

基礎生態學

Elements of
ECOLOGY 7/e

Chapter 02

氣候

原著 Smith and Smith

譯者 朱麗萍 江友中 洪國翔 孫元勳 翁國精 翁韶蓮

張焜標 陳子英 曾美珍 黃美秀 楊勝任 劉世華

劉和義 蔡文田 謝漢欽 蘇秀慧

PEARSON



高立圖書

第二章 氣候

- 天氣是結合溫度、濕度、降雨、風、雲量，以及其他出現在特定時間和地點的大氣條件
- 氣候是天氣的長期平均型態
 - －地方性
 - －區域性
 - －全球性



- ◆ **圖 2.1** 北美地區植物空間梯度分布。(a) 東 - 西向梯度反映出年降雨量的減少（未橫越洛磯山脈）；(b) 南 - 北向梯度反映出年平均溫度的下降（見第 23 章陸地生態系統分布與特徵之詳細討論）。

2.1 地球截取太陽輻射

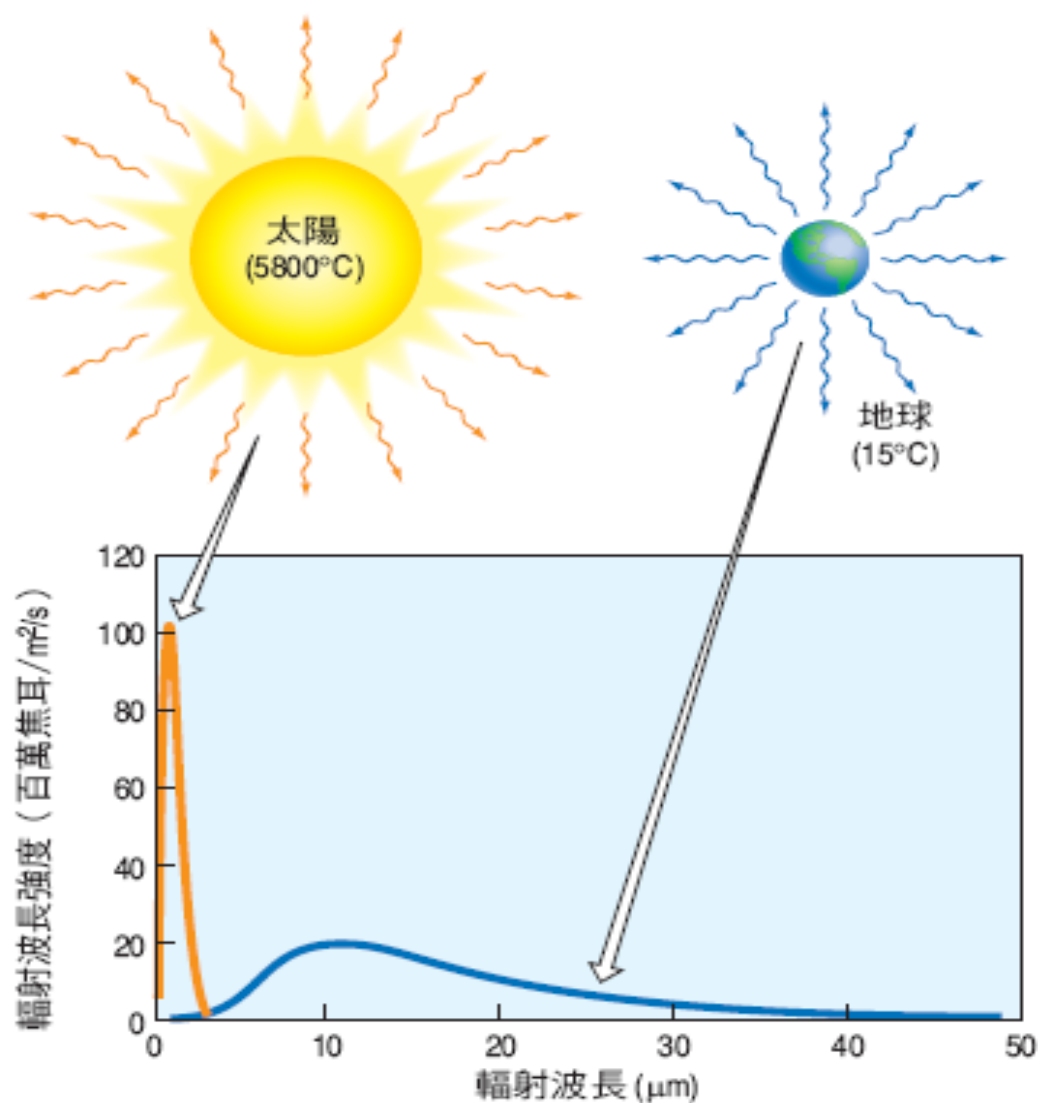
- 地球的天氣型態(例如，降雨量分佈)受到被大氣圈所截取的太陽輻射，以及地球的旋轉和運動而影響
 - －盛行風和洋流

2.1 地球截取太陽輻射

- 太陽輻射是散發自太陽的電磁能量，或光子束
 - － 光子作用行為可為波或微粒，這取決於它們是如何被觀測到
- 電磁能量係以波長和頻率而度量
 - － 波長 (λ): 連續波峰間之物理距離
 - － 頻率 (ν): 每秒通過某一個定點的波峰數目

2.1 地球截取太陽輻射

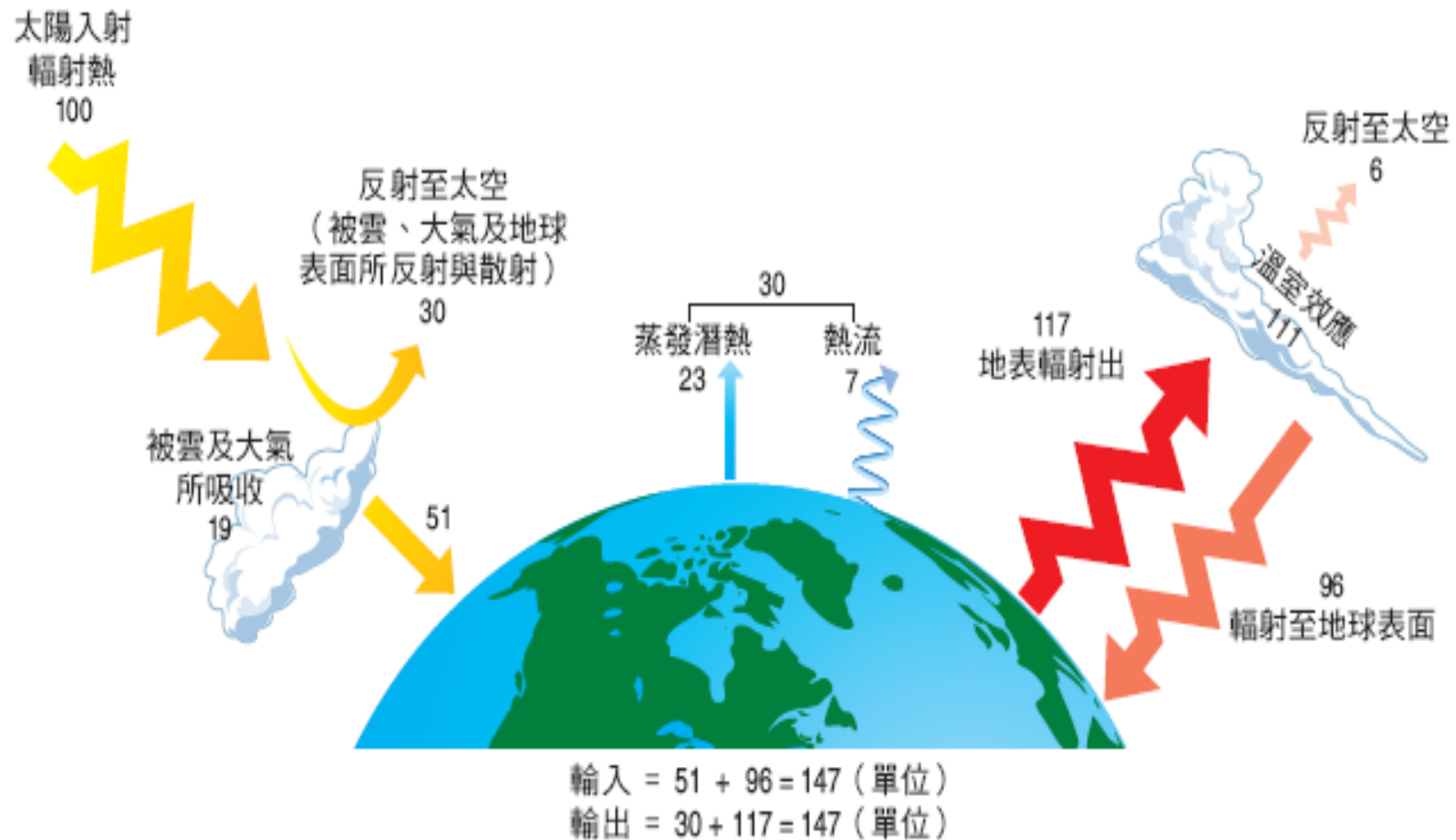
- 所有的物體會散發輻射能量
- 所釋放的輻射能量，取決於所在物體的溫度
- 越熱的物體所發射出來的光子能量就越大，而其波長則越短
 - 短波輻射(**shortwave radiation**) : 散發自一個非常熱的表面 (例如，太陽，約 5800°C)
 - 長波輻射(**longwave radiation**) : 散發自一個較冷的物體 (例如，地球表面，平均氣溫 15°C)



◆ **圖 2.2** 由物體所放射出的輻射波長與其溫度函數關係。太陽的平均表面溫度為 5800°C，會放射出短波輻射；相較下，地球平均表面溫度為 15°C，會放射出長波輻射。

2.1 地球截取太陽輻射

- 太陽輻射到達地球大氣層頂部的能量中，實際上只有**51%**會被地球表面所吸收
- 其餘的太陽輻射主要被雲層和大氣所反射和散射出去



- ◆ **圖 2.3** 太陽能到達地球大氣層的分配。輸入部分包括太陽入射輻射熱（短波）及因溫室效應所返回至地球的長波輻射；輸出部分包括地表蒸發潛熱、熱流及地表輻射出的長波熱能。

2.1 地球截取太陽輻射

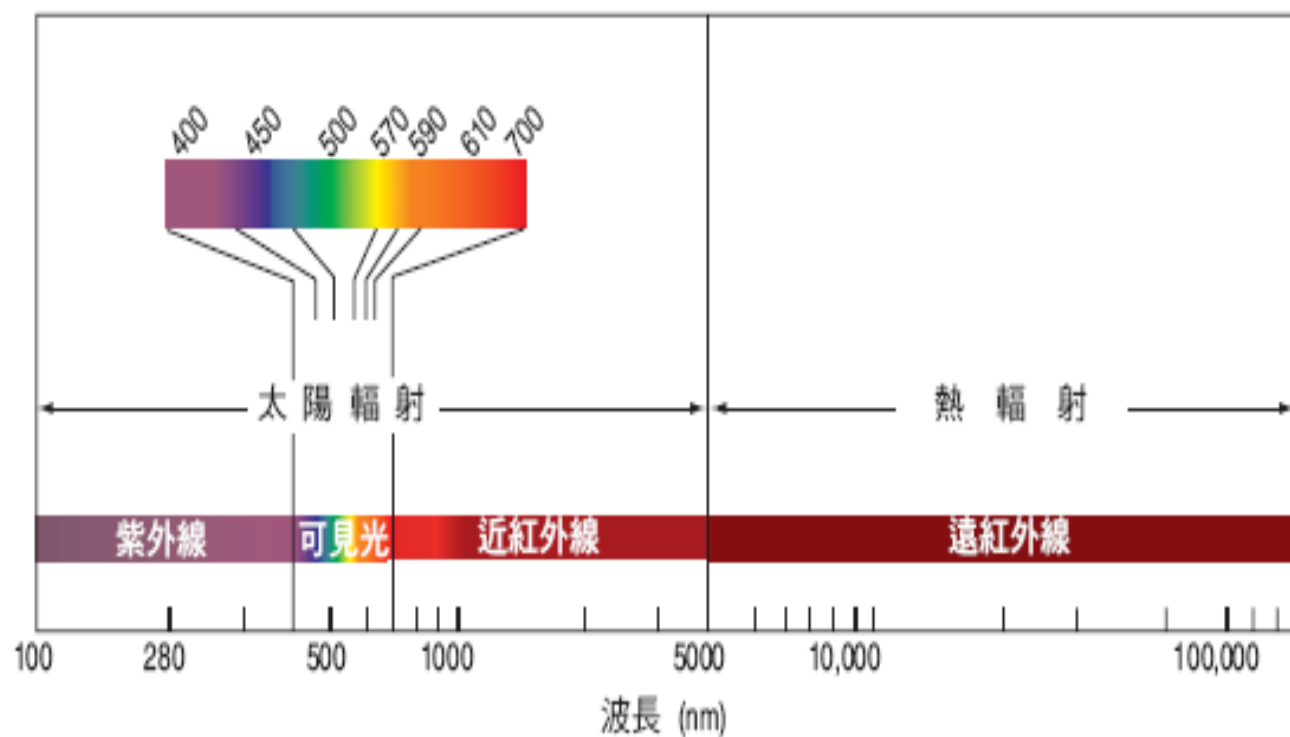
- 地球不僅接受太陽輻射，同時也散射其本身的長波輻射
- 地球表面所散射的長波輻射能量超過其所吸收的太陽輻射。為什麼？
 - 地球表面只在白天接收太陽（短波）輻射，但它不斷會在白天和夜晚發出長波輻射
 - 大氣層吸收到散發自地球的大多數輻射能量，此一能量又散射回到地球。此種現象稱為溫室效應(**greenhouse effect**)

2.1 地球截取太陽輻射

- 地球的輻射收支
 - 地球表面的能量損失
= **30個單位 + 117個單位**
= **147個單位**
 - 地球表面的能量獲增
= **51個單位 + 96個單位**
= **147個單位**

2.1 地球截取太陽輻射

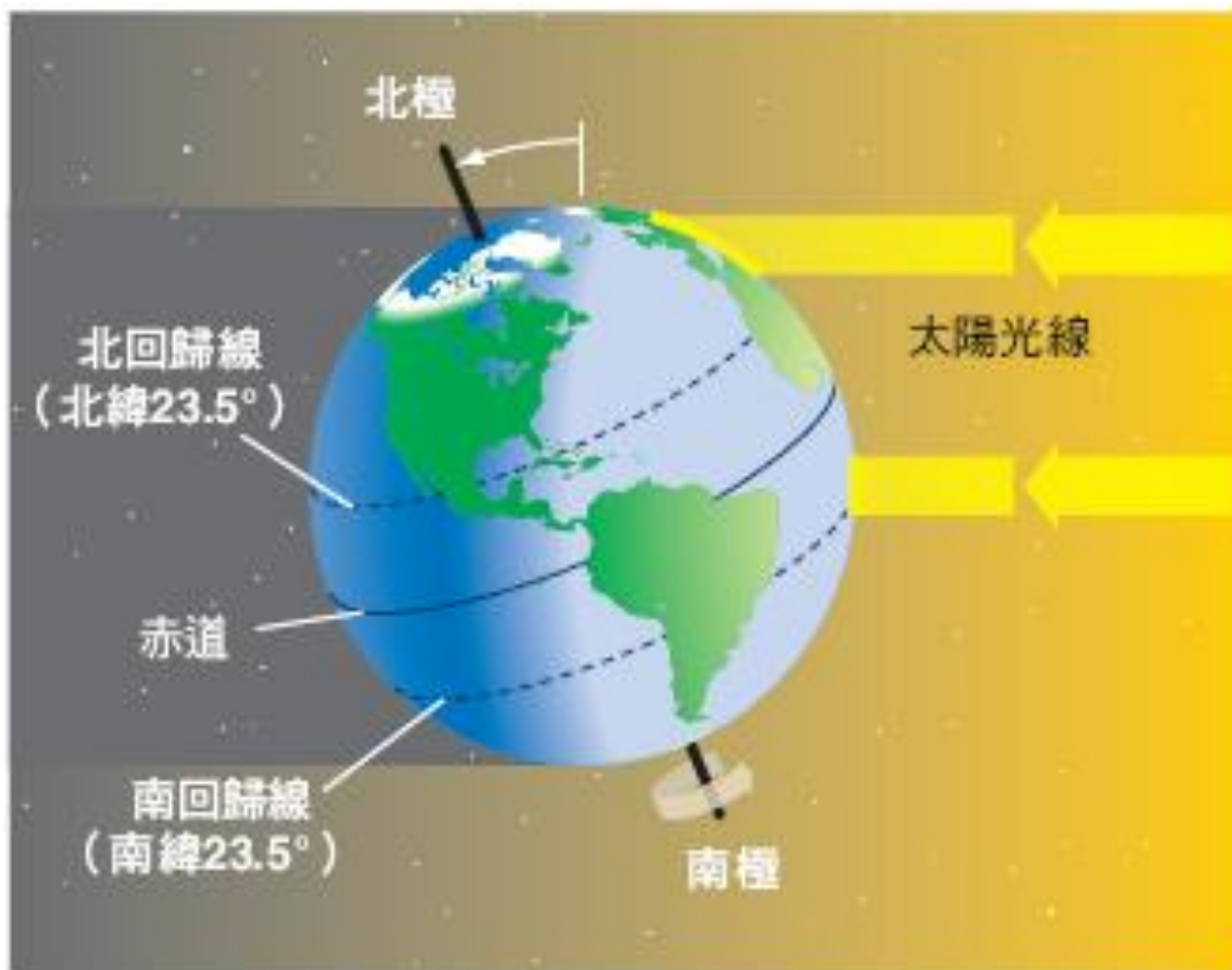
- 太陽散發出波長範圍廣泛的電磁輻射
- 波長範圍為400至700奈米 (nm)構成可見光 (**visible light**)
 - 1奈米是1公尺的十億分之一
(1 nm = 0.000000001 m)
- 這些波長範圍的輻射線也稱為光合活性輻射 (**photosynthetically active radiation, PAR**)
 - 被植物用來驅動光合作用



◆ 圖 2.4 電磁光譜的一部分，分為太陽輻射與熱輻射。紫外線、可見光與紅外線僅代表此光譜之一小部分；紫外線左邊範圍為X-射線與 γ -射線（未標出）。（改編自 Halverson and Smith 1979）

2.2 所截取太陽輻射量的季節性變動

- 在地球表面上任一點所截取太陽輻射量隨不同緯度有明顯的差異，即從赤道到兩極之溫度係呈現遞減梯度
- 在高緯度地區，太陽輻射會以較高的角度射到地表
 - － 陽光會散佈到更廣大的範圍區域
 - － 太陽輻射須穿過一更深厚度的空氣層而行進。在這個過程中，會碰到更多的大氣粒子，促使輻射反射回到太空中



◆ 圖 2.5 地球自轉軸的傾斜使高緯度地區的太陽輻射通量增加，致使其到達赤道的輻射強度變小。

2.2 所截取太陽輻射量的季節性變動

- 季節係由以下的原因所造成：
 - 地球的旋轉軸是傾斜在一個**23.5°**角度
 - 地球的轉動
 - **24**小時的自轉
 - 繞行太陽的公轉（週期**1**年）

2.2 所截取太陽輻射量的季節性變動

- 除了在赤道外，地球上各處的白晝時間長短隨季節而變化。
 - 只有在赤道，正好使整年每天有**12**小時白天和**12**小時黑夜

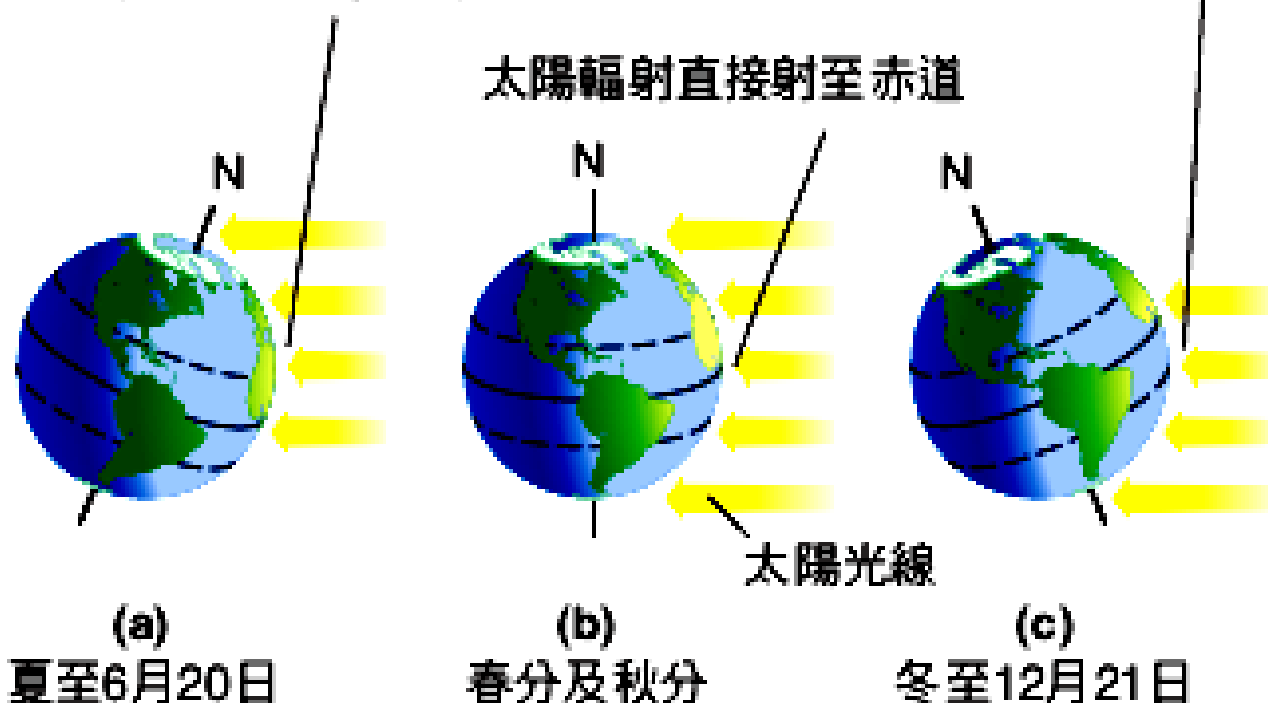
2.2 所截取太陽輻射量的季節性變動

- 太陽輻射直接落在：
 - 赤道：於春分（大約**3月21日**）和
秋分（大約**9月22日**）
 - 北迴歸線（北緯 **23.5°** ）：於夏至
（約**6月22日**）
 - 南迴歸線（南緯 **23.5°** ）：於冬至
（約**12月22日**）

太陽輻射直接射至北回歸線，導致北半球輻射入射量增加及白晝時數增加

太陽輻射直接射至南回歸線，導致南半球輻射入射量增加及白晝時數增加

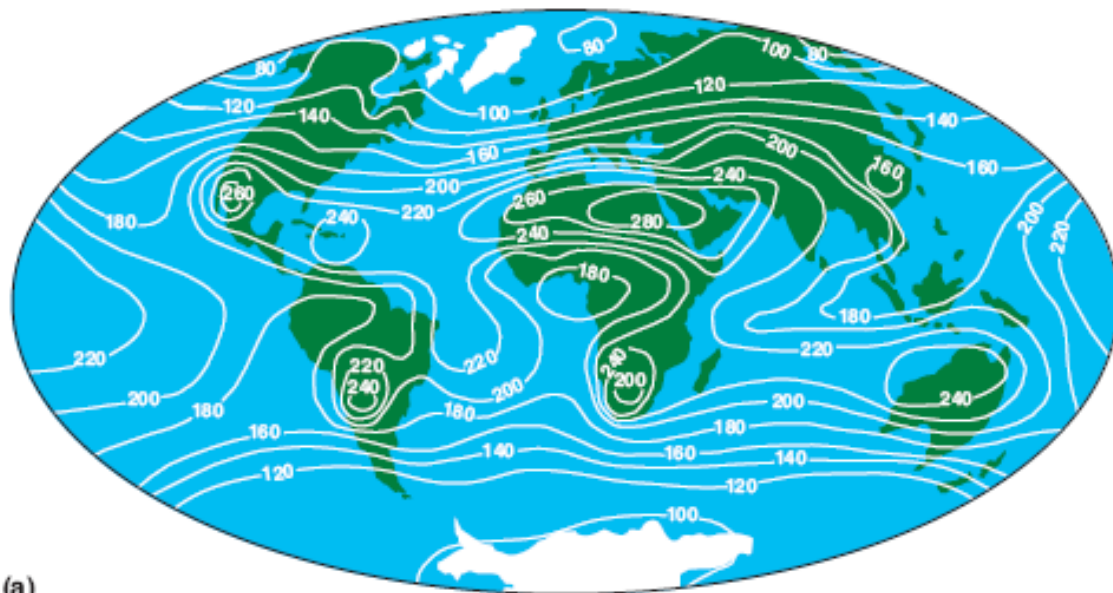
太陽輻射直接射至赤道



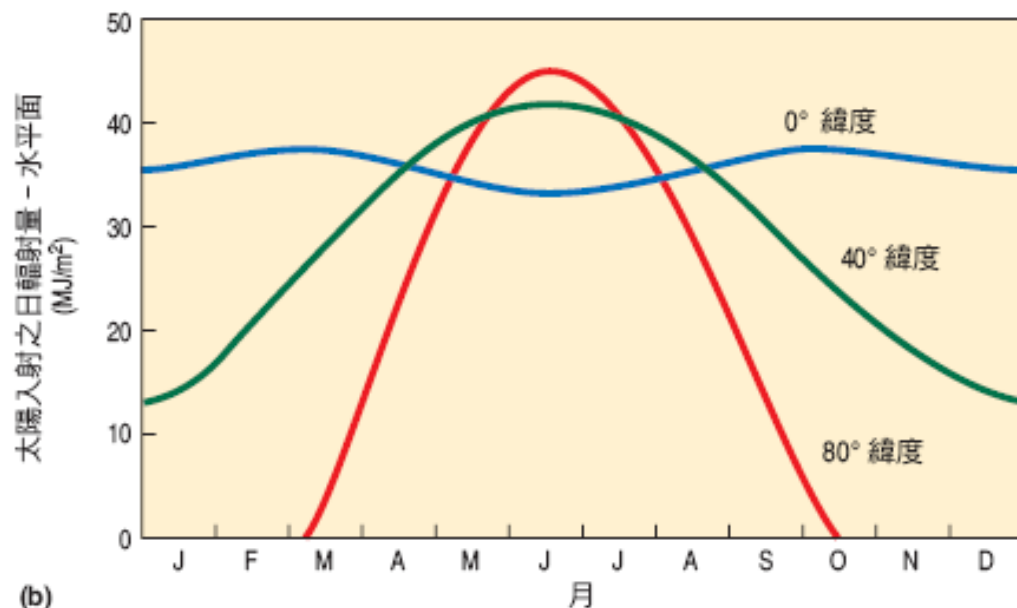
◆ 圖 2.6 太陽入射角度及太陽輻射所引起夏至、春分、秋分與冬至之循環示意圖。

2.2 所截取太陽輻射量的季節性變動

- 太陽輻射、溫度和白晝時間之季節性隨緯度而遞增
- 在北極和南極圈（分別為北緯**66.5°**及南緯**66.5°**地區），整年過程中白晝時間可為**0到24**小時



(a)

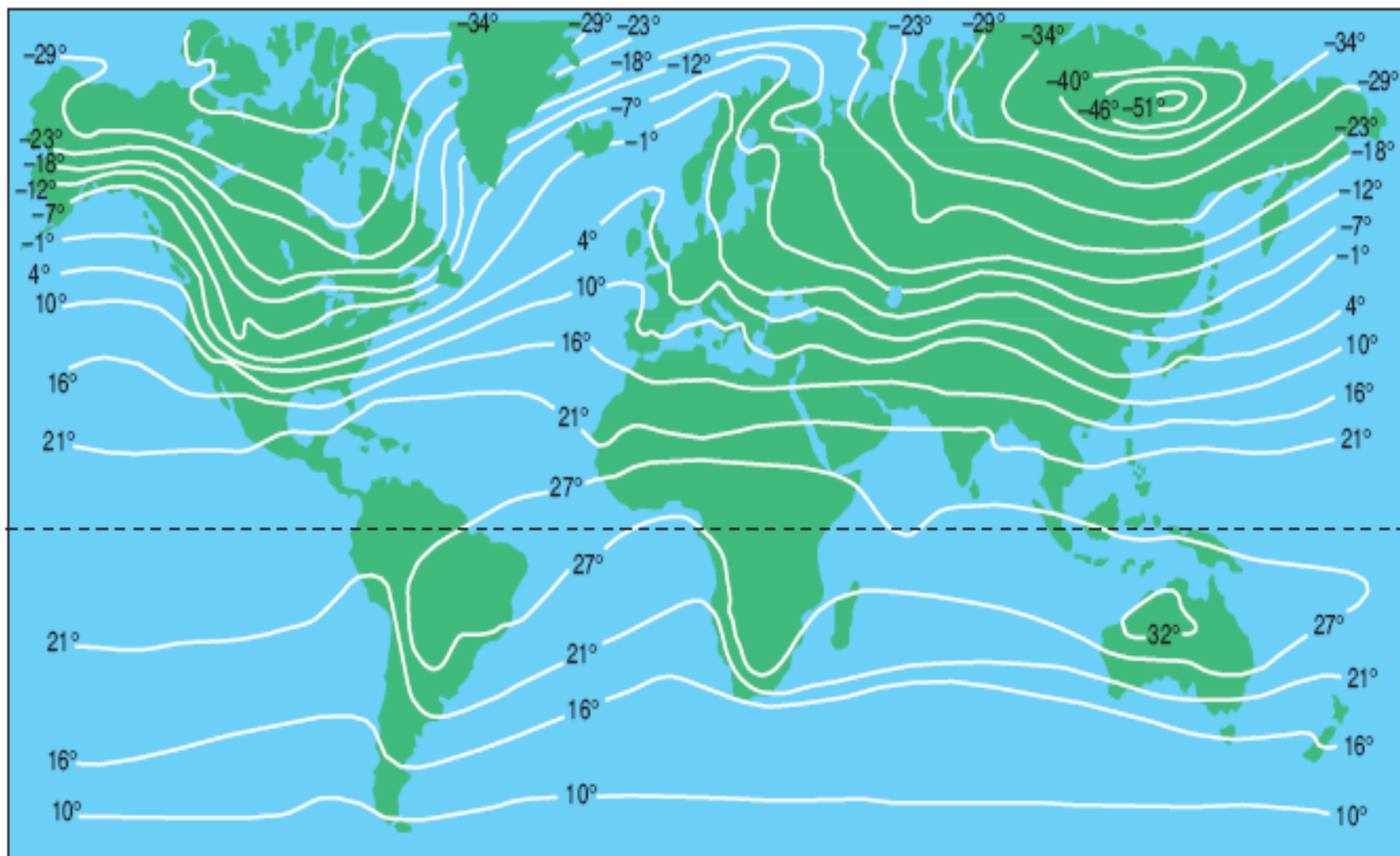


(b)

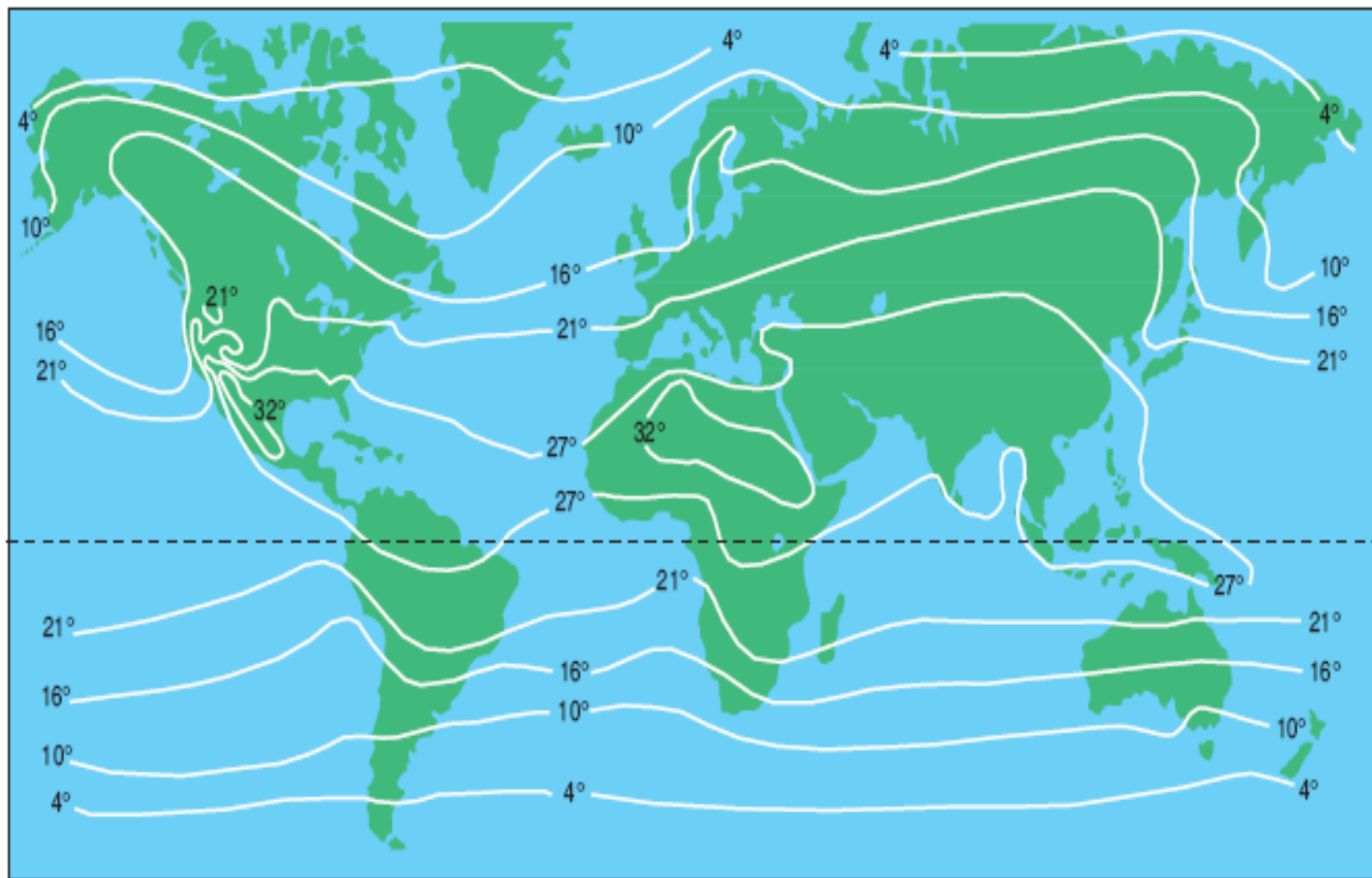
◆ 圖 2.7 地球上太陽輻射量之年變異性。
(a) 地球表面上的年平均太陽輻射量；
(b) 北半球大氣圈頂之太陽輻射入射強度的季節變異性。(改編自 Barry and Chorley 1992)

2.2 所截取太陽輻射量的季節性變動

- 這種暴露於太陽輻射的變異型態控制著全球各地的年平均溫度



(a) 1月份地球的等溫線



(b) 7月份地球的等溫線

2.3 氣溫隨海拔高度遞減

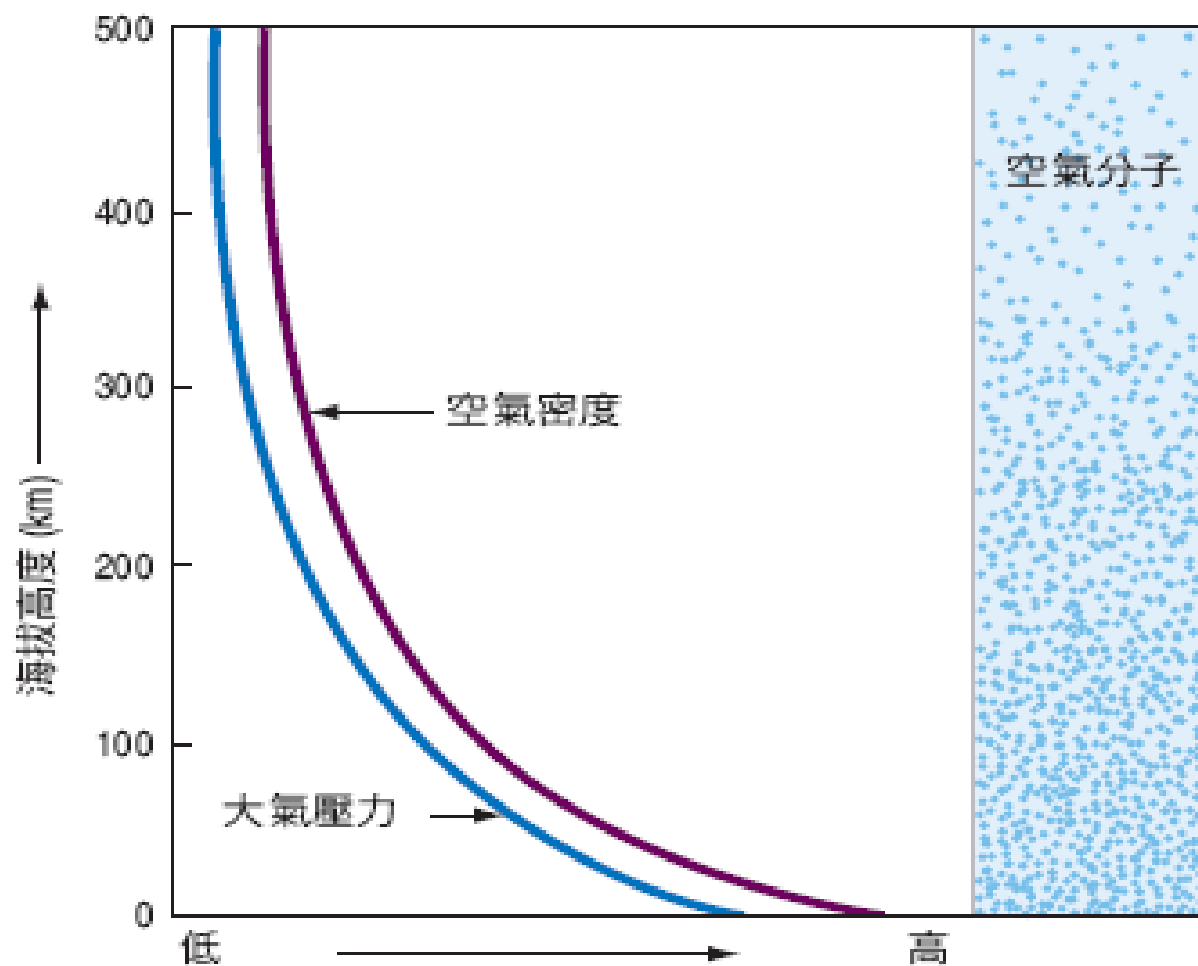
- 大氣氣溫隨海拔高度增加而遞減



- ◆ 圖 2.9 雖然接近赤道，非洲最高峰吉力馬札羅山山頂仍覆有冰帽，使類凍原植物在此生長，但全球暖化正導致此冰帽快速融解。

2.3 氣溫隨海拔高度遞減

- 大氣壓(atmosphere pressure)，或空氣壓力為施加於某一已知面積表面上的力
- 任何一點的大氣壓，可以測量此點以上空氣的總質量
- 隨著海拔高度的增加，大氣壓則遞減



◆ **圖 2.10** 隨海拔高度增加而致大氣壓與空氣密度下降圖。

2.3 氣溫隨海拔高度遞減

- 空氣的密度（每單位容積之空氣分子數目）與大氣壓(atmosphere pressure)，或空氣壓力有直接的關係
- 空氣壓力和空氣密度隨海拔高度增加而有系統地連續性降低
 - 在海拔高度50公里處的氣壓只有海平面處氣壓的0.1%

2.3 氣溫隨海拔高度遞減

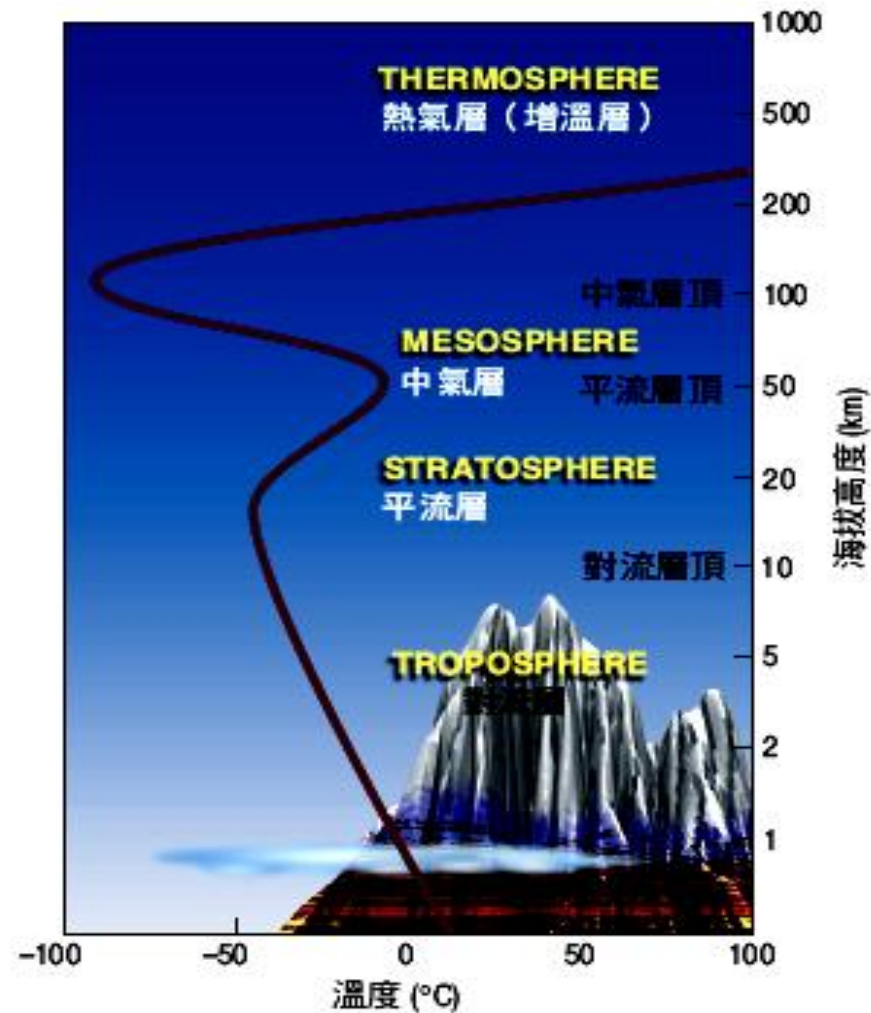
- 通常空氣溫度從地球表面至近11公里（接近36000英尺）高度時，會正比地下降
- 環境遞減率(environmental lapse rate)係隨高度增加而大氣溫度降低之速度
- 空氣溫度有較複雜的垂直剖面分佈，以及在不同緯度處之空氣溫度是受兩個因素而影響

2.3 氣溫隨海拔高度遞減

- 空氣分子的運動隨著更大空氣壓力而更加迅速。溫度是一個衡量空氣分子平均速度之指標
 - － 在靠近地表處，大氣壓、空氣移動速度和溫度皆最高
- 地球表面的“暖化效應”隨高度增加而降低
 - － 從地表向上發射出至更高處之長波輻射，將會被消散掉

2.3 氣溫隨海拔高度遞減

- 空氣溫度並沒有隨海拔高度增加而不斷地下降
- 大氣層的區域 分為
 - 對流層 (troposphere)
 - 平流層 (stratosphere)
 - 中氣層 (mesosphere)
 - 熱氣層 (thermosphere)
- 大氣層區域間的邊界稱為
 - 對流層頂 (tropopause)
 - 平流層頂 (stratopause)
 - 中氣層頂 (mesopause)



◆ **圖 2.11** 隨海拔高度增加之大氣溫度（全球平均）的變化圖。圖中標示有大氣層各區域名稱，並以地球上最高山聖母峰為對照。（改編自 Graedel and Crutzen 1995）

2.3 氣溫隨海拔高度遞減

- 空氣的垂直性運動會影響到某一特定高度處之空氣溫度
- 當一溫暖而具有浮力的氣團上升，其將經歷大氣壓力下降，並使其膨脹和冷卻

2.3 氣溫隨海拔高度遞減

- 絕熱冷卻(adiabatic cooling)：空氣溫度經由膨脹所引起的降低，而不是將其熱損失傳遞至周圍大氣
- 絕熱冷卻的速率取決於在空氣中含水量，在潮濕空氣的冷卻率較慢
 - 乾燥空氣：每1000公尺高程約 10°C
 - 潮濕空氣：每1000公尺高程約 6°C
- 絕熱遞減率(adiabatic lapse rate) 係為隨高程之氣溫變化率

問題 (Q-News)

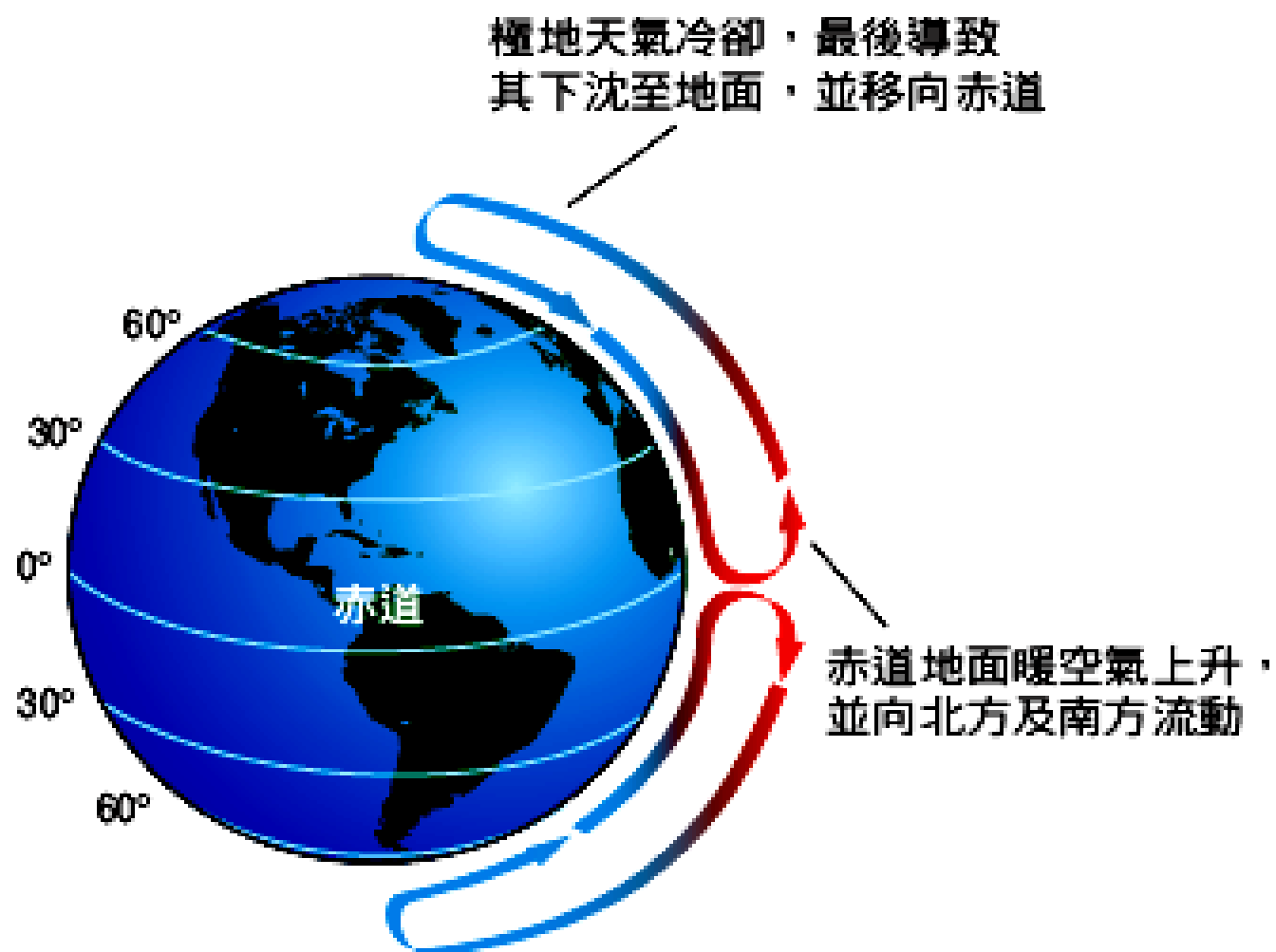
- ① 假設你目前在南華大學，高程為距海平面150公尺。假使你預計下週六早上要帶團到台中太平之酒桶山休閒農場的月光森林(海拔750公尺)，氣象局預測當天南華的氣溫是攝氏25度，試問你對你的客人在衣著上是否有任何建議？
- ② 假使你當天打算在酒桶山休閒農場過夜，一般來說，在南華大學夜間氣溫會降至攝氏20度，試問你對你的客人在衣著上的建議為何？

2.4 氣團全球循環

- 大氣層並不是靜態的，它是處於不斷的運動狀態，係由氣團的上升和下降，以及地球在軸線上的旋轉而驅使
- 赤道地區的空气受熱而上升至對流層頂處
- 當空氣上升而遠離地表時，將使其下方地表處產生了一低壓區
- 當更多的暖空氣由下方上升後，使對流層中的氣團向南北極傳遞

2.4 氣團全球循環

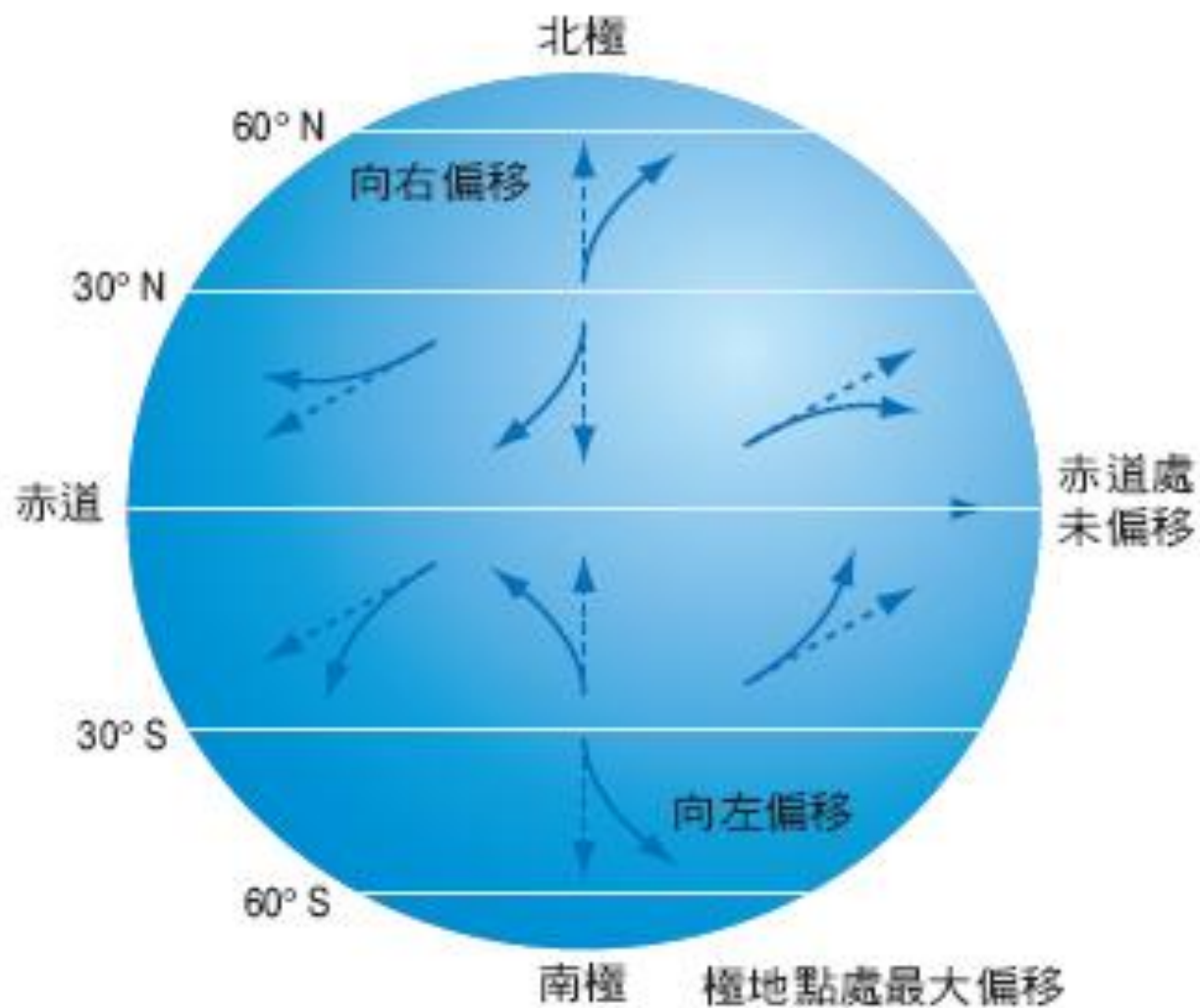
- 當氣團向極地方向移動，使其冷卻而下沉至地表
- 下沉的空氣提高了地表氣壓
- 由於空氣冷卻，使其變得更重而下沉，然後流向赤道低氣壓帶



◆ **圖 2.12** 假想地球未自轉下，空氣胞環流及盛行風向
圖。

2.4 氣團全球循環

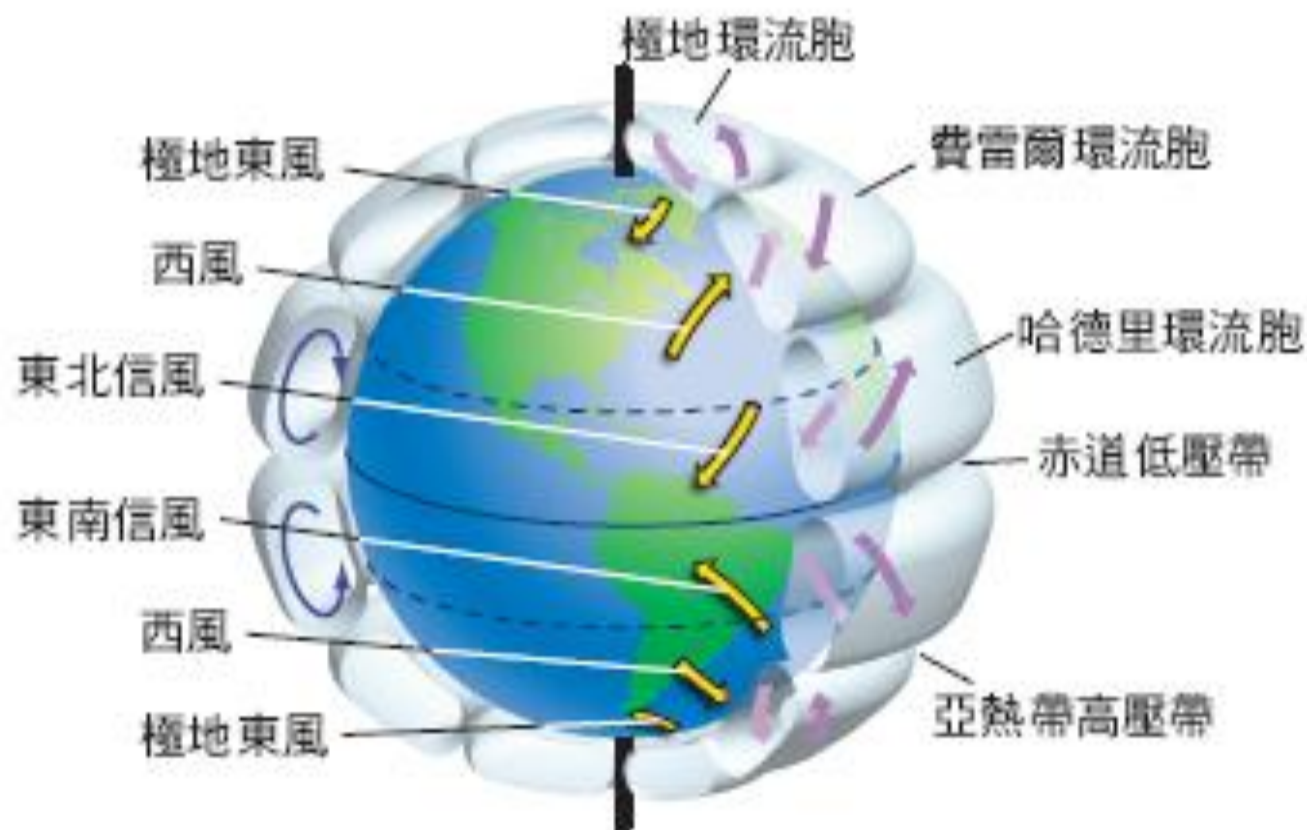
- 地球上不同緯度處之旋轉速度與不規則地形會進一步影響大氣中的氣流
- 「柯氏效應」(**Coriolis effect**) 係導因於旋轉速度的差異性所產生於氣流型態的偏轉



◆ 圖 2.13 柯氏力 (Coriolis force) 對風向的影響

2.4 氣團全球循環

- 柯氏效應創造了一系列的盛行風(信風)地帶，同時阻止地表空氣從赤道向兩極以簡單方式流動
- 盛行風地帶與環流胞於北半球與南半球相同的緯度處被形成



◆ **圖 2.14** 轉動中地球的大氣環流帶及環流胞。此一環流產生信風、西風及東風。

2.4 氣團全球循環

- 赤道低壓帶(equatorial low)係指當加熱的空氣向上升起後，於地表面附近形成了低壓力區
- 亞熱帶高壓帶(subtropical high)係指在北緯30°處冷空氣下沉，所形成的環流胞，即哈德里環流胞(Hadley cell)

2.4 氣團全球循環

- 西風(westerlies) 係指向北極移動的氣流(遠離哈德里環流胞)，並藉柯氏效應而向右偏轉
- 貿易風(trade wind)係指向赤道移動的氣流(遠離哈德里環流胞)，並藉柯氏效應而向右偏轉

2.4 氣團全球循環

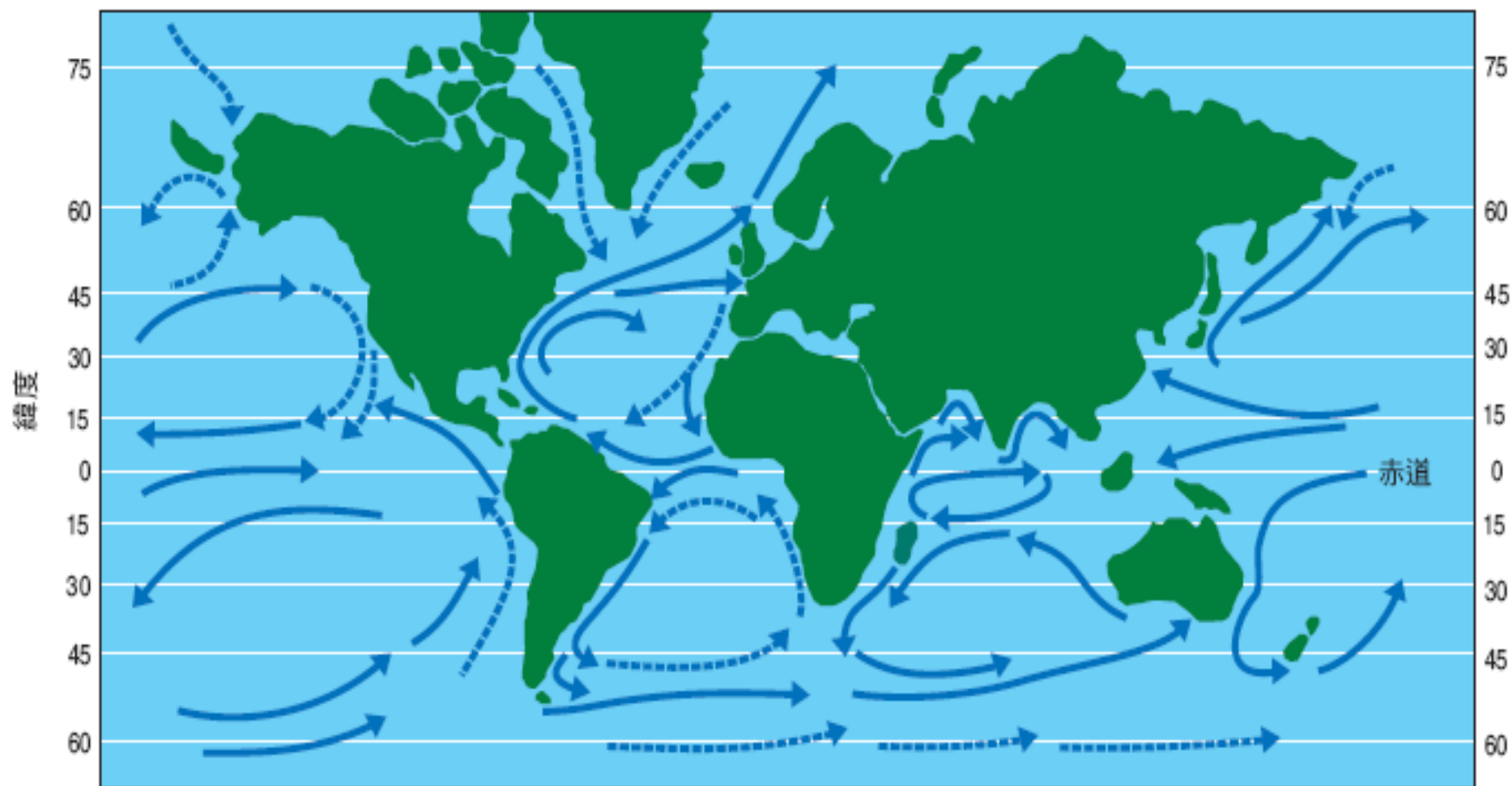
- 亞極地低壓帶(subpolar low)為一低壓地區，係由西風空氣向極地移動，並遇到由極地（約北緯 60° ）向下移動的冷空氣所形成的
- 西風與極地空氣並不易混合，因而於30度緯度處形成費雷爾環流胞(Ferrel cell)

2.4 氣團全球循環

- 當向北移動的空氣到達了極地處，它慢慢下沉到地表面，並向南流回到較低緯度，而形成極地環流胞(polar cell)
- 極地東風(polar easterlies)係由向南移動(遠離極地處)的空氣，因受到柯氏效應而向右偏轉所形成

2.5 太陽能、風能和地球的自轉創造出洋流

- 水流的系統性型態，或洋流受盛行風的全球型態所支配
- 每一個海洋存在著兩個圓環形水運動(或稱旋轉, gyres)
 - 在北半球洋流依順時針方向移動
 - 在南半球則依逆時針方向移動



◆ **圖 2.15** 世界的洋流。圖中環流受柯氏力（北半球依順時鐘方向流動，而南半球依逆時鐘方向流動）及大陸區塊影響。虛線箭頭表示冷水流，實線箭頭表示暖水流。

2.6 溫度影響空氣的含水量

- 潛熱（latent heat）係指物質在相變期間，其每公克所釋放或吸收之能量多寡
 - 從較有序的狀態（液體）轉變至較少有序狀態（氣體），能量是被吸收的（所需的能量，用以打破分子間的鍵能）

2.6 溫度影響空氣的含水量

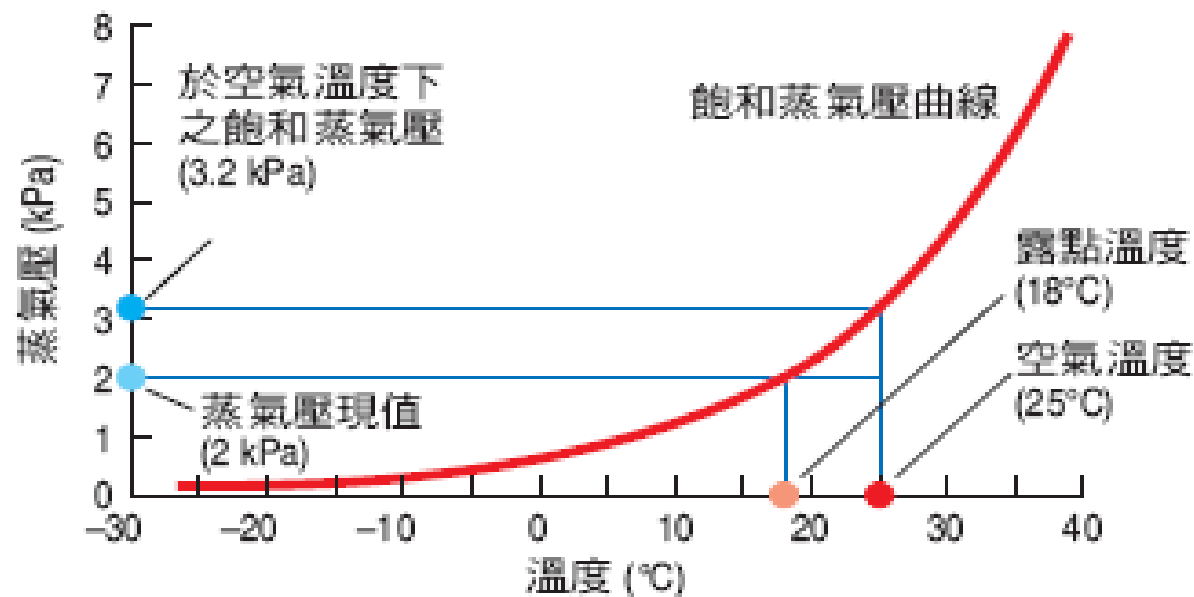
- 蒸發(evaporation)係指水從液體而至氣體狀態之轉變過程
- 凝結(condensation)係指水蒸氣化為液體狀態之轉變過程
- 當蒸發率等於冷凝率，此時空氣是飽和的

2.6 溫度影響空氣的含水量

- 水蒸氣可視為一具有重量和可在空氣中施以壓力的獨立氣體
- 蒸氣壓(vapor pressure) 係指水蒸氣所施以壓力之大小
- 飽和的空氣之水氣含量稱為飽和蒸氣壓(saturation vapor pressure)
 - 當蒸氣壓超過此容量，水會冷凝出

$$\text{相對濕度} = \frac{\text{蒸氣壓現值}}{\text{飽和蒸氣壓}} \times 100$$

$$\text{相對濕度} = \frac{2 \text{ kPa}}{3.2 \text{ kPa}} \times 100 = 62.5\%$$



- ◆ **圖 2.16** 飽和蒸氣壓隨空氣溫度變化之函數圖。已知一空氣溫度下，此空氣之相對濕度為蒸氣壓現值與飽和蒸氣壓之比值；已知一蒸氣壓下，達到飽和蒸氣壓時之溫度稱為露點（溫度）。

2.6 溫度影響空氣的含水量

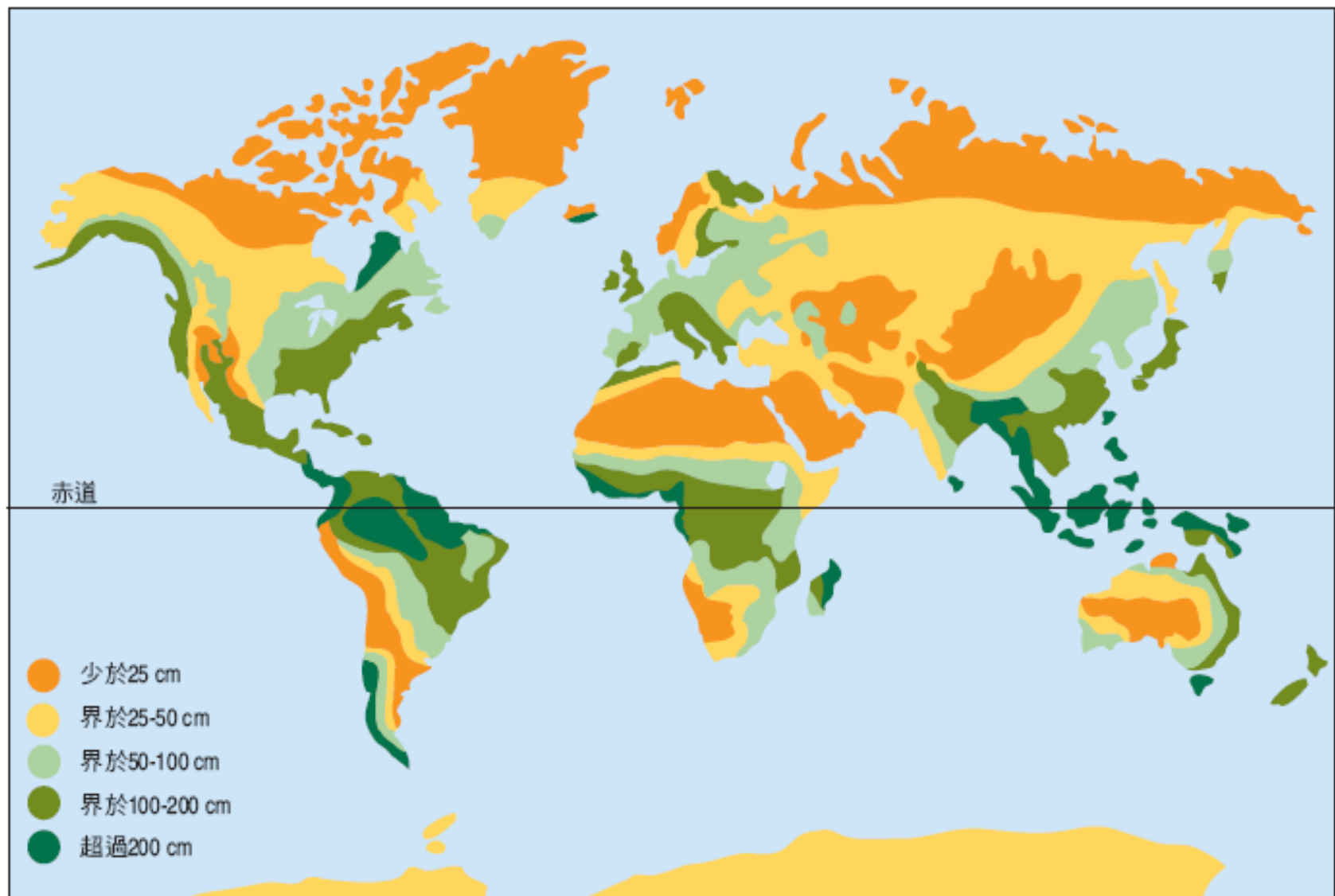
- 相對濕度(relative humidity) 係指以飽和蒸氣壓的百分比來表示空氣中之水蒸氣含量
- 在飽和蒸氣壓時，相對濕度為百分之百
 - 如果天氣(或空氣)變冷，而實際水分含量（水蒸氣壓力）保持不變，則相對濕度會增加，因為飽和蒸氣壓的值下降

2.6 溫度影響空氣的含水量

- 達到飽和蒸氣壓之溫度即所謂的露點溫度(dew point temperature)

2.7 具有獨特的全球性降雨型態

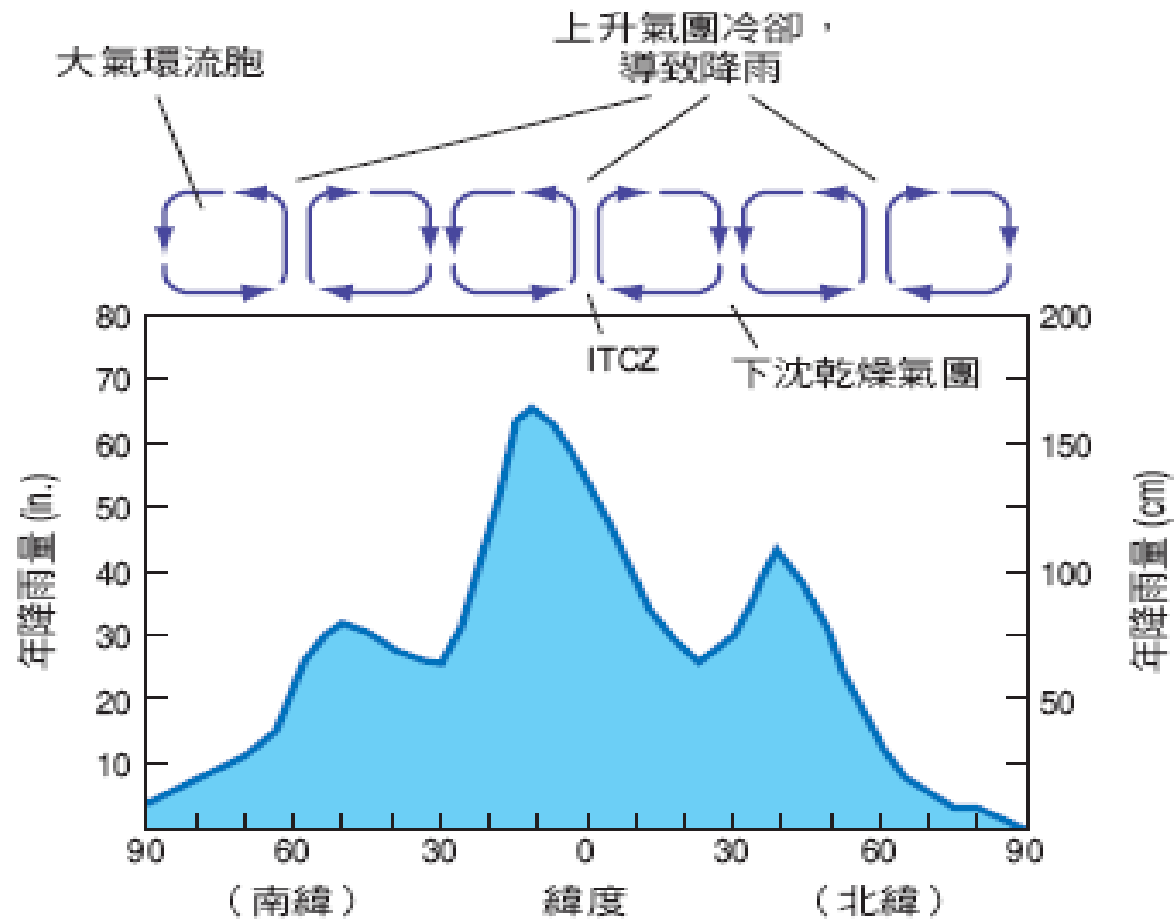
- 降雨並不是均勻地分佈於整個地球各地



◆ 圖 2.17 全球年降雨量。圖中顯示最潮濕與最乾燥區域，它們與山脈、洋流及風向是有關聯性的。

2.7 具有獨特的全球性降雨型態

- 一個普遍的降雨型態 存在於地球上
 - 降雨量最高的是位於赤道地區，並往南北方向而下降
- 由於盛行風的效應，這種降雨量的傾斜下降是不連續的



◆ **圖 2.18** 年平均降雨量隨緯度之變化圖。降雨量最高處相當於上升的氣團，例如間熱帶輻合區，然而最低處則與下沈乾燥氣團有關。

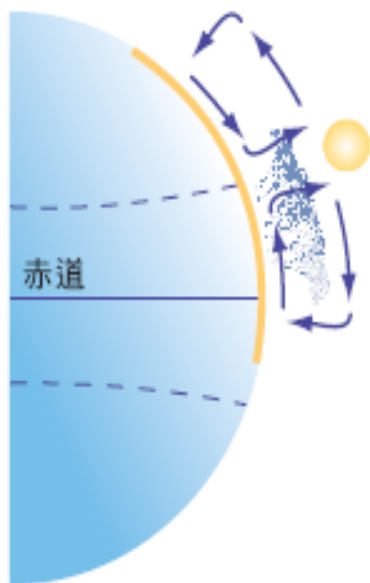
2.7 具有獨特的全球性降雨型態

- 「間熱帶輻合區」 (intertropical convergence zone , ITCZ) 係指信風相遇所形成的地區，其特徵為高降雨量
- 在南半球其雨量通常較大，這是因為南半球有較多的海洋覆蓋
 - 相較於陸地區域，水較易從海平面蒸發

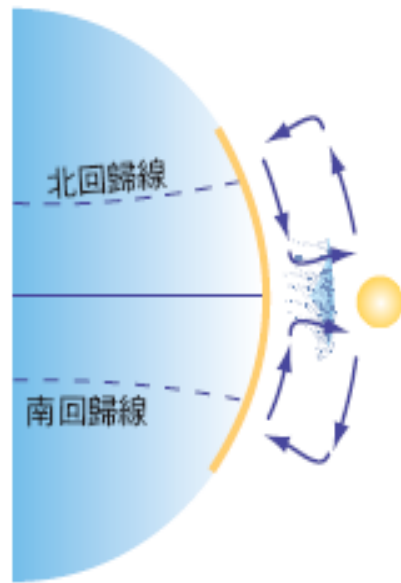
2.7 具有獨特的全球性降雨型態

- 「間熱帶輻合區」傾向於往全球最暖和的地表溫度地區遷移
- 隨著在南北緯度區域的季節交替，「間熱帶輻合區」的遷移造成天氣條件
 - 在春分和秋分之際，「間熱帶輻合區」直接處於赤道地區
 - 在北半球的夏至，「間熱帶輻合區」向北緯度方向移動
 - 在北半球的冬至，「間熱帶輻合區」向南緯度方向移動

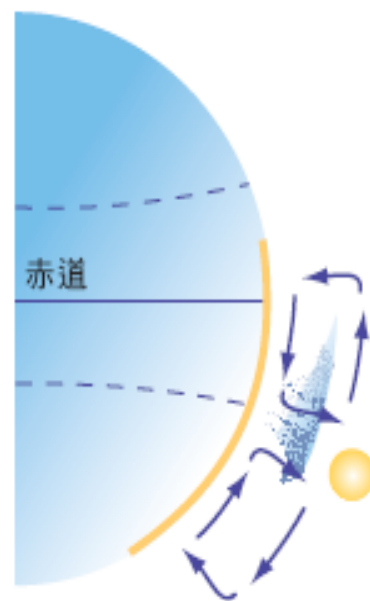
北半球
夏季



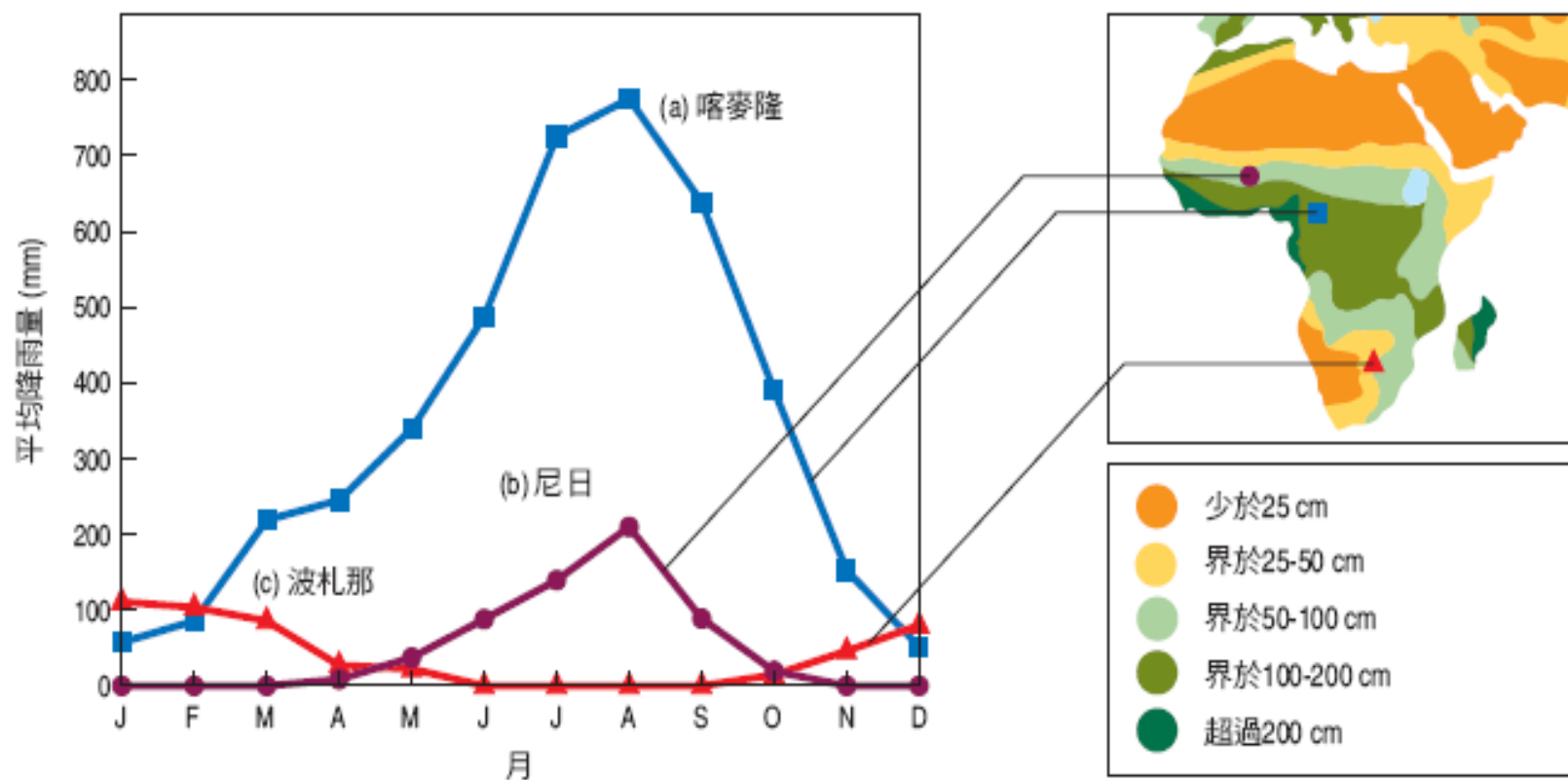
北半球
秋季及春季



北半球
冬季



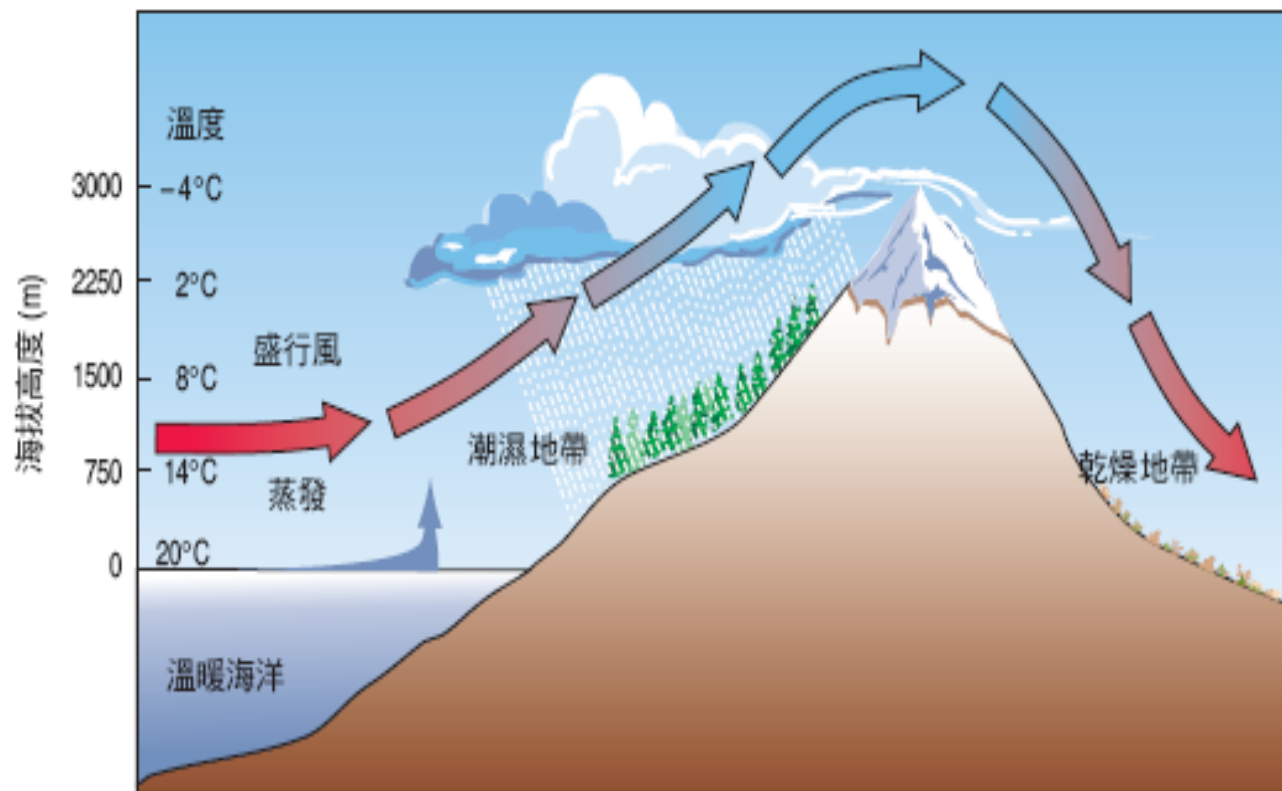
◆ 圖 2.19 間熱帶輻合區 (ITCZ) 之轉移，產生雨季及乾季。當距赤道愈遠，則乾季變長而雨季變短。



◆ **圖 2.20** 位於間熱帶輻合區 (ITCZ) 內三個不同地區降雨量之季節變化。(a) 處表示每月降雨量超過 50 公釐 (mm) 地區，(b) 及 (c) 處分別表示夏天為雨季，而冬天為乾季。

2.8 地形影響區域性和地方的降雨型態

- 多山的地形會影響地方性和區域性之降雨型態
- 雨幕(rain shadow)的形成是當氣團上升至一個山頭的過程中，在迎風面(windward side)的高處上釋放其所含有的水分。此時，涼爽而乾燥的空氣則降臨至背風面(leeward side)



◆ 圖 2.21 雨幕區的形成。氣流被迫往山的方向飛越，此時氣團冷卻而須將其水分移除，致其於向風坡地帶降雨；越過山後，此時下沉而乾燥空氣會從下風坡處吸取水氣。



(a)



(b)

- **圖 2.22** 夏威夷群島 Maui 山的雨幕區。(a) 向風坡處吸取信風中的水氣，致其覆蓋潮濕的森林；(b) 低生長灌木林則出現於乾燥的下風坡處。

問題 (Q-News)

- 請問台灣的哪個地方經常會出現焚風？
- 說明焚風出現的原因，並試著上網蒐集相關訊息。

2.9 不規則的氣候變化，發生在區域性尺度

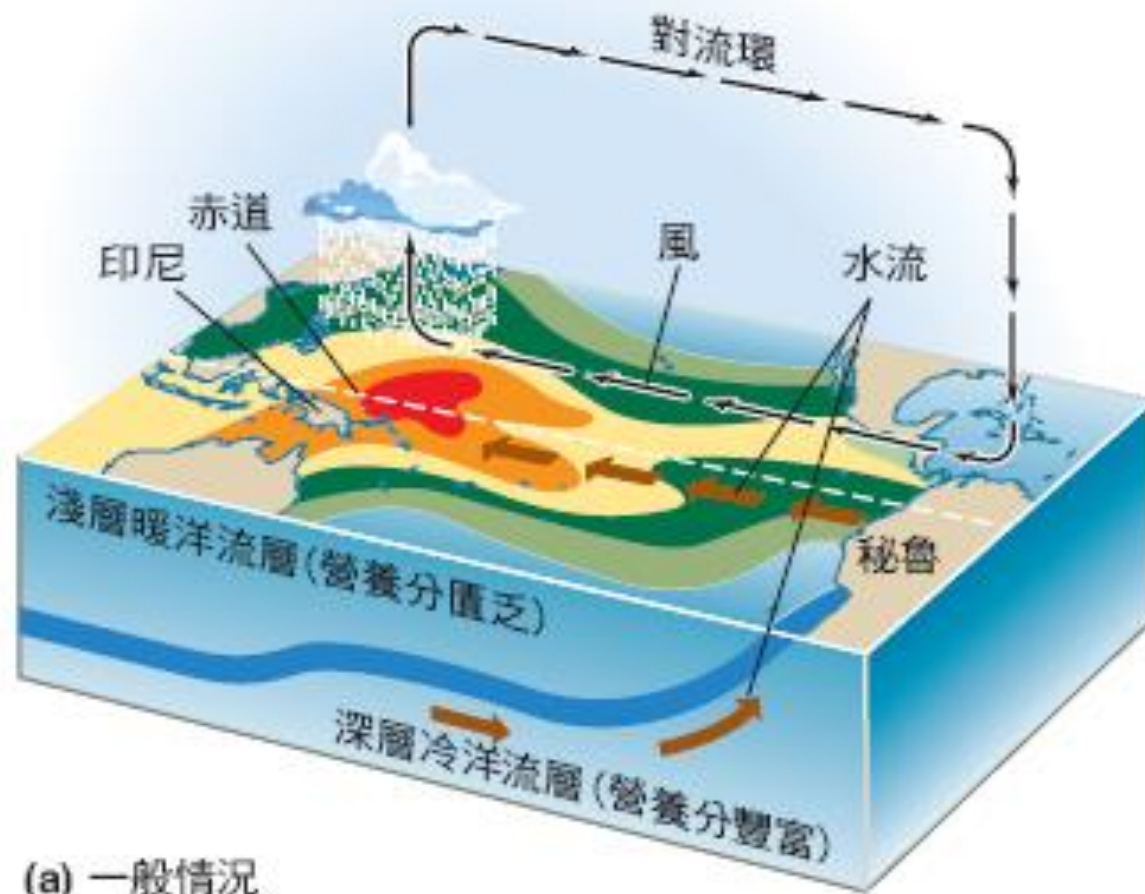
- 地球的氣候系統皆以區域性和全球性尺度範圍之變化為其特點
- 地球氣候系統的變異性，其運作的時間尺度範圍從幾十年至成千上萬年
 - 小冰河期(Little Ice Age，4世紀中葉到19世紀中葉)
 - 冰川的前進與退卻
- 太陽黑子(sunspot)活動影響著地球的氣候

2.9 不規則的氣候變化，發生在區域性尺度

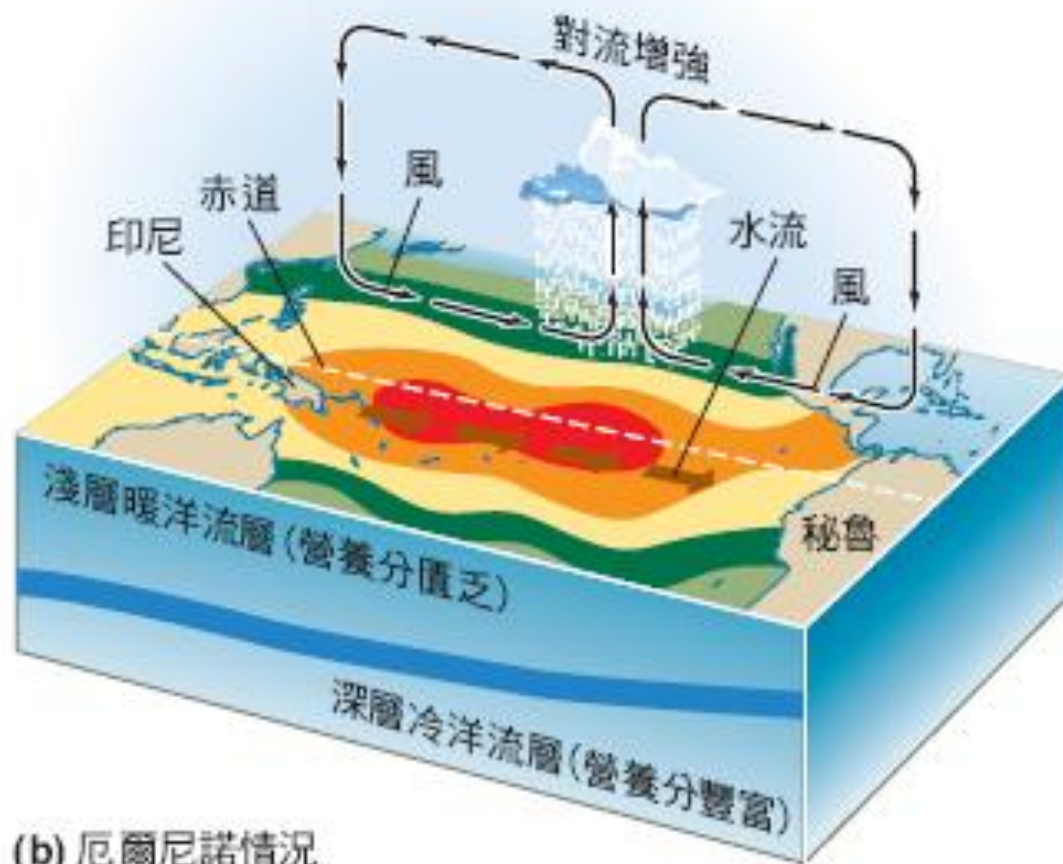
- 氣候系統的兩個組成(海洋和大氣層)間的相互作用，已被關連到一些發生在區域性範圍內重大的氣候變化
- 「厄爾尼諾南方振盪」(El Nino-Southern Oscillation, ENSO)
 - 於「南方振盪」期間，在太平洋東南熱帶地區和澳大利亞-印尼地區間之海水表面壓力
 - 於「厄爾尼諾」(聖嬰)事件期間，東太平洋的海水不尋常地變暖，東太平洋上海平面氣壓下降，而在西太平洋上升

2.9 不規則的氣候變化，發生在區域性尺度

- 於一個聖嬰事件期間，信風減弱，進而減少了向西的表層洋流
- 此時，減少了上湧和增加了東太平洋地表海水的溫度



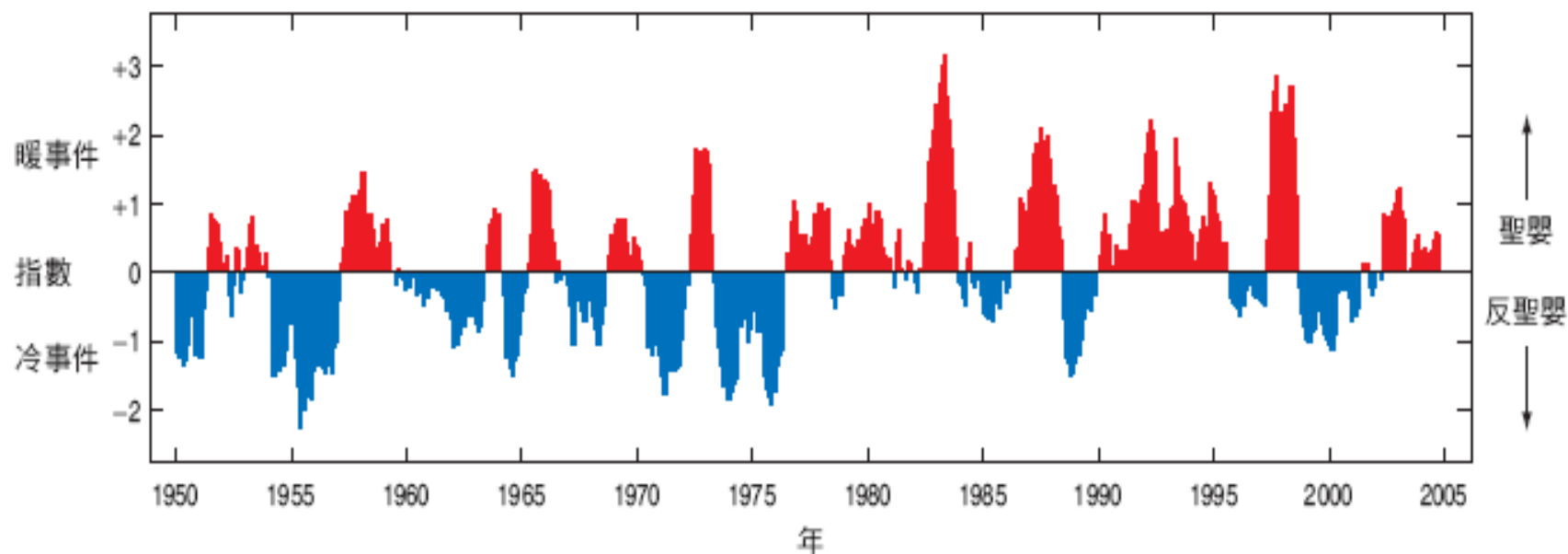
(a) 一般情況



(b) 厄爾尼諾情況

2.9 不規則的氣候變化，發生在區域性尺度

- 於拉尼娜 (La Niña)或反聖嬰現象期間，東太平洋之表面海水冷卻比平常更激烈



◆ 圖 2.24 20 世紀後期之聖嬰與反聖嬰事件記錄。圖左邊數字代表 ENSO 指數，其包含六個關於熱帶太平洋環境條件因子（空氣溫度、地表水溫度、海平面氣壓、雲量、風速與風向）。暖情境為紅色、冷情境為藍色；當指數值大於 1 表示一件聖嬰，小於 1 表示一件反聖嬰。

2.10 大多數生物體活在微氣候中

- 大多數生物生活在當地的條件下，但卻不能匹配環繞其週遭較大區域的一般氣候
- 微氣候(microclimates)界定了生物生存的條件(例如，光、熱)
 - 在一多風的日子，藉由地表面上的一隻昆蟲與其位於樹頂上，來比較其所感受到氣候條件之差異性

2.10 大多數生物體活在微氣候中

- 地形影響當地的氣候條件
- 外觀（山坡面的方向）對微氣候條件特別重要
- 在北半球，由於暴露於太陽輻射之差異性：
 - － 朝南的山坡感受到暖和、乾燥而多變的條件
 - － 朝北的山坡感受到涼冷、潮濕而較一致的條件
- 在南半球，朝南與朝北山坡的氣候條件 則適相反