

월령 연안지역 대기경계층의 유동특성과 대기 안정성에 대한 고찰

정태윤 · 임희창 · 김현구* · 장문석*

부경대학교 기계공학부, *한국에너지기술연구원

(2009년 3월 24일 접수; 2009년 5월 23일 수정; 2009년 6월 29일 채택)

Estimation on The Atmospheric Stability and Flow Characteristics of Planetary Boundary Layer in Wolryong Coastal Region

Tae-Yoon Jeong, Hee-Chang Lim, Hyun-Goo Kim* and Moon-Seok Jang*

School of Mechanical Engineering, Pukyong National University, Busan 608-739, Korea

*Korea Institute of Energy Research, Daejeon 305-343, Korea

(Manuscript received 24 March, 2009; revised 23 May, 2009; accepted 29 June, 2009)

Abstract

The physical properties of an atmospheric boundary layer in Wolryong, a west coastal region of Jeju, South Korea, in terms of the atmospheric stability and roughness length, is important and relevant to both engineers and scientists. The study is aiming to understand the atmospheric stability around this region and its effect on the roughness length. We calculate the Monin-Obukhov length(L) against 3 typical regions of the atmospheric condition - unstable regime ($-5 < H/L < -0.2$), neutral regime ($-0.2 \leq H/L \leq 0.2$) and stable regime ($0.2 < H/L < 2$), where H is the measurement height. The diurnal Monin-Obukhov length substantially varies in the night, but most of the H/L comes under the neutral regime. The roughness length scale can be derived by three different methods - logarithmic profile, standard deviation and gust factor method. The finding in the study is that the methods of the standard deviation and the gust factor, apart from the logarithmic profile, are all similar in terms of the roughness length under the different atmospheric conditions. In addition, they have sufficiently shown the effect of obstacles and surface conditions around the measurement site.

Key Words : Roughness length, Atmospheric stability, Wind environment

1. 서 론

최근 2005년부터 발효된 교토의정서에 의해 이산화탄소의 의무감축은 이제 현실로 다가오면서, 전 세계는 화석 연료를 대체 할 수 있는 청정에너지에

관심을 크게 기울이고 있다. 그 중에서 풍력 에너지 기술은 바람의 운동에너지를 전기에너지로 변환하는 기술로서 세계 각국은 이미 1980년대에 대규모의 육상 풍력발전단지를 조성해 온 바 있으며 국내에서도 실질적인 정부 지원책이 활성화되고 전력 사업 인허가나 계통선 연결 등에 관한 법령이 정비 되면 육상 풍력 발전 시스템의 보급은 가속될 것으로 예상되고 있다. 풍력에너지를 이용하여 발전을 계획할 경우, 우선 풍력발전기 설치 후보지의 풍력

Corresponding Author : Hee-Chang Lim, School of Mechanical Engineering, Pukyong National University, Busan 608-739, Korea
Phone: +82-51-629-6141
E-mail: hclim@pknu.ac.kr

자원 잠재량이 얼마인지를 예측이 필요하다. 이는 주변지역에 대한 정확한 풍속 및 풍향 등의 기본적인 풍력자원예측 뿐만 아니라 섭동풍속, 표면조도, 연직전단류 등의 주변 지형지물의 영향에 대한 자료예측도 병행되어야 하며 이를 바탕으로 풍력발전기 기중선정 및 발전량에 대한 예측이 향후 풍력발전 경제성 분석에 바탕이 된다. 근래에 들어 풍력발전 기술의 급격한 발달로 발전기의 대형화가 진행되고 있으며 많은 양의 전력을 한꺼번에 얻을 수 있도록 대규모화 되고 있는 실정으로, 특히 해상이나 인근 연안에 대규모의 해상풍력발전도 함께 급격히 부각되고 있다. 따라서 본 연구는 제주도의 풍력발전 유력 후보지 가운데 해안에 위치한 월령 풍력발전지에서 유속 및 기상측정 장비들을 설치하여 그 주변 측정 지역에서의 풍력자원에 대한 측정 결과 분석을 통해 풍력 발전에 대한 기회를 도모하고 그 대기유동 특성을 파악하고자 한다.

풍력 발전에서 중요한 인자들 중의 하나는 지표면 근처 대기의 평균 풍속으로 그 크기에 따라 발전기의 용량을 결정하고 전기생산량을 어느 정도 예측할 수 있다. 대기의 풍속은 지표면의 거칠기 상태에 따라 경계층의 풍속 구배에 차이가 발생하게 되며 풍속 구배는 연직전단류의 기울기를 결정하게 되는데 풍력로터를 설계할 때 중요한 인자로 많은 관련연구가 수행되고 있다. 따라서 풍력로터가 설치되는 높이에서 수직으로 풍속과 연직 전단류를 측정하여 보다 정확성을 기해야 하지만, 일반적인 방법으로 지표면에서 측정된 유속과 전단용력을 이용하여 표면조도를 계산하고 경계층의 풍속 분포를 예측하고 있다. 표면조도는 경계층의 풍속 구배를 이용하여 수학적으로 표현할 수 있으며 측정된 표면조도는 다른 지역의 비슷한 환경에서도 적용할 수 있다는 장점이 있다¹⁾. 근래에 들어 풍력발전의 보급이 빠르게 확산 되면서 측정의 중요성과 그 활용성이 더해지고 있는 상황이다.

대기경계층을 표현하는 특성 중 표면조도에 대한 연구는 Davenport에 의한 표면조도 분류법이 널리 알려져 있고, 많은 학자들에 의해 연구되고 있으며 그 계산법에 따라 다양한 방법이 제시되고 있다²⁾. 일반적으로 사용되고 있는 방법은 경계층의 마찰유속과 평균풍속을 산정하여 대수법칙에 의해 표면조

도를 계산하는 방법이 있으며, 측정된 풍속 중 돌풍(Gust wind) 즉, 갑자기 강한 풍속을 가지는 바람에 대해 돌풍인자(Gust factor)를 적용하는 방법이 있다³⁾. 이외에 풍속의 표준편차를 이용하거나 측정환경 주위의 지형 및 지물을 이용한 표면조도 계산 방법 등이 알려져 있는데 본 연구에서는 대수법칙법, 돌풍인자법 그리고 표준 편차법 등의 3가지 기법을 이용하여 표면조도를 계산하였다¹⁾.

지표면의 표면거칠기 이외에도 경계층에 영향을 미치는 인자들과 관련하여 최근 2004년 Bernhard Lange의 연구결과를 인용하면, 대기안정성(Atmospheric stability)이 안정영역(stable regime)에 있을수록 연직 전단류의 높이가 커지는 것으로 제시하였다. 그는 안정영역에서 경계층의 풍속 구배가 커지는 것에 대한 이유를 뜨거운 공기의 이류에 의한 것으로 판단하고 있다⁴⁾. 특히 해안 및 바닷가와 같이 바다와 육지가 접해있는 경우 표면거칠기와 대기순환에 의한 열유동의 변화에 의해 보다 복잡한 난류경계층이 발달하게 된다. 이와 같이 대기안정성은 지표면의 표면거칠기와 함께 경계층의 풍속 구배에 큰 영향을 주는 인자로 판단된다. 본 연구에서는 연안의 대기안정성의 변화에 따라 마찰계수 및 전단류의 특성변화를 분석하였으며, 각각의 안정도에 따라 표면조도를 계산하여 대기안정성과 표면조도 값의 상관관계를 조사하여, 그 변화를 유발하는 원인에 대해 분석하고자 하였다.

본 논문과 같이 정밀도가 높은 풍황 해석이 가능하다면, 연간 발전량을 정확성 산출할 수 있으며 이를 바탕으로 풍력 발전의 경제성에 대한 판단을 할 수 있을 것으로 판단된다. 이를 위해서는 정확한 표면조도 산출이 필요하고 지리적으로 주위 지형 지물이 거의 없는 연안이자 섬이라는 지형/지리적 특성을 가지는 제주도를 선택하였다. 특히, 최근 풍력발전에 관심이 집중되고 있는 제주도를 대상으로 한 현장측정을 통해 제주도의 대기경계층 형성과 대기안정성에 대해 제주도만의 고유특성을 파악하고자 하였고, 대기안정성에 따라 표면조도를 구하는 방법들을 제시하고 이 기법들로 계산된 표면조도를 대기안정성과 비교하고 그 특성을 파악하였다.

2. 재료 및 방법

2.1. 실험장치 및 설치

Fig. 1과 2는 각각 측정지점을 기준으로 주위를 360°로 회전하며 볼 수 있는 파노라마식 전경과 측정타워의 설치 지점 주위 지표면 및 지형지물의 상태를 간략히 도식화한 개략도를 나타내고 있다. 현장측정지역은 제주도의 월령 연안에서 약 300 m 거리에 위치해 있으며, 나침반이 북쪽을 가르키는 자기장 북쪽기준으로 시계방향으로 20°~240° 범위에 그외 범용으로 사용하는 연구용 건물 및 지형지물이 있어서 풍속자료 분석을 할 경우 이에 대한 영향을 고려해야 한다. 그 외 영역, 즉 시계방향으로 240°~20° 사이에는 대부분 낮은 수풀들과 나무들이 있어서 실제 자연발생의 대기경계층 및 풍력자원을 예측하는 데에는 큰 문제가 없을 것으로 판단된다.

타워에 설치된 실험 기기들은 Fig. 3과 같이 지상 4.5 m와 3.8 m에 초음파 유속계가 서로 직각으로 교차되도록 각각 설치하였다. 즉, 초음파 유속계 WS425 (Vaisala co.)는 2차원 평면의 유속을 측정하는 기기로서 3차원의 유동장을 측정하고자 하는 경우, 이론적으로는 두 개의 유속계가 필요하다. 따라서 4.5 m 높이 타워 끝의 유속계는 수직으로 설치하여 수평풍속 및 풍향을 측정할 수 있도록 하였고, 3.8 m에 설치된 초음파 유속계는 수평으로 설치되어 수직풍속을 측정할 수 있도록 하였다. 또한, 타워의 3.6 m 높이에 컵유속계(Cup anemometry)와 풍향기(Wind vane)를 설치하여 초음파 유속계를 통해 얻어진 수평 풍속 및 풍향 측정자료를 검증하는데 사용하였다.

측정기간은 2008년 5월31일부터 시작되었으나,

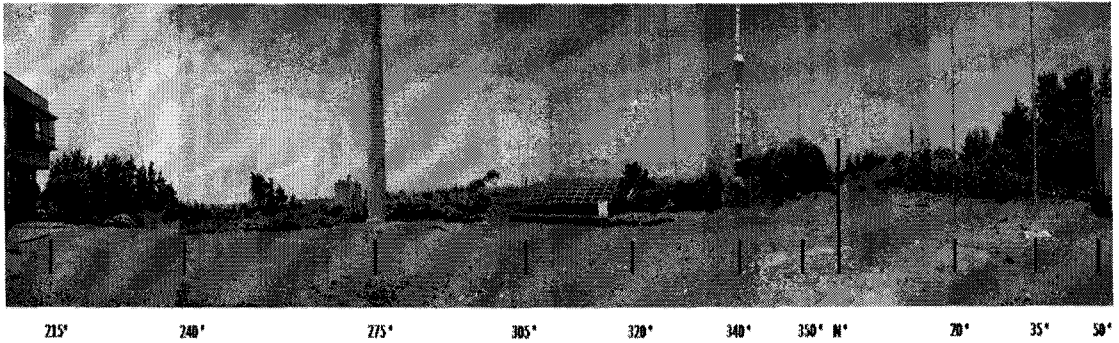


Fig. 1. Panoramic view of the terrain and obstacles in the range of angles 215°~50°.

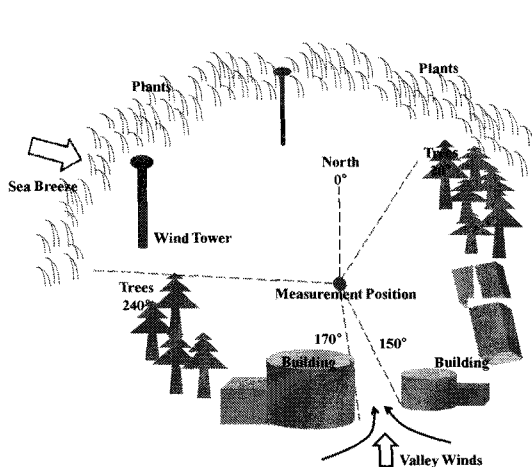


Fig. 2. Various obstacles at the measurement point.

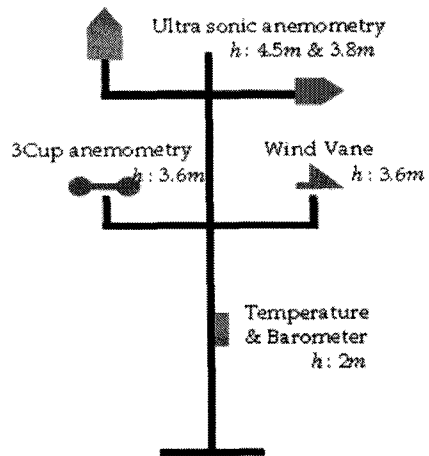


Fig. 3. Apparatus installed in the mast.

장비들의 호환성과 검증을 통해 실제 유효한 결과는 2008/06/24~2008/08/19 동안 측정된 총 55일간 자료를 이용하였고, 그 외 결과들은 참고자료로 사용하였다. 또한, 측정 기간 동안 제주도는 태풍으로 인한 영향이 거의 없었으므로 돌풍 및 강풍에 대한 영향을 고려하지 않은 비교적 저속의 안정적인 풍속 및 기상 측정자료를 얻었다.

2.2. 접근방법 및 분석

지표면의 경계층은 지표면의 마찰과 증발산(evapotranspiration), 대기순환 등으로 의한 열과 에너지의 교환에 의해 생성되며 수백 m에서 수 km에 이르는 다양한 높이를 가지고 있다. 경계층의 높이에 영향을 끼치는 인자들 중 마찰은 지표면의 거칠기로 인한 수직전단류를 유발하여 경계층의 형성에 가장 큰 영향을 미치며, 열은 지표면과 대기 사이의 열전달 작용으로 인해 경계층 내의 대류 열유동에 영향을 주는 것으로 알려져 있다. 지표면 난류경계층의 유속전단류를 생성시키는 인자들 중 지표면의 거칠기는 표면조도 (z_0) 값으로 표현할 수 있으며, 발생한 난류경계층은 표면거칠기가 시작되는 시점에서 거리뿐만 아니라 대기의 안정성 (atmospheric stability)으로 대표되는 대류에 의한 열전달 특성의 영향도 크게 받는다⁵⁾.

2.2.1. 모닌-오부코프 길이(Monin-Obukhov length)

우선 본 연구에서는 대기 안정성을 판단하기 위한 지표로 잘 알려진 모닌-오부코프길이를 사용하였다⁴⁾. 모닌-오부코프길이는 다음과 같이 정의된다.

$$L = -u_*^3 / (k \frac{g}{T_0} \overline{\theta'w'}) \quad (1)$$

여기서 u_* 는 마찰유속, g 는 중력가속도 (9.81 m/s²), k 는 카르만 상수(≈ 0.4), T_0 는 평균 온도, 그리고 $\overline{\theta'w'}$ 는 열유동 운동에너지(Kinetic heat flux)를 나타낸다. 본 연구에서는 모닌-오부코프길이를 구하기 위해서 위의 각 인자들에 대해 제주도 월령에서의 현장실험에서 구해진 자료를 이용하여 각 10분 단위로 마찰유속과 평균온도 그리고 열유동 운동에너지를 산출하였다.

2.2.2. 표면조도(Roughness length, z_0)

지표면의 경계층의 유속분포특성을 이론적으로

구할 수 있는 일반적인 방법은 크게 멱법칙(Power law)을 이용한 유속 분포 해석법과 표면조도(Roughness length scale) 환산법 등을 들 수 있다. 이중 멱법칙은 대기 경계층 풍속 분포를 멱법칙이라고 가정하고 일정한 지표면의 거칠기에 따라 결정되는 멱지수와 측정 높이의 풍속자료만을 통하여 유속 분포를 결정하는 방법으로 공학적인 관점에서 쉽게 사용되지만 표면 거칠기의 변화를 표현하기 어렵다는 단점이 있다. 이에 반해 표면조도 환산법은 계산 방법에 따라서 값의 차이는 있지만 측정된 평균 풍속과 마찰유속을 통해 그 표면거칠기 값을 산출하므로 멱법칙에 비해 그 응용성이 높다.

2.3. 표면조도 분석

표면조도 산출 방법에는 대수법(Logarithmic law)을 이용한 방법과 표준편차법(Standard deviation method), 돌풍인자법(Gust factor method), 그리고 주변 지형의 거칠기를 실제지도를 이용하여 계산하는 방법 등이 있으며, 본 연구에서는 아래와 같이 분류된 3가지 방법으로 표면 조도를 산출하였고, 풍향각 및 대기 안정성을 기준으로 10분마다 평균하여 분류하였다^{1,3,6,7)}.

2.3.1. 대수분포법 (Logarithmic profile method)

대기 상태가 중립조건 (neutral condition)일 경우 대기경계층 대수적인 풍속분포 (logarithmic wind profile)를 가진다고 가정할 때 다음과 같이 일반적으로 표현된다.

$$U = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_0} \quad (2)$$

여기서 U 는 평균 유속, z 는 풍속 측정 높이, z_0 는 표면조도를 나타내고 표면조도를 산출할 때 일반적으로 많이 적용한다.

대기유동의 안정성을 고려하기 위하여 보다 수정되어 제안된 대수 풍속분포식은 다음과 같다.

$$U = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) + \psi \left(\frac{z-d-z_0}{L} \right) \right] \quad (3)$$

식(3)의 경우, 풍속분포 U 는 기존의 대수풍속분포와 안정성 보정계수 ψ (stability correction factor)로 구성된다. 여기서, L 은 모닌-오부코프길이 그리고 d 는 영면위(zero plane displacement)를 나타낸다⁶⁾. 중

립조건일 경우 언급한 모닝-오부코프길이를 이용하여 대기 안정성에 따른 평균 풍속 및 마찰유속을 구분할 수 있었으며, 안정한 대기조건일 경우 대기의 이류(advection)를 무시할 수 있기 때문에 $\psi=0$ 로 할 수 있다^{5,8)}. 그러나 식(3)에 의한 표면조도 산출은 본 연구의 경우 풍속측정이 높이 4.5 m에서만 수행되었기 때문에 회귀분석(linear regression)으로는 d의 산출에 무리가 있어 식 (2)를 통해 표면조도를 산출하였고 중립조건 이외 (불)안정영역에도 동일한 식을 적용하여 표면 조도를 산출할 수 있다.

2.3.2. 표준편차법 (Standard deviation method)

풍속 측정이 특정 높이에서만 수행되었을 경우 풍속의 표준편차와 마찰유속을 이용하여 표면 조도를 다음의 식(4)와 (5)를 이용하여 계산할 수 있다^{1,7)}.

$$U = \frac{\sigma_u}{fk} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \tag{4}$$

$$f = \sigma_u / u_* \tag{5}$$

여기서, σ_u 는 측정된 특정높이에서의 수평 풍속 표준편차를 나타내며, f 는 풍속의 표준편차와 마찰유속의 비를 나타내는 인자이다. 본 실험에서 측정 자료를 이용하여 얻은 10분 평균유속을 평균 풍속과 표준편차를 각각 계산하였고, 이를 이용하여 식 (5)에서 f 를 얻을 수 있었다. 본 연구의 경우 평균값으로 계산된 f 는 약 2.58로 도출되었다.

2.3.3. 돌풍인자법 (Gust factor method)

평균풍속 자료가 각각 10분 단위로 측정되어 졌을 경우, 적용할 수 있는 식은 다음과 같이 식(6)과 (7)로 나타낼 수 있다.

$$G = 1 + \left[1.42 + 0.30 \ln\left(\frac{10^3}{U_i} - 4\right) \right] / \ln \frac{z}{z_0} \tag{6}$$

$$G = \frac{u_{max}}{U} \tag{7}$$

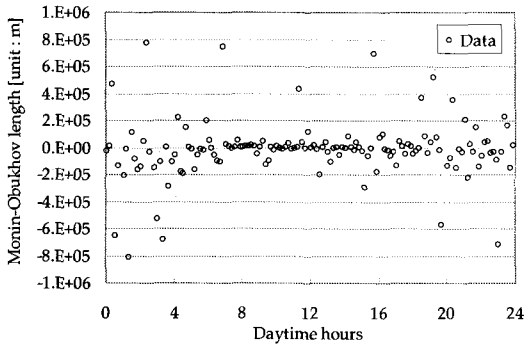
여기서 G 는 돌풍 인자로 평균 시간 동안의 최고 속도 u_{max} 와 평균유속의 비로 정의되며, U_i 는 돌풍의 현상이 발생하는 파장(wavelength)을 나타낸다. 본 연구에서 정의한 파장은 15초의 평균 돌풍 주기와 10분 평균 풍속 와의 곱으로 U_i 를 계산하였으며, u_{max} 또한 10분 동안 측정된 풍속 중, 가장 큰 풍속을 적용하였다³⁾.

3. 결과 및 고찰

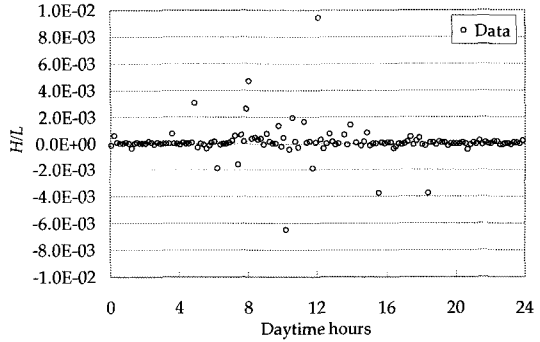
3.1. 모닝-오부코프길이의 일변화 (diurnal change)

Fig. 4(a)는 제주도 월령해안에서 약 300 m 떨어진 지점에서 2008/06/24~2008/08/19 동안 높이 4.5 m의 타워에서 측정된 풍황자료를 이용하여 10분 단위의 평균 및 섭동성분을 계산하여 하루를 기준으로 앙상블 평균시켜 나타낸 그래프이다. 또한 좌측 하단부분의 그래프 (b)는 실질적으로 대기 안정성을 구분하는 인자인 H/L 을 나타낸 것이다. H/L 을 통한 대기 안정성의 판단은 불안정영역(unstable regime) $-5 < H/L < -0.2$, 중립 영역(neutral regime) $-0.2 \leq H/L \leq 0.2$, 안정영역은(stable regime) $0.2 < H/L < 2$ 로 구분할 수 있다. 우측하단 그래프 (c)는 본 연구결과를 비교하기 위하여 Yahaya가 WELSONS (Wind Erosion and Losses of Soil Nutrients in semiarid Spain)프로젝트의 지원으로 1997년 여름 스페인 북부지역에서 하루 동안 측정된 모닝-오부코프 길이를 참고로 나타내고 있다⁹⁾. 그의 결과를 살펴보면 비록 하루에 측정된 자료임에도 불구하고도 저녁 8시에서 새벽 4시까지 안정 영역, 아침 8시에서 오후 4시까지는 불안정 영역, 그리고 해가 뜨고 지는 아침 6시에서 7시 사이 그리고 저녁 5시에서 7시 사이에는 중립 영역을 나타내고 있는 것으로 판단되며, 이는 하루 주기로 관찰되는 대기 난류경계층의 변화 특징을 잘 보여주고 있다. 그러나 본 연구에서 측정된 모닝-오부코프 길이의 값은 그 크기가 Yahaya의 결과와 비교했을 때 크기의 차이가 있으며 대기 안정성을 나타내는 지표인 측정높이와의 비($=H/L$)로 나타내는 경우 그 값이 상대적으로 매우 작아지므로 중립 영역으로 분류되는 $-0.2 \leq H/L \leq 0.2$ 범위 안에 대부분의 값들이 들어와 있는 것을 알 수 있다. 특히 Yahaya가 하루에 측정된 경우에 비해 하루 주기로 나타나는 지표경계층의 변화 특징을 여러 달에 걸친 앙상블 평균한 결과에서는 거의 관찰할 수 없었지만, 야간의 H/L 값은 대체적으로 0에 가까이 근접해 있는 분포를 보여주고 있다.

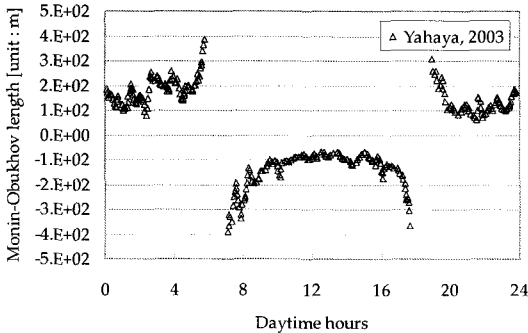
Fig. 4(b)의 중립영역이 지배적인 결과에 대해 Barthelmic은 주기성을 가지는 모닝-오부코프 길이가 계절 및 날씨, 바람의 세기, 태양열 등의 영향에 크게 영향을 받는다고 밝히고 있다. 특히 바람이 강할 경우 열유동 운동에너지의 크기가 상대적으로 작



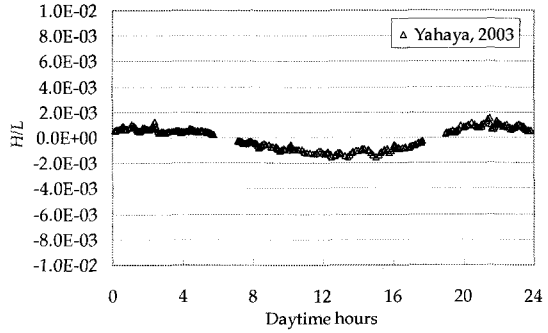
(a) Monin-Obukhov length in the Wol-ryong site



(b) H/L in the Wol-ryong site



(c) Monin-Obukhov length in Spain (Yahaya, 2003)



(d) H/L in the Spain(Yahaya, 2003)

Fig. 4. Diurnal variation of the Monin-Obukhov length and H/L in the Wol-ryong.

아짐으로 인해 중립 영역이 지배적이 될 수 있다는 것을 지적한 바 있다¹⁾. 이와 관련하여 모닌-오부코프 길이의 각 인자별 특성에 대해 아래에 설명하겠다.

Fig. 5는 무차원시간에 대한 모닌-오부코프 길이 계산에 사용되는 열유동 운동항 (kinetic heat flux, $\overline{\theta'w'}$), 마찰유속, 평균온도를 특정기간동안(즉, 2008/08/02에서 2008/08/06까지) 측정값에 대해 각 10분 단위로 평균하여 변화 과정을 나타낸 그래프이다. 먼저 열유동 운동항의 경우, 부호가 바뀔때 따라 모닌-오부코프길이의 양과 음을 결정하는 인자로서, 그 분포가 밤 시간에는 0에 가깝게 집중되어있고, 이에 반해 낮 시간 동안에는 산발적으로 분포되어 대기 안정성의 일반적인 경향을 파악하는 데 아주 중요하다. 열유동 운동항이 그림과 같이 x축을 중심으로 산발적 분포를 가지는 데에는 우선 측정 환경이 육지의 경우 낮에는 뜨거운 대지와 차가운 공기와의 혼합 작용에 의해 불안정 영역이($-5 < H/L < -0.2$) 지배적(즉, 열유동 운동항이 음수)이며 밤에는 대기와 육지의

온도 분포가 낮과는 반대가 되어 안정 영역이 ($0.2 < H/L < 2$) 나타난다고 알려져 있다⁹⁾. 그러나, 본 연구의 경우 해안에서 약 300 m가량 떨어져 있는 곳으로 실험동안 Fig. 5(c)와 같이 최고와 최저 온도 차이가 약 7°C로 측정되었다. 이런 온도 차로 인해 낮에는 육지의 뜨거운 공기에 의해 상승기류가 발생하고 이 영역을 채우기 위해 바다에서 부는 해풍이 발생하게 된다. 이는 측정위치로의 난류경계층을 유발하여 Fig. 5(b)에서 보는 바와 같이 마찰유속을 생성 시키게 된다. 이와는 반대로 밤의 경우, 바다로 향하는 육풍이 생성되는데 이때는 낮과는 반대로 마찰유속의 감소가 눈에 띄게 나타나는 것을 알 수 있다. 그러나 열유동 운동항은 대기의 조건에 따라 그 값이 크게 변하기 때문에 기존의 연구 결과와 같은 일정한 대기안정성을 가지는 특징을 보여 주지는 못하고 있다. 또한 섬이라는 지형적 특성에 의해 대기 온도 변화가 급격히 변하는 것으로 판단 된다.

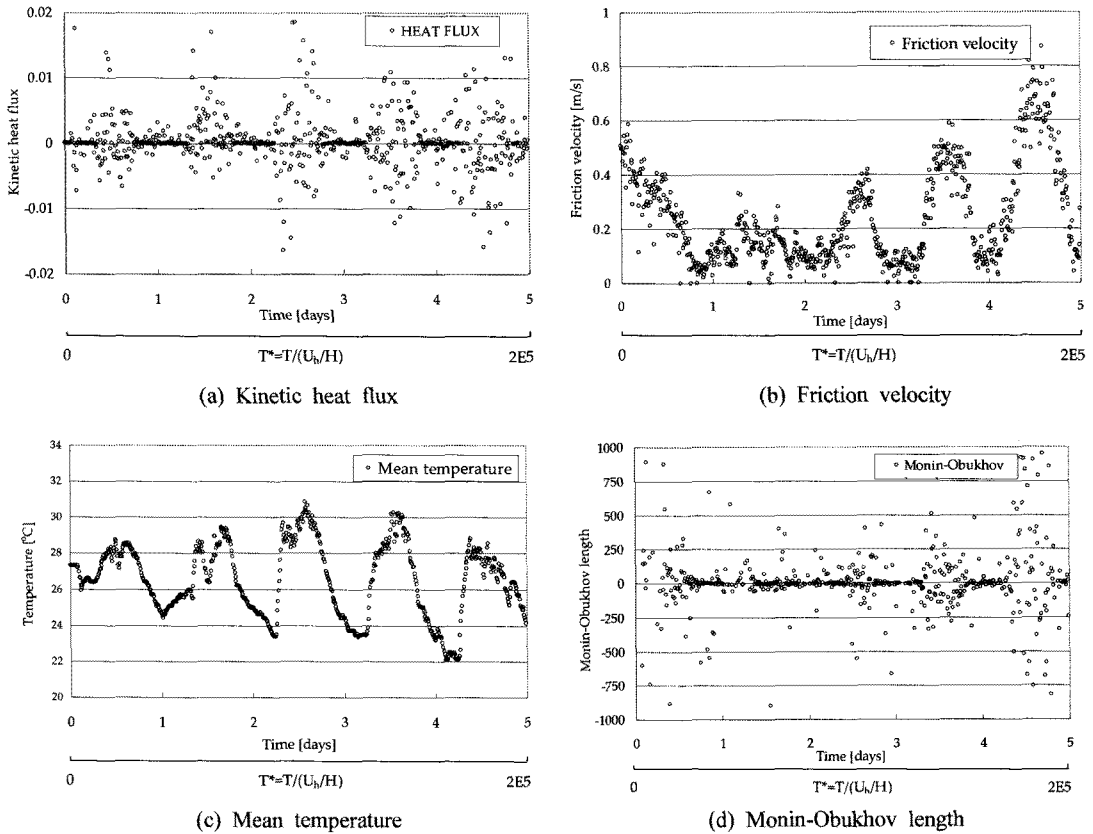


Fig. 5. Various parameters showing the atmospheric conditions in Wol-ryong site for 5 days (2008/08/02~2008/08/06) (a) kinetic heat flux (b) friction velocity (c) mean temperature (d) Monin-Obukhov length.

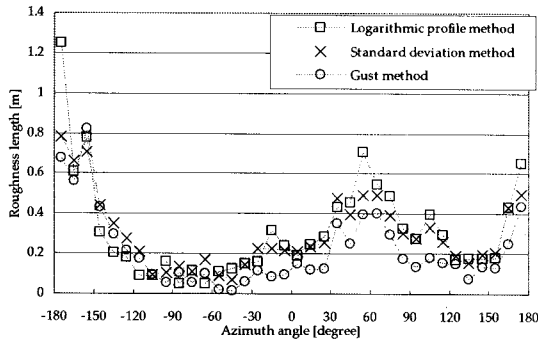
열유동 운동항과 모닌-오부코프길이의 변화를 비교해 보면 낮과 밤의 온도변화에 따라 두 인자가 민감하게 변하며 대기가 안정한 경우와 불안정한 경우를 구분하는 특성이 뚜렷이 나타나고 있다. 또한, 마찰유속과 모닌-오부코프 길이의 변화도 마찬가지로 마찰유속이 약 $0.4m/s$ 이상이 될 때, 모닌-오부코프 길이의 값 또한 크게 변동하는 것을 볼 수 있다. 흥미로운 것은 주로 하루 중 정오에 변동분포가 크게 났으며 열유동 운동항에 비해 마찰유속의 변화에 보다 영향을 받는 것으로 판단된다. Fig. 5(c)의 평균온도 변화에서는 하루 주기로 변화하는 평균온도가 뚜렷이 나타나고 있고, 평균 온도가 높은 낮 시간 대의 열유동 운동항이 변화가 크게 나타났다.

3.2. 표면조도

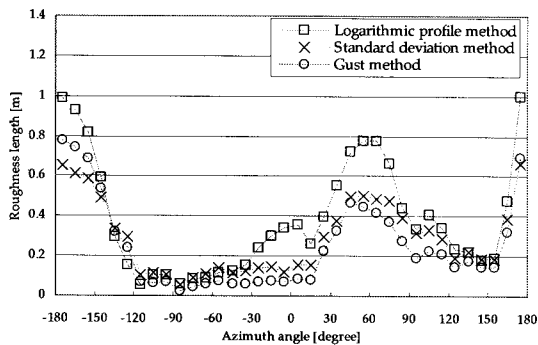
모닌-오부코프 길이 분포는 전체적으로 중립영역

이 지배적으로 나타나며 불안정 영역과 안정 영역이 비슷한 비율로 나타나고 있었다. 또한, 대기 불안정 영역과 안정 영역이 대기온도나 압력과는 관계 없이 매우 불규칙적으로 분포되어 있는 것을 확인하였다. 일반적으로 대수법칙을 통한 표면조도 산출은 중립영역일 경우에만 주어진 공식을 적용하도록 되어있지만, 돌풍인자법과 표준편차법을 사용하여 계산할 수 있는 표면조도 값은 이런 안정성에 대한 제약이 없다^{1,4)}. 본 연구에서는 대수법칙을 통한 표면조도 계산을 중립 영역 이외에 안정, 불안정 영역까지 적용해 보았으며, 그 정확성을 돌풍인자법과 표준편차법을 이용하여 구한 결과를 같이 비교해 보았다.

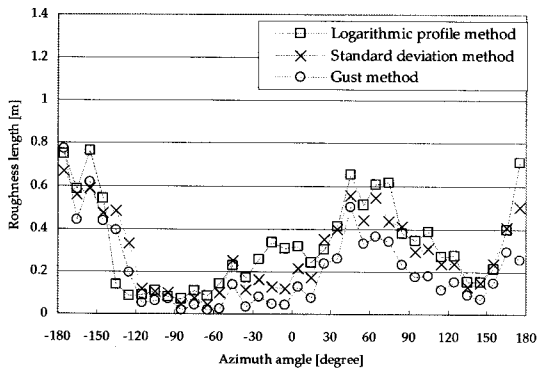
Fig. 6은 표면조도를 산출하기 위해서 앞서 언급한 대수분포법, 표준편차법, 돌풍인자법을 이용하여 해당 풍향각 10° 각도별로 평균하여 그 결과를 볼



(a) Roughness length in unstable regime



(b) Roughness length in neutral regime



(c) Roughness length in stable regime

Fig. 6. Roughness length against azimuth angle in various conditions. (a) unstable regime ($-5 < H/L < -0.2$) (b) neutral regime ($-0.2 < H/L < 0.2$) (c) stable regime ($0.2 < H/L < 2$).

안정 영역($-5 < H/L < -0.2$), 중립영역($-0.2 < H/L < 0.2$), 안정영역($0.2 < H/L < 2$)으로 나누어서 나타내었다.

그림에서 우선적으로 판단할 수 있는 것은 대기 안정 특성에 있어 대수분포법에 의한 방법이 대체

적으로 표면조도값이 크게 나타났다. 표준편차법과 돌풍 인자법은 방위각에 따라 서로 다르게 표면조도에 영향을 미치는데 대수법칙의 결과에 비교해 볼 때 돌풍인자법에 의한 값이 전체적으로 낮게 나타났다. 특히 중립 영역의 경우 $-30^\circ \sim 90^\circ$ 와 $150^\circ \sim 210^\circ$ 사이에서는 그 차이가 매우 크게 나타나는 것으로 나타나는데, 이는 앞서 Fig. 5에서 언급한대로 중립영역에서의 높은 마찰유속에 기인한 것으로 판단된다. 따라서 마찰유속의 크기에 영향이 큰 대수법칙은 중립 영역에서 안정 영역과 불안정 영역보다 높으며, 또한 표준편차와 돌풍향의 표면조도 값보다 차이가 큰 것으로 판단된다.

Fig. 6의 결과에서 풍향각 $30^\circ \sim 90^\circ$ 와 $150^\circ \sim 210^\circ$ 의 영역에는 정태운 등의 기존결과와 비교해서 다른 풍향각 보다 큰 표면조도를 가지고 있다¹⁰⁾. 표준편차법과 돌풍인자법의 경우 대기 조건에 따라 서로 비슷하기 때문에 수평풍속을 바로 대기안정성과 연관짓는 것은 무리가 있다. 그러나, 마찰유속은 그 값 자체가 대기 안정성의 분류와 직접적인 연관을 가지기 때문에 대기조건에 따라 서로 변화가 있는 것으로 판단된다.

4. 결 론

본 연구에서는 제주도 월령 풍력 단지 내에 4.5 m 높이의 기상 측정 타워를 설치하여 풍향, 풍속 그리고 온도를 약 55일 측정하였으며 이를 바탕으로 대기안정성 및 표면조도를 산출하였다. 대기안정성은 모닝-오부코프길이를 계산하여 불안정 영역, 중립 영역 그리고 안정 영역의 3가지 형태로 분류하였다. 표면조도를 구하기 위해 대수분포법, 표준편차법, 돌풍인자법을 이용하여 방위각에 따라 산출하였다. 본 연구에서는 다음과 같은 결과를 얻을 수 있었다.

1) 모닝-오부코프길이는 시간에 따른 변화를 관찰할 수 없었으나, 낮에는 0에 근접한 분포를 나타내며 밤에는 큰 변동이 발생하였다. 또한 모닝-오부코프길이는 다른 연구에 비해 크게 나타났으며, 월령지역은 이 결과로 중립영역이 큰 부분을 차지하고 있다고 판단된다.

2) 열유동 운동향과 모닝-오부코프길이의 변화를

비교해 보면 섬지역의 특성에 의해 안정 및 불안정 영역의 분포가 매우 산발적인 특징이 나타났다. 또한, 마찰유속과 모닌-오부코프 길이의 변화도 마찬가지로 마찰유속이 약 0.4 m/s 이상이 될 때, 모닌-오부코프 길이의 값 또한 크게 변동하는 것을 확인하였다.

3) 표면조도를 구하기 위해 대수분포법, 표준편차법 그리고 돌풍인자법을 이용하였으며 표준편차법과 돌풍인자법을 통한 표면조도 값은 대기 안정성에 영향을 받지 않는 것을 확인하였다. 마찰유속은 대기조건에 크게 영향을 받으며 중립영역에서 표면조도가 값이 비교적 크게 나타나는 것을 확인할 수 있었으며 이는 마찰유속이 영향이 큰 것으로 판단된다.

감사의 글

본 연구는 2009년도 정부(교육과학기술부)의 재원으로 한국학술진흥재단(또는 한국과학재단)의 지원을 받아 수행되었으며(No. 2009-0076096), 한국에너지기술연구원의 부처임무형 사업 및 교육과학기술부와 한국산업기술재단의 지역혁신인력양성사업의 부분적인 연구비 지원을 받아 수행되었습니다.

참고 문헌

- 1) Barthelmie R. J., Palutikof J. P., Davies T. D., 1993, Estimation of sector roughness lengths and the effective on prediction of the vertical wind speed profile, *Boundary-Layer Meteorology*, 66, 19-48.
- 2) Wieringa J., 1992, Updating the davenport roughness classification, *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.*, 41-44, 357-368.
- 3) Wieringa J., 1976, An objective exposure correction method for average wind speeds measured at a sheltered location, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 102, 241-253.
- 4) Lange B., Larsen S., Hojstrup J., Barthelmie R. J., 2004, Importance of thermal effects and sea surface roughness for offshore wind resource assesment, *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.*, 92, 959-988.
- 5) Barthelmie R. J., Palutikof J. P., 1996, Coastal wind speed modelling for wind energy applications, *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.*, 95, 213-236.
- 6) Tieleman, Henry W., 2007, Strong wind observations in the atmospheric surface layer, *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.*, 96, 41-77.
- 7) Grimmond C. S. B., King T. S., Roth M., Oke T. R., 1998, Aerodynamic roughness of urban areas derived from wind observations, *Boundary-Layer Meteorology*, 89, 1-24.
- 8) Sozzi R., Favaron M., 1998, Method for estimation of surface roughness and similarity function of wind speed vertical profile, *J. Applied Meteorology*, 37, 461-469.
- 9) Yahaya S., Frangi J. P., Richard D. C., 2003, Turbulent characteristics of a semiarid atmospheric surface layer from cup anemometers – effects of soil tillage treatment (Northern Spain), *Ann. Geophys.*, 21, 2119-2131.
- 10) 정태운, 임희창, 김현구, 장문석, 2008, 풍력활용을 위한 월령 연안 지역 풍황 평가, *한국 풍공학회지*, 12(3), 219-026.

1) Barthelmie R. J., Palutikof J. P., Davies T. D., 1993,