บทที่ 12
พายุไต้ฝุ่น (Typhoon or Hurricance)

12.1 การกำเนิดพายุไต้ฝุ่น (The Birth of Typhoon)

12.2 การเจริญเติบโตของพายุไต้ฝุ่น : ปฏิกริยาลูกโซ่
(The Growth of Typhoons : A Chain Reaction)

12.3 พายุไต้ฝุ่นที่เติบโตเต็มที่แล้ว (The Mature Typhoon)

12.4 การเคลื่อนที่และการสลายตัวของพายุไต้ฝุ่น
(The Movement and Death of Typhoon)

12.5 อำนาจการทำลายของพายุ

พายุไต้ฝุ่นเป็นพายุหมุนในเขตร้อนที่มีขนาดใหญ่ที่สุดและมีชื่อเรียกในท้องถิ่นหนึ่ง ๆ แตกต่างกันไป ถ้าเป็นพายุที่เกิดในบริเวณทางภาคตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิกตอนเหนือ (western north pacific) ก็จะเรียกว่าพายุไต้ฝุ่น เช่นในประเทศไทย เวียดนาม และจีน แต่ถ้าเกิดในฟิลิปปินส์จะเรียกว่าพายุบาเกียว (baguio) ตามชื่อเมือง และถ้าเกิดขึ้นในมหาสมุทรอินเดียจะมีชื่อเรียกว่าไซโคลน (cyclone) สำหรับพายุหมุนชนิดเดียวกันนี้ ถ้าเกิดในมหาสมุทรแอตแลนติก ในทะเลคาริบเบียน (carribbean) ในอ่าวเม็กซิโกและทางภาคตะวันออกของมหาสมุทรแปซิฟิกตอนเหนือ (eastern north pacific) จะเรียกว่าพายุเฮอริเคน (hurricane)

พายุหมุนในเขตร้อนสามารถแบ่งได้ตามความรุนแรงของลมดังนี้ (1) บริเวณความกดต่ำที่ถูกรบกวน (Tropical disturbance) ซึ่งเป็นพายุหมุนที่อ่อนที่สุดที่สามารถสังเกตได้ (2) พายุดีเปรสชั่น (tropical depression) มีลักษณะการหมุนที่เห็นได้ค่อนข้างชัด และความเร็วลมใกล้ศูนย์กลางจะน้อยกว่า 61 กิโลเมตรต่อชั่วโมง (3) พายุโซนร้อน (tropical storm) มีการหมุนที่ชัดเจนขึ้นมากกว่าพายุดีเปรสชั่น และความเร็วลมใกล้ศูนย์กลางจะอยู่ระหว่าง 62 กิโลเมตรต่อชั่วโมง ถึง 117 กิโลเมตรต่อชั่วโมง (4) พายุไต้ฝุ่นหรือพายุเฮอริเคน (Typhoon or hurricane) มีการหมุนที่รุนแรงและมีความเร็วลมใกล้ศูนย์กลางมากกว่า 117 กิโลเมตรต่อชั่วโมง (ดูรูป 12.1)

12.1 การกำเนิดของพายุไต้ฝุ่น (The Birth of Typhoon)

ไต้ฝุ่นจะเกิดขึ้นบนพื้นน้ำทะเลในเขตร้อนที่มีอุณหภูมิอย่างน้อย 26°C พื้นน้ำทะเลที่อุ่นเปรียบเสมือนเชื้อเพลิงที่ทำให้ไต้ฝุ่นเคลื่อนที่ไปได้ ถ้าอุณหภูมิบนพื้นน้ำยิ่งอุ่นมากพายุไต้ฝุ่นก็ยิ่งมีความรุนแรง

จากรูป 12.2 จะแสดงถึงบริเวณและฤดูที่กำเนิดไต้ฝุ่น ในรูปจะสังเกตเห็นว่าในมหาสมุทรแอตแลนติกตอนใต้ (south atlantic) จะไม่มีพายุไต้ฝุ่นหรือพายุเฮอริเคนเกิดขึ้น จากการศึกษาพบว่าเหตุที่เป็นเช่นนี้ เพราะบริเวณของมหาสมุทรแห่งนี้อุณหภูมิของน้ำเย็นเกินไปที่จะทำให้เกิดไต้ฝุ่น และจากรูปยังสังเกตพบอีกว่าพายุไต้ฝุ่นจะไม่เกิดขึ้นในระหว่างเส้นศูนย์สูตรจนถึงละติจูด 3 องศา พายุไต้ฝุ่นส่วนใหญ่จะเกิดขึ้นระหว่างละติจูด 5 ถึง 25 องศา ที่เป็นเช่นนี้เพราะการเกิดพายุไต้ฝุ่นต้องมีแรงโคริโอลิสมาช่วยแต่ที่เส้นศูนย์สูตรค่าโคริโอลิสเป็นศูนย์

น้ำที่อุ่นของมหาสมุทรและแรงโคริโอลิสไม่ได้เป็นเพียงปัจจัยเบื้องต้นที่จะทำให้เกิดพายุไต้ฝุ่น ถ้าเป็นเช่นนี้พายุไต้ฝุ่นจะเกิดขึ้นใกล้เกาะฮาวาย แต่ตามความเป็นจริงแล้วบริเวณนี้ไม่มีไต้ฝุ่นเกิดขึ้น จากการศึกษายังพบว่าพายุนี้จะเกิดขึ้นก็ต่อเมื่อลมมีความสม่ำเสมอเหมือนกัน (uniform) ตลอดความสูงในชั้นโตรโปสเฟียร์ ดังนั้นไต้ฝุ่นจะไม่เกิดขึ้นเมื่อลมเวสเตอร์ลีในชั้นโตรโปสเฟียร์เบื้องบน (upper troposheric westerly wind) มีความแรงมากหรือ

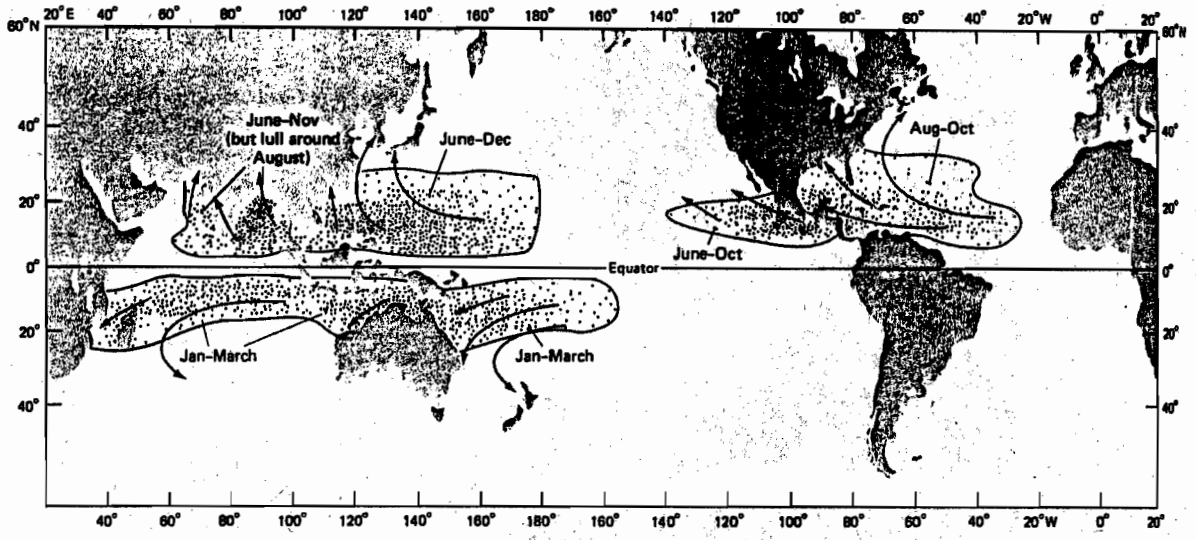
(a) Disturbed area.

(b) Tropical storm.

(c) Strong typhoon.

Three stages in the development of a typhoon (hurricane). Courtesy ESSA, Weather Bureau.

รูป 12.1 ขั้นตอนสามขั้นตอนในการเจริญเติบโตของพายุไต้ฝุ่น



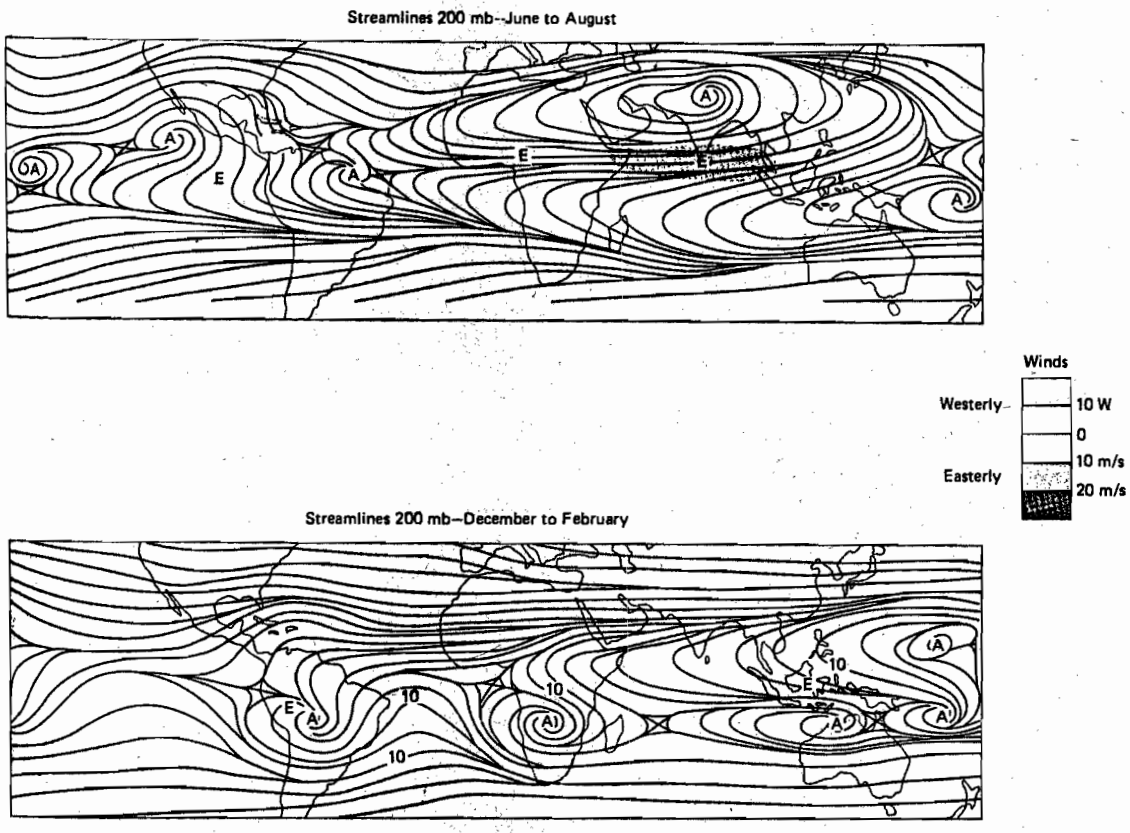
รูป 12.2 สถานที่ซึ่งเกิดพายุไต้ฝุ่น จุดแต่ละจุดหมายถึงพายุไต้ฝุ่น ลูกศรหมายถึงเส้นทางเดินของพายุ

เมื่อลมอีสเตอร์ลีในชั้นโตรโปสเฟียร์เบื้องบนมีความแรงมาก ในใจกลางมหาสมุทรแปซิฟิกใกล้เกาะฮาวาย จะมีลมเทรดที่พัดมาจากทิศตะวันออกเฉียงเหนือ (northeasterly trade) ที่พื้นผิว และมีลมเวสเตอร์ลีในเบื้องบน (ดูรูป 12.3) ในลักษณะคล้ายคลึงกันลมอีสเตอร์ลีในชั้นโตรโปสเฟียร์เบื้องบนที่มีกำลังแรงของฤดูร้อนซึ่งมีตำแหน่งอยู่ทางใต้ของเอเชียและอินเดีย จะห้าม (suppress) ไม่ให้เกิดพายุไต้ฝุ่นในระหว่างมรสุมฤดูร้อนของเดือนกรกฎาคมและสิงหาคม

สิ่งที่จำเป็นต้องมี (prerequisite) สิ่งสุดท้ายสำหรับการเกิดพายุไต้ฝุ่นที่มีความสำคัญมากก็คือพายุไต้ฝุ่นจะก่อตัวขึ้นเมื่อไม่มีการเปลี่ยนแปลงที่มีนัยยะสำคัญ (significant change) ของลมที่เพิ่มขึ้นตามความสูง ซึ่งหมายความว่าอุณหภูมิใกล้ระดับพื้นดินจะต้องคงที่เหนือบริเวณกว้าง

แต่อย่างไรก็ตาม พายุไต้ฝุ่นจะไม่เกิดขึ้นจากพื้นหลัง (background) ที่มีความสม่ำเสมออย่างสมบูรณ์ แต่มักจะเกิดขึ้นจากการรบกวนในเบื้องต้น (preexisting disturbance) บางอย่างของบรรยากาศในเขตร้อน เรายังต้องการเรียนรู้เกี่ยวกับการรบกวนในเบื้องต้นที่มากขึ้นไปอีก ซึ่งขณะนี้เราทราบลักษณะที่สำคัญของการรบกวนได้บางอย่าง

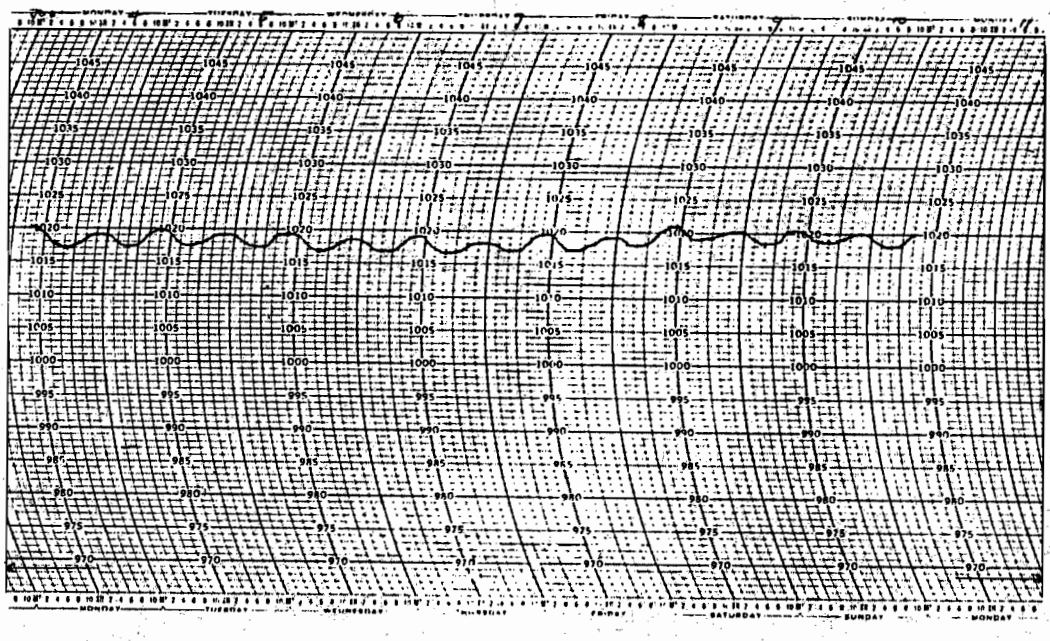
การวิเคราะห์อากาศในเขตร้อนเป็นสิ่งที่ละเอียดลึกซึ้ง (subtle) และเป็นงานที่ยากเมื่อเปรียบเทียบกับการวิเคราะห์อากาศนอกเขตร้อน ยกตัวอย่างเช่นจากเพียงแต่วิเคราะห์



รูป 12.3 การวิเคราะห์เส้นสตรีมไลน์ของลมที่ระดับ 200 มิลลิบาร์ สำหรับในเดือนมกราคม และเดือนกรกฎาคม

แบบแผนของความกดก็จะช่วยให้เราเข้าใจได้เป็นอย่างมากต่อระบบอากาศนอกเขตร้อนซึ่งโดยดูเพียงเข็มบาโรมิเตอร์ที่ลดลงก็จะสามารถบอกได้ถึงฝนที่กำลังจะตก แต่สิ่งนี้จะไม่เป็นผลต่อบริเวณเขตร้อน

เมื่อมีสิ่งรบกวนต่ออากาศในเขตร้อนผ่านเข้ามามักจะไม่ค่อยกระทบกระเทือนต่อบาร์โรมิเตอร์แต่อย่างใด ความกดจะเพิ่มขึ้นหรือลดลง 1 ถึง 2 มิลลิบาร์อย่างละสองครั้งในแต่ละวันซึ่งเกิดขึ้นเป็นปกติ เวลาที่ความกดขึ้นสูงก็คือ 10.00 น. และ 22.00 น. ของแต่ละวันตามเวลาท้องถิ่น (ดูรูป 12.4) การเปลี่ยนแปลงนี้ขึ้นกับการขึ้นและลง (tides) ของบรรยากาศซึ่งทำให้เกิดขึ้นโดยความร้อนของดวงอาทิตย์ในชั้นบนของบรรยากาศ



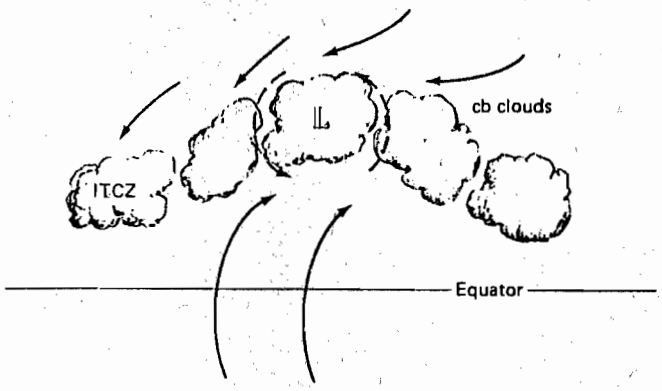
รูป 12.4 รูปกราฟของบาร์โรกราฟอันเกี่ยวเนื่องจากการขึ้นและลง (tides) ของบรรยากาศ

การวิเคราะห์อุณหภูมิ (temperature analysis) ก็เกือบไม่มีประโยชน์ เพราะมวลอากาศในเขตร้อนเกือบทั้งหมดเป็นชนิด mT (พัดจากพื้นน้ำของเขตร้อน) ซึ่งมีความชื้นสูงและร้อนดังนั้นความเปลี่ยนแปลงในอุณหภูมิ (temerature variation) มีค่าน้อยมาก จะมีความแตกต่างที่เห็นได้ชัดก็คือจำนวนเมฆที่ทวีขึ้นและการเปลี่ยนทิศทาง (shift) ของลมเท่านั้น

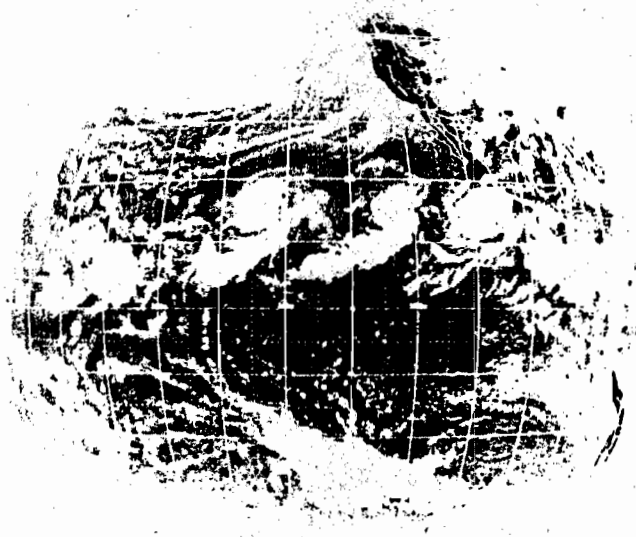
ดังนั้นเราสามารถวิเคราะห์ระบบลมฟ้าอากาศในเขตร้อนได้อย่างไร คำตอบก็คือดูภาพถ่ายจากดาวเทียมนั่นเอง

ระบบอากาศส่วนใหญ่ในเขตร้อนก็คือ ITCZ และเช่นเดียวกับ ITCZ พายุไต้ฝุ่นก็คือการรวบรวมขึ้นเป็นระบบ (organized system) ของพายุฟ้าคะนองนั่นเอง ดังนั้นการรบกวนใด ๆ ที่ส่งเสริมให้เกิดพายุฟ้าคะนองอย่างใน ITCA ก็จะทำให้เกิดพายุไต้ฝุ่นได้ โดยทั่วไปส่วน (section) ของ ITCZ จะไม่เจริญเติบโตขึ้นเป็นพายุไต้ฝุ่นได้เพราะว่ามันมีตำแหน่งใกล้กับเส้นศูนย์สูตรมากเกินไป อย่างไรก็ตามในบางครั้งลักษณะคลื่น (waves form) บน ITCZ จะนำ ITCZ ไกลออกไปจากเส้นศูนย์สูตรได้มากพอที่จะเริ่มต้นทำให้เกิดพายุไต้ฝุ่นขึ้นมาได้ นอกจากนี้ลมพื้นผิวของคลื่นเหล่านี้ใน ITCZ ก็ยังมีความเหมาะสมที่จะทำให้เกิดการหมุนเป็นวงกลมขึ้นมาได้ ดังแสดงไว้ในรูป 12.5 ทั้งนี้เพราะ ITCZ เกิดขึ้นในบริเวณของความกดต่ำ (region of low pressure) พายุไต้ฝุ่นจะพยายามเกิดขึ้นบนทางด้านสู่ขั้วโลกของคลื่นเหล่านั้น ซึ่งมีบางครั้งเราสามารถมองเห็นคลื่นสี่หรือห้าคลื่นบน ITCZ จากภาพถ่ายทางดาวเทียมโดยที่

พายุได้ฝุ่นจะเกิดขึ้นบนทรอช (trough) ของแต่ละคลื่น (ดูรูป 12.6)

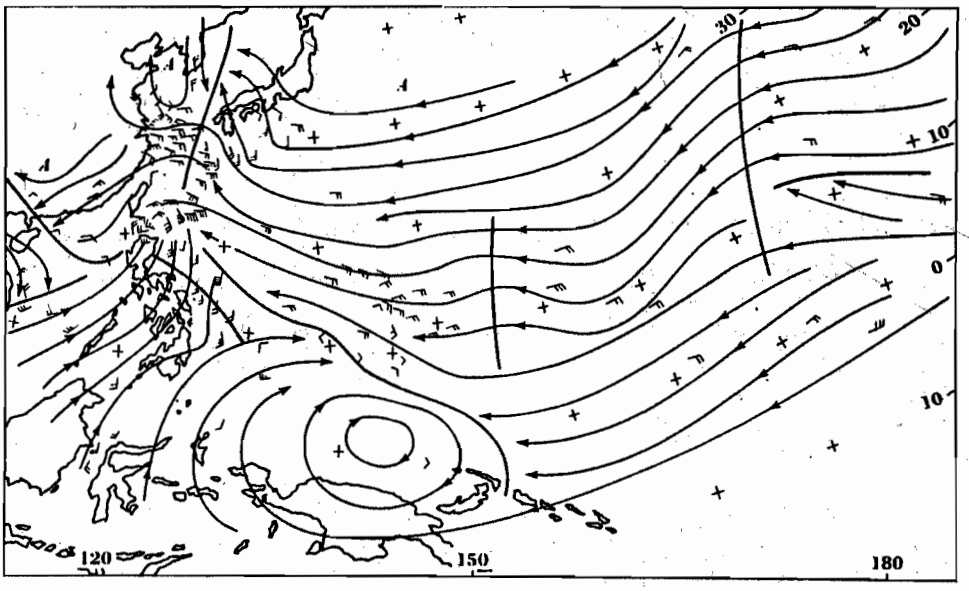


รูป 12.5 ลมจะหมุนทวนเข็มนาฬิกาในซีกโลกทางเหนือรอบ ๆ ส่วนที่ยื่นไปทางขั้วโลกของคลื่นใน ITCZ ลูกศรหนักแสดงถึงลมส่วนที่ลูกศรที่เป็นเส้นประจะไม่ใช่ลมแต่เป็นเพียงการแสดงถึงความรู้สึกในการหมุน (sense of rotation)



รูป 12.6 พายุไซนร้อนซึ่งก่อตัวขึ้นบน ITCZ

เราสามารถวางหลัก (genearlize) ในการค้นหาเกี่ยวกับ ITCZ ได้ทั้งนี้ เพราะบริเวณที่พายุฟ้าคะนองเกิดขึ้นได้มากที่สุดจะแสดงให้เห็นโดยการพัดสอบเข้าหากันของลมพื้นผิวและโดยการไดเวอร์เจนซ์ของลมในโตรโปสเฟียร์ชั้นบน ดังนั้นนักอุตุนิยมวิทยาจะสามารถวิเคราะห์สนามของลม (Wind field) โดยการเขียนเส้นสตรีมไลน์ (streamlines) (ซึ่งแสดงไว้ในรูป 12.3 และ 12.7) เพื่อที่จะช่วยค้นหาบริเวณคอนเวอร์เจนซ์ และไดเวอร์เจนซ์เหล่านี้ ความหมายของเส้นสตรีมไลน์ก็คือเส้นที่พัดขนานกับทิศทางลมนั่นเอง

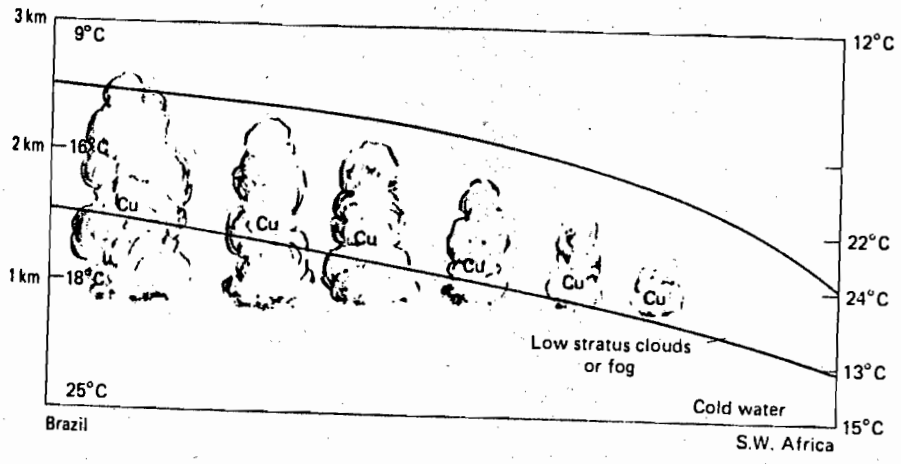


รูป 12.7 ลมที่ระดับความสูงประมาณ 1000 ฟุต พายุไต้ฝุ่นจะมีตำแหน่งอยู่ที่ตะวันออกเฉียงใต้ของเกาะไต้หวัน และในกระแสของลมทรอบปิคอลอีสเตอร์ลีจะมีอีสเตอร์ลีเวฟเกิดขึ้น

ลักษณะที่สำคัญของ ITCZ ประการที่สองก็คือ เทรดวินด์อินเวอร์ชัน (trade wind inversion) ซึ่งมักจะหายไป ได้กล่าวมาแล้วว่าเทรดวินด์อินเวอร์ชันเกิดจากการจมตัวลงของอากาศในเฮดเลย์เซลล์ (Hadley cell) และเป็นลักษณะที่สำคัญในการตรวจอากาศของเขตร้อนบางครั้งอาจจะไม่มีเทรดวินด์อินเวอร์ชันที่แท้จริง แต่เป็นเพียงชั้นที่มีเสถียรภาพ (stable layer) ที่มีแล็พซ์เรทที่มีค่าน้อย ชั้นที่มีเสถียรภาพหรือเทรดวินด์อินเวอร์ชันนี้มีผลเป็นอย่างมากต่อการห้ามไม่ให้เกิดพายุฟ้าคะนอง

เทรดวินด์อินเวอร์ชันจะมีกำลังมากที่สุด (strongest) ที่ละติจูดประมาณ 20 องศาทางภาคตะวันออกของมหาสมุทรแอตแลนติก บริเวณนี้ถูกเสริมให้มีกำลังมากขึ้น (reinforce)

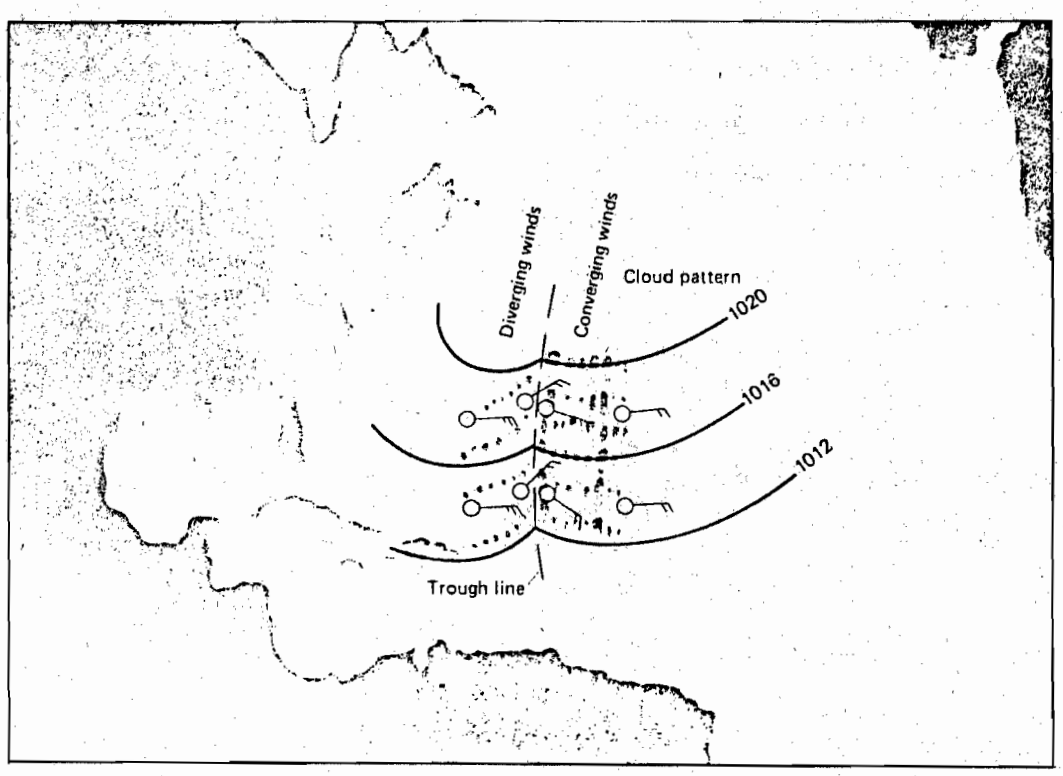
โดยกระแสน้ำเย็นจากมหาสมุทร (ดูรูป 12.8) ซึ่งจะทำให้ความมีเสถียรภาพของแถบความกดสูงกึ่งเมืองร้อนทางภาคตะวันออกเพิ่มค่ามากขึ้น ดังนั้นเทรดวินด์อินเวอร์ชั่นจะมีกำลังอ่อนลงและอยู่สูงยิ่งขึ้นจากระดับน้ำทะเลเมื่อเคลื่อนที่ไปทางด้านตะวันตก ซึ่งทำให้มีเมฆดิวมิวลัสก้อนใหญ่ได้มากขึ้นจนทำให้เกิดพายุฟ้าคะนองได้



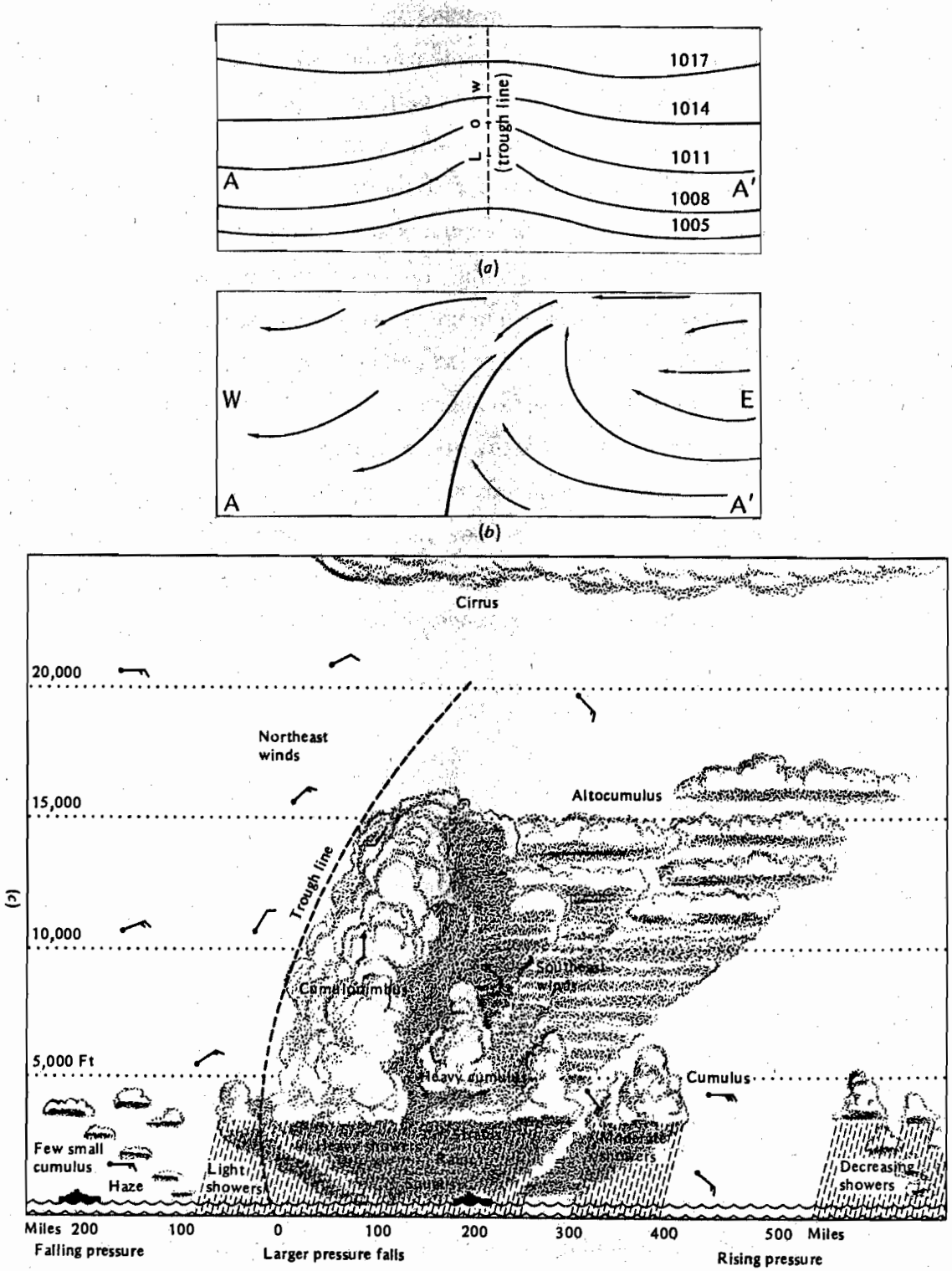
รูป 12.8 เทรดวินด์อินเวอร์ชันซึ่งเกิดขึ้นระหว่างมหาสมุทรแอตแลนติกตอนใต้ทีละติจูด 22 องศาในระหว่างเดือนกรกฎาคม อินเวอร์ชันจะมีความแรงเป็นพิเศษทางภาคตะวันออกของมหาสมุทรแต่จะอ่อนกำลังลงและอยู่สูงขึ้น เมื่อเข้าไปสู่ตะวันตก (ที่ซึ่งไม่ใช่เป็นอินเวอร์ชันอย่างเคย แต่จะเป็นเพียงชั้นที่มีเสถียรภาพเท่านั้น) การที่เป็นเช่นนี้จะทำให้เมฆดิวมิลัสใหญ่ขึ้นเรื่อย ๆ ไปทางด้านตะวันตก (นั่นคือประเทศบราซิล)

เมื่อมาถึงจุดนี้จึงไม่น่าประหลาดที่การรบกวนของอากาศในเขตร้อนส่วนใหญ่จะแสดงโดยเทรดวินด์อินเวอร์ชันที่มีเมฆอยู่สูงกว่าและอ่อนตัวง่ายกว่าซึ่งหมายถึงว่ามีแนวโน้มที่จะลดการจมตัวลงของอากาศนั่นเอง ความเป็นไปได้ที่พายุไต้ฝุ่นจะเกิดขึ้นก็แสดงโดยพื้นที่ที่ถูกลดความมีเสถียรภาพนี่ คือประโยชน์ที่สำคัญอีกอย่างหนึ่งของการหยั่งอากาศ

จะมีสิ่งรบกวนในเขตร้อนอยู่ชนิดหนึ่งที่ได้มีการศึกษาอย่างกว้างขวาง นั่นคือสิ่งที่เรียกว่าอีสเตอร์ลีเวฟ (easterly wave) การที่ตั้งชื่อเช่นนี้เพราะมันเคลื่อนที่จากตะวันออกไปตะวันตกตามการพัดของลมอีสเตอร์ลีในเขตร้อน (tropical easterlies) นั่นเอง ในต้นของปี ค.ศ. 1950 นักอุตุนิยมวิทยาบางคนคิดว่าพายุเฮอริเคนทั้งหมดเกิดจากอีสเตอร์ลีเวฟ แต่ปัจจุบันเรารู้ว่าสิ่งนี้ไม่เป็นจริง อีสเตอร์ลีเวฟที่พบในมหาสมุทรแอตแลนติก และในภาคตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิกไม่ได้มีส่วนรับผิดชอบในการเกิดพายุไต้ฝุ่นทั้งหมดในบริเวณนี้ สำหรับรูปอีสเตอร์ลีเวฟแสดงไว้ในรูป 12.9



รูป 12.9 รูปอีสเตอร์ลีเวฟ การรบกวนที่มีรูปร่างคล้ายคลื่นนี้จะเคลื่อนที่ช้า ๆ ไปทางตะวันตก ข้อสังเกตุคือเมฆมักจะเรียงเป็นเส้นตรง (line up in bands) ขนานกับลม เมฆขนาดใหญ่จะก่อตัวเฉพาะไปทางตะวันออกของทรอฟไลน์ (trough line) ที่ซึ่งลมพื้นผิวพัดสอบเข้าหากัน

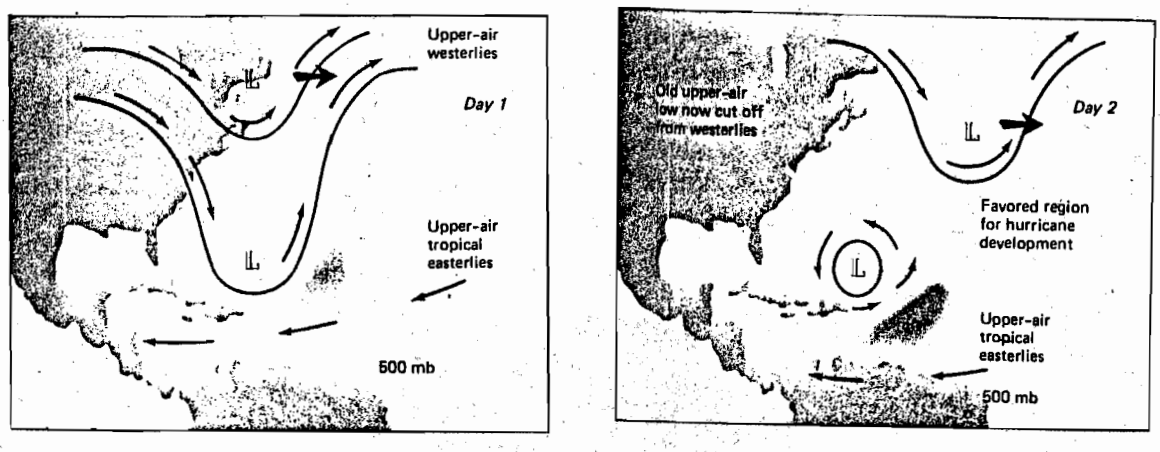


รูป 12.10 อีสเตอร์ลีเวฟในบริเวณเขตร้อน คลื่นจะเคลื่อนที่จากตะวันตกไปตะวันออก (a) ลมพื้นผิว (b) รูปภาคตัดขวางในแนวดิ่ง (c) ลักษณะการกระจายของเมฆลมและฝนในแนวดิ่ง

อีสเตอร์ลีเวฟมักจะมีความกดเปลี่ยนแปลงน้อยกว่า 3 มิลลิบาร์ แต่ก็สามารถหาพบได้ง่ายจากแบบแผนของลมและการหยั่งอากาศ ทางด้านตะวันตกของทรอชไลน์ (trough line) ลมพื้นผิวจะพัดลู่ออก (ไดเวอร์เจนซ์) ทำให้เทรดวินด์อินเวอร์ชันมีกำลังแรงและอยู่ใกล้กับพื้นดิน ส่วนทางด้านตะวันออกของทรอชไลน์สถานการณ์จะเกิดขึ้นตรงกันข้าม และผลที่ตามมาก็คือทำให้ส่งเสริมการเกิดเมฆ ดังนั้นถ้าพายุไต้ฝุ่นจะเกิดขึ้นก็เกิดขึ้นทางด้านตะวันออกของทรอชไลน์

การรบกวนที่พื้นผิวอย่างเดียวจะไม่เพียงพอที่จะทำให้เกิดพายุไต้ฝุ่น แต่จะต้องมีการรบกวนในชั้นบนของโตรโปรสเฟียร์เช่นเดียวกัน สิ่งรบกวนในชั้นบนของโตรโปสเฟียร์ที่มีส่วนร่วมมากที่สุดซึ่งนำไปสู่การเกิดพายุไต้ฝุ่นก็คือไซโคลนเวฟ (cyclone wave) ที่เก่าและกำลังสลายตัวอันเกิดจากลมเวสเตอร์ลีที่อยู่ในชั้นบนของโตรโปสเฟียร์ (ดูรูป 12.11) คลื่นเช่นนี้มักจะถูกทอดทิ้ง (abandoned) โดยลมเวสเตอร์ลีเมื่อมีการเคลื่อนที่ลึกเข้ามามากเกินไปในเขตร้อน ซึ่งมีลักษณะที่เด่นชัดสองประการที่จะก่อให้เกิดเติบโตของพายุไต้ฝุ่น

ประการแรก การพัดลู่ออกมักจะมีมากในทรอชซึ่งเก่าและถูกทอดทิ้งนี้ สิ่งนี้จะช่วยชักนำให้เกิดการลอยตัวสูงขึ้น และส่งเสริมให้เกิดพายุฟ้าคะนอง ประการที่สอง ทรอชเก่านี้มักจะมีแกนที่เย็น (cold core) ซึ่งหมายความว่าจะทำให้บรรยายกาศข้างล่างไม่มีเสถียรภาพเพิ่มมากขึ้นในข้างใต้ของทรอชเหล่านี้ ทั้งนี้เพราะอุณหภูมิของพื้นผิวในบริเวณเขตร้อนจะ



รูป 12.11 พายุไต้ฝุ่นจะมีแนวโน้มที่จะก่อตัวขึ้นทางตะวันออกเฉียงใต้ของบริเวณความกดต่ำที่เก่าและถูกทอดทิ้ง (นั่นคือถูกตัดขาดออก) ที่เกิดขึ้นในชั้นบนของอากาศอันเนื่องจากการพัดลึกเข้ามาของลมเวสเตอร์ลี บริเวณที่ชอบเกิดมากที่สุดก็คือเขตแดนระหว่างลมเวสเตอร์ลีและลมทรอปปริคอลอีสเตอร์ลี (tropical easterly)

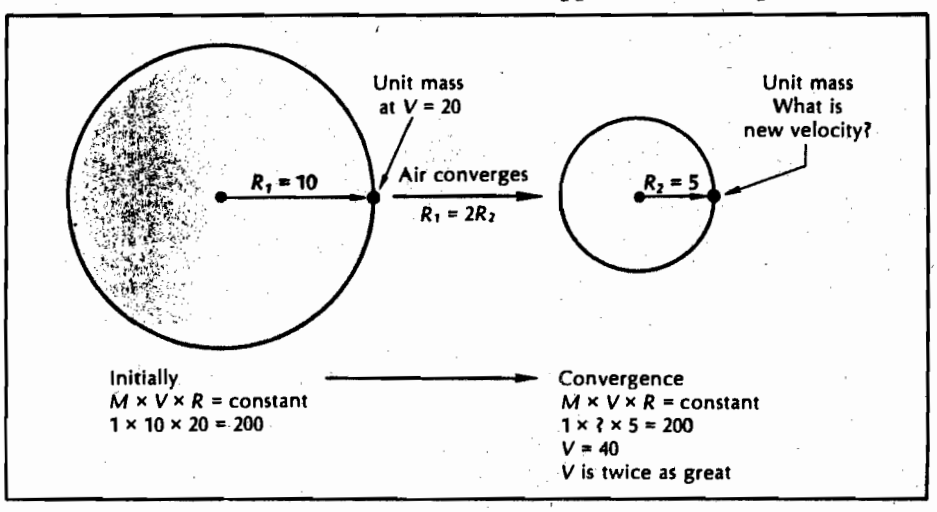
สม่ำเสมอมาก ความไม่มีเสถียรภาพที่ถูกทำให้เพิ่มขึ้นก็เป็นการส่งเสริมให้เกิดพายุฟ้าคะนอง นี่คือสิ่งที่ค่อนข้างแปลกเพราะพายุได้ฝุ่นที่เจริญเติบโตเต็มที่แล้วจะมีแกนอุ่น (warm core) โดยที่มันเริ่มต้นเกิดขึ้นจากแกนที่เย็น ทรอซเก่าที่อยู่เบื้องบนนี้จะยังไม่กระตุ้นให้เกิดพายุได้ฝุ่นจนกว่ามันจะลอยมาอยู่ตรงกับสิ่งรบกวนที่เกิดขึ้นที่พื้นผิวเบื้องล่างอันเกิดจากอีสเตอร์ลีเวฟ

12.2 การเจริญเติบโตของพายุได้ฝุ่น : ปฏิกริยาลูกโซ่ (The Growth of Typhoons : a chain Reaction)

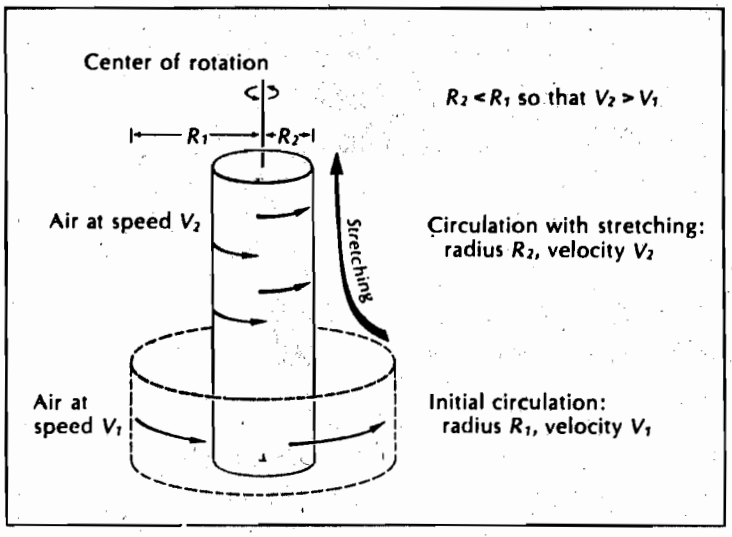
นักอุตุนิยมวิทยาได้เฝ้ามองการรบกวนในเขตร้อนนี้อย่างใกล้ชิดต่อวี่แววใด ๆ ที่จะทำให้เกิดพายุได้ฝุ่นขึ้น ส่วนใหญ่ของการรบกวนในเบื้องต้นจะมีไม่มาก บางที่มีเพียง 10 เปอร์เซนต์เท่านั้นที่จะเริ่มต้นรุนแรงมากขึ้น และเมื่อเริ่มต้นก่อตัวรุนแรงปฏิกริยาลูกโซ่ก็จะมาแทนที่ก็จะมีประมาณ 70 เปอร์เซนต์เท่านั้นที่จะกลายเป็นถึงพายุได้ฝุ่น

ปฏิกริยาลูกโซ่เป็นอย่างไร ประการแรกเมื่อพายุฟ้าคะนองเริ่มต้นเจริญเติบโตขึ้นในบริเวณที่ถูกรบกวนก็จะปล่อยความร้อนแฝงจำนวนมหาศาลเข้าไปในส่วนกลางและส่วนบนของโตรโปสเฟียร์ซึ่งจะทำให้อุ่นและเพิ่มค่าความกดของมันในเบื้องบน สิ่งนี้จะทำให้เกิดการไดเวอร์เจนซ์ในชั้นบนซึ่งจะลดน้ำหนักของอากาศในคอมลัมน์ทั้งหมดลงและจะเป็นเหตุให้ความกดที่ระดับพื้นน้ำทะเลลดลงด้วย

เมื่อความกดที่ระดับน้ำทะเลลดลงบริเวณความกดต่ำก็จะเกิดขึ้น ลมในระดับต่ำจะพัดสอบเข้าหากันและเริ่มต้นหมุนเร็วขึ้นรอบ ๆ บริเวณความกดต่ำอันเป็นผลจากแรงโคริโอริสและผลของนักเล่นสเก็ตน้ำแข็ง (ice-skatter effect) (หรือผลของการอนุรักษ์โมเมนตัมเชิงมุม) (conservation of angular momentumn) (ดูรูป 12.12 และรูป 12.13)



รูป 12.12 ตามกฎของการอนุรักษ์โมเมนตัมเชิงมุม การลดลงของรัศมีของมวลที่เคลื่อนที่เป็นวงกลมจะทำให้มวลเพิ่มความเร็วขึ้น



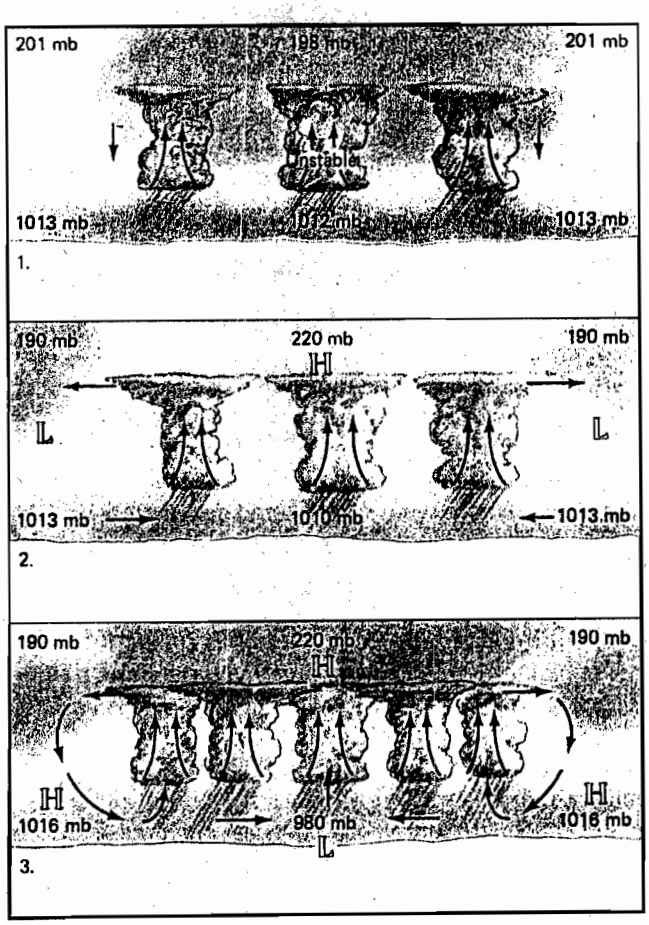
รูป 12.13 การยืดออกของคอลัมน์ของอากาศจะนำไปสู่การเพิ่มความเร็วขึ้นของลมที่พัดเป็นวงกลม

แต่ในหนึ่งกิโลเมตรล่างสุดการพัดสอบเข้าหากันถูกส่งเสริมโดยแรงเสียดทานที่ทำให้ลมพัดช้าลง ซึ่งในที่สุดจะกลายเป็นศูนย์กลางความกดต่ำ ลมเหล่านี้จะเก็บเอาไอน้ำจากพื้นมหาสมุทรที่อุ่นเบื้องล่างและเมื่อเข้าใกล้ศูนย์กลางก็จะลอยสูงขึ้นปล่อยความร้อยแฝงออกมา ดังนั้นศูนย์กลางของบริเวณความกดต่ำจะเพิ่มความอุ่นขึ้นมากกว่าก่อนและทำให้เกิดการไดเวอร์เจนซ์ในเบื้องบนมากยิ่งขึ้น ซึ่งจะต่อเนื่องเป็นเช่นนี้เรื่อย ๆ นี่แสดงว่าปฏิกริยาลูกโซ่ได้เกิดขึ้นแล้ว (ดูรูป 12.14)

เมื่อความกดที่ระดับน้ำทะเลของพายุไต้ฝุ่นลดลงจนถึงจุดสำคัญก็จะมีแหล่งของความร้อนเพิ่มเข้ามา โดยปกติอากาศที่พื้นผิวจะเย็นลงเมื่อเคลื่อนที่เข้าสู่ศูนย์กลางที่มีความกดต่ำกว่าของพายุไต้ฝุ่น แต่ปรากฏว่าตรงกันข้ามอุณหภูมิของอากาศที่พัดจะยังคงถูกทำให้เท่าเดิมโดยการสัมผัสกับพื้นน้ำที่อุ่นของมหาสมุทรเบื้องล่าง ดังนั้นแกนของพายุไต้ฝุ่นจะถูกทำให้ร้อนโดยทั้งด้วยความร้อนแฝงและความร้อนที่สัมผัสได้ (sensible heat)

เราสามารถมองเห็นได้แล้วว่าทำไมพายุไต้ฝุ่นไม่สามารถเกิดขึ้นได้เมื่อมีความแตกต่างที่ค่อนข้างมีนัยยะสำคัญของลมในแนวดิ่ง (significant vertical differences) และถ้ามีความแตกต่างดังที่ว่านี้ ความร้อนแฝงที่นำขึ้นสู่เบื้องบนจะถูกกวาดออกไปหมด และไม่สามารถนำไปสู่การทำให้เกิดความกดต่ำที่ศูนย์กลางได้ ดังนั้นการเชื่อมโยงที่สำคัญในปฏิกริยาลูกโซ่ก็จะขาดออก

ความแรงของพายุไต้ฝุ่นที่กำลังเจริญเติบโตในไม่ช้าก็จะถึงจุดจำกัด การจำกัดนี้เกิดจากองค์ประกอบสองประการคือแรงเสียดทานซึ่งจะลดพลังงานจลน์ลงและจะกระทำการหน่วง



รูป 12.14 ปฏิกริยาลูกโซ่ซึ่งนำไปสู่การเป็นพายุไต้ฝุ่น (1) บริเวณที่ถูกรบกวน และอาจจะเป็นเพราะพร้อมกับอากาศเย็นที่อยู่เบื้องบน (aloft) ช่วยกระตุ้นให้เกิดการก่อตัวของพายุฟ้าคะนอง (2) พายุฟ้าคะนองจะทำให้ส่วนบนของโตรโปสเฟียร์อุ่นขึ้นสร้างให้เกิดความกดสูงในเบื้องต้นและอากาศจะเริ่มพัดลู่ออก (diverge) ซึ่งมีผลทำให้ความกดที่พื้นผิวลดลง (3) การพัดสอบเข้าหากันสู่บริเวณความกดต่ำที่พื้นผิวจะเป็นการส่งเสริมให้พายุฟ้าคะนองก่อตัวมากขึ้น

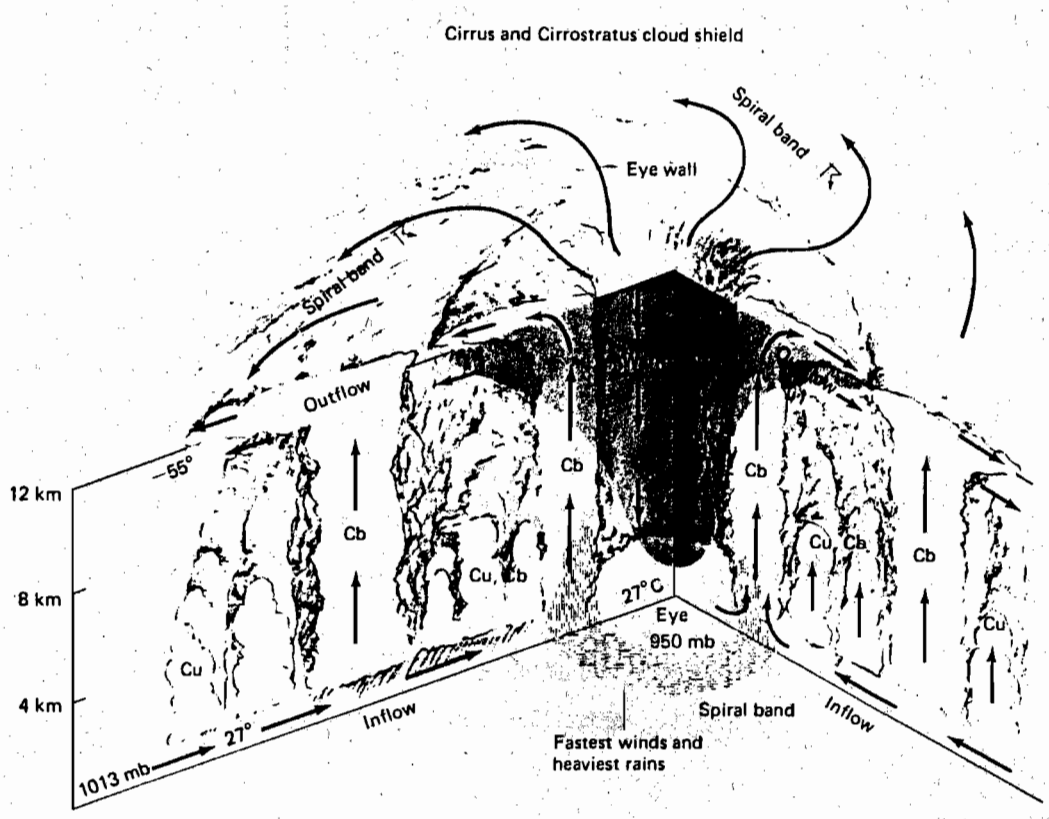
(drag) มากขึ้นเมื่อลมพัดเร็วยิ่งขึ้น การจำกัดที่สำคัญประการอื่นต่อความรุนแรงของพายุไต้ฝุ่นก็คือเชื้อเพลิงที่ป้อนเข้าไป (นั่นคือความร้อนแฝงของการควบแน่น) ซึ่งจ่ายโดยอุณหภูมิของน้ำในมหาสมุทรนั่นเอง โดยการประมาณอย่างหยาบ ๆ แสดงให้เห็นว่าทุก ๆ 1°C ของอุณหภูมิในมหาสมุทรที่เพิ่มขึ้น จะทำให้ความกดที่จุดศูนย์กลางของพายุไต้ฝุ่นลดลง 12 มิลลิบาร์ และเป็นที่แน่นอนว่าความกดที่ศูนย์กลางยิ่งน้อยลงลมและฝนก็จะมีแนวโน้มแรงยิ่งขึ้น

12.3 พายุไต้ฝุ่นที่เติบโตเต็มที่แล้ว (The Mature Typhoon)

พายุไต้ฝุ่นที่โตเต็มที่แล้วจะมีกำลังแรง หมุนเป็นวงกลมทวนเข็มนาฬิกา (cyclonic) และมีระบบความกดต่ำ (ดูรูป 12.15) พายุนี้มีขนาดเส้นผ่าศูนย์กลางโดยเฉลี่ย 650 กิโลเมตร แต่อาจมีเส้นผ่าศูนย์กลางตั้งแต่ 100 กิโลเมตรถึง 1000 กิโลเมตรก็ได้

ใกล้กับบริเวณพื้นผิวอุณหภูมิภายในพายุไต้ฝุ่นเกือบจะมีค่าคงที่ อย่างไรก็ตามเนื่องจากความกดที่ศูนย์กลางมีค่าน้อยกว่า ซึ่งหมายถึงว่าอากาศที่ศูนย์กลางมีศักยะ (potentially) ที่จะอุ่นกว่าอากาศข้างนอก เหนือระดับพื้นดินไม่เพียงแต่อุณหภูมิศักย์ (potential temperature) จะเพิ่มขึ้นเมื่อเข้าไปสู่ศูนย์กลางแต่อุณหภูมิจริงก็เป็นเช่นนั้นด้วย อุณหภูมิที่ศูนย์กลางในเบื้องบนอาจจะอุ่นกว่าอากาศแวดล้อมถึง 10°C หรือมากกว่า ดังนั้นพายุไต้ฝุ่นเป็นบริเวณความกดต่ำที่มีแกนอุ่น (warm-core low)

โดยการเขียนไอโซบาริคเซอร์เฟสที่เห็นในบทที่ 11 จะพบว่าบริเวณความกดต่ำที่มีแกนอุ่นจะลดความแรงลงตามความสูง ตามความจริงแล้วเหนือระดับ 400 มิลลิบาร์ พายุไต้ฝุ่นจะกลายเป็นบริเวณความกดสูง สิ่งนี้เองอธิบายถึงการไดเวอร์เจนซ์ในเบื้องบนและ



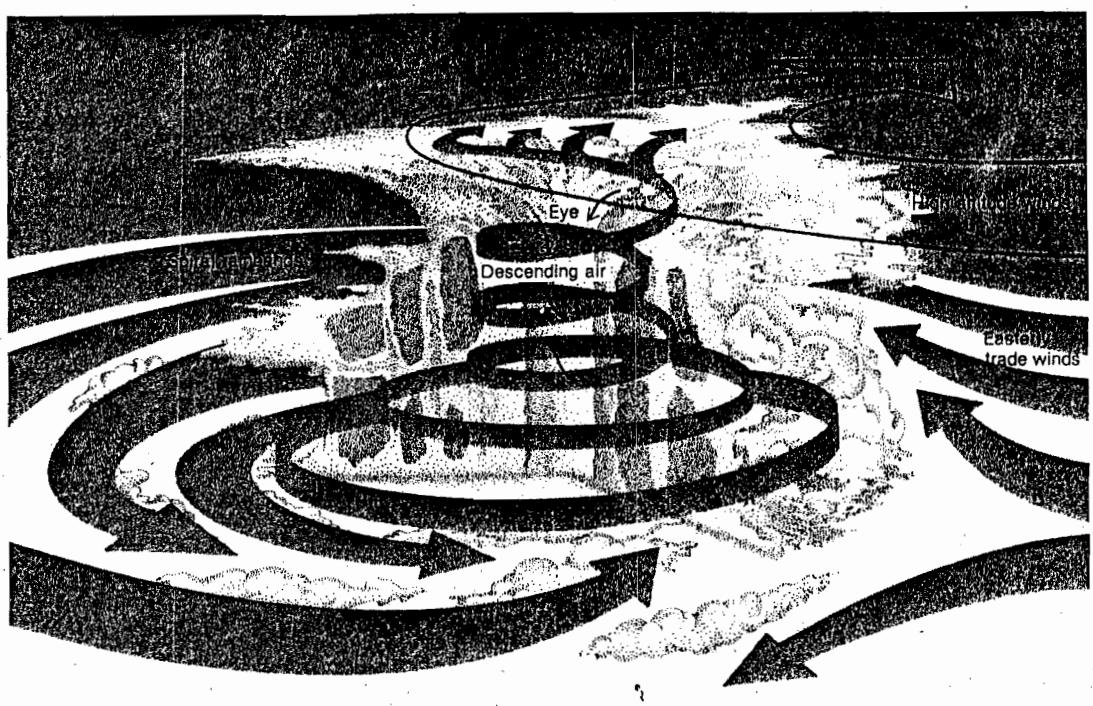
รูป 12.15 โครงสร้างของพายุไต้ฝุ่นที่โตเต็มที่แล้ว (mature typhoon)

การหมุนที่เป็นแอตติไซคลอนิก (anticyclonic circulation) ที่ออกจากตาของพายุที่อยู่ใกล้ชั้นโตรโปพอสซึ่งอยู่ที่ระดับความสูงประมาณ 10 กิโลเมตร (ดูรูป 12.16)

พายุไต้ฝุ่นเป็นบริเวณความกดต่ำที่มีแกนอุ่น ลมที่แรงที่สุดมักจะพบในระยะค่อนข้างต้นเหนือระดับพื้นดินและความเร็วลมมักจะเพิ่มขึ้นเมื่อเข้าสู่ศูนย์กลางของพายุนี้ก็คือผลของการอนุรักษ์โมเมนตัมเชิงมุมเช่นกัน

เมื่ออากาศเข้ามาภายในระยะ 10 ถึง 15 กิโลเมตรของจุดศูนย์กลางของพายุ อากาศก็จะหมุนเร็วมากเกินไปจนกระทั่งไม่สามารถบังคับเข้าสู่ศูนย์กลางได้มากกว่านี้ ดังนั้นก็จะถูกบังคับให้ลอยสูงขึ้น และแผ่กระจายออกสู่ข้างนอกผลอันนี้เองที่นำไปสู่การเกิดตาของพายุไต้ฝุ่น ซึ่งมีลักษณะเป็นวงกลมและโดยทั่วไปจะมีเส้นผ่าศูนย์กลางน้อยกว่า 50 กิโลเมตร ลักษณะอากาศในบริเวณตาค่อนข้างจะสงบ (โดยการเปรียบเทียบกับอากาศข้าง ๆ) และเป็นบริเวณที่ไม่ค่อยมีเมฆ ในระหว่างเวลากลางวันอาจจะมีแสงแดดและจะมีความรู้สึกอุ่นที่ประหลาดซึ่งบางที่เกี่ยวลมที่พัดเบา (1 - 15 น็อต) ก็ได้ ล้อมรอบตาในระยะทันทีทันใดจะเป็นวงแหวนของพายุที่มีอากาศรุนแรงมากที่สุด

อากาศที่ริมนอก (outer edge) ของตาอาจจะถูกลากขึ้นบนและสู่ข้างนอกโดยอากาศที่อยู่นวดล้อม สิ่งนี้สร้างให้ความกดที่ขาดไป (pressure deficit) ในตาของพายุยังมีต่อไปเหมือนเดิม



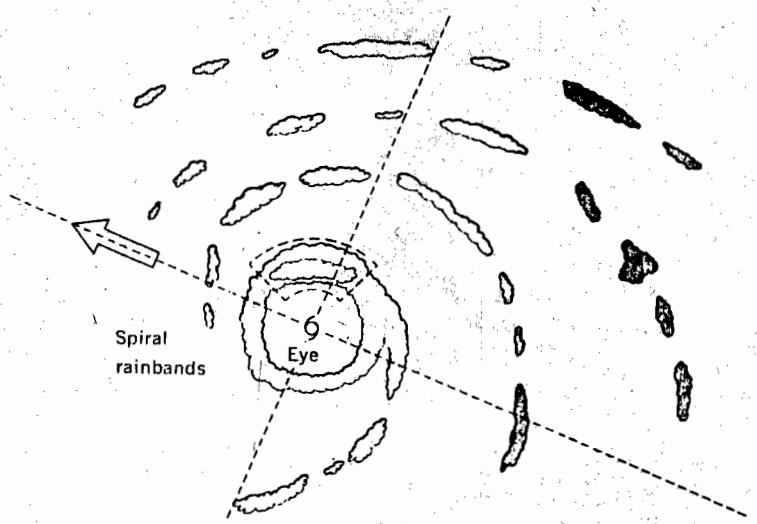
รูป 12.16 โครงสร้างภายในของพายุไต้ฝุ่นซึ่งได้จากเรดาร์และดาวเทียม จะเห็นว่าส่วนยอดของพายุลมจะพัดลู่ออกและมีลักษณะเป็นแอนติไซคลอนิก (หมุนตามเข็มนาฬิกา)

ซึ่งจะชักนำอากาศจากข้างบนจมลงเข้าไปในตาของพายุ และนี้คือคำตอบที่ว่าทำไมภายในตาของพายุจึงแจ่มใสและอุ่น

บริเวณศูนย์กลางที่มีลมเกือบจะสงบนี้ จะถูกล้อมรอบด้วยวงแหวนของลมที่มีความรุนแรงมากที่สุด ลมซึ่งแรงมากที่สุดของพายุจะมีตำแหน่งอยู่แค่เพียงด้านนอกติดกับตาทางด้านขวามือ (เทียบกับการเคลื่อนที่ไปข้างหน้าของพายุ) ความเร็วลมมากที่สุดของพายุไต้ฝุ่นที่โตเต็มที่จะเปลี่ยนแปลงระหว่าง 185 กิโลเมตรต่อชั่วโมง ถึง 278 กิโลเมตรต่อชั่วโมง วงแหวนซึ่งมีกำลังเป็นพายุไต้ฝุ่นแล้วจะอยู่ระหว่างความกว้าง 20 ถึง 50 กิโลเมตร

ตาของพายุจะถูกล้อมรอบโดยกำแพงที่น่ากลัว (formidable wall) ของเมฆคิวมิวโรนิมบัสซึ่งเรียกว่ากำแพงของตา (eye wall) ซึ่งไม่เพียงแต่จะมีลมแรงที่สุดแต่จะมีฝนที่ตกหนักที่สุดด้วย กำแพงของเมฆจะประกอบด้วยวงแหวนที่ติดต่อกันของพายุฟ้าคะนองที่รุนแรงเกือบทั้งหมด

ยืดออกไปจากตาของกำแพงมักจะเป็นแถบเวียน (spiral band) สองสามแถบทำให้พายุไต้ฝุ่นดูเหมือนกลุ่มแกเล็กซี (galaxy) ในอวกาศ (ดูรูป 12.17) แถบเวียนจะประกอบด้วยพายุฟ้าคะนองเฉพาะเป็นราย ๆ (individual) หลาย ๆ แห่งซึ่งทั้งลมและฝนจะรุนแรงภาย



รูป 12.17 แบบของพายุไต้ฝุ่น และแถบเวียน (spiral rainbands)

ในแถบเวียนมากกว่าบริเวณล้อมรอบ แถบนี้จะหมุนรอบตัวเอง (rotate) ด้วยความเร็ว 19 ถึง 55 กิโลเมตรต่อชั่วโมง (10 ถึง 30 น็อท) การอธิบายที่ชัดเจนเกี่ยวกับแถบเวียนนี้ยังไม่ได้ให้ไว้

นักอุตุนิยมวิทยายังได้พบว่าเราสามารถคาดคะเนความแรงของพายุไต้ฝุ่นได้โดยเพียงแต่ดูรูปร่างของแถบเวียนเหล่านี้จากภาพถ่ายดาวเทียม เมื่อแถบเวียนห่อกันแน่น (tightly wrapped) ในลักษณะคล้ายหลอดด้ายก็แสดงว่าจะเป็นพายุไต้ฝุ่นที่รุนแรง แต่เมื่อแถบเวียนเริ่มต้นยืดตรงออกก็แสดงว่าพายุไต้ฝุ่นกำลังอ่อนตัวลงหรือสลาย ความกดที่ศูนย์กลางของพายุไต้ฝุ่นค่อนข้างต่ำสำหรับพายุที่เป็นตัวอย่างจะมีความกดที่ศูนย์กลางประมาณ 950 มิลลิบาร์ แต่ที่ต่ำที่สุดที่เคยวัดได้อาจมีค่าเพียง 878 มิลลิบาร์

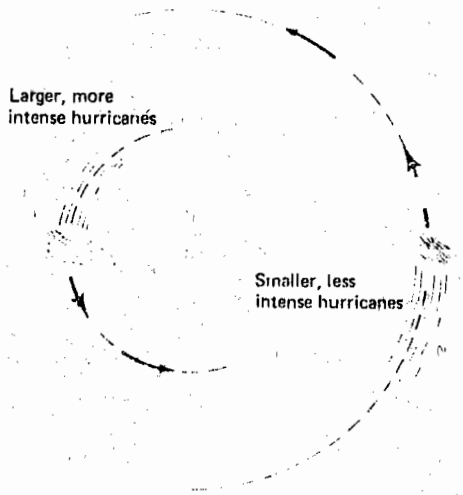
12.4 การเคลื่อนที่และการสลายตัวของพายุไต้ฝุ่น (The Movement and Death of Typhoon)

เมฆเซอร์รัสและเมฆเซอร์โรสเตรตัสซึ่งถูกพ่น (ejected) จากนั้นบนของพายุโดยลมที่พัดลู่ออกนั้นมักจะเป็นสัญญลักษณ์ล่วงหน้าของพายุที่กำลังเคลื่อนตัวเข้ามาหา คลื่นทะเลขนาดใหญ่ที่เกิดขึ้นโดยลมที่พัดแรง ก็สามารถเป็นสัญญาณเตือนภัยต่อประชาชนที่อยู่ตามชายฝั่งมหาสมุทรทั้งนี้เพราะคลื่นจะเคลื่อนตัวได้เร็วกว่าพายุ อย่างไรก็ตามนักอุตุนิยมวิทยาจะสามารถเตือนภัยล่วงหน้าด้วยความเชื่อถือได้มากที่สุด

กฎของการพยากรณ์คือพายุไต้ฝุ่นจะถูกบังคับทิศทาง (steered) โดยลมของไตรโปสเฟียร์ที่อยู่ชั้นบน ในตอนแรก พายุจะเคลื่อนจากตะวันออกไปตะวันตกเนื่องจากพายุก่อกำเนิดขึ้นในลมอีสเตอร์ลีของเขตร้อน (tropical easterlies) ความเร็วของพายุประมาณ 19 กิโลเมตรต่อชั่วโมง เนื่องจากลมในเขตร้อนพัดค่อนข้างช้า การเคลื่อนที่มักจะไม่แน่นอนโดยเฉพาะในสถานที่ซึ่งพื้นภูมิหลังของลมที่ความเร็วน้อยมาก เคยพบว่าพายุได้หยุดลงในระหว่างเส้นทาง (track) และอาจกลับทิศทางได้ ดังนั้นจึงมีสถานที่บางแห่งถูกกระหน่ำโดยพายุลูกเดียวกันถึงสองหนซ้อน (ซึ่งเคยเกิดขึ้นในญี่ปุ่น ไต้หวัน และฟิลิปปินส์มาแล้ว)

ในบางครั้งเมื่อพายุไต้ฝุ่นสองลูกเคลื่อนที่เข้ามาใกล้กัน มันจะหมุนรอบ (revolve) ซึ่งกันและกันคล้ายกับดวงดาวโดยที่พายุซึ่งมีขนาดเล็กและมีความรุนแรงน้อยกว่าจะเคลื่อนที่ด้วยความเร็วที่สูงกว่า พฤติกรรมที่แปลกนี้รู้จักในชื่อที่เรียกว่าปฏิกริยาฟูจิวารา (Fujiwara effect) (ดูรูป 12.18)

เมื่อพายุไต้ฝุ่นเคลื่อนที่ไปยังซีกโลกข้ามเส้นละติจูด 30 องศา ไปแล้วก็จะเข้าสู่เขตของปรีเวสลิงเวสเตอร์ลี และจะพัดโค้งวกกลับ (curve) ไปทางขวาจากตะวันตกไปสู่ตะวันออกและเนื่องจากลมเวสเตอร์ลีมีความแรงมากกว่าพายุจะเคลื่อนที่เร็วมากยิ่งขึ้นและสามารถพยากรณ์ได้ถูกต้องมากขึ้นด้วย



รูป 12.18 ปฏิกริยาฟูจิวารา เมื่อพายุไต้ฝุ่นสองลูกเคลื่อนที่เข้ามาใกล้กันก็มักจะหมุนรอบซึ่งกันและกันโดยที่พายุที่มีลูกเล็กและมีความรุนแรงน้อยกว่าจะเคลื่อนที่เร็วกว่า

ช่วงชีวิตของพายุไต้ฝุ่นประมาณ 10 วัน จากตั้งแต่เริ่มต้นกำเนิดด้วยการเป็นสิ่งรบกวนในเขตร้อนที่ปราศจากอันตรายจนกระทั่งสลายตัว การสลายตัวจะเกิดขึ้นหลังจากพายุไต้ฝุ่นละจากบริเวณพื้นน้ำที่อุ่นและเคลื่อนตัวเหนือพื้นดินหรือเคลื่อนตัวเหนือพื้นน้ำที่เย็น ในกรณีที่ระบบลมขนาดใหญ่ยอมให้พายุไต้ฝุ่นยังคงอยู่บนพื้นน้ำของเขตร้อนมันอาจจะอยู่นานโดยไม่จำกัด มีพายุไต้ฝุ่นบางลูกสามารถอยู่ได้ทนทานเกือบเดือน แต่ในที่สุดพายุไต้ฝุ่นก็ต้องถูกพัดออกจากพื้นน้ำของเขตร้อน

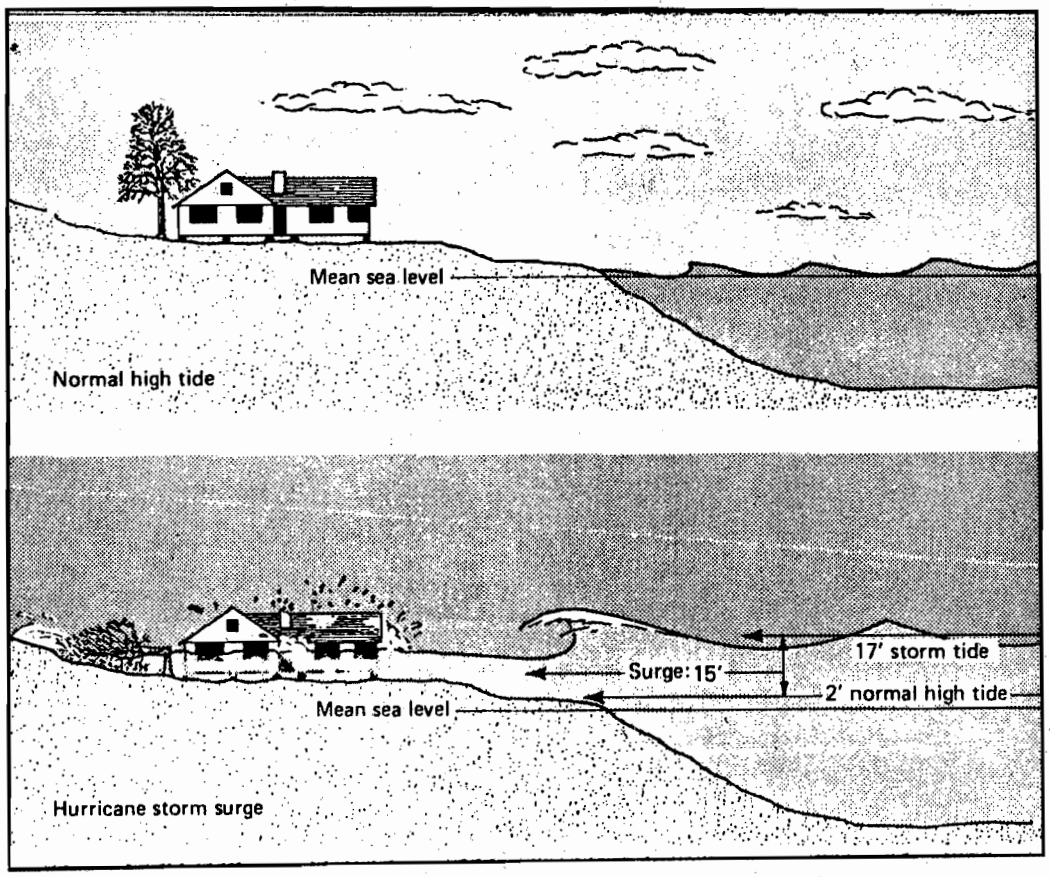
พายุไต้ฝุ่นจะไม่สลายตัวทันทีที่ผ่านขึ้นเหนือแผ่นดิน พายุบางลูกอาจทำให้เกิดน้ำท่วมที่เลวร้ายอยู่หลายวันหลังจากที่เคลื่อนเข้าสู่แผ่นดิน อย่างไรก็ตามความเร็วของลมจะลดลง (subside) จนไม่สามารถที่จัดเป็นพายุไต้ฝุ่นที่แท้จริงได้ แต่พายุไต้ฝุ่นจะฟื้นคืนเป็นพายุที่รุนแรงอีกหลังจากพัดข้ามพื้นดินไปแล้วและลงกลับสู่พื้นน้ำที่อุ่นอีกครั้งหนึ่ง

12.5 อำนาจการทำลายของพายุ

ความเสียหายที่เกิดจากพายุไต้ฝุ่นแบ่งได้ออกเป็นสามรายการ (1) ความเสียหายที่เกิดจากลม (2) เกิดจากคลื่นยักษ์ตามชายฝั่ง (storm surge) และ (3) เกิดจากน้ำท่วมแม้ว่าความเสียหายที่เกิดจากลมจะชัดที่สุดในสามรายการนี้ แต่ก็ไม่ใช่สิ่งที่ทำให้เกิดการทำลายมากที่สุด แต่อย่างไรก็ตามอำนาจการทำลายของลมก็มีความสำคัญ เช่นกำลังของลมอาจจะทำลายต้น

ไม้หักโค่นและบ้านเรือนพังเสียหายได้

สำหรับความเสียหายมากที่สุดจะเกิดจากคลื่นยักษ์ ตามชายฝั่งนั่นเอง นอกจากคลื่นจะทำให้บ้านเรือนทรัพย์สมบัติตามชายฝั่งเสียหายแล้ว ยังทำให้ชีวิตศูนย์เสียเป็นจำนวนมากอีกด้วย พายุอาจทำให้เกิดคลื่นสูง 6 ถึง 7 เมตร และในบางครั้งอาจสูงถึง 10 เมตรก็เคยมีเช่น พายุไซโคลนในปี ค.ศ. 1737 (ดูรูป 12.19)



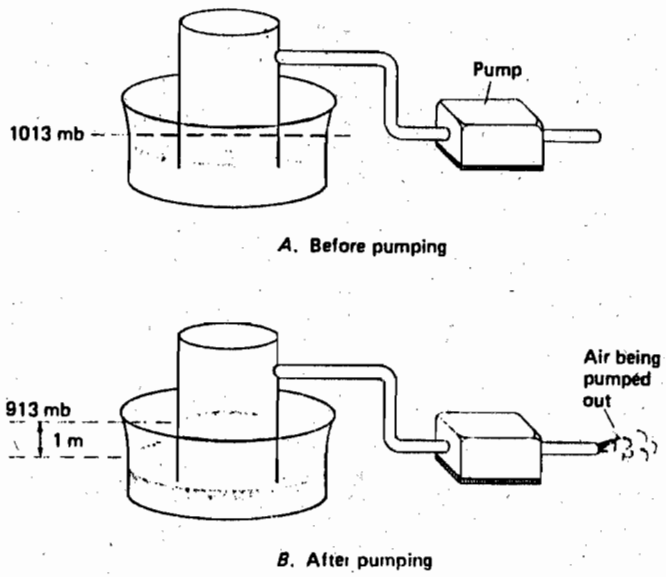
รูป 12.19 การหนุนเนื่องให้กลายเป็นคลื่นยักษ์ (storm surge) อันเกิดจากพายุไต้ฝุ่น ซึ่งสามารถทำลายบ้านเมืองตามชายฝั่ง

ลมฟ้าอากาศสามารถกระทบกระเทือนต่อระดับน้ำทะเลได้หลายวิธี ผลที่รู้จักกันดีชนิดหนึ่งเรียกว่าปฏิกริยาของการกลับบาร์โรมิเตอร์ (inverted barometer effect) สมมุติว่าเราสร้างหลอดกลมขนาดใหญ่ขึ้นและวางลงบนมหาสมุทร และเริ่มต้นดูดอากาศออกจากหลอดยักษ์ น้ำก็จะขึ้นสูงในหลอดเช่นเดียวกับบาร์โรมิเตอร์ (ดูรูป 12.20) สิ่งเกิดขึ้นในพายุไต้ฝุ่นเช่นเดียวกันเพียงแต่พายุไต้ฝุ่นไม่ต้องการหลอดกลมขนาดใหญ่เพื่อจะให้มีความกดต่ำ จากผลเช่นนี้เราพบว่าทุก ๆ 1 มิลลิบาร์ที่เราลดความกดอากาศลง น้ำก็จะขึ้นไปสูงประมาณ 1 เซนติเมตร เนื่อง

จากพายุไต้ฝุ่นส่วนใหญ่มีความกดน้อยกว่าอากาศแวดล้อม 50 ถึง 75 มิลลิบาร์ ดังนั้นปฏิกริยาของการกลับบาร์โรมิเตอร์ จะทำให้น้ำทะเลขึ้นไปสูง 50 ถึง 75 cm เช่นกัน แม้ว่าพายุที่มีกำลังแรงมากที่สุดจะสามารถยกให้ระดับน้ำทะเลขึ้นไปสูงโดยวิธีเช่นนี้ได้เพียง 1.5 เมตร แต่จะมีผลอย่างอื่นที่เสริมเข้ากับปฏิกริยาของการกลับบาร์โรมิเตอร์เพื่อที่จะทำให้เกิดคลื่นยักษ์ขึ้น

พายุที่รุนแรงทุกพายุจะมีลมแรงจัด ไม่เพียงแต่พายุจะสร้างให้เกิดคลื่นยักษ์ในมหาสมุทรซึ่งอาจสูงถึง 15 เมตร แต่มันจะผลักให้คลื่นไปข้างหน้าด้วยและเมื่อลมพัดไปยังชายฝั่งมันจะทำน้ำทองไตขึ้นซึ่งเราเรียกผลนี้ว่า พายลิวเอ็ฟเฟคท์ (piling effect)

ผลของการที่ฝนตกหนักบนแผ่นดินอันเนื่องจากพายุไต้ฝุ่น จะเป็นผลเสียหายประการที่สามคือทำให้เกิดน้ำท่วม ในขณะที่ผลของคลื่นยักษ์และลมแรงมักจะมีมากตามชายฝั่ง ฝนที่ตกหนักอาจมีผลกระทบกระเทือนต่อสถานที่ซึ่งอยู่ห่างจากฝั่งเป็นร้อย ๆ กิโลเมตรได้เป็นเวลาหลาย ๆ วัน ค่าเฉลี่ยจำนวนฝนที่ตกในพายุไต้ฝุ่นประมาณ 10 เซนติเมตรต่อวันแต่ในบางครั้งอาจจะมากถึง 200 เซนติเมตรต่อระยะ 24 ชั่วโมงก็เคยมี นี่คือสาเหตุที่ทำให้เกิดน้ำท่วมฉับพลันนั่นเอง



รูป 12.20 ปฏิกริยาของการกลับบาร์โรมิเตอร์ ในขณะที่อากาศถูกสูบออกจากถังน้ำ ความกดในถังจะลดลงและจะดูดเอาน้ำเข้ามา สำหรับทุก ๆ หนึ่งมิลลิบาร์ของความกดที่ลดลง น้ำจะขึ้นไปสูงประมาณ 1 เซนติเมตร ปฏิกริยาเช่นนี้เกิดขึ้นในบริเวณความกดต่ำของพายุไต้ฝุ่นเช่นเดียวกันแต่ไม่ชัดเจนเท่า