

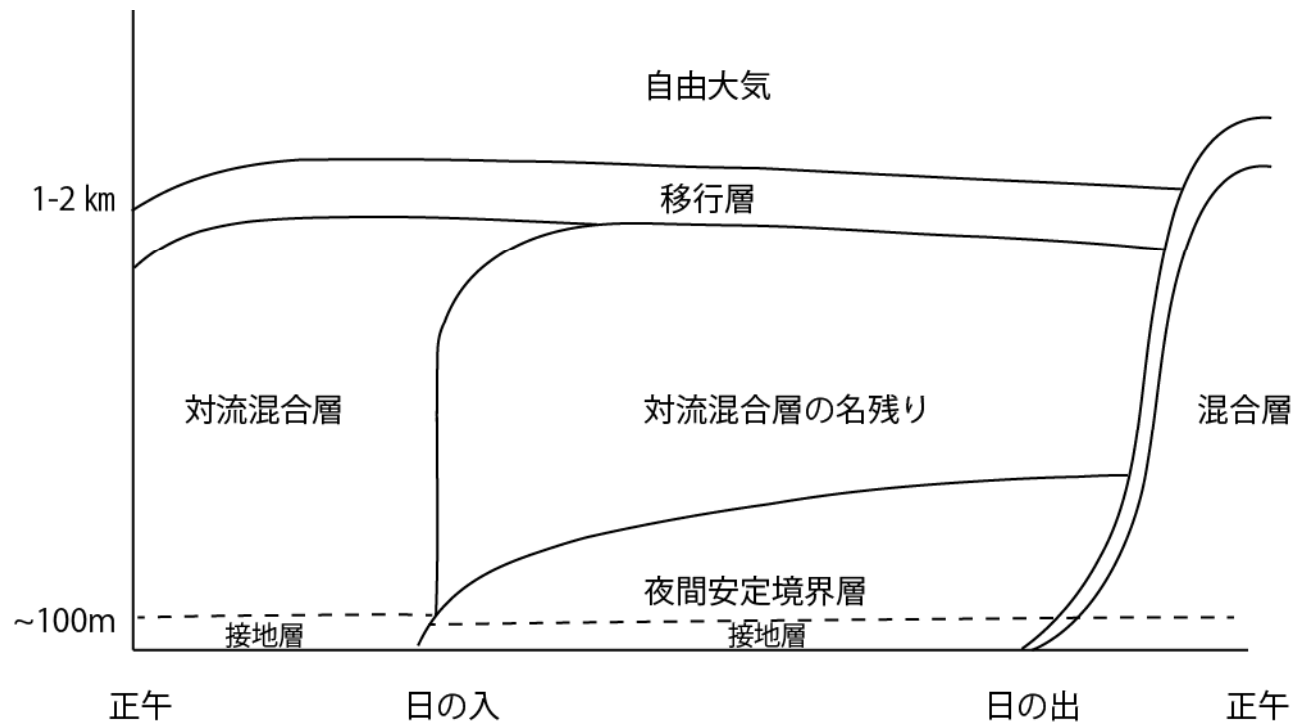
# 大氣放射問題

酒井敏

京都大学 人間・環境学研究科

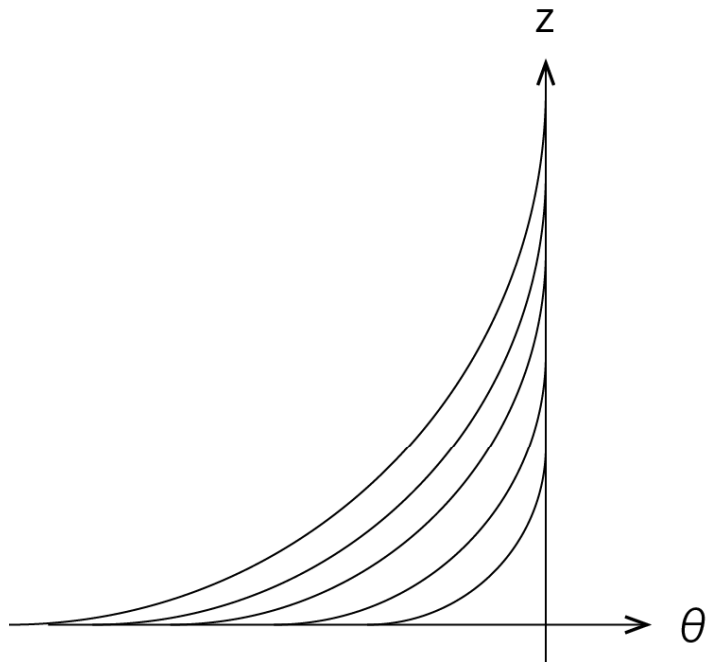
# 一般論：大気は地面から冷える

日射量が減少し始めると，地面が冷えて，そこに接した大気が冷やされる



(Stull, 1988)

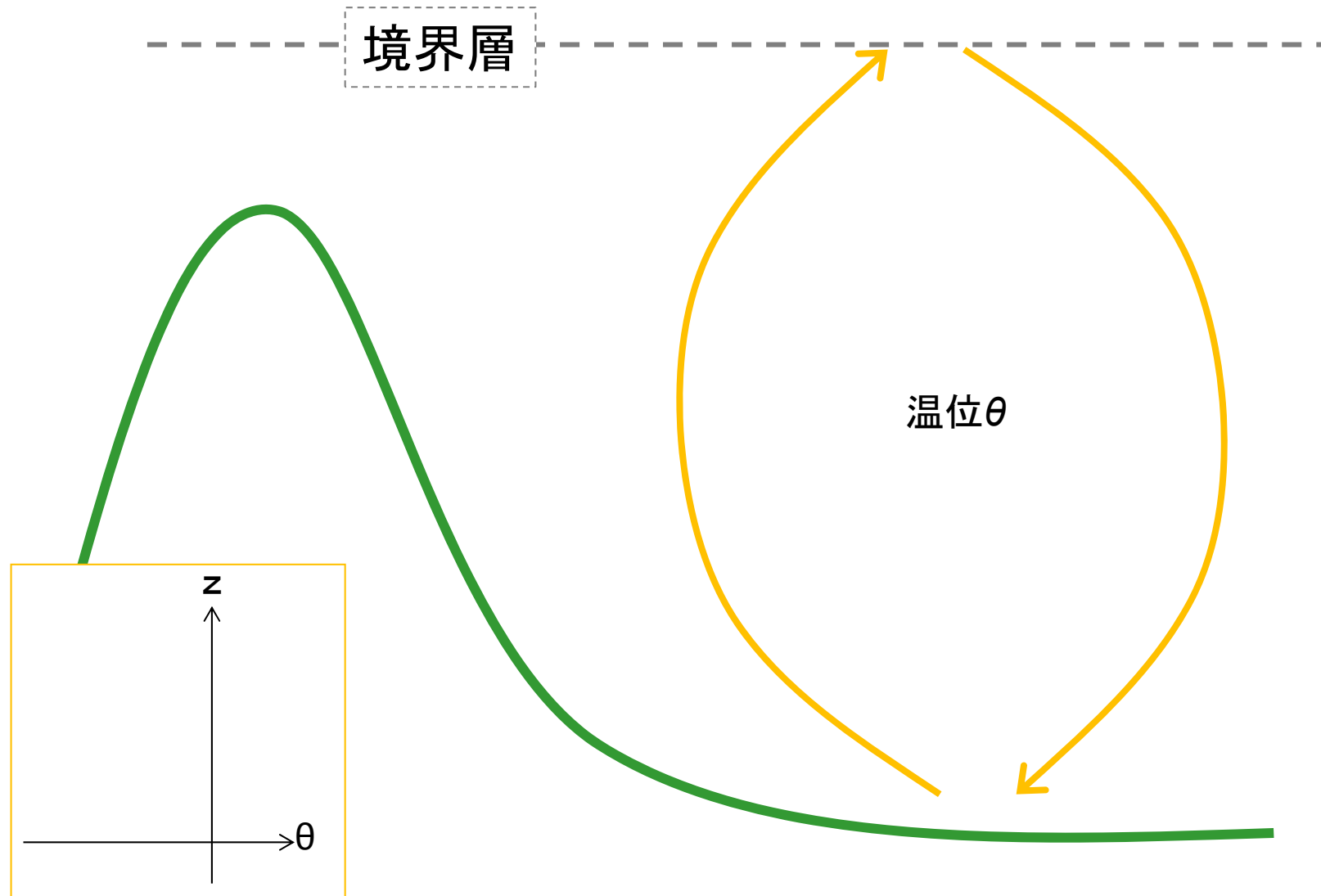
# 一般論



日射量が少なくなることで、地面の放射冷却が起こり、そこに接している大気から冷やされていく

これまでの概念

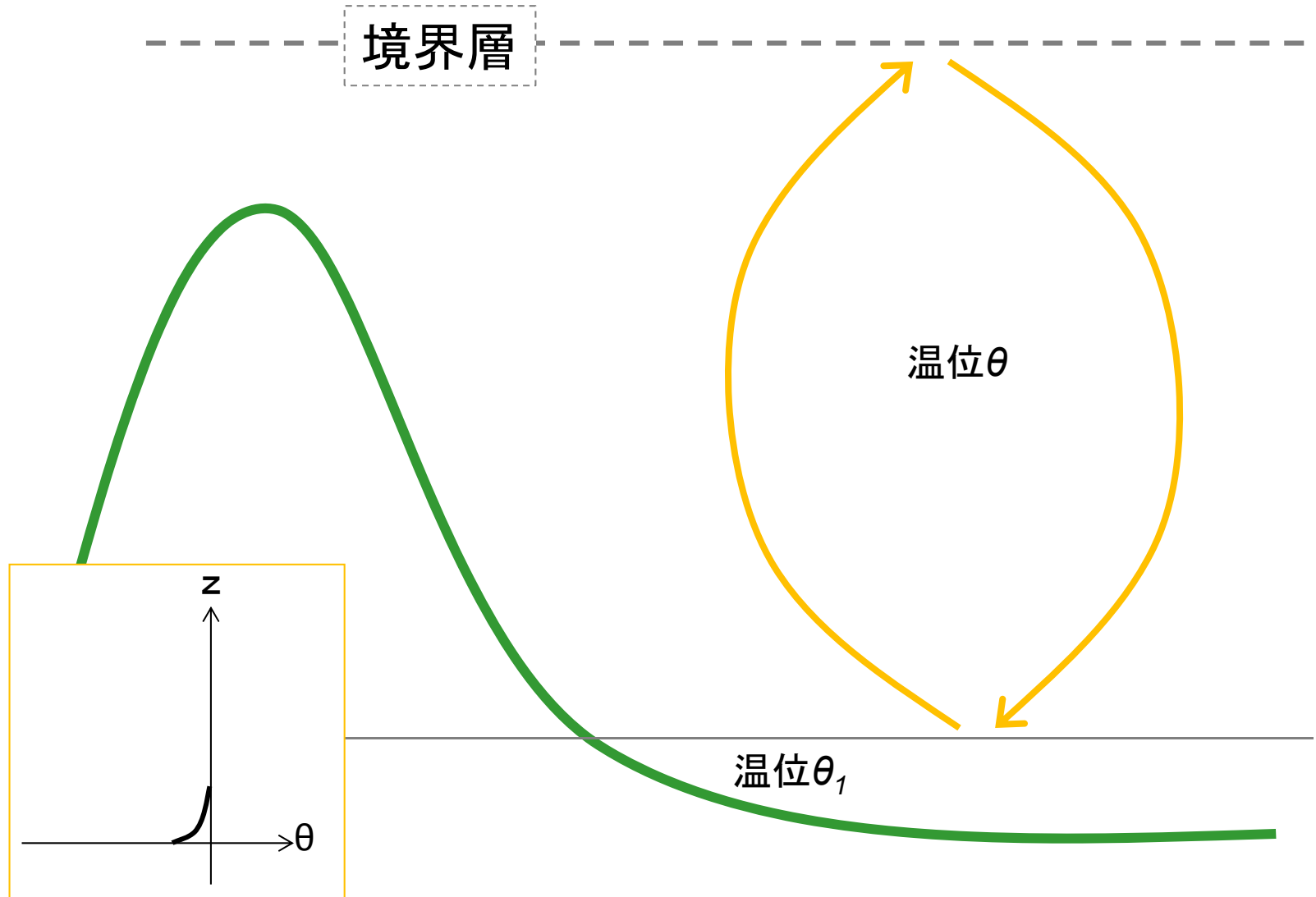
# 成層過程①



これまでの概念

# 成層過程②

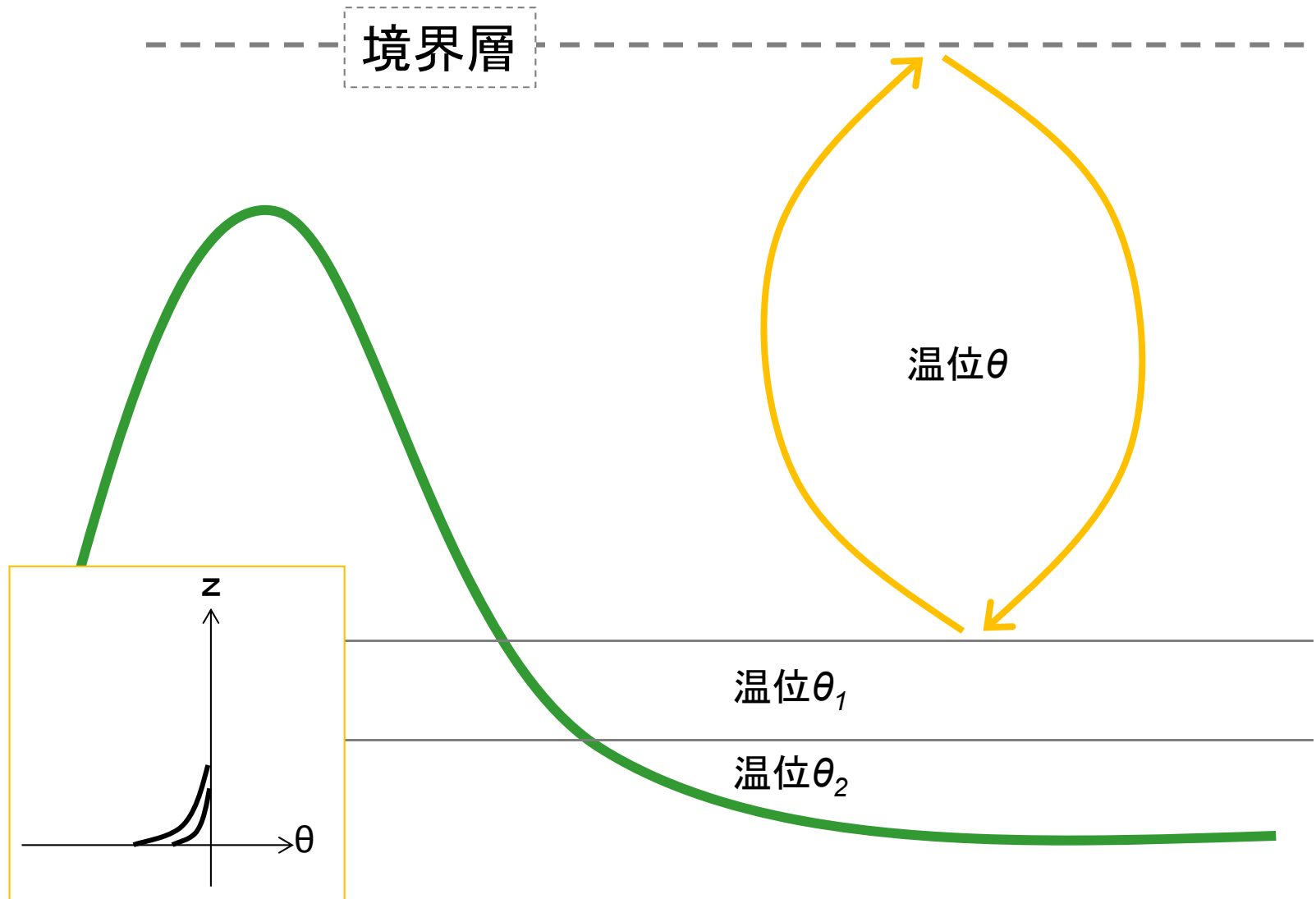
$$\theta_1 < \theta$$



これまでの概念

# 成層過程③

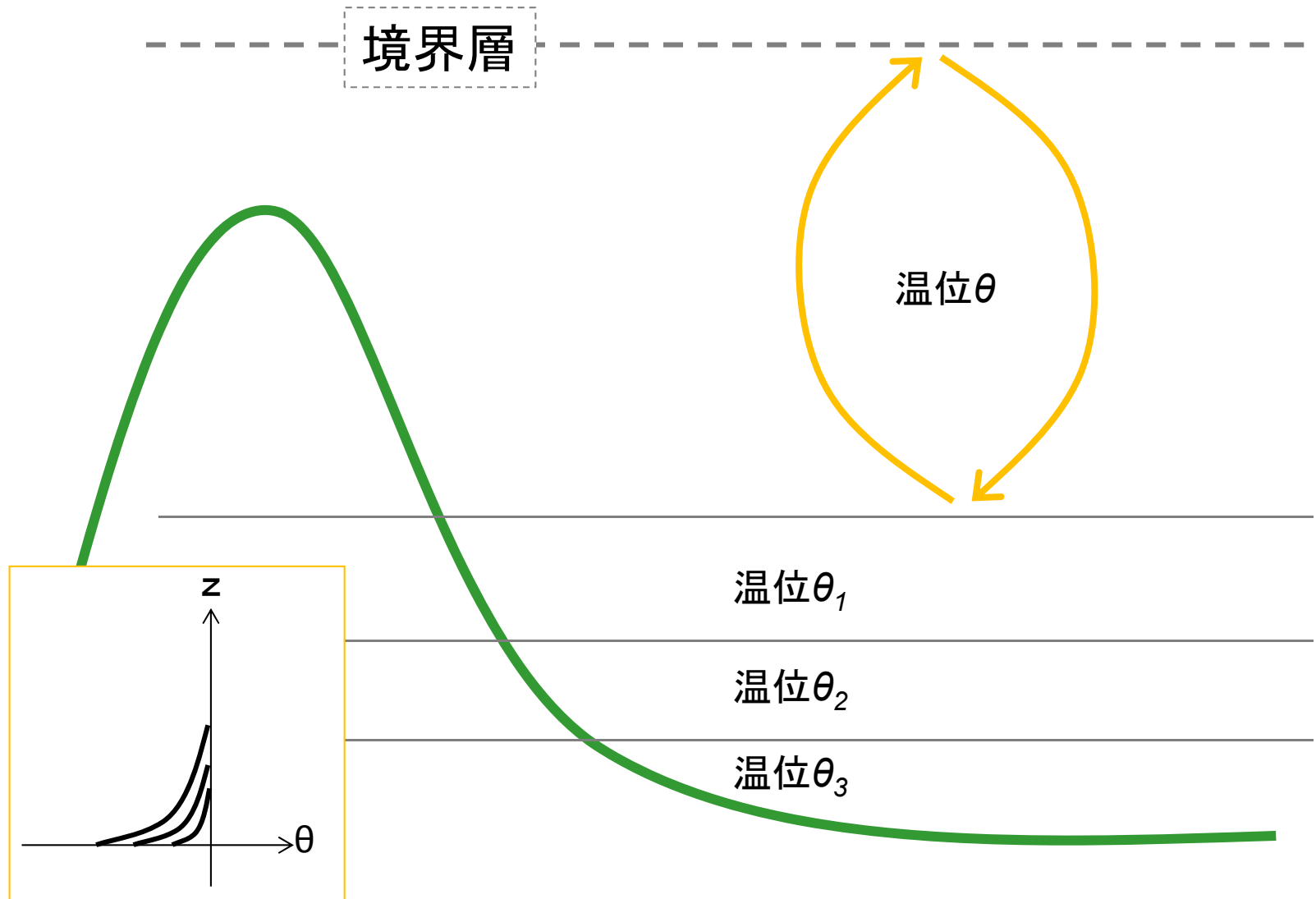
$$\theta_2 < \theta_1 < \theta$$



これまでの概念

# 成層過程④

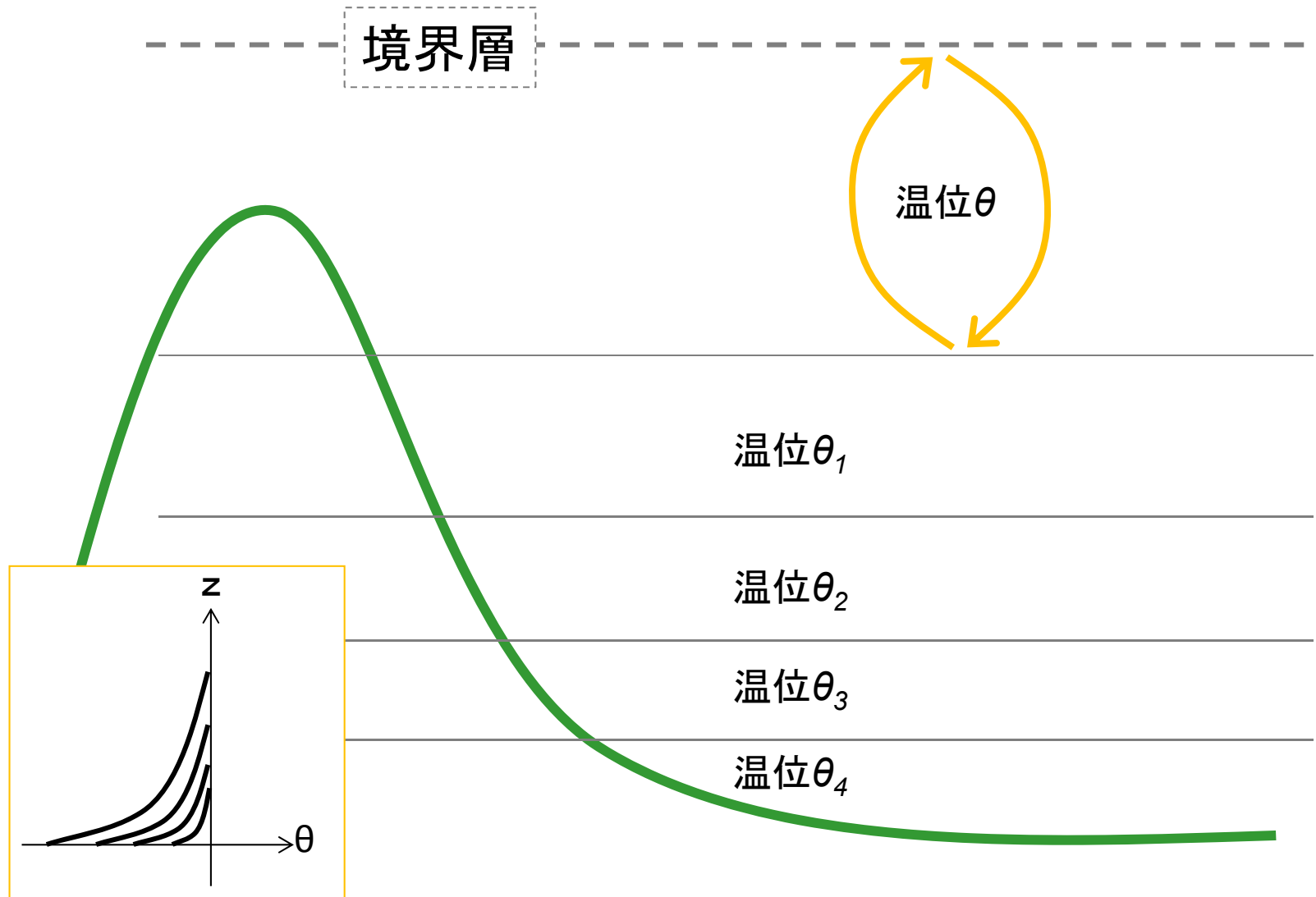
$$\theta_3 < \theta_2 < \theta_1 < \theta$$



これまでの概念

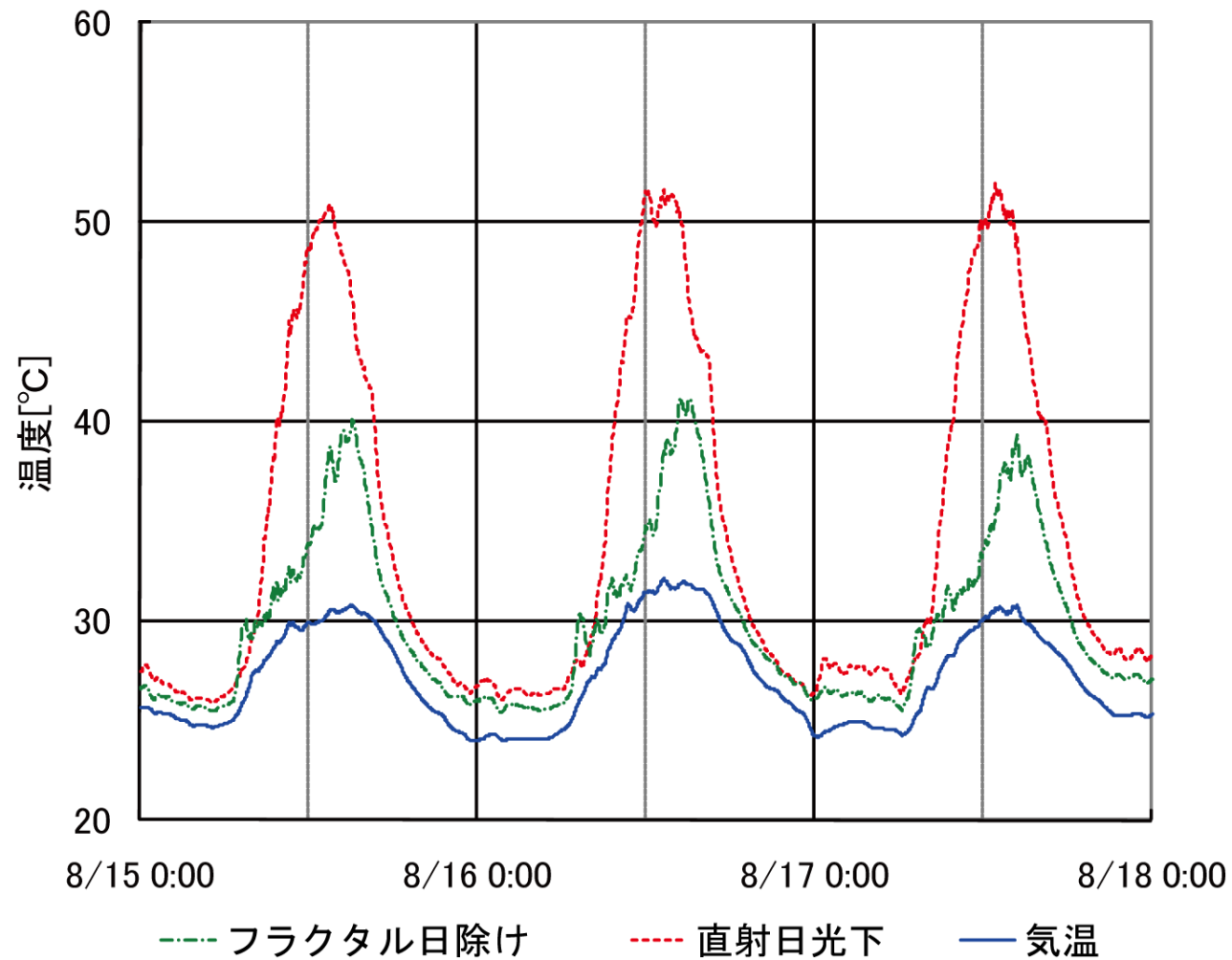
# 成層過程⑤

$$\theta_4 < \theta_3 < \theta_2 < \theta_1 < \theta$$

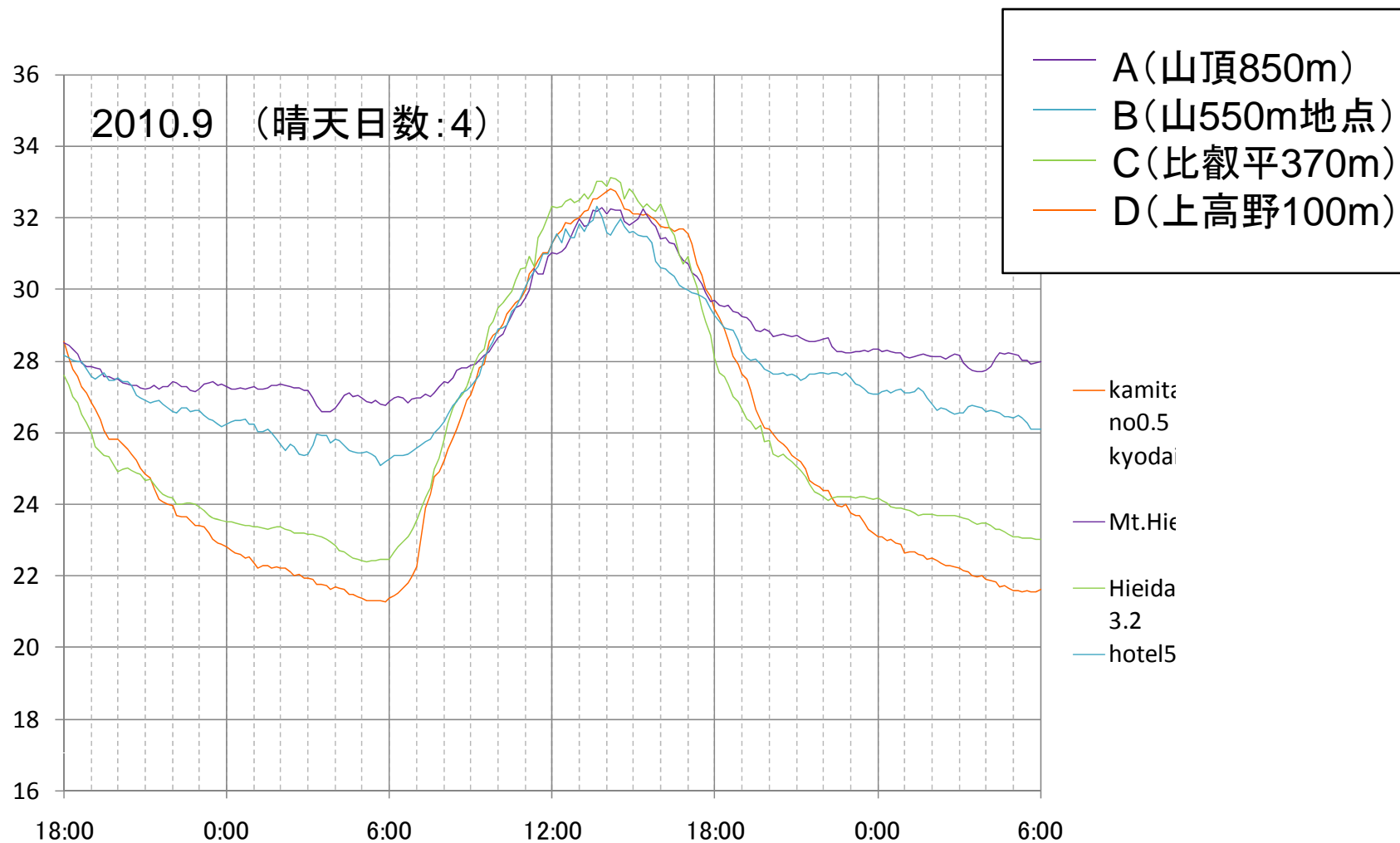




# 「誰が冷やすの問題」

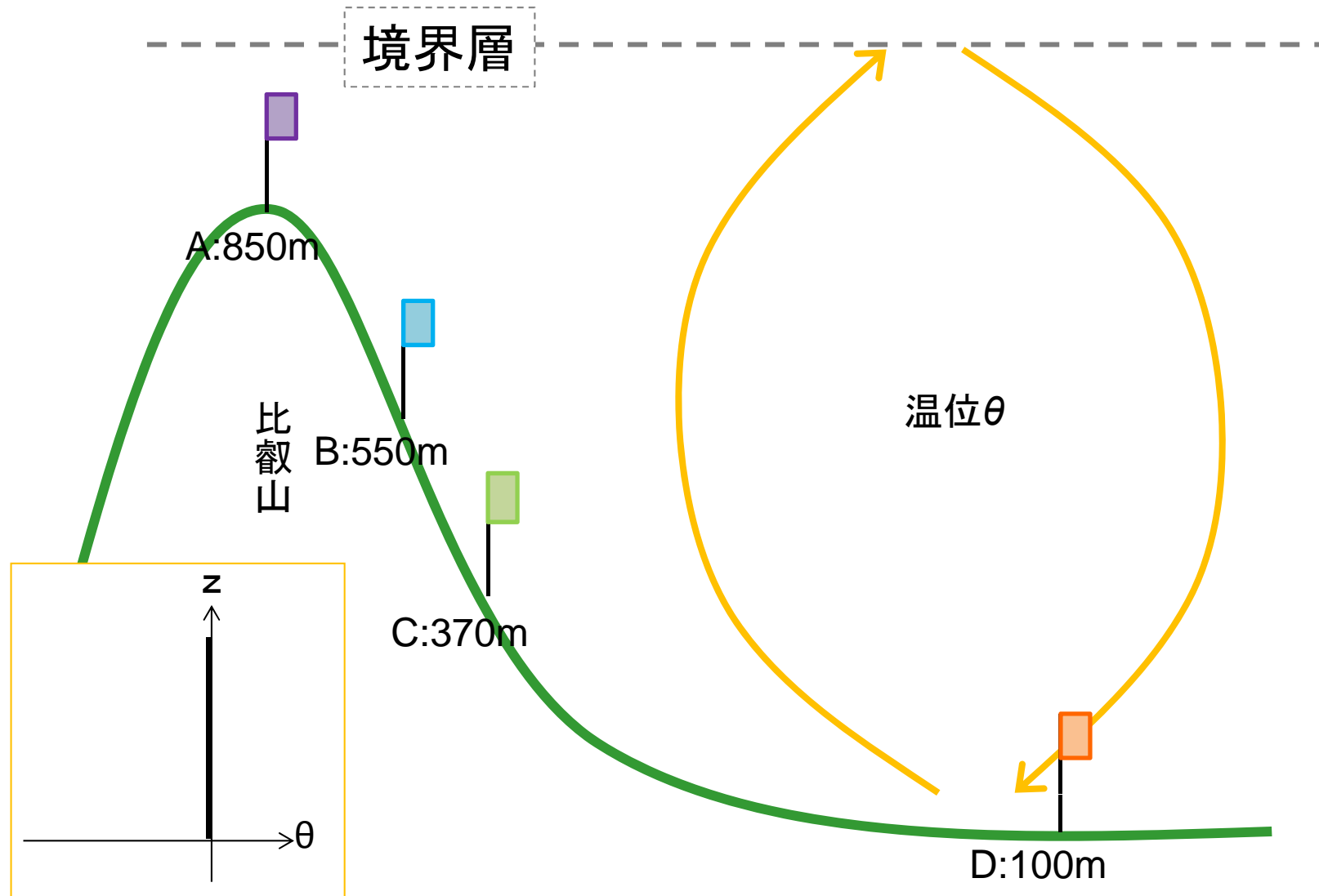


# 「大気は下から冷えない」 (中村美紀、2011年春)



観測結果から

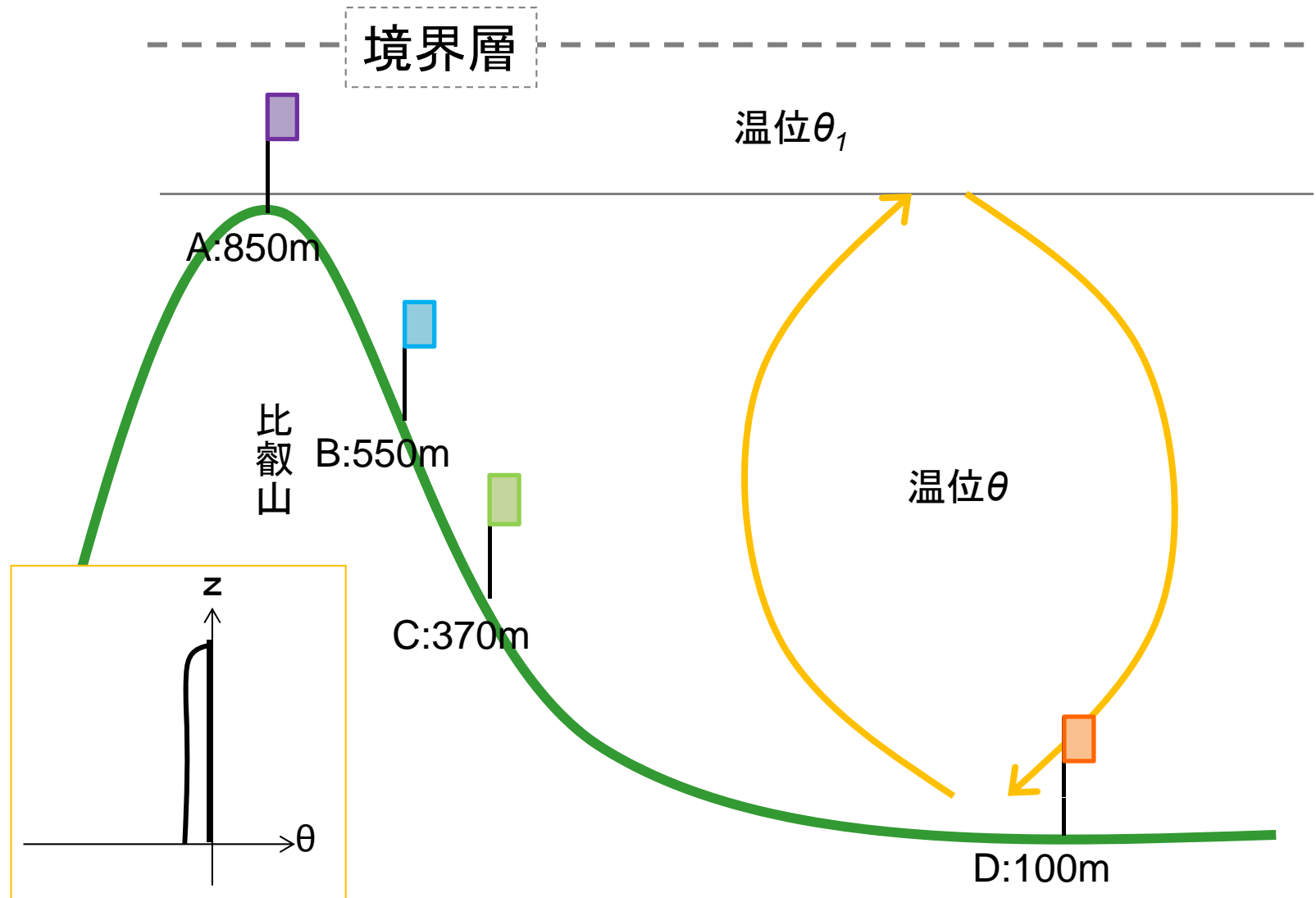
# 成層過程①



観測結果から

# 成層過程②

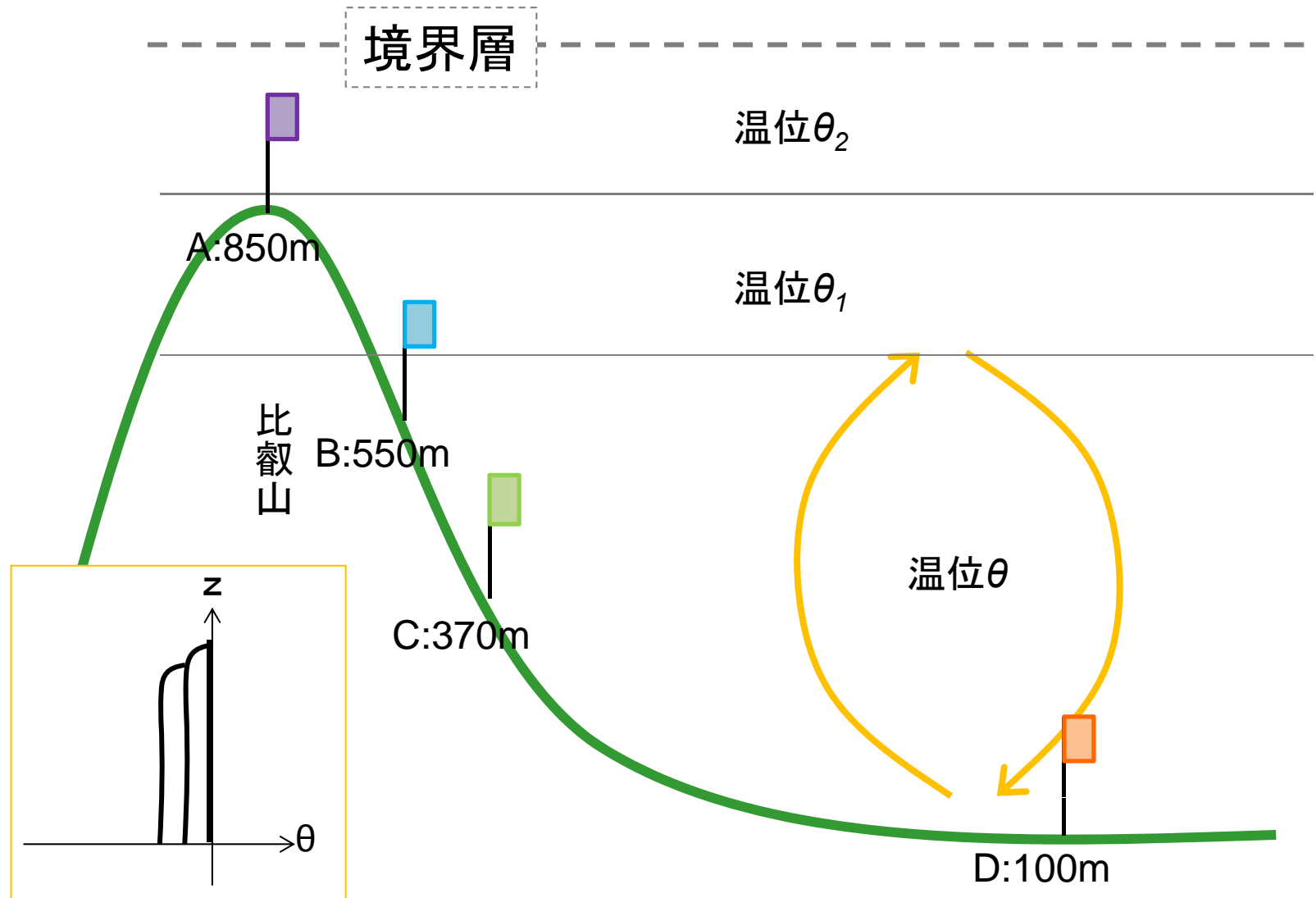
$$\theta_1 > \theta$$



観測結果から

# 成層過程③

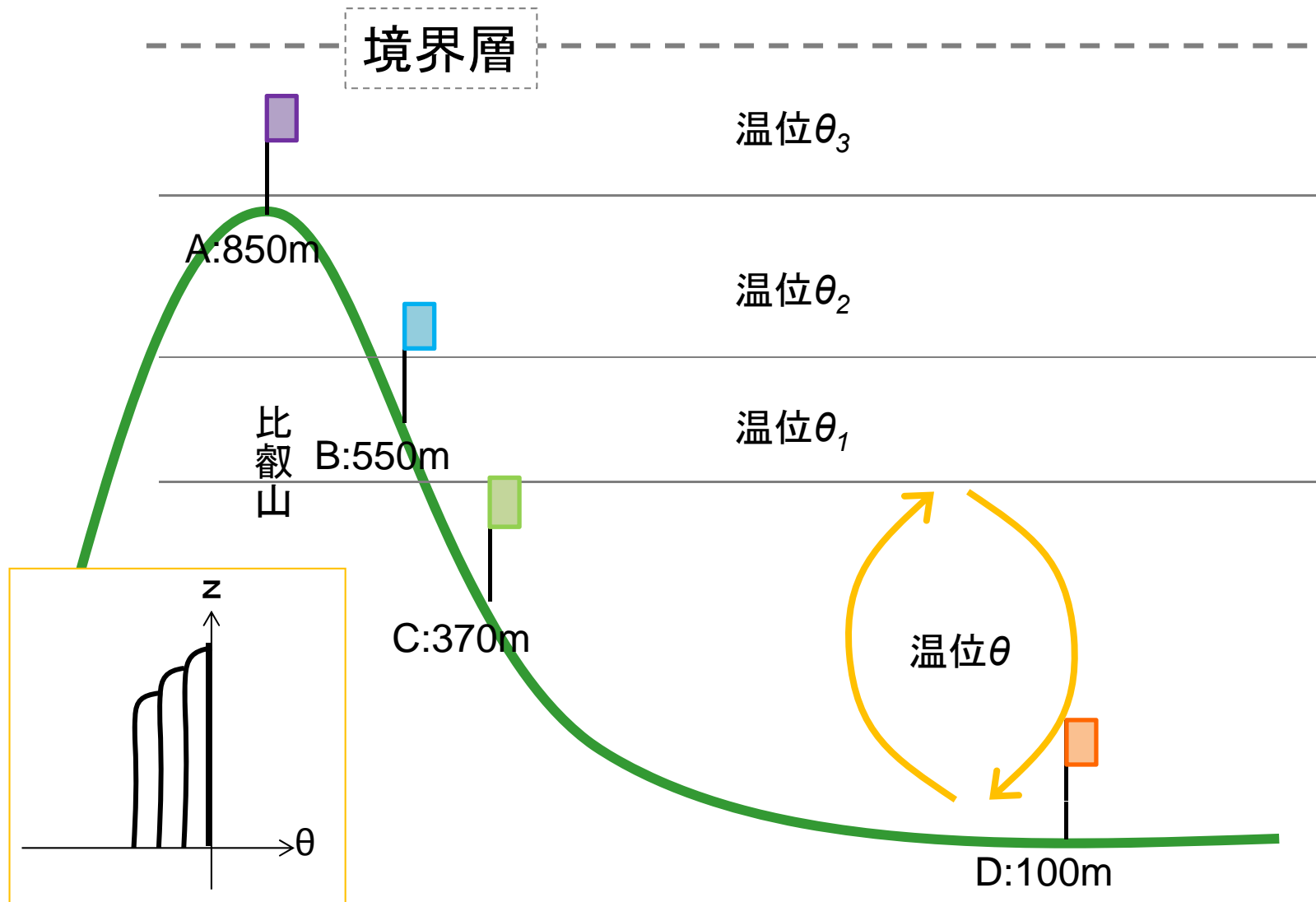
$$\theta_2 > \theta_1 > \theta$$



観測結果から

# 成層過程④

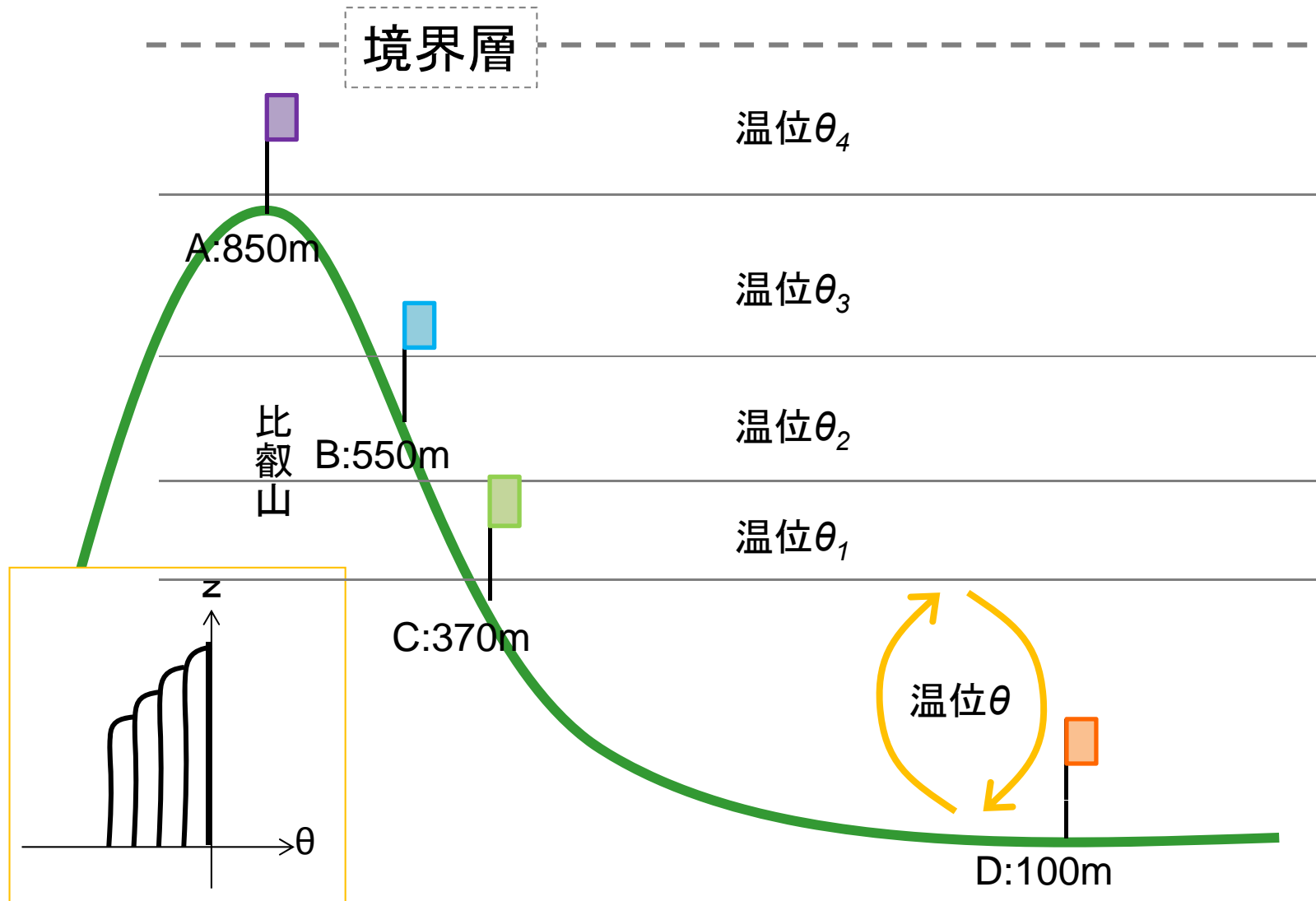
$$\theta_3 > \theta_2 > \theta_1 > \theta$$



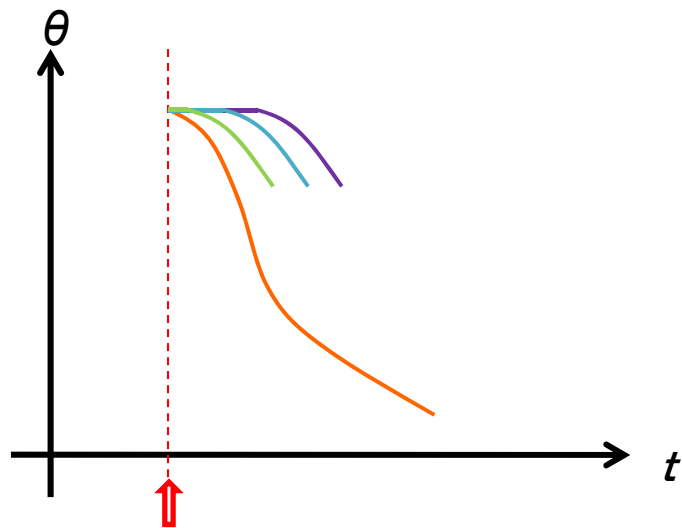
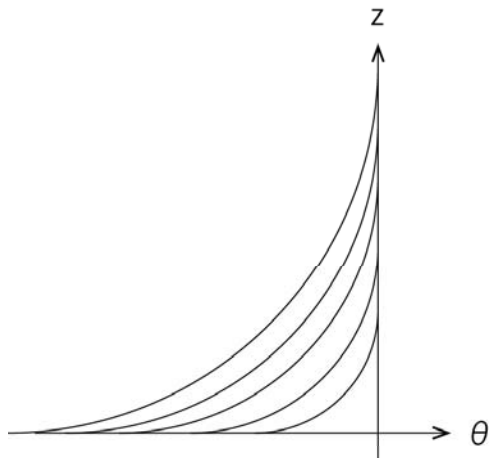
観測結果から

# 成層過程⑤

$$\theta_4 > \theta_3 > \theta_2 > \theta_1 > \theta$$

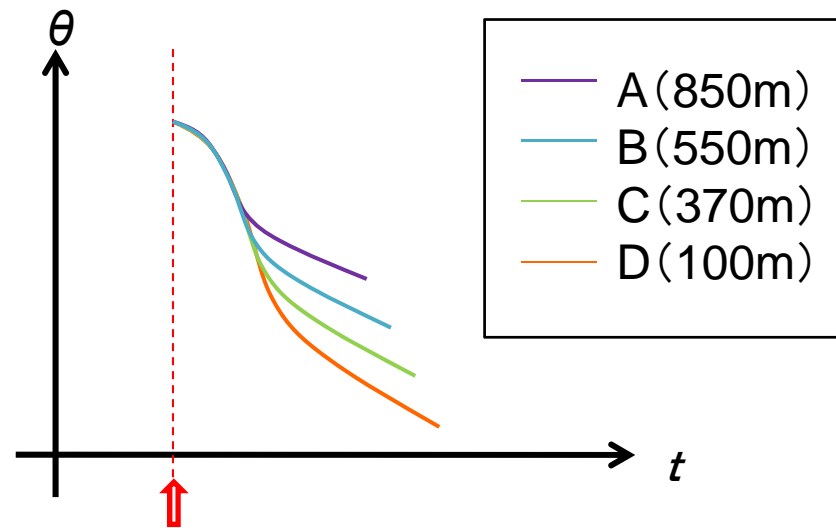
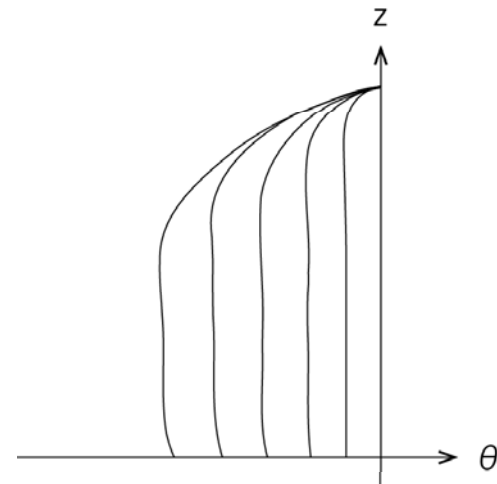


# 従来概念



最高気温記録時

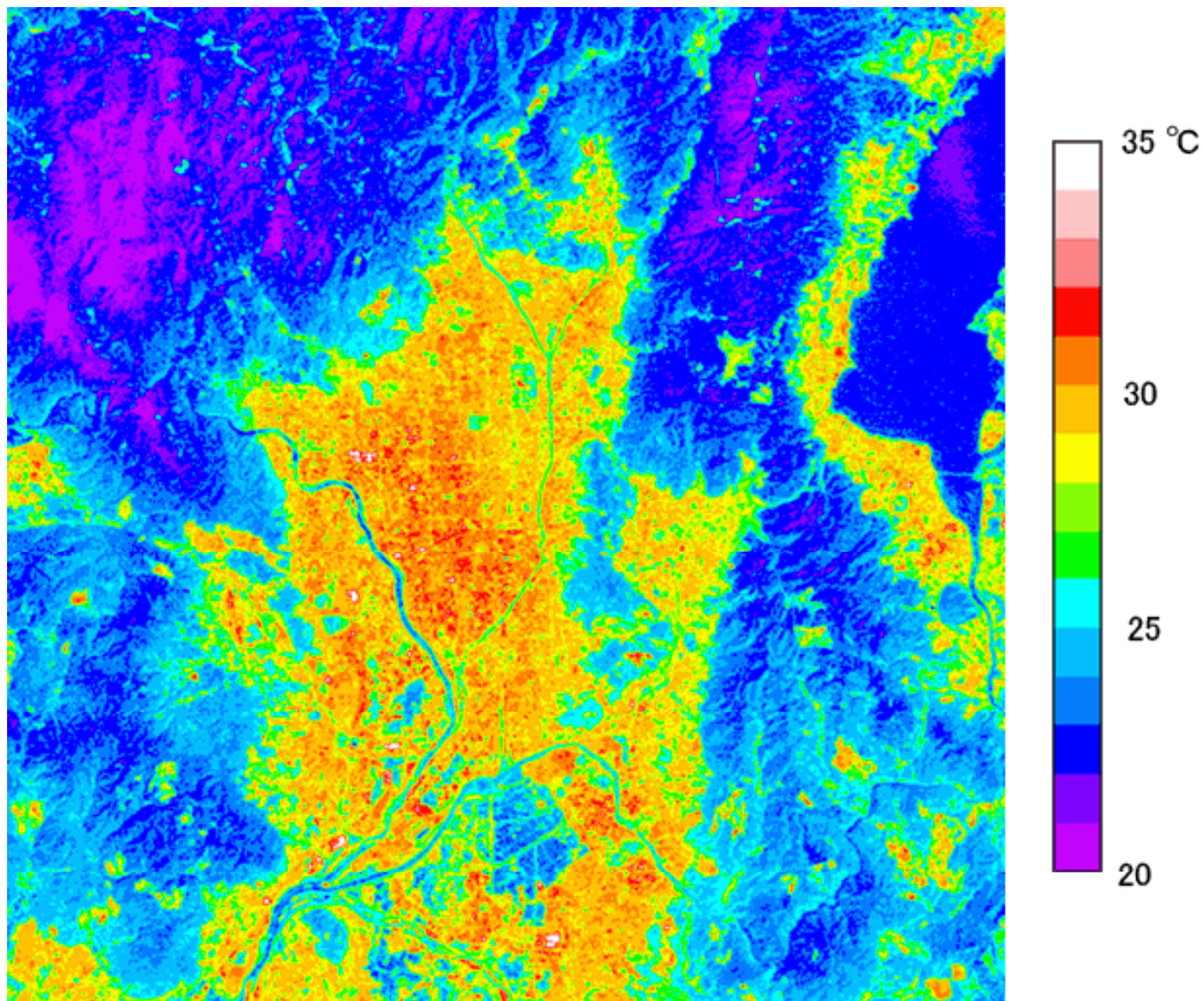
# 観測結果



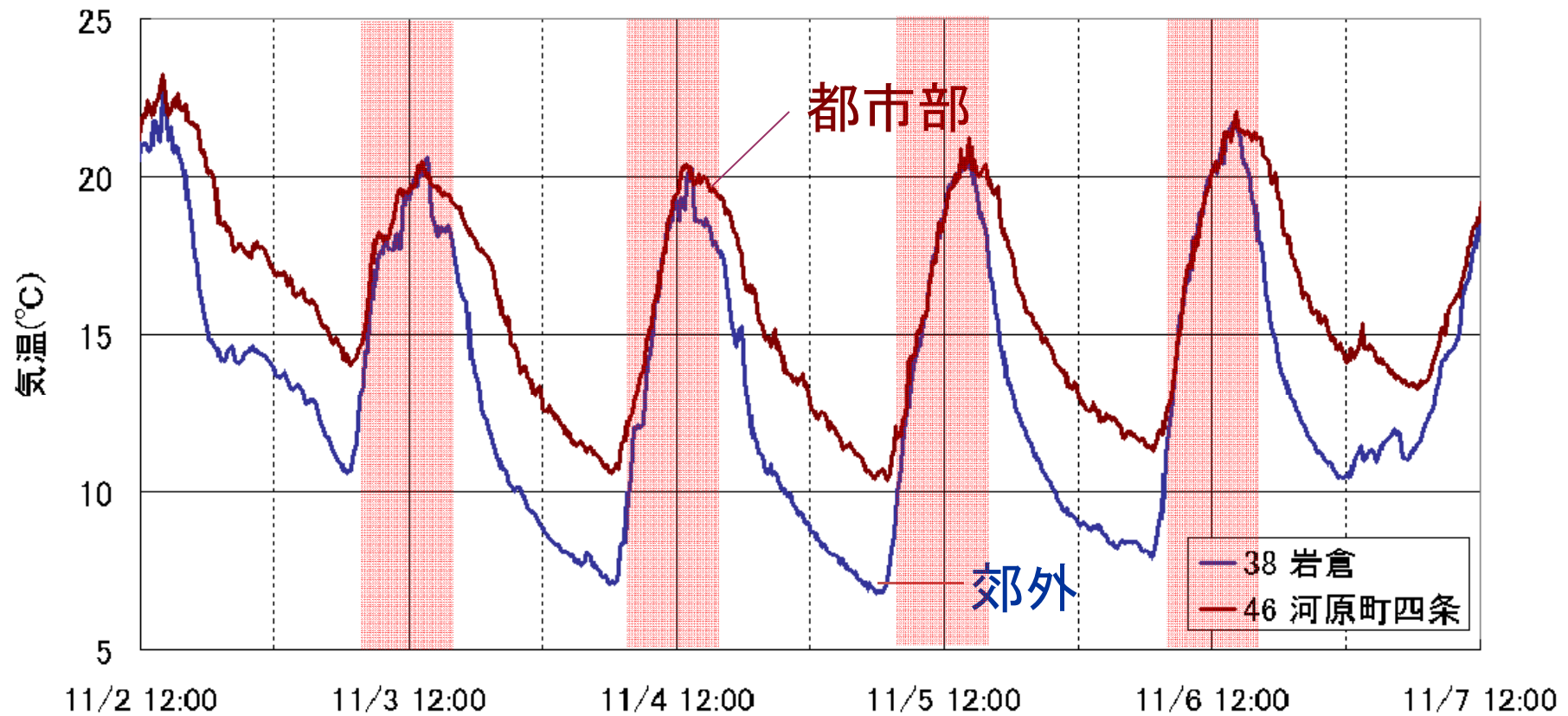
最高気温記録時



# 街の表面は熱い

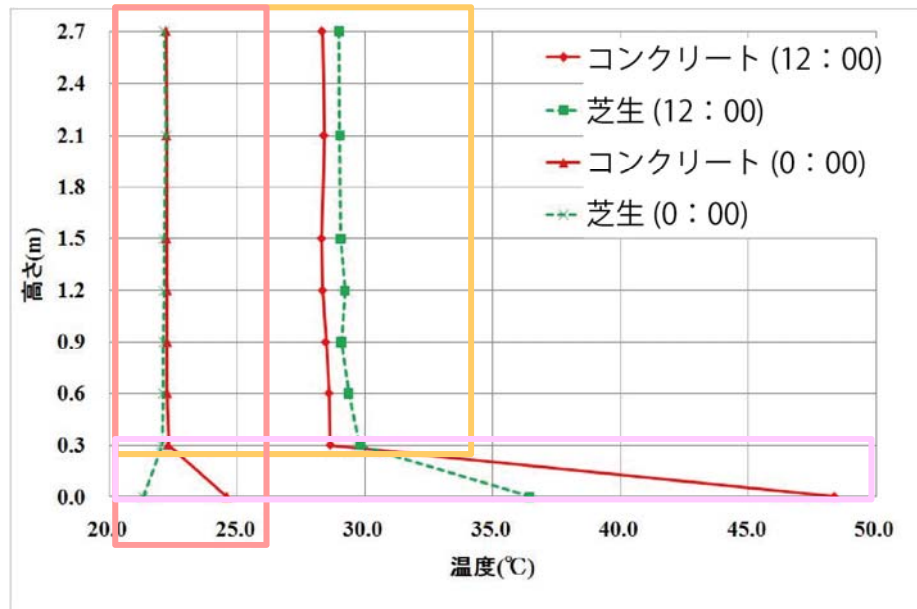


# 昼間の気温(1.5m)は 地表面温度と無関係

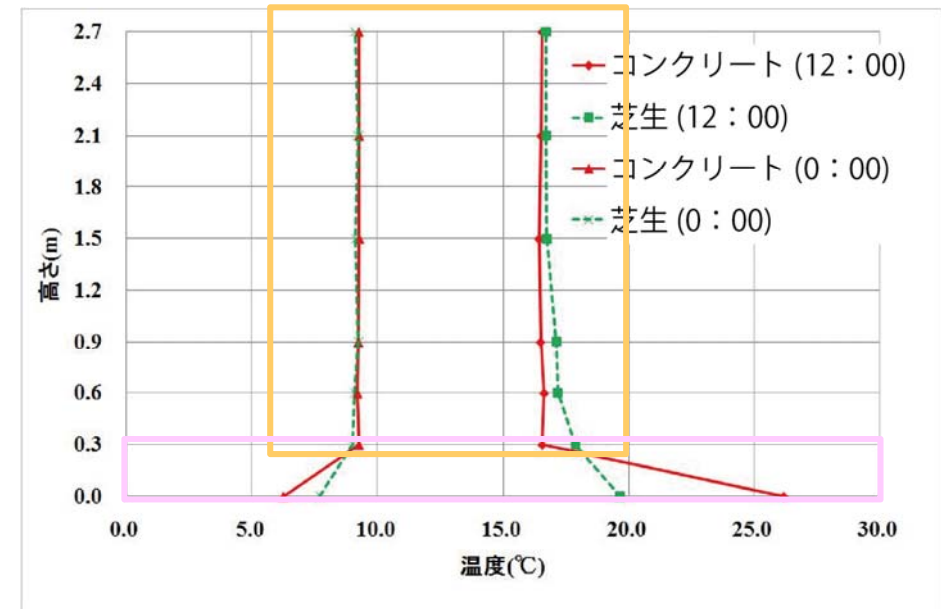


昼間は、強い対流で都市部も郊外もよく混ざっている

# ● 地表面付近の鉛直方向の温度分布



2009年夏季の結果



2009年冬季の結果

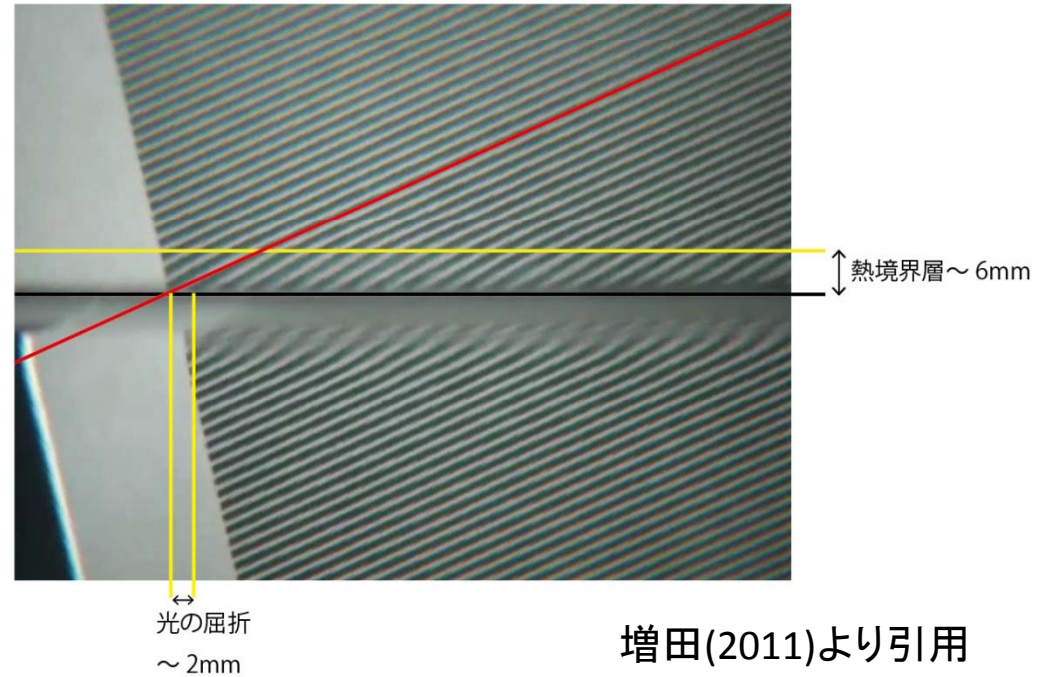
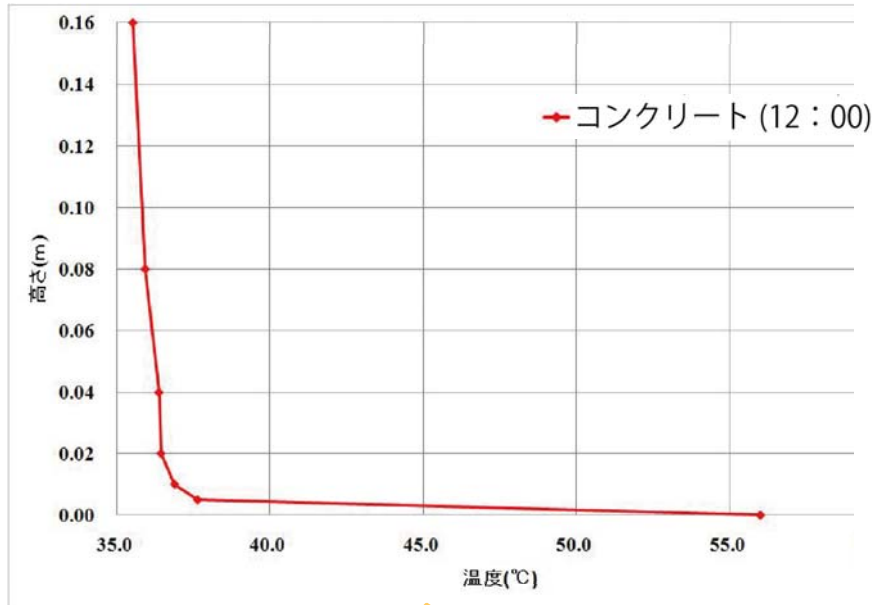
増田(2011)より引用

- 0.3mよりも上の気温はほとんど同じ
- 地面と大気に温度差がある
- 夏の夜間, コンクリートの表面は気温より高くなる

# ● 熱境界層の測定

ラディエーションシールドなしで測定

: 温度の絶対値は正確ではなく、相対的な比較のみ可能

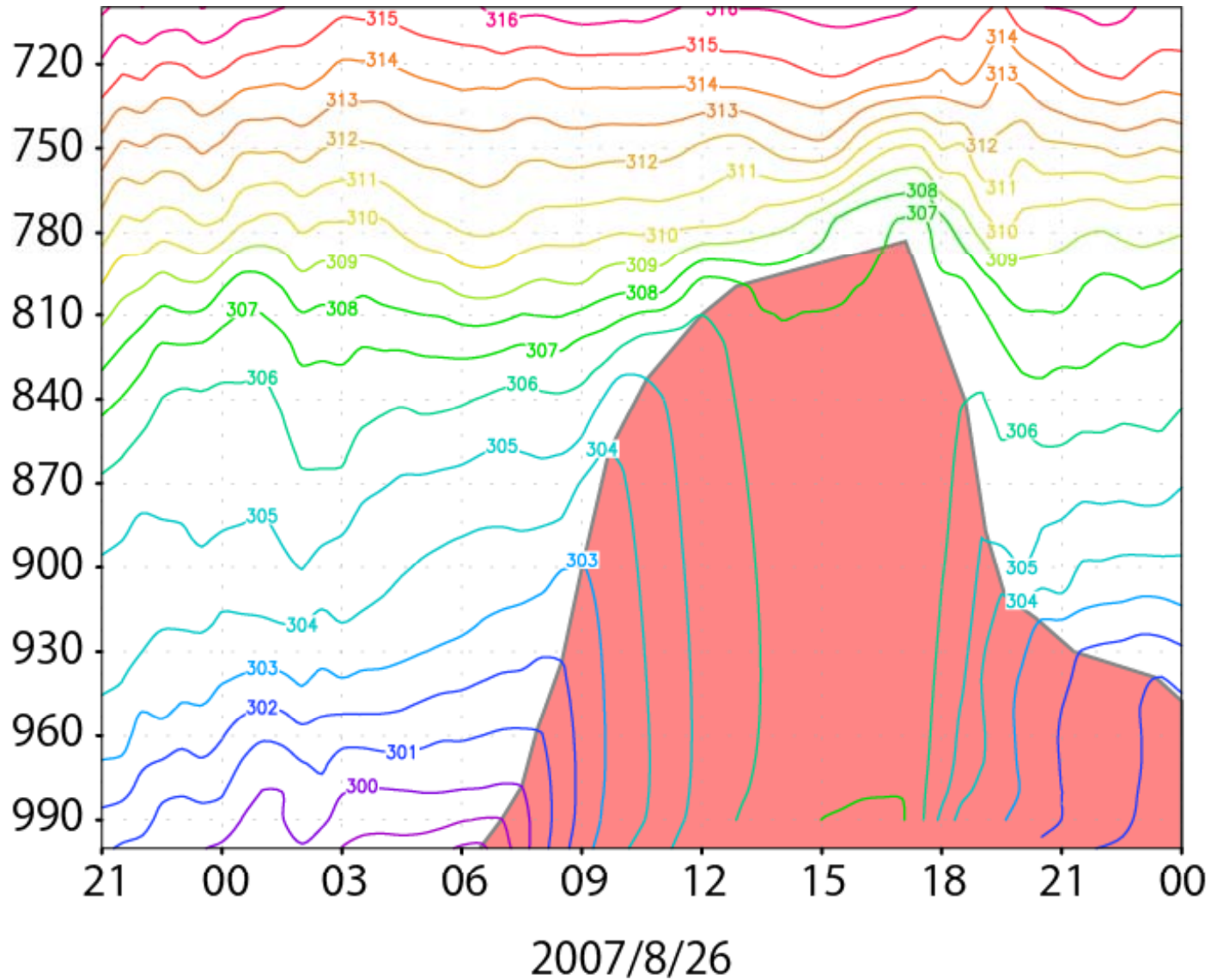


増田(2011)より引用

0.5cm～16.0cmの温度差: 3.5°C  
地表面～0.5cmの温度差: 18.5°C

- 熱境界層が発達
- 地面と大気の温度差が生じる

# MM5 による計算



大気が自分で冷えている  
としか考えられない。

# 「一般的」な吸収係数

- $\kappa = 10^{-2}$
- 大気全層で、光学的厚さがほぼ 1
- 温室効果の強さが現実的

冷却速度  $2^{\circ}\text{C}/\text{day}$

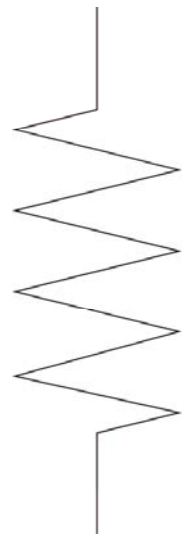
時定数 約1か月



境界層では放射は効かない。

# 灰色大気モデル

- 大気全層の放射「平衡状態」が念頭にある。
- 「結果」が現実合うようなパラメタを採用。

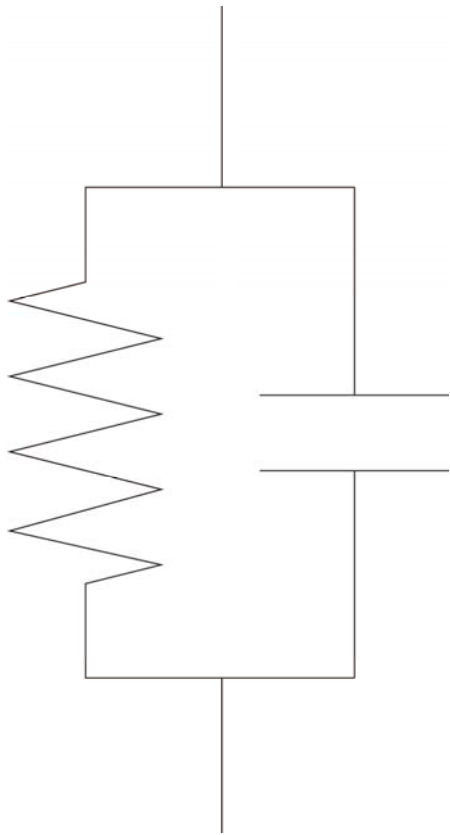


オームの法則

$$V=IR$$



## 少し複雑なモデル



- 大気の一部のモデル
- 熱容量を考慮
- 時間変化を考える

## 基礎方程式

$$\frac{dF^{\uparrow}}{dz} = -\frac{3}{2}k\rho_w (F^{\uparrow} - B)$$

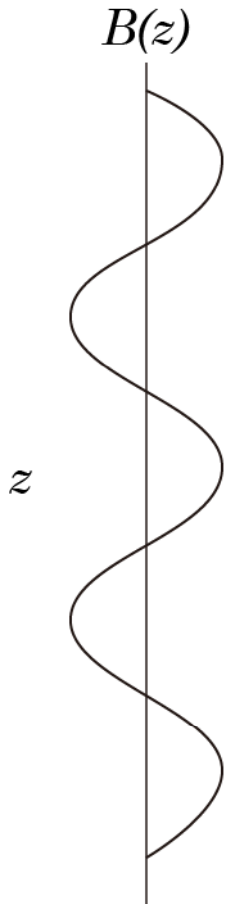
$$\frac{dF^{\downarrow}}{dz} = \frac{3}{2}k\rho_w (F^{\downarrow} - B)$$

$$\frac{dT}{dt} = \frac{3k\rho_w}{2c\rho_a} (F^{\downarrow} + F^{\uparrow} - 2B)$$

光学的厚さではなく、実際の距離で考える。

# 初期値問題

連続モデル



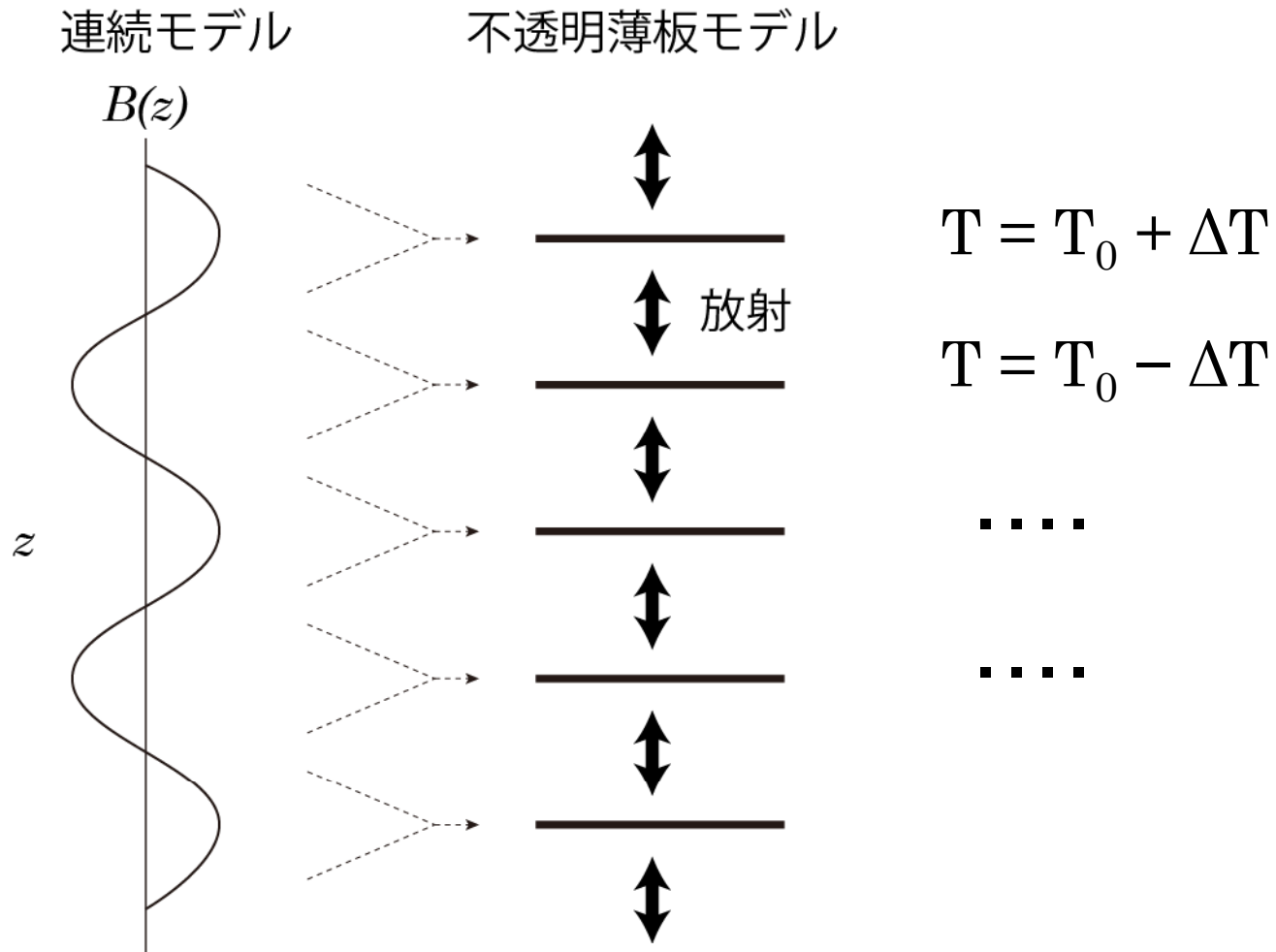
基本場は平衡状態にあるものとして、  
擾乱の減衰を求める。

$$B(z) = B'(t)\sin(mz) + B_0$$

$$T'(t) = B'(t) / 4\sigma T_0^3$$

$B$ は線形化

# その前に



半波長分の熱容量を持つ板の集合と考える。

## 平板モデルの時定数

$$\Delta T(t) = \Delta T_0 \exp(-t / t_0)$$

$$t_0 = \frac{\pi c \rho_a}{16 \sigma T_0^3 m}$$

波長を1kmとして、約半日

## 連続モデルの解

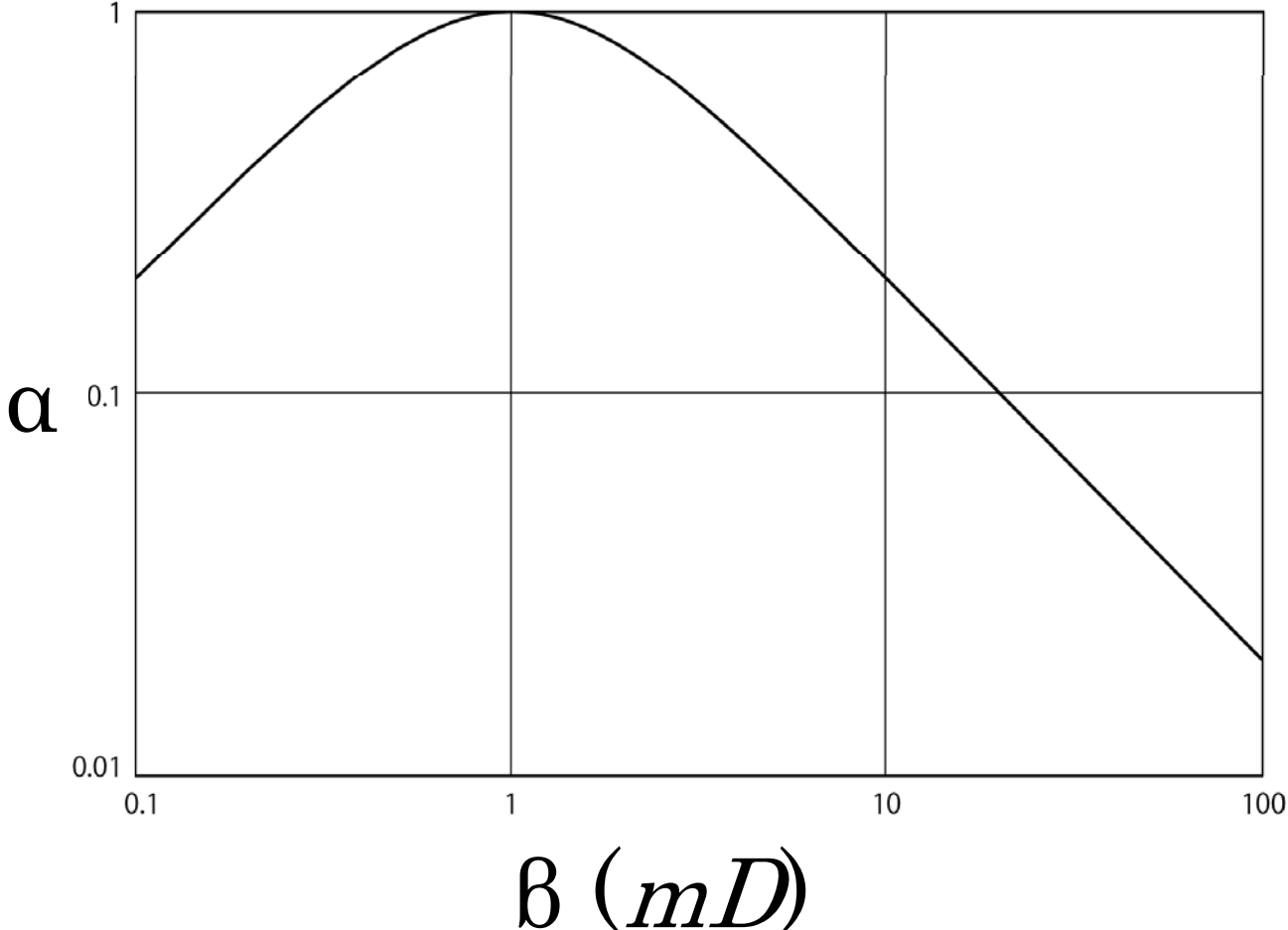
$$\frac{dB'}{dt} = -\frac{\pi \alpha}{4 t_0} B'$$

ここで、  $\alpha = \frac{2\beta}{1 + \beta^2}$ ;  $\beta = mD$

$$D \equiv \frac{2}{3\kappa\rho_w} \quad (\text{有効放射距離})$$

# 過渡特性

平板モデルに対する減衰の速さ



波長で規格化した有効放射距離

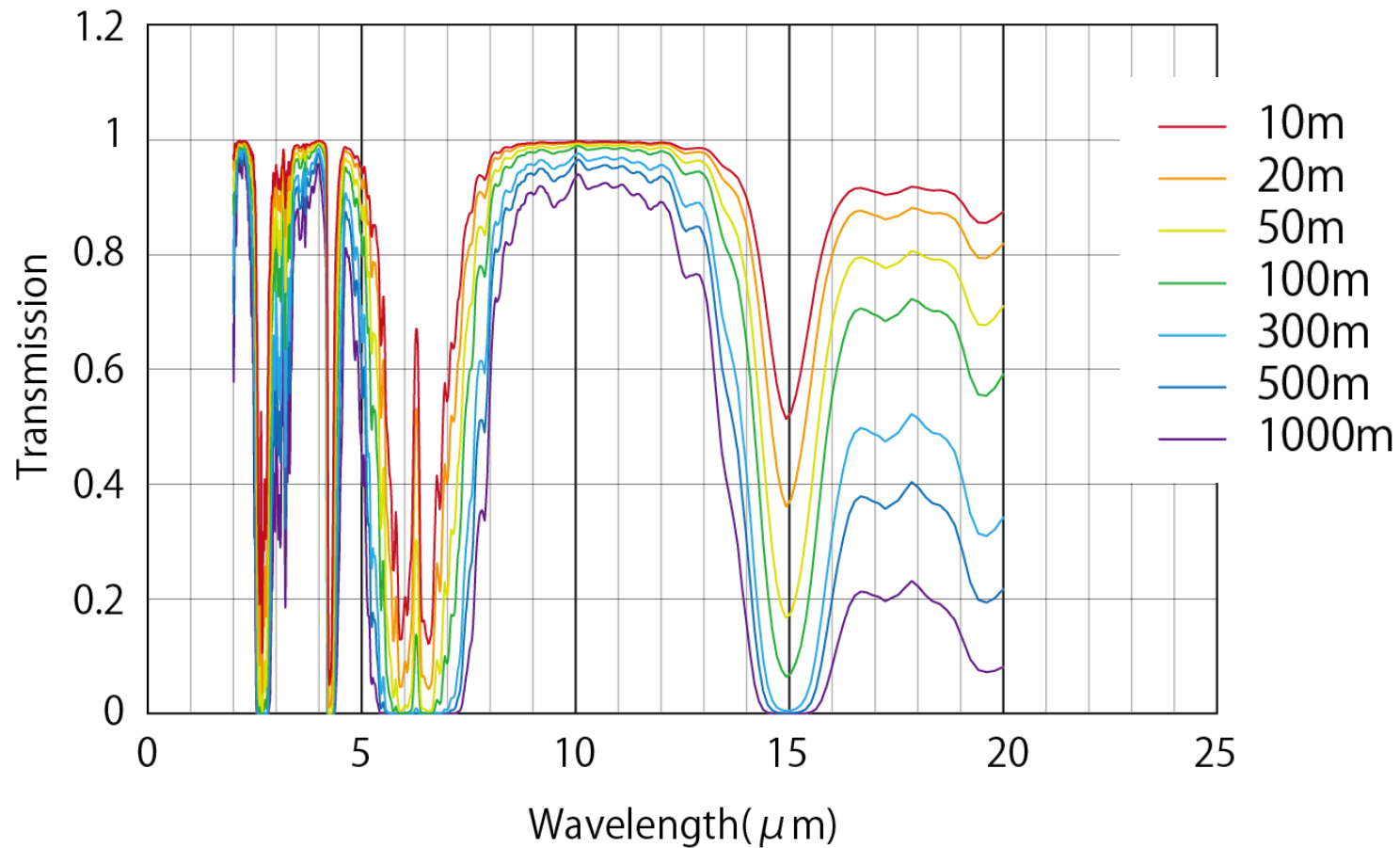
波長帯によって吸収係数が大きく異なることを考慮すると、

考えるスケールと同じスケールの有効放射距離を持つ波長帯が効く。

スケールによって、考えるべき波長帯が異なる。



## 境界層内の透過率



15 $\mu\text{m}$ 以上の波長帯で、有効放射距離が約1km

## まとめ

大気境界層内では、吸収率が桁大きい  
15 $\mu\text{m}$ 以上の波長帯の影響が大きい。

この効果を考えると、  
1日の変化に追隨できて  
1 $^{\circ}\text{C}$ /時間程度の温度変化は可能。

大気自身の放射は  
境界層の温度変化に大きく効く