อุตุนิยมวิทยาวันนี้ (ฉบับที่ ๒)

จัดทำโดย

นายอนุชา ศรีเริงหล้า

นายเจษฎา คูงามมาก

นางสาวปวภทร ภัณฑิราวุฒิ

สารบัญ

บทที่ 3 ฤดูกาลและอุณหภูมิรายวัน *4*

ฤดูกาลของโลก **4**

ฤดูกาลของซีกโลกเหนือ 7

ฤดูกาลของซีกโลกใต้ 15

การเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลของท้องถิ่น **16**

การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิรายวัน **18**

ความอบอุ่นช่วงกลางวัน 19

การระบายความร้อนยามค่ำคืน 22

การผกผันของการแผ่รังสี (Radiation Inversion) 23

การป้องกันพืชผลทางการเกษตรจาก (ภัย) อากาศเย็น 27

การควบคุมอุณหภูมิ **30**

ข้อมูลอุณหภูมิอากาศ **32**

อุณหภูมิของอากาศแบบรายวัน รายเดือน และรายปี 32

การประยุกต์ใช้ข้อมูลอุณหภูมิ 36

อุณหภูมิของอากาศและอุณหภูมิสุขสบายของมนุษย์ **39**

บทที่ 6 เสถียรภาพของบรรยากาศและการก่อตัวของเมฆ *42*

เสถียรภาพของชั้นบรรยากาศ **42**

การจำแนกลักษณะเสถียรภาพของอากาศ **45**

อากาศที่มีเสถียรภาพ 45

บรรยากาศที่ไม่มีเสถียรภาพ 48

ลักษณะบรรยากาศที่ไม่เสถียรแบบมีเงื่อนไข 50

สาเหตุของการไม่มีเสถียรภาพ 51

การเกิดเมฆ **55**

การพาความร้อนและการเกิดเมฆ 56

ลักษณะภูมิประเทศและการเกิดเมฆ 60

การเปลี่ยนรูปแบบของเมฆ 63

สรุปท้ายบท **66**

บทที่ 11 มวลอากาศและแนวปะทะอากาศ *67*

มวลอากาศ **68**

แหล่งกำเนิด 68

การจำแนกประเภท 69

มวลอากาศบริเวณเขตอเมริกาเหนือ 70

มวลอากาศขั้วโลกแบบภาคพื้นทวีป (Continental Polar; cP) และมวลอากาศขั้วโลกแบบภาคพื้นมหาสมุทร (Continental Arctic; cA) 70
มวลอากาศขั้วโลกแบบภาคพื้นมหาสมุทร (Maritime Polar; mP) 74
มวลอากาศเขตร้อนแบบภาคพื้นมหาสมุทร (Maritime Tropical; mT) 76
มวลอากาศเขตร้อนแบบภาคพื้นทวีป (Continental Tropical; cT) 79

แนวปะทะอากาศ 80
แนวปะทะอากาศแบบคงที่ (Stationary Fronts) 81
แนวปะทะอากาศเย็น (Cold Fronts) 82
แนวปะทะอากาศอุ่น (Warm Fronts) 87
แนวปะทะอากาศแบบปิด (Occluded Fronts) 90
แนวปะทะอากาศระดับบน (Upper-Air Fronts) 94

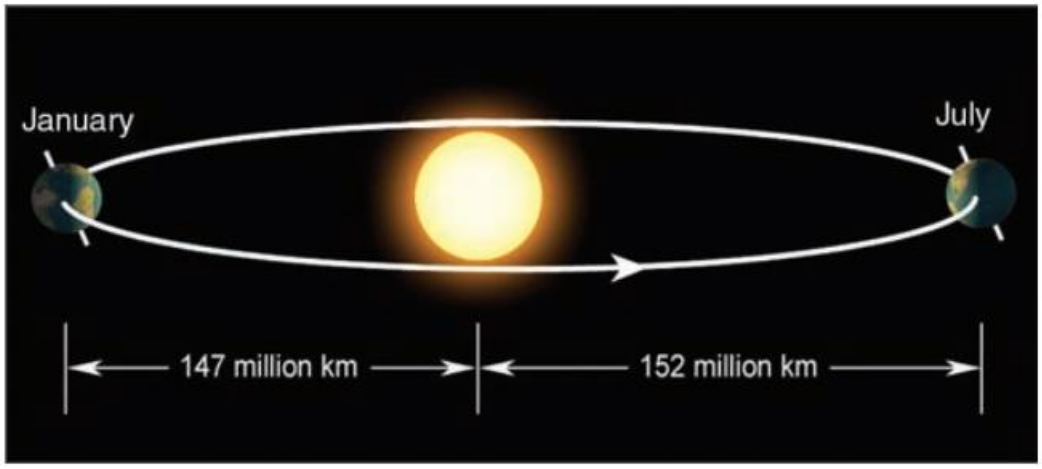
บทสรุป 95

บทที่ 3 ฤดูกาลและอุณหภูมิรายวัน

คุณคงไม่คิดหากอยู่ ๆ มีใครสักคนพูดว่าเวลานี้คุณกำลังเคลื่อนที่อยู่ ทั้งที่ตอนนี้คุณเองกำลังนั่งนิ่งอ่านตำราเล่มนี้อยู่อย่างเงียบ ๆ โลกของพวกเราโคจรรอบดวงอาทิตย์ด้วยความเร็ว 1,000 กิโลเมตรต่อชั่วโมง พร้อมกับหมุนวนรอบแกนของตัวเองตามทิศทางทวนเข็มนาฬิกาเมื่อมองจากบริเวณขั้วโลกเหนือ พูดให้ง่ายกว่านั้น เราทุกคนต่างก็กำลังเคลื่อนที่ไปทางทิศตะวันออกด้วยความเร็ว 100 กิโลเมตรต่อชั่วโมง แน่นอนว่าคุณอาจไม่เคยได้ยินได้ฟังเรื่องราวแปลกประหลาดอะไรเช่นนี้มาก่อน แต่มันคือความจริงที่ว่าดวงอาทิตย์ ดวงจันทร์ และดวงดาวทั้งหลายบนนภามักจะปรากฏตัวให้เรายลโฉมจากขอบฟ้าตะวันออกและเลือนลับหายไปตรงขอบฟ้าตะวันตก รวมถึงความจริงเกี่ยวกับฤดูกาลอันเนื่องจากการหมุนวนรอบตัวเองของโลก เราจะเริ่มต้นบทเรียนนี้ด้วยการศึกษาเกี่ยวกับการเคลื่อนที่ของโลกและพลังงานที่โลกได้รับจากดวงอาทิตย์ สิ่งเหล่านี้ส่งผลต่อการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามฤดูกาลได้อย่างไร อีกทั้งการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิที่เกิดขึ้นในชีวิตประจำวันด้วย

ฤดูกาลของโลก

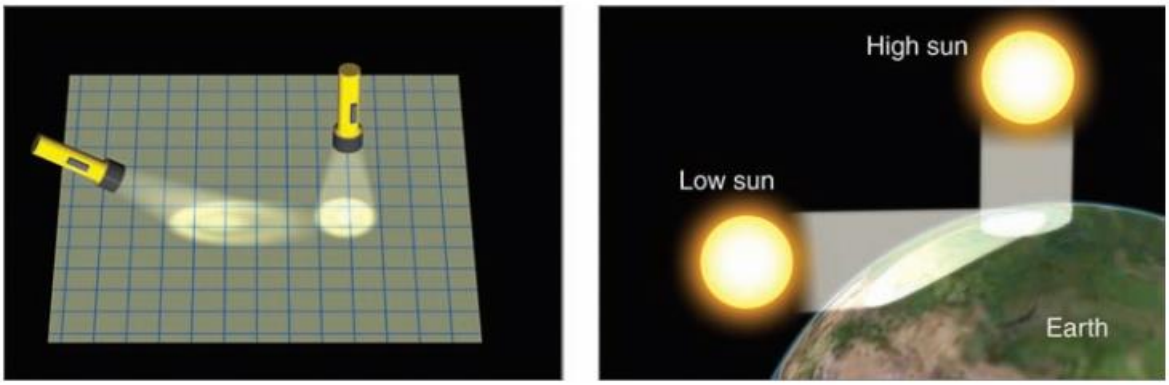
โลกโคจรเป็นวงรีวนรอบดวงอาทิตย์ใช้เวลาเดินทางมากกว่า 365 วันเพียงเล็กน้อย ขณะกำลังโคจรโลกก็หมุนวนรอบตัวเองไปด้วยพร้อมกัน 1 รอบหมุนเท่ากับ 24 ชั่วโมง โลกอยู่ห่างจากดวงอาทิตย์เป็นระยะทางประมาณ 150 ล้านกิโลเมตร เนื่องจากการโคจรเป็นวงรีรอบดวงอาทิตย์จึงทำให้ระยะทางแท้จริงจากโลกถึงดวงอาทิตย์แปรผันตามตำแหน่งการโคจรในรอบปี กล่าวคือ เดือนมกราคมโลกจะอยู่ห่างจากดวงอาทิตย์ประมาณ 147 ล้านกิโลเมตร ขณะที่เดือนกรกฎาคมโลกจะอยู่ห่างจากดวงอาทิตย์ประมาณ 152 ล้านกิโลเมตร ดังรูป 3.1 หากเราด่วนสรุปแบบรวบรัดตัดตอนจากข้อมูลข้างต้น สภาพอากาศร้อนจะต้องเกิดขึ้นในเดือนมกราคมและสภาพอากาศหนาวจะต้องเกิดขึ้นในเดือนกรกฎาคมอย่างไม่ต้องสงสัย อย่างไรก็ตาม ความเป็นจริงกลับไม่เป็นเช่นนั้น ยกตัวอย่างเช่น บริเวณขั้วโลกเหนือ ในเดือนมกราคมซึ่งเป็นเดือนที่โลกโคจรเข้าใกล้ดวงอาทิตย์มากที่สุด แต่กลับพบว่ามีสภาพอากาศหนาวเย็น ขณะที่เดือนกรกฎาคมซึ่งเป็นเดือนโลกโคจรอยู่ห่างจากดวงอาทิตย์มากที่สุดกลับมีสภาพอากาศร้อนอบ ถ้าหากการโคจรเข้าใกล้ดวงอาทิตย์เป็นปัจจัยหลักที่ทำให้เกิดฤดูกาลเช่นนั้นแล้ว เดือนมกราคมก็ควรจะร้อนกว่าเดือนกรกฎาคมอย่างที่ควรจะเป็นตามธรรมชาติ อย่างไรก็ตาม เรื่องของระยะทางเป็นเพียงจุดเล็ก ๆ จุดหนึ่งของเรื่องราวอันจะกล่าวต่อไป



รูป 3.1 การโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์ในรอบปี

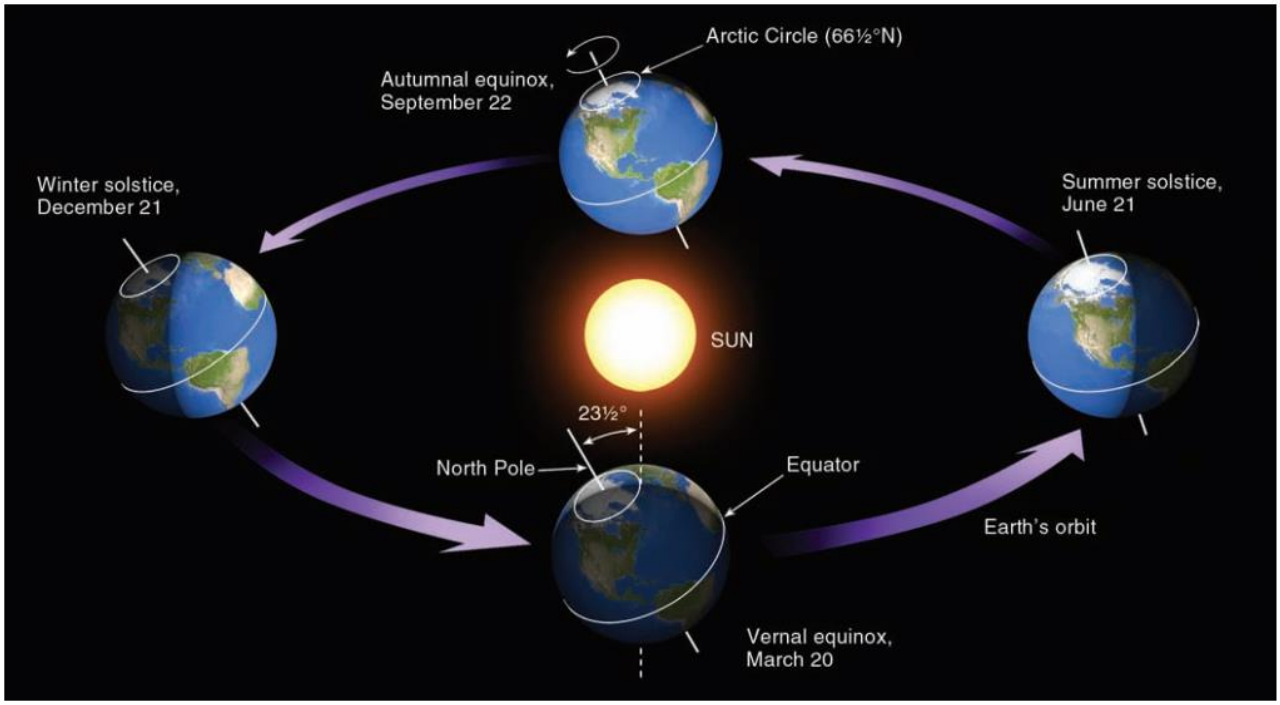
ปริมาณพลังงานที่โลกได้รับจากดวงอาทิตย์จะเป็นตัวควบคุมฤดูกาลของโลก ปริมาณเหล่านี้เกี่ยวข้องกับมุมที่แสงจากดวงอาทิตย์ตกกระทบพื้นผิวโลกและระยะเวลาการส่องแสงของดวงอาทิตย์ทั่วทุกละติจูด (ชั่วโมงที่มีแสงแดด) เป็นหลัก เราลองมาพิจารณาแต่ละปัจจัยเหล่านี้กันอย่างละเอียดกันอีกที

พลังงานจากดวงอาทิตย์ซึ่งตกกระทบตั้งฉากกับพื้นผิวโลกจะมีความเข้มแสงมากกว่าพลังงานจากดวงอาทิตย์ที่ตกกระทบทำมุมใด ๆ กับพื้นผิวโลก ลองนึกถึงการนำไฟฉายส่องบนพื้นห้อง สิ่งที่เห็นคือวงแสงขนาดเล็ก ดังรูป 3.2 หากเราเอียงไฟฉายทำมุมกับพื้นห้อง วงแสง (ขนาดเล็ก) จะขยายตัวใหญ่ขึ้น แสงจากดวงอาทิตย์ที่เดินทางสู่พื้นผิวโลกก็อาศัยหลักการเดียวกัน กล่าวคือ วงของแสงที่ตกกระทบทำมุมใด ๆ กับพื้นผิวโลกจะขยายออกเป็นวงกว้างมากกว่าวงของแสงที่ตกกระทบทำมุมตั้งฉาก ตามหลักความสมดุลแล้ว เมื่อกำหนดให้พื้นที่เท่ากัน พื้นที่ที่ได้รับแสงในมุมตั้งฉากจะได้รับความร้อนมากกว่าพื้นที่ที่ได้รับแสงในมุมใด ๆ นอกจากนี้ แสงจากดวงอาทิตย์ยิ่งเอียงออกจากแนวตั้งฉากมากเท่าไหร่ ชั้นบรรยากาศตรงบริเวณที่แสงต้องพุ่งทะลุทะลวงผ่านยิ่งมีความหนาเพิ่มมากขึ้นเท่านั้น ในทำนองเดียวกันแสงยิ่งพุ่งทะลุทะลวงผ่านชั้นบรรยากาศที่มีความหนามากขึ้นเท่าไหร่ โอกาสที่แสงเหล่านั้นจะเกิดการกระเจิงและถูกดูดกลืนกักเก็บก็ยิ่งเพิ่มขึ้นเท่านั้น สรุปได้ว่า ดวงอาทิตย์ที่อยู่ ณ ตำแหน่งจุดสูงสุดบนท้องฟ้าจะทำให้พื้นดินมีอุณหภูมิสูงมากกว่าดวงอาทิตย์ที่อยู่ ณ ตำแหน่งใด ๆ บนท้องฟ้าทั้งหมด



รูป 3.2 การตกกระทบของแสงที่มุมต่าง ๆ

ปัจจัยสำคัญประการที่สอง ระยะเวลาที่พื้นผิวโลกได้รับแสงจากดวงอาทิตย์ในแต่ละวันก็คือ ความยาวนานของแสงแดดนั่นเอง แน่นอนว่าจำนวนชั่วโมงที่ได้รับแสงยิ่งยาวนานมากขึ้นเท่าไหร่ นั่นหมายความว่า พื้นผิวโลกก็จะได้รับพลังงานจากดวงอาทิตย์มากขึ้นเท่านั้น ยกตัวอย่างเช่น บริเวณพื้นที่ใด ๆ ก็ตามในวันที่ท้องฟ้าแจ่มใสไร้เมฆหมอกและมีจำนวนชั่วโมงรับแสงมากกว่า บริเวณพื้นที่นั้น ๆ ก็จะได้รับพลังงานจากดวงอาทิตย์มากกว่าวันที่ท้องฟ้าแจ่มใสไร้เมฆหมอกแต่มีจำนวนชั่วโมงรับแสงน้อยกว่า



รูป 3.3 การโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์

จากการสังเกตอย่างไม่เป็นทางการ เรารู้ว่าจำนวนวันในฤดูร้อนจะมีจำนวนชั่วโมงการรับแสงมากกว่าจำนวนวันในฤดูหนาว ขณะที่ตำแหน่งของดวงอาทิตย์บนท้องฟ้าช่วงฤดูร้อนจะอยู่สูงกว่าช่วงฤดูหนาว ทั้งสองเหตุการณ์ที่เกิดขึ้นเป็น

ผลมาจากการที่โลกของเราหมุนวนรอบตัวเองพร้อม ๆ กับโคจรวนรอบดวงอาทิตย์ ดังรูป 3.3 แกนของโลกทำมุมเอียง 23.5 องศา จากเส้นตั้งฉากที่ลากไปยังระนาบวงโคจร แกนของโลกจะชี้ไปทิศทางเดียวกันในห้วงอวกาศตลอดทั้งปี ดังนั้น ซีกโลกเหนือจะเอียงเข้าหาดวงอาทิตย์ในช่วงฤดูร้อน (กรกฎาคม) และจะเอียงออกจากดวงอาทิตย์ในช่วงฤดูหนาว (ธันวาคม)

ฤดูกาลของซีกโลกเหนือ

เริ่มจากฤดูร้อนอันแสนอบอุ่น (Warm summer season) ดังรูป 3.3 ในวันที่ 21 กรกฎาคมของทุกปี ซีกโลกเหนือจะเอียงเข้าหาดวงอาทิตย์ ขณะที่เวลาเที่ยงของวันนี้ ดวงอาทิตย์จะสาดแสงพุ่งตรงลงสู่บริเวณซีกโลกเหนือมากกว่าวันอื่น ๆ ในรอบปี ดวงอาทิตย์จะอยู่ในตำแหน่งสูงสุดบนท้องฟ้าตอนเที่ยงวันเหนือเส้นละติจูด 23 องศาเหนือ เรียกว่า เส้นรุ้งเขตร้อนเหนือ (Tropic of cancer) หากในวันที่ 21 กรกฎาคมเวลาเที่ยงวัน เรายืนอยู่ที่ตำแหน่งละติจูดนี้ เราจะพบว่าตำแหน่งของดวงอาทิตย์ตอนเที่ยงวันจะอยู่ตรงเหนือศีรษะของเราพอดี ในทางดาราศาสตร์ วันนี้ถือเป็นวันแรกเริ่มของการเดินทางเข้าสู่ฤดูร้อนของซีกโลกเหนือ มีชื่อเรียกว่า ครีษมายัน (Summer solstice)

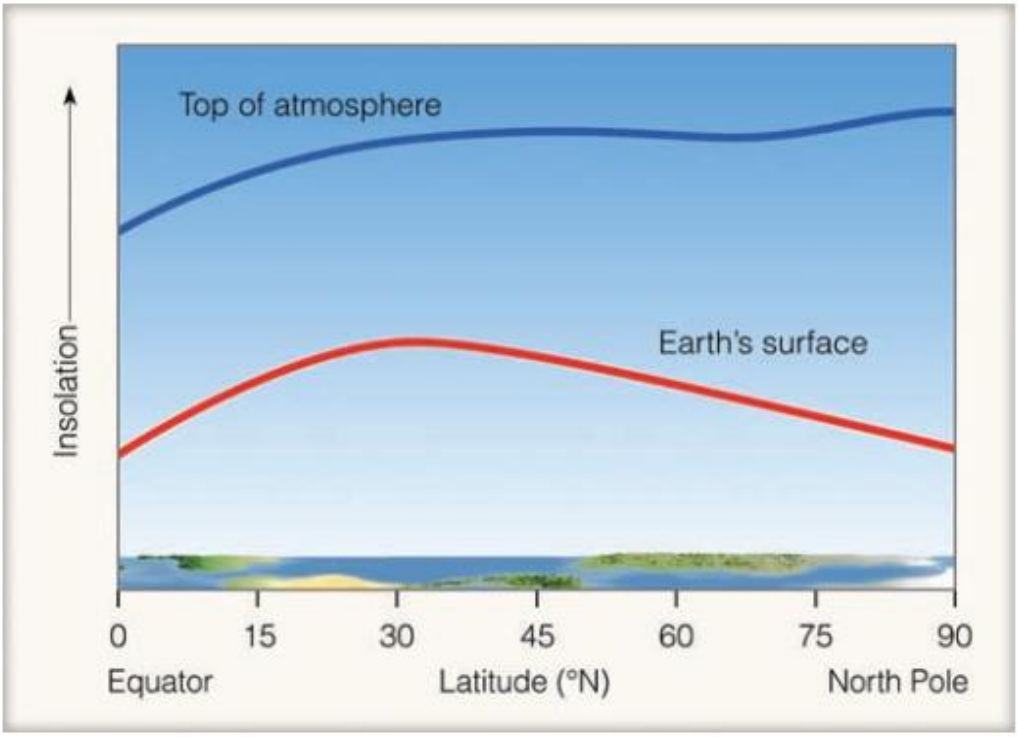
จากการศึกษาอย่างใกล้ชิดและการสังเกตการณ์ที่ผ่านมา ดังรูป 3.3 การที่โลกหมุนวนรอบแกนของตัวเอง ทำให้ซีกโลกครึ่งหนึ่งอยู่ในความสว่างและอีกซีกหนึ่งตกอยู่ในความมืดมิด นั่นคือ ไม่ว่าอย่างไรครึ่งหนึ่งของโลกจะต้องได้รับแสงอยู่เสมอ ถ้าหากว่าแกนของโลกไม่ได้เอียง ในตอนเที่ยงวันตำแหน่งของดวงอาทิตย์จะต้องอยู่ตรงเหนือศีรษะบริเวณเส้นศูนย์สูตรเสมอ ทำให้ช่วงเวลากลางวันและเวลากลางคืนเท่ากับ 12 ชั่วโมง ทุกละติจูดทุกวันตลอดทั้งปี อย่างไรก็ตาม ความเป็นจริงไม่ได้เป็นเช่นนั้น แกนของโลกเอียงซึ่งทำให้ซีกโลกเหนือเอียงเข้าหาดวงอาทิตย์ในวันที่ 21 กรกฎาคม ส่งผลให้ทุกละติจูดบนซีกโลกเหนือมีช่วงเวลากลางวันยาวนานมากกว่า 12 ชั่วโมง ยิ่งเราเคลื่อนที่ขึ้นไปทางทิศเหนือมากขึ้นเท่าไหร่ จำนวนชั่วโมงการได้รับแสงก็จะเพิ่มมากขึ้นเท่านั้น เมื่อเราเดินทางถึงตำแหน่งวงกลมอาร์กติก (Arctic Circle) ละติจูด 66.5 องศาเหนือ ซึ่งเป็นบริเวณได้รับแสงแดดตลอดเวลา 24 ชั่วโมง รูป 3.3 อาจกล่าวได้ว่าตำแหน่งที่อยู่เหนือละติจูด 66.5 องศาเหนือขึ้นไป จะเป็นบริเวณพื้นที่ที่ไม่เคยตกอยู่ในความมืดมิดแม้ว่าโลกจะยังคงหมุนวนอยู่ก็ตามที ส่วนบริเวณขั้วโลกเหนือ ดวงอาทิตย์จะเริ่มโพล่พ้นขอบฟ้าปรากฏตัวให้เห็นในวันที่ 20 มีนาคม และจะลอยล่องบนท้องฟ้าจนกระทั่งลาลับขอบฟ้าในวันที่ 22 กันยายน ไม่สงสัยเลยที่บริเวณนี้จะถูกเรียกว่า ดินแดนแห่งพระอาทิตย์เที่ยงคืน (Land of the Midnight Sun) ดังรูป 3.4

รูป 3.4 ดินแดนแห่งพระอาทิตย์เที่ยงคืน (Land of the Midnight Sun)

ช่วงเวลากลางวันจะยาวนานขึ้นเมื่อเข้าใกล้บริเวณขั้วโลก นั่นหมายความอีกอย่างหนึ่งได้ว่า อุณหภูมิตอนกลางวันในช่วงฤดูร้อนก็จะมีค่าสูงมากขึ้นเมื่อเข้าใกล้บริเวณขั้วโลกด้วยใช่หรือไม่ คำตอบคือไม่ใช่ ยกตัวอย่างเช่น นิวยอร์ก (ละติจูด 41 องศาเหนือ) ช่วงฤดูร้อนจะเป็นช่วงวันเวลาอันแสนสุขของชาวนิวยอร์กทุกคน เนื่องจากฤดูร้อนของที่นี่ให้ความอบอุ่นมากกว่าเมืองแบร์โรว์ อะแลสกา (ละติจูด 71 องศาเหนือ) แม้ว่าเมืองแบร์โรว์จะมีช่วงเวลากลางวันยาวนานกว่านิวยอร์กก็ตาม ทำไมเมืองแบร์โรว์จึงอบอุ่นน้อยกว่า (เย็นมากกว่า) เพื่อที่จะค้นหาคำตอบ เราลองมาพิจารณารังสีดวงอาทิตย์ที่เดินทางเข้ามาสู่โลก (Insolation) ในวันที่ 21 กรกฎาคมกันอีกครั้ง รูป 3.5 แสดงกราฟเส้นโค้งสองเส้น เส้นโค้งที่อยู่ด้านบนแทนปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่เดินทางเข้าสู่โลก ณ บริเวณจุดสูงสุดของชั้นบรรยากาศในวันที่ 21 กรกฎาคม เส้นด้านล่างแทนปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่เดินทางเข้าสู่โลกทะลุผ่านชั้นบรรยากาศจนถึงพื้นผิวโลกในวันเดียวกัน

เส้นโค้งด้านบนจะเพิ่มขึ้นเรื่อย ๆ จากบริเวณเส้นศูนย์สูตรจนถึงบริเวณขั้วโลก เมื่อพิจารณาเฉพาะวันที่ 21 กรกฎาคมตลอดทั้งวัน การเพิ่มขึ้นของเส้นโค้งชี้ให้เห็นว่าปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่เดินทางเข้ามาสู่โลก ณ บริเวณจุดสูงสุดของชั้นบรรยากาศเหนือพื้นที่บริเวณขั้วโลกมีมากกว่าบริเวณเส้นศูนย์สูตร ตามความเป็นจริงแล้ว แม้ว่ารังสีจากดวงอาทิตย์จะพุ่งเข้าสู่บริเวณขั้วโลกจากตำแหน่งในมุมต่ำก็ตาม แต่ก็ได้รับตลอด 24 ชั่วโมงซึ่งเป็นระยะเวลาการได้รับแสงที่ยาวนานที่สุด ส่วนเส้นโค้งด้านล่างแสดงปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่เดินทางเข้าสู่โลกพุ่งทะลุทะลวงผ่านชั้นบรรยากาศจนถึงพื้นผิวโลกในวันที่ 21 กรกฎาคมนั้น มีปริมาณมากที่สุดเกิดขึ้น ณ บริเวณใกล้ละติจูด 30 องศาเหนือ จาก

ตำแหน่งนี้ขึ้นไปจนกระทั่งถึงบริเวณขั้วโลก ปริมาณรังสีดวงอาทิตย์ที่เดินทางเข้าสู่โลกพุ่งทะลุทะลวงผ่านชั้นบรรยากาศจนถึงพื้นผิวโลกจะลดลงเรื่อย ๆ

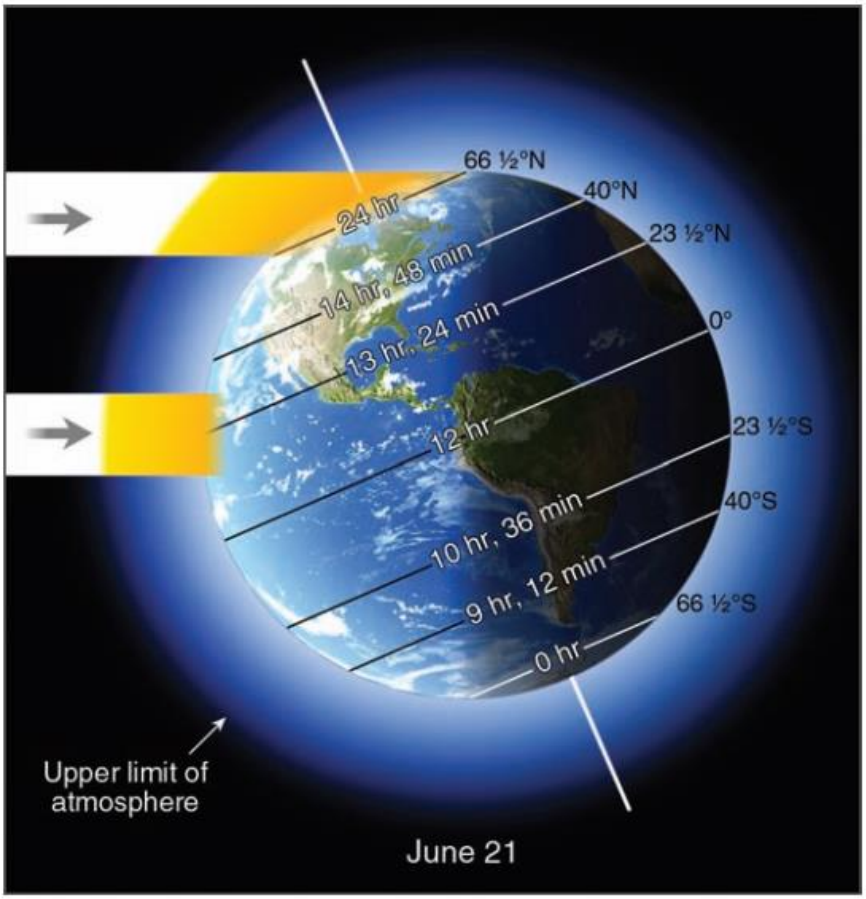


3.5 ความสัมพันธ์ของพลังงานที่โลกได้รับในวันที่ 21 กรกฎาคม
ณ บริเวณจุดสูงสุดของชั้นบรรยากาศและบริเวณพื้นผิวโลก

เหตุผลที่ทำให้เส้นโค้งทั้งสองมีความแตกต่างกัน เกิดขึ้นเนื่องจากรังสีจากดวงอาทิตย์ที่เดินทางเข้าสู่ชั้นบรรยากาศโลกถูกกระเจิงโดยฝุ่นละอองและโมเลกุลของอากาศ ถูกสะท้อนโดยเมฆ และถูกดูดซับกักเก็บไว้โดยก๊าซต่าง ๆ ที่มีอยู่ในชั้นบรรยากาศ ส่วนที่เหลือก็จะพุ่งทะลุทะลวงลงสู่พื้นผิวโลก ตามปกติแล้ว ชั้นบรรยากาศซึ่งรังสีจากดวงอาทิตย์ต้องพุ่งทะลุทะลวงผ่านยิ่งมีความหนามากเท่าไหร่ โอกาสที่รังสีจากดวงอาทิตย์จะถูกกระเจิง สะท้อนกลับ และถูกดูดซับกักเก็บไว้ในชั้นบรรยากาศก็จะยิ่งมากขึ้นเท่านั้น ช่วงฤดูร้อนบริเวณละติจูดสูงแถบขั้วโลกเหนือ ตำแหน่งของดวงอาทิตย์จะอยู่ในแนวระนาบ (มุมต่ำ) ทำให้พลังงานจากดวงอาทิตย์ต้องพุ่งทะลุทะลวงผ่านชั้นบรรยากาศที่มีความหนามากกว่าปกติก่อนจะลงสู่พื้นผิวโลก ดังรูป 3.6 ประกอบกับช่วงฤดูร้อนของแถบบริเวณอาร์กติกเป็นช่วงที่มีเมฆปกคลุมท้องฟ้ามากกว่าปกติ จึงทำให้รังสีจากดวงอาทิตย์ถูกสะท้อนกลับออกไปเป็นจำนวนมากก่อนที่จะพุ่งทะลุทะลวงผ่านลงสู่พื้นดิน

พลังงานจากดวงอาทิตย์ที่พื้นผิวโลกบริเวณละติจูดสูงแถบขั้วโลกเหนือได้รับไม่สามารถให้ความร้อนแก่พื้นผิวโลกได้อย่างมีประสิทธิภาพ เนื่องจากพลังงานบางส่วนถูกน้ำแข็งและหิมะสะท้อนกลับออกไป ขณะที่บางส่วนถูกนำไปใช้ใน

การหลอมละลายดินแช่แข็ง (Frozen soil) อีกทั้งบริเวณพื้นที่ที่จะได้รับแสงอย่างแน่นอนก็แผ่ขยายครอบคลุมเป็นวงกว้าง จึงทำให้เมืองต่าง ๆ ที่ตั้งอยู่บริเวณละติจูดสูงแถบขั้วโลกเหนือ อย่างเช่น เมืองแบร์โรว์ ในวันที่ 21 กรกฎาคม เมืองแบร์โรว์จะได้รับแสงแดดตลอด 24 ชั่วโมง แต่จะอบอุ่นน้อยกว่า (เย็นมากกว่า) เมื่อเทียบกับเมืองที่ตั้งอยู่ห่างไกลลงไปทางด้านทิศใต้ นั่นคือ เมืองแบร์โรว์ได้รับพลังงานจากดวงอาทิตย์น้อยกว่านั่นเอง (ถึงแม้ว่าจะได้รับแสงแดดตลอด 24 ชั่วโมง) และพลังงานที่ได้รับนั้นก็ไม่ได้มีประสิทธิภาพเพียงพอที่จะทำให้เมืองแบร์โรว์มีอุณหภูมิเพิ่มขึ้นได้



3.6 รังสีจากดวงอาทิตย์ที่เดินทางเข้าสู่ชั้นบรรยากาศโลก

รูป 3.5 เราพบว่าในวันที่ 21 กรกฎาคม พลังงานจากดวงอาทิตย์ที่เดินทางเข้ามาสู่พื้นผิวโลกมีค่ามากที่สุดเกิดขึ้นบริเวณใกล้ละติจูด 30 องศาเหนือ ขณะที่ดวงอาทิตย์ในวันนี้จะอยู่เหนือศีรษะที่ละติจูด 23.5 องศาเหนือ คำถามคือทำไมตำแหน่งละติจูด 23.5 องศาเหนือไม่ใช่บริเวณที่ได้รับพลังงานจากดวงอาทิตย์มากที่สุด ย้อนกลับไปดูแผนที่โลกเราจะพบว่าทะเลทรายหลักของโลกมักจะมีศูนย์กลางใกล้ละติจูด 30 องศาเหนือ ที่นี่ท้องฟ้าจะมีเมฆน้อยและอากาศแห้งปกคลุม ส่วนบริเวณละติจูด 23.5 องศาเหนือจะมีอากาศชื้นและมีเมฆมาก ทำให้รังสีจากดวงอาทิตย์เกิดการกระเจิงและสะท้อนกลับออกไปเสียเป็นส่วนใหญ่ก่อนที่จะพุ่งทะลุทะลวงผ่านลงสู่พื้นผิวโลก นอกจากนี้ ในวันที่ 21 กรกฎาคมยังพบว่าความยาวนานของช่วงเวลากลางวันที่บริเวณละติจูด 30 องศาเหนือจะมากกว่าละติจูด 23.5 องศา

เหนือ ด้วยเหตุผลที่กล่าวมาข้างต้นจึงสรุปได้ว่า พลังงานจากดวงอาทิตย์ที่ตำแหน่งละติจูด 30 องศาเหนือจะมากกว่าละติจูด 23.5 องศาเหนือหรือเส้นรุ้งเขตร้อนเหนือ (Tropic of cancer) นั่นเอง

หลังจากวันที่ 21 กรกฎาคมเป็นต้นไป ตำแหน่งของดวงอาทิตย์บนท้องฟ้าจะค่อย ๆ ลดต่ำลงเรื่อย ๆ ทำให้จำนวนวันของฤดูร้อนในซีกโลกเหนือเริ่มน้อยลงกระทั่งเดือนกันยายน หลังจากนั้นฤดูใบไม้ร่วงก็จะเริ่มต้นขึ้น

กลับไปที่รูป 3.3 อีกครั้ง ในวันที่ 22 กันยายน โลกโคจรรอบดวงอาทิตย์จนกระทั่งตำแหน่งของดวงอาทิตย์อยู่เหนือศีรษะบริเวณเส้นศูนย์สูตร ส่งผลให้โลกมีเวลากลางวันเท่ากับเวลากลางคืน ยกเว้นเพียงบริเวณขั้วโลก เราเรียกวันนี้ว่า ศารทวิษุวัต (Autumnal Equinox) หมายความว่าเป็นวันเริ่มต้นเข้าสู่ฤดูใบไม้ร่วงของซีกโลกเหนือ ขณะที่บริเวณขั้วโลกเหนือ ตำแหน่งของดวงอาทิตย์จะปรากฏในแนวระนาบตลอด 24 ชั่วโมง เนื่องจากการโค้งงอของแสงโดยบรรยากาศ แล้ววันต่อมา (อาจมากกว่านั้น) ดวงอาทิตย์จะเลือนหายลับไปจากท้องฟ้าเป็นเวลานานถึง 6 เดือน ทำให้ช่วงเวลากลางวันของซีกโลกเหนือในแต่ละวันค่อย ๆ หดสั้นลง ขณะที่ตำแหน่งของดวงอาทิตย์ตอนเที่ยงวันค่อย ๆ ลดต่ำลงเรื่อย ๆ แสงจากดวงอาทิตย์สาดส่องมาถึงน้อยลงประกอบกับชั่วโมงการได้รับแสงก็หดสั้นลงเรื่อย ๆ จึงทำให้ซีกโลกเหนือหนาวเย็น การได้รับแสงลดลงทำให้อุณหภูมิของอากาศลดลงตามไปด้วย และการเคลื่อนที่ของสายลมอันหนาวเย็นช่วยกระตุ้นสีสันอันงดงามยามฤดูใบไม้ร่วง ดังรูป 3.7

3.7 สีสันอันงดงามยามฤดูใบไม้ร่วง

ประมาณช่วงกลางของฤดูใบไม้ร่วงในบางปีจะเกิดปรากฏการณ์อุณหภูมิสูงขึ้นผิดปกติ โดยเฉพาะบริเวณสองในสามของฝั่งตะวันออกของสหรัฐอเมริกา มักถูกเรียกว่า ฤดูร้อนของอินเดีย (Indian summer) ซึ่งกินเวลาหลายวันและอาจยาวนานเป็นสัปดาห์หรือมากกว่านั้น ปรากฏการณ์นี้เกิดขึ้นเนื่องจากมีความกดอากาศสูงขนาดใหญ่เกิดขึ้นใกล้บริเวณชายฝั่งตะวันออกเฉียงใต้ การหมุนตามเข็มนาฬิกาของระบบอากาศทำให้เกิดลมและหมอกซึ่งอาจมาจากปัจจัยอื่น ๆ ช่วยกันนำพาอากาศร้อนจากบริเวณอ่าวเม็กซิโกไปสู่บริเวณตอนกลางหรือตะวันออกของประเทศ ทำให้บริเวณดังกล่าวมีอากาศอบอุ่นแจ่มใสเกิดขึ้น ช่วงเวลาอันแสนอบอุ่นนี้เกิดขึ้นไม่นานนักจะสิ้นสุดลงเมื่ออากาศหนาวเย็นจากบริเวณขั้วโลกแผ่ลงมาอีกครั้งนั่นเอง

ตาราง 3.1 จำนวนชั่วโมงการได้รับแสงจำแนกตามตำแหน่งละติจูด

LATITUDE	MARCH 20	JUNE 21	SEPT. 22	DEC. 21
0°	12 hr	12.0 hr	12 hr	12.0 hr
10°	12 hr	12.6 hr	12 hr	11.4 hr
20°	12 hr	13.2 hr	12 hr	10.8 hr
30°	12 hr	13.9 hr	12 hr	10.1 hr
40°	12 hr	14.9 hr	12 hr	9.1 hr
50°	12 hr	16.3 hr	12 hr	7.7 hr
60°	12 hr	18.4 hr	12 hr	5.6 hr
70°	12 hr	2 months	12 hr	0 hr
80°	12 hr	4 months	12 hr	0 hr
90°	12 hr	6 months	12 hr	0 hr

*Solstice and equinox dates can vary slightly from year to year.

ในวันที่ 21 ธันวาคม (อีก 3 เดือนต่อมา) ซีกโลกเหนือจะเอียงออกจากดวงอาทิตย์ ดังรูป 3.3 เวลากลางคืนจะยาวนานกว่าเวลากลางวัน ตารางที่ 3.1 แสดงให้เห็นว่าบริเวณเส้นศูนย์สูตรมีเวลากลางวันน้อยกว่า 12 ชั่วโมงและบริเวณละติจูด 66.5 องศาเหนือมีเวลากลางวันเท่ากับศูนย์ ซึ่งถือว่าเป็นช่วงเวลากลางวันที่สั้นที่สุดในรอบปี เราเรียกช่วงเวลานี้ว่า เหมายัน (Winter Solstice) นับเป็นวันเริ่มแรกทางดาราศาสตร์ของการเข้าสู่ฤดูหนาวของซีกโลกเหนือ ในวันนี้ตำแหน่งของดวงอาทิตย์จะอยู่เหนือศีรษะตรงบริเวณละติจูด 23.5 องศาใต้ หรือบริเวณเส้นรุ้งเขตร้อนใต้ (Tropic of Capricorn) ขณะที่บริเวณตอนบนของครึ่งโลกที่ได้รับแสง ดวงอาทิตย์บนท้องฟ้าตอนเที่ยงวันจะอยู่ในตำแหน่งต่ำที่สุด ทำให้แสงจากดวงอาทิตย์ต้องทะลุผ่านชั้นบรรยากาศที่มีความหนากว่าปกติและแผ่ปกคลุมพื้นที่เป็นวงกว้าง

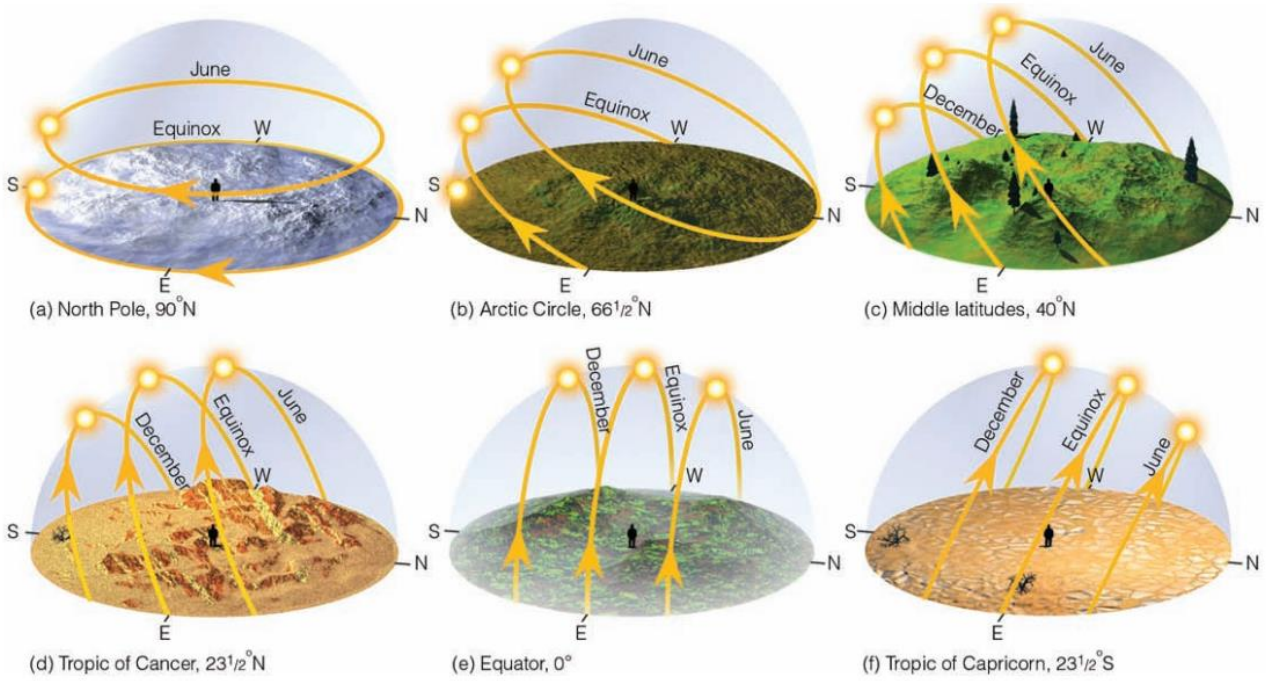
ด้วยเหตุที่ได้รับแสงจากดวงอาทิตย์ไม่มาก ทำให้พื้นผิวของโลกเย็นลงอย่างลดรวดเร็ว การมีหิมะปกคลุมพื้นผิวก็มีส่วนช่วยทำให้พื้นผิวของโลกลดลงไปอีก หิมะจะสะท้อนแสงจากดวงอาทิตย์ที่ทะลุผ่านชั้นบรรยากาศลงมาสู่พื้นดินและแผ่รังสีอินฟราเรดตลอดช่วงเวลากลางคืนอย่างต่อเนื่อง บริเวณตอนเหนือของประเทศแคนาดาและรัฐอะแลสกา อากาศแถบบริเวณอาร์กติกจะเย็นจัดอย่างรวดเร็วเมื่อมันอยู่ในสภาวะทรงตัวพร้อมที่จะเคลื่อนที่เข้าไปปะทะกับอากาศที่รุนแรงลงสู่ทางใต้ อากาศเย็นจากแถบบริเวณอาร์กติกจะเคลื่อนที่ไปสู่บริเวณตอนเหนือของสหรัฐอเมริกาเป็นระยะ ๆ ทำให้อุณหภูมิลดต่ำลงอย่างรวดเร็ว เรียกปรากฏการณ์นี้ว่า คลื่นความเย็น (Cold wave) ซึ่งบางครั้งอาจเคลื่อนที่ลงสู่ตอนใต้ช่วงฤดูหนาว บางครั้งอาจมาถึงก่อนวันแรกเริ่มเข้าสู่ฤดูหนาวของซีกโลกเหนืออย่างเป็นทางการ ซึ่งทำให้เกิดหิมะตกอย่างรุนแรงและมีลมพัดแรง

หลังจากวันที่ 21 ธันวาคมเป็นต้นไป ตำแหน่งของดวงอาทิตย์ตอนเที่ยงวันจะสูงขึ้นเล็กน้อย ช่วงเวลากลางวันยาวนานขึ้นเรื่อย ๆ จนกระทั่งเวลากลางวันเท่ากับกลางคืน ปรากฏการณ์นี้ทำให้เกิดวันที่มีกลางวันเท่ากับกลางคืนขึ้นอีกวันหนึ่งในรอบปี

ในวันที่ 20 มีนาคม ทางดาราศาสตร์ถือว่าวันนี้เป็นวันเริ่มต้นของฤดูใบไม้ผลิ มีชื่อเรียกว่า วสันตวิษวัต (Vernal Equinox) ตำแหน่งของดวงอาทิตย์ตอนเที่ยงวันจะอยู่เหนือศีรษะบริเวณเส้นศูนย์สูตร ขณะที่บริเวณขั้วโลกเหนือ ดวงอาทิตย์ (หลังจากหายไปจากท้องฟ้า 6 เดือน) จะอยู่ในตำแหน่งแนวระนาบ จำนวนวันที่มากขึ้นและการได้รับแสงจากดวงอาทิตย์โดยตรงมากขึ้นทำให้ตอนเหนือของโลกมีอากาศอบอุ่นขึ้น

หลังจากผ่านวสันตวิษวัตเป็นเวลา 3 เดือนก็เข้าสู่เดือนกรกฎาคมอีกครั้ง ซีกโลกเหนือหันเข้าหาดวงอาทิตย์ โดยตำแหน่งของดวงอาทิตย์ตอนเที่ยงวันจะเหนือศีรษะสูงที่สุด กลางวันจะยาวขึ้นและอบอุ่น ต้อนรับการกลับมาของฤดูร้อนอีกครั้ง

สรุปว่า ฤดูกาลจะถูกควบคุมโดยพลังงานที่โลกได้รับจากดวงอาทิตย์ในขณะที่โลกหมุนตัวเองและโคจรรอบดวงอาทิตย์ในรอบปี การเอียงของแกนโลกทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลทั้งความยาวนานของแสงและความเข้มของแสงที่โลกได้รับ รูป 3.8 แสดงตำแหน่งของดวงอาทิตย์ที่ปรากฏบนท้องฟ้าที่แตกต่างกันตามละติจูดในแต่ละช่วงเวลาของปี จากที่เรียนรู้มาสามารถกล่าวได้ว่า บริเวณขั้วโลกเหนือ ตำแหน่งของดวงอาทิตย์จะอยู่เหนือเส้นขอบฟ้าตั้งแต่เดือนมีนาคมจนถึงกันยายนเป็นระยะเวลา 6 เดือน รูป 3.8a แสดงตำแหน่งสูงที่สุดของดวงอาทิตย์ในเดือนมิถุนายนบริเวณขั้วโลกเหนือ ซึ่งปรากฏเป็นมุมต่ำบนท้องฟ้าเหนือศีรษะหรือประมาณ 23.5 องศาเทียบกับเส้นขอบฟ้า รูป 3.8b แสดงตำแหน่งของดวงอาทิตย์บนท้องฟ้าซึ่งจะค่อนข้างต่ำอยู่เสมอในเดือนมิถุนายนบริเวณวงกลมอาร์กติก 66.5 องศาเหนือ ขณะที่ดวงอาทิตย์อยู่เหนือเส้นขอบฟ้าตลอด 24 ชั่วโมง



3.8 เส้นการเดินทางของดวงอาทิตย์บนท้องฟ้าในแต่ละช่วงเวลา

รูป 3.8c บริเวณละติจูดกลาง ในเดือนธันวาคม ดวงอาทิตย์จะขึ้นทางทิศตะวันออกเฉียงใต้ ตำแหน่งสูงที่สุดบนท้องฟ้าจะเกิดขึ้นตอนเที่ยงวันประมาณ 26 องศาเหนือขอบฟ้าด้านทิศใต้) และตกทางทิศตะวันตกเฉียงใต้ เส้นทางการเคลื่อนที่ดังกล่าวทำให้โลกได้รับพลังงานจากดวงอาทิตย์เพียงเล็กน้อยและมีจำนวนชั่วโมงการรับแสงสั้น ในทางตรงกันข้าม ในเดือนมิถุนายน ดวงอาทิตย์จะขึ้นทางทิศตะวันออกเฉียงเหนือ ตำแหน่งสูงที่สุดจะเกิดขึ้นตอนเทียงวันประมาณ 74 องศาเหนือขอบฟ้าด้านทิศใต้ และตกทางทิศตะวันตกเฉียงเหนือ เส้นทางการเคลื่อนที่ดังกล่าวทำให้โลกได้รับพลังงานจากดวงอาทิตย์มากขึ้น มีจำนวนชั่วโมงการรับแสงนานขึ้น และอากาศอบอุ่นขึ้น รูป 3.8d แสดงให้เห็นเส้นทางการเคลื่อนที่ของดวงอาทิตย์บนท้องฟ้าบริเวณเส้นรุ้งเขตร้อนเหนือ 23.5 องศาเหนือ (Tropic of Cancer) ซึ่งเกิดจากการเอียงของแกนโลก รูป 3.8e แสดงการเคลื่อนที่ของดวงอาทิตย์บริเวณเส้นศูนย์สูตร

เมื่อกล่าวถึงจุดนี้ ความน่าสนใจคือแม้ว่าแสงจากดวงอาทิตย์จะมีความเข้มมากบริเวณซีกโลกเหนือในวันที่ 21 มิถุนายนก็ตามที แต่โดยปกติอากาศที่ร้อนกว่าบริเวณละติจูดกลางจะเกิดขึ้นในสัปดาห์ถัดไปหรือยาวนานกว่านั้น ประมาณเดือนกรกฎาคมหรือสิงหาคม ปรากฏการณ์นี้เกิดขึ้นเนื่องจากพลังงานจากดวงอาทิตย์ที่โลกได้รับสูงที่สุดในเดือนมิถุนายนนั้นมีค่ามากเกินกว่าพลังงานจากโลกที่ปล่อยออกไปในช่วงหลายสัปดาห์ท้าย เราเรียกว่า ความล่าช้าของอุณหภูมิตามฤดูกาล (The lag in seasonal temperature) และเมื่อพลังงานที่โลกได้รับสมดุลกับพลังงานที่โลกปล่อยออกไป จะทำให้เกิดอุณหภูมิเฉลี่ยสูงสุด เมื่อพลังงานที่โลกปล่อยออกไปมีค่ามากกว่าพลังงานที่โลกได้รับอุณหภูมิเฉลี่ยก็จะลดลง เพราะว่าพลังงานที่โลกปล่อยออกไปมีค่าเกินพลังงานที่โลกได้รับผ่านช่วงฤดูหนาวของซีกโลก

เหนือไปแล้วประมาณวันที่ 21 ธันวาคม โดยปกติเราจะพบอากาศหนาวเย็นเกิดขึ้นประมาณเดือนมกราคมถึงกุมภาพันธ์ ดังจะได้เรียนรู้ต่อไป เราจะพบว่าการปรากฏการณ์ความล่าช้าที่คล้ายกันนี้เกิดขึ้นกับอุณหภูมิรายวันในรอบวัน ระหว่างช่วงเวลาที่ความเข้มแสงจากดวงอาทิตย์มากที่สุดกับช่วงเวลาที่อุณหภูมิของอากาศสูงที่สุด

ฤดูกาลของซีกโลกใต้

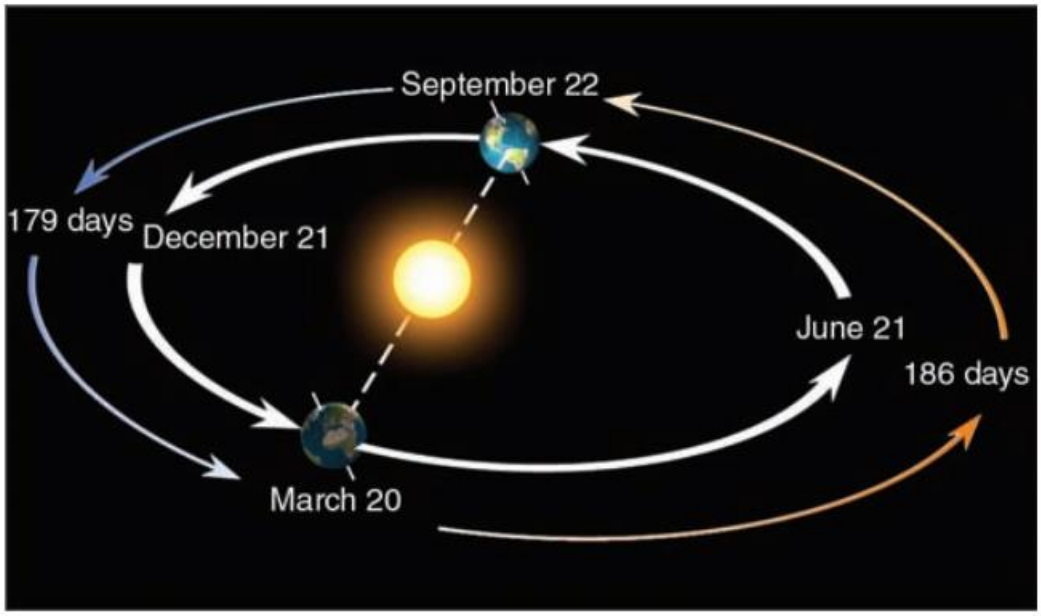
ในวันที่ 21 มิถุนายน ซีกโลกใต้จะมีฤดูกาลแตกต่างจากซีกโลกเหนืออย่างสิ้นเชิง รูป 3.3 สังเกตว่าซีกโลกใต้จะเอียงออกจากดวงอาทิตย์ กลางคืนจะยาว กลางวันจะสั้น แสงจากดวงอาทิตย์จะเข้ามาสู่บริเวณนี้ในมุมต่าง ๆ ดังรูป 3.8f ปัจจัยทั้งหลายเหล่านี้ทำให้อุณหภูมิของอากาศค่อยข้างต่ำ เราเรียกวันเริ่มต้นเข้าสู่ฤดูหนาวของซีกโลกใต้ว่า June Solstice ในส่วนนี้ของโลก ฤดูร้อนจะไม่เริ่มต้นอย่างเป็นทางการจนกว่าดวงอาทิตย์อยู่เหนือบริเวณเส้นรุ้งเขตร้อนใต้ (Tropic of Capricorn) หรือ 23.5 องศาใต้ ซึ่งมักเกิดขึ้นประมาณวันที่ 21 ธันวาคม กล่าวคือ เดือนมิถุนายนจะเป็นช่วงที่เริ่มเข้าสู่ฤดูหนาวของซีกโลกใต้ แต่จะเป็นช่วงที่เริ่มเข้าสู่ฤดูร้อนของทางซีกโลกเหนือ ตรงกันข้ามกัน เดือนธันวาคมจะเป็นช่วงที่เริ่มเข้าสู่ฤดูร้อนของซีกโลกใต้ แต่จะเป็นช่วงที่เริ่มเข้าสู่ฤดูหนาวของทางซีกโลกเหนือ ดังนั้น ถ้าคุณต้องการหลบหนีจากอากาศหนาวช่วงเดือนธันวาคมของซีกโลกเหนือ คุณก็ควรเดินทางไปซีกโลกใต้เพื่อไปสัมผัสกับอากาศอันแสนอบอุ่น การเอียงของแกนโลกขณะที่โคจรรอบดวงอาทิตย์ทำให้ปรากฏการณ์เหล่านี้อุบัติขึ้นนั่นเอง

ดังที่ทราบมาก่อนหน้านั้นแล้วว่าโลกจะอยู่ใกล้ดวงอาทิตย์ประมาณเดือนมกราคมมากกว่าเดือนกรกฎาคม คิดเป็น 3 เปอร์เซ็นต์ของความแตกต่างระหว่างระยะทางจากโลกถึงดวงอาทิตย์ของเดือนมกราคมและกรกฎาคม ขณะที่พลังงานจากดวงอาทิตย์ที่บริเวณชั้นนอกสุดของบรรยากาศโลกของวันที่ 3 มกราคม เทียบกับวันที่ 4 กรกฎาคม คิดเป็น 7 เปอร์เซ็นต์ ค่าสถิติเหล่านี้ทำให้เราเชื่อว่าฤดูร้อนของซีกโลกใต้จะร้อนมากกว่าซีกโลกเหนือ ความเชื่อนี้ไม่เป็นความจริง เนื่องจากพื้นที่บริเวณซีกโลกใต้มีบริเวณที่เป็นพื้นน้ำมากถึง 81 เปอร์เซ็นต์ เทียบกับซีกโลกเหนือซึ่งมีพื้นน้ำประมาณ 61 เปอร์เซ็นต์ของพื้นที่ทั้งหมด พลังงานจากดวงอาทิตย์ที่เพิ่มเข้าไปเนื่องจากระหว่างทางที่ใกล้ดวงอาทิตย์นั้นจะถูกดูดซับเอาไว้โดยพื้นน้ำซึ่งทำให้เกิดการหมุนเวียนและการผสมกันเป็นอย่างดีของน้ำในมหาสมุทร กระบวนการเหล่านี้นั่นเองที่ทำให้อุณหภูมิของฤดูร้อนโดยเฉลี่ยของซีกโลกใต้ (เดือนมกราคม) เย็นกว่าอุณหภูมิของฤดูร้อนโดยเฉลี่ยของซีกโลกเหนือ (เดือนกรกฎาคม) เนื่องจากความจุความร้อนที่มีมหาศาลของน้ำในมหาสมุทรส่งผลทำให้ฤดูหนาวในซีกโลกใต้อบอุ่นกว่าที่คาดคิด

ความแตกต่างอื่น ๆ ที่เกิดขึ้นระหว่างฤดูกาลของซีกโลกทั้งสองเกี่ยวข้องกับระยะเวลา เนื่องจากโลกโคจรรอบดวงอาทิตย์เป็นวงรี ดังนั้น จำนวนวันทั้งหมดของช่วงวันที่ 20 มีนาคม ถึง 22 กันยายน (ตั้งแต่ฤดูใบไม้ผลิถึงฤดูร้อน) จะมากกว่าช่วงวันที่ 22 กันยายน ถึง 20 มีนาคม (ตั้งแต่ฤดูใบไม้ร่วงถึงฤดูหนาว) เท่ากับ 7 วัน (ดูรูป 3.9) นั่นหมายความว่าฤดูใบไม้ผลิและฤดูร้อนของซีกโลกเหนือไม่เพียงแต่มีจำนวนวันมากกว่าฤดูใบไม้ร่วงและฤดูหนาวแล้วยัง

มีจำนวนวันมากกว่าฤดูใบไม้ผลิและฤดูร้อนของซีกโลกใต้อีกด้วย ดังนั้น ฤดูใบไม้ผลิและฤดูร้อนอันแสนสั้นของซีกโลกใต้จะชดเชยการได้รับพลังงานจากดวงอาทิตย์ที่เพิ่มขึ้นเนื่องจากอยู่ใกล้ดวงอาทิตย์มากกว่า

จากที่กล่าวมาแล้ว เราได้ศึกษาและทำความเข้าใจเกี่ยวกับฤดูกาลของโลกซึ่งเป็นสเกลขนาดใหญ่ไปเรียบร้อยแล้ว ต่อจากนี้เราลองมาพิจารณาฤดูกาลในสเกลที่เล็กลงในระดับท้องถิ่น (Local) กันบ้าง



3.9 เส้นการเดินทางของโลกรอบดวงอาทิตย์ในรอบปี

การเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลของท้องถิ่น

พิจารณารูป 3.8c อีกครั้ง สังเกตเห็นว่าบริเวณละติจูดกลางของซีกโลกเหนือ วัตถุสิ่งของที่หันหน้าไปทางทิศใต้จะได้รับพลังงานจากดวงอาทิตย์ตลอดทั้งปีมากกว่าหันหน้าไปทางทิศเหนือ ข้อเท็จจริงเหล่านี้สังเกตได้จากบริเวณพื้นที่ที่เป็นเนินเขาหรือภูเขา

เนินเขาที่หันหน้าไปทางทิศใต้จะได้รับพลังงานจากดวงอาทิตย์และจะร้อนกว่าบางส่วนของเนินเขาที่หันหน้าไปทางทิศเหนือ โดยปกติอุณหภูมิที่สูงขึ้นจะหมายถึงอัตราการระเหยที่เพิ่มขึ้นและสภาพดินที่จะแห้งกว่าเล็กน้อย ดังนั้น ด้านข้างเนินเขาที่หันหน้าไปทางทิศใต้จะร้อนกว่าและแห้งกว่าเมื่อเทียบกับด้านที่หันหน้าไปทางทิศเหนือ ณ ระดับความสูงจากน้ำทะเลเท่ากัน หลายพื้นที่ของฝั่งตะวันตกอันห่างไกลจะพบเห็นพืชขึ้นเบาบางตามบริเวณเนินเขาด้านที่หันหน้าไปทางทิศใต้ ในขณะที่จะพบเห็นพืชขึ้นมากมายตามบริเวณเนินเขาด้านที่หันหน้าไปทางทิศเหนือซึ่งมีความชื้นและอากาศเย็น ณ ระดับความสูงเท่ากัน ดังรูป 3.10

บริเวณละติจูดเหนือ โดยปกติบริเวณด้านข้างเนินเขาที่หันหน้าไปทางทิศใต้จะมีช่วงฤดูสำหรับการเพาะปลูกที่ยาวนาน ไวน์เมกเกอร์แถบตะวันตกของนิวยอร์กจะไม่ปลูกองุ่นบริเวณด้านทิศเหนือของเนินเขา องุ่นที่มาจากเถาวัลย์ที่ปลูกทางด้านทิศใต้ซึ่งมีอากาศอบอุ่นมักจะให้ไวน์ที่ดีกว่า ยิ่งไปกว่านั้น เนื่องจากตามปกติแล้วอุณหภูมิจะลดลงตามความสูงที่เพิ่มขึ้น ต้นไม้ที่ขึ้นบนภูเขาที่หันหน้าไปทางทิศเหนือที่มีอากาศเย็นกว่ามักจะมีช่วงลำต้นสูง ขณะที่ต้นไม้ที่ขึ้นบนภูเขาที่หันหน้าไปทางทิศใต้ที่มีอากาศอบอุ่นกว่าจะมีช่วงลำต้นต่ำ

3.10 ความแตกต่างของพื้นดินบนเนินเขาที่หันหน้าไปทางทิศเหนือและทิศใต้

บนภูเขา หิมะจะสะท้อนอยู่บนพื้นดินบนเนินเขาทางด้านเหนือเป็นเวลายาวนานกว่าทางด้านใต้ซึ่งมีอากาศอบอุ่น ปรากฏการณ์นี้ทำให้ลานสกีมักถูกสร้างให้หันไปทางทิศเหนืออยู่เสมอ แม้ว่าบ้านและกระท่อมมักจะถูกสร้างขึ้นทางทิศเหนือของภูเขาซึ่งมักจะมีหลังคาแหลมสูงชันและดาดฟ้าเสริมเพื่อรองรับน้ำหนักของหิมะจากพายุฤดูหนาวที่จะเกิดขึ้นอย่างต่อเนื่อง

การเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลเนื่องจากตำแหน่งของดวงอาทิตย์ตลอดทั้งปีส่งผลกระทบต่อพืชพันธ์ที่อยู่รอบบ้าน ในช่วงฤดูหนาว บ้านสองชั้นขนาดใหญ่สามารถบังแสงและทำให้เกิดเงาซึ่งอยู่ทางด้านทิศเหนือของตัวบ้านทำให้ด้านทิศเหนือ

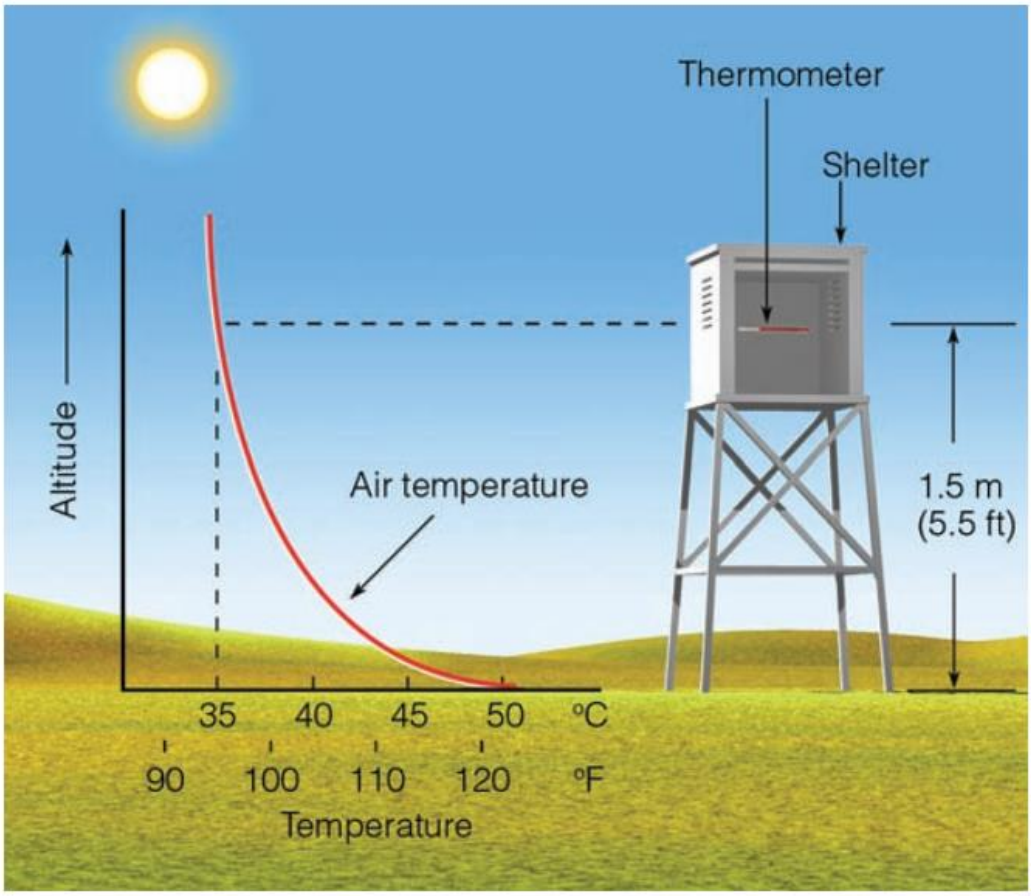
เย็นกว่าด้านทิศใต้ ดังนั้น ต้นไม้ที่ต้องการแสงแดดและความอบอุ่นมักจะขึ้นบริเวณด้านทิศใต้เสียมากกว่า เพราะเมื่อแสงส่องลงมาจะสะท้อนจากตัวบ้านอีกส่วนหนึ่งซึ่งช่วยเพิ่มความอบอุ่นให้กับบริเวณที่อยู่ทางด้านทิศใต้

การออกแบบที่อยู่อาศัยมีความสำคัญซึ่งช่วยลดความใช้จ่ายในการทำความร้อนและความเย็น หน้าต่างขนาดใหญ่ควรจะหันหน้าไปทางทิศใต้ทำให้แสงส่องเข้าตัวบ้านในช่วงฤดูหนาว และช่วยปกป้องแสงแดดจัดในช่วงฤดูร้อนและควรจะติดเชิงชาย (Eave) หรือกันสาด (Overhang) เอาไว้ด้วย ห้องครัวที่มีหน้าต่างหันหน้าไปทางทิศตะวันออกจะได้รับแสงแดดอบอุ่นในยามเช้าและช่วยทำให้บริเวณนั้นได้รับความร้อน ทางทิศตะวันตกจะร้อนขึ้นอย่างรวดเร็วในยามบ่าย ห้องที่มีหน้าต่างขนาดเล็ก ๆ อย่างเช่น โรงรถ ควรจะอยู่ตรงนี้เพื่อทำหน้าที่เป็นตัวระบายความร้อน ต้นไม้ประเภทผลัดใบ (Deciduous trees) ที่ปลูกไว้ทางทิศตะวันตกหรือใต้ของที่อยู่อาศัยจะให้ร่มเงาในช่วงฤดูร้อน ในช่วงฤดูหนาวใบไม้จะผลัดใบร่วงหล่นทำให้แสงแดดช่วงฤดูหนาวให้ความอบอุ่นแก่ที่อยู่อาศัย ถ้าคุณชอบห้องนอนที่มีอากาศเย็นกว่าห้องนั่งเล่นเล็กน้อย ควรจะหันไปทางทิศเหนือ ปล่อยให้ธรรมชาติเป็นตัวช่วยเครื่องทำความร้อนและเครื่องปรับอากาศ บ้านที่ได้รับการออกแบบอย่างเหมาะสม มีความสอดคล้อง และมีการจัดสวน สามารถช่วยลดการใช้ไฟฟ้าได้เป็นอย่างดีรวมทั้งลดการใช้ก๊าซธรรมชาติและเชื้อเพลิงจากถ่านหินซึ่งกำลังลดลงอย่างรวดเร็ว

จากที่ผ่านมาได้แสดงให้เห็นอย่างชัดเจนว่าเมื่อแสงแดดให้ความร้อนแก่ตัวบ้าน มุมหลังคาที่เหมาะสมมีส่วนสำคัญในการจับพลังงานของแสงจากดวงอาทิตย์ในช่วงฤดูหนาวเป็นอย่างมาก

การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิรายวัน

พิจารณาอีกทางหนึ่ง ในวันที่ท้องฟ้าแจ่มใสไร้เมฆก็คือรูปแบบการเกิดฤดูกาลขนาดย่อม ๆ เป็นวัฏจักรร้อนหนาวเช่นกัน กล่าวคือ ในรอบวันอากาศร้อนมักจะเกิดขึ้นช่วงเช้าเนื่องจากดวงอาทิตย์ปรากฏอยู่บนท้องฟ้าแผ่พลังงานความร้อนบนคลุมพื้นดิน ตำแหน่งสูงสุดจะเกิดขึ้นตอนเที่ยงวันจากนั้นจะคล้อยต่ำลงทางด้านทิศตะวันตกอย่างเชื่องช้าจนหายลับจากขอบฟ้า ตอนเที่ยงวันจะเป็นช่วงเวลาที่พื้นผิวโลกได้รับความเข้มแสงของดวงอาทิตย์มากที่สุด แต่กลับมิใช่ช่วงเวลาที่ร้อนที่สุดในรอบวัน แม้กระนั้นอากาศก็ยังคงถูกทำให้ร้อนอย่างต่อเนื่องจนกระทั่งถึงจุดที่มีอุณหภูมิสูงสุดซึ่งมักเกิดขึ้นหลังผ่านเที่ยงวันไปแล้ว เพื่อค้นหาปริศนาของการคลาดเคลื่อนของอุณหภูมิสูงสุดที่เกิดขึ้น เราจำเป็นต้องนำชั้นของอากาศที่มีความหนาเพียงเล็กน้อยเหนือพื้นผิวโลกเข้ามาร่วมพิจารณาด้วย



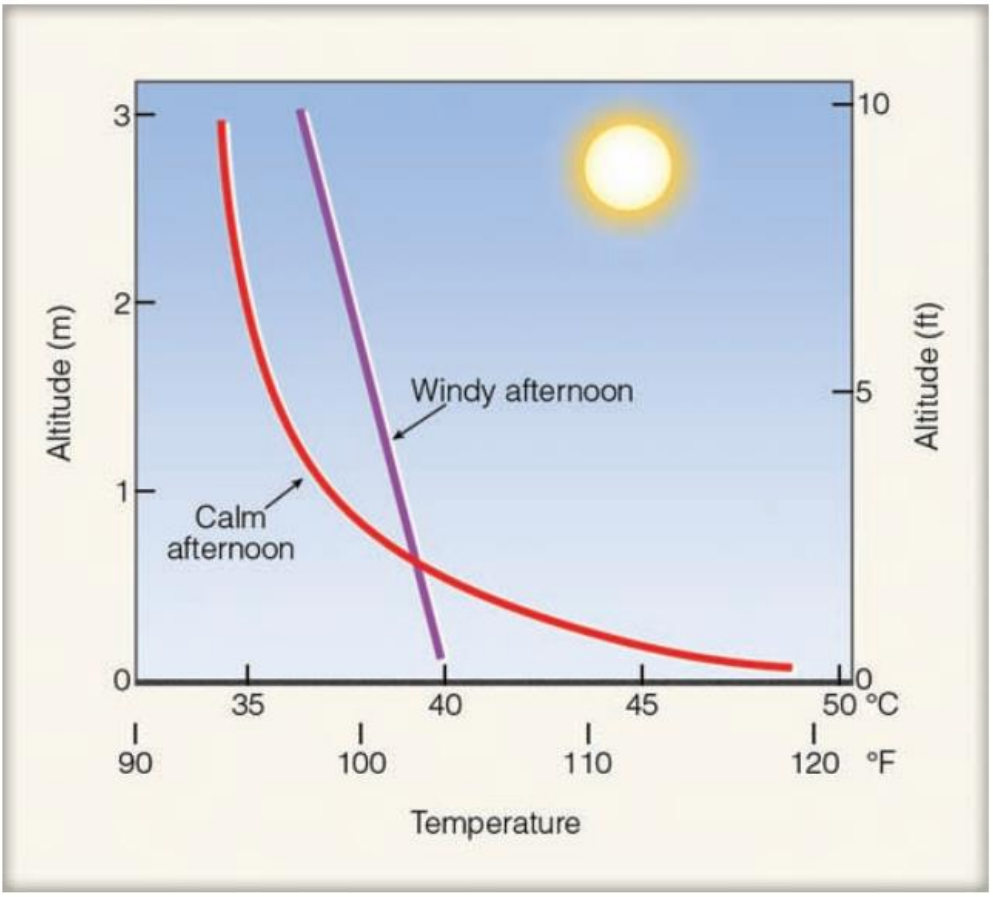
3.11 อุณหภูมิของอากาศเหนือพื้นดินตอนกลางวันที่ท้องฟ้าแจ่มใสและอากาศสงบนิ่ง

ความอบอุ่นช่วงกลางวัน

เมื่อดวงอาทิตย์โผล่ขึ้นมาในตอนเช้า แสงแดดจะทำให้พื้นดินอุ่นขึ้น เมื่อพื้นดินอุ่นขึ้นก็ทำให้อากาศที่อยู่ติดกันอุ่นขึ้นไปด้วยตามหลักการนำความร้อน แต่เนื่องจากอากาศเป็นตัวนำความร้อนที่ยอดแย่ทำให้กระบวนการถ่ายเทความร้อนเกิดขึ้นเหนือพื้นดินขึ้นไปเพียงสองสามเซนติเมตรเท่านั้น เมื่อดวงอาทิตย์ลอยสูงขึ้น อากาศที่อยู่ติดกับพื้นดินก็จะค่อย ๆ อุ่นเพิ่มขึ้นทำให้เกิดเป็นแถบขอบเขตความร้อน (Thermal boundary) ซึ่งแบ่งอากาศร้อนเหนือพื้นดินกับอากาศที่เย็นกว่าที่อยู่เหนือขึ้นไป มีการเคลื่อนที่แบบสุ่มทำให้มีโมเลกุลบางตัวกระโดดข้ามแถบขอบเขตความร้อนนี้ได้ กล่าวคือ โมเลกุลของอากาศร้อนที่อยู่ด้านล่างจะมีพลังงานจลน์สูงกว่าโมเลกุลของอากาศเย็น ขณะที่โมเลกุลของอากาศเย็นจะนำพลังงานจลน์ของโมเลกุลจากอากาศร้อนเพื่อเพิ่มพลังงานจลน์ให้กับตัวเอง อย่างไรก็ตาม ในวันที่ลมอ่อน กระบวนการแลกเปลี่ยนความร้อนนี้ก็จะเกิดขึ้นอย่างเนิบช้ามักจะพบว่าอุณหภูมิของอากาศแตกต่างจากอุณหภูมิเหนือพื้นดินอย่างมาก ดังรูป 3.11 ปรากฏการณ์นี้สามารถนำมาใช้อธิบายได้ว่าทำไมนักวิ่งที่ออกวิ่งตอนเที่ยงวันของฤดูร้อนที่มีลมอ่อนท้องฟ้าแจ่มใสไร้เมฆ อาจจะต้องเผชิญกับอุณหภูมิสูงถึง 50 องศาเซลเซียสที่ฝ่าเท้า และอุณหภูมิ 32 องศาเซลเซียสที่บริเวณเอว

กระบวนการนำความร้อนจะเริ่มต้นใกล้กับพื้นดินและทำให้ก้อนอากาศลอยขึ้น มีชื่อเรียกอีกอย่างว่าก้อนความร้อน (Thermal) ทำให้เกิดการกระจายความร้อน อย่างเช่นในวันที่อากาศสงบ ก้อนความร้อนเหล่านี้จะมีขนาดเล็กและไม่

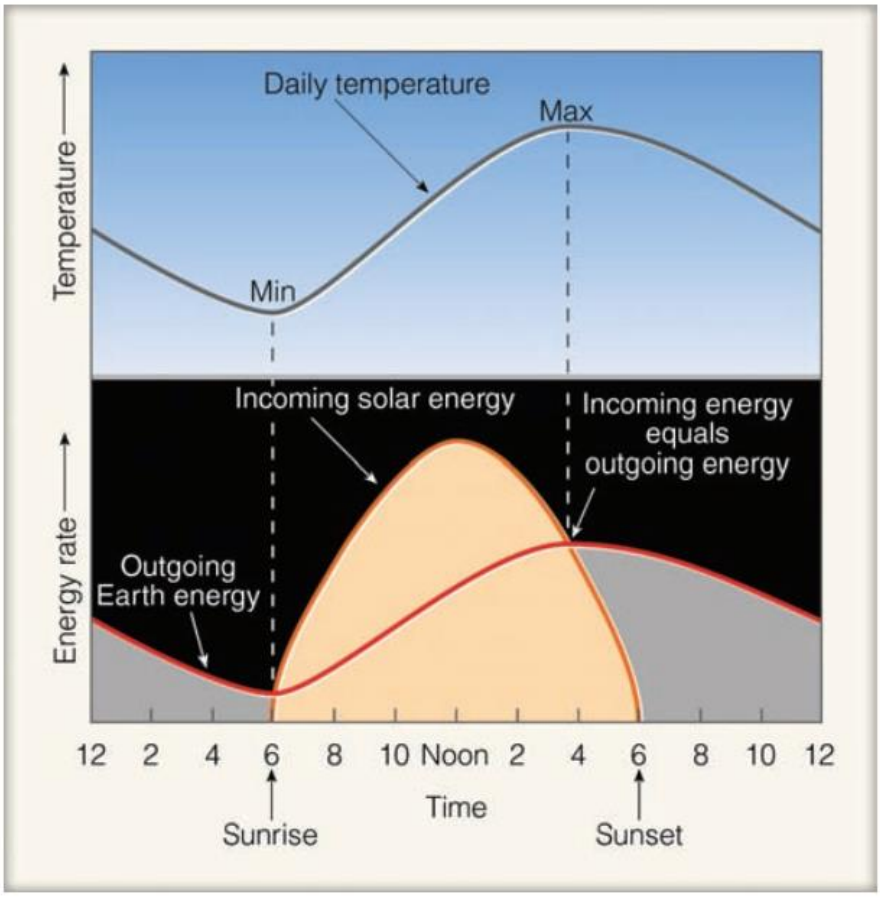
สามารถผสมกลมกลืนกับอากาศที่อยู่ใกล้พื้นดินได้อย่างมีประสิทธิภาพ ทำให้เกิดความแตกต่างอย่างมากของอุณหภูมิตามแนวดิ่ง ส่วนในวันที่ลมพัด กระแสลมวนขนาดเล็ก (Turbulent Eddies) จะมีส่วนช่วยทำให้อากาศร้อนบริเวณพื้นดินและอากาศเย็นที่อยู่เหนือขึ้นไปผสมปะปนกัน เรียกว่า Forced Convection กระบวนการนี้ทำให้เกิดการถ่ายเทความร้อนออกจากพื้นดินได้อย่างมีประสิทธิภาพ เช่นนั้นแล้ว ในวันที่ท้องฟ้าสดใสและมีลมพัด โมเลกุลที่อยู่ใกล้พื้นดินจะเกิดการเคลื่อนที่เร็วกว่าในวันที่ท้องฟ้าสดใสแต่ลมสงบ รูป 3.12 แสดงข้อมูลโดยรวมของอุณหภูมิอากาศตามแนวดิ่งซึ่งใช้เป็นแบบอย่างของวันที่มีลมและวันที่ลมสงบสำหรับช่วงฤดูร้อน



3.12 ความแตกต่างของอุณหภูมิเหนือพื้นดินตอนกลางวันที่อากาศสงบนิ่งและมีลมพัด

ขณะนี้เราทราบแล้วว่าทำไมช่วงเวลาที่ร้อนที่สุดของวันมักเกิดขึ้นช่วงยามบ่าย กล่าวคือ ประมาณเที่ยงวันแสงแดดจะมีความเข้มสูงที่สุด แม้ว่าความเข้มของแสงแดดจะลดลงหลังผ่านช่วงเวลาเที่ยงวันไปแล้วก็ตาม แต่ถึงอย่างนั้นความเข้มของแสงแดดก็ยังคงมีค่าสูงกว่าความเข้มของรังสีที่แผ่ออกมาจากพื้นผิวโลกอยู่ดีนั่นเอง หลังจากผ่านช่วงเที่ยงวันไปแล้วจะมีพลังงานส่วนเกินเกิดขึ้นกินระยะเวลาราว 2-4 ชั่วโมง ซึ่งก่อให้เกิดความล่าช้าระหว่างเวลาการเกิดความเข้มแสงสูงสุดและเวลาการเกิดอุณหภูมิสูงสุดซึ่งเป็นอุณหภูมิของอากาศที่อยู่เหนือพื้นผิวดินขึ้นไปหลายเมตร ดังรูป 3.13

บางครั้งการบันทึกอุณหภูมิสูงสุดตามช่วงเวลาที่กำหนดอาจแตกต่างกันบ้าง อย่างเช่น ท้องฟ้าช่วงฤดูร้อนที่ไร้เมฆตลอดยามบ่าย อุณหภูมิสูงสุดอาจเกิดขึ้นราวบ่ายสามโมงจนกระทั่งห้าโมงเย็น หากว่าช่วงบ่ายที่ท้องฟ้าเต็มไปด้วยเมฆหรือหมอก อุณหภูมิสูงสุดอาจเกิดขึ้นเร็วกว่านั้นราวหนึ่งหรือสองชั่วโมง ยามบ่ายของเมืองเดนเวอร์ (Denver) เมฆมักจะก่อตัวขึ้นเหนือภูเขาซึ่งล่องลอยไปทางตะวันออกในยามบ่าย เมฆเหล่านี้จะสะท้อนแสงแดด บางครั้งทำให้เกิดอุณหภูมิสูงสุดเร็วขึ้นก่อนเที่ยงวัน แต่ถ้าเมฆยังคงอยู่ตลอดทั้งวันอุณหภูมิตลอดทั้งวันจะมีค่าต่ำ



3.13 การเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิของอากาศในรอบวัน

บริเวณที่ติดกับพื้นผิวน้ำขนาดใหญ่ อากาศเย็นที่เคลื่อนที่เข้ามาในทะเลอาจปรับเปลี่ยนช่วงเวลาการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิซึ่งทำให้ช่วงเวลาที่อบอุ่นที่สุดของวันเกิดขึ้นตอนเที่ยงวันหรือก่อนหน้านั้น ช่วงฤดูหนาว กระแสบรรยากาศซึ่งหมุนวนอากาศร้อนขึ้นไปทางเหนือสามารถก่อให้เกิดอุณหภูมิสูงสุดในตอนกลางคืนได้

อากาศจะอบอุ่นได้เพียงใดก็ขึ้นอยู่กับปัจจัยหลายประการ อย่างเช่น ชนิดของดิน (Type of soil) ความชื้น (Moisture content) และการปกคลุมของพืช (Vegetation cover) เมื่อดินเป็นตัวนำความร้อนที่ยอดแย่ พลังงานความร้อนจะไม่ถ่ายเทไปสู่พื้นดิน ความจริงข้อนี้ทำให้พื้นผิวดินชั้นบนสุด (Surface Layer) มีอุณหภูมิสูงที่สุดซึ่งมีพลังงานมากพอที่จะทำให้อากาศที่อยู่ติดกันอบอุ่นขึ้น ในทางตรงกันข้าม ถ้าดินมีความชื้นหรือถูกปกคลุมไปด้วยพืช

พลังงานส่วนใหญ่ที่มีอยู่จะทำให้น้ำเกิดการระเหยส่งผลให้ความร้อนในอากาศลดลง เราอาจคาดเดาได้ว่าอุณหภูมิสูงสุดช่วงฤดูร้อนมักจะเกิดขึ้นบริเวณทะเลทราย เมื่อท้องฟ้าโปร่งไร้เมฆหมอกประกอบกับมีความชื้นต่ำและมีต้นไม้เพียงเล็กน้อยย่อมทำให้พื้นผิวดินและอากาศที่อยู่เหนือขึ้นไปร้อนขึ้นอย่างรวดเร็ว

บริเวณที่มีอากาศชื้น มีหมอกควัน และมีเมฆมาก มักจะมีค่าอุณหภูมิสูงสุด (The maximum temperature) ต่ำ เนื่องจากลักษณะของอากาศดังกล่าวทำให้แสงจากดวงอาทิตย์ไม่สามารถส่องลงมาถึงพื้นดินได้

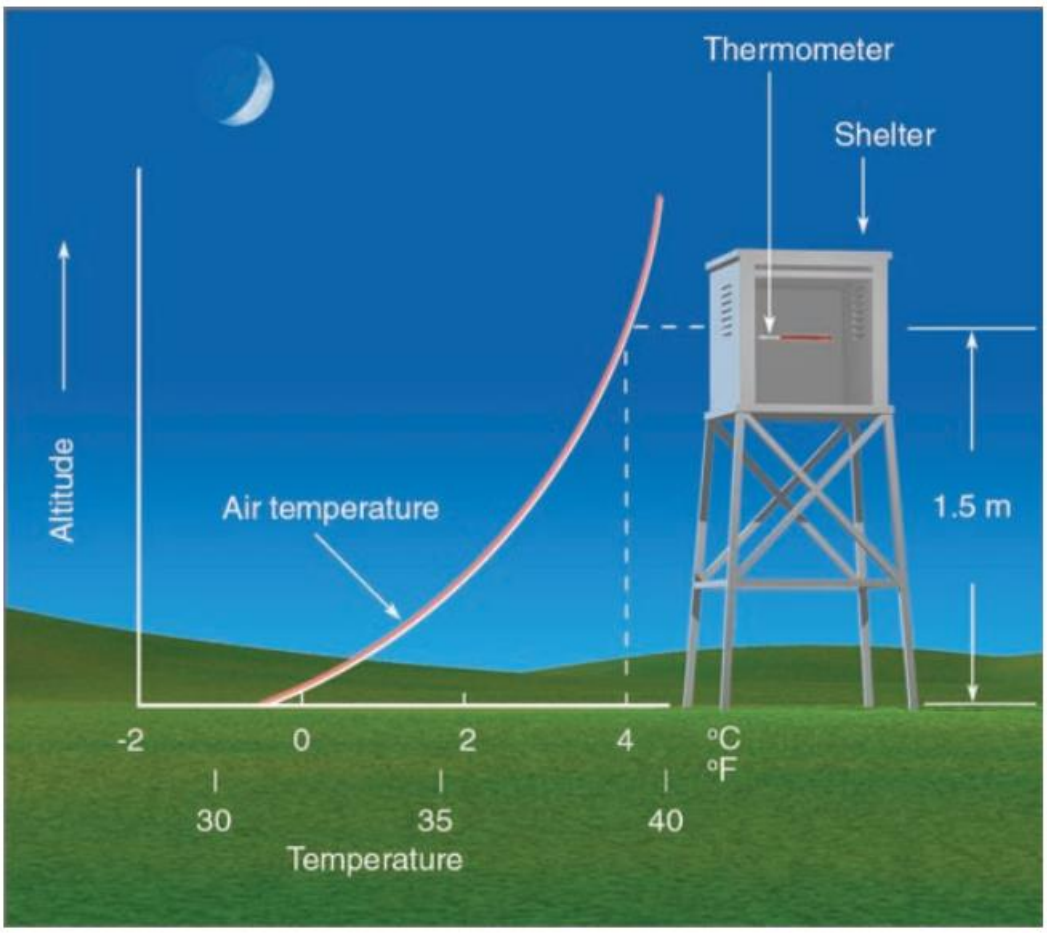
การระบายความร้อนยามค่ำคืน

ดวงอาทิตย์ยามเย็นจะแผ่พลังงานกระจายครอบคลุมพื้นที่เป็นบริเวณกว้างซึ่งจะช่วยลดความร้อนที่มีอยู่ ทำให้พื้นโลกอบอุ่นขึ้น ในรูป 3.13 ช่วงเวลาหลังเที่ยงวันไปแล้วหรือบางครั้งอาจเป็นช่วงเวลาหัวค่ำ พื้นโลกและอากาศที่อยู่เหนือขึ้นไปเริ่มปลดปล่อยพลังงานออกไปมากกว่าที่จะได้รับ นี่จึงเป็นจุดเริ่มต้นของการเย็นตัวลง

ทั้งพื้นโลกและอากาศที่อยู่เหนือขึ้นไปเย็นตัวลงด้วยการแผ่พลังงานรังสีอินฟราเรดออกไป เราเรียกกระบวนการนี้ว่าการระบายความร้อนด้วยการแผ่รังสี (Radiational Cooling) พื้นดินจะแผ่รังสีอินฟราเรดได้ดีกว่าอากาศทำให้สามารถเย็นตัวลงได้อย่างรวดเร็ว ผลที่ตามมาก็คือ หลังจากที่ดวงอาทิตย์ตกดินไปได้ไม่นาน พื้นผิวดินจะเย็นตัวลงเร็วกว่าอากาศที่อยู่เหนือขึ้นไป ทำให้อากาศที่อยู่เหนือพื้นผิวดินจะถ่ายเทความร้อนกลับลงสู่พื้นผิวด้วยโดยวิธีการนำความร้อน อย่างไรก็ตาม เมื่อพื้นดินได้รับความร้อนก็จะแผ่ความร้อนกลับขึ้นไปสู่อากาศที่อยู่เหนือขึ้นไปอย่างรวดเร็วเช่นกัน

เนื่องจากเป็นกระบวนการที่เกิดขึ้นยามค่ำคืน พื้นดินกับอากาศที่อยู่ติดกันจะเย็นลงอย่างรวดเร็วเมื่อเทียบกับอากาศที่อยู่เหนือขึ้นไปราวสองสามเมตร ดังนั้นอากาศที่อยู่เหนือขึ้นไปจะถ่ายเทความร้อนลงมาด้านล่าง อย่างไรก็ตามกระบวนการนี้มักจะเกิดขึ้นอย่างเชื่องช้าเนื่องจากอากาศเป็นตัวนำความร้อนที่ยอดแย่ โดยเฉพาะอย่างยิ่งช่วงเวลาดึกมากหรือช่วงใกล้รุ่ง อากาศที่เย็นมากที่สุดมักเกิดขึ้นบริเวณใกล้กับพื้นดินและมักจะพบว่าอากาศที่ค่อนข้างอบอุ่นจะอยู่ด้านบน ดังรูป 3.14

เราเรียกการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิของอากาศเหนือพื้นดินแบบนี้ว่า การผกผันของการแผ่รังสี (Radiation Inversion) ซึ่งเกิดจากการระบายความร้อนของโลกด้วยการแผ่รังสีสู่บรรยากาศ การผกผันของการแผ่รังสีมักเกิดขึ้นยามค่ำคืนที่อากาศสงบนิ่งและท้องฟ้าปลอดโปร่งไร้เมฆหมอก มีชื่อเรียกอีกอย่างว่า การผกผันช่วงเวลากลางคืน (Nocturnal Inversion)



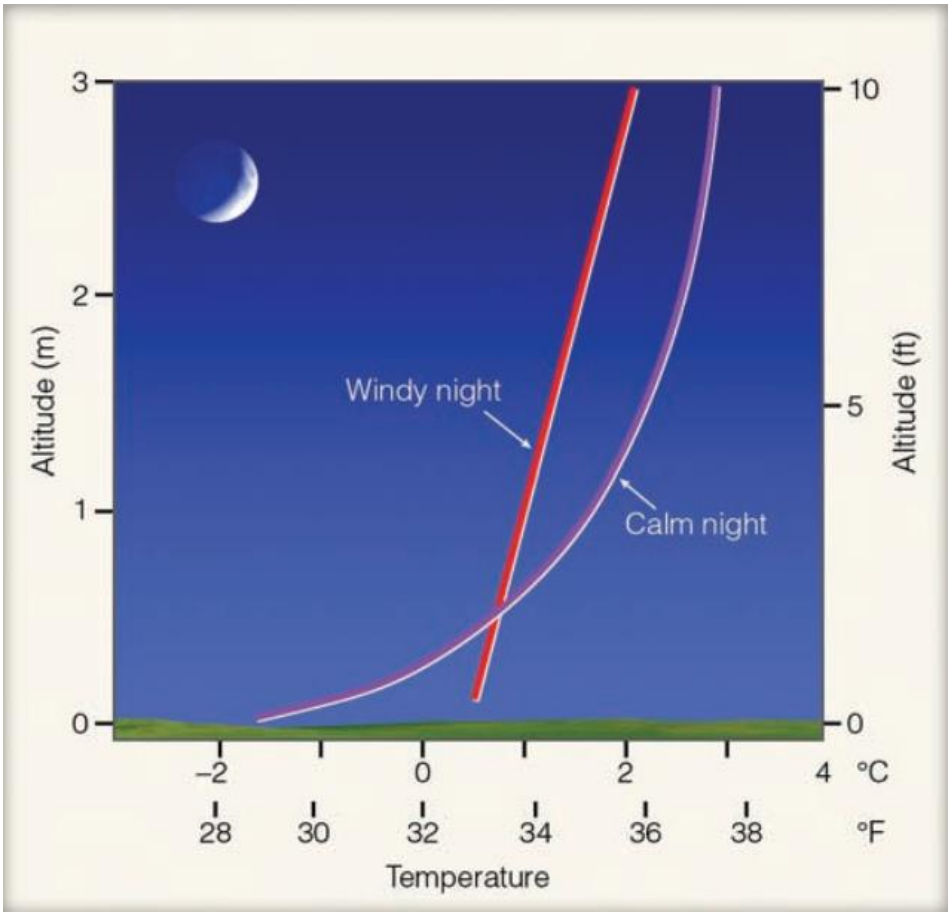
3.14 อุณหภูมิของอากาศเหนือพื้นดินตอนกลางคืนที่ท้องฟ้าแจ่มใสและอากาศสงบนิ่ง

การผกผันของการแผ่รังสี (Radiation Inversion)

การผกผันของการแผ่รังสีอย่างรุนแรงจะเกิดขึ้นเมื่ออุณหภูมิของอากาศใกล้พื้นดินมีค่าต่ำมาก ๆ เมื่อเทียบกับอุณหภูมิของอากาศที่อยู่เหนือขึ้นไป หลักการพิจารณาการเกิดการผกผันของการแผ่รังสี ต้องประกอบด้วยเงื่อนไขดังต่อไปนี้ ความสงบนิ่งของอากาศ ความยาวนานของเวลากลางคืน ความแห้งของอากาศและปริมาณเมฆบนท้องฟ้า

สายลมอ่อนพัดโบกโบยยามค่ำคืนเป็นอีกปัจจัยสำคัญที่มีผลต่อความรุนแรงของการผกผันของการแผ่รังสี กระแสลมแรงมีแนวโน้มที่จะทำให้อากาศเย็นใกล้พื้นดินผสมหลอมรวมกับอากาศร้อนที่อยู่เหนือขึ้นไป การผสมหลอมรวมกันนี้ อากาศร้อนที่อยู่เหนือขึ้นไปจะค่อย ๆ เย็นตัวลงเมื่อสัมผัสกับอากาศเย็นที่อยู่เบื้องล่างใกล้พื้นดิน ส่งผลให้อุณหภูมิของอากาศตามแนวดิ่ง (ระดับความสูง) แตกต่างกันน้อยมาก เราเรียกปรากฏการณ์นี้ว่า อุณหภูมิตามแนวดิ่งคงที่ บางครั้งอาจสูงหลายเมตรจากพื้นดิน

ยามค่ำคืนที่ปราศจากสายลมพัดโบกโบย อากาศเย็นใกล้พื้นดินซึ่งมีความหนาแน่นมากกว่าจะไม่ผสมหลอมรวมอย่างง่ายดายกับอากาศร้อนที่อยู่เหนือขึ้นไปซึ่งมีความหนาแน่นน้อยกว่า สถานการณ์แบบนี้มักก่อให้เกิดการผกผันของการแผ่รังสีอย่างรุนแรง ดังรูป 3.15



3.15 ความแตกต่างของอุณหภูมิเหนือพื้นดินช่วงเวลากลางคืนที่อากาศสงบนิ่งและมีสายลมพัด

ความยาวนานของช่วงเวลากลางคืนมีส่วนช่วยสนับสนุนให้เกิดการผกผันของการแผ่รังสีอย่างรุนแรงด้วยเช่นกัน ตามปกติแล้ว ยามค่ำคืนยิ่งยาวนานมากเท่าไหร่ การระบายความร้อนสู่บรรยากาศก็ยิ่งยาวนานมากขึ้นเท่านั้น ทำให้อุณหภูมิของอากาศใกล้พื้นผิวดินมีโอกาสที่จะลดต่ำลงมากกว่าอุณหภูมิของอากาศที่อยู่เหนือขึ้นไปสูงยิ่งขึ้น เช่นนี้เอง ยามค่ำคืนของฤดูหนาวจึงเป็นช่วงเวลาที่เหมาะที่สุดสำหรับการเกิดการผกผันของการแผ่รังสีอย่างรุนแรง แม้ว่าปัจจัยของการเกิดการผกผันอื่น ๆ จะเหมือนกันทุกประการก็ตาม

เงื่อนไขสุดท้าย การผกผันของการแผ่รังสีมีโอกาสเกิดขึ้นเมื่อท้องฟ้าปลอดโปร่งไร้เมฆหมอกและอากาศแห้ง เนื่องจากโลกสามารถแผ่รังสีได้ซึ่งก็คือการปลดปล่อยพลังงานสู่บรรยากาศ ทำให้พื้นผิวโลกเย็นตัวลงอย่างรวดเร็ว ท้องฟ้าที่มีเมฆมากและอากาศชื้นจะดูดซับเก็บกักพลังงานของรังสีอินฟราเรดที่แผ่ (ปลดปล่อย) ออกจากพื้นโลกเอาไว้และจะแผ่พลังงานเหล่านั้นกลับคืนสู่พื้นโลกอีกครั้ง ทำให้การเย็นตัวลงของพื้นผิวโลกต้องล่าช้าออกไป นอกจากนี้ ยามค่ำคืนที่อากาศชื้น ความร้อนแฝงจากกระบวนการควบแน่นในรูปของหมอกหรือหยาดน้ำค้างจะช่วยทำให้อากาศอบอุ่นขึ้น

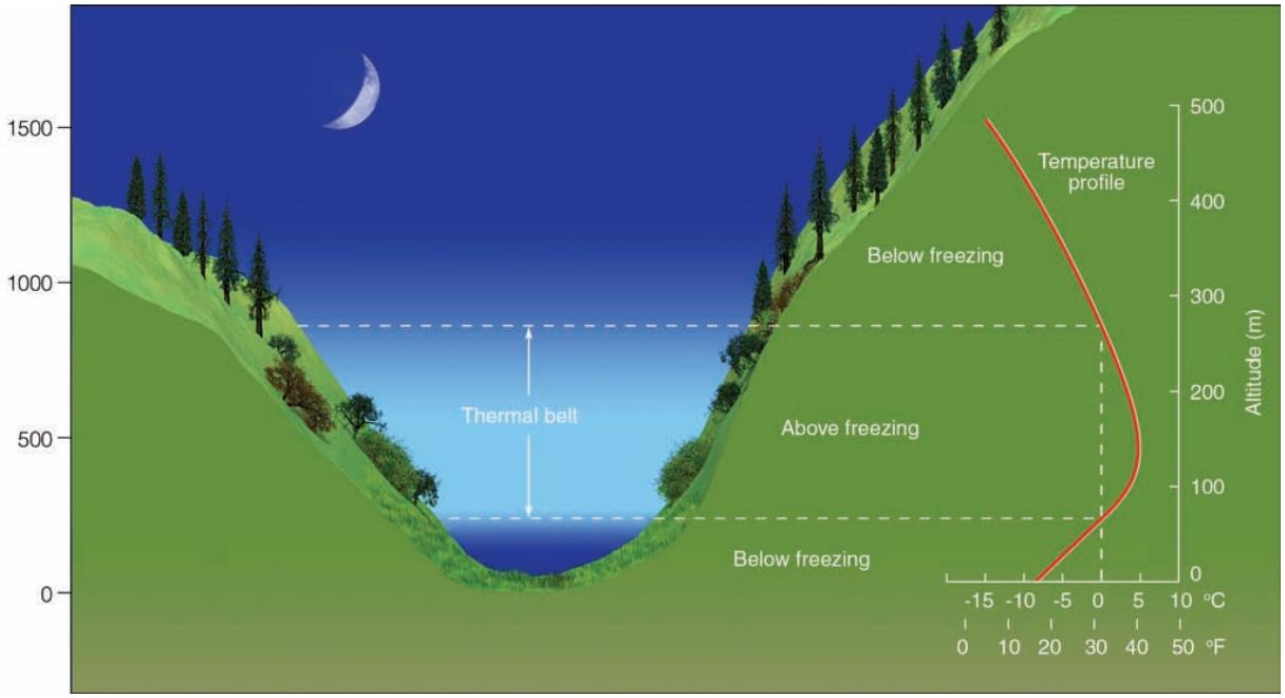
อาจกล่าวได้ว่า การผกผันของการแผ่รังสีอาจจะเกิดขึ้นได้ตลอดทุกค่ำคืน ไม่ว่าอย่างไรก็ตาม ยามค่ำคืนที่ยาวนานช่วงฤดูหนาว เมื่ออากาศสงบนิ่ง ท้องฟ้าปลอดโปร่งไร้เมฆหมอก และอากาศค่อนข้างแห้ง การผกผันของการแผ่รังสีสามารถพัฒนาความรุนแรงและขยายขอบเขตของการผกผันตามแนวดิ่งเพิ่มสูงขึ้นได้

ยามค่ำคืนแถบบริเวณละติจูดกลางช่วงฤดูหนาว มักจะพบว่าอุณหภูมิของอากาศใกล้พื้นดินต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง ขณะที่อุณหภูมิระดับเอวของมนุษย์มีค่าประมาณ 5 องศาเซลเซียส ในแถบบริเวณละติจูดกลาง จุดสูงสุดของการผกผันก็คือบริเวณที่อุณหภูมิของอากาศหยุดเพิ่มขึ้นตามความสูง ตามปกติมักไม่เกิน 100 เมตรเหนือพื้นดิน ส่วนแถบบริเวณขั้วโลกที่มีอากาศแห้งช่วงฤดูหนาวจะมีช่วงกลางคืนยาวนานหลายเดือน มักจะพบจุดสูงสุดของการผกผันอยู่สูงจากพื้นดินประมาณ 1000 เมตร บางครั้งอาจขยายสูงถึง 3000 เมตร

อาจสรุปได้ว่าอากาศยามค่ำคืนอันหนาวเหน็บมักจะขึ้นอยู่กับความยาวนานของช่วงเวลากลางคืน ความจุความชื้นของอากาศ ปริมาณของเมฆบนท้องฟ้าและสายลม แม้ว่าสายลมจะพัดพาอากาศเย็นไปสู่ดินแดนต่าง ๆ ก็ตาม ยามค่ำคืนอันเยือกเย็นที่สุดตามปกติแล้วมักจะเกิดขึ้นเมื่ออากาศค่อนข้างสงบนิ่งและท้องฟ้าปลอดโปร่งไร้เมฆหมอก

อย่างไรก็ตาม ยังมีอีกหลายปัจจัยสำหรับนำมาใช้ในการพิจารณาความหนาวเย็นของอากาศยามค่ำคืนที่จะเกิดขึ้น อย่างเช่น พื้นผิวที่เปียกหรือถูกปกคลุมด้วยพืชซึ่งสามารถเพิ่มปริมาณไอน้ำเข้าไปสู่บรรยากาศซึ่งช่วยชะลอการเย็นตัวลงของอากาศยามค่ำคืนได้ ทำนองเดียวกัน หากดินมีคุณสมบัติเป็นตัวนำความร้อนที่ดี ความร้อนที่บริเวณพื้นผิวดินจะช่วยเพิ่มความอบอุ่นให้แก่อากาศซึ่งมีความสามารถในการระบายความร้อนได้อย่างจำกัด (ตัวนำความร้อนที่แย่) ในทางตรงกันข้าม หิมะที่ปกคลุมพื้นดินคล้ายดั่งผ้าห่มช่วยป้องกันความร้อนที่มีอยู่ในดินแผ่ออกสู่อากาศเบื้องบน หิมะมีคุณสมบัติเป็นตัวปล่อยพลังงานของรังสีอินฟราเรดที่ดีสามารถปลดปล่อยพลังงานได้อย่างรวดเร็วในช่วงเวลากลางคืน ส่งผลให้อากาศที่อยู่ติดกับพื้นผิวของหิมะมีอุณหภูมิค่อนข้างต่ำ

ในรูป 3.13 เราจะสังเกตเห็นได้ว่าอุณหภูมิต่ำที่สุดของแต่ละวันโดยทั่วไปมักจะเกิดขึ้นในช่วงดวงอาทิตย์ขึ้น อย่างไรก็ตาม การเย็นลงของอุณหภูมิของพื้นดินกับอากาศที่อยู่ติดกับพื้นผิวดินอาจจะเกิดขึ้นก่อนดวงอาทิตย์ขึ้นเป็นเวลาอย่างน้อยครึ่งชั่วโมงหรือมากกว่านั้น เนื่องจากพลังงานของโลกที่ปลดปล่อยออกมามากเกินกว่าพลังงานที่โลกได้รับจากดวงอาทิตย์ สถานการณ์แบบนี้เกิดขึ้น เพราะว่าแสงจากดวงอาทิตย์ยามใกล้รุ่งต้องเดินทางผ่านชั้นบรรยากาศที่มีความหนากว่าปกติและตกกระทบพื้นผิวโลกในมุมต่ำ ส่งผลให้พลังงานของดวงอาทิตย์ในช่วงเวลาดังกล่าวไม่มีประสิทธิภาพเพียงพอที่จะทำให้พื้นผิวโลกร้อนขึ้น ไม่ว่าอย่างไรก็ตาม ความร้อน (พลังงาน) ของโลกจะลดลงในเวลาต่อมาเมื่อพื้นดินมีความชื้นและพลังงานที่มีอยู่นั้นถูกนำไปใช้ในกระบวนการระเหยของน้ำ ดังนั้น อุณหภูมิที่ต่ำที่สุดจะเกิดขึ้นในช่วงระยะเวลาสั้น ๆ หลังจากดวงอาทิตย์ขึ้นในยามเช้าของแต่ละวัน



3.16 การก่อตัวของอากาศเย็นบริเวณหุบเขาช่วงเวลากลางคืนที่ท้องฟ้าแจ่มใสและอากาศหนาว

ในยามค่ำคืนอากาศบริเวณพื้นผิวดินอันหนาวเหน็บและหนาแน่นจะเคลื่อนตัวอย่างเชื่องช้าลงจากเนินเขาไปสู่บริเวณแอ่งน้ำหรือหุบเขาที่อยู่ด้านล่างสุด ดังนั้น บริเวณก้นของหุบเขามักจะหนาวเหน็บกว่าบริเวณอื่นโดยรอบของเนินเขา ดังรูป 3.16 บริเวณละติจูดกลาง แถบอบอุ่นของเนินเขาซึ่งมีชื่อเรียกว่า แถบความร้อนของเนินเขา (Thermal Belts) เป็นบริเวณที่มีโอกาสน้อยมากที่จะเกิดอุณหภูมิต่ำระดับจุดเยือกแข็งเมื่อเทียบกับบริเวณหุบเขาด้านล่างสุด เกษตรกรมักจะทำการเพาะปลูกพืชกันตามบริเวณนี้ เนื่องจากพืชส่วนใหญ่ไม่สามารถเจริญเติบโตได้ในบริเวณหุบเขาด้านล่างซึ่งมีอุณหภูมิต่ำ

อากาศอันหนาวเหน็บและหนาแน่นที่อยู่บริเวณพื้นผิวดินของหุบเขาด้านล่างไม่สามารถยกตัวสูงขึ้นได้ ทำให้หมอก ควันและมลพิษต่าง ๆ ถูกเก็บกักขังอยู่ในบริเวณนี้ ซึ่งส่งผลกระทบต่อระยะการมองเห็น ดังนั้น บริเวณก้นหุบเขาไม่เพียงแต่จะหนาวเหน็บแล้วแต่ยังเป็นแหล่งสะสมของมลพิษต่าง ๆ มากกว่าบริเวณรอบข้างของเนินเขาอีกด้วย แม้ว่าพื้นดินจะลาดเอียงเพียงเล็กน้อยก็ตาม อากาศเย็นก็จะยังคงเคลื่อนตัวลงสู่บริเวณพื้นที่ที่ต่ำกว่าอยู่ดี อย่างเช่น ลุ่มแม่น้ำหรือบริเวณพื้นที่ราบลุ่ม เป็นต้น บริเวณพื้นที่ราบลุ่มมักจะเป็นพื้นที่เกษตรกรรมอันอุดมสมบูรณ์ ซึ่งอากาศเย็นมักจะสร้างปัญหาให้แก่เกษตรกรในการแสวงหาวิธีการปกป้องพืชผลทางการเกษตรของพวกเขา

การป้องกันพืชผลทางการเกษตรจาก (ภัย) อากาศเย็น

ยามค่ำคืนอันหนาวเหน็บ อากาศที่มีอุณหภูมิต่ำสามารถทำลายพืชผลทางการเกษตรได้เป็นจำนวนมาก การป้องกันแปลงพืชผลทางการเกษตรขนาดเล็กหรือพุ่มไม้โดยการคลุมด้วยฟางข้าว ผ้า หรือแผ่นพลาสติก ซึ่งช่วยป้องกันความร้อนของพื้นดินไม่ให้แผ่ออกสู่บรรยากาศโดยรอบ ถ้าคุณเป็นนักทำสวนแบบครัวเรือนแล้วกังวลเกี่ยวกับดอกไม้หรือต้นไม้ที่อยู่นอกบ้านในช่วงอากาศเย็น คุณอาจจะคลุมดอกไม้หรือต้นไม้ด้วยพลาสติกหรือถ้วยกระดาษอย่างง่าย ๆ ก็ได้

ไม้ผล (Fruit trees) ที่กำลังออกดอกมีความเสี่ยงต่อสภาพอากาศเย็นยามฤดูใบไม้ผลิ การป้องกันผลผลิตเหล่านี้เป็นปัญหาใหญ่ของเกษตรกร เนื่องจากอุณหภูมิที่ต่ำที่สุดยามค่ำคืนที่อากาศสงบนิ่งและท้องฟ้าปลอดโปร่งมักจะเกิดใกล้กับพื้นดิน เช่นนั้นแล้ว กิ่งก้านที่อยู่ด้านล่างสุดของต้นไม้มีความเสี่ยงต่อความเสียหายมากที่สุด ดังนั้น การเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิของอากาศที่อยู่ใกล้กับพื้นดินจึงเป็นอีกวิธีการในการป้องกันการเสียหายได้ วิธีการหนึ่งในการเพิ่มอุณหภูมิคือการใช้เครื่องทำความร้อนสำหรับสวนผลไม้ (Orchard Heaters) ติดตั้งบนพื้นดิน วิธีการนี้จะช่วยเพิ่มความร้อนให้แก่อากาศโดยอาศัยกระบวนการพาความร้อน นอกจากนั้น ตาของต้นไม้ (Buds of trees) ก็จะได้รับพลังงานความร้อนที่แผ่ออกมาจากเครื่องทำความร้อนซึ่งใช้เชื้อเพลิงด้วยน้ำมันหรือแก๊ส ซึ่งช่วยเพิ่มอุณหภูมิให้แก่ต้นไม้อีกทางหนึ่ง ก่อนหน้านั้นเราเรียกวิธีการเพิ่มความร้อนด้วยเครื่องทำความร้อนว่า Smudge pots เพราะว่าวิธีการนี้ก่อให้เกิดควันดำเป็นจำนวนมากซึ่งเป็นสาเหตุของปัญหาด้านมลพิษที่รุนแรง แต่เกษตรกรยังจำใจต้องใช้วิธีการนี้อยู่ตามความเชื่อที่ว่าควันเหล่านี้จะทำหน้าที่เป็นผ่าห่มช่วยกักเก็บความร้อนไว้ได้ จากการศึกษาที่ผ่านมาได้แสดงให้เห็นว่าแนวความคิดดังกล่าวไม่เหมาะที่จะนำไปประยุกต์ใช้ ปัจจุบันเครื่องทำความร้อนสำหรับสวนผลไม้ได้รับการออกแบบให้มีควันน้อยที่สุดเท่าที่จะเป็นไปได้ ดังรูป 3.17

อีกวิธีการหนึ่งสำหรับการปกป้องต้นไม้ก็คือการผสมหลอมรวมอากาศเย็นที่พื้นดินกับอากาศอบอุ่นที่อยู่เหนือขึ้นไป ซึ่งจะช่วยเพิ่มอุณหภูมิของอากาศซึ่งอยู่เหนือพื้นดินขึ้นไป การผสมหลอมรวมดังกล่าวสามารถทำได้โดยใช้เครื่องสร้างกระแสลม (Wind machines) ดังรูป 3.18 ซึ่งมีใบพัดขับเคลื่อนด้วยพลังงานคล้ายกับใบพัดของเครื่องบิน ข้อดีของเครื่องมือชนิดนี้ก็คือสามารถควบคุมด้วยการเปิด-ปิดตามอุณหภูมิที่กำหนดไว้ได้ เกษตรกรที่ไม่มีเครื่องมือชนิดนี้สามารถเช่าเครื่องมือผสมอากาศ (Air mixers) ซึ่งเป็นมีใบพัดแบบเฮลิคอปเตอร์ก็ได้เช่นกัน แม้ว่าเครื่องมือชนิดนี้สามารถผสมอากาศได้อย่างมีประสิทธิภาพ แต่ก็มีราคาแพง

3.17 เครื่องทำความร้อนสำหรับสวนผลไม้

หากมีน้ำอย่างเพียงพอ ระบบชลประทานสามารถช่วยป้องกันต้นไม้ได้ ยามค่ำคืนที่อากาศหนาวเหน็บอาจเกิดขึ้นได้ เกษตรกรอาจปล่อยน้ำให้ท่วมสวนผลไม้ เพราะว่าน้ำมีความจุความร้อนสูงทำให้เย็นตัวช้ากว่าดินแห้ง ส่งผลให้พื้นดินไม่เย็นตัวลงอย่างที่ควรจะเป็น ยิ่งไปกว่านั้น ดินเปียกมีการนำความร้อนสูงกว่าดินแห้ง ดังนั้น ความร้อนของดินเปียกจะถูกเหนี่ยวนำให้ขึ้นไปอยู่บริเวณหน้าดินอย่างรวดเร็วช่วยทำให้พื้นผิวดินอบอุ่นขึ้น

จากที่ผ่านมา เราได้พูดคุยเกี่ยวกับการป้องกันต้นไม้จากภัยอากาศเย็นที่เกิดขึ้นบริเวณพื้นดินช่วงการเกิดการผกผันของการแผ่รังสีไปเรียบร้อยแล้ว โดยทั่วไปเกษตรกรมักจะพบเจอกับปัญหาการเย็นตัวลงในเวลากลางคืนอื่น ๆ อีก เช่น เมื่อมวลอากาศเย็นซึ่งมีอุณหภูมิติดลบเคลื่อนที่สู่บริเวณใดบริเวณหนึ่ง อุณหภูมิของอากาศพื้นผิวดินอาจจะไม่ใช่จุดที่มีอุณหภูมิต่ำที่สุดอีกต่อไป แท้จริงแล้วอุณหภูมิของอากาศอาจจะเปลี่ยนแปลงสู่ลักษณะของการลดลงตามความสูงที่เพิ่มขึ้นก็ได้ นี่คือลักษณะของอากาศซึ่งหนาวเย็นจนถึงจุดเยือกแข็ง (Freeze)

การป้องกันสวนผลไม้จากการถูกทำลายด้วยสายลมที่พัดพาอากาศเย็นก่อให้เกิดปัญหา เครื่องสร้างกระแสลมไม่สามารถช่วยแก้ไขปัญหาดังกล่าวได้ เนื่องจากมันอาจจะทำให้อากาศเย็นที่พื้นผิวดินผสมกับอากาศที่เย็นจัดซึ่งอยู่เหนือขึ้นไป ขณะที่เครื่องทำความร้อนสำหรับสวนผลไม้และระบบชลประทานก็ไม่สามารถช่วยเหลือได้มากเท่าที่ควร เนื่องจากเครื่องมือเหล่านี้มีไว้สำหรับป้องกันกิ่งก้านสาขาของต้นไม้ที่อยู่เหนือพื้นดินขึ้นไปเท่านั้น อย่างไรก็ตาม มีวิธีการป้องกันที่ใช้งานได้ผลก็คือ ระบบการพรมน้ำแบบ Sprinkling ตามสวนผลไม้ ในช่วงที่อากาศเย็น น้ำที่แข็งตัว

เป็นแผ่นบาง ๆ จะเกาะอยู่รอบกิ่งหรือตาของต้นไม้ ดูรูป 3.19 ความจุความร้อนที่เกิดขึ้นหลังจากที่น้ำกลายเป็นน้ำแข็งจะช่วยรักษาอุณหภูมิให้คงที่เอาไว้ที่ 0 องศาเซลเซียส ตราบเท่าที่การพรมน้ำดำเนินการต่อไปเรื่อย ๆ น้ำแข็งที่เกิดขึ้นจะทำหน้าที่คล้ายเป็นเสื้อผ้าที่ห่มคลุมสำหรับปกป้องความหนาวเหน็บจากอุณหภูมิติดลบของอากาศโดยการห่อคลุมตาของไม้ผลให้มีอุณหภูมิสูงกว่าอุณหภูมิที่ตาของไม้ผลไม่สามารถทนอยู่ต่อไปได้ การดูแลรักษาจะเริ่มขึ้นเมื่อน้ำแข็งที่เกาะตามกิ่งก้านสาขามีปริมาณเพิ่มขึ้นแล้วอาจทำให้กิ่งหัก ผลไม้อาจจะรอดพ้นจากภัยของอากาศหนาวเย็นขณะที่ต้นไม้อาจถูกทำลายเนื่องจากผลจากการป้องกันอย่างเข้มข้นจากอากาศหนาวเย็นได้เช่นกัน การพรมน้ำเหมาะสำหรับนำไปใช้งานเมื่ออากาศค่อนข้างชื้น แต่วิธีการนี้จะไม่เหมาะเมื่ออากาศค่อนข้างแห้งเพราะว่าน้ำอาจจะระเหยการเป็นไอน้ำสู่บรรยากาศ

3.18 เครื่องสร้างกระแสลม

3.19 แผ่นน้ำแข็งที่ช่วยป้องกันการถูกทำลายจากอุณหภูมิที่ต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง

การควบคุมอุณหภูมิ

เราเรียกปัจจัยหลักที่ก่อให้เกิดการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิจากบริเวณหนึ่งสู่อีกบริเวณหนึ่งว่า การควบคุมอุณหภูมิ จากที่ผ่านมาก่อนหน้านี้เราทราบกันดีแล้วว่าปัจจัยที่สำคัญที่สุดของการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิก็คือ ปริมาณของรังสีดวงอาทิตย์ที่เข้ามาสู่พื้นโลก โดยพิจารณาจากความยาวนานและความเข้มของแสง ทั้งสองปัจจัยเกี่ยวข้องกับละติจูด ดังนั้น ละติจูดถือเป็นตัวแปรสำคัญที่ใช้ในการควบคุมอุณหภูมิ โดยตัวแปรหลักที่ใช้ในการควบคุมอุณหภูมิมีการระบุเอาไว้ ดังต่อไปนี้

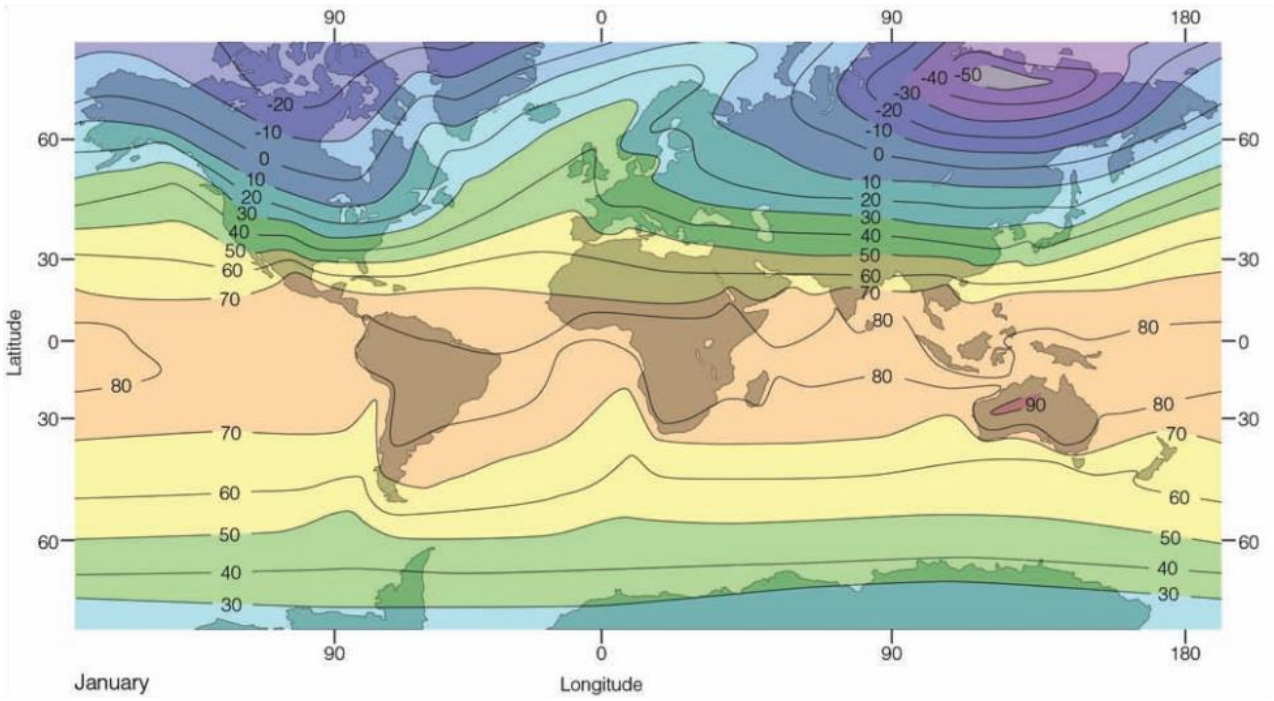
1. ละติจูด
2. การกระจายตัวของพื้นดินและพื้นน้ำ
3. กระแสน้ำทะเล
4. ระดับความสูง

ภาพตัวอย่างดังรูป 3.20 และ รูป 3.21 แสดงค่าเฉลี่ยของอุณหภูมิแบบรายเดือนทั่วโลกช่วงเดือนมกราคมถึงกรกฎาคม เส้นที่ปรากฏบนแผนที่คือ เส้นอุณหภูมิเท่า (Isotherms) เป็นเส้นที่ลากเชื่อมต่อจุดที่มีอุณหภูมิเท่ากันบนแผนที่ เนื่องจากอุณหภูมิของอากาศตามปกติจะลดลงตามระดับความสูง เมืองที่ตั้งอยู่สูงกว่าตำแหน่งระดับน้ำทะเลมาก ๆ จะหนาวเย็นกว่าเมืองที่ตั้งอยู่ที่ตำแหน่งระดับน้ำทะเล ดังนั้น เส้นอุณหภูมิเท่าดังรูป 3.20 และ 3.21 จะต้องทำการหักแก้ค่าเพื่อให้สามารถอ่านค่าได้ในระดับเดียวกัน (ระดับน้ำทะเล) ด้วยการบวกอุณหภูมิซึ่งคำนวณมาจากค่าการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิเฉลี่ยตามระดับความสูงแก่ทุกสถานีที่มีตำแหน่งที่ตั้งสูงกว่าระดับน้ำทะเล

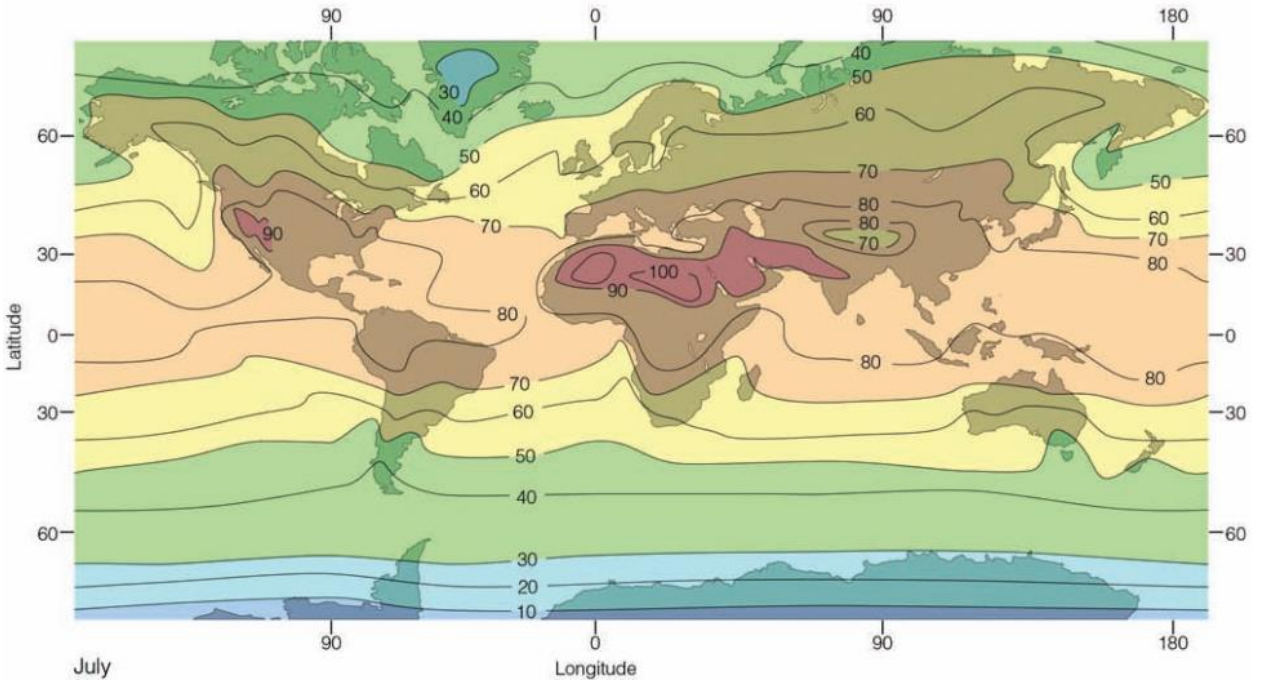
รูป 3.20 และ 3.21 แสดงละติจูดที่สำคัญของอุณหภูมิ หมายเหตุ โดยเฉลี่ยแล้วเดือนมกราคมและกรกฎาคม อุณหภูมิจะลดลงจากบริเวณเขตร้อนและบริเวณเขตค่อนข้างร้อนสู่บริเวณขั้วโลก อย่างไรก็ตาม เนื่องจากรังสีจากดวงอาทิตย์มีการเปลี่ยนแปลงอย่างมากระหว่างบริเวณละติจูดสูงและต่ำช่วงฤดูหนาวมากกว่าช่วงฤดูร้อน เส้นอุณหภูมิเท่าในเดือนมกราคมจะอยู่ใกล้ชิดกันมากกว่าเดือนกรกฎาคม นั่นหมายความว่าถ้าคุณเดินทางจากนิวออลีนไปดีทรอยในเดือนมกราคม คุณจะพบเจอกับการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิอย่างมากเมื่อเทียบกับการเดือนทางในเดือนกรกฎาคม รูป 3.20 และ 3.21 เส้นอุณหภูมิเท่าไม่ได้เป็นเส้น (เกือบ) ตรงตามแนวนอนเสมอไป เราพบว่ามีหลายแห่งโดยเฉพาะบริเวณช่วงรอยต่อระหว่างมหาสมุทรกับพื้นทวีปเส้นอุณหภูมิเท่าจะโค้งงอ

แผนที่เส้นอุณหภูมิเท่าเดือนมกราคม อุณหภูมิบริเวณตอนกลางของพื้นทวีปจะต่ำกว่าบริเวณมหาสมุทรในแถบละติจูดเดียวกัน ตรงกันข้ามกับแผนที่เส้นอุณหภูมิเท่าเดือนกรกฎาคม สาเหตุของการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิมาจากความแตกต่างของคุณสมบัติทางความร้อน (Heating) และการเย็นตัว (Cooling) ของดินและน้ำ ยังมีอีกสิ่งหนึ่ง พลังงาน

จากดวงอาทิตย์ที่พุ่งเข้าสู่พื้นดินจะถูกดูดซับเก็บกักไว้ในดินชั้นบาง ๆ ขณะที่ถ้าพุ่งเข้าสู่พื้นน้ำพลังงานจากดวงอาทิตย์สามารถทะลุลงไปได้ลึกมากกว่า เนื่องจากน้ำมีการหมุนวนขึ้นลง ความร้อนสามารถกระจายลงไปในน้ำได้ลึก ดังนั้นพลังงานจากดวงอาทิตย์ที่ลงสู่พื้นน้ำจะถูกนำไปใช้สำหรับกระบวนการระเหยมากกว่าการทำให้น้ำร้อนขึ้น



3.20 อุณหภูมิเฉลี่ยใกล้ระดับน้ำทะเลเดือนมกราคม (หน่วยฟาเรนไฮต์)



3.21 อุณหภูมิเฉลี่ยใกล้ระดับน้ำทะเลเดือนกรกฎาคม (หน่วยฟาเรนไฮต์)

เหตุผลที่สำคัญอีกประการหนึ่งของความแตกต่างของอุณหภูมิคือ น้ำมีความจุความร้อนจำเพาะสูง ดังที่ได้กล่าวไว้ในบทที่ 2 กล่าวคือ การทำให้น้ำหนึ่งกรัมมีอุณหภูมิเพิ่มขึ้นหนึ่งองศาเซลเซียสต้องใช้ความร้อนมากกว่าการทำให้ดินหรือหินหนึ่งกรัมมีอุณหภูมิเพิ่มขึ้นหนึ่งองศาเซลเซียส น้ำไม่เพียงแต่ร้อนช้ากว่าดินเท่านั้น แต่ยังเย็นตัวลงช้ากว่าดินด้วยเช่นกัน และมหาสมุทรก็เป็นดั่งอ่างเก็บความร้อนขนาดยักษ์นั่นเอง ดังนั้น อุณหภูมิของพื้นผิวน้ำบริเวณตอนกลางของมหาสมุทรจะเปลี่ยนแปลงเพียงเล็กน้อยช่วงฤดูร้อนไปสู่ฤดูหนาวเมื่อเทียบกับการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิของดินบริเวณตอนกลางของพื้นทวีปซึ่งแตกต่างกันอย่างมากมาย

ตามขอบทวีป กระแสน้ำในมหาสมุทรมีอิทธิพลต่ออุณหภูมิของอากาศ ตัวอย่างเช่น ขอบทวีปด้านตะวันออก กระแสน้ำอุ่นในมหาสมุทรจะเคลื่อนไปทางบริเวณขั้วโลก ขณะที่ขอบทวีปด้านตะวันตก กระแสน้ำอุ่นในมหาสมุทรจะเคลื่อนไปทางเส้นศูนย์สูตร เราจะอธิบายกันอีกครั้งในบทที่ 10 ตามแนวชายฝั่งบางแห่งจะพบเจอกับปรากฏการณ์กระแสน้ำผุด (Upwelling) ซึ่งมวลน้ำเย็นที่อยู่ข้างล่างจะไหลขึ้นมาแทนมวลน้ำที่อยู่ด้านบน (ผิวน้ำ)

ทะเลสาบขนาดใหญ่ก็สามารถปรับเปลี่ยนอุณหภูมิโดยรอบได้ ช่วงฤดูร้อน ทะเลสาบน้ำจืดขนาดใหญ่ทั้ง 5 ของโลก (Great lakes) ยังคงมีอุณหภูมิต่ำกว่าพื้นดิน ผลที่ตามมา สายลมเย็นสดชื่นพัดเข้าหาฝั่งบางครั้งอาจช่วยลดความร้อนได้ ช่วงฤดูหนาว พื้นน้ำจะเย็นตัวช้ากว่าพื้นดิน กระแสลมแรงอันหนาวเหน็บช่วงต้นฤดูหนาวจากประเทศแคนาดาจะเกิดการเปลี่ยนแปลงเมื่อพัดผ่านทะเลสาบ ทำให้สายลมที่ต้องพัดเข้าสู่ชายฝั่งตะวันออกของทะเลสาบมิชิแกนช่วงต้นฤดูหนาวล่าช้าออกไป

ข้อมูลอุณหภูมิอากาศ

การบันทึกอย่างละเอียดรอบคอบและการนำข้อมูลอุณหภูมิไปใช้งานมีความสำคัญต่อพวกเราอย่างมากมายมหาศาล หากปราศจากข้อมูลเหล่านี้เสียแล้ว การงานของเกษตรกร บริษัทด้านพลังงาน การพยากรณ์อากาศ และอื่น ๆ อีกมากมายจะต้องประสบปัญหาอย่างใหญ่หลวง เนื้อหาต่อจากนี้ไป เราจะศึกษาเกี่ยวกับแนวทางการจัดการและการประยุกต์ใช้ข้อมูลอุณหภูมิอากาศ เราจะพิจารณาความสำคัญของอุณหภูมิแบบช่วง ได้แก่ รายวัน รายเดือน รายปี และค่าเฉลี่ย ในแง่ของการนำไปใช้งานจริงในชีวิตประจำวัน

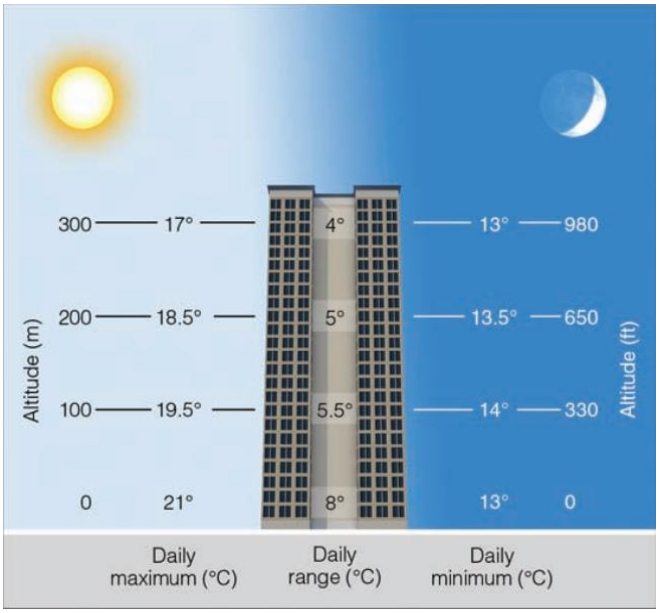
อุณหภูมิของอากาศแบบรายวัน รายเดือน และรายปี

การเปลี่ยนแปลงอย่างมากมายของอุณหภูมิรายวันจะเกิดขึ้นที่บริเวณพื้นผิวของโลก ตามความเป็นจริงแล้ว ความแตกต่างระหว่างอุณหภูมิต่ำสุดและสูงสุดรายวันจะมีค่ามากที่สุดถัดขึ้นไปจากพื้นดินและจะลดลงอย่างเรื่อย ๆ เมื่อเราเคลื่อนที่สูงขึ้นไปจากพื้นดิน (ดังรูป 3.22) กระบวนการนี้เรียกว่า ความแตกต่างของอุณหภูมิรายวัน (Daily range of

temperature) การแตกต่างของอุณหภูมิรายวันมีค่ามากในวันที่ท้องฟ้าปลอดโปร่งไร้เมฆหมอกมากกว่าวันที่ท้องฟ้ามีเมฆมากปกคลุม

ความแตกต่างอย่างมากของอุณหภูมิรายวันจะเกิดขึ้นที่บริเวณเขตแห้งแล้งที่อยู่สูงจากระดับน้ำทะเล (High deserts) เนื่องจากบริเวณนี้บ่อยครั้งพบว่าท้องฟ้าปลอดโปร่งไร้เมฆหมอก ประกอบกับการมีคาร์บอนไดออกไซด์และไอน้ำสำหรับการแผ่พลังงานรังสีอินฟราเรดกลับสู่พื้นโลกอยู่เพียงเล็กน้อย ในตอนกลางวันของฤดูร้อน ท้องฟ้าปลอดโปร่งไร้เมฆหมอก พลังงานจากดวงอาทิตย์จะทำให้ผืนดินอบอุ่นขึ้นอย่างรวดเร็ว ขณะเดียวกันบางครั้งผืนดินก็จะทำให้อากาศที่อยู่ติดกันด้านบนมีอุณหภูมิสูงขึ้นเกิน 35 องศาเซลเซียส ส่วนตอนกลางคืน ผืนดินจะเย็นตัวลงอย่างรวดเร็วเนื่องจากการแผ่พลังงานอินฟราเรดสู่บรรยากาศ และอุณหภูมิต่ำที่สุดอาจต่ำกว่า 5 องศาเซลเซียส ดังนั้น ช่วงของความแตกต่างของอุณหภูมิรายวันประมาณ 30 องศาเซลเซียส

ยังมีอีกตัวอย่างที่น่าสนใจของเมืองที่มีช่วงของอุณหภูมิกลางวันและกลางคืนแตกต่างกันมากคือ เมืองรีโน (Reno) รัฐเนวาดา สหรัฐอเมริกา เป็นเมืองที่ตั้งอยู่บนที่ราบสูงซึ่งอยู่สูงจากระดับน้ำทะเล 1350 เมตร ในช่วงฤดูร้อน อากาศของที่นี่จะแห้งและเบาบาง เดือนกรกฎาคมอุณหภูมิรายวันสูงสุดเฉลี่ยของที่นี่ประมาณ 33 องศาเซลเซียส ขณะที่อุณหภูมิรายวันต่ำสุดเฉลี่ยประมาณ 8 องศาเซลเซียส นั่นคือ เมืองรีโนจะมีช่วงอุณหภูมิแตกต่างของกลางวันและกลางคืนประมาณ 25 องศาเซลเซียส



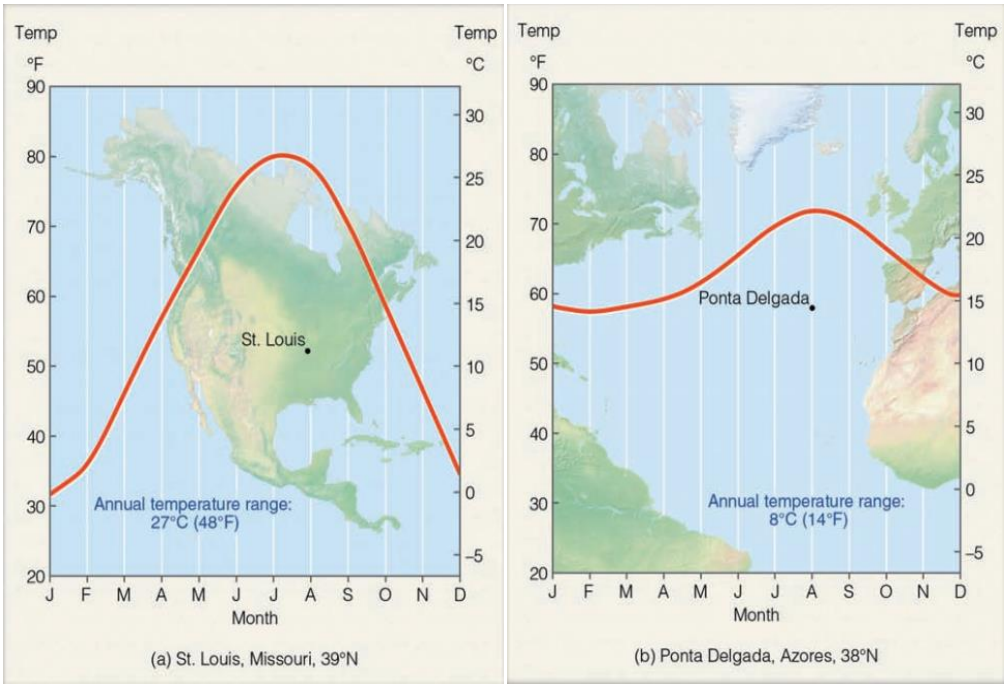
3.22 ความแตกต่างของอุณหภูมิรายวันช่วงเวลากลางวันและกลางคืน

บริเวณที่มีอากาศชื้น ช่วงความแตกต่างของอุณหภูมิตอนกลางวันและกลางคืนจะน้อย เนื่องจากหมอกและเมฆจะช่วยป้องกันพลังงานจากดวงอาทิตย์ที่ลงมาสู่พื้นดิน ทำให้บริเวณนี้อุณหภูมิสูงสุดมีค่าต่ำ ในตอนกลางคืนอากาศชื้นจะทำให้อุณหภูมิต่ำสุดมีค่าเพิ่มขึ้นเนื่องจากดูดซับรังสีอินฟราเรดที่แผ่จากโลกและแผ่บางส่วนกลับลงสู่ผืนดิน ตัวอย่างของเมืองที่มีความชื้นซึ่งมีช่วงความแตกต่างของอุณหภูมิตอนกลางวันและกลางคืนช่วงฤดูร้อนเพียงเล็กน้อย คือ เมือง Charleston South Carolina ในเดือนกรกฎาคมมีอุณหภูมิสูงสุดเฉลี่ยประมาณ 32 องศาเซลเซียส ขณะที่อุณหภูมิต่ำสุดเฉลี่ยประมาณ 22 องศาเซลเซียส ซึ่งมีช่วงความแตกต่างเพียง 10 องศาเซลเซียส

เมืองที่ตั้งอยู่ใกล้มหาสมุทรจะมีช่วงความแตกต่างของอุณหภูมิน้อยกว่าเมืองที่ตั้งอยู่ลึกเข้าไปในแผ่นดิน ปรากฏการณ์นี้เกิดขึ้นจากบางส่วนของการมีไอน้ำเพิ่มขึ้นในอากาศและจากความจริงเรื่องน้ำสามารถร้อนขึ้นและเย็นตัวลงช้ากว่าผืนดิน ยิ่งกว่านั้น ในหลายเมืองซึ่งมีสถานีตรวจวัดอุณหภูมิบริเวณสนามบินมักจะพบว่ามีช่วงความแตกต่างของอุณหภูมิกลางวันและกลางคืนสูงกว่าสถานีตรวจวัดอุณหภูมิบริเวณพื้นที่ใจกลางเมือง เหตุผลก็คืออุณหภูมิช่วงเวลากลางคืนบริเวณใจกลางเมืองมีแนวโน้มที่จะอบอุ่นมากกว่าบริเวณที่อยู่ห่างไกลออกไป นั่นคือ ตอนกลางคืนในเมืองมักจะมีอากาศร้อน เราเรียกว่า ปรากฏการณ์เกาะความร้อน (Urban Heat Island) อันเป็นผลมาจากการพัฒนาอุตสาหกรรมและพื้นที่ใจกลางเมือง

ค่าเฉลี่ยของอุณหภูมิสูงสุดและต่ำสุดในรอบ 24 ชั่วโมง ก็คือ ค่าเฉลี่ยอุณหภูมิรายวัน (Mean Daily Temperature) หนังสือพิมพ์ส่วนใหญ่มักจะบอกไว้ว่าค่าเฉลี่ยอุณหภูมิรายวันมาจากอุณหภูมิสูงสุดและต่ำสุดของวันที่ผ่านมา ค่าเฉลี่ยของอุณหภูมิรายวันเฉลี่ยของแต่ละวันในรอบ 30 ปี นั่นคือ ค่าเฉลี่ยของช่วงเวลานั้น อุณหภูมิรายเดือนเฉลี่ยก็คือค่าเฉลี่ยของอุณหภูมิรายวันเฉลี่ยของเดือนนั้น

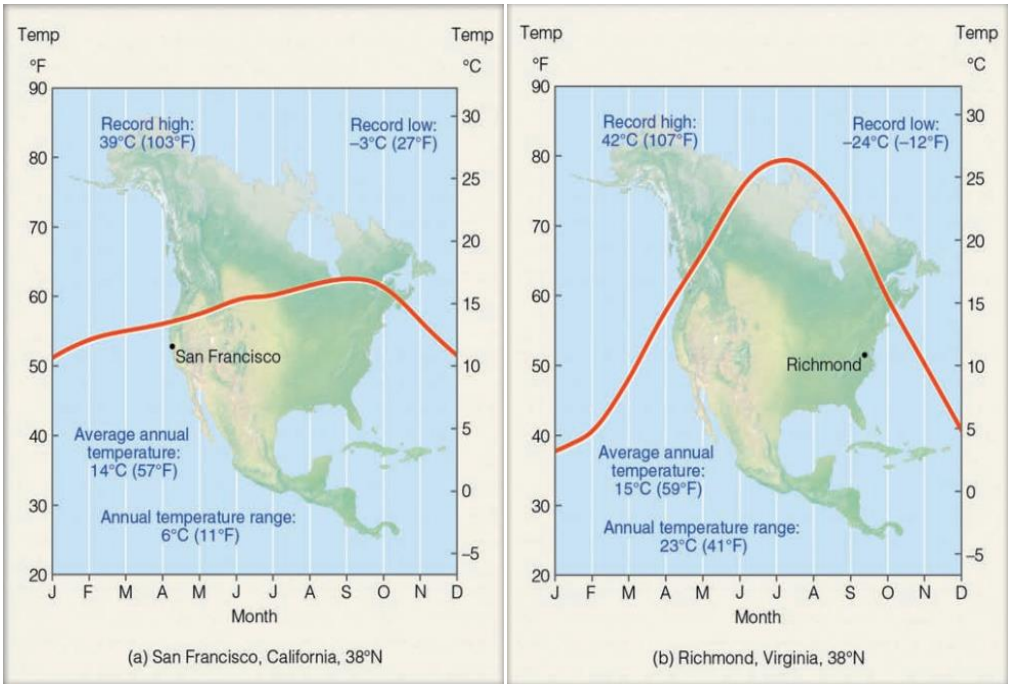
ในทุกพื้นที่ เราเรียกความแตกต่างระหว่างอุณหภูมิเฉลี่ยของเดือนที่ร้อนที่สุดกับหนาวที่สุดว่า ช่วงความแตกต่างของอุณหภูมิรายปี (Annual range of temperature) โดยปกติ ช่วงความแตกต่างมากจะเกิดขึ้นบนผืนดิน ช่วงความแตกต่างน้อยจะเกิดขึ้นบนผืนน้ำ ดังรูป 3.23 นอกจากนั้น เมืองที่ตั้งอยู่ลึกเข้าไปในแผ่นดินจะมีช่วงความแตกต่างของอุณหภูมิรายปีมากกว่าเมืองที่ตั้งอยู่ตามชายฝั่ง ใกล้กับเส้นศูนย์สูตร ช่วงความแตกต่างของอุณหภูมิรายปีมีค่าน้อยตามปกติน้อยกว่า 3 องศาเซลเซียส เมือง Quito Ecuador ตั้งอยู่บนแถบเส้นศูนย์สูตรและอยู่สูงกว่าระดับน้ำทะเล 2850 เมตร พบว่ามีช่วงความแตกต่างของอุณหภูมิรายปีน้อยกว่า 1 องศาเซลเซียส ในบริเวณละติจูดกลางและสูง จะมีการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลอย่างมากในช่วงแสงแดดส่องลงสู่พื้นดินทำให้เกิดความแตกต่างของอุณหภูมิช่วงฤดูหนาวและร้อนอย่างมาก ช่วงความแตกต่างอย่างมากของอุณหภูมิรายปีมักเกิดขึ้นบริเวณตอนกลางของพื้นทวีป เมือง Yakutsk ตั้งอยู่บริเวณภาคตะวันออกเฉียงเหนือของไซบีเรียใกล้กับ Arctic Circle มีช่วงความแตกต่างของอุณหภูมิรายปีอย่างรุนแรงประมาณ 62 องศาเซลเซียส



3.23 ข้อมูลอุณหภูมิรายเดือนและความแตกต่างของอุณหภูมิรายปีระหว่างสองเมือง

ค่าเฉลี่ยของทุกสถานีตลอดทั้งปี คือ ค่าเฉลี่ยอุณหภูมิรายปี ซึ่งเป็นตัวแทนของค่าเฉลี่ยของอุณหภูมิเฉลี่ยรายเดือน 12 เดือน เมื่อเมืองสองเมืองมีค่าเฉลี่ยรายปีเท่ากัน เบื้องต้นอาจมองว่าอุณหภูมิของทั้งสองเมืองตลอดทั้งปีเท่ากันก็จริง อย่างไรก็ตามนี่ไม่ใช่กรณีศึกษา ยกตัวอย่างเช่น ซานฟานสิโก แคลิฟอเนีย และริชมอนด์ เวอจิเนีย ตั้งอยู่ในแถบละติจูดเดียวกัน ประมาณ 37 องศาเหนือ ทั้งสองเมืองมีช่วงความยาวนานของแสงเท่ากันตลอดทั้งปี ทั้งสองเมืองมีอุณหภูมิเฉลี่ยรายปีเท่ากันประมาณ 14 องศาเซลเซียส อาจสรุปได้ว่าทั้งสองเมืองเหมือนกันทุกประการ ความแตกต่างของอุณหภูมิของทั้งสองเมืองจะเห็นได้ชัดเมื่อคุณเดินทางไปซานฟานสิโกช่วงฤดูร้อนพร้อมกระเป๋าเดินทางที่เต็มไปด้วยเสื้อผ้าสำหรับฤดูร้อนของริชมอนด์

รูป 3.24 สรุปอุณหภูมิเฉลี่ยของซานฟานสิโกและริชมอนด์ กล่าวคือเดือนมกราคมเป็นเดือนที่หนาวเย็นที่สุดของทั้งสองเมือง แม้ว่าตลอดทั้งเดือนมกราคมของริชมอนด์จะมีอุณหภูมิเฉลี่ยประมาณ 8 องศาเซลเซียส หนาวเย็นกว่าเดือนมกราคมของซานฟานสิโก ผู้คนของริชมอนด์จะตื่นตัวกับอุณหภูมิต่ำสุดเฉลี่ยในเดือนมกราคมประมาณ -3 องศาเซลเซียส ซึ่งเป็นอุณหภูมิที่ต่ำที่สุดที่เคยจดบันทึกไว้ของซานฟานสิโก ต้นไม้ที่เจริญเติบโตในสภาพอากาศแบบซานฟานสิโกจะพบเจอกับความยากลำบากในการรอดชีวิตจากฤดูหนาวของริชมอนด์ ดังนั้น แม้ว่าทั้งซานฟานสิโกและริชมอนด์จะมีอุณหภูมิเฉลี่ยรายปีเท่ากันก็ตาม พฤติกรรมและช่วงความแตกต่างของอุณหภูมิมีความแตกต่างอย่างเห็นได้ชัดเจน

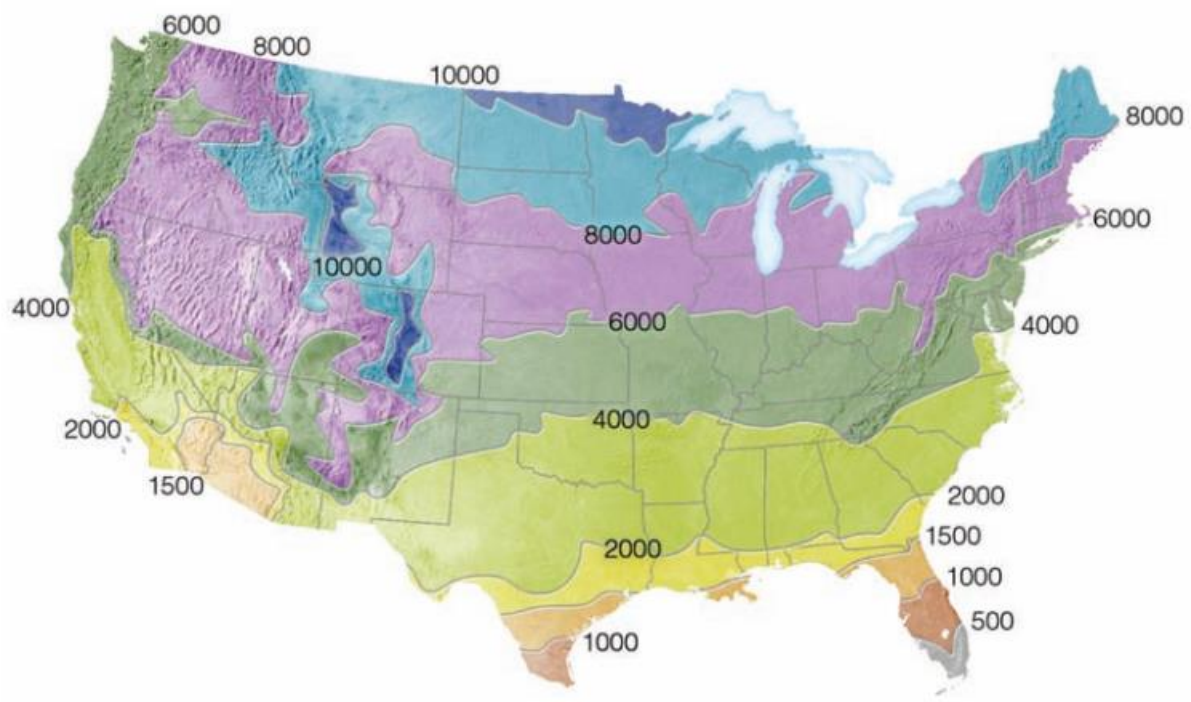


3.24 ข้อมูลอุณหภูมิของซานฟานสิโก แคลิฟอเนีย และริชมอนด์ เวอจิเนีย ซึ่งมีค่าเฉลี่ยอุณหภูมิรายปีเท่ากัน

การประยุกต์ใช้ข้อมูลอุณหภูมิ

วิศวกรด้านความร้อนได้พัฒนาวิธีการประยุกต์ใช้ข้อมูลอุณหภูมิรายวัน เพื่อประมาณปริมาณความต้องการใช้พลังงาน (เพื่อให้ความร้อนแก่อาคารบ้านเรือน) เรียกว่า Heating degree-day แนวคิดนี้มาจากสมมติฐานที่ว่ามนุษย์จะเริ่มใช้เตาไฟก็ต่อเมื่ออุณหภูมิรายวันเฉลี่ยลดลงต่ำกว่า 18 องศาเซลเซียส (65 องศาฟาเรนไฮต์) ดังนั้น ดัชนี Heating degree-day สามารถคำนวณจากการนำค่าคงที่ 65 องศาฟาเรนไฮต์ (ตัวตั้ง) ลบด้วยอุณหภูมิเฉลี่ยรายวัน ตัวอย่างเช่น ถ้าอุณหภูมิเฉลี่ยของวันมีค่าเท่ากับ 64 องศาฟาเรนไฮต์ ดังนั้น ดัชนี Heating degree-day จะมีค่าเท่ากับ 1 องศาฟาเรนไฮต์ (มาจาก 65-64)

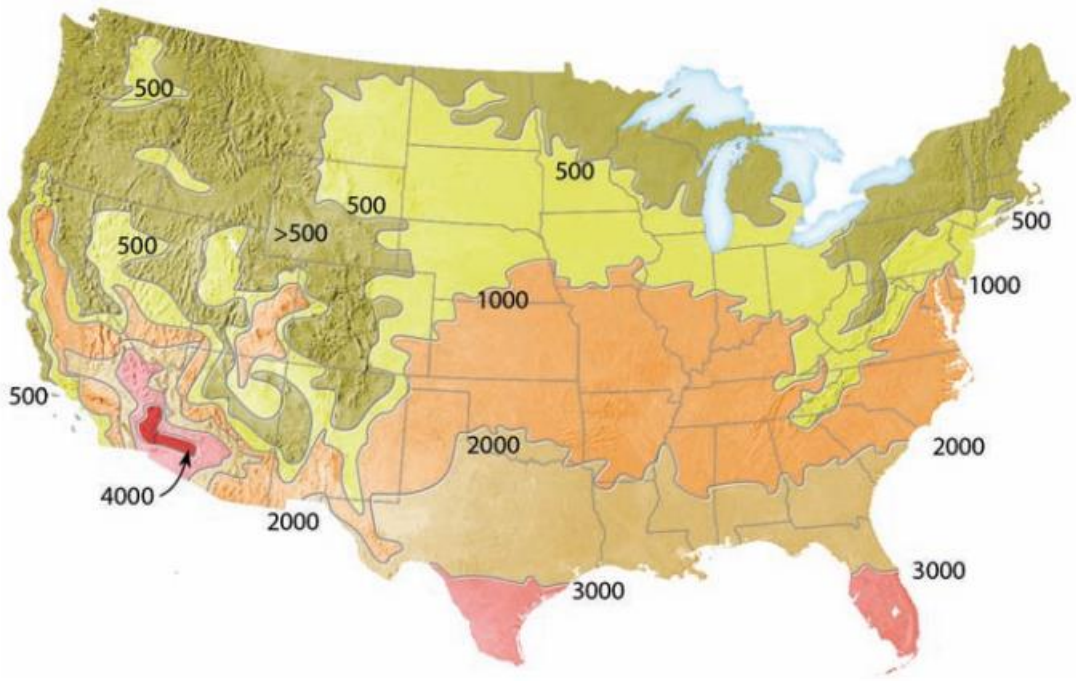
ส่วนวันที่อุณหภูมิเฉลี่ยสูงกว่า 18 องศาเซลเซียส (65 องศาฟาเรนไฮต์) ไม่มีความจำเป็นต้องทำให้อาคารบ้านเรือนมีอุณหภูมิเพิ่มขึ้น กล่าวได้ว่า อุณหภูมิรายวันเฉลี่ยยิ่งต่ำมากเท่าไหร่ ปริมาณความต้องการใช้พลังงานยิ่งสูงมากเท่านั้น ทำให้เราสามารถคาดการณ์ปริมาณความต้องการใช้เชื้อเพลิงได้อย่างแม่นยำ เมื่อเราสามารถคำนวณค่าดัชนี Heating degree-day ตลอดทั้งปีได้ เราก็สามารถคาดการณ์ปริมาณความต้องการใช้เชื้อเพลิงได้ทั่วทุกพื้นที่ได้ รูป 3.25 แสดงค่าดัชนี Heating degree-day เฉลี่ยรายปีทั่วอเมริกา



3.25 ค่าเฉลี่ยดัชนี Heating degree-day รายปี

ขณะที่อุณหภูมิรายวันเฉลี่ยค่อย ๆ เพิ่มสูงกว่า 18 องศาเซลเซียส (65 องศาฟาเรนไฮต์) ผู้คนที่อาศัยอยู่ภายในอาคารบ้านเรือนจะเริ่มต้องการให้อุณหภูมิของอากาศเย็นลง เราเรียกดัชนีนี้ว่า Cooling degree-day ซึ่งมักจะถูกนำมาใช้เมื่อสภาพอากาศร้อน สำหรับประมาณปริมาณความต้องการใช้พลังงานเพื่อให้อุณหภูมิภายในอาคารบ้านเรือนลดลงจนถึงระดับที่มนุษย์รู้สึกสบายเนื้อสบายตัว การพยากรณ์อุณหภูมิรายวันเฉลี่ยจะถูกนำไปใช้เพื่อคำนวณค่าดัชนี Cooling degree-day ด้วยการนำอุณหภูมิค่าเฉลี่ยรายวัน (ตัวตั้ง) ลบด้วยค่าคงที่ 65 องศาฟาเรนไฮต์ ผลลัพธ์ที่ได้ก็คือค่าดัชนี Cooling degree-day สำหรับวันนั้น ๆ ตัวอย่างเช่น ในวันที่อุณหภูมิเฉลี่ยเท่ากับ 70 องศาฟาเรนไฮต์ จะมีค่าดัชนี Cooling degree-day เท่ากับ 5 องศาฟาเรนไฮต์ (มาจาก70-65) ตัวเลขของค่าดัชนีที่สูงชี้ให้เห็นว่าสภาพอากาศร้อนมากและความต้องการใช้พลังงานเพื่อทำความเย็นก็สูงตามไปด้วย ดังรูป 3.26

ความรู้ความเข้าใจเกี่ยวกับค่าดัชนี Cooling degree-day ของพื้นที่ใด ๆ จะช่วยให้สถาปนิกสามารถออกแบบขนาดและชนิดของอุปกรณ์สำหรับรองรับการติดตั้งเครื่องปรับอากาศอย่างเพียงพอ ถึงแม้ว่าบริษัทต่าง ๆ จะสามารถทำนายปริมาณความต้องการใช้พลังงานในระยะสูงสุดของช่วงฤดูร้อนได้ โดยอาศัยวิธีการพยากรณ์ค่าดัชนี Cooling degree-day ล่วงหน้าเพียงอย่างเดียวก็ตามที แต่ในทางปฏิบัติยังคงจำเป็นต้องอาศัยดัชนี Heating degree-day ร่วมกับ Cooling degree-day สำหรับเป็นตัวบ่งชี้ปริมาณความต้องการใช้พลังงานตลอดทั้งปี



3.26 ค่าเฉลี่ยดัชนี Cooling degree-day รายปี

เกษตรกรจะใช้อุณหภูมิสะสม (Growing degree-day) เป็นแนวทางสำหรับการเพาะปลูกและกำหนดวันเวลาที่เหมาะสมสำหรับการเก็บเกี่ยว มีหลากหลายวิธีการสำหรับนำมาใช้ในการคำนวณอุณหภูมิสะสม แต่ที่นิยมใช้กันมาก คือ อุณหภูมิรายวันเฉลี่ย เพราะว่าอุณหภูมิของอากาศเป็นปัจจัยหลักในการกำหนดพัฒนาการทางสรีรวิทยาของพืช โดยทั่วไปแล้วอุณหภูมิสะสมของวันใด ๆ หมายถึง ปริมาณการสะสมค่าอุณหภูมิรายวันเฉลี่ยสูงกว่าอุณหภูมิวิกฤต (Base temperature) ของวันนั้น บางครั้งอาจเรียกว่าอุณหภูมิศูนย์ (Zero temperature) ซึ่งเป็นอุณหภูมิที่ต่ำที่สุดที่พืชแต่ละชนิดจะมีชีวิตอยู่รอดได้ สำหรับข้าวโพดหวานจะมีอุณหภูมิวิกฤตเท่ากับ 50 องศาฟาเรนไฮต์ ขณะที่ถั่วจะมีอุณหภูมิวิกฤตเท่ากับ 40 องศาฟาเรนไฮต์

ฤดูร้อนของไอโอวา อุณหภูมิเฉลี่ยอาจสูงถึง 80 องศาฟาเรนไฮต์ จากตาราง 3.2 จะเห็นว่า ข้าวโพดหวานควรจะมีการสะสม (80-50) หรือมีอุณหภูมิสะสม (Growing degree-day) เท่ากับ 30 ตามทฤษฎีแล้ว ข้าวโพดหวานสามารถเก็บเกี่ยวได้ก็ต่อเมื่อมีอุณหภูมิสะสมสุทธิเท่ากับ 2200 ดังนั้น ถ้าเริ่มเพาะปลูกข้าวโพดหวานช่วงต้นเดือนเมษายน โดยมีอุณหภูมิสะสมเฉลี่ยในแต่ละวันเท่ากับ 20 ดังนั้น ข้าวโพดหวานพร้อมที่จะเก็บเกี่ยวได้เมื่อเวลาผ่านไป 110 วันนับจากเริ่มทำการเพาะปลูก นั่นคือ ประมาณช่วงกลางเดือนกรกฎาคม

ตาราง 3.2 อุณหภูมิสะสม (Growing Degree-Days)

CROP (VARIETY, LOCATION)	BASE TEMPERATURE (°F)	GROWING DEGREE DAYS TO MATURITY
Beans (Snap/South Carolina)	50	1200–1300
Corn (Sweet/Indiana)	50	2200–2800
Cotton (Delta Smooth Leaf/Arkansas)	60	1900–2500
Peas (Early/Indiana)	40	1100–1200
Rice (Vegold/Arkansas)	60	1700–2100
Wheat (Indiana)	40	2100–2400

ในครั้งหนึ่งเคยใช้เกณฑ์ในการพิจารณาพันธุ์ข้าวโพดแบบ “วันเริ่มต้นถึงวันครบกำหนด” (Days to maturity) ซึ่งไม่ประสบผลสำเร็จ เนื่องจากในทางปฏิบัติพบว่าข้าวโพดที่เพาะปลูกในแต่ละพื้นที่ใช้เวลาในการเพาะปลูกยาวนานไม่เท่ากัน ความแตกต่างของแต่ละพื้นที่นี้เองจึงเป็นเหตุผลสำหรับการนำเอาอุณหภูมิสะสมมาใช้งาน ดังนั้น เมื่อไอโอวามีอากาศชื้น อุณหภูมิยามค่ำคืนช่วงฤดูร้อนจะสูง อุณหภูมิสะสมในแต่ละวันก็จะเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็ว ทำให้จำนวนวันที่ใช้ในการเพาะปลูกข้าวโพดน้อยกว่าฝั่งตะวันตกที่แห้งแล้งของไอโอวา ซึ่งเป็นบริเวณที่มีอุณหภูมิยามค่ำคืนช่วงฤดูร้อนต่ำกว่า ทำให้มีอุณหภูมิสะสมในแต่ละวันน้อยกว่า แม้ว่าความชื้นและเงื่อนไขอื่น ๆ จะไม่ถูกนำมาใช้ประกอบการพิจารณาก็ตาม แต่ถึงอย่างนั้น อุณหภูมิสะสมก็เป็นแนวทางหนึ่งที่มีประโยชน์เหมาะสำหรับนำไปใช้ในการคาดการณ์วันเวลาที่เหมาะสมในการเก็บเกี่ยวผลผลิตพืชผลทางการเกษตร

อุณหภูมิของอากาศและอุณหภูมิสุขสบายของมนุษย์

แม้อุณหภูมิจะเท่ากัน แต่สัมผัสรับรู้ของมนุษย์เกี่ยวกับอุณหภูมิจะแปรเปลี่ยนไปตามเวลาและสถานที่ อย่างเช่น ยามบ่ายของเดือนมีนาคมที่ท้องฟ้าปลอดโปร่งและสายลมอ่อนพัดหวิวซึ่งมีอุณหภูมิเท่ากับ 20 องศาเซลเซียส ชาวนิวยอร์กอาจจะรู้สึกอบอุ่นขึ้นหลังจากผ่านพ้นช่วงฤดูหนาวอันแสนหนาวเหน็บและยาวนาน แต่หาก ณ อุณหภูมิเดียวกันนี้ เกิดขึ้นในยามบ่ายของฤดูร้อนที่มีสายลมแรงพัดผ่าน ชาวเมืองนิวยอร์กอาจจะรู้สึกเย็นสบายเนื้อสบายตัว สัมผัสรับรู้ของมนุษย์เกี่ยวกับอุณหภูมิจะเปลี่ยนแปลงอย่างเห็นได้ชัดตามสภาพอากาศที่แปรเปลี่ยน เหตุผลของการเปลี่ยนแปลงจะเกี่ยวข้องกับการแลกเปลี่ยนพลังงานความร้อนของร่างกายกับสิ่งแวดล้อม (อากาศ) รอบตัวเรา

ร่างกายจะรักษาอุณหภูมิให้คงที่ด้วยการเปลี่ยนอาหารที่กินเข้าไปเป็นความร้อน (เมตาบอลิซึม) เพื่อรักษาอุณหภูมิของร่างกายให้คงที่ ความร้อนที่ร่างกายสร้างขึ้นและดูดกลืนจากสิ่งแวดล้อมจะมีค่าเท่ากับความร้อนที่ร่างกาย

ปลดปล่อยออกไปสู่สิ่งแวดล้อมเช่นกัน ดังนั้น การแลกเปลี่ยนความร้อนระหว่างร่างกายกับสิ่งแวดล้อม จะคงที่ โดยเฉพาะอย่างยิ่งบริเวณผิวหนัง

แนวทางหนึ่งที่ร่างกายจะสูญเสียพลังงานก็คือการปลดปล่อยพลังงานรังสีอินฟราเรดออกจากร่างกาย ไม่เพียงแต่จะปลดปล่อยออกไปเท่านั้น ร่างกายยังสามารถดูดซับพลังงานรังสีอินฟราเรดเข้าสู่ร่างกายได้อีกด้วย อีกแนวทางหนึ่งที่ร่างกายจะได้รับและสูญเสียความร้อน คือ กระบวนการนำความร้อนและการพาความร้อน ซึ่งเป็นกระบวนการถ่ายโอนความร้อนเข้าและออกจากร่างกายอันเนื่องจากการเคลื่อนที่ของอากาศ ในวันที่อากาศหนาวเหน็บ โมเลกุลของอากาศร้อนชั้นบาง ๆ ซึ่งอยู่ใกล้กับผิวหนังจะช่วยป้องกันอากาศเย็นจากสิ่งแวดล้อมและป้องกันการสูญเสียความร้อนออกจากผิวหนังอย่างรวดเร็ว ดังนั้น ในสภาพอากาศหนาวเหน็บ เมื่ออากาศสงบนิ่ง อุณหภูมิที่ร่างกายรับรู้ เรียกว่า อุณหภูมิที่มนุษย์รู้สึก (Sensible Temperature) มักจะมีค่าสูงกว่าอุณหภูมิที่ตรวจวัดได้จากเทอร์โมมิเตอร์

เมื่อสายลมหนาวเริ่มพัดโชยมา อากาศร้อนซึ่งทำหน้าที่เป็นฉนวนป้องกันผิวหนังจะค่อย ๆ มลายหายไป การโจมตีของอากาศเย็นอย่างต่อเนื่องทำให้ผิวหนังสูญเสียความร้อนอย่างรวดเร็ว เมื่อกำหนดให้ปัจจัยอื่น ๆ เหมือนกันทุกประการ ความเร็วของสายลมยิ่งสูงมากขึ้นเท่าไหร่ การสูญเสียความร้อนยิ่งสูงมากขึ้นเท่านั้น ทำให้มนุษย์ยิ่งรู้สึกหนาวเหน็บมากขึ้นตามไปด้วย ความหนาวเย็นที่เราสัมผัสรับรู้อันเนื่องจากสายลมพัดพาเช่นนี้ เราเรียกว่า ดัชนีการวัดค่าความหนาวที่แท้จริง (Wind-Chill Index: WCI)

ตารางดัชนีการวัดค่าความหนาวที่แท้จริงที่ทันสมัยที่สุด ดังตาราง 3.3 จัดทำขึ้นในปี 2544 โดย Joint action group of the National Weather Service and other agencies ค่าดัชนีใหม่นี้จะใช้ความเร็วลมที่ระดับ 1.5 เมตรเหนือพื้นดินที่ตรวจวัดได้จากสถานีตรวจอากาศทั่วไปแทนความเร็วลมที่ระดับ 10 เมตร นอกจากนี้ ตารางดังกล่าวแปลงความสามารถของอากาศในการนำความร้อนออกจากใบหน้าของมนุษย์ให้เป็นค่าอุณหภูมิเทียบเท่าเนื่องจากอากาศหนาวจัดและมีลมแรง ตัวอย่างเช่น ดังตาราง 3.3 อากาศมีอุณหภูมิเท่ากับ 10 องศาฟาเรนไฮต์ และมีความเร็วลมเท่ากับ 10 ไมล์ต่อชั่วโมง ทำให้ค่าอุณหภูมิเทียบเท่าเนื่องจากอากาศหนาวจัดและมีลมแรงเท่ากับ -4 องศาฟาเรนไฮต์ นั่นคือ เมื่ออากาศมีอุณหภูมิเท่ากับ 10 องศาฟาเรนไฮต์ และมีความเร็วลมเท่ากับ 10 ไมล์ต่อชั่วโมง ผิวหน้าจะสูญเสียความร้อนภายในเวลาหนึ่งนาทีเท่ากับตอนที่อากาศสงบนิ่งและมีอุณหภูมิเท่ากับ -4 องศาฟาเรนไฮต์ แน่นอนว่าความรู้สึกหนาวเย็นที่เกิดขึ้นมาจากหลายปัจจัยร่วมกัน อย่างเช่น ความเหมาะสมและชนิดของเสื้อผ้าอาภรณ์ที่สวมใส่ ปริมาณของแสงแดดที่ร่างกายได้รับ และบริเวณผิวหนังที่ต้องสัมผัสกับอากาศโดยไม่มีเสื้อผ้าอาภรณ์ปกป้อง

กระแสลมแรงที่มีเกิดขึ้นเมื่ออากาศมีอุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็งจะทำให้ผิวหนังสูญเสียความร้อนอย่างรวดเร็ว ส่งผลทำให้ผิวหนังเกิดอาการแข็งตัวและมีสีซีดลง อาการผิวหนังแช่แข็งนี้เรียกว่า ภาวะถูกทำลายจากความเย็นจัด

(Frostbite) เนื่องจากบริเวณผิวหนังอยู่ห่างจากแหล่งกำเนิดความร้อนภายในร่างกาย โดยทั่วไปมักเกิดขึ้นเมื่อร่างกายเผชิญกับความเย็นจัดอย่างรุนแรงเป็นครั้งแรก

ตาราง 3.3 ดัชนีการวัดค่าความหนาวที่แท้จริง (Wind-Chill Index: WCI)

WIND SPEED (MI/HR)	AIR TEMPERATURE (°F)																
	Calm	40	35	30	25	20	15	10	5	0	−5	−10	−15	−20	−25	−30	−35	−40
	5	36	31	25	19	13	7	1	−5	−11	−16	−22	−28	−34	−40	−46	−52	−57
	10	34	27	21	15	9	3	−4	−10	−16	−22	−28	−35	−41	−47	−53	−59	−66
	15	32	25	19	13	6	0	−7	−13	−19	−26	−32	−39	−45	−51	−58	−64	−71
	20	30	24	17	11	4	−2	−9	−15	−22	−29	−35	−42	−48	−55	−61	−68	−74
	25	29	23	16	9	3	−4	−11	−17	−24	−31	−37	−44	−51	−58	−64	−71	−78
	30	28	22	15	8	1	−5	−12	−19	−26	−33	−39	−46	−53	−60	−67	−73	−80
	35	28	21	14	7	0	−7	−14	−21	−27	−34	−41	−48	−55	−62	−69	−76	−82
	40	27	20	13	6	−1	−8	−15	−22	−29	−36	−43	−50	−57	−64	−71	−78	−84
	45	26	19	12	5	−2	−9	−16	−23	−30	−37	−44	−51	−58	−65	−72	−79	−86
	50	26	19	12	4	−3	−10	−17	−24	−31	−38	−45	−52	−60	−67	−74	−81	−88
	55	25	18	11	4	−3	−11	−18	−25	−32	−39	−46	−54	−61	−68	−75	−82	−89
	60	25	17	10	3	−4	−11	−19	−26	−33	−40	−48	−55	−62	−69	−76	−84	−91

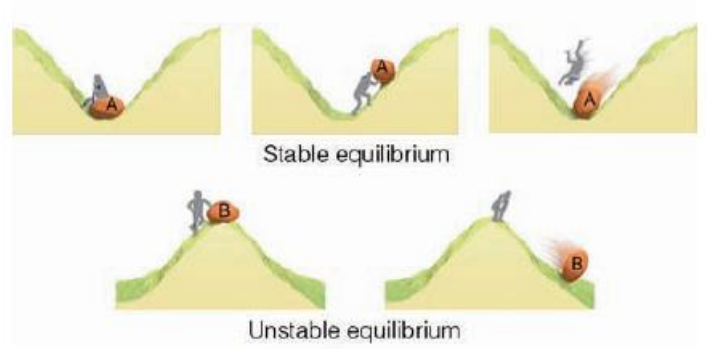
*Dark-shaded areas represent conditions where frostbite occurs in 30 minutes or less.

บทที่ 6 เสถียรภาพของบรรยากาศและการก่อตัวของเมฆ

เมฆคือคุณลักษณะที่งดงามของท้องฟ้า มอบสีสันและความสวยงามให้กับทิวทัศน์ธรรมชาติ ยิ่งไปกว่านั้นเมฆยังมีความสำคัญนอกเหนือไปจากด้านความสวยงามด้วย โดยเมื่อเมฆก่อตัวขึ้นจะมีความร้อนจำนวนมหาศาลจะถูกปลดปล่อยเข้าสู่ชั้นบรรยากาศ นอกจากนี้เมฆยังเป็นตัวช่วยในการควบคุมสมดุลพลังงานของโลกจากการสะท้อนและจากการกระเจิงรังสีของดวงอาทิตย์ รวมทั้งการดูดกลืนรังสีอินฟราเรดที่ถูกปลดปล่อยออกจากพื้นโลกด้วย และแน่นอนว่าถ้าหากไม่มีเมฆแล้ว เราก็ย่อมจะไม่มีฝน หิมะ ลูกเห็บและหยาดน้ำฟ้าอื่น ๆ เช่นกัน ในอีกแง่มุมหนึ่งเมฆยังเป็นตัวการที่แสดงให้เห็นถึงปรากฏการณ์ทางกายภาพของท้องฟ้าในขณะนั้นว่ากำลังเกิดอะไรขึ้น สำหรับผู้ที่ผ่านการฝึกอบรมด้านนี้มา เมฆก็เปรียบเสมือนป้ายบอกปรากฏการณ์บนท้องฟ้านั่นเอง ในบทนี้เราจะมาศึกษาถึงปรากฏการณ์ในชั้นบรรยากาศที่ถูกบ่งชี้ออกมาด้วยลักษณะของเมฆ โดยสิ่งแรกที่เราจะเรียนกันก็คือ-เสถียรภาพของชั้นบรรยากาศ

เสถียรภาพของชั้นบรรยากาศ

เมฆส่วนใหญ่จะเกิดจากการที่อากาศยกตัวขึ้นและเย็นตัวลง ทำไมอากาศถึงยกตัวขึ้นในบางโอกาสและไม่ยกตัวในบางครั้ง ? เราลองมาดูกันว่าความรู้เกี่ยวกับเสถียรภาพของบรรยากาศนั้นจะช่วยตอบคำถามนี้ได้หรือไม่



● FIGURE 6.1 When rock A is disturbed, it will return to its original position; rock B, however, will accelerate away from its original position.

เมื่อเราพูดถึงเสถียรภาพของบรรยากาศ เรากำลังอ้างอิงถึงลักษณะของสภาพสมดุล ยกตัวอย่างเช่นก้อนหิน A ที่ถูกวางไว้ตรงหุบเขาในรูปที่ 6.1 เราจะเรียกก้อนหินที่อยู่ในลักษณะนี้ว่าอยู่ในสมดุลเสถียร ถ้าหากว่าเราผลักก้อนหินขึ้นภูเขาด้านใดด้านหนึ่ง จากนั้นปล่อยมัน ก้อนหินก็จะกลิ้งกลับคืนเข้าสู่จุดเริ่มต้นของมัน ในทางตรงกันข้ามก้อนหิน B ที่วางอยู่บนยอดเขานั้นจัดว่าอยู่ในสมดุลแบบไม่เสถียร โดยเพียงแค่เราออกแรงผลักเบา ๆ มันก็พร้อมที่จะเคลื่อนที่ออกจากจุดตั้งต้นของมัน เราสามารถประยุกต์วิธีคิดนี้เข้ากับเรื่องของบรรยากาศได้ โดยอากาศซึ่งอยู่ในสมดุลเสถียรนั้น ไม่ว่ามันจะถูกยกขึ้นหรือกดให้จมลงมันก็พร้อมที่จะกลับคืนเข้าสู่แหน่งเดิมของมันเสมอ มันคือมันจะมีการต่อต้านที่จะยกตัวหรือจมตัว ส่วนอากาศซึ่งอยู่ในสถานะสมดุลแบบไม่เสถียร เพียงแค่มีแรงผลักเล็กน้อยมันก็พร้อมจะเคลื่อนที่ออกจากตำแหน่งดั้งเดิมของมัน ซึ่งลักษณะของอากาศแบบนี้จะเอื้อต่อการเกิดการเคลื่อนที่ของอากาศในแนวตั้ง

ในการศึกษาถึงพฤติกรรมของอากาศที่ลอยตัวขึ้นและจมตัวลงนั้น สิ่งที่เราต้องทำอย่างแรก ก็คือการจินตนาการถึงการนำอากาศนั้นมาห่อหุ้มเป็นก้อนด้วยแผ่นยางยืดบาง ๆ โดยอากาศปริมาตรเล็ก ๆ นี้เราจะอ้างอิงมันว่า เป็นก้อนอากาศ โดยถึงแม้ว่าเจ้าก้อนอากาศนี้จะขยายตัวและหดตัวได้อย่างอิสระ แต่มันจะไม่แตก แล้วจะไม่ไปรวมตัวกับก้อนอากาศอื่น และในขณะเดียวกัน อากาศภายนอกหรือความร้อนจากด้านนอกก็จะไม่สามารถเข้ามาผสมกับอากาศด้านในก้อนอากาศนี้ได้

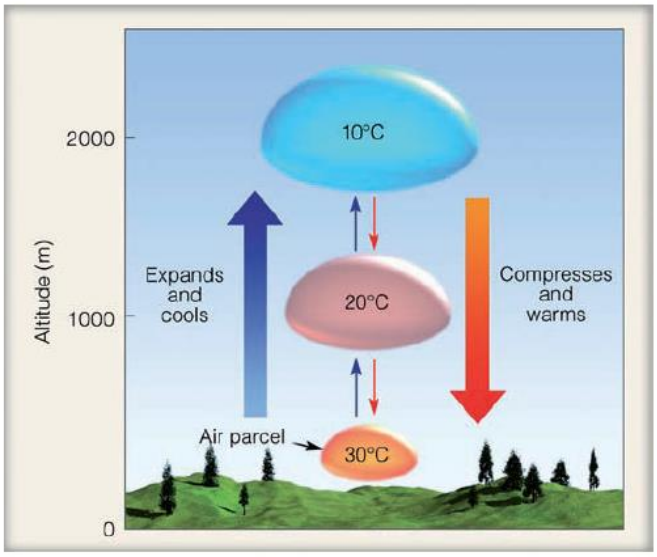
พื้นที่ว่างที่ถูกยึดครองโดยโมเลกุลอากาศในก้อนอากาศนี้เราจะนิยามมันว่าความหนาแน่นของอากาศ ส่วนความเร็วเฉลี่ยของโมเลกุลอากาศนั้นก็จะเกี่ยวข้องโดยตรงกับอุณหภูมิของอากาศ ส่วนการชนกันของโมเลกุลอากาศกับผนังของก้อนอากาศนั้นเราก็จะนิยามว่าเป็นแรงดันอากาศภายใน

ณ ที่พื้นผิวของโลก ก้อนอากาศนี้จะมีอุณหภูมิและความกดอากาศเท่ากับอากาศที่ล้อมรอบมัน และหากเรายกก้อนอากาศนี้ขึ้นสู่ชั้นบรรยากาศด้านบน ซึ่งจากที่เราเรียนมาแล้วในบทที่ 1 เราจะพบว่าความกดอากาศจะลดลงตามความสูง เมื่อความกดอากาศรอบนอกของก้อนอากาศนี้ลดลงก็จะเกิดปรากฏการณ์ที่โมเลกุลด้านในก้อนอากาศ ดันผนังบาง ๆ ให้ขยายออกไปด้านนอก ทำให้ก้อนอากาศมีขนาดใหญ่ขึ้น และเนื่องจากในกรณีนี้ไม่มีแหล่งพลังงานจากที่อื่นมาเกี่ยวข้อง การขยายขนาดของก้อนอากาศนั้นจึงต้องใช้พลังงานของโมเลกุลอากาศเอง ซึ่งจะทำให้ความเร็วเฉลี่ยของโมเลกุลอากาศในก้อนอากาศลดลง ซึ่งจะส่งผลต่อเนื่องให้อุณหภูมิของก้อนอากาศลดลงไปด้วย

ถ้าหากว่าก้อนอากาศนั้นตกลงมาที่พื้นผิวของโลกอีกครั้งมันจะกลับมาสู่บริเวณซึ่งความกดอากาศรอบนอกนั้นมีค่าสูงกว่าอากาศด้านใน ความกดอากาศที่มีค่าสูงก็จะบีบอัดก้อนอากาศให้กลับเข้าสู่ปริมาตรดั้งเดิมของมัน ซึ่งการบีบอันนี้จะทำให้ความเร็วเฉลี่ยของโมเลกุลอากาศนั้นมีค่าเพิ่มขึ้น และทำให้อุณหภูมิมีค่าสูงขึ้นตามไปด้วย ดังนั้นเราจึงกล่าวได้ว่า ก้อนอากาศที่ยกตัวขึ้นจะมีการขยายตัวและ มีอุณหภูมิลดลง ส่วนตอนอากาศที่จมตัวลงนั้น จะมีการบีบอัดตัวและอุณหภูมิอุ่นขึ้น

ถ้าหากว่าก้อนอากาศนั้นมีการขยายตัวและเย็นลงหรือมีการบีบอัดตัวและอุ่นขึ้น โดยที่ไม่มีการแลกเปลี่ยนความร้อนใด ๆ กับสิ่งแวดล้อมเลย เราจะเรียกลักษณะแบบนี้ว่ากระบวนการอะเดียแบติค (adiabatic process) โดยถ้าหากว่าอากาศในก้อนอากาศนั้นยังไม่อิ่มตัว (มีความชื้นสัมพัทธ์น้อยกว่า 100%) อัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิแบบอะเดียร์ติกจะเป็นค่าคงที่เสมอ โดยอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมินี้จะอยู่ที่ประมาณ 10 องศาเซลเซียสต่อการเปลี่ยนแปลงระดับความสูงทุก 1000 เมตร (หรือ 5.5 องศาฟาเรนไฮต์ต่อการเปลี่ยนแปลงระดับความสูงทุก 1,000 ฟุต) ซึ่งเราจะเรียกมันว่าอัตราการเปลี่ยนแปลงอะเดียแบติกแบบแห้ง (dry adiabatic rate)

เรารู้ว่าเมื่ออากาศยกตัวขึ้นอากาศภายในก้อนอากาศจะเย็นตัวลง ค่าความชื้นสัมพัทธ์ภายในก็จะเพิ่มขึ้นตามไปด้วย และถ้าหากอุณหภูมิภายในก้อนอากาศลดลงจนถึงจุดน้ำค้างแล้ว ค่าความชื้นสัมพัทธ์จะกลายเป็น 100 เปอร์เซ็นต์ การยกตัวต่อไปของอากาศนั้นก็จะส่งผลให้เกิดการกลั่นตัวขึ้นและทำให้เมฆก่อตัวขึ้นมาซึ่งใน กระบวนการกลั่นตัวนั้นจะมีการคายความร้อนออกมาด้วย และความร้อนที่ถูกถ่ายหนังจากกระบวนการกลั่นตัวนี้จะไปหักล้างกับอัตราการเย็นตัวเนื่องจากการขยายตัว ส่งผลให้อากาศ ไม่ได้ยินตัวลงด้วยอัตราการเย็นตัวแบบ อะเดียแบติกแบบแห้งอีกต่อไป แต่จะเย็นตัวด้วยอัตราที่น้อยลงซึ่งถูกเรียกว่าอัตราการเย็นตัวชนิดอะเดียบาติกแบบเปียก (moist adiabatic rate) แล้วถ้าหากว่าก้อนอากาศอิ่มตัวซึ่งมีหยดน้ำบรรจุอยู่ภายในได้จมตัวลงด้านล่าง อากาศจะถูกบีบอัดและอุ่นขึ้นส่งผลให้หยดน้ำนั้นระเหยกลายเป็นไอ ซึ่งกระบวนการกลายเป็นไอนี้ จะต้องดึงความร้อนไปใช้ ทำให้อุณหภูมิของอากาศที่จมตัวลงนั้นเพิ่มขึ้นช้าลงกว่ากระบวนการอะเดียแบติกแบบแห้ง เราจึงสามารถสรุปได้ว่าอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของก้อนอากาศที่อากาศภายในอิ่มตัวนั้นเราเรียกว่าอัตราการเปลี่ยนแปลงชนิดอะเดียแบติคแบบเปียกซึ่งมีอัตราการเปลี่ยนแปลงน้อยกว่าอัตราการเปลี่ยนแปลงอะเดียบาติคแบบแห้ง



● FIGURE 6.2 The dry adiabatic rate. As long as the air parcel remains unsaturated, it expands and cools by 10°C per 1000 m; the sinking parcel compresses and warms by 10°C per 1000 m.

กระบวนการอะเดียบาติกแบบเปียกนี้ จะแตกต่างจากอะเดียบาติกแบบแห้งตรงอัตราการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิต่อความสูงนั้นไม่คงที่ ซึ่งจะขึ้นอยู่กับอุณหภูมิและความชื้นภายในเป็นหลัก โดยก้อนอากาศอิ่มตัวที่อุณหภูมิสูงจะสามารถสร้างหยดน้ำได้มากกว่าก้อนอากาศที่มีอุณหภูมิต่ำกว่า การกลั่นตัวเป็นหยดน้ำของอากาศที่อุณหภูมิสูงก็จะส่งผลให้คายความร้อนแฝงออกมาได้มากกว่า นั่นคือสาเหตุที่ค่าอัตราการเปลี่ยนแปลงอะเดียบาติกแบบเปียกนั้นจะน้อยกว่าอัตราการเปลี่ยนแปลงอะเดียบาติกแบบแห้งมาก ในกรณีที่ก้อนอากาศซึ่งกำลังยกตัวขึ้นนั้นมีอุณหภูมิสูง แต่ค่าทั้งสองจะใกล้เคียงกันถ้าอากาศที่กำลังยกตัวขึ้นนั้นมีอุณหภูมิต่ำมาก ๆ (ดูตารางที่ 6.1 ประกอบ) ถึงแม้ว่าค่าอัตราการเปลี่ยนแปลงอะเดียบาติคแบบเปียกนี้จะแตกต่างกันไป แต่เพื่อทำให้ง่ายต่อการคำนวณและการยกตัวอย่าง เราสามารถใช้ค่าประมาณได้ว่าเฉลี่ยแล้วมันจะอยู่ที่ราว ๆ 6 องศาเซลเซียสต่อการเปลี่ยนระดับความสูง 1000 เมตร (หรือ 3.3 องศาฟาเรนไฮต์ ต่อการเปลี่ยนแปลงความสูง 1000 ฟุต)

▼ TABLE 6.1 The Moist Adiabatic Rate for Different Temperatures and Pressures in °C/1000 m and °F/1000 ft

Pressure (mb)	TEMPERATURE (°C)					TEMPERATURE (°F)				
	−40	−20	0	20	40	−40	−5	30	65	100
1000	9.5	8.6	6.4	4.3	3.0	5.2	4.7	3.5	2.4	1.6
800	9.4	8.3	6.0	3.9		5.2	4.6	3.3	2.2	
600	9.3	7.9	5.4			5.1	4.4	3.0		
400	9.1	7.3				5.0	4.0			
200	8.6					4.7				

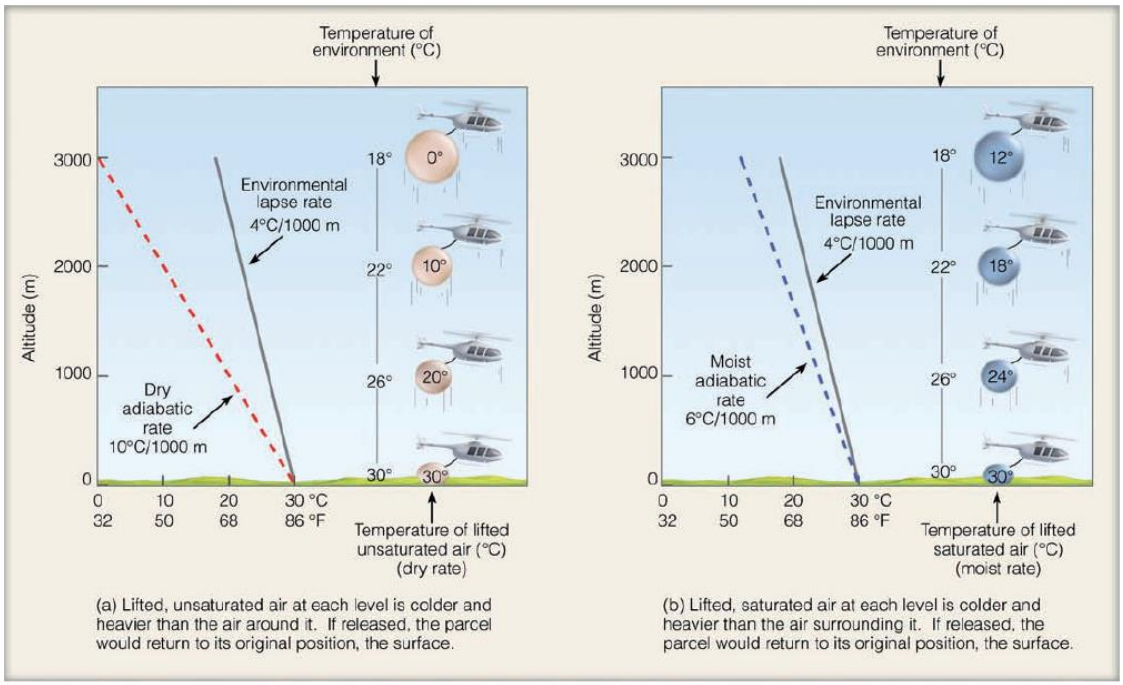
การจำแนกลักษณะเสถียรภาพของอากาศ

เราสามารถจำแนกแยกแยะเสถียรภาพของอากาศได้ โดยการเปรียบเทียบอุณหภูมิของก้อนอากาศที่กำลังยกตัวขึ้นเทียบกับอุณหภูมิของสิ่งแวดล้อม ถ้าหากว่าก้อนอากาศที่กำลังลอยตัวขึ้นนั้นมีอุณหภูมิต่ำกว่าอุณหภูมิของสิ่งแวดล้อม มันจะมีความหนาแน่นมากกว่าสิ่งแวดล้อม ส่งผลให้มันหนักกว่าและมีแนวโน้มที่จะจมตัวลงกลับเข้าสู่ระดับชั้นเดิมที่มันลอยตัวขึ้นมา

ในกรณีนี้เราจะเรียกว่าอากาศมีเสถียรภาพ เพราะว่ามันมีลักษณะต่อต้านการยกตัวขึ้น แต่ถ้าหากว่าอากาศที่กำลังลอยตัวขึ้นนั้นมีอุณหภูมิสูงกว่าสิ่งแวดล้อม ส่งผลให้มีความหนาแน่นน้อยกว่าอากาศที่แวดล้อม และมีน้ำหนักที่เบากว่าเมื่อเปรียบเทียบกัน ก้อนอากาศนี้ก็จะลอยตัวขึ้นไปเรื่อย ๆ จนกว่าจะถึงระดับชั้นที่มีอุณหภูมิเดียวกันกับสิ่งแวดล้อม นี่คือตัวอย่างของอากาศซึ่งไม่มีเสถียรภาพ ดังนั้นในการระบุเสถียรภาพของอากาศโดยจำเป็นจะต้องวัดอุณหภูมิทั้งของก้อนอากาศที่กำลังลอยตัวขึ้นและอุณหภูมิของสิ่งแวดล้อมที่ระดับต่าง ๆ เหนือพื้นโลก

อากาศที่มีเสถียรภาพ

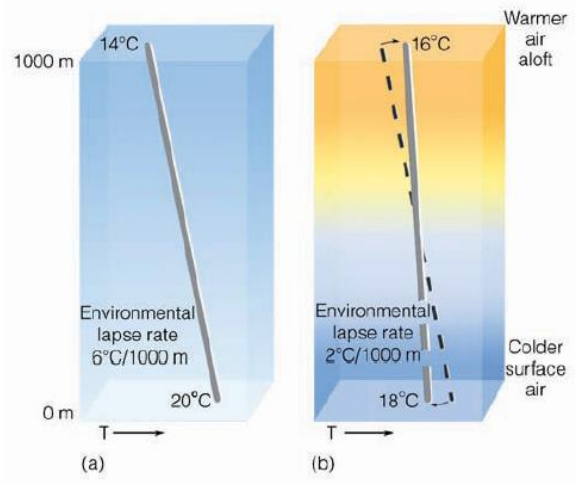
สมมุติว่าเราปล่อยบอลลูนตรวจอากาศหรือที่เรียกว่า radiosonde ขึ้นไป บอลลูนตรวจอากาศนั้นได้ส่งข้อมูลของอุณหภูมิมาดังรูปที่ 6.3 (ข้อมูลที่แสดงลักษณะของอุณหภูมิที่เปลี่ยนไปในแนวดิ่งนี้เรียกกันว่า sounding) เราตรวจวัดอุณหภูมิอากาศในแนวดิ่งพบว่ามันลดลง 4 องศาเซลเซียสในทุก ๆ ความสูง 1000 เมตร (หรือ 2 องศาฟาเรนไฮต์ต่อความสูง 1000 ฟุต) จากบทที่ 1 ที่เรียนมานั้น อัตราการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิอากาศเทียบกับความสูงที่เปลี่ยนไปเราจะเรียกว่า lapse rate ซึ่งอัตรานี้ก็คืออัตราของอุณหภูมิอากาศรอบ ๆ ตัวเราที่จะเปลี่ยนไปถ้าหากว่าเราไต่สูงขึ้นไปบนชั้นบรรยากาศเรื่อย ๆ เราจึงมักจะอ้างอิงถึงมันในชื่อว่า environmental lapse rate



• **FIGURE 6.3** An absolutely stable atmosphere occurs when the environmental lapse rate is less than the moist adiabatic rate. In a stable atmosphere, a rising air parcel is colder and more dense than the air surrounding it, and, if given the chance, it will return to its original position.

ที่นี้มาสมมุติว่าจะรูปที่ 6.3a ก้อนอากาศซึ่งบรรจุไว้ด้วยอากาศที่ไม่อิ่มตัวซึ่งมีอุณหภูมิ 30 องศาเซลเซียสถูกยกขึ้นจากระดับพื้นผิว และเมื่อมันถูกยกขึ้นมันจะเย็นตัวลงในอัตราอะเดียบาติกแบบแห้ง (10 องศาเซลเซียสต่อทุกความสูง 1000 เมตร) และอุณหภูมิในก้อนอากาศจะมีค่าอยู่ที่ 20 องศาเซลเซียสที่ความสูง 1000 เมตร หรือ 6 องศาเซลเซียสต่ำกว่าอากาศภายนอกที่ล้อมรอบมันอยู่

สังเกตจากในรูป 6.3a เราจะพบว่าเมื่อยิ่งก้อนอากาศลอยตัวขึ้นสูงเรื่อย ๆ ความแตกต่างของอุณหภูมิภายในอากาศกับอุณหภูมิภายนอกก็จะยิ่งมากขึ้นเรื่อย ๆ และถึงแม้ต่อให้ก้อนอากาศนั้นเริ่มต้น ด้วยค่าความชื้นสัมพัทธ์ที่อิ่มตัวและลอยตัวขึ้น ไปอัตราของอะเดียบาติกแบบเปียก ซึ่งมีค่า 6 องศาเซลเซียสต่อความสูง 1000 เมตรก็ตาม อากาศภายในก้อนอากาศก็จะมีอุณหภูมิต่ำกว่าอากาศภายนอกเสมอในทุก ๆ ระดับชั้น ซึ่งทั้งสองกรณีนี้อากาศที่กำลังยกตัวขึ้นจะมีอุณหภูมิที่ต่ำกว่าและมีน้ำหนักที่มากกว่าอากาศที่ล้อมรอบอยู่ข้างนอกเสมอ ซึ่งลักษณะแบบนี้เราจะเรียกว่าอากาศมีเสถียรภาพอย่างสัมบูรณ์ (absolutely stable) เราจึงสรุปได้ว่าอากาศนั้นจะมีเสถียรภาพอย่างสมบูรณ์เสมอ เมื่ออากาศภายนอกมีค่าอัตรา lapse rate น้อยกว่าค่าอัตราอะเดียบาติกแบบเปียก



• **FIGURE 6.4** The initial environmental lapse rate in diagram (a) will become more stable (stabilize) as the air aloft warms and the surface air cools, as illustrated in diagram (b).

เมื่ออากาศอยู่ในบรรยากาศที่มีเสถียรภาพอย่างสมบูรณ์ มันจะต่อต้านการยกตัวขึ้นในแนวตั้ง และถ้าหากว่ามีแรงผลักพยายามที่จะทำให้มันยกตัวขึ้น มันก็จะมีแนวโน้มที่จะแผ่ออกไปในแนวราบมากกว่า ดังนั้นเมฆที่

ก่อตัวขึ้นในอากาศที่มีการยกตัวลักษณะนี้ จะแผ่ออกไปในแนวราบ มีลักษณะบาง มียอดและฐานที่แบน ซึ่งเป็นสาเหตุให้เรามักจะพบเจอเมฆชนิดเซอโรสเตตัส อัลโตสเตตัส นิมโบสเตรตัสหรือสเตตัสก่อตัวขึ้นในอากาศที่มีเสถียรภาพ

ปัจจัยใดบ้างที่จำเป็นในการทำให้บรรยากาศมีเสถียรภาพ ? อย่างแรกก็คือบรรยากาศจะมีเสถียรภาพได้เมื่อค่า environmental lapse rate หรือค่าอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิต่อความสูงของสิ่งแวดล้อมมีค่าน้อย ๆ นั่นคือความแตกต่างของอุณหภูมิแวดล้อมระหว่างอากาศที่ผิวพื้นกับอากาศที่ระดับสูงขึ้นมีค่าน้อยนั่นเอง และด้วยเหตุนี้บรรยากาศจะมีแนวโน้มที่มีเสถียรภาพมากขึ้นอีกเมื่ออุณหภูมิแวดล้อมของอากาศด้านบนนั้นอุ่นหรืออุณหภูมิที่พื้นผิวนั้นเย็น โดยหากว่าอุณหภูมิของอากาศที่ไหลมาแทนที่อากาศระดับบนนั้นอุ่นกว่าเดิมและอุณหภูมิของอากาศที่พื้นผิวไม่ได้เปลี่ยนแปลงไปมากนัก จะส่งผลให้ค่าอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิต่อความสูง (environmental lapse rate) ลดลงและบรรยากาศจะมีเสถียรภาพมากยิ่งขึ้น เช่นเดียวกับเมื่อค่าอุณหภูมิที่บริเวณพื้นผิวด้านล่างเย็นตัวลง ส่งผลให้ environmental lapse rate จลดลงส่งผล และจะทำให้บรรยากาศเสถียรขึ้นเช่นกัน(ดูรูปประกอบที่ 6.4) โดยการเย็นตัวลงของอากาศที่พื้นผิวนั้นอาจเกิดได้จาก

1. การแผ่รังสีความร้อนจากพื้นดินในตอนกลางคืนทำให้บริเวณพื้นผิวสูญเสียความร้อนและเย็นตัวลง
2. ลมระดับพื้นผิวพัดพาอากาศเย็นไหลเข้ามาแทนที่
3. อากาศเคลื่อนที่ผ่านพื้นผิวที่มีอุณหภูมิต่ำ

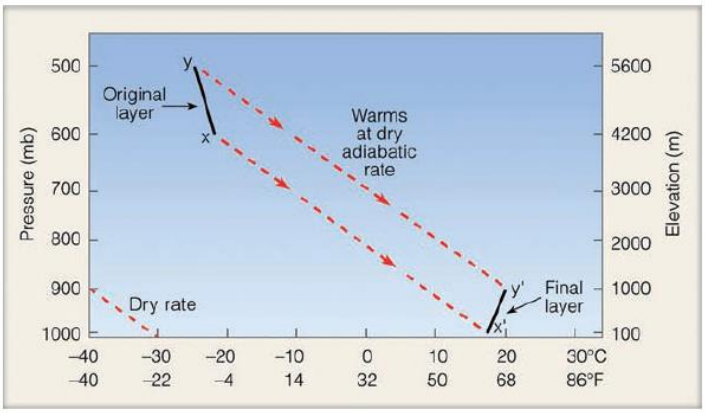
นั่นจึงส่งผลให้ในแต่ละวัน บรรยากาศจะมีเสถียรภาพที่สุดในช่วงเช้าตรู่ซึ่งเป็นช่วงที่อุณหภูมิบริเวณพื้นผิวนั่นต่ำที่สุด และถ้าหากว่าในช่วงนี้อากาศบริเวณพื้นผิวนั้นอิ่มตัว เราก็จะพบว่าอาจจะส่งผลให้มีหมอกเกิดขึ้นได้ (ดูรูปที่ 6.5)

• FIGURE 6.5 Cold surface air, on this morning, produces a stable atmosphere that inhibits vertical air motions and allows the fog and haze to linger close to the ground.

อีกทางหนึ่งที่จะทำให้บรรยากาศมีเสถียรภาพมากก็คือเมื่อชั้นของอากาศทั้งชั้นเกิดการจมตัวลง ยกตัวอย่างเช่น เมื่อชั้นของอากาศที่ไม่อิ่มตัวซึ่งมีความหนามากกว่า 1000 เมตรและปกคลุมพื้นที่เป็นบริเวณกว้างได้เกิดการจมตัว อากาศทั้งชั้นนี้จะมีอุณหภูมิสูงขึ้นเนื่องจากมีการบีบอัดแบบอะเดียบาติก โดยเมื่อทั้งชั้นจมตัวลงมันจะถูกบีบอัดโดยน้ำหนักของตัวชั้นบรรยากาศเองทำให้เกิดการหดตัวแคบลงในแนวตั้ง ส่วนยอดด้านบนสุดของชั้นจะมีการจมตัวลงมากกว่าชั้นที่ด้านล่างและจะอุ่นกว่าบรรยากาศที่อยู่ด้านล่าง (ดูรูปที่ 6.6 ประกอบ) หลังจากการจมตัว เราจึงพบว่าบรรยากาศที่ด้านบนอุ่นกว่าด้านล่าง ส่งผลให้เกิดการผันกลับของอุณหภูมิ (inversion) ซึ่งการผันกลับของอุณหภูมิที่เกิดจากการจมตัวของชั้นบรรยากาศนี้เรียกว่า subsidence inversion หรือการผันกลับเนื่องจากการจมตัว ปรากฏการณ์นี้

บางครั้งก็สามารถพบได้ที่ระดับพื้นผิว แต่ส่วนใหญ่แล้วมักถูกพบที่ระดับสูงขึ้นไปและมักเกี่ยวข้องกับลักษณะความกดอากาศสูงที่กินพื้นที่เป็นบริเวณกว้างซึ่งจะทำให้เกิดการจมตัวของอากาศนั่นเอง

การผันกลับของอุณหภูมินี้จะเป็นตัวที่แสดงว่า ชั้นบรรยากาศนั้นมีเสถียรภาพอย่างสมบูรณ์ ทำไม? เพราะในการผันกลับของอุณหภูมินั้นอากาศที่อุ่นจะอยู่ด้านบนของอากาศที่เย็น และหากก้อนอากาศมีการยกตัวขึ้นสู่ชั้นของการผันกลับ มันก็จะมีแนวโน้มที่จะเย็นตัวลงในขณะที่อากาศรอบตัวมันกลับอุ่นขึ้น ซึ่งจะส่งผลให้มวลอากาศเย็นนั้นมีแนวโน้มที่จะจมตัวกลับสู่ด้านล่าง



● FIGURE 6.6 The layer x–y is initially 1400 m thick. If the entire layer slowly subsides, it shrinks in the more-dense air near the surface. As a result of the shrinking, the top of the layer warms more than the bottom, and the entire layer (x′–y′) becomes more stable, and in this example forms an inversion.

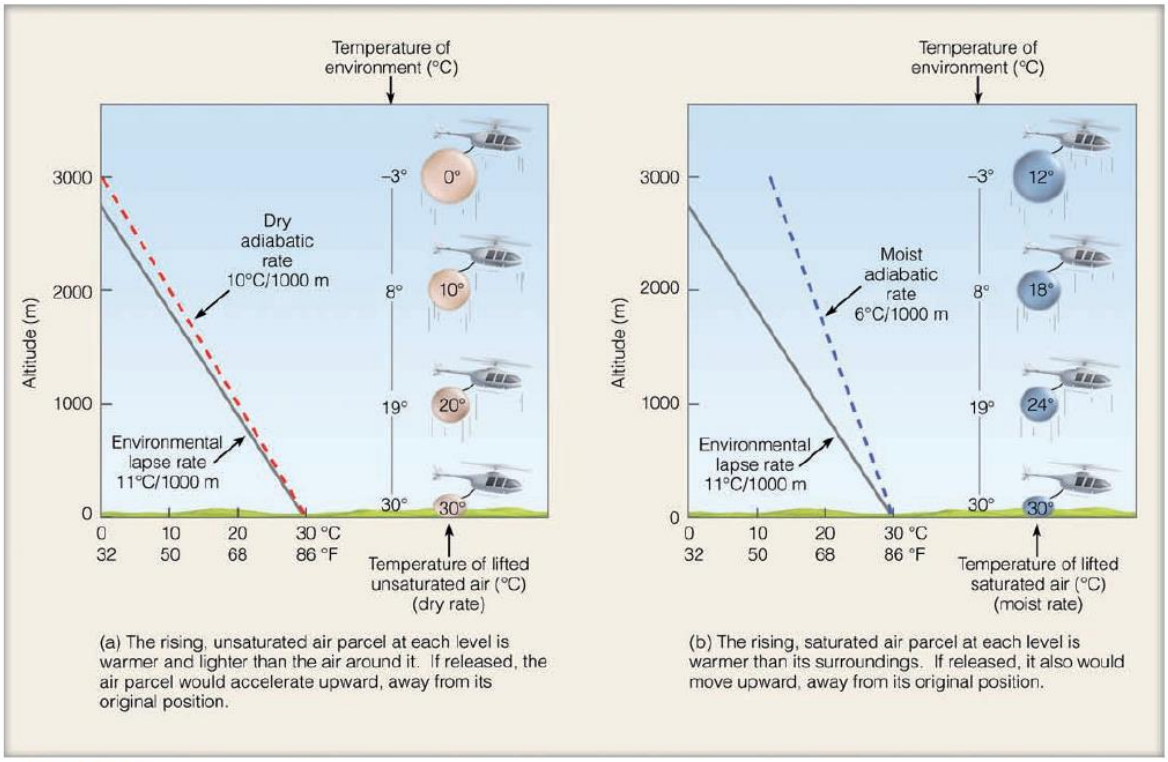
การผันกลับของอุณหภูมินี้ทำตัวเสมือนประหนึ่งว่าเป็นฝาครอบคอยปิดกั้นการเคลื่อนที่ในแนวตั้งของอากาศ ถ้าหากการผันกลับของอุณหภูมิเกิดขึ้นในระดับใกล้เคียงกับพื้นดิน เรามักจะพบว่ามี เมฆแผ่น หมอก ฟ้าหลัว และมลพิษในอากาศเกิดขึ้นที่บริเวณใกล้กับพื้นผิวด้านล่างนั่นเอง โดยเราจะได้ศึกษาต่อไปในบทที่ 18 ว่าโดยส่วนใหญ่แล้วมลพิษทางอากาศมักเกิดขึ้นในการผันกลับของอากาศอันเกิดจากการจมตัวเสมอ

ก่อนที่เราจะกลับไปคุยกันเรื่องอากาศที่ไม่มีเสถียรภาพ เรามาคุยกันเรื่องอากาศที่มีเสถียรภาพแบบเป็นกลางก่อน (neutral stability) โดยถ้าหากว่าอัตราการเย็นตัวตามระดับความสูงของอากาศ (lapse rate) นั้นมีค่าเท่ากับอัตราการเย็นตัวอะเดียบาติกแบบแห้ง อากาศที่ไม่อิ่มตัวซึ่งลอยขึ้นหรือจมตัวลงนั้นจะมีการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิเท่ากับอุณหภูมิของอากาศรอบข้าง ส่งผลให้ในทุก ๆ ระดับความสูงก้อนอากาศและการรอบนอกจะมีความหนาแน่นและอุณภูมิเท่ากันเสมอ ซึ่งลักษณะอากาศแบบนี้ จะไม่ทำให้อากาศมีแนวโน้มที่จะลอยขึ้นหรือจมตัวลง เราจึงเรียกว่าอากาศที่มีเสถียรภาพแบบเป็นกลาง สำหรับในกรณีของอากาศที่อิ่มตัวนั้น ลักษณะเสถียรภาพแบบเป็นกลางจะเกิดขึ้น เมื่ออัตราการเย็นตัวของอากาศภายนอก (environmental lapse rate) เท่ากับอัตราการเย็นตัวอะเดียบาติกแบบชื้น

บรรยากาศที่ไม่มีเสถียรภาพ

สมมุติว่าวิทยุหยั่งอากาศส่งข้อมูลอุณหภูมิพื้นโลกออกมาดังรูปที่ 6.7a และเราจะทำการวิเคราะห์ลักษณะเสถียรภาพของอากาศ ด้วยการเปรียบเทียบอุณหภูมิของสิ่งแวดล้อมที่เปลี่ยนไปตามความสูงกับอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิแบบอะเดียบาติกทั้งเปียกและแห้ง

ในกรณีนี้อัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของอากาศที่แวดล้อมคือ 11 องศาเซลเซียสต่อทุก 1000 เมตร หรือ 6 องศาฟาเรนไฮต์ต่อทุก 1,000 ฟุต ก้อนอากาศไม่อิ่มตัวจากบริเวณพื้นผิวโลก กำลังลอยตัวขึ้นและค่อย ๆ เย็นตัวด้วยอัตราการเย็นตัวแบบอะเดียบาติกแบบแห้ง และเนื่องจากการเย็นตัวด้วยอัตราอะเดียบาติกแบบแห้งนั้นมีค่าน้อยกว่าการเย็นตัวของบรรยากาศที่แวดล้อม ก้อนอากาศจึงมีอุณหภูมิสูงกว่าอากาศที่แวดล้อมอยู่ และจะยังคงลอยตัวขึ้นต่อไปเรื่อย ๆ สูงขึ้นไปจากตำแหน่งดั้งเดิม ซึ่งแสดงว่าอากาศนั้นไม่มีเสถียรภาพ และแน่นอนว่าอากาศอิ่มตัวซึ่งกำลังเย็นตัวลงด้วยอัตราของอะเดียร์ติกแบบเปียกนั้นก็จะมีอุณหภูมิสูงกว่าอากาศรอบ ๆ ตัวของมันอยู่เสมอเช่นกัน (ดูรูปที่ 6.7b ประกอบ) ในทั้งสองกรณีนั้นเมื่อก้อนอากาศเริ่มต้นยกตัวขึ้นก็จะรักษาการยกตัวขึ้นอย่างต่อเนื่องเพราะว่าอุณหภูมิภายในก้อนอากาศจะสูงกว่าและมีความหนาแน่นต่ำกว่าอากาศที่อยู่รอบนอก



• FIGURE 6.7 An absolutely unstable atmosphere occurs when the environmental lapse rate is greater than the dry adiabatic rate. In an unstable atmosphere, a rising air parcel will continue to rise because it is warmer and less dense than the air surrounding it.

ลักษณะอากาศแบบที่ยกตัวอย่างนี้ คืออากาศแบบที่เราเรียกว่าสภาพอากาศที่ไม่มีเสถียรภาพอย่างสมบูรณ์ คือลักษณะของอากาศที่อัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามความสูงนั้นมีค่ามากกว่าอัตราอะเดียบาติกแบบแห้งนั่นเอง สิ่งที่ควรรู้คือเป็นบรรยากาศชั้นสูง ๆ นั้นมักจะพบลักษณะของการไม่มีเสถียรภาพแบบสมบูรณ์แบบนี้ได้ยาก ซึ่งลักษณะแบบนี้มักจะพบได้ในชั้นบรรยากาศบาง ๆ ที่อยู่ใกล้กับพื้นดินในวันที่อากาศร้อนและมีแดดจัด ซึ่งจะส่งผลให้อากาศที่แวดล้อมมีอัตราการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิตามความสูงนั้นมีค่าเกินอัตราอะเดียบาติกแบบแห้ง ซึ่งอาจจะเรียกลักษณะแบบนี้ว่า ซุปเปอร์อะเดียบาติก (superadiabatic)

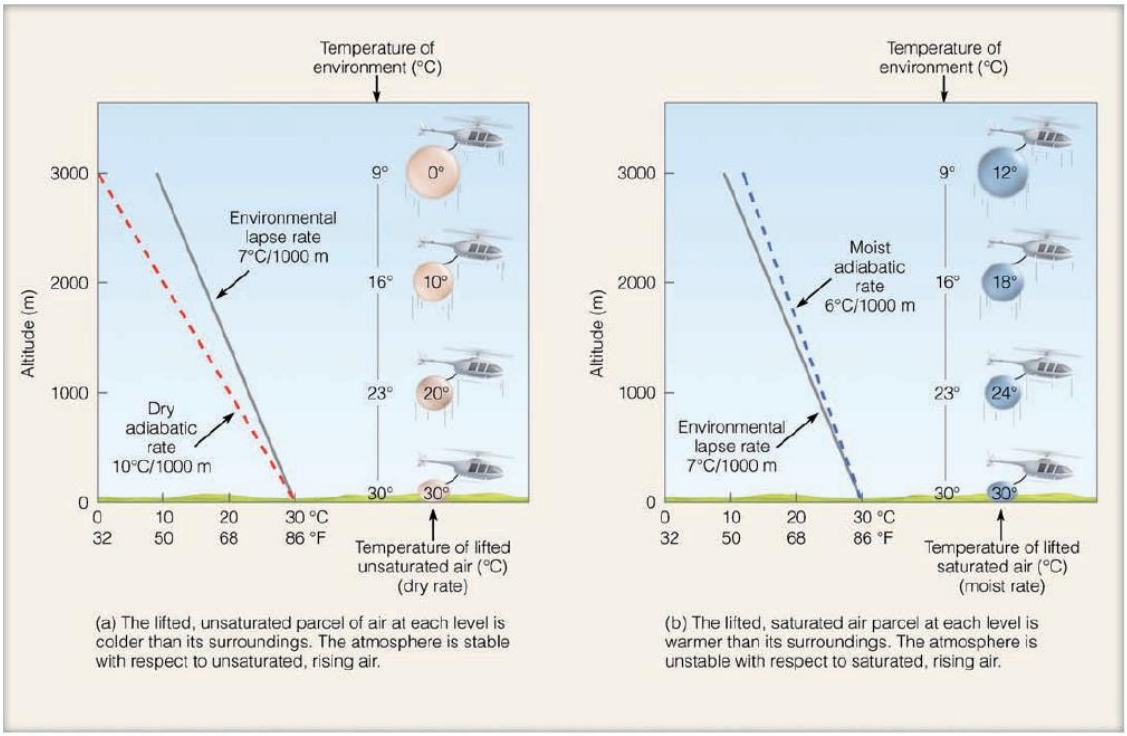
อาจจะมีบางโอกาสซึ่งพบได้ยาก เมื่อค่าอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิเทียบกับความสูงมีค่าเกิน 34 องศาเซลเซียสต่อ 100 เมตร อากาศจะเกิดการยกตัวเนื่องจากการพาความร้อนได้ด้วยตัวเองโดยไม่ต้องพึ่งปัจจัยภายนอกหรือเรียกอีกอย่างว่า autoconvective นั่นเอง

กล่าวโดยสรุปคือเราจะเห็นว่าบรรยากาศจะมีเสถียรภาพอย่างสมบูรณ์เมื่อการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิต่อความสูงนั้นมากกว่าอัตราอะเดียบาติกแบบเปียก บรรยากาศจะไม่มีเสถียรภาพอย่างสมบูรณ์จะเกิดขึ้นเมื่ออัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามความสูงมีค่ามากกว่าอัตราอะเดียบาติกแบบแห้ง อย่างไรก็ตามลักษณะอากาศโดยทั่วไปที่เรามักจะพบเจอนั้นอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามความสูงมักจะอยู่ระหว่างอัตราการเปลี่ยนแปลงอะเดียบาติกแบบเปียกและแบบแห้ง

ลักษณะบรรยากาศที่ไม่เสถียรแบบมีเงื่อนไข

อัตราการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิเทียบกับความสูงในรูปที่ 6.8 คือ 7 องศาเซลเซียสต่อ 1000 เมตร หรือ 4 องศาฟาเรนไฮต์ต่อ 1,000 ฟุต เมื่อก้อนอากาศที่ไม่อิ่มตัวถูกยกตัวขึ้นมันจะเย็นตัวลงด้วยอัตราอะเดียบาติกแบบแห้ง ซึ่งจะส่งผลให้อุณหภูมิในก้อนอากาศเย็นกว่าอากาศที่อยู่รอบ ๆ มันในทุกระดับชั้นความสูง (ดูรูปที่ 6.8a) มันจึงมีแนวโน้มที่จะจมตัวลงกลับสู่สถานะดั้งเดิม เนื่องเพราะมันอยู่ในลักษณะบรรยากาศที่มีเสถียรภาพ

ที่สมมติว่าก้อนอากาศที่ถูกยกตัวขึ้นนั่นอิ่มตัว หน้าที่เราเห็นในรูปที่ 6.8b ก้อนอากาศที่ถูกยกขึ้นจะมีอุณหภูมิสูงกว่าอากาศที่อยู่รอบ ๆ มันในทุกระดับความสูง นั่นคือเมื่อก้อนอากาศนี้เริ่มต้นยกตัวขึ้นมันก็จะคงยกตัวขึ้นต่อไปเรื่อย ๆ บรรยากาศนี้จะไม่เสถียรสำหรับก้อนอากาศที่อิ่มตัว ลักษณะแบบนี้เราจะเรียกว่าบรรยากาศไม่อิ่มตัวแบบมีเงื่อนไข



(a) The lifted, unsaturated parcel of air at each level is colder than its surroundings. The atmosphere is stable with respect to unsaturated, rising air.

(b) The lifted, saturated air parcel at each level is warmer than its surroundings. The atmosphere is unstable with respect to saturated, rising air.

ACTIVE FIGURE 6.8 Conditionally unstable atmosphere. The atmosphere is *stable* if the rising air is *unsaturated* (a), but *unstable* if the rising air is *saturated* (b). A conditionally unstable atmosphere occurs when the environmental lapse rate is between the moist adiabatic rate and the dry adiabatic rate. Visit the Meteorology Resource Center to view this and other active figures at academic.cengage.com/login

ลักษณะเสถียรภาพของบรรยากาศแบบนี้จะขึ้นอยู่กับก้อนอากาศที่ยกตัวขึ้นว่าอิ่มตัวหรือไม่อิ่มตัว เมื่อก้อนอากาศที่ยกตัวนั้นไม่อิ่มตัวบรรยากาศจะมีเสถียรภาพ แต่ถ้าหากก้อนอากาศที่ยกตัวนั้นอิ่มตัว บรรยากาศก็จะกลายเป็นไม่มีเสถียรภาพ ลักษณะความไม่เสถียรภาพแบบมีเงื่อนไขนี้ยังหมายถึงว่า เมื่ออากาศไม่อิ่มตัวถูกยกตัวขึ้นถึงระดับที่มันอิ่มตัว มันจะกลายเป็นบรรยากาศที่ไม่มีเสถียรภาพทันที

การมีเสถียรภาพแบบมีเงื่อนไขนี้จะเกิดขึ้นเมื่ออัตราการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิเทียบกับความสูงอยู่ระหว่างอัตราการเปลี่ยนแปลงอะเดียบาติกแบบเปียกและแบบแห้ง โดยจากบทที่ 1 อัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิเทียบกับความสูงโดยเฉลี่ยแล้วจะมีค่าอยู่ที่ 6.5 องศาเซลเซียสต่อ 1000 เมตรสำหรับบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์ ซึ่งค่าที่ว่านี้อยู่ระหว่างอัตราการเปลี่ยนแปลงอะเดียบาติกแบบเปียกและแบบแห้ง แสดงว่าลักษณะบรรยากาศโดยทั่วไปนั้นจะอยู่ในลักษณะไม่มีเสถียรภาพแบบมีเงื่อนไขนั่นเอง

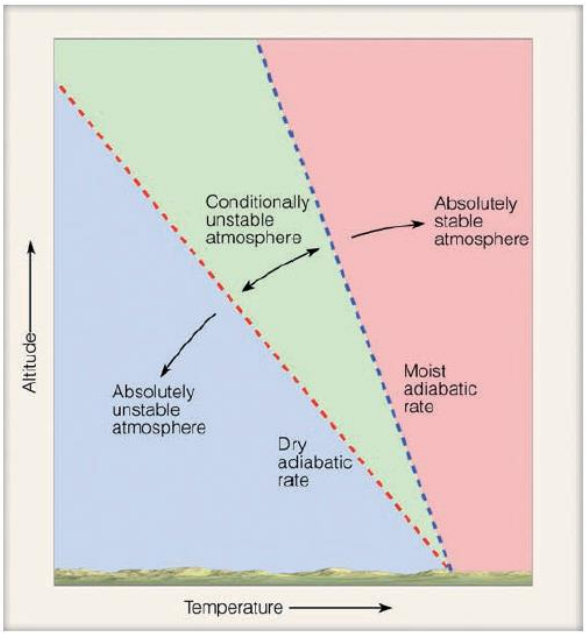


FIGURE 6.9 When the environmental lapse rate is greater than the dry adiabatic rate, the atmosphere is absolutely unstable. When the environmental lapse rate is less than the moist adiabatic rate, the atmosphere is absolutely stable. And when the environmental lapse rate lies *between* the dry adiabatic rate and the moist adiabatic rate (shaded green area), the atmosphere is conditionally unstable.

สาเหตุของการไม่มีเสถียรภาพ

อะไรที่ทำให้บรรยากาศมีเสถียรภาพลดน้อยลง ? บรรยากาศจะมีเสถียรภาพลดลงเมื่ออัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิต่อความสูงนั้นมีความลาดเอียงมากขึ้น หรือพูดอีกอย่างหนึ่งก็คืออุณภูมิลดลงเร็วขึ้นเมื่อเทียบกับความสูงที่เพิ่มขึ้น ซึ่งลักษณะแบบนี้อาจเกิดได้จากทั้งอากาศข้างบนเย็นตัวลงหรืออากาศข้างล่างมีอุณหภูมิเพิ่มมากขึ้น (ดูรูป 6.10 ประกอบ)

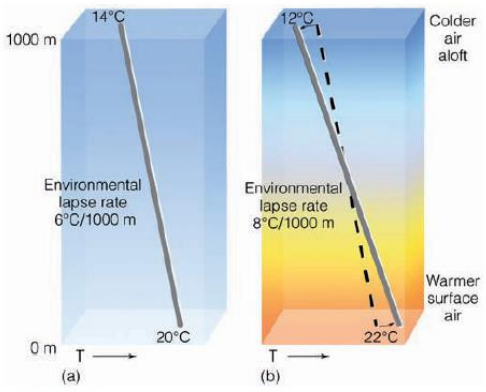


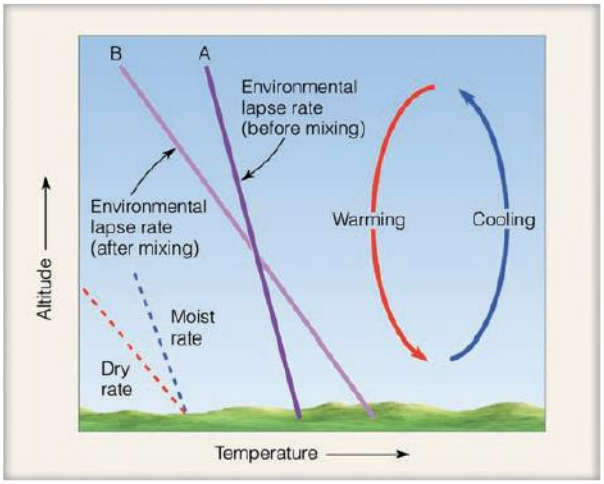
FIGURE 6.10 The initial environmental lapse rate in diagram (a) will become more unstable (that is, destabilize) as the air aloft cools and the surface air warms, as illustrated in diagram (b).

การที่อากาศข้างบนเย็นตัวลงอาจเกิดได้จาก
1. ลมพัดเอาอากาศที่เย็นกว่าเคลื่อนที่เข้ามา
2. เมฆหรืออากาศที่ด้านบนมีการแผ่รังสีอินฟราเรดออกสู่อวกาศทำให้เกิดการเย็นตัวลง

ส่วนสาเหตุที่ทำให้อากาศบริเวณพื้นผิวอุ่นขึ้นนั้นอาจเกิดได้จาก
1. แสงอาทิตย์ที่ให้ความร้อนกับพื้นผิวโลกในช่วงเวลากลางวัน
2. อากาศร้อนที่ถูกพัดพาเข้ามากับลม
3. อากาศเคลื่อนที่ผ่านพื้นผิวที่ร้อน
ซึ่งทั้งการเย็นตัวของอากาศที่ด้านบนหรือการร้อนขึ้นของอากาศที่ด้านล่าง ก็จะร่วมกันส่งผลให้อัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามความสูงนั้นมีความลาดเอียงมากขึ้นและทำให้บรรยากาศขาดเสถียรภาพได้ (ดูรูปที่ 6.11)

● FIGURE 6.11 The warmth from this forest fire in the northern Sierra Nevada foothills heats the air, causing instability near the surface. Warm, less-dense air (and smoke) bubbles upward, expanding and cooling as it rises. Eventually the rising air cools to its dew point, condensation begins, and a cumulus cloud forms.

มาถึงจุดนี้เราจะเห็นได้ว่าเสถียรภาพของบรรยากาศนั้นสามารถเปลี่ยนแปลงไปได้ตลอดทั้งวัน โดยในช่วงเช้าตรู่ที่ท้องฟ้าโปร่งลมสงบ อากาศบริเวณพื้นผิวมักจะมีความเย็นมากกว่าอากาศที่สูงขึ้นไป มันจะทำให้บรรยากาศมีเสถียรภาพ ซึ่งจะสังเกตเห็นได้จากการเกิดหมอกใกล้ ๆ บริเวณพื้นผิวดิน และเมื่อเวลาผ่านไปดวงอาทิตย์จะค่อย ๆ ทำให้พื้นผิวดินร้อนขึ้นและพื้นผิวดินที่ร้อนนั้นก็จะทำให้อากาศข้างบนร้อนขึ้นด้วยเช่นกัน และเมื่ออากาศพื้นผิวดินมีอุณหภูมิเพิ่มขึ้น เราก็จะพบว่า ความไม่เสถียรภาพของอากาศจะเพิ่มขึ้นเช่นกัน โดยความไม่เสถียรภาพนี้จะมีค่ามากที่สุดในช่วงเวลาที่ร้อนที่สุดของแต่ละวันนั่นเอง



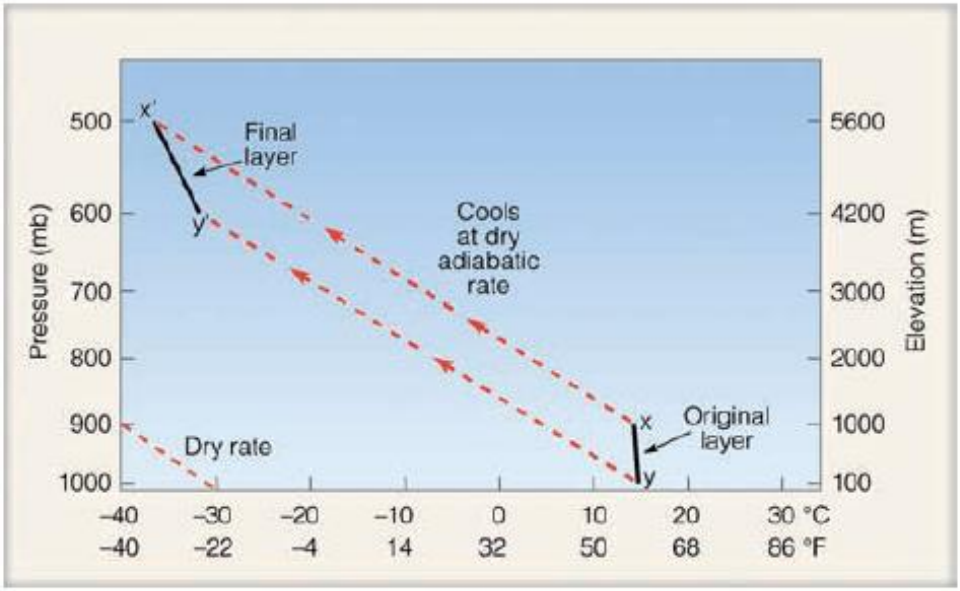
● FIGURE 6.12 Mixing tends to steepen the lapse rate. Rising, cooling air lowers the temperature toward the top of the layer, while sinking, warming air increases the temperature near the bottom.

มาถึงตรงนี้เราได้เห็นว่าชั้นของอากาศนั้นอาจ มีเสถียรภาพลดลงจากการเย็นตัวลงของอากาศด้านบนหรือการร้อนขึ้นของอากาศบริเวณพื้นผิว ออกจากนี้แล้วเสถียรภาพของอากาศอาจลดลงได้จากการผสมกันของชั้นอากาศและจากการยกตัวขึ้นของชั้นอากาศ เราจะมาเริ่มดูกันที่การผสมกันของชั้นอากาศก่อน โดยในรูปที่ 6.12 อัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิต่อความสูงของอากาศก่อนที่จะเกิดการผสมกันนั้นมีค่าน้อยกว่าอัตราอะเดียบาติกแบบเปียก และทำให้ชั้นบรรยากาศนั้นมีความเสถียร(รูป A) ที่นี้เมื่อมีการผสมกันของชั้น

อากาศไม่ว่าจะจากการพาความร้อนหรือจากการที่ลมพัด ทำให้กระแสอากาศเกิดความปั่นป่วนขึ้น อากาศที่ถูกยกตัวขึ้นสูงจะเย็นตัวลง ส่วนอากาศที่ม้วนลงด้านล่างจะมีอุณหภูมิเพิ่มขึ้น ซึ่งลักษณะการเคลื่อนที่ขึ้นลงนี้จะส่งผลให้ชั้นของอากาศด้านบนมีอุณหภูมิลดลงและชั้นของอากาศด้านล่างมีอุณหภูมิเพิ่มขึ้น ทำให้ค่าอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิต่อความสูงนั้นมีความลาดเอียงมากขึ้นและส่งผลให้มีความไม่เสถียรภาพเพิ่มมากขึ้น หากการผสมลักษณะนี้ดำเนินต่อไปเป็นระยะเวลาหนึ่งและอากาศยังคงทีสภาพไม่อิ่มตัว ลักษณะโครงสร้างของอุณหภูมิในแนวดิ่งก็จะมีค่าเท่ากับค่าอัตราอะเดียบาติกแบบแห้ง(รูป B)

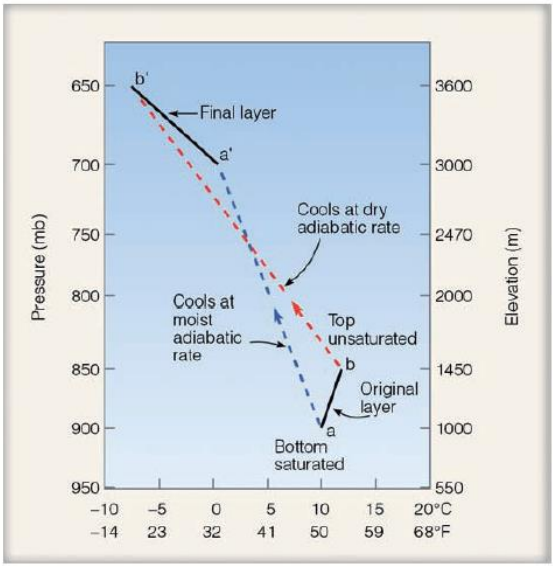
เหมือนกับในกรณีที่ชั้นของอากาศทั้งชั้นลดระดับลงส่งผลให้อากาศมีเสถียรภาพมากขึ้น การยกตัวขึ้นของอากาศทั้งชั้นก็จะทำให้เสถียรภาพของอากาศลดน้อยลงเช่นกัน ในรูปที่ 6.13 อากาศที่อยู่ระหว่างชั้นความสูง 1,000 ถึง 900 มิลลิบาร์นั้นอยู่ในลักษณะที่มีเสถียรภาพอย่างสมบูรณ์ เพราะอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามความสูง (กราฟ x-y) มีค่าน้อยกว่าอัตราอะเดียบาติกแบบเปียก และเมื่อชั้นอากาศนี้ถูกยกตัวขึ้น ความหนาแน่นของอากาศแวดล้อมด้านบนจะลดลงอย่างรวดเร็ว ส่งผลให้ชั้นอากาศมีการขยายตัวในทางตั้ง และหากชั้นอากาศนี้หรือยังคงสภาพไม่อิ่มตัวอยู่ ชั้นอากาศทั้งชั้นจะเย็นตัวลงด้วยอัตราอะเดียบาติกแบบแห้ง โดยผลจากการขยายตัวในทางตั้งนั้นจะส่งผลให้อากาศด้านบนเย็นตัวลงมากกว่าอากาศที่อยู่ด้านล่าง ซึ่งส่งผลให้ความชันของเส้นกราฟของอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามความสูงมีค่าลดลง และทำให้เส้นกราฟ x'-y' ที่ถูกยกตัวขึ้นไปอยู่ในระดับ 500-600 มิลลิบาร์ อยู่ในสถานภาพของความไม่มีเสถียรภาพแบบมีเงื่อนไข (ดูรูป6.13)

บางครั้งอากาศที่มีเสถียรภาพก็สามารถกลับกลายเป็นไม่มีเสถียรภาพอย่างสมบูรณ์ได้ ถ้าหากว่า อากาศชั้นด้านล่างนั้นเต็มไปด้วยความชื้นส่วนอากาศชั้นด้านบนนั้นเป็นอากาศแห้ง รูปที่ 6.14 แสดงการผันกลับของอุณหภูมิ ที่ระดับชั้น 900 และ 850 มิลลิบาร์นั้นทำให้อากาศมีเสถียรภาพอย่างสมบูรณ์ ทีนี้ถ้าสมมติว่าอากาศด้านล่างเป็นอากาศอิ่มตัว ส่วนอากาศด้านบนเป็นอากาศที่ไม่อิ่มตัว และถ้าเกิดว่าอากาศในชั้นที่ว่านี้ถูกยกตัวขึ้นแม้เพียงเล็กน้อย อากาศที่อยู่ด้านบนจะเย็นตัวลงด้วยอัตราการอะเดียบาจิกแบบแห้ง ซึ่งทำให้อุณหภูมิลดลงอย่างรวดเร็ว ในขณะที่อากาศบริเวณด้านล่างจะเย็นตัวลงด้วยอัตราอะเดียบาติกแบบเปียก ซึ่งส่งผลให้เย็นตัวลงช้ากว่าด้านบน



● FIGURE 6.13 The lifting of an entire layer of air tends to increase the instability of the layer. The initial stable layer (x–y) after lifting is now a conditionally unstable layer (x′–y′).

เพียงชั่วยกตัวได้ไม่นานอากาศด้านบนก็จะเย็นตัวมากกว่าอากาศด้านล่างอย่างมาก อัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามความสูงก็จะมีความลาดเอียงมากขึ้น และชั้นบรรยากาศที่ว่านี้ทั้งชั้นก็จะกลับกลายเป็นบรรยากาศที่ไม่มีเสถียรภาพอย่างสมบูรณ์ (ดูเส้นกราฟ a' - b') ความโน้มเอียงที่จะขาดเสถียรภาพอันเนื่องมาจากอากาศด้านล่างมีความชื้นและอากาศด้านบนแห้งนั้น เรามักจะเรียกว่า การขาดเสถียรภาพแบบพาความร้อน (convective instability) ซึ่งลักษณะแบบนี้เรามักพบได้ในการเกิดพายุที่มีความรุนแรง ทั้งพายุฝนฟ้าคะนองและทอร์นาโดซึ่งเราจะพูดคุยกันต่อไปในบทที่ 14



● FIGURE 6.14 Convective instability. The layer a–b is initially absolutely stable. The lower part of the layer is saturated, and the upper part is "dry." After lifting, the entire layer *(a′–b′)* becomes absolutely unstable.

การเกิดเมฆ

เรารู้ว่าส่วนใหญ่แล้วเมฆจะก่อตัวขึ้นจากการที่อากาศยกตัวขึ้นสูง เย็นตัวลงและเกิดการควบแน่น นั่นแสดงว่าอากาศต้องการอะไรบางอย่างที่เป็นจุดเริ่มต้นให้เกิดการยกตัวเมฆจึงจะสามารถเกิดขึ้นได้ โดยหลัก ๆ แล้วสาเหตุดังต่อไปนี้คือเหตุผลที่ทำให้อากาศเกิดการยกตัวและก่อตัวขึ้นเป็นก้อนเมฆ

1. การยกตัวเนื่องจากพื้นดินที่ร้อน ส่งผลให้เกิดการพาความร้อนขึ้นไปข้างบน
2. การยกตัวเนื่องจากลักษณะภูมิประเทศ
3. การยกตัวเนื่องจากลมพัดสอบเข้าหากัน
4. การยกตัวเนื่องจากแนวปะทะอากาศ

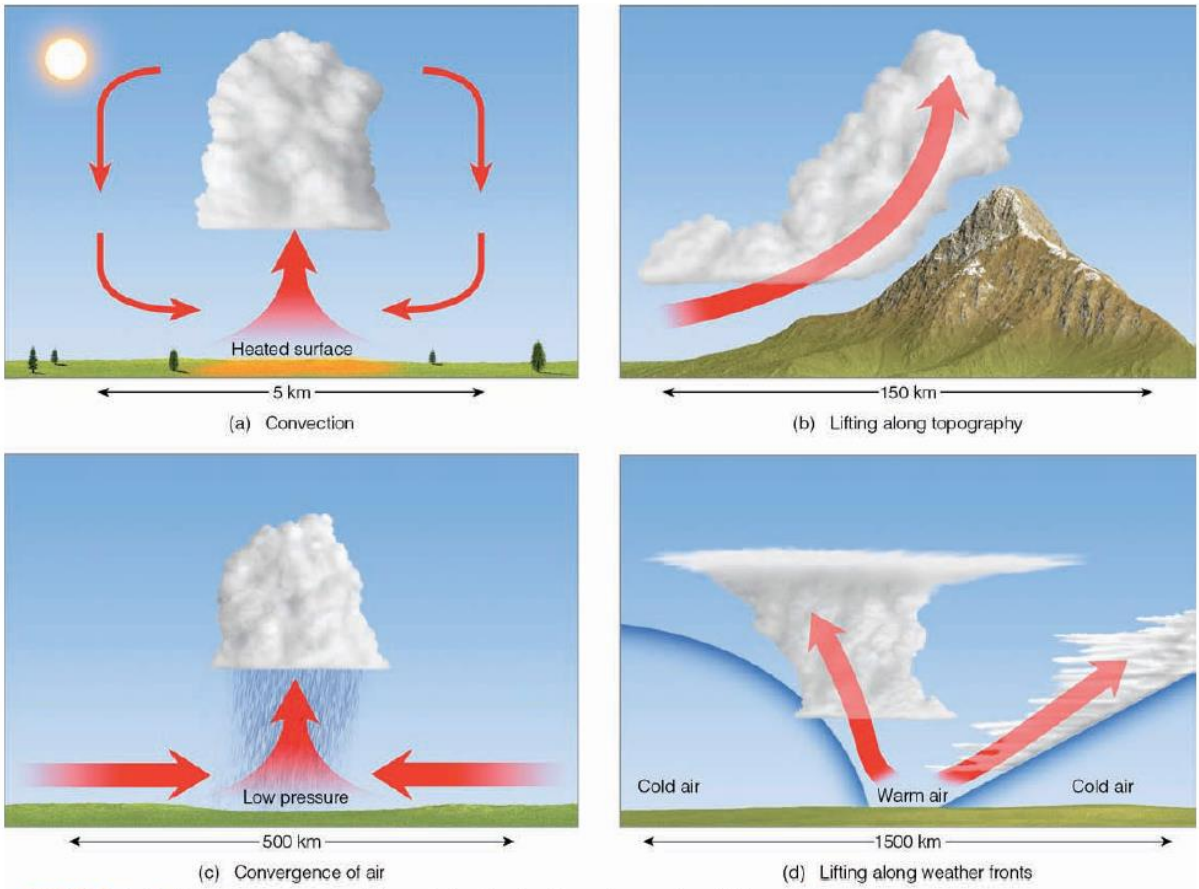
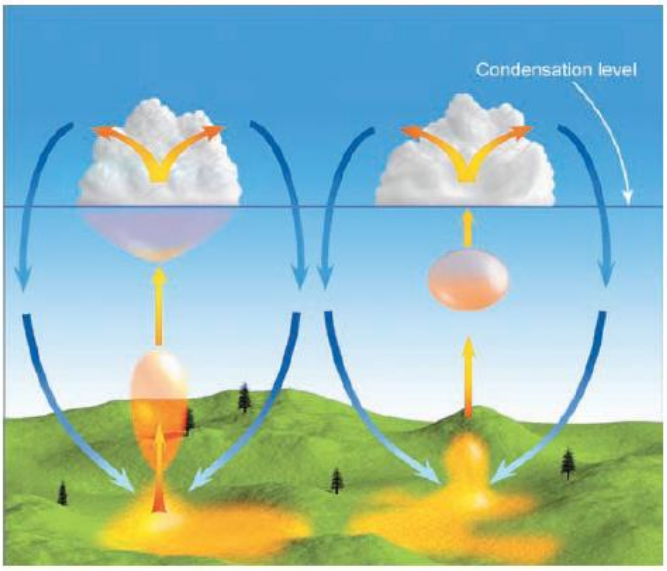


FIGURE 6.15 The primary ways clouds form: (a) surface heating and convection; (b) forced lifting along topographic barriers; (c) convergence of surface air; (d) forced lifting along weather fronts.

กลไกอย่างแรกที่เราจะมาดูกันก็คือการยกตัวเนื่องจากการพาความร้อน ซึ่งเราได้เคยคุยกันไปอย่างย่อ ๆ แล้วในบทที่ 2 ในตอนที่เกี่ยวกับการยกตัวเนื่องจากความร้อนและการนำพาความร้อนขึ้นไปสู่ชั้นบรรยากาศด้านบน แต่ในบทนี้เราจะมองการพาความร้อนในมุมที่ต่างออกไปเล็กน้อย โดยเราจะมาดูว่าการยกตัวเนื่องจากความร้อนนั้นสามารถก่อตัวเป็นก้อนเมฆคิวมูลัสได้อย่างไร

การพาความร้อนและการเกิดเมฆ

พื้นที่บางแห่งบนพื้นโลกที่มีความสามารถในการดูดซับความร้อนจากดวงอาทิตย์มากกว่าพื้นที่บริเวณอื่น ซึ่งจะส่งผลให้ตัวมันร้อนขึ้นอย่างรวดเร็ว อากาศซึ่งสัมผัสกับพื้นที่บริเวณนั้นก็จะร้อนกว่าอากาศที่อยู่รอบ ๆ ก้อนอากาศที่ร้อนหรืออาจเรียกว่าก้อนความร้อนนี้ก็จะหลุดออกจากบริเวณพื้นผิวโลก ลอยขึ้นสู่ด้านบน พร้อมทั้งมีการขยายตัวและเย็นตัวลงไปพร้อม ๆ กัน เมื่อก้อนความร้อนนี้ลอยตัวขึ้นมันก็จะมีการผสมปนเปกับอากาศรอบตัวซึ่งเย็นกว่าและมีความชื้นน้อยกว่า ทำให้มันเสียคุณสมบัติของตัวมันและลอยขึ้นได้ช้าลง มีอยู่บ่อยครั้งก่อนที่ก้อนความร้อนนี้จะจางหายไปกับอากาศที่แวดล้อม ก้อนความร้อนก้อนถัดมาที่ลอยตามขึ้นมาจากด้านล่างก็จะช่วยหนุนมันให้ลอยสูงขึ้นไปอีกเล็กน้อย ส่งผลให้อุณหภูมิด้านบนเย็นตัวลงจนถึงจุดอิ่มตัว ความชื้นภายในก้อนอากาศก็จะควบแน่น เราจึงมองเห็นก้อนอากาศร้อนนั้นในรูปของเมฆคิวมูลัส



● FIGURE 6.16 Cumulus clouds form as hot, invisible air bubbles detach themselves from the surface, then rise and cool to the condensation level. Below and within the cumulus clouds, the air is rising. Around the cloud, the air is sinking.

จากในรูปประกอบที่ 6.16 เราจะเห็นการเคลื่อนที่ของอากาศมีการเคลื่อนที่ลงในบริเวณด้านนอกของเมฆคิวมูลัส การเคลื่อนที่ในทิศลงนี้ส่วนหนึ่งมาจากการระเหยกลายเป็นไอที่บริเวณขอบรอบนอกของก้อนเมฆ ซึ่งจะส่งผลให้อากาศรอบ ๆ เย็นตัวลง และมีน้ำหนักมากขึ้น จึงเกิดการจมตัวลงด้านล่าง สาเหตุอีกส่วนหนึ่ง ก็คือการเคลื่อนที่ในแนวลงนี้ เป็นการทำให้รอบของการหมุนเวียนอากาศจากความร้อนนั้นสมบูรณ์ โดยอากาศเย็นจะจมตัวลงช้า ๆ เพื่อลงไปแทนที่อากาศร้อนซึ่งลอยขึ้นมา

ดังนั้นสิ่งที่เราได้ก็คือ อากาศมีการลอยตัวขึ้นในบริเวณที่เป็นก้อนเมฆและมีการจมตัวลงบริเวณรอบ ๆ ก้อนเมฆ โดยอากาศที่จมตัวนั้นจะไปขัดขวางการเพิ่มขึ้นของอุณหภูมิที่บริเวณด้านล่างของมัน เราจึงมักพบเห็นท้องฟ้าสีฟ้าสดใสอยู่ระหว่างเมฆคิวมูลัสก้อนเล็ก ๆ เสมอ (ดูรูปที่ 6.17)

© C. Donald Ahrens

● FIGURE 6.17 Cumulus clouds building on a warm summer afternoon. Each cloud represents a region where thermals are rising from the surface. The clear areas between the clouds are regions where the air is sinking.

เมื่อเมฆคิวมูลัสเติบโตจนมีขนาดใหญ่ขึ้น มันจะบดบังแสงจากดวงอาทิตย์ซึ่งจะส่งผลให้ความร้อนไปถึงบริเวณพื้นผิวโลกน้อยลงและกระบวนการพาความร้อนก็ลด

น้อยลงตามไปด้วย และเมื่ออากาศขาดความต่อเนื่องในการยกตัวขึ้นมา เมฆก็จะเริ่มค่อย ๆ สลายตัว โดยหยดน้ำในก้อนเมฆนั้นจะระเหยกลายเป็นไอ ขอบของเมฆคิวมูลัสจะไม่คมชัดเหมือนเดิมและจะเห็นเป็นลักษณะเส้นใยเมฆบาง ๆ แผ่ออกจากด้านข้าง เมื่อเมฆสลายตัวหรือถูกลมพัดเคลื่อนที่ออกไปจากบริเวณนั้น พื้นผิวโลกก็จะกลับมาได้รับความร้อน สร้างก้อนอากาศร้อนและพัฒนาจนกลายเป็นเมฆคิวมูลัสก้อนใหม่ขึ้นมา นี่คือสาเหตุที่ทำให้เรามักเห็นเมฆคิวมูลัสเกิดขึ้น จากนั้นก็สลายตัวไปและเกิดขึ้นมาใหม่ที่จุดเดิม

สมมุติว่ามันเป็นบ่ายวันหนึ่งในฤดูร้อนที่อากาศร้อนและชื้น บนท้องฟ้าเต็มไปด้วยเมฆคิวมูลัส ฐานของก้อนเมฆเหล่านั้นอยู่สูงเหนือจากพื้นดินแทบจะเป็นระดับเดียวกันทั้งหมด และยอดเมฆก็อยู่สูงขึ้นไปแค่ไม่กี่พันเมตร การพัฒนาตัวของก้อนเมฆเหล่านี้โดยพื้นฐานแล้วเป็นผลมาจากลักษณะเสถียรภาพของอากาศและปริมาณความชื้นในอากาศ ในการจะแสดงให้เห็นภาพว่าปัจจัยเหล่านี้ส่งผลอย่างไรต่อการก่อตัวของเมฆชนิดพาความร้อน เราจะต้องมาดูรายละเอียดเกี่ยวกับลักษณะของอุณหภูมิและความชื้นในก้อนอากาศร้อนที่ยกตัวขึ้น และเนื่องจากการก่อตัวของก้อนเมฆนั้นจริง ๆ แล้วเป็นเรื่องที่ซับซ้อน เราจึงทำมันให้ง่ายลงด้วยการตั้งข้อสมมติดังต่อไปนี้

1. ไม่มีการผสมกันระหว่างอากาศที่กำลังลอยตัวขึ้นกับอากาศที่แวดล้อม
2. เฉพาะก้อนอากาศร้อนแบบเดี่ยวเท่านั้นที่สร้างเมฆคิวมูลัส
3. เมฆจะก่อตัวขึ้นเมื่อค่าความชื้นสัมพัทธ์เท่ากับ 100%
4. อากาศที่ยกตัวขึ้นในก้อนเมฆจะยังคงอิ่มตัวอยู่

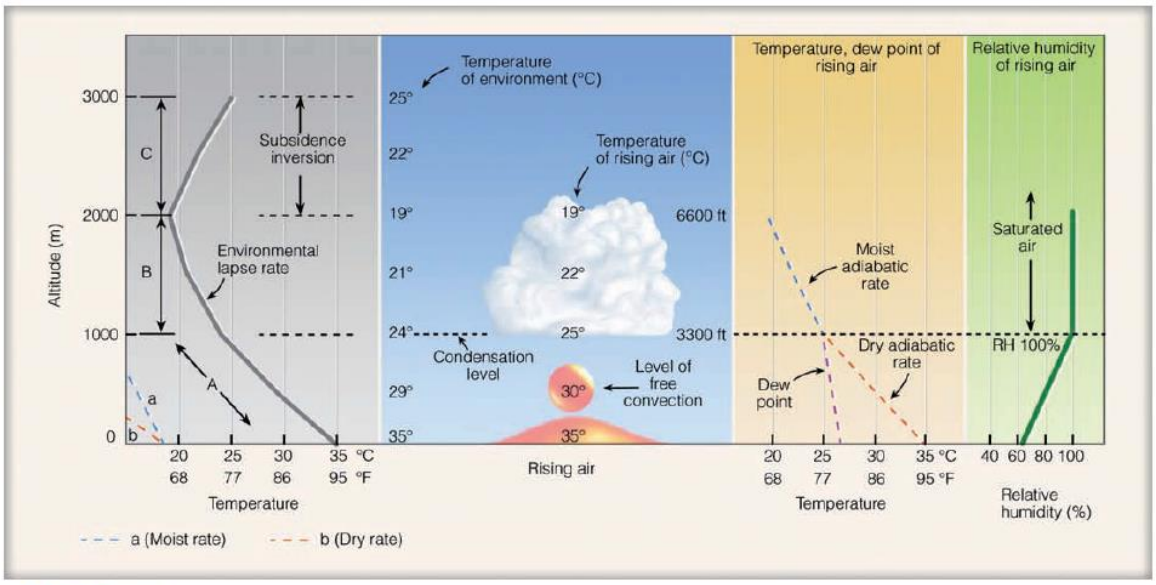


FIGURE 6.18 The development of a cumulus cloud.

ค่าเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามความสูงในวันดังกล่าวจะแสดงไว้ในรูปที่ 6.18 โดยจะแสดงเป็นเส้นสีเทาเข้มที่ฝั่งด้านซ้ายมือสุดของรูป การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของอากาศที่แวดล้อมนั้นจะเป็นตัวบ่งชี้ถึงการเปลี่ยนแปลงของเสถียรภาพของบรรยากาศ ซึ่งเราจะเห็นว่าอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามความสูงในชั้น A นั้นมีค่ามากกว่าค่าอัตราอะเดียบาติกแบบแห้ง ดังนั้นบรรยากาศชั้นนี้จึงจัดว่าไม่มีเสถียรภาพอย่างสมบูรณ์

ส่วนชั้นบรรยากาศที่อยู่เหนือขึ้นไปคือชั้น B และ C นั้น ต่างอยู่ในสถานะมีเสถียรภาพอย่างสมบูรณ์ เพราะว่าค่าอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามความสูงในแต่ละชั้ มีค่าน้อยกว่าค่าอัตราอะเดียบาติกแบบเปียก อย่างไรก็ตามค่าอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามความสูงถ้านับจากบริเวณพื้นผิวจนถึงบริเวณฐานล่างสุดของบรรยากาศชั้นที่มีการผันกลับของอุณหภูมิ (2000 เมตร) มีค่าเท่ากับ 7.5 องศาเซลเซียสต่อ 1000 เมตร หรือ 4.1 องศาฟาเรนไฮน์ต่อ 1,000 ฟุต ซึ่งแสดงว่าบรรยากาศทั้งชั้นนี้อยู่ในสถานะไม่เสถียรแบบมีเงื่อนไข

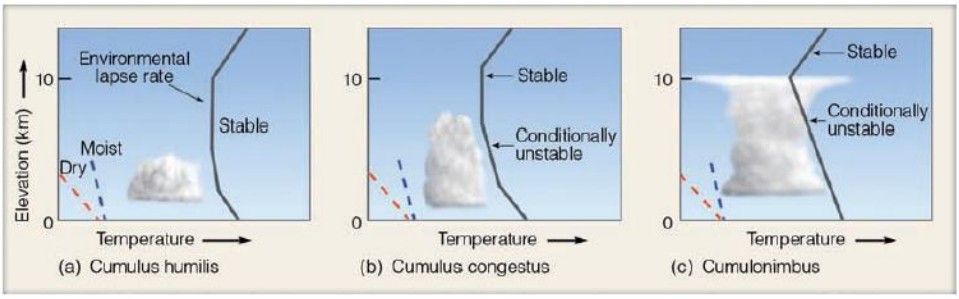
ที่นี้สมมุติว่าก้อนอากาศร้อนซึ่งมีอุณหภูมิ 35 องศาเซลเซียสและมีอุณหภูมิจุดน้ำค้างอยู่ที่ 27 องศาเซลเซียส หลุดออกจากบริเวณพื้นผิวและยกตัวขึ้นเรื่อย ๆ ดังรูป ที่ 6.18 (กลาง) เราจะสังเกตเห็นว่าที่ระยะสั้น ๆ เหนือพื้นดิน อากาศภายในก้อนอากาศร้อนนี้จะมีอุณหภูมิสูงกว่าอากาศภายนอก มันจึงยกตัวขึ้นอย่างอิสระ เราจะเรียกชั้นบรรยากาศที่อุณหภูมิภายในก้อนอากาศสูงกว่าอุณหภูมิของอากาศภายนอกนี้ว่า ชั้นของการพาความร้อนแบบอิสระ (level of free convection) ซึ่งก้อนอากาศนี้จะยังคงลอยขึ้นเรื่อย ๆ ตราบเท่าที่อุณหภูมิภายในก้อนอากาศยังสูงกว่าอุณหภูมิภายนอก

อากาศที่กำลังลอยตัวขึ้นจะเย็นตัวลงด้วยอัตราอะเดียบาติกแบบแห้งและจุดน้ำค้างจะลดลงอย่างช้า ๆ ซึ่งมีสาเหตุมาจากความกดอากาศที่ลดลง อัตราการลดลงของอุณหภูมิจุดน้ำค้างจะขึ้นอยู่กับปริมาณความชื้นในก้อนอากาศที่กำลังลอยขึ้นแต่โดยประมาณแล้วจะอยู่ที่ราว ๆ 2 องศาเซลเซียสต่อทุก 1,000 เมตร ดังนั้นเมื่ออากาศที่ไม่อิ่มตัวลอยขึ้นและเย็นตัวลง อุณหภูมิของอากาศและอุณหภูมิจุดน้ำค้างจะเคลื่อนมาบรรจบกันด้วยอัตรา 8 องศาเซลเซียสต่อทุก 1,000 เมตร ซึ่งกระบวนการนี้จะเป็นสาเหตุให้ความชื้นในอากาศเพิ่มมากขึ้น (ดังแสดงในรูปที่ 6.18 ด้านขวามือสุดด้วยเส้นสีเขียวเข้ม)

ที่ระดับความสูง 1,000 เมตรหรือ 3,000 ฟุต อากาศจะเย็นตัวลงจนกระทั่งถึงจุดน้ำค้าง ความชื้นสัมพัทธ์จะมีค่า 100 เปอร์เซ็นต์ กระบวนการควบแน่นจะเริ่มเกิดขึ้นและเมฆจะก่อตัวขึ้นให้เห็น ระดับชั้นที่เมฆก่อตัวขึ้นนี้เราจะเรียกว่าระดับชั้นการควบแน่น (condensation level) สูงขึ้นไปจากระดับควบแน่นนี้ อากาศที่กำลังลอยตัวขึ้นจะเป็นอากาศซึ่งอิ่มตัวและเย็นตัวลงด้วยอัตราอะเดียบาติกแบบเปียก การควบแน่นจะยังคงเกิดขึ้นอย่างต่อเนื่องและเนื่องจากไอน้ำในก้อนเมฆได้เปลี่ยนรูปเป็นหยดน้ำ เลยทำให้อุณหภูมิจุดน้ำค้างในเมฆลดลงอย่างรวดเร็วเมื่อระดับความสูงเพิ่มมากขึ้น อากาศจะยังคงรักษาสภาพอิ่มตัวไว้ได้เพราะอุณหภูมิของอากาศและอุณหภูมิจุดน้ำค้างต่างลดลงในอัตราอะเดียบาติกแบบเปียกดหมือนกันทั้งคู่ (ดูภาพประกอบในรูปที่ 6.18 ในส่วนที่มีสีเข้ม)

เราจะสังเกตเห็นได้ว่าอากาศที่กำลังยกตัวขึ้นในก้อนเมฆนั้นยังคงมีอุณหภูมิสูงกว่าอากาศที่แวดล้อม และยังคงยกตัวขึ้นต่อเนื่องผ่านระดับชั้น B ยอดของก้อนเมฆที่ระดับความสูง 2000 เมตรนั้น จะแสดงให้เห็นชั้นบนสุดของอากาศที่ยกตัวขึ้นไปได้ ซึ่ง ณ จุดนั้นมันจะมีอุณหภูมิเท่ากับอากาศที่แวดล้อม ซึ่งส่งผล ให้เป็นการยากต่อก้อนอากาศที่จะยกตัวขึ้นต่อไปสู่ระดับที่สูงขึ้นไปซึ่งเป็นระดับที่มีอุณหภูมิผันกลับแบบอากาศจมตัว (subsidence inversion) และอากาศมีเสถียรภาพสูง ซึ่งบรรยากาศชั้นข้างบนนี้อากาศจะมีการเคลื่อนที่ลงด้านล่างซึ่งเป็นผลจากระบบความกดอากาศสูง และเป็นตัวจำกัดไม่ให้เมฆก่อตัวขึ้นสูงมากนักจากฐานของมัน เช่นเมื่อเราพบในท้องฟ้ายามบ่ายที่เต็มไป

ด้วยเมฆคิวมูลัสที่มีฐานแบนและมีความสูงเพียงเล็กน้อย มักจะเป็นการบ่งชี้ถึงลักษณะอากาศที่ดี (จากความรู้ในบทที่ 5- เมฆคิวมูลัสชนิดนี้จะมีชื่อเรียกว่าคิวมูลัส ฮิวมิลิส)
อย่างที่เราได้เห็นกันไปแล้วว่าเสถียรภาพของอากาศที่อยู่เหนือชั้นของการกลั่นตัวขึ้นไปนั้น มีความสำคัญอย่างยิ่งต่อการก่อตัวในแนวตั้งของเมฆคิวมูลัส

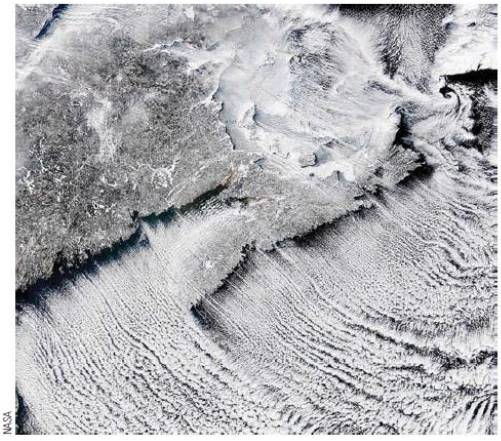


• FIGURE 6.19
The air's stability greatly influences the growth of cumulus clouds.

ในรูปที่ 6.19 แสดงให้เห็นว่า เมื่อมีชั้นบรรยากาศที่มีเสถียรภาพขนาดใหญ่อยู่เหนือชั้นฐานเมฆ จะมีเพียงเมฆคิวมูลัสฮิวมิลิสเท่านั้นที่สามารถก่อตัวขึ้นได้ แต่ถ้าหากว่าเหนือระดับชั้นฐานเมฆนั้นบรรยากาศเป็นแบบไม่มีเสถียรภาพชนิดมีเงื่อนไข เมฆที่ก่อตัวขึ้นจะเป็นชนิดคิวมูลัส คอนเจสตัส ซึ่งสังเกตได้จากลักษณะบนยอดคล้ายดอกกะหล่ำ และถ้าบรรยากาศชั้นด้านบนเป็นแบบไม่มีเสถียรภาพชนิดมีเงื่อนไขและมีขนาดใหญ่มาก ๆ โดยมีความสูงของชั้นนั้นมากกว่า 4 กิโลเมตร เมฆคิวมูลัส คอนเจสตัสนั้นก็จะสามารถพัฒนาตัวไปเป็นเมฆคิวมูโลนิมบัสได้

ไม่บ่อยนักที่เราจะพบเมฆคิวมูโลนิมบัสก่อตัวขึ้นสูงจนเหนือระดับชั้นโทรโพพอส เพราะว่าชั้นบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์นั้นมีเสถียรภาพสูง ดังนั้นเมื่อเมฆมาถึงชั้นโทรโพพอสมันจึงมักจะหยุดก่อตัวในแนวตั้งและเปลี่ยนเป็นการขยายตัวไปในแนวระนาบแทน และที่ระดับนี้อุณหภูมิของมันจะต่ำจนกระทั่งก่อให้เกิดผลึกน้ำแข็งที่บริเวณยอดบนสุดของก้อนเมฆ และในบริเวณแถบละติจูดกลาง ลมที่พัดแรงในระดับของโทรโพพอสจะพัดพาบริเวณแถบผลึกน้ำแข็งเหล่านี้ ส่งผลให้เกิดยอดบนที่แบนราบเป็นรูปทั่งซึ่งเป็นลักษณะเฉพาะของเมฆคิวมูโลนิมบัสนั่นเอง (ดูรูปที่ 6.20 ประกอบ)

• FIGURE 6.20 Cumulus clouds developing into thunderstorms in a conditionally unstable atmosphere over the Great Plains. Notice that, in the distance, the cumulonimbus with the anvil top has reached the stable part of the atmosphere.



• FIGURE 6.21 Satellite view of stratocumulus clouds forming in rows over the Atlantic Ocean as cold, dry arctic air sweeps over Canada, then out over warmer water. Notice that the clouds are absent over the landmass and directly along the coast, but form and gradually thicken as the surface air warms and destabilizes farther offshore.

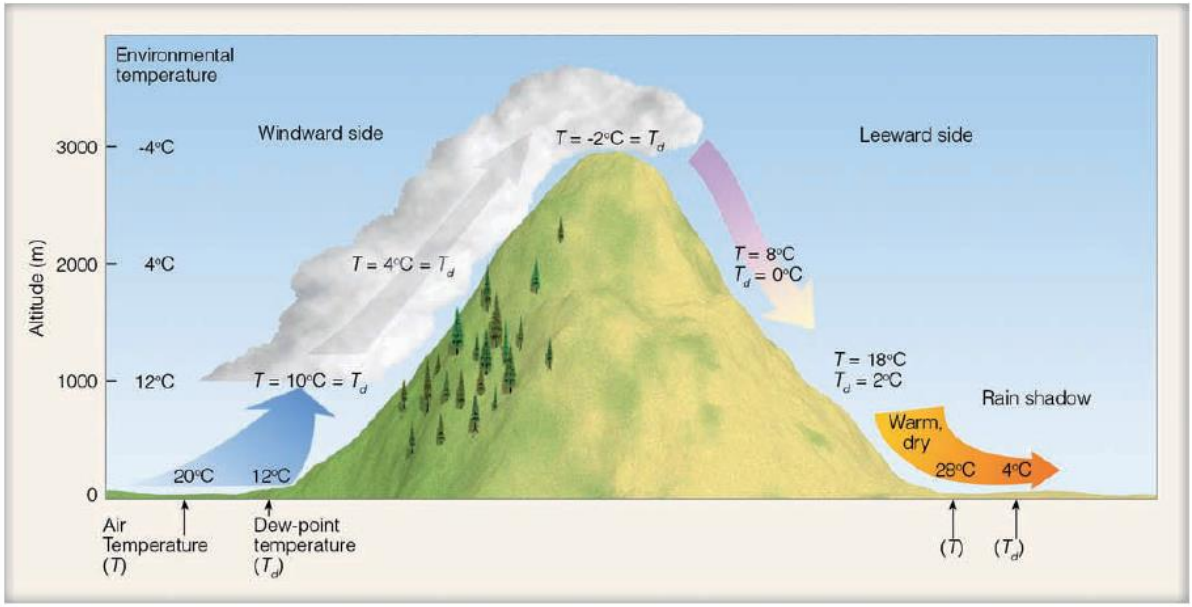
นอกจากนี้แล้วการพัฒนาตัวในแนวตั้งของเมฆชนิดพาความร้อนนั้น ยังขึ้นอยู่กับการผสมปนเปกับอากาศที่แวดล้อมมันด้วย โดยเมฆที่กำลังยกตัวขึ้นและคลุกเคล้าไปมานั้นได้ดึงอากาศเย็นภายนอกเข้ามาผสมเข้ากับมัน ซึ่งกระบวนการนี้เรียกว่าการลากจูง (entrainment) และถ้าหากว่าอากาศจากรอบนอกนั้นแห้งมาก ๆ ก็จะทำให้หยดน้ำในก้อนเมฆก็จะระเหยออกไปอย่างรวดเร็ว ซึ่งผลกระทบของกระบวนการนี้จะทำให้อากาศที่กำลังยกตัวขึ้นเย็นตัวลงในอัตราที่เร็วกว่าเดิมเพราะการดึงอากาศที่เย็นกว่าจากภายนอเข้ามา และยังส่งผลให้หยดน้ำในก้อนเมฆระเหยออกไปเร็วกว่าเดิมด้วย หากอัตราการเย็นตัวนี้เพิ่มขึ้นจนเท่ากับค่าอัตราอะเดียบาติกแบบแห้งเมื่อไหร่ ก้อนอากาศจะหยุดการยกตัวแล้วเมฆก็จะไม่เติบโตอีกต่อไป ถึงแม้ว่าถ้าอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามความสูงจะยังแสดงค่าว่าอากาศนั้นยังไม่มีเสถียรภาพอยู่ก็ตาม

มาถึงตรงนี้เราเพิ่งศึกษาเรื่องการพาความร้อนเหนือพื้นดินจบไป อันที่จริงแล้วกระบวนการพาความร้อนและก่อตัวเป็นก้อนเมฆคิวมูลัสนั้นสามารถเกิดขึ้นเหนือพื้นน้ำขนาดใหญ่ได้เช่นกัน โดยมวลอากาศเย็นเมื่อเคลื่อนที่ผ่านบริเวณท้องน้ำซึ่งมีความอุ่นกว่าเมื่อเทียบกับอากาศ บรรยากาศชั้นที่อยู่ล่างสุดก็จะมีลักษณะอุ่นและเต็มไปด้วยความชื้น ซึ่งจะก่อให้เกิดลักษณะความไม่มีเสถียรภาพ การพาความร้อนก็จะเกิดขึ้นและเมฆคิวมูลัสก็จะเริ่มก่อตัวหากว่าอากาศเคลื่อนที่ผ่านผิวหน้าน้ำซึ่งร้อนขึ้นเรื่อย ๆ ซึ่งบางครั้งกรณีเช่นนี้เกิดขึ้นได้ในทะเลเปิด การพาความร้อนก็จะยิ่งเกิดมากขึ้น จากเมฆคิวมูลัสจะค่อย ๆ ก่อตัวขึ้นเป็นคิวมูลัส คอนเจสตัส และสุดท้ายจะกลายเป็นเมฆคิวมูโลนิมบัสในที่สุด กระบวนการก่อตัวเป็นเมตรตามลำดับขั้นเหล่านี้ถูกสังเกตได้ผ่านทางดาวเทียมตรวจอากาศ เช่นในกรณีที่ลมจากทางเหนือพัดล่องลงใต้ในแถบพื้นที่ทางด้านเหนือของมหาสมุทรแอตแลนติกและแปซิฟิก (ดูรูปที่ 6.21)

เมื่อเมฆชนิดพาความร้อนได้เริ่มต้นก่อตัวขึ้น ความมีเสถียรภาพของบรรยากาศ ความชื้นในอากาศ และการผสมคลุกเคล้าของอากาศ ต่างมีบทบาทสำคัญในการพัฒนาตัวทางตั้งของก้อนเมฆ ระดับชั้นที่ก้อนเมฆจะเริ่มก่อตัวขึ้นนั้นจะเป็นผลจากปัจจัยสำคัญ 2 ตัวคืออุณหภูมิที่ระดับพื้นผิวและความชื้นภายในของก้อนอากาศร้อนที่เริ่มยกตัวขึ้น โดยจะมีสูตรคำนวณอย่างง่าย ๆ สำหรับระบุความสูงของฐานเมฆเหล่านี้

ลักษณะภูมิประเทศและการเกิดเมฆ

อากาศที่เคลื่อนที่ในแนวราบนั้นไม่สามารถเคลื่อนที่ทะลุผ่านสิ่งกีดขวางขนาดใหญ่ได้อย่างเช่นภูเขา ดังนั้นอากาศจึงต้องเคลื่อนที่ข้ามมันไป การที่อากาศถูกบังคับให้ยกตัวขึ้นข้ามสิ่งกีดขวางทางภูมิศาสตร์นี้เราเรียกว่า Orographic uplift หรือการยกตัวของอากาศตามภูมิประเทศ บ่อยครั้งที่มวลอากาศขนาดใหญ่เกิดการยกตัวผ่านแนวเทือกเขาที่ติดต่อกันเป็นแนวยาวเช่นเทือกเขาร็อกกี้ การยกตัวนี้จะทำให้อากาศเย็นตัวลงและหากอากาศมีความชื้นมากพอก็จะก่อตัวเป็นก้อนเมฆขึ้น



ACTIVE FIGURE 6.22 Orographic uplift, cloud development, and the formation of a rain shadow.
Visit the Meteorology Resource Center to view this and other active figures at academic.cengage.com/login

เมฆที่ก่อตัวขึ้นในลักษณะนี้เราจะเรียกว่า Orographic clouds หรือเมฆที่ก่อตัวโดยภูมิประเทศ ชนิดของเมฆที่จะก่อตัวขึ้นนั้นจะขึ้นอยู่กับลักษณะเสถียรภาพของอากาศและปริมาณความชื้นในอากาศที่ยกตัว ส่วนบริเวณภูเขาด้านที่อยู่ด้านทิศใต้ลมนั้น อากาศจะไหลลงมาตามไหล่เขาและมีอุณหภูมิที่อุ่นขึ้น โดยอากาศที่จมตัวลงนี้จะเป็นลักษณะอากาศแห้ง เพราะความชื้นถูกนำไปสร้างเป็นก้อนเมฆและฝนที่บริเวณภูเขาด้านทิศเหนือลมแล้ว ฝั่งภูเขาด้านที่อยู่ใต้ลมนี้ ซึ่งปริมาณฝนและหยาดน้ำฟ้ามีน้อยจนสังเกตได้ชัด เราจะเรียกว่าเป็นบริเวณเขตเงาฝน

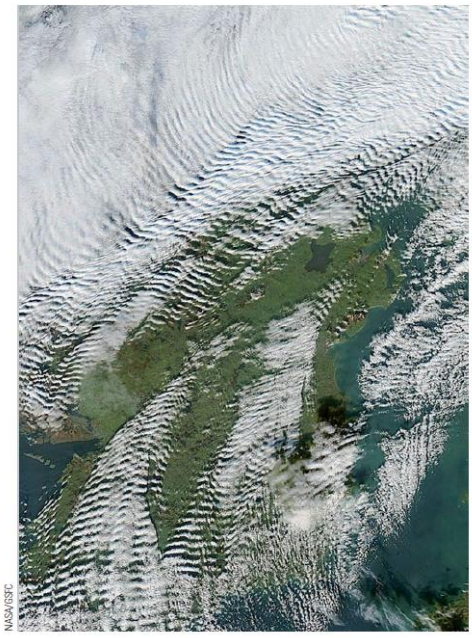
ตัวอย่างของการยกตัวของอากาศตามสภาพภูมิประเทศ และก่อตัวเป็นก้อนเมฆนั้น ปรากฏดังรูป 6.22 โดยก่อนที่จะเกิดการยกตัวข้ามสิ่งกีดขวางนั้น อากาศบริเวณเชิงเขาที่ระดับความสูง 0 เมตรในทิศเหนือลมมีอุณหภูมิเท่ากับ 20 องศาเซลเซียสและมีอุณหภูมิจุดน้ำค้างเท่ากับ 12 องศาเซลเซียส โดยเราจะเห็นว่าบรรยากาศนั้นอยู่ในลักษณะไม่มีเสถียรภาพแบบนี้เงื่อนไข ซึ่งเห็นได้จากอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิต่อความสูงมีค่าเท่ากับ 8 องศาเซลเซียสต่อ 1000 เมตร (จากความรู้เดิมที่ว่า อากาศจะอยู่ในสถานะไม่มีเสถียรภาพแบบมีเงื่อนไขเมื่ออัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิต่อความสูงนั้นอยู่ระหว่างค่าอัตราอะเดียบาติคแบบแห้งและอัตราอะเดียบาติกแบบเปียก

เมื่ออากาการไม่อิ่มตัวเกิดการยกตัวขึ้น อุณหภูมิของอากาศจะลดลงตามอัตราอะเดียบาติกแบบแห้ง คือ 10 องศาเซลเซียสต่อทุก 1000 เมตร ในขณะที่อุณหภูมิจุดน้ำค้างจะลดลงด้วยอัตรา 2 องศาเซลเซียสต่อทุก 1000 เมตร เราจะเห็นว่าอากาศที่ยกตัวขึ้นนั้นจะเย็นลงจนถึงจุดน้ำค้างและอิ่มตัวที่ระดับความสูง 1000 เมตร ที่ระดับชั้นนี้เราจะเรียกว่าระดับของการยกตัวขึ้นควบแน่น (lifting condensation level หรือ LCL) ซึ่งจะเป็นระดับตั้งต้นของฐานเมฆที่เกิดจากอากาศที่ยกตัวขึ้น (ในกรณีนี้การยกตัวเกิดขึ้นโดยภูเขา) เมื่ออากาศที่ยกตัวขึ้นนั้นอิ่มตัวมันก็จะควบแน่นกลายเป็นหยดน้ำเล็ก ๆ ในก้อนเมฆหลายพันล้านหยด ความร้อนแฝงที่ถูกปลดปล่อยออกมาจากการเปลี่ยนสถานะของไอน้ำกลายเป็นหยดน้ำนั้นก็จะทำให้อุณหภูมิของอากาศและอุณหภูมิจุดน้ำค้างเปลี่ยนเป็นลดลงด้วยอัตราอะเดียบาติกแบบเปียกแทน

ที่บริเวณยอดเขา อุณหภูมิของอากาศและอุณหภูมิจุดน้ำค้างต่างอยู่ที่ -2 องศาเซลเซียส ซึ่งจากรูป 6.22 เราจะเห็นได้ว่าอุณหภูมินี้มีค่าสูงกว่าอุณหภูมิของอากาศที่แวดล้อม (-4 องศาเซลเซียส) ส่งผลให้ก้อนอากาศที่กำลังลอยตัวที่อยู่บริเวณยอดเขานี้อยู่ในสถานะไม่เสถียรเมื่อเทียบกับสิ่งแวดล้อม ก้อนอากาศนี้จึงมีแนวโน้มที่จะลอยขึ้นต่อไปและก่อตัวเป็นเมฆตระกูลคิวมูลัสที่มีขนาดใหญ่ขึ้น

สมมุติว่าอากาศที่บนยอดเขา (อุณหภูมิ -2 องศาเซลเซียส) ถูกบังคับให้จมตัวลงไปสู่ตีนเขา (ระดับ 0 เมตร) ในทางด้านทิศใต้ลม ถ้าเราสมมติอีกว่าให้เมฆเกิดขึ้นเฉพาะฝั่งภูเขาด้านที่รับลมและไม่แผ่ขยายออกไปเกินกว่ายอดภูเขา อุณหภูมิของอากาศที่จมตัวลงนั้นจะเพิ่มขึ้นในอัตราอะเดียบาติกแบบแห้ง (10 องศาเซลเซียสต่อทุก 1000 เมตร) ตลอดทางตั้งแต่ยอดเขาจนถึงตีนเขา ในขณะที่อุณหภูมิจุดน้ำค้างจะเพิ่มขึ้นในอัตราที่น้อยกว่ามากคือ 2 องศาเซลเซียสต่อทุก 1000 เมตร

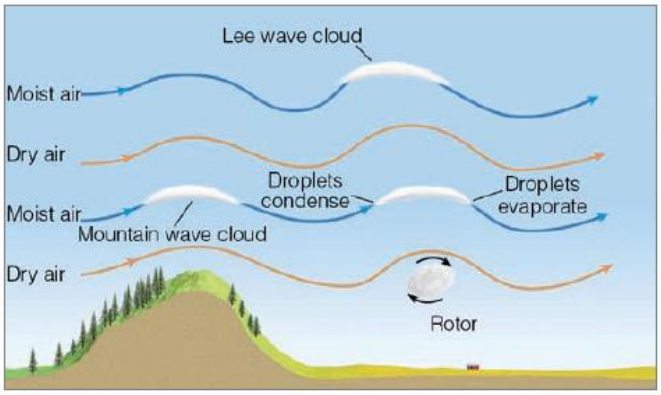
จากรูปที่ 6.22 ในด้านทิศใต้ลม หลังจากที่อากาศจมตัวลงได้ 3000 เมตร อุณหภูมิของก้อนอากาศนั้นจะเท่ากับ 28 องศาเซลเซียส และอุณหภูมิจุดน้ำค้างจะเท่ากับ 4 องศาเซลเซียส เราจะเห็นได้ว่าก้อนอากาศจะมีอุณหภูมิสูงกว่าตอนที่มันอยู่ตีนเขาอีกด้านก่อนจะถูกยกข้ามภูเขาเท่ากับ 8 องศาเซลเซียส อุณหภูมิที่สูงขึ้นนี้เป็นผลเนื่องมาจากความร้อนแฝงที่เปลี่ยนรูปมาเป็นความร้อนที่สัมผัสได้ในระหว่างกระบวนการควบแน่นที่เกิดขึ้นในด้านรับลม (ซึ่งในความจริงอากาศที่อยู่บริเวณยอดเขาก็ถือว่ามีอุณหภูมิสูงกว่าที่มันควรจะเป็นเมื่อเทียบกับการไม่มีกระบวนการควบแน่นเกิดขึ้น) อุณหภูมิจุดน้ำค้างที่ลดลงและอากาศที่แห้งกว่าของภูเขาด้านใต้ลมนั้น ล้วนเป็นผลเนื่องมาจากไอน้ำที่ควบแน่นเป็นหยดน้ำในก้อนเมฆและกลายเป็นฝนที่ตกในด้านรับลมนั่นเอง



ถึงแม้ว่าเมฆมักจะเกิดที่ฝั่งด้านรับลม(เหนือลม)ของภูเขามากกว่า แต่ภายใต้เงื่อนไขที่เหมาะสมบางประการ เมฆก็สามารถเกิดได้ที่บริเวณด้านอับลม(ใต้ลม)ของภูเขาเช่นกัน ยกตัวอย่างเช่นกรณีอากาศไหลเมื่อข้ามภูเขา อาจจะทำให้เกิดการไหลต่อเนื่องในรูปแบบของคลื่นขยายกินพื้นที่ออกไปเป็นระยะทางหลายร้อยกิโลเมตรทางด้านใต้ลมของภูเขา (ดูรูปที่ 6.23) ซึ่งคลื่นในลักษณะนี้จะมีลักษณะเหมือนกับคลื่นที่เกิดในแม่น้ำเมื่อไหลผ่านก้อนหินขนาดใหญ่ จากที่ผ่านมาในบทที่ 5 เราจะรู้ว่าเมฆซึ่งเกิดจากคลื่นแบบนี้มักจะมีลักษณะรูปร่างลักษณะเหมือนกับเลนส์ และมีชื่อเรียกว่าเมฆรูปเลนส์หรือ lenticular clouds นั่นเอง

● **FIGURE 6.23** Satellite view of wave clouds forming many kilometers downwind of the mountains in Scotland and Ireland.

การก่อตัวของเมฆรูปเลนส์นี้จะแสดงไว้ดังรูปที่ 6.24 เมื่ออากาศชื้นลอยขึ้นในฝั่งด้านที่คลื่นกำลังยกตัวสู่ยอดคลื่น มันจะเย็นตัวลงและควบแน่นและทำให้เกิดเมฆขึ้นมา ส่วนทางด้านที่คลื่นกำลังลดลงสู่ท้องคลื่นนั้น อากาศจมตัวลงและมีอุณหภูมิเพิ่มขึ้นทำให้เมฆเกิดการระเหยหายไป โดยกระแสอากาศที่ไหลผ่านทำให้มีการเกิดขึ้นและหายไปแบบนี้ตลอดเวลา แต่ในมุมที่เรามองขึ้นไปจากพื้น เราจะเห็นเหมือนกับว่าเมฆอยู่นิ่งไม่ได้เคลื่อนที่ไปไหน เมฆชนิดนี้จึงมีชื่อเรียกอีกชื่อหนึ่งว่า เมฆของคลื่นนิ่ง (standing wave clouds) และเนื่องจากเมฆนี้มักก่อตัวขึ้นในระดับความสูงของเมฆชั้นกลาง มันก็จึงถูกเรียกว่า altocumulus standing lenticulars อีกชื่อหนึ่งด้วย



• FIGURE 6.24 Clouds that form in the wave directly over the mountains are called *mountain wave clouds*, whereas those that form downwind of the mountain are called *lee wave clouds*.

• FIGURE 6.25 Lenticular clouds forming one on top of the other over the Sierra Nevada.

เมื่ออากาศที่อยู่ระหว่างชั้นที่เมฆสามารถก่อตัวขึ้นได้นั้นมีความชื้นน้อยเกินไปที่จะเกิดเมฆได้ (เส้นสีส้มในรูป 6.24) เราจึงมักมองเห็นเมฆรูปเลนส์ก่อตัวขึ้นเป็นก้อนซ้อนทับกันเป็นชั้น ๆ โดยเฉพาะอย่างยิ่งเมื่อมีลมพัดแรงในแนวเกือบตั้งฉากกับแนวภูเขาที่ขวางอยู่ คลื่นภูเขาอาจพัดขึ้นไปสูงได้จนถึงบรรยากาศชั้นสตราโตสเฟียร์ ทำให้เกิดเมฆรูปเลนส์ที่ซ้อนกันจนมองดูเหมือนกับลักษณะของยานอวกาศจากต่างดาว (ดูรูปที่ 6.25)

ในรูปที่ 6.24 ที่ด้านใต้ของเมฆรูปเลนส์ ทางด้านหลังของภูเขาจะมีการหมุนเวียนของอากาศ ซึ่งการหมุนวนของอากาศลักษณะนี้จะสามารถก่อให้เกิดเมฆ ม้วนตัวหรือ rotor clouds ได้ ถ้าหากว่าอากาศนั้นเย็นพอที่จะเกิดการควบแน่น อากาศที่หมุนวนนี้จะเป็นลักษณะอากาศปั่นป่วนที่สามารถทำอันตรายกับอากาศยานได้ โดยลักษณะอากาศที่อันตรายต่อการบินนี้จะปรากฏที่ภูเขาด้านฝั่งใต้ลมโดยมีลักษณะเป็นกระแสอากาศที่เคลื่อนตัวอย่างรุนแรง

หลังจากที่ได้ศึกษาหลักการเกี่ยวกับเสถียรภาพของอากาศกับลักษณะการก่อตัวของเมฆแล้ว เราจะมาดูต่อไปว่าเสถียรภาพของอากาศนั้นจะมีผลอย่างไรต่อการเปลี่ยนรูปแบบของเมฆจากชนิดหนึ่งไปสู่อีกชนิดหนึ่ง

การเปลี่ยนรูปแบบของเมฆ

ในเงื่อนไขที่เหมาะสมบางประการ ชั้นของเมฆอัลโตสเตรตัสอาจจะเปลี่ยนเป็นเมฆอัลโตคิวมูลัสได้ ซึ่งกรณีนี้จะเกิดขึ้นได้เมื่อยอดบนของก้อนเมฆเกิดเย็นตัวลงในขณะที่ด้านล่างของเมฆนั้นมีอุณหภูมิที่สูงกว่า สาเหตุก็เพราะว่าเมฆนั้นมีความสามารถในการรับและคายรังสีอินฟราเรดได้เป็นอย่างดี ยอดบนก้อนเมฆจะเย็นตัวลงได้เพราะสาเหตุจากอัตราการคายรังสีอินฟราเรดออกสู่บรรยากาศของก้อนเมฆนั้นมากกว่าอัตราการดูดกลืนพลังงานความร้อนจากแสงอาทิตย์

ในขณะเดียวกันบริเวณส่วนฐานของก้อนเมฆจะอุ่นขึ้น เนื่องจากการดูดซับรังสีอินฟราเรดที่แผ่ออกมาจากพื้นโลกรวดเร็วกว่าอัตราการแผ่รังสีที่ทำให้สูญเสียพลังงานออกไป กระบวนการนี้จะทำให้ภายในก้อนเมฆเกิดลักษณะที่ไม่มีเสถียรภาพแบบมีเงื่อนไขขึ้น จนทำให้เกิดกลุ่มก้อนของการพาความร้อนเล็ก ๆ ขึ้นในตัวก้อนเมฆเอง การเคลื่อนที่ขึ้นลงของกลุ่มก้อนนี้จะทำให้เมฆเกิดการเปลี่ยนรูปร่างขึ้น โดยเมื่ออากาศยกตัวขึ้นก็จะก่อตัวขึ้นเป็นก้อน ๆ สูงขึ้นทางด้านบน ส่วนบริเวณที่อากาศจมตัวก็จะก่อให้เกิดพื้นที่ว่างขึ้นระหว่างก้อนเมฆ

• FIGURE 6.26 Satellite view of cloud streets, rows of stratocumulus clouds forming over the warm Georgia landscape.

• FIGURE 6.27 Billow clouds forming in a region of rapidly changing wind speed, called *wind shear*.

เมฆเซอโรคิวมูลัสและเมฆสตราโตคิวมูลัสอาจจะก่อตัวขึ้นได้ในลักษณะเดียวกัน และถ้าหากว่ามีลมพัดเป็นแนวเดียวกันตลอดทั้งระดับชั้นของก้อนเมฆนั้น เมฆที่เกิดขึ้นมาใหม่ก็จะกระจายตัวแผ่ออกไปทั่วท้องฟ้า แต่อย่างไรก็ตาม ถ้าหากความเร็วหรือทิศทางลมเปลี่ยนแปลงตามความสูงแล้ว แนวการเรียงตัวของกลุ่มก้อนการพาความร้อนในแนวราบก็จะวางตัวไปในแนวทิศเฉลี่ยของทิศลม เราจึงเห็นเมฆที่เกิดขึ้นใหม่เรียงตัวเป็นแถวยาว ๆ บนท้องฟ้า และถูกเรียกว่าถนนก้อนเมฆหรือ cloud streets นั่นเอง (ดูรูปที่ 6.26) และหากการเปลี่ยนแปลงของความเร็วหรือทิศทางของลมนั้นถึงค่าวิกฤตค่าหนึ่ง เราจะเห็นการม้วนตัวของยอดเมฆในระดับชั้นที่เมฆก่อตัวอยู่ ก่อให้เกิดเป็นเมฆที่มีลักษณะเหมือนลูกคลื่นที่เรียกว่าเมฆคลื่นหรือ billows อยู่ที่ชั้นบนสุดของชั้นเมฆ (ดูรูปที่ 6.27)

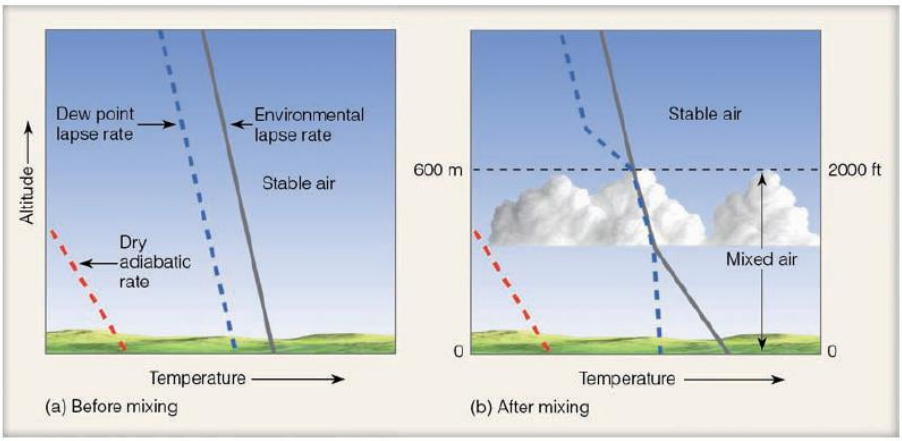
ในบางโอกาสจะพบว่าเมฆอัลโตคิวมูลัสแสดงลักษณะของการพัฒนาตัวในทางตั้งและขยายตัวจนมองเห็นเหมือนลักษณะของหอคอย เป็นเมฆที่มองแล้วชวนให้นึกถึงปราสาทล่องลอยอยู่บนฟ้า และด้วยเหตุผลนี้มันจึงถูกเรียกว่า อัลโตคิวมูลัส คาสเทลลานัส (altocumulus castellanus) ซึ่งจะเห็นได้ดังรูปประกอบที่ 6.28 ซึ่งเมฆชนิดนี้จะก่อตัวขึ้นเมื่อกระแสการยกตัวของอากาศในก้อนเมฆนั้นขยายตัวไปจนถึงระดับของอากาศที่ไม่มีเสถียรภาพแบบมีเงื่อนไขซึ่งอยู่เหนือก้อนเมฆขึ้นไป แหล่งพลังงานที่ทำให้อากาศเกิดการยกตัวได้นั้นจะมาจากค่าความร้อนแฝงของการควบแน่นที่เกิดขึ้นภายในก้อนเมฆซึ่งปรากฏการณ์เช่นนี้สามารถเกิดขึ้นได้ในเมฆเซอโรคิวมูลัสเช่นกันและก่อให้เกิดเป็นเมฆเซอโรคิวมูลัส คาสเทลลานัส (cirrocumulus castellanus)

• FIGURE 6.28 An example of altocumulus castellanus.

เมื่อเมฆอัลโตคิวมูลัส คาสเทลลานัสปรากฏขึ้น มันจะเป็นตัวบ่งชี้ให้เห็นว่า ระดับชั้นตรงกลางของบรรยากาศชั้นโทรโพสเฟียร์นั้นกำลังจะมีแนวโน้มที่จะขาดเสถียรภาพมากขึ้น ลักษณะเสถียรภาพที่ลดลงนี้จะเป็นตัวบ่งชี้ให้เห็นถึงแนวโน้มที่ฝนจะตก โดยถ้าหากว่าท้องฟ้าในตอนเช้าเต็มไปด้วยเมฆอัลโตคิวมูลัส คาสเทลลานัสแล้ว ในช่วงบ่ายมีโอกาสที่จะเกิดฝนตกและอาจรุนแรงถึงขั้นเกิดพายุฝนฟ้าคะนองได้

ในบางโอกาส อากาศที่มีเสถียรภาพก็อาจก่อให้เกิดชั้นของเมฆสตราโตคิวมูลัสได้อันเนื่องมาจากการคลุกเคล้าของความชื้นในชั้นอากาศนั้น ในรูปที่ 6.29 อากาศอยู่ในสภาวะที่มีเสถียรภาพและมีความชื้นใกล้เคียงกับจุดอิ่มตัว สมมุติว่ามีลมแรงพัดเอาอากาศจากชั้นพื้นผิวด้านล่างขึ้นมาผสมปนเปเข้ากับอากาศที่ระดับความสูง 600 เมตรหรือ 2000 ฟุต และอย่างที่เราได้เรียนกันไปแล้วว่าค่าอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิตามความสูงนั้นจะมีความลาดเอียงมากขึ้นเมื่ออากาศชั้นบนมีอุณหภูมิเย็นลงและอากาศที่อยู่ด้านล่างมีอุณหภูมิสูงขึ้น และในขณะเดียวกันการคลุกเคล้าของอากาศก็จะทำให้ความชื้นที่กระจายในชั้นอากาศนั้นมีความใกล้เคียงกันมากขึ้นตลอดทั้งชั้น

การที่อุณหภูมิของอากาศด้านล่างอุ่นขึ้นและความชื้นลดน้อยลงนั้นทำให้อากาศบริเวณนี้มีความแห้งมากขึ้น แต่ในทางตรงกันข้ามการที่อุณหภูมิของอากาศที่ชั้นด้านบนลดลงและปริมาณความชื้นเพิ่มมากขึ้นนั้นจะก่อให้เกิดชั้นของเมฆสตราโตคิวมูลัสขึ้น ในรูปที่ 6.29 แสดงให้เห็นว่าอากาศชั้นที่อยู่เหนือขึ้นไปจากชั้นที่มีการผสมคลุกเคล้าจะยังคงเป็นอากาศที่มีเสถียรภาพ และจะขัดขวางยับยั้งไม่ให้การผสมคลุกเคล้านั้นขึ้นสูงไปกว่านี้ ในบางครั้งเราอาจพบการผันกลับของอุณหภูมิที่ระดับเหนือกว่าระดับเมฆนี้



• FIGURE 6.29
The mixing of a moist layer of air near the surface can produce a deck of stratocumulus clouds.

อย่างไรก็ตามหากว่าอุณหภูมิที่พื้นผิวนั้นอุ่นขึ้นอย่างต่อเนื่อง ก่อนอากาศร้อนที่ยกตัวขึ้นก็อาจจะทะลุขึ้นไปถึงชั้นที่มีเสถียรภาพได้และเมฆสตราโตคิวมูลัสที่เกิดขึ้นเป็นลักษณะแผ่นก็จะเปลี่ยนรูปกลายเป็นเมฆก้อนที่แยกเป็นอิสระออกจากกันมากขึ้น เช่นเมฆคิวมูลัสหรือเมฆคิวมูลัส คอนเจสตัส เมฆสตราโตติวมูลัสที่เปลี่ยนรูปร่างพัฒนากลายเป็นก้อน

เดี่ยว ๆ ของเมฆคิวมูลัสนั้นมักจะเกิดขึ้นในช่วงฤดูร้อน ในวันที่มีอากาศร้อนและชื้นจนพื้นผิวโลกได้รับความร้อนเพิ่มมากขึ้นนั่นเอง

สรุปท้ายบท

ในบทนี้เราได้นำเรื่องสองเรื่องเข้ามาผูกโยงไว้ด้วยกัน ได้แก่ เรื่องเสถียรภาพของอากาศและเรื่องการก่อตัวของก้อนเมฆ เราได้เรียนรู้ว่าอากาศไม่อิ่มตัวที่กำลังยกตัวลอยขึ้นนั้นจะเย็นตัวลงด้วยอัตราอะเดียบาติกแบบแห้ง ส่วนอากาศที่อิ่มตัวและลอยตัวขึ้นนั้นจะมีผลของความร้อนแฝงที่ปลดปล่อยออกมาจากการควบแน่นทำให้มันเย็นตัวลงด้วยอัตราอะเดียบาติกแบบเปียก ก้อนอากาศที่ถูกยกตัวขึ้นในบรรยากาศที่มีเสถียรภาพนั้นจะมีอุณหภูมิต่ำกว่าอากาศที่แวดล้อม ส่งผลให้มันมีน้ำหนักมากกว่าอากาศที่อยู่แวดล้อมมันในทุกระดับชั้นและจะทำให้มันจมตัวลงกลับสู่จุดเดิมที่เริ่มลอยขึ้นมา

ด้วยสาเหตุที่ว่าอากาศที่มีเสถียรภาพมีแนวโน้มที่จะต่อต้านการเคลื่อนที่ยกตัวขึ้นในแนวตั้ง เมฆซึ่งก่อตัวขึ้น ในบรรยากาศที่มีเสถียรภาพนี้จึงมักแผ่ขยายออกไปในแนวระนาบและมีลักษณะปรากฏออกเป็นเมฆแผ่น เช่นเมฆเซอโรสเตรตัสและอัลโตสเตรตัสเป็นต้น ชั้นบรรยากาศที่มีเสถียรภาพนั้นอาจมีสาเหตุมาจากการเย็นตัวของอากาศที่บริเวณพื้นผิวหรือการร้อนขึ้นของอากาศที่ด้านบน หรืออาจเกิดจากการจมตัวลงของชั้นบรรยากาศทั้งชั้น ซึ่งในกรณีนี้อากาศจะมีเสถียรภาพอย่างมากอันเนื่องมาจากการผันกลับของชั้นอุณหภูมิที่เกิดจากการจมตัวลง

ในบรรยากาศที่ไม่มีเสถียรภาพนั้น ก้อนอากาศที่ถูกยกขึ้นจะมีอุณหภูมิสูงกว่าอากาศที่อยู่แวดล้อมในทุก ๆ ระดับชั้นจะส่งผลให้มันลอยขึ้นต่อไปเรื่อย ๆ จากตำแหน่งดั้งเดิมของมัน ส่วนในบรรยากาศที่ไม่มีเสถียรภาพชนิดมีเงื่อนไขนั้นก้อนอากาศที่ไม่อิ่มตัวจะถูกยกขึ้นจนไปถึงชั้นบรรยากาศที่เริ่มต้นมีการควบแน่นและความร้อนแฝงของการควบแน่นจะถูกปลดปล่อยออกมา ส่งผลให้ก้อนอากาศนั้นมีอุณหภูมิสูงกว่าสิ่งแวดล้อมเนื่องจากความร้อนแฝง อากาศที่ไม่มีเสถียรภาพชนิดมีเงื่อนไขนี้จะมีแนวโน้มที่ทำให้เกิดเมฆชนิดที่ก่อตัวในแนวตั้ง เช่นเมฆคิวมูลัส คอนเจสตัส หรือเมฆคิวมูโลนิมบัส การขาดเสถียรภาพของอากาศนั้นอาจเกิดมาจากพื้นดินที่มีอุณหภูมิสูงขึ้นหรืออากาศด้านบนที่มีอุณหภูมิเย็นลงที่อาจเกิดจากการยกตัวหรือผสมปนเปกันของชั้นอากาศทั้งชั้น

ในวันที่อากาศร้อนชื้น ความไม่มีเสถียรภาพของอากาศอันเกิดจากพื้นดินได้รับความร้อนนั้นสามารถสร้างเมฆคิวมูลัสที่ระดับความสูงหนึ่งซึ่งสามารถระบุความสูงที่จะเกิดเมฆได้จากปริมาณความชื้นและอุณหภูมิของอากาศที่บริเวณพื้นผิวดิน ความไม่มีเสถียรภาพนี้สามารถเปลี่ยนรูปร่างของเมฆที่ปรากฏอยู่แล้วได้ เช่นการเปลี่ยนจากเมฆอัลโตสเตรตัสเป็นเมฆอัลโตคิวมูลัสโดยการพาความร้อน นอกจากนี้แล้วการผสมปนเปกันของอากาศก็ยังสามารถเปลี่ยนวันที่ท้องฟ้าสดใสให้กลายเป็นวันที่ท้องฟ้าเต็มไปด้วยเมฆได้เช่นกัน

บทที่ 11 มวลอากาศและแนวปะทะอากาศ

ณ เวลาบ่ายสองโมง ความมืดจากเมฆก้อนใหญ่สีดำทางด้านทิศตะวันตกเฉียงเหนือเริ่มเข้าปกคลุมพื้นที่มากขึ้น ขณะที่พายุเริ่มพัดเกือบจะในทันที ก็มีลมแรงที่อัตรา 70 ไมล์ต่อชั่วโมง มาพร้อมกับเสียงที่ดังกังวานลึกและเสียงระเบิดพัดผ่านพื้นดิน แล้วทุกอย่างก็แข็งตัวไปหมด น้ำในบ่อน้ำเล็ก ๆ บนถนนแข็งเป็นเกลียวคลื่น แหลม และคมกริบ ไก่ หมู และสัตว์ขนาดเล็กอื่น ๆ ถูกแช่แข็งในทางเดินของพวกเขา ล้อเกวียนหยุดหมุนและแข็งตัวอยู่บนพื้น ในไม่กี่นาทีต่อมา พวกผู้ชายก็ได้เดินทางกลับบ้าน พวกเขาเริ่มเดินออกจากยุ้งฉางหรือทุ่งนาเพื่อกลับมายังบ้านของตนซึ่งอยู่ไม่ไกลกัน จากทางเดินน้ำโคลนก็กลายเป็นทางเดินน้ำแข็งไปเสียแล้ว คนบางกลุ่มถูกแช่แข็งบนอานม้า พวกเขาต้องถูกอุ้มไปที่ไฟเพื่อทำการละลายน้ำแข็งออกจากกัน มีชายหนุ่มสองคนถูกแช่แข็งจนตายแถว Rushville หนึ่งในนั้นถูกพบขณะที่หลังของเขาพิงอยู่กับต้นไม้ โดยมีบังเหียนม้าวางอยู่บนแขนของเขา และม้าของเขาก็แข็งตัวต่อหน้าเขานั่นเอง ส่วนชายหนุ่มอีกคนนั้นถูกพบขณะที่กำลังนั่งคุกเข่า พร้อมกับกล่องเชื้อจุดไฟในมือข้างหนึ่งและหินเหล็กไฟในมืออีกข้างหนึ่ง ดวงตาทั้งสองของเขาเบิกกว้างราวกับเจตนาที่พยายามจะจุดไฟ และยังมีผู้เสียชีวิตรายอื่น ๆ อีกจำนวนมากที่ถูกรายงาน อย่างไรก็ตาม นอกจากค่าอุณหภูมิแล้วก็ไม่มีสิ่งอื่นใดเหลือให้บันทึกเลย และน้ำแข็งที่ถูกแช่แข็งอยู่ในลำธารก็ถูกรายงานมาเหมือน ๆ กัน คือน้ำแข็งหนาหกนิ้วสามารถกลายเป็นหนึ่งฟุตได้ภายในไม่กี่ชั่วโมงเท่านั้น

John Moses, Illinois: Historical and Statistical

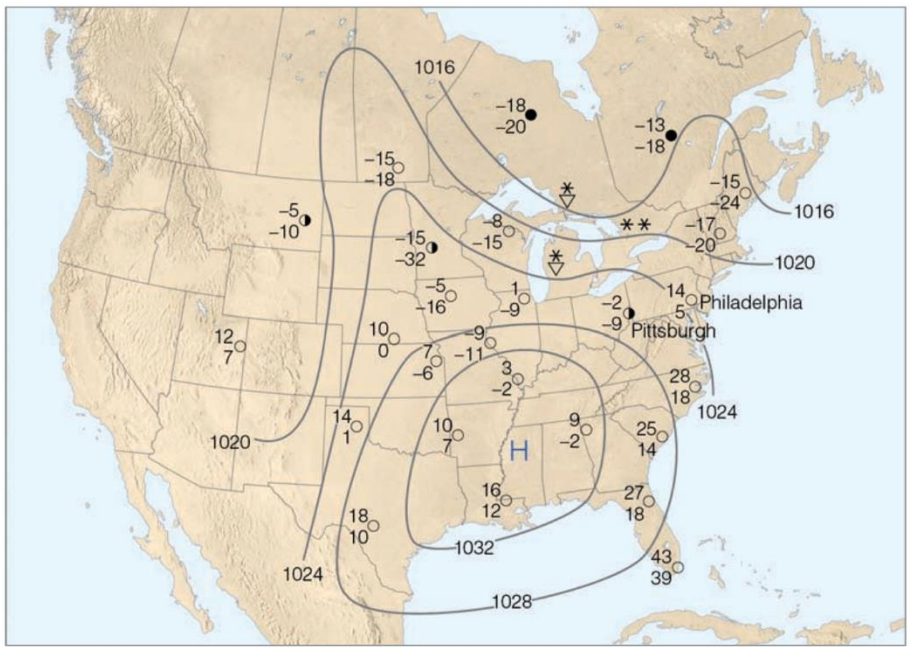
บทเกริ่นด้านบนได้บรรยายถึงเส้นทางของแนวปะทะอากาศเย็นอันน่าตื่นเต้น มันได้เคลื่อนตัวผ่านรัฐอิลลินอยส์ (Illinois) เมื่อวันที่ 21 ธันวาคม ค.ศ.1836 แม้ว่าจะไม่มีบันทึกอุณหภูมิออกมาเป็นตัวเลขที่แน่นอน แต่โดยประมาณการก็คือ เมื่อแนวปะทะอากาศเคลื่อนตัวผ่าน อุณหภูมิในพื้นที่ก็ลดลงเกือบจะทันที จาก 40 องศาฟาเรนไฮต์ ไปจนถึง 0 องศาฟาเรนไฮต์ โชคดีที่การเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิแบบฉับพลันอันเนื่องจากแนวปะทะอากาศเย็นเช่นนี้ยังพบได้ไม่บ่อยนัก

ในบทนี้เราจะศึกษาสภาพอากาศโดยทั่วไปที่เกี่ยวข้องกับแนวปะทะอากาศเย็นและแนวปะทะอากาศอุ่น เราจะตอบคำถามต่าง ๆ เช่น เหตุใดแนวปะทะอากาศเย็นจึงมักเกี่ยวข้องกับเหตุการณ์ฝนตกหนัก หรือ แนวปะทะอากาศอุ่นที่เกิดขึ้นในช่วงฤดูหนาว สามารถก่อให้เกิด freezing rain และ sleet ในบริเวณกว้างได้อย่างไร และเราจะสามารถคาดการณ์เหตุการณ์ทั้งมวล ตั้งแต่แนวปะทะอากาศอุ่นเริ่มใกล้เข้ามา โดยใช้การสำรวจกลุ่มเมฆได้อย่างไร เพื่อให้เราสามารถเข้าใจเรื่องของแนวปะทะอากาศได้ดียิ่งขึ้น เราจึงจำเป็นต้องศึกษาเรื่องของมวลอากาศกันก่อน เราจะมาดูกันว่ามวลอากาศนั้นเกิดขึ้นที่ไหน และเกิดขึ้นอย่างไร รวมถึงรูปแบบของสภาพอากาศที่มักจะมีความสัมพันธ์กันกับมวลอากาศด้วย

มวลอากาศ

มวลอากาศ คือ ก้อนอากาศขนาดใหญ่มาก ที่มีคุณสมบัติในเรื่องของอุณหภูมิและความชื้นค่อนข้างคล้ายคลึงกัน ทั้งในแนวระนาบและแนวดิ่งตามที่กำหนด มวลอากาศอาจครอบคลุมพื้นที่หลายพันตารางกิโลเมตร จากภาพ 11.1 มวลอากาศเย็นขนาดใหญ่อันเนื่องจากฤดูหนาวที่เกี่ยวข้องกับบริเวณความกดอากาศสูง เข้าปกคลุมพื้นที่มากกว่าครึ่งหนึ่งของประเทศสหรัฐอเมริกา จงทราบไว้เลยว่า ถึงแม้ว่าอุณหภูมิผิวพื้นและอุณหภูมิจุดน้ำค้างจะแตกต่างกันไปบ้าง แต่ในทุกพื้นที่ก็มีอากาศที่เย็นและแห้ง ยกเว้นโซนที่มีหิมะโปรยปรายด้านชายฝั่งตะวันออกของ the Great Lakes

แอนติไซโคลนที่เย็นและตื้นนี้จะเคลื่อนตัวไปทางด้านตะวันออก พร้อมทั้งนำเอาลักษณะหรือคุณสมบัติของอุณหภูมิและความชื้นจากแหล่งกำเนิดของตัวมันเองติดไปด้วย ส่งผลให้ภายในหนึ่งหรือสองวัน มวลอากาศเย็นนี้จะไปตั้งอยู่บริเวณใจกลางมหาสมุทรแอตแลนติก ส่วนหนึ่งของการพยากรณ์อากาศก็คือเรื่องของการกำหนดลักษณะของมวลอากาศ และคาดหมายว่ามันจะเปลี่ยนแปลงไปอย่างไร เหตุใดมันจึงเปลี่ยนแปลง และระบบของมันจะเคลื่อนตัวไปในทิศทางใด



• FIGURE 11.1 Here, a large, extremely cold winter air mass is dominating the weather over much of the United States. At almost all cities, the air is cold and dry. Upper number is air temperature (°F); bottom number is dew point (°F).

แหล่งกำเนิด

พื้นที่ที่มวลอากาศได้ก่อกำเนิดขึ้นนั้นเรียกว่า แหล่งกำเนิด เพื่อให้มวลอากาศขนาดใหญ่สามารถพัฒนาตัวหรือสร้างคุณสมบัติที่เหมือนกันได้นั้น จำเป็นต้องอาศัยแหล่งกำเนิดที่มีพื้นที่ส่วนใหญ่ราบเรียบ แหล่งกำเนิดจะต้องมีองค์ประกอบเดียวกัน และมีลมอ่อนที่บริเวณผิวพื้น ยิ่งมวลอากาศแช่อยู่บนแหล่งกำเนิดของมันนานเท่าไหร่ หรือยิ่งมวลอากาศก้อนนั้นใช้เวลาอยู่บนเส้นทางการเคลื่อนที่ของตัวเองได้นานเท่าไหร่ ก็จะทำให้มันสามารถสะสมคุณลักษณะของพื้นผิวบริเวณตรงนั้นได้มากยิ่งขึ้น ดังนั้นแหล่งกำเนิดของมวลอากาศในแบบอุดมคติจึงมักเป็นพื้นที่ที่ถูกควบคุมโดยความกดอากาศสูงบริเวณผิวพื้น ซึ่งก็จะรวมถึงที่ราบอาร์กติกที่ถูกปกคลุมไปด้วยน้ำแข็งและหิมะในช่วงฤดูหนาว และมหาสมุทรบริเวณกึ่งเขตร้อนในช่วงฤดูร้อนด้วย สำหรับบริเวณเขตละติจูดกลาง (the middle

latitudes) ค่าอุณหภูมิผิวพื้นและค่าความชื้นจะแตกต่างกันมาก จึงถือได้ว่าเป็นแหล่งกำเนิดของมวลอากาศที่ไม่ค่อยดี แต่บริเวณนี้กลับถือได้ว่าเป็น เขตแห่งการเปลี่ยนแปลงของกลุ่มมวลอากาศที่มีคุณสมบัติแตกต่างกันหลากหลายมวล แทน กลุ่มมวลอากาศในเขตนี้จะมีทั้งการเคลื่อนตัวเข้าหากัน มีการปะทะกัน และสร้างให้เกิดลำดับเหตุการณ์ทางสภาพอากาศที่น่าตื่นเต้นต่อไป

การจำแนกประเภท

โดยปกติแล้วมวลอากาศจะถูกจำแนกออกตามลักษณะของอุณหภูมิและความชื้นของมัน เมื่อพิจารณาตามแนวระนาบจะพบว่าปัจจัยทั้งสองตัวนี้นั้นค่อนข้างมีความสม่ำเสมอ โดยจะมีทั้งมวลอากาศเย็นและมวลอากาศอุ่น มวลอากาศจะถูกจำแนกออกได้เป็น 5 ประเภททั่วไปขึ้นอยู่กับแหล่งที่มาของมัน มวลอากาศที่กำเนิดขึ้นบริเวณละติจูดขั้วโลก (polar latitudes) จะถูกกำหนดให้ใช้ตัวอักษรพิมพ์ใหญ่ “P” (มาจากคำว่า polar) สำหรับกลุ่มมวลอากาศที่ก่อตัวขึ้นในเขตร้อน (tropical regions) จะถูกกำหนดให้ใช้ตัวอักษรพิมพ์ใหญ่ “T” (มาจากคำว่า tropical) ถ้าหากมวลอากาศได้กำเนิดขึ้นบนภาคพื้นทวีป มวลอากาศนั้นจะมีคุณสมบัติแห้ง และจะถูกกำหนดให้ใช้ตัวอักษรพิมพ์เล็ก “c” (มาจากคำว่า continental) และจะวางนำหน้าตัวอักษร P หรือ T ถ้าหากมวลอากาศได้กำเนิดขึ้นบนภาคพื้นมหาสมุทร มวลอากาศนั้นจะมีคุณสมบัติชื้น (อย่างน้อยก็ในระดับชั้นที่ต่ำที่สุด) จะถูกกำหนดให้ใช้ตัวอักษรพิมพ์เล็ก “m” (มาจากคำว่า maritime) และจะวางนำหน้าตัวอักษร P หรือ T เช่นกัน ในตอนนี้เราก็จะเห็นแล้วว่าถ้ามวลอากาศขั้วโลก (polar) ที่ก่อตัวขึ้นบนภาคพื้นทวีป (continental) ก็จะถูกกำหนดด้วยสัญลักษณ์ cP อยู่บนแผนที่อากาศ ในขณะที่มวลอากาศร้อน (tropical) ถ้าหากก่อกำเนิดขึ้นบริเวณภาคพื้นมหาสมุทร (maritime) ก็จะถูกกำหนดโดยสัญลักษณ์ mT ส่วนในช่วงฤดูหนาว มวลอากาศเย็นจัดที่ก่อตัวขึ้นเหนือเขตอาร์กติกจะถูกกำหนดด้วย cA (มาจาก continental arctic) อย่างไรก็ตาม ในบางครั้งก็เป็นการยากที่จะจำแนกระหว่างมวลอากาศอาร์กติกกับมวลอากาศแถบขั้วโลก โดยเฉพาะอย่างยิ่งเมื่อมวลอากาศอาร์กติกได้ไหลข้ามไปยังเขตที่อุ่นกว่า (ตารางที่ 11.1 แสดงข้อมูลมวลอากาศทั้ง 5 ประเภท)

▼ TABLE 11.1 Air Mass Classification and Characteristics

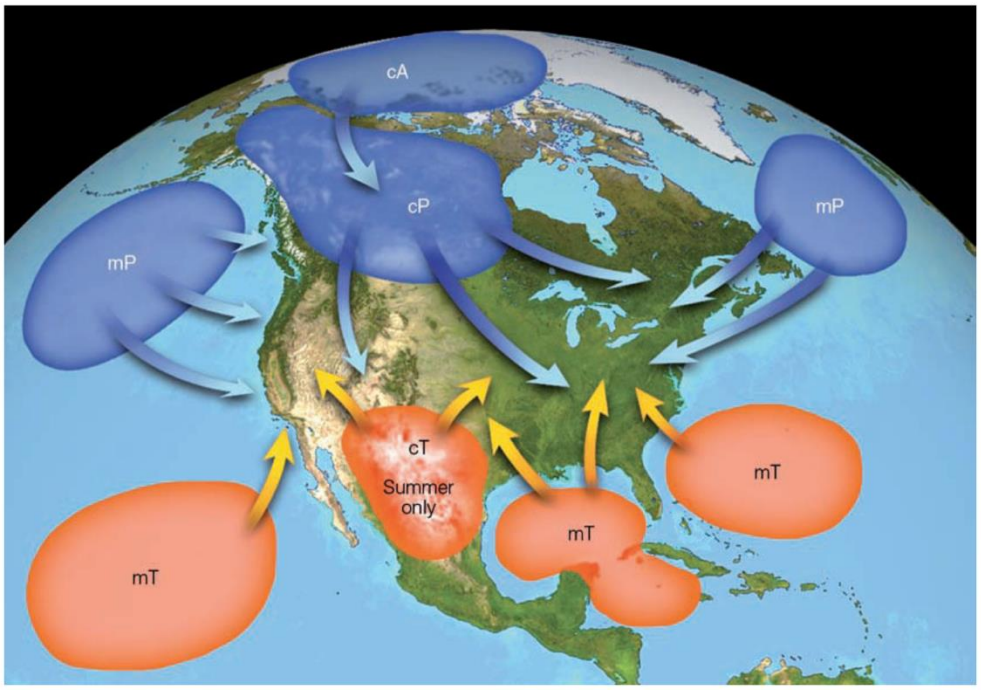
SOURCE REGION	ARCTIC REGION (A)	POLAR (P)	TROPICAL (T)
Land	*cA*	*cP*	*cT*
Continental(c)	extremely cold, dry stable; ice- and snow-covered surface	cold, dry, stable	hot, dry, stable air aloft; unstable surface air
Water		*mP*	*mT*
Maritime (m)		cool, moist, unstable	warm, moist; usually unstable

หลังจากที่มวลอากาศได้ซึมซับคุณสมบัติจากแหล่งกำเนิดของมันเป็นเวลายาวนานเพียงพอแล้ว มันก็จะเริ่มเคลื่อนตัวไปตามลมชั้นบน เมื่อมวลอากาศได้เคลื่อนตัวออกจากแหล่งกำเนิดแล้ว มันก็จะไปเผชิญหน้ากับพื้นผิวบริเวณอื่นที่อาจจะอุ่นกว่าหรือเย็นกว่าตัวมันเอง เมื่อมวลอากาศนั้นมีความเย็นมากกว่าพื้นผิวด้านล่าง มันจะถูกทำให้อุ่นขึ้นจากด้านล่าง ก่อให้เกิดสภาวะไม่เสถียรที่อากาศระดับล่าง ในกรณีนี้จะเกิดการพาความร้อนและเกิดการรบกวนของอากาศที่มากขึ้นตรงบริเวณใกล้ผิวพื้น ทำให้ค่าทัศนวิสัยดี บนท้องฟ้าจะเกิดเป็นเมฆก้อน และอาจมีฝนหรือหิมะตกโปรยปรายได้ ในขณะเดียวกันถ้ามวลอากาศนั้นมีความอุ่นมากกว่าพื้นผิวด้านล่าง อากาศในระดับล่างจะถูกทำให้เย็นขึ้น

โดยการสัมผัสกับความเย็นจากผิวโลก อากาศอุ่นที่ระดับบนก็จะค่อย ๆ เย็นขึ้น ทำให้เกิดเสถียรภาพในอากาศพร้อมกับเกิดการผสมผสานกันของอากาศในแนวดิ่ง (vertical mixing) ได้เล็กน้อย สถานการณ์เช่นนี้จะก่อให้เกิดการสะสมของฝุ่น ควัน และมลพิษ ซึ่งจะไปจำกัดค่าวิสัยทัศน์ที่บริเวณผิวพื้น ส่วนในมวลอากาศชั้นก็จะพบเมฆแผ่นมาพร้อมกับละอองฝน หรืออาจมีหมอกเกิดขึ้นได้

มวลอากาศบริเวณเขตอเมริกาเหนือ

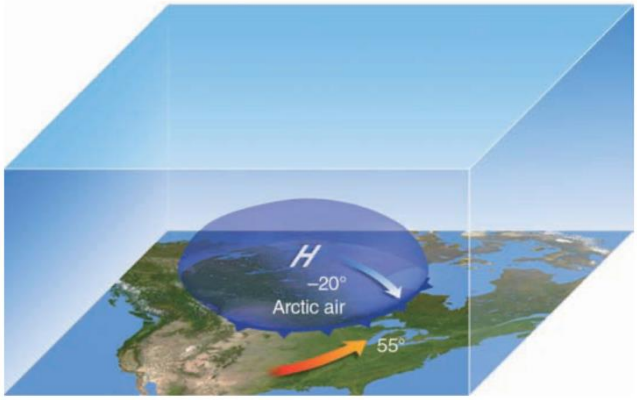
ภาพที่ 11.2 แสดงให้เห็นมวลอากาศหลัก ๆ (พร้อมทั้งแหล่งกำเนิดของมัน) ที่เคลื่อนตัวมุ่งหน้าเข้าสู่ประเทศสหรัฐอเมริกา ในตอนนี้เราได้เรียนรู้การก่อตัวและการเปลี่ยนแปลงของมวลอากาศแต่ละมวลแล้ว และได้ทราบถึงความหลากหลายของสภาพอากาศที่มาพร้อมกับมันด้วย



● FIGURE 11.2 Air mass source regions and their paths.

มวลอากาศขั้วโลกแบบภาคพื้นทวีป (Continental Polar; cP) และมวลอากาศขั้วโลกแบบภาคพื้นมหาสมุทร (Continental Arctic; cA)

อากาศหนาวเย็นสุดขั้วที่แผ่เข้ามายังตอนใต้ของประเทศแคนาดาและประเทศสหรัฐอเมริกาในช่วงฤดูหนาวนั้น มาจาก **มวลอากาศขั้วโลกแบบภาคพื้นทวีป (cP)** และ **มวลอากาศอาร์กติกแบบภาคพื้นทวีป (cA)** มวลอากาศเหล่านี้ถือกำเนิดขึ้นเหนือเขตพื้นที่อาร์กติก, ตอนเหนือของแคนาดา, และอลาสกา ที่ถูกปกคลุมไปด้วยหิมะและน้ำแข็ง ท้องฟ้าโปร่งยามค่ำคืนที่ยาวนานนั้นเอื้อต่อการระบายความร้อนจากพื้นผิวได้เป็นอย่างดี อากาศที่สัมผัสกับผิวพื้นจะเย็นลงและมีความเสถียรมากขึ้น และเนื่องจากความชื้นที่ถูกเติมเข้าไปในมวลอากาศนั้นมีเพียงเล็กน้อยจึงถือว่าอากาศนั้นยังค่อนข้างแห้งอยู่ และค่าอุณหภูมิจุดน้ำค้างก็มักจะต่ำกว่า 30 องศาเซลเซียส หรือ 22 องศาฟาเรนไฮต์ด้วย ในท้ายที่สุด ภายใต้อิทธิพลของอากาศที่ไหลอยู่ด้านบน มวลอากาศเย็นบริเวณนี้จะเริ่มสลายและเคลื่อนตัวไปทางทิศใต้ในลักษณะของพื้นที่ความกดอากาศสูงขนาดมหึมา ดังจะแสดงให้เห็นในภาพที่ 11.3



● FIGURE 11.3 A shallow but large dome of extremely cold air—a continental arctic air mass—moves slowly southeastward across the upper plains. The leading edge of the air mass is marked by a cold front. (Numbers represent air temperature, °F.)

เมื่อมวลอากาศเย็นได้เคลื่อนตัวเข้าไปยังที่ราบด้านในจะพบว่าไม่มีอุปสรรคใดมาขวางการเคลื่อนที่ได้เลย ดังนั้นมันก็จะยังคงเคลื่อนตัวลงไปทางด้านใต้ พร้อมกับพาอุณหภูมิที่หนาวจัดและการเตือนภัยคลื่นความหนาวลงไปด้วย สำหรับพื้นที่ที่ไม่ค่อยได้รับการสนใจอย่างทางเหนือของรัฐเทกซัส มวลอากาศจะเป็นประเภท cP (และ cA) เมื่อมวลอากาศก้อนนี้เคลื่อนตัวข้ามผ่านพื้นที่ที่อบอุ่นกว่าลงมาทางใต้ อุณหภูมิของมันก็จะเบาบางลงเล็กน้อย เนื่องจากบริเวณฐานของมวลก้อนนี้ถูกทำให้อุ่นขึ้น อย่างไรก็ตาม แม้จะเป็นช่วงเวลาบ่ายที่มวลอากาศผิวพื้นนั้นขาดเสถียรภาพที่สุด เราก็ยังพบเมฆก้อนได้ยากอยู่ดี ทั้งนี้เป็นเพราะในมวลอากาศก้อนนั้นยังมีความแห้งที่รุนแรงอยู่ ในยามค่ำคืนเมื่อลมสงบลง การคายความร้อนจากผิวพื้นจะเกิดขึ้นอย่างรวดเร็ว ประกอบกับมีท้องฟ้าโปร่ง ทำให้ค่าอุณหภูมิต่ำสุดนั้นลดลงไปอีก ถ้าหากมวลอากาศเย็นเคลื่อนตัวไปทางใต้ถึงประมาณช่วงตอนกลางหรือตอนใต้ของฟลอริดา พืชผักฤดูหนาวทั้งหลายอาจเสียหายอย่างหนักได้ และหากมวลอากาศที่มีทั้งความเย็นและแห้งนี้ได้เคลื่อนตัวผ่านย่านน้ำอุ่น เช่น the Great Lakes ก็มักจะเกิดเหตุการณ์หิมะตกอย่างหนักที่เรียกกันว่า lake-effect snows ทางด้านชายฝั่งตะวันออก

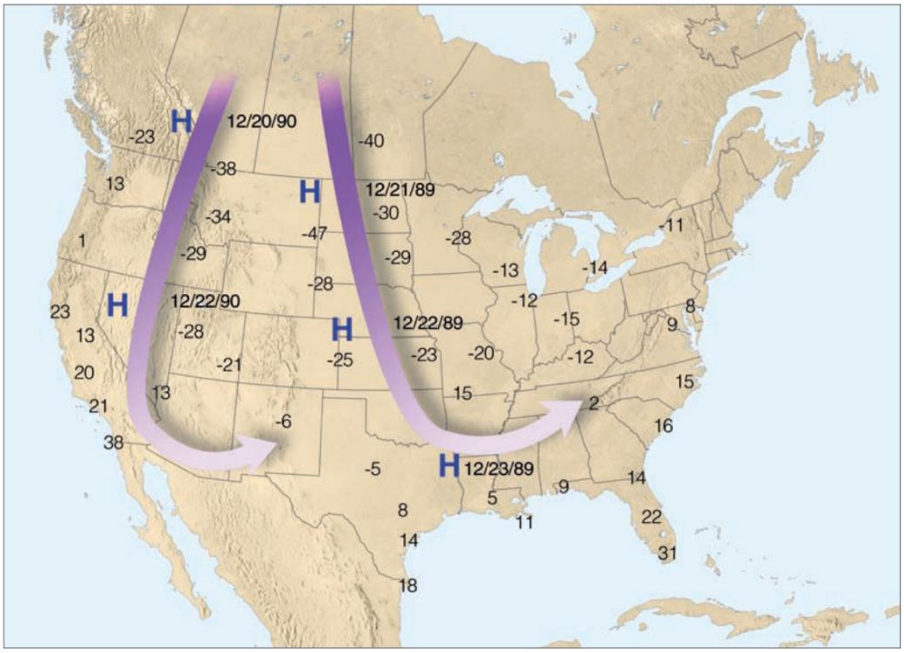
ในฤดูหนาว บรรยากาศชั้นบนจะมีความเสถียร จึงส่งผลให้มวลอากาศประเภท cP และ cA นั้นมาพร้อมกับสภาพอากาศที่ดี การที่อากาศจมตัวจะทำให้บริเวณด้านบนเกิดโดมความกดอากาศสูงขนาดใหญ่ ส่วน subsiding air ก็จะอุ่นลงเนื่องจากการบีบอัด และกลายเป็นมวลอากาศที่อุ่นกว่าเดิม มวลอากาศที่อุ่นลงก้อนนี้จะพาดตัวอยู่เหนือพื้นผิวที่เย็นกว่า ดังนั้นจึงมักจะเกิด Subsidence Inversion อย่างรุนแรงอยู่บ่อยครั้ง แอนติไซโคลนก็มักจะเกิดและคาอยู่บนพื้นที่กินเวลาหลายวัน ทัศนวิสัยจะค่อย ๆ ลดลงเนื่องจากมลพิษถูกดักเก็บไว้ในมวลอากาศเย็นใกล้ผิวพื้น อย่างไรก็ตามโดยปกติแล้วลมระดับบนสามารถเคลื่อนมวลอากาศเย็นให้ไปได้ทั้งด้านตะวันออกและด้านตะวันออกเฉียงใต้

เทือกเขา Rockies, เทือกเขา Sierra Nevada, และเทือกเขา Cascades จะทำหน้าที่ป้องกันพื้นที่ฝั่งตะวันตกเฉียงเหนือ จากการเข้าโจมตีของมวลอากาศ cP และ cA แต่ในบางครั้งมวลอากาศที่เย็นจัดก็ยังสามารถเข้าไปบุกภูมิภาคเหล่านี้ได้ เมื่อลมระดับบนเหนือรัฐวอชิงตันและโอเรกอนพัดเข้ามาจากทางเหนือหรือทางตะวันออกเฉียงเหนือมาตามวิถีของมัน จะเริ่มส่งผลต่อประเทศแคนาดาตอนบนและอลาสกา มวลอากาศเย็น cP และ cA สามารถไถลข้ามเขาและขยายความเย็นฉ่ำของมันได้ตลอดทางจนถึงมหาสมุทรแปซิฟิก เมื่ออากาศเคลื่อนตัวออกจากที่ราบสูง ข้ามภูเขา และเข้าไปในหุบเขาเบื้องล่าง ความร้อนอันเนื่องมาจากการบีบอัดของอากาศที่จมตัว จะทำให้อุณหภูมิของตัวมันเองสูงขึ้นเพื่อที่เวลามันเคลื่อนไปแตะถึงที่ราบลุ่มแล้วมันจะได้อุ่นกว่าเดิมมาก แต่อย่างไรก็ตามไม่มีทางที่มันจะกลายเป็นมวล

อากาศอุ่น ในบางกรณี อุณหภูมิเยือกแข็งต่ำ (the subfreezing temperatures) ได้ไถลผ่านเทือกเขา Cascades และขยายตัวด้านใต้ เข้าไปสู่พื้นที่ชายฝั่งทางตอนใต้ของแคลิฟอร์เนีย

การอุ่นตัวขึ้นของมวลอากาศ cP และ cA ที่คล้าย ๆ กันกับกรณีก่อนหน้าแต่ไม่รุนแรงเท่า เกิดขึ้นตามแนวชายฝั่งด้านตะวันออกของประเทศสหรัฐอเมริกา อากาศใต่ระดับสูงขึ้นและลอยตัวอยู่เหนือเทือกเขาแอปพาเลเชียนตอนล่าง ความปั่นป่วนของอากาศและความร้อนอันเนื่องจากการบีบอัดได้ทำให้อุณหภูมิของอากาศบริเวณใต้ลมเพิ่มขึ้น ส่งผลให้เมืองต่าง ๆ ที่ตั้งอยู่ทางตะวันออกของเทือกเขาแอปพาเลเชียน ไม่เคยได้สัมผัสกับอุณหภูมิที่ต่ำกว่าเมืองที่อยู่ทางฝั่งตะวันตกเลย จากภาพ 11.1 จะเห็นว่าที่เวลาเดียวกันของวัน ซึ่งจากภาพคือตั้งแต่เวลา 7.00 น. เมืองฟิลาเดลเฟียมีอุณหภูมิอยู่ที่ 14 องศาฟาเรนไฮต์ ซึ่งอุ่นกว่าเมืองพิตส์เบิร์กอยู่ถึง 16 องศาฟาเรนไฮต์ ที่มีอุณหภูมิแค่เพียง 2 องศาฟาเรนไฮต์เท่านั้น

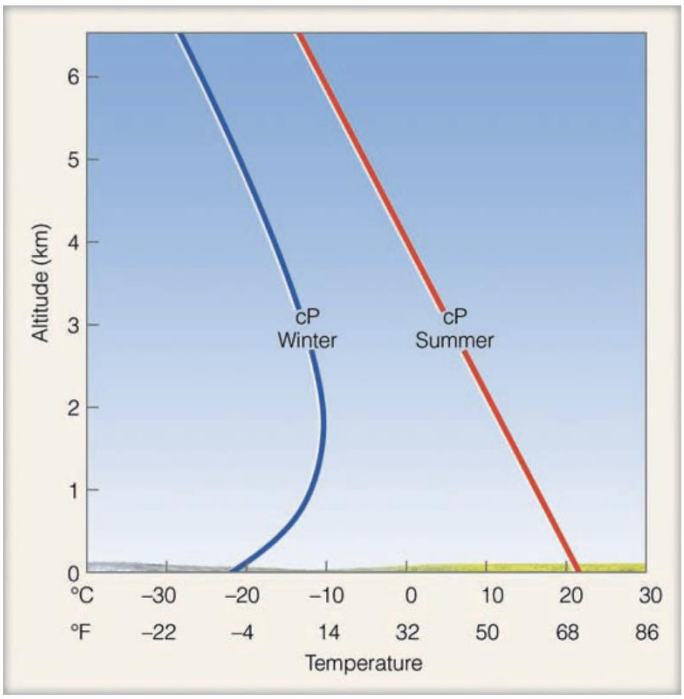
ภาพที่ 11.4 แสดงให้เห็นกระแสลมระดับบนสองตัว ที่นำพาเอามวลอากาศเย็นสุดขั้วจากอาร์กติกเข้ามาในช่วงเดือนธันวาคม ค.ศ. 1989 และ ค.ศ. 1990 โดยปกติแล้วลมระดับบนจะจะพัดจากทางตะวันตกไปสู่ด้านตะวันออก แต่ในกรณีของกระแสลมทั้งสองนี้ (ลูกศรเส้นหนาทึบ) จะวิ่งจากเหนือลงใต้ ตัวอักษร H แทนตำแหน่งของแอนติไซโคลนที่มีความเย็นบริเวณผิวพื้น ตัวเลขบนแผนที่แสดงค่าอุณหภูมิต่ำสุด (°F) ที่ถูกบันทึกไว้ในช่วงที่มวลอากาศเย็นนั้นแผ่ลงมา สำหรับทางด้านตะวันออกของเทือกเขา Rockies มีการบันทึกค่าอุณหภูมิต่ำ มากกว่า 350 ครั้ง ในช่วงวันที่ 21-24 ธันวาคม ค.ศ. 1989 ขณะที่มวลอากาศเย็นอาร์กติกได้แผ่เข้ามา ทำให้พวกพืชผลทางการเกษตรในรัฐเทกซัสและฟลอริดาเสียหาย คิดเป็นมูลค่าประมาณ 480 ล้านดอลลาห์สหรัฐ สำหรับในช่วงเดือนธันวาคม 1990 มวลอากาศที่เย็นยะเยือกได้เข้ามาตามแนวชายฝั่งตะวันตก ส่งผลให้พืชผักและพืชตระกูลส้มเกิดความเสียหาย เมื่ออุณหภูมิตามภาคส่วนต่าง ๆ ของแคลิฟอร์เนียลดลงจนถึงจุดต่ำสุดในรอบ 50 ปี สังเกตว่าในทั้งสองกรณี ลมระดับบนจะเป็นตัวนำพาทิศทางของมวลอากาศ



• FIGURE 11.4 Average upper-level wind flow (heavy arrows) and surface position of anticyclones (H) associated with two extremely cold outbreaks of arctic air during December. Numbers on the map represent minimum temperatures (°F) measured during each cold snap.

มวลอากาศ cP ที่เคลื่อนตัวเข้าไปยังสหรัฐอเมริกาในฤดูร้อนที่มีลักษณะแตกต่างกันอย่างมากเมื่อเทียบกับในช่วงฤดูหนาว แหล่งที่มาของมวลอากาศยังคงเหมือนเดิม แหล่งที่มาของมวลอากาศยังคงเหมือนเดิม เพียงแต่ครั้งนี้ลักษณะของมวลอากาศจะถูกควบคุมโดยวันของฤดูร้อนที่ยาวนาน ซึ่งสามารถละลายหิมะและอุ่นพื้นดินได้ อากาศจะเย็นเพียงแค่ปานกลาง และการระเหยที่ผิวพื้นจะเพิ่มไอน้ำเข้าสู่อากาศ มวลอากาศฤดูร้อน cP มักจะมาบรรเทาความร้อนสุดขีดในตอนกลางและภาคตะวันออกของรัฐ เป็นดั่งก้อนอากาศที่เย็นกว่าเข้ามาทำหน้าที่ลดอุณหภูมิอากาศให้อยู่ในระดับที่สบายขึ้น ความร้อนจากช่วงเวลากลางวันทำให้อากาศระดับล่างอุ่น และสร้างความไม่มีเสถียรภาพที่ผิวพื้น ไอน้ำในอากาศที่ยกตัวขึ้นอาจควบแน่นและก่อตัวเป็นเมฆคิวมูลัส เป็นก้อนกลม ๆ บนท้องฟ้าพร้อมกับอากาศที่สดใส ลักษณะทั่วไปของโปรไฟล์ของอุณหภูมิ (of temperatures profile) สำหรับช่วงฤดูร้อนและฤดูหนาวของมวลอากาศ cP ได้แสดงไว้ดังภาพที่ 11.5 สังเกตได้ว่าการผกผันของอุณหภูมิจะเกิดขึ้นอย่างชัดเจนในฤดูหนาวและจะหายไปในฤดูร้อน

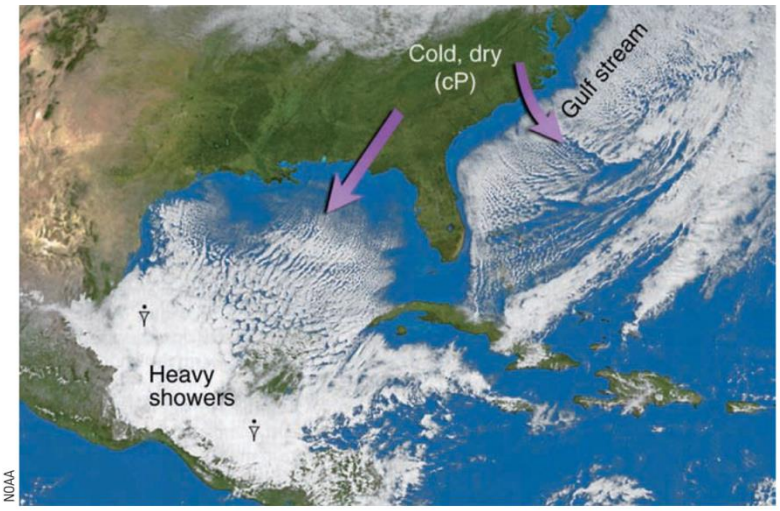
เมื่อมวลอากาศเคลื่อนตัวผ่านผืนน้ำขนาดใหญ่ คุณสมบัติในตัวของมันเองอาจเปลี่ยนแปลงไปอย่างมาก ยกตัวอย่างเช่น มวลอากาศ cP ที่เย็นและแห้ง เมื่อเคลื่อนตัวผ่านอ่าวเมกซิโกก็จะอุ่นลงอย่างรวดเร็วและได้รับความชื้นเข้ามาด้วย มวลอากาศจะสามารถปรับตัวและรับเอาคุณสมบัติของมวลอากาศแบบภาคพื้นมหาสมุทรเข้ามาได้อย่างรวดเร็ว สังเกตในภาพที่ 11.6 แถวของเมฆคิวมูลัส (cloud streets) กำลังก่อตัวขึ้นเหนืออ่าวเมกซิโก ขนานไปกับลมเหนือที่บริเวณผิวพื้น เนื่องจากผืนน้ำด้านล่างกำลังทำให้มวลอากาศ cP อุ่นขึ้น ทำให้มวลอากาศอยู่ในสภาวะที่ไม่เสถียร เมื่ออากาศยังคงเดินทางไปทางใต้ เข้าสู่เม็กซิโกและตอนกลางของอเมริกา เจ้าลมเหนือที่ทั้งชื้นและมีกำลังแรงนี้ ก็ได้สร้างเมฆจำนวนมากพร้อม ๆ กับฝนให้เกิดตามแนวชายฝั่งตอนเหนือ แสดงว่ามวลอากาศที่ทั้งเย็น แห้ง และมีเสถียรภาพ ก็สามารถเปลี่ยนคุณสมบัติไปเป็นอย่างอื่นจนไม่เหลือเค้าเดิมได้ หากเกิดเหตุการณ์เช่นนี้ มวลอากาศก้อนนั้นจะถูกตั้งสมยานามใหม่ขึ้น



● **FIGURE 11.5** Typical vertical temperature profile over land for a summer and a winter cP air mass.

สังเกตภาพที่ 11.6 การเปลี่ยนแปลงที่คล้ายกันกับมวลอากาศ cP กำลังเกิดขึ้นตามแนวชายฝั่งแอตแลนติก เนื่องจากลมตะวันตกเฉียงเหนือกำลังพัดปกคลุมมหาสมุทรแอตแลนติก เมื่อมวลอากาศเข้ามาปะทะกับกระแสน้ำอุ่น Gulf Stream ที่มีความอุ่นกว่ามาก มวลอากาศก้อนนี้จะอุ่นตัวลงอย่างรวดเร็วและกลายสถานะเป็นไม่มีความเสถียร การผสมผสานกันของอากาศในแนวดิ่ง (Vertical mixing) จะดึงเอาลมจากระดับบนซึ่งมีกำลังแรงกว่าลงมาด้วย และการ

ผสมผสานกันของอากาศนี้ ก็จะทำให้ลมผิวพื้นมีกำลังแรง และทะเลก็จะเปลี่ยนแปลงอย่างรวดเร็ว ซึ่งอาจเป็นอันตรายต่อการเดินเรือได้

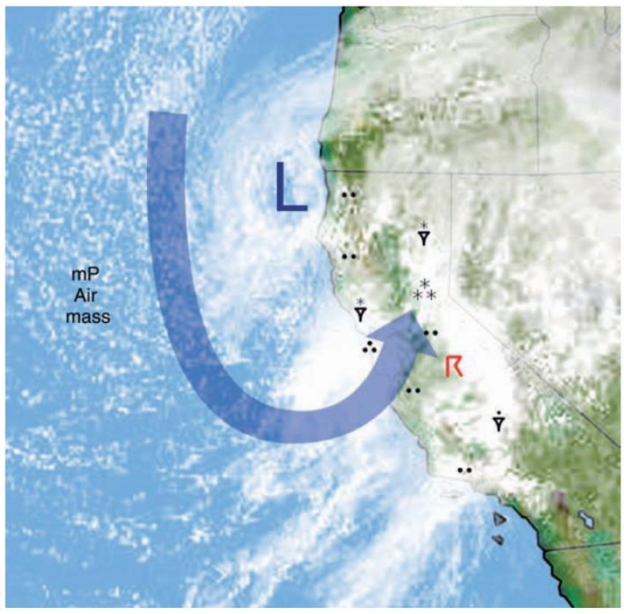


● FIGURE 11.6 Visible satellite image showing the modification of cold continental polar air as it moves over the warmer Gulf of Mexico and the Atlantic Ocean.

บทสรุป มวลอากาศบริเวณขั้วโลกและอาร์ติกจะมีลักษณะหนาวเย็นจัดในฤดูหนาว ซึ่งสามารถครอบคลุมส่วนเป็นวงกว้างในทวีปอเมริกาเหนือ เมื่อมวลอากาศก่อกำเนิดขึ้นบริเวณดินแดนทางตะวันตกเฉียงเหนือของแคนาดา มวลอากาศเย็นยะเยือกก้อนนั้นจะสามารถพาอุณหภูมิต่ำสุดแบบทะลุสถิติมาด้วยได้ ดังเช่นในกรณีช่วงคริสมาสต์อีฟ ค.ศ. 1983 ที่มวลอากาศอาร์กติกได้เข้าปกคลุมพื้นที่ส่วนใหญ่ของทวีปอเมริกาเหนือ

มวลอากาศขั้วโลกแบบภาคพื้นมหาสมุทร (Maritime Polar; mP)

ในช่วงฤดูหนาว มวลอากาศ cP และ cA ที่กำเนิดขึ้นจากบริเวณทวีปเอเชียและบริเวณขั้วโลกแช่แข็ง จะถูกนำพามายังมหาสมุทรแปซิฟิก เนื่องจากการหมุนของหย่อมความกดอากาศต่ำบริเวณหมู่เกาะอะลูเชียน (Aleutian Low) น้ำในมหาสมุทรก็จะทำหน้าที่ปรับกลุ่มมวลอากาศเย็นพวกนี้โดยการเติมความอุ่นและความชื้นเข้าไป เมื่อมวลอากาศพวกนี้เดินทางข้ามมหาสมุทรต่อไปอีกหลายร้อยหลายพันกิโลเมตร พวกมันก็จะค่อยๆเปลี่ยนแปลงจนกระทั่งกลายเป็น มวลอากาศแบบภาคพื้นมหาสมุทร (maritime polar air)

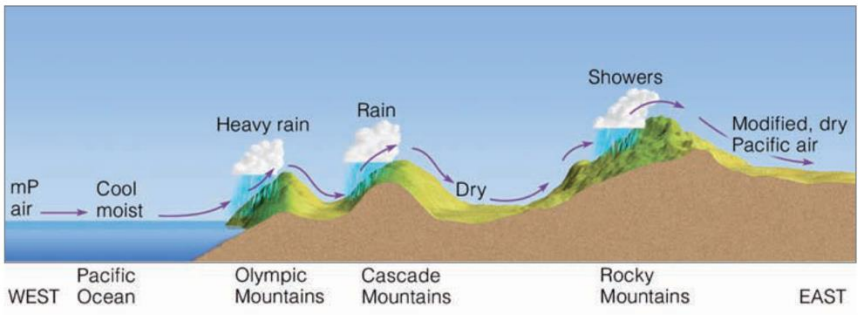


● FIGURE 11.7
Clouds and air flow aloft (large blue arrow) associated with maritime polar air moving into California. The large L shows the position of an upper-level low. Regions experiencing precipitation are also shown. The small, white clouds over the open ocean are cumulus clouds forming in the conditionally unstable air mass. (Precipitation symbols are given in Appendix B.)

ในช่วงเวลาที่เจ้ามวลอากาศขั้วโลกแบบภาคพื้นมหาสมุทรนี้เดินทางไปถึงแนวชายฝั่งแปซิฟิก มวลอากาศกลุ่มนี้จะเป็นลักษณะเย็นชื้นและไม่เสถียร มหาสมุทรมีหน้าที่คงความอุ่นของอากาศบริเวณใกล้

ผิวพื้นไว้ ให้อุ่นมากกว่าอากาศด้านบน ที่บริเวณผิวพื้นค่าอุณหภูมิโดยทั่วไปจะอ่านได้ที่ 40 และ 50 องศาฟาเรนไฮต์ ในขณะที่อากาศด้านบนที่ความสูงเหนือผิวพื้นขึ้นไปราวพันกิโลเมตรอาจจะวัดค่าอุณหภูมิได้ที่ค่าจุดเยือกแข็ง ภายในมวลอากาศที่มีความเย็นมากกว่านี้ ลักษณะต้นฉบับ ความเย็นและความแห้งของมวลอากาศจะยังคงมีอยู่ เมื่อมวลอากาศเคลื่อนตัวเข้าสู่แผ่นดิน ภูเขาบริเวณแนวชายฝั่งจะบังคับให้อากาศลอยสูงขึ้น และไอน้ำปริมาณมากจะถูกควบแน่นจนกลายเป็นเมฆที่ก่อให้เกิดฝน ภายในระดับบนของมวลอากาศที่มีความเย็นมากกว่านี้ ฝนจะเปลี่ยนเป็นหิมะ และจะตกสะสมอย่างหนักในเขตภูเขา เหนือมหาสมุทรเปิดที่ค่อนข้างอบอุ่น อากาศเย็นชื้นจะสร้างเมฆคิวมูลัสดังจะมองเห็นเป็นรอยเปื้อนสีขาวเล็ก ๆ บนภาพดาวเทียม (ดูภาพที่ 11.7)

เมื่อมวลอากาศขั้วโลกแบบภาคพื้นมหาสมุทรเคลื่อนตัวเข้าสู่แผ่นดิน มันจะสูญเสียความชื้นจำนวนมากเนื่องจากต้องผ่านชุดภูเขาหลายชุด นอกเหนือจากภูเขาพวกนี้ มวลอากาศก็ต้องเดินทางข้ามที่ราบสูงที่ทั้งสูงและเย็น ส่งผลทำให้อากาศบริเวณพื้นผิวเย็นลงและค่อย ๆ เปลี่ยนจากมวลอากาศที่มีความชื้นต่ำจนกลายเป็นมวลอากาศขั้วโลกแบบภาคพื้นทวีปที่แห้งและเสถียร มวลอากาศทางด้านตะวันออกของเทือกเขา Rockies จะถูกเรียกว่ามวลอากาศแปซิฟิก (Pacific air) (ดูภาพ 11.8) ซึ่ง ณ บริเวณนี้ มวลอากาศแปซิฟิกมักจะนำอากาศดีและอุณหภูมิที่เย็นกำลังดีมาให้ เป็นความเย็นที่ไม่หนาวเหน็บเท่ามวลอากาศขั้วโลกแบบภาคพื้นทวีปและมวลอากาศอาร์กติกที่บุกรุกเข้ามายังภูมิภาคนี้จากทางตอนเหนือของแคนาดา เมื่อมวลอากาศแปซิฟิกทางด้านตะวันตกเข้ามาแทนที่อากาศเย็นจากทางเหนือที่กำลังถดถอย ลมชีนุก (chinook winds) ก็มักจะเกิดขึ้นด้วย นอกจากนั้น เมื่อมวลอากาศขั้วโลกแบบภาคพื้นมหาสมุทรที่เปลี่ยนสภาพแล้วได้เข้ามาแทนที่ในอากาศเขตร้อนชื้น ก็อาจก่อให้เกิดพายุขึ้นตามแนวเขตที่แบ่งแยกอากาศทั้งสองมวลได้

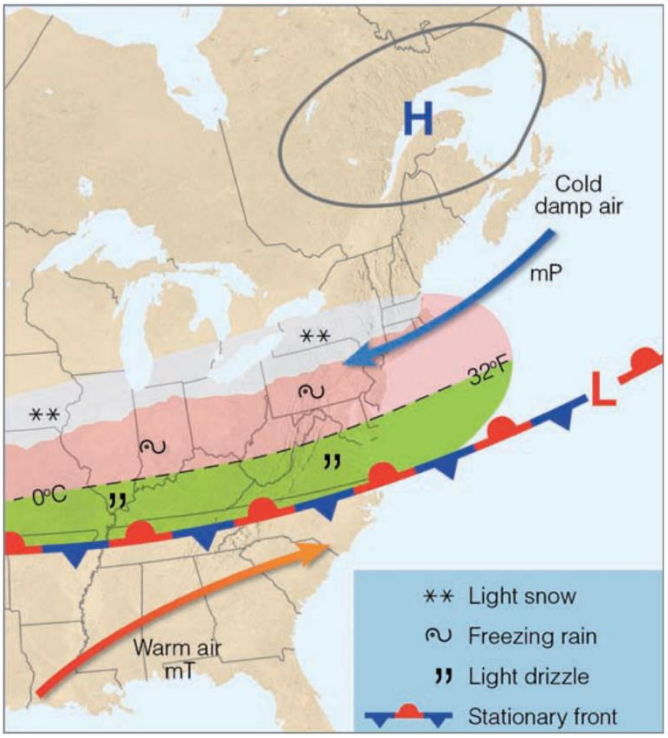


● FIGURE 11.8 After crossing several mountain ranges, cool moist mP air from off the Pacific Ocean descends the eastern side of the Rockies as modified, relatively dry Pacific air.

ตามแนวชายฝั่งตะวันออกจะมีมวลอากาศ mP กำเนิดขึ้นในแอตแลนติกเหนือ ในขณะที่มวลอากาศขั้วโลกแบบภาคพื้นทวีปได้เคลื่อนตัวลงใต้ใกล้กับชายฝั่งแอตแลนติก (ย้อนกลับไปดูภาพ 11.2) เนื่องจากลมตะวันออกเฉียงเหนือเข้ามาปั่นมวลอากาศ mP ทำให้มวลอากาศก้อนนี้แกว่งตัวลงไปทางด้านตะวันตกเฉียงใต้ มุ่งเข้าสู่กลุ่มรัฐทางด้านตะวันออกเฉียงเหนือ มวลอากาศ mP ในแอตแลนติกช่วงฤดูหนาวนั้นมักจะหนาวเย็นกว่ามวลออากาศแปซิฟิกอยู่มาก เนื่องจากน้ำในบริเวณแอตแลนติกเหนือนั้นเย็นจัดและมวลอากาศ mP นั้นเดินทางมาเพียงระยะสั้น ๆ อย่างไรก็ตาม มวลอากาศ mP ที่แอตแลนติกนั้นพบเจอได้ไม่บ่อย เนื่องจากลมที่ระดับบนส่วนใหญ่เป็นลมตะวันตก

ภาพที่ 11.9 แสดงให้เห็นรูปแบบของสภาพอากาศผิวพื้นในช่วงฤดูหนาวตอนปลายหรือต้นฤดูใบไม้ผลิที่มักเกิดขึ้นเป็นประจำ ซึ่งรูปแบบสภาพอากาศเช่นนี้จะนำพามวลอากาศ mP จากแอตแลนติกเข้ามายังนิวอิงแลนด์และมหาสมุทร

แอตแลนติกตอนกลาง แอนติไซโคลนที่เย็น กำลังเคลื่อนตัวอย่างช้า ๆ ไปทางตะวันออก (ตอนเหนือของนิวอิงแลนด์) ทำให้เกิดกระแสอากาศจากทิศตะวันออกเฉียงเหนือพัดมวลอากาศ mP ลงไปทางใต้ เส้นเขตที่แบ่งการบุกรุกซึ่งกันและกันของมวลอากาศที่เย็นกว่ากับมวลอากาศที่อุ่นกว่านี้จะอยู่ทางใต้ลงไปอีก และจะถูกวางตำแหน่งด้วยแนวปะทะอากาศคงที่ (stationary front) ที่บริเวณทิศเหนือของแนวปะทะอากาศ โดยทั่วไปจะมีลมตะวันออกเฉียงเหนือเข้ามาสร้างสภาพอากาศที่ไม่พึงประสงค์ ประกอบด้วย อากาศชื้นเมฆหนาลอยต่ำพร้อมหยาดน้ำฟ้าที่ตกลงมาแบบบางเบา ไม่ว่าจะในรูปแบบของฝน ฝนละออง หรือหิมะ เมื่อเงื่อนไขทางสภาวะอากาศในระดับบนเหมาะสม ก็อาจก่อให้เกิดพายุขึ้นตามแนวปะทะอากาศคงที่ (stationary front) พายุนี้จะเคลื่อนตัวไปทางด้านตะวันออก และทวีความรุนแรงใกล้กับแนวชายฝั่ง Cape Hatteras พายุชนิดนี้จึงถูกเรียกว่า Hatteras lows ในบางครั้งก็จะแกว่งตัวออกไปทางทิศตะวันออกเฉียงเหนือ ไล่ไปตามแนวชายฝั่งจนกลายเป็น northeasters (ที่เรียกกันทั่วไปว่า nor'easters) ซึ่งจะนำพาลมตะวันออกเฉียงเหนือกำลังแรง ฝนตะหนักหรือหิมะ และน้ำท่วมชายฝั่งมาด้วย

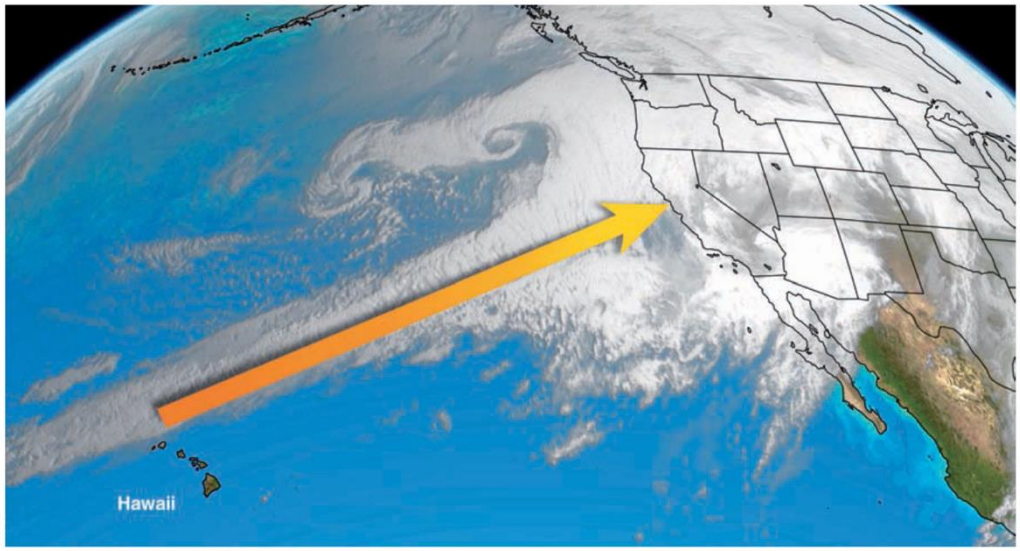


● FIGURE 11.9 Winter and early spring surface weather pattern that usually prevails during the invasion of cold, moist mP air into the mid-Atlantic and New England states. (Green-shaded area represents light rain and drizzle; pink-shaded region represents freezing rain and sleet; white-shaded area is experiencing snow.)

มวลอากาศเขตร้อนแบบภาคพื้นมหาสมุทร (Maritime Tropical; mT)

แหล่งที่มาของมวลอากาศเขตร้อนแบบภาคพื้นมหาสมุทรแปซิฟิกในช่วงฤดูหนาวอยู่ที่ บริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันออกโซนกึ่งเขตร้อน (ย้อนกลับไปดูภาพที่ 11.2) มวลอากาศจากภูมิภาคนี้ต้องเดินทางข้ามน้ำมากกว่า 1600 กม. ก่อนจะมาถึงชายฝั่งแคลิฟอร์เนียตอนใต้ ดังนั้นเมื่อมวลอากาศเหล่านี้ได้มาถึงชายฝั่งตะวันตกมันจึงอุ่นและมีความชื้นมาก ในช่วงฤดูหนาวอากาศที่อบอุ่นจะทำให้เกิดหยาดน้ำฟ้าขึ้นอย่างหนักและไม่เว้นแม้กระทั่งบริเวณพื้นที่ระดับสูง โดยทั่วไปมักเป็นในรูปของฝน หิมะและฝนที่ละลายได้ไหลลงสู่แม่น้ำอย่างรวดเร็ว ซึ่งจะไหลบ่าเข้ามาในหุบเขาที่ต่ำ การละลายของหิมะอย่างรวดเร็วทำให้ลานสกีในท้องถิ่นร้างผู้คน และฝนที่ตกหนักก็สามารถทำให้เกิดดินโคลนถล่มที่รุนแรงในหุบเขาสูงชันได้

FIGURE 11.10
An infrared satellite image that shows maritime tropical air (heavy yellow arrow) moving into northern California on January 1, 1997. The warm, humid airflow (sometimes called "the pineapple express") produced heavy rain and extensive flooding in northern and central California.

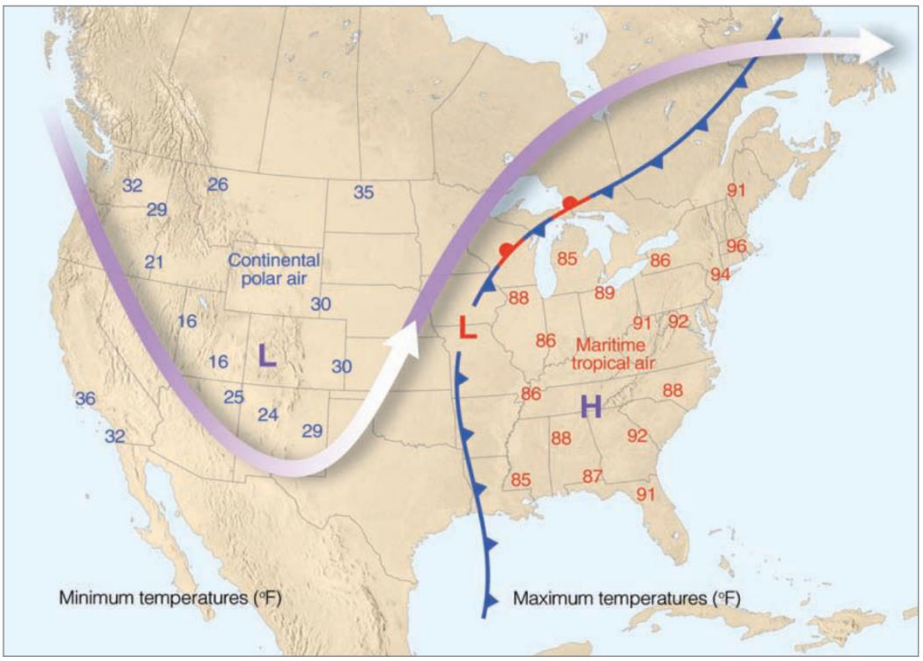


รูปที่ 11.10 แสดงอากาศเขตร้อนแบบภาคพื้นมหาสมุทร (โดยปกติจะเรียกว่า อากาศกึ่งเขตร้อน) ไหลลงสู่แคลิฟอร์เนียตอนเหนือเมื่อวันที่ 1 มกราคม 1997 อากาศกึ่งเขตร้อนและชื้นที่มีถิ่นกำเนิดใกล้หมู่เกาะฮาวาย จะถูกเรียกขานจากนักพยากรณ์อากาศว่า "the pineapple express" หลังจากเข้าปะทะ Pacific Northwest ด้วยฝนตกหนัก the pineapple express ได้คำรามต่อทางภาคเหนือและตอนกลางของแคลิฟอร์เนีย ทำให้เกิดอุทกภัยครั้งใหญ่ที่ส่งผู้คนกว่า 100,000 คน ให้ต้องหนีออกจากบ้านของพวกเขา ดินโคลนถล่มที่ปิดถนนสร้างความเสียหายต่อทรัพย์สิน (รวมถึงการสูญเสียพืชผล) ที่มีมูลค่ากว่า 1.5 พันล้านเหรียญสหรัฐและมีผู้เสียชีวิตแปดคน อุทยานแห่งชาติโยเซมิตีได้รับความเสียหายกว่า 170 ล้านเหรียญสหรัฐเนื่องจากน้ำท่วม ทำให้ถูกบังคับปิดนานกว่าสองเดือน

อากาศกึ่งเขตร้อนที่อบอุ่นและชื้นซึ่งมีอิทธิพลมากต่อสภาพอากาศทางตะวันออกของเทือกเขาร็อกกี้นั้น มีต้นกำเนิดมาจากอ่าวเม็กซิโกและทะเลคริบ ในฤดูหนาวอากาศเย็นแถบขั้วโลกมีแนวโน้มที่จะครองฉากของสภาพอากาศบริเวณภาคพื้นทวีป ดังนั้นมวลอากาศเขตร้อนแบบภาคพื้นมหาสมุทรจึงมักจะถูกคุมขังในอ่าวและรัฐทางตอนใต้ บางครั้งระบบพายุที่เคลื่อนตัวช้าบริเวณเหนือที่ราบภาคกลางจะดึงอากาศอุ่นชื้นนี้ขึ้นไปทางเหนือ ลมใต้หรือลมตะวันตกเฉียงใต้ที่อ่อนโยนจะพัดอากาศนี้อุ่นชื้นนี้เข้าสู่ส่วนกลางและส่วนตะวันออกของสหรัฐอเมริกา นำล่วงหน้าพายุ เนื่องจากแผ่นดินยังคงเย็นสุดขั้วทำให้อากาศที่อยู่ใกล้ผิวพื้นเย็นลงถึงจุดน้ำค้างได้ หมอกและเมฆต่ำได้ก่อตัวขึ้นในตอนเช้าสลายไปตอนเที่ยง และแปรรูปในตอนเย็น ฤดูหนาวที่อากาศไม่รุนแรงในมิสซิสซิปปีและหุบเขาโอไฮโอเป็นเวลาที่ดีที่สุดเพียงไม่กี่วัน ในไม่ช้าอากาศเย็นขั้วโลกจะเลื่อนลงมาจากทิศเหนือซึ่งอยู่ทางด้านหลังระบบพายุที่กำลังเคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันออก ที่บริเวณแนวเขตแดนระหว่างมวลอากาศทั้งสองจะพบว่ามวลอากาศที่อบอุ่นและชื้นจะถูกยกขึ้นเหนืออากาศหนาวเย็นขั้วโลกที่มีความหนาแน่นมากกว่า สถานการณ์นี้มักนำไปสู่ภาวะฝนตกหนักเป็นวงกว้างขวางและเกิดลมพัดแรง

เมื่อระบบพายุหมุนนอกเขตร้อนขนาดใหญ่ก่อตัวขึ้นเหนือที่ราบลุ่มภาคกลาง ปริมาณที่แน่นอนของอากาศอุ่นชื้นจากอ่าวเม็กซิโกสามารถทำลายสถิติค่าอุณหภูมิสูงสุดในซีกครึ่งตะวันออกของประเทศได้ บางครั้งอุณหภูมิอากาศในรัฐกลางมหาสมุทรแอตแลนติก (mid-Atlantic states) ก็สูงกว่ารัฐในภาคใต้ตอนล่าง (the Deep South) เนื่องจากมี

ความร้อนจากการบีบอัดส่งผลให้อากาศในขณะกำลังเคลื่อนตัวลงหลังจากข้ามเทือกเขาแอปพาเลเชียน (the Appalachian Mountains) อุ่นขึ้นกว่าเดิม



● **FIGURE 11.11** Weather conditions during an unseasonably hot spell in the eastern portion of the United States that occurred between the 15th and 20th of April, 1976. The surface low-pressure area and fronts are shown for April 17. Numbers to the east of the surface low (in red) are maximum temperatures recorded during the hot spell, while those to the west of the low (in blue) are minimum temperatures reached during the same time period. The heavy arrow is the average upper-level flow during the period. The purple L and H show average positions of the upper-level trough and ridge.

ภาพที่ 11.11 แสดงแผนที่อากาศพื้นผิวและการไหลของอากาศระดับบนที่เกี่ยวข้อง (ลูกศรหนา) ซึ่งนำพาเอาอากาศเขตร้อนแบบภาคพื้นมหาสมุทรที่อบอุ่นและไม่ตรงตามฤดูกาล เข้าสู่รัฐตอนกลางและรัฐฝั่งตะวันออกในช่วงเดือนเมษายน ค.ศ.1976 บริเวณพื้นที่ความกดอากาศสูงขนาดใหญ่นอกชายฝั่งตะวันออกเฉียงใต้ ประกอบกับกระแสลมตะวันตกเฉียงใต้ที่พัดรุนแรงในระดับบน ได้นำพาอากาศที่อบอุ่นและชื้นเข้าสู่มิดเวสต์สหรัฐอเมริกา (the Midwest) และฝั่งตะวันออก ทำให้เกิดการทำลายสถิติคลื่นความร้อนในเดือนเมษายน การไหลของอากาศที่ระดับบนช่วยป้องกันหย่อมความกดอากาศต่ำผิวพื้นและอากาศหนาวเย็นจากขั้วโลก (cP) ที่อยู่ด้านหลังของมัน จากการรุดหน้าไปยังทิศตะวันออกที่มากเกินไป เพื่อที่จะคงความอุ่นไว้ให้ได้ถึงห้าวัน พรอวิเดนซ์โรดไอแลนด์ (Providence, Rhode Island) เคยประสบกับค่าอุณหภูมิสูงเป็นประวัติการณ์ในเดือนเมษายนที่ 96 องศาฟาเรนไฮต์ โปรดทราบว่าที่ด้านตะวันตกของหย่อมความกดอากาศต่ำผิวพื้น ลมที่ระดับบนจะพัดเอาอากาศเย็นจากทางเหนือเข้าสู่รัฐฝั่งตะวันตก ทำให้เกิดสภาวะอากาศหนาวเย็นแบบไม่เป็นไปตามฤดูกาลตั้งแต่รัฐแคลิฟอร์เนียไปถึงเทือกเขาร็อกกี้ ดังนั้นในขณะที่ผู้คนในรัฐแถบตะวันตกเฉียงใต้ต่างพากันเบียดเสียดรอบเครื่องทำความร้อน คนอื่น ๆ ที่อยู่ห่างออกไปหลายพันกิโลเมตรในแถบตะวันออกเฉียงเหนือกลับกำลังเปิดเครื่องปรับอากาศกันอยู่ เราสามารถเห็นได้ว่า การไหลเวียนของอากาศระดับบนเป็นตัวกำกับอากาศเย็นจากขั้วโลกให้ไหลลงใต้ และอากาศกึ่งเขตร้อนที่อบอุ่นให้ไหลขึ้นเหนือ และทำให้ความแตกต่างในอุณหภูมิเป็นไปได้

ในฤดูร้อน การไหลเวียนของอากาศรอบพื้นที่ความกดอากาศสูงเบอร์มิวดา (Bermuda High) ซึ่งอยู่นอกชายฝั่งตะวันออกเฉียงใต้ของอเมริกาเหนือ ได้ปั๊มเอาอากาศร้อนชื้น (mP) ทางเหนือ จากนอกอ่าวเม็กซิโกและจากนอกมหาสมุทรแอตแลนติก เข้ามายังครึ่งทางตะวันออกของสหรัฐอเมริกา เมื่ออากาศชื้นเช่นนี้เคลื่อนตัวเข้าสู่แผ่นดิน มันจะยิ่งอุ่นมากขึ้น จะยกตัว และมักจะควบแน่นเป็นเมฆก้อน ซึ่งจะทำให้เกิดฝนตกและฝนฟ้าคะนองได้ในช่วงบ่าย คุณ

แทบจะวางใจได้เลย ว่าพายุฝนฟ้าคะนองจะต้องเริ่มก่อตัวขึ้นตามแนวชายฝั่งในทุก ๆ ช่วงบ่ายของฤดูร้อน เมื่อใกล้ถึงเวลาเย็น สภาวะพายุฝนฟ้าคะนองมักจะดับลง การระบายความร้อนในตอนกลางคืนจะช่วยลดอุณหภูมิของสิ่งอากาศร้อนชื้นนี้เพียงเล็กน้อยเท่านั้น หากอากาศอิ่มตัวหมอกหรือเมฆต่ำมักจะก่อตัวขึ้น และสิ่งเหล่านี้มักจะสลายไปในช่วงสาย ๆ ของเช้าวันใหม่เนื่องจากความร้อนที่พื้นผิวทำให้อากาศอุ่นอีกครั้ง

อากาศรอบแอนติไซโคลนระดับบนที่มีการไหลแบบอ่อน ๆ แต่แน่นอนในช่วงฤดูร้อน จะทำให้อากาศอบอุ่นและชื้นจากอ่าวเม็กซิโกและจากอ่าวแคลิฟอร์เนีย แผ่ไปสู่ตอนใต้และตอนกลางของเทือกเขาร็อกกี้ ซึ่งทำให้เกิดพายุฝนฟ้าคะนองในช่วงบ่าย และบางครั้งลมตะวันออกเช่นนี้ก็อาจทำงานได้ไกลออกไปอีกทางด้านตะวันตก ทำเกิดฝนตกแม้ในบริเวณตะวันตกเฉียงใต้ของทะเลทรายที่แห้งแล้ง

ในช่วงฤดูร้อน อากาศกึ่งเขตร้อนชื้นที่มีต้นกำเนิดจากบริเวณเหนือแปซิฟิกตะวันออกเฉียงใต้และอ่าวแคลิฟอร์เนีย โดยปกติจะยังคงอยู่ทางใต้ของแคลิฟอร์เนีย กระแสลมตะวันตกระดับบนจะกระจายอากาศชื้นนี้ไปทางเหนือบ้างเป็นครั้งคราว เข้าสู่ทางตะวันตกเฉียงใต้ของสหรัฐอเมริกา ส่วนใหญ่ในแอริโซนา เนวาดา และทางตอนใต้ของรัฐแคลิฟอร์เนีย สำหรับในหลายพื้นที่อากาศที่ชื้นและไม่เสถียรด้านบนนี้จะก่อให้เกิดเฉพาะเมฆชั้นกลางและเมฆชั้นสูง โดยเฉพาะอย่างยิ่ง altocumulus และ cirrocumulus อย่างไรก็ตาม เมื่อกระแสความชื้นได้บรรจบกับแนวภูเขากั้นขวาง มันมักจะยกตัวขึ้นและควบแน่นเป็นก้อนเมฆฝนที่สูงตระหง่าน

มวลอากาศเขตร้อนแบบภาคพื้นทวีป (Continental Tropical; cT)

แหล่งกำเนิดที่แท้จริงสำหรับมวลอากาศเขตร้อนแบบภาคพื้นทวีปที่ทั้งร้อนและแห้งในทวีปอเมริกาเหนือ พบได้ในช่วงฤดูร้อน ในทางเหนือของเม็กซิโกและพื้นที่แห้งแล้งที่ติดกันกับทางตะวันตกเฉียงใต้ของสหรัฐอเมริกา บริเวณนี้ที่อากาศระดับล่าง มวลอากาศจะร้อนแห้งและไม่เสถียร พร้อมทั้งมีปีศาจฝุ่นที่ก่อตัวได้บ่อยในระหว่างวัน นั่นเป็นเพราะค่าความชื้นสัมพัทธ์ที่ต่ำ (โดยปกติจะต่ำกว่า 10% ในช่วงบ่าย) อากาศจะยกตัวขึ้นกว่า 3000 เมตร (10000 ฟุต) ก่อนจะเกิดการควบแน่นขึ้น นอกจากนี้ ลิ่มความกดอากาศในระดับบนมักจะทำให้เกิดการการจมตัวแบบไม่รุนแรงของอากาศในพื้นที่ ซึ่งมีแนวโน้มที่จะทำให้อากาศระดับบนเสถียรและอากาศผิวพื้นอุ่นขึ้น ดังนั้นท้องฟ้าโดยทั่วไปจึงแจ่มใส อากาศร้อน และมักจะไม่เกิดฝนในพื้นที่ที่มวลอากาศเขตร้อนแบบภาคพื้นทวีปได้แผ่ไปถึง หากมวลอากาศชนิดนี้เคลื่อนที่ออกนอกบริเวณแหล่งกำเนิด และเข้าไปหยุดนิ่งอยู่ในบริเวณที่ราบใหญ่ (Great Plains) ในระยะเวลาหนึ่ง ก็อาจเกิดภัยแล้งรุนแรงได้ ภาพที่ 11.12 แสดง

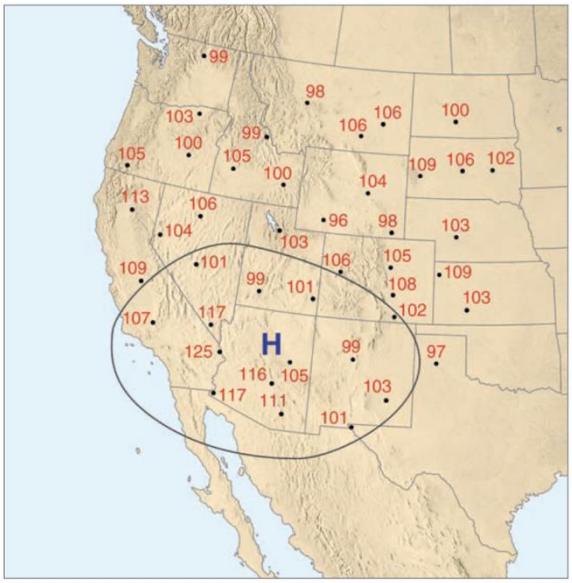


FIGURE 11.12 From July 14 through July 22, 2005, continental tropical air covered a large area of the southwestern United States. Numbers on the map represent maximum temperatures (°F) during this period. The large H with the isobar shows the upper-level position of the subtropical high. Sinking air associated with the high contributed to the hot weather. Winds aloft were weak, with the main flow over central Canada.

ให้เห็นถึงสถานการณ์บนแผนที่อากาศ บริเวณที่มวลอากาศเขตร้อนแบบภาคพื้นทวีปได้สร้างอากาศร้อนและแห้ง ให้ปกคลุมพื้นที่ส่วนใหญ่ของทางด้านตะวันตกเฉียงใต้ของสหรัฐอเมริกา ระหว่างเดือนกรกฎาคม ค.ศ. 2005

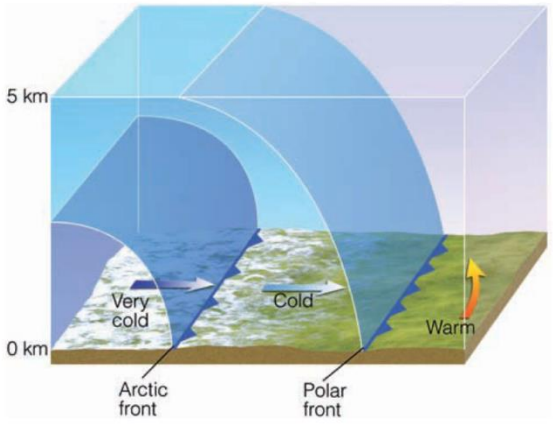
จนถึงตอนนี้เราได้ตรวจสอบมวลอากาศต่าง ๆ ที่เข้าสู่อเมริกาเหนือเป็นประจำทุกปีแล้ว ลักษณะของแต่ละมวลขึ้นอยู่กับพื้นที่แหล่งกำเนิดและประเภทของพื้นผิวที่มวลอากาศได้เคลื่อนที่ผ่าน ลมระดับบนจะเป็นตัวกำหนดวิถีของมวลอากาศเหล่านี้ มวลอากาศจะควบคุมสภาพอากาศในภูมิภาคได้บ้างเป็นครั้งคราว เงื่อนไขทางสภาพอากาศที่แน่นอนเหล่านี้บางครั้งถูกเรียกว่า airmass weather

Airmass weather นั้นเกิดขึ้นเป็นธรรมดาโดยเฉพาะอย่างยิ่งในบริเวณตะวันออกเฉียงใต้ของสหรัฐอเมริกาในช่วงฤดูร้อน วันแล้ววันเล่า อากาศกึ่งเขตร้อนและชื้นจากอ่าวจะนำความร้อนระอุและพายุฝนฟ้าคะนองบ่ายเข้าไป มันเป็นเรื่องธรรมดาสำหรับทางตะวันตกเฉียงเหนือในมหาสมุทรแปซิฟิกด้วยเช่นกัน เมื่ออากาศเย็นชื้นและไม่เสถียรพร้อมกันกับฝนที่ตกโปรยปราย ได้เข้ามาทำให้อากาศแปรปรวนเป็นเวลาหลายวันหรือนานกว่านั้น อย่างไรก็ตามปฏิกิริยาอันเนื่องจากมวลอากาศที่แท้จริงมักจะไม่ได้เกิดขึ้นภายในมวลอากาศ แต่จะเกิดที่บริเวณขอบของมวลอากาศ ที่ซึ่งมีการบรรจบกันของมวลอากาศที่มีคุณสมบัติแตกต่างกันอย่างชัดเจน และในพื้นที่จะถูกกำหนดด้วยสัญลักษณ์ของแนวปะทะอากาศ

แนวปะทะอากาศ

ตอนนี้เราจะเรียนรู้เกี่ยวกับธรรมชาติทั่วไปของแนวปะทะอากาศ – การเคลื่อนตัวและรูปแบบสภาพอากาศที่มีความเกี่ยวข้องกับแนวปะทะอากาศ

แนวปะทะอากาศเป็นเขตเปลี่ยนผ่านระหว่างมวลอากาศสองก้อนที่มีความหนาแน่นแตกต่างกัน ความหนาแน่นที่แตกต่างกันนั้นส่วนใหญ่ก็เนื่องจากความแตกต่างของอุณหภูมิ แนวปะทะอากาศโดยปกติจะแยกอากาศ ทีมีอุณหภูมิตัดกันหรือตรงกันข้ามกัน หลาย ๆ ครั้งพวกเขาก็แบ่งมวลอากาศที่มีความชื้นต่างกันด้วย จงจำไว้ว่ามวลอากาศนั้นมีขอบเขตทั้งในแนวนอนและแนวตั้ง ดังนั้นการขยายตัวขึ้นด้านบน (upward extension) ของแนวปะทะอากาศจึงเรียกว่า พื้นผิวของแนวปะทะอากาศ (frontal surface) หรือบริเวณแนวปะทะอากาศ (frontal zone)



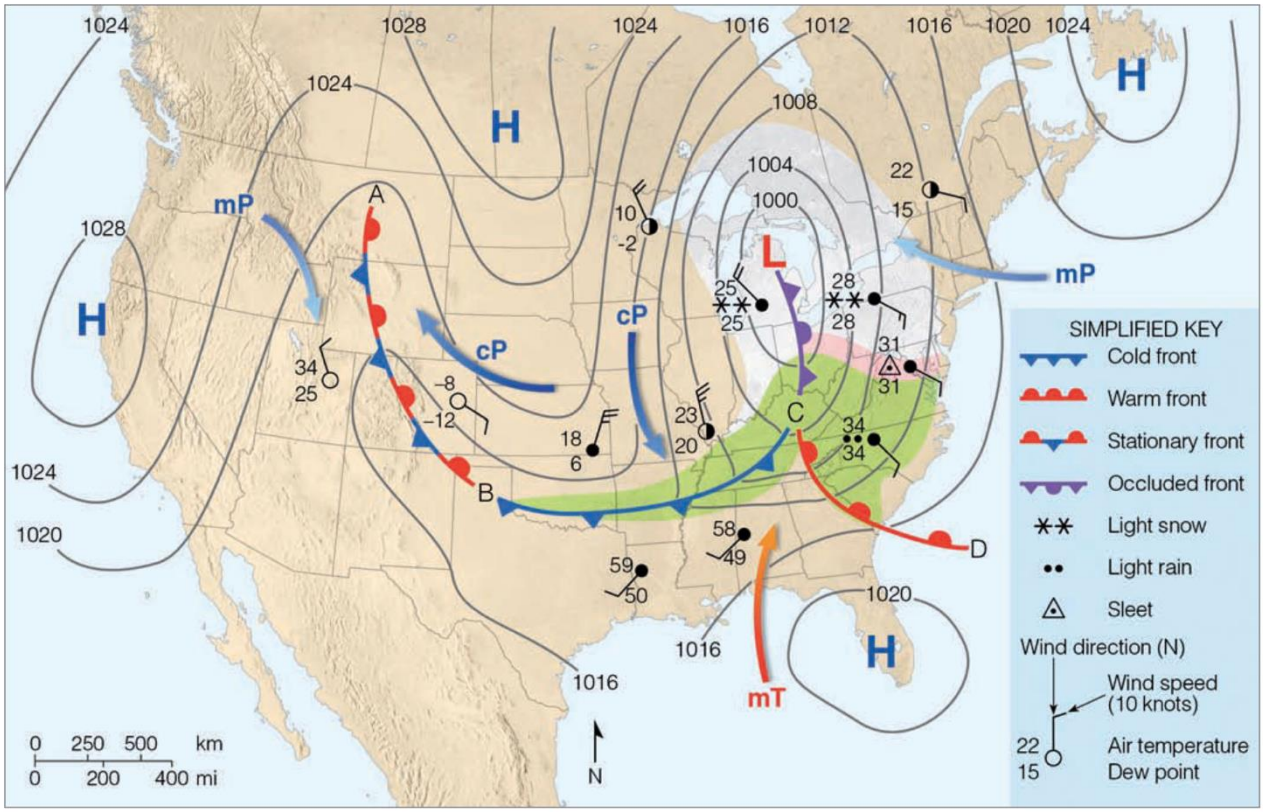
• FIGURE 11.13 The polar front represents a cold frontal boundary that separates colder air from warmer air at the surface and aloft. The more shallow arctic front separates cold air from extremely cold air.

ภาพที่ 11.13 แสดงขอบเขตแนวตั้งของแนวปะทะอากาศสองบริเวณ - แนวปะทะอากาศขั้วโลกและแนวปะทะอากาศอาร์กติก

ขอบเขตของแนวปะทะอากาศขั้วโลกจะทอดตัวขึ้นไปสูงกว่า 5 กม. แบ่งแยกอากาศอุ่นชื้นให้ไปทางทิศใต้ และอากาศเย็นขั้วโลกไปให้ไปทางเหนือ แนวปะทะอากาศอาร์กติกซึ่งแยกอากาศเย็นออกจากอากาศอาร์กติกที่

แสนเย็นจัดนั้น จะตื้นกว่าแนวปะทะอากาศขั้วโลกมาก และจะขยายขอบเขตด้านบนขึ้นไปจนถึงระดับความสูงประมาณหนึ่งหรือสองกิโลเมตร ในอีกหลายหัวข้อต่อจากนี้ที่เราจะศึกษาเรื่องแนวปะทะอากาศบนแผนที่อากาศผิวพื้น โปรดจงระลึกไว้เสมอว่าแนวปะทะอากาศนั้นมีขอบเขตทั้งแนวนอนและแนวตั้ง

รูปที่ 11.14 แสดงภาพแนวปะทะอากาศที่แตกต่างกันทั้งสี่แบบบนแผนที่อากาศผิวพื้น
สังเกตว่าแนวปะทะอากาศทั้งหลายจะเกี่ยวข้องกับหย่อมความกดอากาศที่ต่ำกว่า และแนวปะทะอากาศจะแบ่งมวลอากาศที่ต่างกัน ในขณะที่เราข้ามจากตะวันตกไปตะวันออกของแผนที่ แนวปะทะอากาศจะปรากฏตามลำดับต่อไปนี้: แนวปะทะอากาศคงที่ระหว่างจุด A และ B; แนวปะทะอากาศเย็นระหว่างจุด B และ C; แนวปะทะอากาศอุ่นระหว่างจุด C และ D; และแนวปะทะอากาศแบบปิด ระหว่างจุด C และ L ต่อไปนี้มาศึกษาคุณสมบัติของแนวปะทะอากาศแต่ละชนิดกัน



● FIGURE 11.14 A surface weather map showing surface-pressure systems, air masses, fronts, and isobars (in millibars) as solid gray lines. Large arrows in color show air flow. (Green-shaded area represents rain; pink-shaded area represents freezing rain and sleet; white-shaded area represents snow.)

แนวปะทะอากาศแบบคงที่ (Stationary Fronts)

แนวปะทะอากาศแบบคงที่จะไม่มีการเคลื่อนตัว หากดูบนแผนที่อากาศแบบมีสีแนวปะทะอากาศชนิดนี้จะถูกวาดเป็นเส้นสีแดงสลับกับสีน้ำเงิน ครึ่งวงกลมสีแดงจะหันหน้าไปทางมวลอากาศที่เย็นกว่าและถูกวาดบนเส้นสีแดง สำหรับสามเหลี่ยมสีน้ำเงินจะชี้ไปทางมวลอากาศที่อุ่นกว่าและจะถูกวาดในสายสีน้ำเงิน แนวปะทะอากาศแบบคงที่ระหว่างจุด A และ B ในภาพที่ 11.14 ได้กำหนดขอบเขตของมวลอากาศขั้วโลกแบบภาคพื้นทวีป (cP) ที่เย็นและหนาแน่น

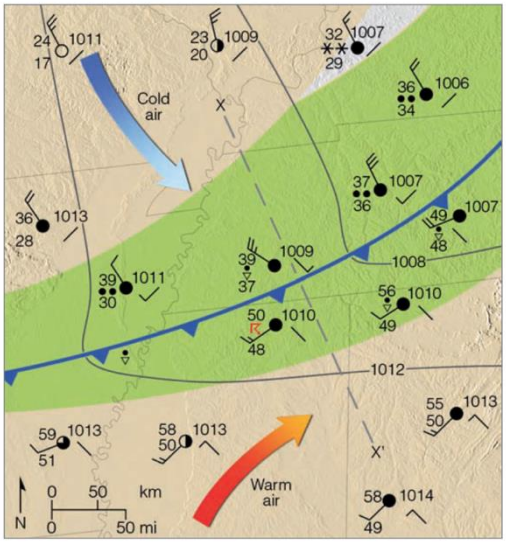
จากแคนาดาจะดันตัวขึ้นไปต้านกับเทือกเขาร็อคกี้ตามแนวเหนือ - ใต้ มวลอากาศเย็นจะเคลื่อนตัวทางทิศตะวันตกได้เพียงเล็กน้อยหรือไม่เคลื่อนเลย ทำให้ไม่สามารถข้ามสิ่งกีดขวางได้

แนวปะทะอากาศแบบคงที่จะถูกลากไปตามเส้นแบ่งมวลอากาศ cP ออกจากมวลอากาศขั้วโลกแบบภาคพื้นสมุทร (mP) ทางด้านตะวันตกที่มีความชื้นมากกว่า สังเกตว่าลมที่ผิวพื้นมีแนวโน้มที่จะพัดขนานไปกับแนวปะทะอากาศ แต่ในทิศทางตรงกันข้ามกับทั้งสองด้านข้างของมัน ลมระดับสูงมักจะพัดขนานไปกับแนวปะทะอากาศแบบคงที่ สภาพอากาศตามแนวปะทะอากาศนั้นจะปลอดโปร่งหรืออาจมีเมฆบางส่วนได้ ซึ่งจะมีอากาศที่เย็นกว่ามากวางตัวอยู่ฝั่งตะวันออกของมัน ทั้งนี้เพราะอากาศทั้งสองมวลค่อนข้างแห้ง ไม่มีหยาดน้ำฟ้า อย่างไรก็ตามมันไม่ได้เป็นเช่นนี้เสมอไป เมื่ออากาศอุ่นชื้นยกตัวขึ้นเหนืออากาศเย็น ก็อาจทำให้เกิดเมฆปกคลุมไปทั่วพร้อมกับหยาดน้ำฟ้าเบาบางครอบคลุมพื้นที่เป็นวงกว้าง

หากอากาศที่อุ่นกว่าทางทิศตะวันตกเริ่มขยับและเข้ามาแทนที่อากาศที่เย็นกว่าไปทางทิศตะวันออก แนวปะทะอากาศในภาพที่ 11.14 จะไม่คงอยู่เป็นแนวปะทะอากาศแบบคงที่อีกต่อไป มันจะกลายเป็นแนวปะทะอากาศอุ่นแทน แต่ถ้าหากมวลอากาศเย็นเคลื่อนตัวขึ้นไปเหนือภูเขาและเข้าแทนที่อากาศที่อุ่นกว่าในอีกฝั่งหนึ่ง แนวปะทะอากาศแบบคงที่ก็จะกลายเป็นแนวปะทะอากาศเย็น เมื่อไหร่ก็ตามที่แนวปะทะอากาศไม่ว่าจะแบบอุ่นหรือเย็นหยุดการเคลื่อนตัว แนวปะทะอากาศนั้นก็จะกลายเป็นแนวปะทะอากาศแบบคงที่ทันที

แนวปะทะอากาศเย็น (Cold Fronts)

แนวปะทะอากาศเย็นระหว่างจุด B และ C บนแผนที่อากาศผิวพื้น (ในภาพที่ 11.14) แสดงถึงบริเวณที่อากาศขั้วโลกซึ่งทั้งเย็นแห้ง และมีเสถียรภาพ ได้เข้ามาแทนที่อากาศกึ่งเขตร้อนที่อุ่นชื้น และไม่เสถียร แนวปะทะอากาศถูกวาดเป็นเส้นสีฟ้าทึบที่มีรูปสามเหลี่ยมอยู่ตามแนวเส้น แสดงให้เห็นถึงทิศทางการเคลื่อนไหวของแนวปะทะอากาศ แล้วนักอุตุนิยมวิทยาทราบได้อย่างไรว่าตำแหน่งของแนวปะทะอากาศนั้นอยู่ตรงไหน การศึกษาเรื่องนี้ในเชิงลึกจะสามารถให้คำตอบกับเราได้

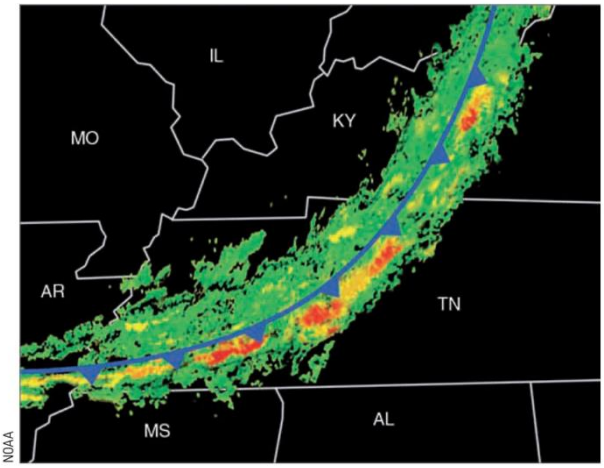


● FIGURE 11.15 A closer look at the surface weather associated with the cold front situated in the southern United States in Fig. 11.14. (Gray lines are isobars. Green-shaded area represents rain; white-shaded area represents snow.)

สภาพอากาศในบริเวณพื้นที่ของแนวปะทะอากาศเย็น ในตอนใต้ของสหรัฐอเมริกาจะแสดงในภาพ 11.15 ข้อมูลที่ถูกพล็อตลงบนแผนที่อากาศแสดงให้เห็นสภาพอากาศปัจจุบันในเมืองต่าง ๆ ใช้เพื่อแสดงข้อมูลในแต่ละสถานีโดยจะรายงานในรูปแบบที่เรียบง่าย ซึ่งแสดงค่าอุณหภูมิ อุณหภูมิจุดน้ำค้าง สภาพอากาศในปัจจุบัน ปริมาณเมฆปกคลุม ความดันน้ำทะเล ทิศทางและความเร็วลม บรรทัดเล็ก ๆ ในมุมขวาล่างของแต่ละสถานีจะแสดงถึงความโน้มเอียงของความกดอากาศ (pressure tendency) หรือการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศ ไม่ว่าจะสูงขึ้นหรือต่ำลงในช่วงสามชั่วโมงล่าสุด และด้วยข้อมูลเหล่านี้ เราจะสามารถระบุตำแหน่งของแนวปะทาอากาศได้

เกณฑ์ดังต่อไปนี้ถูกนำมาใช้เพื่อระบุตำแหน่งของแนวปะทะอากาศบนแผนที่อากาศผิวพื้น

1. มีการเปลี่ยนแปลงของอุณหภูมิที่ชัดเจน ในพื้นที่ที่ไม่ห่างกันมาก
2. มีการเปลี่ยนแปลงของปริมาณความชื้นในอากาศ (ตามที่ได้แสดงไว้โดยการทำสัญลักษณ์การเปลี่ยนแปลงในสัญลักษณ์ของจุดน้ำค้าง)
3. มีการขยับทิศทางของลม
4. มีการเปลี่ยนแปลงความความกดอากาศ
5. มีเมฆและเกิดรูปแบบของหยาดน้ำฟ้า

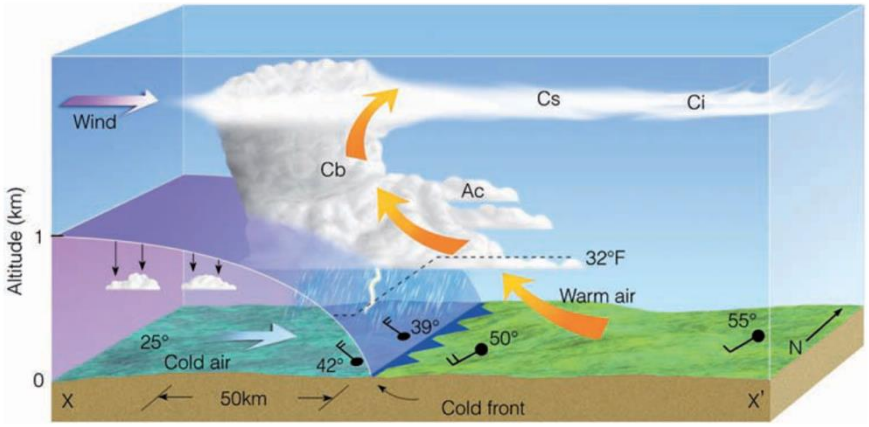


● **FIGURE 11.16** A Doppler radar image showing precipitation patterns along a cold front similar to the cold front in Fig. 11.15. Green represents light-to-moderate precipitation; yellow represents heavier precipitation; and red the most likely areas for thunderstorms. (The cold front is superimposed on the radar image.)

ในรูปที่ 11.15 เราสามารถเห็นความแตกต่างอย่างชัดเจนของอุณหภูมิอากาศและอุณหภูมิจุดน้ำค้างในทั้งสองฝั่งของแนวปะทะอากาศ นอกจากนี้ยังมีลมเปลี่ยนทิศ จากลมตะวันตกเฉียงใต้บริเวณด้านหน้าของแนวปะทะอากาศ ไปเป็นลมตะวันตกเฉียงเหนือทางด้านหลังของแนวปะทะอากาศ ขอให้สังเกตว่าแต่ละ isobar kinks ที่ขวางแนวปะทะอากาศอยู่นั้นจะก่อให้เกิด trough ของพื้นที่ความกดอากาศต่ำ เนื่องจากการเปลี่ยนทิศลม โดยปกติแล้วลมผิวพื้นจะพัดผ่านเส้นความกดเท่า (isobars) ไปสู่หย่อมความกดอากาศต่ำ เราจะพบว่าลมที่มีกำลังเสริมมาจากทางใต้นั้นจะอยู่หน้าแนวปะทะอากาศ และลมที่มีกำลังเสริมมาจากทางเหนือนั้น จะอยู่ด้านหลังแนวปะทะอากาศ

เนื่องจากแนวปะทะอากาศเย็นก็คือร่องความกดอากาศต่ำ ค่าความกดอากาศที่เปลี่ยนแปลงจึงเห็นได้ชัดเจนและอาจมีนัยสำคัญในการค้นหาตำแหน่งของแนวปะทะอากาศ ความจริงที่สำคัญประการหนึ่งที่ต้องจดจำคือ ความกดอากาศที่ต่ำที่สุดมักเกิดขึ้นขณะที่แนวปะทะอากาศกำลังเคลื่อนตัวผ่านสถานีไป สังเกตว่าหากคุณเคลื่อนที่เข้าหาแนวปะทะอากาศ ความกดอากาศจะลดลง และเมื่อคุณขยับออกห่างจากแนวปะทะอากาศ ความกดอากาศก็จะเพิ่มขึ้น เรื่องนี้ถูกแสดงให้เห็นอย่างชัดเจนจากสัญลักษณ์ความโน้มเอียงของความกดอากาศ (the pressure tendency) สำหรับแต่ละสถานีในแผนที่อากาศ ก่อนที่แนวปะทะอากาศจะเคลื่อนตัวผ่านสถานี สัญลักษณ์แนวโน้มความกดดันจะเป็น (\) แสดงให้เห็นว่าความกดอากาศกำลังลดลง ในขณะที่พื้นที่ด้านหลังแนวปะทะอากาศ ความกดอากาศในตอนนี้กำลังเริ่มจะสูงขึ้น (√) และห่างออกไปทางด้านหลังของแนวปะทะอากาศ ความกดอากาศจะเพิ่มขึ้นอย่างต่อเนื่อง (/)

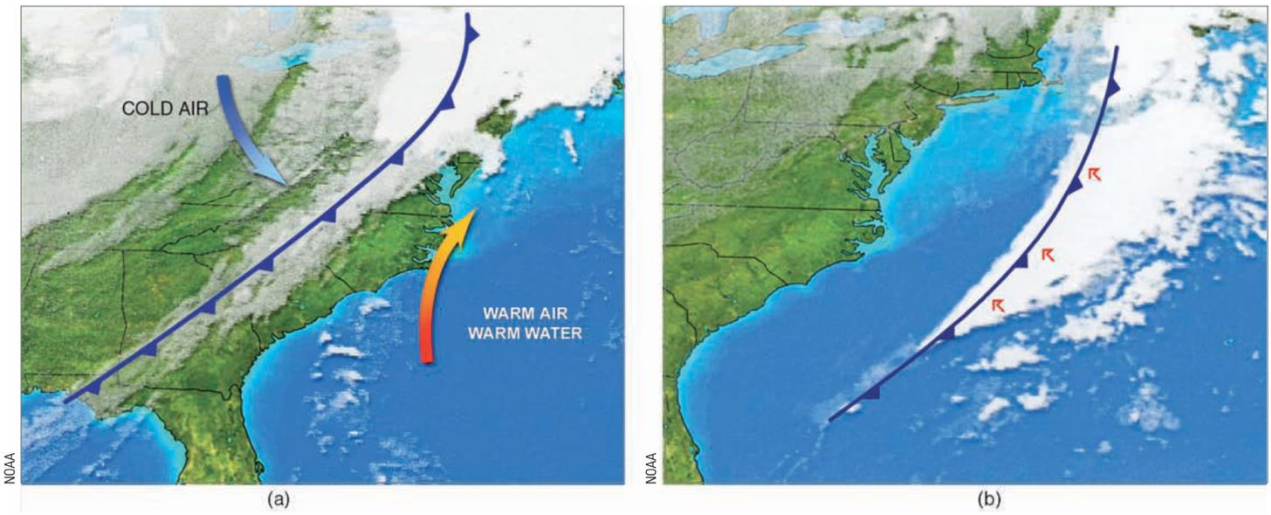
รูปแบบของหยาดน้ำฟ้าตามแนวปะทะอากาศเย็น ดังภาพที่ 11.15 อาจปรากฏขึ้นคล้ายกับภาพเรดาร์ Doppler ดังแสดงในภาพ 11.16 พื้นที่ระบายสีที่ขยายจากทิศตะวันออกเฉียงเหนือถึงทิศตะวันตกเฉียงใต้หมายถึงหยาดน้ำฟ้าตามแนวปะทะอากาศเย็น โปรดสังเกตว่ามีฝนตกเล็กน้อยถึงปานกลาง (สีเขียว) เกิดขึ้นบริเวณพื้นที่กว้างตามแนวปะทะอากาศ ในขณะที่ฝนตกหนักกว่า (สีเหลือง) มีแนวโน้มที่จะเกิดขึ้นเป็นแถบแคบตามแนวปะทะอากาศ ส่วนพายุฝนฟ้าคะนอง (สีแดง) จะไม่เกิดขึ้นทุกที่ แต่จะมีเฉพาะในบางพื้นตามแนวปะทะอากาศเท่านั้น



● **FIGURE 11.17** A vertical view of the weather across the cold front in Fig. 11.15 along the line *X–X'*.

รูปแบบของเมฆและหยาดน้ำฟ้าในภาพที่ 11.15 แสดงในมุมมองด้านข้างของแนวปะทะอากาศตามแนว X – X ดังแสดงในภาพที่ 11.17 เราสามารถเห็นได้จากรูปที่ 11.17 ว่าที่บริเวณแนวปะทะอากาศ อากาศที่เย็นและมีความหนาแน่นจะอยู่ภายใต้อากาศอุ่น ทำหน้าที่งัดและบังคับให้อากาศอุ่นไปอยู่ด้านบน เหมือนพลั่วตักหิมะที่กำลังโกยหิมะไปตามแนวและดันหิมะให้ขึ้นมาอยู่ด้านบน เช่นเดียวกันกับการยกตัวของอากาศชื้นที่ไม่เสถียร พวกมันจะควบแน่นกลายเป็น กลุ่มเมฆก้อน (cumuliform clouds) กระแสลมตะวันตกในระดับบนที่มีกำลังแรงจะพัดพาพัดผลึกน้ำแข็งที่เปราะบาง (ที่ก่อตัวใกล้กับปลายยอดเมฆคิวมูโลนิมบัส) ไปหาเมฆ cirrostratus (Cs) และ cirrus (Ci) กลุ่มเมฆเหล่านี้มักจะปรากฏนำหน้าแนวปะทะอากาศไปไกล แถบพื้นที่พายุฝนฟ้าคะนอง (Cb) ที่ค่อนข้างแคบที่พบอยู่ตรงแนวปะทะอากาศ จะก่อให้เกิดฝนตกหนักและลมกระโชกแรงได้ ที่ด้านหลังแนวปะทะอากาศ อากาศจะเย็นตัวลงอย่างรวดเร็ว สังเกตได้จากค่า freezing level จะลดลงเมื่อข้ามแนวปะทะอากาศไป ลมเปลี่ยนจากทิศตะวันตกเฉียงใต้เป็นทิศตะวันตกเฉียงเหนือ ความกดอากาศสูงขึ้น และการเกิดหยาดน้ำฟ้าสิ้นสุดลง เมื่ออากาศเริ่มแห้งลงท้องฟ้าก็แจ่มใส ยกเว้นบางส่วนที่ยังหลงเหลือเมฆคิวมูลัส (cumulus clouds) ลอยอ้อยอิ่งอยู่บนฟ้า

สังเกตว่าที่ขอบด้านหน้าของแนวปะทะอากาศนั้นจะค่อนข้างชัน ความความชันนี้เกิดจากแรงเสียดทานซึ่งทำให้อากาศใกล้ผิวพื้นไหลเวียนเวียนช้าลง อากาศด้านบนจะดันตัวเองไปข้างหน้า blunting the frontal surface. หากเราสามารถเดินย้อนจากจุดที่แนวปะทะอากาศสัมผัสกับพื้นผิวไปหาพื้นที่อากาศเย็น เป็นระยะทาง 50 กม. จะพบว่าแนวปะทะอากาศจะอยู่เหนือเราประมาณ 1 กม. ดังนั้นความชันของแนวปะทะอากาศ (อัตราส่วนของระยะทางในแนวตั้งต่อระยะทางแนวนอน) ก็คือ 1:50 นี่เป็นเรื่องปกติสำหรับแนวปะทะอากาศเย็นที่เคลื่อนตัวเร็วหรือเคลื่อนด้วยความเร็วประมาณ 25 นอต ในแนวปะทะอากาศเย็นที่เคลื่อนที่ช้ากว่า (ที่เคลื่อนไหวประมาณ 15 นอต) ความลาดชันนั้นจะต่ำกว่ามาก



● FIGURE 11.18 The infrared satellite image (a) shows a weakening cold front over land on Tuesday morning, November 21, intensifying into (b) a vigorous front over warm Gulf Stream water on Wednesday morning, November 22.

สำหรับแนวปะทะอากาศเย็นที่เคลื่อนตัวช้า มักจะเกิดเมฆและหยาดน้ำฟ้าปกคลุมพื้นที่กว้างในบริเวณด้านหลังแนวปะทะอากาศ เมื่ออากาศอุ่นที่กำลังยกตัวขึ้นมามีความเสถียร เมฆแผ่นจำพวกเมฆนิมโบสตราตัส (nimbostratus) จะโดดเด่นอยู่บนท้องฟ้าและในพื้นที่ที่มีฝนก็อาจมีหมอกก่อตัวขึ้นได้ ในบางครั้งที่บริเวณด้านหน้าของแนวปะทะอากาศชนิดเคลื่อนตัวเร็ว จะมีแนวของฝนและพายุฝนฟ้าคะนองที่เรียกว่า squall line ซึ่งพัฒนาตัวขนานไปกับแนวปะทะอากาศและนำหน้าแนวปะทะอากาศอยู่บ่อยครั้ง ทำให้เกิดฝนตกหนักและลมกระโชกอย่างรุนแรง

เมื่อความแตกต่างของอุณหภูมิทั้งสองฝั่งของแนวปะทะอากาศลดลง แนวปะทะอากาศมักจะอ่อนตัวลงและสลายไป เงื่อนไขดังกล่าวนี้เรียกว่า **frontolysis** ในทางกลับกัน ความแตกต่างที่เพิ่มขึ้นของอุณหภูมิทั้งสองฝั่งของแนวปะทะอากาศ จะสามารถทำให้แนวปะทะอากาศนั้นมีความรุนแรงขึ้นหรืออาจเกิดเป็นระบบแนวปะทะอากาศสร้างใหม่ที่มีกำลังฮึกเหิมยิ่งกว่าเดิม เงื่อนไขดังกล่าวนี้เรียกว่า **frontogenesis**

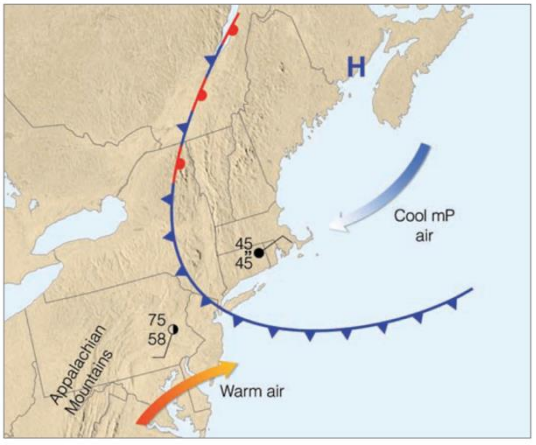
ตัวอย่างของแนวปะทะอากาศที่สร้างใหม่จะแสดงในภาพถ่ายดาวเทียมอินฟาเรด จากภาพ 11.18 แนวปะทะอากาศเย็นในภาพที่ 11.18a นั้นอ่อนกำลัง ดังจะเห็นได้จากเมฆต่ำ (เมฆโทนสีเทา) ที่อยู่ตามแนวแนวปะทะอากาศ เมื่อแนวปะทะอากาศเคลื่อนออกไปนอกอ่าว Gulf Stream ที่อบอุ่น (ภาพที่ 11.18b) มันจะทวีความรุนแรงไปสู่การเป็นระบบแนวปะทะอากาศที่แข็งแกร่งมากยิ่งขึ้น เป็นเพราะว่าอากาศบนผิวพื้นนั้นไม่เสถียรและมีการพาความร้อนเกิดขึ้น สังเกตได้ว่าพื้นที่ที่มีเมฆมากนั้นขยายวงกว้างขึ้นและพายุฝนฟ้าคะนองตอนนี้กำลังก่อตัวขึ้นตามเขตแนวปะทะอากาศ

จนถึงตอนนี้เราได้พิจารณารูปแบบของสภาพอากาศที่เกิดขึ้นอันเนื่องจากแนวปะทะอากาศเย็น “โดยทั่วไป” แล้ว แน่นอนว่ายังมีข้อยกเว้นอีกมากมาย ในความเป็นจริงไม่มีแนวปะทะอากาศสองตัวใด ๆ ที่เหมือนกัน ในบางครั้งความสูงของอากาศเย็นก็ค่อนข้างตื้น ในขณะที่ครั้งอื่น ๆ ความสูงของมันจะลึกกว่ามาก หากอากาศอุ่นที่ยกตัวขึ้นนั้นแห้งและเสถียร ก็จะเห็นเมฆเป็นหย่อม ๆ อยู่บนท้องฟ้าและไม่มีหยาดน้ำฟ้า และในสภาพอากาศแห้งสุดขีด (ซึ่งจะเห็นชัดเจนจากค่าอุณหภูมิจุดน้ำค้าง) ที่มาพร้อมกับลมเปลี่ยนทิศเพียงเล็กน้อย ก็อาจเป็นตัวแปรเดียวที่ก่อให้เกิดแนวปะทะอากาศเย็นได้

ในช่วงฤดูหนาว มวลอากาศเย็นขั้วโลกอาจเดินทางแผ่ข้ามมาถึงสหรัฐอเมริกาได้อย่างรวดเร็วและต่อเนื่อง เนื่องจากมวลอากาศอุ่นนั้นไม่สามารถก่อตัวขึ้นบริเวณด้านหน้าของแนวปะทะอากาศได้ ในกรณีนี้ มวลอากาศอาร์กติกที่เย็นยะเยือกและเกี่ยวข้องกันกับแนวปะทะอากาศอาร์กติก จึงมักจะเข้าไปแทนที่อากาศเย็นขั้วโลก และอุณหภูมิที่ลดลงจะเป็นข้อบ่งชี้เพียงตัวเดียวว่าแนวปะทะอากาศได้ย้ายเข้ามายังพื้นที่ของคุณแล้ว ตามแนวชายฝั่งตะวันตก มหาสมุทรแปซิฟิกจะปรับเปลี่ยนอากาศไปมาก จนทำให้แนวปะทะอากาศเย็นจำพวกที่อธิบายไว้ในส่วนก่อนหน้านั้นไม่มีพบเจอ ในความเป็นจริงคือเมื่อแนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนตัวจากมหาสมุทรแปซิฟิกเข้ามาในแผ่นดิน ความต่างของอุณหภูมิพื้นผิวทั้งสองฝั่งของแนวปะทะอากาศอาจมีเพียงเล็กน้อย ลักษณะทางภูมิประเทศมักบิดเบือนรูปแบบของลมได้อย่างมาก ทำให้การระบุตำแหน่งของแนวปะทะอากาศและเวลาในเส้นทางของมันนั้นยากเหลือเกิน ในกรณีนี้ความโน้มเอียงของความกดอากาศ (the pressure tendency) จะเป็นตัวบ่งชี้เส้นทางของแนวปะทะอากาศที่น่าเชื่อถือที่สุด

ในบางกรณีตามแนวชายฝั่งตะวันตก แนวปะทะอากาศเย็นที่กำลังใกล้เข้ามา (หรือ trough ที่ระดับบน) จะทำให้ความเย็นของอากาศบริเวณผิวน้ำมหาสมุทร พุ่งเข้าหาชายฝั่งและหุบเขาที่อยู่ภายในประเทศ ความเย็นนี้ (ซึ่งมักจะมาพร้อมกับลมเปลี่ยนทิศ) อาจทำให้อุณหภูมิของอากาศลดลงอย่างรวดเร็ว และอาจทำให้เรารู้สึกเหมือนว่าแนวปะทะอากาศเย็นกำลังค่อนข้างแรงได้เคลื่อนตัวผ่านไปแล้ว แต่ในความเป็นจริงนั้นแนวปะทะอากาศอาจจะยังอยู่นอกชายฝั่งห่างออกไปหลายกิโลเมตรก็ได้

แนวปะทะอากาศเย็นมักจะมุ่งหน้าไปทางทิศใต้ ทิศตะวันออกเฉียงใต้ หรือทิศตะวันออก แต่บางครั้งพวกเขาก็จะเคลื่อนที่ไปทางตะวันตกเฉียงใต้ ในนิวอิงแลนด์ (New England) การเคลื่อนตัวของแนวปะทะอากาศเย็นนี้เกิดขึ้นเมื่อกระแสลมตะวันออกเฉียงเหนือที่ผิวพื้นพัดตามเข็มนาฬิกาไปรอบ ๆ แอนติไซโคลนที่มีศูนย์กลางกลางไปทางทิศเหนือของแคนาดา และมักจะดันแนวปะทะอากาศเย็นไปทางตะวันตกเฉียงใต้ ไกลออกไปทางตอนใต้ราว ๆ เมืองบอสตัน และเนื่องจากแนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนเข้ามาจากตะวันออกหรือตะวันออกเฉียงเหนือ จึงเป็นที่รู้จักในนาม **“back door” cold front** เมื่อแนวปะทะอากาศผ่านไป ลมตะวันตกผิวพื้นมักจะเปลี่ยนไปเป็นลมตะวันออก หรือลมตะวันออกเฉียงเหนือ และอุณหภูมิจะลดลงเนื่องจากมวลอากาศ mP เคลื่อนตัวออกจากมหาสมุทรแอตแลนติกและไหลเข้ามาในแผ่นดิน



● FIGURE 11.19 A “back door” cold front moving into New England during the spring. Notice that, behind the front, the weather is cold and damp with drizzle, while to the south, ahead of the front, the weather is partly cloudy and warm.

ตัวอย่างของ "back door cold front" จะแสดงในภาพ 11.19 นี่เป็นสถานการณ์ฤดูใบไม้ผลิ ซึ่งอากาศบริเวณด้านหลังของแนวปะทะอากาศจะหนาวเย็นและมีฝนตกปรอย ๆ เนื่องจากลมตะวันออกเฉียงเหนือจากมหาสมุทรแอตแลนติกที่หนาวเย็นได้พัดเข้ามาในภูมิภาค ส่วนอากาศทางด้านใต้ของแนวปะทะอากาศนั้นจะอุ่นกว่ามาก

หากแนวปะทะอากาศเคลื่อนผ่านบริเวณนี้ สภาพอากาศที่เหมือนกับอากาศในฤดูร้อนนี้จะเปลี่ยนไปภายในเวลาไม่กี่ชั่วโมง กลายเป็นสภาพอากาศที่เหมือนกับในช่วงฤดูหนาว อากาศที่หนาวเย็นและหนาแน่นที่บริเวณด้านหลังแนวปะทะอากาศนั้นค่อนข้างตื้น ดังนั้นเทือกเขาแอปปาเลเชียน (Appalachian Mountains) จึงทำหน้าที่เสมือนเป็นเขื่อนสำหรับการเคลื่อนตัวไปข้างหน้าของแนวปะทะอากาศ ทำให้แนวปะทะอากาศหยุดคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันตก ในสถานการณ์แบบนี้อากาศที่เย็นและชื้นจะถูกกักไว้ทางด้านตะวันออกของภูเขา และจะเรียกว่า **cold air damming** แนวปะทะอากาศเย็นที่เคลื่อนตัวไปไหนไม่ได้นี้ก็จะกลายเป็นแนวปะทะอากาศแบบคงที่ ส่วนอากาศเย็นที่อยู่ด้านหลังแนวปะทะอากาศก็อาจจะอ้อยอิ่งรอคอยให้อากาศที่อบอุ่นกว่าและมีความหนาแน่นน้อยกว่าจากทางใต้เคลื่อนตัวขึ้นไปและเข้าปกคลุมแทน การคาดการณ์ว่าเจ้า “back door cold front” จะสามารถเคลื่อนออกไปทางใต้ได้ไกลมากเพียงใดและจะเดินทางจากไปเมื่อใดนั้น อาจเป็นเรื่องยาก

แม้ว่ารูปแบบสภาพอากาศของแนวปะทะอากาศเย็นจะมีข้อยกเว้นมากมาย แต่การเรียนรู้รูปแบบเหล่านี้ไว้ก็อาจเป็นประโยชน์ต่อคุณ หากคุณอาศัยอยู่ในพื้นที่ที่ประสบปัญหากับแนวปะทะอากาศเย็น การรู้จักแนวปะทะอากาศชนิดนี้จะช่วยพัฒนาความสามารถของคุณเองในการพยากรณ์อากาศระยะสั้น ตารางที่ 11.2 เป็นการสรุปสภาพอากาศ (แบบอุดมคติ) อันเนื่องจากแนวปะทะอากาศเย็น ในเขตซีกโลกเหนือ

▼ TABLE 11.2 Typical Weather Conditions Associated with a Cold Front in the Northern Hemisphere

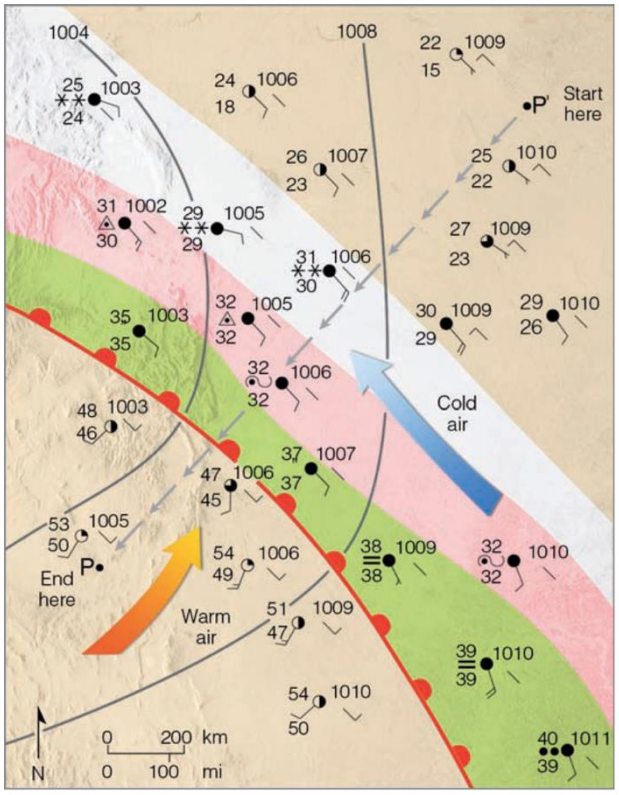
WEATHER ELEMENT	BEFORE PASSING	WHILE PASSING	AFTER PASSING
Winds	South or southwest	Gusty, shifting	West or northwest
Temperature	Warm	Sudden drop	Steadily dropping
Pressure	Falling steadily	Minimum, then sharp rise	Rising steadily
Clouds	Increasing Ci, Cs, then either Tcu* or Cb*	Tcu or Cb	Often Cu, Sc* when ground is warm
Precipitation	Short period of showers	Heavy showers of rain or snow, sometimes with hail, thunder, and lightning	Decreasing intensity of showers, then clearing
Visibility	Fair to poor in haze	Poor, followed by improving	Good, except in showers
Dew point	High; remains steady	Sharp drop	Lowering

*Tcu stands for towering cumulus, such as cumulus congestus; whereas Cb stands for cumulonimbus. Sc stands for stratocumulus.

แนวปะทะอากาศอุ่น (Warm Fronts)

ในภาพที่ 11.14 แนวปะทะอากาศอุ่นถูกวาดตามเส้นสีแดงทึบโดยวิ่งจากจุด C ถึง D ในบริเวณนี้ ขอบของมวลอากาศกึ่งเขตร้อนที่อุ่นและชื้น (mT) จากอ่าวเม็กซิโกได้เริ่มเข้ามาแทนที่มวลอากาศขั้วโลกแบบภาคพื้นมาสมุทรที่หนาวเย็นจากมหาสมุทรแอตแลนติกเหนือ ทิศทางของแนวปะทะอากาศถูกกำหนดด้วยสัญลักษณ์ครึ่งวงกลม ซึ่งชี้ไปหาพื้นที่มวลอากาศเย็น ดังนั้นแนวปะทะอากาศอุ่นตัวนี้กำลังมุ่งหน้าไปทางตะวันออกเฉียงเหนือ เมื่อมวลอากาศเย็นลดระดับลง แนวปะทะอากาศอุ่นก็จะค่อย ๆ เคลื่อนที่ไปออย่างช้า ๆ ความเร็วเฉลี่ยของแนวปะทะอากาศอุ่นอยู่ที่ประมาณ 10 นอต หรือประมาณครึ่งหนึ่งของความเร็วเฉลี่ยของแนวปะทะอากาศเย็น ในระหว่างวัน เมื่อเกิดการรวมตัวกันทั้งสองด้านของแนวปะทะอากาศ มันจะเคลื่อนไหวได้เร็วขึ้นอย่างมาก แนวปะทะอากาศก็อุ่นมักจะกระโดดเคลื่อนตัวไปได้อย่างรวดเร็ว ซึ่งจะเห็นได้บนแผนที่อากาศแบบต่อเนื่อง อย่างไรก็ตามในเวลากลางคืน การระบายความร้อนของรังสี

ดวงอาทิตย์จะทำให้อากาศผิวพื้นบริเวณด้านหลังแนวปะทะอากาศนั้นเย็นและหนาแน่น ซึ่งจะไปขัดขวางทั้งการยกตัวและการเดินหน้าของแนวปะทะอากาศ เมื่อขอบหน้าของแนวปะทะอากาศอุ่นเคลื่อนตัวผ่านสถานี ลมก็จะเปลี่ยนแปลง อุณหภูมิก็จะสูงขึ้น และสภาพอากาศโดยรวมก็จะดีขึ้น มาดูกันว่าเพราะเหตุใด ในการศึกษาเรื่องของสภาพอากาศอันเนื่องมาจากแนวปะทะอากาศอุ่นนั้น เราจะเป็นจะต้องดูทั้งบริเวณผิวพื้นและในระดับบน



ACTIVE FIGURE 11.20 Surface weather associated with a typical warm front. A vertical view along the dashed line P-P′ is shown in Fig. 11.21. (Green-shaded area represents rain; pink-shaded area represents freezing rain and sleet; white-shaded area represents snow.) Visit the Meteorology Resource Center to view this and other active figures at academic.cengage.com/login

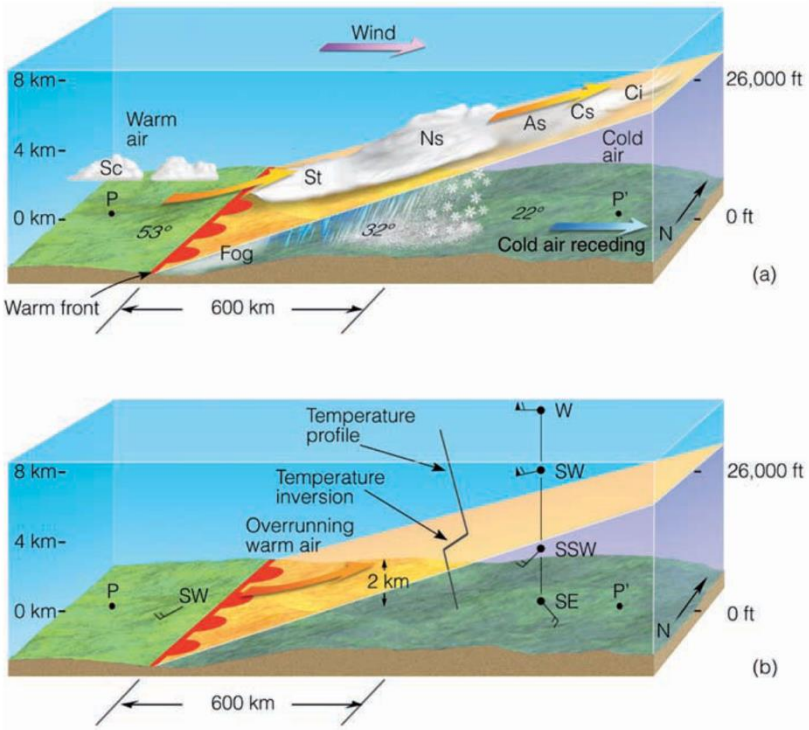
ภาพที่ 11.20 เป็นแผนที่อากาศบนพื้นผิวที่แสดงตำแหน่งของแนวปะทะอากาศอุ่นและสภาพอากาศที่เกี่ยวข้อง ภาพที่ 11.21 เป็นมุมมองแนวดิ่งของแนวปะทะอากาศอุ่น อากาศที่มีความหนาแน่นต่ำจะเคลื่อนตัวขึ้นและคลุมอยู่เหนืออากาศที่เย็นกว่า เรียกว่าเป็น การเหยียบย่ำ (overrunning) ทำให้เกิดเมฆและหยาดน้ำฟ้าได้ดีในบริเวณที่อยู่ล้ำหน้ากับขอบผิวพื้นของแนวปะทะอากาศ

แนวปะทะอากาศอุ่นที่แยกมวลอากาศทั้งสองนั้นมีความชันเฉลี่ยประมาณ 1: 300 * - มีความอ่อนโยนหรือเอียงมากกว่าแนวปะทะอากาศเย็นทั่วไป อากาศอุ่นเข้าแทนที่อากาศเย็นทำให้บรรยากาศเกิดความเสถียร (ดูภาพอุณหภูมิตามแนวดิ่งในรูปที่ 11.21b) สังเกตว่าการผกผันของอุณหภูมิ – เรียกว่าการผกผันของแนวปะทะอากาศ (frontal inversion) - จะมีอยู่ในบริเวณที่อากาศอุ่นกำลังเหยียบย่ำอากาศเย็นของแนวปะทะอากาศระดับบน ข้อเท็จจริงอีกประการที่จะสังเกตเห็นได้ในภาพที่ 11.21b นั่นคือลมจะเปลี่ยนทิศทาง (หมุนตามเข็มนาฬิกา) ไปตามระดับความสูง ดังนั้นทำให้ลมตะวันออกเฉียงใต้ (SE) ที่ผิวพื้นจึงกลายเป็นลมตะวันตกเฉียงใต้ (SW) และลมตะวันตก (W) ในระดับบน

สมมติว่าเรากำลังยืนอยู่ที่ตำแหน่งตัว P ในภาพ 11.20 และ 11.21 จงทราบไว้เลยว่าเรากำลังอยู่นำหน้าขอบของแนวปะทะอากาศอุ่นที่สัมผัสกับผิวพื้นไปกว่า 1200 กม. (750 ไมล์) ในจุด ๆ นี้ ลมผิวพื้นจะเบาและมีความผันแปร อากาศจะเย็น และมีเพียงการลอยตัวอยู่เหนือหัวของเมฆเซอรัสเท่านั้น ที่เป็นตัวบ่งชี้ถึงการมาของแนวปะทะอากาศอุ่น เราทราบดีว่าแนวปะทะอากาศกำลังเคลื่อนไหวช้า ๆ เข้ามาหาเรา และภายในวันสองวันนี้มันจะเคลื่อนตัวผ่านพื้นที่ของ

เราไป ถ้าหากว่าเป็นเช่นนั้น แทนที่เราจะเฝ้ารอคอยให้แนวปะทะอากาศเคลื่อนตัวผ่านไป เราน่าจะเดินหน้าเข้าไปหามันและสังเกตสภาพอากาศในขณะที่เรากำลังเข้าไปแทน

เมื่อเรามุ่งหน้าไปทางแนวปะทะอากาศอุ่น เราสังเกตว่าเมฆเซอรัส (Ci) จะค่อย ๆ หนาขึ้น จนกลายเป็นผ้าคลุมผืนบางสีขาวหรือเมฆเซอโรสตราตัส (Cs) ที่มีผลึกน้ำแข็งเข้าไปสร้างวงรัศมีล้อมรอบดวงอาทิตย์ (halo) เมฆหนาขึ้นและเคลื่อนต่ำลง กลายเป็นอัลโตคิวมูลัส (Ac) และอัลโตสตราตัส (As) ผ่านดวงอาทิตย์แสดงให้เห็นเพียงจุดจาง ๆ ที่แทบจะมองไม่เห็นเมื่อเทียบกับท้องฟ้าสีเทาที่มืดครึ้ม เกล็ดหิมะเริ่มตกลงมาและเรายังคงอยู่เหนือแนวปะทะอากาศผิวพื้นกว่า 600 กม. (370 ไมล์) หิมะตกเพิ่มขึ้นและเมฆก็หนาขึ้น จนกลายเป็นผืนผ้านวมเข้าปกคลุมพื้นที่หรือเมฆนิมโบสตราตัสนั่นเอง (Ns) ลมเริ่มแรงขึ้นและพัดมาจากทางตะวันออกเฉียงใต้ ขณะที่ความกดอากาศลดลงอย่างช้า ๆ ภายใน 400 กม. (250 ไมล์) จากแนวปะทะอากาศ มวลอากาศเย็นบนผิวพื้นจะค่อนข้างตื้น อุณหภูมิที่ผิวพื้นของอากาศจะลดลง และในขณะที่เราเข้าใกล้แนวปะทะอากาศหิมะปรอยจะเปลี่ยนไปเป็นลูกเห็บ จากนั้นจะกลายเป็นฝนเยือกแข็ง (freezing rain) และในที่สุดก็มีฝนและฝนพรำเนื่องจากอุณหภูมิอากาศได้ปีนขึ้นไปเหนือจุดเยือกแข็ง โดยรวมแล้วหยาดน้ำฟ้ายังคงเบาบางหรือไม่รุนแรงแต่ครอบคลุมพื้นที่กว้าง ยังคงเคลื่อนตัวเข้าใกล้แนวปะทะอากาศมากขึ้น อากาศอุ่นชื้นจะถูกผสมเข้ากับอากาศเย็นชื้นทำให้เกิดเมฆลมพัดขาดวิ่น (St) และลมหมอก (ดังนั้นการบินในบริเวณใกล้เคียงแนวปะทะอากาศอุ่นจึงค่อนข้างอันตราย)



ACTIVE FIGURE 11.21 Vertical view of clouds, precipitation, and winds across the warm front in Fig. 11.20 along the line P–P′. Visit the Meteorology Resource Center to view this and other active figures at academic.cengage.com/login

ในที่สุดหลังจากการเดินทางกว่า 1200 กม. เราก็มาถึงขอบเขตพื้นผิวของแนวปะทะอากาศอุ่น ในขณะที่เราข้ามแนวปะทะอากาศไป การเปลี่ยนแปลงสภาพอากาศจะเห็นได้ชัดเจน แต่ก็ยังเด่นชัดน้อยกว่าการเปลี่ยนแปลงที่พบในแนวปะทะอากาศเย็นอยู่มาก คือมีการเปลี่ยนแปลงสภาพอากาศแบบค่อยเป็นค่อยไปมากกว่าที่จะเป็นการเปลี่ยนแปลงแบบชัดเจนในฉับพลัน ในส่วนของแนวปะทะอากาศด้านที่อุ่น ค่าอุณหภูมิและจุดน้ำค้างจะสูงขึ้น ลมก็จะเปลี่ยนทิศ

จากทางตะวันออกเฉียงใต้ไปเป็นลมใต้หรือลมตะวันตกเฉียงใต้ และความกดอากาศก็จะไม่ลดลงอีก ฝนพรำได้หยุดลงแล้วเหลือไว้เพียงเมฆสตราโตคิวมูลัส (Sc) อยู่เล็กน้อย ส่วนหมอกและเมฆชั้นต่ำก็หายไปเช่นกัน

สถานการณ์ของแนวปะทะอากาศอุ่นที่กำลังจะมาถึงนี้ แสดงให้เห็นถึงสภาพอากาศอันเนื่องจากแนวปะทะกาศอุ่น ที่มักจะเกิดขึ้นในช่วงฤดูหนาว ในบางกรณีสภาพอากาศอาจแตกต่างไปจากนี้อย่างมาก ตัวอย่างเช่นหากอากาศอุ่นที่เข้ามาคุกคามพื้นที่นั้นค่อนข้างแห้งและมีเสถียรภาพ จะมีเพียงเมฆชั้นสูงและเมฆชั้นกลางเท่านั้นที่สามารถก่อตัวขึ้นได้ และฝนก็จะไม่ตกอีกด้วย ในทางกลับกันถ้าหากอากาศอุ่นที่เข้ามานั้นมีความชื้นและไม่มีเสถียรตามเงื่อนไข (ดังเช่นกรณีที่พบได้บ่อยในช่วงฤดูร้อน) ก็อาจเกิดฝนตกหนักได้ เนื่องจากพายุฝนฟ้าคะนองได้ไปฝังตัวอยู่ในก้อนเมฆ ทางตอนใต้ของ Great Plains อากาศอุ่นชื้นอาจถูกแยกออกจากอากาศที่อุ่นและแห้ง ไปตามแนวเขตแดนที่เรียกว่า **dryline**

ตามแนวชายฝั่งตะวันตก มหาสมุทรแปซิฟิกจะปรับเปลี่ยนอากาศผิวพื้นอย่างมีนัยสำคัญ เพื่อให้แนวปะทะอากาศอุ่นนั้นไม่สามารถอยู่บนแผนที่อากาศบนพื้นผิวได้ และก็ไม่ใช่ว่าแนวปะทะอากาศอุ่นทุกตัวจะเคลื่อนไปทางเหนือหรือทางตะวันออกเฉียงเหนืออีกด้วย สำหรับในกรณีที่พบได้ยาก แนวปะทะอากาศจะเคลื่อนเข้าสู่ชายฝั่งทะเลตะวันออกจากมหาสมุทรแอตแลนติก ในขณะที่แนวปะทะอากาศหมุนไปรอบ ๆ พายุกำลังแรงที่ตั้งอยู่นอกชายฝั่ง ลมตะวันออกเฉียงเหนืออันหนาวเย็นที่พัดนำหน้าแนวปะทะอากาศอยู่ มักจะกลายเป็นลมตะวันออกเฉียงเหนือที่อบอุ่นอยู่ด้านหลังแนวปะทะอากาศแทน ถึงแม้จะมีข้อยกเว้นเหล่านี้ แต่การรู้ลำดับสถานการณ์ของแนวปะทะอากาศอุ่นที่มักจะเกิดโดยปกติ ก็ยังคงเป็นประโยชน์ โดยเฉพาะอย่างยิ่งถ้าคุณอาศัยอยู่ในพื้นที่ที่เอื้อต่อการเกิดแนวปะทะอากาศอุ่น คุณจะสามารถมองหาเมฆที่มักเกิดขึ้นแน่นอนและรูปแบบของสภาพอากาศได้ และยังสามารถทำการพยากรณ์ระยะสั้นแบบสมเหตุสมผลด้วยตัวเองได้อีกด้วย ตารางที่ 11.3 เป็นการสรุปสภาพอากาศอันเนื่องจากแนวปะทะอากาศอุ่น ที่มักเกิดขึ้นโดยทั่วไป

▼ **TABLE 11.3** Typical Weather Conditions Associated with a Warm Front in the Northern Hemisphere

WEATHER ELEMENT	BEFORE PASSING	WHILE PASSING	AFTER PASSING
Winds	South or southeast	Variable	South or southwest
Temperature	Cool to cold, slow warming	Steady rise	Warmer, then steady
Pressure	Usually falling	Leveling off	Slight rise, followed by fall
Clouds	In this order: Ci, Cs, As, Ns, St, and fog; occasionally Cb in summer	Stratus type	Clearing with scattered Sc, especially in summer; occasionally Cb in summer
Precipitation	Light-to-moderate rain, snow, sleet, or drizzle; showers in summer	Drizzle or none	Usually none; sometimes light rain or showers
Visibility	Poor	Poor, but improving	Fair in haze
Dew point	Steady rise	Steady	Rise, then steady

แนวปะทะอากาศแบบปิด (Occluded Fronts)

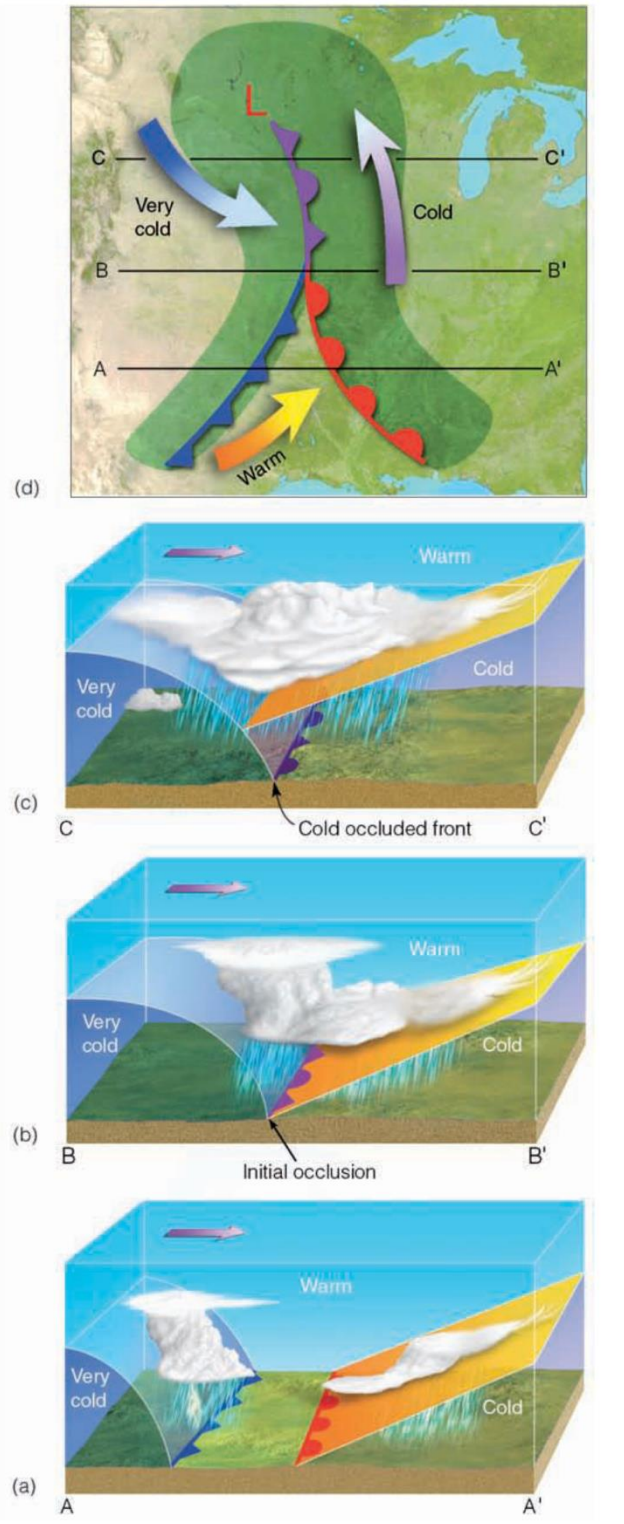
ถ้าหากแนวปะทะอากาศเย็นไล่กวดแนวปะทะอากาศอุ่นจนสามารถจับได้ทัน ขอบเขตของแนวปะทะอากาศที่ถูกสร้างขึ้นระหว่างมวลอากาศทั้งสองเรียกว่า แนวปะทะอากาศปิด (occluded front) หรือเรียกง่าย ๆ ว่า **occlusion**

(หมายความว่า “ปิด”) บนแผนที่อากาศผิวพื้น แนวปะทะอากาศชนิดนี้จะแสดงเป็นเส้นสีม่วง และมีการสลับระหว่างรูปสามเหลี่ยมของแนวปะทะอากาศเย็นและรูปครึ่งวงกลมของแนวปะทะอากาศอุ่น สัญลักษณ์ทั้งสองชี้ไปในทิศทางที่หันไปทางด้านหน้าของแนวปะทะอากาศ ย้อนไปดูภาพที่ 11.14 และสังเกตดูจะพบว่าอากาศด้านหลังแนวปะทะอากาศปิดจะเย็นกว่าอากาศที่อยู่ด้านหน้า เรื่องนี้เป็นที่รู้จักกันในชื่อ **cold-type occluded front** หรือ **cold occlusion** มาดูกันว่าแนวปะทะอากาศชนิดนี้พัฒนาอย่างไร

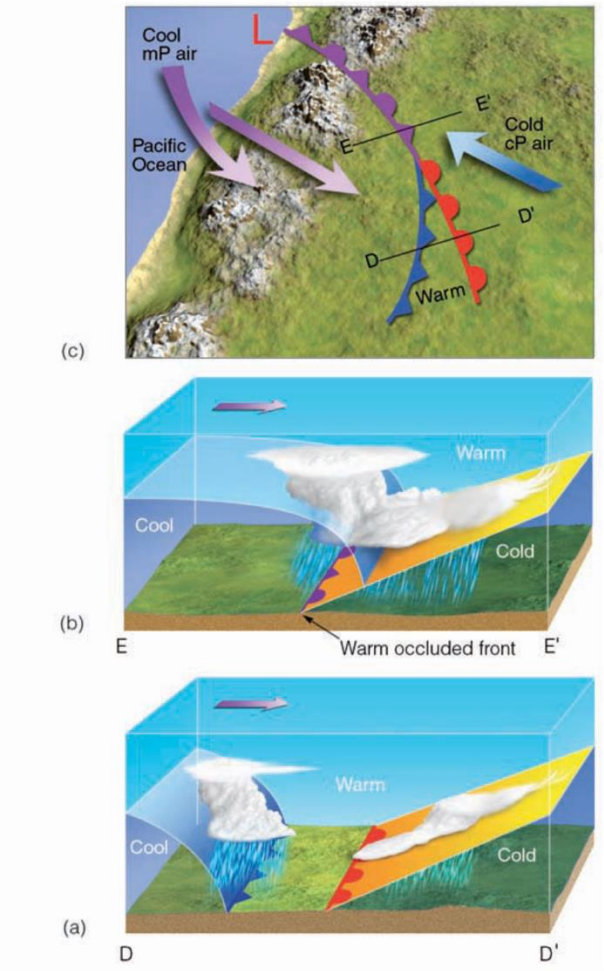
การพัฒนาของ **cold-type occluded front** แสดงอยู่ในรูป G ภาพที่ 11.22 ตามแนว A–A’ แนวปะทะอากาศเย็นจะเคลื่อนตัวอย่างรวดเร็วและพุ่งเข้าหาแนวปะทะอากาศอุ่นที่เคลื่อนตัวช้ากว่า ตามแนว B–B’ แนวปะทะอากาศเย็นจะเข้ากินพื้นที่ของแนวปะทะอากาศอุ่น และดังที่เราเห็นในมุมมองแนวตั้งตามแนว C-C’ ว่ามันจะซ้อนตัวอยู่เบื้องล่างคอยยกทั้งแนวปะทะอากาศอุ่นและมวลอากาศอุ่น เมื่อ **cold-type occluded front** เคลื่อนตัวเข้ามา สภาพอากาศก็จะมีการเปลี่ยนแปลงเป็นลำดับคล้ายกับเวลาที่แนวปะทะอากาศอุ่นเคลื่อนตัวเข้ามา คือเมฆชั้นสูงจะเริ่มลดระดับลงและหนาขึ้นจนกลายเป็นเมฆชั้นกลางและเมฆชั้นต่ำ และมีการก่อตัวของหยาดน้ำฟ้าเกิดขึ้นได้ดีในบริเวณด้านหน้าก่อนถึงแนวปะทะอากาศผิวพื้น และเนื่องจากแนวปะทะอากาศนั้นมีบทบาทเหมือนกับ trough ของความกดอากาศต่ำ ทำให้ลมตะวันออกเฉียงใต้และการลดลงของค่าความกดอากาศเกิดขึ้นในบริเวณด้านหน้าของแนวปะทะอากาศนั้น อย่างไรก็ตาม **the frontal passage** จะนำเอาสภาพอากาศที่คล้ายคลึงกันกับเมื่อเวลาที่แนวปะทะอากาศเย็นเคลื่อนตัวเข้ามา นั่นคือมีหยาดน้ำฟ้าตกอย่างหนักและตกได้บ่อยครั้ง พร้อมกับลมที่พัดไปทางตะวันตกหรือทางตะวันตกเฉียงเหนือ หลังจากหยาดน้ำฟ้าหยุดตกแล้วท้องฟ้าก็จะเริ่มแจ่มใส ค่าความกดอากาศจะสูงขึ้น และอากาศจะเริ่มเย็นลง สภาพอากาศที่รุนแรงที่สุดมักจะเกิดขึ้น ณ จุด occlusion ซึ่งก็คือจุดแนวปะทะอากาศเย็นเริ่มบุกรุกเข้าไปยังแนวปะทะอากาศอุ่นนั่นเอง เพราะเป็นจุดที่เกิดความแตกต่างระหว่างอุณหภูมิอย่างชัดเจน แนวปะทะอากาศที่เคลื่อนเข้าสู่รัฐชายฝั่งแปซิฟิกและเข้าไปในอเมริกาเหนือนั้นมักจะเป็นชนิด Cold Occlusion มากที่สุด แนวปะทะอากาศแบบปิดมักก่อตัวอยู่เหนือมหาสมุทรแปซิฟิกเหนือและแอตแลนติกเหนือรวมถึงในบริเวณใกล้เคียงของ Great Lakes

อากาศขั้วโลกแบบภาคพื้นทวีปเหนือวอชิงตันตะวันออกและโอเรกอน (Oregon) อาจจะเย็นกว่าอากาศขั้วโลกแบบภาคพื้นมหาสมุทรที่กำลังเคลื่อนตัวจากมหาสมุทรแปซิฟิกเข้าสู่แผ่นดินอยู่มาก G ในภาพที่ 11.23 แสดงให้เห็นถึงสถานการณ์นี้ สังเกตว่าอากาศที่อยู่ด้านหน้าของแนวปะทะอากาศอุ่นนั้นจะเย็นกว่าอากาศที่อยู่ด้านหลังของแนวปะทะอากาศเย็น ดังนั้นเมื่อใดก็ตามที่แนวปะทะอากาศเย็นสามารถวิ่งตามและแซงหน้าแนวปะทะอากาศอุ่นได้ทัน อากาศที่อุ่นกว่าและเบากว่าที่บริเวณด้านหลังของแนวปะทะอากาศเย็น ก็จะไม่สามารถยกมวลอากาศที่เย็นกว่าและหนักกว่าให้พ้นขึ้นจากพื้นได้ เป็นผลให้แนวปะทะอากาศเย็นนั้นต้องเคลื่อนตัวไปตาม “piggyback” หรือแนวลาดของแนวปะทะอากาศอุ่น สิ่งนี้จะก่อให้เกิด “warm-type occluded front” หรือ “**warm occlusion**” สภาพอากาศบนพื้นผิวที่เกี่ยวข้องกับ warm occlusion จะคล้ายกับสภาพอากาศอันเนื่องจากแนวปะทะอากาศอุ่น

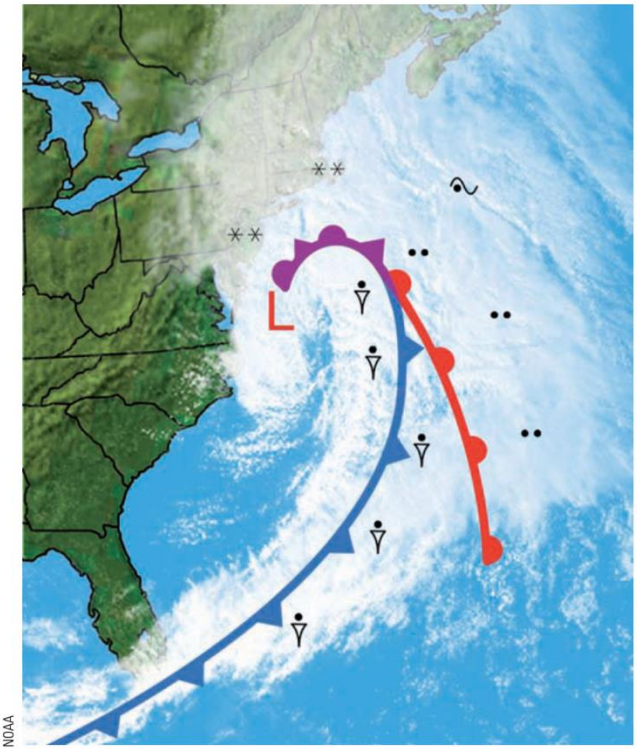
จากความแตกต่างของภาพที่ 11.22 และภาพที่ 11.23 จะเห็นความแตกต่างหลัก ๆ ระหว่าง warm-type occluded front และ cold-type occluded front จะดูที่ตำแหน่งของแนวปะทะอากาศในระดับบน สำหรับ warm occlusion ตำแหน่งของแนวปะทะอากาศเย็นที่ระดับบนจะล้ำหน้าแนวปะทะอากาศแบบปิดที่ผิวพื้น ในขณะที่กรณีของ cold occlusion แนวปะทะอากาศอุ่นที่ระดับบนกลับต้องเดินตามแนวปะทะอากาศแบบปิดที่ผิวพื้นแทน



● **FIGURE 11.22** The formation of a cold-occluded front. The faster-moving cold front (a) catches up to the slower-moving warm front (b) and forces it to rise off the ground (c). (Green-shaded area in (d) represents precipitation.)



● **FIGURE 11.23** (*at left*) The formation of a warm-type occluded front. The faster-moving cold front in (a) overtakes the slower-moving warm front in (b). The lighter air behind the cold front rises up and over the denser air ahead of the warm front. Diagram (c) shows a surface map of the situation.



● **FIGURE 11.24** A visible satellite image showing a mid-latitude cyclonic storm with its weather fronts over the Atlantic Ocean during March, 2005. Superimposed on the photo is the position of the surface cold front, warm front, and occluded front. Precipitation symbols indicate where precipitation is reaching the surface.

ในการอภิปรายของเรา เราจะกำหนดให้แนวปะทะอากาศแบบปิดนั้นก่อตัวตัวขึ้นจากการที่แนวปะทะอากาศเย็นแซงหน้าแนวปะทะอากาศอุ่นได้สำเร็จ แนวปะทะอากาศแบบปิดบางตัวก็ก่อตัวขึ้นในลักษณะนี้ ในขณะที่ตัวอื่น ๆ อาจปรากฏเป็นลักษณะของแนวปะทะอากาศรูปแบบใหม่ คือพัฒนาตัวขึ้นจากการที่พายุหมุนนอกเขตร้อนบริเวณผิวพื้นได้ทวีความรุนแรงมากขึ้นในบริเวณที่มีอากาศเย็น หลังจากที่แนวปะทะอากาศทั้งแบบอุ่นและแบบเย็นได้สลายตัวไปและเคลื่อนที่ไปทางด้านตะวันออก เจ้าแนวปะทะอากาศแบบปิดชนิดใหม่นี้จะปรากฏขึ้นบนแผนที่อากาศผิวพื้น ในรูปของร่องความกดอากาศต่ำที่แยกมวลอากาศเย็นทั้งสองตัวออกจากกัน ด้วยเหตุนี้ การกำหนดตำแหน่งและการจำแนกชนิดของแนวปะทะอากาศแบบปิดบริเวณผิวพื้นจึงมักเป็นเรื่องยากสำหรับนักอุตุนิยมวิทยา ในทำนองเดียวกันคุณอาจพบว่าเป็นการยากที่เราจะจดจำรูปแบบของแนวปะทะอากาศแบบปิดทั้งหมด เราจึงต้องสมมติว่าสภาพอากาศที่เกี่ยวข้องกับแนวปะทะอากาศแบบปิดนั้นคล้ายกันหมด ดังแสดงในตาราง 11.4

ระบบแนวปะทะอากาศที่อธิบายไว้ในบทนี้เป็นเพียงส่วนหนึ่งของระบบพายุที่ใหญ่กว่ามาก นั่นคือพายุหมุนนอกเขตร้อน (the middle-latitude cyclone) นั่นเอง G ในภาพที่ 11.24 แสดงแนวปะทะอากาศเย็น แนวปะทะอากาศอุ่นและแนวปะทะอากาศแบบปิด ที่มีความเชื่อมโยงกับพายุนอกเขตร้อน สังเกตดูว่าตรงตามที่เราคาดไว้พอดี คือเมฆและหยาดน้ำฟ้าจะก่อตัวเป็นแถบแคบ ๆ ตามแนวปะทะอากาศเย็น และก่อตัวเป็นแถบกว้างขึ้นในแนวปะทะอากาศแบบ

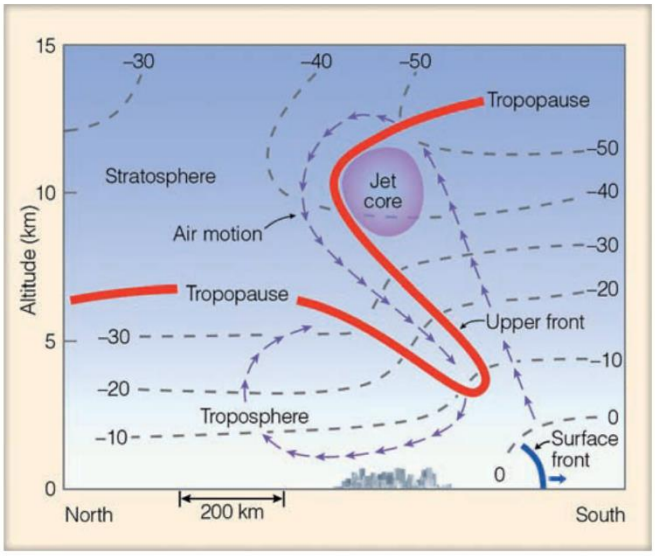
อุ่นและแบบปิด ในบทที่ 12 เราจะตรวจสอบพายุหมุนนอกเขตร้อนให้มากยิ่งขึ้น ตรวจสอบการเกิดของมันว่าอยู่ที่ไหน ทำไมจึงเกิด และเกิดได้อย่างไร อย่างไรก็ตามก่อนที่เราจะไปต่อ เราจำเป็นจะต้องศึกษาของแนวปะทะอากาศที่ก่อตัวขึ้นในชั้นโทรโพสเฟียร์ระดับบน ที่อาจจะแสดงหรือไม่แสดงบนแผนที่ผิวพื้นก็ได้

▼ TABLE 11.4 Typical Weather Most Often Associated with Occluded Fronts in North America

WEATHER ELEMENT	BEFORE PASSING	WHILE PASSING	AFTER PASSING
Winds	East, southeast, or south	Variable	West or northwest
Temperature (a) Cold-type occluded (b) Warm-type occluded	 Cold or cool Cold	 Dropping Rising	 Colder Milder
Pressure	Usually falling	Low point	Usually rising
Clouds	In this order: Ci, Cs, As, Ns	Ns, sometimes Tcu and Cb	Ns, As, or scattered Cu
Precipitation	Light, moderate, or heavy precipitation	Light, moderate, or heavy continuous precipitation or showers	Light-to-moderate precipitation followed by general clearing
Visibility	Poor in precipitation	Poor in precipitation	Improving
Dew point	Steady	Usually slight drop, especially if cold-occluded	Slight drop, although may rise a bit if warm-occluded

แนวปะทะอากาศระดับบน (Upper-Air Fronts)

แนวปะทะอากาศระดับบน (upper-air front, upper front หรือ upper-tropospheric) คือแนวปะทะอากาศที่เกิดขึ้นในอากาศระดับบน ซึ่งอาจจะขยายหรือไม่ขยายตัวลงไปยังผิวพื้นก็ได้ G ในภาพที่ 11.25 แสดงมุมมองจากเหนือจรดใต้ของแนวปะทะอากาศระดับบนในแบบอุดมคติ สังเกตว่าแนวปะทะอากาศจะก่อตัวเมื่อชั้นบรรยากาศโทรโพพอส (โทรโพพอส (Tropopause) คือขอบเขตที่แยกชั้นโทรโพสเฟียร์ (Troposphere) ออกจากชั้นสตราโตสเฟียร์ (stratosphere)) ได้ไหลลงไปทางใต้และม้วนตัวขึ้นมาใต้กระแสลมกรดขั้วโลก ในบริเวณที่โทรโพพอสม้วนตัวขึ้นมานั้นจะมีเส้นอุณหภูมิเท่า (isotherms) กระจุกอยู่รวมกันอย่างหนาแน่น และทำหน้าที่ระบุตำแหน่งของแนวปะทะอากาศระดับบน แม้ว่าแนวปะทะอากาศระดับบนอาจไม่มีความเชื่อมต่อกันกับแนวปะทะอากาศผิวพื้น แต่ตำแหน่งของแนวปะทะอากาศพื้นผิวจะแสดงดังในแผนภาพ



● FIGURE 11.25 An idealized vertical view of an upper-air front showing tropopause (heavy red line), isotherms in °C (dashed gray lines), and vertical air motions. The polar jet stream core (maximum winds) is flowing into the page (from west to east).

ลูกศรเล็ก ๆ ในภาพที่ 11.25 แสดงการเคลื่อนที่ของอากาศที่สัมพันธ์กับแนวปะทะอากาศระดับบน ทางด้านเหนือของแนวปะทะอากาศ (และทางด้านเหนือของแระแสลมกรด) อากาศกำลังค่อย ๆ จมตัวลง ส่วนในบริเวณจุดม้วนพับของโทรโพสเฟียร์นี้ อากาศที่อุดมด้วยโอโซนจากสตราโตสเฟียร์จะเคลื่อนตัวลงไปยังโทรโพสเฟียร์ ไปทางทิศใต้ของแนวปะทะอากาศ (และทางใต้ของกระแสลมกรด)

อากาศจะค่อย ๆ ยกตัวสูงขึ้น การเคลื่อนตัวขึ้นลงของอากาศเหล่านี้ สามารถเอื้อต่อการก่อตัวของพายุหมุนนอกเขตร้อนที่จะอธิบายในภายหลังได้

บทสรุป

ในบทนี้เราพิจารณาประเภทของมวลอากาศที่แตกต่างกันและสภาพอากาศที่แตกต่างกันไปในแต่ละภูมิภาค มวลอากาศอาร์คติคแบบภาคพื้นทวีปมีบทบาทต่อการขยายวงกว้างของฤดูหนาว (outbreaks of winter) ที่หนาวจัดอย่างมาก ในขณะที่มวลอากาศขั้วโลกแบบภาคพื้นทวีปจะมีบทบาทต่อสภาพอากาศเย็นและแห้งในฤดูหนาวและอากาศดีในฤดูร้อน มวลอากาศขั้วโลกแบบภาคพื้นมหาสมุทรได้เดินทางข้ามมหาสมุทรเป็นระยะทางยาวไกลพร้อมทั้งนำพาอากาศเย็นชื้นเข้าไปในพื้นที่ อากาศร้อนและแห้งแล้งของฤดูร้อนนั้นสัมพันธ์กับมวลอากาศเขตร้อนแบบภาคพื้นทวีป ในขณะที่สภาพอากาศที่อบอุ่นและชื้นนั้นเกิดจากมวลอากาศเขตร้อนภาคพื้นมหาสมุทร และในที่ซึ่งมีมวลอากาศที่มีคุณสมบัติแตกต่างกันอย่างมากมาบรรจบกัน เราจะพบกับแนวปะทะอากาศได้

แนวปะทะอากาศทำหน้าที่แบ่งขอบเขตระหว่างมวลอากาศสองมวลที่มีความหนาแน่นแตกต่างกัน สำหรับแนวปะทะอากาศคงที่จะไม่มีการเคลื่อนไหวใด ๆ โดยมีอากาศเย็นอยู่ด้านหนึ่งและอากาศอบอุ่นอยู่อีกด้านหนึ่ง และลมมักจะพัดขนานไปกับตัวแนวปะทะอากาศแต่เป็นทิศทางตรงกันข้ามกับทั้งสองด้านของมัน สำหรับแนวปะทะอากาศเย็น (ที่ซึ่งอากาศที่เย็นกว่าได้เข้ามาแทนที่อากาศที่อบอุ่นกว่า) พื้นที่ตามแนวขอบด้านหน้าของมันมักจะเกิดฝนตกปรอยอย่างแพร่หลาย โดยเฉพาะอย่างยิ่งถ้าอากาศอุ่นนั้นมีความชื้นและไม่เสถียรตามเงื่อนไข สำหรับแนวปะทะอากาศอุ่นอากาศที่อุ่นกว่าจะยกตัวและขึ้นขี่อยู่เหนืออากาศผิวพื้นที่มีความเย็นมากกว่า จะทำให้เกิดเมฆมากและเกิดหยาดน้ำฟ้าได้ตั้งแต่ระดับเบาถึงปานกลาง และสามารถครอบคลุมพื้นที่หลายพันตารางกิโลเมตรได้ ถ้าหากอากาศที่ยกตัวนั้นไม่มีสเถียรภาพตามเงื่อนไข (ดังเช่นที่พบได้บ่อยในฤดูร้อน) อาจก่อให้เกิดฝนปรอยและพายุฝนฟ้าคะนองขึ้นบริเวณด้านหน้าของแนวปะทะอากาศอุ่นได้ โดยทั่วไปแล้ว แนวปะทะอากาศเย็นจะเคลื่อนตัวได้เร็วกว่าและมีความลาดชันมากกว่าแนวปะทะอากาศอุ่น สำหรับแนวปะทะอากาศแบบปิดที่ยากต่อการจำแนกชนิดและระบุตำแหน่งบนแผนที่อากาศผิวพื้น อาจมีลักษณะเฉพาะของแนวปะทะอากาศเย็นและแนวปะทะอากาศอุ่น แนวปะทะอากาศที่ก่อตัวขึ้นในชั้นโทรโพสเฟียร์ระดับบน ในพื้นที่ใกล้เคียงกับกระแสลมกรดบริเวณแนวปะทะอากาศขั้วโลก (the polar-front jet stream) จะถูกเรียกว่า แนวปะทะอากาศระดับบน