蒸発散と大気境界層過程の調査法 —空間スケール別にみた最近の研究事例—

檜山 哲哉^{*1}・西川 将典^{*2}・高橋 厚裕^{*3}・藤波 初木^{*4}・劉 元波^{*5}・
李 薇^{*6}・樋口篤志^{*7}・劉 文兆^{*8}・福嶌 義宏^{*9}

Methodologies for Investigations of Evapotranspiration and Atmospheric Boundary Layer (ABL) — Recent Researches in Conjunction with Different Spatial Scales —

Tetsuya HIYAMA^{*1}, Masanori NISHIKAWA^{*2}, Atsuhiko TAKAHASHI^{*3}, Hatsuki FUJINAMI^{*4},
Yuanbo LIU^{*5}, Wei LI^{*6}, Atsushi HIGUCHI^{*7}, Wenzhao LIU^{*8} and Yoshihiro FUKUSHIMA^{*9}

Abstract

This paper reviews recent research topics and methodologies on terrestrial evapotranspiration and atmospheric boundary layer (ABL) over land surfaces. The methodologies referred in this paper includes eddy correlation method, use of satellite remote sensing data, cloud resolving model, and atmospheric water budget using re-analysis data. Careful applications would be recommended for estimating terrestrial evapotranspiration in different spatial scales.

Key words: eddy correlation method, satellite remote sensing,
cloud resolving model, re-analysis data, atmospheric water budget
キーワード：渦相関法, 衛星リモートセンシング, 雲解像モデル, 再解析データ,
大気水収支

1. はじめに

蒸発散は地表面と大気境界層との間に生起する現象である。そのため、蒸発散の調査法は、水文学と気象学の双方に関わる重要なトピックである。蒸発散は地表被覆・植生タイプやそれらの粗度・乾湿状態などを含めた地表面状態に大きく依

存する一方、大気下層の乾湿状態によっても変化し得る。地表面や大気下層の乾湿状態は降水量の空間分布にも大きく依存するため、降水形態や降水量分布を考慮した研究も、蒸発散の研究にとって重要である。空間分布に着目した場合、大気側の空間的不均一性に比べ、地表面側の空間的不均一性の方が大きい。蒸発散は、主に地表面側の空

-
- * 1 名古屋大学・地球水循環研究センター Nagoya University, Japan
 - * 2 名古屋大学・大学院環境学研究科 Nagoya University, Japan
 - * 3 国立環境研究所・地球環境研究センター National Institute for Environmental Studies, Japan
 - * 4 名古屋大学・地球水循環研究センター Nagoya University, Japan
 - * 5 中国科学院・南京地理与湖泊研究所 Nanjing Institute of Geography & Limnology, China
 - * 6 Pratt School of Engineering, Duke University, USA
 - * 7 千葉大学・環境リモートセンシング研究センター Chiba University, Japan
 - * 8 中国科学院・水土保持研究所 Institute of Soil and Water Conservation, China
 - * 9 鳥取環境大学 Tottori University of Environmental Studies, Japan

間的不均一性によってその空間分布が変化するため、空間スケール別に蒸発散を研究する必要がある。

蒸発散に関する調査法や理論的検討は古くからなされており、世に出された論文は数多い。Brutsaert (1982) は 1980 年頃までの蒸発散の調査法を網羅して解説しており、水文学の良き教科書として定着している。その著者である米国コーネル大学の Brutsaert, W. は、その後『Hydrology: An Introduction』と題した教科書 (Brutsaert, 2005) を上梓している。(その訳書が、杉田 (2008) として出版されている。) なお、1980 年代前半までの蒸発散に関する測定法や推定法を和文としてコンパクトにとりまとめたものとして、中川 (1989) や中川 (1996) がある。また、1990 年代半ばまでの蒸発散に関する調査法については、本学会誌にシリーズとしてまとめられている (杉田, 1996; 田中, 1996; 檜山, 1996; 近藤, 1996)。最近では Shuttleworth (2007) が、蒸発散に関わるこれまでの研究を歴史的に俯瞰しレビューを行っている。また、Raupach (2001) は平衡蒸発に関する詳細な理論的検討を行っており、これら 2 つの論文は一読に値する。なお、Penman (1948) による可能蒸発散量や、Monteith (1963) によるいわゆる Penman-Monteith 式、Slatyer and McIlroy (1961) による平衡蒸発量、Priestley and Taylor (1972) による可能蒸発量などの概念については、中川 (1989) に詳しい和文の解説があるため、本稿では特に記載しない。

蒸発散量の推定に関わる従来の方法論の詳細については、上記各文献に委ねることとし、本論文では、空間スケールを考慮しながら、蒸発散と大気境界層過程、大気中の水蒸気輸送に関わる著者達による最近の研究事例を紹介することで、蒸発散の調査法についての理解を深めることを目的とする。本学会は、水文科学を陸域の水循環に関するフィールドの科学として捉えていることを鑑み、本論文では、蒸発散と大気境界層過程に関するフィールド調査の事例を特に論じる。

Ⅱ. 蒸発散の調査法

本章では、陸域からの蒸発散や大気境界層過程に関する調査法を、その方法が得意とする空間スケール別に列挙する。

1. 渦相関法の利用 (10m ~ 1km スケールの蒸発散量推定・大気境界層乱流の計測)

接地境界層内で鉛直風速 (w) と水蒸気密度などのスカラーを同時に測定した場合、そのスカラーの (単位時間に単位面積を通過する) 鉛直方向の輸送量 (フラックス密度) は、以下のように表現できる。

$$E = \overline{wq} = \overline{(w + w')(\bar{q} + q')} = \bar{w}\bar{q} + \overline{w'q'} \quad (1)$$

ここでオーバーバー (—) は、任意の平均化時間内における平均値、プライム (') はその平均値からの偏差を示す。上式において、スカラー (q) が水蒸気密度の場合、そのフラックス密度 (E) は蒸発散量と同義となる。系統的な吹き上げ風や吹き下げ風など、長時間かけてゆっくりと生じる鉛直風が無い場合、かつ、均質地表面の場合、(1) 式右辺の第二項のみが、フラックス密度として本質的に重要となる。

実際には、地上にしっかりと固定したタワーやマストの任意の高度に、超音波風速計と赤外線式水蒸気密度変動計を設置し、10Hz 程度の鉛直風速変動と水蒸気密度変動を測定する。両データの時間平均値からの偏差の積 (すなわち共分散) を (1) 式右辺の第二項に基づき算出し、その時間における蒸発散量とする。平均化時間は、気象場がほぼ定常であるとみなせる 15 分 ~ 30 分程度にすることが多い。この時間を越えて平均鉛直風が系統的に吹く場合には、(1) 式右辺の第一項が無視できなくなる。タワー観測は、地表面から高さ 100m 程度までの接地境界層内で実施されることが多い。この層内では、均質地表面の場合、理論的に測定高度に依存せず蒸発散量が変化しないためである。しかしながら接地境界層内では、測定高度が高いほど乱渦の空間スケールが大きくなる

(混合距離が大きくなる) ため、得られた蒸発散量がどの程度風上の地表面を反映するかどうかを示す空間スケール (吹送距離) は大きくなる。そのため、均一地表面が狭い場合には、地表面や森林樹冠のごく近傍で測定せざるを得ない。理想的には、植生や粗度要素の高さの3倍程度の高さで測定すれば、モニン・オブコフ相似則など、接地境界層で従来得られた半理論・半経験式を適用できる。

渦相関法を利用した蒸発散量の測定法については、杉田 (1996) や文字 (2003) などに、詳しい解説があるのでそれらを参照されたい。

2. 衛星リモートセンシングデータの利用 (10m ~ 10km スケールの蒸発散量推定)

人工衛星センサーから得られる可視・近赤外画像、熱赤外画像、マイクロ波放射画像を用いて、放射量や土壌水分量等を推定し、別の方法で推定した空気力学的パラメータ等を用いて蒸発散量を計算する。衛星リモートセンシングデータから推定できるのは、短波放射量、長波放射量、地表面温度、土壌水分量、植生指数や葉面積指数、である。空気力学的パラメータの推定には DEM (Digital Elevation Model) などの地形標高データや粗度要素の測定データ等が必要である。顕熱輸送量や潜熱輸送量 (蒸発散量) の推定の際には、地上気象データや、客観解析データあるいは再解析データによる風速、気温、湿度を必要とする。

太陽同期の極軌道衛星に搭載されたセンサーは、1日2回 (昼・夜) といったように観測頻度が多く、高緯度を含む地表面を、頻繁に隈無く観測できる。よって、各放射量や土壌水分量などを日々スケールの時間分解能で得たい研究者にとって、極軌道衛星センサーは有益なデータを提供してくれる。その一方、空間分解能はせいぜい1km程度であり、それほど高くないのが欠点である。極軌道衛星としては例えば Terra, Aqua, NOAA がある。Terra は、NASA (米国航空宇宙局) が推進する大規模な地球観測計画の初号機として、1999年に米国から打上げられた地球観測

衛星である。その後2002年に、後継ミッションとして Aqua が打ち上げられている。これらの人工衛星に搭載されたセンサーの諸元を、Table 1 に示す。

Terra には NASA が開発した MODIS (MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer; 中分解能撮像分光放射計) とともに、日本が開発した ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer; 資源探査用将来型センサー) が搭載されている。ASTER の諸元は MODIS に比べて空間分解能が高い一方、走査幅が必然的に狭くなるため、同じ場所の観測頻度は16日と、低頻度になる。(すなわち16周期で同じパス観測を繰り返す。) MODIS は Aqua にも搭載され、同様の観測を1日2回実現し、観測頻度の向上に貢献している。NOAA には AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer; 改良型高分解能放射計) が搭載されている。AVHRR は1979年初めに運用を始めた TIROS-N に最初に搭載され、1982年の NOAA7 号以降、同様の設計のセンサーが NOAA シリーズの衛星に搭載されている。ASTER データを使用したい場合には、使用の目的や理由を書いた文書を ASTER 科学班に提出する必要があるが、MODIS や AVHRR の場合、NASA の web サイトに5日や10日間のコンポジットデータが置いてあり、自由にダウンロードできる (Table 1 参照)。

衛星リモートセンシングデータを利用した広域蒸発散量の推定方法については、近藤 (1996) に詳しい解説がある。

3. 雲解像モデルの利用 (10m ~ 100km スケールの蒸発散量推定・対流境界層の計算)

雲解像モデルの本来の目的は、文字通り、積雲や積乱雲などの雲スケールよりも計算グリッド (空間分解能) を細かくし、雲物理過程や流れの場の時間発展を、経験的なパラメタリゼーションの手法を用いず直接計算することである。雲モデルはその積分時間が数時間から10時間程度と短いため、多くの現象は大気のプロセスで規定さ

Table 1 List of satellite remote sensors observing land surface conditions.

Abbreviations satellite / sensor	Band (Channel) and spatial resolution	URL
Aqua / MODIS ¹⁾	Bands 1, 2 : 0.62 – 0.876 μm : 250 m (*)	http://modis.gsfc.nasa.gov/
Terra / MODIS	Bands 3 – 7 : 0.459 – 2.155 μm : 500 m (*)	(*) http://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php
	Bands 8 – 36 : 0.405 – 14.385 μm : 1,000 m (*)	http://www.eorc.jaxa.jp/hatoyama/satellite/sendata/modis_j.html
Terra / ASTER ²⁾	Bands 1 – 3 : 0.52 – 0.86 μm : 15 m	http://asterweb.jpl.nasa.gov/
	Bands 4 – 9 : 1.60 – 2.43 μm : 30 m	http://www.science.aster.ersdac.or.jp/
	Bands 10 – 14 : 8.125 – 11.65 μm : 90 m	
NOAA / AVHRR ³⁾	Channel 1 : 0.58 – 0.68 μm : 1,090 m	http://noaaasis.noaa.gov/NOAAISIS/ml/avhrr.html
	Channel 2 : 0.725 – 1.0 μm : 1,090 m	
	Channel 3A : 1.58 – 1.64 μm : 1,090 m	
	Channel 3B : 3.55 – 3.93 μm : 1,090 m	
	Channel 4 : 10.30 – 11.30 μm : 1,090 m	
	Channel 5 : 11.50 – 12.50 μm : 1,090 m	
Landsat / ETM+ ⁴⁾	Band 1 : 0.45 – 0.52 μm (blue) : 30 m	http://eros.usgs.gov/guides/landsat_tm.html
	Band 2 : 0.53 – 0.61 μm (green) : 30 m	
	Band 3 : 0.63 – 0.69 μm (red) : 30 m	
	Band 4 : 0.75 – 0.90 μm (near IR ⁵⁾) : 30 m	
	Band 5 : 1.55 – 1.75 μm (middle IR) : 30 m	
	Band 6 : 10.4 – 12.5 μm (thermal IR) : 60 m	
	Band 7 : 2.09 – 2.35 μm (middle IR) : 30 m	
	Band 8 : 0.52 – 0.90 μm (green to near IR) : 15 m	

Full name 1) MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer

2) Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer

3) Advanced Very High Resolution Radiometer

4) Enhanced Thematic Mapper

5) Infrared Radiation

れる。地表面から持ち上げ凝結高度に至るまでの熱や水蒸気の挙動を計算することになるため、必然的に、大気境界層内の物理過程を含めて表現できる。非静力学モデルに Large Eddy Simulation (LES) を組み入れた雲解像モデルは大気境界層高度やその中の気温・湿度・風速の日変化が計算可能である。下端条件として精巧な陸面モデルを組み入れれば、蒸発散量の空間分布やその時間変化が計算できる。

雲解像モデルの解説書としては、Tsuboki and Sakakibara (2002) などがある。

4. 再解析データの利用 (100km ～ 1000km スケールの蒸発散量推定・大気水収支の計算)

高層気象データ等を用いて数値モデルの予測値を改善し (データ同化), 時空間的に不均質な様々な観測データが統合化された格子点データが、大気大循環モデルなどにより作成される。そのような時空間的に整合性のあるデータセットを客観解析データという。一方、再解析データは、現業の予報に使われる大気大循環モデルを用いて、過去から最近まで連続的に (再び) 計算された客観解析データを意味する。再解析データは、より長期の気候変動等をとらえるために、できるだけ多くの過去の観測データを収集して精密な品質管理を行い、過去数十年にわたって同じ大気大循環モデルを適用して作成された、均質かつ高精度の解析値である。再解析データの作成の際には、当初現業での予報や解析の際に時間的制約などの理由に

よって利用できなかった観測データも取り入れられているため、再解析データは客観解析データよりも信頼性のあるデータになっている。ERA40/ECMWF (40-year Reanalysis / European Centre for Medium range Weather Forecasts; ヨーロッパ中期予報センター) や NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research; 米国環境予報センター／米国大気研究センター), JRA-25/JMA (Japanese 25-year Reanalysis / Japan Meteorological Agency; 気象庁) で配信される再解析データは、特に研究に供される代表的なデータである (Table 2 参照)。ただし、地表面における顕熱輸送量や潜熱輸送量は大気大循環モデルにより得られた「診断量」であるためその精度が悪く、再解析データから直接得られる蒸発散量の信頼性は低い。一方、気圧、風の場合、気温や湿度などの状態量を用いて、大気水収支法による蒸発散量や、水蒸気輸送量を計算するのに適している。

大気水収支は、以下の式で表現できる。

$$E = P + \frac{\partial W}{\partial t} + \nabla \cdot Q \quad (2)$$

ここで E は蒸発散量, P は降水量, W は可降水量, Q は水平方向の水蒸気フラックスである。Q は対流圏下層～中層で多く本質的に重要である。最も利用されている NCEP/NCAR 再解析データでは地上から 300hPa までの水蒸気量が提供されている。したがって NCEP/NCAR 再解析データを用

Table 2 List of available reanalysis data.

Abbreviation	Spatial resolution	Available duration	URL
NCEP / NCAR ¹⁾	2.5° × 2.5°	Jan. 1948 – present	http://www.cdc.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html
ERA40 / ECMWF ²⁾	2.5° × 2.5°	Sep. 1957 – Aug. 2002	http://www.ecmwf.int/products/data/archive/descriptions/e4/index.html
JRA-25 / JMA ³⁾	1.25° × 1.25°	Jan. 1979 – Dec. 2004	http://jra.kishou.go.jp/JRA-25/index_en.html
JCDAS ⁴⁾	2.5° × 2.5°	Jan. 1979 – present	http://jra.kishou.go.jp/JRA-25/AboutJCDAS.html

- Full name 1) National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research
 2) 40-year Reanalysis / European Centre for Medium range Weather Forecasts
 3) Japanese 25-year Reanalysis / Japan Meteorological Agency
 4) JMA Climate Data Assimilation System

いる場合、以下の式のように、 Q の算出には地上から 300hPa までの鉛直積分値として計算することが多い。

$$Q = \frac{1}{g} \int_{300\text{hPa}}^{p_s} q \cdot v dp \quad (3)$$

ここで、 g は重力加速度、 p_s は地上気圧、 q は各高度の比湿、 v は各高度の水平風速である。なお、大気水収支法の解説として、Brutsaert (2005) や杉田 (2008) もある。また、再解析データを用いた大気水収支法による蒸発散量の推定を試みた論文は数多い (例えば、Suzuki and Masuda, 2004; Suzuki *et al.*, 2007 など) ので、それらの論文も参照されたい。

Ⅲ. 中国・黄土高原における研究例

上記で概説した様々な手法を活用した、中国・黄土高原における最近の研究例を紹介する。

1. 研究対象地域と観測の概要

黄土高原は、東経 100°から 115°、北緯 34°から 40°の範囲に位置する。その北西にはパダインジャラン砂漠が、北には内蒙古高原を介してゴビ砂漠があり、黄土高原の北部ほど年降水量が小さくなる。南西には六盤山脈を介して蘭州を省都とする甘粛省があり、黄河の上流域をなしている。東には太行山脈を介して華北平原があり、南東には伏牛山脈を介して河南省があり、年降水量が大きい華中・華南地域につながっている (檜山・高橋, 2008)。黄土は非常に浸食に弱く、標高が高いこともあって急峻な谷地形を有する。黄河を流出する年間 16 億トンの土砂のうち、黄土高原起源の黄土が 90% を占める (Nagasawa *et al.*, 1993)。現在の黄土高原は、その面積の 3 分の 1 が平坦な台地面であり、残りの 3 分の 2 が急峻な谷地形である。黄土高原の年降水量は北部で 300 mm、南部で 600 mm 程度であり、ケッペンの気候区分によればステップ気候区に属し、いわゆる半乾燥域に相当する。夏季 (6 月から 9 月の 4 ヶ月間) にア

ジアモンスーンの影響を受け、その期間に、年降水量の約 70% がもたらされる典型的な温帯夏雨気候である。黄土高原の夏季降水量の季節内変動は非常に大きく、その年々変動も大きい。年々変動が大きいながらも、1990 年以降の夏季降水量は、統計的に有意ではないものの、減少傾向にある。

中国科学院・水土保持研究所・長武黄土高原農業生態試験所 (緯度 35.24 °N 経度 107.68 °E 標高 1224 m; Fig. 1 参照) の小麦観測圃場内に、2004 年 5 月末、以下に示す大気境界層観測システムを設置した。観測を終了させた 2007 年 9 月末までの 3 年 4 ヶ月間、停電・故障による欠測を除いて継続的に観測データを取得した。観測地は黄土高原の平坦な台地面上にあり、南東～南側数百 m 先には、高低差 100m 以上の急峻な谷が存在する。観測地周辺には小麦、トウモロコシ、りんごの耕作地が数十 m 程度の広がりをもって不均一に存在する。

大気境界層観測システムは、フラックス・放射観測システム (FROS)、ウィンドプロファイラレーダ (WPR)、および、マイクロ波放射計 (MR)、の 3 システムから構成されている。FROS は高度 2m, 12m, 32m の 3 高度における 3 次元風速、気温、湿度の乱流変動データを出力する。それらのデータは、オフライン処理により 30 分毎の地表面フラックス (顕熱輸送量と潜熱輸送量) に変換されている。WPR は風速ベクトルと風向、大気エコー強度とドップラースペクトル幅の鉛直分布データを出力する。MR は気温、相対湿度、雲水量の鉛直分布データを出力する。WPR と MR の測定時間間隔は約 1 分である。観測の詳細を Hiyama *et al.* (2005) に示す。

2. 渦相関法による蒸発散量の推定結果とその季節変化

黄土高原のような複雑地形地において、接地境界層内で渦相関法により蒸発散量を推定する場合、接地境界層乱流に及ぼす地形の影響を詳細に調べる必要がある。乱流観測データの解析の結果、黄土高原のような急峻な地形は風速の鉛直成分に

Fig. 1 (a) Map of the Yellow River basin. (b) Topography around the ABL observation site. The star indicates the location of the ABL observation site (35.24° N, 107.68° E).

は大きく影響を及ぼさなかった。一方、水平成分には長波長スケールの乱渦の生成に大きく寄与した。この原因として、地形が乱流組織構造を容易に生成・増幅させることが考えられた (Li *et al.*, 2007)。このように、渦相関法による蒸発散量の推定以前に、3次元風速、気温、湿度の乱流変動データを詳細に解析することによって、複雑地形地における（その場に固有の）乱渦の特性を把握することができる。

3次元風速、気温、湿度の乱流変動データから渦相関法によって得た蒸発散量とその季節変化について概説する。研究対象地域では、年降水量の約8割は蒸発散によって地表面から大気に戻った。季節別にみると、夏季と秋季では降水量が蒸発散量を大きく上回るために表層土壌は湿潤になった一方、冬季と春季には蒸発散量が降水量を上回るために表層土壌は乾燥した (Fig. 2)。7月

Fig. 2 Monthly precipitation, evapotranspiration, and water vapor content at the ABL observation site in 2006. Solid line with black circles indicates water vapor content below the height of 10 km and dashed line with open circles is water vapor content below the height of 2 km. Black bars show the monthly precipitation and bars with slashes are the monthly evapotranspiration. Error bars on the lines of water vapor content indicate the standard deviation.

から9月の3ヶ月間に生じた降水のおよそ4割が土壤中に浸透し、その一部が翌年まで保持された。このため、黄土高原では、半乾燥域でありながら潜在的に植生が存在することができ、農業が維持できるものと思われる。保水能力の高い黄土と夏雨気候が、黄土高原での水収支の季節変化を特徴付けている(檜山・高橋, 2008; Takahashi *et al.*, 2008)。このように、地点スケールでのデータではあっても、渦相関法による蒸発散量の長期観測は、水収支に関する重要な知見を我々に提供する。

3. 衛星リモートセンシングデータを用いた蒸発散量の推定とその季節変化の推定可能性

複雑地形地に衛星リモートセンシングデータを適用して蒸発散量の空間分布を推定する場合、種々の要因を考慮する必要がある。蒸発散量の推

定にとって重要な地表面温度を精度良く算出する場合、衛星視野角、太陽高度(入射)角、地形傾斜角を考慮する必要がある(Liu *et al.*, 2006)。また、日中の観測頻度が少ない衛星リモートセンシング観測から蒸発散量の時間変化を推定する場合、日々変化が日変動に埋もれず検知可能かどうかについて解析した。その結果、ES(下向き短波放射量に対する潜熱輸送量の比)は、EF(有効放射エネルギーに対する潜熱輸送量の比)よりも日変化幅が小さく、日々変化を検出することが可能であった(Fig. 3)。したがって、衛星リモートセンシング観測から蒸発散量の時間変化を求める場合には、ESの利用が有効である(Liu and Hiyama, 2007)。

以上のように、同じ人工衛星(Terra)に搭載されたMODISやASTERの登場によって、異な

Fig. 3 Day-to-day variation in (a) daily precipitation, the daily means of downward shortwave radiation ($S\downarrow$), available energy ($Rn - G$), latent heat flux (LE), and soil moisture; (b) daily means and standard deviations (vertical bars) of the ratio of latent heat flux to available energy (evaporative fraction; EF) and (c) those of the ratio of latent heat flux to downward shortwave radiation (ES); and (d) daily coefficient of variation, on the ABL observation site, from 20 April to 30 September 2005. (modified from Liu and Hiyama, 2007.)

る空間分解能を有するセンサー間のプロダクトを比較することで、地表面温度など、蒸発散量推定のために重要な要素の幾何学的解析が可能になってきた（例えば Liu *et al.*, 2006）。その一方、観測頻度の制限から、高時間分解能かつ高空間分解能での地表面状態の観測は実現していない。衛星リモートセンシングデータを用いた蒸発散量の推定手法に関わる研究は、まだ未開発の部分が多いため、今後益々研究を進めるべきテーマになり得ると言えよう。

4. 雲解像モデルを用いた大気境界層過程の再現

春季～夏季にかけて、黄土高原では浅い積雲が頻繁に発生する。積雲生成に対する陸面と大気境界層の役割を把握するために、雲解像モデル（Cloud Resolving Storm Simulator; CReSS）（Tsuboki and Sakakibara, 2002）を用いて、当該地域の大気境界層の日変化過程と積雲発生に関する数値実験を行った。モデルの概要や数値実

験の設定などの詳細については、Nishikawa *et al.* (2009) を参照されたい。初期値には、観測地の北西約 150km に位置する平涼で得られた高層気象データ、および、長武黄土高原農業生態試験所に設置した MR から得られた気温と相対湿度の鉛直プロファイルデータを用いた。仮想的に地表面を平坦にした場合、蒸発効率と相対湿度は、ともに積雲発生に対して重要な因子であった。平坦地表面の場合、ベナール・レイリー型の対流セル構造がみられたものの、それ以外の明瞭な局地循環は形成されず、積雲の発生量が抑えられた。一方、黄土高原の実地形を下端に設定した場合、実地形は、午後到大気境界層の急激な発達を促し、数 km 程度の空間スケールをもつ局地循環を形成した（Fig. 4）。この場合、蒸発効率が大きいほど、積雲の生成量が大きくなった（Nishikawa *et al.*, 2009）。

このように、実際には鉛直一次的にしか観測できない欠点を、雲解像モデルは 2 次元あるいは

Fig. 4 An example of (a) simulated cross-section of vertical and horizontal wind velocity around the ABL observation site at 13:20 Beijing standard time (BST) with bottom condition using the real topography, and (b) the cross-section of the altitude. The grey-scales indicate vertical wind and the vectors indicate horizontal wind. The contour line indicates the mixing ratio of water vapor for every 2 g kg⁻¹. The bold dotted line indicates the cloud edge, defined as a mixing ratio of cloud liquid water of 1.0×10^4 g kg⁻¹. See Nishikawa *et al.* (2009) for more details on experimental settings and topographical domain.

3次元的な大気境界層過程、雲・降水過程を再現することにより、蒸発散量や水蒸気の流れ、雲水生成に関する知見を提供してくれる。

5. 再解析データを用いた大気水収支法による蒸発散量の推定

NCEP/NCARの再解析データとGPCP (Global Precipitation Climatology Project; 全球降水気候値プロジェクト) による降水量データを用い、大気水収支法を適用して領域スケールの蒸発散量を推定した。Fig. 5に大気水収支法を適用した領域を示す。再解析データと降水量データは $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ の空間解像度で提供されるため、本研究では、大気境界層観測地点 (35.24° N , 107.68° E) が中心となるように $32.5^{\circ} \text{ N} - 37.5^{\circ} \text{ N}$, $105^{\circ} \text{ E} - 110^{\circ} \text{ E}$ の領域内 ($5^{\circ} \times 5^{\circ}$) での水収支を計算した。水蒸気フラックス (Q) は、再解析データを用いて地上から高度 300 hPa までの鉛直積分値として (3) 式を用いて計算した。また領域降水量 (P) については、GPCPの降水量データを用いて (2) 式に代入した。その結果得られた10日間の領域平均蒸発散量を Fig. 6の白丸として示す。大気境界層観測により渦相関法で求めた蒸発散量 (Fig. 6の黒丸) に比べ、大気水収支法で求めた領域蒸発散量はその時間変化が大きくなっており、冬季には負の値を示すこともある。解析対象年は異なるものの、冬季に負の蒸発散量になることは Fig. 2からは得られていない。

大気水収支法で求めた領域蒸発散量と、大気境界層観測により渦相関法で求めた蒸発散量の間には、明らかに空間スケールの差異がある。そのため、黄土高原のように地形が複雑な条件下では、両者が直ちに一致することは希である。一方、大気水収支法で求めた領域蒸発散量には、(2) 式に代入する降水量データ、 W や Q などの再解析データの誤差が集約される。そのため、領域スケールでの蒸発散量が得られる利点はあるものの、月平均値よりも細かい時間分解能での蒸発散量を得たい場合、再解析データを用いた大気水収支法による蒸発散量の推定結果には、注意すべきであろう。

Fig. 5 Target area for the calculation of atmospheric water budget (squares) and the ABL observation site (black dot; 35.24° N , 107.68° E). Qn, Qe, Qs, and Qw indicate water vapor fluxes through northern, eastern, southern, and western boundaries of the target area. The contours show elevation (m) above the sea level.

Fig. 6 An example of comparison of estimated evapotranspiration rate by the atmospheric water budget analysis (dashed line with open circles), and that by the tower-based eddy covariance method (solid line with black circles). The evapotranspiration rate were averaged as 10-days mean value.

IV. 蒸発散の調査法における空間スケールの齟齬

蒸発散の研究において、計測技術的な問題から制限される空間スケールと、我々が科学的に取り扱いたい蒸発散の空間スケールには差異がある。

これを空間スケールの齟齬，と呼ぶことにする。例えば，ここでは取り扱わなかった個葉～単木～林分スケールでの蒸発散研究には，空間スケールの齟齬が存在する。一方，今回紹介したように，科学的な最終ゴールを蒸発散にとどめず，その後の大気境界層過程や雲・降水過程をも包含した場合の空間スケールの齟齬は，雲解像モデルの登場によって無くなりつつある。このように，空間スケールの齟齬を小さくしていくためには，新しい衛星センサーの開発や数値モデルの改良によってブレイクスルーを導くことが必要である。

本論文では，主に空間スケールに着目して蒸発散の調査法について論じた。一方，時間スケールと空間スケールとは，スケールの相似性を有することで一対のものとして捉える必要がある。時間スケールを意識した蒸発散に関する研究課題として，地球温暖化によって陸域の蒸発散量がどのように変化してきたのか，あるいは変化していくのか，という課題がある（例えば，Peterson *et al.*, 1995; Brutsaert and Parlange, 1998; Ohmura and Wild, 2002; Roderick and Farquhar, 2002）。この問題を明らかにしていくためには，数十年以上にわたる時空間的に均質で良質のデータを取得していくことが肝要である。我々水文科学を扱う研究者には，そのための努力を継続していく責務がある。

V. おわりに

蒸発散量を空間スケール別に推定する方法を解説し，最近の研究例として，中国・黄土高原における応用例を紹介した。蒸発散量を推定する手法には様々なものがあるが，空間スケール毎に，その精度と時間分解能が大きく異なる。そのため，蒸発散を調査する際の目的に応じて，手法を取捨選択することが肝要である。

渦相関法による蒸発散量の推定結果は最も確実な方法であり，その時間分解能も高いが，10m～1km スケールでの比較的狭い範囲での蒸発散量を推定するにとどまり，かつ高コストであるのが欠点である。再解析データにより得られる蒸

発散量は，100km よりも細かい空間分解能を要求する場合や1ヶ月よりも細かい時間分解能を要求する場合においては，未だ使用に耐え得る精度を有していない。再解析データを用いる場合，100km～1000km スケールでの水蒸気輸送の把握に供するか，対流圏内の気象場の解析を行うにとどめておくべきである。

衛星リモートセンシングデータによる蒸発散量の推定手法には未だ研究の余地があるものの，将来性を有する。数十m程度といった高空間分解能を要求しない限り，MODIS データなどの利用によって，日蒸発散量の推定とその年々変動の把握が，近い将来，可能になるであろう。

謝 辞

本論文で示した黄土高原における研究成果は，大学共同利用機関法人・人間文化研究機構・総合地球環境学研究所の研究プロジェクト「近年の黄河の急激な水循環変化とその意味するもの（代表：福嶋義宏）」の経費の一部を使用して生み出されたものである。また，本論文の執筆にあたっては，名古屋大学地球水循環研究センターの平成20年度共同研究（センター計画研究）の一つである「陸水貯留量変動のグローバルマッピング」（代表：檜山哲哉）の経費の一部を使用した。ここに記して感謝申し上げます。

文 献

- 近藤昭彦 (1996)：講座「蒸発散」．Ⅴ．広域蒸発散の推定法 (2)．—リモートセンシングによる広域蒸発量の推定法—．ハイドロロジー（日本水文科学会誌），**26**，267-280.
- 杉田倫明 (1996)：講座「蒸発散」．Ⅱ．蒸発散の測定法 (1)．ハイドロロジー（日本水文科学会誌），**26**，49-56.
- 杉田倫明 訳（筑波大学水文科学研究室 監訳）(2008)：『水文学』．共立出版，520p.
- 田中隆文 (1996)：講座「蒸発散」．Ⅲ．蒸発散の

- 測定法 (2). ハイドロロジー (日本水文学会誌), **26**, 135-143.
- 中川慎治 (1989): 蒸発散 (第3章). 『水循環と水収支』. 気象研究ノート・第167号, 日本気象学会, 31-45.
- 中川慎治 (1996): 講座「蒸発散」. I. 蒸発散の概念と推定法の適用条件. ハイドロロジー (日本水文学会誌), **26**, 43-48.
- 檜山哲哉 (1996): 講座「蒸発散」. IV. 広域蒸発散の推定法 (1). ハイドロロジー (日本水文学会誌), **26**, 195-207.
- 檜山哲哉・高橋厚裕 (2008): 中国における大気水循環と大気境界層 (第4章). 『黄河の水環境問題－黄河断流を読み解く－ (福崙義宏・谷口真人編)』. 学報社, 55-74.
- 文字信貴 (2003): 『植物と微気象－群落大気の乱れとフラックスー』, 大阪公立大学共同出版会, 140p.
- Brutsaert, W. (1982): *Evaporation into the Atmosphere: Theory, History, and Applications*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 299p.
- Brutsaert, W. (2005): *Hydrology: An Introduction*. Cambridge University Press, New York, 605p.
- Brutsaert, W. and Parlange, M. B. (1998): Hydrologic cycle explains the evaporation paradox. *Nature*, **396**, 30.
- Hiyama, T., Takahashi, A., Higuchi, A., Nishikawa, M., Li, W., Liu, W. and Fukushima, Y. (2005): Atmospheric Boundary Layer (ABL) observations on the “Changwu Agro-Ecological Experimental Station” over the Loess Plateau, China. *AsiaFlux Newsletter*, **16**, 5-9.
- Li, W., Hiyama, T. and Kobayashi, N. (2007): Turbulence spectra in the near-neutral surface layer over the Loess Plateau in China. *Boundary-Layer Meteorology*, **124**, 449-463.
- Liu, Y., Hiyama, T. and Yamaguchi, Y. (2006): Scaling of land surface temperature using satellite data: A case examination on ASTER and MODIS products over a heterogeneous terrain area. *Remote Sensing of Environment*, **105**, 115-128.
- Liu, Y. and Hiyama, T. (2007): Detectability of day-to-day variability in the evaporative flux ratio: A field examination in the Loess Plateau of China. *Water Resources Research*, **43**, W08503, doi:10.1029/2006WR005726.
- Monteith, J. L. (1963): Gas exchange in plant communities. In: *Environmental control of plant growth*. (ed. by Evans, L. T.), Academic Press, New York, 95-112.
- Nagasawa T., Takahashi, H., Guoliang, C. and Xinming, M. (1993): Characteristics of soil erosion in the Loess Plateau, China –Survey in Guyuan Prefecture, Ningxia Huizu Autonomous Region–. *Journal of the Society of Environmental Science, Japan*, **6**, 277-285.
- Nishikawa, M., Hiyama, T., Tsuboki, K. and Fukushima, Y. (2009): Numerical simulations of local circulation and cumulus generation over the Loess Plateau, China. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **48**, 849-862.
- Ohmura, A. and Wild, M. (2002): Is the hydrological cycle accelerating? *Science*, **298**, 1345-1346.
- Penman, H. L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of Royal Society of London, A*, **193**, 120-145.
- Peterson, T. C., Golubev, V. S. and Groisman, P. Ya. (1995): Evaporation losing its strength. *Nature*, **377**, 687-688.
- Priestley, C. H. B. and Taylor, R. J. (1972): On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, **100**, 81-92.
- Raupach, M.R. (2001): Combination theory and equilibrium evaporation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **127**, 1149-1181.
- Roderick, M. L. and Farquhar, G. D. (2002): The cause of decreased pan evaporation over the past 50 years. *Science*, **298**, 1410-1411.
- Shuttleworth, W. J. (2007): Putting the 'vap' into

- evaporation. *Hydrology and Earth System Sciences*, **11**, 210-244.
- Slatyer, R. O. and McIlroy, I. C. (1961): *Practical micrometeorology*. CSIRO, Melbourne, Australia, 310p.
- Suzuki, R. and Masuda, K. (2004): Interannual covariability found in evapotranspiration and satellite-derived vegetation indices over northern Asia. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **82**, 1233-1241.
- Suzuki, R., Masuda, K. and Dye, D.G. (2007): Interannual covariability between actual evapotranspiration and PAL and GIMMS NDVIs of northern Asia. *Remote Sensing of Environment*, **106**, 387-398.
- Takahashi, A., Hiyama, T., Nishikawa, M., Fujinami, H., Higuchi, A., Li, W., Liu, W. and Fukushima, Y. (2008): Diurnal variation of water vapor mixing between the atmospheric boundary layer and free atmosphere over Changwu, the Loess Plateau in China. *SOLA*, **4**, 33-36.
- Tsuboki, K. and Sakakibara, A. (2002): Large-scale parallel computing of cloud resolving storm simulator. *High Performance Computing*, (Zima, H.P. et al. eds.), Springer, 243-259.
- (受付：2009年4月1日)
(受理：2009年8月28日)
-
- この論文に対する「討論」を2010年7月15日まで受け付けます。