

## บทที่ 11

### ระบบลมทั่วโลก (Global Scale Winds)

- 11.1 รูปแบบในอุดมคติ (Idealized Pattern)
- 11.2 ค่าเฉลี่ยของความกดตลอดปี (Yearly Averages of Pressure)
  - 11.2.1 แถบความกดต่ำแนวบริเวณศูนย์สูตร (Equatorial Belt of Low Pressure)
  - 11.2.2 แถบความกดสูงกึ่งเมืองร้อน (Subtropical High Pressure Belts)
  - 11.2.3 แถบความกดต่ำใกล้ขั้วโลก (Polar or Low Pressure or Polar Front)
  - 11.2.4 บริเวณความกดสูงขั้วโลก (Polar Caps of High Pressure)
- 11.3 ระบบลมบนพื้นโลก
- 11.4 ค่าเฉลี่ยความกดอากาศและลมในเดือนมกราคมและกรกฎาคม (January and July Averages of Pressure and Winds)
  - 11.4.1 แถบของการพัดสอระหว่างเขตร้อน (Intertropical Convergence zone or Doldrums)
  - 11.4.2 แถบความกดสูงกึ่งเมืองร้อน
  - 11.4.3 ลมเทรต (Trade Winds)
  - 11.4.4 อาลิเวียนและไอซ์แลนด์โลว์ (Aleutian and Iceland Lows)
  - 11.4.5 บริเวณความกดสูงบนทวีปที่เกิดขึ้นในฤดูหนาว (Continent Highs of Winter)
  - 11.4.6 ลมเวสเทอรีส์ (Prevailing Westerlies)
  - 11.4.7 โพลาร์ฟรอนท์ (Polar Front)
- 11.5 การแลกเปลี่ยนอากาศระหว่างละติจูด (Latitudinal Interchange of Air)
- 11.6 ลมชั้นบน (Upper-Level Wind)
  - 11.6.1 ลมกรด (Jet stream)
  - 11.6.2 ลมกรดและกาลอากาศที่พื้นผิว (The Jet Stream and Surface Weather)
- 11.7 แผนที่คอนทัวร์ (contour Maps)
  - 11.7.1 ไอโซबारิคเซอร์เฟส (Isobaric Surfaces)

### 11.8 ลมซึ่งเกิดจากความแตกต่างของอุณหภูมิในท้องถิ่น

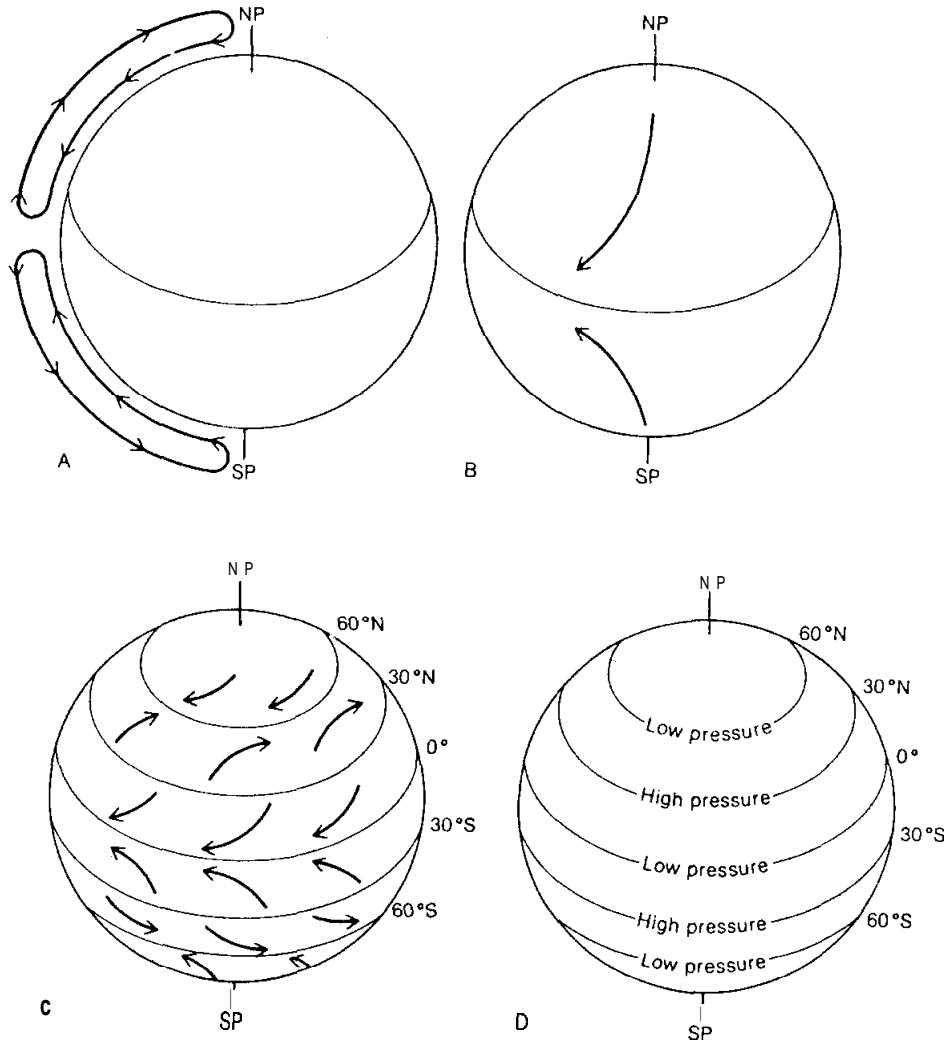
(Winds Due to Local Temperature Differences)

11.8.1 ลมทะเล (Sea Breeze)

11.8.2 ลมบก (Land Breeze)

11.8.3 ลมภูเขาและลมหุบเขา (Mountain and Valley Breeze)





**รูป 11.1** การหมุนของลมบนพื้นโลกที่แสดงในลักษณะรูปแบบของอุดมคติ (idealized model) ที่มีแต่พื้นดินเพียงอย่างเดียว (A) ถ้าโลกไม่หมุนกระแสการพาความร้อนขนาดมหึมา (huge convective currents) จะเกิดขึ้นในบรรยากาศแต่ละซีกโลก โดยที่อากาศจะหมุนวนระหว่างเส้นศูนย์สูตรที่ร้อนและขั้วโลกที่หนาวเย็น (B) ในโลกที่มีการหมุนลมพื้นผิวจะเปลี่ยนเป็นลมฝ่ายตะวันออกเฉียงเหนือสำหรับในซีกโลกทางเหนือและเปลี่ยนเป็นฝ่ายตะวันตกออกเฉียงใต้ (southeasterly) สำหรับในซีกโลกทางใต้ อันเนื่องมาจากแรงโคริโอลิส (C) ตามความเป็นจริงลมพื้นผิวจะแบ่งออกเป็นสามโซนในแต่ละซีกโลก (D) แถบของลมพื้นผิวที่พัดล่อเข้าหากันและแถบของลมพื้นผิวที่พัดล่อออก (diverging) ทำให้เกิดแถบของความกดต่ำและแถบของความกดสูง

ในทิศตะวันตกเฉียงใต้ระหว่างละติจูด 30 กับ 60 องศา และจะอยู่ในทิศตะวันออกเฉียงเหนือระหว่างละติจูด 60 ถึง 90 องศา ดังนั้นในมิตติละติจูดของทั้งสองซีกโลก (ระหว่างละติจูด 30 องศาถึง 60 องศา) ลมพื้นผิวจะพัดตามทิศการหมุนของโลก ในกระบวนการนี้ลมจะได้รับ (acquire) พลังงานจลน์จากการหมุนของโลกและพลังงานจลน์บางส่วนจะถูกขนถ่าย (transported) ไปยังเขตร้อนและละติจูดที่อยู่สูง ๆ ถัดไปเพื่อช่วยค้ำจุน (sustain) ลมที่พัดตรงกันข้ามกับการหมุนของโลก

ลมพื้นผิวจะพัดสลับเข้าหากันที่ละติจูด 0 องศาและที่ละติจูด 60 องศา การพัดสลับเข้าหากันเป็นเหตุให้อากาศลอยตัวสูงขึ้น ซึ่งนำไปสู่การขยายตัวและเย็นลงอันทำให้เกิดเมฆและฝน แถบที่มีการพัดสลับเข้าหากันเหล่านี้จะเป็นแถบความกดต่ำ (รูป 11.1D) ส่วนลมพื้นผิวจะพัดลู่ออก (diverge) ที่ขั้วโลกและที่ละติจูด 30 องศา ในบริเวณที่กล่าวนี้การพัดลู่ออกจะทำให้อากาศจมตัวลงจากเบื้องบนซึ่งนำไปสู่การอัดตัวและอุ่นขึ้นเมฆต่าง ๆ จะหายไป อากาศจะจมในใต้แถบเหล่านี้จะเป็นแถบความกดสูง

ถ้าเราเอาทวีปและมหาสมุทรเพิ่มเข้าไปในแบบของอุดมคติ ดังที่กล่าวแล้วคุณลักษณะของความร้อนของพื้นผิวโลกยังมีความซับซ้อนมากยิ่งขึ้นและเป็นจริงมากขึ้นซึ่งจะเป็นระบบลมบนพื้นโลกที่แท้จริงนั่นเอง แถบความกดบางแถบที่กล่าวจะแตกตัวออกเป็นเซลล์ (cells) ซึ่งแยกออกจากกัน เซลล์เหล่านี้เป็นเหตุให้เกิดการเปลี่ยนแปลงความกดอันสำคัญของอากาศที่เกิดขึ้นบนแผ่นดินและทะเล

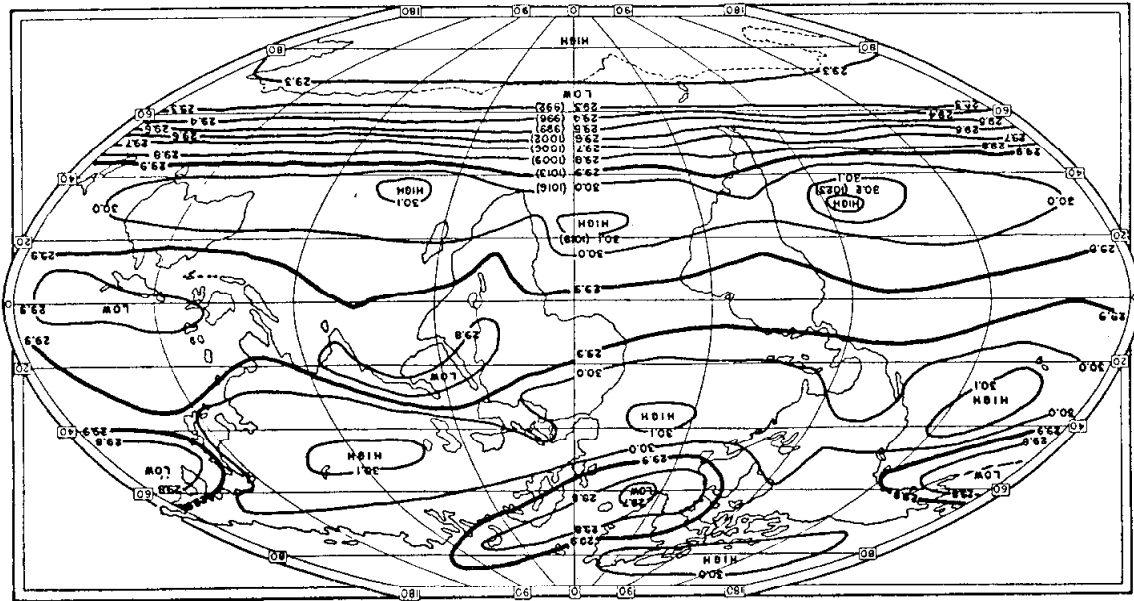
## 11.2 ค่าเฉลี่ยของความกดตลอดปี (Yearly Averages of Pressure)

ความกดเฉลี่ยตลอดทั้งปีแสดงไว้ในรูป 11.2 ซึ่งสามารถแสดงให้เห็นการเรียงลำดับของแถบความกดสูงและแถบความกดต่ำที่พาดอยู่รอบโลก โดยการพิจารณาตำแหน่งและขนาดของแผ่นดินในแต่ละเส้นละติจูดจะพบว่ามีความสำคัญต่อคุณสมบัติของแถบความกดต่าง ๆ เหล่านี้ และจากการศึกษาถึงแผนที่ก็จะแสดงให้เห็นแถบความกดสูงและแถบความกดต่ำที่สลับกัน

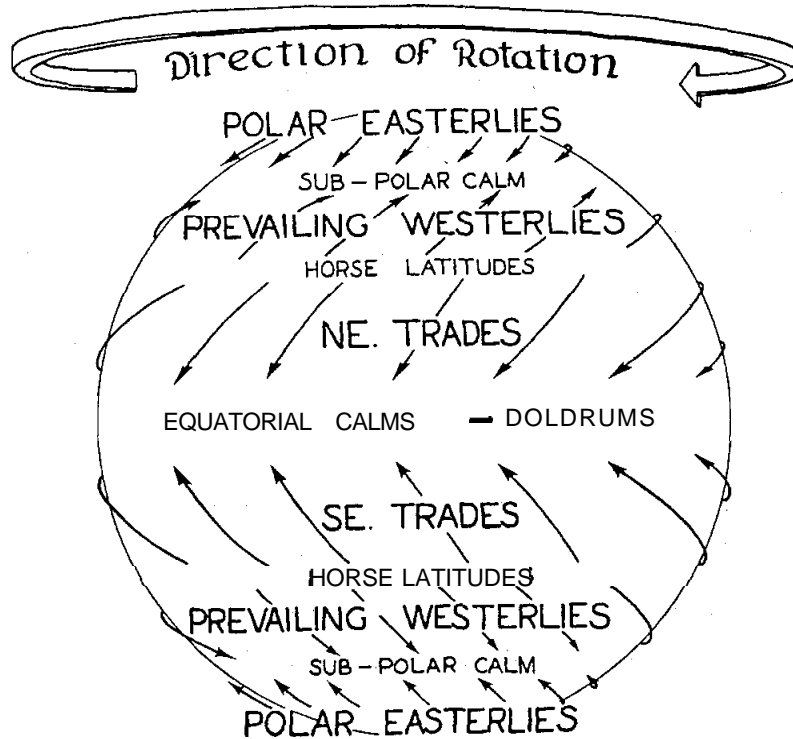
### 11.2.1 แถบความกดต่ำแถบบริเวณศูนย์สูตร (Equatorial Belt of Low Pressure)

ในบริเวณศูนย์สูตรจะมีแถบความกดซึ่งเฉลี่ยได้มีค่าน้อยกว่า 1013 มิลลิบาร์ แถบความกดนี้อาจจะเปลี่ยนแปลงขนาดของความกว้างแต่จะล้อมโลกอยู่โดยรอบอย่างสมบูรณ์ ศูนย์กลางโดยเฉลี่ยจะอยู่ทางเหนือของเส้นศูนย์สูตรเล็กน้อย ภายในบริเวณของแถบความกดลมจะพัดเบาและแปรปรวน (light and variable) ซึ่งส่วนใหญ่จะสงบ แถบความกดนี้เรียกว่า อินเตอร์ทรอปิคอล คอนเวอร์เจนซ์ โซน (intertropical convergence zone)

(มีอักษรย่อว่า ITCZ) หรือเรียกว่าดอลดรัม (doldrums) ตามการเดินเรือ ในสมัยโบราณซึ่งเรือ มักจะแล่นต่อไปไม่ได้เนื่องจากเป็นเขตที่ลมสงบ



ถูกทำให้เจ็ไปโดยการหมุนของโลกและจะจมลงที่ละติจูด 30 องศา อันเป็นแถบความกดสูง ลมส่วนหนึ่งจะพัดกลับมายังศูนย์สูตร และส่วนหนึ่งจะพัดตามพื้นผิวไปยังละติจูด 60 องศา (ดูรูป 11.3) การเคลื่อนที่อาจจะไม่ง่ายและตรงอย่างที่อธิบายแต่การเคลื่อนไหวแบบการพาความร้อนได้เกิดขึ้นอย่างแน่นอน แถบความกดเหล่านี้เป็นลักษณะที่เด่นชัดของระบบลมบนพื้นโลก



รูป 11.3 ทิศทางการหมุนของโลกรวมทั้งแถบความกดและลักษณะของลมที่พัด

### 11.2.3 แถบความกดต่ำโกลั้ขั้วโลก (Polar Low Pressure or Polar Front)

แถว ๗ ละติจูด 60 องศา ลมเวสเทอริ (westerlies) จะพัดมาพบกับลมโพลาอีสเทอริ (polar easterly) ซึ่งทำให้เกิดเป็นแถบความกดต่ำโกลั้ขั้วโลก (polar low) หรือ โพลาร์ฟรอนท์ (polar front) ขึ้น แถบความกดต่ำนี้จะไม่ต่อเนื่องกันรอบโลกแต่จะปรากฏให้เห็นชัดบางพื้นที่เท่านั้นซึ่งขึ้นกับอุณหภูมิที่แตกต่างกันของมวลอากาศที่มาพบกัน ถ้าความแตกต่างของอุณหภูมิมีมาก ก็จะทำให้ปรากฏแนวปะทะอากาศให้เห็นชัดเจน แถบนี้เป็นแถบที่เกิดของพายุหมุนในมิละติลละติจูดของซีกโลกทางเหนือ

ในซีกโลกทางใต้ระหว่างละติจูด 60 ถึง 70 องศา จะมีแถบความกดต่ำที่ต่อเนื่องปรากฏขึ้นเหนือพื้นน้ำ ส่วนในซีกโลกทางเหนือซึ่งเป็นละติจูดเดียวกันนั้นจะมีมวลของแผ่นดินที่กว้างใหญ่และหนาวเย็นปรากฏอยู่และผลก็คือจะทำให้มีความกดเพิ่มขึ้น ส่วนบนพื้นน้ำจะมีบริเวณความกดต่ำที่เห็นชัดเจนสองแห่งซึ่งจะมีจุดศูนย์กลางใกล้กับเกาะอาลิวเซียน (Aleutian Islands) ในมหาสมุทรแปซิฟิก และจะมีจุดศูนย์กลางระหว่างประเทศกรีนแลนด์และประเทศไอซ์แลนด์ในมหาสมุทรแอตแลนติก ลมจากตะวันตกหรือจากตะวันตกเฉียงใต้จากด้านทางศูนย์สูตรจะพัดเข้าสู่บริเวณความกดต่ำนี้

#### 11.2.4 บริเวณความกดสูงที่ขั้วโลก (Polar Caps of High Pressure)

ในบริเวณอาร์คติกและแอนตาร์คติกจะเป็นบริเวณหมวกของความกดสูง (cap of high pressure) ที่ถาวรซึ่งมีลมพัดมาจากทางทิศตะวันออกเป็นส่วนใหญ่ (prevailing easterly) ในซีกโลกเหนือหมวกของจุดศูนย์กลางจะไม่อยู่ที่ขั้วโลก แต่จะยืดยาว (extend) จากทางเหนือของประเทศกรีนแลนด์ไปทางตะวันตกผ่านตอนเหนือของเกาะต่าง ๆ ในแคนาดา แม้ว่าในบริเวณขั้วโลกทุกสิ่งทุกอย่างจะถูกครอบคลุมด้วยน้ำแข็งและหิมะตลอดเวลาแต่ผลของความแตกต่างของพื้นดินและพื้นน้ำก็สามารถสังเกตเห็นได้

ในแอนตาร์กติกาเซลล์ของความกดสูงถูก ทำให้เปลี่ยนแปลงโดยความสูงของทวีปซึ่งสูงประมาณ 10,000 ฟุตโดยเฉลี่ย นั่นหมายถึงว่าการหมุนวนของลมเปรียบเทียบ ได้กับที่ระดับความสูง 700 มิลลิบาร์ บริเวณแอนตาร์คติกานับบ่อยครั้งที่มีพายุซึ่งมีความรุนแรงมาก ลมอาจจะพัดเฉลี่ยด้วยความแรง 7 ถึง 8 เมตรต่อวินาที และบางครั้งอาจเปลี่ยนแปลงไปจากทิศอีสเตอร์ด้วย

### 11.3 ระบบลมบนพื้นโลก

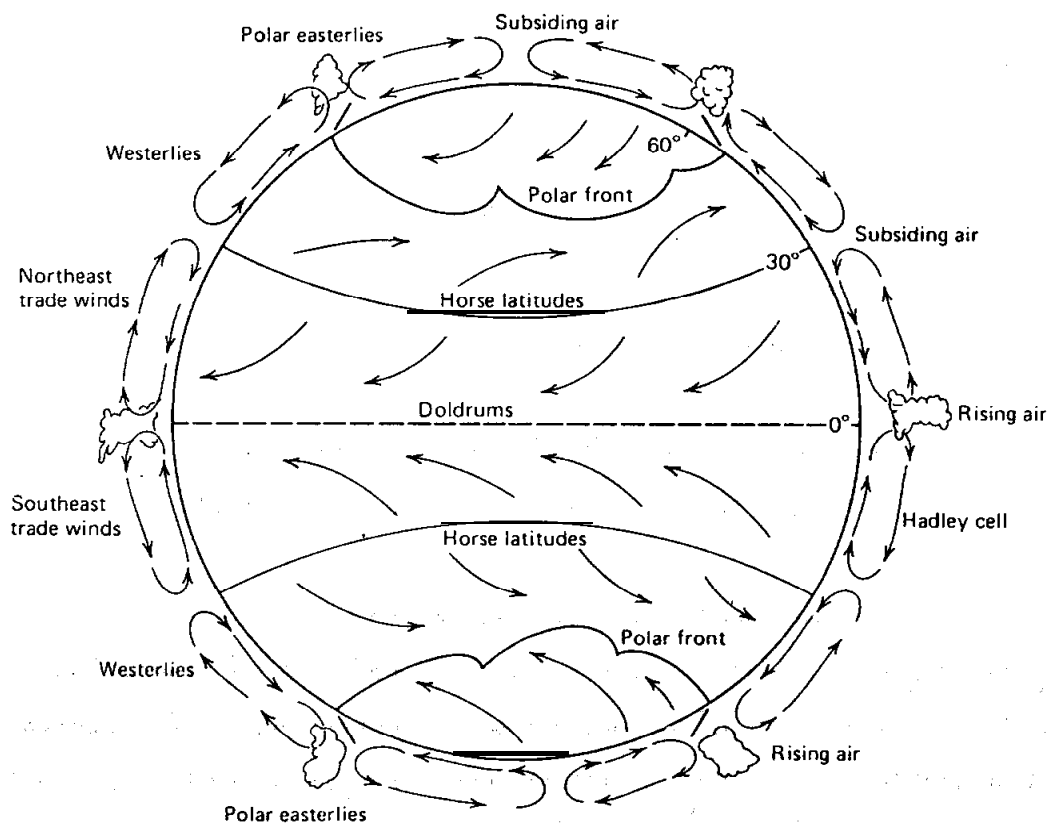
นับเป็นศตวรรษที่นักวิทยาศาสตร์พยายามวิเคราะห์การเคลื่อนไหวของอากาศ รูปแบบการหมุนวนของบรรยากาศในปัจจุบันมีขึ้นเมื่อปี ค.ศ. 1730 โดย จอร์จแฮดเลย์ (George Hadley) ชาวอังกฤษ ได้เสนอความเห็นของเซลล์พาความร้อนอย่างง่าย (simple convection cell) หรือ แฮดเลย์ เซลล์ (Hadley cell) ขึ้น เขาเสนอว่าเมื่อพลังงานแสงอาทิตย์ทำให้อากาศที่บริเวณศูนย์สูตรร้อน อากาศนั้นก็จะมีขึ้นและพัดในเบื้องบน ไปยังขั้วโลกและจมตัวลง ซึ่งจะไหลตามพื้นผิวกลับมายังศูนย์สูตรอีก

ความคิดนี้ถูกเปลี่ยนเป็นระบบแบบ 3 โซนในภายหลัง ตามทฤษฎีนี้ โซนแรกก็คืออากาศในศูนย์สูตรจะลอยตัวสูงขึ้น และเคลื่อนตัวในเบื้องบน ไปยังทิศเหนือและทิศใต้ซึ่งจะจมลงที่ละติจูด 30 องศา ดังนั้นแถบความกดสูงจะเกิดขึ้นโดยการจมตัวลงของอากาศที่ละติจูด 30 องศา



เหนือและ 30 องศาใต้ นั่นเอง อากาศที่จมตัวลงจะแยกออกเป็นสองทางที่พื้นดิน สำหรับส่วนที่พัดไปยังเส้นศูนย์สูตรก็จะเป็นลมเทรด (trade wind) และส่วนที่ไปยังด้านขั้วโลกก็จะเป็นลมเวสเทอริ (westerly) แรงแครีโวลิสจะทำให้ลมเหล่านี้เฉไปทางขวามือในซีกโลกทางเหนือและเฉไปทางซ้ายมือในซีกโลกทางใต้ เช่นลมที่พัดไปตามพื้นผิวไปยังเส้นศูนย์สูตรในซีกทางเหนือซึ่งควรจะเป็นลมฝ่ายเหนือในโลกที่ไม่หมุนก็จะกลายเป็นลมจากทิศตะวันออกเฉียงเหนือ (northeast) ในโลกที่มีการหมุน (ถ้าเป็นซีกโลกทางใต้ก็จะเป็นลมจากตะวันออกเฉียงใต้ (southeast) จะเห็นว่าอากาศที่พัดออกจากศูนย์สูตรในชั้นบนและจมลงที่ละติจูด 30 องศา นั้นเมื่อพัดกลับเป็นลมเทรดก็จะครบไซท์หนึ่งพอดี (ดูรูป 11.4)

สำหรับไซท์ที่สองเริ่มต้นที่ละติจูด 30 องศา ลมที่พัดไปยังขั้วโลกตามพื้นผิวจะเรียกว่า ปรีเวอลลิง เวสเทอริ (prevailing westerlies) ซึ่งจะพัดไปพบกับลมโพลาร์ อีสเทอริ (polar easterlies) ซึ่งมีกำเนิดจากขั้วโลกที่เย็นและพัดเคลื่อนที่ตามพื้นผิวมายังด้านศูนย์สูตร ที่ละติจูดประมาณ 60 องศา ลมทั้งสองนี้จะพัดมาพบกันทำให้อากาศลอยตัวสูงขึ้นในแนวตั้ง (แถบที่ลมทั้งสองพบกันนี้เรียกว่า โพลาร์โลว์) ลมที่ลอยขึ้นจะแยกออกจากกัน ในเบื้องบนโดยที่ส่วนหนึ่งจะพัดไปด้านขั้วโลกและอีกส่วนหนึ่งจะพัดไปด้านศูนย์สูตร ดังนั้นไซท์ที่เกิดขึ้นอีกสองไซท์ก็ครบเป็นสามไซท์พอดี



รูป 11.4 การหมุนวนของลมบนพื้นโลกในแบบของอุดมคติซึ่งแบ่งออกเป็นสามไซท์ของการหมุน

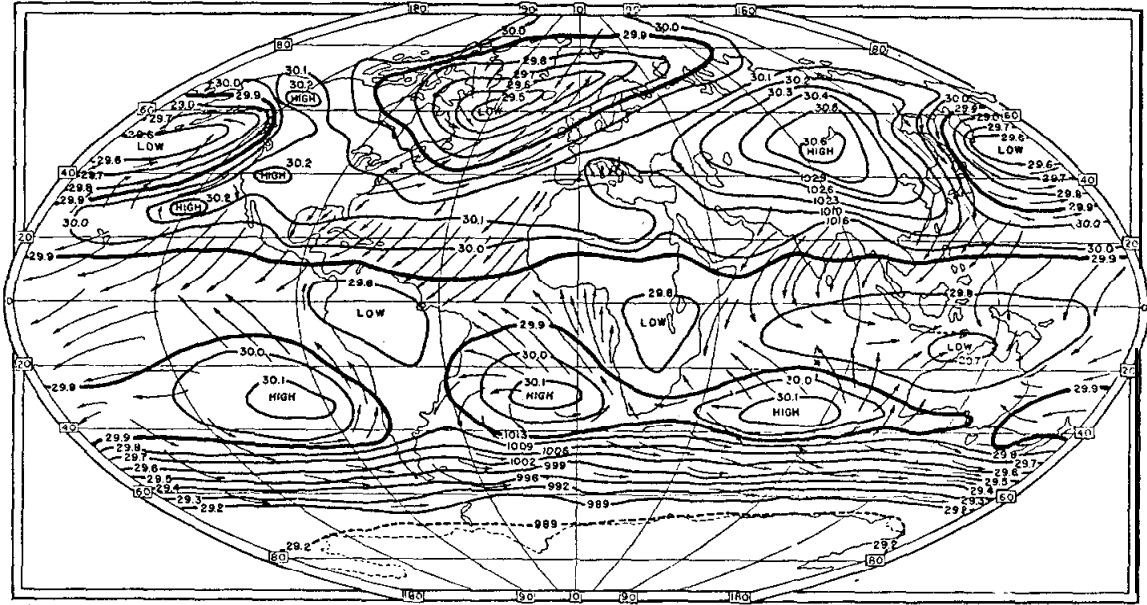
โดยการพิจารณาอย่างละเอียดในแต่ละแถบความกดต่าง ๆ แสดงให้เห็นว่าความกดจะไม่ต่อเนื่องสม่ำเสมอ โดยตลอดแต่จะแบ่งออกเป็นจุดศูนย์กลางหรือเซลล์หลาย ๆ เซลล์ โดยที่ จะมีเซลล์ความกดต่ำอยู่ใกล้กับเส้นศูนย์สูตรและใกล้กับละติจูด 60 องศา ส่วนจุดศูนย์กลางของความกดสูงจะอยู่ในแถบกึ่งเมืองร้อน (subtropical belt) ของทั้งสองซีกโลกและที่ขั้วโลกทั้งสองข้าง จุดศูนย์กลางของบริเวณความกดสูงและบริเวณความกดต่ำจะควบคุมหรืออย่างน้อยมีอิทธิพลต่ออากาศที่เคลื่อนไหวอยู่โดยรอบ ซึ่งเป็นผลทำให้เกิดการหมุนวนของเซลล์ (cellular circulation) บางชนิดอาจเป็นไซคลอนิก (cyclonic) และอีกบางชนิดเป็น แอนติไซคลอนิก (anticyclonic) ซึ่งสิ่งเหล่านี้จะซ้อนทับ (superimposed) กับไซนของการหมุนวน (zonal circulation) อันใหม่ด้วย

เซลล์ที่กล่าวแล้วรู้จักในนามจุดศูนย์กลางของการเคลื่อนไหว (center of action) เนื่องจากเป็นบริเวณที่พายุกำเนิดขึ้นและเดินทาง บางครั้งอาจเรียกว่าจุดศูนย์กลางกึ่งถาวร (semipermanent center) ของบริเวณความกดสูงและของบริเวณความกดต่ำ เนื่องจากมันจะพยายามคงทน (persist) อยู่ในบริเวณทั่ว ๆ ไปอันเดิม แต่ตำแหน่งที่แน่นอนและความแรงจะเปลี่ยนแปลงตามเวลา

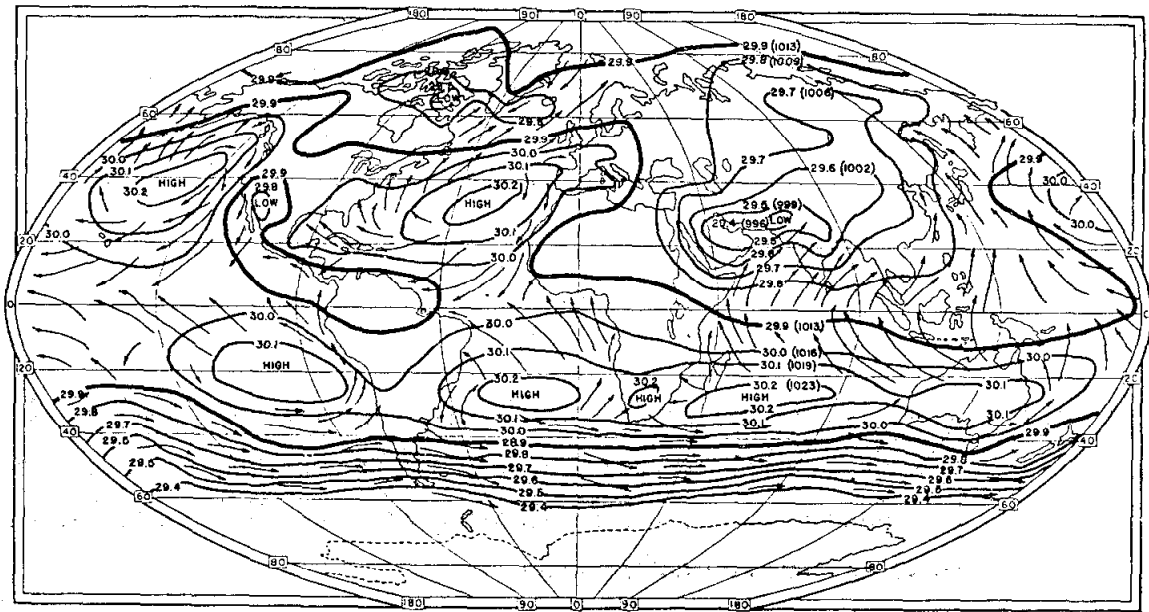
เซลล์ทั้งหมดอาจเคลื่อนที่ไปทางเหนือเมื่อเป็นฤดูร้อนของซีกโลกทางเหนือและลงมาทางใต้เมื่อเป็นฤดูร้อนของซีกโลกใต้ มันจะเคลื่อนตามดวงอาทิตย์และฤดูกาลที่เปลี่ยนแต่อาจจะช้า (lag) กว่าดวงอาทิตย์หนึ่งหรือสองเดือน ตำแหน่งและความแรงของเซลล์ที่เปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลเกิดจากผลของลมมรสุม ในฤดูร้อนเซลล์ของบริเวณความกดต่ำจะพยายามเคลื่อนย้าย (migrate) จากมหาสมุทรที่เย็น ขึ้นไปบนทวีปที่ถูกทำให้ร้อนและมหาสมุทรจะกลายเป็นเป็นบริเวณที่มีความกดสูงกว่า ในฤดูหนาวเซลล์ของความกดสูงจะมีจุดศูนย์กลางอยู่บนบริเวณทวีปที่หนาวเย็น และบริเวณความกดต่ำจะเพิ่มความแรงขึ้นบนพื้นน้ำที่อุ่นกว่า

#### 11.4 ค่าเฉลี่ยความกดอากาศและลมในเดือนมกราคมและกรกฎาคม (January and July Averages of Pressure and Winds)

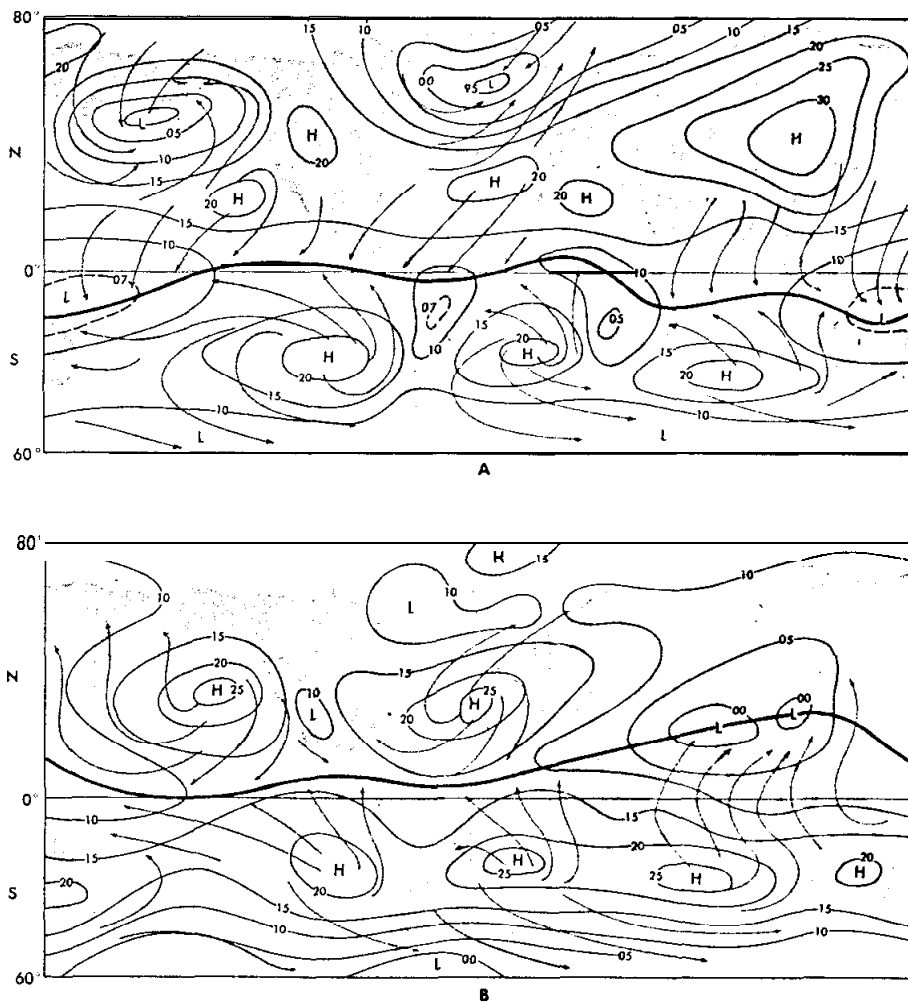
ความแตกต่างที่สำคัญในการกระจายของความกดอากาศและทิศทางของลมระหว่างฤดูร้อนและฤดูหนาวแสดงในรูป 11.5 และรูป 11.6 (สำหรับรูปที่เหมือนกันแต่ดูได้ง่ายขึ้นคือรูป 11.7) เราจะพิจารณาแผนที่เหล่านี้และสังเกต ในรายละเอียดบางอย่างที่เด่นชัดของการหมุนวนโดยทั่วไป ซึ่งประกอบด้วยไซนและเซลล์ของการหมุนวน (zonal and cellular circulation) โดยที่สิ่งเหล่านี้จะถูกทำให้เปลี่ยนแปลง (modified) โดยการกระจายของพื้นดินและพื้นน้ำและโดยการเปลี่ยนแปลงจำนวนแสงแดดอันเกิดจากการเปลี่ยนแปลงฤดูกาล



รูป 11.5 ความกดดันและทิศทางของลมบนพื้น โลกที่ระดับน้ำทะเล โดยเฉลี่ยซึ่งเกิดขึ้น ในเดือน มกราคม



รูป 11.6 ความกดดันและทิศทางของลมบนพื้น โลกที่ระดับน้ำทะเล โดยเฉลี่ยซึ่งเกิดขึ้น ในเดือน กรกฎาคม



รูป 11.7 รูปร่างง่ายของทิศทางลมและความกดที่ระดับนี้ทะเล โดยเฉลี่ยเหนือพื้นโลก (ตัวเลขกำกับเส้น ไอโซบาร์ จะเป็นหน่วยของมิลลิบาร์ที่มีค่าเกิน 1000 mb) (A) เกิดขึ้นในเดือนมกราคม (B) เกิดขึ้นในเดือนกรกฎาคม เส้นหน้กกับคือแถบของอินเตอร์ทรอปิกัล เคิล คอนเวอ์ เจนส์ โชนั้นเอง

#### 11.4.1 แถบของการพัดสอระหว่างเขตร้อน ( Intertropical Convergence Zone )

ในเดือนมกราคมซีกโลกทางใต้จะเป็นกลางฤดูร้อน แถบความกดต่ำที่มีความต่อเนื่อง แถบบริเวณศูนย์สูตรจะมีศูนย์กลางของความกดต่ำน้อยที่สุดอยู่เหนือบริเวณพื้นดิน ข้อสังเกตคือศูนย์กลางของบริเวณความกดต่ำอยู่ที่เส้นศูนย์สูตรที่ผ่านอเมริกาใต้ ( equatorial South America ) และอยู่ที่เส้นศูนย์สูตรที่ผ่านแอฟริกาและอยู่ทางตอนเหนือของออสเตรเลีย ( รูป 11.4 ) ในเดือนกรกฎาคม แถบความกดต่ำนี้เกือบจะทั้งหมดจะไปอยู่ด้านเหนือของเส้นศูนย์สูตร และบริเวณความกดต่ำจะขยับยาวไกลไปด้านทิศเหนือเข้าไปในทวีปอเมริกาเหนือ และเหนือทวีปเอเชียโดยจะมีค่าต่ำสุดอยู่ทางภาคตะวันตกตอนเหนือ ( northwestern ) ของอินเดียและอยู่ทางภาคตะวันตกตอนใต้ ( southwestern ) ของสหรัฐอเมริกา ( รูป 11.6 ) ภายในแถบของการพัดสอนี้ การเคลื่อนไหวของอากาศในส่วนล่างของบรรยากาศจะมีทิศจากตะวันออก ( easterly direction ) เป็นส่วนใหญ่ในเดือนมกราคมลมจากตะวันออกเฉียงเหนือของซีกโลกทางเหนือในบางกรณีจะพัดขยับยาวลงมาใต้เส้นศูนย์สูตร และกลับกันในเดือนกรกฎาคมลมจากซีกโลกใต้จะพัดข้ามเส้นศูนย์สูตรจนมาถึงเส้นละติจูด 10 ถึง 20 องศาเหนือ การพัดสอของลมในเขต ITCZ เป็นเหตุให้เกิดการเคลื่อนไหวในแนวตั้งซึ่งจะทำให้เกิดฝนตกหนักบ่อยตลอดทั้งปี

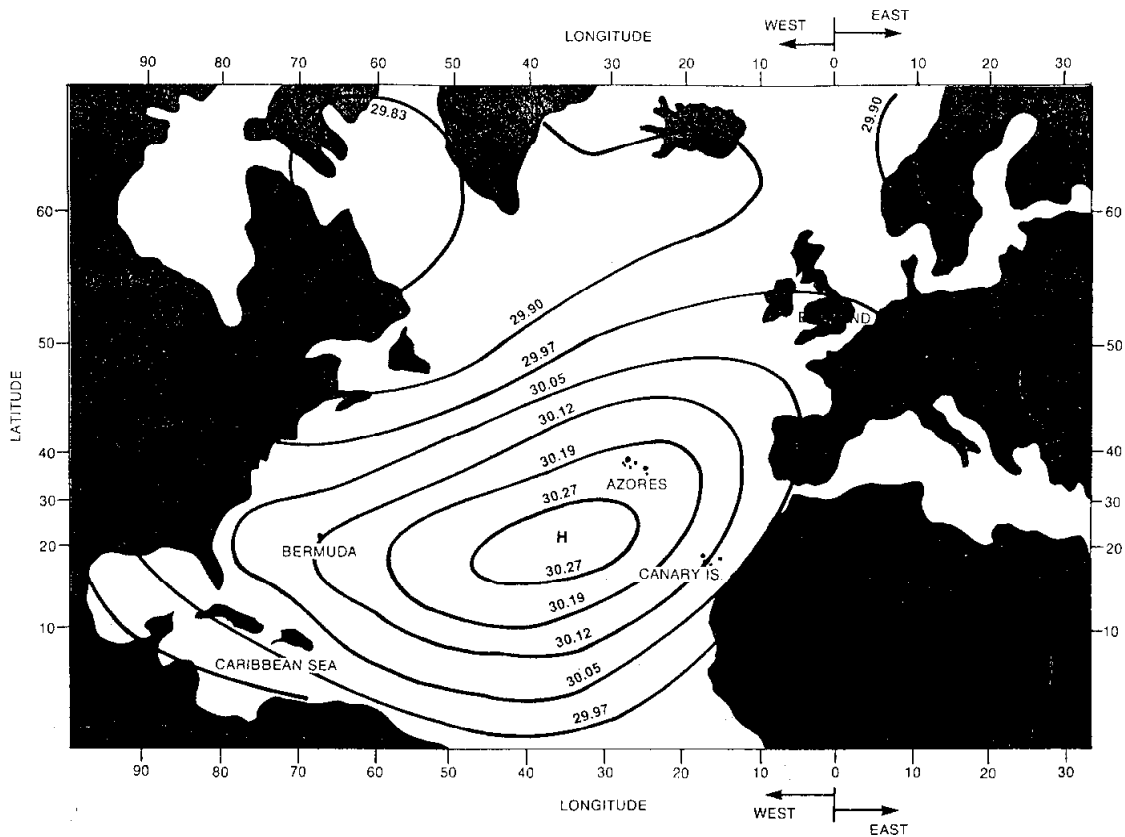
#### 11.4.2 แถบความกดสูงกึ่งเมืองร้อน ( High-Pressure Belts )

ในเดือนมกราคม แถบความกดสูงกึ่งเมืองร้อนของซีกโลกทางเหนือซึ่งอยู่ใกล้กับละติจูด 30 องศาจะค่อนข้างต่อเนื่อง โดยจะมีความกดต่ำในภาคตะวันออก ( eastern parts ) ของมหาสมุทรแอตแลนติกและของมหาสมุทรแปซิฟิกมากกว่าในภาคตะวันตกของมหาสมุทรเหล่านี้ ในซีกโลกใต้ของเดือนกรกฎาคมแผ่นดินจะอุ่น ดังนั้นจะมีบริเวณความกดสูงสามบริเวณปรากฏอยู่เหนือมหาสมุทรที่มีความเย็นมากกว่า

ในเดือนกรกฎาคม แถบความกดสูงกึ่งเมืองร้อนในซีกโลกเหนือจะแตกออกจากกันอันเนื่องจากการก่อตัวของบริเวณความกดต่ำเหนือบริเวณภายในทางภาคตะวันตกตอนใต้ ( southwestern ) ของสหรัฐอเมริกา ( รูป 11.6 และรูป 11.7 ) และเหนือบริเวณทางภาคตะวันตกตอนใต้ของเอเชีย โดยจะมีเซลล์บริเวณความกดสูงซึ่งมีกำลังแรงก่อตัวขึ้นเหนือบริเวณมหาสมุทรที่เย็นข้าง ๆ สำหรับเซลล์ที่อยู่ในภาคตะวันออกของมหาสมุทรแปซิฟิกจะรู้จักในชื่อที่เรียกว่าแปซิฟิก ไฮร์ หรือแปซิฟิกแอนติไซโคลน ( Pacific high or Pacific anticyclone ) ซึ่งจะมีตำแหน่งอยู่ระหว่างละติจูด 30 องศาเหนือ และ 40 องศาเหนือ ลองจิจูด 140 องศาถึง 150 องศาตะวันตก บริเวณความกดสูงนี้จะควบคุมฤดูกาลของฝั่งตะวันตกของอเมริกาและเม็กซิโก การที่อากาศแห้งจมน้ำลงจะอธิบายถึงการเกิดทะเลทรายโซโนรา ( sonora ) ของ

เม็กซิโกและทะเลทรายอาร์โซนาของสหรัฐ

ทางภาคตะวันออกของมหาสมุทรแอตแลนติก (eastern Atlantic) จะมีบริเวณความกดสูงที่รู้จักกันในชื่อที่เรียกว่า อะโซ ไฮ หรือ อะโซ แอนติไซโคลน (Azore high or Azore anticyclone) หรืออาจเรียกว่าเบอร์มิวดา ไฮ ซึ่งเป็นการเรียกชื่อตามเส้นลองจิจูดที่ผ่านใจกลางของแอนติไซโคลน (รูป 11.8) บริเวณความกดสูงอันมหึมาเมื่อเทียบกับลุ่มฟ้าอากาศในยุโรปตอนใต้ และแอฟริกาเหนือ อากาศที่จมตัวลงเหนือพื้นที่เหล่านี้มีผลทำให้เกิดความแห้งแล้งของประเทศเมดิเตอเรเนียนและเป็นบ่อเกิดของทะเลทรายซาฮารา (sahara) อีกด้วย



รูป 11.8 เส้นไอโซบาร์ที่แสดงความกดเฉลี่ยซึ่งกระจายเหนือตอนเหนือของมหาสมุทรแอตแลนติกในเดือนมิถุนายน

ในซีกโลกใต้ แม้ว่าความกดจะเพิ่มมากขึ้นเหนือบริเวณแผ่นดินก็ตามแต่จุดศูนย์กลางของบริเวณความกดสูงก็ยังคงอยู่บนมหาสมุทร ในลักษณะเช่นเดียวกับในเดือนมกราคม จำนวนแผ่นดินเพียงเล็กน้อยในละติจูด 30 องศาใต้ไม่เพียงพอที่จะทำให้เกิดการพลิกกลับ (reverse) ของบริเวณความกดอย่างเช่นในซีกโลกเหนือ สำหรับแอนติไซโคลนกึ่งถาวรในซีกโลกใต้จะมีอิทธิพลต่ออากาศและภูมิอากาศของทวีปอาฟริกา ออสเตรเลีย และอเมริกาใต้ (South America) การจมลงอย่างสม่ำเสมอของเซลล์ความกดสูงทางภาคตะวันตกเป็นสาเหตุสำคัญที่ทำให้เกิดทะเลทรายนามิบ (Namib) ทางด้านตะวันตกเฉียงใต้ของอาฟริกา (Southwest Africa) ทะเลทรายเปรู ทะเลทรายอะตาคามา (Atacama) ตามบริเวณชายฝั่งประเทศเปรู และประเทศชิลี เป็นต้น

#### 11.4.3 ลมเทรต (Trade Winds)

ระหว่างแถบของการพัดสอระหว่างเขตร้อน (ITCZ) และแถบความกดสูงกึ่งเมืองร้อนจะมีลมพัดที่และเร็วพอประมาณที่เรียกว่าลมเทรตซึ่งจะพัดออกจากบริเวณความกดสูงไปยังเส้นศูนย์สูตร ในขณะที่ลมพัดจะถูกทำให้เบี่ยงเบนไปทางตะวันตก (คือขวามือ) และจะกลายเป็นลมเทรตที่พัดจากทิศตะวันออกเฉียงเหนือ (northeast trades) ของซีกโลกทางเหนือ ส่วนในซีกโลกใต้จะเป็นลมเทรตที่พัดจากทิศตะวันออกเฉียงใต้ (southeast trades) ลมนี้เกิดขึ้นได้ดีที่สุดในภาคตะวันออกของมหาสมุทรโดยพัดออกจากบริเวณความกดสูงที่มีค่าสูงสุดในสถานะการแผ่ขั้วนั้นจะมีทั้งทิศทางและความเร็วอย่างน่าทึ่งซึ่งจะพัดโดยเกือบจะไม่มีการขัดจังหวะ (Uninterruptedly) ทั้งกลางวันและกลางคืนทั้งในฤดูร้อนและฤดูหนาวด้วยความเร็ว 16 ถึง 24 กิโลเมตรต่อชั่วโมง ลมที่มีความเร็วคงที่นี้ไม่เกิดขึ้นบนแผ่นดินที่กว้างใหญ่ และแม้แต่ในส่วนของภาคตะวันตก (western portion) ของมหาสมุทรลมเทรตก็มีความคงที่น้อยกว่า ลมพัดอยู่ระหว่างละติจูด 30 องศาเหนือและละติจูด 30 องศาใต้

#### 11.4.4 อาลิเวียนและไอซ์แลนด์โลว์ (aleutian and Iceland Lows)

ตรงกันข้ามกับแถบความกดต่ำที่มีความต่อเนื่อง ใกล้เคียงกับเส้นวงกลมแอนตาร์คติก (Antarctic circle) กลับปรากฏเป็นว่ามีเซลล์บริเวณความกดต่ำที่ชัดเจน (distinct) อยู่สองเซลล์ซึ่งอยู่ใกล้กับเส้นวงกลมอาร์คติก นั่นคือเซลล์ที่อยู่ในตอนเหนือของมหาสมุทรแปซิฟิกจะเรียกว่า อาลิเวียนโลว์ (Aleutian low) และเซลล์ที่อยู่ในตอนเหนือมหาสมุทรแอตแลนติกจะเรียกว่า ไอซ์แลนด์โลว์ (Iceland low) ทั้งสองเซลล์นี้จะก่อตัวเด่นชัดในฤดูหนาวเนื่องจากแต่ละเซลล์ต่างก็อยู่บริเวณซึ่งอุณหภูมิของน้ำถูกทำให้อุ่นขึ้นโดยกระแส น้ำอุ่น ในมหาสมุทร และในแต่ละเซลล์อยู่ใกล้กับมวลของแผ่นดินที่กว้างใหญ่ที่มีความเย็นมาก ในฤดูร้อนอาลาสกาและไซบีเรีย

จะอุ่นกว่าน้ำทะเลที่อยู่ใกล้เคียง ดังนั้นทำให้เกิดการกลับทิศทางของความชันของอุณหภูมิ (temperature gradient) ซึ่งเป็นเหตุให้เกิดการกลับทิศทางความชันของความกดด้วย จุดศูนย์กลางของบริเวณความกดต่ำจะเลื่อนขึ้นไปยังทวีป และอาลิเวียนโลว์ก็จะหายไป ส่วนในบริเวณมหาสมุทรแอตแลนติก กรีนแลนด์ ไอซ์แลนด์ และภาคตะวันตกตอนเหนือของยุโรป (northwestern) ยังคงเย็นอยู่ในระหว่างฤดูร้อน ดังนั้นจึงไม่อุ่นขึ้นเพียงพอที่จะทำลายไอซ์แลนด์โลว์ได้ ทั้งอาลิเวียนโลว์และไอซ์แลนด์โลว์มีอิทธิพลที่สำคัญมากต่อกาลอากาศของทวีปอเมริกาเหนือและยุโรปเรียงตามลำดับ

#### 11.4.5 บริเวณความกดสูงบนทวีปที่เกิดขึ้นในฤดูหนาว (Continent Highs of winter)

ตามที่ได้อธิบายในหัวข้อที่ผ่านมาและตามที่แสดงในรูป 11.7A ทั้งอาลิเวียนโลว์และไอซ์แลนด์โลว์ถูกแยกจากกันในฤดูหนาวโดยพื้นที่ของบริเวณความกดสูงที่อยู่เหนือทวีป บริเวณที่มีความกดสูงสุดคือมองโกเลียซึ่งอยู่ในใจกลางของทวีปเอเชีย และในเม็คเคนซี วอลเลย์ (Mockenzie Valley) ซึ่งอยู่ในภาคตะวันตกตอนเหนือของแคนาดา บริเวณที่กล่าวนี้เป็นบริเวณที่มีความหนาวเย็นรุนแรงเมื่อเป็นช่วงของฤดูหนาวและจะเป็นบริเวณความกดสูงที่มีอิทธิพลต่อลมมรสุมเป็นอย่างมาก

จะเห็นว่าความแตกต่างของน้ำที่อุ่นของอ่าวอาลาสกาและน้ำที่อุ่นของมหาสมุทรตอนแอตแลนติกตอนเหนือกับทวีปอเมริกาที่หนาวเย็นของเดือนมกราคมจะเป็นผลทำให้เกิดบริเวณความกดต่ำและบริเวณความกดสูงที่สลับกัน ในละติจูดเหล่านี้

#### 11.4.6 ลมเวสเทอรัล (Prevailing Westerlies)

ลมที่พัดออกจากแถบความกดสูงกึ่งเมืองร้อนไปยังด้านขั้วโลกจะถูกเบี่ยงเบนไปทางขวาในขณะที่มันเคลื่อนที่ไปยังละติจูดที่สูงยิ่งขึ้น และจะกลายเป็นลมฝ่ายตะวันตกเฉียงใต้ (southwest) ในมิตเดิลละติจูดของซีกโลกเหนือ และจะเปลี่ยนเป็นลมฝ่ายตะวันตกเฉียงเหนือ (northwest) หรือลมฝ่ายตะวันตกในมิตเดิลละติจูดของซีกโลกใต้ ลมที่กล่าวนี้เรียกว่าลมบรีเวตลิง เวสเทอรัล หรือ ลมเวสเทอรัล ซึ่งจะเริ่มต้นที่ละติจูดประมาณ 35 องศาเหนือหรือ 35 องศาใต้และพัดไกลไปจนถึงขั้วโพลาร์โลว์ในบริเวณใกล้ ๆ กับเส้นวงกลมของขั้วโลก (polar circle) ใกล้กับพื้นผิวโลกมันอาจถูกขัดขวางโดยพายุและความไม่สม่ำเสมอของพื้นดิน บางครั้งลมอาจจะพัดมาจากทิศต่าง ๆ ทุกทิศแต่ทิศส่วนใหญ่จะพัดมาจากทิศตะวันตก ลมนี้บางทีเรียกว่า stormy westerlies เนื่องจากพื้นที่ระหว่างละติจูด 40 องศาใต้และ 50 องศาใต้จะเป็นพื้นที่น้ำ



เกือบทั้งหมด ดังนั้นลมเวสเทอร์ลี้จะแรงและคงทนตลอดทั้งปี บริเวณนี้ชาวเรือเรียกว่า โรริง ฟอร์ตี (roaring forties)

#### 11.4.7 ลมโพลาร์อีสต์เตอร์ลี้ (Polar Easterlies)

ลมที่พัดออกจากบริเวณความกดสูงแถวขั้วของบริเวณแอนตาร์คติก (antarctic cap) จะถูกทำให้เบี่ยงเบนไปทางซ้ายมือในซีกโลกใต้และเรียกว่า โพลาร์ อีสต์เตอร์ลี้ ในขณะที่ไม่มีลมพัดออกอย่างสม่ำเสมอจากทะเลที่อยู่ล้อมรอบขั้วโลกเหนือ แต่จะมีลมจากทิศจากตะวันออกที่พัดออกจากกรีนแลนด์ และในฤดูหนาวจะพัดจากศูนย์กลางที่หนาวเย็นของไซบีเรียและแคนาดา ซึ่งลมเหล่านี้อาจจะพิจารณาว่าเป็นตัวแทนของลมโพลาร์อีสต์เตอร์ลี้ของซีกโลกเหนือ จากการศึกษาพบว่าในภาคเหนือของอวกาศกาลส่วนใหญ่พัดจากตะวันออกที่ระยะต่ำกว่า 3000 เมตร และจะพัดจากตะวันตกเมื่อขึ้นสูงไปกว่าความสูงที่กล่าวแล้ว

#### 11.4.8 โพลาร์ฟรอนท์ (Polar Front)

ลมที่ค่อนข้างอ่อนของปริเวลลิง เวสเทอร์ลี้เมื่อพัดมาพบกับลมหนาวของโพลาร์อีสต์เตอร์ลี้ (ซึ่งก็คืออากาศเย็นที่พัดมาจากส่วนในของทวีป) จะเรียกว่าโพลาร์ฟรอนท์ แนวปะทะอากาศนี้เป็นเขตแดนของอากาศเย็น ในขณะที่พัดลงมายังละติจูดที่อ่อนกว่านั้นเองซึ่งจะเปลี่ยนแปลงตำแหน่งไปวันต่อวัน โดยอาจจะเลื่อนขึ้นไปทางเหนือหรืออาจเลื่อนลงมาทางใต้โดยเฉพาะเมื่อเป็นฤดูหนาวของซีกโลกเหนือ

### 11.5 การแลกเปลี่ยนอากาศ ระหว่างละติจูด (Latitudinal Interchange of Air)

จากการศึกษาถึงระบบการหมุนของอากาศจากหัวข้อที่แล้ว แสดงให้เห็นว่าอากาศมีการแลกเปลี่ยนซึ่งกันและกันจากแถบความกดหนึ่งไปยังอีกแถบความกดหนึ่ง

#### 11.5.1 ลมมรสุมของเอเชีย (The Asiatic Monsoon)

บริเวณชายฝั่งของประเทศจีนและภาคตะวันตกตอนใต้ของเอเชีย รวมทั้งอินเดียจะมีลมที่กลับทิศกันอย่างสมบูรณ์พร้อมฤดูกาลที่เปลี่ยน ลมมรสุมของเอเชียเป็นตัวอย่างการถ่ายโอนของอากาศข้ามเส้นศูนย์สูตรซึ่งเกิดขึ้นจากการเคลื่อนย้ายของแสงอาทิตย์ จากการดูแผนที่ความกดและลมในเดือนมกราคมและกรกฎาคม (รูป 11.5 และรูป 11.6) พบว่าในเดือนมกราคมของฤดูหนาว จะมีความกดสูงเกิดขึ้นเหนือบริเวณภายในของทวีปเอเชียและมีอากาศในเบื้องบนไหล

เข้ามา (inflowing) ในขณะเดียวกัน ITCZ จะอยู่ทางใต้ของเส้นศูนย์สูตรพร้อมกับบริเวณความกดต่ำที่น้อยที่สุดอยู่เหนือภาคตะวันตกตอนเหนือ (northwestern) ของออสเตรเลียและหมู่เกาะต่าง ๆ ที่อยู่ใกล้เคียง ในระหว่างเดือนของฤดูหนาว เหล่านี้อากาศที่อยู่ส่วนล่างของบริเวณความกดสูงจะพัดออกจากศูนย์กลางและข้ามเส้นศูนย์สูตรลงมายังซีกโลกทางใต้ โดยที่ลมจะเริ่มพัดจากทิศตะวันตกเฉียงเหนือในภาคเหนือ (northern) ของจีนก่อนและจะค่อย ๆ เปลี่ยนเป็นลมจากทิศเหนือในภาคใต้ของจีนและในที่สุดจะเปลี่ยนเป็นลมจากตะวันออกเฉียงเหนือในประเทศอินโดจีน ประเทศอินเดียและภาคเหนือของมหาสมุทรอินเดีย สุดท้ายลมนี้จะกลายเป็นลมที่พัดจากตะวันตกเฉียงเหนืออีกหลังจากได้ข้ามเส้นศูนย์สูตรลงมาในซีกโลกใต้เพราะแรงโคริโอลิสจะทำให้มันเฉไปทางซ้ายมือนั่นเอง เนื่องจากลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือไม่ได้เดินทางผ่านพื้หน้า และมีแหล่งกำเนิดจากทวีปที่หนาวเย็นจึงเป็นลมที่แห้งและเย็น

ในฤดูร้อนจะเกิดความชันของความกดจากแถบความกดสูงในภาคใต้ของมหาสมุทรอินเดียไปยังบริเวณความกดต่ำที่เกิดขึ้นในภาคตะวันตกตอนใต้ของเอเชียซึ่งถูกทำให้ร้อนโดยแสงอาทิตย์ที่ส่องตั้งฉากกับโลก ดังนั้น ITCZ จะถูกพบในบริเวณนี้ ลมเซาที่อีสท์เทรต (southeast trade) ของซีกโลกใต้จะข้ามเส้นศูนย์สูตรขึ้นไปในซีกโลกทางเหนือและเปลี่ยนเป็นลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้เมื่ออยู่ในภาคเหนือของมหาสมุทรอินเดีย ในประเทศอินเดีย พม่าและไทย (ดูรูป 11.6) ในขณะที่อากาศที่ขุ่นและชื้นและไม่มีเสถียรภาพชนิดมีเงื่อนไข (conditional unstable) เคลื่อนตัวขึ้นไปทางเหนือสู่ภูเขาหิมาลัย (Himalayas) ก็จะถูกบังคับให้ลอยขึ้นตามความลาดชันทำให้เกิดฝนตกหนัก นี่คือนมรสุมในฤดูร้อนซึ่งมีความสำคัญต่อการเกษตรเป็นอย่างยิ่งของคนเอเชีย เนื่องจากลมนี้พัดสม่ำเสมอ มีความเร็วปานกลาง และมีกำลังแรงในแถบอินเดีย พม่า ไทยมากกว่าลมมรสุมในฤดูหนาวจึงทำให้บริเวณที่กล่าวมาอากาศไม่ร้อนมากเท่าที่ควรจะเป็น

## 11.6 ลมชั้นบน (Upper-Level Wind)

แม้ว่าความรู้ของบรรยากาศชั้นบนจะไม่สมบูรณ์เหมือนกับความรู้ในชั้นบรรยากาศเบื้องล่าง นักวิทยาศาสตร์ก็ตระหนักว่ายังมีแบบของการหมุนวนที่ซับซ้อนเกิดขึ้นในชั้นบนนี้ การก่อตัวและการเคลื่อนที่ของเมฆก็แสดงให้เห็นถึงการเปลี่ยนแปลงของความกดและการเคลื่อนไหวของอากาศในชั้นบน

ในเบื้องบนของบรรยากาศ แรงเสียดทานของพื้นผิวโลกจะไม่กระทบกระเทือนต่อการเคลื่อนไหวของลมอีกต่อไป ในมิติละติจูดลมชั้นบนโดยทั่วไปจะพัดจากตะวันตกไปตะวันออก ดังนั้นลมจีโอสโทรฟิกจะเดินทางขนานกับเส้นไอโซบาร์

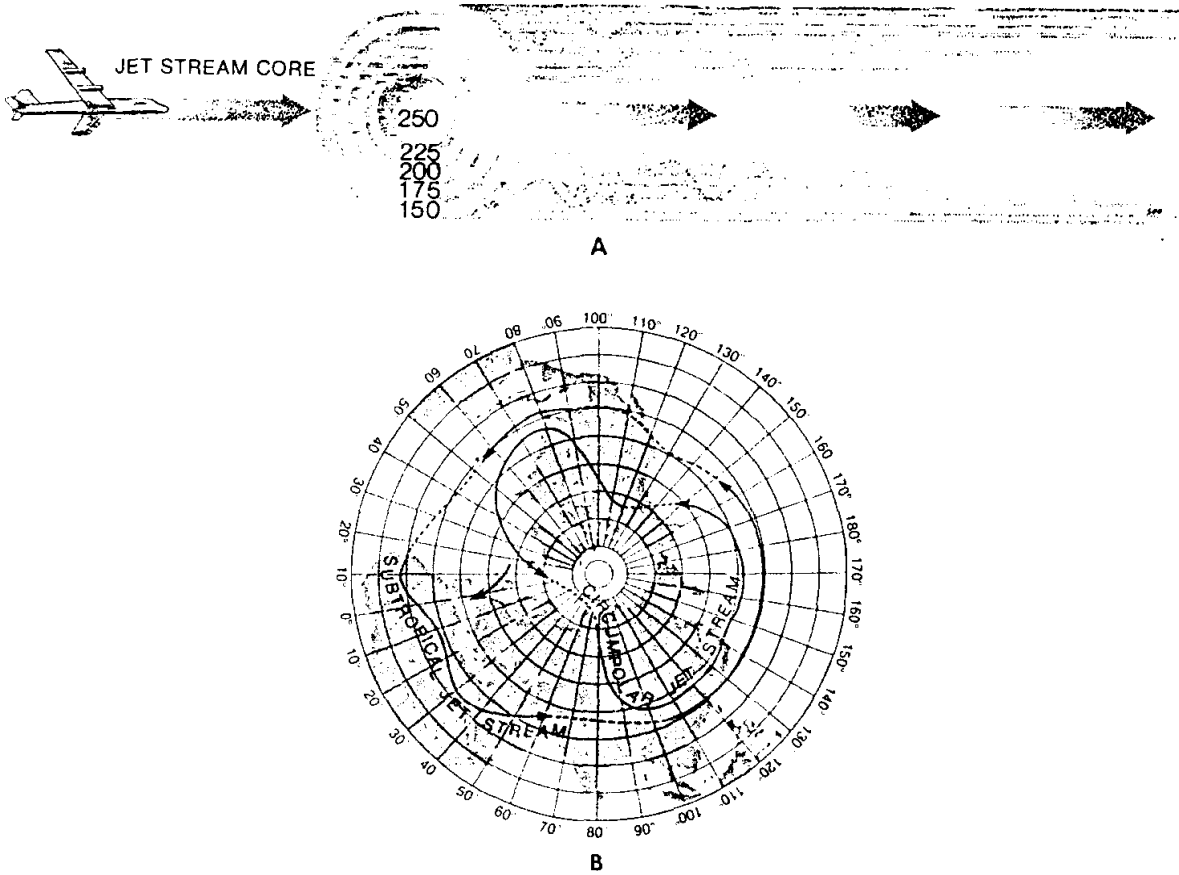
ผลของลมเทอร์ตที่พัดอยู่เหนือพื้นผิวของโลกสามารถสัมผัสได้ถึงถึงความสูง 1 ถึง 4 กิโลเมตร ทั้งขึ้นกับตำแหน่งและฤดูกาล เหนือชั้นบนขึ้นไปนักอุตุนิยมวิทยาได้ค้นพบลมที่พัดตรงกันข้ามซึ่งเรียกว่า แอนติเทรต (antitrade) และเป็นลมที่มีธรรมชาติของการเปลี่ยนแปลงตลอดเวลา มันจะเคลื่อนที่ในทิศตะวันตกเฉียงใต้การเบี่ยงเบนเกิดจากแรงโคริโอลิสนั่นเอง ในขณะที่อากาศชั้นบนลงก็จะจมลงสู่เบื้องล่างไปยังพื้นผิวโลกในบริเวณแถบความกดสูงกึ่งเมืองร้อน ในชั้นบรรยากาศเบื้องบนอนุภาคน้ำจะลดลงตามความสูง เช่นเดียวกันเมื่อลมยิ่งเข้าใกล้บริเวณผิวโลก ความเร็วของมันก็จะยิ่งเพิ่มปรากฏการณ์ทั้งสองอย่างนี้มีผลถึงความสูงประมาณ 13 กิโลเมตร มีข้อที่น่าสนใจก็คือเหนือความสูงนี้อนุภาคน้ำเหนือผิวโลกจะมากกว่าเหนือบริเวณศูนย์สูตร

#### 11.6.1 ลมกรด (Jet Stream)

ระหว่างสงครามโลกครั้งที่สอง เครื่องบินบี-29 บินไปถึงระเบิดหมู่เกาะญี่ปุ่นในมหาสมุทรแปซิฟิก นักบินได้ค้นพบโดยบังเอิญว่ามีลมพัดจากทิศตะวันตกไปทิศตะวันออกซึ่งมีความแรงมากจนไม่สามารถบินต่อไปได้ต้องปลดระเบิดที่บรรทุกมาลงทะเลและบินกลับฐานทัพโดยไม่สามารถปฏิบัติภารกิจได้สำเร็จ

การค้นพบลมที่พัดแรงที่ความสูงประมาณ 10 กิโลเมตรนี้ ปัจจุบันรู้จักในชื่อของลมกรด ลมนี้จะเด่นชัดในมิดเดิลละติจูดและก่อตัวเป็นส่วนหนึ่งของลมเวสเทอร์ลี ลมกรดที่พัดอยู่รอบโลกมีอยู่หลายระบบเช่นลมกรดโพลาร์ ฟรอนท์ (polar front jet stream) ซึ่งพัดอยู่เหนือแถบโพลาร์ ฟรอนท์ อันเป็นบริเวณที่มีการก่อตัวของไซโคลนในมิดเดิลละติจูด ส่วนลมกรดขนาดใหญ่อย่างอื่นจะก่อตัวเหนือทวีปเอเชียซึ่งได้แก่ลมกรดกึ่งเมืองร้อน (subtropical jet stream) ลมกรดชนิดหลังนี้พัดอยู่ระหว่าง 20 องศาถึง 30 องศาเหนือ (ดูรูป 11.9B)

ลมกรดมีความกว้างเป็นร้อย ๆ กิโลเมตรและหนาประมาณ 3 กิโลเมตร เมื่อเราผ่านเข้าไปในใจกลางของลมกรด ลมจะยิ่งมีความเร็วมากขึ้นซึ่งเมื่อถึงชั้นในสุดอาจมีความเร็ว 400 ถึง 500 กิโลเมตรต่อชั่วโมง (ดูรูป 11.9A) ลมกรดจะเกิดขึ้นในโพลาร์ ฟรอนท์ (polar front) ที่มีความชันของอนุภาคน้ำเป็นอันมากและเป็นเหตุให้ลมพัดด้วยความเร็วสูง ลมกรดมีส่วนเกี่ยวข้องกับการบินพาณิชย์ กล่าวคือถ้าบินตามลมกรดก็จะทำให้สิ้นเปลืองเชื้อเพลิงน้อยลงและไปถึงจุดหมายปลายทางได้เร็วขึ้น แต่นักบินที่บินจากตะวันออกไปตะวันตกจะหลีกเลี่ยงลมกรดเพราะเป็นการบินสวนทิศทางการลมซึ่งจะทำให้เครื่องบินบินช้าลง



รูป 11.9 จะมีระบบลมกรดที่สำคัญอยู่สองระบบ ในชั้นบนของบรรยากาศ

11.6.2 ลมกรดและกาลอากาศที่พื้นผิว

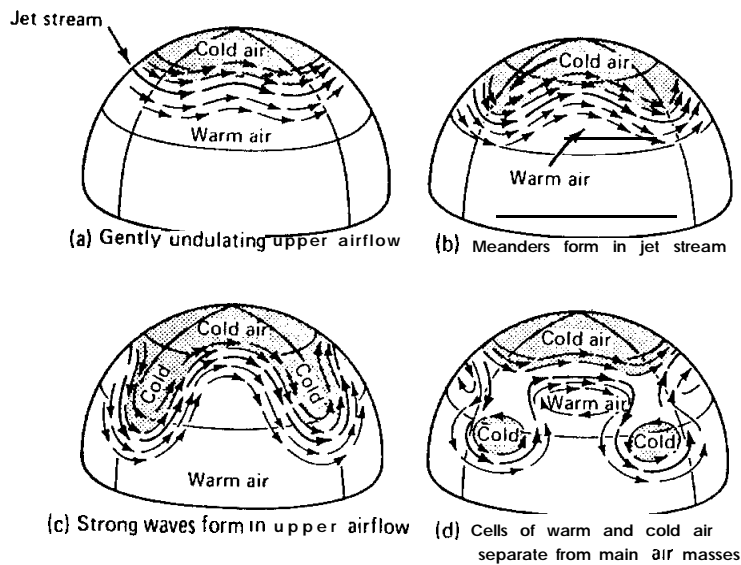
(The Jet stream and Surface Weather )

ลมกรดจะเดินทางท่องเที่ยว (wander) ขึ้นไปทางเหนือหรือลงมาจากทางใต้ได้เล็กน้อยทั้งขึ้นกับฤดูกาล ความเร็วของลมก็จะเปลี่ยนแปลงเช่นเดียวกันแต่ในลมกรดทุกชนิดจะแสดงความชันของความกดที่รุนแรงที่ความสูงประมาณ 13 กิโลเมตร ทั้งลมกรดโพляр ฟรอนท์ และลมกรดกึ่งเมืองร้อนจะพัดจากทิศตะวันตกไปทิศตะวันออก (ดูรูป) บางครั้งทางเดินของลมกรดทั้งสองจะสัมพันธ์กัน ลมกรดขนาดเล็กก็เกิดขึ้นเช่นเดียวกันแต่จะพัดจากตะวันออกไปตะวันตกกลับทิศทางของลมกรดที่กล่าวแล้ว เราเรียกลมกรดระบบที่ 3 นี้ว่า ลมกรดทรอปิคอล อีสเตอร์ลีส (Tropical easterly jet stream) ซึ่งเกิดขึ้นแถว ๆ ละติจูด 13 องศาเหนือ

ระหว่างฤดูหนาวของซีกโลกเหนือลมกรดจะมีกำลังมากกว่าในฤดูร้อน เพราะความแตกต่างในอุณหภูมิระหว่างขั้วโลกและศูนย์สูตรในฤดูหนาวมีค่ามากที่สุด แรงเสียดทานที่เกิดขึ้นโดยพื้นผิวโลก โดยเฉพาะเมื่อสัมผัสกับสิ่งกีดขวางเช่นเทือกเขา ก็จะทำให้ลมกรดเคลื่อนที่เป็นรูปคลื่นที่วกเวียน (undulating) ในบางฤดูกาลลมกรดจะเป็นรอยชดของคลื่น (kink) มากซึ่งจะดึงให้อากาศที่เย็นจัดพัดมายังมิดเดิลละติจูด อันเป็นผลให้เกิดอุณหภูมิหนาวจัดที่รุนแรงซึ่งทำให้หิมะตกหนักมากกว่าปกติ

ลมกรดสามารถเคลื่อนที่รอบโลกในเวลาอันสั้นคือประมาณ 5 วัน ดังนั้น วัตถุประสงค์หรืออนุภาคที่อยู่ในชั้นบรรยากาศเบื้องบนอันเกิดจากการทดลองปรมาณู การระเบิดของภูเขาไฟหรือมลภาวะที่เกิดจากโรงงานสามารถพัดรอบโลกได้ภายในเวลาอันสั้น

กระแสน้ำอากาศที่มีลักษณะคล้ายหลอดแบน (flattened tube) ที่เราเรียกว่าลมกรดนี้จะประกอบด้วยทรอช (troughs) ที่ยื่นลงมายังศูนย์สูตร และประกอบด้วยโพลาร์ริดจ์ (polar ridge) ที่ยื่นไปยังด้านขั้วโลกซึ่งมีผลกระทบต่อระบบความกดอากาศบนพื้นผิวโลก อากาศเย็นจะเคลื่อนที่ลงมากทางใต้ตามเส้นทางของทรอช และอากาศอุ่นจะเคลื่อนตัวไปทางเหนือตามเส้นทางของริดจ์ การพัดวกเวียน (meandering) ขึ้นและลงของลมกรดทำให้เกิดบริเวณความกดสูง (ลมพัดออกจากศูนย์กลางตามเข็มนาฬิกา) และทำให้เกิดบริเวณความกดต่ำ (ลมพัดทวนเข็มนาฬิกาเข้าสู่ศูนย์กลาง) คลื่นที่มีความยาวมาก (long wave) นี้จะพัดล้อมรอบโลกระหว่างสองถึงห้าคลื่นและเรียกว่าคลื่นของรอสบี้ (Rossby waves) ตามชื่อนักอุตุนิยมวิทยาชาวอเมริกันคาร์ล จี รอสบี้ (Carl G. Rossby) (ดูรูป 11.10)



รูป 11.10 การก่อตัวเป็นคลื่นซึ่งเกิดขึ้นจากการไหลของอากาศชั้นบนของลมเวสเทอร์ลီ ในการพัดซึ่งมีลมกรดเป็นแกนอยู่ภายในจะเริ่มต้นด้วยลักษณะเกือบเป็นเส้นตรงและก่อตัวขึ้นเป็นรูปวกเวียน (meanders) ซึ่งในที่สุดจะขาดออกจากกัน

ลมมรสุมเป็นผลจากอิทธิพลของลมกรดเช่นกันกับ ทิศทางของลมมรสุมจะเปลี่ยนทิศเป็นตรงกันข้ามพร้อมๆกับฤดูกาลที่เปลี่ยน ลมมรสุมในฤดูร้อนเกิดขึ้นเมื่อลมกรดเปลี่ยนตำแหน่ง (shift) ไปอยู่เหนือบริเวณตะวันออกเฉียงใต้ของเอเชีย

ในฤดูหนาวของอินเดียมวลที่พัดส่วนใหญ่พัดจากทิศตะวันออกเฉียงเหนือแต่ในฤดูร้อนมวลที่พัดส่วนใหญ่จะพัดจากทิศตะวันตกเฉียงใต้ ลักษณะเช่นนี้ทำให้กาลอากาศเปลี่ยนแปลงจากบริเวณความกดสูงที่มีอากาศแจ่มใสไปเป็นบริเวณความกดต่ำที่มีอากาศแปรปรวน อากาศที่ผิวโลกจะลอยสูงขึ้นในแนวตั้งและไหลเข้าไปในลมกรดซึ่งเคลื่อนที่ไปข้างหน้า บริเวณความกดต่ำที่ถูกทิ้งไว้เบื้องหลังมีผลให้อากาศขึ้นจากมหาสมุทร ไหลเข้ามาแทนที่ซึ่งบริเวณประเทศอินเดียและนำฝนมาตกบนทวีปเป็นจำนวนมาก

### 11.7 แผนที่คอนทัวร์ (Contour Maps)

ความสูงของแผ่นดินหรืออุณหภูมิของแผ่นดิน สามารถแสดงได้โดยแผนที่คอนทัวร์ แผนที่เช่นนี้มีความจำเป็นในการศึกษาวิชาอุตุนิยมวิทยาซึ่งทำให้นักอุตุนิยมวิทยาสามารถมองเห็นแบบ (pattern) ของความกดได้อย่างถูกต้องนอกจากนี้ยังสามารถมองเห็นแบบของอุณหภูมิและสิ่งอื่น ๆ ที่จำเป็นได้ทั้งหมด

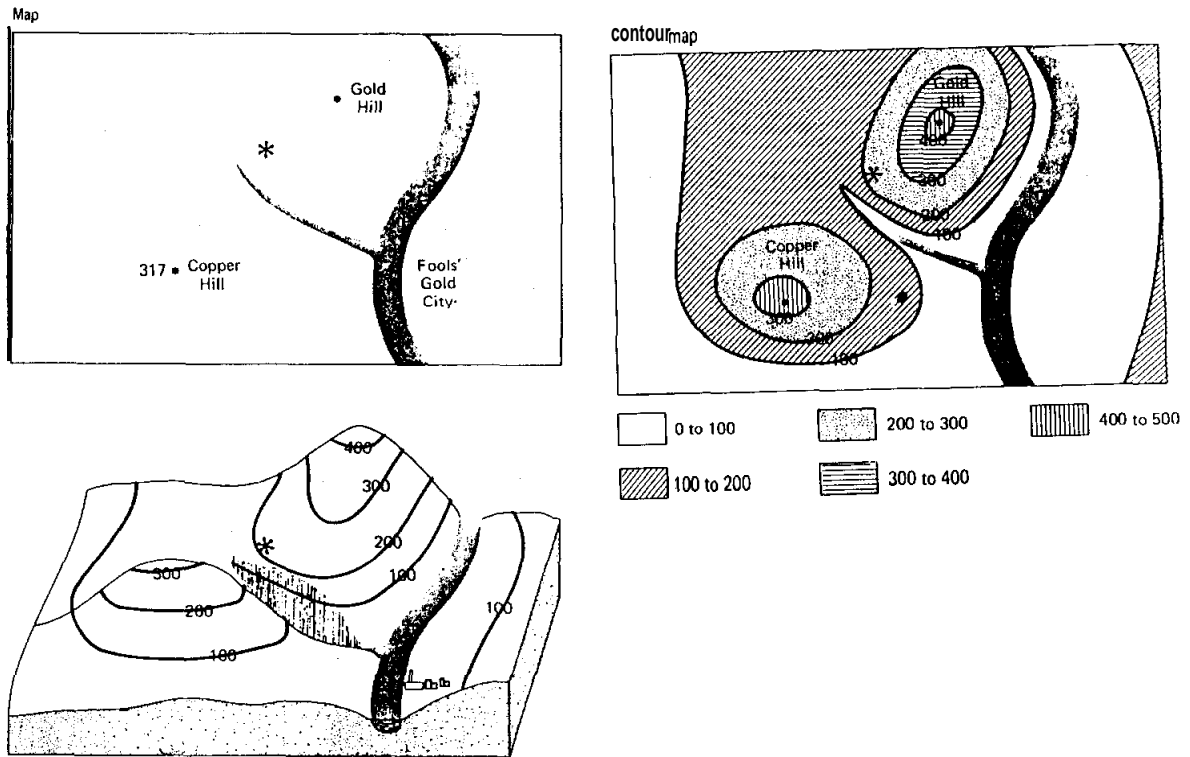
วิธีอ่านแผนที่คอนทัวร์ก็เช่นเดียวกับการอ่านแผนที่ทั่ว ๆ ไป คือการมองแผ่นดินจากเบื้องบนลงไปยังข้างล่างหรือลักษณะสายตาของนก (bird's eye view) เส้นคอนทัวร์ (contour line) ที่แสดงบนแผนที่ก็คือเส้นที่มีความสูงเท่ากันนั่นเอง

ในแผนที่อากาศนั้นเส้นความสูงเท่าจะเปลี่ยนเป็นเส้นความกดเท่าหรือเส้นไอโซบาร์ทุก ๆ จุดบนเส้นไอโซบาร์ จะมีความกดเท่ากัน เช่นเดียวกับทุก ๆ จุดบนเส้นไอโซเทอม (isotherm) ก็จะมีอุณหภูมิเท่ากัน

เส้นคอนทัวร์จะลากระหว่างค่าที่เจาะจงอันหนึ่ง (specific intervals) เช่นระหว่าง 100 เมตร เป็นต้น ดังนั้นเส้นคอนทัวร์จะลากสูงจากระดับน้ำทะเล 100 m และอีกเส้นถัดไปก็จะลาก 200m และต่อ ๆ ไป ส่วนเส้นไอโซบาร์มักจะลากห่างกัน 4 mb เป็นต้น

ในรูป 11.11 ความสูงของแผ่นดินบนเนินโกลด์ ฮิลล์ (Gold Hill) จะสูงกว่า 100m เหนือระดับน้ำทะเลที่จุดทุกจุดที่อยู่ข้างใน (inside) เส้นคอนทัวร์ 100m (แต่ยังไม่ถึงเส้นคอนทัวร์ 200m) และจะต่ำกว่า 100m เหนือระดับน้ำทะเลที่จุดทุกจุดซึ่งอยู่นอก (outside) เส้นคอนทัวร์ 100m เหมืองทองคำที่สำคัญลักษณะ \* จะอยู่ระหว่างเส้นคอนทัวร์ 200m และเส้นคอนทัวร์ 300m เหนือระดับน้ำทะเล

ประโยชน์อีกอย่างหนึ่งของแผนที่คอนทัวร์ก็คือแสดงถึงความชัน (slope) ของแผ่นดิน เรบิิด ริบเวอร์ (Rapid River) จะอยู่ในระหว่างหุบเขาที่มีความลึก 200m ผนังของหุบเขาจะตั้งชันกับริมฝั่งแม่น้ำ และจากแผนที่คอนทัวร์เราจะเห็นว่าตามความยาวของแม่น้ำเส้น



**รูป 11.11** ทั้งแผนที่ธรรมดาทั่วไป ภาพวาดและแผนที่คอนทัวร์ ล้วนวาดให้เห็น (depict) สถานะการณ่อย่างเดียวกัน แผนที่คอนทัวร์ประกอบด้วยเส้นคอนทัวร์ซึ่งเป็นเส้นที่มีความสูงเท่ากัน ตัวอย่างเช่น คอนทัวร์ 400 เมตรจะแสดงถึงที่ซึ่งแผ่นดินอยู่สูงกว่าระดับน้ำทะเล 400 เมตรพอดีและทุก ๆ แห่งที่อยู่ภายใน (inside) ของเส้นนี้ จะมีความสูงเกิน 400 เมตรเหนือระดับน้ำทะเล ในขณะที่ทุก ๆ แห่งที่อยู่นอกเส้น (outside) นี้ จะมีความสูงน้อยกว่า 400 เมตร

คอนทัวร์จะอยู่ชิดกันดังนั้นจึงสรุปได้ว่า เส้นคอนทัวร์ยังอยู่ชิดกันความชันก็ยังมีมากหรือพูดว่ามีเกรเดียน ( gradient ) มาก

คำว่าเกรเดียนก็มีความหมายเหมือนกับคำว่าสโลป (slope) แต่คำว่าเกรเดียนจะเป็นคำที่ใช้โดยทั่วไปมากกว่า คำความชันของแผ่นดินก็คือความแตกต่างในความสูงระหว่างสถานที่สองแห่งหารด้วยระยะทางในแนวนอน

### ตัวอย่างที่ 11.1

ความกดที่เมือง ก มีค่าเท่ากับ 1000 mb และในขณะเดียวกันความกดที่เมือง ข มีค่า 1010 mb ระยะทางจากเมือง ก และ ข เท่ากับ 320 กิโลเมตร จงคำนวณหาความชันของความกด (pressure gradient)

$$\begin{aligned} \text{วิธีทำ} \quad \text{ความชันของความกด} &= \frac{\text{ความแตกต่างในความกดตั้งสองสถานที่}}{\text{ระยะทางระหว่างสองสถานที่}} \\ &= \frac{10 \text{ mb}}{320 \text{ km}} \\ &= 0.031 \text{ mb/km} \end{aligned}$$

ค่าความชันของความกดมีประโยชน์เป็นอย่างมากในวิชาอุตุนิยมวิทยาเพราะเกี่ยวข้องกับใกล้ชิดกับความเร็วของลม โดยทั่วไปค่าความชันของความกดยิ่งมากลมก็ยิ่งพัดเร็วขึ้น จากตัวอย่างข้างบนค่าความชันของความกดอันมีค่าค่อนข้างมากซึ่งอาจจะทำให้เกิดความเร็วลมได้ประมาณ 80 กิโลเมตรต่อชั่วโมง ค่าเกรเดียนต์ของปริมาณอื่น ๆ ก็เป็นข้อมูลที่มีประโยชน์อย่างยิ่งต่อนักอุตุนิยมวิทยาเช่นกัน

สำหรับค่าของความชันของอุณหภูมิ (temperature gradient) หาได้จากเส้นไอโซเทอม (isotherm) ซึ่งเป็นเส้นที่ลากระหว่างจุดที่มีอุณหภูมิเท่ากัน เส้นไอโซเทอมเหล่านี้มีประโยชน์ในการหาตำแหน่งของแนวปะทะอากาศ (front) (ดูรูป 11.12) แนวปะทะอากาศจะพบว่าอยู่ที่บริเวณเขตแดนภาคใต้ (southern border) ซึ่งมีเส้นไอโซเทอมอยู่ชิดกัน ส่วนเส้นไอโซเทอมที่อยู่ในส่วนของอากาศที่อุ่นจะแยกห่างไกลกันลงไปทางทิศใต้ของแนวปะทะอากาศมากที่สุดนี้เนื่องจากในบริเวณนี้ไม่ค่อยมีความผิดเพี้ยนในอุณหภูมินั่นเอง

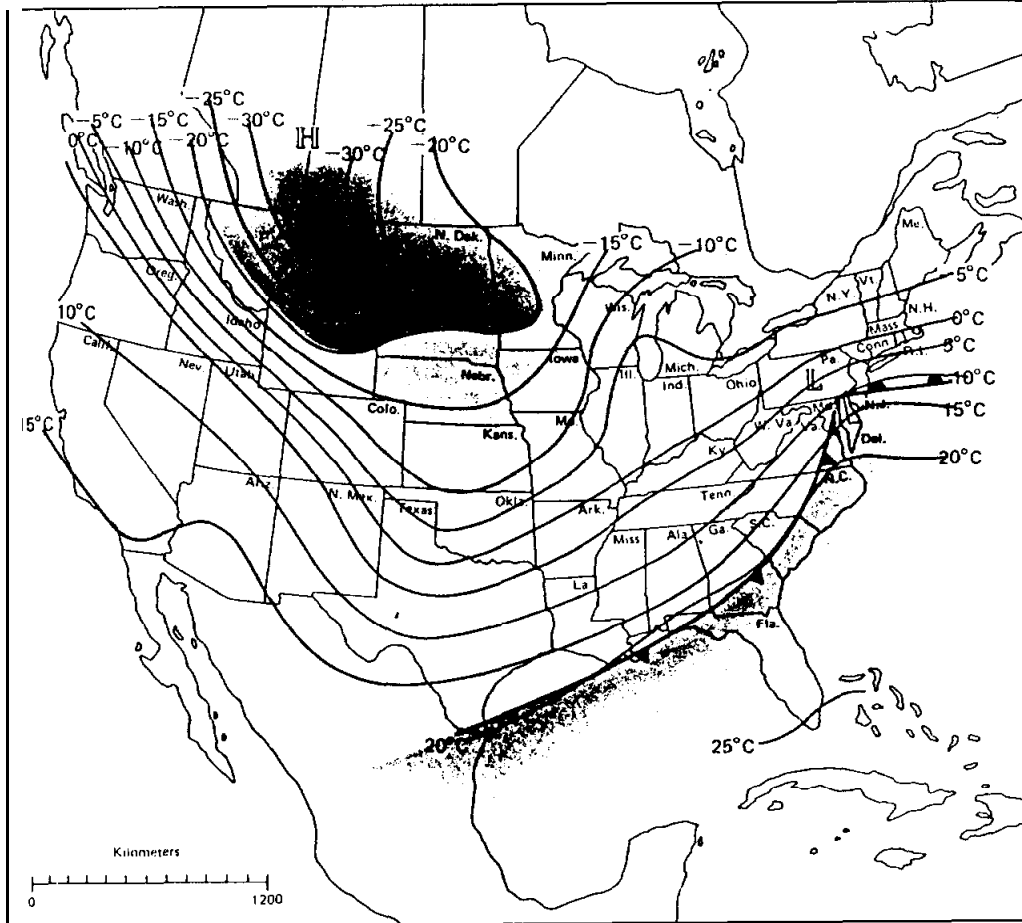
รูปร่าง (shape) ของคอนทัวจะเป็นข้อซึ่งถึงลักษณะเช่นคอนทัวที่เป็นวงกลมอาจหมายถึงภูเขาที่กลมหรือลักษณะของแผ่นดินที่คล้ายชามอ่าง (bowl-like) ในขณะที่รูปร่างที่เป็นรูปตัววี อาจหมายถึงหุบเขา (valley) หรือสันเขา (ridges) ก็ได้ เส้นไอโซบาร์ต่าง ๆ แสดงไว้ในรูป 11.13 เรามาพิจารณารูปร่างลักษณะหลาย ๆ อย่างที่แสดงด้วยเส้นไอโซบาร์เหล่านี้ จุดศูนย์กลางของบริเวณความกดต่ำจะมีความกดน้อยกว่า 992 mb แต่จะสูงกว่า 988 mb มิฉะนั้นเส้นไอโซบาร์ที่มีความกด 988 mb จะต้องเขียนให้เห็นในแผนที่ ส่วนในบริเวณความกดสูงจะมีความกดที่จุดศูนย์กลางสูงกว่า 1040 mb แต่น้อยกว่า 1044 mb มิฉะนั้นเส้นไอโซบาร์ 1044 mb จะต้องเขียนขึ้นเช่นกัน

เส้นไอโซบาร์ที่อยู่ล้อมรอบแนวปะทะอากาศเย็น จะเป็นรูปตัววีที่ชัดเจน เนื่องจากแนวปะทะอากาศเย็นส่วนใหญ่จะมีตำแหน่งในร่องความกดต่ำ (low pressure troughs)

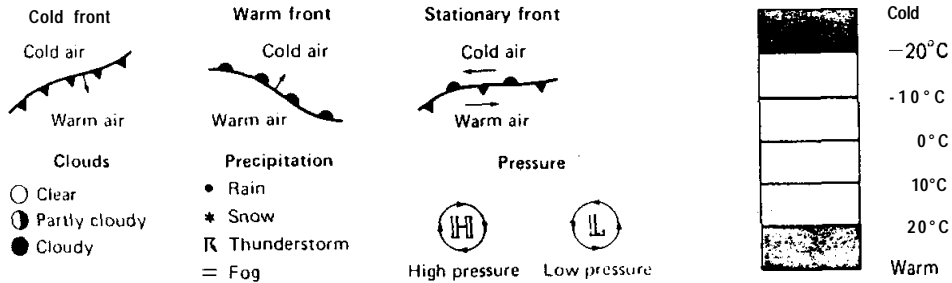
จากรูปยังสามารถสังเกตเห็นได้ว่าเส้นไอโซบาร์ที่ทำให้เกิดบริเวณความกดสูงจะมีลักษณะคล้ายหยดน้ำตาลขนาดใหญ่ที่กำลังจะหลุดจากช้อน ซึ่งก็หมายถึงอากาศเย็นขนาดมหึมา กำลังพัดลงมาทางใต้นั่นเอง



Surface Isotherms for 0300 GMT December 6, 1977

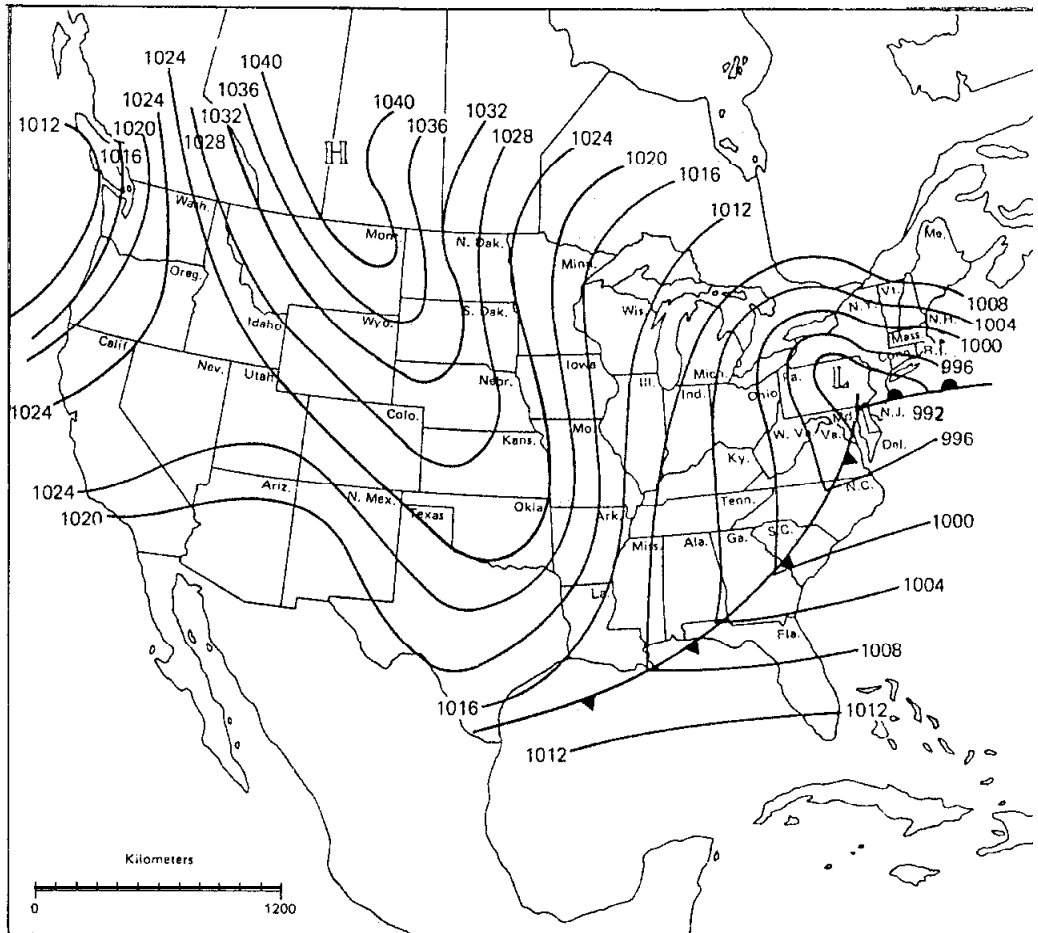


LEGEND



รูป 11.12 แผนที่อากาศพื้นผิวแสดงถึงเส้นไอโซเทอมที่อยู่ห่างกัน (interval) 5°C  
ข้อสังเกตเส้นไอโซเทอมมีประโยชน์อย่างยิ่งในการหาแนวปะทะอากาศ

Surface Isobars for 0300 GMT December 6, 1977



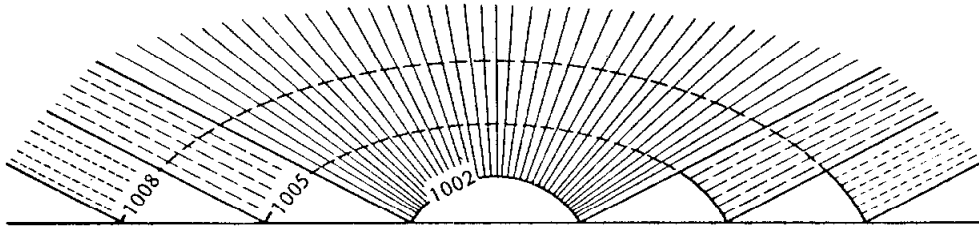
LEGEND

- |                   |                      |                         |                 |              |
|-------------------|----------------------|-------------------------|-----------------|--------------|
| <b>Cold front</b> | <b>Warm front</b>    | <b>Stationary front</b> | <b>Pressure</b> |              |
| Cold air          | Cold air             | Cold air                |                 |              |
|                   |                      |                         | High pressure   | Low pressure |
| Warm air          | Warm air             | Warm air                |                 |              |
| <b>Clouds</b>     | <b>Precipitation</b> |                         |                 |              |
|                   |                      |                         |                 |              |
|                   |                      |                         |                 |              |
|                   |                      |                         |                 |              |

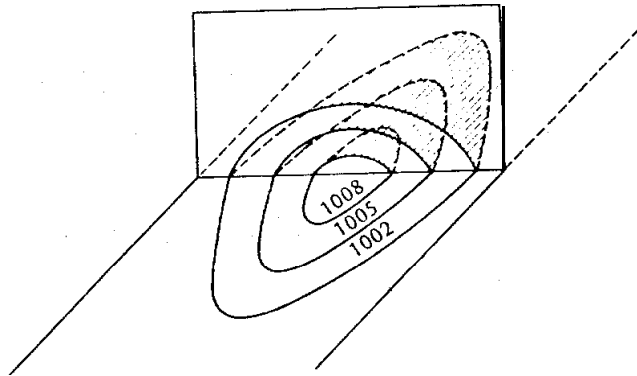
รูปที่ 11.13 แผนที่อากาศพื้นผิว แสดงถึงเส้นไอโซบาร์ที่อยู่ห่างกัน 4 มิลลิบาร์

### 11.7.1 ไอโซบาริคเซอร์เฟซ ( Isobaric Surfaces )

ไอโซบาริคเซอร์เฟซเป็นพื้นผิวของความกดคงค่า (constant pressure) เมื่อพื้นผิวนั้นสัมผัสกับพื้นดินก็จะทำให้เกิดเป็นเส้นไอโซบาร์ขึ้น ไอโซบาริคเซอร์เฟซมีประโยชน์เพราะทำให้บริเวณความกดสูงมีลักษณะเหมือนภูเขาและบริเวณความกดต่ำมีลักษณะเป็นแอ่ง (depression) (ดูรูป 11.14 และรูป 11.15)



รูป 11.14 ไอโซบาริคเซอร์เฟซ (พื้นผิวของไอโซบาร์) ซึ่งอยู่ภายในบริเวณความกดต่ำ

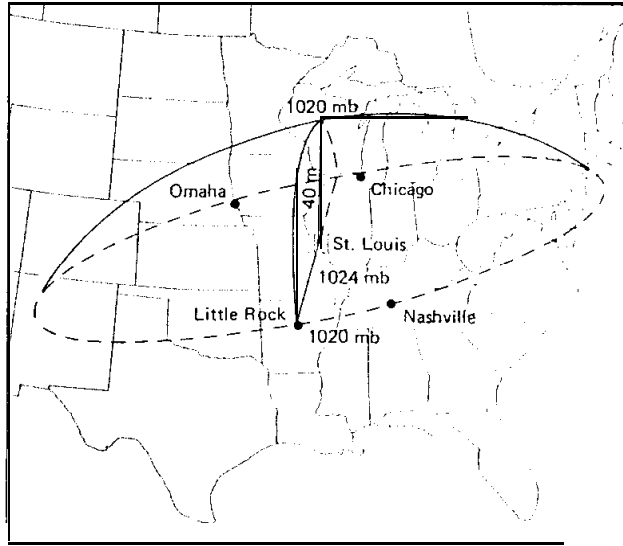


รูป 11.15 ไอโซบาริคเซอร์เฟซในบริเวณความกดสูง

สมมุติว่ามีบริเวณความกดสูงซึ่งมีศูนย์กลางอยู่ที่เมือง เซนต์หลุยส์และความกดที่เมืองนี้เท่ากับ 1024 mb ส่วนเมืองที่อยู่โดยรอบเช่น ชิคาโก เนชวิลล์ ลิตเติลร็อก และโอมาฮา ล้วนมีความกดเท่ากับ 1020 mb อย่างไรก็ตามเนื่องจากความกดลดลงตามความสูง ดังนั้นที่ความสูง 40 m เหนือระดับพื้นดินที่เมืองเซนต์หลุยส์ก็จะมีความกด 1020 mb เช่นเดียวกัน

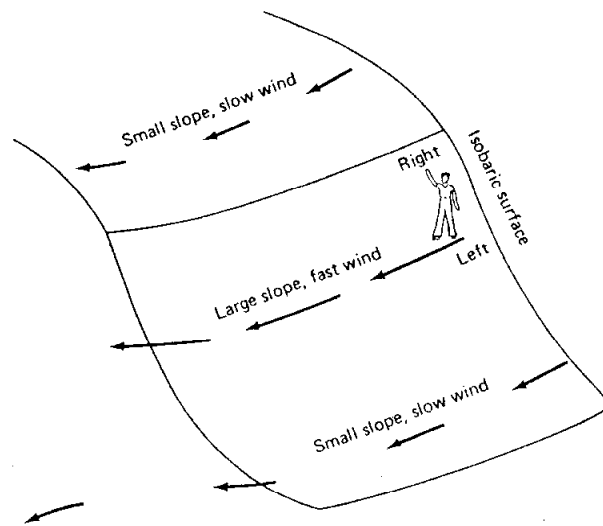
ถ้าเราเชื่อมจุดทุกจุดบนพื้นดินที่มีความกด 1020 mb เราจะได้เส้นไอโซบาร์ 1020 mb แต่ถ้าเราเชื่อมจุดทุกจุดในอากาศที่มีความกดเท่ากับ 1020 mb ก็จะทำให้เกิดไอโซบาริคเซอร์เฟซที่คล้ายกับภูเขาซึ่งมีจุดศูนย์กลางอยู่ที่เมืองเซนต์หลุยส์ ในลักษณะที่คล้ายคลึงกัน ไอโซบาริคเซอร์เฟซ 1016 mb ก็จะก่อรูปเป็นภูเขาอีกลูกหนึ่งเหนือพื้นผิวไอโซบาริคเซอร์เฟซ

1020 mb และต่อ ๆ ไป (ดูรูป 11.16) และสำหรับไอโซบาริคเซอร์เฟสที่ทำให้บริเวณความกดต่ำสุดเป็นลักษณะเป็นแอ่งก็คือรูปที่ 11.13 นั้นเอง



รูป 11.16 ไอโซบาริคเซอร์เฟสที่มีความกด 1020 มิลลิบาร์ เมื่อพื้นผิวสัมผัสกับพื้นดินก็จะทำให้เกิดเส้นไอโซบาร์ 1020 มิลลิบาร์ขึ้น (เส้นประ)

ในลมจีโอสโทรฟิก พบว่าความกดต่ำจะอยู่ทางซ้ายมือของลม (ดูรูป 11.17) ดังนั้นในเทอมของไอโซบาริคเซอร์เฟสเราสามารถตั้งเป็นกฎสองกฎว่า



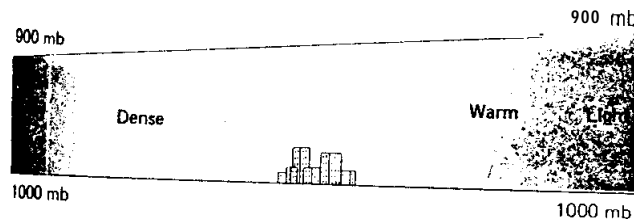
รูป 11.17 บนไอโซบาริคเซอร์เฟส ส่วนของด้านความชันที่ลาดลง (downslope side) จะอยู่ทางซ้ายมือของลม อัตราเร็วของลมเป็นสัดส่วนกับความชันของพื้นผิว ถ้าพื้นผิวชันมากลมจะพัดแรง และถ้าพื้นผิวชันน้อยลงจะพัดช้า

กฎข้อที่หนึ่ง : บนไอโซบาริคเซอร์เฟซด้านลาดต่ำลงของความชัน (downslope side) จะอยู่ทางซ้ายมือของลม

กฎข้อที่สอง : ความชันของไอโซบาริคเซอร์เฟซยิ่งชันมากลมจีโอสโทรฟิกและลมเกรเดียนยิ่งพัดแรง

เรามาดูว่าลมเกิดการเปลี่ยนแปลงได้อย่างไรเมื่อเราขึ้นไปสูงในชั้นโทรโปสเฟียร์ ซึ่งก็คือการเปลี่ยนแปลงของไอโซบาริคเซอร์เฟซ นั่นเอง

ในระหว่างสองไอโซบาริคเซอร์เฟซ จะมีความแตกต่างของความกดที่เฉพาะเจาะจง (specified) อันหนึ่งเสมอ (ดูรูป 11.18)



รูป 11.18 อากาศที่เย็นมากกว่าและหนาแน่นมากกว่าก็ยิ่งมีความสูงระหว่างสองไอโซบาริคเซอร์เฟซน้อยลง

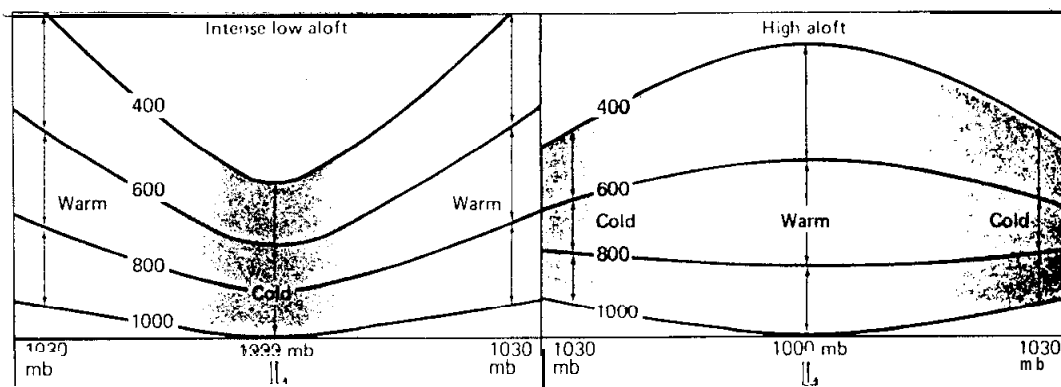
เมื่อเราใช้กฎอุทกสถิตสมดุล (hydrostatic equilibrium) ในตัวอย่าง 10.8 เราพบว่าอากาศยิ่งเย็นความสูงที่แตกต่างระหว่างสองไอโซบาริคเซอร์เฟซก็ยิ่งน้อย

สมมติว่าเรามีบริเวณความกดต่ำสองบริเวณ โดยที่บริเวณความกดต่ำบริเวณหนึ่งเย็นกว่าอากาศแวดล้อม และบริเวณความกดต่ำอีกบริเวณหนึ่งอุ่นกว่าอากาศแวดล้อม ดังนั้น ไอโซบาริคเซอร์เฟซสำหรับบริเวณความกดต่ำที่เย็น (cold core low) จะลาดเอียงขึ้นอย่างรวดเร็วพร้อมกับความสูง ซึ่งทำให้ลมพัดเร็วมากในเบื้องบน นี่แสดงว่าบริเวณความกดต่ำที่เย็นจะเพิ่มความแรงขึ้นตามความสูง (cold lows intensify with height)

โดยกลับกัน ไอโซบาริคเซอร์เฟซเหนือบริเวณความกดต่ำที่อุ่น (warm core low) จะมีอุณหภูมิระดับเดียวกับอากาศแวดล้อมเมื่อความสูงถึงจุด ๆ หนึ่ง ซึ่งเหนือระดับนั้นไปแล้วจะมีรูปร่างคล้ายภูเขา (ดูรูป 11.19) สิ่งนี้มีความหมายว่า บริเวณความกดต่ำที่อุ่น (warm-core low) จะอ่อนตัวลงพร้อมกับความสูงและในที่สุดจะเปลี่ยนเป็นบริเวณความกดสูง (highs) ในเบื้องบน

นี่คือสิ่งที่เกิดขึ้นในพายุไต้ฝุ่นที่เจริญเติบโตเต็มที่แล้ว แม้ว่าพายุไต้ฝุ่นจะเป็นบริเวณความกดต่ำที่รุนแรงที่สุดที่พื้นผิวก็ตาม แต่มันจะค่อย ๆ อ่อนตัวลงตามความสูงและเปลี่ยนเป็น

บริเวณความกดสูง ในชั้นยอดของ โทร โปสเฟียร์



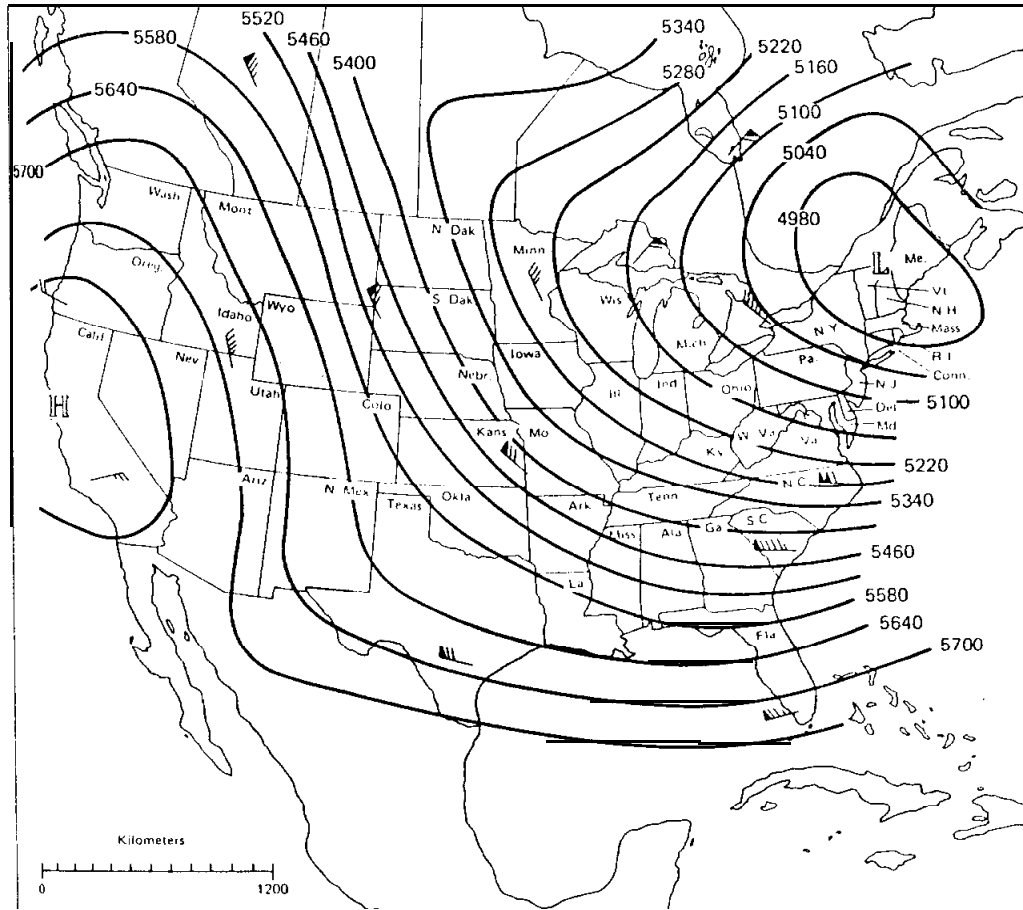
**รูป 11.19** ภาพตัดขวางของ ไอโซบาริคเซอร์เฟสที่แสดงถึงว่าบริเวณความกดต่ำที่มีแกนเย็น (cold lows) จะเพิ่มความแรงขึ้นตามความสูงได้อย่างไร แต่สำหรับบริเวณความกดต่ำที่มีแกนอุ่น (warm lows) จะอ่อนตัวลง (weaken) ตามความสูง และในชั้นสุดท้ายอาจจะกลายเป็นบริเวณความกดสูงในเบื้องบน

จากความรู้ในเรื่อง ไอโซบาริคเซอร์เฟส เราสามารถสรุปได้อีกว่าในบริเวณความกดต่ำนั้นจะแสดงด้วยเส้นคอนทัวร์ที่มีค่าตัวเลขที่มีความสูงน้อยและในบริเวณความกดสูงจะแสดงด้วยเส้นคอนทัวร์ที่มีค่าตัวเลขที่มีความสูงมาก (high elevation contours) ซึ่งค่าเหล่านี้จะแสดงถึงบริเวณความกดสูงและบริเวณความกดสูงบนแผนที่ที่ระดับ 500 มิลลิบาร์ เราเรียกแผนที่ชนิดนี้ว่า constant-pressure chart (ดูรูป 11.20)

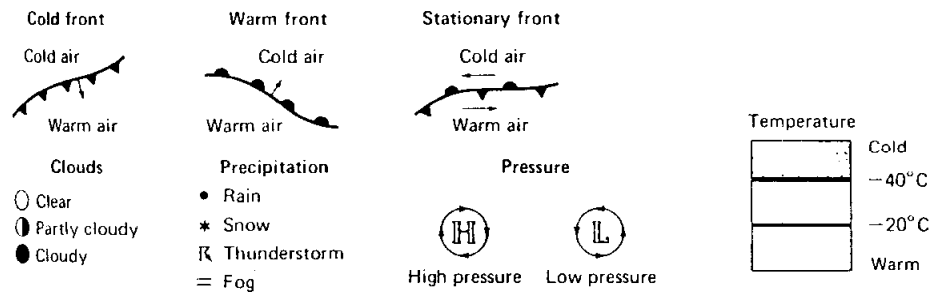
**11.8 ลมซึ่งเกิดจากความแตกต่างของอุณหภูมิในท้องถิ่น**  
(Winds Due to Local Temperature Differences )

ลมที่จะพัดถึงต่อไปนี้เกิดขึ้นภายใต้สภาวะแวดล้อมบางอย่างและเป็นเสกส์ที่เล็กเมื่อเปรียบเทียบกับ การหมุนวน โดยทั่วไปของบรรยากาศ ลมเหล่านี้แสดงถึงความสัมพันธ์ระหว่างอุณหภูมิ ความกดและการเคลื่อนที่ของอากาศโดยตรง ลมบางอย่างเกิดจากการร้อนขึ้นไม่เท่ากันของอากาศและลมบางชนิดเกิดจากการเย็นลงไม่เท่ากันของอากาศเป็นต้น

500 mb chart  
1200 GMT  
January 17, 1977



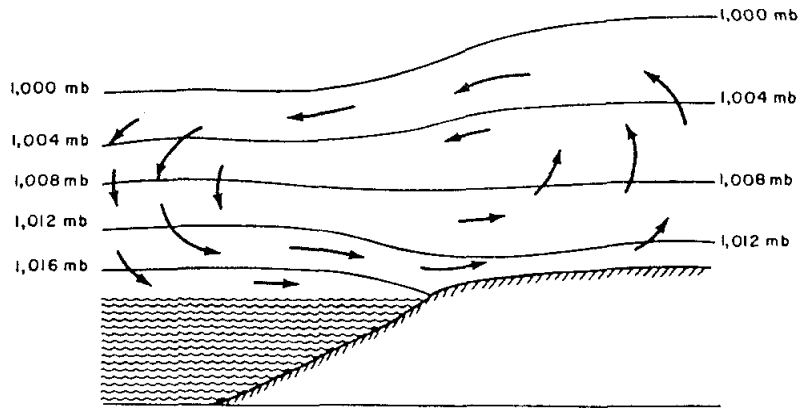
LEGEND



รูป 11.20 แผนที่ความกด 500 มิลลิบาร์

### 11.8.1 ลมทะเล (Sea Breeze)

ตามชายฝั่งทะเลของฤดูร้อน ในเวลากลางวันแผ่นดินจะร้อนขึ้นมากกว่าพื้นที่ที่อยู่ไกลเคียง อากาศอุ่นเหนือแผ่นดินจะขยายตัวทำให้พื้นผิวของไอโซบาร์ (isobaric surfaces) โค้งขึ้นข้างบน และอากาศจะไหลออกกลุ่มมหาสมุทรจากเบื้องบนที่มีการขยายตัวของอากาศ (ดูรูป 11.21) ผลเช่นนี้จะลดความกดอากาศเหนือพื้นดินลงและจะเพิ่มความกดขึ้นเหนือพื้นน้ำ อากาศที่ใกล้กับพื้นผิวมหาสมุทรจะเริ่มต้นพัดเข้าสู่แผ่นดินและการหมุนวนแบบการพาความร้อนเฉพาะบางส่วน (partial convective circulation) ก็จะตั้งต้นขึ้นซึ่งเรียกว่าลมทะเล การหมุนวนนี้จะไม่สมบูรณ์เพราะอากาศที่ไหลออกและกลุ่มมหาสมุทรจากยอดของชั้นที่มีการขยายตัวของแผ่นดินจะแผ่กระจายออกกว้าง และการเคลื่อนตัวจวมลงจะขึ้นออกจากรังนี้ยังกระจายเหนือพื้นที่



**รูป 11.21** ลมทะเล ผลประการแรกของการทำให้แผ่นดินร้อนขึ้นในเวลากลางวันก็คือการโค้งขึ้นของไอโซบาร์ิคเซอร์เฟสที่อยู่เหนือพื้นดินซึ่งทำให้เกิดความกดสูงในระดับบน ผลประการที่สองก็คือการไหลของอากาศในเบื้องบนสู่ทะเลทำให้ลดความกดที่พื้นผิวเหนือแผ่นดินแต่จะเพิ่มความกดขึ้นเหนือพื้นน้ำ ผลประการที่สามลมเริ่มต้นพัดเข้าสู่แผ่นดิน

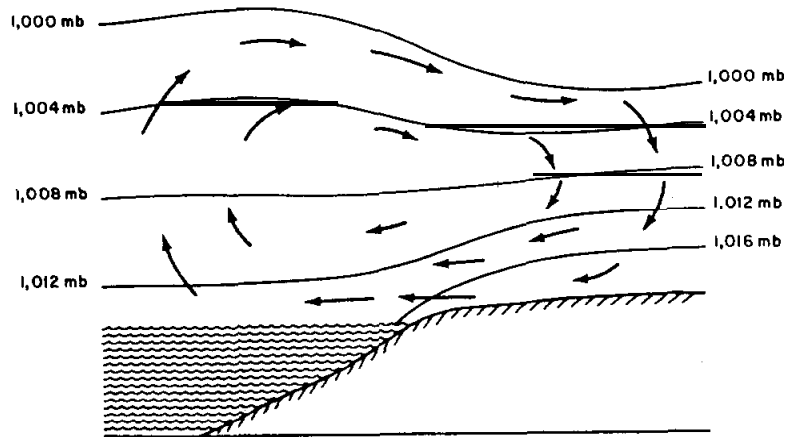
ที่มีบริเวณกว้าง ผลก็คือจะมีอากาศดั้งเดิม ไหลกลับสู่แผ่นดิน ได้น้อยแต่จะมีอากาศในส่วนล่างตามบริเวณพื้นผิวของมหาสมุทร ไหลเข้าสู่แผ่นดินแทน

เพียงแต่ผิวชั้น ๆ ของชั้นอากาศเท่านั้นที่กระทบกระเทือน โดยการเปลี่ยนแปลง เช่น ลมทะเลลึกจะหนา (deep) ไม่เกิน 240 ถึง 370 เมตร และมักจะเริ่มต้นพัดเข้าสู่ฝั่งเมื่อเวลาประมาณ 0900 น. และจะค่อย ๆ ลึกลงไปในแผ่นดิน ในเวลาใกล้ค่ำลมจะค่อยสงบลง ลมทะเลจะช่วยให้อุณหภูมิของอากาศตามชายฝั่งไม่ร้อนมากนักประชาชนจึงนิยมไปพักผ่อนตากอากาศ



### 11.8.2 ลมบก (Land Breeze)

ในเวลากลางคืนพื้นดินเย็นลงเร็วกว่าพื้นน้ำ อากาศเหนือแผ่นดินจะเปลี่ยนเป็นมีความหนาแน่นมากกว่าอากาศเหนือพื้นน้ำ ดังนั้นพื้นผิวของไอโซบาร์เบื้องบนจะลาดชันลง (slope downward) ลู่แผ่นดิน (ดูรูป 11.22) เมื่อเป็นเช่นนี้อากาศในชั้นบนเหนือมหาสมุทรจะพัดลู่แผ่นดิน ดังนั้นทำให้เพิ่มค่าความกดขึ้นเหนือแผ่นดินและลมจะเริ่มเคลื่อนที่ไปตามพื้นผิวออกสู่ทะเล ลมนี้ก็คือลมบกซึ่งเกิดจากเย็นลงไม่เท่ากันของอากาศนั่นเอง เช่นเดียวกับลมทะเลการหมุนวนจะไม่ครบรอบอย่างสมบูรณ์ โดยที่การเคลื่อนที่ในแนวตั้งจะแพร่กระจายและอ่อนมากจนไม่สามารถเห็นได้ชัด ลมบกมักจะพัดอ่อน (less developed) กว่าลมทะเลและเป็น



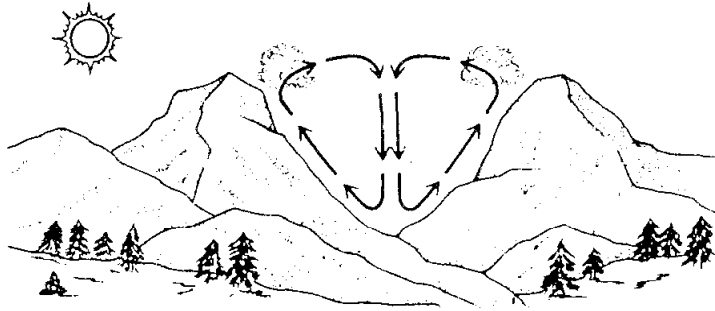
**รูป 11.22** ลมบก ผลประการแรกของการเย็นลงในเวลากลางคืนของแผ่นดินก็คือทำให้ไอโซบาร์ดิเซอร์เพลสในชั้นบนโค้งลงเหนือบริเวณแผ่นดินและทำให้เกิดความกดต่ำขึ้นในระดับบน ผลประการที่สองก็คือ อากาศในเบื้องบนจากทะเลจะไหลไปสู่มหาสมุทรซึ่งจะเพิ่มความกดที่พื้นผิวเหนือแผ่นดินขึ้นและผลประการที่สามก็คือการเริ่มต้นพัดของลมบกสู่ทะเล

ลมที่พื้นมีความเร็วน้อยกว่าสามารถแผ่ลึกเข้าไปบนทะเลได้ไม่เกิน 8 ถึง 10 กิโลเมตร เหตุผลที่สำคัญคือความแตกต่างของอุณหภูมิระหว่างกลางคืนมีน้อยกว่าในเวลากลางวันนั่นเอง

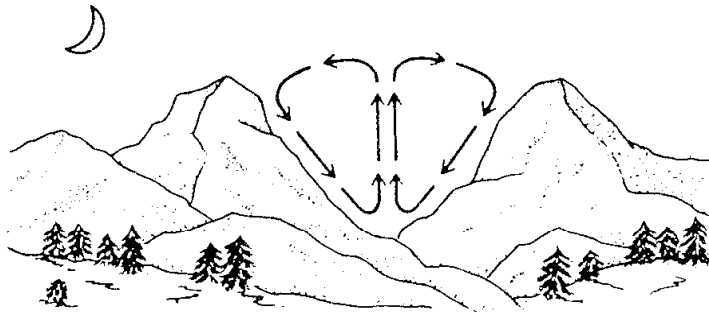
### 11.8.3 ลมภูเขาและลมหุบเขา (Mountain and Valley Breezes)

ตามส่วนที่ลาดชันของภูเขาซึ่งได้รับความร้อนจากแสงอาทิตย์เป็นจำนวนมากนั้นการหมุนวนของอากาศในท้องถิ่นจะเกิดขึ้นและจะกลับทิศทางการเคลื่อนที่เมื่อเปลี่ยนจากกลางวันเป็นกลางคืน (ดูรูป 11.23) ในเวลากลางวันอากาศที่สัมผัสกับผนังของภูเขาถูกทำให้ร้อนขึ้น อากาศที่อุ่น

และเขานี้จะไหลขึ้นไปตามความลาดชันของภูเขาซึ่งเรียกว่าลมภูเขา ตกเวลากลางคืนผนังภูเขาจะแผ่รังสีความร้อนออกและเย็นลงอย่างรวดเร็วทำให้อากาศที่สัมผัสกับผนังเย็นลงด้วย อากาศที่เย็นและหนักก็จะจมลงมาเป็นลมภูเขา การสะสมของอากาศเย็นในหุบเขาอาจทำให้เกิดอุทกภัยกลับขึ้นได้



Valley breeze



Mountain breeze

รูป 11.22 การพัดหมุนวนของลมภูเขาและลมหุบเขา