

## RS/GIS기법을 이용한 廣域蒸發散量の 推定

安忠鉉<sup>1</sup>, 오성남<sup>2</sup>, 박종현<sup>2</sup>

<sup>1</sup> 天葉大學校 工學部情報工學科 · 知識情報學 · 패턴處理講座,

〒263, 日本千葉市稻毛區彌生町 1-33

<sup>2</sup> 韓國科學技術研究員 시스템工學研究所 地球環境情報研究部

### Mapping of Areal Evapotranspiration by Remote Sensing and GIS Techniques

Chung-Hyun Ahn<sup>1</sup>, Sung-Nam Oh<sup>2</sup>, Jong-Hyun Park<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Pattern Processing Knowledge-based Information Sciences, Department of Information and Computer Science, Faculty of Engineering, Chiba University

<sup>2</sup> Korea Institute of Science and Technology, Systems Engineering Research Institute

### Abstract

Remote Sensing data with ancillary ground-based meteorological data provides the capability of computing three of the four surface energy balance components(i.e. net radiation, soil heat flux and sensible heat flux) at different spatial and temporal scales. As a result, this enables the estimation of the remaining term, latent heat flux. One of the practical applications with this approach is to produce evapotranspiration maps over large areas. This results could estimate and reproduce areal evapotranspiration over large area as much as several hundred square kilometers. Moreover, some calculating simulations for the effects of the land use change on the surface heat flux has been made by this method, which is able to estimate evapotranspiration under arbitrary presumed conditions. From the simulation of land use change, the results suggests that the land use change in study area can be produce the significant changes in surface heat flux.

This preliminary research suggests that the future research should involve development of methods to account for the variability of meteorological parameters brought about by changes in surface conditions and improvements in the modeling of sensible heat transfer across the surface-atmosphere interface for partial canopy conditions using remote sensing information.

## 국 문 요 약

기상관측자료와 더불어 원격탐사자료를 이용함으로써 서로 다른 공간 및 시간스케일에 대한 에너지수지의 3성분(純放射量, 地中열전달양, 顯熱)을 추정할 수 있으며 결과적으로는 潛熱의 추정을 가능하게 한다. 이러한 접근법을 응용하여 본 연구에서는 기상 및 위성자료를 바탕으로 지표에너지 관계식을 이용한 廣域蒸發散量을 추정하는 방법에 대하여 검토하였다. 또한 토지이용의 변화에 따른 지표면熱收支의 변화를 평가하기 위하여 지리정보시스템분석 방법을 사용하여 검토하였다. 그 결과 연구지역의 토지이용변화는 지역내의 熱收支에 상당한 변화를 가져오는 것으로 나타났다. 본 연구의 결과를 향상시키기 위해서는 보다 정확하게 熱收支를 평가, 蒸發散量을 추정하기 위해서는 熱收支의 계산에 사용되는 각 추정식의 정확도 향상과 지표면의 상태를 위성 원격탐사로서 정확하게 파악할 필요가 있다.

## 1. 서 론

蒸發散(evapotranspiration)은 지구상의 물의 순환을 구성하는 요소중에 지구표면에 존재하는 물이 상변화를 통해 태양에너지를 흡수, 기화하여 수증기의 형태로 대기중에 수송되는 과정을 칭한다. 지구규모에서 본 蒸發散量의 총량은 육지의 降雨量의 약 65%에 달한다(Brutsaert, 1982). 이는 그 수송기구에 따라 수면이나 토양표면으로 부터의 蒸發(evaporation)과 식물의 기공을 통한 蒸散(transpiration)과정으로 나눌 수 있으나 실질적으로 이 두 과정을 분리하는 것은 어렵기 때문에 蒸發散으로 통칭하는 것이 일반적이다. 蒸發散量은 시·공간적으로 변화가 크며, 지표면의 상태, 입사에너지, 기상조건 등의 물리적 조건과 식생의 종류 및 생육상태에 따라 영향을 받는다. 유역내의 수자원을 고려함에 있어 水收支가 육지의 降雨量의 약 65%에 달한다(Brutsaert, 1982). 이는 그 수송기구에 따라 수면이나 토양표면으로 부터의 蒸發(evaporation)과 식물의 기공을 통한 蒸散(transpiration)과정으로 나눌 수 있으나 실질적으로 이 두 과정을 분리하는 것은 어렵기 때문에 蒸發散으로 통칭하는 것이 일반적이다. 蒸發散量은 시·공간적으로 변화가 크며, 지표면의 상태, 입사에너지, 기상조건 등의 물리적 조건과 식생의 종류 및 생육상태에 따라 영향을 받는다. 유역내의 수자원을 고려함에 있어 水收支(water balance)의 입장에서 볼 때 입력으로는 降雨量, 출력으로서 流出量과 蒸發散量 및 유역의 貯留量의 변화로 나누어 생각할 수 있다. 이들 요소중 降雨量은 면적인 水文현상이기는 하지만 공간적으로는 어느 정도 연속성이 있는 분포를 하는 것으로 가정할 수 있으므로 특정 지점의 측정치를 이용하여 광역의 양을 비교적 쉽게 데이터로 이용할 수 있다. 또 하천 유출은 하도에 따른 고정된 수로를 물이 통과하는 선적인 현상으로 그 관측도 현재의 기술 수준으로서는 그렇게 어렵지는 않다. 그렇지만 蒸發散量의 관측은 기술적, 경제적인 제약에 의해 관측이 규칙적으로 이루어지고 있는 지점

이 적으며 지형, 토양 등의 토지조건, 풍속, 기온, 습도 등의 기상조건, 식생의 종류, 분포 등의 식생조건이 복잡하게 관여되어 있기 때문에 降水量과는 달리 국소적인 지표면 부근의 성질이 차이에 따른 편차가 크며 공간적인 연속성은 생각하기 어렵다. 따라서 그 실태도 현재 불분명한 부분이 많다.

한편, 근래들어 도시의 인구집중에 따라 도시주변에서는 도시역의 확대, 택지개발 등에 의한 지표면被覆(land cover)의 변화가 심하게 되었다. 이러한 지표면被覆의 변화는 자연상태에 의 물, 열의 존재 방법에 큰 영향을 미친다. 도시화된 지역에서 발생하고 있는 heat island나 도시형 홍수와 같은 현상은 水 및 熱循環시스템이 인위적인 개발에 의하여 새로운 순환시스템으로 이행하는 것을 나타낸다. 지표면의 被覆이 변화함에 따라 지표면이 받는 태양에너지의 양이 변화하기 때문에 蒸發散量도 변하게 된다. 水收支는 蒸發散을 통하여 熱收支와 관련되기 때문에 蒸發散量의 변화는 지역의 열환경에도 영향을 미치게 된다. 다시 말하면 水循環시스템의 변화는 지표면에 있어서의 水收支의 변화, 즉 지표면에 도달한 경우가 浸透, 流出, 蒸發散의 각 성분에 분배되는 비율의 변화로서 취급할 수 있으며 蒸發散量의 감소는 潛熱(latent heat)로서 빼앗기는 열량을 의미하며 이는 그 지역의 온도상승을 촉진시키게 된다. 수자원계획에 있어서도 蒸發散量은 이용 불가능한(비록 蒸發散量의 일부가 다시 강우로서 그 지역으로 되돌아올 수도 있지만) 물의 양으로서 중요한 의미를 갖는다. 경작지로부터의 蒸發散은 경작지에 대한 灌溉계획의 수립, 즉, 用水量이나 灌溉시기의 결정에 있어서 필요 불가결한 요소이다.

이와같이 蒸發散量의 정확한 평가는 특정지역의 수자원개발 및 관리를 고려하는 경우는 물론 경작지 규모에서, 하천유역 나아가서는 지구환경에 대한 연구에서 중요한 부분을 차지한다. 廣域蒸發散量의 추정을 생각하는 경우, 다수의 토지被覆에 적용할 수 있는 蒸發散量의 추정법을 개발하지 않으면 안된다. 蒸發散量은 특정지역의 水收支 또는 수자원평가에 있어서 중요한 변수임에도 불구하고 그 광역의 분포량을 지표면의 상황을 직접 고려하여 산정하는 방법은 아직 확립되어 있지 않다.

수증기의 수송은 동시에 열의 수송을 동반하기 때문에 蒸發散量은 물 또는 열의 어느 한쪽의 움직임에 주목하여 추정할 수 있다. 인공위성 또는 항공기를 이용한 원격탐사는 넓은 지역에 걸친 지표면의 열특성이나 토지被覆상태의 분포를 파악할 수 있는 유효한 수단이다. 1970년대 후반 이래 원격탐사자료가 갖는 광역성, 동시성, 균질성이라는 이점을 이용하여 蒸發散量의 광역적 분포를 추정하고자 하는 연구가 시도되고 있다. 본 연구에서는 지표면에 있어서의 열의 균형을 고려하여 인공위성 자료와 지리정보시스템을 이용, 지표면의 상태(지표면 온도, 반사율 및 토지被覆)를 분석하고, 증발산에 대응하는 潛熱항을 제외한 나머지 항을 추정하여 그 잔차로서 潛熱의 양(蒸發散量)을 구하고자 한다. 이와같은 원격탐사자료와 지리정보시스템을 이용한 광역 熱收支 또는 蒸發散量의 추정기법의 확립은 토지이용과 지형조건이 다양한 광범위한 지역에 대한 지표면의 熱收支 또는 水收支의 평가에 도움이 될 것이며 나아가서는 이용가능한 수자원의 평가 및 토지이용의 변화에 따른 지역 熱收支에서의 변화, 환경영향평가에도 이용될 수 있을 것으로 생각된다.

## 2. 연구지역 및 위성 및 기상관측자료

본 연구에서는 광역에 걸친 熱收支 및 蒸發散量을 추정하기 위하여 1986년 4월 16일 LANDSAT-5에 의하여 획득한 Thematic Mapper 자료를 이용하였다. Figure 1a)은 연구 대상 지역의 색합성영상(적색:TM4, 녹색:TM3, 청색:TM2)이며 Figure 1b)는 동일영상에 나타난 토지被覆을 15군집으로 분류한 결과를 나타낸다. 연구지역의 熱收支를 계산하는데 있어 필요로 하는 반사율(albedo), 植生指數, 지표면 온도는 TM의 각 밴드를 이용하여 추정하였다. 기상 자료로서는 서울, 인천, 수원 의 관측자료(기온, 수증기압, 풍속, 일조율 등)를 사용하였다. 그렇지만 이들 기상관측 자료가 일 평균치이기 때문에 시간별 熱收支를 계산하기 위하여는 기온 및 지온에 대한 시간별 추정을 행하였으며 풍속, 수증기압 및 일조율은 일평균치를 적용하였다. 또한 연구지역의 표고데이터의 미비관계로 전 연구지역이 일정한 표고치를 갖는 것으로 가정하였으며, 경사각 및 방위각은 0으로 가정하였다. 이들 위성자료로 부터 추출된 반사율, 지표면 온도, 植生指數는 기상관측자료와 더불어 연구지역의 熱收支를 계산하는데 이용되었다(Table 1).

Table 1. Data set used in this study

Remote Sensing data	Meteorological Data	DEM	Soil
albedo ( $\alpha$ )	air temperature( $T_a$ : $^{\circ}$ C)	elevation( $E$ :m)	thermal inertia
surface temperature( $T_s$ : $^{\circ}$ C)	vapor pressure( $e_a$ :mb)	slope( $\beta$ :degree)	( $P$ : $j/m^2 s^{0.5^{\circ}$ C)
normalized difference	wind speed( $u$ :m/s)	azimuth( $A_s$ :degree)	
vegetation index( $NDVI$ )	cloudiness( $n/N$ )		

## 3. 지표면에서의 熱收支

지표면에 있어 熱收支식은 에너지보존법칙에 의하여 아래와 같이 정의된다.

$$R_n = H + LE + G \dots\dots\dots(1)$$

여기서  $R_n$ (net radiation;  $W/m^2$ )은 지표면에 입사하는 에너지량으로서 이는 短波입사에너지( $0.15\sim 4.0\mu m$ )와 長波복사에너지( $>4.0\mu m$ )와의 차분으로서 정의된다.  $LE$ 는 潛熱(latent heat flux;  $W/m^2$ ),  $H$ 는 顯熱(sensible heat flux;  $W/m^2$ ),  $G$ 는 지표면에서 地中으로 유실되는 地中熱流量(soil heat flux;  $W/m^2$ )을 나타낸다. 따라서 蒸發散量, 즉 潛熱은  $R_n$ 으로부터  $H$ 와  $G$ 를 빼어줌으로서 추정할 수 있음을 알 수 있다. Figure 2는 본 연구에서 도입된 지표면의 熱收支를

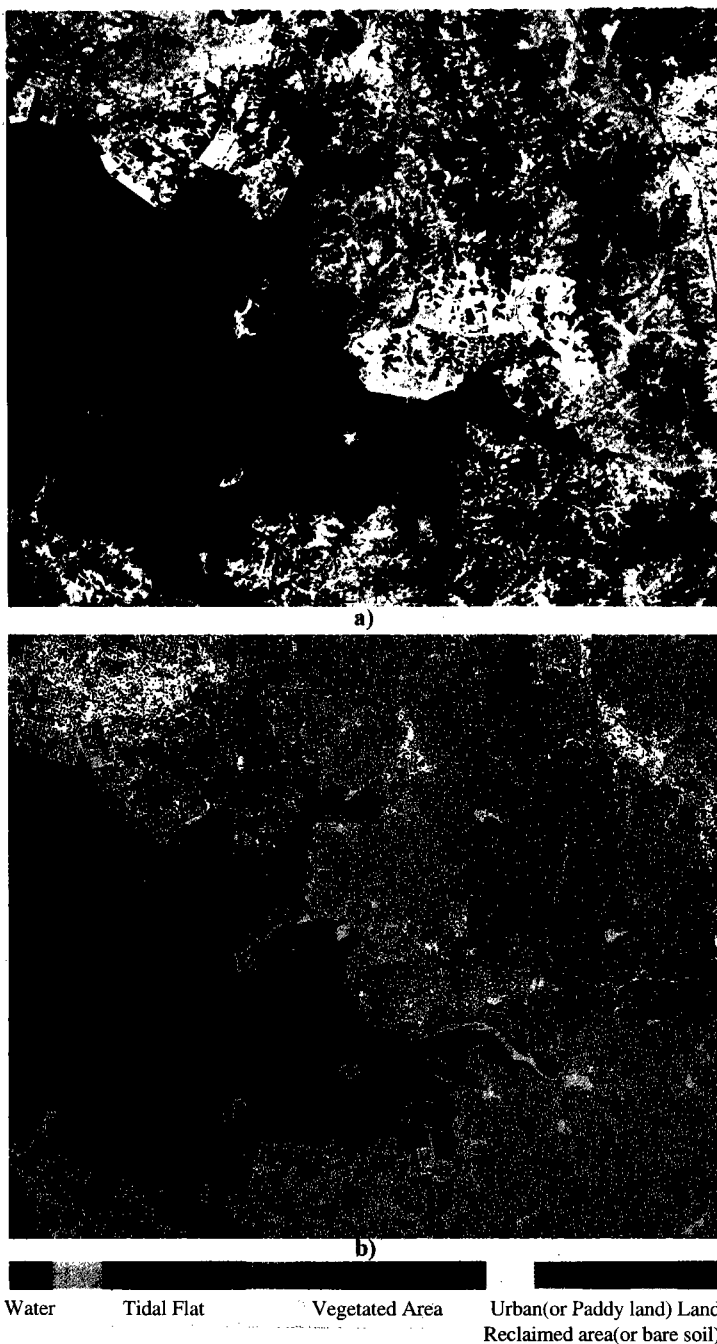


Figure 1. TM image of study area acquired on 14 Apr. 1986.  
a) False color composite(TM4: red, TM3: green, TM2: blue), b) Classified land cover by 15 sub-classes.

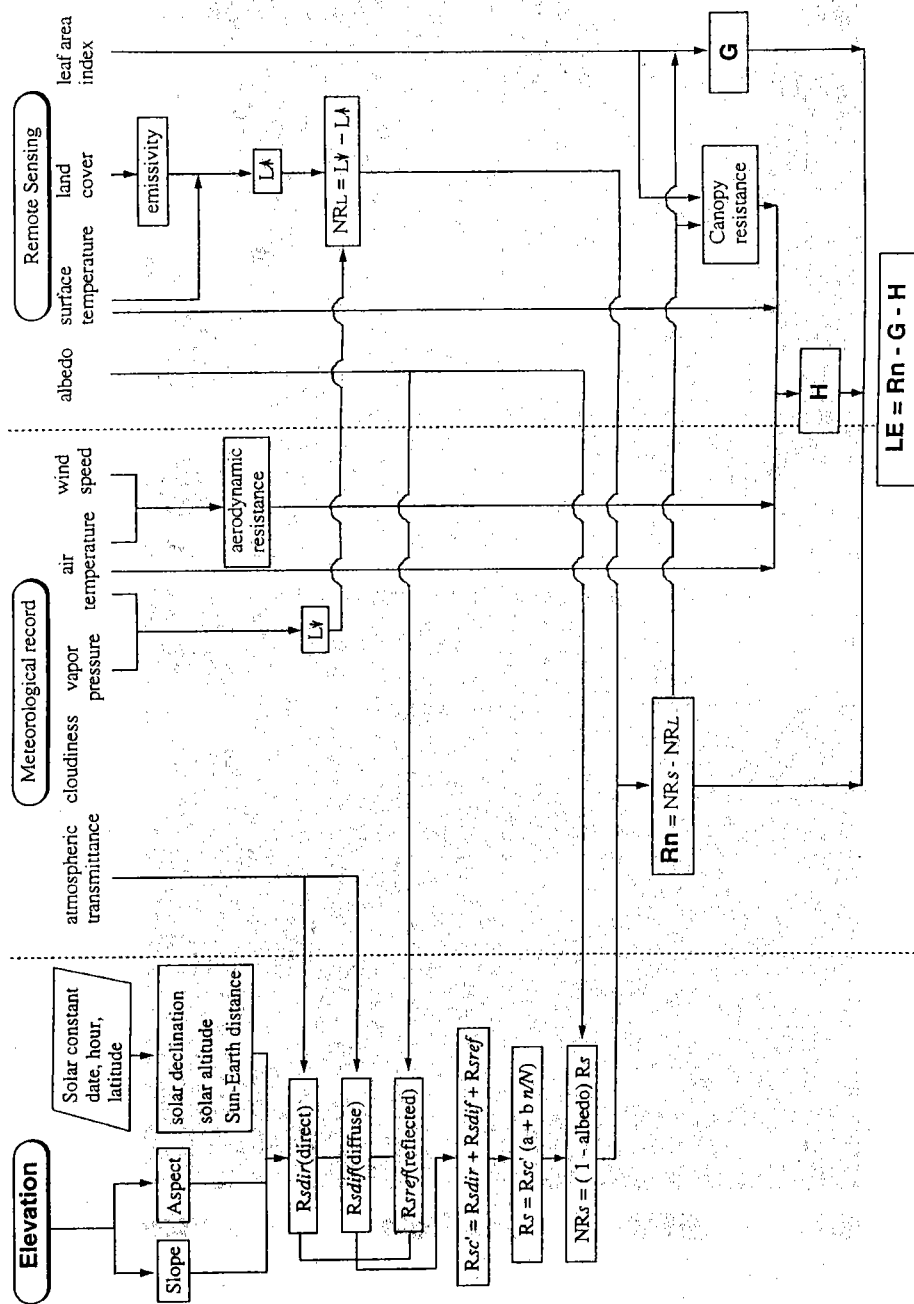


Figure 2. Flow chart of data processing used in this study to estimate the surface heat flux.

평가하기 위한 전반적인 데이터처리의 흐름을 나타낸다.

### 3.1. 純放射에너지(Net radiation: $R_n$ )의 추정

純放射에너지양( $R_n$ )은 지표면에 入射 또는 輻射되는 長 短波에너지와 지표면으로부터 반사 또는 복사되는 長 短波에너지와의 차이를 나타내며 이는 다음과 같이 정의할 수 있다.

$$R_n = R_{Si} - R_{So} + R_{Li} = (1 - \alpha) \cdot R_{Si} + R_{Li} = R_{Lo} \dots\dots\dots(2)$$

여기서  $R_{Si}$ 는 全短波日射量(incoming shortwave radiation;  $W/m^2$ ),  $\alpha$ 는 반사율,  $R_{Li}$ 는 대기로부터 지표면으로의 長波輻射에너지(incoming longwave radiation;  $W/m^2$ ),  $R_{Lo}$ 는 지표면으로부터 대기로의 長波輻射에너지(outgoing longwave radiation;  $W/m^2$ )를 나타낸다. 따라서 純放射에너지를 추정하기 위해서는 全短波日射량과, 반사율, 長波輻射에너지를 추정할 필요가 있다.

#### 3.1.1. 純短波入射에너지(Net shortwave radiation; $R_{Si} - R_{So} = (1 - \alpha)R_{Si}$ )의 추정

日射量, 즉 단위지역에 대한 純短波入射에너지는 直達日射量(direct shortwave radiation), 天空日射量(sky diffuse radiation), 지표면반사에 의한 日射量(ground reflected diffuse radiation)의 3성분의 합으로 계산되며(Figure 3), 각각 아래의 식으로서 그 성분을 추정할 수 있다(Kotoda, 1986).

$$R_{Si} = (a + b \cdot n/N) \cdot (R_{sdir} + R_{sdif} + R_{sref}) \dots\dots\dots(3)$$

$$R_{sdir} = I_{sc} \cdot E_o \cdot Pt^m \sinh' \dots\dots\dots(4)$$

$$R_{sdif} = 0.5 \cdot I_{sc} \cdot E_o \cdot \sin h \frac{1 - Pt}{1 - 1.4 \ln Pt} \cdot \frac{1 + \cos \beta}{2} \dots\dots\dots(5)$$

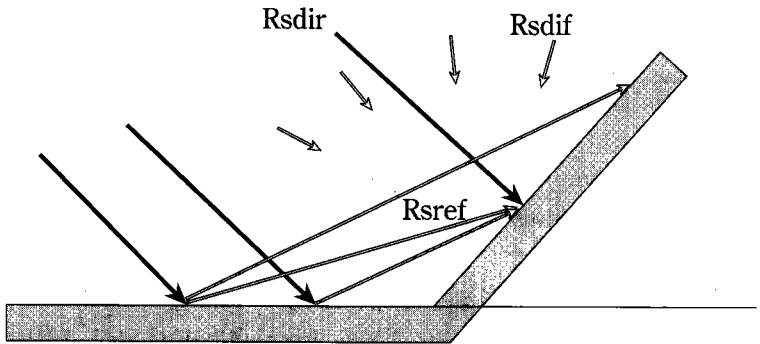


Figure 3. Model for radiation transfer for a sloping surface(modified from Kotoda, 1986).

$$R_{sref} = \alpha [Isc \cdot E_o \cdot Pt^m \cdot \sinh + 0.5 \cdot Isc \cdot E_o \cdot \sinh \frac{1 - Pt}{1 - 1.4 \ln Pt}] \cdot \frac{1 + \cos \beta}{2} \dots\dots(6)$$

여기서  $n/N$ 은 일조율(cloudiness),  $a$ 와  $b$ 는 경험적 상수이며  $\beta$ 는 斜面傾斜角(slope angle of the surface),  $Pt$ 는 대기투과율(atmospheric transmittance coefficient),  $h$ 는 태양고도(solar altitude),  $h'$ 는 사면에 대한 태양고도(solar altitude for a sloping surface),  $m$ 는 대기의 光學的質量(optical air mass),  $\alpha$ 는 평균반사율(albedo),  $Isc$ 는 태양정수(solar constant=1367W/m<sup>2</sup>),  $E_o$ 는 태양-지구간의 거리비(ratio of earth-sun distance)를 각각 나타낸다. 위의 변수중  $\beta$ 는 수치지형모델로부터, 일조율은 기상관측자료로부터,  $h, h', E_o$ 는 데이터의 취득일시로부터 계산할 수 있다.  $Pt$ 는 평균적인 대기의 투과율(0.75)을 적용하였으며  $a$ 와  $b$ 는 각각 0.34와 0.71를 사용하였다. 한편, 지표면의 반사율  $\alpha$ 는 TM의 가시, 근적외선 데이터를 이용, Brest and Goward(1987)에 제안된 알고리즘에 따라 계산하였다.

3.1.2. 純長波入射에너지(Net longwave radiation;  $R_{Li}-R_{Lo}$ )의 추정

지표면의 長波에너지수지를 추정하기 위해서 많은 기상자료를 이용한 경험식(이들 대부분은 주로 기온과 수증기압을 주변수로 취급함)이 발표되어 있다(Idso and Jackson, 1969; Brutsaert, 1975; Satterlund, 1979). Daughtry등(1990)은  $R_n$ 을 추정함에 있어서 Brest-Goward식을 이용하여 반사율을 계산할 경우 長波入射에너지의 추정에는 Satterlund식(Satterlund, 1979)을 이용하는 것이 가장 작은 추정오차를 갖는 것을 보고하고 있다. 따라서 본 연구에서도 Satterlund식을 사용하여 대기로부터 지표면으로의 長波放射量( $R_{Li}$ )를 추정하였다. 한편 지표면으로부터 대기로의 長波放射量( $R_{Lo}$ )를 추정하는데 있어서는 열적외선밴드인 TM6의 값과 분류항목의 대표적인 지표면의 放射率(surface emissivity)을 이용하여 지표면의 온도  $T_s$ 로 환산하여 사용하였다. 즉, 長波放射量  $R_{Li}$ 와  $R_{Lo}$ 의 추정에 사용된 식은 다음과 같다.

$$R_{Li} = 1.08 \sigma T_a^4 [1 - \exp(-e_a T_a / 2016)] \dots\dots\dots(7)$$

$$R_{Lo} = \sigma \epsilon_s \left[ \frac{1260.56}{\ln [(60.776/L_\lambda) + 1]} \right]^4 \dots\dots\dots(8)$$

여기에서  $e_a$ 는 수증기압(mb),  $T_a$ 는 기온(K),  $\sigma$ 는 Stefan-Boltzman coefficient=5.67×10<sup>-8</sup> Wm<sup>-2</sup>K<sup>-4</sup>),  $\epsilon_s$ 는 surface emmissivity,  $L_\lambda$ 는 TM6의 디지털값으로부터 환산한 spectral radiance (mWcm<sup>-2</sup>sr<sup>-1</sup>μm<sup>-1</sup>)치이다.

한편 1986년 4월 15일의 기상관측자료가 일평균치 밖에 없는 관계로 각 시간대에 熱收支를 계산하기 위하여 시간별 지온과 기온을 추정하였다. Figure 4는 10시 30분, 12시, 13시 30분, 15시에 대하여 1987년 10월 27일, 1992년 9월 22일의 연구지역 주위의 기상관측소(서울, 인천, 수



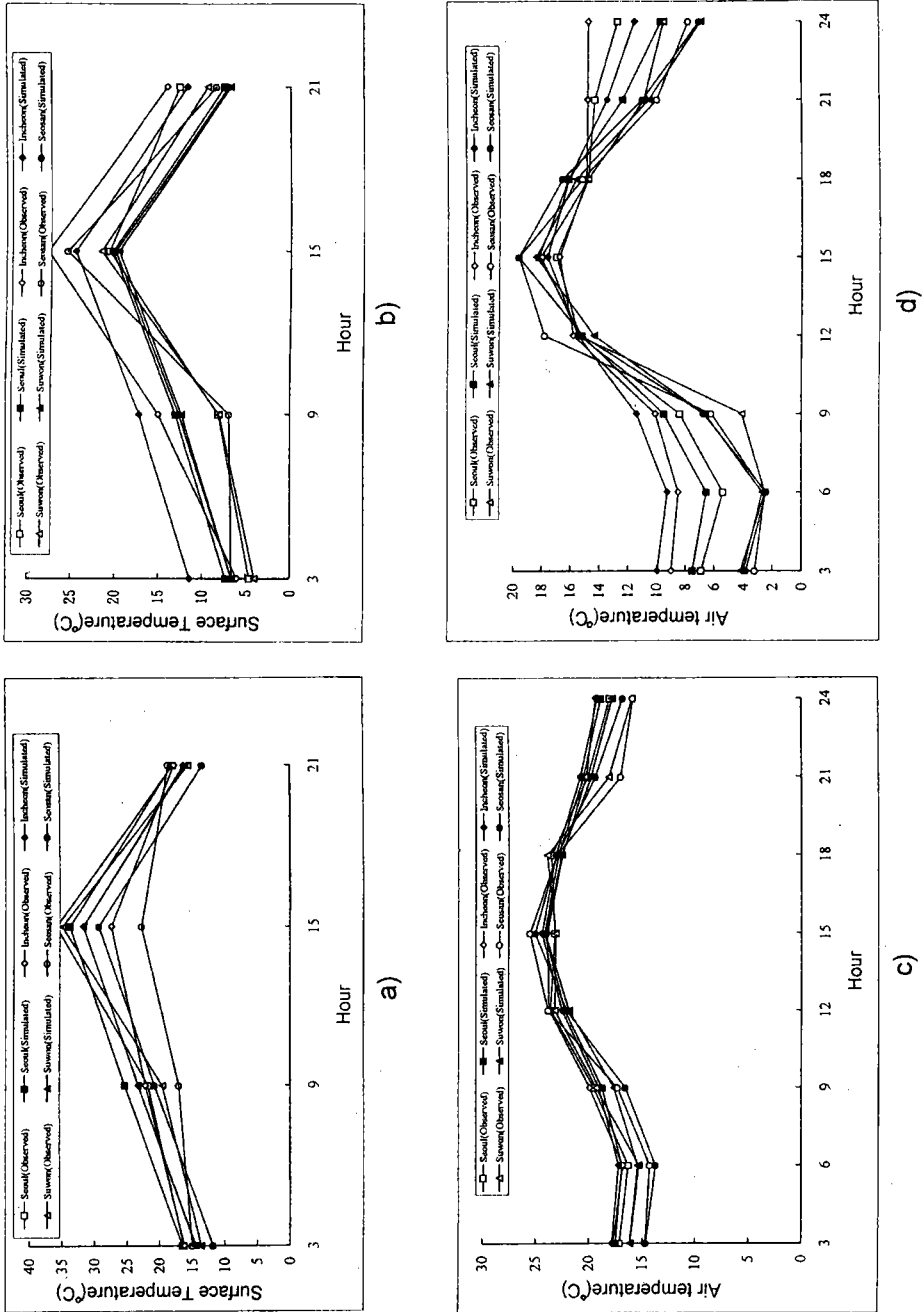


Figure 4. Comparison results of observed and simulated surface temperature(a, b) and air temperature(c, d) at four meteorological stations. a, c) 22 Sept. 1992; b, d) 27 Oct. 1987.

원, 서산)의 시간별 지온과 기온의 관측치와 추정치의 비교결과를 나타낸다. 위성자료가 기하학적 보정이 되어 있지 않고 각 지점의 반사율과 토양의 熱的特性을 사용한다면 시간별 기온과 지온이 더욱 정확하게 추정될 수 있을 것으로 여겨진다.

### 3.2. 地中熱(Soil heat flux: $G$ )의 추정

$G$ 와  $R_n$ 의 관계에 대하여 분석된 많은 연구보고는  $G$ 가  $R_n$ 에 비례하는 것으로 보고하고 있으며, 일반적으로  $R_n$ 에 대하여 아래와 같은 식으로 나타낸다.

$$G=f \cdot R_n \dots\dots\dots(9)$$

위 식에서 도입되는 계수  $f$ 에 대해서 최근 식생지수를 이용하여 추정하고자 하는 연구가 많이 시도되고 있다(Kustas와 Daughtry, 1990; Kustas등, 1993; Moran등, 1989). Kustas와 Daughtry(1990), Moran등(1989)은  $f$ 가 NIR/Red, LAI(Leaf area index)와 NDVI(Normalized difference vegetation index)에 대하여 선형관계에 있음을 보고하고 있다. 한편으로는  $f$ 가 植生面の 높이에 비례하는 실험결과도 보고되고 있다. 이에 따르면  $G/R_n$ 의 범위는 裸地의 경우 0.1-0.5, 植生被覆의 경우는 0.05-0.1을 나타내며 植生の 크기에 비례한다(Daughtry등, 1990). 그렇지만 일정한 상수를 적용하여  $G$ 를 구할 경우, 지표면의 다른 상태를 고려할 수 없으며 植生の 높이를 이용할 경우 위성자료로부터 직접 植生の 표고를 추정할 수 없기 때문에 여기에서는 다음과 같이 Kustas와 Daughtry(1990)의 식을 이용하여  $G$ 를 추정하였다. 즉

$$G=(0.325-0.208NDVI) \cdot R_n \dots\dots\dots(10)$$

이 관계식으로 부터 완전히 植生으로 덮여 있는 지역( $NDVI=1$ )에서는  $R_n$ 의 약 12%가, 裸地의 경우( $NDVI=0$ ) 33%가 地中熱로서 전달됨을 알 수 있다.

### 3.3. 顯熱(Sensible heat flux: $H$ )의 추정

熱收支식 (1)에서 顯熱은 다음과 같이 정의된다.

$$H=\rho_a C_p(T_s-T_a)/r_{ah} \dots\dots\dots(11)$$

여기서  $\rho_a$ 는 공기의 밀도(density of air;  $kg\ m^{-3}$ ),  $C_p$ 는 定庄比熱(specific heat of air;  $J\ Kg^{-1}\ K^{-1}$ ),  $T_s$ 는 지표면온도(K),  $T_a$ 는 기온(K),  $r_{ah}$ 는 熱擴散抵抗계수(stability corrected aerodynamic resistance;  $sm^{-1}$ )를 각각 나타낸다.  $r_{ah}$ 는 대기의 안정도에 따라 아래와 같이 정의된다.

- 안정된 대기조건( $T_s - T_a < 0$ )

$$r_{ah} = \frac{\left[ \ln \left( \frac{z-d+z_0}{z_0} \right) \right]^2 \cdot (1+15Ri) \cdot \sqrt{1+5Ri}}{K^2 \cdot u} \dots\dots\dots(12)$$

- 불안정한 대기조건( $T_s - T_a > 0$ )

$$r_{ah} = \frac{\left[ \ln \left( \frac{z-d+z_0}{z_0} \right) \right]^2 \cdot (1+C \sqrt{-Ri})}{(1-15Ri) \cdot K^2 \cdot u} \dots\dots\dots(13)$$

여기서  $z_0$ 는 지표면의 풍속분포에 대한 공기역학적 粗度(surface roughness length; m),  $Z$ 는 기상요소의 관측고도(m),  $u$ 는 풍속(m/s),  $K$ 는 von Karman's constant(=0.4),  $d$ 는 제로면變位(displacement height; m)로 植生이 존재하기 때문에 높이를 재는 기준면을 실제의 지면보다 다소 위로 수정하기 위한 높이를 나타낸다. 일반적으로  $z_0$ 와  $d$ 는 植生の 높이(plant height in m;  $h$ )에 대한 함수로서 나타낸다(Mattihias 등, 1990). 여기서는  $z_0=0.1h$ ,  $d=0.67h$ 를 사용하였다.

한편, 식 12, 13)의  $Ri$ (Richardson number)와  $C$ 는 다음과 같이 정의된다.

$$Ri=9.8(T_a-T_s)(z-d)/T_a u^2 \dots\dots\dots(14)$$

$$C = \frac{75K^2 \sqrt{(z-d+z_0)/z_0}}{[\ln(z-d+z_0)/z_0]^2} \dots\dots\dots(15)$$

### 3.4. 潛熱(Latent heat flux: LE)의 추정

앞서 논의한 바와 같이 식 (1)으로 부터 潛熱은 다음 관계로 부터 구하여 진다.

$$LE = Rn - H - G \dots\dots\dots(16)$$

위의 과정에서 최종적으로 계산된 潛熱을 기화열(latent heat of vaporization;  $L=2,501 \cdot 10^6 - 2370 T(in^\circ C)$ ; J/kg)로 나누어줌으로서 熱收支를 기초로 한 광역의 蒸發散量(evapotranspiration, ET; mm/hour)을 추정할 수 있다. 다시 말하면

$$ET = 3600 \cdot \frac{(Rn - H - G)}{L} \dots\dots\dots(17)$$

여기서 한가지 주의해야 할 것은 위와 같은 熱收支식을 이용하는 경우 熱收支의 평가에 있

어서 단지 수직적인 흐름을 고려할 뿐이며 주위와의 수평적인 흐름은 무시하고 있다는 것이다. 따라서 추정 오차에는 실제의 환경에서 일어나는 수평적인 열의 흐름에 의한 영향이 다수 포함될 수 있을 것이다.

#### 4. 결과 및 토의

본 연구에서는 원격탐사자료와 지리정보시스템을 이용한 지표면의 熱收支를 평가 나아가서는 蒸發散量을 추정하는 방법에 대하여 제안하였으며 연구의 결과는 Figure 5과 Figure 6에 나타내었다. Figure 5는 연구지역의 조간대, 植生被覆地, 都市域에서의 평균화된 시간별 熱收支를 나타낸 것이며 Figure 6은 각 시간대별로 추정된 潛熱의 공간적 분포를 나타낸다. 純放射量은 12시를 최고치로 이후에는 감소하나 지온은 약 13시를 전후로 하여 최고치를 보이기 때문에 顯熱은 13시 30분에 최고치를 나타낸다. 蒸發散量에 대응하는 潛熱은 純放射量의 감소와 함께 감소하나 도시지역에서보다 조간대에서 그 감소폭이 더 크게 나타남을 알 수 있다. 이는 자료 획득 전 보름간 거의 강수량이 없었으며 또한 도시지역에서는 토양에 의한 水分保有量 보다는 直接流出量이 크기 때문에 도시지역에서는 蒸發에 요구되는 수분이 거의 없기 때문이며 조간대는 수분을 많이 포함하기 때문에 顯熱보다도 潛熱에 의한 열 수송이 크게 나타난다. 한편 Figure 7은 토지이용의 변화에 따른 지역 熱收支의 변화를 나타낸다. 현재의 세군집의 비율은 조간대 20%, 都市域(裸地포함) 41.2%, 植生域 38.8%로 나타난다. 만약 현 조간대의 50%가 개발되어 都市域에 가까운 토지이용으로 변화하게 될 경우 都市域에서의 純放射量은 약 24% 증가하며 純放射量의 증가량이 顯熱과 潛熱을 더한 양보다도  $60W/m^2$  정도 많게 되며 이는 都市域에서는 개발 전보다도 온도가 상승하게 될 것으로 여겨진다.

본 연구에서 얻어진 결과 및 특징은 다음과 같다.

- 인공위성자료를 이용한 광역에 대한 熱收支를 계산하였다.
- 도시개발에 따른 熱收支의 변화, 즉 토지이용의 변화에 따른 지역 熱收支의 변화에 대한 추정이 가능하게 되었다.
- 토지이용의 변화나 기상요소치를 가산하여 계산하는 것이 가능하다.
- 과거의 기상자료를 이용하여 장기간의 변화를 재현할 수 있으며 水循環이나 수자원관리 의 문제에 대해서도 유용한 정보를 얻을 수 있다.

앞으로의 과제와 개선점은 다음과 같다.

- 상세한 토지이용도 및 수치지형데이터의 구축
- 일반적으로 蒸發散量의 추정의 정확도에 있어 純放射量 크게 좌우하므로 보다 정도를 향상시키기 위해서는 純放射量의 평가법에 대한 검토가 요구된다.
- 기존의 기상관측데이터의 정비 및 데이터베이스화
- 熱收支를 평가하는데 있어서 도입되는 각 자료, 경험식 또는 추정결과의 정확도의 평가

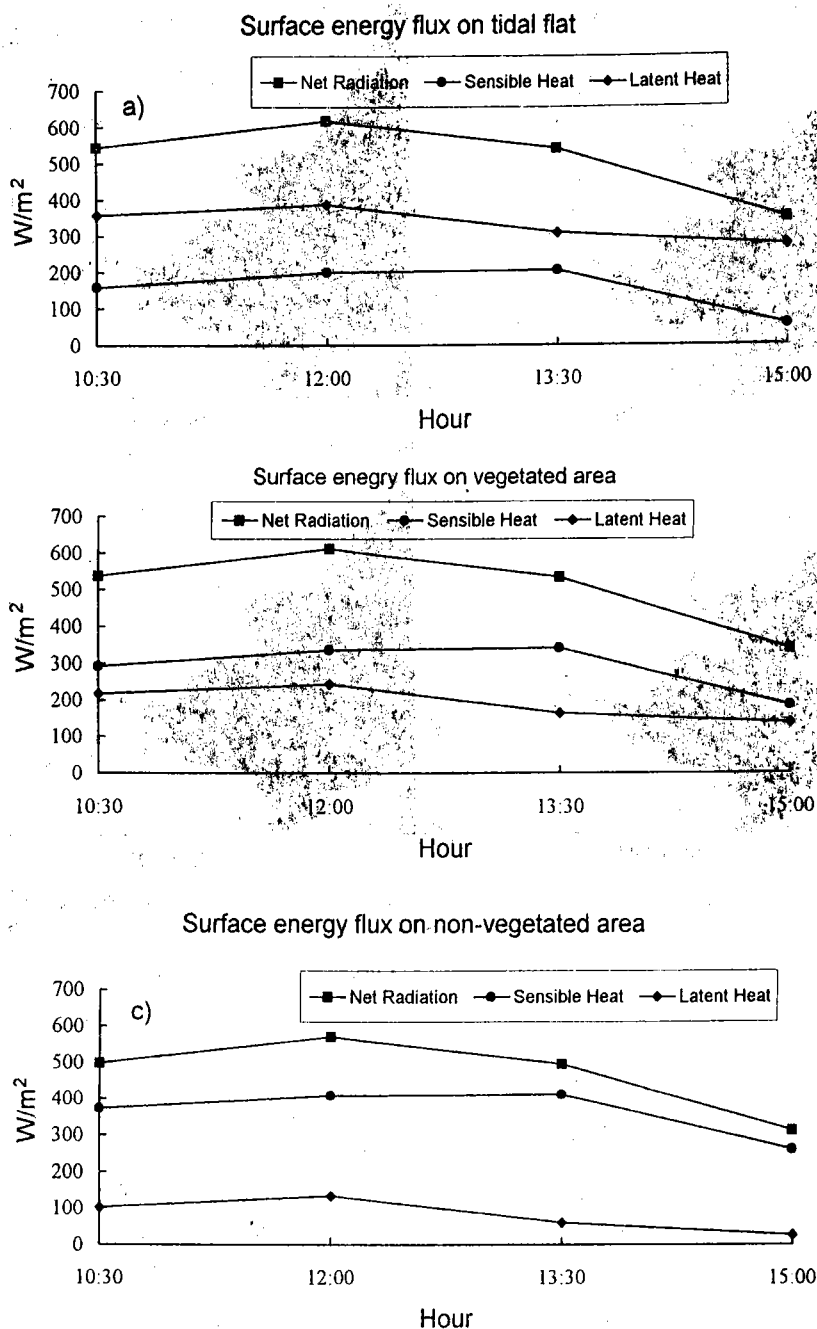


Figure 5. Averaged surface heat flux in Tiux in tidal flat(a), vegetated surface(b), and non-vegetated surfaces(c)

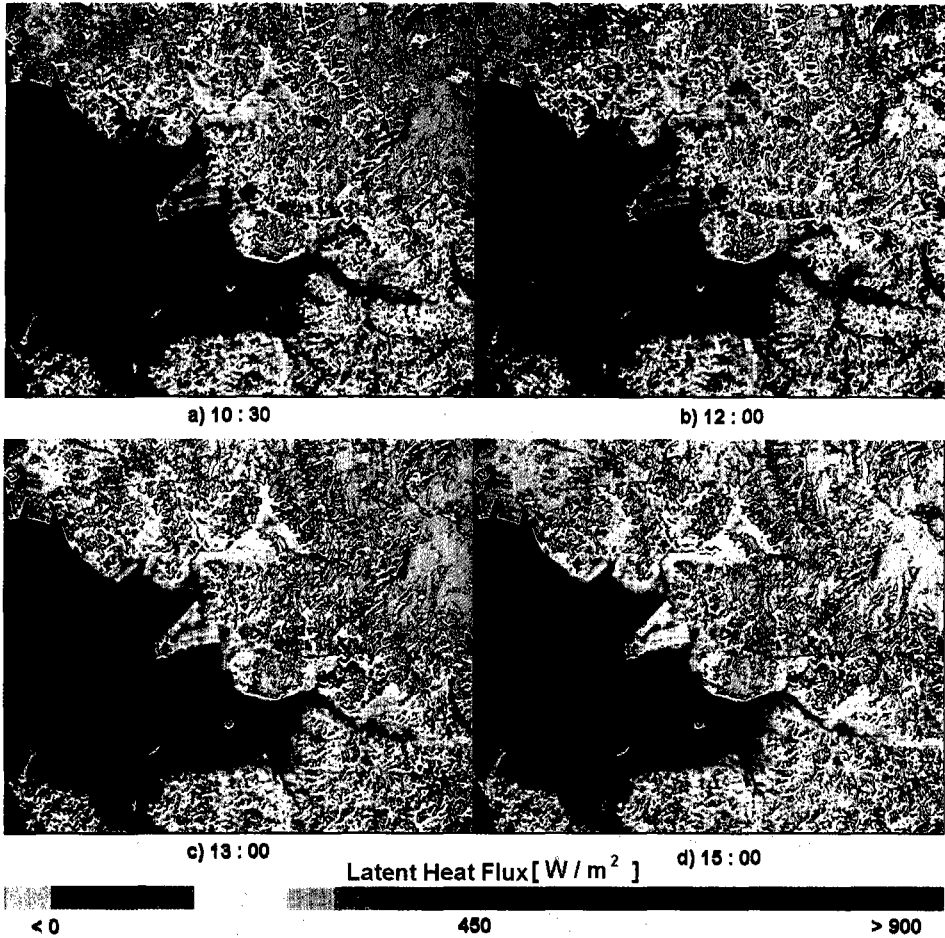


Figure 6. Estimated spatial distribution of latent heat flux ( $W/m^2$ )

• 최종적인 廣域蒸發散에 대한 결과의 검증

본 연구에서는 위성자료와 지리정보시스템을 이용하여 廣域蒸發散량을 추정하는 방법에 대하여 검토하며 위성자료를 사용하여 植生에 관련된 변수들을 추정하였다. 추정법의 기본이 되는 것은 空氣力學的인 방법과 熱收支法을 결합시킨, 즉 인공위성자료를 사용함으로써 위성자료로부터 얻어진 지표면 온도를 이용하여 顯熱에너지를 추정하며 지상관측치나 여러 가정에 따라 얻어진 純放射에너지량( $R_n$ ) 및 地中에의 에너지전달량( $G$ )을 熱收支식에 적용하여 그 잔차로서 潛熱에너지량 즉 蒸發散량을 구하는 방법이다. 蒸發散량의 추정과정에 있어서는 여러 경험식을 도입하고 있으며 토양수분, 移流의 효과등의 영향이 충분히 고려되고 있지 않은 관계

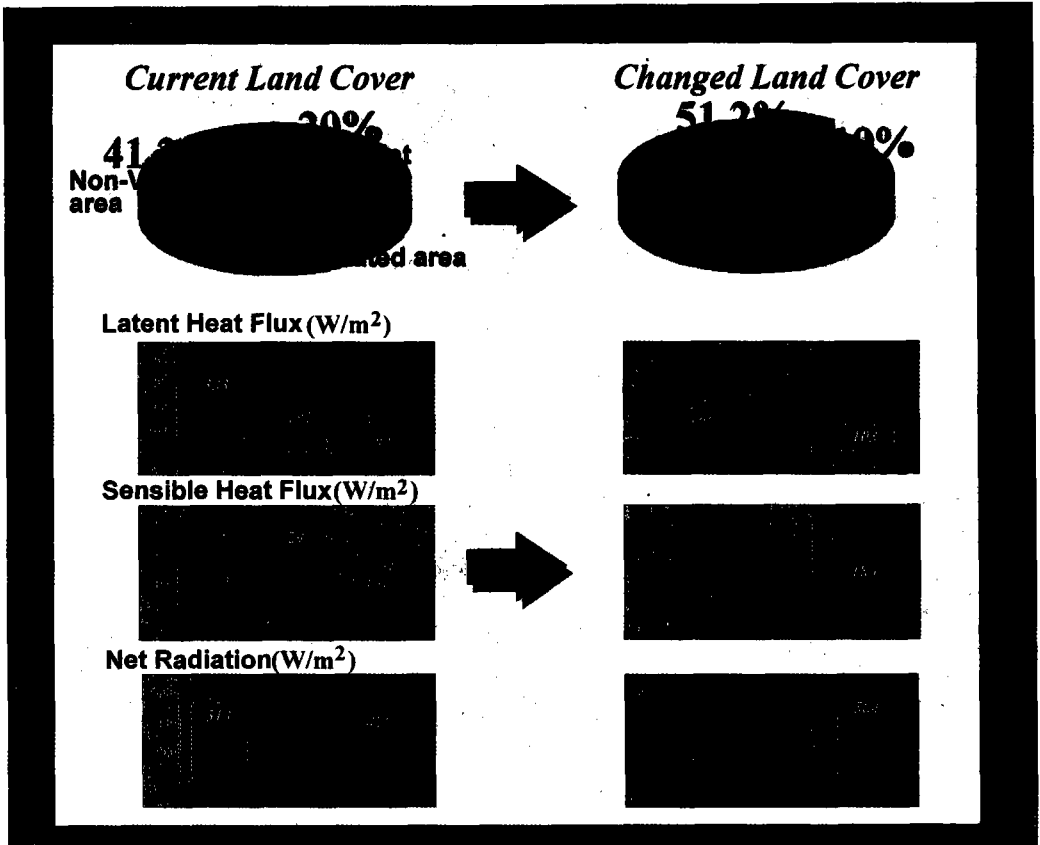


Figure 7. Simulated surface heat flux according to land use change.

로 물리적 엄밀성은 결여되었지만 원격탐사자료의 활용방법 및 계산에 의한 결과는 금후 고찰을 하기 위한 지침을 주는 것으로 평가될 것으로 생각하며 원격탐사자료의 한 단위화소를 단위로 하는 토지이용, 지형, 기상 등의 지역정보와 蒸發散量의 관계를 고찰하기 위한 수단으로서는 유효하다고 여겨진다.

## 참 고 문 헌

1. Brest, C.L. and Goward, S.N., 1987, Deriving surface albedo measurements from narrow band satellite data, *International Journal of Remote Sensing*, 8: 351-367.
2. Brutsaert, W., 1975, On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies, *Water*

- Resource Research*, 11: 742-744.
3. Brutsaert, W., 1982, *Evaporation into the atmosphere: Theory, History, and Applications*, Kluwer Academic Publishers, pp.299.
  4. Daughtry, C.S.T., Kustas, W.P., Moran, M.S., Pinter, P.J., Jr., Jackson, R.D., Brown, P.W., Nichols, W.D., and Gay, L.W., 1990, Spectral estimates of net radiation and soil heat flux, *Remote Sensing of Environment*, 32: 111-124.
  5. Idso, S.B. and Jackson, R.D., 1969, Thermal radiation from the atmosphere, *Journal of Geophysical Research*, 74: 5397-5403.
  6. Kotoda, K., 1986, Estimation of river basin evapotranspiration, *Environmental Research Center Paper*, 8, University of Tsukuba: 1-66.
  7. Kustas, W.P. and Daughtry, C.S.T., 1990, Estimation of the soil heat flux/net radiation ratio from spectral data, *Agriculture, Forest and Meteorology*, 49: 205-223.
  8. Kustas, W.P., Daughtry, C.S.T. and Van Oevelen, P.J., 1993, Analytical treatment of the relationship between soil heat flux/net radiation ratio and vegetation indices, *Remote Sensing of Environment*, 46: 319-330.
  9. Matthias, A.D., Kustas, W.P., Gay, L.W., Cooper, D.I., Alves, L.M., and Pinter, Jr. P.J., 1990, Aerodynamic parameters for a sparsely roughened surface composed of small cotton plants and ridged soil, *Remote Sensing of Environment*, 32: 143-153.
  10. McNaughton, K.G., 1988, Surface temperature and the surface energy balance-commentary, in *Flow and Transport in the Natural Environment: Advances and Applications*(W.L. Stefan and O.T. Denmead, Eds.), Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg: 154-159.
  11. Moran, M.S., Jackson, R.D., Raymond, L.H., Gay, L.W., Slater, P.N., 1989, Mapping surface energy balance components by combining Landsat Thematic Mapper and ground-based meteorological data, *Remote Sensing of Environment*, 30: 77-87.
  12. Satterlund, D.R., 1979, An improved equation for estimating long-wave radiation from the atmosphere, *Water Resource Research*, 15: 1649-1650.
  13. Schott, J.R., 1989, Image Processing of Thermal Infrared Images, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 55, 9: 1311-1321.