

경북지역에서 관측된 야간 대기경계층의 특성

권 병 혁

부경대학교 위성정보과학연구소

(2001년 8월 12일 접수; 2001년 10월 19일 채택)

Characteristics of Nocturnal Boundary Layer Observed in Kyungpook Province

Byung-Hyuk Kwon

Institute of Satellite Information Science, Pukyong National University, Busan 608-737, Korea

(Manuscript received 12 August, 2001; accepted 19 October, 2001)

Characteristics of nocturnal boundary layer (NBL) were analyzed by the upper-air observations data using with the airsonde and pilot balloons from 1994 to 1999 in Kyungpook province. The automatic weather system was also installed to obtain data in the surface layer. The atmospheric boundary layer can become stably stratified when the surface is cooler than the air. Stable nocturnal boundary layer heights were estimated from the top of surface stable layer where the vertical gradient of temperature and mixing ratio tend to zero or negative. The depth of the stable nocturnal boundary layer depended largely on the thermal effect rather than the wind effect at nighttime. The NBL was more developed on the land than on the coastal region. The stability index (bulk Richardson number) showed that the NBL was stable when the wind was weak and the vertical gradient of the temperature was strong. The heat budget in the NBL was studied by considering the effect of the radiative and the turbulent cooling rates in the cases with cloud and without cloud. The NBL under clear sky was cooled by both the longwave radiative flux and the divergence of the heat flux, while NBL under the cloudy sky the longwave radiative flux played a role of the warming. It was noted that the heat was not conserved in both cases. To complete the heat budget in the NBL the warming/cooling by advection and subsidence must be considered.

Key words : nocturnal boundary layer, stability, longwave radiative flux, heat budget

1. 서 론

대기 경계층 내에서 물리적인 변화는 지표면의 조건에 따라 지배되는데, 특히 야간에 지표면이 주변 공기 온도 보다 낮아져 주간과 달리 상층으로 갈수록 공기의 온도가 높아지는 성층을 안정층이라 하며 야간에 발생 빈도가 높아져 야간 안정층이라 한다. 시간이 지남에 따라 복사 냉각에 의해 지표면 근처에서 강한 안정층을 보이며 위로 올라갈수록

안정도는 약해진다. 풍속은 일반적으로 고도에 따라 증가하고 안정층의 꼭대기에서는 최대가 된다.¹⁾ 안정도와 관련지어 리차드슨수(Ri)가 0.1-0.4 범위에서 난류가 강해져서 이를 경계로 접지 역전층의 성격이 달라진다.²⁾ 주간의 대기 혼합층의 발달과 마찬가지로 난류는 야간 안정층의 발달과 소멸에 직접적으로 관여하여, 지표 역전층의 상부에서 시어에 의해 발생한 난류는 지표에서 발생한 난류 보다 더 큰 영향을 미치기도 하며,³⁾ 접지 역전층의 형성과 소멸 시에 풍속이 영향을 준다.⁴⁾ 복사 냉각에 의해 성장한 안정층의 소멸은 하부에서는 태양 복사에 의한 가열, 상부에서는 한기 유입에 의해 이루어지며,⁵⁾

Corresponding Author, Byung-Hyuk Kwon, Institute of Satellite Information Science, Pukyong National University, Busan 608-737, Korea
Phone : +82-51-620-6873
E-mail : bhkwon@mail1.pknu.ac.kr

또한 역전층 상부에서 발생한 하향 난류는 안정층 내의 스칼라 양들과 운동량 등을 재분배하여 지표 근처의 공기가 냉각되는 효과를 감소시키는 역할을 한다.⁶⁾

야간 대기안정층 내에서 열의 이동은 이류, 난류, 그리고 장파 복사에 의해 이루어진다. 야간 안정층 내의 열수지에 기여하는 항들 중에서 난류 냉각은 복사 냉각에 비해 무시할 수 있으며, 이 두 항은 이류에 의한 냉각보다는 작다.⁷⁾ 대기오염 관점에서 주간 배출된 오염물질은 혼합층의 고도인 수백 m에서 수 km까지 확산이 가능하나, 야간의 경우 안정층 내에서 방출된 오염물질은 대부분이 하층에서 수평적으로만 확산된다. 지표층 근처에 인간, 동물 및 식물들이 살고 있기 때문에 야간 안정층고도의 변화와 관련된 기상요소를 이해하는 것은 매우 중요하다. 윤일희⁸⁾는 대구 상공에서의 대기오염 물질 확산에 관한 연구에서 야간에 복사냉각이 안정층에 미치는 영향을 설명하였다.

본 연구에서는 경북지역에서 내륙과 해안 지역을 포함한 여덟 지역에서 안정층이 발달할 수 있는 조건을 이해하고자 상층 관측과 자동기상관측장비(Automatic Weather System; AWS)를 이용하여 안정층 고도의 시간에 따른 변화에 영향을 미치는 인자를 조사하고, 지표면 현열속과 수평 바람의 연직 시어의 변화를 중심으로 기계적 난류와 열적 난류의 역할을 밝혔다. 그리고 야간 안정층 내에서 난류에 의한 냉각과 장파복사에 의한 냉각을 고려하고 구름의 유무에 따른 열수지를 분석하여 열수지의 변화를 규명하였다.

2. 관측 자료

야간의 혼합층 발달을 포함해서 대기 경계층의 특성을 알아보기 위해 경상북도 울진, 청송, 월성, 화북, 상옥, 예천, 유산 그리고 성주에서 관측이 수행되었다.

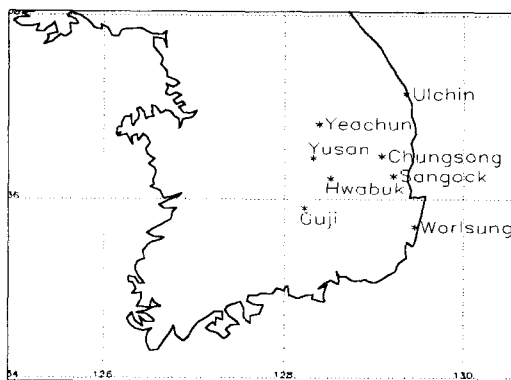


Fig. 1. Stations of the observation.

모든 관측 지역에서 관측일에 따라 시베리아고기압, 이동성고기압 그리고 북태평양고기압이 지배적이었고, 이 고기압들의 특징은 다르지만, 고기압의 영향으로 대체적으로 맑은 날이었다. 이들 관측 지점 중 울진과 월성은 동해안에 위치하며 청송, 화북, 상옥, 예천 그리고 성주는 내륙 지역에 해당한다. 혼합층과 안정층의 특성을 알아보기 위해 상층 기상 관측은 라디오존데(radiosonde)관측으로 1994년 10월부터 1999년 2월에 이르는 기간 동안 각 계절별로 하루씩 맑은 날을 선택하여 관측이 이루어 졌으며, 매 관측일 마다 3시간 간격으로 1일 8회에 실시하여 24일 동안 총 192회의 상층관측 자료를 저장하였다. 권병혁⁹⁾은 주간 관측된 자료를 이용하여 대기 혼합층의 발달을 연구하였으며, 관측 지역의 정확한 위치(위도, 경도)와 관측 날짜 및 시각을 제시하였다. 바람 자료는, 라디오존데를 매달아 띄운 기구를 경위의(theodolite)로 추적하는 방법(3 시간 간격)과 별도의 파이발(pibal) 관측(1 시간 간격)의 두 가지 방법으로 수집되었다. 청송, 예천, 상옥 그리고 화북에서는 자동기상 관측장비를 설치해 지상 기온, 습도, 풍향, 풍속, 기압 등의 자료를 얻었다.

3. 결 과

3.1. 야간 대기경계층의 발달

야간에는 지표 안정층의 상단이 낮의 혼합층의 상단만큼 명료하게 정의되지 않는다. 해가 지면서 상부 유입역의 안정도가 약해지고 그 층 아래로 지표 역전층을 형성하게 된다. 대기 경계층 내 난류 운동이 급격히 감소하는데, 이것은 난류 운동을 유지하는 부력성 플룸(flume)이 복사 냉각이 빠르게 일어나는 지표면 근처에서 에너지를 잃기 때문이다. 지표면 부근의 공기는 주로 시어에 의해 생성된 난류 운동을 통해 위로 점차적으로 혼합되면서 알고 안정한 지표층을 형성하게 된다. 일몰의 전이 시간대에 지표면에서 복사냉각으로 지표면온도는 하강하기 시작한다. 이로 인해 접지 역전층이 형성되고, 시간이 지나면서 지표면의 강한 복사냉각으로 대기 경계층 내에서는 열용량이 작은 지면과 열용량이 큰 공기의 서로 다른 열용량 차이로 인해 지표면은 빨리 냉각되는 반면, 공기는 서서히 냉각되어 상대적으로 지표에서 위로 올라갈수록 온도가 증가한다. 야간 안정층 내에서는 대류가 발생하지 않기 때문에 공기의 연직 운동이 억제되고, 공기의 흐름은 성층화되며, 오직 바람시어에 의한 혼합만 일어난다.^{10,11)} 야간 안정층의 두께와 강도는 밤의 길이, 지표면의 성질, 운량, 풍속, 지표면의 온도차이에 따라 달라진다.²⁾ 경북지역에서의 야간 안정층 고도는 기

온의 연직 변화율이 양(+)에서 음(-)으로 변하는 변곡점을 기준으로 결정하였다.

화북에서 관측한 1999년 2월 22-23일의 온도와 혼합비의 연직분포로부터 야간 안정층이 시간에 따라 깊어지는 것을 Fig. 2에서 보여주고 있다.

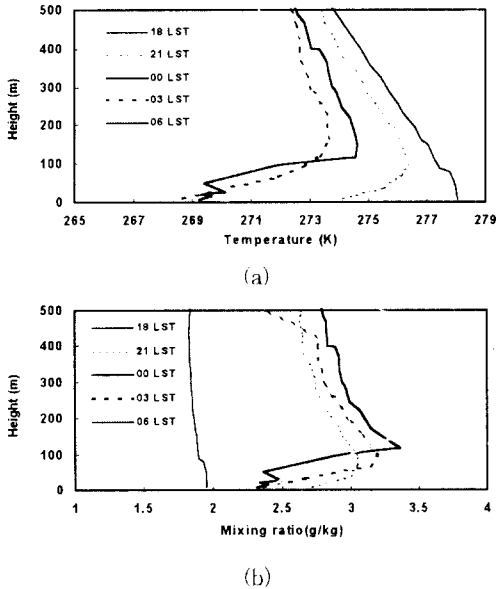


Fig. 2. Vertical profiles of the temperature (a), and the mixing ratio (b) for 22-23 February, 1999 at Hwabuk.

Fig. 2(a)에서 1800LST에는 연직 온도차가 거의 없고 낮 동안 활발하던 대류의 영향이 남아 열적 난류의 영향으로 대기경계층은 상층에서 등온이거나 약한 불안정한 분포와 하층에서는 중립상태를 나타낸다. 안정층이 형성되는 2100LST와 지속되는 시간대인 0000LST에서 0600LST까지 지표면의 온도가 내려갈수록 안정층의 고도는 성장한다. 안정층이 2100 LST에는 100m로 나타났고, 0000LST에는 150m, 0300LST에 180m 그리고 0600LST에 최고 250m까지 발달하였다. 이때 복사냉각에 의한 지표면온도는 2100LST에 274K, 0000LST에는 269.1K, 0300LST에는 267K 그리고 0600LST에 266.8K로 감소한다. 복사냉각에 따라 안정층 고도가 증가함을 알 수 있다. 야간 안정층 형성시 온도가 감소하는 반면, Fig. 2(b)에 나타낸 혼합비는 1800LST에 전층에서 2g kg^{-1} 으로 일정한 분포를 보이고, 2100LST에 안정층 고도에서 3g kg^{-1} , 0000LST에서 3.2g kg^{-1} , 0300LST에 3.4g kg^{-1} 그리고 0600LST에는 최대 3.75g kg^{-1} 까지 혼합비가 증가하였다. 야간 안정

층의 고도가 증가하면 혼합비도 증가함을 보여 안정층 고도를 결정할 때 혼합비의 최대값을 나타내는 변곡점 또한 안정층 고도를 결정하는 기준으로 사용 될 수 있음을 시사하고 있다.

야간에는 지표면의 복사냉각으로 상층 공기와의 열용량 차이가 클수록 야간 안정층의 고도는 높아지고 연직 온도차가 작을수록 야간 안정층의 고도가 감소하는 경향이 있다. 본 연구에서도 연직 온도차에 의해 안정층의 고도가 증가하였으며, 바람 시어가 강한 경우 안정층 내에서 난류혼합으로 안정층 상부에 한기의 유입으로 연직 온도차가 작아져 안정층 고도가 감소한 것으로 사려된다

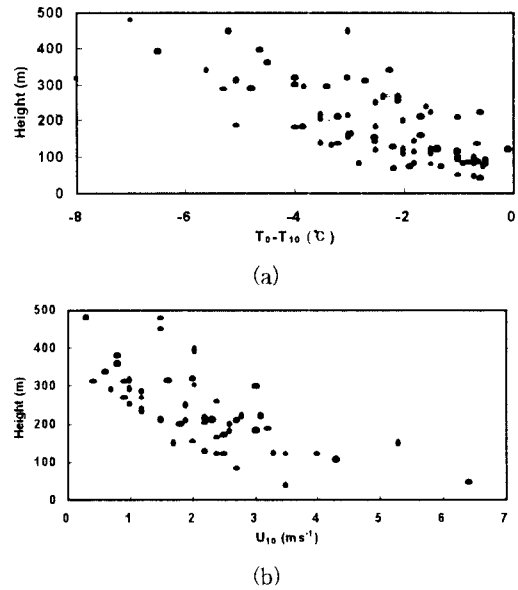


Fig. 3. Nocturnal atmospheric boundary layer height with (a) the temperature difference between surface and 10m and (b) the wind speed at 10m.

지표층에서 온도와 바람의 연직구배는 지표 현열속과 직접적인 관련이 있다. 박경선¹²⁾은 종관 기상 관측자료를 이용하여 구한 지표면 현열속과 혼합층 고도와 비교하였고, 박영주¹³⁾는 혼합층 고도가 지표면 현열속에 의해 발달함을 밝혔다. 본 연구와 동일한 관측 지역의 주간 대기 혼합층은 지표면 현열속이 증가할 때 깊게 발달하였으며,⁹⁾ 야간의 경우 주간과는 달리 지표면의 복사냉각에 의해 지표면 현열속은 음(-)의 값을 보여서 안정층 고도와는 무관하였다.

3.1.1. 내륙과 해안 지역에서 야간 안정층 대기오염물질의 배출과 확산은 대기경계층 내에

서 발생하는 야간 안정층의 형성으로 오염물질의 확산이 저지되기 때문에 안정층은 대기오염물질의 확산을 방해하는 기상 요소이다.⁵⁾ 지표면과 유체 사이에서 운동량, 열, 수증기 그리고 질량의 교환은 난류에 의해 직접적으로 지배된다. 난류는 운동의 무질서한 상태와 변동으로서 유체의 성질을 수송하고 혼합시키는 요인이므로 대기경계층 내에서 혼합층의 발달은 난류의 생성 및 그 강도와 관련이 있다.¹⁴⁾ 오랜 시간 동안 평균하면 난류는 고도에 따라 감소하고 안정층의 상단 부근에서 잔류층의 난류와 섞이는 경향이 있고 비난류가 될 수도 있다. 한반도 지표층에서 안정도별 난류강도는 내륙 지방에서 강하고 해안 지방에서 약하다.¹⁵⁾ 따라서 내륙과 해안 지역에서의 야간 안정층 발달이 상이하다는 것을 예견할 수 있다.

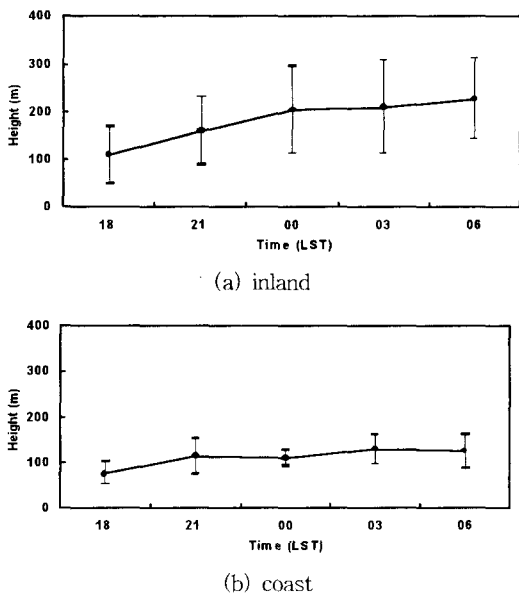


Fig. 4. Nocturnal boundary layer height.

Fig. 4는 시간에 따라 내륙지역과 해안 지역에서의 야간 안정층 고도를 보여주고 있다. 관측 지점을 내륙과 해안지방으로 구분하여 시간에 따른 야간 안정층의 평균 고도와 표준편차를 구하였다. Fig. 3(a)는 내륙에서 야간에 복사냉각으로 인해 1800 LST에 안정층이 낮게는 50m 높게는 180m까지 성장하였고, 2100LST에 야간 안정층 평균고도는 150m로 전시간에 비해 높았다. 지속적인 야간 복사냉각으로 인해 안정층은 0000LST, 0300LST 그리고 0600LST에 평균 240m 정도로 발달하였다. 특히, 0300LST에 평균값으로부터 표준편차는 100m로 다

른 시간대보다 편차가 크게 나타났다. 0600LST에 야간 안정층이 발달한 이유는 11월, 12월 그리고 2월과 같은 겨울철에 지표면에서 복사냉각이 지속되었기 때문이라고 판단된다. Fig. 3(b)는 해안 지방에서 관측한 시간에 따른 야간 안정층의 고도 변화를 보여준 1800LST에 복사냉각으로 인하여 야간 안정층의 평균 고도 75m에서 발달하기 시작하여 2100 LST에서 0600LST 까지 약 110m에서 130m까지 성장하였다. 평균한 안정층 고도와 편차가 내륙지방이 해안지방보다 크게 나타난다. 이는 내륙지역에서는 지리적인 특성 때문에 안정층의 고도 변화가 각 관측 지역에서 계절에 따라 최고 안정층 고도가 나타나는 시각이 다르기 때문이다.

3.1.2. 해풍과 야간 안정층의 변화

경북지역에서 울진이나 월성과 같은 해안 지방은 다른 내륙 지역에 비해 해풍의 영향을 무시할 수 없다. 월성에서 1996년 5월 3일-4일의 상층 기상 관측 자료로 분석한 연직 바람장은 해풍이 유입되었음을 보여준다.

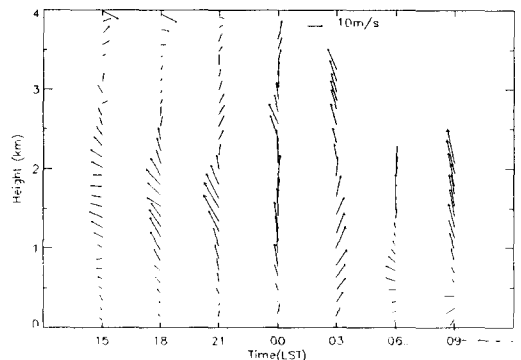


Fig. 5. Vertical profile of wind vector for 3-4 May 1996 at Wolsung.

일몰 후 1800LST에서 2100LST까지 1.5km 상공에서 강한 해풍이 유입되어 상층의 바람시어를 유발한다. 0000LST 무렵에는 종관 규모의 바람이 강하여 해양으로부터 부는 국지적인 바람의 영향이 미약하였고, 0300LST에는 해풍의 영향권에서 벗어나 육풍이 불고 있다. Fig. 6에서와 같이 0600LST에는 다시 국지적인 부동 가열로 인해 해풍이 내륙으로 유입됨에 따라 안정층의 고도가 소멸되지 않고 남아 있다. 일반적으로 해풍이 발생할 때는 기압경도가 완만하여 대기가 안정하고 안정층 고도가 낮으며, 약한 풍속과 낮은 혼합고로 인해 대기의 확산 능력이 저하된다.¹⁶⁾ 지표면 부근의 기온 역전

층은 지형의 영향을 많이 받게 되는데 일반적으로 분지나 내륙은 역전강도가 강하나, 반대로 해상에서는 기온 역전층이 형성되기 어려운 경향이 있다.¹⁷⁾ 특히 주간에 해풍이 유입되면 기온의 하강, 상대습도 증가, 풍향의 급변 그리고 풍속의 증가가 나타나는 특징이 있다.¹⁸⁾ 이와 같은 현상들은 월성에서 1996년 5월 3일-4일의 온위의 연직분포로 확인되었다. 그러나 Fig. 5에서와 같이 주간의 해풍이 2100LST까지 지속적으로 유입된 경우 대기의 온도는 1800LST와 비교하여 2100LST에 증가했음을 알 수 있다.

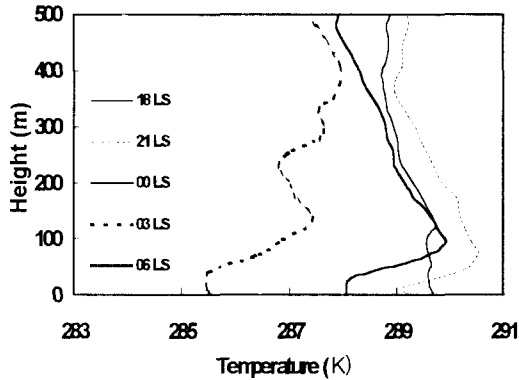


Fig. 6. Vertical profiles of the temperature for 3-4 May 1995 at Worsung.

2100LST에 지표면 온도는 1800LST 보다 낮음에도 불구하고, 일몰 이후에 지표면의 영향을 받아 급속히 하강한 대기 온도는 더 이상 하강하지 못하고 오히려 안정층 내에서 약한 증가를 보이고 있다. 온도가 급속하게 하강하지 않은 해상의 공기가 유입되어 육상의 기온이 약 1K 상승하는 주간과는 다른 현상이다. 0000LST에 하층에서 복사냉각으로 인해 지표면 온도는 288K를 나타내고 있으며 안정층이 20~30m 더 높게 성장한다. 0300LST에는 복사냉각으로 인한 온위의 변화가 285.5K로 일중 최저 온도가 나타나고 안정층 고도는 일중 최고(140m)를 보인다. 0600LST에 1km 상공까지 해풍의 영향으로 안정층이 소멸되지 않고, 0300LST와 비슷한 100m고도에서 안정층을 유지하고 있으며 위로는 600m까지 온위의 변화 없이 일정하다. 0600LST에는 태양복사에 의해 지표면의 온도가 0300LST 보다 상승하나 안정층의 고도는 소멸하지 않고 있다. 야간에 생성된 역전층이 파괴될 시기에 해풍이 유입되면 지표 불안정층 위에 강한 안정층이 계속 잔존하여,¹⁷⁾ 고농도의 오염물질이 단시간

내에 심각한 피해를 줄 수도 있다.

3.2. 야간 대기경계층의 안정도

지표면 성질의 영향을 받고 있는 대기 경계층의 특성 중 하나가 난류현상이다. 대기경계층의 난류는 열적 원인뿐만 아니라 역학적 원인에 의해서 발생되는데 이와 같이 발생된 난류는 여러 가지 물리량을 수송 및 확산하는 역할을 담당하고 있어 대기경계층 내에서 중요하게 다루어진다.¹⁹⁾ 대기가 기상조건에 의해 확산되어 혼합되는 난류상태를 정량적으로 나타낸 것을 대기안정도라 한다. 대기안정도를 계산하는데 필요한 기상요소로는 풍속, 풍향의 표준편차, 연직 온도차, 일사량, 지표복사량, 운량, 운고, 그리고 마찰속도 등이 있다. 대기경계층의 발달과 소멸에 관계가 있는 난류는 부력속과 바람 시어에 의해 일정한 물리적인 특성을 이루게 된다. 벌크리차드슨수(Bulk Richardson number)는 무차원 수로서 유체 덩어리와 대기환경 사이의 밀도 차이에 의해 일어나는 부력에 의해서 유체의 연직 운동이 억제될 것인지 아닌지를 평가하는 척도이다.

$$Ri_b = \frac{g}{\theta_0} \frac{\Delta\theta/\Delta z}{(\Delta U/\Delta z)^2} \quad (1)$$

여기서, g 는 중력가속도로 9.8m s^{-2} , θ_0 는 평균 온위(K), U 는 풍속(m s^{-1}) 그리고 z 는 고도(m)이다. 벌크리차드슨수의 크기와 대기의 혼합간에는 다음과 같은 관계가 있다. $Ri_b > 0.25$ 경우 수직 방향의 혼합이 없고 수평상의 소용돌이만 남게되어 대기는 안정하고, $0 \leq Ri_b \leq 0.25$ 경우 대기는 중립, 그리고 $Ri_b < 0$ 경우 역학적 난류가 존재하나 대류에 의한 혼합으로 대기는 불안정하게 된다.¹⁾ 결과적으로 바람시어에 의한 역학적 난류의 효과가 클수록 야간에 연직수송이 잘 일어나 성층을 이루는 대기경계층이 소멸되고, 반대로 역학적 난류가 미약하여 열적 난류항이 클 때는 안정층이 발달한다.¹⁵⁾

해양과 내륙이라는 관측 지역의 지리적인 조건에 따라 야간 안정층 발달의 특성이 나타났다.

내륙지방에서는 대부분 바람시어가 미약하여 역학적 난류의 효과가 작은 반면 복사냉각에 의한 연직 온도사에 의해 안정층을 형성하고, 해양지방에서는 비교적 강한 바람시어에 의한 역학적 난류가 작용한다.²⁰⁾ Fig. 7은 내륙지방과 해안지방에서 안정도인 벌크리차드슨수와 안정층 고도와 관계를 보여 주는데, 내륙지방에서 최고 400m 까지 발달하고 해안지방에서는 200m로 제한된다. 전반적으로 내륙지방에서는 벌크리차드슨수가 안정상태가 되는 0.25보다 큰 값을 보이고 있으며 벌크리차드슨수가 증가할수록 안정도는 강화되어 안정층의 고도가 높은

경향을 보인다. 해안지방은 내륙지방과 비교해서 안정도에 따른 안정층 고도의 변화는 특별한 규칙성이 없고 이산분포를 보이고 있다. 내륙지방에서 안정도는 연직 온도차에 의해 안정도가 0.25보다 큰 값을 보이고 바람시어가 작아 역학적 난류로 인한 혼합은 두드러지게 나타나지 않는다. 해안지방은 바람 시어인 역학적 난류에 의해 대기 저층에 강제 혼합이 발생하여 안정층은 내륙지방보다 발달하지 못한다.

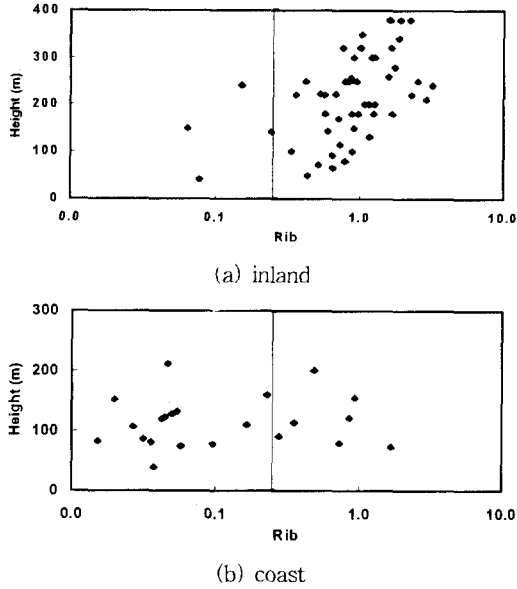


Fig. 7. Nocturnal stable boundary layer height in function of bulk Richardson number in the inland (a) and the coastal zone (b).

3.3. 야간 안정층 내의 열수지

일몰 후 장파복사(적외선복사)로 인해 대기는 지표면에 접한 하층으로부터 냉각된다. 장파복사는 방출율과 지표면 온도에 의존하며, 대기권을 통과하는 과정에서 장파복사의 상당부분이 수증기(H₂O), 이산화탄소(CO₂), 그리고 구름 등과 같은 선택 흡수체에 의해 흡수된다. 이 선택 흡수체(수증기(H₂O), 이산화탄소(CO₂))들의 최대 농도가 대기경계층 내에 존재하기 때문에 대기의 열수지에 중요한 역할을 한다. 특히 구름은 지표면 장파복사를 흡수하고 반사할 뿐만 아니라 스스로 장파복사를 방출하여 야간 대기의 냉각을 억제한다.¹⁰⁾ 따라서 야간 대기경계층의 열역학적인 구조결정에 복사냉각의 역할이 중요하며,⁹⁾ 구름은 열수지를 구성하는 중요한 요소로 간주된다.²¹⁾

야간 경계층 내에서 상변화에 의한 열의 이동이 없다고 가정하면, 열수지 방정식을 구성하는 요소로

는 이류, 난류, 침강, 복사 등이 있다. 야간 대기경계층 내에서 이류와 침강효과는 복사와 난류에 비해 작으므로 무시할 수 있다. 시간변화에 따른 열수지 변화율은 난류와 장파복사에 의한 가열 또는 냉각으로 설명할 수 있다.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial(\overline{w'\theta'})}{\partial z} + \frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial F_N}{\partial z} \quad (2)$$

여기서, 공기의 밀도 ρ 는 1.275kgm⁻³, 공기의 정압비열 C_p 는 1004JK⁻¹kg⁻¹. 순복사속 F_N 은 하향복사속 $F_{\downarrow}(z)$ 과 상향복사속 $F_{\uparrow}(z)$ 의 차이 즉 $F_N = F_{\downarrow} - F_{\uparrow}$ 이며, 하향복사속과 상향복사속은 보정질량함수인 u (optical depth)를 사용하여 구할 수 있다.²¹⁻²³⁾

$$F_{\downarrow k} = \sum_{u=u_k}^{u_{TOT}} \sigma T^4 [\epsilon(u + \Delta u - u_k) - \epsilon(u - u_k)] + F_{\downarrow}^{TOP} \left[\frac{\epsilon(u_{TOT} - u_k) - \epsilon(u_{TOP} - u_k)}{\epsilon(u_{TOT} - u_{TOP})} \right] \quad (3)$$

$$F_{\uparrow k} = \sum_{u=u_k}^{\infty} \sigma T^4 [\epsilon(u + \Delta u - u_k) - \epsilon(u - u_k)] + [\epsilon_0 \sigma T_0^4 + (1 - \epsilon_0) F_{\downarrow 0}] [1 - \epsilon(u_k)] \quad (4)$$

여기서 $\epsilon(u)$ 는 흡수율, σ 는 스테판-볼츠만상수로 $5.67 \times 10^{-8} \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ 이며, u 는 다음과 같다.

$$u = \int_0^z \rho q \left(\frac{P}{P_0}\right)^{0.9} dz \quad (5)$$

$P_0 = 1000\text{mb}$ 이고 P, ρ, q 는 임의고도 z 에서 각각 기압, 밀도 그리고 혼합비이다.

육지나 해양 위의 대기경계층 내에서, 각 고도에서의 현열속을 지표면 현열속으로 무차원화 하면, 현열속은 고도에 따라 선형으로 감소한다. 따라서 대기경계층 내에서 현열속은 지역에 관계없이 고도에 따라 감소하여, 주간의 혼합고와 야간의 안정층 고도에서 0에 접근한다.²¹⁾ 따라서 식 (12)를 안정층의 고도 h 까지 적분하면 야간 대기안정층 내에서의 열수지를 다음 식으로 분석할 수 있다.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{1}{h} \frac{H_0}{\rho C_p} + \frac{1}{h} \frac{[F_N(h) - F_N(0)]}{\rho C_p} \quad (6)$$

여기서 H_0 는 벌크법으로 구한 지표면 현열속을 의미한다. 우변의 첫째 항은 난류에 의한 냉각을 그리고 두 번째 항은 장파복사에 의한 냉각을 나타낸다.

Fig. 8은 1999년 2월 22일 1800LST에서 23일 0600LST까지 맑은 날의 야간 안정층 내의 열수지

를 나타낸다. 고도별로 세분한 냉각율은 아니지만 난류와 복사에 의해 대기가 냉각됨을 알 수 있다. Garratt⁹⁾와 Li⁷⁾의 결과와는 달리 복사에 의한 냉각이 난류에 의한 냉각보다 작게 나타나는데, 이는 순복사가 비습의 변화에 영향을 받기 때문이다. 화북 관측 지점의 경우 비습이 약 2g kg^{-1} 으로 수증기만 고려한 복사속이 고도에 따라 큰 폭의 변화를 보이지 않는다. 야간 안정층 내에서 열이 보존되기 위해서는 난류항과 복사항의 합에 약 2배 정도의 잔류항이 필요하며, Li⁷⁾의 결과와 일치한다. 따라서 화북에서는 야간 대기경계층에서 이류나 침강효과를 무시할 수 없다.

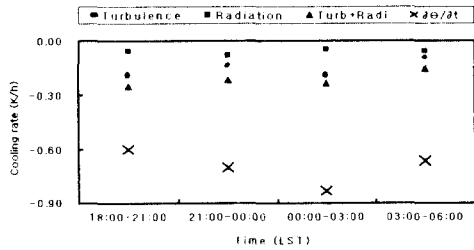


Fig. 8. Components of cooling rate for 22-23 February 1999 at Hwabuk.

Fig. 9는 상옥에서 구름의 유입이 관측된 1998년 11월 19일-20일에 관측한 기온의 연직 변화를 보여 주고 있다. 2200LST경부터 구름이 유입되기 시작하여 2400LST 전후에 약간의 눈도 내렸다.

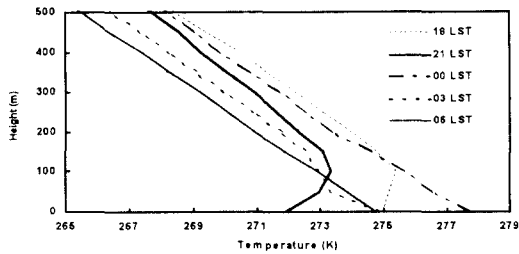


Fig. 9. Vertical profiles of the temperature for 19-20 November 1998 at Sangock.

Fig. 27에서 1800LST에 야간 안정층이 100m 정도 형성되고, 2100LST에는 복사냉각으로 전층에서 온도가 하강하여 지표면 온도가 275K에서 272K로 떨어졌으나 안정층의 깊이는 1800LST와 비슷한 고도를 유지하고 있다. 0000LST에 야간 안정층이 사라지면서 0300LST에는 지상 온도를 비롯하여 기온이 약 6K 상승한다. 야간에 구름 유입시 작용하는

열수지를 정량적으로 해석하기 위해 열수지 방정식을 이용하여 산출한 복사냉각과 난류냉각을 Fig. 10에서 나타냈다.

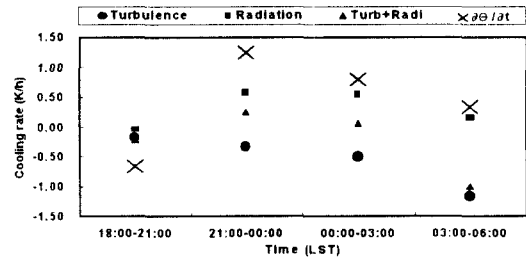


Fig. 10. Components of cooling rate for 19-20 November 1998 at Sangock.

구름이 유입하기 전인 일몰의 전이시간에는 안정층은 냉각된다. 그러나 구름이 유입한 2100LST와 0000LST시 사이에 구름 속에 포함되어있는 수증기가 지표면의 장파복사를 흡수하여 다시 지표면으로 방출하여 결과적으로 장파 복사는 안정층을 가열시킨다. 00-0300LST 사이에 열수지는 장파복사에 의해 가열되고 난류에 의해 냉각되지만 복사가열이 우세하여 안정층은 가열된다. 구름이 빠져나가는 03-0600LST에 열수지는 난류에 의한 냉각효과가 지배적이거나 난류와 복사항만으로 열수지가 보존되지 않는다. 구름의 유입은 야간 안정층을 가열하였고, 이 복사가열의 주원인은 지표에서 방출한 장파복사 에너지가 구름에 의해 흡수되어 장파복사가 대기권 밖으로 나가지 못하고 하층으로 전달되어, 이 에너지를 흡수한 지표면은 복사냉각이 감소하여 야간 안정층이 소멸하는 결과를 가져왔다.

4. 요약 및 결론

경상북도의 여덟 지역에서 계절에 관계없이 라디오존데로 총 192회 관측한 상층 기상 관측자료와 자동 기상 관측기를 토대로 하여 대기경계층의 발달에 기여하는 요소를 살펴보았다. 야간 경계층의 발달은 주간의 대기 혼합층의 성장과는 다르게 현열속과는 무관하고 역학적 난류의 영향을 받는다. 안정층 고도는 복사냉각으로 인해 발달하며 바람이 약하고 지표면과 대기의 온도차가 클수록 안정층이 발달한다. 지역적인 특성을 고려하여 내륙지방과 해안지방을 나누어 안정층 고도의 경향을 살펴본 결과 해안 지역에서는 내륙 지방보다 야간에 안정층 고도가 낮았다. 야간에 생성된 역전층이 파괴될 시기에 해풍이 유입되면 지표 불안정층 위에 강한 안정층이 계속 잔존하여, 고농도의 오염물질이 단시간

내에 심각한 피해를 줄 수도 있다. 해안 지역은 내륙 지역과 달리 바람시어가 강하여 벌크리차드슨수는 대부분 작은 값으로 불안정한 대기상태를 보이고, 연직 온도차는 내륙지방에 비해 작게 나타난다. 내륙 지역에서는 벌크리차드슨수가 0.25보다 클수록 야간 안정층 고도는 증가하지만 해안 지역에서는 선형적인 분포를 보이지 않는다. 대기경계층 내에서 복사항과 난류항만으로 열수지가 잘 보존되지 않는다. 이류와 침강의 효과는 일반적으로 무시되지만 이 두 항이 운위나 비습을 변화시켜서 복사 냉각에 영향을 줄 수 있다. 야간에 구름이 유입되면 지표면의 장파복사 에너지가 구름에 흡수되어 다시 지표로 복사 에너지를 방출시켜 안정층은 가열되고, 지표면의 온도가 증가하여 결과적으로 복사가열에 의한 야간 안정층이 소멸된다. 보다 정확한 열수지 정량화를 위해서는 지역과 계절에 따른 종관 특성 그리고 구름의 역할에 중점을 두는 연구가 필요하다.

참 고 문 헌

1) Stull, R. B., 1992, An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic Publishers, 666pp.
 2) Kondo, H., O. Kanechika, and N. Yasuda, 1978, Heat and momentum transfer under strong stability in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1002-1021.
 3) Kim, J. and L. Mahrt, 1992, Simple formation of turbulence mixing in the stable free atmosphere and nocturnal boundary layer. *Tellus*, 44A, 381-394.
 4) 박종길, 원경미. 1994, 김해에서 관측한 접지역전층의 특성에 관한 연구. *한국환경과학회지*. 3(4), 305-315.
 5) 박종길, 이화운, 김유근, 이순환. 1997, 김해지방의 지표경계층내의 열수지 및 안정도 변화에 관한 연구. *한국대기보전학회지*. 13(2), 103-113.
 6) Neu, L., 1985, A parameterization of the nocturnal ozone reduction in the residual layer by vertical downward mixing during summer smog situation using Sodar data. *Boundary-Layer Meteorol.*, 73, 189-193.
 7) Li Xing-Sheng, Gaynor, J. E. and J. C. Kaimal. 1983, A study of multiple stable layers in the nocturnal lower atmosphere. *Boundary-Layer Meteorol.*, 26, 157-168.
 8) 윤일희, 민경덕, 박동재, 1994, 대구 상공에서의 대기오염 물질 확산에 관한 연구. *한국환경과학회*

지, 3(3), 241-252.
 9) 권병혁, 민경덕, 김동수, 1999, 경북 지역에서 관측된 대기 혼합층의 발달. *한국기상학회지*. 37(1), 31-38.
 10) Garratt, J. R. and R. A. Brost, 1981, Radiative Cooling Effects within and above the Nocturnal Boundary Layer. *J. Atmos. Sci.*, 38, 2730-2746.
 11) Arya, S. P., 1988, Introduction to Micrometeorology. Academic Press, 307 pp.
 12) 박경선, 1991, 종관 관측 자료를 이용한 혼합고 예측에 관한 연구. 서울대학교 대학원 석사학위논문, 69 pp.
 13) 박영주, 1990, 서울시에서 혼합고의 변화에 관하여. 서울대학교 대학원 석사 학위 논문, 63 pp.
 14) Nieuwstadt F. T. M. and P. G. Duynkerke, 1996 : Turbulence in the atmospheric boundary layer. *Atmospheric Research*, 40, 111-142.
 15) 전종갑, 1995, 우리 나라 지표층에서 안정도별 난류 강도 특성. *한국기상학회지*, 31(2), 169-185.
 16) Mantis, H. T., C. C. Pepapis, C. S. Zerefos, and J. C. Ziomas, 1992, Assessment of the potential for photochemical air pollution in Athens: A comparison of emissions and air-pollutant levels in Athens with those in Los Angeles. *J. Appl. Meteor.*, 31, 1467-1476.
 17) 전병일, 김유근, 이화운, 황수진, 1996, 해풍 효과에 의한 지층 대기 구조 변화의 측정. *한국환경과학회지*, 5(4), 441-451.
 18) 민경덕, 김상희, 권병혁, 김경익. 1999, 경북 지역 대기 혼합층 발달의 계절 및 지역적 특성. *한국기상학회지*. 35(4), 539-548.
 19) 윤일희, 2000, 미기상학개론, 시그마프레스, 311 pp.
 20) Yorasaki, A., H. Tamita and K. Kai, 1982, Some aspects on the surface inversion observed by the 30m meteorological tower at the environmental research center during the cold half year. *The University of Tsukuba Environmental Research Center*, 6, 45-52.
 21) Garratt, J. R., 1992, *The Atmospheric Boundary Layer*. Cambridge University Press, 316 pp.
 22) Rodgers, C. D., 1967, The use of emissivity in atmospheric radiation calculations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 93, 43-54.
 23) Paltridge, G. W. and C. M. R. Platt, 1976, *Radiative Processes in Meteorology and Climatology*, Elsevier, 318 pp.