

ฟิสิกส์ของ ชั้นบรรยากาศ Atmospheric Physics

ผู้เขียน ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.ภัทรพมศ์ รักน้อย

ฟิสิกส์ของชั้นบรรยากาศ

Lusic of the second states and the second st (Atmospheric Physics)

ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.ภัทรพงศ์ รักน้อย

ฟิสิกส์ของชั้นบรรยากาศ (Atmospheric Physics)

ชื่อผู้แต่ง	ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.ภัทรพงศ์ รักน้อย
พิมพ์ครั้งที่ 1	จำนวน 100 เล่ม
ปีที่ผลิต	2568 cm ²⁰
จำนวนหน้า	216 หน้า
พิมพ์ที่	ศูนย์ส่งเสริมและฝึกอบรมการเกษตรแห่งชาติ 💫
	มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ วิทยาเขตกำแพงแสน
	อำเภอกำแพงแสน จังหวัดนครปฐม 73140
ราคา	230 บาท
ISBN	978-616-278-876-5
จัดทำโดย	ภาควิชาวิทยาศาสตร์กายภาพและวัสดุศาสตร์
	คณะศิลปศาสตร์และวิทยาศาสตร์
	มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ วิทยาเขตกำแพงแสน
~	อำเภอกำแพงแสน จังหวัดนครปฐม 73140
A REAL	

คำนำ

หลักวิชาทางค้านฟิสิกส์ของชั้นบรรยากาศนั้น มีประโยชน์ในหลากหลายสาขาวิชา เช่น อุตุนิยมวิทยา วิทยาศาสตร์ด้านการบิน ฝนหลวง สิ่งแวดล้อม เป็นต้น โดยเฉพาะด้านอุตุนิยมวิทยา ซึ่งอาจจะนับได้ว่ามีความสำคัญต่อหลายอาชีพมาก รวมถึงประโยชน์ต่อการดำเนินชีวิตประจำวัน ้มากด้วย หากแต่ว่าหลายท่านอาจไม่ทราบว่า อันที่จริงแล้ว หลักวิทยาการในทางอุตุนิยมวิทยานั้น ้ถ้วนมีที่มาจากฟิสิกส์ของชั้นบรรยากาศทั้งหมด เพียงแต่หลักทฤษฎีเหล่านี้มักถูกถ่ายไปพิจารณา ้จากแผนที่อากาศเป็นหลักเสียส่วนใหญ่ ซึ่งแผนที่อากาศนั้นก็คือตัวเลขฟิสิกส์ของชั้นบรรยากาศ ทั้งสิ้น ซึ่งเมื่อนักอุตุนิยมวิทยาพิจารณาแผนที่อากาศ ก็มักจะคำนึงย้อนกลับไปสู่หลักทางฟิสิกส์ หากแต่หลักทฤษฎีเหล่านั้นมักถูกสะสมไว้เป็นประสบการณ์ที่ใช้ในการพิจารณาโดยไม่ต้อง ้คำนวณทางฟิสิกส์ซับซ้อน อย่างไรก็ตาม การพยากรณ์อากาส์ด้วยเพ็กนิกวิธีอื่น ๆ เช่นวิธีการใช้ ้ตัวชี้วัด และวิธีทางตัวเลข ซึ่งเป็นที่นิยมในทางการศึกษาสิ่งแวดล้อมในปัจจุบัน แต่มีข้อจำกัดของ ้ข้อมูล และตัวแปรคำนวณต่าง ๆ ที่มิอาจตรวจวัดได้ในบ้างพื้นที่ ก็ยังคงเป็นปัญหาหลักในวิธีนี้ และ การแก้ไขก็ยังคงต้องใช้ระยะเวลา และต้นทุนสูง เพราะพื้นที่ทำการตรวจวัดข้อมูลไม่ได้ส่วนใหญ่ เป็นทะเลและมหาสมุทร ในปัจจุบันมีการใช้ข้อมูลคาวเทียมร่วมค้วย แต่ก็มีปัญหาตรงการเชื่อมต่อ ้ข้อมูลที่ไม่สมมูลกันทั้งหมด การศึกษาชั้นบรรยากาศ ไม่ว่าจะเป็นวิชาอุตุนิยมวิทยา ฝนหลวง หรือ ้วิชาอื่นก็ยังคงมีความสำคัญอยู่มาก หลักทฤษฎีทางทางฟิสิกส์ของชั้นบรรยากาศจึงเป็นประเด็นวิจัย ที่สำคัญมากและกระทำอย่อย่างต่อเนื่อง แต่มีบุคคลากรที่ศึกษาทางค้านฟิสิกส์ของชั้นบรรยากาศนี้ ้อยู่ในวงจำกัด แม้แต้ในทางสิ่งแวคล้อม ก็มักมีผู้เชี่ยวชาญและผู้ปฏิบัติการทางด้านเคมีและชีววิทยา สิ่งแวคล้อมจำนวนมากเมื่อเทียบกับฟิสิกส์สิ่งแวคล้อม ซึ่งเกี่ยวข้องกับฟิสิกส์ชั้นบรรยากาศ ทั้งนี้ <อาจ์เนื่องมาจากตำราและหนังสือทางด้านนี้ส่วนมากเป็นภาษาอังกฤษ ทำให้มีผู้สนใจเรียนรู้กันน้อย ส่วนหนังสืออุตุนิยมวิทยาส่วนมากมักไม่เน้นเขียนหลักทฤษฎีทางฟิสิกส์มากนัก จึงทำให้ ้อุตุนิยมวิทยาเป็นเรื่องของความจำและประสบการณ์ ในตำราเล่มนี้ผู้เขียนจึงมุ่งเน้นการเชื่อมโยง ฟิสิกส์เข้ากับปรากฏการณ์ของชั้นบรรยากาศเป็นหลัก โดยเฉพาะปรากฏการณ์ที่เกี่ยวข้องกับ อุตุนิยมวิทยา ทั้งนี้เพื่อเป็นหนังสือประกอบการศึกษาทางอุตุนิยมวิทยาด้วย ซึ่งมักมีจำนวนมากกว่า ผู้เรียนฟิสิกส์ของชั้นบรรยากาศ ซึ่งอาจนำไปใช้ประโยชน์ในด้านการหาความรู้เพิ่มเติม หรือค้นคว้า เพื่อทำรายงาน และทำความเข้าใจทฤษฎีทางอุตุนิยมวิทยามากขึ้น หรืออาจเป็นแหล่งก้นกว้ากวามรู้ ของนิสิตที่เรียนในวิทยาศาสตร์ที่เกี่ยวข้องด้วย ดำราเล่มนี้เน้นอธิบายคณิตศาสตร์ของฟิสิกส์และ เชื่อมโยงเข้าสู่ชั้นบรรยากาศในแต่ละบทที่เกี่ยวข้อง โดยการพิสูจน์ที่มาอย่างละเอียดและอธิบาย ความหมายด้วยแผนภาพ หรือทำกิจกรรมการคำนวณเชิงตัวเลขเพื่อเข้าใจกวามสัมพันธ์ในบทต้น ๆ ส่วนในบทท้าย ๆ เน้นการประยุกต์ใช้กับในทางอุตุนิยมวิทยาและสิ่งแวดล้อม (มลพิษทางอากาศ ส่วนที่เกี่ยวข้องกับนาโนฟิสิกส์) ซึ่งอาจแตกต่างจากหนังสือฟิสิกส์ชั้นบรรยากาศ หรืออุตุนิยมวิทยา โดยทั่วไป ที่มักเป็นแบบการบรรยาย หรือการพิสูจน์ทางคณิตศาสตร์เป็นหลัก อย่างไรก็ตาม เนื่องจากเป็นการพิสูจน์และบรรยายร่วมกัน อาจทำให้ผู้ที่เชี่ยวชาญทางด้านฟิสิกส์ชั้นบรรยากาศ หรืออุตุนิยมวิทยามองว่าเป็นการบรรยายซ้ำซ้อน ผู้เขียนด้องกราบขออภัยไว้ในที่นี้ด้วย ผู้เขียนหวัง เป็นอย่างยิ่งว่า ดำราแล่มนี้จะมีประโยชน์ต่อผู้เรียน หรือผู้ศึกษาก้นคว้าต่อไป

หากตำราเล่มนี้มีคุณก่าต่อผู้อ่าน ผู้เขียนตำราขอยกความคีให้แก่บุพการี และครูอาจารย์ ผู้เชี่ยวชาญ ผู้ทรงคุณวุฒิ ที่กรุณาตรวจและให้กำแนะนำ แต่ถ้ามีข้อผิดพลาด หรือมีข้อความ กลุมเกลือที่ทำให้เกิดกวามเข้าใจผิด หรือใช้ประโยชน์ไม่ได้ ผู้เขียนกราบขออภัยไว้ในที่นี้ด้วย

ผศ. คร. ภัทรพงศ์ รักน้อย

สารบัญ

	บทที่	หน้า
	บทที่ 1 ลักษณะเฉพาะของชั้นบรรยากาศ	1
	1.1 โลกและชั้นบรรยากาศ	1
	1.2 องค์ประกอบทางเคมีของชั้นบรรยากาศ	3
	1.3 สมบัติทางฟิสิกส์ของอากาศ	5 4
	1.4 ความชื้น	6
	บทที่ 2 พลังงานและสมดุลพลังงาน	13
	2.1 อุณหภูมิการแผ่รังสีของโลก	13
	2.2 การดูดกลืนพลังงาน โดยชั้นบรรยากาศ 🥢 🚀	17
	2.3 ปรากฏการณ์เรือนกระจก	19
	บทที่ 3 โครงสร้างตามแนวดิ่งของชั้นบรรยากาศ	27
	3.1 การกระจายตัวของอุณหภูมิในแนวคิ่ง	27
	3.2 ความสัมพันธ์ระหว่างกวามคันกวามหั้นาแน่นและอุณหภูมิในแต่ละ	
	ระดับความสูง	31
	3.3 โครงสร้างความคันและความหนาแน่นในแนวดิ่ง	33
	บทที่ 4 การพาความร้อนของอากาศในแนวตั้ง	37
	4.1 ธรรมชาติของการพากวามร้อน	37
	4.2 การพาความร้อนในน้ำ	39
	4.3 การพาความร้อนในบรรยากาศแห้งบีบอัดได้	42
	4.4 ปรากฏการณ์ของชั้นบรรยากาศภายใต้เงื่อนไขสมดุลต่อการทรงตัว	46
	🚬 🔥 การยกตัวพาความร้อน โดยอากาศชื้น	50
6	4.6 Convection in the atmosphere	54
2	4.7 สมดุลการแผ่รังสีจากการพาความร้อน	59
	4.8 The tephi-gram	60
	บทที่ 5 โครงสร้างขอบโค้งของชั้นบรรยากาศ	65
	5.1 อุณหภูมิ	65
	5.2 ความกดอากาศและคอลัมน์ความสูงของอากาศ	72
	5.3 ความชื้น	74
	5.4 การกระจายตัวของลมและทิศทางลม	76

สารบัญ (ต่อ)

บทที่	หน้า
บทที่ 6 สมการเคลื่อนที่ของของไหล	83
6.1 สมการอนุพันธ์ของการเกลื่อนที่	83
6.2 สมการการเคลื่อนที่ของไหลที่ไม่อยู่ภายใต้การหมุน	83
6.3 กฎทรงมวล	84
6.4 Thermodynamic equation	84
6.5 Equation of motion for a rotating fluid	85
6.6 Numerical methods	88
บทที่ 7 สมการลมในแต่ละรูปแบบ	91
7.1 ลมแห่งโลก	91
7.2 Ekman Spiral	93
7.3 Thermal Wind	94
7.4 Gradient Wind	96
7.5 Thermal Circulation	97
7.6 Vorticity	98
7.7 แผนที่ลมชั้นบน	100
บทที่ 8 การใหลเวียนอากาศในระบบรวม	105
8.1 ผลจากการตรวจวัดในวงรอบ	105
8.2 กลไกที่นำไปสู้การหมุนเวียน	107
8.3 พลังงานจากลมหมุนวน	112
8.4 ความร้อนและ โมเมนตัม	115
้8.5 แผนภาพรวมการหมุนเวียนระบบใหญ่และลมประจำที่สำคัญ	117
🚫 8.6 ผลของแผ่นดินและน่านน้ำ	120
บทที่ 9 ลักษณะอากาศทางอุตุนิยมวิทยาโดยสังเขป	123
9.1 มวลอากาศ	123
9.2 การจำแนกมวลอากาศโคยใช้อุณหภูมิเป็นเกณฑ์	123
9.3 การจำแนกมวลอากาศโดยใช้แหล่งกำเนิดเป็นเกณฑ์	124
9.4 แนวอากาศ (Air Front) หรือแนวปะทะของมวลอากาศ	126
9.5 พายุหมุน	128

สารบัญ (ต่อ)

	บทที่	หน้า
	9.6 พายุฝนฟ้าคะนอง	135
	9.7 มรสุม	136
	9.8 ร่องมรสุม	139
	บทที่ 10 ไอน้ำ เมฆ และน้ำฟ้า	143
	10.1 ไอน้ำในบรรยากาศ	143
	10.2 การเปลี่ยนแปลงสถานะไอน้ำในบรรยากาศ	144
	10.3 ทฤษฎีเทอร์ โมไดนามิกส์ของการก่อตัวของเมฆ	144
	10.4 เงื่อนไขทางเทอร์โมไดนามิกส์ในการยกตัวของอากาศ 🖉	149
	10.5 การควบแน่นและน้ำฟ้า	150
	10.6 น้ำฟ้า	155
	บทที่ 11 การพยากรณ์อากาศ	161
	11.1 การพยากรณ์อากาศด้วยแผนที่อากาศและหลักประสบการณ์	161
	11.2 ระบบตรวจอากาศ	162
	11.3 แผนที่ผิวพื้นและสัญลักษณ์ด่าง ๆ	167
	บทที่ 12 ปรากฏการทางแสงและแม่เหล็กไฟฟ้าของชั้นบรรยากาศ	173
	12.1 Magnetosphere	173
	12.2 การกระเจิ้จแสงในชั้นบรรยากาศ	175
	12.3 ปรากฏการหักเหแสงในชั้นบรรยากาศ	177
	12.4 Primary cosmic ray	178
	2.5 Charge generator	178
	้งโล้ 12.6 นาโนฟิสิกส์และฟิสิกส์ชั้นบรรยากาศ	178
¢	งเอกสารอ้างอิง	187
	ศัพท์ภาษาอังกฤษ	189
	ภาคผนวก 1	191
	ภาคผนวก 2	192
	ภาคผนวก 3	193
	ภาคผนวก 4	195
	ภาคผนวก 5	197

สารบัญรูปภาพ

รูปที่	หน้า
1.1 ความหนาชั้นบรรยากาศของโลกระยะทาง 10 km จากระดับผิวพื้น	2
1.2 แสดงกวามลึกและกวามสูงของพื้นผิวโลกที่ละติจูดต่าง ๆ ซึ่งระยะกวามสูงของภูเขา	
น้อยกว่าระยะความลึกของมหาสมุทร	2
1.3 แสดงการตรวจวัคเพื่อการกาดการณ์ปริมาณการ์บอนไดออกไซค์ในชั้นบรรยากาศ	4°
1.4 แสดงแผนภาพกวามคันไออิ่มตัวเป็นฟังก์ชันของอุณหภูมิ	eg 7
1.5 แสดงไฮโกรมิเตอร์ รูปซ้ายเป็นเครื่องตรวจวัด รูปกลางแสดงการหุ้มกระเปาะเปียก 🔊	
รูปขวาเป็นวิธีการอ่าน	8
1.6 แสดงขั้นตอนการทดลองตรวจหาความชื้นอุณหภูมิจุดน้ำด้างและการหาความชื้นสัมพัทธ์	9
2.1 แผนภาพแสดงการแผ่รังสีแสงของควงอาทิตย์ และ โลก 🛛 💦 🔊	13
2.2 แสดงช่วงพลังงานที่แผ่ออกจากดวงอาทิตย์พล็อทเทียบกับความยาวกลื่น ตามฟังก์ชันของ	
การแผ่รังสีของวัตถุดำที่อุณหภูมิของควงอาทิตย์ (6000K) พบว่า 95% เป็นช่วงคลื่นแสง	14
2.3 แสดงระดับพลังงานที่เกิดจากการแผ่รังสีจากวัตถุดำที่อุณหภูมิต่างๆ	15
2.4 แสดงพื้นที่ส่องผ่านพลังงานแสงมายังพื้นผิวโลกและการแผ่รังสีความร้อนจากผิวพื้นโลก	16
2.5 ค่าประมาณการของการแผ่รังสี (ตามฟังก์ชันการแผ่รังสีของวัตถุคำแปรตาม T ⁴ λB _λ)	
สำหรับควงอาทิตย์ (6000K) และ โลก (255 K) เทียบกับกวามยาวกลื่นในหน่วย μm	
(ภาพบนสุด) เมื่อ B $_\lambda$ เป็น blackbody function และ λ เป็นความยาวคลื่น สัคส่วนของ	
การดูดกลืนพลังงานโดยชั้นบรรยากาศระดับใกล้ผิวพื้น (รูปกลาง) และที่บริเวณใกล้	
Tropopause (รูปล่างสุด) เทียบกับความยาวคลื่น	18
2.6 แสดงโมเคลปรากฏการณ์กรีนเฮาส์อย่างง่าย สำหรับการสร้างสมการสมคุล	
เพื่อประมาณก้า T	20
2.7 แสดงโมเดลปรากฏการณ์กรีนเฮาส์แบบมีการสูญเสียพลังงานสู่ชั้นบรรยากาศด้วยตัวแปร	
การดูดกลืนกลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า ε	22
2.8 แสดง โมเคลปรากฏการณ์กรีนเฮาส์แบบมีชั้นบรรยากาศสองชั้นเพื่อประมาณค่า T	
จากสมการสมคุลพลังงาน	23
2.9 แผนภาพแสคงปรากฎการณ์กรีนเฮาส์แบบมีชั้นบรรยากาศหลาย ๆ ชั้น	24

5 4	
รูปที่	หน้า
2.10 แสคงการตรวจวัคแบบ โปร ไฟล์อุณหภูมิที่ระคับความสูงจากพื้นจนถึงประมาณ 50km	
พบการกระจายตัวของพลังงานกวามร้อนในชั้นบรรยากาศมีกวามแตกต่างกัน ซึ่งอาจเกิด	
จากความซับซ้อนของการแผ่รังสีความร้อนของแต่ละชั้นบรรยากาศ	24
3.1 แสดงการแบ่งระดับชั้นบรรยากาศตามอุณหภูมิในแต่ละระดับความสูงอันเกิดจากปั้งจั๊ย	
การดูดกลืนพลังงาน	29
3.2 แสดงการกระจายตัวของโอโซนในชั้นบรรยากาศ Stratosphere	30
3.3 แสดงโปรไฟล์ความหนาแน่นของมวลอากาศตามความสูง	31
3.4 แสดงแผนภาพประกอบการคำนวณ Hydrostatic balance	32
3.5 แสดงการตรวจ profile ความกดอากาศจริงที่ละดิจูด 40°N ในช่วงเดือนธันวากม (เส้นทึบ)	
ส่วนเส้นประแสดงค่าที่ได้จากสมการ 3.5	34
4.1 การหมุนเวียนของไหลในระดับตื้น ๆ	38
4.2 แสดงการพาความร้อนในน้ำที่ได้รับความร้อน	38
4.3 แสดงสมดุลต่อการเคลื่อนที่ในวัตถุ	39
4.4 แสดงความแตกต่างความคุ้นรอบ ๆ ของไหล (มวลอากาศ) ที่ได้รับความร้อนลอยตัวสูง	40
4.5 แสดงแผนภาพจำลองการเกลื่อนที่มวลของใหลในแนวตั้ง	41
4.6 แสดงเส้นกราฟอุณหภูมิสิ่งแวคล้อมเทียบกับอัตราการเย็นตัวตามอะเดียบาติกแห้ง	44
4.7 แสดงก่าเฉลี่ยรวมของอุณหภูมิชั้นบรรยากาศ T และpotential temperature θ	45
4.8 มวลอากาศเคลื่อนที่ในแนวคิ่งเป็นระยะทาง ∆ จากความสูงที่ระคับ z₀ ถึงระคับที่ z _P	47
4.9 แสดงการเกิดกลื่น โน้มถ่วง โดยผลของเนินเขา	48
, 4.10 แสดงภาพเมฆที่เกิดจากกลื่นโน้มถ่วง	49
 4.11 แสดงภาพเมฆที่เกิดจากกลื่น โน้มถ่วงตรงภูเขากลางทะเล 	49
🔨 34.12 แสดงอุณหภูมิหักกลับ ก) หักกลับ โดยผลของการเย็นตัวกายความร้อนของพื้นผิว	
ข) หักกลับโดยผลของลมค้ำ	50
4.13 แสดงภาพมลภาวะหมอกควันในเมืองใหญ่เนื่องจากอุณหภูมิหักกลับใน Mexico City	51
4.14 แสดงภาพมลภาวะหมอกควันใน Mexico City เนื่องจากอุณหภูมิหักกลับ	51

รูปที่	หน้า
4.15 การยกตัวของอากาศ กรณีคิวมูลัสในระดับก่อตัวและเติบโตไปเป็นเมฆคิวมูโลนิมบัส (Ct))
ยกตัวขึ้นเป็นก้อนมหึมาพร้อมทั้งเกิดพายุฝนฟ้ากะนองตามมา หรือบางที่อาจมีลูกเห็บตกไ	ได้
ยอดของเมฆ Cb ขึ้นไปได้ถึง Tropopause ยอดเมฆถูกแผ่ออก โดยลมจนเป็นรูปทั่งตีเหล็ก	54
4.16 ตัวอย่างรูปเมฆกิวมูลัส	55
4.17 แสดงแผนภาพเมฆคิวมูโลนิมบัส	55
4.18 แสดงแผนภาพเมฆคิวมูโลนิมบัสที่เป็นแบบ supercell	56
4.19 ก) การลอยตัวภายใต้ภาวะอากาศแห้ง (Dry convection) ข) การลอยตัวภายใต้ภาวะ	
อากาศชื้น (Moist convection)	57
4.20 แสดงบริเวณที่มีการแผ่รังสีความร้อนสูง (เพื่อใช้เปรียบกับบริเวณที่มีการยกตัวของเมฆ)	58
4.21 แสดงรังสีที่แผ่ออกมาจากขอดเมฆก่อตั้วในแนวตั้งสูง ๆ และรุนแรง	59
4.22 แสดงภาพถ่ายดาวเทียมซึ่งสอดคล้องกับการแผ่รังสี	60
4.23 แผนภาพ Tephigram	61
4.24 แสดงผลการจำลองเชิงตัวเลข lapse rate ของอากาศแห้ง (ด้วยเกรื่องคิดเลข)	63
5.1 แสดงค่ารวมเฉลี่ยการกระจายพลังงานแสงตกกระทบ ค่าเฉลี่ยในช่วงฤดูหนาว	
และฤดูร้อนของซีก โลกเหนือ	66
5.2 แสดงความเอียงของแกน โลก (23,5 องศา) ส่งผลให้แนวแสงที่ตกกระทบตั้งฉากกับผิวโลก	
เลยจุดศูนย์สูตร ไปทางขั้ว โลกเหนือในช่วงฤดูร้อนของซีก โลกเหนือ	67
5.3 แสดงวงโคจรวงรีรอบควางอาทิตย์และจุดสำคัญที่แสงควงอาทิตย์ตรงตั้งฉากศูนย์สูตร (Equ	inox)
และช่วงจุดที่แสงจากควงอาทิตย์ขยับทำมุมศูนย์สูตรมากสุดและต่ำสุด (Solstice)	67
5.4 ผลรวมเฉลี่ยกาการดูดกลืนแสงและ OLR สุทธิ	68
5.5 แสดงการกระจายอุณหภูมิรวมเฉลี่ยตามเขตต่าง ๆ ของโลกในหน่วย °C	69
5.6 แสดงค่าเฉลี่ยรวมของ potential temperature ตามโซนต่าง ๆ	70
5.7 ผลการตรวจวัดค่าเฉลี่ยการกระจายอุณหภูมิตามโซนต่าง ๆ ในช่วงฤดูร้อนของซึกโลกเหนื	ə 70
5.8 แสดงสมดุลพลังงานที่จะต้องเกิดขึ้นทั้งในแนวดิ่งและแนวระดับ เพื่อถ่ายเทพลังงานประมา	າຒ
6x10 ¹⁵ W (จากการคำนวณ) ที่จากศูนย์สูตรไปยังละติจูคสูง ๆ จนถึงขั้วโลกทั้งสอง	71
5.9 แสคงพลังงานจากศูนย์สูตรที่ส่งผ่านไปสู่ละติจูดสูงจนถึงขั้วโลกทั้งสอง (เครื่องหมายลบ	
แสดงทิศทางเท่านั้น	71

ฐปที่	หน้า
5.10 แสดงผิวระนาบความสูงอากาศที่ระดับ 500bPa ในช่วงเดือนมกราคม	73
5.11 แสดงก่าเฉลี่ยรวมกวามสูงตามโซนของ geopotential height (m)	74
5.12 ก่ารวมเฉลี่ยกวามชื้นจำเพาะ (g/kg) ตามโซนต่าง ๆ และที่กวามสูงต่าง ๆ	74
5.13 แสดงก่าเฉลี่ยรวมเปอร์เซ็นต์กวามชื้นตาม โซนต่าง ๆ และที่กวามสูงต่าง ๆ	75
5.14 แสดงการบีบอัดแห้งในชั้นบรรยากาศ	75
5.15 แสดงวงรอบจำลองการเคลื่อนตัวของอากาศเป็นแบบวงรอบเพื่อถ่ายเทพลังงานระหว่าง	
ศูนย์สูตรและขั้วโลก (ในความเป็นจริงเป็นวงรอบเดี่ยว ๆ จะเป็นไปไม่ได้)	76
5.16 แสดงการกระจายความเร็วลม (m/s) ในโซนต่าง ๆ และที่ความสูงระดับต่าง ๆ (ภาคตัดข	วาง
ตามแนวกึ่งกลางของโลก) ในภาพรวมเฉลี่ยรายปี และ ช่วงฤคูร้อน (DJF) และ ฤคูหนาว	
ของซีกโลกเหนือ (JJA)	78
5.17 แสดงการหมุนเวียนมวลอากาศในรูปแบบที่ควรเป็นวงรอบระหว่างบริเวณที่เป็นค่าลบ	
และก่าบวกซึ่งมีอัตราการหมุนเวียนมวลในระดับ 10 ¹⁰ kg/s ลอยจากศูนย์สูตรไปจมตัว	
ที่กึ่งเขตร้อน	79
5.18 แสดงรูปแบบความสูงมวลอากาศที่ระดับ 500 hPa ซึ่งพบ eddies flows and waves ในเขต	1
ละติจูดกลาง	81
6.1 แสดงแผนภาพชุดทดลองการใหลแบบหมุนวน	85
6.2 แสดงรูปแบบแรงบิคเฉอันเกิดจากการหมุน	87
6.3 ตัวอย่าง NWP จากกรมอุตุนิยมวิทยา	89
7.1 แผนภาพแสดงแรงที่ทำให้เกิด Geostrophic winds	91
7.2 แสดงการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศและทิศทางลม	92
7.3 แสดงภาพเมฆที่สอดกล้องกับ Cyclonic	92
7.4 ภาพถ่ายคาวเทียมแสดงบริเวณที่เกิดการหมุนเวียนแบบ Cyclonic ในหลายบริเวณ	92
7.5 แสดงแผนภาพการเกิด Eckman spiral	93
7.6 รูปแสคงแรงถัพธ์อันเกิดจากกวามฝึดของผิวพื้น	93
7.7 แผนภาพแสดงการเกิด thermal wind	94
7.8 แสดงความชั้นอุณหภูมิและความชั้นของความกดอากาศส่งผลทำให้เกิดผลรวมของ	
geostrophic wind and the thermal wind	95

รูปที่	หน้า
7.9 ภาพแสดง jet stream	95
7.10 แผนภาพถ่ายแสดงแนวบริเวณที่เกิดลมเจ็ต	96
7.11 แสดงผลกระทบของแรงเฉต่อบริเวณความกดอากาศสูงและหย่อมความกดอากาศต่ำ	97
7.12 แสดงผังการเกิด thermal circulation	97
7.13 แสดงการเกิดลมบกลมทะเล	98
7.14 แสดงรูปแบบของ Curved Flow	99
7.15 แสดงรูปแบบของ Shear Flow	99
7.16 แสดงภาพทิศทางถมต่างๆ ตามข้อกำหนดพร้อมตัวย่อแต่ละทิศ	100
7.17 แสดงสัญลักษณ์แสดงระดับความเร็วถม	101
7.18 แสดงแผนที่ลมชั้นบนเวลา 0.00Z (07.00น) ที่ระดับ 850hPa	101
7.19 แสดงแผนที่ลมชั้นบนเวลา 0.00Z (07.00น) ที่ระดับ 700bPa	102
7.20 แสดงแผนที่ลมชั้นบนเวลา 0.00Z (07.00น) ที่ระดับ 500hPa	102
7.21 แสดงแผนที่ลมชั้นบนเวลา 0.00Z (07.00น) ที่ระดับ 300hPa	103
7.22 แสดงแผนที่ลมชั้นบนเวลา 0.00Z (07.00น) ที่ระคับ 200hPa	103
8.1 ภาพแสดง ก) การถ่ายเทพลังงานและความร้อนตามละติจูด และ ข) การถ่ายเทโมเมนตัม	106
8.2 แสดงแผนภาพของการตรวจสอบวงรอบการใหลเวียนของชั้นบรรยากาศสำหรับเงื่อนไข	
ของการเฉลี่ยรวม ในลมชั้นบินพบลมตะวันตกซึ่งรวบเข้าสู่แกนกลางของ subtropical jet	
stream ตรงขอบในแน้วที่พุ่งไปยังขั้วโลกของวงรอบ Hadley circulation ลมตะวันออกที่	
ผิวพื้นหรือลมค้าที่ผิวพื้นถูกวางแนวแสคงไว้ให้เห็น รูปนี้แสคงเพียงซีกโลกค้านบน	106
8.3 แสดงแผนภาพวงแหวนอากาศที่พัดวนรอบโลกจากตะวันตกไปตะวันออกที่ความเร็ว u	
และละติจูด φ วงแหวนสมมุติขึ้นนี้ถูกพัดพาโดย pole ward flow ของ Hadley circulation	
ภายใต้การอนุรักษ์โมเมนตัมเชิงมุม	109
8.4 แผนภาพแสดง Hadley circulation	110
8.5 แสดงแผนภาพของ Hadley circulation และการเชื่อมโยงกับ zonal flows และวงรอบการ	
ใหลเวียนที่ผิวพื้น	110

	รูปท	หน้า
	8.6 แผนภาพแสดงการเกลื่อนตัวเปลี่ยนตำแหน่งศักย์สองจุดภายใด้กระบวนอะเดียบาติก	
	แล้วจมตัวกลับสู่ตำแหน่งเคิม การเปลี่ยนตำแหน่งจาก z_1 ที่ ρ_1 ไปยังที่ z_2 ที่ ρ_2 แล้วกลับสู่	
	\mathbf{z}_i ที่ $\mathbf{\rho}_i$ ดังเดิม ภายใต้กระบวนการอะเดียบาติก การเปลี่ยนแปลงศักย์เป็นศูนย์	112
	8.7 แสดงการถดถงของพลังงานศักย์ที่มีอยู่จากการเคลื่อนที่ของของไหลสองชั้น ก) ตรงจุดุ	
	สถานะเริ่มค้นที่รอยต่อถาคเอียงขึ้น (ไปจนถึง) ข) สถานะสุดท้ายที่รอยต่อวางคัวในแนว	
	ระดับ ของไหลหนาแน่นกว่าเป็นสีเข้ม ส่วนของไหลเบาสีจางกว่า ซึ่งผลสุทธิ์ของการ	
	จัดเรียงใหม่คือการแลกเปลี่ยนโดยของไหลหนักเลื่อนลงและของไหลเบาเลื่อนขึ้น	
	ในลิ่ม B ของไหลหนักจะถูกแทนที่ด้วยของไหลเบา ตรงกันข้ามกับที่เกิดขึ้นในลิ่ม A	113
	8.8 แสดงการปลดปล่อยพลังงานศักย์ที่มีอยู่ในของไหลสองชนิดุก) กรณีไม่มีการหมุนวน	
	แนวราบ ข) กรณีหมุนวนในแนวลาดเอียงอย่างรวดเร็ว	114
	8.9 แสดงมวลอากาศที่ตำแหน่งที่ 1 และ 2 ซึ่งจะถูกแลกเปลี่ยนไปตามพื้นผิวต่าง ๆ (ตามเส้น	
	ทาง A และ B) ของการแลกเปลี่ยนที่คงอนุรักษ์อุณหภูมิที่อาจเกิดขึ้น และการเปลี่ยนแปล	1
	ค่าพลังงานศักย์ ที่สังเกตจากเส้นต่อเนื่องของผิวระนาบ θ	115
	8.10 แสดงระลอกคลื่นและ eddies ในละติ่งูดกลาง เป็นกระแสพัดพาอากาศอุ่นไปทางขั้วโลก	
	และทำให้เขตศูนย์สูตรอากาศเย็นลง ซึ่งช่วยลดกวามแตกต่างของอุณหภูมิระหว่าง	
	เส้นศูนย์สูตรกับขั้วโลก	116
	8.11 แผนภาพแสดงกุรุร์ถายเท ก) พลังงาน และ ข) โมเมนตัมของชั้นบรรยากาศ รูปแบบทั่วไป	
	ของระบบรวมทั้งหมด โดยวงรอบของ Hadlay ในเขตร้อนชื้น (barotropic) และ baroclini	c
	eddies ในละติจูดกลาง	116
	8.12 แสดงแผนภาพการไหลเวียนในระบบใหญ่ (general circulation)	117
	8.13 แสดงวงรอบทั้งสามของระบบไหลเวียนอากาศในระบบใหญ่ทั้งสองฤดูกาล	118
¢	8.14 ภาพการกระจายตัวของลมในบรรยากาศทั่วโลก ก) ในระดับบนสุดของชั้นTroposphere	
	และ ข) ระคับต่ำ ๆ ของชั้นTroposphere ตามลองจิจูดในแต่เขตภูมิอากาศของโลก	118
	8.15 แสดงแผนที่การตรวจวัดข้อมูลสถานีอุตุนิยมวิทยาซึ่งทำเส้นกคอากาศเท่าและลม	
	ที่ระดับผิวพื้นโดยคอมพิวเตอร์	119
	8.16 แสดงภาพถ่ายจากคาวเทียมซึ่งสอดคล้องกับระบบการไหลเวียนอากาศในระบบใหญ่	120
	8.17 แสดงมวลอากาศจากการหมุนเวียนส่วนใหญ่บริเวณซีกโลกเหนือช่วงฤดูหนาว	121
	8.18 Polar Views Semipermanent System ซึ่งส่งผลต่อการหมุนเวียนส่วนใหญ่	121

าลื่

y

รูปที่	หน้า
9.1 แสดงแนวปะทะอากาศอุ่น	126
9.2 แสดงแนวปะทะอากาศเย็น	127
9.3 แสดงแผนภาพแนวปะทะอากาศซ้อน	128
9.4 แสดงถำดับขั้นการเกิดพายุหมุนนอกเขตร้อน	129
9.5 แสดงแบบจำลองทิศทางการหมุนของพายุหมุนนอกเขตร้อน	129
9.6 แสดงภาพพายุทอร์นาโด	130
9.7 แสดงพายุหมุนเขตร้อน ภาพขวามือเป็นพายุใต้ฝุ่น	131
9.8 แสดงการเวียนเข้าหาศูนย์กลางของกระแสลมในระดับต่ำและเวียนออกในระดับบน ๆ	131
9.9 แสดงแผนภาพเส้นทางพายุในเขตต่าง ๆ ตั้งแต่ปี (1851 – 2007 by Accuweather.com)	132
9.10 ภาพถ่ายคาวเทียมแสคงพายุจำนวนหลายลูกในมหาสมุทรแปซิฟิก	133
9.11 แสคงแผนภาพเมฆ Cb เมฆก่อตัวในแนวตั้ง และขั้นตอนต่าง ๆ ของเมฆ Cb	135
9.12 แสดงการเกิดมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ ก) แผนกาพวงรอบแนวตั้ง ข) ทิศทางลม	
ที่พัดปกกลุม	137
9.13 แสดงการเกิดมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ก) แผนภาพวงรอบแนวตั้ง ข) ทิศทางถม	
ที่พัดปกคลุม	138
9.14 แสดงแนวร่องความกดอากาศต่ำ (รูปบน) และแนวปะทะอากาศเขตร้อน (รูปล่าง)	140
9.15 แสดงแนวร่องมรสุมที่ตรวจพบจากภาพถ่ายคาวเทียม	141
9.16 แสดงสถิติและช่วงเวลาของมรสุมและการเคลื่อนตัวของร่องมรสุม	141
10.1 แผนผังการพลี่อุทพลังงานอิสระ Gibbs (g) ตามฟังก์ชันของรัศมีละอองไอน้ำ สำหรับก่า	
RH = e/e = 90% และ 110% เส้นโค้งที่ 110% เข้าถึงก่าสูงสุดที่รัศมี a ที่คำหนด	
โดยสุมการ 10.7	146
10.2 กราฟแสดงกวามชื้นสัมพัทธ์ RH = e/e, บนหยดน้ำทรงกลมที่ไม่สมคุลเสถียร โดยเป็น	
ฟังก์ชันของรัศมีหยดน้ำ a ที่ 5°C (โดยหลักการเทียบเกียงกราฟแสดงรัศมีสมคุล	
ของหยคน้ำทรงกลมตามฟังก์ชันของ RH ที่อุณหภูมิโคยรอบ 5 °C)	147

รูปที่	หน้า
10.3 แสดงตัวอย่างฟังก์ชันของความชื้นสัมพัทธ์กับรัศมี a ซึ่งเรียกว่าเส้นโก้งโกห์เลอร์	
Kohler curve และ พลีอตค่า Kelvin factor คือ $exp(A/a)$ ซึ่งลดลงเมื่อเพิ่มค่า a และ	
Raoult factor คือ $arphi={}_1-(B/a^{\scriptscriptstyle 3})$ เพิ่มขึ้น ความชื้นสัมพัทธ์มีค่าสูงสุดที่ a = a ู	~
ในตัวอย่างนี้ $a_c~pprox$ 0.2 μm โดยที่ก่า RH = RH, $pprox$ 100.4%	148
10.4 ภาพแสดงการฟุ้งกระจายของไอน้ำผ่านทรงกลม S, ของหยดละอองน้ำรัศมี a	150
10.5 แสดงภาพเมฆรูปร่างต่าง ๆ ก) เซอร์รัส ข) สเตรตัส และ ก) คิวมูลัส	152
10.6 แผนภาพแสดงการแบ่งชนิดของเมฆตามระดับกวามสูงของฐานเมฆ	153
10.7 แสดงเมฆชั้นสูง ก) เซอร์รัส ข) เซอร์ โรสเตรตัส และ ค) เซอร์ โรคิวมูลัส	154
10.8 แสดงเมฆชั้นกลาง ก) อัล โตสเตรตัส และ ข) อัล โตกิวมูลัส	154
10.9 แสคงเมฆชั้นต่ำแบ่งเป็น ก) สเตร โตคิวมูลัส และ ข) นิมโบสเตรตัส	154
10.10 แสดงภาพเมฆคิวมูโลนิมบัส	155
11.1 แผนภาพแสดงข้อมูลสถานีข้อกำหนดและการพลีอดข้อมูลสถานี	164
11.2 แสดงภาพทิศทางลมต่าง ๆ ตามข้อถ้าหน่ดพร้อมตัวย่อแต่ละทิศ	165
11.3 แสดงแผนที่ผิวพื้นที่ใช้ในการพยากรณ์อากาศ	168
11.4 แสดงแผนที่ลมชั้นบนที่ใช้ในการพยากรณ์อากาศ	169
11.5 ตัวอย่างแผนภาพเรคาร์ตรวจฝนที่ใช้ในการพยากรณ์อากาศ	170
11.6 แผนภาพพยากรณ์เชิงตัวเลข (Mean Sea Level Pressure (hPa) :ภาพวนลูป)	170
11.7 แสดงภาพถ่ายดาวเทียมที่ใช้ประกอบในการพยากรณ์อากาศ	171
12.1 แสดงสนามแม่เหล็กโลก	173
12.2 แสดงการเกิดลมสุริยะเคลื่อนเข้าปะทะสนามแม่เหล็ก โลก	174
ุ่ 12.3 แสดง ก) และ ข) การเคลื่อนที่ของอนุภาคมีประจุ ค) แนวปะทะกับสนามแม่เหล็ก โลก	
📎 🔹 ง) การเคลื่อนที่ของอนุภาคมีประจุที่ผ่านแนวปะทะเข้ามาในชั้นบรรยากาศโลก	175
12.4 แสดงภาพถ่าย aurora	176
12.5 แสดงการกระเจิงแสงซึ่งเป็นไปได้ทุกมุมและการกระเจิงแสงที่ทำให้แสงจากท้องฟ้า	
เป็นโพลาไรซ์บางส่วน (รูปด้านขวา)	176
12.6 การสะท้อนแสงภายในหยดน้ำในมุมที่ส่งผลให้เกิดรุ้งกินน้ำ	177
12.7 แสคงมุมเบี่ยงเบนน้อยสุดที่มุมต่าง ๆ ในผลึกน้ำแข็งทำให้เกิดพระอาทิตย์ทรงกลด	177

รูปที่	หน้า
12.8 แผนภาพการกระจายประจุบวกและลบภายในก้อนเมฆในขณะที่เกิดพายุฝนฟ้าคะนอง	179
12.9 แสดงการเกิดขั้วทางไฟฟ้าขึ้นในก้อนเมฆเป็นผลมาจากการเสียดสีของน้ำฟ้าที่ตกลง	
กับผลึกแขึ่ง	179
12.10 แสดงแผนภาพการกระจายประจุบวกและลบภายในก้อนเมฆและการเกิดฟ้าผ่า	, allow
ในบริเวณต่าง ๆ	180
12.11 แสดงรูปการตรวจวัด Plasmonic resonance ก) Otto-configuration ข) Kretschmann	182
configuration ก) ตัวอย่างของ plasmonic slot waveguide	
12.12 ภาพในโซนย่อย A แสดงกราฟการกระจายตัวอนุภาคมลพิษในอากาศที่ปถ่อยออกมา	
จากแหล่งต่าง ๆ บนถนน ที่เก็บรวบรวมในเบอร์มิงแฮม สหราชอาณาจักร ส่วนภาพ	
ในโซนย่อย B ถึง F แสดงภาพจากกล้องจุลทรรศน์อิเล็กตรอนของอนุภาคริมถนน	
ที่เก็บรวบรวมในแลงกาสเตอร์ สหราชอาณาจักร	183
12.13 แสดงตัวอย่าง ก) plasmonic waveguide ที่เน้นประยุกต์ใช้กับสิ่งแวคล้อม	
ข) ผลการจำลองการตอบสนองต่อความยาวกลื่นแสงของ sensor ในข้อ ก ที่มีดัชนี	
หักเหแสงของสิ่งแวคล้อมต่างกัน₀ุ 🎸	185
ผ2.1 แสดง grid box ในการคำนวณในกิจจกรรมจำลองผล	192
ศ4.1 แผนภาพ Skew-T – log P	196
Case 15 5 Bake Table and I	

บทที่ 1

ลักษณะเฉพาะของชั้นบรรยากาศ (Characteristic of the atmosphere)

ชั้นบรรยากาศเป็นสิ่งที่ห่อหุ้มโลกซึ่งทำให้โลกต่างจากดาวดวงอื่น ๆ อันเป็นผลมาจาก สมบัติสำคัญทางฟิสิกส์ และทางเคมีในชั้นบรรยากาศที่ทำให้เกิดปรากฏการณ์ต่าง ๆ ดังจะกล่าวถึง ในบทถัดไป ดังนั้นในเบื้องค้นนี้จะกล่าวถึงถักษณะทั่วไปของโลกและชั้นบรรยากาศโดยสังเขป ส่วนหัวข้อถัดไปจะกล่าวถึงสมบัติสำคัญทางเคมีและฟิสิกส์ ดังนี้

1.1 โลกและชั้นบรรยากาศ

โลกมีสัณฐานคล้ายทรงกลม มีรัศมีเฉลี่ย (Earth mean radius) 6.370×10° m มีแรงโน้มถ่วง ซึ่งมีความเร่งเนื่องจากแรงโน้มถ่วงใกล้ผิวโลก (Surface gravity) 9.81 ms⁻² มีคาบเวลาการหมุน รอบตัวเอง $\tau_{earth} = 24$ hr เมื่อคิดเทียบเป็นความเร็วเชิงมุมจะเท่ากับ $\Omega = \frac{2\pi}{\tau_{earth}}$ เท่ากับ 7.27 × 10⁻⁵ s⁻¹ มีพื้นที่ผิว (Surface area of earth) 5.09×10¹⁴ m² ดังแสดงไว้ตามตารางที่ 1.1

Earth rotation rate	Ω৶৻	7.27x10 ⁻⁵	s^{-1}
Surface gravity	J.B.	9.81	ms ⁻²
Earth mean radius	a	6.37×10^{6}	m
Surface area of earth		$5.09 \text{x} 10^{14}$	m ²

ตารางที่ 1.1 แสดงค่าสำคัญต่าง ๆ เกี่ยวกับโลก

โลกมีชั้นบรรยากาศห่อหุ้มโดยรอบ ชั้นบรรยากาศที่ห่อหุ้มรอบโลกบางมากไม่มีขอบเขต จำกัดความสูงที่เเน่นอน แต่มีความหนาแน่นลดลงตามความสูงที่เพิ่มขึ้น กล่าวคือชั้นบรรยากาศมี ความหนาแน้นลดลงเป็นแบบเอ็กโปรเนลเซียลจากพื้นผิวโลกด้วยอัตรา *e*⁻¹ หรือประมาณ 1/3 เท่า ทุก ๆ 7 km มวลของชั้นบรรยากาศประมาณ 80% ปกคลุมอยู่ในระดับความสูงต่ำกว่า 10 km ในรูป ที่ 1.1 แสดงความหนาชั้นบรรยากาศเป็นระยะห่าง 10 km จากพื้นผิวโลก (เป็นเส้นทึบ) เทียบกับ ขนาดรัศมีโลกจะพบว่าชั้นบรรยากาศเป็นระยะห่าง 10 km จากพื้นผิวโลก (เป็นเส้นทึบ) เทียบกับ ขนาดรัศมีโลกจะพบว่าชั้นบรรยากาศบางมาก (ส่วนที่เหลือเบาบางมาก) ซึ่งความเบาบางนี้จะเป็น สิ่งสำคัญที่ทำให้เกิดปรากฏการณ์ทางฟิสิกส์ต่าง ๆ ในชั้นบรรยากาศ ดังจะได้กล่าวถึงในบทต่อไป อย่างไรก็ตาม ความบางของชั้นบรรยากาศกลับส่งผลให้ง่ายต่อการวิเคราะห์ตัวแปรต่าง ๆ ในชั้น บรรยากาศ เช่นการกำหนดให้ค่า g เป็นก่าคงที่ เพราะ $\frac{\Delta g}{g} ≈ 10^{-14}$ ในชั้นบรรยากาศจากผิวพื้นถึง 10 km ซึ่งน้อยมาก อีกประการหนึ่งที่สำคัญคือ สามารถละทิ้งผลของขอบโด้งของชั้นบรรยากาศ ออกไปได้ในบางกรณี 2



Planet Earth isolated on white. Elements of this image furnished by NASA รูปที่ 1.1 ความหนาชั้นบรรยากาศของโลกระยะทาง 10 km จากระดับผิวพื้น

ออกไปได้ เพราะเป็นชั้นบางมากเมื่อเทียบกับรัศมีของโลก

ถัดจากชั้นบรรยากาศลงมาคือ พื้นผิวโลก ประกอบด้วยส่วนที่เป็นพื้นแผ่นดินมีประมาณ 30% ของพื้นผิวทั้งหมด ที่เหลือเป็นพื้นมหาสมุทรรวมกับทะเล และประมาณ 70% ของพื้นแผ่นดิน อยู่ในซีกโลกเหนือ (northern hemisphere) พื้นแผ่นดินประกอบด้วยภูเขาและที่ราบลุ่ม ภูเขาที่สูงสุด 2 km โดยประมาณ ดังรูปที่ 1.2 เป็นสัดส่วนที่น้อยมาก เมื่อเทียบกับความสูงของชั้นบรรยากาศ ส่วนความสูงของภูเขา และความลึกของหุบเขาไม่มีผลปิดกั้นการเคลื่อนตัวของอากาศ แต่อาจส่งผล เป็นความเสียดทานในระดับใกล้ผิวพื้นเท่านั้น ต่างกันกับความลึกของทะเลและมหาสมุทร ซึ่งมีผล การจำกัดกั้นการไหลเวียนของน้ำได้มาก



รูปที่ 1.2 แสดงความลึกและความสูงของพื้นผิวโลกที่ละติจูดต่าง ๆ ซึ่งระยะความสูงของภูเขาน้อย กว่าระยะความลึกของมหาสมุทร

1.2 องค์ประกอบทางเคมีของชั้นบรรยากาศ

อากาศมีองค์ประกอบหลักที่สำคัญคือ คือ N₂ (78%) และ O₂ (21%) ในสัดส่วนรวมกันถึง 99% ของโมเลกุลก๊าซทั้งหมด ที่เหลือเป็นโมเลกุลก๊าซอื่น ๆ อีกหลายชนิดรวมกัน ดังตารางที่ 1.2 (องค์ประกอบใน 1% ที่สำคัญนี้คือ น้ำและการ์บอนใดออกไซด์) น้ำหนักโมเลกุลรวมที่ประกอบขึ้น เป็นอากาศทั้งหมดคือ 28.97 ที่ STP (อุณหภูมิ T=273 K ความดัน p=1013 hPa) ปริมาตร 22.4 ลิตร

Chemical	Molecular	Proportion by		Chemical	Molecular	Proportion by
species	weight (g mol ⁻¹)	volume		species	weight (g mol ⁱ¹)	volume
N ₂	28.01	78%		O ₃	48.00	~500ppb
O2	32.0	21%		N ₂ O	44.01	310ppb
Ar	39.95	0.93%		СО	28.01	120ppb
H ₂ O(vapor)	18.02	~0.5%		NH3	17.03	~ 100ppb
CO ₂	44.01	360ppm		NQ ₂	46.00	~1ppb
Ne	20.18	19ppm		CCl ₂ F ₂	120.91	480ppt
He	4.00	5.2ppm	20	CCl ₂ F	137.37	280ppt
CH_4	16.04	1.7ppm	1	SO_2	64.06	~ 200ppt
Kr	83.8	1.1ppm		H ₂ S	34.08	~200ppt
H ₂	2.02	~500ppm				
		45				

				2
d		o 1	d	<i>۵</i>
ตารางท่	1.2	แสดงองอาโระศ	าอาเทางเคม่ขอ	งชั้นบรรยากาศ
			ло <u>Б</u> п п топлот о о	12102000111111

ของอากาศจะมีน้ำหนัก 28.7 **g อ**งค์ประกอบหลักของอากาศเป็นผลผลิตมาจากพื้นผิวโลกและ สิ่งมีชีวิตต่าง ๆ การสังเคราะห์แสงสร้าง O₂ และปลดปล่อยออกสู่อากาศ ในขณะที่พืชและสัตว์ใช้ ออกซิเจนจากอากาศในการหายใจ ส่วนสารประกอบของในโตรเจนในสิ่งมีชีวิตถูกผลิตขึ้นโดย กระบวนการเมตาบอลิซึมของสิ่งมีชีวิต และส่งกลับสู่ชั้นบรรยากาศในรูปของก๊าซไนโตรเจน (N₂) การเกิดฟ้าผ่าจะเปลี่ยนในโตรเจนไปเป็นโมเลกุลซึ่งจำเป็นต่อสิ่งมีชีวิต เป็นกลไกหมุนเวียน แบบวัฏจักร

ในองค์ประกอบรองคือ H₂O และ CO₂ กับก๊าซอื่น ๆ รวมกัน 1% นั้น พบว่า ทั้ง H₂O และ CO₂ เป็นกลจักรสำคัญที่ควบคุมอุณหภูมิของพื้นผิวโลก ทั้งยังเป็นส่วนประกอบสำคัญในเซลล์ สิ่งมีชีวิตหรือที่เรียกว่าสารประกอบไฮโครคาร์บอน (C H และ O) ปริมาณไอน้ำ (H₂O) ในชั้น บรรยากาศมักแปรเปลี่ยนตามสภาวะ โดยเฉลี่ยรวมประมาณ 0.5% ของไอน้ำทั้งหมด ไอน้ำเป็นผล มาจากการระเหยกลายเป็นไอของน้ำในมหาสมุทรเป็นหลัก ไอน้ำเป็นสิ่งสำคัญต่อการถ่ายเทรังสี ความร้อนในชั้นบรรยากาศเช่นเดียวกับการ์บอนไดออกไซด์ เนื่องจากสมารถดูดกลืนและแผ่รังสี ในช่วงกลิ่นอินฟาเรดได้ดี ซึ่งที่ความยาวกลิ่นประมาณ 10 μm ที่แผ่ออกมาจากพื้นผิวโลกกลับไปสู่

3

ชั้นบรรยากาศ และจะถูกดูดกลืนไว้โดยไอน้ำในชั้นบรรยากาศต่ำ ๆ ส่วน CO₂ ก็เช่นเดียวกันกับน้ำ แต่มีปริมาณน้อยกว่าน้ำ และดูดกลืนรังสีความร้อนได้น้อยกว่าน้ำ แต่กลไกการหมุนเวียนเกิดขึ้นได้ น้อยกว่าน้ำ ความเข้มข้นของ CO₂ สัมพันธ์กันกับการสังเคราะห์แสงและการหายใจของพืช รวมถึง การหายใจของสัตว์ แต่ปัจจุบันกิจกรรมของมนุษย์กลับเป็นตัวหลักในการปล่อย CO₂ ทั้งนี้จะพบว่า สัดส่วนขององค์ประกอบบางตัวเปลี่ยนแปรไปตามพื้นที่ และ เวลา ตัวอย่างเช่น H₂O เป็นต้น นอกจากนี้ องค์ประกอบสำคัญของชั้นบรรยากาศหลายชนิดเช่น H₂O, CO₂, O₂ และ CFCs มีความ เข้มข้นน้อยและแปรเปลี่ยนได้โดยกิจกรรมของมนุษย์ ดังตัวอย่างเช่นในรูปที่ 1.3 แสดงกราฟ กวามสัมพันธ์ความเข้มข้นกับช่วงเวลาการตรวจวัด CO₂ บริเวณเกาะฮาวาย (19°N 155°E) ซึ่งพบว่า ความเข้มข้นของ CO₂ ในชั้นบรรยากาศเพิ่มขึ้นจากปริมาณ 315 ppm ไปเป็น 370 ppm ในช่วง 50 ปี ที่ผ่านมา ก่อนหน้าที่ยังไม่มีอุตสาหกรรมเกิดขึ้นระดับความเข้มข้นของ CO₂ มีเพียง 280 ppm เท่านั้น ซึ่งส่งผลกระทบโดยตรงกับภาวะโลกร้อนในปัจจุบัน



รูปที่ 1.3 แสดงการตรวจวัดเพื่อการกาดการณ์ปริมาณการ์บอนไดออกไซด์ในชั้นบรรยากาศ ที่มา : NOAA

1.3 สมบัติทางฟิสิกส์ของอากาศ

มีตัวเลขข้อมูลสำคัญที่แสดงสมบัติของชั้นบรรยากาศของโลกดังตารางที่ 1.3 ถ้านำมวล รวมของชั้นบรรยากาศมาหารด้วยพื้นที่ผิวของโลก (ก่าโดยประมาณ) จะพบว่ามีน้ำหนัก10078 kg/m² เทียบได้กับน้ำหนักแอปเปิ้ล 5000 ผลต่อ m² (ถ้ากำหนดให้แอปเปิ้ล 1 ผลมีมวลเท่ากับ 0.2 kg) เมื่อพิจารณาความหนาแน่นรวมเฉลี่ยของอากาศประมาณ 1.235 kg/m³ ตามความหนาแน่น ดังกล่าวนี้ ถ้ามีคอลัมน์ของอากาศสูงประมาณ 8 km จะเกิดความกดอากาศเทียบเท่า 1 atm หรือ ประมาณ1000 mbar ซึ่งเท่ากับ 10⁵ Pa ความกดอากาศ (atmospheric pressure) ยังคงนิยมใช้ทั่วไปใน

4

1.1

bar

หน่วยมิลลิบาร์ ซึ่งเท่ากับ 10⁻³ bar หรือเท่ากับ 1000 hPa โดยที่ hPa=10²Pa ซึ่งเป็นหน่วยทางการ ้สำหรับความกดอากาศ ในสภาวะอากาศนิ่งจะกำหนดให้ใช้ความกดอากาศที่ผิวพื้น 1013 bPa

เมื่อพิจารณาตลอดช่วงชั้นบรรยากาศที่ต่ำกว่า 50 km ระยะห่างเฉลี่ยระหว่างโมเลกุลของ ้อากาศสั้นมาก ๆ โมเลกุลเกิดการชนกันถึ่งนกระทั่งสามารถพิจารณาบรรยากาศในรูปแบบของไหล ต่อเนื่องในสมดุลทางเทอร์โมไดนามิกส์เฉพาะที่ (continuum fluid in local thermodynamic equilibrium: LTE) ซึ่งไม่สามารถใช้ได้กับบรรยากาศที่สูงกว่า 80km เพราะความหนาแน่นต่ำมาก ถ้าบรรยากาศที่อยู่ในภาวะ LTE จะเป็นไปตามกฎของก๊าซสมบูรณ์ (perfect gas law) คือ

$$p = \rho \frac{R_g}{m_a} T = \rho RT$$

เมื่อ p เป็นความคัน ρ เป็นความหนาแน่น T เป็นอุณหภูมิสมบูรณ์ (absolute temperature) R_g เป็น ค่าคงที่สากลของก๊าซ (universal gas constant) โดยที่ $R_g = 8.3143 \frac{1}{\kappa_{mol}}$ และกำหนดให้ค่าคงที่ ของก๊าซ (gas constant) สำหรับในกรณีของอากาศแห้ง $R = \frac{R_g}{m_a} = 287 \frac{J}{k_g \cdot K}$ และกำหนดให้มวล ้โมเลกุลของอากาศแห้ง $m_a=28.97 imes 10^{-3}~{
m kg/mol}$ ดังตารางที่ 1.3 และตารางที่ 1.4 ส่วนค่าอื่น ๆ ในตารางที่แสดงไว้อาจใช้ในบทอื่นได้ (จะไม่กล่าวถึงในที่นี้)

Molecular Atmospheric dry mass	ma	28.97×10^{-3}	kg/mol
Global mean surface pressure	p _s	1013	hPa, mba
Global mean surface temperature	T _s	288	K
Global mean surface density	ρ.	1.235	Kg/m ³

ตารางที่1.3 แสดงสมบัติต่าง ๆ ชั้นบรรยากาศ

ตารางที่1.4 แสดงสมบัติต่าง ๆ อากาศแห้ง (dry air)

Specific heat at constant pressure	C _p	1005	J/kgK
Specific heat at constant volume	c _v	718	J/kgK
Density at 273 K, 1013mbar	ρ	1.293	kg/m ³
Gas constant for dry air	R	287.05	J/kgK

้จากสมการที่ 1.1 ซึ่งต้องทราบอย่างน้อยสองในสามตัวแปรของ p T หรือ ho เพื่อกำหนด ้สถานะทางเทอร์ โมไดนามิกส์ของอากาศแห้งได้อย่างสมบูรณ์ ดังนั้นที่ STP จึงกำหนดให้

 $ho_0 = 1.293 k \ g/m^3$ ตามที่ได้ระบุไว้ในตาราง 1.4 (ซึ่งมีตัวแปรฟิสิกส์ต่าง ๆ ของอากาศแห้ง ้ กำหนดมาให้ด้วย) ทั้งนี้ต้องกำนึงถึงว่าอากาศแตกต่างจากของเหลวในเรื่องกวามสามารถในการบีบ ้อัคได้ ถ้าความดันเพิ่มขึ้นความหนาแน่นของอากาศเพิ่มขึ้นด้วย ทั้งยังมีการขยายตัวเชิงความร้อนสูง และถ้าอุณหภูมิเพิ่มขึ้นความหนาแน่นของอากาศจะลดลง

อย่างไรก็ตาม สามตัวแปรสำคัญทางทางเทอร์โมไดนามิกส์ คือ ความดัน อุณหภูมิ และ กวามหนาแน่น ที่กล่าวถึงนี้ จะใช้อธิบายพลศาสตร์ของอากาศต่อไปในบทที่ 3 ถึง 8 ทั้งนี้เพราะ พลังงานที่จะผลักดันให้เกิดการเคลื่อนตัวของอากาศคือ พลังงานความร้อน ซึ่งที่มาของพลังงาน เกือบทั้งหมดของโลกและชั้นบรรยากาศก็คือพลังงานจากแสงอาทิตย์ ดังจะกล่าวถึงต่อไปในบทที่ 2 และสิ่งที่จะเปลี่ยนพลังงานแสงไปสู่สมดุลพลังงานความร้อนคือ พื้นผิวโลกและชั้นบรรยากาศ ดังนั้นพื้นผิวโลกและองค์ประกอบต่าง ๆ ของชั้นบรรยากาศจะต้องเป็นปัจจัยสำคัญที่จะทำให้เกิด ปรากฏการณ์ต่าง ๆ ในชั้นบรรยากาศ ตัวอย่างเช่น อากาศเย็น อากาศร้อน ลม เมฆ และฝน เป็นตุ้น ถ้าพิจารณาให้ดีจะพบว่าบางวันอากาศแห้งไม่มีฝน บางวันอากาศร้อนชื้นอบอ้าวมีฝนตก แสดงว่า องค์ประกอบในอากาศคือไอน้ำ (H₂O) เป็นตัวแปรสำคัญที่จะทำให้เกิดฝน ซึ่งปริมานไอน้ำใน อากาศ หรือที่เรียกว่าความชื้นเป็นสิ่งสำคัญที่จะต้องกล่าวถึงดังนี้

1.4 อากาศชื้น (moist air)

แม้ว่าอากาศเป็นส่วนผสมของก๊าซหลายชนิด แต่ก็สามารถประยุกต์ใช้กฎของก๊าซอุดมกติ กับองก์ประกอบย่อย ๆ ของอากาศนี้ได้ ดังนั้นถ้ากำหนดให้ ρ_v เป็นความหนาแน่นของไอน้ำ ส่วน ρ_d เป็นความหนาแน่นของอากาศแห้ง ความดันย่อย (partial pressure) ซึ่งเป็นผลมาจาก องก์ประกอบย่อยคือ $e = \rho_v R_v T$ 1.2 และ $p_d = \rho_d R_d T$ 1.3 เมื่อ eเป็นความดันย่อยของไอน้ำ p_d เป็นความดันย่อยของอากาศแห้ง R_v เป็นค่าคงที่ของก๊าซ

เมอ e เบนความคนขอขของ เอนา p_d เบนความคนขอขของอากาสแหง R_v เบนคาคงทของกาซ สำหรับไอน้ำ R_d เป็นก่ากงที่ของกาซสำหรับอากาศแห้ง ตามกฎของ Dalton $p = p_d + e$

ในทางปฏิบัติพบว่าปริมาณ ไอน้ำในอากาศน้อยมากเมื่อเทียบกับอากาศทั้งหมด ดังตารางที่ 1.2 นั่นคือ $p_d >> e$ ดังนั้น $p \cong p_d$ สมมุติว่ามีอากาศอยู่ในถังใสซึ่งใส่น้ำไว้ส่วนหนึ่งที่อุณหภูมิ T เมื่อเวลาผ่านไปพื้นผิวภายในถังใสอาจมีละอองน้ำเล็ก ๆ ปกคลุมอยู่ที่ขอบด้านบนเหนือขอบน้ำ อาจอธิบายได้ว่า ที่ภาวะสมดุลอัตราการระเหยของน้ำเท่ากับอัตราการควบแน่นกลับเป็นหยดน้ำ และอากาศจะมีไอน้ำอิ่มตัวที่อุณหภูมิหนึ่ง เมื่อมองเข้าไปในถังใส ที่ภาวะนี้อาจจะเห็นละอองน้ำ เล็ก ๆ หรือหมอกปกคลุมอยู่ที่ขอบภายในถังได้ ที่ภาวะนี้ความดันไอน้ำจะเข้าสู่ความดันอิ่มตัว e_s ซึ่งในความเป็นจริงการอิ่มตัวจะเกิดขึ้นเมื่อความดันย่อยของไอน้ำเข้าสู่ภาวะความดันไอน้ำอิ่มตัว (saturation vapor pressure) e_s ที่อุณหภูมิหนึ่ง ตามรูปที่ 1.4 ซึ่ง e_s เป็นฟังก์ชันของอุณหภูมิ T เพียงอย่างเดียว และเพิ่มขึ้นอย่างรวดเร็วตามอุณหภูมิ T จากค่าประมาณการตามรูปแบบของ อุณหภูมิชั้นบรรยากาศ จะได้ฟังก์ชันของความดันไอน้ำอิ่มตัวเป็นฟังก์ชันกับอุณหภูมิกือ

$$e_s(T) = A \exp(\beta T)$$
 1.4

โดยที่ก่าคงที่ A=6.11 mbar และ $\beta = 0.067 \, ^\circ C^{-1}$ และ T เป็นอุณหภูมิในหน่วย $^\circ C$ ส่วนปริมาณ

6

ไอน้ำรวมในชั้นบรรยากาศเพิ่มขึ้นแบบเอ็กโปรเนนเชียลตามอุณหภูมิด้วย ซึ่งเป็นสิ่งสำคัญอย่างยิ่ง สำหรับภูมิอากาศของโลก และมีค่าความชันคือ $\frac{de_s}{dT}$ เป็นความสัมพันธ์ของ Clausius-Clapeyron จากความสัมพันธ์ตามสมการที่ 1.4 เมื่อใช้ประกอบกันกับรูปที่ 1.4 ซึ่งจะพบว่ามีค่า $e_s = 16.7$ hPa ที่อุณหภูมิ 15°C และใช้ค่าจากการคำนวณ $R_v = \frac{R_g}{m_v} = 461.39$ J/kg·K แทนลงในสมการ 1.2 ที่ภาวะ อิ่มตัว จะได้ $\rho_v = 0.0126$ kg/m³ ซึ่งเป็นไอน้ำที่มีได้สูงสุดในบรรยากาศที่อุณหภูมินี้ ปริมาณไอน้ำ ที่มีอยู่ในอากาศจะเรียกว่า "ความชื้น (humidity)" ซึ่งจะกล่าวถึงอย่างละเอียดต่อไปในบทที่4

จากสมการความสัมพันธ์ระหว่าง e, และ T ที่ได้กล่าวถึงแล้วนั้น จะพบว่าปริมาณความชื้น ในชั้นบรรยากาสลดลงอย่างรวดเร็วเมื่อความสูงเพิ่มขึ้นจากผิวพื้นไปถึงระดับ to km โดยประมาณ ทั้งนี้เพราะว่าอุณหภูมิลดลงอย่างรวดเร็วจากผิวพื้นถึงที่ระดับ to km และเมื่ออากาสมีอุณหภูมิลดลง จะจุปริมาณไอน้ำได้น้อยลง ดังนั้นโลกจึงมีไอน้ำที่ปกคลุมอยู่ในขอบเขตที่จำกัด แม้ในบริเวณ อบอุ่นกว่าจะมีความหนาของชั้นไอน้ำที่ปกคลุมมาก เช่นในเขตร้อนชื้น และมีน้อยในเขตละติจูดที่ สูงขึ้นไปก็ตาม สิ่งสำคัญคือจะต้องมีการถ่ายเทความร้อนในชั้นบรรยากาศ ซึ่งจะกล่าวถึงต่อไปใน บทที่ 4 ปกติอากาศในเขตใกล้เส้นศูนย์สูตรจะมีปริมาณความชื้นได้มากกว่าในเขตใกล้ชั้วโลกเพราะ ในเขตใกล้เส้นศูนย์สูตรจะอบอุ่นกว่าขั้วโลก ซึ่งประเด็นนี้จะกล่าวถึงโดยละเอียดในบทที่ 5 อย่างไรก็ตาม น้ำฟ้าเกิดขึ้นเมื่อไอน้ำในอากาศเย็นตัวลงจากการพาความร้อน (convection) กระแส อากาศยกดัวขึ้นไปสู่ระดับบน และไอน้ำควบแน่นได้ที่ภาวะอิ่มด้วของอุณหภูมินั้น ๆ (ซึ่งจะ กล่าวถึงอย่างละเอียดในบทที่ 4) ปริมาณไอน้ำอิ่มตัวที่อุณหภูมิต่าง ๆ ในตารางที่ 1.5 ใช้หาก่า ความชื้นสัมพัทธ์ ซึ่งจะเป็นสิ่งสำคัญที่จะกาดหมายโอกาสการเกิดเมฆและฝนได้ดังจะกล่าวถึงใน ตอนท้ายของหัวข้อนี้



รูปที่ 1.4 แสดงแผนภาพกวามดันไอน้ำอิ่มตัวเป็นฟังก์ชันของอุณหภูมิ

ไฮโกรมิเตอร์แบบกระเปาะแห้งกระเปาะเปียก

ใฮโกรมิเตอร์ (hygrometer) เป็นอุปกรณ์ตรวจวัดอุณหภูมิกระเปาะแห้ง (dry bulb) และ อณหภมิกระเปาะเปียก (wet bulb) เพื่อกำนวณหาความชื้นสัมพัทธ์ ประกอบด้วยเทอร์ โมมิเตอร์ 2 ้อันวางตัวในแนวดิ่งห่างกันเล็กน้อย อันที่หนึ่งทำการวัดอุณหภูมิอากาศปกติ เรียกว่ากระเปาะแห้ง ้ส่วนอันที่สองตรวจวัดอุณหภูมิขณะน้ำระเหย เรียกว่ากระเปาะเปียก โดยใช้ผ้าดิบชิ้นเล็กพันหุ้ม ้กระเปาะปรอท โดยมีปลายผ้าห้อยจุ่มลงในถ้วยน้ำเล็ก ๆ จัดให้กระเปาะห่างผิวน้ำเล็กน้อย ดังรูปที่ 1.5 เพื่อทำให้น้ำที่ถูกดึงขึ้นไปตามผ้าเกิดการระเหยออกได้ง่าย ๆ เป็นการวัดอุณหภูมิขณะน้ำระเทีย ซึ่งมีอุณภูมิจะลดลงจากอุณหภูมิอากาศเล็กน้อยขึ้นกับความชื้นในอากาศขณะนั้น ถ้าหากความชื้น ในอากาศน้อย การระเหยของน้ำมาก การคึงความร้อนออกไปใช้ในกระบวนการเปลี่ยนสถานะมาก อุณหภูมิลดลงมาก กลับกันถ้าความชื้นในอากาศมาก อุณหภูมิก็จะลดลงน้อย ดังนั้นถ้าสมมติว่า ้ความชื้นในอากาศมี 100% อุณภูมิของกระเปาะทั้งสองจะเท่ากัน โดยหลักการแล้ว ถ้าทราบผลต่าง ้อุณหภูมิทั้งสองก็สามารถเทียบหาก่ากวามชื้นสัมพัทธ์ได้จากตาราง วิธีการอ่านก่ากวามชื้นสัมพัทธ์ ้ก็เพียงทำการอ่านค่าอุณหภูมิกระเปาะแห้งบันทึก T และ อุณหภูมิกระเปาะเปียกเป็น T, จากนั้น ้อ่านก่ากวามชื้นตามตารางที่ติดอยู่ตรงกลางแท่นติดตั้งกระเป่าะทั้งสอง ที่ช่องของอุณหภูมิ T จากนั้นอ่านก่าตามแนวนอน (ของช่อง T ู) โดยใช้ผลต่าง T-T ู=∆T จะได้ก่ากวามชื้นสัมพัทธ์ (%) ถ้าต้องการความละเอียคถูกต้องสูงในกรณีที่ถ้า T และ ∆T เป็นตัวเลขที่มีทศนิยมนั้น ควรใช้วิธี เทียบบัญญัติไตรยางค์



รูปที่ 1.5 แสดงไฮโกรมิเตอร์ รูปซ้ายเป็นเครื่องตรวจวัด รูปกลางแสดงการหุ้มกระเปาะเปียก รูปขวา เป็นวิธีการอ่าน ที่มา: https://www.amazon.in/Labworld-thermometer-hygrometer-instrumentworkspace/dp/B08B57R8Z8

8

การทดลองตรวจวัดความชื้นในอากาศ

วิธีทคลอง ตอนที่ 1

1. ใส่น้ำในถ้วยสเตนเลส ให้สูงประมาณ 1 cm จากกันถ้วย วัดอุณหภูมิห้อง บันทึกผล

 2. นำขวดน้ำใส่น้ำแข็งลงไป 1/4 ของขวด เติมน้ำลงไปครึ่งขวด เขย่าให้น้ำแข็งละลายสัก พักหนึ่ง (สมดุลน้ำกับน้ำแข็งที่ 0-4 °C)

 หยดน้ำเย็นจัดในข้อ 2. ลงไปอย่างต่อเนื่องช้า ๆ คนไปเรื่อย ๆ และวัคอุณหภูมิ จนเกิดฝ้า ที่ขอบถ้วย หยุดหยดน้ำเย็นจัด บันทึกอุณหภูมิเกิดฝ้า

4. นำน้ำอุณหภูมิห้องมาหยุคลงไป จนฝ้าที่ก้นถ้วยหายไปหมด บันทึกอุณหภูมิฝ้าหาย

5. คำนวณอุณหภูมิจุดน้ำค้างจากค่าเฉลี่ยเกิดฝ้า และฝ้าหายไป บันทึกผล

6. ทำซ้ำ 1 ถึง 5 อีกสองครั้ง และหา T_d เฉลี่ย

 เปิดตาราง 1.5 หาก่ากวามดันที่อุณหภูมิห้อง บันทึกเป็นกวามดันไอที่มีได้สูงสุดที่ อุณหภูมิห้อง (P,) และเช่นเดียวกับกวามหนาแน่น (M,)

7. เปิดตาราง 1.5 หาค่าความคัน ใอน้ำที่อุณหภูมิจุดน้ำค้าง บันทึกเป็นความคัน ใอที่มีอยู่ใน ขณะนั้น (P) และเช่นเดียวกับความหนาแน่น (M

8. คำนวณหาความชื้นสัมพัทธ์ จากสมุการ $R_P = \frac{P}{P_S} \times 100\%$ และ $R_M = \frac{M}{M_S} \times 100\%$ วิธีทดลอง ตอนที่ 2

1. อ่านอุณหภูมิกระเปาะแห้งบันทึกเป็น T และกระเปาะเปียกบันทึกเป็น T

หาผลต่างอุณหภูมิ T-T_w=∆T

3. อ่านตามแนวคิ่งที่อุณหภูมิ T_w ตามแนวระดับตามช่องผลต่าง ∆T ดังรูปที่ 1.5 (ขวามือ)

4. บันทึกความชื้นจากไฮโกรมิเตอร์ และหาเปอร์เซ็นต์กวามแตกต่างทั้งสองวิธี



รูปที่ 1.6 แสดงขั้นตอนการทดลองตรวจหาความชื้นอุณหภูมิจุดน้ำค้างและการหาความชื้นสัมพัทธ์

9

10

อุณหภูมิ (°c)	ความคัน (mm of Hg)	ความหนาแน่น (g/m³)	
10	9.2	9.4	
11	9.8	10.0	
12	10.5	10.7	
13	11.2	11.4	
14	12.0	12.1	
15	12.8	12.8	
16	13.6	13.6	್ದಲ್ಲಿ
17	14.5	14.5	
18	15.5	15.4	C M
19	16.5	16.3	
20	17.6	17.3	
21	18.7	18.3	
22	19.8	19.4	
23	21.1	20.6	
24	22.4	21.8	
25	23.8	23.0	
26	25.2	24.4	
27	26.8	25.8	
28	28.4	27.2	
29	30.1	28.8	
30	31.8	30.4	
35	42.0	39.6	
37	47.1	44	
40	55	65.6	
200			-

ตารางที่ 1.5 แสดงค่าความดันและความหนาแน่นไอน้ำอิ่มตัว (ช่วง 10°C ถึง 40°C)

สมบัติทางฟิสิกส์อื่น ๆ ของชั้นบรรยากาศที่สำคัญ ซึ่งยังไม่ได้กล่าวถึงในที่นี้ จะกล่าวถึง อย่างละเอียดในบทอื่น ๆ เช่น การดูดกลืนและการแผ่รังสี สมบัติทางแม่เหล็กไฟฟ้า เป็นต้น สมบัติ ทางเทอร์ โมไดนามิกส์ และองค์ประกอบทางเกมีที่กล่าวถึงในบทนี้ เป็นเพียงการแสดงปัจจัยสำคัญ ที่จะส่งผลต่อการเกิดสมดุลพลังงานในบทที่ 2 และการแบ่งชั้นบรรยากาศในบทที่ 3 เป็นสำคัญ เพราะสมดุลพลังงานของพื้นผิวโลกและชั้นบรรยากาศจะนำไปสู่พลศาสตร์ของชั้นบรรยากาศ และ ปรากฏการณ์ต่าง ๆ ในชั้นบรรยากาศ ซึ่งจะกล่าวถึงรายละเอียดในแต่ละบทต่อไป

ตัวอย่างตารางและการบันทึกผล

ครั้งที่	อุณหภูมิเกิดฝ้า	อุณหภูมิฝ้ำหาย	ค่าเฉลี่ย	T _d เฉลี่ย			
	(°C)	(°C)	(°C)	(°C)			
1	19.5	20.5	20.0				
2	19.0	21.0	20.0	20.0			
3	19.5	20.5	20.0		0		

ตารางที่ 1.6.1 หาอุณหภูมิจุดน้ำค้าง

		1		19.5		20.5	20.0			\sim
		2		19.0		21.0	20.0	20.0		, es à
		3		19.5		20.5	20.0		2 23	
		ตา	เรางที่	1.6.2 หาคว	ານາ໌	รั้นจากอุณห:	ภูมิจุดน้ำก้	13 Al		
T ห้อง	P _s (mmHg	g) P(mm	nHg)	$R_P = \frac{P}{P} \times 10$	0%	$M_s(g/m^3)$	M(g/m ³)	$R_P = \frac{P}{P}$	× 100%	R เฉลี่ย
(°C)	อ่านจาก '	T อ่านจา	าก T _d	P_s		อ่านจาก T	อ่านจาก	(%	5)	(%)
							or or			
28	28.4	17.	.6	62		27.2	17.3	64	1	63

ตารางที่ 1.6.3 หาความชื้นจากไฮโกรมิเตอร์

	T ห้อง	อุณหภูมิกระเปาะแห้ง	อุณหภูมิ <mark>กระ</mark> เปาะเปียก	ผลต่าง	ความชื้นสัมพัทธ์
	(°C)	(°C)	(°C)	(°C)	(%)
	28	28	24	4	67
Carlo and a start of the start		Contraction of the second seco			

11

12

คำถามท้ายบท

- 1. จงอธิบายคุณลักษณะชั้นบรรยากาศโดยสังเขป
- 2. LTE คืออะไร มีประโยชน์อย่างไร
- 3. องค์ประกอบทางเคมีของชั้นบบรยากาศมีผลต่อชั้นบรรยากาศอย่างไร
- 4. องค์ประกอบหลักของก๊าซในชั้นบรรยากาศมีอะไรบ้าง และมีกลไกการหมุนเวียนอย่างไร
- 5. ระบุชื่อก๊าซที่สำคัญเชิงความร้อนในชั้นบรรยากาศ และกลไกการหมุนเวียนโดยสังเขป
- 6. อุณหภูมิห้อง 31 °C มีอุณหภูมิจุดน้ำค้าง 25 °C จะมีความชื้นสัมพัทธ์เท่าไร
- 7. จากข้อ 6. ถ้า อุณหภูมิกระเปาะเปียก 28 °C จงหาความชื้นสัมพัทธ์
- 8. จงใช้โปรแกรม MATLAB พิมพ์คำสั่งตามตัวอย่างต่อไปนี้

temp=linspace(1,30,300); %กำหนดค่าอุณหภูมิตั้งแต่ 1 ถึง 30°C แบ้งเป็น 300 ค่า

- beta=0.067; %กำหนดค่าคงที่ β
- a=6.11; %กำหนดค่าคงที่ A
- est=*exp(beta*ti) %คำนวณฟังก์ชัน 1.4
- plot (temp, est) % แสดงกราฟ

xlabel ('temperature {(^oC})'); %ระบุชื่อกราฟและหน่วยตามแกนนอน ylabel ('Saturation vapour pressure {hPa)); %ระบุชื่อกราฟและหน่วยตามแกนตั้ง

เมื่อใช้กำสั่งรันโปรแกรมใน MATEAB จะได้กราฟเส้นโค้งคล้ายรูปที่ 1.4 (แต่ค่าตามมาตราส่วน อาจจะต้องจัดเองในโปรแกรมให้เหมาะสม โดยเพิ่มกำสั่งลงในโปรแกรม) ถ้าในแนวนอนกำหนด เป็นอุณหภูมิ แนวตั้งเป็นความคันไออิ่มตัว จะสรุปความสัมพันธ์ในกราฟได้อย่างไร จงอธิบาย

พลังงานและสมดุลพลังงาน (The global energy balance)

อาจกล่าวได้ว่าชั้นบรรยากาศและพื้นผิวโลกนั้นได้รับผลกระทบโดยตรงมาจากดวงอาทิตย์ อยู่ตลอดเวลา เพราะโลกได้รับรังสีแสงจากดวงอาทิตย์และสามารถดูดกลืนรังสีที่ได้รับไว้ สาระ ทั่วไปเกี่ยวกับสมดุลรังสีกวามร้อนของโลกและชั้นบรรยากาศจึงเป็นสิ่งจำเป็นอย่างที่ต้องกล่าวถึง เป็นอันดับต้น ๆ เมื่อพิจารณาตามหลักสมดุลนั้นโลกจะต้องร้อนขึ้นและแผ่พลังงานออกไปในอัตรา ที่ได้รับดังรูปที่ 2.1 มิเช่นนั้นโลกก็จะมีอุณหภูมิสูงขึ้นเรื่อย ๆ จนเกินขีดจำกัดในที่สุด อย่างไรก็ตาม หากพิจารณาอุณหภูมิยังผลหรืออุณหภูมิการแผ่รังสีของโลกนั้นอยู่ที่ 255 K ซึ่งแผ่รังสีในช่วงกลื่น IR (infrared) ชั้นบรรยากาศโลกกวรจะดูดกลืนกวามยาวกลิ่นในช่วงนี้ได้ดี เนื่องจากชั้นบรรยากาศ มีโมเลกุลก๊าซพวกที่เป็นแบบ triatomic เช่น H₂O CO₂ ซึ่งสามารถดูดกลืนและปลดปล่อยรังสี ในช่วงกลื่น IR ได้ดี อุณหภูมิชั้นบรรยากาศสูงขึ้นเพราะดูดกลืนปริมาณรังสีกวามร้อนไว้ และมีการ แผ่กลับสู่พื้นผิวโลกส่วนหนึ่ง กลไกนี้เรียกว่า "Greenhouse effect" ส่งผลทำให้ชั้นบรรยากาศโลก และพื้นผิวโลกมีอุณหภูมิเหมาะสมกับสิ่งมีชีวิต ซึ่งจะกลาวถึงรายละเอียดดังนี้



รูปที่ 2.1 แผนภาพแสดงการแผ่รังสีแสงของควงอาทิตย์ และ โลก

2.1 อุณหภูมิการแผ่รังสีของโลก (Effective planetary temperature, emission temperature)

โลกรับพลังงานทั้งหมดมาจากควงอาทิตย์ ซึ่งควงอาทิตย์ปลดปล่อยพลังงงานแสง (visible light) มายังโลกในแต่ละช่วงวันด้วยอัตราพลังงาน Q = 3.87 × 10²⁶ W ปริมาณฟลักซ์รังสีแสงที่ แผ่มาสู่พื้นผิวของโลกเรียกว่า Solar constant ปริมาณนี้แปรเปลี่ยนตามค่าระยะห่างระหว่างโลกและ

บทที่ 2

14

ดวงอาทิตย์ (r) และมีความเข้มแปรตามส่วนกลับของรัสมีกำลังสอง (r²) ดังสมการ $S_0 = \frac{Q}{4\pi r^2}$ ก่ากงที่ S_0 นี้เท่ากับ 1367 W/m² (ในขณะที่คาวสุกร์มีค่าสูงถึง 2632 W/m² อุณหภูมิเฉลี่ยจึงสูงกว่า โลกและควงจันทร์เพราะระยะ r น้อยกว่า) ดังตารางที่ 2.1 แต่เนื่องจากระยะ r มักไม่คงที่ในแต่ละ หนึ่งรอบปี ตามวงโคจรของโลก ดังนั้นก่ากงที่ S₀ นี้จึงไม่ใช่ก่ากงที่จริงที่เวลาใดเวลาหนึ่ง ส่วนก่า ตามตารางเป็นการใช้ก่า r เฉลี่ยที่เท่ากับ 150×10[°]m

	-			·		r	
	r (×10 ⁹ m)	$S_0(W/m^2)$	α_{p}	T _e (K)	$T_m(K)$	T _s (K)	T(earth days)
Venus	108	2632	0.77	227	230	760	243
Earth	150	1367	0.30	255	250	288	1.0
Mars	228	589	0.24	211	220	a) 230	1.03

ตารางที่ 2.1 ข้อมูลการรับพลังงานแสง และอุณหภูมิต่าง ๆ ของคาวควงอื่นเทียบกับ โลก

ความสัมพันธ์ระหว่างพลังงานของฟลักซ์และความยาวคลื่นแสดงเป็นสเปกตรัมดังรูปที่ 2.2 จะพบว่าเป็นไปตามกฎการแผ่รังสีของวัตถุ คือวัตถุที่มีพลังงานสูงจะปลดปล่อยคลื่น แม่เหล็กไฟฟ้า (เรียกว่าการแผ่รังสี) ช่วงคลื่นสั้น เช่นดวงอาทิตย์ปลดปล่อยพลังงานช่วงคลื่นแสงสี เป็นหลัก (สีรุ้ง) ซึ่งเรามักเห็นเป็นแสงขาว ตามรูป ฟลักซ์พลังงานจะลดลงในช่วงความยาวคลื่นที่ เข้าใกล้ IR และ UV (ทฤษฎีการดูคกลืนและกายพลังงานช่วงกลื่นแสงแสดงไว้ในภาคผนวก 5)



รูปที่ 2.2 แสดงช่วงพลังงานที่แผ่ออกจากควงอาทิตย์พล็อทเทียบกับความยาวกลื่น ตามพึงก์ชันของ การแผ่รังสีของวัตถุดำที่อุณหภูมิของควงอาทิตย์ (6000 K) พบว่า 95% เป็นช่วงกลื่นแสง

ตามทฤษฎีการแผ่รังสีของวัตถุดำของพลังก์ พบว่าความยาวกลื่นที่ปลดปล่อยและดูดกลืน โดยวัตถุนั้นแปรตามอุณหภูมิของวัตถุ และเป็นไปตามกราฟดังรูปที่ 2.3 เมื่อกลับมาพิจารณา การศึกษาช่วงกลื่นรังสีที่แผ่ออกจากควงอาทิตย์จะพบว่าช่วงสูงสุดของกราฟ (visible) สอดกล้อง กับทฤษฎีของพลังก์ที่ 6000 K ด้วยเช่นกัน (ทฤษฎีการแผ่รังสีของวัตถุกล่าวไว้ในภาคผนวก 5)



รูปที่ 2.3 แสดงระดับพลังงานที่เกิดจากการแผ่รังสีจากวัตถุดำที่อุณหภูมิต่าง ๆ

โลกได้รับพลังงานแสงโดยตรงจากควงอาทิตย์ ดังได้กล่าวถึงไว้แล้วในข้างต้น เมื่อเริ่ม พิจารณาสมคุลพลังงานของโลกตามแผนผั้งดั้งรูปที่ 2.4 ซึ่งแสดงพื้นที่ฟลักซ์ของรังสีจากควง อาทิตย์ที่แผ่มาสู่โลก พื้นที่ผิวที่โลกมีการรับและแผ่รังสีออกไป ถ้าใช้ค่าเฉลี่ยรัศมีวงโคจรของโลก ทำการคำนวณ solar flux จะได้ผลลัพธ์เป็น $S_0 = 1367 \text{ W/m}^2$ เมื่อพิจารณาพื้นที่ฟลักซ์รังสีแสง จากควงอาทิตย์ (solar flux area) ซึ่งเท่ากับ πa^2 ดังรูปที่ 2.4 จะพบว่าปริมาณฟลักซ์ของรังสีจาก ควงอาทิตย์ที่ตกกระทบพื้นผิวโลก (Solar radiation incident on earth) เท่ากับ $S_{inc} = S_0 \pi a^2 = 1.74 \times 10^{17} W$

ไม่เพียงแต่การดูดกลืนเท่านั้นโลกยังสามารถสะท้อนรังสีออกไปด้วยอัตราหนึ่ง ซึ่งมัก พิจารณาจากอัตราส่วนการสะท้อนต่อรังสีตกกระทบหรือที่เรียกว่าค่า albedo (α) การสะท้อนแสง จากพื้นผิวต่าง ๆ กันจะมีค่า albedo แตกต่างกัน ดังตารางที่ 2.2 ซึ่งจะแปรเปลี่ยนไปตามธรรมชาติ ของพื้นผิววัตถุ โดยปกติ สิ่งที่มักสะท้อนแสงออกไปมาก ๆ และมีค่า albedo สูง ๆ มักเป็นสิ่งที่มีผิว สะท้อนแสง เช่น น้ำแข็ง หิมะ ทะเลทราย เป็นต้น ถ้าพิจารณาภายใต้เงื่อนไขที่ไม่มีเมฆ น้ำแข็ง ทะเลทราย หรือหิมะปกคลุมพื้นที่ต่าง ๆ แต่ละบริเวณยังคงมีค่า albedo แตกต่างกันไม่มากนัก ดังนั้นในการคำนวณที่ใช้ค่า albedo รวมของพื้นผิวโลกโดยทั่วไป จึงมักใช้ก่าเฉลี่ยของการสะท้อน แสงของผิวโลก คือก่า $\alpha_p \cong 0.3$ ก่านี้เรียกว่า "planetary albedo" ส่งผลทำให้สามารถคำนวณก่า การดูดกลืนรังสีจากควงอาทิตย์โดยผิวโลก (Solar radiation absorbed by the Earth) เป็นไปตาม สมการ $S_{abs} = (1 - \alpha_p)S_0\pi a^2 = 1.22 \times 10^{17} W$ 2.1

15



รูปที่ 2.4 แสคงพื้นที่ส่องผ่านพลังงานแสงมายังพื้นผิวโลกและการแผ่รังสีความร้อนจากผิวพื้นโลก

ชนิดของพื้นผิวโลก	ค่าการสะท้อนแสง (Albedo; %)
มหาสมุทร (Ocean)	2-10
พื้นป่า (Forest)	6-18
ทุ่งหญ้า (Grass)	7-25
พื้นดิน (Soil)	10-20
ทะเลทราย (Desert,sand)	35-45
พื้นน้ำแขึ่ง (Ice) _👌	20-70
หิมะ (Fresh Snow)	70-80
6.45	

<u></u>
5
โลก
ŝ

เนื่องจากอุณหภูมิของผิวโลกมีทั้งเพิ่มขึ้นและลดลง ดังนั้นปริมาณฟลักซ์พลังงานรวม ทั้งหมดที่ผิวพื้นโลกแผ่ออกไปสู่อวกาศจะต้องสมดุลกับปริมาณรังสีแสงที่โลกรับและดูดกลืนไว้ จากดวงอาทิตย์ (ถ้าพิจารณาผลรวมทั้งหมด) ขณะที่โลกหมุนเคลื่อนที่ไปและเกิดการแผ่รังสีออกไป ในทุกทิศทางกล้ายกับวัตถุดำที่มีอุณหภูมิคงที่ T_o (เป็นที่รู้จักในชื่อของ effective planetary temperature หรือ emission temperature of Earth) โดยมีปริมาณรังสีที่แผ่ออกไปต่อหน่วยพื้นที่มีค่า เท่ากับ σT^4 เมื่อ $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} W/m^2 K^4$ เป็นค่า Stefan-Boltmann constant ดังนั้นปริมาณรังสี ที่แผ่ออกจากผิวพื้น (Emitted terrestrial radiation) หาได้จาสมการ

 $S_{up} = 4\pi a^2 \sigma T_e^4$ 2.2 จะพบว่าสมการนี้เป็นฟังก์ชันของ emission temperature T_e ซึ่งเป็นอุณหภูมิหนึ่งที่ใช้เปรียบเทียบ เหมือนกับว่าถ้าออกไปตรวจวัดนอกโลกจะเห็นอุณหภูมิของกราฟการแผ่รังสีมีความโค้งสูงสุด ตรงกันกับสเปกตรัมสูงสุดที่วัดได้จากการแผ่รังของผิวโลกออกไปสู่อวกาศ (โดยไม่คำนึงถึงแสง

หรือรังสีอื่น ๆ)

เมื่อนำสมการ 2.1 เท่ากันกับสมการที่ 2.2 และจัครูปแบบสมการใหม่จะได้้ค่า

 $T_e = \left[\frac{S_0(1-\alpha_p)}{4\sigma}\right]^{\frac{1}{4}}$ 2.3 เนื่องจากในขั้นตอนการจัดรูปแบบสมการนั้นตัวแปรรัสมีโลก a ถูกตัดกันหายไปหมด ทำให้ T_e ขึ้นกับค่า albedo และระยะห่างระหว่างโลกกับควงอาทิตย์ในตัวแปร S₀ เท่านั้น และเมื่อแทนค่าตัว แปรทั้งหมดลงไป จะพบว่ามีอุณหภูมิยงผล (effective temperature) มีค่าเท่ากับ 255K ตรงตาม ตารางที่ 2.1 (ซึ่งเป็นตารางแสดงค่าตัวแปรต่าง ๆ ของควงคาวศุกร์ โลก และควงจันทร์ ที่ได้จากการ คำนวณและการตรวจวัค) โดยเปรียบเทียบค่าอุณหภูมิเฉลี่ย T_m กับ T_e ที่คำนวนได้จากสมการที่ 2.3 แสดงให้เห็นถึงความสอดคล้องกัน

อย่างไรก็ตาม สิ่งที่ได้จากตาราง 2.1 แสดงให้เห็นว่า T, ของโลกนั้นน้อยกว่าอุณหภูมิเฉลี่ย ที่ผิวพื้น T, เกือบ 40 K อาจเป็นผลมาจาก 2 กรณีคือ

1. รังสีที่แผ่ออกมาถูกดูดกลืนโดยชั้นบรรยากาศและสะสมพลังงานอยู่ในไอน้ำ

 การเคลื่อนตัวของกระแสอากาศจะพาความร้อนไปได้ ทั้งในแนวระดับและแนวดิ่ง ทั้งหมดนี้จะไปกล่าวถึงต่อไปในหัวข้ออื่น ๆ

2.2 การดูดกลื่นพลังงานโดยชั้นบรรยากาศ (The atmospheric absorption spectrum)

สมบัติการแผ่รังสีของวัตถุเป็นไปต่ามเส้นโค้งกราฟการแผ่รังสีของวัตถุคำ ซึ่งจะมีก่าความ ยาวคลื่นสูงสุด λ_{max}เป็นไปตามสมการ λ_mT = ค่าคงที่ 2.4 สมการนี้ เป็นที่รู้จักคีในชื่อของ wien's displacement law และเมื่อพิจารณาควงอาทิตย์ที่อุณหภูมิ 6000K จะมีช่วงสเปกตรัมสูงสุดที่ตรงกับความยาวคลื่น 0.6 µm ในช่วงคลื่นแสง visible ซึ่งถ้า พิจารณาในรูปแบบเดียวกันกับการแผ่รังสีของโลกโดยใช้ก่าตามตารางที่ 2.2 ที่มีอุณหภูมิของ พื้นผิวโลก T_c=255K ดังนั้นพีคสูงสุดของสเปกตรัมอยู่ที่ λ^{carth} = 0.6 × ⁶⁰⁰⁰/₂₅₅ ≅ 14µm ซึ่งอยู่ ในช่วงคลื่น IR ดังนั้นการแผ่รังสีของโลกไปสู่อวกาศเป็นช่วงคลื่น IR เป็นหลัก และจากการ ประมาณก่าสเปกตรัมของโลกและควงอาทิตย์แสดงตามรูปที่ 2.5 (บน) พบว่าทั้งสองสเปกตรัมไม่มี การซ้อนทับหรือซ้อนเหลื่อมกัน ซึ่งแสดงการส่งผ่านพลังงานในรูปการแผ่รังสีที่แตกต่างกันมาก จากรูปที่ 2.5 (กลางและล่าง) แสดงการดูดกลืนพลังงานในช่วงสเปกตรัมต่าง ๆ ของชั้นบรรยากาศ ใกล้พื้นผิวโลกและระดับ 11 km ซึ่งพบว่าที่ระดับใกล้พื้นผิวโลกมีการดูดกลืนรังสีแต่ละช่วงกลื่น ด่างออกไปบางส่วน ซึ่งอาจสรุปได้ว่าชั้นบรรยากาศของโลกเกือบทั้งหมดเป็นตัวกลางโปร่งแสง ซึ่งเป็นช่วงพีคสูงสุดของการแผ่รังสีของควงอาทิตย์ โดยไม่มีการดูดกลืนในช่วงกลื่นแสงขาว และ มักเป็นไปตามเงื่อนไขดังนี้

17



รูปที่ 2.5 ค่าประมาณการของการแผ่รังสี (ตามฟังก์ชั้นการแผ่รังสีของวัตถุคำแปรตาม T⁴λB_λ) สำหรับดวงอาทิตย์ (6000K) และ โลก (255 K) เทียบกับกวามยาวกลื่นในหน่วย μm (ภาพบนสุด) เมื่อ B_λ เป็น blackbody function และ λ เป็นกวามยาวกลื่น สัดส่วนของการดูดกลืนพลังงานโดยชั้น บรรยากาศระดับใกล้ผิวพื้น (รูปกลาง) และที่บริเวณใกล้ Tropopause (รูปล่างสุด) เทียบกับกวาม ยาวกลื่น ที่มาข้อมูลจาก หนังสือ Atmospheric Radiation, Oxford University Press, 1989.

- 1. ชั้นบรรยากาศทั้งหมดเป็นตัวกลางทึบแสง UV บดบังแสงยูวีได้
- 2. ชั้นบรรยากาศก่อนข้างจะบดบังและดูดกลืนรังสี IR ได้ดี บางช่วงกลื่นดูดกลืนได้
 - ้อย่างสมบูรณ์ แต่บางช่วงคลื่นถูกปล่อยผ่านไปได้อย่างดี
- (3. N₂ ไม่สามารถดูดกลืนในทุกช่วงกลื่น ในขณะที่ O₂ (เส้นสีดำ) ดูดกลืนได้เพียงช่วง UV เท่านั้น แต่ในช่วง IR จะยอมให้ผ่านได้ทั้งหมด ซึ่งเป็นช่วงกวามยาวกลื่นที่สำคัญ

4. โมเลกุลเด่นที่ดูดกลืนช่วงกลื่น UV คือ O₂ ส่วนในช่วงกลื่น IR โมเลกุลเด่นคือ H₂O (เส้น สีแดง) และ CO₂ (เส้นสีเหลือง) และ โมเลกุลอื่น ๆ ที่มีโครงสร้าง โมเลกุลแบบสามอะตอม ซึ่งโมเลกุลแบบนี้มีโหมดการหมุนและการสั่นที่ง่ายต่อการกระตุ้นโดยรังสีในช่วงกลื่นยาว IR แต่โมเลกุลแบบสามอะตอมนี้มีความเข้มข้นต่ำมาก ดังตารางที่ 1.2 จึงเป็นสิ่งที่แสดงว่า ทำใมชั้นบรรยากาศจึงอ่อนไหวต่อการรบกวนโดยกิจกรรมของมนุษย์

2.3 ปรากฏการณ์เรือนกระจก (The greenhouse effect)

สืบเนื่องจากการกำนวณอุณหภูมิ T, ที่กล่าวถึงมาแล้วนั้น ซึ่งได้ค่าที่ต่ำกว่าการตรวจวัด อุณหภูมิผิวพื้นรวมทั้งหมดทั่วโลก ทำไมจึงเป็นเช่นนั้น จากการพิจารณากราฟตามรูปที่ 2.5 พบว่า ชั้นบรรยากาศทำตัวเป็นตัวกลางทึบแสง IR จึงเป็นไปได้ที่แสงในช่วงกลื่นแสง IR จะไม่สามารถ ทะอุผ่านชั้นบรรยากาศออกไปได้โดยตรง รังสีกวามร้อนในช่วงกลื่น IR ที่แผ่ออกจากพื้นโลกจะถูก ดูดกลืนไว้โดยไอน้ำ (H₂O) ก่อนที่จะแผ่ผ่านออกจากชั้นบรรยากาศไปได้เพียงบางส่วนเท่านั้นและ โดยเฉลี่ยการแผ่รังสีออกจากชั้นบรรยากาศบางชั้นจะเกิดขึ้นส่วนหนึ่ง ซึ่งมักเป็นที่ระดับสูงเฉลี่ย 5 km โดยประมาณ และชั้นบรรยากาศที่เหนือระดับนี้ขึ้นไปเกือบทั้งหมดเป็นตัวโปร่งแสง IR ดังนั้น ชั้นบรรยากาศระดับต่ำ ๆ ส่วนนี้จะเป็นตัวแผ่กระจายอุณหภูมิได้ดีกว่าผิวพื้น ซึ่งสามารถแผ่กระจาย รังสีนี้ออกไปได้ทั้งในแนวขึ้นบนและแนวลงล่าง ส่งผลทำให้ผิวพื้นได้รับรังสีทั้งจากแสงอาทิตย์ และช่วงกลื่น IR จากชั้นบรรยากาศด้วย ส่งผลต่ออุณหภูมิจริงของผิวพื้นสูงกว่าก่า T, ที่กำนวณได้ และตามหลักการนี้เป็นปรากฏการณ์ที่เรียกว่า "Greenbouse effect"

2.3.1 โมเดลอย่างง่ายของปรากฏการณ์เรือนกระจก (A simple greenhouse model)

เนื่องจากชั้นบรรยากาศจริง ๆ นั้นมีความซับซ้อนมาก ๆ ดังนั้นเพื่อให้เกิดความเข้าใจได้ง่าย ในหัวข้อนี้จึงกำหนดให้เป็นไปตามเงื่อนไขที่ว่าชั้นบรรยากาศบางมาก ๆ จนประมาณได้ว่าชั้น บรรยากาศมีโครงสร้างแบบแบนเป็นระนาบชั้นเดี่ยว ๆ การรับและดูดกลืนพลังงานรวมถึงการแผ่ พลังงานออกมาเป็นโมเดลง่าย ๆ ตามรูปที่ 2.6 ซึ่งจะพิจารณาว่ามีปริมาณแสงแผ่เข้ามาสู่โลกและชั้น บรรยากาศปริมาณหนึ่ง (incoming radiation) ต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ ซึ่งเท่ากับฟลักซ์ของพลังงานแสง เฉลี่ยต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ผิวพื้นที่ตกกระทบ โดยจะนิยามเป็น "Average solar flux = intercepted incoming radiation/Earth's surface area" หรือเขียนเป็นสมการคณิตศาสตร์สั้น ๆ ดังนี้

$S_{inc} = \frac{S_0 \pi a^2}{4\pi a^2} = \frac{1}{4} S_0$ 2.5

การอธิบายชั้นบรรยากาศเป็นรูปแบบชั้นเดี่ยว ๆ ที่มีอุณหภูมิ T_s และประมาณว่าชั้น บรรยากาศสามารถปล่อยผ่านคลื่นสั้น visible ได้ถึงร้อยเปอร์เซ็นต์ และปิดกั้นคลื่นยาว IR ไว้ได้ ทั้งหมด จากนั้นจึงแผ่พลังงานที่ดูดกลืนไว้ออกมาในย่าน IR โดยกำหนดว่าเป็นไปตามรูปที่ 2.6 (ทั้งนี้เพื่อให้ง่ายต่อการกำนวณ) ซึ่งส่วนหนึ่งแผ่กลับมาสู่ผิวพื้นอีกครั้ง และส่วนที่สองของคลื่นยาว IR นี้กระจายออกจากชั้นบรรยากาศสู่อวกาศไปได้

เนื่องจากชั้นบรรยากาศทั้งหมดของโลกจะต้องเข้าสู่สมดุล ดังนั้นฟลักซ์สุทธิของระบบ จะต้องเป็นค่าที่เข้าสู่ศูนย์ โดยมีค่าเฉลี่ยฟลักซ์สุทธิของรังสีช่วงคลื่นสั้นต่อหน่วยพื้นที่เป็นไปตาม สมการที่ 2.5 และดูดกลืนไว้เท่ากับ $\frac{1}{4}(1 - \alpha_p)S_0$ ขณะที่การแผ่รังสี IR ออกจากผิวพื้นโลกไปยัง อวกาศต่อหน่วยพื้นที่เท่ากับ $A_{up} = \sigma T_a^4$ เมื่อพิจารณาสมการข้างต้นมารวมกันจะพบว่า
$$\sigma T_a^4 = \frac{1}{4} (1 - \alpha_p) S_0 = \sigma T_e^4$$
 2.6

ที่เป็นเช่นนี้เพราะว่าส่วนที่แผ่กลื่นในช่วง IR ออกไปได้มีเพียงจากชั้นบรรยากาศเท่านั้น (และ กำหนดให้ T, เป็นไปตามสมการที่ 2.3) จึงกล้ายกับว่า เมื่อมองจากนอกโลกจะเห็นชั้นบรรยากาศ เป็นตัวแผ่กระจายพลังงานออกไปในย่านอุณหภูมิ T, ในสมการนี้



รูปที่ 2.6 แสดงโมเคลปรากฏการณ์กรีนเฮาส์อย่างง่าย สำหรับการสร้างสมการสมคุลเพื่อประมาณ ค่า Te

เมื่อพิจารณาที่ผิวพื้นจะพบว่า มีค่าเฉลี่ยฟลักซ์ของพลังงานที่ดูคกลืนไว้ในช่วงคลื่นสั้น (incoming shortwave flux) จะเท่ากับ $\frac{1}{4}(1-\alpha_p)S_0$ และมีฟลักซ์ของพลังงานแผ่ลงมาจากชั้น บรรยากาศเท่ากับ $A_a = \sigma T_a^4 = \sigma T_e^4$ (มีการแผ่คลื่นยาวออกไปเท่า ๆ กันและมีเพียงสองทิศทางที่ สมดุลกันตามไมเคลกำหนดไว้) ดังนั้นฟลักซ์ IR ที่พุ่งออกไปในแนวตั้งจากผิวพื้นดินคือ $S_{up} = \sigma T_s^4$ เมื่อ T_s คืออุณหูมิผิวพื้น แต่เนื่องจากที่ภาวะสมดุล ฟลักซ์สุทธิที่ผิวพื้นต้องเป็นศูนย์ ดังนั้น เมื่อรวมฟลักซ์ของพลังงานส่วนที่ดูคกลืนไว้แผ่ออกมากับฟลักซ์ของพลังงานส่วนที่รับเพิ่มจาก ชั้นบรรยากาศจะเท่ากับ $S_{up} = \frac{1}{4}(1-\alpha_p)S_0 + A_a$ จึงทำให้ได้ผลลัพธ์เป็นสมการดังนี้

$$\sigma T_s^4 = \frac{1}{4} (1 - \alpha_p) S_0 + \sigma T_e^4 = 2\sigma T_e^4$$
 2.7

และเมื่อหาความสัมพันธ์ระหว่างอุณหภูมิผิวพื้นกับอุณหภูมิแผ่รังสีจะได้

$$T_s = 2^{1/4} T_e$$
 2.8

สมการนี้แสดงให้เห็นจริงได้ว่า ผลจากการดูดกลื่นโดยชั้นบรรยากาศที่ปรากฏขึ้นนี้ เป็นผลทำให้ อุณหภูมิชั้นบรรยากาศเพิ่มขึ้นด้วยเฟกเตอร์ 2¹⁴=1.19 การเพิ่มขึ้นนี้เป็นผลลัพธ์โดยตรงมาจากการ ดูดกลื่นการแผ่รังสี IR มาจากพื้นดิน โดยชั้นบรรยากาศ และในขณะเดียวกันก็ปลดปล่อยรังสี IR ในช่วงกลื่นยาวกลับลงไปสู่พื้นดินด้วย ทำให้การเพิ่มปริมาณแผ่รังสีความร้อนลงสู่พื้นเพิ่มขึ้นอีก ทางหนึ่ง

เมื่อกำหนดให้ค่า T =255 K จะได้ T =303 K ค่านี้ใกล้เคียงค่าจริงที่ได้จากการเฉลี่ยอุณหภูมิ ผิวพื้นที่ 288 K ตามตารางที่ 2.1 แต่ก็ยังสูงกว่าอยู่พอสมกวร แสดงว่าโมเดลที่กล่าวถึงนี้ยังไม่ถูกต้อง ทั้งหมด จึงเป็นตัวซี้ให้เห็นว่าชั้นบรรยากาศจะต้องมีกวามซับซ้อนกว่าโมเดลนี้มาก

อย่างไรก็ตาม มีประการหนึ่งที่อาจเป็นการอธิบายได้ว่า ไม่ใช่ฟลักซ์ของกลิ่นสั้นทั้งหมด ที่มาตกกระทบส่วนบนสุดของชั้นบรรยากาศแล้วผ่านลงมาถึงผิวพื้น คือต้องมี 20-25% ที่ถูกบดบัง หรือดูดกลิ่นโดยชั้นบรรยากาศบ้างบางส่วน (J. Marshall, 2008)

นอกจากนี้ยังอาจกาดเดาต่อไปได้ว่า การดูดกลืนรังสึกลื่นยาว IR เกิดขึ้นไม่สมบูรณ์ ทั้งนี้ เพราะผลการตรวจวัดอุณหภูมิ และการกำนวณแสดงให้เห็นว่าในความเป็นจริงนั้น ปรากฏการณ์ เรือนกระจกจะต้องมีประสิทธิภาพลดลงกว่านี้ เพื่อทำให้ T ตามสมการ 2.8 มีก่าลดลงจึงจะต้อง ดัดแปลงโมเคลในรูปที่ 2.6 โดยให้มีการแผ่รังสึกลื่นยาว IR ที่ออกมาจากผิวพื้นส่วนหนึ่งผ่านชั้น บรรยากาศออกไปสู่อวกาศได้ โดยจะเรียกโมเดลใหม่นี้ว่า "a leaky greenhouse model" ดังแสดง ในรูปที่ 2.7

2.3.2 A leaky greenhouse

เมื่อพิจารณารูปที่ 2.7, โดยสมมุติว่าชั้นบรรยากาศมีก่ากวามสามารถในการดูดกลืนคลื่น แม่เหล็กไฟฟ้าช่วงกลื่นยาว IR ได้ในอัตรา E ซึ่งเป็นสัดส่วนที่แสดงก่าการดูดกลืนรังสี IR ที่แผ่ ออกไปจากพื้นผิวโลกโดยชั้นบรรยากาศ (ดังนั้นตามรูปที่ 2.6 สอดกล้องกับก่า E=1) ต่อไปนี้จะ แสดงสมดุลฟลักซ์สุทธิที่บวกรวมพลังงานส่วนที่หายไปดรงตำแหน่งบนสุดของชั้นบรรยากาศได้ ดังนี้

$$\frac{1}{4}(1-\alpha_p)S_o = A_{up} + (1-\varepsilon)S_{up}$$
2.9

_เสมุการผลรวมฟลักซ์ที่ผิวพื้นกำหนด โดย

$$\frac{1}{4}(1-\alpha_p)S_0 + A_d = S_{up}$$
 2.10

์เนื่องจาก $A_{up}=A_d$ จะได้

$$S_{up} = \sigma T_s^4 = \frac{1}{2(2-\varepsilon)} (1-\alpha_p) S_0 = \frac{2}{(2-\varepsilon)} \sigma T_e^4$$
 2.11

ดังนั้น

$$T_s = \left(\frac{2}{2-\varepsilon}\right)^{\frac{1}{4}} T_e$$
2.12

ถ้า $\varepsilon \to 0$ เป็นกรณีที่ชั้นบรรยากาศเป็นตัวกลางโปร่งรังสี IR (จึงค่ามี T_s=T_e) และถ้ากรณีที่ $\varepsilon \to 1$ ชั้นบรรยากาศเป็นตัวกลางแบบทึบ IR โดยสมบูรณ์ ทำให้ $T_s = 2^{1/4}T_e$ โดยทั่วไป $0 < \varepsilon < 1$ ดังนั้น $T_e < T_s < 2^{1/4}T_e$ ทั้งนี้เป็นเพราะความโปร่งใสต่อรังสี IR ในบางส่วนของชั้นบรรยากาศ นั้นส่งผลทำให้เกิด leaky greenhouse อันเป็นปัจจัยในการลดผลของกวามร้อน ดังที่พบในสมการ 2.8 ในการกำนวณหาก่าอุณหภูมิของชั้นบรรยากาศจะกำหนดให้พลังงานของการแผ่รังสีโดยชั้น บรรยากาศเท่ากับที่ชั้นบรรยากาศดูดกลืนเข้าไป



รูปที่ 2.7 แสดง โมเคลปรากฎการณ์กรีนเฮาส์แบบมีการสูญเสียพลังงานสู่ชั้นบรรยากาศด้วยตัวแปร การดูดกลินกลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า (ɛ)

ต่อจากนั้น จึงใช้สมการที่ 2.13 2.9 2.10 และ 2.11 ร่วมกัน เพื่อกำนวณหา T_a ได้ดังนี้

$$T_a = \left(\frac{1}{2-\varepsilon}\right)^{1/4} T_e = \left(\frac{1}{2}\right)^{1/4} T_s$$

ดังนั้นสำหรับกรณีที่ชั้นบรรยากาศมี $\varepsilon < 1$ เมื่อกำนวณอุณหภูมิ T_a จะน้อยกว่า T_a เนื่องจากการแผ่ รังสีเกิดขึ้นจากเพียงบางส่วนของชั้นบรรยากาศ ไม่ใช่ทุกบริเวณทั้งหมดของชั้นบรรยากาศ อย่างไร ก็ตาม ต้องกำนึงเสมอว่าชั้นบรรยากาศจะเย็นกว่าที่ผิวพื้นเสมอ

2.3.3 A more opaque greenhouse

จากการกำนวณในกรณีของ leaky greenbouse พบว่าหากต้องการให้ได้อุณหภูมิมากและมี ก่าสูงสุด จึงจะกำหนดให้ชั้นบรรยากาศทีบแสง IR มาก ๆ โดยเฉพาะชั้นบรรยากาศในระดับตื้น ๆ ก็จะต้องกำหนดให้สามารถดูดกลืนรังสี IR ได้เกือบทั้งหมด เงื่อนไขตรงนี้จะเห็นว่าสมมุติฐานตาม รูปที่ 2.6 ที่พิจารณาว่าทั้งผิวพื้นและอวกาศมองเห็นชั้นบรรยากาศเป็นชั้นเดียวกันนั้นไม่ถูกต้อง โดยทั่วไปจะต้องพิจารณาชั้นบรรยากาศให้ซับซ้อนมากขึ้น ในถำคับแรกอาจพิจารณาเป็นสองชั้น แทนชั้นบรรยากาศรวมทั้งหมดที่ดูดกลืนรังสีทั้งหมดดังรูปที่ 2.8 จากนั้นก็ทำการกำนวณโมเดล แบบข้างต้น จะพบว่าอุณหภูมิใกล้เกียงกับการตรวจวัดจริงมากขึ้น และถ้าจะให้ผลการกำนวณ ถูกต้องมากขึ้นอาจต้องพิจารณาแบ่งชั้นบรรยากาศเป็นชั้นย่อย ๆ บาง ๆ จำนวนมาก ตามรูปที่ 2.9

และยอมให้มีการดูดกลิ่นรังสีเกิดขึ้นระหว่างชั้นได้ด้วย เมื่อพิจารณาตามแผนภาพจำลองอย่างไม่ สมบูรณ์ตามรูปที่ 2.9 ก็จะพบว่าชั้นบรรยากาศมีความทึบแสง IR มากขึ้นได้อย่างไร และจะทำให้ อุณหภูมิ T, ใกล้เกียง T, มากขึ้นได้อย่างไร แต่ถ้าโมเดลยิ่งมีความซับซ้อนมากขึ้นเท่าใดการกำนวณ ก็จะยิ่งมีความยุ่งยากมากขึ้นด้วย



รูปที่ 2.8 แสดงโมเคลปรากฏการณ์กรีนเฮาส์แบบมีชั้นบรรยากาศสองชั้นเพื่อประมาณค่า T, จาก สมการสมดุลพลังงาน

โดยทั่วไป การศึกษาชั้นบรรยากาศมักทำการตรวจวัดจริงเป็นหลัก โดยทำการตรวจวัดแบบ โปรไฟล์ก่าเฉลี่ยอุณหภูมิจริงของชั้นบรรยากาศในแต่ละดับความสูง ถ้าหากตรวจพบความร้อน ระดับชั้นใด ก็พิจารณากลไกการส่งผ่านการแผ่รังสีบริเวณนั้น ซึ่งเป็นที่รู้จักคึในชื่อ "radiative equilibrium temperature profile" ดังแสดงไว้ตามรูปที่ 2.10 ซึ่งจะพบว่ามีทั้งบริเวณที่เพิ่มขึ้นและ ลดลง ในแต่ละชั้นย่อยอาจมีอุณหภูมิไม่ต่อเนื่องหรือมีจุดหักกลับ อย่างไรก็ตาม สมดุลของการแผ่ กลื่นรังสี IRในแต่ระดับ (เริ่มจากผิวพื้น) อาจเกิดขึ้นได้ไม่เท่ากันทั่วทุกบริเวณ และในบางช่วงเวลา อาจจะไม่สามารถตรวจวัดได้เนื่องจากความแปรปรวนของอากาศ การดูดกลืนพลังงานในระดับด่ำ ใกล้ผิวพื้น ทั้งรังสีจากควงอาทิตย์และที่แผ่มาจากผิวพื้น ใม่สามารถใช้หลักสมดุลได้ทั่วไปทั้งหมด แต่รังสีจากดวงอาทิตย์ส่วนมากถูกดูดกลืนโดยผิวพื้น ซึ่งแต่ละที่อาจแตกต่างกันในการแผ่พลังงาน ดังนั้น ความไม่ต่อเนื่องของอุณภูมิจึงส่งผลให้เกิดการพาความร้อนในชั้นบรรยากาศ ซึ่งจะกล่าวถึง ในบทที่ 4 ต่อไป ชั้นบรรยากาศที่เหนือ 10 km จะเริ่มเข้าสู่ภาวะสมดุลการแผ่รังสี ซึ่งในรายละเอียด



รูปที่ 2.9 แผนภาพแสดงปรากฏการณ์กรีนเฮาส์แบบมีชั้นบรรยากาศหลาย ๆ ชั้น



รูปที่ 2.10 แสดงการตรวจวัดแบบโปรไฟล์อุณหภูมิที่ระดับความสูงจากพื้นจนถึงประมาณ 50 km พบการกระจายตัวของพลังงานความร้อนในชั้นบรรยากาศมีความแตกต่างกัน ซึ่งอาจเกิดจากความ ซับซ้อนของการแผ่รังสีความร้อนของแต่ละชั้นบรรยากาศ

จะกล่าวถึงต่อไปในบทที่ 3 อย่างไรก็ตาม จากการตรวจวัดในแต่ละระดับชั้นได้ผลที่ต่างจากก่าที่ได้ จากการกำนวณตามที่กล่าวมาแล้วข้างต้น

เนื่องจากกิจกรรมของมนุษย์ในปัจจุบันมีการปล่อยปริมาณก๊าซเรือนกระจกขึ้นไปสะสมใน ชั้นบรรยากาศมากจนเกินสมดุล เช่น คาร์บอนไดออกไซด์ มีเทน เป็นต้น จึงทำให้เกิดอุณหภูมิโลก

และชั้นบรรยากาศโลกสูงมากขึ้น (Global warming - increase in Earth's global temperatures) ้ตัวอย่างกิจกรรมของมนุษย์ที่ทำให้มีก๊าซเรือนกระจกเพิ่มขึ้น เช่น การเผาเชื้อเพลิงต่าง ๆ ทั้งรถยนต์ และอุตสาหกรรม ก๊าซเรือนกระจกที่ถูกปล่อยจากกิจกรรมของมนุษย์ส่วนใหญ่มาจากอุตสาหกรรม การเกษตรที่ขยายมากขึ้นทั่วโลก ก๊าซอื่น ๆ เช่น Nitrous oxide และ CFCs (ทำให้เกิดรูรั่วของ ้โอโซน) ก็มีปริมาณเพิ่มขึ้นด้วย นอกจากนี้ กิจกรรมของมนุษย์ในปัจจุบันยังสร้างสิ่งที่ทำใหเกิด มลพิษในอากาศ (ชั้นบรรยากาศต่ำใกล้พื้นดิน) เช่น ฝุ่น ควัน และอนุภาคแขวนลอยอื่น ๆ ในชั้น ้บรรยากาศ จึงส่งผลกระทบทางสิ่งแวคล้อมและสุขภาพของสิ่งมีชีวิต ซึ่งมลพิษที่กล่าวถึงนี้เกิดขึ้น ้โดยปรากฏการณ์ในชั้นบรรยากาศร่วมด้วย ดังที่จะกล่าวถึงอีกครั้งในบทที่ 4 และบทที่ 12

คำถามท้ายบท

1. การแผ่รังสีของควงอาทิตย์ และการคูดกลื่นกับการปลดปล่อยพลังงานของโลกเป็นอย่างไร จงอธิบาย (ในแง่ความยาวคลื่น)

- 2. จงเขียนแผนภาพสเปกตรัมของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าทุกช่วงความยาวคลื่นที่เป็นไปได้
- urierben. urten. 3. จงอธิบายการเกิดปรากฏการณ์เรือนกระจกตามรูปแบบอย่างง่าย พร้อมแสดงแผนภาพอย่างง่าย
- 4. ทำใมบริเวณแถบขั้วโลกจึงมีการสะท้อนแสงมากกว่าแถบศูนย์สูตร จงอธิบาย
- 5. ค้นคว้า Global warming เพิ่มเติมจากอินเตอร์เน็ต สรุป และ ทำรายงานอภิปราย

บทที่ 3 โครงสร้างตามแนวดิ่งของชั้นบรรยากาศ (The Vertical Structure of atmosphere)

ในบทนี้จะกล่าวถึงการแบ่งระดับชั้นบรรยากาศตามรูปแบบของอุณหภูมิที่แปรเปลี่ยนตาม กวามสูง และพิจารณาจุดที่อุณหภูมิคงที่ อันเป็นรอยต่อของชั้นบรรยากาศ รวมถึงปริมาณทางฟิสิกส์ อื่น ๆ ที่เกี่ยวข้องกับชั้นบรรยากาศโดยเฉพาะในแนวดิ่ง หรืออาจกล่าวได้ว่าในบทนี้เป็นการศึกษา ตัวแปรต่าง ๆ ทางฟิสิกส์ของชั้นบรรยากาศเทียบกับความสูงตามแนวดิ่ง เช่นอุณหภูมิ ความคัน ความหนาแน่นที่ระดับต่าง ๆ ซึ่งโดยทั่วไปมักมีการแบ่งระดับชั้นบรรยากาศของโลกตามอุณหภูมิ ในแนวดิ่งตามอุณหภูมิที่แตกต่างกันเป็น 4 ชั้นหลัก โดยใช้ช่วงการหักกลับอุณหภูมิเป็นขอบเขต ของแต่ละชั้น

3.1 การกระจายตัวของอุณหภูมิในแนวดิ่ง (Vertical distribution of Temperature)

โดยทั่วไปความสนใจในการกระจายตัวของอุณหภูมิ มีทั้งในแนวดิ่งและแนวระดับ แต่ใน บททนี้มีปัจจัยสำคัญที่ต้องกล่าวถึงการกระจายตัวของอุณหภูมิในแนวดิ่งเป็นเบื้องต้นก่อน ทั้งนี้ เพราะกวามสำคัญในเรื่องการแบ่งระดับชั้นของชั้นบรรยากาศนั้นเกี่ยวข้องโดยตรงกับอุณหภูมิของ ชั้นบรรยากาศ ส่วนการกระจายอุณหภูมิในแนวระดับจะขอไปกล่าวถึงในบทที่เกี่ยวของการเคลื่อน ตัวของอากาศ

3.1.1 การหยั่งวัดอุณหภูมิในระดับต่าง ๆ (Typical temperature profile)

การตรวจวัดอุณหภูมิทุกระดับชั้นบรรยากาศ (ที่ละติจูด 40°N ในช่วงเดือนธันวาคม) ได้ผล ดังรูป 2.10 ดังได้กล่าวถึงในบทก่อนแล้ว แม้ผลการตรวจวัดจะแสดงความซับซ้อนเชิงอุณหภูมิตาม ความสูง แต่พบว่าก่าอุณหภูมิ (T) เฉลี่ยโดยน้ำหนักของชั้นบรรยากาศระดับต่ำ ๆ ใกล้เกียงกับที่ได้ ทำการคำนวณดังกล่าวถึงมาแล้ว นอกจากนี้ยังพบว่ามีจุดที่อุณหภูมิเข้าสู่ก่าสูงสุด 3 จุด เมื่อทำการ บันทึกผลต่อเนื่องขึ้นไปจนสุดขอบชั้นบรรยากาศ ก่าอุณหภูมิสูงแต่ละจุดสูงสุดสอดกล้องกับ บริเวณที่มีการดูดกลืนรังสึโดยชั้นบรรยากาศ โมเลกุลต่าง ๆ ที่กล่าวถึงมาบ้างแล้วในบทที่สองนั้น เป็นตัวการให้เกิดพลังงานความร้อนขึ้นแตกต่างกันไปตามชนิด และปริมาณของก๊าซต่าง ๆ ในชั้น บรรยากาศ เพื่อเป็นการแจงรายละเอียดลักษณะของชั้นบรรยากาศในแต่ละระดับโดยใช้อุณหภูมิ เป็นเกณฑ์ จึงทำการแบ่งระดับชั้นบรรยากาศออกไปเป็นชั้น ๆ ดังนี้

การแบ่งระดับชั้นบรรยากาศของโลกตามอุณหภูมิ แบ่งออกเป็น 4 ระดับคือ

1. Troposphere เป็นชั้นที่มีอุณหภูมิลดลงตามความสูงที่เพิ่มขึ้น

2. Stratosphere เป็นชั้นที่มีอุณหภูมิเพิ่มขึ้นตามความสูงที่เพิ่มขึ้น

3. Mesosphere เป็นชั้นที่มีอุณหภูมิลคลงตามความสูงที่เพิ่มขึ้น

4. Thermosphere (exosphere + ionosphere) เป็นชั้นที่มีอุณหภูมิเพิ่มขึ้นตามความสูงเพิ่มขึ้น โดยมีขอบเขตของแต่ละชั้น มีดังนี้

 Tropopause อยู่เหนือชั้น Troposphere และเป็นจุดหักกลับอุณหภูมิที่กั้นระหว่างชั้น Troposphere กับชั้น Stratosphere

2. Stratopause อยู่เหนือชั้น Stratosphere และเป็นจุดหักกลับที่กั้นระหว่างชั้น Stratosphere กับชั้น Mesosphere

3. Mesopause อยู่เหนือชั้น Mesosphere และเป็นจุดหักกลับที่กั้นระหว่างชั้น Mesosphere กับชั้น Thermosphere

3.1.2 Atmosphere layers

้เริ่มต้นจากการพิจารณาบรรยากาศจากระดับชั้นต่ำสุดใกล้ผิวพื้น ในชั้นบรรยากาศที่เรียกว่า Troposphere เนื่องจากชั้นนี้อยู่ติดกันกับผิวพื้น จึงมีอุณหภูมิอุ่นขึ้นเพราะพื้นผิวดุดกลืนพลังงาน แสงและแผ่รังสีความร้อนออกไปสู่ชั้นบรรยากาศ ประกอบกับไอน้ำดูดกลืนรังสี IR และแผ่รังสี ้ความร้อนลงมาสู่ผิวพื้นด้วย ทำให้ความร้อนสะสมที่ผิวพื้นกับชั้นบรรยากาศในระดับนี้ มีการปรับ ้สมคุลพลังงานอยู่ตลอดเวลา และประกอบกับการหมุ่นเวียนน้ำและ ไอน้ำเป็นแบบวัฏจักร ในชั้น บรรยากาศ โดยกระบวนการพาความร้อนและการยุกตัวของอากาศรูปแบบอื่น ๆ เกิดขึ้นสม่ำเสมอ ้งนเกิดสมดุลของพลังงานและอุณหภูมิของผิวพื้นและชั้นบรรยากาศในระดับนี้ ส่งผลให้ไม่ร้อน ้เกินไปและหนาวเกินไปที่ผิวพื้น จึงเป็นชั้นบรรยากาศที่ช่วยทำให้สิ่งมีชีวิตสามารถคำรงค์ชีวิตได้ และพบว่ามีกาลอากาศและลักษณ์ะอากาศที่สำคัญเกิดขึ้นในชั้นบรรยากาศนี้ต่อเนื่อง อุณหภูมิใน บรรยากาศชั้น Troposphere จะลดลงตามความสูงที่เพิ่มขึ้นจากผิวพื้นจนถึง Tropopause ซึ่งอยู่ใน ระดับ 10-20 km โดยประมาณ (ซึ่งแล้วแต่บริเวณต่างๆของโลก ไม่เท่ากันในแต่ละโซน) เป็นจุดที่ อุณหภูมิลงที่ อันเป็นรอยต่อชั้นบรรยากาศระหว่าง Stratosphere กับ Troposphere นั่นเอง รากศัพท์ ของกำว่า Troposphere มาจากกำว่า Tropos มีความหมายเดียวกันกับ Turn แปลว่าหมุนเวียน ้ลักษณะใต้นของบรรยากาศในชั้นนี้กือ เป็นชั้นบรรยากาศที่มีอุณหภูมิลคลงเมื่อความสูงเพิ่มขึ้น อุณหฏมิสูงสุดของชั้นนี้อยู่ที่ผิวพื้น และเป็นที่เก็บกักมวล 85% ของมวลบรรยากาศทั้งหมด และพบ ้ไอน้ำกระจายตัวเป็นบริเวณกว้าง (ซึ่งได้อธิบายในรายละเอียดไว้แล้วในบทที่1) และเป็นบริเวณ สำคัญของการหมนเวียนของน้ำและ ไอน้ำ

จากจุดที่มีอุณหภูมิคงที่ตรง Tropopause ขึ้นไปนั้น อุณหภูมิจะหักกลับเปลี่ยนเป็นเพิ่มขึ้น ตามความสูงที่เพิ่มขึ้นไปจนถึงที่ระดับ 50 km เป็นบริเวณของชั้นบรรยากาศอีกชั้นหนึ่งเรียกว่า Stratosphere การมีอุณหภูมิสูงขึ้นที่ชั้นบรรยากาศนี้เป็นผลมาจากการดูดกลืนแสง บv โดยโอโซน



รูปที่ 3.1 แสดงการแบ่งระดับชั้นบรรยากาศตามอุณิหภูมิในแต่ละระดับความสูงอันเกิดจากปัจจัย การดูดกลืนพลังงาน

และปลดปล่อยคลื่นความร้อนออกมา จากรูปที่ 3.2 เป็นโปรไฟล์โอโซนในระดับต่าง ๆ ซึ่งพบว่ามี ความเข้มข้นสูงสุดเฉลี่ยที่ประมาณ 20 km ซึ่งอยู่ในชั้นบรรยากาศ Stratosphere นี้ และจุคสิ้นสุดของ ชั้นบรรยากาศนี้เป็นจุดหักกลับของอุณหภูมิ ตำแหน่งนี้จะเรียกว่า Stratopause ซึ่งเป็นรอยต่อ ระหว่างบรรยากาศชั้น Stratosphere กับชั้นบรรยากาศชั้นถัดไป การมีอุณหภูมิเพิ่มขึ้นตามความสูง ของชั้นบรรยากาศชั้นนี้เพราะ แสง UV ที่เล็ดลอดลงมาจากชั้นบรรยากาศบน ๆ ลงมาถึงระดับนี้ได้ เกิดอันตรกิริยากับ O₂ และเกิดปฏิกิริยาต่อเนื่องผลิตโอโซนและพลังงานความร้อนจากกระบวนการ photolysis ดังสมการ

 $\begin{array}{ccc} O_2 + h\nu \rightarrow & O + O \\ O + O_2 \rightarrow & O_3 + m \end{array}$

สัญลักษณ์ m คือตัวแปรพลังงานที่เป็นผลผลิตจากกระบวนการ จึงเป็นชั้นบรรยากาศที่ช่วยป้องกัน แสง UV ให้สิ่งมีชีวิตในระดับสุดท้าย ชั้นบรรยากาศระดับนี้ถูกเรียกว่า Stratosphere เพราะมีราก ศัพท์มาจาก Stratified แปลว่าแบ่งเป็นชั้น ๆ ชั้นบรรยากาศนี้ประกอบด้วยอนุภาคที่รวมตัวกันอยู่ หลวม ๆ เป็นอนุภาคพวกที่เกิดจาการระเบิดจากภูเขาไฟและถูกผลักขึ้นมาจากชั้นบรรยากาศระดับ ล่าง ๆ



รูปที่ 3.2 แสดงการกระจายตัวของโอโซนในชั้นบรรยากาศ Stratosphere

สูงขึ้นไปถัดจากชั้น Stratosphere เป็นรอยต่อ Stratopause ที่ระดับประมาณ 50 km เป็นจุด ที่อุณหภูมิคงที่ก่อนที่จะเกิดการหักกลับของอุณหภูมิ โดยเมื่อเลยระดับนี้ขึ้นไปอุณหภูมิเปลี่ยนเป็น ลดลงตามความสูงอีกครั้ง เนื่องจากหมดอิทธิพลของปฏิกิริยาโอโซนและไม่มีปัจจัยที่จะทำให้มี พลังงานสูงขึ้นอีก เรียกชั้นบรรยากาศชั้นถัดไปนี้ว่า ชั้นบรรยากาศ Mesosphere ชั้นนี้มีอุณหภูมิ ลดลงตามความสูงจนไปถึงที่ระดับ 80-90 km จะเปลี่ยนเป็นจุดหักกลับสุดท้าย และเป็นรอยต่อ ระหว่างชั้นบรรยากาศ Mesosphere กับชั้นถัดไป เป็นจุดที่อุณหภูมิคงตัวเรียกรอยต่อตรงนี้ว่า Mesopause

ชั้นบรรยากาศที่อยู่เลยรอยต่อ Mesopause ขึ้นไปเรียกว่า Thermosphere เป็นชั้นที่มีอุณหภูมิ T สูงสุด เป็นชั้นบรรยากาศที่มีอุณหภูมิสูงขึ้นตามความสูงที่เพิ่มขึ้น อุณหภูมิแปรปรวนมากซึ่งเป็น ผลมาจากออกซิเจนดูดกลินรังสี UV เนื่องจากโมเลกุลของชั้นบรรยากาศเบาบางมาก การถ่ายเท กวามร้อนเกิดขึ้นได้ยาก ทำให้อุณหภูมิสะสมจนสูงขึ้นได้ถึง 1000 K ซึ่งการรับและการคายพลังงาน ไม่เป็นไปตาม σT⁴ และมีการแตกตัวเป็นประจุ จึงเรียกบริเวณนี้ว่า Ionosphere ด้วยอีกชื่อหนึ่ง บรรยากาศในชั้น Ionosphere นี้มีสมบัติสะท้อนคลื่นวิทยุ ส่วนนอกสุดของชั้นบรรยากาศ Thermosphere นี้ มีขอบเขตไม่แน่นอนเพราะไม่อาจระบุตำแหน่งของโมเลกุลสุดท้ายของชั้น บรรยากาศได้จึงมักเรียกส่วนนอกสุดนี้อีกชื่อหนึ่งว่า Exosphere



รูปที่ 3.3 แสดงโปรไฟล์ความหนาแน่นของมวลอากาศตามความสูง

ที่กล่าวถึงมาทั้งหมดเป็นการแบ่งชั้นบรรยากาสต่าง ๆ ตามแนวดิ่งด้วยเกณฑ์อุณหภูมิ อย่างไรก็ตาม โครงสร้างทางอุณหภูมิในแนวดิ่งเพียงอย่างเดียวไม่สามารถอธิบายสมดุลพลังงาน การแผ่รังสีได้ทั้งหมด กลไกของสมดุลอื่น ๆ ก็จำเป็นต้องกล่าวถึงด้วย ซึ่งจะกล่าวถึงอย่างละเอียด ในบทที่ 4 ต่อไป โดยมีตัวแปรทางฟิสิกส์อื่น ๆ เข้ามาเกี่ยวข้องด้วย และพบว่ามีตัวแปรทางฟิสิกส์ ในชั้นบรรยากาศที่สำคัญนอกเหนือจากอุณหภูมิก็คือ ความดันและความหนาแน่น เนื่องจากมวล ส่วนใหญ่ของชั้นบรรยากาศกระจายอยู่ในระดับต่ำ ๆ คือในชั้น Troposphere ดังนั้นความดันและ ความหนาแน่นของบรรยากาศจึงเปลี่ยนตามความสูงดังจะกล่าวถึงด้วยเช่นกัน

3.2 ความสัมพันธ์ระหว่างความดันความหนาแน่นและอุณหภูมิในแต่ละระดับความสูง

สมมุติว่าอากาสอยู่ในสภาวะหยุคนิ่งเป็นไปตามหลักสมคุล พบว่าความคันที่ระคับหนึ่ง ขึ้นกับความหนาแน่นและน้ำหนักของอากาส เมื่ออยู่ในสภาวะสมคุลจะเรียกว่า hydrostatic balance ซึ่งอาจพิจารณาจากรูปที่ 3.4 โดยให้ z เป็นค่าที่เพิ่มขึ้นตามแนวดิ่ง จึงมีทิสทางตรงข้ามกันกับค่า g



รูปที่ 3.4 แสดงแผนภาพประกอบการคำนวณ Hydrostatic balance

Hydrostatic balance

จากรูปที่ 3.4 ถ้าพิจารณาคอลัมน์อากาศสูง δz พื้นที่หน้าตัด δA ตามแนวระดับ กำหนดให้ ความดันเป็นฟังก์ชันความสูง p(z) ความหนาแน่น ρ (z) ความดันที่ด้านบนสุด p_r=p(z) ความดันที่จุด ต่ำสุด p_r=p(z+δz) ถ้า δp เพิ่มขึ้นเมื่อความสูงลดลงจากช่วง z ถึง z-δz ถ้า δz เล็กๆ จะได้

$$\begin{split} \delta p &= -\frac{\partial p}{\partial z} \delta z \\ \text{3.1} \\ \text{มวลของคอลัมน์อากาศทรงกระบอกเป็น M=p\deltaA\deltaz ถ้าอากาศนิ่ง a=0 พิจารณาแรง 3 แรงในภาวะ \\ สมดุลประกอบด้วย \\ 1. แรงโดยน้ำหนัก $F_g &= -gM = -g\rho\delta A\delta z \\ 2. แรงโดยความดันด้ำนบน $F_T = -p\delta A \\ 3. แรงโดยความดันด้ำนอ่าง $F_b = (p + \delta p)\delta A \\ \text{จากแรงลัพธ์เป็นศูนย์ } F_g + F_T + F_b = 0 \\ \text{จะได้ } -g\rho\delta A\delta z - p\delta A + p\delta A + \delta p\delta A = 0 \\ \delta p\delta A = g\rho\delta A\delta z \\ \text{พรือ } \frac{\delta p}{\delta z} = \rho g \\ \text{จากสมการ } \frac{\delta p}{\delta z} = \rho g \\ \text{พรือ } \frac{\delta p}{\partial z} = -\rho g \\ \text{พรือ } \frac{\partial p}{\partial z} + \rho g = 0 \\ 3.2 \end{split}$$$$$

สมการที่ 3.2 เรียกว่า hydrostatic balance เป็นสมการที่แสดงความดันลดลงเมื่อความสูง เพิ่มขึ้น ซึ่งพบว่า p เข้าใกล้สูนย์เมื่อ z เข้าใกล้ ∞ ดังนั้น $p(z) = g \int_z^\infty
ho dz$

ที่ผิวพื้นโลกเท่ากับ p_s = ^{gMa}/_{As} = 1013 hPa ในกรณีที่มวลชั้นบรรยากาศมีการเคลื่อนที่อาจมีความเร่ง ไม่เป็นศูนย์ มักเป็นภาวะที่อากาศรุนแรงเช่น พายุ พายุฝนฟ้าคะนอง เป็นต้น จะส่งผลให้สมการที่ 3.2 ไม่สามารถให้ค่า p(z) โดยตรง เนื่องจากไม่ทราบค่า ρ(z) ที่ถูกต้อง

3.3 โครงสร้างความดันและความหนาแน่นในแนวดิ่ง

เพื่อพิจารณารูปแบบโปรไฟล์ของความคันและความหนาแน่นของชั้นบรรยากาศจะเริ่มต้น จากสมการสถานะ $p = \rho RT$ หรือ $\rho = \frac{p}{RT}$ โดยการแทนค่าความหนาแน่นที่ได้จากการจัดสมการ สถานะลงในสมการ 3.2 ($\frac{\partial p}{\partial z} + \rho g = 0$) จะได้ $\frac{\partial p}{\partial z} = -\frac{gp}{RT}$ 3.3

เนื่องจากความคันและความหนาแน่นจะแปรเปลี่ยนตามความสูงตั้งแต่ 0-100 km แต่อุณหภูมิ (T) แปรตามความสูงไม่เกิน 30% เท่านั้น ดังนั้นจึงควรแยกพิจารณาเป็นกุรณีของอุณหภูมิดังนี้

3.3.1 Isothermal atmosphere

ถ้าพิจารณาอุณหภูมิเป็นก่ากงที่ T=T, ของแต่ละระดับกวามสูง z จะได้ $\frac{\partial p}{\partial z} = -\frac{gp}{RT_0} = -\frac{p}{H}$ เมื่อ H เป็น scale height เป็นก่ากงที่เท่ากับ

$$H = \frac{RT_0}{g}$$
สมการสำหรับความดันคือ
$$p(z) = p_s \exp\left(-\frac{z}{H}\right)$$
p=p_s ที่ผิวพื้น z=0
3.5

หาค่า logarithm สองข้างสมการจะได้

$$z = H \ln \left(\frac{p_s}{p}\right)^{\circ}$$
 3.6

ความคันลดลงคุณความสูง เมื่อแทนค่า _P=1000 hPa และใช้ค่า H จาก สมการ 3.4 ที่ T=255K จะได้ H=7.31 km ดังนั้นถ้าความคันที่ 100 hPa จะได้ *z* = *H* × (*ln* 1 0) = 16.832 *km* เป็นก่าที่ใกล้เคียง กันมากกับผลการตรวจวัดระดับผิวระนาบที่ความคัน 100 hPa เช่นเดียวกับที่ 300 hPa ประมาณ 9 km ที่ 500 hPa ประมาณ 5.5 km

3.3.2 Non-Isothermal atmosphere

ູ້

ถ้า T ไม่คงตัวนิยามเป็น local scale height ดังสมการ

$$H(z) = \frac{RT(z)}{g}$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \frac{p}{p}$$
3.7

$$\begin{array}{l} \text{POUL} & \frac{1}{2} = -\frac{1}{H(z)} \\ \text{POUL} & \frac{\partial \ln p}{\partial z} = -\frac{1}{H(z)} \end{array}$$

$$3.8$$

$$p(z) = p_s \exp\left(-\int_0^z \frac{dz'}{H(z')}\right)$$
3.9

ถ้ำ H(z)=H สมการ 3.9 จะลดรูปเป็นสมการ 3.5

โดยทั่วไป มักพิจารณาชั้นบรรยากาศในกรณีไอโซเทอร์มอล ทั้งนี้เพราะผลการตรวจวัด ของชั้นบรรยากาศในภาวะที่ไม่มีความผันแปรทางลักษณะอากาศ พบว่าเกือบเป็นไอโซเทอร์มอล ดังรูปที่ 3.5 แสดงการ profile ความกดอากาศจริงที่ละติจูด 40°N ในช่วงเดือนธันวาคม (เส้นทึบ) ส่วนเส้นประแสดงก่าที่ได้จากสมการ 3.5 (โดยใช้ H=6.80 km ที่ระดับต่ำ ๆ ส่วนระดับอื่นปรับตาม ความเหมาะสม) ดังนั้นเมื่อมีการกำหนดความสูงของชั้นบรรยากาศ บางครั้งอาจมีการอ้างอิงที่ระดับ กวามกดอากาศได้ด้วย ตัวอย่างเช่น ระดับความสูงของแผนที่อากาศที่ 925 hPa 850 hPa 700 hPa 500 hPa 300 hPa และ 200 hPa เป็นต้น

3.3.3 ความหนาแน่น

กรณีใอโซเทอร์มอล ใช้สมการ 3.5 กับสมการสถานะจะได้

$$\rho(z) = \frac{p_0}{RT_0} exp\left(-\frac{z}{H}\right)$$

ความหนาแน่นลดลงแบบเอ็กโปเนนเซียลเช่นเดียวกับความดัน และ ลัดลงด้วยอัตราเดียวกันกับ ความดัน สอดคล้องกับข้อมูลมวลชั้นบรรยากาศ 80% อยู่ต่ำกว่า tokm ส่วนในกรณี non-isothermal atmosphere ต้องแทน T ด้วยอุณหภูมิ T(z) และใช้สมการ 3.9 กับสมการสถานะจะได้

$$\rho(z) = \frac{p_s}{RT(z)} exp\left(-\int_0^z \frac{dz}{H(z)}\right)$$
3.11

รูปที่ 3.5 แสดงการตรวจ profile ความกดอากาศจริงที่ละติจูด 40°N ในช่วงเดือนธันวาคม (เส้นทึบ) ส่วนเส้นประแสดงค่าที่ได้จากสมการ 3.5

3.10

อย่างไรก็ตาม สมการความสัมพันธ์ต่าง ๆ อาจสร้างเป็นกราฟด้วย MATLAB เพื่อศึกษา ความสัมพันธ์ของสมการได้ดังตัวอย่างต่อไปนี้ จากสมการ $p(z) = p_s \exp\left(-rac{z}{H}
ight)$

z=linspace(1,20,100);

psf=1000; % surface pressure 1000 hPa

h=6.80; % scale height

tpz=psf*exp(-z/h); %คำนวณสมการ

plot (tpz,z)

xlabel ('z {(^km})'); %ระบุชื่อกราฟและหน่วยตามแกนนอน ylabel (pressure {hPa)'); %ระบุชื่อกราฟและหน่วยตามแกนตั้ง

เมื่อรันโปรแกรมจะได้กราฟโด้งเล็กน้อยเกือบเป็นเส้นตรง ซึ่งอาจใช้สมการในรูปแบบ $z = H \ln\left(rac{p_s}{p}
ight)$ ซึ่งจะได้ผลแบบเดียวกับตัวอย่างข้างต้น

p=linspace(100,1000,100);

```
psf=1000; % surface pressure 1000 hPa
```

tpz=h*log(psf./p)

plot(tpz, p)

xlabel ('z {(^km})'); %ระบุชื่อกราฟและหน่วยตามแกนนอน ylabel (pressure {bPa)'); %ระบุชื่อกราฟและหน่วยตามแกนตั้ง อาจนำสมการอื่น ๆ มาแสดงกราฟได้เช่นกัน หากสมการไหนไม่เป็นแบบไอโซเทอร์มอลก็อาจใช้ H(z) แทน H (โดยลองกำหนดค่าที่อาจจะเป็นได้ใกล้เคียงก่าจริงจากฟังก์ชันต่าง ๆ ที่กล่าวมา ข้างต้น)

คำถามท้ายบท

- 1. จงอธิบายชั้นบรรยากาศว่ามีกี่ชั้น มีอะไรบ้าง
- 2. บรรยากาศชั้นใคมีอุณหภูมิสูงมาก เพราะเหตุใค
- 3. บรรยากาศชั้น Stratosphere มีลักษณะทางอุณหภูมิอย่างไร เป็นผลมาจากสิ่งใค
- 4. Tropopause คืออะไร
- 5. บรรยากาศชั้น Troposphere มีลักษณะอุณหภูมิอย่างไร และมีความสำคัญอย่างไร
- 6. ถ้าความกคอากาศที่ผิวพื้นมีค่า 1000 bPa จงหาก่าระดับความสูงที่ 500 และ 300 bPa ถ้ากำหนดให้ H=7.31km
- 7. จงวาดแผนภาพการแบ่งชั้นบรรยากาศประกอบการอธิบายว่าชั้นบรรยากาศว่ามีกี่ชั้น มีอะไรบ้าง และระบุชื่อภาษาอังกฤษด้วย
- 8. จงใช้ตัวอย่างโปรแกรมในหน้า 35 รันกราฟ สมการที่ 3.5 และ 3.10 อุฏิปรายร่วมกับผู้สอน

enter and the second se

บทที่ 4 การพาความร้อนของอากาศในแนวตั้ง (Convection)

จากบทที่ผ่านมาทำให้ทราบว่ามีการแผ่พลังงานความร้อนจากผิวพื้นและจากชั้นบรรยากาศ Troposphere ใกล้ผิวพื้นด้วย อาจจะกล่าวได้ว่าแสงจากควงอาทิตย์ส่งผลทำให้อุณหภูมิผิวพื้นอุ่นขึ้น แต่อย่างไรก็ตาม ผิวพื้นส่วนใหญ่ถูกปกคลุมด้วยไอน้ำ ซึ่งหมายความว่าสมดุลของชั้นบรรยากาศ Troposphere ไม่ใช่มีเพียงกระบวนการแผ่รังสีเท่านั้น เพราะความร้อนชิ้นของผิวพื้นจะเป็นปัจจัย หนึ่งในการถ่ายเทความร้อน กระบวนการพาความร้อนของอากาศจำเป็นต้องนำมาบวกรวมด้วย และจะต้องเกิดการส่งผ่านความร้อนขึ้นไปในแนวตั้งด้วย เนื่องจากบรรยากาศระดับนี้ทึบแสง IR พลังงานส่วนใหญ่ที่แผ่ออกไประดับบน ๆ จึงน่าจะเป็นผลจากการพาความร้อนมากกว่า ซึ่งในบทนี้ จะกล่าวถึงธรรมชาติของกระบวนการพาความร้อนโดยอากาศในแนวตั้ง และเป็นการเริ่มต้น พิจารณาสมดุลทั้งจากการแผ่รังสีและการพาความร้อนในชั้นบรรยากาศ

4.1 ธรรมชาติของการพาความร้อน (The nature of convection) 4.1.1 การพาความร้อนในระดับต่ำ ๆ

เมื่อของไหล เช่น น้ำ และอากาศ ได้รับความร้อนในบริเวณด้านล่างใกล้ผิวพื้นมากกว่า ด้านบน ชั้นของไหลระดับบน ๆ จึงเย็นกว่า และเกิดการหมุนเวียนของของไหลเกิดขึ้น ทั้งนี้เพราะ เนื่องจากความร้อนที่แตกต่างกันจะทำให้ของไหลที่ร้อนกว่ามีการขยายตัว เกิดการเกลื่อนตัวสูงขึ้น ของไหลบริเวณอื่น ๆ จะถูกผลักดันเข้าแทนที่ เมื่อพิจารณาการหมุนเวียนของไหลในระดับตื้น ๆ ภายในของไหลแหล่งใหญ่ อาจพิจารณาได้ว่ามีรูปการเกลื่อนตัวของไหลดังรูปที่ 4.1 ถ้าความร้อน บริเวณผิวพื้นได้รับมีค่าคงตัว และอาจประมาณว่าของไหลมีอุณหภูมิในแนวตั้งต่อเนื่อง ดังนั้นจึง อาจกำหนดว่าอุณหภูมิของของไหลแปรเปลี่ยนไปตามความสูงอย่างเดียว T = T(z) โดยปกตินั้น ของไหลด้านล่างอุ่นกว่าและความหนาแน่นน้อยกว่าด้านบน ก็จะมีการลอยตัวขึ้นสูง ส่วนของไหล เย็นกว่าด้านบนจมตัวลงแทนที่เกิดการไหลวนต่อเนื่องดังรูป 4.2 กรณีนี้แรงโน้มถ่วงมีสมดุลกันกับ นรงในการลอยตัว ซึ่งเป็นผลมาจากความหนาแน่นของของไหลแตกต่างกันในแนวดิ่ง และพบว่า การเคลื่อนตัวภายใต้ภาวะสมดุลนี้ไม่ใช่การรับแรงจากภายนอก แต่เกิดจากความร้อนที่ส่งผลทำให้ ของไหลในบางบริเวณไม่สามารถทรงตัวอยู่ได้ (Instability) ซึ่งมักเกิดขึ้นได้เป็นปกติทั่วไปกับ อากาศรอบ ๆ ดัวเรา และในภาชนะต้มน้ำ

4.1.2 ความไม่สมดุลและความไม่ทรงเสถียรภาพของไหล (Instability)

้สำหรับระบบซึ่งอยู่ภายใต้สมคุล เมื่อถูกรบกวนสมคุลจนเกิดภาวะไม่อาจทรงตัวได้ปกติ



รูปที่ 4.2 แสดงการพาความร้อนในน้ำที่ได้รับความร้อน

ระบบจะพยามปรับตัวเข้าสู่สมดุลใหม่ คล้ายกับตัวอย่างลูกบอลเคลื่อนที่บนผิวขอบโก้งดังรูปที่ 4.3 ถ้าลูกบอลนิ่งกับที่ตรงตำแหน่งแน่นอนบนยอดสูงสุดของผิวโก้งที่จุด A ซึ่งวัตถุอยู่ในภาวะสมดุล แต่ว่าอาจจะเกิดความไม่มีเสถียรภาพ (ไม่สามารถทรงตัวได้) ถ้าลูกบอลถูกขยับออกไปจากเดิมเพียง เล็กน้อย δx จากจุด A ถูกบอลจะเกลื่อนที่ด้วยความเร่งลงจากจุดสูงสุดลงไปตามลาดเอียงในที่สุด ถ้าพิจารณาเชิงปริมาณ โดยหาความลาดชันในช่วง $x_A + \delta x$ (อาจจะใช้หลักการกระจายแบบ อนุกรม Taylor expansion รอบ $x = x_A$) จะได้สมการการเกลื่อนตัวดังนี้ $\frac{dh}{dx}(x_A + \delta x) \cong$ $\frac{dh}{dx}(x_A) + (\frac{d^2h}{dx^2})_A \delta x = (\frac{d^2h}{dx^2})_A \delta x$ เป็นจริงกรณีที่ δx มีก่าน้อย ๆ เพราะความชันจะเป็นสูนย์ที่ x_A ถ้าความเร่งตามแนวลาดเอียงน้อย ๆ คือ $-g\frac{dh}{dx}$ ดังนั้นสมการการเกลื่อนตัวของลูกบอลกือ $\frac{d^2}{dt^2}(\delta x) = -g(\frac{d^2h}{dx^2})_A \delta x$ ซึ่งมีกำตอบสมการเป็นพึงก์ชันคลื่นของ $\delta x = const. \times e^{\delta t}$ และ $\delta = \pm \sqrt{-g(\frac{d^2h}{dx^2})_A}$ ดัง นึ่งมีกำตอบสมการเป็นพึงก์ชันคลื่นของ $\delta x = const. \times e^{\delta t}$ และ $\delta = \pm \sqrt{-g(\frac{d^2h}{dx^2})_A}$ ดังนั้นการเกลื่อนที่ข้ามผ่านขอดสูงสุดที่ $\frac{dh}{dx}$ เปลี่ยนจาก + v ไปยัง - v ซึ่ง $\frac{d^2h}{dx^2} < 0$ โดยที่ปริมาฉของ δ เป็นจำนวนจริง และกำตอบของสมการอนุพันธ์ข้างด้นเป็นพึงก์ชัน แบบเอ็กโปรเนลเซียลของกลิ่น เป็นสถานะไม่สามารถทรงตัวได้ เป็นตามสมมติฐานที่เป็นการ รบกวนเล็กน้อยดังกล่าวแล้ว ในทางดรงข้ามที่กาวะสมดุลซึ่ง $\frac{d^2h}{dx^2} > 0$ (เช่น เมื่อบอลเกลื่อนที่ลง มาถึงจุด *B* ล่างสุดของหุบต่ำสุด) ทำให้พึงก์ชัน δx เป็นจำนวนเชิงซ้อนและเป็นกำตอบสมการของ การสั่นและสถานะเป็นแบบทรงตัว (*stable*) เป็นการรบกวนให้สั่นอย่างง่าย (ลูกบอลเคลื่อนกลับไป มาผ่านหุบต่ำสุด)



รูปที่ 4.3 แสดงสมดุลต่อการเกลื่อนที่ในวัตถุ

เมื่อข้อนกลับมาพิจารณาสถานะของของไหลที่หนักและมีความหนาแน่นกว่า ซึ่งอยู่ ด้านบนของของไหลที่เบาบางกว่าที่อยู่ด้านล่าง ซึ่งจะอยู่ในภาวะไม่ทรงเสถียรก่อนในเริ่มแรกและ จะพยามปรับกลับสู่สถานะทรงตัว เพื่อทำให้พลังงานศักย์ต่ำสุด โดยเกิดการลอยตัวสูงขึ้นไปของ ของไหลที่เบาบางกว่า ซึ่งมักเกิดผลต่างความคืนทำให้มีแรงผลักคันให้ของไหลนี้ลอยไปอยู่ด้านบน ส่วนของไหลที่หนักกว่าก็จะเคลื่อนตัวคงต่ำ หมุนเวียนเป็นวงรอบ เข้าสู่ภาวะที่ของไหลไม่มี เสถียรภาพ หากพิจารณาจากรูปที่ 4.4 ก็จะเข้าใจง่ายขึ้น กล่าวคือกลุ่มก้อนมวลของไหลที่ล้อมรอบ ด้วยของไหลเนื้อเดียวที่อยู่ในกาวะนิ่งเป็นไปตามพฤติกรรมของสภาวะสมดุลต่อการไหล ของไหล ที่อยู่เหนือจุด A₁ A และ A₂ มีความหนาแน่นเท่ากันและเป็นไปตามสมดุลเพราะความดันที่ระดับ A เท่ากันทั้งหมด แต่ความดันที่จุด *B* ต่ำกว่าที่ *B*, และ *B* เพราะกอลัมน์ของไหลที่เหนือ *B* ขึ้นไปนั้น เบากว่าจึงเกิดความชันของความกดอากาส ส่งแรงดันที่ด้านใต้จุด B ให้เคลื่อนที่ขึ้นในแนวตั้ง

4.2 การพาความร้อนในน้ำ

วัตถุที่มีความหนาแน่นน้อยกว่าน้ำจะลอยขึ้นด้านบนสอดคล้องกับกฎของอคิมิดิส แต่ถ้า เป็นของเหลวชนิดเดียวกันซึ่งบางบริเวณมีความหนาแน่นน้อยกว่าบริเวณอื่น ๆ คล้ายกับรูปที่ 4.4 ในกรณีนี้จะลองพิจารณาการทรงตัวของของเหลวในแบบเดียวกันกับของไหลโดยทั่วไปได้หรือไม่ ถ้ากำหนดให้เป็นของเหลวที่บีบอัดไม่ได้เหมือนกัน ในที่นี้จะกำหนดให้ความหนาแน่นแปรตาม อุณหภูมิอย่างเดียวไม่แปรตามกวามดัน และจินตนาการว่ามวลของเหลวตรงบริเวณที่แลเงาทึบกว่า ในรูป 4.4 มีอุณหภูมิสูงกว่าบริเวณอื่น ๆ

ในภาวะที่ยังไม่มีการเคลื่อนตัวใด ๆ ส่งผลทำให้ของเหลวอยู่ภายใต้สภาวะสมคุลการไหล เนื่องจากความหนาแน่นยังคงตัว ความคันที่ A₁ A และ A₂ จะเป็นค่าเดียวกัน แต่เนื่องจากของเหลว

ด้านใต้เบาบางกว่าตรงแนวคอลัมน์ *B* และน้อยกว่าที่ *B*, และ *B*, ตามรูป 4.4 และพบว่าความคันที่จุด *B* น้อยกว่าที่ *B*, และ ที่ *B*, เนื่องจากของไหลมีแนวโน้มที่จะไหลจากบริเวณที่มีความคันสูงกว่าไป ยังบริเวณที่ความคันต่ำกว่า ดังนั้นของไหลจึงเริ่มไหลตรงไปยังบริเวณ *B* เพื่อชคเชยความคันตรง บริเวณ *B*, *B B*, ให้สมคุล ความคันที่จุด *B* จึงเริ่มเพิ่มขึ้นเรื่อย ๆ และมีแรงคันด้านใต้ให้ลอยตัวสูงขึ้น จะพบว่าการเปลี่ยนแปลงความหนาแน่นส่งผลต่อความคันและการทรงตัวของของไหล

ดังนั้นในหัวข้อต่อไปจะลองพิจารณาการทรงตัวของของไหล เพื่อนำไปตรวจสอบการเปลี่ยนแปลง ต่าง ๆ ในการพากวามร้อนในแนวตั้ง



รูปที่ 4.4 แสดงความแตกต่างความคันรอบๆ ของใหล (มวลอากาศ) ที่ได้รับความร้อนลอยตัวสูง

การทรงตัว (Stability)

สมมติว่าของไหลมีอุณหภูมิและความหนาแน่นต่อเนื่องตามแนวตั้ง ทั้งอุณหภูมิและความ หนาแน่นเป็นฟังก์ชันที่แปรตามความสูงอย่างเดียว จึงเขียนเป็นฟังก์ชัน *T(z)* และ ρ(z) สมมติว่าทั้ง *T* และ ρ เป็นไปตามความสัมพันธ์ของสมการสถานะและความหนาแน่นของไหลแปรตามอุณหภูมิ ดังสมการ

$$\rho = \rho_{\text{ref}} \left(1 - \alpha \left[T - T_{ref} \right] \right)$$

$$4.1$$

เมื่อ ρ_{ref} เป็นค่ำความหนาแน่นอ้างอิงคงตัว และ α เป็นสัมประสิทธิ์การขยายตัวทางความร้อนที่ $T = T_{ref}$ พิจารณามวลของไหล m เดี่ยว ๆ มีจุดเริ่มต้นที่ z₀ มีอุณหภูมิ $T_0 = T(z_0)$ และมีความ หนาแน่น ρ₀ = ρ(z₀) เท่ากันกับของกับสิ่งแวคล้อม จึงอยู่ในภาวะสมดุลและเป็นกลางในการ ลอยตัว (*Neutrally buoyant*) ต่อจากนั้นลองกำหนดให้มวลของไหลความหนาแน่นน้อยลงและ เกลื่อนที่ขึ้นในแนวตั้งด้วยการกระจัดเล็ก ๆ จากจุดเริ่มต้น z₀ ไปยังจุด z₁ = z₀ + δz ดังรูปที่ 4.4 (ในที่นี้ต้องการวิเคราะห์การลอยตัวของมวลอากาศเมื่อเคลื่อนที่ขึ้น) เมื่อถึง z₁ สมมติว่าการยกตัว เกิดขึ้นรวดเรื่วจนไม่ทันได้เกิดการสูญเสียความร้อน ซึ่งเป็นไปตามกระบวนการแบบอะเดียบาติก และพิจารณาว่าที่อุณหภูมิ T เป็นค่าอนุรักษ์ตลอดช่วงการกระจัด ดังนั้นอุณหภูมิของมวลของไหลที่ ถูกรบกวนให้ลอยตัวขึ้นไปในระดับความสูง Z₁ จะเท่ากับ T₀ และมีความหนาแน่น ρ_0 ส่วนความ หนาแน่นของสิ่งแวคล้อมเป็นไปตามสมการ $\rho(z_1) \cong \rho_0 + \left(\frac{d\rho}{dz}\right)_E \delta z$ เมื่อ $\left(\frac{d\rho}{dz}\right)_E$ เป็นความชันของความหนาแน่นสิ่งแวคล้อม ในที่นี้ ของไหลมีการลอยตัวขึ้น เมื่อเทียบ ความหนาแน่นของไหลกับความหนาแน่นของสิ่งแวคล้อม เป็นไปตามเงื่อนไข



รูปที่ 4.5 แสดงแผนภาพจำลองการเคลื่อนที่มวลของไหลในแนวตั้ง เมื่อการลอยตัวเป็นบวกหมายถึงความหนาแน่นของมวลของไหลน้อยกว่าสิ่งแวคล้อม ของ ไหล (รูปที่ 4.5) จึงลอยตัวสูงขึ้นด้วยความเร่งก่าหนึ่ง ดังนั้นในกรณีของไหลที่บีบอัดไม่ได้จะอยู่ใน สภาวะไม่สมดุลถ้าความหนาแน่นเพิ่มขึ้นตามความสูง ถ้าไม่พิจารณาความหนืดและการแพร่อื่น ๆ กรณีนี้จะเป็นความไม่ทรงตัว ซึ่งนำไปสู่การเคลื่อนตัวในแนวตั้ง ที่เป็นผลมาจากความแตกต่างของ ความหนาแน่นของไหล แต่ถ้าหากจะพิจารณาจากอุณหภูมิ ก็จะใช้ความสัมพันธ์ในสมการที่ 4.1 ซึ่ง อาจใช้อธิบายเงื่อนไขการทรงตัวด้วยอุณหภูมิได้ดังนี้

Unstable
$$\vec{v}_{1} \quad \left(\frac{dT}{dz}\right)_{E} < 0$$

Neutral $\vec{v}_{1} \quad \left(\frac{dT}{dz}\right)_{E} = 0$
Stable $\vec{v}_{1} \quad \left(\frac{dT}{dz}\right)_{E} > 0$
 $dT = 0$

เป็นสมการที่ใช้ได้กับกรณีของไหลบีบอัดไม่ได้ซึ่งความหนาแน่นแปรตามอุณหภูมิอย่างเดียว

4.3 การพาความร้อนในบรรยากาศแห้งบีบอัดได้ (Dry convection in a compressible atmosphere)

ในอากาสอาจต้องกำหนดว่าบรรยากาสเป็นของใหลที่สามารถบีบอัดได้ และความ หนาแน่น ρ เป็นฟังก์ชันของอุณหภูมิและความคันคือ ρ = ρ(P,T) เมื่อพิจารณาการพาความร้อน โดยการยกตัวของของใหลเป็นไปตามกฎของก๊าซ ρ = $\frac{P}{RT}$ ในภาวะที่สิ่งแวคล้อมมีความคัน อุณหภูมิ และความหนาแน่นที่ z = z₀ เป็นไปตามสมการ

$$P_0 = P(z_0)$$
$$T_0 = T(z_0)$$
$$\rho_0 = \frac{P_0}{RT_0}$$

เมื่อพิจารณามวลอากาศ (ในกรณีของใหลบีบอัดได้) เกลื่อนตัวขึ้นไปจากพื้นได้การกระจัด แนวตั้ง dz ตามกระบวนการอะเดียบาติกไปยังระดับสูงขึ้นที่ z, เข้าสู่บริเวณที่มีสิ่งแวดล้อมรอบ ๆ ซึ่งมีความดันสูงกว่าและมีการปรับตัวเข้ากันกับความดันใหม่นี้โดยการบีบอัดดัวและส่งผ่านงาน ออกไปยังสิ่งแวดล้อม ดังนั้นอุณหภูมิของก้อนมวลอากาศจะไม่อนุรักษ์ระหว่างการเกลื่อนที่ขึ้น แม้ว่าการกระจัดจะเป็นแบบอะเดียบาติกกีตาม

ความเป็นจริงอาจมีอีกปัจจัยหนึ่งที่ต้องกล่าวถึง ซึ่งเป็นกระบวนการที่มีความสำคัญอย่างยิ่ง คือการเปลี่ยนแปลงสถานะของมวลอากาศที่เคลื่อนที่ขึ้นในแนวตั้ง โดยปกติอากาศจะเกิดการอิ่มตัว ของไอน้ำในอากาศก่อตัวเป็นเมฆ และปล่อยความร้อนแฝงออกมา ซึ่งจะกล่าวถึงอย่างละเอียด ต่อไปในหัวข้อ 4.5 ส่วนในหัวข้อนี้จะเริ่มต้นพิจารณาการยกตัวของอากาศแห้งซึ่งไม่อิ่มตัวก่อน **4.3.1 อัตราการเย็นตัวตามความสูง (The adiabatic lapse rate: in unsaturated air)**

พิจารณามวลอากาศของก๊าซอดมิคติหนึ่งหน่วยปริมาตร โดยเปรียบเทียบกับปริมาตร V ดังนั้น $\rho V = 1$ ถ้ามีการแลกเปลี่ยนความร้อน δQ เกิดขึ้นระหว่างมวลอากาศกับสิ่งแวคล้อมเป็นไป ตามกฎข้อที่หนึ่งทางเทอร์ โม่ไดนามิกส์คือ $\delta Q = C_v dT + P dV$ 4.3 ี้ เมื่อ C_ndT เป็นการเปลี่ยนแปลงพลังงานภายในของระบบ ซึ่งเป็นผลมาจากการเปลี่ยนอุณหภูมิ ภายในมวลอากาศ dT และ PdV เป็นงานที่มวลอากาศกระทำกับสิ่งแวคล้อมจากการขยายตัวใน ปริมาตร dV ส่วน C, เป็นความจุความร้อนจำเพาะที่ปริมาตรคงตัว โคยทั่วไปต้องจัครูปสมการ 4.3 ให้เป็นพึงก์ชันที่มีตัวแปร dT และ dP เพื่อจะอธิบายได้ว่า dT แปรตาม dP อย่างไร โคยเริ่มจาก $\rho V = 1$ จะได้ $V = \frac{1}{\rho}$ สมการ ดังนั้นแล้ว $dV = d\left(rac{1}{
ho}
ight) = -rac{1}{
ho^2}d
ho$ $PdV = -\frac{P}{\rho^2}d\rho$ $P = \rho RT$ แต่ $PdV = -\frac{RT}{\rho}d\rho$ ดังนั้น

เมื่อหาอนุพันธ์ของ P=
ho RT จะได้ dP=RTd
ho+
ho RdT

หรือ $RTd\rho = dP - \rho RdT$

จุดประสงก์ในการวิเคราะห์คือ หาความสัมพันธ์ของความร้อนที่เกิดจากการลอยตัว จึงต้องหางาน ที่เกิดขึ้น ดังนั้น $PdV = -\frac{RT}{\rho}d\rho = -\frac{1}{\rho}(dP - \rho RdT) = -\left(\frac{dP}{\rho} - \frac{\rho RdT}{\rho}\right) = RdT - \frac{dP}{\rho}$ แทนก่าในสมการพลังงาน 4.3 จะได้ $\delta Q = c_v dT + RdT - \frac{dP}{\rho} = (c_v + R)dT - \frac{dP}{\rho}$ แต่ $c_v + R = c_p$ ดังนั้นสมการความร้อนที่เกิดขึ้นเป็นไปตามกฎข้อที่หนึ่งเทอร์ โมไดนามิกส์คือ $\delta Q = c_p dT - \frac{dP}{\rho}$, โดยที่ c_p เป็นความจุกวามร้อนจำเพาะที่ความดันกงที่ ในกรณีกระบวนการ อะเดียบาติก (เนื่องจากไม่เกิดการเปลี่ยนแปลงความร้อน) $\delta Q = 0$ ดังนั้น $c_p dT = \frac{dP}{\rho}$

ถ้าการเคลื่อนที่ของมวลอากาศอยู่ภายใต้สภาวะสมดุลตามสมการ Hydrostatic balance $dP = -g\rho_E dz$ เมื่อ ρ_E เป็นความหนาแน่นของสิ่งแวดล้อม โดยทั่วไป ความคันของมวลอากาศ และสิ่งแวดล้อมมักเท่ากันในบริเวณหนึ่ง ๆ และมักมีสมดุลเดียวกันเสมอ ดังนั้นก่อนที่มวลอากาศ จะถูกกระตุ้นให้เคลื่อนที่นั้น ความหนาแน่นของมวลอากาศจะเท่ากันกับสิ่งแวดล้อม ถ้ากำหนดให้ ระยะการกระจัดที่มวลอากาศเกลื่อนที่ได้น้อยมากค่าหนึ่ง และประมาณได้ว่าความหนาแน่นของ มวลอากาศเกลื่อนที่ด้น้อยมากค่าหนึ่ง และประมาณได้ว่าความหนาแน่นของ มวลอากาศเกลื่อนที่ก้นอบท่ากันกับ ความหนาแน่นของสิ่งแวดล้อม $\rho \cong \rho_E$ การเคลื่อนที่ภายใต้ กระบวนการอะเดียบาติกอุณหภูมิของมวลอากาศจะเปลี่ยนแปลงไปตามสมการ $c_{\rm p} dT = -\frac{g\rho_E dz}{\rho}$

หรือ
$$c_{\rm p} dT = -g dz$$

ดังนั้น $\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p} = -\Gamma_{\rm d}$ 4.5

เมื่อ Γ_d เรียกว่า Dry adiabatic Tapse rate เป็นอัตราการลดลงของอุณหภูมิตามความสูงในขณะที่ มวลอากาศเกลื่อนตัวขึ้นตามความสูงภายใต้กระบวนการอะเดียบาติก เมื่อแทนก่า c_p ของอากาศ แห้งพบว่า Γ_d ≅ ^{10K} หมายความว่ามวลอากาศจะมีอุณหภูมิลดลงไป 10 K ทุก ๆ 1 km เพื่อตรวจสอบ การเปลี่ยนแปลงที่อากาศได้รับ จึงจะต้องเทียบกับอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิของสิ่งแวดล้อม

ดังนั้นที่ระดับ z, สิ่งแวดล้อมมีความดัน P, มีอุณหภูมิ T₁ ≈ T₀ + $\left(\frac{dT}{dz}\right)_E \delta z$ เมื่อ $\left(\frac{dT}{dz}\right)_E$ เป็นอัตราการเย็นตัวตามความสูง (Environmental lapse rate) ส่วนความหนาแน่นมีค่า ρ₁ = $\frac{P_1}{RT_1}$ ในกรณีของมวลอากาศที่มีความดัน P, มีอุณหภูมิ T_p = T₀ – Γ_ddz และมีความหนาแน่น ρ_p = $\frac{P_1}{RT_p}$ เป็นผลให้การลอยตัวขึ้นในแนวตั้งของมวลอากาศอาจมีผลเป็นไปได้ 3 กรณีคือเป็นบวก เป็นศูนย์ และเป็นลบ ขึ้นกับผลการเปรียบเทียบ T_p ซึ่งมากกว่า เท่ากัน หรือน้อยกว่า T, การเปรียบเทียบนี้ สามารถเขียนเป็นสมการ ซึ่งแสดงเงื่อนไขทรงเสลียรที่เรียกว่า Stability condition ดังนี้

Unstable ຄ້ຳ
$$\left(\frac{dT}{dz}\right)_E < -\Gamma_d$$

Neutral ຄຳ $\left(\frac{dT}{dz}\right)_E = -\Gamma_d$

Stable ถ้า $\left(\frac{dT}{dz}\right)_E > -\Gamma_d$ ดังนั้นบรรยากาศซึ่งเป็นของไหลที่บีบอัดได้จะ *Unstable* ถ้าอุณหภูมิลดลงตามความสูงได้เร็วกว่า Adiabatic lapse rate การเกลื่อนที่จะมีความเร่งหรือเกิดการเปลี่ยนสถานะไปที่ระดับใคระดับหนึ่ง

จากการตรวจวัดภาพรวมของอัตราการเย็นตัวตามความสูง (lapse rate) ของชั้นบรรยากาส Troposphere และแทนค่าตามสมการ $\left(\frac{dT}{dz}\right)_E \cong \left(\frac{T_{500mb}-T_{1000mb}}{z_{500mb}-z_{1000mb}}\right) = \frac{(252.5-280.5)K}{(5.546-0.127)km} \approx -5 K/km$ ซึ่งจะพบว่ามีค่าประมาณ 50% ของอะเดียบาติกแห้ง ดังนั้น ในเงื่อนไขที่มีผลลัพธ์เป็นแบบ *Stability* จึงคาดหมายได้ว่าไม่มีการยกตัวของมวลอากาศ หรือไม่มีการควบแน่นปลดปล่อยความร้อนออกมา ในความเป็นจริงชั้นบรรยากาศเกือบจะอยู่ในสภาวะสมดุลกันกับ *Dry convection* (ตามแนว เส้นประ) ในภาวะที่เรียกว่าสมดุลเสถียร ดังรูป 4.6 ในกรณีไม่สมดุลเสถียร อาจเกิดการลอยตัวขึ้น และควบแน่นเป็นหยดน้ำมีการปลดปล่อยความร้อนแฝงออกมา เป็นไปตามเงื่อนไขของ *Instability* ในชั้นบรรยากาศชั้น Troposphere จึงสามารถส่งผ่านความร้อนตามแนวตั้งเกิดขึ้นได้ อย่างไรก็ตาม อุณหภูมิ *T* นั้นถือว่าเป็นปริมาณไม่อนุรักษ์ ส่วนปริมาณสำคัญปริมาณหนึ่งคือ *Potential temperature* ซึ่งเป็นปริมาณอนุรักษ์ จึงนิยมใช้พิจารณาเงื่อนไขสมดุลเสถียรมากกว่า



รูปที่ 4.6 แสดงเส้นกราฟอุณหภูมิสิ่งแวคล้อมเทียบกับอัตราการเย็นตัวตามอะเดียบาติกแห้ง

4.3.2 Potential temperature

การที่อุณหภูมิ T ไม่เป็นปริมาณอนุรักษ์ภายใต้การกระจัดแบบอะเดียบาติกส่งผลให้มีก่า ผิดพลาดไปจากผลการตรวจวัด ในทางทางเทอร์โมไดนามิกส์ จึงมักนิยมใช้ Potential temperature ซึ่งเป็นปริมาณอนุรักษ์ภายใต้การเคลื่อนที่ของมวลอากาศแบบอะเดียบาติก เมื่อใช้กฎของก๊าซ สมบูรณ์จัดสมการที่ 4.4 ใหม่เป็น $c_P dT = RT \frac{dP}{P}$ เมื่อจัดรูปแบบต่อไปจะได้ $\frac{dT}{T} = \frac{R}{c_P} \frac{dP}{P} = \kappa \frac{dP}{P}$ เมื่อ $\kappa = \frac{R}{c_P} = \frac{2}{7}$ กรณีก๊าซสมบูรณ์อะตอมกู่เช่นเดียวกับชั้นบรรยากาศ ดังนั้น $dlnT - \kappa dlnP = 0$ จึงนิยามอุณหภูมิ θ ซึ่งเป็นไปตามสมการ $\theta = T \left(\frac{P_0}{P}\right)^{\kappa}$ ปริมาณนี้ ต่างกับอุณหภูมิ T คือเป็นปริมาณอนุรักษ์ ในการเคลื่อนที่ตามกระบวนอะเดียบาติกซึ่ง $d\theta = 0$ โดยกำหนดให้ P₀ เป็นก่าความดันอ้างอิงคงตัวที่ 1000 hPa ตามสมการจะพบว่า θ เป็นอุณหภูมิของ มวลอากาศที่ควรเป็น ถ้าเกิดการขยายตัวหรือบีบอัดแบบอะเดียบาติกจากความดัน P₁ และอุณหภูมิ T ไปสู่ความดันอ้างอิง P₀ จะช่วยให้สามารถตรวจสอบได้ว่าอุณหภูมิของมวลอากาศเปลี่ยนแปลง ไปอย่างไร ถ้าทราบค่า θ ของมวลอากาศชั่วขณะนั้น และยังทำให้หาอุณหภูมิขณะนั้นได้ด้วย ตัวอย่างเช่นในรูปที่ 4.7 ถ้าอุณหภูมิของมวลอากาศแห้งที่ 300mb คือ 229K (-44⁰C) ถ้ามวลอากาศ ถูกทำให้เคลื่อนลงในแนวดิ่งสู่พื้นตามกระบวนการอะเดียบาติกอุณหภูมิของมวลอากาศกวรจะเป็น 323 K (50°C) ดังนั้น θ =323 K



รูปที่ 4.7 แสดงค่าเฉลี่ยร์วิมของอุณหภูมิชั้นบรรยากาศ T (เส้นประ) และ Potential temperature heta(เส้นทึบ)

Potential temperature อาจใช้เป็นเงื่อนไขการทรงตัวอากาสตามกระบวนการอะเดียบาติก ได้โดยข้อนกลับไปพิจารณาการกระจัดของมวลอากาสภายใต้ภาวะนิ่งไม่ถูกรบกวนที่ตำแหน่ง z_0 ซึ่งมีอุณหภูมิ ความดันเท่ากันกับของสิ่งแวดล้อม และดังนั้น *potential temperature* ของสิ่งแวดล้อม จึงเท่ากับ $\theta_0 = \theta_{\rm E}(z_0)$ เมื่อ $\theta_{\rm E}(z)$ เป็นค่าโปรไฟล์ของ θ ในสิ่งแวดล้อม เนื่องจาก θ เป็นปริมาณ อนุรักษ์ จึงมีค่า $\theta = \theta_0$ เมื่อมวลอากาสเคลื่อนที่ขึ้นได้การกระจัด Z_1 แต่ความดันของมวลอากาส เป็นค่าเดียวกันกับของสิ่งแวดล้อม มวลอากาสจะอุ่นกว่าหรือเย็นกว่าสิ่งแวดล้อมตามเงื่อนไขที่ θ_0 มากกว่า หรือน้อยกว่า $\theta_{\rm E}(z_1)$ เนื่องจาก $\theta_{\rm E}(z_1) \cong \theta_{\rm E}(z) + \left(\frac{d\theta}{dz}\right)_{\rm E} \delta\theta$ ดังนั้นการลอยตัวของมวล อากาสจึงเป็นไปตามเงื่อนไข

Unstable $\sin \left(\frac{d\theta}{dz}\right)_{\rm E} < 0$

Neutral
$$\vec{n}$$
 $\left(\frac{d\theta}{dz}\right)_{\rm E} = 0$
Stable \vec{n} $\left(\frac{d\theta}{dz}\right)_{\rm E} > 0$

รูปแบบเหมือนกันกับสมการที่ 4.2 แต่ในสมการนี้อธิบายด้วยพจน์ของ 0 แทนพจน์ของ T ดังนั้น หนทางหนึ่งในการอธิบายเกณฑ์กวามไม่สมคุลต่อการทรงตัวกือกวามสามารถในการบีบอัคได้ของ ชั้นบรรยากาศ ซึ่งจะเป็นภาวะไม่สมคุลต่อการทรงตัว ถ้า Potential temperature ลดลงตามกวามสูง

รูปที่ 4.7 แสดงกราฟก่าเฉลี่ยรวมของ T และ θ เป็นพึงก์ชันของความกดอากาศ ซึ่งจะ พบว่า $\frac{d\theta}{dz} > 0$ แต่ $\frac{dT}{dz} < 0$ ดังได้กล่าวไว้แล้วแต่ตอนต้นว่า บรรยากาศมักอยู่ในภาวะสมดุลต่อการ ทรงตัวในขณะที่อากาศถูกยกตัวตามกระบวนการพาความร้อนแบบ Dry convection อย่างไรก็ตาม ผลการตรวจวัดการยกตัวของอากาศพบว่ามีบางเวลาที่มีลักษณะแตกต่างออกไปบ้าง คือการยกตัว ในชั้นบรรยากาศโดยทั่วไปมักมีความชื้นในอากาศร่วมด้วยเสมอ การพาความร้อนจึงได้รับอิทธิพล ของการคายความร้อนแฝงในการเปลี่ยนสถานะของน้ำ ซึ่งจะกล่าวถึงอย่างละเอียดในหัวข้อ 4.5 ส่วนในหัวข้อถัดไปนี้จะพิจารณาปรากฏการณ์บางอย่างที่อาจเกิดขึ้นได้ภายใต้เงื่อนไขภาวะทรงตัว

4.4 ปรากฏการณ์ของชั้นบรรยากาศภายใต้เงื่อนใขสมดุลต่อการทรงตัว 4.4.1 คลื่นจากแรงโน้มถ่วง (Gravity waves)

การเปรียบเทียบที่แสดงในรูป 4.3 ได้กล่าวถึงลูกบอลที่อยู่ตรงตำแหน่งเนินสูงสุดเมื่อขยับ ออกเล็กน้อยจะเป็นภาวะ ไม่สมดุลต่อการทรงตัว คล้ายกับอากาศที่อยู่ภายใต้สภาวะการยกตัวพา กวามร้อนตามเงื่อน ไข ซึ่งไม่สมดุลต่อการทรงตัว อย่างไรก็ตาม ถ้าชั้นบรรยากาศเป็นแบบมีสมดุล ต่อการทรงตัว (ซึ่ง $\frac{dT}{dz} > -\Gamma_d$) จะเปรียบเทียบได้กับลูกบอลที่อยู่ตรงตำแหน่งของหุบเหวด่ำสุด กล้ายกับการรบกวนมวลอากาศให้เกิดการแกว่งแบบง่ายรอบสมดุลที่ตำแหน่งกลางเฉลี่ย

เพื่อการวิเคราะห์ตามรูปแบบนี้ จึงจะกลับไปพิจารณาแรงลอยตัวของมวลอากาศที่เคลื่อนที่ อีกครั้งหนึ่ง สมมุติว่าไม่มีการอิ่มดัวเกิดขึ้น เมื่อพิจารณารูปที่ 4.8 มวลอากาศถูกดันให้เคลื่อนที่ตาม กระบวนการอะเดียบาติกแห้งได้การกระจัดในแนวตั้งเป็นระยะทาง Δ จากระดับ Z_0 ไปยังระดับ $z_{\rm p}=z_0+\Delta$ สิ่งแวดล้อมมีความหนาแน่น $\rho_{\rm E}(z)$ สอดคล้องกับสนามความกดอากาศ $P_{\rm E}(z)$ ภายใต้สมดุลต่อการไหล ทั้งความหนาแน่น ความกดอากาศของมวลอากาศจะต้องเท่ากันกับของ สิ่งแวดล้อม ความหนาแน่นของมวลอากาศเป็น $\rho_{\rm P}=\frac{P_{\rm F}}{{}_{\rm RT_{\rm P}}}=\frac{P_{E}(z_{\rm P})}{{}_{\rm RT_{\rm P}}}$ ตอนเริ่มต้นก่อนที่มวลอากาศ จะเคลื่อนตัวได้ความสูง δz มีพื้นที่หน้าตัด δA เมื่อมีแรงกระทำต่อมวลอากาศอันประกอบด้วย 1. แรงโน้มถ่วง (Gravity) $F_g=-g\rho\delta A\delta z$ (มีทิทางในแนวดิ่งลง) 2. แรงดัน (Pressure force) $F_{\rm P}=\delta P_E\delta A=g\rho_E\delta A\delta z$ (ในทิศทางพุ่งขึ้น) เมื่อพิจารณาตามสมดุลจะพบว่าแรงลัพธ์บนมวลอากาศกือ

 $\mathbf{F}_{\mathbf{P}} + \mathbf{F}_{\mathbf{g}} = g(\rho_E - \rho_P)\delta A\delta z$



รูปที่ 4.8 มวลอากาศเคลื่อนที่ในแนวตั้งเป็นระยะทาง Δ จากความสูงที่ระดับ $\mathbf{Z}_{\scriptscriptstyle 0}$ ถึงระดับที่ $\mathbf{Z}_{\scriptscriptstyle P}$

แรงลัพธ์นี้ส่งผลทำให้มวลอากาศเคลื่อนที่ด้วยความเร่ง ($\mathbf{F}_{\mathrm{net}} = \mathbf{ma}$) ดังนั้น $\rho_{\mathrm{P}}\delta z \delta A \frac{d^2\Delta}{dt^2} = g\left(\rho_E - \rho_P\right)\delta A \delta z$ เป็นสมการคลื่นเคลื่อนที่ของมวลอากาศ $\frac{d^2\Delta}{dt^2} = g\left(\frac{\rho_E - \rho_P}{\rho_P}\right)$ ปริมาณ $g\left(\frac{\rho_E - \rho_P}{\rho_P}\right)$ มีชื่อเรียกหลายชื่อเช่น "Reduced gravity" ของมวลอากาศ หรือแรงลอยตัว "Buoyancy" ของมวลอากาศ ถ้า $\rho_P = \rho_E$ มวลอากาศมีความหนาแน่นเท่ากันกับของสิ่งแวคล้อม และเข้าสู่ภาวะสมคุล ถ้า $\rho_P < \rho_E$ มวลอากาศจะมีแรงลอยตัวและถูกเร่งขึ้นในแนวตั้ง ตรงกันข้าม ถ้า $\rho_P > \rho_E$ มวลอากาศจะหนักและถูกดึงลงในแนวคิ้ง เนื่องจากมวลอากาศเคลื่อนตัวตาม กระบวนการอะเดียบาติกได้การกระจัด Δ จากระขะเริ่มต้น z_0 ซึ่งมีอุณหภูมิ $T_P = T_E(z_0) - \Gamma_d\Delta$ สมมติว่า Δ มีก่าน้อย ๆ และอุณหภูมิของสิ่งแวคล้อมที่ความสูงในระดับ z_P นี้กือ

$$T_{\rm E}(z_P) = T_E(z_0) + \frac{dT_E}{dz} \Delta$$
 เมื่อแทนค่า $T_{\rm E}(Z_0)$ จะได้

$$T_{\rm E}(z_P) = T_P + \left(\frac{dT_E}{dz} + \Gamma_{\rm d}\right) \Delta$$
4.6

เนื่องจากอากาศมักมีความคันเดียวกันกับสิ่งแวคล้อม ดังนั้นเมื่อใช้สมการสถานะกับ $g\left(\frac{\rho_E - \rho_P}{\rho_P}\right)$ จะใด้ $g\left(\frac{\rho_E - \rho_P}{\rho_P}\right) = g\left(\frac{T_P}{T_E(z_P)} - 1\right)$ หรืออาจเขียนใหม่ได้เป็น $g\left(\frac{T_P}{T_E(z_P)} - \frac{T_E}{T_E}\right) = \frac{g}{T_E}(T_P - T_E)$ โดยปรับสมการที่ 4.6 เป็น $T_P - T_E = -\left(\frac{dT_E}{dz} + \Gamma_d\right)\Delta$ แทนลงในสมการข้างค้น และนิยาม N^2 จะได้ $\frac{g}{T_E}(T_P - T_E) = -N^2\Delta$ โดยที่ $N^2 = \frac{g}{T_E}\left(\frac{dT_E}{dz} + \Gamma_d\right)$ 4.7 ดังนั้น $\frac{d^2\Delta}{dt^2} = -N^2\Delta$ 4.8

ปริมาณ N มีหน่วยเป็น s⁻¹ และเป็นที่รู้จักในชื่อ Buoyancy frequency (หรือบางทีอาจเรียกว่า Brunt-Vaisala frequency) น่าสังเกตว่าเกิดขึ้นภายใต้เงื่อนไขสภาวะสมดุลต่อการทรงตัว ซึ่งเป็นไปได้เมื่อ N² > 0 เมื่อ N เป็นจำนวนจริง ดังสมการการเคลื่อนตัวของมวลอากาศ และสมการที่ 4.8 ซึ่งเป็น สมการอนุพันธ์คลื่น และมีรูปแบบของสมการคลื่นสั่นไหว ดังสมการ Δ= Δ₁cosNt + Δ₂sinNt เมื่อ Δ₁ และ Δ₂ เป็นก่าแอมพลิจูดคงตัว (โดยใช้เป็นเงื่อนไขเริ่มต้นได้) และ N เป็นค่าที่สัมพันธ์ กับความถี่การสั่นคลื่น ดังนั้นในกรณีที่มีสมดุลของแรงดึงกลับและแรงลอยตัวจึงเกิดรูปแบบกลื่น

ปรากฏขึ้น เรียกว่า Internal gravity waves มีรูปแบบคด้ายกับคลื่นน้ำที่พบบนผิวน้ำ รูปแบบสมการ เป็นแบบ Simple harmonic oscillation ที่มีคาบเวลาสัมพันธ์กับ N อย่างไรก็ตาม ในธรรมชาติมักเกิด การลดทอนเนื่องจากแรงด้าน สมการที่ควรเป็นจริงคือ Damping oscillation มากกว่า Simple harmonic oscillation การสั่นจึงลดทอนลงบ้างที่ระยะห่างออกไป ถ้าเพิ่มพจน์ของแรงด้านเข้าไป รูปแบบการกวัดแกว่งจะคล้ายกับ Ballistic pendulum ซึ่งจะสามารถจำลองแบบได้จากวิธีทาง คณิตศาสตร์หลายวิธีและจะรันบนโปรแกรมใดก็ได้เพื่อให้เห็นการสั่นที่เป็นไปได้ ดังตัวอย่าง งานวิจัยของผู้เขียนในเอกสารอ้างอิงลำดับที่ 16 เป็นการจำลองแบบ Ballistic pendulum ด้วยวิธีของ Euler (Euler Method) และ Runge – Kutta (Runge – Kutta Method) แต่รันในโปรแกรม Flash Player ส่วนในตำรานี้จะให้ผู้เรียนลองใช้ Euler Method กับคลื่นจากแรงโน้มถ่วงนี้และรันบนโปรแกรม Java เป็นกิจกรรม (ในภาคผนวก 1) เพื่อให้เห็นว่ามีรูปแบบของคลื่นเกิดขึ้นได้จริงจากสมการ 4.8

ตามรูปแบบเงื่อนไขของบรรยากาศชั้น Troposphere ซึ่งได้กล่าวมาข้างต้นแล้ว คืออุณหภูมิ ลดลงตามความสูง $\frac{dT}{dz} \cong -\frac{5K}{km}$ และ $T \cong 270K$ จะได้ N² $\cong 1.8 \times 10^4$ s² ดังนั้น Internal gravity waves ในชั้นบรรยากาศมีคาบครบรอบประมาณ $\frac{2\pi}{N} \cong 8$ นาที

Internal gravity waves มีอยู่ทั่วไปในชั้นบรรยากาศและมีการกระตุ้นอย่างต่อเนื่อง โดยลม พัดในแนวระดับเหนือภูเขา เนินเขา ในปรากฏการณ์นี้จะมองเห็นแถบเมฆเป็นริ้วแนวยาวเรียงตัว หลาย ๆ แถบ อันเป็นผลจากการถูกกระตุ้นให้เกลื่อนตามแนวตั้งภายในลูกกลื่น (แต่ไม่ได้หมายถึง แถบริ้วเมฆแบบนี้ทั้งหมดจะเป็นผลมาจากหลักการนี้เพียงอย่างเดียว) โดยปกติลักษณะของเมฆเป็น ลักษณะเฉพาะและดูสวยงามในบริเวณภูเขา ดังแสดงในรูปที่ 4.9 ตัวอย่างเช่น ที่เกิดขึ้นที่ *Sierra Nevada* และ *Continental Divide* พบภาพถ่ายเมฆในระลอกกลื่นดังแสดงในรูปที่ 4.10 นอกจากนี้ ยังมีตัวอย่างที่น่าสนใจของ Internal gravity waves ที่พบริ้วกลื่นเมฆตรงภูเขาในทะเลดังแสดงไว้ใน รูปที่ 4.11 มีรูปแบบคด้ายกลึงกับกลิ่นที่เกิดจากเรือแล่นในน้ำ



รูปที่ 4.9 แสดงการเกิดกลื่นโน้มถ่วงโดยผลของเนินเขา



รูปที่ 4.10 แสดงภาพเมฆที่เกิดจากคลื่น โน้มถ่วง ที่มา: Physics of Atmospheres and Oceans Lecture Notes Fall 2003, Course web site: http://paoc.mit.edu/labweb



รูปที่ 4.11 แสดงภาพเมฆที่เกิดจากคลื่นโน้มถ่วงตรงภูเขากลางทะเลที่มา: Physics of Atmospheres and Oceans Lecture Notes Fall 2003, Course web site: http://paoc.mit.edu/labweb

4.4.2 อุณหภูมิหักกลับ (Temperature inversions)

อีกปรากฏการณ์หนึ่งที่อาจเกิดขึ้นได้ภายใต้ภาวะทรงเสถียรภาพคือ เป็นรูปแบบที่ผิดปกติ เมื่อมีอุณหภูมิหักกลับเปลี่ยนเป็นเพิ่มขึ้นตามความสูงอย่างฉับพลันที่ระดับความสูงหนึ่ง จึงส่งผลทำ ให้ชั้นบรรยากาศมีความสมดุลต่อการทรงตัวมากภายใต้จุดหักกลับ และเกิดแรงกดทับอยู่บนอากาศ ที่ยกตัวขึ้นในแนวตั้ง ทำให้เกิดการด้านการเกลื่อนตัวในแนวตั้ง ลักษณะเช่นนี้จะเรียกว่าอุณหภูมิ หักกลับ (Inversion) ซึ่งอาจเกิดขึ้นได้จากหลายสาเหตุ อุณหภูมิหักกลับที่ระดับต่ำ ๆ (Low-level inversion) 100 m ถึง 400 m มักเกิดขึ้นในช่วงกลางคืนฤดูหนาวที่อากาศสงบนิ่ง โดยผลของการกาย ความร้อนจากพื้นดิน (ดังรูป 4.12ก) และน่าสังเกตว่าการหักกลับอุณหภูมิอาจมีแรงดึงกลับในตัวเอง

ภายใต้เงื่อนไขลมอ่อน ๆ หรือลมสงบนิ่ง ถ้าการหักกลับของอุณหภูมิเกิดขึ้นจะเกิดความต้านทาน การเคลื่อนตัวในแนวตั้ง ยับยั้งความปั่นป่วนและยังคงมีการเย็นตัวที่พื้นดินต่อไปอีก เป็นการเพิ่ม การหักกลับให้รุนแรงขึ้น อาจเกิดหมอกขึ้นที่ชั้นด้านใต้บริเวณที่อุณหภูมิหักกลับ พบว่าตรงบริเวณ ที่ได้รับผลกระทบจากการเกิดอุณหภูมิหักกลับจะเป็นกับดักอากาศและเกิดเป็นมลภาวะในชั้นใต้จุด หักกลับนั้น

รูปแบบที่สองของอุณหภูมิหักกลับในระดับต่ำ ๆ เกิดขึ้นในบริเวณของโซนกึ่งเขตร้อนชื้น ของโลก เป็นที่รู้จักในชื่อการหักกลับอุณหภูมิจากลมค้า (*Trade-wind;* ซึ่งจะกล่าวถึงอีกครั้งในบทที่ 8) ลมค้านี้จะพาอากาศเย็นจากละติจูคสูง ๆ มาจมตัวในโซนเขตร้อนในช่วงปลายฤดูหนาวและ เกิดขึ้นภายใต้กระบวนการอะเดียบาติก (ซึ่งจะต้องเป็นไปตามเงื่อนไขนั้น) และพบว่าการจมตัวลง ของอากาศหยุดลงตรงใกล้ผิวพื้น ซึ่งที่ผิวพื้นอากาศเย็นกว่ามาก (มีการคายความร้อนตอนกลางคืน) จะส่งผลให้เกิดการหักกลับของอุณหภูมิอย่างรุนแรงในระดับความสูง (ดังแสดงในรูปที่ 4.12ข) ตั้งแต่ 400 m ถึง 2 km แปรไปตามพื้นที่ หลายเมืองในโซนกึ่งเขตร้อนชื้นประสบปัญหามลพิษจาก การหักกลับ ทำให้มีผลกระทบเพิ่มขึ้นไปอีก ในบางกรณีของการมีกับคักอากาศในแนวตั้งเกิดขึ้น โดยการหักกลับอุณหภูมิที่อาจเป็นผลร่วมกันกับการกักกั้นอากาศในแนวระดับร่วมด้วย ดังตัวอย่าง ในเมือง *Los Angeles* และ *Mexico City* ซึ่งประสบปัญหานี้ ดังรูปที่ 4.13 และ 4.14



รูปที่ 4.12 แสดงอุณหภูมิหักกลับ ก) หักกลับ โดยผลของการเย็นตัวกายความร้อนของพื้นผิว และ b) หักกลับ โดยผลของลมค้า

4.5 การยกตัวพาความร้อนโดยอากาศชี้น (Moist convection)

โดยทั่วไป ชั้นบรรยากาศในระดับ Troposphere เกือบทั้งหมดจะมีสมดุลต่อการทรงตัวมาก เมื่อเกิดการยกตัวตามกระบวนการอะเดียบาติกแห้งตลอดเวลา แต่ถ้ากรณีของอากาศที่มีความชื้นนั้น การเกลื่อนตัวขึ้นในแนวตั้งตามกระบวนการอะเดียบาติกที่มีการเย็นตัวลงตามความสูง ทำให้ไอน้ำ



รูปที่ 4.13 แสดงภาพมลภาวะหมอกควันในเมืองใหญ่เนื่องจากอุณหภูมิหักกลับใน Mexico City ที่มา: http://urban-doreena.blogspot.com/



รูปที่ 4.14 แสดงภาพมลภาวะหมอกควันใน *Mexico City* เนื่องจากอุณหภูมิหักกลับ ที่มา: Physics of Atmospheres and Oceans Lecture Notes Fall 2003, Course web site: http://paoc.mit.edu/labweb

อาจจะควบแน่นเกิดเป็นเมฆปลดปล่อยความร้อนแฝงเพิ่มแรงลอยตัวส่งผลให้เกิดความไม่สมดุลต่อ การทรงตัว เรียกกระบวนการพาความร้อนแบบชื้น (Moist convection) นี้ว่า อะเดียบาติกชื้น เป็น กระบวนการที่เกิดขึ้นได้ทั่วไปในบริเวณเขตร้อนชื้น ทั้งนี้เนื่องจากอากาสอุ่นกว่าจุไอน้ำได้มากกว่า อากาศเย็น ดังได้กล่าวไว้ในบทที่ 1 เพื่อเป็นการกำหนดเงื่อนไขการทรงตัวสำหรับกรณีนี้ หัวข้อ ต่อไปจะบรรยายถึงองค์ประกอบสำคัญของอากาศชื้นอีกครั้งในแง่มุมที่เกี่ยวกับการพาความร้อน **4.5.1 ความชื้น (***Humidity***)**

องก์ประกอบของอากาศชื้นเป็นสิ่งที่อธิบายในพจน์ของกวามชื้นได้อย่างเหมาะสม นิยาม กวามชื้นจำเพาะ (Specific humidity) q เป็นปริมาณที่วัดจากมวลไอน้ำเทียบกับมวลอากาศ (ต่อหนึ่ง หน่วยปริมาตร) หรือเป็นอัตราส่วนกวามหนาแน่นไอน้ำต่อกวามหนาแน่นอากาศรวม ดังสมการ

 $q = \frac{\rho_v}{\rho}$ 4.9 เมื่อ $\rho = \rho_d + \rho_v$ เป็นก่ามวลรวมทั้งหมด (อากาศแห้ง + ไอน้ำ; m) ต่อหน่วยปริมาตร (V) เป็นที่น่าสังเกตว่าในภาวะที่ไม่มีสัดส่วนผสมของทั้งสองนี้ หรือไม่เกิดการอิ่มตัว ปริมาณนี้จะเป็น ปริมาณอนุรักษ์ (เมื่อมีการเคลื่อนตัวของมวลอากาศ เนื่องจากไม่มีมวลของไอน้ำในองค์ประกอบ ของอากาศและมวลของอากาศจะต้องคงตัวภายใต้เงื่อนู้ใชนี้)

ความชื้นจำเพาะอิ่มตัว (Saturation specific humidity q) นิยามเป็นปริมาณความชื้นจำเพาะสูงสุด ที่มีได้ก่อนเกิดการควบแน่น เนื่องจากกำหนดให้ไอน้ำและอากาศแห้งเป็นแบบก๊าซอุดมคติสามารถ ใช้สมการสภาวะได้ การประมาณก่าความชื้นที่จุดอิ่มตัวจึงทำได้จากสมการ $q_* = rac{e_s/R_vT}{P/RT}$ ดังนั้น $q_* = rac{R}{R_v} rac{e_s(T)}{P}$ 4.10

 $e_{s}(T)$ เป็นพึงก์ชั้นของอุณหภูมิเท่านั้น ดังนั้น q_{*} จึงจัดเป็นพึงก์ชันของอุณหภูมิและความดันด้วย เช่นกัน ในกรณีที่คงค่า P ทำให้ q_{*} จะเป็นพึงก์ชันที่แปรตามอุณหภูมิเพียงตัวแปรเดียว ความชื้นสัมพัทธ์ (Relative humidity) Uเป็นก่าอัตราส่วนของความชื้นจำเพาะต่อความชื้นจำเพาะ อิ่มตัว นิยมแสดงเป็นเปอร์เซ็นต์ดังสมการ U = $\frac{q}{q_{*}} \times 100\%$ หรือ R = $\frac{q}{q_{*}} \times 100\%$ 4.11

ที่ระดับต่ำ ๆ ใกล้ผิวพื้นความชื้นในอากาศมาก มักเกือบจะอิ่มตัว (ในระดับต่ำ ๆ ของชั้นบรรยากาศ troposphere ความชื้นสัมพัทธ์จะใกล้เคียง 80% ดูการบรรยายผลการตรวจวัคในบทที่ 5 ประกอบ) ถ้ามวลอากาศถูกยกตัวขึ้นในแนวตั้งความคันจะลดลงและอากาศจะเย็นตัวลง ซึ่งจากสมการ 4.10 การลดลงของความคันเพียงอย่างเดียวจะส่งผลให้ q. ลดลงตามระดับความสูงด้วย อย่างไรก็ตาม การตอบสนองต่อการอิ่มตัวจะแปรตาม e. ที่อุณหภูมิ T หนึ่ง ๆ ดังได้กล่าวไว้ในบทที่ 1 (ดูรูปที่ 1.4 และสมการ 1.4 ประกอบ) ซึ่งอุณหภูมิลดลง q. ลดลงเสมอ ดังนั้นเมื่อมวลอากาศเลื่อนที่ขึ้นใน แนวตั้งจะมีค่า q>q, ต่อไปไม่ได้ตามกฎการอนุรักษ์ จึงเกิดการควบแน่นขึ้นที่ระดับความสูง ควบแน่น z, (Condensation level) เมื่อมวลอากาศเคลื่อนที่ถึงระดับนี้ ไอน้ำส่วนเกินจะควบแน่น บริเวณเหนือระดับ z, ซึ่งทำให้ q=q, (เนื่องจาก q, จะลดลงต่อไปอีกเมื่ออากาศถูกยกตัวสูงขึ้นไปอีก q ก็ลดลงสอดกล้องกัน) การควบแน่นนี้จะสังเกตเห็นเป็นเมฆก่อตัวในแนวตั้ง (Convective clouds) ขณะที่ไอน้ำเกิดการกลั่นตัวจะปล่อยความร้อนแฝงออกมา และมวลอากาศจะอุ่นขึ้น หักล้างกันกับ ความเย็นบางส่วนที่เกิดจากการลดลงตามความสูงด้วยอัตราของอะเดียบาติกแห้ง จึงกาดหมายได้ว่า มวลอากาศชิ้นจะมีแรงลอยตัวสูงกว่าอากาศแห้งมาก ๆ

4.5.2 อัตราเย็นตัวตามอะเดียบาติกชื้น (Saturated adiabatic lapse rate)

ย้อนกลับมาพิจารณากรณีที่มวลอากาศเคลื่อนที่ขึ้นได้การกระจัดในแนวตั้ง ถ้าอากาศยังไม่ อิ่มตัวการควบแน่นยังไม่เกิดขึ้นผลลัพธ์แบบกรณีอากาศแห้งยังคงใช้ได้ถูกต้อง อย่างไรก็ตาม ถ้ามี การควบแน่นเกิดขึ้นจะมีการปลดปล่อยความร้อนแฝงออกมาทั้งหมด dQ = –Ldq_{*} ต่อหน่วยมวล อากาศ เมื่อ L เป็นความร้อนแฝงของการควบแน่น และ dq_{*} เป็นการเปลี่ยนแปลงน้อย ๆใน q_{*} ดังนั้นกรณีสำหรับอากาศอิ่มตัวเราจะต้องเพิ่มความร้อนแฝงลงในสมการ 4.4 ดังนี้

เมื่อ Γ_s เป็นที่รู้จักในชื่อ Saturated adiabatic lapse rate ซึ่งมีค่า |Γ_s| < |Γ_d| เพราะ q. เพิ่มขึ้นตาม T ทำให้ตัวหารในสมการที่ 4.13 มากกว่า 1 (ฟังก์ชันของ e_s(T) ทำให้ $\frac{dq_*}{dT}$ > 0) แต่เนื่องจากค่า $\frac{dq_*}{dT}$ เป็นค่าจำเพาะที่อุณหภูมิหนึ่งในแต่ละระดับโปรไฟล์ Γ_s จึงระบุเป็นตัวเลขเดี่ยวไม่ได้ อย่างไรก็ตาม ค่า Γ_s โดยทั่วไปในชั้นบรรยากาศ Troposphere มีค่าอยู่ระหว่าง 3 K/km (ที่ระดับต่ำ ๆ) ถึง 10 K/km แต่จะต้องเข้าใกล้ Γ_d ที่ระดับสูง ๆ (ความชื้นน้อยลง) ส่งผลกระทบเชิงกุณภาพของการควบแน่น โดยตรง การปลดปล่อยความร้อนแฝงทำให้มวลอากาศอุ่นขึ้นและมีแรงลอยตัวมากขึ้น ดังนั้น บรรยากาศชั้นนี้กลับมามีสมดุลต่อการทรงตัว โดยการบิบอัดความชื้นในอากาศออกไป อาจกล่าว ได้ว่าชั้นบรรยากาศ Troposphere ในเขตร้อนชื้นมีแนวโน้มลู่เข้าสู่การเป็นกลางเสมอ ส่วนเงื่อนไขความไม่สมคุลเสถียร (conditional instability) เนื่องจากอากาศอยู่ในภาวะ อิ่มตัวแสดงได้ดังนี้

 $\begin{array}{ccc} Unstable & \vec{n} & \left(\frac{dT}{dz}\right)_E < -\Gamma_s \\ \text{Neutral} & \vec{n} & \left(\frac{dT}{dz}\right)_E = -\Gamma_s \\ \text{Stable} & \vec{n} & \left(\frac{dT}{dz}\right)_E > -\Gamma_s \end{array} \right]$

4.14

4.6 Convection in the atmosphere

4.6.1 เมฆก่อตัวแนวตั้ง (convective clouds)

ถ้ายกเว้นอากาศที่แห้งมาก ๆ แล้ว การพาความร้อนในชั้นบรรยากาศโดยการยุกตัวของ อากาศอย่างรวดเร็วจนถึงระดับควบแน่น ดังรูปที่ 4.15 จะก่อให้การควบแน่นจนเกิดเมฆก่อตัว (Convective clouds) ขึ้นเห็นได้ชัดเจน การยกตัวที่ไม่รุนแรงมากเกิดขึ้นเป็นปกติและมักเกิดขึ้นใน ระดับตื้น ๆ ไม่สูงมาก ในบริเวณนี้มักปกคลุมด้วยเมฆกิวมูลัส Cu (cumulus) ดังรูปที่ 4.16 ที่มักพบ โดยปกติทั่วไป ส่วนการยกตัวสูงมาก ๆ มักเกิดขึ้นในบางบริเวณซึ่งได้รับความร้อนสูงกว่าบริเวณ อื่น ๆ (ดังจะกล่าวถึงในหัวข้อ 4.6.3 ต่อไป) การยกตัวแบบนี้จะเห็นเมฆ Cumulonimbus (Cb) ดังรูป ที่ 4.15 ที่ยกตัวขึ้นเป็นก้อนมหึมาพร้อมทั้งเกิดพายุฝนฟ้ากะนองตามมา หรือบางที่อาจมีลูกเห็บตก ได้ด้วย ยอดของเมฆ Cb ขึ้นไปถึง Tropopause และมีความเย็นจัดที่ยอดเมฆ ยอดเมฆถูกตีแผ่ออก โดยลมที่แผ่กระจายออกและลมระดับบน จนเมฆเป็นรูปทั่งตีเหล็ก ตรงบริเวณยอดเมฆเป็นผลึก น้ำแข็งภายในเมฆเย็นจัดเป็นคุณลักษณะของเมฆที่เรียกว่า supercell ดังรูป 4.17 และ 4.18



รูปที่ 4.15 การยกตัวของอากาศ กรณีคิวมูลัสในระดับก่อตัวและเดิบโตไปเป็นเมฆคิวมูโลนิมบัส (Cb) ยกตัวขึ้นเป็นก้อนมหึมาพร้อมทั้งเกิดพายุฝนฟ้าคะนองตามมา หรือบางที่อาจมีลูกเห็บตกได้ ยอดของเมฆ Cb ขึ้นไปได้ถึง Tropopause ยอดเมฆถูกแผ่ออกโดยลมจนเป็นรูปทั่งตีเหล็ก



รูปที่ 4.16 ตัวอย่างรูปเมฆคิวมูลัส ที่มา: Physics of Atmospheres and Oceans Lecture Notes Fall 2003, Course web site: http://paoc.mit.edu/labweb



รูปที่ 4.17 แสดงแผนภาพเมฆคิวมูโลนิมบัส ที่มา: Physics of Atmospheres and Oceans Lecture Notes Fall 2003, Course web site: http://paoc.mit.edu/labweb
อย่างไรก็ตามมีปัจจัยอื่น ๆ นอกเหนือจากการพาความร้อนที่ทำให้เกิดเมฆยกตัวรุนแรง เช่น แนวปะทะอากาศ และแนวสอบลม หรือแม้แต่ภูมิประเทศด้วยเช่นกัน การเกิดเมฆยอดสูงมักทำ ให้เกิดการแผ่รังสีอุณหภูมิต่ำจากยอดเมฆออกไปด้วย จึงเป็นประโยชน์มากต่อการถ่ายภาพทาง ดาวเทียมด้วย



รูปที่ 4.18 แสดงแผนภาพเมฆคิวมูโลนิมบัสที่เป็นแบบ supercell ที่มา: Physics of Atmospheres and Oceans Lecture Notes Fall 2003, Course web site: http://paoc.mit.edu/labweb

4.6.2 การเกิดและความรุนแรงของเมฆก่อตัวแนวตั้ง

ความสูงของการยกตัวขึ้นกู้บอุณหภูมิของแต่ละระดับชั้น อุณหภูมิของผิวพื้น และความชื้น ในชั้นบรรยากาศ ในกรณีที่ไม่มีการกวบแน่นเกิดขึ้น การยกตัวจะขึ้นกับอุณหภูมิของผิวพื้นและ อุณหภูมิของสิ่งแวคล้อมแต่ละระดับชั้นดังรูปที่ 4.19ก มวลอากาศจะเกลื่อนตัวขึ้นจากผิวพื้นตาม กระบวนการอะเดียบาติกแห้งจนกระทั่งอุณหภูมิเป็นค่าเดียวกันกับของสิ่งแวคล้อมมวลอากาศจะ กลับมาเป็นกลางต่อการลอยตัว ดังนั้นในรูปที่ 4.19ก ถ้าอุณหภูมิผิวพื้นเป็น T₁ (หรือ T₂) การยกตัว จะเกิดขึ้นไปจนถึงที่ระดับ z₁ (หรือ z₂) แม้เป็นชั้นบรรยากาศที่สามารถบีบอัดได้ แต่ไม่เกิดการ เปลี่ยนสถานะ กรณีที่เกิดการกวบแน่น รูปแบบที่เกิดขึ้นจึงต่างออกไปจากการยกตัวของอากาศแห้ง จากรูปที่ 4.19ข มวลอากาศเคลื่อนที่ขึ้นจากผิวพื้นไปจนถึงที่ระดับ z₂ เกิดมีการอิ่มตัวเกิดขึ้น มีการ ควบแน่นตรงฐานเมฆ ดังในรูปที่ 4.15 เป็นระดับที่เริ่มมีก่อตัวของเมฆ ที่ระดับเหนือ z₂ ขึ้นไปนั้น การเคลื่อนตัวของมวลอากาศช้าลงกว่าเดิมด้วยกระบวนอะเดียบาติกอิ่มตัวไปจนถึง z₄ ที่ระดับนี้มี แรงลอยตัวเป็นศูนย์ เป็นบริเวณยอคเมฆ ถ้าอากาศที่ผิวพื้นอุ่นมาก ๆ หรือมีความชิ้นมาก การยกตัว สูงมากยอดเมฆก์สูงมากด้วย



รูปที่ 4.19 ก) การลอยตัวภายใต้ภาวะอากาศแห้ง (Dry convection) ข) การลอยตัวภายใต้ภาวะ อากาศชื้น (Moist convection)

4.6.3 บริเวณที่มักพบการยกตัวของอากาศและการเกิดเมฆ

การพาความร้อนเกิดขึ้นทั่วเกือบทุกบริเวณ อย่างไรก็ตามการยกตัวของอากาศพาความร้อน อย่างรุนแรงเกิดขึ้นได้สม่ำเสมอูและบ่อยในบางพื้นที่ แต่กลับเกิดขึ้นได้ยากในบางบริเวณ โดยทั่วไปฝนในเขตร้อนชื้น (Tropical rainfall) มักเป็นผลจากการยกตัวพาความร้อนอย่างรุนแรง สามบริเวณสำคัญในเขตสูนย์สูตรที่ฝนตกชุกมากที่สุด (Indonesia and W equatorial Pacific Ocean, Amazonia and equatorial Africa) การยกตัวอย่างรุนแรงและสูงมากเกิดขึ้นเป็นปกติวิสัย แต่สลับ ตรงข้ามในบริเวณเหนือทะเลทรายของเขตกึ่งเขตร้อน (subtropics) การยกตัวอย่างรุนแรงมักเป็น เรื่องผิดปกติวิสัยในบริเวณนี้ ความแตกต่างของทั้งสองบริเวณน่าจะแสดงให้เห็นได้จากภาพถ่าย การตรวจรับการกระจายตัวของการแผ่รังสีกลิ่นยาว OLW (Outgoing long wave) ดังในรูปที่ 4.20

ถ้า OLW เป็นค่าฟลักซ์การแผ่รังสีรวมในช่วงคลื่นที่มาจากผิวพื้นโลกและชั้นบรรยากาศ ซึ่งเป็นการตรวจรับโดยถ่ายภาพจากดาวเทียม และสมมติว่าฟลักซ์ที่เล็ดลอดผ่านออกมาจาก บรรยากาศชั้นเดี่ยว ๆ โดยเทียบเกียงว่าอุณหภูมิของชั้นนั้นเป็นผลมาจากการแผ่รังสีออกเท่านั้น ดังนั้น OLR (Outgoing long wave radiation) จึงประมาณว่าเป็นก่าเดียวกับอุณหภูมิที่ถ่ายภาพได้ อย่างไรก็ตาม กลับพบว่าทั้งสามบริเวณสำคัญของเขตศูนย์สูตรมี OLR ต่ำกว่าบริเวณอื่น ๆ ทั้งนี้อาจ เป็นไปได้ว่าการแผ่รังสีจากผิวพื้นไม่สามารถทะลุผ่านมาถึงชั้นบรรยากาศบน ๆ เพราะในสาม บริเวณนี้มีผิวพื้นอุ่นมาก ๆ จึงจะต้องมีการพากวามร้อนมาจากผิวพื้นสู่ชั้นบรรยากาศสูงในระดับ

57

10-15 km จึงมักพบการแผ่รังสีจากที่ระดับความสูงของยอดเมฆนี้ แทนที่จะพบการแผ่รังสี โดย พื้นผิวโลก ทั้งนี้ บริเวณที่มีการยกตัวเกิดเมฆจึงมี OLR ต่ำกว่าบริเวณทะเลทราย ซึ่งที่ระดับความ สูง 10-15 km นี้ เป็นบริเวณที่อุณหภูมิต่ำแม้แต่ในเขตร้อนชื้น ดังแสดงในรูปที่ 4.20 ที่เป็นเช่นนี้ เพราะรังสีความร้อนนี้แผ่ออกมาจากยอดเมฆยกตัวสูง ๆ และรุนแรง ที่ยอดเมฆมีอุณหภูมิต่ำมาก ๆ ตามแผนภาพดังรูปที่ 4.21 OLR จึงเป็นตัวบ่งชี้ความสูงและความรุนแรงของการยกตัวประการหนึ่ง และเป็นที่น่าสังเกตว่าตรงบริเวณเหนือทะเลทรายกิ่งเขตร้อน OLR มีก่าสูง ทั้งนี้เป็นเพราะบริเวณ ทะเลทรายนั้นปราสจากเมฆปกกลุม ดังนั้นการแผ่รังสีจึงออกมาจากผิวพื้นโดยตรงเมื่อตรวจรับได้ จากคาวเทียม



รูปที่ 4.20 แสดงบริเวณที่มีการแผ่รังสีความร้อนสูง (เพื่อใช้เปรียบกับบริเวณที่มีการยกตัวของเมฆ) ที่มา: https://ceres.larc.nasa.gov/resources/images/

รถิง เมื่อเพียบกับสิ่งแวคล้อมของมวล อากาศค้านบน ซึ่งก็ควรจะมีการแผ่รังสีความร้อนจากผิวพื้นที่อุณหภูมิสูงด้วย แต่อาจเป็นผลมาจาก การมีเมฆบดบังการรับรังสีจากผิวพื้นส่วนหนึ่ง และอาจเป็นผลมาจากการเย็นตัวตามความสูงของ อากาศระดับบน ๆ ด้วย อย่างไรก็ตาม มีปัจจัยการก่อตัวของเมฆโดยการยกตัวของอากาศรูปแบบ อื่น ๆ เช่น แนวสอบลม มรสุม แนวปะทะอากาศ ซึ่งมักเกิดในเขตอื่น ๆ ที่ไม่ใช่ในแนวศูนย์สูตร พื้นที่เดียว เช่น การเกิดพายุฝนฟ้าคะนองซึ่งมีสาเหตุมาจากการเคลื่อนตัวของแนวปะทะอากาศเย็น (Cold fronts) ในเขตละติจูดกลาง ดังนั้นการจะพิจารณาภาพถ่ายดาวเทียมจากปัจจัยการแผ่รังสีเพียง อย่างเดียวจึงเป็นประเด็นที่ต้องแยกย่อยเป็นกรณีไป สิ่งหนึ่งต้องกำนึงถึงคือ ผลการยกตัวจากการ พาความร้อนก่อนข้างถิ่แต่เกิดในบริเวณระดับต่ำ ๆ ซึ่งจะสังเกตได้จาการเกิดเมฆ Cu ส่วนการยกตัว จากการพาความร้อนรุนแรงมาก ๆ ที่สังเกตได้จากเมฆ Cb จนกลายเป็นพายุฝนฟ้าคะนองมักเกิดขึ้น ใม่ค่อยสม่ำเสมอ ทั้งนี้อาจมีปัจจัยหลาย ๆ อย่าง เช่นลม ลมมรสุม ซึ่งจะกล่าวถึงในบทอื่น ๆ ต่อไป



รูปที่ 4.21 แสดงรังสีที่แผ่ออกนาจากขอดเมฆก่อตัวในแนวตั้งสูง ๆ และรุนแรง

ในรูปที่ 4.22 เป็นภาพถ่ายจากคาวเทียมที่ตรวจสอบระดับยอคเมฆในบริเวณต่าง ๆ ทั่วโลก พบบริเวณสีขาวแสดงยอคเมฆที่สูงกว่า 12 km ส่วนบริเวณสีทึบเป็นบริเวณที่ยอคเมฆน้อยกว่า 12 km ลงไปบริเวณที่เป็นแถบสีขาวสอคกล้องกับบริเวณศูนย์สูตรเป็นแนวที่มี OLR มาก ๆ บริเวณที่ เป็นอิทธิพลมรสุม ร่องมรสุมรวมถึงบริเวณที่มีแนวปะทะอากาศในเขตละติจูดกลางด้วย

4.7 สมดุลุการแผ่รังสีจากการพาความร้อน (Radiative-convective equilibrium)

โครงสร้างการรับพลังงานแสงและการแผ่รังสีความร้อนเป็นแรงผลักคันสำคัญที่ส่งผลให้ เกิดความไม่ต่อเนื่องของอุณหภูมิที่ผิวพื้น อุณหภูมิสมดุลการแผ่รังสีของผิวพื้นสูงกว่าอากาส ค้านบน ส่งผลต่ออากาศที่ลอยตัวสูงขึ้น ซึ่งมักไม่สมดุลต่อการทรงตัวของอากาศ ทำให้การยกตัว จากการพาความร้อนจากผิวพื้นลอยขึ้นไปยังบรรยากาศชั้นบน ๆ มวลอากาศและสิ่งแวดล้อมมีการ กลุกเกล้ากัน เป็นการเพิ่มอุณหภูมิสิ่งแวดล้อมในชั้นบรรยากาศให้สูงขึ้นจนเข้าสู่สมดุลใหม่ (ในชั้น บรรยากาศที่มีความชื้นมักจะเกิดการอิ่มตัวภายใต้กระบวนการอะเดียบาติกตามเงื่อนไขที่อิงอัตรา การเย็นตัวในสมการที่ 4.13) ดังนั้น ชั้นบรรยากาศชื้นเกิดขึ้นด้วย ซึ่งตรงบริเวณที่มีการยกตัวนี้จะขึ้น

59

ฟิสิกส์ของชั้นบรรยากาศ

60

ไปได้จนถึง Tropopause ที่ความสูง (z_r) ดังนั้นชั้นบรรยากาศ Troposphere ทั้งหมดในเขตร้อนชื้น จะเข้าสู่ภาวะสมดุลการแผ่รังสี อันเป็นผลเนื่องจากการพาความร้อน (Radiative-convection equilibrium) ซึ่งอาจจะกล่าวได้ว่า ในระดับต่ำกว่า z_r ต่อเนื่องขึ้นไปจนถึงระดับ z_r จะพบสถานะ สมดุลการแผ่รังสี



รูปที่ 4.22 แสดงภาพถ่ายดาวเทียมซึ่งสอดกล้องกับการแผ่รังสี ที่มา: Physics of Atmospheres and Oceans Lecture Notes Fall 2003, Course web site: http://paoc.mit.edu/labweb

สิ่งหนึ่งที่ต้องกำนึงถึงว่าโครงสร้างอุณหภูมิความร้อนในเขตร้อนชื้นจะมีการถ่ายโอนไปสู่ เขตละติจูดกลางซึ่งมีอุณหภูมิน้อยกว่าได้หรือไม่ และถ้ามีจะมีกลไกอย่างอย่างไร หากพิจารณา ปัจจัยต่าง ๆ จะพบว่าการยุกตัวในแนวตั้งจะไม่ใช่ตัวควบคุมรูปแบบอุณหภูมิของชั้นบรรยากาศ บริเวณเขตละติจูดกลาง แต่กลับพบเมฆเกิดขึ้นสูงกว่า 12 km ในระดับบนของโซนละติจูดกลางนี้ ซึ่งมากพอ ๆ กับเมฆฑี่เกิดในเขตร้อนชื้น จึงมีกำถามต่อมาว่าสิ่งนี้มีกลไกอย่างไร ดังนั้นกำถาม ทั้งหมดในย่อหน้านี้จะมีกำตอบในบทที่ 8 ซึ่งมีการอธิบายภาพรวมการเกลื่อนตัวของอากาศทั่วโลก และจะกล่าวถึงการถ่ายเทความร้อนทั้งในแนวตั้งและแนวระดับด้วย

4.8 The tephigram

การตรวจหาโอกาสการเกิดเมฆก่อตัวแนวตั้งจากการแสดงโปรไฟล์แนวตั้งของอุณหภูมิ บรรยากาศและความชื้นจากแผนภาพอุณหพลศาสตร์ เป็นที่นิยมในทางอุตุนิยมวิทยา เพราะอาจ ตรวจวัดได้โดยการปล่อยบอลลูนตรวจอากาศพร้อมเกรื่องมือตรวจวัด ทำการหยั่งวัด (Radiosonde) จากที่ระดับจากต่ำไปสู่ระดับสูง ๆ เพื่อสร้างแผนภูมิอุณหพลศาสตร์ แผนภูมิเหล่านี้มีประโยชน์ สำหรับการตรวจสอบโอกาสการเกิดการควบแน่นของน้ำที่ระดับความสูงต่าง ๆ ซึ่งไม่มีสูตรง่าย ๆ ในการกำนวณหรือวิเคราะห์ได้โดยตรง ด้วอย่างแผนภูมิที่ใช้ในทางอุตุนิยมวิทยา เช่น Tephigram, pseudoadiabatic, Skuew T- In T เป็นต้น ในที่นี้จะกล่าวถึง Tephigram เป็นตัวอย่าง ส่วนแผนภูมิ Skuew T- In T ที่กรมอุตุนิยมวิทยาใช้งานจริงจะกล่าวถึงในกิจกรรมที่แสดงไว้ในภาคผนวก 4

ตัวอย่างแผนภูมิ Tephigram ตามรูปที่ 4.23 ในแผนภูมินี้ใช้กู่ลำดับร่วมของอุณหภูมิ T และ เอน โทรปี S ตามเส้นของเอน โทรปีคงที่ โดยกำหนดให้สัมพันธ์กันกับก่าศักย์ทางอุณหภูมิ Potential temperature θ (โดยใช้ $S = c_p ln \theta$) เรียกเส้นนี้ว่า Dry adiabatic ส่วนเส้นที่อุณหภูมิ T คงที่จะเรียกว่า Isotherms จากสมการ $p = p_0 \left(\frac{T}{\theta}\right)^{1/\kappa}$ ตามเส้นโด้งของความดันกุงที่ จึงสามารถ พลีอทดามช่วงก่าตัวแปของ T และ θ สำหรับชั้นบรรยากาศระดับต่ำ ๆ ได้ ซึ่งเกือบจะเป็นเส้นตรง ส่วนเส้น Isotherms และเส้น Dry adiabatic (ขนานกับแกน T) ถูกกำหนดให้ชี้ที่ 45° (ความชันกับ แนวนอน + และ - ตามลำดับ) เพื่อให้เส้นโด้งของ p เป็นก่ากงที่ (ไอโซบาร์) กลายเป็นแนวนอน โดยประมาณ ดังนั้นในรูปที่ 4.23 จะพบเส้นที่แสดง Isotherms (เส้นทีบลาดขึ้นทางขวา ระบุหน่วย เป็น °C) เส้น Dry adiabatic (เส้นทึบลาดขึ้นไปทางซ้าย ระบุหน่วยเป็น °C) เส้น isobar (เส้นโค้ง เล็กน้อยตามแนวนอนโดยประมาณ ระบุหน่วยเป็น hPa) เส้น Constant saturation mixing ratio (เส้นประ ระบุหน่วยเป็น g /kg) และ Saturated adiabatics (เส้นโค้งที่ถู่เข้าใกล้เส้น Dry adiabatic บริเวณด้านบนสุดของแผนภูมิ) ผลการตราจากมีการพลีอตจุดต่อเส้นแสดง Environment curve (ส่วนของเส้นทึบหนัก) และเส้น Dew point (เส้นประ) ซึ่งได้จากก่าการตรวจวัดโดย Radiosonde



รูปที่ 4.23 แผนภาพ Tephigram

ตามรูปที่ 4.23 มีเส้นโด้งสองชุดที่เกี่ยวข้องกับความชื้น เส้นที่สำคัญคือเส้น Constant saturation mixing ratio $\mu_s(T,p)$ เส้นโด้งนี้เกือบจะเป็นเส้นตรงและวาดให้เป็นเส้นประไว้ (โดยทั่วไปแล้วหากด้องการใช้ T และ p เป็นตัวแปรอิสระ สำหรับการลงจุดบนแผนภูมิ Tephigram แทนที่จะใช้ T และ S ก็สามารถทำได้) ทั้งหมดนี้ ทำการพล็อทโดยใช้สมการ $\mu_s(T,p) = \frac{e_s(T)\epsilon}{p}$ (Saturation mixing ratio equation) หากทราบค่าที่ถูกต้องของ $e_s(T)$ ในแผนภูมิจริงมีการพล็อตค่า Saturated adiabatic เป็นเส้นเห็นได้ชัด Saturated adiabatic ในแต่ละเส้นกำหนดโดยตัวแปรอุณหภูมิ ที่ดัดระดับพื้นผิว p=1000 hPa (Wet-bulb potential temperature, θ_u) หรือ Potential temperature ที่ลู่เข้าใกล้กวามกดอากาศ p (Equivalent potential temperature, θ_u)

ในระหว่างการลอยขึ้นของ Radiosonde อุณหภูมิ T จะถูกตรวจวัดที่แต่ละค่าระดับความคัน p และข้อมูลเหล่านี้จะถูกพลีอทจุคบนแผนภูมิ tephigram เพื่อให้ได้เส้น โล้งของสภาพแวคล้อม ส่วนของเส้นจะถูกวาดเชื่อมระหว่างแต่ละจุด แทนที่จะเป็นเส้น โล้งเรียบ เส้นนี้แสดงถึงบรรยากาส ในแนวดิ่ง แต่ควรคำนึงว่าอาจทำให้ผิดพลาดได้เล็กน้อย เนื่องจากบอลลูนใช้เวลาในการลอยขึ้น และพัดไปตามกระแสลมเป็นระยะต่าง ๆ อุณหภูมิจุดน้ำก้างก็มีการพลีอทไว้ด้วยที่ระดับความคัน แต่ละระดับ ทำให้เกิดเส้น โล้งสองเส้นที่แยกกัน จึงสามารถใช้สมการ $\mu_s(T,p) = \frac{e_s(T)\epsilon}{p}$ หาค่า Saturation mixing ratio, μ_s ที่ระดับความคันก่าท่าง ๆ บนเส้นโล้งสภาพแวดล้อม โดยกำหนดให้ใช้ อุณหภูมิจุดน้ำก้างที่สัมพันธ์กัน จึงจะสามารถอ่านกางอง μ_s ที่ระดับความคันเดียวกันกับบนเส้น ของอุณหภูมิจุดน้ำก้าง โดยทั่วไป มีประโยชน์มากมายที่สามารถหาได้จากเส้นกราฟสภาพแวดล้อม และกราฟจุดน้ำก้าง รวมถึงการกาคหมายระดับที่เริ่มมีความไม่เสถียรและมีการก่อตัวของเมฆ

สมการและที่มาของสมการต่าง ๆ ที่กล่าวถึงในแผนภูมิข้างต้นนี้ มีบางส่วนได้แสดงไว้แล้ว ในบทก่อนหน้านี้ มีบางส่วนเป็นสมการพื้นฐานในทางอุณหพลศาสตร์ และมีบางส่วนที่อธิบาย รวมไว้ในกิจกรรมที่อยู่ในภาคผนวก โดยทั่วไปบางสมการอาจใช้โปรแกรม MATLAB สร้างกราฟ ความสัมพันธ์ได้เช่น $\mu_s(T,p) = \frac{e_s(T)\epsilon}{p}$ ซึ่งได้แสดงทฤษฎีและตัวอย่างโปรแกรมไว้ในภาคผนวก s แต่บางสมการที่มีรูปแบบสมการอนุพันธ์นั้นอาจใช้การจำลองแบบได้ เช่นสมการกลื่นที่กล่าวถึง ในหัวข้อ 4.4.1 แต่เป็นเพียงตัวอย่างการรันโปรแกรมเท่านั้นเพราะสมการอนุพันธ์อันดับสอง ก่อนข้างขากสำหรับผู้เริ่มเรียน ในที่นี้ จะแนะนำในส่วนแนวกิดการจำลองผลจากสมการอนุพันธ์ อันดับหนึ่ง จะแสดงตัวอย่างการแปลงสมการอนุพันธ์ให้เป็นสมการจำลองแบบง่าย ๆ โดยอาจใช้ เกรื่องกิดเลขหากำตอบและสร้างกราฟจากโปรแกรม Excel ที่กุ้นเกยดังนี้

จากสมการที่ 4.5 คือ $\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p}$ อาจแปลงเป็น $\frac{\Delta T}{\Delta z} = -\frac{g}{c_p}$ หรือ $T_2 - T_1 = -\frac{g}{c_p}\Delta z$ ถ้า Δz เป็นค่าน้อย ๆ ส่งผลให้ T_2 ต่างจาก T_1 ด้วยอัตราที่ไม่สูงมาก ดังนั้นหาก $T_1 = T_n$ เป็นค่าที่ เชื่อมั่นได้เช่นค่าที่ตรวจวัดจริงเริ่มด้น ส่วน $T_2 = T_{n+1}$ เป็นค่าที่คาดหมายล่วงหน้าด้วยอัตรา ถ้าวหน้า $-rac{g}{c_p}\Delta \mathbf{z}$ น้อย ๆ ดังนั้น $T_{n+1}=T_n-rac{g}{c_p}\Delta \mathbf{z}$ พจน์ทางขวามือสามารถคำนวณค่าได้เป็น จำนวนจริง ทำการเก็บค่า T_{n+1} เป็นค่า T_n จากนั้นทำนายค่าที่สองถัคไปจากสมการ $T_{n+1} =$ $T_n - rac{g}{c_p}\Delta \mathbf{z}$ ทำเช่นนี้ไปเรื่อย ๆ จนครบจำนวนรอบที่ต้องการ ยกตัวอย่างกรณีอากาศแห้ง $rac{g}{c_p} = 10$ K/km ดังนั้น ถ้าเริ่มจากอุณหภูมิที่ผิวพื้น 27°C หรือ 300K และใช้ $\Delta z = 1 \mathrm{km}$ คำนวณไปถึง 10 km จะได้ผลการจำลองคู่ลำดับดังนี้ 0,300 1,290 2,280 3,270 4,260 5,250 6,240 7,230 8,220 9,210 และ 10,200 ได้กราฟจาก Excel สอดกล้องกับทฤษฎีอุณหภูมิลดลงตามความสูง ดังรูป 4.24 ถ้ำลองใช้ ์ โปรแกรม MALAB อาจเขียนได้ดังนี้

x = [1:20]; %กำหนด	จพื้นที่เก็บค่าตัวแปรอุณหภูมิ
y=zeros(length(x));	%กำหนดพื้นที่เก็บก่าตัวแปรกวามสูง
g_cp=10; tn=300; delz=1	; m1=0; %กำหนดค่าเริ่มต้นตัวแปรต่าง ๆ
for i=1:length(x);	% เริ่มวนลูปการคำนวณ
tn1 = tn-10*delz	%คำนวณค่าสมการจำลองผล
x(i)=i;	%เกี่บค่าผลการจำลอง
y(i)=tn1;	%เก็บก่าผลการจำลอง
tn=tn1;	%สลับค่าคาดหมาย T
end	2.25°
plot(y,x);	%สร้างกราฟ 📎

xlabel('temperature {(^oC})'); 🤌 🧞ระบุแกนกราฟ ylabel('height{km)');

📣 🎎 ระบุแกนกราฟ

เมื่อรัน โปรแกรมก็จะ ได้กราฟเส้นตรงแบบเดียวกันกับในรูป 4.24 ซึ่งสามารถเลือกอัตราการเย็นตัว ใด้จากการเปลี่ยนก่า g_cp ในโปรแกรมได้ด้วย (อาจเปลี่ยนแปลงได้ตั้งแต่ 3-10 K/km)



ฐปที่ 4.24 แสดงผลการจำลองเชิงตัวเลข Lapse rate ของอากาศแห้ง (ด้วยเครื่องคิดเลข)

คຳຄານท้ายบท

1. กำหนดให้
$$c_P dT = \frac{dP}{\rho} - L dq_*$$
 และ จงแสดงให้เห็นจริงว่า $-\frac{dT}{dz} = \Gamma_s = \frac{\Gamma_d}{1 + \frac{L}{c_P} \frac{dq_*}{dT}}$ (พิจารณา

ในแนวแกน z เท่านั้น เมื่อกำหนดให้ $\frac{\partial p}{\partial z} = \frac{dp}{dz} = ho g)$

- 2. รูปแบบอุณหภูมิของชั้นบรรยากาศ Troposphere เป็นอย่างไร เพราะอะไร
- 3. จงอธิบายหลักการพาความร้อนในอากาศโดยสังเขป
- 4. stability คืออะไร มีเงื่อนไขอย่างไรจงอธิบาย
- 6. ภายใต้เงื่อนไขของ Stability มีปรากฏการณ์ทางอากาศเกิดขึ้นได้หรือไม่ ยกตัวอย่างถ้าเกิดขึ้นได้
- 7. จงอธิบายการเกิด Gravity wave ว่าเกิดขึ้นได้อย่างไร
- 8. จงอธิบายการเกิด Inversion มาหนึ่งกรณี
- 8. จงแสดงเงื่อนไข Instability ของอากาศถูกยกตัวขึ้นในแนวตั้งภายใต้กระบวนการอะเดียบาติกชื้น
- 9. การเกิดเมฆ Cb และเกิดพายุฝนฟ้ากะนองมีขั้นตอนการเกิดอย่างไร จงอธิบายขั้นตอน
- 10. Specific Humidity คืออะไร
- 11. Saturation Specific humidity คืออะไร
- 12. Instability คืออะไร มีเงื่อนไขอย่างไรจงอธิบาย
- 13. จงทำกิจกรรม งานที่ 1 ถึง 4 ของภาคผนวก 1 สงให้ครบสมบูรณ์

LE FORM THE ROLL BE SUPE

บทที่ 5 โครงสร้างขอบโค้งของชั้นบรรยากาศ

ในบทก่อนได้กล่าวถึงสมดุลและกระบวนต่าง ๆ ในชั้นบรรยากาศที่ส่งผลต่อสมบัติทาง ้ฟิสิกส์ของชั้นบรรยากาศในแนวคิ่ง ส่วนในบทนี้ จะพิจารณาถึงสมคลพลังงานและสมบัติทาง ้ฟิสิกส์ของชั้นบรรยากาศในแนวระดับ ตามผลกระทบที่มาจากโครงสร้างโค้งของชั้นบรรยากาศ แต่เมื่อพิจารณาผิวโค้งของโลกจะพบว่ามีผลกระทบโคยมุมแสงตกกระทบ (incoming flux per unit surface area) ซึ่งจะพบว่าบริเวณศูนย์สูตรจะได้รับแนวแสงในแนวตรงมากสุดจึงมีค่าพลังงานแสง ตกกระทบมากสด และบริเวณอื่น ๆ จะน้อยลงไปเรื่อย ๆ เมื่อเข้าใกล้ขั้วโสกโดยมีค่าพลังงานแสง ตกกระทบน้อยสุดที่ขั้วโลก และเมื่อพิจารณาพลังงานที่แผ่ออกจากผิวพื้น (outgoing terrestrial per unit area) ก็จะพบว่ามีค่าลดลงตามละติงูดที่สูงขึ้นด้วยสอดกล้องกัน แม้ว่าผลรวมของพลังงาน แสงที่ตกกระทบและพลังงานความร้อนที่แผ่ออกจากผิวพื้นโลกจะอยู่ในภาวะสมดุลถ้ำหาก พิจารณาจากภาพรวมทั้งหมด แต่การได้รับพลังงานมากในแถบศูนย์สูตรจึงมีความร้อนสุทธิสูงมาก เมื่อเปรียบเทียบกับความเย็นตัวสุทธิที่ปกคลุมในแถบขั้วโลก ส่งผลทำให้อากาศในแถบศูนย์สูตร อุ่นกว่าในแถบขั้วโลก ความแตกต่างระหว่างอุณหภูมิทั้งสองบริเวณนี้ส่งผลให้เกิดความชั้นของ อุณหฏมิและส่งผลกระทบต่อสมดุลการให้ลู่ในภาพรวมทั้งหมด เกิดความชั้นของความกดอากาศ ในแนวระดับขึ้นด้วย และนำไปสู่การเกิดลมรูปแบบต่าง ๆ เนื่องจากการส่งผ่านความร้อนไปตาม แนวขอบโค้งของผิวโลกภายในชั้นบรรยากาศต่ำ ๆ ทั้งนี้เพื่อให้ในเขตศูนย์สูตรเย็นตัวลงและ กลับกันในแถบขั้วโลกจะต้องอุ่นขึ้นและเข้าสู่ภาวะสมคุลในระดับหนึ่ง

5.1 อุณหภูมิ

ความแตกต่างของอุณหภูมิของผิวโลกในแต่ละบริเวณนั้น เป็นผลโดยตรงมาจากการได้รับ พลังงานจากแสงอาทิตย์ในระดับกวามเข้มที่แตกต่างกัน ดังนั้นในเริ่มต้นนี้จึงกวรพิจารณาผลการ ตรวจวัดพลังงานแสงที่ตกกระทบ รวมถึงพลังงานแผ่รังสีกวามร้อนของโลกและชั้นบรรยากาศ เปรียบเทียบกันระหว่างแต่ละละติจูดดังนี้

5.1.1 พลังงานแสงตกกระทบที่แปรเปลี่ยนแต่ละละติจูด

ในหัวข้อนี้จะกล่าวถึงพลังงานแสงจากควงอาทิตย์ที่ตกกระทบ โลกที่แปรเปลี่ยน ไปตาม ละติจูด (Latitudinal dependence of incoming radiation) ซึ่งแจงตามรายละเอียดดังนี้ ค่ารวมเฉลี่ย (Annual mean)

ค่าเฉลี่ยรวมรายปีของพลังงานแสงตกกระทบกระจายตามละติจูดต่าง ๆ ในชั้นบรรยากาศ ระดับบน ๆ แสดงในรูปที่ 5.1 พบว่ามีการกระจายตัวของพลังงานแสงดังกล่าวนี้ เป็นผลพวงมาจาก

โครงสร้างโค้งกลมของโลก จากค่าเฉลี่ยฟลักซ์ตกกระทบในแถบศูนย์สูตรคือ s/π=1367/π= 435 W/m² เนื่องจากฟลักซ์ของแสงอาทิตย์ตกกระทบลงพื้นที่แถบกว้างเท่ากับ δy และแผ่ออกโดยการ หมุนของโลกตลอดทั่วพื้นที่ผิว 2πaδy (ในที่นี้ δy เป็นความกว้างตามขอบโค้ง และ a เป็นรัศมีโค้ง ของโลก) ค่าเฉลี่ยรวมฟลักของแสงอาทิตย์ตามสมการที่ 2.5 เท่ากับ s/4=341 W/m² เป็นค่าที่ได้จาก ละติจูดประมาณ 30° N และลดลงอย่างต่อเนื่องเมื่อเข้าสู่ขั้วโลก



รูปที่ 5.1 แสดงค่ารวมเฉลี่ยการกระจายพลังงานแสงตกกระที่บ้ ค่าเฉลี่ยในช่วงฤดูหนาว และฤดู ร้อนของซีกโลกเหนือ

ค่ารวมเฉลี่ยตามฤดูกาล (Seasonal)

ปริมาณฟลักซ์จากรังสีของควงอาทิตย์ต่อหน่วยพื้นที่จะแปรเปลี่ยนไปตามตำแหน่งที่รังสี แสงตกกระทบด้วยมุมฉากมากสุด ครั้งบริเวณที่เรียกว่า Subsolar point ซึ่งวาดแสดงไว้ในรูปที่ 5.2 เป็นระยะที่ห่างออกไปจากศูนย์สูตรเนื่องจากแกนโลกเอียง ตามความจริงแล้วปัจจัยสำคัญสุดที่ กำหนดความผันแปรไปตามฤดูกาลคือ การเอียงของแกนหมุนของโลกซึ่งมากกว่าผลของระยะห่าง ของโลกและดวงอาทิตย์ (เมื่อพิจารณาเทียบผลเดี่ยวอย่างใดอย่างหนึ่ง) วงโคจรของโลกรอบดวง อาทิตย์เป็นแบบวงรีดังรูปที่ 5.3 ประกอบกับการเอียงของแกนโลก ที่ทำให้เอียงออกห่างดวงอาทิตย์ ในช่วงระหว่างฤดูหนาวของซีกโลกเหนือ (Northern hemisphere winter) มากกว่าในช่วงฤดูร้อนซีก โลกแกนือ (Northern summer solstice, solstice June 21)ในปัจจุบันพบว่าแกนโลกเอียงเป็นมุม 23.5° และชี้ไปทางดาวเหนือ ในช่วงฤดูร้อนขั้วโลกเหนือเบนเอียงเข้าหาดวงอาทิตย์ ซีกโลกเหนือจึงมี ช่วงเวลากลางวันยาวนานและแสดงถึงการเริ่มต้นฤดูร้อน (วัน Summer solstice) ในช่วงฤดูหนาว ตามปฏิทิน ขั้วโลกเหนือจะเบนห่างออกไปจากดวงอาทิตย์ ซีกโลกเหนือจึงมีช่วงเวลากลางวันที่สั้น และแสดงถึงการเริ่มฤดูหนาว ส่วนในวัน equinoxes กลางวันและกลางกึนเท่ากัน ส่วนในช่วงของ solstice จะไม่มีรังสีแสงอาทิตย์ตกกระทบที่ Winter pole (มืดทั้งวันในแถบขั้วโลก) แต่มีดวงอาทิตย์ สว่างตลอด 24 ชั่วโมงของวันใน Summer pole เป็นสาเหตุที่รัสสิตกกระทบจะสูงในช่วงที่ Summer pole เมื่อเฉลี่ยใน 24 ชั่วโมงดังแสดงในรูปที่ 5.1 อย่างไรก็ตามการดูดกลืนและการแผ่รังสีที่ขั้วโลก Summer pole เป็นค่าที่ต่ำเพราะมีหิมะและน้ำแข็ง ซึ่งมีค่าอะบิโดสูงทำให้มีการสะท้อนออกไปมาก



รูปที่ 5.2 แสดงความเอียงของแกน โลก (23.5 องศา) ส่งผลให้แนวแสงที่ตกกระทบตั้งฉากกับผิวโลก เลยจุดศูนย์สูตรไปทางขั้วโลกเหนือในช่วงฤดูร้อนของซีกโลกเหนือ



รูปที่ 5.3 แสคงวงโคจรวงรีรอบควงอาทิตย์ และจุดสำคัญที่แสงควงอาทิตย์ตรงตั้งฉากสูนย์สูตร (Equinox) และช่วงจุคที่แสงจากควงอาทิตย์ขยับทำมุมสูนย์สูตรมากสุดและต่ำสุด (Solstice)

อย่างไรก็ตาม วงโกจรของโลกรอบควงอาทิตย์ไม่กงที่ แต่จะเปลี่ยนแปลงอย่างช้า ๆ ในช่วง 10,000-100,000 ปี เป็นที่รู้จักในชื่อ Milankovich cycles ส่งผลให้เกิดการเปลี่ยนแปลงทางภูมิอากาศ ในระยะเวลายาวนานมาก ๆ บางช่วงเข้าสู่ยุคน้ำแข็ง (Glacial-interglacial cycles)

5.1.2 การแผ่รังสีความร้อนของโลกแปรตามละติจูด

รังสีแสงที่โลกรับไว้จะเปลี่ยนเป็นพลังงานคลื่นยาวที่แผ่ออกไปสู่ชั้นบรรยากาศและแผ่ ออกไปสู่อวกาศ ผลการประมาณการก่าการแผ่รังสีของโลกและชั้นบรรยากาศโลกเฉลี่ยตลอดปี แสดงดังรูปที่ 5.4 พบว่าการดูดกลืนแสงจากดวงอาทิตย์ (แสงตกกระทบลบด้วยสะท้อน) มีก่ามาก สูงสุดในเขตร้อนชื้น ซึ่งสูงกว่า 6 เท่าของแถบขั้วโลก อย่างไรก็ตามการแผ่รังสีกลิ่นยาวในเขตร้อน เกิดการตกลงไปบางส่วน แสดงว่า ผลต่างอุณหภูมิที่ตรวจวัดจริงจากขั้วโลกถึงศูนย์สูตรนั้นจะต้อง น้อยกว่าผลการประมาณจากสมดุลพลังงาน เมื่อพิจารณาในกรณีที่ชั้นบรรยากาศอยู่ในภาวะสมดุล การแผ่รังสี ในแต่ละละติจูดและในระดับต่อระดับ จะพบบางส่วนที่ขาดหายไปตรงเขตศูนย์สูตร ซึ่งการขาดหายไปในการแผ่รังสี (OLR) ที่ศูนย์สูตรนี้ อาจเนื่องจากการแผ่รังสีจากยอดเมฆยกตัว รุนแรงสูง ๆ ที่มักจะเป็นมวลที่เย็นตัวลงแล้วที่ยอดเมฆ ดังแสดงในรูป 4.22

ในรูปที่ 5.4 ตามก่าเฉลี่ยรวมตลอดปีนั้นอาจประมาณได้ว่า มีรังสีแสงส่วนเกินสุทธิก่าหนึ่ง ในเขตร้อนชื้นและมีพลังงานแสงขาดสมคุลสุทธิในเขตละติจูดสูง ๆ (เฉพาะในชั้นบรรยากาศ Troposphere) ในความจริงสูนย์สูตรอุ่นกว่าในแถบขั้วโลก ดังที่จะกล่าวต่อไป นอกจากนี้ ในรูปที่ 5.4 ยังแสดงกวามหมายว่ากวรจะต้องมีการส่งผ่านพลังงานจากสูนย์สูตรไปยังขั้วโลกเพื่อเข้าสู่ สมคุลด้วย ส่วนการหายไปของกลื่นยาวในเขตร้อนอาจเป็นผลจากเมฆในชั้นบรรยากาศ



รูปที่ 5.4 ผลรวมเฉลี่ยค่าการดูดกลืนแสงและ OLR สุทธิ

5.1.3 โครงสร้างอุณหภูมิตามโซนต่าง ๆ (Meriodional structure of temperature)

ค่าเฉลี่ยอุณหภูมิตามโซนต่าง ๆ เป็นค่าตามสภาพจริงของโซนเขียนแทนด้วยสัญลักษณ์ Tิ เมื่อกำหนดให้ xิ แทนความหมายโซนเฉลี่ย โดยที่โซนถูกกำหนดเป็นไปตามสมการ

$$\bar{x}(\varphi, z) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} x(\lambda, \varphi, z) \, d\lambda \tag{5.1}$$

โดยที่ ($\lambda, arphi,$) เป็น (ค่าลองจิจูด,ละติจูด) ดังนั้น โซนต่างๆ โดยรวมรอบโลกจึงแปรตามละติจูด

ที่ละติจูดต่ำ ๆ ใกล้ศูนย์สูตรจัดเป็นเขตร้อนศูนย์สูตร สูงขึ้นไปจนถึงก่อนถึง 30°N และ 30°S โดยประมาณ เรียกว่าเขตร้อนชื้น ตั้งแต่ 30°N และ 30°S ขึ้นไปถึง 60°N และ 60°S โดยประมาณ เรียกว่าเขตอบอุ่น และ 60° โดยประมาณขึ้นไป เป็นเขตหนาวขั้วโลก ในเรื่องที่เกี่ยวกับอุณหภูมิของ ชั้นบรรยากาศนั้น ปกติมักมีจุดสนใจอยู่ในเขตชั้น Troposphere และ Stratosphere เป็นหลัก อุณหภูมิในชั้น Troposphere

จากการตรวจวัดค่าเฉลี่ยรวมรายปีของอุณหภูมิ Tิ และ 伺 ในบรรยากาศชั้น Troposphere และ Stratosphere ในระดับต่ำ ๆ แสดงดังรูป 5.5 และ 5.6 ตามลำดับ พบว่าอุณหภูมิลดต่ำลงตาม ความสูงในบรรยากาศชั้น Troposphere ส่วนในแนวระดับอุณหภูมิที่ผิวพื้นลดต่ำลงเมื่อละติจูด สูงขึ้นเข้าใกล้ขั้วโลก อุณหภูมิลดลงต่ำกว่าศูนย์ที่ละติจูด 60° และสูงสุด 27°C อยู่บริเวณศูนย์สูตร ผลต่างอุณหภูมิของขั้วโลกและศูนย์สูตรมีก่าถึง 30°C

ตามรูป 5.6 แสดงผิวระนาบที่ Potential temperature ดงตัวซึ่งมักหมายถึงบริเวณที่เอนโทร ปีกงตัว (Constant entropy) เรียกว่า Isentropic surface ซึ่งผิวระนาบนี้มีความลาดชันเพิ่มขึ้นเมื่อเข้า ใกล้ขั้วโลก ยิ่งกว่านั้น Potential temperature $\bar{\theta}$ เพิ่มขึ้นตามความสูงต่างจาก \bar{T} สะท้อนถึงการมี เสถียรภาพของมวลอากาศที่มีต่อกระบวนการในอากาศแห้ง เส้นเท่าชิดเข้าหากันตรงบนสุดแสดง บริเวณของ Stratosphere ส่วนตรงบริเวณที่เส้นเท่าห่างกันมากเป็นของชั้น Troposphere ระหว่าง บริเวณทั้งสองเป็นของ Tropopause ในกรณี Potential temperature $\bar{\theta}$ จะสูงขึ้นในบริเวณศูนย์สูตร และลดต่ำลงในบริเวณเข้าใกล้ขั้วโลก



รูปที่ 5.5 แสดงการกระจายอุณหภูมิรวมเฉลี่ยตามเขตต่าง ๆ ของโลกในหน่วย °C



อุณหภูมิในชั้น Stratosphere

อุณหภูมิเฉลี่ยตาม โซนในชั้นบรรยากาศสูง ๆ เมื่อดวงอาทิตย์ขยับขึ้นไปสูงสุดในช่วงฤดู ร้อนของซีกโลกเหนือ ตามในรูปที่ 5.7 พบว่า อุณหภูมิต่ำสุดที่ Tropopause (ประมาณ 10 km) และที่ Mesopause (ประมาณ 80km) มีก่าสูงสุดที่ Stratosphere (ประมาณ50km) มีกวามแปรผันตามละติจูด เป็นรูปแบบเฉพาะในบริเวณ Tropopause ซึ่งมีความไม่ต่อเนื่องตรงบริเวณ Subtropic เรียกว่า Tropopause gap ซึ่งเกี่ยวข้องกับลมแรงที่เรียกว่า Jet stream ซึ่งจะอธิบายในบทที่ 7 อากาศที่เคลื่อน ดัวในแนวดิ่งระหว่างชั้น Troposphere กับ Stratosphere ช้ามาก จึงมีการเกลื่อนตัวในแนวระดับข้าม ช่องว่างบริเวณ Tropopause เกิดขึ้นมากกว่าในแนวดิ่ง ความผันแปรของอุณหภูมิในบริเวณชั้น Stratosphere ขึ้นกับรังสีตกกระทบที่ได้รับ อุณหภูมิมากสุดที่ Summer pole ซึ่งเป็นบริเวณที่ได้รับ รึงสีจากดวงอาทิตย์มากสุด



ฐปที่ 5.7 ผลการตรวจวัดค่าเฉลี่ยการกระจายอุณหภูมิตามโซนต่างในช่วงฤดูร้อนของซีกโลกเหนือ

5.1.4 The energy balance of the atmosphere

ในบทที่ 2 ใด้กล่าวถึงสมดุลพลังงานโดยการแผ่รังสีของโลกและดวงอาทิตย์รวมทั้ง บรรยากาศด้วย จากข้อมูลในการตรวจวัดประกอบกับการส่งผ่านในแนวดิ่งที่กล่าวถึงในบทที่ 4 เป็นข้อยืนยันได้ดีว่าการส่งผ่านความร้อนเป็นอีกปัจจัยสำคัญต่อสมดุลพลังงาน และไม่เฉพาะแต่ การส่งผ่านพลังความร้อนในแนวดิ่งเท่านั้นข้อมูลต่าง ๆ ยังแสดงให้เห็นว่ามีการส่งผ่านพลังงานจาก ศูนย์สูตรไปยังบริเวณละติจูดสูง ๆ ได้ ดังนั้นแผนภาพแสดงสมดุลพลังงานในชั้นบรรยากาศ จึงอาจ เขียนได้ใหม่ดังรูป 5.8



รูปที่ 5.8 แสคงสมคุลพลังงานที่จะต้องเกิดขึ้นทั้งในแนวดิ่งและแนวระคับ เพื่อถ่ายเทพลังงาน ประมาณ 6×10¹⁵W (จากการคำนวณ) ที่จากศูนย์สูตรไปยังละติจูดสูง ๆ จนถึงขั้วโลกทั้งสอง



รูปที่ 5.9 แสดงพลังงานจากศูนย์สูตรที่ส่งผ่านไปสู่ละติจูดสูงจนถึงขั้วโลกทั้งสอง (เครื่องหมายลบ แสดงทิศทางเท่านั้น)

5.2 ความกดอากาศและคอสัมน์ความสูงของอากาศ

จากข้อมูลจะเห็นได้ชัดเจนว่าในเขตร้อนชิ้นจะอุ่นมากกว่าที่ละติจูดสูง ๆ ดังนั้นในหัวข้อนี้ จึงจะอธิบายว่าสมดุลการไหลเวียนในชั้นบรรยากาศ ที่จะทำให้กอลัมน์อากาศอุ่นตรงเขตร้อนชิ้น แตกต่างกันกับกอลัมน์อากาศหนาวในเขตขั้วโลก และมีความสัมพันธ์กันในรูปแบบกวามชันของ ความกดอากาศ อันนำไปสู่การเกลื่อนที่ได้อย่างไร

มีข้อน่าสังเกตบางประการเช่น ในทางอุดุนิยมวิทยานิยมใช้ความดันแสดงเป็นคู่ดำดับใน แนวดิ่งมากกว่าความสูง และจากในกรณี hydrostatic balance ความดันสัมพันธ์โดยตรงกับมวลของ อากาศที่กดทับ ความดันจึงเป็นคู่ดำดับสัมพันธ์เชิงมวลด้วย และสุดท้าย พบว่าการตรวจวัดความดัน ง่ายกว่าตรวจวัดความสูงในทางปฏิบัติ ดังนั้น ต่อไปนี้จะทำการหาความสัมพันธ์ระหว่างความสูง คอลัมน์อากาศกับความกดอากาศ (ความดัน) โดยการกำหนดให้ p ให้เป็นคู่ดำดับในแนวดิ่งซึ่งมี z เป็นตัวแปรตาม p ซึ่งมีฟังก์ชันเป็นไปตาม z(p) ในชื่อที่เรียกว่า height of pressure surface และดู เหมือนว่าการเลือกใช้ z(p) น่าจะเหมาะสมมากกว่าจะใช้ฟังก์ชัน p(z) ตามหลักการแล้วสามารถ เขียนความสัมพันธ์ p(z) จากนั้นจึงแปลงไปสู่ z(p) โดยเริ่มต้นจากจากสมการ $\frac{\partial p}{\partial z} = -\frac{gp}{RT}$ ซึ่งอาจ เขียนใหม่ได้ว่า $\frac{\partial z}{\partial p} = -\frac{RT}{gp}$ ดังนั้น $\partial z = -\frac{RT \partial p}{gp} = \frac{1}{p} \partial p \left(\frac{-RT}{g}\right) = \partial lnp \left(\frac{-RT}{g}\right)$ จากสมการของ ความสูง $H(z) = -\frac{RT(z)}{g}$ ดังนั้น $\frac{\partial z}{\partial lnp} = \frac{-RT}{g} = -H$ เมื่อ H เป็นสเกลความสูงในแนวดิ่งเป็นไป ไป นามสมการความสูงสำหรับ Isothermal atmosphere ซึ่งจะพบว่า z แปรตาม *ln* p หรืออาจกล่าวได้ว่า p เปลี่ยนแปลงแบบเอ็กซ์โปรเนลเซียลตาม z ดังนั้น ความสูงของผิวระนาบความกดอากาศล่าหนึ่ง ที่กำหนดให้เป็นค่าที่อ้างอิงกับผิวระบุวบความกดอากาศที่ผิวพื้น p, และแปรตามอุณหภูมิใด้ผิว ระนาบนั้นดังสมการ

 $z(p) = R \int_{p}^{p_{s}} \frac{T}{g} \frac{dp}{p}$

5.2

เป็นก่าที่นิยามว่าเป็น Geopotential height ของผิวระนาบหนึ่ง ๆ ก่า g เปลี่ยนแปลงน้อยมากใน ระดับชั้นบรรยากาสต่ำ ๆ ดังนั้นในทางอุตุนิยมวิทยาก่ากวามสูงจริงกับ Geopotential height จึงไม่ แตกต่างกัน กวามสูงที่ระดับผิวระนาบกวามกด 500 hPa (เฉลี่ยรายเดือนมกรากม) แสดงตามรูปที่ 5.10 จะพบว่ามีกวามสูงเฉลี่ยประมาณ 5.5 km แต่กวามสูงในเขตร้อนชื้นจะมากกว่าในเขตขั้วโลก อยู่ประมาณ 600m ก่าเฉลี่ยตามโซนของ Geopotential height ซึ่งเป็นฟังก์ชันของกวามกดและ ละติจูด ปกติผิวระนาบกวามกดจะสูงในเขตร้อนชื้นและต่ำในเขตขั้วโลกโดยเฉพาะอย่างยิ่งในฤดู หนาว ดังนั้นผิวระนาบองกวามกดอากาศจะลาดชันลงไปสู่ขั้วโลกและกวามชันมากขึ้นเมื่อกวาม สูงมากขึ้น ที่มานี้ชัดเจนอยู่แล้วในสมการที่ 5.2 เนื่องจากผิวระนาบกวามกดอากาศเปลี่ยนแปลงไม่ มาก (ระดับ 10 hPa) กวามสูงของผิวระนาบกวามกดอากาศจึงกำหนดเป็นสัดส่วนกับก่าเฉลี่ย อุณหภูมิระหว่างผิวระนาบนั้น ๆ เทียบกับผิวพื้น ดังนั้นถ้าอุณหภูมิหนาวเย็นกอลัมน์อากาศหดลง ความสูงระนาบต่ำลง ถ้าอากาสอุ่นชิ้นคอลัมน์อากาสขยายออกความสูงของระนาบขยายเพิ่มขึ้น โดยทั่วไปจะสามารถประมาณผลต่างระนาบความกดอากาสได้ สำหรับกรณีบรรยากาศที่อุณหภูมิ T แปรเปลี่ยนไปแต่ละแนวระนาบ (แต่เป็น Isothermal ในแต่ละระดับ) ผลต่างความสูงของความกด อากาศเท่า *p* ระหว่างละติจูดอุ่นและละติจูดเย็น Δz^{warm} จะคำนวณได้จากสมการ

 $\Delta z_{\text{cold}}^{\text{warm}} = \frac{R\Delta T_{cold}^{warm}}{g} ln\left(\frac{p_s}{p}\right)$ 5.3 เมื่อ p_s เป็นความกดอากาศที่ผิวพื้น ถ้า $T_{cold}^{warm} = 30^{\circ}C$ พบว่าผิวระนาบความกดอากาศที่ 500 hPa ลดลงโดย $\Delta z_{\text{cold}}^{warm} = 608 m$ มากกว่าที่วัดได้ (ดูรูป 5.10 และ 5.11 ประกอบ)



รูปที่ 5.10 แสดงผิวระนาบความสูงอากาศที่ระดับ 500*hPa* ในช่วงเดือนมกราคม (เฉลี่ยรวมราย เดือนหน่วย*cm*) ที่มา: Physics of Atmospheres and Oceans Lecture Notes Fall 2003, Course web site: http://paoc.mit.edu/labweb

สุดท้ายจะนิยามความหนาของชั้นบรรยากาศโดยพิจารณาชั้นระนาบความกดอากาศ ประกบระหว่างสองชั้นใด ๆ p,และ p, ในรูป 5.10 จะได้สมการ

 $z_2 - z_1 = R \int_{p_2}^{p_1} \frac{T}{g} \frac{dp}{p}$ 5.4

ซึ่งขึ้นกับค่าเฉลี่ยอุณหภูมิ *T*ตลอดชั้นความหนาของชั้นบรรยากาศ โดยที่ความหนาของชั้น บรรยากาศจะมีค่ามากในเขตร้อนชื้น และมีค่าบางกว่าในเขตหนาว เพราะว่าเขตร้อนอุณหภูมิสูง อากาศมีการขยายตัวสูงขึ้นคอลัมน์อากาศจึงกว้างมาก ในขณะที่เขตหนาวอุณหภูมิต่ำ อากาศหดตัว ้ลงต่ำมากกว่า คอลัมน์อากาศจึงหคตัวแคบลง



5.3 ความชื้น (Moisture)

้จากบทที่ 4 เราทราบว่าความชื้นสัมพันธ์กับอุณหภูมิและปริมาณไอน้ำ ซึ่งพบว่ามีความ เปียกชิ้นมากในเขตศูนย์สูตรและลดหลั่นลงไปเมื่อเข้าใกล้ขั้วโลกที่เย็นกว่า ในรูป 5.12 ความชื้น ้ จำเพาะ q มีก่าสูงสุด 18 g/kg ที่ผิวพื้นในเขตศูนย์สูตร และลดลงเหลือ 1-2 g/kg ในเขตใกล้ขั้วโลก สูงขึ้นไปในแนวดิ่งยิ่งมีปริมาณไอน้ำลดล**ังสอ**๊คคล้องกันกับอุณหภูมิในรูปที่ 5.5 เมื่ออุณหภูมิอากาศ เข้าใกล้ 0°C ยิ่งมีปริมาณไอน้ำน้อยมาก คั่งได้กล่าวมาแล้วในหัวข้อ 1,3 และ 4.5 แต่ถ้าพิจารณา ้ความชื้นสัมพัทธ์ U นิยามตามสมุการ 4.11 เป็นอัตราไอน้ำที่มีอยู่จริงในอากาศต่อไอน้ำที่มีได้สูงสุด ที่อุณหภูมิและความคันนั้น 🕏 พบว่าความชื้น โดยเฉลี่ย 70-80% ในทุก ๆ บริเวณผิวพื้น ซึ่งหมายถึง อากาศในระดับต่ำ ๆนี้ใกล้เคียงที่จะอิ่มตัวตามรูปที่ 5.13



ฐปที่ 5.12 ก่ารวมเฉลี่ยกวามชื้นจำเพาะ(g/kg) ตาม โซนต่าง ๆ และที่กวามสูงต่าง ๆ

เนื่องจากความชื้นสัมพัทธ์ลดลงแปร ไปตามความสูงดังรูปที่ 5.13 ซึ่งนำไปสู่การส่งผ่าน ความร้อนในแนวดิ่ง โดยการยกตัวพาความร้อนขึ้นในแนวตั้งจนเกิดการอิ่มตัว และพบว่าความชื้น สัมพัทธ์ลดลงเมื่อเทียบกับความสูงตลอดชั้นบรรยากาศ Troposphere ตรงส่วนนี้ จะต้องกำนึงถึง กลไกการหมุนเวียนของการพาความร้อน ซึ่งไม่ได้เกิดขึ้นเฉพาะในแนวตั้งเพียงอย่างเดียวเท่านั้น เมื่อพิจารณาจากรูปที่ 5.14 เป็นการยกตัวขึ้นในแนวดิ่งของเมฆยกตัวในแนวตั้ง (*Convective cloud*) ตามที่ได้กล่าวไว้แล้วในบทที่ 4 จะพบว่ามีส่วนน้อยที่มวลอากาศจะลอยตัวขึ้นในสภาวะสมดุลต่อ การทรงตัวแล้วจมตัวสลายไป และเมื่อมวลอากาศลอยขึ้นสูงในแนวดิ่งจะต้องเกิดการอิ่มตัวเกิดเมฆ หมอก หรืออาจเกิดหยาดน้ำฟ้าต่าง ๆ คือ เกิดฝนตก หรือลูกเห็บตก หรือหิมะตกออกจากก้อนเมฆ ขณะที่อากาศอิ่มตัวภายในก้อนเมฆจะมีอากาศไหลเวียนออกตรงยอดเมฆ_ี และจะต้องมีการสูญเสีย



รูปที่ 5.14 แสดงการบีบอัดแห้งในชั้นบรรยากาศ

น้ำออกไปจากกระแสอากาศ เนื่องจากอุณหภูมิด้านบนน้อยกว่าที่ผิวพื้นและทำให้ความชื้นจำเพาะ ต่ำมาก ขณะที่อากาศจมตัวลง และอุ่นขึ้นโดยผลของการจมตัวลง ปริมาณไอน้ำมีได้สูงสุดจะเพิ่มขึ้น ตามอุณหภูมิ จึงเหมือนกับว่าอากาศแห้งมากขึ้นหรือความชื้นสัมพัทธ์ลดลงต่ำมาก แม้ว่าอากาศ อิ่มตัวภายในบริเวณที่เกิดการยกตัวขึ้นของมวลอากาศ แต่ก่าเฉลี่ยรวมทั้งระบบของความชื้น สัมพัทธ์ที่ระดับความสูงกงตัวก่าหนึ่งจะต่ำ กล่าวได้ว่า การยกตัวของอากาศพากวามร้อนจนเกิดการ อิ่มตัว ซึ่งเป็นต้นเหตุของการเกิดหยาดน้ำฬาและเป็นตัวการสำคัญในการบิบแห้งบรรยากาศ

5.4 การกระจายตัวของลมและทิศทางลม

จากหัวข้อ 5.2 ใด้พบว่าความชันของอุณหภูมิระหว่างบริเวณศูนย์สูตรและขั้วโลกมีความ ลาดชันลง (ถ้าเริ่มจากบริเวณศูนย์สูตรไปยังขั้วโลก) และทำให้เกิดความลาดชันของความกดอากาศ (Pressure gradient) ที่ละติจูดสูง ๆ จึงมีแรงเนื่องจากความชันของความกดอากาศสูงขึ้นไล่เรียงจาก ความกดอากาศสูงไปสู่ความกดอากาศต่ำ อากาศมีแนวโน้มจะเกลื่อนตัวไปตามทิศทางที่ความชัน ของความกดอากาศนี้ลาดเอียงลงไป และเกิดการหมุนเวียนอากาศเป็นวงรอบ (Circulation) Hadley ได้เสนอรูปแบบการหมุนเวียนไว้ว่ามีวงรอบขนาดใหญ่เพื่อการถ่ายเทพลังงาน วงรอบนี้อาจจะเกิด จากอากาศเลื่อนตัวลอยขึ้นในบริเวณเขตร้อนชื้นแล้วไปจมตัวลงเพื่อถ่ายเทพลังงานไปยังในแถบ ขั้วโลกได้ ดังรูป 5.15 (ตามหลักการที่อาจกาดหมายได้ว่ามีวงรอบเคลื่อนตัวของอากาศไหลวนรอบ โลกขับเคลื่อนอากาศเย็นไปสู่ขั้วโลกโดยผลของความชันของความกดอากาศ) เมื่อพิจารณาตาม เงื่อนไขการอนุรักษ์โมเมนตัมเชิงมุมซึ่งมวลอากาศจะต้องได้รับผลของการหมุนรอบตัวเองของโลก ด้วย ซึ่งจะต้องทำให้เกิดลมตะวันตถุที่เขตขั้วโลก Hadley จินตนาการว่ากรวนรอบของอากาศจะมี



รูปที่ 5.15 แสดงวงรอบจำลองการเกลื่อนตัวของอากาศเป็นแบบวงรอบเพื่อถ่ายเทพลังงานระหว่าง ศูนย์สูตรและขั้วโลก (หากแต่ในทางกวามเป็นจริงวงรอบเดี่ยว ๆ จะเป็นไปไม่ได้)

76

อากาศจากขั้วโลกเคลื่อนตัวลงมายังเขตศูนย์สูตร (แผ่ออก) ซึ่งจะต้องเกิดลมตะวันออกใกล้ผิวพื้น กวามน่าสนใจตามการหมุนเวียนง่าย ๆ นี้ คืออาจจะไม่ใช่วงรอบเดี่ยว ๆ ที่เริ่มต้นจากศูนย์สูตรไปยัง ขั้วโลกเท่านั้น ซึ่งจะกล่าวถึงอีกในบทที่ 8 และจะแสดงให้เห็นว่าการไหลเวียนอ่อนไหวต่อการ หมุนของโลก ทำให้การเคลื่อนตัวของอากาศที่แผ่ออกไปในแนว W-E ก่อนไปถึงขั้วโลก

5.4.1 Distribution of winds

ความเร็วลมเป็นเวกเตอร์ที่มีองค์ประกอบในแต่ละแนวแกนตามพึงก์ชัน นิ = f(u, v, w) ในทิศทางต่าง ๆ(ตะวันออก, ทิศเหนือ, ทิศแนวตั้ง) องค์ประกอบตามแนวดิ่งถือว่าน้อยมากเมื่อเทียบ กับแนวระดับ ยกเว้นกรณีที่มีความแปรปรวนหลากหลายอันเกิดจากความชื้น จึงมักไม่ค่อยมีการ ตรวจวัดลมในแนวดิ่งนี้ แต่จะตรวจวัดลมในแนวระดับในแต่ละความสูงหลาย ๆ ระดับชั้นความสูง

ลมเฉลี่ยตามโซนต่างๆ (Mean zonal winds)

พิจารณารูปแบบการกระจายตัวของลมตาม โซนต่าง ๆ จากความเร็วลมเฉลี่ยแต่ละ โซน โดยแยกพิจารณาในช่วงเวลาที่ โลก โคจรรอบควงอาทิตย์ ใกลสุด (*Winter Solstice*) ในช่วงเดือน ชันวาคม มกราคม และกุมภาพันธ์ กับช่วงที่ โลก โคจรรอบควงอาทิตย์ ใกล้สุด (*Summer Solstice*) เดือนมิถุนายน กรกฎาคม และสิงหาคม นอกจากนี้ยังเปรียบเทียบกับค่าเฉลี่ยรายปี ดังรูป 5.16 และ 5.17 พบว่า โดยเฉลี่ยลมจะมีทิศทางตะวันตกในเกือบทุกบริเวณยกเว้นเขตใกล้สูนย์สูตร มีลมชั้นบน ที่แรงสุดพบตรงใจกลางของบริเวณ *Subtropical jets* ตรงใกล้บริเวณละติจูด 30[°] ในซีกโลกฤดูหนาว พบที่ความสูงประมาณ 10 km (ส่งผลให้เกิด *Tropopause gap*) และมีกวามเร็วเฉลี่ยทั่วไปที่ 30 m/s ลมเจ็ตที่อ่อนสุดประมาณ 20 m/s ตรงบริเวณ 45° ในซีกโลกฤดูร้อน ส่วนแนวกระแสลมตะวันออก ในบริเวณเขตร้อนชื้นจะอ่อนโดยเฉพาะในฤดูหนาวของซีกโลกเหนือ

ในบริเวณใกล้ผิวพื้นแม้ว่าจะลมอ่อนแต่แสดงรูปแบบเดียวกันคือ เป็นลมตะวันตกพุ่งเฉียง ไปทางขั้วโลกจากบริเวณรอบ ๆ ละติจูด 30° และมีลมตะวันออกพุ่งเฉียงไปทางศูนย์สูตรจากบริเวณ จุดเริ่มต้นเดียวกัน บริเวณเขตร้อนมักพบลมตะวันออกในระดับต่ำ ๆ (*Low level easterlies*) ซึ่งมัก พบว่าเป็นลมทิศตะวันออกเฉียงเหนือในซีกโลกเหนือและเป็นลมตะวันออกเฉียงใต้ในซีกโลกใต้ อันเป็นที่รู้จักกันดีในชื่อ ลมค้า (*Trade winds*) และเป็นชื่อเดียวกันกับลมตะวันตกและลมตะวันตก เฉียงใต้ในเขตละติจูดสูงด้วย อันเป็นช่วงที่แล่นเรือสินค้าระหว่างยุโรปและอเมริกาเหนือมาตั้งแต่ โบราณ วงรอบหมุนเวียนที่เกิดขึ้นในเขตศูนย์สูตรและ 30°N,30°S นี้สามารถยืนยันได้จากผลการ ตรวจวัดการเคลื่อนตัวของอากาศในภาพรวมเฉลี่ยรายปี ซึ่งพบว่ามีการเคลื่อนที่ของมวลอากาศจาก บริเวณศูนย์สูตร (ระดับบน) ไปจมตัวที่กึ่งเขตร้อนที่ 30°N,30°S ดังรูปที่ 5.17 ส่วนก่าเฉลี่ยรวมตาม ฤดูกาลก็สอดคล้องกับการรับพลังงาน (*Subsolar point*) และสมดุลพลังงาน กล่าวคือ ในช่วงเดือน มิถุนายน กรกฎาคม และสิงหาคม การลอยตัวขึ้นเหนือศูนย์สูตรและ ไปจมตัวที่สูงกว่า 30°N, 30°S



รูปที่ 5.16 แสดงการกระจายความเร็วลม (m/s)ในโซนต่าง ๆ และความสูงระดับต่าง ๆ (ภากตัดขวาง ตามแนวกึ่งกลางของโลก) ในภาพรวมเฉลี่ยรายปี และ ช่วงฤดูร้อน (DJF) และ ฤดูหนาวของซีกโลก เหนือ(JJA) ที่มา: Physics of Atmospheres and Oceans Lecture Notes Fall 2003, Course web site: http://paoc.mit.edu/labweb



รูปที่ 5.17 แสดงการหมุนเวียนมวลอากาศในรูปแบบที่ควรเป็นวงรอบระหว่างบริเวณที่เป็นค่าลบ และค่าบวกซึ่งมีอัตราการหมุนเวียนมวลในระดับ 10¹⁰kg/s ลอยจากศูนย์สูตรไปจมตัวที่กึ่งเขตร้อน ที่ มา: Physics of Atmospheres and Oceans Lecture Notes Fall 2003, Course web site: http://paoc.mit.edu/labweb

และในช่วงเดือนมกราคม กุมภาพันธ์ และมีนาคม การลอยตัวจากเขตต่ำกว่าสูนย์สูตร ไปจมตัวใกล้ 30°N ในซีกโลกเหนือ ส่งผลทำให้วงรอบเกิดการขยับเคลื่อนที่ตามการลอยตัวขึ้นไปในแนวดิ่งนี้ ซึ่งจะพบลมที่เกิดขึ้นเติมเต็มตามแนวขอบโค้ง ยกเว้นในเขตร้อนชิ้นจะมีลมพัดไปทางทิศเหนือ อ่อนๆ (<1m/s) เป็นบริเวณกว้าง ในเขตร้อนชื้นที่ระดับบนของบรรยากาศชั้น Troposphere (ที่ระดับ 200 hPa ตรงช่วงระหว่าง 20° N ถึง 20° S) มีลมในทิศพุ่งตรงไปยังซีกโลกฤดูหนาวมีค่าสูงประมาณ 3 m/s และพบว่ามีลมพัดเวียนกลับในระดับต่ำ ๆ ของชั้นบรรยากาศ Troposphere อย่างอ่อน ๆ ไปยัง ซึกโลกฤดูร้อน ดังนั้น ลมตะวันออกที่กล่าวไว้นั้น ถ้าพิจารณาตามรูปที่ 5.16 ตามความเป็นจริงแล้ว เป็นลมตะวันออกก่อนทางเหนือตรงบริเวณตอนบนของศูนย์สูตรในฤดูหนาวของซีกโลกใต้ ลมพั้งสองนี้เป็น ลมค้าที่ได้กล่าวไว้ตอนด้นนี้

จากข้อมูลที่กล่าวมาข้างต้นแสดงให้เห็นการใหลเวียนเป็นวงรอบควรมีมากกว่าหนึ่งวง เดี่ยว ๆ การพัดวนเป็นวงรอบของในชั้นบรรยากาศจากเขตร้อนชื้นของ Troposphere นี้ไปยังขั้วโลก เลยนั้นเป็นไปได้ยาก ซึ่งควรจะมีวงรอบจากศูนย์สูตรและกึ่งเขตร้อนเป็นวงรอบแรก อันเป็นที่รู้จัก ในชื่อ Hadley circulation นอกจากนี้ยังมีวงรอบอื่น ๆ ที่มีความแตกต่างกันในรูปแบบ ซึ่งจะนำไป กล่าวถึงอีกครั้งในบทที่ 8

5.4.2 Eddies and waves

สรุปสุดท้ายนี้ ดูเหมือนว่ารูปแบบการเกลื่อนดัวในชั้นบรรยากาศเมื่อพิจารณาจากก่าเฉลี่ย ในแต่ละโซนตามภาพภากตัดขวางในรูปที่ 5.16 และ 5.17 เกิดขึ้นสม่ำเสมอ แต่ในทางกวามเป็นจริง โกรงสร้างชั้นบรรยากาศเปลี่ยนแปลงตามเวลาในทั้งสามมิติ และมีกวามผันแปรหลากหลาย สิ่งนี้ จะสังเกตได้จากแผนที่อากาศต่าง ๆ เช่น geopotential height ที่ระดับ 500 hPa ตามผลการตรวจวัด และวิเคราะห์ได้ในรูปที่ 5.18 แม้ว่ารูปแบบโดยทั่วไปจะสอดกล้องกัน แต่มีกวามสูงกอลัมน์อากาศ ในบางบริเวณที่แสดงให้เห็นเป็นระลอกกลื่นหมุนวนที่เรียกว่า eddies flows and waves โดยเฉพาะ อย่างยิ่งในถึงเขตร้อนและเขตอบอุ่นในละติจูดสูง ๆ ซึ่งพบว่าเต็มไปด้วยการหมุนวนเล็ก ๆ มากมาย และมีรูปแบบการเกลื่อนตัวแบบกลื่นวนรอบโลก การทำกวามเข้าใจหลักการดังกล่าวนี้จะนำไป กล่าวถึง general circulation ในบทที่ 8 ต่อไป



รูปที่ 5.18 แสดงรูปแบบความสูงมวลอากาศที่ระดับ 500 hPa ซึ่งพบ eddies flows and waves ในเขต ละติจูดกลาง ที่มา: Physics of Atmospheres and Oceans Lecture Notes Fall 2003, Course web site: http://paoc.mit.edu/labweb

คำถามท้ายบท

1. อุณหภูมิของชั้นบรรยากาศแปรเปลี่ยนตามละติจูดอย่างไร จงอธิบาย 2. ความกดอากาศของชั้นบรรยากาศแปรเปลี่ยนตามละติจูดอย่างไร จงอธิบาย 3. ความชื้นจำเพาะแปรเปลี่ยนตามละติจูดอย่างไร จงอธิบาย 4. ความชื้นสัมพัทธ์แปรเปลี่ยนตามละติจูดอย่างไร จงอธิบาย 5. จงวาดแผนภาพแสดงวงรอบ Hadlay ที่เป็นไปได้ และอธิบายว่ามีบัจจัยใคระบุว่าควรมีอยู่ตรงนั้น 6. ถ้า $T_{cold}^{warm} = 32^{\circ}C$ จงหาว่าผิวระนาบความคันที่ 500 mb แตกต่างกันกี่เมตร 7. จากสมการ $H(z) = -\frac{\operatorname{RT}(z)}{g}$ ให้ใช้การจำลองผลเชิงเลขด้วยวิธีการในหน้า 62 (จากบทที่ 4) เขียนโปรแกรมทำกราฟ (โดยใช้โปรแกรม MATLAB ที่คำนวณ $T_{n+1} = T_n - \frac{g}{c_n}\Delta z$ ในโปรแกรม ตัวอย่าง แต่เพิ่มการคำนวณ Hz_{n+1} นี้เข้าไปในลูปด้วยการสร้างพื้นที่เก็บตัวแปร และต้องไม่ลืมสลับ ค่า Hz_{n+1} ไปเป็น Hz_n ส่วนในการสร้างกราฟต้องสร้างกราฟ Hz_{n+1} และทำการจัดแกนให้เหมาะสม)

. rizni l intentioned to be a the state of the state of

สมการเคลื่อนที่ของของใหล (The equations of fluid motion)

บทที่ 6

ก่อนที่จะกล่าวถึงการเคลื่อนที่ของอากาศในภาพรวมซึ่งได้กล่าวนำไว้แล้วบางส่วนในบทที่ 5 (ที่จะกล่าวถึงในบทที่ 8) ในบทนี้ จะขอกล่าวถึงพลศาสตร์ของไหลและลมชนิดต่าง ๆ เพื่อแสดง รูปแบบความสัมพันธ์ของแรงต่าง ๆ เช่น แรงเฉ ความดัน เมื่อมีการเคลื่อนที่ของอากาศภายใต้การ หมุนรอบตัวเองของโลกเป็นเบื้องต้น และโดยสังเขป ดังนี้

6.1 สมการอนุพันธ์ของการเคลื่อนที่ (Differentiation following the motion)

กำหนดให้ C เป็นตัวแปรของกู่ลำดับสามมิติใด ๆ (x, y ,z) และเวลา (t) ซึ่งถ้ากำหนดให้ C แทนจำนวนอนุภากกงตัวที่เกลื่อนที่ในมิติว่างใด ๆ อัตราการเปลี่ยนแปลงอนุภากที่ผ่านพื้นที่ใด ๆ อาจเขียนใด้ว่า

$$\left(\frac{\partial C}{\partial t}\right)_{\substack{fixed\\particle}} = \frac{\partial C}{\partial t} + u\frac{\partial C}{\partial x} + v\frac{\partial C}{\partial y} + w\frac{\partial C}{\partial z} = \frac{DC}{Dt}$$
6.1n

$$\begin{split} & \left[\operatorname{her} \hat{u} = u \right]_{D_{t}} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla \\ & \nabla \equiv \frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z} \quad \text{ins} \ \vec{u} = (u, v, w) \end{split}$$

6.2 สมการการเคลื่อนที่ของไหลที่ไม่อยู่ภายใต้การหมุน

สถานะของบรรยากาศที่เวลาใด ๆ ขึ้นกับตัวแปร นี = (u, v, w); p and T แต่เนื่องจาก การเคลื่อนที่ของอนุภาคในชั้นบรรยากาศอยู่ภายใต้การหมุนรอบตัวเองของโลก ดังนั้นเพื่อให้ เริ่มต้นการพิจารณาแรงกระทำต่าง ๆ ได้ง่ายขึ้นในหัวข้อนี้จึงยังกงกำหนดให้พิจารณาในกรณีที่ไม่มี ผลของแรงเนื่องจากการหมุน (Equation of motion for a non-rotating fluid)

6.2.1 แรงกระทำกับของใหล (Forces on a fluid parcel)

พิจารณาแรงต่าง ๆ ที่กระทำต่อมวลของใหลในกรณีที่ไม่มีผลของการหมุนของโลก ประกอบด้วย Newton's law of motion for the parcel $\rho\delta x\delta y\delta z rac{Dar u}{Dt} = ar F ext{ 6.2}$ Gravity acting on the parcel $ar F_{gravity} = -g\rho \hat z \delta x \delta y \delta z ext{ 6.3}$

$$\vec{F}_{pressure} = \left(\vec{F}_{x}, \vec{F}_{y}, \vec{F}_{z}\right)$$
$$= -\left(\frac{\partial p}{\partial x}, \frac{\partial p}{\partial y}, \frac{\partial p}{\partial z}\right) \delta x \delta y \delta z$$
$$= -\nabla p \delta x \delta y \delta z \qquad 6.4$$

Friction

Pressure force

$$\bar{F}_{fric} = \rho \mathcal{F} \delta x \delta y \delta z \tag{6.5}$$

โดยที่ *F* เป็นแรงเสียดทานต่อหน่วยมวล (Friction force per unit mass)

6.2.2 สมการการเกิสอนที่ (The equation of motion)		
แทนผลรวมของแรงทั้งหมดลงสมการ 6.2 จะใค้		
$\rho \delta x \delta y \delta z \frac{Du}{Dt} = F_{gravity} + F_{pressure} + F_{fric}$		
แทนค่าสมการ 6.3-6.5 ลงในสมการ และจัครูปแบบสมการเสียใหม่จะได้		
$rac{Du}{Dt} = -rac{1}{ ho} abla p - g\hat{z} + \mathcal{F}$	6.6	
6.2.3 Hydrostatic balance		
ถ้าชั้นบรรยากาศไม่มีความฝืด ไม่เกลื่อนที่ คังนั้นสมการที่ 6.6 จะลครูปลงเหลือ		
$ abla p = -g ho \hat{z}$	6.8	
6.3 กฎทรงมวล (Conservation of mass)	Nev Nev	
ฟลักซ์ของมวลสุทธิที่ผ่านเข้าสู่ปริมาตรคือ – $ abla \cdot (ho ec u) \delta x \delta y \delta z$		
ดังนั้นจะได้สมการความต่อเนื่อง (Equation of continuity)		
$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \vec{u}) = 0$	6.9	
โดยทั่วไปมักใช้สมการดังกล่าวนี้ในอีกรูปแบบหนึ่งคือ		
$\frac{D\rho}{Dt} + \rho \nabla \cdot \vec{u} = 0$	6.10	
6.3.1 Incompressible flow		
เนื่องจากปริมาตรไม่เปลี่ยนแปลงใด ๆ		
ดังนั้น $\nabla \cdot \vec{u} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$	6.11	
6.3.2 Compressible flow		
เนื่องจาก $\delta M = ho V = ho \delta x \delta y \delta z$		
แต่ $\delta z = \frac{\partial z}{\partial p} \delta p = \left(\frac{\partial p}{\partial z}\right)^{-1} \delta p$ ใช้ $\frac{\partial p}{\partial z} = \rho g$		
จะได้ $\delta z = \frac{\partial z}{\partial p} \delta p = \left(\frac{\partial p}{\partial z}\right)^{-1} \delta p = \frac{\delta p}{\partial z}$		
คังนั้น $\delta M = -\frac{1}{2} \delta x \delta y \delta p$ (แสดงอัตราการเปลี่ยนมวลคงตัว) จึงง่ายกว่าที่จะใช้พิจา	เรณาอัตรา	
การไหล่จากปริมาตรดังสมการ $ abla_p\cdot \vec{u}_p = rac{\partial u}{\partial x} + rac{\partial v}{\partial y} + rac{\partial w}{\partial p} = 0$	6.12	
เป็นสุมการความต่อเนื่อง (ซึ่งแปรตามความกคอากาศ ไม่มีตัวแปรความหนาแน่นและ	ปริมาตร)	

6.4 Thermodynamic equation

อาจเขียนกฎทางเทอร์ โมไดนามิกส์ที่ประยุกต์ใช้กับของไหลดังสมการ

$$\frac{D\theta}{Dt} = \left(\frac{p}{p_0}\right)^{\mathcal{H}} \frac{\mathcal{H}}{\rho c_p} \tag{6.13}$$

 $\left(rac{p}{p_0}
ight)^{\mathcal{H}}$ เป็นการแปลงอุณหภูมิ T ไปสู่ heta ส่วน $rac{\mathcal{H}}{
ho c_p}$ เป็นกวามร้อนจากกระบวนการอะเดียบาติก

6.5 Equation of motion for a rotating fluid

ที่กล่าวมาข้างค้นเป็นสมการที่ไม่ได้พิจารฉาผลของการหมุนของโลก ถ้าพิจารฉาการหมุน ของโลกลงในสมการการเคลื่อนที่ของของไหลจะพบว่าต่างออกไปจากข้างค้นดังจะกล่าวถึงต่อไป

6.5.1 Radial inflow

เพื่อให้เข้าใจผลของการหมุนต่อการใหลของของใหลจึงติดตั้งการทดลองโดยใช้ถังน้ำ หมุนได้รอบแถนในแนวดิ่ง ถังมีรูสำหรับน้ำใหลออกอยู่ด้านใต้ดังรูปที่ 6.1 ปล่อยน้ำเข้าถังด้านข้าง โดยมีผนังทรงกระบอกที่น้ำแพร่ผ่านได้ซ้อนอยู่ภายใน โดยทำท่อน้ำให้มีแถนหมุนเดียวกันกับถัง น้ำทรงกระบอก น้ำจะแพร่ผ่านผนังชั้นในและใหลออกภายนอกที่รูเปิดออกด้านล่างของถังหมุน การติดตั้งแบบนี้จะทำให้โมเมนตัมเชิงมุมของถังถูกรวมเข้ากับการใหลเข้าของน้ำ ซึ่งจะมีการใหล แบบหมุนวนเป็นเกลียว

การใหลแบบเกลียววนแสดงถึงหลักการสำคัญ Rotating fluid dynamics - conservation of angular momentum, Geostrophic (and cyclostrophic) balance ผลการทดลองยังแสดงให้เห็นว่า ต้องกำนึงถึงกรอบอ้างอิงด้วย

รูปแบบการใหลแบบหมุนวน (Observed flow patterns)

ขณะที่ชุดทดลองไม่หมุนน้ำแพร่ผ่านผนังไหลผ่านลงรูเปิดด้านล่างของถังอย่างรวดเร็ว ผิวหน้าน้ำไหลก่อนข้างราบเรียบ เมื่อชุดทดลองหมุนน้ำจะเกิดการไหลวนเป็นเกลียววนเข้าลงสู่ช่อง เปิดด้านล่าง ส่งผลให้ของไหลไหลวนหลายรอบก่อนลงสู่ช่องเปิดด้านล่าง ผิวหน้าของไหลจะโค้ง จากขอบผนังลาดลงสู่รูเปิดกรุงกลาง



รูปที่ 6.1 แสดงแผนภาพชุดทดลองการใหลแบบหมุนวน

Dynamical balances

86

ในภาวะที่ถังทคลองหมุนอย่างรวคเร็วมวลของไหลหมุนด้วยจำนวนรอบมากขึ้นก่อนที่จะ ตกผ่านรูเปิดด้านล่าง แรงจากความชันของความกดเพิ่มขึ้นตามแนวพุ่งเข้า สร้างสมดุลกันกับแรง หนีศูนย์กลางในแนวพุ่งออก ถ้า Ve เป็นความเร็วตามแนวขอบโค้ง ซึ่งสอดกล้องกับสมการ

$$V_{\theta} = v_{\theta} + \Omega r \tag{6.14}$$

Vertical force balance $p = \rho g(H - z)$

Radial force balance in the non-rotating frame $\frac{V_{\theta}^2}{r} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}$ เนื่องจาก Pressure gradient force แทนได้โดยตรงด้วย gradient of the free surface ดังนั้น

$$\frac{V_{\theta}^2}{r} = g \, \frac{\partial H}{\partial r}$$

6.15

A 6.16

Radial force balance in the rotating frame

ใช้สมการที่ 6.14 แทนก่าลงในสมการที่ 6.16 จะได้

$$\frac{V_{\theta}^2}{r} = \frac{(v_{\theta} + \Omega r)^2}{r} = \frac{v_{\theta}^2}{r} + 2\Omega v_{\theta} + \Omega^2 r$$

$$6.17$$

คังนั้น
$$\frac{\nu_{\theta}}{r} + 2\Omega v_{\theta} + \Omega^2 r = g \frac{\partial n}{\partial r}$$
 6.18
จัครูปสมการ $\Omega^2 r = \frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{\Omega^2 r^2}{r} \right)$ และนิยามค่า gn ให้มีค่าเท่ากับ

รูปสมการ
$$\Omega^2 r = \frac{1}{\partial r} \left(\frac{1}{2} \right)$$
 และนยามค่า $g\eta$ าให้มีค่าเท่ากับ
 $g\eta = gH - \frac{\Omega^2 r^2}{2}$ 6.19

 η เป็นก่ากวามสูงของผิวหน้าที่วัดเทียบกับผิวโค้งของ $rac{\Omega^2 r^2}{2}$

$$\frac{v_{\theta}^{2}}{r} = g \frac{\partial \eta}{\partial r} - 2\Omega v_{\theta} \tag{6.20}$$

Angular momentum

$$V_{\theta}r = constant = \Omega r_1^2 \tag{6.21}$$

r, เป็นรัศมีภายในของถึงน้ำในการทดลอง เมื่อรวมสมการที่ 6.14 และ 6.21 จะได้

$$v_{\theta} = \Omega \frac{\left(r_1^2 - r^2\right)}{r} \tag{6.22}$$

6.5.2 Transformation into rotating coordinates

ความเร็จในกรอบอ้างอิงสมบูรณ์
$$\vec{u}_{in} = \vec{u}_{rot} + \Omega \times \vec{r}$$
 6.23
ถ้าลองพิจารณาเวกเตอร์ใด ๆ $\vec{A} = \hat{x}A_z + \hat{y}A_y + \hat{z}A_z$
ซึ่งจะได้ $\left(\frac{D\bar{A}}{Dt}\right)_{in} = \left(\frac{D\bar{A}}{Dt}\right)_{rot} + \Omega \times r$ 6.24

กำหนดให้เวกเตอร์
$$\vec{u} = \frac{DA}{Dt}$$
 และเมื่อใช้รูปแบบทั่วไปในสมการ 6.24 กับสมการ 6.23
จะได้ผลลัพธ์เป็น $\left(\frac{D\vec{u}_{in}}{Dt}\right)_{in} = \left[\left(\frac{D}{Dt}\right)_{rot} + \Omega \times\right] (\vec{u}_{rot} + \Omega \times r)$
 $= \left(\frac{D\vec{u}_{rot}}{Dt}\right)_{rot} + \Omega \times \left(\frac{D\vec{r}}{Dt}\right)_{rot} + 2\Omega \times \vec{u}_{rot} + \Omega \times \Omega \times \vec{r}$

โดยใช้นิยามที่ว่า
$$\left(\frac{D\vec{r}}{Dt}\right)_{rot} = \vec{u}_{rot}$$
 จะได้
 $\left(\frac{D\vec{u}_{in}}{Dt}\right)_{in} = \left(\frac{D\vec{u}_{rot}}{Dt}\right)_{rot} + 2\Omega \times \vec{u}_{rot} + \Omega \times \Omega \times \vec{r}$ 6.25

6.5.3 The rotating equation of motion

เมื่อแทนค่าผลจากการหมุนในสมการที่ 6.25 ลงในสมการที่ 6.6 จะได้ $\frac{D\vec{u}}{Dt} + \frac{1}{\rho}\nabla p + g\hat{z} = -2\Omega \times \vec{u} + (-\Omega \times \Omega \times \vec{r}) + \mathcal{F} \qquad 6.26$ Coriolis acceleration Centrifugal acceleration

Corions acceleration Centrifugal acceleration

Centrifugal acceleration คือความเร่งตามแนวสู่ศูนย์กลางซึ่งสามารถใช้เอกลักษณ์ทางเวกเตอร์ $\vec{a} \times (\vec{b} \times \vec{c}) = \vec{b} \cdot (\vec{a} \times \vec{c}) - \vec{c} \cdot (\vec{a} \times \vec{b})$ พิสูจน์ให้เห็นจริงว่า $-\Omega \times \Omega \times \vec{r}$ มีรูปแบบเป็น ความชันศักย์ดังสมการ $-\Omega \times \Omega \times \vec{r} = -((\Omega \cdot r)\Omega - (\Omega \cdot \Omega)r) = -(-\Omega^2 r) = \nabla \left(\frac{\Omega^2 r^2}{2}\right)$

รวม
$$\nabla\left(\frac{\Omega^2 r^2}{2}\right)$$
 เข้ากับ $g\hat{z} = \nabla(gz)$ และเขียนสมการ 6.26 ใหม่ได้ดังนี้

$$\frac{D\vec{u}}{Dt} + \frac{1}{\rho}\nabla p + \nabla \phi = -2\Omega \times \vec{u} + \mathcal{F} \qquad 6.27$$
เมื่อ $\phi = g\hat{z} - \frac{\Omega^2 r^2}{2} \qquad 6.28$

Coriolis acceleration เป็นปริมาณที่อธิบายกวามบิคโค้งในการหมุนวนของของไหลดังรูปที่ 6.2 (กรณีซีกโลกเหนือ - Ω >0 และตรงข้ามกันในซีกโลกใต้) ในกรณีที่ไม่มีแรงอื่น ๆ ความเร่งของไหล จะเป็น $\frac{D\vec{u}}{Dt} = -2\Omega \times \vec{u}$ 6.29

$$-2\Omega \times \vec{u} \cong (-2\Omega \sin\varphi \, v, 2\Omega \sin\varphi \, u, 0) \cong -f\hat{z} \times \vec{u}, \tag{6.30}$$

เมื่อ
$$f = -2\Omega sin \varphi$$
 6.3

เรียกว่า Coriolis parameter สมการ 6.27 จึงเขียนได้ใหม่เป็น

$$\frac{D\vec{u}}{Dt} + f\hat{z} \times \vec{u} + \frac{1}{\rho}\nabla p + \nabla \phi = \mathcal{F}$$
6.32



รูปที่ 6.2 แสดงรูปแบบแรงบิดเฉอันเกิดจากการหมุน

6.6 Numerical methods

การหาคำตอบสมการ 6.32 เป็นเรื่องยุ่งยากและใช้ประโยชน์โดยตรงไม่ได้ การใช้งานจริง ้มักจะนำไปพิจารณาลมในรูปแบบต่าง ๆ ที่จะกล่าวถึงต่อไปในบทที่ 7 อย่างไรก็ตามในปัจจุบัน ระบบการจำลองทางกอมพิวเตอร์มีกวามก้าวหน้าไปมาก สมการเกลื่อนตัวเป็นหนึ่งในสมการหลัก แบบของจำลองทางตัวเลขที่เรียกว่า Numerical Weather Prediction (NWP) ในปัจจุบันแบบจำลอง ระดับกลางเป็นที่ยอมรับกับการใช้งานจริง ซึ่งมีแบบจำลองฟิสิกส์และคณิตศาสตร์ที่ซับซ้อนมาก 🔨 และต้องการคอมพิวเตอร์ที่สมรรถนะสงเพื่อการประมวลผล อย่างไรก็ตาม แบบจำลองที่กล่าวถึงนี้ ้ยังต้องมีการพัฒนาต่อไปอีกมาก แต่ก็ยังคงแม่แบบเคิมซึ่งอาจมีการเพิ่มเติมอัลกอลิธึมต่าง ๆ เข้ามา ้รันร่วมกัน ดังนั้นการศึกษาชั้นบรรยากาศและอุตุนิยมวิทยาในปัจจุบันจึงมีความจำเป็นที่จะต้อง เข้าใจแบบจำลองเชิงตัวเลขเบื้องต้น แม้ว่าโปรแกรมและเทคนิควิธี NWP จะพัฒนาเปลี่ยนไปบ้าง แต่ความรู้เบื้องต้นยังคงเป็นพื้นฐานที่สำคัญมาก เพื่อให้เกิดแนวกิดในการประยุกต์ใช้หลักการ ้ คำนวณเชิงตัวเลขกับฟิสิกส์ชั้นบรรยากาศในที่นี้จะอธิบายหลักการพื้นฐานของเทคนิคเชิงตัวเลข ้โดยสังเขปเท่านั้น (ทั้งนี้เพราะขั้นตอนที่ใช้งานจริงซับซ้อนและเป็นแบบสามมิติ) โดยทั่วไป ระเบียบวิธีเชิงตัวเลขที่ใช้นั้นหลากหลายวิธี ในที่นี้จึงเลือกอธิบายระเบียบวิธีที่มีแนวกิดอย่างง่าย ๆ ตามระเบียบวิธีของ FDTD (Finite Differences Time Domain) เป็นระเบียบวิธีที่นิยมใช้ทางฟิสิกส์ และวิศวกรรมหลายสาขา ซึ่งใช้หาคำตอบสมการอนุพันธ์ของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า เช่น ไฟฟ้า .แม่เหล็กไฟฟ้า ทัศนศาสตร์ สื่อสาร รวมงานวิจัยด้านนาโนและไมโครโฟโตนิก ซึ่งวิจัยท่อนำแสง nano-plasmonic ดังตัวอย่างงานวิจัยของ Chiangga, S. and etal. (ตามเอกสารอ้างอิงลำดับที่ 5) ซึ่งให้ ระเบียบวิธี FDTDในโปรแกรม Optiwaves จำลองแบบท่อนำคลื่นแสงพลาสมอนิก และเปรียบเทียบ ้กับการคำนวณ) ซึ่งรูปแบบจำลองจะซับซ้อนอย่างไรก็จะสามารถจำลองได้จริงและสามารถ ้ประยุกต์ใช้กับสมการอนูพันธ์ในอุตุนิยมวิทยาได้ด้วยเช่นกัน ดังจะกล่าวถึงต่อไปนี้

สมการพลศาสตร์ที่กล่าวถึงมาข้างค้นที่เป็นสมการเชิงอนุพันธ์ ซึ่งเป็นอนุพันธ์เชิงพื้นที่ และเวลา สามารถเขียนสมการที่ 6.32 ใหม่ได้เป็น

 $\frac{\partial v}{\partial t} = -u\frac{\partial u}{\partial x} - v\frac{\partial u}{\partial y} - w\frac{\partial u}{\partial z} + fv - \frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x} + F^{(x)}$ 6.33

เป็นอนุพื้นธ์ย่อยเชิงเวลาของความเร็วลม U ส่วนทางซ้ายของสมการ 6.33 สามารถประมาณจาก finite difference โดยการขยาย Taylor Series และแสดงเพียงฟังก์ชันของ x (เปลี่ยนตัวแปรเป็น u)

$$\begin{split} u(x,t+\Delta t) &= u(x,t) + \Delta t \frac{\partial u(x,t)}{\partial t} + O(\Delta t^2) \\ \text{isonintually} \quad \delta.34 \\ \text{isonintually} \quad \delta.34 \\ \tilde{d}_{t} &\approx \frac{u(x,t+\Delta t) - u(x,t)}{\Delta t} \quad \delta_{t} \\ \tilde{d}_{t} &\approx \frac{u(x,t+\Delta t) - u(x,t)}{\Delta t} \quad \delta_{t} \\ \tilde{d}_{t} &\approx \frac{u(x,t+\Delta t) - u(x,t)}{\Delta t} \\ \tilde{d}_{t} &\approx \frac{u(x,t+\Delta t) - u(x,t)}{\Delta t} \\ \tilde{d}_{t} &\approx \frac{u(x,t+\Delta t) - u(x,t)}{\Delta t} \quad \delta_{t} \\ \tilde{d}_{t} &\approx \frac{u(x,t+\Delta t) - u(x,t)}{\Delta t} \\ \tilde{d}_{t} &\approx \frac{u(x,t+$$

เมื่อดำเนินการทีละขั้นตอน ทุกช่วงเวลาสั้น ๆ (มีการคาดการณ์สำหรับช่วงเวลาสั้น ๆ) โดยหลักการ ถ้าดำเนินการตามกระบวนการนี้ซ้ำ ๆ หลายครั้งจะทำให้กาดการณ์ได้ระยะเวลายาวมากขึ้น

ทั้งนี้จำเป็นอย่างยิ่งที่ต้องกำนวณอนุพันธ์เชิงพื้นที่ทางด้านขวาของสมการ 6.33 โดยใช้ finite differences เช่นกัน การกำนวณกระทำทีละจุดย่อย ๆ ด้วยการขยายบรรยากาศแบ่งออกเป็น ตารางสามมิติหรือตาข่ายของจุด โดยมีระยะห่าง x, y และ z เช่น ไปทางทิศตะวันออก ทิศเหนือ และ แนวตั้ง ตามถำดับ ดังตัวอย่าง การประมาณก่าโดยใช้สมการ Finite Differences กับสมการกามคัน $\partial_p \partial_x$ คือ $\frac{\partial p(x,t)}{\partial x} \approx \frac{p(x+\Delta x,t)-p(x-\Delta x,t)}{2\Delta x}$ เช่นเดียวกันกับอนุพันธ์เชิงพื้นที่แกนอื่น ๆ ก็ทำแบบ เดียวกัน จึงสามารถกำนวณพจน์ทางด้านขวาของสมการ 6.33 ได้ ทั้งหมดนี้เป็นระเบียบการจำลอง แบบ Finite Differences ที่ใช้กับการพยากรณ์อากาศเชิงตัวเลข (NWP) โดยทั่วไประยะห่างของ Grid boxในแนวนอนจะอยู่ที่ประมาณ 0.6° ลองจิจูดดูณละติจูด 0.4° (สอดกล้องกับมาตราส่วน Grid ประมาณ 40 km ในเขตละติจูดกลาง) โดยมีระยะห่างกันในแนวตั้งสูงสุด 50 ระดับ ห่างกัน 50 ถึง 100 hPa แต่ละระดับ (น้อยกว่า 50hPa ใกล้พื้นและ Tropopause) มีทั้งหมดประมาณ 10' Grid box อย่างไรก็ตาม ที่กล่าวถึงมานี้เป็นเพียงตัวอย่างวิธีง่าย ๆ ในการใช้งานจริงระเบียบวิธีและโปรแกรม อาจแตกต่างกันออกไป และสมการตั้งต้นที่ซับซ้อนกว่านี้มาก ตัวอย่างในรูปที่ 6.3 แผนที่ลมชั้นบน ซึ่งประมวลผลจากกอมพิวเตอร์งนาดใหญ้ที่ใช้ในกรมอุตุนิยมวิทยา ประเทศไทย ที่หน่วยงาน อุตุนิยมวิทยาโลกให้การยอมรับ และใช้งานกันโดยทั่วไปในภูมิกาคนี้



WRF-DA Domain 01: Grid Resolution 9kmx9km ปรับปรุงข้อมูลโดยส่วนพยากณ์เชิงตัวเลขกรมอุตุนิยมวิทยา

รูปที่ 6.3 ตัวอย่าง NWP จากกรมอุตุนิยมวิทยา (https://hpc.tmd.go.th/imgda)

คำถามท้ายบท

1. จงอธิบายว่าแรงเฉเกิดขึ้นได้อย่างไร

2. จงเงียนสมการถมในรูปแบบสมบูรณ์ พร้อมระบุชื่อแต่ละพจน์

3. จงเขียนสมการ FDTD สำหรับ $\frac{\partial p(y,t)}{\partial y}$

4. จงเขียนโปรแกรม JAVA สำหรับ FDTD method ตามอัลกอลิธึมในกิจกรรมของภาคผนวก 2 และทำกิจกรรมให้เสร็จสมบูรณ์

บทที่ 7 สมการลมในแต่ละรูปแบบ

จากสมการของลมในบทที่ 6 ซึ่งแสดงรูปแบบทั่วไปของลมที่พัดในชั้นบรรยากาศของโลก ตามตัวแปรการเกลื่อนตัว เช่น แรงเฉ ความกดอากาศ แรงสู่ศูนย์กลาง ความฝืด และแรงโน้มถ่วง ของโลก อย่างไรก็ตาม อาจไม่ใช่ตัวแปรทั้งหมดที่ทำให้เกิดลมในทุกบริเวณของโลก กล่าวคือ สมดุลของแรงต่าง ๆ เป็นสิ่งสำคัญของการเกิดลมในแต่ละบริเวณ ซึ่งจะต้องกล่าวถึงในรายละเอียด ของลมแต่ละแบบดังต่อไปนี้

7.1 ลมแห่งโลก (Geostrophic Wind)

ในระดับความสูงกว่า 1000 m สามารถละทิ้งผลของความฝืดได้ และไม่พิจารณาผลของแรง โน้มถ่วง จึงตัดแรงในแนวดิ่ง และแรงจากความฝืดออกไปจากสมการทั่วไปได้ ซึ่งก็จะพบว่าสมการ การเกลื่อนที่เหลือเพียงสองพจน์คือ ความเร่งเฉ และความเร่งเนื่องจากความลาดชันของความกด อากาศ (Pressure Gradient Force: PGF) เท่านั้น (แสดงสองพจน์ของแรงดังรูปที่ 7.1)



รูปที่ 7.1 แผนภาพแสดงแรงที่ทำให้เกิด Geostrophic winds

จากสมการ $\frac{D\vec{u}}{Dt} + f\hat{z} \times \vec{u} + \frac{1}{\rho}\nabla p + \nabla \phi = \mathcal{F}$ เมื่อแทนก่าพจน์ต่าง ๆ โดยใช้เงื่อนไข ข้างต้นจะได้ $f\hat{z} \times \vec{u} + \frac{1}{\rho}\nabla p = 0$ 7.1

โดยปกติ ความชันของความกดอากาศนั้น ส่งผลให้เกิดความเร่งจากความกดอากาศสูงไป ยังความกดอากาศต่ำ มวลอากาศจึงเคลื่อนที่โดยได้รับแรงผลักดัน ในขณะที่ผลของแรงเล ซึ่งเกิด ในทิศทางตั้งฉากกัน จึงบิดเฉทำให้เกิดการเคลื่อนที่โด้งวน ภายใต้สมดุลของแรงทั้งสอง เรียกว่า "ลมแห่งโลก" ทั้งนี้เพราะว่าทุกบริเวณของชั้นบรรยากาศโลก มักจะพบการหมุนวนของลมเป็น วงรอบ หรือแนวโด้งโดยแรงสองแรงนี้เสมอ ยกเว้นตรงบริเวณที่แรงเฉเข้าใกล้สูนย์ที่ศูนย์สูตร และใกล้ศูนย์สูตร โดยปกติลมแห่งโลกจะไม่ทำให้ความชันของความกดอากาศลดลง แต่สามารถใช้ ประมาณก่าเฉลี่ยลมได้เป็นอย่างดี ถ้าลมแห่งโลกขับเคลื่อนมวลอากาศในบริเวณที่มีความแตกต่าง
ของความชันของความกดอากาศนั้น มักจะ ไม่อยู่ในภาวะสมดุล เพื่อการกลับเข้าสู่สมดุลใหม่ ความเร็วจึงเปลี่ยนแปลงไป ในขณะที่มวลอากาศแผ่ออกความกดอากาศมีสูงความเร่งลดลง ขณะที่ เคลื่อนไปยังความกดอากาศต่ำมีความเร่งมากขึ้น และพบว่า Geostrophic wind พัดวนรอบความกด อากาศ ทั้ง High และ Low ตามแนวเส้นความกดอากาศเท่าดังรูปที่ 7.2 การหมุนวนแบบลมแห่งโลก ที่ชัดเจนสุดคือ พายุหมุนดังรูปที่ 7.3 และพบลมนี้ได้ทั่วไปในทุก ๆ บริเวณทั่วโลก ดังภาพถ่าย ดาวเทียมในรูปที่ 7.4 (ภาพเมฆหมุนวน ส่วนลมหมุนเวียนออกคือ Anticyclonic จะไม่พบเมฆ)



รูปที่ 7.2 แสดงการเปลี่ยนแปลงความกุดอากาศและทิศทางลม



รูปที่ 7.3 แสดงภาพเมมที่สอดกล้องกับ Cyclonic ที่มา: Atmospheric Physics University of Bremen, WS 2003/2004



รูปที่ 7.4 ภาพถ่ายดาวเทียมแสดงบริเวณที่เกิดการหมุนเวียนแบบ Cyclonic ในหลายบริเวณ ที่มา: Atmospheric Physics University of Bremen, WS 2003 / 2004

7.2 Ekman Spiral

ถ้าพิจารณาความฝืดเนื่องจากผิวพื้น ซึ่งส่งผลทำให้ความเร็วลมลดลงเมื่อเข้าใกล้ผิวพื้น และทิศทางจะเปลี่ยนไปจากแนวของลมแห่งโลกเดิมซึ่งไม่มีความฝืด ผลอันนี้จะเกิดเป็นเกลียววน ในแนวตั้งจากผิวพื้นสู่ระดับบน ดังรูปที่ 7.5 เรียกว่า Eckman spiral



รูปที่ 7.5 แสดงแผนภาพการเกิด Eckman spiral

มุมระหว่างลมที่ผิวพื้น และลมแห่งโลกในระดับเหนือพื้น แปรตามความขรุขระ ซึ่งมีค่า ระหว่าง 10° (ผิวพื้นราบ) ถึง 50° (ผิวพื้นป่าเขา หรือเมืองที่มีตึกสูง) ถ้ามีความฝึดจะพบว่า แรงโดย ผลของความชันของความกดอากาศจะสมดุลกันกับแรง Coriolis กับแรงฝึดดังสมการและดังรูปที่ 7.6 ซึ่งเป็นผลรวมเวกเตอร์ $F_c + F_f = -F_P$



รูปที่ 7.6 รูปแสคงแรงลัพธ์อันเกิดจากกวามฝืดของผิวพื้น

ผลอย่างหนึ่งของ Ekman spiral คือจะบิดเบนการลู่เข้าหากันในความกดอากาศต่ำบริเวณ ใกล้ผิวพื้น ซึ่งจะต้องสมดุลกันกับการยกตัวขึ้นในแนวตั้งแล้วลู่ออกตรงบริเวณละติจูดสูง ๆ สอดกล้องตามกฎทรงมวล ดังนั้นเมื่อพายุเคลื่อนที่เข้าฝั่งทวีปก็จะอ่อนลงและสลายตัวในที่สุด

7.3 Thermal Wind

้เกิดขึ้นตรงบริเวณที่มีมวลอากาศสองมวลที่อุณหภูมิต่างกัน แต่มีระนาบความกดอากาศ ้ต่อเนื่องเดียวกัน โดยมีพึงก์ชันของความกดอากาศในแนวดิ่งเป็นไปตามสมการ Hydrostatic $dp = -p \frac{g}{pT} dz$ equation: ์ ในมวลอากาศที่เย็นนั้นความกดอากาศมีคอลัมน์ลดแคบลงอย่างมากเมื่อเทียบกับคอลัมนี้ความกด ้อากาศในมวลอากาศอ่น ซึ่งขยายกว้างมากกว่า ทำให้ตรงบริเวณแนวปะทะกันของมวลอากาศเย็น และอากาศอุ่นนั้น มีเส้นความกดอากาศเท่าลาดเอียงและมีความชั้นในแนวระดับ ซึ่งลาดเอียง เพิ่มขึ้นตามกวามสูง จึงมีกวามชั้นของกวามกดอากาศเกิดขึ้นจากกวามกาดเอี้ยงตามแนวดิ่ง คังรูปที่ 7.7 โดยผลของความชั้นของความกดอากาศจะเกิดลมหมุน (Geostrophic wind) ซึ่งมีทิศทางไปทาง ้งวามือในกรณีซีกโลกเหนือ และเพิ่มขึ้นตามกวามสูงเพราะสวามชั้นเพิ่มขึ้น รวมกับความลาดชั้น ของอุณหภูมิเกิดขึ้นในแนวดิ่งด้วย ถ้าสมมติว่าความชั้นของอุณหภูมิไปในทิศทางแกน y $\left(rac{\delta T}{\delta v}
eq 0
ight)$ ทิศทางการเคลื่อนที่ของลมจะไปในทิศทางแกม 🔊 น้ำนกับเส้นอุณหภูมิเท่า มีอัตราการเปลี่ยน ้อัตราเร็วลมในแนวระดับสัมพันธ์กันกับความชั้นของอุณหภูมิ อันเป็นหลักการของ Thermal winds ซึ่งมักใช้อธิบายถมในแถบ Mid-latitudes ที่เกิดขึ้นในแนวปะทะอากาศ จากสมมติฐานเริ่มต้นของ ้ ลมแห่ง โลกนั้นความชันของอุณหภูมิและความชันของความกดอากาศกำหนดให้อยู่ในแนวเดียวกัน (เป็นแบบ Equivalent barotropic atmosphere) แต่ในกรณีนี้ความชันทั้งสองไม่ขนานกัน (เป็นแบบ Baroclinic atmosphere) ดังนั้นความเร็วลมจึงเป็นผลรวมของ Geostrophic wind and the thermal wind ดังรูป 7.7 ดังนั้น Geostrophic wind จึงหมุนวนทวนเข็มนาฬิกาดังรูป 7.8 (geostrophic wind from cold to warm)



รูปที่ 7.7 แผนภาพแสดงการเกิด Thermal wind

95

Jet Stream

Thermal wind เพิ่มขึ้นตามความสูงและตั้งฉากกับความชันของอุณหภูมิ ในซีกโลกเหนือ อุณหภูมิต่ำอยู่ทางซ้ายมือ (ตรงข้ามกับซีกโลกใต้) ดังนั้นลมชั้นบนในเขต Mid-latitudes จะมีทิสทาง เด่นชัดไปทางตะวันตกในทั้งสองซีกโลก ซึ่งมีอัตราเร็วสูงอาจถึง 45-70 m/s และลมพัดบีบควบลง ในพื้นที่แคบ ๆ ตรงบริเวณที่มีความชันอุณหภูมิสูง (ระดับความสูงประมาณ 9-14 km ละติจูด ประมาณ 40°-60°) เรียกว่า Polar Jet Stream ส่วนลมเจ็ตในแนวทิสทางตะวันตกที่พัดไปทาง ตะวันออก ซึ่งพบบริเวณ 30° ของซีกโลกที่เป็นฤดูหนาวเรียกว่า Subtropical Jet Stream (อันเกิด จากวงรอบของ Hadlay)



รูปที่ 7.8 แสดงความชั้นอุณหภูมิและความชั้นของความกดอากาศส่งผลทำให้เกิดผลรวมของ Geostrophic wind and The thermal wind



รูปที่ 7.9 ภาพแสดง Jet stream

Jet stream จะอยู่ชิด Tropopause และเป็นเขตแบ่งแยกอากาศเย็นของ Troposphere และ อากาศอุ่นในชั้น Stratosphere ความแรงในช่วงวันต่อวันของลมเจ็ตจะขึ้นกับอุณหภูมิผิวระนาบ จัดเป็นปัจจัยสำคัญในลักษณะอากาศ ซึ่งเป็นเงื่อนใขสำคัญในการขนถ่ายมวลอากาศและความร้อน



บรรยายภาพ: การไหลเวียนของบรรยากาศโลกด้วยภาพถ่ายจาก *NASA* รูปแบบกระแสลมทั่วโลก ของลมระดับบน พบกระแสลมเจ็ตเคลื่อนที่ไปรอบ ๆ โลกในเส้นทางที่เป็นคลื่นจากตะวันตกไป ตะวันออก แสดงเป็นสีแดง (ลมที่เกลื่อนที่ช้าจะแสดงเป็นสีน้ำเงิน) ทรัพยากรนี้ได้รับการพัฒนา ผ่านโครงการ Bringing the Universe to America's Classrooms *ของ* WGBH ร่วมกับ NASA ที่มา: https://www.pbslearningmedia.org/resource/buac17-912-sci-ess-globalwinds/global-winds/ (สามารถศึกษาและรันภาพเพิ่มเติมได้จากหน้าเว็บไซต์นี้)

รูปที่ 7.10 แผนภาพถ่ายแสคงแนวบริเวณที่เกิคลมเจ็ค

7.4 Gradient Wind

จากการตรวจวัดจริงในชั้นบรรยากาศ มักแสดงให้เห็นว่าใกล้ย่อมความกดอากาศต่ำ อัตราเร็วลมต่ำกว่า Geostrophic wind ที่กวรเป็นไปได้ถึง 50% (Sub-geostrophic) ผลลัพธ์ดังกล่าวนี้ อาจอธิบายได้โดยแรงหนีศูนย์กลาง $F_{CC} = \rho \frac{V^2}{R_T}$ โดยที่ F_{∞} เป็นแรงหนีศูนย์กลาง v เป็นความเร็วลม และ R_r = รัศมีความโค้งของเส้นไอโซบาร์ ซึ่งบริเวณใกล้หย่อมความกดอากาศต่ำแรงหนีศูนย์กลาง มีทิศเดียวกันกับแรงเฉ แต่ตรงใกล้ความกดอากาศสูงมีทิศตรงข้ามดังรูป 7.11 ดังนั้นความเร็วลม ใกล้หย่อมความกดอากาศต่ำลดลงกว่าที่ควระเป็น ความโค้งกลมเล็กกว่าที่บริเวณความกดอากาศสูง



รูปที่ 7.11 แสดงผลกระทบของแรงเฉต่อบริเวณกวามกดอากาศสูงและหย่อมกวามกดอากาศต่ำ

บริเวณละติจูดต่ำ ๆ Coriolis force จะลดลงมากจนเข้าใกล้ศูนย์ จึงมีสมจุลกันเพียงแรงสู่ศูนย์กลาง กับแรงเนื่องจากความกดอากาศ คือ $F_{CC} =
ho rac{V^2}{R_T} \cong F_P$ โดย $F_c \simeq 0$ เรียกสมอุลบริเวณนี้ว่า Cyclostrophic Balance ซึ่งตัวอย่างของลมในธรรมชาติจริง คือพายุเฮอริเกน

7.5 Thermal Circulation

ถ้าอากาศสองบริเวณใกล้กันได้รับความร้อนแตกต่างกันทิศทางของลมชั้นบนและลมใน ระดับต่ำ ๆ จะมีทิศสวนทางกันดังรูปที่ 7.12



รูปที่ 7.12 แสดงผังการเกิด Thermal circulation

โดยความต่อเนื่องในการเกลื่อนที่ของอากาศนำไปสู่การยกตัวในแนวตั้งในบริเวณที่อุ่นกว่า และเกิดการจมตัวลงบริเวณที่เย็นกว่า เป็นผลให้เกิดลมดังรูป 7.13 ตัวอย่าง เช่น ลมบกลมทะเลที่มี ทิศทางแตกต่างกันระหว่างกลางวันและกลางคืน

97





7.6 Vorticity

นอกเหนือจากสมการการเกลื่อนตัวที่กล่าวถึงแล้วยังมีการอนุรักษ์ vorticity ซึ่งเป็นสมการ พื้นฐานสำคัญ โดยปกติการเกลื่อนที่ในแนวระดับจะถูกคงค่าไว้ และมีแนวแกนการหมุนอยู่ใน แนวดิ่ง ที่เรียกว่า Vorticity: ξ เป็นองค์ประกอบสำคัญในแนวดิ่งอันเป็นผลลัพธ์ของ curl vector ดังสมการ

$$\xi = \vec{\nabla}_H \times \vec{v} = \frac{\partial v_y}{\partial x} - \frac{\partial v_x}{\partial y}$$
7.3

ถ้าพิจารณาตามนิยามของสมการสำคัญสมุณรหนึ่ง ที่อธิบายรูปแบบทั่วไปบนพื้นฐานการหมุน วนรอบแนวแกนหนึ่งที่กำหนดให้เป็น Z กือ

 $\vec{\nabla} \times \vec{v} = \lim_{A \to 0} \frac{1}{A} \oint \vec{v} d\vec{s}, \quad \vec{\Phi} \neq Z = \oint \vec{v} d\vec{s}$ 7.4

เครื่องหมายสำหรับ Vorticity คือเป็นลบในแนวที่ชี้เข้าหาจุดศูนย์กลางของโลก (Pointing to the center of the earth) ถ้าหมุ่นตามเข็มนาฬิกา โดยทั่วไปจะมีสองรูปแบบของการไหลเวียนที่แสดงถึง vorticity: คือ Curved flows และ Straight flows with horizontal wind shear

7.6.1 Curved Flow

รูปใบบบง่าย ๆ สำหรับ Curved flow ในรูป 7.14 คือการหมุนซึ่งมีความเร็วหาได้จาก v= ωr นิยามการหมุนวนรอบ Z สามารถคำนวณได้จาก $Z = \oint v ds = v 2\pi r$ และใช้ $v = \omega r$ จะได้ ผลลัพธ์เป็น Curved flow คือ

$$Z = 2\pi\omega r^2 \tag{7.5}$$

จากนั้นหารสมการตลอดด้วยพื้นที่ πr^2 จะได้ผลลัพธ์เป็น

$$\xi = \frac{z}{\pi r^2} = 2\omega \tag{7.6}$$

ซึ่งเป็นสองเท่าของอัตราเร็วเชิงมุม เป็นสมการ Vorticity ทั่วไปสำหรับการใหลวนในแบบ Curved

7.7

flow ซึ่งมีแกนอนุรักษ์ที่อาจเขียนได้อีกรูปแบบคือ



รูปที่ 7.14 แสดงรูปแบบของ Curved Flow

7.6.2 Shear Flow

แนวกิดที่จะอธิบายว่า Shear flow มีการอนุรักษ์ตามแกนแนวดิ่งอาจแสดงได้โดยกำหนดให้ การใหลวนที่ควรเป็นไปคังรูปที่ 7.15 จะเห็นว่า มีค่าของ Vorticity เกิดขึ้นทั้งสองมิติในแกนระบบ Cartesian ภายใต้การหมุนรอบโลก Vorticity จะเป็นผลรวมจากการเคลื่อนตัวของมวลอากาศและ จากการหมุนดังสมการ $\eta = \xi + f$ เมื่อ $f = 2\Omega sin \varphi$ เป็นพารามิเตอร์ของแรงเฉ ในหน่วย s⁻¹ สมการนี้เป็นของซีกโลกเหนือ ส่วนในซีกโลกใต้จะเท่ากับ $\eta = \xi - f$



รูปที่ 7.15 แสดงรูปแบบของ Shear Flow

99

7.7 แผนที่ลมชั้นบน

การวัดทิสทางลม จะอ้างอิงสถานีเป็นหลักแล้วกำหนดให้พิจารณาทิสทางลมที่พัดเข้าหา สถานีแบ่งเป็น 16 ทิส ดังรูปที่ 7.16 ที่ระดับผิวพื้นมีเสาวัดลม เป็นถ้วยกับแกนหมุนวัดอัตราเร็วลม ส่วนทิสทางจะใช้ก้านลม โดยพิจารณาจากแนวการวางตัวของก้านลม เป็นแนวทิสทางลม ส่วนใน ระดับความสูงอื่น ๆ จะใช้ไพล็อทบอลลูน และ เรวินซอนด์ ซึ่งจะทำการปล่อยบอลลูนตรวจอากาส ขึ้นไปในอากาส โดยมีวิธีการวัดทิสทางลมแตกต่างกันไป การหาทิสทางการเคลื่อนที่ของบอลลูน ของไพล็อทบอลลูน กระทำโดยการส่องกล้องหาระดับและตรวจวัดความเร็วและทิสทางจากมุม สามเหลี่ยม ส่วนกรณีเรวินด์ซอนด์มีอุปกรณ์วิทยุพร้อมเซ็นเซอร์ทำการตรวจวัดปริมาณต่าง ๆ รวมทั้งความเร็วลม และทิสทางลม ส่งกลับมาทางสัญญาณวิทยุเข้าเครื่องรับสัญญาณที่สถานี สัญญาณวิทยุที่ส่งกลับมาที่สถานี จะถูกแปลงเป็นข้อมูลความเร็วลมและทิสทางลุมโดยอัตโนมัติ ความเร็วลม : จะกำหนดให้วัดความเร็วลมเป็นนอต (1 นอต เท่ากับ 1.8 km/hr) แทนด้วยขนาด สัญลักษณ์ตรงปลายก้านลมดังรูปที่ 7.17

ลมชั้นบนที่ระดับต่าง ๆ จะถูกพล็อทลงในแผนที่ลมชั้นบนที่ระดับต่าง ๆ และนำไป วิเคราะห์เส้นสตรีมไลน์ดังรูปที่ 7.18-7.22 เพื่อตรวจสอบ Cyclonic และ Anticyclonic แนวสอบลม และแนวมรสุม รวมถึงตำแหน่งของพายุหมุนด้วย แผนที่อื่น ๆ จะถูกนำมาวิเคราะห์ด้วย และนำมา ประกอบการตัดสินใจออกกำพยากรณ์ ในแต่ละช่วงวันที่แบ่งออกเป็นสี่เวลาหลัก คือ 00Z (7.00น.) 06Z(13.00น.) 12Z (19.00น.) และ 18Z(01.00น)



รูปที่ 7.16 แสดงภาพทิศทางลมต่าง ๆ ตามข้อกำหนดพร้อมตัวย่อแต่ละทิศ



รูปที่ 7.17 แสดงสัญลักษณ์แสดงระดับความเร็วลม

ตัวอย่างลมชั้นบนที่ระดับ 850 hPa (ดังรูปที่ 7.18) 700 hPa (ดังรูปที่ 7.19) 500 hPa (ดังรูป ที่ 7.20) 300 hPa (ดังรูปที่ 7.21) และ 200 hPa (ดังรูปที่ 7.22) พบว่า มีลมแห่งโลกที่เป็นทั้ง Cyclonic (ลมหมุนเข้าหาศูนย์กลาง) และ Anticyclonic (ลมหมุนออกจากศูนย์กลางซึ่งมีเครื่องหมาย A กำกับ) ปกกลุมอยู่ในแผนที่ทุกระดับ และที่น่าสนใจคือ พายุ ซึ่งเป็นการหมุนแบบ Cyclonic นั้น ที่ระดับ 850 700 และ 500 hPa แสดงความแรงของการหมุนเข้าหาศูนย์กลางของพายุ ซึ่งจะเห็นได้ต่อเนื่อง ทั้งสามระดับ ในขณะที่ ระดับ 300 และ 200 hPa จะพบลิมพัดแผ่ออกจากศูนย์กลางพายุ นอกจากนี้ จะพบว่ามีลมแรงตะวันตกในระดับ 300 และ 200 hPa ที่ละติจูดสูง ๆ ซึ่งสอดกล้องกับกระแสลมเจ็ต ที่ได้กล่าวถึงบ้างแล้วในบทก่อน ๆ ซึ่งเป็นตัวอย่างส่วนหนึ่งของแผนที่ลมชั้นบน



รูปที่ 7.18 แสดงแผนที่ลมชั้นบนเวลา 00z (07.00 น.) ที่ระดับ 850 hPa ที่มา: กรมอุตุนิยมวิทยา



รูปที่ 7.19 แสดงแผนที่ลมชั้นบนเวลา 00z (07.00 น.) ที่ระดับ 700 hPa ที่มา: กรมอุตุนิยมวิทยา



รูปที่ 7.20 แสดงแผนที่ลมชั้นบนเวลา 00z (07.00 น.) ที่ระดับ 500 hPa ที่มา: กรมอุตุนิยมวิทยา

102



รูปที่ 7.21 แสดงแผนที่ลมชั้นบนเวลา 00z (07,00 น.) ที่ระดับ 300 hPa ที่มา: กรมอุตุนิยมวิทยา



รูปที่ 7.22 แสดงแผนที่ลมชั้นบนเวลา 00Z (07.00 น.) ที่ระดับ 200 hPa ที่มา: กรมอุตุนิยมวิทยา

คำถามท้ายบท

1. จากสมการ $f\hat{z} \times \bar{u} + \frac{1}{\rho} \nabla P = 0$ ซึ่งได้ผลลัพธ์เดียวกันกับ $u_g = -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial P}{\partial y}$ และ $v_g = -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial P}{\partial x}$ เป็นลมที่มีชื่อว่าอย่างไร และขึ้นกับตัวแปรใดบ้าง

- 2. จงกล่าวถึง Buys-Ballot's Law
- 3. Ekman Spiral เป็นผลมาจากตัวแปรใด
- 4. Thermal wind เกิดขึ้นได้บริเวณใดจงอธิบายโดยสังเขป
- 5. Jet Stream คืออะไรเกิดขึ้นได้อย่างไร

6. Gradient wind เป็นการพิจารณาผลของตัวแปรใคเพิ่มเข้าไปใน Geostrophic wind และส่งผล อย่างไรต่อรูปร่างของหย่อมความกดอากาศต่ำ

7. จากสมการ $u_g = -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$ และ $v_g = -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$ ถ้าสมมุติว่าเป็นพึงก์ชันของ x และ y ด้วแปร เดียว จงเขียนสมการจำลองของ p_x และ p_y (อาจเขียนโปรแกรมตรวจสอบผลเบื้องต้นโดยสมมุติให้ u_g, v_g, ρ และ f คงตัว)

บทที่ 8

การใหลเวียนอากาศในระบบรวม (The general circulation of the atmosphere)

ในบทนี้จะกลับมาอธิบายการหมุนเวียนในระบบใหญ่ของชั้นบรรยากาศทั้งหมดของโลก และใช้แนวคิดของพลศาสตร์การไหลที่กล่าวถึงมาแล้วข้างต้นมาอธิบายประกอบกันดังนี้

8.1 ผลจากการตรวจวัดในวงรอบ (Understanding the observed circulation)

้งากที่ได้บรรยายไว้แล้วในบทที่ 5 คือชั้นบรรยากาศในเขตร้อนชื้นอุ่นกว่าในเขตขั้วโลก เป็นผลมาจากความโค้งของผิวโลก และการเอียงของแกนโลก ประกอบกับวงโค้จรของโลกรอบ ้ควงอาทิตย์เป็นแบบวงรี ที่ทำให้ค่าเฉลี่ยรวมของรังสีจากควงอาทิตย์ที่เข้ามาตกกระทบพื้นผิวโลก ้ต่อหน่วยพื้นที่บริเวณศูนย์สูตรมากกว่าในแถบขั้วโลก (แสดงตามรูปที่ 5.2 และ 5.3) ในแถบขั้วโลก ้จึงมักปกคลุมไปด้วยน้ำแข็งและหิมะ ซึ่งเป็นตัวสะท้อนรังสีแสงสีวันหนึ่งกลับออกไปสู่อวกาศด้วย ้ข้อแตกต่างกันทั้งสองบริเวณคือในเขตร้อนชื้นจะรับและดูดกลื่นพลังงานแสงจากควงอาทิตย์มากว่า ที่จะสะท้อนกลับออกไป ตรงข้ามกันกับกรณีของสะติจูดสูงแถบขั้วโลกที่มีการสะท้อนออกไป มากกว่าการดูดกลืนไว้ (แสดงไว้แล้วในรูปที่ 5.4) แต่เนื่องจากทั้งสองบริเวณจะต้องเข้าสู่สมดุลกัน ้ดังนั้น จะต้องมีกระบวนการถ่ายเทพลังงานจากเขตร้อนชื้นไปยังเขตหนาวแถบขั้วโลก จึงคาดการณ์ ใด้ว่าจะต้องมีการขนถ่ายพลังงานถึง 6×10¹⁵ W ข้ามละติจูด และจะต้องส่งผลกระทบ โดยตรงกับ ้ชั้นบรรยากาศ ทำให้เกิดวงรอบหมุ่นเวียนพาอากาศอุ่นในเขตแถบศูนย์สูตรตรงไปยังขั้วโลกและ อากาศเย็นจากขั้วโลกแผ่ออกไปยังศูนย์สูตรตามแผนภาพที่ 8.1ก แผนภาพนี้ เกิดจากการตรวจสอบ ้สถานภาพของชั้นบรร์ยากาศ ซึ่งมีพลังงานต่างสทธิที่เกิดขึ้นในเขตร้อนชื้นเมื่อเทียบกับในเขต ้ละติงูคสูง ๆ เพื่อให้มีสมคุลพลังงานในแต่ละละติงูค จึงมีการเกลื่อนตัวของพลังงานไปยังขั้วโลก ้เป็นวงรอบ ซึ่งการเกลื่อนที่เป็นวงรอบนี้ต้องมีความฝืด ทำให้ โมเมนตัมเชิงมุมสุทธิต้องเพิ่มขึ้นใน ชั้นบรรยากาศในละติจูดต่ำ ๆ (เกิดลมที่ผิวพื้นในทิศตะวันออก) และสูญหายไปในเขตละติจูดกลาง ู (เกิดลิมที่ผิวพื้นในทิศตะวันตก) จึงจะต้องมีการถ่ายเทของโมเมนตัมเชิงมุมเกิดขึ้นด้วย ดังรูปที่ 8.1ข 🕅 ั้งนี้เพื่อเป็นการทำให้อากาศเขตศูนย์สูตรเย็นลง และในเขตขั้วโลกอุ่นขึ้น การถ่ายเทของอากาศ ้เกิดขึ้นเป็นวงรอบในแนวดิ่ง วงรอบการหมุนเวียนของชั้นบรรยากาศในภาพรวมทั้งหมดดำเนินไป ตามเงื่อนไขของฤดูกาลด้วย และควรจะมีกลไกอย่างไรในการถ่ายเทพลังงานนี้ อย่างไรก็ตาม ้ลักษณะภาพรวมที่ตรวจสอบวงรอบการหมุนเวียนที่กล่าวนำไว้ในบทที่ 5 อาจนำมาปรับใหม่เพื่อให้ ้สอคกล้องกันกับข้อมูลที่มักตรวจพบได้ในเขตละติจูคกลางได้ดังรูปที่ 8.2 ซึ่งเป็นการยืนยันว่ามี มากกว่าหนึ่งวงรอบ (ของ Hadlay) ที่จะทำหน้าที่ถ่ายเทพลังงานระหว่างละติจูด จากศูนย์สูตรไปสู่ ขั้วโลก



รูปที่ 8.1 ภาพแสดง ก) การถ่ายเทพลังงานและความร้อนตามละติจูด และ ป) การถ่ายเทโมเมนตัม



รูปที่ 8,2 แสดงแผนภาพของการตรวจสอบวงรอบการใหลเวียนของชั้นบรรยากาศสำหรับเงื่อนไข ของการเกลี่ยรวม ในลมชั้นบนพบลมตะวันตกซึ่งรวบเข้าสู่แกนกลางของ Subtropical jet stream ตรงขอบในแนวที่พุ่งไปยังขั้วโลกของวงรอบ Hadley circulation ลมตะวันออกที่ผิวพื้นหรือลมค้า ที่ผิวพื้นถูกวางแนวแสดงไว้ให้เห็น รูปนี้แสดงเพียงซีกโลกด้านบน (ในแนวดิ่งอาจมีมาตรส่วนเกิน กวามเป็นจริง)

จากรูปจะพบว่าลมชั้นบนในระดับสูง (300-200 hPa) ที่พัดในโซนละติจูดกลางเป็นลมแรง ในแนวทิศตะวันตก (โดยเทียบเคียงกันกับรูปที่ 5.16 และทฤษฎีของลมในบทที่ 7) ที่เรียกว่า ลมเจ็ต ซึ่งเป็นผลมาจากแนวปะทะและวงรอบของ Hadlay (ในวงรอบนี้ ลมที่ผิวพื้นลมจะต้องอ่อน เนื่องจากความฝืดที่พื้นผิวโลก)

ถ้าหากทบทวนผลจากการตรวจวัดในบทที่ 5 กรณีของอุณหภูมิลดลงตามละติจูดทำให้เกิด วงของรอบ Hadlay และจากกรณีของลมตะวันตกที่แรงมากขึ้นตามความสูง ประกอบกับการพบว่า ลมตะวันตกใน โซนละติจูดกลางจะเพิ่มขึ้นจากก่าที่เป็นศูนย์ไปจนถึงก่าแรงสุดที่ระดับสูง ๆ แม้ว่า ลมที่ผิวพื้นจะมีกำลังอ่อนเพียงไม่กี่ m/s แต่ก็ไม่พบผลการกระจายตัวที่แตกต่างกัน ซึ่งจะเห็นได้ว่า ลมในโซนเขตร้อนเป็นลมที่มีองก์ประกอบในทิศตะวันออก และลมในโซนละติจูดกลางกลับพบว่า เป็นลมตะวันตก อย่างไรก็ตาม เมื่อกำนึงถึงผลของความฝึดที่ผิวพื้นจะต้องส่งผลให้ชั้นบรรยากาศ ในเขตละติจูดกลางสูญเสียโมเมนตัมเชิงมุมไปกับผิวพื้น แต่ตรงกันข้ามในโซนเขตร้อนชื้นจะต้องมี โมเมนตัมเชิงมุมเพิ่มขึ้น ตามแผนภาพในรูปที่ 8.1ข ดังนั้นเพื่อให้เกิดสมุคลของโมเมนตัมเชิงมุม ของชั้นบรรยากาศ จึงจะต้องมีการถ่ายโอนโมเมนตัมเชิงมุมในทิศตะวันตกจากละดิจูดต่ำ ๆ ไปยัง ละติจูดสูงเพื่อรักษาสมดุล

แม้ว่าการหมุนเวียนอากาสจากตะวันตกไปตะวันออกในระดับบน ๆ ของชั้นบรรยากาส Troposphere จะเป็นองก์ประกอบเด่นชัดในสมดุลรวมของชั้นบรรยากาส แต่ไม่เพียงพอที่จะใช้ อธิบายสมดุลในการขนถ่ายความร้อนและโม่เม่นต้มเชิงมุมไปยังขั้วโลกได้อย่างสมบูรณ์ทั้งหมด เมื่อกลับไปพิจารณารูปที่ 5.18 ที่พบระลอกคลิ้นในบทที่ 5 ประกอบกันกับวงรอบ Hadlay ที่ด้องมี การจมตัวลงในเขตใกล้กึ่งร้อนชื้น (subsidence in the subtropics) และมีลมพัดวนกลับมาที่สูนย์สูตร ในระดับผิวพื้น (equatorward return flow near the surface) และมีส่วนหนึ่งที่เมื่อจมตัวแล้วจะต้อง เกิดลมตะวันตกเฉียงใต้ไปยังละติจูดกลางด้วย การมีลมตะวันตกฉียงใต้อาจช่วยทำให้การถ่ายเท กวามร้อนและโมเมนต์มเชิงมุมที่จะพุ่งตรงไปยังเขตขั้วโลกได้ ซึ่งอาจจัดเป็นวงรอบอีกวงรอบหนึ่ง ที่จะต้องเชื่อมค่อจากวงรอบ Hadlay นี้ไปสู่ขั้วโลกได้

จากหัวข้อ 5.4 ตรงประเด็นที่พบว่ามีการใหลเวียนในชั้นบรรยากาศในเขตละติจูดกลางนั้น อยู่ในรูปแบบของ eddies และ wave มากกว่าที่จะเป็นลมพัดทวนกลับเหมือนในเขตร้อนชื้น ดังนั้น ควรจะต้องพิจารณาต่อไปว่าแท้จริงแล้ว eddies เหล่านี้ จะส่งผลให้เกิดการถ่ายเทเป็นวงรอบไปยัง ขั้วโลกหรือไม่ แต่ก่อนที่จะไปพิจารณาวงรอบในเขตละติจูดกลางและวงรอบในระบบรวมทั้งหมด ในหัวข้อต้น ๆ นี้จะขอกลับไปตรวจสอบข้อมูลและกลไกที่อธิบายถึงวงรอบทั้งหมด ดังนี้

8.2 กลไกที่นำไปสู่การหมุนเวียน

ในหัวข้อนี้จะกล่าวถึงหลักการที่จะนำมาอธิบายรูปแบบของวงรอบไหลเวียนภายใต้ หลักการของพลศาสตร์ของไหลในชั้นบรรยากาศ โดยเน้นรูปแบบที่เข้าใจได้ง่าย ๆ ในทางเป็นจริง พื้นผิวโลกมีองค์ประกอบที่หลากหลาย ทั้งภูเขาสูงที่รบกวนการพัดของลม มีความแตกต่างกันของ อุณหภูมิ และความขรุขระระหว่างพื้นทวีปเมื่อเทียบพื้นมหาสมุทร แต่เพื่อทำให้ง่ายต่อการพิจารณา จึงละทิ้งความแตกต่างของพื้นผิวคังกล่าวไว้ก่อน ยิ่งไปกว่านั้นความเอียงของโลกที่เกยกล่าวถึงแล้ว มีผลต่อการรับพลังงานของศูนย์สูตรและขั้วโลก ในที่นี้จึงจะละทิ้งผลของความแตกต่างระหว่าง การรับพลังงานของพื้นผิวที่แตกต่างกัน รวมถึงผลของฤดูกาลไว้ก่อน แล้วสมมุติว่าพลังงาน แสงอาทิตย์สูงสุดนั้นอยู่ที่ศูนย์สูตรแม้ว่า Subsolar point จะทำให้เขตร้อนชื้นของทั้งสองซีกโลก เปลี่ยนไปในแต่ละเดือนของปีก็ตาม คังนั้นจึงจะพิจารณาผลกระทบต่อชั้นบรรยากาศในแต่ละ ละติจูดที่เกิดจากการหมุนของโลก และความแตกต่างของอุณหภูมิของผิวโลก เพื่อทำความเข้าใจ ภาพรวมของวงรอบการไหลเวียนตามความจริงพื้นฐานที่ได้ตรวจพบมาก่อน สุดท้ายในหัวข้อ 8.5

จะอธิบายส่วนที่ขาดหายไป เพื่อการเติมเต็มระบบการไหลเวียนในระบบรวมทั้งโลกต่อไป เพื่อให้ง่ายอาจกำหนดว่ามีแกนสมมาตรของชั้นบรรยากาศทั้งสองซีกโลก ซึ่งอาจมองว่า สอดกล้องกันกับแกนสมมาตรของการรับรังสีจากดวงอาทิตย์ในทั้งสองซีกโลกด้วย โดยที่ผลของ กวามร้อนจากดวงอาทิตย์ในแถบสูนย์สูตรสูงกว่าในแถบขั้วโลกทั้งสอง จึงตั้งสมมุติฐานให้มีแกน สมมาตรของทั้งสองซีกโลก แต่ในความเป็นจริงการตั้งสมมุติฐานเช่นนี้จะส่งผลต่อความผิดพลาด ในการอธิบายวงรอบการหมุนเวียนอากาศในเขตร้อนชื้น และไม่ถูกต้องทั้งหมดต่อการหมุนเวียน ในชั้นบรรยากาศนอกเขตร้อนชื้น ทั้งนี้เพราะมีสมดุลเสถียรทางพลศาสตร์สูงบริเวณนอกเขตร้อน ซึ่งจะอธิบายในหัวข้อถัดไป

8.2.1 วงรอบ Hadlay (The tropical Hadley circulation)

ถ้าสมมุติว่าโลกไม่มีการหมุน วรรอบอาจจะเกิดการเกลื่อนตัวเป็นแนวเส้นตรงจากขั้วโลก ใปยังสูนย์สูตรเนื่องจากผลต่างของอุณหภูมิ โดยการยกตัวลอยสูงขึ้นที่ละดิจูดค่ำ ๆ และต้องจมตัว ลงที่ละติจูดสูง ๆ ใกล้ขั้วโลก กล้ายกันกับแนวคิดของ Hadlay แต่จากการพิจารณาข้อมูลในบทที่ 5 นั้นกลับพบว่า วรรอบแบบนี้ขยายไปไม่ถึงละติจูดกลาง และพบว่าตามความเป็นจริงแล้ว วรรอบ ของ Hadlay หมุนเวียนเกิดขึ้นภายในเขตร้อนชื้นเท่านั้น การจมตัวเกิดขึ้นที่บริเวณกึ่งเขตร้อนชื้น ประมาณ 30 N และ 30°S ทั้งนี้เพราะโลกหมุนรอบตัวเอง หากพิจารณาวงแหวนอากาศที่วน ล้อมรอบโลกดังรูปที่ 8.3 ซึ่งวางตัวในตำแหน่งที่เกิดขึ้นจากลมชั้นบนที่ถูกผลักดันออกไปยังขั้วโลก ของวงรอบ Hadlay เพราะว่าการใหลเวียนที่กล่าวถึงนี้เป็นผลมาจากการตั้งสมมุติฐานแกนสมมาตร และการละทิ้งความฝึดในลมใกล้ระดับผิวพื้น โมเมนตัมเชิงมุมสมบูรณ์จะต้องมีการชดเชยให้เกิด การอนุรักษ์โดยการเกลื่อนตัวของวงแหวนนี้ ซึ่งจะมีโมเมนตัมเชิงมุมสุทธิ (absolute angular momentum) ต่อหน่วยมวลเท่ากับ $A = \Omega r^2 + ur$ พจน์แรกเป็นผลจากการหมุนของโลก และพจน์ ที่สองเกิดจากลมตะวันตกที่พุ่งไปทางทิศตะวันออก นิ สัมพัทธ์กับโลกด้วยการกระจัด \vec{r} ($\vec{u} \times \vec{r}$)



รูปที่ 8.3 แสดงแผนภาพวร์แหวนอากาศที่พัดวนรอบ โลกจากตะวันตกไปสู่ตะวันออกความเร็ว u และละติจูด (P วงแหวนสมมุติขึ้นนี้ถูกพัดพาโดย pole ward flow ของ Hadley circulation ภายใต้ การอนุรักษ์โมเมน์ตั้มเชิงมุม

เมื่อย้อนมาพิจารณาสมการ r = a cos φ ในสมการที่ 8.2 จะหมายถึงลมจะแรงมากขึ้น จากพื้นย์สูตรขึ้นไปเรื่อย ๆ โดยที่ละดิจูด 10, 20 และ 30 องศา จะมีความเร็วเป็น 14, 58 และ130 m/s ซึ่งความเร็วที่ 130 m/s ใกล้เคียงกับลมที่ตรวจวัดได้จริงมากสุด แต่ถ้าเป็นละติจูดที่ 90° ความเร็วลม จะมีค่าเป็นอนันต์ โดยพื้นฐานทางฟิสิกส์จึงแสดงให้เห็นได้ชัดเจนว่าวงรอบตามแกนสมมาตรนั้น ไม่สามารถขยายออกไปถึงขั้วโลกได้ ตามวงรอบ Hadlay จึงควรจะต้องมีการจมตัวก่อนที่จะไปถึง ขั้วโลก (ซึ่งการขยายออกไปจองวงรอบแปรผันไปตามปัจจัยหลายประการ)

พิจารณาวงรอบ Hadlay ที่คาดว่าจะเป็นไปได้ดังรูปที่ 8.4 บริเวณใกล้สูนย์สูตรซึ่งเฟกเตอร์ ของแรงเฉ (f) มีค่าน้อย ๆ หรืออาจกล่าวได้ว่าแรงเฉ (Coriolis) อ่อนมาก ๆ และมีโมเมนตัมเชิงมุม จำกัดค่าหนึ่งไม่เป็นไปตามการอนุรักษ์ ดังนั้นชั้นบรรยากาศในเขตใกล้สูนย์สูตร (0-5°N และ°S) กระทำตัวเหมือนกับว่าโลกหมุนไปอย่างเชื่องช้า บริเวณนี้มักพบการลอยตัวสูงขึ้นเป็นเมฆและฝน เกิดขึ้นเป็นปกติวิสัย แต่เมื่ออากาศเคลื่อนตัวห่างออกไปจากเส้นศูนย์สูตรแรงเฉมากขึ้นจะบิคลมไป ทางขวาในซีกโลกเหนือทำให้เกิคลมเฉออกไปเป็นลมตะวันตกระดับสูง เมื่อขยายออกไปตาม ละติจูดสูงในวงรอบ Hadlay จะได้ผลลัพธ์เป็นลมตะวันตกรุนแรงขึ้นเรื่อย ๆ ซึ่งเป็นจริงตาม สมมุติฐาน ลมแรงนี้คือ Subtropical jet เป็นลมที่ขับเกลื่อนไปรอบโลก จากการยกตัวจากศูนย์สูตร แล้วไปจมตัวในเขตกึ่งเขตร้อน และวนกลับเป็นวงรอบ ซึ่งจะต้องมีความฝืดที่ผิวพื้น ส่งผลให้เกิด โมเมนตัมเชิงมุมไม่สมคุลมาก ๆ จึงส่งเสริมลมตะวันตกนี้ให้เป็นลมเจ็ตแรงเพิ่มขึ้นด้วย



รูปที่ 8.4 แผนภาพแสดง Hadley circulation

ก่อนที่จะเวียนกลับครบรอบที่ศูนย์สูตรใกล้ผิวพื้น ที่ระดับใกล้ผิวพื้นนี้ ความเร่งจากแรงเฉ (Coriolis acceleration) บิคลมไปทางบาทีอคังเดิมในซีกโลกเหนือเกิดเป็นลมตะวันออกเฉียงเหนือ และเป็นลมตะวันออกเฉียงใต้ในซีกโลกใต้ ที่เรียกว่า "ลมค้า" (Trade winds) ลมค้านี้แรงเกือบพอ ๆ กันกับลมระดับบน ๆ เพียงแต่มีความฝืดที่ผิวพื้นมาเกี่ยวข้องด้วยเท่านั้น



รูปที่ 8.5 แสดงแผนภาพของ Hadley circulation และการเชื่อมโยงกับ Zonal flows กับวงรอบ ใหลเวียนที่ผิวพื้น น่าสังเกตว่าโครงสร้างอุณหภูมิบริเวณใกล้ผิวพื้นในรูป 8.5 บริเวณโซนกึ่งเขตร้อนตรงเขต การจมตัวนั้น อากาศจะอุ่น (เพราะกระบวนการบีบอัดแบบอะเดียบาติก) และแห้ง (เนื่องจากอากาศ ในระดับบน ๆ จะมีความชื้นน้อยกว่าที่ผิวพื้น) ส่วนแนวเขตที่กั้นระหว่างอากาศจมตัวและอากาศ บริเวณใกล้ผิวพื้นจะเป็น "ลมทวนก้า" (Trade inversion)

8.2.2 ลมหมุนวนนอกเขตร้อน (The extra-tropical circulation)

แม้ว่าโมเคลอย่างง่ายของวงรอบ Hadlay จะจำกัดอยู่เพียงในเขตร้อนชื้น และมีวงรอบไป ไม่ถึงในเขตละติจูดกลางและละติจูดสูง ๆ อย่างไรก็ตาม ตามข้อมูลที่พบคือมีความชั้นของอุณหภูมิ มากในเขตละติจูดกลาง และมีบางบริเวณพบลมเจ็ตรุนแรง ดังนั้นแม้ว่าจะไม่มีการพาความร้อนให้ อากาศลอยตัวขึ้นเองในเขตนี้ แต่จะต้องมีการไหลเวียนภายในโซนเกิดขึ้น ทั้งนี้เพื่อสมคุลความร้อน ภายใต้ความชันของอุณหภูมิ เนื่องจากอุณหภูมิลดลงเมื่อเข้าใกล้ขั้วโลก

หากพิจารณาความต่อเนื่องจากการจมตัวโดยวงรอบ Hadlay นั้น ควรจะต้องมีลมตะวันตก เฉียงใต้พัดทวนขึ้นไปตามละติจูดสูง ๆ และมีการพาความร้อนจากการจมตัวไปสู่เขตละติจูดกลาง อาจมีการเปลี่ยนสถานะของของไหลในโซนนี้โดยไม่เป็นวงรอบ เพื่ออธิบายผลที่มาจากความไม่ สมดุลของความชันของอุณหภูมิในแนวระดับ และการเกิดเป็นกลื่นลมร้อน (Thermal wind) ที่ตรวจ พบจริงนี้ จึงมีประเด็นปัญหาที่ควรขบคิดสองประการ คือ

 มีความต้องการการถ่ายเทความร้อนที่ไปถึงขั้วโลก เพื่อสมดุลพลังงานที่เกินอยู่ในเขต ร้อนชื้น แต่การวนกลับของวงรอบ Hadlay เกิดขึ้นในเขตจมตัวในเขตกึ่งเขตร้อนและมีบางส่วนของ พลังงานถ่ายเทไปถึงละติจูดสูงจากการจมตัวนี้ ทำให้เกิดลมตะวันตกเฉียงใต้ในละติจูดกลางเท่านั้น หากแต่ขยายไปไม่ถึงขั้วโลก ดังนั้นสมดุลพลังงานในภาพรวมจะเกิดขึ้นได้อย่างไร ถ้าไม่มีวงรอบ ในเขตละติจูดกลาง (Meridional circulation)

 2. ผลการตรวจวัดทุก ๆ วันแสดงชัดเจนว่าภาพรวมของชั้นบรรยากาศในเขตละติจูดกลาง ไม่ใช่มีแค่เพียงลมพัดในโซนอย่างเดียวเท่านั้น (ถ้ามีลมเพียงทิศเดียวการกาดหมายลักษณะอากาศ จะง่ายุมาก) ในความเป็นจริงมีความแปรปรวนของทิศทางลมมาก

จากการตรวจวัดจริง พบว่าชั้นบรรยากาสในเขตละติจูดกลางเต็มไปด้วยระลอกคลื่น และมี ลมหมุนวนเล็ก ๆ (eddies) ซึ่งมีการเคลื่อนตัวสู่ศูนย์กลางในรูปแบบพายุหมุนเล็ก ๆ นอกเขตร้อน สิ่งเหล่านี้มีที่มาจากไหน ในทางเป็นจริง ซึ่งสามารถอธิบายได้ คืออาจกาดหมายได้ว่าชั้นบรรยากาส นอกเขตร้อนชื้นในเขตละติจูดกลางจะต้องเป็นอุทกพลศาสตร์แบบไม่เสถียรชั่วขณะหนึ่ง ซึ่งมีการ แตกตัวเป็น Eddies เก็บสมพลังงานมาจากพลังงานศักย์ อันเกิดจากความชันอุณหภูมิ เรียกกลไกนี้ว่า Baroclinic instability จึงกวรมีวงรอบที่ต้องอธิบายในเขตละติจูดกลางนี้ แต่ก่อนอื่นจะกลับไปทำ

้ความเข้าใจกลไกการเกิดพลังงานศักย์ อันเกิดจากความแตกต่างอุณหภูมินี้ ในหัวข้อถัดไป

8.3 พลังงานจากลมหมุนวน (Energetics of the circulation)

พลังงานจลน์รวมจากการเคลื่อนที่ของมวลอากาศในชั้นบรรยากาศมีค่ามากถึงประมาณ 6x10²⁰J ซึ่งจำต้องมีอัตราไหลเวียนประมาณ 1x10¹⁵W ที่จะทำให้ผลต่างพลังงานนั้นหมดหายไปใน 7 วัน พลังงานจลน์นี้ มีที่มาจากพลังงานศักย์ของชั้นบรรยากาศ อันเป็นผลมาจากความหนาแน่น ของมวลอากาศ (pvgz) อย่างไรก็ตาม ไม่ใช่ว่าพลังงานศักย์ทั้งหมดที่จะเปลี่ยนไปเป็นพลังานจลน์ ในชั้นบรรยากาศได้ ตัวอย่างเช่น ถ้าพิจารณาพลังงานศักย์ (ที่เกิดจากความหนาแน่น) เป็นฟังก์ชัน ของ z เพียงอย่างเคียว ρ(z) คังรูปที่ 8.6 จะพบว่า การเปลี่ยนสถานะจาก 1 ไปสู่ 2 และจาก 2 กลับสู่ 1 ภายใต้กระบวนการอะเดียบาติก ทั้งสองกรณีส่งผลให้พลังงานศักย์เพิ่มขึ้นในช่วงแรกและกิลับมา ้ลดลงเท่าเดิม จึงไม่มีส่วนที่จะเปลี่ยนเป็นพลังงานจลน์ได้ เรียกพลังงานศักย์กรณีนี้ว่า Unavailable potential energy ส่วนพลังงานศักย์ที่จะสามารถเปลี่ยนเป็นพลังงานจลน์ได้เรียกว่า Available Potential Energy (APE) เป็นพลังงานศักย์ที่เกิดจากความหนาแน่นที่เป็นฟังก์ชันในแนวระดับด้วย $rac{\partial
ho}{\partial y}
eq 0$ การมีความชั้นของความหนาแน่นในแนวระดับ (เป็นผลมั่วจากความชั้นของอุณหภูมิ) ้ส่งผลให้เกิดความชั้นของพลังงานศักย์ในแนวระดับ คล้ายกับตัวอย่างเปรียบเทียบสำหรับของไหล ในรปที่ 8.7 จากการเคลื่อนที่ของของไหลสองชั้น ตรงจคเริ่มตื้น (รป ก) ที่รอยต่อลาคเอียงไปจนถึง สถานะสุดท้าย (รูป ข ที่รอยต่อวางตัวในแนวระดับ) ถ้าหนิดให้ของไหลหนาแน่นมากกว่าเป็นสีเข้ม ้งองใหลหนาแน่นน้อยกว่าสี่งางกว่า ซึ่งผลสทธิ์ของการจัดเรียงใหม่ คือมีการแลกเปลี่ยนมวลกัน ้งองไหลหนักกว่าเลื่อนลง และของไหลเบาเลื่อนขึ้น ในลิ่ม B ของไหลหนักกว่าจะถกแทนที่ด้วย ของใหลเบา ตรงกันข้ามกับที่เกิดขึ้นในลิ่ม A ในกรณีนี้ เมื่อมีการจัดเรียงใหม่ ที่สถานะใหม่มีจุด ้ศูนย์กลางมวลเปลี่ยนไป พลังงานศึกย์จึงเปลี่ยนไป และสามารถปลคปล่อยพลังงานจลน์ออกมาได้



รูปที่ 8.6 แผนภาพแสดงการเกลื่อนตัวเปลี่ยนตำแหน่งศักย์สองจุดภายใต้กระบวนการอะเดียบาติก แล้วจมตัวกลับสู่ตำแหน่งเดิม การเปลี่ยนตำแหน่งจาก z₁ ที่ ρ₁ ไปยังที่ z₂ ที่ ρ₂ แล้วกลับสู่ z₁ ที่ ρ₁ ดังเดิม ภายใต้กระบวนการอะเดียบาติก การเปลี่ยนแปลงศักย์เป็นศูนย์



รูปที่ 8.7 แสดงการลดลงของพลังงานศักย์ที่มีอยู่จากการเคลื่อนที่ของของไหลสองชั้น ก) ตรงจุด สถานะเริ่มต้นที่รอยต่อลาดเอียงขึ้น (ไปจนถึง) ข) สถานะสุดท้ายที่รอยต่อวางตั้วในแนวระดับ ของ ไหลหนาแน่นกว่าเป็นสีเข้ม ส่วนของไหลเบาสีจางกว่า ซึ่งผลสุทธิของการจัดเรียงใหม่คือการ แลกเปลี่ยนโดยของไหลหนักเลื่อนลงและของไหลเบาเลื่อนขึ้น ในลิ่ม B ของไหลหนักจะถูกแทนที่ ด้วยของไหลเบา ตรงกันข้ามกับที่เกิดขึ้นในลิ่ม A

ในของไหลที่ไม่หมุนวนเป็นวงรอบ การปล่อย APE นั้นตรงไปตรงมา ถ้าในชั่วขณะหนึ่ง แนวรอยต่อของของไหลทั้งสองลาคเอียงไป ดังรูปที่ 8.8ก ซึ่งแนวรอยต่อยุบตัวในลักษณะเคลื่อนที่ ซึ่งแสดงโดยลูกศรในรูป ในความเป็นจริงรอยต่อจะเกินสมดุลแนวนอนและของไหลจะไหลลื่น กลับไปมาจนเกิดแรงเสียดทาน ซึ่งทำให้เกิดสถานะไม่นิ่งเมื่อเทียบกับแนวรอยต่อในแนวนอน APE ที่ปล่อยออกมาจากกระบวนการนี้จะถูกแปลงเป็นพลังงานจลน์จากการเคลื่อนที่ในขั้นแรก สุดท้าย จะสูญเสียไปกับแรงเสียดทานด้วย ในกรณีนี้ จะไม่มีการหมุนเวียนในระยะยาว แต่ถ้าปัจจัยภายนอก เช่น มีความร้อนที่ด้านซ้ายของรูปที่ 8.8ก แตกต่างกันกับความร้อนที่ด้านขวา เพื่อรักษาความเอียง ตรงส่วนต่อประสาน ก็จะมีการไหลเวียนคงที่เกิดขึ้น เพื่อทำให้เกิดสมดุลทางความร้อน

ความขึ้นของพลังงานศักย์ส่งผลให้เกิดการเคลื่อนด้วของของไหลเป็นการเปลี่ยนรูป พลังงานศักย์ไปเป็นพลังงานจลน์ ในกรณีที่มีการหมุนเวียนเข้าหาศูนย์กลางเกิดขึ้น กลไกอธิบาย อาจจะยั่งไม่แน่ชัดนัก อย่างไรก็ตามรูปแบบใน 8.8ก อาจไม่มีความจำเป็นในอากาศจริง ทั้งนี้เพราะ จากความรู้เรื่อง Thermal winds พบว่า ความชันของอุณหภูมิในแนวดิ่ง อันเนื่องจากความแตกต่าง ความดันของสองมวลอากาศนั้น ทำให้มีการปลดปล่อยพลังงานจลน์ออกมาชัดเจนในรูปแบบ Baroclinic eddies ด้วยความไม่เสถียรนี้ การเกลื่อนที่แบบไม่สมมาตรในแนวราบจึงเกิดขึ้นภายใน ซึ่งของไหลแลกเปลี่ยนพลังงานตามพื้นผิวลาดเอียงขณะที่มีการกวาดแกว่งมวลอากาศจากด้านหนึ่ง ไปอีกด้านหนึ่ง เกิดกระแสเกลื่อนที่ไหลวนไปตามทิศทางพุ่งเข้าไปในหน้ากระดาษดังในรูปที่ 8.8ข กระแสเชิงมุมจึงไม่คงแนวเดิมตลอด แต่เป็นลักษณะคลื่นนั่นเอง อันเป็นวิธีเดียวที่สามารถ เกลื่อนย้ายของไหลเบาขึ้นเพื่อแลกกับการเกลื่อนที่ลงของของไหลหนัก มีการแลกเปลี่ยนเกิดขึ้น ในมุมที่ชันกว่าแนวนอน แต่ชันน้อยกว่าความลาดเอียงของผิวระนาบของไหลหนักกว่า กล่าวคือ วางตัวภายในรูปลิ่ม ที่เรียกว่าลิ่มของความไม่เสถียร (wedge of instability) ดังรูปที่ 8.8ข ดังนั้น APE จึงลดลง แต่ไม่ใช่เกิดจากการพลิกหมุนกลับตามแนวรัศมี แต่เกิดขึ้นจากการที่มวลของไหลกวาด แกว่งไปมาภายในลิ่มนี้



รูปที่ 8.8 แสดงการปลดปล่อยพลังงานศักย์ที่มีอยู่ในของไหลสองชนิด ก) กรณีไม่มีการหมุนวน แนวราบ ข) กรณีหมุนวนในแนวลาดเอียงอย่างรวดเร็ว

เนื่องจากอากาศเป็นของไหลบีบอัดได้ การพิจารณาการเกลื่อนที่จากความหนาแน่น จึงพบ ปัญหา (การเป็นปริมาณไม่อนุรักษ์) ในกรณีนี้จึงต้องพิจารณาด้วย Potential temperature ซึ่งเป็น ปริมาณอนุรักษ์ พิจารณารูปที่ 8.9 ซึ่งมีการกระจายตัว Potential temperature (θ) ในชั้นบรรยากาศ เพิ่มขึ้นไล่เรียงจากเส้นศูนย์สูตรไปยังแถบขั้วโลก เมื่อกำหนดให้มีการแลกเปลี่ยนมวลอากาศ แบบอะบาติก คือมวลจากที่จุด เ (โดยมี θ = θι) กับมวลอากาศที่จุด 2 (มี θ = θ₂ > θι) ตามแนวตั้ง ตามเส้นทาง A พลังงานศักย์ที่จุดสุดท้ายจะมากกว่าที่จุดเริ่มด้น เนื่องจากมวลอากาศเคลื่อนที่ขึ้นนั้น เย็นกว่ามวลอากาศที่ถูกแทนที่ แต่เป็นเส้นทางที่ไม่เกิดผลต่างพลังงานศักย์ใด ๆ (ตามที่เคยได้ กล่าวถึงมาแล้วในบทที่ 4) ถ้าหากมีการแลกเปลี่ยนมวลเกิดขึ้นไปตามเส้นทางแนวนอนหรือตาม เส้นทางไอเซนโทรปิกเส้นประ (ปริมาตรคงตัว) จึงไม่มีการเปลี่ยนแปลงพลังงานศักย์แต่อย่างใด สุดท้าย เมื่อพิจารณาการแลกเปลี่ยนมวลอากาศตามเส้นทาง B ในรูปที่ 8.9 ซึ่งมีความลาดเอียง ระหว่างเส้นทางกระบวนการไอเซนโทรปิกและแนวนอน มวลอากาศที่เคลื่อนตัวขึ้นไปจะอุ่นกว่า มวลอากาศที่เคลื่อนตัวลงมาแทนที่ (ปริมาตรเปลี่ยน) ดังนั้นพลังงานศักย์จึงลดลงจากการจัดเรียง มวลอากาศใหม่ และมีการปลดปล่อย APE ไปเป็นพลังขับเกลื่อนการเคลื่อนที่แบบหมุนวน ดังนั้น อาจกล่าวได้ว่า APE อริบายได้จริงทั้งกรณี Barotropic instability และ Baroclinic insanity

เมื่อย้อนกลับมาพิจารณาชั้นบรรยากาศในละติจูดกลาง ซึ่งการยกของตัวอากาศในแนวคิ่ง จากการพาความร้อนเกิดได้ยาก เนื่องจากอากาศมักจมตัว เส้นทาง A จึงไม่มีพลังงานจลน์เกิดขึ้นได้ แต่กระบวนการ Baroclinic instability จากการปะทะกันของสองมวลอากาศในเขตละติจูดกลางนี้ ทำให้เกิดการแผ่ออกของความเป็นคลื่นไหลวนเป็นระลอกในชั้นบรรยากาศ และมักก่อตัวหมุนวน เป็นวงรอบปิด โดยเฉพาะบริเวณใกล้พื้นผิว วงรอบปิดเหล่านี้ คือระลอกของความกดอากาศสูง และความกดอากาศต่ำ เป็นตัวเชื่อมต่อการถ่ายเทความร้อนระหว่างเขตศูนย์สูตรกับเขตขั้วโลกด้วย ซึ่งสอดกล้องกับค่า APE ในการอธิบายสมดุลพลังงาน เรียกว่า Ferrel circulation ซึ่งวงรอบ หมุนเวียนเกิดจากการเกลื่อนตัวของ Wave และ Eddies และเกิดกลไกการถ่ายเทพลังงานความร้อน ขึ้นไปที่ละดิจูดสูง ๆ (มวลลดลงและปลดปล่อยพลังงานศักย์ที่สูงออกไป) ในวงรอบนี้จึงมีการส่ง ความร้อนไปทางขั้วโลกด้วย ระลอกกลื่นนี้แสดงได้ดังรูปที่ 8.10 จะพบว่ามีอากาศอุ่นกำลัง เกลื่อนที่ไปทางขั้วโลก โดยวงรอบหมุนวนเล็ก ๆ และมีมวลอากาศเย็นกำลังเคลื่อนที่ต่ำลงไปยังเขต เส้นศูนย์สูตรโดยลิ่มและบริเวณความกดอากาศสูง ดังนั้น กระแสลมวนรอบจึงทำให้มีความ แตกต่างอุณหภูมิระหว่างศูนย์สูตรถึงขั้วโลกลดลง



รูปที่ 8.9 แสดงมวลอากาศที่ตำแหน่งที่ 1 และ 2 ซึ่งจะถูกแลกเปลี่ยนไปตามพื้นผิวระนาบต่าง ๆ (ตามเส้นทาง A และ B) ของการแลกเปลี่ยนที่คงอนุรักษ์อุณหภูมิที่อาจเกิดขึ้น และการเปลี่ยนแปลง ก่าพลังงานศักย์ ที่สังเกตจากเส้นต่อเนื่องของผิวระนาบ θ

8.4 ความร้อนและโมเมนตัม (Large-scale atmospheric heat and momentum budget)

ได้พบว่า มีกวามจริงพื้นฐานสองข้อที่เกี่ยวข้องกับสมดุลพลังงานของชั้นบรรยากาศ คือ

 จะต้องมีการเปลี่ยนแปลงพลังงานจากพลังงานศักย์ (อันเป็นผลจากการได้รับพลังงานแสง จากควงอาทิตย์) ที่เปลี่ยนแปลงไปสู่พลังงานจลน์ (APE) ซึ่งต้องมีการก่อตัวให้เกลื่อนที่เพื่อเกิดการ ถ่ายเทพลังงานขึ้นไปในชั้นบรรยากาศ

 สิ่งที่เกิดจากการถ่ายเทในแนวตั้งนี้ จะต้องมีการถ่ายเทความร้อนไปยังขั้วโลก (ถ่ายเทจาก ละติจูดต่ำไปยังขั้วโลก) การถ่ายเทความร้อนนี้จะทำให้เขตร้อนชื้นเย็นลง และทำให้ขั้วโลกอุ่นขึ้น เป็นการทำให้ทุกบริเวณเกิดสมดุลพลังงาน



รูปที่ 8.10 แสดงระลอกคลื่นและ Eddies ในละติจูดกลาง เป็นกระแสพัดพาอากาศอุ่นไปทางขั้วโลก และทำให้เขตศูนย์สูตรอากาศเย็นลง ซึ่งจะช่วยลดความแตกต่างของอุณหภูมิระหว่างเส้นศูนย์สูตร กับขั้วโลก

จากข้อเท็จจริงที่ได้กล่าวมาแต่ต้นจนถึงปัจจุบัน พบว่ามีกลไกการถ่ายเทพลังงานความร้อน ระหว่างเขตร้อนชื้นไปยังละติจูดกลางด้วย Hadley circulation และจากละติจูดกลางไปยังขั้วโลก โดย Eddies กับ Waves ดังรูปที่ 8.11ก ในขณะที่โมเมนตัมก็เกิดการถ่ายเทไปพร้อมกันกับพลังงาน ความร้อน ดังรูปที่ 8.11ข



รูปที่ 8.11 แผนภาพแสดงการถ่ายเท ก) พลังงาน และ ข) โมเมนตัมของชั้นบรรยากาศ รูปแบบทั่วไป ของระบบรวมทั้งหมด โดยวงรอบของ Hadlay ในเขตร้อนชื้น (Barotropic) และ Baroclinic eddies ในละติจูดกลาง

8.5 แผนภาพรวมการหมุนเวียนระบบใหญ่และลมประจำที่สำคัญ

จากข้อมูลที่ได้กล่าวถึงมาแล้วทั้งหมดรวมกับภาพการไหลเวียนจริงจากภาพถ่ายดาวเทียม อาจสรุปแผนภาพรวมการไหลเวียนส่วนใหญ่ของชั้นบรรยากาศ ดังรูปที่ 8.12 จากแผนภาพพบว่ามี สามวงรอบสำคัญ (Polar, Ferrel, Hadley) และมีลมประจำในส่วนต่าง ๆ ของโลกที่สำคัญดังนี้

 ถมค้า (Trade wind) ถมค้าตะวันออกเฉียงเหนือ (ในซีกโลกเหนือ) ถมค้าตะวันออกเฉียงใต้ (ในซีกโลกใต้) เนื่องจากมีการจมตัวของอากาศที่ละติจูด 30^oN และ 30^oS จึงมีลมแผ่ออกในระดับต่ำ ใกล้ผิวพื้นจากทั้งสองบริเวณ นำอากาศแห้งกลับเข้าสู่หย่อมความกดอากาศต่ำใกล้เขตสนย์สูตร

 ลมทวนก้ำ (Anti-trade wind) เป็นลมชั้นบนในระดับสูงๆประมาณ 10,000 ฟุต เป็นลมที่พัด ตรงข้ามกับลมก้า โดยพัดลอยขึ้นจากสูนย์สูตรไปยังที่ละติจูดสูง 30⁰N และ 30⁰S ก่อนที่จะจมตัวลง ลมก้าและลมทวนก้าเป็นลมในวงรอบเดียวกันในเขตละติจูดค่ำ

 ลมฝ่ายตะวันตก (Westerly wind) พบลมตะวันตกเฉียงใต้ในซีกโลกเหนือและลมตะวันตก เฉียงเหนือในซีกโลกใต้ ลมทั้งสองเป็นลมระดับต่ำ พัดจากที่ละติจูด 30^oN และ 30^oS มุ่งไปสู่ละติจูด 60^oN และ 60^oS ตามลำดับ และพบ Subtropical jet stream ในระดับสูงอยู่เหนือเขตจมตัว

 ลมขั้วโลก (Polar wind) เป็นลม Easterly และพบลมสงบตรงบริเวณศูนย์สูตร (Doldrums) กับบริเวณจมตัวเส้นรุ้งม้า (Horse latitude) และพบ Polar jet stream ที่ละติจูด 60⁰N และ 60⁰S



รูปที่ 8.12 แสดงแผนภาพการไหลเวียนในระบบใหญ่ (general circulation)



รูปที่ 8.14 ภาพการกระจายตัวของลมในบรรยากาศทั่วโลก ก) ในระดับบนสุดของชั้น Troposphere และ ข) ระดับต่ำ ๆ ของชั้น Troposphere ตามลองจิจูดในแต่ละเขตภูมิอากาศของโลก วงรอบทั้งสามนั้นเกือบสมมาตรกันทั้งซีกโลกเหนือ และซีกโลกใต้ สามารถขยับผันแปร ไปในแต่ละช่วงเดือน ซึ่งในที่นี้ได้แสดงความแตกต่างในสองฤดูกาลกือ ช่วงฤดูร้อน และฤดูหนาว ดังรูปที่ 8.13 จากการตรวจวัดค่าเฉลี่ยทิศทางลมของชั้นบรรยากาศ Troposphere ทั้งในระดับต่ำ ๆ และระดับสูง ๆ จะพบว่าสอดคล้องกับแผนภาพการไหลเวียนในระบบใหญ่เช่นกัน ดังรูปที่ 8.14 เช่นเดียวกันกับการตรวจวัดข้อมูลสถานีอุตุนิยมวิทยา ซึ่งทำเส้นความกดอากาศเท่าและทิศทางลม โดยกอมพิวเตอร์ดังรูปที่ 8.15 จะพบว่ามีรูปแบบสอดกล้องกันกับแผนภาพการไหลเวียนระบบใหญ่ ในทั้งสองฤดูกาลเช่นกัน อีกทั้งภาพถ่ายจากคาวเทียมกียืนยันระบบการไหลเวียนอากาศทั่วโลก สอดกล้องกัน ดังรูปที่ 8.16



ความกดอากาศและลมระดับผิวพื้น (ระดับน้ำทะเลเฉลี่ย: mean sea level)

รูปที่ 8.15 แผนที่จากการตรวจวัดข้อมูลสถานีอุตุนิยมวิทยา ซึ่งแสดงเส้นความกดอากาศเท่าและลม ที่ระดับผิวพื้นด้วยคอมพิวเตอร์ ที่มา: http://www.physicalgeography.net/fundamentals/7p.html



Low-altitude Cloud Fraction - December 27, 2008 รูปที่ 8.16 แสดงภาพถ่ายจากคาวเทียมซึ่งสอดคล้องกับระบบการให้ลเวียนอากาศในระบบใหญ่ ที่มา: https://earthobservatory.nasa.gov/images/36518/ceres-global-cloud-fraction

8.6 ผลของแผ่นดินและน่านน้ำ

แผ่นดินและมหาสมุทรส่งผลต่อการให้ลู่เวียนของอากาศรอบโลก ซึ่งจะพบว่าในฤดูหนาว บริเวณกวามกดอากาศสูงจะปกกลุมพื้นทวีป ส่วนกวามกดอากาศต่ำปกกลุมน่านน้ำ (โดยเฉพาะ อย่างยิ่งในเขตร้อนชิ้น) โดยปกติ อุณหภูมิของพื้นผิวน้ำ และมหาสมุทรจะเปลี่ยนแปลงไม่มาก ตลอดปี ส่วนพื้นแผ่นดินและทวีปอุณหภูมิที่ผิวพื้นเปลี่ยนแปลงมาก ซึ่งแปรเปลี่ยนไปตามฤดูกาล ในฤดูหนาวพื้นแผ่นดินมีอุณหภูมิด่ำ อากาศหนาวเย็น ในฤดูร้อนพื้นแผ่นดินอุณหภูมิสูง ดังนั้น กวามแตกต่างของอุณหภูมิระหว่างพื้นผิวทวีปกับพื้นมหาสมุทรจะส่งผลกระทบต่อการไหลเวียน ในชั้นบรรยากาศด้วย โดยจะส่งผลต่อการเกิดระบบของกวามกดอากาศสูงและกวามกดอากาศด่ำ อันเป็นผลงากกวามแตกต่างอุณหภูมิดังกล่าว ซึ่งพบว่ากวามกดอากาศสูงก่อตัวปกกลุมบนพื้นทวีป และมีกวามกดอากาศต่ำเหนือพื้นน้ำในช่วงฤดูหนาว ส่วนในฤดูร้อนกลับเป็นตรงข้าม (ยกเว้น บริเวณ และช่วงที่ได้รับอิทธิพลกระแสน้ำอุ่น) จากการตรวจวัดมักพบรูปแบบระบบกวามกดอากาศ ดังรูปที่ 8.17 และ 8.18



รูปที่ 8.17 แสดงมวลอากาศจากการหมุนเวียนส่วนใหญ่บริเวณซีกโลกเหนือช่วงฤดูหนาว



รูปที่ 8.18 Polar Views Semipermanent System ซึ่งส่งผลต่อการหมุนเวียนส่วนใหญ่

คำถามท้ายบท

- 1. จงอธิบายว่ามีมูลเหตุใดที่แสดงให้เห็นว่าการใหลเวียนเป็นวงรอบต้องมีการถ่ายเทโมเมนตัมด้วย
- 2. จงแสดงให้เห็นว่าวงรอบ Hadlay ไม่สามารถขยายไปถึงขั้วโลกได้
- 3. จงอธิบายว่า Wave and eddies เกิดขึ้นได้อย่างไร
- 4. APE ย่อมาจากคำใด และมีหลักการอย่างไร จงอธิบายโดยสังเขป
- 5. จงอธิบาย Barotropic instability
- 6. จงอธิบาย Baroclinic instability
- 7. จงวาคแผนภาพการใหลเวียนระบบใหญ่ (General circulation) ให้สมบูรณ์ พร้อมอุธิบาย
- 8. จงใช้โปรแกรม MATLAB เขียนกราฟของสมการที่ 8.2 อธิบายกราฟที่ได้ ให้สัมพื้นธ์กับกำตอบ ในข้อที่ 2

Alter 550 A THE BERT TO BE THE BERT TO

บทที่ 9 ลักษณะอากาศทางอุตุนิยมวิทยาโดยสังเขป

จากที่กล่าวมาตั้งแต่บทต้น ๆ จะพบว่าเป็นทฤษฎีชั้นบรรยากาศในหัวข้อสมดุลพลังงาน อุณหภูมิ ความคัน การเคลื่อนตัวของอากาศ การลอยตัว ลมชั้นบน และการไหลเวียนในระบบใหญ่ ทั้งหมดนี้เป็นตัวการสำคัญที่ส่งผลโดยตรงต่อลักษณะของลมฬ้าอากาศ ตลอดจนรูปแบบต่าง ๆ ของการเกิดหยาดน้ำฬ้า ดังนั้นลักษณะเด่นของอากาศที่จะใช้ในการพยากรณ์อากาศล้วนเกิดจาก พลศาสตร์ที่กล่าวถึงมาข้างต้นทั้งสิ้น อย่างไรก็ตาม อุตุนิยมวิทยาประกอบด้วย พลศาสตร์ แผนที่ และภูมิอากาศ พลศาสตร์ในทางอุตุนิยมวิทยาก็คือสิ่งที่เป็นเนื้อหาในทางวิชาฟิสิกส์ชั้นบรรยากาศ เป็นหลัก ส่วนแผนที่ก็คือการแปลงทฤษฎีพลศาสตร์ในภาพรวมระบบใหญ่จัดทำเป็นแผนที่อากาศ โดยพิจารณาการเคลื่อนตัว การเปลี่ยนแปลงโดยรวมของอากาศที่เกิดจากการตรวจวัดจริง แล้วนำมา พลีอทรวมเป็นแผนที่ด่าง ๆ ซึ่งนักอุตุนิยมวิทยาจะต้องมีความเชี่ยวชาญทั้งทฤษฎีพลศาสตร์และ แผนที่อากาศ ในส่วนของภูมิอากาศเป็นข้อมูลที่ใช้ประกอบการพยากรณ์อากาศ ทั้งนี้เพราะแต่ละ ช่วงฤดูกาลลักษณะอากาศมีความความสำคัญแตกต่างกัน ซึ่งพบว่า มีจุดกำเนิดลักษณะอากาศและ สาเหตุของการเกิดลักษณะอากาศต่างกัน นับว่าเป็นสิ่งจำเป็นที่ต้องมีการกล่าวถึงปัจจัยเหล่านี้ก่อน ในเบื้องต้น ดังนั้นในบทนี้ จึงต้องทำความเข้าใจเกี่ยวกับลักษณะของการเกิดมวลอากาศ (Air mass) แนวปะทะอากาศ (Air Front).และการเกิดพายุ (Storm) ดังนี้

9.1 มวลอากาศ (Air mass)

มวลอากาศ หมายถึง ลักษณะของมวลอากาศที่มีอากาศภายในแบบเดียวเป็นกลุ่มก้อนขนาด ใหญ่มาก ๆ มีความชื้นคล้ายคลึงกัน ตลอดจนสมบัติต่าง ๆ ของอากาศเท่ากัน มีมวลอากาศเกิดขึ้น ได้ต่อเมื่ออากาศส่วนนั้นอยู่กับที่ และมีการสัมผัสกับพื้นผิวโลก ซึ่งอาจจะเป็นพื้นผิวดิน หรือพื้นผิว น้ำก็ได้ โดยสัมผัสอยู่เป็นระยะเวลานาน ๆ จนกระทั่งมีคุณสมบัติกล้ายคลึงกับพื้นผิวโลกในส่วน นั้น ๆ เราเรียกบริเวณพื้นผิวโลกนั้นว่า "แหล่งกำเนิด" เมื่อมีมวลอากาศนั้น ๆ เกิดขึ้นแล้ว มวล อากาศอาจจะมีการเกลื่อนที่ออกไปยังบริเวณอื่น ๆ ได้ มีผลทำให้ลักษณะของลมฬาอากาศบริเวณ นั้นเปลี่ยนแปลงไป เนื่องจากมีสภาพแวดล้อมใหม่ แม้ว่ามวลอากาศจะเกลื่อนที่ออกไปเป็นระยะ ทางไกล ๆ ก็ตาม แต่ก็ยังคงรักษาคุณสมบัติส่วนใหญ่เอาไว้ได้ การจำแนกมวลอากาศ จะแยก พิจารณาได้เป็น 2 แบบ คือใช้อุณหภูมิ และลักษณะของแหล่งกำเนิดเป็นเกณฑ์ในการพิจารณา ดังนี้

9.2 การจำแนกมวลอากาศโดยใช้อุณหภูมิเป็นเกณฑ์

มวลอากาศอุ่น (Warm Air mass) เป็นมวลอากาศที่มีอุณหภูมิสูงกว่าอุณหภูมิของอากาศผิวพื้นที่

124

มวลอากาศเกลื่อนที่ผ่าน มักมีแนวทางการเคลื่อนที่จากบริเวณละติจูดต่ำ ๆ ไปยังละติจูดสูงขึ้นไป ใช้สัญลักษณ์แทนด้วยตัวอักษร "**w**"

มวลอากาศเย็น (Cold Air mass) เป็นมวลอากาศที่มีอุณหภูมิต่ำกว่าอุณหภูมิผิวพื้นที่มวลอากาศ เกลื่อนที่ผ่าน เป็นมวลอากาศที่เกลื่อนที่จากบริเวณละติจูดสูงมายังบริเวณละติจูดต่ำ ใช้สัญลักษณ์ แทนด้วยอักษรตัว " K " มาจากภาษาเยอรมัน คือ " Kalt " แปลว่า เย็น

9.3 การจำแนกมวลอากาศโดยใช้แหล่งกำเนิดเป็นเกณฑ์

มวลอากาศขั้วโลก (Polar Air-mass) แบ่งเป็นมวลอากาศภาคพื้นทวีปกับมหาสมุทร มวลอากาศขั้วโลกพื้นผิวมหาสมุทร (Marine Polar Air mass) แหล่งกำเนิดในมหาสมุทร เมื่อมวล อากาศชนิดนี้เคลื่อนตัวลงมายังละติจูดต่ำจะเป็นลักษณะของมวลอากาศที่ให้ความเย็นและชุ่มชื้น แหล่งกำเนิดของมวลอากาศชนิดนี้อยู่บริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตอนเหนือ ใกล้ช่องแคบแบริ่ง เคลื่อนที่เข้าปะทะชายฝั่งทะเลของประเทศสหรัฐอเมริกา ทำให้อากาศที่นาวเย็นและมีฝนตก ในทาง กลับกันถ้ามวลอากาศนี้เคลื่อนที่ขึ้นไปยังบริเวณละติจูดสูง จะกลายเป็นมวลอากาศอุ่น เรียกว่า "มวลอากาศอุ่นขั้วโลกพื้นผิวมหาสมุทร" มีลักษณะอากาศอบอุ่นและชุ่มชื้น

มวลอากาศขั้วโลกภาคพื้นทวีป (Continental Polar Air mass) มีแหล่งกำเนิดอยู่บนภาคพื้นทวีป เขตใกล้ขั้วโลก มีลักษณะเป็นมวลอากาศเย็นและแห้ง เมื่อมวลอากาศเคลื่อนที่ผ่านบริเวณใดทำให้มี อากาศเย็นและแห้ง ยกตัวอย่างเช่น ตอนบนของประเทศไทยจะได้รับอิทธิพลจากมวลอากาศเย็น แห้งแล้ง ซึ่งมีแหล่งกำเนิดอยู่แถบไซบีเรีย เมื่อเคลื่อนที่ลงมายังละติจูดต่ำ ๆ มีบางส่วนมาถึง ประเทศไทยในช่วงเดือนพฤศจิกายนู้ถึงมกราคม ทำให้ประเทศไทยตอนบนมีอุณหภูมิต่ำ หนาวเย็น

มวลอากาศเขตร้อน (Topical Air mass) แบ่งเป็นมวลอากาศภาคพื้นทวีปกับพื้นผิวมหาสมุทร มวลอากาศเขตร้อนภาคพื้นทวีป (Continental Topical Air mass) มีแหล่งกำเนิดอยู่บริเวณพื้นทวีป จะมีลักษณะการเคลื่อนที่จากละติจูดต่ำไปสู่ละติจูดสูง ๆ ลักษณะมวลอากาศจะร้อนและแห้งแล้ง ทำให้บริเวณที่มวลอากาศเคลื่อนที่ผ่านมีลักษณะอากาศร้อนและแห้งแล้ง จึงเรียกมวลอากาศนี้ว่า "มวลอากาศอุ่นเขตร้อนภาคพื้นทวีป" แหล่งกำเนิดของมวลอากาศชนิดนี้อยู่บริเวณตอนเหนือของ ประเทศเม็กซิโก และทางทิศตะวันตกเฉียงใต้ของประเทศสหรัฐอเมริกา ถ้าหากมวลอากาศนี้ เคลื่อนที่มายังเขตละติจูดต่ำจะทำให้อุณหภูมิของมวลอากาศต่ำกว่าอุณหภูมิของอากาศผิวพื้น บริเวณที่มวลอากาศเคลื่อนที่ผ่านจึงกลายเป็น "มวลอากาศเย็นเขตร้อนภาคพื้นทวีป" มีลักษณะ อากาศเย็นและแห้งแล้ง

มวลอากาศเขตร้อนพื้นผิวมหาสมุทร (Marine Topical Air mass) มีแหล่งกำเนิดอยู่บนมหาสมุทร จึงนำพาความชุ่มชื้น เมื่อเคลื่อนที่ผ่านบริเวณใดจะทำให้เกิดฝนตก และถ้าเคลื่อนที่ไปยังละติจูดสูง

125

จะทำให้อากาศอบอุ่นขึ้น ยกตัวอย่างเช่น ถ้ามวลอากาศเขตร้อนพื้นผิวมหาสมุทรเคลื่อนที่จาก มหาสมุทรอินเดียเข้ามายังคาบสมุทรอินโดจีนจะทำให้เกิดฝนตกหนักและกลายเป็นฤดูฝน เราเรียก มวลอากาศดังกล่าวว่า "มวลอากาศอุ่นเขตร้อนพื้นผิวมหาสมุทร" ในทางกลับกันถ้ามวลอากาศนี้ เกลื่อนที่ไปยังเขตละดิจูดค่ำจะมีผลทำให้อุณหภูมิลดค่ำลง ทำให้อากาศเย็นและชุ่มชื้น (มักเป็นมวล อากาศที่อยู่ใกล้เขตจมตัวกึ่งเขตร้อน) นอกจากมวลอากาศที่กล่าวมานี้ ยังมีมวลอากาศที่เกิดจาก แหล่งกำเนิดอื่น ๆ อีก ได้แก่ เขตขั้วโลก มีมวลอากาศอาร์กติก เป็นมวลอากาศจากมหาสมุทร อาร์กติกเคลื่อนเข้ามาทางตอนเหนือของทวีปอเมริกา และมวลอากาศแอนตาร์กติก เป็นมวลอากาศ บริเวณขั้วโลกใต้ ซึ่งมีอากาศเย็นและเคลื่อนที่รุนแรงมาก มีการจัดแบ่งมวลอากาศในรูปแบบต่าง ๆ ที่เป็นไปตามเงื่อนไขข้างค้น (บางคำราอาจแบ่งย่อยบริเวณต่าง ๆ ออกไป) ดังแสดงในแผนผังที่ 1

	1	А			อาร์คติก (Arctic)
			mA	mAk	and a second
				mAw	584
			cA	cAk	all and a second s
	2	Р		200	ขั้วโลก (Polar)
			mP	mPk	
			° (mPw	
			cP	cPk	
		-)(cPw	
	3	Ţ			อบอุ่น (Tropic)
		A.	mT	mTk	
	50	29		mTw	
	es l		сТ	cTk	
	>			cTw	
	4	Е			ศูนย์สูตร (Equatorial)
			mE	mEk	
				mEw	
			cE	cEk	
				cEw	

แผนผังที่ 1 การจัดแบ่งมวลอากาศในรูปแบบต่างๆ

9.4 แนวอากาศ (Air Front) หรือแนวปะทะของมวลอากาศ

แนวอากาศ หรือ แนวปะทะของมวลอากาศ เกิดจากสภาวะมวลอากาศที่แตกต่างกันมาก โดยมีอุณหภูมิและความชื้นต่างกันมากเคลื่อนที่มาพบกัน จะไม่ผสมกลมกลืนกันแต่จะแยกจากกัน โดยที่ส่วนหน้าของมวลอากาศจะมีการเปลี่ยนแปลงรูปร่างลักษณะไปบางส่วน มวลอากาศที่อุ่นกว่า จะถูกคันตัวให้ลอยไปอยู่เหนือลิ่มมวลอากาศเย็น เนื่องจากมวลอากาศอุ่นมีความหนาแน่นน้อยกว่า มวลอากาศเย็น ตามแนวที่แยกมวลอากาศทั้งสองออกจากกันเรียกว่า "แนวอากาศ" โดยทั่วไปนั้น แนวอากาศหรือแนวปะทะอากาศจะมีลักษณะของความ แปรปรวนลมฟ้าอากาศเกิดขึ้น เราสามารถ จำแนกแนวอากาศหรือแนวปะทะอากาศของมวลอากาศได้ 4 ชนิด ดังนี้

แนวปะทะอากาศอุ่น (Warm Front)

เกิดจากการที่มวลอากาศอุ่นเกลื่อนที่เข้ามายังบริเวณที่มีมวลอากาศเย็นกุรา โดยมวลอากาศ เย็นจะยังกงตัวบริเวณพื้นดิน มวลอากาศอุ่นจะลอยตัวสูงขึ้น (ซึ่งแนวอากาศอุ่นจะมีความลาดชัน น้อยกว่าแนวอากาศเย็น) แสดงตามรูปที่ 9.1 ซึ่งจากปรากฏการณ์แนวปะทะมวลอากาศอุ่นดังกล่าวนี้ ลักษณะอากาศจะอยู่ในสภาวะทรงตัว แต่ถ้ามวลอากาศอุ่นมีการกอยตัวขึ้นเร็วในแนวคิ่ง (ความลาด ชันมาก) จะก่อให้เกิดฝนตกหนักได้ ซึ่งจะสังเกตได้จากการเกิดเมฆฝนเมฆนิมโบสเตรตัส หรือการ เกิดฝนซู่ หรือเรียกอีกอย่างหนึ่งว่าฝนไล่ช้าง



รูปที่ 9.1 แสดงแนวปะทะอากาศอุ่น

แนวปะทะอากาศเย็น (Cold Front)

เมื่อมวลอากาศเย็นเคลื่อนตัวลงมายังบริเวณที่มีละติจูดต่ำ ๆ มวลอากาศเย็นมีน้ำหนักมาก จึงเคลื่อนตัวติดกับผิวดินจะดันให้มวลอากาศอุ่นที่ปกคลุมบริเวณนั้น (ซึ่งมีความหนาแน่นน้อยกว่า) ลอยตัวขึ้นตามความลาดเอียงของลิ่มมวลอากาศเย็น ความลาดชันอาจมากถึง 1 ต่อ 80 ปรากฏการณ์ ดังกล่าว ส่งผลทำให้ตามแนวปะทะอากาศเย็นมีสภาพอากาศแปรปรวนมาก มวลอากาศร้อนถูกดัน ให้ลอยตัวสูงขึ้นเร็วมากจนเกิดการก่อตัวเป็นเมฆคิวมูโลนิมบัส (Cumulonimbus) ท้องที่ในี้ตครึ้ม เกิดพายุฝนฟ้าคะนองรุนแรง เรียกบริเวณดังกล่าวว่า "แนวพายุฝน" (Squall Line) ดังรูปที่ 9.2



รูปที่ 9.2 แสดงแนวปะทะอากาศเย็น

ในวปะทะอากาศซ้อน (Occluded Front)

เมื่อมวลอากาศเย็นเคลื่อนที่ติดกับพื้นไปปะทะกับแนวปะทะอากาศอุ่นที่มีอยู่เดิม จะดันให้ แนวปะทะอากาศอุ่นใกล้กับผิวพื้นเคลื่อนที่ไปในแนวเดียวกันกับมวลอากาศเย็น มวลอากาศอุ่นจะ ถูกมวลอากาศเย็นที่อยู่ทั้งสองด้านดันซ้อนให้ลอยสูงขึ้น และเนื่องจากมวลอากาศเย็นเคลื่อนตัวเร็ว จึงทำให้มวลอากาศอุ่นถูกดันตัวหมุนวนอยู่บนมวลอากาศเย็นทั้งสอง จึงเรียกลักษณะดังกล่าวนี้ว่า "แนวปะทะอากาศซ้อน หรือแนวปะทะอากาศปิด" จะทำให้เกิดเมฆดิวมูโลนิมบัส (Cumulonimbus) และทำให้เกิดฝนตก หรือพายุฝนฟ้าคะนอง รวมถึงพายุหิมะ (รูปที่ 9.3)


รูปที่ 9.3 แสดงแผนภาพแนวปะทะอากาศซ้อน

แนวปะทะอากาศคงที่ (Stationary Front)

นอกจากแนวปะทะอากาศคังกล่าวมาแล้วนั้นจะมีลักษณะแนวปะทะอากาศของมวลอากาศ อีกชนิดหนึ่ง ซึ่งเป็นแนวปะทะของมวลอากาศที่เกิดจากการเคลื่อนที่ของมวลอากาศอุ่นและมวล อากาศเย็นเข้าหากัน และจากการที่ทั้งสองมวลอากาศมีแรงผลักคันเท่ากัน จึงเกิดภาวะสมดุลของ แนวปะทะอากาศขึ้น เรียกว่าแนวปะทะอากาศคงที่ (Stationary Front) แต่จะเกิดในชั่วระยะเวลาใด เวลาหนึ่งเท่านั้น เมื่อมวลอากาศใดมีแรงผลักคันเพิ่มมากขึ้น จะทำให้ลักษณะของแนวปะทะอากาศ เปลี่ยนไปเป็นแนวปะทะอากาศแบบอื่น ๆ ทันที

9.5 พายุหมุน

พายุหมุนเกิดจากหย่อมความกุดอากาศต่ำ ซึ่งบริเวณ โดยรอบศูนย์กลางความกดอากาศต่ำนี้ มักเป็นความกดอากาศสูง จึงมักมีลุ่มจากความกดอากาศสูง โดยรอบนี้พัดเวียนเข้าหาศูนย์กลางของ ความกดอากาศต่ำ จึงทวีกำลังแรงขึ้นเรื่อย ๆ ตรงศูนย์กลางความกดอากาศต่ำจะลอยตัวเป็นเกลียว สูงขึ้น มีแนวสอบลม โดยรอบศูนย์กลาง อากาศถูกยกขึ้นไปและเย็นลงด้วยอัตราอะเดียบาติกชื้น (อุณหภูมิลดลง เมื่อกวามสูงเพิ่มขึ้น) ทำให้เกิดเมฆและหยาดน้ำฟ้า พายุหมุนจะมีความรุนแรงมาก หรือไม่ขึ้นอยู่กับอัตราการลดลงของความกดอากาศ ถ้าอัตราการลดลงของความกดอากาศมีมาก พายุจะรุนแรง เราสามารถแบ่งพายุหมุนออกเป็น 3 กลุ่ม ดังนี้

พายุหมุ่นนอกเขตร้อน

หมายถึง พายุหมุนที่เกิดขึ้นในเขตละติจูดกลางและเขตละติจูดสูง ซึ่งในเขตละติจูดดังกล่าว จะมีแนวมวลอากาศเย็นจากขั้วโลกหรือมหาสมุทรอาร์กติก เคลื่อนตัวมาพบกับมวลอากาศอุ่นจาก เขตกึ่งโซนร้อน มวลอากาศดังกล่าวมีสมบัติต่างกัน แนวอากาศจะเกิดการเปลี่ยนเป็นลักษณะโค้ง รูปคลื่น อากาศอุ่นจะลอยตัวสูงขึ้นเหนืออากาศเย็น (อากาศเย็นเคลื่อนช้าทำให้เกิดแนวปะทะอากาศ อุ่น อากาศอุ่นลอยตัวสูงขึ้น) และมีมวลอากาศเย็นอีกมวลหนึ่งที่เคลื่อนตัวได้เร็วกว่า มวลอากาศนี้

129

จะเกลื่อนไปปะทะกับแนวปะทะอากาศอุ่นที่มีอยู่เดิม ทำให้เกิดลักษณะเป็นแนวปะทะอากาศปิด เกิดเมฆและหยาดน้ำฟ้า เมื่ออากาศอุ่นที่ถูกบังกับให้ลอยตัวขึ้นหมุนเวียนเป็นพายุหมุนตามขั้นตอน ในรูปที่ 9.4 อย่างไรก็ตาม เวลาที่เกิดพายุหมุนนั้นจะมีศูนย์กลางกวามกดอากาศเกิดขึ้น ซึ่งก็กือ ศูนย์กลางกวามกดอากาศต่ำ ลมจะพัดเข้าหาศูนย์กลาง (กวามกดอากาศสูงเกลื่อนที่เข้าหาศูนย์กลาง กวามกดอากาศต่ำ) ซึ่งลมพัดเข้าหาศูนย์กลางดังกล่าว ในซีกโลกเหนือมีทิศทางทวนเข็มนาฬิกา ส่วนในซีกโลกใต้มีทิศทางตามเข็มนาฬิกา (รูปที่ 9.5) ซึ่งเป็นผลมาจากการหมุนของโลก



รูปที่ 9.5 แสดงแบบจำลองทิศทางการหมุนของพายุหมุนนอกเขตร้อน

พายุทอร์นาโด (Tornado)

เป็นพายุขนาดเล็กแต่มีความรุนแรงมากที่สุด มักเกิดในประเทศสหรัฐอเมริกา และนอกนั้น เกิดที่แถบประเทศออสเตรเลีย พายุดังกล่าว เกิดจากอากาศเคลื่อนที่เข้าหาศูนย์กลางความกดอากาศ ต่ำอย่างรวดเร็ว ลักษณะพายุเกิดเป็นกรวยเมฆดำย้อยลงมาจากเมฆกิวมูโลนิมบัส (Cumulonimbus) ดังรูปที่ 9.6 ในมวลพายุมีไอน้ำและฝุ่นละออง ตลอดจนวัตถุต่าง ๆ ที่ถูกลมพัดลอยขึ้นไปด้วย ความเร็วลมกว่า 400 km/hr เมื่อพายุทอร์นาโดเคลื่อนที่ไปทิศทางใดที่ฐานพายุจะกวาดทุกอย่างบน พื้นขึ้นไปด้วย ก่อให้เกิดความเสียหายมาก พายุทอร์นาโดจะเกิดในช่วงฤดูใบไม้ผลิ และฤดูร้อน เนื่องจากมวลอากาศขั้วโลกเคลื่อนที่มาพบกับมวลอากาศเขตร้อนที่เคลื่อนมาจากภากที่นี้มหาสมุทร และถ้าเกิดขึ้นเหนือพื้นน้ำเราเรียกว่า "นากเล่นน้ำ" (Waterspout)



รูปที่ 9.6 แสดงภาพพายุทอร์นาโด ที่มา: https://www.weather.gov/safety/tornado

พายุหมุนเขตร้อน

เป็นพายุหมุนที่เกิดขึ้นในเขตร้อนบริเวณใกล้ ๆ ศูนย์สูตรละติจูดระหว่าง 8 - 15 °N และ °S มักเกิดบริเวณเหนือพื้นผิวทะเลและมหาสมุทรที่มีอุณหภูมิของน้ำสูงกว่า 27 °C พายุหมุนเขตร้อน เป็นลักษณะของบริเวณความกดอากาศต่ำ ศูนย์กลางพายุเป็นบริเวณที่มีความกดอากาศต่ำมากที่สุด เรียกว่า "ตาพายุ" (Eye of Storm) มีลักษณะกลม และกลมรี มีขนาดเส้นผ่าศูนย์กลางตั้งแต่ 50 - 200 km บริเวณตาพายุลมสงบ ท้องฟ้าโปร่ง ไม่มีฝนตก ส่วนรอบ ๆ ตาพายุเป็นบริเวณที่มีคมพัดแรงจัด มีเมฆครึ้ม มีฝนตกพายุรุนแรง พายุหมุนเขตร้อนจัดเป็นพายุที่มีความรุนแรงมาก เกิดจากศูนย์กลาง ความกดอากาศต่ำ ที่มีลมพัดเข้าหาศูนย์กลาง ในซีกโลกเหนือทิศทางการหมุนจะทวนเข็มนาฬิกา ส่วนซีกโลกใต้มีทิศทางตามเข็มนาฬิกา ความเร็วลมเข้าสู่ศูนย์กลางอยู่ระหว่าง120 ถึง 200 km/hr พายุในเขตร้อนนี้จะมีฝนตกหนัก องก์การอุตุนิยมวิทยาโลกแบ่งระดับความแรงพายุหมุนเขตร้อน ตามกวามเร็วใกล้สูนย์กลางพายุ ได้ดังนี้

พายุดีเปรสชั่น (Depression) ความเร็วลมน้อยกว่า 63 km/hr เป็นพายุอ่อน มีฝนตกกระจาย ทั่วไป และมีฝนตกหนัก

พายุโซนร้อน (Tropical Storm) ความเร็วลม 63 ถึง 117 km/hr กำลังปานกลาง มีฝนตกหนัก ได้ฝัน (Typhoon) มีความเร็วลมมากกว่า 117 km/hr เป็นพายุที่มีกำลังแรงสุด มักเห็นตาพายุ ชัดเจนจากภาพถ่ายคาวเทียม ดังรูปที่ 9.7

พายุหมุนเขตร้อน หรือพายุไซโคลนเขตร้อน (Tropical Cyclone) ดังรูปที่ 9.7 มีฝนตกหนัก ถึงหนักมาก ลมแรง และมีพายุฝนฟ้าคะนอง ตามแนวกำแพงเมฆในรูปที่ 9.8 ซึ่งเป็นแนวสอบลม พายุหมุนเขตร้อนมีชื่อเรียกต่าง ๆ กันตามแหล่งกำเนิด ดังนี้



รูปที่ 9.7 แสดงพายุหมุนเขตร้อน ภาพขวามือเป็นพายุได้ฝุ่น ที่มา: กรมอุตุนิยมวิทยา



ที่มา: https://www.noaa.gov/jetstream/tropical/tropical-cyclone-introduction/tropical-cyclone-structure

รูปที่ 9.8 แสดงการเวียนเข้าหาสูนย์กลางของกระแสลมในระดับต่ำ และเวียนออกในระดับบน ๆ

ถ้าเกิดขึ้นในบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิก และทะเลจีนใต้ เรียกว่า พายุ ดีเปรสชัน โชนร้อน และได้ฝุ่น ถ้าเกิดในอ่าวเบงกอล และทะเลอาหรับ เรียกว่า พายุไซโกลน (Cyclone) ถ้าเกิดในมหาสมุทร แอตแลนติก และทะเลแคริบเบียน เรียกว่า พายุเฮอร์ริเกน (Hurricane) ถ้าเกิดในทะเลประเทศ ฟิลิปปินส์ เรียกว่า พายุบาเกียว (Baguio) ถ้าเกิดที่ทะเลออสเตรเลีย เรียกว่า วิลลี วิลลี่ (Willi-Willi) แต่ละมหาสมุทรจะมีโอกาสเกิดพายุหมุนเขตร้อนแตกต่างกัน มากสุดในมหาสมุทรแปซิฟิก น้อยสุด ในมหาสมุทรแอตแลนติกในซีกโลกใต้ ดังรูปที่ 9.9



ทีมา: https://geographycatsite.wordpress.com/2020/09/17/how-climate-change-might-affect-thedistribution-frequency-and-intensity-of-tropical-storms/ รูปที่ 9.9 แสดงแผนภาพเส้นทางพายุในเขตต่าง ๆ ตั้งแต่ปี (1851 – 2007 by Accuweather.com)

การเกิดพายุหมุนเขตร้อน

การเกิดพายุหมุนเขตร้อน มักก่อตัวบริเวณใกล้เส้นสูนย์สูตร ที่ละติจูด 8 - 15 °N และ °S ดังกล่าวมาแล้วข้างต้น ส่วนบริเวณเส้นสูนย์สูตรจะไม่เกิดการก่อตัวของพายุหมุนแต่อย่างใด เนื่องมาจากไม่มีแรง Coriolis (ซึ่งเป็นแรงเหวี่ยงที่เกิดจากการหมุนรอบตัวเองของโลก บริเวณเส้น สูนย์สูตรจะมีก่าเป็นสูนย์) มีลำดับขั้นการเกิดของพายุหมุนเขตร้อนเป็นดังนี้

1. สภาวะการก่อตัว (Formation) มักเกิดการก่อตัวบริเวณทะเล หรือมหาสมุทร ที่มีอุณหภูมิ สูงกว่า 27 °C ดังรูปที่ 9.10 ซึ่งแสดงพายุก่อตัวเป็นแนวยาวในมหาสมุทรแปซิฟิก

 สภาวะทวีกำลังแรง จะเกิดบริเวณศูนย์กลางกวามกดอากาศต่ำ เกิดลมพัดเข้าสู่ศูนย์กลาง มีเมฆและฝนตกหนักเป็นบริเวณกว้าง สภาวะรุนแรงเต็มที่ (Mature Stage) มีกำลังลมสูงสุด ฝนตกเป็นบริเวณกว้างประมาณ
 500 ถึง 1000 km

4. สภาวะสลายตัว (Decaying Stage) มีการเกลื่อนตัวเข้าสู่ภาคพื้นทวีป และลดกำลังแรงลง อันเนื่องมาจากพื้นแผ่นดินมีกวามชื้นน้อยลง และพัดผ่านสภาพภูมิประเทศที่มีกวามต่างระดับ จึงมี กวามฝึดตามหลักการ Ekman Spiral ทำให้พายุอ่อนกำลังลงเป็นดีเปรสชั่น หย่อมกวามกดอากาศต่ำ และสลายตัวลงไปในที่สุด



https://cyclonecentre.wordpress.com/wp-content/uploads/2015/07/him-8_typhoons.png รูปที่ 9.10 ภาพถ่ายดาวเทียมแสดงพายุจำนวนหลายลูกในมหาสมุทรแปซิฟิก

พายุหมุนเขตร้อนในประเทศไทย

ส่วนใหญ่เกือบทั้งหมดเป็นพายุหมุนเขตร้อนที่เกิดในมหาสมุทรแปซิฟิก หรือทะเลจีนใต้ และมีการเคลื่อนตัวเข้าสู่ประเทศไทย นอกนั้นก่อตัวในเขตมหาสมุทรอินเดีย เมื่อพิจารณาประกอบ กับสภาพทางภูมิศาสตร์ของประเทศไทยในด้านทำเลที่ตั้ง พบว่ามักไม่ก่อยได้รับอิทธิพลจากพายุ ใต้ฝุ่น (Typhoon) มากนัก เนื่องจากทิศทางการเคลื่อนตัวโดยส่วนมากมีการเคลื่อนตัวจากทางด้าน ทะเลจีนใต้ เคลื่อนเข้าสู่ประเทศไทยทางบริเวณภาคตะวันออกเฉียงเหนือ หรือภาคเหนือ ในช่วง เดือนกรกฎาคม ถึง เดือนกันยายน โดยมากมักอ่อนกำลังลงกลายเป็นพายุดีเปรสชั่น หรือสลายตัว กลายเป็นหย่อมความกดอากาศต่ำเสียก่อน เนื่องจากพายุเคลื่อนตัวเข้าสู่แผ่นดินจะอ่อนกำลังลงเมื่อ ปะทะกับลักษณะภูมิประเทศเทือกเขาสูงแถบประเทศเวียดนาม กัมพูชา และเทือกเขาชายแคนของ ประเทศไทยเสียก่อน ระบบการหมุนเวียนของลมจึงถูกกิดขวาง เป็นเหตุทำให้พายุอ่อนกำลังลง นั่นเอง ส่วนทางด้านภาคใต้ของประเทศไทยมีลักษณะภูมิประเทศที่เป็นคาบสมุทรยื่นยาวออกไป ในทะเล ชายฝั่งทะเลภาคใต้ทางด้านทิศตะวันตกมีแนวเทือกเขาสูงชันทอดตัวยาวตลอดแนวจึงเป็น แนวกันลมได้ดี ส่วนทางด้านภาคใต้ฝั่งทิศตะวันออกไม่มีแนวกำบังดังกล่าวทำให้เกิดความเสียหาย จากพายุได้ง่ายกว่า โดยมากมักจะมีพายุเข้ามาในช่วงเดือนตุลาคม ถึงเดือนชันวาคม เป็นต้น ตัวอย่างเช่น ความเสียหายร้ายแรงจากพายุใต้ฝุ่นเกย์ ที่พัดเข้าทางด้านภาคใต้ทางด้านฝั่งทะเล ตะวันออกของประเทศเมื่อ วันที่ 4 พฤศจิกายน 2532 ทำให้เกิดความเสียหายเป็นอย่างมาก โดยทั่วไปประเทศไทยจะได้รับอิทธิพลจากพายุดีเปรสชั่นมากกว่าโซนร้อน โดยเฉลี่ยปีละ 3-4 ลูก สำหรับการเกิดพายุหมุนเขตร้อนในประเทศไทยมักเกิดในฤดูฝน ตั้งแต่เดือนพฤษภาคุม เป็นต้นไป จนถึงเดือนตุลาคม เป็นพายุหมุนเขตร้อนที่ก่อตัวขึ้นในบริเวณมหาสมุทรอินเดีย บริเวณมหาสมุทร แปซิฟิกและทะเลจีนใต้ ซึ่งอาจแยกพิจารณาได้ดังนี้

ช่วงเดือนพฤษภาคม ก่อนเข้าฤดูฝนอาจจะมีพายุไซโคลนจากอ่าวแบงก็อัล เกลื่อนเข้าสู่ประเทศไทย ทางด้านทิศตะวันตก ทำให้มีผลกระทบต่อภาคตะวันตกของประเทศ

ช่วงเดือนกรกฎาคม ถึงเดือนกันยายน อาจจะมีพายุหมุนเขตร้อนในมหาสมุทรแปซิฟิกเคลื่อนเข้ามา ทางภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนบน ทำให้มีผลกระทับต่อภาคตะวันออกเฉียงเหนือ และภาคเหนือ ตอนบน

ช่วงเดือนกันยายน ถึงปลายเดือนตุลาคม อาจจะมีพายุหมุนเขตร้อนในทะเลจีนใต้เกลื่อนเข้ามาทาง ภากตะ วันออกเฉียงเหนือตอนล่าง ทำให้มีผลกระทบต่อภากตะ วันออก ภากกลาง ตอนล่างของ ภากเหนือ และตอนล่างของภากตะ วันออกเฉียงเหนือ รวมทั้งเขตกรุงเทพมหานกร และปริมณฑล สำหรับช่วงต้นฤดูหนาวประมาณเดือนพฤศจิกายนถึงต้นเดือนมกรากม มักจะมีกวามกดอากาศต่ำ ในตอนล่างของทะเลจีนใต้เกลื่อนเข้ามาในอ่าวไทย ทำให้มีผลกระทบต่อภากใต้ฝั่งตะ วันออกตั้งแต่ จังหวัดชุมพรลงไป ปัจจุบันเราสามารถทราบได้ล่วงหน้าถึงการเกิดพายุหมุนเขตร้อนและทิศ ทางการเกลื่อนที่ โดยการใช้เกรื่องมือตรวจอากาศที่ทันสมัยได้แก่ ดาวเทียมอุตุนิยมวิทยา เรคาร์ ตรวจอากาศ เป็นต้น อย่างไรก็ตามผลกระทบจากกวามเสียหายอันเนื่องมาจากพายุหมุนเขตร้อน อาทิเช่น ฝนตกหนักติดต่อกันอาจทำให้เกิดน้ำป่าไหลหลากได้ ทำให้เส้นทางกมนากมถูกตัดขาด รวมทั้งแนวสายไฟฟ้า และเสาไฟฟ้า พื้นที่เกษตรกรรมได้รับกวามเสียหาย ตลอดจนทำให้เรือเล็ก และเรือใหญ่อับปางได้

การเรียกชื่อพายุหมุน

สำหรับในเขตภากพื้นมหาสมุทรแปซิฟิกเหนือด้านตะวันตก และในบริเวณทะเลจีนใต้ อุตุนิยมวิทยาโลกได้กำหนดการตั้งชื่อพายุไว้จำนวน 5 ชุด แต่ละชุดประกอบด้วยตารางชื่อพายุหมุน โดยความร่วมมือในการเสนอชื่อของ 14 ประเทศในแถบภูมิภาคดังกล่าว นำมาใช้เป็นชื่อพายุหมุน เขตร้อน การใช้จะใช้หมุนเวียนกันไปตามแถว โดยเริ่มตั้งแต่แถวแรกของคอลัมน์ที่ 1 เรียงไปจนถึง ชื่อสุดท้ายของคอลัมน์ แล้วจึงขึ้นไปใช้ชื่อของแถวแรกของคอลัมน์ที่ 2 จนกรบทุกคอลัมน์ รายชื่อ ทั้งหมดนี้จะมีชื่อของไทยรวมอยู่ด้วย (ค้นคว้าข้อมูลได้จากหน้าเว็บไซต์ กรมอุตุนิยมวิทยา)

9.6 พายุฝนฟ้าคะนอง (Thunderstorm)

พายุฝนฟ้ากะนอง หมายถึง อากาศที่มีฝนตกหนัก ฟ้าแลบ ฟ้าร้อง ลมพัดแรง เกิดขึ้นรวดเร็ว และยุติลงในช่วงเวลาไม่นาน อาจเป็นฝนที่เกิดจากการพากวามร้อน แนวสอบลม แนวปะทะอากาศ และภูมิประเทศ พายุฝนฟ้ากะนองที่เกิดการพากวามร้อน (ตามบทที่ 4) เกิดจากอากาศบริเวณที่มี กวามร้อนมาก ๆ และลอยตัวสูงขึ้นในขณะที่มีไอน้ำในปริมาณมากแต่ยังไม่อิ่มตัวในระดับต่ำ ๆ นี้ เมื่อลอยตัวสูงขึ้นผ่านบรรยากาศซึ่งมีอุณหภูมิลดลงตามกวามสูง (เนื่องจากกวามดันไออิ่มตัวขึ้นกับ อุณหภูมิอย่างเดียว) จึงเกิดการกลั่นตัวกวบแน่นของไอน้ำที่ระดับหนึ่ง กลายเป็นเมฆฝน Cb (Cumulonimbus) ดังรูปที่ 9.11 กระแสลมแรงในเมฆ Cb พัฒนาหองน้ำลอยขึ้นไป (แข็งตัวเป็นก้อน) และตกกลับมาชนหยดน้ำอื่น ๆ รวมตัวเข้าด้วยกัน มักจะเกลื่อนที่ขึ้นลงหลาย ๆ ครั้ง เมื่อมีน้ำหนัก มากพอจึงตกกลับมาเป็นพายุฝน เกิดลมในแนวดิ่งสองทิศทาง มักเกิดในเขตร้อนชื้น



ขั้นก่อตัว ขั้นเติบโตเต็มที่ ขั้นสลายตัว

รูปที่ 9.11 แสคงแผนภาพเมฆ Cb เมฆก่อตัวในแนวตั้ง และขั้นตอนต่าง ๆ ของเมฆ Cb ที่มา: (ภาพซ้าย); https://scool.larc.nasa.gov/GLOBE/cumulonimbus.html

9.6.1 ขั้นตอนการเกิดพายุฝนฟ้าคะนอง

ขั้นที่หนึ่ง การเกิดเมฆคิวมูลัส (Cumulus Stage) ขั้นก่อตัวเกิดเมื่ออุณหภูมิผิวพื้นเพิ่มสูงขึ้น ทำให้มวลอากาศอุ่นลอยตัวขึ้นระดับบน มีการกลั่นตัวของไอน้ำเกิดเป็นเมฆคิวมูลัส Cu (Cumulus) มวลอากาศร้อนจะลอยตัวสูงขึ้นเรื่อย ๆ ทำให้มวลอากาศยกตัวสูงขึ้นไปมากขึ้น Cu เติบโตต่อไปอีก ขั้นที่สอง การเกิดพายุ (Mature Stage) Cu เติบโตจนเป็น Cb ระยะนี้พายุมีทั้งพัดขึ้นและลง เนื่องจากฝนตกลงมาจะดึงเอามวลอากาศให้จมตัวลงมาด้วย และมวลอากาศอุ่นก็ยังคงลอยตัวขึ้น 136

ต่อไปจนควบแน่นหมด ทำให้อากาศแปรปรวน และลมกระโชกแรง มีความปั่นป่วนในเมฆสูงมาก มีการเสียดสีกันมาก เกิดฟ้าแลบ ฟ้าร้อง รวมทั้งอาจมีลูกเห็บตกด้วยเช่นกัน

ระยะสลายตัว (Dissipating Stage) เป็นระยะสุดท้ายเมื่อศูนย์กลางพายุอ่อนลง ไอน้ำ ควบแน่นหมดไป เมฆจะเปลี่ยนจากเมฆคิวมูโลนิมบัส (Cumulonimbus) เป็นเมฆ อัลโตสเตรศัส (Altostratus) หรือ เมฆซิโรคิวมูลัส (Cirrocumulus) ฝนจะเบาบางลงและหยุดตกในที่สุด

อย่างไรก็ตาม การเกิดพายุฝนฟ้าคะนองดังกล่าว ถ้ามีสูนย์กลางพายุหลายสูนย์กลางจะทำให้ เกิดพายุฝนฟ้าคะนองยาวนานมาก และเกิดกระแสอากาศที่รุนแรงมากจนสามารถทำให้เกิดลูกเห็บ ขึ้นได้ ช่วงเวลาการเกิดพายุฝนฟ้าคะนองประมาณ 1-2 hr พายุลมแรง ลูกเห็บตก อาจทำให้หลังกา บ้านเรือนเสียหาย ต้นไม้ เสาไฟ โค่นล้ม เสียหายได้

9.6.2 ชนิดของพายุฝนฟ้าคะนอง

พายุฝนฟ้าคะนองพาความร้อน (Convectional Thunderstorm)

เป็นพายุฝนที่เกิดจากการพาความร้อน ซึ่งมวลอากาศอุ่นลอยตัวสูงขึ้นทำให้อุณหภูมิของ อากาศเย็นลง ไอน้ำจะกลั่นตัวกลายเป็นเมฆคิวมูโลนิมบัส (Cumulonimbus) และเกิดเป็นพายุฝนฟ้า กะนอง มักเกิดเนื่องจากโลกได้รับพลังงานจากควงอาทิตย์ ทำให้พื้นดินร้อนขึ้นมาก อากาศบริเวณ พื้นดินจะลอยสูงขึ้นเกิดเป็นเมฆคิวมูโลนิมบัส (Cumulonimbus) มักเกิดในช่วงบ่ายและเย็นในวันที่ อากาศร้อนจัด (ดูหลักการบทที่ 4 ประกอบ)

พายุฝนฟ้าคะนองภูเขา (Orographic Thunderstorm)

เกิดจากการที่มวลอากาศอุ่นเคลื่อนที่ไปปะทะกับภูเขา ขณะที่มวลอากาศเคลื่อนที่ไปตาม ลาดเขาอากาศจะเย็นตัวลง ไอน้ำกลั่นตัวกลายเป็นเมฆคิวมูโลนิมบัส (Cumulonimbus) ทำให้เกิด ลักษณะของฝนปะทะหน้าเขา พายุลักษณะนี้จะเกิดบริเวณต้นลมของภูเขา เมฆจะก่อตัวในแนวตั้ง สูงมาก ทำให้ลักษณะอากาศแปรปรวนมาก (เป็นผลมาจากภูมิประเทศ)

พายุฝนฟ้าคะนองแนวปะทะ (Frontal Thunderstorm)

แก๊คจำกการปะทะกันของมวลอากาศ มักเกิดจากแนวปะทะอากาศเย็นมากกว่าแนวอากาศ อุ่น มวลอากาศอุ่นจะถูกดันให้ยกตัวลอยสูงขึ้น ไอน้ำกลั่นตัวกลายเป็นเมฆคิวมูโลนิมบัส (Cumulonimbus) และเกิดเป็นพายุฝนฟ้าคะนองตามหน้าของแนวปะทะอากาศ

9.7 มรสุม

มรสุม (monsoon) เป็นลักษณะอากาศที่เกิดจากการเปลี่ยนแปลงลมฟ้าอากาศชนิดที่เกิดจาก ฤดูกาล มรสุม หมายถึงฤดูกาล มรสุมจะมีการเปลี่ยนแปลงทิศทางลมระหว่างฤดูร้อนและฤดูหนาว อย่างชัดเจน มรสุมเกิดจากกลไกการถ่ายเทความร้อนบริเวณที่เย็นกว่ากับที่ร้อนกว่า (ระหว่างบริเวณ พื้นทวีปและมหาสมุทร) ในแต่ละฤดูกาลโดยการลอยตัวของอากาศร้อนขึ้นสูงและอากาศเย็นจมตัว และถูกผลักเข้าแทนที่อากาศร้อน เกิดลมทิศทางแน่นอนขึ้นเป็นบริเวณกว้าง ในระยะเวลาที่ยาวนาน มรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ

ในระหว่างฤดูหนาวของซีกโลกเหนือ บริเวณความกดอากาศสูงปกคลุมพื้นทวีป โดยเฉพาะในบริเวณ ไซบีเรีย และประเทศจีนตอนบน อุณหภูมิของอากาศเหนือพื้นทวีปจะต่ำกว่า อุณหภูมิอากาศเหนือพื้นมหาสมุทร (ในมหาสมุทรอินเดีย) ดังรูปที่ 9.12ก จึงมีการไหลเวียนของ



รูปที่ 9.12 แสดงการเกิดมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ ก) แผนภาพวงรอบแนวตั้ง ข) ทิศทางลมที่พัด ปกกลุม 138

อากาศจากบริเวณกวามกดอากาศสูงที่ปกกลุมพื้นทวีปเอเชีย ไปยังพื้นมหาสมุทรอินเดีย มีการพัดพา กวามหนาวเย็นจากพื้นทวีปในซีกโลกเหนือไปยังเขตศูนย์สูตร เริ่มจากศูนย์กลางกวามกดอากาศสูง ในแถบจีนและไซบีเรีย พัดเวียนนออกไปในแนวตะวันตกพุ่งเฉียงออกไปทางใต้ จึงเรียกชื่อลมนี้ว่า ลมตะวันออกเฉียงเหนือ พัดพาอากาศแห้งมาปกกลุมประเทศไทย ในช่วงฤดูหนาว ท้องฟ้าแจ่มใส บางกรั้ง เรียกลมมรสุมฤดูหนาวหรือมรสุมะวันออกเฉียงเหนือ เป็นชื่อเดียวกัน ดังรูปที่ 9.12ข มรสุมตะวันตกเฉียงใต้

ในฤดูร้อนของซีกโลกเหนือ อุณหภูมิของพื้นทวีป (เอเชีย) สูงกว่าของมหาสมุทร (อินเดีย) หย่อมกวามกดอากาสต่ำปกกลุมเหนือพื้นทวีปเอเชีย โดยเพาะบริเวณตอนใต้ประเทศจีน ลาว เวียดนามและ ตอนบนประเทศไทย อากาศลอยตัวสูงขึ้น ดังรูปที่ 9.13ก เกิดลมแทนที่ โดยพัดจาก มหาสมุทรอินเดียเข้าสู่พื้นทวีป พัดพาอากาศชิ้นจากมหาสมุทรเข้าสู่แผ่นดิน พัดผ่านประเทศไทย



รูปที่ 9.13 แสดงการเกิดมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ก) แผนภาพวงรอบแนวตั้ง ข) ทิศทางลมที่ปกกลุม

และอินเดีย มักเกิดฝนหรือฝนฟ้าคะนองได้ มรสุมที่เกิดในช่วงเวลานี้เรียกว่า มรสุมฤดูร้อน หรือ มรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ดังรูปที่ 9.13ข มรสุมตะวันตกเฉียงใต้ที่พัดผ่านประเทศไทย พัดพาเมฆฝน เข้ามาปกกลุมประเทศไทย ในช่วงฤดูฝนของประเทศไทย

9.8 ร่องมรสุม (Monsoon Trough)

เกิดจากแนวหย่อมความกดอากาศต่ำ ปรากฏเป็นแนวร่องระหว่างบริเวณความกดอากาศสูง ้ในซีกโลกเหนือกับกวามกวามกดอากาศสูงใต้เส้นศูนย์สูตร ในแผนที่ผิวพื้น และภาพถ่ายควาเทียม ้ดังรูปที่ 9.14 และ 9.15 ลมชั้นบนที่ระดับสูงจากผิวพื้นในแนวดิ่งจะวิเคราะห์พบแน้วไซโคลนิก เรียงตัวตะวันตกตะวันออก มีตำแหน่งตรงกันกับแนวร่องที่พบในแผนที่ผิวพื้น ทำให้เกิดฝนตกตาม แนวร่อง บางครั้งจะเรียกว่าแนวปะทะอากาศเขตร้อน Intertropical Convergence Zone หรือ ITCZ ซึ่งเป็นลักษณะอากาศเค่นของประเทศไทย ทั้งนี้เพราะแนวร่องความกคือากาศต่ำนี้จะสอครับกับ ช่วงมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ แนวร่องนี้จะพาดผ่านประเทศไทยจากทิศตะวันตกไปยังทิศตะวันออก ซึ่งมักขยับเคลื่อนตำแหน่งละติจุดขึ้นไปได้ถึงตอนใต้ของประเทศจีนในช่วงฝนทิ้งช่วงประมาณ ้เดือนกรกฎาคม แนวร่องเหนือพื้นทวีปขยับไปสูงมากเมื่อเทียบกับเหนือมหาสมุทร (ขยับเล็กน้อย ประมาณละติจูด 10-15 °N และ °S เท่านั้น) ทั้งนี้เพราะในมหาสมุทรจะไม่ได้รับอิทธิพลของมรสุม ทำให้ร่องมรสุมบริเวณประเทศไทยลาคเอียงที่กลังไปรับกับตำแหน่งของพายุในมหาสมุทรแปซิฟิก (ซึ่งมักเคลื่อนเข้าสู่ฝั่งตามแนวร่องนี้) มีลักษณะเป็นแนว trough ยื่นลงมหาสมุทรในช่วงฤดูมรสุม ้ จึงเรียกอีกชื่อว่า monsoon trough ร่องมรสมจะมีการเปลี่ยนแปลงตำแหน่งละติจูดตามการเคลื่อนที่ ของควงอาทิตย์ในแต่ละช่วงเดือน คั้งรูปที่ 9.16 เช่น เมื่อควงอาทิตย์ขยับละติจูคขึ้นไปทางทิศเหนือ ้ร่องมรสุมก็จะเกลื่อนที่ตามไปด้วยระยะเวลาที่ห่างกันแต่ไม่เกินหนึ่งเดือน ตำแหน่งของร่องมรสุมนี้ ้มีผลต่อการเปลี่ยนที่ศทางลมของประเทศไทย เช่น ร่องมรสุมอยู่ที่ละติจูดสูง ๆ ลมตะวันตกเฉียงใต้ ้จะพัดปกคลุมประเทศไทย เมื่อร่องมรสุมขยับต่ำลงไปใกล้ศูนย์สูตรในช่วงฤดูหนาว ประเทศไทย ้งะได้รับอิทธิพลของลมตะวันออกเฉียงเหนือ ร่องมรสมมีผลต่อการเกิดฝนตกอันเนื่องมาจากสาเหต ที่กล่าวมาข้างต้นคือ อากาศบริเวณแนวร่องมรสุมยกตัวลอยสูงขึ้น ขยายตัวกลายเป็นเมฆฝน บริเวณ 🚓ร้องมรสุมมักมีหย่อมความกดอากาศต่ำ หรือพายุที่มีเมฆมากและมีฝนตกหนัก บริเวณประเทศไทย ้ร่องมรสมเกิดจากการเวียนเข้าหากันของลมตะวันตกเฉียงใต้กับลมตะวันออกเฉียงเหนือ ทั้งนี้เพราะ ้งณะที่ลมจากซีกโลกใต้ข้ามผ่านสนย์สตรแรงเฉกลับทิสทาง ประกอบกับมรสมตะวันตกเฉียงใต้ ้ เด่นชัด (เมฆในรูปที่ 9.15 และเส้นสีแดงดังในรูปที่ 9.16) บริเวณที่มีร่องมรสุมกำลังแรง มีผลทำให้ เกิดฝนตกเป็นบริเวณกว้าง ถ้าแนวอากาศสองซีก โลกเบียดชิดเข้าหากันจะทำให้ร่องมรสุมระหว่าง ้มวลอากาศทั้งสองซีก โลกแคบลงมาก ร่องมรสุมก็จะแรงมาก จะเกิดเป็นพายุฝนฟ้ากะนองได้ง่าย และถ้าเกิดร่องมรสุมแรงเป็นเวลานาน จะส่งผลให้เกิดฝนตกต่อเนื่องทำให้เกิดน้ำท่วมได้เช่นกัน

139



ที่มาของภาพถ่ายดาวเทียม:https://earthobservatory.nasa.gov/images/703/the-intertropicalconvergence-zone (ปรับเพิ่มถูกศรและชื่อ intertropical-convergence-zone)

รูปที่ 9.14 แสดงแนวร่องความกดอากาศต่ำ (รูปบน) และแนวปะทะอากาศเขตร้อน (รูปล่าง)

141



รูปที่ 9.15 แสคงแนวร่องมรสุมที่ตรวจพบจากภาพถ่ายคาวเทียม ที่มา: MTSAT



รูปที่ 9.16 แสดงสถิติและช่วงเวลาของมรสุมและการเกลื่อนตัวของร่องมรสุม

คำถามท้ายบท

- 1. จงบอกชื่อเต็มของมวลอากาศ cPk
- 2. จงเขียนสัญลักษณ์ของแนวปะทะอากาศทั้งสี่แบบ
- 3. จงเลือกอธิบายการเกิดแนวปะทะอากาศมาหนึ่งแบบใน Cold front, Warm front หรือ Occluded front
- 4. จงอธิบายการเกิดพายุฝนฟ้ากะนองในแต่ละขั้นตอนโดยสังเขป
- 5. จงอธิบายการเกิดพายุฤดูร้อนว่ามีสาเหตุมาจากสิ่งใด
- 6. พายุหมุนเขตร้อนต่างกับพายุหมุนนอกเขตร้อนอย่างไร
- 7. แหล่งกำเนิดพายุหมุนเขตร้อนอยู่ที่ไหน
- 8. ปัจจัยการเกิดพายุหมุนเขตร้อนมีอะไรบ้าง
- 9. จงบอกระดับความแรงของพายุหมุนเขตร้อน
- 10. พายุหมุนเขตร้อนมีชื่อเรียกตามอะ ไร อย่างไร
- 11. จงบอกตำแหน่งที่พายุเข้าประเทศในแต่ละช่วงเดือน
- 12. จงค้นคว้าการตั้งชื่อพายุในเขตแปซิฟิกตะวันตกจากเว็บของกรมอุตุนิยมวิทยา
- 13. จงอธิบายการเกิดมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ
- 14. จงอธิบายการเกิดมรสุมตะวันตกเฉียงใต้
- 15. ร่องมรสุมคืออะไร จงอธิบาย
- 16. ITCZ มีชื่อเต็มว่าอะไร พร้อมอธิบาย

17. ให้ใช้ภาคผนวก 3 เปิดหาข้อมูลแผนที่อากาศทั้งหมด ตรวจสอบลักษณะอากาศที่สำคัญที่ส่งผล กระทบต่อประเทศไทย (ของวันที่เก็บแผนที่) ทำการคาดหมายล่วงหน้า และอภิปรายร่วมกับผู้สอน

บทที่ 10 ไอน้ำ เมฆ และน้ำฟ้า

น้ำจากแหล่งน้ำ เช่น มหาสมุทร ทะเล ห้วย หนอง คลอง บึง ฯลฯ ระเหยกลายเป็นไอน้ำ (Evaporation) อยู่ในสถานะก๊าซ และรวมตัวอยู่กับก๊าซอื่น ๆ ในชั้นบรรยากาศต่ำ ๆ เรียกอากาศที่มี ปริมาณไอน้ำรวมอยู่ด้วยนี้ว่าอากาศชิ้น ดังได้นิยามความชื้นไว้ตั้งแต่ในบทแรก ๆ และได้กล่าวถึง การเกิดเมฆไว้เพียงเบื้องต้น ดังนั้นในบทนี้ จึงจะกล่าวถึงหลักทฤษฎีทางเทอร์โมไดนามิกส์ของการ เกิดเมฆ โดยเน้นหลักทฤษฎีทางกณิตศาสตร์ (เงื่อนไขการเกิด) ซึ่งจะเชื่อมโยงไปสู่การอธิบายชนิด ของเมฆและหยาดน้ำฟ้า

10.1 ไอน้ำในบรรยากาศ

ไอน้ำเกิดจากการระเหยของน้ำทั่วไป ซึ่งการระเหยของน้ำขึ้นกับหลายปัจจัยดังจะกล่าวถึง ดังต่อไปนี้

 พื้นที่ผิวหน้าของน้ำที่สัมผัสอากาศ ถ้าพื้นผิวหน้ากว้างมากจะเกิดการระเหยได้รวดเร็ว ซึ่งจะพบว่าภาชนะที่มีพื้นผิวหน้าของน้ำที่สัมผัสอากาศได้มากจึงระเหยออกไปได้มาก

2. ลมที่พัดผ่าน พบว่าลมเป็นสิ่งที่ช่วยเร่งอัตราของการระเหยได้เร็วขึ้น

 อุณหภูมิ ความร้อนทำให้เกิดการระเหยของน้ำได้ดีที่สุด และมากที่สุด แหล่งน้ำต่าง ๆ และผิวพื้นทั้งหมดได้รับพลังงานแสง (เปลี่ยนเป็นความร้อน) จึงเกิดความร้อนที่ผิวหน้าน้ำและจาก

อากาศโดยรอบ การระเหย่น้ำจากมหาสมุทร และทะเล จึงเป็นแหล่งที่มาหลักของไอน้ำในอากาศ ในภาวะปกติ การระเหยของน้ำเกิดขึ้นไปจนถึงภาวะสมคุลจุดหนึ่งที่ปริมาณไอน้ำมีได้มาก สุดปริมาณหนึ่งที่อุณหภูมินั้น ๆ ดังนั้นปริมาณไอน้ำส่วนเกินก็จะควบแน่นกลับไปเป็นน้ำ จึงพบว่า ที่ผิวหน้าน้ำมีการระเหยและควบแน่นเกิดขึ้นควบคู่กันไปภายใต้สมคุลที่อุณหภูมิหนึ่ง ๆ สิ่งนี้อาจ สังเกตเห็นได้ง่าย ๆ จากการใส่น้ำลงในขวดครึ่งขวดแล้วปัดฝาทิ้งไว้ เมื่อเวลาผ่านไปหลายชั่วโมง อาจมองเห็นหยดน้ำเล็ก ๆ เกาะที่ขอบด้านในขวดเหนือผิวน้ำเล็กน้อย บริเวณแหล่งน้ำใหญ่ ๆ มีตัว แปรหลายตัวแปรที่ทำให้สมคุลของการระเหยและการควบแน่นเกิดขึ้นไม่ได้ตามปกติ น้ำระเหย กลายเป็นไอลอยอยู่ในอากาส อากาสที่มีความชื้นสูงก่าหนึ่งใกล้อิ่มตัวมักถูกผลักดันให้เกิดการ เคลื่อนที่และเกิดลมหมุนเวียนดันขึ้นในชั้นบรรยากาศสูง ๆ ซึ่งมีอุณหภูมิลดลงตามความสูง จึงเกิด การอิ่มตัวของอากาศขึ้นได้ เพราะอุณหภูมิลดต่ำลง (มีความจุไอน้ำได้น้อยกว่าอากาศที่อุณหภูมิสูง) จึงเกิดการควบแน่นกลับมาเป็นหยดละอองน้ำเล็ก ๆ ในชั้นบรรยากาศจำนวนมากและสามารถ มองเห็นเป็นกลุ่มก้อนเมฆที่เห็นกันทั่วไป

10.2 การเปลี่ยนแปลงสถานะไอน้ำในบรรยากาศ

องก์ประกอบของอากาศในชั้นบรรยากาศมีก๊าซหลายชนิดรวมถึงไอน้ำ (H₂O) ด้วย ก๊าซอื่น เปลี่ยนสถานะได้ยากเมื่อเทียบกับน้ำ ดังนั้นปรากฏการณ์ต่าง ๆ ที่เกิดจากการผันแปรของอุณหภูมิ และความดันอากาศ จึงสังเกตได้โดยตรงจากการเปลี่ยนสถานะของไอน้ำและน้ำในชั้นบรรยากาศ เป็นสิ่งที่เรียกรวม ๆ ว่าสภาพอากาศ (Weather) น้ำมีได้ทั้ง 3 สถานะคือของแข็ง ของเหลว และก๊าซ มีการเปลี่ยนสถานะกลับไปกลับมาได้จากอุณหภูมิ และความดันในอากาศ ซึ่งถ้าน้ำได้รับความร้อน จนมีการเปลี่ยนจากน้ำไปเป็นไอน้ำ เรียกว่า การระเหย (Evaporation) และหากอุณหภูมิอากาศลุดลง จนเกิดความดันไออิ่มตัวก็จะเกิดการกลั่นตัว (Condensation) ถ้าน้ำถูกดึงพลังงานความร้อนออกไป จนมีอุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็งจะเกิดการแข็งตัว (Freezing) เป็นก้อนแข็ง ในทางกลับกันถ้าน้ำแข็ง ได้รับความร้อนจะเกิดการหลอมเหลว (Melting) กลับเป็นสถานะของเหลว ส่วนน้ำแข็งสามารถ เปลี่ยนสถานะไปเป็นไอน้ำได้ทันทีเรียกว่า การระเหิด (Sublimation) ในอากาศจึงมีได้ทั้ง 3 สถานะ

10.3 ทฤษฎีเทอร์โมไดนามิกส์ของการก่อตัวของเมฆ (Cloud formation)

พิจารณากรณีการเปลี่ยนแปลงที่เกิดขึ้นที่ผิวหน้าน้ำในสถานะของเหลวเพื่อรวมไอน้ำ อิ่มดัวเข้ามาเกาะนั้น อาจจะไม่สามารถใช้อธิบายการก่อตัวของละอองเมฆได้ (พิจารณาลักษณะของ ละอองเมฆเป็นทรงกลม ซึ่งเกิดจากการเข้าชนกันของไออิ่มตัวด้วยกันเองนั้น อาจจะเกิดขึ้นไม่ได้ ในภาวะปกติ) เพราะถ้ากำหนดให้การเกิดละอองน้ำเป็นผลมาจากแรงตึงผิวเท่านั้น พบว่าไอน้ำ จะต้องมีการอิ่มตัวมาก ๆ (e มากกว่า e หรือความชื้นสัมพัทธ์มากกว่า 100% ซึ่งเป็นไปไม่ได้) ละอองเมฆจึงจะก่อตัวขึ้นเองจากไอน้ำด้วยกัน (แต่ในทางกวามเป็นจริงมือนุภาคขนาดเล็กเป็น นิวเกลียสการควบแน่นของเมฆ เป็นแกนหลักในกระบวนการก่อตัวของละอองเมฆ) การพิจารณา การก่อตัวเป็นละอองน้ำจะต้องใช้สมการของแรงตึงผิว และสมการพลังงาน Gibbs free energy คือ G = U - TS + pV การเปลี่ยนพลังงานเล็กน้อยเขียนได้เป็น $\delta G = \delta U - \delta(TS) + \delta(pV)$ หรือ $\delta G = \delta U - T\delta S - S\delta T + V\delta p + p\delta V$

เมื่อพิจารณาสมการ $\delta U = \delta Q + \delta W$ โดยแทนค่า $\delta W = -p \, \delta V$ กับ $\delta Q = T \, \delta S$ ลงไป จะได้ $\delta U = T\delta S - p\delta V$ ต่อจากนั้นแทนสมการ $\delta U \, lu \, \delta G$ จะได้ $\delta G = T\delta S - p\delta V - T\delta S - S\delta T + V\delta p + p\delta V$ หรือเท่ากับ

$$\delta G = -S\delta T + V\delta p \tag{10.1}$$

พิจารณาหยดน้ำที่ผสมอยู่ในไอน้ำที่ความดันย่อย e และอุณหภูมิ T (ถ้าอากาศแห้งไม่มี บทบาทใด ๆ โดยไม่จำเป็นต้องกำนึงถึงได้) สมมติว่าของเหลวและไอน้ำไม่อยู่ในสภาวะสมคุล ้ดังนั้นความดัน $e \neq e_s(T)$ ถ้าสมมติว่าพลังงาน Gibbs free energy ต่อหน่วยมวลของไอน้ำคือ $G_v(T,e)$ และ Gibbs free energy ของเหลวเท่ากับ $G_l(T,e)$ จากนั้นกำหนดให้ความดันย่อย เปลี่ยนแปลงเล็กน้อยจาก e ถึง e + δe ในขณะที่อุณหภูมิคงที่ (dT=0) จากสมการ 10.1 จะพบว่ามี การเปลี่ยนแปลงเล็กน้อยใน G_v และ G_l ซึ่งเท่ากับ $\delta G_v = V_v \delta e$ และ $\delta G_l = V_l \delta e$ โดยที่ V_v และ V_l คือปริมาตรจำเพาะของไอและของเหลวตามลำดับ อย่างไรก็ตามเมื่อ $V_{\nu} \gg V_l$ จึงส่งผลให้ $\delta(G_v - G_l) = (V_v - V_l)\delta e \approx V_v \delta e$ ซึ่งถ้ากำหนดให้ไอน้ำเป็นไปตามกฎของก๊าซอูดมุคติ ดังนั้น $V_v = \frac{R_v T}{e}$ จะได้ $\delta(G_v - G_l) = R_v T \frac{\delta e}{e} = R_v T \delta(\ln e)$ จากนั้นทำการอินติเกรต์สมการนี้ โดยกำหนดให้ T ดงที่จะได้ $G_v(T,e) - G_l(T,e) = R_v T \ln e + F(T)$ โดยที่ F(T) เป็นฟังก์ชัน ้ผลลัพธ์จากการอินทิเกรต อย่างไรก็ตาม เมื่อพิจารณาที่สภาวะสมดุลบนเส้นโค้งความคันไอ โดยที่ $e = e_s(T)$ ถ้ากำหนดให้ค่าจำเพาะของพลังงานอิสระ Gibbs, G_v และ G_l มีค่าเท่ากัน (ผลลัพธ์นี้ ใช้ในการหาค่ามาตรฐานของ Clausius–Clapeyron equation) เป็นเงื่อนไขเพื่อแก้หาค่า F(T) ซึ่งจะ $G_{v}(T,e) - G_{l}(T,e) = R_{v}T \ln \frac{e}{e_{e}(T)}$ ทำให้ได้ผลลัพธ์เป็น 10.2 ้อาจกำหนดว่าที่เวลาเริ่มต้น มีมวลไอน้ำ m, ที่กวามดันย้อย e และ อุณหภูมิ T และยังไม่มีละอองน้ำ ปรากฏขึ้น ซึ่งมี Gibbs free energy ที่เวลานี้เท่ากับ $g_0 = G_v(T, e)m_0$ 10.3 ้งากนั้น ละอองน้ำนี้ จะเริ่มควบแน่นที่อุณัทภูมิ และความคันคงที่ โคยสมมติว่า เมื่อเวลาผ่านไปรัศมี ้งองหยุดละอองน้ำเป็น a ดังนั้นจึงมีพื้นที่ผิวของละอองน้ำเป็น $A = 4\pi a^2$ และมีมวลเท่ากับ $m_l = 4\pi a^3 \frac{\rho_l}{2}$ (โดยที่ ρ_l คือกวามหนาแน่นของของเหลว) และมวลของไอน้ำรอบ ๆ เท่ากับ m_v พลังงานทั้งหมด Gibbs free energy ของระบบคือ ผลรวมของ Gibbs free energy จากของเหลวและ ้ไอน้ำ บวกกับส่วนร่วมที่เกิดจากแรงตึงผิวมีค่าเท่ากับ

$$\mathcal{G} = G_{\nu}(T, e)m_{\nu} + G_{l}(T, e)m_{l} + \gamma A$$
 10.4

เมื่อ γ_1 ป็นแรงดึงผิว (หรือ Surface energy per unit area) ใช้กฎทรงมวล $m_v = m_0 + m_l$ และ สมการ 10.3 และ 10.4 จะได้ $g - g_0 = (G_l - G_v)m_l + \gamma A$ และใช้สมการ 10.2 จะได้

$$\mathcal{G} - \mathcal{G}_0 = -\frac{4}{3}\pi a^3 \rho_l R_v T \ln\left(\frac{e}{e_s(T)}\right) + 4\pi a^2 \gamma \qquad 10.5$$

ผลรวม Gibbs free energy ของระบบมีความผันแปรตามรัศมี a ซึ่งอาจเขียนเป็นฟังก์ชันของรัศมี

$$g(a) = g_0 - \beta a^3 - \alpha a^2 \qquad 10.6$$

โดยที่ $\beta = \frac{4}{3} \pi \rho_l R_v T \ln \left(\frac{e}{e_s(T)} \right)$ และ $\alpha = 4\pi\gamma$ ถ้าพิจารณารูปที่ 10.1 ซึ่งเป็นการพล็อตตาม พึงก์ชัน 10.6 เป็นค่า Gibbs free energy ของสองค่าความชื้นสัมพัทธ์ (e/e_s) 90% และ 110% โดยพล็อทเทียบกับรัศมี a จึงพบข้อเท็จจริงจากกราฟที่เป็นประโยชน์หลายประการ ซึ่งสามารถ พิจารณาได้ ก่อนอื่นจะสังเกตได้ว่า ถ้า $e \leq e_s(T)$ (หมายรวมทั้งสภาวะกึ่งอิ่มตัวหรือสภาวะ อิ่มตัวพอดี) ดังนั้น logarithm ในสมการ 10.5 จะเป็นถบหรือศูนย์ ทำให้ β ≤ 0 และเส้นโด้งของ g(r) ไม่มีจุดเปลี่ยนอื่น ๆ นอกเหนือจากที่รัศมี a = 0 อย่างไรก็ตาม ถ้า $e > e_s(T)$ (ระบุสภาวะ อิ่มตัวยิ่งยวด) ดังนั้น logarithm จะเป็นบวกทำให้ β > 0 และ มีก่า g สูงสุดที่รัศมี a ซึ่งกำหนดโดย

$$a = \frac{2\alpha}{3\beta} = \frac{2\gamma}{\rho_l R_v T \ln(e/e_s(T))}$$
10.7

สมการนี้เรียกว่า Kelvin's formula ซึ่งอาจเขียนในรูปแบบฟังก์ชันของความคันไอ

$$e = e_s(T)exp\left(\frac{A}{a}\right) \quad \text{in } A = \frac{2\gamma}{\rho_l R_v T}$$



รูปที่ 10.1 แผนผังการพล็อทพลังงานอิสระ Gibbs (g) ตามพึงก์ชันของรัศมีละอองไอน้ำ สำหรับค่า RH = e/e, = 90% และ 110% เส้น โด้งที่ 110% เข้าถึงก่าสูงสุดที่รัศมี a ที่กำหนดโดยสมการ 10.7

อันเป็นที่ขอมรับกันโดยทั่วไปในทางอุณหพลศาสตร์ว่า ในระบบที่มีอุณหภูมิและความดันคงที่นั้น พลังงานอิสระของ Gibbs มีแนวโน้มที่จะลดลง ที่สมดุลเสถียรจะเกิดขึ้นเมื่อพลังงานอิสระ Gibbs มีก่าน้อยที่สุด ในทางกลับกัน รัศมี a ที่กำหนดโดยสมการ 10.7 ซึ่ง G มีก่าสูงสุด จะสอดกล้องกับ ภาวะไม่สมดุลเสถียร และเมื่อพิจารณาสมการ 10.8 ซึ่งแสดงให้เห็นว่าความดันย่อย e ของไอน้ำ เหนือละอองทรงกลมที่มีรัศมี a ในสภาวะสมดุลนี้แตกต่างไปจากความดันไอน้ำอิ่มตัวของ $e_s(T)$ อย่างไร เมื่อมีแรงตึงผิว (โดยดูจากรูปที่ 10.2) ควรสังเกตว่ารัศมีสมดุลของกรณีไม่เสถียร (Unstable) ซึ่ง a = 0.01 µm ก่านี้สอดกล้องกับความชื้นสัมพัทธ์ RH 112% ในขณะที่ a = 0.1 µm สอดกล้องกับ RH 101% เนื่องจาก a เข้าใกล้ ∞ จะเท่ากับพื้นผิวระนาบ จึงจะมี RH เข้าใกล้ 100% (จัดเป็นกรณีที่ e เข้าใกล้ e,)

ความจริงที่ว่าหยดของเหลวอยู่ในสภาวะที่ไม่สมคุลเสถียรที่รัศมีที่กำหนดโดยสมการ 10.7 หมายความว่าการควบแน่นของไอปริมาณเล็กน้อยจะเพิ่มรัศมีเล็กน้อย และดังนั้นหยดยังคงเติบโต ต่อไปโดยการควบแน่นเพิ่มเติม ในทางกลับกัน หากการระเหยเกิดขึ้นเพียงเล็กน้อยที่รัศมีสมคุล a หยดน้ำจะยังกงหดตัวต่อไปโดยการระเหย และในที่สุดก็จะหายไปทั้งหมด



รูปที่ 10.2 กราฟแสดงความชื้นสัมพัทธ์ RH = e/e, บนหยดน้ำทรงกลมที่ไม่สมคุลเสถียร โดยเป็นฟังก์ชันของรัศมีหยดน้ำ a ที่ 5°C (โดยหลักการเทียบเกียงกราฟแสดงรัศมีสมคุลของหยดน้ำ ทรงกลมตามฟังก์ชันของ RH ที่อุณหภูมิโดยรอบ 5 °C)

จึงเห็นได้ว่า ถ้าละอองเมฆงจะคงอยู่รอดได้ มันจะต้องมีรัศมีมากกว่ารัศมีสมดุล a ซึ่ง สอดกล้องกับความชื้นสัมพัทธ์ โดยรอบ เนื่องจาก %RH ในก้อนเมฆนั้นแทบจะไม่มีก่ามากกว่า ประมาณ 101% ตามรูปที่ 10.2 จึงจำเป็นต้องมีรัศมีมากกว่าประมาณ 0.1 μm หยดน้ำขนาดนี้ไม่อาจ เกิดขึ้นจากการชนกันของไอน้ำอิ่มตัวแบบสุ่ม ดังนั้นกระบวนการที่เป็นได้มากกว่า คือไอน้ำอิ่มตัว จะควบแน่นบนอนุภาคของแข็ง หรือของเหลวขนาดเล็กที่มีอยู่ก่อนในอากาศ ซึ่งเรียกว่า นิวเคลียส ของการควบแน่นบนองละอองเมฆ (Cloud condensation nucleus)

ทฤษฎีข้างต้นจะต้องมีการปรับปรุงบางอย่าง เพราะในธรรมชาติมักมีตัวถูกละลายอยู่ใน ละอองเมฆ ดังนั้นสมการจะต้องแตกต่างออกไป ซึ่ง Raoult ได้ตั้งกฎไว้ โดยระบุว่าที่เหนือ droplet ที่มีตัวถูกละลาย N โมล และตัวทำละลายน้ำบริสุทธิ์ N₀ โมล นั้นความดันไอจะต้องถูกปรับแปลง ไปโดยสมการ Ø = 1 – $\frac{N}{N_0}$ ในกรณีนี้ N $\ll N_0$ ถ้าหากพิจารณาละอองน้ำรัศมี a มีปริมาตร V_a = $\frac{4\pi a^3}{3}$ ที่มีมวล m ของตัวถูกละลาย และในหน่วยโมลเป็น M จะพบว่า N = $\frac{iam}{M}$ เมื่อ i₄ เป็นจำนวนไอออน เกิดจากการแตกตัวของหนึ่งโมเลกุลตัวถูกละลาย ตัวอย่างเช่น i_a = 2 สำหรับกรณีของอนุภาค เกลือ NaCI ซึ่งจะแตกออกเป็น Na⁺ และ Cl⁻ และโดยประมาณว่า N₀ = $\frac{\rho_l V_a}{M_w}$ เมื่อ ρ_l เป็นความ

147

หนาแน่นของน้ำบริสุทธิ์ (การประมาณค่านี้ไม่รวมมวล m ของตัวถูกละลายภายในของเหลว และ ้เป็นไปตามความจริงที่ว่าความหนาแน่นของตัวถูกละลายแตกต่างจากความหนาแน่นของน้ำ) ดังนั้นจะได้ $\phi = 1 - \frac{B}{a^3}$ 10.9 เมื่อ $B = \frac{3i_d m M_w}{4 \pi \rho_l M}$ จากนั้นนำสมการ 10.9 เป็นเฟกเตอร์คูณเข้าไปในสมการ 10.8 จะได้สมการ $RH = \frac{e}{e_{s}(T)} = exp\left(\frac{A}{a}\right)\left(1 - \frac{B}{a^{3}}\right)$ ความชื้นสัมพัทธ์ที่ควรเป็นจริงคือ 10.10 ้เมื่อพิจารณาละอองน้ำในอากาศที่มีความชื้นสัมพัทธ์โดยรอบน้อยกว่าค่า RH, ตามที่กำหนดโดย เส้นประหนาตามแนวนอนในรปที่ 10.3 ตามเส้น RH, มีค่าสมคลสองค่าของรัศมี a รอบบริเวณของ ้รัศมี a, โดยก่ารัศมีน้อยกว่าอยู่ที่จุด A สอคกล้องกับสภาวะสมดุลที่เสถียร เพราะถ้าหาก RH ที่เหนือ ้งุคนี้ตกลงต่ำกว่าค่านี้ จะสอคคล้องกับการลดลงเล็กน้อยของรัศมีของละอองหยดน้ำ จึงมีการ ้ควบแน่นและรัศมีจะเพิ่มขึ้นอีกครั้งเพื่อเข้าสู่ก่าสมดุล ในทางกลับกัน ถ้ารัศมีที่เพิ่มขึ้นเล็กน้อยจะทำ ์ ให้เกิดการระเหยออก ทำให้รัศมีลดลงสู่ค่าสมคุล ละอองน้ำเสถียรเลื่อ ๆ ชนิดนี้เรียกว่า หมอกควัน (haze droplet) อย่างไรก็ตาม ที่จุดสมุดลอื่นเช่นที่จุด B จะสอดคล้องกับความไม่เสถียร ตัวอย่างเช่น เมื่อรัศมีเพิ่มขึ้นเล็กน้อยจากการควบแน่น ทำให้รัศมีเพิ่มขึ้นอีก ละอองน้ำก็เพิ่มขนาดขึ้น



รูปที่ 10.3 แสดงตัวอย่างฟังก์ชันของความชื้นสัมพัทธ์กับรัศมี a ซึ่งเรียกว่าเส้นโค้งโคห์เลอร์ Kohler curve และ พล็อตค่า Kelvin factor คือ exp(A/a) ซึ่งลดลงเมื่อเพิ่มค่า a และ Raoult factor คือ $\varphi = 1 - (B/a^3)$ เพิ่มขึ้น ความชื้นสัมพัทธ์มีก่าสูงสุดที่ a = a ในตัวอย่างนี้ $a_c \approx 0.2 \, \mu m$ โดยที่ก่า RH = RH $_c \approx 100.4\%$

10.4 เงื่อนใขทางเทอร์โมใดนามิกส์ในการยกตัวของอากาศ

การวิเคราะห์ข้างต้น เป็นการพิจารณาเงื่อนไขเฉพาะกรณีการเกิด และคงอย่ของละอองเมฆ .แต่เงื่อนไขการถอยตัวขึ้นและเกิดเมฆ จะต้องมีสมการตรวจสอบด้วย โดยปกติหากละอองน้ำเติบโต ้จะต้องมีใอน้ำใหลมาที่ผิวนิวกลีไออย่างต่อเนื่อง ต้องมีการแพร่กระจายไอน้ำเกิดขึ้น ถ้าไล่เรียง ระดับกวามหนาแน่นของไอน้ำในบริเวณรอบ ๆ อนุภากนิวกลีไอ พบว่ากวามหนาแน่นของไอน้ำ เพิ่มขึ้นตามระยะทาง การอธิบายนี้เป็นไปตามการแพร่กระจายที่อยู่ในกฎของ Fick $f_{\omega} \rightleftharpoons D \nabla
ho_{n}$ โดยที่ py คือความหนาแน่นของไอ f คือเวกเตอร์ฟลักซ์ของไอ และ D คือสัมประสิทธิ์ของการแพร่ (ซึ่งถือว่าคงที่) สมมติว่าในชั่วขณะเวลาหนึ่งรัศมีของละอองน้ำเล็ก ๆ เป็น ลูและการกระจายของ ความหนาแน่นของไอมีความสมมาตรเป็นทรงกลม $ho_v =
ho_v(r)$ ปริมาณฟลักซ์ของมวลรวมของ ไอน้ำที่ไหลพุ่งผ่านผิวของทรงกลม S, รัศมี r > a ตามรูปที่ 2.13 คือ $\int_{S_r} f \cdot \vec{n} dS = 4\pi r^2 rac{d\rho_v}{dr} D$ เมื่อ n เป็นเส้นตั้งฉากที่พุ่งออกจากพื้นผิว S, อย่างไรก็ตาม ไอ้น้ำจะสูญเสียออกไปจากการกวบแน่น ที่รัศมี r > a เท่านั้น ปริมาณฟลักซ์นี้ จึงขึ้นกับค่า r และเท่ากับอัตราการเพิ่มของมวลของละอองน้ำ dM_1/dt ดังนั้น $\frac{d\rho_v}{dr} = \frac{dM_1/dt}{4\pi D} \frac{1}{r^2}$ ซึ่งสามารถทำการอินทิเกรตตั้งแต่ r=a ถึง r=∞ ซึ่งจะได้ $ho_v(a)=
ho_v(\infty)-rac{1}{4\pi Da}rac{dM_1}{dt}$ ดังนั้นเมื่อใช้กฎของก๊าซอุดมกติ $ho_v=e/(R_vT)$ กับไอน้ำจะได้ $\frac{dM_1}{dt} = 4\pi Da[\rho_v(\infty) - \rho_v(a)] = \frac{4\pi Da}{R_v} \left[\frac{e(\infty)}{T(\infty)} - \frac{e(a)}{T(a)} \right] เมื่อ e(\infty) และ T(\infty) ลือความคันไอ$ และอุณหภูมิที่เกิดหยุดละอองน้ำเล็ก ๆ ได้ยาก ส่วน e(a) และ T(a) คือความคันไอและอุณหภูมิที่ ้ผิวหน้าละอองน้ำเล็ก ๆ ซึ่งพบว่า dM_1/dt จะต้องพิจารณาจากอณหภมิกับความคันคังต่อไปนี้

เมื่อพิจารณาภายใต้เงื่อนไขอะเดียบาติกชิ้นอิ่มตัว (การหาสมการเงื่อนไขลอยตัวอาจทำได้) ซึ่งในกรณีเป็นกระบวนการผันกลับได้ จะต้องเป็นไปตามเงื่อนไข $T\delta S = \delta Q$ ดังนั้นเมื่อเริ่มต้นจาก $\delta S = c_p \frac{\delta T}{T} - R_a \frac{\delta p}{p} = c_p \delta(\ln T) - R_a \delta(\ln p)$ อาจเงียนใหม่ได้ดังนี้ $c_p \delta(\ln T) - R_a \delta(\ln p) = \frac{\delta Q}{T} = -\frac{L\delta \mu_s}{T}$ 10.11

โดยมีเงื่อนไขว่าพจน์ทางค้านขวามือสุดของสมการ 10.11 สามารถเขียนได้เป็น –δ(Lμ_s/T) ดังนั้น δ $\left(c_p\ln T - R_a\ln p + rac{L\mu_s}{T}
ight) = 0$ เมื่อทำการอินติเกรตสมการนี้ และหารตลอดด้วย c_p จากนั้น ใช้ $\kappa = rac{R_a}{c_p}$ และจัดรูปฟังก์ชันเป็นแบบเอ็กซ์โปรเนลเชียลจะได้

$$\theta_e(T,p) \equiv T\left(\frac{p}{p_0}\right)^{-\kappa} exp\left(\frac{L\mu_s}{c_p T}\right) = constant$$
 10.12

 $heta_e$ เรียกว่า equivalent potential temperature โดยเปรียบเทียบสมการที่ 10.12 กับสมการ $heta = T\left(rac{p_0}{p}
ight)^{\kappa}$ อาจเขียนใหม่ได้ดังนี้

 $\theta_e(T,p) = \theta(T,p)exp\left(rac{L\mu_s(T,p)}{c_pT}
ight)$ เป็นพึงก์ชันเส้นโก้งสัมพันธ์กับ μ_s (ดูภาคผนวก 5) จากการศึกษาของนักวิทยาศาสตร์พบว่า เส้นโก้งของก่า Θ_{\circ} จึงใกล้เกียงกับอะเดียบาติก อิ่มตัวมาก และอาจแสดงให้เห็นว่าเมื่อมวลอากาศเกลื่อนตัวตามอะเดียบาติกอิ่มตัวไปตามเงื่อนไข $\Theta_{\circ} = \Theta_{\circ}$ จะเป็นการเกลื่อนไปที่ความดันต่ำ จะเข้าใกล้อะเดียบาติกแห้งที่ $\Theta = \Theta_{\circ}$ อย่างไรก็ตาม เงื่อนไขเหล่านี้มักใช้ประโยชน์จริงในแผนภูมิทางอุตุนิยมวิทยา เพื่อตรวจหาโอกาสในการเกิดเมฆ หรือฝน ซึ่งจะไม่อธิบายลงลึกในทางปฏิบัติ แต่มีตัวอย่างแผนภูมิดังที่กล่าวไว้ในบทที่ 4 และ กิจกรรมในภาคผนวก 4



รูปที่ 10.4 ภาพแสดงการฟุ้งกระจายของโอน้ำผ่านทรงกลม S, ของหยดละอองน้ำรัศมี a

10.5 การควบแน่นและน้ำฟ้า

การควบแน่นในชั้นบรรยากาศจะเกิดปรากฏการณ์ที่สามารถมองเห็นได้จากเมฆ ซึ่งการ ควบแน่นที่เกิดขึ้นได้ เนื่องจากมีปัจจัยกระทบต่าง ๆ เช่นการยกตัวลอยสูงขึ้นภายใต้อะเดียบาติกชื้น แนวลมสอบ แนวปะทะอากาศ หรือแม้แต่ภูมิประเทศ ที่ทำให้มวลอากาศที่มีความชื้นถูกผลักดันให้ เกลื่อนที่ขึ้นสูงภายใต้กระบวนการอะเดียบาติกชื้น จึงมักเกิดการกลั่นตัวเกิดเป็นเมฆชนิดต่าง ๆ (รูปร่างต่างกัน และความสูงฐานเมฆ) ซึ่งต่างกันไปตามปัจจัยการก่อตัว โดยทั่วไปอากาศแห้งที่มี ความชื้นน้อยมาก จะเกิดการกลั่นตัวได้ยากภายใต้การยกตัวอะเดียบาติกแห้ง ดังได้กล่าวไว้แล้วใน บทแรก ๆ โดยปกติการควบแน่นจะเกิดเป็นหยดน้ำนั้นต้องมีโมเลกุลไอน้ำจำนวนมากมีการชนกันถิ่ และต้องมีอุณหภูมิ ความดัน ความชื้นเป็นไปตามเงื่อนไขที่กล่าวถึงในข้างต้น และพบว่าละอองน้ำ

ในเมฆขนาดเส้นผ่านสูนย์กลางประมาณ 2×10⁻³ cm จะประกอบด้วยไอน้ำประมาณ 10¹⁴ โมเลกุล ตามเงื่อนไขการคงอยู่ของละอองน้ำ ต้องมีโมเลกุลเกาะกันมากพอเป็นแกนให้โมเลกุลอื่น มาชนและเกาะติดเพิ่มขึ้น จากขนาดเล็กจนกระทั่งมีขนาดใหญ่ ซึ่งมีรัศมีมากกว่ารัศมีวิกฤต (ประมาณ 10 ⁶m) และถ้ารัศมีต่ำกว่านี้ ความร้อนจากการสั่นเล็กน้อยอาจจะทำให้โมเลกุลบางตัว หลุดออกไปทีละตัวจนสลายกลับเป็นไอดังเดิม อย่างไรก็ตาม พบว่าในอากาศทั่วไปมีอนุภาคต่าง ๆ จำนวนมหาศาล ซึ่งมีขนาดใหญ่กว่าโมเลกุลน้ำ ที่เป็นแกนกลาง (Nuclei) ให้โมเลกุลน้ำพุ่งชนและ รวมตัวกันได้โดยไม่ต้องถึงภาวะอิ่มตัวยิ่งยวด จึงเกิดละอองน้ำและผลึกน้ำแข็งเจริญเติบโตได้มาก มีอนุภาคบางประเภท เช่นเกลือ (เกาะติดมาจากการระเหยของน้ำทะเล) มักดูดโมเลกุลน้ำให้มาเกาะ ที่พื้นผิว (จึงเรียกว่าแกนกลางดูดความชื้น Hygroscopic Nuclei) เกิดขึ้นก่อนที่อากาศจะอิ่มตัวด้วย ซึ่งความชื้นสัมพัทธ์ประมาณ 76% ก็เกิดขึ้นได้ แต่แกนกลางพวกเกลือเป็นเพียงส่วนน้อยในอากาศ มีจำนวนอนุภาคที่แขวนลอยอยู่ในอากาศหลายชนิด และจำนวนมาก เช่นผลผลิตจากการเผาไหม้ ฝุ่นละอองจากสะเก็ดวัตถุ สสารจากภูเขาไฟและดิน เป็นต้น อนุภาคทั้งหมดนี้ทำหน้าที่เป็น แกนกลางได้ และมีเส้นผ่านศูนย์กลางน้อยกว่า 1 μm เล็กน้อย มีน้ำหนักประมาณ 10⁻¹⁵g หนาแน่น ประมาณ 10000 อนุภาค/ cm³ ลอยอยู่ในอากาศได้นาน

ละอองน้ำในเมฆเปลี่ยนเป็นของแข็งได้ยากกว่าน้ำในแหล่งน้ำทั่ว ๆ ไป (แข็งตัวได้ที่ อุณหภูมิต่ำกว่า 0°C) ละอองน้ำขนาดเล็กในเมฆเปลี่ยนเป็นของแข็งที่อุณหภูมิต่ำกว่า -40°C พบว่า ละอองน้ำคงสภาพเป็นหยดน้ำอยู่ได้ในเมฆที่อุณหภูมิต่ำประมาณ - 20°C ปกติน้ำบริสุทธิ์จะต้อง จัดเรียงโมเลกุลในลักษณะเฉพาะตัวและเกิดขึ้นแบบสุ่มก่อนเปลี่ยนเป็นน้ำแข็ง การเรียงตัวที่ถูกต้อง เกิดขึ้นได้ยาก การมีแกนกลางของผลึกน้ำแข็งในน้ำไม่บริสุทธิ์เกิดได้ง่ายกว่า เพราะอนุภาค แขวนลอยจะเป็นแกนกลางการแข็งตัวได้ดีมาก ส่วนมากมีขนาดตั้งแต่ 10⁻¹ถึง 10⁻³mm เช่น อนุภาค ฝุ่นละออง การแข็งตัวมีประสิทธิภาพแตกต่างกันไปตามชนิดอนุภาคแกนกลาง ปัจจุบันมีอนุภาค แกนกลางที่ผลิตขึ้นเพื่อใช้ทำฝนเทียมคือ อนุภาค AgI silver iodide ซึ่งมีการจัดเรียงตัวของอะตอม คล้ายกันกับของน้ำแขึง จึงมีประสิทธิภาพเป็นแกนกลางสูงมาก ทำให้หยดน้ำเย็นยิ่งยวดแข็งตัวได้ดี ซึ่งนิยมใช้ในการทำฝนเทียม

โดยทั่วไป หมอกและเมฆมักประกอบด้วยอนุภาคหยดน้ำและอาจมีอนุภาคน้ำแข็งร่วมด้วย แขวนสอยอยู่ในอากาศ อาจมีมากถึง 500-600 อนุภาค/cm³ ในเมฆซึ่งก่อตัวอยู่เหนือทะเลอาจมี จำนวนอนุภาคน้อยกว่านี้ครึ่งหนึ่ง ทั้งนี้เพราะอนุภาคแกนกลางเหนือพื้นดินมักสูงกว่าเหนือทะเล โดยทั่วไปขนาดอนุภาคของเมฆที่ไม่มีหยาดน้ำฟ้าจะมีขนาดเล็กมาก ๆ รัศมีเฉลี่ยประมาณ 0.01mm จึงตกลงสู่พื้นช้ามาก (อากาศสงบนิ่งละอองรัศมี 0.05 mm จะตกลงด้วยอัตราเร็วน้อยกว่า 0.5 m/s) ไม่สามารถด้านแรงของกระแสอากาศยกตัวได้ จึงลอยอยู่ในบรรยากาศได้นานหลายชั่วโมง อย่างไร

ก็ตาม หยดน้ำขนาดเล็กกว่าประมาณ 0.4 mm มักจะระเหยกลายเป็นไอก่อนตกลงมาถึงพื้น เมฆ (Cloud) คือกลุ่มก้อนของหยดน้ำและผลึกน้ำแข็งที่ลอยตัวอยู่ในชั้นบรรยากาศเกิดจากการ กวบแน่นของไอน้ำ โดยมีอนุภาคแขวนลอยเป็นแกนกลาง เมื่อสะสมจนมีขนาดใหญ่มากจะเกิดเป็น

หยาดน้ำฟ้าและตกลงมาสู่พื้นโลกได้

ชนิดของเมฆ

เมฆมีหลายชนิด การแบ่งชนิดของเมฆ จะแบ่งตามรูปร่างของเมฆ และแบ่งตามความสูง ของฐานเมฆดังนี้

การแบ่งชนิดของเมฆตามรูปร่าง: เมื่อแบ่งชนิดของเมฆตามรูปร่างจะแบ่งได้ 3 ประเภทดังนี้ 1) เซอร์รัส (Cirrus) เป็นเมฆที่มีลักษณะเป็นริ้ว ๆลอยอยู่ในระดับสูง ดังรูปที่ 10.5 ก 2) สเตรตัส (Stratus) เป็นเมฆที่มีลักษณะเป็นแผ่นเป็นชั้น ๆ สม่ำเสมอ ดังรูปที่ 10.5 ข 3) คิวมูลัส (Cumulus) เป็นเมฆที่มีลักษณะเป็นก้อน มัด (คล้ายก้อนสำลี) ดังรูปที่ 10.5 ค



รูปที่ 10.5 แสดงภาพเมฆรูปร่างต่าง ๆ ก) เซอร์รัส บ) สเตรตัส และ ค) คิวมูลัส ที่มา: http://www. clouds-online.com/

แบ่งตามระดับความสูงของฐานเมฆ: เมฆเกือบทุกชนิดมักจะลอยอยู่ในชั้นบรรยากาศ Troposphere ดังรูปที่ 10.6 และถ้าแบ่งชนิดของเมฆตามระดับความสูงของฐานเมฆจะแบ่งได้ดังนี้ 1) เมฆชั้นสูง (High level) มีฐานเมฆอยู่ที่ระดับความสูงมากกว่า 6000 m จากผิวโลก ซึ่งระดับนี้มี อุณหภูมิต่ำกว่าจุดเยือกแข็ง เมฆชั้นนี้จึงประกอบด้วยผลึกน้ำแข็ง การเรียกชื่อเมฆชั้นสูงจะใช้กำ

153

นำหน้า (prefix) ว่า Cirr- ส่วนคำที่ต่อท้ายก็จะอธิบายรูปร่างของเมฆที่ระดับนี้ ได้แก่ เซอร์รัส (Cirrus)ใช้สัญลักษณ์ Ci ดังรูป 10.7 ก เซอร์โรสเตรตัส (Cirrostratus) ใช้สัญลักษณ์ย่อ Cs ดังรูปที่ 10.7ข เซอร์โรคิวมูลัส (Cirrocumulus)ใช้สัญลักษณ์ Cc ดังรูปที่ 10.7ค

 เมฆชั้นกลาง (Medium level) มีฐานเมฆอยู่ที่ระดับความสูง 2000-6000 m เมฆชั้นนี้ประกอบด้วย ละอองน้ำ และผลึกน้ำแข็ง การเรียกชื่อจะใช้กำนำหน้าด้วยกำว่า Alto- และต่อท้ายด้วยกำที่แสดง ลักษณะรูปร่าง ได้แก่ อัลโตสเตรตัส (Altostratus) ใช้กำย่อ As ดังรูป 10.8ก และ อัลโตคิจูมูลัส (Altocumulus) ใช้กำย่อว่า Ac ดังรูปที่ 10.8ข

3) เมฆชั้นต่ำ (Low level) มีฐานของเมฆอยู่ที่ระดับต่ำกว่า 2000 m องก์ประกอบของเมฆส่วนใหญ่ เป็นอนุภากน้ำเกือบทั้งหมดได้แก่กิวมูลัส (Cumulus) ใช้กำย่อว่า Cu สเตรตัส (Stratus) ใช้กำย่อ St และสเตรโตกิวมูลัส (Stratocumulus) ใช้กำย่อ Sc ดังรูป 10.9 ก ส่วน นิมโบสเตรตัส (Nimbostratus) ใช้กำย่อ Ns ดังรูปที่ 10.9 ข

เมฆรูปแบบกรณีพิเศษกือ เมฆที่ก่อตัวในแนวตั้ง (Vertical) สามารถก่อตัวสูงขึ้นไปได้ หลาย km เป็นเมฆก่อตัวทำให้เกิดพายุฝนฟ้าคะนองได้แก่ เมฆกิวมูโลนิมบัส (Cumulonimbus, Cb) ดังรูปที่ 10.10 ส่วนเมฆที่อยู่เหนือชั้นบรรยากาศ Troposphere (Extreme level) มีอยู่ด้วยกัน 2 ชนิด ได้แก่เมฆมุก (Nacreous cloud) ในชั้นบรรยากาศ Stratosphere และเมฆสุกใส (Noctilucent cloud) ในชั้นบรรยากาศ Mesosphere



รูปที่ 10.6 แผนภาพแสดงการแบ่งชนิดของเมฆตามระดับกวามสูงของฐานเมฆ ที่มา: https://www. weather.gov/lmk/cloud_classification

เมฆชนิดอื่น ๆ

เมฆบางชนิดจะมีความแปลกตามีความสวยงามและหาได้ยากซึ่งเกิดได้จากทั้งปรากฏการณ์ ธรรมชาติและจากการกระทำของมนุษย์



รูปที่ 10.7 แสดงเมฆชั้นสูง ก) เซอร์รัส ข) เซอร์ โรสเตรดัส และ ค) เซอร์ โรคิวมูลัส ที่มา:

http://www.clouds-online.com/



รูปที่ 10.8 แสดงเมฆชั้นกลาง ค) อัลโตสเตรตัส และ ข) อัลโตคิวมูลัส ที่มา: http://www.cloudsonline.com/





ข

รูปที่ 10.9 แสดงเมฆชั้นต่ำแบ่งเป็น ก) สเตรโตคิวมูลัส และ ข) นิมโบสเตรตัส ที่มา: http:// www.clouds-online.com/



รูปที่ 10.10 แสดงภาพเมฆคิวมูโลนิมบัส ที่มา: http://www.clouds-online.com/

10.6 น้ำฟ้า (Precipitation)

คำว่า precipitation มีความหมายรวมถึงทุกรูปแบบอนุภาคของน้ำ หรืออุกาบาตรน้ำ (Hydrometeor) ที่ตกลงสู่พื้นโลกโดยทั่วไปหยาคน้ำฬ้าที่เป็นของเหลวอาจจะเกิดขึ้นในรูปละออง (Drizzle) หรือฝน (Rain) ซึ่งแตกต่างกันที่ขนาดของหยดละอองน้ำ ฝนละอองมีเส้นผ่านสูนย์กลาง น้อยกว่า 0.5 mm เกิดจากเมฆรูปแผ่นที่มีฐานเมฆต่ำ ฝนละอองอาจแข็งตัวเป็นละอองแข็งก่อนตกลง สู่พื้น หยดฝนที่ตกลงสู่พื้นดินอาจมีเส้นผ่านสูนย์กลางได้ประมาณ 0.05 ถึง 0.7 cm เกิดจากเมฆแผ่น Nb หรือ เมฆ Cb ทั้งนี้ หยุดน้ำฝนอาจจะก่อตัวขึ้นมาในสถานะของน้ำ หรือก้อนน้ำแข็งในตอนแรก จากนั้นจะหลอมละลายมาเป็นน้ำก่อนตกลงมาถึงพื้นดิน

กระสุนน้ำแข็ง (Ice pellets) หรือฝนน้ำแข็ง sleet เป็นอนุภาคน้ำแข็งกึ่งทรงกลมโปร่งแสง ขาวเหมือนกระจกฝ้ำหรือโปร่งใสไม่มีสีอะไรเลยมีเส้นผ่านสูนย์กลางน้อยกว่า 5 mm มันอาจจะ เริ่มต้นเป็นหยดน้ำฝน Raindrop หรือเกล็ดหิมะ Snowflake ซึ่งต่อมามีการหลอมละลายระหว่างทาง ที่มุ่งสู่ฟื้นดิน จากนั้นเกิดแข็งตัวอีกเมื่อถูกพัดพาขึ้นกลับไปผ่านชั้นอากาศเย็นยิ่งยวดหลาย ๆ ครั้ง จันตกกลับลงมาถึงฟื้นดิน

หิมะก่อตัวในเมฆเย็นจัดโดยการเปลี่ยนโดยตรงจากไอน้ำไปสู่ผลึกของแข็งขบวนการนี้ เป็นการตกผลึกของแข็ง เกล็ดหิมะสามารถทรงสภาพได้ตลอดทางที่จมตัวลงผ่านชั้นที่เย็นจัดต่ำกว่า จุดเยือกแข็งระหว่างฐานเมฆและพื้นดิน เกล็ดหิมะมีรูปร่างเกือบไม่จำกัดรูปแบบ

กระสุนหิมะ (Snow pellet) โดยปกติแล้วเกิดขึ้นในฝนโปรย เมื่ออุณหภูมิพื้นดินใกล้ 0°C ซึ่งมีลักษณะเป็นเม็ดแข็งสีขาวทึบแสงทรงกรวย มีเส้นผ่านศูนย์กลางประมาณ 2-5 mm เม็คหิมะ Snow grain มีขนาคเล็กมาก ๆ (เส้นผ่านศูนย์กลางน้อยกว่า 1 mm) สีขาวทึบแสง ปกติจะตกลงมาจากเมฆ Stratus ที่วางด้วอยู่ในระคับค่ำ (มีปริมาณเล็กน้อย)

ลูกเห็บ Hailstone เป็นน้ำแข็งก้อนกลมสีขาวขุ่น ซึ่งมีเส้นผ่านศูนย์กลาง 5-75 mm ตกลงมา จากเมฆ Cumulonimbus ก้อนแข็งซึ่งมีผลทำให้เกิดความเสียหายสูง เกิดจากการพอกตัวจากการชน กับหยดหยดน้ำติดอยู่รอบ ๆ ก้อนน้ำแข็ง เริ่มด้นอาจมีขนาดเล็กซึ่งเกลื่อนตัวผ่านเมฆหนาที่เป็นหยด น้ำเย็นยิ่งยวด (0° ถึง -40 °C) แล้วถูกคันกลับขึ้นไปและตกกลับอยู่หลายครั้ง โดยกระแสลมที่พัดขึ้น และพัดลงอย่างรุนแรง โดยทั่วไปมักเกิดในเมฆ Cumulonimbus ก้อนน้ำแข็งนี้เกลื่อนตัวขึ้นช้า ๆ แล้วตกลงมาด้วยความเร็วซึ่งสูงกว่าเม็ดฝนที่อยู่รอบ ๆ ส่งผลทำให้เกิดการชนปะทะไปตามผิวรอบ นอกแกนกลาง จึงเกิดเปลือกนอกพอกขึ้นใหม่ ซึ่งแต่ละชั้นหนาถึง 1 mm หรือมากกว่า ดังนั้น ลูกเห็บจึงมีภาพตัดขวางกล้ายหัวหอม

หยดน้ำฝนโดยทั่วไปแล้วมีเส้นผ่านสูนย์กลางระหว่าง 1 mm ถึง 7 mm ขณะที่เส้นผ่าน สูนย์กลางเฉลี่ยของละอองน้ำในเมฆที่ไม่มีน้ำฟ้ามีขนาดเพียง 0.02 mm ซึ่งละอองเมฆมีการเพิ่ม ขนาดปริมาตรได้ถึงล้านเท่าก่อนที่จะตกลงมาจากเมฆ การอธิบายโดยใช้การควบแน่นของไอน้ำ เพียงอย่างเดียวไม่สามารถอธิบายการเจริญเติบโตเช่นนี้ได้ จะต้องมีกลไกซับซ้อนยิ่งกว่า ซึ่งมีการ อธิบายขั้นตอนการเกิดน้ำฟ้าไว้ในหลายแบบ และเป็นที่ยอมรับกันทั่วไปดังนี้

1. การชนและรวมตัวกันของอนุภาก (Collision and coalescence of particles)

หยดน้ำที่ก่อตัวขึ้นในเมฆทั้งหมดมีขนาดแตกต่างกัน เพราะมีอัตราการกลั่นตัวแตกต่างกัน ในส่วนต่าง ๆ ของเมฆ บางครั้งอาจแยกห่างจากกันด้วยระยะห่างต่างกัน หยดน้ำขนาดใหญ่ที่สุด อาจจะมีเส้นผ่านสูนย์กลางมากกว่าขนาดที่เล็กที่สุดหลายเท่า ในขณะที่อากาศหมุนปั่นป่วนหยดน้ำ ขนาดใหญ่ (มีมวลมาก) มีแรงเฉื่อยมากกว่าขนาดเล็ก หยดน้ำขนาดใหญ่และขนาดเล็กจึงมักเกลื่อน ไปไม่พร้อมกันและต่างทิศกัน หยดน้ำขนาดเล็ก และรวบละอองขนาดเล็กเข้าไว้ การเกลื่อนที่ขึ้นลง เกิดขึ้นได้โดยกระแสลม ทำให้การชนเกิดได้ซ้ำ ๆ หยดน้ำอาจโตขึ้นจนกระทั่งต้องแตกตัวออกไป เป็นหลายหยดน้ำ ซึ่งจะทำให้การชนและรวมกันเติบโตขึ้นเกิดเป็นแบบปฏิกิริยาลูกโซ่ ในบางครั้ง หยดน้ำใหญ่อาจเป็นก้อนแข็งทำให้การชนเกิดการพอกขนาดได้โตมาก ๆ จึงมีความหลากหลายใน การชนและเจริญเติบโตในก้อนเมฆ

2. การเจริญเติบโตของผลึกน้ำแข็ง (Growth of ice Crystals)

ในเขตละติจูดกลางนั้น ชั้นบนสุดของเมฆประกอบด้วยผลึกน้ำแข็ง ในขณะที่ชั้นต่ำลงมา จะประกอบด้วยหยดน้ำเย็นยิ่งยวด (ต่ำกว่า 0°C) โดยกวามแตกต่างสถานะภายในเมฆมักมีผลึก น้ำแข็ง (มักมีแกนของผลึกในธรรมชาติ) ร่วงหล่นลงมากลุกเคล้ากับละอองน้ำเย็นยิ่งยวดที่อุณหภูมิ เดียวกัน ความดันที่ผิวหน้าของละอองน้ำเย็นยิ่งยวดที่เป็นของเหลวมีมากกว่าที่ผิวของผลึกแข็ง ของเหลวจึงระเหยเป็นไออิ่มตัว ซึ่งไออิ่มตัวจะไปเกาะเข้ากับผลึกแข็ง แล้วผลึกแข็งก็จะเจริญต่อไป ได้โดยรับรวมไอเย็นยิ่งยวดเข้ารวมไว้ที่ผิวหน้า เกาะติดเป็นผลึกแข็งต่อเนื่องออกไป กลไกการ เจริญเติบโตนี้เรียกว่ากระบวนการของ Bergeron (Bergeron Process) ซึ่งเป็นนักอุตุนิยมวิทยาชาว สวีเดน และเป็นผู้แนะนำทฤษฎีไว้ในยุคแรก ๆ เป็นกระบวนการที่มีความสำคัญมากในการอธิบาย การก่อตัวของน้ำฟ้า

ถึงแม้ว่าการเจริญเติบโตขึ้นส่วนใหญ่ดูเหมือนว่าจะเป็นไปในทางที่อนุภาลได้ชั้นกันแล้ว รวมกัน ดังที่ได้อธิบายข้างต้น แต่การอธิบายการอยู่ร่วมกันของผลึกน้ำแข็งและหยดน้ำเย็นยิ่งยวด ในขณะเริ่มต้นการก่อตัวของหยาดน้ำฟ้ากลับกลายเป็นพื้นฐานสำคัญ มีการทดลองตกเพาะเมฆ สมัยใหม่โดยใช้หลักพื้นฐานนี้ ในเมฆที่มีผลึกน้ำแข็งเพียงเล็กน้อยหรือไม่มีเลย หากมีการนำ น้ำแข็งแห้งเข้าไปปล่อยในเมฆนี้ อาจจะทำให้หยดน้ำเย็นตัวลงจนถึงจุดแข็งตัวและอาจเกิดผลึก และเจริญเติบโตต่อไปโดยขบวนการ Bengeron Process ได้ด้วย ปกติน้ำเย็นยิ่งยวดสามารถ เหนี่ยวนำให้เกิดการแข็งตัวได้ โดยการฉีดสารบางอย่าง เช่น Silver lodide ซึ่งสารนี้ทำหน้าที่เป็น แกนกลางของการแข็งตัว นักวิทยาศาสตร์พยายามเพิ่มปริมาณฝนตกจากเมฆอุ่น โดยการหว่านเพาะ เมฆด้วยอนุภากดูดกวามชิ้นชนิดนี้ ซึ่งมุ่งหวังว่าวิธีนี้จะทำให้เกิดหยดน้ำขนาดใหญ่และเจริญเติบโต ต่อไปด้วยการชนและรวมตัว ซึ่งเทคนิดนี้มีรายละเอียดอธิบายอยู่มากในการทำฝนเทียม

กลไกขั้นพื้นฐานสองแบบนี้ เชื่อกันว่าเป็นหลักการสำคัญที่จะทำให้การเจริญเติบโตของ ละอองเมฆอย่างต่อเนื่องไปจนกระทั่งมีขนาดโตมากพอเป็นหยาดน้ำฟ้าตกลงมา สำหรับเมฆที่ไม่มี น้ำแข็งบางกรั้งเรียกกันว่าเมฆอุ่น Warm cloud การชนและรวมตัวกันถือว่าเป็นกลไกหลักในการ เจริญเติบโตของฝนในเขตร้อน (Tropical) ซึ่งมักจะตกจากเมฆที่มีอุณหภูมิมากกว่า 0°C ในกรณีนี้ แกนกลางมักเป็นเกลืออนุภาคใหญ่ ซึ่งก่อให้เกิดหยดน้ำขนาดใหญ่ โดยผ่านขบวนการควบแน่น กลั่นตัวในตอนแรก และตามด้วยการชนปะทะและรวมกันกับละอองขนาดเล็กกว่า ขบวนการนี้ เกระตุ้นทำให้ฝนเริ่มตกได้ดีในช่วงเวลาที่มีเมฆ

3. ขบวนการฝนเย็น (Cold Rain Process)

้ เกิดขึ้นในเมฆซึ่งประกอบด้วยหยดน้ำเย็นยิ่งยวด และมีผลึกน้ำแข็งที่ก่อตัวขึ้นอย่างรวดเร็ว โดยการดึง ไอน้ำอิ่มตัวจากละอองเย็นยิ่งยวดที่อยู่โดยรอบ ไปเกาะติดจนกระทั่งน้ำหนักมากพอจึงตก ลงมา การรวมตัวอาจเกิดขึ้นขณะที่ผลึกน้ำแข็งตกลงมาชนปะทะกับละอองน้ำเย็นยิ่งยวดจำนวน มากที่แข็งตัวได้ทันที และเกาะตัวเข้าเป็นอนุภาคใหญ่และร่วงหล่นลงมาถึงพื้น ดังนั้น น้ำฟ้าอาจ เป็นผลจากการผสมผสานร่วมกันของสองกระบวนการ การเจริญเติบ โตอาจเริ่มต้นจาก Bergeron Process และเจริญเติบโตต่อไปด้วยการชนแบบ Coalescence การมีหยาดน้ำฟ้าเกิดขึ้นจากเมฆมักจะ มีกวามสัมพันธ์กันกับการลดลงของการก่อตัวของเมฆ เพราะน้ำหนักสะสมของน้ำฟ้าที่ตกลงมานั้น จะสร้างกระแสลมไหลลง และการระเหยกลายเป็นไอของน้ำฟ้าขณะที่ตกลงมาทำให้อากาศเย็นลง จึงเสริมการจมตัวให้ตกลงต่อไปอีก

หมอก

158

หมอกเป็นสิ่งที่ลดทัศนวิสัยในบรรยากาศ หมอกบาง ๆ ลดทัศนวิสัย 2-3 km หมอกหนา อาจลดทัศนวิสัยเหลือ 20-30 m หรือน้อยกว่านั้น ทำให้เป็นอันตรายในการคมนาคม การรายงาน ทัศนวิสัยอย่างเป็นทางการจะทำเมื่อทัศนวิสัยน้อยกว่า 1 km หมอกมีลักษณะและ โครงสุร้าง เช่นเดียวกับเมฆ หมอกกับเมฆแตกต่างกันที่วิธีการก่อตัวและสถานที่ก่อตัว เมฆก่อตัวในอากาศที่ เกลื่อนที่ขึ้นเบื้องบนและอุณหภูมิลดลงตามอะเดียเบติก หมอกเกิดจากการเย็นลงด้วยการแผ่รังสี หรือการเกลื่อนที่ของอากาศไปบนพื้นผิวที่อุณหภูมิต่ำกว่า

หมอกก่อตัวด้วยความเย็น (Fogs formed by cooling)

หมอกประเภทนี้เกิดจากการเย็นลงของอากาศจนกระทั่งถึงจุดน้ำด้างไอน้ำจะควบแน่น กลายเป็นหมอก

หมอกจากการแผ่รังสี (Radiation fog)

โดยปกติพื้นโลกมีการแผ่รังสีและอากาศใกล้พื้นโลกเย็นลงโปรไฟล์อุณหภูมิจึงเกิดมีจุด หักกลับ การลอยตัวเกิดการถูกยับยั้งไว้ (ปรากฏการณ์นี้เกิดในฤดูหนาว เมื่อท้องฟ้าแง่มใสอากาศดี มีกวามชื้น ด้วยสภาพแวดล้อมดังกล่าวพื้นโลกและอากาศใกล้พื้นโลกจะเย็นลงอย่างรวดเร็วจนถึง จุดน้ำค้าง) ถ้าลมสงบหมอกจะปกคลุมพื้นโลกสูงไม่เกิน 1 m หมอกจากการแผ่รังสีสามารถแผ่ขยาย ขึ้นไปตามแนวดิ่งได้ถ้ามีลมอ่อน ๆ ความเร็ว 3 ถึง 4 km/hr ลมอ่อน ๆ จะทำให้เกิดความปั่นป่วนพา หมอกสูงขึ้นไป 10 ถึง 30 m โดยหมอกไม่สลายตัวเนื่องจากอากาศที่มีหมอกเป็นอากาศที่เย็นและ หนาแน่น จึงไหลไปในที่ต่ำ (เป็นผลให้มีหมอกหนาในหุบเขาขณะที่บนภูเขาไม่มีหมอก) ซึ่งหมอก ประเภทนี้จะสลายไปหลังควงอาทิตย์ขึ้น 1-3 hr (หมอกแบบนี้ กล่าวถึงไว้บางส่วนในบทที่ 4) หมอกจากการพาความร้อนในแนวราบ (Advection fog)

รู้อากาศร้อนชื้นเคลื่อนที่ไปบนพื้นผิวที่เย็นกว่า อากาศจะเย็นลงโดยสัมผัสและผสมกับ อากาศเย็น ถ้าเย็นลงถึงจุดอิ่มตัวก็จะเกิดหมอกปกคลุมพื้นผิวนั้น การเกิดหมอกประเภทนี้มักมีลมค้า พัดด้วยอัตราเร็ว 10-30 km/hr ไปจมตัวปกคลุมบริเวณที่มีอากาศเย็นกว่า การจมตัวจึงหยุดลง เกิด การหักกลับของอุณหภูมิ เกิดการควบแน่นตรงบริเวณจมตัวของอากาศทำให้เกิดชั้นของหมอกหนา ประมาณ 300 ถึง 600 m ได้โดยไม่สลายตัว (หมอกแบบนี้ กล่าวถึงไว้บางส่วนในบทที่ 4)

หมอกลาดเนินเขา (Upslope fog)

้อากาศชี้นเคลื่อนตัวขึ้นไปตามลาคเขา อากาศจะถูกยกให้ลอยขึ้นภายใต้อุณหภูมิลคลงตาม

อะเดียบาติก เมื่ออุณหภูมิถึงจุดน้ำก้างละอองเมฆจะก่อตัวขึ้น จึงดูกล้ายหมอกปกกลุมตรงบริเวณที่ มีการควบแน่น

หมอกไอน้ำ (Steam fog)

อากาศเย็นเคลื่อนตัวไปบนพื้นน้ำที่มีอุณหภูมิสูงกว่า ไอน้ำเหนือมวลอากาศร้อนจะเย็นตัว ลงจนถึงอุณหภูมิอิ่มตัว จึงควบแน่นเป็นหมอกอยู่เหนือพื้นน้ำ หากปรากฏเหนือมหาสมุทรเรียกว่า Sea smoke

real stands and stands อาจมีรูปแบบของหมอกอีกหลายชนิดที่เกิดขึ้นเฉพาะบริเวณ และมีเงื่อนไขแต่ก็ต่างออกไป

คำถามท้ายบท

- 1. จงระบุเงื่อนไขสภาวะที่ทำให้เกิดเมฆ
- 2. อนุภาคแกนกลางของการควบแน่นโดยทั่วไปในธรรมชาติมีอะไรบ้าง จงอธิบาย
- 3. มีการแบ่งชนิดเมฆอย่างไรบ้าง มีอะไรบ้าง จงอธิบายอย่างละเอียด
- 4. Precipitation คืออะไร มีอะไรบ้าง จงอธิบายอย่างละเอียด
- 5. ฝนคืออะไร จงอธิบายการเกิดฝน
- 6. หิมะคืออะไร จงอธิบายการเกิดหิมะ
- 7. ลูกเห็บคืออะไร จงอธิบายการเกิดลูกเห็บ
- 8. จงอธิบายทฤษฎี Coalescence theory
- 9. จงอธิบาย Bergeron Findeisen process
- 10. ใช้โปรแกรม MATLAB สร้างกราฟจากสมการ 10.8 (กำหนดตัวแปรต่างๆให้ใกล้เคียงค่าจริง)

การพยากรณ์อากาศ

การคาดหมายลักษณะอากาศ คือการรวบรวมข้อมูลลักษณะอากาศทั้งปัจจุบันและที่ผ่านมา ประกอบกับข้อมูลอื่น ๆ เช่น สถิติต่าง ๆ หรือภูมิอากาศ มาประกอบการออกคำพยากรณ์ลักษณะ อากาศล่วงหน้า อาจเป็น 3, 6,12 hr หรือ 1,2,3 วัน หรือ 7 วัน หรืออาจกาดหมายเป็นช่วงหลายเดือน เรียกว่า การพยากรณ์อากาศ วิธีพยากรณ์อากาศแบ่งเป็น 1. Qualitative empirical พยากรณ์อากาศ โดยกาดหมายอย่างมีประสบการณ์ 2.Quantitative empirical พยากรณ์การเคลื่อนตัวไปในเวลา ข้างหน้าจากสารประกอบทางอุตุนิยมวิทยาบางตัว ซึ่งมักใช้อินเด็กซ์ ปัจจุบันใช้ระบบ NWP พยากรณ์โดยกาดหมายอย่างมีประสบการณ์ คือ การพยากรณ์อากาศด้วยแผนที่อากาศและใช้หลัก ประสบการณ์ ซึ่งโดยทั่วไปอาจใช้ทั้งสองวิธีประกอบกันเหมือนที่กรมอุตุนิยมวิทยาใช้อยู่ใน บัจจุบัน ทั้งนี้เพราะประเทศไทยอยู่ในเขตร้อนและร้อนชื้นความแปรปรวนอากาศมาก ประกอบกับ ข้อมูลตรวจวัดในบริเวณนี้มีน้อย ซึ่งขาดข้อมูลสถานีในทะเลและมหาสมุทร จึงเป็นข้อจำกัดในการ พยากรณ์อากาศโดยวิธีทางตัวเลขนั่นเอง

11.1 การพยากรณ์อากาศด้วยแผนที่อากาศและหลักประสบการณ์

ความสำคัญในการพยากรณ์อำกาศในเขตร้อน เนื่องจากในเขตร้อนและร้อนชื้น อากาศมี การยกตัวสูงขึ้น ได้ด้วยหลายปังจัย ดังนั้นการเกิดเมฆและหยาดน้ำฟ้าจึงเกิดขึ้น ได้ง่ายและ หลากหลาย เกิดขึ้น ได้ทุกบริเวณ อาจส่งผลกระทบในบริเวณเล็ก ๆ เช่นเกิด โดยผลของภูมิประเทศ หรือเมฆก่อตัวในแนวดิ่งเกิดพายุฝนฟ้ากะนองในบริเวณเล็ก ๆ เมื่อเปรียบเทียบกับพื้นที่ทั้งประเทศ การพยากรณ์อากาศในเขตนี้จึงยุ่งยากและกลาดเกลื่อนมากกว่าในเขตอื่น ๆ ของโลก

การพยากรณ์อากาศในฤดูร้อนมีความสำคัญที่อุณหภูมิสูงสุดของอากาศในช่วงวัน ดังนั้น ผลการตรวจวัดข้อมูลอุณหภูมิอาจต้องรายงานทุกชั่วโมง หรือทุกช่วงการเปลี่ยนแปลง แผนที่อากาศ จะต้องวิเกราะห์ตำแหน่งของ heat low ให้ถูกต้อง และต้องเน้นการกาดหมายอุณหภูมิสูงสุดของวัน การเฝ้าระวังกลิ่นความร้อนเป็นงานสำคัญมาก เพราะการเปลี่ยนแปลงในกลิ่นความร้อนอาจส่งผล ต่อมนุษย์และสิ่งมีชีวิตมาก การเตือนภัยกลิ่นความร้อนต้องถูกต้องแม่นยำ นอกจากนี้ในช่วงต้นฤดู การเปลี่ยนจากฤดูหนาวเป็นฤดูร้อนมักเกิดพายุฝนฟ้ากะนองและลูกเห็บตกในหลายพื้นที่ ลมแรง และความเสียหายอาจเกิดกระจายในหลายพื้นที่ของประเทศไทยตอนบน โดยเฉพาะอย่างยิ่งบริเวณ ภากเหนือและภากตะ วันออกเฉียงเหนือ พายุฤดูร้อนมักส่งผลเสียหายต่อบ้านเรือนและพื้นที่ การเกษตรมาก ข้อมูลที่สำคัญกือ การหยั่งอากาศ และ Instability index ต่าง ๆ ส่วนเรดาร์ดอปเปอร์ จะช่วยเตือนภัยในช่วงเวลาสั่น ๆ 1-2 br ได้เป็นอย่างดี

บทที่ 11

์ ในฤดูฝนความสำคัญของการพยากรณ์มักเน้นปริมาณฝน พื้นที่ และการกระจายของฝนใน แต่ละภาค ปัจจัยสำคัญที่ต้องคำนึงถึงคือในช่วงฤดูฝน มรสุมและร่องมรสุมมักปกคลุมประเทศไทย ้ประกอบกับการก่อตัวของเมฆในแนวตั้งเกิดขึ้นได้ง่ายเพราะมีความชื้นและความร้อนสูง พื้นที่ ้ด้านรับถมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้มักมีปริมาณฝนชุกกว่าบริเวณอื่น ๆ เช่น ภาคใต้ฝั่งตะวันตกและ ภาคตะวันออก ซึ่งเป็นพื้นที่ที่มีผลของภูมิประเทศเข้ามาเกี่ยวข้องด้วย ยิ่งไปกว่านั้นในช่วงนี้ยังมี พายหมุนเขตร้อนก่อตัวในทะเลและมหาสมุทรแปซิฟิกที่มักเคลื่อนตัวเข้ามาขึ้นฝั่งและเคลื่อนผ่าน เข้ามาใค้ทุกภาคของประเทศไทย มักทำให้เกิดน้ำท่วมฉับพลันและน้ำป่าไหลหลาก ดินโคลนกลั่ม หลายพื้นที่ น้ำท่วมขังเป็นเวลานาน ๆ มักก่อให้เกิดความสอเสียด้านอื่น ๆ ตามมาด้วย การพยากรณ์ อากาศจะต้องใช้ข้อมูลทุกด้าน โดยเฉพาะอย่างยิ่ง เรคาร์และภาพถ่ายดาวเทียม จะต้องมีการตรวจ ้อย่างต่อเนื่อง การเฝ้าระวังกลุ่มฝน และการเคลื่อนตัวของพายุจะเป็นงานที่นักพยากรณ์และนักตรวจ อากาศจะต้องพบกับความลำบากและความท้ำทายที่สูงมากเพราะความสูญเสียที่ตามมาจะมีมาก สถิติภูมิอากาศจะเข้ามาช่วยได้ในเรื่องช่วงเวลาการเกิดพายุ ความถี่ และแนว โน้มเส้นทางที่ควรเกิด ้ในแต่ละช่วงเดือน ข้อมูลจากเรือเดินทะเลและการเตือนภัยจากเงิตอื่นที่อยู่ใกล้พายุมักถูกนำมา พิจารณาร่วมด้วยเสมอ สิ่งสำคัญสูงสุดในการพยากรณ์ในช่วงฤดูฝนคือ ข้อมูลต่าง ๆ และ ประสบการณ์ของผู้พยากรณ์นั่นเอง สิ่งสนับสนุนการพยากรณ์อากาศด้วยประสบการณ์ มักเป็น ้สถิติภูมิอากาศ ข้อมูลตรวจอากาศพิเศษเช่น เรคาร์ และภาพถ่ายคาวเทียม เป็นต้น การคาคหมาย ้ลักษณะอากาศ จะต้องประกอบด้วยระบบต่าง ๆ ที่ทำงานร่วมกัน กล่าวคือ ต้องมีระบบตรวจข้อมูล สารประกอบของอากาศจากหลาย ๆ สถานี้เกือบทั่วโลก ผ่านระบบสื่อสารเข้ามายังศูนย์พยากรณ์ ้อากาศกลาง ซึ่งจะมีการทำงานเป็นระบบเพื่อการพยากรณ์อากาศ จึงรวมเรียกว่าระบบพยากรณ์ อากาศ ประกอบด้วย ระบบตรวจอากาศ ระบบสื่อสารข้อมูล และแผนที่อากาศ

11.2 ระบบตรวจอากาศ

มีการแบ่งชั้นระดับการตรวจสารประกอบต่าง ๆ ต่างกันออกไป ขึ้นกับหน้าที่รับผิดชอบ และความจำเป็นในแต่ละสถานีที่ตั้งขึ้นโดยหน้าที่หลัก ๆ คือ การตรวจสารประกอบอุตุนิยมวิทยา ซึ่งแตกต่างกันตามระดับชั้นของแต่ละสถานี การแบ่งระดับชั้นสถานิตรวจอากาศแบ่งเป็นสูนย์ พยากรณ์อากาศภาก (เป็นหน่วยงานที่รับผิดชอบการพยากรณ์และงานอื่นในทางอุตุนิยมวิทยาทั่วไป และการบินในเขตภาคที่รับผิดชอบ รวมถึงเป็นสถานิตรวจอากาศหลักที่ต้องตรวจวัดอากาศ ระดับบนด้วย) สถานีอากาศชั้นหนึ่ง สถานีอากาศชั้นสอง สถานีอากาศเกษตร สถานีอุตุนิยมวิทยา อุทก สถานีฝน สถานีตรวจอากาศชายฝั่งประภาการ **สารประกอบอุตุนิยมวิทยาที่ต้องทำการตรวจ**

อุณหภูมิอากาศ: เพื่อตรวจสอบระดับกวามร้อนของอากาศ

ความกดอากาศ: เพื่อทราบความหนาแน่นและความคันของอากาศ เพื่อหาบริเวณความกคอากาศสูง และกวามกดอากาศต่ำ

ความชื้นสัมพัทธ์: ตรวจหาปริมาณไอน้ำในอากาศ อ**ุณหภูมิจุดน้ำค้าง**: ตรวจหาอุณหภูมิที่ไอน้ำเริ่มกลั่นตัวเป็นเมฆ

ลม: ตรวจสอบความเร็วและทิสลมที่ระดับใกล้ผิวพื้น

เมฆ: เพื่อตรวจสอบปริมาณ ชนิด ฐาน และทิศทางเคลื่อนตัวของเมฆ

ฝน: เพื่อตรวจสอบปริมาณ ความแรงของฝน รวมถึงวันเวลาที่ฝนตก

การระเหยของน้ำ: เพื่อตรวจสอบการสูญเสียของน้ำไปจากพื้นผิวโลก

อุณหภูมิของดิน: เพื่อทราบระดับความร้อนของคินในระดับต่าง ๆ

รังสีดวงอาทิตย์: เพื่อตรวจสอบปริมาณการแผ่รังสีของควงอาทิตย์ (ตัวการที่ทำให้เกิดอุณหภูมิ ความดัน และลักษณะอากาศต่าง ๆ)

ทัศนวิสัย: เพื่อตรวจสอบระยะทางใกลที่เห็นได้ด้วยตา (ซึ่งแปรเปลี่ยนตามปริมาณ หมอก ฝน ฝุ่น ละออง ควัน)

ลมฟ้าอากาศ: เพื่อตรวจสอบลักษณะอากาศบัจจุบันและที่ผ่านมา รวมถึงการเปลี่ยนแปลง และ ปรากฏการณ์ต่าง ๆ

อุณหภูมิต่ำสุดยอดหญ้า: เพื่อตรวจสอบค่าอุณหภูมิ ซึ่งเกิดจากการแผ่รังสีความร้อนจากบริเวณตุ้ม ของเหลวไปสู่ท้องฟ้า

ความยาวนานแสงแดด: ตรวจสอบว่าในหนึ่งวันจะมีช่วงเวลามีแสงแคคนานเท่าใค อุณหภูมิของน้ำ: เพื่อตรวจสอบระดับความร้อนสูงสุดและต่ำสุดของน้ำในวันหนึ่ง ๆ สารประกอบทางอุตุนิยมวิทยาแสดงลักษณะอากาศต่าง ๆ เช่น การก่อตัวของเมฆ แนวปะทะอากาศ ร่องมรสุม พายุ ซึ่งลักษณะการเกิดเมฆแตกต่างกันไปตามตัวแปรลักษณะอากาศ ดังนั้นการรวบรวม ข้อมูลจากหลายสถานีจึงต้องทำเพื่อวิเคราะห์รูปแบบมวลอากาศ การเกลื่อนตัว แนวโน้มความแรง ซึ่งจำเป็นอย่างยิ่งในการพยากรณ์อากาศ ระบบการตรวจและข้อตกลงในการส่งและการรับข้อมูล

สารประกอบในทางอุตุนิยมวิทยาที่ต้องตรวจและรายงานจะถูกเข้ารหัสสื่อสารมาตรฐาน และจัดส่งผ่านระบบสื่อสารระหว่างประเทศ ตามมาตรฐานที่ WMO กำหนด และจะต้องแลกเปลี่ยน ข้อมูลกันภายในสมาชิกเครือข่าย เมื่อนำข้อมูลที่หน่วยงานสื่อสารได้รับมาประมวลเป็นข้อมูลสถานี ในแต่ละสถานีในแผนที่ก็จะต้องมีมาตรฐานตามข้อกำหนดของ WMO ในการแสดงข้อมูลสถานี ซึ่งจะปรากฏเป็นตัวเลขและสัญลักษณ์ต่าง ๆ ดังรูปที่ 11.1 เป็นไปตามเงื่อนไขดังต่อไปนี้
$\begin{array}{c} & C_{H} \\ TT & C_{m} & ppp \\ V V WW & N & ddff \\ Td Td & C_{L} Nh W \\ h & RR \end{array}$



รูปที่ 11.1 แผนภาพแสดงข้อมูลสถานีข้อกำหนดและการพล็อตข้อมูลสถานี

N : จำนวนเมฆในท้องฟ้า

ddff: dd คือทิศทางลม

ff คือ ความเร็วลมหน่วยเป็น Knots (kn)

ppp : ความกดอากาศหน่วยเป็น hPa ทศนิยมหนึ่งตำแหน่ง บวกกับหนึ่งพันใช้น 084=1008.4 hPa

แต่ถ้าค่าต่ำกว่า 1000 ให้เติมเลข 9 ข้างหน้า

W : ลักษณะอากาศเมื่อชั่วโมงที่ผ่านมา

ww : ลักษณะอากาศขณะทำการตรวจ

- TT : อุณหภูมิของอากาศ
- TdTd : อุณหภูมิจุดน้ำค้าง
- Nh : จำนวนเมฆชั้นต่ำ
- h : ความสูงฐานเมฆชั้นต่ำ
- C_L : ชนิดของเมฆชั้นต่ำ
- C_M : ชนิดของเมฆชั้นกลุกง
- C_H : ชนิดของเมฆชั้นสูง
- VV : ทัศนวิสัย
- RR : ปริมาณน้ำฝน

การนับถ้ำนวนเมฆจะแบ่งท้องฟ้าออกไปเป็น 10 ส่วนและกำหนดสัญลักษณ์คังนี้

0 ส่วน O	ท้องฟ้าแจ่มไส	Clear sky
1 ส่วน O	ท้องฟ้าโปร่ง	Fair
2-3 ส่วน 🕒		
4 ส่วน 🛈	เมฆบางส่วน	Partly cloudy sky



การวัดทิสทางลม จะกำหนดให้ใช้ตำแหน่งสถานีเป็นหลักหมุดแล้วพิจารณาทิศทางลมที่พัดเข้าหา สถานีเป็นทิศทางลม แบ่งออกเป็น 16 ทิศ โดยใช้การวางตัวของก้านลม ดังรูปที่ 11.2 ความเร็วลม : จะกำหนดให้วัดกวามเร็วลมเป็นหน่วย kn (1 kn = 1.8 km/hr) และแทนด้วยสัญลักษณ์ ที่ปลายก้านลมดังนี้



กรณีสัญลักษณ์ของเมฆชั้นต่าง ๆ C_L, C_M, C_H แต่ละชนิดจะแบ่งออกเป็น 10 ตระกูล ดังนี้ เมฆชั้นสูง

เซอร์รัส: Cirrus (Ci) ลักษณะเป็นเส้นใยคล้ายขนนก) () เซอร์โรคิวมูรัส : Cirrocumulus (Cc) เป็นก้อนเล็ก ๆ รวมเป็นกลุ่ม เรียงกันเป็นระเบียบ

เป็นระลอก ๆ

🔰 🤇 เซอร์โรสเตรตัส : Cirrostratus (Cs) สีขาวโปร่งแสง มักทำให้เกิดรัศมีวงกลด (Halo)

เมฆชั้นกลาง

อัลโตคิวมูลัส : Altocumulus (Ac) เป็นก้อนเล็ก ๆ เรียงกันเป็นระเบียบคล้ายฝูงแกะ
 อัลโสเตรตัส : Altostratus (As) เป็นแผ่นแผ่เป็นพืค สีเทาอ่อน

นิม โบสเตรตัส : Nimbostratus (Ns) เมฆกรึ้มบางกรั้งมีคดำ มีฝนตกติดต่อกันเป็นระยะ เวลานาน บางกรั้งจะเรียกว่าเมฆฝน

เมฆชั้นต่ำ

— สเตร โตคิวมูลัส : Stratocumulus (Sc) เมฆสีเทาและเทาอ่อน เป็นแผ่น แผ่ออก ยอดเรียบ
และกว้าง บางครั้งมีฝนได้แต่เป็นฝนเล็กน้อย

– สเตรตัส : Stratus (St) เมฆสีเทาฐานค่ำค่อนข้างเรียบบางครั้งมีฝนแต่เป็นฝนละออง
 คิวมูลัส : Cumulus (Cu) เมฆก้อนถ้าเป็นก้อนเล็ก ๆ แสดงว่าอากาศดี แต่ถ้าเป็นเมฆก่อตัว
 โตขึ้นเรื่อย ๆ จะกลายเป็นเมฆที่ให้ฝนต่อไป (กลายเป็นคิวมูโลนิมบัส)
 เมฆก่อตัวแนวตั้ง

คิวมูโลนิมบัส : Cumulonimbus (Cb) เมฆก้อนใหญ่หนาทึบเกิดจากการยกตัวของกระแส อากาศรุนแรง เติบโตสูงขึ้นเรื่อย ๆ คล้ายโดมดอกกระหล่ำมหึมาหรือคล้ายภูเขาสูง ยอดสูงฐานต่ำ มักมีฝนฟ้าคะนอง ลมแรง มีฟ้าร้อง ฟ้าผ่า

ลักษณะอากาศ

ลักษณะอากาศในขณะทำการตรวจนั้นองค์การอุตุนิยมวิทยาโลกได้แบ่งออกเป็น 100 รูปแบบที่แตกต่างกัน โดยแบ่งเป็นหมวดหมู่ เช่น ลักษณะที่มีฝน หรือลักษณะที่ไม่มีฝน การกำหนด สัญญูลักษณ์จะคล้ายคลึงรูปแบบที่เกิดขึ้นในธรรมชาติ ในที่นี้จะยกตัวอย่างที่สำคัญ ๆ ที่มักเกิดขึ้น ปอยครั้งเช่น

- 🔨 🛛 ทัศนวิศัยเลว อันเนื่องมาจากหมอกควัน เช่น ไฟป่า หรือควันจากโรงงาน
- 🛇 ฟ้าหลัว (haze) ทัศนวิสัยไม่เกิน 10 km ความชื้นน้อยกว่า 65%
 - _____ - หมอกบาง (mist) ทัศนวิสัยต่ำกว่า 1-10 km ความชื้น 65-97%
 - หมอก (fog) ทัศนวิสัย ต่ำกว่า 1 km ความชื้นมากกว่า 97%
 - ฟ้าแลบ แต่ไม่ได้ยินเสียงฟ้าร้อง
 - ฟ้ากะนอง มีฟ้าแลบ และได้ยินเสียงฟ้าร้อง แต่ไม่มีฝน
 - ฝนฟ้ากะนอง มีฟ้าแลบ และได้ยินเสียงฟ้าร้อง และมีฝนตก
 - ฝนธรรมคา (rain) เส้นผ่านสูนย์กลางโตกว่า 0.5 mm
 - 🤊 🔹 ฝนละออง (drizzle) เส้นผ่านศูนย์กลางเล็กกว่า 0.5 mm
 - ฝนฟ้าคะนอง มีลูกเห็บ
- * หิมะ 7 ฝนโปรย
- 11.3 แผนที่ผิวพื้นและสัญลักษณ์ต่าง ๆ

ข้อมูลสถานีจะถูกพล็อทในแผนที่ผิวพื้นดังรูปที่ 11.3 และนำไปวิเคราะห์แบ่งแยกมวล อากาศด้วยเส้นความกดอากาศเท่า เพื่อดูการเคลื่อนตัวของมวลอากาศ ทั้งกวามกดอากาศสูง หย่อม ความกดอากาศต่ำ แนวปะทะ แนวร่องกวามกดอากาศต่ำ รวมถึงพายุหมุนเขตร้อน สัญลักษณ์ต่าง ๆ ในแผนที่อากศที่สำคัญ เช่น





รูปที่ 11.3 แสดงแผนที่ผิวพื้นที่ใช้ในการพยากรณ์อากาศ ที่มา: กรมอุตุนิยมวิทยา

ส่วนลมชั้นบนที่ระดับต่าง ๆ จะถูกพลีอทลงในแผนที่ลมชั้นบนที่ระดับต่าง ๆ และนำไปวิเคราะห์ เส้นสตรีมไลน์ดังรูป 11.4 เพื่อตรวจสอบบริเวณที่เป็นไซโคลนิก และ แอนดิไซโคลนิก แนวสอบ ลม แนวมรสุม รวมถึงตำแหน่งของพายุหมุนด้วย แผนที่อื่น ๆ จะถูกนำมาวิเคราห์ด้วยและนำมา ประกอบการตัดสินใจออกกำพยากรณ์ ในแต่ละช่วงวันที่แบ่งออกเป็นสี่เวลาหลัก คือ 00Z (07.00) 06Z (13.00) 12Z (19.00) และ 18Z (01.00) ข้อมูลอื่น ๆ อาจเป็นรายชั่วโมง หรือรายวันซึ่งขึ้นกับ กวามจำเป็นใช้งาน รวมถึงข้อมูลสถิติต่าง ๆ มากมายที่ใช้ในการพยากรณ์ เช่น เรคาร์ ดังรูป 11.5 พยากรณ์อากาศเชิงตัวเลข ดังรูปที่ 10.6 และภาพถ่ายคาวเทียม ดังรูป 11.7 ข้อมูลเรคาร์และดาวเทียม (ตรวจอากาศพิเศษ) ทั้งสองมีการตรวจวัดให้บริการทุกชั่วโมง ซึ่งบางครั้งอาจตรวจทุกครึ่งชั่วโมง ถ้าได้รับการร้องขอให้ตรวจ ทั้งนี้เพื่อติดตามกลุ่มฝนหรือหาตำแหน่งของพายุที่อยู่ในทะเล ภาพถ่าย คาวเทียมอาจถูกนำมาวิเคราะห์ถิ่มาก เช่นเดียวกับเรคาร์ การพยากรณ์กลุ่มฝนเคลื่อนตัวหรือปกกลุม ในที่ต่าง ๆ จะต้องทำการตรวจเรคาร์ทุกครึ่งชั่วโมง ทั้งนี้เพื่อการเตือนกัยที่แม่นยำ



รูปที่ 11.4 แสดงแผนที่ถมชั้นบนที่ใช้ในการพยากรณ์อากาศ ที่มา: กรมอุตุนิยมวิทยา

อย่างไรก็ตาม มีแผนที่อีกมากมายในการใช้พยากรณ์อากาศ ซึ่งไม่ได้นำมาแสดงในที่นี้ และ สามารถติดตามสืบค้นข้อมูลเพิ่มเติมได้จาก https://www.tmd.go.th/ ซึ่งได้แนะนำการใช้งานสืบค้น ตามกิจกรรมในภาคผนวก 3



ฟิสิกส์ของชั้นบรรยากาศ

170

รูปที่ 11.5 ตัวอย่างแผนภาพเรคาร์ตรวจฝนที่ใช้ในการพยากรณ์อากาศ ที่มา: กรมอุ่ตุนิยมวิทยา



ปรับปรุงข้อมูล ณ. เวลา 01:00 น. วันอา. ที่ 23 ก.พ. 2568 ส่วนพยากรณ์อากาศเชิงตัวเลข กองพยากรณ์อากาศ กรมอุตุนิยมวิทยา มีการปรับปรุงอักษรต่อบางส่วน

รูปที่ 11.6 แผนภาพพยากรณ์เชิงตัวเลข (Mean Sea Level Pressure(hPa):ภาพวนลูป)



รูปที่ 11.7 แสดงภาพถ่ายดาวเทียมที่ใช้ประกอบในการพยากรณ์อากาศ ที่มา: กรมอุตุนิยมวิทยา

Let to say the set of the set of

คำถามท้ายบท

Mattheore and and a standard and a

บทที่ 12 ปรากฏการทางแสงและแม่เหล็กไฟฟ้าของชั้นบรรยากาศ

ในชั้นบรรยากาศทุกระดับมักมีปรากฏการณ์ทางฟิสิกส์ปรากฏให้เห็นได้บ่อย โดยเฉพาะ อย่างยิ่งปรากฏการณ์ทางแสงและแม่เหล็กไฟฟ้าที่มักพบเห็นได้จนชินตาหลายมีรูปแบบ เช่นฟ้าผ่า ฟ้าแลบ ฟ้าหลัว รุ้งกินน้ำ และแสง aurora เป็นต้น สิ่งสำคัญที่ทำให้สิ่งมีชีวิตอาศัยอยู่ในโลกได้นั้น คือสนามแม่เหล็กโลก ความสำคัญของสนามแม่เหล็กโลกนั้นมากพอกันกับชั้นบรรยากาศโลก นักวิทยาศาสตร์จึงให้ความสำคัญกับสนามแม่เหล็กโลกมาก หัวข้อแรกของบทนี้จึงจะขอกล่าวถึง สนามแม่เหล็กโลกก่อนเป็นอันดับแรกดังนี้

12.1 Magnetosphere

โครงสร้างภายในของโลกนั้นเป็นของเหลวตัวนำร้อนที่ใหลวนอยู่รอบแกนกลมแข็งของ เหล็กและนิเกิลตรงใจกลางโลก ของเหลวโลหะเป็นตัวนำร้อนเคลื่อนที่และแตกตัวเป็นไอออน จึงมี กระแสไหลวนภายในโลกรอบแกนโลกที่เป็นเหล็กของแข็ง จึงเกิดสนามแม่เหล็กจากกระแส ใหลวนนี้ ทำให้เส้นแรงของสนามแม่เหล็กโลกแผ่กระจายกว้างออกไปในชั้นบรรยากาศและอวกาศ หลายร้อยกิโลเมตร ดังรูปที่ 12.1 ทำหน้าที่ห่อหุ้มโลกไว้ให้รอดพ้นจากลมสุริยะ (solar wind) ที่มัก พัดพาอนุภาคพลังานสูง ๆ มาปะทะกับเส้นแรงแม่เหล็กโลก



รูปที่ 12.1 แสดงสนามแม่เหล็กโลก ที่มา: https://physics.aps.org/articles/v9/91

ที่ระดับสูงขึ้นไปประมาณ 500km จากพื้นผิวโลกบรรยากาศเบาบางมาก ๆ การชนกันของ โมเลกุลแทบไม่เกิดขึ้นเลย สนามแม่เหล็กโลกจึงเป็นสิ่งที่กำหนดการเคลื่อนตัวของประจุ ทั้งนี้ เพราะเมื่อพายุลมสุริยะเคลื่อนที่เข้าปะทะกับสนามแม่เหล็กโลก สนามแม่เหล็กโลกจะมีกการลู่เบน ไปเป็นรูปหยดน้ำดังรูป 12.2 เนื่องจากเกิดปะทะกันของสนามแม่เหล็กโลกและสนามแม่เหล็กจาก ลมสุริยะเอง โดยหลักการของสนามแม่เหล็กจะไม่ตัดกันแต่จะเบียดอัดชิดกัน จึงเกิดเส้นแรงเบียด ชิดกันของสนามแม่เหล็กโลกในแนวหน้าการปะทะ และขยายออกในด้านตรงข้าม ตรงแนวหน้า การปะทะกัน จะเรียกว่า bow shock ดังนั้นประจุที่มาพร้อมกับสนามแม่เหล็กจากลมสุริยะส่วนมาก จะถูกเบนออกตามแนวเส้นแรงแม่เหล็กโลก จึงไม่สามารถผ่าน bow shock เข้ามาถึงเขตชั้นในของ บรรยากาศโลกได้ จะมีเพียงบางส่วนเล็กน้อยเท่านั้นที่ทะลุผ่านเข้ามาในชั้นบรรยากาศโลกได้



รูปที่ 12.2 แสดงการเกิดลมสุริยะเคลื่อนเข้าปะทะสนามแม่เหล็กโลก

. โดยหลักทฤษฎีทางแม่เหล็กไฟฟ้า ประจุมักเคลื่อนที่ โด้งวนโดยรอบในสนามแม่เหล็ก เป็นไปต่ามสมการ $F = q \vec{v} \times \vec{B} = q v B \sin \theta$ แรงนี้ ดึงประจุในแนวตั้งฉากดังรูปที่ 12.3ก ประจุ จึงเคลื่อนที่เป็นแนวโด้งวนเป็นวงรอบ (ดังรูปที่ 12.3ข ซึ่งมีสนามแม่เหล็กพุ่งเข้าหาหน้ากระดาษ)

สนามแม่เหล็กจึงเป็นตัวป้องกันลมสุริยะที่สำคัญ ดังรูปที่ 12.3ค และ ง อนุภาคที่มีประจุ สนามแม่เหล็กจึงเป็นตัวป้องกันลมสุริยะที่สำคัญ ดังรูปที่ 12.3ค และ ง อนุภาคที่มีประจุ ผ่านแนวปะทะเข้าสู่บรรยากาศโลกได้ จะถูแรงกระทำจากสนามแม่เหล็กในแนวตั้งฉากกับความเร็ว อนุภาค จึงเคลื่อนวนรอบเส้นแรงแม่เหล็กจากขั้วหนึ่งถึงขั้วตรงข้ามในหนึ่งวินาที วนไปรอบโลก ตรงบริเวณใกล้ขั้วโลกอนุภาคอาจเคลื่อนต่ำลงมาถึง 80-150 km เป็นที่ซึ่งอนุภาคสามารถ Ionize โมเลกุลอากาศ ซึ่งจะเปล่งแสงเมื่อเกิดรวมตัวกัน เกิดเป็นแสง Aurora แสงสีในท้องฟ้าเวลากลางกิน แถวใกล้ขั้วโลกดังรูปที่ 12.4 มักเกิดขึ้นระหว่าง 15° ถึง 30° จากขั้วแม่เหล็กโลก (Magnetic poles) แบ่ง aurora ออกเป็นสองแบบคือ Aurora borealis= Aurora in the Arctic เป็น Aurora ที่เกิดในเขต อาร์คติค และ Aurora australis= Aurora in the Antarctic เป็น Aurora ที่เกิดในเขตแอนตาร์คติค



รูปที่ 12.3 แสคง ก) และข) การเคลื่อนที่ของอนุภาคมีประจุ ค) แนวปะทะกับสนามแม่เหล็ก โลก ง) การเคลื่อนที่ของอนุภาคมีประจุที่ผ่านแนวปะทะเข้ามาในชั้นบรรยากาศ โลก

12.2 การกระเจิงแสงในชั้นบรรยากาศ

ตามหลักที่ถุษฎีนั้น ถ้าโฟตอนถูกดูดกลืนโดยอนุภาค และถูกปลดปล่อยออกมาใหม่อย่าง รวดเร็วในหลายทิศทาง จะเรียกว่าเกิดการกระเจิง กลไกการกระเจิงแบ่งออกเป็น Rayleigh-Scattering และ Mie-Scattering และ Inelastic Raman-Scatteringโดยปกติการกระเจิงของโฟตอน นั้นมีความยาวกลื่นเดิม (Elastic scattering) แต่เปลี่ยนแปลงทิศทางไปจากทิศทางเดิมของโฟตอน **Rayleigh-Scattering** เป็นการกระเจิงที่เกิดขึ้นกับอนุภาคขนาดเล็ก (โมเลกุล) เกิดการสั่นเคลื่อนที่ ของประจุในสนามแม่เหล็กไฟฟ้า อนุภาคทำตัวเหมือนขั้วแผ่กลื่น โดยแผ่ความยาวกลิ่นที่ถูก ดูดกลืนไว้ออกมาเท่าเดิม แต่เกิดการกระจายเชิงมุมออกไป ประสิทธิภาพของการกระเจิงแบบเรลีก์ แปรตาม λ⁴ สัมประสิทธิ์ของการกระเจิงเป็นสัดส่วนกันกับดัชนีหักเหแสง ซึ่งความเข้มแสงของ การกระเจิงเป็นสัดส่วนกับ 1-cos²θ เมื่อ θ เป็นมุมของแสงที่กระเจิง ถ้าแสงที่ตกกระทบไม่เป็นแสง โพลาไรซ์แสงมักกระเจิงไปข้างหน้าและย้อนกลับเป็นหลัก การกระเจิงแบบเรลีก์จะเป็น โพลาไรซ์ที่มุม 90° ดังรูปที่ 12.5 การกระเจิงแบบเรลีก์อาจอธิบายในมุมมองว่าอนุภากเป็นกลุ่มก้อน ของขั้วไคโพลที่ปลคปล่อยพลังงานแสง



รูปที่ 12.4 แสดงภาพถ่าย aurora ที่มา: https://www.space.com/aurora-colors-explained



รูปที่ 12.5 แสดงการกระเจิงแสงซึ่งเป็นไปได้ทุกมุมและการกระเจิงแสงที่ทำให้แสงจากท้องฟ้าเป็น โพลาไรซ์บางส่วน (รูปด้านขวา)

ทำไมท้องฟ้าจึงมีสีฟ้า การมองเห็นท้องฟ้าเป็นสีฟ้าเพราะชั้นบรรยากาศกระเจิงความยาวคลื่นแสงสี ฟ้าได้มาก ปกติแสง UV มักถูกดูดกลื่นจากชั้นบรรยากาศระดับบนก่อนจะลงมาถึงพื้น แสงสว่างใน ท้องฟ้าจะเป็นโพลาไรซ์ในแนวตั้งฉากกับระนาบแสงของดวงอาทิตย์ (ตามแนวผู้สังเกตและ โมเลกุลที่เกิดการกระเจิงแสง ดังรูปที่ 12.5) โพลาไรเซชันจะมีก่าสูงสุดเมื่อมุมกระเจิงเป็น 90° Mie Scattering เป็นการกระเจิงบนอนุภาคขนาดใหญ่ (Aerosols ผลึกน้ำแข็ง และสารแขวนลอยอยู่ ในของเหลว) เป็นแสงสีเดียวที่กระเจิงจากแต่ละอนุภากที่หลากหลายและมีจำนวนมาก กรณีอนุภาค ทรงกลม Mie Scattering อาจคำนวณได้จากดัชนีหักเหแสงโดยใช้สมการของแมกเวลส์ ความยาว คลื่นแสงตกกระทบไม่เปลี่ยนแปลงแต่การกระจายเชิงมุมเปลี่ยนแปลงไป

12.3 ปรากฏการหักเหแสงในชั้นบรรยากาศ (Geometric Optics)

เมื่อความขาวคลื่นเล็กกว่าเส้นผ่านศูนย์กลางของอนุภาคมาก ๆ จะอธิบายได้ด้วยการหักเห เช่น รุ้งกินน้ำ (Rainbows) รุ้งกินน้ำเกิดจากการหักเหและสะท้อนแสงภายในหยดน้ำ ซึ่งมีสามแนวที่ เกิดขึ้นได้ แนวแรก 41° (ตรงข้ามกับแสงอาทิตย์) แนวสอง 51° เกิดจากการสะท้อน 2 ครั้งก่อนหักเห และแนวสามเป็นมุมกางออกไป 140° (ไม่ได้แสดงไว้) กับทิศทางของแสงอาทิตย์ ดังรูปที่ 12.7



รูปที่ 12.6 การสะท้อนแสงภายในหยุดน้ำในมุมที่ส่งผลให้เกิดรุ้งกินน้ำ

Halo เกิดจากการหักเหแสงภายในผลึกน้ำแข็งในเมฆ ในมุมต่าง ๆ กันทำให้เกิดแยกแสงออกเป็น รูปแบบพระอาทิตย์ทรง<mark>กิล</mark>ด ดั้งรูปที่ 12.7



รูปที่ 12.7 แสดงมุมเบี่ยงเบนน้อยสุดที่มุมต่าง ๆ ในผลึกน้ำแข็งทำให้เกิดพระอาทิตย์ทรงกลด ที่มา: Atmospheric Physics - 144 - University of Bremen, WS 2003 / 2004

12.4 Primary cosmic ray

รังสีที่ผ่านมาในชั้นบรรยากาศเป็นอนุภาคที่มีพลังงานสูง เกือบทั้งหมดเป็นโปรตอนที่พุ่ง เข้ามาในทุกทิศทางและผลิตอนุภาคพลังงานสูงอื่นขึ้นมาจากการชนกันกับอนุภาคอากาศเกิดเป็น secondary cosmic rays และเป็นตัวผลิตไอออนในอากาศจากการชน พลังงานของรังสีคอสมิก เทียบเกียงได้กับขนาดของแสงดาวในท้องฟ้า และกระจายตัวเป็นช่วงกว้าง

12.5 Charge generator

เมฆซึ่งขยายตัวสูงขึ้นเหนือระดับที่เย็นกว่าสูนย้องสาจากการยกตัวอย่างรุนแรงเป็นเหมือน electrostatic generator ที่มีกำลังสูงมหาศาล โดยอากาศที่ถูกยกตัวขึ้นจะพาประจุบวกขึ้นไป ในขณะ ที่น้ำฟ้าที่ตกลงมาพาประจุลบตกลงมาที่พื้น โดยกระบวนการนี้สร้างสูนย์กลางประจุบวกค้านบน และประจุลบที่ด้านใต้แยกตัวเป็นชั้น ๆ ดังรูปที่ 12.8 และ 12.9

การเกิดขั้วทางไฟฟ้าขึ้นในก้อนเมฆเป็นผลมาจากการเสียคสีของหยาดน้ำฟ้าที่ตกลงมากับ ผลึกน้ำแขึง ในภาวะฝนที่ไม่มีความรุนแรงของกระแสอากาศประจุบวกและลบถูกสร้างขึ้นไม่มาก แต่ในขณะที่มีการยกตัวรุนแรงการตกลงมาและถูกคันกลับขึ้นไปหลายครั้ง เกิดการชนกันประจุลบ จะถ่ายเทไปยังน้ำฟ้าที่ตกลงมา และประจุบวกถูกพาขึ้นไปตามกระแสลม ความเข้มข้นประจุมาก ๆ ในเมฆพายุฝนฟ้าคะนอง เป็นผลมาจากการยกตัวอย่างรุนแรง เซลล์ประจุลบขยายตัวขึ้นไปได้สูงถึง 4-9 km ส่วนเซลล์ประจุบวกจะมีสูนย์กลางที่สูงเหนือ 10 km ขึ้นไป จากการตรวจวัดสนามไฟฟ้า ระหว่างสูนย์กลางของประจุบวกและประจุลบมีค่ามากประมาณ 2000V/cm แต่ในเฉพาะบริเวณอาจ สูงกว่านี้ได้ การ discharge เกิดขึ้นมักจะเห็นฟ้าแลบ (ฟ้าผ่า) ตรงแนวระหว่างสูนย์กลางประจุบวก และประจุลบ อาจเป็นภายในก้อนเมฆเอง หรือระหว่างก้อนเมฆ หรืออาจเหนี่ยวนำกับประจุที่อยู่บน พื้นดิน ดังรูปที่ 12.10 ภายในก้อนเมฆต้วยกันอาจมีสนามไฟฟ้าสูงถึงช่วง 10-100kV/m โดยเฉลี่ยทั่ว ทั้งก้อนเมฆ อย่างไรก็ตามบางบริเวณภายในก้อนเมฆสนามไฟฟ้าเป็นฟึงก์ชันกับความแปรปรวน ของอากาศที่ผลักประจุบวกให้ห่างประจุลบได้มาก อาจถึง 1 MV/m ที่ทำให้ฟ้าผ่าได้

12.6 นาโนฟิสิกส์และฟิสิกส์ชั้นบรรยากาศ

รับจึงจุบันนาโนเทคโนโลยีได้ถูกนำมาใช้ในหลายรูปแบบทั้งในอุปกรณ์เครื่องใช้ต่าง ๆ กระบวนการผลิตในอุตสาหกรรม คมนาคมขนส่ง ยานพาหนะ เครื่องนุ่งห่ม ผลิตภัณฑ์ยารักษาโรค และเครื่องสำอาง หลายฝ่ายตระหนักถึงผลกระทบของมลพิษจากนาโนเทคโนโลยีที่ส่งผลกระทบ ต่อสิ่งแวคล้อม โดยเฉพาะอย่างยิ่งมลพิษในชั้นบรรยากาศ ซึ่งเป็นที่ทราบกันดีว่า อนุภาคขนาดเล็ก มักเป็นปัญหามลพิษที่ส่งผลกระทบโดยตรงต่อสุขภาพมนุษย์และสัตว์เป็นอย่างยิ่ง เช่น PM 2.5 และ PM 0.1 จึงมีการศึกษากันอย่างกว้างขวางเกี่ยวกับการแพร่กระจายของ nanomaterial ที่แขวนลอยอยู่ ในอากาศ ในหัวข้อนี้จึงจะกล่าวถึงสมบัติสำคัญทางฟิสิกส์ของ nanomaterial ที่เชื่อมโยงไปสู่ กระบวนการทางชั้นบรรยากาศในเรื่อง กลไกการสะสม กระจายตัว วัฏจักร การตรวจวัด การศึกษา ผลกระทบโดยสังเขป (เนื่องจากเนื้อหาค่อนข้างกว้าง และเกี่ยวข้องกันกับหลายสาขาการศึกษา) รวมถึงจะมีการเสนอแนวคิดงานวิจัยที่อาจนำไปสู่การศึกษาและตรวจวัดได้



รูปที่ 12.8 แผนภาพการกระจายประจุบวกและลบภายในก้อนเมฆในขณะที่เกิดพายุฝนฟ้าคะนอง



รูปที่ 12.9 แสดงการเกิดขั้วทางไฟฟ้าขึ้นในก้อนเมฆเป็นผลมาจากการเสียดสีของน้ำฟ้าที่ตกลงมา กับผลึกแข็ง





12.6.1 นาโนเทคโนโลยีและนาโนฟิสิกส์

วัสดุนาโนเป็นวัสดุที่มีขนาดเล็กในระดับ nm ซึ่งอาจจัดแบ่งออกได้เป็น Nanocrystalline materials, Nanoparticles, Nanocapsules, Nanoporous materials, Nanofibers, Nanowires, Fullerenes, Nanotubes, Nanosprings, Nanobelts และ Dendrimer ส่วนเทกโนโลยีที่ใช้หรือวัสดุ เหล่านี้เรียกว่านาโนเทกโนโลยี ประกอบด้วย Molecular electronics, Quantum dots, NEMS, Nanofluidics, Nanophotonics, Nano-optics, Nanomagnetics, Nanofabrication, Nanolithography, Nanomanu- facturing, Nanomedicine, Nano-bio และ Nano-food, Nano-energy สิ่งที่สำคัญ ของ nanomaterial คือสมบัติทางฟิสิกส์และสมบัติทางเกมีที่แตกต่างจากวัสดุโกรงสร้างขนาดใหญ่ โดยทั่วไป เพราะพื้นผิวสัมผัสและประจุเชิงผิวที่โดดเด่น ส่งผลโดยตรงต่ออันตรกิริยากับความร้อน แม่เหล็กไฟฟ้า แสง และปฏิกิริยาเกมี โดยเฉพาะสมบัติทางแสงและทางเกมี เป็นวัสดุที่นิยม ประยุกต์ใช้และสึกษาพัฒนากันมากในปัจจุบัน กระบวนการผลิตทำได้จากการบดเชิงกล ทางเกมี แสงเลเซอร์ ไมโกรเวฟ ไฟฟ้าเกมี เป็นต้น ส่วนรูปแบบมีทั้ง nanoparticle, nanotube, nanocluster, nanocrystal, nanofiber เป็นต้น ชนิดที่นิยมมักเป็น nanocarbon, nanogold, nano silver, nano zinc, กลกocomposite (แบวนลอยอยู่ในสารอื่น ๆ) เป็นต้น นักวิจัยพบว่า nanomaterial ที่สังเคราะห์ได้จาก วัสดุโลหะมีความสำคัญในแง่ของอันตรกิริยากับแสงอย่างมาก เช่น nanogold และ nano silver ข้อดี ของอนุภาคแบบนี้ก็อ มีผลตอบสนองต่อแสงทั้งในรูปแบบ single nanometal และ nanocomposite

ซึ่งนิยมนำมาประยุกต์ใช้ในหลากหลายรูปแบบ ทั้งตัวเร่งปฏิกิริยา (ตัวอย่างงานวิจัยของ Raknoi, P. and etal. 2023. ตามเอกสารอ้างอิงลำคับที่13) เทคโนโลยีเกษตร การซักฟอก ฆ่าเชื้องุลินทรีย์ รวมถึงเทคโนโลยีเครื่องสำอาง ยา และอาหาร เป็นต้น สมบัติสำคัญของอนุภาคนาโนจากโลหะคือ plasmonic resonance ซึ่งเป็นสิ่งสำคัญใน nanophotonic จัดเป็นเทคโนโลยีที่ใช้งานหลายรูปแบบ และเป็นอุปกรณ์ทางแสงในรูปแบบต่าง ๆ มากมาย ที่ใช้กับอุปกรณ์ตรวจวัดทางนาโนเทคโนโลยี plasmonic resonance เป็นปรากฏการณ์ที่อิเล็กตรอนเชิงผิวของ nanometal เกิด resonance กับกลื่น แม่เหล็กไฟฟ้า (visible และ IR) เกิดแสงเชิงผิวที่สามารถตรวจวัดได้ในระยะใกล้ มีการประยุกต์ใช้ plasmonic resonance หลากหลายสาขาในช่วงหลายสิบปีที่ผ่านมา ส่วนในสาขา nanophotonic นั้น ้ ปัจจุบันเป็นที่นิยมวิจัยและประยุกต์ใช้งานหลายรูปแบบเช่น อุปกรณ์ตราจวิจิทางแสง แว่นสายตา อปกรณ์พื้นผิวเชิงแสง (ผ้าคลมล่องหน) และเซ็นเซอร์แบบต่าง ๆ (ตัวอย่างงานวิจัยของ Chiangga, S. and etal. 2017. ตามเอกสารอ้างอิงถำดับที่ 5) ที่เน้นวิจัยพื้นผิวเทียมเชิงแสง (metamaterial) มีการ ้ประยุกต์วิจัยในหลายสาขาทั้งทางฟิสิกส์ เคมี ชีวภาพ การ์แพทย์ วัสดุ วิศวกรรมไฟฟ้า พลังงาน แสงอาทิตย์ รวมถึงอนุภาคในสิ่งแวคล้อมและชั้นบรรยากาศด้วย ความก้าวหน้าของ metamaterial เริ่มต้นมาจากเทคโนโลยี sputtering แผ่นผิว metal nanofilm ที่ทำได้เล็กมากในระดับ 50-100 nm² ซึ่งนำมาใช้ในทางอุปกรณ์ตรวจวัดแบบ plasmonic sensor โดยมีสามรูปแบบสำคัญของ plasmonic sensos คือ Kretschmann configurations, Otto configurations และ plasmonic waveguide ดังรูปที่ 12.11 ด้วยเช่นกัน ซึ่งจะกล่าวถึงอีกครั้งในหัวข้อ 12.6.3

12.6.2 ผลกระทบของ nanomaterial กับชั้นบรรยากาศ

มีหลายงานวิจัยที่เริ่มสร้างเครื่องมือและกระบวนการทางวิทยาศาสตร์เพื่อศึกษาผลกระทบ nanomaterial ต่อชั้นบรรยากาศ โดยการตรวจวัด nanomaterial ในอากาศ และสิ่งแวดล้อมทางทะเล ที่เกี่ยวข้อง โดยเน้นตรวจสอบอนุภาคแขวนลอยในอากาศ ในแง่ของชนิด โครงสร้าง ขนาด และ อันตรภิริยาต่อสิ่งแวดล้อม รวมถึงผลกระทบต่อระบบทางเดินหายใจมนุษย์ (เริ่มตั้งแต่ขนาด 10 nm ถึง 500 nm) มีรายงานวิจัยที่เกี่ยวข้องในหลายรูปแบบทั้งในแง่ปริมาณและบริเวณของการสะสมตัว ในภูมิภาคและเมืองใหญ่ (ดังตัวอย่างรายงานวิจัยของ Pablo Fdez-Arroyabe and etal, 2022, เอกสารอ้างอิงลำดับที่ 11) มีการศึกษาแบบจำลองทางเดินหายใจของมนุษย์ที่แสดงผลการสะสมตัว ของอนุภาคขนาด nm บนพื้นผิวของถุงลมปอดอาจจะเกิดขึ้นได้ ซึ่งมีงานวิจัยจำนวนมากที่มุ่งเน้น การตรวจหา nanomaterial ในสิ่งแวดล้อม (ทำได้เพียงในห้องทดลอง) ด้วยเครื่องมือสำคัญคือ X-Rays, Spectrometer รูปแบบต่าง ๆ และกล้องจุลทรรศน์อิเล็กตรอน เป็นหลัก โดยมีข้อสรุปจาก รายงานวิจัยภาพรวมคือ ประจุลบเชิงผิวของ nanomaterial เป็นต้นเหตุสำคัญในการสะสมตัวในที่



รูปที่ 12.11 แสดงรูปการตรวจวัด Plasmonic resonance ก) Otto-configuration ป) Kretschmann configuration ก) ตัวอย่างของ plasmonic slot waveguide

บ่งชี้ความเชื่อมโขงจากการสัมผัสโดยการสูดคม) ซึ่งอาจมีผลกระทบต่อสุขภาพทั้งระบบของมนุษย์ มีการศึกษาวิเคราะห์ลักษณะของตัวอย่างละอองอนุภาคแขวนลอยขนาดเล็ก (nm) เพื่อกำหนด สัณฐานวิทยา ขนาด องค์ประกอบทางเกมีและโครงสร้างที่เป็นพิษวิทยาของ nanomaterial พบว่ามี การสะสมและการกระจายตัวของ nanomaterial รวมตัวกันกับอนุภาคแขวนลอยขนาดใหญ่กว่า จัดรูปแบบเป็น composite particle กระจายตัวอยู่ในสิ่งแวดล้อมและลอยในอากาศใกล้ผิวพื้นดิน (ดังตัวอย่างในรูปที่ 12.12) ซึ่งมีแหล่งกำเนิดหลากหลาย เช่น อุตสาหกรรม การกมนาคม การขนส่ง การก่อสร้าง การเกษตร การเผาไหม้ ไม่เว้นแม้แต่จากครัวเรือน มีการเฝ้าระวังศึกษาในวงการแพทย์ ซึ่งมีความตะหนักต่อสมบัติทางฟิสิกส์และเคมีของ nanocomposite ที่อาจเป็นปัจจัยเร่งความรุนแรง ต่อการเกิดโรกต่าง ๆ แต่ยังมีข้อจำกัดการศึกษาโดยใช้มนุษย์และสัตว์ในการทดลอง อย่างไรก็ตาม การทดลองในหนูทดลองแสดงผลกระทบจาก nanocomposite ของโลหะ เช่น ทอง และเงิน เป็นต้น และของอโลหะ เช่น อนุภาคออกไซน์ต่าง ๆ และผลึกบางชนิดที่เป็นองก์ประกอบในผลิตภัณฑ์ ที่มี ใช้ในชีวิตประจำวัน อุตสาหกรรม และการคมนาคม เป็นต้น นอกจากนี้ ยังมีการวิจัยในรูปแบบการ จำลองผลกระทบในอวัยวะมนุษย์ หลายโมเดลแสดงถึงโอกาสที่มีความเชื่อมโยงกัน แต่ยังไม่มีการ รายงานผลทางการแพทย์ที่บ่งชี้ชัดเจนว่า nanocomposite เป็นต้นเหตุทำให้โรกต่าง ๆ รุนแรงขึ้น อย่างมีนัยสำคัญ



รูปที่ 12.12 ภาพในโซนย่อย A แสดงกราฟการกระจำยัตัวอนุภาคมลพิษในอากาศที่ปล่อยออกมา จากแหล่งต่าง ๆ บนถนน ที่เก็บรวบรวมในเบอร์มิงแฮม สหราชอาณาจักร ส่วนภาพในโซนย่อย B ถึง F แสดงภาพจากกล้องจุลทรรศน์อิเล็กตรอนของอนุภาคริมถนนที่เก็บรวบรวมในแลงกาสเตอร์ สหราชอาณาจักร : ที่มา B.A. Mahera and etal. 2020. (เอกสารอ้างอิงลำคับที่ 4)

ตามทฤษฎีของชั้นบรรยากาศนั้น อนุภาคแขวนลอยซึ่งมี nanocomposite เป็นองค์ประกอบ จะเคลื่อนตัวไปพร้อมกับการยกตัวของอากาศกลายเป็นอนุภาคแกนหลักในการกลั่นตัวเป็นเมฆ หรือ หยาคน้ำฟ้า และอาจตกกลับไปสะสมที่พื้นดิน พื้นน้ำ เป็นวัฏจักรวนกลับมาสู่พื้นผิวโลกได้ แต่กิจกรรมอื่น ๆ ของมนุษย์ ที่อาจกระตุ้นให้อนุภาคแขวนลอยเหล่านี้ลอยวนเวียนอยู่ในระดับต่ำ ๆ ใกล้ผิวพื้นใด้ เช่น การก่อสร้าง การเผา การไถ การคมนาคมต่าง ๆ เป็นต้น ซึ่งบางเวลาในบางพื้นที่ อาจเกิดมลพิษทางอากาศเนื่องจากการหักกลับของอุณหภูมิที่ทำให้เกิดหมอก และกับดักการลอยตัว ของอากาศ ดังได้กล่าวถึงไว้แล้วในบทที่ 4 ทำให้ในหลายพื้นที่ รวมถึงประเทศไทยมีการเตือนให้ สวมหน้ากากกันฝุ่น PM2.5 โดยเฉพาะในช่วงฤดูหนาว อากาศแห้งแล้งการเผาป่า และขยะมูลฝอย ทางการเกษตร ถูกทางการระบุเป็นกฎหมายมีโทษปรับด้วย นอกจากนี้ สมบัติทางแสงของ กลกocomposite ที่เป็นตัวเร่งอันตรกิริยาเคมี ดังได้กล่าวถึงไว้แล้วในหัวข้อ12.6.1 อาจส่งผลให้มี การศึกษามลพิษในอากาศมากขึ้น แม้ว่าปัจจุบันจะใช้สมบัติประจุเชิงผิวของ nanomaterial บางชนิด เป็นตัวดักจับอนุภาค PM 2.5 ในหน้ากากได้ก็ตาม แต่ไม่ใช่ nanomaterial ทั้งหมดที่จะไม่กำร์ซ

183

184

เซลล์สิ่งมีชีวิต ดังนั้นการตรวจหา nanomaterial ในอนุภาคแขวนลอยในอากาศ ก็ยังเป็นสิ่งสำคัญ โดยเฉพาะอย่างยิ่ง nanocomposite ที่มาจากโลหะ

12.6.3 ความตระหนักและงานวิจัยที่อาจตอบสนองต่อกับการแก้ปัญหา

เนื่องจากการตรวจสอบปริมาณ และขนาด nanocomposite ในอนุภาคแขวนลอยในอากาศ ียังจำกัคอยู่เพียงในห้องปฏิบัติการเท่านั้น (กล่าวไว้แล้วในหัวข้อ 12.6.2) ทั้งนี้เพราะ sensor ตรวจวัค ในชั้นบรรยากาศและสิ่งแวคล้อมโดยตรงยังอยู่ในขั้นการศึกษากันทั่วไป เริ่มมีการวิจัยสร้าง sensor 📣 ตรวจวัดในอากาศโดยใช้ผลเชิงอิเล็กทรอนิกส์และแสง โดยเฉพาะอย่างยิ่งผลของ plasmonic resonance (ซึ่งมีสามรูปแบบสำคัญที่นิยมในการศึกษาดังรูปที่ 12.11) การเกิด resonance ของแสง กับอิเล็กตรอนเชิงผิวขึ้นกับค่า effective permittivity ของ nanocomposite ซึ่งผู้เขียนใด้ตระหนักถึง ความสำคัญนี้ ดังนั้น จึงมุ่งเน้นงานวิจัยที่หาวิธีคำนวณก่า effective permittivity ของสารละลาย nanocomposite ของโลหะต่าง ๆ และนำไปจำลองแบบเพื่อตรวจสอบสูมบัติของ plasmonic resonance ในสารละลายที่จำลองให้สอดกล้องกับสิ่งแวกล้อม (ดังรายละเอียดในเอกสารอ้างอิง ้ถำดับที่ 5 และ12) ทั้งนี้เพื่อหาแนวทางประยุกต์เป็น plasmonic resonance sensor ที่จะใช้ตรวจสอบ ใด้ทั้งสิ่งแวคล้อมทั่วไป และภายในอวัยวะ (ที่เป็นเนื้อเยื่องน่าค์เล็ก) ซึ่งอาจพิจารณาว่าสิ่งแวคล้อม รอบผิวของ sensor มีลักษณะคล้ายสารละลายที่ประกอบคิวยอนุภาคนาโนและส่งผลทำให้ effective permittivity ของสารละลายมีแนวโน้มเป็นปริมาณใช้งซ้อนที่มีค่าเป็นลบ เช่นเดียวกับ permittivity ของอนุภาคนาโนของโลหะ และส่งผลให้เกิด plasmonic effect ขึ้นเมื่อถูกกระตุ้นด้วยคลื่นแสงที่มี ้ความยาวคลื่นต่าง ๆ จากการจำลองโครงสร้างแกลคดิ้งของท่อนำแสงให้เป็นพื้นผิวเทียม (metamaterial) ด้วยแผ่นโลหะบางขนาดเล็ก (nm³) จำนวนมาก แสดงให้เห็นว่าเป็นการเพิ่มประสิทธิภาพ การตอบสนองต่อคัชนีหักเหแลงของสิ่งแวคล้อมมากขึ้น (ตัวอย่างในรปที่ 12,13) อย่างไรก็ตามการ ทดลองจริงยังมีข้อจำกัดทางด้านเทกโนโลยี กล่าวคือ เครื่องมือที่จะสร้างพื้นผิวเทียมขนาดเล็กนี้มี ใช้งานในห้องทุดถืองต่างประเทศเท่านั้น และมีราคาสูงมาก ปัจจุบันมีการประยุกต์ metamaterial แบบนี้ไปใช้งานร่วมกับใยแก้วนำแสง (นำไปใช้ศึกษากับโมเลกุลชีวภาพ หรือ ในทางการแพทย์) ้จึงเป็นแรงผลักคันให้เกิดกวามมุ่งมั่นที่จะศึกษาในแนวทางนี้มากขึ้น โดยกาดว่าจะใช้ใยแก้วนำแสง มาปรับประยุกต์โครงสร้างตรงปลาย (ปลายตัด ปลายโค้ง ปลายแหลม) เพื่อออกแบบเป็น sensor ้โดยจะใช้ระเบียบวิธีทางคณิตศาสตร์ (FDTD) ร่วมกับโปรแกรมทางแสง และนำผลการจำลอง เปรียบเทียบกับการทคลองจริงในสารละลายของ nanocomposite (ที่จำลองแบบคล้ายกันกับระบบ ในธรรมชาติ) คาดว่าอาจจะมีประ โยชน์ต่อการศึกษา sensor ตรวจวัดมลพิษทางอากาศต่อไป



รูปที่ 12.13 แสดงตัวอย่าง ก) plasmonic waveguide ที่เน้นประยุกศ์ใช้กับสิ่งแวคล้อม ข) ผลการ จำลองการตอบสนองต่อความยาวคลื่นแสงของ sensor ในรูป ก ที่มีคัชนีหักเหแสงของสิ่งแวคล้อม ต่างกัน

คำถามท้ายบท

- 1. จงอธิบายว่าสนามแม่เหล็กโลกเกิดขึ้นได้อย่างไร จงอธิบาย
- 2. สนามแม่เหล็กโลกมีประโยชน์อย่างไร
- 3. bow shock คืออะไร จงอธิบาย
- 4. เมื่อลมสุริยะเคลื่อนมาปะทะสนามแม่เหล็กโลกจะเกิดการเปลี่ยนแปลงอย่างไร จงอธิบาย พร้อม LEBERTS STANS ONE CERTIES

วาดรูปประกอบ

- 5. aurora เกิดขึ้นได้อย่างไร เกิดที่ไหนได้บ้าง จงอธิบาย
- 6. จงอธิบายปรากฏการณ์ Rayleigh-Scattering พร้อมยกตัวอย่างในธรรมชาติ
- 7. จงอธิบายปรากฏการณ์ Mie-Scattering พร้อมยกตัวอย่างในธรรมชาติ
- 8. รุ้งกินน้ำ เกิดขึ้นได้อย่างไร จงอธิบาย
- 9. พระอาทิตย์ทรงกลดเกิดขึ้นได้อย่างไรจงอธิบาย
- Alley 15 5 34 THE BOAT THE BUS ART ALLEY AND A SAME THE BOAT AND A SAME THE BOAT AND A SAME THE BOAT AND A SAME AND A SAM 10. จงอธิบายการเกิด ฟ้าแลบ ฟ้าร้อง และฟ้าผ่า

เอกสารอ้างอิง

- Anastasios A. Tsonis. 2007. An Introduction to Atmospheric Thermodynamics Second Edition. Cambridge University Press. ISBN-13 978-0-511-33422-1.
- Andreas Richter.2003. Lecture Atmospheric Physics: Master of Environmental Physics. University of Bremen.
- 3. Aysegül Yilmaz, 2013. Atmosphere Physics Lecture Notes: Project Supportive Researcher ÇanakkaleOnsekiz. Mart University.
- 4. B.A. Mahera, A. González-Macielb R. Reynoso-Roblesb R. Torres-Jardónc, L. Calderón-Garcidueñas. 2020. Iron-rich air pollution nanoparticles: An unrecognised environmental risk factor for myocardial mitochondrial dysfunction and cardiac oxidative stress. Environmental Research 188 : 109816.
- Chiangga, S., Racknoi, P., Yupapin, P. 2017. Computational surface plasmonic micro-device for sub-wavelength switching and sensing applications. Journal of Optics 46(4):375–381.
- David G. Andrews. 2000. An Introduction to Atmospheric Physics Second Edition, Cambridge University Press. ISBN-13 978-0-511-72966-9.
- 7. Houghton, J.T., 1977. The physics of atmospheres, Cambridge University Press. ISBN 0521296560.
- J. Marshall. 2008. (MIT OpenCourseWare) Atmosphere-Ocean and Climate Dynamics. http://ocw.mit.edu, Fall 2008.
- 9. John M.Wallace and Peter V. Hobbs. 2006. Atmospheric Science: An Introductory Survey Second Edition. Academic Press is an imprint of Elsevier.
- 10. Murry L. Salby. 1995. Fundamentals of Atmospheric Physics. Academic Press: An Imprint of Elsevier.
- 1. Pablo Fdez-Arroyabe and etal. 2023. Methodology to measure atmospheric nanoparticles charge. MethodsX 10 : 102148.
- Racknoi, P. 2023. Numerical evaluation of an external environment effectiveness to the surface plasmon mode in Au slot waveguide for design the sensor simulation. Journal of Material Science and Applied Energy 12(2): 249088.

เอกสารอ้างอิง (ต่อ)

- Raknoi, P., Chochuang, W. and Sangjan, S. 2023. Comparative study of optical and chemical properties of ZnO-Ag composites synthesized from mimosa pudica and Andrographis paniculata extracts. Materials Science Forum 1102: 79-87.
- 14. Stephan de Roode. 2020. Atmospheric Physics. Delft University of Technology.
- Wallace, John M. and Peter V. Hobbs. 1977. Atmospheric Science, Academic Press. ISBN 0-12-732950-1.
- 16. ภัทรพงส์ รักน้อย. 2557 การจำลองผลเชิงตัวเลขด้วย Action Script ในโปรแกรม Plash Player.
 งานประชุมวิชาการ พะเยาวิจัยครั้งที่ 3. ปี พ.ศ. 2557.
- 17. Bringing the Universe to America's Classrooms. 2025. Globalwinds. Retrieved 20 February.
 2025 from https://www.pbslearningmedia.org/resource/buac17-912-sci-ess-globalwinds/global-winds/
- 18. EARTHOBSERVATORY. 2025. Retrieved 22 February. from https://earthobservatory. nasa.gov/images/36518/ceres-global-cloud-fraction.
- GEOGRAPHYCATSITE.2025. Tropical storms. Retrieved 20 February. from https://geographycatsite.wordpress.com/2020/09/17/how-climate-change-might-affectthe-distribution-frequency-and-intensity-of-tropical-storms/
- 20. NOAA.GOV. 2025. Tropical-cyclone-structure. Retrieved 20 February. 2025 from https://www.noaa.gov/jetstream/_tropical/tropical-cyclone-introduction/tropical-cyclonestructure.
- 21. กรมอุตุนิยมวิทยา. 2025. การสืบค้นข้อมูลอากาศ. สืบค้นวันที่ 20 กุมพาพันธ์ 2568.

จาก https://tmd.go.th

คำศัพท์ภาษาอังกฤษ

กำศัพท์	หน้า
Abedo	15
Adiabatic Lapse rate	42
Baroclinic	114
Barotropic	114
Clausius-Clapeyron	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~
Continuum fluid	5
Convection	7
Convective cloud	54
Coriolis	87
Cyclostrophic balance	96
Eddy and waves	80
Effective planetary temperature	16
Emission temperature	16
Emitted terrestrial radiation	16
Geopotential height	72
Geostrophic wind	92
Gravity waves	46
Halozs	177
Humidity	6
Instability	37
Intertropical convergence zone	139
Local thermodynamic equilibrium	5
Magnetosphere	173
Outgoing long wave	57
Partial density	6

189

คำศัพท์ภาษาอังกฤษ



กิจกรรม damping oscillation สำหรับ gravity wave

ตัวอย่าง Damping oscillation $\frac{d^2\Delta}{dt^2} + \gamma \frac{d\Delta}{dt} + N^2\Delta = 0$ สมมุติว่าอากาศมีความเสียดทาน เล็กน้อย จึงเพิ่มพจน์ $\gamma \frac{d\Delta}{dt}$ (เพื่อทำให้การประมาณค่าสามารถทำใค้ ซึ่งสมการ Simple harmonic นั้น การประมาณค่าจากหลักวิธีนี้จะทำให้เกิดผลเพิ่ม Amplitude ขึ้นเล็กน้อยตามค่าคลาดเคลื่อน) จากนั้นเปลี่ยนตัวแปร Δ เป็น x และ N เป็น ω เพื่อให้ง่ายในการเขียนโปรแกรมดังสมการ $\frac{d^2x}{dt^2} + \gamma \frac{dx}{dt} + \omega^2 x = 0$ และเมื่อใช้ Euler Method ซึ่งมีสมการแม่แบบตามระเบียบวิธีสำหรับ สมการอนุพันธ์ข้างค้นเป็นดังนี้

$$x_{n+1} = x_n + h\dot{x}_n + \frac{h^2}{2}\ddot{x}_n$$
$$\dot{x}_{n+1} = \dot{x}_n + h\ddot{x}_n$$

และ do{ 1

$\ddot{x}_{n+1} = -\gamma \dot{x}_n - \omega^2 x_n$	เมื่อนำทั้งสามสมการมาเขียนด้วยโปรแกะ	_เ มจาวาได้ดังนี้
/(เป็นเพียงส่วนหนึ่งของ	งโปรแกรม อาจต้องเพิ่มส่วนกำหนดค่าเริ่ม	เต้นก่อนคำสั่งลูป)
xn1=xn+(0.01*xnd)+(0.0	01*0.01*xndd/2); // 18 h=0.01	
xn1d=xnd+(0.01*xndd);	550	
	1.01	

```
xn1dd=-(0.001*xnd)-(0.00018*xn);// ใช้ γ=0.001-0.005 และ ω<sup>2</sup> = 0.00018
int xx=(int) (20+(t-0.01)*40); // จัค pixel
int yy=(int) (150-(xn*20000)); // จัค pixel
int xx1=(int) (20+t*40); // จัค pixel
int yy1=(int) (150-(xn1*20000)); // จัค pixel
g.drawLine(xx,yy,xx1,yy1); วาคจุดกราฟต่อออกไป
xndd=xn1dd; // พักเก็บค่าที่คำนวณได้ปัจจุบัน(n+1 ->n)
xn=xn1; // พักเก็บค่าที่คำนวณได้ปัจจุบัน(n+1 ->n)
xnd=xn1d; // พักเก็บค่าที่คำนวณได้ปัจจุบัน(n+1 ->n)
t=t+0.01;
```

3 while(t<=1000); (ต้องสร้างคำสั่งแสดงผลหน้าจอเพิ่ม โดยปรึกษาผู้เขียนจาวา) ผลการรัน ได้กราฟลูกคลื่นที่ลดทอนลงตามเวลา ขึ้นกับการจัดค่า γ และ ω งานที่ 1 ลองสมมุติว่าสมการ Gravity wave มีแรงด้านเกิดขึ้นด้วย จงเขียนสมการอนุพันธ์ดังกล่าว งานที่ 2 เขียนสามสมการตามระเบียบวิธีของ Euler ที่พร้อมใช้เขียนโปรแกรม งานที่ 3 เขียนโปรแกรม MATLAB เพื่อรันโปรแกรมสร้างกราฟ (ทำตามตัวอย่างโปรแกรม) งานที่ 4 รันโปรแกรมสร้างกราฟ พร้อมอธิบายผลที่ได้

191

กิจกรรม FDTD method

การพยากรณ์ค่าความชื้นในระบบ grid point ดังรูป ผ2.1 เริ่มต้นจากสมการ $\frac{\partial q}{\partial t} = -\overline{U} \frac{\partial q}{\partial x}$ เป็นสมการที่ใช้พยากรณ์การเปลี่ยนแปลงความชื้นในแนวแกน x เมื่อใช้วิธี Finite difference form แจกแจงเป็นสมการที่จะนำไปเขียนเป็นโปรแกรมพยากรณ์ด้วยคอมพิวเตอร์ อาจเริ่มจากนิยาม อนุพันธ์ของทั้งสองข้างสมการได้ดังนี้ $\frac{(q_{t+1}-q_t)_{x,y}}{\Delta t} = -\overline{U} \frac{q_{tx+1}-q_{tx-1}}{2\Delta x}$ เมื่อจัครูปสมการใหม่ได้ ผลลัพธ์เป็น $q_{t+1} = q_t - \overline{U} \frac{\Delta t}{2\Delta x} (q_E - q_w)_t$ (ผ2.1) (ตัวแปรทั้งหมดแสดงตามรูปที่ ผ2.1) ตัวอย่างกำสั่ง x = [1:500]; y=zeros(length(x)); delt=0.01; ubar=50; delx=50; qe_qw=5; qtplus1 = 0; qtn=20;qe_qw=2; % กำหนดค่าเริ่มต้น for i=1:length(x); %กำสั่งคำนวณลูป 500 ค่า qtplus1=qtn-(ubar*delt*qe_qw)/2/delx; x[i]=i; y[i]=qtplus1;

qtn=qtplus1; %qe_qw=qe_qw+0.01; %ubar=ubar-0.2;

end; plot(y); ใช้คำสั่งรันโปรแกรมทำกราฟ (ควรเพิ่มคำสั่งจัดแกนให้เหมาะสมเข้าไปด้วย) งานที่ 1 ให้ศึกษาการเขียนโปรแกรม MATLAB กำนานวนลูป และสร้างกราฟจากสมการ ผ2.1 (ใช้ $\Delta t = 0.1$ แต่ละstep) ลองปรับค่า qe_qw หรือ ubar ลดลงโดยลบเครื่องหมาย % หน้าคำสั่งออก งานที่ 2 ให้ใช้หลักวิธีของ Finite difference แปลงสมการ $\frac{\partial q}{\partial t} = -\overline{U} \frac{\partial q}{\partial y}$ เป็นสมการที่จะใช้กับงาน ตามข้อ 1 แต่เป็นของในแนว y พร้อมรั้นโปรแกรมสร้างกราฟ (ใช้ $\Delta t = 0.1$, 200 ค่า)



q คือความชื้น โดยที่

q_{st} ของ grid box ที่ทำการกำนวณในปัจจุบัน q_e ของ grid box ที่อยู่ด้านตะวันออกของ q_{st} q_w ของ grid box ที่อยู่ด้านตะวันตกของ q_{st} *Ū* คือกวามเร็วลมเฉลี่ยระหว่าง q_e และ q_wbox (โดยทั่วไปทุกตัวแปรจะเปลี่ยนตามเวลาด้วย ดังนั้นทุก box จะต้องกำนวณทุกมิติ และ เชื่อมต่อกันตามเวลา)

รูปที่ ผ2.1 แสดง grid box ในการคำนวณในกิจจกรรมจำลองผล

 Uิ เป็นก่าที่ได้จากการตรวจวัดจริง (ในกิจกรรมเป็นก่าที่สามารถเปลี่ยนแปลงได้ตามผู้สอน กำหนดให้ อาจเป็นก่ากงที่หรือแปรตามเวลาได้) ส่วน q_E และ q_w อาจเปลี่ยนก่าต่าง ๆ ได้ (ส่วนการ กำนวณจริงจะทำไล่เรียงไปทีละ box) ให้ตอบกำถามว่ากวามชื้นสัมพันธ์กับก่าใดบ้างในการจำลอง

กิจกรรมการค้นคว้าแผนที่อากาศ

ในการค้นคว้าข้อมูลทางอุตุนิยมวิทยา สามารถทำได้ทางอินเตอร์เน็ตหากข้อมูลอยู่ในระดับ บริการทั่วไป ซึ่งส่วนมากเป็นแผนที่อากาศแผนภาพเรคาร์และคาวเทียมในเวลาย้อนหลัง 3-5 วัน ้จนถึงปัจจุบัน แต่ถ้าข้อมูลที่ไม่ให้บริการทั่วไปจะต้องติดต่อหน่วยงานที่ให้บริการโดยตรง ้นอกจากนี้ยังมีข้อมูลจาก NOAA และ WMO ที่จัดให้บริการบางข้อมูลในอินเตอร์เน็ต ซึ่งอาจต้อง ลองค้นหาเอง

ข้อมูลจากอุตุนิยมวิทยา ค้นคว้าได้จาก https://www.tmd.go.th/ เมื่อเข้าสู่หน้าเว็บจะพบแถบ เมนดังนี้

หน้าหลัก พยากรณ์อากาศ ข้อมูลสนับสนุน ฏมิอากาศ>ี่บริการ ด้นหา ้จากนั้นกดเลือกแถบเมนู **ข้อมูลสนับสนุ**น จะพบข้อมูลต่าง ๆ <mark>ที่สาม</mark>ารถเลือกข้อมูลได้ตามวันเวลา ที่บริการสืบค้นที่หน้าจอภาพ คือ

แผนที่อากาศ

เรดาร์ตรวจอากาศ เครือข่ายเรดาร์ เรดาร์คอมโพสิท ภาพถ่ายจากดาวเทียม

วิเคราะห์ภาพดาวเทียม

ระบบตรวจอากาศอัตโนมัติ (AWS) ฏมิอากาศบนกูเกิ้ลเอิร์ท พยากรณ์อากาศด้วย HPC พยากรณ์ฝนเชิงพื้นที่ด้วย HPC GIS & Agromet พยากรณ์ฝนกรุงเทพฯ (WRF BKK Model) เวลาพระอาทิตย์ขึ้น-ตก

ในที่นี้จะยกตัวอย่างแผนที่อากาศ โดยเลือกกดเมนู แผนที่อากาศ จะเข้าสู่เมนู ให้เลือกในช่องแรก เป็นแถบตัวเลือกดังนี้ คือ

ห่องชื่อแผนที่

ช่องเลือก วัน เดือน ปี เวลา

ป่มกดแสดงผล

แผนที่อากาศผิวพื้น แผนที่ลมชั้นบนที่ระดับ 925 hPa ้แผนที่ลมชั้นบนที่ระดับ 850 hPa ้แผนที่ลมชั้นบนที่ระดับ 700 hPa แผนที่ลมชั้นบนที่ระดับ 500 hPa แผนที่ลมชั้นบนที่ระดับ 300 hPa แผนที่ลมชั้นบนที่ระดับ 200 hPa แผนที่ลมชั้นบนระดับ 600 m แผนที่ลมชั้นบนรวม 4 ระดับ

194

แผนที่รายละเอียดประเทศไทยและใกล้เคียง แผนที่ค่าความเปลี่ยนแปลงความกดอากาศ แผนที่ค่าความเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิ แผนที่ค่าความเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิจุดน้ำค้าง แผนที่หยั่งอากาศ

เมื่อเลือกแถบใด ๆ แล้วจะต้องเลือกวันเวลาในช่องแถบเลือกที่ 2 ซึ่งจะมีให้เลือกใช้งานย้อนหลังได้ ประมาณ 3 วัน ส่วนเวลาจะมีให้บริการ 4 เวลาหลักคือ **00Z, 06Z, 12Z และ 18Z** จากนั้นให้กดเลือก แถบแสดงผล จะได้ภาพแผนที่ ซึ่งอาจคัดลอกรูปภาพเก็บไว้ได้ ช่องการใช้ข้อมูลอื่นที่สำคัญเช่น ภาพถ่ายจากดาวเทียม, พยากรณ์ฝนกรุงเทพฯ (WRF BKK Model: NWP) วิเคราะห์ภาพ ดาวเทียม การเข้าถึงมีรูปแบบคล้ายกัน ใช้งานง่าย มักรันลูป (ลองศึกษาด้วยตัวเอง)

งานที่ 1 ให้ก้นกว้าหาแผนที่ผิวพื้นเวลา 00Z สามวันติดต่อกัน เพื่อตรวจสอบตัวแปรลักษณะอากาศ ในแผนที่ (พายุ หย่อมกวามกดอากาศต่ำ ร่องกวามกดอากาศต่ำ กวามกดอากาศสูง) ที่ปกกลุมหรือ ส่งผลกระทบประเทศไทย และทิศทางแนวโน้มการเกลื่อนที่ของตัวแปรนั้น ๆ

งานที่ 2 ให้ค้นคว้าหาแผนที่ลมชั้นบนที่ระดับ 850 700 500 300 200 hPa ที่เวลา 00Z เวลาเดียวกัน กับงานที่ 1 ทั้งสามวัน เพื่อตรวจหาตัวแปรลักษณะอากาศจากแผนที่ (Cyclonic หรือ Anticyclonic แนวร่องมรสุม หรือแนวสอบลม) บริเวณที่ปกคลุมหรือส่งผลกระทบประเทศไทย และทิศทาง แนวโน้มการเกลื่อนที่ของตัวแปรนั้น ๆ

งานที่ 3 ให้ค้นคว้าหาภาพถ่ายคาวเทียมและเรคาร์ ทุกเวลาหลัก และอธิบายว่าต่างหรือสอคคล้องกับ ตัวแปรลักษณะอากาศที่พบในงานที่ 1 และ 2 หรือไม่ อย่างไร อภิปรายร่วมกับผู้สอน งานที่ 4 เลือกค้นคว้าหาข้อมูลอื่น ๆ มาสนับสนุนการอภิปรายในงานที่ 3 เช่น WRF BKK Model

กิจกรรม Skew-T-log P

แผนภาพ Skew-T-log P เป็นแผนภาพเทอร์ โมไดนามิกส์ที่ใช้กันทั่วไป (มากที่สุด) รวมถึง กรมอุดุนิยมวิทยาของประเทศไทย ซึ่งในแผนภาพจะพบตัวแปรอุดุนิยมวิทยาที่สำคัญในรูปแบบ ดัชนี และข้อมูลบรรยากาสจำนวนมาก คือ อุณหภูมิสิ่งแวดล้อม อุณหภูมิจุดน้ำค้าง ความเร็วลม รวมถึงทิศทางลมที่ระดับความกดอากาศต่าง ๆ และมีขั้นตอนการวิเคราะห์ง่าย ๆ แผนภาพนี้เรียกว่า "sounding " เป็นข้อมูลการตรวจวัดที่ได้มาจากบอลลูนตรวจอากาศ ซึ่งทำการตรวจทุกสถานีหลัก ของประเทศในเวลา ooz และ 12z รวมถึงสถานการณ์พิเศษต่าง ๆ ที่ใช้บอลลูนในการทดลอง ภากสนามอื่น ๆ รูปที่ ผ4.1 เป็นตัวอย่างแผนภาพ Skew-T-log P ความสำคัญของแผนภาพคือ สามารถวิเคราะห์หาค่า Convective Available Potential Energy (CAPE) เป็นพลังงานศักย์ที่สามารถ ทำให้อากาศยกตัวเกิดเมฆ และมีระดับความสูงที่สำคัญคือ

ก. ระดับการควบแน่นขณะยกตัว (LCL) ระดับที่อากาสถูกควบในน่นจะอิ่มตัวเป็นครั้งแรก ระดับนี้ หาได้จากจุดตัดระหว่างอะเดียบาติกแห้งผ่านเส้นอุณหภูมิที่ระดับความดันหนึ่ง และเส้น Mixing ratio ตัดผ่านผ่านเส้นอุณหภูมิจุดน้ำก้าง ที่ระดับความดันนั้น

 Convective condensation level (CCL): ระดับที่ใช้ในการประมาณฐานเมฆคิวมูลัส หาได้จาก จุดตัดระหว่างเส้น mixing ratio ผ่านเส้นของอุณหภูมิจุดน้ำค้างที่ระดับความดันหนึ่ง ๆ และอุณหภูมิ ที่ทำการตรวจวัด

จากแผนภาพ ผ4.1 เส้นที่แขงมุมคือเส้น isotherms ซึ่งเป็นเส้นที่มีอุณหภูมิคงที่ มีหน่วยเป็น °C และ °F ระบุไว้อยู่ด้านถ่างของแผนภาพ เส้นประคือ mixing ratios อะเดียบาติกแห้งในแผนภาพ คือเส้นโค้งที่มีความลาดชันน้อยกว่า และแบ่งย่อยเป็นระยะห่าง 2° ส่วนเส้นอะเดียบาติกชิ้นจะมี ความลาดชันมากกว่าและเคลื่อนชันไปในแนวตั้งมากกว่า ในแผนภาพ Skew-T มาตราส่วนความสูง สองมาตรา คือ หน่วย m และ1000 Ft ระดับความกดอากาศมีหน่วยเป็น mb หรือ bPa ทั้งความสูง และความกดอากาศอยู่ในแกน y เดียวกัน ส่วนอุณหภูมิในแกน x

$$\frac{C_P}{R}lnT - \frac{C_P}{R}ln\theta = lnP - lnP_0$$
^{A4.2}

และ

หรือ

$$\begin{pmatrix} \frac{T}{\theta} \end{pmatrix}^{\overline{R}} = \frac{P}{P_0}$$

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{R/C_P}$$

$$H4.3$$

จากสมการ ผ4.2 อาจเขียนเป็นรูปแบบสมการเชิงเส้น $-\ln P = (constant) \times \ln T + constant$ (หรือ y = mx + c)

งานที่ 1 จงใช้สมการ $\frac{dw}{dt} = \frac{\rho - \rho'}{\rho'}g$ และสมการ $\frac{dP}{dz} = \rho g$ พิสูจน์ให้เห็นจริงว่า $d(KE) = -R_d(T'_v - T_v)d\ln P$ และ $CAPE = -R_d \int_{P_{LFC}}^{P_{LNB}} (T'_v - T_v)d\ln P$ (เครื่องหมาย / บนตัวแปรเป็นของภาวะที่อิ่มตัว ตัวห้อย v เป็นไอน้ำ)

งาน 2 กันกว้าแผนภาพ Skew-T– log P จากกรมอุตุนิยมวิทยาและตรวจสอบ CAPE ในแผนภาพว่า มีแนวโน้มการเกิดเมฆก่อตัวแนวตั้งได้มากหรือน้อยอย่างไร ระดับฐานุเมฆที่กวรเป็นไปได้ อภิปรายร่วมกับผู้สอน (ข้อมูลในแผนภาพทำเรียนแบบอากาศ ไม่ใช่ผลัการตรวจจริง)



รูปที่ ผ4.1 แผนภาพ Skew-T – log P

ทฤษฎีการดูดกลื่นและการแผ่รังสี

ในกรณีที่ไม่มีการกระเจิง การดูดกลืนพลังงานจากรังสีที่ตกกระทบเป็นไปตาม Lambert's ${
m Law}$ คืออัตราการดูดกลื่นพลังงานแปรผันตามปริมาณมวลที่ดูดกลื่นความเข้มรังสีความยาวคลื่น λ ที่ตกกระทบตามระยะทางที่รังสีเกลื่อนผ่านมวล ds ดังสมการ $\frac{dI_\lambda}{I_\lambda}=ho\sigma_{a\lambda}ds$ W5.1 เมื่อ $\sigma_{a\lambda}$ คือ Specific absorption cross section (หรือ Mass absorption coefficient หน่วยเป็น $\frac{m^2}{kg}$) ้ส่วน hoเป็น Density of mass ในความเป็นจริงอาจมีมวลหลายชนิคที่เป็นองค์ประกอบรวมกันอยู่ใน ้ตัวกลางดูดกลื่นหรือมีโครงสร้างหลายรูปแบบปนกันเป็นมวลผสมเดียวกัน พิจารณาผลการดูดกลื่น $\frac{dI_{\lambda}}{I_{\lambda}} = -n\hat{\sigma}_{a\lambda}ds$ ในภาพรวมก็จะสามารถทำได้โดยสมการ ฝ5.2 เมื่อ n เป็นจำนวนความหนาแน่นองค์ประกอบทั้งหมดในตัวกลางดูดกลื่นพลังงาน ส่วน $\widehat{\sigma}_{a\lambda}$ เป็นค่า Effective absorbing area posed by a particle in the path of the radiation ดังนั้น ความเข้มแสงที่ถูก $I_{\lambda}(S) = I_{\lambda}(0)e^{-\int_{0}^{S}\rho\sigma_{a\lambda}dS'}$ ดูดกลืน (ด้วยปริมาณที่ลดทอนลง) ตามฟังก์ชัน ฝ5.3 ส่วนค่า Absorption coefficient มีค่าตามสมการ $\beta_{a\lambda} = \rho \sigma_{a\lambda} = n \hat{\sigma}_{a\lambda}$ ฝ5.4

จะพบว่าฟิสิกส์ของการคคกลืนพลังงานกลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าในช่วงกลื่นแสงและ IR ขึ้นกับ ้ชนิด โครงสร้าง และส่วนผสมของตัวกล่างคุดกลื่นเป็นอย่างมาก เป็นจริงทั้งในระบบที่เล็กสุดอย่าง ในกรณีอนุภาคนาโน (Nanocomposite photonic ซึ่งมีการวิจัยกันอย่างกว้างขวาง ดังตัวอย่างตาม เอกสารอ้างอิงที่ 13 เป็นการแสดงว่าสัดส่วนที่ต่างกันของอนภาคเงินนาโนในซิงค์ออกไซค์มีผลต่อ การกระตุ้นเชิงแสง) และในระบบใหญ่ของโลกและชั้นบรรยากาศของโลก (เช่นเคียวกัน) เพราะใน ชั้นบรรยากาศมีตัวกล่างดูดกลืนและแผ่รังสีหลากหลายชนิดมาก มีความซับซ้อนในโครงสร้างอัน หลากหลายด้วยแต่ชั้นบรรยากาศโลกและผิวพื้นโลกสามารถพิจารณาผลการดูดกลืนพลังงานใน ภาพรวมได้ เนื่องจากผิวพื้นโลกโดยรวมดูดกลืนช่วงกลื่นแสงมากสุดและแผ่พลังงานช่วงกลื่น IR ้มากสุด อย่างไรก็ตาม เนื่องจากชั้นบรรยากาศมีองค์ประกอบหลากหลายในแต่ละระดับชั้น อาจจะ ด้องพิจารณาผลการตรวจวัดองก์ประกอบและปริมาณของก๊าซในแต่ละระดับชั้นบรรยากาศแยก ้ย่อยออกไป ตามที่ได้กล่าวไว้แล้วในบทที่ 2 ซึ่งพบว่าในแต่ละระดับชั้นมีปริมาณก๊าซสำคัญเค่นชัด และมักเป็นตัวการสำคัญที่ทำให้เกิดเอกลักษณ์ในการคูดกลืนแสงและ IR แม้ว่าจะมีส่วนผสมอื่น รวมอยู่ด้วยก็ตาม แต่มักเป็นไปในแนวทางสอดกล้องกัน ส่วนการดูดกลืนและแผ่พลังงานของโมกุล ้ก๊าซนั้นอาจเกิดขึ้นได้จาก 4 ปัจจัยหลักคือ พลังงานการเกลื่อนที่ พลังงานการสั่น พลังงานการหมุน และ พลังงานการเปลี่ยนย้ายวงโคจรของอิเล็กตรอน ดังนั้นโมเลกุลก๊าซแบบหลายอะตอมที่มีอยู่ใน ้ชั้นบรรยากาศ จึงมักดุคกลืนและแผ่พลังงานในช่วงคลื่น IR เป็นหลัก

การแผ่รังสีเป็นไปตามทฤษฎีควอนตัมฟิสิกส์คือ ΔE = Δn · hv เกิดขึ้นในช่วงความยาว คลื่นที่ไม่ต่อเนื่องขึ้นกับชนิดของอะตอมและอิเล็กตอน พลังงานที่เปลี่ยนแปลงวงโคจร (เมื่อ h เป็น ค่า Planck's constant และ v เป็นความถึ่) Planck ได้สรุปความสัมพันธ์ระหว่างความเข้มสเปกตรัม Bλ ที่ปล่อยออกมาจากโมเลกุลและอุณหภูมิสัมบูรณ์ของโมเลกุลเป็นดังสมการ

K เป็นค่า Boltzmann constant และ c เป็นค่าความเร็วแสง และความยาวกลื่นสูงสุดที่แผ่ออกจากุ $\lambda_m = \frac{2898}{T} (\mu m)$ โมเลกุลเป็นไปตาม Wien's displacement law ดังสมการ N5.6) ซึ่งจะลดลงเมื่ออุณหภูมิของตัวปลดปล่อยเพิ่มขึ้น สเปกตรัมการแผ่รังสีนี้ ทำให้สามารถประมาณ อุณหฏมิ (K) ความสว่างของวัตถุได้จากการแผ่รังสี ปริมาณฟลักซ์รวมที่ปล่อยออกมาจากวัตถุดำ เป็นไปตาม Stefan-Boltzmann's law ดังสมการ $S = \pi B(T) = \sigma T^4$ ₩5.6 ในกรณีของวัตถุดำที่ดูดกลืนและแผ่รังสีในช่วงความยาวคลื่นเดี่ยวนั้น absorptivity (a_{λ}) เท่ากันกับ Emissivity (ϵ_{λ}) เป็นไปตาม Kirchoff's law ดังสมการ $\epsilon_{\lambda} = a_{\lambda}$ ฝ5.7 สมการนี้สามารถนำมาประยุกต์ใช้กับพื้นผิวโลกและชั้นบรรยากาศนั้นได้กล่าวไว้แล้วในบทที่ 2 ในกรณีที่มีทั้ง Scattering และ Absorption โดยโมเลกุลของก๊าซและละอองแขวนลอยอาจเขียน สมการในรูปแบบทั่วไปเป็น $dI_{\lambda} = -I_{\lambda}NK_{\lambda}\sigma ds$ Ø5.8 โดยพิจารณาว่า K_{λ} (extinction) = K_{λ} (scattering) + K_{λ} (absorption) ซึ่ง N เป็น Number of particles per unit volume และ o เป็น Area cross section of each particle กลไกในการกระเจิงนั้น พิจารณาว่า อนุภากตัวกระเจิงมีการ reradiation คลื่นออกมาใกล้เกียงกวามยาวคลื่นเคิมแต่มีทิศทาง กระจายออกไป จึงอาจมองตัวกระเจิงเป็นเหมือน Oscillation dipole ได้หากอนุภาคมีขนาดเล็กมาก (เช่นในกรณีอนภาคนาโน้ทรือ Nano-cluster ซึ่งมักมีผลเชิงอิเล็กตรอนที่เกิด Resonance กับคลื่น เหล็ก ไฟฟ้าทำให้เกิด Plasmonic polariton ที่จัดเป็นคลื่นเชิงผิวอันเป็นที่นิยมวิจัยทาง Nanophotonic กันอย่างกว้างขวางรวมถึง Nanophotonic waveguide ตามรายละเอียดแสดงไว้ในเอกสารอ้างอิงที่ 5 ซึ่งพิจารณาในรูปแบบ Oscillation dipole เช่นกัน) ในโมเลกุลก๊าซและ อนุภาคแขวนลอยในอากาศ ้ส่วนใหญ่ไม่มีอิเล็กตรอนอิสระที่จะเกิด Resonance กับคลื่นแสงได้ ดังนั้นจึงเกิดเพียงการกระเจิง ้เท่านั้น ซึ่งมักพิจารณาจาก Cross section ของโมเลกุลหรืออนุภาคเท่านั้นที่จะส่งผลต่อการเกิด reradiation โดยแบ่งแยกการกระเจิงออกตาม Size parameter ดังสมการ $x = \frac{2\pi r}{\lambda}$ ถ้า x<<1 จัดเป็น Rayleigh scattering ซึ่งขึ้นกับความยาวคลื่นตามสมการ $K \propto \lambda^{-4}$ ในกรณีที่ x>>1 จัดเป็นแบบ Mie scattering

Saturation mixing ratio

จาก p–T diagram ซึ่งแสดงฟังก์ชันของความคันไออิ่มตัวที่แปรตามอุณหภูมิ พบว่าความ ชันเป็นไปตาม Clausius–Clapeyron equation ดังสมการ $\frac{dp}{dT} = \frac{\delta S}{\delta V}$ โดยที่ S คือ entropy และ V คือ ปริมาตร δS คือการเปลี่ยนแปลง entropy จากการเปลี่ยนสถานะจึงสามารถใช้สมการ $L = T\delta S$ จะ ได้ $\frac{dP}{dT} = \frac{L}{T\delta V}$ และใช้ $V = \frac{1}{\rho_0} = \frac{R_v T}{p}$ ($V \approx V_v$) จะได้ $\frac{dp}{dT} = \frac{Lp}{R_v T^2}$ เป็น Clausius–Clapeyron equation สำหรับไอน้ำ ในกรณีที่เป็นส่วนผสมในอากาศต้องปรับเปลี่ยนเป็น Partial pressure e_s จะได้เป็น $\frac{de_s}{dT} = \frac{Le_s}{R_v T^2}$ และเมื่อจัดรูป Integrate จะได้ Saturation vapor pressure (at the phase transition) เป็น $e_s(T) = e_s(T_0)exp\frac{L}{R_v}(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T})$ (เป็นค่าที่คำนวณยาก) นิยาม Mixing ratio v เป็นอัตราส่วน ความคันไอต่อความคันอากาศ $v = \frac{e}{p}$ และ ถ้าใช้ $\epsilon = \frac{m_v}{m} \approx \frac{m_v}{m_d}$ จะนิยาม Mixing ratio เป็น $\mu =$ $\epsilon \frac{e}{p}$ จากสมการ $T = T_0 \left(\frac{p}{p_0}\right)^{\kappa}$ เปลี่ยนเป็น $p = p_0 \left(\frac{T}{T_0}\right)^{1/\kappa}$ และใช้สมการ $\mu = \epsilon \frac{e}{p}$ จะได้ผลเป็น $e_{pacel} = \frac{\mu p_0}{\epsilon} \left(\frac{T}{T_0}\right)^{1/\kappa}$ เป็นสมการความคันของมวลอากาศ ($\kappa \sim \frac{2}{7}$) ถ้าพิจารณาเงื่อนไข Lifting condensation level จึงนิยาม μ ที่ระดับนี้เป็น Saturation mixing ratio กือ

$$\mu_s(T,P) = \frac{e_s(T)\epsilon}{p} \tag{W5.9}$$

หากที่อุณหภูมิ T และความคัน p อัตราส่วนการผสม μ น้อยกว่า μ_s(T, p) คังนั้น ความคันไอน้อยกว่า ความคันไออิ่มตัว อากาศจะไม่อิ่มตัว โดยจะเริ่มอิ่มตัวที่ μ = μ_s(T, p) และจะอิ่มตัวมากถ้า μ>μ_s(T, p) จากสมการต่าง ๆ อาจใช้ โปรแกรม MATLAB แสดงกราฟได้ มีตัวอย่างดังนี้

ti=linspace(1,40,100);

p=linspace(0,1000,100);

eff = 0.66; % กำหนดก่ากงที่ € a=mu*p0/eff; %กำหนดก่ากงที่ a t=ti+273; t0=290; %ใช้กำนวณในหน่วย K

est=6.11*exp(0.067*ti);

b=eff./p %คำนวณค่า eff/p เป็น array 100 ค่า

estp=a*(t.^3.5)/(t0^3.5); %คำนวณสมการ $e_{pacel} = \frac{\mu p_0}{\epsilon} \left(\frac{T}{T_0}\right)^{1/\kappa}$ แปรค่า T mu_stp=estp.*b; %คำนวณสมการ $\mu_s(T,P) = \frac{e_s(T)\epsilon}{p}$ แปรค่า p %plot(ti, est) %plot(ti, estp) %plot(p, mu_stp) % เลือกแสดงกราฟไหนให้ลบ % หน้าคำสั่งนั้น รันโปรแกรมและอธิบายเส้นโค้งที่ได้กับสมการความสัมพันธ์ และความสัมพันธ์กับอากาศจริง (กราฟไม่ได้ทำ xlabel และ ylabel ไว้เนื่องจากแต่ละกราฟมีค่าตามแกนต่าง ๆ ไม่ตรงกัน จึงไม่ควร รันพร้อมกัน


ทรัพยากรเล่มนี้ ได้มอบให้ศูนย์บรรณสารและการเรียนรู้ สถาบันนวัตกรรมการเรียนรู้ มหาวิทยาลัยพะเยา เพื่อเผยแพร่ผลงานทางวิชาการ ห้ามผู้ใดทำซ้ำ คัดลอก ลอกเลียน ดัดแปลง ปลอมแปลง จัดแผยแพร่ จำหน่าย ให้เช่า เข้าครอบครอง เรียกดึงข้อมูล บันทึก ส่งผ่าน หรือกระทำการใด ๆ เกี่ยวกับลิขสิทธิ์ของเล่ม โดยไม่ชอบด้วยกฎหมาย หรือโดยไม่ได้รับอนุญาตอย่างเป็นทางการจากเจ้าของผลงาน