

ORIGINAL ARTICLE

다양한 지표면 위에서 총체 전달 방법에 의한 대기 난류 플럭스 추정

김민성 · 권병혁 · 강동환¹⁾

부경대학교 환경대기과학과, ¹⁾부경대학교 지구과학연구소

Estimation of Atmospheric Turbulent Fluxes by the Bulk Transfer Method over Various Surface

Min-Seong Kim, Byung-Hyuk Kwon, Dong-Hwan Kang¹⁾

Department of Environmental Atmospheric Sciences, Pukyong National University, Busan 608-737, Korea

¹⁾Geo-Sciences Institute, Pukyong National University, Busan 608-737, Korea

Abstract

The momentum flux and the sensible heat flux were measured with the scintillometers and ultrasonic anemometers at 6 sites of which surface characteristics like roughness length and zero-displacement are different each other. We estimated the momentum flux and the sensible heat flux based on the bulk transfer method with the drag coefficient and the heat transfer coefficient calculated from the temperature and wind speed at two heights. The variation of bulk transfer coefficients showed a remarkable difference depending on the atmospheric stability which is less influenced by the zero-displacement than the roughness length. The estimated sensible heat fluxes were in good agreement with those measured at 3 m, showing 23.7 Wm^{-2} of the root mean square error that is less than 10% of its maximum. Since the estimated momentum flux is not only effected by drag coefficient but also by wind speed square, the determination of wind speed in the bulk transfer method is critical.

Key words : Drag coefficient, Heat transfer coefficient, Bulk transfer method, Turbulent fluxes, Scintillometers

1. 서 론

혼합층 고도는 대부분의 대기 확산 모델에서 대기 경계층 내에 방출된 대기 오염 물질의 확산 과정을 모의할 때 입력 자료로 요구된다. 혼합층은 종관 상태와 무관하게 지표층 현열 플럭스가 강한 지역에서 높게 발달하기 때문에 혼합층 고도와 지표층 열 플럭스와의 밀접한 관계가 있다(Kwon 등, 1998). 지표층 열 플럭스 자료만으

로 혼합층 고도를 추정하는 방법이 여러 연구자들에 의해 개발되었고(Carson, 1973; Tennekes, 1973), 따라서 정확한 지표층 열 플럭스 자료는 대기 오염 예보 측면에서 중요하다.

과학 기술 발달로 기상관측장비가 발달하여 대기 하층에서 주요한 기상 인자인 열 플럭스와 운동량 플럭스를 정확하게 산출할 수 있다. 3차원 초음파 풍속계로 측정되는 자료는 에디 공분산법으로 대기 난류 플럭스를

Received 22 April, 2014; Revised 27 May, 2014;

Accepted 10 June, 2014

*Corresponding author: Byung-Hyuk Kwon, Department of Environmental Atmospheric Sciences, Pukyong National University, Busan 608-737, Korea

Phone: +82-051-629-6644

E-mail: bhkwon@pknu.ac.kr

© The Korean Environmental Sciences Society. All rights reserved.
© This is an Open-Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution Non-Commercial License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0>) which permits unrestricted non-commercial use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

산출한다. 신틸로미터는 발신부와 수신부 사이에서 발생하는 레이저 빔의 굴절을 이용하여 대기 난류의 소산률, 운동량 플럭스와 열 플럭스를 산출한다(De Bruin 등, 1995). 이와 같은 정밀한 기기는 대기 난류를 정량적으로 측정할 수 있지만 매우 고가이고, 유지 및 보수가 복잡해서 상시 관측에 이용하기 어렵다. 이에 관측이 용이한 자료로 운동량 플럭스와 현열 플럭스를 추정할 수 있는 간접적인 산출 방법이 개발되기 시작하여 수평적으로 균질하고 정상 상태인 접지층 내에서 운동량과 열 플럭스가 높이에 따라 일정하다는 모난-오브코프 상사이론을 적용하는 여러 방법이 제시되었다. 지표층에서 측정된 평균 바람과 온도로부터 플럭스를 추정하는 간접방법으로 비교적 간단하고 광범위하게 사용되는 방법은 총체 전달 방법으로, 지표면 특성인 거칠기 길이와 표면 온도가 고려되고 평균 풍속과 대기 온도가 한 층에서만 유용할 때 사용될 수 있다. 관측 높이가 지표층 내로 충분히 낮아지면 모난-오브코프 상사식에 기초하여 적절한 항력 및 열 전달계수를 매개 변수화 할 수 있다.

총체 전달 계수는 지역에 따라 차이가 있으며 시간에 따라서도 다르게 나타난다(Li 등, 2000; Zhao 등, 2000). 총체 전달 계수들의 오차는 지표면 플럭스 산출에 비례적인 오차를 야기하고 대기수치모델은 이러한 오차에 민감하기 때문에 정확한 총체 전달 계수 결정이 필요하다(Patil, 2006; Zhang 등, 2011). 해양 위에서 비행기 관측으로 산출한 운동량 플럭스, 잠열 플럭스, 수증기, 온위, 풍속을 이용하여 추정된 총체 전달 계수에 포함된 오차는 대기 안정도에 크게 의존하였다(Greenhut, 1982). Kondo(1975)는 해수면 위 10 m 높에서 풍속이 3 ms^{-1} 이상일 경우, 열 전달계수는 항력 계수보다 약 10% 크다고 하였고, 풍속이 15 ms^{-1} 일 경우 열 전달계수는 약 항력 계수의 80%의 관계를 제시하였다. Kondo와 Kawanaka(1986)는 수치 모델을 이용하여 총체 전달 계수는 무차원 캐노피 밀도에 따라 영향을 받고, 캐노피 구조가 난류 교환에 가장 적합할 때 최대임을 보였다. 해양 표면에서 항력 및 열 전달 계수는 보통 주요 해양 기상 실험으로부터 유도된 상수인 1.5×10^{-3} 을 사용하기도 한다(Stull, 1988, Arya, 1998). 육상에서는 수면 위와 달리 항력 및 열 전달계수는 아주 광범위하게 변동하지만, 많은 응용 분야에서 간단성을 유지하기 위해 총체 전달 계수를 지표면 특성을 고려하지 않거나 중립 대기를 가정

하여 상수로 대체한다(Zhang와 Park, 1998).

거칠기 길이와 항력 계수는 지면 또는 해수면과 대기 사이에서 운동량 수송 산출에 중요한 역할을 하고(Gao, 2000), 식생의 높이와 밀도 그리고 영면변위 결정은 항력 계수와 거칠기 길이 계산에 큰 영향을 준다(Dong, 2001). 항력 계수 크기는 계절별로 차이가 있어서 몬순 때 작고 여름에 크게 나타나기도 한다. 항력 계수는 일반적으로 대기가 안정할 때 보다 불안정할 때 가장 큰 값을 보인다(Patil, 2006). 대체로 안정한 상태를 유지하는 남극 해빙 위에서 평균 항력 계수는 5.15×10^{-3} , 평균 열 전달계수는 1.19×10^{-3} 으로 비교적 작게 산출된다(Park 등, 2013).

본 연구에서는 지표면 특성이 서로 다른 지역에서 신틸로미터 또는 3차원 초음파 풍속계로 측정된 운동량 플럭스와 현열 플럭스를 기준으로 총체 전달 방법으로 추정된 대기 난류 플럭스를 검증하였다. 이 간접 산출 방법의 정량적 품질을 결정하는 경험적 비례 계수에 미치는 거칠기 길이와 대기 안정도의 영향을 조사하였다. 그 결과로서 두 고도에서 관측한 풍속과 기온 자료만을 이용하여 간접적으로 운동량 플럭스와 현열 플럭스를 산출하기 위하여 필요한 총체 전달 계수를 지표면 특성에 따라 분석하였다.

2. 관측과 자료

2.1 관측

지표면 특성에 따른 표층의 대기 난류 특성을 조사하기 위하여 식생의 높이가 다른 장소에서 관측한 자료와 강 위에서 관측한 자료를 수집하였다. 모두 여섯 곳의 관측지(C1, C2, C3, C4, W1, W2)에서 각각 2~3일간 집중 관측된 연속 자료이다. Table 1에서 C1과 C2는 각각 전라남도 고흥만의 여름철과 겨울철의 동일한 갈대밭으로 남북 방향으로 약 10 km, 동서 방향으로 3 km의 규모(3,100 ha)로 주변에 지형지물이 없고, 일부 지역은 벼농사 농지가 존재하였으나 대부분 갈대로 덮여 있었다. C1은 C2에 비해 갈대의 조밀도가 높고 키(약 2.5 m)가 큰 녹색이었다. 특히 여름철에 갈대들 간격이 좁아 식생 내부에서의 기온과 바람 등이 식생 외부에서의 기온과 바람 등이 차이가 있었다. 겨울철에는 갈대가 대부분 말라서 조밀도가 낮고, 키는 작았지만 약 2.0 m 정도로 갈색

Table 1. Observation periods and characteristics for each site

Site	Period	Surface	h_0 (m)	d_0 (m)	z_{0m} (m)
C1	2006.08.08 - 2006.08.11	reed	2.5	2.1	2.8×10^{-1}
C2	2005.02.23 - 2005.02.25	reed	2.0	1.7	1.0×10^{-1}
C3	2012.10.08 - 2012.10.11	rice	0.7	0.6	8.5×10^{-2}
C4	2012.10.14 - 2012.10.16	reaped paddy	0.05	-	5.6×10^{-2}
W1	2012.10.01 - 2012.10.03	water	-	-	1.0×10^{-3}
W2	2013.03.14. - 2013.03.16	water	-	-	1.2×10^{-3}

을 띄웠다. C3과 C4는 경상북도 고령군의 같은 논인데, 논이 넓이는 약 100 m × 50 m이다. C3은 벼를 베기 직 전 벼의 높이가 약 70 cm, 벼가 심어진 간격은 약 20 cm 정도인 논이고, C4는 벼를 베고 난 후의 거친 지면이었다. C3과 C4는 진천천과 합류한 금호강이 낙동강과 만나 토사를 서남쪽으로 밀어내어 생긴 범람평야(4 km²) 지역이다. 북동쪽으로 약 850 m에 낙동강이 흐르고 있다. 주변 지역은 큰 건물이 없고 대부분 농경지로 이용되고 있으나 일부 연꽃 재배지로 이용되고 있다. W1은 대구광역시 서부를 흐르는 금호강(길이 116 km, 유역면적 2,053 km²)의 일부 지점으로 C3과 C4로부터 북동쪽으로 직선거리 약 2.5 km 떨어져 있다. 강을 가로지르는 거리는 약 140 m이다. W2는 부산광역시를 남류하여 수영만으로 흘러드는 수영강(길이 29 km, 유역면적 199 km²)의 일부 지점이며 강을 가로지르는 거리는 90 m이다. 강을 가로지르는 레이저빔을 이용하여 관측하였기 때문에 수면 위의 대기 난류를 수집할 수 있었지만 풍향, 풍속과 기온은 수면 위에서 측정하기 어려웠다. W1에서는 바람과 기온이 강둑에서만 측정되었지만, W2에서는 수면 위에서 측정할 수 있었기 때문에 이 두 관측지를 구

분하였다. W1과 W2의 주변은 아파트와 주택 건물이 있는 복합 지역으로 건물의 크기, 배열, 모양과 같은 거칠기 길이 요소가 다양하여 복잡한 형태를 보이고 있다. 각각의 관측지에서 총체 전달 방법으로 산출한 현열 및 운동량 플럭스를 검증하기 위해서 접지층 신틸로미터(Surface Layer Scintillometers (SLS); Scintec Inc.) 또는 3차원 초음파 풍속계(SATI-3K; Applied Technologies Inc.)로 운동량 플럭스와 현열 플럭스를 측정하였다.

관측 기간 동안의 관측 지역의 대기 상태를 Table 2에 나타내었다. 모든 관측지는 고기압권에 속해서 종관 규모의 영향을 배제할 수 있었다. 관측 기간이 속한 계절이 달라서 각 관측지의 평균 기온은 차이가 크지만 풍속은 큰 차이가 없었다. 식생이 있는 지역에서는 주간에 평균 풍속이 2.0~2.8 ms⁻¹으로 다소 약했고 야간에는 이보다 더 약한 바람이 부는 공통적인 양상이 관측되었다. 강상에서는 주간과 야간 모두 2 ms⁻¹ 이하의 약한 바람이 관측되었다. 식생 지역에서는 야간에 습도가 주간보다 높게 나타났고 강상에서는 그 반대 현상이 나타났다. 특히 여름철의 식생 지역인 C1의 야간에 월등히 높은 습도가 관측되었다.

Table 2. Weather condition during the observation periods

Site	Synoptic state	Wind direction	Wind speed (ms ⁻¹)		Temperature (°C)		Humidity (%)	
			Day	Night	Day	Night	Day	Night
C1	North Pacific anticyclone	W, N	2.5	1.7	31	28	68	89
C2	Siberian anticyclone	NW	2.8	2.3	7.7	3.7	48	65
C3	Migratory anticyclone	SE	2.0	1.2	20	16	52	82
C4	Migratory anticyclone	NW	2.6	1.9	22	15	38	76
W1	Migratory anticyclone	NW	1.7	1.9	17	23	72	45
W2	Siberian anticyclone	NW, SW	1.5	1.6	7.6	14	61	34

2.2 자료

C1과 C2에서는 2003년 7월부터 2006년 12월까지 신틸로미터 관측뿐만 아니라 기상 타워를 설치하여 10 m와 식생 꼭대기에서 풍속과 기온을 관측하여 총체 전달 방법으로 현열 및 운동량 플럭스를 산출할 수 있었다. 10 m에 설치된 CSAT3A에서 10 Hz로 측정된 기온과 바람의 난류 성분은 에디공분산법으로 운동량 플럭스와 현열 플럭스로 산출되었다. 계절별 갈대의 높이를 고려하여 특성이 뚜렷한 2006년 8월(여름)을 C1 관측지 그리고 2005년 2월(겨울)을 C2 관측지로 구분하여 관측 자료를 분석하였다.

C3과 C4는 10 m 플럭스 타워 부근의 눈으로 추수 전과 후로 각각 구분된다. 신틸로미터를 이용한 관측과 더불어 두 고도(10 m, 3 m)에서 각각 CSAT3A와 SATI-3K를 이용한 대기 난류 관측이 동시에 이루어졌다. 플럭스 관측 타워에는 CSAT3A, H₂O/CO₂ 가스 분석기(EC150; Campbell Sci. Inc.), 순복사계(CNR1; Kipp & Zonen), 토양열 플럭스 센서(HFP01; Hukseflux), 토양 수분 센서(CS616; Campbell Sci. Inc.), 토양 온도 센서(TCAV; Campbell Sci. Inc.)를 설치하였다.

W1과 W2에서는 레이저빔이 강을 가로지르도록 신틸로미터를 설치하여 수면 위의 운동량 플럭스와 현열 플럭스를 측정하였다. 부유하는 수온 측정 장치로 수십 cm 내외의 수온을 측정하였다. W1에서는 수면으로부터 약 5 m 높이의 기온과 풍속이 측정되었으며, W2에서는 수심이 낮은 지점을 찾아 AWS를 설치하여 수면으로부터 1.5 m의 바람과 기온을 측정하였다.

3차원 초음파 풍속계로 측정된 10 Hz의 원시자료는 Vickers와 Mahrt (1997)의 방법에 따라 품질관리를 하여 30분 간격으로 운동량 및 현열 플럭스로 계산되었다. 원시 자료의 침투 검사와 방향 보정을 적용하였고, 이중 좌표 변환을 하였다. 보정된 현열 플럭스는 원시 자료에 비해 주간에 최대 76.8 Wm²까지 차이를 보였고, 야간에는 최대 9.4 Wm²의 차이가 보정되었다. 운동량 플럭스 역시 보정전 운동량 플럭스에 비해 주간에 최대 0.075 kgm⁻¹s⁻² 증가하였고, 야간에는 최대 0.043 kgm⁻¹s⁻² 감소하였다.

SLS의 관측 원리는 수신부와 발신부 사이의 기온,

밀도, 운동량, 수분 등의 변화에 따른 빛의 굴절을 변화를 이용하여 운동량 플럭스와 현열 플럭스를 측정한다. SLS로 측정된 운동량 플럭스와 현열 플럭스는 빛의 경로 상에 굴절 지수의 선적분으로부터 유도된 평균값으로 3차원 초음파 풍속계의 고정 위치에서 관측한 결과와 그 특성이 다를 수 있다. 그럼에도 불구하고 SLS의 측정 결과는 이미 다양한 지표면에서 신뢰할 수 있는 값으로 증명되었다(Anandakumar, 1999; De Bruin 등, 1995, 2002; Jia 등, 2003; Kanda 등, 2002; Nieveen와 Green 1999; Weiss 등, 2001). 본 연구에서는 여섯 관측지 모두에서 공통으로 대기 난류 측정이 실시된 고도는 3 m이기 때문에 이 고도의 SATI-3K와 SLS로 측정된 운동량 플럭스 및 현열 플럭스를 참값으로 사용하기 위하여 또 다른 3차원 초음파 풍속계(CSAT3A; Campbell Sci. Inc.)와 각각 교차 비교 검증하였다.

2.3 분석방법

총체 전달 방법으로 운동량 플럭스와 현열 플럭스를 산출하기 위해서 각각의 관측 지점에서 측정된 두 높이에서의 기온과 풍속이 필요하다. 관측 자료의 정확도 문제와 특성 때문에 총체 전달 계수가 매우 중요한 역할을 한다. 이 항력 계수 C_D와 열 전달계수 C_H는 일반적으로 지표층 상사 이론에 따른 연직 분포 관계로 결정되며, 거칠기 길이와 모닌-오브코프 안정도 매개 변수의 함수로 나타낸다.

$$C_D = k^2 \left[\ln \left(\frac{z_r - d_0}{z_{0m}} \right) - \psi_m \left(\frac{z_r - d_0}{L} \right) \right]^{-2} \quad (1)$$

$$C_H = k^2 \left[\ln \left(\frac{z_r - d_0}{z_{0m}} \right) - \psi_m \left(\frac{z_r - d_0}{L} \right) \right]^{-1} \left[\ln \left(\frac{z_r - d_0}{z_{0m}} \right) - \psi_h \left(\frac{z_r - d_0}{L} \right) \right]^{-1} \quad (2)$$

여기서 k(=0.4)는 본 카르만 상수이며, d₀는 영면 변위, z_r은 관측 기준 높이(m), z_{0m}는 거칠기 길이(m)이다 (Garratt, 1992). d₀는 식생의 높이 h₀의 함수로 Stanhill(1969)이 제시한 식 (3)을 이용하여 결정하였다. z_{0m}는 Wieringa(1976)와 Verkaik(2000)이 제시한 총체 전달 계수를 이용한 방법으로 산출되었다. 이는 한 고

도만의 관측 자료를 이용하면 된다는 장점이 있다. 반복법을 이용하여 결정된 C_H 에서 z_{0m} 는 Stull(1988)이 표면 조건에 따라 분류한 범위 안에서 산출되었고(Table 1), 이를 운동량 플럭스와 현열 플럭스 산출에 동일하게 적용하였다.

$$\ln(d_0) = 0.98 \times \ln(h_0) - 0.15 \quad (3)$$

ψ_m 과 ψ_h 는 각각 운동량 플럭스와 현열 플럭스에 대한 안정도 보정 함수로서 안정도에 따라 다음과 같이 나타낼 수 있다(Arya, 1998).

$$\begin{aligned} \frac{z_r}{L} \geq 0, \psi_m = \psi_h = -\frac{5(z_r - d_0)}{L} \\ \frac{z_r}{L} < 0, \\ \psi_m = \ln \left[\left(\frac{1+x^2}{2} \right) \left(\frac{1+x}{2} \right)^2 \right] - 2 \tan^{-1} x + \frac{\pi}{2} \\ \frac{z_r}{L} < 0, \psi_h = 2 \ln(1+x^2) \end{aligned} \quad (4)$$

여기서 x 는 $\left(1 - 15 \left(\frac{z_r - d_0}{L} \right) \right)^{0.25}$ 이다. 모난-오브코프 길이 L 은 식(5)와 같이 나타낼 수 있다.

$$L = \frac{\rho C_p u_*^3 \bar{\theta}}{kg H_b} \quad (5)$$

g 는 중력 가속도(ms^{-2}), $\bar{\theta}$ 는 두 고도에서 평균한 온도(K), u_* 는 마찰 속도(ms^{-1})로 식(6)와 같고, H_b 는 총체 전달 방법으로 산출한 현열 플럭스(Wm^{-2})이다.

$$u_* = \frac{k(u_r - u_0)}{\ln \left(\frac{z_r - d_0}{z_{0m}} \right) - \psi_m \left(\frac{z_r - d_0}{L} \right)} \quad (6)$$

총체 전달 방법으로 산출되는 운동량 플럭스 τ_b 와 현열 플럭스는

$$\tau_b = \rho C_D u_r^2 \quad (7)$$

$$H_b = \rho C_p C_H u_r (t_0 - t_r) \quad (8)$$

여기서 ρ 는 공기 밀도($=1.25 \text{ kgm}^{-3}$)이며, u_r 은 관측 기준 높이 10 m에서 측정된 풍속(ms^{-1}), $C_p (=1004 \text{ JK}^{-1} \text{ kg}^{-1})$ 는 정압 비열, t_0 는 지표면 근처의 기온(K), t_r 은 관측 기준 높이에서 측정된 기온(K)이다(Arya, 1998; Stull, 1988). 임의의 고도에서 모난-오브코프 안정도 매개변수 z_r/L 은 시어 생성에 대한 부력 생성의 상대적 중요성을 나타낸 열적 안정도이다. 식(7)과 식(8)에 의한 결과를 얻기 위하여 식(1)~식(8)을 반복적으로 수행하였다. 중립 안정도를 고려한 마찰 속도, 현열 플럭스, 운동량 플럭스, 모난-오브코프 길이, 항력 계수와 열 전달 계수는 인접 모난-오브코프 길이 L_{n-1} 와 L_n 의 차이 비율이 1% 미만일 때 까지 반복 계산된다(Launiainen와 Vihma, 1990).

3. 결과 및 토의

3.1 관측 기기의 상호 비교

다수의 관측 기기를 사용하는 경우에 기기 상호 비교 검증은 필수 요구 사항으로써 본 연구에서 사용된 세 종류의 대기 난류 측정 장치를 상호 비교하였다. Fig. 1은 C3와 C4에서 3 m의 SATI-3K에 대한 3 m의 SLS와 10 m의 CSAT3A의 관측 결과의 비교를 보여준다. 현열 플럭스는 3 m의 SATI-3K와 10 m의 CSAT3A으로 측정된 결과가 서로 일치하여 접지층 상사이론에 따라 SATI-3K의 측정 결과를 간접 산출되는 결과의 비교 기준 자료로 사용하였다(Fig. 1). 반면 운동량 플럭스는 10 m보다 3 m에서 약 20% 과소 측정 되었다. C1에서 10 m의 동일 고도에 설치된 두 초음파 풍속계 SATI-3K와 CSAT3A의 비교 관측을 실시하여 기기 오차는 무시할 수 있음을 확인하였다. 지표층에서는 상사이론에 따라 운동량 플럭스가 고도에 따라 일정한 것으로 간주되고 있지만 관측과 모델을 통한 많은 선행 연구에서 고도에 따라 감소하는 결과가 보고되었다(Andre 등, 1978; Caughey 등, 1979; Mason와 Thomson, 1987; Verkaik와 Holtslag, 2007). 한편 Beljaars 등(1983)은 비균질 지역의 20 m 이하 층에서 높이에 따라 운동량 플럭스가 증가하는 사례를 보고하였다. 따라서 지표층에서 허용되는 10%~20%의 변화 범위에 속한다고 가정하여 고도에 따른 운동량 플럭스의 차이를 기계 오차로 간주하지 않았다. 현열 플럭스와 마찬가지로 운동량 플럭스의 간

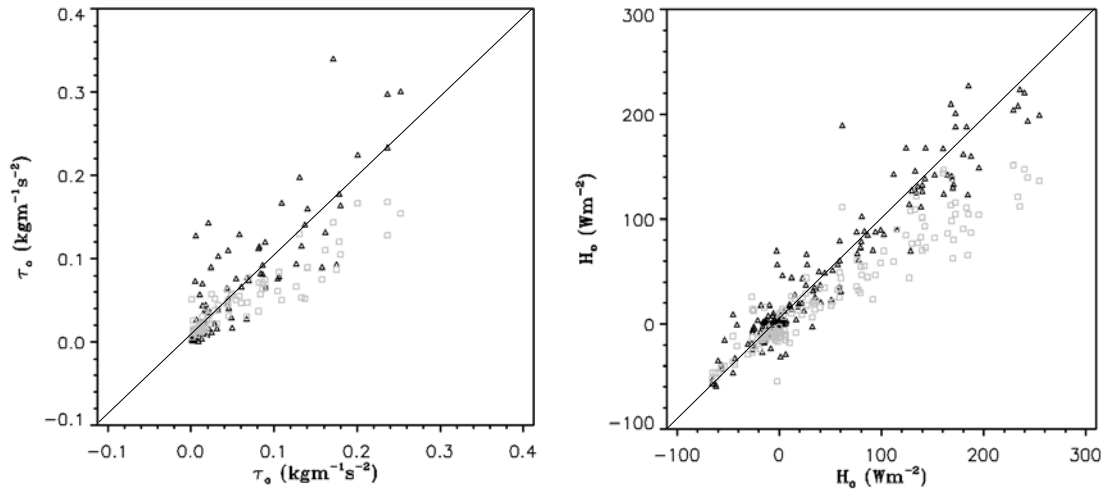


Fig. 1. Comparisons of the momentum flux and the sensible heat flux measured by SATI-3K with those by CSAT3A at 10 m (triangle) and with those by SLS at 3 m (square).

접 산출 결과를 비교하는 기준 자료는 3 m의 SATI-3K에서 측정된 자료로 결정하였고 이 고도에 따른 차이를 간접 방법으로 운동량 플럭스를 산출할 때 고려하였다.

SLS로 측정된 현열 플럭스와 운동량 플럭스를 3차원 초음파 풍속계로 측정된 플럭스에 비교하면, 3 m와 10 m에서 측정된 현열 플럭스와 운동량 플럭스의 증가에 따라 선형적으로 과소 측정되었다. 이를 기계 오차로 간주하고 SLS의 측정 결과는 SATI-3K의 측정 결과를 기준으로 선형적으로 보정하였다.

3.2 총체 전달 계수

운동량 플럭스는 바람의 함수이고 현열 플럭스가 바람과 온도차의 함수라면 통계적 접근으로 적절한 상수의 총체 전달 계수를 구할 수 있다. 이는 직접 관측한 플럭스 결과가 있을 경우에만 유용하기 때문에 C_D 와 C_H 를 추정할 방법이 필요하다. 해양이나 호수와 같은 수면 위에서 총체 전달 계수는 풍속만의 함수로 제시되기도 하지만 (Garratt, 1977; Kondo, 1975), 지표면 위에서는 대기 안정도가 중요한 변수 역할을 한다(Stull, 1988; Zhang와 Park, 1998). 안정도의 변화를 고려하지 않고 중립 대기를 가정하면, SLS와 SATI-3K로 측정된 현열 플럭스(H_0)가 150 Wm^{-2} 이상으로 크거나 0 Wm^{-2} 보다 작은 경우에는 총체 전달 방법으로 산출한 결과(H_{bn})와 차이를 보였다. 이 범위는 각각 주간과 불안정한 대기 상태 그

리고 야간에 매우 안정한 대기 상태일 때와 일치하기 때문에 정확한 대기 난류 플럭스를 산출하기 위해서는 대기 안정도가 고려되어야 한다.

수평 바람의 연직 변화와 부력에 의한 열적 불안정이 시간에 따라 변동하기 때문에 대기의 안정도에 따라 변화하는 총체 전달 계수의 일변화는 Fig. 2와 같이 주간과 야간의 차이가 확연하게 나타난다. C_D 는 C_H 보다 항상 작은 것을 알 수 있고, 식생이 있는 지역에서는 주간의 최대 C_H 는 약 $10.0 \times 10^{-3} \sim 30.0 \times 10^{-3}$ 의 범위에서 식생의 높이에 따라 차이를 보였다. 또한 식생이 있는 지역에서 야간에는 C_D 와 C_H 의 차이가 거의 없으며 약 $2.0 \times 10^{-3} \sim 10.0 \times 10^{-3}$ 의 범위에서 산출되었다. 수면 위의 관측지 W1과 W2에서는 야간에도 수면 온도와 기온이 역전되지 않아서 여전히 대기가 불안정하기 때문에 낮과 밤의 총체 전달 계수의 변화가 큰 차이를 보이지 않고, 오히려 밤에 2.0×10^{-3} 까지 증가하여 낮보다 크게 산출되기도 하였다. 이는 일 변동이 없는 남극 해빙 위의 평균 항력 계수 5.15×10^{-3} , 평균 열 전달계수 1.19×10^{-3} 에 비유된다 (Park 등, 2013).

불안정할 때 C_D 는 식생의 상태에 따라 $7.0 \times 10^{-3} \sim 25.0 \times 10^{-3}$ 정도로 산출되어 Stull(1988)이 지표면 상태와 식생에 따라 정리한 범위와 일치한다. 대기가 안정될수록 C_D 와 C_H 의 관측지별 차이는 감소하였다. 각 관측지에서 C_H 가 C_D 보다 크게 산출되었고, 안정도가 같을

때에는 식생이 클수록 C_D 와 C_H 도 크게 나타났다. 대기가 불안정해질수록 대기 난류가 활성화되어 C_D 와 C_H 도 증가하였다. 위치가 동일한 관측 지점인 C1과 C2의 식생이 같은 갈대밭에서 갈대가 상대적으로 작고 성긴 겨울철보다 갈대가 크고 밀집한 여름철에 C_D 와 C_H 모두 크게 산출되었으며, 불안정 대기에서는 2배 이상의 차이가 나타났다.

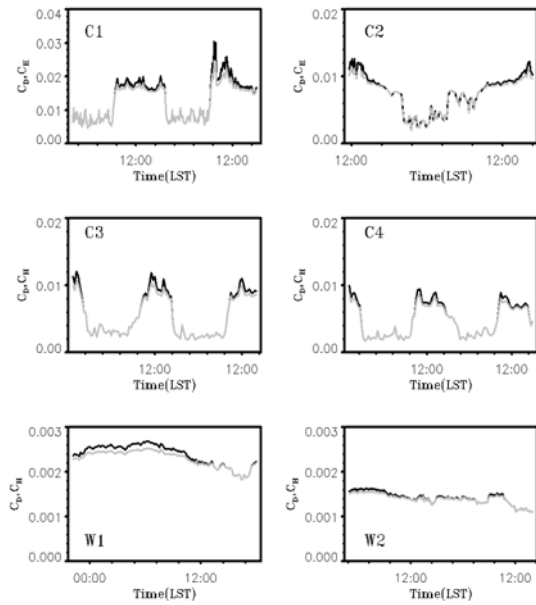
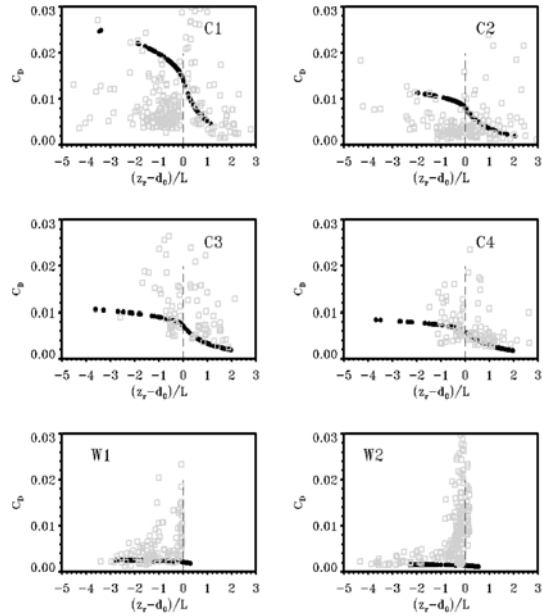
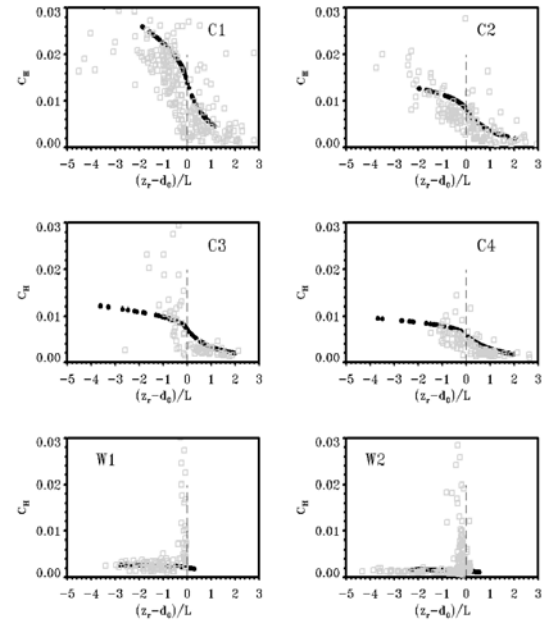


Fig. 2. Diurnal variations of C_D (gray line) and C_H (black line) for different surfaces.

Fig. 3은 안정도를 고려하여 반복적으로 산출한 C_D 와 C_H 를 각 관측지에서 측정된 운동량 플럭스와 현열 플럭스를 적용하여 산출한 C_D 와 C_H 를 비교한 결과이다. 간접법으로 산출한 C_H 는 측정된 현열 플럭스, 풍속 그리고 두 고도의 온도차이를 적용한 식 (8)로부터 계산된 C_H 와 일치치를 보인다. Table 2에서와 같이 비교적 풍속이 약한 C3와 강상에서는 과대 산출되었다. 강상에서 안정도가 0에 수렴할 때는 1 ms^{-1} 이하의 바람이 포함되는 매우 중요한 경우이기 때문에 식 (7)과 (8)에서 약한 풍속이 C_D 와 C_H 를 크게 산출한다. 이 현상은 특히 풍속의 제공에 민감하게 응답하는 C_D 의 산출에서 두드러지게 나타나지만 간접 방법에는 반영되지 않았다. 식생 지역에서 C_D 가 일치하지 않는 이유는 운동량 플럭스와 현열 플럭스에



(a) Drag coefficient



(b) Heat transfer coefficient

Fig. 3. Comparison of the calculated C_D and C_H (circle) to C_D and C_H (square) retrieved from the measured fluxes respectively according to the atmospheric stability.

대한 거칠기 길이가 같지 않기 때문이다. 운동량 플럭스의 큰 변화 폭 때문에 C_D 로부터 운동량 플럭스에 대한 거칠기 길이를 결정할 수 없어서 C_H 로부터 결정한 거칠기 길이를 운동량 플럭스에도 적용하였다. 따라서 거칠기 길이가 상대적으로 큰 C1에서 가장 큰 오차가 나타난다.

중립 대기의 총체 전달 계수(C_{DN} , C_{HN})에 대한 C_D 와 C_H 의 비를 조사하였다. 각 관측지에서 모수화된 C_H 가 C_D 보다 큰 것으로 나타나기 때문에 C_H 가 C_D 보다 안정도의 영향을 더 많이 받는 것을 알 수 있다. 불안정한 대기일수록 C_D 와 C_H 가 각각 C_{DN} 와 C_{HN} 보다 크고, 안정한 대기일수록 그 반대가 되어 안정도를 고려하지 않을 경우에는 총체 전달 방법으로 산출한 운동량 플럭스와 현열 플럭스는 불안정한 대기에서 과소 추정되고 안정한 대기에서는 과대 추정될 수 있다. 식생이 클수록 안정도에 따른 변화가 상대적으로 크기 때문에 안정도를 구성하는 z_{0m} 과 d_0 에 대한 총체 전달 계수의 민감도를 조사할 필요가 있다.

3.3 거칠기 길이와 영면 범위

식생이 있는 조건에서 C_D 와 C_H 는 거칠기 길이(z_{0m})와 영면 범위(d_0)를 포함하는 안정도에 영향을 받는다. d_0 는 식생 높이(h_0)와 같은 차원이기 때문에 경험식에 의한 결정 오차가 크지 않다고 가정하였고, 식생의 높이를 고려하여 식 (3)의 경험식으로 산출되었다(Table 1). Royal Aeronautical Society(1972)가 지표면 특성에 따라 분류한 구간에서 선정된 초기값을 반복법에 적용하여 해당

지표면에서 최적의 거칠기 길이를 결정하였다.

영면 범위가 적용된 C1~C3 지점에서 Table 1의 d_0 에 대하여 $\pm 20\%$ 의 오차를 가정하여 총체 전달 계수의 변동을 조사하였다. 식생이 작을수록 C_D 와 C_H 에 대한 d_0 의 영향이 작아서 C2와 C3에서는 C_D 와 C_H 는 최대 약 $\pm 4\%$ 의 차이를 보였고 식생이 큰 C1에서는 약 $\pm 10\%$ 의 오차 범위에서 C_D 와 C_H 가 산출되었다. 식생의 높이가 2 m 이상일 경우에는 불안정 대기에서 d_0 의 결정에 따른 총체 전달 계수 변동에 유의해야 한다.

거칠기 길이의 영향을 조사하기 위해 d_0 와 마찬가지로 반복법으로 결정된 z_{0m} 에 $\pm 20\%$ 의 오차를 가정하여 C_D 와 C_H 의 변화를 산출하였다. z_{0m} 의 결정 오차에 따르는 민감도는 식생 유무와 식생의 높이에 관계없이 여섯 관측지 모두에서 C_D 와 C_H 에 대하여 각각 최대 약 12%의 오차로 나타나서 d_0 에 따른 변화보다는 다소 큰 오차를 보였다. 대기가 불안정할수록 그 오차가 증가하였지만 강의 수면 위 관측지인 W1과 W2에서는 안정도에 따라 C_D 와 C_H 의 변화와 그 오차의 변화도 차이가 없었다. Fig. 6는 식생이 커서 C_D 와 C_H 의 변화가 d_0 와 z_{0m} 에 영향을 많이 받는 C1의 경우에 d_0 와 z_{0m} 가 모두 부적합하게 결정될 때 발생하는 C_D 와 C_H 변화의 오차 범위를 모의한 결과이다. 두 인자가 서로 같은 방향으로 증감할 때 큰 오차를 유발하고 대기가 불안정할수록 오차가 증가하였다. d_0 와 z_{0m} 의 결정에 따라 총체 전달 방법으로 산출되는 운동량 플럭스와 현열 플럭스의 선형 인자인 C_D 와 C_H 가 약 20%까지 과대 또는 과소 산출될 수

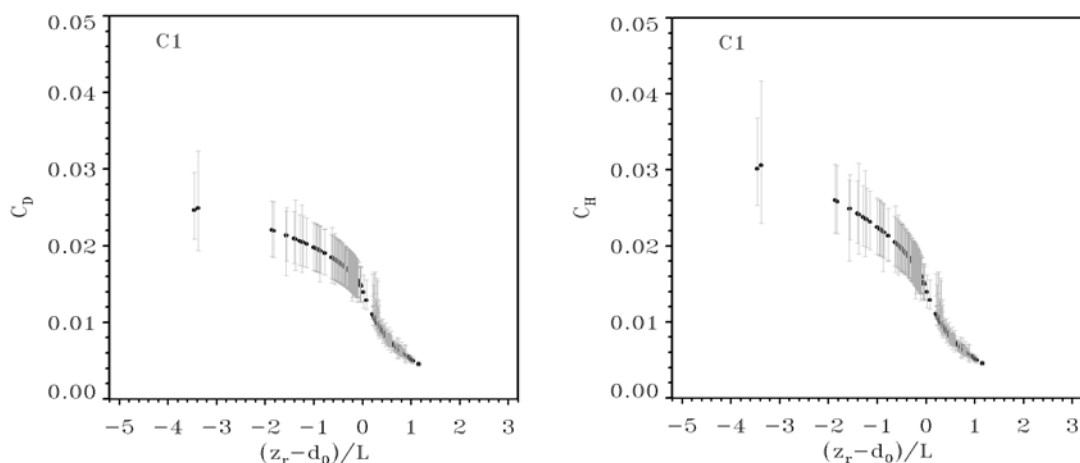


Fig. 4. Variation of C_D and C_H due to the determination of d_0 and z_{0m} .

있다(Fig. 4).

3.4 총체 전달 방법으로 산출한 현열 플럭스와 운동량 플럭스

영면 변위와 거칠기 길이를 고려한 안정도의 변화에 따라 산출된 총체 전달 계수를 이용하여 식 (7)과 식 (8)에 의해 추정된 운동량 플럭스(τ_b)와 현열 플럭스(H_b)를 지상에서 측정된 운동량 플럭스 τ_0 와 현열 플럭스 H_0 를 비교하였다. 현열 플럭스는 안정도의 변화를 고려하지 않고 총체 전달 방법으로 산출된 Fig. 5 (a)의 결과에 비하여 관측 결과에 가깝게 수정되었다(Fig. 5 (b)). 야간에 과대 추정되고 주간에 과소 추정되었던 H_b 가 안정도를 고려한 C_H 의 적용으로 보정 되어 상관계수는 0.9, 평균 제곱근 오차(RMSE: Root Mean Square Error)는 23.7 Wm^{-2} 정도로 최대값의 10% 미만이다(Table 3). Burns 등(2012)이 제시한 풍속 8 ms^{-1} 이하인 조건에서 발생한 현열 플럭스의 오차 약 30 Wm^{-2} 보다 작은 결과이다. 이는 모든 관측지에서 5 ms^{-1} 이하의 상대적으로 작은 풍속에 기인한다. H_b 와 H_0 의 차이를 풍속의 증가와 두 고도의 기온 차에 따른 영향을 조사하였다. 식생이 있는 조건에서는 뚜렷한 관련성을 찾을 수 없지만 강상에서는 풍속이 증가함에 따라 H_b 와 H_0 의 차이가 증가하였다.

관측지 주변이 균질하지 않은 경우 수평 바람의 층밀림이 강해지면 지표층 내에서 난류운동 에너지가 생성되어 운동량 플럭스는 고도에 따라 증가할 수 있다. Cabauw 실험에서 주변 장애물에 의해 층밀림이 강화되어 0.5 s^{-1} 까지 측정되었고, Beljaars 등(1983)은 이 층밀림 강화로 운동량 플럭스의 연직 강화를 설명하였다. C1 ~C4도 비균질 지역으로 층밀림이 0.4 s^{-1} 까지 측정되었다. 층밀림 강화에 따른 운동량 플럭스의 증가는 Fig. 6에서 확인할 수 있다. C3에서 층밀림과 운동량 플럭스의 관계를 확인할 수 없는 것은 상대적으로 바람이 약했기 때문이다. 10 m 높이에서 바람이 강화되면 층밀림도 증가하기 때문에 10 m와 3 m 높이의 운동량 플럭스 차이도 커진다. 따라서 총체 전달 방법으로 운동량 플럭스를 산출할 때 검증 자료에 따라 식 (7)에 사용할 풍속을 선택해야 한다.

3 m 높이에서 측정된 검증 기준 τ_0 에 대하여 10 m 높이에서 측정된 풍속을 적용하여 산출한 τ_b 를 비교하면 Fig. 7 (a)와 같이 τ_b 가 약 30% 정도 더 크고 이는 10 m 높이의 운동량 플럭스에 해당한다. Fig. 1에서 나타난 바와 같이 풍속이 큰 10 m에서 3 m보다 운동량 플럭스가 크기 때문에 10 m에서 측정된 풍속을 적용한 τ_b 를 3 m에서 측정된 τ_0 와 비교하면 τ_b 가 더 큰 결과를 보인다. 운

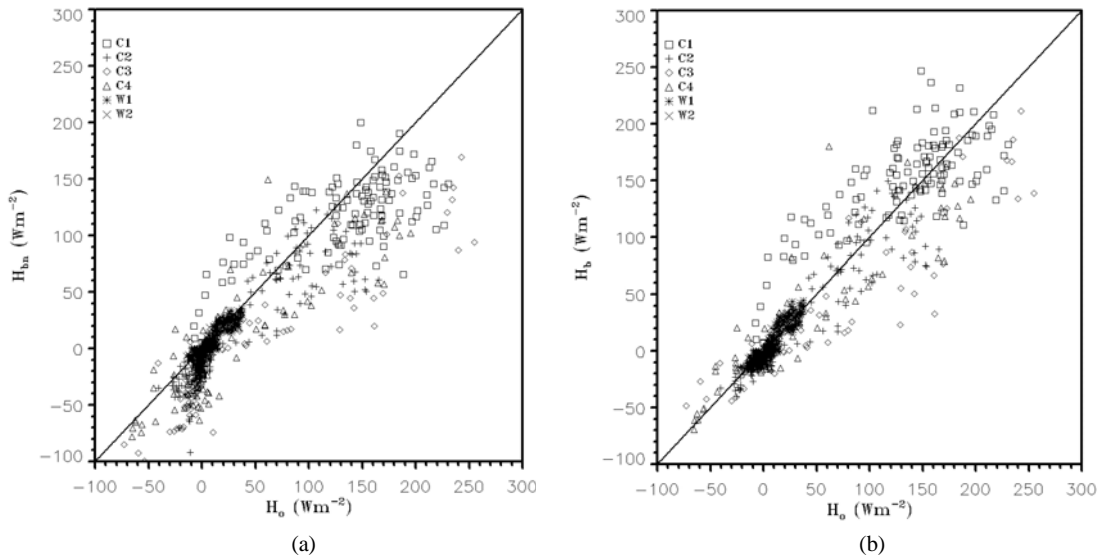


Fig. 5. Comparison of (a) the estimated sensible heat flux (H_{bn}) by bulk transfer method in a supposed neutral state and (b) the estimated sensible heat flux (H_b) by bulk transfer method depending on the stability to the observed sensible heat flux (H_0) with the SLS and the SATI-3K.

동량 플릭스의 크기가 증가함에 따라 τ_0 에 대한 τ_b 의 오차도 증가한다. τ_b 는 풍속의 제곱으로 결정되기 때문에 풍속의 증가에 따라 오차가 커지는 것을 알 수 있다(Fig. 8). 운동량 플릭스가 두 고도의 풍속에 따라 차이가 있기 때문에 간접 방법의 결과를 3 m에서 측정된 τ_0 와 비교하려면 3 m의 풍속을 적용하여 τ_b 를 산출해야 한다. Fig. 7 (b)는 W1과 W2를 제외한 식생 지역 C1~C4에 대하여 3 m에서 측정된 풍속을 적용하거나 3 m에서 풍속이 수집되지 않은 경우는 10 m의 풍속을 로그 함수적으로 3 m의 풍속으로 보정하여 산출한 τ_b 를 τ_0 와 비교한 결과이다. 감소된 풍속이 적용되었기 때문에 Fig. 7에서 과대평가되었던 τ_b 가 하향 보정되어 관측 결과인 τ_0 와 일치를 보인다. 개선된 결과의 통계적 평가를 나타내는 Table 3 에에서 보정된 풍속을 사용한 경우 RMSE가 감소하여 평균의 약 20%, 최대값의 약 10% 정도로 추정되었다.

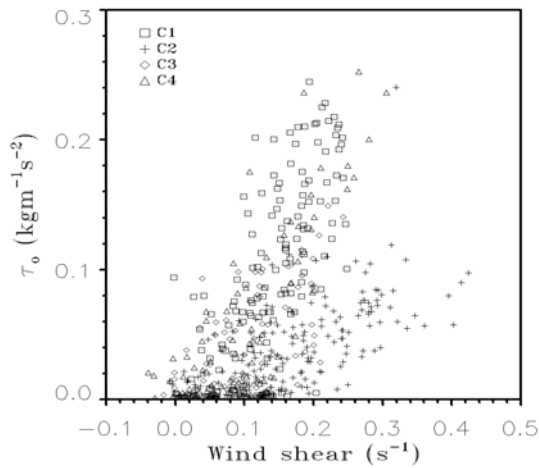
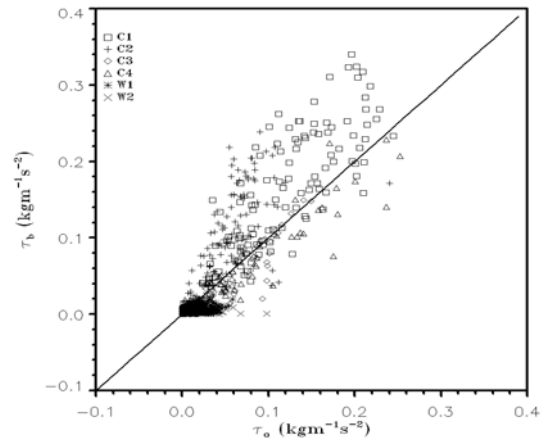
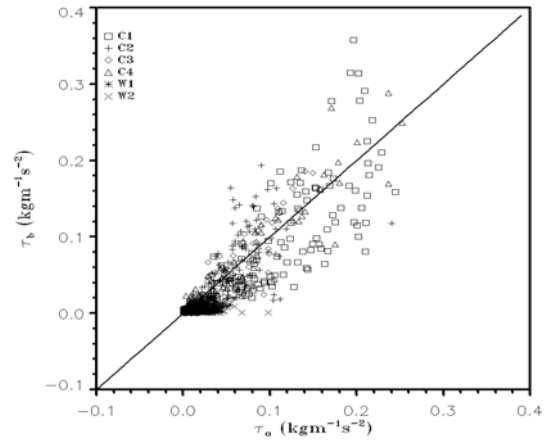


Fig. 6. Momentum flux at 10 m height as a function of wind shear.



(a) τ_b at 10 m



(b) τ_b at 3 m

Fig. 7. (a) comparisons of the τ_b estimated at 10 m height with that measured by SATI-3K and SLS at 3 m height, (b) comparisons of τ_b estimated at 3 m height with that measured by SATI-3K and SLS at 3 m height.

Table 3. Statistic results on the comparisons of H_b and τ_b to H_0 and τ_0 , respectively. (r is the correlation coefficient)

	C_{DN}			C_D			C_D , corrected wind		
	r	Slope	RMSE ($\text{kgm}^{-1}\text{s}^{-2}$)	r	Slope	RMSE ($\text{kgm}^{-1}\text{s}^{-2}$)	r	Slope	RMSE ($\text{kgm}^{-1}\text{s}^{-2}$)
τ_b	0.7	1.1	0.03	0.7	1.1	0.06	0.8	0.9	0.03
H_b	C_{HN}			C_H					
	r	Slope	RMSE (Wm^{-2})	r	Slope	RMSE (Wm^{-2})			
	0.8	0.7	30.5	0.9	0.9	23.7			

풍속을 보정하여 식생이 있는 지역의 τ_b 는 만족스럽게 보정이 되었으나 W1과 W2에는 적용할 수 없었다. 검증 자료는 SLS로 수면 위에서 측정된 운동량 플럭스이기 때문에 τ_b 를 보정하기 위해서는 수면 위에서 측정된 바람 자료가 필요하다. W2에서 수심이 깊지 않은 곳에 접근이 가능하여 수면 위의 풍속과 강둑 위에서 측정된 풍속을 비교할 수 있었다. 강둑에서 풍속 측정 고도가 수면 위보다 높은데도 불구하고 마찰이 없는 수면 위에서 관측한 풍속이 강둑의 풍속보다 강했다. 마찰뿐만 아니라 인공 조성된 강둑에 의한 협곡 현상도 무시할 수 없으므로 강상에서 연직 바람 분포를 가정하기 어렵다. 강상의 τ_b 를 정확하게 산출하기 위해서는 강둑의 바람을 강상의 바람으로 보정하기 위한 강 주변의 대기 역학적 특성 조사가 필요하기 때문에 Fig. 7에서 W1과 W2의 τ_b 는 보정되지 않았다.

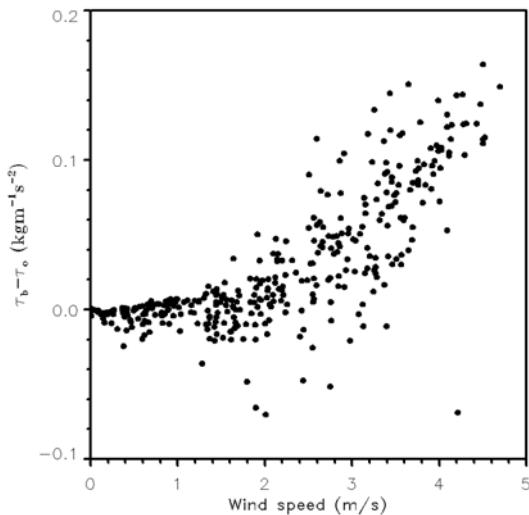


Fig. 8. Variation of the difference between τ_0 and τ_b depending on the wind speed.

4. 결 론

대기 오염 예보를 위한 대기 오염 확산 모델에서 입력 자료로 요구되는 혼합층 고도를 추정하기 위해서는 지표층 대기 난류 플럭스의 정확한 추정 방법이 요구된다. 총체 전달 방법으로 운동량 플럭스와 현열 플럭스를 추정할 때 정량적 품질을 향상시키기 위하여 대기 안정도 변화에 따른 총체 전달 계수를 적용하였다. 영면 변위와 거

칠기 길이와 같은 지표면 특성이 상이한 여섯 관측지에서의 총체 전달 계수는 지표면 조건에 따라 $10^{-3} \sim 10^{-2}$ 범위의 큰 차이를 보였다. 식생이 가장 큰 갈대밭에서 총체 전달 계수 변화 폭이 가장 큰 이유는 거칠기 길이와 영면 변위가 커서 대기 안정도 변화 폭도 크기 때문이다. 강상에서는 거칠기 길이가 매우 작고 주간과 야간의 대기 안정도 변화 폭도 작기 때문에 총체 전달 계수 변화 폭이 작았다.

식생이 있는 지면에서 거칠기 길이와 영면 변위를 포함하는 안정도의 영향을 고려하여 총체 전달 방법으로 산출한 현열 플럭스가 3차원 초음파 풍속계와 신틸로미터로 측정된 것과 일치하는 결과는 거칠기 길이와 영면 변위가 적절하게 결정 되었으며 그에 따라 지면 특성을 나타내는 열전달 계수가 추정 되었다는 것을 의미한다. 관측 결과로부터 역산하여 산출한 열전달 계수가 상사이론에 따라 계산한 열전달 계수와 일치로 검증되었다. 관측된 운동량 플럭스로부터 산출되는 항력 계수는 풍속에 민감하게 반응하여 안정도의 함수인 이론적 항력계수와 비교하여 차이를 보였다. 또한 비균질 지역에서는 풍향에 따라 거칠기 길이가 달라지기 때문에 각 관측지를 대표하는 운동량 플럭스에 대한 거칠기 길이를 결정할 수 없었다. 그럼에도 불구하고 총체 전달 방법이 운동량 플럭스를 측정 결과에 가깝게 추정하는 것은 항력 계수보다는 풍속의 영향이 크다는 것을 의미한다. 이에 따라 본 연구에서는 국지적 풍속의 변화를 고려하여 수평 바람의 연직 층밀림으로 발생하는 운동량 플럭스의 연직 변화도 구현할 수 있었다. 운동량 플럭스 추정에 미치는 항력 계수와 풍속의 영향을 정량적으로 평가하기 위해서는 거칠기 길이의 시공간적 변화를 파악하고 적절한 국지 규모의 모수화 인자를 조사하여 일반화하는 문제는 남아 있다.

본 연구에서는 특히 간접 방법의 평가에서 자주 나타나는 현열 플럭스보다 운동량 플럭스의 오차가 비교적 큰 원인을 조사하여 실용적인 개선 방안이 제시되었다. 지표층에서 수평 풍속의 층밀림이 강할 경우 운동량 플럭스의 연직 변화를 무시할 수 없고, 이는 풍속의 차이에 민감하게 반응하는 총체 전달 방법에 의한 운동량 플럭스 산출에서도 나타난다. 따라서 정규 관측소로부터 얻을 수 있는 자료를 이용하여 대기 난류 플럭스를 산출할 때, 목적 고도의 정확한 풍속이 적용되어야 관측 결과와

오차를 줄일 수 있음이 강조되었다.

감사의 글

이 연구는 기상청 기상기술개발사업(CATER 2012-6060)의 지원과 국립기상연구소의 주요과제인 “응용기상기술개발”의 지원, 그리고 2013년도 정부(교육부)의 재원으로 한국연구재단의 기초연구사업(2013010741)의 지원을 받아 수행된 것입니다.

참고문헌

- Anandakumar, K., 1999, Sensible heat flux over a wheat canopy: optical scintillometer measurements and surface renewal analysis estimations, *Agric. For. Meteorol.*, 96, 145-156.
- Andre, J. C., DeMoor, P. L., Therry, G., 1978, Modeling the 24-hour evolution of the mean and turbulent structures of the planetary boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, 35, 1861-1883.
- Arya, S. P., 1998, *Introduction to Micrometeorology*, 2nd ed., Academic Press, San Diego, pp. 433.
- Beljaars, A. C. M., Schotanus, P., Nieuwstadt, F. T. M., 1983, Surface layer similarity under nonuniform fetch conditions, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 22, 1800-1810.
- Burns, S. P., Horst, T. W., Jacobsen, L., Blanken, P. D., Monson, R. K., 2012, Using sonic anemometer temperature to measure sensible heat flux in strong winds, *Atmos. Meas. Tech.*, 5, 2095-2011.
- Carson, D. J., 1973, The development of a dry inversion-capped convectively unstable boundary layer, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 99, 450-467.
- Caughey, S. J., Wyngaard, J. C., Kaimal, J. C., Turbulence in the evolving stable boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, 36, 1041-1052.
- De Bruin, H. A. R., Van den hurk, B. J. J. M., Kohsiek, W., 1995, The scintillation method tested over a dry vine yard area, *Boundary layer Meteorology*, 76, 25-40.
- De Bruin, H. A. R., 2002, Introduction: Renaissance of Scintillometry, *Boundary layer Meteorology*, 105, 1-4.
- Dong, Z., Gao, S., Donald, W. F., 2001, Drag coefficients, roughness length and zero-plane displacement height as distributed by artificial standing vegetation, *Journal of Arid Environments*, 49(3), 485-505.
- Gao, Z., Wang, J., Ma, Y., Kim, J., Choi, T. J., Lee, H. C., Asanuma, J., Hu, Z., 2000, Study of roughness lengths and drag coefficients over Nansha area region, Gobi, desert, Oasis and Tibetan plateau, *Phys. Chem. Earth (B)*, 25(2), 141-145.
- Garratt, J. R., 1977, Review of drag coefficients over oceans and continents, *Monthly Weather Review*, 105, 915-929.
- Greenhut, G. K., 1982, Stability dependence of fluxes and bulk transfer coefficients in a tropical boundary layer, *Boundary layer Meteorology*, 24, 253-264.
- Jia, L., Su, Z., Van den Hurk, B., Menenti, M., Moene, A., De Bruin, H. A. R., Risarray, J. J. B., Ibanez, M., Cuesta, A., 2003, Estimation of sensible heat flux using the surface energy balance system and ASTR measurement, *Physics and Chemistry of the earth*, 28, 75-88.
- Kanda, M., Moriwaki, R., Roth, M., and Oke, T., 2002, Area-Averaged Sensible heat flux and a new method to determine zero-plane displacement length over an urban surface using scintillometry, *Boundary layer meteorology*, 105, 177-193.
- Kondo, J., 1975, Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions, *Boundary layer meteorology*, 9, 91-112.
- Kondo, J., and Kawanaka, A., 1986, Numerical study on the bulk heat transfer coefficient for a variety of vegetation types and densities, *Boundary layer meteorology*, 37, 285-296.
- Kwon, B. H., Benech, B., Lambert, D., Durand, P., Druilhet, A., Giordani, H., Planton, S., 1998, Structure of the marine atmospheric boundary layer over an oceanic thermal front. SEMAPHORE experiment, *J. Geophys. Res.*, 103, Issue C11, p.25159-25180.
- Launiainen, J., and Vihma, T., 1990, Derivation of turbulent surface fluxes - An iterative flux-profile method allowing arbitrary observing heights, *Environmental Software*, 5(3), 113-124.
- Li, G., Duan, T., Gong, Y., 2000, Bulk transfer coefficient and surface flux on the west of Tibetan plateau, *Chinese Science Bulletin*, 45, 1221.

- Mason, P. J., and Thompson, D. J., 1987, Large eddy simulations of the neutral-static-stability planetary boundary layer, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 25, 271-287.
- Nieveen, J. P., and Green, A. E., 1999, Measuring sensible heat flux density over pasture using the CT2-profile method, *Boundary layer meteorology*, 91, 23-25.
- Park, S. J., Choi, T. J., Kim, S. J., 2013, Heat flux variations over sea ice observed at the coastal area of the sejong station, Antarctica, *Asia-pacific J. Atmos. Sci.*, 49(4), 443-450.
- Patil, M. N., 2006, Aerodynamic drag coefficient and roughness length for three seasons over a tropical western indian station, *Atmospheric Research*, 80, 280-293.
- Royal Aeronautical Society, 1972, Characteristics of wind speed in the lower layers of the atmosphere near the ground: Strong winds (neutral atmosphere). Engineering Science Data Unit. No. 72026, London.
- Stanhill, G., 1969, A simple instrument for field measurement of turbulent diffusion flux, *Journal of Applied Meteorology*, 8(4), 509-513.
- Stull, R. B., 1988, An introduction to boundary layer meteorology, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 666.
- Tennekes, H., 1973, A model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer, *J. Atmospheric Science*, 30, 558-567.
- Verkaik, J. W., 2000, Evaluation of two gustiness models for exposure correction calculations, *J. Appl. Meteorol.*, 39, 1613-1626.
- Verkaik, J. W., and Holtslag, A. A. M., 2007, Wind profiles, momentum fluxes and roughness lengths at Cabauw revisited, *Boundary layer Meteorol.*, 122, 701-719.
- Vickers, D., and Mahrt, L., 1997, Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 14, 512-526.
- Weiss, A. I., Hennes, M. and Rotach, M. W., 2001, Derivation of refractive index and temperature gradients from optical scintillometry to correct atmospherically induced errors for highly precise geodetic measurements, *Surveys in Geophysics*, 22, 589-596.
- Wieringa, J., 1976, An objective exposure correction method for average wind speeds measured at a sheltered location, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 102, 241-253.
- Zhang, H. S., and Park, S. U., 1998, Bulk transfer coefficients over different surfaces, *J. of Korean Meteor. Soc.*, 34(4), 664-669.
- Zhao, P., Chen, L., 2000, The climate characteristics of surface turbulent exchange and surface heat source over the Qinghai-Tibet plateau, *Acta Meteorological Sinica.*, 14, 13-29.