

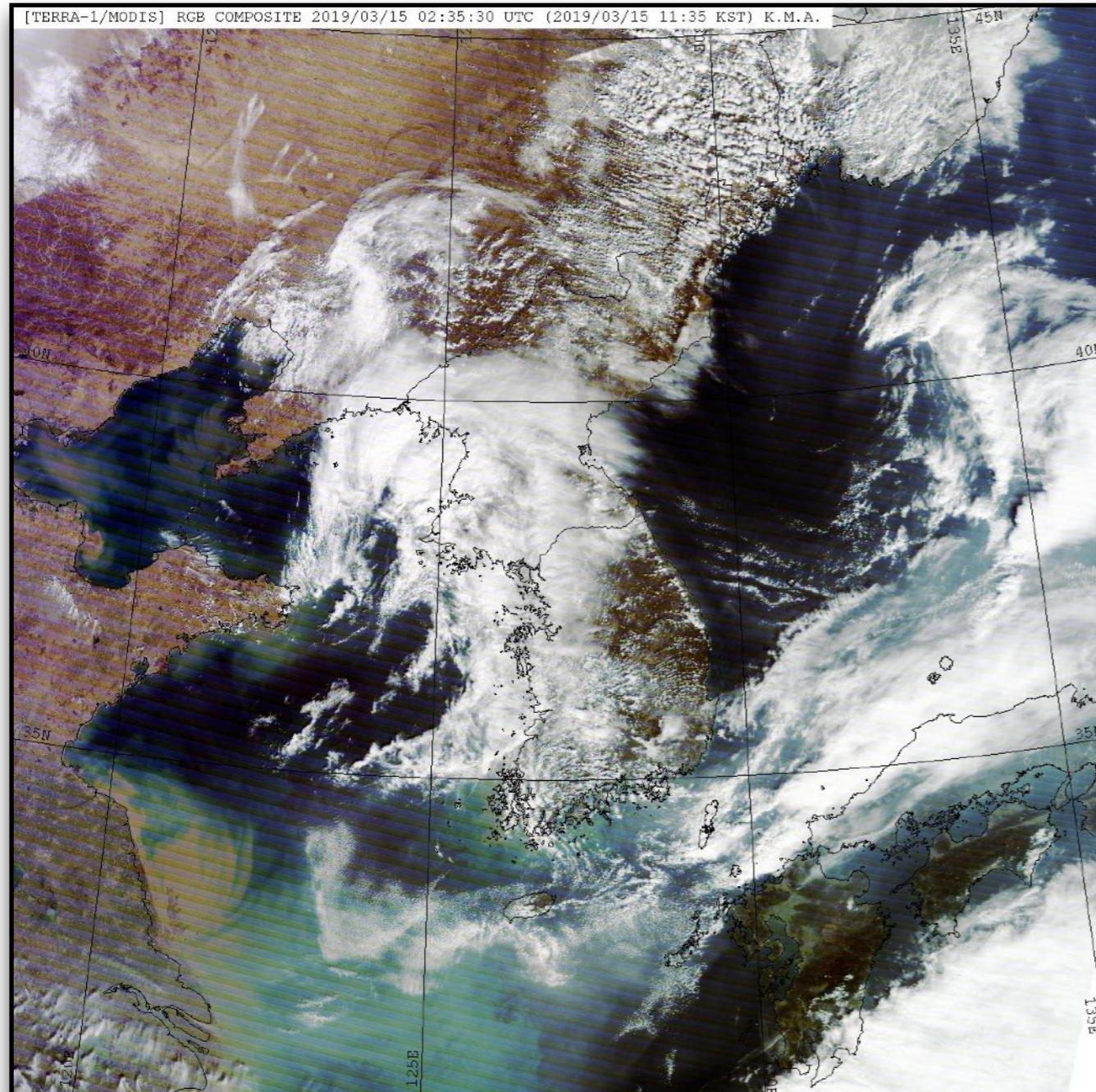
SGS6833: 대기과학

3주 차 강의자료

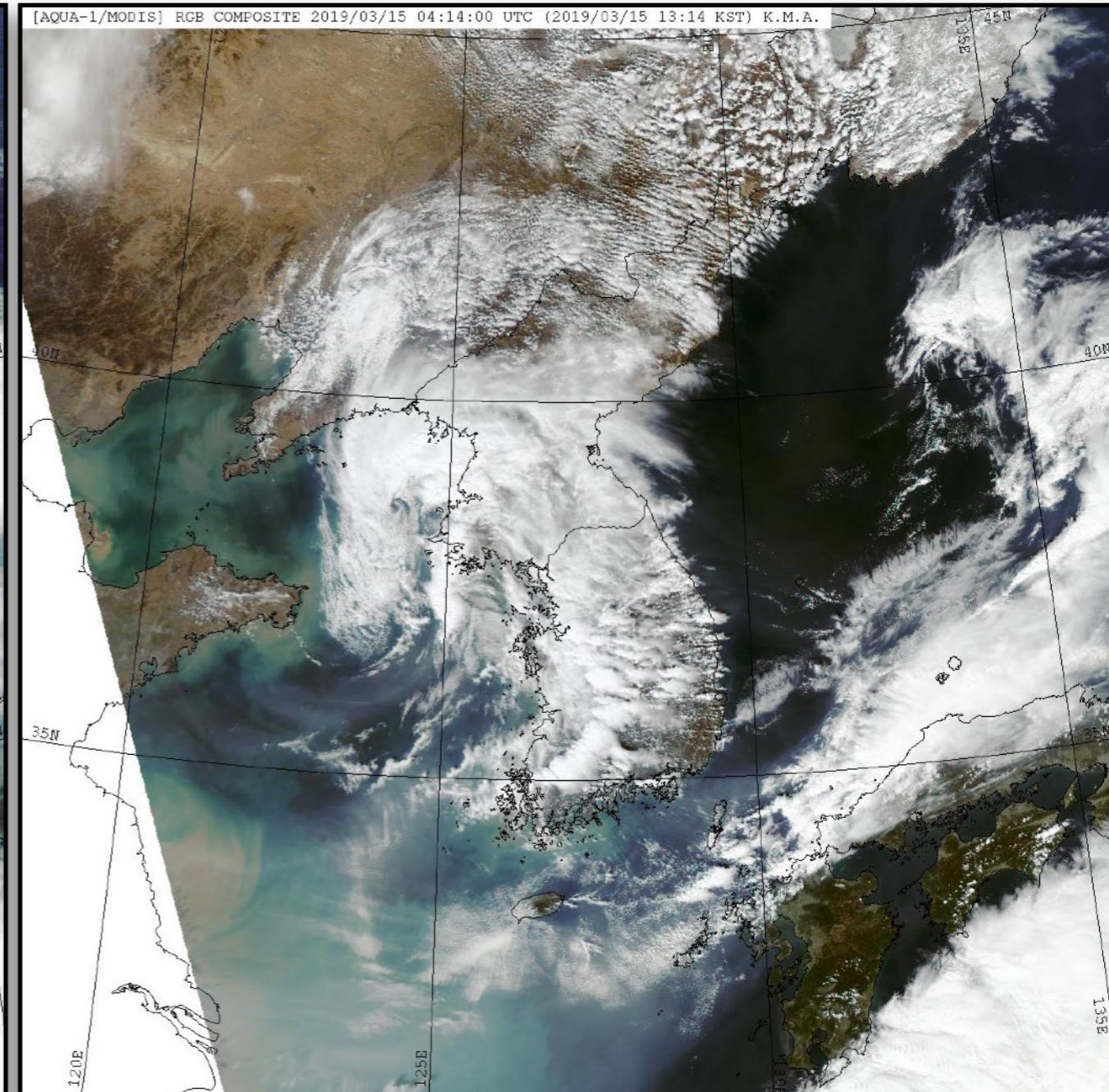
3월 15일 용오름 / 우박 사건



3월 15일 용오름 / 우박 사건

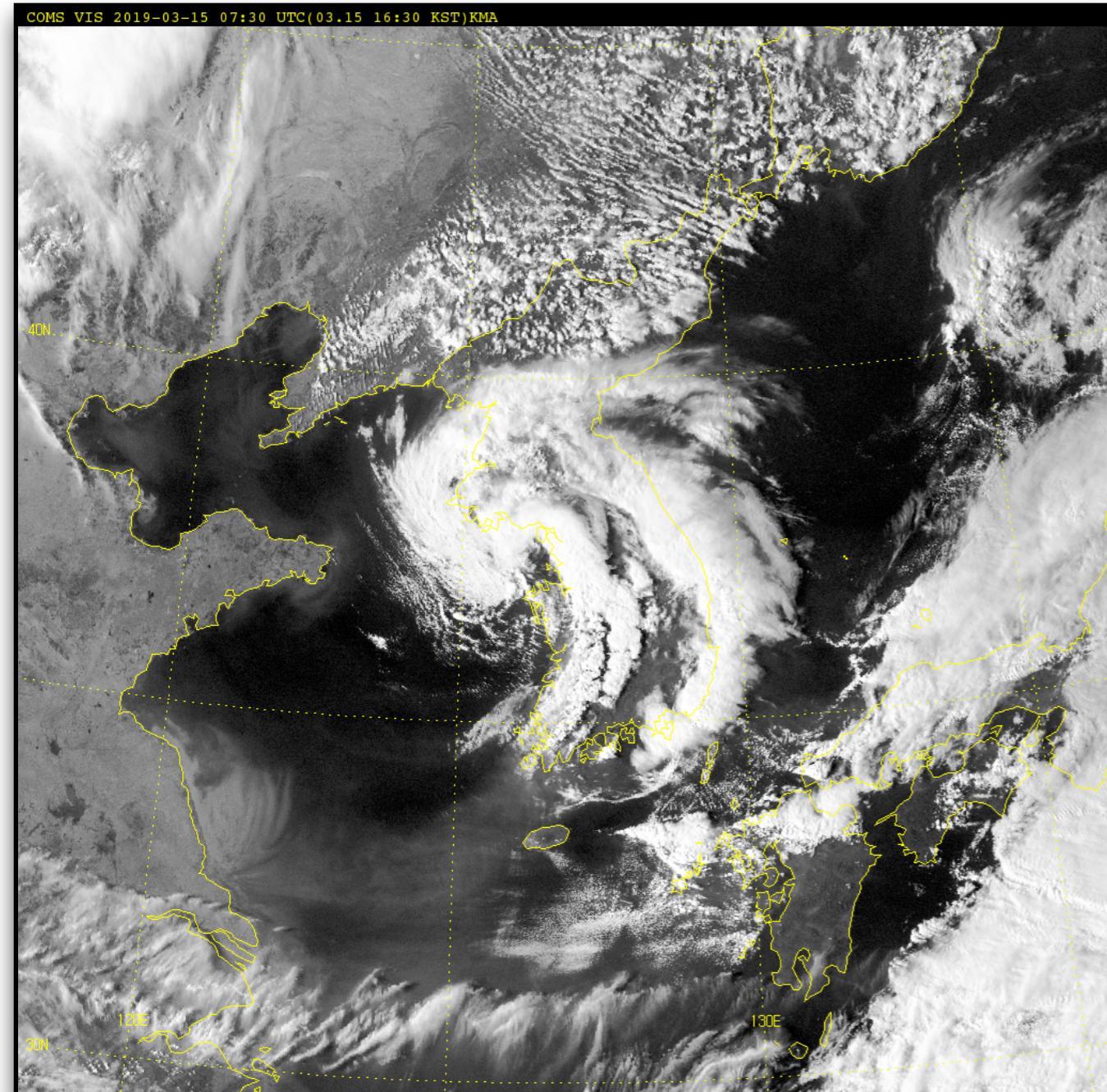


오전 11시 35분

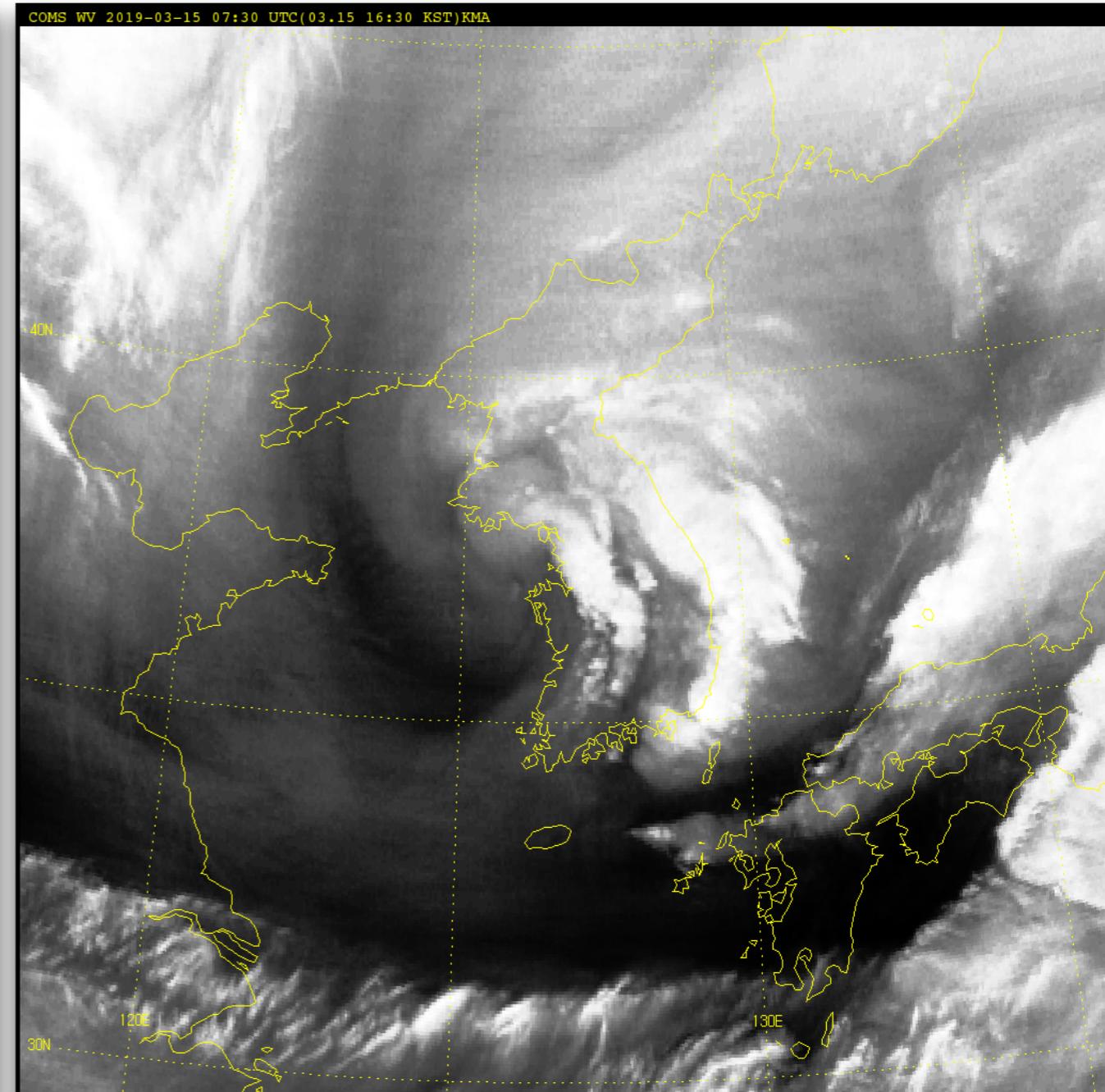


오후 1시 14분

3월 15일 용오름 / 우박 사건

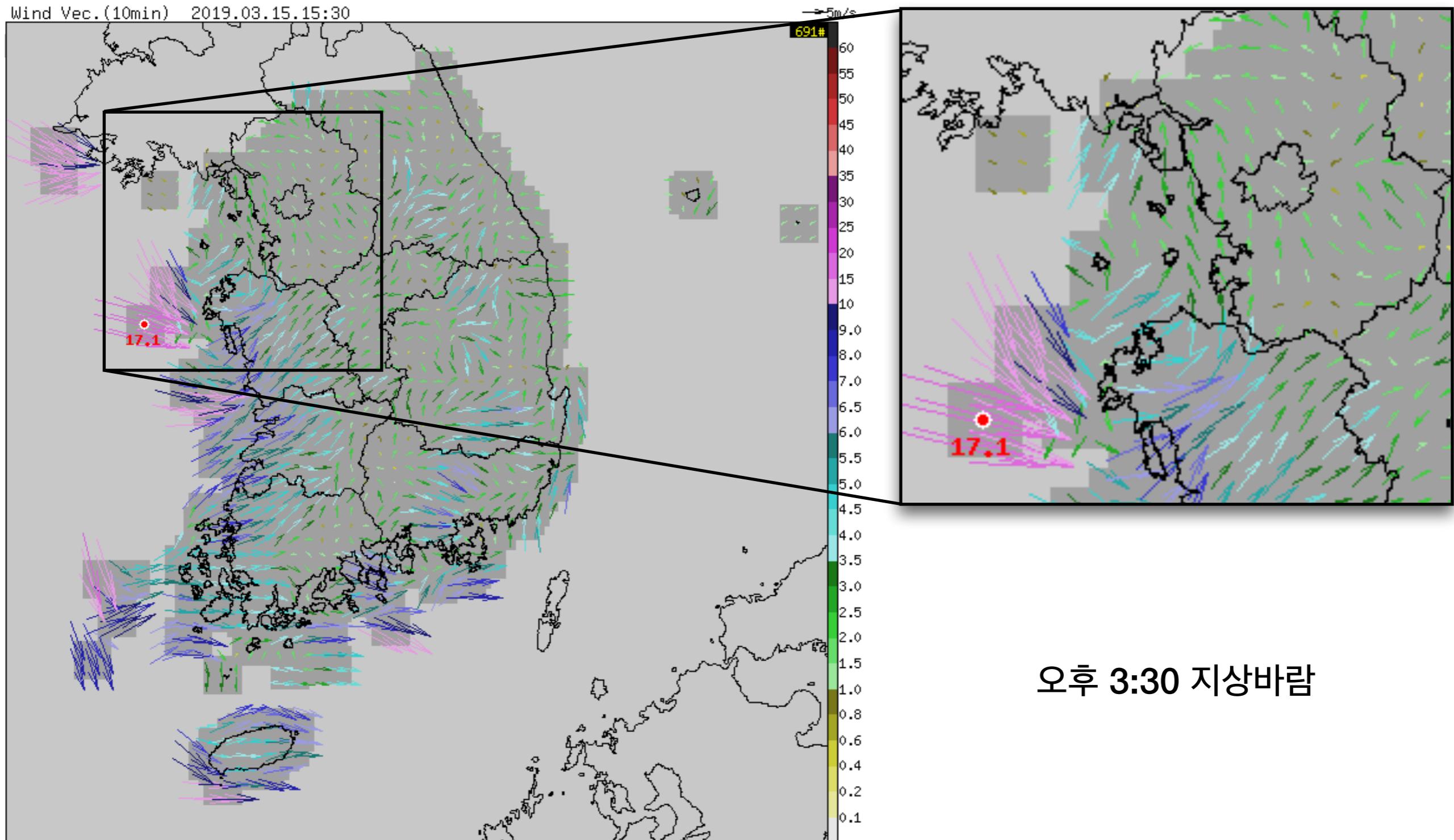


오후 4시 30분, 가시광선

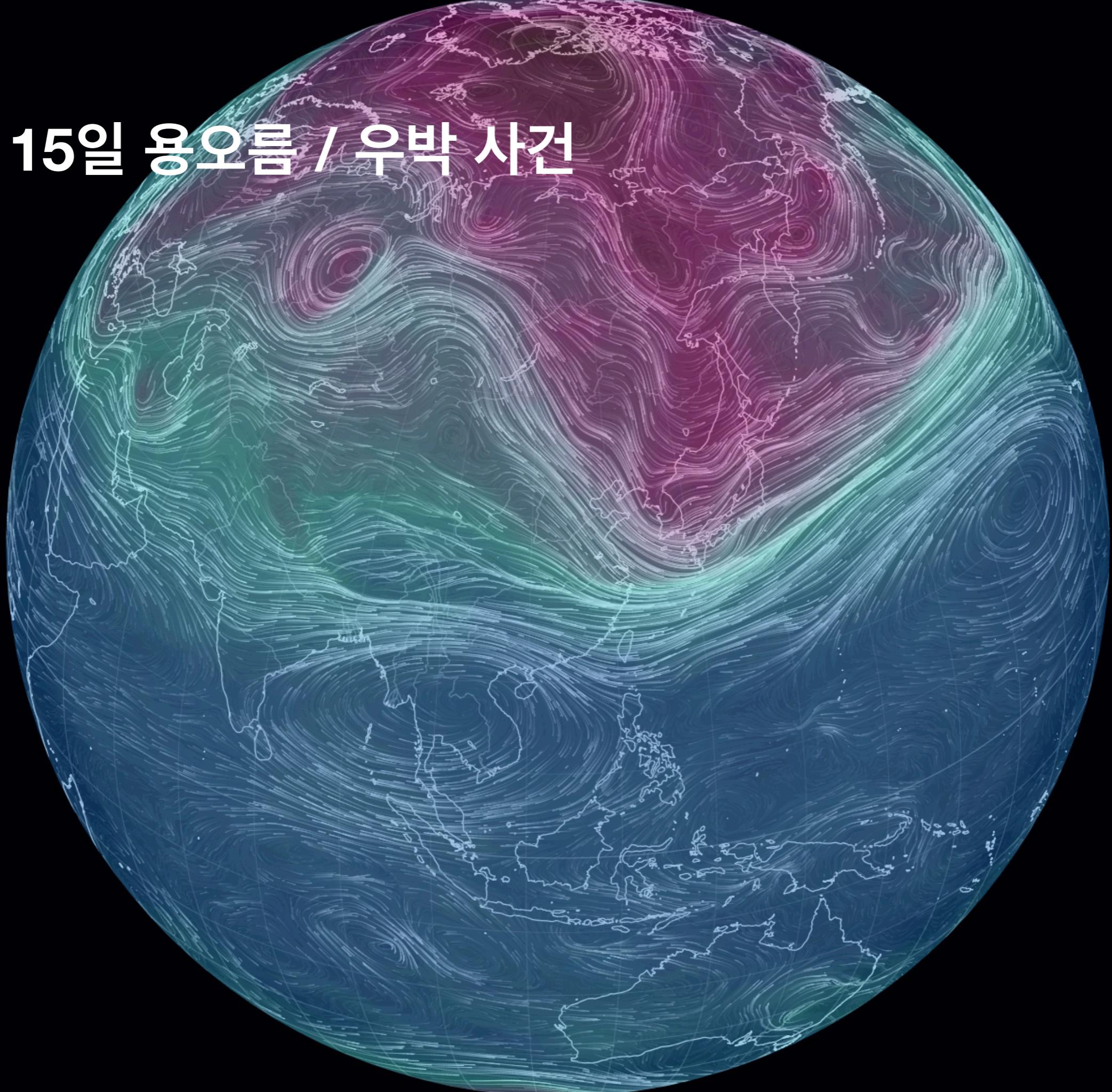


오후 4시 30분, 수증기오후 1시 14분
오전 11시 35분

3월 15일 용오름 / 우박 사건



3월 15일 용오름 / 우박 사건



지난 시간: 열의 전달 - 복사

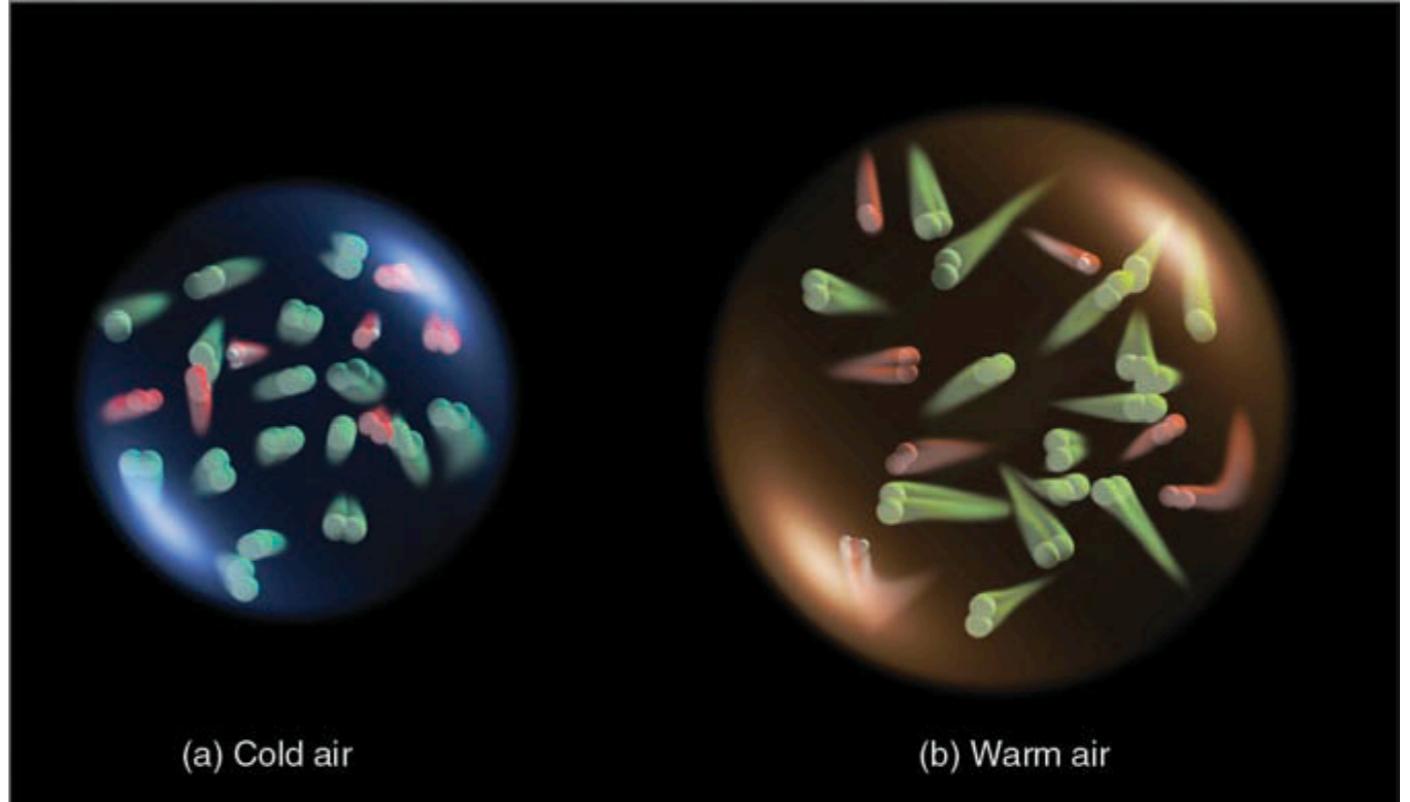
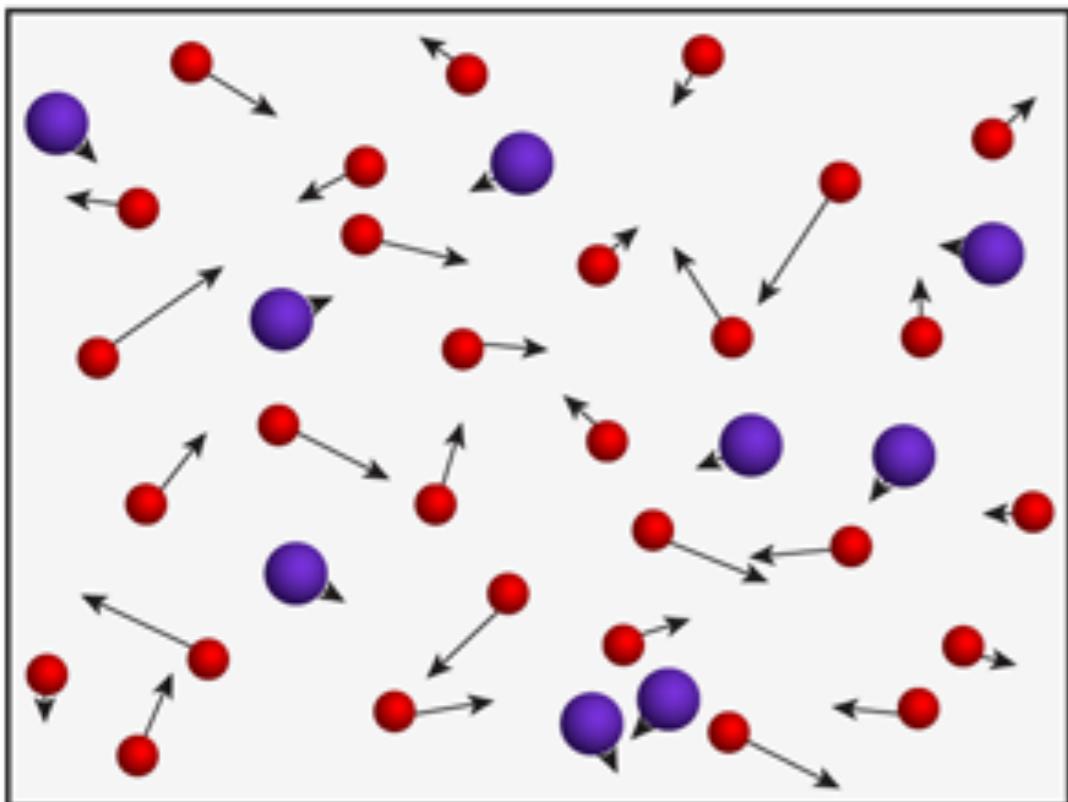
- 태양이 가지는 복사에너지 : 단파 복사에너지
- 지구가 가지는 복사에너지 : 장파 복사에너지
- 흑체 : 자신에게 오는 에너지를 모두 흡수하고 자신의 온도의 4 제곱에 비례하여 에너지를 발산
- 복사균형에서 대기의 역할 : 온실기체들의 보온효과

오늘의 내용

- 온도
- 습도

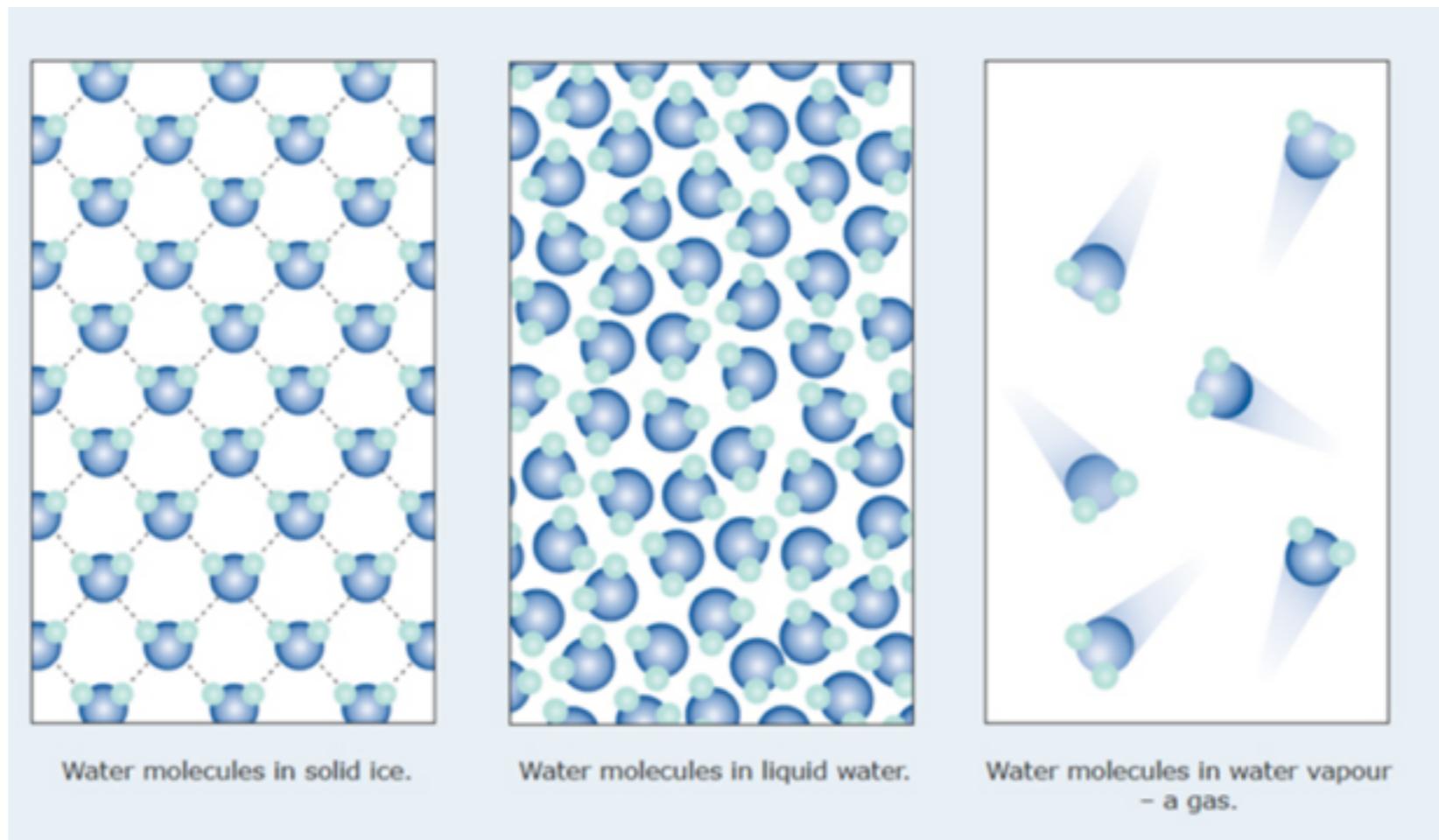
온도

- 온도는 얼마나 차갑고 뜨거운지 알려줌
- 또한 온도는 원자/분자의 평균 운동에너지를 나타내는 값이기도 함



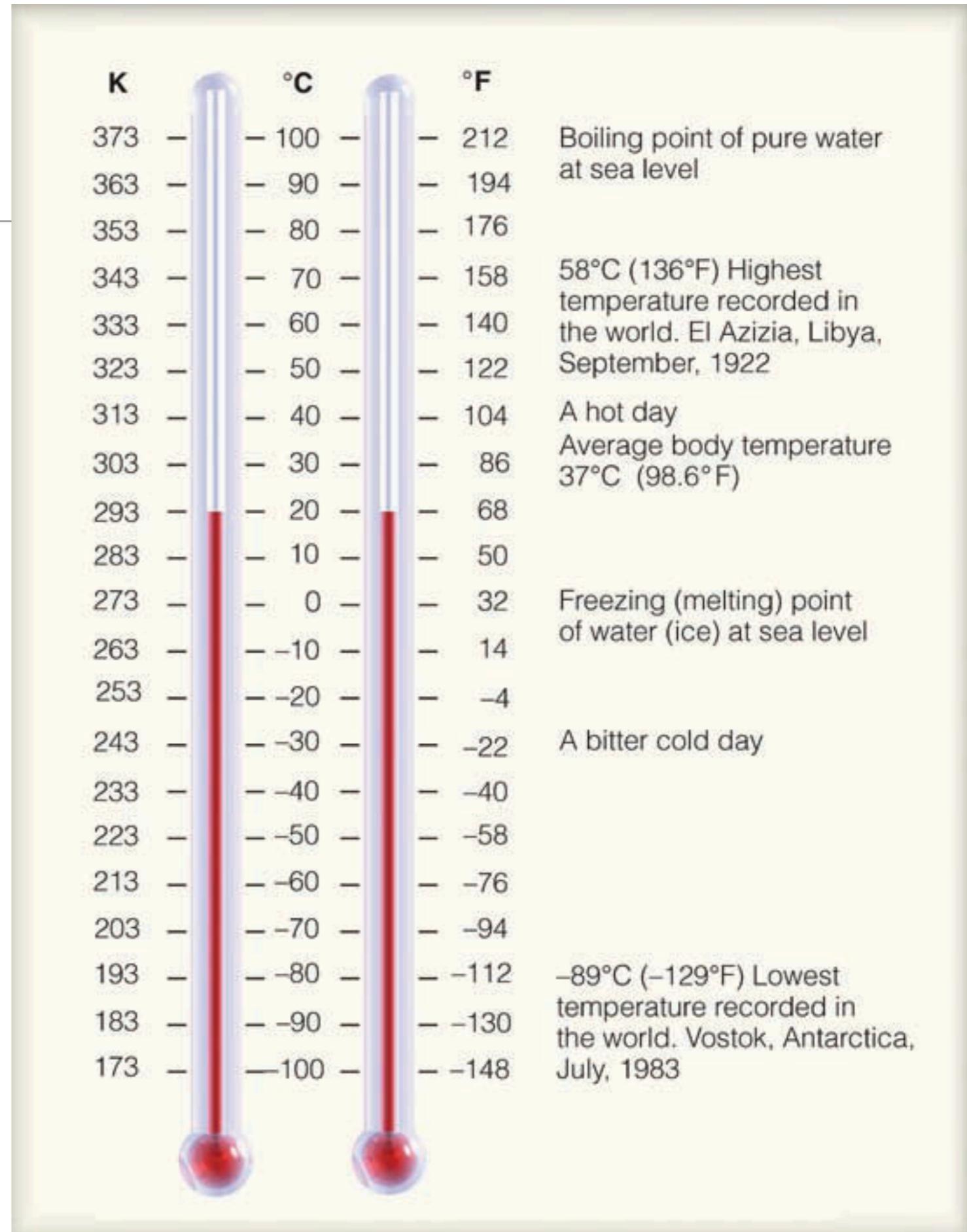
온도

- 물체가 따뜻하다는 의미는 원자/분자의 움직임이 빠르다는 의미
- 고체의 경우, 분자들이 서로 고정되어 있음
- 액체의 경우, 분자들이 서로 묶여있지만 움직일 수 있음
- 기체의 경우, 분자들이 자유롭게 움직일 수 있음



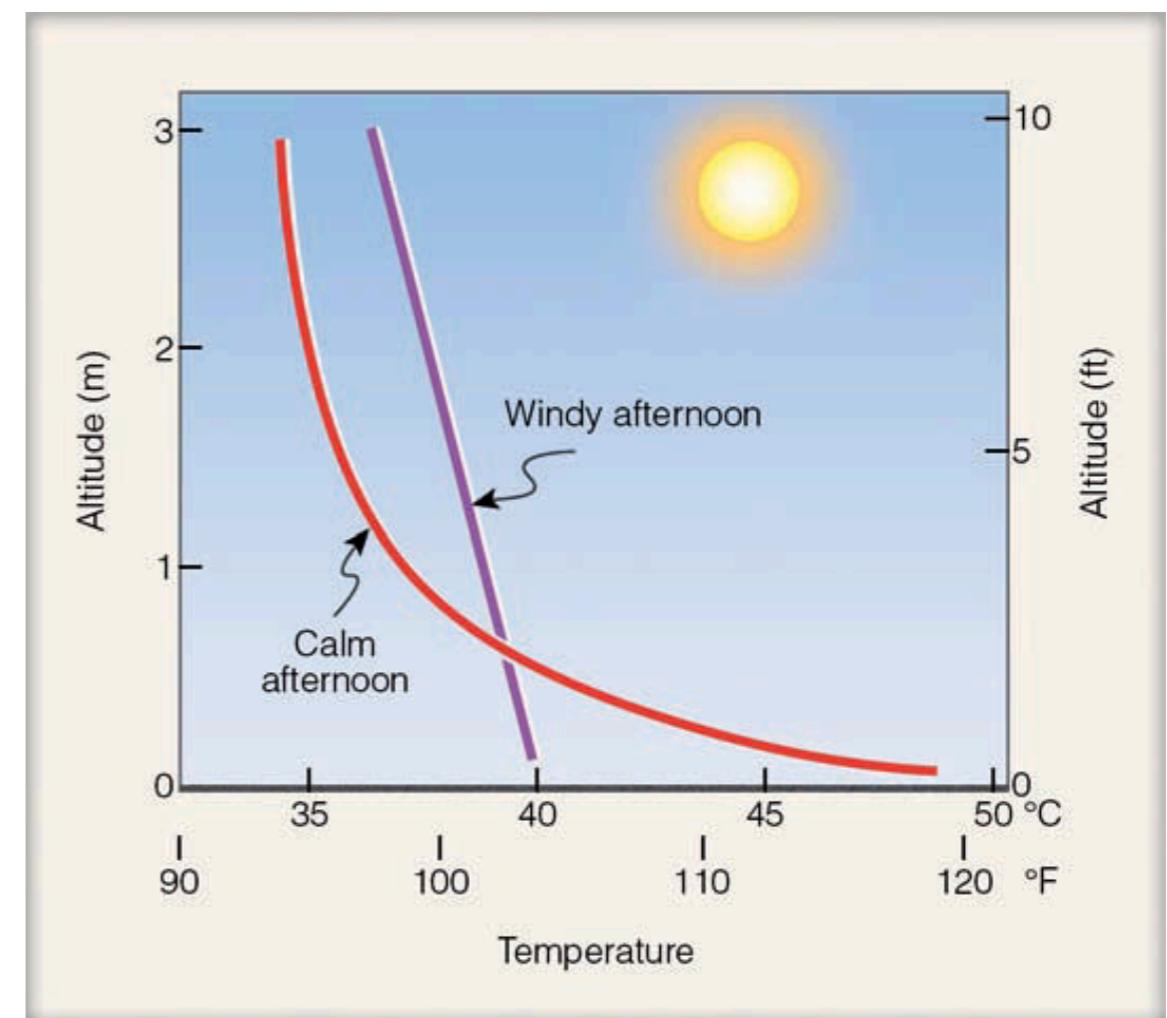
온도의 단위

변환	
섭씨	$C = \frac{5}{9}(F - 32)$
화씨	$F = \frac{9}{5}C + 32$
절대온도	$K = C + 273.15$



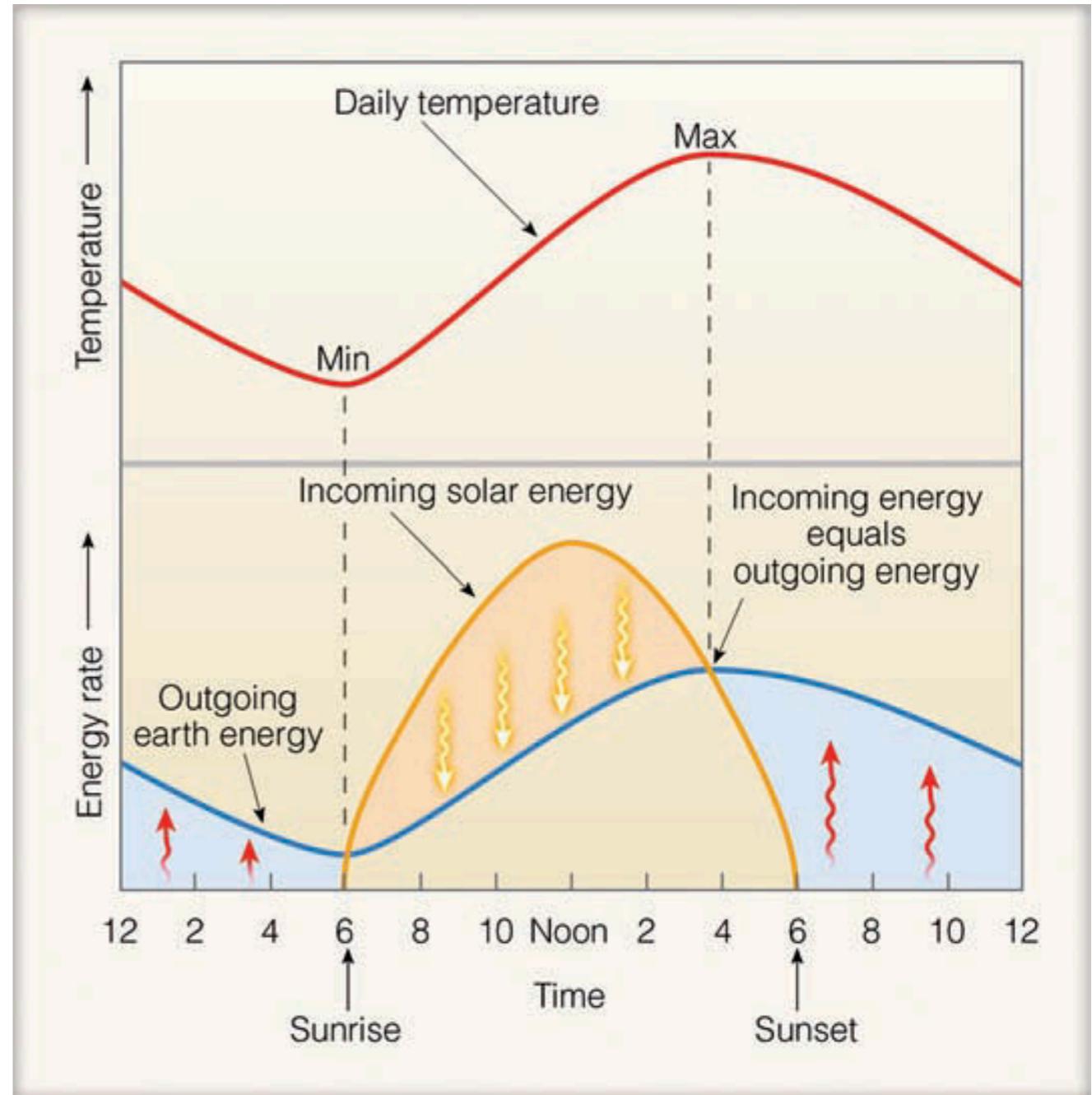
온도의 일변화: 낮

- 태양의 단파복사에너지로 지표면의 온도 상승
- 공기 분자들이 전도(conduction)을 통해 열의 수직 전달 : 하지 만 비효율적임
- 대류의 방법: 1. 순수한 대류
- 대류의 방법: 2. 바람의 도움



온도의 일변화: 낮

- 지표면의 온도는 태양에너지 량에 대체로 비례하지만 시간 차(lag) 존재
- 지표면은 온도에 따른 장파에너지 방출
- 태양단파에너지 > 지구장파에너지 → 온도상승
- 태양단파에너지 < 지구장파에너지 → 온도하강

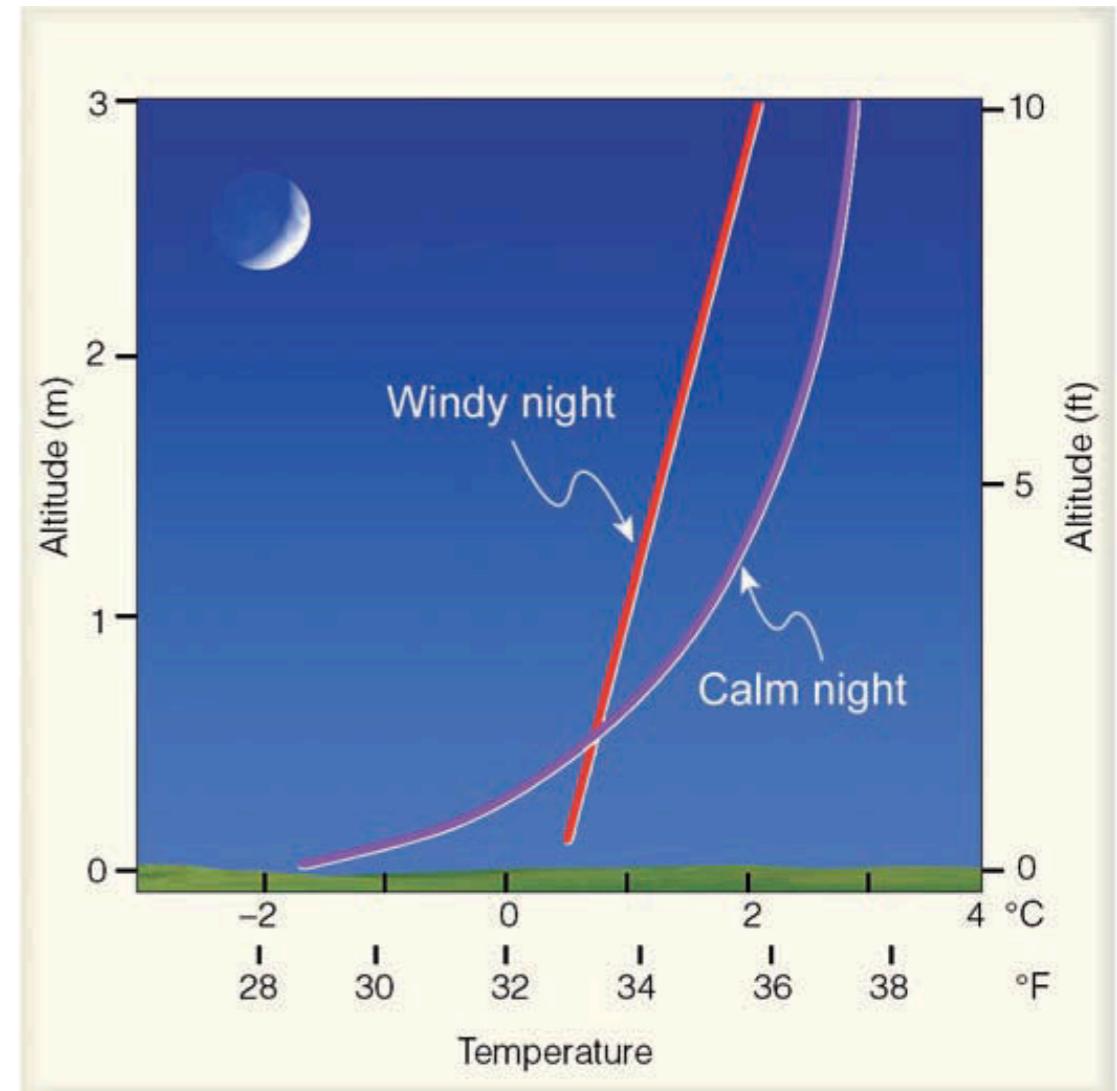


온도의 일변화: 낮

- 낮의 온도는 주변환경의 영향을 받음
 - 구름의 양
 - 해상에서 불어오는 서늘한 바람
 - 온난저기압의 영향
 - 지표면의 타입

온도의 일변화: 밤

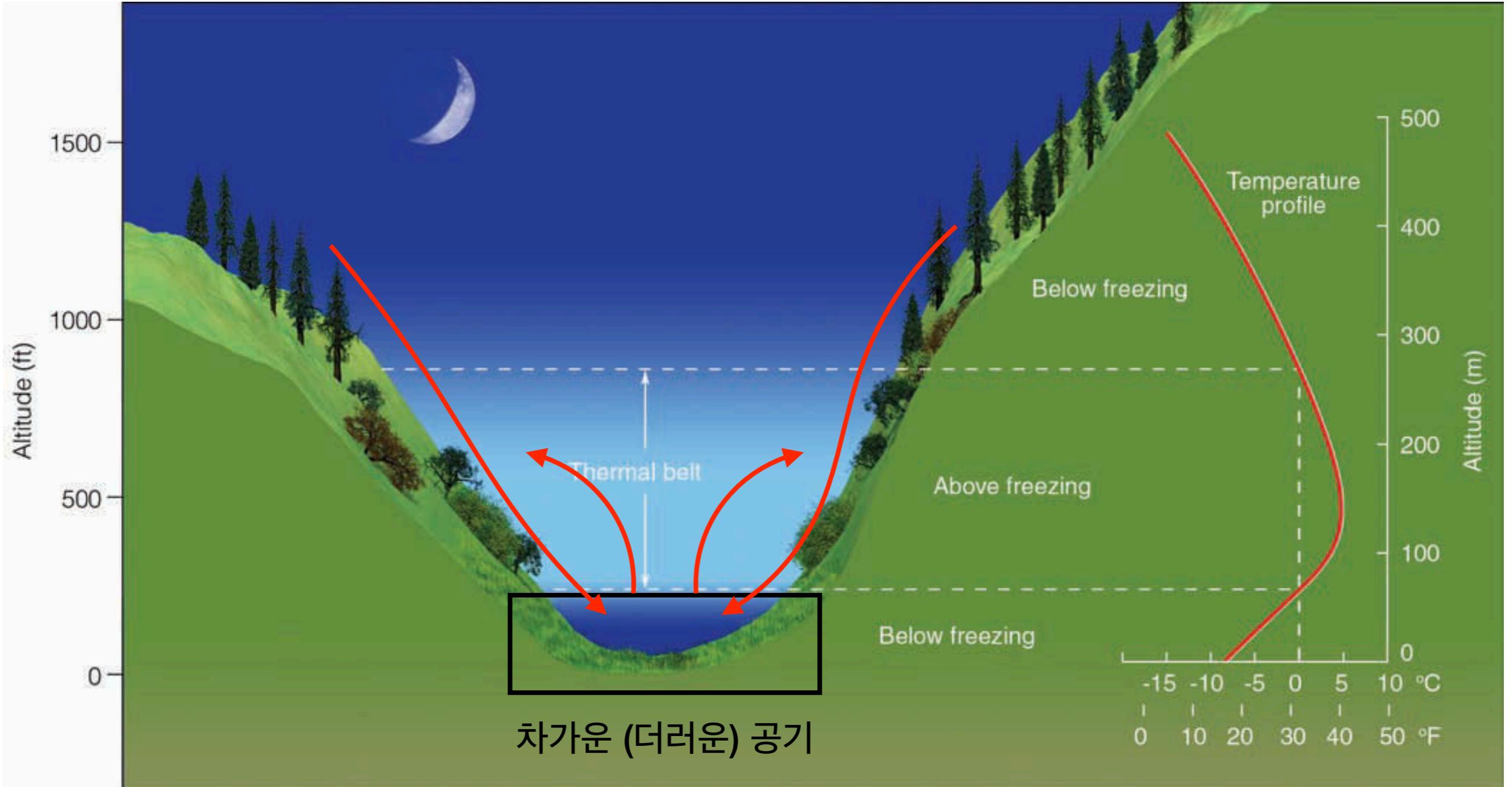
- 태양에너지가 사라짐
- 지표면은 자신의 온도로 인해 계속 열을 잃음
- 지표면의 온도 하강
- 지표면의 온도가 공기의 온도보다 낮을 수 있음: 기온역전층 (중위도지역에서 <100 m)
- 자연적인 대류가 일어날 수 없음
- 바람에 의한 대류는 온도하강을 억제



온도의 일변화: 밤

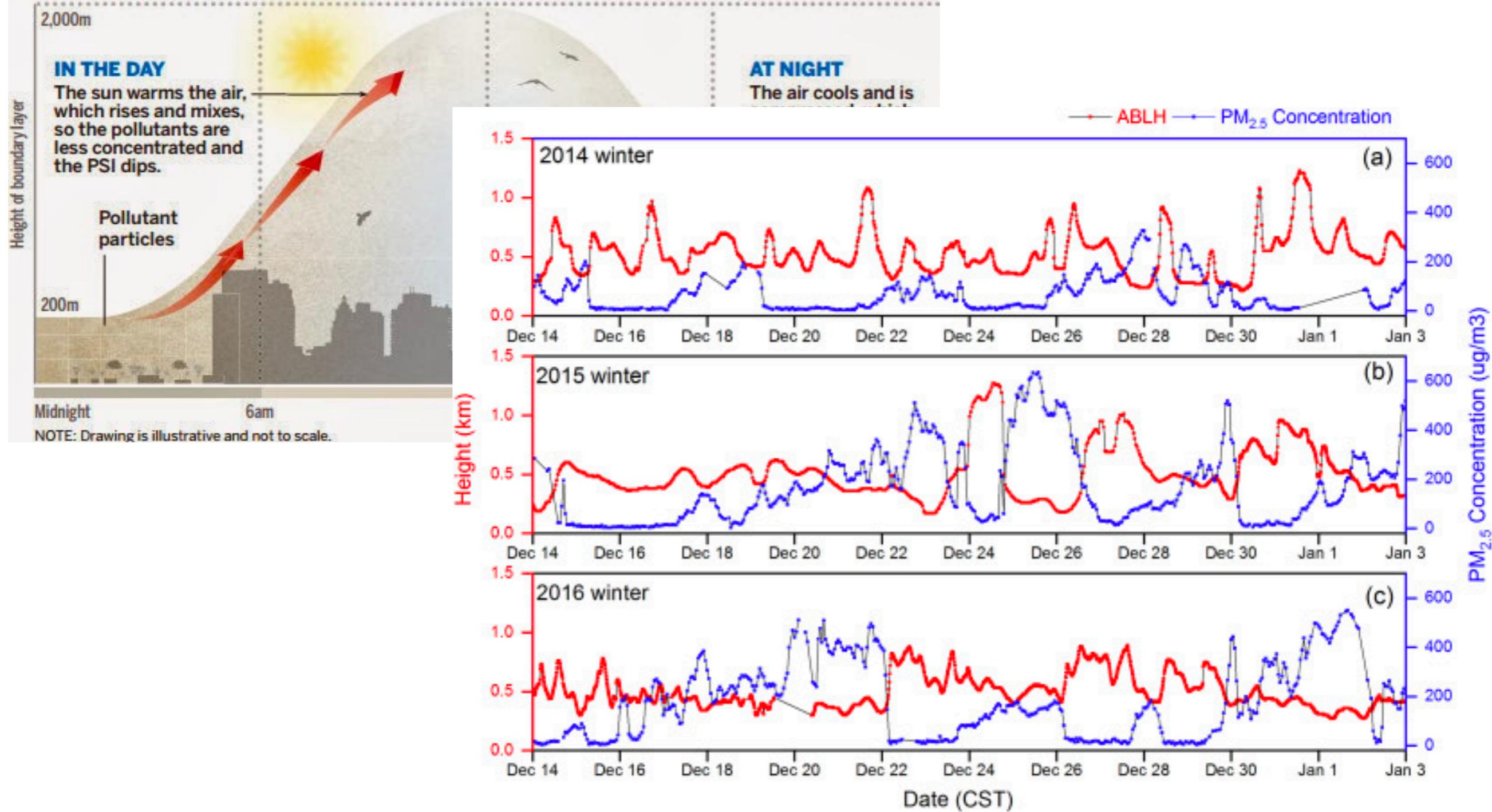
- 겨울철 밤이 길면 길 수록 더 추워짐
- 구름이 있거나 수증기가 많으면 온도하강이 억제됨 (복사열)
- 기온하강으로 이슬이 맺히거나 안개가 생기면, 방출되는 잠열로 인하여 온도하강 억제
- 지형의 효과
- 지표면 타입 (젖은 땅)

온도의 일변화: 밤



온도와 경계층, 그리고 미세먼지

Why air quality drops at night

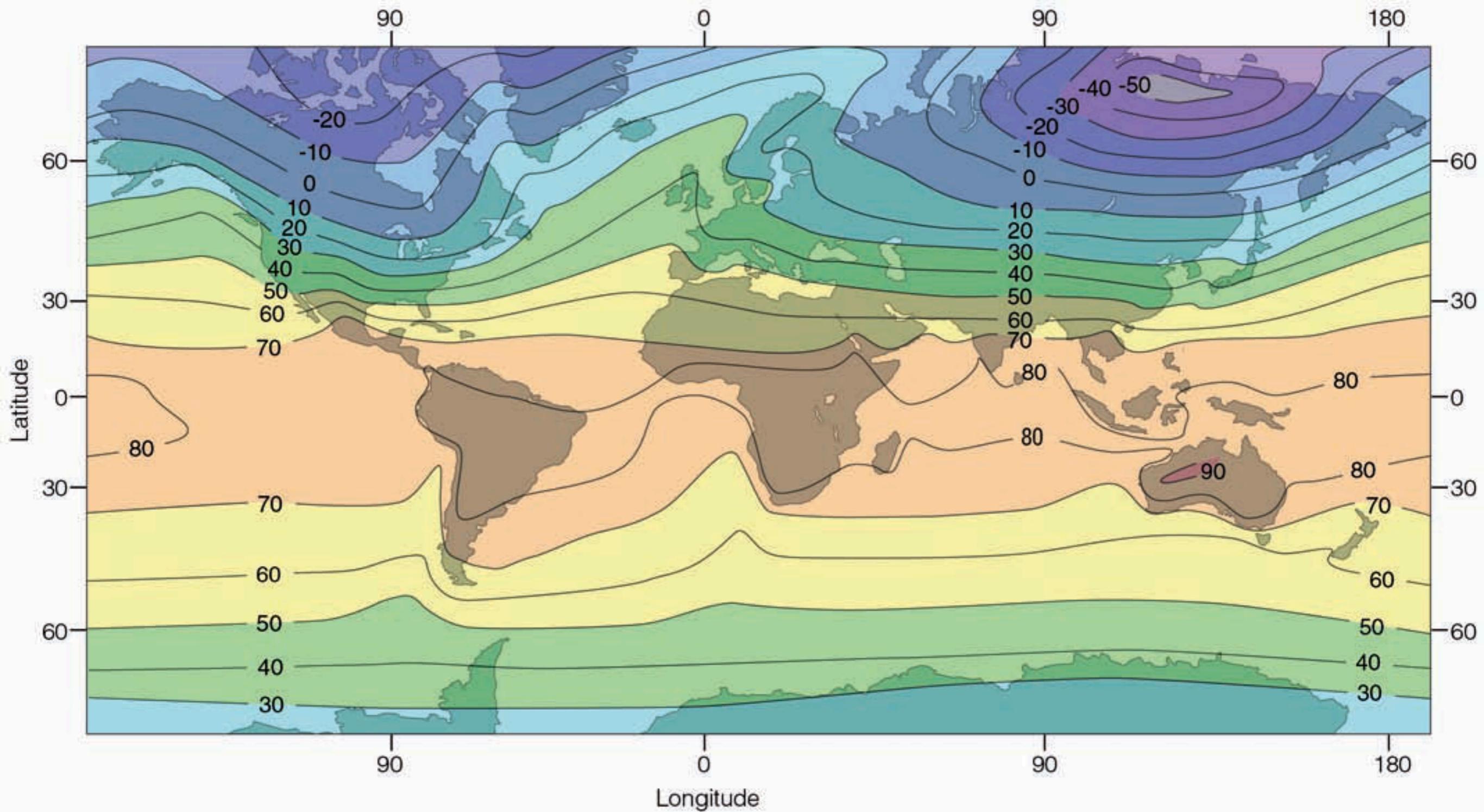


온도의 일변화: 밤

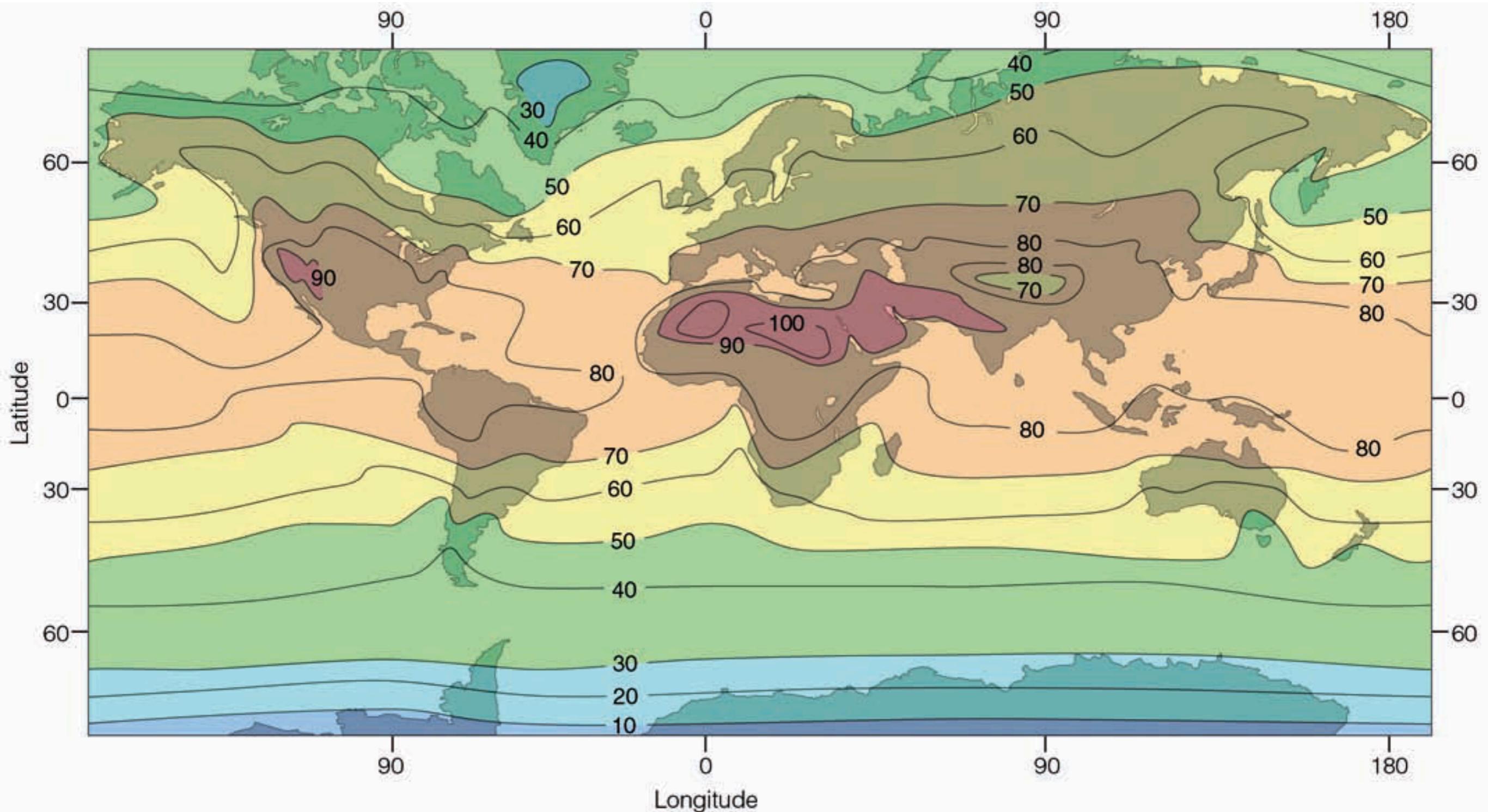
Walk in the clouds (1995)



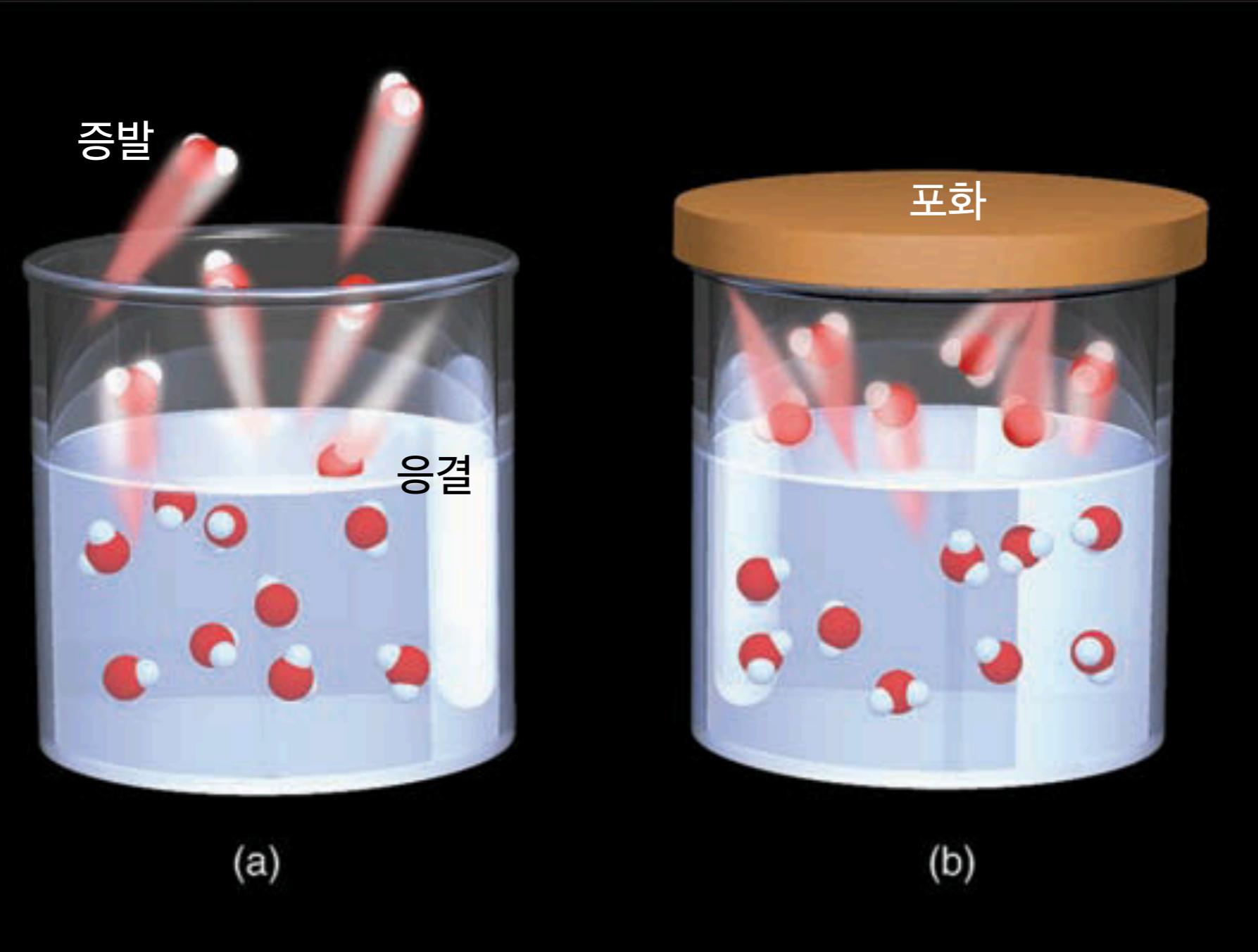
온도를 결정하는 요인



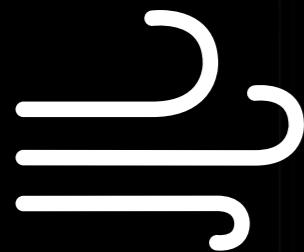
온도를 결정하는 요인



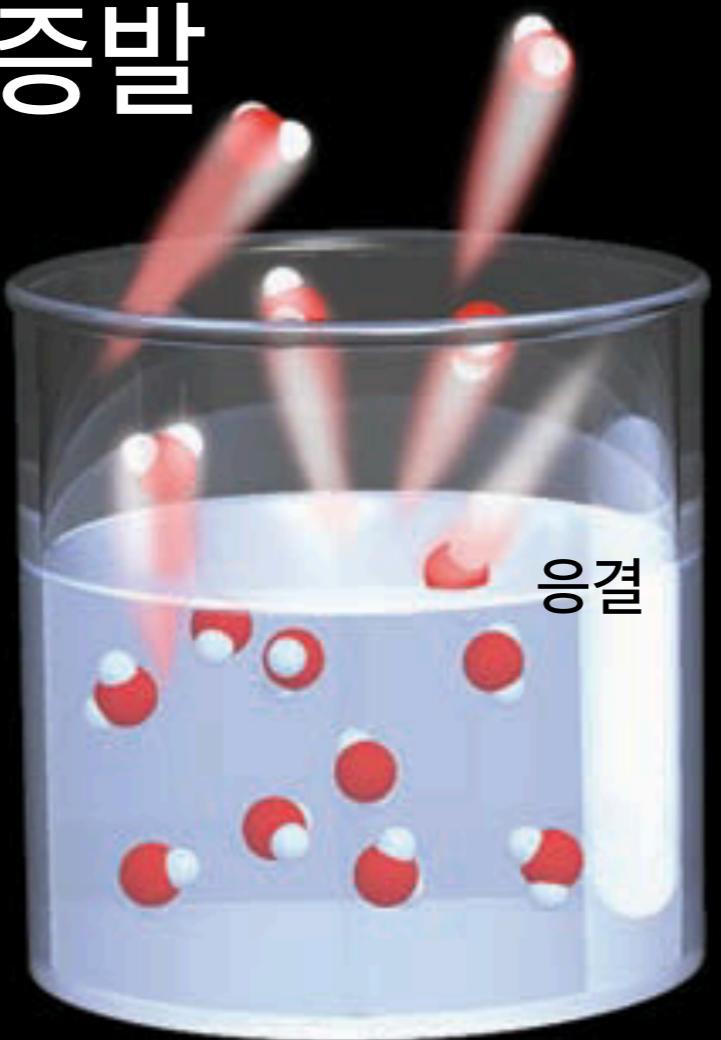
습도



습도

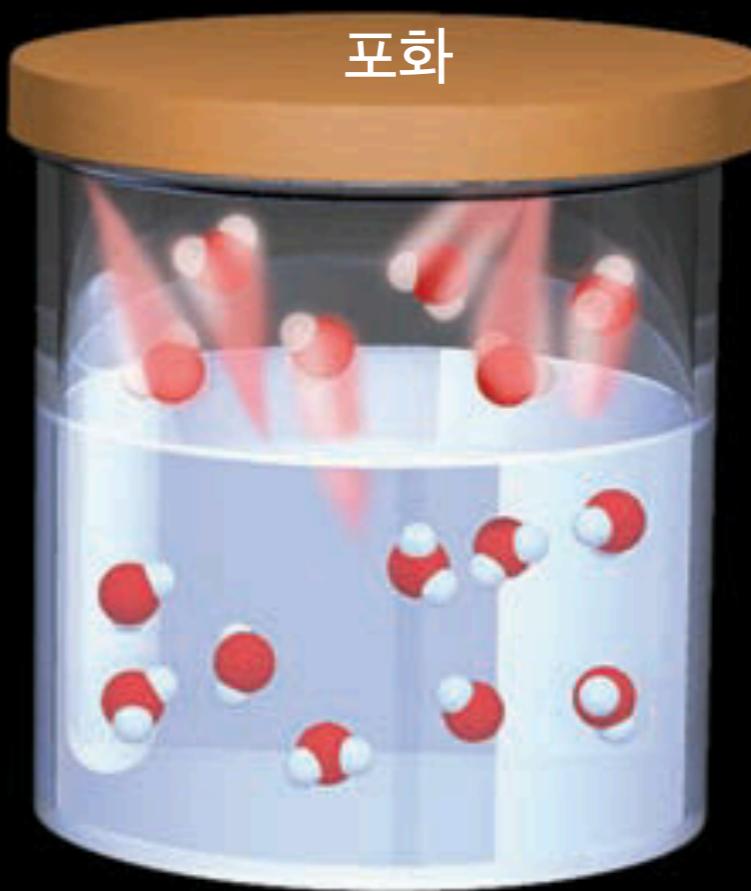


증발



(a)

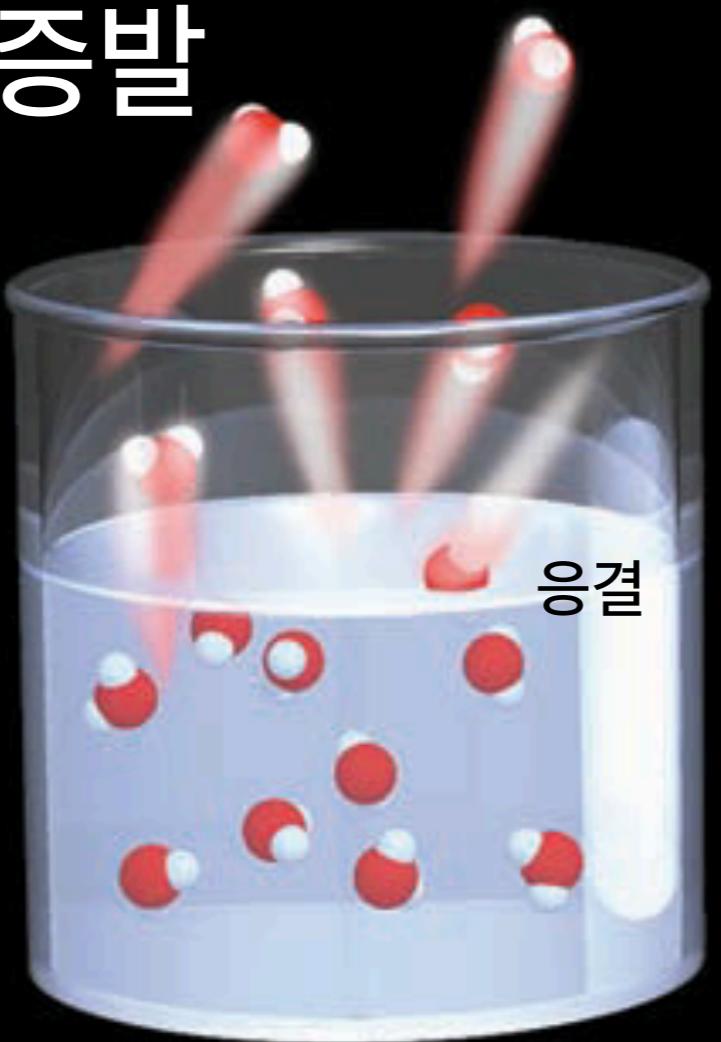
포화



(b)

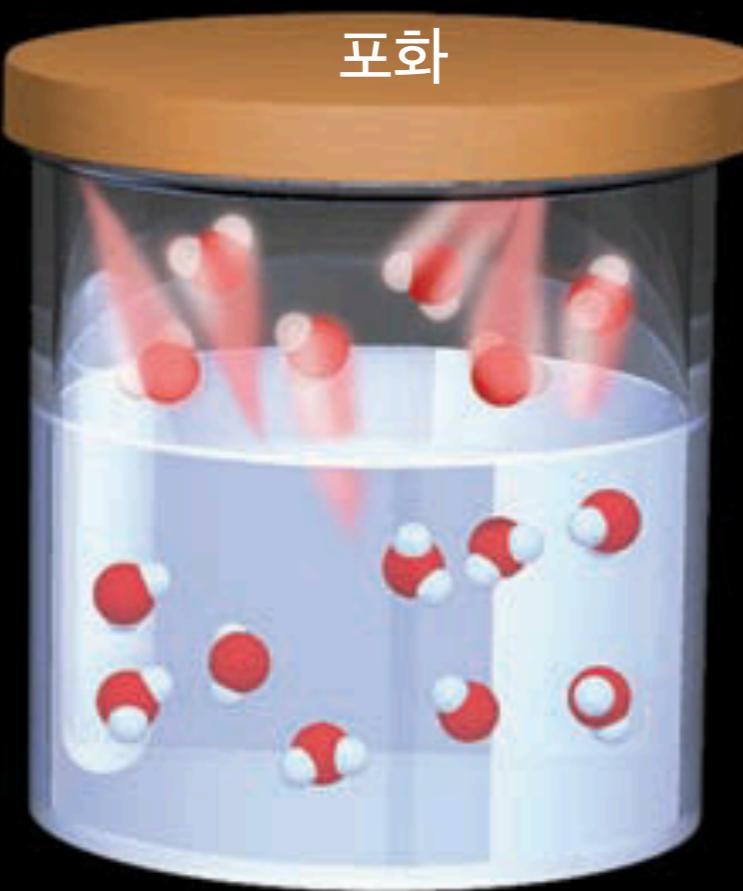
습도

증발



응결

포화

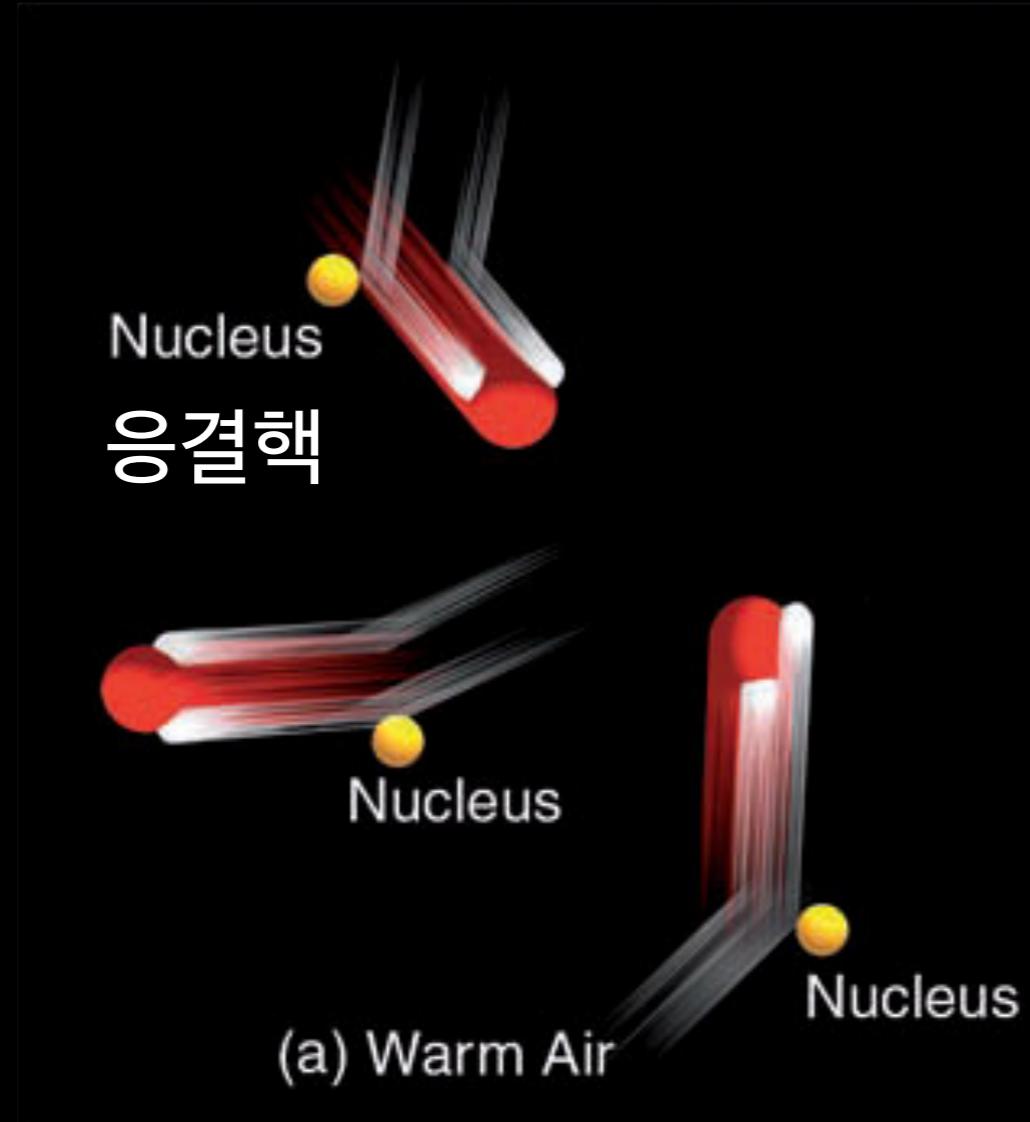


(b)

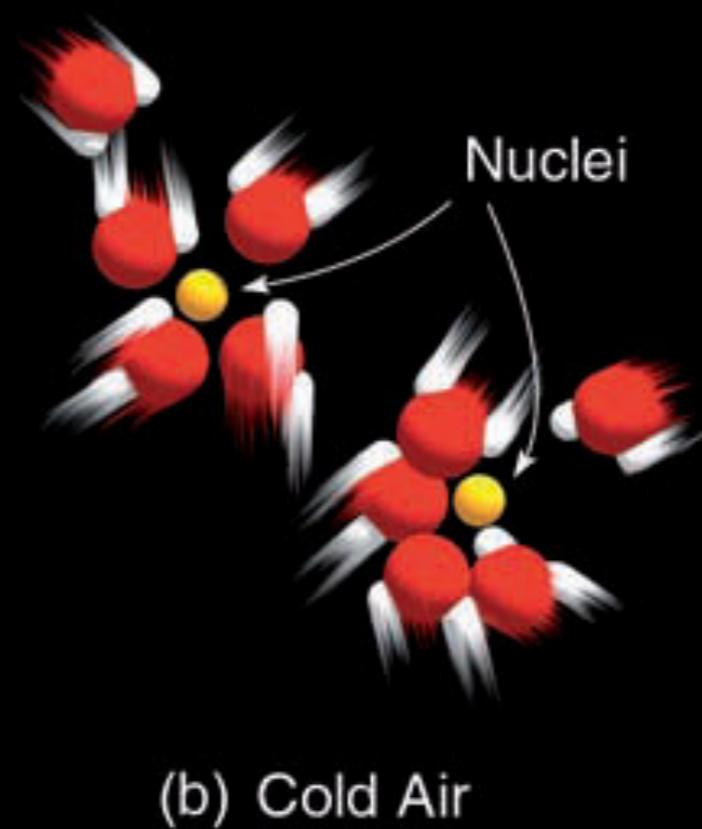


습도

따뜻한 공기



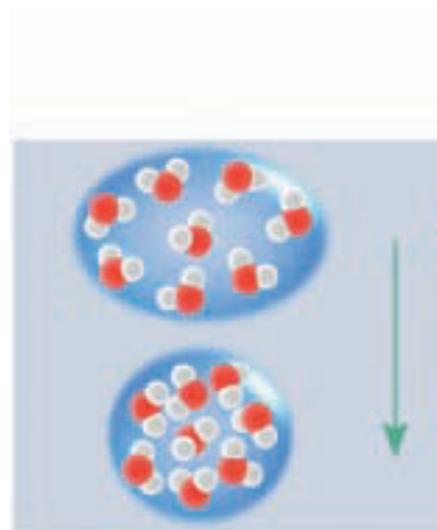
차가운 공기



“공기가 따뜻할 수록 더 많은 수증기를 가질 수 있다.”

습도: 절대습도

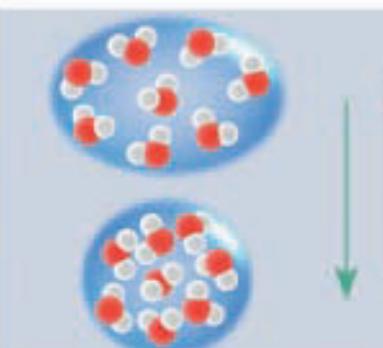
- 절대습도 = 수증기 질량 / 공기의 부피
- 단위가 밀도처럼 g/m^3
- 공기는 압축/팽창을 함 → 부피가 변하게 됨
- 따라서 수증기 질량이 변하지 않아도 절대습도가 변할 수 있음



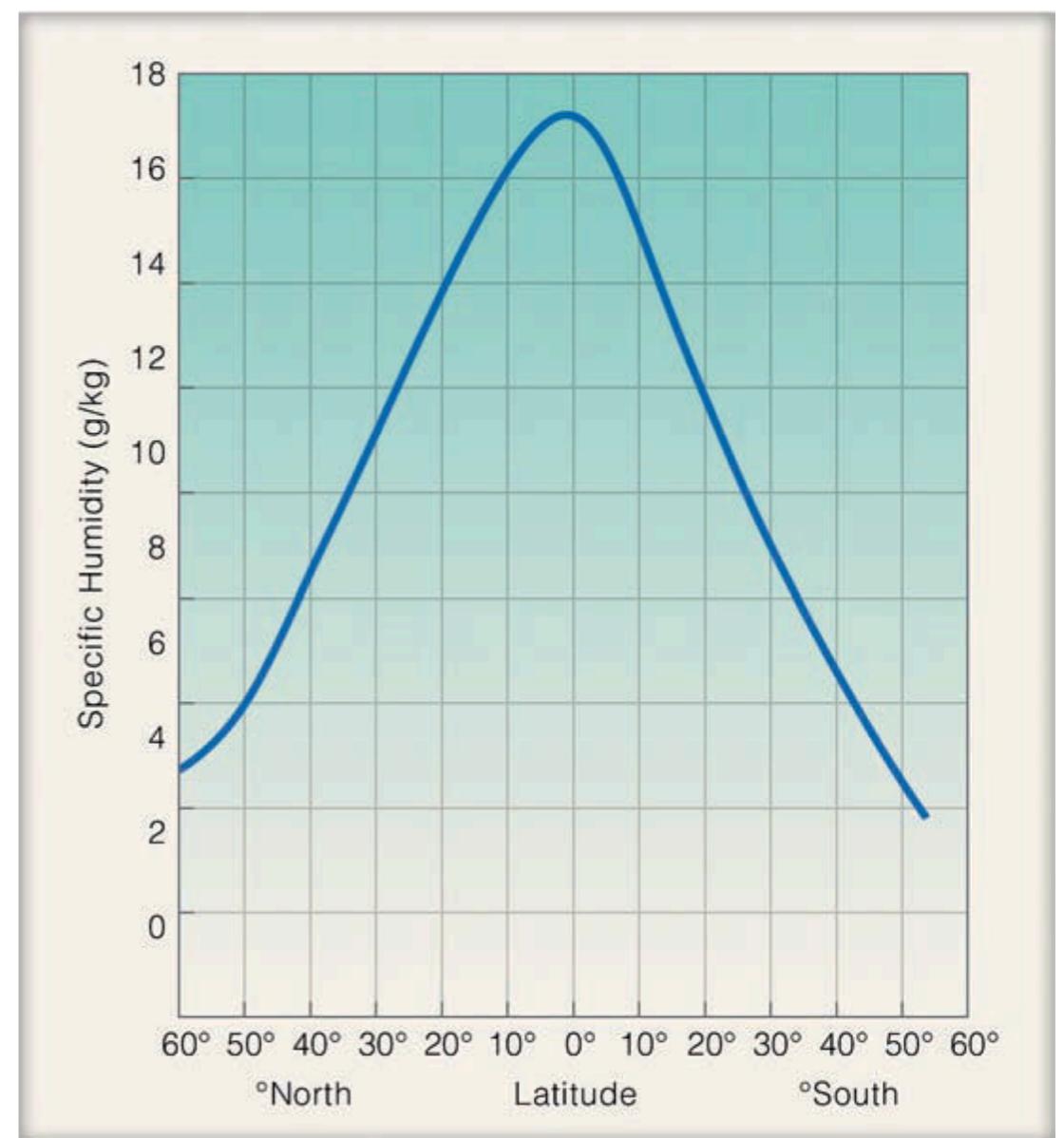
	Parcel Size	Mass of H ₂ O Vapor	Absolute Humidity
	2 m ³	10 g	5 g/m ³
	1 m ³	10 g	10 g/m ³

습도: 비습 (specific humidity)

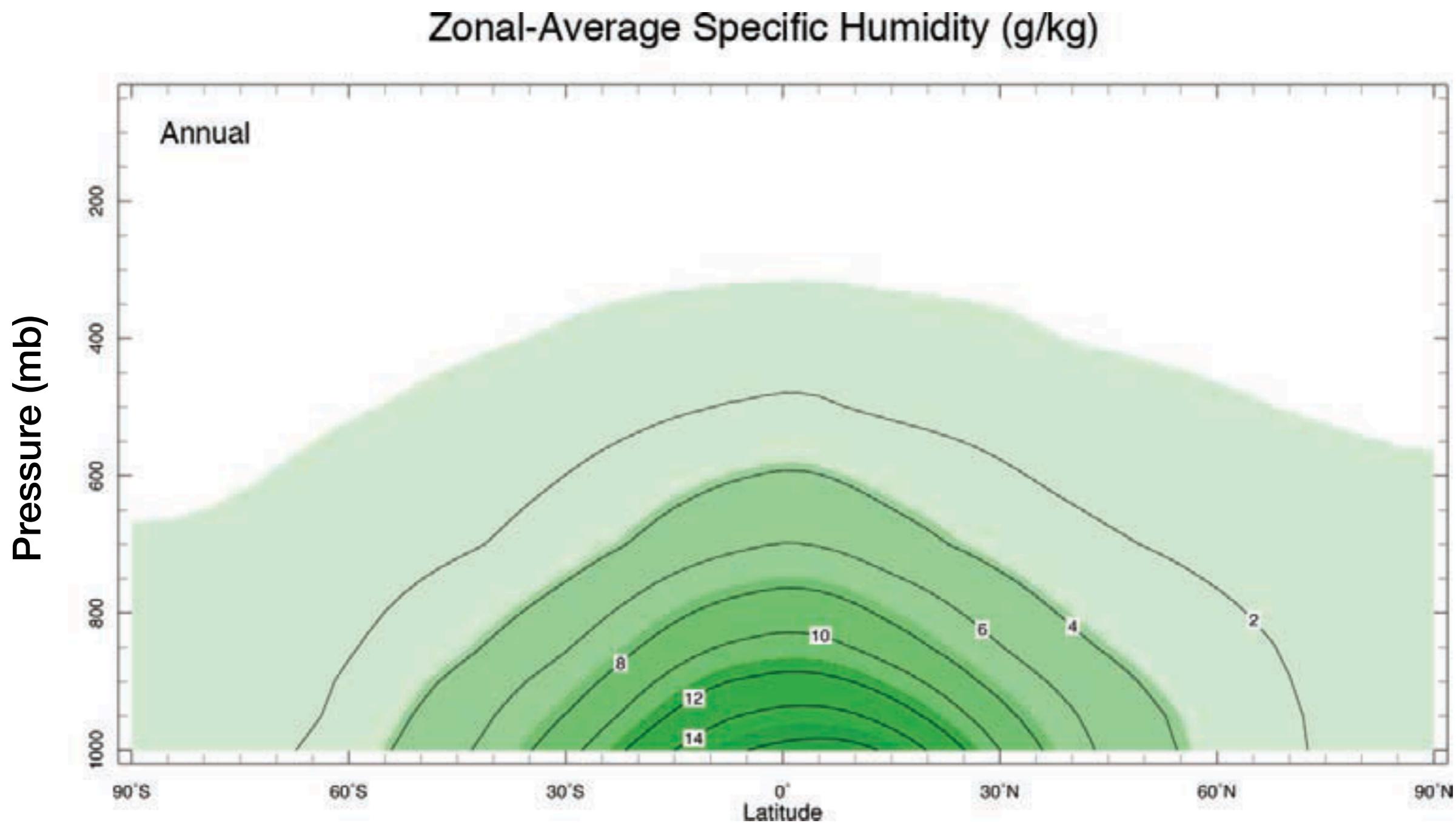
- 비습 = 수증기 질량 / 공기 질량 (=수증기 질량 + 건조공기 질량)
- 수증기량이 변하지 않는 한 보존됨
- 단위는 g/kg
- 위도에 따른 변화



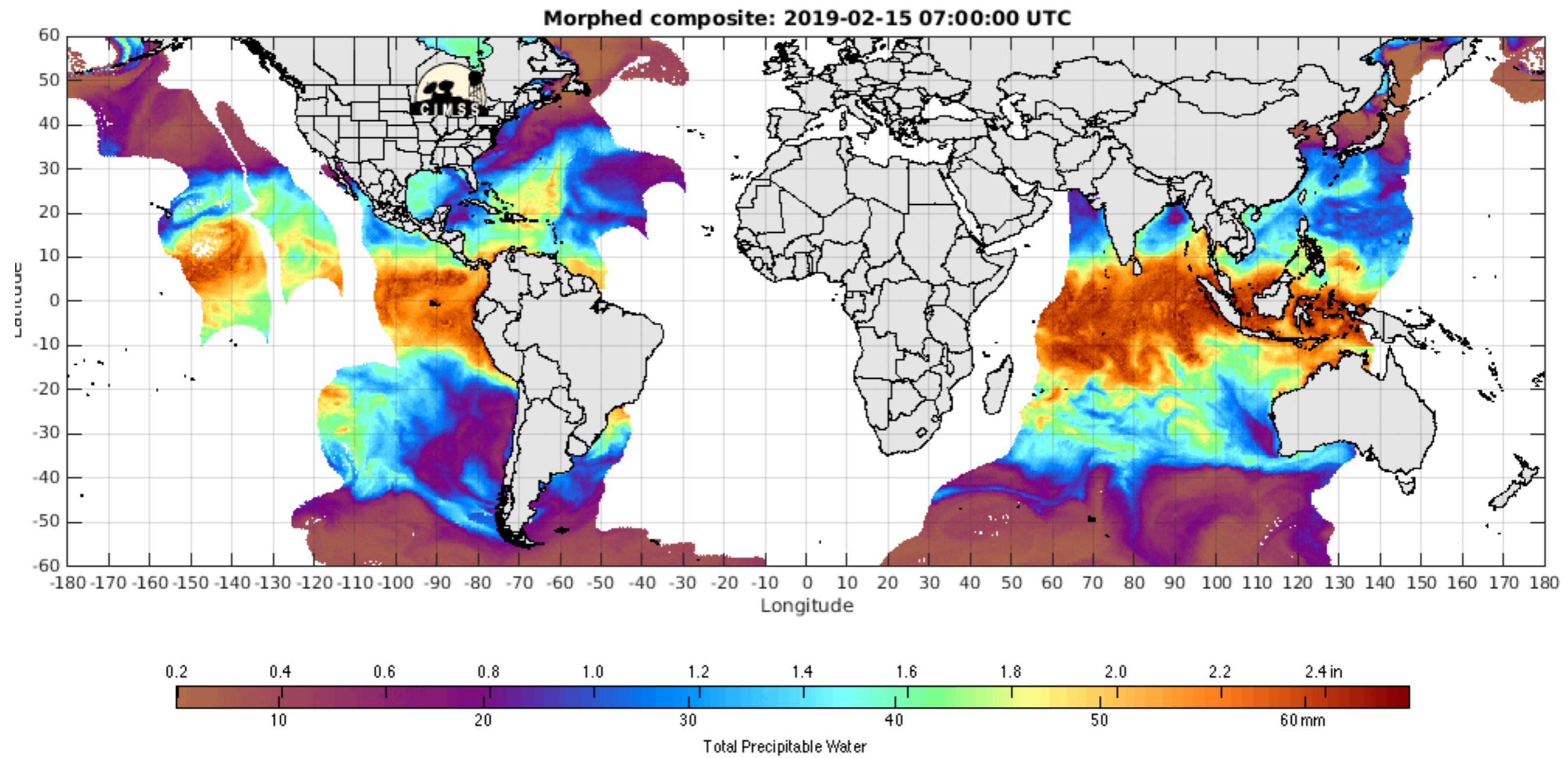
	Mass of Parcel	Mass of H ₂ O Vapor	Specific Humidity
Top Parcel (High Lat)	1 kg	1 g	1 g/kg
Bottom Parcel (Low Lat)	1 kg	1 g	1 g/kg



습도: 비습 (specific humidity)

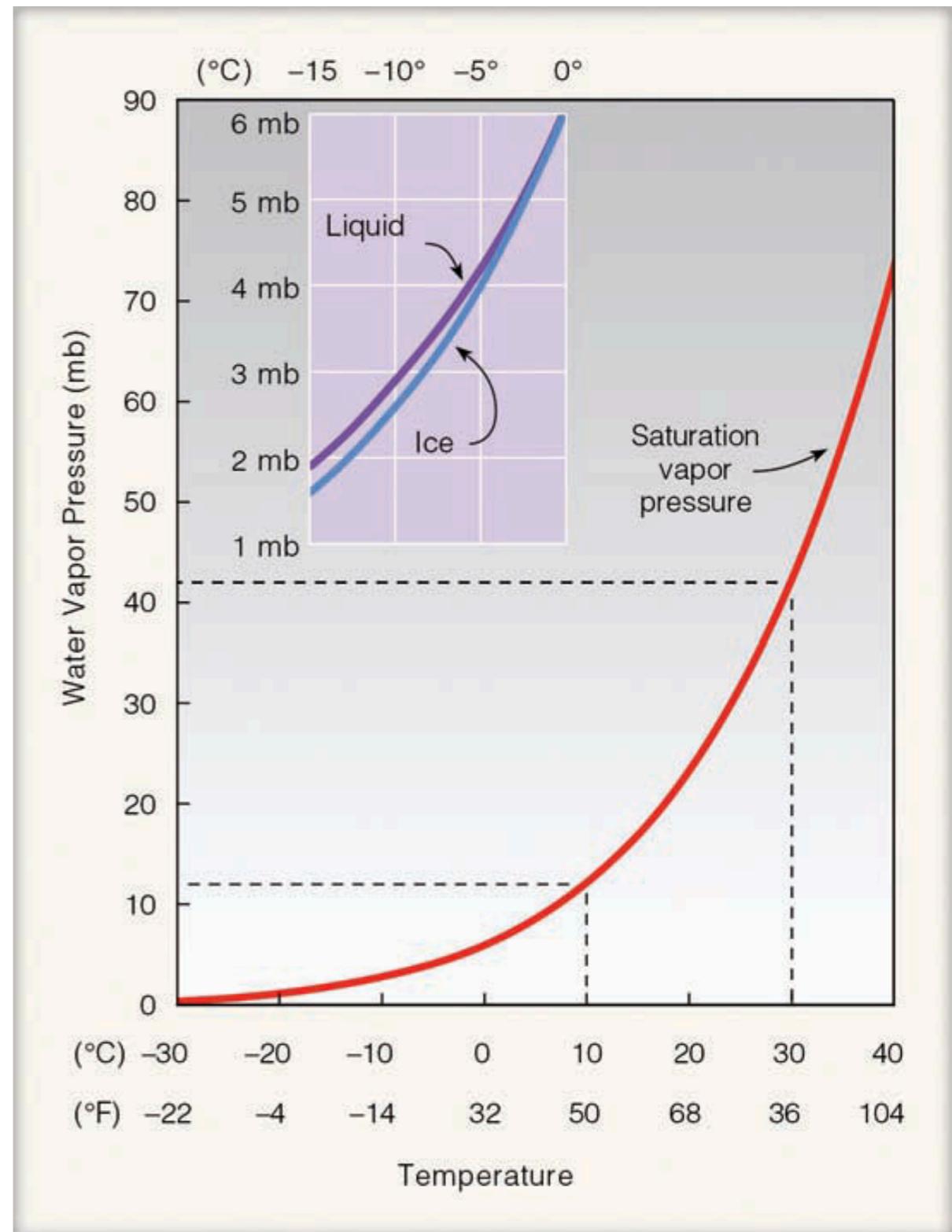


수증기의 이동



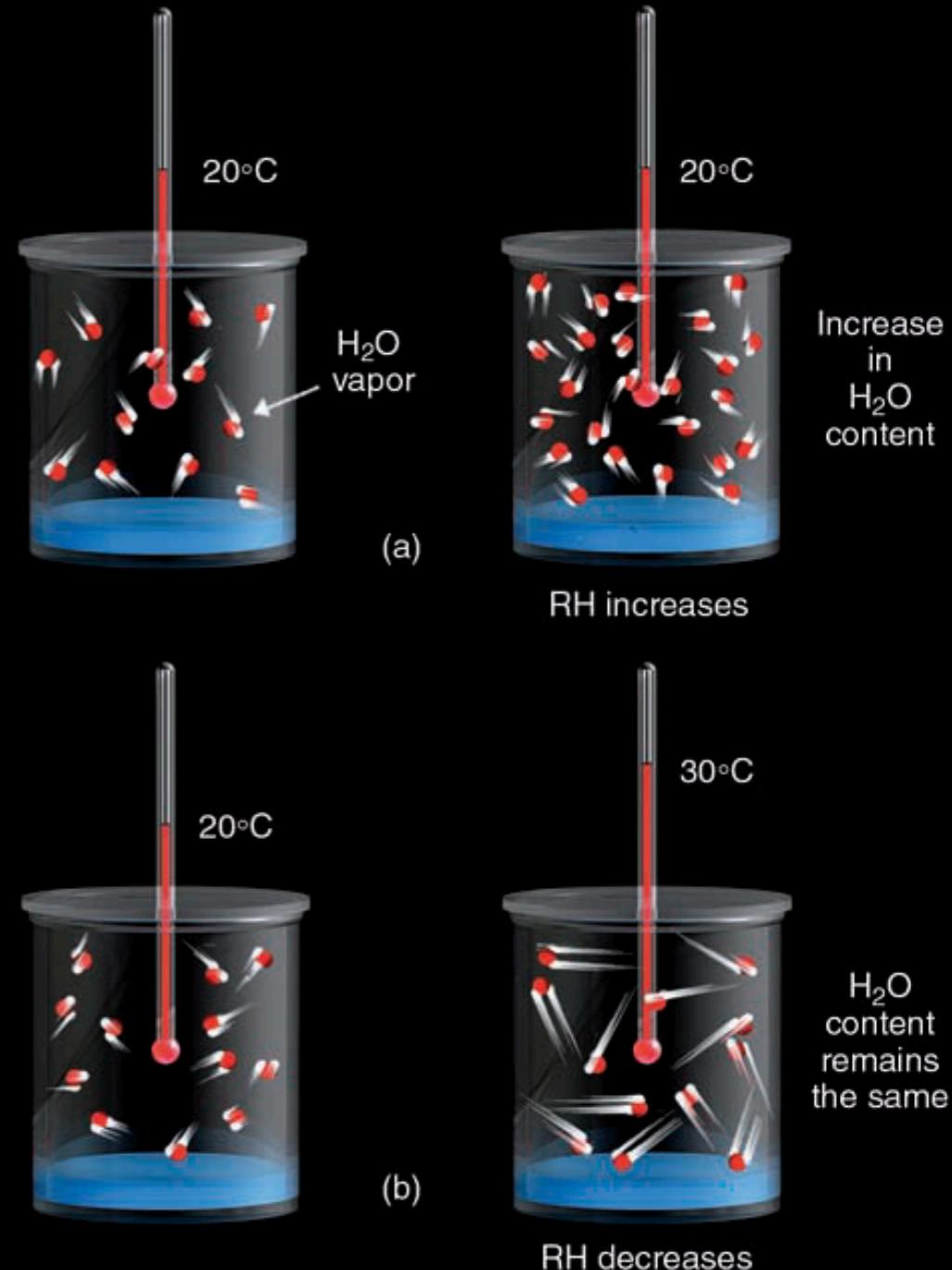
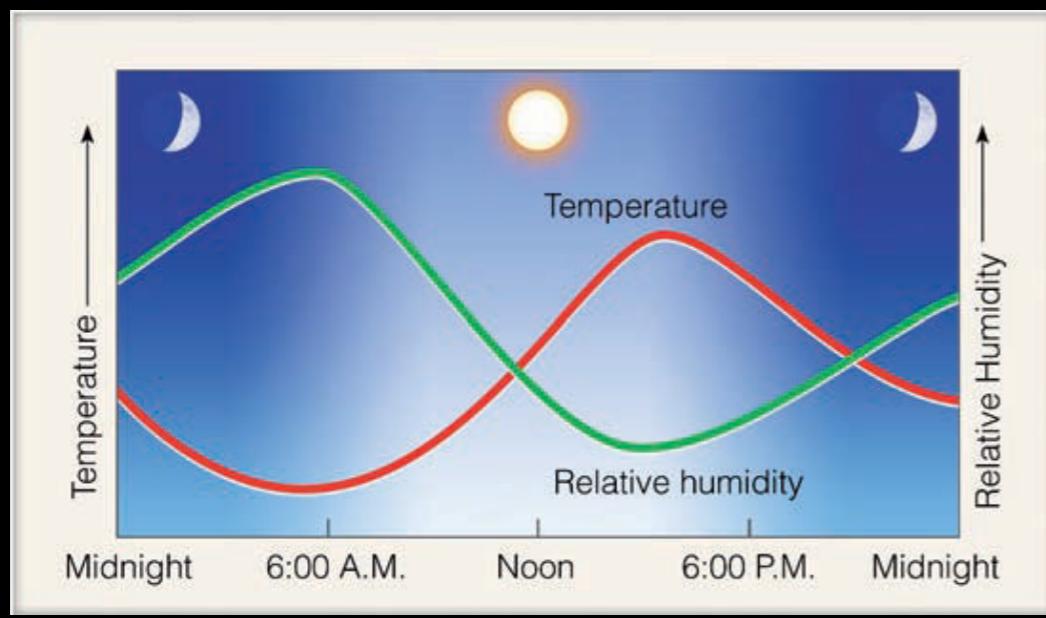
습도: 수증기압

- 이상기체 법칙에 의해 온도가 같을 때 압력은 질량에 비례
- 비습이 높으면 수증기압도 높음
- 포화수증기압: 공기가 어떤 온도에서 포화가 되었을 때의 수증기압



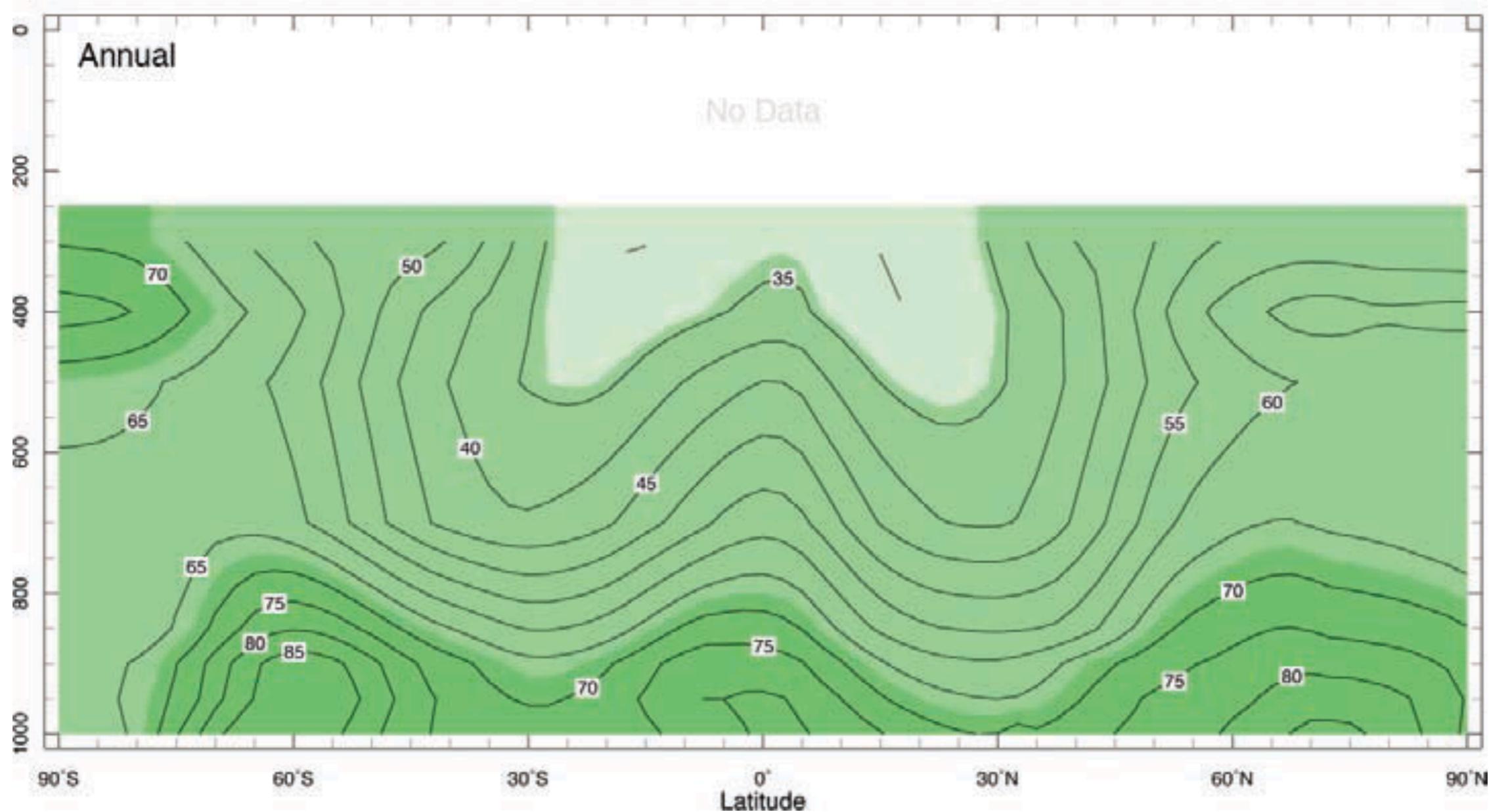
습도: 상대습도

- 상대습도 = 수증기압 / 포화수증기압 × 100%
- 상대습도는 온도에 따라, 수증기량에 따라 변한다.
- 온도변화에 비해 수증기량의 변화는 적다.
- 상대습도의 일변화 (daily cycle)



상대습도 위도별 평균값

Zonal-Average Relative Humidity (%)



이슬점온도

- 이슬점온도: 주어진 수증기압에서 공기가 포화가 될 수 있는 온도 (상대습도가 100%가 되는 온도)
- 이슬점온도는 공기중의 수증기량을 나타낼 수 있다.
- 수증기량 ↑ → 이슬점온도 ↑ (수증기량 ↓ → 이슬점온도 ↓)
- 온도=이슬점온도 → 상대습도 100%
- 온도 >> 이슬점온도 → 상대습도 낮음 (건조)