



研究レビュー「リモートセンシングによる熱環境、 熱収支、蒸発散の評価」*

川 島 茂 人**

1. はじめに

太陽エネルギーは、地表面において熱と水蒸気にその姿を変え、大気中や地中に拡散、伝達してゆく。このエネルギー変換場所である地表面の熱環境や熱収支は、大気現象の解明や予測で重要な境界条件であるばかりでなく、農業の生産環境や我々の生活環境を構成する基本的要因となっている。ところが、地表面の状態が、広い地域にわたって一様であることはまれで、熱環境や熱収支構造も場所により異なる。そこで、地表面付近の熱環境や熱収支は、面的な分布として把握しなければならない。

従来、地表面付近における熱環境や熱収支の測定は、離散した点的地上観測で行われていたため、面的な分布を知ることはきわめて困難であった。しかしながら、近年のリモートセンシング技術の進歩が面的な熱環境の把握を可能にし、コンピュータの進歩が画像のような多量データの処理・解析を可能にした。

そこで、本稿では、人工衛星や航空機などからのリモートセンシングデータを用いて、地表面付近の熱環境、熱収支、蒸発散の評価や、それらのメカニズムの解明を扱った最近の研究を整理し、概観する。

2. リモートセンシングデータのソース

リモートセンシングデータには、様々なプラットフォームから観測したものがあがるが、大きく分けて、次の3つに分類される。

- 1) 人工衛星から観測したデータ
- 2) 航空機から観測したデータ
- 3) 地上から観測したデータ

地表面付近の熱環境などのデータを提供する、いくつかの代表的なデータソースについて以下に簡単に述べる。

2.1 静止気象衛星

第1図に、地球を取り囲む5つの静止気象観測衛星の配置を示す(木村ら, 1990)。日本付近ではGMS(ひまわり)が赤道上空140°Eで、アジア・オセアニア・太平洋のグローバルな気象状況を可視と赤外バンドで観測している。第1表にGMSが搭載しているVISSR(Visible and Infrared Spin Scan Radiometer)センサの熱赤外バンドの特性を示す。静止気象衛星が搭載している熱赤外センサの地上分解能は約5kmと大きいため、広範囲の平均的な評価にしかり用いられない。

2.2 HCMM 衛星

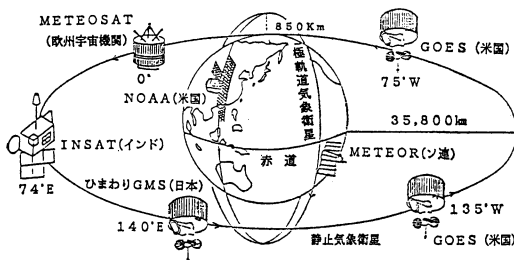
HCMM(Heat Capacity Mapping Mission)衛星は、主に、地上の熱慣性を測定し、土壌水分、雪面や植物体の温度などを評価する目的で、1978年4月から1980年9月まで運用された。HCMM衛星の軌道は、衛星の観測目的に合わせて、1日に2回(昼と夜)、同

* Estimates of thermal environment, energy balance and evapotranspiration using remote sensing.

** Shigeto Kawashima, 農業研究センター。

第1表 各種の衛星が搭載した熱赤外センサの特性.

衛星名	軌道	観測周期	センサ名	走査幅	全バンド数	熱赤外バンド 波長域	熱赤外バンド 地上分解能	熱赤外バンド 温度分解能
GMS	静止軌道	常時	VISSR	半球	2	10.5-12.5 μm	5000m	0.5K at 300K
H C M M	太陽同期	1 6 日	HCMR	716km	2	10.5-12.5 μm	600m	0.4K at 280K
N O A A	極軌道	1 日	AVHRR	2700km	5	10.3-11.3 μm 11.5-12.5 μm	1100m 1100m	0.12K at 300K 0.12K at 300K
LANDSAT	太陽同期	1 6 日	TM	185km	7	10.4-12.5 μm	120m	0.5K at 300K



第1図 静止気象観測衛星の配置 (木村ら, 1990). 日本付近では, GMS (ひまわり) が赤道上空 140°E で, アジア・オセアニア・太平洋のグローバルな気象状況を可視と赤外バンドで観測している. NOAA と METEOR はアメリカとソ連の極軌道気象観測衛星である.

一地域上を通過するように定められた. HCMM 衛星が搭載した HCMR (Heat Capacity Mapping Radiometer) センサの熱赤外バンドの特性を第1表に示す. HCMM 衛星が打ち上げられたことにより, 地表面付近の熱環境を面的に把握しようとする研究が急速に進展した. Price (1986) は, HCMM 熱赤外データの解釈や, HCMM 計画全体の成果の要約を述べている.

2.3 NOAA 衛星

一連の NOAA 衛星と, それに先行して運用された TIROS, TOS, ITOS 衛星は, 代表的な極軌道衛星である. 現在運用されている NOAA 衛星の周期は約100分で, 同じ地域の上空を1日に2回通過する. 第1表

に, NOAA 衛星が搭載している AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) センサの熱赤外バンドの特性を示す. 熱赤外領域に複数のバンドを有しているのがこのセンサの特徴である.

2.4 LANDSAT 衛星

LANDSAT は, RBV (Return Beam Vidicon), MSS (Multi Spectral Scanner), TM (Thematic Mapper) などのセンサを搭載した地球資源観測衛星である. 現在運用している LANDSAT 5号の周期は約100分で, 16日に2回同一地点上を通過する. 日本では北上時が日中10時ごろ, 南下時が夜間9時ごろ通過する.

RBV センサは, LANDSAT 1~3号に搭載された一種のテレビカメラで, 現在運用中の LANDSAT 5号には搭載されていない. MSS センサは, LANDSAT 1~3号における主力センサであったが, より高性能の TM センサが搭載された4号以降では, その影が薄くなった. しかしながら, MSS センサのデータは1972年以来得られているため, 長期的なデータの比較検討のため等に重要である. TM センサの熱赤外バンドの特性を第1表に示す. TM センサは, 波長別分光特性, 地上分解能ともに改良された7つのバンドを採用している. 特に, 10.4~12.5 μm の熱赤外バンドは, 地上における瞬間視野が約 120 m \times 120 m と小さいことなどから, 地表面付近の熱環境を詳しくとらえるために有効なデータを提供する.

2.5 航空機

航空機が搭載しているリモートセンシングセンサは,

センサー	波長(μm)											
	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	1.0	2.0	3.0	4.0	8.0	10.0	12.0
人工衛星												
LANDSAT MSS	[0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 1.0, 2.0, 3.0, 4.0, 8.0, 10.0, 12.0]											
TM	[0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 1.0, 2.0, 3.0, 4.0, 8.0, 10.0, 12.0]											
NOAA AVHRR	[0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 1.0, 2.0, 3.0, 4.0, 8.0, 10.0, 12.0]											
ETS-III	[0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 1.0, 2.0, 3.0, 4.0, 8.0, 10.0, 12.0]											
VC	[0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 1.0, 2.0, 3.0, 4.0, 8.0, 10.0, 12.0]											
航空機(JSCAN-AT-18M)												
カリフォルニア	[0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 1.0, 2.0, 3.0, 4.0, 8.0, 10.0, 12.0]											
OCS仕様	[0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 1.0, 2.0, 3.0, 4.0, 8.0, 10.0, 12.0]											
CZCS	[0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 1.0, 2.0, 3.0, 4.0, 8.0, 10.0, 12.0]											

第2図 各種センサーのバンド構成の比較。

航空機が搭載しているリモートセンシングセンサーの1つである JSCAN-AT-18 M のバンド構成を、代表的な人工衛星搭載センサーとの比較で示す。ETS-III は技術試験衛星、VC はビジコンカメラである。OCS (OCEAN COLOR SCANNER) と、CZCS (COASTAL ZONE COLOR SCANNER) は、ともに海洋調査用の波長域モードで、OCS は外洋調査に、CZCS は沿岸域調査に向いている。

様々なものがあるが、その一例として、中日本航空の JSCAN-AT-18 M のバンド構成を、すでに述べた人工衛星搭載センサーとの比較で第2図に示す。

2.6 地上

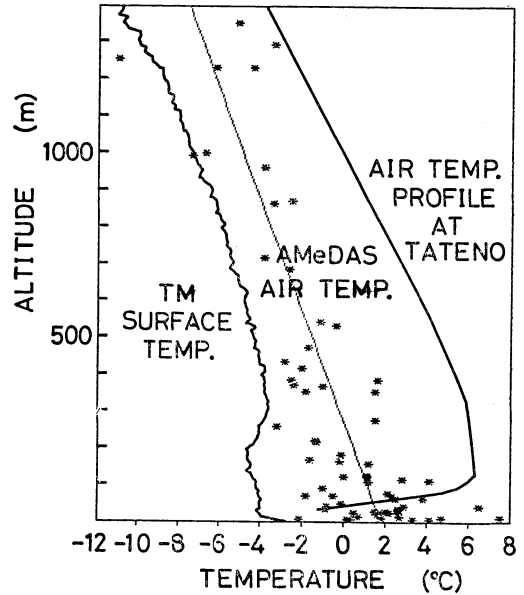
地上に設置して地表面温度などを測定するセンサーとしては、サーモビューアやサーモトレサなどの名で市販されている一種の赤外線ビデオカメラがある。

3. 熱環境の評価

地表面付近の気象環境の中で、リモートセンシングにより最も直接的に把握できるものは熱環境である。そこで、リモートセンシングデータを用いて、地表面付近の熱環境の把握や解明を行った研究を、以下にテーマ別に概観する。熱環境の評価を行い、かつ、熱収支や蒸発散についても議論している研究については、次節において述べる。

3.1 気温やヒートアイランドの評価

リモートセンシングで求めた地表面温度と地上で測定した気温の関係を調べた研究として次のようなものがある。谷ら(1984)は、GMS (ひまわり) 赤外データを用いて、地表面温度とアメダス気温との関係を調べた結果、両者の相関は夜間より日中に悪いことなどを明らかにした。堀口ら(1985)は、赤外放射温度計による地表面温度と気温との関係を調べた。その結果、草地・水田が広がる地帯や作物が密生している地帯では、地表面温度と気温との相関が高くなることなどを明らかにした。また、堀口ら(1986)は、GMS (ひまわり) データからの推定気温とアメダス気温との差によって対象地域内を



第3図 様々な温度情報と標高の関係 (川島ら, 1988)。

TM 熱赤外データによる地表面温度の標高別平均値、アメダス気温 (* 印)、館野における上空の気温プロフィールを示す。地表面温度が標高 300 m 前後で極大となっており、気温が高度 140~300 m で極大となっているのに対応している。アメダス気温の標高に対する逓減率は、標準大気気温逓減率にはほぼ一致し、アメダス気温は同じ標高の地表面温度と同じ高度の館野上空気温の間に分布している。

小地域に分類した後で、気温を推定する方法を示し、その際の推定精度は平均で約 1°C となることを明らかにした。川島ら(1988)は、関東地方を対象に、LANDSAT TM データ、国土数値情報、アメダスデータを重ね合わせるにより、標高や土地利用が夜間の地表面温度に与える効果や、気温と地表面温度の関係を調べた。第3図に、TM による地表面温度の標高別平均値、アメダス気温、館野における上空の気温プロフィールを示す。この図から、TM 地表面温度が標高 300m 前後で極大となっており、気温が高度 140~300 m で極大となっているのに対応していることがわかる。そこで、TM 地表面温度の標高に対する変化は、都市ヒートアイランドの効果と逆転層の効果合成して表れていると見られる。また、アメダス気温の標高に対する逓減率は、標準大気気温逓減率にはほぼ一致し、アメダス気温は同じ標高の地表面温度と同じ高度の館野上空気温の間に分布している

第2表 人工衛星データを用いた都市ヒートアイランドの研究 (Roth ら, 1989).

Author	Satellite	Thermal sensor	Resolution (km)	Target location
Rao (1972)	ITOS-1	SR	7.4	Eastern U.S.A.
Carlson <i>et al.</i> (1977), Carlson and Augustine (1978)	NOAA-3,-5	VHRR	1.0	Los Angeles
Matson <i>et al.</i> (1978)	NOAA-5	VHRR	1.0	50 U.S. cities
Price (1979)	HCMM	HCMR	0.6	Eastern U.S.A.
Matson and Legeckis (1980)	NOAA-5	VHRR	1.0	17 New England cities
Carlson <i>et al.</i> (1981)	HCMM	HCMR	0.6	Los Angeles, St. Louis
Foster <i>et al.</i> (1981)	HCMM	HCMR	0.6	England and N.W. Europe
Vukovich (1983)	HCMM	HCMR	0.6	St. Louis
Winiger (1984)	HCMM	HCMR	0.6	Berne
Lombardo (1985)	NOAA-6,-7	AVHRR	1.1	São Paulo
Kidder and Wu (1987)	NOAA-7	AVHRR	1.1	St. Louis

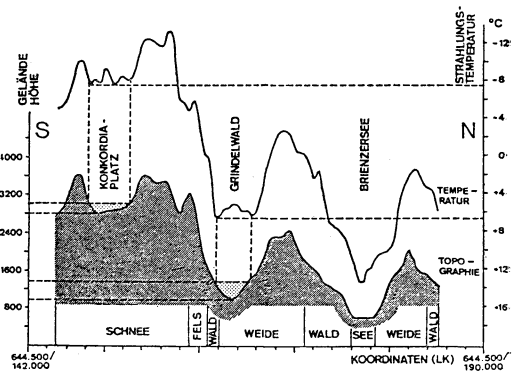
ITOS=Improved TIROS Operational Satellite, NOAA=National Oceanic and Atmospheric Administration, HCMM=Heat Capacity Mapping Mission, SR=Scanning Radiometer, (A)VHRR=(Advanced) Very High Resolution Radiometer and HCMR=Heat Capacity Mapping Radiometer.

ことなどが明らかになった。

都市のヒートアイランド現象を、リモートセンシングで調べた研究として次のようなものがある。大畑ら (1985) は、積雪都市のヒートアイランド現象の特徴を把握するために、航空機から観測した熱赤外面像を用いた。その結果、都市内外の地表面温度差が、積雪の無い場合 1~3°C であるのに対し、積雪のある場合は 11~12°C と大きくなることを示した。また、Roth ら (1989) は、NOAA AVHRR 赤外データを用いて、北米5都市のヒートアイランドを解析した。その結果、ヒートアイランド強度は、暖候期の日中に最大になること、日中は工業地帯が最も高温となり、植生のある河岸・沿岸地域が最も低温となること、夜間における土地利用と表面温度の関係はあまり明かでないことなどを示した。Roth らが整理した、人工衛星データを用いた都市ヒートアイランドの研究を第2表に示す。

3.2 冷気流や霜害の評価

リモートセンシングデータを用いて、地形と冷気流の関係調べた研究として次のようなものがある。ト蔵ら (1981, 1982) は、GMS (ひまわり) のデータを用いて、東北地方における冷害発生時の寒冷気流の流れや、低温域の発生と地形の関係などについて検討した。その結果、海洋性寒冷気流 (やませ) 吹走経路と水稻の作況指数との対応や、やませの吹走経路と地形との関係を明らかにし、GMS データが冷気の動態把握に有効であることを示した。Gossmann (1986) は、HCMM 衛星で得られたヨーロッパの山岳地帯における夜間の熱赤外面像を解析し、地形が局地気象に与える効果について調べた。その結果、谷や盆地での冷気の滞留や流出が把握できること、冷気の主な発生域は高所の草地であることなどを示した。第4図は、彼が示したスイスアルプスにおける地形と地表面温度の関係で、冷気の滞留の様子が把握



第4図 スイスアルプスにおける地形と地表面温度の関係 (Gossmann, 1986).

標高差が約 3,000 m ある断面に沿った標高と地表面温度の変化。地表面温度は、6月初旬の深夜に得られた HCMM 衛星データから求めた。凹地における冷気の滞留が把握できる。

握できる。黒瀬ら (1988) は、赤外線放射温度計で得た熱画像を用いて、傾斜地における斜面温暖帯の観測を行い、斜面滑降風の強い時には温暖帯の高度が低くなり、斜面滑降風の弱い時には温暖帯の高度が高くなることなどを明らかにした。林ら (1989) は、富士山に発生する山谷風のデータと、LANDSAT TM による地表面温度を解析した結果、富士山頂を中心とする楕円形の領域が、夜間の山風の原因となる冷気発生源となっている可能性があることを示した。

地形と冷気の問題に関して、特に霜害や霧について論じた次のような報告がある。松村ら (1988) は、NOAA AVHRR データと国土数値情報などを用いて、霜害危険地帯の検出を試みた。その結果、国土数値情報から谷や盆地を検出し、衛星データから低温域を検出し

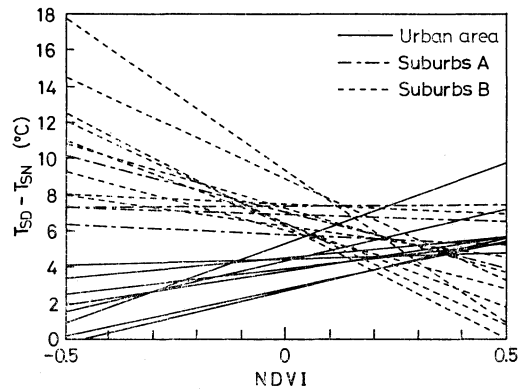
て重ね合わせることで、低温となりやすい地域が検出されることを明らかにした。Seguin (1989) は、農業気象における表面温度の利用について、様々なアイデアや実例を示している。その中で、霜害問題への NOAA 画像の適用について述べ、静穏な夜は地表温度のコントラストがはっきりし、風の強い夜は均一な地表温度となることを示した。林ら (1988) は、LANDSAT 画像を用いて、東北地方の盆地霧の発生状況について調べた結果、隣接した盆地であっても、盆地霧発生頻度に明瞭な地域差があることを示した。

3.3 地表面の物理特性や土壌水分の評価

地表面温度とアルベドの関係を調べた研究として次のようなものがある。Kidder ら (1987) は、NOAA-7 の AVHRR で得られた地表面温度とアルベドを、雪のある時期のセントルイスを対象にして解析した。その結果、都市域と農村域のアルベドの差は16%あること、バンド1 (可視) とバンド2 (近赤外) の差は、雪面の境界を示す良い指標となること、都市域と農村域の表面温度の差は日中 3°C 、夜間 2.5°C となること、日中一夜間の表面温度差が最大となるのは、雪に覆われた地域にある森林部分であることなどを明らかにした。Vukovich ら (1987) は、Kidder らと同様に、NOAA-7 AVHRR で得られた地表面温度とアルベドを、西アフリカセネガルの半乾燥地域を対象にして解析した。その結果、地表面温度とアルベドは正の相関関係を示し、最高の表面温度とアルベドは乾期の植生の疎な地域で、最低の表面温度とアルベドは雨期の密な植生で見いだされることを明らかにした。

地表面状態の判別に、熱赤外データの特性を活用した研究として、Asrar ら (1988) は、火入れした草地と、火入れしていない草地の判別をするために、航空機から観測した表面温度を解析した。その結果、日中、両者には明瞭な表面温度差が見られ、その大きさは測定時刻や地形に依存していることなどを明らかにした。また、Holbo ら (1989) は、航空機から観測した熱赤外データを用いて地表面温度の頻度分布を解析し、小地域内の表面温度の頻度分布パターンと地表面状態との関係などについて論じた。

リモートセンシングで、地表面の熱慣性や土壌水分を調べた研究として次のようなものがある。Price (1985) は、日中と夜間の HCMM 衛星データを解析し、見かけの熱慣性の使用限界について述べている。土壌水分が変化するような地域では、蒸発が土壌中の熱フラックス



第5図 地表面温度較差 (日中一夜間) と植生量の関係 (Kawashima, 1991)。

日中と夜間の地表面温度較差は、都市では植生の多い所ほど大きい、郊外では植生の多い所ほど小さくなる傾向がある。横軸の NDVI (正規化差分植生指数) は、植生量と密接に関係した指数で、近赤外バンドの強度 (NIR) と赤バンドの強度 (RED) から計算される。

を減少させるので、見かけの熱慣性は不適当な値となることを示した。Tarpley (1988) は、6年間の GOES 衛星データを用いて、カンサス州における午前中の地表面温度昇温について調べた結果、朝の昇温と土壌水分に密接な関係があることや、風の強い日は昇温量が小さくなること等を明らかにした。Luvall ら (1989) は、航空機に搭載した熱赤外多バンドセンサのデータを用いて、針葉樹林の熱的応答特性を評価し、熱応答値 (Thermal Response Number) というパラメータが、地表状態や植生を分類したり把握するのに適していることを示した。

3.4 植生が熱環境に与える効果の評価

Nixon ら (1986) は、HCMM 衛星データを用いて、植被 (キャノピー) による温度効果や、作物が水を要求する度合いなどを調べる手法について議論した。

植生が都市や郊外の熱環境に与える影響を、LANDSAT TM データを用いて解析した研究として次のようなものがある。TM 熱赤外バンドの地上分解能が 120m であることが、詳細な地表面熱環境の把握を可能にしている。土屋 (1985) は、東北地方の中小都市の熱的環境を把握する手段として、LANDSAT TM 熱赤外データを用い、植被の多少が都市のヒートアイランド強度に関係していることを示した。本條ら (1987) は、LAND-

SAT TM 熱赤外データを用いて, 緑地が都市内熱環境に与える効果を調べた. その結果, ファジークラスタリング手法を用いることにより, 都市内緑地と熱環境の関係が, 従来の判別分類を用いるよりも詳細に把握できることを示した. Kawashima (1991) は, 日中と夜間の LANDSAT TM データを用いて, 植生が冬期の都市と郊外の地表面温度に与える影響を調べた. その結果, 日中は, 都市では植生の多少によって地表面温度があまり変化しないが, 郊外では植生の多い所ほど低温になる傾向があること, 夜間は, 都市では植生の多い所ほど低温になるが, 郊外では植生の多い所ほど高温になる傾向があることを明らかにした. また, 日中と夜間の地表面温度較差に関して, 都市では植生の多い所ほど較差が大きいが, 郊外では植生の多い所ほど較差が小さくなる傾向があることを明らかにした (第5図). 第5図の横軸は, 近赤外バンドの強度 (NIR) と赤バンドの強度 (RED) の差や比から計算される植生指数 (Vegetation Index) と呼ばれる値で, 植生の量や活性と密接に関係している. その1つの形に, NDVI (正規化差分植生指数) があり, 次式 (1) を用いて計算される.

$$\text{NDVI} = (\text{NIR} - \text{RED}) / (\text{NIR} + \text{RED}) \quad (1)$$

4. 熱収支・蒸発散の評価

地表面の熱収支や蒸発散量の分布を面的に把握するために, リモートセンシングは非常に有力な手段である. そこで, 様々なプラットフォームから得たリモートセンシングデータが, 熱収支や蒸発散の解析と評価に用いられている. このような研究を, 以下に, テーマ別に概観する.

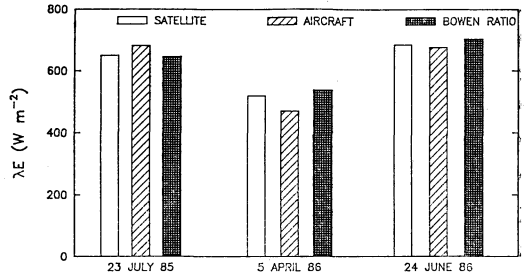
4.1 平衡式を用いた熱収支, 蒸発散の評価

リモートセンシングで得た表面温度の画像や, 地上で観測された気象データなどを用いて, 画像が得られた時刻における熱収支や蒸発散を評価する研究では, 基本的に次式 (2) が用いられる.

$$R_N = H + 1E + G \quad (2)$$

ここで, R_N は純放射フラックス密度, H は顕熱フラックス密度, $1E$ は潜熱フラックス密度, G は地中熱フラックス密度である. この手法においては一般に, 各項は実測値を境界条件にしたバルクな評価式で計算される.

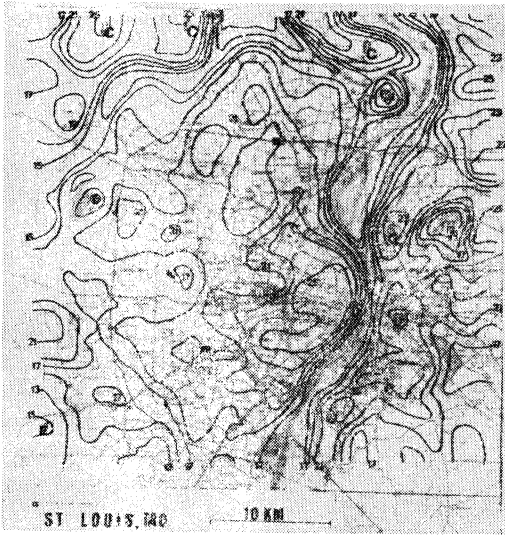
Brown (1974) は, 航空機から測定した地表面温度を用いて, 綿畑からの蒸発散量を推定した. しかしながら, 彼の研究では, 放射収支の求め方などに不明確の点が多い. Gurney ら (1983) は, 融雪後のアラスカでの



第6図 衛星データ, 航空機データ, 地上観測データにもとづく熱収支の評価 (Moran ら, 1989).

3種類の評価手法による潜熱フラックス密度の比較. TM データから評価した値と地上実測値との差は, 十分に育った綿畑において12%以下であることなどを示した.

蒸発量を評価するために, HCMM データを用いた. 彼らは, 森林地帯と山火事後の裸地での表面温度および蒸発量を比較検討した. 川島 (1986) は, 航空機に搭載した MSS から得られたデータを用いて, 小地域内の地表面熱収支分布を評価する方法を示し, その具体的な評価結果について議論した. 関東地方の平坦地で, 10月下旬の日中に評価した潜熱フラックス密度は, 対象地域内の平均値を100とすると, 森林と水面で183, 草地で109, 裸地で71であった. Pierce ら (1988) は, 森林の潜熱フラックス密度を, 航空機に搭載した TMS (Thematic Mapper Simulator) を用いてマッピングする方法について述べた. 彼らは, 熱収支モデルの中で顕熱フラックスを計算する際に必要ないくつかのパラメータを精度良く求めることが重要であることを示した. Moran ら (1989) は, LANDSAT TM データと地上気象観測データを用いて, 地表面熱収支の分布を評価する手法について検討した. 3つのケースの LANDSAT TM データから, 潜熱フラックス密度と純放射フラックス密度の分布図を作成し, 地上で測定した値, ならびに航空機で得られた放射データにもとづいて評価した値と比較検討した. その結果, TM から評価した値と地上実測値との差は, 十分に育った綿畑において12%以下であることなどを示した (第6図). この研究では, TM 熱赤外バンドのキャリブレーションに航空機データを使っているため, TM からの評価値と航空機からの評価値の比較に関する議論はあまり意味がないと考えられる. この研究でも明らかのように, TM データを如何にキャリブレート



第7図 HCMM 衛星データから評価したセントロイスにおける日中の顕熱フラックスの分布図 (Carlson ら, 1981).

図中の数字の単位は ($W/m^2 \times 0.1$), 画像は7月初旬の午後1時半に得られたもので、純放射フラックス密度は、約 $640 W/m^2$ であった。

し、誤差の少ないデータとするかが大きな問題なのであり、多くの研究者もこの点で頭をいためている。TMのように地上分解能のよいデータを使って、熱収支や蒸発散を評価できれば素晴らしいことはわかっているが、データの真値が保証されなければ、評価した結果に意味がなくなってしまうのである。今後の検討課題である。

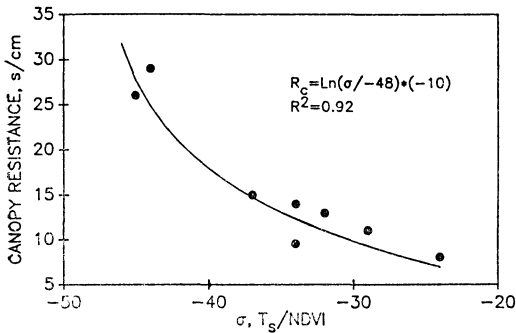
4.2 マルチテンポラルな熱収支、蒸発散の評価

熱収支や蒸発散の評価手法は上記4.1項と同じでも、複数の時刻における評価や時期的な変化に重点を置いた研究に次のようなものがある。Reginato ら (1985) は、地上で観測した MSS データと地上気象データを用いて、蒸発散量の評価を様々な気象条件について行い、比較検討した。地上での観測にもとづく研究は、多くの条件下におけるデータが得られるので、衛星や航空機からのデータを用いた研究に基礎的情報を提供する。Serafini (1987) は、NOAA AVHRR で得られる地表面温度と気象観測所における地上気温との差を、様々な季節について検討した結果、地表面温度と気温の差は、季節および緯度によって系統的に変化することを明らかにした。さらに、1次元の熱収支モデルと地上気象データを用いることにより、地表面温度と気温の差の日変化および季

節変化のパターンが再現されることを示した。この研究は、広域の長期的な熱収支や蒸発散を、衛星データとモデルを用いて評価する際の問題点をうまくとらえている点が興味深い。

4.3 非平衡モデルを用いた熱収支、蒸発散の評価

大気境界層や土壌中の熱収支を1次元の非平衡熱収支モデルで記述し、それらを数値的あるいは解析的に解くという手法を用いてリモートセンシングデータを解析した研究に次のようなものがある。この場合、衛星データはモデルの境界条件という性格を持つ。Price (1980) は、HCMM データを用いて、中緯度にある地域を対象に日平均蒸発量と日熱容量を推定し、熱収支モデル(数値計算モデル)の結果と比較検討した。Carlson ら (1981) は、HCMM の熱赤外データと1次元境界層モデルを用いて、都市域とその周辺の熱収支分布を求めた。その結果、都市域と植生密度の低い畑では、蒸発量と土壌水分が非常に少なく、顕熱フラックスが大きいことなどを明らかにした(第7図)。Camillo ら (1983) は、土壌中の熱・水移動に重点を置いたモデルを作成し、航空機から測定した地表面温度を用いて粗度、熱伝導率などを評価した。このモデルは裸地のみを対象としている。Abdellaoui ら (1986) は、METEOSAT のデータから熱慣性と潜熱フラックスを求めるために、地表面温度の日変化をモデル化した。彼らは、マリの小地域内にこのモデルを適用して得た値の傾向が、実測値と一致していることを示した。Taconet ら (1986 a) は、NOAA AVHRR の地表面温度データを、1次元の大気-植生-土壌系熱収支モデルへの入力として用い、植生のある地表面の水分移動を評価する方法を示した。彼らは、植生が密な場合の蒸発散に対する拡散抵抗を衛星データを用いて求め、広域の平均土壌水分量を評価した。この拡散抵抗とは、電気回路との類推から、水蒸気のフラックス密度 F を $F = (2 \text{ 点間の水蒸気密度差})/R$ と表わした時の R のことである。また、Taconet ら (1986 b) は、NOAA の地表面温度データと植生を考慮した1次元の熱収支モデルを用いて、顕熱フラックスと土壌水分を評価し、均一な圃場における実測値と比較検討した。その結果、植生を考慮したモデルは、急速な顕熱フラックスの増加や土壌水分の減少を再現できること、植生を考慮したモデルは裸地のモデルよりも誤差に対してかなり敏感になることなどが明らかになった。さらに、Taconet ら (1988) は、1次元熱収支モデルへの入力として、NOAA AVHRR データだけでなく、より時間的に詳



第8図 蒸発散に対する抵抗 R_c と $\sigma (=T_s/NDVI)$ の関係 (Nemani ら, 1980).

NOAA AVHRR データを用いて求めた蒸発散に対する拡散抵抗が, 植生指数 (NDVI) に対する地表面温度 T_s の勾配 $\sigma (=T_s/NDVI)$ に関係していることがわかる。

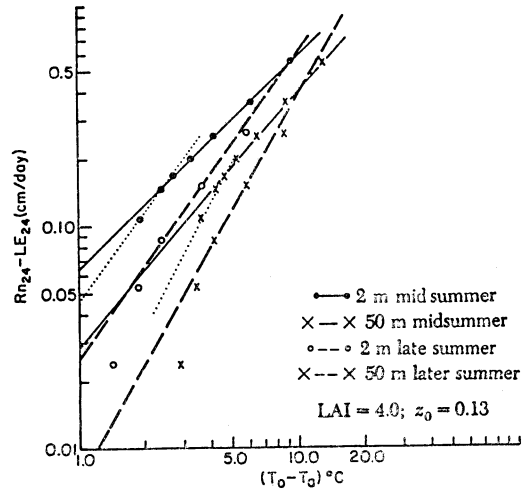
しい値が得られる METEOSAT のデータも用いることで, より正確なフラックスの評価となる事例を示した。Nemani ら (1989) は, 森林からの蒸発散に対する拡散抵抗を, NOAA AVHRR データから評価する方法について検討した。その結果, 植生指数 (NDVI) に対する地表面温度 T_s の勾配 $\sigma (=T_s/NDVI)$ が, 蒸発散に対する拡散抵抗 R_c に関係していることを明らかにした。第8図に, 彼らが求めた R_c と σ の関係を示す。

4.4 Jackson らの式を用いた熱収支, 蒸発散の評価
瞬間値として得られるリモートセンシングデータにもとづいて, より長時間の平均的熱収支や蒸発散を求めるための手法の1つとして, Jackson ら (1977) の式 (3) にもとづく方法がある。

$$E_T = R_N + A - B(T_s - T_A) \quad (3)$$

ここで, E_T と R_N は日蒸発散量と日純放射量, T_s と T_A は地表面温度と気温, A と B は係数である。この方法は, 熱収支式をかなり単純化し, 経験的な関係を併用してフラックスを評価しようとするものである。この場合, 衛星データは1つのパラメータ (媒介変数) としての性格をもつ。

Nieuwenhuis ら (1985) は, 作物群落の蒸発散を, 熱画像を用いて求める方法について検討した。その結果, Soer (1977) の TERGRA モデル (物理的な1次元熱収支モデルで, 多くのパラメータを持つ) は, リモートセンシング画像と結び付けるには複雑すぎるが, Jackson ら (1977) の方法 (地表面温度と気温の差を蒸発散量に線形に関係づける半経験式) にもとづくモデルは, より



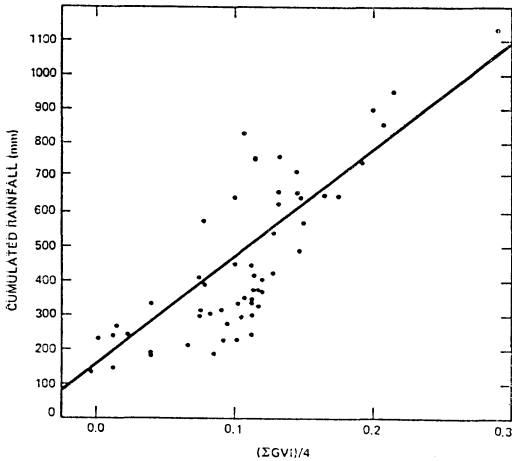
第9図 (日純放射量-日蒸発散量) と (地表面温度-気温) の関係 (Carlson ら, 1989).

両者の間には, 両対数図上で直線的関係のあることがわかる。LAI (葉面積指数) は, 単位土地面積当たりの葉の面積 (片面) で, 植物の繁茂度の指標であり, z_0 (地表面粗度) は, 風に対する地表面の抵抗の指標で, 地表面の凹凸に関係している。

直接的で実用性が高いことを, 航空機で得た熱画像を用いて示した。Rambal ら (1985) は, HCMM 衛星のデータを Jackson らの式にあてはめて蒸発散量を推定し, 水収支法で得た実測値とよく一致することを示した。Carlson ら (1989) は, Jackson らの式にもとづき, リモートセンシングデータと地上気象データから日蒸発散量を求める式を導き, 様々な粗度と風速に対するモデル定数を求めた。その結果 (日純放射量-日蒸発散量) と (地表面温度-気温) の間には, 両対数図上で直線的関係のあること等を明らかにした (第9図)。Vidal ら (1989) は, Jackson らが提案した式に, NOAA の熱赤外データを適用する際の問題点を検討した。その結果, 式の係数 A はほぼゼロ, 係数 B は作物によって異なり, 例えば小麦で約 0.3, さとうきびで約 0.25 となることなどを明らかにした。

4.5 植生指数を用いた間接的評価

植生指数を, 蒸発散量の多少や降水量の変動の指標として考え, リモートセンシングデータから間接的に気候状態を評価しようとする研究が最近行われている。Running ら (1988) は, 北アメリカのいくつかの地域を対象に, 森林の光合成量や蒸散量を計算し, NOAA



第10図 積算植生指数と積算降水量の関係 (Kerrら, 1989).

西アフリカの半乾燥地域を対象に、NOAA衛星のAVHRRデータから求めた植生指数と、雨期の降水総量との比較。4カ月間の積算植生指数と積算降水量の相関係数は約0.86と、比較的良好な相関を示した。

AVHRRデータから求めたNDVIと比較した。その結果、NDVIの年間積算値との相関 R^2 は、年間光合成量が0.87、年間蒸散量が0.77、年間純一次生産量が0.72であった。また、週毎のNDVIと光合成量との相関 R^2 は、高緯度の湿潤地で0.77~0.84となり、週毎のNDVIと蒸散量との相関は光合成量との相関よりやや低めとなることが明らかとなった。Kerrら(1989)は、西アフリカの半乾燥地域を対象にして、NOAA AVHRRデータから求めた植生指数を、雨期の降水総量や半月別の蒸発散量の変化と比較検討した。その結果、4カ月間の積算植生指数と積算降水量の相関係数は約0.86となり、比較的良好な相関を示した(第10図)。また、5日ごとに求めたNDVIと地上気象データから求めた蒸発散量について、両者の経時変化はきわめて良く一致しており、相関係数は0.99以上であることなどを明らかにした。リモートセンシングデータから評価した植生量を、気候状態の指標とした研究の欠点は、物理的機構を論外においていること、あくまでケースバイケースの経験則であることなどであるが、その発想の柔軟さには、非常にすぐれたものを感じる。

以上の他に、リモートセンシングデータを用いて、面的な蒸発散量の評価について議論した、読みもの的な性

格の文献として、Jackson(1985)、Johnsonら(1986)、Richards(1986)、Reinigerら(1986)、Asrar(1989)などがある。

5. 問題点と今後の課題

様々なプラットフォームからの可視-赤外のリモートセンシングデータを用いて、地表面近くの熱環境や熱収支・蒸発散を評価する研究を概観してきた。「面的な広がりで見現象をとらえることの、面白さと難しさが入り混じった状況」というのが、このような研究全体に対する客観的印象であり、「まだまだその可能性をさぐってみたい」というのが主観的感想である。

全体的に見て、この種の研究には、時間軸方向の問題点と面的な評価に関わる問題点がある。すなわち、地表面のリモートセンシングデータは晴れている時にしか得られないことや、晴れていても上空を通過する時にしか得られないという欠点が大きな問題となる。このため、評価を物理的に忠実に実に行おうとすればするほど、画像が得られた時刻の瞬間の熱収支に議論が限定される傾向があり、長期間の平均的な熱収支や蒸発散を評価するには、何らかの(かなり大胆な)仮定や経験則が用いられることになる。一方、広い地域を対象とし、水平方向に地形、地表状態などが大きく変化するにもかかわらず、大気の状態としての気象データを特定地点の気象観測値で代表させざるをえないことが多いのも大きな問題である。

そこで、リモートセンシングデータを用いて、熱環境、熱収支、蒸発散などを評価する研究の今後の課題は次のように考えられる。

- 1) 新しいセンサの開発、目的意識のある新たな軌道をもった衛星の打ち上げ。より時間的・空間的に密な衛星データの供給。
- 2) 多地点の地上実測データの収集(地表面温度、気温、各種フラックス等のデータ)。
- 3) 大気補正や射出率の問題など、測定精度の向上。
- 4) リモートセンシングデータを最大限に活用でき、物理的根拠のある、あまり複雑すぎない熱収支モデルの同定。
- 5) 大気境界層の構造に関わる研究成果や、3次元拡散モデル等との有機的結合。

今後、計算機の処理能力の向上に伴って、様々な画像情報が、より身近なものとなり、センサ技術の進歩に伴い、今までと違った角度やとらえ方をした画像が数多く

第3表 可視-赤外域の地球観測衛星の計画 (Asrar, 1989).

Sensor	Number of Channels	Spectral Range	Spatial Resolution (IFOV) ^c	Swath Width
JERS-1 VNIR ^a	TBD ^b	TBD	25 m	150 km
IRS LISS-I ^c	4	0.45-0.86 μm	73 m	148 km
IRS LISS-II	4	0.45-0.86 μm	36.5 m	148 km
Eos AMRIR ^d	11	0.65-12.0 μm	0.50 \pm 0.25 km	3100 km
Eos AVNIR ^c	TBD	TBD	TBD	TBD
Eos GLRS ^f	3	1.064, 0.532, and 0.355 μm	80-320 m	Profiler
Eos HIRIS ^g	192	0.4-2.5 μm	30 m	30 km
Eos HRIS ^h	$\geq 10^i$	0.45-2.70 μm	10-40 m	20-60 km
Eos ITIR ^j	11	0.85-11.70 μm	15 and 60 m ^k	30 km
Eos MERIS ^l	$\geq 10^i$	0.39-1.05 μm	≤ 0.5 km	≥ 1000 km
Eos MODIS-N ^m	35+	0.4-12.5 μm	0.5-1.0 km	1500 km
Eos MODIS-T ^m	64	0.4-1.1 μm	1 km	1500 km
Eos OCTS ⁿ	TBD	TBD	TBD	TBD

^aJapanese Earth Remote Sensing Satellite, Visible and Near Infrared Radiometer.

^bTo be decided.

^cIndian Remote Sensing Satellite, Linear Imaging Self-Scanner Sensor.

^dAdvanced Medium Resolution Imaging Radiometer (NOAA Operational Payload).

^eAdvanced Visible and Near Infrared Radiometer (Japan).

^fGeodynamics Laser Ranging System (ranging and altimetric) (NASA).

^gHigh-Resolution Imaging Spectrometer (NASA).

^hHigh-Resolution Imaging Spectrometer (ESA).

ⁱMinimum of ten selectable channels throughout the spectral range; spectral bandwidths 5-20 nm in visible and near-infrared and 10-40 nm in the shortwave-infrared region (HRIS only).

^jIntermediate Thermal Infrared Radiometer (Japan).

^kSpatial resolution is 15 m for the near- and shortwave-infrared and 60 m for the thermal-infrared regions.

^lMedium-Resolution Imaging Spectrometer (ESA).

^mModerate-Resolution Imaging Spectrometer; N = nadir and T = tilt (NASA).

ⁿOcean Color and Temperature Sensor (Japan).

^oInstantaneous Field of View.

供給されるようになるであろう。それら素材の良さをどこまで生かしきるかは、各シェフの自由な発想と腕にかかっている。最後に、現在計画されている可視-赤外域の地球観測衛星を第3表に示して、本小稿を終わることにする。

引用文献

- Abdellaoui, A., F. Bekker and E.O. Hechinger, 1986: Use of Meteosat for mapping thermal inertia and evapotranspiration over a limited region of Mali, *J. Clim. and Appl. Met.*, **25**, 1489-1506.
- Asrar, G., T.R. Harris, R.L. Lapitan and D.I. Cooper, 1988: Radiative surface temperature of the burned and unburned areas in a tallgrass prairie, *Remote Sens. Environ.*, **24**, 447-457.
- , 1989: Theory and applications of optical remote sensing, John Wiley & Sons.
- ト蔵健治, 山下 洋, 鈴木哲夫, 1981: 静止気象衛星「ひまわり」のデータによる冷害気象の研究, 1. 昭和54年青森県下に発生した水稲障害型冷害時への適用例, *農業気象*, **37**, 47-52.

- , ———, ———, 1982: 静止気象衛星「ひまわり」のデータによる冷害気象の研究, 2. 昭和55年東北地方に発生した冷害時への適用例, *農業気象*, **37**, 309-315.
- Brown, K.W., 1974: Calculations of evapotranspiration from crop surface temperature, *Agric. Met.*, **14**, 199-209.
- Camillo, P.J., R.J. Gurney and T.J. Schmutge, 1983: A soil and atmospheric boundary layer model for evapotranspiration and soil moisture studies, *Water Resources Research*, **19**, 371-380.
- Carlson, T.N., J.K. Dodd, S.G. Benjamin and J.N. Cooper, 1981: Satellite estimation of the surface energy balance, moisture availability and thermal inertia, *J. Appl. Met.*, **20**, 67-87.
- , and M.J. Buffum, 1989: On estimating total daily evapotranspiration from remote surface temperature measurements, *Remote Sens. Environ.*, **29**, 197-207.
- Gossmann, H., 1986: The influence of geography on local environment as inferred from night thermal infrared imagery, *Remote Sensing Reviews*, **1**, 249-275.

- Gurney, R.J. and D.K. Hall, 1983: Satellite-derived surface energy balance estimates in the Alaskan Sub-Arctic, *J. Appl. Met.*, 22, 115-125.
- 林 陽生, 川島茂人, 1988: 東北地方の盆地霧について, 日本農業気象学会第1回局地気象研究会講演要旨, 12-18.
- , ———, 1989: 富士山に発生する山風と谷風, 日本農業気象学会第3回局地気象研究会講演要旨, 16-21.
- Holbo, H.R. and J.C. Luvall, 1989: Modeling surface temperature distributions in forest landscapes, *Remote Sens. Environ.*, 27, 11-24.
- 本條 毅, 高倉 直, 1987: 緑地が都市内熱環境に及ぼす影響(2)リモートセンシングによる緑地の抽出と表面温度の解析, *農業気象*, 43, 31-36.
- 堀口郁夫, 谷 宏, 森川俊次, 1985: 農業気象における人工衛星データの利用に関する研究, (2) 気温と赤外線放射温度計による地表面温度との関係, *農業気象*, 40, 379-385.
- , 元木敏博, 1986: 農業気象における人工衛星データの利用に関する研究, (3) GMS(ひまわり)赤外データによる地域分類と小地域の気温測定, *農業気象*, 42, 129-135.
- Jackson, R.D., R.J. Reginato and S.B. Idso, 1977: Wheat canopy temperature: a practical tool of evaluating water requirements, *Water Resources Research*, 13, 651-656.
- , 1985: Evaluating evapotranspiration at local and regional scales, *Proceedings of the IEEE*, 73, 1086-1096.
- Johnson, A.I. and A. Rango, 1986: Remote sensing applications for consumptive use (evapotranspiration), AWRA monograph series No. 6, American Water Resources Association.
- 川島茂人, 1986: 航空機 MSS データによる地表面熱収支分布の評価, *天気*, 33, 47-58.
- , 林 陽生, 1988: 夜間ランドサット TM データの解析, 日本農業気象学会第1回局地気象研究会講演要旨, 19-23.
- Kawashima, S., 1991: Effect of vegetation on surface temperature in urban and suburban area in winter, *Energy and Buildings*, In press.
- Kerr, Y.H., J. Imbernon, G. Dedieu, O. Hautecoeur, J. P. Lagouarde and B. Seguin, 1989: NOAA AVHRR and its uses for rainfall and evapotranspiration monitoring, *Int. J. Remote Sens.*, 10, 847-854.
- Kidder, S.Q. and H. Wu, 1987: A multispectral study of the St. Louis area under snow-covered conditions using NOAA-7 AVHRR data, *Remote Sens. Environ.*, 22, 159-172.
- 木村光一, 村山信彦, 1990: 地球監視のための人工衛星計画 2. 気象衛星, *気象研究ノート*, 第169号, 5-21.
- 黒瀬義孝, 真木太一, 1988: 赤外線放射温度計による大麻山の斜面温暖帯の測定, *農業気象*, 43, 275-283.
- Luvall, J.C. and H.R. Holbo, 1989: Measurements of short-term thermal responses of coniferous forest canopies using thermal scanner data, *Remote Sens. Environ.*, 27, 1-10.
- 松村伸二, 堀口郁夫, 谷 宏, 元木敏博, 1988: 国土数値情報と衛星データを用いた霜害危険地帯の検出について, *農業気象*, 44, 101-110.
- Moran, M.S., R.D. Jackson, L.H. Raymond, L.W. Gay and P.N. Slater, 1989: Mapping surface energy balance components by combining Landsat Thematic Mapper and ground-based meteorological data, *Remote Sens. Environ.*, 30, 77-87.
- Nemani, R.R. and S.W. Running, 1989: Estimation of regional surface resistance to evapotranspiration from NDVI and thermal-IR AVHRR data, *J. Appl. Met.*, 28, 276-284.
- Nieuwenhuis, G.J.A., E.H. Smidt and H.A.M. Thunnissen, 1985: Estimation of regional evapotranspiration of arable crops from thermal infrared images, *Int. J. Remote Sens.*, 6, 1319-1334.
- Nixon, P.R., C.L. Wiegand and A.J. Richardson, 1986: Association among surface temperatures sensed by satellite and agriculturally related variables, *Remote Sensing Reviews*, 1, 311-340.
- 大畑哲夫, 田中洋一, 渡辺興亜, 樋口敬二, 1985: 積雪都市のヒート・アイランド現象, *天気*, 32, 49-57.
- Pierce, L.L. and R.G. Congalton, 1988: A methodology for mapping forest latent heat flux densities using remote sensing, *Remote Sens. Environ.*, 24, 405-418.
- Price, J.C., 1980: The potential of remotely sensed thermal infrared data to infer surface soil moisture and evaporation, *Water Resources Research*, 16, 787-795.
- , 1985: On the analysis of thermal infrared imagery: The limited utility of apparent thermal inertia, *Remote Sens. Environ.*, 18, 59-73.
- , 1986: Remote sensing in the thermal infrared, *Remote Sensing Reviews*, 1, 187-196.
- Rambal, S., B. Lacaze, H. Mazurek and G. Debussche, 1985: Comparison of hydrologically simulated and remotely sensed actual evapotranspiration from some Mediterranean vegetation formations, *Int. J. Remote Sens.*, 6, 1475-1481.

- Reginato, R.J., R.D. Jackson and P.J. Pinter, 1985: Evapotranspiration calculated from remote multispectral and ground station meteorological data, *Remote Sens. Environ.*, 18, 75-89.
- Reiniger, P. and B. Seguin, 1986: Surface temperature as an indicator of evapotranspiration and soil moisture, *Remote Sensing Reviews*, 1, 277-310.
- Richards, J.A., 1986: Remote sensing digital image analysis: An introduction, Springer-Verlag.
- Roth, M., T.R. Oke and W.J. Emery, 1989: Satellite-derived urban heat islands from three coastal cities and the utilization of such data in urban climatology, *Int. J. Remote Sens.*, 10, 1699-1720.
- Running, S.W. and R.R. Nemani, 1988: Relating seasonal patterns of the AVHRR vegetation index to simulated photosynthesis and transpiration of forests in different climates, *Remote Sens. Environ.*, 24, 347-367.
- Seguin, B., 1989: Use of surface temperature in agrometeorology, In *Applications of remote sensing to agrometeorology* (ed. by F. Toselli), Kluwer Academic Publishers, 221-240.
- Serafini, Y.V., 1987: Estimation of the evapotranspiration using surface and satellite data, *Int. J. Remote Sens.*, 8, 1547-1562.
- Soer, G.J.R., 1977: The TERGRA model - a mathematical model for the simulation of the daily behaviour of crop surface temperature and actual evapotranspiration, *Nota ICW 1014*, Wageningen, The Netherlands.
- Taconet, O., R. Bernard and D.V. Madjar, 1986 a: Evapotranspiration over an agricultural region using a surface flux/temperature model based on NOAA-AVHRR data, *J. Clim. and Appl. Met.*, 25, 284-307.
- , T. Carlson, R. Bernard and D.V. Madjar, 1986 b: Evaluation of a surface/vegetation parameterization using satellite measurements of surface temperature, *J. Clim. and Appl. Met.*, 25, 1752-1767.
- , and D.V. Madjar, 1988: Application of a flux algorithm to a field-satellite campaign over vegetated area, *Remote Sens. Environ.*, 26, 227-239.
- 谷 宏, 堀口郁夫, 元木敏博, 1984: 農業気象における人工衛星データの利用に関する研究, *GMS (ひまわり) 赤外データによる地表面温度と AMe-DAS 気温との関係*, *農業気象*, 40, 111-117.
- Tarpley, J.D., 1988: Some climatological aspects of satellite-observed surface heating in Kansas, *J. Appl. Met.*, 27, 20-29.
- 土屋 巖, 1985: 中小都市の熱環境 (宇宙から見た気象 No. 47), *天気*, 32, 37-40.
- Vidal, A. and A. Perrier, 1989: Analysis of a simplified relation for estimating daily evapotranspiration from satellite thermal IR data, *Int. J. Remote Sens.*, 10, 1327-1337.
- Vukovich, F.M., D.L. Toll and R.E. Murphy, 1987: Surface temperature and albedo relationships in Senegal derived from NOAA-7 satellite data, *Remote Sens. Environ.*, 22, 413-421.

北海道支部第9回夏季大学「新しい気象」開講のお知らせ

主催：日本気象学会北海道支部（札幌青少年科学館と共催）

日時：1991年7月30日（火）～31日（火）
両日共 9：50～15：30

場所：札幌市青少年科学館（30日）
札幌市白石区厚別中央1条5丁目
（地下鉄新さっぽろ, JR 新札幌下車直ぐ）
札幌管区気象台（31日）
札幌市中央区北2条西18

対象：気象学会員および小・中・高校の教育関係者、学生（高校以上）、気象愛好家、一般の方も歓迎致します。

受講料：500円

申込先：〒004 札幌市白石区厚別中央1条5丁目
札幌市青少年科学館

Tel. 011-892-5001

申込方法：ハガキに“新しい気象”申込みと朱書、氏名、年齢、職業、連絡先の住所、電話番号も明記

申込締切：1991年7月10日

募集定員：60名

内容：約100分の講義が4講あります。その他に第一日目は科学館の気象レーダ、気象衛星受画装置および人工降雪実験装置等の見学、二日目は気象台の予報・地震に関する新しいシステムの見学を予定しています。