

大氣的熱量和溫度

- | | |
|----------------|-----------------|
| 2-1 大氣的熱平衡 | 2-4 空氣的絕熱變化 |
| 2-2 氣溫的水平分布 | 2-5 氣溫直減率和大氣穩定度 |
| 2-3 氣溫的年變化和日變化 | |

三個基本熱力變數之中，溫度是最容易被人親身體會到的。其實溫度只是熱量表現在外的一種性質，那麼大氣中熱從何而來？又怎樣達成平衡？這些問題是我們首先要在第一節內討論的。

第二、三節我們分別介紹氣溫空間和時間的變化，是控制氣候最重要的因子。

如果空氣迅速上升或下降，它的氣溫將發生怎樣的變化呢？這個問題不但饒有興趣，而且和以後將討論的天氣現象密不可分。所以在第四節內我們先解釋空氣絕熱變化的原理，然後在第五節內解答另一問題：空氣上升後，如果外力一旦消失，它會自動落回原位置呢？還是繼續不斷地上升？這就是大氣穩定度的問題。

2-1 大氣的熱平衡

大氣像是一部巨大的熱力引擎，它運轉所需能源幾乎全部來自太陽的

輻射能。因此，我們必須先了解輻射基本性質，以及大氣中能量的形式及收支等情形。

2-1.1 輻射基本性質

輻射是三種熱能轉移方式之一，但和**傳導**、**對流**最大不同之處在於輻射不需要介質也可以傳遞熱能；因此它在真空或介質中都可進行，否則地球就無法獲得太陽能，熱能也無法散失到外太空去了。

太陽輻射或稱**日射**，它的能量主要在電磁波的可見光和紫外線部分；地球輻射或稱**地射**則在紅外線部分。

一、黑體輻射

討論輻射現象時大多以**黑體輻射**為前提。所有物體都會發射或吸收輻射能，在一定溫度下能發射吸收最高限輻射量的物體稱為**黑體**。

宇宙中不知是否有真正的、完全的黑體存在，但一般認為包括太陽在內的多數恆星是近似黑體。地球上物體、氣體的**發射率**（定溫下實際發射能力和黑體發射能力之比）在10%~95%之間。

此外，一般物體的發射率或**吸收率**是有選擇性的，對某些波長吸收良好，對其他波長則不一定吸收。例如臭氧對 0.3 微米 (μm) 以下的紫外線有良好的吸收率，幾近黑體；在 9.6 微米附近又有一個孤立的吸收帶，其他波長則都不是它所能吸收的了。再以潔白的新雪為例，它對可見光波段的吸收率只有 5%，幾近**白體**，但對紅外線的吸收卻達98%，又近似黑體了；可知黑體的意義和物體本身之是否黑色毫無關係。

二、輻射定律

輻射現象極為複雜，下面所提的三個定律對氣象學和天文學都很重要。

(一) 浦郎克定律

黑體發射出去的輻射強度是波長和該物體溫度的函數。我們暫不討論這種函數關係的詳情，而以曲線分別表示三個特定溫度下，黑體發射隨波長的變化情形，如圖 2-1 及 2-2。

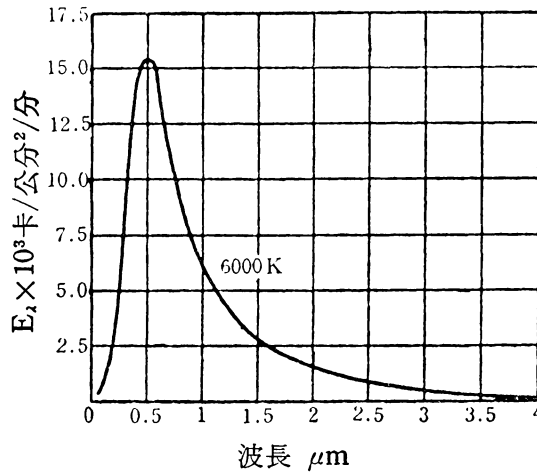


圖 2-1 浦郎克曲線， $T=6000\text{K}$

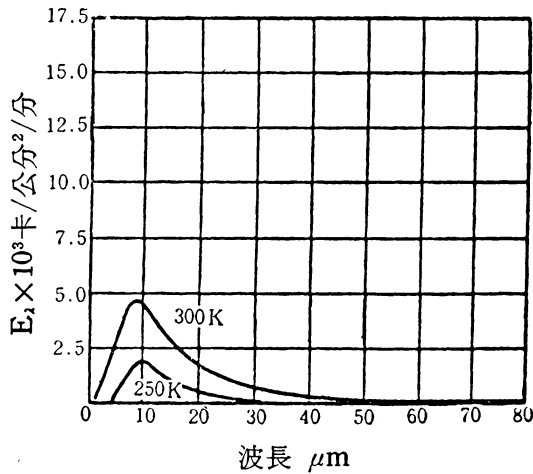


圖 2-2 浦郎克曲線， $T=300\text{K}, 250\text{K}$

圖 2-1 內的溫度約當太陽表面有效溫度，圖 2-2 則相當於地球的行星溫度。可知日射最強的能量落在可見光波段內，而地射則落在紅外線範圍內。所以我們常稱日射為短波輻射，地射為長波輻射。

(二) 汾因輻射定律

輻射體發射出去最大輻射強度所在的波長和溫度的關係，用公式表示是：

$$T = \frac{K}{\lambda_{\max}} \quad (2-1)$$

波長用微米作單位時， $K=2,897$ 。所以我們由已測知的日射最大強度約在 0.474 微米處，代入上式，求得太陽表面的溫度約為 6,108K。

(三)史特凡·波子曼定律

在一定溫度下黑體輻射的總量（包括所有波長）和溫度的四次方成正比，用公式表示是：

$$E = \sigma T^4 \quad (2-2)$$

式中的 σ 是史特凡·波子曼常數。由此式可知溫度增加一倍，輻射能就增為 16 倍之多。太陽和地球的溫度以 6,000K 和 300K 計，則同樣面積上日射的輻射能是地射的 16 萬倍。幸虧日射被地球截獲的部分只是二十億分之一而已；因此，使地球和太陽之間達到熱平衡時的平均溫度不致過高。

三、太陽常數

日射進入大氣後的過程十分複雜，爲了研究大氣的熱平衡的問題，必須先建立一個日射初達大氣邊緣時的標準值，稱爲**太陽常數**。它的精確定義是：在日地平均距離下，大氣外緣單位時間內單位面積上所接受正交進入的太陽輻射能。根據太空實測所得結果，此值是 1.94 卡/公分²/分。

2-1.2 日射進入大氣後的過程

如果地球沒有大氣，或者大氣中缺乏善於吸收輻射的氣體，則日射能量的分配過程便要簡單得多。可是事實並非如此，我們不得不對日射進入大氣後抵達地面時所經歷的複雜過程，包括吸收、反射、散射、透射等作一討論。

一、四種基本過程

(一)吸收

日射的主體（短波輻射）大致都能透過大氣，只有波長在 0.3 微米以下的紫外線部分幾乎全被 O_3 吸收（圖 2-3）。

圖 2-3 也表示水汽、 CO_2 等氣體的複雜**吸收率**特性，它們對長波輻

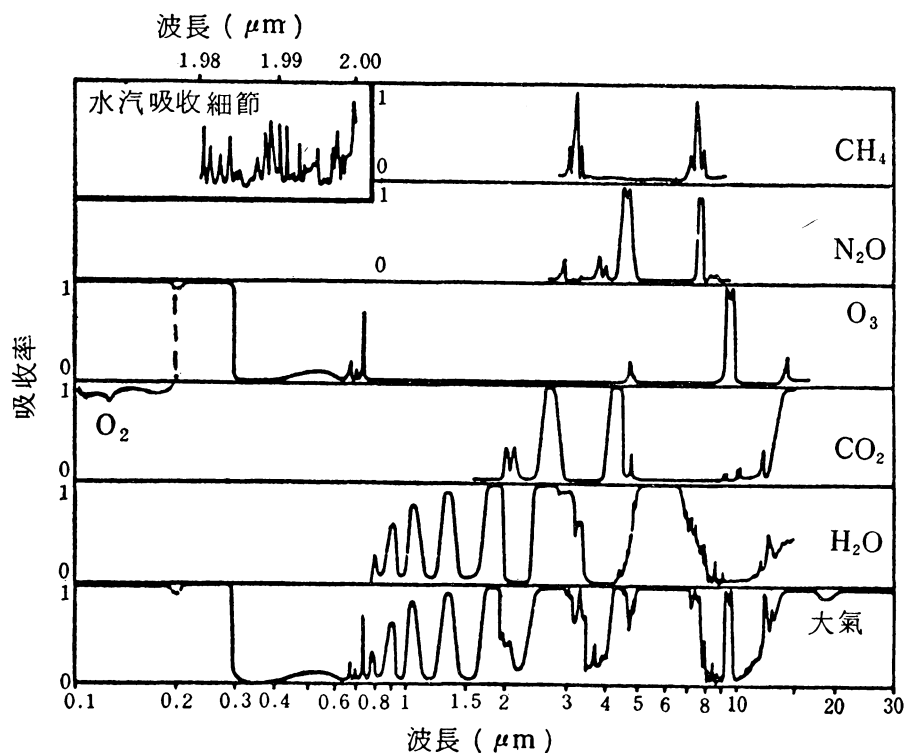


圖 2-3 各主要吸收氣體的吸收率，最下方是整個大氣的吸收譜。

射有或寬或窄的吸收帶，吸收率的大小也不一致。但是對地射的主體部分卻有一個極為重要的透射帶，約在波長8~12微米之間，氣象學家稱之為**大氣窗**。因為地射的主要波段恰好落在大氣窗波段內，使地射得以從這個「窗」通行無阻地穿越大氣，散逸向太空。

(二) 散射

大氣既由微小質點所組成，這些質點便構成輻射進行中的障礙，使本來以一定方向進行的輻射能遇到質點後向四面八方散開，這種現象就是**散射**。

散射的性質和質點大小、輻射波長都有關。如果質點大於波長，只會產生吸收或反射作用，而沒有散射現象。質點小於波長時，像可見光遇到空氣分子時才會散射，而且波長越短，散射作用越強。這種性質可用來說明我們仰望蒼穹，為什麼會有如此澄澈的藍天和瑰麗的朝暉夕霞。

(三) 反射

雲是大氣中輻射能最好的反射體，但**反射率**的大小又和雲的厚度大有關係，平均從薄雲的25%到厚雲的75%，甚至90%不等。反射率的定義是反射的能量與入射能量之百分比，但在氣象學中則稱為**反照率**。其他不同天然物表面對可見光的反照率數值列如表 2-1。

表 2-1 各種天然物表面對可見光的反照率

地 表 性 質	反 照 率
新雪	90
沙	25
土壤	15
森林	7
水面（日正當中）	2
水面（日落天邊）	58
雲層（厚）	75
雲層（薄）	25
	平均 55

整個地球的反照率（以地表面50%有雲覆蓋計算）平均值是30%，所以太空人看我們自己這顆行星是相當明亮的星球，比較月球反照率只有7%來說要明亮得多。

（四）透射

入射的輻射能經過大氣的吸收、散射、反射後剩下的部分就是透射。以百分率來說，它們之間的關係應該是：

$$A + R + T = 1$$

式中三個英文字樣依序分別代表吸收率、反射率和**透射率**。散射的部分已分別列入反射和透射兩項中。

二、溫室效應

因為大氣吸收長、短波輻射有選擇性，方便地球得以保留住若干熱

量，否則地球表面平均氣溫一定會比現在冷得多。

日射的絕大部分進入大氣時都可透射到地面（包括海面），但（往外的）地射卻有一大部分被大氣所吸收而再輻射回地面。這種情形正如玻璃造的花房一樣，所以稱為**溫室效應**。

從水汽的吸收譜（圖 2-3）知道水汽是主要的紅外輻射吸收體，因此溫室效應的程度和大氣濕度很有關係。同樣是夏季，以晝夜溫差而言，在濱海地區很小，在沙漠地區則很大。

2-1.3 大氣的熱平衡

地球大氣系統的熱能收支維持著平衡，否則地球氣溫不是越來越熱，就是越變越冷。即使在地史上出現過多次冰期、間冰期等溫度變化，但對當時熱能收支而言，仍維持著熱平衡。

當然這本收支賬目極端複雜，沒有足夠的傳票、單據是結不清的。好在近年來氣象衛星所獲資料日多，電腦處理資料的能力也愈來愈快，使研究人員能就大氣熱平衡問題得出一個初步的結論。

大致說來，它的收支情形如次：從太空進入地球（包括大氣）系統的熱量假定是 100 個單位，都屬短波輻射性質。地球將其中 30% 直接反射回去，所餘 70% 則經過地球系統吸收後以地射形式向太空發射回去。但這些屬於長波輻射性質的 70% 部分在回到太空之前，先有一番地表和大氣之間的再輻射和熱量交換，實際過程比短波輻射部分遠為複雜。

習題 2-1

1. 試討論積雪地表面氣溫的變化趨向，並說明理由。
2. 計算地射最大強度的波長在多少微米（假設地球平均溫度 290K）？
屬於電磁波中那一波段？
3. 為何晴天時天色蔚藍而雲朵呈白色？

4. 太陽光先經過大氣才達到地面，為何地面反較大氣溫度為高？
-

2-2 氣溫的水平分布

上節所述熱平衡是對地球大氣的整體而言，事實上，地球上沒有一處可能符合這樣的收支平衡。因為入日射（進入地球的太陽輻射）根本就是隨著緯度而變，其他如海陸分布、海流、大規模地形等因素都足以影響熱量的分配，以致全球的氣溫水平分布呈現出頗不規則的形態。

2-2.1 影響氣溫分布的因素

一、緯度變化

在赤道附近太陽光線直射地面，隨緯度增加而變為斜射，這是我們已知的常識，所以入日射是緯度的函數。高緯度地面不但單位面積上接受的能量較少，而且日射穿越大氣的路徑較長，因此輻射強度顯著衰減。

圖 2-4 中的曲線 I 表示入日射隨緯度的變化很大。相對而言，地射輸出的能量雖然也是緯度的函數，但變化緩和得多，如圖中的曲線 II。由此可知在緯度低於 38 度之處的輻射能有盈餘，高於 38 度則虧損。然而氣溫的緯度分布固屬赤道高、兩極低，但並沒有因為熱量收支盈虧而導致赤道越來越熱，兩極越來越冷。可見得一定有熱量向兩極方向輸送，才能維持平衡。這個任務就由大氣來擔當（海流也分擔了小部分），而造成大氣圈內永無休止的運動，將在第四章內專門討論。

二、海流影響

海流及其特性已在第二冊 4-1 節中介紹過。這裏要強調的是它對氣溫

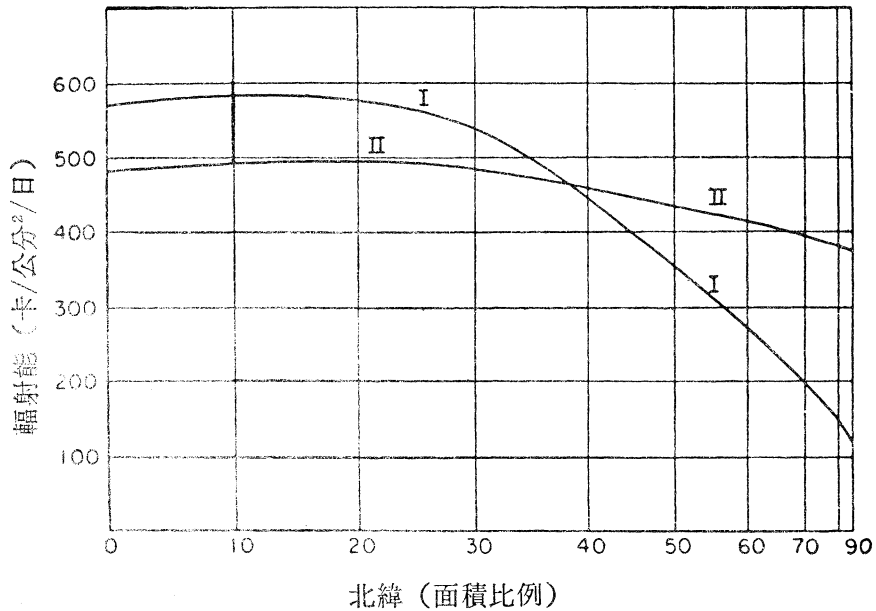


圖 2-4 對流層頂入日射（曲線 I）和地射（曲線 II）的緯度分布。

水平分布的影響。圖 2-5 以北半球冬季為例，說明海流改變大陸東西岸溫度的情形。不論北美或歐亞大陸，西海岸緯度雖高，因有暖流調劑而氣候仍相當溫和。最典型的實例是大西洋的灣流，它使西歐沿海各國的氣溫遠較同緯度的內陸為高，例如 0°C 等溫線在北大西洋上沿著挪威海岸一直向北伸展，同緯度的西伯利亞東部卻是全球最冷的地區（參閱圖 2-6）。

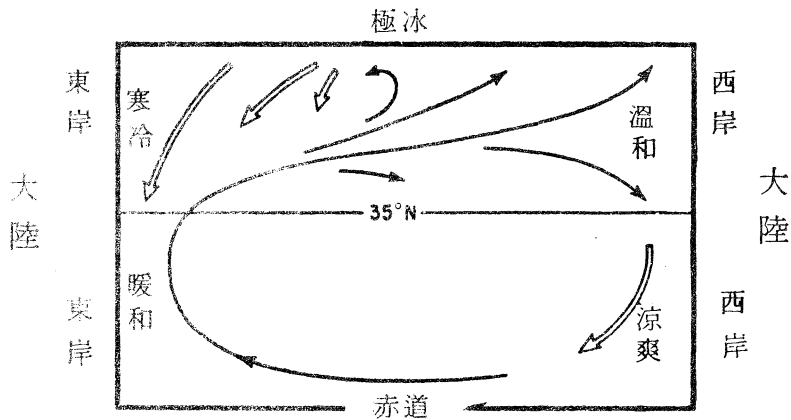


圖 2-5 海流對大陸東西岸氣溫影響示意圖（北半球冬季）

南半球因為大陸少，而且不似北半球之陸地深入高緯度，所以海流的影響不若北半球顯著。但南非和南美西岸有寒冷的海流帶來涼爽空氣，使西南非或祕魯一帶的夏季顯然比較涼快（參閱圖 2-6）。

三、海陸分布

假設都是海洋，而且無海流影響，則同一緯度上的長期平均氣溫，不會隨經度而變。但事實並非如此，主要原因就在海陸分布不規則之故。

溫度在海面與陸地面上的差異，不僅是水和土地熱容量大小的不同，更涉及熱的傳播過程。詳情應該在微氣候學中討論。大致說來，靜水和土地的熱傳導性相差不遠，可是因海水運動不已，就有大量熱能傳到深處，所以海面的溫度變化遠較陸面為小，因此和它們接觸的空氣，溫度也相差很多。

當然，這種海洋性和大陸性氣溫之間的巨大差異，會被大氣的水平運動所緩和，使全球的氣溫分布不致過於複雜。另外一方面，氣流受到山脈的阻擋也能影響氣溫的型態。例如印度次大陸北有喜馬拉雅山脈屏障，在冬季得免於受亞洲大陸冷氣團的侵襲。

2-2.2 海平面平均氣溫圖

全球性氣溫的水平分布，經過多年實際觀測加以平均後，大致能顯示上述各項主要因素的綜合結果。圖 2-6 和圖 2-7 分別表示一月和七月的平均氣溫。因為氣溫隨高度變化很大，在繪製這種圖時必須考慮各測站海拔的不同，把溫度統一換算到海平面基準上，才可以表示全球氣溫分布的廣泛型態來。

從該兩圖中的**等溫線**型態，可以歸納出下列四項特徵：

- 一、赤道附近氣溫最高，向兩極逐漸降低，是緯度效應。
- 二、南半球海洋多、陸地少，故等溫線較北半球遠為簡單、平滑，這是受海陸分布的影響。
- 三、大陸上冬季極冷，夏季極熱，尤以北半球為然。這也是受海陸分布的影響。

四、各主要海流都使等溫線顯著彎曲，是海流影響的明證。

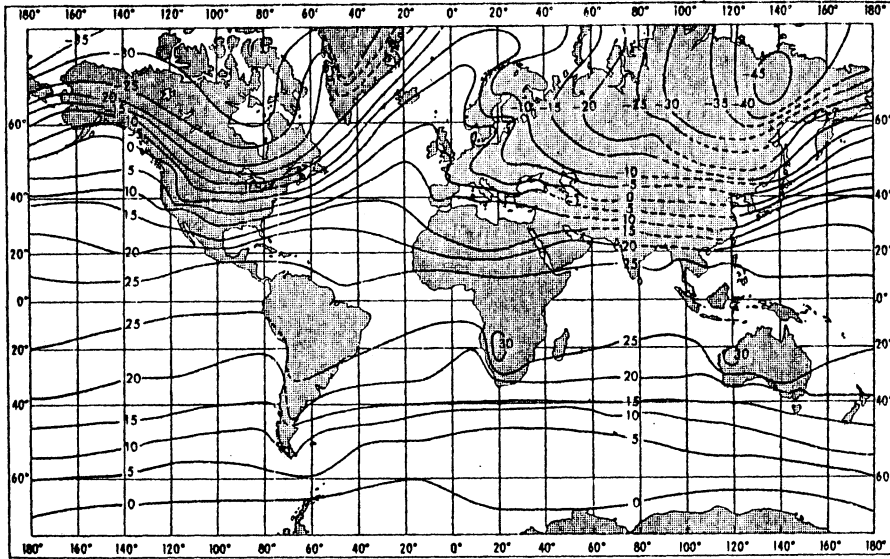


圖 2-6 一月分海平面平均氣溫 (°C)

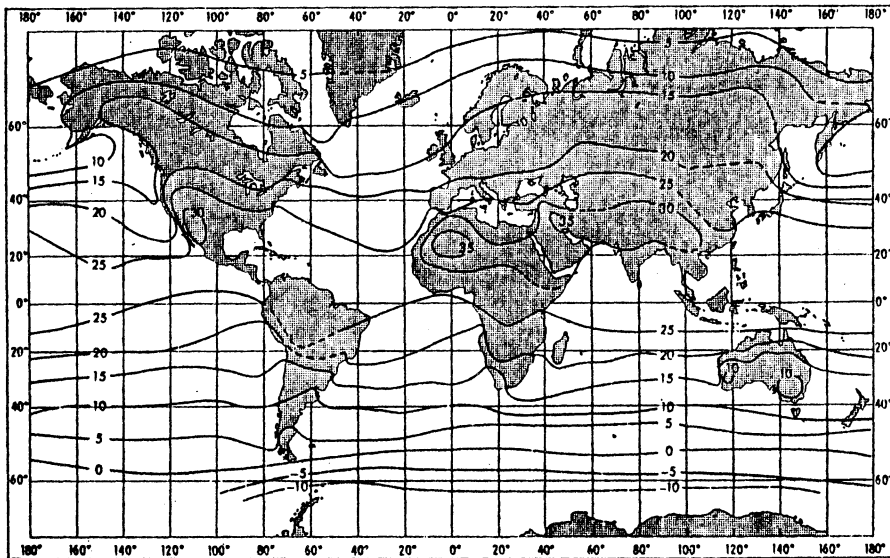


圖 2-7 七月分海平面平均氣溫 (°C)

習題 2-2

1. 與陸地相比，海洋吸收同樣輻射能而溫度增加遠小於土壤。除了海水混合作用外，你還能舉出其他原因嗎？（提示：1.透射，2.比熱，3.蒸發。）
 2. 試解釋圖 2-6 中，北大西洋等溫線向北彎曲的原因。
 3. 爲何夏半球赤道和極地的溫度差很少？
-

2-3 氣溫的年變化和日變化

地球公轉和地軸傾斜造成季節變換，地球自轉造成晝夜交替。我們可藉圖 2-8 之助，從日射強度的觀點來看氣溫隨時間變化的現象。

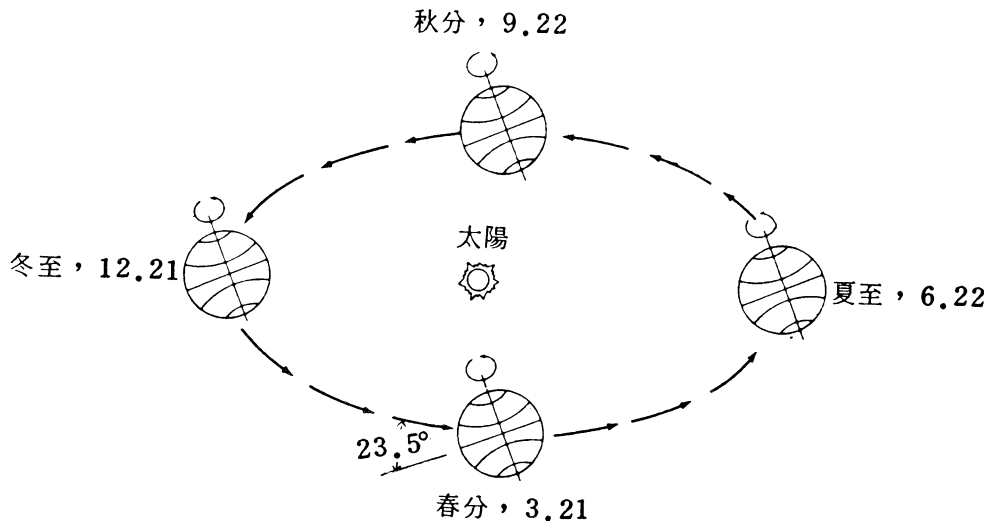


圖 2-8 地球繞日公轉軌道。赤道面 and 黃道面成 23.5 度交角，造成四季之分。

2-3.1 年變化

赤道地帶太陽幾乎終年都是直射，日射強度變化很少，所以氣溫年變化很小，使住在新加坡或雅加達的人不會有四季的感覺，兩地的溫度曲線幾近平坦（圖 2-9）。緯度漸高而年變化也逐漸顯著，曲線的振幅加大，表示氣溫的**年較差**增大，例如圖 2-9 中的臺北（25°N）和托木斯克（56°N）。

然而即使在同一緯度上的城市，因為地理環境不同，它們的年變化曲線型態也可能大有出入。影響的因素仍不外海洋性氣候、海流和大規模的山脈。例如圖 2-9 中都柏林（53°N）的緯度和托木斯克相仿，但年較差及最低氣溫相差懸殊，顯示海洋性和大陸性氣候的強烈對比。

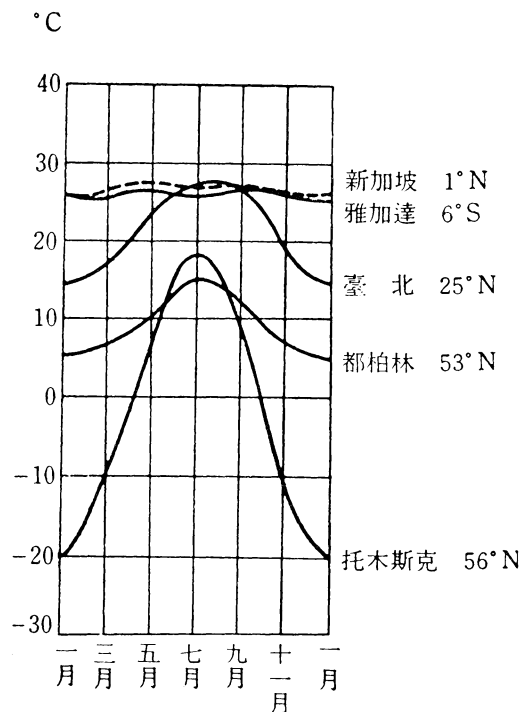


圖 2-9 氣溫年變化曲線各種型態

又大陸西岸比東岸的濱海城市年較差要緩和得多，因為盛行風系都以西風為主，可把海洋的影響帶到大陸西部的內陸。我國只有東南瀕海，所以即使近海都市，氣溫年較差還是很大。例如北平（ 40°N ）雖然近海，年較差仍達 31°C ，而緯度高得多的都柏林卻只有 10°C ，顯然和溫暖的灣流有關。

氣溫年較差的定義是一地一年之中最暖月和最冷月平均氣溫之差。在西伯利亞的東部出現年較差值最高達 67°C 的紀錄，是大陸性氣候的極端例子。

2-3.2 日變化

氣溫**日較差**的定義是一地一日之中最高和最低氣溫之差。

影響氣溫日變化的因素和年變化一樣，只是因為週期縮短為一天，而在程度上有下面幾點不同：

一、熱量來不及深入土地或海洋的深處，故相對而言，日較差比年較差為大。

二、水平氣流可交換鄰近地區間熱量的多寡而抑低年較差值，但短短一日內卻發生不了多大效果。（濱海地區例外，見 4-6.1 節海陸風。）

三、太陽高度的日變化在低緯度較高緯度為大，故氣溫日變化從赤道向兩極逐漸減小，這種情形正好和年變化相反。

四、日較差受雲量和風速兩項因子的影響很大。前者因為雲在白天能減少日射，而夜晚又會使地射返回地面，故陰雨天的日較差非常小。後者則因風速大時能加強垂直混合，地面接收到的日射量分配給較厚的一層空氣，而使日較差減小。

其他還有一些特殊因素也能影響氣溫日變化，茲舉數例如下：

一、空氣越乾燥，逸出太空的地射越多。所以乾燥、天空無雲的夜晚，熱量損失很多，最低溫度要低得多，使日較差增大。

二、土地潮濕時，傳導能力加強，足以抑制白晝最高溫度；乾土則相反。沙漠地區的空气和沙土都異常乾燥，所以是世界上日變化最大的地

區。

三、山坡上冷卻的空氣在夜晚下沈山谷，使谷底變成一個冷氣潭。這種地形也使日較差加大。

四、寒潮或熱浪來襲時，代表有極端氣溫隨氣流移入某地，正常的日變化曲線型式在此時會完全被掩沒而不彰。

習題 2-3

1. 地球在一月（南半球的夏季）較七月（北半球的夏季）更接近太陽，你認為南半球夏季的平均氣溫是否應比北半球夏季為高？
 2. 試述氣溫日變化、年變化的較差隨緯度如何改變。
-
-

2-4 空氣的絕熱變化

在討論絕熱變化之前，我們須先介紹大氣科學中地位重要的熱力學第一定律，它其實就是能量守恆定律，只是經過剪裁，特別適於表達大氣行為的一個方程式。

2-4.1 熱力學第一定律

根據能量守恆定律，加入某一氣體系統的熱能不會平白消失，用公式表示就是：

$$\begin{aligned} \text{加入熱量} &= \text{內能的增加} + \text{膨脹作功（機械能）} \\ &\quad + \text{其他形式能量的增加} \end{aligned}$$

對氣體而言，最後一項可以略而不計，上式便成為**熱力學第一定律**。內能的增加可解釋為氣體溫度的增加，如果氣體不膨脹，則所加入熱量都表現

在氣溫的增高方面。

2-4.2 絕熱過程

一、定義

空氣中沒有熱量加入（或取出）的過程稱為**絕熱過程**；反之，則稱為**非絕熱過程**。

大氣中這兩種過程經常在進行中，例如近地表的空氣，因白晝地面增暖，大氣隨著接受熱量；入晚程序相反而放出熱量，都屬非絕熱過程。相反的，不接觸地表的自由大氣，在短時間內吸收（或發射）輻射能為量甚微，故可以不計，其所進行的過程大致可認為是絕熱過程。

儘管外界沒有熱量加入（或取出），系統內部還是會有變化。尤其當空氣作垂直運動時，因為氣壓變化很快，氣溫的絕熱變化也就很大。所以，當一個**空氣塊**絕熱上升時隨氣壓劇降而膨脹作功，使內能減少，溫度顯著下降。反之，氣塊下沈時，溫度會明顯增高。

二、包桑方程式

根據上述定義，令加入熱量為零（也不取出），我們可以從熱力學第一定律導出一個代表絕熱過程的方程式：

$$\frac{T}{T_0} = \left(\frac{p}{p_0} \right)^{0.286} \quad (2-3)$$

上式由包桑首次在西元 1823 年導出，故稱包桑方程式，應用極廣。例如：已知有一空氣塊初溫 $T_0 = 20^\circ\text{C}$ ，初壓 $p_0 = 980\text{mb}$ ；求它升高到 $p = 800\text{mb}$ 時的氣溫應該多少。只要代入 (2-3) 式計算就可得到答案為 $T = 3.5^\circ\text{C}$ 。（注意計算時氣溫必須用絕對溫標為單位）

習題 2-4

1. 假設一個空氣塊在氣壓 770mb 處，氣溫為 5°C ；當其絕熱下沈到氣壓為 950mb 時，計算其氣溫應該是多少？
-

2-5 氣溫直減率和大氣穩定度

大多數天氣現象和水汽凝結有關。當大氣中水汽達到飽和時才能開始凝結，而最易使水汽達到飽和的方式是空氣冷卻，最有效的冷卻過程是絕熱膨脹冷卻。這些在下章將詳加討論。

所謂絕熱冷卻是空氣經過減壓膨脹而冷卻。空氣的水平移動，雖然也會經歷氣壓變化，但比起垂直運動來就如小巫之見大巫，在前面 1-2.5 節中已強調過。所以一旦氣流中有上升的分量，它所導致的絕熱冷卻是最有效、最快速的。

總之，空氣的垂直運動是造成絕大部分天氣現象的主要原因。本節要討論的大氣穩定度則說明有利於垂直運動的基本條件，但須從氣溫直減率說起。

2-5.1 氣溫直減率與絕熱冷卻率

一、氣溫直減率

在 1-3.1 節內已經提過「氣溫隨著高度遞減」這句話，表示至少在對流層內，這是氣溫垂直分布的正常情況。所以氣象學家承認「遞減」的事實而界定**氣溫直減率**，這個術語，用式子表示應該寫成：

$$\gamma = -\frac{\Delta T}{\Delta Z} \quad (2-4)$$

以前我們說對流層中向上每公里平均減低 6.5°C ，就是 $\gamma = 6.5^{\circ}\text{C}/\text{公里}$ 。實際上直減率有大有小，在冬季或夜晚的近地面處，往往氣溫反常地往上增加，構成**逆溫**現象，那時的 γ 就是負值了。如果氣溫不隨高度而變，則屬等溫現象， $\gamma = 0$ 。

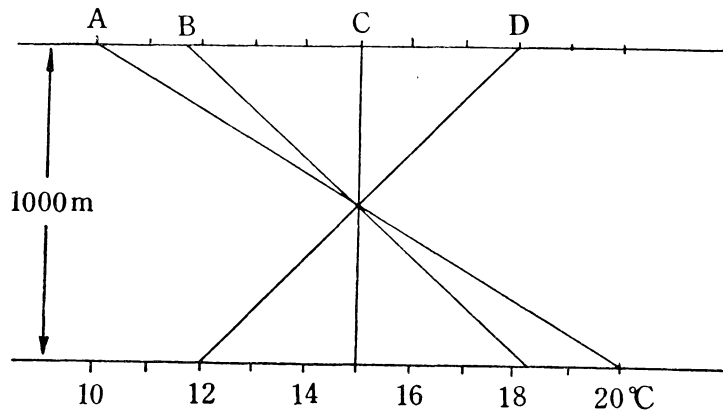


圖 2-10 氣溫直減率的圖解

- A: 乾絕熱直減率 B: 平均直減率
C: 零直減率 (等溫) D: 負直減率 (逆溫)

這些直減率可填入高度溫度圖中，比較其大小。圖 2-10 中有四條線 $\gamma_A > \gamma_B > \gamma_C > \gamma_D$ ；一般而言， γ 值越小，表示氣層越穩定。

二、絕熱冷卻率

絕熱冷卻率是指一個氣塊在絕熱過程下作上升運動時，因減壓膨脹所造成的氣溫隨高度而減低的比率。因為它也用 $-\Delta T/\Delta Z$ 表示，很容易和氣溫直減率的意義相混淆。氣溫直減率是指大氣在各高度的氣溫分布，必須藉實際觀測（例如施放探空氣球）資料才能決定。

絕熱冷卻率則可藉包桑方程式求得：

$$-\frac{\Delta T}{\Delta Z} = \frac{g}{c_p} \quad (2-5)$$

g/c_p 是常數，大約等於 $10^\circ\text{C}/\text{公里}$ ，即圖 2-10 中的 A 線。嚴格的說，這是乾空氣的絕熱冷卻率，但濕空氣在飽和以前也能適用。換言之，一個氣塊在飽和以前，每上升 100 公尺，氣溫應降低 1°C ，與它上升時所經過的周圍大氣直減率卻不相干。所以氣塊本身的溫度和它所臨高度上周圍大氣的溫度不會一樣，於是在對比之下產生了穩定或不穩定的問題。

2-5.2 穩定度

氣塊上升到某高度時，若其氣溫較同高度周圍大氣溫度為冷，則密度較大而上升受到抑制，有回沈到原出發點的趨勢。這種情形稱為**穩定**。反之，氣塊較周圍為暖時，便有浮力可以繼續上升，稱為**不穩定**。如果氣塊和周圍溫度相同（這時直減率正好和絕熱冷卻率一樣），則隨遇而安，稱為**中性穩定**。

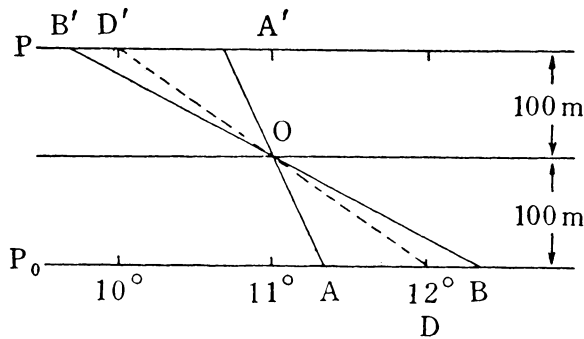


圖 2-11 氣層穩定度

以上三種情形可參照圖 2-11 加以闡釋。圖中的未飽和氣層計厚 200 公尺。假設氣塊離開原點 O 作垂直運動，其氣溫變化應按**乾絕熱冷卻率**而變，如圖中虛線 DD' 所示。假設當時直減率是 AA'，小於 DD'（比較常見），氣塊上升（下降）到 D'（D）時，較周圍冷（暖）而重（輕），便有回沈（回升）到原出發高度的趨勢。故氣層的直減率小於乾絕熱冷卻率時，屬於穩定。反之，假設直減率是 BB'，大於 DD' 時，類似解釋所得結果應屬不穩定氣層。最後假設氣層的直減率正巧等於 DD'（這種情形稱為**乾絕熱直減率**），氣塊升降到任何高度，它的溫度都和周圍一致，故屬中性穩定，或稱**中性平衡**。

因此，我們可把乾絕熱直減率（ γ_d ）作為標準，以氣層實際（盛行）直減率（ γ ）和它比較，而決定該氣層的穩定度。

- | | |
|---------------------|------|
| $\gamma < \gamma_d$ | 穩定 |
| $\gamma = \gamma_d$ | 中性穩定 |
| $\gamma > \gamma_d$ | 不穩定 |

如果氣塊中水汽已達飽和，在上升時因有凝結潛熱不斷釋出而使冷卻

率減低，稱爲飽和絕熱冷卻率 (γ_s)。此時，穩定度的鑑定就應改用 γ_s 爲準。既然 γ_s 永遠小於 γ_d ，表示已飽和氣塊比較不穩定。

2-5.3 穩定度和天氣

在清晨的陽明山上俯視臺北盆地，我們常可看到一片烟霧迷濛的情景。那是因爲地面經過一夜輻射冷卻，而使低層大氣形成逆溫層，屬於極端穩定的情形，垂直運動完全被抑制，空氣中的污染物被囚在穩定（逆溫）層中無法向上擴散而成爲霾。如果加上濕度高，因冷卻而發生凝結成爲霧，更使能見度降低。這就是大氣穩定時的典型天氣。通常日出後，地面逐漸加溫而改變直減率結構，穩定度減低，上述穩定型天氣就會轉佳，霧、霾消散，能見度隨之改善。

不穩定氣層內，容易產生垂直運動。空氣不論因何種原因（通常是地表局部受熱引起的對流），開始上升後，就有一發不可收拾的趨勢。積雲是不穩定度的象徵，如果濕度足夠，不穩定層又相當深厚，往往便發展成雷雨等顯著天氣。除非是夏日晴午的近地面氣層，一般而言，直減率都不會超過乾絕熱率 ($10^\circ\text{C}/\text{公里}$)，故對不飽和空氣來說，都是穩定的。但在夏季或熱帶地區，盛行直減率就比較容易超過飽和絕熱率（約 $6^\circ\text{C}/\text{公里}$ ），這時便形成不穩定，故多雷暴天氣。

不穩定度和垂直運動雖然是天氣產生的主因，但若空氣中沒有適量的水汽存在，仍不致成雲致雨。所以我們要在下章介紹天氣的另一主角——水汽。

習題 2-5

1. 下平流層內氣溫大致不隨高度而變，請問它是否屬於穩定氣層？
2. 若一氣層的直減率大小介於 γ_d 和 γ_s 之間 ($\gamma_s < \gamma < \gamma_d$)，它的穩定度究應如何決定？
3. 陰雨天氣時，如果高空有大規模沈降作用（空氣向下運動），你預料天氣將有何種變化？請說明理由。

4. 原來很穩定的地面逆溫層經過充分的擾動混合後，該層的氣溫直減率將變成什麼情況？
-
-