

KHÍ TƯỢNG VỆ TINH

Nguyễn Văn Tuyên

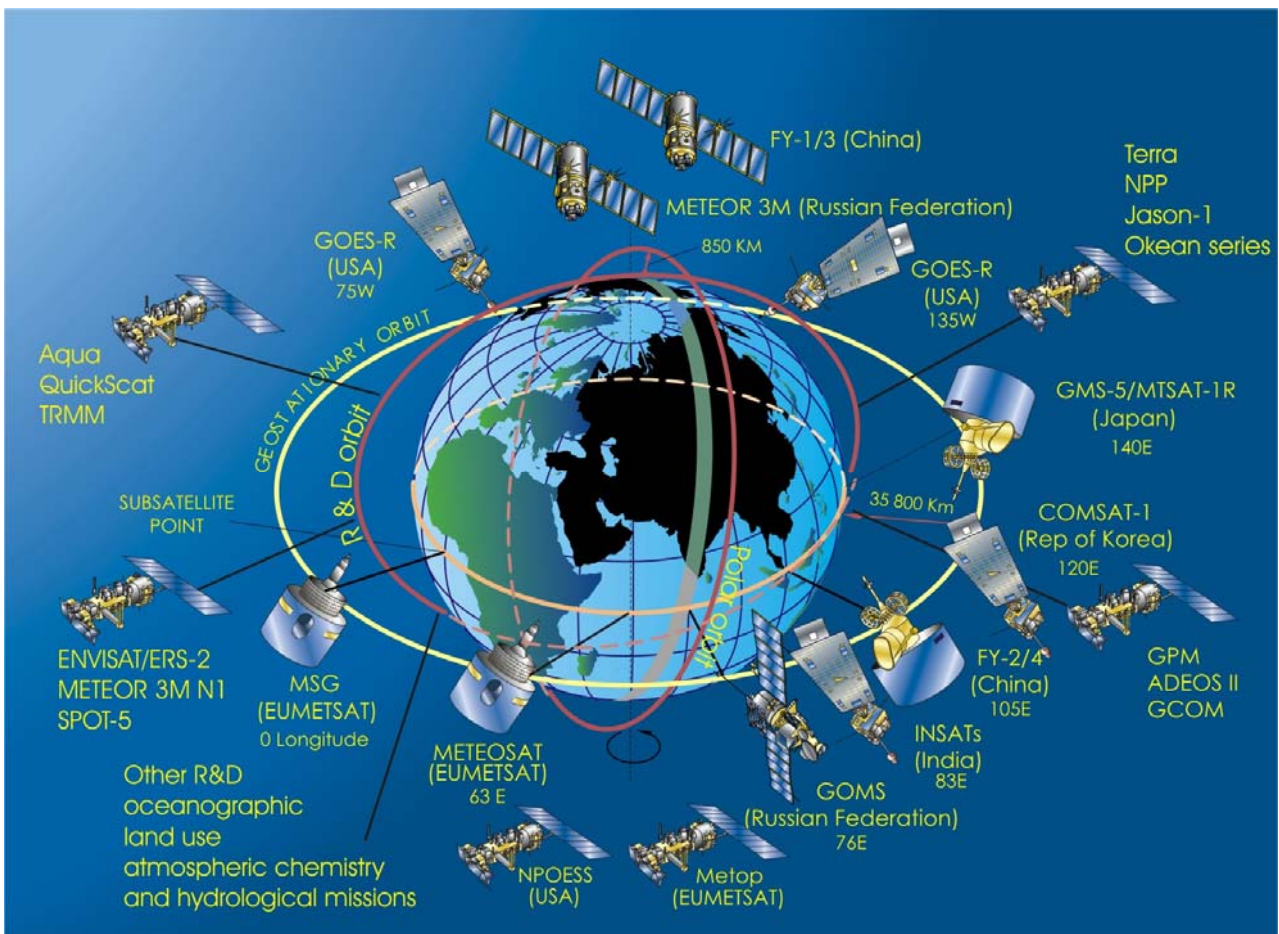


NXB Đại học Quốc gia Hà Nội 2007

Từ khoá: Đông, lốc, xoáy, vòi rồng, hình thể, khí áp, front, xoáy thuận, xoáy nghịch, bão, áp thấp, mây,

Tài liệu trong Thư viện điện tử Đại học Khoa học Tự nhiên có thể được sử dụng cho mục đích học tập và nghiên cứu cá nhân. Nghiêm cấm mọi hình thức sao chép, in ấn phục vụ các mục đích khác nếu không được sự chấp thuận của nhà xuất bản và tác giả.

KHÍ TƯỢNG VỆ TINH



Nhà xuất bản Đại học Quốc gia Hà Nội

MỤC LỤC

LỜI NÓI ĐẦU	5
CHỮ VIẾT TẮT TRONG GIÁO TRÌNH	6
CHƯƠNG 1, KHÍ TƯỢNG VỆ TINH VÀ QUÁ TRÌNH PHÁT TRIỂN	9
1.1 Hệ thống quan trắc khí tượng trước khi vệ tinh ra đời	9
1.1.1 Hệ thống quan trắc và thám sát khí tượng trước khi vệ tinh ra đời.....	9
1.1.2 Những hạn chế của hệ quan trắc trước vệ tinh.....	10
1.2 Vệ tinh ra đời và vệ tinh khí tượng đi vào nghiệp vụ.....	11
1.2.1 Vệ tinh ra đời và vệ tinh khí tượng trong giai đoạn thực nghiệm	11
1.2.2 Vệ tinh khí tượng bước vào nghiệp vụ.....	12
1.2.3 Hệ thống vệ tinh khí tượng toàn cầu	13
1.3 Bộ môn Khí tượng vệ tinh ở Trung tâm dự báo Khí tượng Thủy văn (KTTV) Trung ương.....	15
1.4 Các loại vệ tinh.....	16
1.4.1 Vệ tinh quỹ đạo cực	16
1.4.2 Vệ tinh địa tĩnh.....	19
1.5 Các thiết bị cảm biến từ xa chủ yếu của vệ tinh khí tượng.....	21
1.5.1 Các loại cảm biến của vệ tinh cực và vệ tinh địa tĩnh	21
1.5.2 Thiết bị ghi hình quét quay thị phổ và hồng ngoại VISSR	22
1.5.3 Thiết bị viễn thám khí quyển thẳng đứng	23
1.6 Hệ thống thu nhận số liệu	24
1.6.1 Bộ phận mặt đất.....	24
1.6.2 Truyền nhận và format số liệu.....	25
1.7 Các lĩnh vực ứng dụng của vệ tinh khí tượng.....	27
CHƯƠNG 2. CƠ SỞ LÝ THUYẾT VỀ VỆ TINH KHÍ TƯỢNG	29
2.1 Bức xạ và các định nghĩa về bức xạ mặt trời	29
2.1.1 Thành phần khí quyển trái đất và phổ bức xạ mặt trời.....	29
2.1.2 Bức xạ sóng điện từ và các định nghĩa về bức xạ	30
2.2 Các thành phần bức xạ.....	32
2.2.1 Truyền xạ.....	33
2.2.2 Tán xạ.....	33
2.2.3 Hấp thụ	35
2.2.4 Phản xạ	36
2.3 Phát xạ.....	40
2.4 Khả năng phát xạ.....	42
2.4.1 Khả năng phát xạ của vật thể	42
2.4.2 Định luật Planck và nhiệt độ chói	43
2.4.3 Khả năng phát xạ của mây	44
2.5 Cân bằng bức xạ vào - ra trong hệ thống khí quyển và trái đất.....	46
2.6 Cơ sở toán - lý.....	47
2.6.1 Định luật vạn vật hấp dẫn của Newton	47
2.6.2 Định luật chuyển động Kepler	47
2.7 Nguyên tắc quan trắc vệ tinh từ không gian	48
2.7.1 Đo thụ động và đo chủ động	48
2.7.2 Các dải phổ điện từ trong viễn thám	49

2.7.3 Nguyên tắc dựa vào tương tác của 3 thành phần bức xạ.....	51
2.7.4 Nguyên tắc dựa vào đặc thù phổ điện từ của đối tượng đo.....	52
2.8 Các kênh vệ tinh quan hệ với dải phổ.....	53
2.8.1 Sự khác biệt giữa năng lượng dải phổ mặt trời và trái đất.....	53
2.8.2 Các cửa sổ của khí quyển.....	54
2.8.3 Các kênh và ảnh vệ tinh.....	56
CHƯƠNG 3. PHÂN TÍCH ẢNH MÂY VỆ TINH.....	66
3.1 Phân tích cơ bản đặc điểm chủ yếu của từng loại ảnh mây vệ tinh....	66
3.1.1 Ảnh viễn thám vệ tinh và khái niệm phân tích ảnh.....	66
3.1.2 Các ảnh thị phổ (VIS).....	68
3.1.3 Các ảnh hồng ngoại (IR).....	69
3.1.4 Ảnh hồng ngoại tăng cường màu.....	71
3.1.5 Các ảnh hơi nước (WV).....	72
3.2 Những kiến thức cơ bản về tăng cường độ nét ảnh mây vệ tinh.....	73
3.2.1 Sự cần thiết phải tăng cường độ nét ảnh mây vệ tinh.....	73
3.2.2 Tăng cường ảnh mây vệ tinh hồng ngoại nhiệt.....	74
3.3 Ước lượng nhiệt độ đối tượng quan trắc bằng ảnh hồng ngoại.....	80
3.3.1 Nguyên tắc ước lượng nhiệt độ từ số liệu ảnh hồng ngoại.....	80
3.3.2 Ước lượng nhiệt độ từ số liệu ảnh hồng ngoại của vệ tinh GOES.....	81
3.3.3 Ước lượng nhiệt độ bề mặt biển từ số liệu AVHRR.....	83
3.3.4 Ước lượng nhiệt độ mặt nước biển từ số liệu VISSR.....	84
3.4 Kỹ thuật ảnh động.....	86
3.5 Nhận biết loại mây trên ảnh mây vệ tinh.....	86
3.5.1 Mây và phân loại mây.....	87
3.5.2 Nhận biết mây trên cơ sở các ước lượng và so sánh.....	89
3.5.3 Những điểm cơ bản về nhận biết mây dạng tích và dạng tầng.....	90
3.5.4. Nhận biết mây tầng cao Ci, Cs và Cc.....	92
3.5.5 Nhận biết mây đối lưu vũ tích (Cb).....	93
3.5.6 Nhận biết mây tầng trung.....	95
3.5.7 Nhận biết mây thấp.....	95
3.5.8. Phân loại mây tự động.....	98
3.6 Phân biệt mây Stratus và sương mù.....	99
3.6.1. Phân biệt sương mù và mây Stratus dựa vào các ảnh hồng ngoại liên tục.....	99
3.6.2 Nhận biết sương mù bằng tổ hợp kênh.....	101
CHƯƠNG 4. ỨNG DỤNG PHÂN TÍCH THỜI TIẾT NHIỆT ĐỐI.....	103
4.1 Phân tích front.....	103
4.1.1 Một số kiến thức chung về front lạnh.....	103
4.1.2 Nhận biết hệ thống mây front lạnh.....	108
4.1.3 Phân tích các giai đoạn của front lạnh trên khu vực nước ta.....	110
4.1.4 Chỉ dẫn về sử dụng ảnh mây vệ tinh trong phân tích front lạnh.....	112
4.2 Phân tích dải hội tụ nhiệt đới.....	113
4.2.1 Đại cương về dải hội tụ nhiệt đới (ITCZ).....	113
4.2.2 ITCZ trên khu vực nước ta.....	114
4.3. Phân tích áp thấp nhiệt đới và bão.....	116
4.3.1 Đại cương về xoáy thuận nhiệt đới (XTNĐ) và bão.....	116
4.3.2 Những bước tiến bộ trong thám sát XTNĐ và bão bằng vệ tinh.....	119

4.3.3 Sự phát sinh và phát triển của ATNĐ và bão qua ảnh mây vệ tinh	120
4.3.4 Theo dõi và phát hiện sự phát sinh XTNĐ bằng ảnh mây vệ tinh	122
4.3.5 Đặc điểm dải mây bão trên ảnh vệ tinh.....	123
4.4 Ứng dụng thông tin vệ tinh phân tích đối lưu.....	125
4.4.1 Đại cương về đối lưu.....	125
4.4.2 Đối lưu trên biển	125
4.4.4 Phân tích các đặc trưng đối lưu	128
4.4.5 Một vài phương pháp khác trong phân tích mây dông.....	133
4.5 Sử dụng thông tin vệ tinh trong phân tích ước lượng mưa	134
4.5.1 Về thông tin vệ tinh cho phân tích và ước lượng mưa	134
4.5.2. Phương pháp ước lượng mưa dựa trên ảnh hồng ngoại	135
4.5.3 Phương pháp ước lượng mưa dựa trên viễn thám vi sóng	140
TÀI LIỆU THAM KHẢO CHỦ YẾU	143
DANH SÁCH CÁC WEBSITES ĐÃ THAM KHẢO	145
CÁC ẢNH MÀU	147

LỜI NÓI ĐẦU

Giáo trình Khí tượng Vệ tinh được biên soạn dựa trên kinh nghiệm giảng dạy trong nhiều năm của các bạn đồng nghiệp và tác giả. Nội dung giáo trình có hạn chế dung lượng phù hợp với thời lượng giảng dạy (30 tiết) và phù hợp với điều kiện ứng dụng số liệu vệ tinh trong Khí tượng.

Mục tiêu giáo trình nhằm trang bị cho sinh viên kiến thức cơ bản về Khí tượng Vệ tinh, kỹ năng ban đầu về lý giải các ảnh mây vệ tinh cơ bản trong phân tích và dự báo thời tiết, đặc biệt chú ý những thời tiết khắc nghiệt như không khí lạnh, giải hội tụ nhiệt đới, mưa, dông và bão.

Giáo trình được biên soạn nhờ sự động viên và giúp đỡ của Khoa Khí tượng Thủy văn và Hải dương học Trường Đại học Khoa học Tự nhiên, Trung tâm Dự báo KTTV Trung ương, Bộ Tài nguyên và Môi trường, đặc biệt là các đồng nghiệp ở bộ môn Khí tượng Vệ tinh. Nhân đây tác giả xin chân thành cảm ơn tất cả.

Chắc chắn không tránh khỏi những khiếm khuyết trong giáo trình, vì vậy tác giả rất mong nhận được những ý kiến đóng góp của đồng nghiệp và bạn đọc.

Tác giả
PGS. TS. Nguyễn Văn Tuyên

CHỮ VIẾT TẮT TRONG GIÁO TRÌNH

AIRS Atmospheric Infrared Sounder (Thăm trắc kế khí quyển hồng ngoại)
AMSU Advanced Microwave Sounder Unit (Bộ thăm trắc kế vi sóng tiên tiến)
AMV Atmosphere Motion Vector (vec-tơ chuyển động của khí quyển)
APT Automatic Picture Transmission (Truyền ảnh tự động)
ATNĐ Áp thấp nhiệt đới
ATS-1 Applications Test Satellite (Vệ tinh ứng dụng thử nghiệm)
AVHRR Advanced Very High Resolution Radiometer (Bức xạ kế tiên tiến độ phân giải rất cao)
CGMS Co-ordination Group for Meteorological Satellite (Nhóm phối hợp vệ tinh khí tượng)
DCP Data Collection Platform (Dàn/ bộ máy thu thập số liệu)
DMSP Defense Meteorological Satellite Program (of the USA) (Chương trình vệ tinh khí tượng quốc phòng của Hoa kỳ)
DPI Derived product images (Ảnh sản phẩm chuyên hoá)
ERS Earth Radiation Sensor (Cảm biến kế bức xạ Trái đất)
ESSA Environmental Science Services Administration (Tổng cục Khoa học Môi trường - tên cơ quan tiền thân của NOAA ngày nay)
Far IR (Viễn hồng ngoại)
FGGE First Global GARP Experiment (Thực nghiệm toàn cầu đầu tiên của GARP)
GARP Global Atmospheric Research Programme (Chương trình nghiên cứu khí quyển toàn cầu)
GMS Geostationary Meteorological Satellite (Vệ tinh khí tượng địa tĩnh)
GOES Geostationary Operational Environmental Satellite (Vệ tinh địa tĩnh môi trường nghiệp vụ)
GOMS-1 (hay Elektro) Geostationary Operational Meteorological Satellite (Vệ tinh khí tượng địa tĩnh nghiệp vụ của Nga)
GTS Global Telecommunication System (Hệ thống viễn thông toàn cầu)
GVAR VARIable data transmission format (Format truyền số liệu của GOES I-M)
HIRS High Resolution Infrared Radiation Sounder (Thăm trắc kế bức xạ hồng ngoại độ phân giải cao)
HNT HaNoi Time (Giờ Hà nội)
HRPT High Rate Picture Transmission (Truyền ảnh tốc độ cao)
HRIT High Rate Information Transmission (Truyền thông tin tốc độ cao)
IGY International Geophysical Year (Năm Vật lý Địa cầu Quốc tế)
INSAT Indian geostationary multi-function Satellite (Vệ tinh địa tĩnh đa năng của Ấn độ)
IR Infrared (Hồng ngoại)

ITCZ Intertropical Convergence Zone (Dải hội tụ nhiệt đới)

JMA Japan Meteorological Agency (Cơ quan Khí tượng Nhật bản)

LRIT Low Rate Information Transmission (Truyền thông tin tốc độ thấp)

LRPT Low Rate Picture Transmission (Truyền ảnh tốc độ thấp)

MDD Meteorological Data Distribution (Phân bố số liệu Khí tượng)

MDUS Medium-scale Data Utilisation Station (Trạm ứng dụng số liệu quy mô vừa cho GMS, Japan)

METEOR-I-N1 (Russian polar orbiting spacecraft - Vệ tinh quỹ đạo cực của Nga)

METSAT (Kalpana-I) Meteorological Satellite (Vệ tinh khí tượng của Ấn độ)

MTSAT Multi-functional Transport Satellite of Japan (Vệ tinh vận tải đa năng của Nhật bản)

NASA National Aeronautics and Space Administration (Cơ quan Hàng không & Vũ trụ Quốc gia)

NDVI Normalised Difference Vegetation Index (Chỉ số thực vật (chênh lệch) chuẩn hoá)

NESDIS National Environmental Satellite Data and Information Service (Cục thông tin và số liệu vệ tinh môi trường quốc gia)

NIR Near IR (Cận hồng ngoại)

NMHSs National Meteorological Hydrological Services (Các cơ quan Khí tượng Thủy văn Quốc gia)

NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration (Cơ quan Đại dương và Khí quyển Quốc gia)

NOGAPS (US) Navy Operational Global Atmospheric Prediction System (Hệ thống dự báo nghiệp vụ Khí quyển toàn cầu của Hải quân Hoa kỳ)

NRL Naval Research Laboratory (Trung tâm nghiên cứu Hải quân Monterey)

QuickSCAT Quick Scatterometer (Tán xạ kế quét nhanh)

RADASAT Rada Satellite (Vệ tinh (mang theo) ra-đa)

RSO-Rapid Scan Operations (Hệ thống hoạt động quét nhanh)

SDUS Small-scale Data Utilisation Station (Trạm ứng dụng số liệu quy mô nhỏ cho GMS WEFAX)

SMS-1 Synchronous Meteorological Satellite (Vệ tinh khí tượng đồng bộ mặt trời)

SSM/I Special Sensor Microwave/Imager (Cảm biến kế chuyên dụng vi sóng/Máy ghi hình)

SST Sea Surface Temperature (Nhiệt độ bề mặt biển)

SSU Stratospheric Sounding Unit (Tổ máy thám trắc khí quyển bình lưu)

S-VISSR Stretched Visible and Infrared Spin Scan Radiometer (Bức xạ kế thị phổ và hồng ngoại quét quay căng phẳng)

TCP Tropical Cyclone Programme (Chương trình nghiên cứu xoáy thuận nhiệt đới)

TIROS Television InfraRed Operational Satellite (Vệ tinh nghiệp vụ truyền hình hồng ngoại)

TMI Thematic Microwave Imager (Thiết bị ghi hình vi sóng theo chủ đề)

TOPEX Topography of the Ocean Experiment (Thực nghiệm địa hình đại dương)

TOVS TIROS Operational Vertical Sounder (Thám trắc kế thẳng đứng nghiệp vụ TIROS)

TRMM Tropical Rainfall Measuring Mission (Công vụ đo mưa nhiệt đới-vệ tinh đo mưa nhiệt đới)

TTDB KTTV TW (Trung tâm Dự báo KTTV Trung ương)

UTC Universal Time Coordinated (Giờ vạn năng theo toạ độ, như Zulu time (Z), và Greenwich Mean Time (GMT)).

UV Ultraviolet (Cực tím)

VIS Visible (Thị phổ)

XTNĐ Xoáy thuận nhiệt đới

WEFAX Weather Facsimile (Fax thời tiết - ảnh tương tự của vệ tinh thời tiết)

WMO World Meteorological Organization (Tổ chức Khí tượng Thế giới)

WV Water Vapour (Hơi nước)

CHƯƠNG 1, KHÍ TƯỢNG VỆ TINH VÀ QUÁ TRÌNH PHÁT TRIỂN

Nội dung chương 1 giới thiệu chung về sự ra đời, quá trình phát triển của Vệ tinh Khí tượng và Khí tượng vệ tinh, từ thực nghiệm đến nghiệp vụ, từ quy mô quốc gia, khu vực đến một Hệ thống vệ tinh khí tượng nghiệp vụ toàn cầu; khái quát về các loại vệ tinh, hệ thống truyền nhận thông tin, format số liệu và khai thác ứng dụng, nhằm cung cấp cho người đọc cái nhìn bao quát, cơ bản có thể lôi cuốn người đọc vào các chương sau của giáo trình hay gợi mở cho người đọc tự tìm hiểu sâu hơn khi thấy cần thiết.

1.1 Hệ thống quan trắc khí tượng trước khi vệ tinh ra đời

1.1.1 Hệ thống quan trắc và thám sát khí tượng trước khi vệ tinh ra đời

Khí tượng vệ tinh là một bộ môn khoa học nghiên cứu khí quyển bằng các số liệu khí tượng thu được từ vệ tinh khí tượng. Nói chung, Khí tượng vệ tinh có 2 nhiệm vụ:

1) Thu nhận thông tin về trạng thái khí quyển ở bề mặt trái đất và các tầng cao khí quyển (trước hết là tầng đối lưu) theo một không gian rộng lớn (tuỳ theo quy mô thực tế tác nghiệp);

2) Tạo lập các phương pháp ứng dụng thông tin vệ tinh khí tượng để theo dõi, phân tích các quá trình khí quyển, dự báo thời tiết và nghiên cứu khí hậu.

Vệ tinh khí tượng là vệ tinh nhân tạo của trái đất thực hiện các quan trắc khí tượng thông qua bức xạ điện từ từ khí quyển và truyền các quan trắc này về trái đất. Do đó sự phát triển của khí tượng vệ tinh gắn liền với sự phát triển của vệ tinh khí tượng.

Quan trắc và thám sát tầng cao khí quyển đã, đang và sẽ vẫn là niềm khao khát của con người mà trước hết là của các nhà Khí tượng. Chính vì vậy mà ngay từ khi vệ tinh chưa ra đời thì các nhà khí tượng đã sử dụng phương tiện quan trắc từ thấp lên cao như bóng bay, khinh khí cầu, ra-đi-ô-zôn, máy bay, tên lửa. Nhưng không mấy người biết rằng thô sơ nhất như điều đã từng được dùng để thám sát tầng cao khí quyển. Theo W. Paul Menzel [15] thì từ đầu thế kỷ 20 Benjamin Franklin là người đầu tiên đã dùng điều để quan trắc tầng cao khí quyển. Thậm chí điều của Benjamin Franklin được Phòng thời tiết đưa vào quan trắc đều đặn ở 6 trạm quan trắc, được thả lên 4 hoặc 5 giờ đồng hồ mỗi ngày và đạt đến độ cao 3 - 4 dặm (1 dặm trên không = 1883m). Không phải bây giờ ta xem lại mới thấy buồn cười mà ngay từ khi đó những “kẻ mất dạy” đã đứng từ xa cười nhạo báng các nhà khí tượng. Ấy vậy mà theo các nhà khí tượng lúc ấy điều còn tốt hơn cả bóng cao su và quan trắc bằng điều được duy trì mãi tới năm 1933, khi mà máy bay được đưa vào thay thế.

Sự phát triển nhanh chóng của máy bay trong thời gian Chiến tranh Thế giới thứ nhất đã dẫn đến việc năm 1925 người ta đưa vào thực nghiệm chương trình quan trắc khí quyển tầng cao hàng ngày bằng cách gắn các cảm biến kế (sensor) trên cánh máy bay. Nhờ các quan trắc bằng máy bay mà diện quan trắc được mở rộng ra một khu vực rộng lớn, nó đã cho phép các nhà sy-nốp bắt đầu mô tả được các dòng khí quyển tầng thấp trên bản đồ.

Năm 1929, Robert Goddard đã phóng tên lửa mang theo một thiết bị trong đó gồm một áp ký, một nhiệt ký và một máy ảnh để thám sát khí quyển mà từ đó đã trở thành phương hướng nguồn gốc của chương trình vệ tinh khí tượng sau này. Những tiến bộ trong công nghệ tên lửa trong Chiến tranh Thế giới thứ II đã dẫn đến những bức ảnh tổng hợp đầu tiên về đỉnh của khí quyển. Song song với những tiến bộ về tên lửa là những tiến bộ về các máy quay phim truyền hình đã làm cho các vệ tinh khí tượng có thể trở thành hiện thực.

Song toàn bộ những thiết bị đo/thám sát tầng cao khí quyển, như bóng bay, điều, máy bay và tên lửa khi ấy cũng chưa vượt được độ cao tầng đối lưu. Cho đến năm 1930, lần đầu tiên trên thế giới, ra-đi-ô-zôn do các nhà khí tượng Liên-xô cũ chế tạo mới được đưa vào thám sát khí quyển tầng cao, với độ cao có thể đạt được 20 hải lý (1 hải lý=1,852km) và thời gian làm việc tới 1,5-2 giờ, đánh dấu bước tiến quan trọng trong nghiên cứu tầng cao khí quyển. Từ đó cho đến nay nó được cải tiến liên tục và hiện vẫn đang là một trong những thiết bị thám không quan trọng nhất trong lĩnh vực khí tượng toàn cầu.

1.1.2 Những hạn chế của hệ quan trắc trước vệ tinh

Hạn chế quan trọng nhất phải nói đến là sự hạn chế về không gian đo đạc, quan trắc theo chiều ngang. Với những thiết bị trước vệ tinh thì dù con người có cố gắng mấy, những quan trắc về khí quyển tầng cao cũng không thể vượt quá được phạm vi một lãnh thổ, thậm chí hệ thống quan trắc từng quốc gia không bao quát nổi lãnh thổ nước mình.

Theo chiều thẳng đứng thì cùng lắm các loại quan trắc trước vệ tinh cũng chỉ với tới độ cao vài ba chục cây số, đồng thời cũng chỉ giới hạn ở những mực đẳng áp nhất định chứ không sao trải khắp được tầng cao lên đến đỉnh tầng khí quyển.

Về thời gian, các quan trắc trước vệ tinh chỉ có thể thám sát được khí quyển tầng cao theo những kỳ quan trắc cố định trong ngày hoặc trong lần quan trắc rời rạc mà thôi.

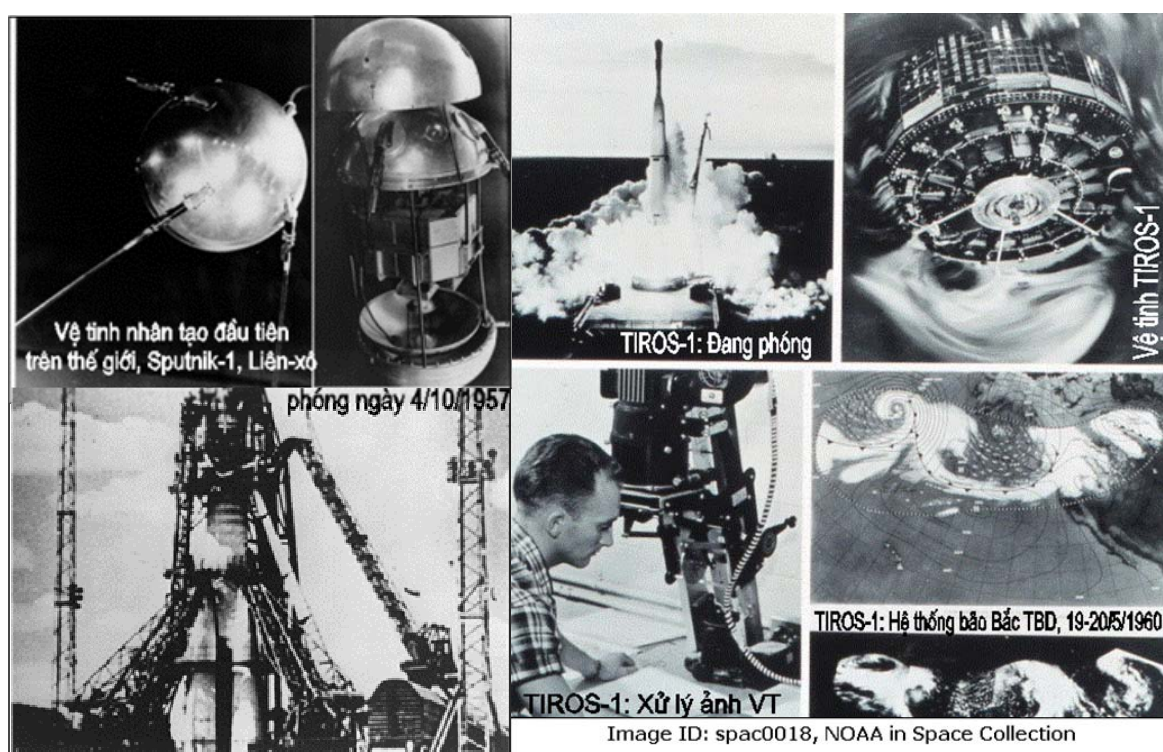
Đặc biệt là trước khi vệ tinh ra đời các thiết bị đo cũng bị hạn chế và kéo theo những hạn chế về các yếu tố và hiện tượng khí tượng trong toàn thể không gian toàn cầu và thời gian 24/24 giờ trong ngày. Trước khi vệ tinh ra đời, chúng đã không thể có được, mà trong số đó quan trọng nhất là các thành phần bức xạ mặt trời trong bầu khí quyển bao la, cái quyết định diện mạo thời tiết và khí hậu trái đất của chúng ta.

Tất nhiên đối với các lĩnh vực khoa học khác trước khi vệ tinh ra đời cũng có những hạn chế tương tự trên ba mặt như trên. Ta lướt qua những hạn chế của các quan trắc khí tượng tầng cao trước vệ tinh cũng chính là để nói lên những ưu việt của quan trắc vệ tinh. Chính nhờ những quan trắc vệ tinh mà có thể ở mọi lúc, mọi nơi trong khí

quyển bao la, từ đại dương xa xôi, từ núi cao rừng rậm cho đến chân mây, chân sóng, từ những cơn bão hung dữ trên biển khơi đến trận bão cát cuồng phong trên sa mạc không một bóng người, đâu cũng có con mắt của các nhà khí tượng. Đặc biệt cần nhấn mạnh là tính “tức thời” của quan trắc vệ tinh, khi mà những hiện tượng thời tiết diễn ra hết sức mau lẹ và ngắn ngủi đến mức con người chưa kịp nhận biết thì nó đã qua đi như một trận dông kèm theo mưa đá ở vùng núi cao không người đến những cơn bão kéo dài nhiều ngày trên đại dương xa xôi, vệ tinh khí tượng đều có thể nắm bắt được. Cũng chính vì thế mà chỉ riêng lĩnh vực khí tượng, vệ tinh khí tượng đã giúp ta hạn chế được đáng kể những thiệt hại và thảm họa do thiên nhiên gây ra.

1.2 Vệ tinh ra đời và vệ tinh khí tượng đi vào nghiệp vụ

1.2.1 Vệ tinh ra đời và vệ tinh khí tượng trong giai đoạn thực nghiệm



Hình 1.1 Vệ tinh Sputnik-1 của Liên-xô và Vệ tinh TIROS-1 của Hoa-kỳ [22, (2)]

Ngày **4 tháng 10 năm 1957 Liên-xô cũ** đã phóng thành công vệ tinh nhân tạo đầu tiên trên thế giới mang tên “**Sput-nik-1**” bằng chính tên lửa của mình đã mở ra một thời đại mới trong chinh phục không gian vũ trụ của con người. Thế giới bàng hoàng, khâm phục, bước vào “kỷ nguyên không gian vũ trụ”. Sự kiện này xảy ra đúng vào Năm Vật lý Địa cầu Quốc tế (IGY) và 40 năm Cách mạng Tháng 10 Nga, đã mở ra một trang mới cho ngành Khí tượng thế giới trong nghiên cứu khí quyển toàn cầu.

Vệ tinh nhân tạo Sputnik-1 là một quả cầu nhôm 22 inso với 4 an-ten như các roi dài trải về phía sau, nặng 183 pao (83,6 kg), bay quanh trái đất ở độ cao 900 km với 96 phút/1 vòng. Sau 3 tháng bay, đến ngày 4/1/1958 thì nó rơi xuống trái đất.

Chưa đầy 1 tháng sau, Thế giới lúc bấy giờ đang là thời kỳ chiến tranh lạnh, mọi người còn chưa hết cơn bàng hoàng và khâm phục Sputnik-1, thì ngày 3/11/1958 Liên xô lại phóng vệ tinh nhân tạo Sputnik-2, với trọng lượng tới 1.120 pao (508,3 kg), bay quanh trái đất tới 200 ngày, đặc biệt là mang theo chó Lai-ka lên quỹ đạo và trở về an toàn.

Chính sự kiện Sputnik-1 đã thúc ép sự ra đời của Cơ quan Hàng không Vũ trụ Quốc gia (NASA) Hoa kỳ và đẩy nhanh tiến trình nghiên cứu chinh phục không gian vũ trụ. Cũng nhờ đó mà Mỹ đã phóng vệ tinh khí tượng thực nghiệm đầu tiên vào tháng 2 năm 1959, nhưng việc xử lý các quan trắc của nó lại không thực hiện được vì các thiết bị quan trắc khi ấy chưa được hoàn thiện. Mãi đến ngày 01 tháng 4 năm 1960, Mỹ lại phóng vệ tinh khác gọi là “**TIROS-I**”, bắt đầu truyền những ảnh mây cơ bản nhưng hữu ích về trái đất và vệ tinh TIROS - 1 được xem là **vệ tinh khí tượng thực nghiệm** đầu tiên trên thế giới. Thời kỳ thực nghiệm còn kéo dài trong nhiều năm của hàng loạt các vệ tinh loại TIROS. Tuy lúc bấy giờ ở Mỹ và Liên xô cũ người ta đã viết những sách giáo khoa dạy cho sinh viên các trường đại học chuyên ngành khí tượng, nhưng Khí tượng vệ tinh mới ở giai đoạn thực nghiệm, chưa phải nghiệp vụ.

1.2.2 Vệ tinh khí tượng bước vào nghiệp vụ

Cho đến năm 1966 Mỹ phóng vệ tinh quỹ đạo cực nghiệp vụ và vệ tinh địa tĩnh đầu tiên (ATS-1), vệ tinh khí tượng mới thực sự bắt đầu đi vào nghiệp vụ.

Năm 1969 Liên xô cũ đã phóng vệ tinh METEOR-1-N1 đầu tiên trong một loạt vệ tinh cực METEOR sau đó. Chính ảnh mây vệ tinh METEOR đã truyền theo chế độ nghiệp vụ sau này cho nhiều nước sử dụng, trong đó có Việt Nam.

Toàn bộ 10 vệ tinh TIROS phóng lên đều mang theo hệ thống máy ảnh viễn vọng để ghi hình thị phổ ban ngày và ảnh hồng ngoại thụ động vào ban đêm. Loạt vệ tinh TIROS đã thực hiện được những bước tiến quan trọng, trong đó có việc **TIROS-VIII**, năm 1970, trình diễn quá trình **truyền ảnh tự động (APT)**.

Hệ thống APT đã được hoàn thiện trong những năm sáu mươi, từ 1966 đến 1969 với 9 vệ tinh mang tên ESSA-1 đến ESSA-9 (ESSA: Tổng cục Khoa học Môi trường - tên cơ quan tiền thân của Cơ quan Đại dương và Khí quyển Quốc gia (NOAA) ngày nay), nhờ đó mà với một máy thu rất đơn giản trên mặt đất cũng có thể thu được ảnh vệ tinh thời gian thực. APT đã được thừa nhận như là một “sứ giả thiện chí” vĩ đại nhất của Hoa kỳ, và cũng chính nhờ hệ APT mà năm 1970 vệ tinh khí tượng đã đi vào công tác nghiệp vụ hàng ngày.

Năm 1972 NOAA đã phóng vệ tinh **NOAA-2**, có thể đo được profile nhiệt độ thẳng đứng của khí quyển từ không gian, coi như kết thúc kỷ nguyên máy ảnh viễn vọng để bắt đầu kỷ nguyên đo bức xạ đa kênh độ phân giải cao. Cũng năm này đã có cuộc họp đầu tiên của Ủy ban phối hợp các vệ tinh khí tượng địa tĩnh (CGMS) mà sau này trở thành **Nhóm phối hợp các vệ tinh khí tượng gồm 6 cơ quan chủ quản vệ tinh**

(Liên xô cũ, Mỹ, Châu Âu, Trung quốc, Nhật bản và Á độ), bắt đầu thiết lập các đường lối chỉ đạo cho hệ thống vệ tinh khí tượng nghiệp vụ toàn cầu sau này.

Năm 1974 vệ tinh khí tượng đồng bộ (SMS-1) của Mỹ đã trở thành vệ tinh địa tĩnh nghiệp vụ đầu tiên.

1.2.3 Hệ thống vệ tinh khí tượng toàn cầu

Với đường lối của CGMS năm 1972, đến năm 1977, nhằm liên kết mọi cố gắng để thiết lập một hệ thống toàn cầu, Nhật bản đã phóng vệ tinh địa tĩnh **GMS-1** đầu tiên của mình, từ đó nó đã đảm bảo liên tục bao phủ được khu vực của Nhật bản. Cũng năm này Châu Âu thông qua Cơ quan Không gian Châu Âu đã bắt đầu phóng vệ tinh địa tĩnh **Meteosat-1**, có khả năng quan trắc được hơi nước khí quyển. **Như vậy là chỉ trong vòng 16 năm, kể từ vệ tinh khí tượng thực nghiệm TIROS-1 đầu tiên, một hệ thống vệ tinh khí tượng nghiệp vụ đã hiện diện trong không gian, cho ta số liệu nghiệp vụ thời gian thực hầu như phủ kín cả hành tinh của chúng ta.**

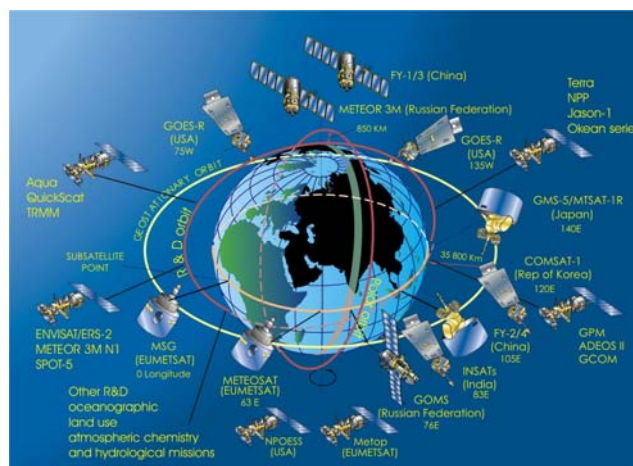
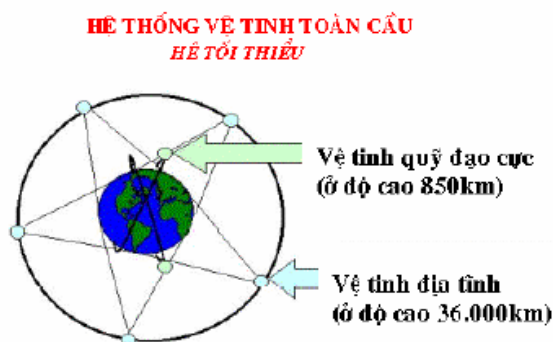
Năm 1978 Mỹ phóng vệ tinh TIROS-N, đã có thể thám sát được nhiệt độ và độ ẩm khí quyển trên quy mô toàn cầu theo chế độ nghiệp vụ hàng ngày. Cũng trong năm này với những cố gắng đặc biệt một hệ thống kết hợp hoàn chỉnh các vệ tinh như chòm sao gồm 5 vệ tinh địa tĩnh và 2 vệ tinh cực đã được đưa lên quỹ đạo cho một Thực nghiệm toàn cầu đầu tiên (FGGE) của Chương trình nghiên cứu khí quyển toàn cầu (GARP).

Năm 1981, sau khi Châu Âu phóng vệ tinh Meteosat-2 thì hệ thống vệ tinh toàn cầu đã được thiết lập hoàn toàn với độ bao phủ nghiệp vụ liên tục, chỉ thiếu số liệu vệ tinh địa tĩnh trên vùng biển Ấn độ.

Mãi đến năm 1994 Nga phóng vệ tinh địa tĩnh nghiệp vụ **GOMS-1**, còn được biết đến dưới cái tên là Elektro, thì hệ thống vệ tinh mới hoàn toàn phủ kín Ấn độ dương.

Cũng năm 1994, Mỹ đã phóng vệ tinh nghiệp vụ môi trường địa tĩnh **GOES-8** được mô tả là một **vệ tinh địa tĩnh thế hệ mới**, có thể ghi hình thường xuyên liên tục và thám sát khí quyển thẳng đứng đồng thời.

Ngày 21 tháng 6 năm 1995 Nhật đã phóng vệ tinh GMS-5, tham gia vào hệ thống vệ tinh toàn cầu.



Hình 1.2 Hệ thống vệ tinh toàn cầu tối thiểu (trái) và hiện tại (phải) [22, (9)]

Năm 1998, với những vệ tinh tiên tiến mới TIROS-N từ NOAA-K, Mỹ đã bắt đầu một hệ thống vệ tinh thám sát khí quyển mới, đã được hoàn thiện với 2 Bộ thám trắc kế vi sóng tiên tiến (AMSU-A1 và AMSU-A2).

Có thể nói quá trình phát triển của vệ tinh khí tượng để trở thành một hệ thống vệ tinh khí tượng toàn cầu gắn liền với sự ra đời và phát triển các vệ tinh của Mỹ, Liên xô cũ (sau này là Nga), Châu Âu và Nhật bản. Nếu người ta coi Hệ thống vệ tinh khí tượng nghiệp vụ toàn cầu gồm một chòm tối thiểu 5 vệ tinh địa tĩnh đặt trên một mặt phẳng quanh xích đạo và tối thiểu 2 vệ tinh quỹ đạo cận cực thì đến nay hệ thống vệ tinh khí tượng nghiệp vụ toàn cầu đã vượt xa cả chuẩn tối thiểu (ảnh phải hình 1.2).

Trong 6 quốc gia chủ quản thuộc hệ thống vệ tinh khí tượng toàn cầu có 3 quốc gia Châu Á (không kể nước Nga) mà ảnh vệ tinh của họ bao trùm khu vực nước ta nên rất đáng được chúng ta quan tâm tìm hiểu thêm, đó là Trung quốc, Ấn độ và Nhật bản.

Trung quốc, một trong 3 cường quốc đang chinh phục vũ trụ, cũng đã phóng vệ tinh khí tượng Phong vân (FY) quỹ đạo cực đầu tiên FY-1A vào 7/9/1988, FY-B ngày 3/9/1990. Còn vệ tinh địa tĩnh đầu tiên FY-2A được phóng vào ngày 10/6/1997, đến ngày 17 nó đã được đặt vào vị trí 105⁰E, nhưng có vấn đề ở hệ thống ăng-ten nên làm việc gián đoạn. Ngày 25/6/2000 Trung quốc lại phóng vệ tinh địa tĩnh thứ hai FY-2B, ngày 1/1/2001 đã đi vào hoạt động nghiệp vụ, phát 3 loại ảnh: thị phổ (0,50 - 1,05 μ m), hồng ngoại nhiệt (10,5-12,5 μ m) và ảnh hơi nước (6,3-7,6 μ m) dưới dạng số (S-VISSR) và ảnh (WEFAX). Trung quốc dự định phóng FY-2C vào năm 2004 để thay thế FY-2B.

Ấn độ, thực ra từ tháng 4 năm 1982 đã phóng vệ tinh địa tĩnh INSAT-1A đầu tiên trong loạt vệ tinh INSAT-1, nhưng là vệ tinh đa chức năng (kết hợp với ngành viễn thông), và đến tháng 9 đã dừng mọi chức năng. Năm sau, ngày 30 tháng 8 Ấn độ lại phóng INSAT-1B và từ 15 tháng 10 nó mới bắt đầu hoạt động nghiệp vụ. Nó hoạt động tốt suốt những năm tám mươi cho đến 1993. Tính đến năm 1990 Ấn độ đã phóng đến vệ tinh INSAT-1D và hoạt động đến 2002 thì ngừng các vệ tinh thế hệ thứ nhất, thế hệ thứ hai INSAT-2, được phóng từ tháng 7 năm 1992, tiếp tục hoạt động. Thuộc thế hệ vệ tinh thứ hai Ấn độ còn phóng METSAT (Kalpana-I) vào tháng 9-2002. Ngày 10 tháng 4 năm 2003 Ấn độ đã phóng vệ tinh thế hệ thứ ba INSAT-3, và hiện tại hai thế hệ vệ tinh METSAT và INSAT-3A đang tiếp tục hoạt động trên quỹ đạo.

Nhật bản, Trung tâm vệ tinh khí tượng khu vực, có loạt vệ tinh địa tĩnh GMS hoạt động như một bộ phận của hệ thống vệ tinh khí tượng toàn cầu. Vệ tinh GMS đầu tiên được phóng tháng 7/1977, đến ngày 6/4/1978 thì bắt đầu cung cấp sản phẩm vệ tinh nghiệp vụ. Các vệ tinh kế tục GMS-2, 3, 4 và 5 được phóng lần lượt vào tháng 8/1981, tháng 8/1984, tháng 9/1989 và tháng 3/1995. Hai trong 3 nhiệm vụ của GMS liên quan trực tiếp đến số liệu vệ tinh là:

- Quan trắc với bức xạ kế VISSR: + Chụp ảnh bề mặt trái đất và phân bố mây, quan trắc các hiện tượng khí tượng như bão, xoáy thuận, front và phát hiện mây tro núi lửa; + Trích xuất tham số khí tượng như nhiệt độ trên bề mặt đại dương và trên đỉnh mây, độ cao mây, tổng lượng mây, gió của mây di chuyển, tổng lượng hơi nước tầng cao.

- Truyền trực tiếp các ảnh mây: + Truyền phát thời gian thực số liệu ảnh số, S-VISSR cho người dùng của các trạm ứng dụng số liệu quy mô vừa (MDUS); + Truyền phát các số liệu ảnh tương tự đã được xử lý WEFAX cho người dùng ở các trạm ứng dụng quy mô nhỏ (SDUS).

GMS-5 làm việc ở kinh độ 140°E trên quỹ đạo địa tĩnh từ 21/6/1995 cho đến giữa năm 2003, nghĩa là vượt xa vòng đời thiết kế (5 năm) của nó. Mặc dù nó không còn tiếp tục quan trắc VISSR từ 22/5/2003 khi mà hoạt động sao lưu số liệu từ GOES-9 đã bắt đầu, GMS-5 đã đều đặn truyền phát WEFAX tạo ra từ các quan trắc của GOES-9 và chuyển tiếp số liệu cho dàn máy thu thập số liệu (DCP).

Cơ quan khí tượng Nhật bản (JMA) hợp tác với NOAA/NESDIS tiến hành sao lưu số liệu từ GOES-9 từ 22/5/2003 để đảm bảo tiếp tục các quan trắc trái đất trên Tây Thái Bình Dương. JMA đã không tiếp tục quan trắc bằng GMS-5 mà bắt đầu sử dụng số liệu GVAR do NOAA/NESDIS thu được từ GOES-9 hoạt động ở 155°E trên xích đạo. Sau đó JMA làm ra các sản phẩm khí tượng như các vec-tơ chuyển động của khí quyển (AMVs)

từ số liệu GVAR và cung cấp cho người dùng ảnh WEFAX và số liệu S-VISSR được chuyển đổi từ số liệu GVAR. Quá trình sao lưu số liệu từ GOES-9 sẽ tiếp tục cho đến khi vệ tinh MTSAT-1R, thế hệ kế tiếp của GMS-5, bắt đầu hoạt động bình thường.

Các ảnh WEFAX chuyển đổi từ số liệu GVAR được chuyển phát cho trạm người dùng số liệu quy mô nhỏ (SDUSs) được thông qua GMS-5 ở kinh độ 140°E trên xích đạo. Người dùng ảnh WEFAX có thể thu được các ảnh này bằng các thiết bị hiện có mà không cần thay đổi gì. Việc phục vụ truyền phát số liệu S-VISSR thông qua GMS-5 sẽ không liên tục khi mà việc sao chép bắt đầu làm việc. Thay vì chuyển số liệu S-VISSR qua GMS-5, các file số liệu loại S-VISSR chuyển phát cho các Cơ quan Khí tượng Thủy văn Quốc gia (NMHSs) đã đăng ký với máy chủ của JMA thông qua Internet/FTP. Hiện tại chỉ có số liệu kênh IR1 ($10,5\text{-}11,5\mu\text{m}$) được cung cấp, và các NMHSs đã đăng ký được phép thâm nhập vào máy chủ để lấy số liệu. Các file số liệu loại S-VISSR sẽ có trên máy chủ sau 10-15 phút khi kết thúc quan trắc từ GOES-9.

Vì vệ tinh địa tĩnh GOES-9 phóng lên từ tháng 5/1995 ở 155°E trên Tây Thái Bình Dương, nên đến nay nó cũng đang có vấn đề như ảnh thị phổ bị nhiễu, song nó cũng đang cố hoạt động để chờ MTSAT-1R thay thế. Theo thông báo tháng 7/2004 thì JMA dự định phóng MTSAT-1R vào đầu 2005.

1.3 Bộ môn Khí tượng vệ tinh ở Trung tâm dự báo Khí tượng Thủy văn (KTTV) Trung ương

Tổng cục KTTV Việt Nam trước đây, nay là Trung tâm KTTV Quốc gia, Bộ Tài nguyên và Môi trường, đã sớm thành lập bộ môn Khí tượng vệ tinh từ năm 1972 trong Phòng Thời tiết Nha Khí tượng cũ. Đến năm 1976 Cục Thủy văn thuộc Bộ Thủy lợi cũ sáp nhập với Nha Khí tượng thành Tổng cục KTTV Việt Nam thì nó trở thành Tổ Vệ tinh, thuộc phòng Nghiên cứu phát triển của Cục Dự báo KTTV và cho đến nay nó vẫn là một tổ trong Phòng Nghiên cứu ứng dụng của Trung tâm dự báo KTTV trung ương.

Trong những năm đầu thành lập tổ Vệ tinh chỉ có 5 người, trong đó có 3 người được đào tạo ở Liên xô cũ. Lúc ấy ở Liên xô cũ cơ sở vật chất và trang bị kỹ thuật cho đào tạo chuyên gia trong lĩnh vực này cũng còn rất hạn chế, chủ yếu đào tạo đại cương và thực hành thu ảnh truyền theo nguyên lý tương tự trên phim ảnh bản rộng. Tổ bộ môn này trong suốt những năm 70 đến giữa những năm 80 hầu như không được đầu tư gì thêm, chỉ gồm có 1 ăng-ten pa-ra-bôn, một máy thu tương tự (analog, cần phải nói thêm rằng nó được cải tiến từ một máy thu dùng trong quân sự của Liên xô cũ), một số trang thiết bị làm ảnh như tráng phim, ghép toạ độ bản đồ lên phim, in ảnh. Sau đó người ta dựa trên kiến thức sy-nôp, sử dụng phương pháp phân tích hình thái và định tính các ảnh mây (nephanalysis) để tham gia phân tích và dự báo thời tiết nghiệp vụ hàng ngày ở Tổ dự báo thời tiết ngắn hạn thuộc Phòng thời tiết. Ảnh vệ tinh lúc ấy do vệ tinh của Liên xô cũ phát là ảnh vệ tinh METEOR của Liên xô hay vệ tinh TIROS hoặc NOAA do vệ tinh Liên xô sao lưu từ vệ tinh của Mỹ. Giai đoạn này những ảnh mây vệ tinh cũng đã có những đóng góp nhất định cho dự báo nghiệp vụ, nhất là trong những tình huống có không khí lạnh, bão và áp thấp nhiệt đới. Đồng thời các cán bộ khoa học ở Tổ vệ tinh cũng tiến hành nhiều nghiên cứu phân tích thời tiết dựa trên ảnh mây vệ tinh, làm sáng tỏ những hình thế và cơ chế hoạt động của front lạnh, của áp thấp nhiệt đới và bão trên vùng biển nước ta.

Đến năm 1986, thông qua Dự án VIE-86, Tổ chức Khí tượng Thế giới (TCKTTG) giúp ta trang bị được một máy trạm thu ảnh mây vệ tinh thị phổ độ phân giải thấp bằng nguyên lý APT. Lúc này ảnh đã được thể hiện trên màn hình máy tính cá nhân và sau đó có thể truyền xuống tổ dự báo thời tiết ngắn hạn để các dự báo viên xem và phân tích trong ca dự báo nghiệp vụ.

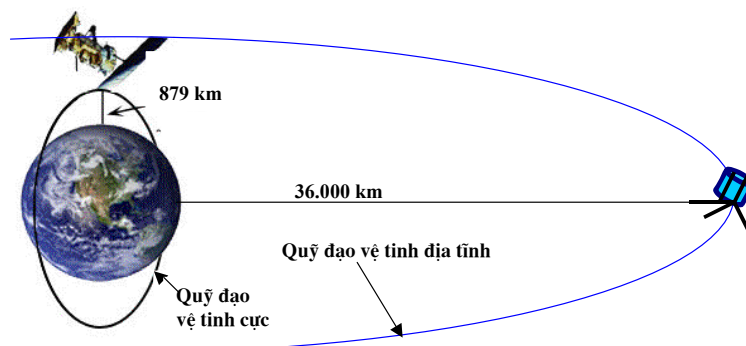
Mười năm sau đó, khi đất nước ta chuyển sang thời kỳ đổi mới, Nhà nước đã đầu tư cho ngành một trạm thu mặt đất với máy thu độ phân giải cao, đi vào hoạt động từ tháng 5/1997, có khả năng thu được tất cả các loại ảnh do vệ tinh địa tĩnh GMS-5 của Nhật bản phát, ảnh mây vệ tinh cực và địa tĩnh của Mỹ (GOES-9) do vệ tinh GMS-5 sao lưu rồi phát lại. Từ đó đến nay bộ môn khí tượng vệ tinh của ta đã có nhiều tiến bộ, nắm bắt được những kỹ thuật xử lý và khai thác sử dụng thông thường như tổ hợp ảnh mây, tạo ảnh động để theo dõi sự di chuyển của các khí đoàn, của quỹ đạo bão,... Gần đây nhất ở tổ vệ tinh đã có những nghiên cứu cao hơn như ước lượng mưa từ các ảnh hồng ngoại nhiệt và hồng ngoại hơi nước. Ngày nay bộ môn vệ tinh còn truyền ảnh mây sau xử lý cho các Trung tâm dự báo KTTV địa phương trên toàn mạng lưới, đã thường xuyên tham gia dự báo nghiệp vụ hàng ngày và đã có những đóng góp đáng kể vào việc nâng cao chất lượng dự báo thời tiết nghiệp vụ, dự báo bão, lũ lụt, mưa lớn, không khí lạnh,... góp phần phòng tránh và giảm nhẹ thiên tai ở nước ta.

1.4 Các loại vệ tinh

1.4.1 Vệ tinh quỹ đạo cực

Vệ tinh khí tượng được chia ra 2 loại khác nhau nhưng có các mục tiêu bổ sung cho nhau là vệ tinh cực (quỹ đạo cực) và vệ tinh địa tĩnh. Vệ tinh quỹ đạo cực là vệ

trình bay ở độ cao khoảng 850km, có quỹ đạo gần như song song với các đường kinh tuyến của trái đất, nghiêng một góc gần 90^0 (như NOAA: 98^0 , METEOR: $99,6^0$,...) so với mặt phẳng xích đạo và góc nghiêng đó gần như không đổi trong quá trình hoạt động.



Hình 1.3 Quỹ đạo và độ cao của 2 loại vệ tinh [19]

Tuy chúng được gọi là quỹ đạo cực, nhưng thực chất là cận cực. Vệ tinh NOAA bay ở độ cao khoảng 850 km với góc nhìn $110,8^0$, quay quanh trái đất 14 vòng mỗi ngày, mỗi vòng hết 98 đến 102 phút. Khi trái đất quay sang đông ở phía dưới vệ tinh, mỗi lần qua vệ tinh giám sát một khu vực về phía tây so với lần qua trước. Các dải này có thể được ghép lại với nhau để tạo thành một bức ảnh của một khu vực rộng lớn với độ phân giải 1 km. Trong một chu kỳ quay ngày đêm nó có thể quan sát được toàn bộ trái đất, một nửa vào thời gian ban ngày và một nửa vào thời gian ban đêm. Đối với hầu hết các vệ tinh quỹ đạo cực người ta chọn sao cho nó **đồng bộ với mặt trời**, nghĩa là góc nghiêng của mặt phẳng quỹ đạo vệ tinh được giữ không đổi so với mặt phẳng hoàng đạo suốt thời gian trong năm. Điều này đảm bảo cho vệ tinh bay qua một địa phương đã cho vào cùng một giờ địa phương mỗi ngày. Vệ tinh quỹ đạo cực không quan sát được thường xuyên liên tục như vệ tinh địa tĩnh, nhưng thiết bị có thể đa dạng hơn, độ cao gần trái đất hơn nên nó cho ta thông tin chi tiết hơn. Vệ tinh cực có ưu điểm là chụp trực tiếp được ảnh mây ở phía dưới nó với độ phân giải rất cao nên chúng cho ta thông tin chi tiết về mây, về các cơn bão tố hung dữ và những hệ thống thời tiết khắc nghiệt.

Hiện tại các vệ tinh quỹ đạo cực trong hệ thống quan trắc toàn cầu gồm vệ tinh của 3 quốc gia chủ quản: (1) Nga có loạt vệ tinh METEOR, RESURS, và OKEAN (OKEAN-4 có đặt ra-đa), trong đó METEOR 3-5 hoạt động từ 1991, METEOR 2-21 hoạt động từ 1993; (2) Hoa kỳ có loạt vệ tinh NOAA, dựa trên hệ thống TIROS-N, hoạt động từ năm 1978 cho đến nay đã là NOAA-17, hoạt động từ 2002; (3) Trung quốc có FY-1C, vệ tinh thứ 3 trong loạt vệ tinh quỹ đạo Phong-vân đang hoạt động. Chúng bay ở độ cao từ 850 đến 900 km.

Cần ghi nhận rằng Nga (trước đây là Liên xô) và Mỹ là hai nước chủ quản các vệ tinh quỹ đạo cực đầu tiên từ những năm 60 của thế kỷ 20. Hiện trạng của các vệ tinh quỹ đạo cực còn được cho chi tiết hơn ở bảng 1.1.

Bảng 1.1 Các vệ tinh quỹ đạo cực trong CGMS (thống kê đến 26/11/2003)					
Loại quỹ đạo & thời gian qua xích đạo	Vệ tinh & chế độ hoạt động(*)	Cơ quan quản lý	Giờ cắt qua (A lên bắc Đ xuống Nam) / Độ cao	Ngày phóng	Hiện trạng
Đồng bộ mặt trời “Buổi sáng” (06:00 – 12:00) (18:00 – 24:00)	NOAA-17 (Op)	USA/NOAA	10:17 (D) 812 km	6/02	Theo chức năng (CN)
	NOAA-15 (B)	USA/NOAA	07:04 (D) 810 km	05/98	CN;(có vấn đề với AVHRR + HIRS)
	NOAA-12 (L)	USA/NOAA	04:47 (D) 808 km	05/91	CN (không kể viễn thám)
	DMSP-F15 (Op)	USA/NOAA	21:31 (A) 850 km	12/99	Vệ tinh quân sự (có thể dùng cho dân sự qua NOAA)
	DMSP-F14 (B)	USA/NOAA	20:14 (A) 852 km	04/97	Vệ tinh quân sự (có thể dùng cho dân sự qua NOAA)
	DMSP-F12 (L)	USA/NOAA	18:56 (A) 850 km	8/94	Vệ tinh quân sự (phi nghiệp vụ)
	RESURS-01-N4 (P)	Russia	09:30 (A) 835 km	7/98	Tạm thời không hoạt động
	METEOR-3M-N1 (P)	Russia	9:15	10/12/01	CN (chỉ làm việc đến hết 2002)
	ERS-1 (R)	ESA	10:30 (D) 785 km	07/91	đã thay bằng ERS-2 vào năm 2000
	ERS-1 (R)	ESA	10:30 (D) 785 km	04/95	Có vấn đề từ 6/03
	Envisat (R)	ESA	10:00 (D) 800 km	03/02	
PROBA (R)	ESA	10:30 (A) 615 km	10/01	Quỹ đạo trôi. Thử nghiệm công nghệ 2003	
Đồng bộ mặt trời “Buổi chiều” (12:00 – 16:00) (00:00 – 04:00)	NOAA-16 (Op)	USA/NOAA	13:53 (A) 851 km	09/00	CN. Không có APT
	NOAA-14 (B)	USA/NOAA	18:07 (A) 847 km	12/94	CN. Một OBP không phải chức năng
	NOAA-11 (L)	USA/NOAA	22:42 (A) 843 km	09/88	CN. Số liệu thiết bị SBUV bị hạn chế
Đồng bộ mặt trời “Buổi sáng sớm” (04:00 – 06:00) (16:00 – 18:00)	DMSP-F13 (Op)	USA/NOAA	18:18 (A) 850 km	03/95	Vệ tinh quân sự (có thể dùng cho dân sự qua NOAA)
Đồng bộ mặt trời “Buổi sáng”	FY-1D (Op)	China	08:40 (D) 873 km	15/05/02	CN . CHRPT
	FY-1C (B)	China	07:36 (D) 866 km	05/99	CN CHRPT
Không đồng bộ mặt trời hay quỹ đạo vô định	METEOR 3-N5 (Op)	Russia	1200 km	08/91	CN(ảnh thị phổ truyền qua APT)

(*) P-tiền nghiệp vụ, Op-nghiệp vụ, B- sao lưu, L- có hạn chế, R-nghiên cứu.

Do việc hiện nay Ngành KTTV nước ta đang thu số liệu từ các vệ tinh NOAA-15, NOAA-16 và NOAA-17 của Hoa kỳ nên ta tìm hiểu thêm về các vệ tinh này. Chúng đều có các loại thiết bị ghi hình (Imager) và thám trắc kế (sounder) khí quyển thẳng đứng, trong đó đáng chú ý là bức xạ kế độ phân giải rất cao AVHRR, các bộ thám trắc kế tiên tiến AMSU-A (-A1, -A2), AMSU-B thám sát khí quyển thẳng đứng tiên tiến và thám trắc kế bức xạ hồng ngoại độ phân giải cao (HIRS). Sản phẩm được sử dụng rộng rãi là các ảnh mây vệ tinh độ phân giải cao được ghi hình trên 6 kênh dưới đây:

- Kênh 1: kênh phổ điện từ #1, 0,58-0,68 μ m;
- Kênh 2: kênh phổ điện từ #2, 0,725-1,0 μ m;
- Kênh 3A: kênh phổ điện từ #3A, 1.58-1.64 μ m;
- Kênh 3B: kênh phổ điện từ #3B, 3,55-3,93 μ m;
- Kênh 4: kênh phổ điện từ #4, 10,3-11,3 μ m;
- Kênh 5: kênh phổ điện từ #5, 11,5-12,5 μ m.

1.4.2 Vệ tinh địa tĩnh

Bảng 1.2 Các vệ tinh địa tĩnh trong CGMS (thống kê đến 26/11/2003)

Khu vực hình quạt	Vệ tinh Chế độ hoạt động (Op-nghiệp vụ; P- tiền nghiệp vụ; B- sao lưu; L-hạn chế	Cơ quan điều hành	Vị trí	Ngày phóng	Hiện trạng
Đông TBD (180 ⁰ W-108 ⁰ W)	GOES-10 (Op)	USA/NOAA	135°W	04/97	Nghịch đảo, tia mặt trời gần nhất
	GOES-8 (L)	USA/NOAA	147,6°W	04/94	Trôi về tây 1,06°/ngày; sao lưu sang GOES-9
TÂY ĐTD (108°W-36°W)	GOES-11 (B)	USA/NOAA	105°W	05/00	Trên quỹ đạo sao lưu có thể 48 h
	GOES-12 (Op)	USA/NOAA	75°W	07/01	CN đầy đủ
Đông ĐTD (36°W-36°E)	METEOSAT-6 (B)	EUMETSAT	10°E	11/93	Quét nhanh (RSS)
	METEOSAT-7 (Op)	EUMETSAT	0°	02/97	CN
	MSG-1 (P) (METEOSAT-8 when Op)	EUMETSAT	10.5°W	28/08/02	Giai đoạn uỷ nhiệm
Ấn độ dương (36°E-108°E)	METEOSAT-5 (Op)	EUMETSAT	63°E	03/91	IODC, CN nhưng kiểu độ nghiêng lớn
	GOMS-N1 (B)	RUSSIA	76°E	11/94	Dự phòng từ 9/98
	FY-2B (Op, L)	CHINA	105°E	06/00	Quét bán cầu từ 6/03. Không truyền ảnh khi khuất tối
	FY-2A (B, L)	CHINA	86,5°E	06/97	
	INSAT II-B (B)	INDIA	111,5°E	07/93	Không có ảnh IR

	INSAT II-E (Op)	INDIA	83°E	04/99	3 kênh VHRR không dùng
	INSAT III-C	INDIA	74°E	24/01/02	Không có WEFAX
	Kalpana-1 (METSAT) (Op)	INDIA	74°E	12/09/02	Vệ tinh khí tượng chuyên dụng
	INSAT III-A (Op)	INDIA	93,5°E	10/04/03	3 kênh VHRR và CCD có thể sử dụng
Tây TBD (108°-180°E)	GOES-9 (Op)	USA/NOAA	155°E	05/95	Hiện giờ cung cấp số liệu cho Nhật bản
	GMS-5 (B)	JAPAN	140° E	03/95	Sao lưu số liệu từ GOES-9 từ 22/5/2003

Vệ tinh địa tĩnh hoạt động trong vành đai xích đạo ở độ cao khoảng 38.500 km trên một điểm cố định so với bề mặt trái đất, với góc nhìn khoảng $17,4^{\circ}$, có cùng tốc độ quay của trái đất mỗi vòng trong một ngày đêm, nghĩa là **đồng bộ với địa cầu**, làm cho nó như là tĩnh tại bên trên một điểm cố định ở đường xích đạo. Điều đó cho phép chúng quan sát liên tục thời tiết từ 70 độ vĩ bắc đến 70 độ vĩ nam, nghĩa là 1/4 diện tích của toàn địa cầu. Do tính chất tĩnh tại trên một điểm cố định nên chúng có thể quan sát thời tiết trên một vùng cố định trong suốt ngày đêm, cứ 30 phút một quan sát bức xạ thị phổ và bức xạ hồng ngoại với độ phân giải 5 km. Vệ tinh địa tĩnh đo đạc theo thời gian thực, nghĩa là chúng truyền các ảnh về hệ thống thu nhận ở mặt đất ngay khi máy ghi hình ghi được hình. Sự liên tiếp các ảnh từ những vệ tinh này có thể hiện lên màn hình liên tiếp, tạo ra ảnh động, cho ta biết sự di chuyển của mây, cho phép các dự báo viên theo dõi được sự tiến triển của các hệ thống thời tiết lớn như front, các cơn dông và bão. Dựa vào sự di chuyển của mây ta còn có thể xác định được hướng và tốc độ gió. Điều quan trọng và lý thú nhất đối với dự báo viên thời tiết là vẽ ra và giám sát được cường độ và quỹ đạo bão gần sát với thời gian thực.

Bảng 1.3 So sánh khả năng của 2 loại vệ tinh	
GEO	LEO
Quan trắc chính quá trình (chuyển động và mục tiêu đúng lúc)	Quan trắc hiệu ứng của quá trình
Lặp lại phủ sóng trong cỡ phút ($\Delta t=30$ phút)	Lặp lại phủ sóng 2 lần/ngày đêm ($\Delta t=12$ giờ)
Chỉ có hình đĩa toàn phần của trái đất	Phủ toàn cầu
Quan sát nhiệt đới tốt nhất	Quan sát các cực tốt nhất
Cùng một góc quan sát	Góc quan sát thay đổi
Khác độ rọi mặt trời	Như độ rọi mặt trời
Ảnh thị phổ, hồng ngoại (phân giải 1, 4 km)	Ảnh thị phổ, hồng ngoại (phân giải 1, 1 km)
Một băng thị phổ	Đa băng thị phổ
Chỉ có thám sát hồng ngoại (phân giải 8km)	Thám sát IR và vi sóng (17, 50 km)
Nhiều 0,5 mW/ster/m²/cm⁻¹ (vài phần mười độ)	Nhiều 0,5 mW/ster/m²/cm⁻¹ (vài phần mười độ)
Quan sát mây từ điểm cố định	Quan sát mây từ vi sóng
Bức xạ kế có bộ lọc	Bức xạ kế có bộ lọc, giao thoa kế và phổ quang kế con cách (grating spectrometer)

Hiện tại các vệ tinh địa tĩnh trong hệ quan trắc toàn cầu gồm các vệ tinh của Châu Âu hoạt động ở kinh độ 0^0 và 63^0E (EUMETSAT), của Nga hoạt động ở 76^0E , của Trung quốc hoạt động ở 105^0E , của Nhật bản hoạt động ở 140^0E , và các vệ tinh của Mỹ hoạt động ở 135^0W và 75^0W . Hiện trạng của vệ tinh địa tĩnh được cho chi tiết hơn ở bảng 1.2. Ngoài ra để hiểu rõ hơn về đặc điểm của 2 loại vệ tinh trên ở bảng 1.3 còn dẫn ra sự so sánh các khả năng giữa chúng.

Các tham số quỹ đạo (độ cao, góc nghiêng,...) của 2 loại vệ tinh nói trên không phải lựa chọn một cách tùy tiện mà được xác định theo những yêu cầu quan trắc, cơ học quỹ đạo và những cân nhắc về kỹ thuật. Tất nhiên những dạng quỹ đạo khác nữa về mặt lý thuyết là có thể nhưng việc sử dụng sẽ bị hạn chế hơn và còn chưa được thực hiện. Vệ tinh cực mang theo nhiều thiết bị quan trắc khác nhau, còn vệ tinh địa tĩnh trước 1998 hầu hết chỉ mang theo có một bức xạ kế để ghi hình mây và các điều kiện khí quyển. Từ 1998 trở đi các vệ tinh mang theo nhiều thiết bị quan trắc hơn, ít nhất là 3 kênh "tiêu chuẩn" thị phổ, hơi nước và hồng ngoại, tương ứng ở quanh 0,7, 6,7 và 11 μ m. Từ năm 1999, như GOES-8 (Hoa kỳ), MTSAT-1 (Nhật bản) còn có thêm 1 kênh hồng ngoại thứ 2 (IR-2) và 1 kênh cận hồng ngoại (NIR) ở 3,7 μ m. Riêng vệ tinh GOES-8 trở đi còn mang theo thám trắc kế (radiosounder) với 19 kênh, dùng để thám sát khí quyển theo chiều thẳng đứng. Còn vệ tinh thế hệ 2 của Châu Âu có tới 12 kênh ghi hình, 11 kênh trong số đó có thể ghi hình đĩa mây toàn phần địa cầu 15 phút một lần.

Do việc hiện nay ta đang thu số liệu vệ tinh địa tĩnh GMS-5 của Nhật bản và vệ tinh GOES-9 của Hoa kỳ do GMS sao chép nên ta tìm hiểu thêm về chúng. Vệ tinh địa tĩnh GMS-5 được phóng lên quỹ đạo từ 18/03/1995, nhưng mãi đến ngày 13/06/1995 nó mới cung cấp bức ảnh đầu tiên. Ảnh mây vệ tinh GMS được ghi hình trên 4 kênh (thị phổ: 0,55 - 0,90 μ m, hồng ngoại nhiệt 1 (IR1): 10,5-11,5 μ m, hồng ngoại nhiệt 2 (IR2): 11,5-12,5 μ m, hồng ngoại hơi nước (IR3): 6,5-7,0 μ m). Vì việc phóng vệ tinh MTSAT của Nhật bản bị trục trặc kỹ thuật nên từ 22/05/2003 GMS sao chép số liệu từ vệ tinh GOES-9 của Hoa kỳ ở 155^0 Đông. Vệ tinh GOES-9 cũng có những máy cảm biến ghi hình và thám sát khí quyển thẳng đứng tiên tiến, trong đó ảnh mây sao chép từ GOES-9 được GMS phát trên các kênh:

- Kênh 1: thị phổ, 0,55-0,75 μ m;
- Kênh 2: cận hồng ngoại, 3,8-4,0 μ m;
- Kênh 3: hồng ngoại nhiệt IR3, 6,5-7,0 μ m;
- Kênh 4: hồng ngoại nhiệt IR1, 10,2-11,2 μ m;
- Kênh 5: hồng ngoại nhiệt IR2, 11,5-12,5 μ m.

1.5 Các thiết bị cảm biến từ xa chủ yếu của vệ tinh khí tượng

1.5.1 Các loại cảm biến của vệ tinh cực và vệ tinh địa tĩnh

Các thiết bị đo năng lượng bức xạ điện từ đặt trên vệ tinh khí tượng được gọi chung là bức xạ kế (radiometers). Chúng được chia ra 2 loại: ghi hình (imager) và thám trắc thẳng đứng (sounder). "Thám trắc kế" (sounder) là tên ngắn gọn của cụm từ "Thám trắc kế khí quyển thẳng đứng" (Vertical Atmosphere Sounder). Mỗi một vệ tinh trong hệ thống quan trắc vệ tinh khí tượng nghiệp vụ toàn cầu có tối thiểu một

thiết bị bức xạ kế ghi hình đa phổ (a multispectral imaging radiometer), gồm thị phổ, hồng ngoại nhiệt và hồng ngoại hơi nước.

Thuật ngữ "Sounder" ở đây không hề liên quan gì với sóng âm mà đó là thiết bị thám trắc, đo bức xạ hồng ngoại của đối tượng. Nó nhận diện các thành phần khí quyển dựa trên việc nhận biết sự hiện diện các đường phổ quan hệ với một phân tử khí đặc thù. Thí dụ, bộ cảm biến TOVS (TIROS Operational Vertical Sounder) gồm 3 thiết bị độc lập: thám trắc kế bức xạ hồng ngoại độ phân giải cao 2 (HIRS/2, có 20 kênh), tổ (khối) máy thám trắc kế vi sóng (MSU, có 4 kênh) và tổ máy thám trắc khí quyển bình lưu (SSU).

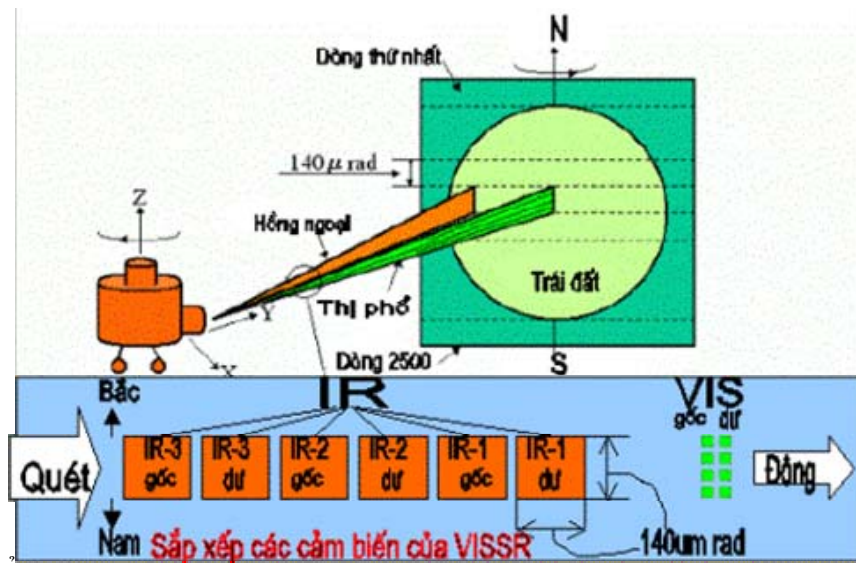
Vệ tinh quỹ đạo cực có 3 loại bức xạ kế: (1) Bức xạ kế thị phổ và hồng ngoại (Visible & Infrared Radiometers) là thiết bị ghi hình đối tượng bằng đo phản xạ thị phổ và phát xạ hồng ngoại, như bức xạ kế độ phân giải rất cao tiên tiến (AVHRR), (2) Thám trắc kế nhiệt ẩm khí quyển (Atmospheric Temperature and Humidity Sounders) là thiết bị viễn thám theo chiều thẳng đứng của khí quyển gồm thám trắc kế bức xạ hồng ngoại độ phân giải cao (HIRS) và bộ thám trắc vi sóng tiên tiến (AMSU), (3) Tán xạ kế (Scatterometer) là thiết bị đo tốc độ và hướng gió.

Vệ tinh địa tĩnh có 2 loại bức xạ kế: (1) Bức xạ kế thị phổ và hồng ngoại, như bức xạ kế quét quay thị phổ và hồng ngoại (VISSR), (2) Thám trắc kế hồng ngoại (Infrared Sounder). Ta sẽ không đi sâu mà chỉ tìm hiểu sơ lược về 2 loại thiết bị đo bức xạ điện từ: thiết bị ghi hình (Imagers) và thiết bị thám trắc kế (thám sát thẳng đứng- sounders).

1.5.2 Thiết bị ghi hình quét quay thị phổ và hồng ngoại VISSR

VISSR là một loại cảm biến quang học thụ động gồm kính quang viễn vọng được gắn với gương quét, gương phản xạ, các thấu kính quang học và các đầu dò tách sóng thị phổ và hồng ngoại để chuyển đổi cường độ ánh sáng quan trắc được thành dòng điện. Nguyên lý quét ảnh của VISSR tương đối phổ biến, được sử dụng trong vệ tinh GMS-5 của Nhật bản và FY-2 của Trung quốc, ngoài ra nó còn tương đồng với các bộ cảm biến ghi hình của những vệ tinh khác, nên ta tìm hiểu kỹ một chút để hiểu rõ được nguyên lý cơ bản của thiết bị quan trắc vệ tinh.

VISSR của GMS-5 có 4 dải phổ gồm 1 băng thị phổ, 2 băng hồng ngoại nhiệt và 1 băng hồng ngoại hơi nước. Việc ghi hình được thực hiện đồng bộ với chuyển động quay của GMS ở tốc độ quay 100 vòng/phút. Trong khi vệ tinh quay một vòng thì VISSR quét từ tây sang đông được 1 dòng rộng 140° rad trên bề mặt trái đất. Sau mỗi dòng quét ống kính viễn vọng lại dịch chuyển một bước gương quét $0,004^\circ$ (70° rad/một bước quay) dọc theo phương bắc-nam, sẽ cho ta những thay đổi của góc phản xạ để thực hiện phép quét từ bắc xuống nam. Như thế phải mất 25 phút để được một hình đĩa mây tròn đầy với 2500 dòng quét của dải thị phổ và hồng ngoại. Trường tầm nhìn tức thời của VISSR là khoảng 5km đối với ảnh IR và 1,25km đối với ảnh VIS tại cận điểm vệ tinh (sub-satellite point). Những số liệu từ các thiết bị đo bức xạ đó được phát về trái đất, sau đó nhờ có máy tính người ta xử lý, tạo ra các bức ảnh thị phổ và hồng ngoại.



Các ảnh thị phổ cho ta hình ảnh giống như những gì ta nhìn thấy bằng mắt thường, vì vậy nó đòi hỏi phải quan trắc vào thời gian ban ngày. Còn ảnh hồng ngoại thì phụ thuộc vào tổng lượng bức xạ do chính đối tượng mà ta quan trắc phát ra, nên ta có thể quan trắc được cả vào thời gian ban đêm. Như vậy nhờ thiết bị ghi hình trên mà ta có thể theo dõi được các hệ thống thời tiết trong suốt ngày đêm.

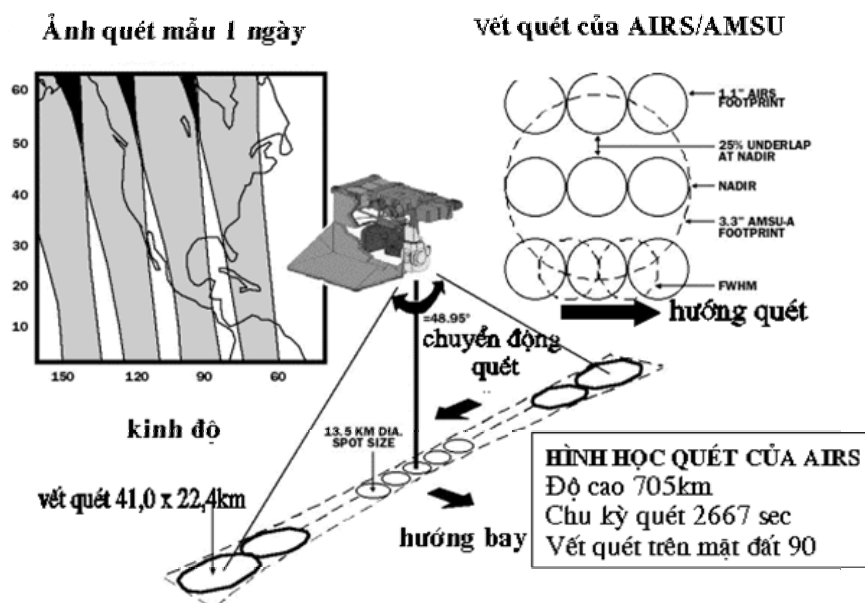
1.5.3 Thiết bị viễn thám khí quyển thẳng đứng

Thám trắc kế khí quyển thẳng đứng quan trắc và cung cấp cho ta profile thẳng đứng của nhiệt độ, áp suất, hơi nước và các khí vạch tới hạn trong khí quyển trái đất. Các profile khí vạch như đi-ô-xit các-bon hay ô-zôn là rất quan trọng đối với những nghiên cứu khí hậu, còn các yếu tố nhiệt, ẩm, áp thì đặc biệt quan trọng đối với việc theo dõi và dự báo thời tiết hàng ngày. Nó có thể trích xuất số liệu cho 40 mực khí áp từ 1000mb đến mực 0,1mb.

Thám trắc kế được cấu tạo thành một phổ kế dạng chuỗi tích hợp, cùng một lúc làm việc trên nhiều kênh với những dải phổ rất hẹp, như AIRS là phổ kế độ phân giải cao với độ bao phủ gần 2400 băng tần ở dải hồng ngoại và thị phổ: 3,7-15 μ m và 0,4-1,0 μ m.

Để xác định được nhiệt độ hay độ ẩm tại một độ cao cụ thể (hay mực áp suất), thám trắc kế thu tín hiệu từ nhiều dải phổ rất hẹp khác nhau, quy về các hàm trọng lượng đã được xác định trước cho từng dải phổ dựa trên những quan trắc trước đó, sau đó sử dụng chúng để đối chiếu và tính ra profile nhiệt độ hay độ ẩm tương ứng [9].

Những số liệu thám sát thẳng đứng của vệ tinh được nghiên cứu xử lý bằng cách so sánh với những quan trắc bề mặt và vô tuyến thám không, xác định mối quan hệ giữa chúng cũng như sai số hệ thống của số liệu vệ tinh, làm cơ sở cho những xử lý số liệu thám sát thẳng đứng nghiệp vụ hàng ngày. Trên hình 1.5 là mô tả hình học quét của thám trắc kế AIRS của NASA (Hoa Kỳ).



Hình 1.5 Mô tả hình học quét của AIRS [9]

1.6 Hệ thống thu nhận số liệu

1.6.1 Bộ phận mặt đất

Bộ phận mặt đất của thành phần hệ quan trắc toàn cầu từ không gian phải đảm bảo thu nhận tín hiệu và số liệu từ các vệ tinh nghiệp vụ và hoặc xử lý, tạo khuôn dạng và hiện lên màn hình đầy đủ ý nghĩa những thông tin quan trắc môi trường với quan điểm sẽ phân phối chúng ở dạng thuận tiện nhất cho người dùng địa phương hoặc qua hệ viễn thông toàn cầu nếu có yêu cầu.

Số liệu vệ tinh toàn cầu được quy định cho phân tích và dự báo các quá trình khí quyển quy mô hành tinh. Những thông tin định lượng từ số liệu vệ tinh được đưa vào các mô hình dự báo số trị quy mô lớn. Chúng được thu và xử lý ở các trung tâm lớn bởi chính các nước chủ quản vệ tinh. Những số liệu có được đó, như gió mây, nhiệt độ mặt biển và profile nhiệt độ khí quyển được truyền phát qua Hệ thống viễn thông toàn cầu (GTS) của TCKTTG (WMO).

Ở mức khu vực hay quốc gia, việc thu nhận trực tiếp các ảnh mây là rất quan trọng. Chúng được thực hiện nhờ các trạm thu và xử lý có độ phức tạp, tinh tế và chi phí khác nhau.

Quy mô khu vực cần những phương tiện có thể nhận và xử lý tín hiệu số liệu thu thập từ Hệ thống thu thập số liệu khi tiếp được tín hiệu từ 2 loại vệ tinh địa tĩnh và quỹ đạo cực.

Ở quy mô quốc gia, mọi thành viên của Tổ chức Khí tượng thế giới đều phải cố gắng để thiết lập trên lãnh thổ của mình tối thiểu một trạm người dùng với phương tiện thích hợp để thu ảnh mây độ phân giải đầy đủ từ vệ tinh địa tĩnh thích hợp và cũng tối thiểu một trạm để thu nhận ảnh độ phân giải cao từ một vệ tinh quỹ đạo cực.

1.6.2 Truyền nhận và format số liệu

1) Truyền nhận gián tiếp

Số liệu vệ tinh quy mô toàn cầu dùng để phân tích và dự báo các quá trình khí quyển quy mô lớn cỡ hành tinh. Thông tin định lượng nhằm vào sự cần thiết cho đầu vào các mô hình số với các quá trình khí quyển quy mô lớn. Loại thông tin này được thu bình thường và được phân phối bởi các trạm mặt đất thu và xử lý chính của bản thân những người điều hành vệ tinh. Số liệu vệ tinh quan trắc được như gió mây, nhiệt độ mặt biển và phổ-phân nhiệt độ khí quyển được truyền qua Hệ viễn thông toàn cầu của TCKTTG.

2) Truyền nhận trực tiếp

Dịch vụ truyền trực tiếp là các vệ tinh khí tượng nào đó truyền các sản phẩm và số liệu từ cảm biến kế vệ tinh theo chế độ thời gian thực và cận thực cho các trạm thu ở mặt đất trong phạm vi tiếp nhận của vệ tinh.

Ở mức quốc gia và khu vực thì việc nhận trực tiếp ảnh mây là rất quan trọng. Để thoả mãn yêu cầu của khu vực nhiều thiết bị nhận đã được thiết lập bởi các thành viên của TCKTTG. Các thiết bị này có thể nhận ảnh với độ phân giải đầy đủ từ các vệ tinh địa tĩnh môi trường cũng như các ảnh độ phân giải cao và số liệu thám sát từ vệ tinh quỹ đạo cực. Chúng cũng có thể nhận và xử lý các tín hiệu thu thập số liệu từ Hệ thu thập số liệu được tiếp âm bởi cả hai loại vệ tinh. Sự sắp xếp khu vực được thực hiện để phân phối thông tin như số liệu thám sát độ phân giải cao từ vệ tinh quỹ đạo cực và số liệu gió dựa trên sự chuyển động của mây từ các vệ tinh địa tĩnh, đủ rộng để đảm bảo việc sử dụng chúng trong các mô hình phân tích và dự báo khu vực.

Hiện nay có 5 loại số liệu được truyền trực tiếp là:

- 1) Số liệu độ phân giải thấp từ các vệ tinh cực (APT / LRPT).
- 2) Số liệu độ phân giải thấp từ các vệ tinh địa tĩnh (WEFAX / LRIT).
- 3) Số liệu độ phân giải cao từ vệ tinh cực (HRPT).
- 4) Số liệu độ phân giải cao từ vệ tinh địa tĩnh (HRIT).
- 5) Phân bố (bổ sung) số liệu Khí tượng từ các vệ tinh địa tĩnh (MDD).

Truyền nhận trực tiếp từ vệ tinh quỹ đạo cực (APT, LRPT, HRPT) chỉ cung cấp các số liệu từ cảm biến kế, còn truyền nhận trực tiếp từ vệ tinh địa tĩnh (WEFAX, LRIT, HRIT, MDD) thì cung cấp cả các sản phẩm bổ sung và số liệu khí tượng cũng như số liệu từ các cảm biến kế.

3) Format số liệu ảnh

TCKTTG hướng dẫn chung 2 năm một lần thông qua các thành viên và những người dùng khác có liên quan với tình hình về yêu cầu nhận ảnh vệ tinh khí tượng trong các khu vực của TCKTTG. Các kết quả được phân loại ra 4 cấp: nhận số liệu độ phân giải thấp vệ tinh quỹ đạo cực từ truyền ảnh tự động (APT); nhận từ vệ tinh quỹ

đạo cực bằng truyền ảnh độ phân giải cao (HRPT); nhận số liệu vệ tinh địa tĩnh độ phân giải thấp (WEFAX) và số liệu vệ tinh địa tĩnh độ phân giải cao (HR). Sau đây là giải thích cho từng format:

a) APT- truyền ảnh tự động:

Hệ truyền ảnh tự động APT trên các vệ tinh NOAA của Mỹ cung cấp dòng số liệu độ phân giải được hạ thấp từ bức xạ kế AVHRR. Nó truyền số liệu liên tục như truyền tương tự mà các máy thu đơn giản, không đắt tiền đều có thể nhận được khi vệ tinh ở trong dải sóng vô tuyến. Nó được đưa vào sử dụng từ năm 1970 và suốt 30 năm qua nó cung cấp số liệu ảnh cho tất cả các trạm người dùng giá tương đối thấp, ở tất cả các địa phương các nước trên thế giới và cho cả các nhà chuyên môn khác nữa. Một trạm người dùng ở bất kỳ chỗ nào trên thế giới cũng có thể nhận được số liệu địa phương từ 3 vệ tinh bay qua với mỗi vệ tinh 2 lần mỗi ngày. Theo thông báo của TCKTTG tháng 3/2002 thì một công nghệ thông tin tiên tiến hơn LRPT trên hệ thống kỹ thuật số mới đã được thay thế từ 2003.

b) WEFAX- fax thời tiết:

WEFAX là truyền số liệu ảnh tương tự. Trong suốt 2 thập kỷ qua kỹ thuật WEFAX đã là một bộ phận quan trọng của dịch vụ truyền số liệu vệ tinh địa tĩnh của Mỹ, Châu Âu, Nhật bản, Nga và cả Trung quốc nữa. Cũng theo TCKTTG từ 2003 nó đã được thay thế bằng một chuẩn mới kỹ thuật số, cho phép người nhận sử dụng cách định lượng tốt hơn các ảnh tương tự WEFAX, đó là LRIT. Cũng giống như APT, WEFAX cũng có lộ trình chấm dứt và hiện giờ chưa hoàn toàn chấm dứt.

c) HRPT- truyền ảnh độ phân giải cao:

Dịch vụ truyền ảnh độ phân giải cao đặt trên các vệ tinh NOAA vài chục năm nay đã là nguồn chính của số liệu chất lượng cao từ các vệ tinh quỹ đạo cực ở các trạm người dùng chính trên thế giới. Dòng số liệu không chỉ bao gồm các ảnh độ phân giải đầy đủ ở dạng số từ thiết bị AVHRR mà còn cả thông tin khí quyển từ chỗ các thiết bị thám sát. Thông qua thiết bị nhận HRPT từ vị trí người dùng có thể thu số liệu 2 lần (hoặc trên 2) mỗi ngày từ mỗi vệ tinh, số liệu độ phân giải cao bao phủ một khu vực bán kính tới 1500km tính từ trạm người dùng. Ảnh quét nhanh cho ta các điều kiện khí tượng và có thể được sử dụng cho nhiều ứng dụng trong đại dương và đất liền. Khi vệ tinh cho ta số liệu thám sát chi tiết thì có thể được xử lý và sử dụng vào các mô hình dự báo thời tiết số.

d) LRIT- truyền thông tin tốc độ thấp:

Dịch vụ truyền thông tin tốc độ thấp (LRIT-Low Rate Information Transmission) là chuẩn truyền số liệu kỹ thuật số mới được thực hiện trên vệ tinh khí tượng địa tĩnh trong tương lai để truyền số liệu cho các trạm người dùng giá rẻ thế hệ sau. Nó sẽ dần dần thay thế chuẩn WEFAX tương tự hiện nay đối với số liệu ảnh cũng

như một vài thứ khác. Nhóm phối hợp vệ tinh khí tượng đã thoả thuận thực hiện rộng rãi chuẩn này đối với các nước thành viên khi họ nâng cấp các hệ thống hiện có của họ.

e) HRIT-Truyền thông tin tốc độ cao:

Trước năm 1998 vệ tinh khí tượng truyền số liệu ảnh trên 2 format: hệ WEFAX tương tự cho các trạm người dùng nhỏ và hệ các ảnh độ phân giải cao. Với vệ tinh khí tượng thế hệ hai vào năm 2000 cả hai loại này đều được thay bằng các hệ thống mới kỹ thuật số có khả năng truyền thông tin đi xa hơn nhiều khi nó tuân thủ các tiêu chuẩn quốc tế mới. Hệ thống HRI hiện thời hoạt động truyền số liệu với tốc độ 166 kbps, hoàn toàn không tương xứng với việc truyền số liệu ảnh của vệ tinh thế hệ hai khi nó tạo ra số liệu 10 lần lớn hơn thế hệ vệ tinh khí tượng đầu tiên. Hệ HRI sẽ được thay thế bởi hệ thống Truyền thông tin tốc độ cao HRIT (High Rate Information Transmission). Nó sẽ có thể chuyển số liệu ảnh vệ tinh thế hệ hai ở độ phân giải toàn phần y như tính đa dạng của các sản phẩm khí tượng và các thông tin liên quan. Format HRIT tuân theo chuẩn quốc tế đối với truyền số liệu và đã được Tổ phối hợp thừa nhận như là một chuẩn mới sẽ được thực hiện khi các tổ chức thành viên phát triển các hệ thống vệ tinh mới.

1.7 Các lĩnh vực ứng dụng của vệ tinh khí tượng

Số liệu và sản phẩm từ vệ tinh khí tượng càng ngày càng phong phú và đa dạng, nhưng ngoài những nước chủ nhà của các vệ tinh ra thì khả năng có được và ứng dụng chúng phụ thuộc rất lớn vào trang thiết bị kỹ thuật và trình độ khoa học công nghệ của từng nước. Theo điều tra của TCKTTG năm 2002 thì ở các nước đang phát triển mới khai thác ứng dụng khoảng dưới 15% những số liệu và sản phẩm có thể có từ các vệ tinh khí tượng, mà đa phần chỉ khai thác ảnh mây APT và WEFAX, còn số liệu thám sát thẳng đứng, thông tin vệ tinh kỹ thuật số (sử dụng vào mô hình số và các tính toán) thì còn rất hạn chế. Không kể 2 lĩnh vực nghiên cứu và phục vụ công cộng thì có 10 lĩnh vực ứng dụng số liệu và sản phẩm vệ tinh khí tượng đã được TCKTTG hướng dẫn.

- Trong Dự báo thời tiết cực ngắn: ảnh mây, nhiệt độ đỉnh mây, loại mây, độ che phủ (vân lượng tổng quan), ước lượng giáng thủy, độ cao chân mây, chỉ số bất ổn định khí quyển.

- Trong Phân tích sy-nôp: gần như dự báo thời tiết cực ngắn, có thêm profile nhiệt độ thẳng đứng của khí quyển.

- Trong Dự báo thời tiết số: profile nhiệt độ, profile gió, nhiệt độ mặt biển, vector gió trên mặt biển, nhiệt độ đỉnh mây, ảnh mây, profile nước mây.

- Trong Khí tượng cao không: Khí tượng cao không chủ yếu dựa vào các phương pháp của Dự báo thời tiết cực ngắn và Phân tích sy-nôp nên các tham số sử dụng cũng gần như ở hai lĩnh vực này, chỉ có điểm khác là các tham số về độ cao đỉnh mây và trần mây được sử dụng nhiều nhất.

- Trong Khí tượng biển và Hải dương học: xem trọng nhất là nhiệt độ bề mặt biển (SST), độ cao sóng, chu kỳ và hướng sóng (được khai thác từ các cảm biến kế cho Hải dương học, như cảm biến kế bức xạ trái đất (ERS), thực nghiệm địa hình đại dương (TOPEX/POSEIDON) và ra-đa vệ tinh đo gió trên các đại dương (QuickSCAT-), dòng chảy đại dương.

- Trong Khí tượng nông nghiệp: coi trọng nhất là NDVI-chỉ số mật độ thực vật chuẩn hoá, nhiệt độ bề mặt đất, độ ẩm đất, chỉ số lá cây khu vực, loại thực vật, lượng giáng thủy, chỉ số tiêu dẫn khu vực.

- Trong Thủy văn: quan trọng nhất là các tham số liên kết trường mây (ảnh mây) và trạng thái thực vật (đặc điểm mặt đất, NDVI, nhiệt độ bề mặt), trạng thái tuyết trên bề mặt (độ phủ tuyết), các điều kiện tuyết tan, độ ẩm đất, giáng thủy và chỉ số giáng thủy.

- Trong Hoá học khí quyển: quan tâm nhất là các tham số về trường ô-zôn, son khí, cột tổng lượng ô-zôn, profile ô-zôn, cột tổng xon khí, profile nhiệt độ, các đám cháy, các khí đánh dấu (trace gases).

- Trong Khí hậu học và biến đổi khí hậu: quan trọng nhất là sự hiểu biết về trường mây cùng với cán cân bức xạ, SST, độ phủ mây, bức xạ sóng dài xuất ra từ đỉnh tầng khí quyển và mực biển.

- Trong Giám sát môi trường và thảm họa: giám sát các đám cháy, bụi núi lửa và giáng thủy, giám sát ô-zôn.

CHƯƠNG 2. CƠ SỞ LÝ THUYẾT VỀ VỆ TINH KHÍ TƯỢNG

Bức xạ là cơ sở của công nghệ cảm biến từ xa hay là cơ sở của viễn thám. Vệ tinh quan trắc khí quyển và trái đất dựa trên nguyên tắc đo bức xạ điện từ, vì vậy lý thuyết về bức xạ là một trong những phần cơ sở vật lý quan trọng của lý thuyết vệ tinh mà người dùng thông tin vệ tinh cần nắm vững. Bức xạ đã được học tương đối kỹ trong giáo trình Vật lý khí tượng, song chưa có liên hệ với các đối tượng quan trắc của vệ tinh khí tượng nên ở đây bức xạ được xem xét gắn liền với vệ tinh khí tượng. Ngoài ra trong cơ sở lý thuyết, một số kiến thức liên quan đến quỹ đạo vệ tinh và các cảm biến kế (sensor) còn được giới thiệu một cách khái quát, nhằm đảm bảo tính hệ thống và gợi mở cho người đọc tự tìm hiểu rộng hơn.

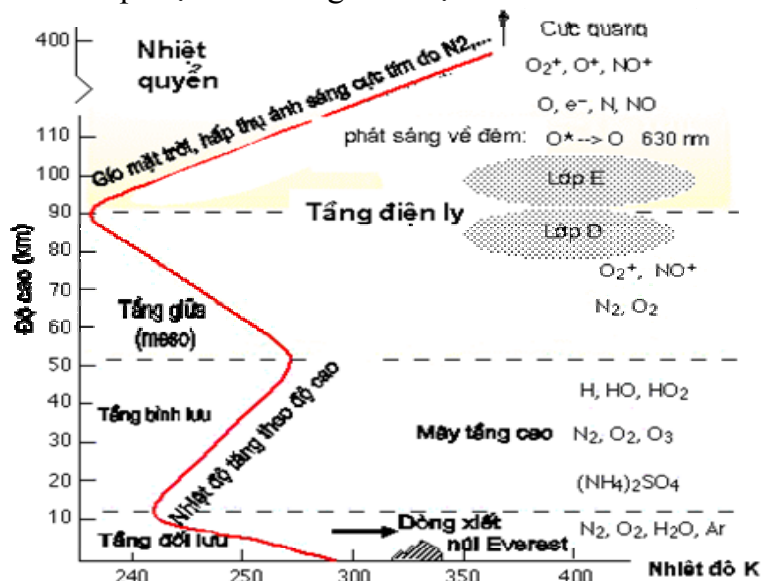
2.1 Bức xạ và các định nghĩa về bức xạ mặt trời

2.1.1 Thành phần khí quyển trái đất và phổ bức xạ mặt trời

- **Thành phần của khí quyển trái đất:** gồm một nhóm các chất khí gần như thường trực và một nhóm chất khí với nồng độ thay đổi. Thêm vào đó khí quyển còn bao gồm cả các phần tử ở dạng rắn và lỏng như xon khí, hạt nước, các tinh thể băng mà chúng thay đổi rất mạnh theo không gian và thời gian.

Các khí thường trực chiếm 99,99% gồm Ni-tơ-gen, Ô-xy-gen và A-gôn-g. Chúng thường có tỷ lệ không đổi cho đến độ cao xấp xỉ 60 km.

Các chất khí có nồng độ thay đổi do nhiều nguyên nhân gồm CO₂ và hơi nước; O₃ có nồng độ thay đổi theo không gian và thời gian, thường ở độ cao 15 - 30 km. Hầu hết bức xạ cực tím bị ô-zôn hấp thụ nên không tới được trái đất.



Hình 2.1 Các thành phần khí quyển [14]

- **Phổ mặt trời và hằng số mặt trời:** quan hệ với sự phân bố bức xạ điện từ do mặt trời phát ra như một hàm của bước sóng chiếu từ mặt trời đến đỉnh tầng khí quyển.

+ Hằng số mặt trời S là một đại lượng biểu thị tổng lượng bức xạ chiếu tới đỉnh tầng khí quyển. Nó được xác định như là thông lượng (một dòng) năng lượng mặt trời (năng lượng / thời gian) xuyên qua một đơn vị bề mặt đặt thẳng góc với trục tia mặt trời ở khoảng cách trung bình giữa mặt trời và trái đất.

+ Phổ mặt trời và hằng số mặt trời đã được khảo sát nhiều và liên tục một thời gian: Abbot [14] đã làm hàng loạt đo đạc trong một thời gian dài dựa trên các thiết bị mặt đất với kết quả S khoảng 1350 Wm^{-2} . Sau ông người ta đo cả trên các độ cao và chấp nhận trị số $S = 1396$ (do Johnson) và 1380 Wm^{-2} (do Nicolet). Từ 01/06/1985 có Chương trình "Thực nghiệm cân cân bức xạ trái đất" vệ tinh Nimbus 7 của Hoa-kỳ đo đạc lại và đã chỉ ra $S = 1372 \text{ Wm}^{-2}$, nghĩa là có giảm đi chút ít do sự phát triển của các vết đen mặt trời.

+ Hầu hết năng lượng điện từ đến được trái đất đều bắt nguồn từ bề mặt của mặt trời được gọi là quang quyển (photosphere).

2.1.2 Bức xạ sóng điện từ và các định nghĩa về bức xạ

Quá trình hấp thụ và phát xạ bức xạ mặt trời trong khí quyển được thực hiện bởi các phân tử có chứa năng lượng bức xạ điện từ. Nhờ có 3 dạng chuyển động của phân tử (tịnh tiến, quay và dao động) mà nó luôn luôn lưu giữ năng lượng. Ngoài ra nó còn thay đổi khi trạng thái các điện tử thành phần thay đổi vì thế các phân tử còn có năng lượng điện tử nữa. Chính vì vậy mà chúng dẫn đến các hệ thống dải băng điện từ phức hợp.

Theo lý thuyết lượng tử thì bản chất của năng lượng bức xạ điện từ liên quan với photon. Photon là dạng vật lý của một lượng tử, phân tử cơ bản được nghiên cứu trong Cơ học lượng tử. Nó còn được mô tả như là một phân tử mang thông tin đối với lực điện từ hay như là chùm nhỏ nhất của ánh sáng. Phân tử dưới nguyên tử (subatomic) không khối lượng này bao gồm bức xạ được phát ra do vật chất khi nó được kích thích nhiệt hoặc do các quá trình hạt nhân (liên hợp, phân rã) hoặc do sự bắn phá hạt nhân với bức xạ khác. Nó còn trở nên phức tạp khi phản xạ hoặc hấp thụ bức xạ. Photon chuyển động với tốc độ ánh sáng ($c \approx 3.10^8 \text{ ms}^{-1}$); đồng thời các phân tử này còn chuyển động như các sóng, vì thế chúng có bản chất "lưỡng tính"(điện và từ).

Năng lượng đặc trưng một photon được xác định bằng phương trình tổng quát của Planck

$$Q = h\nu \quad (2.1)$$

Trong đó h là hằng số Planck ($6,6260.10^{-23} \text{ Joules.sec}$), ν là tần số.

Trong nghiên cứu bức xạ khí quyển người ta áp dụng mô hình sóng với phương trình sóng cơ bản:

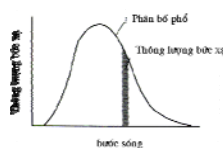
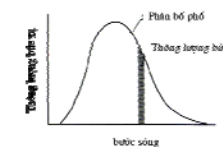
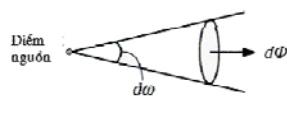
$$c = \lambda\nu \quad (2.2)$$

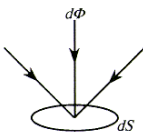
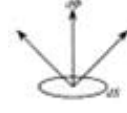
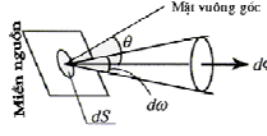
Trong đó c là tốc độ ánh sáng, λ là bước sóng (khoảng cách giữa 2 đỉnh sóng liên tiếp), ν là tần số dao động sóng (số đỉnh sóng đi qua một điểm cố định trong không gian trên 1 đơn vị thời gian). Trong chân không, tốc độ ánh sáng $c=3.10^8\text{ms}^{-1}$, song nó thay đổi theo môi trường truyền sóng, phụ thuộc vào chỉ số khúc xạ m của môi trường. Trong khí quyển $m \approx 1$ nên c gần như không đổi, còn trong nước ở bước sóng thị phổ $m \approx 1,33$ nên trong các giọt nước mây, tốc độ ánh sáng sẽ giảm đi khoảng 25%. Trị số nghịch đảo của bước sóng là số sóng $k=1/\lambda$ (wavenumber: số sóng trên 1 đơn vị khoảng cách theo hướng truyền sóng). Trong vật lý khí quyển, thứ nguyên của bước sóng được đo bằng mi-crôn-met ($1\mu\text{m} = 10^{-6}\text{m}$), na-nô-met ($1\text{nm}=10^{-9}\text{m}$) hay Angstroms ($1\text{Å}=10^{-10}\text{m}$) với tần số đo bằng mê-ga-hét ($1\text{MHz}=10^6\text{s}^{-1}=10^6\text{Hz}$) hay gi-ga-het ($1\text{GHz}=10^9\text{Hz}$, Hertz=chu kỳ/second) và số sóng đo bằng cm^{-1} . hertz

Bức xạ mang theo năng lượng và năng lượng được truyền đi trong không gian thì vùng không gian ấy được gọi là **trường bức xạ**. Người ta xác định các đặc trưng cơ bản của trường bức xạ qua năng lượng bức xạ dựa trên phương trình Planck và gán định nghĩa cho từng đặc trưng như cho trong bảng 2.1 dưới đây, nhằm mô tả và diễn đạt bức xạ bằng định lượng.

Ta đã biết rằng lượng bức xạ mặt trời mà một đối tượng nhận được phụ thuộc vào không gian, thời gian, hướng và bước sóng. Song vì ánh sáng di chuyển rất nhanh, nhanh đến mức là thông thường người ta có thể bỏ qua sự phụ thuộc vào thời gian.

Một đại lượng đo lường cơ bản của bức xạ là thông lượng bức xạ đi qua trên một hướng đã cho tại một bước sóng xác định. Đại lượng này được gọi là **cường độ phổ I_λ** và có thứ nguyên là năng lượng trên một đơn vị diện tích trên một đơn vị góc khối ($1/2\pi$) trên một đơn vị dải phổ, có đơn vị đo là $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$. Cường độ phổ được thừa nhận là đơn sắc hay chỉ bao gồm đúng một bước sóng và phụ thuộc vào vị trí của đối tượng.

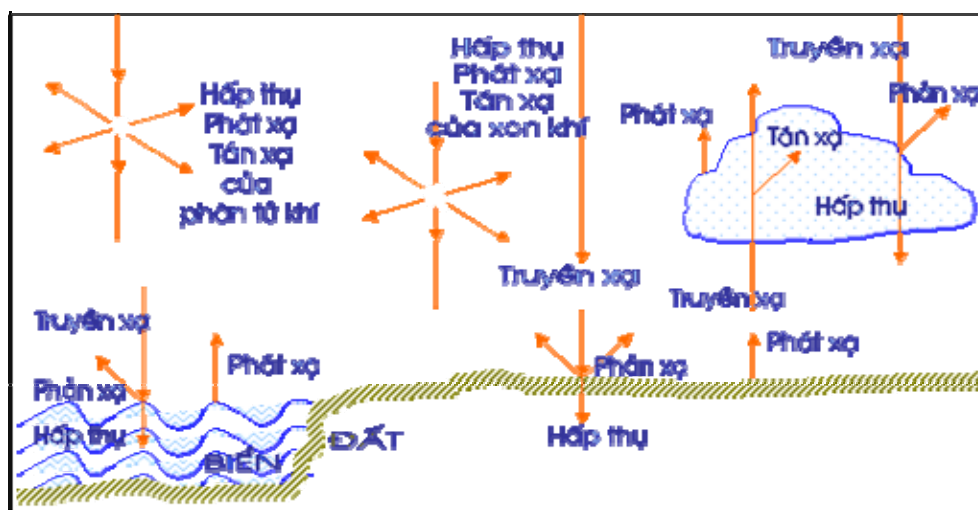
Bảng 2.1 Định nghĩa các đặc trưng cơ bản của trường bức xạ			
Tên đặc trưng bức xạ	Ký hiệu và hệ thức	Đơn vị	Định nghĩa / mô tả [14]
Năng lượng bức xạ (radiant energy)	dQ (hoặc ký hiệu dB) $Q=h\nu$	j (joule)	Năng lượng thực hiện được do bức xạ điện từ 
Thông lượng bức xạ (radiant flux)	$F=dQ/dt$	W (Watt) =j/sec	Năng lượng bức xạ truyền qua một diện tích trong một đơn vị thời gian 
Cường độ bức xạ (radiant intensity)	$I=dQ/dt/d\Omega$	Wster^{-1}	Năng lượng bức xạ phát ra từ 1 nguồn trên 1 góc khối vuông góc trên đơn vị thời gian 

Bảng 2.1 Định nghĩa các đặc trưng cơ bản của trường bức xạ				
Tên đặc trưng bức xạ	Ký hiệu và hệ thức	Đơn vị	Định nghĩa / mô tả [14]	
Độ rọi bức xạ (rọi tới) (irradiance)	$E=dQ/dt/dA$	Wm^{-2}	Bức xạ rọi tới 1 đơn vị diện tích trên 1 đơn vị thời gian	
Độ phát xạ (phát ra) (radiant emittance)	$M=dQ/dt/dA$	Wm^{-2}	Bức xạ phát ra từ 1 đơn vị diện tích trên 1 đơn vị thời gian	
Độ chói bức xạ (radiance)	$I_\lambda =$ $dQ/dt/dA/d\lambda/d\Omega$ hoặc $I_\nu =$ $Q/dt/dA/d\nu/d\Omega$	$Wm^{-2}/mic-$ $ron/ster$ $Wm^{-2}/cm/$ $ster$	Bức xạ phát ra từ 1 đơn vị diện tích trên 1 đơn vị thời gian trên 1 đơn vị góc khối	
Ghi chú: A là diện tích bề mặt tính bằng m ² , Ω là góc khối (solid angle) tính bằng steradian, t là thời gian tính bằng sec, λ là bước sóng, micron (hoặc cm)				

Tất cả bức xạ mặt trời nhận biết được bằng các bộ cảm biến từ xa của vệ tinh đều đi xuyên qua khí quyển với đoạn đường dài nào đó. Khí quyển tác động lên năng lượng điện từ thông qua các quá trình hấp thụ, tán xạ và phản xạ. Cường độ bức xạ đo được phụ thuộc vào độ dài quãng đường, sự hiện diện của các phân tử khí hấp thụ và bước sóng của chúng.

2.2 Các thành phần bức xạ

Các quá trình của bức xạ khí quyển, bao gồm phát xạ, truyền xạ, phản xạ, tán xạ và hấp thụ, được mô tả trên hình 2.2 sẽ được xem xét có sự liên hệ giữa thành phần bức xạ với đối tượng nghiên cứu của khí tượng vệ tinh.

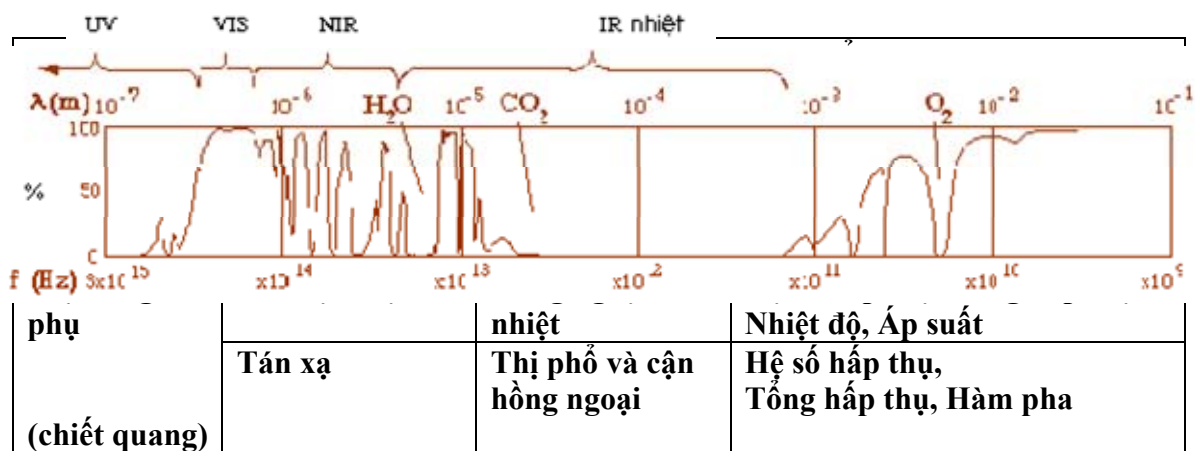


Hình 2.2 Các quá trình bức xạ trong khí quyển, biên và đất [16]

2.2.1 Truyền xạ

Phần lớn bức xạ thị phổ của mặt trời có thể đến được vệ tinh, và nếu bức xạ không bị tác động của khí quyển trên dọc đường đi của nó thì quá trình đó được gọi là truyền xạ.

Song thực tế ánh sáng mặt trời truyền đi trong khí quyển bị tác động của 2 quá trình hấp thụ và tán xạ của các phân tử khí và các xon khí, làm giảm cường độ ánh sáng. Sự giảm cường độ ánh sáng đó được gọi là hiện tượng **chiết quang**, còn tỷ lệ suy giảm được gọi là **hệ số chiết quang**. Hiệu ứng của khí quyển được chia ra làm 2 loại: hiệu ứng bội và hiệu ứng phụ, được cho chi tiết trong bảng 2.2. Truyền xạ phụ thuộc vào bước sóng được cho trên hình 2.3. Hệ số truyền xạ được xác định bằng tỷ số giữa bức xạ đã được truyền qua và bức xạ tới vì thế nó tỷ lệ với tổng bức xạ tới.



Hình 2.3 Khả năng truyền bức xạ của khí quyển tiêu chuẩn [16]

2.2.2 Tán xạ

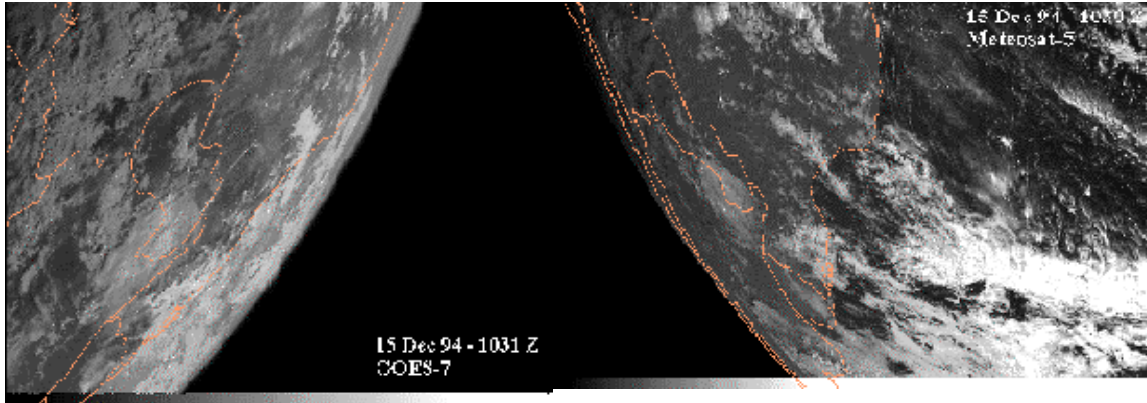
Tán xạ của khí quyển xảy ra khi các phân tử cực nhỏ khuếch tán bức xạ đi tới (incident radiation). Tán xạ có một số hiệu ứng như: tạo ra ánh sáng bầu trời, giúp ta có thể nhìn thấy được trong bóng đêm; tạo ra độ chói (brightness) của ảnh khi ta ghi hình trong khí quyển; nó điều khiển ánh sáng phản hồi quay lại lỗ ống kính đầu đo cảm biến, đồng thời làm giảm dần chi tiết theo khoảng cách không gian; nó có khuynh hướng làm cho đối tượng tối trở nên sáng hơn và đối tượng sáng thì trở nên tối hơn, nghĩa là tạo ra độ tương phản (contrast) của ảnh.

Kích thước của các phân tử khí quyển và bước sóng của bức xạ đi tới giúp ta xác định được loại tán xạ nào xảy ra trong 3 loại tán xạ.

a) Tán xạ Rayleigh

Tán xạ Rayleigh xảy ra khi bức xạ tác động qua lại với các phân tử khí trong trường hợp các phân tử khí có bán kính nhỏ hơn nhiều lần so với bước sóng của bức xạ. Đôi khi người ta gọi tán xạ này là tán xạ của khí quyển sạch (ở thượng tầng khí

quyển); nó chiếm ưu thế ở độ cao 9 - 10km trên bề mặt đất. Mức độ tán xạ Rayleigh tỷ lệ nghịch với bước sóng lũy thừa 4. Do đó bức xạ sóng ngắn có khuynh hướng bị tán xạ nhiều hơn bức xạ sóng dài. Ánh sáng màu xanh (blue) tán xạ nhiều hơn ánh sáng đỏ 4 lần, ánh sáng cực tím tán xạ hơn ánh sáng đỏ tới 16 lần. Trong ngày nó làm cho bầu trời có màu xanh da trời và khi hoàng hôn thì chân trời có màu đỏ rực.



Hình 2.4 Hiệu ứng tán xạ **Rayleigh** [16]

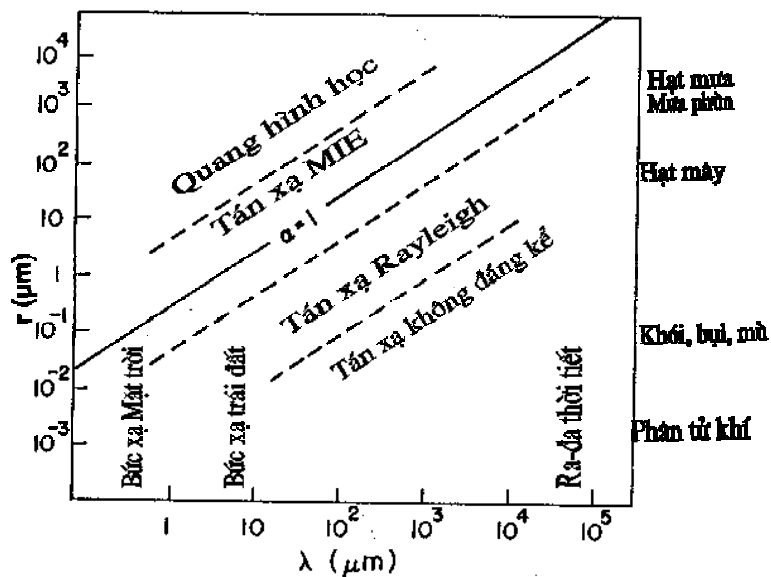
a) Ac-hen-ti-na, 15 /12/ 94-1031Z b) Chi-lê, 15 /12/ 94-1030Z

Ảnh vệ tinh thị phổ cũng thụ cảm tán xạ Rayleigh, đặc biệt khi quan sát một thành phần nào đó hướng về phía mặt trời. Hiệu ứng là hình ảnh mờ khi nhìn theo hướng mặt trời, như có thể thấy ở trung tâm bức ảnh trên hình 2.4a. Còn ảnh 2.4b ít bị mờ hơn do chụp ở vị trí lệch về bên phải một múi giờ. Khi có tán xạ Rayleigh thì hầu hết bức xạ đi tới bị khuếch tán về phía trước.

b) Tán xạ Mie

Nếu các phân tử cực nhỏ của khí quyển có cùng kích thước như bước sóng của bức xạ tới thì **tán xạ Mie** sẽ trở thành ưu thế. Loại tán xạ này có thể tác động lên bức xạ bước sóng dài hơn. Các hạt bụi và khói là nguồn chủ yếu của tán xạ Mie. Nó thường xảy ra ở khí quyển tầng thấp, từ 0 đến 5 km.

Hình 2.5 Các loại tán xạ trong khí quyển [9]



c) Tán xạ không lựa chọn

Những phần tử nhỏ bé của khí quyển có kích thước lớn hơn nữa như các hạt mây, bán kính từ 5 đến 100 μm , tương tác với bức xạ là loại **tán xạ không lựa chọn** (non selective scattering). Loại tán xạ này không phụ thuộc vào bước sóng, nó tác động lên tất cả các màu, gần như nhau trong các dải thị phổ và cận hồng ngoại. Mây xuất hiện màu trắng là do loại tán xạ này như có thể thấy trên các bức ảnh thị phổ nói trên.

Cuối cùng, ta có thể tóm tắt các quá trình tán xạ liên quan đến bán kính các phần tử khí và bước sóng của bức xạ đi tới trên hình 2.5.

2.2.3 Hấp thụ

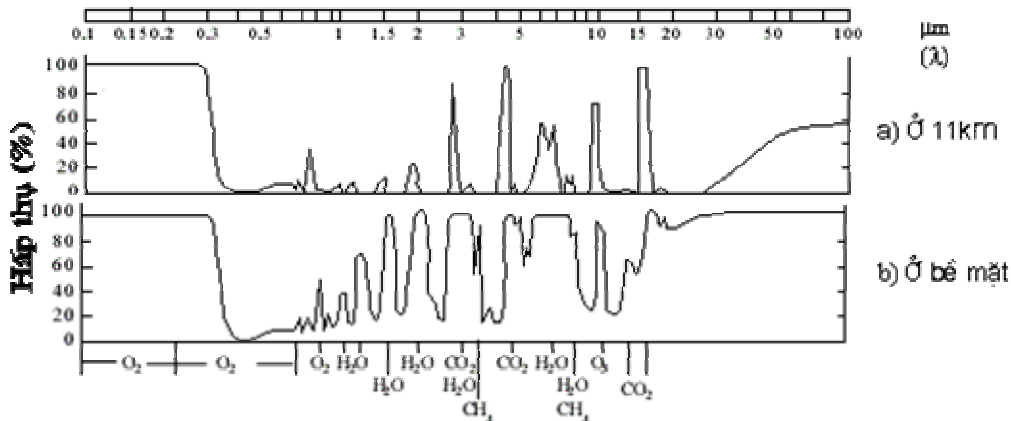
Hấp thụ khác với tán xạ ở chỗ bức xạ đi tới bị mất mát đi không phải do sự đổi hướng. Trong khí quyển bức xạ mặt trời được hấp thụ chủ yếu bởi O_2 , O_3 , N_2 , CO_2 , H_2O , O và N ; ngoài ra NO , N_2O , CO và CH_4 với một lượng rất nhỏ cũng thể hiện trên phổ hấp thụ. Hấp thụ còn có thể xảy ra do các xon khí, các phần tử mây và giáng thủy.

Trong tầng bình lưu và tầng đối lưu khí quyển có hơi nước, ô-đi-ô-xit các-bon và ô-zôn là 3 chất hấp thụ chủ yếu của bức xạ đi tới. Trong khí quyển trong sạch, các phân tử khí như CO_2 hấp thụ bức xạ ở các dải bước sóng lựa chọn tạo ra một hình ảnh phức tạp của các dải hấp thụ của khí quyển như chỉ ra trong hình 2.6.

Năng lượng mặt trời ở bước sóng dưới 0,2 μm được hấp thụ bởi O , NO , O_2 và N_2 trước khi chúng đến được tầng bình lưu.

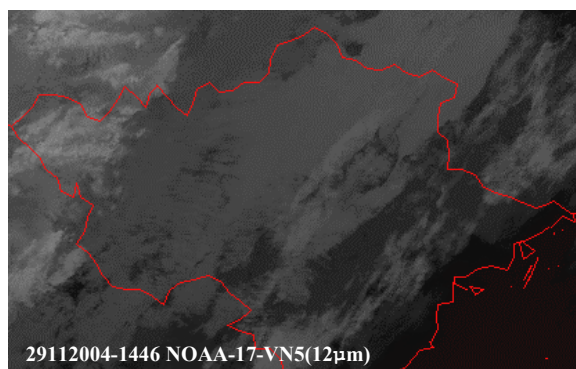
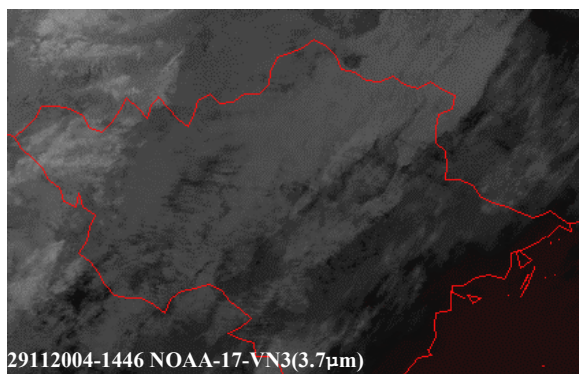
Ô-zôn (O_3) trước tiên hấp thụ ở dải sóng cực tím, sau đó ở 9,6 μm . Ô-zôn cũng hấp thụ bức xạ mặt trời ở dải Hartley (0,2-0,3 μm) trong khí quyển tầng giữa (mesosphere) và thượng tầng bình lưu, còn ở dải phổ Huggins (0,3 - 0,36 μm) thì hấp thụ không mạnh như dải phổ Hartley. Ô-zôn hấp thụ yếu ở dải phổ 0,44 - 0,76 μm và hấp thụ mạnh ở dải phổ xung quanh 9,6 μm , nơi mà bề mặt phát xạ.

Các-bon đio-đi-ô-xit, nói chung là chất hấp thụ yếu trong phổ mặt trời và hấp thụ rất yếu ở dải phổ 2,0, 1,6 và 1,4 μm . Ở 2,7 μm nó đủ mạnh để ta phải đưa nó vào việc tính toán năng lượng hấp thụ, mặc dù nó gởi lên dải hơi nước. Dải 4,3 μm quan trọng hơn trong miền hồng ngoại vì tổng năng lượng mặt trời trong dải này nhỏ. Dải 4 μm này rất quan trọng đối với viễn thám profile nhiệt độ khí quyển. CO_2 hấp thụ đáng kể ở dải 15 μm , trong khoảng 12,5 - 16,7 μm .



Hình 2.6 Khả năng hấp thụ của hơi nước, ô-zôn và đio-đi-ô-xit các-bon [9]

Hơi nước hấp thụ ở các dải dao động và luân chuyển (sự biến đổi trạng thái mặt đất). Dưới dạng truyền bức xạ qua khí quyển, các dải hấp thụ hơi nước quan trọng trong phổ mặt trời ở các trung điểm 0,94, 1,1, 1,38, 1,87, 2,7, and 3,2  m. Trong dải hồng ngoại, H₂O có một dải hấp thụ dao động mạnh ở 6,3 m. Dải dịch chuyển kéo dài từ khoảng 13 m đến 1mm. Trong miền giữa 2 dải hồng ngoại hơi nước là dải liên tục 8 - 13 m, được xem là cửa sổ khí quyển. Sự liên tục làm gia tăng hấp thụ trong miền thấp hơn của khí quyển ẩm nhiệt đới.



Hình 2.7a Ảnh ở dải phổ 3,7  m

Hình 2.7b Ảnh ở dải phổ 12  m

Ta nhận thấy có một **cửa sổ khí quyển** lớn nhất nằm ở phần thị phổ của dải phổ. Cũng còn các cửa sổ khác nằm ở vùng cận hồng ngoại và hồng ngoại nhiệt. Các quan trắc vệ tinh về các đặc điểm bề mặt bị hạn chế bởi các bộ cảm biến chỉ tiếp nhận ở các vùng cửa sổ này. Song chính khí quyển thẳng đứng cũng được quan tâm (không chỉ có bề mặt đất), nên các máy đo bức xạ cũng được lựa chọn để phát hiện cho được bức xạ dọc theo các gờ của các cửa sổ khí quyển. Thí dụ một thiết bị nhạy cảm với bức xạ mà bước sóng của nó gần với một cửa sổ là có thể "nhìn thấy" hầu hết khí quyển và nhận biết được bức xạ phát ra từ sát đất.

Trên ảnh 2.7a ta có thể thấy được các đặc điểm bề mặt vì ảnh thu ở dải phổ sát với cửa sổ thị phổ, còn trên ảnh 2.7b ta thu ở dải phổ ở khoảng giữa dải hồng ngoại nên nhận biết được các đặc điểm ở tầng cao khí quyển, cụ thể là phần đỉnh mây (nhiệt độ đỉnh mây) chi tiết hơn và rõ hơn.

2.2.4 Phản xạ

a) Phản xạ của bề mặt đất

Lượng phản xạ từ một đối tượng phụ thuộc vào phần trăm bức xạ đi tới bị hấp thụ hoặc truyền qua và được phản hồi hay phản xạ khỏi đối tượng đó bao nhiêu. Tỷ số giữa bức xạ phản xạ và bức xạ mặt trời đi tới một đối tượng được gọi là **albedo** của đối tượng đó. Albedo của các đối tượng hoặc các bề mặt còn thay đổi phụ thuộc vào góc quan sát bề mặt so với mặt trời. Một bề mặt tựa gương như mặt nước tĩnh lặng phản chiếu bức xạ thị phổ đi tới hầu như chỉ theo một hướng. Loại bề mặt này được gọi là

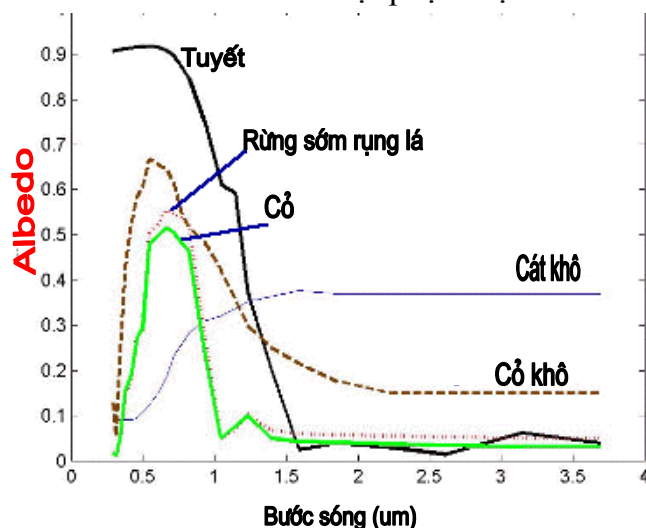
mặt phản quang. Tuyết tươi (mới rơi xuống) phản chiếu ánh sáng gần như ở mọi hướng và vì vậy nó được gọi là mặt phản chiếu khuếch tán lý tưởng. Tiêu biểu là kích thước hạt nhỏ so với bước sóng của bức xạ đi tới sẽ xác định mặt phản chiếu thuộc loại nào. Một bãi đỗ xe được lát phẳng là một mặt phản chiếu khuếch tán ở ánh sáng thị phổ, nhưng ở phần sóng vô tuyến của phổ thì nó lại là mặt phản quang.

Sự hiểu biết các đặc điểm phản xạ của bề mặt trái đất và khí quyển trong dải sóng thị phổ và hồng ngoại là rất quan trọng. Dưới đây là một số so sánh định tính về khuếch tán phản chiếu năng lượng ở các kênh thị phổ (0,4 đến 0,7 μm) và hồng ngoại sóng ngắn (3 đến 4 μm) của một số bề mặt:

Bảng 2.3 Bức xạ phản chiếu qua các bước sóng			
Bề mặt	Tỷ lệ phản xạ		
	thị phổ	IR sóng ngắn	IR sóng dài
tuyết	cao	thấp	không
băng	trung bình	thấp	không
mặt hồ	thấp	thấp	không
mặt đất	thấp	trung bình	không
mây nước	high	high	không
mây băng	thấp	trung bình	không
bụi	trung bình	trung bình	không

b) Phân tích định lượng phản xạ bề mặt

Để giúp ta nhận biết được mây trong chương sau, ta cần xem xét kỹ hơn về khả năng phản xạ của bề mặt trên cơ sở định lượng. Albedo của bề mặt biến động rất rộng: từ 5% đối với nước biển sâu và lặng gió, tới 90% đối với tuyết tươi (mới rơi). Albedo bề mặt đất phụ thuộc vào loại và điều kiện lớp phủ thực vật, vì thế trên bề mặt đất albedo thay đổi theo địa điểm và theo thời gian. Trên nước, albedo bề mặt còn là một hàm mạnh của góc mặt trời thiên đỉnh. Albedo bề mặt phụ thuộc bước sóng của bức xạ đi tới.



Hình 2.8 Albedo phổ của các bề mặt khác nhau

Hình 2.8 cho ta biết Albedo của các bề mặt khác nhau như một hàm của loại bề mặt hay Albedo của mỗi loại bề mặt là hàm của bước sóng. Những quan trắc (hay ảnh mây) ở cả 2 dải sóng thị phổ (0,58 - 0,68micromet) và hồng ngoại (0,725 - 1,1micromet) rất có ích cho việc nhận biết / phân biệt được bề mặt và dẫn đến nhận biết được mây. Thí dụ, để nhận biết lớp phủ thực vật, người ta sử dụng phương pháp chung nhất là Hệ số lớp phủ thực vật chênh lệch chuẩn hoá NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) giữa hệ số phản xạ của bề mặt ở 2 dải sóng thị phổ và hồng ngoại:

$$NDVI = \frac{R_{NIR} - R_{VIS}}{R_{NIR} + R_{VIS}} \quad (2.3)$$

Trong đó R_{NIR} là hệ số phản xạ ở phổ cận hồng ngoại, R_{VIS} là hệ số phản xạ ở thị phổ. NDVI của lớp phủ thực vật nằm trong khoảng 0,3 - 0,8. Với trị số NDVI lớn ta có bề mặt "xanh" hơn trị số nhỏ; đất trọc NDVI bằng khoảng 0,2 - 0,3. Lớp thực vật sống khoẻ phản xạ rất tốt ở đoạn phổ cận hồng ngoại. Những lá xanh có hệ số phản xạ khoảng 20% hoặc ít hơn ở 0,5 - 0,7micromet, và khoảng 60% ở 0,7 - 1,3micromet (cận hồng ngoại). Dải điển hình của NDVI là từ -0,1 ($R_{NIR} < R_{VIS}$ đối với bề mặt không xanh (green) lắm) đến 0,6 đối với bề mặt rất xanh. Một số chỉ số bề mặt được cho trên bảng 2.4.

Bảng 2.4 Chỉ số NDVI của một số bề mặt điển hình	
Thảm thực vật không hoang hoá	0,01 - 0,75
Sông, hồ và đại dương	âm (< 0)
Thảm thực vật hoang hoá thưa thớt	0-0,01
Mây	0-0,075

Ở nước ta đã có năm xuất hiện tuyết ở vùng núi cao Sa-pa và Lạng sơn, nên cũng cần biết chỉ số tuyết NDSI (Normalized Difference Snow Index). Để nhận biết được tuyết, ngày nay thiết bị vệ tinh đưa vào các quan trắc ở 0,66 và 1,6micromet, vì khí quyển trong suốt ở cả 2 bước sóng này, nhưng tuyết lại phản xạ mạnh ở 0,66micromet và không phản xạ ở 1,6micromet. Chỉ số tuyết cho dưới dạng hệ thức:

$$NDSI = \frac{R_{0,66} - R_{1,6}}{R_{0,66} + R_{1,6}} \quad (2.4)$$

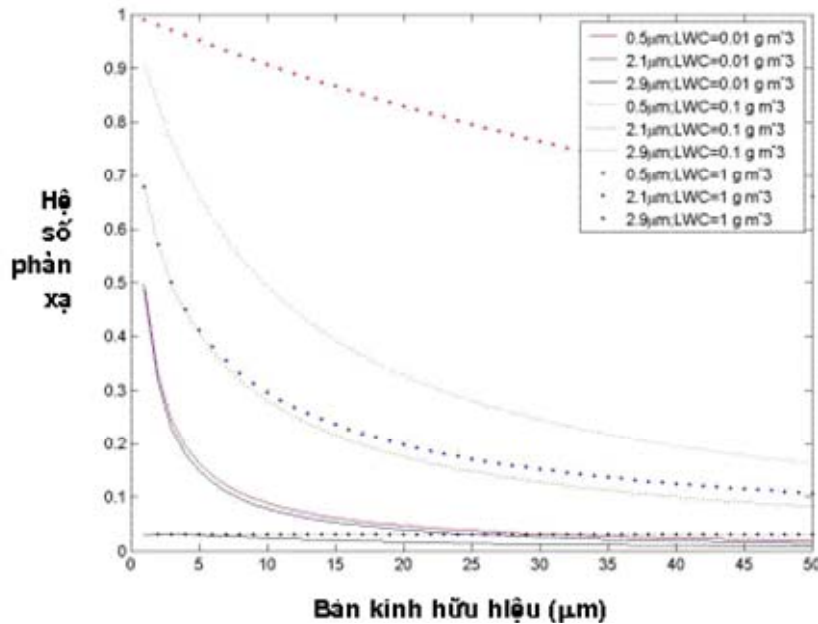
Trong đó chỉ số dưới chân R chỉ bước sóng. Ở bước sóng thị phổ 0,66micromet tuyết phản xạ sáng chói như mây, nên không phân biệt được với mây; nhưng ở bước sóng hồng ngoại 1,66micromet tuyết lại hấp thụ ánh sáng mặt trời, nên nó tối đen hơn mây, nhờ đó mà ta nhận biết được tuyết. Ta nhận biết sự hiện diện của tuyết với trị số NDSI điển hình của nó nhỏ hơn 0,4.

c) Định lượng đặc điểm phản xạ của mây

Nếu ta xem xét từng hạt mây đơn lẻ thì chúng không đủ phản xạ nhạy cảm, nhưng nếu ta xem xét toàn bộ bề mặt của một đám mây mà trong đó có chứa những hạt mây thì nó lại có độ phản xạ nhạy cảm. Bán kính trung bình của một vùng hay đám mây có chứa những hạt mây như thế được gọi là **bán kính hữu hiệu** của mây, ký hiệu là r_e .

Nếu gọi u_w là mật độ của giọt nước mây, $n(r)$ là hàm phân bố các hạt mây (hàm của bán kính hạt mây), thì trữ lượng nước lỏng của mây, ký hiệu là LWC (liquid water content), sẽ là tổng lượng nước của tất cả các hạt mây trong lớp bề mặt đám mây có bán kính hữu hiệu r_e :

$$LWC = \int_0^{r_e} \rho_w \frac{4}{3} \pi r^3 n(r) dr \quad (2.5)$$



Hình 2.9 Hệ số phản xạ của mây là hàm của thuộc tính mây và bước sóng [22,(2)]

Với đám mây có độ dày z thì trữ lượng nước của toàn bộ đám mây sẽ là:

$$LWP = \int_0^z LWC dz = \int_0^z \int_0^{r_e} \rho_w \frac{4}{3} \pi r^3 n(r) dr dz \quad (2.6)$$

Kết quả lý giải hệ số phản xạ của mây như là một hàm của các đặc trưng mây và bước sóng được cho trên hình vẽ 2.9.

Một đặc trưng định lượng nữa khá hữu ích cho việc phân tích ảnh mây sau này là các giá trị Albedo của những loại mây chủ yếu được cho trong bảng 2.5 dưới đây:

Bảng 2.5 Albedo trung bình (%) của các loại mây được xác định từ ảnh vệ tinh	
Loại mây	Albedo trung bình
Cumulonimbus -lớn và dày	92
Cirrostratus -dày cùng với mây thấp	74
Stratus - dày khoảng 500m trên biển	64
Stratus - mỏng trên biển	42
Cirrus - độc lập trên đất liền	36

2.3 Phát xạ

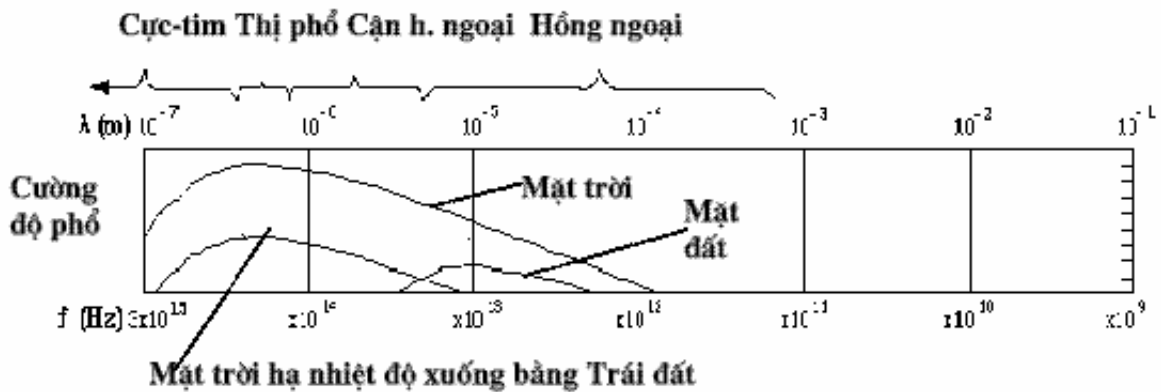
Sự phát xạ được **định nghĩa** là bức xạ điện-từ từ một đối tượng/sự vật phát ra do chuyển động ngẫu nhiên và sự va chạm của phân tử vật chất ở bên trong đối tượng. Một đối tượng phát ra thông lượng bức xạ phổ đơn lẻ (duy nhất) phụ thuộc vào nhiệt độ và khả năng phát xạ của đối tượng ấy. Bức xạ này được gọi là bức xạ nhiệt, vì nó phụ thuộc chủ yếu vào nhiệt độ. Bức xạ nhiệt này có thể biểu diễn bằng lý thuyết vật đen.

Vật đen là một vật chất hấp thụ toàn bộ năng lượng điện từ rơi tới nó mà không phản xạ đi cũng như không truyền đi bất cứ năng lượng nào. Bức xạ của vật đen được định nghĩa là bức xạ nhiệt của vật đen. Như vậy vật đen chứa năng lượng cực đại khi so sánh nó với bất kỳ vật nào khác, nên nó được gọi là vật bức xạ hoàn hảo. Tất cả các đối tượng mà nhiệt độ của nó **lớn hơn không độ tuyệt đối** thì đều phát xạ dưới dạng bức xạ nhiệt, nghĩa là cường độ bức xạ thay đổi theo **nhiệt độ của đối tượng** phát xạ. Tính chất này có thể được xác định bằng **định luật Stefan-Boltzmann** như sau:

$$W = \sigma T^4 \quad (2.7)$$

Trong đó W là tổng độ chói bức xạ phát ra, đo bằng Wm^{-2} , $\sigma = 5,6697 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$ là **hằng số Stefan-Boltzmann**, T là nhiệt độ tuyệt đối của đối tượng (vật chất) phát xạ. Ta nhận thấy rằng năng lượng bức xạ phát ra từ đối tượng tỷ lệ với nhiệt độ lũy thừa 4. Vì thế cho nên khi nhiệt độ của đối tượng tăng tuyến tính thì kéo theo năng lượng bức xạ tăng theo hàm mũ.

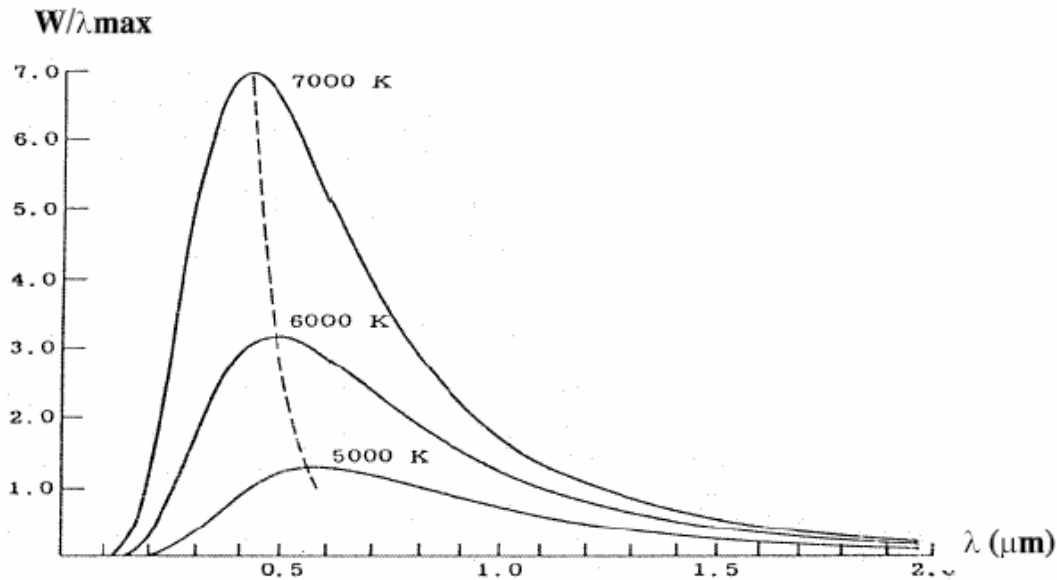
Năng lượng bức xạ tổng cộng biểu thị bằng định luật Stefan-Boltzmann còn giả định đối tượng phát xạ như **một vật đen**. Đối tượng gần với vật đen lý tưởng đến mức nào là do **khả năng phát xạ** của đối tượng.



Hình 2.10 Phổ phát xạ của Mặt trời và Trái đất với nhiệt độ đặc trưng [16]

Với một đối tượng phát xạ bất kỳ thì cường độ bức xạ thay đổi như một hàm của bước sóng. Điều này có thể minh họa bằng hình vẽ 2.10, mô tả phổ phát xạ của Mặt trời và Trái đất ở nhiệt độ đặc trưng, hay hình 2.11, mô tả phổ phát xạ của các vật đen có nhiệt độ khác nhau. Ta nhận thấy đường cong cường độ có hình cái chuông nghiêng về phía các bước sóng ngắn hơn khi nhiệt độ tăng dần. Bức xạ phát ra tổng cộng hoặc W có thể tính được bằng tích phân khu vực tổng ở dưới đường cong.

Không những cường độ bức xạ biến đổi theo sự biến đổi của nhiệt độ và bước sóng mà cả sự phân bố phổ của năng lượng đó cũng thay đổi. Nói một cách khác, bước sóng của đỉnh phổ bức xạ sẽ dịch về phía bước sóng dài hơn khi nhiệt độ giảm dần. Với nhiệt độ mặt trời 6000⁰K, bước sóng của cường độ đỉnh ở gần 0,5 μm, nhưng khi nhiệt độ hạ xuống trị số đặc trưng của bề mặt trái đất (290⁰K), thì bước sóng tăng lên, ở khoảng 10 μm.



Hình 2.11 Phổ phát xạ của các vật đen với nhiệt độ khác nhau [13]

Quan hệ giữa cường độ đỉnh phổ và nhiệt độ vật đen được mô tả bằng **định luật dịch chuyển của Wien**, được cho bởi biểu thức sau:

$$\lambda_{\max} = \frac{A}{T} \quad (2.8)$$

Trong đó λ_{\max} là bước sóng bức xạ phát ra theo phổ cực đại, hằng số $A = 2898 \mu\text{m}^{\circ}\text{K}$, T là nhiệt độ (⁰K).

Bây giờ nếu như khoảng cách giữa Trái đất, Mặt trời và Vệ tinh bằng nhau thì bức xạ mặt trời sẽ áp đảo bức xạ mặt đất đối với mỗi bước sóng. Tất cả các kênh hồng ngoại sẽ có sự ô nhiễm mặt trời trong suốt thời gian ban ngày. Rất may là không phải như vậy. Cường độ bức xạ mặt trời giảm tỷ lệ với bình phương khoảng cách từ mặt trời đến vệ tinh. Trong thời gian mà năng lượng mặt trời đạt đến trái đất, nó sẽ đủ yếu đến mức là không đáng kể so với phát xạ từ trái đất trong dải hồng ngoại nhiệt. Như thế ban ngày hầu như không có sự đóng góp của bức xạ hồng ngoại mặt trời vào bức xạ phát ra từ trái đất. Điều đó giải thích vì sao nhiệt độ chói quan trắc được từ vệ tinh không thay đổi từ ban ngày sang ban đêm. Sự đóng góp của mặt trời vào bức xạ hồng ngoại phát ra từ trái đất thực tế trở thành không đáng kể trên dải 4,0 μm. Trong miền từ 3 đến 4 μm cả hai loại bức xạ mặt trời và phát xạ trái đất cùng tới được vệ tinh ở một lượng so sánh được. Còn dưới bước sóng 3 μm thì theo định luật dịch chuyển của Wien, hầu như không có bức xạ từ trái đất.

Bảng dưới đây dẫn ra sự so sánh chủ quan của năng lượng phát xạ trên các kênh sóng ngắn (3 đến 4 μm) và sóng dài (10 đến 12 μm).

Bảng 2.6 Phát xạ qua bước sóng			
Bề mặt	Phát xạ		
	Thị phổ	IR sóng ngắn (3-4μm)	IR sóng dài (10-12μm)
Tuyết	Không	Thấp	Thấp
Băng	Không	Thấp	Thấp
Hồ nước	Không	Vừa	Vừa
Mặt đất	Không	Cao	Vừa
Mây nước	Không	Vừa	Vừa
Mây băng	Không	Thấp	Thấp
Bụi	Không	Vừa	Vừa

2.4 Khả năng phát xạ

2.4.1 Khả năng phát xạ của vật thể

Tất cả các chất phát xạ với một cường độ tỷ lệ với nhiệt độ theo định luật Steffan-Boltzmann. Song định luật này biểu diễn một giới hạn trên của cường độ bức xạ mà một chất có thể phát xạ đối với một nhiệt độ đặc thù. Hầu hết các chất không đạt được cường độ bức xạ cực đại lý thuyết này. Để so sánh sự phát xạ lý thuyết và thực tế, một khái niệm được gọi là **khả năng phát xạ** được định nghĩa. Chính định luật Kirchoff về tỷ lệ cân bằng nhiệt động lực là cơ sở cho việc đưa ra định nghĩa **khả năng phát xạ**.

Định luật Kirchoff được phát biểu như sau: “Tỷ số giữa bức xạ phát ra và bức xạ hấp thụ là như nhau đối với tất cả các vật đen ở cùng một nhiệt độ và cùng một bước sóng”. Tỷ số này biểu thị khả năng phát xạ của một vật đen lý tưởng. Từ đó suy ra định nghĩa khả năng phát xạ ϵ_λ của một đối tượng là tỷ số giữa bức xạ phát ra thực tế R_λ của một vật thể trên bức xạ phát ra từ một vật đen lý tưởng B_λ ở cùng một nhiệt độ và cùng bước sóng với vật thể ấy:

$$\epsilon_\lambda = \frac{R_\lambda}{B_\lambda} \quad (2.9)$$

Biểu thức (2.9) cũng thường được gọi là định luật bức xạ Kirchoff. Khả năng phát xạ nằm trong khoảng từ 0 đến 1, trong đó 1 sẽ là của vật đen lý tưởng. Khả năng phát xạ còn có thể biến động theo bước sóng đối với một chất cụ thể bất kỳ. Thí dụ

khả năng phát xạ đối với mây chứa các hạt nước giảm xuống khi mà bước sóng giảm từ $10,7\mu\text{m}$ đến $3,9\mu\text{m}$. Khi xem mây, người ta có thể thấy xa hơn vào tận phía trong của nó với ánh mây bước sóng $3,9\mu\text{m}$ so với ánh ở kênh $10,7\mu\text{m}$. Lý do là vì các chất phát xạ kém thì đồng thời cũng hấp thụ kém đối với bất cứ một bước sóng nào. Điều đó biết được nhờ định luật Kirchoff. Như thế một đám mây mà có khả năng phát xạ thấp thì đồng thời cũng có khả năng hấp thụ thấp. Nếu như một chất có các trị số khác nhau về khả năng phát xạ và khả năng hấp thụ thì sau đó nhiệt độ của chất đó sẽ thay đổi. Sự hấp thụ mà lớn hơn sự phát xạ thì sẽ dẫn đến nhiệt độ tăng và ngược lại cũng đúng. Đối với một đối tượng ở trạng thái cân bằng nhiệt động địa phương (khi không có bức xạ tới hoặc lượng nhiệt địa phương không đổi) thì định luật Kirchoff vẫn đúng.

2.4.2 Định luật Planck và nhiệt độ chói

Theo định luật Planck, đồ thị trên hình 2.11 cho ta thấy rằng khi nhiệt độ tăng thì bức xạ cũng tăng, phần trăm tăng này thay đổi như một hàm của bước sóng và nhiệt độ:

$$\frac{dB}{B} = \alpha \frac{dT}{T} \quad (2.10)$$

Trong đó α là độ nhạy nhiệt độ, nó cho ta biết bậc đại lượng mà bức xạ Planck phụ thuộc vào nhiệt độ, vì B tỷ lệ với T^{α} thoả mãn phương trình (2.8). Đối với các bước sóng hồng ngoại thì $\alpha = c_2/\lambda T = c_2/(\lambda T)$. Với các số sóng ($\frac{1}{\lambda}$ [cm^{-1}]) khác nhau ta có độ nhạy nhiệt độ khác nhau cho trong bảng 2.7 dưới đây:

Bảng 2.7. Độ nhạy của nhiệt độ		
Số sóng	Nhiệt độ quang cảnh	Độ nhạy nhiệt độ
700	220	4.58
900	300	4.32
1200	300	5.76
1600	240	9.59
2300	220	15.04
2500	300	11.99

Định luật Planck về phân bố năng lượng trong phổ phát xạ của vật đen tuyệt đối phụ thuộc vào nhiệt độ và độ dài bước sóng được viết như sau:

$$B_{\lambda}(T) = \frac{2c^2 h}{\lambda^5} (e^{\frac{ch}{k\lambda T}} - 1)^{-1} = \frac{c_1}{\lambda^5} (e^{\frac{c_2}{\lambda T}} - 1)^{-1} \quad (2.11)$$

Trong đó $B_{\nu}(T)$ là **khả năng phát xạ** (đo bằng $W/m^2 \cdot \text{ster} \cdot \text{cm}$) đối với bước sóng ở (đo bằng m) và nhiệt độ tuyệt đối T (đo bằng $^{\circ}K$);

c là tốc độ ánh sáng (đo bằng m/s),

$h=6,62 \cdot 10^{-23} \text{ J} \cdot \text{s}$ là hằng số Planck,

$k=1,38 \cdot 10^{-23} \text{ J/độ}$ là hằng số Boltzmann,

$c_1=2c^2h=1,9 \cdot 10^{-16} \text{ W/(m}^2 \cdot \text{ster} \cdot \text{cm}^{-4})$,

$c_2=hc/k=1,439 \cdot 10^{-2} \text{ K} \cdot \text{cm}$.

Nếu thay bước sóng ở bằng số sóng ở ta sẽ có công thức Planck dưới dạng sau:

$$B(\nu, T) = c_1 \nu^3 \left(e^{\frac{c_2 \nu}{T}} - 1 \right)^{-1} \quad (2.12)$$

Trong đó $B(\nu, T)$ đo bằng $W/(m^2 \cdot \text{ster} \cdot \text{cm}^{-1})$, ν đo bằng cm^{-1} .

Nhiệt độ T trong công thức Planck được gọi là **nhiệt độ chói** (brightness temperature) do nó có lịch sử gắn với thiên văn học vô tuyến, song nó cũng được gọi là **nhiệt độ chói bức xạ** (radiance temperature) hay **nhiệt độ vật đen tuyệt đối tương đương, hoặc nhiệt độ vật đen**. Nhiệt độ chói của một đối tượng quan trắc là nhiệt độ của vật đen phát ra cùng một năng lượng bức xạ như đối tượng quan trắc. Nhiệt độ chói có thể nhận được bằng cách nghịch đảo công thức Planck như sau:

$$T = c_2 \nu \left[\ln\left(\frac{c_1 \nu^3}{B_{\nu}} + 1\right) \right]^{-1} \quad (2.13a)$$

Một số tác giả còn gọi T là **nhiệt độ hữu hiệu** ("effective" temperature), ở là số sóng trung tâm của kênh (số sóng ở điểm giữa của kênh viễn thám). Đối với một kênh đã cho nó có thể thay đổi không đáng kể trong phạm vi thiết bị dò sóng, nhưng nó thay đổi khi thiết bị thay đổi. Trong thực hành người ta sử dụng số liệu quan trắc trên 2 bước sóng hồng ngoại để tính nhiệt độ chói bằng cách tích phân $B_{\nu}(T)$ từ ν_1 đến ν_2 , sau mới tính T [10].

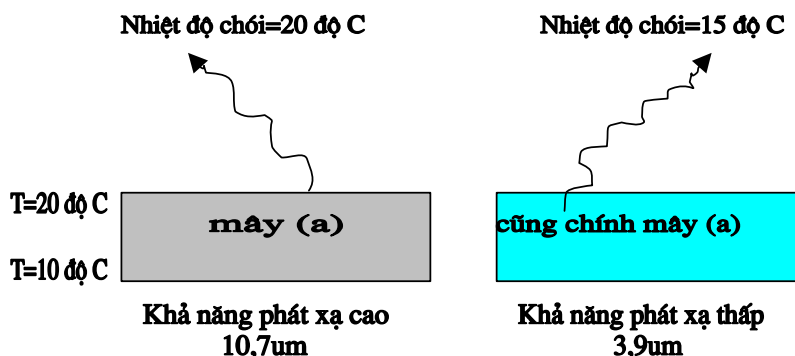
Để chuyển đổi từ nhiệt độ chói về nhiệt độ thực T_{ac} ($^{\circ}K$) của đối tượng quan trắc, người ta sử dụng công thức sau:

$$T_{ac} = \beta T + \alpha \quad (2.13b)$$

Trong đó các hằng số α , β và α phụ thuộc vào kênh (channel), thiết bị dò sóng (detector), và vệ tinh cụ thể (như GOES-8, GOES-9,...); chúng thường được cho trước dưới dạng bảng các hằng số.

2.4.3 Khả năng phát xạ của mây

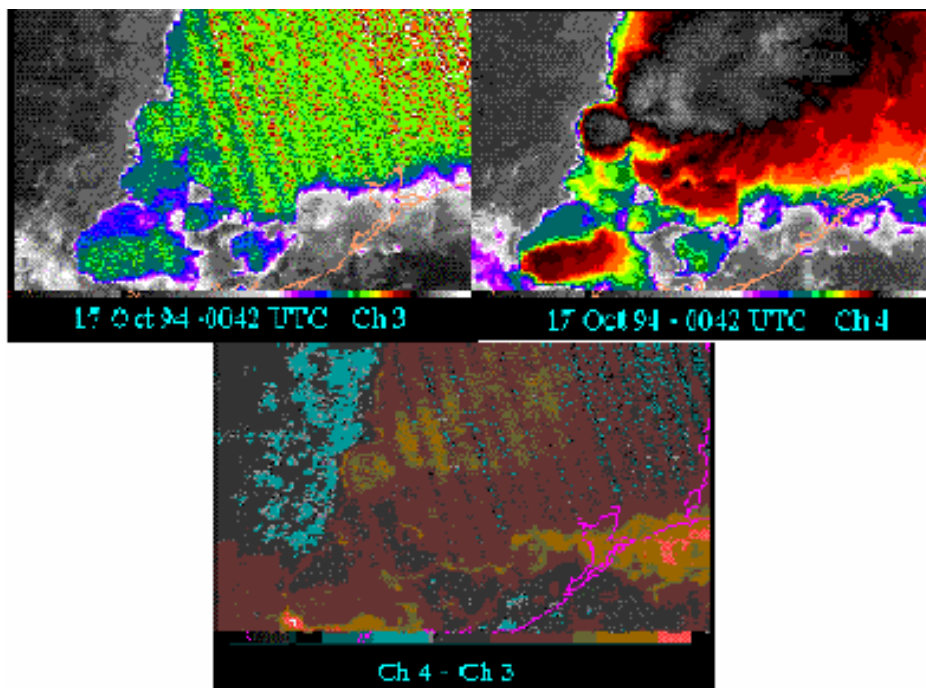
Hình 2.12 Khả năng phát xạ của mây [16]



Quay trở lại thí dụ giữa các kênh $10,7\mu\text{m}$ đến $3,9\mu\text{m}$ chúng ta có thể quan sát được nhiệt độ chói khác nhau ở trong một đám mây khi đi từ kênh này sang kênh khác, nhờ đó người ta có thể nhìn sâu vào trong mây. Chỉ có một đòi hỏi là mây phải có gradient nhiệt độ thẳng đứng nào đó như ở hình vẽ 2.12. Bức xạ phát ra từ trong mây phải bắt nguồn từ nhiệt độ khác nhau.

Những áp dụng thực tế được rút ra từ việc so sánh các kênh vệ tinh mà các đối tượng của chúng có sự khác nhau về khả năng phát xạ. Hình 2.13 là ảnh mây lấy từ thiết bị đo bức xạ tiên tiến độ phân giải rất cao (AVHRR) trong trường hợp có lũ quét ở Đông nam Texas. Ảnh trên phía trái là kênh $3,9\mu\text{m}$ (kênh3), còn ảnh trên bên phải là kênh $10,7\mu\text{m}$ (kênh 4). Cả hai đều có đỉnh cầu vồng được tăng cường màu cho những mây có nhiệt độ nhỏ hơn -20°C . Màu đen sang mây màu trắng bên trong khu vực tô màu ở kênh 4 chỉ ra nhiệt độ đỉnh mây nhỏ hơn -70°C sẽ cho ta biết vị trí của mây dông hầu như dày đặc.

Ta nhận thấy về trung bình trên các đỉnh của mây dông kênh 3 ấm hơn nhiều. Khi hiệu giữa kênh 3 và 4 được lấy ra ta có ảnh 3 ở phía dưới hình đó. Những khu vực màu đỏ chỉ cho ta ở đâu kênh 3 ấm hơn như các đỉnh mây dông. Chúng ta có thể thấy được bức xạ từ phía dưới phát triển lên trên ở phần mây có nhiệt độ ấm hơn. Song đôi khi gradient thẳng đứng cũng cho ta biết có một lớp nghịch nhiệt (đỉnh thì ấm, đáy thì lạnh). Trong những trường hợp như thế bức ảnh hiệu 2 kênh lại cho ta màu xanh da trời (blue). Mây thấp ở phía tây của mây dông là một thí dụ loại này.



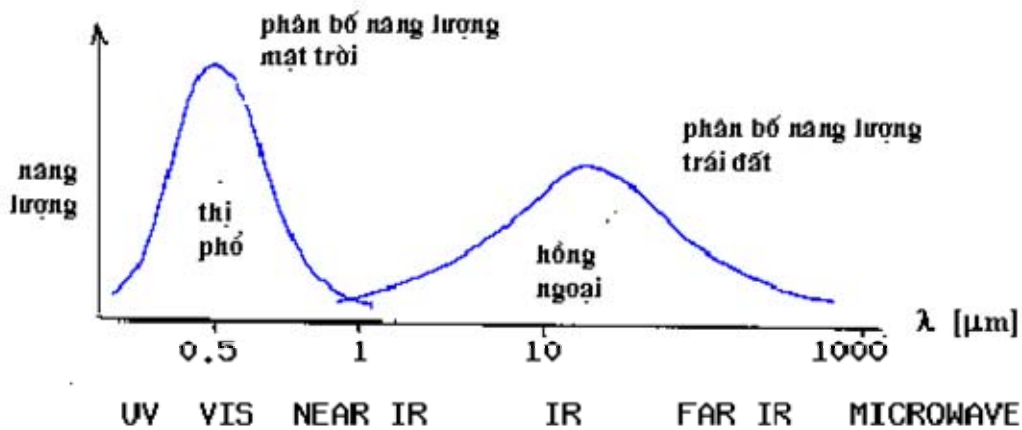
Hình 2.13 So sánh khả năng phát xạ trên các kênh khác nhau [16]

Trong hầu hết các trường hợp, sương mù và mây St (stratus) xảy ra ở các lớp nghịch nhiệt và dạng hiệu các kênh này là rất hữu ích trong việc phân biệt các khu vực

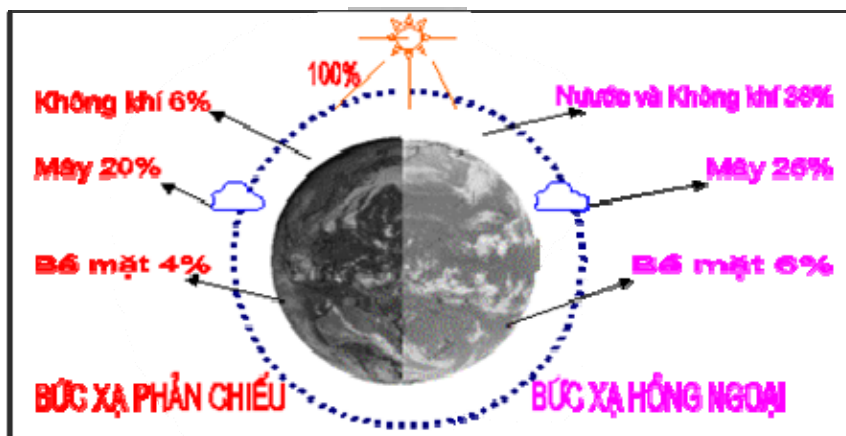
đó. Cần nhớ rằng khả năng phát xạ của mây không chỉ thay đổi với bước sóng mà cả với thành phần của mây.

2.5 Cân bằng bức xạ vào - ra trong hệ thống khí quyển và trái đất

Bức xạ mặt trời đi tới (thị phổ là chủ yếu) sẽ điều khiển khí quyển trái đất (phát xạ hồng ngoại). Sự cân bằng/cán cân năng lượng thị phổ đi tới và năng lượng hồng ngoại đi ra được thể hiện trong chu trình lớn. Trên chu trình hàng năm năng lượng bức xạ tới qua bề mặt trái đất (khoảng 50 %) cân bằng với năng lượng nhiệt hồng ngoại phát ra qua khí quyển như mô tả trên hình 2.14 dưới đây:



Hình 2.14 Cân bằng bức xạ thị phổ và hồng ngoại
(UV: cực tím, VIS: thị phổ, Near IR: cận hồng ngoại, IR: hồng ngoại, Far IR: viễn hồng ngoại, Microwave: vi sóng)



Hình 2.15 Phân bố cân bằng bức xạ tới và bức xạ đi ra

Khí quyển truyền, hấp thụ (bởi H_2O , bụi và O_3), phản xạ (bởi mây), và tán xạ (bởi xon khí) năng lượng thị phổ tới; bề mặt trái đất hấp thụ và phản xạ năng lượng thị phổ đã truyền tới. Khí quyển lại truyền có lựa chọn hoặc hấp thụ (bởi H_2O , CO_2 , O_3) bức xạ hồng ngoại đi ra.

Chính nhờ sự cân bằng năng lượng bức xạ đi tới và đi ra trong hệ thống khí quyển-trái đất mà trái đất của chúng ta không bị nóng mãi lên. Sự cân bằng đó được thể hiện chi tiết hơn theo các thành phần bức xạ trên số liệu trung bình ở hình vẽ 2.15.

2.6 Cơ sở toán - lý

Cơ sở toán lý quan trọng nhất cho việc tính toán quỹ đạo vệ tinh (như độ cao, lực nâng, chu kỳ vòng quay, tốc độ,...) là định luật vạn vật hấp dẫn của Newton và 3 định luật về chuyển động của Kepler [13].

2.6.1 Định luật vạn vật hấp dẫn của Newton

Newton đã biểu diễn lực hấp dẫn giữa hai vật thể dưới dạng một phương trình đơn giản:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (2.14)$$

Trong đó F là lực hấp dẫn, m_1 là khối lượng của vật thể thứ nhất, m_2 là khối lượng của vật thể thứ hai, r là khoảng cách giữa tâm của hai vật thể, G là hằng số vạn vật hấp dẫn.

Sử dụng phương trình này và khối lượng của vệ tinh cụ thể, thí dụ như vệ tinh địa tĩnh, các nhà khoa học có thể tính được độ cao cần thiết của vệ tinh cần phóng sao cho khoá chặt nó vào một quỹ đạo vĩnh cửu trên chính địa điểm ấy của trái đất.

Trong một quỹ đạo tròn, lực hướng tâm cần thiết để giữ cho vệ tinh có khối lượng m chuyển động với vận tốc quỹ đạo v sẽ là:

$$\frac{mv^2}{r} \quad (2.15)$$

Ta cân bằng 2 lực này và giải bài toán cho chu kỳ thời gian $T = \frac{2\pi r}{v}$, ta được:

$$T = \left(r^3 \frac{4\pi^2}{Gm_e} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.16)$$

Trong đó T là chu kỳ thời gian, v là tốc độ, m_e là khối lượng trái đất. Với số liệu trung bình, vệ tinh quỹ đạo cực có độ cao 850 km, ta có $r = 6378 + 850 = 7228$ km, còn $G = 6,67259 \times 10^{-11} \text{ N.m}^2.\text{kg}^{-2}$, $m_e = 5,9737 \times 10^{24} \text{ kg}$, ta sẽ có chu kỳ quay $T = 102$ phút, tốc độ góc $v = 7,29115 \times 10^{-5} \text{ rad sec}^{-1}$.

Đối với vệ tinh địa tĩnh, ta biết được tốc độ góc của nó phải bằng góc quay của trái đất là $2\pi/T$ nên bán kính quỹ đạo sẽ là 42.164 km, hay có độ cao trên bề mặt trái đất là 35.786 km.

Mọi tính toán trong thí dụ trên đây chỉ là ước lượng gần đúng, còn trong thực tế những tính toán quỹ đạo vệ tinh phức tạp hơn nhiều, vì trái đất không phải là một khối cầu tròn trịa, mà là một khối cầu dẹt.

2.6.2 Định luật chuyển động Kepler

Sự chuyển động của một vệ tinh quanh trái đất được xác định bằng các định

luật chuyển động của Kepler. Vì vậy để hiểu được các quan trắc của vệ tinh địa tĩnh và vệ tinh quỹ đạo cực, chúng ta cần tìm hiểu các định luật này. Vật lý học về vật thể bất kỳ trên quỹ đạo xoay quanh một vật thể khổng lồ được giải thích tốt nhất bằng các định luật chuyển động của Kepler (hay còn gọi là 3 định luật chuyển động của Kepler) như sau:

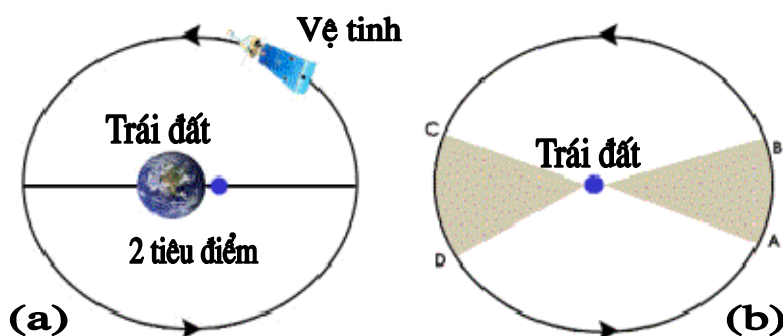
1) Đường đi của vật thể phải là một hình ê-lip với một tiêu cự là vật thể khổng lồ (hình 2.16, a).

2) Đường thẳng nối vật thể ở tâm và vật thể ở quỹ đạo sẽ quét những diện tích như nhau trong những khoảng thời gian bằng nhau (hình 2.16, b).

Các vệ tinh di chuyển trên quỹ đạo không phải với một tốc độ không đổi mà lúc nhanh, lúc chậm. Thời gian di chuyển từ A đến B cũng bằng thời gian di chuyển từ C đến D và diện tích 2 hình quạt này bằng nhau.

3) Bình phương năm của hành tinh luôn luôn bằng bội số tam thừa nào đó của khoảng cách từ hành tinh đó đến mặt trời.

Các quan hệ này đúng với bất kỳ quỹ đạo hành tinh nào: một hành tinh quay quanh một ngôi sao, mặt trăng quay quanh một hành tinh hay vệ tinh nhân tạo quay quanh trái đất. Chúng còn được kết hợp với định luật của Newton để tính toán các điểm giao, các điểm cận địa (Perigee), viễn địa (Apogee),...



Hình 2.16 Ê-lip 2 tiêu điểm (a) và 2 hình quạt diện tích bằng nhau (b) [22(1)]

2.7 Nguyên tắc quan trắc vệ tinh từ không gian

2.7.1 Đo thụ động và đo chủ động

Trong KTTV các thiết bị đo và cảm biến các đặc trưng của đối tượng đo đặc được chia ra làm 2 loại: trực tiếp và gián tiếp, phụ thuộc vào phương tiện và đối tượng đo đặc. Loại đo trực tiếp có thể mọi người đều đã thấy tận mắt ở các trạm khí tượng khi người quan trắc viên tiếp xúc trực tiếp với thiết bị và đối tượng đo. Đo đặc gián tiếp là khi người đo không trực tiếp tiếp xúc với thiết bị đo cũng như đối tượng đo. Những đo đặc gián tiếp các đối tượng trong không gian được gọi là đo từ xa hay viễn thám. Viễn thám được định nghĩa là khoa học và công nghệ mà nhờ đó các đặc tính của đối tượng cần biết có thể được xác định, đo đạc hoặc phân tích được mà không phải tiếp xúc trực tiếp với đối tượng đó.

Đo từ xa lại được chia ra làm 2 dạng: đo tích cực (chủ động) và đo thụ động. Với cách đo xa tích cực thiết bị đo phát ra các sóng điện từ tới đối tượng đo, gặp đối tượng đo nó phản xạ trở lại thiết bị cảm biến (như ra-đa thời tiết), còn các thiết bị đo xa thụ động thì quan trắc (nhận) sóng điện từ từ chính các đối tượng (mà ta định đo) truyền tới nhờ quá trình *phát xạ* và *phản xạ*. Quan trắc vệ tinh từ không gian vũ trụ chủ yếu là loại đo xa thụ động. Trong những năm gần đây người ta đã đưa cả ra-đa lên vệ tinh để thực hiện đo xa tích cực (như vệ tinh QuickSCAT, RADASAT).

Thiết bị được vệ tinh mang theo nhằm nhận biết bức xạ điện từ phản xạ hoặc phát xạ từ đối tượng đo được gọi là thiết bị cảm biến từ xa, hay gọi tắt là cảm biến kế hay bộ cảm biến kế (nếu có nhiều cảm biến kế trong một tổ máy).

Các số liệu đo xa được truyền về các trung tâm máy tính để xử lý và cung cấp cho người dùng.

2.7.2 Các dải phổ điện từ trong viễn thám

Bức xạ điện từ dùng trong các mục đích khác nhau có thể được phân loại khác nhau. Song để thuận tiện cho việc tham khảo và so sánh trong phân tích, ta dẫn ra bảng 2.8 dưới đây về phân loại bức xạ điện từ chủ yếu dùng trong viễn thám.

Phổ điện từ được xác định như là một dải liên tục của tất cả các loại bức xạ điện từ mà trong đó mỗi loại bức xạ được xếp tương ứng với bước sóng của nó. Bức xạ điện từ phủ một dải rộng các bước sóng nhưng các bước sóng quan trọng đầu tiên cho việc đo xa từ vũ trụ là dải sóng từ cực tím (UV) với bước sóng từ 0,3 đến 0,4 μm , đến các bước sóng vĩ sóng khoảng (1mm - 1m).

Vùng phổ này được chia ra 2 phần thuận tiện là sóng ngắn và sóng dài, tương ứng với bức xạ do mặt trời phản chiếu và phát xạ nhiệt từ trái đất và từ khí quyển của nó. Đó là vì năng lượng mặt trời tập trung vào các bước sóng ngắn với đỉnh ở khoảng 0,5 μm , còn năng lượng bức xạ hồng ngoại nhiệt của khí quyển trái đất cực đại ở bước sóng dài, khoảng 10 μm .

Vùng sóng ngắn tương ứng với phần phổ cực tím, thị phổ và cận hồng ngoại. Hầu hết năng lượng ở vùng sóng dài rơi vào phổ hồng ngoại giữa 5 μm và 50 μm .

Tại những bước sóng cực ngắn năng lượng có thể thấp hơn nhiều nhưng thông tin hữu ích lại có thể thu được bằng các cảm biến kế thích hợp.

Đối với các cảm biến kế viễn thám quan trọng nhất là 3 dải sóng chủ yếu sau đây:

1) Dải thị phổ (VIS) ở 0,4 - 0,7 μm trong dải phổ điện từ là phần mà mắt người thụ cảm (thấy) được; chi tiết hơn là mắt người thụ cảm được màu xanh nước biển (blue) ở dải hẹp 0,4- 0,5 μm , màu xanh lá cây ở 0,5 - 0,6 μm , màu đỏ (red) ở 0,6 - 0,73 μm .

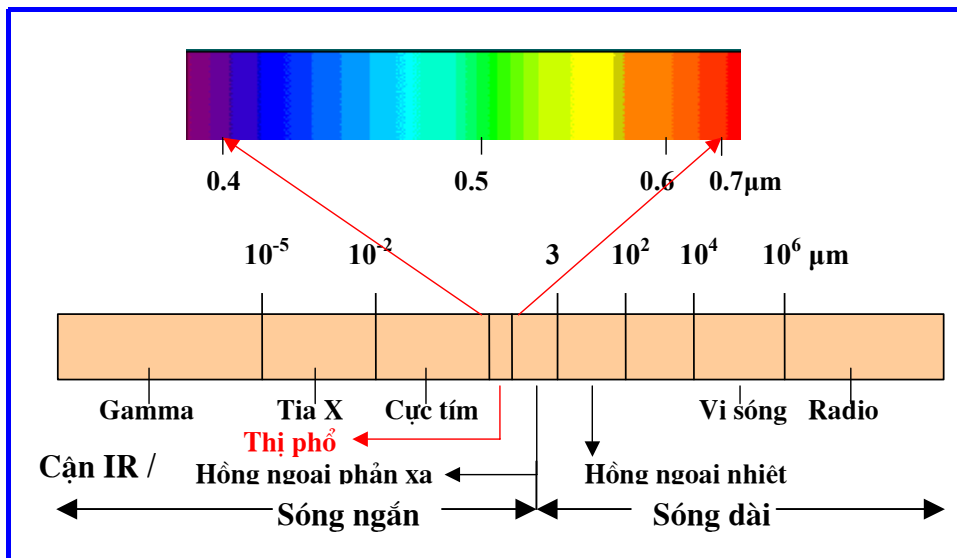
2) Dải hồng ngoại (IR) ở 0,72 - 15 μm được chia ra thành 3 vùng lô-gic là: a) Cận hồng ngoại (NIR) ở 0,7 - 1,3 μm và hồng ngoại sóng ngắn ở 1,3 - 3 μm , đôi khi còn được gọi là hồng ngoại phản chiếu, vì dải này chịu ảnh hưởng bởi phản xạ mặt trời nhiều hơn là phát xạ từ bề mặt trái đất.

Bức xạ phản chiếu này có thể được phim ảnh thụ cảm (ghi hình được); b) Trung Hồng ngoại là bức xạ phản chiếu có thể được nhận biết bằng cảm biến kế quang điện;

c) Hồng ngoại nhiệt và viễn hồng ngoại là bức xạ phát xạ chỉ có thể nhận biết được bằng cảm biến kế quang điện.

3) Dải vi sóng có bước sóng từ 1mm đến 1m, được nhận biết bằng các cảm biến kế ra-đa.

Bảng 2.8 Phân loại các dải bức xạ điện từ				
Dải sóng (lớp)		Bước sóng	Tần số	
Cực tím		100 Å ~ 0,4μm	750~3000THz	
Thị phổ		0,4 ~ 0,7μm	430~750 THz	
Hồng ngoại	Cận hồng ngoại	0,7 ~ 1,3μm	230~430 THz	
	Hồng ngoại sóng ngắn	1,3 ~ 3μm	100~230 THz	
	Trung hồng ngoại	3 ~ 8 μm	38~100 THz	
	Hồng ngoại nhiệt	8 ~ 14 μm	22~38 THz	
	Viễn hồng ngoại	14μm ~ 1mm	0.3~22 THz	
Sóng vô tuyến (radio wave)	Dưới 1mm		0,1~1mm	3~0.3THz
	Vi sóng	mm (EHF)	1~10mm	30~300GHz
		cm (SHF)	1~10cm	3~30GHz
		dm (UHF)	0,1~1m	0.3~3GHz
	Sóng cực ngắn (VHF)		1~10m	30~300MHz
	Sóng ngắn (HF)		10m~100m	3~30MHz
	Sóng trung (MF)		0,1~1km	0.3~3MHz
	Sóng dài (LF)		1~10km	30~300KHz
Sóng rất dài (VLF)		10~100km	3~30KHz	



Hình 2.17 Dải phổ điện từ [16]

Trong khí tượng vệ tinh chúng ta quan tâm đến năng lượng bức xạ với bước sóng giữa 0,1 và 100 μm. Mặt trời phát phần lớn năng lượng bức xạ với bước sóng giữa 0,2 đến 4μm. Năng lượng mặt trời thường được xem là năng lượng bức xạ sóng

ngắn, bao gồm bức xạ tia cực tím, thị phổ và cận hồng ngoại. Trái đất cũng phát bức xạ được gọi bức xạ trái đất hay bức xạ sóng dài. Nó yếu hơn bức xạ mặt trời nên nó được đặc trưng bởi bước sóng dài hơn, điển hình là quanh bước sóng 10 μ m. Hệ thống khí hậu trái đất luôn luôn cố giữ cân bằng giữa năng lượng mà trái đất nhận được từ mặt trời và năng lượng mà nó phát xạ vào không gian.

Vi sóng có lợi thế rất lớn về khả năng thâm nhập vào trong mây, mù, khói mưa nhỏ và tuyết, vì thế mà các thiết bị đo bức xạ vi sóng không cần phải có bầu trời quang mây để ghi hình. Thông tin về các chỏm băng ở cực và các núi băng trôi là những thí dụ chung về thông tin có ý nghĩa mà các thiết bị đo bức xạ vi sóng đặt trên vệ tinh cực đã cung cấp cho chúng ta.

Tương ứng với 3 dải phổ (thị phổ, hồng ngoại và vi sóng) ta có 3 loại (dạng) viễn thám:

- 1) Viễn thám thị phổ và hồng ngoại phản chiếu, nguồn năng lượng bức xạ ở đây là từ mặt trời;
- 2) Viễn thám hồng ngoại nhiệt với nguồn năng lượng bức xạ từ chính đối tượng thám sát, ta có thể so sánh năng lượng phổ (bỏ qua hấp thụ) của hai đối tượng mặt trời (6000⁰K) và trái đất (300⁰K) ;
- 3) Viễn thám vi sóng. Riêng viễn thám vi sóng lại có 2 loại: viễn thám tích cực và viễn thám thụ động.

2.7.3 Nguyên tắc dựa vào tương tác của 3 thành phần bức xạ

Viễn thám còn dựa vào 3 thành phần bức xạ là phát xạ, hấp thụ và phản xạ, vì các định luật về cân bằng bức xạ và bảo toàn năng lượng là cơ sở cho phương pháp xử lý số liệu quan trắc vệ tinh. Như ta đã biết ở trên, do gặp mặt đất, mặt đại dương và các đối tượng mục tiêu đo trong khí quyển, như độ ẩm không khí, mây, bức xạ tới từ mặt trời phân chia ra 3 phương thức tương tác năng lượng với 3 thành phần bức xạ, tương ứng với chúng là 3 hệ số sau:

(1) Hệ số truyền xạ (τ_λ) – một phần nào đó (cho đến 100 %) của bức xạ xuyên qua bề mặt của vật chất, như nước chẳng hạn; và nếu như vật thể là trong suốt và mỏng như không gian một chiều thì thường là nó đi qua và nói chung bị giảm đi một phần nào đó.

(2) Hệ số hấp thụ (a_λ) – một phần bức xạ nào đó được hấp thụ thông qua tương tác điện tử hoặc phân tử bên trong môi trường; một phần của năng lượng này sau đó lại hồi phát, thường ở bước sóng dài hơn, còn một phần nào đó được giữ lại và **đốt nóng đối tượng hấp thụ**.

(3) Hệ số phản xạ - Bức xạ phản chiếu (r_λ) – phần bức xạ nào đó (cho đến 100 %) phản xạ đi (rời khỏi đối tượng) và phân tán ra khỏi đối tượng theo các góc độ khác nhau, phụ thuộc vào độ nhám của bề mặt vật thể và góc chiếu tới của tia xạ.

Khi đưa chúng vào tỷ lệ thành phần (so với độ rọi) thì chúng không có thứ nguyên (nằm giữa 0 và 1), thông thường biểu thị bằng phần trăm. Theo định luật bảo toàn năng lượng ta có :

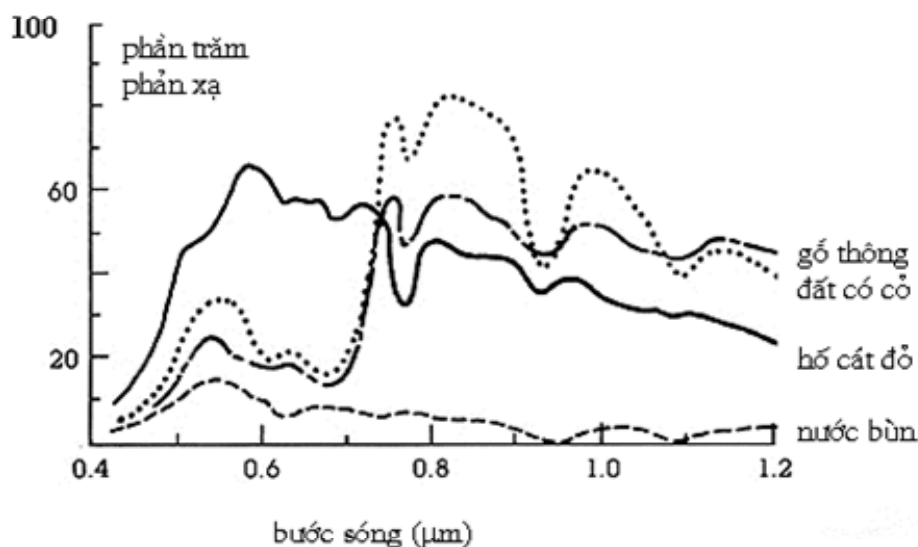
$$\tau_\lambda + a_\lambda + r_\lambda = 1 \quad (2.17)$$

Còn tình huống khi bức xạ phát xạ do sự kích thích nguyên tử/phân tử bên trong thường liên quan với trạng thái nhiệt của vật thể. Đó là quá trình nhiệt năng, được ứng dụng trong các cảm biến kế nhiệt từ xa.

Khi một thiết bị cảm biến từ xa có tầm nhìn với một đối tượng đang bức xạ năng lượng mặt trời thì thiết bị đó sẽ thu lấy năng lượng bức xạ đó và ghi quan sát đó lại. Hầu hết các hệ thống cảm biến từ xa đều được thiết kế để thu thập năng lượng bức xạ phản chiếu.

2.7.4 Nguyên tắc dựa vào đặc thù phổ điện từ của đối tượng đo

Mọi vật trong tự nhiên đều có một dấu hiệu phổ riêng (đặc thù). Nếu ta có thể nhận biết được dấu hiệu đó thì ta có thể tách riêng các đặc trưng, hiểu được từ bên trong đến kích thước và hình thái tổng quát của đối tượng đó. Đối với vật chất bất kỳ đã cho, tổng bức xạ mặt trời mà nó phản chiếu, hấp thụ hoặc truyền xạ, thay đổi theo bước sóng. Đặc điểm quan trọng này của vật chất làm cho nó có thể phân biệt bản chất khác nhau hoặc phân lớp hay tách chúng ra bằng các đặc điểm/đặc thù phổ của chúng (nhờ các đường cong phổ), như chỉ ra trong hình vẽ 2.18. Những nghiên cứu chi tiết hệ số phản xạ của các loại mặt đệm (mặt đệm gồm các chất vô cơ, mặt đệm gồm các chất hữu cơ đang sống hoặc đã chết khô,...), hệ số phản xạ của mây còn là những căn cứ để xử lý số liệu mà các cảm biến kế đo được.



Hình 2.18 Độ phản xạ của 4 loại vật chất [16]

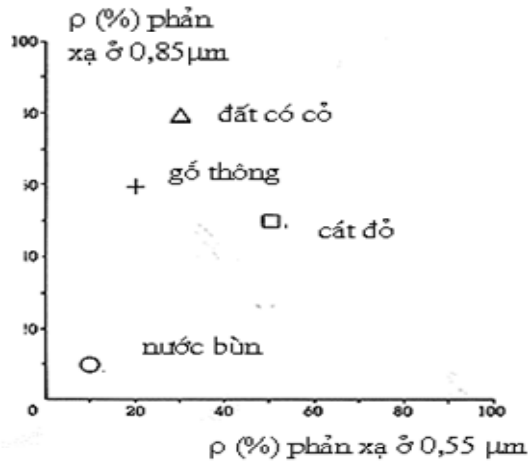
Thí dụ: Tại những bước sóng nào đó, cát phản chiếu nhiều năng lượng hơn cây xanh, nhưng tại những bước sóng khác thì nó lại hấp thụ nhiều hơn (phản xạ ít hơn) là cây xanh hấp thụ. Về nguyên tắc chúng ta có thể ghi nhận các loại khác nhau của bề mặt các vật chất và phân biệt chúng với nhau bằng sự khác nhau về phản xạ. Tất nhiên phải có một phương pháp khả dĩ để đo được sự khác nhau này như một hàm số của bước sóng và cường độ (như là một phần của tổng bức xạ).

Cũng có thể sử dụng tổ hợp nhiều bước sóng như được chỉ ra ở hình 2.19 làm

tăng cường sự khác nhau về phản xạ để ta dễ phân biệt 4 loại bề mặt vật thể thông thường (đất có cỏ; gỗ thông; cát đỏ và nước bùn), trong đó những vị trí của các điểm là phần trăm phản xạ tương ứng đối với 2 bước sóng trên 2 trục tọa độ.

Khi chúng ta sử dụng nhiều hơn 2 bước sóng, các tình tiết/hình vẽ trên không gian nhiều chiều sẽ có khuynh hướng chỉ rõ hơn sự khác biệt giữa các vật chất. Khả năng hoàn thiện để phân biệt các vật thể nhờ vào các bước sóng bổ sung là cơ sở cho cảm biến kế đa phổ. Thiết bị thám sát theo chiều thẳng đứng của khí quyển là dựa trên nguyên tắc đa phổ. Vệ tinh địa tĩnh của NOAA đã sử dụng tới 20 kênh khác nhau cho thám sát thẳng đứng, mỗi kênh cho mỗi mực độ cao khí quyển.

Hình 2.19
Độ phản xạ
theo 2 bước
sóng [16]

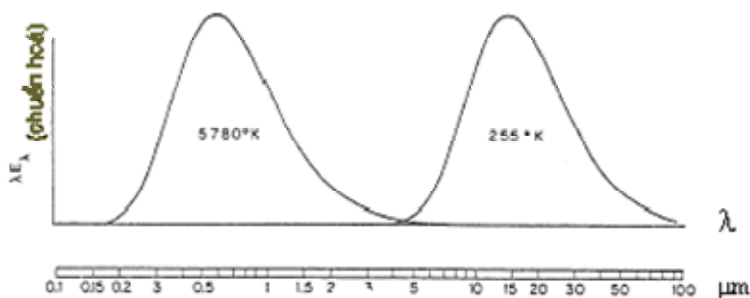


- Các quan trắc bằng cảm biến từ xa phụ thuộc / tương so sau đây:
- Các đặc tính/tính chất của kính viễn vọng (khả năng phân giải, sự phân màu quang phổ ánh sáng).
 - Các đặc trưng của bộ phát hiện (tín hiệu với nhiễu).
 - Độ rộng băng truyền thông (độ sâu của bit).
 - Các khoảng phổ (cửa sổ, dải hấp thụ).
 - Thời gian trong ngày (thị phổ ban ngày).
 - Trạng thái khí quyển (nhiệt độ T, độ ẩm Q, mây).
 - Bề mặt trái đất (nhiệt độ bề mặt Ts, độ phủ thực vật).

2.8 Các kênh vệ tinh quan hệ với dải phổ

2.8.1 Sự khác biệt giữa năng lượng dải phổ mặt trời và trái đất

Vì bức xạ sóng ngắn của Mặt trời và bức xạ sóng dài của Trái đất chi phối hoạt động của các kênh viễn thám, nên trong thiết kế cũng như xử lý thông tin viễn thám liên quan đến chúng người ta phải xác định được sự giao nhau của 2 loại bức xạ này.

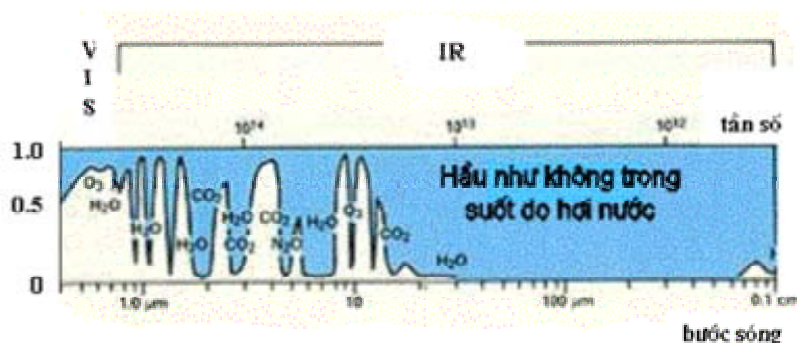


Hình 2.20 Sự khác biệt giữa 2 dải phổ bức xạ Mặt trời và Trái đất [15]

Trong mục 2.3 ta đã giải thích không có sự ô nhiễm bức xạ dựa trên khoảng cách. Ở đây ta biểu diễn năng lượng bức xạ từ 2 nguồn Mặt trời và Trái đất chuẩn hoá theo bước sóng. Trên hình 2.20, trục hoành là bước sóng ở thang độ lô-ga, còn trên trục tung là năng lượng bức xạ. Nhiệt độ bức xạ của mặt trời khoảng 6000°K . Nhiệt độ bức xạ của trái đất thấp hơn rất nhiều, chỉ khoảng 280°K , vì thế năng lượng bức xạ của 2 nguồn này rơi vào 2 miền cách biệt nhau, chỉ gối lên nhau phần rất nhỏ, ở bước sóng 3 - 4 μm . Chính sự tách biệt này đã làm cho nó có thể được coi như hai loại truyền bức xạ và các hàm nguồn tách biệt nhau, làm đơn giản hoá những phức tạp của bài toán truyền xạ.

2.8.2 Các cửa sổ khí quyển

Khi thiết kế các bức xạ kế đo bức xạ từ vệ tinh, người ta phải đặc biệt quan tâm đến các dải phổ phát xạ và hấp thụ trong khí quyển. Việc thu nạp số liệu đo xa bị hạn chế bởi các dải phổ mà bức xạ điện từ truyền qua được có giới hạn. Các dải bước sóng mà tại đó khí quyển có khả năng truyền năng lượng qua (hay $\tau_{\lambda}=1$) có giới hạn. Chúng được gọi là các cửa sổ khí quyển. Vùng thị phổ của phổ điện từ nằm ở bên trong một cửa sổ khí quyển ở dải sóng khoảng 0,3 đến 0,9 μm (xem hình 2.21), trong khi đó năng lượng phát xạ từ trái đất được cảm thụ thông qua các cửa sổ ở 3 đến 5 μm và 8 đến 14 μm . Ra-đa và các hệ thống vi sóng thụ động làm việc qua một vùng cửa sổ từ 1mm đến 1m. Ngược lại, ở những vùng không trong suốt của phổ điện từ thì bức xạ được hấp thụ rất lớn. Bức xạ của trái đất đã được hấp thụ sẽ tái phát xạ ở các mực cao hơn trong khí quyển; và nếu năng lượng tái phát xạ này tới được vệ tinh thì các cảm biến kế sẽ đo được đặc trưng bức xạ của đối tượng. Vì thế cho nên các cảm biến kế vệ tinh có thể nhận được hầu hết bức xạ của nó từ các độ cao cao hơn của khí quyển, từ đó ta thu được thông tin về nhiệt độ của các lớp khí quyển tầng cao.

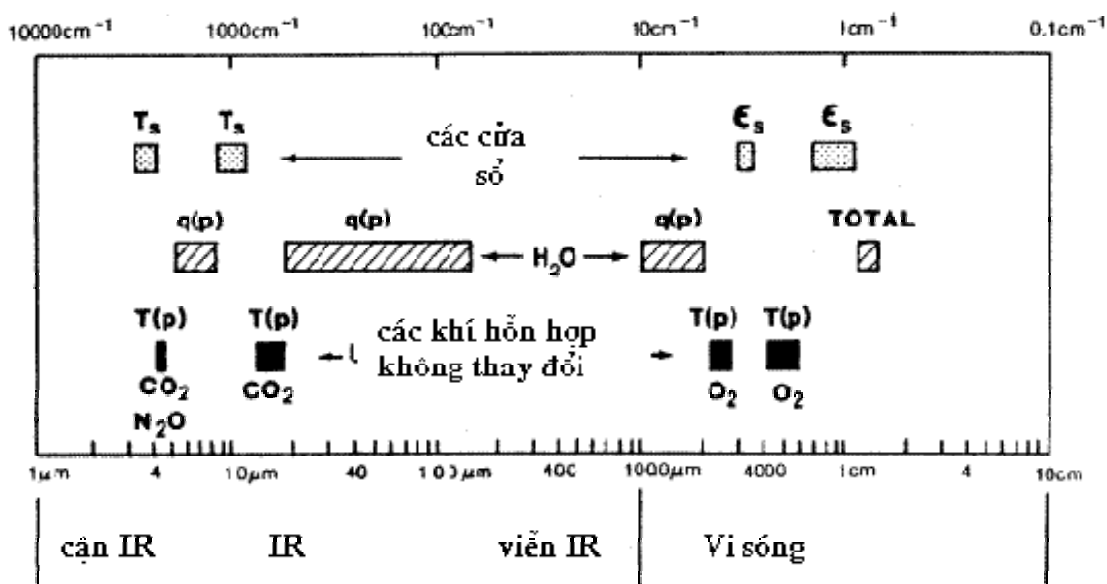


Hình 2.21 Các cửa sổ khí quyển ở dải thị phổ và hồng ngoại [9]

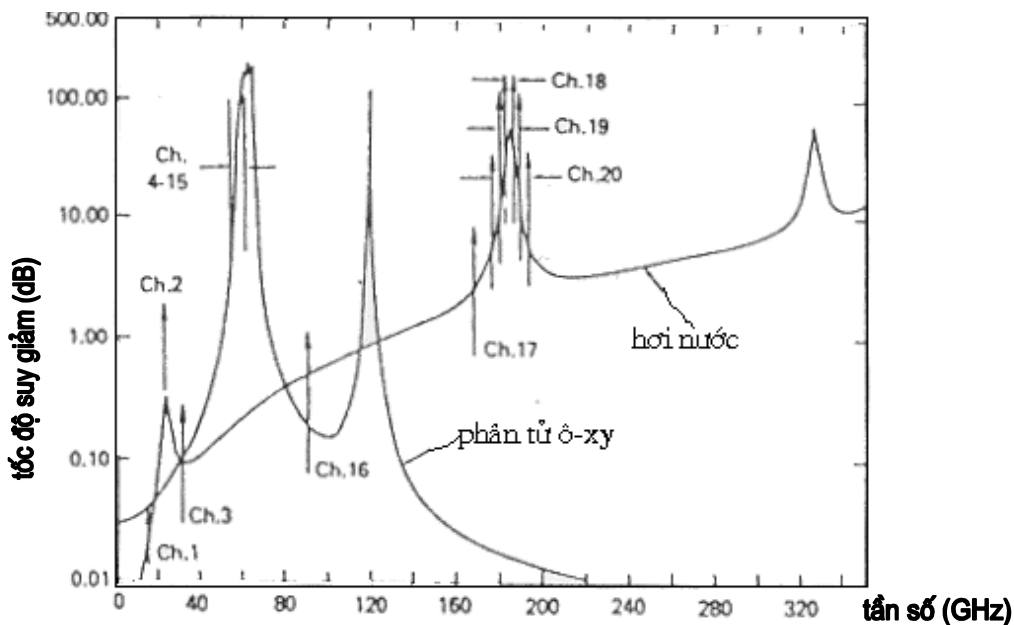
Hơi nước là chất hấp thụ quan trọng nhất trong dải phổ hồng ngoại. Trên hình 2.21 là các cửa sổ khí quyển ở dải thị phổ và hồng ngoại; các phân màu sáng là các cửa sổ khí quyển, còn các phân màu xanh là các vùng bức xạ (tới và ra) qua được ở mức cực tiểu (≈ 0), mà bị hấp thụ là chủ yếu.

Một vài vùng phổ đã được xem xét rất hữu ích cho việc đo xa từ vệ tinh, đã được tổng hợp lại trên hình 2.22, biểu diễn chi tiết hơn các cửa sổ khí quyển ở dải

hồng ngoại và vi sóng; còn trên hình 2.23 là diễn tả chi tiết 20 kênh của thiết bị viễn thám vi sóng tiên tiến (AMSU).



Hình 2.22. Các cửa sổ khí quyển trên các dải phổ viễn thám vệ tinh



Hình 2.23 Phổ hấp thụ của khí quyển và kênh viễn thám vi sóng AMSU [14]

Các cửa sổ vào khí quyển (còn được hiểu là các vùng có độ hấp thụ khí quyển cực tiểu) tồn tại ở gần $4\text{ }\mu\text{m}$, $10\text{ }\mu\text{m}$, $0,3\text{ cm}$ và 1 cm . Các cửa sổ hồng ngoại được sử dụng để đo xa nhiệt độ bề mặt trái đất và mây, còn các cửa sổ vi sóng giúp ta nghiên cứu khả năng phát xạ bề mặt và khối lượng nước thể lỏng của mây.

Các băng hấp thụ CO_2 và O_2 ở bước sóng $4,3\text{ }\mu\text{m}$, $15\text{ }\mu\text{m}$, $0,25\text{ cm}$ và $0,5\text{ cm}$ được dùng để phục hồi profile nhiệt độ, vì các khí này được trộn lẫn đồng nhất trong

khí quyển theo tỷ lệ thành phần đã biết và chính chúng đã hỗ trợ cho ứng dụng này. Các dải hấp thụ hơi nước ở gần $6,3\mu\text{m}$, xa hơn $18\mu\text{m}$, ở gần $0,2\text{cm}$, và gần $1,3\text{cm}$ cảm biến tốt sự tập trung hơi nước trong khí quyển.

2.8.3 Các kênh và ảnh vệ tinh

2.8.3.1 Cửa băng và kênh

Để thu được đủ năng lượng bức xạ và cho ta các đo đặc tin cậy, các bộ đo cảm biến của vệ tinh được thiết kế để đo năng lượng trên một khoảng các bước sóng được gọi là một cửa băng (bandpass). Hầu hết các bộ cảm biến đặt trên vệ tinh được thiết kế để có số cửa băng phân biệt được với nhau, đặt tâm ở các tần số mà ta quan tâm và được xem như các kênh của các bộ cảm biến.

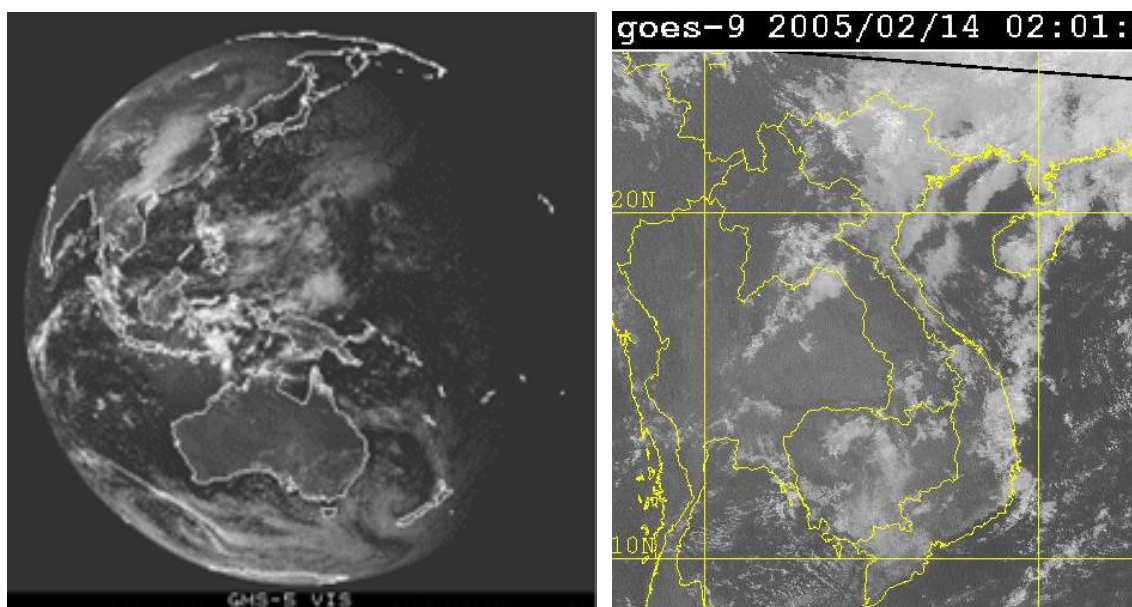
Người ta chia các kênh ra các kênh cơ bản, các kênh tổ hợp hay nhân tạo, tương ứng với các kênh ta có ảnh của chúng. Các kênh cơ bản gồm: kênh thị phổ ($0,55-1,05\mu\text{m}$), kênh hồng ngoại ($10,5-12,5\mu\text{m}$) và kênh hơi nước (hồng ngoại hơi nước $6,2-7,6\mu\text{m}$). Còn các kênh nhân tạo là do sự phối hợp các kênh cơ bản mà thành.

2.8.3.2 Các kênh cơ bản và ảnh của chúng

a) Kênh thị phổ

Các ảnh thị phổ (VIS) là bản ghi của ánh sáng thị phổ tán xạ hoặc phản xạ từ trái đất hoặc các đám mây về phía vệ tinh, nghĩa là ta có thể “nhìn thấy” được mây. Các ảnh thị phổ cung cấp cho các nhà khí tượng thông tin bổ trợ mà nó không thể xuất hiện trên các ảnh hồng ngoại nhiệt. Thí dụ, sương mù xuất hiện ở các ảnh thị phổ nhưng không thể hiện trên ảnh hồng ngoại khi mà sương mù và đất cùng một nhiệt độ.

Cường độ của ảnh phụ thuộc vào albedô/khả năng phản xạ của bề mặt hoặc mây nằm ở phía dưới. Các ảnh thị phổ chỉ có thể có được vào thời gian ban ngày, vì ban đêm thì trái đất đen ngòm. Sáng sớm, vào 7 giờ sáng, ảnh thị phổ cho ta ánh sáng mặt trời đang lên ở phía đông, ảnh thị phổ lúc 7 giờ chiều là mặt trời đang lặn phía tây.

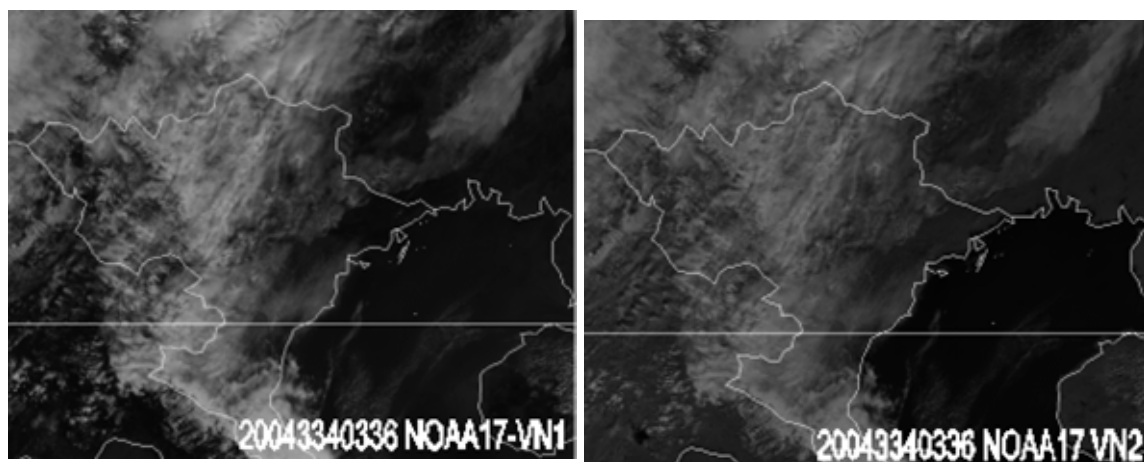


Hình 2.24 Ảnh thị phổ GMS-5 (JMA) và GOES-9 (USA) [22, (4)]

Các ảnh thị phổ hiện lên bình thường như ta nhìn thấy bằng mắt người. Khi sử dụng một thang độ màu đen trắng, với độ tối sáng khác nhau của độ xám sẽ chỉ cho ta mức độ khác nhau của khả năng phản xạ. Độ sáng nhất tương ứng với bề mặt phản xạ lớn nhất có tông màu trắng, còn phản xạ ít nhất thì tông màu đen. Nói chung, các đám mây được nhìn thấy như là các đối tượng màu trắng dựa trên cái nền tối hơn của bề mặt trái đất, như ta thấy trên hình 2.24. Độ sáng chói còn phụ thuộc vào cường độ của khả năng phản xạ và vị trí tương đối của mặt trời và vệ tinh so với trái đất. Các chỗ khuất bóng cũng có thể nhìn thấy được nếu ở đó mặt trời chiếu xiên vào đám mây. Độ chói trên ảnh thị phổ quan hệ với độ dày mây, lượng nước chứa trong mây hay độ ẩm tương đối.

Ảnh thị phổ có thể thu được trên các kênh:

- + GMS-5 (JMA)/GOES-9 (USA) trên các kênh VIS 0,55-0,8  m; độ phân giải 1.25 km, độ chói 64.
- + NOAA (USA) trên các kênh 1 (0,58-0,68 âm); kênh 2 (0,725-1,10  m).
- + FY-2 (Trung quốc) trên kênh VIS 0,5-1,05  m.
- + MTSAT (JMA) trên kênh VIS 0,55-0,8  m.



Hình 2.25 So sánh ảnh thị phổ trên 2 kênh vệ tinh NOAA17 [VN]

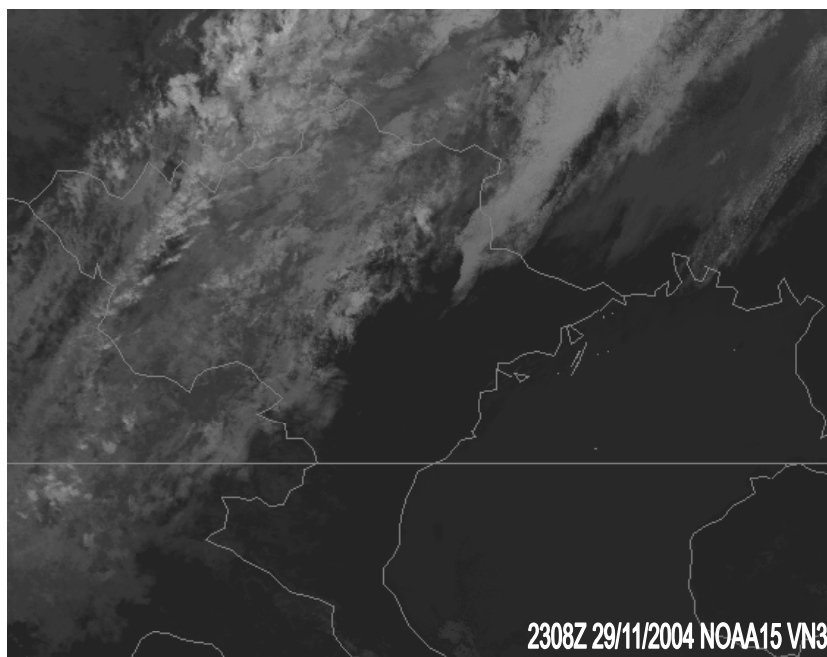
Bảng 2.9 Đặc điểm 2 kênh thị phổ của NOAA						
Kênh	Trị số độ sáng ảnh					
	<i>Sáng (bright)</i>		<i>Xám (grey)</i>		<i>Tối (dark)</i>	
VIS 1: 0,7�m (dùng lập bản đồ mây và xác định Albedo)	Albedo cao	Mây dày, mặt đất	Albedo thấp	mây mỏng mờ (không trong suốt)	Gần như không phản xạ	Nước và lớp phủ thực vật
VIS 2: 0,9�m (dùng phác hoạ đất liền và lập bản đồ mây trên biển)	Hệ số phản xạ cao	Mây dày, mặt đất	Hệ số phản xạ thấp	Mây bán trong suốt	Gần như không phản xạ	Nước và lớp phủ thực vật

Vì thông tin vệ tinh NOAA được dùng rộng rãi và hiện nay Tổ Vệ tinh của TT DB KTTV TW hàng ngày có thu chúng, do đó ta cần tìm hiểu thêm đặc thù của 2 kênh thị phổ của NOAA được cho trong bảng 2.9 và hình 2.25.

b) Các kênh hồng ngoại

- Cận hồng ngoại (NIR)

Vệ tinh NOAA có 2 kênh cận hồng ngoại, nhưng hiện ta đang thu ảnh NIR ở 3,7 μ m (kênh 3B ta gọi tắt là kênh VN3), nên ta tìm hiểu thêm về kênh này. Kênh này được đặt vào phần dải phổ mà ánh sáng mặt trời phản chiếu chỉ có vai trò vào thời gian ban ngày. Mặt khác, các bề mặt nóng, như cháy rừng, đốt gốc rạ sau thu hoạch, núi lửa,..., có đóng góp bức xạ lớn nhất xung quanh bước sóng này. Cuối cùng là các giọt nước có kích thước tương đương bước sóng này có thể có nhiều trong khí quyển, đặc biệt trong các lớp sương mù, gây ra phản xạ mạnh ánh sáng mặt trời ở bước sóng này. Nghĩa là kênh 3,7 μ m một phần là kênh phát xạ nhiệt và một phần là kênh cảm biến phản xạ. Cần nhớ rằng bức xạ phản chiếu phụ thuộc kích cỡ các hạt mây, **hạt càng nhỏ thì phản xạ càng lớn**. Vào các giờ ban ngày thì mây ở thể nước có bức xạ phản chiếu cao hơn bức xạ phát xạ, làm cho mây ở kênh 2 này ấm hơn đáng kể so với kênh 4 (10,7 μ m). Điều đó nhắc nhở người dùng phải hết sức thận trọng trong phân tích các trị số đo được trên ảnh cận hồng ngoại này.

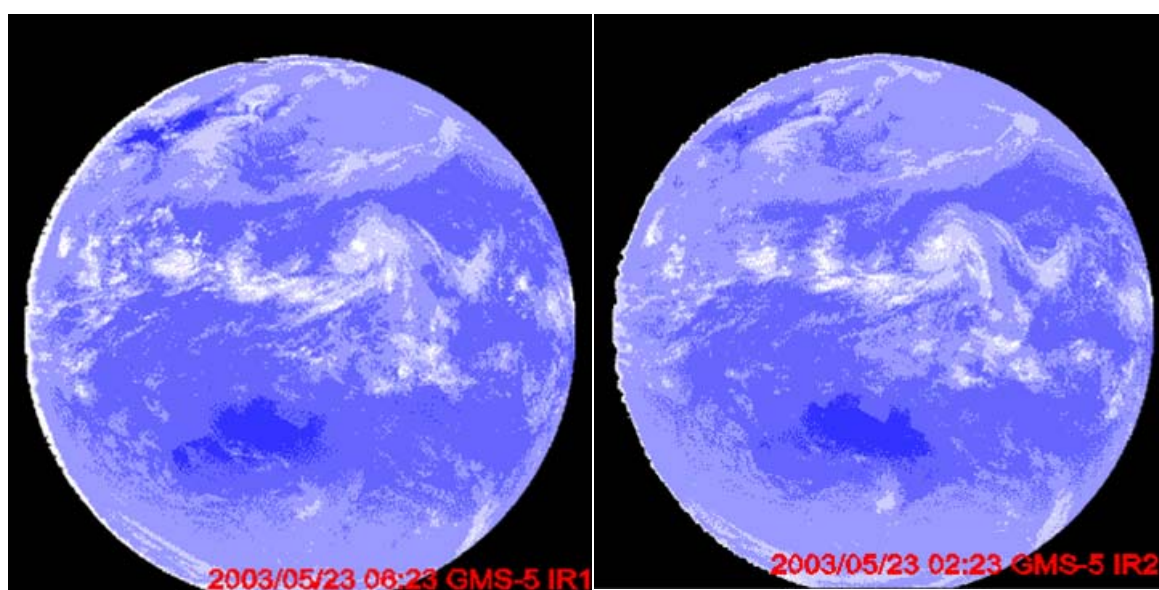


Hình 2.26 Ảnh cận hồng ngoại lúc 6 giờ 08 (giờ HN) sáng 30/11/2004 [VN]

Hình 2.26 là ảnh NIR lúc 6 giờ 08 (giờ HN), đầu giờ ban ngày nên bức xạ ánh sáng phản chiếu là chính, ta đã có thể thấy mây ở 3 tầng: cao, trung và tầng thấp theo 3 loại tông từ sáng, xám đến tối; đồng thời cũng thấy rõ vùng quang mây màu đen tuyền, còn biển thì mờ đen.

- Hồng ngoại nhiệt

Ảnh IR thu được do sự phát xạ từ trái đất và khí quyển của nó ở các bước sóng hồng ngoại nhiệt (10-12 μ m) và cho ta thông tin về nhiệt độ của bề mặt hoặc mây ở phía dưới. Song vì bức xạ phát ra phải đi qua khí quyển của trái đất trước khi đi đến vệ tinh nên nó đã bị thay đổi đi khi đi qua sự hấp thụ và sự tái phát xạ của khí quyển. Các ảnh hồng ngoại nhiệt cho ta nhiệt độ của đất và biển hoặc của các đỉnh của các đám mây trên chúng. ở nhiệt độ ấm (0 – 30 °C) nói chung, nó có nghĩa là đất hoặc biển không có mây phủ. Khi nhiệt độ giảm xuống, nó ám chỉ mây đang phát triển cao hơn và dày đặc hơn. Nhiệt độ rất lạnh ám chỉ rằng các đỉnh mây ở rất cao, điều đó cho ta biết rằng có thể có hoạt động dông đối lưu mạnh. Hầu hết các hạt mây băng xảy ra ở nhiệt độ từ 0°C đến -20°C.



Hình 2.27 ảnh hồng ngoại IR1 và IR2, GMS-5 [22, (3)]

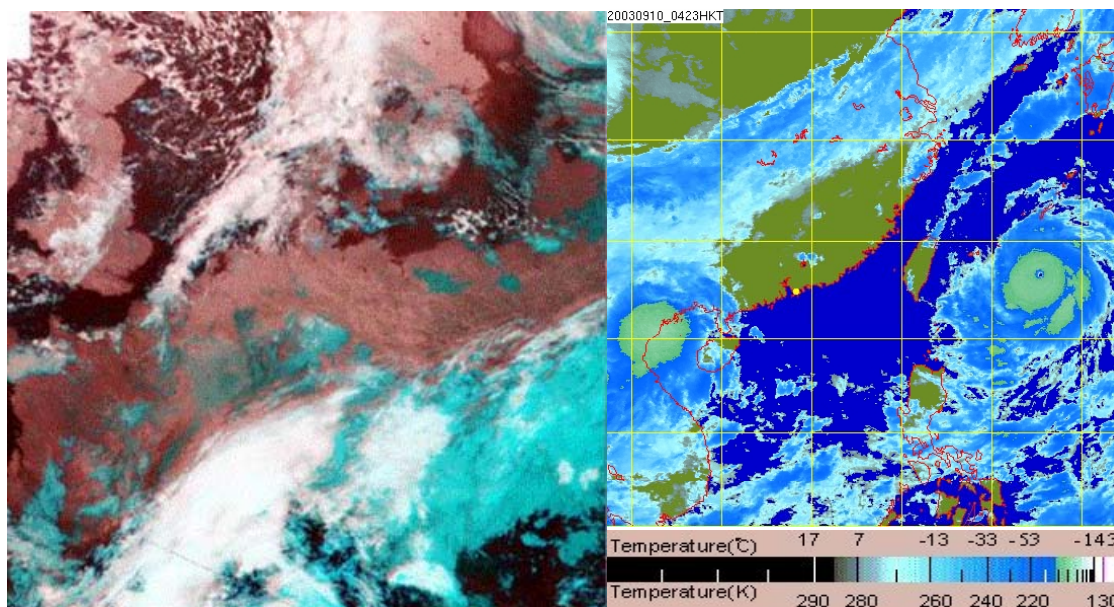
Vì rằng thông thường nhiệt độ giảm theo độ cao, nên bức xạ hồng ngoại với cường độ thấp nhất sẽ phát xạ bởi các đám mây cao nhất và lạnh nhất, chúng xuất hiện với màu đen nhất. Điều này là ngược lại với thủ tục được sử dụng đối với ảnh thị phổ khi mà khả năng phản xạ thấp nhất sẽ xuất hiện màu đen, mây dày sẽ xuất hiện màu trắng. Sự hiện hình thông thường của ảnh IR trên tông đen trắng ngược với ảnh VIS nên người ta cho hiện hình theo tông ngược lại, nghĩa là mây cao nhất sẽ có màu trắng nhất, để nó tương ứng với ảnh thị phổ VIS (cho dễ phân tích).

Việc đo đạc định lượng nhiệt độ của bề mặt phát xạ cần phải tính tổng hấp thụ và phát xạ bên trong cửa sổ. Song đối với việc phân tích định tính, khí quyển có thể được xem xét bình thường như là trong suốt ở tại vùng cửa sổ. Điều này chỉ ngoại trừ ở nơi không khí rất ẩm, điểm sương cao thuộc khu vực nhiệt đới, ở đó khi không khí quang mây có thể cho ta các bức ảnh sắc thái màu xám, nó liên quan với sự phân bố độ ẩm. Các ảnh IR có thể có 24 giờ trong một ngày đêm và nhiệt độ có thể luôn luôn được đo đạc không kể ngày hay đêm.

Nhiệt độ có thể được biểu diễn ở thang độ xám (đen là không mây, và độ trắng tăng lên ám chỉ các đám mây lạnh hơn và cao hơn), hoặc ở một sơ đồ màu (xanh đen đối với đất/biển và mây thấp, thông qua các màu sắc khác nhau đối với nhiệt độ trung bình đến sắc thái rất sáng đối với các đám mây rất lạnh và cao).

Tô màu: để chỉ rõ nhiệt độ khác nhau trên ảnh vệ tinh IR người ta tô màu chúng theo một bảng màu quy ước. Bảng 2.10 và hình 2.28a dưới đây là một cách quy ước màu trên ảnh IR. Trong nhiều trường hợp quy ước bảng màu khác, người ta thường cho kèm thang độ màu cùng với ảnh như trong thí dụ ở hình 2.28b.

Bảng 2.10 Bảng màu quy ước trên ảnh vệ hồng ngoại nhiệt	
Nhiệt độ (o C)	Màu
- 68	Da cam rất mờ / nhợt (off-white trắng ngà)
- 61	Da cam nhợt
- 55	Da cam
-47	Đỏ gạch sáng chói
-33	Đỏ hung lá cây tối
-27	Xanh lá cây tối (đỏ nhẹ)
-20	Xanh lá cây sáng chói
-12	Xanh lá cây trung bình (bluish – hơi xanh)
- 6	Xanh lá cây tối
+ 1	Xanh da trời nhẹ
+ 8	Xanh da trời vừa
+15	Xanh da trời tối
+ 22	Xám tối/xanh da trời tối
> 22	Đen



Hình 2.28a Dùng các dải màu cho trên bảng để chỉ nhiệt độ mây [22, (5)]

Hình 2.28b ảnh IR kèm theo thang nhiệt độ [22, (7)]

Ảnh IR có thể thu theo các kênh:

+ NOAA (USA): trên các kênh 4 (10,3 - 11,3 μm); kênh 5 (11,5 - 12,5 μm).

- + GMS 5 (JMA): kênh IR 1 (10,5 - 11,5 μm); IR 2 (11,5 - 12,5 μm); độ phân giải 5 km, độ chói 256.
- + FY-2 (Trung quốc): kênh IR 1 (10,5 - 12,5 μm).
- + MTSAT (JMA): kênh IR 1 (10,3 - 11,3 μm); IR 2 (11,5 - 12,5 μm).

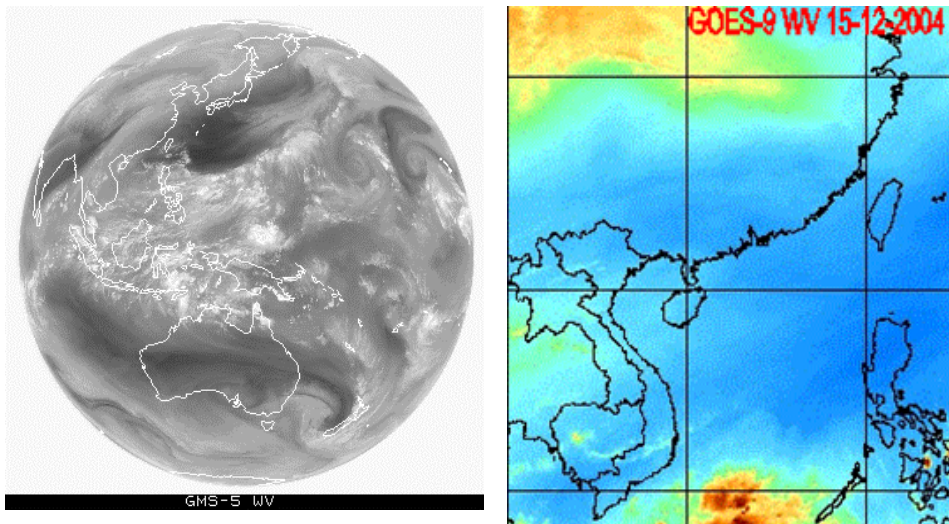
c) Kênh hơi nước

Ảnh hơi nước thu được từ bức xạ do hơi nước phát xạ ở bước sóng lân cận 6 - 7 μm . Đây không phải là cửa sổ khí quyển nhưng là một phần của phổ mà ở đó hơi nước là khí hấp thụ chiếm ưu thế. Trung tâm của dải hấp thụ này là 6-7 μm .

Sự phát xạ từ hơi nước ở tầng thấp của khí quyển thường không nắm bắt được toàn không gian. Nếu như tầng đối lưu bên trên ẩm thì bức xạ đến được vệ tinh sẽ hầu như bắt nguồn từ vùng (lạnh) này và được thể hiện trên sắc thái màu trắng theo quy ước màu ảnh IR. Còn nếu như khí quyển tầng trên khô thì bức xạ sẽ bắt nguồn từ hơi nước ở các lớp khí quyển ẩm tầng trung và sẽ hiện trên ảnh sắc thái màu tối. Trong khí quyển ẩm bình thường, hầu như bức xạ hơi nước mà vệ tinh nhận được bắt nguồn từ lớp 300-600hPa, nhưng khi khí quyển khô thì một phần nào bức xạ có thể đến từ các lớp thấp như 800hPa. Vì nói chung có sự giảm dần lượng hơi nước về phía cực nên độ cao của lớp khí quyển có đóng góp ẩm thấp hơn về phía các cực trái đất.

Ảnh hơi nước có thể thu theo các kênh:

- + GMS 5 (JMA) : WV: 6,2-7,6 μm ; độ phân giải 5 km, độ chói 256.
- + **Meteosat (EU):** WV: 5,7-7,1 μm , độ phân giải 5km.
- + GOMS (Nga): WV:6,0-7,0 μm , độ phân giải **6,25km**.
- + INSAT (Ấn-độ): WV: 5,7-7,1 μm , độ phân giải **8km**.
- + Feng-Yun-2 (Trung quốc): WV: 6.2-7.6 μm ., 5 km.



Hình 2.29 Ảnh hơi nước WV, GMS-5 [22, (3)] và GOES-9 [22, (2)]

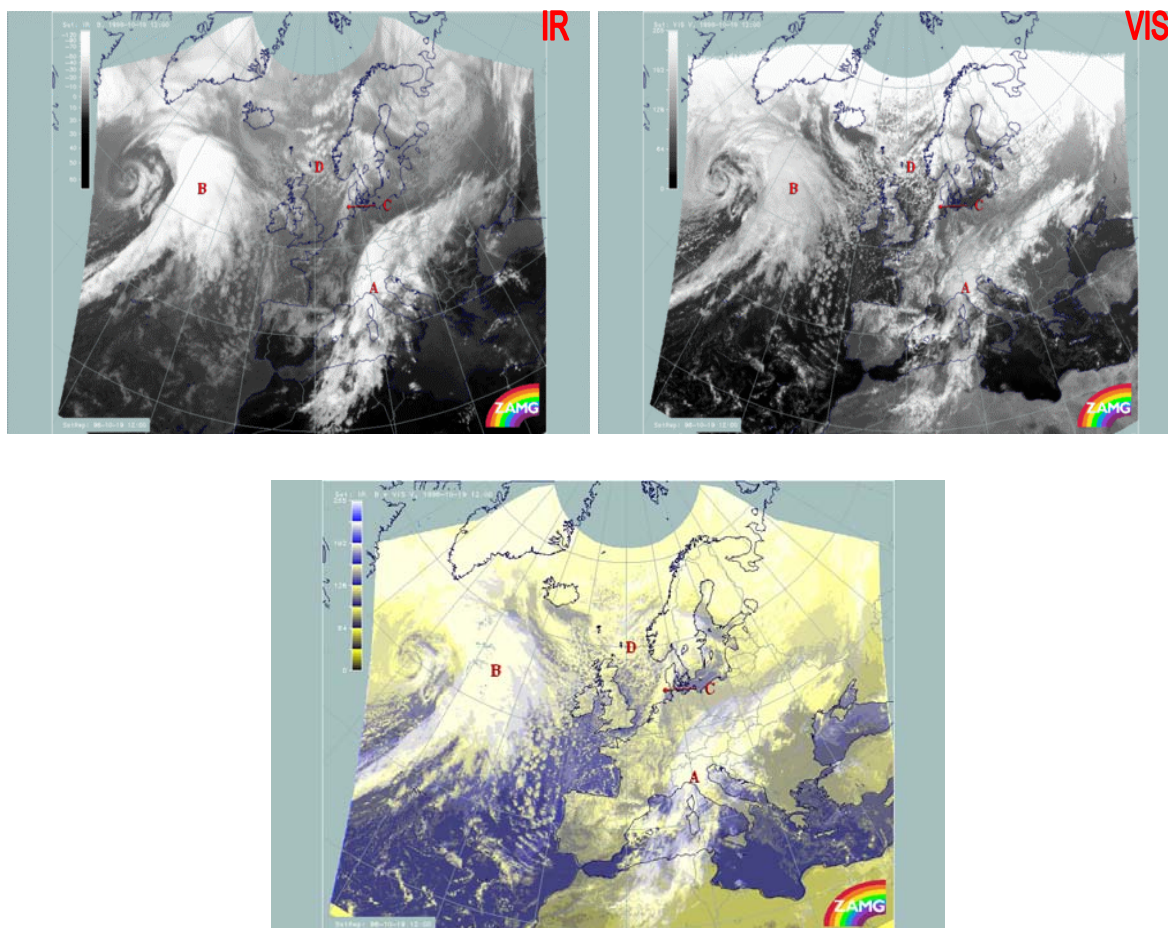
Trên đây chúng ta thấy có nhiều kênh trong cùng một dải phổ, thí dụ với vệ tinh NOAA, 2 kênh thị phổ hay 2 - 3 kênh hồng ngoại. Đương nhiên chúng có những khác nhau ở những nét đặc thù nhằm sử dụng vào mục đích hỗ trợ cho nhau. Cụ thể là kênh thị phổ 1 dùng chính cho nhận biết và phân tích mây ban ngày, tuyết, băng; còn kênh 2 là cận hồng ngoại dùng cho nước bề mặt, băng, tuyết. Kênh hồng ngoại 3 dùng chủ

yếu cho cháy rừng và mây về ban đêm; kênh 4 dùng phân biệt mây ngày/đêm và nhiệt độ bề mặt. Kênh 5 dùng cho hơi nước, song nó cũng dùng cho mây và nhiệt độ bề mặt như kênh 4. Ngoài ra việc tính nhiệt độ của đối tượng quan trắc cũng cần nhiều kênh để tích phân được chính xác hơn như ta sẽ thấy ở chương 3.

2.8.3.3 Các tổ hợp kênh hay các kênh nhân tạo

Vì các kênh khác nhau biểu diễn các đặc điểm khác nhau trong hệ thống trái đất ở phía dưới, bao gồm những hiện tượng sy-nốp khác nhau, nên việc sử dụng tổ hợp các kênh khác nhau sẽ làm sáng tỏ những tình huống khí tượng khác nhau, đặc biệt là những nét đặc thù. Vì thế cho nên cách tổ hợp kênh này là một công cụ hữu ích để tăng cường nội dung sy-nốp của những bức ảnh nhận được. Những ảnh mây nhận được bằng cách này cũng được gọi là ảnh tổ hợp. Sau đây sẽ giới thiệu một số tổ hợp kênh đã được sử dụng ở một số trung tâm.

1) Tổ hợp tổng 2 kênh (Thị phố + Hồng ngoại) của METEOSAT



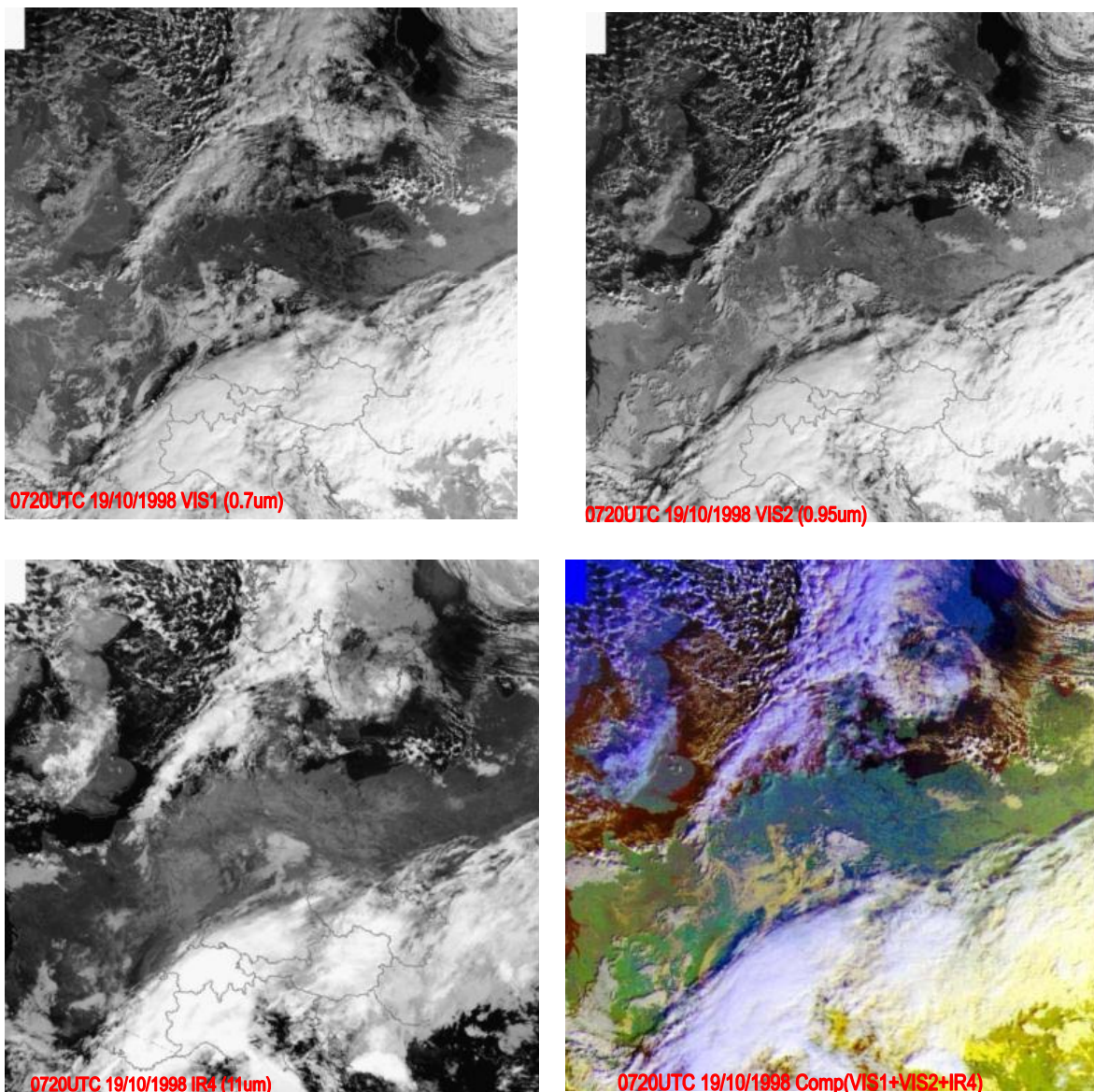
Hình 2.30 Ảnh tổ hợp VIS + IR, 19/10/98, 12UTC [22, (1)]

Đây là công cụ giúp ta nhanh chóng và dễ dàng phân biệt được lớp phủ mây dày và mỏng khác nhau trong các lớp khác nhau của tầng đối lưu. Ta hãy cho ảnh thị phố hiện lên trong màu vàng (yellow) tương ứng với cường độ (mật độ mây) của nó,

còn ảnh hồng ngoại ta hiện lên trong màu xanh lơ (blue), cũng tương ứng với cường độ của nó. Sau khi 2 ảnh chồng lên nhau thì sắc thái vàng xám trên ảnh tổ hợp sẽ biểu thị các đỉnh mây âm, thấp, còn sắc thái lơ xám thì diễn tả phần phủ mây lạnh và cao; sắc thái trắng đến xám là dấu hiệu mây dày và/hoặc là các đỉnh mây lạnh nhiều lớp có ở cả 2 kênh (hình 2.30). Dải màu của tổ hợp này là:

- Vàng tối: đất;
- Xanh (blue): biển;
- Xanh (blue): mây Cirrus cao, mỏng.
- Trắng/Xám: mây tầng dày, cao;
- Màu vàng: mây thấp hoặc tuyết;

2) Hiện hình tổ hợp RGB 2 kênh thị phổ và 1 kênh hồng ngoại (VIS1+VIS2+IR4)

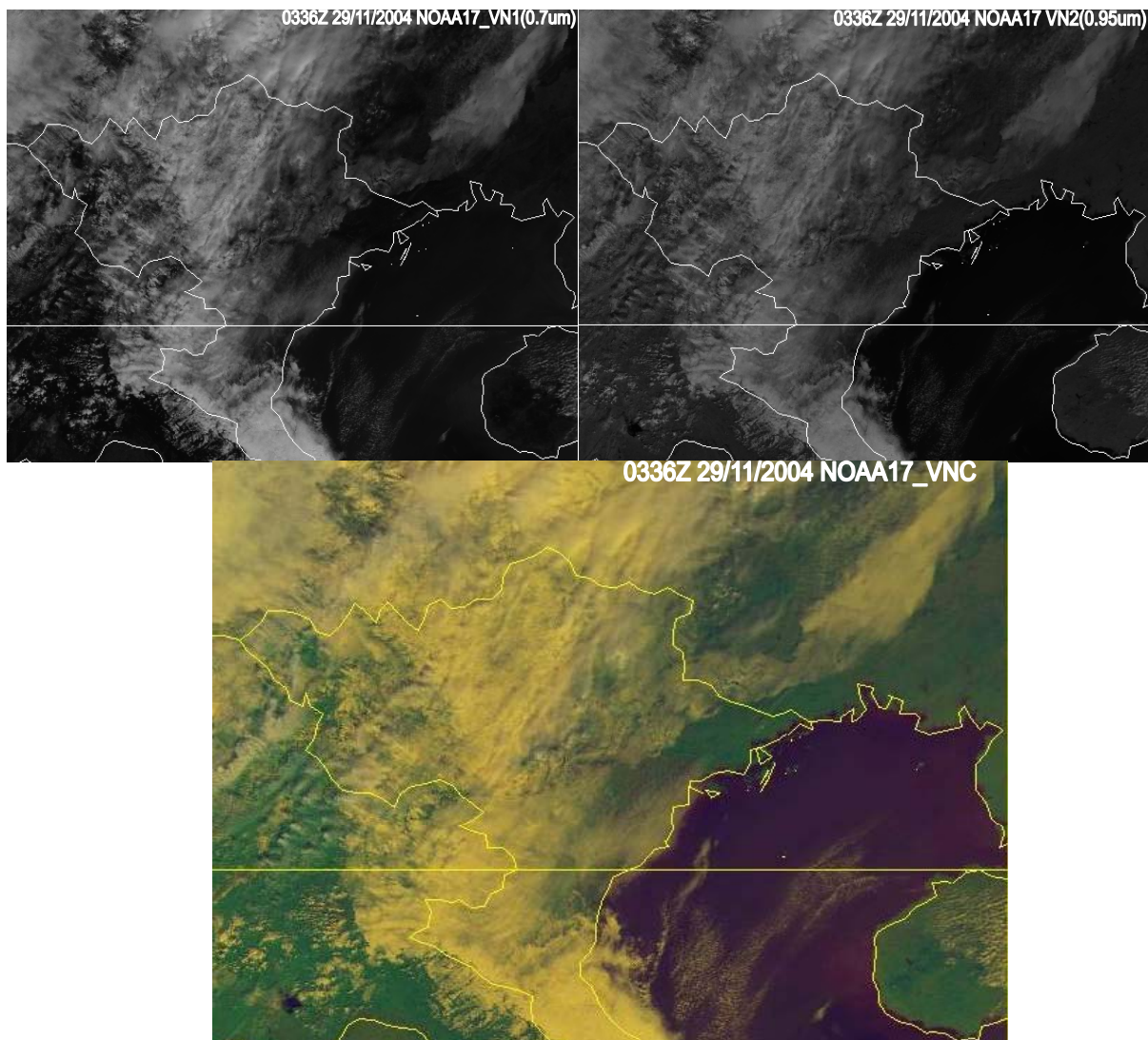


Hình 2.31 Ảnh VIS1, VIS2, IR4 và ảnh tổ hợp 3 kênh [22, (8)]

Để tổ hợp ảnh của 3 kênh (VIS1+VIS2+IR4) với nhau, ảnh kênh VIS1 vào thời gian ban ngày ta hiện lên trong màu đỏ (red), ảnh kênh VIS2 hiện trong màu xanh lá cây (green), còn kênh IR4 hiện trong màu xanh nước biển (blue). Khi chồng lên nhau ta sẽ có ý nghĩa của các tông màu như sau:

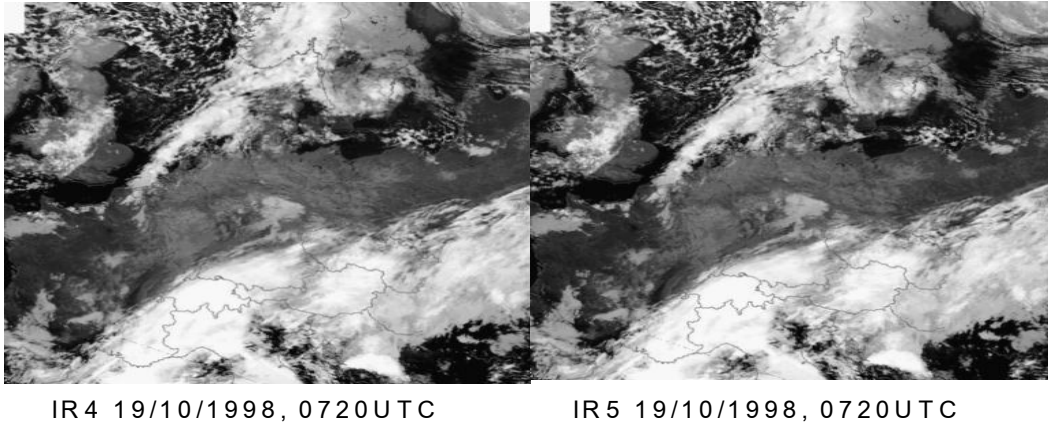
- Xanh lá cây/vàng là đất;
- Xanh (blue) xẫm là biển;
- Trắng là mây dày và cao;
- Vàng là mây thấp hoặc tuyết;
- Màu tím (purple)/xanh là mây Cirrus.

Ở Tổ Vệ tinh Trung tâm DB KTTV TW cũng chế tác ảnh tổ hợp kênh RGB với 2 kênh thị phổ VIS1 (0,7 μ m), VIS2 (0,95 μ m) và 1 kênh hồng ngoại IR4 (11 μ m). Hình 2.32 dưới đây là ảnh tổ hợp của TT DB KTTV TW, 0336Z 29/11/2004.



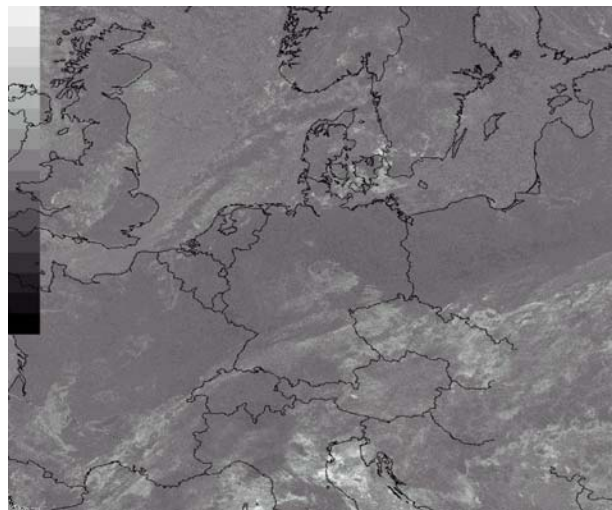
Hình 2.32 Ảnh VIS1, VIS2 và ảnh tổ hợp 0336Z 29/11/2004 [VN]
3) Tổ hợp hiệu 2 kênh hồng ngoại (IR 4 - IR5)

Sự khác nhau về nhiệt độ chói của các kênh IR4 và IR5 chủ yếu gây ra bởi sự



Hình 2.33a Ảnh IR4(115m) và IR5(125m)

khác nhau về khả năng phát xạ của bề mặt nằm ở phía dưới, còn do nguyên nhân truyền xạ trong khí quyển chỉ là thứ yếu. Điều này có nghĩa rằng sự khác nhau của IR4 - IR5 cho phép phân biệt được các đối tượng mà đối với chúng sự phát xạ khác nhau đáng kể tại những bước sóng của các kênh này. Vì rằng đối với cả hai, mặt đất và mặt biển, khả năng phát xạ phụ thuộc rất nhỏ vào bước sóng, chúng ta có thể thấy các đối tượng với khả năng phát xạ khác nhau trên các kênh này nhỏ đến mức khó phân biệt bằng mắt, như trên hình 2.33a.



Hình 2.33b Ảnh tổ hợp hiệu 2 kênh (IR4 - IR5), 19/10/98, 0720UTC [22, (1)]

Vì vậy có thể liên kết những sự khác nhau của IR4 - IR5 vượt quá một ngưỡng xác định (khác nhau đối với đất và biển) để làm hiện lên các mây Cirrus, như trên hình 2.33b, thậm chí cả khi mây không có độ dày quang học.

Ngoài vài cách tổ hợp trên đây ra nhiều người còn sáng tác ra nhiều cách tổ hợp các kênh ảnh hết sức phong phú, như tổ hợp ảnh vệ tinh với các trường yếu tố khí tượng thực tế hoặc với các trường dự báo,...

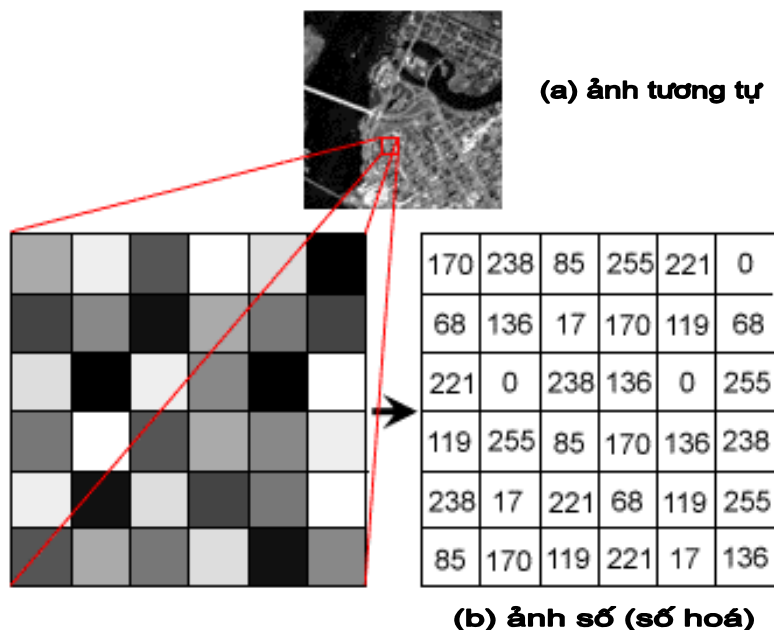
CHƯƠNG 3. PHÂN TÍCH ẢNH MÂY VỆ TINH

Chương này ta sẽ tìm hiểu những kiến thức cơ bản về phân tích ảnh mây vệ tinh, như đặc điểm từng loại ảnh (thị phố, hồng ngoại, hồng ngoại tăng cường và hơi nước), so sánh giữa chúng với nhau nhằm hiểu rõ đặc điểm và công dụng của chúng. Sau đó cần làm quen với các phương pháp tăng cường ảnh để làm nổi bật các đặc điểm cần quan tâm cho mục đích phân tích dự báo sau này. Cuối cùng là rèn luyện kỹ năng nhận biết các loại mây chủ yếu trên một ảnh mây vệ tinh để từ đó đi đến nhận biết các hệ thống thời tiết trên ảnh mây. Ở đây đã hoà trộn hai khái niệm dịch giải (hay lý giải) ảnh vệ tinh (image interpretation) và phân tích ảnh (image analysis) để đơn giản và dễ hiểu trong cách trình bày. Đó là những kiến thức cơ bản về phân tích ảnh mây vệ tinh cần thiết trước khi đi vào sử dụng chúng trong phân tích dự báo thời tiết ở chương sau.

3.1 Phân tích cơ bản đặc điểm chủ yếu của từng loại ảnh mây vệ tinh

3.1.1 Ảnh viễn thám vệ tinh và khái niệm phân tích ảnh

Số liệu hình ảnh viễn thám vệ tinh được thể hiện dưới hai định dạng là ảnh tương tự và ảnh số. Những hình với tông xám (gray tone) hoặc màu được biểu diễn liên tục giống như bức ảnh thông thường được gọi là ảnh tương tự (analog image). Còn hình được chia ra nhiều ô nhỏ, mà trong mỗi ô tông xám trung bình của nó được biểu thị bằng một số nguyên dương thì gọi là ảnh số (digital image). Khái niệm đó được chỉ rõ trên hình 3.1.



Hình 3.1 Hai định dạng của số liệu hình ảnh viễn thám vệ tinh [22, (2)]

Mỗi ô nhỏ đã nói là một ảnh điểm (pixel). Hình dạng(shape) của ảnh điểm thường cho là hình vuông để dễ sử dụng, mặc dù có thể là hình tam giác hoặc lục giác. Số con số của mỗi ảnh điểm là số nhị phân (hay *bits*), nó biến đổi từ 0 đến 2^k , trong đó k là số *bits* dùng để biểu diễn độ sâu của ảnh, nó phụ thuộc vào cảm biến kế của vệ tinh cụ thể. Số mức độ chói cực đại có thể có phụ thuộc vào số bit được sử dụng để diễn tả năng lượng ghi được. Như vậy nếu một cảm biến kế dùng 8 bit để ghi số liệu ảnh thì ta sẽ có $2^8 = 256$ mức xám (hay màu) ảnh, được sắp xếp từ 0 (mức năng lượng ghi được thấp nhất) đến 255 (mức năng lượng ghi được cao nhất). Trị số mức xám đó biểu thị độ phân giải của ảnh. Loại ảnh 16 bit sẽ có $2^{16}=65536$ mức xám, ảnh 24 bit sẽ có $2^{24}=16777216$ mức xám. Ảnh 8 bit có 256 mức xám được xem là ảnh có độ phân giải cao. Một ảnh mây vệ tinh ghi được bằng kỹ thuật số với độ sâu 8 bit, khi khôi phục nó về dạng mắt ta có thể nhìn thấy được, nó sẽ hiện hình trên màn hình máy tính 256 sắc thái độ xám, từ 0 là màu đen nhất đến 255 là trắng nhất.

Ảnh số có các tọa độ của số ảnh điểm, thường được tính từ trái sang phải, và số dòng, thường được tính từ trên xuống dưới.

Mắt người có thể nhận rõ tới 64 sắc thái độ xám, còn mức xám cao hơn nữa thì mắt người không phân biệt được. Ta có thể kiểm tra điều đó trên hình 3.2 dưới đây:

16 mức xám (16 gray shades)



32 mức xám (32 gray shades)



64 mức xám (64 gray shades)



128 mức xám (128 gray shades).



Hình 3.2 Biểu diễn các mức xám ảnh [12,22(2)]

Khái niệm ***phân tích ảnh mây vệ tinh*** ở đây bao hàm ý nghĩa của hai thuật ngữ: lý giải ảnh và phân tích. Lý giải ảnh được định nghĩa là trích xuất thông tin định tính và định lượng trong dạng một bản đồ về hình thái (shape), vị trí, cấu trúc, chức năng, chất lượng, điều kiện và quan hệ của và giữa các đối tượng,...bằng sử dụng kiến thức hoặc kinh nghiệm của con người. Đôi khi người ta sử dụng định nghĩa hẹp hơn là lý giải ảnh photo (photo-interpretation). Còn phân tích ảnh (image analysis) là hiểu được quan hệ giữa thông tin được lý giải và trạng thái hoặc hiện tượng thực tế và đánh giá được trạng thái tình huống.

Khi ta có số liệu ảnh số ta có xử lý số, còn khi ta có ảnh tương tự ta có xử lý ảnh. Trước khi đi vào phân tích ảnh mây vệ tinh, chúng phải được ***kiểm định*** trước

(calibration), bao gồm kiểm định (hay hiệu chỉnh) hình học (đặt từng điểm ảnh vào đúng vị trí địa lý của nó) và kiểm định vật lý (chuyển đổi số đọc trên thiết bị đo bức xạ về đúng tham số vật lý). Ở đây ta sẽ không xem xét các quá trình xử lý ảnh số (digital image processing) số liệu vệ tinh, mà chỉ đề cập rất hạn chế những vấn đề thật cần thiết đối với người ứng dụng, vì thực chất ngày nay nhiều công đoạn của xử lý số đã được thực hiện ngay trên vệ tinh hoặc chỉ ở máy chủ trên mặt đất ở nước chủ quản vệ tinh. Ví dụ, đối với số liệu NOAA AVHRR, việc kiểm định (calibration) số liệu thị phổ và cận hồng ngoại tiến hành ở mặt đất, còn số liệu hồng ngoại thì được thực hiện ngay trên vệ tinh (số liệu nhiệt có thể được chuyển đổi về nhiệt độ chói nhờ hai số liệu nhiệt độ tham khảo của không gian (-270°C) và vật đen (15°C) đo bằng nhiệt kế điện trở pla-tin). Kiểm định là khâu quan trọng trong xử lý số liệu viễn thám, được định nghĩa là sự hiệu chỉnh số liệu quan trắc, đưa chúng về số liệu đúng nghĩa địa vật lý của nó. Thí dụ, kiểm định bao hàm ý nghĩa hiệu chỉnh số liệu quan trắc đối với số liệu ảnh hồng ngoại là hiệu chỉnh ảnh hưởng của môi trường khí quyển và sự sai khác giữa vật đen và đối tượng quan trắc thực tế.

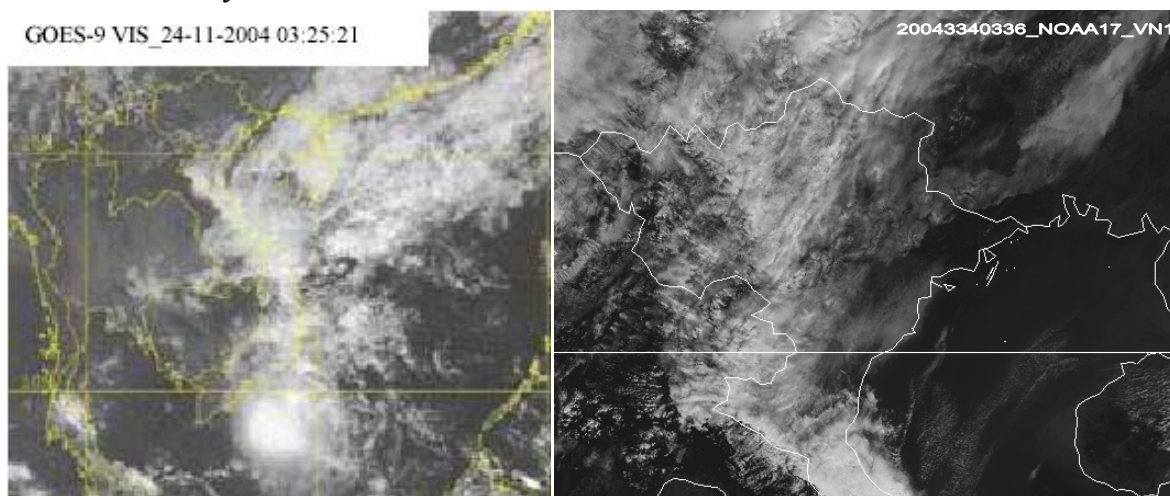
Các phương pháp phân tích ảnh mây vệ tinh tiên tiến đều sử dụng công nghệ thông tin để số hoá các ảnh và kết hợp với các thông tin viễn thám cũng như các quan trắc bề mặt thông thường để chế tác ra các đặc trưng, các tham số của hiện trạng khí quyển/thời tiết, cung cấp cho các dự báo viên sy-nôp, các nhà dự báo thời tiết số trị đưa vào mô hình số. Song trước khi đi vào phân tích ảnh mây định lượng cũng như định tính phức tạp hơn, ta cần nắm được các ý nghĩa đặc trưng cơ bản, mang tính bản chất của từng loại ảnh thị phổ, ảnh hồng ngoại và ảnh hơi nước.

Ngoài ra cũng cần ghi nhận rằng phần phân tích cơ bản dưới đây mang tính chất chung cho các loại ảnh vệ tinh của các nước. Với việc sử dụng cụ thể loại vệ tinh nào người dùng còn cần biết chi tiết hơn về đặc điểm kênh của vệ tinh đó mới tránh được những thiếu sót chi tiết. Thí dụ, với thiết bị đo bức xạ NOAA-AVHRR của Mỹ, thông thường người ta sử dụng số liệu kênh 1, 3 và 4 cho phân tích thời tiết, còn kênh 2 và 5 không cung cấp nhiều thông tin phụ cho phân tích thời tiết. Nếu cần nhiệt độ chính xác người ta phải sử dụng phương pháp cửa sổ tách (split-window) của 2 kênh hồng ngoại như trong mục nói về ước lượng nhiệt độ trong chương này.

3.1.2 Các ảnh thị phổ (VIS)

Ảnh vệ tinh thị phổ biểu diễn ánh sáng tán xạ phản chiếu từ các đối tượng quan trắc, nên chúng hiện ra những hình ảnh (patterns) như ta nhìn thấy chúng từ độ cao vệ tinh địa tĩnh hay vệ tinh cực ở phía trên trái đất. Các đám mây, bề mặt đất, lớp phủ thực vật và biển, phản chiếu ánh sáng mặt trời trở lại không gian và đến được vệ tinh. Sự khác nhau về albedo của các đối tượng mây, nước, đất, lớp phủ thực vật, giúp ta phân biệt được chúng trên ảnh vệ tinh. Những đám mây dày hơn sẽ phản xạ mạnh hơn (hay albedo lớn hơn) và xuất hiện sáng chói hơn so với các đám mây mỏng trên ảnh thị phổ, vì vậy ảnh thị phổ cho ta thông tin về lớp phủ mây. Tuyết, mây dày và cao thì sáng chói hơn bề mặt đất và biển. Bề mặt đất và biển xám tối hơn mây, nhưng mặt biển lại tối hơn bề mặt đất vì biển hấp thụ ánh sáng thị phổ lớn hơn.

Dưới đây là hình ảnh thị phổ từ vệ tinh địa tĩnh GOES-9 và vệ tinh quỹ đạo cực NOAA-17 của Mỹ:



Hình 3.3a Ảnh thị phổ GOES-9
(03UTC, 24/11/2004) [22, (4)]

Hình 3.3b Ảnh thị phổ NOAA-17
(03UTC, 29/11/2004) [22, (8)]

Mây trên ảnh thị phổ có màu sáng là do thành phần và mật độ các hạt nước và băng có trong mây, vì thế mây dạng tầng (Stratus) có nhiều hạt mây nên nó phản xạ bức xạ mặt trời nhiều, do đó mây có màu sáng chói. Mây dạng sợi (Cirrus), nếu lại mỏng thì có mật độ hạt thưa nên khó thấy hơn.

Tuy nhiên khó khăn là ở chỗ phân biệt giữa mây cao, mây trung và mây thấp trên ảnh thị phổ khi chúng cùng có albedo tương tự nhau. Để phân biệt được điều đó chỉ có ảnh mây hồng ngoại là hữu ích, nên cần phối hợp với ảnh mây hồng ngoại.

Có thể tóm tắt những đặc điểm chủ yếu của ảnh thị phổ như sau:

a) Ảnh thị phổ là những cái nhìn thấy từ ánh sáng mặt trời phản chiếu. Vì thế cho nên những ảnh này nhìn giống như các bức tranh được chụp bằng máy ảnh thông thường. Vì ảnh thị phổ đo bức xạ phản chiếu, nên từ ảnh thị phổ có thể xác định được albedo của đối tượng quan sát. Vì ảnh có được từ ánh sáng mặt trời nên nó chỉ có thể có vào những giờ ban ngày.

b) Trên ảnh thị phổ mây xuất hiện màu trắng, mặt đất và nước là màu xám đen hoặc đen, hơn nữa mặt đất thì sáng hơn mặt biển (trên ảnh hồng ngoại thì phụ thuộc nhiệt độ biển và đất, phụ thuộc thời gian trong ngày nên có thể ngược lại).

c) Bóng dâm của mây dông có thể được nhìn thấy về hướng mây thấp vào lúc xế chiều. Các lớp phủ, như lớp tuyết phủ, có thể kiểm soát được vì nó không di chuyển như mây. Đặc điểm trên bề mặt, như những dòng chảy cũng có thể nhìn thấy được trên ảnh thị phổ.

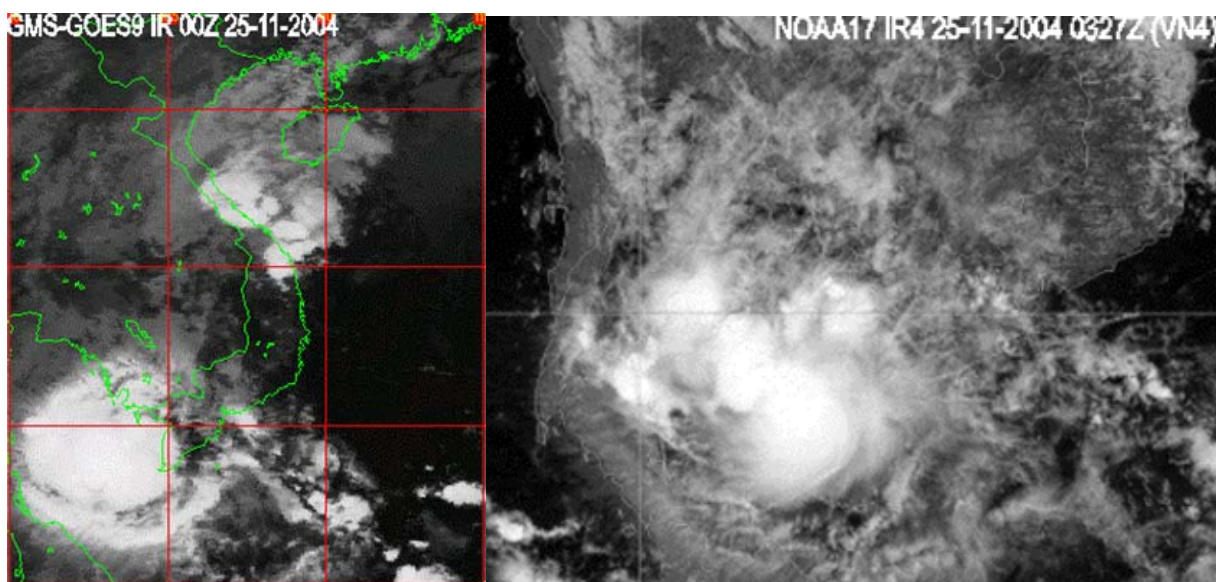
d) Ảnh thị phổ dùng phối hợp với ảnh IR để phân biệt các loại mây. Mây Stratus trên ảnh thị phổ thì trắng, còn trên ảnh IR thì xám; trong khi đó mây Cirrus dày thì có màu trắng trên cả 2 loại ảnh. Nhờ việc kết hợp 2 loại ảnh thị phổ và hồng ngoại ta có thể theo dõi được các điều kiện mù liên quan với sự ô nhiễm không khí.

3.1.3 Các ảnh hồng ngoại (IR)

Ảnh hồng ngoại nhiệt (IR) cho ta biết nhiệt độ của mặt đất, của biển hoặc các

đỉnh mây ở trên chúng. Đối với ảnh hồng ngoại, như đã nói ở chương trước, các đối tượng nào ấm hơn sẽ xuất hiện màu xám tối hơn, các đối tượng lạnh hơn sẽ xuất hiện sáng trắng hơn. Vì nhiệt độ ở tầng đối lưu giảm theo độ cao nên mây ở trên cao lạnh hơn mây ở dưới thấp. Mà cũng vì thế nên mây thấp xuất hiện màu tối hơn trên ảnh hồng ngoại, còn mây cao hơn sẽ xuất hiện màu sáng chói hơn. Nói chung, nhiệt độ ấm (0-30 °C) có nghĩa là mặt đất hoặc biển không có mây bao phủ. Khi nhiệt độ giảm xuống, có nghĩa là mây đang phát triển cao hơn và dày đặc hơn. Nhiệt độ rất lạnh có nghĩa là các đỉnh mây rất cao, đó có thể là hoạt động đối lưu dông mạnh.

Trên ảnh mây IR, GMS-5 (trái) và NOAA17 (phải) của TTDB KTTV TW lúc 0 giờ và 0327Z ngày 25/11/2004 ta có thể thấy rõ ở gần mũi Cà mầu là mây của xoáy bão số 4 phát triển mạnh, nó có màu sáng chói, cùng lúc đó ở khu vực miền Trung nước ta cũng có vùng mây trắng sáng, nhỏ hơn, đó cũng là đối lưu mạnh. Ở những vùng đó đều có mưa to đến rất to. Trên khu vực phía bắc nước ta cũng có mây, nhưng màu sáng rất mờ, chứng tỏ mây mỏng và thấp hơn nhiều.



Hình 3.4 Ảnh GMS-5 IR1 00Z và NOAA17 IR4 0327Z, 25-11-2004 [22, (8)]

Để có thể thấy được các hình ảnh mây liên tục suốt ngày đêm người ta phải sử dụng ảnh hồng ngoại. Nói chung các đám mây lạnh nhất thấy được trên các độ cao khá cao, còn mây ấm thì thấy được ở độ cao thấp gần với bề mặt trái đất.

Có thể tóm tắt những đặc điểm cơ bản về ảnh hồng ngoại nhiệt như sau:

a) Các ảnh hồng ngoại có được là do năng lượng (nhiệt) hồng ngoại mà các đối tượng mặt đất, nước và mây bức xạ dưới dạng phát xạ vào không gian, vì vậy ảnh hồng ngoại có thể thu được suốt cả ngày lẫn đêm.

Vì ảnh IR đo năng lượng bức xạ nhiệt phát xạ của đối tượng đo nên từ đó có thể xác định được nhiệt độ của đối tượng đo; nhờ vậy mà nó được sử dụng phối hợp với ảnh hơi nước để xác định giáng thủy.

b) Trên các ảnh hồng ngoại, mặt nước và bề mặt mặt đất ấm làm xuất hiện màu xám tối hoặc màu đen. Các đỉnh mây lạnh thì màu trắng, còn mây ở mực thấp hơn thì

ấm hơn nên có màu xám. Các mây thấp và sương mù là khó nhận ra trên ảnh hồng ngoại khi mà nhiệt độ của chúng và bề mặt gần như nhau vì chúng ở gần sát bề mặt trái đất.

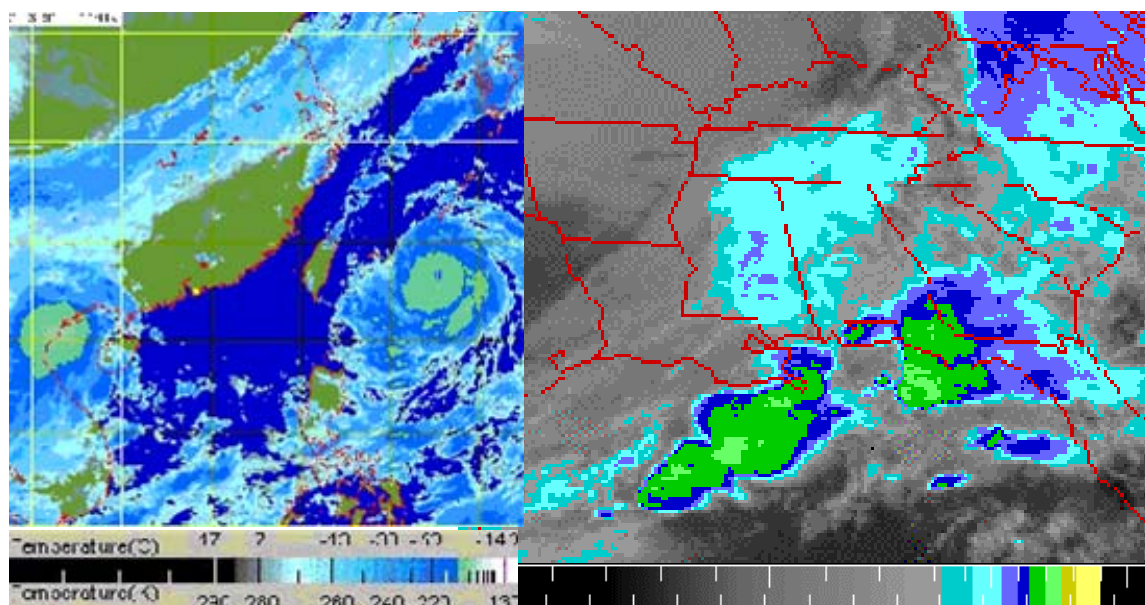
c) Một tính ưu việt của ảnh hồng ngoại là nó có thể được xử lý để cho ra ảnh tăng cường màu. Số liệu từ ảnh hồng ngoại thông thường được chế tác đặc biệt để làm nổi bật các chi tiết về nhiệt độ hoặc cấu trúc hình thái mây bằng cách gán độ xám đậm nhạt hoặc màu để co hẹp các dải nhiệt độ lại. Các ảnh như thế thường được mã hoá màu trên màn hình máy vi tính.

d) Vì ảnh IR có thể thu được liên tục nên có thể tạo ra ảnh động nhằm theo dõi sự di chuyển hay quá trình phát triển của hệ thống mây trên khu vực mà ta quan tâm.

3.1.4 Ảnh hồng ngoại tăng cường màu

Bảng 3.1 Bảng màu quy ước trên ảnh hồng ngoại

Màu	Nhiệt độ ($^{\circ}\text{C}$)		Nhiệt độ ($^{\circ}\text{F}$)		Đối tượng
Lục lam tối	-32	đến -43	-25	đến -45	Dòng xiết và mây hình đe
Lam	-43	-54	-45	-65	
Xanh lơ nhẹ	-54	-60	-65	-76	Mây dòng xiết dày
Xanh lơ tối	-60	-64	-76	-83	đỉnh mây dòng mạnh
Xanh lá cây tối	-64	-70	-83	-94	
Xanh lá cây	-70	-76	-94	-105	Đỉnh dông nguy hiểm
Nâu	-76	-81	-105	-114	Đỉnh mây bão mạnh
Vàng	-81	-90	-114	-130	



Hình 3.5 Ảnh IR tăng cường màu [22, (6)] (trái) và [12] (phải)

Vì ảnh hồng ngoại dùng để xác định độ cao mây, nên người ta biến đổi ảnh hồng ngoại chuẩn bằng cách tăng cường màu nhằm làm nổi lên vùng mây và các đỉnh mây lạnh. Khi tăng cường màu các đỉnh mây thường được tô bằng một màu khác biệt hoặc tô màu sao cho nó phản ánh được các đỉnh đó lạnh tương ứng với độ cao. Màu sắc được chọn nhiều khi còn linh hoạt tùy thuộc vào người xử lý và đối tượng mà ảnh ghi được. Nhóm tác giả của Đại học Illinois ở Urbana-Champaign đã xử lý tăng cường màu theo bảng màu 3.1. Kết quả nhận được ảnh tăng cường trên hình 3.5 (hình phải). Song những người khác lại dùng màu hoàn toàn khác để nhấn mạnh độ lạnh tương ứng với độ cao đỉnh mây cao nhất như ảnh IR của Cơ quan Khí tượng Hồng không trên hình 3.5 (trái).

Tóm lại, ảnh hồng ngoại tăng cường màu so với ảnh hồng ngoại không tăng cường nó có thêm các ưu thế sau:

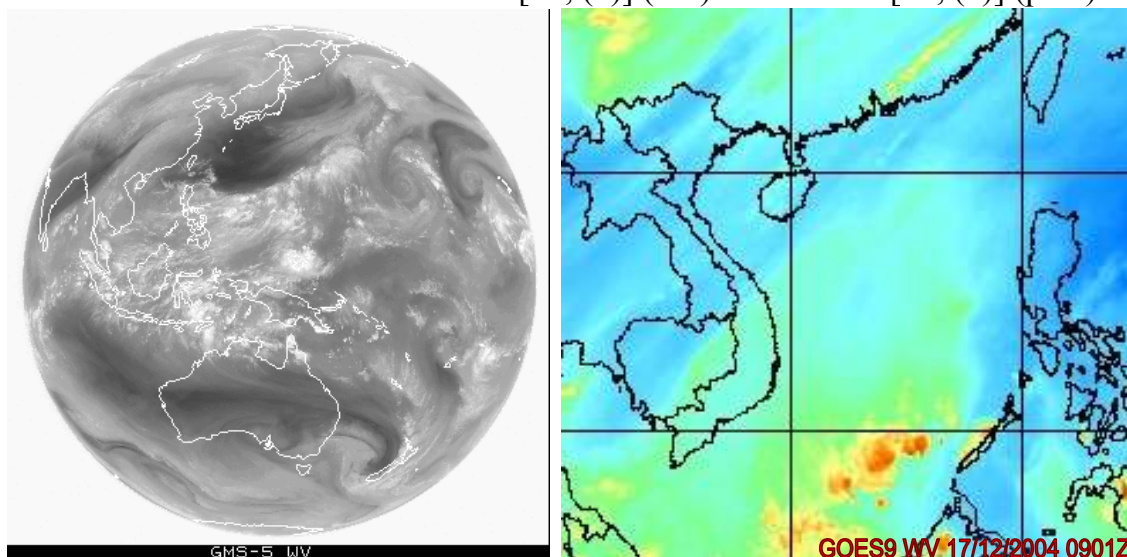
a) Các ảnh tăng cường màu làm cho nó có thể giữ được ranh giới nhiệt độ mặt biển và mặt đất. Những nhiệt độ các bề mặt này đóng vai trò chủ đạo trong việc sinh ra và biến đổi thời tiết. Các mây lạnh, cao liên quan với thời tiết khắc nghiệt cũng dễ dàng giám sát.

b) Các ảnh tăng cường màu có thể được phân tích để đưa ra các ước lượng cường độ mưa. Thông tin này được dùng trong phân tích dự báo mưa, lũ, đặc biệt là lũ quét.

3.1.5 Các ảnh hơi nước (WV)

Ảnh hơi nước rất hữu ích trong việc phân biệt các khu vực ẩm và khu vực khô. Ở tầng trung và tầng cao khí quyển nó sẽ cho ta thông tin về gió và các dòng chảy xiết. Các màu tối hơn cho ta biết ở đó không khí khô hơn, còn màu trắng sáng hơn thì không khí ẩm hơn. Trên hình 3.6 là ảnh hơi nước do vệ tinh GMS-5 của Nhật bản chụp, trên đó ta thấy ở khu vực nhiệt đới xích đạo ẩm tập trung khá lớn, vì trên đó thường xuyên có các nhiễu động, dông đối lưu và hệ thống áp thấp. Còn ở vùng vĩ độ trung bình diện tích màu tối chiếm nhiều hơn, chứng tỏ khô hơn, vì thường do các cao lạnh khô khống chế.

Hình 3.6 Ảnh hơi nước GMS-5 [22, (3)] (trái) và GOES-9 [22, (2)] (phải)



Trong dự báo thời tiết ảnh hơi nước có tầm quan trọng và đặc biệt được quan tâm, vì chúng liên quan trực tiếp đến giáng thủy và những hiện tượng thời tiết nguy hiểm. Do đó chúng ta sẽ xem xét chi tiết thêm ảnh hơi nước quan hệ với một số đối tượng chủ yếu sau đây:

- Độ ẩm tương đối:

Theo một số tác giả [11, 15, 17,...] thì số liệu ảnh hơi nước ở 6-7 àm có thể phân tích được độ ẩm tương đối từ mức trung bình đến mức trên cao:

+ Trên những miền tối vệ tinh đo được nhiều bức xạ hơn trên những miền sáng. Bức xạ đạt đến vệ tinh nhiều hơn do một trong hai nguyên nhân: i) Các vùng tối ẩm hơn các vùng sáng ở tầng trung và tầng cao khí quyển, hoặc ii) Trên các vùng tối hơi nước ít hơn vì thế hàm trọng lượng thấp hơn, điều đó có nghĩa là bức xạ đạt đến vệ tinh được xuất phát từ các tầng thấp hơn và ẩm hơn của khí quyển.

+ Trong trường hợp khác thì độ ẩm tương đối của các khu vực tối là nhỏ hơn ở các khu vực sáng.

- Chuyển động thẳng đứng:

Vì không khí ẩm hơn chuyển động đi lên còn không khí khô hơn thì chuyển động đi xuống nên các vùng độ tương phản tối sáng trên ảnh hơi nước có thể được phân tích như là các khu vực có chuyển động thẳng, giáng tương ứng. Điều này đặc biệt rõ trên các front và độ tương phản qua một front trên ảnh hơi nước có thể cho ta thấy mức độ mạnh yếu của front. Trên ảnh trái hình 3.6, dải xoáy sáng hình dấu phẩy ở gần cực bắc và nam chính là các front ở vùng vĩ độ cao.

- Dòng chảy trên cao:

Hơi nước di chuyển cùng với gió, nó thường xuyên thay đổi theo dòng chảy nên có thể quan trắc được trên các vùng mây tự do ở ảnh hơi nước. Xông và rãnh có thể được suy ra chỉ từ ảnh hơi nước. Các ảnh hơi nước được quay vòng (loop) có thể sử dụng để theo dõi các hình thể hơi nước này, giống như các mây được theo dõi trên ảnh thị phổ hoặc ảnh 11 àm, sẽ cho ta các vec-tơ gió.

Các cảm biến kế hơi nước đặt trên các vệ tinh thời tiết phát hiện được các khu vực tập trung hơi nước khí quyển trên cao trong tầng đối lưu giữa các độ cao 3 và 7 km. Các khu vực này đôi khi tương tự như những cái xoáy rộng lớn hoặc như các chùm tóc, có thể được nhìn thấy như dòng chảy trong một phạm vi vượt quá cả các bản đồ thời tiết cỡ lớn.

Những nghiên cứu hiện thời cho rằng cùng một lúc bất kỳ, hơi nước của khí quyển có thể phát hiện được tập trung ở một vài dòng chảy xiết cỡ lớn tạo thành một sự tương tự như các dòng sông trên trời.

3.2 Những kiến thức cơ bản về tăng cường độ nét ảnh mây vệ tinh

3.2.1 Sự cần thiết phải tăng cường độ nét ảnh mây vệ tinh

Tăng cường ảnh được định nghĩa là sự chuyển đổi chất lượng ảnh sang mức tốt hơn và dễ hiểu hơn cho mục đích trích xuất hay lý giải đặc điểm đối tượng trên ảnh. Chuyển đổi chất lượng ảnh thực chất là "nắn" từng ảnh điểm sao cho nhìn rõ hơn

những đặc điểm ảnh để dễ dàng hơn trong phân tích và lý giải ảnh. Nội dung chủ yếu của tăng cường ảnh bao gồm chuyển đổi kích cỡ độ xám ảnh, biểu đồ phân bố độ chói ảnh, màu từ RGB sang HSI, lọc và tổ hợp màu,...

Nhiệt độ có thể được biểu diễn ở thang độ xám (đen là không mây, và màu trắng tăng lên có nghĩa là mây cao hơn, lạnh hơn), hoặc theo sơ đồ màu (xanh-đen cho đất/biển và mây thấp, qua các màu khác đối với nhiệt độ lớp giữa đến các sắc thái rất nhẹ đối với mây rất cao và lạnh).

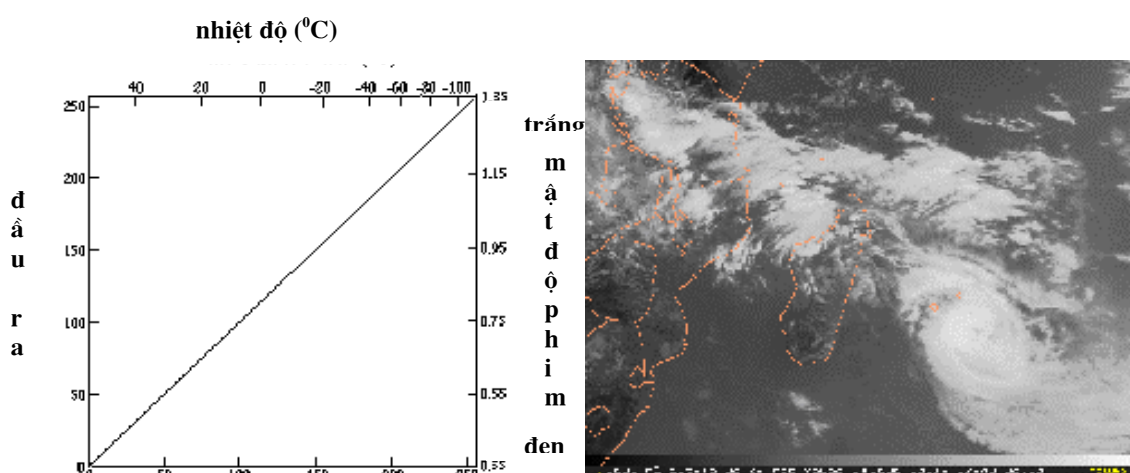
Trong các gam màu ở bảng 2.4 chương 2 áp dụng đối với ảnh hồng ngoại IR chỉ là gán màu cho dễ phân biệt các dải màu có nhiệt độ khác nhau. Vì mắt người không thể phân biệt được nhiều sắc thái độ xám như ta có thể cho hiện lên ở hầu hết các loại ảnh vệ tinh, nên sự tăng cường độ nét ảnh là cần thiết để phóng đại những khác nhau về sắc thái nhỏ bé hơn trong các đặc điểm mà ta cần quan tâm. Đặc biệt ở những đám mây có cấu trúc như gờ, mép cạnh, đỉnh điểm của mây đối lưu hay hệ thống mây front hoặc xoáy thuận nhiệt đới.

3.2.2 Tăng cường ảnh mây vệ tinh hồng ngoại nhiệt

Có nhiều phương pháp tăng cường ảnh nhưng có thể quy gọn lại gồm quá trình lọc (như lọc nhiễu, lọc đối tượng không cần thiết,...), thay đổi độ tương phản bằng hàm tuyến tính, tuyến tính từng đoạn, thay đổi độ tương phản bằng hàm phi tuyến. Quá trình tăng cường ảnh mà ta sử dụng để chế tác ảnh tăng cường rất đơn giản, đặc biệt là sử dụng phần mềm xử lý ảnh. Một trong những trình bày sáng sủa và lý thú của nhóm tác giả [12, 2000] được lấy làm cơ sở cho tăng cường ảnh sẽ được mô tả trong tiểu mục này.

Các trị số độ xám theo hàng được sử dụng làm trị số đầu vào và tương ứng ta nhận được trị số khác là kết quả đầu ra. Thí dụ một dải đầu vào mức xám có thể là 100 đến 150, ta có thể chuyển đổi thành dải 50 đến 200, độ tương phản lớn hơn ở đầu ra. Sau đây ta sẽ xem xét tăng cường ảnh sẽ được thực hiện như thế nào.

a) Không tăng cường



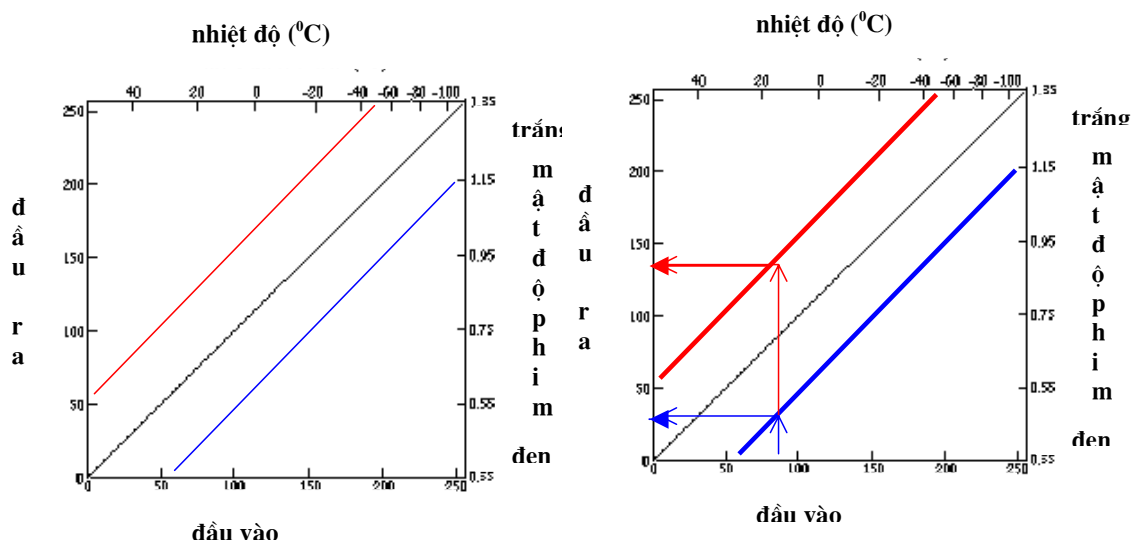
Hình 3.7 Sơ đồ nguyên tắc và ảnh IR không tăng cường [12, 22(2)]

Đầu tiên là ảnh không tăng cường, đầu vào và đầu ra là như nhau, hay đường thẳng tăng cường là đường chéo hình vuông trên hình 3.7.

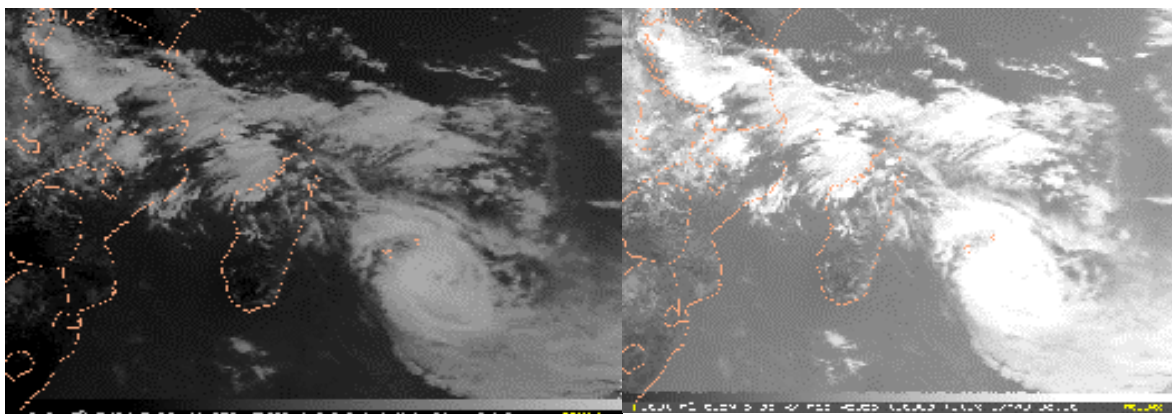
Khi ảnh vệ tinh thô được hiện lên, những miền với năng lượng mặt trời phản xạ (kênh NIR ban ngày) thấp hoặc năng lượng phát xạ của trái đất thấp sẽ gồm các trị số độ chói thấp; ngược lại, với miền năng lượng mặt phản xạ lớn thì phát xạ lớn và độ chói lớn.

Vì theo định luật Stefan-Boltzmann, $W = \epsilon T^4$, năng lượng phát xạ tỷ lệ với nhiệt độ của vật, mây trong khí quyển tầng cao với đỉnh lạnh hơn sẽ hiện lên tương đối tối trên ảnh hồng ngoại nhiệt độ. Song theo thông lệ khí tượng, mối quan hệ giữa năng lượng phát xạ và các trị số độ chói được đổi ngược lại đối với ảnh hồng ngoại nhiệt sao cho các đỉnh mây lạnh và các bề mặt lạnh hiện lên sáng chói. Ảnh vệ tinh thị phổ hiện ra năng lượng mặt trời phản chiếu thì không tăng cường. Các kênh vệ tinh mà cả hai năng lượng phản xạ và phát xạ là đáng kể thì các đường cong tăng cường hoặc là được đảo nghịch hoặc là không thực hiện việc tăng cường ảnh.

b) Thay đổi tuyến tính độ chói ảnh



Hình 3.8 Sơ đồ thay đổi độ chói ảnh [22, (2)]



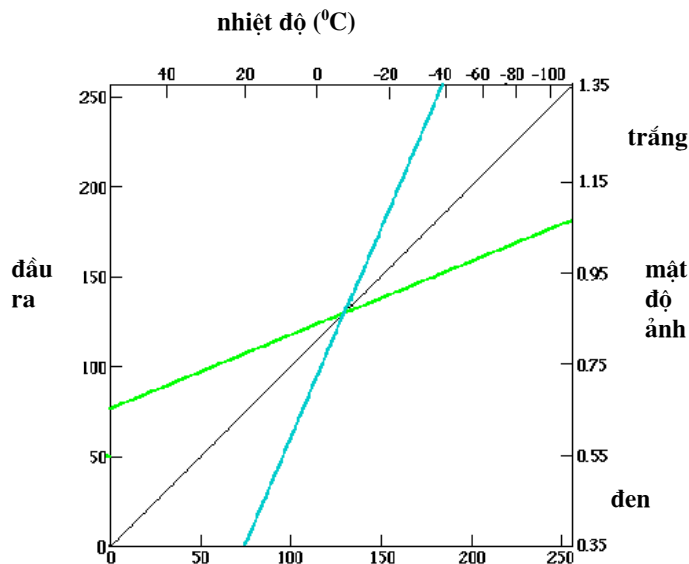
Hình 3.9 Ảnh tăng cường theo đường màu xanh (trái) và đỏ (phải) [12, 22(2)]

Làm thay đổi độ chói ảnh bằng cách di chuyển đường xiên hoặc sang trái hoặc sang phải đường chéo như trên hình 3.8 ta sẽ nhận được kết quả trên hình 3.9.

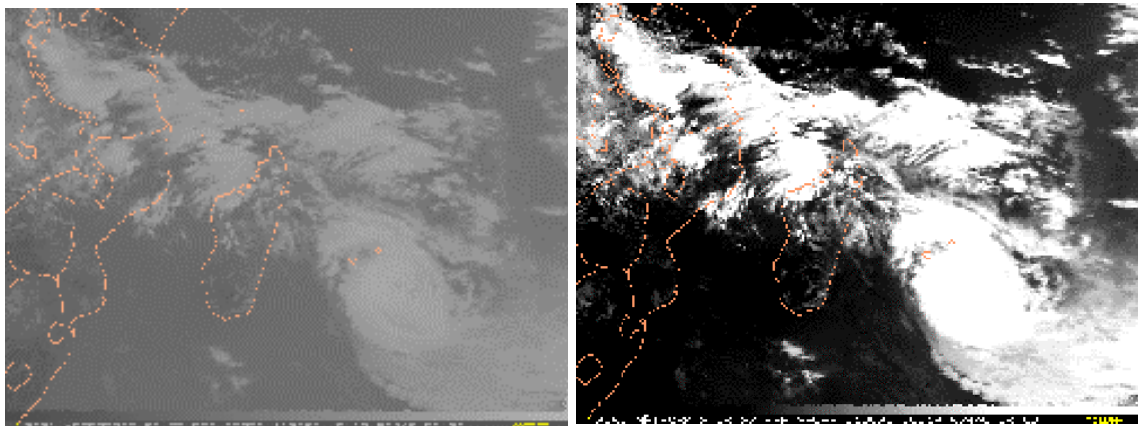
Vì đường chéo trong phép tăng cường biểu diễn mối quan hệ tuyến tính giữa nhiệt độ và trị số độ chói đầu ra nên khi di chuyển đường xiên sang phải sẽ trừ bớt lượng tương phản vào từng trị số độ tương phản đầu ra và vì vậy ảnh sẽ trở nên tối hơn. Ngược lại nếu di chuyển đường xiên về bên trái thì sẽ bổ sung lượng tương phản vào từng trị số độ chói đầu ra, do đó ảnh trở nên sáng hơn.

c) Thay đổi tuyến tính độ tương phản của ảnh

Vì nhiệt độ theo nghĩa khí tượng rất hiếm khi vượt quá 40°C (trừ khi là môi trường cháy rừng) hoặc thấp dưới -80°C , đa số trong các trị số 256 độ chói ở vùng nhiệt độ rất ấm và rất lạnh là rất rộng. Một giải pháp đối với vấn đề này là gán một trị số độ chói zero (đen) cho tất cả các trị số nhiệt độ lớn hơn 40°C và gán một trị số độ chói 255 (trắng) cho tất cả các trị số nhiệt độ nhỏ hơn -80°C . Dải nhiệt độ giữa -80°C và 40°C sẽ được biểu diễn bởi 256 trị số độ chói và như thế sẽ tăng độ xiên của đường chéo trên sơ đồ tăng cường ảnh trên hình 3.10



Hình 3.10 Sơ đồ tăng cường độ tương phản [22(2)]

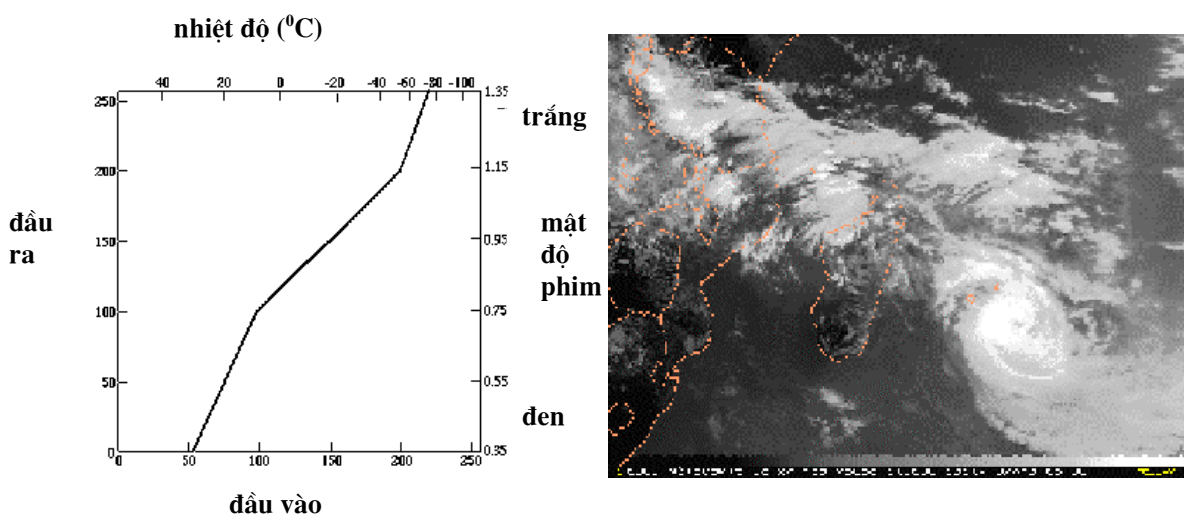


Hình 3.11 Tăng cường theo đường xanh lá cây (trái) và xanh lơ (phải) [12, 22(2)]

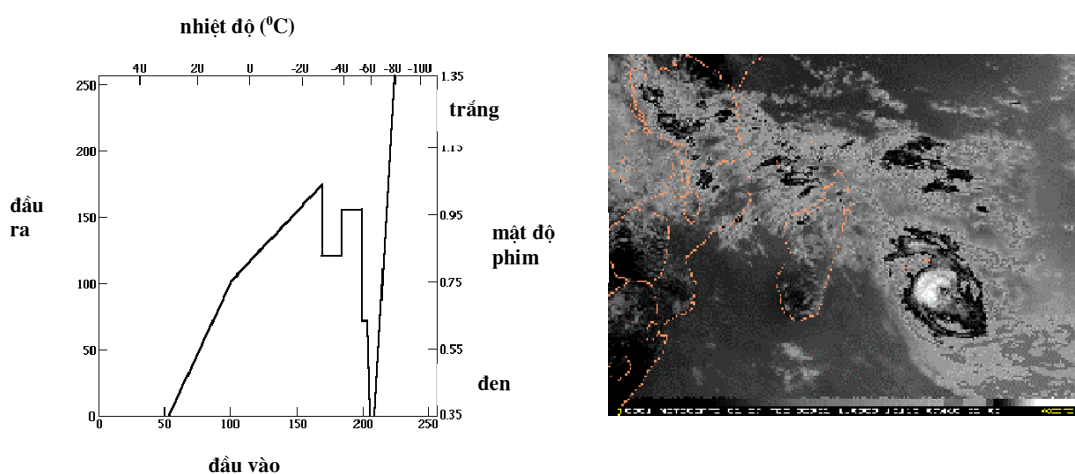
Khi biểu diễn dải nhiệt độ nhỏ hơn với 256 trị số độ chói sẽ cải thiện được độ tương phản trong dải nhiệt độ, cho phép nhận biết được những khác nhau nhỏ hơn về nhiệt độ trên ảnh. Vì thế quá trình tăng cường ảnh này được biết đến như là một cách kéo giãn độ tương phản của ảnh.

d) Tăng cường tuyến tính từng khúc với đường cong tăng cường ZA

Đường cong tăng cường ZA (hình 3.12) đối với ảnh hồng ngoại nhiệt IR tổng hợp các khía cạnh kéo giãn ảnh và thay đổi độ chói của ảnh nhằm tăng cường các đỉnh mây lạnh. Phần âm của đường cong được làm thẫm màu lại và kéo giãn ra để giảm các hiệu ứng làm rối trí của bề mặt đất và mây thấp. Sau đó thì phần trên của đường cong được kéo giãn ra và tăng cường độ chói nhằm làm rõ các đỉnh mây rất lạnh liên quan với đối lưu sâu.



Hình 3.12 Tăng cường ảnh IR theo đường cong ZA [12, 22(2)]
e) Đường cong MB tăng cường ảnh hồng ngoại nhiệt



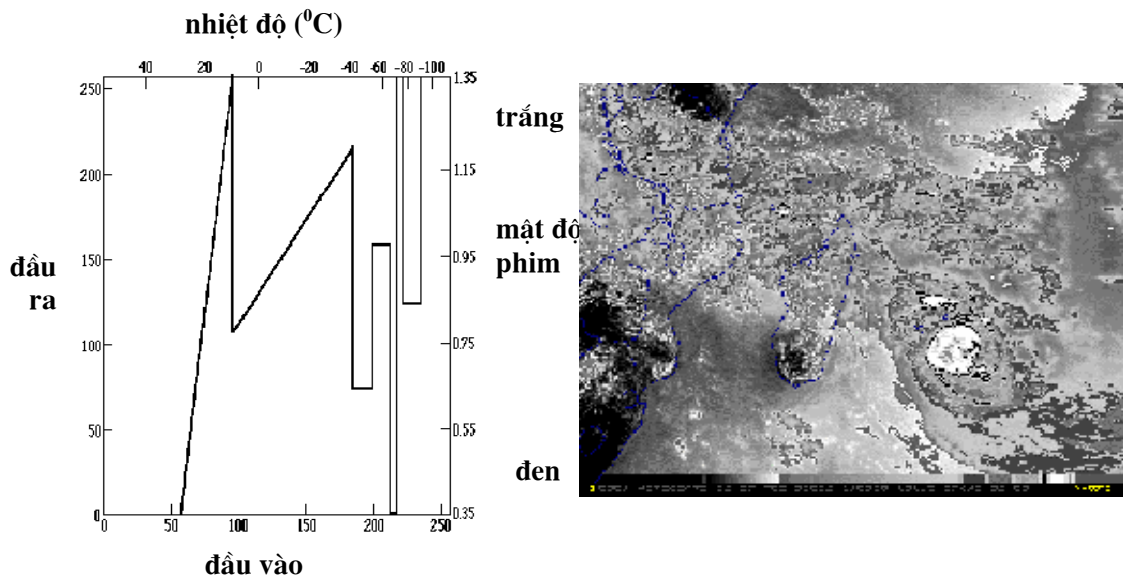
Hình 3.13 Tăng cường theo đường cong MB [12, 22(2)]

Đường cong tăng cường hồng ngoại nhiệt MB (hình 3.13) chỉ rõ bằng cách nhân tạo các giá trị độ chói đối với nhiệt độ nhỏ hơn -35°C . Làm như thế thì các đỉnh mây lạnh sẽ sáng chói lên, nó được các nhà khí tượng rất ưa dùng. Đối với nhiệt độ cao hơn -35°C , đường cong tăng cường MB tương tự như đường cong tăng cường AZ.

Song đối với khoảng nhiệt độ từ -35 đến -60°C thì sự giảm độ chói ở đầu ra đi cùng với độ giảm nhiệt độ. Đối với nhiệt độ thấp hơn -60°C thì đường cong này được kéo giãn rất mạnh qua tất cả các độ chói. Đối với các cơn bão đường cong MB làm nổi bật các chi tiết cấu trúc đỉnh mây bão khi đỉnh bão rất cao và rất lạnh.

g) Đường cong tăng cường BD

Đường cong tăng cường BD (hình 3.14) đối với ảnh hồng ngoại nhiệt IR là phức tạp nhất trong tất cả các đường cong chính tăng cường ảnh trắng-đen. Sự phức tạp là do nó xảy ra hàng loạt các bước mức xám khi nhiệt độ độ chói giảm xuống rồi lại tăng lên ở các vòng mây bão xung quanh mắt bão so với chính mắt bão lại âm nhất, thành thử sự kéo giãn độ tương phản phải thực hiện ở cả 2 phần nóng và lạnh của đường cong tăng cường. Sự khác nhau càng lớn thì cường độ xoáy thuận nhiệt đới càng mạnh. Đường cong tăng cường BD thường được dùng làm hiện rõ mắt bão để đo cường độ xoáy thuận nhiệt đới bao gồm cả mắt bão. So với đường cong tăng cường MB thì có thể chỉ làm nổi bật được mắt bão mà thôi, vì vậy nó còn được gọi là tăng cường bão nhiệt đới.



Hình 3.14 Đường cong và ảnh tăng cường theo đường cong BD [22, (2)]

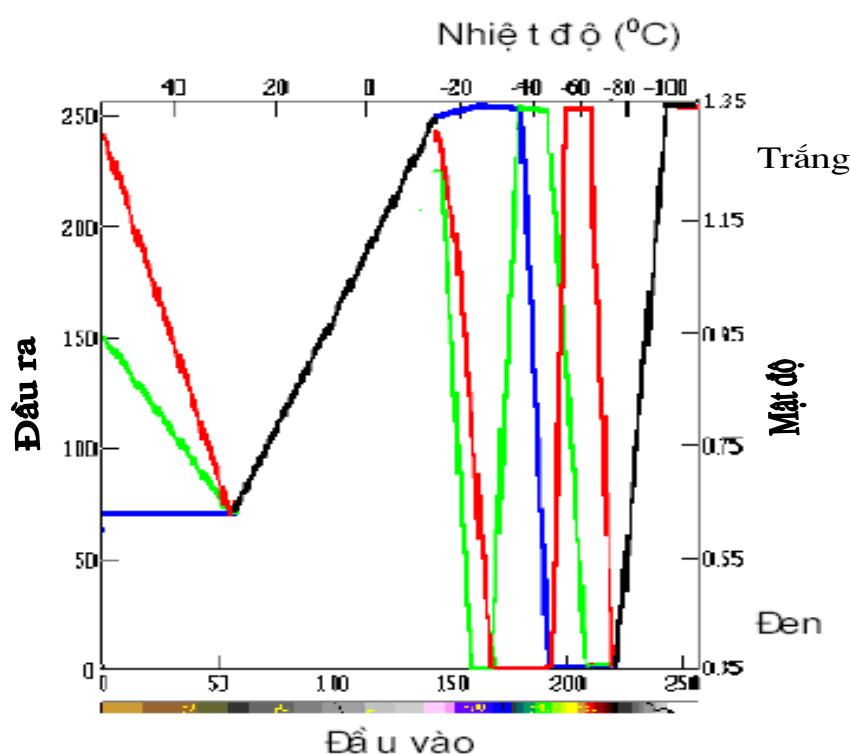
h) Tăng cường màu

Tăng cường màu chỉ khác đen trắng ở chỗ mức xám ảnh đầu vào được chuyển thành các mức màu đầu ra theo các giá trị từng điểm ảnh màu đỏ, xanh lá cây và xanh lơ. Việc chọn màu theo tỷ lệ tương tự như câu lệnh trong lập trình với 3 màu cơ bản

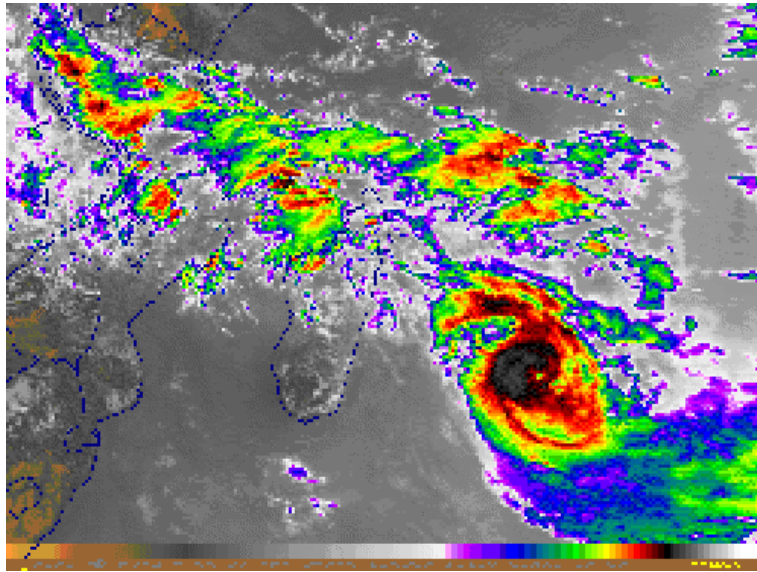
(rgb - đỏ, xanh lá cây, xanh lơ). Tăng cường màu cho phép ta tự do hơn trong việc tăng cường toàn bộ dải nhiệt độ với độ tương phản cao nhất có thể.

Đường cong tăng cường màu cho trên hình 3.15 tương ứng với độ chói đầu vào và màu ở đầu ra liệt kê ở bảng 3.2 và ảnh tăng cường màu cho trên hình 3.16.

Bảng 3.2 Độ chói và màu tương ứng của đường cong tăng cường màu							
Đầu vào		Đầu ra					
Độ chói		Xanh lơ		Xanh lá cây		Đỏ	
min	max	min	max	min	max	min	max
1	60	70	70	150	70	240	70
61	145	73	250	73	233	73	244
146	154	250	255	222	0	243	191
155	170	255	255	0	0	191	0
171	190	242	0	12	255	0	0
191	200	0	0	255	255	25	255
201	210	0	0	229	0	255	255
211	220	0	0	0	0	229	0
221	245	20	255	20	255	20	255
246	254	255	255	255	255	255	255



Hình 3.15 Đường cong tăng cường màu [12, 22(2)]



Hình 3.16 Ảnh mây bão đã tăng cường màu theo đường cong trên [12, 22(2)]

Đường cong tăng cường màu kéo giãn độ tương phản mạnh ở cả hai phần ấm và lạnh của đường cong, làm cho ta dễ dàng xác định được cường độ xoáy thuận nhiệt đới nhờ làm nổi bật những khác nhau giữa nhiệt độ mắt bão và nhiệt độ lạnh hơn ở các vòng mây quanh mắt bão.

Ngoài ra còn nhiều kiểu tăng cường màu khác nữa mà ở đây ta không có điều kiện xem xét, người đọc có thể dựa trên nguyên tắc đã nêu để sáng tạo ra cách của mình.

Cần nói thêm rằng chủ yếu người ta chỉ thực hiện tăng cường ảnh hồng ngoại, song cũng có tác giả còn tăng cường cả ảnh thị phổ. Việc cải thiện ảnh thị phổ 10 bit cung cấp cho ta thông tin trên một dải động, làm cho mắt thường dễ dàng phân biệt các chi tiết của ảnh. Sử dụng những tăng cường khác nhau đối với ảnh thị phổ có thể cho ta các chi tiết mà khi sử dụng tăng cường chuẩn mực đã không phát hiện ra.

3.3 Ước lượng nhiệt độ đối tượng quan trắc bằng ảnh vệ tinh hồng ngoại

3.3.1 Nguyên tắc ước lượng nhiệt độ từ số liệu ảnh hồng ngoại

Đo đạc nhiệt độ bằng viễn thám dựa trên nguyên tắc là một đối tượng bất kỳ phát bức xạ điện từ tương ứng với nhiệt độ, bước sóng và khả năng phát xạ của nó. Đối tượng viễn thám ở đây là mây, bề mặt đất và mặt nước biển. Nhiệt độ nhận biết được bằng cảm biến kế nhiệt được gọi là **nhiệt độ chói**. Hầu hết các thiết bị đo bức xạ của vệ tinh đều được thiết kế theo quan hệ tuyến tính giữa bức xạ đầu vào và điện áp đầu ra của thiết bị nên ta có bức xạ đo được của vệ tinh quan hệ tuyến tính với mức xám. Đó là một thuận lợi cho việc xác định nhiệt độ đối tượng đo từ bức xạ. Về mặt vật lý, nhiệt độ chói khác với nhiệt độ thực (hay còn gọi là nhiệt độ vật lý) của đối tượng đo do ba nguyên nhân: (1) Khả năng phát xạ của đối tượng $\epsilon_0 < 1$, vì nó không phải là vật đen; (2) Quá trình phát và truyền xạ còn chịu ảnh hưởng của môi trường

truyền xạ, thường là bức xạ bị suy giảm qua môi trường khí quyển; (3) Các tham số kiểm định của cảm biến kế mà vệ tinh mang theo lên quỹ đạo có sự thay đổi theo thời gian. Vì vậy nó phải được kiểm định và hiệu chỉnh sai số do những nguyên nhân đó.

Một nguyên lý dễ hiểu nhất là nghịch đảo hàm Planck để được nhiệt độ chói như công thức (2.13a), rồi coi độ chói mà vệ tinh ghi được đúng bằng độ chói thực tế của bề mặt đối tượng quan trắc, sau đó sẽ hiệu chỉnh sai số do 3 nguyên nhân nói trên ta sẽ có nhiệt độ thực tế của đối tượng quan trắc. Như vậy là chỉ cần số liệu ở một kênh hồng ngoại là có thể ước lượng được nhiệt độ thực tế của đối tượng quan trắc.

Một quan điểm chặt chẽ hơn về mặt vật lý, cho rằng một đối tượng phát xạ hồng ngoại không phải chỉ ở một bước sóng, mà cùng một lúc nó có thể phát xạ ở nhiều bước sóng trong dải sóng. Từ đó, ý tưởng cơ bản của các tác giả [14] sử dụng quan trắc vệ tinh ở dải hồng ngoại nhiệt để xác định nhiệt độ của đối tượng là không phải chỉ sử dụng quan trắc ở một bước sóng, mà sử dụng quan trắc ở dải sóng từ σ_1 đến σ_2 . Khi ấy năng lượng bức xạ do một vật đen phát ra, ký hiệu $N(\sigma, T)$, theo định luật Planck sẽ là:

$$N(\lambda_1, \lambda_2) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} B(\lambda, T) d\lambda = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \frac{2hc^2}{\lambda^5} \frac{d\lambda}{\exp[hc/(kT\lambda)] - 1} \quad (3.1)$$

Các ký hiệu ở đây như trong (2.11) nhưng λ là bước sóng của bức xạ phát xạ của đối tượng đo so với vật đen, biết được dải sóng mà nó phát xạ thì hoàn toàn có thể tính được nhiệt độ chói, rồi từ nhiệt độ chói sẽ tính được nhiệt độ thực bề mặt của đối tượng phát xạ đó. Ở đây cần số liệu tối thiểu ở 2 kênh hồng ngoại ta mới ước lượng được nhiệt độ đối tượng quan trắc.

3.3.2 Ước lượng nhiệt độ từ số liệu ảnh hồng ngoại của vệ tinh GOES

Ta sẽ tìm hiểu phương pháp ước lượng nhiệt độ từ số liệu ảnh hồng ngoại vệ tinh địa tĩnh qua số liệu định dạng GVAR (GOES VARIable format) của vệ tinh GOES-8 và GOES-9 (độ phân giải số liệu ảnh số 10 bits và số liệu thám sát thẳng đứng 16 bits) của Hoa-kỳ (theo nhóm chuyên gia của NOAA [18]). Sau đây là phương pháp chuyển ảnh số hồng ngoại kênh 2-5 về nhiệt độ thực theo chế độ nghiệp vụ của NOAA.

Trước tiên từ số đo ghi trên ảnh số (GVAR counts), ta chuyển đổi chúng về độ chói bức xạ bằng phương trình sau:

$$\mathbf{R} = (\mathbf{X}_G - \mathbf{B}) / \mathbf{M} \quad (3.2)$$

Trong đó R là độ chói bức xạ đo bằng $\text{mW}/(\text{m}^2\text{-sr}\text{-cm}^{-1})$, X_G là trị số đo GVAR, các hệ số B và M là tỷ xích nghiêng và phẳng tương ứng được cho trước dưới dạng bảng. Chúng chỉ phụ thuộc vào kênh và loạt (series) vệ tinh cụ thể và là hằng số theo thời gian, mà không phụ thuộc vào bộ dò sóng (detector), trong đó đơn vị đo M là $(\text{mW}/[\text{m}^2\text{-sr}\text{-cm}^{-1}])^{-1}$.

Kênh	M	B
2	257.3889	68.2167
3	38.8383	29.1287
4	5.2285	15.6854
5	5.0273	15.3332

Thí dụ, các hằng số B và M của loạt vệ tinh GOES được cho trong bảng 3.3 trên đây. (Các hằng số M và B cho 18 kênh viễn thám khí quyển thẳng đứng của GOES cũng được cho trước dưới dạng bảng).

Sau khi tính được độ chói bức xạ ta sẽ tính được nhiệt độ chói, hay còn gọi là nhiệt độ hữu hiệu (nghịch đảo hàm Planck) theo công thức sau:

$$T_{eff} = \frac{c_2 \nu}{\ln\left(1 + \frac{c_1 \nu^3}{R}\right)} \quad (3.3)$$

Trong đó T_{eff} là nhiệt độ hữu hiệu tính bằng $^{\circ}\text{K}$, c_1 và c_2 là các hằng số bức xạ, $c_1 = 1,191066 \times 10^{-5} \text{ mW}/(\text{m}^2\text{-sr-cm}^{-4})$, $c_2 = 1,438833 \text{ K}/\text{cm}^{-1}$, ν là số sóng trung tâm kênh vệ tinh. Đối với một kênh cho trước, ν chỉ biến động nhẹ trong bộ dò sóng, nó sẽ thay đổi khi thiết bị thay đổi và cũng được cho trước dưới dạng bảng (bảng 3.4).

Để chuyển đổi từ nhiệt độ hữu hiệu về nhiệt độ thực tế $T(^{\circ}\text{K})$ của đối tượng người ta sử dụng công thức sau:

$$T = \tilde{o} T_{eff} + \tilde{\delta} \quad (3.4)$$

Các hằng số $\tilde{\delta}$ và \tilde{o} (và cả ν) phụ thuộc vào kênh, bộ dò sóng và thiết bị bức xạ kế, được cho trước dưới dạng bảng. Thí dụ, các hằng số nói trên cho vệ tinh GOES-9 được cho trong bảng 3.4 dưới đây.

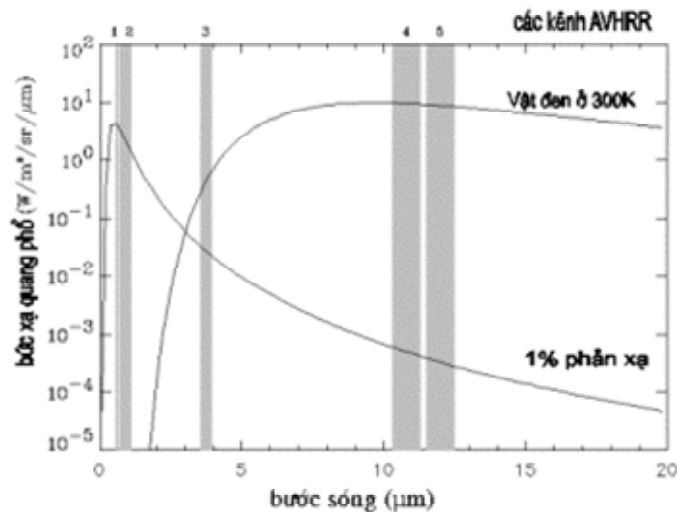
Kênh	Bộ dò sóng	$\nu(\text{cm}^{-1})$	$a(\text{K})$	b
2	1	2555,18	-0,579908	1,000942
2	2	2555,18	-0,579908	1,000942
3	1	1481,82	-0,493016	1,001076
4	1	934,59	-0,384798	1,001293
4	2	934,28	-0,363703	1,001272
5	1	834,02	-0,302995	1,000941
5	2	834,09	-0,306838	1,000948

Sự khác nhau giữa T và T_{eff} tăng lên khi nhiệt độ giảm xuống, chúng thường có bậc $0,1^{\circ}\text{K}$; trong trường hợp tồi nhất, ở gần 180°K , chúng khoảng $0,3^{\circ}\text{K}$. Bằng phương pháp này ta có thể xác định được nhiệt độ mây trên các ảnh hồng ngoại của kênh 2 đến kênh 5.

3.3.3 Ước lượng nhiệt độ bề mặt biển từ số liệu AVHRR

Một trong những đặc trưng quan trọng thường được khai thác hiện nay là nhiệt độ mặt nước biển (SST), vì nó là yếu tố hết sức quan trọng và cần thiết cho dự báo biển, như dự báo sương mù, front, dòng chảy biển,... Nhưng những quan trắc trạm phao và tàu biển lại rất hạn chế, nhiều vùng biển không có số liệu quan trắc hoặc rất thưa thớt, ngay cả trên quy mô sy-nôp. Hơn nữa ước lượng nhiệt độ bề mặt biển theo số liệu vệ tinh đa kênh hay theo số liệu viễn thám thẳng đứng đã đạt được độ chính xác khá cao và được sử dụng rộng rãi và có hiệu quả trong dự báo thời tiết hạn dài, do đó cần phải tìm hiểu cách ước lượng nhiệt độ bề mặt biển.

Hình 3.17 Bức xạ quang phổ trên các kênh của cảm biến kế AVHRR [9]



Đối với nhiệt độ bề mặt biển còn một trở ngại nữa là những nhiễu loạn do mây mù mây sương phát xạ hồng ngoại, làm cho ta không phân biệt được bức xạ phát ra từ bề mặt biển. Như vậy vấn đề là phải lọc bỏ được hiệu ứng của mây và ảnh hưởng của khí quyển. Đối với mây ta có thể phải nhận biết và tách chúng ra, gọi là lọc mây. Đối với hiệu ứng của khí quyển thì có thể hiệu chỉnh dựa trên sự phụ thuộc của chúng vào bước sóng.

Theo tác giả [9] thì có thể sử dụng những đo đạc thụ động bức xạ trên những bước sóng khác nhau sau đây để suy luận hiệu chỉnh cho các hiệu ứng của khí quyển:

Hình 3.17 cho ta biết quang phổ bức xạ của vật đen ở 300⁰K, xấp xỉ nhiệt độ bề mặt nước biển và phổ bức xạ phản chiếu từ bề mặt biển đi tới được vệ tinh khoảng 1%. Những dải tô màu xám là các bước sóng 5 kênh của cảm biến kế AVHRR, trong đó kênh 1 và 2 đo bức xạ phản chiếu và cận hồng ngoại, các kênh 3, 4 và 5 chủ yếu đo bức xạ phát xạ hồng ngoại từ bề mặt. Kênh 3 có ưu điểm chủ yếu là kém nhạy cảm đối với hơi nước khí quyển, nhưng lại nhận một lượng đáng kể bức xạ mặt trời phản chiếu, vì thế nó được sử dụng chủ yếu về ban đêm. Kênh 4 và 5 bị ô nhiễm bởi hơi nước nhiều hơn nhưng về căn bản lại không bị ô nhiễm bởi bức xạ mặt trời phản chiếu. Việc kết hợp thận trọng những đo đạc bức xạ từ các kênh 3, 4 và 5 sẽ cho phép ta trích xuất được nhiệt độ bề mặt biển.

Đối với mặt nước biển hệ số phát xạ ϵ_{λ} gần bằng 1, hơn nữa nó còn tương đối ổn định (ít thay đổi), còn nhiệt độ bề mặt đất thì lại không đồng nhất. Vì vậy nhiệt độ bề mặt biển có thể được ước lượng chính xác hơn nhiều so với nhiệt độ bề mặt đất.

Dựa trên nguyên lý cơ bản người ta có thể xây dựng các phương pháp khác nhau để xác định SST, trong đó ít nhiều đều sử dụng quan hệ thống kê kinh nghiệm dưới dạng phương trình hồi quy đa biến như sau:

$$SST = a_0 T_i + a_1 (T_i - T_j) + a_2 \quad (3.5)$$

Trong đó T là nhiệt độ chói, chỉ số i và j chỉ các kênh khác nhau, còn a_0 , a_1 , a_2 là các hệ số của phương trình hồi quy.

Để phương trình hồi quy ước lượng tốt SST ta cần chú ý chọn kênh i sao cho nhiệt độ chói ở kênh này quan hệ tốt nhất với nhiệt độ mặt nước biển. Điều đó được phản ánh bởi hệ số a_0 xấp xỉ bằng 1. Thành phần thứ 2 của phương trình phản ánh trị số hiệu chỉnh nhỏ ảnh hưởng của hệ số truyền xạ trong môi trường khí quyển. Còn hệ số a_2 cho ta trị số hiệu chỉnh nhỏ nhân tố liên quan với nhiệt độ chói khác nhau của khí quyển ở những kênh khác nhau.

Dựa vào kinh nghiệm so sánh số liệu AVHRR và những quan trắc trạm phao, McClain và đồng nghiệp [14] đã xây dựng được phương trình hồi quy ước lượng SST riêng rẽ cho thời gian ban ngày và thời gian ban đêm. Đối với thời gian ban đêm tác giả sử dụng số liệu kênh hồng ngoại 3,7 μ m. Thực tế áp dụng vào số liệu vệ tinh NOAA tác giả còn bổ sung thành phần góc cao vệ tinh θ .

3.3.4 Ước lượng nhiệt độ mặt nước biển từ số liệu VISSR

Sau đây là một phương pháp ước lượng SST sử dụng thuật toán trích xuất SST đa kênh (MCSST) của tác giả McClain, E.P., [14], có biến đổi, được thực hiện ở Trung tâm vệ tinh Nhật bản [22, (3)] cho thiết bị đo bức xạ VISSR của GMS-5 trên khu vực địa lý 60 $^{\circ}$ N - 60 $^{\circ}$ S, 80 $^{\circ}$ E - 160 $^{\circ}$ W, với bước lưới vuông 0,25 độ kinh vĩ. Theo đó nhiệt độ chói của đối tượng quan trắc trên dải phổ 10,5-12,5 μ m được sử dụng để ước lượng SST. Sự hấp thụ của các thành phần khí quyển như H₂O, O₃ và CO₂ trong dải phổ này là không đáng kể nên nó chỉ gây ra sự giảm rất ít của nhiệt độ chói, song vẫn cần hiệu chỉnh do hấp thụ để ước lượng được chính xác hơn.

Dải hồng ngoại của GMS VISSR được chia ra 2 kênh IR1 và IR2, được gọi là các kênh cửa sổ tách kênh. Nhiệt độ chói của 2 kênh này khác nhau do sự hấp thụ khác nhau. Sự khác nhau này có thể được sử dụng để hiệu chỉnh ảnh hưởng của môi trường khí quyển vì sự suy giảm nhiệt độ chói hầu như quan hệ tuyến tính với sự khác nhau đó. SST được tính bằng phương trình hồi quy tuyến tính đa biến gồm nhiệt độ chói của IR1, hiệu nhiệt độ chói giữa IR1 và IR2 có tính đến góc thiên đỉnh.

Việc tính toán SST được thực hiện theo 3 quá trình: (1) lọc mây, (2) tính SST và (3) kiểm tra chất lượng và vẽ bản đồ.

- Lọc mây:

Trong miền điểm nút lưới bị mây ô nhiễm thì trị số SST tính được sẽ rất nhỏ vì rằng tại đó bức xạ do đỉnh mây lạnh phát ra là chủ yếu. Vì thế SST chỉ có thể tính được cho những vùng không có mây, nơi mà vệ tinh quan trắc được bề mặt biển. Những điểm ảnh nào có mây thì được phân biệt ra bằng thuật toán lọc ngay từ đầu.

Trong thuật toán lọc ta phải xây dựng các giá trị ngưỡng cho nhiệt độ chói của IR1 và cho hiệu nhiệt độ chói giữa IR1 và IR2 để phân biệt được các điểm ảnh không mây. Những quan trắc vào thời gian ban ngày còn dùng cả ảnh thị phổ để lọc mây. Thí dụ 2 cách lọc mây như sau:

+ Bằng các kênh hồng ngoại: nếu ta cho rằng nhiệt độ mặt nước biển biến đổi rất chậm, vậy khi thấy nhiệt độ chói ở ô lưới biến động lớn theo thời gian, từ kỳ quan trắc này qua kỳ quan trắc khác của một kênh hồng ngoại, thì đó là dấu hiệu hiện diện của mây. Với quan trắc 2 kênh hồng ngoại đồng thời thì sự khác nhau về nhiệt độ chói ở 2 kênh hồng ngoại cũng có thể là dấu hiệu của mây.

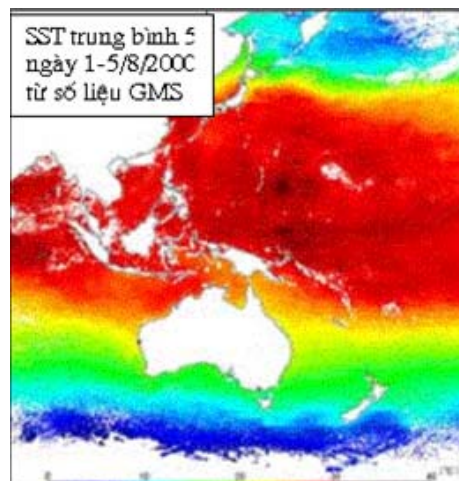
+ Bằng kênh thị phổ: nếu albedo ban ngày > 8% hay ban đêm > 2% thì đó có thể là hiện diện mây ở đó.

- Tính toán SST:

Các trị số SST ở các điểm không mây được ước lượng bằng phương trình hồi quy đa biến sau đây:

$$SST = a.T_{11} + b.(T_{11} - T_{12}) + c.(T_{11} - T_{12}).(\sec \theta - 1) + d \quad (3.6)$$

Hình 3.18 SST trung bình 5 ngày của AMSR-E [22, (3)]



Trong đó T_{11} là nhiệt độ chói của IR1 ở dải phổ 10,5-11,5 μ m, T_{12} là nhiệt độ chói của IR2 ở dải phổ 11,5-12,5 μ m, θ là góc cao vệ tinh, còn a, b, c và d là các hệ số của phương trình hồi quy. Các hệ số này được xác định bằng những quan trắc tàu biển hoặc trạm phao bao phủ khu vực quan trắc của vệ tinh AMSR-E.

- Kiểm tra chất lượng và vẽ bản đồ:

Đề loại bỏ những trị số không phù hợp, những trị số SST ở các điểm đã tính được so sánh với các trị số khí hậu theo các ngưỡng sai số trong kiểm tra hợp lý số liệu. Sau đó các trị số SST hợp lý sẽ được tính trung bình 3 giờ một cho mỗi ô lưới 0,25 độ kinh vĩ và đó là trị số được dùng làm đại biểu cho ô lưới.

Từ những trị số trên ta tính và vẽ bản đồ đẳng trị SST hàng ngày cho bản đồ với ô lưới 0,5 độ kinh vĩ, vẽ các bản đồ đẳng trị SST cho bản đồ 5, 10 ngày và 1 tháng với ô lưới bản đồ 1 độ kinh vĩ. Đồng thời ta cũng đưa ra được các tập số liệu SST tương

ứng và lưu trữ cho các mục đích nghiên cứu và dự báo thời tiết, khí hậu. Trên hình 3.18 là thí dụ về bản đồ SST trung bình 5 ngày của GMS-5 [JMA].

Đối với thiết bị đo bức xạ AVHRR vệ tinh NOAA, phương pháp và thuật toán ước lượng SST cũng không khác nhiều so với phần đã trình bày trên.

Ngày nay nhiệt độ bề mặt biển xác định bằng quan trắc vệ tinh đã đạt được độ tin cậy khá cao, sai số trung bình quân phương khoảng $1-1,2^0\text{K}$, sai số hệ thống quy mô lớn là $0,5^0\text{K}$, quy mô địa phương có nơi đạt $0,3^0\text{K}$.

Nhờ các vệ tinh thám sát khí quyển theo chiều thẳng đứng nên ngày nay các sử lý và phân tích số còn đưa ra nhiều sản phẩm phong phú về gió, nhiệt, ẩm, áp, cho phép ta phân tích và dự báo được những hiện tượng thời tiết nguy hiểm ở những nơi mà trước đây ta không kiểm soát được.

3.4 Kỹ thuật ảnh động

Xem một loạt ảnh xuất hiện liên tiếp nhau về thời gian gọi là quay vòng ảnh (ảnh hoạt hình), nó cho ta một nguồn vô giá về đánh giá các đặc điểm sy-nôp, phân tích các quá trình động lực liên quan với các đặc điểm riêng và làm các dự báo về các điều kiện và vị trí của các đặc điểm này trong tương lai, như dự báo thời gian front lạnh đi qua, sự di chuyển của xoáy thuận nhiệt đới và bão. Nó làm cho ta hiểu tốt hơn về các đặc điểm của mây trong chuyển động, cho phép các dự báo viên nhận thức tốt hơn các quá trình thời tiết trên quy mô nhỏ hơn. Trong nhiều trường hợp nó phản ánh cho ta thấy được khuynh hướng thay đổi của hệ thống thời tiết trên khu vực dự báo viên quan tâm.

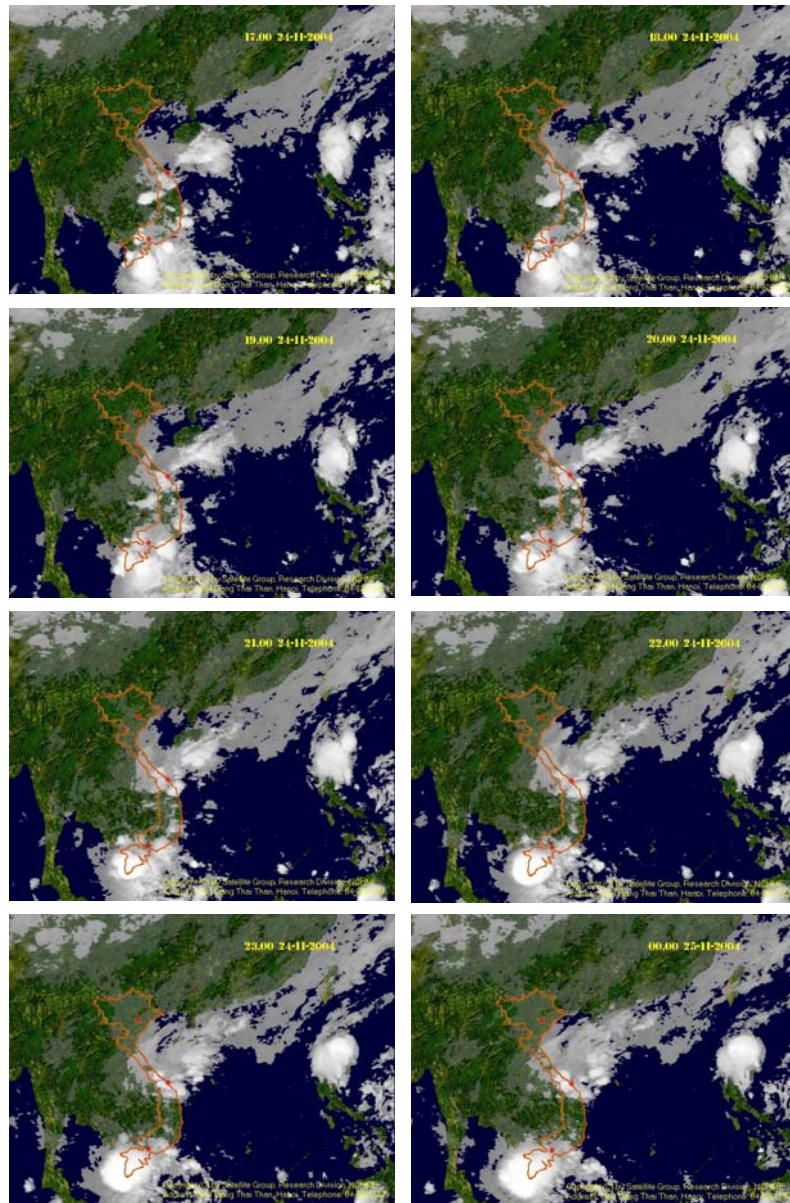
Có thể có nhiều cách tạo ảnh động, như cố định địa hình còn mây thì di động, hoặc mây "cố định" còn địa hình thì di động, hoặc cố định địa hình và cùng một lúc ta cho mây di động cùng với trường gió hoặc trường áp di động. Song phổ biến nhất là phương pháp cố định bản đồ địa hình, còn hình mây hoặc hình tổ hợp thì di động.

Để tạo một ảnh động, người ta dựa vào nguyên lý "24 hình/giây", nghĩa là nếu ta có 24 hình mây liên tiếp theo một gia số thời gian như nhau, ta cho chúng hiện hình liên tiếp trên một nền địa hình cố định (hay trên một bản đồ địa lý cố định) của khu vực phân tích dự báo, ta sẽ quan sát được sự di chuyển của hệ thống mây trên đó. Sự thực ở đây ta chỉ cần quan sát sự thay đổi của hệ thống mây, chứ không phải quan sát "chuyển động thực" của mây nên với số hình nhỏ hơn 24 ta vẫn có thể thực hiện được ảnh động. Hơn nữa ta có thể thay đổi tốc độ chuyển động nhanh lên (>24 hình/giây) hoặc chậm lại (<24 hình/giây) cho dễ quan sát. Trên hình 3.19 là 8 ảnh mây bão số 4 liên tiếp từ trái sang phải và từ trên xuống dưới, từ 17 giờ ngày 24/11/2004 đến 0 giờ 25/11/2004. Nếu ta cho chúng xuất hiện liên tiếp theo thứ tự nói trên ta sẽ thấy cơn bão số 4 di chuyển từ phía đông sang phía tây mũi Cà Mau.

3.5 Nhận biết loại mây trên ảnh mây vệ tinh

Nhận biết từng loại mây cụ thể trên ảnh mây vệ tinh là hết sức quan trọng đối với việc phân tích hệ thống thời tiết đang không chế khu vực quan tâm, theo dõi khuynh hướng tiến triển của nó, để từ đó dự báo sự thay đổi của thời tiết trong những

khoảng thời gian tiếp theo. Nó còn đặc biệt quan trọng trong ước lượng giáng thủy và phân tích, dự báo các hiện tượng thời tiết nguy hiểm.



Hình 3.19 Ảnh IR cơn bão số 4, từ 17 giờ 24/11 đến 0 giờ 25/11/2004 [22, (8)]

3.5.1 Mây và phân loại mây

Để có thể dễ dàng hơn trong nhận biết loại mây trên ảnh mây vệ tinh ta cần tìm hiểu hay nhắc lại một số hiểu biết cơ bản về các loại mây. Theo phân loại mây quốc tế (từ 1956) thì mây có 10 chủng loại như cho trong bảng 3.5. Trong khuôn khổ giáo trình ta không đi sâu vào các dạng thứ cấp, mà tập trung vào mục đích nhận biết mây dựa trên **4 đặc điểm mây là hình dáng/dạng (form), quy mô/kích thước (dimension), cấu trúc bên trong (internal structure) và nguyên nhân hình thành**. Để dễ phân biệt

dạng mây theo ngữ nghĩa ta cần ghi nhớ 3 thuật ngữ liên hệ với 3 từ gốc chính là mây dạng **tầng** (gốc từ là Stratus), dạng **tích** (gốc từ là Cumulus), dạng **ti** (ti là tơ dạng sợi, gốc từ là Cirrus) và thêm vào đó dạng vũ tích (Cumulonimbus - Cb).

Dưới đây là tóm tắt phân loại mây đại cương, theo độ cao và đặc điểm hình thành.

Nếu quan sát mây từ bề mặt ta thấy những nét đặc trưng như sau:

- Mây St là mây thấp nhất, thường xuất hiện dưới dạng màn che phủ, nhưng cũng có thể rải ra các đám nhỏ. Các phần tử mây cá thể không có gờ cạnh rõ ràng.

- Mây Sc gồm các phần tử trong các lớp mây chặt xít vào nhau với sự phát triển thẳng đứng rất nhỏ, tương đối phẳng và không có gờ sắc nét, trông như "ngô rang nổ" từ mây Cu.

- Mây As trông như một lớp khuyếch tán đồng nhất, rất khó phân biệt các phần tử cá thể hoặc đặc trưng của mây, như một màn màu xám phớt xanh.

- Mây Ac gồm các phần tử mây dễ phân biệt bởi dạng luống với các dải sóng.

- Mây Ci gồm các tinh thể băng dạng sợi mỏng manh, đứng thành cụm hoặc thành dải.

Bảng 3.5 Các loại mây [22, (1)]

<i>Loại mây theo độ cao mây</i>	<i>Mây tầng</i>	<i>Mây đối lưu / mây tích</i>	<i>Dạng hỗn hợp/khác</i>	<i>Độ cao đặc trưng</i>
Tầng cao	Cs Cirrostratus	Cc Cirrocumulus	Ci Cirrus	6 - 12km
Tầng trung	As Altostratus	Ac Alto cumulus		2 - 6km
Tầng thấp	St Stratus	Cu Cumulus	Sc Stratocumulus	100m - 2km
Mây phát triển thẳng đứng (vũ tích)		Cb Cumulonimbus		100m - 15km
	Ns Nimbostratus			100m - 2km

- Mây Cs là mây thể băng, tạo thành một màn mây thấu quang trông như gồm các sợi mây hoặc màn vải mịn, che phủ một phần hoặc toàn bộ bầu trời.

- Mây Cc là mây băng, gồm các phần tử nhỏ dưới dạng các miếng tách rời nhau, cỡ như những con cá được xếp đều đặn trên bầu trời.

- Mây Cb là mây phát triển thẳng đứng, có độ cao cao nhất trong các loại mây, có thể vươn tới độ cao 18km. Trông nó như những dãy núi hay các toà tháp cao. Đỉnh mây thường có hình đe, gồm toàn hạt mây băng.

- Ns là mây chứa đầy nước, rất tối, liên quan với một vùng rộng lớn đang có mưa liên tục. Mặc dù trần mây thường thấp nhưng đỉnh mây vươn tới tầng mây trung.

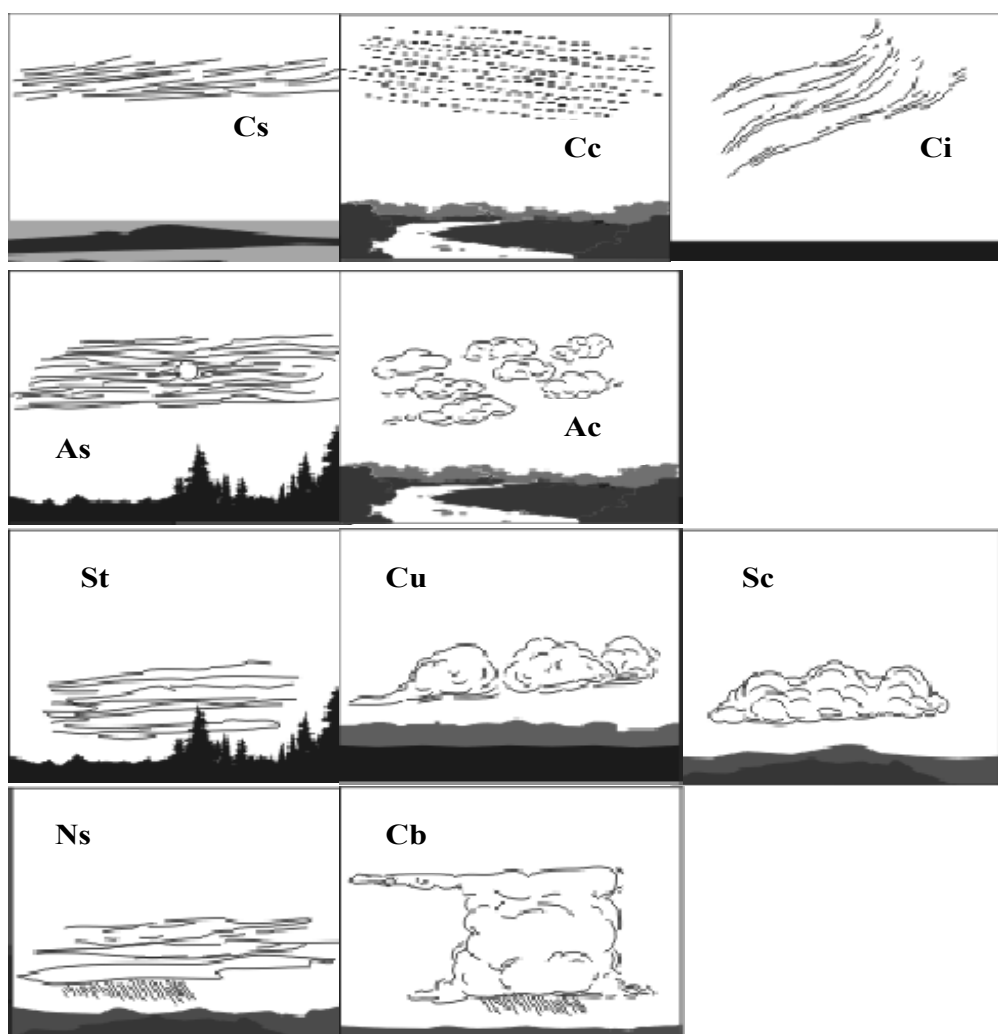
Cần nói thêm rằng mây Ns thường có nguồn gốc từ mây Cb nên nhiều khi mưa rất lớn, hay từ mây As hạ thấp độ cao mà trở thành Ns. Nói chung từ nguồn gốc nào thì khi độ dày As mỏng cũng không thể cho mưa lớn được, mây càng dày, mưa càng lớn.

- Mây Cu là mây có dạng các cụm nhỏ, có đáy (trần mây) tương đối phẳng, còn

đỉnh cụm mây hơi tròn/cong, ở tầng thấp nó gồm những hạt nước và có thể cho mưa.

Ngoài ra, có người xếp mây Cu vào loại phát triển theo chiều thẳng đứng, song ở đây chúng tôi cho rằng xếp mây Cu vào mây đối lưu tầng thấp là hợp lý nhất. Tất nhiên người xếp mây Cu vào mây phát triển theo chiều thẳng đứng là dựa vào quan điểm cho rằng mây Cu phát triển sẽ thành Cu Congestus, rồi phát triển tiếp sẽ thành Cb. Nếu lý luận như vậy thì Cb vỡ ra lại thành Ac cugen, rồi Ac, hoá ra ta phải xếp Ac vào cùng nhóm với Cb hay sao ? Chưa hết, còn sương mù có người xếp vào mây thấp, còn ở đây ta xếp riêng. Người xếp sương mù vào mây tầng thấp là vì St và sương mù nhiều khi không phân biệt được do độ cao địa hình nơi quan trắc, phổ biến là ở các trạm vùng núi. Hay nói một cách khác sương mù là mây St có trần mây tiếp xúc với mặt đất. Việc phân loại mây là một vấn đề phức tạp, mỗi cách phân loại đều có ưu và nhược điểm riêng, ta không bàn gì thêm. Để thay cho việc mô tả chi tiết về từng loại mây, ta dẫn ra đây hình 3.20 nhằm giúp ta bằng trực giác có thể thuộc lòng được hình thái của từng loại mây. Xin nhớ rằng đó là hình thái từng loại mây chính nhìn từ bề mặt trái đất. Chúng sẽ giúp ta khả năng nhận biết mây trên ảnh vệ tinh, nghĩa là nhìn từ trên không trung xuống đám mây.

3.5.2 Nhận biết mây trên cơ sở các ước lượng và so sánh



Hình 3.20 Hình thể mây nhìn từ bề mặt đất [22, (5)]

a) Căn cứ vào đặc trưng bức xạ phản chiếu của ảnh thị phố, bức xạ hồng ngoại nhiệt của ảnh hồng ngoại và đặc trưng mây

Kỹ thuật đo lường mây đơn giản nhất là phương pháp **giá trị ngưỡng**, trong đó nhiệt độ vật đen tương đương hay giá trị ngưỡng hệ số phản xạ phổ được chọn để phân biệt một đối tượng là mây hay không phải mây trên các ảnh hồng ngoại và thị phố. Thông tin về nhiệt độ đỉnh mây thu được nhờ việc so sánh nhiệt độ chói với profile nhiệt độ khí quyển quan trắc bằng vô tuyến thám không. Cách này thường cho độ cao mây ước lượng thấp hơn thực tế. Sử dụng giá trị ngưỡng hệ số phản xạ thị phố hay cận hồng ngoại rất tốt cho việc xác định quang cảnh đại dương khi bầu trời quang mây, nghĩa là không có tia mặt trời phản chiếu. Thí dụ ta có thể phân loại một pixel là mây nếu hệ số phản chiếu tại một bước sóng thị phố lớn hơn 8%.

Song rất nhiều các điều kiện của bề mặt làm cho vấn đề đặc trưng hoá này không phù hợp, đặc biệt cần chú ý là trên tuyết và băng. Thêm vào đó, một số loại mây như Cirrus, Stratus thấp và các mây Cumulus nhấp nhô là rất khó nhận biết vì thiếu sự tương phản so với bức xạ bề mặt. Các rìa của mây hay xon khí cũng gây khó khăn thêm cho việc phân biệt được có mây hoặc trời quang tuyết đối.

b) Phương pháp đa phổ

Một cách khác là sử dụng tổ hợp 2 kênh. Thí dụ phương pháp chia tách cửa sổ, sử dụng các quan trắc ở sát 11 và 12 μ m để nhận biết mây trên đại dương. Việc phân loại mây được hoàn thiện bằng cách xem xét nhiệt độ vật đen ở 11 μ m và độ chói khác nhau giữa 11 và 12 μ m. Cảnh trời quang mây có nhiệt độ âm và sự khác nhau giữa các nhiệt độ chói là âm, thường nhỏ hơn khoảng -1° . Một phương pháp kết hợp 2 kênh đơn giản khác là sử dụng các quan trắc thị phố và hồng ngoại. Trong phương pháp này hệ số phản xạ thị phố quan trắc được và nhiệt độ vật đen tương đương được tổ hợp trong một dãy 2 chiều (2-D array), sau đó các quan trắc được phân loại dựa trên nhiệt độ và độ chói tương đối của chúng. Thí dụ đại dương khi trời quang mây sẽ âm và tối đen, trong khi đó thì các mây đối lưu sẽ lạnh và sáng chói. Việc phân loại mây tự động được thực hiện hoặc bằng gán các giá trị ngưỡng, hoặc bằng sử dụng các phương pháp thống kê xác suất tối đa.

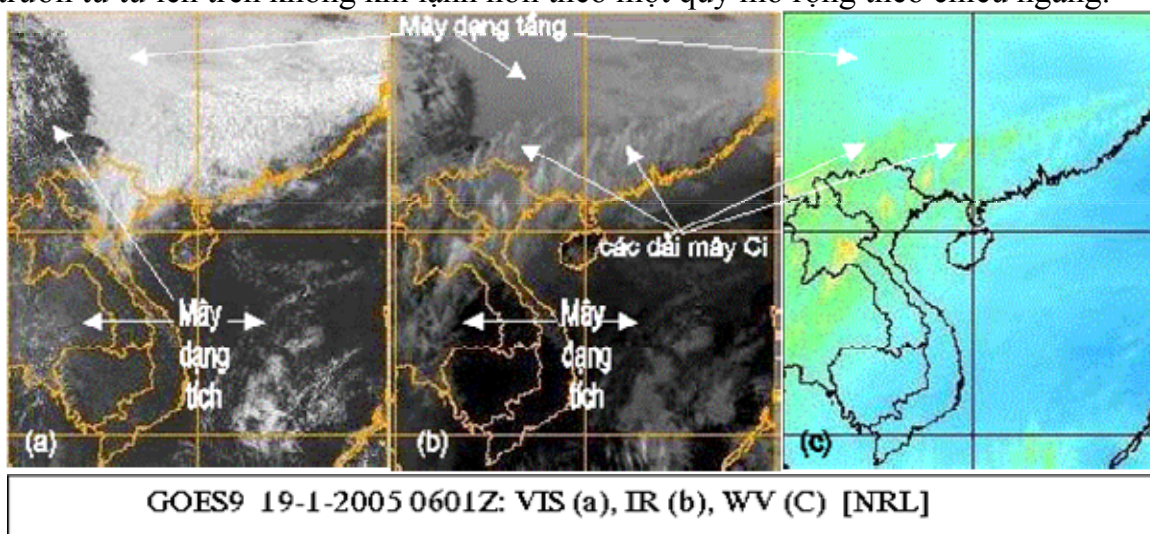
c) Phương pháp lát cắt CO₂

Lát cắt CO₂ được sử dụng để phân biệt các mây truyền xạ từ các mây không trong suốt và trời quang, sử dụng các quan trắc đa phổ thám sát bức xạ hồng ngoại độ phân giải cao. Với bức xạ xung quanh băng tần hấp thụ CO₂ ở 15 μ m, mây ở các mực khác nhau của khí quyển có thể được nhận biết. Bức xạ từ sát trung tâm của dải hấp thụ chỉ nhạy cảm với các mực trên cao trong khi đó thì bức xạ từ các cánh (biên) của dải tần (xa trung tâm của dải tần) lại thấy liên tục các lớp thấp hơn của khí quyển. Thuật toán lát cắt CO₂ xác định được cả hai lớp mây (và vì vậy cả nhiệt độ mây liên quan) và tổng lượng mây từ các nguyên tắc truyền xạ. Điều đó đã được chỉ ra đặc biệt hiệu quả đối với việc nhận biết mây Cirrus mỏng mà thường bị nhầm lẫn khi dùng phương pháp cửa sổ hồng ngoại giản đơn và ảnh thị phố.

3.5.3 Những điểm cơ bản về nhận biết mây dạng tích và dạng tầng

Mây được hình thành khi hơi nước bão hoà và ngưng kết thành các hạt nhỏ, dưới 2 dạng thể lỏng hay thể rắn, đó là hạt nước và hạt băng (hay tuyết). **Mây dạng tầng** (hay lớp) được tạo thành do những **quá trình bình lưu**, có chuyển động đi lên

của khí quyển, nhưng là dạng chuyển động thẳng đứng chính đốn, như không khí ẩm trườn từ từ lên trên không khí lạnh hơn theo một quy mô rộng theo chiều ngang.



Hình 3.21 So sánh mây dạng tầng trên 3 loại ảnh mây vệ tinh [22, (2)]

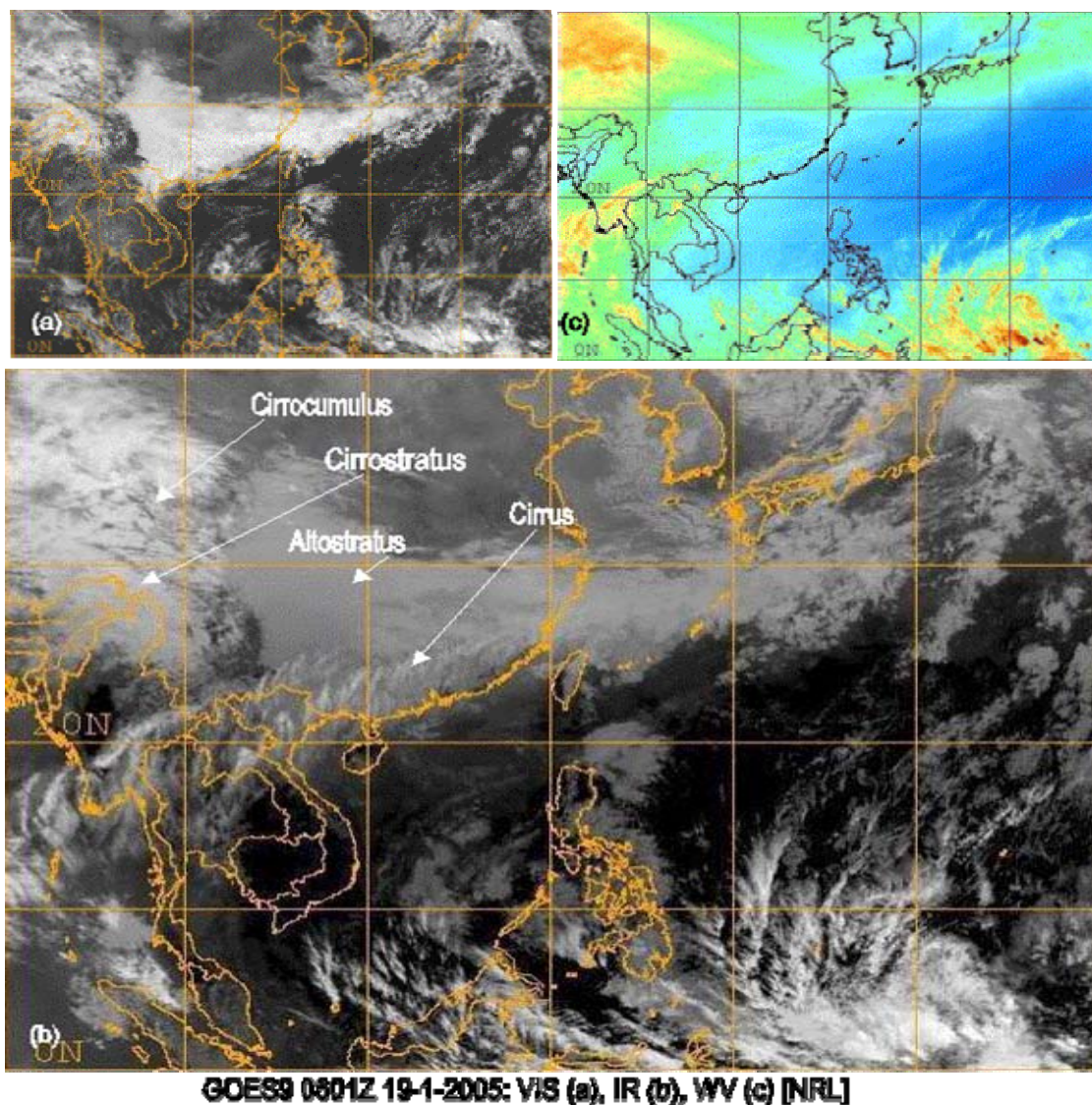
Chính vì vậy mà mây dạng tầng có chiều nằm ngang rộng, thường dãn ngang trên bầu trời như những hình ở phía bên phải của hình 3.20. Trên ảnh mây vệ tinh thị phố và hồng ngoại thường là một vùng phẳng lì, như ta thấy ở ô vuông trên cùng các hình (a), (b) của hình 3.21. Trên ảnh thị phố (a) ta chỉ thấy một vùng mây trắng phớt, tương đối phẳng, sang ảnh hồng ngoại (b), vùng mây tầng này độ phẳng lý trọn vẹn hơn, tông màu xám phẳng mịn hơn, còn trên ảnh hơi nước (c) đám mây tầng này có màu xanh lá cây pha màu xanh lơ; màu xanh lá cây thể hiện độ ẩm lớn hơn, hay mây ở tầng cao hơn, so với màu xanh lơ.

Mây tích thường được hình thành do **quá trình đối lưu**, từ quy mô địa phương đến quy mô lớn, từ đối lưu nông đến đối lưu sâu. Đối lưu quy mô nhỏ ứng với những đám mây Cu nhỏ thường do nguyên nhân nhiệt lực địa phương, nếu chúng không phát triển lên được thì thường là tình thế đối lưu thời tiết tốt. Đối lưu sâu dẫn đến sự hình thành mây Cu cong hoặc Cb. Nếu đối lưu sâu phát triển rất mạnh thường liên quan với hệ thống thời tiết khắc nghiệt, như front lạnh, áp thấp nhiệt đới hoặc bão. Chính vì vậy mây dạng tích thường có hình các cụm hay búi mây (giống búi sợi), chiều ngang thường tương đương hoặc nhỏ hơn chiều thẳng đứng như những bức tranh ở phần giữa của hình 3.20. Trên hình 3.21, ảnh mây thị phố (a) và hồng ngoại (b) chúng thường có hình cụm cụm, san sát vào nhau như ta có thể thấy ở phần ô vuông góc đông nam và phía tây của từng hình vẽ trên. Với ảnh hơi nước (c) thì mây dạng tích là các vết màu lốm đốm, tông màu không liên tục đồng nhất. Song dù là loại thời tiết nào thì mây dạng tích cũng dễ ghi nhận được trên ảnh mây vệ tinh thị phố và hồng ngoại chừng nào không có loại mây nào khác nằm ở bên trên nó.

Trong quá trình phát triển hoặc tan rã, mây từ dạng nọ còn chuyển dần sang dạng kia, hoặc trần mây được nâng cao lên hay hạ thấp xuống. Quá trình chuyển đổi hình thái mây diễn ra có quy luật được trình bày trong **Vật lý mây** sẽ giúp ta khả năng nhận biết và phân tích sâu hơn các quá trình thời tiết qua các ảnh mây.

Trong thực tế, nhận biết mây không phải đơn giản như những tình huống chung trên đây, mà nó rất phức tạp, vì trong khí quyển thường cùng một lúc có cả đối lưu lẫn bình lưu, làm cho mây dạng tầng và dạng tích pha trộn vào nhau hoặc hình thành ra các loại mây thứ cấp chi tiết và phức tạp hơn, trong đó phân biệt được độ cao của từng loại và dạng mây là rất khó.

3.5.4. Nhận biết mây tầng cao Ci, Cs và Cc



Hình 3.22 Kết hợp 3 loại ảnh nhận biết mây tầng cao Ci, Cs và Cc [22, (2)]

Mây *ti* Ci và mây *tầng* Cs có thể quan trắc thấy trong hầu hết các hệ thống thời tiết khác nhau. Song theo kinh nghiệm và thực tế dự báo ở khu vực nước ta thì mây cao Ci và Cs là hai loại mây đặc biệt có ý nghĩa trong phân tích và dự báo front lạnh. Chúng hình thành ở phần trên của tầng đối lưu, khoảng 6-12km, nên thành phần của chúng gồm các hạt băng mà không phải là những giọt nước. Chúng là kết quả của chuyển động thẳng đứng ở vùng phía trước của hệ thống thời tiết quy mô tương đối

lớn, như front lạnh chẳng hạn. Ci thường là thời tiết tốt, nếu kèm Cs là báo hiệu thời tiết sẽ có thể chuyển xấu, vì sẽ có front tràn về (ở vĩ độ cao có thể là front nóng, còn ở ta lại là front lạnh). Trên ảnh cận hồng ngoại cũng như ảnh hồng ngoại mây Ci và Cs dày thường sáng hơn những mây tầng trung và tầng thấp vì nó gồm các hạt băng rất nhỏ, ở độ cao rất cao nên có nhiệt độ thấp và năng lượng phát xạ lớn hơn. **Mây Ci** thường thấy trên bầu trời như những vệt dài, mỏng mảnh như dải lụa rất hẹp ngang, hay lơ thơ như những sợi tóc, có khi xấp thành hàng, nhưng thưa thớt và không bao giờ phủ kín bầu trời. Nó xuất hiện trong front lạnh hoặc phía trước front lạnh khá xa nên nó thường là dấu hiệu quan trọng để dự báo front lạnh sắp tràn về. Mây Ci cũng có thể xuất hiện khi không khí vượt qua núi cao hoặc trên khu vực có gió mạnh như dòng siết trên cao.

Mây Cs cũng có thể xuất hiện trong và trước front lạnh. Nếu xuất hiện trước front lạnh nó thường xuất hiện sau mây Cirrus. Trong trường hợp xuất hiện cùng mây Ci thì nó rất mỏng, thường trên nền Cs nổi lên các đám mây Ci. Trong trường hợp có mặt trắng hoặc mặt trời trên bầu trời mà lại có màn mây Cs thì thường xuất hiện quang sáng làm cho quan trắc viên dễ nhận ra từ trạm quan trắc dưới mặt đất. Dễ nhận biết nhất là khi có không khí lạnh về, phía trước là những dải mây Ci, thì dải mây Cs đi kèm ngay phía sau theo chiều di chuyển của front, hoặc trên màn mây Cs lại phát phơ những dải mây Ci.

Thông thường ảnh thị phổ không hoàn toàn cho phép ta phân biệt được mây tầng cao với các mây tầng trung và tầng thấp, trừ khi nó được xử lý thật hoàn hảo, mà phải sử dụng ảnh hồng ngoại kết hợp với ảnh hơi nước. Trên hình 3.22 (a) ta không thể phân biệt đâu là mây Ci, Cc và Cs, nhưng ở hình 3.22 (b) ta đã có thể nhận ra chúng. Mây Ci như các vệt sáng nằm ngay phía trên mỏm Đồng Văn và khu đông bắc nước ta, kéo suốt đến Quảng đông Trung Quốc. Đồng thời chúng cũng thể hiện bằng các vệt màu xanh lá cây ở vị trí tương ứng trên ảnh hơi nước, hình 3.22(c).

Còn nhận biết mây Cs lại khó khăn hơn, khi Cs mỏng thì không những không thể nhận biết được trên ảnh thị phổ, mà cả trên ảnh hồng ngoại cũng không phân biệt được Cs hay As. Hình 3.22 (a), ở ô vuông thứ 2 và 3 từ trái sang, hàng thứ 2 ta có thể biết đó là mây dạng tầng nhưng không biết được đó là Cs hay As. Phải sang ảnh 3.21 (b) mới rõ đó chỉ là mây As, vì độ sáng của nó kém một tông màu so với đám mây Cs ở ô thứ 1 hàng 2.

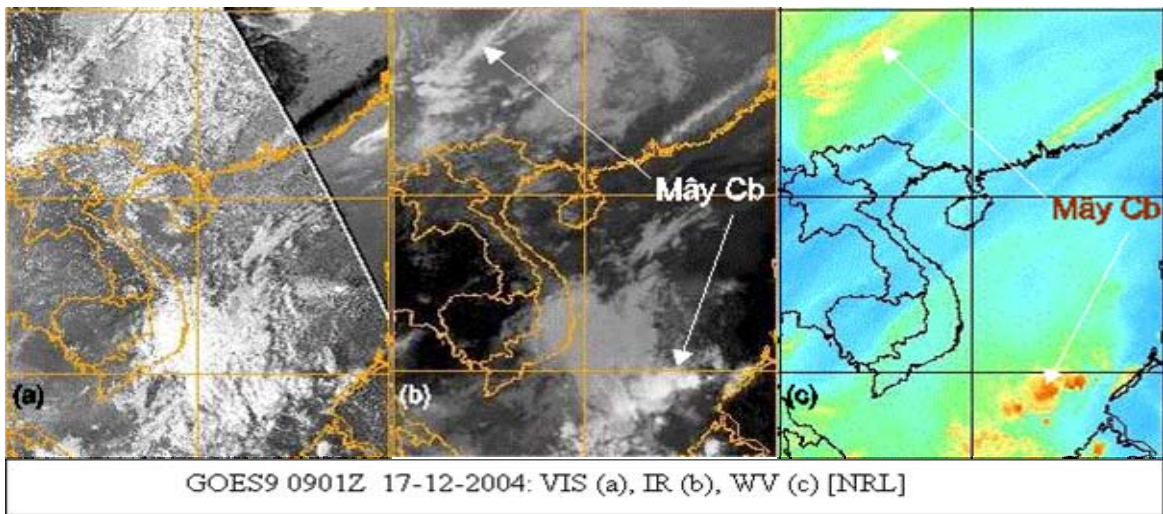
Mây Cirrocumulus cũng là loại mây cao khó nhận biết. Nó khác Ci ở chỗ không tạo thành vệt sáng dài mà như "vẩy tê tê", nên nếu đứng riêng lẻ thì có thể nhận biết được cả trên ảnh thị phổ và hồng ngoại, còn đứng chung với mây khác ta vẫn cần ảnh IR và ảnh hơi nước để khẳng định, như ta có thể thấy trên ô 1 hàng 1 ảnh (a), (b) và (c) hình 3.22.

Những thí dụ trên hình 3.21 và 3.22, mây Ci, Cs và Cc hoặc là mỏng hoặc là phát triển không cao lắm nên trên ảnh hơi nước chúng chỉ có tông màu xanh lá cây (hay xanh lá cây pha màu vàng nâu). trừ một vài vệt mây Ci có màu vàng nâu hoặc nâu đã chứng tỏ chúng ở độ cao tương đương với các đỉnh mây đối lưu sâu.

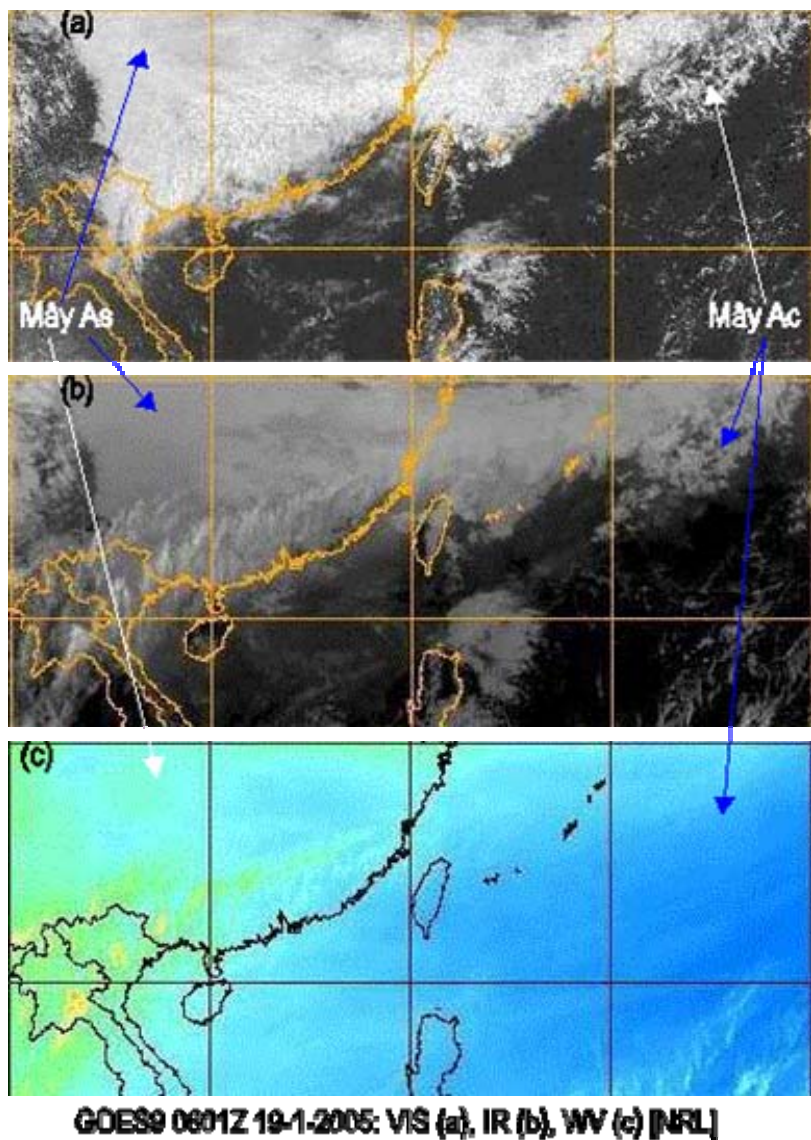
3.5.5 Nhận biết mây đối lưu vũ tích (Cb)

Mây vũ tích Cb phát triển theo chiều thẳng đứng do quá trình đối lưu diễn ra mãnh liệt, thường bắt đầu bằng các đám mây Cu cong. Chúng thường xuất hiện trong

hệ thống thời tiết front lạnh, xoáy thuận nhiệt đới và bão, dải hội tụ nhiệt đới, rãnh thấp bị nén bởi lưỡi áp cao hoặc áp cao.



Hình 3.23 Mây vũ tích trên ảnh thị phố, hồng ngoại và hơi nước [22, (2)]



Hình 3.24 Mây As,Ac trên ảnh thị phố, hồng ngoại và hơi nước [22, (2)]

Tuy nhiên, trong thời tiết nóng ẩm ở vùng nhiệt đới thường cũng quan sát được các ổ đối lưu riêng lẻ, diễn ra mau lẹ từ những đám mây Cu cong, thường không kéo dài như mây vũ tích có tính hệ thống. Mây vũ tích phát triển lên độ cao 12-15km. Khi nó cho mưa dữ dội thì thường chân mây hạ thấp xuống 1-2km, có khi chân mây thấp vài trăm mét, khi ấy tầng mây rất dày, mưa như trút nước, từ dưới bề mặt ta chỉ còn thấy một bầu trời mây Ns.

Trên hình 3.23 ta cũng dễ dàng nhận ra mây Cb trên cả 3 loại ảnh, vì nó phát triển rất cao, nhiệt độ đỉnh mây rất thấp, nên nó có độ sáng chói nhất trên cả 2 loại ảnh thị phổ và hồng ngoại; còn trên ảnh hơi nước tăng cường màu nó có màu nâu thẫm (trên ảnh đen trắng đỉnh của nó cũng sáng trắng nhất so với các loại mây thấp hơn). Tuy nhiên đám mây trắng xoá trên ảnh thị phổ (a) ở Nam Trung bộ nước ta cũng có tông màu như đám mây Cb ở góc đông nam của ảnh, nếu không có ảnh hồng ngoại và hơi nước ta rất dễ nhầm lẫn, vì thực chất sang ảnh hồng ngoại và hơi nước thì đó chỉ là mây As tầng trung mà thôi. Ngoài ra đám mây Ci ở góc tây bắc có gờ nổi mà trên ảnh nó có màu nâu, đó thường là đỉnh mây Cb.

3.5.6 Nhận biết mây tầng trung

Mây tầng trung là các mây Ac, As. Sự hiện diện của mây Ac và As chứng tỏ lớp giữa tầng đối lưu không khí ẩm. Tuy chúng đều là những mây có khả năng cho mưa, thậm chí báo trước hiện tượng mưa, nhưng phải căn cứ nguồn gốc sinh ra chúng hoặc quá trình phát triển của chúng mới có thể chẩn đoán rằng chúng sẽ cho mưa hay không.

Thường thì mây Ac hình thành do giữa tầng đối lưu không khí ẩm và có đối lưu nhẹ, là thời tiết đẹp, nếu chúng không hạ thấp chân mây và cũng không dày lên. Nếu mây Ac có nguồn gốc từ mây Cb, như Cb từ xa vỡ ra, tạo ra Ac Cugent, thì phải suy nghĩ rằng gần đâu đó có Cb. Còn mây As thường do hệ thống thời tiết khắc nghiệt, hoặc do mây Cb đã phát triển đến độ cao tối đa có thể, sau đó lan toả theo chiều ngang, mây As cứ dần dần dày lên, chân mây hạ thấp xuống và cho mưa đáng kể.

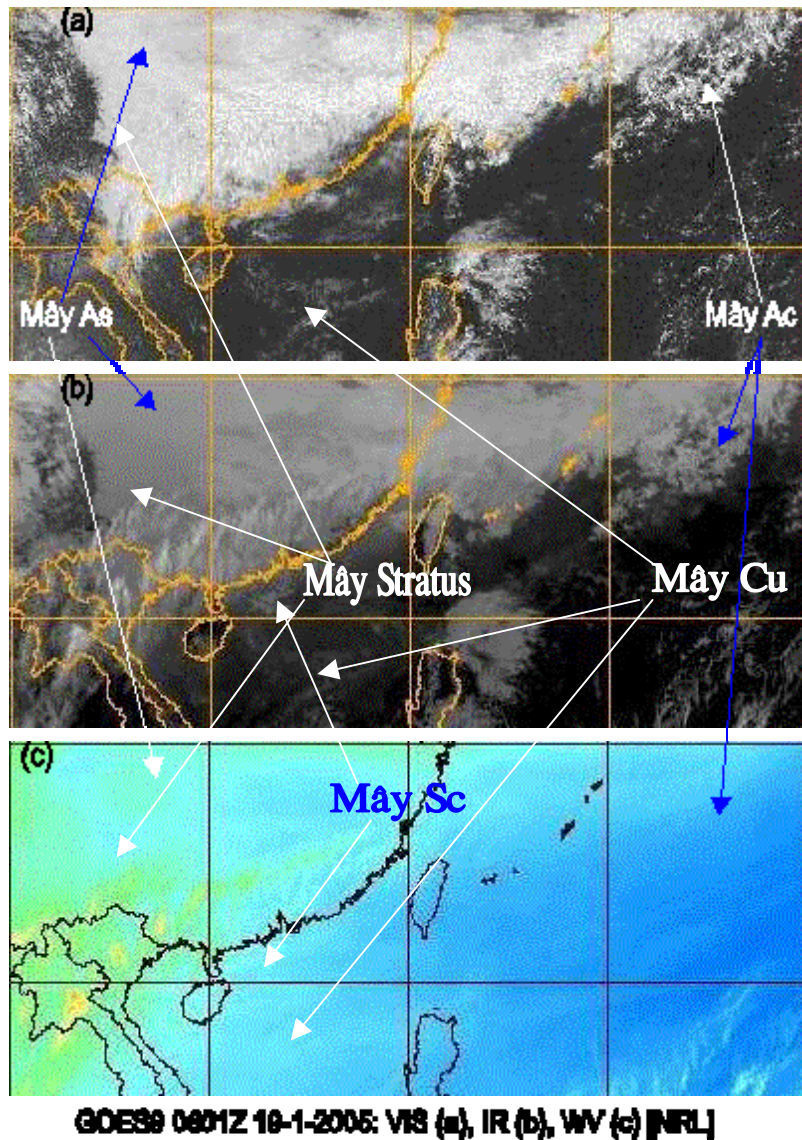
Các mây tầng trung có thể nhận biết dễ dàng trên ảnh mây vệ tinh nhờ việc so sánh 2 loại ảnh thị phổ và hồng ngoại, chúng thường nằm liền kề với đỉnh mây dông hay mây Ci và sáng kém chói hơn đỉnh mây Cb và mây tầng cao một tông màu.

Nếu ta căn cứ trên ảnh thị phổ bên trái hình 3.24 thì khó phân biệt mây As và Cb, nhưng nếu kết hợp với ảnh hồng ngoại thì dễ dàng nhận ra mảng mây As nằm ở phía bắc, còn mây Ac nằm ở góc đông bắc các hình 3.24 (a), (b) và (c). Với ảnh hơi nước, mây As thể hiện bằng màu xanh lam nhạt pha lẫn màu xanh lá cây phẳng lì, còn Ac thì không phẳng lì như As, mà vân vân, gợn gợn, vì có khoảng trống chen kẽ các búi mây.

3.5.7 Nhận biết mây thấp

Mây Cu dễ nhận biết nhất, nó thường hình thành do đối lưu yếu địa phương, ở khá xa các hệ thống mây thời tiết khắc nghiệt. Nếu nó hợp hợp, tan tan với thời gian tồn tại từ 5 phút đến dưới 1 giờ thì đó là trời đẹp. Mây Stratus là mây dạng tầng, như trên đã nói, nó hình thành do chuyển động bình lưu ở tầng thấp, khi không khí ẩm

trườn nhẹ nhàng lên trên khu vực có không khí lạnh hơn. Quá trình ngưng kết diễn ra từ từ, trên một khu vực rộng, nên lớp mây St thường rất mỏng. Chính vì vậy trong thời tiết bình thường, nó thường hình thành vào buổi sáng sớm, trên địa hình thích hợp như vùng núi, vùng biển, đến khi mặt trời lên cao thì mây St tan dần. Trong trường hợp khu vực nằm trong hệ thống thời tiết không khí lạnh, màn mây St có thể tồn tại dài hơn.



Hình 3.25 Các mây tầng thấp trên 3 loại ảnh [22, (2)]

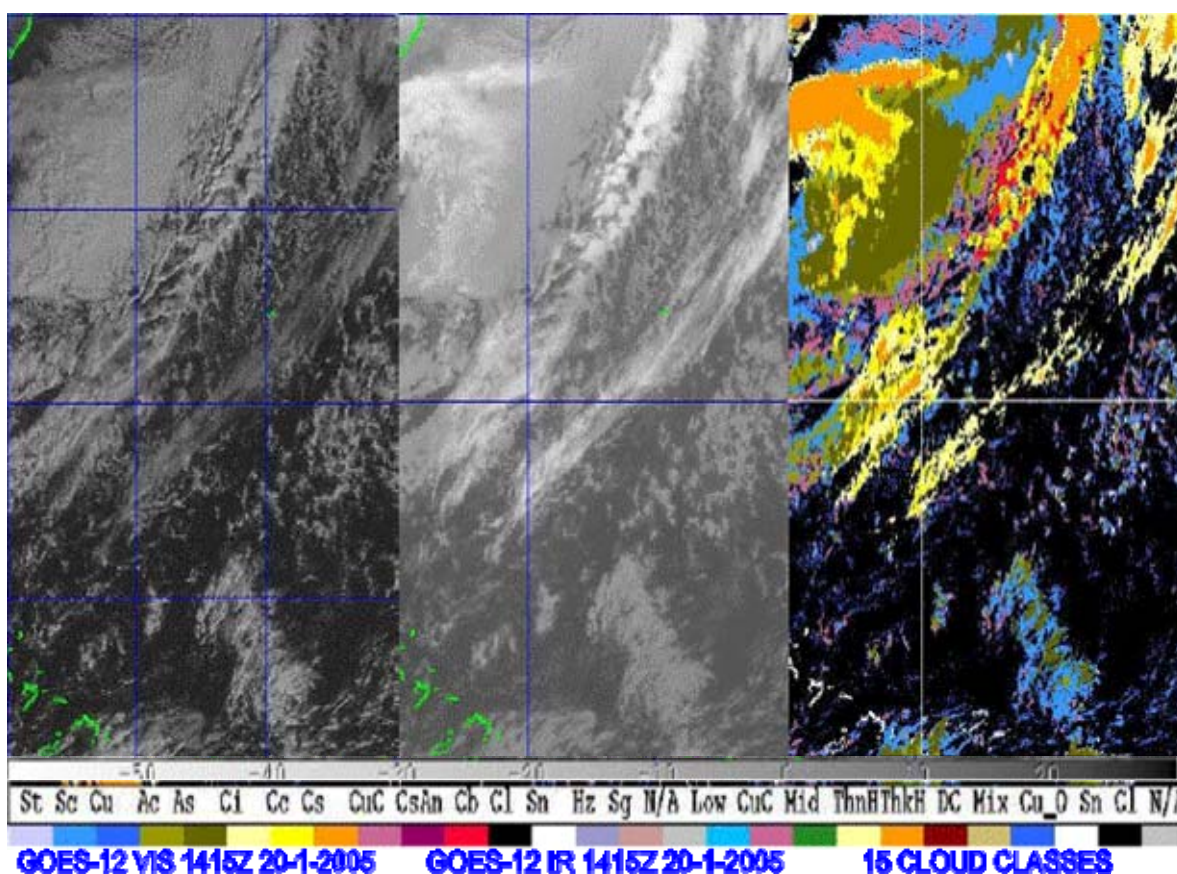
Còn mây Sc lại được hình thành khi có cả 2 loại chuyển động đối lưu và bình lưu ở lớp không khí tương đối nóng trên bề mặt. Vì vậy mây Sc cũng là loại mây không ổn định. Tuy nhiên cũng giống St, nếu khu vực nằm trong vùng hệ thống thời tiết không khí lạnh, Sc có thể tồn tại dài hơn. Trong nhiều trường hợp nó nâng dần trần mây lên thành mây Ac (Ac trans) nếu hệ thống bình lưu và đối lưu yếu. Trong

trường hợp hệ thống tăng cường mạnh dần lên, mây Sc sẽ dày lên và bao phủ kín cả bầu trời.

Sau khi ta đã nhận biết được mây tầng cao, mây đối lưu và mây tầng trung thì dễ dàng đối chiếu các loại mây trên ảnh mây để nhận biết mây tầng thấp. Trên hình 3.25 ta có thể thấy toàn bộ những đám mây có tông màu thấp nhất là mây tầng thấp. Những chỗ độ xám lý mịn là mây St, còn những chỗ không lý mịn và các cụm mây san sát vào nhau là Sc, những cụm mây Cu thì rời rạc, thưa thớt, lại thường có tông màu sáng trội hơn mây Sc và St.

Trong thực tế mây St và sương mù chỉ khác nhau về độ cao chân mây nên rất khó phân biệt mây St và sương mù, thậm chí không phân biệt nổi với bề mặt.

Trong nhiều trường hợp, bầu trời thường có mây hỗn hợp, nghĩa là tồn tại cùng lúc nhiều loại mây, thì việc nhận biết rành rọt từng loại mây là rất khó khăn. Khi ấy ta chỉ cần phân biệt chung cho từng loại mây cao, mây trung, mây thấp và mây vũ tích Cb là đủ và có thể. Khi ấy cần quan sát kỹ ảnh thị phổ và hồng ngoại để phân biệt 3 loại mây theo độ cao: những chỗ có độ sáng trắng tương đương với tông sáng của Cb là Cb hoặc mây tầng cao (Ci, Cs), những đám mây có độ sáng trắng thấp hơn (xám) kế tiếp là mây tầng trung (As, Ac), thấp nữa là mây tầng thấp có tông màu xám tối (so với biên có tông màu đen hơn).



Hình 3.26 Các loại mây nhận dạng theo ảnh VIS và IR, ngày 20-1-2005 [22, (2)]

Khi ảnh thị phổ xử lý chưa tốt, nếu ta chỉ căn cứ vào ảnh thị phổ có thể sẽ bị sai lầm, vì mây tầng trung và tầng thấp dày cũng có độ phân xạ lớn làm cho nó có màu sáng trắng gần ngang tông màu với Cb trên ảnh thị phổ. Những trường hợp như vậy buộc ta phải kết hợp xem xét cùng với ảnh hồng ngoại và hơi nước. Nhưng bản thân ảnh hồng ngoại lại có nhược điểm là khi các mây tầng thấp mỏng lại gần như không được ghi nhận, nhất là khi chúng được xử lý chưa hoàn hảo. Nhận xét thêm là bên dưới đám mây As ở phần đầu các hình 3.25 ta còn nhận thấy có cả mây St thể hiện ở mảng mây xen kẽ có tông màu thấp hơn hẳn tông màu mây As. Trong trường hợp ta có ảnh số thị phổ độ phân giải rất cao (độ sâu 10 hay 16 bits), được xử lý tốt thì các loại mây có thể được thể hiện rõ ràng về tông màu, đặc biệt là các gờ mép của từng loại mây, khi ấy ta có thể nhận biết chúng một cách dễ dàng hơn ngay cả trên ảnh thị phổ.

Ngay ở những Trung tâm vệ tinh lớn của các nước chủ quản vệ tinh, cũng không phải bao giờ cũng xử lý được những ảnh như ý, thậm chí được như ý cũng không thể nhận biết mây một cách hoàn toàn chính xác được. Vì vậy người ta thường áp dụng tổ hợp kênh như đã nói ở chương trước, làm nổi bật những loại mây mà các nhà sy-nôp quan tâm, như mây Ci, Cs, Cb, sương mù. Hiện ở Trung tâm vệ tinh Châu Âu người ta còn xử lý ra ảnh mây 3 chiều (như kiểu ảnh nổi), hay phân loại mây tự động, rất thuận lợi cho việc nhận biết và phân tích thời tiết bằng ảnh mây vệ tinh.

3.5.8. Phân loại mây tự động

Việc nhận biết từng loại mây như trình bày trên đây đòi hỏi ta không những phải có kiến thức sâu về cấu trúc mây, về sự phát sinh, phát triển của mây, mà còn cần có sự hiểu biết sâu sắc về các hình thể thời tiết trên khu vực quan tâm. Thêm vào đó người ta còn cần rèn luyện kỹ năng và kinh nghiệm phân tích mới có thể nhận biết các loại mây một cách chính xác. Đó là việc làm mang nhiều tính chủ quan, độ chính xác thiếu ổn định, mất nhiều thời gian, thậm chí trong nhiều trường hợp không phân định nổi loại và dạng mây chi tiết, không đáp ứng được yêu cầu của dự báo thời tiết nghiệp vụ.

Để khắc phục những hạn chế nói trên, một số trung tâm đã tiến hành phân loại mây vệ tinh tự động, mang tính khách quan hơn. Một trong số đó là công trình thực nghiệm ở NRL Monterey, sử dụng ảnh thị phổ và hồng ngoại, tiến hành phân loại mây trên ảnh vệ tinh GOES-West và GOES-East (Hoa kỳ) ra 15 loại: 1) Stratus (St), 2) Stratocumulus (Sc), 3) Cumulus (Cu), 4) Altocumulus (Ac), 5) Altostratus (As), 6) Cirrus (Ci), 7) Cirrocumulus (Cc), 8) Cirrostratus (Cs), 9) Cumulus Congestus (CuC), 10) Cs liên quan với đối lưu (CsAn), 11) Cumulonimbus (Cb), 12) Trời quang (Cl), 13) Tuyết (Sn), 14) Mù, khói, hoặc bụi (Hz), 15) Tia mặt trời loé sáng (Sg-Sunglint).

Đồng thời 15 loại mây đó có thể được mô tả tổng quát hơn bằng 8 loại: 1) Mây thấp, 2) Mây trung, 3) Mây cao, 4) Mây phát triển thẳng đứng, 5) Trời quang, 6) Tuyết, 7) Mù, 8) Tia mặt trời loé sáng. Hiện tại vào các giờ ban ngày, NRL Monterey đưa ra 4 ảnh gồm ảnh thị phổ, ảnh hồng ngoại, ảnh 15 loại mây và ảnh 8 loại mây. Trên hình 3.26 là thí dụ về phân loại mây tự động cho kỳ quan trắc vệ tinh GOES-12, lúc 1415Z, 20/1/2005 (trích 1 phần ảnh phía Đông Hoa kỳ).

Các tác giả cũng cho biết phương pháp phân loại mây tự động trên đây còn có những hạn chế như sau:

1) Khi trên một ô lưới (16x16km) tồn tại nhiều dạng mây phức hợp thì chỉ lấy một loại. Thí dụ mây cao nằm trên mây thấp hơn thì phân loại là mây trung khi mà mây cao rất mỏng.

2) Những gờ cao (xồng cao) của trường mây có thể cho ta tín hiệu hỗn hợp, dẫn đến nhận dạng sai khi cho là mây phát triển thẳng đứng. Thí dụ gờ cao của mây Cs có thể nhận dạng thành mây Cb.

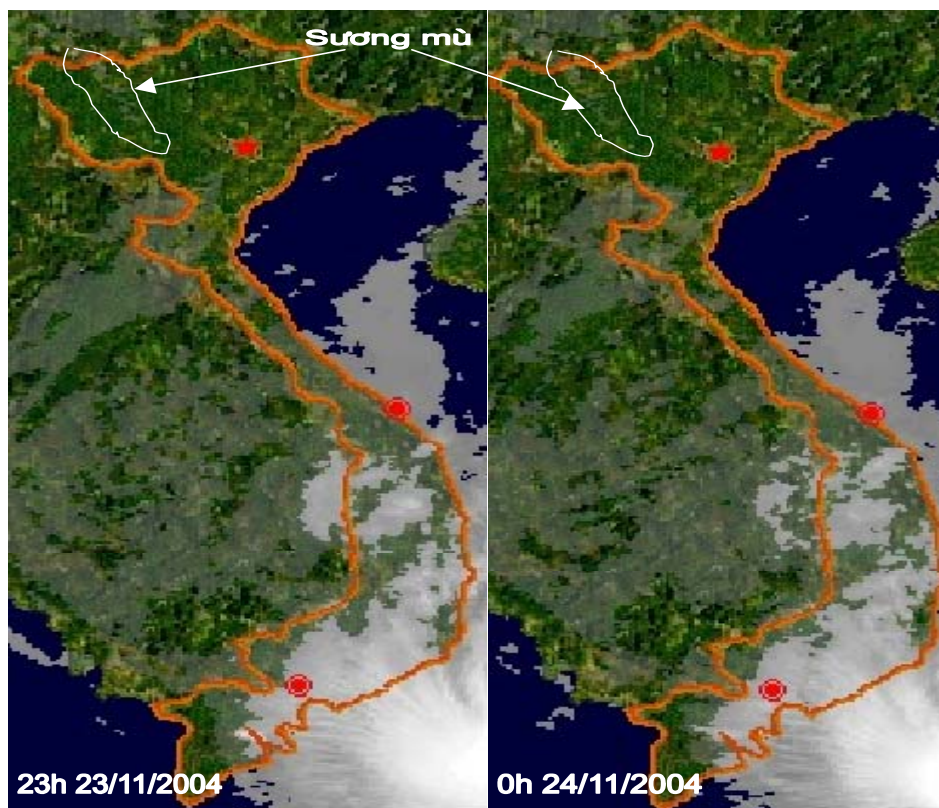
3) Mây Ci rất mỏng có thể nhầm với các cụm mây Cu nhỏ bé.

Những hạn chế nêu trên cũng là những hạn chế trong cách nhận biết mây chủ quan ở các mục đã nói ở trên.

3.6 Phân biệt mây Stratus và sương mù

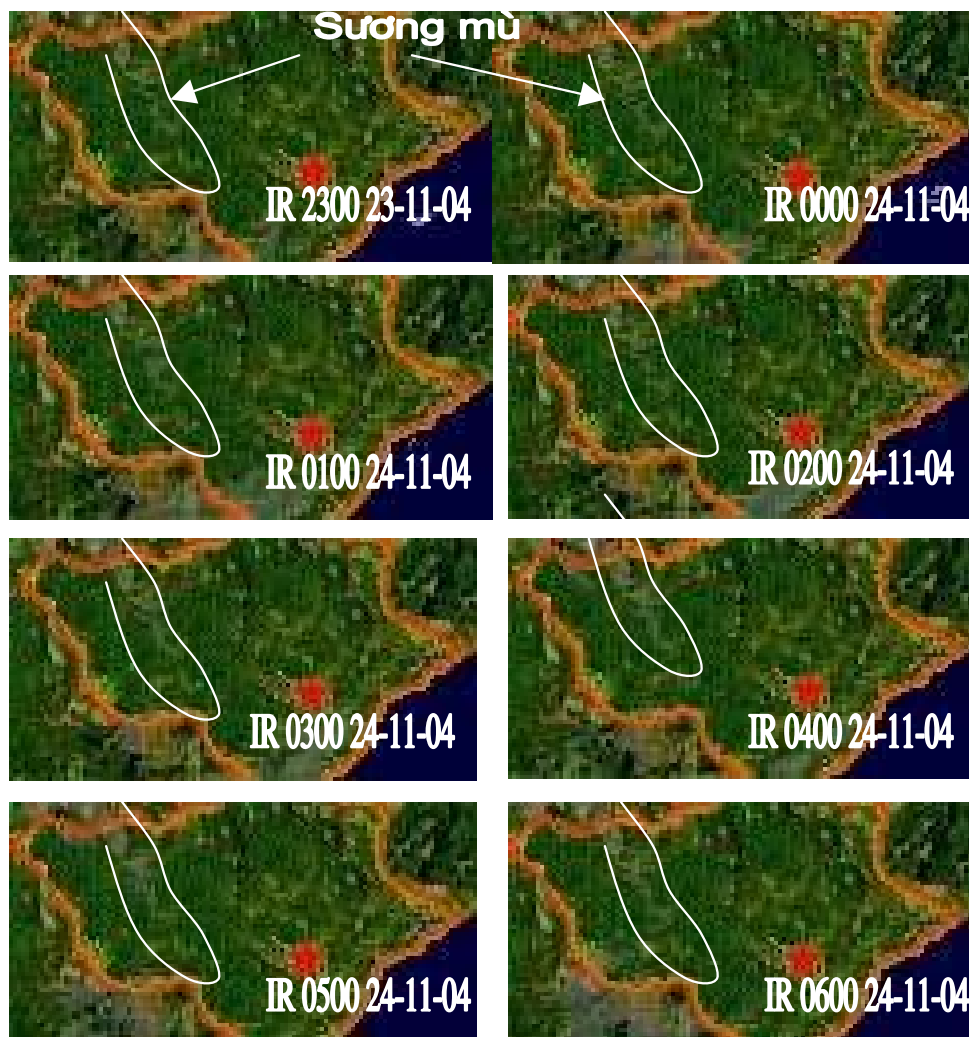
3.6.1. Phân biệt sương mù và mây Stratus dựa vào các ảnh hồng ngoại liên tục

Như ta đã biết về sương mù, có loại hình thành do nguyên nhân bình lưu, có loại hình thành do nguyên nhân bức xạ, hoặc do mặt nước bốc hơi, làm tăng độ ẩm không khí phía trên bề mặt, gặp không khí lạnh hơn ở phía trên nó tạo ngay thành sương mù. Ngoài ra ở các thung lũng những dòng thăng giáng do địa hình cũng tạo thành sương mù. Như vậy là có 4 loại sương mù. Dù hình thành theo nguyên nhân nào thì nó cũng là hơi nước bão hoà, gồm các hạt nước nhỏ li ti.



Hình 3.27 Sương mù thung lũng sông Đà từ đêm 23/11/2004 [22, (8)]

Trên địa hình miền núi rất khó phân biệt sương mù và mây thấp Stratus khi quan sát từ xa. Nếu nó là sương mù thì không có chân, vì nó hình thành sát mặt đất, còn mây Stratus thì chân mây có một khoảng cách nhất định so với bề mặt. Tuy nhiên cũng có trường hợp mây thấp di chuyển, sà xuống sát mặt đất; song diễn biến rất nhanh, nếu quan sát liên tục sẽ phân biệt được mây thấp và sương mù. Trên ảnh mây vệ tinh ta có thể phân biệt được sương mù và mây Stratus theo các cách sau:



Hình 3.28 Sương mù thung lũng sông Đà kéo dài đến 6 h 24/11/2004 [22, (8)]

- 1) Sương mù thường bám theo địa hình, như sương mù vùng thung lũng, các đường gờ của sương mù điển hình là không theo quy tắc;
- 2) Với những ảnh mây liên tiếp theo thời gian ta có thể nhận thấy sương mù thì không chuyển động, còn mây Stratus thì di chuyển. Tuy nhiên với sương mù bình lưu thì có thể di chuyển, nhưng theo hướng di chuyển của không khí bình lưu, nên cũng có thể phân biệt được;
- 3) Về ban ngày sương mù trên ảnh thị phổ thì sáng, còn trên ảnh hồng ngoại 3,7 μ m (hoặc 3,9 μ m) thì tối, vì khả năng phản xạ lớn hơn so với khả năng phát xạ (ở nhiệt độ ẩm gần sát mặt đất).

Trên hình 3.27 và 3.28 là một thí dụ về sương mù vào đêm 23/11/2004 kéo dài đến kỳ quan trắc 7 giờ sáng 24/11/2004, sang ảnh 8 giờ thì sương mù mới tan hoàn toàn. Căn cứ vào ảnh hồng ngoại quan trắc liên tục từng giờ ta thấy:

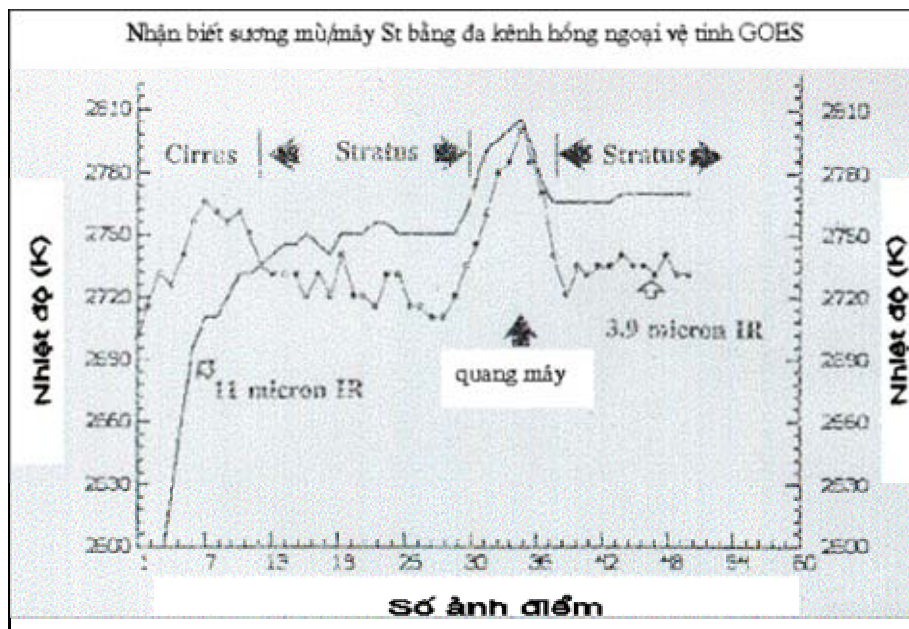
- Chỗ có tông màu sáng nhất là mây đối lưu của cơn bão số 4 và ổ đối lưu ở khu vực miền Trung, tông màu xám có độ chói thấp hơn là các mây tầng trung, còn tông màu mây mờ nhất là mây tầng thấp. Tông màu của sương mù thung lũng trên cả 2 hình trên có cùng tông màu với mây thấp. Như vậy nó có thể là mây St nep hoặc là sương mù.

- Nếu ta theo dõi liên tục ảnh mây từng giờ một, ta sẽ thấy vị trí của nó hầu như không thay đổi, nên ta cho nó là sương mù thung lũng. Hầu như toàn khu vực Bắc bộ trời quang mây, nên sương mù hình thành do bốc hơi dọc theo thung lũng sông suối, nó có dáng vẻ của địa hình sông suối. Quan trắc mặt đất, có thể quan trắc viên cho là St nep hoặc sương mù, do tầm nhìn bị hạn chế.

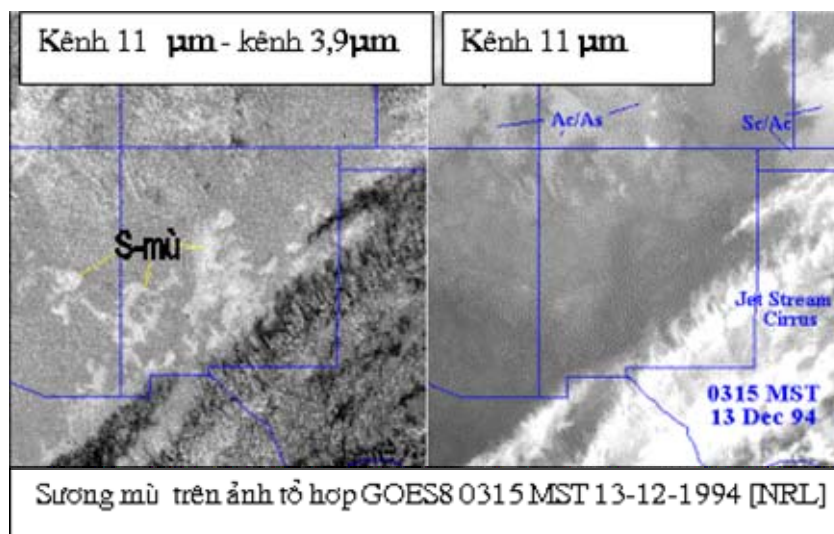
3.6.2 Nhận biết sương mù bằng tổ hợp kênh

Ta biết rằng về ban đêm kênh hồng ngoại sóng dài 11 μm chỉ nhận năng lượng phát xạ của đối tượng, còn kênh 3,7 μm (hay 3,9 μm) có khả năng phát xạ thấp khi hiện diện mây nước ở mực dưới thấp, kết quả là ở nhiệt độ chói thấp hơn ở hồng ngoại sóng dài. còn những chỗ không có mây thì nhiệt độ chói ở 2 kênh này khác nhau rất nhỏ. Gary Ellrod [22, (2)] đã chỉ ra sự khác nhau giữa 2 kênh đó như trên hình 3.29.

Tác giả đã thực hiện tổ hợp kênh hồng ngoại sóng dài 11 μm trừ đi cận hồng ngoại 3,9 μm ảnh vệ tinh GOES-8 trên vùng New Mexico. Kết quả là những chỗ có sương mù/Stratus hiện rõ ra như trên ảnh bên trái hình 3.30 (trái).



Hình 3.29 Sự khác nhau giữa 2 kênh 11 và 3,9 μm [22, (2)]



Hình 3.30 Ảnh kênh 11 μ m và hiệu giữa 2 kênh 11 và 3,9 μ m [22, (2)]

Những chỗ không mây có màu xám, mây Cirrus có màu đen, còn chỗ nào có sương mù/Stratus thì màu trắng nhẹ và gờ mép vùng sương mù thể hiện rất rõ. Tuy nhiên để khẳng định được đó là sương mù chứ không phải mây Stratus, vẫn cần vận dụng những kiến thức đã trình bày ở các phần trên. Đồng thời khi vùng mây có chân mây cao thì cũng có thể là mây Sc hoặc thậm chí là Ac, khi ấy ta phải kiểm tra các điều kiện sau:

- + Nếu là sương mù thì mặt phẳng mịn, còn mây Sc/Ac thì mặt lốm đốm;
- + Sương mù sáng chói hơn Sc/Ac, nếu có cùng độ dày;
- + Sương mù có gờ cạnh phân biệt (rõ nét hơn), còn mây cao hơn thường có bóng đen đi kèm;
- + Sương mù ở kênh 4 ấm hơn;
- + Sương mù di chuyển rất chậm theo thời gian.

Ngày nay người ta còn bổ sung độ dày mây vì hiệu nhiệt độ giữa 2 kênh này liên quan đến độ dày mây bằng cách xác định quan hệ hồi quy tuyến tính giữa sự chênh lệch độ chói 2 kênh và độ dày mây. Nói chung phương pháp tổ hợp kênh cũng chỉ cho kết quả gần đúng, vẫn cần những phân tích chủ quan như đã nói ở trên.

CHƯƠNG 4. ỨNG DỤNG TRONG PHÂN TÍCH THỜI TIẾT NHIỆT ĐỚI

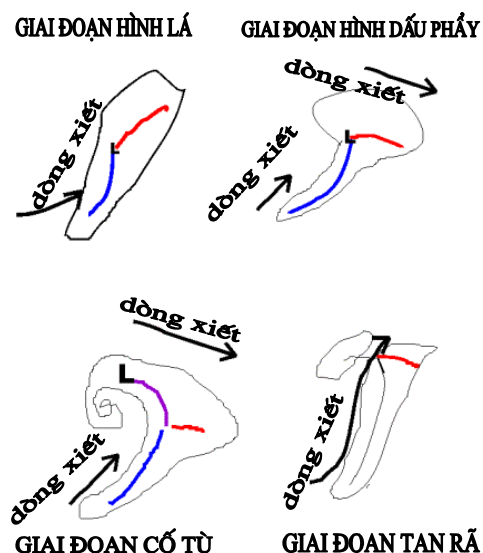
Vệ tinh khí tượng ngày nay được ứng dụng rộng rãi trong hầu hết các bộ môn hay chuyên ngành của Khí tượng và Thủy văn, nhưng trong phạm vi chương này ta chỉ xem xét những ứng dụng trong phân tích dự báo thời tiết nhiệt đới. Trong đó tập trung vào những hệ thống và hiện tượng thời tiết chủ yếu trong khu vực nhiệt đới như front lạnh, dải hội tụ nhiệt đới, áp thấp nhiệt đới và bão, mưa, đối lưu dông. Đó là những ứng dụng cơ bản mà qua đó người đọc đã có thể có khả năng áp dụng và tự tìm hiểu phát triển trong thực tế.

4.1 Phân tích front

4.1.1 Một số kiến thức chung về front lạnh

a) Front lạnh và hệ thống mây đặc trưng của front lạnh vùng vĩ độ cao

Thuật ngữ front do Bjerknes đưa ra với nghĩa là biên giới của 2 khí đoàn khác nhau; trong trường hợp khí đoàn lạnh đến thay thế khí đoàn nóng ta có front lạnh và ngược lại thì ta có front nóng. Song ở mỗi khu vực khác nhau, người ta định ra các chỉ tiêu khác nhau về tính nhiệt ẩm và hướng gió trên bản đồ khí áp bề mặt để xác định đường front.



Hình 4.1 Bốn giai đoạn phát triển của xoáy thuận ngoại nhiệt đới [22, (1)]

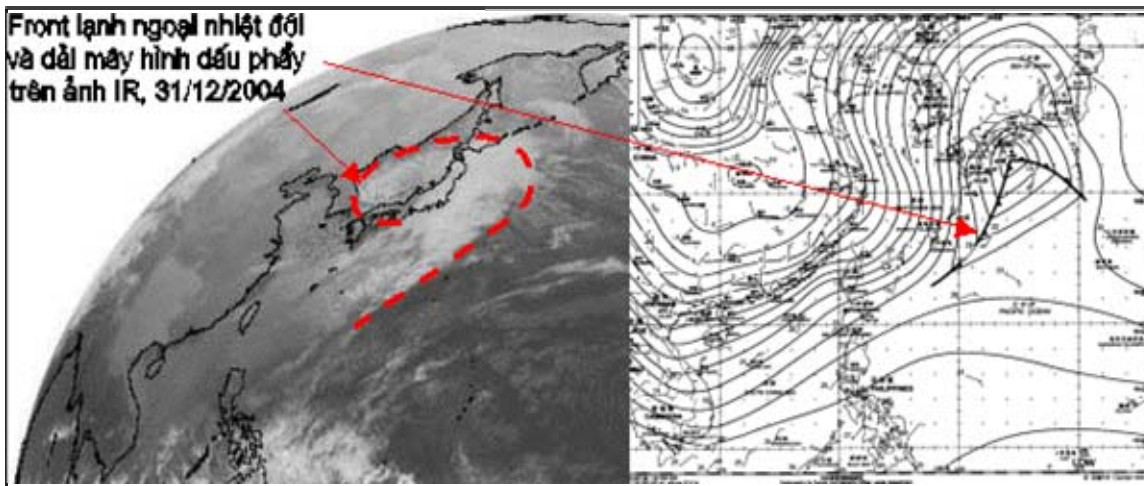
Front lạnh hay không khí lạnh trên khu vực nước ta có quan hệ với khí đoàn lạnh ngoại nhiệt đới, nên ta sẽ bắt đầu từ front lạnh ngoại nhiệt đới. Front lạnh trên vùng vĩ độ cao thường gắn với xoáy thuận ngoại nhiệt đới (nên có tác giả gọi chung là

front lạnh ngoại nhiệt đới - extratropical cold front, lại có tác giả chia chúng ra front lạnh vùng cực và front lạnh vùng vĩ độ trung bình). Các xoáy thuận ngoại nhiệt đới là các hệ thống áp thấp gây ra thời tiết ẩm và gió. Các nhà khí tượng Na-uy đã phát hiện ra rằng các xoáy thuận này liên hệ với các front và chúng có một vòng đời (chu trình sống) xác định, từ sinh ra, trưởng thành và kết thúc (chết) theo một chu trình trong vài ba ngày

Sự phát sinh xoáy thuận (cyclogenesis) ám chỉ sự phát triển một xoáy thuận ngoại nhiệt đới. Sự phát sinh xoáy thuận có thể được giám sát bằng các quan trắc bề mặt cũng như bằng các ảnh mây vệ tinh. Hình vẽ 4.1 chỉ ra quan điểm kinh điển về 4 giai đoạn với 4 hình thể mây vệ tinh được vẽ phối cảnh với đường front:

- **Giai đoạn hình lá:** Trong phát triển ban đầu của xoáy thuận ngoại nhiệt đới, dải mây của nó trên ảnh vệ tinh có hình dáng chiếc lá. Hình dáng đặc trưng này thường quan sát được ở phía đông của rãnh thấp trên cao. Dải mây này dày nên thấy rất rõ trên các ảnh thị phổ, hồng ngoại và hơi nước. Ảnh mây dáng hình chiếc lá được tạo ra bởi dòng xiết tràn vào xống phía tây của hệ thống mây.

- **Giai đoạn dấu phẩy mở:** Ảnh mây hình dấu phẩy mở xuất hiện khi xoáy thuận ngoại nhiệt đới đã có front nóng và front lạnh phát triển rõ. Khi hình mây dấu phẩy phát triển thì khí áp bề mặt hạ xuống, gờ xống sau của hình mây dấu phẩy thường rất dễ nhận biết, nó tiêu biểu cho vị trí của front lạnh và mây, thường là mây dông hình thành do chuyển động thăng của front. Gờ front của ảnh mây hình dấu phẩy khuếch tán nhiều hơn do các loại mây khác nhau hình thành nhờ sự lan ra, liên kết với front nóng như ta thấy trên hình 4.2.



Hình 4.2. Front lạnh ngoại nhiệt đới & dải mây hình dấu phẩy [22, (3), (6)]

- **Giai đoạn cô tù:** Khi giai đoạn cô tù hình thành thì hoàn lưu áp thấp tách ra khỏi dòng xiết. Đây là giai đoạn trưởng thành của cơn bão (storm) khi mà áp suất ở tâm cơn bão ngừng hạ thấp xuống; ảnh mây vẫn còn có hình dấu phẩy, nhưng xoắn mây quanh tâm của cơn bão đã ở đầu của dấu phẩy.

- **Giai đoạn tan rã:** Khi xoáy thuận ngoại nhiệt đới tiếp tục yếu đi dải mây rã rời ra, đầu dấu phẩy tách khỏi đuôi và hệ thống mây trở thành vô tổ chức.

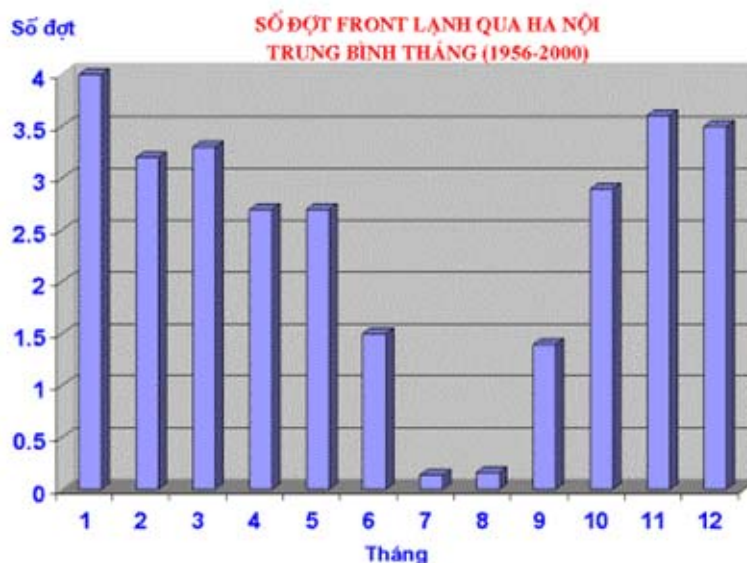
Tuy nhiên, không phải bao giờ cũng quan sát được đủ 4 giai đoạn của nó, thí dụ trên hình 4.2 là front ngoại nhiệt đới quan sát được ngày 31/12/2004, mà ngày 30/12/2004 còn chưa xuất hiện và sang ngày 1/1/2005 thì đã không thấy tồn tại.

b) Các loại mây và hiện tượng thời tiết của front lạnh

Trên thực tế không có sự đồng nhất về các hiện tượng thời tiết trong front lạnh cho một khu vực hạn chế. Vì vậy việc chỉ chọn có 5 yếu tố / hiện tượng sau đây là có tính chất tương đối chung cho front lạnh ngoại nhiệt đới, đó là nhiệt độ, khí áp, mây, giáng thủy và năng kiến. Một số tác giả đưa vào cả gió và độ ẩm, nhưng chúng tôi cho rằng gió và độ ẩm phụ thuộc mạnh vào địa phương hay khu vực. Ngoài ra front lạnh ngoại nhiệt đới trên lục địa tồn tại hay có vòng đời khác trên đại dương, do đó cũng có đặc trưng khác nhau. Ngay khái niệm **front đi qua** và **sau khi đi qua** một khu vực là tương đối, vì quá trình di chuyển của khí đoàn là liên tục, còn các kỳ quan trắc khí tượng thì rời rạc. Hiện tượng hay yếu tố thời tiết trước, trong và sau front lạnh được cho trên bảng 4.1 mang tính điển hình hay đặc trưng nhất, trong thực tế mây và giáng thủy phức tạp hơn nhiều, còn phụ thuộc vào cả giai đoạn phát triển của front nữa.

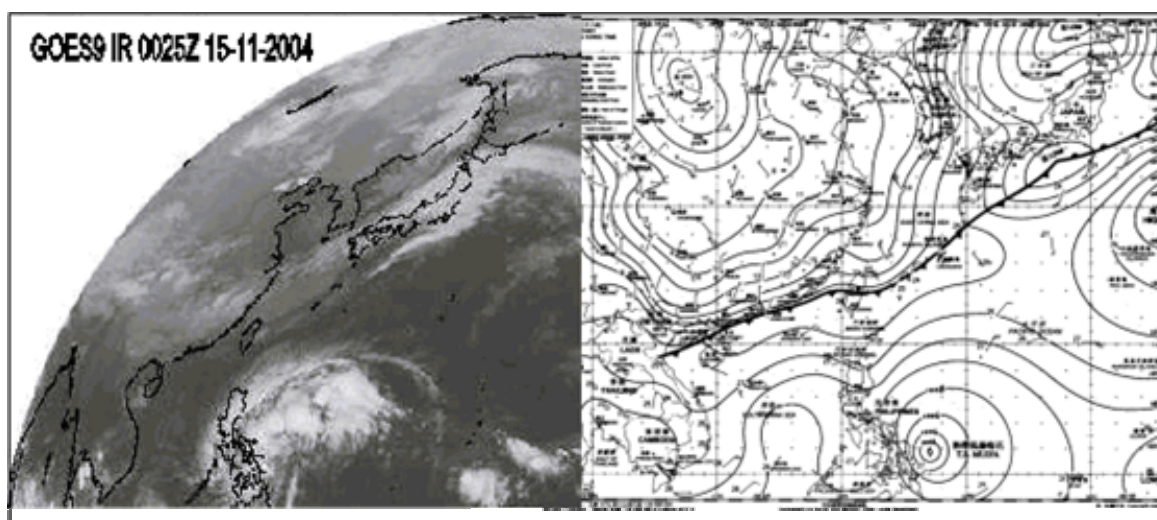
Bảng 4.1 Hiện tượng / yếu tố thời tiết trong front lạnh ngoại nhiệt đới			
Hiện tượng/ yếu tố	Trước khi front qua	Front qua	Sau khi front qua
Nhiệt độ	ấm	đột ngột hạ xuống	Hạ xuống từ từ
Khí áp	hạ xuống từ từ	cực tiểu	tăng lên từ từ
Mây	Ci, Cs và Cb tăng lên	Cb	Cu
Giáng thủy	mưa rào ngắt quãng	mưa lớn, đôi khi kèm dông chớp và mưa đá	mưa rào sau đó trời quang
Năng kiến	từ đẹp chuyển âm u, mù	xấu, sau đó tốt dần	tốt trừ khi có mưa rào

c) Front lạnh trên khu vực nước ta



Hình 4.3 Số đợt front tràn qua Hà nội trung bình tháng [4]

Qua hình 4.3 ta thấy không khí lạnh tràn về miền Bắc nước ta hầu như quanh năm, song mạnh và tập trung vào các tháng chính đông, từ tháng 10 năm trước đến tháng 3 năm sau; yếu hơn vào các tháng giao thời là tháng 4, tháng 5 và tháng 9; cực tiểu rơi vào tháng 7 và 8, nghĩa là cá biệt trong những tháng 7 và 8 cũng có không khí lạnh tràn về, nhưng yếu hơn. Đáng chú ý là từ tháng 7 đến tháng 10, 11 đang là chính mùa bão nên có khi không khí lạnh kết hợp với bão, gây ra mưa lớn đặc biệt nghiêm trọng, nhất là khu vực Trung bộ. Trong đa số trường hợp front lạnh về ảnh hưởng chủ yếu đến Bắc bộ và bắc Trung bộ, một số ít ảnh hưởng đến cả thời tiết toàn Trung bộ và một phần của khu vực Nam bộ.



Hình 4.4 Hệ thống mây front lạnh tràn về nước ta ngày 15/11/2004 [22, (4), (8)]

Không khí lạnh hay front lạnh trên khu vực nước ta bắt nguồn từ khối không khí (khí đoàn) lạnh vùng vĩ độ cao của lục địa Âu-Á. Ở đây không phải sự di chuyển của chính front lạnh từ vùng vĩ độ cao xuống, mà quá trình không khí lạnh di chuyển xuống Đông Nam hoặc Nam Trung hoa, front lạnh được hình thành ở khoảng 25-35 độ vĩ bắc, rồi từ đó tràn vào lãnh thổ nước ta. Trong trường hợp mạnh, nó có thể kéo dài và nối với front lạnh kéo từ phía đông bắc quần đảo Nhật bản xuống khu vực đông nam Trung quốc, như front lạnh ngày 15/11/2004 trong hình 4.4.

Trên đây là trường hợp front lạnh tràn về nước ta có vẽ được đường front. Tuy nhiên không phải khi nào front lạnh tràn về ta cũng có thể vẽ được đường front, mà có thể chỉ vẽ được đường đứt, thậm chí đường đứt cũng chưa thoả mãn tiêu chuẩn theo quan điểm kinh điển. Trong những trường hợp vẽ được đường front thì thường thấy front lạnh hình thành ở khu vực cận nhiệt đới, như trên đã nói, ở 25-35 độ vĩ bắc. Trên bản đồ bề mặt cũng như trên ảnh mây vệ tinh trong một số trường hợp nó được nối với front lạnh ở vùng vĩ độ cao, thường ở phía đông hoặc đông bắc Nhật bản. Chính vì vậy mà phần front lạnh qua nước ta luôn luôn có hình dáng như cái ***đuôi của dải mây hình đầu phẩy***.

Từ những phân tích trên rút ra một đặc điểm quan trọng là: Front lạnh trên khu vực nước ta được hình thành từ rìa đông nam của áp cao lục địa, chứ không phải từ xoáy thuận như front ngoại nhiệt đới. Song cũng có trường hợp người ta vẽ được đường front, chạy từ một rãnh hoặc tâm áp thấp rất nhỏ ở phía tây, vắt ngang qua Bắc bộ rồi chạy lên phía đông bắc, kéo lên vùng ngoại nhiệt đới, nối với rãnh hoặc áp thấp ở phía đông Nhật bản. Cả trong trường hợp như thế, đường front vẫn men theo rìa cao áp.

Ngoài ra còn có những trường hợp không khí lạnh tăng cường cũng không vẽ được đường front. Thường xảy ra tình huống là khu vực miền Bắc nước ta đã nằm sâu trong lưỡi cao lạnh, khí đoàn lạnh lại di chuyển từ từ xuống phía nam, hoặc khối không khí trên khu vực cao nguyên Vân Nam-Quý Châu từ từ tràn xuống cũng làm cho không khí lạnh trên khu vực miền Bắc nước ta được tăng cường. Chính vì vậy mà ở nước ta thường dùng thuật ngữ "không khí lạnh" (sự xâm nhập của không khí lạnh).

d) Thời tiết trong không khí lạnh trên khu vực nước ta

Thời tiết trong không khí lạnh trên khu vực nước ta không giống như vùng vĩ độ cao, mà phụ thuộc vào thời gian trong năm rất rõ rệt. Nếu không khí lạnh vào các tháng chính đông thì mưa nhỏ, mưa phùn là chủ yếu. Tuy vậy ta vẫn có thể chọn ra những đặc điểm chung nhất cho thời tiết khu vực nước ta khi có front lạnh, trong điều kiện độ ẩm trung bình không quá thấp, như trong bảng 4.2 dưới đây.

Bảng 4.2 Hiện tượng / yếu tố thời tiết trong front lạnh trên khu vực nước ta			
Hiện tượng/ yếu tố	Trước khi front qua	Front qua	Sau khi front qua
Nhiệt độ	ấm, trời oi	đột ngột hạ xuống, lạnh	Hạ xuống từ từ, rét đậm
Khí áp	tăng không rõ rệt	tăng	tăng lên từ từ
Mây	Ci, Cs tăng lên	Cb, As, Ac	Ac, Cu, Sc
Giáng thủy	mưa rào nhẹ ngắt quãng	mưa, mưa lớn, đôi khi kèm dông chớp và mưa đá	mưa phùn, mưa rào nhẹ sau đó trời quang
Năng kiến	từ đẹp chuyển âm u, mù	xấu, sau đó tốt dần	xấu, trừ khi trời quang mây
Gió (Bắc bộ)	thay đổi	N đến NE	NE đến E

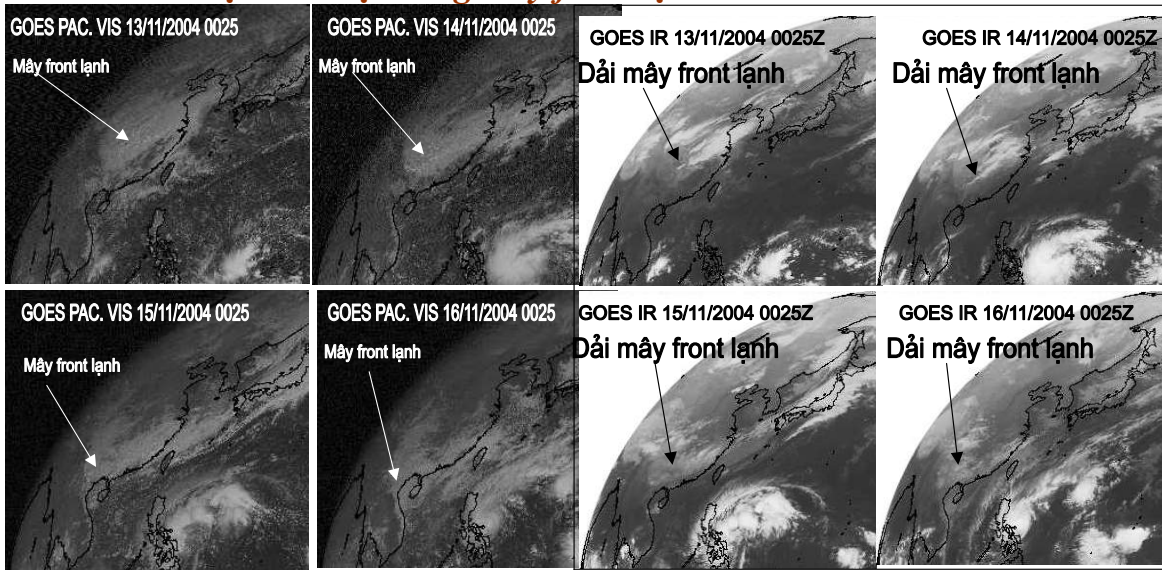
Front lạnh vào các tháng chuyển mùa thường có mưa dông, mưa lớn, thậm chí có tố lốc và mưa đá, vì nó được kết hợp với các hình thái thời tiết khác, như áp thấp nóng phía tây, đặc biệt khi có bão và áp thấp nhiệt đới hoạt động trên Biển Đông hay đổ bộ vào khu vực từ Trung bộ trở ra.

Trong những tháng chính đông, nếu trời khô hanh, khi không khí lạnh tràn về thường chỉ có gió mạnh, áp tăng, nhiệt độ giảm nhưng không gây ra mưa, thường rét khan. Tiếp theo, miền bắc có thể duy trì nhiều ngày nằm sâu trong lưỡi cao, không khí khổng chế trên khu vực nước ta bắt đầu biến tính, chủ yếu là về nhiệt và ẩm. Khi trời

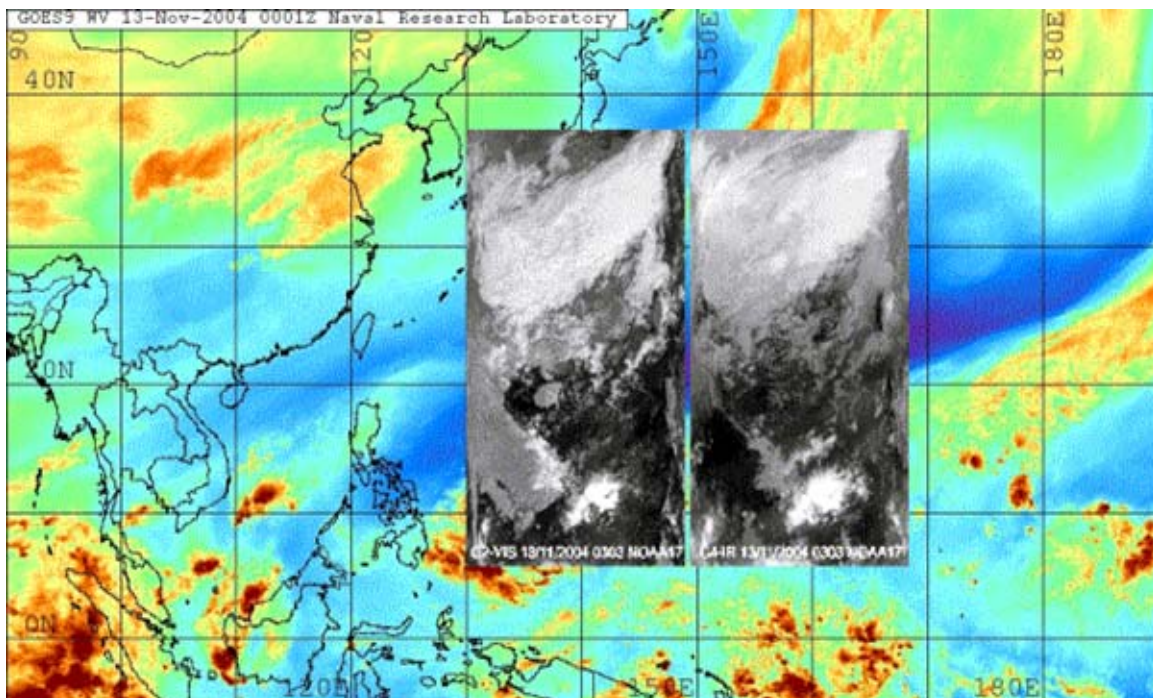
đủ ẩm, thời tiết chuyển đầy mây, mưa nhỏ, mưa phùn, gió rét kéo dài, thậm chí có băng giá sương muối và tuyết trên vùng cao.

Trường hợp khối không khí trên khu vực nước ta không có biến tính đáng kể, trời tiếp tục khô, sẽ xuất hiện mây thấp ban ngày và quang mây ban đêm, khi ấy nhiệt độ tối thiểu ban đêm có thể xuống rất thấp, gây ra sương giá ở vùng đồng bằng, sương muối và băng giá ở vùng trung du và miền núi; đặc biệt trên vùng núi cao phía bắc và đông bắc có thể có tuyết. Thí dụ như một số đợt front lạnh về vào cuối tháng tháng 12, đầu tháng giêng các năm gần đây.

4.1.2 Nhận biết hệ thống mây front lạnh



Hình 4.5 Dải mây front lạnh ở khu vực Bắc bộ trên ảnh IR toàn cảnh [22, (4)]

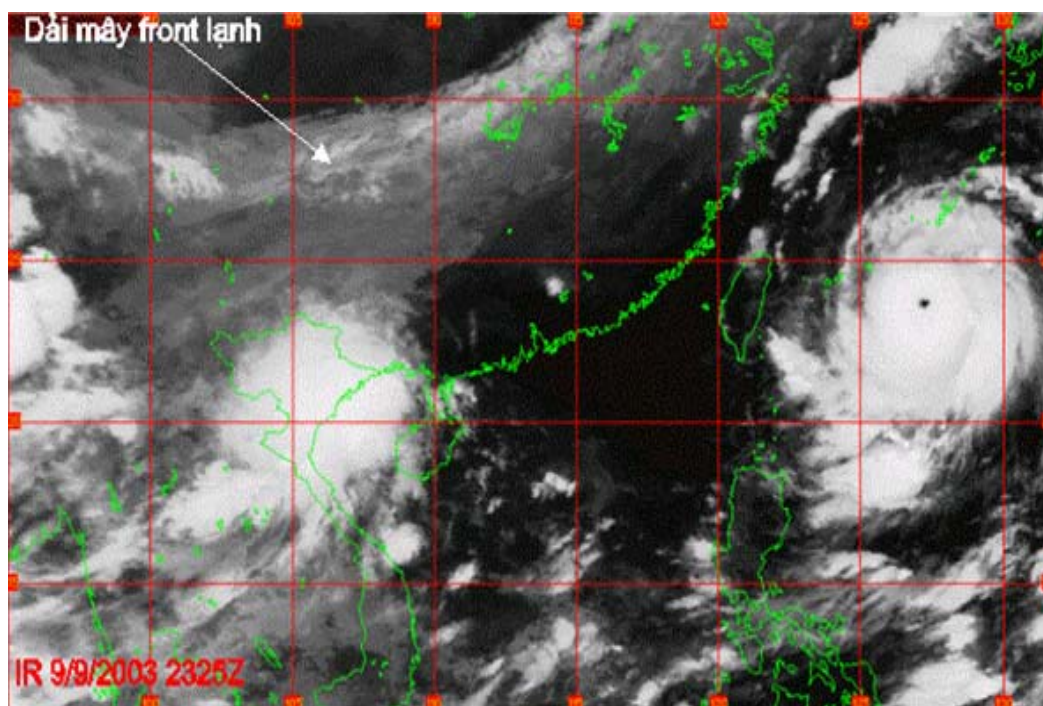


Hình 4.6 So sánh mây front lạnh trên ảnh thị pho, hồng ngoại và hơi nước [22, (2)]

Trên ảnh toàn cảnh (full disc) dải mây front lạnh tràn về khu vực nước ta thường có hình hơi cong, gần song song với các đường đẳng áp của lưỡi cao lạnh ở bản đồ khí áp bề mặt. Ta hãy quan sát dải mây của front lạnh, đợt ngày 13-16/11/2004, tràn về khu vực nước ta trên ảnh thị phổ toàn cảnh ở hình 4.5. Ngày 13 front lạnh áp sát biên giới phía bắc cùng với khối mây dày đặc, tiến dần xuống dưới và lệch đông, cho đến ngày 16/11/2004 khối không khí lạnh đã tới miền Trung.

Do không khí tương đối khô nên phần khối không khí tràn vào nước ta tạo ra khối mây không dày lắm, với mây tầng cao rất mỏng, chỉ thấy rõ mây tầng trung và tầng thấp. Trên hình 4.6, hai ảnh nhỏ liền nhau là ảnh thị phổ và hồng ngoại độ phân giải cao của vệ tinh NOAA17, còn ảnh lớn là ảnh hơi nước GOES-9, ngày 13/11/2004, ta thấy rõ mây vũ tích trắng xoá ở phần đông bắc trên vĩ tuyến 30°N của dải mây front, còn mây Ci và Cs phía trước front rất mỏng, không đủ độ sáng, mà chỉ cùng tông màu với mây tầng trung, như As và Ac, và các loại mây tầng thấp.

Trong trường hợp front lạnh tràn về gần như theo hướng nam thì dải mây của nó có dạng cong trải dài từ phía tây bắc sang đông bắc theo rìa lưỡi áp cao như trên hình 4.7.



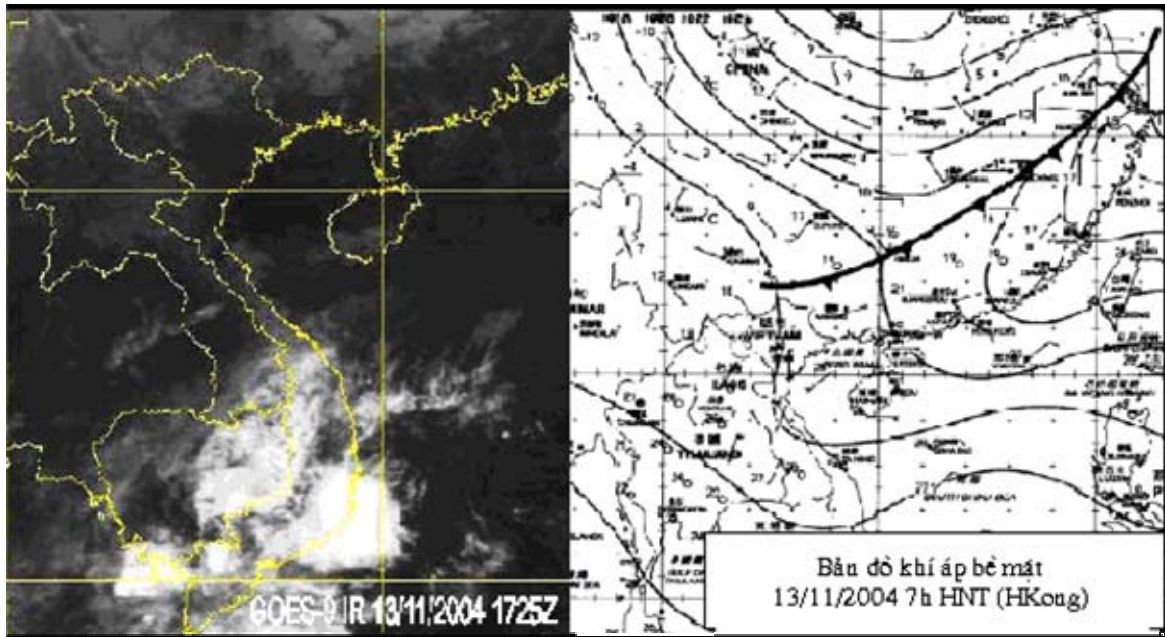
Hình 4.7 Dải mây front lạnh cong theo rìa áp cao trên ảnh hồng ngoại [22, (8)]

Như vậy mây front lạnh là một dải mây dày đặc trên ảnh thị phổ cũng như hồng ngoại, bao gồm mây vũ tích sáng trắng nhất trên ảnh hồng ngoại, mây Ci, Cc, Cs, nếu đây cũng sáng trắng như tông màu của mây vũ tích; tông màu sáng thấp hơn tiếp theo là của mây tầng trung, nếu li nhần là As, nếu từng búi, từng búi là mây Ac; tông màu có độ sáng thấp nhất là các mây tầng thấp, gồm Sc, Cu, St (hay sương mù).

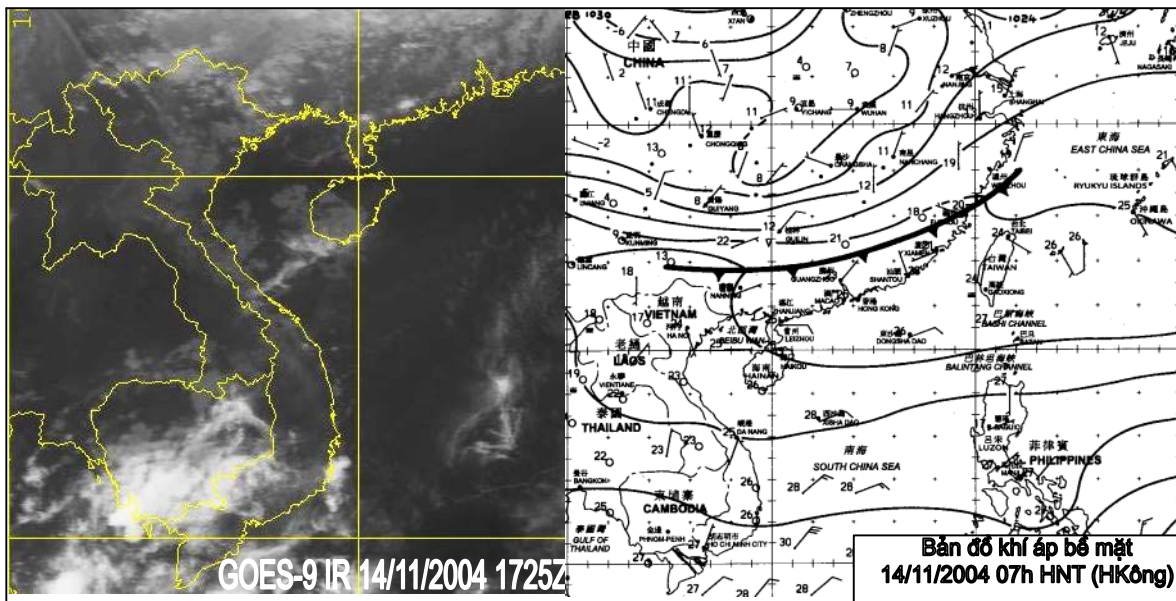
4.1.3 Phân tích các giai đoạn của front lạnh trên khu vực nước ta

Front lạnh trên khu vực nước ta nói chung không thuộc loại front lạnh mạnh như vùng vĩ độ cao, do đó tìm được những ảnh đặc trưng để có thể phân tích được mây và các hiện tượng thời tiết kèm theo cho từng giai đoạn là rất hiếm hoi.

ác ô mây đối lưu vũ tích (Cb), mây Ci, As, Ac và các mây tầng thấp (ảnh trái hình 4.9).



Hình 4.8 Các dạng mây trước khi front lạnh về miền Bắc Bắc bộ [22, (4), (6)]



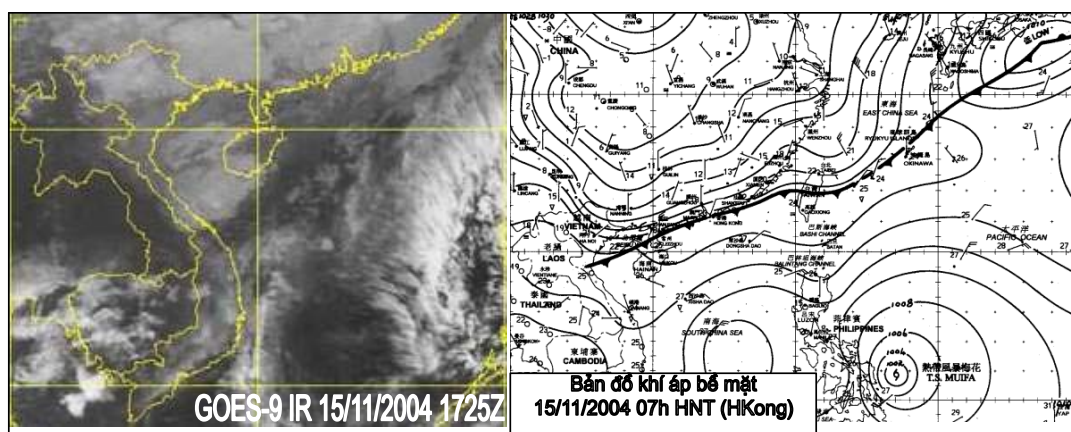
Hình 4.9 Bản đồ sáng và ảnh mây đêm 14/11/2004 [22, (4), (6)]

- **Trước khi front về:** Khi front tiến đến gần biên giới phía bắc Bắc bộ, trên bầu trời Bắc bộ thường xuất hiện mây Ci, Cc và Cs, có cả mây thấp nhưng rất ít; thời tiết có phần "khó chịu". Thí dụ, trên hình 4.8, front lạnh nằm sát biên giới phía bắc nước ta lúc 7h sáng (HNT) ngày 13/11/2004 (ảnh phải), bầu trời mây trên ảnh hồng ngoại (ảnh trái), lúc 0h25 (HNT), 14/11/2004, xuất hiện mây Ci ở phía tây, Ci và As ở phía đông bắc, trong đó rải rác có ít mây tầng thấp, như Sc, St. Đây là bầu trời mây báo hiệu front lạnh sắp tràn về khu vực phía bắc nước ta.

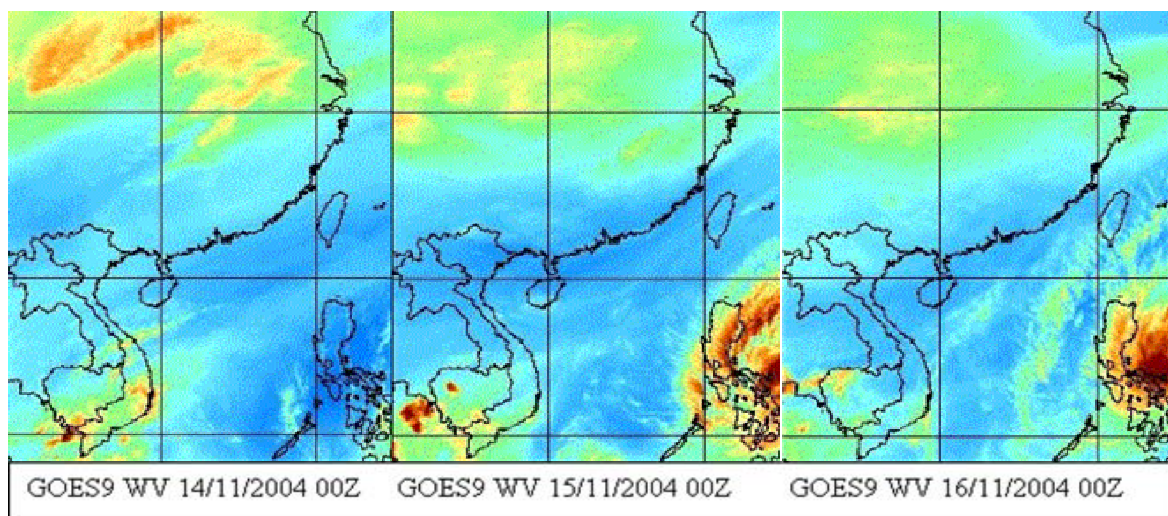
- **Khi front lạnh về:** thường xuất hiện Cb, Ci, Ac, As, Ns và mây thấp Sc, St và Cu; có thể có mưa, mưa rào và dông; trời trở lạnh hoặc trở rét; gió đông bắc mạnh dần lên, trong đất liền có thể đạt tới cấp 3-4, ngoài khơi có thể đạt tới cấp 5-6.

Thí dụ, bản đồ lúc 7h sáng 14/11/2004 front lạnh về sát biên giới trên hình 4.9 (ảnh phải), trên ảnh mây IR lúc 0h25, 15/11/2004, lúc này front đã vào địa phận Bắc bộ, phía bắc và đông bắc đã xuất hiện c

- **Khi front lạnh đã đi qua:** khu vực đang xem xét đã nằm sâu trong lưỡi cao lạnh, nếu độ ẩm thấp hoặc bình thường thì chỉ còn Ac, Cu, trời chuyển sang ít hoặc quang mây; nếu ẩm được tăng cường thì các loại mây đối lưu vũ tích Cb, As, Ac cùng với Sc, St; nếu lại tiếp tục có mưa, mây As và Ns phủ kín cả bầu trời.



Hình 4.10 Bản đồ 7h sáng và ảnh mây vệ tinh lúc 1725Z 15/11/2004 [22, (4), (6)]



Hình 4.11 Ảnh hơi nước 6h22 ngày 14, 15, 16/11/2004 [22, (2)]

Thí dụ, bản đồ lúc 7h sáng 16/11/2004 chứng tỏ front đã qua miền Bắc trên hình 4.10 (ảnh phải); ảnh mây IR lúc 0h25, 16/11/2004 (ảnh trái) cho ta thấy mây As, Ac chiếm gần hết bầu trời Bắc bộ, trong đó có một vài đốm sáng, có thể là Cb, chen kẽ có cả mây tầng thấp. Mây As rộng khắp cả Trung bộ và vùng biên Bắc đến Trung bộ

Trung tâm Dự báo KTTV TW phát tin: "*Ngày và đêm nay, không khí lạnh sẽ tiếp tục ảnh hưởng đến các nơi khác thuộc trung Trung Bộ, sau đó ảnh hưởng đến các tỉnh ven biển nam Trung Bộ rồi sẽ suy yếu dần. Do ảnh hưởng của không khí lạnh, ở các tỉnh ven biển Trung Bộ có mưa, rải rác mưa vừa, có nơi mưa to và dông. Gió đông bắc trong đất liền cấp 3 - 4, vùng ven biển cấp 5; vịnh Bắc Bộ và ngoài khơi Trung Bộ có gió đông bắc mạnh cấp 6, giật trên cấp 6, biển động*".

Xem xét ảnh hơi nước trong các ngày 14-16/11/2004 trên hình 4.11 ta thấy, nói chung hơi nước trong những ngày này ở mức trung bình và có được tăng cường, nhưng không tăng mạnh. Tuy vậy như chúng ta thấy, với độ ẩm đó vẫn đủ cho sự phát triển của các loại mây chứa nước và cho mưa, suốt từ Bắc bộ đến Trung bộ.

4.1.4 Chỉ dẫn về sử dụng ảnh mây vệ tinh trong phân tích front lạnh

a) Về sử dụng các loại ảnh mây trong xác định thuộc tính của front hay khối không khí:

- Ảnh VIS kết hợp với IR cho ta xác định vị trí (khu vực) xuất hiện front.
- Ảnh IR cho ta xác định nhiệt độ đỉnh mây và do đó xác định được vị trí cụ thể của front, cường độ front, thuộc tính nhiệt (nhiệt độ không khí) của khối không khí.
- Ảnh WV cho ta xác định tính chất ẩm hay khô của khối không khí .
- Tổ hợp các ảnh và số liệu thám sát gió, cho ta thêm cơ sở xác định cường độ front.
- Ảnh động (loop ảnh) cho ta xác định hướng và tốc độ di chuyển của front hay khí đoàn.

b) Xác định hệ thống không khí lạnh phát triển mạnh lên:

Để xác định xem hệ thống front lạnh phát triển mạnh lên hay không ta có thể căn cứ vào những đặc điểm sau của ảnh mây vệ tinh:

- Gò mây phía trước (theo hướng di chuyển) của dải mây front lạnh gọn và rõ nét.
- Dải mây front lạnh tăng dần độ sáng theo thời gian quan trắc, đồng thời những loại mây chứa nước cũng tăng dần theo.
- Dải mây front tiến triển gần như song song với các đường đẳng áp của rìa đông nam lưới cao lạnh, có khuynh hướng kéo dài về hướng đông bắc và di chuyển về hướng đông nam.

c) Xác định hệ thống không khí lạnh hay front lạnh yếu đi và tan dần:

- Gò mây phía trước (theo hướng di chuyển) của dải mây front lạnh đã không còn đường nét, thậm chí mây xơ xác.
- Dải mây front giảm dần độ sáng theo thời gian, không còn rõ các loại mây tầng cao và Cb, các loại mây chứa nước cũng giảm dần.
- Toàn dải mây front mỏng dần, ẩm dần và không thể hiện rõ hướng di chuyển.

4.2 Phân tích dải hội tụ nhiệt đới

4.2.1 Đại cương về dải hội tụ nhiệt đới (ITCZ)

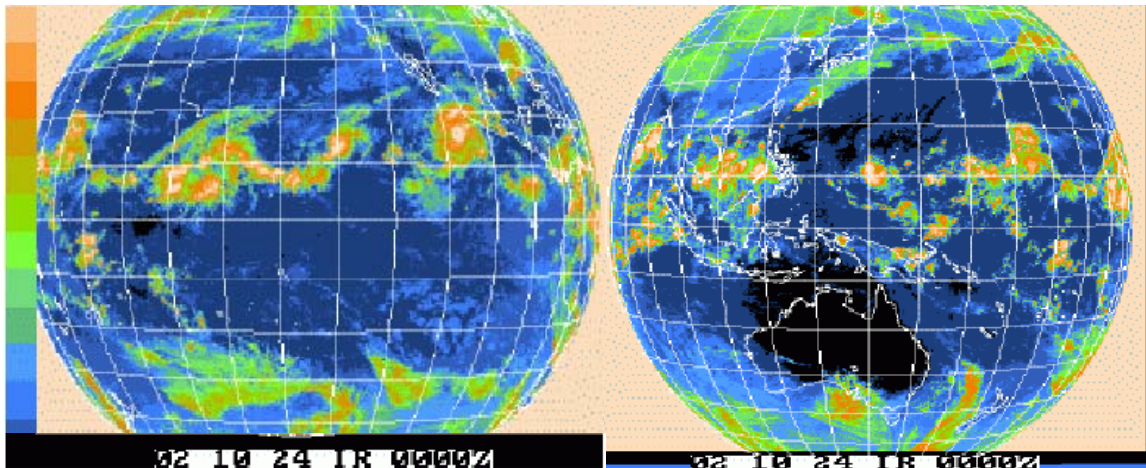
a) Định nghĩa và khái niệm

Có nhiều định nghĩa, nhưng ta lấy định nghĩa đơn giản nhất (theo WMO) là “ITCZ là một dải hẹp, nơi mà gió tín phong (trade wind) của hai bán cầu gặp nhau” Nó đặc trưng bởi sự hội tụ của gió (tốc độ thì giảm đi, còn các đường dòng thì tụ hợp lại, ít nhất là ở lớp ma sát). Trên ảnh mây vệ tinh ITCZ thể hiện thành một chuỗi các đám mây đối lưu nằm dọc theo đường trục của ITCZ như các hình ở các mục dưới đây.

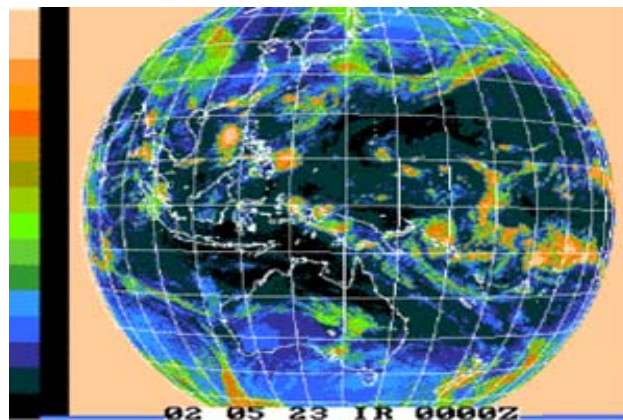
b) Vị trí và thời gian hình thành

ITCZ hình thành ở vùng nội chí tuyến ($23,5^{\circ}$ S – $23,5^{\circ}$ N). Về vị trí nó xê dịch về phía bán cầu nào đang là mùa hè. Riêng ở Đại Tây Dương và Thái Bình Dương (TBD) của bán cầu bắc (BCB) thì nó có thể hiện diện vào tất cả các thời gian trong năm. Dải ITCZ có thể có quy mô hành tinh như ngày 24/10/2002 trên hình 4.12, dải mây đối lưu của ITCZ trải dài theo vĩ tuyến 10° N, ở cả tây và đông Bán cầu bắc.

Trên Tây TBD, ITCZ có thể có cấu trúc kép (2 dải) ở cả hai bán cầu vào suốt thời gian trong năm, như ngày 22/5/2002 trên hình 4.13, dải mây đối lưu của ITCZ nằm vào khoảng 10° N và 10° S.



Hình 4.12 ITCZ có quy mô hành tinh, Đông (phải) và Tây (trái) địa cầu [22,(5)]



Hình 4.13 Dải ITCZ kép ở BCB và BCN ngày 23/5/2002 [22, (5)]

c) Đặc điểm và hiện tượng thời tiết trong ITCZ

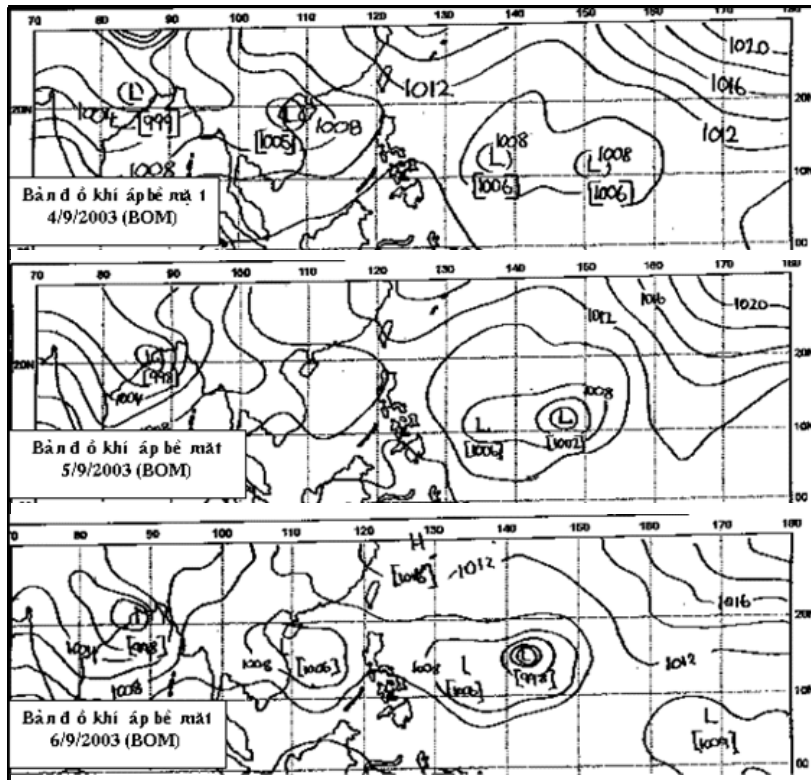
Sự hội tụ và sự xuất hiện các nhiễu động dạng sóng và dạng xoáy tạo ra trên ITCZ chế độ gió thay đổi và làm cho đối lưu mạnh lên. Mây đối lưu (Cu, Cb) phát triển lên độ cao khá lớn, tạo thành một dải tích tụ mây quy mô vừa như ta có thể thấy trên ảnh vệ tinh hồng ngoại toàn cảnh ở hình 4.12. Chính vì vậy mà ở ITCZ xuất hiện mưa to, dông và gió lớn.

Một đặc điểm quan trọng là trên ITCZ xuất hiện xoáy thuận nhiệt đới và có thể mạnh lên thành bão như thí dụ ở mục 4.2.2 dưới đây.

4.2.2 ITCZ trên khu vực nước ta

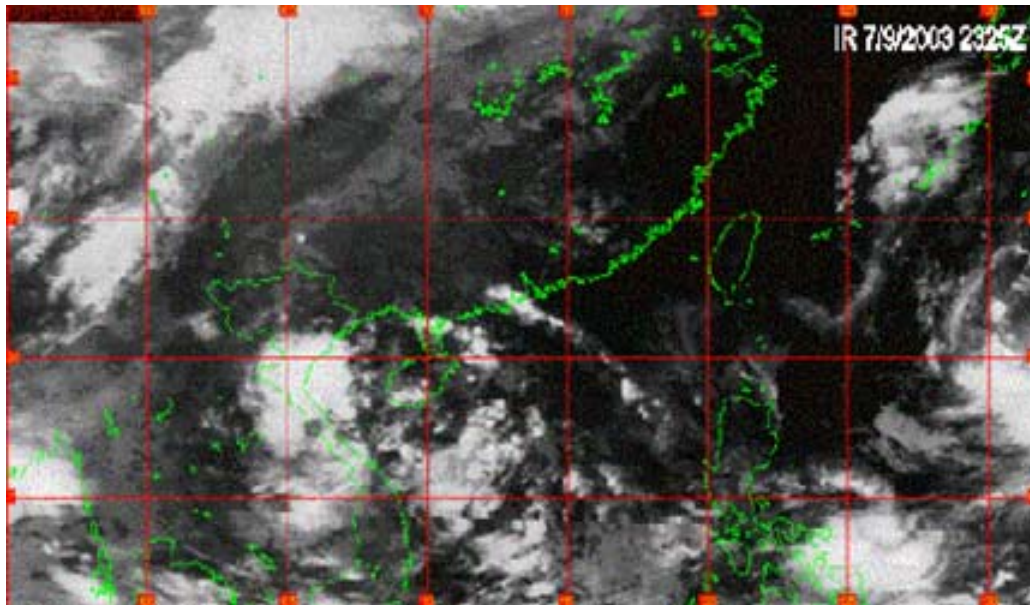
Các nhà khí tượng / khí hậu nước ta cùng với các chuyên gia nước ngoài thì cho rằng ITCZ là sự hội tụ 2 hướng gió tín phong BCB và BCN, khi ITCZ còn ở gần xích đạo, hoặc giữa tín phong BCB và gió mùa mùa hạ (cũng chính là tín phong BCN nhưng đã đổi hướng khi vượt qua xích đạo đi lên BCB) khi ITCZ vượt lên đến những vĩ độ cao hơn.

Vì phạm vi nước ta là quá nhỏ nên cũng rất khó trong việc phân tích chẩn đoán và phân tích dự báo đối với ITCZ trên bản đồ địa phương. Các nhà dự báo quan tâm thường là trong hình thể một rãnh thấp hoặc tâm thấp trên đất liền (có trục rãnh hoặc tâm trên lãnh thổ nước ta hay trên phần lục địa phía tây nước ta) nối với một tâm thấp ở ngoài biển với trục rãnh theo hướng tây tây bắc - đông đông nam hoặc đông- tây. Khi mùa hè bắt đầu thì nó dịch dần lên phía bắc, còn khi chuyển sang thu đông thì nó dịch dần về phía nam.



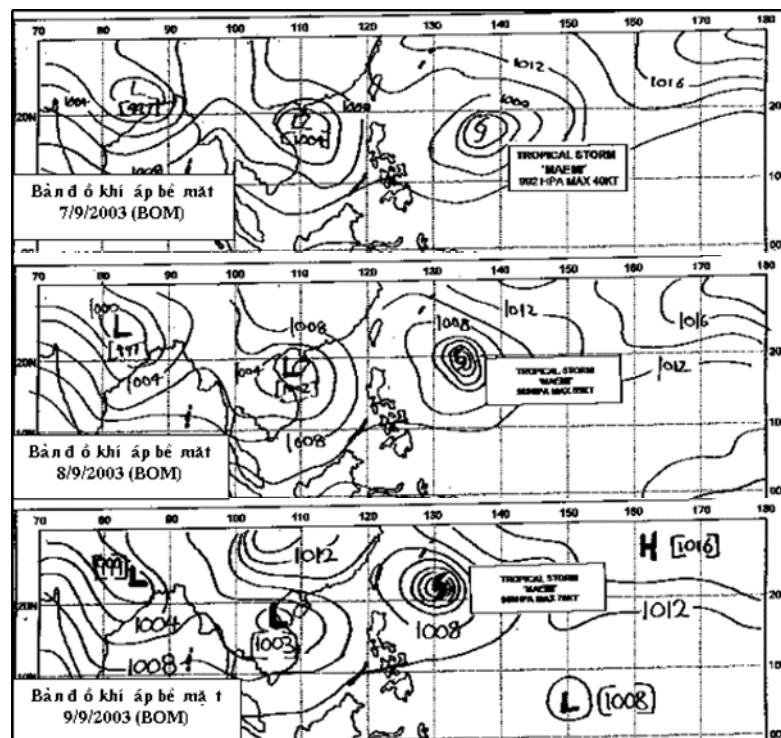
Hình 4.14 ITCZ trên bản đồ áp bề mặt ngày 4-6/9/2003 [22, (5)]

Trong những ngày 4-6/9/2003, trên hình 4.14, ITCZ vắt ngang qua khu vực nước ta và xô dịch từ phía Bắc bộ xuống Trung bộ, áp thấp ở phía đông Phi-lip-pin đã mạnh dần lên nhưng chưa thành bão. Sang đến ngày 7/9/2003, trên hình 4.16, áp thấp ở đầu phía đông của ITCZ, phía đông bắc Phi-lip-pin, đã mạnh lên thành bão Maemi với cường độ 40 kts, di chuyển hướng tây bắc, nhưng chưa ảnh hưởng gì đến khu vực nước ta. Trên hình 4.15 ta thấy dải hội tụ nhiệt đới tạo ra đám mây Cb khá lớn, bao trùm một vùng rộng lớn trên khu vực miền Bắc Trung bộ, nó tương ứng với tâm thấp trên bản đồ bề mặt ở hình 4.16.

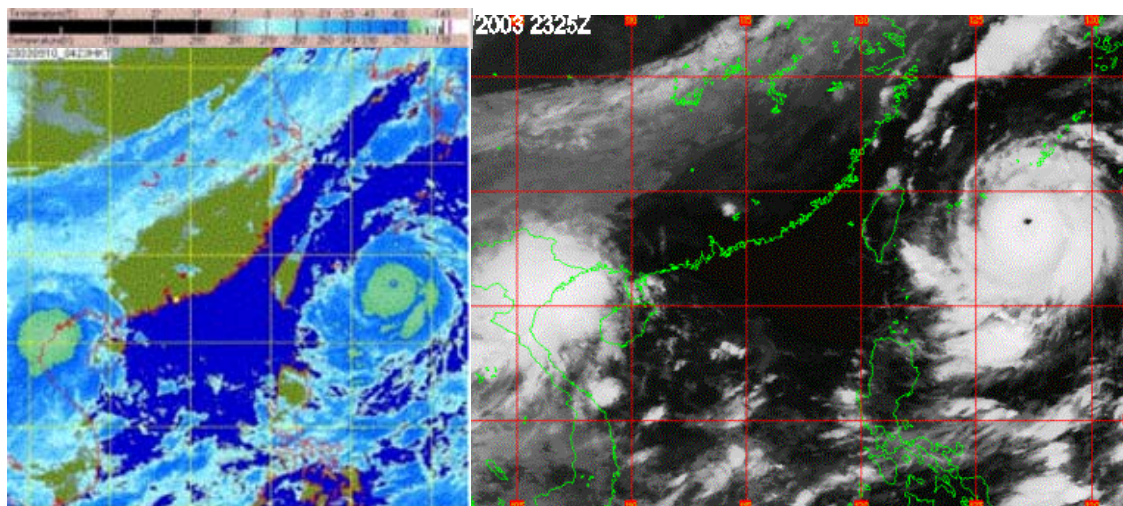


Hình 4.15 Ảnh mây vệ tinh IR 8/9/2003, 0h25 (HNT) [22, (8)]

Hình 4.16 ITCZ và bão Maemi trên bản đồ áp bề mặt, 7-9/2003 [22, (5)]



Cùng với ỏ mây dông này là một chuỗi các ỏ mây đối lưu nằm dọc theo đường trục của ITCZ. Một điều phổ biến là bên cạnh các ỏ mây dông chính tương ứng với tâm thấp còn xuất hiện các đám mây đối lưu xung quanh thuộc khu vực rãnh thấp của dải hội tụ nhiệt đới. Mây đối lưu sâu phát triển lên cao, toả ra, tạo thành mây Ac, As, hạ thấp xuống thành Ns cùng các mây tầng thấp tạo thành bầu trời mây tổng hợp.



Hình 4.17 Mây của ITCZ và không khí lạnh trên ảnh IR 9/9/2003 [22, (6), (8)]

Qua ngày 8 sang ngày 9/9/2003, bão Maemi di chuyển theo hướng tây bắc. Lại có bộ phận không khí lạnh ở phía bắc nước ta đang đi xuống phía nam, làm cho bão Maemi sau đó đổi hướng và đi theo hướng đông bắc, nên bão không ảnh hưởng đến thời tiết nước ta trong những ngày sau đó. Còn dải hội tụ nhiệt đới vẫn tồn tại. Trên hình 4.14 và 4.16 ta thấy, khi cơn bão Maemi đi lên trên vĩ độ 20°N thì trục của ITCZ cũng dịch lên bắc, nhưng đến ngày 9/9/2003 có cao lạnh tràn xuống, nên phần trục dải ITCZ ở khu vực nước ta lại như bị dịch xuống phía nam một chút. Trên hình 4.16 ta có thể thấy rõ dải mây của không khí lạnh ở sát biên giới miền Bắc và ở phía dưới là các ỏ mây đối lưu của dải ITCZ rộng lớn, bao trùm cả Bắc bộ đến Trung bộ.

Trên ảnh hồng ngoại bên trái hình 4.17 (Đài Hồng không), có chỉ rõ nhiệt độ đỉnh mây đối lưu ở Bắc bộ tương đương với nhiệt độ đỉnh mây đối lưu của cơn bão Maemi, khoảng gần -70°C , nên áp thấp đã gây ra mưa rất lớn vào ngày 9/9/2003, nhiều nơi mưa trên 200mm/24h, đặc biệt ở Thái bình mưa tới 575mm/24h.

4.3. Phân tích áp thấp nhiệt đới và bão

4.3.1 Đại cương về xoáy thuận nhiệt đới (XTNĐ) và bão

a) Định nghĩa, khái niệm và các cấp bão

Xoáy thuận nhiệt đới là một thuật ngữ chung để chỉ một hệ thống khí áp thấp quy mô sy-nôp không có front trên vùng biên nhiệt đới hay cận nhiệt đới với đối lưu có tổ chức và hoàn lưu gió bề mặt xoáy thuận xác định. Trong quá trình XTNĐ phát

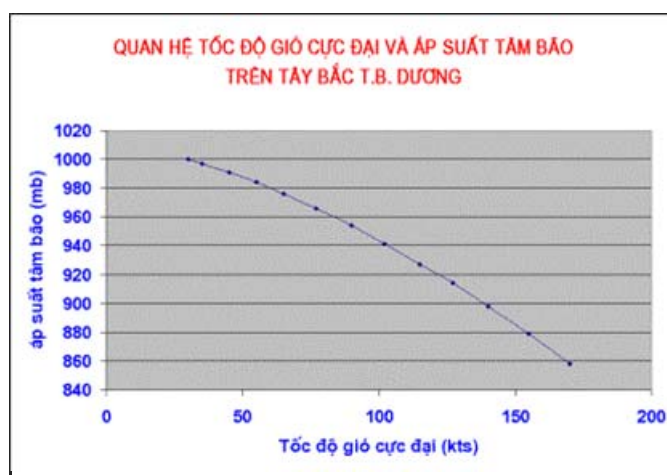
triển, tốc độ gió sẽ mạnh dần lên, người ta căn cứ vào tốc độ gió cực đại duy trì liên tục để xác định cấp cường độ của nó, hay nói chung là cấp bão (Hoa kỳ lấy trung bình 1 phút, nhiều nơi lấy 10 phút, ở ta lấy 2 phút, riêng Úc lấy gió giật cực đại).

Cường độ hay cấp bão được xác định theo phân loại nhiễu động xoáy thuận nhiệt đới đối với khu vực bão, chủ yếu theo cấp gió cực đại được duy trì liên tục (sustained), ngoại trừ vùng áp thấp (low pressure area). Các khu vực khác nhau người ta có cách phân cấp khác nhau. Theo Ủy ban bão Khu vực Châu Á-Thái Bình Dương thì quá trình phát triển của bão được chia ra 5 giai đoạn tương ứng với cường độ của bão như sau:

- 1) Vùng áp thấp (Low pressure area - L): có vùng áp thấp trên bản đồ khí áp bề mặt, nhưng vị trí trung tâm của nó không thể đánh giá chính xác được;
- 2) Áp thấp nhiệt đới (Tropical depression - TD): vị trí trung tâm có thể nhận biết được, nhưng tốc độ gió cực đại nhỏ hơn 34 kt;
- 3) Bão tố nhiệt đới (Tropical storm - TS): tốc độ gió cực đại trong khoảng 34-47 kt;
- 4) Bão tố nhiệt đới mạnh (Severe tropical storm - STS): tốc độ gió cực đại trong khoảng 48-63 kt;
- 5) Bão (Typhoon - TY): tốc độ gió cực đại bằng hoặc lớn hơn 64 kt.

Đôi khi những cơn bão quá mạnh, người ta có thể gọi là siêu bão (Supertyphoon). Cách phân loại cho khu vực Châu Á Thái Bình Dương trùng với cách phân loại quốc tế, nhưng cũng ít nhiều khác với khu vực khác. Theo Dvorak [7] thì trên khu vực Tây Bắc Thái Bình Dương giữa tốc độ gió cực đại ổn định trong 1 phút và áp suất ở tâm bão có quan hệ khá chặt chẽ, như chỉ ra trên hình 4.18. Theo đó, với tốc độ gió cực đại nhỏ hơn 30 kts thì không xác định được quan hệ gió-áp. Để thống nhất với Đại Tây Dương nên tác giả lấy gió cực đại ổn định trong 1 phút.

Hình 4.18
Quan hệ gió cực đại và áp suất tâm bão [7]

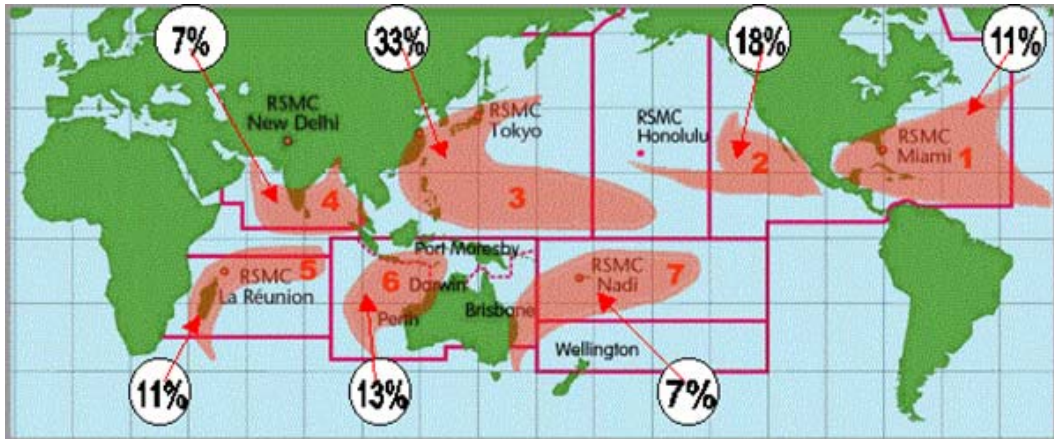


b) Các khu vực hoạt động của xoáy thuận nhiệt đới và bão

Theo chương trình xoáy thuận nhiệt đới (TCP) của WMO, trên quy mô toàn cầu XTND và bão phân bố trên 7 khu vực: 1) Vùng vịnh Đại Tây Dương (ĐTD), 2) Vùng

vinh Đông Bắc Thái Bình Dương (TBD), 3) Vùng vinh Tây Bắc TBD, 4) Vùng vinh Ấn độ bắc, 5) Vùng vinh Tây nam Ấn độ, 6) Vùng biển Đông Nam Ấn độ/nước Úc, 7) Vùng biển Úc/Tây Nam TBD.

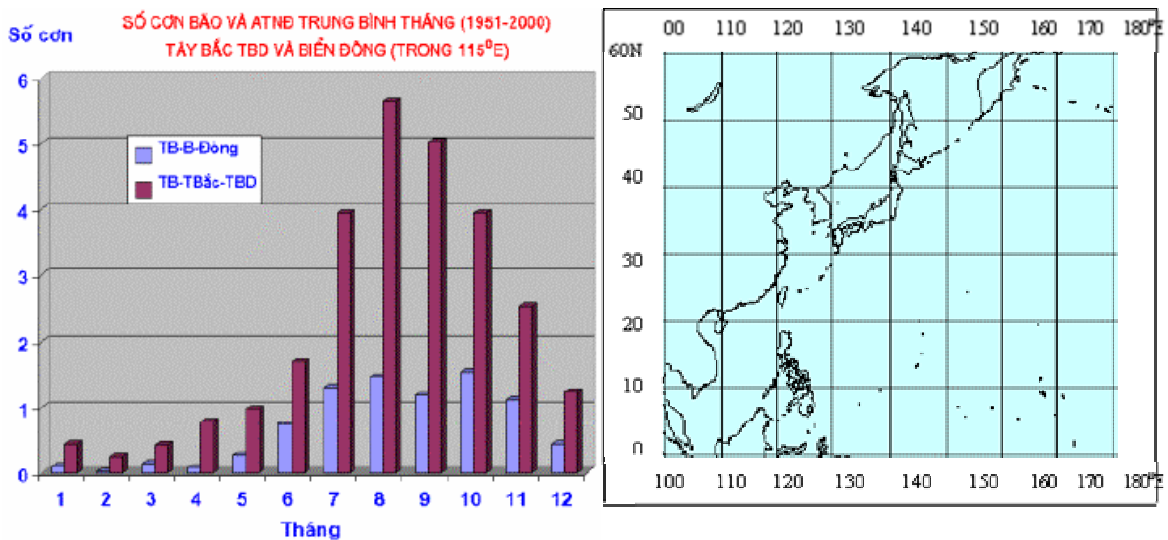
Trên hình 4.19 là phân bố XTNĐ và bão quy mô toàn cầu theo số liệu 20 năm của Gray và Guard [22, (2)] trên 7 khu vực nói trên. Theo đó, bão tập trung ở Đông Bán cầu tới 71%, còn Tây Bán cầu chỉ có 29%. Trên Tây TBD, XTNĐ và bão tập trung nhiều nhất ở khu vực Tây bắc TBD với tần suất 33%, trong đó có khu vực nước ta.



Hình 4.19 Phân bố XTNĐ trên quy mô toàn cầu [22, (2)]

c) Mùa bão trên khu vực biển Đông nước ta

Trên Tây bắc TBD xoáy thuận nhiệt đới và bão phát sinh ở các khu vực nhiệt đới gần như quanh năm, nhưng theo số liệu 50 năm (1951-2000) của Nhật bản thì tập trung nhất vào mùa bão, tháng 7 - 11 hàng năm, trong đó cực đại rơi vào tháng 8 (hình 4.20).



Hình 4.20 Số cơn bão trung bình tháng trên khu vực Tây bắc TBD và Biển Đông

Bão thường phát sinh từ phía đông Phi-lip-pin, di chuyển vào khu vực Biển Đông nước ta hay đi lên khu vực ngoại nhiệt đới; một số ít phát sinh ngay trên khu vực Biển Đông. Chúng thường di chuyển theo hướng tây tây bắc hoặc tây bắc, khi đổi hướng thì lên bắc, đông bắc hoặc tây tây nam, tây nam. Song cũng không ít cơn bão có quỹ đạo phức tạp, gây khó khăn rất lớn cho dự báo viên. Trên khu vực nước ta chưa thấy trường hợp xoáy thuận nhiệt đới phát sinh từ vĩ độ cao (cận nhiệt đới) rồi sau đó di chuyển xuống khu vực Biển Đông, mà chỉ thấy XTNĐ xuất hiện ở vĩ độ thấp thuộc vành đai nhiệt đới, di chuyển lên vĩ độ cao, cận nhiệt đới, rồi sau đó lại vòng xuống, song cũng rất hiếm.

Nếu lấy kinh tuyến 115°E trở vào, coi như bão và ATNĐ có thể đổ bộ vào ven biển hoặc ảnh hưởng đến thời tiết nước ta, thì chúng cũng tập trung vào các tháng 7-11, nhưng có 2 cực đại rơi vào tháng 8 và tháng 10, trong đó cực đại chính vào tháng 10 (hình 4.20).

d) Hiện tượng thời tiết nguy hiểm trong bão

Hiện tượng thời tiết trong bão tác động mạnh nhất đến mọi hoạt động kinh tế xã hội của con người là gió mạnh, mưa lớn và nước dâng do bão. Gió ở mặt đất đạt tới cấp 11, 12, có khi trên cấp 12 (240 km/giờ). Nước dâng (không kể thủy triều) ở vùng ven biển lên tới 5-6 m; trong những trường hợp đặc biệt kể cả thủy triều, nước dâng lên đến trên dưới 10m. Mưa lớn do bão là hiện tượng thời tiết đặc biệt nguy hiểm, có khi trong 1 ngày mưa tới 500-600 mm; nếu kéo dài nhiều ngày lượng mưa đo được có thể lên tới 1000 mm, gây ra lũ, lụt trầm trọng trên một vùng rộng lớn, tới mức thảm họa.

4.3.2 Những bước tiến bộ trong thám sát XTNĐ và bão bằng vệ tinh

Để nhấn mạnh vai trò to lớn của vệ tinh khí tượng đối với theo dõi, phân tích và dự báo bão, ta cần điểm lại một số nấc thang tiến bộ chính yếu dưới đây:

- Trước năm 1970, khi hệ thống vệ tinh khí tượng chưa được thiết lập thì việc để sót các cơn bão trên đại dương mà ngành khí tượng không phát hiện ra là không thể tránh khỏi. Từ sau năm 1970, lúc đầu là các ảnh vệ tinh địa tĩnh độ phân giải cao thị phổ và hồng ngoại từ 3 đến 6h một lần có thể thu được từ khắp các đại dương mệnh mông, nơi có thể xuất hiện ATNĐ & bão. Các chuyên gia kỹ thuật số đã cộng tác với nhau để phát triển các phương pháp nhận dạng ảnh mây chủ quan và áp dụng chúng để nhận biết bão và ước lượng gió cực đại. Ngày nay các trung tâm lớn dự báo xoáy thuận nhiệt đới quy mô lớn dựa chủ yếu vào thám sát vệ tinh khí tượng. Trong nhiều trường hợp phương pháp vệ tinh có thể là duy nhất để ước lượng sự chuyển động và cường độ của bão.

- Ảnh thị phổ nhìn thấy mây từ trên đỉnh mây nhờ phản xạ và tán xạ. Song chỉ có vào ban ngày nên cần đến ảnh hồng ngoại. Ảnh hồng ngoại đo phát xạ hồng ngoại nhiệt nên có suốt ngày đêm. Nhiệt độ đỉnh mây (và độ cao) có thể ước lượng được nếu các cảm biến kế IR xác định đúng và có được profile nhiệt độ khí quyển thám sát cạnh đó. Khi bão đổ bộ vào đất liền thường có khả năng gây ra mưa lớn và lũ lụt, ảnh IR

thường được sử dụng như là một công cụ hướng dẫn để suy đoán (infer) cường độ mắt bão. Chúng còn được hoàn thiện nhờ kết hợp với các phương pháp vệ tinh đa phổ và số liệu vệ tinh quỹ đạo cực.

- Một công cụ khác đã được giới thiệu trong những năm 70 và 80, đó là kênh hơi nước. Kênh hơi nước đã được bổ sung cho các cảm biến kế IR trên các vệ tinh địa tĩnh được khai thác bởi các quốc gia Châu Âu và Hoa Kỳ. Kênh này nhằm vào bức xạ sóng dài được hấp thụ và được tái phát xạ bởi hơi nước ở dải $6.7\mu\text{m}$. Không lâu sau nó trở thành cần thiết đối với mây như một kênh mô tả cấu trúc ẩm trong khí quyển mà trước đó chưa hề có. Hoạt hình của ảnh này đã tiết lộ cho ta những đặc điểm hoàn lưu và sy-nôp trong môi trường xoáy thuận nhiệt đới. Cái đó sẽ tác động đến những dự báo sự di chuyển và quỹ đạo của bão. Ngày nay ảnh hơi nước là một công cụ nổi bật được sử dụng trong phân tích môi trường bão.

- Các cảm biến kế hồng ngoại lại "mù" đối với bức xạ của những mây không thấu quang bên dưới nên ảnh thường bị hạn chế đối với sự mô tả không gian bão và mây "mờ khói" liên quan với các dòng ra trên cao của bão. Trong các điều kiện, khi mà bão được đặc trưng bởi mật độ trung tâm phủ mây (đĩa mây trung tâm), mắt bão không xuất hiện trong cấu trúc mây tầng trên. Điều đó dẫn đến sự không dễ suy đoán được vị trí trung tâm và đặc biệt là tốc độ gió cực đại ở bề mặt. Hạn chế của các cảm biến kế đo xa thụ động trong các phổ này là không có khả năng cảm nhận xuyên qua những đám mây. Để khắc phục hạn chế này người ta đã đưa vào áp dụng những bộ cảm biến kế vệ tinh mới có thể cảm ứng xuyên qua mây và cho ta một quan sát không gì so sánh được về xoáy thuận nhiệt đới. Đó là ảnh mây vệ tinh dựa trên vi sóng thụ động.

- Những chương trình quét nhanh chuyên dụng (Special rapid-scan) từ các vệ tinh địa tĩnh ngày nay đã trở thành chuẩn và có thể tập hợp ở tần suất 1-5 phút về toàn bộ các xoáy thuận nhiệt đới được nhằm tới và vì thế nó cung cấp cho ta các trường gió chi tiết. Các vệ tinh GMS và METEOSAT còn có thể quét ảnh ở chế độ quét nhanh. Hệ thống hoạt động quét nhanh (RSO-Rapid Scan Operations): với khoảng thời gian 7.5 phút một ảnh trên các khu vực của lãnh thổ Hoa Kỳ; hệ hoạt động quét siêu nhanh với GOES-8 năm 1994 và GOES-9 năm 1995 đã cung cấp cứ 30 giây một ảnh.

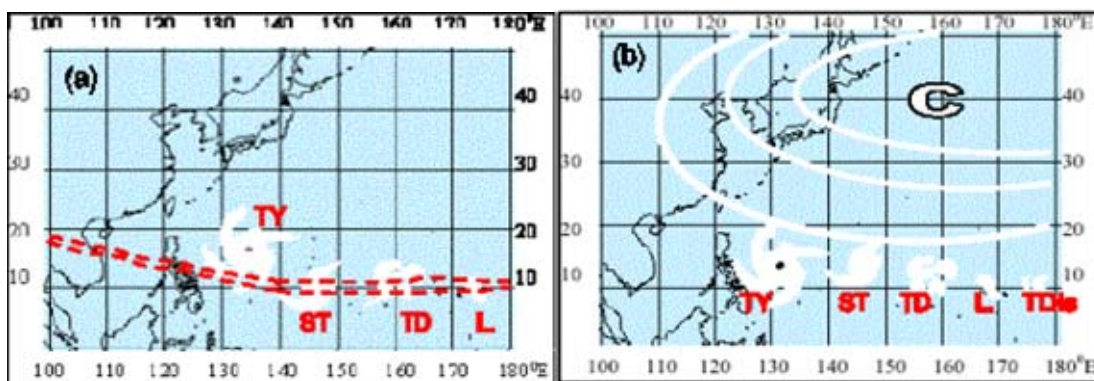
- Sau cùng là hệ Thiết bị thám sát vi sóng tiên tiến (The Advanced Microwave Sounding Unit-A - AMSU-A), được thực hiện trong 2 mô-đun riêng biệt: Mô-đun AMSU-A1 và AMSU-A2. AMSU-A là thiết bị đo vô tuyến đa kênh vi sóng dùng để đo profile nhiệt độ khí quyển quy mô lớn. Khái niệm ước lượng cấu trúc, cường độ, sự thay đổi cường độ của xoáy thuận nhiệt đới sử dụng các quan trắc vi sóng thụ động của vệ tinh thời tiết quỹ đạo cực đã trải qua trên 2 thập niên nghiên cứu tích cực. Đến nay tiến bộ đã đạt đến chuẩn mực. Một thí dụ tuyệt vời của thám sát mới này là mô-đun thám sát vi sóng tiên tiến (AMSU) của NOAA-15. Profile nhiệt độ được mô tả từ các đo đạc AMSU có thể được sử dụng để tạo ra mặt cắt thẳng đứng nhân nóng của xoáy thuận nhiệt đới, một vùng ẩm không bình thường mà trước đó chưa từng được thám sát.

4.3.3 Sự phát sinh và phát triển của ATNĐ và bão qua ảnh mây vệ tinh

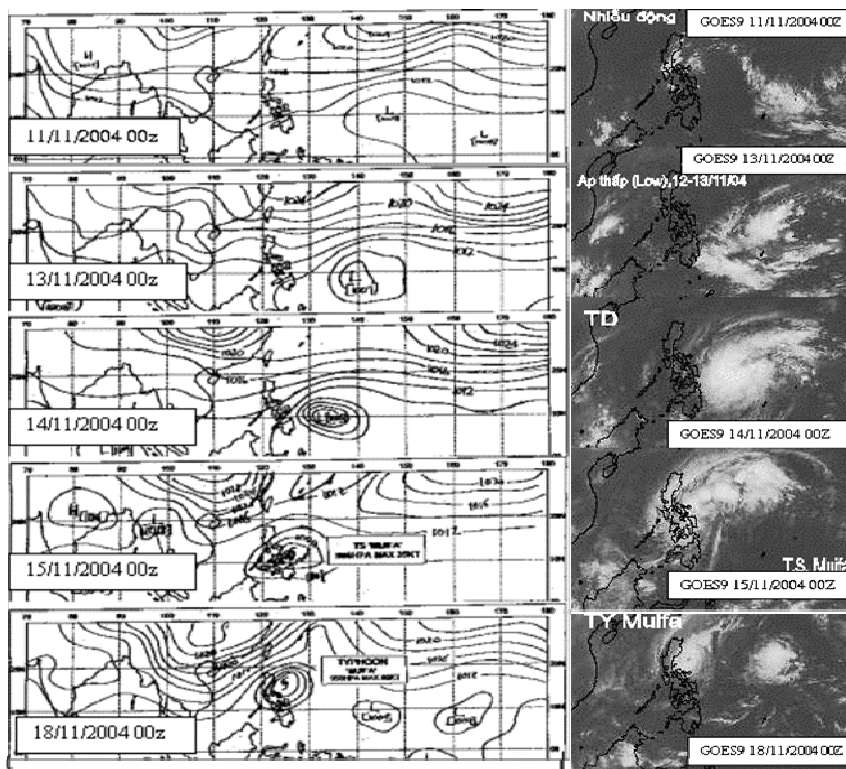
Như ta đã biết, các tác giả nghiên cứu bão ở Đại Tây Dương, như Gray, cho biết bão phát sinh trong điều kiện lớp nước bề mặt biển, độ sâu ít nhất khoảng 50m, có

nhệt độ ít nhất là 26.5°C . Trên Tây bắc TBD, ở khu vực Biển Đông, GS Lê Đình Quang và cộng sự đã khảo sát chi tiết điều kiện nhiệt độ nước biển khi bão phát sinh là 27°C , riêng tháng 10-12 nhiệt độ là 26.5°C .

Trên Bắc Đại Tây Dương bão được phát sinh trên rìa phía nam của cao áp có trục xống nằm theo hướng đông - tây. Như ta đã biết ở phần trên, ở dải hội tụ nhiệt đới (ITCZ) trên Tây bắc TBD thường có nhiều động nhiệt đới phát triển thành bão. Quá trình đó được miêu tả chung như trên hình 4.21a, đồng thời cũng đã được phân tích ở phần nói về dải ITCZ ở bên trên. Ngoài ra, trên Tây Bắc TBD cũng có cao áp cận nhiệt đới thường xuyên được thiết lập trên khu vực phía bắc, trên rìa phía nam của cao áp, bão cũng nảy sinh và phát triển dần trong quá trình di chuyển về phía tây. Đây có thể xem như 2 hình thể điển hình trong những hình thể mà bão có thể phát sinh và phát triển ở Tây Bắc TBD.



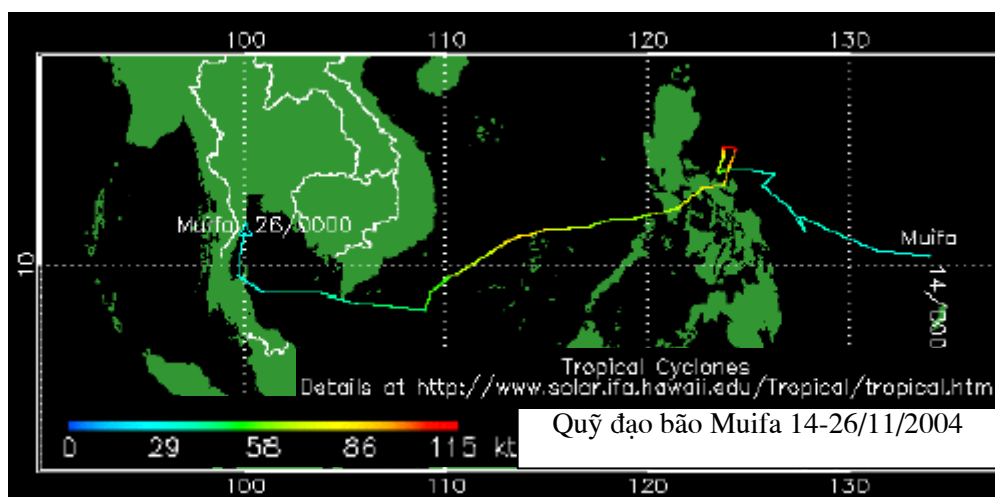
Hình 4.21 Khu vực bão phát sinh trên Tây Bắc TBD



Hình 4.22 Bão phát sinh trên rìa phía nam cao áp cận nhiệt đới [22, (5), (4)]

Khi dải ITCZ hoạt động ngắt quãng, cao áp cận nhiệt đới được thiết lập trên Tây Bắc TBD, ở khu vực 5-10⁰N, các nhiễu động nhiệt đới có thể phát triển thành vùng thấp (Low). Nếu ta quan sát thấy vùng đối lưu sâu nhỏ, nhưng duy trì hoặc phát triển trong khoảng 24 giờ, kể cả khi nó dao động lên xuống hoặc tây tiến theo rìa áp cao cận nhiệt đới, đó cũng sẽ là dấu hiệu áp thấp hình thành. Hình thể điển hình thứ 2 này được mô tả trên hình 4.21b. Thí dụ như nhiễu động trên ảnh vệ tinh IR ngày 11/11/2004, hình 4.22, có khả năng mạnh dần lên thành tâm thấp trong những kỳ quan trắc sau đó.

Đúng vậy, khoảng hơn 1 ngày sau đó, gió đã mạnh dần lên theo hoàn lưu áp thấp, thể hiện dải mây hình xoáy như trên ảnh IR, 13/11/2004, hình 4.22. Khi nó tiếp tục sâu xuống thì đồng thời gió cũng mạnh dần lên theo xoắn mây, khi ấy áp thấp nhiệt đới (TD) được phát sinh, như trên ảnh IR, 14/11/2004, hình 4.22. Sau đó gió xoáy mạnh dần, nó sẽ nhanh chóng đạt được tốc độ 34 kt và chuyển thành bão tố nhiệt đới (TS), như ta thấy trên ảnh IR, 15/11/2004, hình 4.22. Theo quy định, khi đạt tốc độ TS thì người ta sẽ đặt tên cho nó, và như thế là TS nói trên đã có tên Muifa. Trong quá trình di chuyển theo hướng tây bắc, cơn Muifa đã mạnh lên thành bão. Bản đồ khí áp bề mặt ở phía bên trái hình 4.22 của Khí tượng Úc (BoM) ngày 18/11/2004 đã ghi "TY Muifa", với áp suất tâm bão là 955hPa và gió 80kt; còn trên ảnh IR cùng ngày ta thấy bão đã có mắt rất rõ. Đây là cơn bão rất mạnh. Sau quỹ đạo "vòng no", nó đổ bộ vào Phi-lip-pin. Qua Phi-lip-pin, bão vào khu vực Biển Đông nước ta, nó di chuyển theo hướng tây tây nam, yếu đi rồi lại mạnh lên ở khoảng kinh tuyến 104⁰E, sau đó lại yếu dần khi đi gần sát kinh tuyến 110⁰E. Trong suốt quá trình di chuyển, bão thay đổi cường độ và hướng di chuyển nhiều lần như ta thấy trên hình 4.23, làm cho việc dự báo bão trở nên rất khó khăn và phức tạp.



Hình 4.23 Quỹ đạo bão Muifa [22, (2)]

4.3.4 Theo dõi và phát hiện sự phát sinh XTNĐ bằng ảnh mây vệ tinh **a) Khả năng phát sinh XTNĐ/ bão (tropical cyclogenesis):**

Trong nhiều công trình người ta đưa ra 6 điều kiện phát sinh XTNĐ/bão, trong đó về mặt vật lý khí quyển có thể tựu trung thành 3 điều kiện sau:

- Đầu tiên là mây đối lưu quy mô vừa sinh ra xoáy tốc độ quy mô vừa. Đặc điểm này biểu hiện ở chỗ đám mây đối lưu nhỏ tồn tại liên tục (trên 24 giờ) trên ảnh mây vệ tinh.

- Tiếp đó (bùng nổ thứ hai) đối lưu ở xoáy tốc độ quy mô vừa bắt đầu quá trình mạnh lên khi áp suất trung tâm đang sâu xuống và gió xoáy mạnh lên. Trên ảnh mây vệ tinh mây đối lưu tăng dần độ cao và độ rộng.

- Nhiệt độ nước biển: Bao phụ thuộc vào lượng nhiệt và các dòng âm đại dương để điều khiển đối lưu cần thiết nhằm duy trì áp suất thấp của chúng. Điều này đã được nhận biết rất rõ, rằng nhiệt độ bề mặt đại dương lớn hơn $26,5^{\circ}\text{C}$ là điều kiện cần để sinh xoáy bão. Những đo đạc bức xạ bằng ảnh mây IR có thể nhận biết được nhiệt độ mặt nước đại dương trong điều kiện không có mây. Thông tin này đặc biệt quan trọng khi mà sự mạnh lên hay yếu đi phụ thuộc vào gradient nhiệt độ bề mặt biển (SST) trên đường đi của bão. Những nghiên cứu gần đây đã chỉ ra rằng số liệu thám sát vệ tinh có thể cung cấp thông tin bổ sung về lượng nhiệt chứa trong lớp trên của đại dương.

b) Nhận biết dấu hiệu bão/ATNĐ:

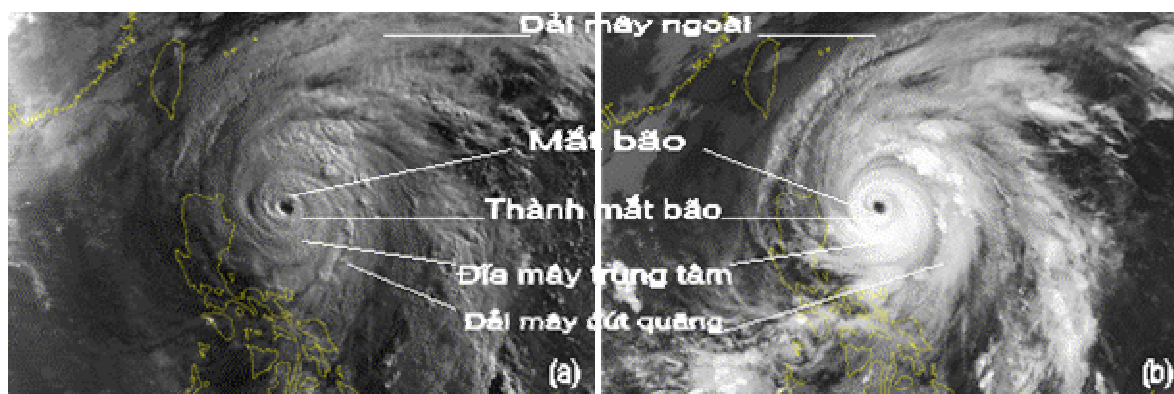
- Các trung tâm theo dõi bão và ATNĐ đặt ra chế độ ưu tiên theo dõi trên ảnh vệ tinh: tâm của đám mây đối lưu mà có quán tính tồn tại trong 24 giờ, nếu như hoàn lưu xoáy chưa rõ.

- Nếu phát hiện thấy có dải mây đối lưu cong đi thì đó là dấu hiệu của giai đoạn phát sinh ATNĐ.

- Tiếp theo là theo dõi khuynh hướng áp (biến áp 24h), xem đỉnh của vùng mây đối lưu có tiếp tục lạnh đi nữa hay không? Nếu có thì đó sẽ là đối lưu sâu ở lân cận hoàn lưu đang tồn tại. Nếu lạnh đi đạt tới -65°C thì đó là XTNĐ/bão.

4.3.5 Đặc điểm dải mây bão trên ảnh vệ tinh

Dải mây bão được theo dõi từ khi nó bắt đầu bằng một cụm mây đối lưu sâu tồn tại trên dưới 24h, và các giai đoạn phát triển tiếp theo cho đến giai đoạn chín muồi với mắt bão như ở thí dụ trên. Quá trình bão yếu dần đi thì dải mây bão sẽ có hình ảnh lặp ngược lại với quá trình mạnh lên. Đa số cơn bão mạnh dần lên khi còn ở ngoài khơi và yếu dần khi vào sát bờ biển.



Hình 4.24 Thành phần dải mây bão trên ảnh VIS (a) và IR (b) [22, (2)]

Nghiên cứu mây bão về mặt hình thái đối với những cơn bão phát triển đến giai đoạn cường độ cực đại thường có cả mắt bão, Dvorak cũng như nhiều người khác đã phân dải mây bão ra 4 phần-hình mẫu cơ bản, từ dải mây cong theo hoàn lưu bão ở ngoài cùng đến mắt bão ở tâm bão, gồm: 1) Dải mây cong ngoài cùng, 2) Dải mây đứt quãng tiếp theo, 3) Đĩa mây trung tâm, và 4) Mắt bão. Cũng có tác giả [22, (2)] phân chi tiết hơn, ở đĩa mây trung tâm, sát với mắt bão là thành mắt bão. Ta có thể lấy một cơn bão cụ thể, ở đây là cơn Bart, để chỉ ra các thành phần đó trên 2 loại ảnh mây vệ tinh cơ bản (thị phổ và hồng ngoại) trên hình 4.24.

Cơn Bart xuất hiện ở đông nam Phi-lip-pin ngày 8/5/1996 ($P_0=1006\text{hPa}$), di chuyển theo hướng tây bắc đến đông bắc Phi-lip-pin, lúc 00z ngày 15/5/1996 cường độ đạt cực đại ($P_0=930\text{hPa}$, tốc độ gió cực đại $v=95\text{kt}$). Trên hình 2.24 mắt bão thể hiện rất rõ, đi từ mắt bão ra ngoài lần lượt là thành mắt bão, đĩa mây trung tâm, dải mây đứt quãng (các dải mây bám theo đĩa mây trung tâm), ngoài cùng là dải mây ngoài, ít nhiều còn cong theo hoàn lưu bão.

Quá trình phát triển của XTNĐ để đạt được một hình mẫu đầy đủ như vừa nói trên phải trải qua 5 giai đoạn như ta đã thấy trên hình 4.22 và các thành phần dải mây bão như trên hình 4.24 trên đây. Song trong khi xem xét chúng cần lưu ý 2 đặc điểm là: 1) Chúng luôn luôn biến động theo thời gian và 2) Không phải lúc nào chúng cũng thể hiện một cách rõ ràng, rành mạch. Thời gian của từng giai đoạn dài ngắn khác nhau, phụ thuộc từng cơn bão cụ thể, phụ thuộc tốc độ tăng trưởng hoặc suy thoái của khối mây đối lưu sâu.

Khi nghiên cứu bão trên Đại Tây dương và Đông Thái bình dương, Dvorak đã thống kê quan hệ giữa dải mây bão với gió cực đại và áp suất thấp nhất ở tâm bão thông qua chỉ số T. Do có sự khác nhau ít nhiều giữa các khu vực nên có thể sử dụng số liệu khu vực Tây bắc Thái bình dương và áp dụng phương pháp luận của Dvorak để xác định lại các tham số thì có thể sử dụng được trong nghiệp vụ phân tích dự báo bão ở ta. Song cũng có thể tham khảo được một số kết quả thống kê của Dvorak như:

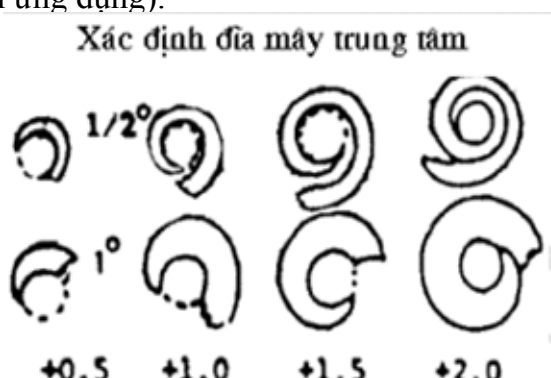
Phần đĩa mây trung tâm của bão có thể có 2 trường hợp:

- Khi xác định được đĩa mây trung tâm một cách rõ ràng thì quy mô đĩa mây có độ lớn từ $3/4$ độ vĩ đến trên $2\frac{1}{4}$ độ vĩ;

- Còn khi bất quy tắc thì độ lớn chỉ trong khoảng 1 đến $1\frac{1}{2}$ độ vĩ.

Muốn chi tiết hơn, ta có thể xác định vị trí đĩa mây trung tâm khi nó có dạng bất quy tắc theo các mẫu trên hình 4.25, và tâm bão cũng theo đó mà xác định (nay thường được thực hành trên các phần mềm ứng dụng).

Hình 4.25 Xác định đĩa mây trung tâm khi bất quy tắc [7]



4.4 Ứng dụng thông tin vệ tinh phân tích đối lưu

4.4.1 Đại cương về đối lưu

Đối lưu được phân chia thành 3 loại: đối lưu do nguyên nhân động lực, đối lưu do nguyên nhân nhiệt lực và đối lưu hỗn hợp, do cả hai nguyên nhân nhiệt và động lực.

- **Ba giai đoạn phát triển của đối lưu** được mô tả và giải thích rành mạch trên cơ sở đối lưu nhiệt:

+ Khi bề mặt trái đất bị mặt trời đốt nóng, lớp không khí tiếp giáp với nó trở nên ấm hơn và do đó mật độ của nó giảm xuống, nó nổi hơn và bắt đầu đi lên. Khi đi lên như vậy nó giãn ra và lạnh đi; nếu như không khí đủ ẩm nó trở nên bão hoà, hơi nước chứa trong nó sẽ bắt đầu ngưng kết, tạo ra mây tích tầng thấp (Cumulus). Đó là **đối lưu nông**.

+ Năng lượng do ngưng kết giải phóng ra lại làm cho không khí tiếp tục đi lên. Nếu như không khí rất ẩm thì nó có thể tạo ra mây Cu congestus, rồi chuyển thành mây dông Cb, có khi cao tới 17 – 20 km (tới tầng bình lưu). Năng lượng được giải phóng ra gây ra gió hay dòng thăng giáng dữ dội. Đó là dạng **đối lưu sâu**, thường biểu hiện thành cơn dông (thunderstorm).

+ Khi đối lưu phát triển đến mức cực đại mà nó có thể (độ cao cực đại có thể) thì đỉnh mây toả theo phương nằm ngang và nó bước vào giai đoạn chín muồi rồi tan rã.

- **Hình thế sy-nôp xuất hiện đối lưu:** Đối lưu động lực thường xuất hiện trong front lạnh, ITCZ, ATNĐ/bão, các nhiễu động nhiệt đới. Tuy nhiên ở vùng nhiệt đới đối lưu có thể xuất hiện không phải chỉ trong những hình thế điển hình nói trên.

- **Thời gian xuất hiện đối lưu:** Đối lưu nhiệt hoặc đối lưu hỗn hợp thường tập trung vào mùa hè-mùa ẩm ướt. Mùa đông ít đối lưu hơn. Trong ngày đối lưu nhiệt mùa hè thường xuất hiện sau buổi trưa đến chiều. Thời gian xuất hiện đối lưu động lực phụ thuộc các hình thế sy-nôp điển hình nói trên.

- **Các khu vực địa lý khác nhau đối lưu phát triển khác nhau:** Các khu vực front, ITCZ hoặc ATNĐ đi qua thường có đối lưu sâu dữ dội; vùng núi cao và ven biển là nơi có độ ẩm thuận lợi nhất cho đối lưu nhiệt phát triển.

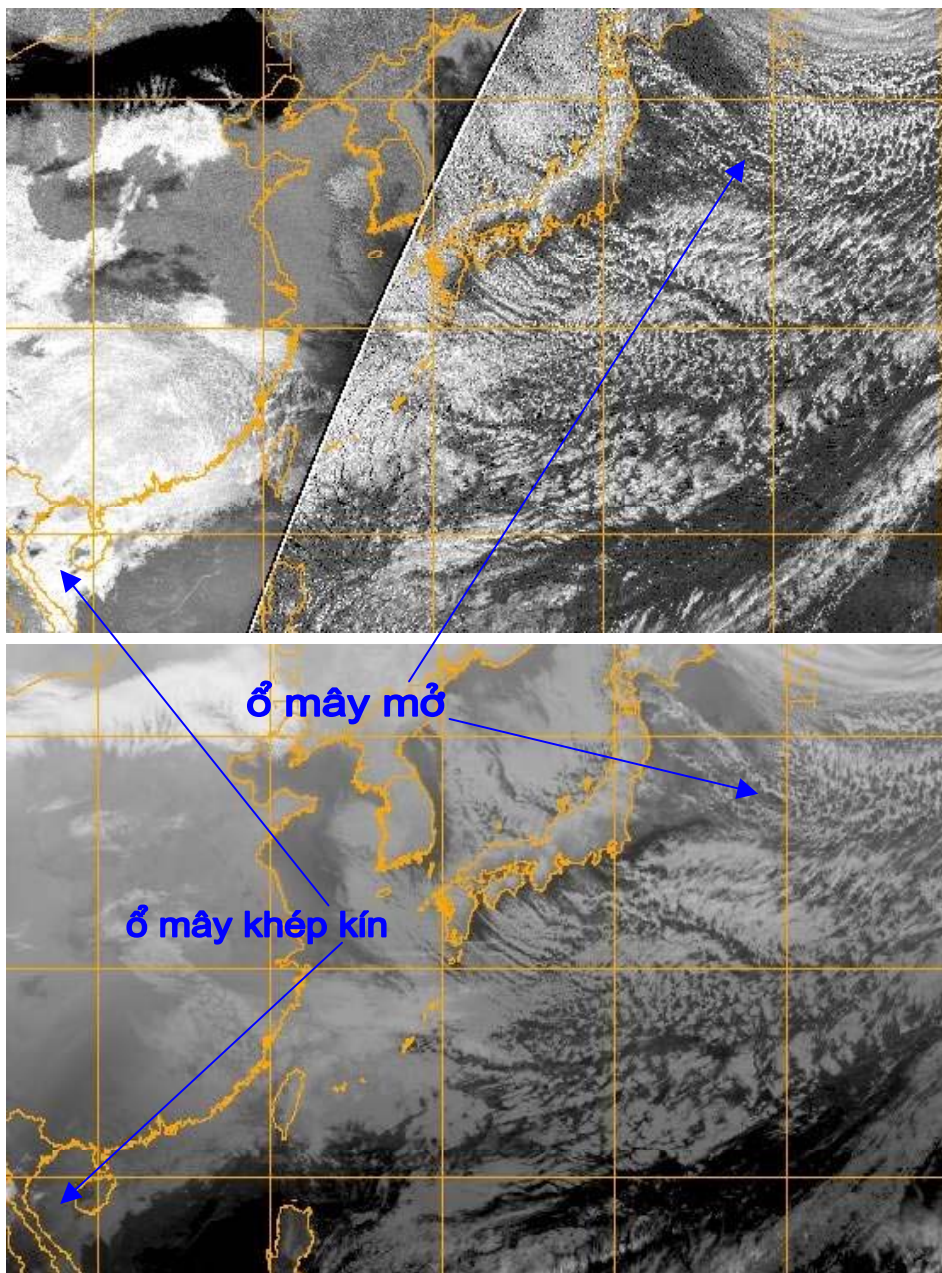
- **Cấu trúc và hiện tượng thời tiết trong đối lưu:** Với đối lưu nông trong tình huống thời tiết bình thường thì thời tiết tốt, có thể có mưa rào nhẹ, không có hiện tượng gì đáng kể. Với đối lưu sâu thì tùy mức độ, có thể có mưa rào, dông, gió mạnh; nếu không khí khô có thể chỉ là dông khan hoặc gió yếu, không có mưa.

4.4.2 Đối lưu trên biển

Do vùng Biển Đông nước ta rất rộng và ảnh hưởng đến thời tiết gần như tất cả các khu vực (trừ khu Tây bắc) nên ta có thể xem xét chi tiết đối lưu trên biển. Một dạng phổ biến nhất của mây đối lưu trên biển là hình luồng mây tích (Cu/Cb), chúng tạo thành những vòng hở, hình cung hoặc những miếng hình tròn. Những hình mây này rất giống những ổ mây cô điển mà Bernard đã quan trắc được trong phòng thí

nghiệm. Trên hình 4.26 ta thấy sau khi front lạnh ở phía đông Trung quốc đi xa về phía đông, ở phía ngoài biển, ngay phía sau mặt front lạnh, thường hình thành các luồng mây cong hình cung. Càng đi dần về phía nam, như bắc Phi-lip-pin và Biển Đông nước ta thì các luồng mây hình cung càng duỗi thẳng dần ra. Chúng thường là mây tầng thấp và tầng trung (Sc, Cu và Ac), chỉ một phần nào đó là mây tầng cao (Ci).

Các ô mây đối lưu trên biển thường được phân ra 3 dạng: các ô mây mở, các ô mây khép kín và các luồng mây (hình cong như cái cung hoặc duỗi thẳng như các dãy phố), trong đó đặc biệt là các mây hình luồng hầu như đặc trưng cho mây trên biển có không gian rộng, hầu như không thấy trên đất liền. Thí dụ trên hình 4.26 dưới đây, là các luồng mây trên vùng biển phía đông Trung quốc và Nhật bản.



Hình 4.26 Các ô mây và các luồng mây đối lưu trên biển [22, (2)]

a) Những ổ mây “mở”

Những ổ mây mở hình thành khi có sự bất ổn định mạnh ở phía dưới lớp nghịch nhiệt trên biển như ở trong hình thể bình lưu lạnh thổi vào phía sau một front lạnh trên biển. Trong những hình thể dòng chảy yếu hơn chúng tạo thành những vòng tròn hoặc ê-lip, còn khi những dòng chảy mạnh thì các vòng tròn mở ra như những cái cung. Các ổ mây mở thường chỉ cho ta biết gió ở bề mặt lớn hơn 25 kts. Ở các khu vực đối lưu ổ mở, bán kính ổ mây xấp xỉ 15 lần độ cao đỉnh mây. Các ổ mây mở thường thấy ở ngay sau front lạnh trên khu vực biển Nhật bản, Đài loan (hình 4.26).

b) Các ổ mây “khép kín”

Các ổ mây đóng kín hình thành trong điều kiện không khí lắng xuống và các dòng chảy xoáy nghịch ở mực thấp. Chúng thường cho ta biết gió bề mặt nhỏ hơn 25 kts. Đôi khi quan trắc được những lọn mây (như lọn tóc, lọn sợi) sáng hơn, dày hơn ở bên trong các ổ mây khép kín. Những cái đó thường liên quan đến giáng thủy nhẹ và tầm nhìn ngang giảm. Các ổ mây khép kín quy mô nhỏ chính là các đám mây Sc op, thường thấy trên vùng biển nước ta.

c) Các “dãy phổ” mây

Các dãy phổ mây là các chùm hẹp các mây Cu phát triển trong dòng chảy mạnh và lạnh ngang qua mặt nước biển ấm hơn. Trước hết độ cao đỉnh mây thấp, sau nữa, độ cao tăng lên khi xa bờ khi lớp nghịch nhiệt trên biển hạ thấp xuống do nhiệt thụ cảm chuyển sang lớp biên. Vì chúng hình thành trong điều kiện thay đổi chút ít về hướng gió với độ cao, nên hướng của các dãy phổ mây là một dấu hiệu rất tốt của hướng gió bề mặt. Khoảng trống giữa các phổ mây xấp xỉ 5 lần độ cao đỉnh mây.

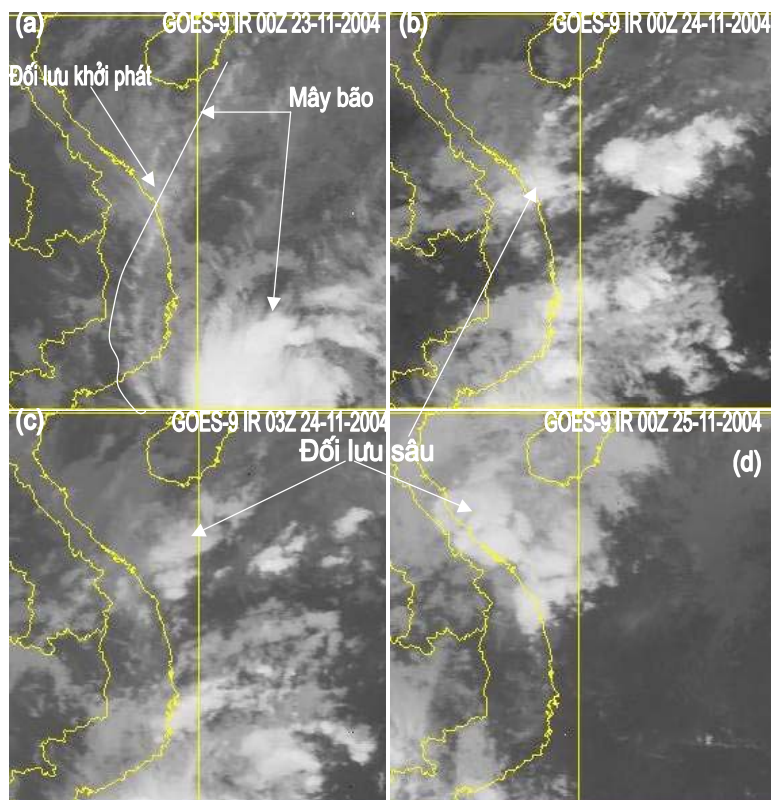
4.4.3 Khởi đầu của đối lưu sâu

Đối lưu sâu trên khu vực biển bị cường bức bởi nhiều điều kiện giống như đối lưu trên đất liền: độ ẩm ở mực dưới thấp, bất ổn định, lực cường bức động lực như một rãnh trên cao, front lạnh, hoặc một vùng hội tụ ở bề mặt, v.v... Để cung cấp các điều kiện bất ổn định, lớp nghịch nhiệt trên biển phải yếu hoặc không tồn tại. Chính vì thế chúng ta rất ít thấy dông ở các khu vực có nhiệt độ mặt biển lạnh hoặc bên trong các xoáy nghịch bề mặt, trừ phi có không khí cực kỳ lạnh ở trên cao.

Chính vì thế mà bất ổn định địa phương (khi không có front, ITCZ, bão) làm cho đối lưu khởi phát trên vùng biển xảy ra nhiều hơn và bất thường hơn trên đất liền, đặc biệt là vùng biển có nhiệt độ bề mặt cao và địa hình cong mở ra biển như vùng biển miền Trung và Nam bộ nước ta, còn vùng biển phía bắc có nhiệt độ bề mặt biển thấp hơn nên ít thuận lợi hơn cho đối lưu khởi phát độc lập.. Lấy một thí dụ đối lưu khởi phát ngày 23-11-2004 ở khu vực biển Trung bộ do bất ổn định địa phương, không mang tính hệ thống như ta thấy trên hình 4.27. Ngày 23-11-2004 có một vệt mây đối lưu ở đuôi dải mây Ci (hình a), bão Muifa đi vào khu vực Nam bộ, chỉ một phần đuôi rất nhỏ của dải ngoài mây bão tiếp xúc với vệt mây đối lưu độc lập đó. Sang 00z ngày 24-

11-2004, lười áp cao đã lấn xuống gần hết khu vực Nam bộ, nghĩa là trong điều kiện hình thế ổn định, đám mây đối lưu độc lập ở khu vực biển miền Trung chẳng có liên hệ gì với hoàn lưu bão, song nó vẫn tiếp tục phát triển qua 03Z- 24-11-2004 (ảnh c) đến tận 00Z-25-11-2004 (ảnh d).

Hình 4.27. Đối lưu ven biển miền Trung [22, (4)]

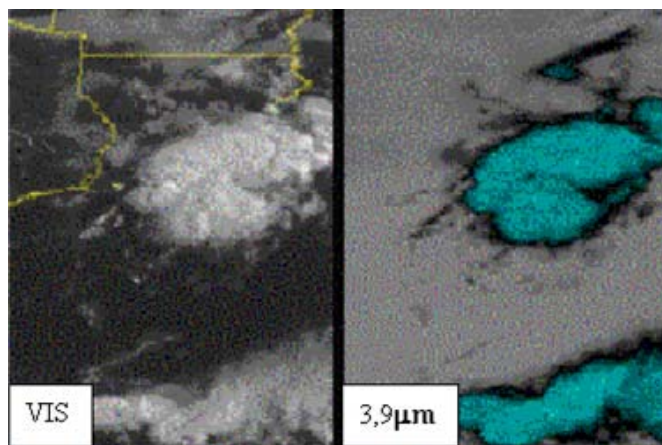


4.4.4 Phân tích các đặc trưng đối lưu

a) Pha mây đối lưu

Vào những giờ ban ngày khả năng nhận biết mây đối lưu có chứa pha nước đá được thực hiện rất tốt khi ta sử dụng ảnh $3,9\mu\text{m}$ hay $3,7\mu\text{m}$. Đó là vì có sự khác nhau về phản xạ bức xạ mặt trời giữa mây thể băng và mây thể nước ở $3,9\mu\text{m}$.

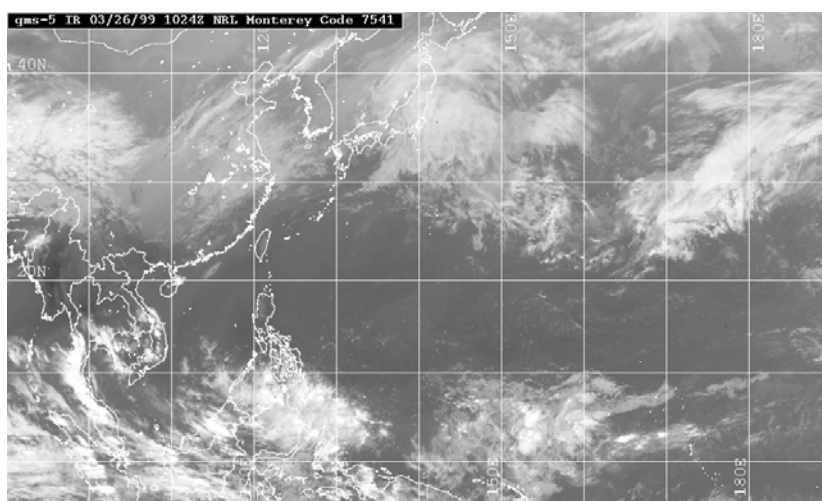
Hình 4.28 Mây thể băng trên ảnh thị phổ và ảnh cận hồng ngoại $3,9\mu\text{m}$ [22, (2)]



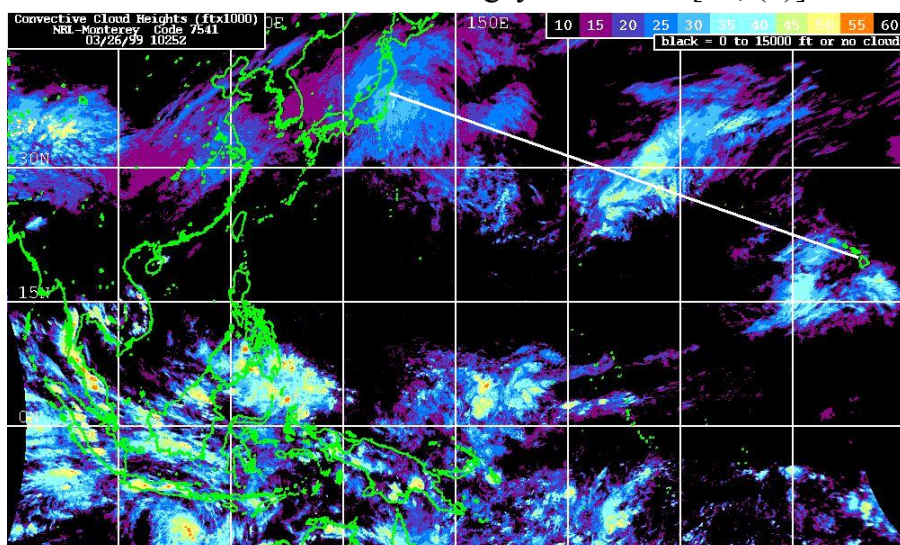
Trên hình 4.28, ảnh VIS, các dải mây Cu ở quanh mây Cb có thể đang tiến nhập vào khu vực cơn dông. Khi mà cũng đám mây dông ấy được xem trên ảnh $3,9\mu\text{m}$, với sự tăng cường màu, mây thể băng có màu ngọc lam đục, còn đám mây Cu xuất hiện màu đen trong khi những mây khác ở bên cạnh lại không thấy. Trên bảng màu đặc biệt đưa ra đây thì màu đen tương ứng với mây phản chiếu yếu. Có thể sau đó, khu vực mây đen trên ảnh $3,9\mu\text{m}$ đã chuyển sang thể băng. Trên kênh này các mây thể nước khó phân biệt với mặt đất trong các tháng mùa hè, tốt hơn cả là sử dụng sản phẩm phản xạ đa phổ.

b) Xác định độ cao và nhiệt độ đỉnh mây đối lưu

Độ cao đỉnh mây và nhiệt độ đỉnh là thông tin hết sức quan trọng đối với các dự báo viên, vì độ cao đỉnh mây cho ta biết độ cao của mây đối lưu và những mây ở những mực trên cao khác, nghĩa là biết được cường độ của cơn dông; còn nhiệt độ đỉnh mây cho ta biết được pha của mây để có cơ sở ước lượng mưa.



Hình 4.29 Ảnh IR lúc 1024Z ngày 26/3/1999 [22, (2)]



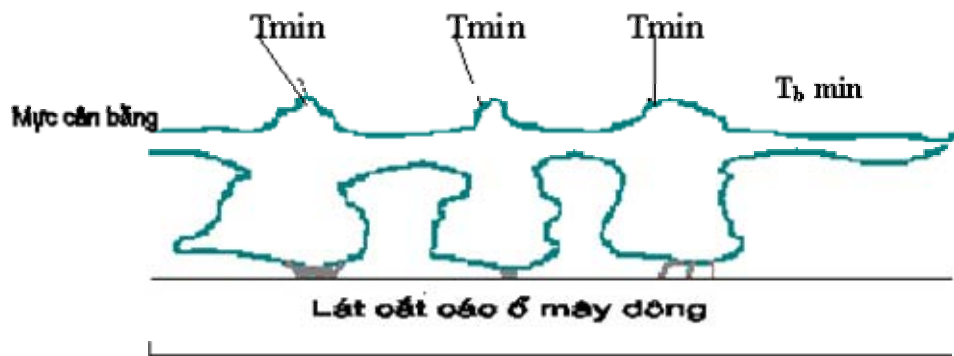
Hình 4.30 Độ cao đỉnh mây theo IR 26/3/1999 1024Z (hình 4.30a) [22, (2)]

Hiện nay Phòng Khí tượng Hàng hải ở Monterey Hoa kỳ [22, (2)] thường xuyên phát các ảnh vệ tinh về độ cao đỉnh mây được ước lượng dựa trên sự tổ hợp số liệu NOGAPS và vệ tinh địa tĩnh.

Để xác định độ cao đỉnh mây, người ta tiến hành xác định nhiệt độ chói hồng ngoại từng ảnh điểm của ảnh vệ tinh địa tĩnh. Nhiệt độ tại từng ảnh điểm này được so sánh với profile nhiệt độ thẳng đứng NOGAPS có cùng thời gian với ảnh mây. Nếu số liệu ở mực nào đó của NOGAPS bị khuyết thì người ta phải nội suy cho đầy đủ. Khi nhiệt độ chói đã tìm được đầy đủ thì chỉ việc đối chiếu với nhiệt độ của NOGAPS ta sẽ có độ cao đỉnh mây. Thí dụ, nhiệt độ chói là -40°C , đối chiếu với nhiệt độ NOGAPS -40°C là độ cao 30.000feet (9144m). Sai số của cách xác định này là ± 5000 feet, do vậy với mây có độ cao nhỏ hơn 15.000feet phương pháp này xác định không chính xác nên không xác định. Theo các tác giả thì ở mực 15.000feet thường có nghịch nhiệt nên độ cao đỉnh mây xác định thiếu chính xác.

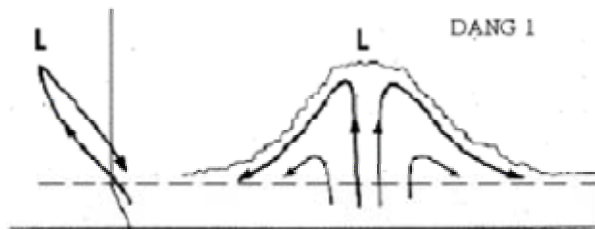
Hình 4.30 là thí dụ độ cao đỉnh mây trên khu vực Đông Nam Á được xác định bằng phương pháp trên, còn hình 4.29 là ảnh IR lúc 1024Z ngày 26/3/1999. Ưu điểm của ảnh độ cao đỉnh mây là nó cho trực tiếp độ cao mây với thang độ kèm theo. Nhược điểm là với mây thấp độ chính xác kém.

Các đỉnh mây đối lưu điển hình xuất hiện như các điểm cực tiểu tương đối của nhiệt độ chói trên các ảnh của các kênh 3, 4, 5 (GOES-8/GOES-9). Hầu như tất cả thời gian cực tiểu nhiệt độ chói T_b đều tương quan tốt với độ cao mây, song cũng có vài trường hợp quan hệ này không thực tốt lắm khi mà diện tích mực cân bằng quá rộng so với một đỉnh mây quá nhỏ, nhô cao hơn mực cân bằng như ở hình 4.31.

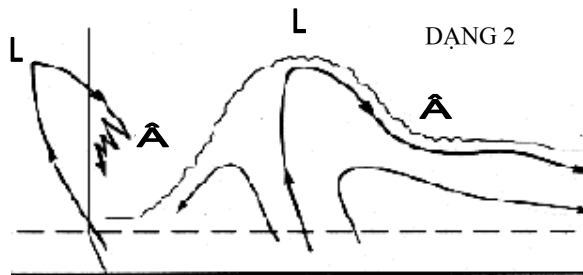


Hình 4.31 So sánh mực cân bằng và đỉnh đám mây dông [22, (2)]

Khi cơn dông phát triển lên cao trên mực cân bằng của nó thì phần hình đe giãn ra trên hoặc dưới mực này chút ít. Sự phân bố thông thường của nhiệt độ chói phía trên cơn dông sẽ cho ta biết một đỉnh nhọn hoặc là một mode của nhiệt độ xung quanh mực cân bằng. Quan hệ này cũng dẫn đến thiếu chính xác trong ước lượng nói trên. Khả năng chính xác hoá có thể nhờ vào việc xem xét kỹ quan hệ giữa T_b cực tiểu và đỉnh mây khi đỉnh mây nhô cao hơn mực cân bằng. Nó có thể có 3 dạng [Adler & Mack 1986] sau đây:



Hình 4.32a Quan hệ giữa T_b và đỉnh mây đối lưu dạng 1 [22, (2)]

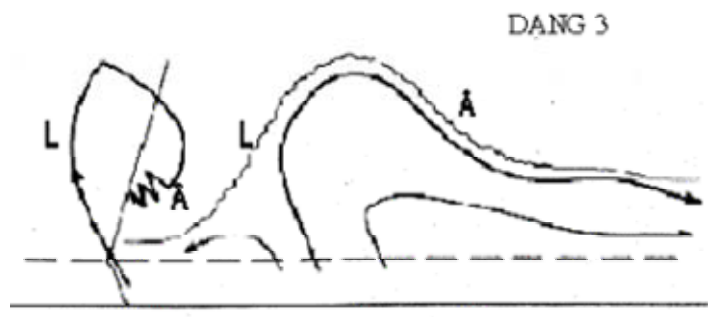


Hình 4.32b Quan hệ giữa T_b và đỉnh mây đối lưu dạng 2 [22, (2)]

Dạng 1: Mây cao nhất cùng vị trí với T_b cực tiểu. Không có cặp đôi ấm /lạnh (Â: ấm, L: lạnh). Hầu hết các mây dông rơi vào loại này. Hiệu ứng xáo trộn còn nhỏ, có thể do gió ở mức hình đe nhỏ.

Dạng 2: Mây cao nhất vẫn còn có cùng vị trí với T_b cực tiểu, nhưng đã quan trắc được cặp đôi ấm/lạnh xuất hiện, mức xáo trộn mạnh hơn.

Dạng 3: Xảy Ra với mây dông phần hình đe cao hơn cấp 2, gió mạnh hơn. Mây cao nhất bây giờ ở trong hoặc giữa cặp đôi lạnh và nóng.



Hình 4.32c Quan hệ giữa T_b và đỉnh mây đối lưu dạng 3 [22, (2)]
(Ghi chú: Bên trái là profile gradient nhiệt độ, thẳng đứng, L: lạnh, Â: ấm.)

c) Xác định tốc độ lạnh đi của đỉnh cơn dông

Tốc độ lạnh đi của đỉnh mây có thể chuyển đổi trực tiếp về tốc độ thẳng đứng nếu ta biết gradient thẳng đứng ở đỉnh của tháp mây đối lưu. Chúng ta có thể dùng

gradient đoạn nhiệt ẩm tương ứng đối với mây đối lưu cá biệt đang tăng trưởng. Hãy sử dụng quan hệ sau đây:

$$w = \left(\frac{\partial T}{\partial Z}\right)^{-1} \left(\frac{dT}{dt}\right) \quad (4.1)$$

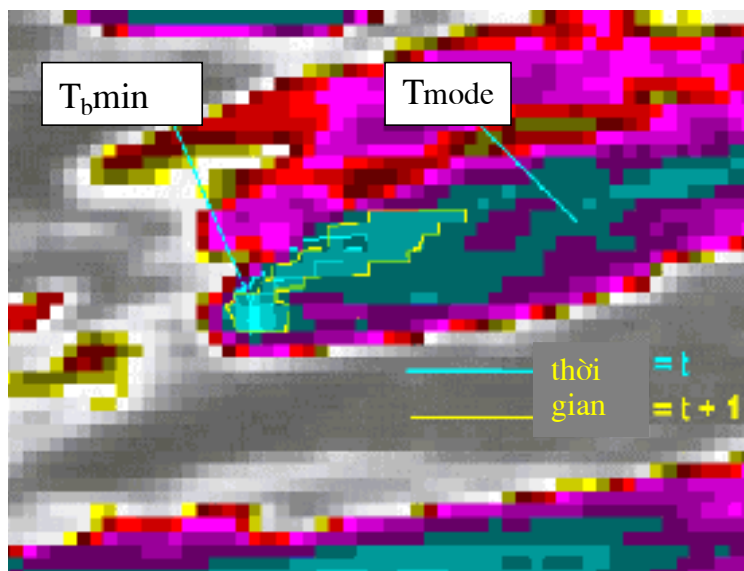
Trong đó w là tốc độ lạnh đi, T là nhiệt độ, t là thời gian. Với độ phân giải ảnh GOES tốc độ thẳng đứng của sự tăng trưởng tháp mây ước lượng được sẽ hơi thấp. Thí dụ: cho tốc độ làm lạnh đỉnh mây là 2^0K/phút và gradient thẳng đứng là 8^0K/1km ta sẽ có $w = 4 \text{ m/s}$. Ước lượng này hơi thấp, đặc biệt đối với một cơn dông vì:

- + Độ phân giải $2 \times 4 \text{ km}$ là lớn hơn tháp mây điển hình đang tăng trưởng;
- + Hầu hết các tháp mây tăng trưởng ở dạng mây đùn lên vì thế cho nên độ phân giải từng thời điểm không nắm bắt được tốc độ làm lạnh lớn nhất;
- + Tốc độ thẳng đứng lớn nhất có thể ở bên trong mây.

d) Sự tăng trưởng phân hình đe của đỉnh mây đối lưu

Sự tăng trưởng hình đe là một ước lượng độ tán của đỉnh mây đối lưu sau khi cơn dông đã đạt đến mực cân bằng. Đó là cách rất tốt để ước lượng cường độ của dòng thăng khi hình đe bắt đầu trải rộng ra. Ở đây ta xác định được nó bằng ước định sự thay đổi diện tích mây hình đe theo thời gian được bao quanh bởi đường nhiệt độ đỉnh mây đứng riêng lẻ. Xác định theo các ảnh mây liên tiếp (không cách nhau dưới 7 phút). Sử dụng hình vẽ ở dưới ta có thể xác định tốc độ tăng trưởng hình đe chuẩn hoá v_A như sau:

$$v_A = \frac{1}{A} \left(\frac{dA}{dt}\right) \quad (4.2)$$



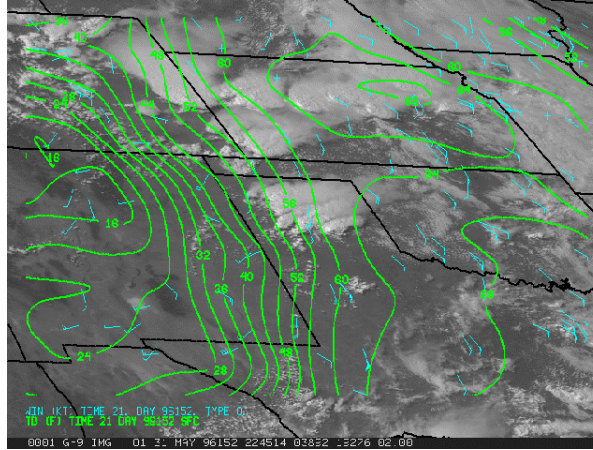
Hình 4.33 Xác định sự tăng trưởng đỉnh mây hình đe [22, (2)]

Ở đây A là miền hình đe được bao quanh bằng đường nhiệt độ ngưỡng đã chọn, t là thời gian có được sau các ảnh thu liên tiếp theo thời gian. Theo các nghiên cứu thì $t = 7$ phút hoặc $t > 7$ phút là ước lượng đạt kết quả tốt.

4.4.5 Một vài phương pháp khác trong phân tích mây dông

a) Phối hợp số liệu bề mặt và trên cao với ảnh mây - Phối hợp ảnh VIS với nhiệt độ điểm sương, gió và bản đồ AT 400

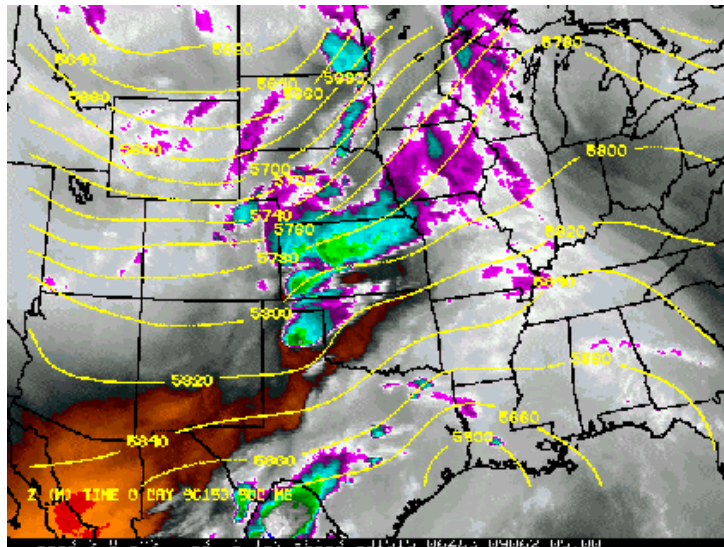
Hình 4.34a. Tổ hợp ảnh VIS với nhiệt độ điểm sương, gió và AT 400mb [22, (2)]



Ta dẫn ra các thí dụ về bột phát đối lưu theo [22, (2)]: Ta lồng bản đồ các đường đẳng điểm sương và gió bề mặt lên ảnh mây VIS (GOES-9). Các đường đẳng điểm sương và gió sẽ giúp ta nhận ra tuyến tây bắc - đông nam, khô ở tuyến bên trái và độ ẩm cao ở tuyến bên phải, nơi dông đang hoạt động.

b) Kết hợp bản đồ đẳng áp với ảnh hơi nước

Hình 4.34b. Kết hợp ảnh WV 6,7 μm với bản đồ 400mb [22, (2)]



Ảnh WV 6,7 μm (GOES-9) được đặc trưng cho độ cao 400mb. Các đường đẳng áp chỉ cho ta thấy một sóng ngắn ở gần với đối lưu đang hoạt động. Vì các sóng ngắn giữa 300 và 400mb thường có thể thấy được khi lặp (loop) các ảnh 6,7 μm . Các phân tích số liệu trên cao sẽ giúp ta kiểm tra lại một lần nữa các kết quả, mà các phân tích thông thường không phát hiện ra được.

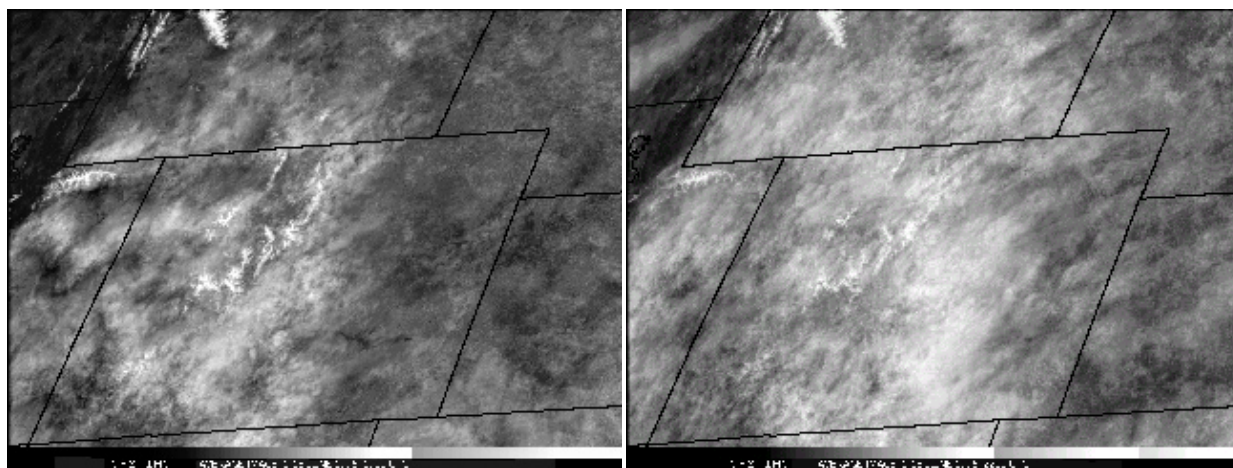
c) Ảnh động tương đối trong phân tích dông

Việc lặp những ảnh mây vệ tinh dạng động (loop) mà trước đây ta đã thấy là chuyển động tương đối của đối tượng trên ảnh mây so với bề mặt trái đất – nền địa

hình (tạm gọi là lặp ảnh mây kiểu 1). Còn ở đây ta sẽ lặp ảnh đám mây đối lưu so với tâm điểm của chính đám mây đối lưu (bản đồ địa hình thì chuyển động, còn đám mây đối lưu được định vị cố định) nhằm làm rõ các đặc tính chuyển động bên trong đám mây (tạm gọi là lặp ảnh mây kiểu 2).

d) Sử dụng sản phẩm ảnh trung bình trong phân tích dông

Ảnh mây trung bình có thể được sử dụng để nhận ra những đặc điểm quán tính hay đặc điểm địa phương/địa hình của mây. Bằng cách lấy ảnh mây trung bình nhiều ngày quan trắc theo cùng kỳ quan trắc ta có thể phát hiện ra đặc điểm của mây địa phương trong chu kỳ ngày đêm. Thí dụ mây đối lưu xảy ra ở cùng một địa điểm ngày này qua ngày khác, ta có thể suy ra do địa hình gây ra đối lưu cưỡng bức. Hai hình dưới đây là một trong những kết quả ở NOAA [22, (2)] về trung bình ảnh thị phổ thời đoạn 15 ngày đầu tháng 6-1996, cho 2 thời điểm khác nhau mỗi ngày (1900 UTC và 2200 UTC). Những vùng sáng ở nửa phía tây là mây được hình thành điển hình vào buổi sớm mỗi ngày bên trên địa hình núi cao (ảnh trái). Trên ảnh thứ hai là thời điểm 2200 UTC. Ta nhận thấy mây di chuyển qua vùng đồng bằng phía đông vào cuối ngày.



Hình 4.34c Mây trung bình 15 ngày, 19UTC (trái) và 22UTC (phải) [22, (2)]

4.5 Sử dụng thông tin vệ tinh trong phân tích ước lượng mưa

4.5.1 Về thông tin vệ tinh cho phân tích và ước lượng mưa

Đã vài ba thập kỷ nay các phương pháp số đã được đề nghị để ước lượng mưa, đặc biệt là mưa nhiệt đới, từ các quan trắc vệ tinh bằng cách sử dụng các loại ảnh khác nhau như ảnh thị phổ, hồng ngoại và các đo đạc vi sóng thụ động. Những ước lượng này có thể sử dụng ngay trong nghiệp vụ dự báo của các dự báo viên, đồng thời còn được sử dụng vào mô hình dự báo thời tiết số trị, vào các nghiên cứu khí hậu, nhằm hoàn thiện phân tích và dự báo mưa nhiệt đới và các tham số khác liên quan với nó.

Thời gian đầu người ta chỉ sử dụng ảnh hồng ngoại để ước lượng mưa. Phương pháp này dựa vào một thừa nhận là lượng mưa tỷ lệ nghịch với nhiệt độ của đỉnh mây. Khái niệm này được áp dụng đặc biệt cho mây đối lưu. Khi nhiệt độ đỉnh mây càng

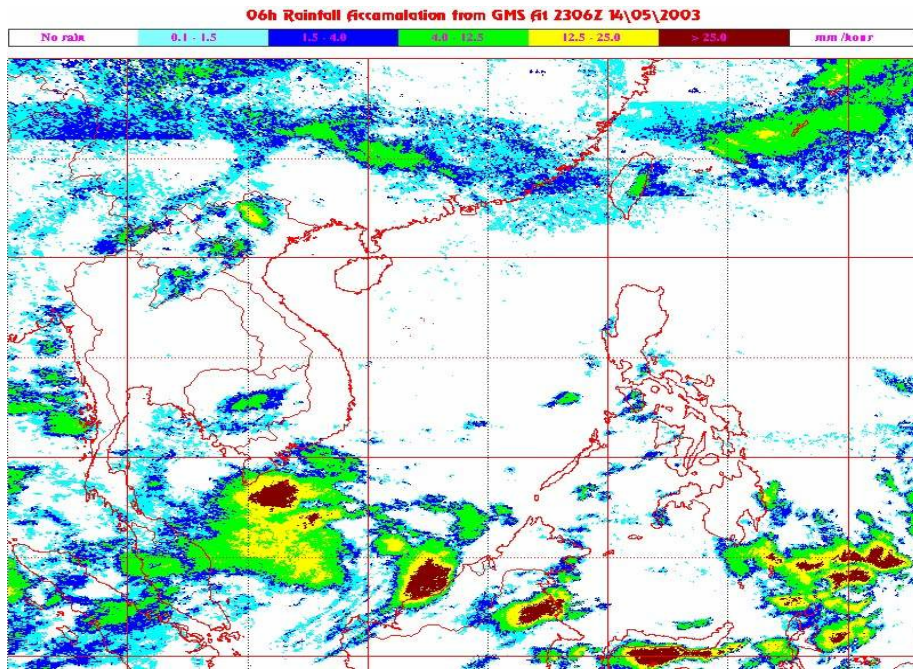
lạnh thì chúng tỏ mây phát triển càng cao, những dòng thẳng trong nó càng mạnh, lượng nước khả giáng càng lớn và do đó lượng mưa rơi xuống được bề mặt sẽ càng nhiều. Nhiều nơi đã áp dụng thừa nhận này vào việc xây dựng phương pháp ước lượng mưa dựa vào nhiệt độ đỉnh mây. Song kết quả thu được có khu vực khá phù hợp trong khoảng thời gian nào đó, nhưng trong khoảng thời gian khác lại không phù hợp; hoặc với khu vực này thì khá tốt, nhưng nhiều khu vực khác sai số lại khá lớn. Người ta đã nhận ra rằng phương pháp này hết sức hạn chế.

Từ năm 1994 một thế hệ cảm biến kế mới của vệ tinh địa tĩnh đã được đưa vào đo đạc bức xạ khí quyển trên 18 kênh của dải hồng ngoại và vi sóng, vì thế nó cho ta khả năng nghiên cứu đại dương và các hiện tượng khí tượng mà các thế hệ vệ tinh địa tĩnh trước đây không thể làm được. Các kênh vi sóng thụ động đo cảm biến được chính lượng nước khả giáng ở trong mây, chứ không dựa vào nhiệt độ đỉnh mây. Như ta đã biết, ngoài các ảnh vệ tinh cơ bản người ta còn sử dụng hệ quét nhanh và hệ AMSU để thu thập và trích xuất ra nhiều tham số khác của khí quyển, gọi là các ảnh sản phẩm (Derived Product Images–DPI). Ngày nay ước lượng các tham số khí quyển, như nhiệt độ, độ ẩm, gió và khí áp, bằng thông tin vệ tinh đã đạt được độ chính xác hết sức khả quan và nhờ đó mà ước lượng mưa cũng từng bước được hoàn thiện. Trong những năm gần đây Phòng Khí tượng Hải dương của NRL Hoa kỳ đã thực hiện ước lượng mưa thời gian thực từng giờ và lượng mưa tích lũy các thời đoạn khác nhau cho hầu hết các khu vực trên thế giới, trừ vùng cực, dựa trên các quan trắc vi sóng của vệ tinh địa tĩnh. Các sản phẩm này có độ chính xác khá cao, kể cả khu vực Tây Thái Bình Dương, trong đó có nước ta.

4.5.2. Phương pháp ước lượng mưa dựa trên ảnh hồng ngoại

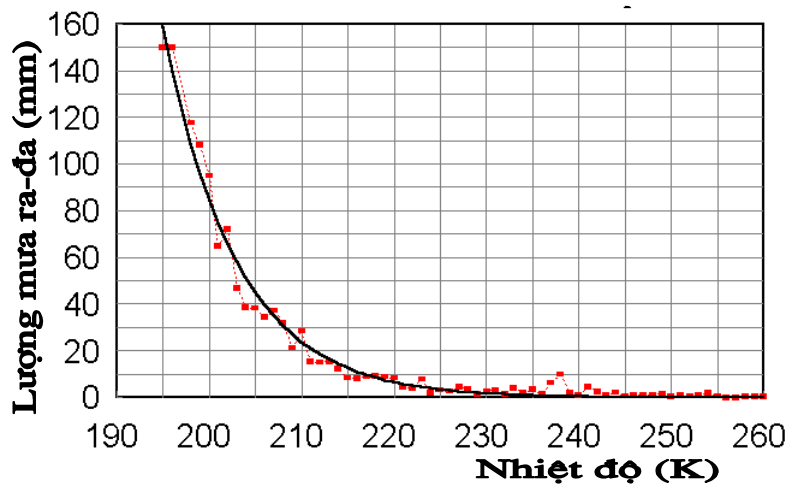
Ngay từ khi ảnh mây hồng ngoại ($10,7\mu\text{m}$) cho phép ước lượng nhiệt độ và mưa thì phương pháp ước lượng mưa theo quan hệ kinh nghiệm giữa nhiệt độ chói hồng ngoại và lượng mưa bề mặt đã được thử nghiệm. Phương pháp này dựa trên một ước đoán đã được thừa nhận là sự tăng lượng mưa là một hàm của độ cao đỉnh mây, nghĩa là nhiệt độ đỉnh mây càng lạnh thì lượng mưa càng lớn. Với quan hệ kinh nghiệm đó người ta có thể ước lượng được lượng mưa trên quy mô toàn cầu chỉ dựa trên ảnh hồng ngoại.

Tuy các mối quan hệ này có độ chính xác không cao, nhưng các vùng rộng lớn và trung bình liên tục theo thời gian làm cho nó trở thành một ước lượng ban đầu hữu ích đối với mưa do xoáy thuận nhiệt đới và bão, đặc biệt trên biển, nơi mà ta không có đủ các trạm quan trắc thông thường. Nếu ta thu thập được các tập hợp sản phẩm ảnh IR và số liệu mưa tương ứng thì ta có thể thiết lập được quan hệ thống kê để ước lượng mưa. Việc kiểm nghiệm tất cả các sản phẩm vệ tinh đều được thực hiện bằng sự so sánh với số liệu vô tuyến thám không và các đo đạc bằng máy bay, ra-đa đo mưa. Nhiều phương pháp ước lượng mưa theo hướng này hiện vẫn được nhiều người nghiên cứu cải tiến, trong đó có các nhà khí tượng của Trung tâm dự báo KTTV Trung ương của nước ta như Tiến sĩ Hoàng Minh Hiền [2], ThS Đỗ Lệ Thủy và KS Nguyễn Vinh Thư [3], như thí dụ cho trên hình 4.35 trên đây.



Hình 4.35 Bản đồ mưa ước lượng từ vệ tinh GMS ở TTDB KTTV TW [22, (8)]

4.5.2.1. Phương pháp ước lượng mưa bằng một loại ảnh hồng ngoại nhiệt



Hình 4.36. Quan hệ mưa ra-đa và nhiệt độ chói ảnh IR

Đây là phương pháp ước lượng mưa do Tiến sĩ Gilberto A. V. cùng các cộng sự ở NOAA/NESDIS/ORR/UCAR [22, (2)] nghiên cứu, áp dụng cho các hệ thống đổi lưu sâu di chuyển nhanh vào mùa hè. Phương pháp này tương đối đơn giản, vì chỉ sử dụng một cặp ảnh IR. Từng cặp trị số nhiệt độ chói (được xác định cho từng ảnh điểm

độ phân giải 4km của GOES-8) và lượng mưa (đo bằng ra-đa đo mưa 5 và 10cm, WSR-57S, WSR-74C, WSR-88D) ở Vùng Đồng bằng lớn Trung tâm Bắc Mỹ và vùng lân cận Vịnh Mexico. Sau đó dựng đồ thị quan hệ giữa từng cặp giá trị đó, ta được đồ thị trên hình 4.36, đồng thời xác định quan hệ hồi quy phi tuyến giữa lượng mưa và nhiệt độ chói dưới dạng:

$$R = 1.1183 \cdot 10^{11} \cdot \exp[-3.6382 \cdot 10^{-2} \cdot T^{1.2}] \quad (4.3)$$

Trong đó R là cường độ mưa mm/h, T là nhiệt độ chói đỉnh mây ($^{\circ}\text{K}$). Cả hai loại ảnh điểm mưa và không mưa đều được đưa vào tính toán phương trình hồi quy.

Bước tiếp theo là hiệu chỉnh theo 3 hiệu ứng: (1) Độ ẩm môi trường, (2) Khuynh hướng của hệ thống mây đối lưu (mạnh lên hay suy thoái) hay sự biến động nhiệt độ chói trên từng ảnh điểm qua 2 thời điểm liên tiếp, (3) Nhiệt độ đỉnh mây cực đại của các ảnh điểm lân cận.

1) Lấy lượng nước khả giáng (PW) và độ ẩm tương đối (RH) tính được từ mô hình dự báo số ETA cho tầng khí quyển từ bề mặt đất đến mực 500mb (trung bình của mực bề mặt và mực 500mb) quy về thang độ 0-2,0. Môi trường được xem là khô nếu $PW \cdot RH < 1,0$ và ẩm nếu $PW \cdot RH > 1,0$. Nhân tố $PW \cdot RH$ làm giảm bớt lượng mưa ước lượng nếu môi trường khô và làm tăng lượng mưa ước lượng nếu môi trường ẩm. Song nhìn vào đồ thị trên hình 4.36 ta thấy, ở nhiệt độ $T < 210^{\circ}\text{K}$, khi nhiệt độ chỉ giảm nhẹ cũng gây ra thay đổi lớn về lượng mưa. Điều này có nghĩa là không cần tăng thêm lượng mưa khi $T < 210^{\circ}\text{K}$, mà ngược lại cần giảm mưa khi $T < 210^{\circ}\text{K}$. Từ phân tích đó tác giả đưa ra các chỉ tiêu hiệu chỉnh nhân tố ẩm môi trường như sau:

- Nếu $T < 210^{\circ}\text{K}$ và $PW \cdot RH > 1,0$ thì độ ẩm môi trường đã rất cao, không cần nhân lượng mưa ước lượng với $PW \cdot RH$.

- Nếu $T < 200^{\circ}\text{K}$ thì lượng mưa ước lượng bị giới hạn bởi cường độ mưa cực đại là 72,0mm/h (mưa cực đại đã đo được ở Mỹ cho ô lưới 4 x 4km).

2) Dựa trên một thừa nhận là khi mây suy thoái (tan dần) hoặc khi đỉnh mây lạnh lại trở nên ẩm thì chỉ cho mưa chút ít hoặc không mưa, nên lượng mưa ước lượng từ phương trình hồi quy và ước lượng ẩm sau đó sẽ được thay đổi theo các cách sau:

- Nếu ảnh điểm IR lạnh nhất trên ảnh thứ nhất sang ảnh thứ 2 chúng lại lạnh hơn thì chúng tỏ hệ thống đối lưu mạnh thêm và các ảnh điểm trên ảnh thứ nhất quan hệ với cường độ mưa mạnh nhất. Trong trường hợp này lượng mưa tính được bằng phương trình hồi quy sẽ giữ nguyên không đổi.

- Nếu ảnh điểm IR lạnh nhất trên ảnh thứ nhất sang ảnh thứ 2 lại ẩm hơn thì chúng tỏ hệ thống đối lưu đã suy yếu và dòng thăng đã ngừng. Trong trường hợp này lượng mưa ước lượng được điều chỉnh bằng 0 đối với các ảnh điểm đó.

- Nếu không có sự thay đổi nhiệt độ đỉnh mây trong 2 ảnh liên tiếp (không mạnh lên hoặc không suy thoái trong khoảng thời gian 1/2 giờ) thì lượng mưa ước lượng được từ phương trình hồi quy sẽ được giữ nguyên.

Trong hiệu chỉnh 2) trên đây chỉ là phân biệt có mưa hay không mưa, chứ không làm thay đổi lượng mưa đã ước lượng theo hàm R.

3) Khi nào ta chỉ có 1 ảnh IR trong khoảng thời gian 2 đến 3 giờ thì sử dụng khái niệm sự khác nhau xác định, bằng cách lấy nhiệt độ cực đại và cực tiểu bên trong

mỗi ô lưới 3 x 3 hay 5 x 5 ảnh điểm. Tư tưởng này là đi tìm những ảnh điểm cao hơn độ cao bề mặt đỉnh mây trung bình (nhiệt độ cực tiểu địa phương) và thừa nhận những ảnh điểm này chỉ định cho ta đối lưu hoạt động liên quan với giáng thủy thấp. Quy trình này bao gồm tìm những đỉnh mây cao nhất (lạnh nhất) và thấp nhất (ấm nhất) trong miền 3 x 3 ảnh điểm, đặt vào vị trí $P_0=(x_0,y_0)$, sau đó hiệu chỉnh theo các cách sau:

- Nếu P_0 cực đại, có nghĩa là đỉnh mây cao với P_0 lạnh hơn xung quanh nó, khi ấy mưa ước lượng bằng hồi quy sẽ giữ nguyên.

- Nếu P_0 cực tiểu, có nghĩa là đỉnh mây ấm hơn xung quanh, mưa ước lượng bằng 0.

- Nếu P_0 không phải cực đại mà cũng không phải cực tiểu, có nghĩa là độ cao mây hay nhiệt độ như môi trường xung quanh, mưa ước lượng bằng 0.

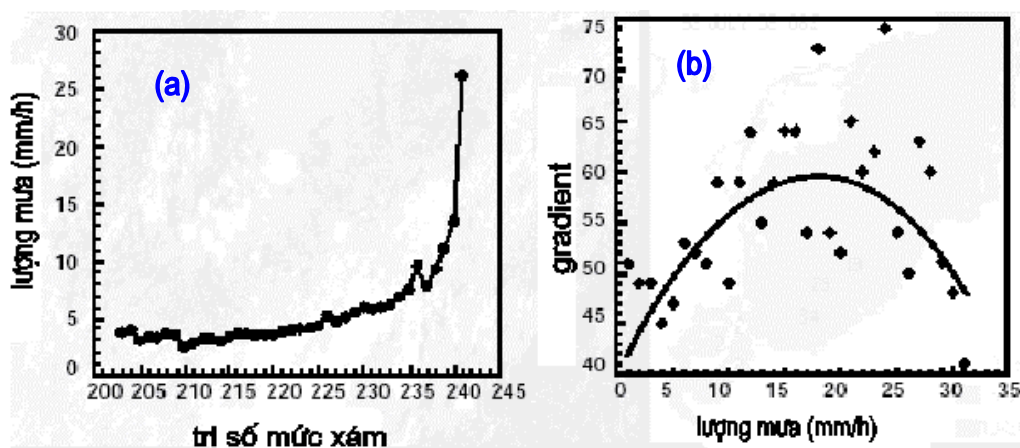
Nếu với ô lưới 3 x 3 ảnh điểm không xác định được, ta sử dụng ô lưới 5 x 5 ảnh điểm.

Trong hiệu chỉnh 3) nói trên (tác giả gọi là nhân tố hiệu chỉnh gradient của mây) cũng giống như 2), chỉ là phân biệt có mưa hay không mưa, chứ không làm thay đổi lượng mưa đã ước lượng theo hàm R.

Cuối cùng cường độ mưa trung bình 1 giờ sẽ được tính dựa trên trung bình thống kê 3 ảnh liên tiếp cho từng ảnh điểm, từng giờ một theo công thức:

$$R \text{ (1/hour)} = (R_{\min} + 2 \cdot R_{tb} + R_{\max}) / 4 \quad (4.4)$$

Trong đó R_{tb} là trị số trung bình, R_{\min} là R cực tiểu, R_{\max} là R cực đại theo 3 ảnh liên tiếp. Lượng mưa tích lũy theo thời đoạn lớn hơn 1 giờ (3, 6, 12 giờ,...) được tính bằng cách cộng dồn từ lượng mưa 1 giờ.



Hình 4.37a. Quan hệ mức xám - lượng mưa (a) và hiệu chỉnh (b) [9]

4.5.2.2. Phương pháp ước lượng mưa lớn có hiệu chỉnh mây nóng

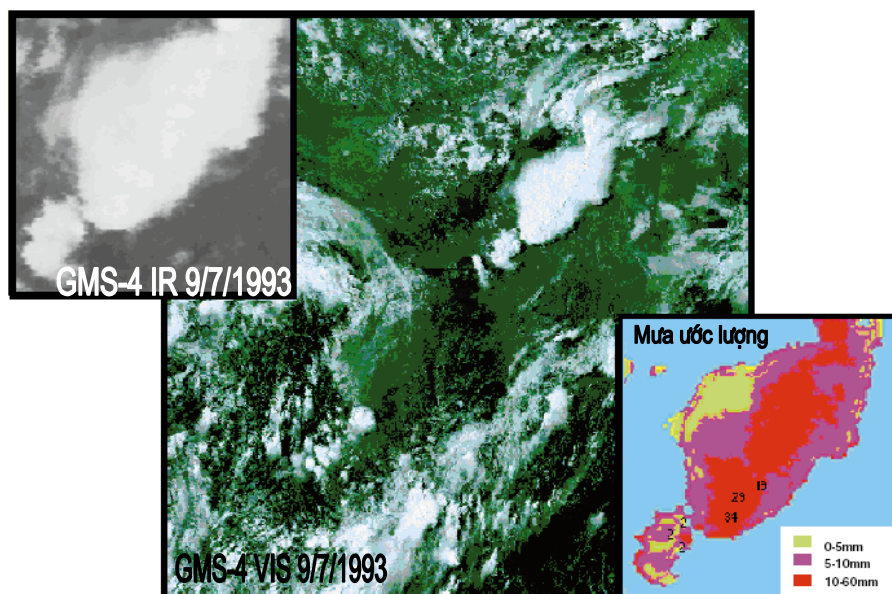
Phương pháp ước lượng mưa có hiệu chỉnh mây nóng được các nhà khoa học ở Trung tâm Khí tượng Vệ tinh Quốc gia (TT KTVT QG) Trung quốc [9] phát triển có thể đưa ra bản đồ tổng lượng mưa lớn phục vụ cho nhiều mục đích khác nhau, trong đó có dự báo lũ lụt. Các dữ liệu số đã được xử lý bằng máy tính nên có thể làm cho các

vùng rộng lớn về không gian và liên tục, kịp thời về thời gian. Với ảnh thị phổ và hồng ngoại việc ước lượng mưa cho một số vùng kết quả rất khả quan. Mưa do đối lưu sâu có liên quan nhất định với các đặc trưng mây trên ảnh vệ tinh. Nói chung, mây càng lạnh thì mưa càng lớn.

Song ở đây thay vì xác định nhiệt độ đỉnh mây, tác giả lấy mức xám. Quan hệ này được xây dựng thành biểu đồ ở hình 4.37a. Trên hình vẽ nhiệt độ mây được thay thế bằng các trị số độ xám tính được từ ảnh mây GSM-4. Nó cho ta thấy rõ rằng trị số độ xám tính được quan hệ nhạy cảm với mưa do mây rất lạnh và từ đó có thể dự tính được lượng mưa rất lớn.

Nhưng đối với mây âm thì vấn đề hoàn toàn khó khăn. Vấn đề này có thể giải quyết tới một mức nào đó nhờ đồ thị thứ 2 trên hình 4.37b, trong đó quan hệ giữa mưa và gradient nhiệt độ mây đã được chỉ ra. Hình 4.37b đã chứng tỏ rằng khi mưa tương đối nhỏ thì lượng mưa tỷ lệ với gradient nhiệt độ mây. Điều này chủ yếu diễn tả nhiệt độ tương ứng với các trị số thấp hơn trên hình 4.37a. Khuynh hướng này mất hết ý nghĩa bởi dòng đi ra của mây Cirrus bên trên trung tâm mây đối lưu, nơi mà nhiệt độ mây rất thấp, và thường cho mưa lớn nhất.

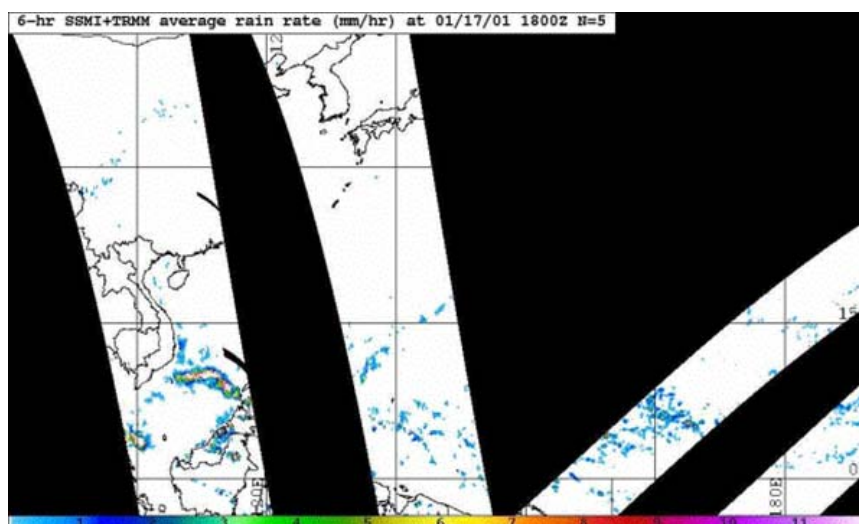
Năm 1994, sau khi phân tích các đặc trưng mây một cách chi tiết, phương pháp ước lượng mưa đối lưu từng giờ đã được các nhà khoa học ở TT KTVT QG Trung quốc phát triển. Nó được dựa trên các quan hệ giữa giáng thủy và một số các đặc trưng mây, bao gồm nhiệt độ mây, gradient nhiệt độ mây, khuynh hướng biến động của mây, v.v... Trong phương pháp cũng đã xem xét đến cả ảnh hưởng của địa hình. Ba hình chồng nhau trên hình 4.38 là GSM-4 IR (góc trái trên), GSM-4 VIS (ảnh to ở giữa) và kết quả ước lượng mưa lớn cho cơn bão rất mạnh ngày 9/7/1993 ở Trung quốc (góc phải dưới).



Hình 4.38 Ước lượng mưa bão ngày 9/7/1993 [9]

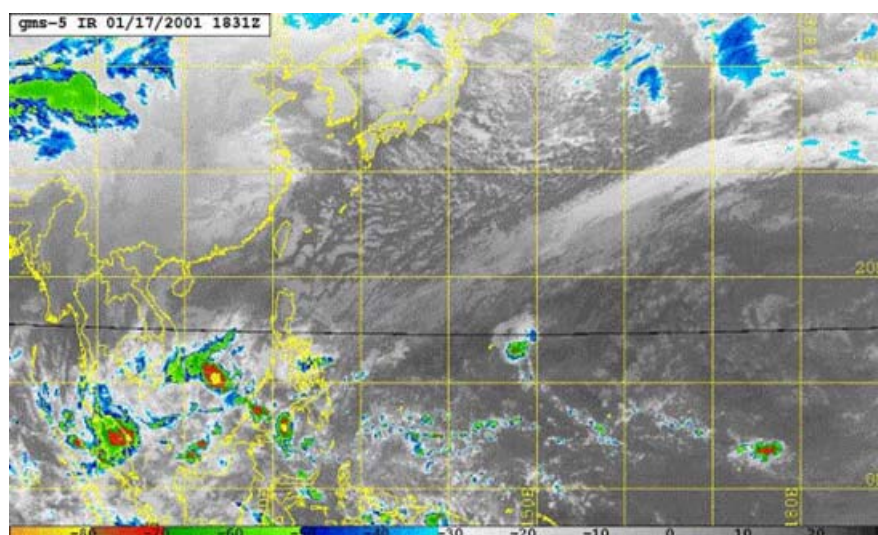
4.5.3 Phương pháp ước lượng mưa dựa trên viễn thám vi sóng

Khác với các phương pháp ước lượng mưa truyền thống dựa trên ảnh hồng ngoại của vệ tinh địa tĩnh, phương pháp này sử dụng ảnh đo bằng vi sóng vệ tinh DMSP SSM/I và TRMM TMI trực tiếp và chính xác hơn nhiều so với phương pháp cũ (xem hình 4.39).



Hình 4.39. Thám sát SSM/I, 17Z (trái), TRMM, 1831Z (phải), 17/1/2001 [22, (2)]

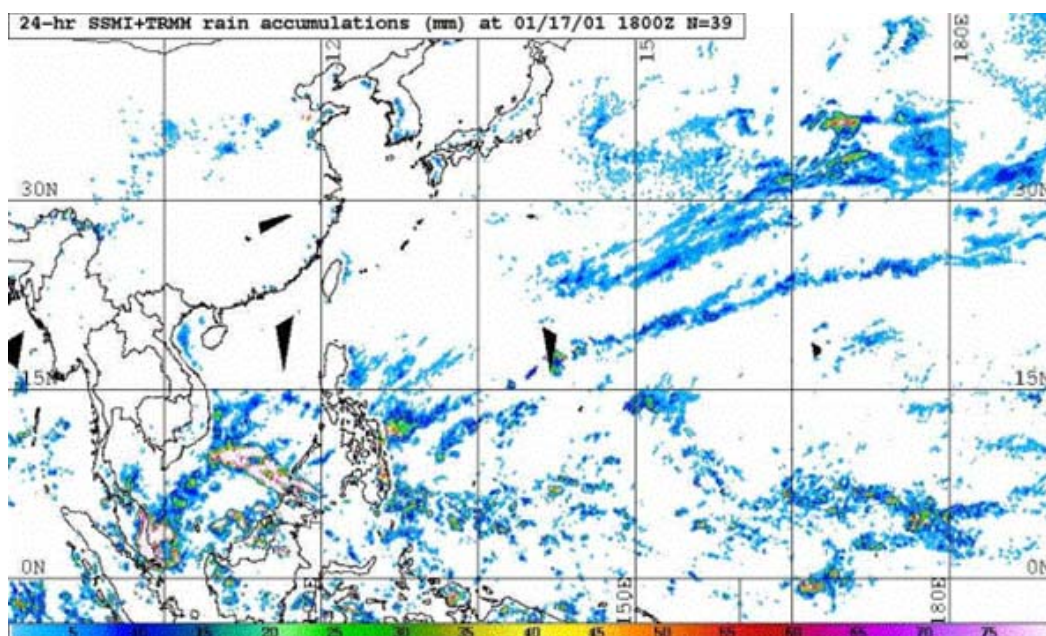
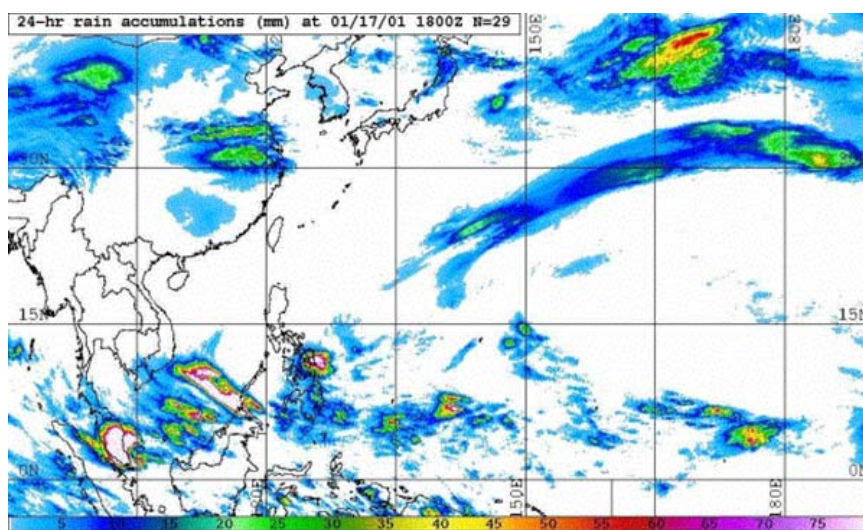
Hình 4.40 Ảnh hồng ngoại GMS 17/1/2001 1831Z [22, (2)]



Thiết bị vi sóng đo trực tiếp cường độ/lượng mưa mà không dựa vào nhiệt độ đỉnh mây. Song có vấn đề là các ước lượng vi sóng còn rất thưa thớt theo không gian và thời gian, nên không phải người dùng ở một khu vực cá biệt nào cũng có thể thu được kịp thời ước lượng mưa vi sóng. Cách giải quyết là hoà hợp sự dư thừa thông tin hồng ngoại địa tĩnh với sự thưa thớt nhưng chính xác của ước lượng mưa vi sóng. Điều này được thực hiện bằng cách cùng định vị trong không gian và thời gian các tập số liệu vi

sóng và địa tĩnh cho từng ô (hộp) vuông 15 x 15 độ kinh vĩ. Sử dụng số liệu trong mỗi ô vuông, một thuật toán định kỳ xác định được một bảng tìm kiếm mới giữa nhiệt độ chói hồng ngoại và lượng mưa dựa trên những đo đạc vệ tinh cùng định vị. Vấn đề quan trọng trong quy trình này là chính xác hoá ngưỡng nhiệt độ được gọi là nhiệt độ mưa ước lượng zê-rô (mưa=0). Khi nhiệt độ lớn hơn giá trị ngưỡng này thì mưa không được ước lượng, còn khi nhiệt độ thấp hơn giá trị ngưỡng này thì mưa được ước lượng tỷ lệ nghịch với nhiệt độ. Trị số nhiệt độ ngưỡng này phải xác định cho từng hộp vuông trong khu vực, nghĩa là nó biến động theo không gian từng hộp vuông, nhờ đó mà nó có được độ chính xác cao và hợp lý.

Hình 4.41
Lượng mưa tích lũy 24h,
17/1/2001
1800Z, chỉ
theo GSM
[22, (2)]



Hình 4.42 Mưa tích lũy 24h, 17/1/2001 1800Z theo TRMM + SSM/I [22, (2)]

Ngoài ra còn một số hiệu chỉnh nhỏ cho phương pháp này. Đỉnh mây âm (được đo trong thời gian trên một giờ) thì được xem là mây sẽ suy thoái và cường độ mưa sẽ giảm đi tương ứng. Một hiệu chỉnh nữa là làm phép thử đối với mây Cirrus mỏng. Nếu nhận biết/phát hiện được mây Cirrus mỏng thì không ước lượng mưa cho nó. Một khó khăn nữa là đối với vùng núi cao, lượng mưa ước lượng đôi khi rất tồi. Để khắc phục cái đó, người ta đưa ra quy trình kiểm tra hiệu ứng điều kiện địa hình để theo số liệu NOGAPS mà hiệu chỉnh cho phù hợp.

Tất nhiên phương pháp này có nhiều ưu điểm, nhưng cũng vẫn còn những hạn chế. Trong đó một ưu điểm đáng kể là nó đã khắc phục được hạn chế quan trọng của phương pháp dựa vào nhiệt độ hồng ngoại đỉnh mây. Với phương pháp này không phải bao giờ nhiệt độ đỉnh mây âm cũng không mưa mà mây âm có thể cho ước lượng mưa lớn và ngược lại mây lạnh hơn cùng tính hướng cũng có thể là không mưa.

Các hình trên là thí dụ minh họa kết quả ước lượng mưa tích lũy 24h ngày 17/1/2001 trên khu vực Tây Thái Bình Dương, trong đó có Việt Nam.

Trên hình 4.39 là ước lượng mưa những lần vệ tinh SSM/I (nửa trái hình vẽ) và TRMM (nửa bên phải hình vẽ) bay qua khu vực Tây Bắc TBD trong vài giờ trước thời hạn hiệu lực 17Z. Lượng mưa ghi trên hình vẽ là cường độ mưa tức thời chứ không phải lượng mưa tích lũy. Yếu điểm của sản phẩm này là các lần bay qua khác nhau vệ tinh quét không hết diện tích. Còn ảnh hồng ngoại trên hình 4.40 có ưu điểm là rất ít chỗ hờ và cứ 1/2 giờ một ảnh, những đỉnh mây lạnh có thể cho ta biết ở đó có mưa, nhưng yếu điểm là không biết mưa bao nhiêu. Trên hình 4.41 là mưa GMS tích lũy 24giờ (nên nó lớn hơn mưa kỳ quan trắc 1831Z tương ứng ở hình 4.40). Còn trên hình 4.42 là mưa TRMM + SSM/I tích lũy 24h, có một số chỗ màu đen và lượng mưa không lớn như ở hình 4.41 vì vệ tinh không phủ kín diện tích và chỉ có số ít lần bay qua.

TÀI LIỆU THAM KHẢO CHỦ YẾU

Tiếng Việt:

1. Trần Đình Bá, 1985: Sử dụng tài liệu vệ tinh phân tích và dự báo bão ở Biển Đông. Tập công trình của Chương trình bão Tổng cục KTTV, 1985.
2. Hoàng Minh Hiền, 2001: Bước đầu xác định và khoanh vùng mưa lớn trong bão từ ảnh vệ tinh địa tĩnh. Báo cáo đề tài áp dụng tiến bộ KHKT, TTQG DB KTTV, 2001.
3. Đỗ Lệ Thủy & các cộng sự, 2003: Ước lượng mưa bằng ảnh mây vệ tinh. Báo cáo đề tài áp dụng tiến bộ KHKT, TTQG DB KTTV, 2004.
4. Nguyễn Đức Ngữ, 2002: Tác động của ENSO đến thời tiết, khí hậu, môi trường và kinh tế xã hội Việt Nam. BC kết quả đề tài NC KH ĐL cấp NN, 2002.

Tiếng Nga:

5. Be-đơ-rith-ki A. I., 1999: Tóm tắt lịch sử 165 năm Tổng cục Khí tượng Thủy văn Nga. Tạp chí KTTV, No5, 1999 (tiếng Nga).
6. Minina L. S., 1970: Thực hành Nephanalysis. Nhà xuất bản KTTV Lê-nin-grad, 1970 (tiếng Nga).

Tiếng Anh:

7. Dvorak, V.F., 1984: "Tropical cyclone intensity analysis using satellite data" NOAA Tech. Rep. NESDIS 11, 47pp.
8. Ellrod Gary, 2003: Aviation and Marine Applications. UCAR.
9. EUMETSAT-WMO, 1999: Satellite Meteorology.
10. **Frank Monaldo, 1996:** Primer on the Estimation of Sea Surface Temperature Using TeraScan Processing of NOAA AVHRR Satellite Data. Version 2.0, S1R-96M-03. **The Johns Hopkins University, Applied Physics Laboratory.**
11. Kidder, S. Q., Haar, T. V., 1995: Satellite Meteorology: An introduction. Academic Press.
12. Kidder Stanley Q.,..., 2000, 2002: Satellite Meteorology Orientation Manual. CIRA/Colorado State University & NOAA/National Weather Service.
13. Masami Tokuno, 2001: The present and future calibration of Meteorological Satellite sensors in Japan. MSC JMA.
14. McClain, E. P. (1981), Multiple atmospheric-window techniques for 1 satellite-derived sea surface temperatures, Oceanography from space, edited by J. Gower, Plenum Press, New York..
15. Menzel, W.P., 2001:, Applications with Meteorological Satellite. NOAA/NESDIS, Office of Research and Applications, Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies, University of Wisconsin.
16. Nicholas M. Short, 2002: Remote Sensing Tutorial. EOS NASA Website.

17. The GMS USER'S GUIDE, Meteorological Satellite Center, JMA, Third Edition, 1997.
18. Weinreb, M.P., J.X. Johnson, J.C. Bremer,..., 1997: Operational Calibration of the Imagers and Sounders on the GOES-8 and -9 Satellites. NOAA/NESDIS.
19. WMO, SGMS, EUMETSAT, 1999: Satellite Meteorology. EUSAT CD-ROM, April 1999.
20. WMO/TD, 1998: Application and presentation layer specifications for the LRIT/LRPT/HRIT/HRPT data format. SAT-19.
21. WMO/TD 1052, 2001: Statement of guidance regarding how well satellite and in situ sensor capabilities meet WMO user requirements in several application area. SAT 26. Annex A.
22. Các trang Web đã có trích xuất tư liệu về ứng dụng Khí tượng Vệ tinh của WMO và các nước thành viên: (1) Hoakỳ: Đại học Winsconsin (SIMSS/SSEC/AOS,...), (2) Hoa kỳ: (NOAA/NESDIS/NRL; NOAA/NESDIS/ORA/UCAR), (3) Nhật bản (JMA), (4) Thái lan (TMD), (5) Úc (BoM), (6) Hồng công (HK Observatory), (7) Châu Âu (EUMETSAT), (8) Việt Nam (Trung tâm dự báo KTTV Trung ương - NCHMF), (9) WMO.

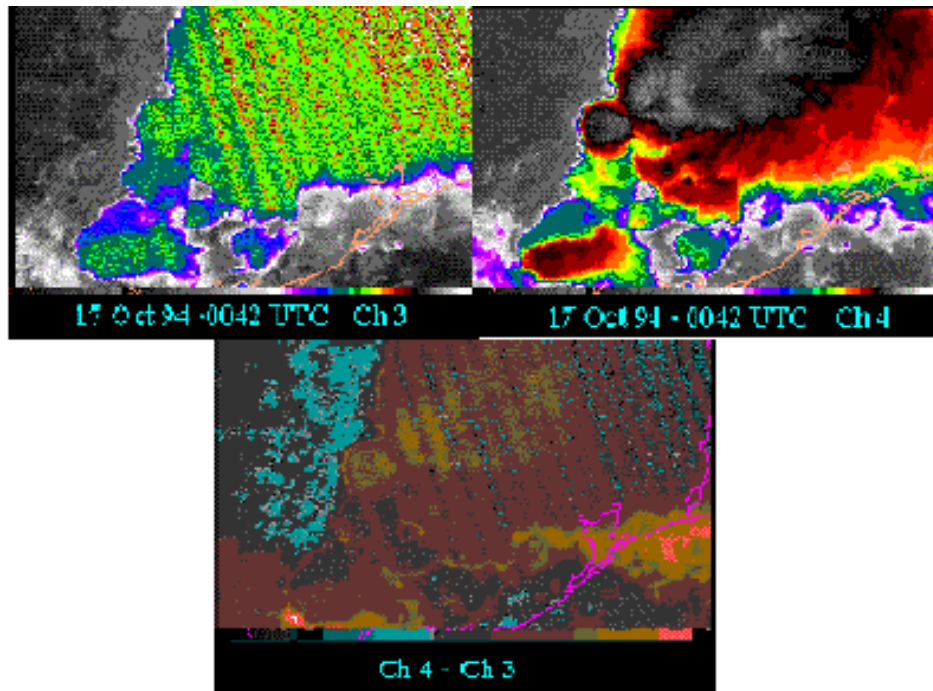
DANH SÁCH CÁC WEBSITES ĐÃ THAM KHẢO

ADEOS Advanced Earth Observing Satellite (NASDA, Japan)
BoM Bureau of Meteorology (Australia)
CCRS Canada Centre for Remote Sensing
CGMS Coordination Group for Meteorological Satellites
CIMSS Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies
CIRA Cooperative Institute for Research in the Atmosphere
CLS Collecte Localisation Satellites
CMA China Meteorological Agency
DMSP Defense Meteorological Satellite Program (USA)
ECMWF European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ESA European Space Agency
EUMETSAT The European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
FY-2 Feng-Yun 2 (China, CMA)
GMS Geostationary Meteorological Satellite (Japan)
GOMS Geostationary Operational Meteorological Satellite (Russia)
GPCC Global Precipitation Climatology Centre
GPCP Global Precipitation Climatology Project
GSFC Goddard Space Flight Center
GVI Global Vegetation Indices
INDOEX Indian Ocean Experiment
ISCCP International Satellite Cloud Climatology Project
JMA Japan Meteorological Agency
KNMI Royal Netherlands Meteorological Institute
NASA National Aeronautics and Space Administration (USA)
NASDA National Space Development Agency (Japan)
NCEP National Centers for Environmental Prediction (USA)
NESDIS National Environmental Satellite Data and Information Service (USA)
NHC National Hurricane Center of the USA
NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration (of the USA) (and its polar satellite series)
NOAA-KLM NOAA satellites. (User Guide)
NOAA-SEL NOAA Software Engineering Laboratory
NPOESS National Polar-orbiting Operational Environmental Satellite System (USA)
NWS National Weather Service (USA)
PMEL Pacific Marine Environmental Laboratory (USA)
POES Polar-orbiting Operational Environmental Satellites (USA)
SSEC Space Science and Engineering Center (University of Wisconsin, USA)

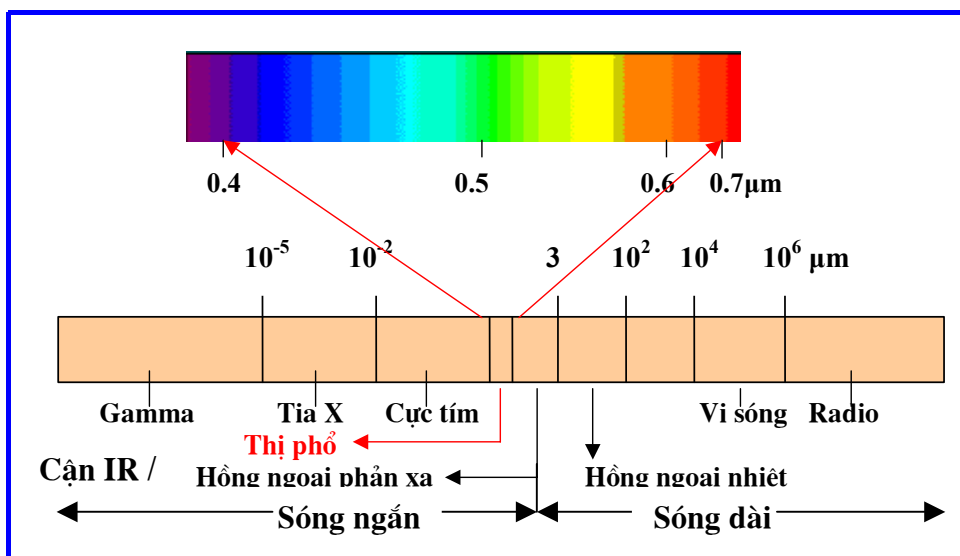
UCAR United States Center for Atmospheric Research
WCRP World Climate Research Programme
WMO World Meteorological Organization
WWW World Weather Watch (WMO)

CÁC ẢNH MÀU

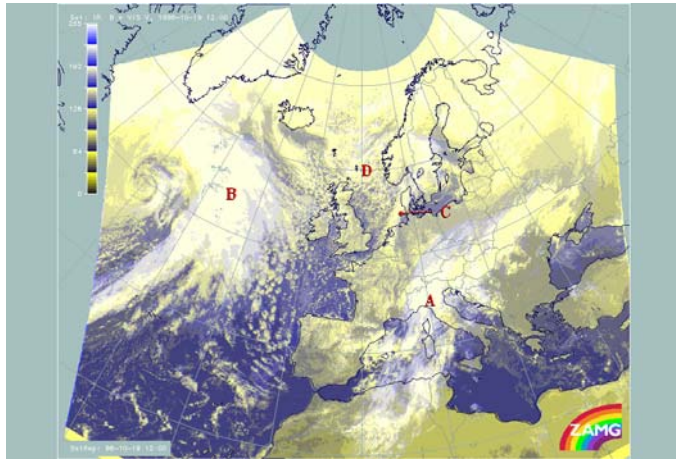
(Giáo trình *KHÍ TƯỢNG VỆ TINH* gồm 12 trang thuộc Chương 2- 4)



Hình 2.13 So sánh khả năng phát xạ trên các kênh khác nhau [12]

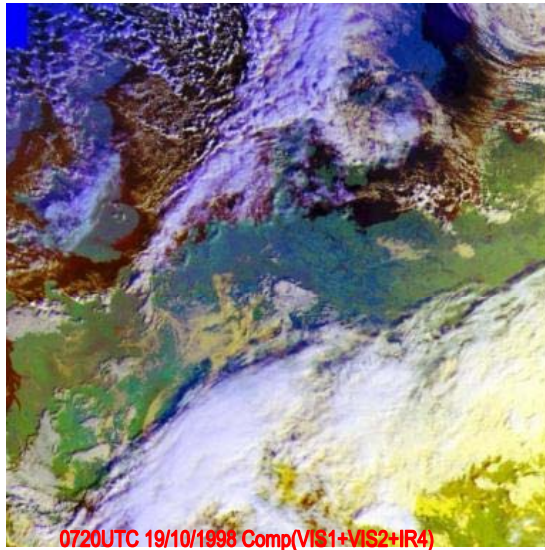


Hình 2.17 Dải phổ điện từ [12]

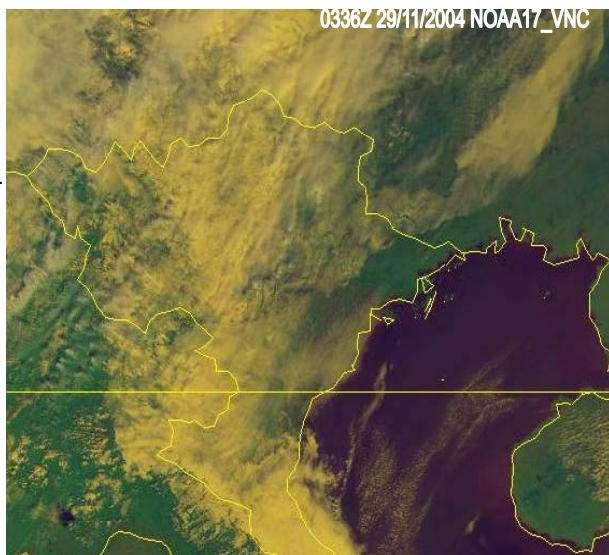


Hình 2.29 Ảnh tổ hợp VIS + IR, 19/10/98, 12UTC [22, (2)]

Hình 2.30 Ảnh VIS1,
VIS2, IR4 và ảnh tổ hợp
3 kênh [22, (2)]

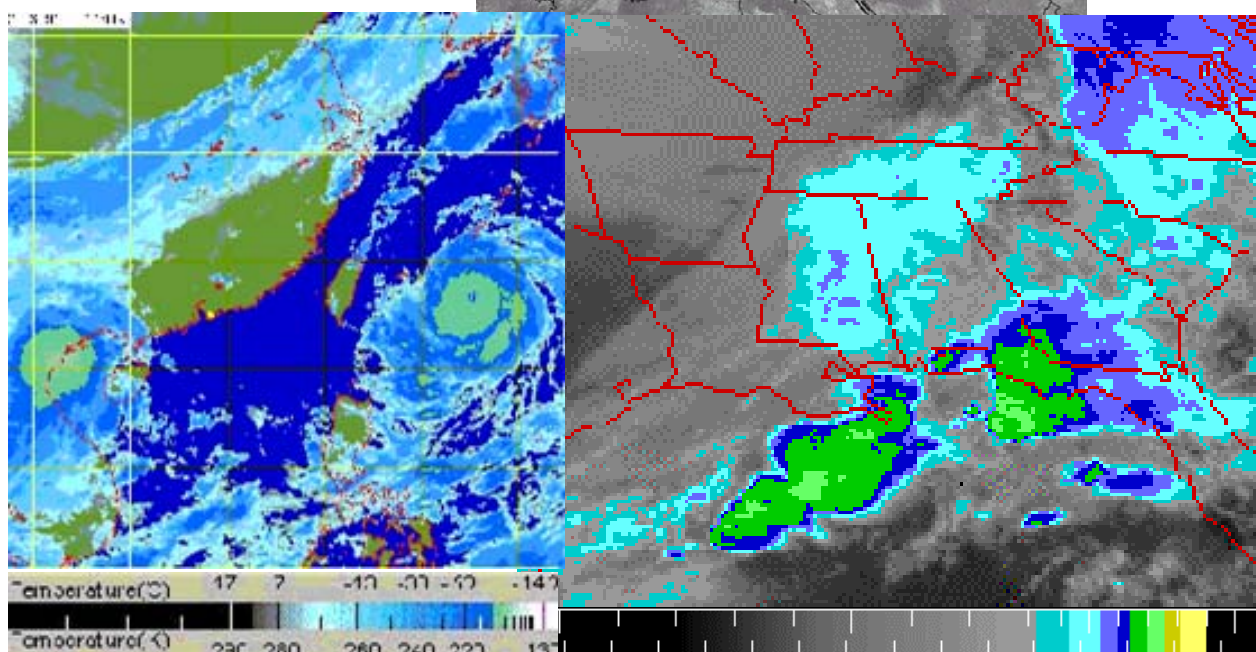
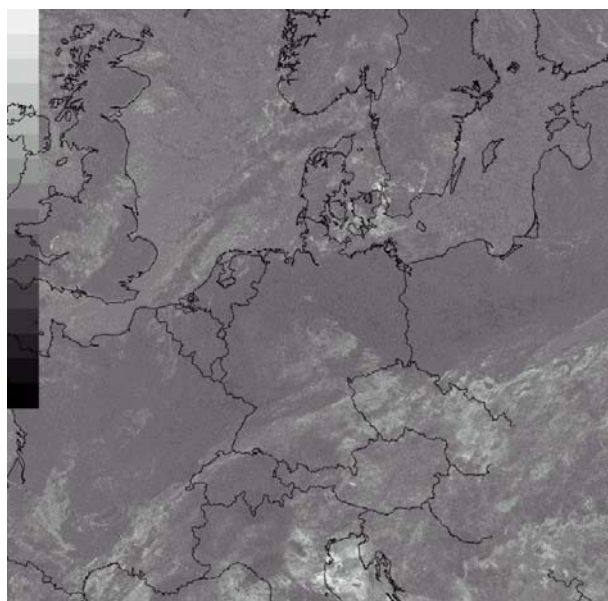


và
29/11/2004

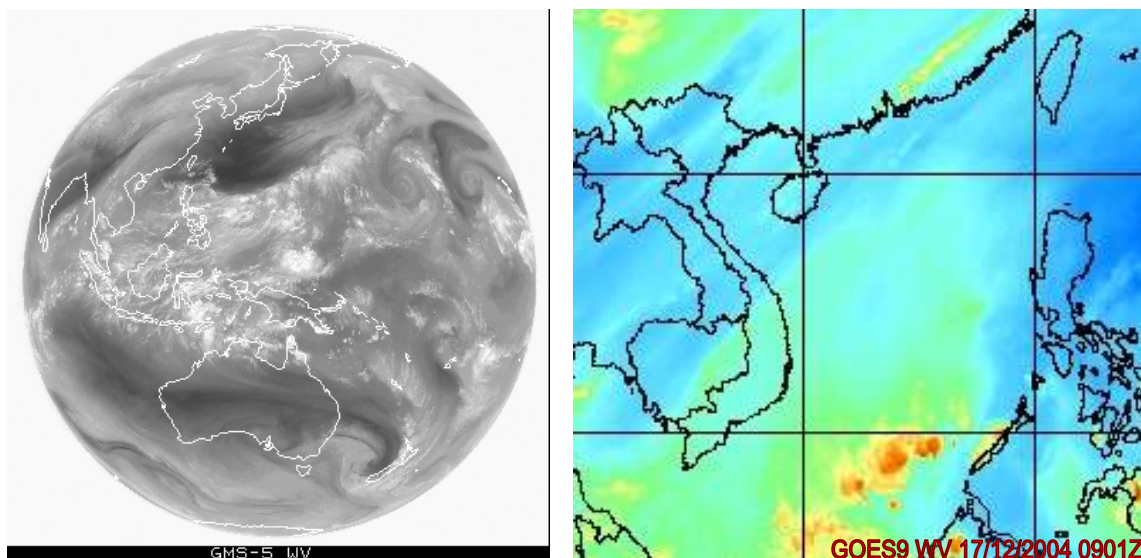


Hình 2.31 Ảnh VIS1, VIS2
ảnh tổ hợp 0336Z
[22, (8)]

Hình 2.32b
Ảnh tổ hợp hiệu
2 kênh (IR4 - IR5),
19/10/98, 0720UTC
[22, (2)]

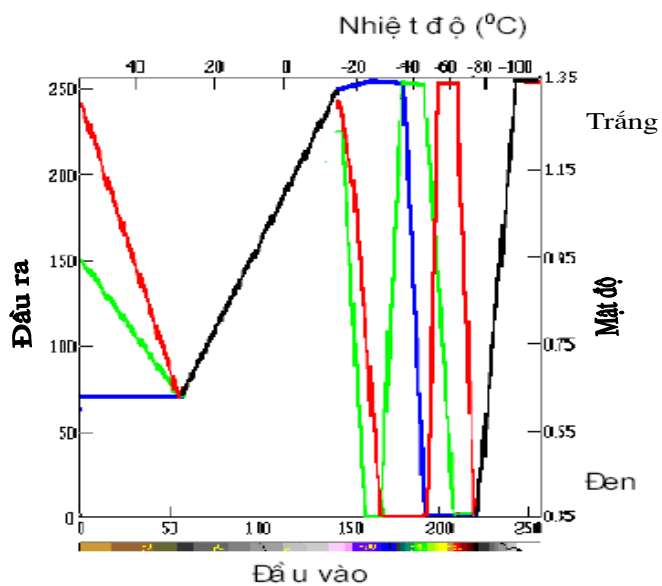


Hình 3.5 Ảnh IR tăng cường màu [22, (6)] (trái) và [12] (phải)

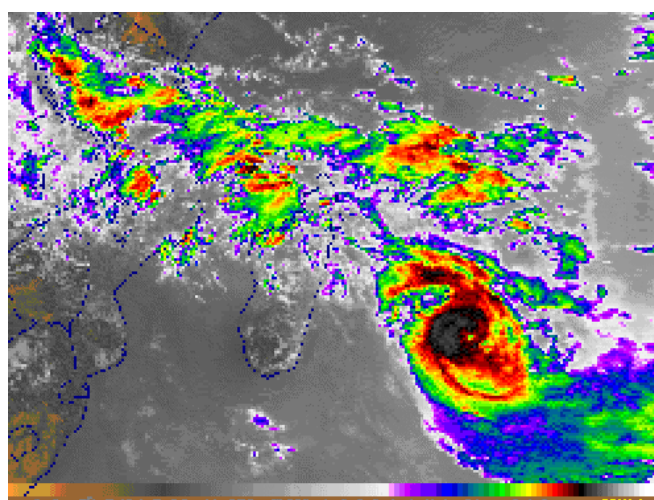


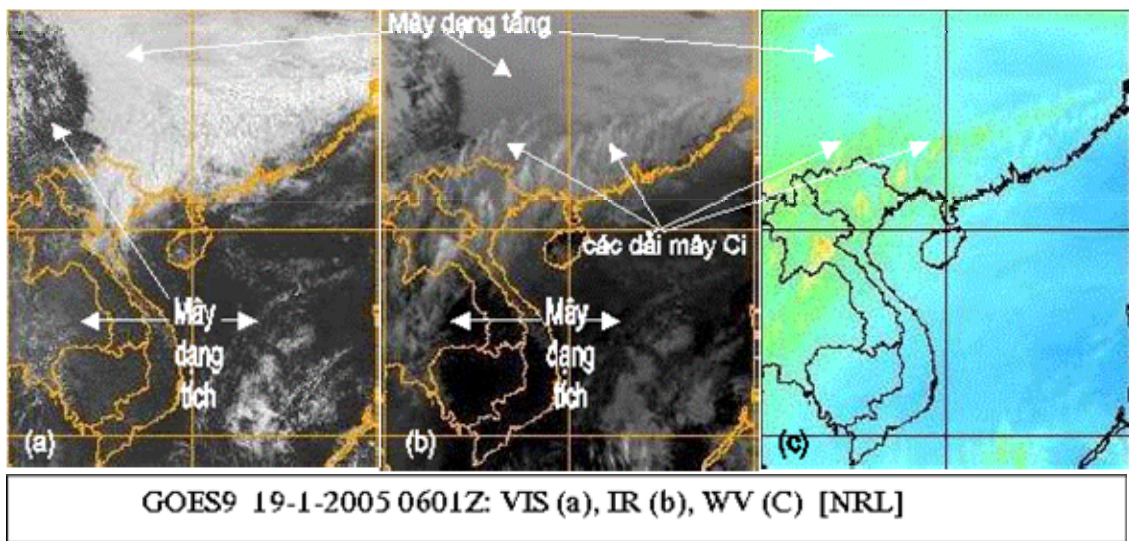
Hỡnh 3.6 Ảnh hơi nước GMS-5 [22, (3)] (trỏi) và GOES-9 [22, (2)] (phỏi)

Hỡnh 3.15 Đường cong tăng cường màu [12]

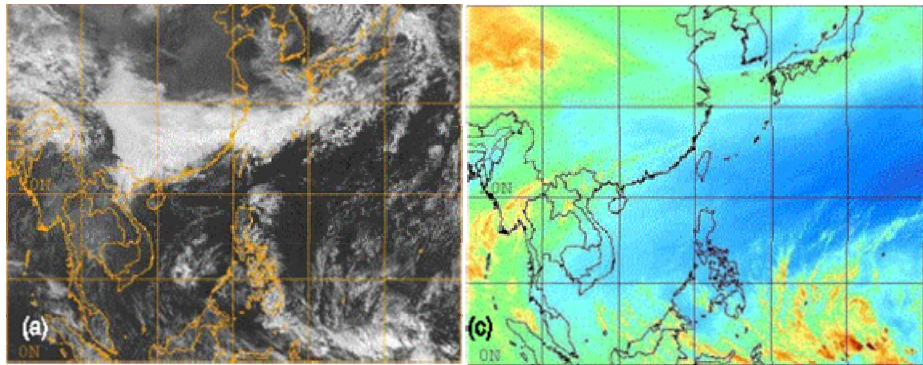


Hỡnh 3.16 Ảnh mùn bủ đủ tăng cường màu theo đường cong tròn [12]



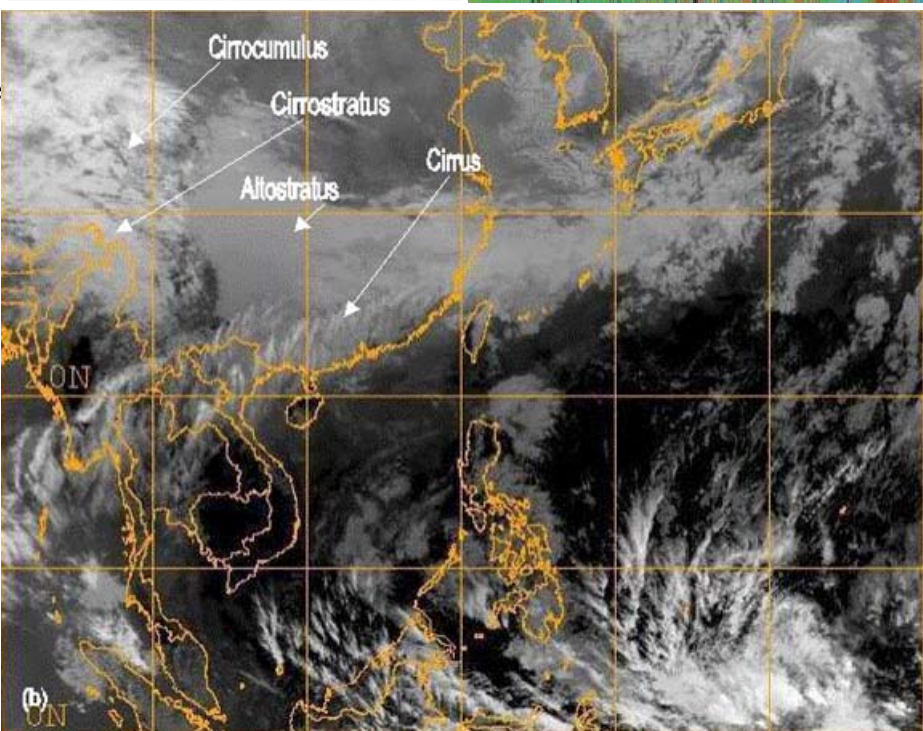


Hình 3.21 So sánh mây dạng tầng tròn 3 loại ảnh mây vệ tinh [22, (2)]



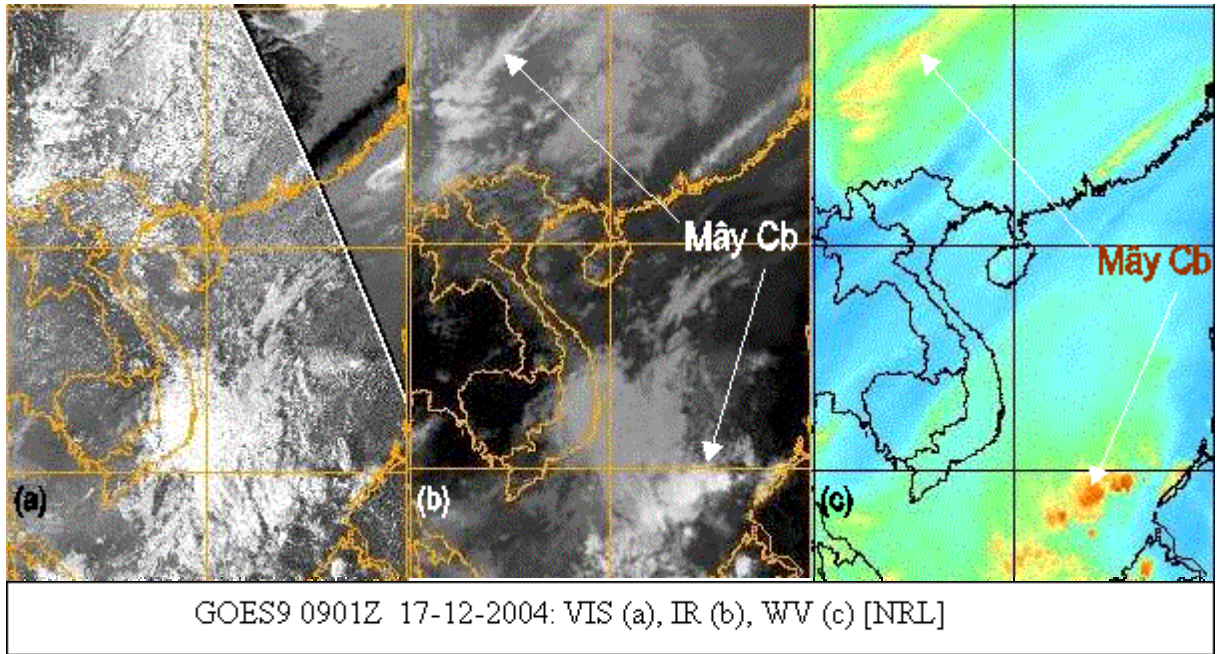
Hình 3.22
Kết hợp 3
loại ảnh nhận

biết

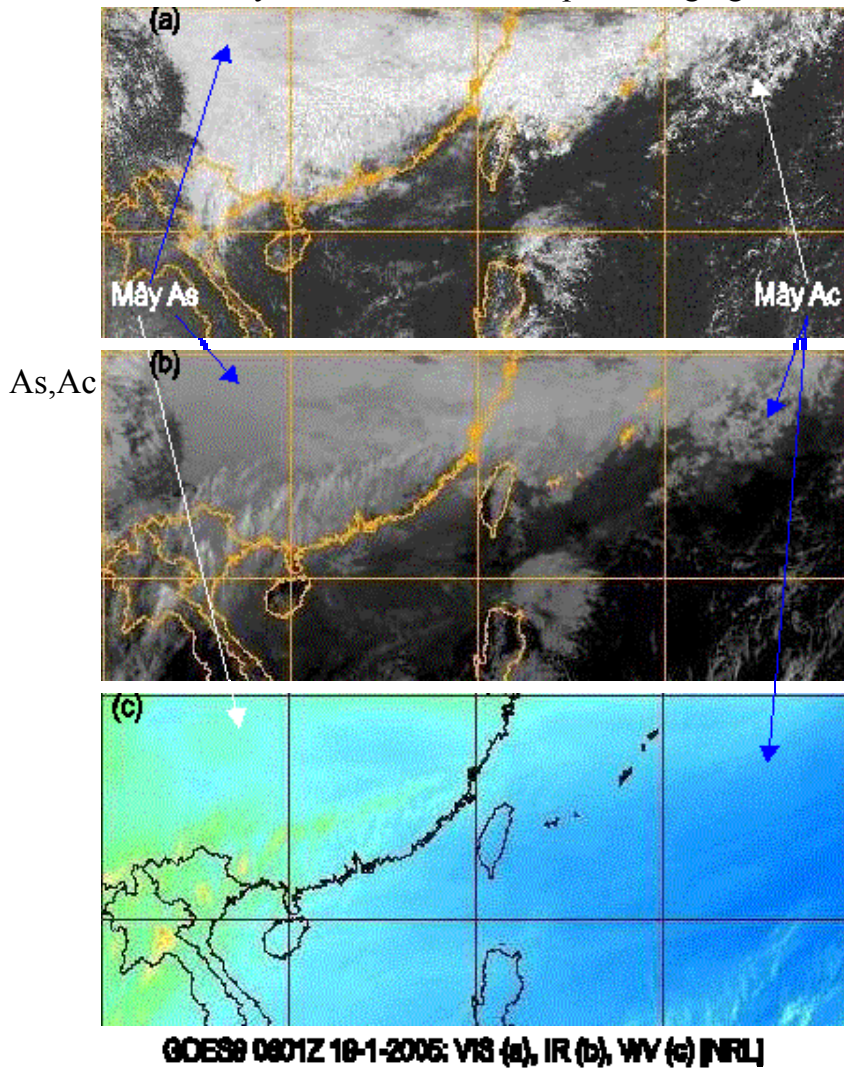


mây tầng cao
Ci, Cs và Cc
[22, (2)]

GOES9 0601Z 19-1-2005: VIS (a), IR (b), WV (c) [NRL]

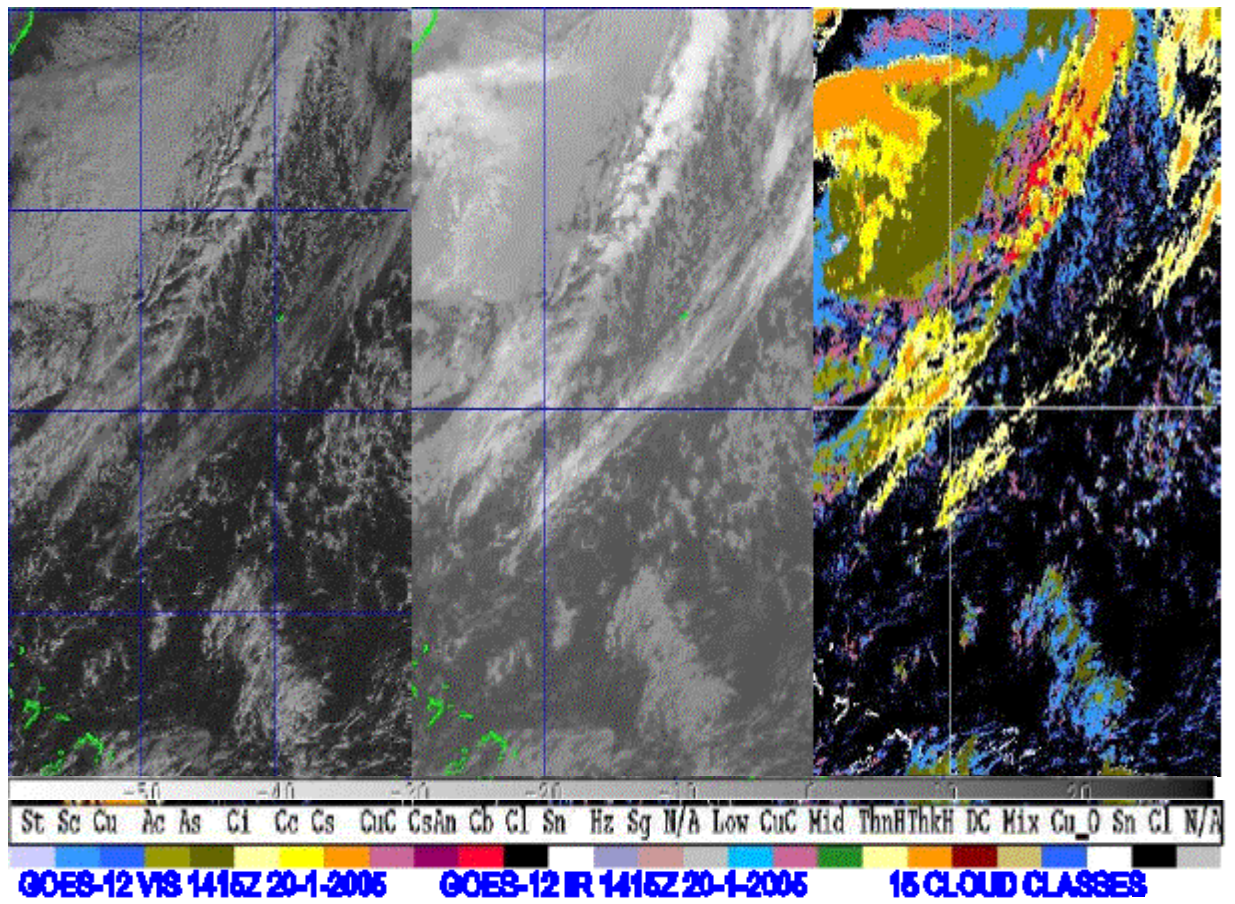


Hỡnh 3.23 Mờy vũ tỡch trờn ảnh thị phỏ, hồng ngoại và hơi nước [22, (2)]

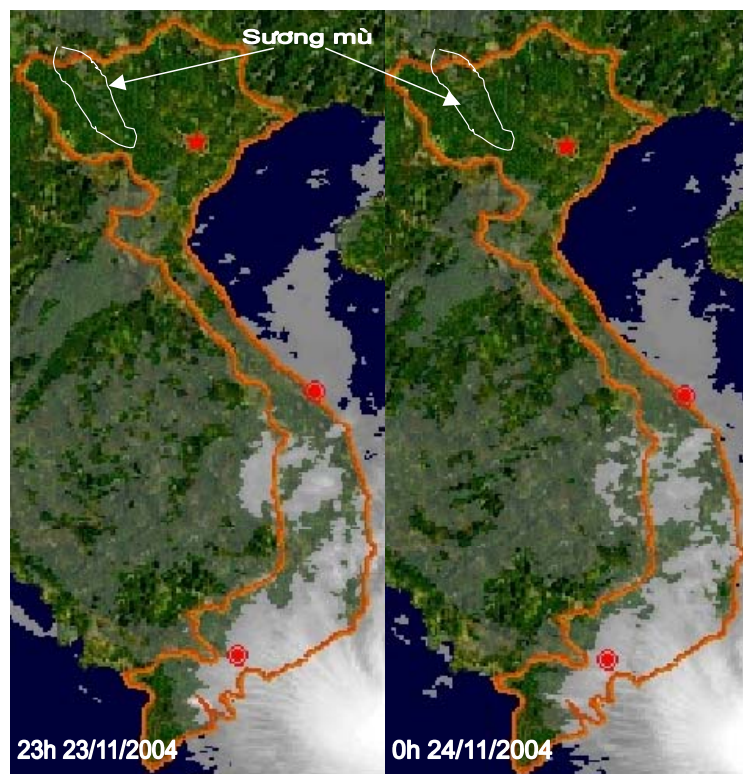


Hỡnh 3.24 Mờy

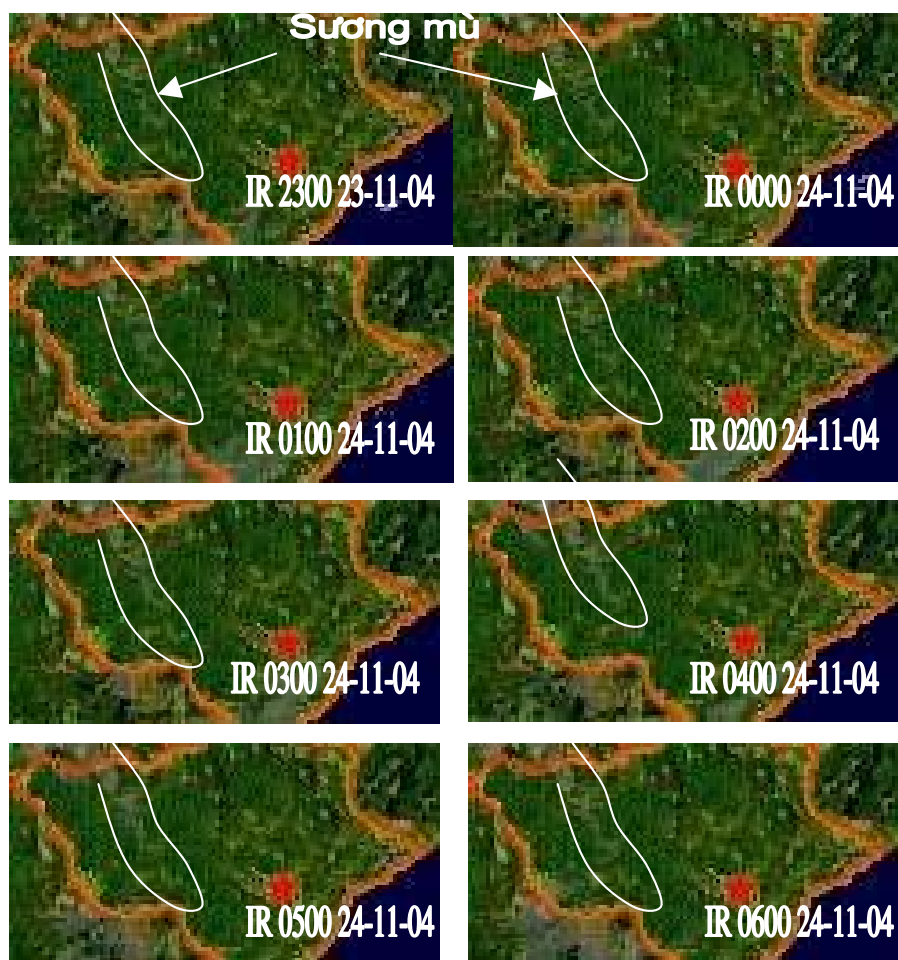
trờn ảnh thị phỏ, hồng ngoại và hơi nước [22, (2)]



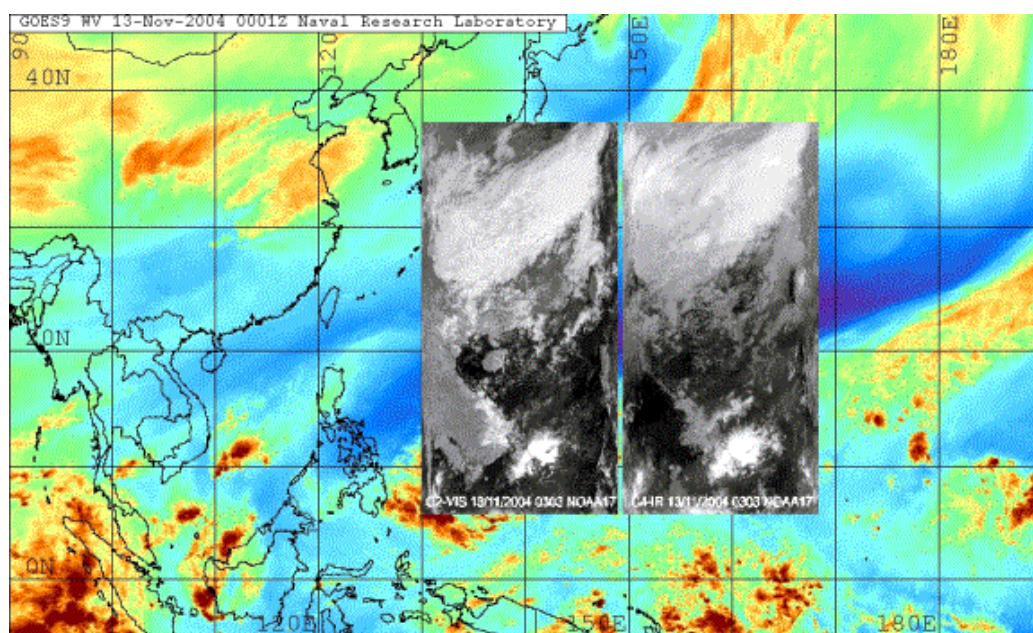
Hỡnh 3.26 Cỏc loỏi mỳ nhận dạng theo ảnh VIS và IR, ngày 20-1-2005 [22, (2)]



Hỡnh 3.27
Sương mù
thung lũng
sụng Đà từ
đờm 23/11/2004
[22, (8)]



Hình 3.28 Sương mù thung lũng sông Đà kéo dài đến 6 h 24/11/2004 [22, (8)]



Hình 4.6 So sánh dải mù front lạnh trên ảnh thị phổ, hồng ngoại và hơi nước [22, (2)]