대기복사모형을 이용한 위성영상의 대기보정에 관한 연구

오성남
기상연구소 원격탐사연구실
서울시 동작구 신대방동 460-18, 156-720
전화: (02) 841-2786, Fax: (02) 841-2787
E-mail: snoh@metri.re.kr

A Study on Atmospheric Correction in Satellite Imagery Using an Atmospheric Radiation Model

Sung-Nam Oh
Remote Sensing Research Lab., Meteorological Research Institute
460-18, Shindaebang-dong, Tongjak-gu, Seoul, Korea, 156-720
Phone: +822-841-2786, Fax: +822-841-2787
E-mail: snoh@metri.re.kr

Abstract

A technique on atmospheric correction algorithm to the multi-band reflectance of Landsat TM imagery has been developed using an atmospheric radiation transfer model for eliminating the atmospheric and surface diffusion effects.

Despite the fact that the technique of satellite image processing has been continually developed, there is still a difference between the radiance value registered by satellite borne detector and the true value registered at the ground surface. Such difference is caused by atmospheric attenuations of radiance energy transfer process which is mostly associated with the presence of aerosol particles in atmospheric suspension and surface irradiance characteristics. The atmospheric reflectance depend on atmospheric optical depth and aerosol concentration, and closely related to geographical and environmental surface characteristics. Therefore, when the effects of surface diffuse and aerosol reflectance are eliminated from the satellite image, it is actually corrected from atmospheric optical conditions.

The objective of this study is to develop an algorithm for making atmospheric correction in satellite image. The study is processed with the correction function which is developed for eliminating the effects of atmospheric path scattering and surface adjacent pixel spectral reflectance within an atmospheric radiation model. The diffused radiance of adjacent pixel in the image obtained from accounting the average reflectance in the 7 × 7 neighbourhood pixels and using the land cover classification. The atmospheric correction functions are provided by a radiation transfer model of LOWTRAN 7 based on the actual atmospheric soundings over the Korean atmospheric complexity. The model produce the upward radiances of satellite spectral image for a given surface reflectance and aerosol optical thickness.

1. 서 론

대기와 지표의 광학적 효과가 위성의 영상자료 분석에 미치는 영향은 매우 크다. 지표에서 반사되어 위성에 도달되는 복사량은 지표의 다양한 반사특성과 대기의 수증기 및 에어러솔과 같은 미세 먼지의 광학효과 때문에 위성의 분해능과 영상의 선명도를 크게 저하시킨다 (Fraser, *et al*., 1992; Jensen, 1996; Chavez, 1996). 특히 0.4 - 2.5 ㎛ 파장대의 가시 및 근적외선 복사에너지는 반사와 산란효과가 높아 이들 효과를 제거하지 않고 위성영상을 분석할 때 많은 영상 오차를 유발하여 위성영상의 위치 보정과 지상의 속성 분류를 어렵게 할 뿐 아니라 고해상 위성영상을 분석할 때 큰 저해요인이 된다. 따라서 위성영상 분석에는 이들 대기의 산란현상과 목표화소 주위의 반사 효과에 의하여 영상의 선명도를 감소시키는 저해요인을 제거하는 영상보정이 반드시 수행되어야 한다.

그러나 위성영상에 대한 지금까지의 대기보정은 대기의 광학적 특성을 일정한 값으로 취급하여 왔다(Tanne, 1987; Richter, 1990). 대기의 광학적 특성에 따라 산란정도가 결정되고 지표상태와 위성의 관측시각(viewing geometry)에 따라 반사도가 좌우됨으로 대기의 광학 및 지표의 반사 특성을 고려한 보정은 시공간적으로 균일한 값을 적용 할 수가 없다. 또 대기의 광학적 영상 보정을 위한 알고리듬은 시간별 지표상태를 대표하여야 함으로 영상의 분석에 이러한 모든 효과를 다 포함하기 어렵다 (Moran, *et al*, 1992).

지금까지 위성영상의 대기보정을 위한 알고리듬은 Kaufman(1988)과 Fraster (1992), Moran *et al*.(1992)에 의하여 극히 한정된 지역에 대하여 개발되어 왔다. 이들은 대기의 광학적 특성을 태양 복사측정기(sun photometer)의 관측값으로 계산하여 위성의 측정 센서 중심 파장역의 휘도 값에 적용하여 대기보정 알고리듬을 구하였다. 또 Kaufman(1988)과 Richter(1990)는 유럽과 케나다의 대기조건에 대하여 지구관측 위성의 영상보정 알고리듬을 구한 바 있어나 선별된 대기조건에 대한 준(quasi) 보정 기능만을 제시하였다.

위성영상의 대기보정에는 관측화소의 기주(氣柱)내 광학 특성에 따른 복사에너지 감쇄효과를 계산하여 이미지를 보정하는 직접적인 방법과 대기의 에어러솔의 존재와 무관한 지상의 식생지수(normalized difference vegetation index)와 같은 원격탐사 요소를 산출하여 지표면의 반사특성을 추출하는 간접적인 방법으로 구별할 수 있다. 후자의 경우 Kaufmann *et al*.(1996)이 EOS(Earth Observing System) 위성의 MODIS자료를 이용하여 대기 저항 식생지수

(Atmospheric Resistant Vegetation Index)를 산정하여 구한 바 있다. 그러나 이러한 방법은 대기의 광학적 상태가 위성의 영상관측 시각과 일치하기 어렵고 특히 대기의 광 투과도는 산란효과와 흡수도가 서로 비 선형적 상대효과를 나타내기 때문에 대기 성분에 따른 광 감쇄도를 일차 관계식으로 나타내기 어렵다. 더욱 Landsat의 주제도(Thematic Mapper, TM)나 SPOT 등 해상도가 비교적 높은 지구관측위성 영상에는 대기의 산란과 주위화소의 반사 효과에 크게 영향을 받으므로 Kaufmann의 방법을 적용하기가 적합하지 않다(Tanne, 1987; Richter, 1990). 이에 대하여 Mitchell *et al.*(1992)은 대기의 복사 전달 방정식을 이용한 대기의 광학적 특성 파악은 복사에너지가 투과되는 과정에 영향을 주는 대기의 모든 물리적 요소들의 효과를 대부분 포함할 수 있음을 지적한 바 있다.

본 연구의 목적은 위성영상에서 대기와 지표의 산란 및 반사로부터 비롯되는 복사효과를 제거할 수 있는 대기보정 알고리듬을 구하는 것이다. 이를 위하여 Goody(1982)의 대기복사모형에 따른 LOWTRAN 7 모형으로부터 우리나라 대기의 에어러솔에 의한 산란효과와 지표의 특성(land cover)에 따른 반사 값을 계산하고 이를 Tanre *et al.*(1987)의 경험적 방법으로 위성의 지표영상 처리 대기보정 과정에 적용하고자 한다.

본 연구의 내용은 기본 복사에너지 전달 방정식에 대한 고찰을 제2절에서, 그리고 사용될 LOWTRAN 7 복사에너지 모형과 위성 관측의 실제 대기상태에 대한 검토를 3절에서 행하였다. 또 대기의 광학 깊이에 따른 파장별 투과도와 지표의 주위 화소의 반사효과에 대한 고찰이 제4절에서, 개발한 대기보정 알고리듬으로부터 구한 영상 보정 결과가 제5절에서 논의되었다.

2. 복사에너지 전달 방정식

가. 지표와 대기 반사도

태양 복사에너지가 지표에 반사되어 위성에 도달될 때 그 양은 Fig. 1과 같이 대기의 투과도와 지표와 대기의 반사도 그리고 대기의 복사방출(atmospheric emission) 등에 의하여 결정된다(Liou, 1980; Anderson and Wilson. 1984). 따라서 위성에서 관측되는 반사도 ρ^*는 다음과 같이 정의된다.

$$\rho^*(\theta_o, \theta_v, \phi) = \frac{\pi I}{\mu_o E_o} \qquad (1)$$

여기서 I 는 위성센서의 관측각(view angle) 내에 도달되는 복사에너지로서 $\mu_o = \cos\theta_o$이고 θ_v와 θ_o는 위성과 태양의 천정각 그리고 ϕ는 위성의 방위각으로써 E_o 는 대기상부에 입사된 태양 복사량(W/㎡)을 각각 의미한다. 여기서 ρ^*는 지표에서 반사되어 대기의 수증기와 오존 등에 의한 흡수와 에어로솔에 의한 산란효과가 포함된 행성 반사도이다. 그러나 0.2 - 3.0 ㎛ 관측 파장영역에서 대기의 흡수효과는 산란효과에 비하여 무시할 수 있고 식(1)의 반사도를 지표와 대기의 효과로 구분하면 다음과 같이 나타내어진다.

$$\rho^*(\theta_o, \theta_v, \phi) = \rho^{\alpha}(\theta_o, \theta_v, \phi) + (1-\langle\rho\rangle S)^{-1}[\rho_M T(\theta_o)T(\theta_v) + \langle\rho\rangle T(\theta_o)t_d(\theta_v)] \qquad (2)$$

여기서 $\rho^{\alpha}(\theta_o, \theta_v, \phi)$는 대기의 고유 반사도이고 ρ_M과 $\langle\rho\rangle$는 지표의 관측화소와 주위 화소의 반사도를 각각 의미한다. 또 $T(\theta_o)$는 Fig. 1에서 대기의 하향 방향 투과도이고 $T(\theta_v)$는 관

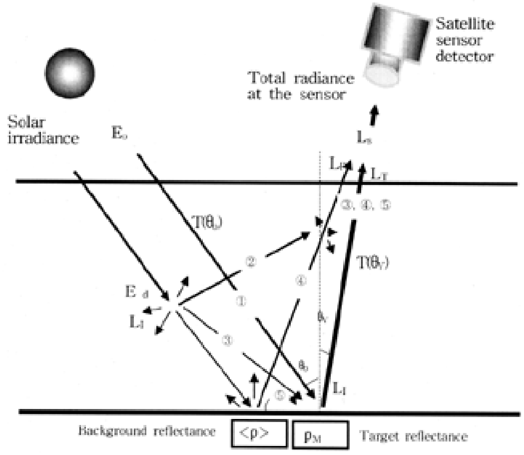

Fig. 1. Various path of radiance received by the satellite remote sensing system

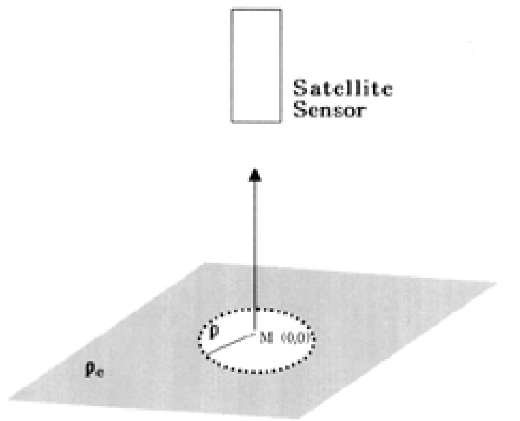

Fig. 2. Schematic diagram of the environment reflectance around the target pixel.

측 화소에서 위성센서까지의 상향 방향 대기투과도이며 τ는 대기의 광학깊이(optical depth)이다. $\langle\rho\rangle T(\theta_0)t_d(\theta_v)$는 관측화소 주위의 배경화소들로부터 반사되어 센서에 도달되는 복사에너지이며 $t_d(\theta_v)$는 주위화소로부터 위성까지의 상향방향 투과도를 의미한다. Fig. 1에서 E_d는 대기의 산란 하향복사량(W/㎡)이고 Ls는 대기를 투과하여 위성에 도달한 모든 반사 복사에너지로써 주화소로부터 반사되어 대기를 투과한 양 L_T 와 주위화소들로부터 반사되어 대기를 투과한 복사량 L_P 의 합으로써 나타내어진다. 또 여기서 L_I 는 지표의 반사 복사에너지 (W/㎡ · sr)이고 $(1-\langle\rho\rangle S)^{-1}$항은 지표의 광학특성에 따라 결정되는 반사효과로써 S는 위성의 관측시각(FOV)내의 지표에 대한 구면 알베도로서 최대 15% 이하의 값을 가진다. 따라서 이를 무시하면 식(2)는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\rho^*(\theta_0,\ \theta_v,\ \phi) = \rho^a(\theta_0,\ \theta_v,\ \phi) + \rho_M T(\theta_0)T(\theta_V) + \langle\rho\rangle T(\theta_0)t_d(\theta_v) \quad (3)$$

식(3)의 각 항은 Fig. 2와 같이 주 관측화소의 반사도와 주위의 배경화소 반사도는 파장에 따라 지표의 피복 특성과 화소 크기에 따라 각각 다른 분광반응(spectral behavior)을 나타낸다. 광학적으로 균질한 Lambertian 지표의 주위 배경 반사도 ρ_e와 평균반지름 $\bar{r}$ 을 가진 관측 주 화소의 반사도 ρ_M과의 관계로 부터 $\langle\rho\rangle$는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\langle\rho\rangle = \rho_M F(\bar{r}) + [1-F(\bar{r})]\rho_e \quad (4)$$

여기서 $F(r)$는 중심으로부터 r 거리에 있는 화소 M의 지표 반사도 ρ_M에 대한 대기의 에어러솔의 영향을 나타내는 값으로써 에어러솔의 모양(phase)과 수직 밀도 분포에 따라 결정된다. 따라서 각 화소들의 평균거리 $\bar{r}$ = 0 일 때 $F(0)$ = 0 이 되어 $\langle\rho\rangle$는 ρ_e 가 되고 주위화소의 반사도와 같은 값으로 나타내어진다. $\bar{r}$ = ∞일 때 $F(\infty)$ = 1이 되어 $\langle\rho\rangle = \rho_M$ 이 되고 관측화소로부터의 반사된 복사값이 위성에 도달된다. 일반적으로 $\bar{r}$ 의 값이 10 m 미만 일

때 = 0의 값을 취한다. Landsat TM의 경우 $F(r)$의 값을 0으로 둘 때 주위 배경 반사도의 영향은 매우 크다(Tanre, 1987).

주 화소가 수체(水體)의 경우 주위 인접화소의 반사효과는 TM 1, 2, 3과 같은 짧은 파장역에서 크게 나타나므로 대기의 광학 깊이 τ와 배경 반사도 ρ_e는 수채의 반사도에 가깝다. TM4의 원 적외(far infrared) 파장역에서는 대기의 산란효과에 의한 광학깊이 τ는 크게 감소한다. 그러나 일반적으로 에어러솔의 분포가 0.2 - 3 μm 내에 있을 때 McClatchey *et al.*(1971)의 가정에서 τ를 일정하게 두고 $F(r)$은 표준평균 함수로 둔다(Tanre *et al.*, 1987). 따라서 이 경우 크기와 환경이 다른 여러 종류의 주위화소에 대한 반사와 대기의 흡수효과를 cross effect로서 고려하여야 한다.

이에 따라 ρ_e를 측정된 지표 반사도로 보면 다음과 같이 나타내어진다.

$$\rho = t_g(\theta_0, \theta)\, \rho^*(\theta_0, \theta, \phi) \quad (5)$$

여기서 $t_g(\theta_0, \theta)$는 Tanre *et al.*(1986)에 의한 오존(O_3)과 수증기(H_2O)의 흡수에 따른 대기의 투과도 이고 각 파장구간에 대한 반사도 ρ^*은 다음으로 구한다.

$$\rho^* = \frac{\int_0^\infty E_s(\lambda) S(\lambda) \rho^*_\lambda d\lambda}{\int_0^\infty E_s(\lambda) S(\lambda) d\lambda} \quad (6)$$

여기서 $E_s(\lambda)$는 파장별 태양복사량이고 $S(\lambda)$는 센서의 파장 구간별 센서의 반응도(response function)이다.

나. 대기의 복사에너지 전달 모형에 의한 반사도 계산

위성에 도달한 복사에너지 $L(\lambda)$는 지표를 Lambertian 균질 표면으로 가정하여 복사전달 모형에서 구한 반사도(planetary albedo) ρ_λ 와 대기의 광학깊이에 따라 다음의 관계에서 구할 수 있다.

$$L(\lambda) = L_O(\lambda) + \frac{E_g(\lambda)}{\pi} \rho(\lambda) [\tau_{dir}(\lambda) + \tau_{dif}(\lambda)] \quad (7)$$

여기서 L_O는 대기의 복사량(emission)이고 $E_g(\lambda)$는 지표에서 관측되는 전천일사량(global radiance)으로서 τ_{dir} 와 τ_{dif} 는 직달(direct) 및 대기의 산란(diffuse)광에 대한 투과도이다. 이에 대한 위성에 도달되는 배경화소로부터의 복사량(path radiance) L_p는 다음과 같이 구한다.

$$L_p = L_O(\lambda) + \frac{E_g(\lambda)}{\pi} \rho(\lambda) \tau_{dif}(\lambda) \quad (8)$$

여기서 $L_O(\lambda)$와 τ_{dif} 는 수체와 같이 반사가 없는 배경 영상에서 구할 수 있으므로 Kaufman (1985)은 지표의 행성 반사도(planetary albedo) ρ_p와 대기의 광학적 특성에 따른 복사모형에서 구한 반사도 ρ사이의 관계를 다음과 같이 선형적 관계로 나타낸 바 있다.

$$\rho_p(model) = \alpha_0(\mathrm{ATM}, \theta_v, \theta_s, \phi) + \alpha_1(\mathrm{ATM}, \theta_v, \theta_s) \times \rho \quad (9)$$

따라서 반사효과에 대한 상수 α_0 와 α_1 은 다음의 관계로부터 구할 수 있다.

$$c_0 = \frac{\pi d^2 \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \phi(\lambda) L_0(\lambda)\, d\lambda}{\cos\theta_s \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \phi(\lambda) E_s(\lambda)\, d\lambda} \quad (10)$$

$$c_1 = \frac{d^2 \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \phi(\lambda) E_g [\tau_{dir}(\lambda) + \tau_{dif}(\lambda)]\, d\lambda}{\cos\theta_s \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \phi(\lambda) E_s(\lambda)\, d\lambda} \quad (11)$$

여기서 ρ는 측정 파장 구간내의 평균 지표 반사도로서 $\rho \approx \int \rho(\lambda) d(\lambda)$이고 d는 지구와 태양간의 천문거리, $E_s(\lambda)$와 $L(\lambda)$는 대기상부와 위성에 도달한 파장별 복사에너지이다. ATM은 대기요소의 변화에 따른 지수이며, θ_v는 위성의 관측시각(view angle)이고, $\phi(\lambda)$는 위성 센서의 파장별 광 반응도을 각각 의미한다.

따라서 대기의 광학효과를 고려한 위성에서 관측된 행성반사도 $\rho^{(1)}$ 는 다음과 같이 구하여 진다.

$$\rho^{(1)} = \frac{1}{c_1}\left[\frac{\pi d^2}{E_s \cos\theta}(C_0(i) + C_1(i) \times \mathrm{DN}) - c_0\right] \quad (12)$$

N×N 개 지상화소의 평균 반사도 $\overline{\rho}^{(1)}$ 는 다음과 같이 구한다.

$$\overline{\rho}^{(1)} = \frac{1}{N^2} \sum_{j=1}^{N^2} \rho_j^{(1)} \quad (13)$$

따라서 대기의 광학효과를 고려한 식 (13)의 지표화소의 평균 반사도는 관측화소와 배경화소의 직달 및 산란 반사효과로 다음과 같이 구분할 수 있다.

$$\rho^{(1)}(\tau_{dir} + \tau_{dif}) = \rho\tau_{dir} + \overline{\rho}^{(1)}\tau_{dif} \quad (14)$$

또 광학적으로 균질한 Lambertian 지표의 관측화소에서 직접 반사되는 복사에너지와 주위 배경화소의 평균 반사도 $\overline{\rho}^{(1)}$에 의한 복사에너지는 다음과 같이 구할 수 있다.

$$L(\lambda) = L_0(\lambda) + \frac{E_g(\lambda)}{\pi}\rho(\lambda)\tau_{dir}(\lambda) + \frac{E_g(\lambda)}{\pi}\overline{\rho^{(1)}}(\lambda)\tau_{dif}(\lambda) \quad (15)$$

따라서 복사모형에서 구한 대기의 투과도 영향을 고려하여 보정된 위성영상의 반사도는 다음 관계로 나타내어 질 수 있다.

$$\rho^{(2)} = \rho^{(1)} + q(\rho^{(1)} - \overline{\rho}^{(1)}) \quad (16)$$

여기서 q 는 지상의 관측화소와 주위의 배경화소로부터 반사된 복사량을 대기의 산란효과에 따른 광학깊이로 나타낸 비례 계수이다.

$$q_\lambda = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \frac{\tau_{dif}(\lambda)}{\tau_{dir}(\lambda)} \phi(\lambda)\, d\lambda \quad (17)$$

3. 자료 및 방법

가. 위성관측 영상

본 연구의 영상지역은 1995년 5월 20일 우리나라 서해 연안의 안산시와 그 주변으로서 영상의 중심좌표는 북위 37.28°와 동경 126.36°이고 연구지역은 50×50 km^2 규모이다. 사용된 위성영상은 Landsat-5호의 주제도(Thematic

Mapper; TM)로서 위성관측은 중심시각이 13시 33분 02초이고 태양고도 59.9°와 태양방위각 117.8°에서 행하여 졌다.

Landsat TM 영상의 반사도는 위성 직하점의 관측시각이 7.5°범위에 있기 때문에 대기의 산란 복사량의 영향을 받는 광학 경로에 대한 방위각의 변화가 고려되지 않았고 위성의 위치에 대한 값으로 고정하여 사용하였다. 또 식(12)의 지표 반사복사량은 Lambertian 지표 특성 지수를 Baoxin *et al.*(1999)의 계산 값인 12.4를 택하였고 이에 대한 오차를 최소화하기 10 - 40 %의 범위 내에서 행성 알베도를 0.3으로 두고 식(11)의 함수 q_t을 구하였다. 또 지표의 표적 화소(target pixel)의 반사도에 영향을 미치는 주위 배경화소는 Richter(1990)의 경험에 따라 7 × 7개를 택하였다. 지표 알베도는 각 TM 파장역에 따라 독립적으로 계산하여 영상의 반사 수준으로서 적용시켜 이용하였다.

위성의 파장별 분광 반사도에서 대기의 에어러솔 산란효과를 구하기 위하여서는 위성영상에서 반사효과가 없는 흑체(dark) 배경(Kaufman and Tanre, 1996)이어야 하므로 본 연구에서는 지표의 반사효과가 비교적 적은 수체(water surface)를 지표 배경으로 택하였다. 또 TM 영상자료는 지형보정과 위치보정을 거쳐 분광반사도로 전환하였고 CO_2, O_3 등 대기의 성분기체에 의한 흡수효과는 상수(常數) 값을 취하였다. 또 사용된 Landsat 5호의 방사분해능과 TM센서들의 민감도는 관측 파장 범위 내에서 상수로 두었다. TM밴드의 7개중 열적외 파장역을 제외한 각 체널별 영상은 Table 1과 같이 반사도 특성에 따라 분류하였다.

나. 복사모형

지표에서 반사되는 복사가 대기를 통과하여 위성에 도달되는 복사에너지 전달 과정은 Goody(1990)의 복사에너지 대기투과 모형을 근거로한 LOWTRAN 7 (Kneizys, F. X. *et al.* 1988) 대기 복사에너지전달모형으로부터 구하였다(Berk *et al.*, 1989; Tanre *et al.*, 1990, 1997). 대기의 복사효과를 계산하기 위한 이 복사모형에 이용되는 에어러솔의 크기 및 농도와 공간적

Table 1. Spectral radiance, $L_\lambda$min and $L_\lambda$max, and TM solar extra-atmospheric spectral irradiances, and calibration coefficients(C_o) and slopes(C_1) for the planetary albedo of each Landsat TM spectral image. Data rate: 85 MB/s, Quantization levels: 8bits, 256 levels, Earth Coverage: 16 Days, Altitude: 705 Km, Swath width: 185 Km, Inclination: 98. 2.

TM band	1	2	3	4	5	6	7
wave length (㎛)	0.45~0.52	0.52~0.60	0.63~0.69	0.76~0.90	1.55~1.75	10.4~12.5	2.08~2.35
Lmin (㎽ cm^{-2} str^{-1} $㎛^{-1}$)	-0.15	-0.28	-0.12	-0.15	-0.037	0.1238	-0.015
Lmax (㎽ cm^{-2} str^{-1} $㎛^{-1}$)	15.21	29.68	20.43	20.62	2.719	1.5600	1.438
Esun (㎽ cm^{-2} $㎛^{-1}$)	195.7	182.9	155.7	104.7	21.93	–	7.452
C_o (㎽ cm^{-2} str^{-1} $㎛^{-1}$)	-0.1500	-0.2800	-0.1200	-0.1500	-0.03700	0.1238	-0.015
C_1 (㎽ cm^{-2} str^{-1} $㎛^{-1}$)	0.0602	0.1175	0.08060	0.0815	0.0108	0.0056	0.0057

Height (Km)	Pressure (hPa)	Temp. (℃)	Dew temp. (℃)	O_3(mb)
0.0	1010	12.7	6.6	1.040e-05
1.0	903	15.9	-7.2	2.560e-05
2.0	804	10.2	-13.6	5.920e-05
3.0	710	3.4	-16.1	4.250e-05
4.0	632	-2.9	-22.9	4.250e-05
5.0	556	-9.1	-30.3	4.130e-05
6.0	484	-15.4	-36.9	3.830e-05
7.0	424	-21.7	-41.5	3.400e-05
8.0	370	-28.4	-45.3	3.190e-05
9.0	321	-35.2	-48.7	2.930e-05
10.0	277	-42.7	-53.3	4.390e-05
11.0	238	-50.6	-59.4	5.990e-05
12.0	203	-58.3	-66.4	7.510e-05
13.0	174	-63.4	-70.8	8.780e-05
14.0	147	-67.3	-74.2	7.350e-05
15.0	127	-65.8	-73.1	6.290e-05
16.0	107	-64.2	-72.1	4.230e-05
17.0	94	-62.7	-70.7	3.920e-05
18.0	77	-61.1	-69.1	8.020e-05
19.0	65	-59.4	-67.6	8.190e-05
20.0	56	-57.4	-66.1	1.210e-04
21.0	47	-55.4	-64.7	1.270e-04
22.0	41	-53.3	-63.5	1.260e-04
23.0	35	-51.3	-62.4	1.390e-04
24.0	29	-49.2	-61.3	1.380e-04
25.0	26	-47.8	-61.0	1.340e-04

Fig. 3. Mid-iatitude Summer atmospheric conditions for LOWTRAN 7.

Height (Km)	Pressure (hPa)	T(℃)	T_d(℃)	Height (Km)	Pressure (hPa)	T(℃)	T_d(℃)
6	1010	13.0	7.0	14390	150	-67.5	-74.5
110	1000	13.6	7.6	16800	100	-63.7	-71.7
799	925	16.8	-5.2	18920	70	-60.3	-68.3
1535	850	13.6	-12.4	20990	50	-56.1	-65.1
3182	700	2.6	-16.4	24210	30	-49.3	-61.3
5910	500	-13.7	-35.7	26870	20	-45.5	-60.5
7640	400	-24.3	-43.3	-999	10	-999	-999
9780	300	-38.1	-50.1	-999	7	-999	-999
11070	250	-48.1	-57.1	-999	5	-999	-999
12570	200	-59.1	-67.1	-999	3	-999	-999

Fig. 4. Vertical atmospheric struture of Osan area, May 20, 1993

분포, 그리고 오존의 수직 구조는 LOWTRAN 7이 제공하는 6가지 모형대기 가운데 중위도 여름대기의 표준 자료 (Fig. 3)를 이용하였고 위성관측일의 대기의 기온 및 습도의 수직구조는 Fig. 4과 같이 오산과 포항에서 관측된 오전 9시의 고층기상 자료를 이용하였다. 그러나 이들 관측 값은 LANDSAT의 한반도 촬영시간과 약 1시간 30분의 시간차가 있어 고도에 따른 기압, 습도, 기온 등 오산의 대기수직 분포자료는 00Z의 자료를 사용하였다. 고층기상관측에서 얻을 수 없는 30 hPa 이상 고도의 대기상태는 Mc-Clatchey(1972)의 대기 모형을 이용하였으나 대기의 광학효과는 매우 작아 무시하였다. LOWTRAN 7에서 구사한 대기모형들은 지상에서 25km까지의 구간을 1km간격으로, 25km에서 50km 구간에서는 5km간격으로 그 이상 70km에서 100km까지의 기층으로 나누어 층별 대기 상태를 나타내도록 구별되어 있다. 그러나 본 연구에서는 고층대기 자료에 25km에서 30km까지의 측정치만 있으므로 여기서는 지상에서 25km까지만 라디오존데 자료를 이용하고 그 이상에서 100km까지는 본 연구에서는 LOWTRAN 7의 모형대기를 이용하였다.

LOWTRAN 7 복사전달모형은 대기의 투과율, 대기복사, 직달일사량, 다중산란 및 열 복사량을 계산할 수 있고 모형의 스펙트럼 해상도는 0~50,000cm^{-1} 까지 5cm^{-1} 간격에서 20cm^{-1} 간격이다. 이 모형은 단일 파라메타 벤드 모형(single parameter band model)로서 분자선 흡수와 분자연속형 흡수효과에 따라 복사에너지 투과를 계산한다. 또 한 이 모형에는 굴절과 지구곡률이 대기 광학경로에 따른 감쇄량에 미치는 효과를 계산하며 표준대기의 에어러솔, 구름, 강우모형 자료가 제공되고 있지만 사용자가 고층기상관측자료를 이용할 수 있다.

13개의 미량기체와 온도, 기압, 습도 등 기상요소 및 H_2O, O_3, CH_4, CO, N_2O 등 온실기체에 대한 혼합비를 고도에 따라 1976년 미국의 표준대기를 바탕으로 제공하고 10㎛에서의 수증기에 의한 연속흡수는 LOWTRAN 6(Kneizys. *et al*, 1983)를 수정하여 보완한 자료이다.

또 고도별 에어러솔은 네 개의 층으로 모형화하여 지표 접지층 (0~2km), 대류권 상부(2~10km), 하부 성층권(10~30km) 그리고 상부 대기권(30~100km)으로 구별하였다. 본 연구에서는 LOWTRAN 7에서와 같이 상대습도의 변화에 따른 에어러솔 특성 변화를 무시하였고 표준 상대습도(약 80%) 값을 사용하였다.

4. 분석 결과

본 연구에 이용된 Landsat TM의 6개 파장구간의 각 체널에 대한 복사휘도의 반사도는 같은 대기조건하에서 각각 독립적으로 구하였다.

Table 2는 TM의 각 체널 파장역에 대한 농촌지역 대기의 에어러솔(rural aerosol) 조건에 대한 시정거리 23 ㎞ 모형대기의 특성이다. 이들 특성에 대하여 태양 천정각의 변화에 대한 모형대기 반사도의 오차범위는 Table 3과 같다. 이들 조건에 대한 식(9)의 대기보정 계수 a_0와 a_1는 Table 4와 같이 지표의 반사 특성에 따라 구하였다. 이들의 결과에서 파장별 대기 상부의 일사량은 같은 임의의 태양 천정각에서 시정에 관계없이 일정하므로 대기가 혼탁할 수록 되 반사되는 양이 증가함으로 위성에 도달하는 대기의 광학경로 복사량이 증가함을 알 수 있다. 또 태양의 천정각이 크질 수록 μ의 값이 작아지므로 선형함수의 절편 값인 a_0의 값이 증가함을 알 수 있다. 이에 대하여 기울기인 a_1은 지표반사도 E_g와 대기 투과도의 함수이므로 대기의 청명도가 높아 시정이 좋고 지표반사도가 클수록 a_1의 값도 증가함을 알 수 있다.

따라서 이들 결과를 식(15)에 대입하여 구한 태양복사량의 지표 반사도와 이들 효과를 제거

Table 2. Initial values of atmospheric conditions and radiance of LOWTRAN 7

parameters	contents
Atmospheric aerosol type	rural 23 ㎞
Solar zenith angle	30.1 °
Relative azimuth angle	180 °
Meteorological observations	Osan, 1995. 5. 20, 00UTC
Ozone profile	Standard Atmosphere Mid-latitude
Lo ($W/cm^2/ster$)	0.0000732
Es (W/cm^2)	0.0146
Eg (W/cm^2)	0.0111
τ	0.761
q_0	0.0186
q_1	0.7

Table 3. Absolute reflectance error(per cent) under the solar zenith angle of 30 °- 60 °and 0 °of nadir angle view and 7 °of off-nadir view,

Ground Reflectance	Absolute Reflectance Error(per cent)							
	Band 1		Band 2		Band 3		Band 4	
	0 °	7 °	0 °	7 °	0 °	7 °	0 °	7 °
5	0.5	3	0.5	1.5	0.5	0.5	0.5	0.5
30	0	2.5	0	0.5	0	0.5	0	0
70	3	3	2	2	2	2	2	2

Table 4. Surface reflectance calculated for the five land classified targets using the aerosol contents of the midlatitude summer urban atmospheric conditions(5 - 40 Km in visibility) in LOWTRAN 7 at Ansan area at May 17, 1995.

Target / Parameters	forest	wet land	water	rice paddies	urban
ρ	0.61	0.27	0.21	0.23	0.40
ρ	0.84	0.36	0.27	0.30	0.54
q	0.942	0.989	0.981	0.996	0.987

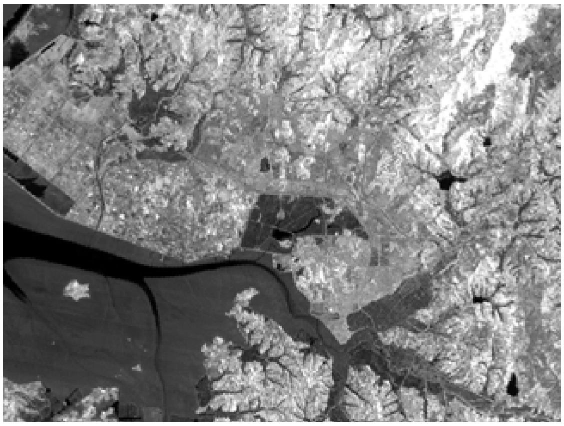

Fig. 5. Imagery of Landsat TM5 band 4-derived surface reflectance

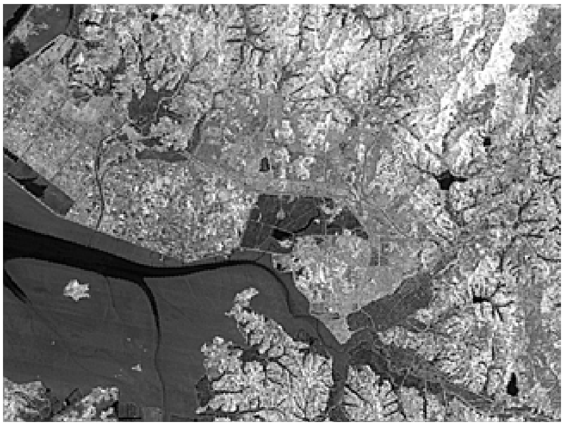

Fig. 6 The atmospheric corrected imagery of Landsat 5 TM band 4 observation as for the atmospheric scattering and adjacent pixel effects

한 위성영상의 대기보정 함수 q 값도 Fig. 5와 같이 나타났다. 또 이들 보정 반사도 값을 이용한 각 파장구간별 영상은 TM 4 체널을 이용한 Fig. 6에 적용한 경우 Fig. 7에서 뚜렷이 알 수 있다. 지표의 식생에 대하여 반사율이 가장 높은 TM의 4번째 파장역(0.5 - 0.6 ㎛)의 결과로서 본 연구의 알고리듬을 적용한 연구지역의 향상된(enhance) 영상을 볼 수 있고 영상의 각 화소로부터 분명하게 지표분포를 분류할 수 있다. 또 이들 각 파장역의 반사도로부터 합성한 RGB 영상에서도 반사도가 뚜렷이 증가되었고 지표의 특성에 대한 경계를 구분할 수 있다.

또 지표의 토지이용에 따라 Table 4와 같이 무감독 분류를 통하여 구한 수풀지역, 논, 수체, 도시, 갯벌의 TM band 4의 영상에 대한 반사도와 본 연구의 보정 알고리듬을 이용한 q에 대해서도 같은 결과를 나타내어 영상분류의 향상된 기법으로 분류 오차를 크게 줄일 수 있다.

5. 결 론

위성영상의 처리과정에 대기의 광 산란효과와 영상의 표적화소(target pixel) 주위의 지표반사 간섭 효과를 제거하기 위한 대기보정 알고리듬이 우리나라지역의 기상조건과 Landsat TM 영상자료를 바탕으로 구하여졌다. 대기의 입자에 의한 산란 반사효과 등은 Goody(1990)의 복사에너지 투과도에 근거를 둔 복사에너지 전달모형인 LOWTRAN7 으로 구하였다. 또 지상의 표적화소 주위의 화소들에 대한 반사간섭 효과는 위성에서 관측된 각 화소의 복사휘도에서 제거해 주는 Kaufmann의 방법을 택하였다. 본 알고리듬 개발에 적용된 대기의 에어러솔과 오존의 감쇄효과는 LOWTRAN7의 중위도 여름 표준대기의 구성물질에 대한 대기 내 수직 분포를 이용하였다. 이들 값이 우리나라의 대기 조건과 다소 차이가 있지만 산란 및 반사효과에 대한 알고리듬 개발과 검증을 위한 방법으로 이용될 수 있음을 알 수 있다. 따라서 우리나라의 실제 대기에 대한 광학깊이(optical thickness), 산란입자모형 함수(scattering phase function) 등 대기조성의 광 감쇄에 대한 대기보정 알고리듬 개발이 보완적으로 수행되어야 하겠다.

개발된 알고리듬의 결과로서 지표의 식생에 대하여 가장 반사율이 높은 LANDSAT TM 0.5 - 0.6 ㎛ 파장영역의 관측 결과로서 향상된(enhance) 영상을 도출 하였고 각 화소로부터

지표 경계를 분류할 수 있었다. 그러나 대기보정 함수 계산에서 대기의 광학깊이를 이용한 Kaufman(1989)의 방법과 본 연구에서 이용한 배경화소의 지표반사도 만을 이용한 두 기법에 대하여 정량적으로 비교되지 않아 이에 대한 검증이 필요하다.

참고문헌

오성남, 권태영, 장광미, 류광선, 1996; *자연환경 영향평가용 지식기반 소프트웨어 개발(II)*, 과학기술처, 421-432.

오성남 외 8인, 1997; *원격영상정보 분석기술 개발*, 정보통신부, 285-308.

김영섭, 박경원 외, 1998; *위성영상 대기보정을 위한 복사량 계산에 관한 연구*, 한국전자통신연구원, 10-41.

Desjardins, R., J. Gray and F. Bonn, 1990: Atmospheric corrections for remotely-sensed thermal data in a cool humid temperature zone. Int. J. Remote Sensing, 8, 1369-1389.

Goody, R. M., 1990: Atmospheric Radiation. Oxford University Press., London and NewYork,

Fraser, R. S., R. A. Ferrare, Y. J. Kaufman, B. L. Markham and S. Mattoo, 1992: Algorithm for atmospheric corrections of aircraft and satellite imagenary. 13, 541-557.

Hurtado, E., A. Vidal and V. Caselles, 1996: Comparison of two atmospheric correction methods for Landsat TM thermal band. Int. J. of Remote Sensing, 27, 237-247.

Kaufman, Y. J., 1985: The atmospheric effect on the separability of field class measured from satellite. Remote Sensing of Environment, 18, 21-34.

Kaufman, Y. J. and D. Tanre, 1996: Strategy for direct and indirect methods for correcting the aerosol effect on remote sensing: From AVHRR to EOS-MODIS. Remote Sensing Environment. 55, 65-79.

Kneizys, F. X., E. P. Shettle, W. O. Gallery, J. H. Chetwynd, L. W. Abreu, J. E. A. Selby, S. A. Clough and E. W. Fenn, 1983: *Atmospheric Transmittance/Radiance: Computer Code LOWTRAN6*, AFGL-TR-83-0187, (NTIS AD A137796).

Kneizys. F. X., E. P. Shettle, L. W. Abreu, J. H. Chetwynd, G. P. Anderson, W. O. Gallery, J. e. A. Selby, and S. A. Clough, 1988: *User Guide to LOWTRAN7*, Air Force Geophysical Laboratory. AFGL-TR-88-0177, Environmental Research Paper, No. 1010.

Liou, K. N., 1980: Introduction to Atmospheric Radiation, International Geophysics Series. Vol. 26, Academic Press, Inc. 234-292.

McClatch, R. A., R. W. Fenn, J. E. A. Selby, F. E. Volz and J. S. Garing, 1972: *Optical properties of the atmosphere(Third Edition)*, Air Force Cambridge Research Lab. AFCRL--71-0279, AD A726116.

Richter, R., 1990: A fast atmospheric algorithm applied to landsat TM images, *Ins. J. Remote Sensing*, 11, 1, p159-166.

Tanre, D., P. Y. Deschamps, P. Duhaut and M.Herman,1987: Adjacency effect produced by the atmospheric scattering in Thematic Mapper data. *J. of Geophysical Research*, 92, p12000-12006.