「極側」成凸狀有著高壓性曲率的膨脹現象。由於槽的接近對應著鋒面波動和低壓的發展，從下層上昇的暖濕氣流，顯示雲區正在發展。）正在增強。由圖 3-6-7 的 500hPa 的等溫線可知，暖空氣沿著鋒面雲帶正從四國南面潛入。正對著逗點雲後面的日本海西北部，由於冷空氣移入，下層雲正在開始生成。

觀看水汽圖像可知，可清楚解析出逗點雲和鋒面雲帶是個別的雲區，在這兩個雲區之間出現一暗域正在潛入。此情況，表示在兩個雲區之間有乾燥的空氣塊正在流入。

圖 3-6-10 是利用圖 3-6-7 紅外線圖像上的紫色線之空間剖面圖，表示上層渦和鋒面雲帶的雲頂高度，以及各指定高度的風向、風速、氣溫圖。在上層渦東經 132 度附近的西側上空 500hPa 處有冷空氣，在下層有正在暖空氣流入。但是，300hPa 附近是對流層頂，則好似被暖空氣覆蓋的狀態。而且，由於 400hPa 的上空是穩定層，所以在這以上的雲沒有發展的希望。至於雲頂高度剖面圖，在東經 132 度附近高度較高的部分正是逗點雲。那雲頂的頂端大約是 430hPa。如參考圖 3-6-7 的 500hPa 的風向、風速以及剖面圖在東經 130 度附近的風向、風速，則可以解析從 500hPa 到 300hPa 的槽。另外，在槽後正是東經 130 度以西，從 250hPa 到下層正盛行西北風。相反的，在鋒面雲帶下層從西南方有暖空氣流入，正成為 315K 的高相當位溫區（圖略）。而地面天氣圖上，在東海上被解析出有地面低壓。而且，在庫頁島(Sakhalin)以東、鄂霍赤克海上也被解析出有地面低壓。為此，從北海道到日本海、東海上的連結線成為氣壓的谷區。逗點雲和鋒面雲帶在這氣壓的谷區中。

圖 3-6-10：上層渦及鋒面雲帶之雲頂高度(黑線)、各指定面高度之風向與風速(藍色線)、氣溫圖(紅線)

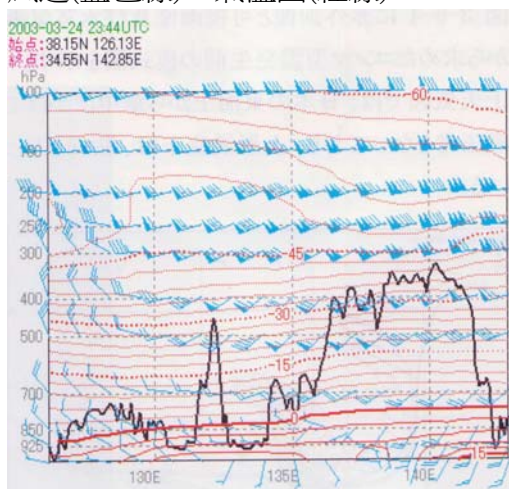


圖 3-6-11：2003 年 3 月 26 日 00UTC 地面圖

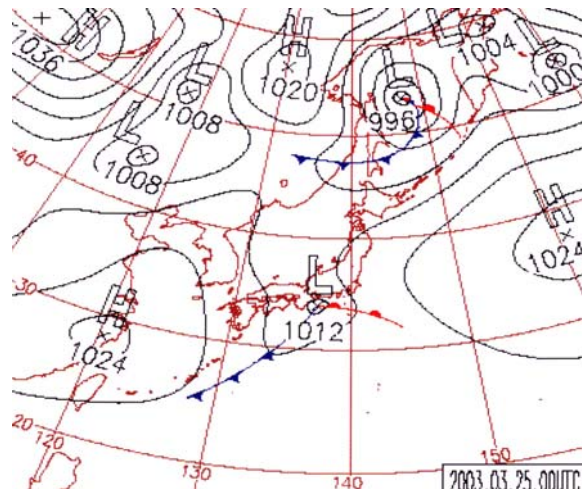


圖 3-6-12：2003 年 3 月 26 日 00UTC
可見光圖像

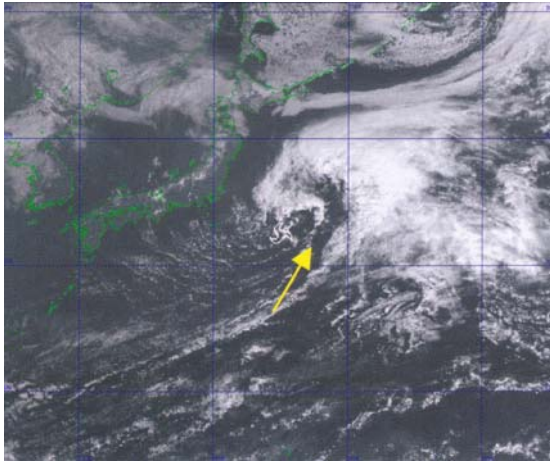
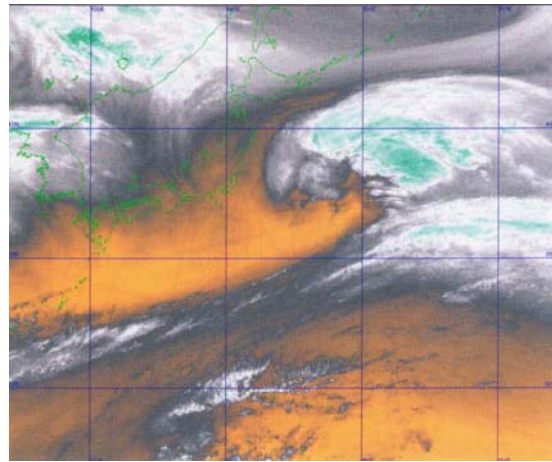


圖 3-6-13：2003 年 3 月 26 日 00UTC
水汽圖像



(3) 逗點雲和鋒面雲帶的合併前

至於 26 日 00UTC 的鋒面雲帶接近上層渦所伴隨的雲區，由紅外線圖像和可見光圖像來看，可以看到是為一個雲域的系統。只是在伴隨鋒面雲帶和上層渦的雲區間，有 OPEN 區（黃色箭頭），還沒有完全一體化。另外，在伴隨於上層渦之雲區的東方地面鋒面，可以另外解析出副冷鋒面（2 次鋒面）雲列。在這個雲列的後方，也正在出現伴隨冷空氣移動的絲狀雲。圖 3-6-14 是從圖像所解析的雲之模式圖。地面上的鋒面 a，副冷鋒 b，冷空氣側的對流雲列群則用 c 表示。以雲區的關聯性來說，所謂雲的系統是兩雲區很厚而且所構成雲的構造不同，由於雲區內的對流活動也不同（伴隨上層渦的雲區是上層雲和積雲的 2 層構造，鋒面雲帶則是含有上層雲・中層雲・積雨雲及積雲的 3 層構造之厚雲區），所以伴隨上層渦的雲區和鋒面雲帶的雲區被解析為個別的雲區。以地面天氣圖來說，在日本東海上被解析的低壓，在鋒面上也即將被解析出四錮點。

圖 3-6-14：2003 年 3 月 26 日 00UTC 之
模式圖



圖 3-6-15：2003 年 3 月 26 日 00UTC 之
紅外線圖像

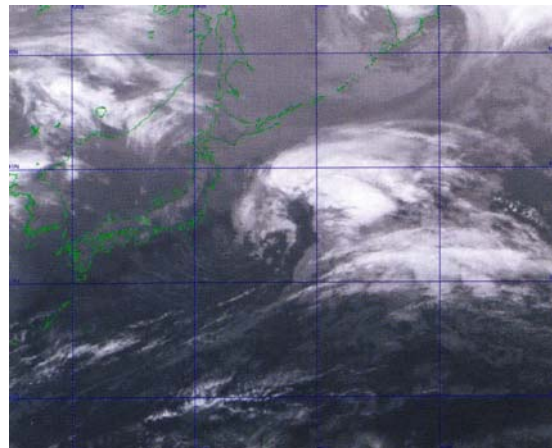


圖 3-6-16：2003 年 3 月 26 日 00UTC 之地面天氣圖。

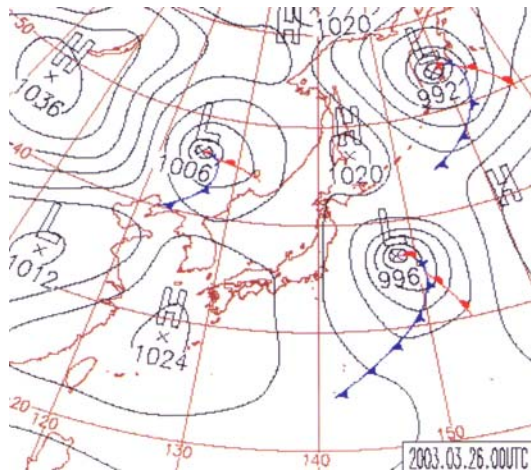
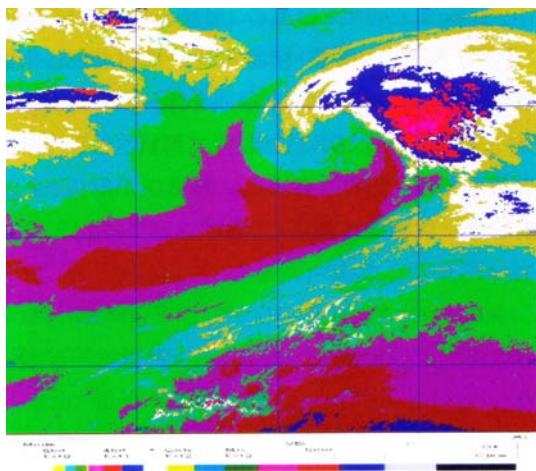


圖 3-6-18：2003 年 3 月 26 日 12UTC 之水汽圖像(彩色顯示)



(4) 瞬間囚錮

圖 3-6-17 是 2003 年 3 月 26 日 12UTC 的水汽圖像。顯示伴隨上層渦的雲區和鋒面雲帶的雲區，合併成爲一個對應於發展低壓之雲系統。在雲系統的後方，暗域在擴展，暗域正往低壓中心深深地潛入。正因爲如此，這個低壓被暗示爲是最旺盛期的囚錮低壓。圖 3-6-18 因爲是水汽圖像運用顏色表示的情形，所以分別用紅色表示 -12.0°C~-13.0°C，粉紅色表示 -13.0°C~-20.0°C，綠色表示 -20.0°C~-25.0°C，藍色表示 -25.0°C~-30.0°C，黃色表示 -40.0°C~-50.0°C，白色則表示 -50.0°C 以下的溫度。

和圖 3-6-19 的紅外線圖像比較，從粉紅色到紅色的部分對應著暗域。更進一步黑暗化的部分（紅色）正往低壓的中心，而且能清楚明瞭往這個低壓的乾燥空氣塊正在流入。

從圖像做成的模式圖(圖 3-6-20)來看的話，在「(3) 逗點雲和鋒面雲帶的合併前」所解析的地面鋒面 a 和副冷鋒 b，可以解析成爲重疊的一條雲帶 d。但是，d 與後方伴隨於冷空氣移動之雲區群 c 之間有晴天區域，這個晴天區域在到雲區中心爲止，正成爲潛入的乾燥狹縫。看地面天氣圖(圖 3-6-21)的話，日本東海上的低壓，正急速

圖 3-6-17：2003 年 3 月 26 日 12UTC 之水汽圖像

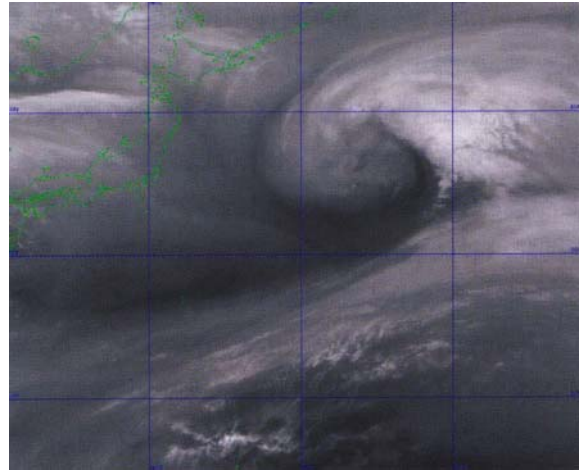
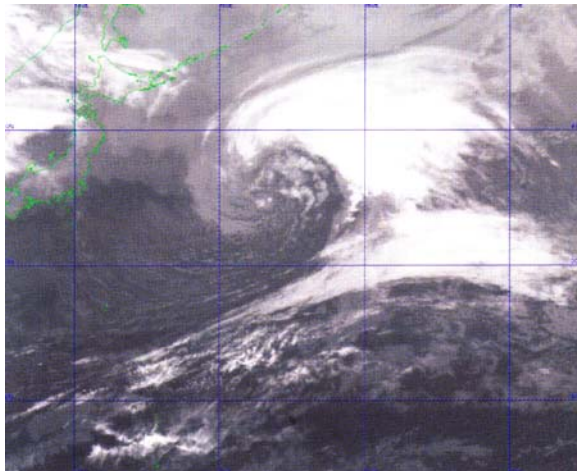
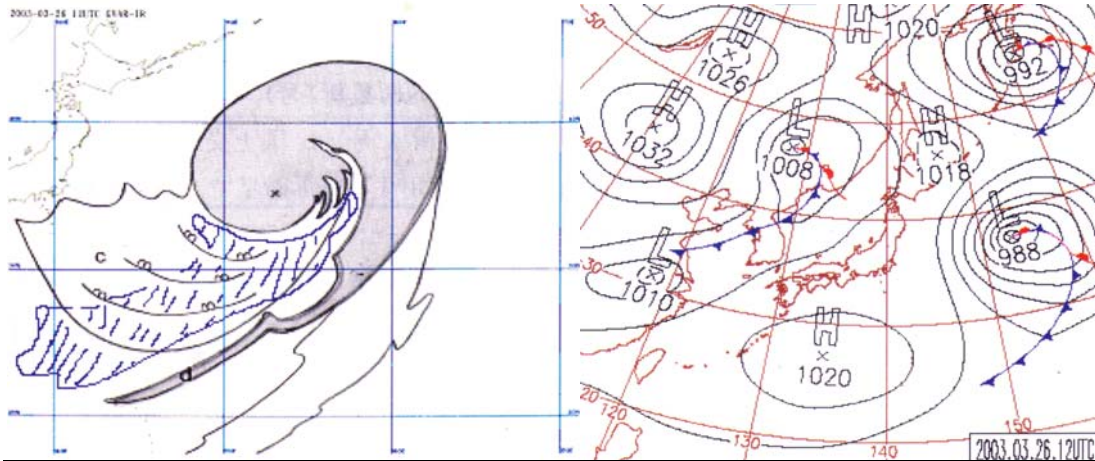


圖 3-6-19：2003 年 3 月 26 日 00UTC 之紅外線圖像



地發展為 988hPa。在它的東南側有低壓點，從那裡被解析為冷鋒和暖鋒。

圖3-6-20：2003年3月26日12UTC模式圖 圖3-6-21：2003年3月26日12UTC地面天氣圖



三軸控制衛星 MTSAT-1R（運輸多目的衛星新 1 號）

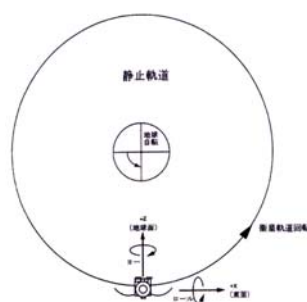
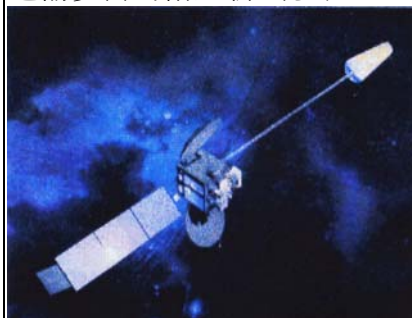
「MTSAT 新 1 號」是國土交通省（氣象廳及航空局）所運用的靜止軌道衛星，其太陽能電池面板前端到太陽風帆前端的全長為 33.1m，伸展的天線寬度為 10m，被稱為 base 的本體是 2.4m×2.2m×3.0m 的大小，發射升空時的總質量為 3 噸。

MTSAT 系列是本身自轉，和以「旋轉方式」攝影地球的「GMS-5」相比較，衛星的控制方式基本上是不同的，所以為總是向著地球方向的「三軸控制方式」來運轉。

三軸方式是以衛星的重心為原點垂直相交三個軸，關於它們是為了謀求衛星的穩定化，但要確認太陽與地球的關係以及星星的位置，則需移動姿勢感應器，來檢查出面向地球方向的微妙誤差。當檢查出誤差的情況時，轉動所謂動量飛輪的旋轉陀螺，給予很大的角動量來控制這三個軸，去進行高精確度的姿勢控制，是讓姿勢穩定的方式。還有，當有大誤差的情形時，則由所謂推進器的引擎做氣體的少量噴射來進行控制。而結果就是旋轉的衛星「GMS-5」掃描地球的時間，壓倒性地比看著宇宙漆黑的時間還長，而因為三軸衛星觀測雲圖像的影像計總是面對著地球方向，所以觀測的時間間隔隨著觀測時間可以縮短許多。

因此，可利用來做多頻道（GMS-5有4個頻道，MTSAT-1R有5個頻道）觀測。還有，由於使用了延展且大的太陽能電池所以能獲得更大的電力，並可以同時實施航空器的管制運用（航空任務）和氣象衛星觀測（氣象任務）。

運輸多目的衛星新1號（MTSAT-1R）及座標軸



第4章 $3.7\mu\text{m}$ 圖像和 $3.7\mu\text{m}$ 差分圖像的利用

4-1 $3.7\mu\text{m}$ 帶感應器的特性

運輸多目的衛星新1號 (MTSAT-1R) 使用的影像計是由 Raytheon Santa Barbara Remote sensing 公司所製造生產的產品，稱之為 Japanese Advanced Meteorological Imager (JAMI)。JAMI 所搭載的紅外線頻道中，第4號的觀測波長帶為 $3.5\sim 4.0\mu\text{m}$ ，所取得的紅外線圖像，通常被稱為 $3.7\mu\text{m}$ 圖像。

GMS-5 的水平距離解析度，在星下點可見光頻道是 1.25km 、紅外線頻道是 5km 。和 GMS-5 相比，MTSAT-1R 利用 JAMI 取得的水平距離解析度為，可見光頻道 1km ，紅外線頻道 4km 。但是，這是在星下點的值，而隨著遠離星下點，也就是說開始看見地球表面傾斜時其解析度將逐漸降低。所以 MTSAT-1R 在日本附近的解析度，大約是可見光頻道 1.55km ，紅外線頻道 6km 。

4-1-1 在 $3.7\mu\text{m}$ 圖像上的雜訊

圖 4-1-1 和圖 4-1-2 是表示 GOES 的 $10.7\mu\text{m}$ (紅外線) 和 $3.9\mu\text{m}$ 帶的溫度與放射之關係圖。觀看圖 4-1-1， $10.7\mu\text{m}$ 帶的亮度溫度和放射的關係是顯示為緩緩傾斜的曲線，可以觀測直到 210°K 附近的低溫區。這是表示紅外線的亮度溫度在關於暖區和冷區這兩方面，可決定的正確情報。

圖 4-1-1： $10.7\mu\text{m}$ 帶之溫度與放射的關係(縱軸=放射、橫軸=亮度溫度)
(NOAA/NESDIS：2003)

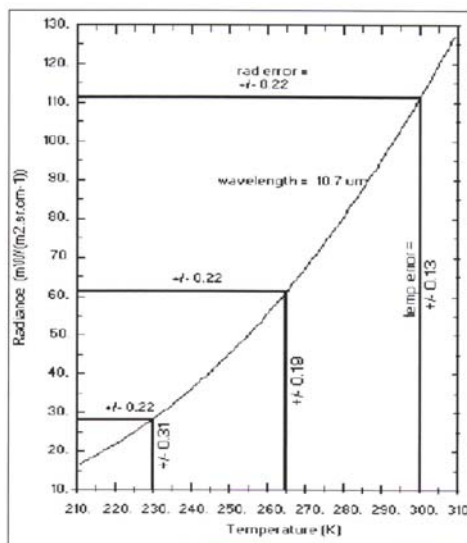
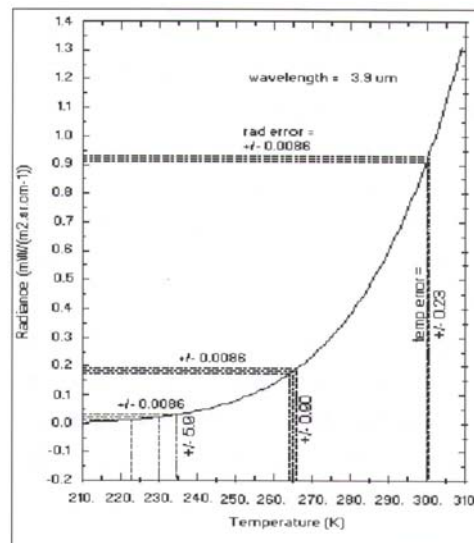


圖 4-1-2： $3.9\mu\text{m}$ 帶之溫度與放射的關係(縱軸=放射、橫軸=亮度溫度)
(NOAA/NESDIS：2003)

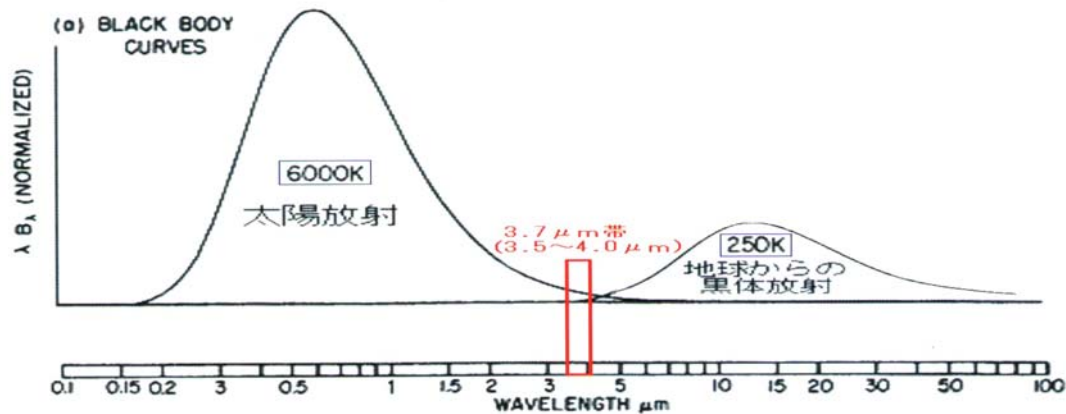


和 $10.7\mu\text{m}$ 帶相比， $3.9\mu\text{m}$ 帶的放射量是當溫度變低（上層）時，輻射量大約是等於 0。特別是在 230°K 以下的低溫區，亮度溫度的觀測精確度變得極端地不佳（圖 4-1-2）。這是在變換溫度情報的 $3.7\mu\text{m}$ 圖像上，在雲頂溫度低的積雨雲等則會顯現出含有雜訊的雲區（在圖像上可以看見混合著點狀的雲區）。

這個情況是表示在 $3.7\mu\text{m}$ 帶的冷溫度範圍，針對雲頂溫度的解析是起不了作用的。因此，對於雲頂溫度的解析有必要使用紅外線圖像。

4-1-2 3.7 μm 帶感應器的特徵（發射和反射）

圖 4-1-3 是表示對應地球放射（長波放射）和太陽放射（短波放射）的黑體輻射波譜圖。



3.7 μm 帶的觀測波長區域，是在地球放射和太陽放射的基礎架構上，只有一點點重疊的區域。為此，以白天的 3.7 μm 頻道來說，就是觀測到從地球表面和雲直接發射的能量以及太陽光的反射。也就是說，到目前為止是利用可見光圖像和紅外線圖像所合併的特徵。只是夜間帶在針對 3.7 μm 圖像來說，因為沒有太陽光反射能量的貢獻，所以只有紅外線圖像的特徵。而且，也由於地球和雲的表面狀態，使得放射率和反射率有很大的變化。以 3.7 μm 的波長來說，雖然由於雲裡所含的水滴使太陽光線在後方散射，但因為發射率的不同使得溫度差很小，所以 3.7 μm 帶的波長可觀測到長波長放射（地球放射）和短波長放射（太陽放射）這兩者。為此，有太陽光的白天可觀測到可見光和長波放射這兩方面，而在沒有太陽光的夜間，則是觀測到雲和地表面的黑體輻射等等的不同。

4-1-3 反射特性

在 3.7 μm 帶其雲的反射率主要是依附於雲粒的直徑和它的型態（水相/冰相）。在分類上即使是相同的雲，但由於發生地點和發展方式等等的差異性，在 3.7 μm 帶圖像上可以看出有不同的情況，所以就雲微物理學來講，其檢討與判別是相當重要的。

3.7 μm 的反射特性如同圖 4-1-4 所示，不僅對雲的厚度很敏感，同時對粒子的尺寸大小也很敏感。將水滴和相同大小的冰滴做比較，水滴其反射率較大。在白天期間，伴隨著較小水滴的雲，例如說陸地上的積雲、霧/層雲等下層雲，利用 3.7 μm 圖像來看，跟冰晶雲（上層雲）相比反而較暖（暗）。這時相反的，上層雲的反射率小看起來較明亮。還有，伴隨著大水滴的海上層積雲，和陸上的積雲、層雲相比，相對地看起來較暗。而且，在冰雪面的太陽光反射也和冰晶同樣地很少（Kidder and Wu, 1984）。

圖 4-1-4：3.7 μm 帶水雲及冰晶雲的反射特性

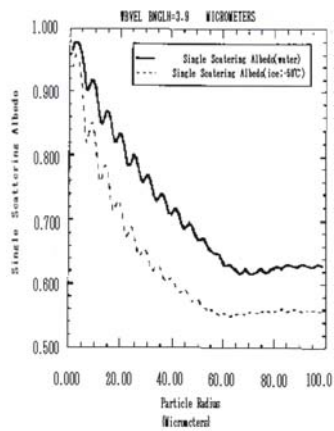
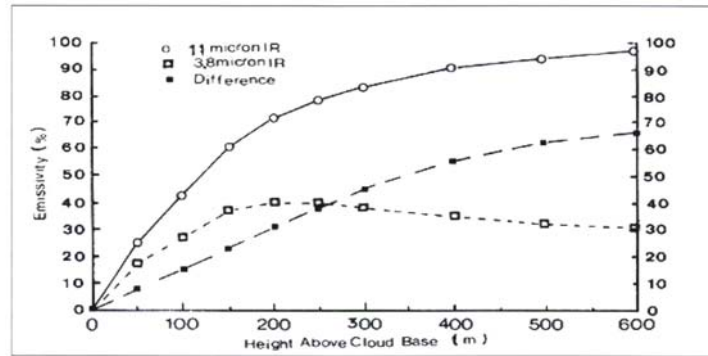


圖 4-1-5：層積雲(雲水量 0.1gm-3)之雲厚與射出率之關係



4-1-4 發射特性

發射率 (emissivity) 雖然和波長都依存於地表面的反照率，但 3.7 μm 帶和 11 μm 帶 (以下稱：紅外線) 相比其變化更大。

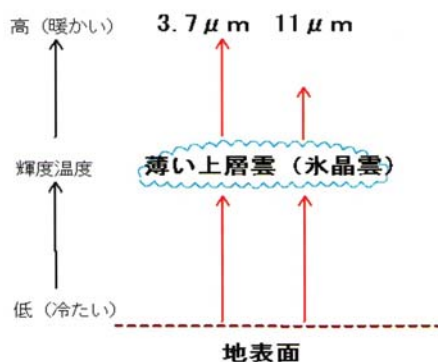
在夜間情況不能忽視太陽放射的反射能、及在晴天時沙漠區域的觀測，在表面上比起 3.7 μm 圖像，紅外線圖像的亮度溫度變得較高。這是因為乾沙的發射率在 3.7 μm 帶太小所產生出的情況。為了像這樣的地質組成，而有了表示特徵亮度溫度的地區。

還有在夜間，由高亮度溫度的下層雲等的水相雲粒子所構成的十分厚的雲，比起紅外線帶因為 3.7 μm 帶的發射率小 (圖 4-1-5)，所以由 3.7 μm 帶的亮度溫度減掉紅外線帶的亮度溫度所做成的差分圖像，其所謂霧、層雲的下層雲，在圖像上看起來是負值的白色雲區 (4-6-1 章)，所以利用圖像驗出變得有可能。

上層雲的厚度導致看的方法不同。下方的放射通過薄的上層雲。結果為衛星觀測的亮度溫度和實際的雲頂溫度相比反而變得較高 (sub-pixel 效果)。

因為這個效果，與紅外線相比 3.7 μm 這方反而顯示出較強的反應，因此以 3.7 μm 圖像而言，比起紅外線圖像反而被觀測出較暖(暗) (圖 4-1-6)。

圖 4-1-6：3.7 μm 與紅外線在薄上層雲之放射



但是，說到厚上層雲，由被使用的 3.7 μm 帶頻道檢驗器的溫度特性 (在 250k 以下的低溫區域，由於黑體輻射大致會成為 0，所以溫度的觀測誤差變得很大。) 可知，在圖像上可見到雜訊的區域。因此，要反過來利用這個特性，在只有薄上層

雲的雲和厚上層雲的多層構造時，則可以判別雲頂高度很高的雲。

＊ 次像元效果

(Sub-pixel Response) ~

衛星的解析度在比 1 個畫素單元小的範圍時，溫度稀疏物體的亮度溫度被觀測到波長短且溫度高。因此，就薄上層雲而言，被觀測到亮度溫度比雲頂溫度高。

4-2 3.7 μm 圖像

4-2-1 3.7 μm 圖像的特性

如同在 2-1 所敘述的，在 3.7 μm 的波長帶因為在白天和晚上其圖像看的方法有很大的不同，必須小心注意地利用。特別是日出和日落，太陽光的影響到達怎樣的範圍，是必需要考慮的事。

還有，在這之後，利用 GOES-9 的 3.9 μm 資料，一面讓可見光圖像和紅外線圖像做比對，一面圖示出 3.7 μm 圖像和 3.7 μm 差分圖像所看的方法之不同。而且對氣象現象解析的有效性等，有關於詳細的說明將在第 6 章和第 7 章作敘述。

4-2-2 3.7 μm 圖像的利用

(1) 白天

A 冰雪區域的辨識

以 3.7 μm 而言，在冰雪面的太陽光反射，和冰晶一樣很少 (Kidder and Wu、1984)。利用這個特性，針對在有可見光圖像同時有著強反射而難於判別的冰雪面和雲區，以 3.7 μm 圖像而言，辨識這件事變得有可能了 (在 6-1 章會詳細敘述)。

B 檢查出活躍的對流雲區

以白天的 3.7 μm 圖像而言，對於辨識被廣大卷雲覆蓋著的活躍積雨雲，可以說是有用的。這個技術是利用在紅外線圖像和 3.7 μm 圖像中積雨雲的砧狀雲其反射特性的不同，試著來判別只有積雨雲的雲區和只有上層雲的雲區。就如同在 4-1-1 章所敘述的活躍積雨雲區，因為在圖像上像是混合了雜訊的雲區，所以也就是說可以檢查出作為活躍對流雲區的那個部份。

但是，根據文獻關於檢查出的白天對流雲區之見解形形色色，所以只在短期間的調查就要來介紹有關這個利用是很困難的。

因此，關於利用這個 B 項 (檢查出白天活躍的對流雲區) 的可能性，在參考之前，在白天的紅外線、3.9 μm 、可見光的圖像所刊載的圖 4-2-1~圖 4-2-3 中，僅止於明白表示作為 (ア) (イ) (ウ) 的厚上層雲、多層構造的厚雲區、下層雲區，今後，將反覆調查再其他機會中提出報告。

圖 4-2-1：紅外線圖像(2004 年 5 月 13 日 03UTC)

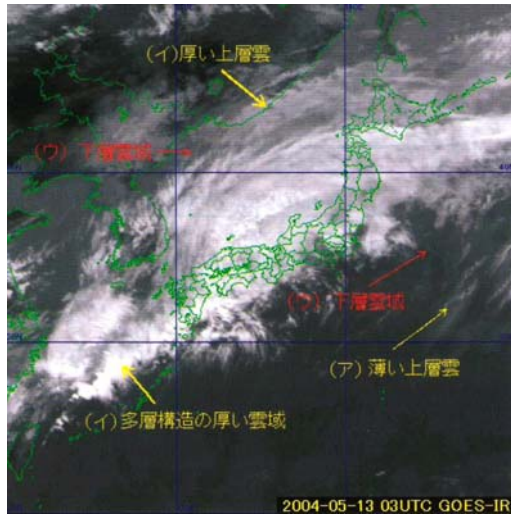


圖 4-2-2：3.9 μm 圖像(2004 年 5 月 13 日 03UTC)

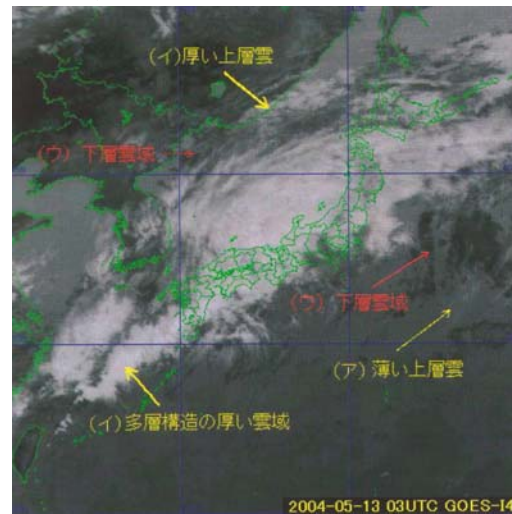
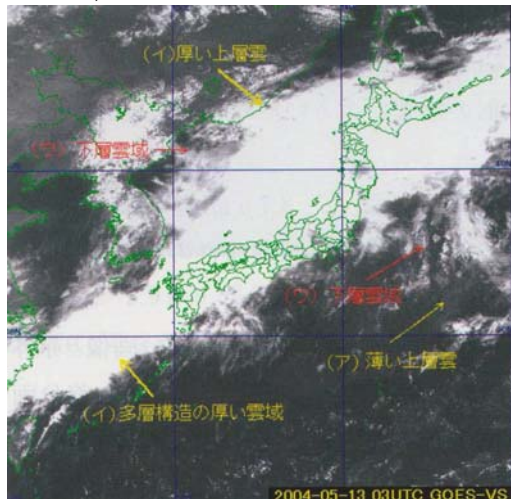


圖 4-2-3：可見光圖像(2004 年 5 月 13 日 03UTC)



(2) 夜晚 下層雲的辨識

霧或是層雲（雲底高在 300m 以下）和周圍的晴天區域溫度差很小，所以在夜間使用紅外線圖像去檢查，是非常困難的。

關於無雲的海面上，3.7 μm 和紅外線的兩波長大體上可以看做是黑體。但是，在有下層雲（水雲）的情況下，對於紅外線的波長帶更近似於黑體放射，而在 3.7 μm 的波長帶，針對有某種程度厚的雲其穿透率變成接近於 0。因此，用 3.7 μm 所觀測的下層雲（水雲）是不能視為是黑體。

所以，當下層雲為水雲的情形時，3.7 μm 圖像這方比紅外線圖像所觀測的溫度較冷（白）（圖 4-2-4）。

應用這個結果，連用紅外線圖像辨識困難的夜間下層雲，利用 3.7 μm 圖像可提

高驗出的精確度（6-1 章，在夜間的霧、下層雲有詳細的敘述）。

圖 4-2-4：夜間 $3.7\mu\text{m}$ 與紅外線在下層雲(水雲)之放射

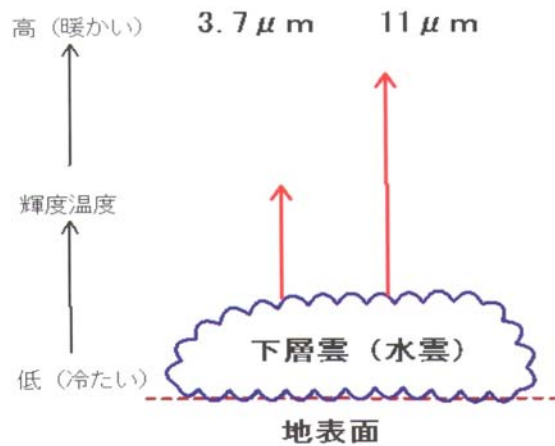


圖 4-2-5：4 月 19 日 18UTC 紅外線圖像

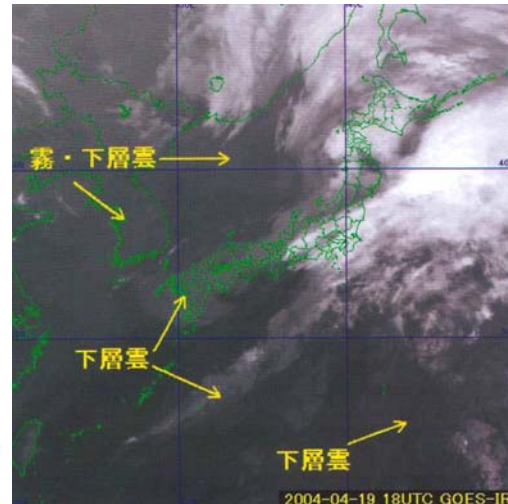
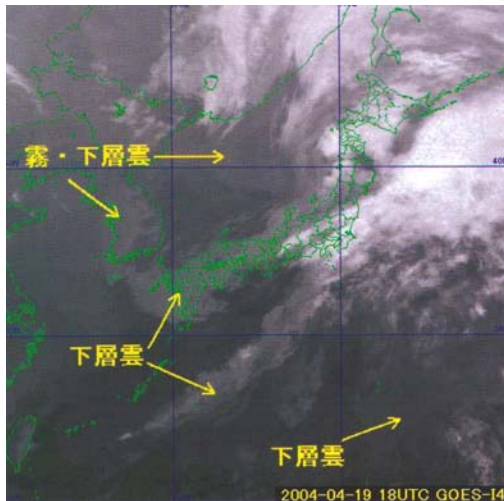


圖 4-2-6：4 月 19 日 18UTC 可見光圖像



4-3 $3.7\mu\text{m}$ 差分圖像

4-3-1 $3.7\mu\text{m}$ 差分圖像的特性

$3.7\mu\text{m}$ 差分圖像是從 $3.7\mu\text{m}$ 的亮度溫度和紅外線的亮度溫度相減所圖像化的產物。差分的表示是正值為暗、負值為白，就像所使用的色調梯度變換表（2-5-4 章）。只是以 $3.7\mu\text{m}$ 帶的頻道來說，白天是以太陽的反射光為中心的圖像，夜晚則是以從物體的放射為主體的圖像。因此，由白天的 $3.7\mu\text{m}$ 圖像的亮度溫度與所取得的紅外線圖像亮度溫度差而做成的 $3.7\mu\text{m}$ 差分圖像，大致上是為正值的圖像，所以在圖像上反射率高的下層雲和高雲等看起來是黑的。但是，這個觀測資料為了維持在晝夜的連續性解析，*夜間是使用與紅外線圖像相同的色調梯度來表示*，而在白天則反轉這個圖像，使用和可見光圖像相同的色調梯度表示。

（*這個場合的白天就是指太陽光正在照射的地方，夜晚就是指沒有太陽光照射的

地方而言的。)

關於這個 $3.7\mu\text{m}$ 差分圖像的表現方法，即使在美國和歐洲，雖然有不不論在何處都應該要統一的議論，但至目前仍處於未決定的現況。

①下層雲

雖然下層雲大多是水雲，但因為雲粒的密度濃，所以和紅外線圖像間的亮度溫度差，僅僅因些許厚度增加就會轉成負值。如取某層雲（粒子密度是 200cm^{-3} ，粒子半徑是 $8\mu\text{m}$ ）為例的情況下，在雲的厚度不到 2,000m 時就足於讓亮度溫度差成為負值。

②上層雲

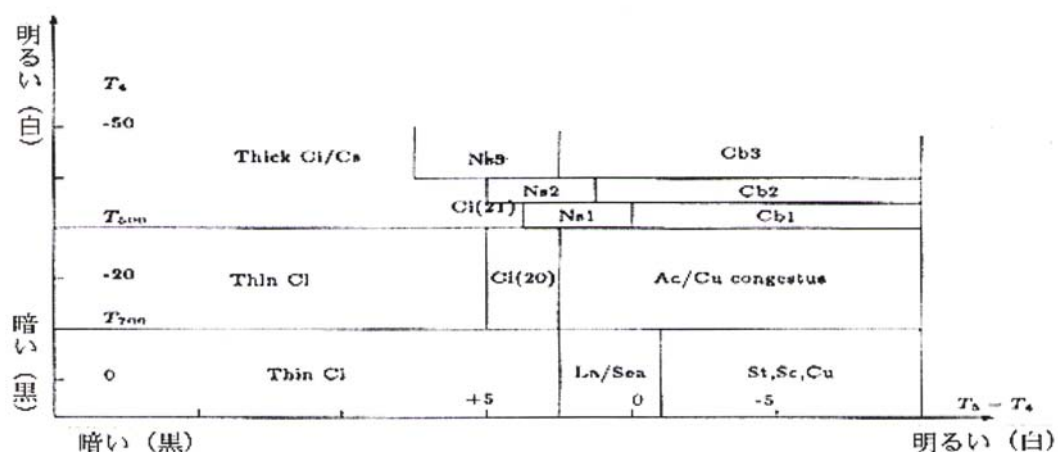
應用在上層雲之冰晶雲情況時，上層雲即使雲本身厚但雲密度薄，所以在光學上很難變厚。因此，是很難達成轉變到負值的厚度。舉例來說，一般卷雲（粒子密度是 0.05cm^{-3} ，粒子半徑是 $50\mu\text{m}$ ）的情形，即使雲的厚度為 7,500m，和紅外線圖像的亮度溫度差仍是正值。

以 $3.7\mu\text{m}$ 帶而言，如同在 4-2-2(2)章所述，對於水雲比紅外線圖像所觀測的溫度較低。另一方面，對於冰晶雲來說， $3.7\mu\text{m}$ 這方由於受到從雲頂的放射和地表面放射的影響較大，所以觀測到較高的溫度。

利用這個特性，以 $3.7\mu\text{m}$ 差分圖像而言，可以試著強調使用 $3.7\mu\text{m}$ 和紅外線其雲的放射特性是不同的。

在圖 4-3-1 是表示用夜間帶的 $3.7\mu\text{m}$ 差分圖像和紅外線圖像的雲型判別圖。利用 $3.7\mu\text{m}$ 差分圖像可以判別出薄的 Ci，以及根據和紅外線圖像的併用，知道可以用來辨識下層雲。

圖 4-3-1：夜間帶的 $3.7\mu\text{m}$ 差分圖像和紅外線圖像的雲型判別圖



4-3-2 $3.7\mu\text{m}$ 差分圖像的利用

(1) 檢查出夜間的下層雲

在圖 4-3-2 是利用紅外線和 $3.7\mu\text{m}$ 的差值所取得的差分圖像，以↑來表示在夜間可以看見的霧和下層雲區。關於這個的詳細說明，在第 7 章 7-1 霧・下層雲的項目有更詳細的敘述。

圖 4-3-2：2004 年 4 月 19 日 18UTC
3.9 μm 差分圖像

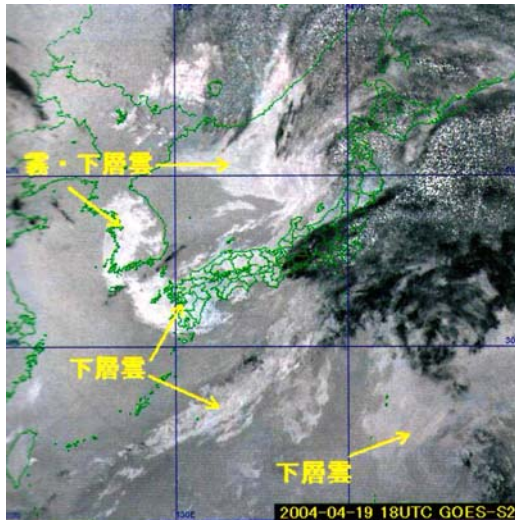
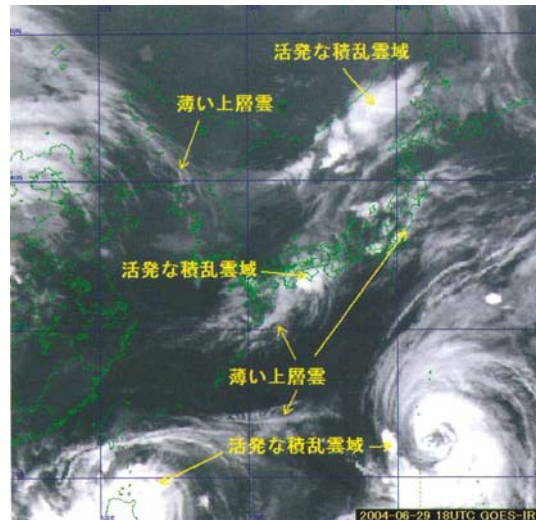


圖 4-3-3：2004 年 6 月 2 日 18UTC
紅外線圖像



(2) 檢查出薄的上層雲

雖然在紅外線圖像上，冷的溫度與鬚狀、帶狀的構造是發現上層雲的根據，但是要發現薄的上層雲是件困難的事。關於這點，在 3.7 μm 圖像上薄的上層雲看來是暖的（暗的）。然而，在取兩者的差值所得的 3.7 μm 差分圖像上，可以看見暖又黑的雲區並且變得容易檢查出。只是，說到厚上層雲和對流活動活躍的多層雲區，可見到含有雜訊（4-5-2 章）的區域。利用這個看的方法，例如帶來降水的 Cb 區域（可見到含有雜訊的區域）和沒有帶來降水的砧狀 Ci 區域之區別也變得有可能了。在圖 4-3-3~圖 4-3-5，針對夜間的紅外線圖像、3.9 μm 圖像、3.9 μm 差分圖像，利用箭頭來表示薄上層雲和活躍的積雨雲區（在 6-5 章將詳細敘述）。

圖 4-3-4：2004 年 6 月 2 日 18UTC
3.9 μm 圖像

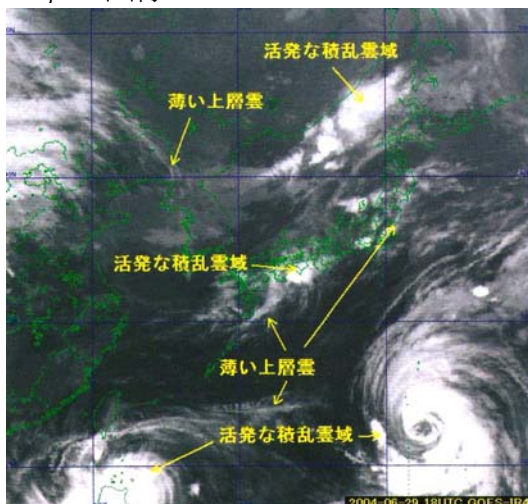
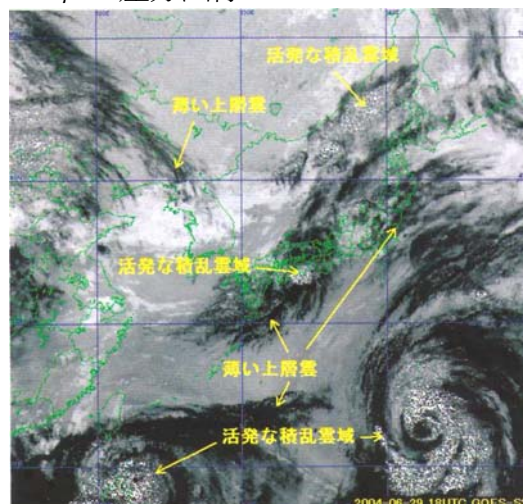


圖 4-3-5：2004 年 6 月 2 日 18UTC
3.9 μm 差分圖像



還有，對只在紅外線圖像、3.9 μm 圖像、3.9 μm 差分圖像的單體而言，雖然這個判別很難，但因為根據和其他圖像的比較使得這判別變得可能，所以在 3 個種類的圖像上，將圖示個別的雲區。

(3) 其他

上述(1)(2)的其他部分，以夜間帶的 $3.7\mu\text{m}$ 差分圖像而言，對積冰危險區域、大規模的火災區域和火山活動區域、活躍的對流雲區、海面水溫的精確度提高等，被說成可以有效地利用。

因此，在第5章、第6章，將對上述4-3-1的(1)(2)和4-3-2的(1)(2)之現象再加上個別的現象，而關於 $3.7\mu\text{m}$ 帶圖像的原理和利用的可能性，會進行實例解析和詳細敘述。

微波

微波是比可見光和紅外線的波長還長，說是波長 $10\text{cm}\sim 1\text{mm}$ （頻率 $3\sim 300\text{GHz}$ ）的電磁波。

以微波而言，由於雲的吸收和散射的影響很小，所以可以做雲中和雲下的觀測是最大的特徵。

衛星所搭載的微波探測器，有從各種頻帶的亮度溫度到海面水溫、海冰、海上風速、垂直累積水汽量、垂直累積雲水量、降水強度等等的觀測微波影像計，和利用氧氣和水汽的吸收帶來做氣溫和水汽垂直分佈觀測的微波深測器（sounder），以及從衛星上照射微波，由返回的反射波強度來觀測海上的風向、風速之微波散射計等等。

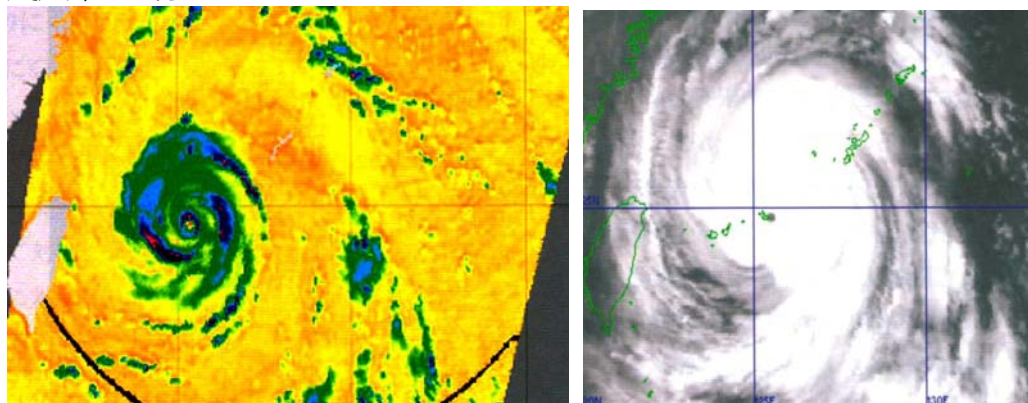
現在2004年11月，在氣象廳現行作業中正在利用，或者針對利用而正被進行開發的微波資料，有以下這些資料（括弧內是衛星名稱）。

- 微波影像計：SSM/I（DMSP）、AMSR-E（Aqua）、TMI（TRMM）
- 微波深測器：AMSU-A（NOAA，Aqua）、AMSU-B（NOAA）
- 微波散射計：SeaWinds（QuikSCAT）

這些微波觀測資料，除了被用在數值預報模式的初始值改善，也被利用在海冰區和海面水溫的解析等等。（齊藤 貞夫）

地球觀測衛星 Aqua 搭載之 AMSR-E89GHz 2003年9月10日17UTC 紅外圖像垂直偏波見到的2003年9月10日17UTC

颱風第14號



4-4 在白天各種圖像看的方式

從圖4-4-1到圖4-4-3，由上面開始分別是2004年5月14日的白天03UTC之紅外線圖像、 $3.9\mu\text{m}$ 圖像、 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像。

圖 4-4-1：2004 年 5 月 14 日的白天 03UTC 之紅外線圖像。

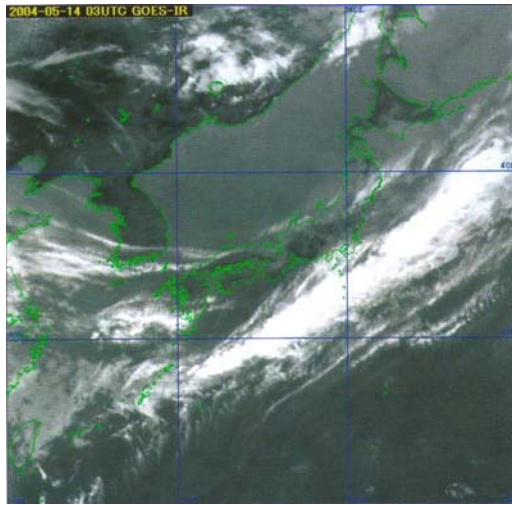


圖 4-4-2：2004 年 5 月 14 日的白天 03UTC 3.9 μ m 圖像。

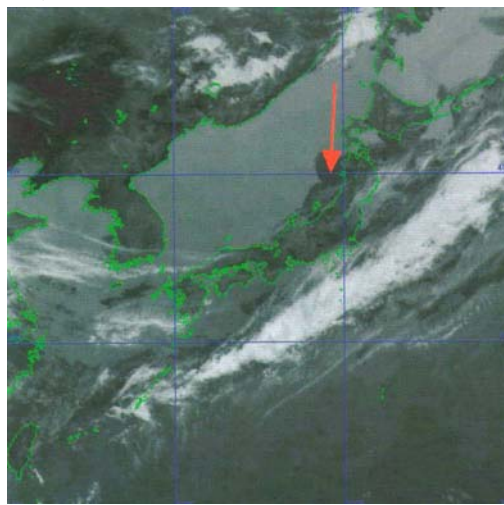
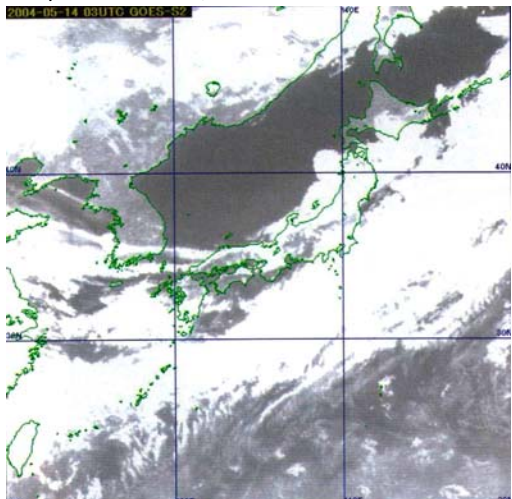


圖 4-4-3：2004 年 5 月 14 日的白天 03UTC 3.9 μ m 差分圖像。



以白天的 3.9 μ m 圖像來說，沒有發展的積雨雲之對流雲區域，冰的結晶盛行雲密度也薄。在 3.7 μ m 圖像的反射很小而亮度溫度和紅外線圖像變得接近。

活躍的積雨雲即使是相當低溫且含有非常多的水滴，但在 3.9 μ m 圖像看起來稍微暖（黑）一點（紅色→）。

取得和紅外線圖像的差值所做成的 3.9 μ m 差分圖像來說，3.9 μ m 圖像強烈地受到太陽光的反射光影響，其值和紅外線相比大得很多。為此，全層被表示為雪白的雲區。雖然雲區鮮明，但是不能應用於雲的解析。

4-5 在夜晚看各種圖像的方式

和白天的圖像相同，從上面開始分別是 12UTC 的紅外線圖像、3.9 μ m 圖像、3.9 μ m 差分圖像，並列為圖 4-5-1、圖 4-5-2、圖 4-5-3。

圖 4-5-1：2004 年 5 月 14 日 12UTC
紅外線圖像

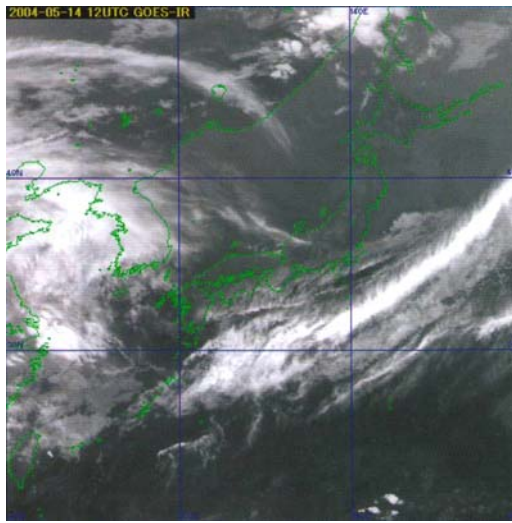


圖 4-5-2：2004 年 5 月 14 日 12UTC
3.9 μm 圖像

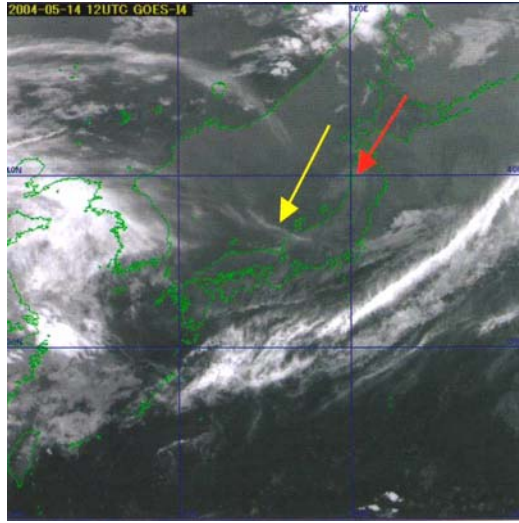
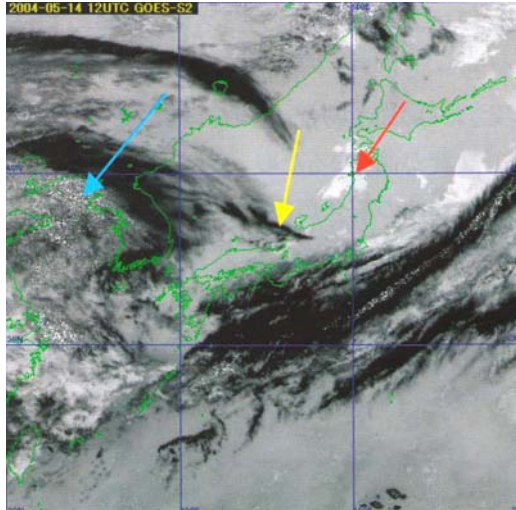


圖 4-5-3：2004 年 5 月 14 日 12UTC 3.9 μm 差分圖像



紅外線圖像與 3.9 μm 圖像對雲層的顯現在乍看來之下，似無很大的差異，但是 3.9 μm 圖像這方的上層雲和紅外線相比，由於薄上層雲被表現得更薄（黃箭頭→），所以雲帶等的輪廓變得更容易解析。而且，下層雲比起紅外線圖像由於放射變小（白），因此可以解析為從白色到灰色的雲區（紅色箭頭→）。

取這兩個感應器的差值所做成的 3.9 μm 差分圖像，薄的上層雲（黃色箭頭→）顯示是黑的，對流活動活躍的厚雲區顯現為類似混合黑白色雜訊的雲區（青色箭頭→），下層的層狀性雲（紅色箭頭→）則表現為白色。在這個情況下，由於對流活動活躍的雲區其雲頂高度變得很高，所以好似混合雜訊的點狀雲區比例變多了（圖 4-5-3）。

4-6 看的方式根據場所不同

圖 4-6-1 是在夜間帶的紅外線圖像。在這裡試著看日本海的霧、層雲和在太平洋上的雲渦，其看的方式不同。

圖 4-6-1：2004 年 4 月 19 日 20UTC
紅外線圖像

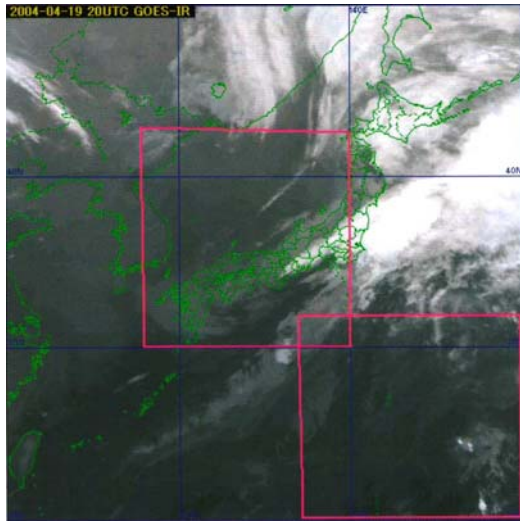
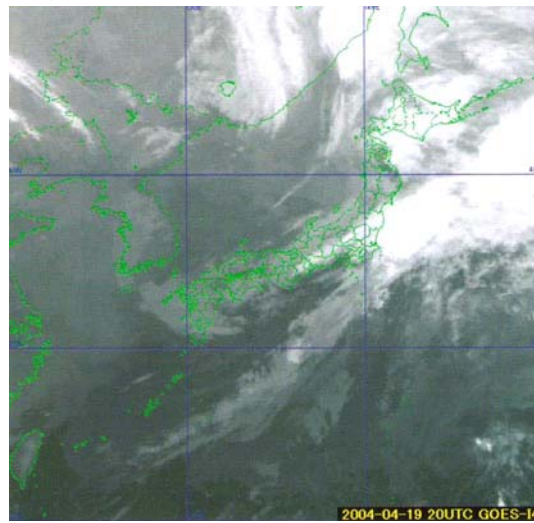


圖 4-6-2：2004 年 4 月 19 日 20UTC
3.9 μ m 圖像



以 3.9 μ m 圖像（圖 4-6-2）來說，在太平洋上的下層雲一和紅外線圖像相比，好像可以稍微解析出輪廓清楚的螺旋狀雲列。只是在日本海上隨意可見的灰色區是雲還是冷暖洋面交會處，不是很清楚。

用 3.9 μ m 差分圖像（圖 4-6-3）來看的話，到目前為止所不明瞭的日本海的下層雲及太平洋上的下層雲渦都可以清楚地解析出來。只是，對於日本海的下層雲看起來白且亮，而太平洋上的下層雲看起來為白到灰色的雲區。這個表現的差別在於日本海的下層雲為層狀性且雲粒密度較濃的雲，而被認為差異很大的是太平洋上的下層雲為密度較薄的對流性雲。這個亮度溫度分布圖是以圖 4-6-4~圖 4-6-7 來表示。

圖 4-6-3：2004 年 4 月 19 日 20UTC 3.9 μ m 差分圖像

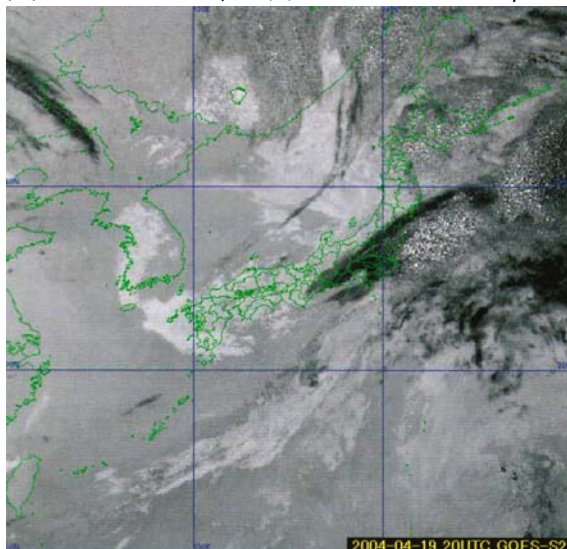


圖 4-6-4：為圖 4-6-1 日本海部分四方形區域內之紅外線圖像的亮度溫度分布圖(等值線間隔為 5°C)

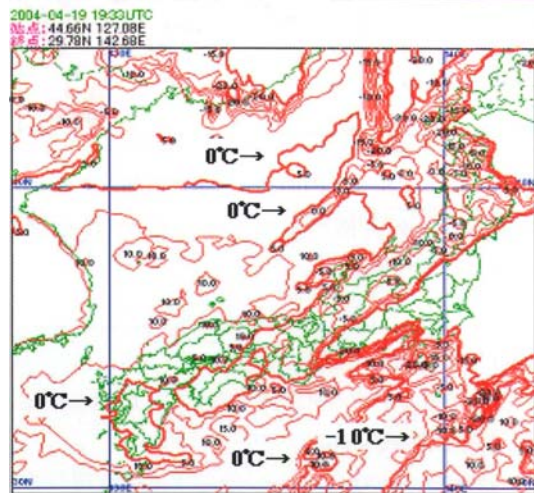


圖 4-6-6：為圖 4-6-1 太平洋部分四方形區域內之紅外線圖像的亮度溫度分布圖(等值線間隔為 5°C)

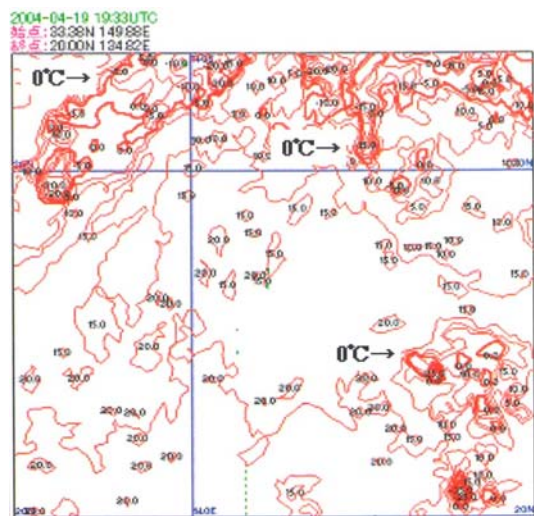


圖 4-6-5：為圖 4-6-1 日本海部分四方形區域內之 3.9 μm 圖像的亮度溫度分布圖(等值線間隔為 5°C)

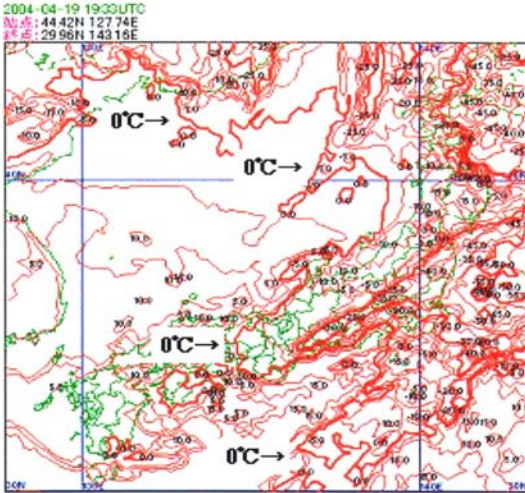
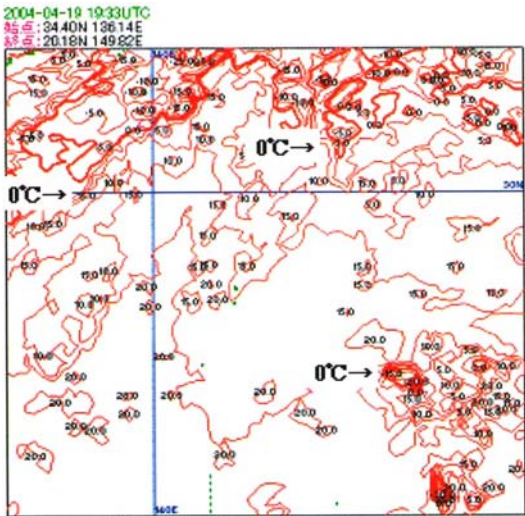


圖 4-6-7：為圖 4-6-1 太平洋部分四方形區域內之 3.9 μm 圖像的亮度溫度分布圖(等值線間隔為 5°C)



日本海的下層雲和太平洋上的下層雲，以紅外線圖像來解析，要用人的眼睛檢查出來是相當困難的。用 3.9 μm 差分圖像來看日本海的下層雲，以及用紅外線的亮度溫度來看的話，日本海的下層雲是 8°C。日本海海部的海面水溫是 10°C，日本海西部的海面水溫是 13°C，而下層雲和海面的溫度差是約為 2°C~5°C。

對於溫度，太平洋上的下層雲是 18°C。而因為太平洋的海面水溫是 20°C，所以約為 2°C 的溫度差。

以紅外線圖像而言，比起在日本海的下層雲，還不如海面水溫差 (3°C) 很大的冷暖洋面交會邊界，更可以明顯地看出來。還有，即使是好像相同的下層雲，說到於太平洋上為 18°C 的高溫，在圖像上看起來是黑的。

接下來是用 3.9 μm 圖像的亮度溫度來看。

日本海的下層雲是 2°C ，而太平洋上的下層雲是 17°C 。

取 $3.9\mu\text{m}$ 圖像和紅外線圖像的溫度差，在日本海的下層雲是 $2-8=-6^{\circ}\text{C}$ ，在太平洋上的下層雲為 $17-18=-1^{\circ}\text{C}$ ，比日本海的下層雲差值還低 5°C 。

由於 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像是這個亮度溫度差做成的圖像，所以差值較低的日本海下層雲被表現得較白是可以理解的。

4-7 日出時的圖像

圖 4-7-1 是 2003 年 12 月 1 日 23UTC 的清晨可見光圖像。此可見光圖像上，可看出從黃海到中國東海，太陽光尚未到達。因此，紅外線圖像（圖 4-7-3）和 $3.9\mu\text{m}$ 圖像（圖 4-7-4）相比一看，雙方看不見太大的差異。但是，用 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像（圖 4-7-5）一看，太陽光照射到的區域（早上）和照不到的區域（夜晚），看的方式明顯地不同。太陽光照射到的部分，和可見光圖像的表示好像相同，反射大的地方、和高度很高的雲，被表現為白且亮的區域。還有從東北地方到北海道地方，可以解析出在三陸沖有高度很高的雲影（黃色→）。

圖 4-7-1：2003 年 12 月 1 日 23UTC 可見光圖像 圖 4-7-2：太陽光日照之境界模式圖

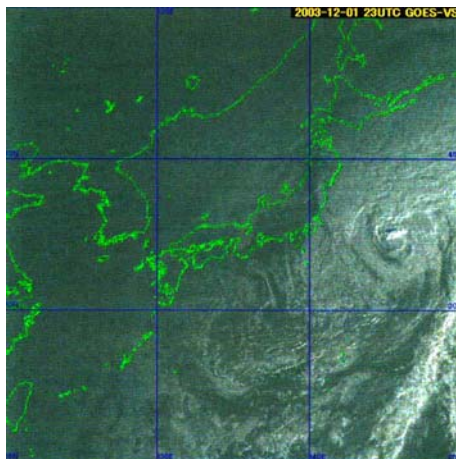


圖 4-7-3：2003 年 12 月 1 日 23UTC 紅外線

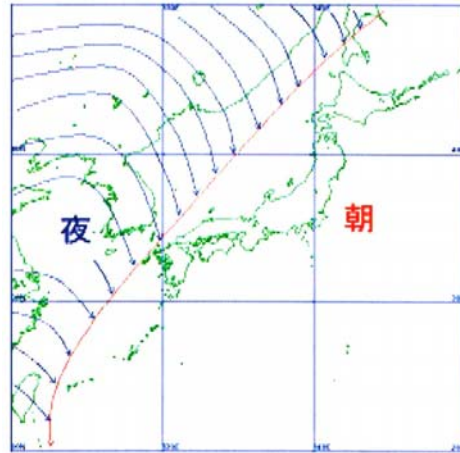


圖 4-7-4：2003 年 12 月 1 日 23UTC 圖像 $3.9\mu\text{m}$ 圖像

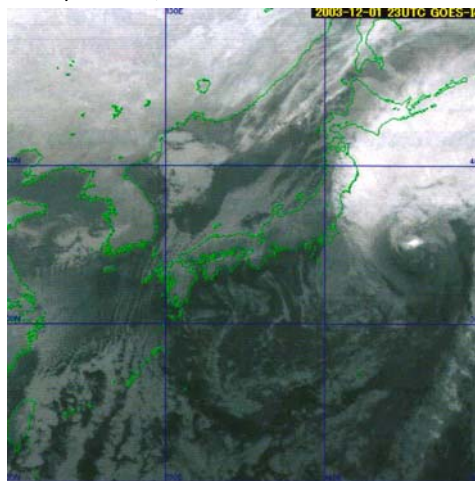
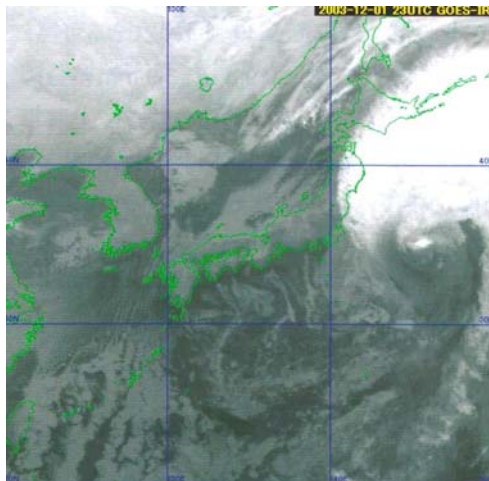
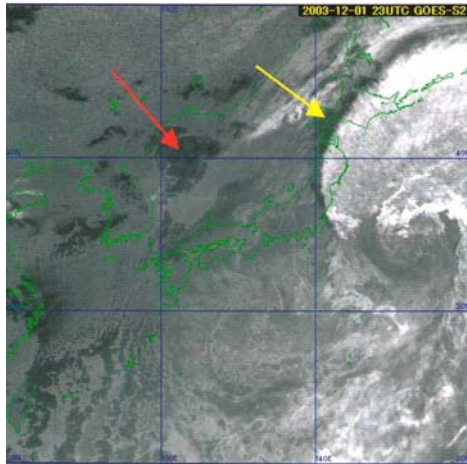


圖 4-7-3：2003 年 12 月 1 日 23UTC 3.9 μm 差分圖像



另外，圖像左半部是太陽光還沒到達的大陸和黃海。在太陽光僅僅只有到達日本海和中國東海的區域之下層雲，被表現為較暖（黑色區域）（紅色→），正好在可見光圖像和紅外線圖像上，看起來像是解析為無雲的晴天區域。

像這樣日出和日落的時候，在同樣的圖像內因為看的方式不同，所以在利用圖像解析的情況時，要充分考慮太陽光的影響是到達多少的範圍呢？這成為利用時必要的考慮。

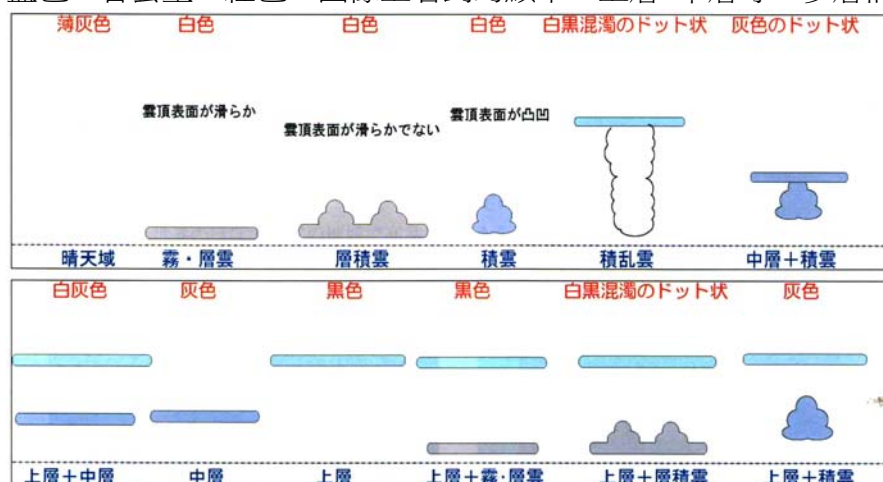
4-8 夜間帶的各種雲型在 3.9 μm 差分圖像上看的方式

在第五章之後，利用 GOES-9 可以取得可見光、紅外線、紅外線差分（一部）、3.9 μm 、3.9 μm 差分圖像來進行實例解析。在這個時間點上，上層單層、中層單層、下層單層、上層・中層的 2 層、上層・中層・下層的 3 層構造等等，可以考慮各式各樣雲的個案。而且，根據個案在圖像上看的方式也會大大地改變。

因此，在這裡為了統一所有的表現方法，做成「夜間帶的各種雲型在 3.9 μm 差分圖像上看的方式」的圖 4-8-1，統一在圖像上的表現，在第 5 章以下的實例解析，會使用這個表現方法來進行解析。

圖 4-8-1：夜間 3.9 μm 差分圖像見到各雲型的表示

藍色：各雲型、紅色：圖像上看到的顯示、上層+中層等：多層構造的顯示



附註：在上層雲這項，薄的上層雲雖然被表現為黑色，但說到厚的上層雲，根據 3.7 μm 帶的溫度特性，則會成為點狀好像混合雜訊的雲區。然後，即使是好似上層＋層積雲的雲以至於上層雲很厚的情況，則是成為黑白混濁的點狀表現。

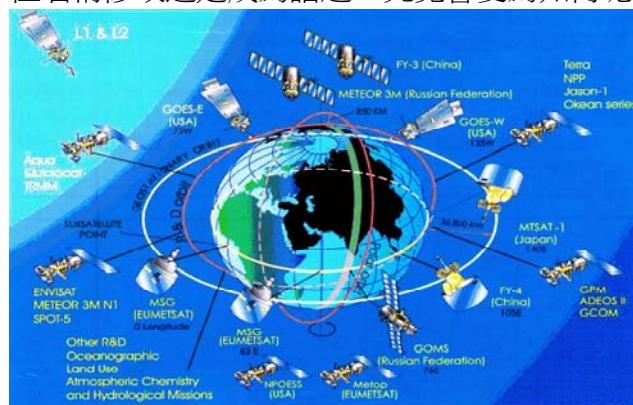
WMO 和 CGMS

包含氣象廳所運用氣象衛星、及世界的氣象衛星，作為世界氣象組織（WMO：World Meteorological Organization）的世界氣象監視計畫之主要要素，來被國際性地利用。這個計畫與運用是根據被稱為氣象衛星協調會議（CGMS：Coordination Group for Meteorological Satellites）的衛星運用組織間的協調機構，來謀求觀測方法、通信頻率、資料形式等等的標準化。

由於這個緣故，所以大體上全世界的區域都可以自由地利用高品質的氣象衛星資料。當美國的靜止軌道氣象衛星 GOES-6 號故障時，就由歐洲的 METEOSAT-3 號來進行替代使用，而在資料空白區域的印度洋，自 1998 年以來就一直由歐洲的 METEOSAT-5 號來進行觀測。2003 年 5 月以來代替日本 GMS-5 號的美國 GOES-9 號是執行西太平洋的觀測等等，一直進行相互協助、互補的工作。

協調會議大體上每年憑藉著參加機關輪流舉行集會，明年(2005)第 33 屆預定在日本舉行。雖然名稱為 CGMS，但其實當初是 Coordination Meeting for Geostationary Satellites 的簡稱。正如這個名稱有關靜止軌道衛星的協調機關才開始運作，但因為關於繞極軌道衛星也有同樣協調的必要，所以從 1992 年第 20 屆集會開始就改成現在的名稱。當時已經廣泛被使用的通稱 CGMS 就想辦法不去更換了。

最近 WMO 也積極地以 JAXA 等宇宙航空開發機構所使用的地球觀測衛星來制定利用方針（圖 1-1）。雖然在 CGMS 從今年起有那些宇宙機構加入會員，但名稱修改還是成為話題，究竟會變為如何呢？



移動性高氣壓

夏天過去，季節移至秋天，一到此時覆蓋日本列島的太平洋高氣壓，其勢力往東方海面上後退，日本附近的天氣受到移動性高壓和低氣壓的影響，逐漸成為週期性地變化。一被這個移動性高壓所覆蓋，天空將是萬里無雲而成為清爽的秋季晴天。像這樣的天氣，就是三番兩次被西域騎馬民族（匈奴）進來威脅的古代中國人們所說的「秋高氣爽馬兒肥」，也就是大嘆說由於秋季豐收所騎的馬肥壯，使匈奴更加強而有力。那麼，這移動性高壓到底是什麼樣的高壓呢？

在大陸和海洋那樣廣大且均質的區域上所長時間滯留的空氣，會維持相同的性質（溫度和濕度）。像這樣維持著相同性質且有某種程度廣闊空間的空氣塊就稱為氣團，而大規模的高壓和這種氣團有其關聯性。在赤道上溫暖上昇的大氣由於轉向力而使大氣下降的這一帶被稱為亞熱帶高壓帶（圖 1），在這個亞熱帶高壓帶的西北太平洋上所出現的小笠原氣團是日本夏天的主角，成為太平洋高壓的起源。像這樣大規模的高壓，它的消長被圍繞地球的大循環運動所支配，在一星期程度的短期間它的位置不會有太大的變化。

對此，通過日本附近的高壓和低壓，由於偏西風帶所發生的波動是它的本體，所以總是隨乘著偏西風的氣流由西往東來移動。這個現象利用模式圖來表現的話，在地表附近就像圖 2 的高壓和低壓有著成為好友般一體的構造。

和這樣的低壓所相對形成的高壓，與前面所述的大規模高壓不同，是隨乘著偏西風的氣流由西往東很快地移動。

氣象有關人員對於像這樣的高壓，做為在高壓中移動的種類，照字面來說就稱為移動性高壓。

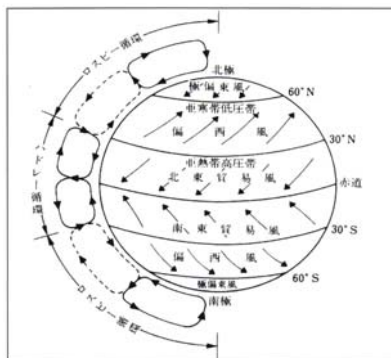


圖 1：大氣環流與地上風系

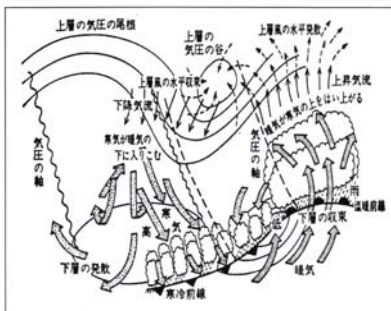


圖 2：溫帶高、低氣壓立體構造之模式圖

第5章 各種現象的監視、解析（白天）

5-1 冰雪區和下層雲的辨識

以 $3.7\mu\text{m}$ 而言，在冰雪面的太陽光反射和冰晶一樣很少(Kidder and Wu、1984)。如要利用這個特性於判別困難的冰雪面和雲區的話，只有在可見光圖像且伴隨著強反射，再根據 $3.7\mu\text{m}$ 圖像做比較，使得辨識變得有可能。以下為 2003 年 12 月 20 日表示那樣個案實例的內容。

圖 5-1-1 是 2003 年 12 月 20 日 06UTC 的地面天氣圖。在華中地區有一中心氣壓為 1042hPa 的高壓，覆蓋在從華北到華南的廣大中國大陸上。因此，中國大陸的天氣為十分晴朗或者幾乎無雲的區域。

圖 5-1-1：2003 年 12 月 20 日 06UTC 地面天氣圖

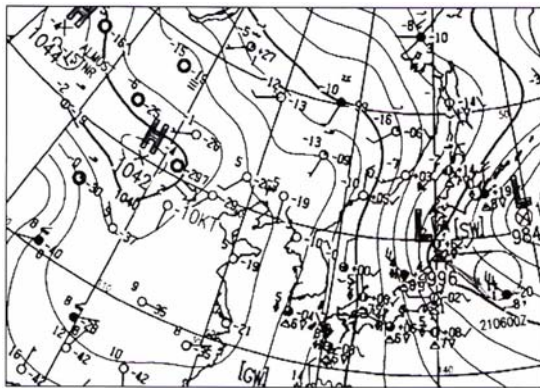


圖 5-1-2：與地面天氣圖相同地域的地圖



圖 5-1-3：2003 年 12 月 20 日 04UTC 可見光圖像

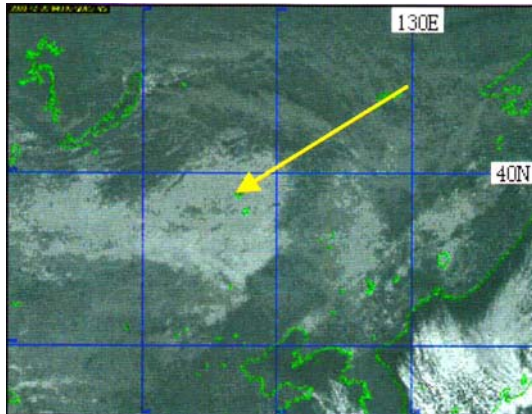


圖 5-1-4：2003 年 12 月 20 日 04UTC 紅外線圖像

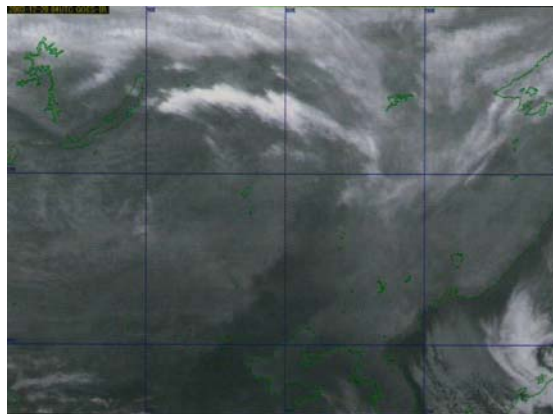
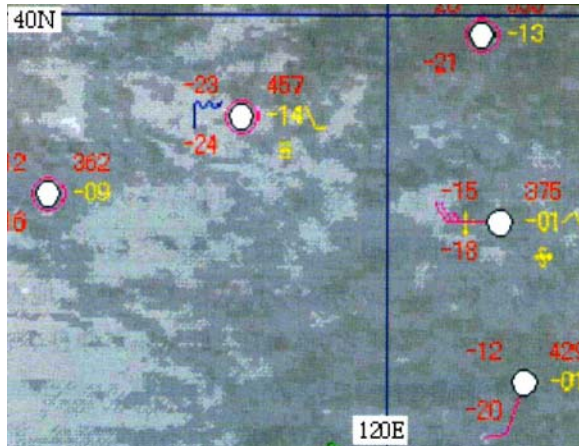


圖 5-1-3 是 12 月 20 日 04UTC 的可見光圖像。利用可見光圖像來解析中國大陸的雲層狀況，從華北到俄羅斯最東邊的沿海地區 (Primorski Krai) 有一白色又亮的區域 (箭頭處)。在它的周邊，雖然好像有雲，但要判別此雲和這個白色又亮的區域，僅從一張圖像來辨識是很難的。另由紅外線圖像 (圖 5-1-4) 來看的話，這個區域的亮度和在東經 110~127 度北緯 53 度附近的上層雲相比，是較暗且為灰色的。從圖像來看雖然看起來好像有下層雲覆蓋著，但因為地面上的實際情況確十分晴朗，所以推測應是冰雪面。

圖 5-1-5：2003 年 12 月 20 日 00UTC 地上實況圖(圖 5-1-3 上箭頭指出附近之放大)



以 $3.9\mu\text{m}$ 圖像 (圖 5-1-6) 而言，由冰晶構成的上層雲 (紅色→) 和冰雪區 (黃色→) 的太陽光反射很小，所以在利用亮度溫度呈現的圖像上，看起來溫度低且為白色。這個是因為與在日本海的筋狀下層雲區相比，呈現為明亮且亮度溫度低，因此可以解析為冰雪區。

以 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像 (圖 5-1-7) 來看，不管是上層或下層的雲，都被表現得稍白。和這個相比，無雲覆蓋的陸地呈灰色，而冰雪區看起來則為稍帶黑色的區域。還有，無雲覆蓋的海上看起來則是更黑的區域。由此可知，在進行冰雪區和下層雲的判別情況時，可以根據數種圖像的比較來做判別。

而且，同種類圖像在使用動畫來看時，會移動的物體是雲，所以沒有移動的物體是雪和陸地，也是一種判別方法。

圖 5-1-6：2003 年 12 月 20 日 04UTC $3.9\mu\text{m}$ 圖像

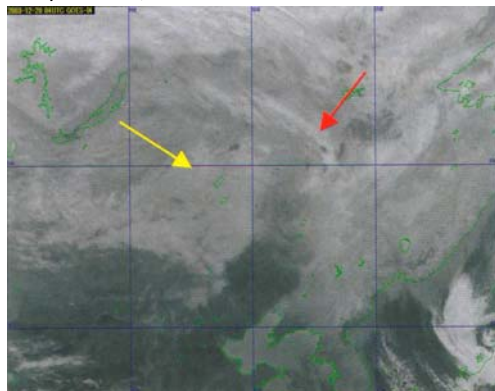
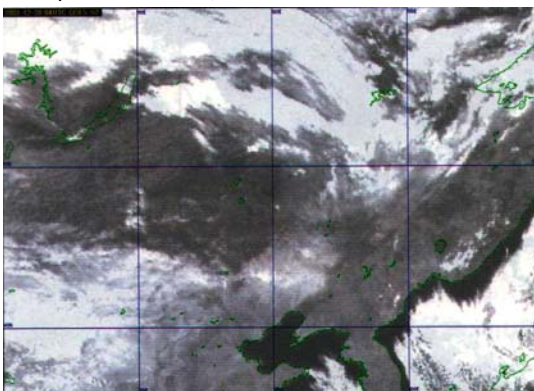


圖 5-1-7：2003 年 12 月 20 日 04UTC $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像

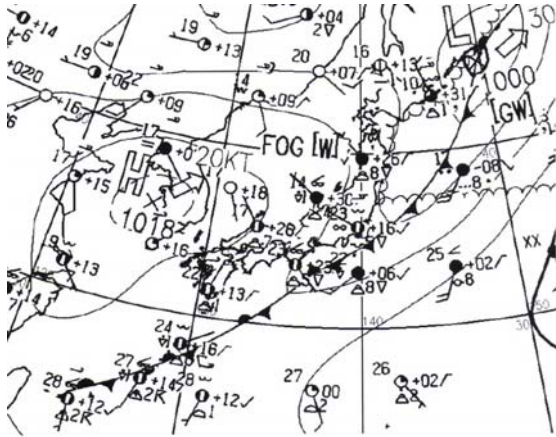


5-2 薄的上層雲

在白天的 $3.9\mu\text{m}$ 圖像上，上層雲 (冰滴) 的反射情形和相同粒子大小的下層雲 (水滴) 相比是較小的 (圖 4-3-1)。而且，由於觀測到從地表和海面且通過薄上層雲的反射，所以亮度溫度變得較高，在圖像上看起來比厚上層雲還暗。

圖 5-2-1 是 2004 年 5 月 14 日 00UTC 的地面天氣圖。在北海道東面海上有低壓，伴隨的鋒面從日本東北地方的東面海上向西南方延伸，通過日本的南岸並到達沖繩的琉球諸島。

圖 5-2-1： 2004 年 5 月 14 日 00UTC 地面天氣圖



在紅外線圖像（圖 5-2-2）上，可以解析出對應於鋒面的雲帶，從日本東北地方的東面海上通過日本的南岸到沖繩的琉球諸島。此雲帶的北側從中國東海和黃海到日本海，雖然可以解析出上層雲，但是只有上層雲的雲區或下層雲是否一起混雜在雲區內呢？單使用紅外線圖像來判別是很難的。

以可見光圖像（圖 5-2-3）來說，從中國東海和黃海到日本海，穿透過在紅外線圖像上可見到的上層雲，可以看見海面 and 陸地。因此，雖然可以辨識下層雲和厚雲區的形狀，但是要只檢查出上層雲是很難的。

圖 5-2-2： 2004 年 5 月 14 日 03UTC
紅外線圖像

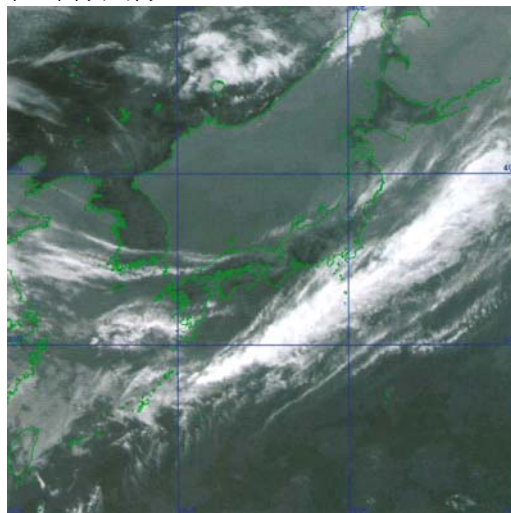
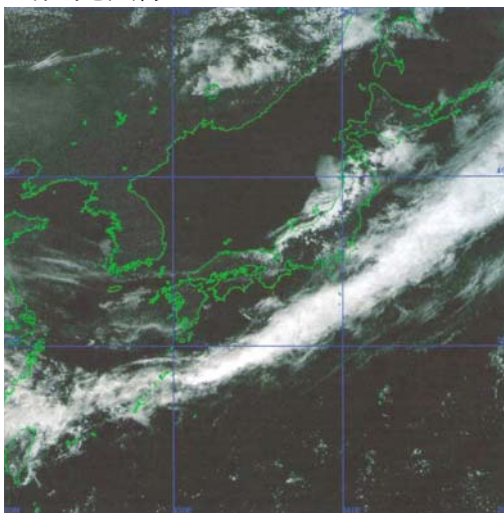


圖 5-2-3： 2004 年 5 月 14 日 03UTC
可見光圖像



利用 $3.9\mu\text{m}$ 圖像（圖 5-2-4）注意看上層雲和下層雲的話，可看出上層雲較白而下層雲則表現得較黑。還有，因為透過薄上層雲可以看見地表面、海面以及下層雲的情報，雖然用紅外線圖像來判別是很難的，但還是可以判別出只有上層雲的雲區或是混雜了下層雲的多層構造雲區。

而 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像（圖 5-2-5）如前面所述（5-1），不適合用來做白天的雲型判別。

圖 5-2-4：2004 年 5 月 14 日 03UTC
3.9 μ m 圖像

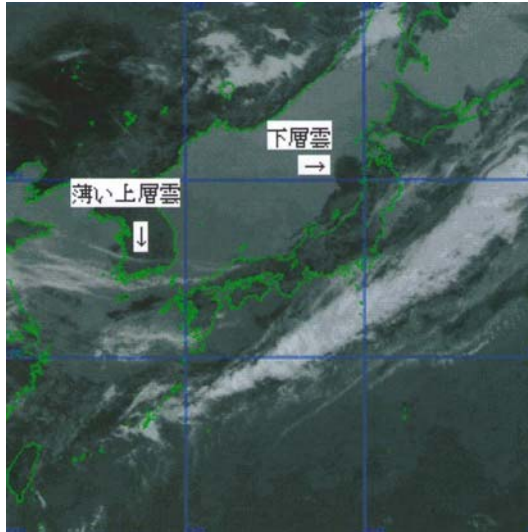
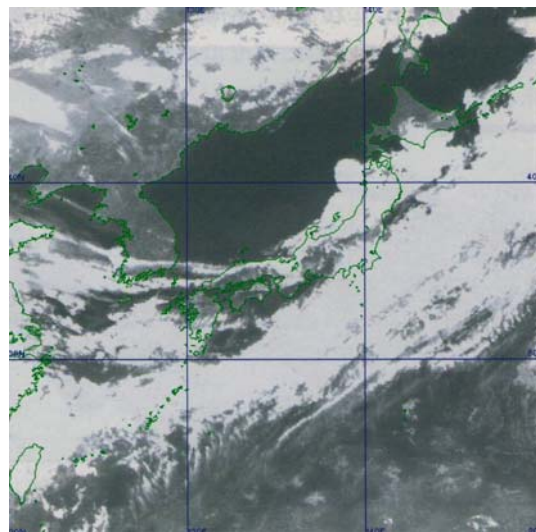


圖 5-2-5：2004 年 5 月 14 日 03UTC
3.9 μ m 差分圖像



5-3 上層雲的影子

圖 5-3-1 是 2003 年 12 月 10 日 00UTC 的地面天氣圖。日本附近成為被西伯利亞附近強勢高壓所覆蓋的微弱冬季型之氣壓配置。因此，日本海這側的中心處正成為降雪區。

圖 5-3-1：2003 年 12 月 10 日 00UTC
地面天氣圖

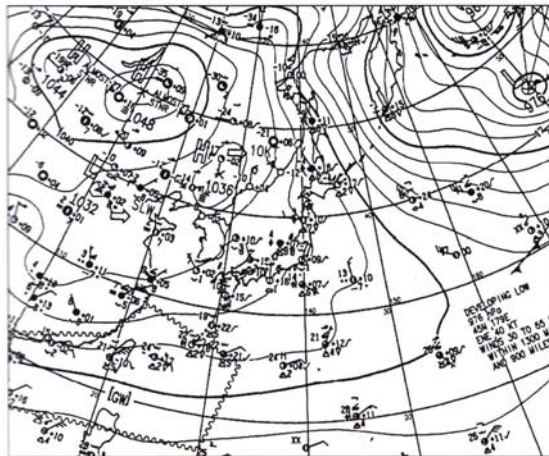
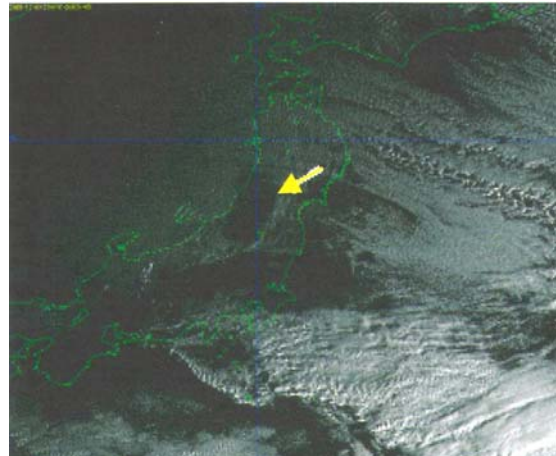


圖 5-3-2：2003 年 12 月 9 日 23UTC
可見光圖像



12 月 9 日 23UTC 此時的可見光圖像（圖 5-3-2），雖然可以確認北日本在太平洋這側的雲區，但由於太陽光尚未抵達日本海這側，所以無法使用可見光圖像來解析日本海這側的雲區。但是，在山形縣附近可以看見好像有四角形的晴天區域（箭頭處）。時間來到 12 月 10 日 01UTC 時，四角形的區域則逐漸成為有雲的區域（圖 5-3-3）。

圖 5-3-3：2003 年 12 月 10 日 01UTC
可見光圖像

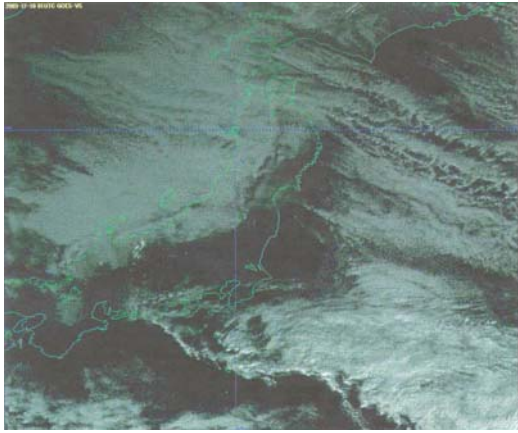
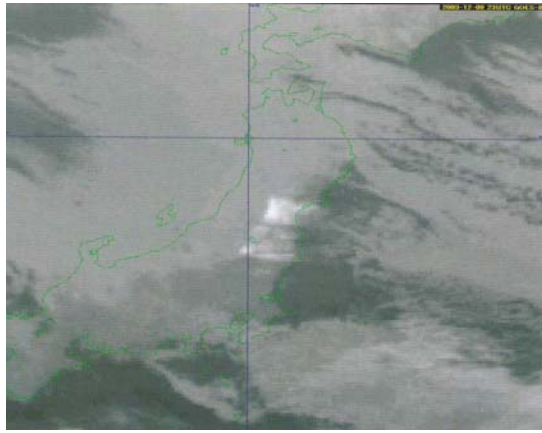


圖 5-3-4：2003 年 12 月 9 日 23UTC
紅外線圖像



以紅外線圖像（圖 5-3-4）而言，從福島縣到宮城縣沿著奧羽山脈可以解析出白且亮的雲區。但是，用可見光圖像所見到的四角形的晴天區域卻覆蓋著下層雲。但由 $3.9\mu\text{m}$ 圖像（圖 5-3-5）則無法解析出沿著奧羽山脈之白且亮的雲區。

圖 5-3-5：2003 年 12 月 9 日 23UTC
 $3.9\mu\text{m}$ 圖像

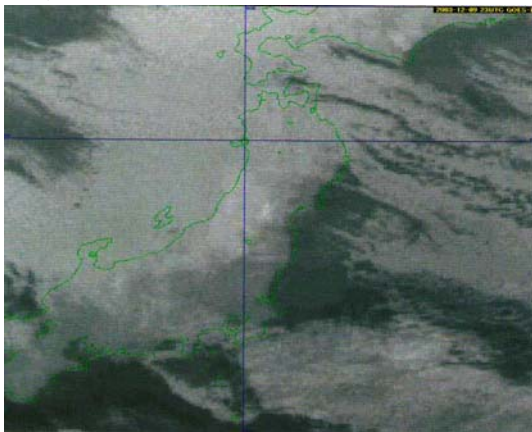


圖 5-3-6：2003 年 12 月 9 日 22UTC
 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像

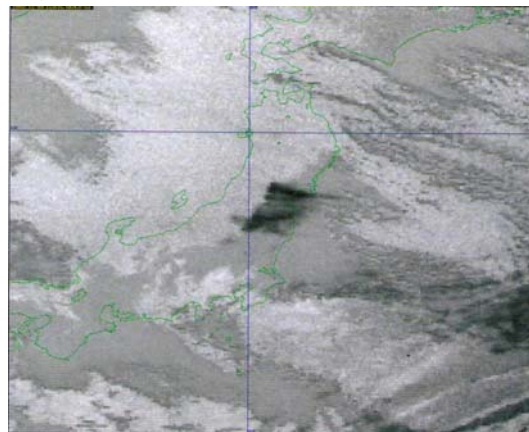


圖 5-3-7：2003 年 12 月 9 日 23UTC
 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像

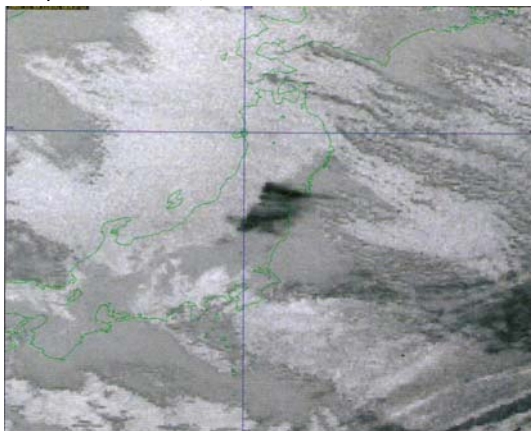
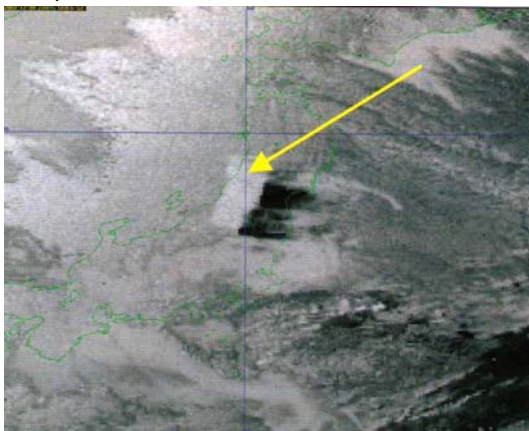


圖 5-3-8：2003 年 12 月 10 日 00UTC
 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像



以 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像（圖 5-3-6）來看，沿著奧羽山脈在紅外線圖像所見到之白且亮的雲區，在這好像用黑色刷毛所刷出的雲區一直延伸到三陸沿岸。還有，23UTC 的可見光圖像在山形縣附近所見到的四角形之晴天區域（箭頭處），在同一時間的 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像（圖 5-3-7）上，看見白且亮的雲區。這個白且亮的雲區，隨著時間的經過其形狀會逐漸改變，隨著太陽接近天頂時變得越來越小，在 03UTC 時消失不見。

以 10 日 00UTC 的 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像（圖 5-3-8）來說，由於太陽光的反射影響變強，所以全部的雲看起來都是白的。

從以上的說明綜觀得知，在紅外線圖像上，沿著奧羽山脈所見到的白且亮之雲區，是發生在山風下側的「地形性卷雲」，而在山形縣附近所見到的四角形之黑色區域，是太陽光照射在這個卷雲上，而那卷雲的影子映照在下層雲上所產生的。像這樣在日出和日落時，高雲的影子落下，僅利用可見光圖像來分析，看起來宛如晴天區，所以有必要的和其他圖像同時做比較解析。

雷達的電波抵達何處

捕捉降水現象的氣象雷達，將脈衝狀的微波由天線向空中發射，測量通過雨滴所彈回來的反射波（echo）之往返時間及受信電力，來觀測降水的位置及強弱。做為在氣象雷達使用微波的主要理由是降水粒子的捕捉能力、前進道路的直進性、混頻較少等等。目前氣象廳在 20 個地方配置氣象雷達，使用 5.3GHz 帶（C-band：4~8GHz 帶）的微波。電波（微波）在大氣中傳送時，雖然主要會因大氣、降水而衰減，即使它們的衰減在很小的情況下，由於各種的因素的影響，使用雷達可以觀測的範圍仍被限制。

那麼，要考慮看看以雷達而言，可能觀測到多少的距離，可以觀測到多遠的高度 H 點。電波因為隨著高度大氣的折射率會變小，所以會向下彎曲。但是，由於比起前面所言的曲率，地球曲率的等級差更大，所以隨著電波的行進會逐漸遠離地表面（圖 1a）。為了更容易考量這個爭論，所以使用所謂等值地球半徑的數值。將地球半徑替換為等值地球半徑的話，就可以把電波看作是直進的情況。等值地球半徑是用 $R_a' = R_a / (1 + R_a * dn/dH)$ (R_a ：地球的半徑， n ：大氣的折射率， H ：從地表面的高度) 這個公式求得的，這是約為地球半徑 4/3 倍的數值（圖 1b）。

圖 1a：微波實際路徑

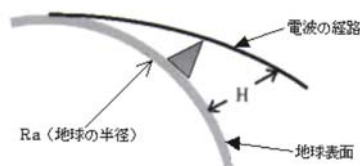


図 1a 実際のマイクロ波(電波)の経路

圖 1b：等值地球半徑

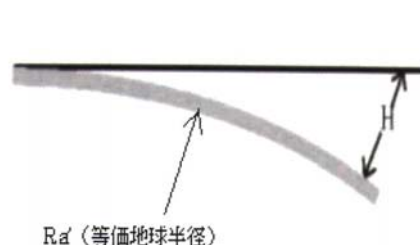


圖 2：雷達可以觀測的最大距離

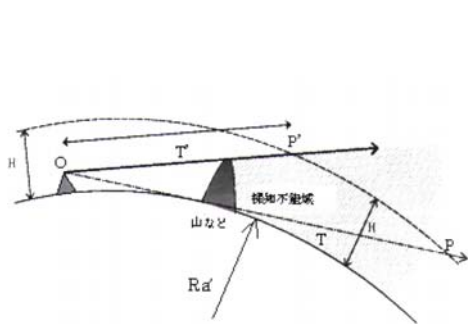
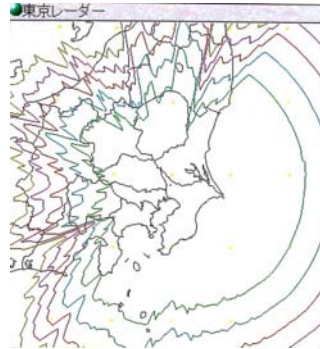


圖 3：東京雷達之等波束高度圖



用稱之為瞭望距離。瞭望距離決定於雷達設置場所的高度和作為目標物體的高度。圖 2 是表示這個模式圖。在電波發射方向沒有障礙物的情況時，高度 H 的瞭望距離是通過雷達設置點 O 與路徑 T ，和到達從球面高度 H 的點 P 之間的距離。還有，在有山岳等障礙物的情況時，由於無法推測障礙物陰影的區域，那樣的情況下瞭望距離變得較短（路徑 T' ，距離 $O \sim P'$ ）。這也可以適用在雲等等的障礙物。例如發展中的積雨雲是位於從雷達同一方向的 100km 和 200km 的地點。於是在 200km 地點的積雨雲，因為 100km 地點的積雨雲之緣故，電波受到衰減，所以這個降水會比實際觀測到的還弱。

像這樣掌握雷達周圍的地形和氣象狀況，在標準大氣下假定折射率的分布，以雷達的瞭望距離就可以求得觀測的可能範圍和強度。關於全面的方位角，用求出瞭望距離的線所連結的圖，就是所謂等波束高度圖（圖 3）。

第6章 各種現象的監視、解析（夜間）

霧、下層雲

由衛星圖像所見到的特徵

以觀測雲頂的衛星圖像來說，雲底接近地面的情況（霧）和沒有接近地面的情況（層雲，St）是沒有區別的。因此在解析雲時，通常都會把這兩者一併當作霧（或層雲）來處理。以下將敘述它們的特徵。

霧在紅外線圖像上通常是以暗灰色或者更暗的色調來顯示。由於雲頂高度很低時，和周圍地表（海表）面的溫差很小，所以在紅外線圖像上要特別定出霧區是很難的。還有，當地表發生強近地逆溫輻射冷卻時所存在的霧，其雲頂溫度和周圍沒有霧的地表溫度相比變得較高，且因在紅外線圖像上看起來比地表面還黑，所以被稱為「黑霧（Black Fog）」。

在可見光圖像上，霧看起來為灰~白色的雲區，而霧區的雲頂表面是均勻平滑的。雲頂高度大約是一致的；而存在於內陸的霧區邊界，很多是顯示為沿著地形等高線的形狀。在沒有覆蓋厚上層雲和中層雲時，根據可見光圖像特別定出霧區變得很容易。在薄上層雲覆蓋情況下，向下穿透也可能見到，雖然霧的辨識大體上是可能的，但當覆蓋粒狀的上層雲時，由於它的影子會落在霧區的表面上，所以會有看錯是凹凸對流性雲的情形。還有，一般霧的移動很慢且形狀隨時間變化也緩慢，所以在霧的判別上，根據動畫的移動和確認形狀的變化也很有效果。

霧的厚度一般在數百公尺以下，當被比霧的厚度高的山和丘陵等障礙物阻攔

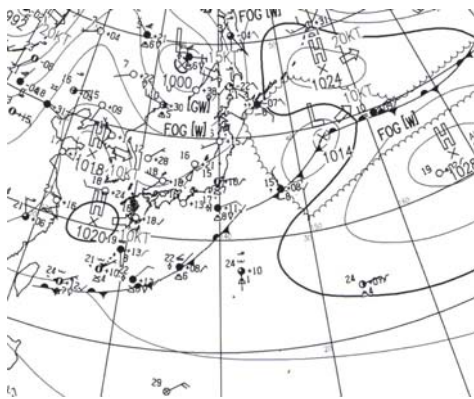
時，障礙物的下風處會出現沒有霧的縫隙。藉此也可以推測那個地方大約的風向。

6-1 內陸部的霧、下層雲

6-1-1 從北海道和東北南部到北關東的霧

圖 6-1-1 是 2004 年 5 月 6 日 12UTC 的地面天氣圖。在距日本遙遠的東方海上有一低壓，由此低壓中心向西南延伸，經關東的東南海面上至台灣附近所連結的線上有鋒面正在發展。還有，在千島近海和中國東海上各有移動性高壓，因此日本附近正成為弱脊區。從東日本到北日本，因為受到在千島近海高壓後方氣流的影響，東日本為東南風，北日本為南南東風，並且逐漸成為容易發生霧的狀況。

圖 6-1-1：2004 年 5 月 6 日 12UTC 地面天氣圖



紅外線圖像

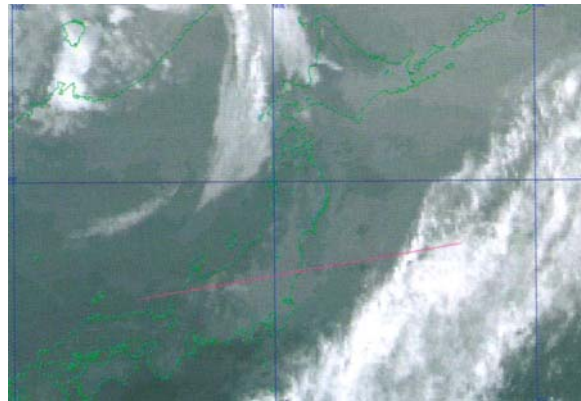


圖 6-1-2 是 2004 年 5 月 6 日 12UTC 的紅外線圖像。在紅外線圖像上，從日本的南方海上到東方海上可以見到鋒面所對應的雲帶。還有，在日本海北部也可以看見帶狀的雲區。這個雲區的其他地方，從東日本到北日本的太平洋這一側，雖然可以看到呈灰色的下層雲，但是那個雲區的邊界卻很難從圖像上解析出來。圖 6-1-3 是在圖 6-1-2 的紅外線圖像上，利用紫色所表示的雲區之亮度溫度剖面圖。由此圖可以看出，前面所述呈灰色的下層雲是在 138E~144E（箭頭和箭頭之間），而且此圖相當於是看雲頂一樣。

圖 6-1-3：輝度溫度剖面圖

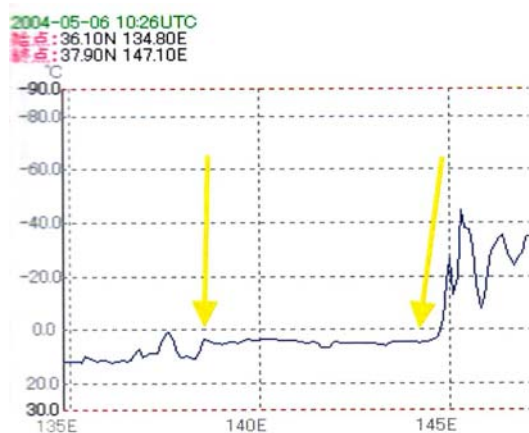
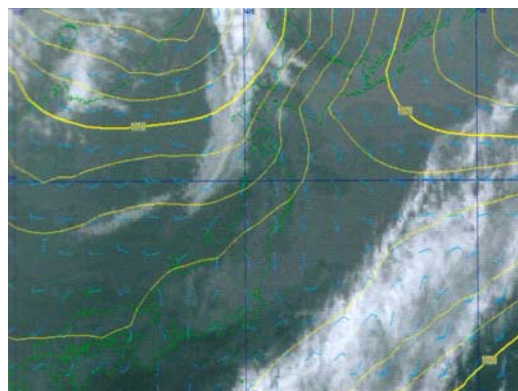


圖 6-1-4：2004 年 5 月 6 日 12UTC 地面之等壓線、風向速與紅外線圖像之重疊圖

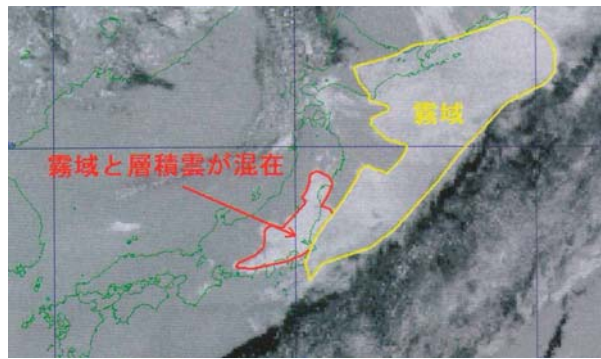


在 $3.9\mu\text{m}$ 圖像（圖 6-1-5）上，紅外線無法清楚辨識的東日本內陸區、北日本內陸區以及從北海道到關東東方海上的區域，是可以解析出灰色的雲區。

圖 6-1-5：2004 年 5 月 6 日 12UTC
 $3.9\mu\text{m}$ 圖像



圖 6-1-6：2004 年 5 月 6 日 12UTC
 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像



嘗試使用 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像來解析相同區域的雲區。在 $3.9\mu\text{m}$ 圖像上，於內陸區和海上所見到的灰色雲區，在 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像上看起來為白色薄紗狀的雲區。在繼續解析這個雲區的話，可以看見在關東到東北的太平洋沿岸，其亮度很高且雲頂表面好像稍微有些凹凸不平。但是，在洋面上的雲頂表面卻可以解析為平滑的雲區。由此可知，從關東到東北的太平洋沿岸所覆蓋的下層雲是霧和層積雲的混合雲區（圖 6-1-6 用紅線所圍住的雲區），洋面上的雲則是只有霧的雲區（圖 6-1-6 用黃線所圍住的雲區）。

圖 6-1-7 是隔天早上 22UTC 的可見光圖像。就可見光圖像而言，含有霧的下層雲區是白色的，且雲頂表面被表現為平滑的薄紗狀雲區。

在東日本內陸區和北日本內陸區以及從北海道到關東的東方海上，可以確認出像這樣的薄紗狀雲區正在擴展。這個地方和用 12UTC 的 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像上所見到含有霧的下層雲區大約是一致的。

圖 6-1-7：2004 年 5 月 6 日 22UTC
可見光圖像

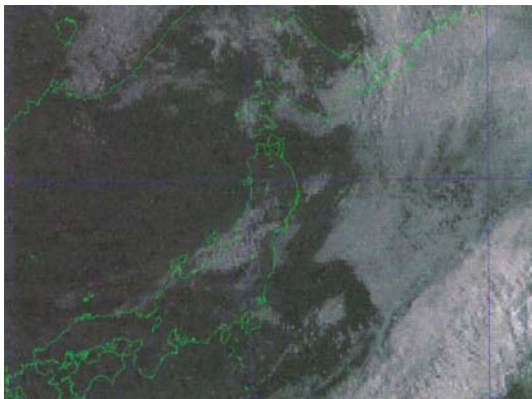


圖 6-1-8：2004 年 5 月 6 日 13UTC
 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像

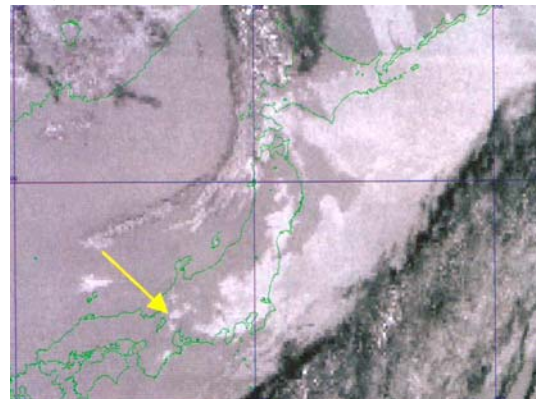


圖 6-1-9：2004 年 5 月 6 日 14UTC
3.9 μm 差分圖像

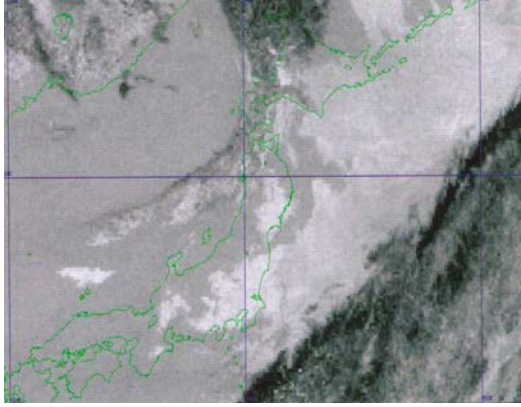


圖 6-1-10：2004 年 5 月 6 日 15UTC
3.9 μm 差分圖像

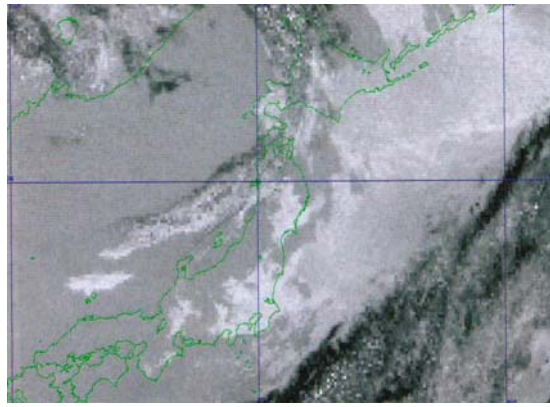


圖 6-1-11：2004 年 5 月 6 日 16UTC
3.9 μm 差分圖像

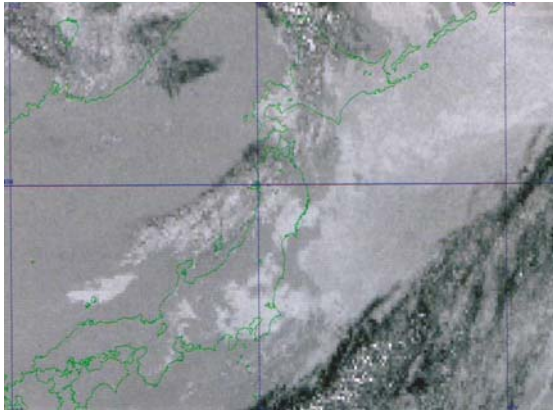


圖 6-1-12：2004 年 5 月 6 日 17UTC
3.9 μm 差分圖像

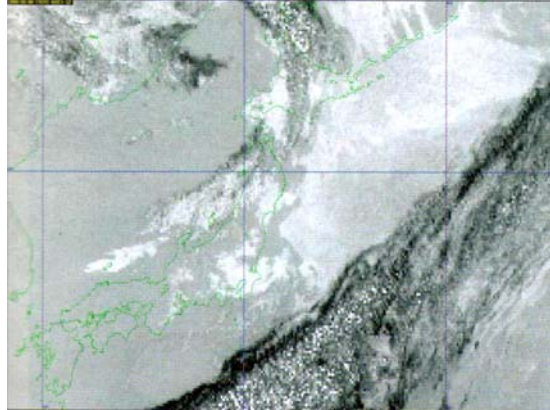


圖 6-1-13：2004 年 5 月 6 日 18UTC
3.9 μm 差分圖像

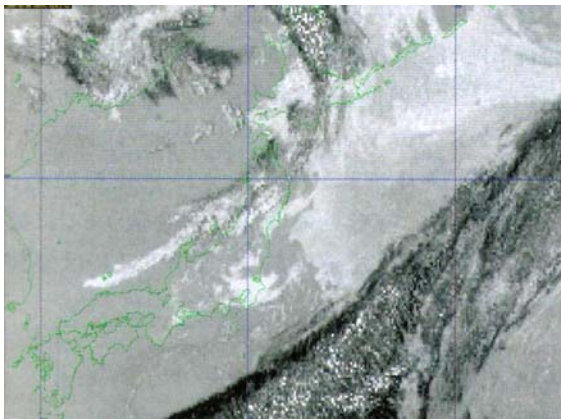


圖 6-1-14：2004 年 5 月 6 日 19UTC
3.9 μm 差分圖像

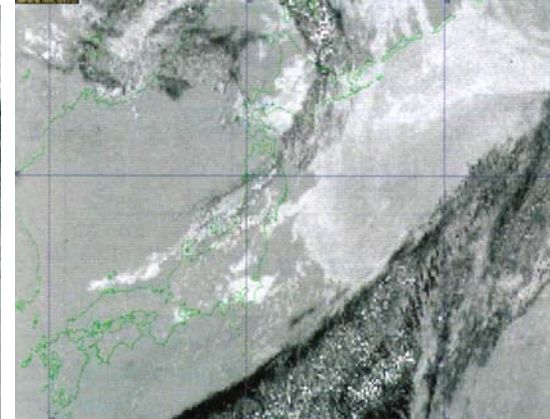


圖 6-1-15：2004 年 5 月 6 日 20UTC
3.9 μm 差分圖像

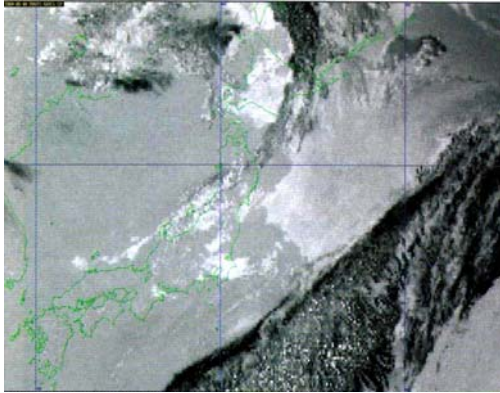
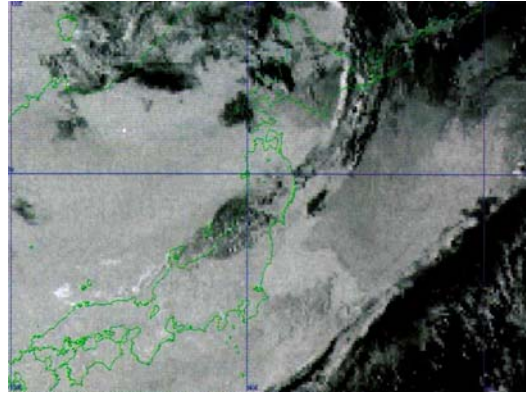


圖 6-1-16：2004 年 5 月 6 日 21UTC
3.9 μm 差分圖像



含有霧之下層雲區的消長（時間序列）圖 6-1-8 至圖 6-1-16

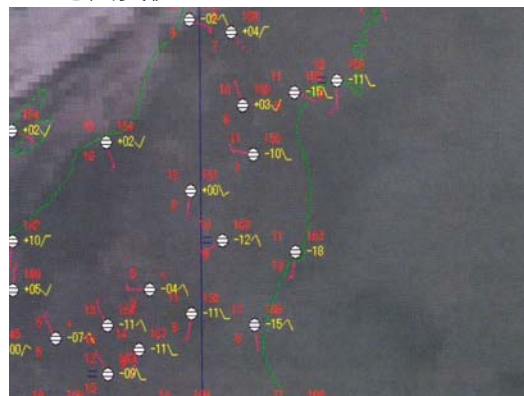
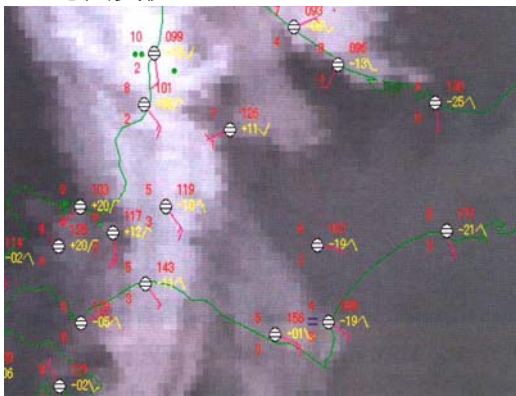
（1）北海道

北海道內陸區含有霧的下層雲區，順沿著北海道的東南方海上到內陸區的地形，可以解析出含有霧的下層雲區入侵。此段調查的期間內，在黑龍江附近有發展的上及中層雲的低壓覆蓋著，使得下層雲區變得不易觀看，但仍可以解析出北海道東南方之太平洋沿岸區、沿著日高山脈和上川盆地所發生的霧。此霧區從 12UTC 開始隨著時間逐時擴大範圍，在 20UTC 時除了稚內地方外，正擴大到全部的土地。這個擴大範圍是正受到在黑龍江附近的槽接近的影響。在當天釧路的日原簿觀測到層雲，從 1310UTC 開始觀測到雨霧。在 21UTC 時因陽光的影響開始出現，所以在日本附近變化 3.9 μm 差分圖像的表示方法正變得無法使用。

（2）東北的太平洋沿岸和關東地區

東北太平洋沿岸和東日本含有霧之下層雲區，於 13UTC~14UTC 時在東北、仙台和關東附近的雲區開始分離，並且個別開始擴大。在 16UTC 時達到最高峰，其後又轉變成逐漸縮小，在 20UTC 黎明時縮小僅剩下一點點的程度。此時地上的實際天氣狀況是仙台觀測到層雲且有霧，而小名濱也從 0830UTC 開始觀測到霧。在關東（圖 6-1-17 熊谷：黃色箭頭）是層積雲，從 5 日 19UTC 開始觀測到煙霧。

圖 6-1-17：2004 年 5 月 6 日 15UTC 地面實況 圖 6-1-18：2004 年 5 月 6 日 15UTC 地面實況



(3) 從濃尾平原到紀伊半島

沿著鈴鹿山脈和紀伊山區由於受到下層東南風的影響，在沿著地形的形狀發展出下層雲（圖 6-1-18 的黃色箭頭）。

這個下層雲是從 13UTC 時突然開始發生，雖然在 15UTC 時擴大到覆蓋了包含愛知的岐阜縣全區，但之後卻急速地減少，在 20UTC 時變成只能解析到愛知縣一小部分的程度。

圖 6-1-19：2004 年 5 月 6 日 18UTC
地面實況

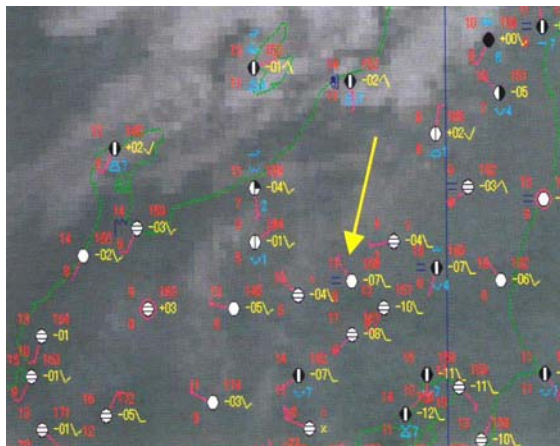


圖 6-1-20：2004 年 5 月 7 日 00UTC
根室之高層實況

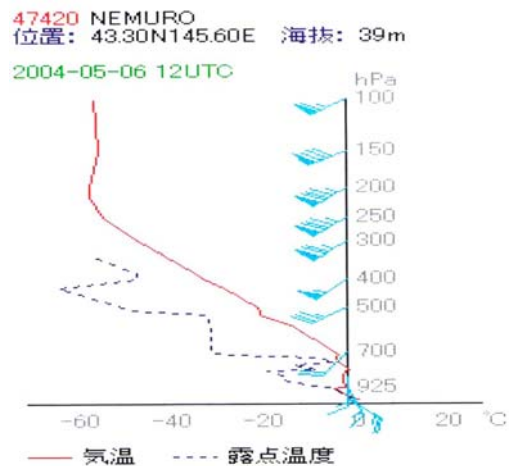


圖 6-1-20~圖 6-1-22 是表示根室、仙台、館野的高層實際狀況圖。由這些圖看來，可以得知不管是哪個地方在 925hPa 的上層是穩定層，在 925hPa 的下層發生了霧・層雲。

雖然在夜間帶內下層雲區隨著時間而擴大或縮小，絕大成分受當時的下層風系和氣壓配置等大氣條件所左右著，但僅限於這個案例所見，16UTC 時被認為是成為高峰期的時間帶。

圖 6-1-21：2004 年 5 月 7 日 00UTC
仙台之高層實況

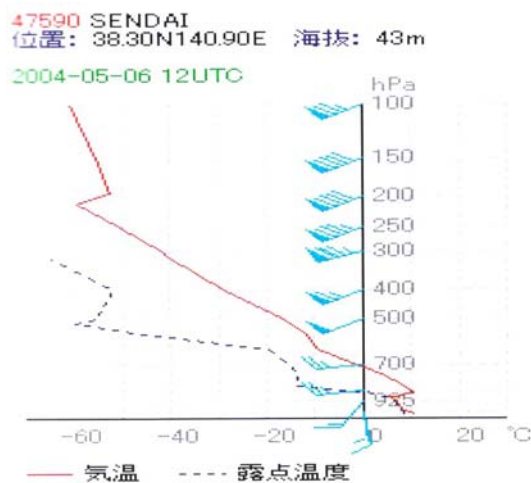
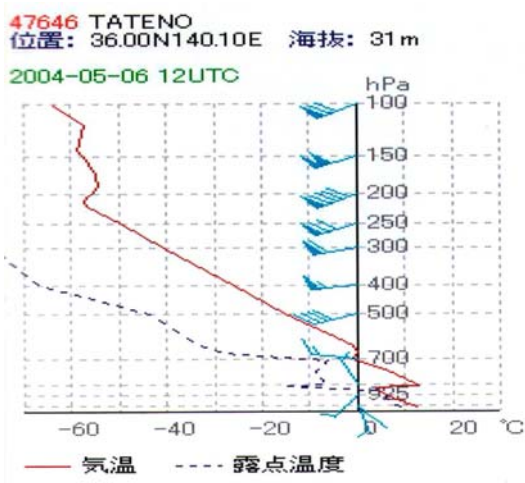


圖 6-1-22：2004 年 5 月 7 日 00UTC
館野之高層實況



6-1-2 西日本的霧、下層雲*

圖 6-1-23 是 2003 年 12 月 14 日 18UTC 的地面天氣圖，圖上在日本的東方海上可解析有一高壓。而且，在樺太（Sahalin）的東方海上和日本海西部有低壓，從鄂霍次克海到日本海則成為低氣壓的谷區。

圖 6-1-23：2003 年 12 月 14 日 18UTC
地面天氣圖

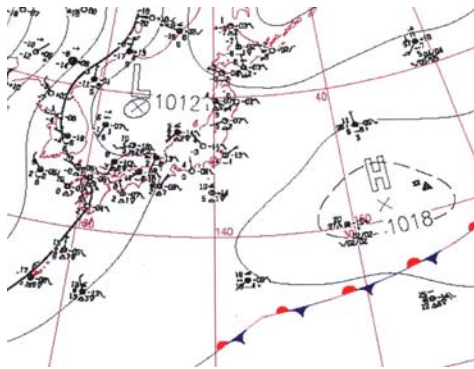


圖 6-1-24：2003 年 12 月 14 日 18UTC
紅外線畫像

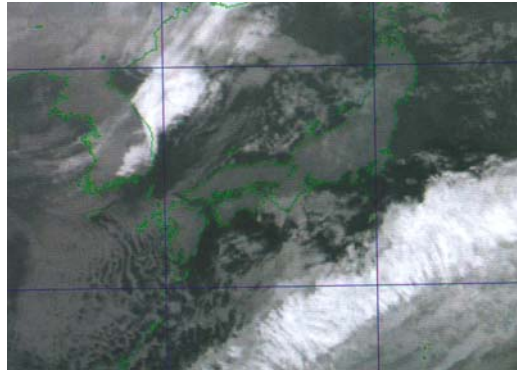


圖 6-1-24 是和地面天氣圖相同時間的 18UTC 紅外線圖像。在地面天氣圖上被解析出在日本海西部的低壓附近，雖然紅外線圖像可以見到中、下層雲，但這個時間帶上正好有上層雲覆蓋著，因此僅從一張圖像要解析出低壓中心位置是很難的。另一方面，從九州的西方海上到中國大陸，伴隨著所吹出的微弱冷空氣，層積雲正在發生。其它，紀伊半島和東北地區南部也正覆蓋著中、下層雲。

即使用相同時間的 $3.9\mu\text{m}$ 圖像（圖 6-1-25）來看，也無法看出和紅外線圖像有很大的不同之處。

以 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像（圖 6-1-26）而言，看的方式則很大地不同。在圖中試著注意內陸區的話，規模較小的雲區是在中國地方和四國的瀨戶內側，可以看到白色的雲區。特別是中國地方的雲區，因為在紅外線圖像上無法解析，所以可以知道是亮度溫度高的霧和層雲。這個雲區發生在盆地和山谷，由於內陸區的輻射冷卻，所以可知是發生了盆地霧和谷霧。就像上面所述，在東北地方的南部、紀伊半島、以及九州地方西部、愛媛縣附近，雖然也可以看到從灰色到白色的雲區，但因為這些雲區也可以用同時間的紅外線雲圖做確認，以及用 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像來看其雲頂表面的凹凸不平，所以可以解析為是由層積雲或是對流雲所構成的下層雲。

圖 6-1-25：2003 年 12 月 14 日 18UTC
 $3.9\mu\text{m}$ 圖像

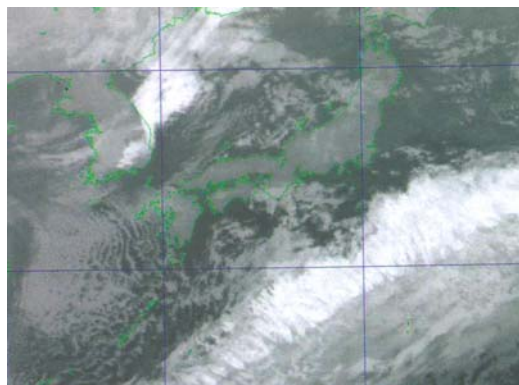


圖 6-1-26：2003 年 12 月 14 日 18UTC
 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像

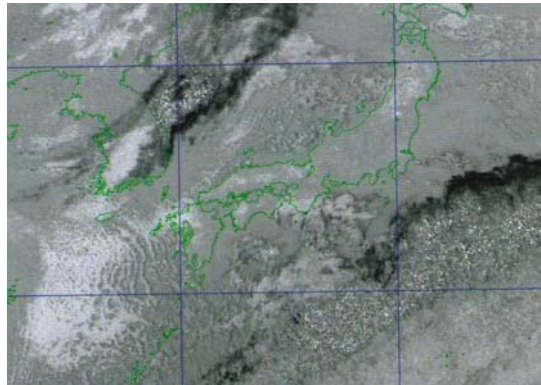


圖 6-1-27 是隔天早上 12 月 15 日 00UTC 的可見光圖像。霧區在可見光圖像上被辨識為白色且雲頂表面是平滑的雲區。從圖像上雖然雲區的規模較小，但在中國地方內陸區及琵琶湖附近正在發生和這個條件一樣的霧區。這些和利用 18UTC 的 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像所見的霧區是吻合的。

圖 6-1-27：2003 年 12 月 15 日 00UTC 可見光圖像

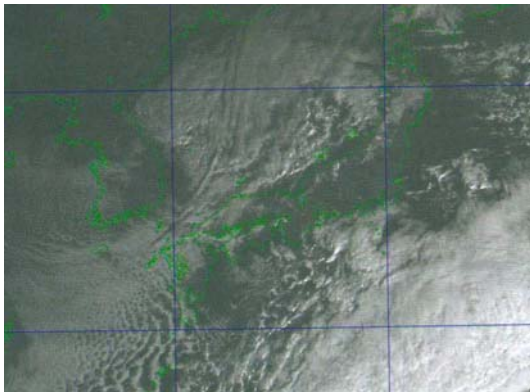
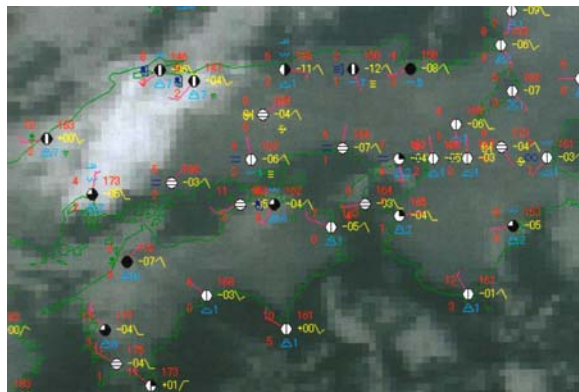


圖 6-1-28：2003 年 12 月 15 日 00UTC 西日本擴大紅外線及地面實況



霧的消長

圖 6-1-28 是 2003 年 12 月 15 日 00UTC 的地面實際天氣狀況圖。在豐岡、岡山觀測到霧，姫路、神戸、大阪、奈良、四日市則分別都是觀測到靄。還有，在米子市的高層實際狀況（12 月 14 日 12UTC），可知在近地表面有逆溫層，而且這個高度有雲發生。

接下來有關這些霧區，將以 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像的時間序列並列來看，可從圖像來推定它的發生和消滅的變遷。

圖 6-1-29：西日本地形圖



圖 6-1-30：米子之高層實況

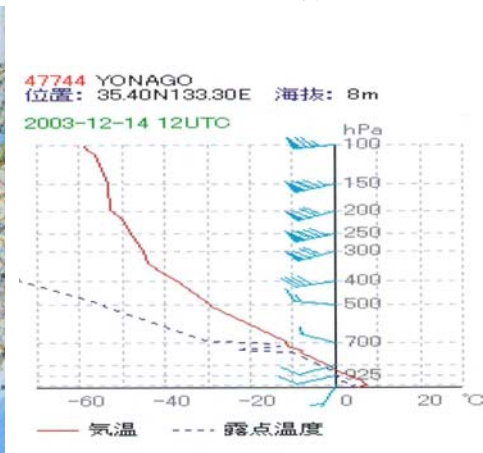


圖 6-1-31~圖 6-1-41 是從 12 月 14 日 13UTC 到 23UTC 的 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像，並且是放大西日本的圖像。在中國山區、丹後半島、愛媛附近和九州內陸區可以解析出下層雲。這個內陸區的雲區和日本海與四國南方海上的下層雲做比較，沒有雲頂表面的凹凸感，表示是平滑層雲的樣貌。

圖 6-1-31：2003 年 12 月 14 日 13UTC
西日本擴大之 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像



圖 6-1-32：2003 年 12 月 14 日 14UTC
西日本擴大之 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像



圖 6-1-33：2003 年 12 月 14 日 15UTC
西日本擴大之 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像

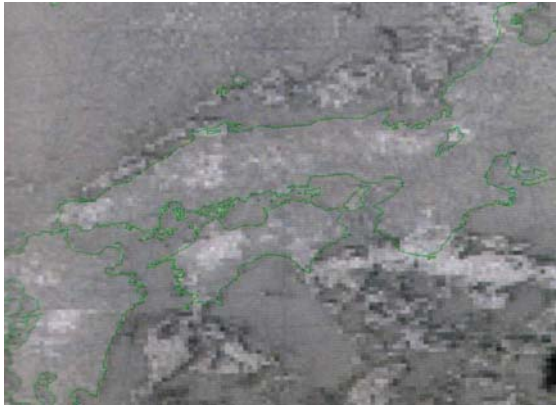


圖 6-1-34：2003 年 12 月 14 日 16UTC
西日本擴大之 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像

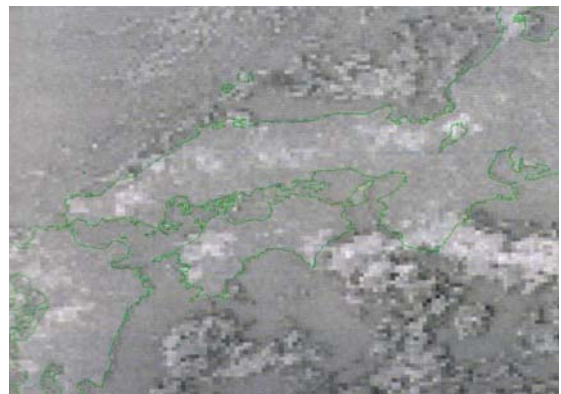


圖 6-1-35：2003 年 12 月 14 日 17UTC
西日本擴大之 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像



圖 6-1-36：2003 年 12 月 14 日 18UTC
西日本擴大之 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像

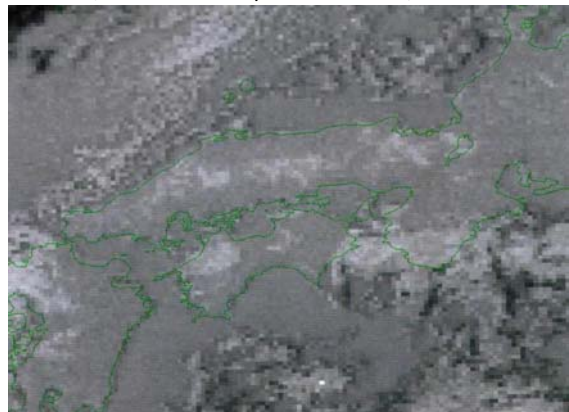


圖 6-1-37：2003 年 12 月 14 日 19UTC
西日本擴大之 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像

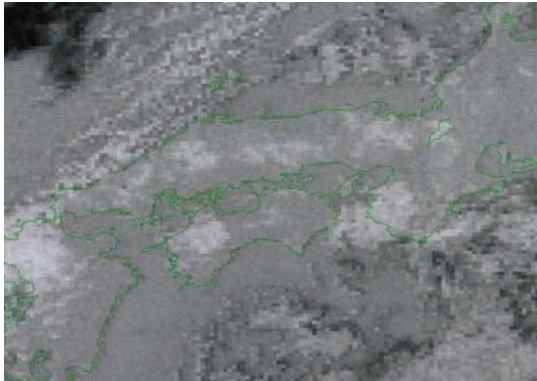


圖 6-1-38：2003 年 12 月 14 日 20UTC
西日本擴大之 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像

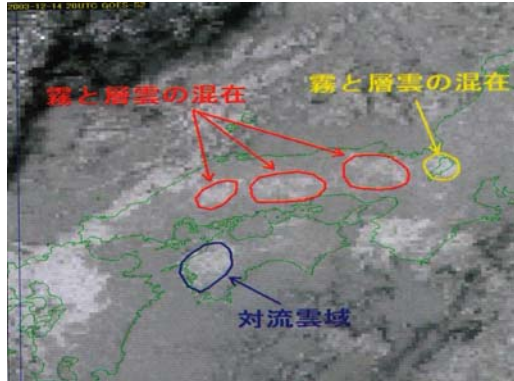


圖 6-1-39：2003 年 12 月 14 日 21UTC
西日本擴大之 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像

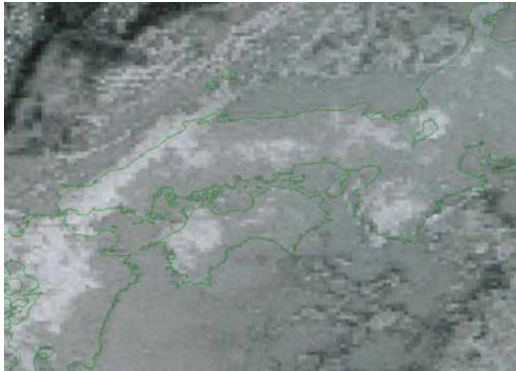


圖 6-1-40：2003 年 12 月 14 日 22UTC
西日本擴大之 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像

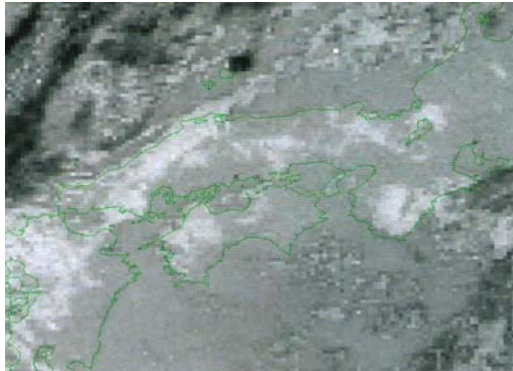
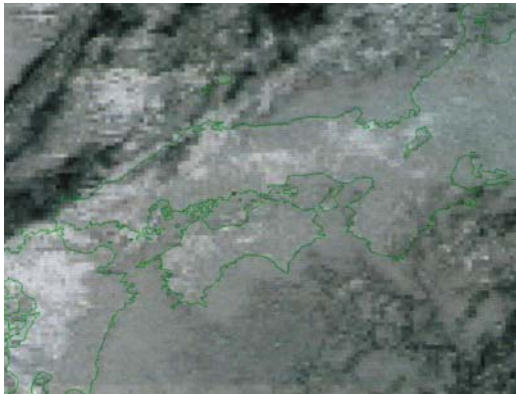


圖 6-1-41：2003 年 12 月 14 日 23UTC 西日本擴大之 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像



(1) 從中國山區到丹後半島的霧・層雲區

(圖 6-1-38 用紅色線所圍成的雲區)

以 13UTC 的圖像而言，在中國山區沿著山邊和丹後半島正覆蓋著下層雲。此雲層與綜觀天氣場的圖像來比對，可以得知是伴隨著冷平流所發生的下層雲。但是，就如同上面所說的，這和在日本海的雲區，樣貌上明顯地不同，可以說是以霧和層

雲為主體的下層雲。這個層雲區在 14,15,16,17UTC 時雲區逐漸地減少，從 18UTC 開始雲區卻再度地擴大。之後在 19UTC 時達到最高峰，從 22UTC 起陽光開始照射，雲區逐漸地變薄減少。在 20UTC 之後，於中國地方西部雖然下層雲漸增，但這是從日本海東移而來的下層雲的位相，是這次調查對象外的雲區。

(2) 琵琶湖北部的霧・層雲區

(圖 6-1-38 用黃色線所圍成的雲區)

從 15UTC 起在琵琶湖北部也可以解析出霧・層雲。詳細看，雖然在 13,14UTC 於它的周邊好像也可以解析出霧・層雲，但因為衛星解析度的關係，在這個時間帶上，要清楚地解析出為霧・層雲是沒有辦法的。這個霧・層雲區隨時間形狀改變，一直在夜間持續著。雲區擴到最大是在 21UTC，到了 23UTC 時一口氣變薄進入了消散過程。

(3) 愛媛附近的對流雲區

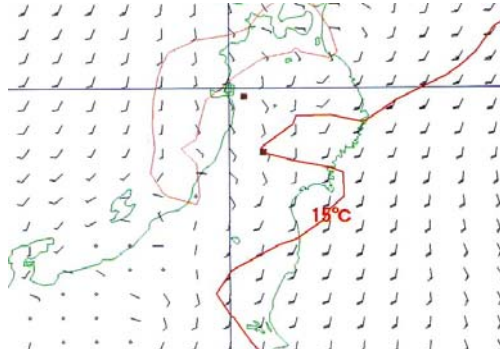
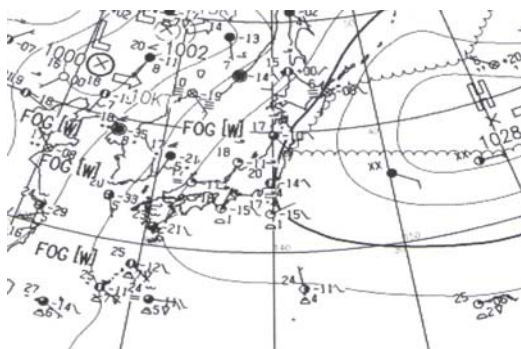
(圖 6-1-38 用藍色線所圍成的雲區)

在愛媛附近，下層雲也於夜間帶持續存在著。這個雲區用 18UTC 的紅外線圖像和 $3.9\mu\text{m}$ 圖像也可以解析出，雖是含有對流雲的層積雲，但為了和 (1)、(2) 做比較，所以持續敘述。在愛媛附近一直持續的層積雲區，是從 20UTC 開始擴大，走向也從西北變化到西南方向。但是，到了 23UTC 冷平流變得更強，因此雲區一口氣就消散了。

6-1-3 東北地方南部的霧・下層雲

圖 6-1-42 是 2004 年 5 月 27 日 18UTC 的地面天氣圖。在日本遙遠的東方海面上有高壓。

圖 6-1-42：2004 年 5 月 27 日 18UTC 地面天氣圖 圖 6-1-43：925hPa 氣溫與風之重疊圖



參考 GPV 的話，可知福島縣及宮城縣附近正吹入南風。之後，注意北關東~東北地方的太平洋沿岸區域來進行解析。

圖 6-1-44 是實際東北地方南部的擴大圖。在仙台、山形、福島、會津若松為有霧的天氣，而且在仙台觀測到層雲。

根據在仙台高層的實際狀況 (圖 6-1-45)，在 925hPa 的下層可以看出有逆溫層，可知在這高度有下層雲發生。

圖 6-1-44 是實際東北地方南部的擴大圖

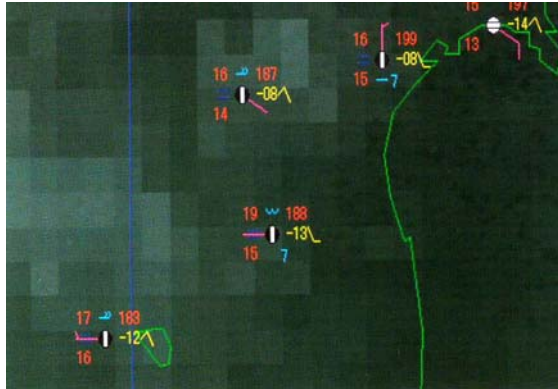


圖 6-1-45：2004 年 5 月 27 日 12UTC
仙台高層實況

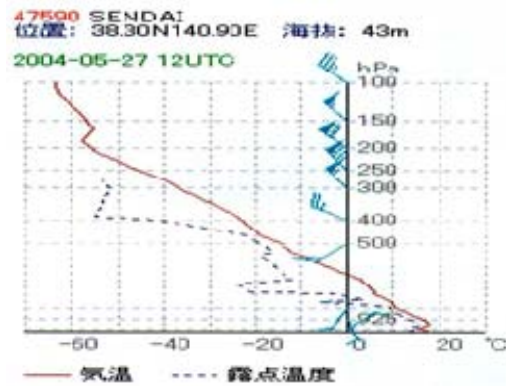


圖 6-1-46 是放大北陸地方及東北地方的紅外線圖像。在北陸地方~關東地方北部可以解析出上層雲和下層雲。但是，在山形縣、宮城縣及岩手縣附近無法解析出顯著的雲區，乍看之下好似看見晴天區。

用 $3.9\mu\text{m}$ 圖像（圖 6-1-47）來看，在宮城縣和山形縣地區雖然可以解析出薄的灰色雲區，但這是霧區呢或是霧以外的層積雲等下層雲呢，相當難以判別。

以 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像（圖 6-1-48）來說，在山形縣因覆蓋著上層雲所以下層雲的辨識相當困難，但在福島縣北部及宮城縣的內陸區卻可以解析出正在擴展的白色雲區（用黃色實線圍成的部分）。以霧的情況，一般而言和周圍的海面與陸面沒有溫度差的情形很多，因此由紅外線圖像來判別較困難。但這個時間帶因為用紅外線圖像比較能清楚地拍攝出，所以可以得知這個雲區是層狀性的雲。

圖 6-1-46：2004 年 5 月 27 日 12UTC
紅外線圖像

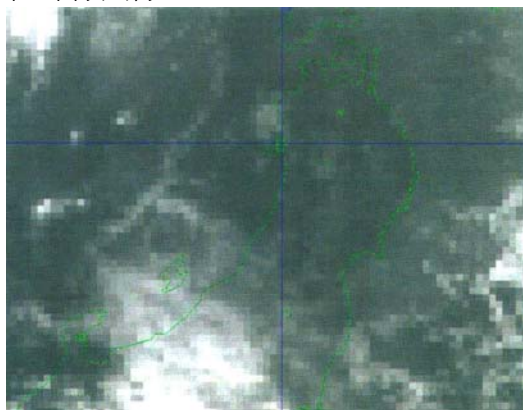


圖 6-1-47：2004 年 5 月 27 日 12UTC
 $3.9\mu\text{m}$ 圖像

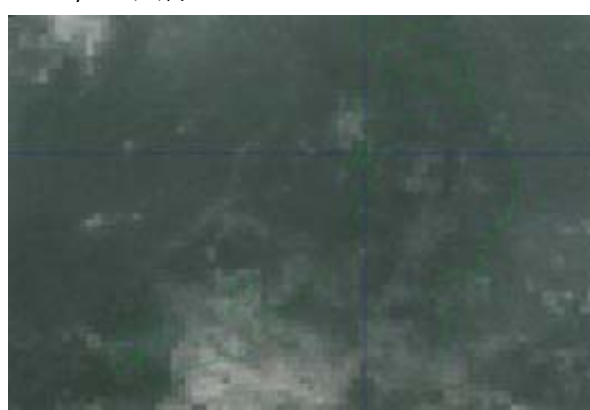


圖 6-1-48：2004 年 5 月 27 日 12UTC
3.9 μm 差分圖像

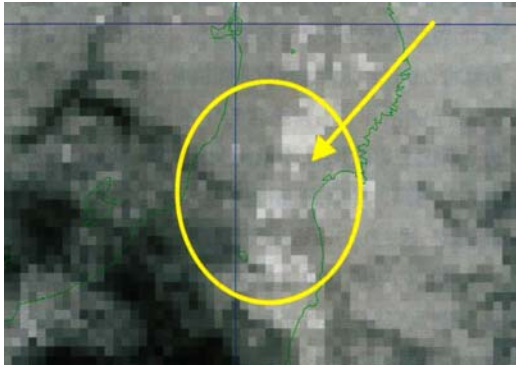
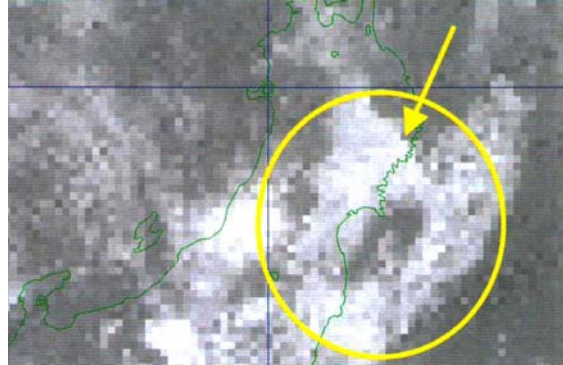


圖 6-1-49：2003 年 5 月 28 日 00UTC
可見光圖像



霧和層雲，在可見光圖像上被辨識為灰~白色的雲區，雲頂表面是呈現為平滑一致。在福島縣北部・宮城縣及岩手縣南部附近所發生的雲區，由於表現出這個特徵，所以知道是含有霧的下層雲區。雖然在 12UTC 帶無法看到這個雲區，但這個時間帶卻可以見到從福島縣到岩手縣太平洋這一側的沿岸也有含霧的下層雲。另一方面，在新潟縣和山形縣的縣界附近雖然也可以看見白色的雲區，但雲頂表面呈凹凸狀，所以被認為是含有若干的對流雲。由此可知，利用圖 6-1-48 在夜間（12UTC）帶的 3.9 μm 差分圖像，雖然可以看到福島縣及宮城縣附近的雲區，卻只能確認是含有霧的下層雲區。

霧區的消長（時間序列）

圖 6-1-50~圖 6-1-58 是 2004 年 5 月 27 日 13UTC 之後，霧區的變化趨勢所排列的時間序列之 3.9 μm 差分圖像。

從宮城縣到岩手縣南部以及太平洋這一側的沿岸所發生含有霧的下層雲，看起來好似在 18UTC 或 19UTC 時擴展到最大。在 21UTC 之後因受到陽光的影響，雲的邊界變得不太清楚。

圖 6-1-50：13UTC 3.9 μm 差分圖像

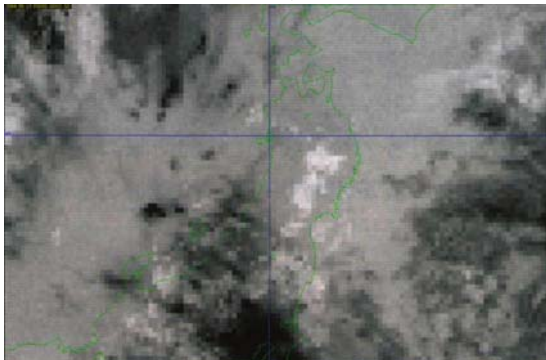


圖 6-1-51：14UTC 3.9 μm 差分圖像

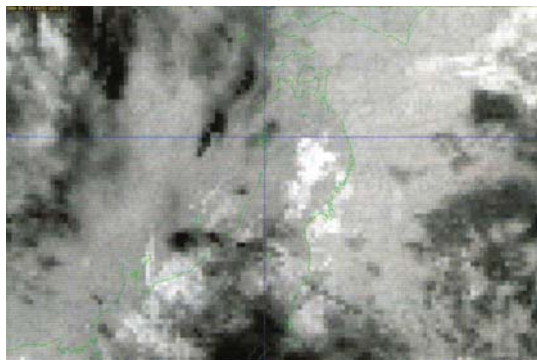


圖 6-1-52：15UTC3.9 μ m 差分圖像

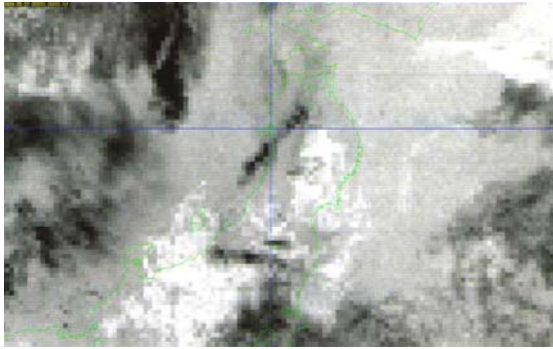


圖 6-1-53：16UTC3.9 μ m 差分圖像

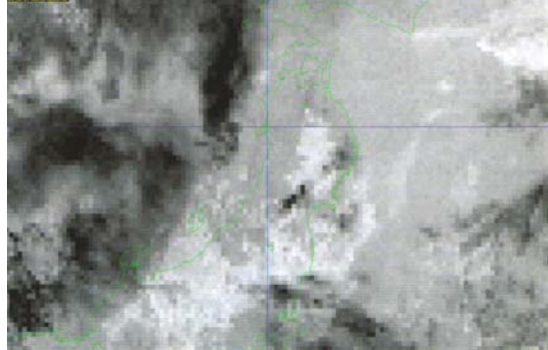


圖 6-1-54：17UTC3.9 μ m 差分圖像

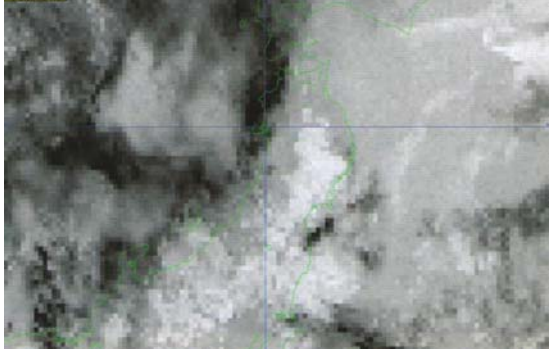


圖 6-1-55：18UTC3.9 μ m 差分圖像

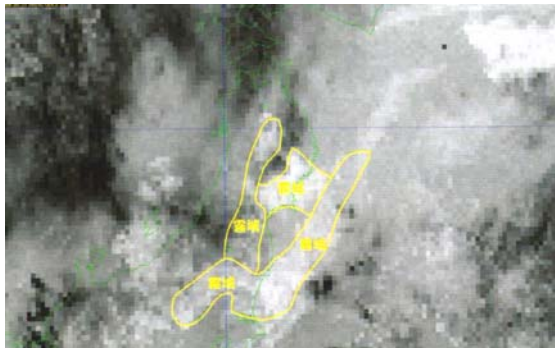


圖 6-1-56：19UTC3.9 μ m 差分圖像

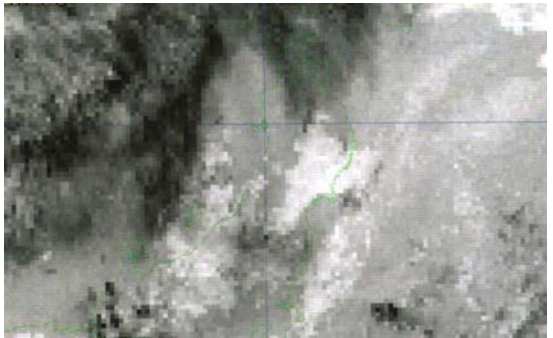


圖 6-1-57：20UTC 3.9 μ m 差分圖像

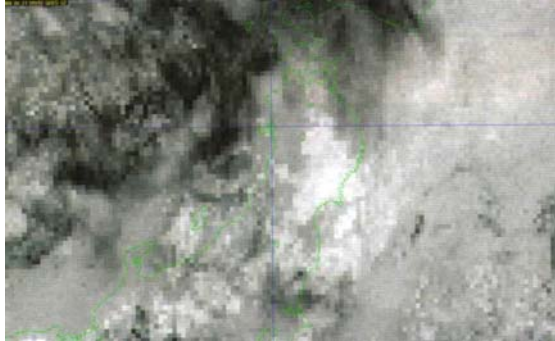
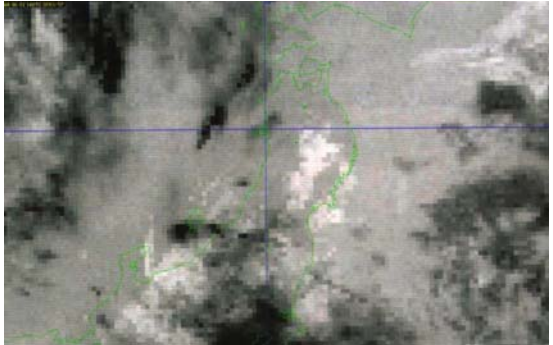


圖 6-1-58：21UTC3.9 μ m 差分圖像



內陸區的霧、下層雲之歸納

- ①在 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像上，夜間帶的下層雲區呈現為白色且雲頂表面是平滑的雲區。
- ②在夜間帶下層雲區擴大・縮小的時間，是被當時的下層風系和氣壓配置等大氣條件所左右著，在 16UTC~18UTC 時迎向最高峰。

6-1-4 在大陸上所見到的黑色下層雲

像層雲和霧這種雲頂高度低的雲，由於和地表面的溫度差非常小，因此在紅外線圖像上被表現為暗灰色，而且要判別地表面和雲變得很困難。

然而，像冬季發生強輻射冷卻時，其霧的雲頂由於比周圍地表面的溫度高，所以看起來是深灰色（暗的）。像這樣的霧就稱之為 Black Fog（黑霧）。

在這裡將利用水雲（下層雲）情形下的紅外線圖像和 $3.7\mu\text{m}$ 圖像，由雲頂的輻射差值所做成的 $3.7\mu\text{m}$ 差分圖像來介紹黑霧的解析案例。

圖 6-1-59：2004 年 1 月 27 日 12UTC
紅外線圖像

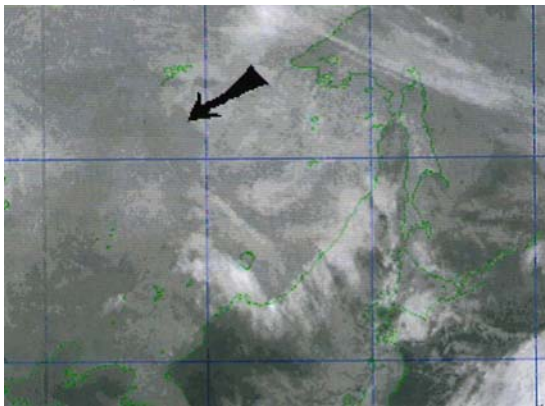


圖 6-1-60：中國與俄羅斯的國境邊界
附近地圖

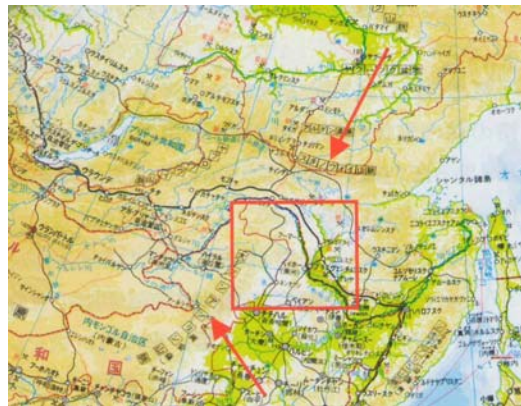


圖 6-1-59 是 2004 年 1 月 27 日 12UTC 的紅外線圖像。從圖像來看，在中國的華北地區和沿著俄羅斯的國境邊界可以解析出灰色的區域（箭頭處）。這個區域在地圖（圖 6-1-60）上來看，灰色區域是正好沿著流過大興安嶺山脈（下方的紅色箭頭）和斯塔諾夫山脈（上方的紅色箭頭）的峽谷之黑龍江。但是在 $3.9\mu\text{m}$ 圖像（圖 6-1-61）上這個區域無法解析。看 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像（圖 6-1-62）的話，可以解析出白且明亮的區域。這個區域的邊緣是鮮明的，雲頂高度乍看下也是一致的，雖然看起來好像是霧區，但就如前面所說的，在紅外線圖像上霧區跟周圍相比，溫度較高看起來為灰色區域，所以和平常下層雲的判斷方法是不相同的。這就是黑霧。

圖 6-1-61：2004 年 1 月 27 日 12UTC
3.9 μm 圖像

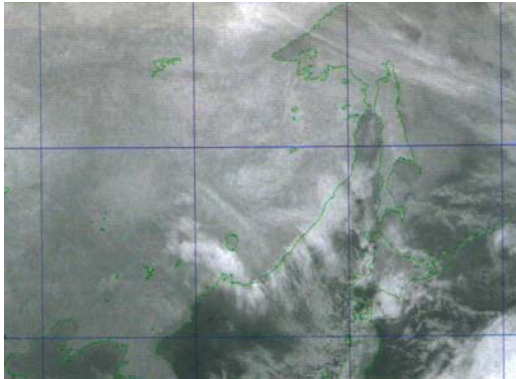


圖 6-1-62：2004 年 1 月 27 日 12UTC
3.9 μm 差分圖像

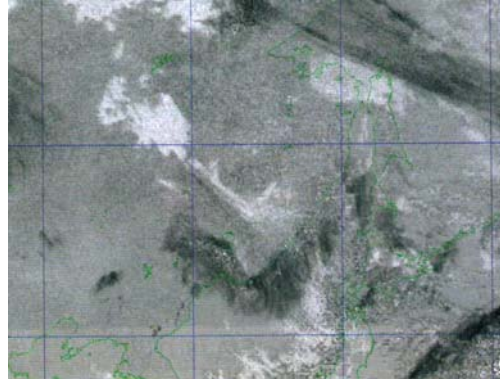


圖 6-1-63 是放大黑霧附近的亮度溫度分布圖。黑霧的邊緣用 -25.0°C 的粗線來表示。而這個粗線內側溫度較高的部份就是發生黑霧的區域。

圖 6-1-63：2004 年 1 月 27 日 12UTC
放大黑霧附近的亮度溫度分布圖

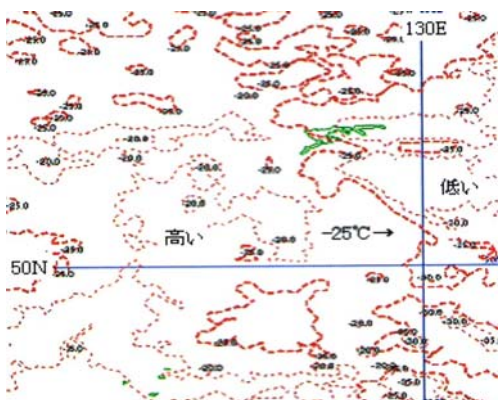
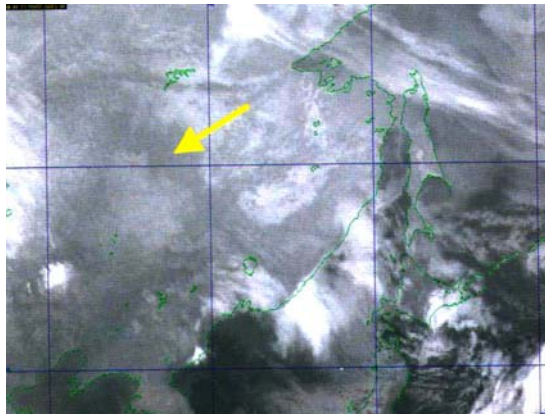


圖 6-1-64：2004 年 1 月 27 日 15UTC
紅外線圖像



用 15UTC (圖 6-1-64) 的紅外線圖像來看，這個區域正往西南方向移動。以紅外線圖像而言，由於霧區和周圍相比溫度較高，因此看起來為灰色的區域，但因為是在這個時間所以利用 3.9 μm 圖像 (圖 6-1-65) 也無法解析這個區域。而利用 3.9 μm 差分圖像 (圖 6-1-66) 來看的話，就一直持續為白色且明亮的區域。

圖 6-1-65：2004 年 1 月 27 日 15UTC
3.9 μm 圖像

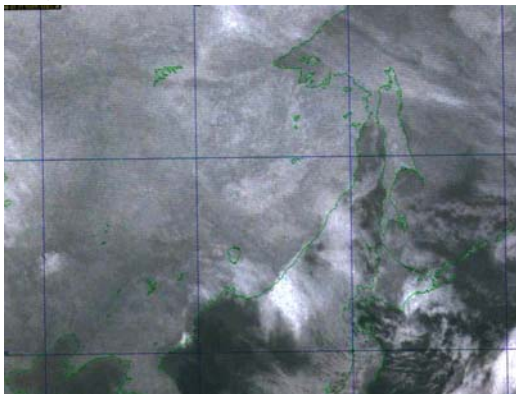


圖 6-1-66：2004 年 1 月 27 日 15UTC
3.9 μm 差分圖像

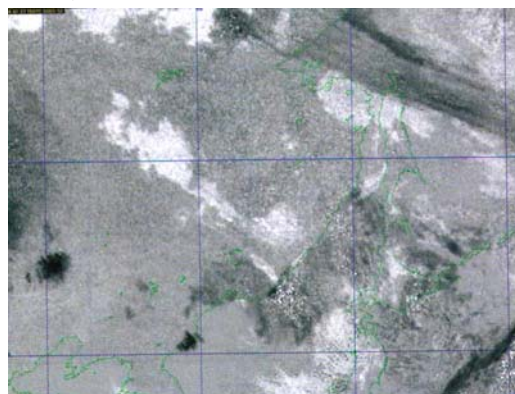


圖 6-1-67：2004 年 1 月 27 日 15UTC
放大黑霧附近的亮度溫度分布圖

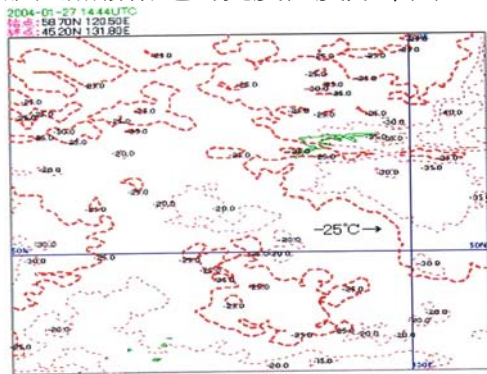
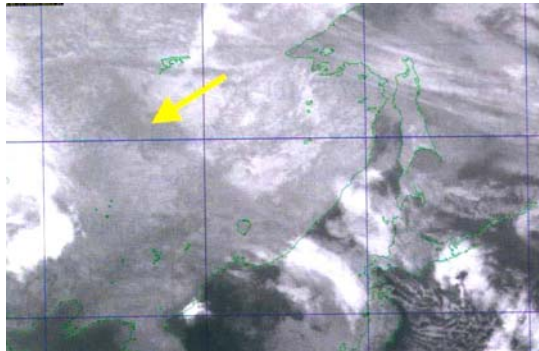


圖 6-1-68：2004 年 1 月 27 日 18UTC
紅外線圖像



時間來到 18UTC (圖 6-1-68)，用紅外線圖像可以看出這個灰色區域更加地往西南方移動並來到了蒙古。在 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像(圖 6-1-70)上可知這區域正在擴大中。但是，在 $3.9\mu\text{m}$ 圖像(圖 6-1-69)上什麼也解析不出來。

圖 6-1-69：2004 年 1 月 27 日 18UTC
 $3.9\mu\text{m}$ 圖像

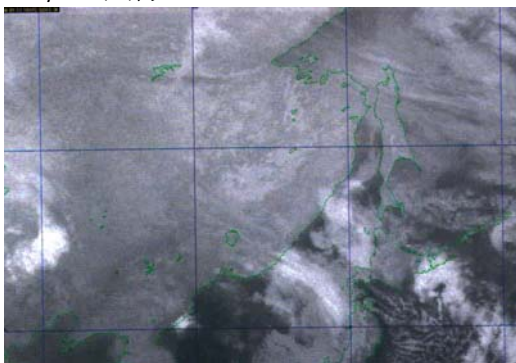
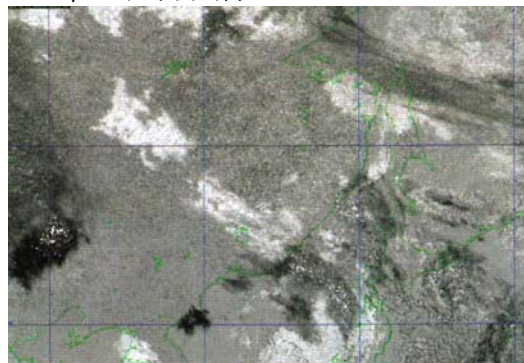


圖 6-1-70：2004 年 1 月 27 日 18UTC
 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像



即便是到了 21UTC (圖 6-1-72) 時，用紅外線圖像可以看出這個灰色區域一邊擴大一邊往西南方移動。在 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像(圖 6-1-74)上也可知這區域正在擴大中。但是，在 $3.9\mu\text{m}$ 圖像(圖 6-1-73)上什麼也解析不出來。

圖 6-1-71：2004 年 1 月 27 日 18UTC
放大黑霧附近的亮度溫度分布圖

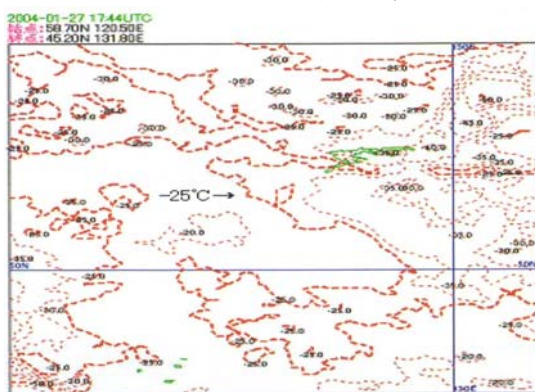


圖 6-1-72：2004 年 1 月 27 日 21UTC
紅外線圖像

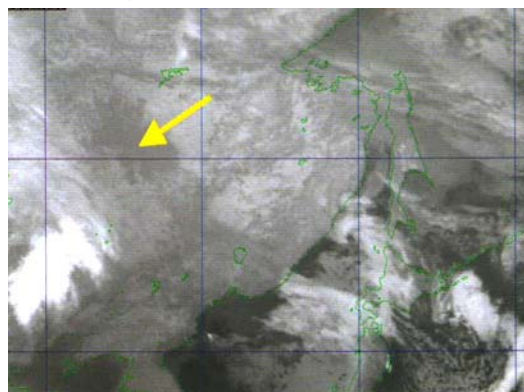


圖 6-1-73：2004 年 1 月 27 日 21UTC
3.9 μm 圖像

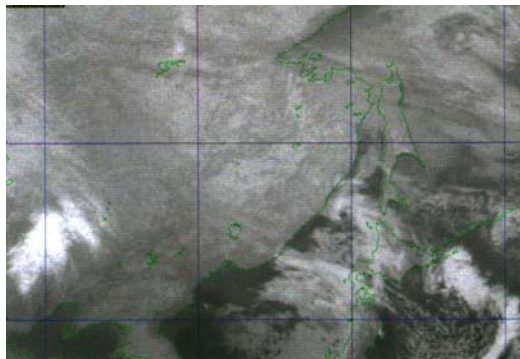


圖 6-1-74：2004 年 1 月 27 日 21UTC
3.9 μm 差分圖像

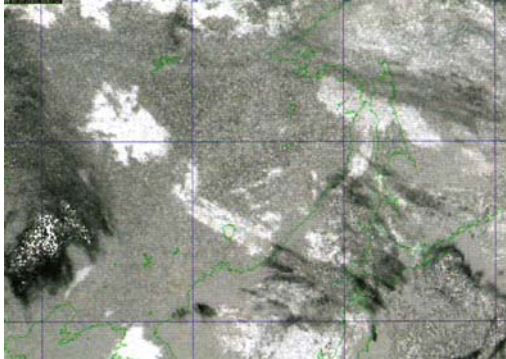


圖 6-1-75：2004 年 1 月 27 日 21UTC
放大黑霧附近的亮度溫度分布圖

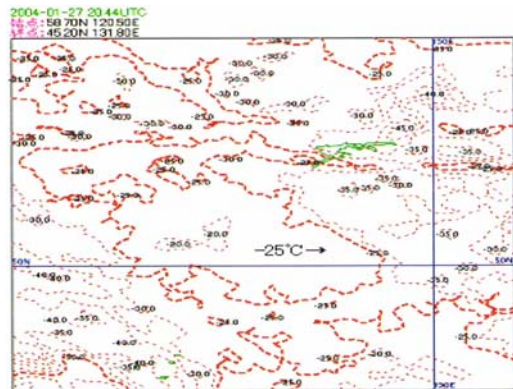
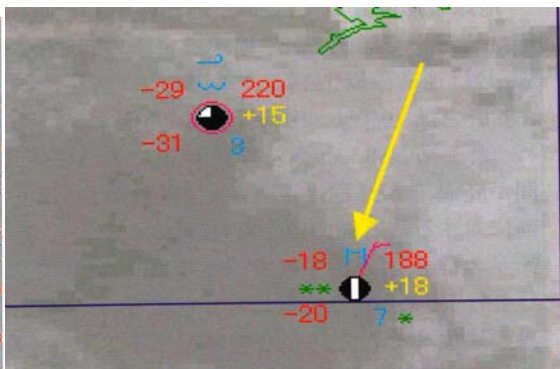


圖 6-1-76：2004 年 1 月 28 日 00UTC
地面實況放



歸納

以 3.9 μm 圖像而言，由於雲和陸地的輻射量大約相同，因此在圖像上無法表現出來。但是，在利用這個差值所做成的 3.9 μm 差分圖像和紅外線圖像上，看起來稍帶白色的霧・層雲，還有看起來為深灰色的霧・層雲，都可以看成是相同的霧。

像這樣，即使是相同的下層雲，在季節和周圍的環境改變時，因為在圖像上看的方式大大地不同，所以在充分地掌握數種圖像的特性之後，應該就可以解析出這個現象。以地面上的實際狀況（圖 6-1-76）來看，正好在黑霧邊緣的海蘭泡市

（Blagoveshchensk·布拉戈維申斯克）（N50.15·E127.34 132m 箭頭處）（在地圖（圖 6-1-60）上的□內）觀測到高積雲且正在降雪。

衛星的軌道控制

地球的形狀不是正圓形的，而通過地球中心的剖面是橢圓形的。還有，地球繞著太陽公轉，而因為月球繞著地球周圍公轉，所以作用於衛星的引力，會隨著位置和時間而產生變化。因此，當人工衛星一旦進入靜止軌道，隨著時間經過，會慢慢地去改變高度和軌道傾斜角（面對赤道面和軌道面的傾斜角），最後，會一直偏離衛星的靜止位置。所以，讓衛星靜止在制定的位置，適當調整衛星的速度和它的方向是必要的。對於靜止衛星會去偏離的方向有南北向和東西向二個種類。

南北控制

去偏離往南北方向，主要是由於月球和太陽的引力。衛星由於這個引力，大約是一天的週期，就能做往北往南的往返運動。這個往返的幅度，通常一年在緯度上約 1.5 度的比例去逐漸變大。

東西控制

往東西方向偏離的主要原因，是由於地球不是正圓形的。地球用平行於赤道面的剖面來看，那圓是接近橢圓形。因此，作用於靜止衛星的引力，在大部分的位置都不是向著地球的中心。這個引力方向的偏離，是取決於靜止衛星飛行的快慢。對於地球的自轉，衛星一變快則軌道的直徑也逐漸變大成為橢圓軌道(圖 1 的)，繞行一周需要的時間會變長。那樣的結果，衛星相對於地球會往西方去移動。相反地對於地球的自轉，衛星一變慢(圖 1 的)會往東方移動。

考慮在東經 110 度的話，緯度方向的加速度約為 -0.002deg/day （負值是往西方向，正值是往東方向），軌道長半徑的日變化 Δa 約為 $+0.147\text{Km/day}$ 。從這個性質可知，日本上空的靜止衛星，如果軌道半徑 a 比靜止高度的軌道長半徑 42165.7Km 還短的話，因為緯度方向的變化（drift • rate）是正值，所以雖然衛星在緯度上往東方向移動，但因為經度上的加速度（drift • rate 的日變化）是負值，因此在短時間內，drift • rate 是 0，也就是衛星的軌道長半徑和靜止高度的軌道長半徑變成相同，而衛星在經度上，往東方向移動則會停止。之後，衛星的軌道長半徑由於比靜止高度的軌道長半徑變得更長，所以 drift • rate 的值變為負值，它的絕對值會變得更大，為此，衛星在經度上做 U turn 往西方向移動。然後慢慢地增加速度，在印度洋上的東經 78 度附近速度達到最大。之後移動速度減少，在去到更西面程度的位置後停止移動，從那裏這一次相反地往東方移去。因此，以印度洋上空為基礎點，宛如就像垂擺，往東又往西。像這樣，往返東西方向的移動中心，除了印度洋上空這一點外，還有另一個點，大略在地球的另一側，在南美西側太平洋上的西經 108 度附近。

從這樣的情形可知，衛星在經度上開始往西方方向移動之後，在適當的時期，當衛星的軌道長半徑 a ，比靜止高度的軌道長半徑還短時如果實施控制（減速控制，往西方向的軌道控制）的話，上述的性質就會反覆地再次出現。利用這個原理，在日本的上空就能一直實施靜止衛星的東西方向軌道保持(GMS-5 的情況，約在每 2 個月實施一次軌道控制)。

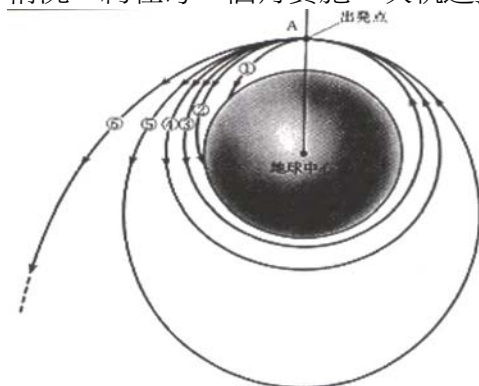


圖 1：地球表面水平投出物体之運動

6-2 海洋上的霧、下層雲

6-2-1 日本海的霧

圖 6-2-1 是 4 月 19 日 18UTC 的地面天氣圖。在日本東方遠處的海上及中國大陸東北地區各有一移動性高壓，兩者都正往東移動中。日本附近就成為這兩個高壓中間的谷區，有日本海北部的低壓和從低壓延伸到北陸的鋒面，以及在關東附近分別被解析出鋒面上的冷暖鋒交會點(kink)和鋒面。

圖 6-2-1：2004 年 4 月 19 日 18UTC
地面天氣圖

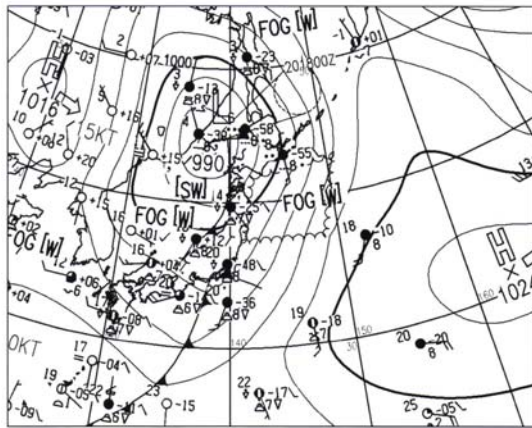
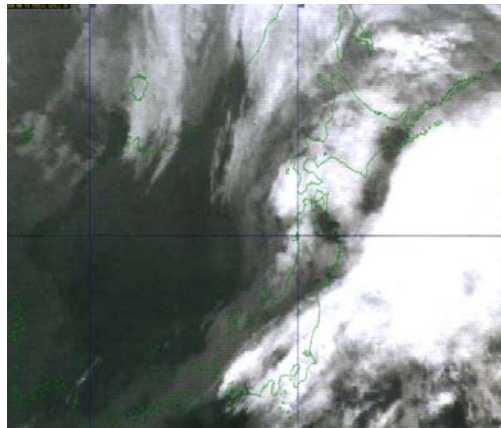


圖 6-2-2：2004 年 4 月 19 日 18UTC
紅外線圖像



由圖 6-2-2 的紅外線圖像，在地面天氣圖上被解析出鋒面的北海道~北陸、關東地區正覆蓋著低壓和對應著鋒面的雲帶。另一方面，從日北海中部~西部的海域看不到顯著的雲區。

圖 6-2-3：2004 年 4 月 19 日 18UTC
3.9 μm 圖像

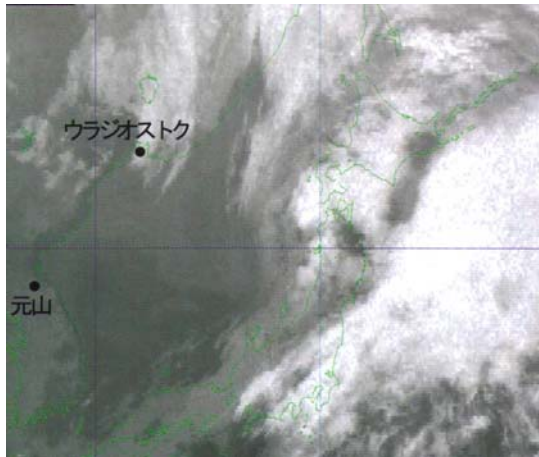


圖 6-2-4：2004 年 4 月 19 日 18UTC
3.9 μm 差分圖像

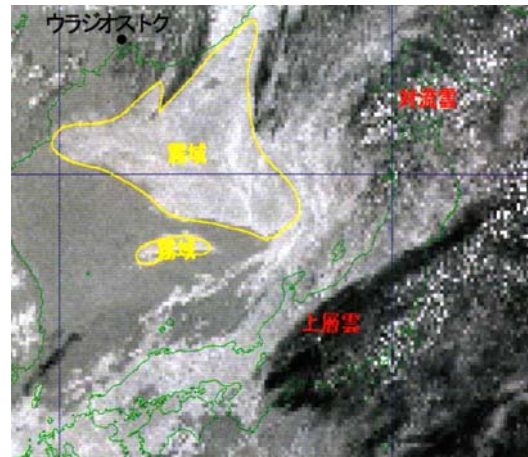


圖 6-2-3 是相同時間的 3.9 μm 圖像。在這個圖像上，除了對應著鋒面的雲區，從海參威的海上到日本海中部的海域，可以判別出不清楚且正在擴展中的暗灰色雲區。這個暗灰色的雲區要用相同時間的紅外線圖像去做確認是很難的。

接下來試著看看相同時間的 3.9 μm 差分圖像（圖 6-2-4）。在海參威的海上~日本海中部，用黃色實線來表示正在擴展的像白色~灰色薄紗狀的雲區。這個雲區是含有霧的下層雲區。

另由 18UTC 日本海西部的地面上實際狀況圖（圖 6-2-5），在海參威的四周都觀測到霧和層雲。像這樣含有霧的下層雲，以紅外線圖像來說，由於和海面的溫度差很小因此辨識相當困難，但用 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像就可以清楚地辨識。

圖 6-2-5：2004 年 4 月 19 日 18UTC
地面上實際與紅外線圖像重疊圖

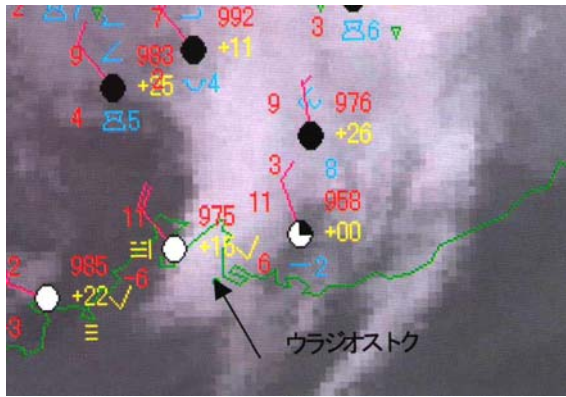


圖 6-2-6：2006 年 4 月 20 日 00UTC
可見光圖像

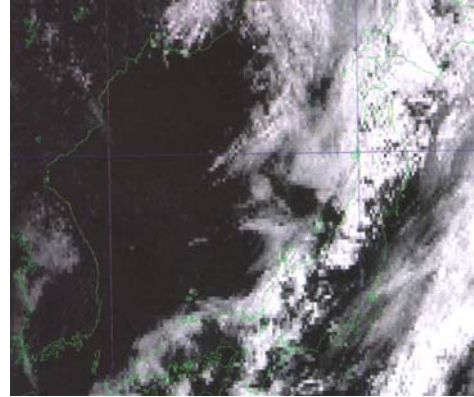


圖 6-2-6 是隔天 4 月 20 日 00UTC 日本附近的可見光圖像。在東北地方的日本海這一側~渡島半島西方海上和山陰沿岸，可以確認白色薄紗狀的雲區正在擴展。這些雲區在可見光圖像看到的情形是霧區。此霧區在夜間用 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像所見到的白色薄紗狀雲區因為是往東移出，所以到清晨時會消散且雲區縮小。

霧區的消長（時間序列）

接下來這個雲區，在夜間的時間帶上是如何地變化呢？我們將利用 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像試著來看隨著時間的演變。含有霧的下層雲，在 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像上被表現為明亮且白色的雲頂表面是平滑的雲區。在 12UTC 時含有霧的下層雲，在海參威的海上附近開始擴大，並且可以得知在 16UTC 時擴大到能登半島的海上附近。這個雲區的擴展，從 17UTC 到 18UTC 時在最高峰，從那之後便逐漸地縮小。

圖 6-2-7：2004 年 4 月 19 日 12UTC
 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像

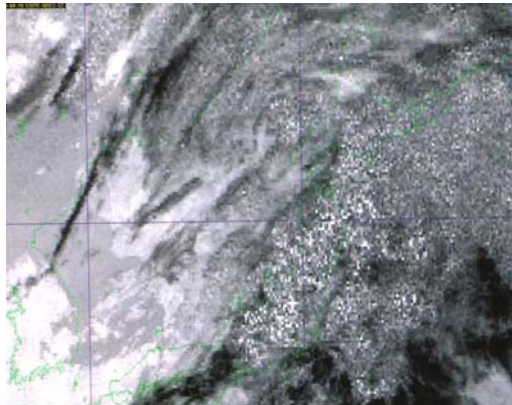
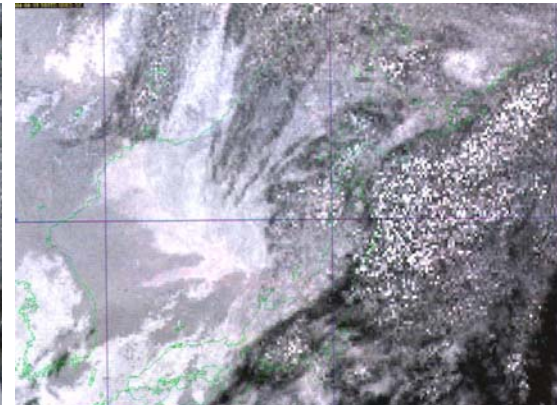


圖 6-2-8：2004 年 4 月 19 日 16UTC
 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像



* 13~15UTC 的圖像，由於是天體遮蔽運行期間因此觀測欠缺。

像這樣利用 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像，根據夜間帶的海上霧區和時間變化，可以很容易地解析出霧區的消長。

圖 6-2-9：2004 年 4 月 19 日 17UTC
3.9 μm 差分圖像

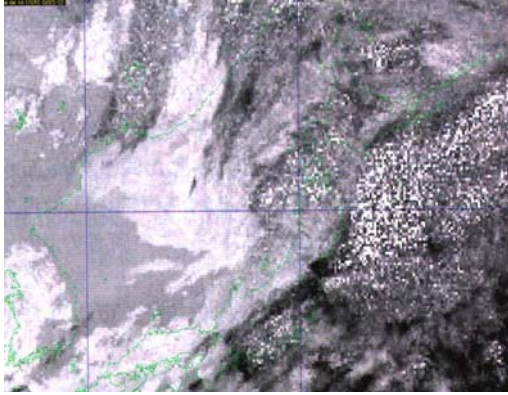


圖 6-2-10：2004 年 4 月 19 日 18UTC
3.9 μm 差分圖像

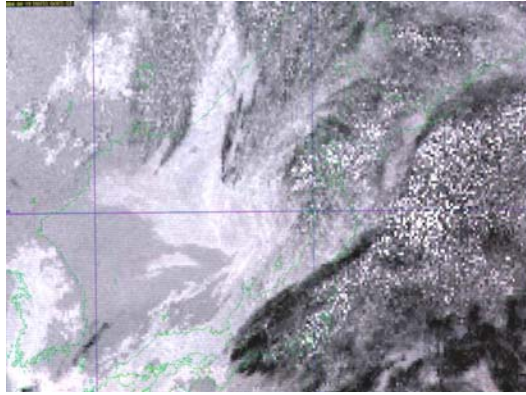


圖 6-2-11：2004 年 4 月 19 日 19UTC
3.9 μm 差分圖像

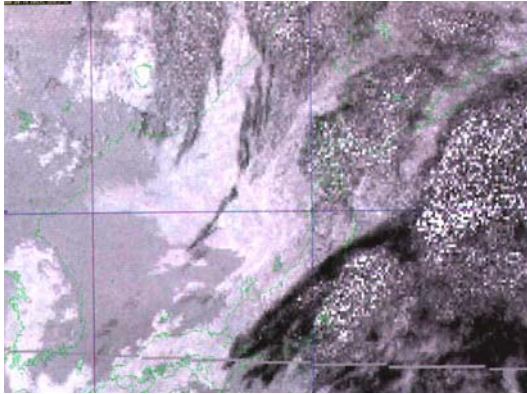


圖 6-2-12：2004 年 4 月 19 日 20UTC
3.9 μm 差分圖像

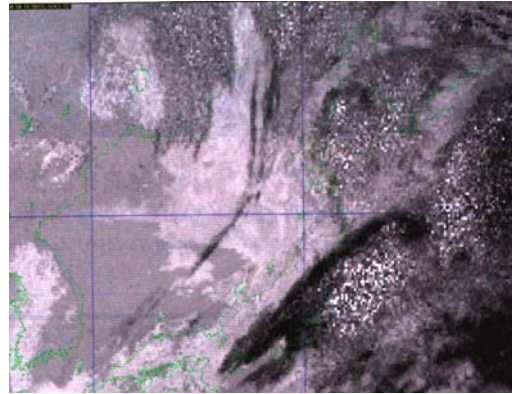


圖 6-2-13：2004 年 4 月 19 日 21UTC
3.9 μm 差分圖像

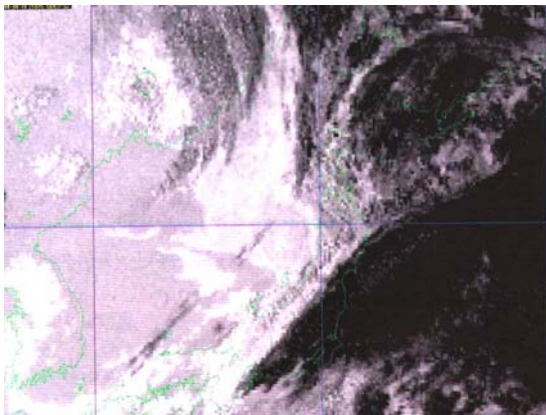


圖 6-2-14：2004 年 4 月 19 日 18UTC
紅外線圖像 850hPa 等溫線之重疊圖

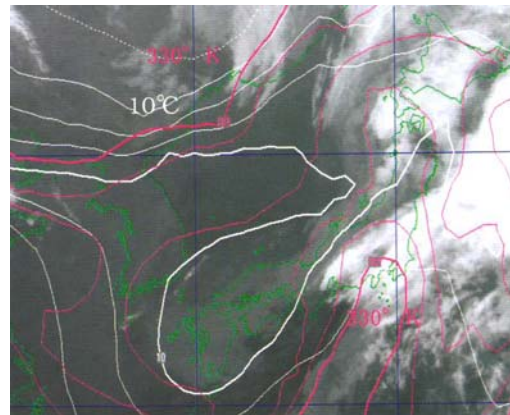


圖 6-2-14 是 19 日 18UTC 的紅外線圖像和根據 GPV 的 850hPa 等溫線之重疊圖。10 °C 的等溫線（白色的粗實線），從朝鮮半島進入日本海中・西部。這件事就是暗示在下層有溫暖的西南風流入日本海。

圖 6-2-15：2004 年 4 月 19 日 18UTC
紅外線輝度溫度等值線圖

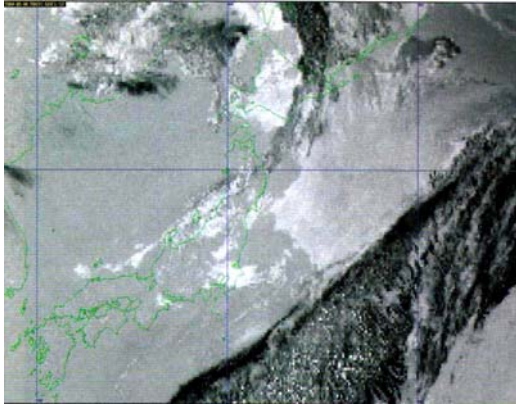


圖 6-2-16：2004 年 4 月 19 日
之每日海面水溫

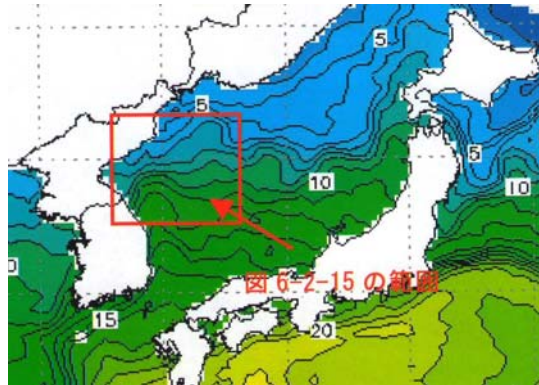


圖 6-2-15 是沿海州（西伯利亞東南端的地區，中心城市是海參威）南部海上在 4 月 19 日 18UTC 發生霧的海域，用紅外線圖像的亮度溫度情報來表示，並顯示其亮度溫度的等值線。試著來看北緯 40N、東經 130E 附近，那附近的溫度約為 6°C（粗實線是 10°C）。來看運用氣象衛星和浮標的觀測資料所做成之相同日期的海面水溫圖（圖 6-2-16），在日本海西部同樣那附近的海面水溫為 7~8°C。這兩者的差值只有 1~2°C。由此也可以理解，海面水溫和沒有顯著差別的霧之觀測，利用紅外線圖像來判別是很難的。

歸納

- ①利用夜間帶的 3.9 μm 差分圖像的話，就可以解析出用紅外線圖像無法解析之夜間帶的霧和層雲的白色薄紗狀雲區。
- ②在這個實例中，在日本海所擴展的含有霧之下層雲，從 17UTC 到 18UTC 時在最高峰，從那之後便逐漸地縮小。

6-2-2 黃海的霧

圖 6-2-17 是 2004 年 7 月 21 日 12UTC 的地面天氣圖。在日本的東方海上有低壓，從那裡到關東的南方海上有正在發展的冷鋒。還有，日本海北部和中國東海被解析出有高壓，因此從日本海到中國東海成為高壓脊區。

圖 6-2-18 是紅外線圖像。從中國東北地區到日本海西部・西日本，巡視高壓的邊緣可以解析出上層雲和下層雲。但是，在黃海附近（箭頭處）無法解析出顯著的雲區，乍看之下好像看到晴天區。

來看地面上的實際狀況（圖 6-2-19），在朝鮮半島西海岸周邊被觀測到霧和靄的視程視障現象。

圖 6-2-17：2004 年 7 月 21 日 12UTC
地面天氣圖

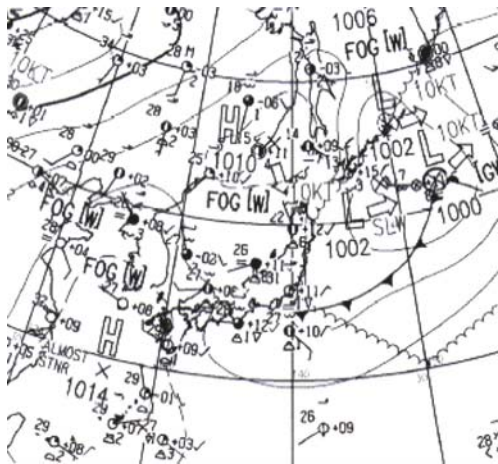


圖 6-2-18：2004 年 7 月 21 日 12UTC
紅外線圖像

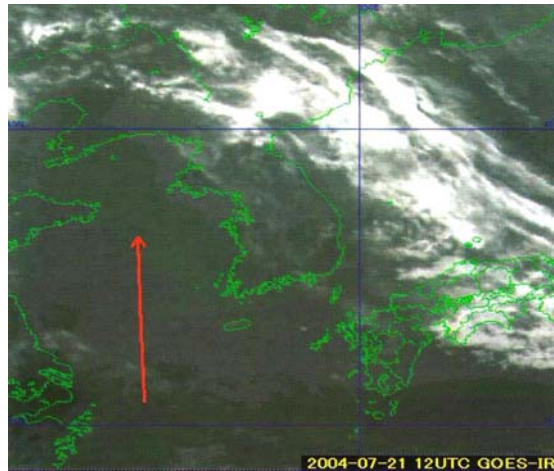


圖 6-2-19：2004 年 7 月 21 日 12UTC
朝鮮半島西岸地面實況與紅外線圖像

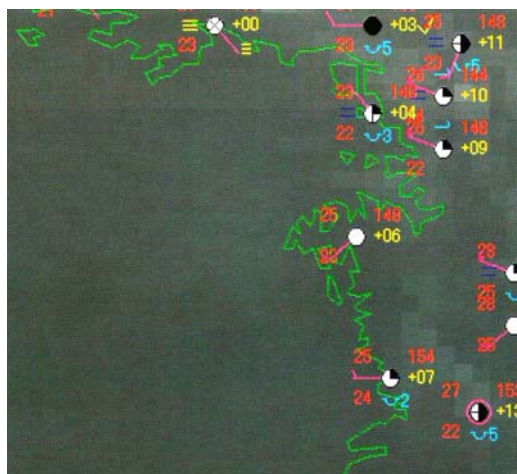
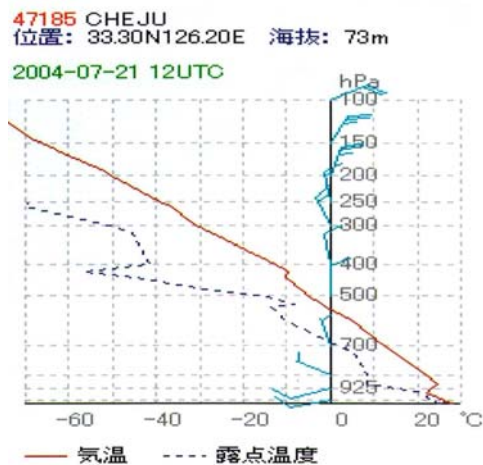


圖 6-2-20：2004 年 7 月 21 日 12UTC
濟州島的高層實際狀況



來看濟州島的高層實際狀況（圖 6-2-20），在 925hPa 下層可以看見逆溫層。這件事是表示在 925hPa 下層有雲正在發生。

用相同時間的 $3.9\mu\text{m}$ 圖像（圖 6-2-21）來看，在朝鮮半島西岸可以解析出薄且灰色的雲區。但是，要判別這是下層雲或是霧是很難的。

以 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像（圖 6-2-22）而言，可以解析出在黃海有白色雲區正在擴展（用紅色實線所圍成的部份）。因為在紅外線圖像上看見的是較暗的晴天區，但在 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像所見到的這個雲區，則可以知道是含有霧的下層雲區。

圖 6-2-23 是 12UTC 的 12 小時後之可見光圖像。霧和層雲在可見光圖像上看起來為灰~白色的雲區，雲頂表面被呈現為平滑一致。黃海附近的雲區表現出這個特徵，因此從可見光圖像也可以知道這個雲區是霧。而且，由此也可以用圖 6-2-23 來推測，在夜間（12UTC）的黃海附近所見到的雲區，是含有霧的下層雲。

圖 6-2-21：2004 年 7 月 21 日 21UTC
3.9 μ m 圖像

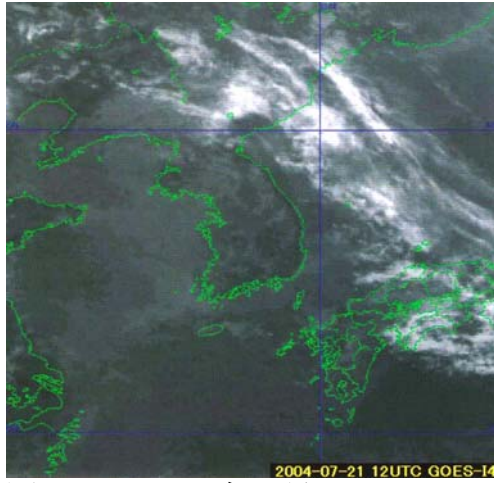


圖 6-2-22：2004 年 7 月 21 日 12UTC
3.9 μ m 差分圖像

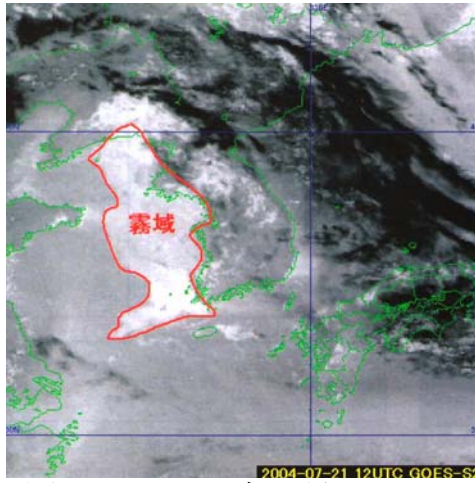


圖 6-2-23：2004 年 7 月 23 日 00UTC
可見光圖像

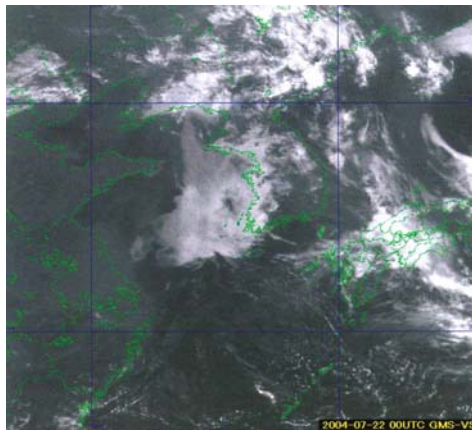
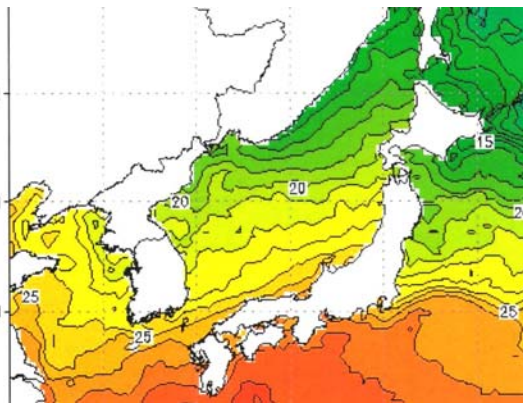


圖 6-2-24：2004 年 7 月 21 日 12UTC
之每日海面水溫



霧發生的主要原因

來看圖 6-2-24 的每日海面水溫，朝鮮半島西岸發生霧的區域成為 23°C 的冷水區。參考高層實際狀況和 925hPa 的相當位溫與風向・風速的話，最下層是約為 27°C 的西南風，而這個西南風在冷海面上移動時，被認為因冷卻而使水汽凝結也是霧發生的原因之一。

上圖（圖 6-2-25）是霧發生的時間在黃海附近的紅外線圖像之亮度溫度分布圖。霧區是在亮度溫度線 20°C 附近的邊緣，正發生在黃海區。

霧區的消長（時間序列）

圖 6-2-26~圖 6-2-36 是 12UTC 以後霧區的變化趨勢所排列的時間序列之 3.9 μ m 差分圖像。

在 12UTC 沿著朝鮮半島的西海岸所見到的霧區，隨著時間正在擴大中。霧同時在海上・陸上擴大至最高峰的 21UTC 時，佔了朝鮮半島的 8 成和遼東半島全區及黃海的 7、8 成之區域都被霧所覆蓋。

霧區當來到日出前的 22UTC 時，雖然首先從陸上部份一口氣開始減少，但海上部分霧區的減少卻是稍微緩慢些。

圖 6-2-25：2004 年 7 月 21 日 12UTC
紅外線輝度溫度分佈圖

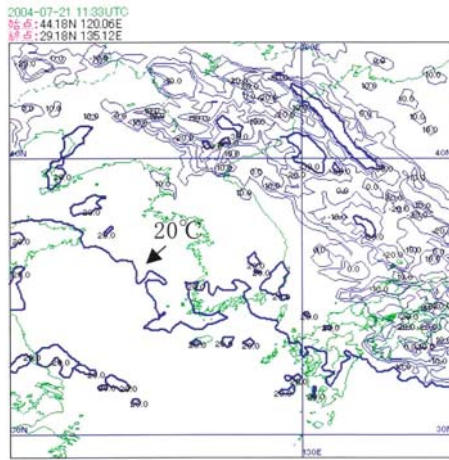


圖 6-2-26：2004 年 7 月 21 日 12UTC
 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像

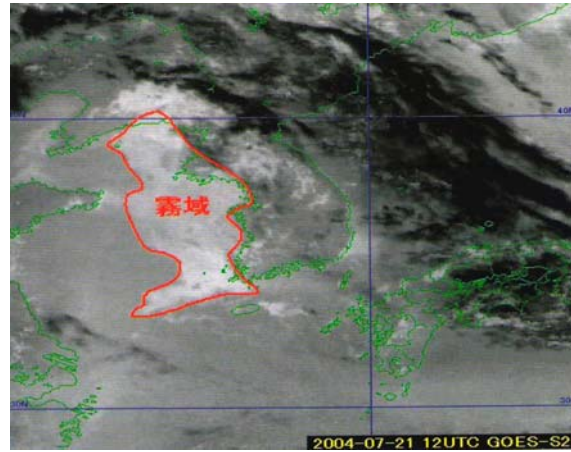


圖 6-2-27：2004 年 7 月 21 日 13UTC
 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像

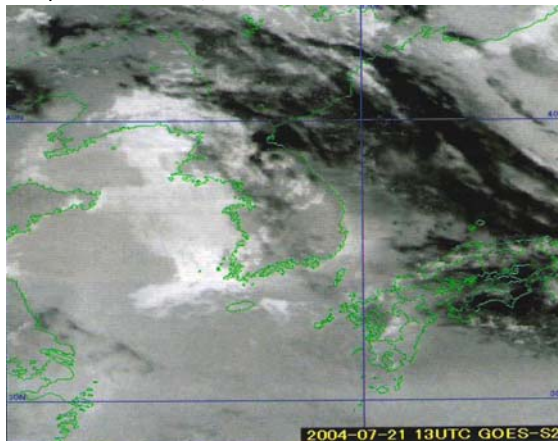


圖 6-2-28：2004 年 7 月 21 日 14UTC
 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像

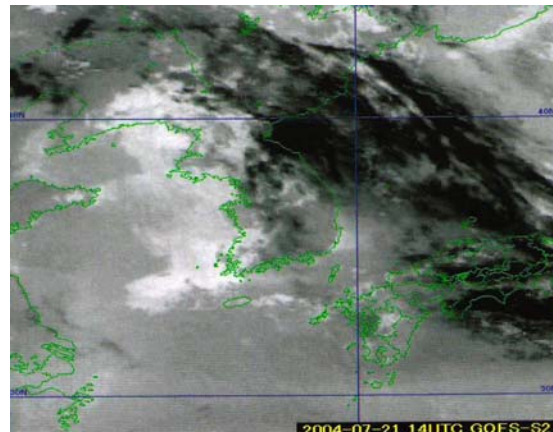


圖 6-2-29：2004 年 7 月 21 日 15UTC
 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像

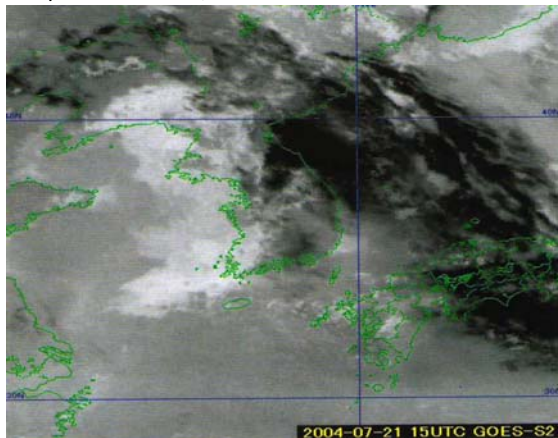


圖 6-2-30：2004 年 7 月 21 日 16UTC
 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像

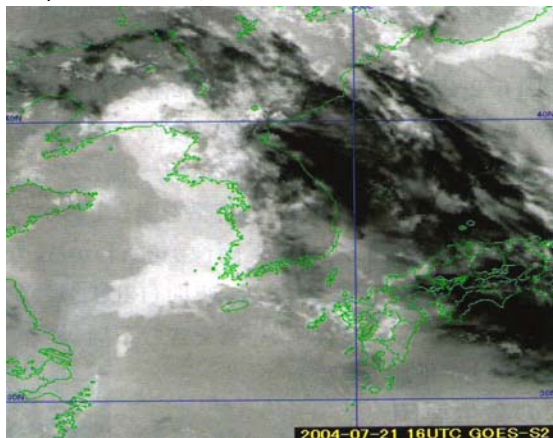


圖 6-2-31：2004 年 7 月 21 日 17UTC
3.9 μm 差分圖像

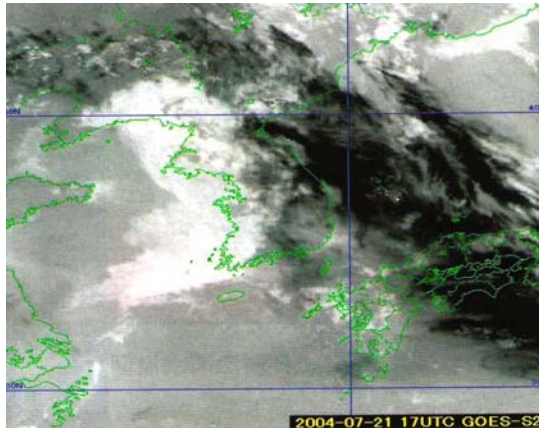


圖 6-2-32：2004 年 7 月 21 日 18UTC
3.9 μm 差分圖像

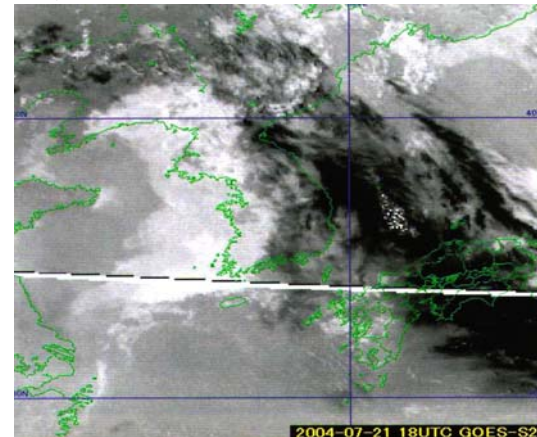


圖 6-2-33：2004 年 7 月 21 日 19UTC
3.9 μm 差分圖像

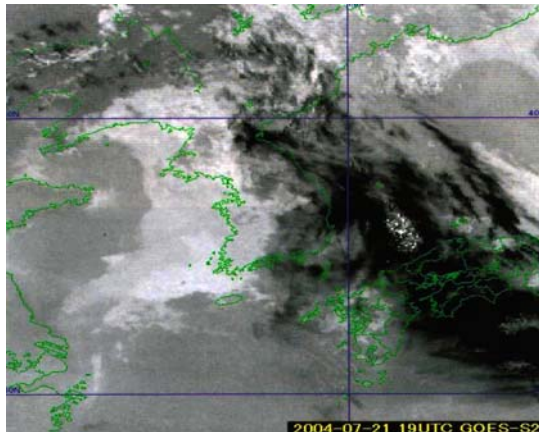


圖 6-2-34：2004 年 7 月 21 日 20UTC
3.9 μm 差分圖像

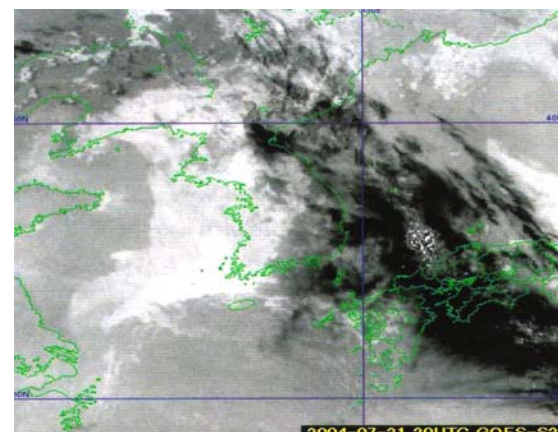


圖 6-2-35：2004 年 7 月 21 日 21UTC
3.9 μm 差分圖像

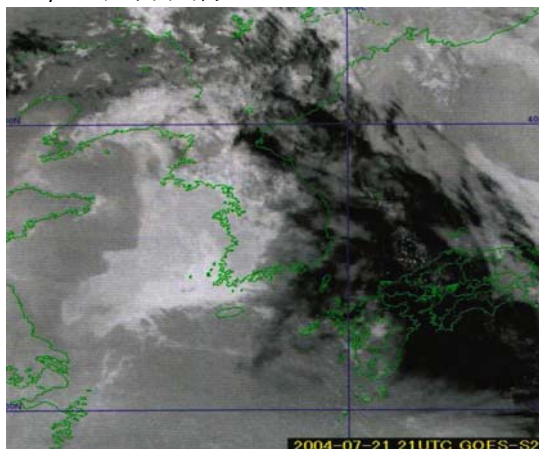
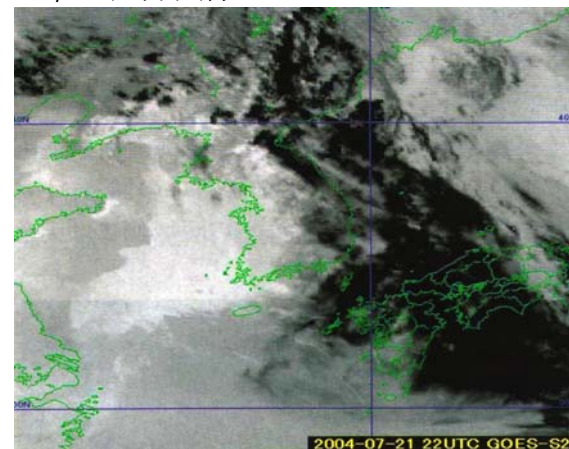


圖 6-2-36：2004 年 7 月 21 日 22UTC
3.9 μm 差分圖像



6-2-3 太平洋上的霧

圖 6-2-37 是 2004 年 5 月 23 日 18UTC 的地面天氣圖。在日本的東方海上有低壓，從那裡到台灣的南方海上滯留鋒面正在發展。還有，在低壓的東側暖鋒正在發展。在地面上的實際狀況是在低壓附近和暖鋒附近被觀測到霧。

圖 6-2-37：2004 年 5 月 23 日 18UTC
地面天氣圖

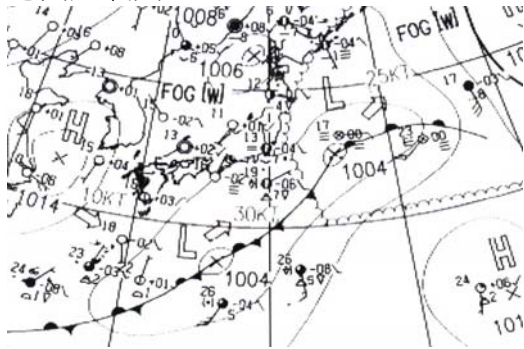
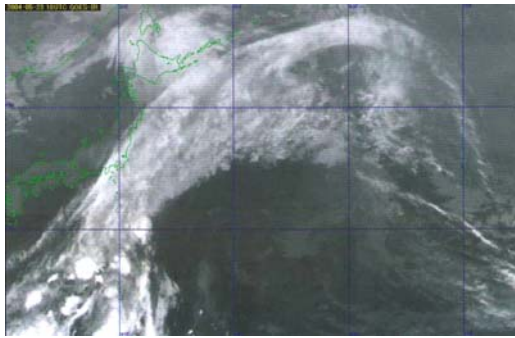


圖 6-2-38：2004 年 5 月 23 日 18UTC
紅外線圖像



由紅外線圖像（圖 6-2-38）可以解析出從北海道東南方海上到日本南方海上對應著鋒面的雲帶。而且，這個雲帶的暖區這一側有灰色的雲區正在擴展中。

以 $3.9\mu\text{m}$ 圖像（圖 6-2-39）而言，和紅外線圖像做比較，雖然看不到各種雲在看的方式有很大地不同，但對應鋒面雲帶的暖區這一側所擴展的下層雲，跟紅外線圖像相比卻表現得稍微明亮些。

以 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像（圖 6-2-40）而言，在鋒面所對應之雲帶的暖區這一側，判斷出用白色實線所圍成的白色薄紗狀含有霧之下層雲區正在擴展中。在這個霧區的東南側亮度較高的區域，用相同時間的紅外線圖像和 $3.9\mu\text{m}$ 圖像也可以確認出灰色的雲區，比起霧和層雲，也可以判別為雲頂高度較高的層積雲和積雲。

即使是可見光圖像（圖 6-2-41），大約在相同的位置有稍帶白色薄紗狀的雲區正在擴展，利用 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像所看到的雲區可以知道是含有霧的下層雲區。

圖 6-2-39：2004 年 5 月 23 日 18UTC
 $3.9\mu\text{m}$ 圖像

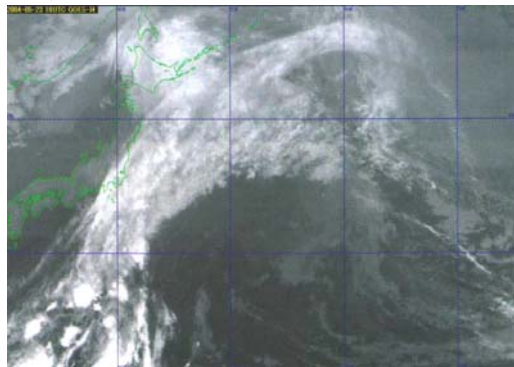


圖 6-2-40：2004 年 5 月 23 日 18UTC
 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像

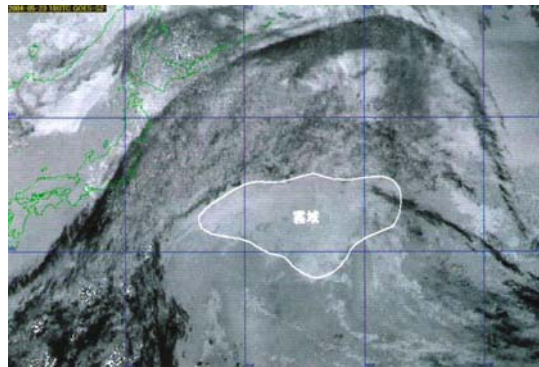


圖 6-2-42 是 5 月 23 日 18UTC 的紅外線圖像疊加上 RSM 的 850hPa 相當位溫和風向風速所組合成的圖像。白色的粗實線是表示 340°K ，在對應鋒面雲帶的南側，可以知道 340°K 的高相當位溫區隨著西南西~西南風正進入中。

圖 6-2-41：2004 年 5 月 24 日 00UTC
可見光圖像

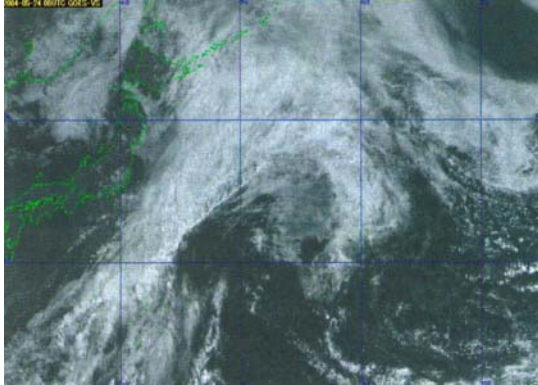
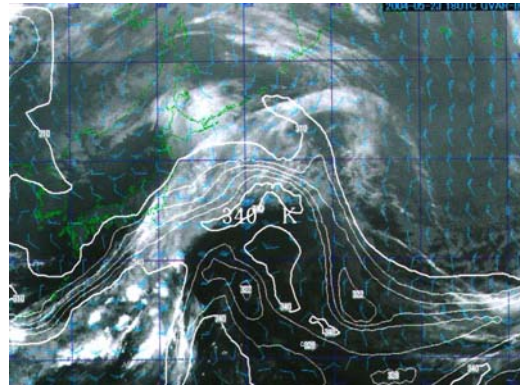


圖 6-2-42：2003 年 5 月 23 日 18UTC
紅外線圖像 850hPa 等溫線之重疊圖



6-2-4 千島近海的霧

圖 6-2-43 是 2003 年 5 月 14 日 12UTC 的地面天氣圖。在勘察加半島的南方有低壓，從那裡鋒面一直延伸到台灣附近。日本附近正好在移動性高壓的前面，這個高壓的邊緣正好在關東地區太平洋沿岸且有東北氣流進來。來看地面上的實際狀況，在鋒面附近的千島近海和日本東方海上被觀測到霧。

圖 6-2-43：2003 年 5 月 14 日 12UTC
地面天氣圖

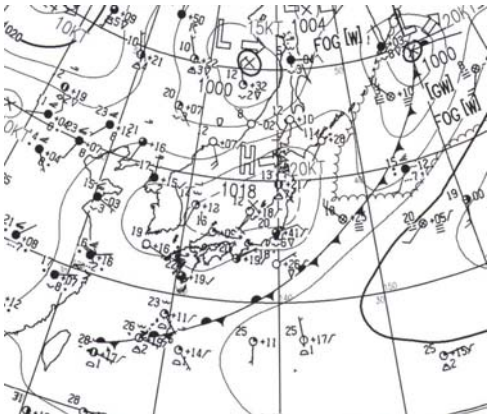


圖 6-2-44：2003 年 5 月 23 日 18UTC
紅外線圖像



圖 6-2-44 是擴大北海道東方海上的紅外線圖像。對應鋒面的雲帶可以解析為多層構造的雲區。這個雲帶的北側正好在千島列島附近，並且無法解析出顯著的雲區。

即使是 $3.9\mu\text{m}$ 圖像（圖 6-2-45），雲帶的北側正好在千島列島附近，也無法解析出顯著的雲區。

以 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像（圖 6-2-46）而言，雲帶的北側正好在千島列島附近，可以解析出白色色調梯度的雲區正在擴展。這個雲區是含有霧的下層雲區，是根據從鄂霍次克海方面吹向低壓的北~東北風所帶來的結果。

圖 6-2-45：2003 年 5 月 14 日 12UTC
3.9 μm 圖像

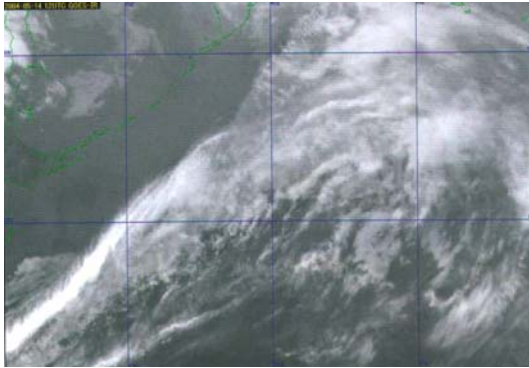
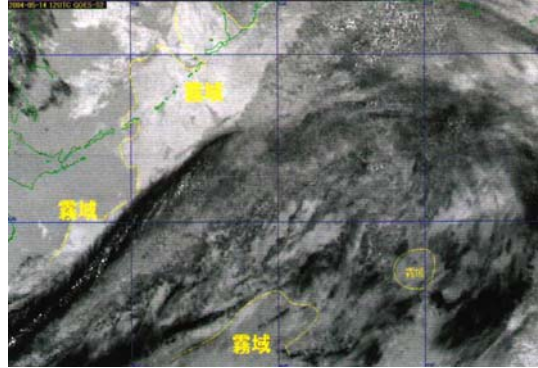


圖 6-2-46：2003 年 5 月 14 日 12UTC
3.9 μm 差分圖像



還有，如同用黃色實線所表示的對應鋒面雲帶南面的暖區這一側，白色色調梯度的雲區正在擴展。因為這些雲區在紅外線圖像和 3.9 μm 圖像上也被表現為黑~灰色沒有雲的區域，所以知道這個雲區是含有霧的下層雲區。

來看 5 月 14 日 12UTC 的北海道東方海上之觀測實際狀況圖（圖 6-2-47），在鋒面附近被觀測到霧，是和 3.9 μm 差分圖像所顯示的霧區一致。

圖 6-2-47：2003 年 5 月 14 日 12UTC
觀測實況圖

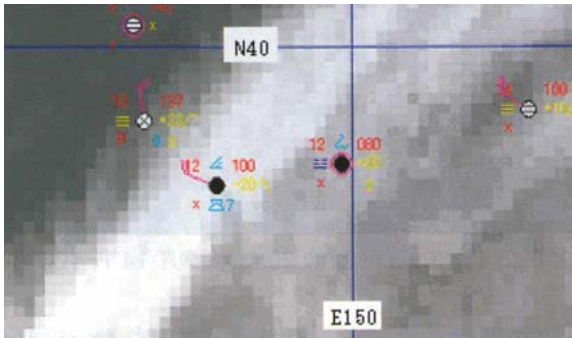
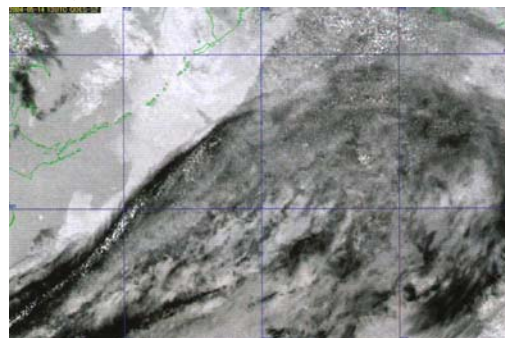


圖 6-2-48：2003 年 5 月 14 日 13UTC
3.9 μm 差分圖像



霧區的消長（時間序列）

其次 12UTC 以後的霧區變化就由 3.9 μm 差分圖像試著追尋看看。

從圖 6-2-48~圖 6-2-55 的 3.9 μm 差分圖像來看，在雲帶北側所發生的霧區，隨著時間一面擴大一面往東南方向移動。而且，在鋒面南側所發生的霧區，也稍微可以看出好像在擴大中。到了 19UTC（圖 6-2-54）~20UTC（圖 6-2-55）時，3.9 μm 差分圖像開始受到陽光的影響，在圖像上看的方式因為從東方開始變成反射光的圖像且看起來逐漸變黑，所以儘管要考慮陽光的影響到達多少範圍呢？也必須利用它。然而，到了 21UTC 時，就成為只受陽光影響的圖像，逐漸變得無法利用。

圖 6-2-49：2003 年 5 月 14 日 14UTC
3.9 μm 差分圖像

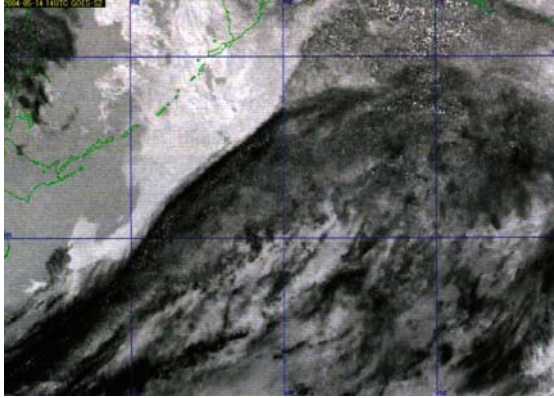


圖 6-2-50：2003 年 5 月 14 日 15UTC
3.9 μm 差分圖像

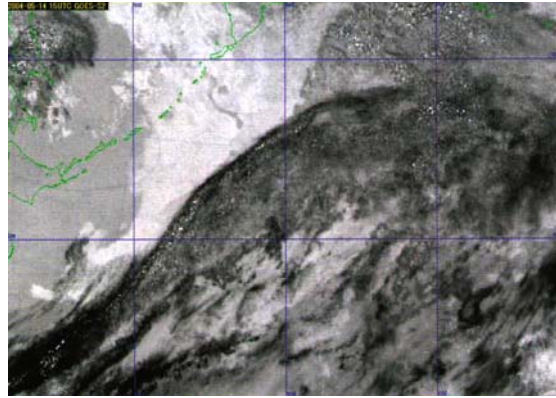


圖 6-2-51：2003 年 5 月 14 日 16UTC
3.9 μm 差分圖像

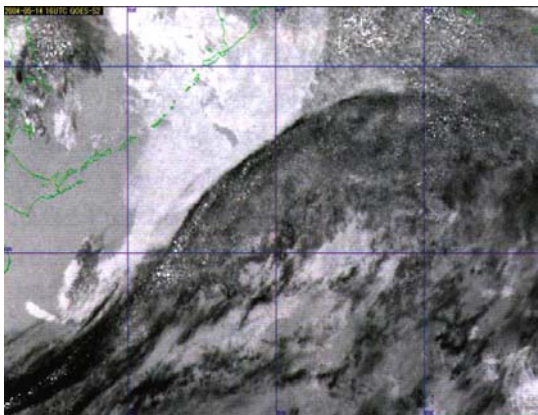


圖 6-2-52：2003 年 5 月 14 日 17UTC
3.9 μm 差分圖像

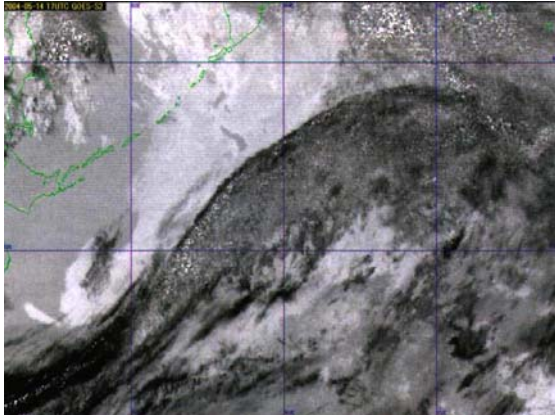


圖 6-2-53：2003 年 5 月 14 日 18UTC
3.9 μm 差分圖像

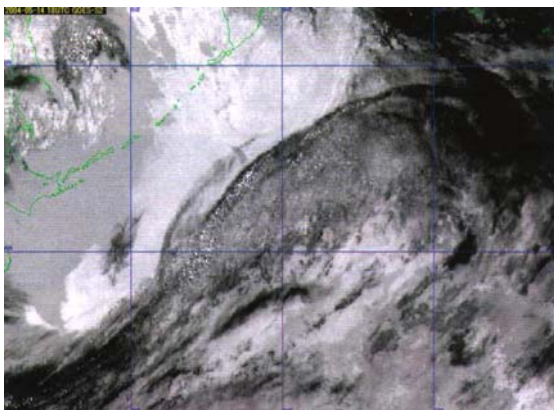


圖 6-2-54：2003 年 5 月 14 日 19UTC
3.9 μm 差分圖像

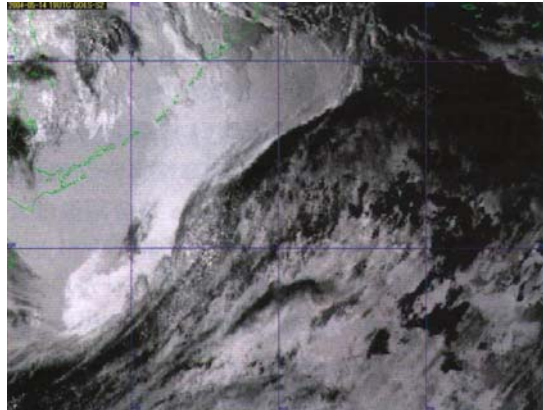


圖 6-2-55：2003 年 5 月 14 日 20UTC
3.9 μm 差分圖像

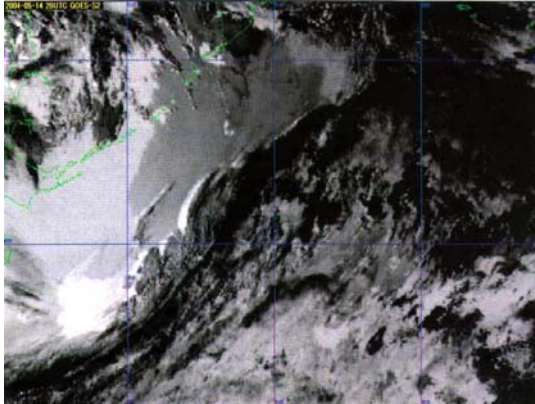


圖 6-2-56：2003 年 5 月 15 日 03UTC
3.9 μm 差分圖像

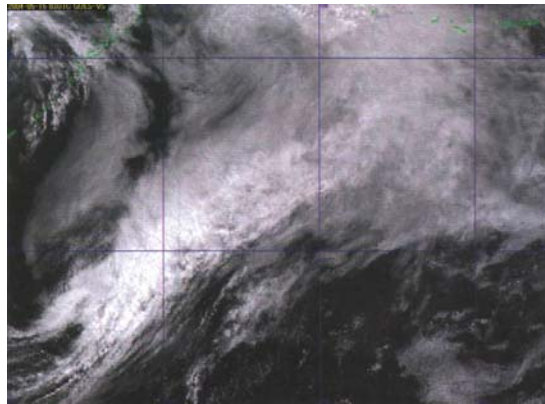
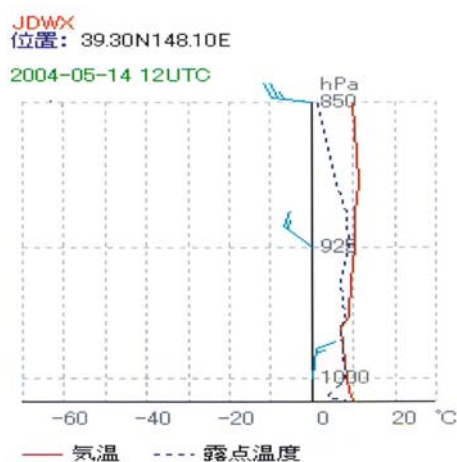


圖 6-2-56 是 5 月 15 日 03UTC 的可見光圖像。用可見光圖像所見的霧區，被表現為白色且雲頂表面平滑的雲區。利用這個可見光圖像可以解析出的霧區，和在夜間帶利用 3.9 μm 差分圖像所追尋的霧區是一致的。

接著是表示在 14 日 12UTC 北緯 39.3 度、東經 148.1 度的海面上之船舶高層實際狀況（圖 6-2-57）。根據這個圖，在 950hPa 附近可以看見逆溫層。因此可以得知含有霧的下層雲發生在逆溫層下方。

圖 6-2-57：2003 年 5 月 14 日 12UTC 北緯 39.9 度、東經 148.1 度的海面上之船舶高層實際狀況



6-2-5 海洋上的霧之整體歸納

①運用夜間帶的 3.9 μm 差分圖像的話，可以解析在紅外線圖像和 3.9 μm 圖像上無法解析的夜間帶的霧和層雲之白色薄紗狀的雲區。

以下，僅限於本次的實例所歸納出可以說的部分。

②霧區開始擴大的時間帶，同時在陸上・海上看不見有很大的差異。

③霧區擴至最大的時間帶，雖然每個實例皆有不同，無法一概地做決定，但多在

18UTC 到 21UTC 間擴至最大。

④霧區的減少是從日出前的 22UTC 時開始，雖然陸上部分是一口氣地轉變為減少，但海上部份的霧區減少跟陸上相比是較為緩和的。

在這裡將歸納出關於霧・層雲的檢查。

①雲在長波長的領域（紅外線）下，因為近似於黑體輻射，所以雲頂溫度是和雲頂的溫度很接近。

②以 $3.7\mu\text{m}$ 的波長帶而言，由於放射率的不同比起紅外線所觀測出的溫度較冷，所以在圖像上跟紅外線圖像相比表現得較白。

③紅外線和 $3.7\mu\text{m}$ 的溫度差，因雲的存在通常為 $2\sim 7^{\circ}\text{C}$ 。

④以晴天區而言，在紅外線和 $3.7\mu\text{m}$ 的波長帶上溫度差幾乎沒有。

⑤雖然只在 $3.7\mu\text{m}$ 圖像上被改善了霧和下層雲的檢查精確度，但是兩個圖像的溫度差（4.3 章），卻顯示出更出色的精確度。

到達地面上的降水差異

降水，完全是開始於水汽的凝結。然後，降水在到達地表面時的形態，是受到氣流和氣溫、溼度的三個主要因素影響。

降水在大體上的情況是開始於水汽以塩等小粒子為核來做凝結，而成為小的雲粒。由於各式各樣過程的差異，因此產生了到達地面上的降水差異。在這裡將以到達地面上的降水圖，做這個過程的簡單說明。

①是水汽凝結集中成雲粒變成雨粒的過程。



雨

②雖然和①的過程是相同的，但在中途因遇到冷空氣，讓雨粒凍結而成為凍雨。



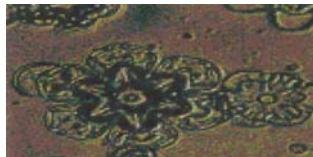
凍雨

③是雨粒降落在非常冷的地面上瞬間凍結而成為雨凇。



雨冰

④是在冷空氣中凍結的水滴或者水汽之結晶改變，隨著落下而逐漸變大的結晶到達地表面時則成為雪片。



乾雪

⑤是相同於雪片降落至地表時遇到了暖濕空氣，和其他的雪片相結合，而達直徑 2.5cm 以上的雪片。



濕雪

⑥是跟暖空氣⑤的情形相比更暖的情況下，雪片溶解為雨。



雨

⑦是雲粒凍結成為冰的結晶，被捲入雲中的上昇氣流繼續漂浮著，在那個期間更多的過冷卻水粒子和它結凍，使這個結晶塊變得更重，從雲中落下成為雹。

根據像這樣的過程差異，而產生了到達地面上的降水形態差異。



雹

6-3 薄的上層雲

對於由冰晶所生成的薄上層雲而言， $3.7\mu\text{m}$ 有接近可見光的性質，很容易透過雲層。夜晚，從雲頂的輻射再加上通過薄上層雲之溫度較高的地面輻射，在 $3.7\mu\text{m}$ 上被算出較實際的雲頂溫度高（參考圖 4-5-3）。以 $3.7\mu\text{m}$ 而言，因為比起紅外線其穿透的效果較大，因此雲頂溫度也變得比紅外線的溫度較高，使兩者的溫度差成為正值。因此，薄上層雲的區域被表示為暖區，檢查出只有上層雲的雲區變得有可能。根據這個情況，例如造成降水的積雨雲區和不會造成降水的砧狀雲也可以辨識了。

6-3-1 對流雲中的上層雲

圖 6-3-1 的地面天氣圖是從樺太島（Sakhalin）經北海道地區到日本海西部所連結的線鋒面正橫躺著。另一方面，在父島近海有颱風 0408 號正往北前進。

圖 6-3-1：2004 年 6 月 30 日 00 UTC 的地面天氣圖。

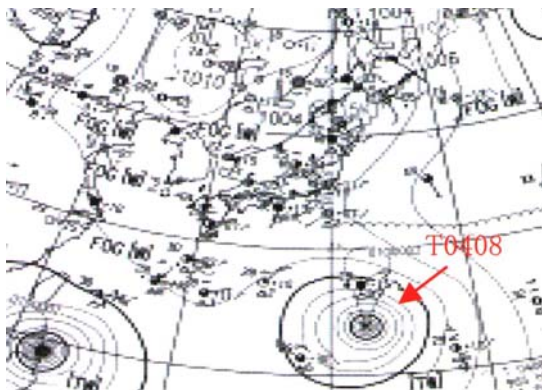


圖 6-3-2：29 日 20UTC 擴大日本附近天紅外線圖像。

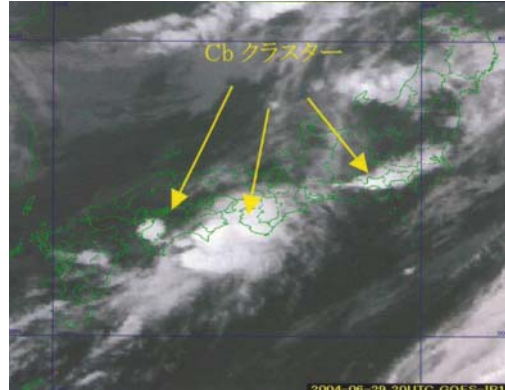


圖 6-3-3：6 月 29 日 20 UTC $3.9\mu\text{m}$ 圖像

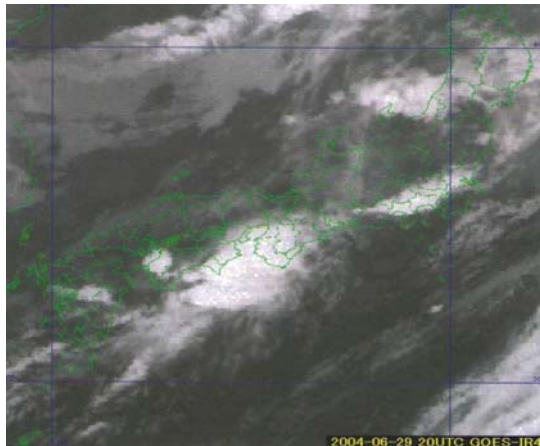


圖 6-3-4：6 月 29 日 00 UTC $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像

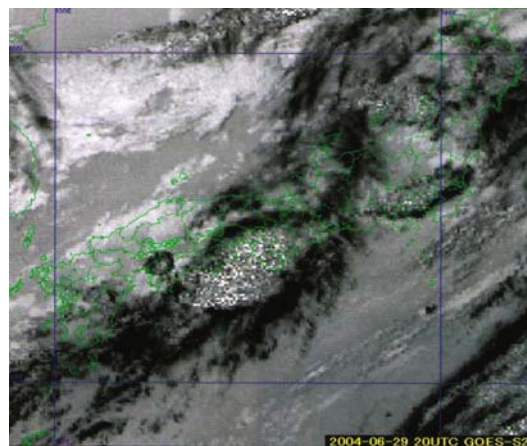
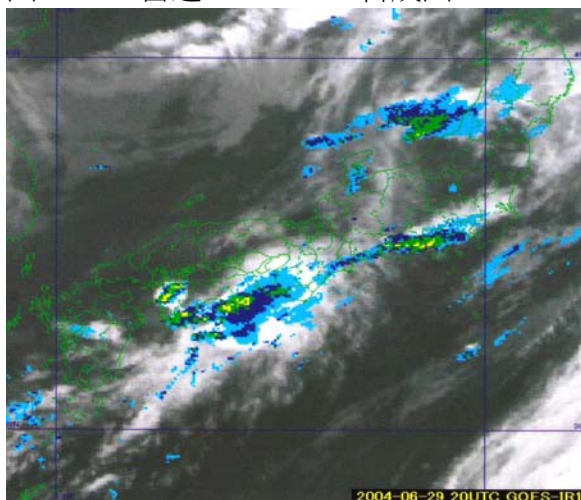


圖 6-3-2 是 29 日 20UTC 擴大日本附近的紅外線圖像。從西日本太平洋這一側到東海地方正覆蓋著活躍的 Cb 雲簇。特別是紀伊半島附近的 Cb 雲簇是由直徑約 300km 的中尺度對流系統所構成。還有，覆蓋在東海地方的 Cb 雲簇成為倒三角型，可以知道對流活動相當活躍。注意這兩個雲區，在對流雲周邊吹出了上層雲，在紅外線圖像上這個活躍區域的邊界不太清楚。在圖 6-3-3 的 $3.9\mu\text{m}$ 圖像上的上層雲被去除頗多，因此 Cb 雲簇的區域和紅外線圖像相比變得較容易判斷。在來看圖 6-3-4 的 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像的話，只有上層雲的雲區和下層是層狀性雲區的情況下是黑色的（例：從岡山縣到鳥取縣附近的上層雲間隙，可以見到從中國地方的日本海這一側所連接白色亮度的下層雲。這個雲區是霧和層雲。），在下層有對流活動活躍的多層構造的雲，是被表現為黑白混合點狀的雲區。

由此可見，好像可以用來針對被上層雲所覆蓋的厚雲區內之對流活動活躍的部分和層狀性雲的檢查。

來看圖 6-3-5 的雷達・AMeDAS（Automated Meteorological Data Acquisition System 的簡稱）合成圖，在 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像上所見的黑白混合點狀雲區的區域和降水區域是相當一致的。

圖 6-3-5：雷達・AMeDAS 合成圖



覆蓋在東海地方倒三角形狀的雲塊，用 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像來看，比起在西日本太平洋這一側所發生的 Cb 區，雖然對流活動活躍的雲區（黑白混合的點狀雲區＝雲頂溫度－50 度以下的部份，圖 6-3-4）被表現得略少，但這只是表示對流活動的活躍部分較少而已。

歸納

針對被上層雲所覆蓋的厚雲區內之對流活動活躍的部分，和只有上層雲的雲區，以及即使有上層雲而下層是層狀性雲區的判別上是可以利用的。在圖像上，被上層雲所覆蓋的厚雲區內之對流活動活躍的部分為黑白混合的點狀雲區，只有上層雲的雲區為黑色雲區，而即使有上層雲而下層是層狀性雲區的情況則被表現為黑色雲區和從空隙間可見到的白色雲區。

6-4 颱風中心的推定*

現在根據衛星圖像在颱風強度的推定方面，以 Dvorak(1984)所開發的強度推定技巧為基礎。在這當中 Dvorak 以颱風的雲型和它的特徵、大的 Cb 雲簇、雲帶、CDO、眼、切變、下層雲渦的 6 個型態做分類，也使用這個分類來對中心位置做推定。

在表 6-4-1 中表示了颱風中心位置推定的雲型和它的特徵。另外，關於颱風中心位置推定的詳細資料，請參照「氣象衛星圖像的解析和利用－熱帶低壓編－（氣象衛星中心 2004.3）」。

表 6-4-1 颱風中心位置推定的雲型和它的特徵（Dvorak(1984)）

階段	雲型	颱風中心的雲型	雲型的特徵
發生期	Cb 雲簇	沒組織性的 Cb 雲簇	在中心附近 Cb 雲簇正分散中。
		有組織性的 Cb 雲簇	Cb 雲簇有組織化，往帶狀型態的轉移期。
	下層雲渦	下層雲渦或切變	只有下層雲的渦。（Low level cloud vortex）
	切變		出現在風的垂直切變較大時，根據下層雲列所決定的中心和濃密雲區正在移動中。
發展期	雲帶	雲帶	有著好似暗示中心曲率的雲帶。
	CDO	明顯的 CDO	包圍著中心約略為圓形的濃密雲區很少，一部分有著清楚的周邊。
		不明顯的 CDO	CDO 的邊界是破碎的或者沒有一致性的紋理。
最盛期	眼	明顯的小眼	直徑 40km 以內大小的眼。
		明顯的大眼	直徑超過 40km 大小的眼。

		碎狀眼	形成眼時雲壁呈不規則的形狀，或者在眼中含有別的雲。
		帶狀眼	眼有一圈以上的雲帶。
衰弱期	雲帶	雲帶	有著好似暗示中心曲率的雲帶。
	切變	下層雲渦 或切變	出現在風的垂直切變較大時，根據下層雲列所決定的中心和濃密雲區正在移動中。
	下層雲渦		只有下層雲的渦。（Low level cloud vortex）
	EXL		正轉移為溫帶氣旋。（Extratropical Low）

6-4-1 起始

當進行颱風中心定位的情況，在颱風眼不清楚的情況下，複數的螺旋狀對流雲列潛入，前端和雲帶指向共同的中心，而 Cb 雲簇的循環中心就是為颱風中心。這個情形，在白天，可見光圖像可以使用時，颱風中心定位不用那麼地費力，但在夜間，可見光圖像無法使用時，中心定位就變得非常困難了，特別是在颱風的發展期和衰弱期時，以及像風的垂直切變很大時等等。像這樣選擇在濃密雲區的上風處，而在被留下的下層雲中可以看見颱風中心的情形有很多。像這樣的雲型在表 6-4-1 中是表示為被稱做「切變型」或者「下層雲渦」。在這項上，那個切變型或者是下層雲渦的颱風案例，從 2004 年的颱風中選出 4 個，在夜間時則以關於颱風中心推定作業的 $3.7\mu\text{m}$ 圖像和 $3.7\mu\text{m}$ 差分圖像的有效性來做驗證。

6-4-2 颱風 0401 號的案例

（切變型，溫帶氣旋轉移期）

圖 6-4-1 是颱風 0401 號的路徑圖。這個颱風發生在楚克(Chuuk)島（於密克羅尼西亞，舊稱 Truk 島）西面，一邊往西前進一邊發展，在 4 月 10 日達到最旺盛期。之後，往西北前進，在 12 日時路徑改變為往東北方。

圖 6-4-1：颱風 0401 號路徑圖。

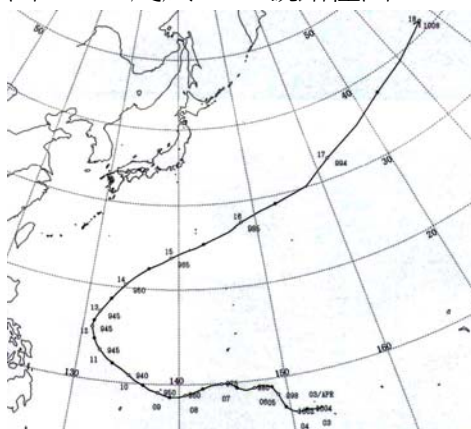


圖 6-4-2：2004 年 4 月 14 日 12UTC 紅外線圖像。

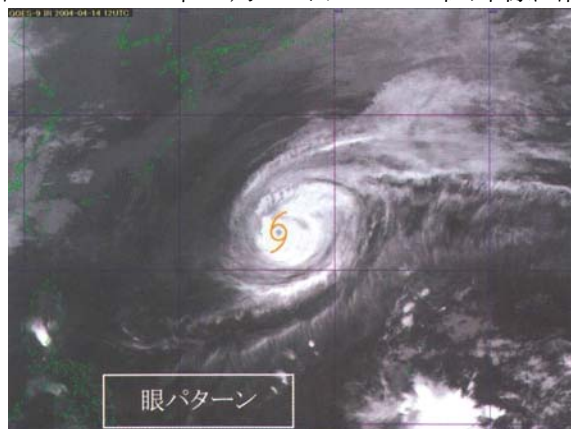


圖 6-4-2 是颱風在沖繩南大東島的東南方海上時，於 14 日 12UTC 的紅外線圖像。颱風在這個時間雖然可以解析為眼型，但之後慢慢地減弱，從 15 日 00UTC 起被解析為切變型。切變型在 16 日 12UTC 時*變成溫帶氣旋並持續前進。

圖 6-4-3：4 月 16 日 06UTC 紅外線圖像。 圖 6-4-4：4 月 16 日 06UTC 可見光圖像。

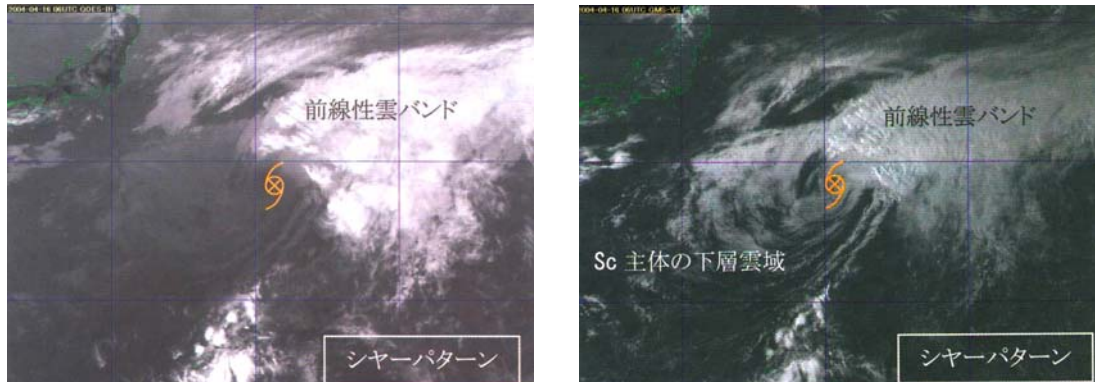


圖 6-4-3 和圖 6-4-4 是成為溫帶氣旋的前 6 小時之 4 月 16 日 06UTC 的紅外線圖像和可見光圖像。以上・中層為主體的濃密雲區由中心往東遠離，而中心附近的雲區變成只有下層雲。中心附近的下層雲區，在可見光圖像上雖然可以清楚看見也容易做中心推定，但在外線圖像上卻是不清楚也很難只用紅外線圖像做中心推定。

在這裡將試著找尋颱風 0401 號在夜間所呈現切變型的 4 月 15 日 12UTC 之颱風中心。由圖 6-4-5 的地面天氣圖，颱風在父島近海往東北東方前進。在颱風的北側被解析出有滯留鋒面，利用衛星圖像可見到對應的鋒面性雲帶。

圖 6-4-5：2004 年 4 月 15 日 12UTC 地面天氣圖。

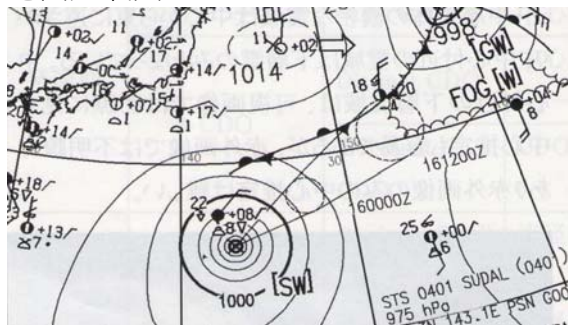


圖 6-4-6：2004 年 4 月 15 日 12UTC 紅外線圖像。

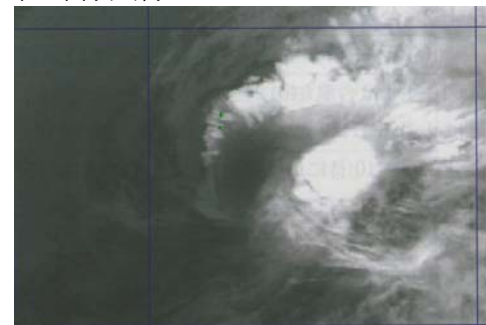


圖 6-4-6~圖 6-4-8 是 4 月 15 日 12UTC 擴大在颱風中心附近的衛星圖像，從上依序刊載了紅外線圖像、 $3.9\mu\text{m}$ 圖像、 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像。

以圖 6-4-6 的紅外線圖像而言，海面和下層雲的溫度差很小，因此要解析出下層雲和下層雲渦很難。而且，在中心附近的東側混合著積雨雲和上層雲，所以下層雲的辨識就變得更加困難。

以圖 6-4-7 的 $3.9\mu\text{m}$ 圖像而言，跟紅外線圖像相比由於穿透上層雲的效果較明顯，所以上層雲的亮度溫度比起紅外線圖像被觀測出較高。另一方面，關於下層雲因為從雲頂的輻射比起紅外線還少，所以在圖像上看起來較明亮，因此可提高下層雲的檢查精確度。和紅外線圖像做比較來看的話，由於稍為去掉上層雲讓下層雲看起來更明亮，因此要提取下層雲就變得容易了。從下層雲列的曲率來推定中心的話，就成為白色箭頭的位置。

圖 6-4-7：2004 年 4 月 15 日 12UTC
3.9 μ m 圖像。

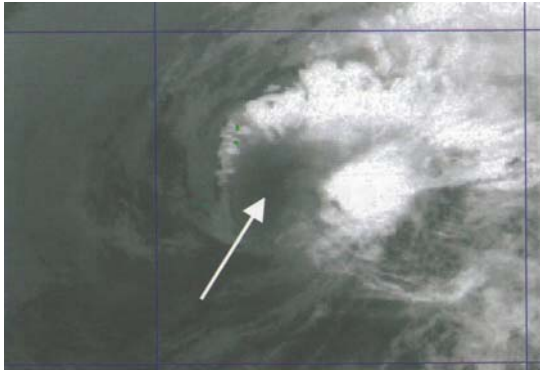
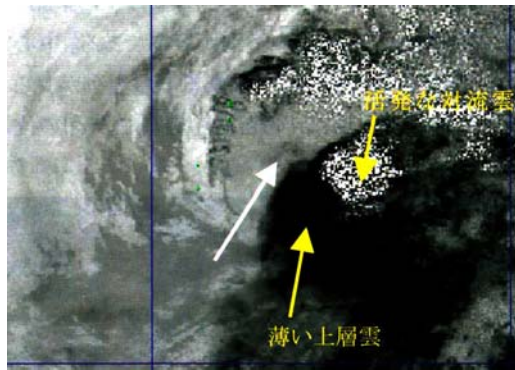


圖 6-4-8：2004 年 4 月 15 日 12UTC
3.9 μ m 差分圖像。



以圖 6-4-8 的 3.9 μ m 差分圖像而言，下層雲為白色，並在 3 種圖像中為最鮮明可見的下層雲。由這個白色下層雲列可以推定颱風中心在白色箭頭的位置。而且，薄的上層雲是黑色，而積雨雲等對流活動活躍的雲區因為被表現為黑白混濁的點狀，因此只有上層雲的雲區和含有積雨雲的雲區之區別就變得容易了。但是，在中心東南方這一側，被強調是薄的上層雲卻表現為黑色雲區，讓中心定位變得較為困難。

* 颱風的溫帶氣旋化完成：地面上的鋒面到達颱風的循環中心為止，或者利用衛星解析等等，那是被確認的情況。而上層的暖空氣核心的消滅，利用衛星資料和高層資料等，也成為確認可能之時。

6-4-3 颱風 0407 號的案例 (切變型，溫帶氣旋轉移期)

圖 6-4-9 是颱風 0407 號的路徑圖。颱風 0407 號是發生在 6 月 23 日馬里亞納群島近海，往西前進在 29 日發展到最旺盛時中心氣壓為 940hPa。前進到呂宋島北邊之後，行進方向轉向北方，其勢力一邊減弱一邊通過台灣，在 7 月 4 日 00UTC 時在黃海變成溫帶氣旋。

圖 6-4-9 是颱風 0407 號路徑圖。

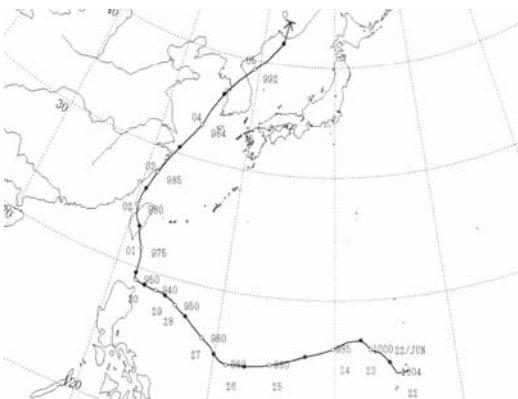


圖 6-4-10：2004 年 7 月 1 日 18UTC 紅外線圖像。

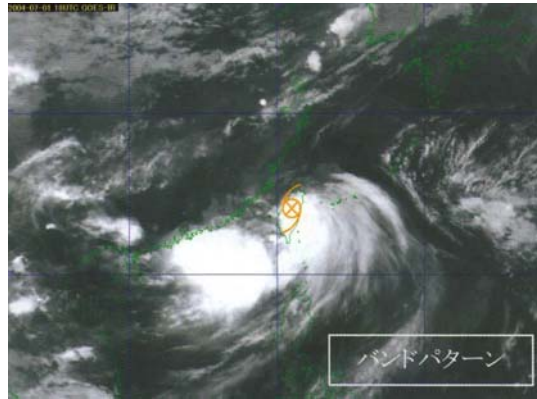


圖 6-4-10 是颱風中心在台灣附近時的紅外線圖像。做為颱風的雲系它的形狀依舊相當紮實，且呈現帶狀型態。但是，通過台灣之後，颱風勢力逐漸減弱，從 7 月 2 日 00UTC 到成為溫帶氣旋的 7 月 4 日之間，被解析為切變型。

圖 6-4-11 是成為溫帶氣旋的前 6 小時之地面天氣圖。在颱風的東北側及西南側被解析出鋒面，這暗示著颱風正轉移到溫帶氣旋中。

從 18UTC 之後 3 小時的紅外線圖像（圖 6-4-12）來看，颱風中心在中國東海北部被解析為切變型。在颱風中心的北側可以看見鋒面性雲帶的雲區，而且在東南側雖然可見到發展的雲區，但在中心附近卻看不見發展的雲區。圖 6-4-13 是在更 3 小時之後，在變成溫帶氣旋時的 4 日 00UTC 的可見光圖像上，中心附近及中心西南側可知是以 Sc 為主體的下層雲區。以這個案例而言，是試著推定呈現切變型的 3 日 21UTC 之颱風中心。

圖 6-4-11：2004 年 7 月 3 日 18UTC 地面天氣圖。

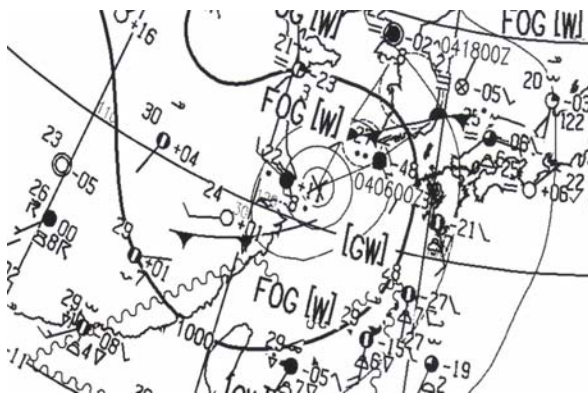
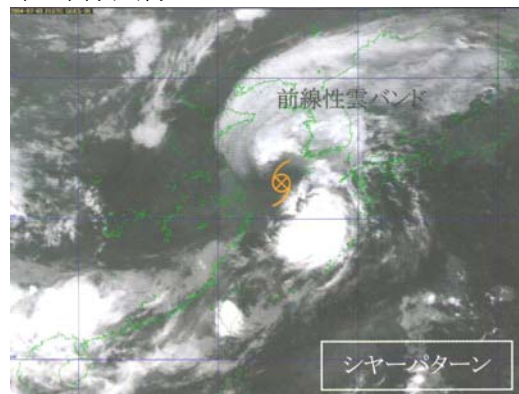


圖 6-4-12：2004 年 7 月 3 日 21UTC 紅外線圖像。



在圖 6-4-14~圖 6-4-16 是表示擴大颱風中心附近的 7 月 3 日 21UTC 之紅外線圖像、 $3.9\mu\text{m}$ 圖像、 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像。

圖 6-4-13：2004 年 7 月 4 日 00UTC 可見光圖像。

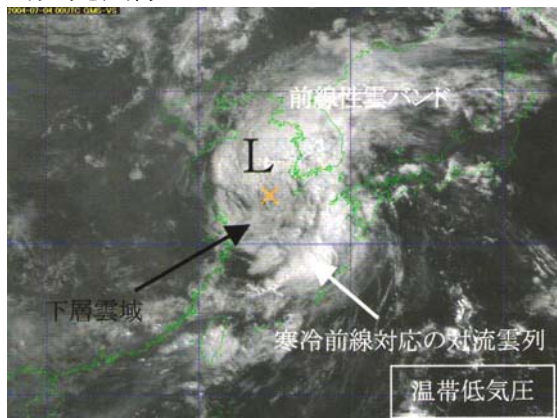
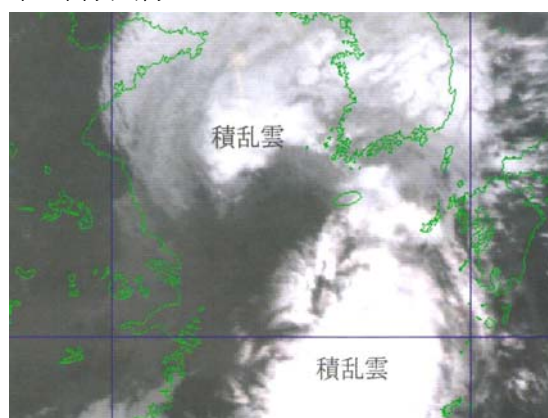


圖 6-4-14：2004 年 7 月 3 日 21UTC 紅外線圖像。



以圖 6-4-14 的紅外線而言，西北和東南側的積雨雲間看做是有颱風中心，而下層雲幾乎無法辨識，因此中心的推定相當困難。

圖 6-4-15：2004 年 7 月 3 日 21UTC
3.9 μm 圖像。

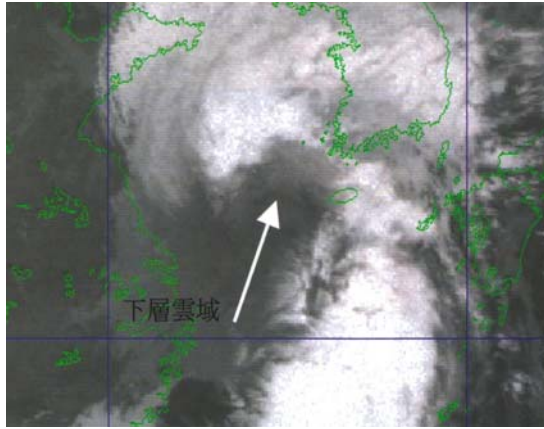
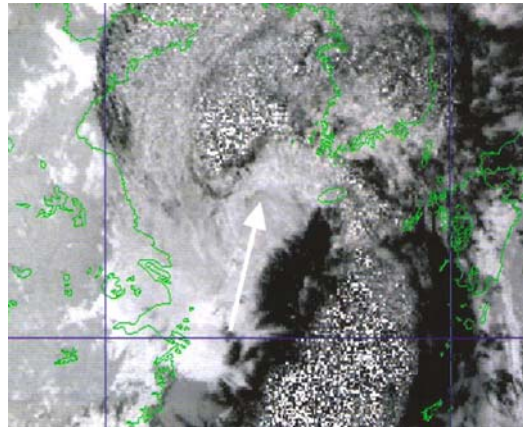


圖 6-4-16：2004 年 7 月 3 日 21UTC
3.9 μm 差分圖像。



以圖 6-4-15 的 3.9 μm 圖像而言，跟紅外線圖像相比，在中心附近和西南側的下層雲區看起來較明亮。中心附近的下層雲被表現為灰色，從下層雲列的曲率可以推定中心是在白色箭頭的位置。

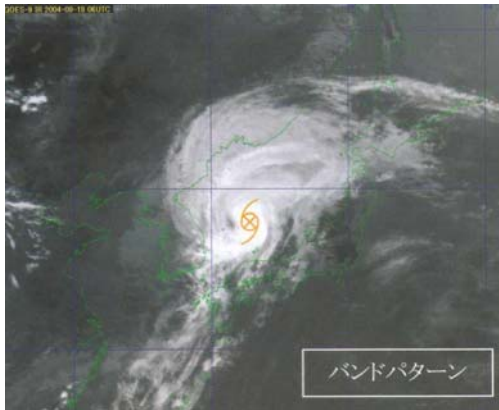
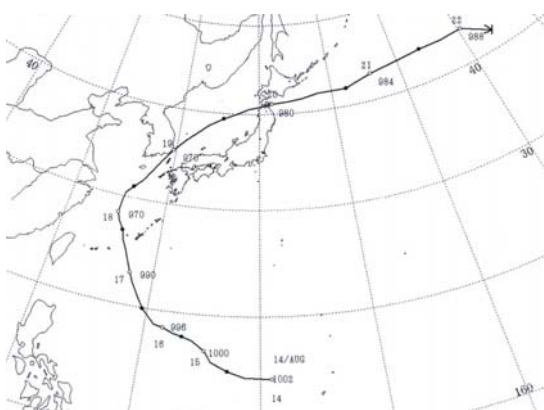
以圖 6-4-16 的 3.9 μm 差分圖像而言，下層雲為白色，因此下層雲的辨識較容易。在中心附近可以看見下層雲渦部分的下層雲列，而從下層雲列的曲率可以推定颱風中心是在白色箭頭的位置。

6-4-4 颱風 0415 號的案例

(切變型，溫帶氣旋轉移期)

圖 6-4-17 是颱風 0415 號的路徑圖。颱風 0415 號是發生在 8 月 16 日菲律賓的東方海面上，往西北方前進進入中國東海。之後，其前進的路徑轉變為東北方，在 19 日進入日本海。

圖 6-4-17：颱風 0415 號路徑圖。 圖 6-4-18：2004 年 8 月 19 日 06UTC 紅外線圖像。



颱風就像圖 6-4-18 所示，在日本海西部伴隨著中心附近發展的雲區是帶狀型態。之後，從中心通過北緯 40 度線時開始，以中・上層為主體的雲區繼續往東北前進，而中心附近只留下下層雲，就像圖 6-4-19 所見的變成切變型態。颱風就這樣保持著切變型態直到橫渡青森縣之後，在 20 日 09UTC 時於北海道的東南東方轉變成熱帶氣旋。

圖 6-4-19：2004 年 8 月 19 日 18UTC
紅外線圖像。

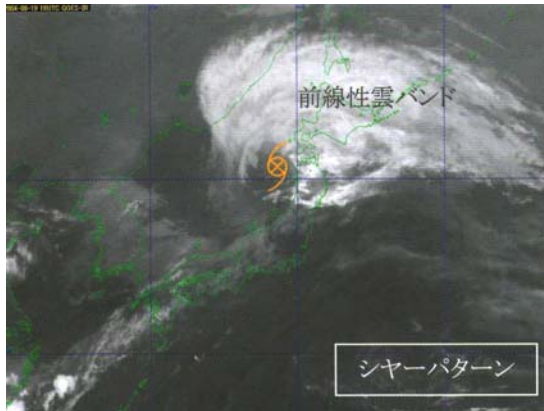
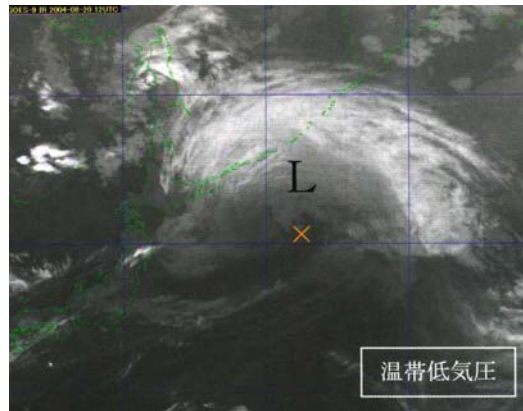


圖 6-4-20：2004 年 8 月 20 日 12UTC
紅外線圖像。



來看圖 6-4-20 的紅外線圖像，在中心附近成爲以中・下層雲爲主體的雲區。在此，試著推定呈現溫帶氣旋轉移期的切變型態在 8 月 19 日 18UTC（圖 6-4-19）的中心。圖 6-4-21 是那個時間的地面天氣圖。在颱風的東北側和西南側被解析出鋒面，可以知道是轉移至溫帶氣旋前。

圖 6-4-21：2004 年 8 月 19 日 18UTC
地面天氣圖。

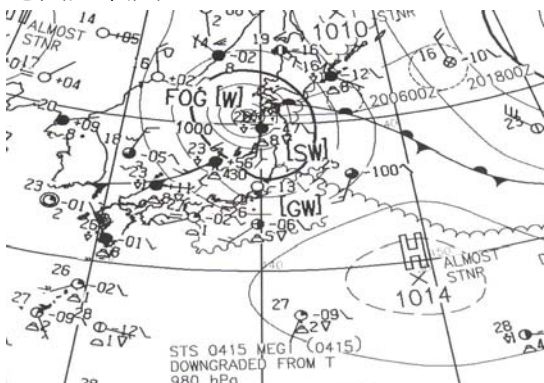
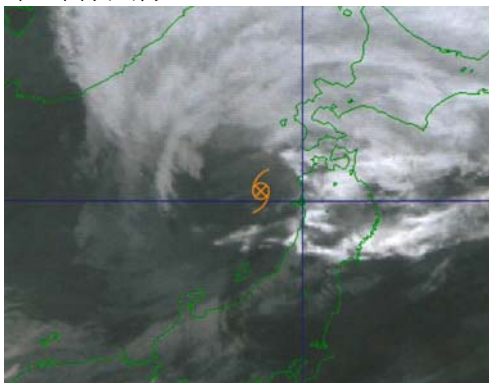


圖 6-4-22：2004 年 8 月 19 日 18UTC
紅外線圖像。



在圖 6-4-22~圖 6-4-24 是表示擴大颱風中心附近的 8 月 19 日 18UTC 之紅外線圖像、 $3.9\mu\text{m}$ 圖像、 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像。

以圖 6-4-22 的紅外線圖像而言，首先拿 T0401 和 T0407 的案例圖像作比較的話，中心附近的雲區清楚，爲下層雲和中層雲所混合的雲區。從中心附近雲區的形狀，推定颱風中心爲 S 印記的位置。而且，即使是有關周圍的雲區，與 T0401 和 T0407 的案例作比較的話，其雲底高度較低，看不見發展的積雨雲。

以圖 6-4-23 的 $3.9\mu\text{m}$ 圖像而言，中心附近及西南側的下層雲區，跟紅外線圖像相比看起來較明亮。而颱風中心從下層雲列的曲率可以推定爲白色箭頭的位置。

以圖 6-4-24 的 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像而言，中心附近的雲區被表現爲白色。也可以解析出指向中心的雲列，對中心的推定變得較爲容易。另一方面，薄的上層雲被表現爲黑色，和下層雲可以做明確地區別。

圖 6-4-23：2004 年 8 月 19 日 18UTC
3.9 μm 圖像。

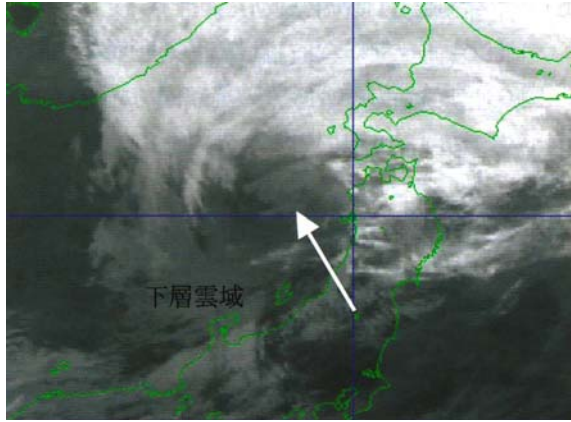
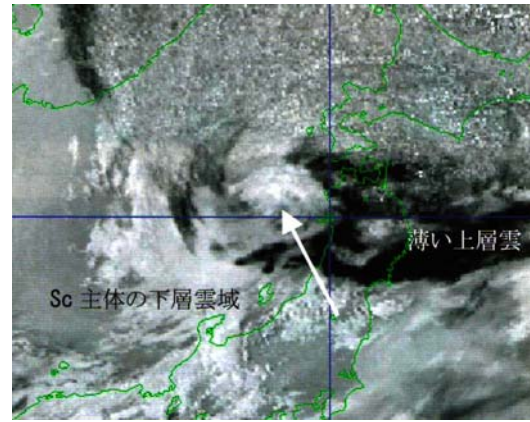


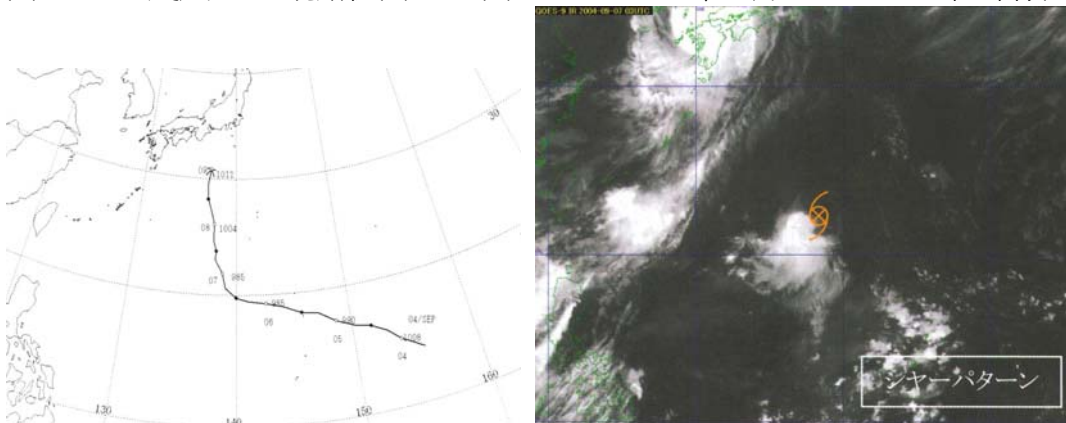
圖 6-4-24：2004 年 8 月 19 日 18UTC
3.9 μm 差分圖像。



6-4-5 颱風 0419 號的案例 （下層雲渦、衰弱期）

圖 6-4-25 是颱風 0419 號的路徑圖。颱風 0419 號是發生在 9 月 5 日馬里亞納群島近海，往西北西前進，在日本最南端的沖之鳥島東方行進方向轉向北方。

圖 6-4-25：颱風 0419 號路徑圖。 圖 6-4-26：2004 年 9 月 7 日 03UTC 紅外線圖像。



這個颱風在最旺盛期也是帶狀型態，一直到眼型時就不再發展。在 7 日如圖 6-4-26 所示，在中心南側的活躍對流雲區，和颱風中心的下層雲渦位置偏離，因此從帶狀型態轉變成眼型。

還有在中心附近所發展的對流雲消失，從 7 日 06UTC 開始只有下層雲渦。在圖 6-4-27 是顯示只有下層雲渦的樣子。

颱風在那之後也持續衰減，在 8 日 00UTC 時變成熱帶低壓。同時間的可見光圖像如圖 6-4-28 所示。可以清楚地看見下層雲渦。

圖 6-4-27：2004 年 9 月 7 日 21UTC
紅外線圖像。

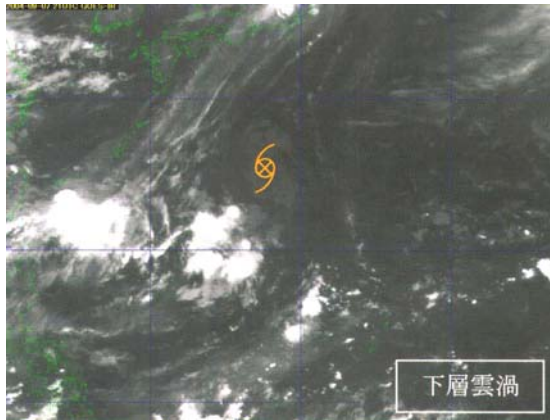
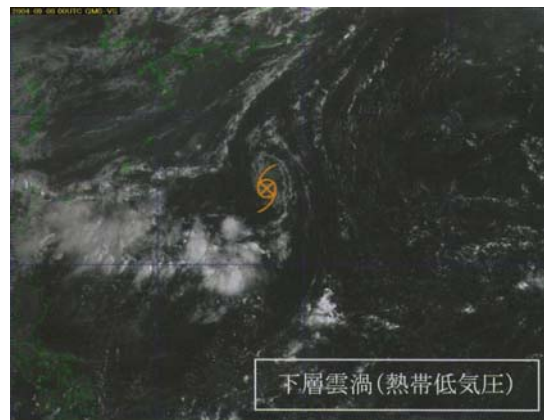


圖 6-4-28：2004 年 9 月 8 日 00UTC
可見光圖像。



以這個案例而言，是推定正呈現出下層雲渦的 7 日 21UTC（圖 6-4-27）時的颱風中心。圖 6-4-29 是 7 日 18UTC 的地面天氣圖。

在圖 6-4-30~圖 6-4-32 是表示擴大颱風中心附近的 9 月 7 日 21UTC 之紅外線圖像、 $3.9\mu\text{m}$ 圖像、 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像。

以圖 6-4-30 的紅外線圖像而言，下層雲是暗灰色，所以下層渦的辨識是可能的，但是不怎麼清楚。

圖 6-4-29：2004 年 9 月 7 日 18UTC
地面天氣圖。

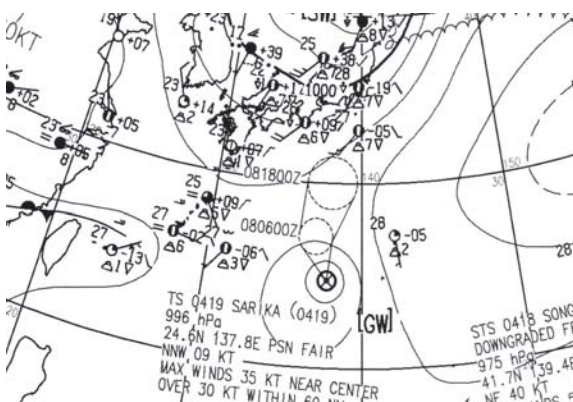
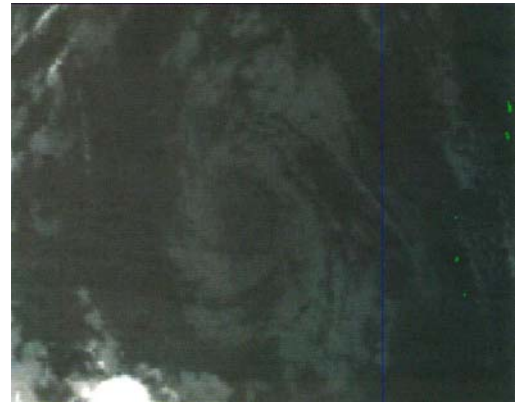


圖 6-4-30：2004 年 9 月 7 日 21UTC
紅外線圖像。



以圖 6-4-31 的 $3.9\mu\text{m}$ 圖像而言，下層雲因為和紅外線圖像相比從雲頂的輻射較少，所以在圖像上看起來較明亮，而下層雲渦也可以很容易地知道。可以推定中心在白色箭頭的位置。

以圖 6-4-32 的 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像而言，下層雲被表現為白色，因此下層渦變得更清楚，可以推定中心是在白色箭頭的位置。

圖 6-4-31：2004 年 9 月 7 日 21UTC
3.9 μm 圖像。



圖 6-4-32：2004 年 9 月 7 日 21UTC
3.9 μm 差分圖像。



全體颱風的歸納

以上，針對 4 個颱風的案例，在夜間的颱風中心推定作業方面，試著調查有關 3.9 μm 圖像和 3.9 μm 差分圖像的有效性。在下層雲的辨識上，因比不上白天的可見光圖像，所以在得不到可見光圖像的夜間就如以下所述，可以確認其有效性。

①以 3.9 μm 圖像而言，下層雲因為和紅外線圖像相比從雲頂的輻射較少，所以表現得較明亮，下層雲的構造變得較清楚。而且，因為上層雲的穿透效果較大，所以去除上層雲好像變得可見到透過的下層雲。因此，用下層雲所構成的雲帶和雲渦的形狀變得容易辨識，而且變得容易做颱風中心的推定。

②以 3.9 μm 差分圖像而言，下層雲被表現為白色，比起紅外線圖像及 3.9 μm 圖像，下層雲也被表現得更鮮明。因此，針對呈現夜間的切變型態和下層雲渦的颱風中心推定可以說是最合適的了。

③即使是利用紅外線圖像就可以看到下層雲的情況下，根據 3.9 μm 圖像以及 3.9 μm 差分圖像的合併使用，可以期待推定中心位置的精確度提高。

④在夜間的 3.9 μm 差分圖像雖然是最適合颱風的中心定位，但在下層雲渦上方覆蓋著上層雲時，以 3.9 μm 差分圖像而言，由於上層雲被強調而表現為黑色，且因亮度溫度差變小之故，反而有判斷變得困難的情形。像那樣的情況，適合只用 3.9 μm 圖像單方面來做中心定位。

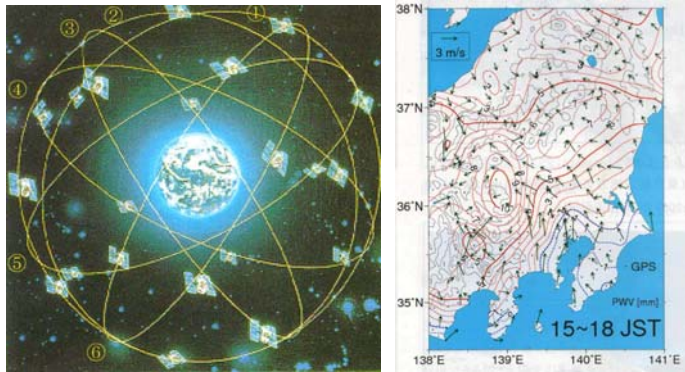
大地測量的雜訊是氣象的信號－GPS 氣象學－

說到 GPS 是 Global Positioning System（全球定位系統）的簡稱，爲了原本讓軍事用的船舶和航空器等知道自身的位置，所以利用在美國所開發出的衛星之位置確定系統。在最近，不只是民間的船舶和航空器的航運管理，連汽車和手機也有搭載等等民間利用的增加，讓 GPS 逐漸成爲貼身的技術。

GPS 衛星在高度約 20,000km 的 6 個圓軌道面上，每一面有 4 個衛星，共計配置了 24 個，不管身在地面上的何處經常都能捕捉到 4 個以上的衛星訊號。從衛星發出的微波（L1 帶：1.57542GHz、L2 帶：1.22760GHz）在地面上的觀測點接收，由它的傳播時間和載波的相位可以決定觀測點的位置。

但是，應該利用 mm 單位來測定地殼變動等的大地測量學領域方面，因爲在大氣中的電波傳播延遲，特別是由於水汽所產生的誤差所導致的障礙。爲此，由 GPS 觀測資料做精密定位時，也可以進行估計誤差，而誤差的主要原因是水汽的影響。這個大地測量學的雜訊如水汽等由大氣而來的電波傳播延遲量，在氣象學上可活用做爲如可降水量等的氣象資料就是『GPS 氣象學』。

關於 GPS 氣象學，如前面所述是利用地面上的 GPS 接收器去測量以水汽爲主的延遲，做爲取出可降水量的方法，利用以低高度繞圈的小型繞極軌道衛星（LEO）所搭載的接收器，測量幾乎接近地面上所通過的電波延遲，有取出高層大氣的溫度和溼度等的垂直剖面之『GPS 掩星法』。而且最近，在飛機和獨立峰山頂上裝置有接收器，利用低仰角和負仰角來施行 GPS 掩星法，可以高精確度地測定大氣邊界層的氣溫和溼度的垂直剖面之 DL（down looking）－GPS 掩星法上場，因此 GPS 利用的可能性將越來越廣泛。



6-5 火山活動區和大規模火災區的檢查

6-5-1 在堪察加半島的別濟米安納（Bezymianny）火山的噴發

別濟米安納（Bezymianny）火山照片 1（圖 6-5-1）是在堪察加半島中央部份的 Kliuchevskaya（克柳切夫斯克）火山群（圖 6-5-2）之一，在 1955~1956 年（在那之前的 300 年間沒有噴發紀錄）的大噴發成為山頂消失的火山而變得有名。

之後，噴發如每年所發生的，從山頂火山口的圓頂熔岩顯露，伴隨著火山碎屑流反覆地發生爆發性噴火的活動。

圖 6-5-1：別濟米安納火山
(N5598,E16059 標高 2,882m)



圖 6-5-2：克柳切夫斯克火山群



爆發日期時間：2004 年 1 月 13 日 2351UTC

圖 6-5-3~圖 6-5-7 是 2004 年 1 月 14 日 00UTC 的可見光、紅外線、紅外線差分圖像、 $3.9\mu\text{m}$ 、 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像。

以紅外線差分圖像來說，以雲和石英為主體的現象（例如火山灰和黃砂）可以很容易地擷取出來。當紅外線溫度差是負的時候，是含有石英的物質，而正的時候，則是由水滴和冰晶所構成的雲（2-6-4 c）。因為有著像這樣的特性，所以在這個項目也使用紅外線差分圖像來做說明。

用可見光圖像來看，在火山附近雖然可以解析出雪土和上層雲，但卻無法解析出火山噴發等。以紅外線差分圖像而言，噴發地點附近雖然勉強可以看到黑色但卻不太清楚。以 $3.9\mu\text{m}$ 圖像而言，被認為是噴發地點的*熱點勉強看起來為黑色的點。以 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像而言，由於受太陽輻射的影響很大，因此無法判別火山噴發和周圍的雲。還有，在別濟米安納（Bezymianny）火山的北面向東西方向延伸的黑色缺漏部份，是因為可見光感應器的雜訊而不該看見的噴發點（熱點）。而且，即使用紅外線圖像也無法解析火山噴發等。

*熱點：發生火山噴發和大規模火災時，比周圍的溫度還高的火山噴發點和大規模火災區，利用衛星的紅外線頻道（這時是包含了紅外線帶的全圖像種類）來看的話，由於亮度溫度高所以在圖像上看起來為黑色的點。像這樣用衛星圖像所見到的黑點就稱之為熱點。

圖 6-5-3：2004 年 1 月 14 日 00UTC
可見光圖像。

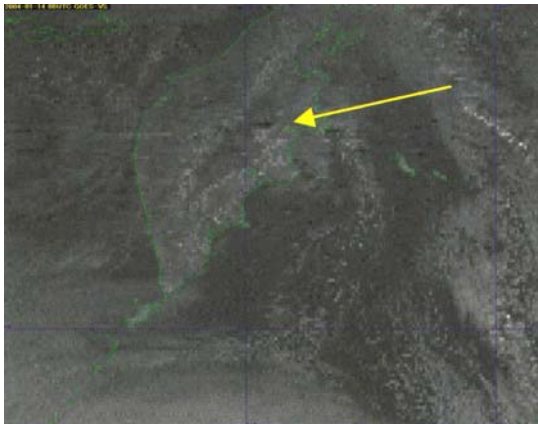


圖 6-5-4：2004 年 1 月 14 日 00UTC
紅外線圖像。

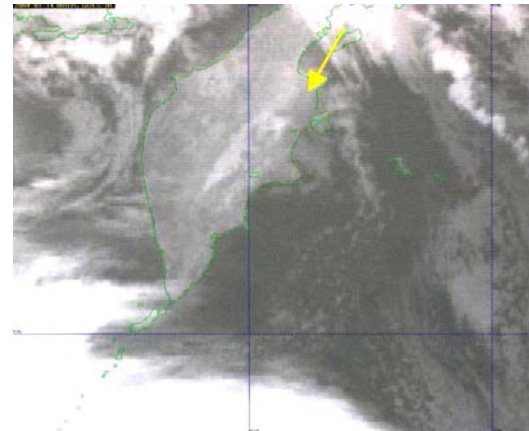


圖 6-5-5：2004 年 1 月 14 日 00UTC
紅外線差分圖像。

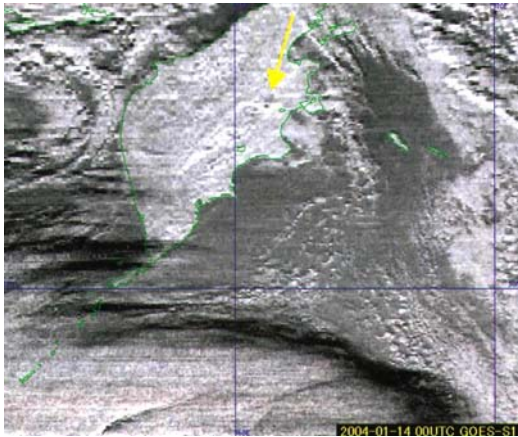


圖 6-5-4：2004 年 1 月 14 日 00UTC
3.9 μm 圖像。

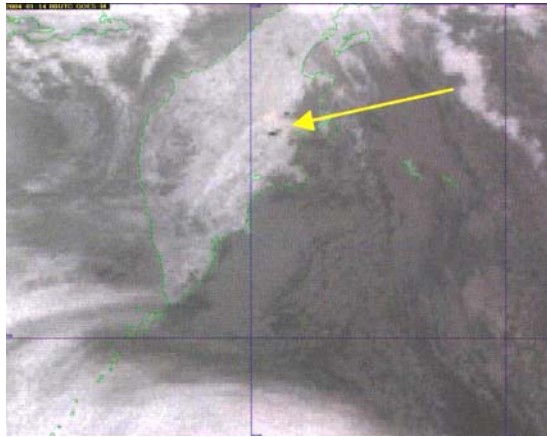


圖 6-5-7：2004 年 1 月 14 日 00UTC
3.9 μm 差分圖像。

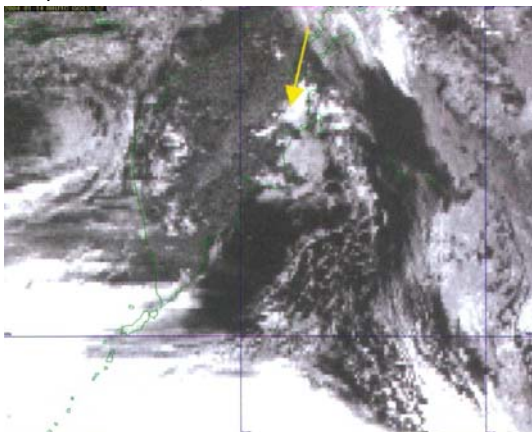
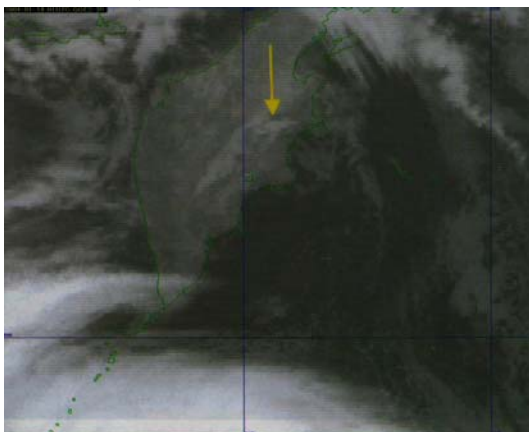


圖 6-5-8：2004 年 1 月 14 日 01UTC
紅外線圖像。



說到在 01UTC（圖 6-5-8~圖 6-5-11）的 3.9 μm 圖像上所見到的熱點，就能清楚地確認，而從熱點所流出的噴煙也由於溫度很高而可以看見。

在 3.9 μm 差分圖像的熱點、火山灰雲雖然也可以解析出，但因受到陽光的影響

而顯得白色明亮，所以要和周圍的雲來判別就很難了。

圖 6-5-9：2004 年 1 月 14 日 01UTC
紅外線差分圖像。

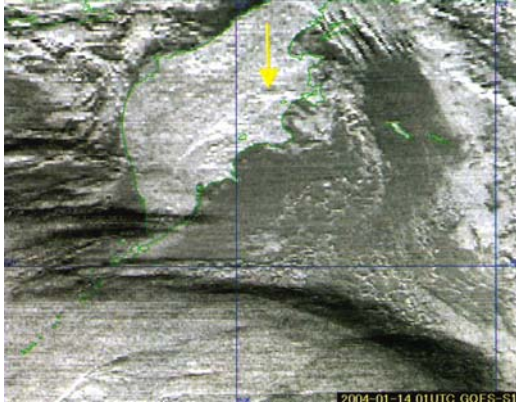


圖 6-5-10：2004 年 1 月 14 日 01UTC
3.9 μm 圖像。

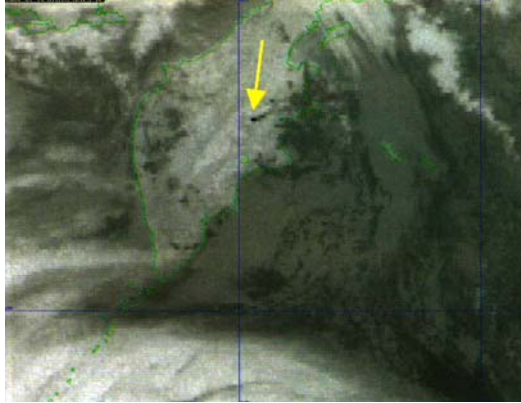


圖 6-5-11：2004 年 1 月 14 日 01UTC
3.9 μm 差分圖像。

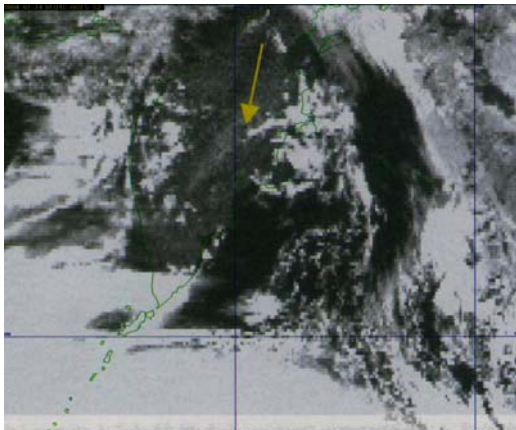
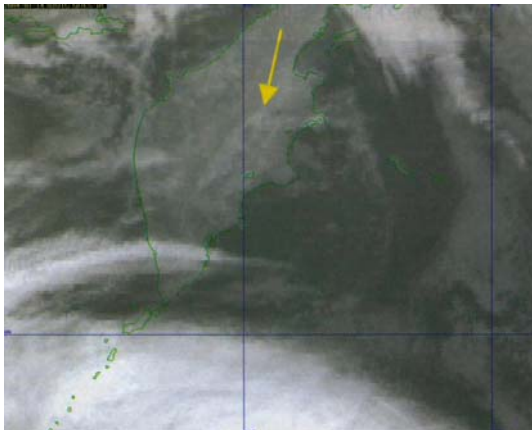


圖 6-5-12：2004 年 1 月 14 日 03UTC
紅外線圖像。



到了在 03UTC (圖 6-5-12~圖 6-5-15) 的紅外線圖像上要解析出噴發點(熱點)、噴煙也很困難。還有說到在這個時間的紅外線差分圖像上，就能解析出好似噴煙的情形(箭頭)。

在 3.9 μm 圖像上所見到的熱點，雖然變得較小，但噴煙卻成扇形擴散。只是，如果使用 3.9 μm 圖像、3.9 μm 差分圖像的其中一張圖像，並由這個擴散要解析出噴煙是困難的。

在 06UTC 的紅外線圖像(圖 6-5-16)、3.9 μm 圖像(圖 6-5-18)上要解析出噴煙也是很難的。以紅外線差分圖像(圖 6-5-17)而言，在堪察加半島的東方海面上可以解析出白色明亮鑰匙狀的雲(和紅外線的溫度差是負(白色)的時候，是水汽和石英所混合的雲=火山灰雲)。在 3.9 μm 圖像上所看到的噴發點，於 06UTC 時卻看不到了。以 3.9 μm 差分圖像而言，由於這個地點在高緯度地區而失去了太陽反射光的影響，因此在圖像的北半部部分就成為受到黑體輻射影響的亮度溫度圖像。在這個圖像上可以解析出堪察加半島東方海面上的白色明亮之鑰匙狀的雲就是觀測到的火山灰雲。

圖 6-5-13：2004 年 1 月 14 日 03UTC
紅外線差分圖像。

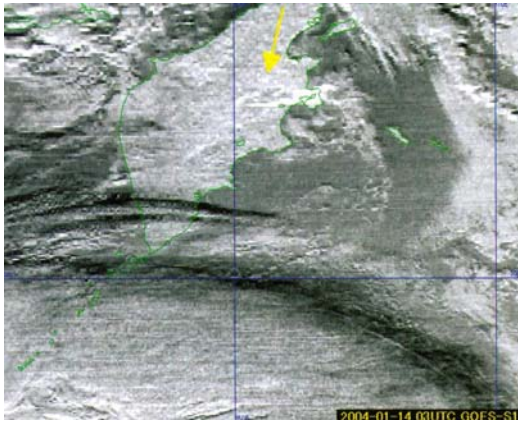


圖 6-5-14：2004 年 1 月 14 日 03UTC
3.9 μm 圖像。

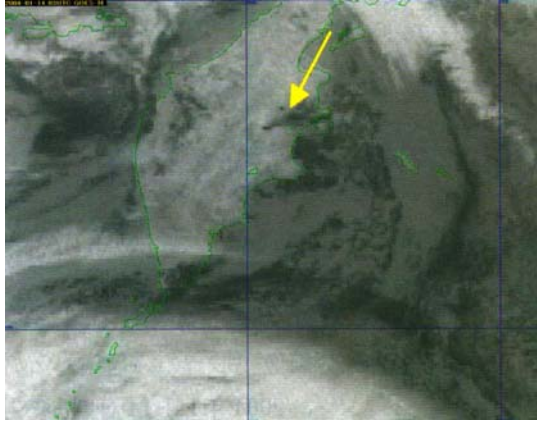


圖 6-5-15：2004 年 1 月 14 日 03UTC
3.9 μm 差分圖像。

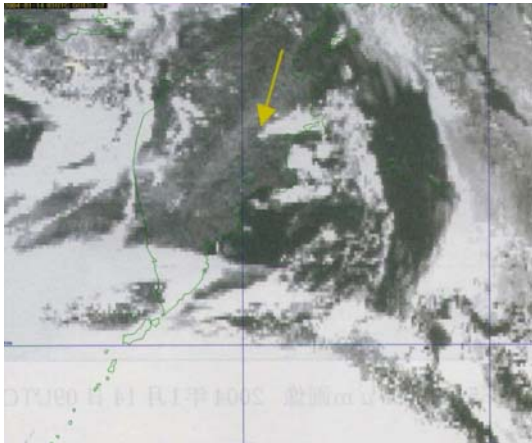


圖 6-5-16：2004 年 1 月 14 日 06UTC
紅外線圖像。

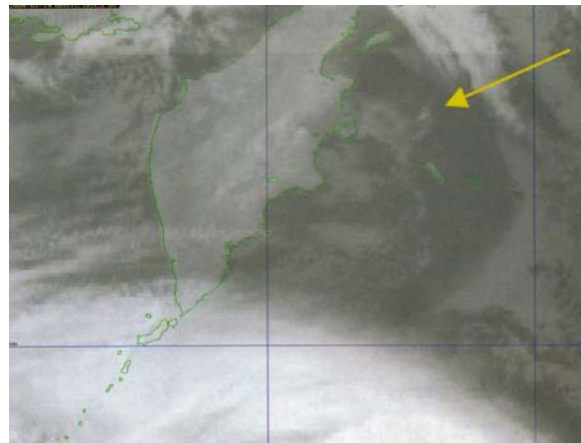


圖 6-5-17：2004 年 1 月 14 日 06UTC
紅外線差分圖像。

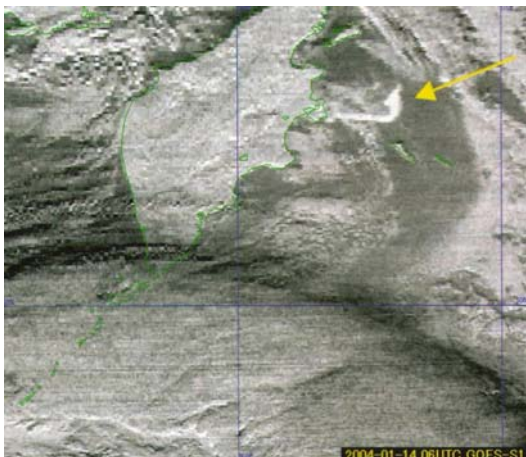


圖 6-5-18：2004 年 1 月 14 日 06UTC
3.9 μm 圖像。

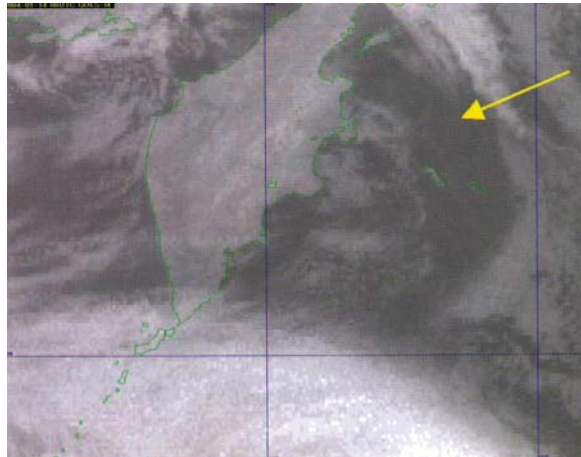


圖 6-5-19：2004 年 1 月 14 日 06UTC
3.9 μm 差分圖像。

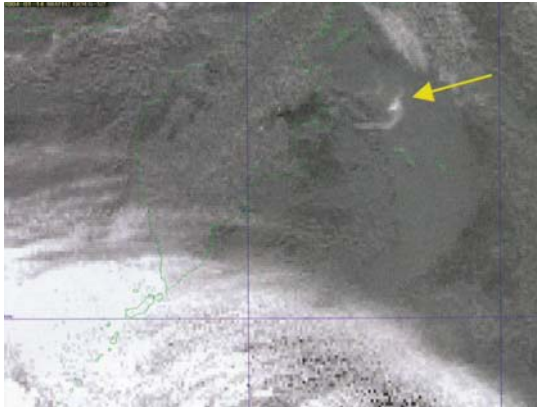
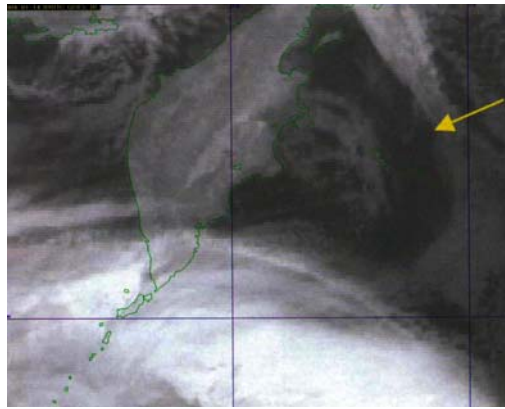


圖 6-5-20：2004 年 1 月 14 日 09UTC
紅外線圖像。



在 09UTC 的紅外線圖像（圖 6-5-20）、3.9 μm 圖像（圖 6-5-22）上要解析出噴煙也是很難的。在紅外線差分圖像（圖 6-5-21）上所看到的白色明亮的火山灰雲正慢慢地往東移動。至於這個時間也可以解析出新的熱點。以 3.9 μm 差分圖像（圖 6-5-23）而言，噴發點是被表現為白色明亮的點。火山灰雲也由 06UTC 起擴散為雲，可以知道隨著上層的氣流（圖 6-5-24）往東方流去。

圖 6-5-21：2004 年 1 月 14 日 09UTC
紅外線差分圖像。

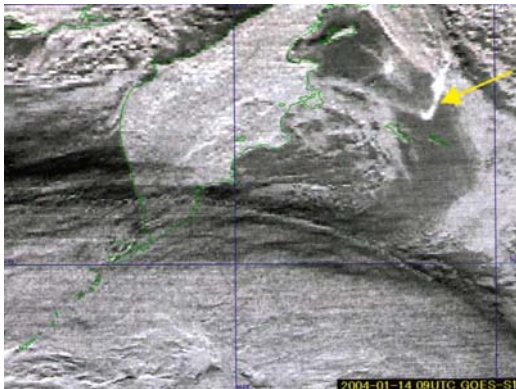


圖 6-5-22：2004 年 1 月 14 日 09UTC
3.9 μm 圖像。

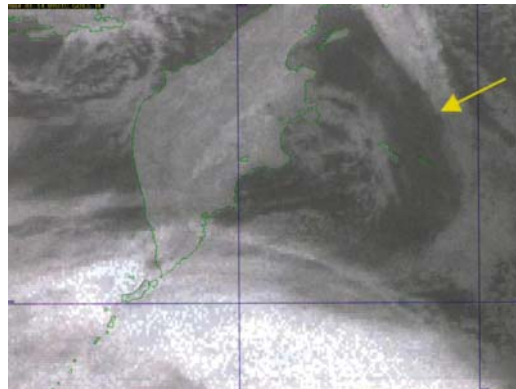


圖 6-5-23：2004 年 1 月 14 日 09UTC
3.9 μm 差分圖像。

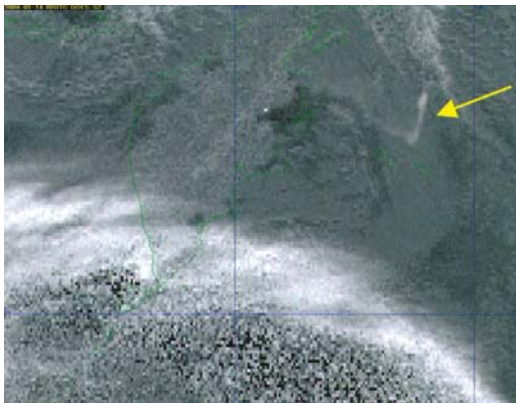
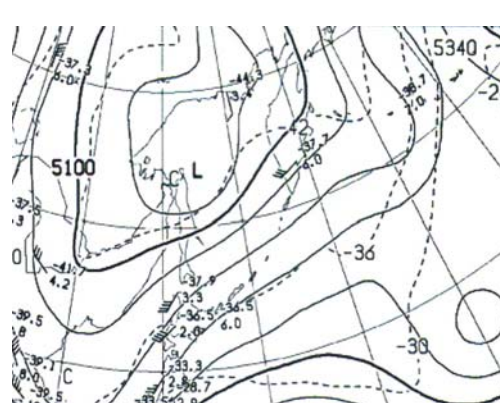


圖 6-5-24：2004 年 1 月 14 日 00UTC
500hPa 高空天氣圖。



6-5-2 淺間山的噴發

白天的 $3.9\mu\text{m}$ 圖像由於受到太陽的反射光影響很大，所以在和紅外線的差值所取得的圖像上，全層的雲都被表現為白色圖像。因此，很難和周圍的雲做判別，且無法解析出噴發點和火山灰雲。

在沒有陽光影響的夜晚，就變得受黑體輻射的影響很大。因此，噴發點和火山灰雲看起來就為白色，而變得容易去解析。

2004 年 9 月 1 日 2002UTC (0802JST) 時，在群馬・長野縣邊界的淺間山（標高 2,568m）伴隨著大的爆發聲響，其噴火、噴煙從火山口噴發至 200m 高。淺間山的噴發是從 2003 年 4 月以後，而像火山礫飛散至山腰的噴發則從 1983 年以後。之後，淺間山反覆地連續噴發，在 16 日清晨的噴發由於飛來至天空的火山灰，使得以關東・甲信地區為中心的寬廣範圍觀測到降灰。（以上由氣象廳：地震火山部提供）

這個噴發和噴煙的流動因為可從衛星圖像做確認，所以將使用紅外線・可見光・紅外線差分・ $3.9\mu\text{m}$ ・ $3.9\mu\text{m}$ 差分的各種圖像來做解析。

圖 6-5-25 是 9 月 16 日 0639UTC 時發生小規模爆發後的 07UTC 紅外線差分圖像，而在中部山岳附近看起來像是藍色明亮的表示情形就是火山灰雲（這時的噴煙在火山口上方高達 1500m）。

圖 6-5-25：2004 年 9 月 16 日 07UTC 紅外線差分圖像。

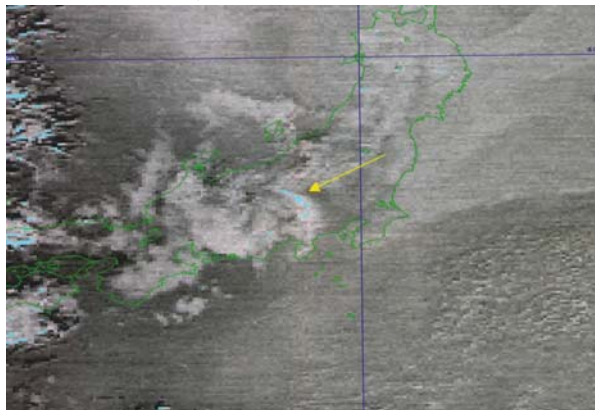


圖 6-5-26：2004 年 9 月 16 日 00UTC 地面天氣圖。

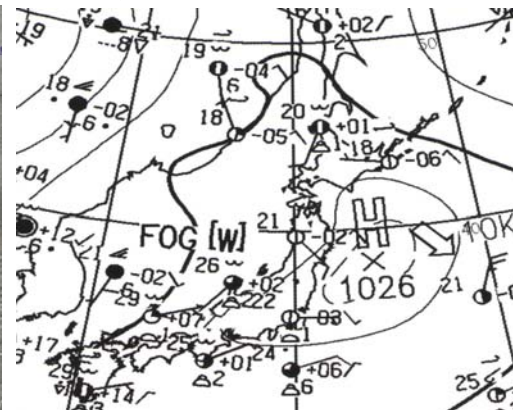


圖 6-5-26 是表示 00UTC 的地面天氣圖。從東日本到日本東北受移動性高壓的影響天氣晴朗。由 RSM 的 850hPa 風向・風速（圖 6-5-27）來看，淺間山附近剛好進入在四國海上的高壓邊緣為吹西北風。

在圖 6-5-28~圖 6-5-32 是表示 16 日 07UTC 的紅外線、可見光、紅外線差分、 $3.9\mu\text{m}$ ・ $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像。

圖 6-5-27：2004 年 9 月 17 日 12UTC
850hPa 風向・風速。

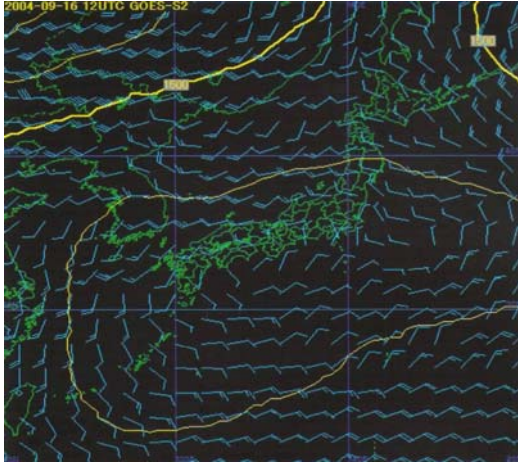


圖 6-5-28：2004 年 9 月 16 日 07UTC
紅外線圖像。

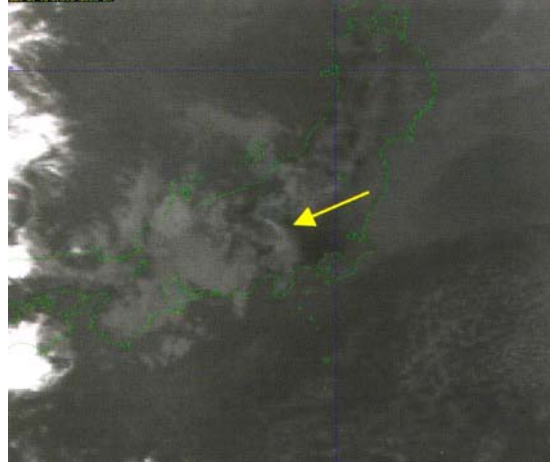


圖 6-5-29：2004 年 9 月 16 日 07UTC
可見光圖像。

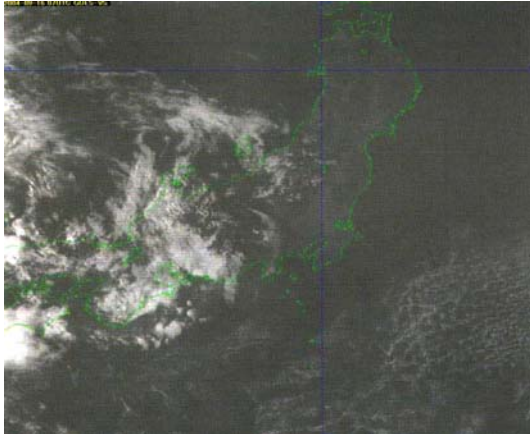


圖 6-5-30：2004 年 9 月 16 日 07UTC
紅外線差分圖像。

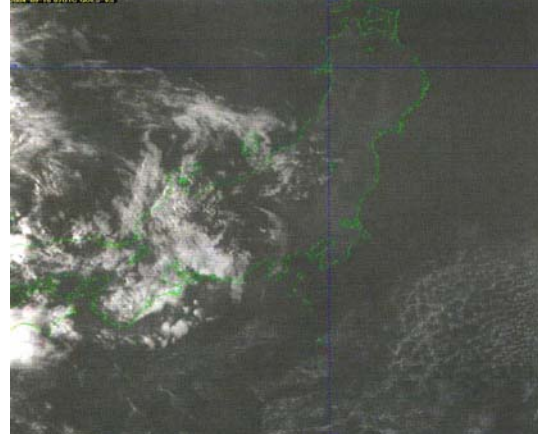


圖 6-5-31：2004 年 9 月 16 日 07UTC
3.9 μm 圖像。

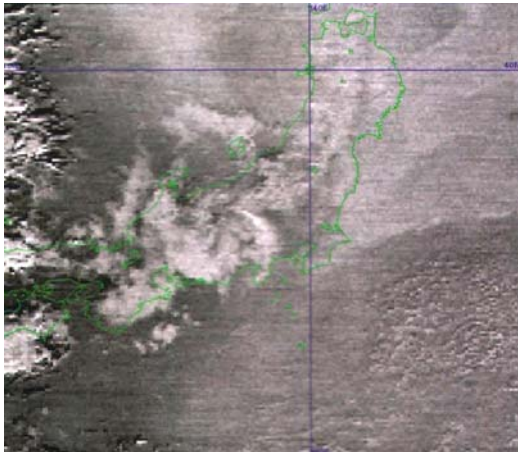
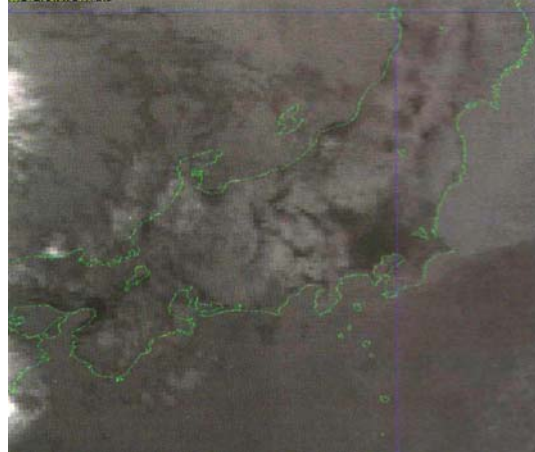


圖 6-5-32：2004 年 9 月 16 日 07UTC
3.9 μm 差分圖像。



在紅外線圖像（圖 6-5-28）上於中部山岳附近可以看見稍為明亮的線狀部分就是火山灰雲。而在可見光圖像（圖 6-5-29）上，因為在那附近四周沒有雲，雖然可以解析出線狀的情況，但由於是薄雲和噴煙，所以透過它們也可以看見陸地。

以紅外線差分圖像（圖 6-5-30）而言，比起四周的雲區也可以解析出白色明亮的雲區。

以 $3.9\mu\text{m}$ 圖像（圖 6-5-31）而言，由於噴發的規模和衛星的解析度做比較是較小的，因此無法解析出熱點等。其他，在 $3.9\mu\text{m}$ 圖像上也看不到明顯的特徵。以 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像（6-5-32）而言，由於受陽光的影響很大，雖然普通的雲和火山灰雲都被觀測為明亮的雲，但因為四周沒有顯著的雲，因此火山灰雲就解析為像普通的雲一樣。

圖 6-5-33 是這個時間帶火山灰雲的實際狀況圖。火山灰雲因流動的西北風而往東南方向移動，跨越了長野、山梨、靜岡三個縣正在擴散中。

圖 6-5-33：2004 年 9 月 16 日 07UTC 火山灰實況。

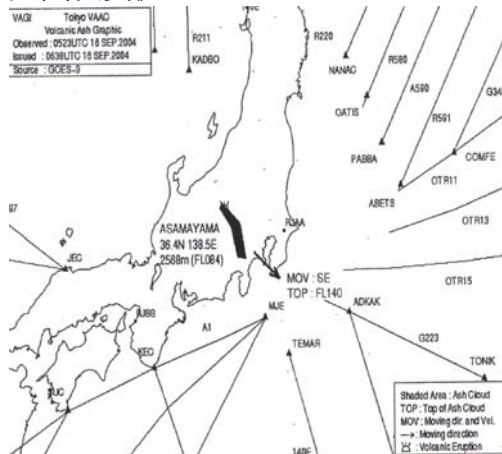
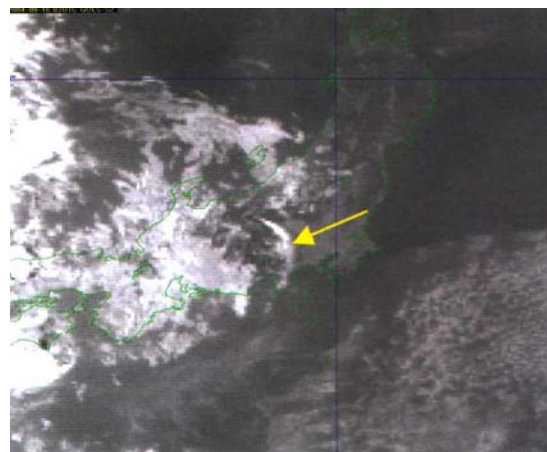


圖 6-5-34：2004 年 9 月 16 日 05UTC 可見光圖像。



可見光圖像的時間序列圖（05~09UTC）

圖 6-5-34~圖 6-5-38 是 9 月 16 日從 05UTC 到 09UTC 的可見光圖像所並列的時間序列圖。

圖 6-5-35：2004 年 9 月 16 日 06UTC 可見光圖像。

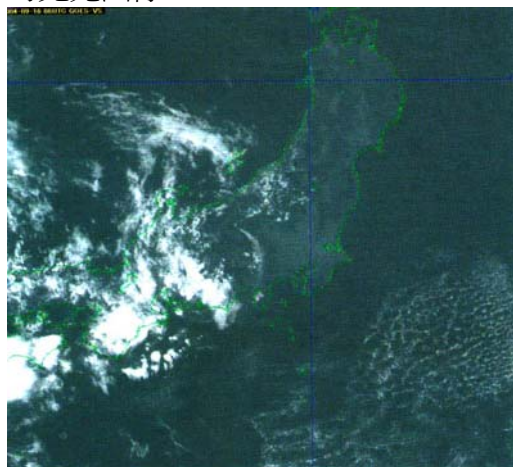


圖 6-5-36：2004 年 9 月 16 日 07UTC 可見光圖像。

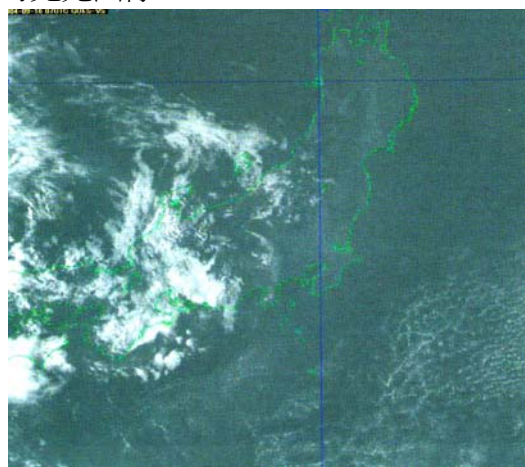


圖 6-5-37：2004 年 9 月 16 日 08UTC 可見光圖像。

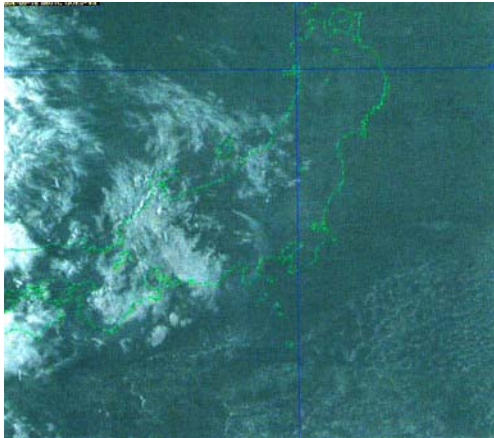
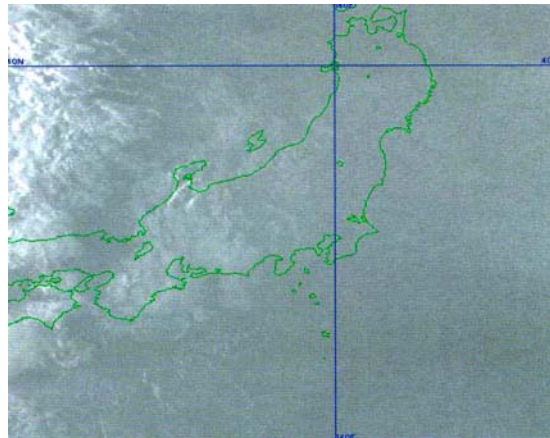


圖 6-5-38：2004 年 9 月 16 日 09UTC 可見光圖像。



來看 05UTC 的圖像，可以解析出從淺間山流動到山梨縣的火山灰雲。這個火山灰雲每每隨著時間擴大擴散，在 07UTC 時連伊豆半島附近都覆蓋著這個火山灰雲。以可見光圖像而言，透過火山灰雲可以看見陸地，而且因為在周圍沒有下層雲的緣故，所以在這次的案例很容易就可以判別出火山灰雲。

紅外線差分圖像的時間序列圖（05~12UTC）

圖 6-5-39~圖 6-5-46 是在 9 月 16 日 05UTC~12UTC 的紅外線差分圖像的時間序列圖。與可見光圖像相比在火山灰雲的周圍，根據和紅外線圖像的溫度差，山岳和陸地等被表現為白色。因此，在火山灰雲周圍所見的這些情報，雖然讓它們與火山灰雲的判別變得很難做到，但是因為火山灰雲比起這些情報看起來更明亮，所以可以從這個亮度來做判別。

而且，紅外線差分圖像由於是不管晝夜都可以做解析，因此在夜間帶也可以解析出從三浦半島經相模灘（伊豆半島和房總半島間的海域）擴散到伊豆半島的火山灰雲的樣子。

圖 6-5-39：2004 年 9 月 16 日 05UTC 紅外線差分圖像。

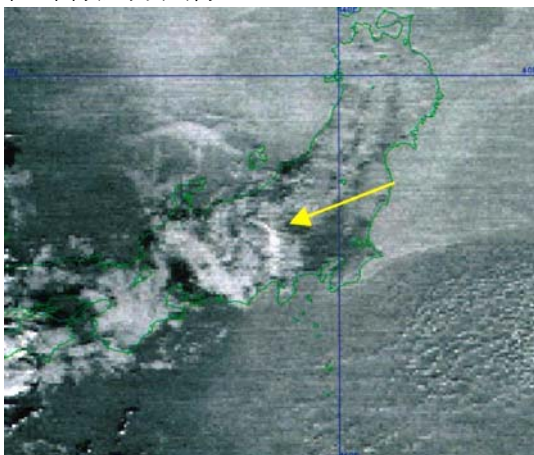


圖 6-5-40：2004 年 9 月 16 日 06UTC 紅外線差分圖像。

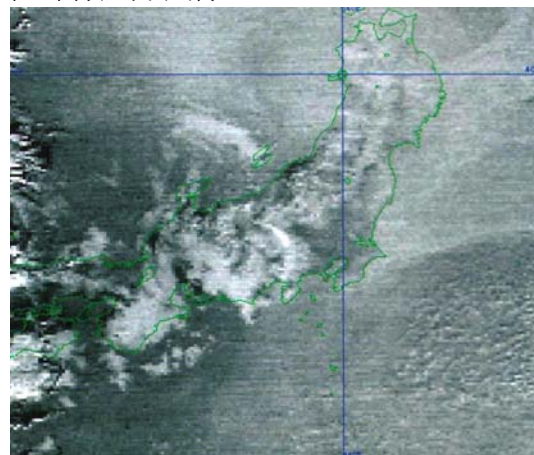


圖 6-5-41：2004 年 9 月 16 日 07UTC
紅外線差分圖像。

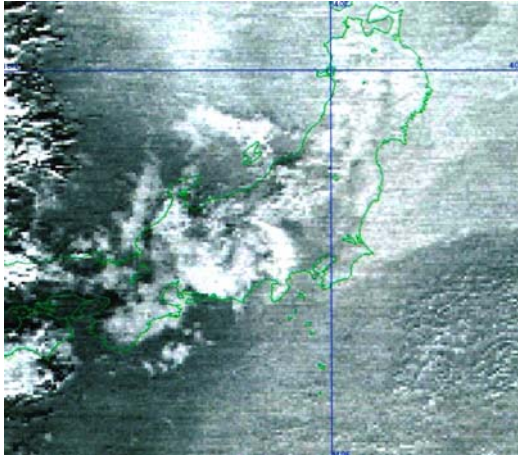


圖 6-5-42：2004 年 9 月 16 日 08UTC
紅外線差分圖像。

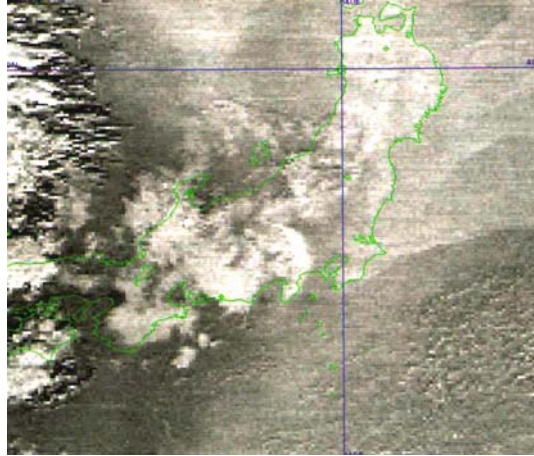


圖 6-5-43：2004 年 9 月 16 日 09UTC
紅外線差分圖像。

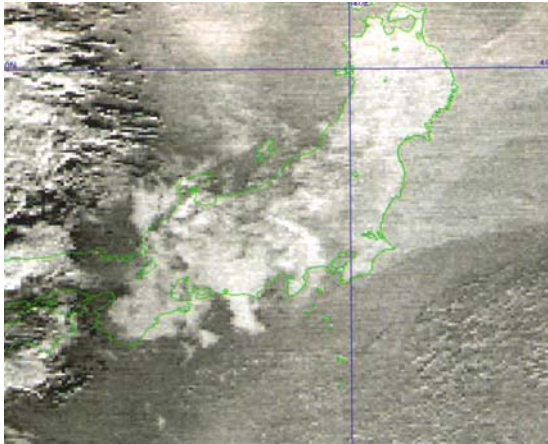


圖 6-5-44：2004 年 9 月 16 日 10UTC
紅外線差分圖像。

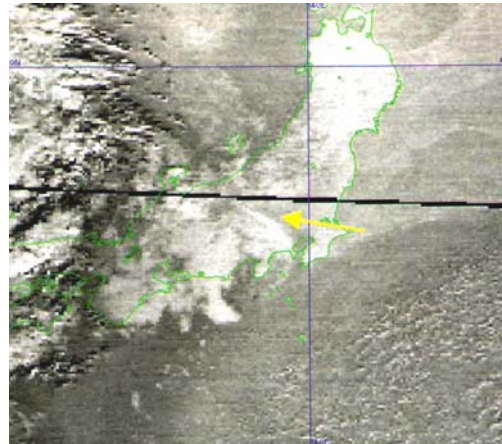


圖 6-5-45：2004 年 9 月 16 日 11UTC
紅外線差分圖像。

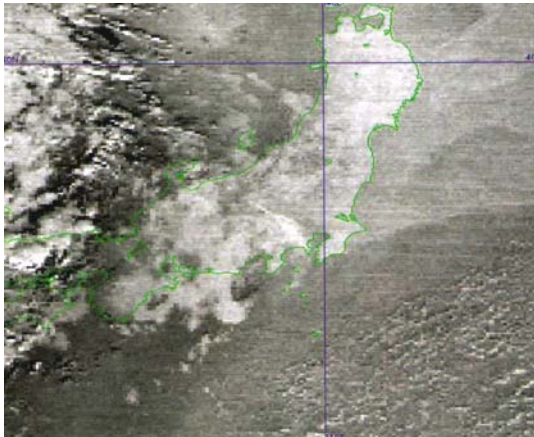
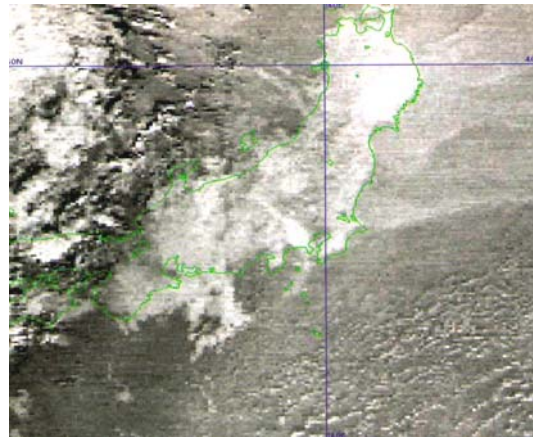


圖 6-5-46：2004 年 9 月 16 日 12UTC
紅外線差分圖像。



3.9 μm 差分圖像的時間序列圖（05~12UTC）

3.9 μm 差分圖像也和紅外線差分圖像相同，是並列 9 月 16 日 05UTC~12UTC 的圖像（圖 6-5-47~圖 6-5-54）。

圖 6-5-47：2004 年 9 月 16 日 05UTC
3.9 μm 差分圖像。

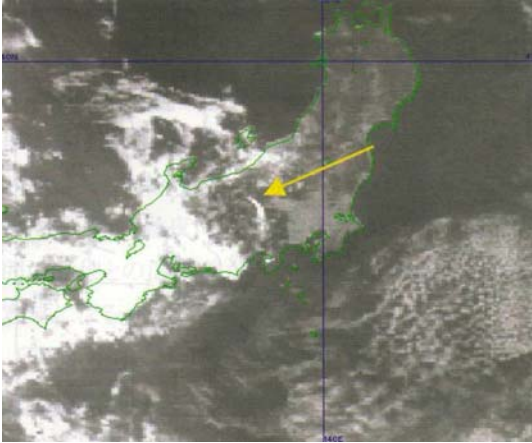


圖 6-5-48：2004 年 9 月 16 日 06UTC
3.9 μm 差分圖像。

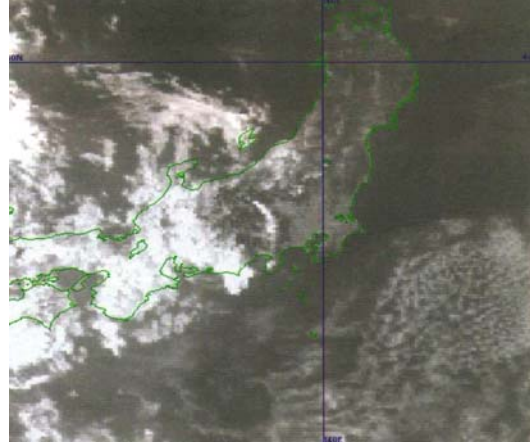


圖 6-5-49：2004 年 9 月 16 日 07UTC
3.9 μm 差分圖像。

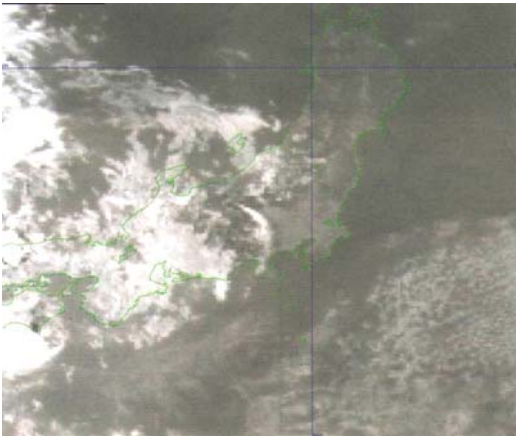


圖 6-5-50：2004 年 9 月 16 日 08UTC
3.9 μm 差分圖像。

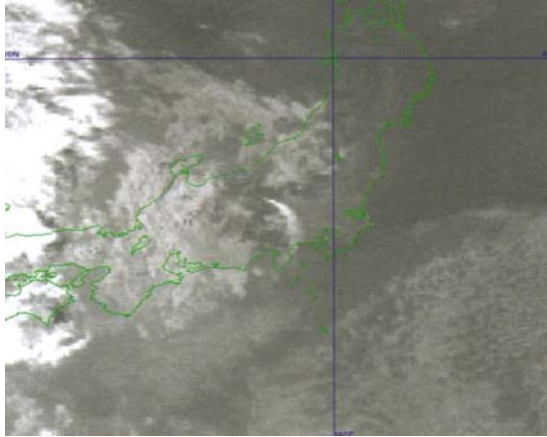


圖 6-5-51：2004 年 9 月 16 日 09UTC
3.9 μm 差分圖像。

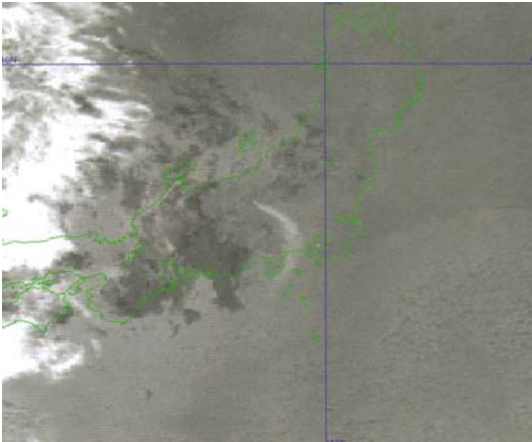


圖 6-5-52：2004 年 9 月 16 日 10UTC
3.9 μm 差分圖像。

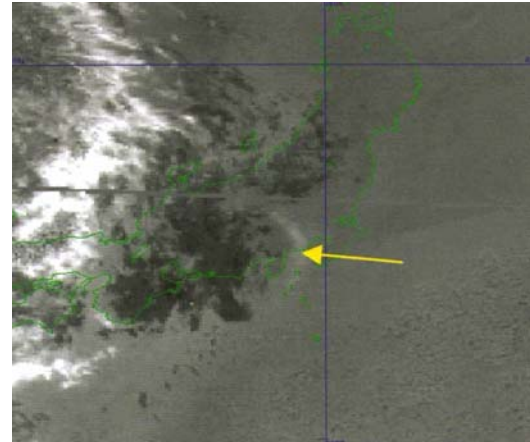


圖 6-5-53：2004 年 9 月 16 日 11UTC
3.9 μ m 差分圖像。

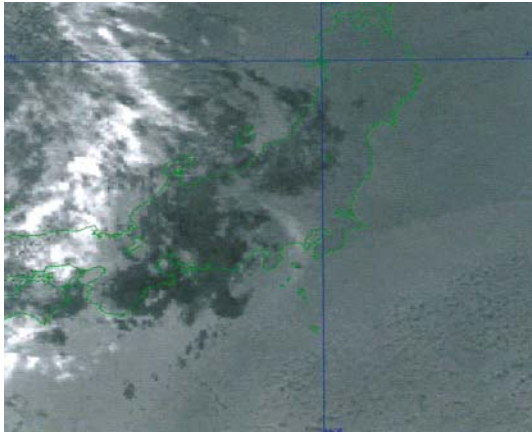
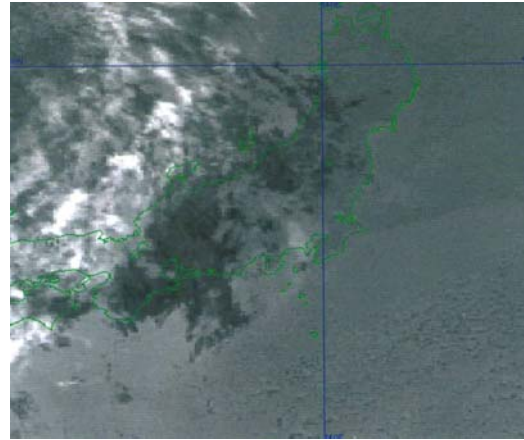


圖 6-5-54：2004 年 9 月 16 日 12UTC
3.9 μ m 差分圖像。



3.9 μ m 差分圖像在白天由於受到太陽光的影響很大，所以火山灰雲和普通的雲都受到陽光反射的影響，被表現為白色明亮的雲區，因此無法做判別。但是這次在火山灰雲周圍因為沒有顯著的雲區，所以可以清楚地觀測到它的輪廓。而且，從不再受到陽光影響的 08UTC 開始，在圖像上看的方式雖然要逐漸改變，但因為火山灰雲周圍是無雲的情況，因此火山灰雲在夜間帶也可以被觀測出。

圖 6-5-55 是 12UTC 火山灰雲的實際狀況圖。跟 07UTC 的實際狀況圖相比，可以知道在相模灣方面正在擴大、擴散中。

圖 6-5-55：2004 年 9 月 16 日 12UTC
火山灰實況圖。

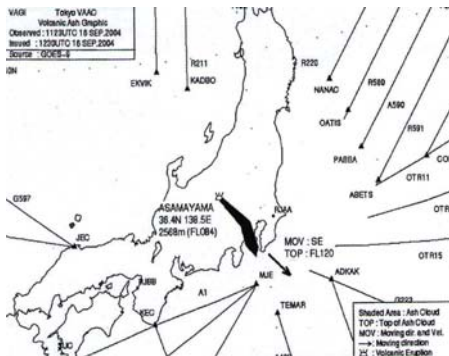


圖 6-5-56：2004 年 9 月 16 日~17 日 02UTC
伴隨淺間山噴火之降灰確認。



6-5-3 遠東地區的森林大火

在大規模的森林火災和工業火災等所產生的煙，是成為空域和陸上能見度降低的原因。在可見光圖像上可容易檢查出煙，而在 3.7 μ m 圖像上則容易檢查出火災區域的熱點（Matson,etal:1984）。這個熱點雖然在白天晚上都可以檢查出，但是在夜晚因和周圍的陸地之溫度差變大，所以檢查變得更容易。

2004 年 10 月 16 日在遠東地區的沿海州（西伯利亞東南端的地區）附近發生大規模的森林火災。那個煙因流動的下層風而到達日本海沿岸。那個火災的起火地點和煙漂流的样子都可從衛星圖像被觀測到。

圖 6-5-57 是 2004 年 10 月 16 日 00UTC 的紅外線圖像和地面氣壓、850hPa 的風向・風速重疊圖。從圖可以看出，沿海州附近為吹西北風。

圖 6-5-57：2004 年 10 月 16 日 00UTC
紅外線圖像和地面氣壓、850hPa
風向・風速重疊圖。

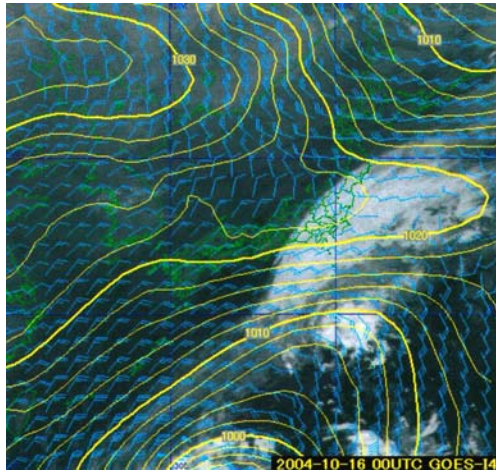
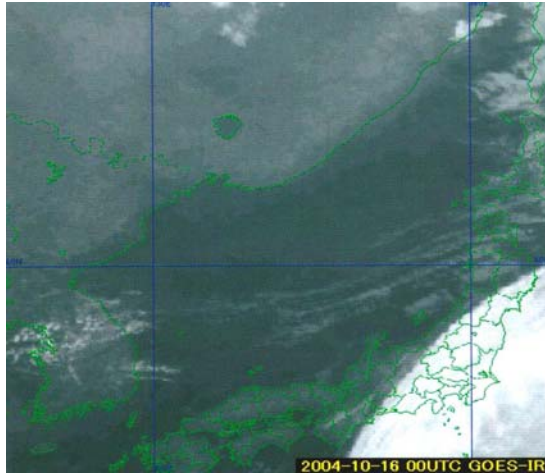


圖 6-5-58：2004 年 10 月 16 日 00UTC
紅外線圖像。



紅外線圖像

以紅外線圖像（圖 6-5-58）來看的話，沿海州和日本海為晴天區，但無法觀測出森林火災和從火災所流出的煙等。

可見光圖像

圖 6-5-59~圖 6-5-61 是 00UTC~06UTC 所並列的每 3 小時的可見光圖像。詳細地解析這個圖的話，可以解析出從興凱湖附近（黃色三角印記）流出了白色淡薄紗狀的現象。在朝鮮半島東面的下層雲和從日本海西部延伸到山形附近的下層雲有明顯地不同。

這個白色淡薄紗狀的現象就是從火災區所流出的煙（在 06UTC 的圖像上顯示黃色箭頭印記的區域）。這個煙因流動的對流圈下層（參照圖 6-5-57）風而到達日本海西部。

圖 6-5-59：2004 年 10 月 16 日 00UTC
可見光圖像。

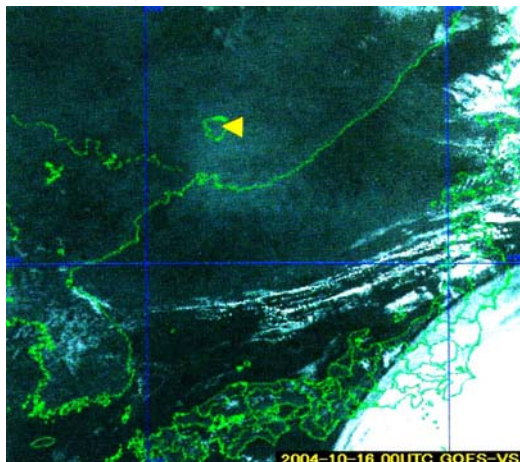


圖 6-5-60：2004 年 10 月 16 日 03UTC
可見光圖像。

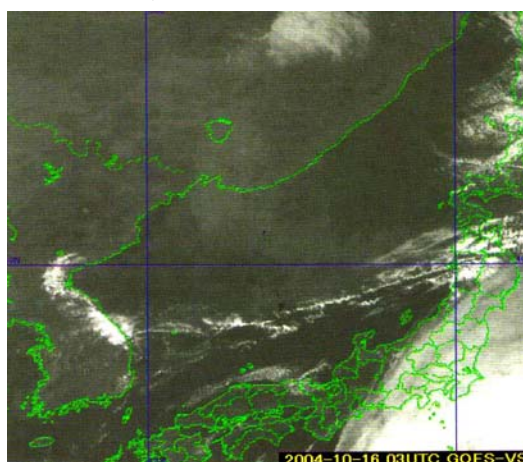


圖 6-5-61：2004 年 10 月 16 日 06UTC 可見光圖像。

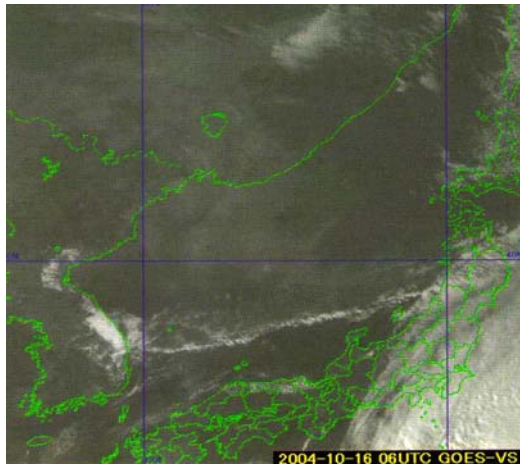
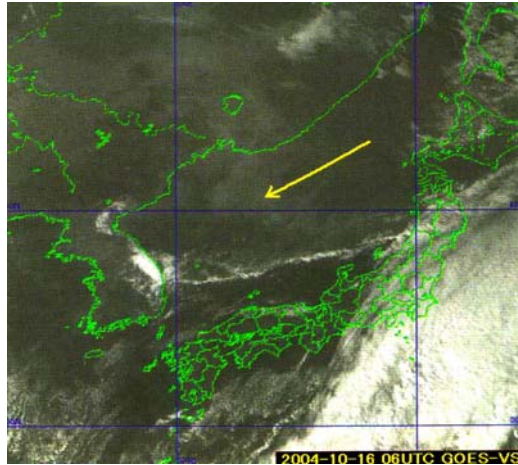


圖 6-5-62：2004 年 10 月 16 日 06UTC 可見光圖像。



3.9 μm 圖像

接下來在圖 6-5-63~圖 6-5-65 是表示 3.9 μm 圖像每 3 小時的圖像。以 3.9 μm 圖像而言，可以檢查出火山的噴發點和大規模火災區域的熱點。在這次的案例隨時間變化的火災區域也可以很容易地觀測到為黑點。以 06UTC 的圖像（圖 6-5-65）來看的話，起火地點可以看到為多數的黑點（圖上紅色→）。

以白天的 3.9 μm 帶而言，跟紅外線圖像和紅外線 2 號圖像做比較，比起從地表面的輻射，太陽的反射光影響還比較大（圖 4-1-3）。因此，有太陽的白天較為接近太陽反射光的分布。但是在沒有太陽的夜晚，是觀測黑體輻射的溫度。像這樣白天和夜晚由於為不同的圖像，所以縮小目標只針對觀測到的現象，那解析的工作就變得很重要了。

夜間的 3.9 μm 圖像

圖 6-5-66 是夜間帶 10UTC 的 3.9 μm 圖像。在夜間時，3.9 μm 圖像就成為只是黑體輻射的溫度情報。在沿海州附近的陸地因氣溫驟降可以看見為白色。相反地，在起火地點是溫暖的可以看見為黑色。因此，比起白天要檢查出起火地點就變得更加容易了。

歸納

- ①大規模火災區域的熱點在白天・晚上都可以用 3.7 μm 圖像檢查出。
- ②伴隨著大規模的火災，從火災中所流出的煙在白天雖然可以用可見光圖像來解析，但在夜間卻無法利用現在所搭載的感應器來解析。

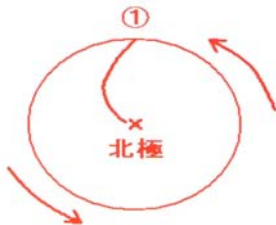
改變地球上風向的科氏力

在如同自轉的地球之旋轉座標系上當流體在移動時，以北半球而言，會作用在風向的右方以直角 $2\Omega v \sin \phi$ 比例的力量。

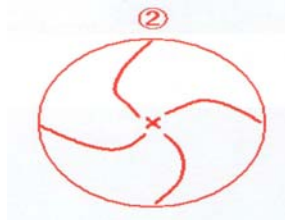
如果假設地球靜止的話，季風在北半球直接由北往南吹，而南半球則相反。但是，由於地球由西往東自轉，所以在實際上會讓季風偏向於包含大氣循環的所有風向。因此，在北半球移動的物體，全部有向右傾斜的傾向，而南半球的物體，則有向左傾斜的傾向。

從日本飛往美國的噴射機，如果不做科氏力作用的修正，因為地球在飛機下方正由西往東旋轉，所以會變成降到太平洋海面上。風也還因為這個旋轉而偏移，不會直直地往北和往南吹，會成為偏東風和偏西風。這樣的力就稱為科氏力。

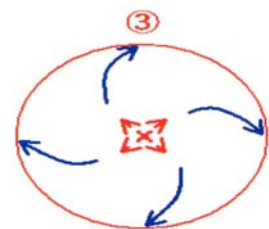
① 以北極為中心當做旋轉軸，來旋轉轉盤。圖中的箭頭，這個逆時針方向的旋轉就是北半球的旋轉方向。將量尺放在旋轉軸上，讓它牢牢地固定住，沿著它於正在轉動的轉盤上拉條線的話，從地圖中心到邊緣畫出了弧線。



② 不管從北極(旋轉軸)向著赤道(邊緣)拉了幾條線，這些線都是於右側就往西邊彎曲。像這樣的地球旋轉，面向跨越熱帶和北極的空氣胞的南方之氣流會彎曲，做往西的流動。在南半球果然也發生相同的事。



③ 以熱帶和北極的空氣胞中而言，雖然風向西移動，但在中緯度的風胞(在圖上沒有連結的地方)位置，卻成為反向。因為這個地區的空氣大體上是向北移動，由於科氏力，這些風會彎曲，做向東的流動。這個就稱之為偏西風帶的氣流。



6-6 在夜間時活躍對流雲區和厚雲區的檢查*

6-6-1 冷鋒帶

在圖 6-6-1 是表示 2004 年 4 月 26 日 18UTC 的地面天氣圖。在日本海西部有發展中的低壓，從低壓中心到山陰的海上有暖鋒伸展，而且冷鋒通過九州地區南部，到達中國東海南部。在這裡要注意的是在這個冷鋒上所發生的活躍對流雲，以及在夜間時所敘述的 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像的特徵。

圖 6-6-1：2004 年 4 月 26 日 18UTC
地面天氣圖

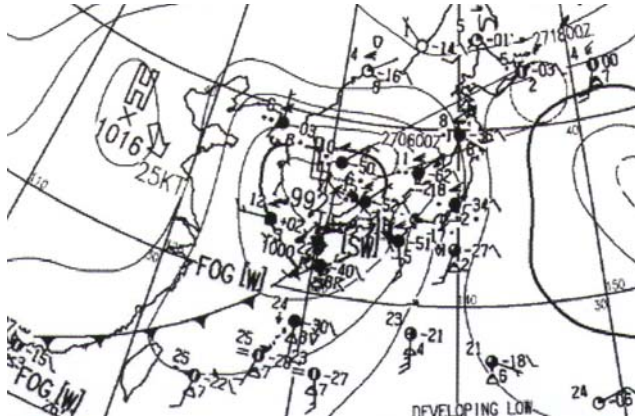
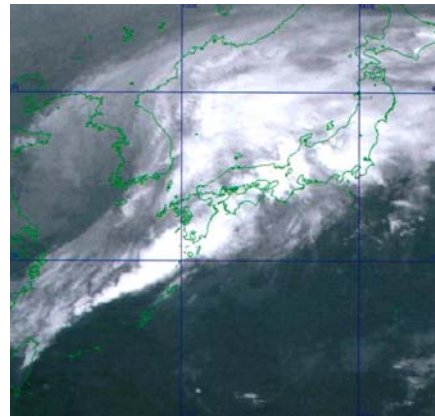


圖 6-6-2：2004 年 4 月 26 日 18UTC
紅外線圖像



來看圖 6-6-2 的紅外線圖像，從中國東海南部到九州地區南部，對應冷鋒可以看見白色明亮的活躍對流雲列。這個活躍雲列的北端，雖然被認為正好到達九州地區南部，但那個邊界的界定是很難的。

來看圖 6-6-3 的 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像，在紅外線圖像上所見到對應冷鋒的雲區，是可以看見黑白混合點狀的活躍對流雲區，和從這個對流雲所流出的薄上層雲區（被表現為黑色的雲區），針對它們可以被明確地做區別。而且在日本海上，伴隨低壓本身的厚雲區是被表現為黑白混合的點狀。

圖 6-6-3：2004 年 4 月 26 日 18UTC
 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像

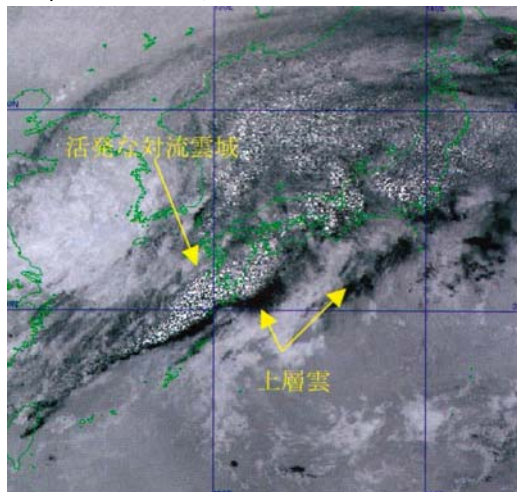
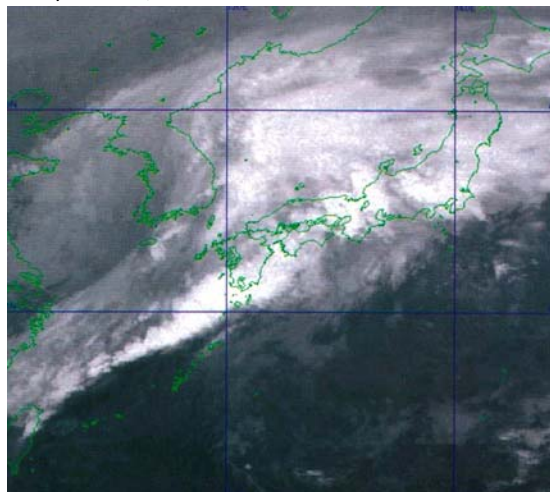


圖 6-6-4：2004 年 4 月 26 日 18UTC
 $3.9\mu\text{m}$ 圖像



以圖 6-6-4 的 $3.9\mu\text{m}$ 圖像而言，Ci 等薄上層雲的亮度溫度和紅外線圖像相比由於變得較高，因此從活躍對流雲區的雲頂所流出的 Ci 等被表現得較薄，和紅外線圖

像相比被表現得稍小些。那個區域，在 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像上被表現為黑白混合的點狀對流雲區，在 $3.9\mu\text{m}$ 圖像則被觀測為大約相同程度的白色明亮雲區。

來看圖 6-6-5 的雷達回波合成圖，在 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像上被表現為黑白混合點狀之伴隨冷鋒的活躍對流雲列，在雷達回波合成圖上也被觀測為強的帶狀回波，表示這兩者有很好的對應。而且關於在日本海所表現的黑白混合點狀之低壓本身的雲區，和雷達回波也顯示了比較好的對應。

圖 6-6-5：2004 年 4 月 26 日 18UTC
雷達回波合成圖

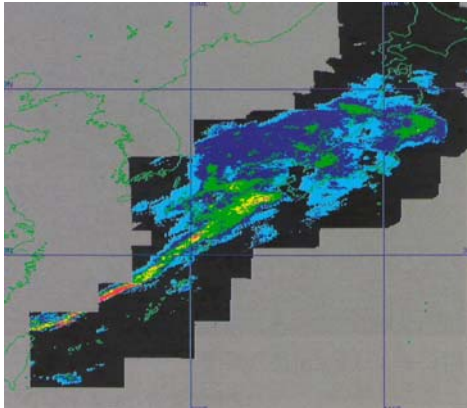
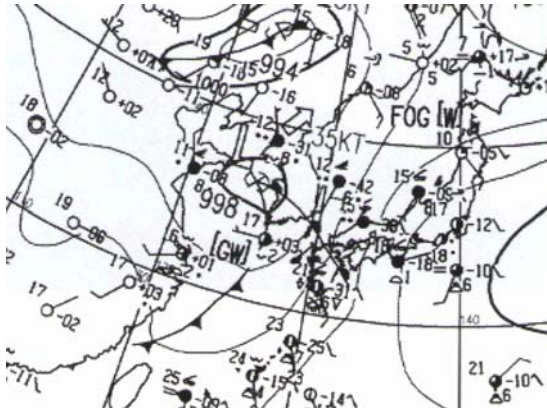


圖 6-6-6：2004 年 4 月 18 日 18UTC
地面天氣圖



6-6-2 暖鋒帶

圖 6-6-6 是 2004 年 4 月 18 日 18UTC 的地面天氣圖。

在黃海有發展中的低壓，暖鋒伸展到九州地區。在這裡伴隨這個暖鋒的雲區和降水區，和冷鋒的案例做比較是較小尺度的。

圖 6-6-7 是 2004 年 4 月 18 日 19UTC 的紅外線圖像並且是擴大西日本的圖像。只從紅外線圖像要正確地特定對流雲區雖然很難，但在中國・四國地區可以看見伴隨著暖鋒的活躍對流雲區。

圖 6-6-7：2004 年 4 月 18 日 19UTC
紅外線圖像

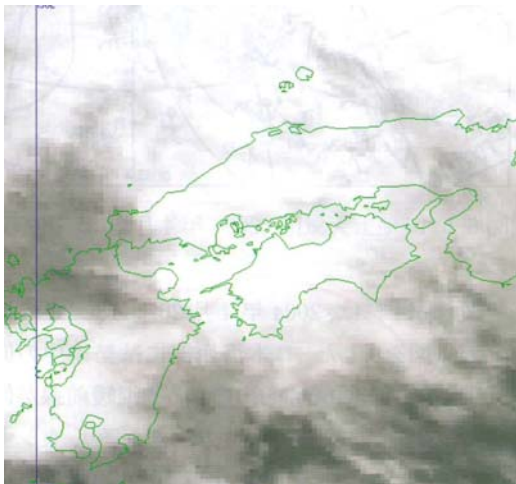
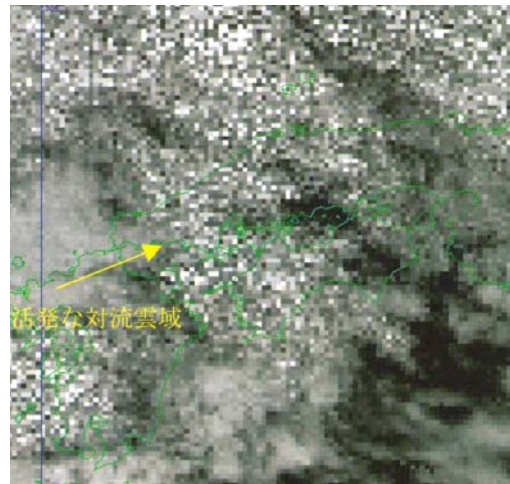


圖 6-6-8：2004 年 4 月 18 日 19UTC
 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像



在圖 6-6-8 是表示和圖 6-6-7 相同日期時間的 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像。在九州地區西部和中國・四國地區，可以看見黑白混合的點狀雲區正對應著對流雲區。而且，被表

示為黑色雲區的部份是上層雲（在上層雲的下方也有含層狀性下層雲的情況）的區域。

圖 6-6-9 是表示和圖 6-6-7 相同日期時間的雷達回波合成圖，而圖 6-6-10 則表示 AMeDAS（Automated Meteorological Data Acquisition System 的簡稱）的 1 個小時降水量分布圖。還有，AMeDAS 降水量分布圖中的數值，是前 1 小時的降水量。

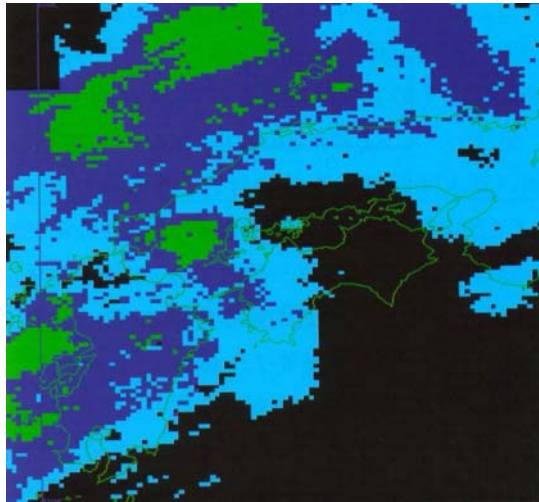
在 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像上所見到的黑白混合的點狀對流雲區，和雷達回波以及 AMeDAS 的降水做比較的話，三者有很好的的一致性。而且，關於四國東部被表現為黑色的上層雲，由圖可知沒有被觀測到雷達回波和在 AMeDAS 的降水量。

圖 6-6-9：2004 年 4 月 18 日 19UTC

圖 6-6-10：2004 年 4 月 18 日 19UTC

雷達回波合成圖

AMeDAS 降水量分布圖



歸納

在 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像上被表現為黑白混合點狀之伴隨鋒面的活躍對流雲列，在雷達回波合成圖上也被觀測為強的帶狀回波，表示這兩者有很好的對應。還有關於被表現為黑白混合點狀之低壓本身的雲區，和雷達回波也顯示了比較好的對應。但是，像這樣被表現為黑白混合的點狀雲區，如果是到達衛星的輻射量變少之雲的狀態下是很明顯的情形，和雷達回波也不能說一定相對應。只是在經驗上，因為相對應的情形很多，所以參考這個圖像來推定活躍的對流雲區也變得有可能了。

6-7 對航空器有積冰危險性的雲區

6-7-1 航空器積冰的概要

航空器的積冰是因發生水汽昇華和過冷水滴撞上機體的緣故。積冰會給航空器帶來浮力降低、引擎停止、姿勢控制和著陸裝置動作的影響。

讓積冰發生的雲雖然有低壓、鋒面、雷雨、颱風等雨雲，但有可能性的發生區域是所謂氣溫 $0^{\circ}\text{C} \sim 20^{\circ}\text{C}$ 的區域。特別是從過去的調查得知，過冷水滴的影響很大，當雲水量也多時，注意 $0^{\circ}\text{C} \sim 15^{\circ}\text{C}$ 是必要的（航空預報作業指南）。而且，其他也有報告指出，當航空器外氣溫從約 -3°C 到 -10°C 之間，積冰是最頻繁的（ANA AVIATION WEATHER）。

圖 6-7-1 是表示在日本附近航空器的積冰發生次數和氣溫的關係，而圖 6-7-2 則是表示氣壓型態和積冰的關係之模式圖。

圖 6-7-1：在日本附近航空器的積冰發生次數和氣溫的關係

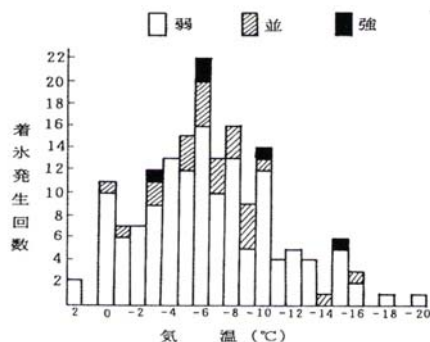
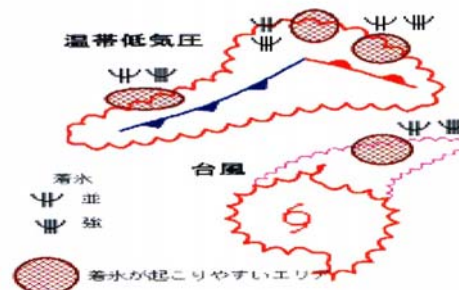


圖 6-7-2 則是表示氣壓型態和積冰的關係之模式圖



6-7-2 積冰預測和實況監測的現況

在航空官方單位的空域情報方面，關於積冰的情報是重要的情報之一。那個預測技術目前還未十分確立，而現況是根據從航空器而來的情報來做處理是現行的狀況。

雲形和積冰的調查在過去施行了幾次。但是，即使是相同的雲形也因為成因的不同，只能用地面上所見到的雲形來做分類的統計值，而這樣無法使用的情形很多。

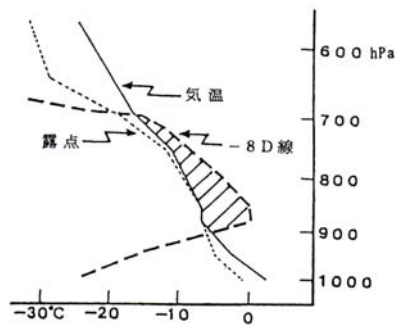
表 6-7-1 積冰的強度

輕度（Light Icing：LGT ICE） 利用除冰裝置可以處理的程度之積冰。
中度（Moderate Icing：MOD ICE） 利用普通的除冰裝置只能呈現出抑制積冰成長效力程度的積冰。 因此，雖然有除冰操作，但積冰還是會慢慢地成長。
強烈（Severe Icing：SEV ICE） 即使執行除冰操作，還是會急速成長的積冰。在這個階段航空器會喪失大氣速度，高度也會下降。

以氣壓型態和積冰的關係（圖 6-7-2）來看，強烈積冰發生在低壓和鋒面附近、積雨雲中的情形很多。活躍的暖鋒前方約 500km 以內的雲中很容易發生中度~強烈的積冰，而大體上發展的低壓中心附近也被視為容易發生中度~強烈的積冰（參照表 6-7-1）。

以積冰預測而言，能量圖（Emagram）的解析和「-8D 法」（圖 6-7-3）被視為是有效的。這是判別水汽有無過飽和狀態的方法。以實際的預報而言，潮濕層厚度的氣溫以 0°C ~ -20°C 為標準，在颱風的情況下則根據發展的程度來修正其上限（航空預報作業指南）。

圖 6-7-3：能量圖加入-8D 線之例子



6-7-3 衛星圖像的利用

利用衛星圖像來掌握積冰發生時雲的型態和雲型・雲的特徵情況，對於積冰預報和實況監測是非常有效的。但是，到目前為止所取得的 GMS 圖像要用來掌握積冰發生時雲的型態和雲型・雲的特徵情況是非常困難的事，而且在夜間帶因為無法使用可見光圖像，所以在日本的調查幾乎無法被執行。

這次，由於利用 GOES-9 就能取得新的 $3.9\mu\text{m}$ 圖像，所以利用紅外線圖像和 $3.9\mu\text{m}$ 圖像來做成 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像也變得有可能了。這些圖像再結合從航空器而來的積冰報告，來對關於從衛星圖像可以解析出積冰危險區域的可能性進行調查。

運用圖 4-3-1 的夜間差分圖像和紅外線圖像的雲型判別圖來做說明，因為有判別出下層雲（包含地面上、海面上）是 -10°C 以上，而中層雲的下層部分為 $-10^{\circ}\text{C} \sim -20^{\circ}\text{C}$ ，所以這表示關於中層雲也有積冰發生的可能性。

來看層積雲（雲水量 0.1gm^{-3} ）的雲厚度和發射率的關係（圖 4-1-5），由於 $3.7\mu\text{m}$ ($3.9\mu\text{m}$) 的放射率比紅外線小，如果雲厚度較厚的話，那個差值就會變大。

以 $3.7\mu\text{m}$ 差分圖像 ($3.9\mu\text{m}$ 差分圖像) 而言，在水雲的情況下，如果是薄雲，因溫度差小被表現為較暗，如果是厚雲因溫度差大 (負的差值)，所以被表現為更白。

如果是水雲，因為也適合在中層，所以讓發生積冰的雲區變成表現為白色到灰色的雲區。以最有積冰發生危險的雲頂溫度 -15°C 左右的雲區為中心，利用夜間的 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像來驗證這個案例。

以 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像而言，根據觀測雲層的不同（水雲・冰雲），水雲為負值被表現得較明亮，而冰晶雲的情形時，則為正值被表現得較暗。針對這個情況利用紅外線圖像所測定的雲頂溫度的氣溫，來求得從 0°C 到 -20°C 有過冷卻雲粒的區域，去解析出適合積冰的區域。

然而，各層的高度現在是由氣象衛星中心輸出功率產品的各層高度，因為上層雲是 400hPa 以上，中層雲是 400~600hPa，下層雲為 600hPa 以下，所以上・中・下層雲的判別是以這個為標準來施行的。

6-7-4 關東南方海上的低壓附近

在關東南方海上的切變場所發生的低壓附近，於 2004 年 2 月 10 日 2318UTC 時有 MOD ICE 的報告。位置是在羽田機場附近（圖 6-7-6、圖 6-7-7 的積冰記號處）高度 16000 呎*（約 4800m）的上空，機型是上昇中的大型飛機。

圖 6-7-4 是 2004 年 2 月 11 日 00UTC 的地面天氣圖。在關東的南方海上有低壓正往東南東方前進。

圖 6-7-4：2004 年 2 月 11 日 00UTC 地面天氣圖

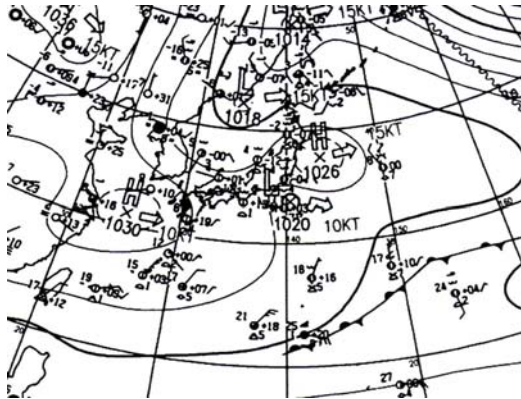


圖 6-7-6：同時間之可見光圖像

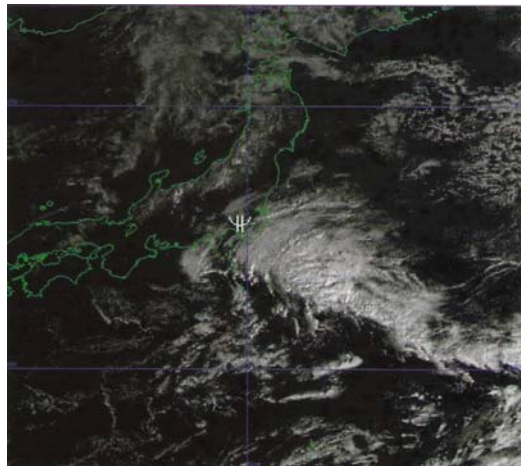


圖 6-7-5：同時間之館野的高層實況

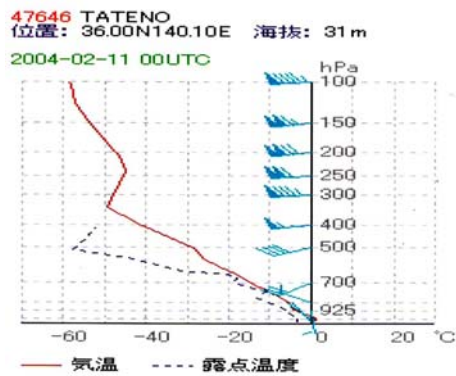
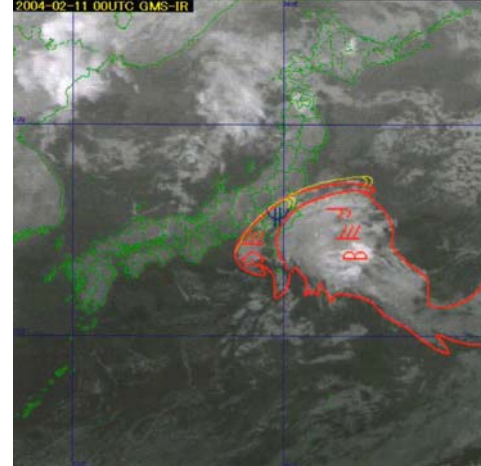


圖 6-7-7：同時間之紅外線雲解析圖



來看在積冰報告大約 40 分鐘後的 11 日 00UTC 的可見光、紅外線圖像，對應在關東南方海上的低壓，可以見到稍稍發展的雲區。在東京附近也可以看見暗示著擾動的凸狀上層雲在擴展。

運用 6-7-3 章的標準從埃瑪圖的氣溫，在這個案例上求得各層的高度

- 上層 -33°C 以下(400hPa 以上)
- 中層 -25~未滿-33°C (400~600hPa)
- 下層 為-25°C 以上(600hPa 以下)

決定參考上面所述的話，有積冰報告的千葉縣上空所擴展的雲區，因為雲頂溫度在 -13~-16°C，所以為下層雲。有積冰報告的高度因為約為 4800m(做氣壓變換的話約在 600hPa 附近)，所以參考 11 日 00UTC 的館野高層資料之濕度(圖 6-7-5)，可知正好在這個雲的雲頂附近(-18°C)。

圖 6-7-8 是在有積冰報告時約 5 小時之前的夜間帶 10 日 18UTC 的紅外線圖像。來看這圖像，在有積冰報告 A 附近的雲區，正好是低壓還在發展中的雲區頂端。A 附近的雲區用 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像來看的話，和其他的區域相比可以看見為白色且明亮的雲區。利用紅外線圖像試著測量亮度溫度，則 A 附近的雲區可以說是在 -12°C~-14

°C的下層雲區。

圖 6-7-8：2004 年 2 月 10 日 18UTC 紅外線圖像 圖 6-7-9：同時時間 3.9 μ m 圖

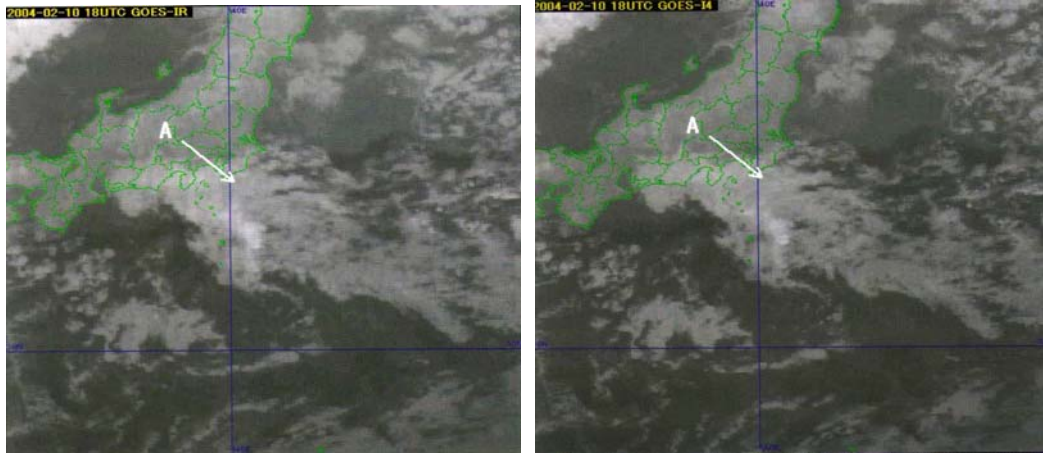


圖 6-7-10：同時時間 3.9 μ m 差分圖 圖 6-7-11：2004 年 2 月 10 日 21UTC 紅外線圖像

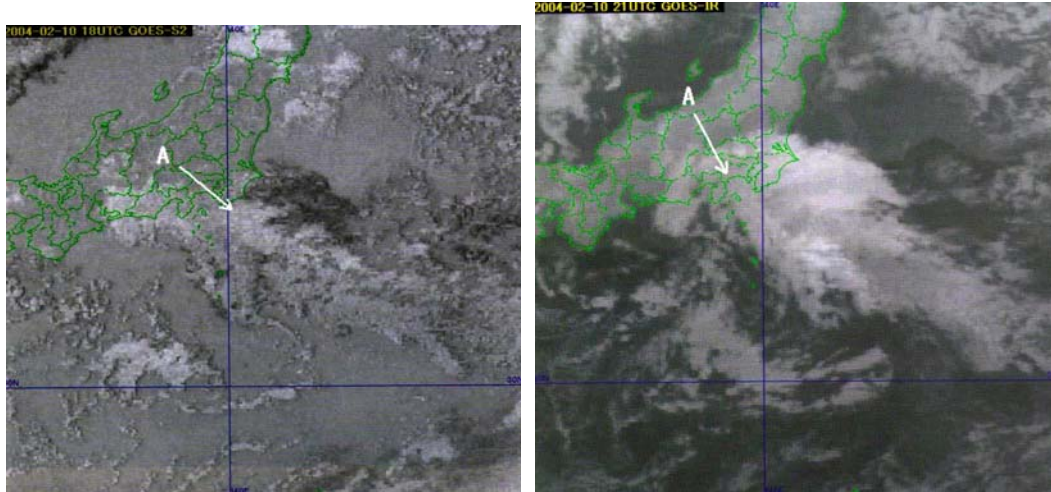


圖 6-7-12：同時時間 3.9 μ m 圖像

圖 6-7-13：同時時間 3.9 μ m 差分圖

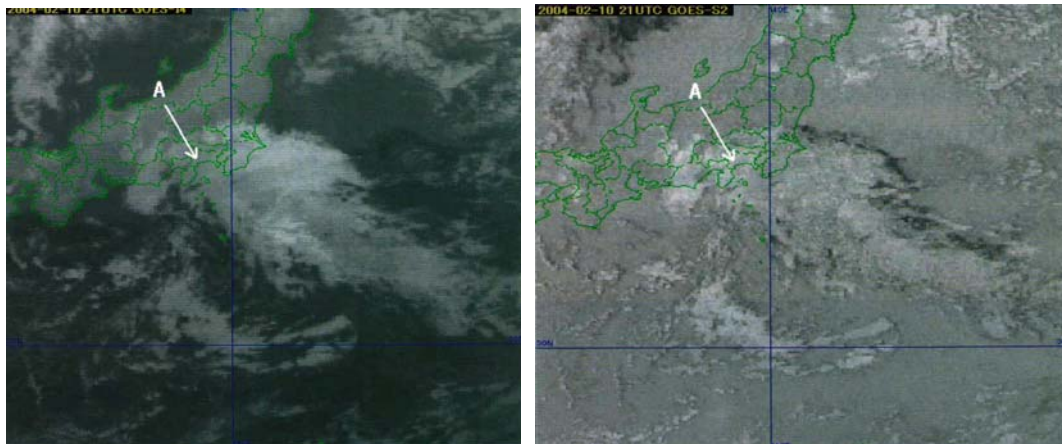


圖 6-7-11~圖 6-7-13 是積冰報告 3 小時後的 10 日 21UTC 的紅外線和 3.9 μ m 圖像、3.9 μ m 差分圖像。

來看這些圖像的話，A 的區域在擴大中且從房總半島正逐漸覆蓋到關東內陸地

區。要注意的雲區 A 利用 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像來看的話，所見到的白色區域正往西方擴展且白色增多。這正表示雲區內的對流活動被抑制，雲水量較多的層狀雲在形成。

以普通的層積雲和出現對流活動被抑制的層積雲而言，後者的雲水量較多，以積冰的危險度也變得較高來考量的話，這次在雲區 A 內有積冰報告的情況也從圖像中被證實。

在圖 6-7-14 是利用 2 月 10 日 21UTC 的紅外線圖像所測定的雲頂溫度，來求出氣溫從 0°C 到 -20°C 的過冷卻雲粒區域的情形。在圖像中，可以看見淺藍色和白色的部分正好是 0°C 到 -20°C 過冷卻雲粒區域。在 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像上可以看見包含雲區 A 的白色區域(包含雲區 A)正含有這個區域。

圖 6-7-14：2004 年 2 月 10 日 21UTC
紅外線圖像(水色至白色為 0°C ~ -20°C)

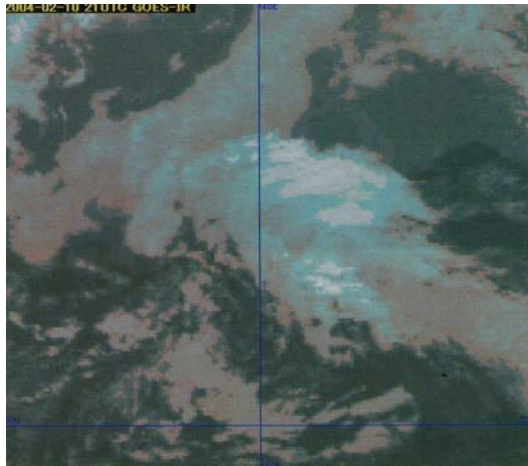
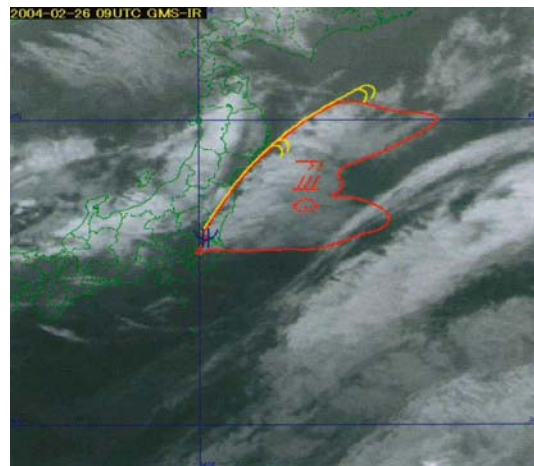


圖 6-7-15：2004 年 2 月 26 日 09UTC
雲解析圖



6-7-4 的歸納

- ①積冰發生的位置是正好在對應低壓雲區頂端的凸狀附近(圖 6-7-7)。
- ②以 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像而言，被表現為白色的雲區每每隨著時間則白色增加，因此可以推定為讓積冰發生的過冷卻雲區。
- ③以紅外線圖像而言，即使是相同的層積雲，利用 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像來看的話，從那個白色的增減來判別層狀性雲和強對流性雲變得可能了。

*) flight level 16,000ft 被表示為 FL160。

6-7-5 發生在鋒面上的擾動附近之案例

2 月 26 日，在冷鋒上新發生的擾動附近(圖 6-7-15)的茨城縣南部上空，有 2 通 MOD ICE 的報告。

第 1 通是在 0825UTC 時高度 FL190(5700m)，內容為 MOD ICE，機型是中型飛機，第 2 通是在 0828UTC 時高度 FL130(約 3900m)，內容為 MOD ICE，機型是中型飛機，兩者都是下降中的報告。兩者雖然有高度的差別，但發生的位置大致相同。在圖 6-7-15 是 09UTC 的紅外線圖像和表示積冰發生(積冰記號處)附近的雲解析圖。

圖 6-7-16 是 2 月 26 日 06UTC 的地面天氣圖。在北海道網走海上有發展中的低壓正往東北方向前進。從這個低壓到關東地區，冷鋒正在發展中。

來看相同時間的可見光、紅外線圖像(圖 6-7-17、18)的話，對應冷鋒的雲區在北海道的東南方海上雖然可以解析出，但在三陸海上和關東的東方海上卻無法解析出

對應鋒面的雲帶。在日本海上，有帶狀的對流雲，它的東面這端從北陸地區到達北關東、東北地區南部。還有，就是另外在茨城縣海上也可以解析出凸狀的上層雲。

圖 6-7-16：2004 年 2 月 26 日 06UTC
地面天氣圖

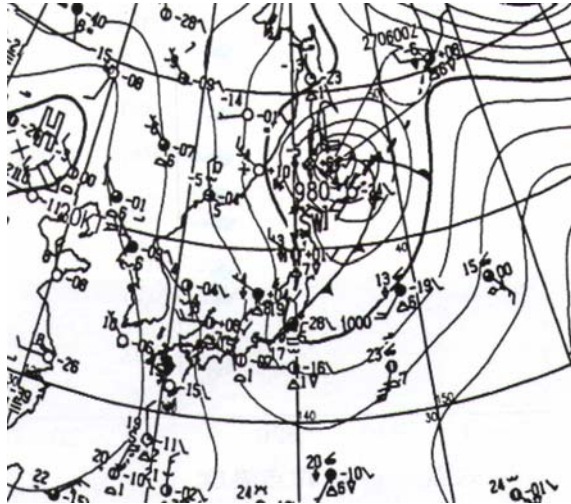


圖 6-7-17：2004 年 2 月 26 日 06UTC
可見光圖象

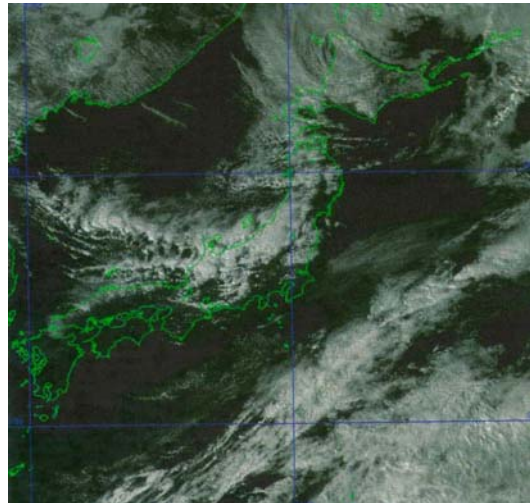


圖 6-7-19~圖 6-7-20 是在 09UTC 的紅外線和 $3.9 \mu\text{m}$ 差分圖像上表示積冰記號(茨城縣南部附近)的情形。積冰正發生在呈三角形雲區西南端的鈎狀附近。由紅外線圖像來看，從北關東到東北地區南部的雲區(C)，其雲頂高度在升高且雲區也在擴大，正成為形成擾動的一個雲系統。用地面天氣圖來看，這正好在冷鋒的西端。這個雲區，在 $3.9 \mu\text{m}$ 差分圖像上也被表現為以灰色為主體的雲區，可知是多層構造的雲區。而且，在雲區的南端也可以解析出對流雲列。在雷達觀測上也被觀測出一般的回波(圖 6-7-21)。

圖 6-7-18：2004 年 2 月 26 日 06UTC
紅外線圖像

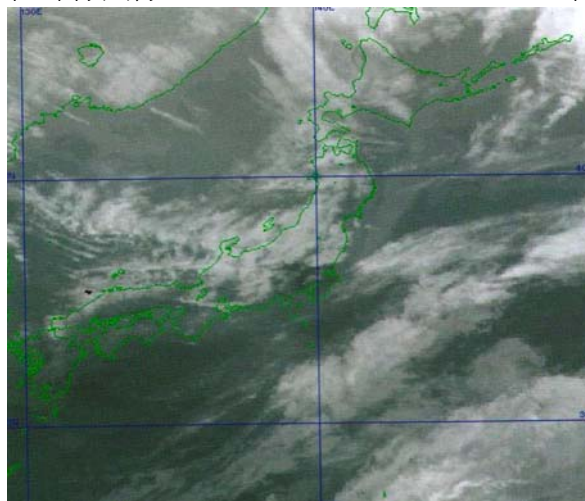


圖 6-7-19：2004 年 2 月 26 日 09UTC
紅外線圖像

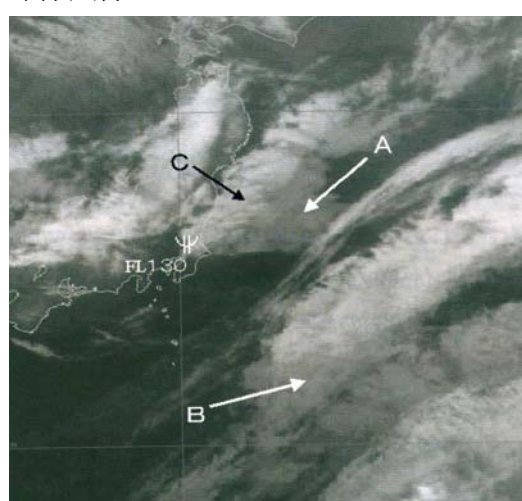


圖 6-7-20：2004 年 2 月 26 日 09UTC
3.9 μ m 差分圖像

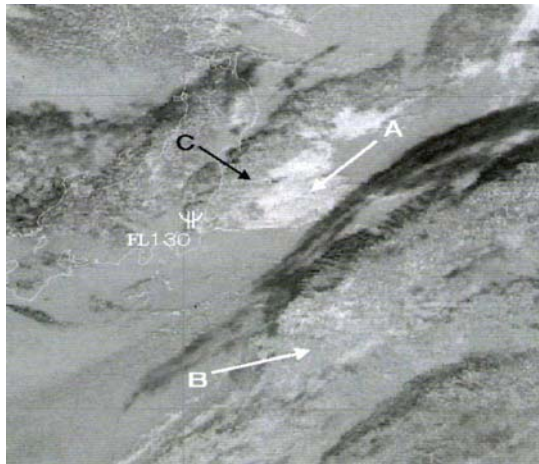
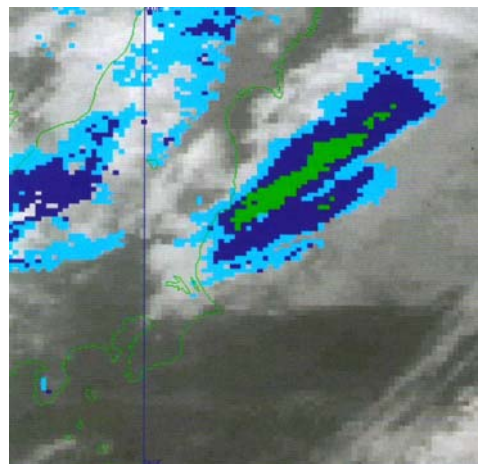


圖 6-7-21：2004 年 2 月 26 日 09UTC
雷達合成圖



在由 26 日 12UTC 的館野高層資料(圖 6-7-22)，在大約 500hPa 處有清楚的穩定層也可以解析出速度切變。第 1 通報也包含有亂流報告，因為發生高度約為 5700m(500hPa 附近)，所以被認為是比這個穩定層要稍微高一點的位置所發生的。

和之前的案例相同，由埃瑪圖來定義各層的氣溫，以這個案例來說

- 上層 -33°C 以下(400hPa 以上)
- 中層 -24°C ~未滿-33°C (400~600hPa)
- 下層 為-24°C 以上(600hPa 以下)

一求出這個雲(C)的亮度溫度，其溫度大約在-25°C 左右，因為正好是中層雲，作為積冰的溫度場，比到目前為止所說的氣溫要稍微低了一點。還有，第 2 通的發生高度大約在 3900m(680hPa 附近)，其氣溫為-16°C 左右(正好在下層雲中)，是在穩定層的更下層處發生積冰。

從紅外線圖像來解析這個雲區，可以解析出是以下層雲為主體且混合了上層雲和中層雲的多層構造雲區。以 3.9 μ m 差分圖像而言，可以看見為稍帶點狀的雲區。

圖 6-7-22：2004 年 2 月 26 日 12UTC
館野的高層實況

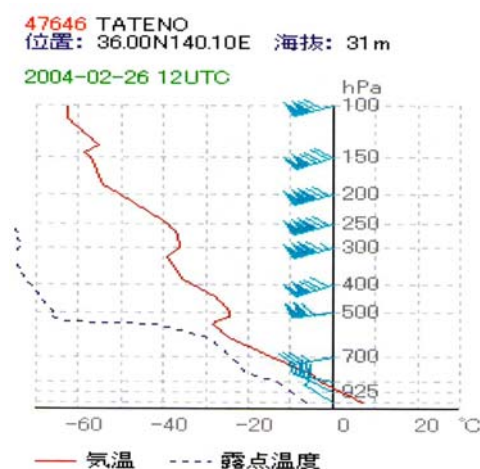


圖 6-7-23：2004 年 2 月 26 日 09UTC
紅外線圖像

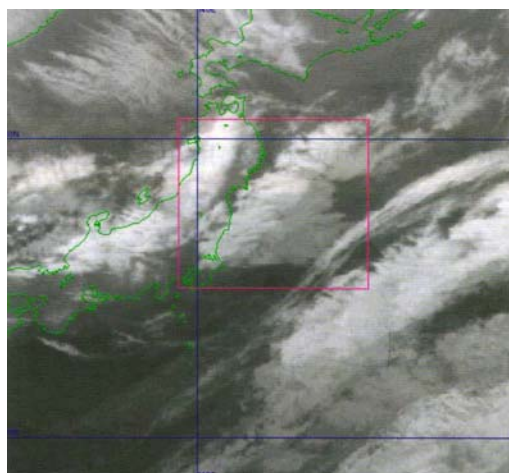


圖 6-7-24 是造成積冰的雲區(圖 6-7-23 的四角形區域)之亮度溫度分布圖。注意看用箭頭 A 所表示的雲區，這個雲區的雲頂溫度是 $-10^{\circ}\text{C} \sim -16^{\circ}\text{C}$ ，可知是以下層雲為主體的雲區。即使是高層的資料，在比 500hPa 稍低的位置有清楚的穩定層，可知這個雲是往層狀來擴展的。

用 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像來看，用 D 所表示的雲區是以白色為主體，可知是薄紗狀表面且平滑的層狀性水雲。

這個以層雲為主體的水雲，雖然有積冰的雲區和一連串的雲系統，但積冰的發生位置是在這個雲區的鈎狀附近且對流活動稍微活躍的部分。這個情形可說是對流雲的中層附近是過冷卻雲區。

圖 6-7-24：2004 年 2 月 26 日 09UTC
亮度溫度圖

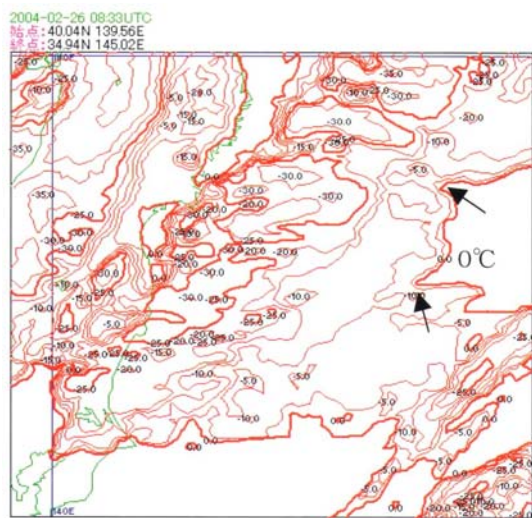
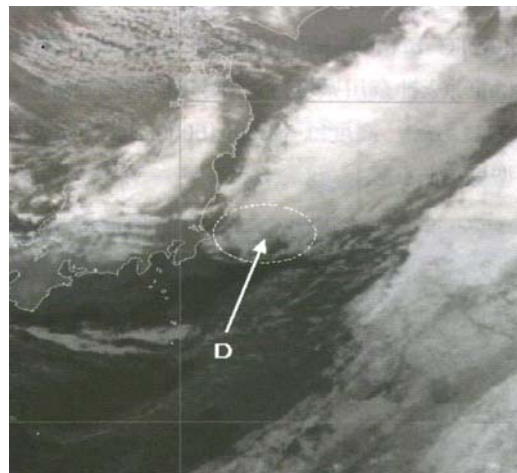


圖 6-7-25：2004 年 2 月 26 日 12UTC
紅外線圖像



來看 12UTC 的紅外線圖像(圖 6-7-25)，上層的槽通過，而且有積冰的雲區其對流活動正在減弱。用 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像來看的話，點狀的狀態消失，可以看見以白色為主體的薄紗狀中、下層雲。這個情況和之前的案例相同，雲區內的對流活動被抑制，表示雲水量較多的層狀雲在形成。以普通的層積雲和出現對流活動被抑制的層積雲而言，後者的雲水量較多，積冰的危險度也變得較高。

由以上所述，讓 09UTC 發生積冰的雲區，被推測是過冷卻雲區。

圖 6-7-26：2004 年 2 月 26 日 12UTC
 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像



6-7-5 的歸納

- ①讓積冰發生的雲區，是在槽前面的鈎狀附近發生的(圖 6-7-15)。
- ②以讓積冰發生的雲區的中層而言，有清楚的穩定層形成，在雲區的東側，層狀的中・下層雲正在擴展。
- ③擴展到這個雲區東側的中・下層雲，在 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像上被表現成白色，積冰是發生在過冷卻雲區內。

6-7-6 颱風附近的案例

10 月 25 日，在日本南方海上往東北方向前進中的颱風第 0317 號，其往東北方擴展之以中層雲為主體的雲區內，於 0830UTC 時有 MOD ICE 的報告。這個位置正好在東京和神奈川縣邊界附近(圖 6-7-27 的積冰記號處)，高度為 FL200(6000m)並且是上昇中的中型飛機。

圖 6-7-27：2003 年 10 月 25 日 06UTC 紅外線圖像雲解析圖

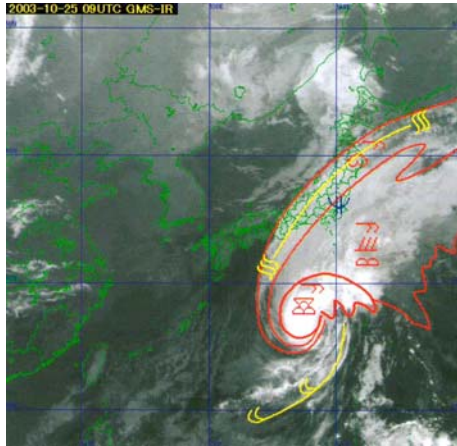


圖 6-7-28：2003 年 10 月 25 日 06UTC 地面天氣圖

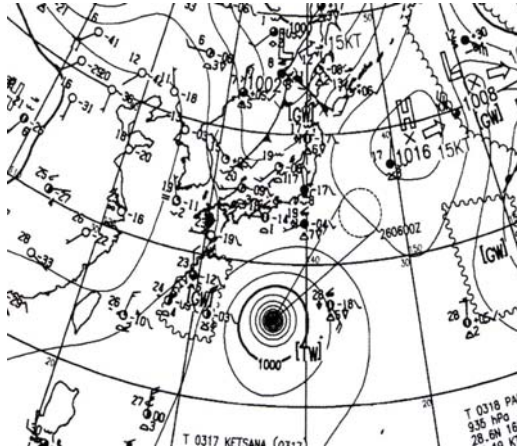


圖 6-7-28 是 10 月 25 日 06UTC 的地面天氣圖。在日本的南方，有颱風第 0317 號正往東北方前進。而且，在日本海北部有低壓，然後冷鋒往日本海西部延伸。

圖 6-7-29~圖 6-7-31 是擴大 09UTC 的颱風周邊圖，有積冰的位置用積冰記號表示。有積冰報告之縣界附近的雲，由紅外線圖像的亮度可知是中層雲。從近畿地區到東北地區，正覆蓋著清楚的卷雲。而且，在颱風北面的日本東方海上，中層雲正在擴展中。

以 $3.9\mu\text{m}$ 圖像而言，去除薄的上層雲，則中・下層的雲區變得更加清楚。

來看 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像的話，在颱風中心附近可以看見表示活躍積雨雲的黑白混合點狀雲區。而且，颱風的南面和伴隨卷雲的薄上層雲區為黑色區域，從能登半島擴展到佐渡島附近、青森縣的東方海上。覆蓋在東北地區的灰白色雲區，被認為是多層構造的厚雲區。

圖 6-7-29：2003 年 10 月 25 日 09UTC
紅外線圖像

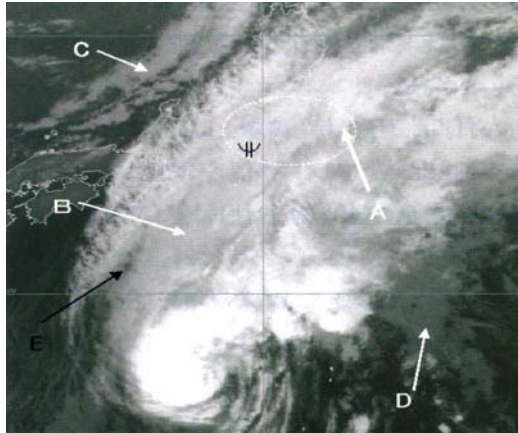


圖 6-7-31：2003 年 10 月 25 日 09UTC
3.9 μ m 差分圖像

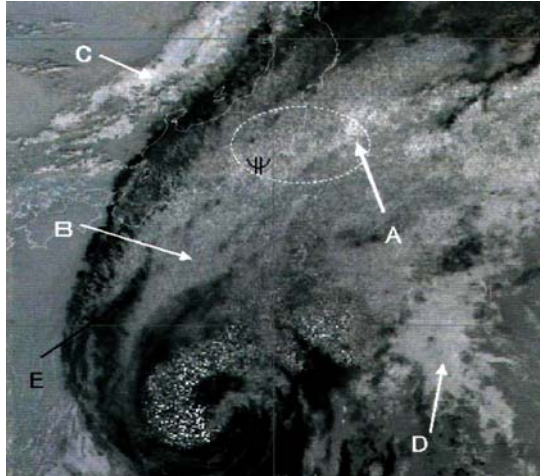


圖 6-7-30：2003 年 10 月 25 日 09UTC
3.9 μ m 圖像

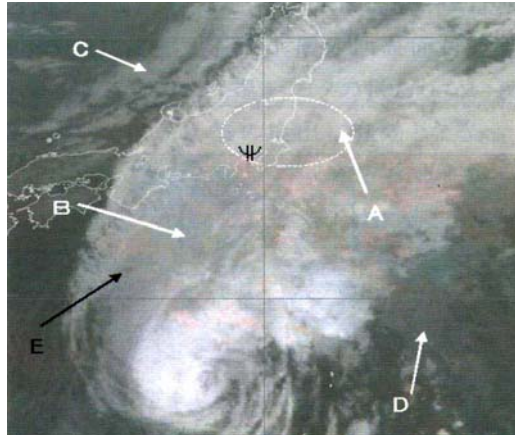
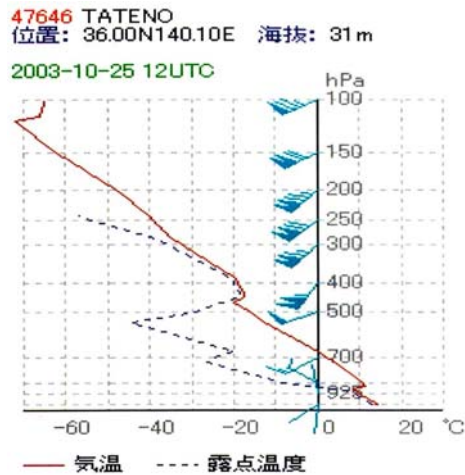


圖 6-7-32：2003 年 10 月 25 日 12UTC
館野的高層實況



有積冰的區域(點線處)，在 3.9 μ m 差分圖像上被表現成灰白色且為細點狀。亮度溫度是-22°C 左右，這個附近的中層因為過冷卻的緣故，被推測為會讓積冰發生。

而且，用 C 所表示的雲區是下層雲，比起用 B 所表示的雲區，被表現為稍微薄的灰色。亮度溫度是 5°C~8°C 的下層雲區。

來看 25 日 12UTC 的館野高層資料(圖 6-7-32)，在 500~400hPa 之間有穩定層，那個穩定層以上到 300hPa 附近成為潮濕、下層乾燥。由這個情況，可知從日本東方海上到關東附近的雲區是以中・上層雲為主體的雲區。然而，有積冰的高度 FL200(6000m 附近：500hPa 的高度場約為 5700m)的氣溫，從館野高層的實際狀況可以推定為-15°C 左右。

6-7-6 的歸納

以這個積冰案例而言，是發生在颱風前方以中・下層為主體的雲區內。在 3.9 μ m 差分圖像上被表現為灰色的層狀性雲區。

6-7 全部案例的歸納

關於積冰的案例雖然歸納如下面的敘述，但是依然在調查的階段，還有，因為要考慮即使有像那樣的雲卻沒有積冰產生的情形也很多，所以這次作為參考被報告有積冰的雲區，從衛星圖像來看的話，說明有像這樣的特徵做為主體的報告。

①在 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像上，白色明亮的雲區附近發生了積冰。

②在 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像上，可以看見灰色的雲區是以中・下層雲為主體的雲區，要判斷這個雲區是水雲、或是冰雲呢？是用紅外線圖像求出亮度溫度，而且有必要由這個情報(-20°C 做標準)來判斷雲層。

③從案例來看，積冰報告是在層狀性的雲中。由這個情況可以說的是，就像在圖 6-7-2 所表示的是在擾動附近和鋒面附近，在以層狀性的雲為主體的雲區，有發生積冰的可能性。

④以 $3.9\mu\text{m}$ 差分圖像而言，二層和三層的多構造雲區變得很冷(結構很高)，就能看見好像混合了點狀的雜訊雲區。但是，在這次各個案例的調查方面，在二層構造中其下層是層狀性雲的情況時，看不見這個雜訊，而當下層是對流性雲且有 Cb 和 Cg 時，一考慮到可以看見是為混有少數雜訊的雲區，就需考量積冰的危險情形，並且必須注意混有這個雜訊的情況，去參考紅外線圖像的亮度溫度情報等，有必要解析是層狀性雲或是對流性雲。

然而，以在低壓附近和鋒面上發生擾動附近的案例而言，從混有少數雜訊的雲區(對流性雲)在變化成白色雲區(層狀性)的過程中發生了積冰。

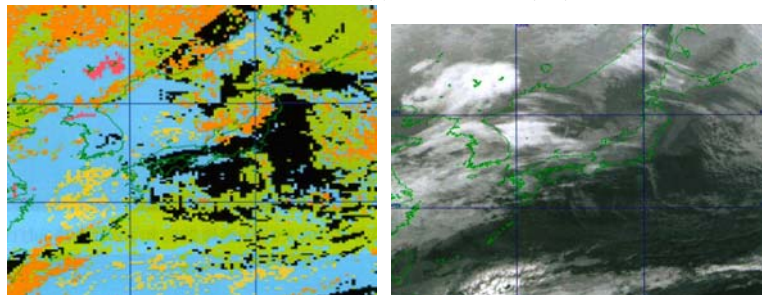
在寒候期(每年 10 月至翌年 3 月)的海洋上所形成的層積雲(Sc)，由於上方的穩定層使對流雲出現被抑制的情形很多，所以形成雲時的空氣塊之垂直位移很大，且因為雲水量也比層狀的層積雲多，因此有注意的必要。

雲量網格點情報

雲量網格點情報は衛星圖像資料由於計算機的處理，所算出全雲量・雲型・雲頂高度・對流雲量於每 20km 的網格點值。(利用這個雲量網格點情報，使向來是點的觀測於地面氣象觀測方面的雲型・雲量，在晴天判別部分要擴張到面的觀測變得有可能。)利用這個雲量網格點情報，使向來是點的觀測(地面氣象觀測雲型・雲量)，在晴天判別的時候，有可能擴張到面的觀測。

這個情報，雖然從 2003 年 3 月開始施行試驗放送到各府縣預報負責官方單位以及航空氣象官方單位(地方中樞以及航空的地區氣象台是從 1999 年 3 月開始)，但在 2003 年 5 月 22 日替換為 GOES-9 時，就中止放送直到現在。

但是，在 MTSAT-1R 開始運用時(2005 年 5 月~6 月)，雲量網格點情報的試驗放送預定再度開始。在那個時候，使用新搭載的 $3.7\mu\text{m}$ 帶資料，預定要改善在 GMS-5 無法辨識的霧及層雲的判別等等的演算法。



6-8 關於算出海面水溫的效果*

6-8-1 提高夜間晴天判別的精確度

根據人工衛星的觀測資料來算出海面水溫的資料精確度，跟白天相比，夜間較有偏差，而且 RMSE(均方根誤差)也較差。作為這樣的原因首先要考慮的是在於晴天判別的處理，以夜間而言，由於無法利用可見光的資料，因此無法充分去除雲區。

將來 MTSAT 系列所搭載的 $3.7\ \mu\text{m}$ 帶區段，根據大氣中的水汽等，和紅外線相比是放射吸收更少的區段(圖 2-1-1)。因此，以 $3.7\ \mu\text{m}$ 帶的資料來和紅外線的資料相比，包含較多靠近下層地表面附近的情報，在無法得到可見光資料的夜間，對下層雲的檢查變得有效。

應用這個結果，在紅外線圖像難以檢查的夜間下層雲，用 $3.7\ \mu\text{m}$ 圖像也能提高檢查的精確度。使用擁有這個特性的 $3.7\ \mu\text{m}$ 帶資料，則偏差、RMSE(均方根誤差)的誤差可以減輕到怎樣的程度呢?將由以下來做敘述。

A 使用資料

關於夜間晴天判別的 $3.7\ \mu\text{m}$ 帶資料的效果調查，使用了 1999 年 8 月 NOAA15 號的資料。對於這一個月份的資料，針對晴天判別做成使用 $3.7\ \mu\text{m}$ 帶資料的結果與未使用的結果，和由海洋課所送來的每日解析值資料做比較。

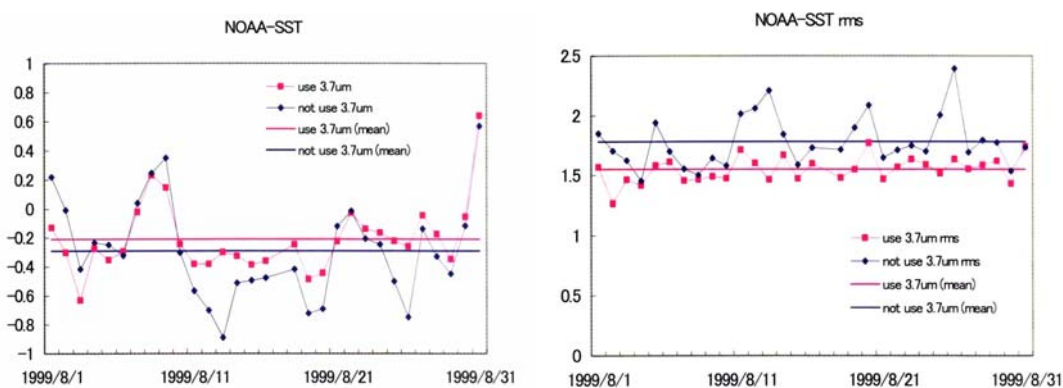
(NOAA 海面水溫－每日解析值)

另外 NOAA 海面水溫臨界值的調查，使用熱帶・中緯度(夏・冬)的水汽垂直分布，關於合適的海面溫度取決於放射計算，根據算出的 T_{bb} 來求得。這次，在各種臨界值中有關($T_{bb}(\text{CH4})-T_{bb}(\text{CH5})$)・・・・稱為 FMFT)和($T_{bb}(\text{CH3})-T_{bb}(\text{CH5})/T_{bb}(\text{CH5})$)・・・・稱為 CIRT)來做調查。

B 結果

在圖 6-8-1 是表示針對夜間的晴天判別，使用了 $3.7\ \mu\text{m}$ 帶資料的情況與未使用的情況之 NOAA 海面水溫的偏差和 RMSE。

圖 6-8-1：表示針對夜間的晴天判別，使用了 $3.7\ \mu\text{m}$ 帶資料的情況與未使用的情況之 NOAA 海面水溫的偏差(左)和 RMSE(右)



關於偏差，和使用 $3.7\ \mu\text{m}$ 帶資料時(平均：-0.21)相比，未使用時則海面水溫被算出較低的樣子變得較為顯著(平均：-0.29)。

關於 RMSE，和使用 $3.7\ \mu\text{m}$ 帶資料時(平均：1.55)相比，未使用時可知變得較大(平均：1.78)。

6-8-2 海面水溫算出方法的改善

根據衛星算出海面水溫資料的精確度，和白天相比，做為夜間在這方面另外一個較為不佳原因，是在計算的程序中，大氣修正並不充分，因此也要考慮海面水溫值無法被正確地算出。對於這個情形將有關使用 $3.7 \mu\text{m}$ 帶資料使精確度提升的例子，做以下的敘述。

A 調查方法

在夜間方面，將 6 種海面水溫算出方法(①~⑥)的算出精確度來做比較。

- ① MCSST(SPLIT, 但使用 NOAA/NESDIS 的係數) • • • • MC(S,NOAA)
- ② MCSST(SPLIT) • • • • MC(S)
- ③ MCSST(TRIPLE) • • • • MC(T)
- ④ NLSST(SPLIT) • • • • NL(S)
- ⑤ NLSST(TRIPLE) • • • • NL(T)
- ⑥ NLSST(TRIPLE, 但使用的地面溫度單位為 K(絕對溫度)) • • • • NL(K)

使用的資料，是從 NOAA 的資料取出 0.1 度網格的晴天畫素之紅外線平均亮度溫度所算出的 NOAA 海面水溫網格點值，和由海洋氣象情報室所放送的浮標觀測值資料。然而，在晴天判別法則使用在 NOAA/NESDIS 所開發的 CLAVR- I(Clouds from AVNRR - phase I, Stowe et al., 1999)，所獨自改良的方法。

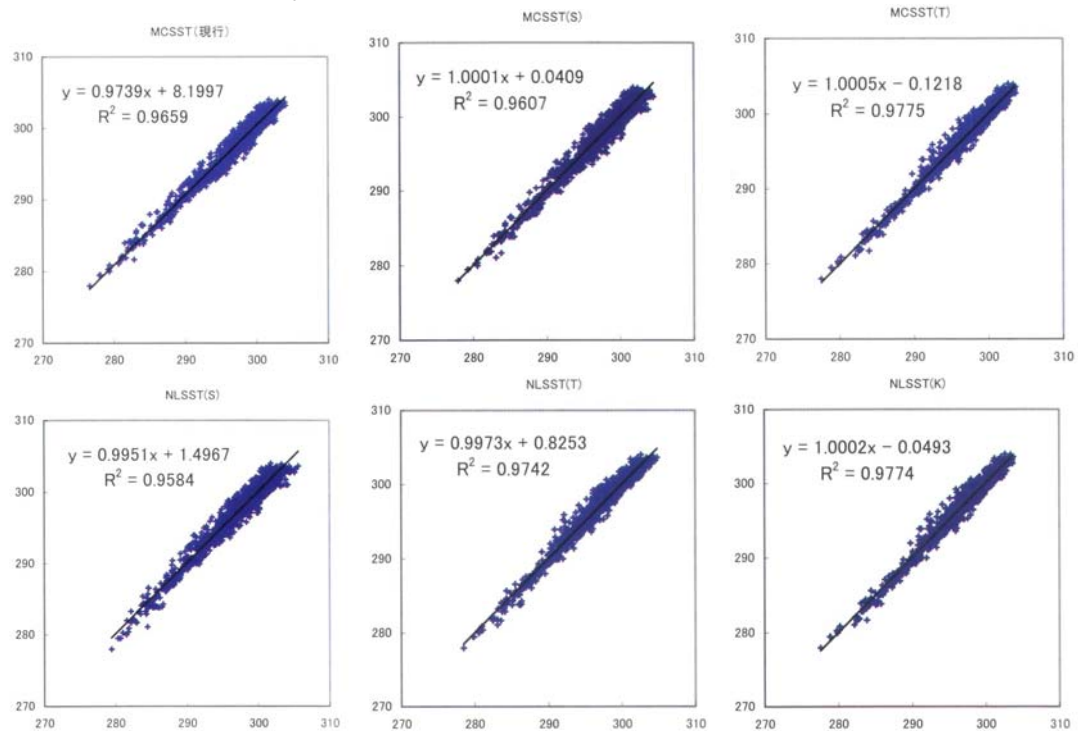
對 NOAA 海面水溫和浮標資料做比較對照，是使用衛星觀測時間的前後 1.5 小時以內的資料。而且，關於空間的比較對照，因為浮標的經緯度只取到小數點第一位，所以在圍起浮標資料的全部 4 個網格點，要盡可能算出 NOAA 海面水溫的情況下，則使用它們的平均值。使用的資料，是從 2002 年 2 月到 2003 年 1 月這一年間的資料。從過去的調查，要算出海面水溫所可以使用的係數，是由被算出的區域中，透過大氣狀態原有的情況來計算。另外為了也可以看見季節變動，有關於算出方法 ① 之外，是由前一個月的比較對照資料做成修正的係數，使用去算出下一個月的資料。因此，做了比較的是從 2002 年 3 月到 2003 年 1 月共計 11 個月的資料。

B 結果

在圖 6-8-2 是表示由衛星資料所算出的海面水溫值和浮標觀測值的散佈圖。從結果可知，以方法①現行 NOAA/NESDIS 所公布的係數來使用 MCSST 的話，存在著明顯的偏差。相關較好的結果，是使用了 3 個頻道(TRIPLE;圖中 MC(T))，因使用反應函數不同的近紅外線~紅外線 3 個頻道的資料，所以被認為是因為中途大氣被修正更加正確的結果。而且，即使是相同的 NLSST(TRIPLE)，使用地面溫度單位(K)的這一方，呈線性對應到浮標觀測值。這是由於使用單位(K)，在算出公式的非線性項貢獻率變低，因此被認為是提供了作為全體適當溫度貢獻所依據的結果。

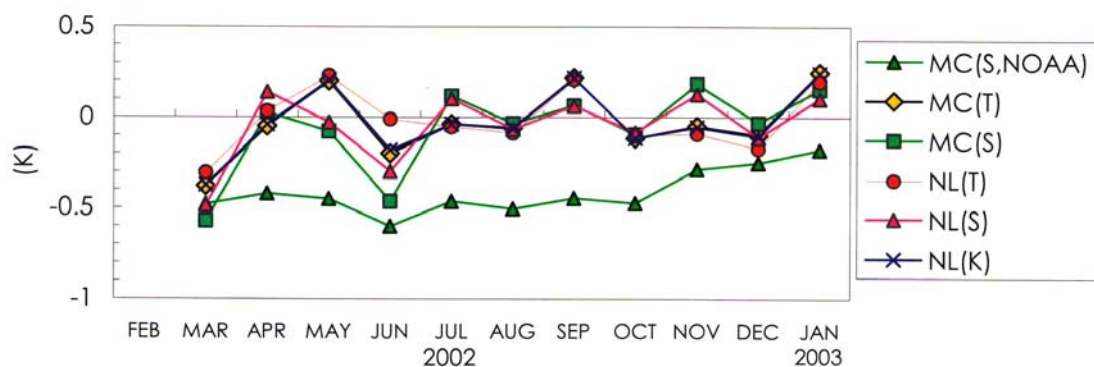
圖 6-8-2：表示由衛星資料所算出的海面水溫值和浮標觀測值的散佈圖

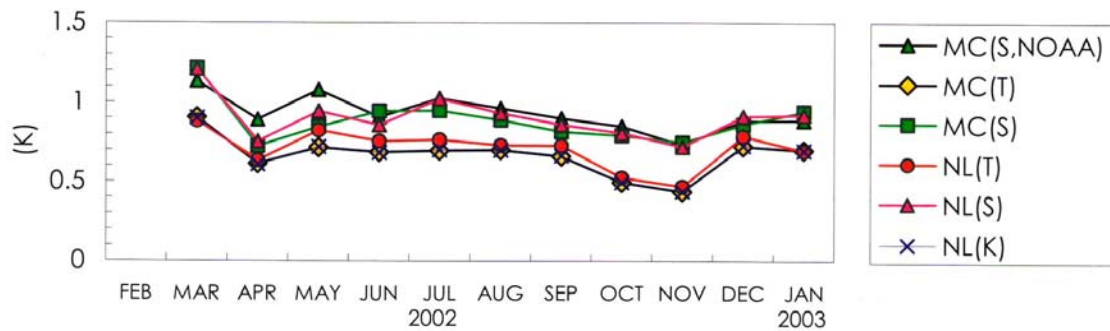
R：相關係數 縱軸 y：浮標觀測值 橫軸 x：衛星資料所算出的值



在圖 6-8-3，是表示各種算出方法的偏差(由衛星的算出值 - 浮標觀測值)，以及 RMSE。關於偏差則 MC(S,NOAA)是最差的，利用前一個月的比較對照資料所做成的係數，使用的結果由於季節的偏差較少，被改善在最大 0.6(K)左右。還有，關於 RMSE 是使用 3 個頻道的結果(MC(T),NL(T),NL(K))，可知被改善在 0.2~0.3(K)左右。

圖 6-8-3：各種算出方法的偏差(衛星的算出值 - 浮標觀測值(上)，RMSE(下))





對現象的解析適當與否*

利用新的運輸多目的衛星(MTSAT-1R)所搭載的 $3.7 \mu\text{m}$ 帶感應器可以取得 $3.7 \mu\text{m}$ 圖像和紅外線圖像的差值所做成的 $3.7 \mu\text{m}$ 差分圖像，以白天和夜晚而言，圖像的觀察方法是有差別的。為此，在利用這個圖像時，則要對各種現象差別的圖像特性有很好的理解，並去做必然的利用。在這個報告上，是針對各種現象差別去使用 GOES-9 的 $3.9 \mu\text{m}$ 圖像，並對於這圖像的觀察方法和利用的可能性做了歸納。

這個 $3.9 \mu\text{m}$ 圖像和用 MTSAT-1R 所取得的 $3.7 \mu\text{m}$ 圖像看做是同等級的，以下為主要用表 2 來表示在利用 $3.7 \mu\text{m}$ 差分圖像方面的適當與否。

表 2 在圖像上的現象差別其觀察方法和對現象解析的利用之適當與否

霧・層雲的檢查			
白天		夜間	
紅外線	暗灰色(不適合利用)	紅外線	暗灰色(不適合利用)
3.7 μ m	黑色(適合利用)	3.7 μ m	亮灰色(不適合利用)
3.7 μ m 差分	薄紗狀的白色 (雲層厚度的判別是合適的) (雲型判別是不適合的)	3.7 μ m 差分	薄紗狀的亮白色 (單層的判別是合適的) (說到多層是不合適的)
活躍對流雲區的檢查			
白天		夜間	
紅外線	白色(不適合)	紅外線	白色(不適合)
3.7 μ m	暗白色(除了薄上層雲以外，稍微適合)	3.7 μ m	暗白色(除了薄上層雲以外，稍微適合)
3.7 μ m 差分	白色(不適合)	3.7 μ m 差分	灰白色混濁的點狀(稍微適合)
不含對流雲的上層雲區之檢查			
白天		夜間	
紅外線	白色(不適合)	紅外線	白色(不適合)
3.7 μ m	薄的白色(稍微適合)	3.7 μ m	薄的白色(稍微適合)
3.7 μ m 差分	白色(不適合)	3.7 μ m 差分	黑色(適合)
颱風中心的推定			
白天		夜間	
紅外線	暗灰色(不適合)	紅外線	暗灰色(不適合)
3.7 μ m	亮灰色(不適合)	3.7 μ m	亮灰色(稍微適合)
3.7 μ m 差分	乳白色(稍微適合)	3.7 μ m 差分	乳白色(適合)
晴天區的判別			
白天		夜間	
紅外線	黑色	紅外線	黑色
3.7 μ m	灰色	3.7 μ m	黑色
3.7 μ m 差分	黑色	3.7 μ m 差分	亮灰色