

ผลของการประสานข้อมูลเชิงตัวเลขด้วยข้อมูลตรวจวัดจากเรดาร์ในการ
จำลองสภาพอุตุนิยมหาวิทยาลัยช่วงฝนตกหนักบริเวณภาคเหนือตอนบนของ
ประเทศไทย



วิทยานิพนธ์เสนอมหาวิทยาลัยพะเยา เพื่อเป็นส่วนหนึ่งของการศึกษา
หลักสูตรปริญญาวิศวกรรมศาสตรมหาบัณฑิต
สาขาวิชาวิศวกรรมสิ่งแวดล้อม
กันยายน 2563
ลิขสิทธิ์เป็นของมหาวิทยาลัยพะเยา

ผลของการประสานข้อมูลเชิงตัวเลขด้วยข้อมูลตรวจวัดจากเรดาร์ในการจำลองสภาพ
อุตุนิยมวิทยาช่วงฝนตกหนักบริเวณภาคเหนือตอนบนของประเทศไทย



วิทยานิพนธ์เสนอมหาวิทยาลัยพะเยา เพื่อเป็นส่วนหนึ่งของการศึกษา
หลักสูตรปริญญาวิศวกรรมศาสตรมหาบัณฑิต
สาขาวิชาวิศวกรรมสิ่งแวดล้อม
กันยายน 2563
ลิขสิทธิ์เป็นของมหาวิทยาลัยพะเยา

THE IMPACT OF RADAR DATA ASSIMILATION ON SIMULATED METEOROLOGICAL
CONDITIONS DURING HEAVY RAINFALL OVER UPPER NORTHERN THAILAND



JAKKRIT JAKAJAD

A Thesis Submitted to University of Phayao
in Partial Fulfillment of the Requirements
for the Master of Engineering Degree in Environmental Engineering
September 2020
Copyright 2020 by University of Phayao

วิทยานิพนธ์

เรื่อง

ผลของการประสานข้อมูลเชิงตัวเลขด้วยข้อมูลตรรกะจากเรดาร์ในการจำลองสภาพ
อุตุนิยมวิทยาช่วงฝนตกหนักบริเวณภาคเหนือตอนบนของประเทศไทย

ของ จักรกฤษณ์ แจขจัด

ได้รับพิจารณาอนุมัติให้เป็นส่วนหนึ่งของการศึกษา

หลักสูตรปริญญาวิศวกรรมศาสตรมหาบัณฑิต สาขาวิชาวิศวกรรมสิ่งแวดล้อม
ของมหาวิทยาลัยพะเยา

ประธานกรรมการสอบวิทยานิพนธ์

(ดร.สุกฤษฏี เกิดแสง)

ประธานที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์

(ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร. สิทธิชัย พิมลศรี)

กรรมการที่ปรึกษาวิทยานิพนธ์

(ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.ธีรชัย อำนวยล้อมเจริญ)

อาจารย์บัณฑิตศึกษามหาวิทยาลัยพะเยา

(ดร. ปฎิพัทธ์ วงศ์เรือง)

คณบดีคณะพลังงานและสิ่งแวดล้อม

(รองศาสตราจารย์ ดร. ตอพงค์ กรีธาชาติ)

| | |
|--------------------------|--|
| เรื่อง: | ผลของการประสานข้อมูลเชิงตัวเลขด้วยข้อมูลตรวจวัดจากเรดาร์ในการจำลองสภาพ อุตุนิยมวิทยาช่วงฝนตกหนักบริเวณภาคเหนือตอนบนของประเทศไทย |
| ผู้วิจัย: | จักรกฤษณ์ แจขจัด, วิทยานิพนธ์: วศ.ม. (วิศวกรรมสิ่งแวดล้อม), มหาวิทยาลัยพะเยา, 2563 |
| อาจารย์ที่ปรึกษา: | ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร. สิทธิชัย พิมลศรี อาจารย์ที่ปรึกษาร่วม ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร.ธีร ชัย อำนวยล้อยเจริญ |
| คำสำคัญ | สภาพอุตุนิยมวิทยา, ช่วงฝนตกหนัก, ภาคเหนือตอนบน, เรดาร์, การประสานข้อมูลเชิง ตัวเลข, แบบจำลองสภาพอากาศและพยากรณ์อากาศ |

บทคัดย่อ

การศึกษานี้ได้ทดสอบประสิทธิภาพการพยากรณ์สภาพอุตุนิยมวิทยาในช่วงฝนตกหนักในพื้นที่ภาคเหนือตอนบนของประเทศไทย ในช่วงที่มีฝนตกหนักวันที่ 17 – 20 กรกฎาคม 2560 โดยใช้ข้อมูลนำเข้าที่มีความละเอียดสูง 0.25 องศา และเทคนิค Data Assimilation ด้วยข้อมูล NCEP ADP Global Upper Air and Surface Weather Observations, Radar Omkoi และการผสมข้อมูลระหว่าง NCEP ADP Global Upper Air and Surface Weather Observations และ Radar Omkoi โดยแบ่งการทดสอบเป็น 4 กรณี ได้แก่ (1)การจำลอง WRF model โดยไม่มีการใช้เทคนิค Data assimilation (Normal) (2) Data assimilation ด้วยข้อมูลผลตรวจวัดภาคพื้นดินและข้อมูลตรวจวัดเบื้องสูง (DA1) (3) Data assimilation ด้วยข้อมูลผลตรวจวัดจาก เรดาร์ (DA2) และ (4) Data assimilation ด้วยข้อมูลผลตรวจวัดที่มีการรวมกันของข้อมูลตรวจวัดภาคพื้นดินและข้อมูลตรวจวัดเบื้องสูง และ เรดาร์ (DA3) โดยใช้แบบจำลอง Weather Research and Forecasting (WRF) โดเมนมีความละเอียดกริดที่ 18, 6 และ 2 กิโลเมตร การประเมินความถูกต้องทุกผลจำลองสภาพอุตุนิยมวิทยาภาคพื้นดินใช้การคำนวณค่าสถิติ MEAN, Index of agreement (IOA) และ Factor of two (FA2) ของพารามิเตอร์ความเร็วลม (WS) พารามิเตอร์อุณหภูมิ (Temp) และความชื้นสัมพัทธ์ (RH) เปรียบเทียบกับผลตรวจวัดจากสถานีตรวจวัดสภาพอุตุนิยมวิทยา 12 สถานี และในการประเมินความถูกต้องของผลจำลองสภาพอุตุนิยมวิทยาเบื้องสูง ใช้การคำนวณค่าสถิติ Mean Normalized Bias (MNB), Mean Normalized Gross Error (MNE), Mean Fractional Bias (MFB) และ Mean Fractional Gross Error (MFE) มาใช้ในการประเมินความถูกต้องของผลจำลองสภาพอุตุนิยมวิทยาเบื้องสูง เพื่อเปรียบเทียบกับผลตรวจวัดจากสถานีตรวจวัดเบื้องสูง 2 สถานี จากการศึกษาพบว่าการทดลองที่ (4) DA3 มีประสิทธิภาพในการพยากรณ์สภาพอุตุนิยมวิทยาภาคพื้นดิน (WS RH Temp) และมีประสิทธิภาพในการพยากรณ์สภาพอุตุนิยมวิทยาเบื้องสูง (WS) เนื่องจากผลการจำลองใกล้เคียงกับผลตรวจวัดจากสถานีมากที่สุด และให้ผลดีที่สุดในการคำนวณทางสถิติ

Title: THE IMPACT OF RADAR DATA ASSIMILATION ON SIMULATED METEOROLOGICAL CONDITIONS DURING HEAVY RAINFALL OVER UPPER NORTHERN THAILAND

Author: Jakkrit Jakajad, Thesis: M.Eng. (Environmental Engineering), University of Phayao, 2020

Advisor: Assistant Professor Dr. Sittichai Pimonsree Co–advisor Assistant Professor Dr. Teerachai Amnuaylojaroen

Keyword Data Assimilation, Meteorological Conditions, Heavy Rain, Upper North, Radar, WRF model

ABSTRACT

Weather forecast by data assimilation techniques was evaluated in the upper north of Thailand during heavy rains, 17 – 20 July 2017. Initial data used high resolution 0.25° dataset and assimilated with the observations of NCEP ADP Global Upper Air and Surface Weather Observations data, Radar Omkoi data and a combination of NCEP ADP Global Upper Air and Surface Weather Observations and Radar Omkoi. There were 4 case studies: (1) WRF model without using Data assimilation (Normal) (2) Data assimilation with surface and upper air data (DA1) (3) Data. assimilation with radar data (DA2) and (4) data assimilation with a combination of surface and upper air data and radar data (DA3). The simulation applied the Weather Research and Forecasting (WRF) model with, grid resolutions of 18, 6 and 2 km. Model evaluation used graphical comparison and statistical parameters including MEAN, Index of agreement (IOA) and Factor of two (FA2), Mean Normalized Bias (MNB), Mean Normalized Gross Error (MNE), Mean Fractional Bias (MFB) and Mean Fractional Gross Error (MFE). Modeling results compared meteorological parameters including wind speed (WS), temperature (Temp), and relative humidity (RH) with twelve monitoring stations and two upper air sites. It was found that the simulated surface WS, RH, Temp and upper WS by DA3 show the best performance comparing with other case studies.

กิตติกรรมประกาศ

ขอขอบคุณ สำนักงานการวิจัยแห่งชาติ (วช.) ที่ให้ทุนสนับสนุนงานวิจัย กรมฝนหลวง และการบินเกษตร ที่สนับสนุนข้อมูลเรดาร์เพื่อใช้ในการทำงานวิจัย กรมอุตุนิยมวิทยา ประเทศไทย ที่สนับสนุนข้อมูลตรวจวัดจากสถานีตรวจวัดฝนรายอำเภอในเขตพื้นที่ภาคเหนือตอนบน กรมอุตุนิยมวิทยา ประเทศไทย ไต้หวัน ที่ให้ความรู้เกี่ยวกับวิธีการทำ Radar Data Assimilation และให้คำปรึกษาเกี่ยวกับขั้นตอนและโปรแกรมที่มีปัญหา ผศ.ดร. สิทธิชัย พิมลศรี อาจารย์ที่ปรึกษาซึ่งให้ทุนสนับสนุนการวิจัยและทุนเพื่อเดินทางไปศึกษาวิธีการทำ Data Assimilation ที่ประเทศไทย ไต้หวัน ผศ.ดร. ชีรชัย อำนวยลือเจริญ และ ดร.สุกฤษฎี เกิดแสง อาจารย์ที่ปรึกษาร่วมในการให้คำปรึกษาเกี่ยวกับงานวิจัย

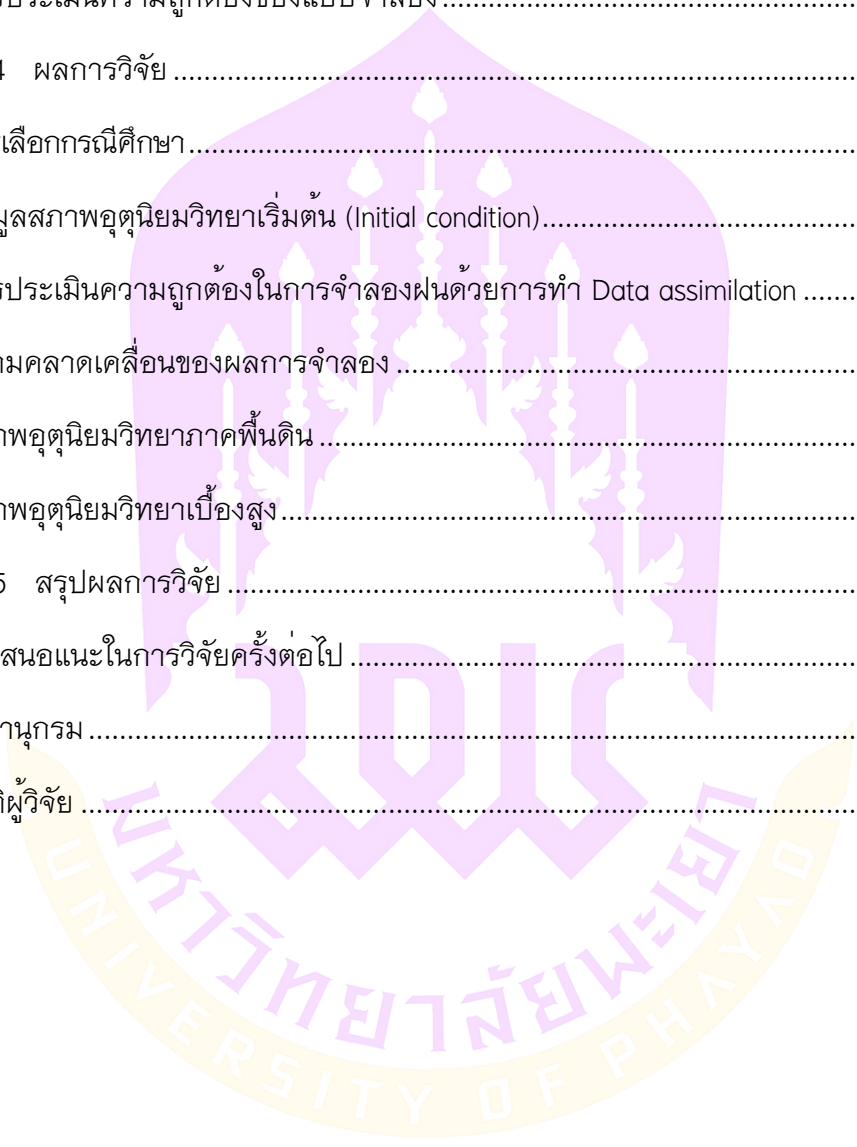
จักรกฤษณ์ แจขจัด



สารบัญ

| | หน้า |
|---|------|
| บทคัดย่อภาษาไทย..... | ง |
| บทคัดย่อภาษาอังกฤษ | จ |
| กิตติกรรมประกาศ | ฉ |
| สารบัญ..... | ช |
| สารบัญภาพ..... | ฅ |
| สารบัญตาราง..... | ฉ |
| บทที่ 1 บทนำ..... | 1 |
| ความเป็นมาและความสำคัญของปัญหา..... | 1 |
| วัตถุประสงค์ของการวิจัย | 3 |
| สมมติฐานของการวิจัย..... | 3 |
| ขอบเขตการวิจัย | 3 |
| ประโยชน์ที่คาดว่าจะได้รับจากการวิจัย | 3 |
| บทที่ 2 เอกสารและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง..... | 4 |
| เมฆ หมอก และหยาดน้ำฟ้า..... | 4 |
| ฝนในประเทศไทย..... | 14 |
| ฝนในภาคเหนือ | 16 |
| สภาพอุตุนิยมวิทยาที่เกี่ยวข้องกับฝน..... | 16 |
| การตรวจวัดข้อมูล | 40 |
| แบบจำลองคณิตศาสตร์ทางอุตุนิยมวิทยา..... | 48 |
| Data assimilation | 51 |
| งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง..... | 54 |

| | |
|--|-----|
| บทที่ 3 วิธีดำเนินการวิจัย | 57 |
| การคัดเลือกกรณีศึกษา | 57 |
| การจำลองพยากรณ์ฝนด้วยเทคนิค Data assimilation | 59 |
| การประเมินความถูกต้องของแบบจำลอง | 62 |
| บทที่ 4 ผลการวิจัย | 64 |
| การเลือกกรณีศึกษา | 64 |
| ข้อมูลสภาพอุตุนิยมวิทยาเริ่มต้น (Initial condition) | 66 |
| การประเมินความถูกต้องในการจำลองฝนด้วยการทำ Data assimilation | 76 |
| ความคลาดเคลื่อนของผลการจำลอง | 78 |
| สภาพอุตุนิยมวิทยาภาคพื้นดิน | 79 |
| สภาพอุตุนิยมวิทยาเบื้องสูง | 87 |
| บทที่ 5 สรุปผลการวิจัย | 95 |
| ข้อเสนอแนะในการวิจัยครั้งต่อไป | 97 |
| บรรณานุกรม | 98 |
| ประวัติผู้วิจัย | 102 |



สารบัญภาพ

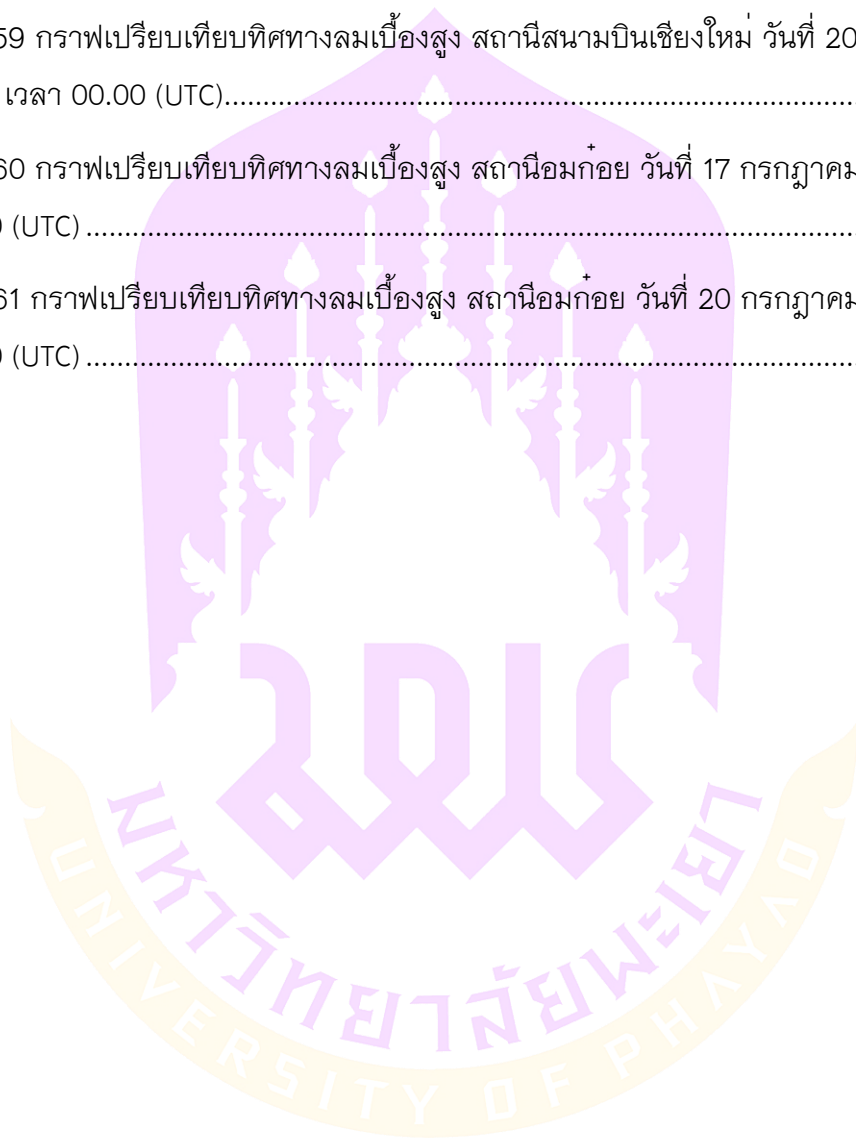
หน้า

| | |
|--|----|
| ภาพ 1 แกนควบแน่น ละอองน้ำในเมฆ และหยดน้ำฝน..... | 4 |
| ภาพ 2 ภาพคอนเทรล | 5 |
| ภาพ 3 ผังแสดงการเรียกชื่อเมฆ..... | 6 |
| ภาพ 4 น้ำค้าง..... | 9 |
| ภาพ 5 (ก)การหล่นของหยดน้ำขนาดเท่ากัน และ (ข)ขนาดแตกต่างกัน..... | 10 |
| ภาพ 6 การเพิ่มขนาดของหยดน้ำในก้อนเมฆ | 11 |
| ภาพ 7 การเพิ่มขนาดของผลึกน้ำแข็ง..... | 11 |
| ภาพ 8 กระบวนการเกิดหยาดน้ำฟ้าในเมฆคิวมูโลนิมบัส..... | 12 |
| ภาพ 9 ลูกเห็บ | 13 |
| ภาพ 10 อุปรกรณ์วัดน้ำฝน..... | 14 |
| ภาพ 11 ลมยี่โถสโทรฟิกพัดขนานกับไอโซบาร์..... | 22 |
| ภาพ 12 ทิศทางของลมยี่โถสโทรฟิก ในซีกโลกเหนือที่ไม่มีแรงฝืดในระดับความสูงจากพื้นดิน 3 กิโลเมตร..... | 23 |
| ภาพ 13 ความสมดุลของแรง 3 แรง..... | 24 |
| ภาพ 14 ในระดับความสูง 1 กิโลเมตรแรกจากผิวพื้นที่มีแรงฝืด ลมผิวพื้นพัดข้ามไอโซบาร์ และทำมุมกับไอโซบาร์..... | 25 |
| ภาพ 15 การหมุนเวียนทั่วไปของอากาศแบบจำลองวงจรเดียว | 27 |
| ภาพ 16 การหมุนเวียนทั่วไปของอากาศแบบจำลอง 3 วงจร | 28 |
| ภาพ 17 ลมผิวพื้นและระบบความกดอากาศ..... | 29 |
| ภาพ 18 ตำแหน่งที่ตั้งโดยเฉลี่ยของลมกรดในเขตโทรโพพอส | 31 |
| ภาพ 19 ลมมรสุมฤดูหนาวและลมมรสุมฤดูร้อน | 33 |
| ภาพ 20 ลมทะเลและลมบก | 35 |

| | |
|---|----|
| ภาพ 21 ลมหุบเขาและลมภูเขา..... | 35 |
| ภาพ 22 ลมพัดลงลาดเขา | 36 |
| ภาพ 23 ลมซีก..... | 37 |
| ภาพ 24 ลมท้องถิ่นที่เกิดขึ้นทางเหนือของทวีปแอฟริกา..... | 39 |
| ภาพ 25 บอลลูนบรรจุก๊าซไฮโดรเจน..... | 41 |
| ภาพ 26 บอลลูนน้ำ..... | 42 |
| ภาพ 27 ตัวอย่างผลการตรวจวัดด้วยเรดาร์ในประเทศไทย | 44 |
| ภาพ 28 ตัวอย่างที่ตั้งสถานีเรดาร์ตรวจอากาศและรัศมีทำการจำนวนทั้ง 14 สถานี | 45 |
| ภาพ 29 โครงสร้างการทำงานของแบบจำลอง..... | 51 |
| ภาพ 30 โครงสร้างการทำงานของเทคนิค Data assimilation..... | 54 |
| ภาพ 31 แผนที่ขอบเขตพื้นที่ศึกษา ภูมิประเทศ และสถานีตรวจวัดฝนพื้นที่ภาคเหนือตอนบน | 58 |
| ภาพ 32 แผนที่ผังขั้นตอนการศึกษา | 59 |
| ภาพ 33 ภาพแสดงการตั้งค่าขอบเขตพื้นที่จำลอง..... | 61 |
| ภาพ 34 Oceanic Niño Index (ONI) ย้อนหลัง 18 ปี..... | 65 |
| ภาพ 35 ปริมาณฝนสะสมเฉลี่ยรายเดือน ข้อมูลตรวจวัดสถานีภาคพื้นดินพื้นรวม 63 สถานี ปี พ.ศ. 2560..... | 66 |
| ภาพ 36 ภาพแสดงพิกัดจุดตรวจวัดของชุดข้อมูล NCEP ADP Global Upper Air and Surface Weather Observations | 68 |
| ภาพ 37 ภาพแสดงข้อมูลในชุดข้อมูล NCEP ADP Global Upper Air and Surface Weather Observations..... | 69 |
| ภาพ 38 การเปรียบเทียบก่อนและหลังการทำ DA ด้วยชุดข้อมูลตรวจวัดภาคพื้นดิน (ก) ตรวจวัดเบื้องสูงตัวแปรอุณหภูมิ (ข) ลมในแนวนอนต่อทิศตะวันออก U และ (ค) ลมในแนวนอนต่อทิศเหนือ V ของการทดลอง DA1 | 70 |
| ภาพ 39 รัศมีตรวจวัดของเรดาร์ตรวจอากาศปฏิบัติการฝนหลวง อ.อมก๋อย จ.เชียงใหม่ | 71 |
| ภาพ 40 การแปลงระบบพิกัดและรวมข้อมูลเรดาร์ด้วยโปรแกรม 3D MOSAIC..... | 72 |

| | |
|---|----|
| ภาพ 41 ตัวอย่างชุดข้อมูลเรดาร์ที่ผ่านการทำ PRE_PROC_RADAR | 73 |
| ภาพ 42 การเปรียบเทียบก่อนและหลังการทำ DA ด้วยข้อมูลเรดาร์อมก๋อย ของการทดลอง DA2 (ก) ตัวแปรลมในแนวนอนต่อทิศตะวันออก U10 และ (ข) ลมในแนวนอนต่อทิศเหนือ V10 | 74 |
| ภาพ 43 การเปรียบเทียบก่อนและหลังการทำ DA ด้วยชุดข้อมูล Combine data (ก) ตัวแปร อุณหภูมิ T2 (ข) ลมในแนวนอนต่อทิศตะวันออก U10 และ (ค) ลมในแนวนอนต่อทิศเหนือ V10 ของการทดลอง DA3 | 75 |
| ภาพ 44 กราฟค่าเฉลี่ยของปริมาณฝนสะสมรายวันของแต่ละรูปแบบ DA..... | 77 |
| ภาพ 45 กราฟแสดงค่าเฉลี่ยรายวันของความเร็วลม..... | 83 |
| ภาพ 46 กราฟแสดงค่าเฉลี่ยรายวันของอุณหภูมิ | 84 |
| ภาพ 47 กราฟแสดงค่าเฉลี่ยรายวันของความชื้นสัมพัทธ์ | 84 |
| ภาพ 48 กราฟเปรียบเทียบทิศทางลมสถานีศูนย์ราชการจังหวัดเชียงใหม่..... | 85 |
| ภาพ 49 กราฟเปรียบเทียบทิศทางลม สถานีสำนักงานทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม จังหวัดเชียงราย..... | 85 |
| ภาพ 50 กราฟเปรียบเทียบทิศทางลม สถานีสำนักงานเทศบาลเมืองน่าน..... | 86 |
| ภาพ 51 กราฟเปรียบเทียบทิศทางลม สถานีการประปาส่วนภูมิภาคแม่เมาะ | 86 |
| ภาพ 52 กราฟเปรียบเทียบความเร็วลมเบื้องสูง สถานีสนามบินเชียงใหม่ วันที่ 17 กรกฎาคม 2560 เวลา 00.00 (UTC)..... | 87 |
| ภาพ 53 กราฟเปรียบเทียบความเร็วลมเบื้องสูง สถานีสนามบินเชียงใหม่ วันที่ 19 กรกฎาคม 2560 เวลา 00.00 (UTC)..... | 88 |
| ภาพ 54 กราฟเปรียบเทียบความเร็วลมเบื้องสูง สถานีสนามบินเชียงใหม่ วันที่ 20 กรกฎาคม 2560 เวลา 00.00 (UTC)..... | 88 |
| ภาพ 55 กราฟเปรียบเทียบความเร็วลมเบื้องสูง สถานีอมก๋อย วันที่ 17 กรกฎาคม 2560 เวลา 00.00 (UTC) | 89 |
| ภาพ 56 กราฟเปรียบเทียบความเร็วลมเบื้องสูง สถานีอมก๋อย วันที่ 20 กรกฎาคม 2560 เวลา 00.00 (UTC) | 89 |

| | |
|--|----|
| ภาพ 57 กราฟเปรียบเทียบทิศทางลมเบื้องสูง สถานีสนามบินเชียงใหม่ วันที่ 17 กรกฎาคม 2560 เวลา 00.00 (UTC)..... | 90 |
| ภาพ 58 กราฟเปรียบเทียบทิศทางลมเบื้องสูง สถานีสนามบินเชียงใหม่ วันที่ 19 กรกฎาคม 2560 เวลา 00.00 (UTC)..... | 91 |
| ภาพ 59 กราฟเปรียบเทียบทิศทางลมเบื้องสูง สถานีสนามบินเชียงใหม่ วันที่ 20 กรกฎาคม 2560 เวลา 00.00 (UTC)..... | 91 |
| ภาพ 60 กราฟเปรียบเทียบทิศทางลมเบื้องสูง สถานีอมก๋อย วันที่ 17 กรกฎาคม 2560 เวลา 00.00 (UTC) | 92 |
| ภาพ 61 กราฟเปรียบเทียบทิศทางลมเบื้องสูง สถานีอมก๋อย วันที่ 20 กรกฎาคม 2560 เวลา 00.00 (UTC) | 92 |



สารบัญตาราง

หน้า

| | |
|---|----|
| ตาราง 1 เมฆชั้นสูง (High Clouds) เกิดขึ้นที่ระดับสูงมากกว่า 6 กิโลเมตร..... | 7 |
| ตาราง 2 เมฆชั้นกลาง (Middle Clouds) เกิดขึ้นที่ระดับสูง 2 – 6 กิโลเมตร | 7 |
| ตาราง 3 เมฆชั้นต่ำ (Low Clouds) เกิดขึ้นที่ระดับต่ำกว่า 2 กิโลเมตร..... | 8 |
| ตาราง 4 เมฆก่อตัวในแนวตั้ง (Clouds of Vertical Development)..... | 8 |
| ตาราง 5 ปริมาณฝน (มิลลิเมตร) เฉลี่ยในคาบ 30 ปี พ.ศ. 2514–2543 ของประเทศไทย | 15 |
| ตาราง 6 ตารางเทียบความเร็วลมและชนิดลมของมาตราโบฟอร์ต..... | 18 |
| ตาราง 7 ตารางเทียบความเร็วลมของมาตราโบฟอร์ตกับปรากฏการณ์ธรรมชาติเหนือพื้นดิน..... | 19 |
| ตาราง 8 ตารางเทียบความเร็วลมของมาตราโบฟอร์ตกับปรากฏการณ์ธรรมชาติในทะเล..... | 20 |
| ตาราง 9 คุณลักษณะการตรวจวัด..... | 44 |
| ตาราง 10 ตารางเปรียบเทียบข้อดีและข้อเสียของเทคนิค Data assimilation | 53 |
| ตาราง 11 รายละเอียดการตั้งค่า Physical parameters..... | 62 |
| ตาราง 12 ตารางแสดงค่าสถิติประเมินผลการจำลองฝนในแต่ละรูปแบบ DA..... | 76 |
| ตาราง 13 ตารางแสดงการเปรียบเทียบค่าเฉลี่ยปริมาณฝนสะสมรายวันของการจำลองฝนแต่ละรูปแบบ DA..... | 77 |
| ตาราง 14 ตารางเปรียบเทียบค่าสถิติเพื่อทดสอบความแม่นยำในการจำลอง..... | 78 |
| ตาราง 15 ตารางเปรียบเทียบค่าสถิติความเร็วลม..... | 81 |
| ตาราง 16 ตารางเปรียบเทียบค่าสถิติอุณหภูมิ | 81 |
| ตาราง 17 ตารางเปรียบเทียบค่าสถิติความชื้นสัมพัทธ์ | 82 |
| ตาราง 18 ตารางแสดงค่าสถิติพิกัดสถานีตรวจวัดสนามบินเชียงใหม่ | 94 |
| ตาราง 19 ตารางแสดงค่าสถิติพิกัดสถานีตรวจวัดอมก๋อย เชียงใหม่ | 94 |

บทที่ 1

บทนำ

ความเป็นมาและความสำคัญของปัญหา

ประเทศไทยเป็นประเทศที่มีความแปรปรวนของสภาพอากาศสูง โดยเฉพาะอย่างยิ่งภัยธรรมชาติที่เกิดจากฝนตกหนัก โดยปกติจะก่อให้เกิดน้ำท่วมฉับพลัน ทำให้เกิดการสูญเสียชีวิตและทรัพย์สินของคนเป็นจำนวนมาก ฝนตกหนักภาคเหนือตอนบนจากมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ที่พัดปกคลุมประเทศไทยในช่วงกลางเดือนพฤษภาคมถึง กลางเดือนตุลาคม โดยมีแหล่งกำเนิดจากบริเวณความกดอากาศสูงในซีกโลกใต้ บริเวณมหาสมุทรอินเดีย ที่พัดออกจากศูนย์กลางเป็นลมตะวันออกเฉียงใต้ และเปลี่ยนเป็นลมตะวันตกเฉียงใต้เมื่อพัดข้ามเส้นศูนย์สูตร ลมมรสุมนี้จะนำเอามวลอากาศชื้นจากมหาสมุทรอินเดีย มาปกคลุมประเทศไทย ทำให้เกิดเมฆมากและมีฝนตกชุกโดยทั่วไป โดยเฉพาะอย่างยิ่งตามบริเวณชายฝั่งทะเล และเทือกเขาด้านรับลมจะมีฝนมากกว่าบริเวณอื่น ในภูมิภาคนี้ มีน้ำท่วมใหญ่เกิดขึ้นแล้วหลายครั้ง ทั้งเหตุการณ์น้ำท่วมใหญ่ในปี 2554 ประเทศไทยประสบอุทกภัยครั้งใหญ่ในรอบ 70 ปี ที่รุนแรงมากโดยมีสาเหตุจากฝนที่ตกหนักและสะสมต่อเนื่องตลอดทั้งฤดูฝนจากอิทธิพลของมรสุมและพายุ ในเดือนมิถุนายนพื้นที่ภาคเหนือตอนบนของประเทศไทยประสบกับอุทกภัยรุนแรงจากอิทธิพลของพายุไซร่อน “ไหหมา” ซึ่งพายุลูกนี้ทำให้มีฝนตกหนาแน่นและกระจายเป็นบริเวณกว้างในพื้นที่ภาคเหนือ ส่งผลกระทบต่อพื้นที่เขตภาคเหนือบริเวณกว้างได้แก่ จังหวัดเชียงราย พะเยา น่าน เชียงใหม่ แพร่และตาก เป็นต้น ซึ่งก่อให้เกิดน้ำท่วมฉับพลัน น้ำป่าไหลหลาก ดินถล่ม พื้นที่การเกษตรและพื้นที่อุตสาหกรรมได้รับความเสียหายหนักสร้างความสูญเสียอย่างมากมายแก่ประชาชนและระบบเศรษฐกิจ ทั้งบ้านเรือน ทรัพย์สินไร่นา โดยปริมาณฝนสะสมสูงสุดใน 24 ชั่วโมง วัดได้ถึง 335.2 มิลลิเมตร (กรมอุตุนิยมวิทยา, 2559; ศูนย์เตือนภัยพิบัติแห่งชาติ, 2554)

การจำลองสภาพอุตุนิยมวิทยาในพื้นที่ภาคเหนือตอนบนให้แม่นยำนั้นเป็นไปได้ยากเนื่องจากสภาพพื้นที่ภูมิประเทศที่เป็นภูเขาสลับซับซ้อนทำให้สภาพอุตุนิยมวิทยาเช่น อุณหภูมิ ความชื้นสัมพัทธ์ และความเร็วลม มีความแปรปรวนสูงตามพื้นที่ แบบจำลอง WRF (The Weather Research and Forecasting) มีความสามารถที่จะจำลองสถานการณ์ต่าง ๆ ได้ทั้งการจำลองเหตุการณ์ในอดีต เหตุการณ์ปัจจุบันรวมถึงการพยากรณ์สภาพอากาศในอนาคตได้ทั้งระยะสั้นและระยะยาว แต่การจำลองสภาพอุตุนิยมวิทยาโดยทั่วไป

ด้วยแบบจำลอง WRF model ยังมีความคลาดเคลื่อนอยู่พอสมควร ในต่างประเทศมีการศึกษาเพื่อปรับปรุงคุณภาพของการจำลองสภาพอากาศโดยใช้เทคนิค Data assimilation (DA) ซึ่งเป็นวิธีการปรับปรุงการจำลองโดยมีการใช้ข้อมูลตรวจวัดจากหลายประเภทเข้ามารวมกัน ทั้งข้อมูลจากสถานีตรวจวัดภาคพื้นดิน สถานีตรวจวัดเบื้องสูงและข้อมูลตรวจวัดจากเรดาร์ ในประเทศเกาหลีใต้มีการศึกษาเพื่อปรับปรุงคุณภาพการจำลองของลมทะเลโดยใช้กระบวนการ Data assimilation ด้วยวิธี Three Dimensional Variation (3D-Var) เมื่อนำผลการจำลองที่ได้มาเทียบกับผลการตรวจวัดจากสถานีตรวจวัด ผลการจำลองที่มีการใช้เทคนิค DA มีความแม่นยำมากขึ้น 30% และทิศทางลมที่มีข้อผิดพลาดลดลง กว่า 37% (Park, Lee และ Lee, 2014) การจำลองสภาพอากาศที่นิยมส่วนมากคือ การจำลอง ปริมาณน้ำฝน สถานการณ์ฝนตกหนัก การก่อตัวและทิศทางของพายุ ลม และอุณหภูมิ ที่อ่าวเบงกอร์ได้มีการจำลองการก่อตัวและทิศทางของพายุในเดือนตุลาคมปี 2013 โดยใช้กระบวนการ DA ผลการจำลองมีค่า Track error ที่น้อยกว่าการจำลองธรรมดาถึง 70 ก.ม. (Hima Bindu และคณะ, 2016) ข้อมูลจำเป็นในกระบวนการ DA ได้แก่ ข้อมูลตรวจวัดจาก เรดาร์, สถานีตรวจวัดภาคพื้นดิน และข้อมูลตรวจวัดเบื้องสูง กระบวนการที่นิยมใช้กันมากคือ Three Dimensional Variation Analysis (3DVAR) (Arthur J. Eiserloh, 2014; Liu, Bray และ Han, 2013) มีการศึกษาเพื่อดูประสิทธิภาพของการจำลองด้วยเทคนิค DA โดยใช้วิธี 3D-Var ที่บริเวณพื้นที่กักเก็บน้ำ Brue มีการจำลอง WRF model แบบปกติเพื่อดูประสิทธิภาพคู่กันไปกับการจำลองด้วยเทคนิค DA ผลการทดสอบประสิทธิภาพพบว่า การ Data assimilation กับข้อมูลที่มีการผสมรวมระหว่างข้อมูลจาก NCAR กับ เรดาร์ มีผลการจำลองที่ใกล้เคียงกับผลตรวจวัดจริงมากที่สุดมีความคลาดเคลื่อนเพียง 12% ขณะที่การจำลองปกติด้วย WRF model คลาดเคลื่อนถึง 99% (Liu, Bray และ Han, 2013) ปัจจุบันภาคเหนือประเทศไทยมีจำนวนจุดตรวจวัดภาคพื้นดินจำนวน 15 สถานี และมีการตรวจวัดด้วยเรดาร์ที่ให้ข้อมูลสภาพอากาศเบื้องสูงครอบคลุมพื้นที่ภาคเหนือประเทศไทยซึ่งเป็นข้อมูลที่มีประโยชน์อย่างมาก อีกทั้งสามารถมาใช้ร่วมกับงานแบบจำลองอุตุนิยมวิทยาปรับค่าเริ่มต้นและค่าขอบเขตในแบบจำลองทำให้มีการจำลองถูกต้องมากยิ่งขึ้น แต่การศึกษาด้วยเทคนิค Data assimilation ในประเทศไทยยังมีน้อย ได้มีหน่วยงานนำมาใช้ในงานพยากรณ์อากาศคือ กรมอุตุนิยมวิทยาได้ใช้เทคนิค DA ด้วยวิธี Three Dimensional Variation (3DVAR) ในการจำลองปริมาณฝนและลมในความสูงระดับต่าง ๆ (กรมอุตุนิยมวิทยา, 2559)

ประเทศไทยมีการตรวจวัดด้วยเรดาร์ครอบคลุมทั้งประเทศซึ่งให้ข้อมูลสภาพอุตุนิยมวิทยาเบื้องสูงที่เป็นประโยชน์อย่างมาก แต่ยังขาดการนำมาใช้ในการจำลองสภาพ

อุตุนิยมวิทยาซึ่งหลายประเทศได้นำมาใช้แล้วทำให้ผลการจำลองดีขึ้นอย่างมาก การศึกษานี้จึงศึกษาพัฒนาการจำลองฝนช่วงฝนตกหนักด้วย WRF model โดยวิธีการ DA ด้วยข้อมูลเรดาร์ ข้อมูลตรวจวัดภาคพื้นดิน และข้อมูลตรวจวัดเบื้องสูง กรณีศึกษาบริเวณภาคเหนือตอนบนของประเทศไทยในช่วงฤดูฝน เพื่อปรับปรุงคุณภาพของการจำลองฝนตกหนักที่แม่นยำมากขึ้น สำหรับเป็นข้อมูลใช้สำหรับบริหารจัดการทรัพยากรน้ำ เผื่อระวังเหตุการณ์ฝนตกหนักที่เสี่ยงต่อการเกิดอุทกภัยเพื่อให้สามารถเตรียมการรับมือได้ทันการณ์อย่างมีประสิทธิภาพ

วัตถุประสงค์ของการวิจัย

เพื่อศึกษาผลของการใช้ชุดข้อมูลผลตรวจวัดจาก ภาคพื้น เบื้องสูง และเรดาร์ ในการจำลองสภาพอุตุนิยมวิทยาในพื้นที่ภาคเหนือตอนบนประเทศไทยด้วยวิธีการ data assimilation

สมมติฐานของการวิจัย

การปรับปรุงการจำลองสภาพอุตุนิยมวิทยาช่วงฝนตกหนักโดยการ data assimilation ข้อมูลตรวจวัดเรดาร์ จะทำให้ผลการจำลองสภาพอุตุนิยมวิทยามีความแม่นยำมากยิ่งขึ้น

ขอบเขตการวิจัย

1. พื้นที่ศึกษา ครอบคลุมภาคเหนือตอนบนประเทศไทย
2. ช่วงเวลาศึกษา ช่วงเวลาฝนตกหนัก
3. แบบจำลองใช้ Weather Research and Forecasting (WRF) model
4. ข้อมูลตรวจวัดที่นำมาใช้ใน Data assimilation ใช้ข้อมูลตรวจวัดจากสถานีตรวจวัดภาคพื้น เบื้องสูง และเรดาร์
5. พารามิเตอร์ที่ศึกษาได้แก่ ฝน อุณหภูมิ ความชื้นสัมพัทธ์ ความเร็วลม ทิศทางลม

ประโยชน์ที่คาดว่าจะได้รับจากการวิจัย

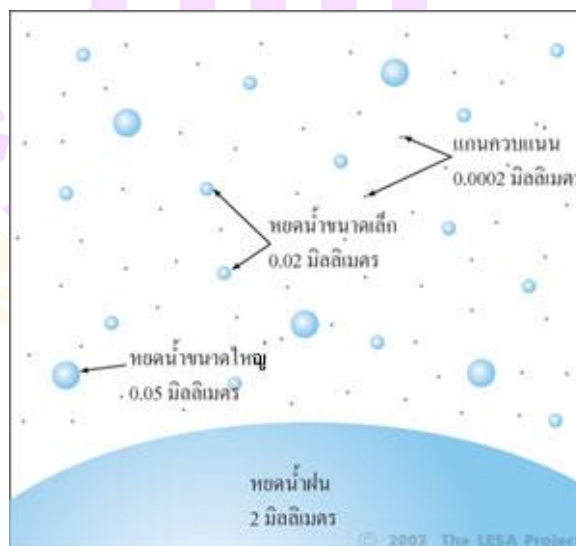
1. ผลของการพยากรณ์สภาพอุตุนิยมวิทยาช่วงฝนตกหนักมีความถูกต้องและแม่นยำมากขึ้น ทำให้ได้ข้อมูลอุตุนิยมวิทยาและฝนที่เป็นประโยชน์ในการบริหารจัดการทรัพยากรน้ำ การเกษตร และรับมือภัยพิบัติอุทกภัยได้อย่างมีประสิทธิภาพมากขึ้น
2. สามารถใช้เป็นแนวทางในการปรับปรุงการจำลอง WRF model ด้วยการนำ Data assimilation ด้วยข้อมูลเรดาร์ให้กับกรมอุตุนิยมวิทยาและหน่วยงานอื่นในประเทศไทยที่สนใจ

บทที่ 2

เอกสารและงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

เมฆ หมอก และหยาดน้ำฟ้า

อากาศเย็นมีความสามารถเก็บไอน้ำได้น้อยกว่าอากาศร้อน เมื่ออุณหภูมิของอากาศลดลงจนถึงจุดน้ำค้าง อากาศจะอิ่มตัวไม่สามารถเก็บไอน้ำได้มากกว่านี้ หากอุณหภูมียังคงลดต่ำไปอีก ไอน้ำจะควบแน่นเปลี่ยนสถานะเป็นของเหลว อย่างไรก็ตามนอกจากปัจจัยทางด้านความดันและอุณหภูมิแล้ว การควบแน่นของไอน้ำยังจำเป็นต้องมี “พื้นผิว” ให้หยดน้ำ (Droplet) เกาะตัว ยกตัวอย่างเช่น เมื่ออุณหภูมิของอากาศบนพื้นผิวลดต่ำกว่าจุดน้ำค้าง ไอน้ำในอากาศจะควบแน่นเป็นหยดน้ำเล็ก ๆ เกาะบนใบไม้ใบหญ้าเหนือพื้นดิน บนอากาศก็เช่นกัน ไอน้ำต้องการอนุภาคเล็ก ๆ ที่แขวนลอยอยู่ในอากาศเป็น “แกนควบแน่น” (Condensation nuclei) แกนควบแน่นเป็นวัสดุที่มีคุณสมบัติในการดูดซับน้ำ (Hygroscopic) ดังเช่น ผุ่น ครัน เกสรดอกไม้ หรืออนุภาคเกลือ ซึ่งมีขนาดประมาณ 0.0002 มิลลิเมตร หากปราศจากแกนควบแน่นแล้ว ไอน้ำบริสุทธิ์ไม่สามารถควบแน่นเป็นของเหลวได้ ถึงแม้จะมีความชื้นสัมพัทธ์มากกว่า 100% ก็ตาม



ภาพ 1 แกนควบแน่น ละอองน้ำในเมฆ และหยาดน้ำฝน

หยดน้ำหรือละอองน้ำในก้อนเมฆ (Cloud droplet) ที่เกิดขึ้นครั้งแรกมีขนาดเล็กมากเพียง 0.02 มิลลิเมตร (เล็กกว่าขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางของเส้นผมซึ่งมีขนาด 0.075 มิลลิเมตร) ละอองน้ำขนาดเล็กตกลงอย่างช้า ๆ ด้วยแรงต้านของอากาศ และระเหยกลับเป็นไอน้ำ (ก๊าซ) เมื่ออยู่ไต่ระดับความแน่นลงมา ไม่ทันตกถึงพื้นโลก อย่างไรก็ตามในกรณีที่มีกลุ่มอากาศยกตัวอย่างรุนแรง หยดน้ำเหล่านี้สามารถรวมตัวกันภายในก้อนเมฆ จนมีขนาดใหญ่ประมาณ 0.05 มิลลิเมตร ถ้าหยดน้ำมีขนาด 2 มิลลิเมตร มันจะมีน้ำหนักมากกว่าแรงพยุงของอากาศและตกลงมาด้วยแรงโน้มถ่วงของโลกสู่พื้นดินกลายเป็นฝน

1. เมฆ (Clouds)

เมฆ เป็นกลุ่มละอองน้ำที่เกิดจากการควบแน่น ซึ่งเกิดจากการยกตัวของกลุ่มอากาศ (Air parcel) ผ่านความสูงเหนือระดับควบแน่น และมีอุณหภูมิลดต่ำกว่าจุดน้ำค้าง ตัวอย่างการเกิดเมฆที่เห็นได้ชัด ได้แก่ คอนเทรล (Contrails) ซึ่งเป็นเมฆที่สร้างขึ้นโดยฝีมือมนุษย์เมื่อเครื่องบินไอพ่นบินอยู่ในระดับสูงเหนือระดับควบแน่น ไอน้ำซึ่งอยู่ในอากาศร้อนที่พ่นออกมาจากเครื่องยนต์ ปะทะเข้ากับอากาศเย็นซึ่งอยู่ภายนอก เกิดการควบแน่นเป็นหยดน้ำ โดยการจับตัวกับเขม่าควันจากเครื่องยนต์ซึ่งทำหน้าที่เป็นแกนควบแน่น เราจึงมองเห็นควันเมฆสีขาวถูกพ่นออกมาทางท้ายของเครื่องยนต์เป็นทางยาว ในการสร้างฝนเทียมก็เช่นกัน เครื่องบินทำการโปรยสารเคมี ซิลเวอร์ไอโอไดด์ (Silver Iodide) เพื่อทำหน้าที่เป็นแกนควบแน่นเพื่อให้ไอน้ำในอากาศมาจับตัว และควบแน่นเป็นเมฆ (ศูนย์การเรียนรู้วิทยาศาสตร์โลกและดาราศาสตร์, 2559)



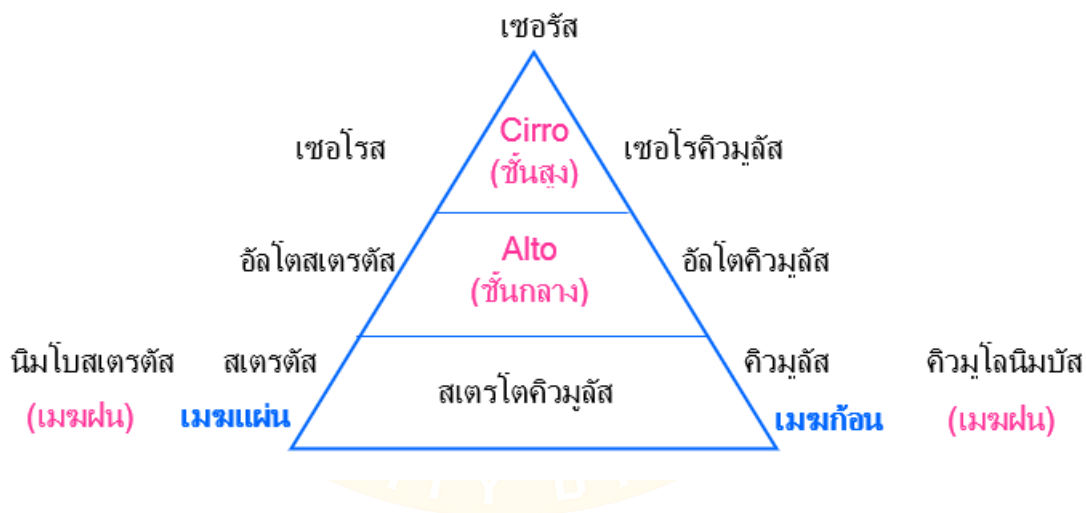
ภาพ 2 ภาพคอนเทรล

2. การเรียกชื่อเมฆ

เมฆซึ่งเกิดขึ้นในธรรมชาติมี 2 รูปร่างลักษณะคือ เมฆก้อน และเมฆแผ่น เรียกเมฆก้อนว่า เมฆคิวมูลัส (Cumulus) และเรียกเมฆแผ่นว่า เมฆสเตรตัส (Stratus) หากเมฆก้อนลอยชิดติดกัน สามารถนำชื่อทั้งสองมารวมกันและเรียกว่า เมฆสเตรโตคิวมูลัส (Stratocumulus) ในกรณีที่ เป็นเมฆฝน จะเพิ่มคำว่า นิมโบ หรือ นิมบัส ซึ่งแปลว่า ฝน เข้าไป เช่น เรียกเมฆก้อนที่มีฝนตกว่า เมฆคิวมูโลนิมบัส (Cumulonimbus) และเรียกเมฆแผ่นที่มีฝนตกว่า เมฆนิมโบสเตรตัส (Nimbostratus) เมฆสามารถแบ่งออกเป็น 3 ระดับ คือ เมฆชั้นสูง เมฆชั้นกลาง และเมฆชั้นต่ำ

หากเป็นเมฆชั้นกลาง (2 – 6 กิโลเมตร) จะเติมคำว่า อัลโต ซึ่งแปลว่า ชั้นกลาง ไว้ข้างหน้า เช่น เรียกเมฆก้อนชั้นกลางว่า เมฆอัลโตคิวมูลัส (Alto cumulus) และเรียกเมฆแผ่นชั้นกลางว่า เมฆอัลโตสเตรตัส (Altostratus)

หากเป็นเมฆชั้นสูง (2 – 6 กิโลเมตร) จะเติมคำว่า เซอโร ซึ่งแปลว่า ชั้นสูง ไว้ข้างหน้า เช่น เรียกเมฆก้อนชั้นสูงว่า เมฆเซอโรคิวมูลัส (Cirrocumulus) เรียกเมฆแผ่นชั้นสูงว่า เมฆเซอโรสเตรตัส (Cirrostratus) และเรียกชั้นสูงที่มีรูปร่างเหมือนขนนกว่า เมฆเซอรัส (Cirrus)


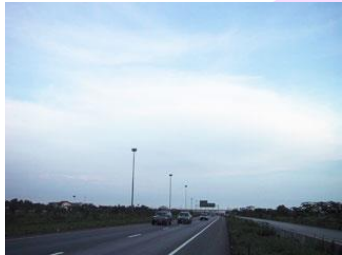



ภาพ 3 ผังแสดงการเรียกชื่อเมฆ


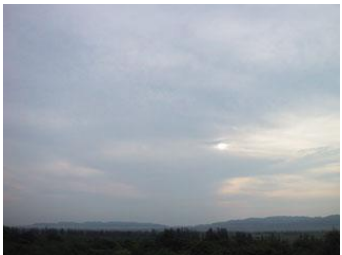
3. ประเภทของเมฆ

นักอุตุนิยมวิทยา แบ่งเมฆออกเป็นทั้งสิบชนิดออกเป็น 4 ประเภท ดังนี้

ตาราง 1 เมฆชั้นสูง (High Clouds) เกิดขึ้นที่ระดับสูงมากกว่า 6 กิโลเมตร

| รูปภาพ | คำอธิบาย |
|--|--|
|  | <p>เมฆเซอโรคิวมูลัส (Cirrocumulus)</p> <p>เมฆสีขาว เป็นผลึกน้ำแข็ง มีลักษณะเป็นริ้วคลื่นเล็ก ๆ มักเกิดขึ้นปกคลุมท้องฟ้าบริเวณกว้าง</p> |
|  | <p>เมฆเซอโรสเตรตัส (Cirrostratus)</p> <p>เมฆแผ่นบางสีขาวเป็นผลึกน้ำแข็งปกคลุมท้องฟ้าเป็นบริเวณกว้างโปร่งแสงต่อแสงอาทิตย์บางครั้งหักเหแสงทำให้เกิดดวงอาทิตย์ทรงกลด และดวงจันทร์ทรงกลดเป็นรูปวงกลมสีคล้ายรุ้ง</p> |
|  | <p>เมฆเซอร์รัส (Cirrus)</p> <p>เมฆริ้ว สีขาว รูปร่างคล้ายขนนก เป็นผลึกน้ำแข็ง มักเกิดขึ้นในวันที่มีอากาศดี ท้องฟ้าเป็นสีฟ้าเข้ม</p> |



ตาราง 2 เมฆชั้นกลาง (Middle Clouds) เกิดขึ้นที่ระดับสูง 2 – 6 กิโลเมตร

| รูปภาพ | คำอธิบาย |
|---|---|
|  | <p>เมฆอัลโตคิวมูลัส (Altostratus)</p> <p>เมฆก้อนสีขาวมีลักษณะคล้ายฝูงแกะลอยเป็นแพ มีช่องว่างระหว่างก้อนเล็กน้อย</p> |
|  | <p>เมฆอัลโตสเตรตัส (Altostratus)</p> <p>เมฆแผ่นหนาส่วนมากมักมีสีเทา เนื่องจากบังแสงดวงอาทิตย์ไม่ให้ลอดผ่าน และเกิดขึ้นปกคลุมท้องฟ้าเป็นบริเวณกว้างมาก หรือปกคลุมท้องฟ้าทั้งหมด</p> |

ตาราง 3 เมฆชั้นต่ำ (Low Clouds) เกิดขึ้นที่ระดับต่ำกว่า 2 กิโลเมตร

| รูปภาพ | คำอธิบาย |
|--|--|
|  | <p>เมฆสเตรตัส (Stratus)</p> <p>เมฆแผ่นบางลอยสูงเหนือพื้นไม่มากนัก เช่น ลอยปกคลุมยอดเขามักเกิดขึ้นตอนเช้าหรือหลังฝนตกบางครั้งลอยต่ำปกคลุมพื้นดินเราเรียกว่า “หมอก”</p> |
|  | <p>เมฆสเตรโตคิวมูลัส (Stratocumulus)</p> <p>เมฆก้อน ลอยติดกันเป็นแพไม่มีรูปทรงที่ชัดเจนมีช่องว่างระหว่างก้อนเพียงเล็กน้อยมักเกิดขึ้นเวลาที่อากาศไม่ดี และมีสีเทาเนื่องจากลอยอยู่ในเงาของเมฆชั้นบน</p> |
|  | <p>เมฆนิมโบสเตรตัส (Nimbostratus)</p> <p>เมฆแผ่นสีเทา เกิดขึ้นเวลาที่อากาศมีเสถียรภาพ ทำให้เกิดฝนปร่า ๆ ฝนผ่าน หรือฝนตกแดดออก ไม่มีพายุฝนฟ้าคะนองฟ้าร้องฟ้าผ่ามักปรากฏให้เห็นสายฝนตกลงมาจากฐานเมฆ</p> |

ตาราง 4 เมฆก่อตัวในแนวตั้ง (Clouds of Vertical Development)

| รูปภาพ | คำอธิบาย |
|---|--|
|  | <p>เมฆคิวมูลัส (Cumulus)</p> <p>เมฆก้อนปุกปุย สีขาวเป็นรูปกะหล่ำก่อตัวในแนวตั้งเกิดขึ้นจากอากาศไม่มีเสถียรภาพฐานเมฆเป็นสีเทาเนื่องจากมีความหนาแน่นพอที่จะบดบังแสงจนทำให้เกิดเงามักปรากฏให้เห็นเวลาอากาศดีท้องฟ้าเป็นสีฟ้าเข้ม</p> |
|  | <p>เมฆคิวมูโลนิมบัส (Cumulonimbus)</p> <p>เมฆก่อตัวในแนวตั้ง พัฒนามาจากเมฆคิวมูลัสมีขนาดใหญ่มากปกคลุมพื้นที่ครอบคลุมทั้งจังหวัดทำให้เกิดพายุฝนฟ้าคะนองหากกระแสลมชั้นบนพัดแรงก็จะทำให้ยอดเมฆรูปกะหล่ำกลายเป็นรูปทั่งตีเหล็กตอยอดออกมาเป็นเมฆเซอร์โรสเตรตัส หรือเมฆเซอร์รัส</p> |

4. หมอก (Fog)

หมอก เกิดจากไอน้ำเปลี่ยนสถานะควบแน่นเป็นหยดน้ำเล็ก ๆ เช่นเดียวกับเมฆ เพียงแต่เมฆเกิดจากการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิเนื่องจากการยกตัวของกลุ่มอากาศแต่หมอกเกิดขึ้นจากความเย็นของพื้นผิว หรือการเพิ่มปริมาณไอน้ำในอากาศ

4.1 ในวันที่มีอากาศชื้น และท้องฟ้าใสพอดกกลางคืนพื้นดินจะเย็นตัวอย่างรวดเร็วทำให้ไอน้ำในอากาศเหนือพื้นดินควบแน่นเป็นหยดน้ำหมอกซึ่งเกิดขึ้นโดยวิธีนี้จะมีอุณหภูมิต่ำ และมีความหนาแน่นสูงเคลื่อนตัวลงสู่ที่ต่ำ และมีอยู่อย่างหนาแน่นในหุบเขา

4.2 เมื่ออากาศอุ่นมีความชื้นสูงปะทะกับพื้นผิวที่มีความหนาวยเย็น เช่น ผิวน้ำในทะเลสาบอากาศจะควบแน่นกลายเป็นหยดน้ำในลักษณะเช่นเดียวกับหยดน้ำซึ่งเกาะอยู่รอบแก้วน้ำแข็ง

4.3 เมื่ออากาศร้อนซึ่งมีความชื้นสูงปะทะกับอากาศเย็นซึ่งอยู่ข้างบนแล้วควบแน่นเป็นหยดน้ำ เช่น เวลาหลังฝนตกไอน้ำที่ระเหยขึ้นจากพื้นถนนซึ่งร้อนปะทะกับอากาศเย็นซึ่งอยู่ข้างบนแล้วควบแน่นกลายเป็นหมอก หรือไอน้ำจากลมหายใจเมื่อปะทะกับอากาศเย็นของฤดูหนาวแล้วควบแน่นกลายเป็นละอองน้ำเล็ก ๆ ให้เรามองเห็นเป็นควันสีขาว

5. น้ำค้าง (Dew)

น้ำค้างเกิดจากการควบแน่นของไอน้ำบนพื้นผิวของวัตถุซึ่งมีการแผ่รังสีออกจนกระทั่งอุณหภูมิลดต่ำกว่าจุดน้ำค้างของอากาศซึ่งอยู่รอบ ๆ เนื่องจากพื้นผิวแต่ละชนิดมีการแผ่รังสีที่แตกต่างกันดังนั้นในบริเวณเดียวกันปริมาณของน้ำค้างที่ปกคลุมพื้นผิวแต่ละชนิดจึงไม่เท่ากัน เช่น ในตอนหัวค่ำ อาจมีน้ำค้างปกคลุมพื้นหญ้าแต่ไม่มีน้ำค้างปกคลุมพื้นคอนกรีตเหตุผลอีกประการหนึ่งซึ่งทำให้น้ำค้างมักเกิดขึ้นบนใบไม้ใบหญ้าก็คือใบของพืชคายไอน้ำออกมาทำให้อากาศบริเวณนั้นมีความชื้นสูง

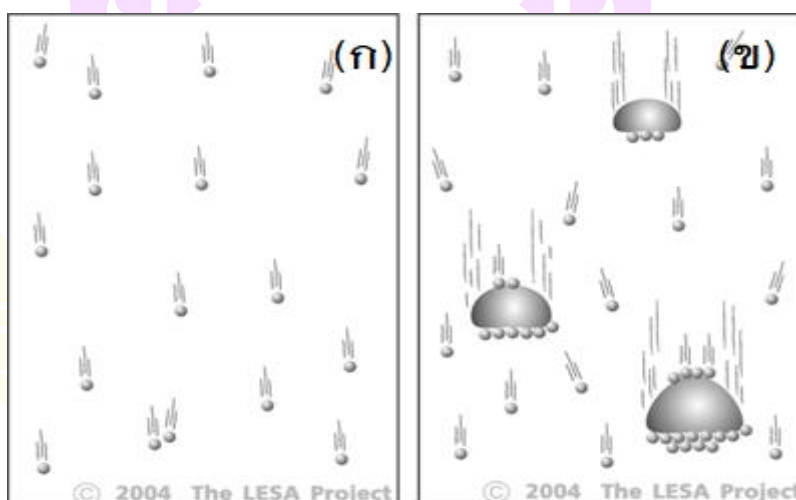


ภาพ 4 น้ำค้าง

6. หยาดน้ำฟ้า

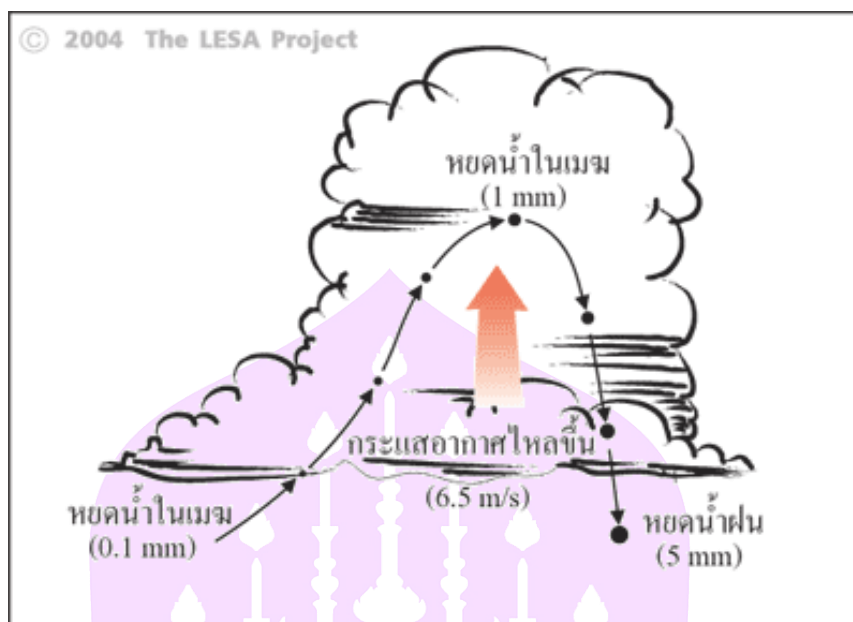
หยาดน้ำฟ้า (Precipitation) เป็นชื่อเรียกรวมของหยดน้ำและน้ำแข็งที่เกิดจากการควบแน่นของไอน้ำแล้วตกลงมาสู่พื้น เช่น ฝน ลูกเห็บ หิมะ เป็นต้น หยาดน้ำฟ้าแตกต่างจากหยดน้ำหรือละอองน้ำในก้อนเมฆ (Cloud droplets) ตรงที่หยาดน้ำต้องมีขนาดใหญ่ และมีน้ำหนักมากพอที่จะชนะแรงต้านอากาศ และตกสู่พื้นโลกได้โดยไม่ระเหยเป็นไอน้ำเสียก่อน ขณะที่อยู่ใต้ระดับควบแน่น ฉะนั้นกระบวนการเกิดหยาดน้ำฟ้าจึงมีความสลับซับซ้อนมากกว่ากระบวนการควบแน่นที่ทำให้เกิดเมฆ

โดยทั่วไปก้อนเมฆจะมีหยดน้ำเล็ก ๆ ขนาดเท่ากันตกลงมาช้า ๆ ด้วยความเร็วเดียวกัน ดังนั้นหยดน้ำเหล่านั้นจะไม่มีโอกาสที่จะชนหรือรวมตัวกันให้มีขนาดใหญ่ขึ้นได้เลย แต่ในเมฆซึ่งก่อตัวในแนวตั้ง เช่น เมฆคิวมูโลนิมบัสจะมีหยดน้ำหลายขนาด หยดน้ำขนาดใหญ่จะตกลงมาด้วยความเร็วที่มากกว่าหยดน้ำขนาดเล็ก ดังนั้นหยดน้ำขนาดใหญ่จึงมีโอกาสชนและรวมตัวกับหยดน้ำขนาดเล็กที่อยู่เบื้องล่าง ทำให้เกิดการรวมตัวจนมีขนาดใหญ่ขึ้นแสดงดังภาพ 5 เราเรียกกระบวนการนี้ว่ากระบวนการชนและรวมตัวกัน (Collision – coalescence process)



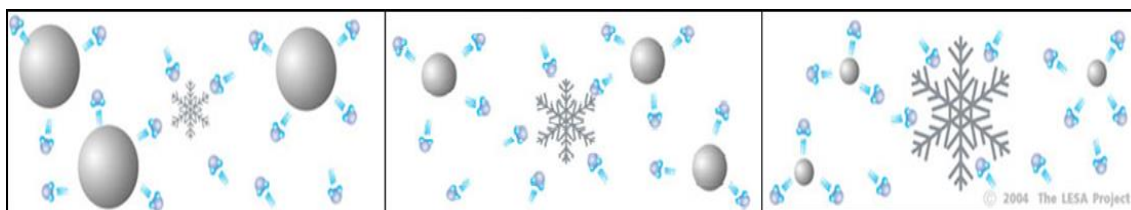
ภาพ 5 (ก) การหล่นของหยดน้ำขนาดเท่ากัน และ (ข) ขนาดแตกต่างกัน

นอกจากนั้นกระแสอากาศไหลขึ้น (Updraft) ยังช่วยให้เร่งอัตราการชนและรวมตัวให้เกิดขึ้นอย่างรวดเร็วเมื่อหยดน้ำมีขนาดใหญ่ประมาณ 1 มิลลิเมตร มันจะมีน้ำหนักมากพอที่จะชนะแรงพยุง และตกลงมาด้วยแรงโน้มถ่วงของโลก หยดน้ำที่ตกลงมาจากยอดเมฆชนและรวมตัวกับหยดน้ำอื่น ๆ ในกลางทำให้มีมันขนาดใหญ่และมีความเร็วมากขึ้นจนก็กลายเป็น หยดน้ำฝน (Rain droplets) ตกลงจากฐานเมฆโดยมีขนาดประมาณ 2 – 5 มิลลิเมตรแสดงดังภาพ 6



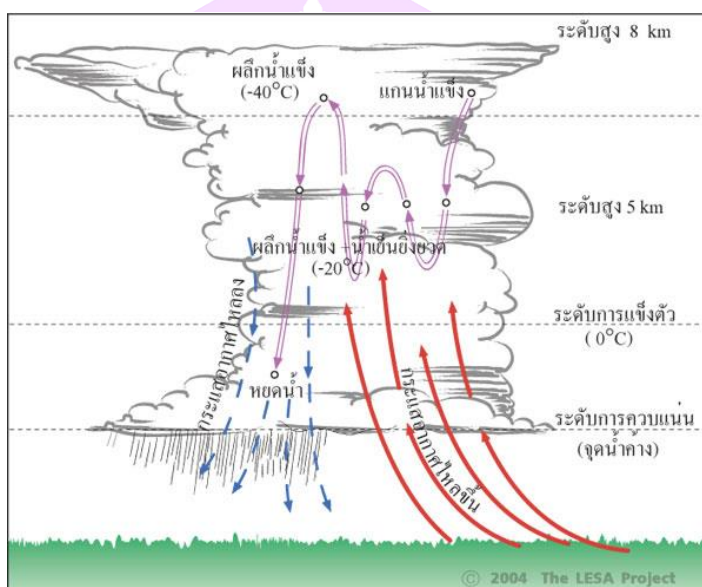
ภาพ 6 การเพิ่มขนาดของหยดน้ำในก้อนเมฆ

ในเขตที่มีอากาศหนาวเย็น เช่น ในเขตละติจูดสูง หรือบนเทือกเขาสูงรูปแบบของการเกิดหยาดน้ำฟ้าจะแตกต่างกันไปจากเขตร้อน หยดน้ำบริสุทธิ์ในก้อนเมฆไม่ได้แข็งตัวที่อุณหภูมิ 0°C หากแต่แข็งตัวที่อุณหภูมิต่ำกว่า -40°C เราเรียกน้ำในสถานะของเหลวที่อุณหภูมิต่ำกว่า 0°C นี้ว่า น้ำเย็นยิ่งยวด (Supercooled water) น้ำเย็นยิ่งยวดจะเปลี่ยนสถานะเป็นของแข็งได้ก็ต่อเมื่อกระทบกับวัตถุของแข็งอย่างทันทีทันใด ยกตัวอย่าง เมื่อเครื่องบินเข้าไปในเมฆชั้นสูง ก็จะทำให้เกิดน้ำแข็งเกาะที่ชายปีกด้านหน้า การระเหิดกลับเช่นนี้ (Deposition) จำเป็นจะต้องอาศัยแกนซึ่งเรียกว่า แกนน้ำแข็ง (Ice nuclei) เพื่อให้ไอน้ำจับตัวเป็นผลึกน้ำแข็ง ในก้อนเมฆมีน้ำครบทั้งสามสถานะและมีแรงดันที่แตกต่างกัน ไอน้ำระเหยจากละอองน้ำโดยรอบ แล้วระเหิดกลับรวมตัวเข้ากับผลึกน้ำแข็งอีกทีหนึ่ง ทำให้ผลึกน้ำแข็งมีขนาดใหญ่ขึ้นแสดงดังภาพ 7 เราเรียกกระบวนการนี้ว่า กระบวนการเบอร์เจอร์อน (Bergeron process)



ภาพ 7 การเพิ่มขนาดของผลึกน้ำแข็ง

เมื่อผลึกน้ำแข็งมีขนาดใหญ่และมีน้ำหนักมากพอที่จะชนะแรงพยุ่ง (Updraft) จะตกลงมาด้วยแรงโน้มถ่วงของโลก และปะทะกับหยดน้ำเย็นยิ่งยวดซึ่งอยู่ด้านล่าง ทำให้เกิดการเยือกแข็ง และรวมตัวให้ผลึกมีขนาดใหญ่ยิ่งขึ้นไปอีก นอกจากนั้นผลึกอาจปะทะกันเองจนทำให้เกิดผลึกขนาดใหญ่ที่เรียกว่า “เกล็ดหิมะ” (Snow flake) ในเขตอากาศเย็นหิมะจะตกลงมาถึงพื้น แต่ในวันที่มีอากาศร้อนหิมะจะเปลี่ยนสถานะกลายเป็น “ฝน” เสียก่อนแล้วจึงตกลงถึงพื้น



ภาพ 8 กระบวนการเกิดหยาดน้ำฟ้าในเมฆคิวมูโลนิมบัส

6.1 ชนิดของหยาดน้ำฟ้าในประเทศไทย

6.1.1 ฝน (Rain) เป็นหยดน้ำมีขนาดประมาณ 0.5 – 5 มิลลิเมตร ฝนส่วนใหญ่ตกลงมาจากเมฆนิมโบสเตรตัส และเมฆคิวมูโลนิมบัส

6.1.2 ฝนละออง (Drizzle) เป็นหยดน้ำขนาดเล็กกว่า 0.5 มิลลิเมตรเกิดจากเมฆสเตรตัส พบเห็นบ่อยบนยอดเขาสูง ตกต่อเนื่องเป็นเวลานานหลายชั่วโมง

6.1.3 ละอองหมอก (Mist) เป็นหยดน้ำขนาด 0.005 – 0.05 มิลลิเมตร เกิดจากเมฆสเตรตัส ทำให้เรารู้สึกชื้นเมื่อเดินผ่าน มักพบบนยอดเขาสูง

6.1.4 ลูกเห็บ (Hail) เป็นก้อนน้ำแข็งขนาดใหญ่กว่า 5 เซนติเมตร เกิดขึ้นจากกระแสในอากาศไหลขึ้น (updraft) และไหลลง (downdraft) ภายในเมฆคิวมูโลนิมบัส พัดให้ผลึกน้ำแข็งปะทะกับน้ำเย็นยิ่งยวด กลายเป็นก้อนน้ำแข็งห่อหุ้มกันเป็นชั้น ๆ จนมีขนาดใหญ่ และตกลงมา

6.1.5 หิมะ (Snow) เป็นผลึกน้ำแข็งขนาดประมาณ 1 – 20 มิลลิเมตร ซึ่งเกิดจากไอน้ำจากน้ำเย็นยิ่งยวด ระเหิดกลับเป็นผลึกน้ำแข็ง แล้วตกลงมา

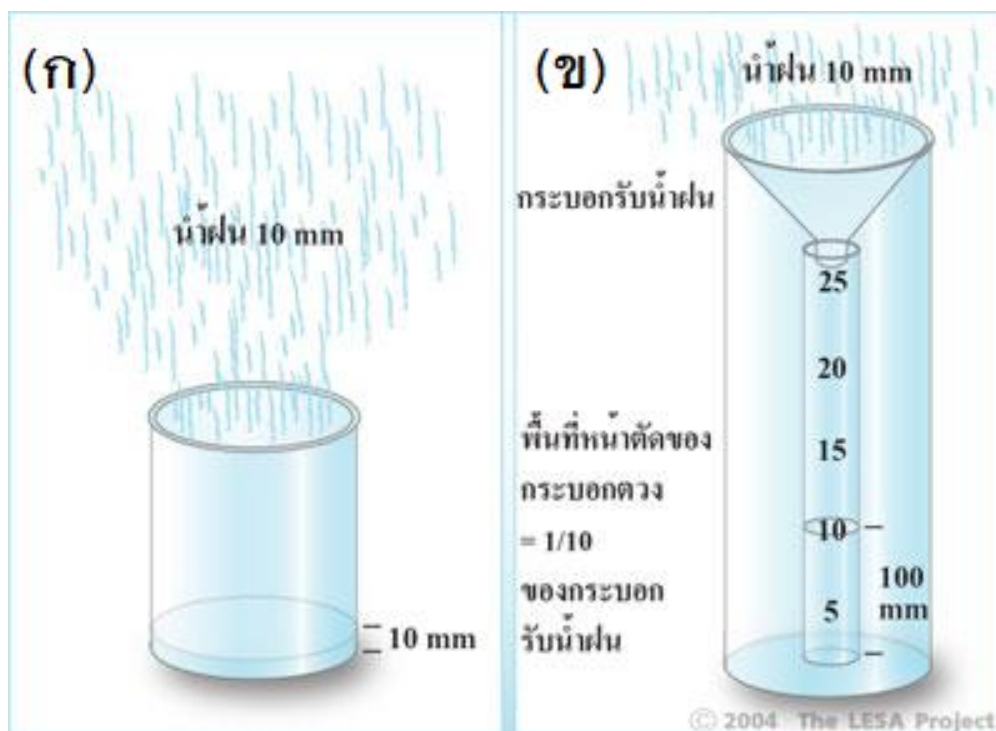


ภาพ 9 ลูกเห็บ

6.2 อุปกรณ์วัดน้ำฝน

ในการวัดปริมาณน้ำฝนเราใช้หน่วยวัดเป็นมิลลิเมตร เช่น ถ้าฝนตกลงมาทำให้ระดับน้ำฝนในภาชนะที่รองรับสูงขึ้น 10 มิลลิเมตร หมายความว่า ฝนตกวัดได้ 10 มิลลิเมตร ถ้าฝนตกลงมาทำให้ระดับน้ำฝนในภาชนะที่รองรับสูงขึ้น 25 มิลลิเมตร หมายความว่า ฝนตกวัดได้ 25 มิลลิเมตร แสดงดังภาพ 10 (ก)

อุปกรณ์วัดน้ำฝน (Rain gauge) ขนาดมาตรฐานเป็นทรงกระบอกขนาดเส้นผ่านศูนย์กลาง 20 เซนติเมตร บนปากกระบอกมีกรวยรอร์รับน้ำฝนให้ตกลงสู่กระบอกตวง ซึ่งอยู่ภายในซึ่งมีเส้นผ่านศูนย์กลางขนาดเล็กกว่ากระบอกนอก 10 เท่า (เส้นผ่านศูนย์กลาง 2 เซนติเมตร) ทั้งนี้เพื่อขยายมาตราส่วนขยายขึ้น 10 เท่า ทำให้เกิดความสะดวกในการอ่านค่าปริมาณน้ำฝนได้ละเอียดยิ่งขึ้นแสดงดังภาพ 10 (ข)



ภาพ 10 อุปกรณ์วัดน้ำฝน

ฝนในประเทศไทย

ประเทศไทยตั้งอยู่ในเขตร้อนทางทิศตะวันออกเฉียงใต้ของทวีปเอเชีย ระหว่างละติจูด $5^{\circ} 37'$ เหนือ กับ $20^{\circ} 27'$ เหนือ และระหว่างลองจิจูด $97^{\circ} 22'$ ตะวันออก กับ $105^{\circ} 37'$ ตะวันออก มีพื้นที่ทั้งหมดประมาณ 513,115 ตารางกิโลเมตร มีฝนรวมตลอดปีเฉลี่ยทั่วประเทศ

ประมาณ 1,500–1,600 มิลลิเมตร โดยปริมาณฝนแต่ละพื้นที่จะผันแปรไปตามลักษณะภูมิประเทศนั้น ๆ นอกเหนือจากการผันแปรตามฤดูกาล ส่วนใหญ่แล้วฝนในประเทศไทยได้รับอิทธิพลมาจากลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ได้ศึกษาการจำลองสภาพอากาศโดยแบบจำลอง PRECISE ในช่วงปีฐานที่ใช้ทำการเปรียบเทียบบอานาคต ค.ศ. 1980–1989 พบว่าปริมาณน้ำฝนสะสมในรอบ 1 ปีเฉลี่ยในรอบทศวรรษ พื้นที่ส่วนใหญ่บริเวณภาคเหนือ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ภาคกลาง มีปริมาณน้ำฝนสะสมรายปีอยู่ในช่วง 1,000–1,500 มิลลิเมตร ส่วนในภาคตะวันออกเฉียงใต้มีปริมาณน้ำฝนสะสมรายปีประมาณ 1,500–2,500 มิลลิเมตร และพื้นที่ส่วนใหญ่ของภาคใต้มีปริมาณน้ำฝนสะสมรายปีมากกว่า 2,000 มิลลิเมตร และสูงมากกว่า 3,000 มิลลิเมตร ในหลายพื้นที่ ค่าเฉลี่ยปริมาณฝนในคาบ 30 ปี พ.ศ. 2514–2543 ของประเทศไทย พบว่าในช่วงฤดูฝนทุกภาคของประเทศไทย จะมีปริมาณฝนตั้งแต่ 700 มิลลิเมตร ขึ้นไป โดยภาคที่มีปริมาณฝนมากที่สุดคือภาคใต้

มีปริมาณฝนสูงสุดถึง 1895.7 มิลลิเมตร และมีจำนวนวันที่มีฝนตกตลอดทั้งปี 176 วัน ส่วนภาคที่มีปริมาณฝนรองลงมาก็คือภาคตะวันออกเฉียงเหนือโดยมีปริมาณฝน 1085.8 มิลลิเมตร (กรมอุตุนิยมวิทยา, 2559) แสดงดังตาราง 5

ตาราง 5 ปริมาณฝน (มิลลิเมตร) เฉลี่ยในคาบ 30 ปี พ.ศ. 2514–2543 ของประเทศไทย

| ภาค | ฤดูหนาว | ฤดูร้อน | ฤดูฝน | จำนวนวันที่ฝนตกตลอดทั้งปี |
|--------------------|---------|---------|--------|---------------------------|
| เหนือ | 105.5 | 182.5 | 952.1 | 123 |
| ตะวันออกเฉียงเหนือ | 71.9 | 214.2 | 1085.8 | 117 |
| กลาง | 124.4 | 187.1 | 903.3 | 113 |
| ตะวันออก | 187.9 | 250.9 | 1417.6 | 131 |
| ใต้ฝั่งตะวันออก | 759.3 | 249.6 | 707.3 | 148 |
| ใต้ฝั่งตะวันตก | 445.9 | 383.7 | 1895.7 | 176 |

ที่มา: วิรัช มณีสาร, 2538

ในช่วงฤดูฝนปี 2554 บริเวณประเทศไทยตอนบนประสบภาวะน้ำท่วมรุนแรงเป็นประวัติการณ์ ทำให้ประชาชนได้รับความเดือดร้อน บ้านเรือนและพื้นที่การเกษตรเสียหาย จากเหตุการณ์น้ำท่วมครั้งนี้พบว่าฤดูฝนปีนี้สภาพอากาศบริเวณประเทศไทยได้รับอิทธิพลจากร่องมรสุมที่พาดผ่านประเทศไทยตอนบนประกอบกับมรสุมตะวันตกเฉียงใต้กำลังปานกลางถึงค่อนข้างแรง นอกจากนี้ยังมีพายุที่เคลื่อนเข้ามาสลายตัวใกล้ประเทศไทยอีกจำนวน 4 ลูก ได้แก่ ลูกที่ 1 พายุไซนร้อนไหหม่า ส่งผลให้หลายจังหวัดของประเทศไทยตอนบนโดยเฉพาะบริเวณภาคเหนือมีฝนตกหนักถึงหนักมากต่อเนื่องกันเป็นบริเวณกว้าง พายุไซนร้อนนากเตนพายุไซนร้อนไห่ถาง พายุไต้ฝุ่นเนสาท และพายุไซนร้อนนาลแก โดยอิทธิพลของไต้ฝุ่นเนสาทส่งผลให้ภาคตะวันออกเฉียงเหนือมีฝนตกหนักถึงหนักมาก แต่สำหรับพายุไซนร้อนนาลแกแทบไม่มีผลกระทบกับประเทศไทยเลย อิทธิพลของพายุเหล่านี้ทำให้อ่างมรสุมที่พาดผ่านประเทศไทยตอนบนและมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ที่พัดปกคลุมประเทศไทยมีกำลังแรงขึ้น ส่งผลให้มีฝนตกหนักเป็นบริเวณกว้างและฝนหนักมากหลายพื้นที่เป็นระยะ ๆ ต่อเนื่องเกือบตลอดช่วงฤดูฝน จากฝนที่ตกต่อเนื่องส่งผลให้ปริมาณฝนสะสมของประเทศไทยตั้งแต่วันที่ 1 มกราคม–31 ตุลาคม 2554 มีปริมาณฝนรวม 1,822.4 มิลลิเมตร

ซึ่งสูงกว่าค่าปกติ 28 เปอร์เซ็นต์ โดยบริเวณภาคเหนือมีปริมาณฝน 1,674.5 มิลลิเมตร สูงกว่าค่าปกติถึง 42 เปอร์เซ็นต์ ส่วนภาคกลางมีปริมาณฝน 1,508.6 มิลลิเมตร สูงกว่าค่าปกติ 26 เปอร์เซ็นต์ (กรมอุตุนิยมวิทยา, 2559)

ฝนในภาคเหนือ

ฝนในภาคเหนือตอนบนของประเทศไทย จะมีปริมาณฝนสูงในฤดูฝนและลดลงในฤดูหนาว และฤดูร้อน ภาคเหนือตอนบนมีลักษณะภูมิประเทศส่วนใหญ่เป็นที่ราบสูงสลับภูเขาที่ทอดตัวยาวจากทิศเหนือสู่ทิศใต้ (โกมลจินดา, 2546) สถิติฝนเฉลี่ยในภาคเหนือปีหนึ่ง ๆ ประมาณ 1,200 มิลลิเมตร (ศรีทอง, 2546) จากการศึกษาการเปลี่ยนแปลงเชิงพื้นที่และเวลาของฝนในเขตภาคเหนือตอนบน โดยการวิเคราะห์ข้อมูลตรวจวัดรายวันเป็นระยะเวลา 40 ปี ตั้งแต่ปี พ.ศ.2513-2552 พบว่าจังหวัดเชียงรายมีปริมาณฝนมากที่สุด มีค่าเฉลี่ยปริมาณฝนสะสมรายปีเท่ากับ 1,850 มิลลิเมตร ส่วนจังหวัดลำพูนมีปริมาณฝนน้อยที่สุดมีค่าเฉลี่ยปริมาณฝนสะสมรายปีเท่ากับ 1,012 มิลลิเมตร ซึ่งการเปลี่ยนแปลงฝนในช่วง 40 ปี มีแนวโน้มลดลงด้วยอัตรา 2.34 มิลลิเมตรต่อปี การเปลี่ยนแปลงปริมาณฝนรายปี พบว่าส่วนใหญ่ได้รับอิทธิพลของลมมรสุมและปรากฏการณ์เอนโซ (สิทธิชัย พิมลศรี, 2554) และจากการศึกษาในกรณีการเกิดสภาวะคูควรระหว่างเหตุการณ์ที่ strong IOD เกิดร่วมกับ weak El Niño พบว่าปริมาณน้ำฝนรวมรายปีมีแนวโน้มเพิ่มสูงขึ้นอย่างชัดเจนในบริเวณตอนบนของประเทศไทย (ภัทรสถาพรกุล, 2553) สำหรับการประมาณฝนมีหลายวิธี วิธีหนึ่งที่มีความนิยมและใช้ในการประมาณน้ำฝนคือวิธี Kriging (กรมอุตุนิยมวิทยา, 2559)

สภาพอุตุนิยมวิทยาที่เกี่ยวข้องกับฝน

1. ความชื้นสัมพัทธ์

ความชื้น (Humidity) หมายถึง จำนวนไอน้ำที่มีอยู่ในอากาศ ความชื้นของอากาศมีการเปลี่ยนแปลงอยู่ตลอดเวลา จะมากหรือน้อยขึ้นอยู่กับความดันและอุณหภูมิ ความชื้นสัมพัทธ์ (Relative humidity) หมายถึง อัตราส่วนของ ปริมาณไอน้ำที่มีอยู่จริงในอากาศ ต่อ ปริมาณไอน้ำที่จะทำให้อากาศอิ่มตัว ณ อุณหภูมิเดียวกัน หรือ อัตราส่วนของความดันไอน้ำที่มีอยู่จริง ต่อ ความดันไอน้ำอิ่มตัว ค่าความชื้นสัมพัทธ์แสดงในรูปของร้อยละ (%) เขียนเป็นสูตรได้ว่า

$$\text{ความชื้นสัมพัทธ์} = \frac{\text{ความดันไอน้ำที่มีอยู่ในอากาศ}}{\text{ความดันไอน้ำของอากาศอิ่มตัว}} \times 100\% \quad (1)$$

ปริมาณของไอน้ำในอากาศขึ้นอยู่กับอุณหภูมิของอากาศ อากาศร้อนสามารถเก็บไอน้ำได้มากกว่าอากาศเย็น ดังนั้นหากอุณหภูมิจึงลดลงจนถึงจุด ๆ หนึ่งที่ทำให้เกิด อากาศอิ่มตัว (Saturated air) อากาศจะไม่สามารถเก็บกักไอน้ำไว้ได้มากกว่านี้ หรือกล่าวอีกนัยหนึ่งว่า อากาศ

มีความชื้นสัมพัทธ์ 100% และหากอุณหภูมียังคงลดต่ำลงอีก ไอน้ำจะเปลี่ยนสถานะเป็นของเหลว อุณหภูมิที่ทำให้เกิดการควบแน่นนี้เรียกว่า จุดน้ำค้าง (Dew point) จุดน้ำค้างของอากาศชั้นย่อมมีอุณหภูมิต่ำกว่าจุดน้ำค้างของอากาศแห้ง (Astronomy, 2562)

2. อุณหภูมิ

อุณหภูมิ (Temperature) คือค่าตัวเลขที่มีความสัมพันธ์กับระดับพลังงานจลน์ภายในอะตอมในระบบของสารสัมบูรณ์ (Absolute Temperature) ระดับพลังงานที่อุณหภูมิ 0 เคลวิน (-273°C) อะตอมไม่มีพลังงานอยู่เลย ดังนั้นอนุภาคทุกอย่างภายในอะตอมหยุดนิ่ง แม้กระทั่งอิเล็กตรอนก็ไม่โคจรรอบนิวเคลียส แต่เมื่ออะตอมได้รับพลังงานจนมีระดับอุณหภูมิสูงขึ้น อิเล็กตรอนก็จะเคลื่อนที่รอบนิวเคลียสและยกระดับชั้นวงโคจรสูงขึ้น ถ้าหากอะตอมได้รับพลังงานจนมีระดับอุณหภูมิสูงขึ้นไปอีก อิเล็กตรอนอาจจะยกตัวหลุดจากวงโคจรกลายเป็นประจุ (Ion) อย่างไรก็ตามพื้นผิวโลกและชั้นบรรยากาศที่เราอยู่อาศัยมีอุณหภูมิประมาณ $139 - 331$ เคลวิน (-89°C ถึง 58°C) ที่ระดับพลังงานขนาดนี้

3. ลม

ลม คือ กระแสอากาศที่เคลื่อนที่ในแนวนอน ส่วนกระแสอากาศคือ อากาศที่เคลื่อนที่ในแนวตั้ง การเรียกชื่อลมนั้นเรียกตามทิศทางที่ลมนั้น ๆ พัดมา เช่น ลมที่พัดมาจากทิศเหนือเรียกว่า ลมเหนือ และลมที่พัดมาจากทิศใต้เรียกว่า ลมใต้ เป็นต้น ในละติจูดต่ำไม่สามารถจะคำนวณหาความเร็วลม แต่ในละติจูดสูงสามารถคำนวณหาความเร็วลมได้

ความเร็วลมคือ การเคลื่อนที่ของอากาศที่ทำให้เกิดแรง หรือความกดที่ผ่านจุดที่กำหนดให้บนพื้นผิวโลก และแรงหรือความกดเป็นส่วนส่วนกับกำลัง 2 ของความเร็วลม อธิบายดังในรูปของสมการ

$$P = KV^2 \quad (2)$$

เมื่อ P = ความกดที่เกิดจากการกระทำของลม

V = ความเร็วลม

K = ค่าคงที่ของหน่วยที่ใช้

ถ้าความกดอากาศมีหน่วยเป็นปอนด์ต่อตารางฟุต ความเร็วลมเป็นนอต (1 นอต หมายถึง 1 ไมล์ทะเล (6,080.20 ฟุต) ต่อชั่วโมง ซึ่งเป็นหน่วยมาตรฐานความเร็วลมที่ใช้ในสหรัฐอเมริกา) สมการจะเป็น $P = 0.0053 V^2$ โดยประมาณสำหรับผิวพื้นที่ราบเรียบ แต่ถ้าความเร็วลมมีหน่วยเป็นไมล์ต่อชั่วโมง ค่า P ที่ได้จะเปลี่ยนไปเป็น $P = 0.004 V^2$ ด้วยเหตุนี้แรงที่เกิดขึ้นเนื่องจากการกระทำของลม ทำให้สามารถหาความเร็วลมได้ โดยที่ไม่ต้องอาศัยเครื่องมือใด ๆ แต่จะสังเกตได้จากปรากฏการณ์ของวัตถุที่อยู่รอบ ๆ ดังนั้น เพื่อวัตถุประสงค์ดังกล่าว จึงได้มีการกำหนดมาตราความเร็วลมขึ้น เรียกว่ามาตราบิฟฟอร์ด (Beaufort Scale) พลเรือเอก เซอร์ฟ

รานวิส โบฟอร์ต (Admiral Sir Francis Beaufort) ชาวอังกฤษ เป็นผู้คิดขึ้นใช้ในปี พ.ศ. 2548 สำหรับตรวจลมในทะเล ต่อมาได้ถูกดัดแปลงนำมาใช้ทั้งบนบกและในทะเล มาตราโบฟอร์ต จะใช้เปรียบเทียบกับสิ่งที่กีดขวางไม่ว่าบนบกและในทะเล โดยสิ่งที่กีดขวางต่าง ๆ ได้แก่ ใบไม้ กิ่งไม้ สายโทรเลข สายโทรศัพท์ ธง สิ่งปรักหักพังต่าง ๆ และคลื่นในทะเล เกณฑ์ที่ใช้กำหนดความเร็วลม ได้มาจากการสังเกตกำลังลมเหนือพื้นดินและในทะเล มาตราโบฟอร์ต เริ่มต้นจากมาตราที่ 0 ไปจนถึงมาตราที่ 17 ความเร็วลมจะเพิ่มขึ้นคือ ที่มาตรา 0 จะเป็นเขตลมสงบ ไปจนถึงมาตราที่ 17 ลมมีกำลังแรงจัดกลายเป็นพายุเฮอริเคน ปัจจุบันมาตราโบฟอร์ตถูกนำมาใช้น้อยลง โดยเฉพาะสถานีบนบก ตารางที่ 2 เป็นตารางเทียบความเร็วลม และชนิดลมของมาตราโบฟอร์ต ส่วนตาราง 3 เป็นตารางเทียบความเร็วลมของมาตราโบฟอร์ตกับปรากฏการณ์ธรรมชาติเหนือพื้นดิน และตาราง 4 เป็นตารางเทียบความเร็วลมของมาตราโบฟอร์ตกับปรากฏการณ์ธรรมชาติเหนือพื้นน้ำ

ตาราง 6 ตารางเทียบความเร็วลมและชนิดลมของมาตราโบฟอร์ต

| มาตราโบฟอร์ต | ความเร็วลม | | ชนิดลม |
|--------------|------------|---------------|-------------|
| | นอต | กม./ชม. | |
| 0 | 1 | 1.6 | ลมสงบ |
| 1 | 1 – 3 | 1.6 – 4.8 | ลมเบา |
| 2 | 4 – 6 | 6.4 – 8.6 | ลมอ่อน |
| 3 | 7 – 10 | 12.8 – 19.2 | ลมเฉื่อย |
| 4 | 11 – 21 | 20.8 – 28.8 | ลมปานกลาง |
| 5 | 17 – 21 | 30.4 – 38.4 | ลมกระโชก |
| 6 | 22 – 27 | 40.0 – 38.4 | ลมแรง |
| 7 | 28 – 33 | 51.2 – 60.8 | พายุปานกลาง |
| 8 | 34 – 40 | 62.4 – 73.6 | พายุกระโชก |
| 9 | 41 – 47 | 75.2 – 86.4 | พายุแรง |
| 10 | 48 – 55 | 88.0 – 100.8 | พายุจัด |
| 11 | 56 – 63 | 102.4 – 115.2 | พายุจัด |
| 12 | 64 – 71 | 116.8 – 131.2 | เฮอริเคน |
| 13 | 72 – 80 | 132.8 – 147.3 | เฮอริเคน |
| 14 | 81 – 89 | 148.8 – 164.8 | เฮอริเคน |
| 15 | 90 – 99 | 166.4 – 182.4 | เฮอริเคน |

ตาราง 6 (ต่อ)

| มาตราโบฟอร์ต | ความเร็วลม | | ชนิดลม |
|--------------|------------|---------------|------------|
| | นอต | กม./ชม. | |
| 16 | 100 – 108 | 184.0 – 200.0 | เฮอรัรีเคน |
| 17 | 109 – 118 | 201.6 – 217.6 | เฮอรัรีเคน |

ที่มา: Don, 1975

ตาราง 7 ตารางเทียบความเร็วลมของมาตราโบฟอร์ตกับปรากฏการณ์ธรรมชาติเหนือพื้นดิน





| มาตราโบฟอร์ต | ปรากฏการณ์ธรรมชาติเหนือพื้นดิน |
|--------------|---|
| 0 | ลมสงบ ค่ำวันลอยขึ้นตรง |
| 1 | ทิศทางลมสังเกตเห็นได้จากควันที่ แต่ไม่ใช่จากครลม |
| 2 | รู้สึกมีลมปะทะหน้า ใบไม้เคลื่อนไหว ครลมเริ่มหันทิศทางไปตามลม |
| 3 | ใบไม้และกิ่งไม้เล็ก ๆ เคลื่อนไหวตลอดเวลา ชงคี่ออกตามลม |
| 4 | ฝุ่นฟุ้ง กระจายปลิว กิ่งไม้เล็ก ๆ โยก |
| 5 | ต้นไม้เล็ก ๆ เริ่มโยก แหล่งน้ำบนบก เช่นแม่น้ำ ลำคลอง หนอง บึง เป็นระลอก |
| 6 | กิ่งไม้ใหญ่โยก สายโทรเลขตั้งหวิว ๆ ไม่สะดวกที่จะใช้รม |
| 7 | ต้นไม้โยก เดินต้านลมไม่สะดวก |
| 8 | กิ่งไม้หัก เดินไปข้างหน้าไม่สะดวก |
| 9 | สิ่งก่อสร้างเสียหายเล็กน้อย |
| 10 | ต้นไม้ถอนราก สิ่งก่อสร้างเสียหายมาก |
| 11 | สิ่งก่อสร้างเสียหายเป็นบริเวณกว้าง |
| 12-17 | สิ่งก่อสร้างเสียหายหนัก |

ที่มา: Don, 1975

ตาราง 8 ตารางเทียบความเร็วลมของมาตราโบฟอร์ตกับปรากฏการณ์ธรรมชาติในทะเล

| มาตราโบฟอร์ต | ปรากฏการณ์ธรรมชาติในทะเล |
|---|--|
|  | 0 ทะเลเคล้ายกระจก |
|  | 1 ทะเลพริ้ว ยอดคลื่นไม่เป็นฟอง |
|  | 2 คลื่นเป็นระลอกเล็กๆ ปรากฏให้เห็นชัด แต่ยังไม่แตกเป็นฟอง |
|  | 3 คลื่นเป็นระลอกโตขึ้น คลื่นเริ่มแตกเป็นฟองขาว |
|  | 4 คลื่นขนาดเล็กใหญ่ขึ้น และเป็นฟองขาวมากขึ้น |
|  | 5 คลื่นขนาดปานกลางยาวมากขึ้น โอกาสที่จะเป็นฝอยน้ำได้บ้าง |
|  | 6 คลื่นมีขนาดใหญ่ขึ้น คลื่นแตกเป็นฟองขาวมากขึ้น เป็นฝอยน้ำมากขึ้น |
|  | 7 น้ำทะเลสูงขึ้น และฟองแตกเป็นทาง เริ่มพัดกระจัดกระจายไปตามคลื่น หัวแตก |
|  | 8 คลื่นค่อนข้างสูง มีช่วงคลื่นขึ้น คลื่นที่ฟองน้ำแตกเป็นทางเห็นได้ชัดเจน |

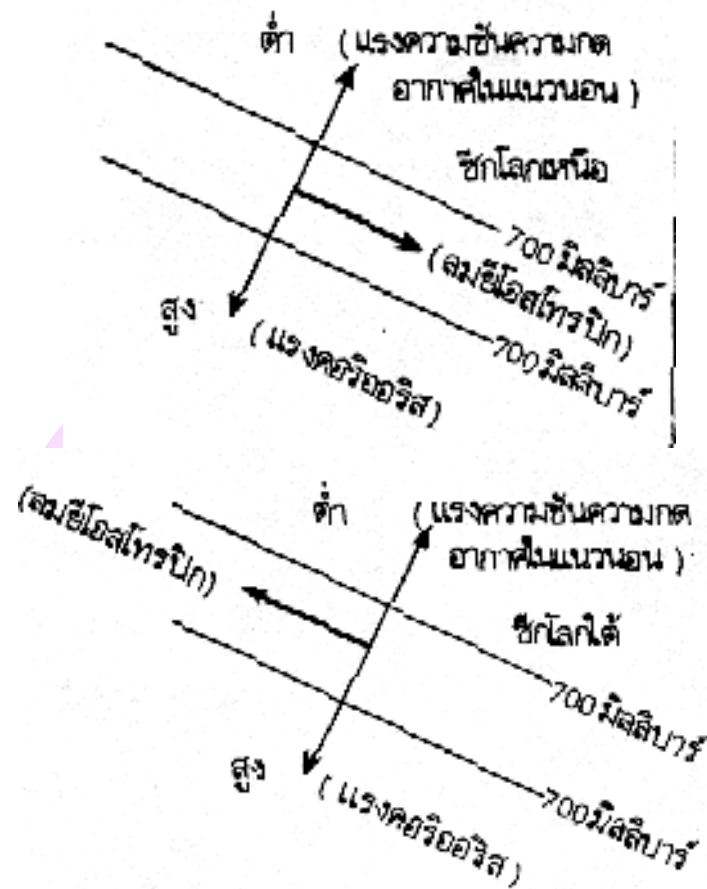
ตาราง 8 (ต่อ)

| มาตราโบฟอร์ต | ปรากฏการณ์ธรรมชาติในทะเล |
|--|---|
|  | คลื่นสูงยอดคลื่นเริ่มม้วนตัว คลื่นที่ฟองน้ำแตกเป็นทาง 9 หนาที่บ และฟอยน้ำที่พัดอยู่สูงในอากาศ ทำให้มีทัศน วิสัยเลว |
|  | คลื่นสูงมากมียอดคลื่นที่ยื่นออก ทะเลมีฟองขาวไป 10 หมด การม้วนตัวของคลื่นมีมากขึ้น และทัศนวิสัยเลว |
|  | คลื่นสูงใหญ่มาก ทะเลมีฟองขาวเต็มไปหมด ทัศนวิสัย 11 เลว |
|  | แตกเป็นฟอยน้ำอยู่ในอากาศเต็มไปหมด ทัศนวิสัยเลวลง 12-17 มาก |

ที่มา: Don, 1975

3.1 ลมชั้นบน

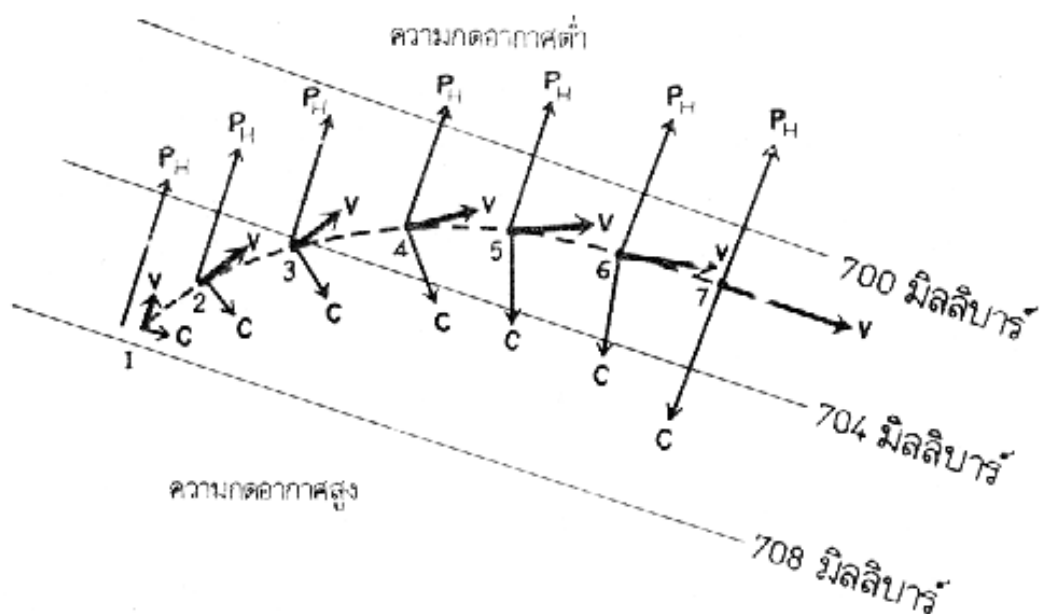
3.1.1 ลมอีโอสโทรฟิก (Geostrophic Wind) เป็นลมที่เกิดจากแรง 2 แรง
ที่มากกระทำต่อกัน คือ แรงความชันความกดอากาศกับแรงคอริออลิส เนื่องจากการหมุนของโลก
แรงทั้ง 2 จะพัดอยู่ในทิศทางตรงข้ามกันและมีความสมดุลกัน ลมนี้พัดขนานกับไอโซบาร์
ที่เป็นเส้นตรงและขนานกัน ชักโลกเหนือ ความกดอากาศต่ำจะอยู่ทางซ้ายของลม
ส่วนในซีกโลกใต้ความกดอากาศต่ำ จะอยู่ทางขวาของลม แสดงดังภาพ 11 แรงความชัน
ความกดอากาศที่จะไม่เกี่ยวข้องกับความเร็วลม แต่แรงคอริออลิสเป็นปฏิภาค



ภาพ 11 ลมยี่ไอสโทรปิกพัดขนานกับไอโซบาร์

ที่มา: <http://www.marine.tmd.go.th/thai/windhtml/windhtml.html>

ลมนี้เป็นลมลักษณะชั้นบนอยู่สูงจากพื้นดินตั้งแต่ 1 กิโลเมตร ขึ้นไป เป็นระยะที่ไม่มีแรงฝัด พ้นจากอิทธิพลของสิ่งกีดขวางธรรมชาติบนพื้นโลก และจะเกิดที่ละติจูดประมาณ 10 หรือ 15 เหนือศูนย์สูตร เพราะที่ละติจูดต่ำแรงคอริโอลิสจะมีค่าน้อย ยิ่งบริเวณศูนย์สูตรแรงนี้จะมีค่าเป็นศูนย์แสดงดังภาพ 12 แสดงทิศทางของลมยี่ไอสโทรปิกในซีกโลกเหนือที่ไม่มีแรงฝัด ในระดับความสูงจากพื้นดิน 3 กิโลเมตร อากาศเคลื่อนที่จากความกดอากาศสูงไปยังความกดอากาศต่ำ ก่อนที่ลมจะเคลื่อนที่ แรงคอริโอลิสมีค่าเป็นศูนย์ เมื่อความแตกต่างของความกดอากาศเกิดขึ้น อากาศจะเคลื่อนที่เริ่มจากตำแหน่งที่ 1 เคลื่อนด้วยความเร็วลมข้ามไอโซบาร์ ซึ่งในขณะที่อากาศเคลื่อนที่จากตำแหน่งที่ 1 ถึงตำแหน่งที่ 7 แรงเฉื่อยจะค่อย ๆ เบนเฉไปทางขวาและความสมดุลของลมจะเกิดขึ้นที่ตำแหน่งที่ 7

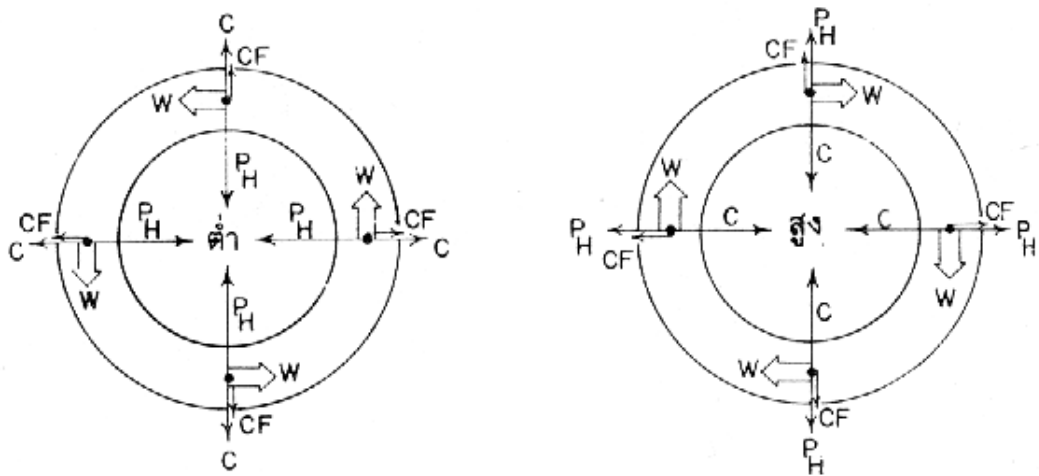


ภาพ 12 ทิศทางของลมยี่ไอสโทรฟิก ในซีกโลกเหนือที่ไม่มีแรงฝืดในระดับความสูงจากพื้นดิน 3 กิโลเมตร

หมายเหตุ: P_H = แรงความชันความกดอากาศในแนวนอน, C = แรงคอริออลิส, V = ลมยี่ไอสโทรฟิก

ที่มา: <http://www.marine.tmd.go.th/thai/windhtml/windhtml.html>

3.1.2 ลมเกรเดียนต์ (Gradient Wind) เป็นลมที่เกิดจาแรง 3 แรง กระทำต่อกัน และมีความสมดุลกันคือ แรงความชันความกดอากาศในแนวนอน และแรงคอริออลิส (ทั้ง 2 แรงทำให้เกิดลม ยี่ไอสโทรฟิก) แต่มีแรงที่กระทำเพิ่มขึ้นอีกแรงหนึ่ง คือแรงหนีศูนย์กลาง (centrifugal Force) ซึ่งเป็นแรงที่ออกจากศูนย์กลางลมนี้ไอโซบาร์จะมีลักษณะเป็นแนวโค้ง และจะพัดขนานกับความโค้งตามไอโซบาร์แสดงดังภาพ 13 แสดงความสมดุลของแรง 3 แรง รอบ ๆ บริเวณความกดอากาศต่ำ และความกดอากาศสูงในซีกโลกเหนือ



(ก) บริเวณความกดอากาศต่ำ

(ข) บริเวณความกดอากาศสูงในซีกโลกเหนือ

ภาพ 13 ความสมดุลของแรง 3 แรง

หมายเหตุ: P_H = แรงความชันความกดอากาศในแนวนอน C = แรงคอริโอลิส CF = แรงหนีศูนย์กลาง W = ทิศทางลม

ภาพ 13 (ก) ระบบความกดอากาศต่ำ แรงความชันความกดอากาศในแนวนอนเป็นแรงที่เข้าหาศูนย์กลางความกดอากาศต่ำเสมอ แรงคอริโอลิสเป็นแรงที่อยู่ตรงข้ามกับแรงความชันความกดอากาศในแนวนอน ส่วนแรงหนีศูนย์กลางเป็นแรงที่ออกจากศูนย์กลางอยู่ในทิศทางเดียวกับแรงคอริโอลิส ทำให้เกิดความสมดุลกับแรงความชันความกดอากาศในแนวนอน

$$P_H = C + CF \quad (3)$$

เพื่อเกิดความสมดุลของแรงเหล่านี้บนแผนภาพต้องจำไว้ว่า แรงคอริโอลิสจะอยู่ทางขวาของทิศทางลม ลมนี้จะพัดขนานกับการหมุนเวียนของศูนย์กลางความกดอากาศต่ำในทิศทางทวนเข็มนาฬิกาในซีกโลกเหนือ

ภาพ 13 (ข) ระบบความกดอากาศสูง แรงความชันความกดอากาศในแนวนอนจะออกจากศูนย์กลางความกดอากาศสูง และแรงหนีศูนย์กลางจะออกจากศูนย์กลางความกดอากาศสูงเช่นเดียวกัน ส่วนแรงคอริโอลิสจะเข้าหาศูนย์กลางความกดอากาศสูง ทำให้เกิดความสมดุล ดังนี้

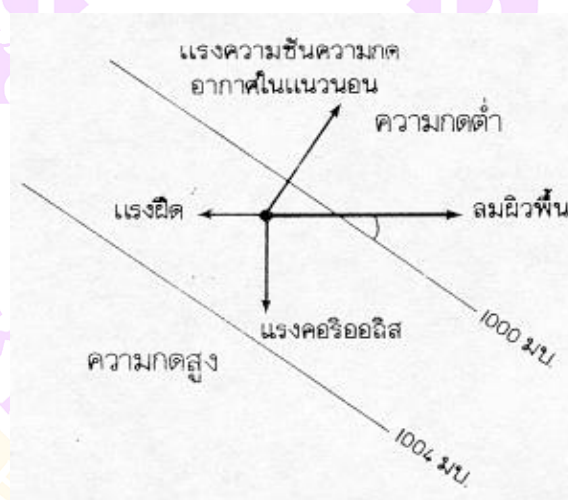
$$P_H + CF = C \quad (4)$$

แรงคอริโอลิสจะอยู่ทางขวาของทิศทางลม ลมนี้จะพัดพาขนานกับการหมุนเวียนของความกดอากาศสูงในทิศทางตรงตามเข็มนาฬิกา ส่วนในซีกโลกใต้จะกลับตรงกันข้าม คือเมื่อแรงความชันความกดอากาศในแนวนอนเคลื่อนที่ แรงคอริโอลิส

จะเริ่มเฉไปทางซ้าย ลมจะพัดในทิศทางตามเข็มนาฬิกาบริเวณความกดอากาศต่ำ และพัดทวนเข็มนาฬิกาบริเวณความกดอากาศสูง

3.2 ลมผิวพื้น

ลมผิวพื้น (Surface Winds) คือ ลมที่พัดจากบริเวณผิวพื้นไปยังความสูงประมาณ 1 กิโลเมตรเหนือพื้นดิน ซึ่งเป็นบริเวณที่มีการคลุกเคล้าของอากาศ และมีแรงฝืดอันเกิดจากการปะทะกับสิ่งกีดขวางร่วมกระทำด้วย ในระดับต่ำแรงความชันความกดอากาศในแนวนอนจะไม่สมดุลกับ แรงคอริอลิส แรงฝืดทำให้ความเร็วลมลดลง มีผลให้แรงคอริอลิสลดลงไปด้วย ลมผิวพื้นจะไม่พัดขนานกับไอโซบาร์ แต่พัดข้ามไอโซบาร์จากความกดอากาศสูงไปยังความกดอากาศต่ำ และทำมุมกับไอโซบาร์ แสดงดังภาพ 14 การทำมุมนั้นขึ้นอยู่กับความหยาบของผิวพื้น ถ้าเป็นทะเลที่ราบเรียบจะทำมุม 10 ถึง 20 แต่พื้นดินทำมุม 20 ถึง 40 ส่วนบริเวณที่เป็นป่าไม้หนาที่ม อาจทำมุมถึง 90 มุมที่ทำกับไอโซบาร์อยู่ในระดับความสูง 10 เมตร เหนือผิวพื้น ที่ระดับความสูงมากกว่า 10 เมตร ขึ้นไป แรงฝืดลดลง แต่ความเร็วลมจะเพิ่มขึ้น มุมที่ทำกับไอโซบาร์จะเล็กลง ส่วนที่ระดับความสูงใกล้ 1 กิโลเมตร เกือบไม่มีแรงฝืด ดังนั้นลมจึงพัดขนานกับไอโซบาร์



ภาพ 14 ในระดับความสูง 1 กิโลเมตรแรกจากผิวพื้นที่มีแรงฝืด ลมผิวพื้นพัดข้ามไอโซบาร์ และทำมุมกับไอโซบาร์

3.3 การหมุนเวียนทั่วไปของบรรยากาศ

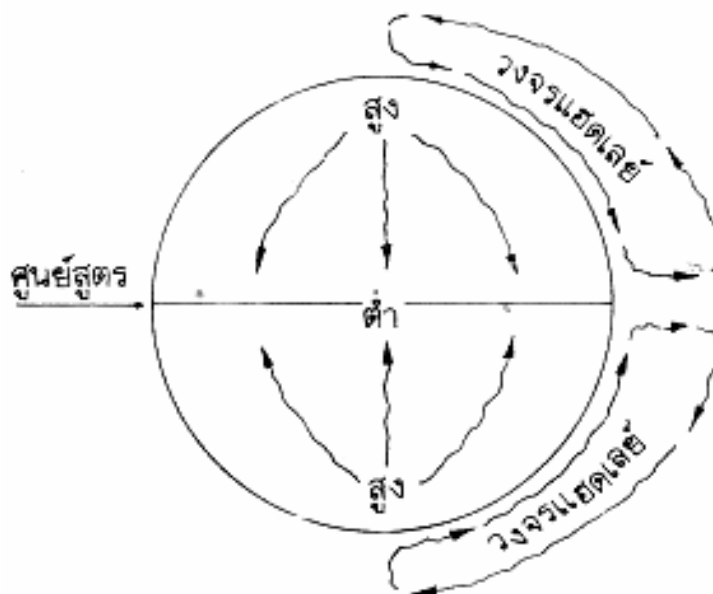
การหมุนเวียนทั่วไปของบรรยากาศ เป็นการศึกษาการเคลื่อนที่เฉลี่ยของอากาศรอบโลก ศึกษาลมที่เกิดขึ้นจริงที่ใดที่หนึ่ง และเวลาใดเวลาหนึ่ง ที่กำหนดให้ อย่างไรก็ตาม การเคลื่อนที่เฉลี่ยของอากาศทำให้ทราบว่าทำไมลมถึงพัดรอบโลก และพัดในทิศทางใด ลมที่พัด

อยู่ในระบบการหมุนเวียนทั่วไปเป็นลมประจำ ตัวอย่าง เช่น ลมที่พัดประจำในเกาะฮอนโนลูลู เป็นลมตะวันออกเฉียงเหนือ ส่วนลมที่พัดประจำในเมืองนิวยอร์กเป็นลมตะวันตก การเคลื่อนที่เฉลี่ยของอากาศเป็นกลไกทำให้เกิดลมดังกล่าว เช่นเดียวกับแบบจำลองที่ความร้อยถูกถ่ายเทพลังงานจากบริเวณศูนย์สูตรไปยังขั้วโลก

สาเหตุที่ทำให้เกิดการหมุนเวียนทั่วไปนั้น เกิดจากพื้นผิวโลกได้รับความร้อนไม่เท่ากัน เมื่อโลกได้พลังงานความร้อนจากดวงอาทิตย์ จะต้องส่งพลังงานกลับเข้าสู่อวกาศในปริมาณเท่ากับที่โลกได้รับ อย่างไรก็ตามพลังงานความร้อนที่โลกได้รับในแต่ละจุดมีปริมาณไม่เท่ากัน เขตร้อนได้รับความร้อนเกินดุล ส่วนเขตขั้วโลกได้รับความร้อนขาดดุล ดังนั้นเพื่อให้เกิดความสมดุลจึงต้องมีการถ่ายเทความร้อนจากบริเวณศูนย์สูตรไปยังขั้วโลก และถ่ายเทความเย็นจากขั้วโลกมายังศูนย์สูตร

แบบจำลองวงจรวงเดี่ยว (Single Cell Model) แบบจำลองแบบแรกเป็นแบบจำลอง วงจรวงเดี่ยว ซึ่งสมมุติว่า พื้นผิวโลกถูกปกคลุมไปด้วยพื้นน้ำเหมือนกันหมด ดังนั้นพื้นดินและพื้นน้ำจะได้รับความร้อนที่ไม่แตกต่างกัน และถ้าสมมุติต่อไปอีกว่า ดวงอาทิตย์ส่องตรงเหนือศูนย์สูตรตลอดเวลา จะไม่มีฤดูกาลต่าง ๆ เกิดขึ้น และท้ายสุดสมมุติอีกว่า โลกไม่ได้หมุนรอบตัวเอง ดังนั้นแรงที่เกี่ยวข้อมีอยู่เพียงแรงเดียวคือ แรงความชันความกดอากาศ กับการสมมติเหล่านี้ การหมุนเวียนทั่วไปคล้ายกับวงจรวงขนาดใหญ่ ที่ขับเคลื่อนออกในแต่ละซีกโลกแสดงดังภาพ 15 วงจรนี้ตั้งขึ้นตามชื่อของนักอุทุนิยมวิทยาชาวอังกฤษคือ จอร์จ แฮดเลย์ (George Hadley) ซึ่งเป็นผู้ค้นพบการหมุนเวียนที่ขับเคลื่อนความร้อนออกจากดวงอาทิตย์ บริเวณศูนย์สูตรได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์เต็มที่ อากาศเหนือศูนย์สูตรจึงลอยตัวขึ้นเป็นเขต ความกดอากาศต่ำ ขณะที่บริเวณขั้วโลกอากาศเย็นตัวลงมาก และจมตัวต่ำลงเป็นเขตความกดอากาศสูง การสั่นของต่อแรงความชันความกดอากาศในแนวนอน ทำให้อากาศเย็นจากขั้วโลกไหลลงมายังศูนย์สูตร และอากาศร้อนจากศูนย์สูตรไหลไปยังขั้วโลก

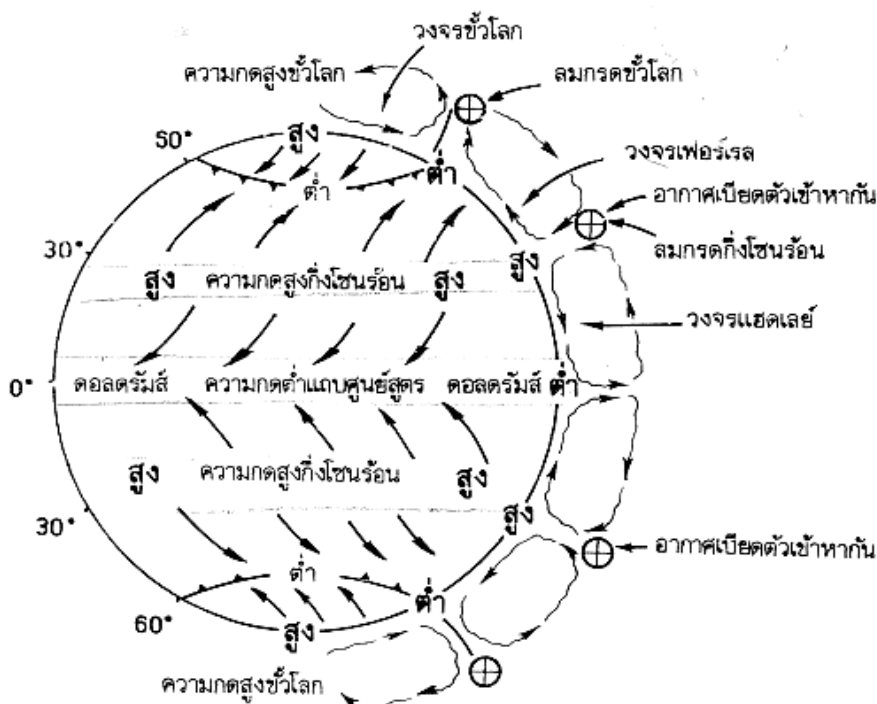
การหมุนเวียนในลักษณะเช่นนี้จะไม่เกิดขึ้นจริงบนพื้นผิวโลก เนื่องจากโลกหมุนรอบ ตัวเอง มีแรงคอริออลิส เป็นแรงที่ทำให้อากาศที่เคลื่อนที่อยู่ เเฉไปทางขวา ในซีกโลกเหนือ เป็นผลทำให้ ลมผิวพื้นเป็นลมตะวันออก ที่ทุก ๆ ละติจูด ลมเหล่านี้จะเคลื่อนที่ไปในทิศทางตรงกันข้ามกับ การหมุนรอบตัวเองของโลก และขึ้นอยู่กับความฝืดของผิวโลกที่ทำให้การหมุนของโลกเคลื่อนที่ช้าลง ส่วนบริเวณละติจูดกลาง การหมุนเวียนแบบนี้ไม่เกิดขึ้น เพราะมีลมประจำพัดมาจากทิศตะวันตก ดังนั้นการหมุนเวียนทั่วไปของอากาศระหว่างศูนย์สูตรกับขั้วโลกไม่ใช่เป็นแบบจำลองที่แท้จริง เพราะโลกหมุนรอบตัวเอง แบบจำลองวงจรวงเดี่ยวจะเป็นจริงได้กับการสมมติ 2 ประการ คือ พื้นผิวโลกต้องถูกปกคลุมไปด้วยพื้นน้ำทั้งหมด และดวงอาทิตย์จะส่องตรงเหนือศูนย์สูตรตลอดเวลา



ภาพ 15 การหมุนเวียนทั่วไปของอากาศแบบจำลองวงจรเดี่ยว

ที่มา: <http://www.marine.tmd.go.th/thai/windhtml/windhtml.html>

แบบจำลอง 3 วงจร (Three Cell Model) ถ้าโลกหมุนรอบตัวเอง ระบบการถ่ายเทพลังงาน จะแตกแยกออกเป็นวงจรที่มีการหมุนเวียนอย่างต่อเนื่อง 3 วงจร แม้แบบจำลอง 3 วงจร จะมีความสลับซับซ้อนมากกว่าแบบจำลองวงจรถ้วน แต่มีลักษณะที่คล้ายคลึงกันอยู่บ้าง บริเวณเขตร้อนยังคงได้รับความร้อนเกินดุล และบริเวณขั้วโลกก็ได้รับความร้อนขาดดุล ในแต่ละซีกโลกทั้ง 3 วงจร มีการกระจายพลังงานกันใหม่ ที่ขั้วโลกคงเป็นเขตความกดอากาศสูงและที่ศูนย์สูตรยังคงเป็นร่องความกดอากาศต่ำ จากศูนย์สูตรไปถึงละติจูดที่ 30 องศาเหนือและใต้ การหมุนเวียนของอากาศที่มีลักษณะคล้ายกับวงจรถ้วนคือ อากาศเหนือศูนย์สูตรเคลื่อนที่ลงมา ในขณะที่อากาศใต้ศูนย์สูตรเคลื่อนที่ไป



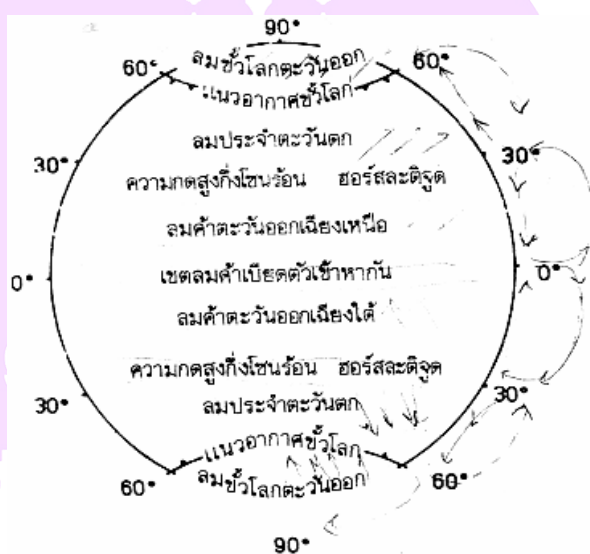
ภาพ 16 การหมุนเวียนทั่วไปของอากาศแบบจำลอง 3 วงจร

ที่มา: <http://www.marine.tmd.go.th/thai/windhtml/windhtml.html>

พื้นน้ำบริเวณศูนย์สูตรอากาศจะร้อน ความชื้นความกดอากาศในแนวอนอ่อนกำลังลงเป็นเขตสงบหรือลมอ่อน เรียกว่า เขตดอลดรัมส์ อากาศร้อนไหลขึ้นและกลั่นตัวเป็นเมฆก้อนคิวมูลัสขนาดใหญ่ และคายความร้อนแฝงให้กับบรรยากาศ รวมทั้งมีพายุ พัดคะนอง ความร้อนนี้ทำให้อากาศร้อนจัดมาก แล้วพลังงานถูกขับออกมาในวงจรแอตแลนติก อากาศที่ลอยขึ้นไปข้างบนเมื่อลอยขึ้นไปถึงโทรโพพอส ซึ่งทำหน้าที่กีดขวางอากาศที่จะเคลื่อนที่ไปขั้วโลก แรงคอริโอลิสทำให้อากาศที่กำลังเคลื่อนที่ไปขั้วโลกเฉไปทางขวาในซีกโลกเหนือและเฉไปทางซ้ายในซีกโลกใต้ ลมชั้นบนเป็นลมตะวันตกทั้ง 2 ซีกโลก ลมตะวันตกนี้ เมื่อมีความเร็วสูงสุดจะชื่อเรียกว่าลมกรดเกิดใกล้ละติจูด 30 และ 60 องศาเหนือและใต้

อากาศเขตร้อน ที่เคลื่อนที่ไปยังขั้วโลกจะมีความหนาแน่นมาก เมื่ออากาศเย็นลงโดยการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์ อากาศเหนือศูนย์สูตรจะลอยขึ้นสู่เบื้องบน เมื่ออากาศนั้นเคลื่อนที่ไปถึงละติจูดที่ 30 องศาเหนือและใต้ อากาศจะจมลง ทำให้ละติจูดที่ 30 องศาเหนือและใต้เป็นเขตความกดอากาศสูง เรียกว่า ความกดอากาศสูงกึ่งโซนร้อน (หรือแอนติไซโคลน) อากาศที่ลอยอยู่เหนือความกดอากาศสูง จะเคลื่อนตัวลงมาอย่างช้า ๆ การที่อากาศเคลื่อนตัวลงมาทำให้

ท้องฟ้าแจ่มใสและอุณหภูมิที่ผิวพื้นจะอุ่นขึ้น เป็นแหล่งกำเนิดทะเลทรายที่สำคัญของโลก บริเวณความกดอากาศสูงประมาณละติจูดที่ 30 ถึง 35 องศาเหนือและใต้ ความชันความกดอากาศมีกำลังอ่อนลง เป็นเขตลมสงบหรือลมอ่อน และอากาศจะไหลจมลง จึงทำให้มีอากาศร้อนและแห้ง เรียกว่า เขตฮอर्सละติจูด ตามตำนานเล่ากันว่า สมัยก่อนการใช้เรือเดินทางจากทวีปยุโรป ข้ามมหาสมุทรแอตแลนติกไปทวีปอเมริกานั้น เมื่อเดินทางมาถึงบริเวณนี้ เรือไม่สามารถเดินทางต่อไปได้ จึงต้องโยนสัมภาระที่บรรทุกมากับเรือทิ้งลงทะเลบ้างไม่ว่าจะเป็นอาหาร เสบียง และ ไม้ เพื่อที่จะให้เรือมีน้ำหนักเบาขึ้นและเดินเรือต่อไปได้



ภาพ 17 ลมผิวพื้นและระบบความกดอากาศ

ที่มา: <http://www.marine.tmd.go.th/thai/windhtml/windhtml.html>

บริเวณฮอर्सละติจูด จะมีอากาศเคลื่อนที่ย้อนกลับลงเข้าสู่ศูนย์สูตร เนื่องจากแรงคอริออลิส ทำให้เคลื่อนที่เฉไปจากแนวเดิม ในซีกโลกเหนือเป็นลมที่พัดมาจากทิศตะวันออกเฉียงเหนือ และในซีกโลกใต้เป็นลมที่พัดจากทิศตะวันออกเฉียงใต้เรียกว่า ลมค้า (Trade Winds) ซึ่งพัดอยู่ประมาณละติจูด 5 ถึง 30 ทั้งในซีกโลกเหนือและซีกโลกใต้ เป็นลมที่พัดจากเขตความกดอากาศต่ำ ดังนั้นในซีกโลกเหนือเป็นลมค้าตะวันออกเฉียงเหนือ และในซีกโลกใต้เป็นลมค้าตะวันออกเฉียงใต้ เขตลมนี้ท้องฟ้าแจ่มใสไม่ค่อยมีพายุเกิดขึ้น ลมนี้พัดสม่ำเสมอจึงเป็นประโยชน์ต่อการเดินเรือเป็นอย่างมาก ใกล้ศูนย์สูตรเป็นลมค้าเบียดตัวเข้าหากัน (Intertropical Convergence Zone) เป็นแนวแบ่งระหว่างลมค้าตะวันออกเฉียงเหนือกับลมค้าตะวันออกเฉียงใต้

แนวนี้เลื่อนขึ้นเหนือ หรือลงใต้ได้ตามฤดูกาล ขึ้นอยู่กับการเลื่อนขึ้นลงของแสงอาทิตย์บนพื้นโลก และอาจจะมีพายุไซร่อนเกิดขึ้นได้

ขณะเดียวกันที่ละติจูด 30 องศาเหนือหรือใต้ หรือบริเวณฮอรัสละติจูด อากาศที่ผิวพื้นไม่ได้เคลื่อนลงไปยังศูนย์สูตรทั้งหมด ยังมีอากาศบางส่วนเคลื่อนเข้าสู่ขั้วโลกทำให้เกิด ลมฝ่ายตะวันตก ซึ่งพัดอยู่ประมาณละติจูด 35-60 องศาเหนือและใต้ อยู่ในเขตความกดอากาศต่ำ มีทิศทางไม่แน่นอน ลมแปรปรวนและมีพายุ เป็นบริเวณที่ได้รับลมประจำตะวันตก ในซีกโลกเหนือ เป็นลมที่พัดมาจาก ทิศตะวันตกเฉียงใต้ ส่วนในซีกโลกใต้เป็นลมที่พัดมาจากทิศตะวันตกเฉียงเหนือ และเป็นลมที่มีกำลังลมแรงมาก เพราะในซีกโลกใต้เป็นพื้นน้ำติดต่อกันไม่มีทวีปคั่นอยู่เป็นตอน ๆ เช่นเดียวกับซีกโลกเหนือประมาณละติจูดที่ 40-60 องศาใต้ อาจเรียกลมนี้ว่า รอริงพอร์ติส เป็นลมที่ชาวเรือใช้เดินเรือจากมหาสมุทรแอตแลนติกไปยังทวีปออสเตรเลีย เกาะแทสมาเนีย และประเทศนิวซีแลนด์ ส่วนวงจรที่ 2 เป็นวงจรที่เกิดขึ้นในแถบละติจูดกลาง เรียกว่าวงจรเฟอร์เรล ภายในวงจรมลฝ่ายตะวันตกไหลขึ้นตรงแนวความกดอากาศต่ำกึ่งขั้วโลก และอากาศที่ไหลขึ้นบางส่วน จะไหลย้อนกลับเป็นลมชั้นบน ไหลลงไปที่ฮอรัสละติจูด อยู่ในเขตความกดอากาศสูงกึ่งไซร่อน และวงจรที่สามคือ วงจรขั้วโลก เป็นวงจรที่เกิดจากแนวความกดอากาศต่ำกึ่งขั้วโลก ไปถึงขั้วโลก ที่ผิวพื้นมีลมฝ่ายตะวันออกแถบขั้วโลกพัดจากความกดอากาศสูงแถบขั้วโลกมายังแถบความกด อากาศต่ำกึ่งขั้วโลก (ประมาณ 90-60 องศาเหนือและใต้) เป็นลมอ่อน ท้องฟ้าแจ่มใส ซีกโลกเหนือพัดมา จากทิศตะวันออกเฉียงเหนือ ส่วนในซีกโลกใต้พัดมาจากทิศตะวันออกเฉียงใต้ ระหว่างวงจรเฟอร์เรล และวงจรขั้วโลกจะเกิดแนวปะทะอากาศขั้วโลก เป็นแนวที่แบ่งแยกอากาศร้อนไหลขึ้นไปจากวงจรเฟอร์เรล พบกับอากาศเย็นที่ไหลลงมาจากวงจรขั้วโลก

3.4 ลมกรด

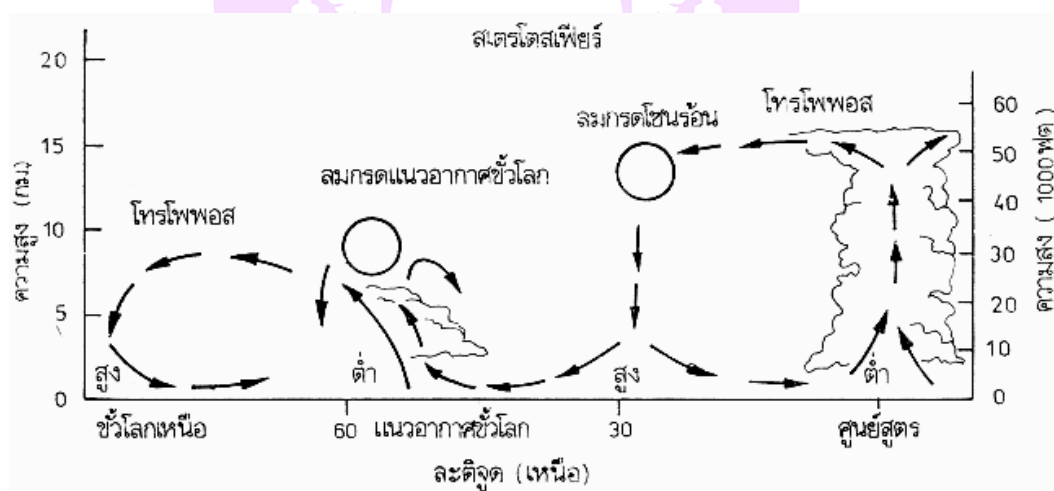
ลมกรด (Jet Stream) เป็นกระแสลมแรงอยู่ในเขตโทรโพพอส (แนวแบ่งเขตระหว่างชั้นโทรโพสเฟียร์กับชั้นสเตรโตสเฟียร์) เป็นลมฝ่ายตะวันตกที่มีความยาวหลาย พันกิโลเมตร มีความกว้างหลายร้อยกิโลเมตร แต่มีความหนาเพียง 2-3 กิโลเมตร เท่านั้น โดยทั่วไปลมกรด พบอยู่ในระดับความสูงประมาณ 10 และ 15 กิโลเมตร แต่อาจเกิดขึ้น ได้ทั้งในระดับที่สูงกว่า และในระดับที่ต่ำกว่านี้ได้ ตรงแกนกลางของลมเป็นบริเวณแคบ แต่ลมจะพัด แรงที่สุด ถัดจากแกนกลางออกมาความเร็วลมจะลดน้อยลง ลมกรดมีความเร็วลมประมาณ 150-300 กิโลเมตรต่อชั่วโมง และที่ระดับความสูงใกล้ 12 กิโลเมตร จะมีความเร็วลมสูงถึง 400 กิโลเมตร ต่อชั่วโมง ในขณะที่ลมฝ่ายตะวันตกอื่น ๆ มีความเร็วลมเพียง 50-100 กิโลเมตรต่อ ชั่วโมง ลมนี้มีลักษณะเป็นลำคล้ายท่อรูปวงรีขนาดใหญ่ ในฤดูร้อน ความเร็วลมมีน้อย ส่วนในฤดูหนาว

ความเร็วลมจะเพิ่มมากขึ้น ซึ่งในช่วงสงครามโลกครั้งที่ 2 นักบินพันมิตรได้อาศัยกระแสลมกรด ยิ่งจรวดจากฐานทัพอากาศสมุทรแปซิฟิกไปยังประเทศญี่ปุ่น

ในภาพ 18 ตำแหน่งที่ตั้งโดยเฉลี่ยของลมกรดในเขตโทรโพพอส เป็นการหมุนเวียนทั่วไปในฤดูหนาวในซีกโลกเหนือ จากแผนภาพนี้พบว่าลมกรดเกิดขึ้นสองบริเวณ ซึ่งทั้งสองบริเวณนี้ตั้งอยู่ในเขตโทรโพพอส จึงมีการไหลคลุกเคล้าของอากาศในชั้นโทรโพสเฟียร์ และชั้นสเตรโตสเฟียร์ ลมกรดแบ่งเป็น 2 ประเภทใหญ่ ๆ คือ

3.4.1 ลมกรดบริเวณไซนร่อน (Subtropical Jet) เกิดขึ้นในละติจูดประมาณ 30 องศาเหนือและใต้ ซึ่งเป็นเขตความกดอากาศสูงกึ่งไซนร่อน และอยู่เหนือความกดอากาศสูงกึ่งไซนร่อนประมาณ 13 กิโลเมตร

3.4.2 ลมกรดบริเวณขั้วโลก (Polar Jet) เกิดขึ้นในละติจูดประมาณ 60 องศาเหนือและใต้ ใกล้กับแนวปะทะอากาศขั้วโลก ซึ่งเกิดจากอากาศหนาวจากขั้วโลกเคลื่อนที่ มาพบกับอากาศอุ่นจากเขตร้อน และอยู่เหนือแนวปะทะอากาศขั้วโลกประมาณ 10 กิโลเมตร



ภาพ 18 ตำแหน่งที่ตั้งโดยเฉลี่ยของลมกรดในเขตโทรโพพอส

ที่มา: <http://www.marine.tmd.go.th/thai/windhtml/windhtml.html>

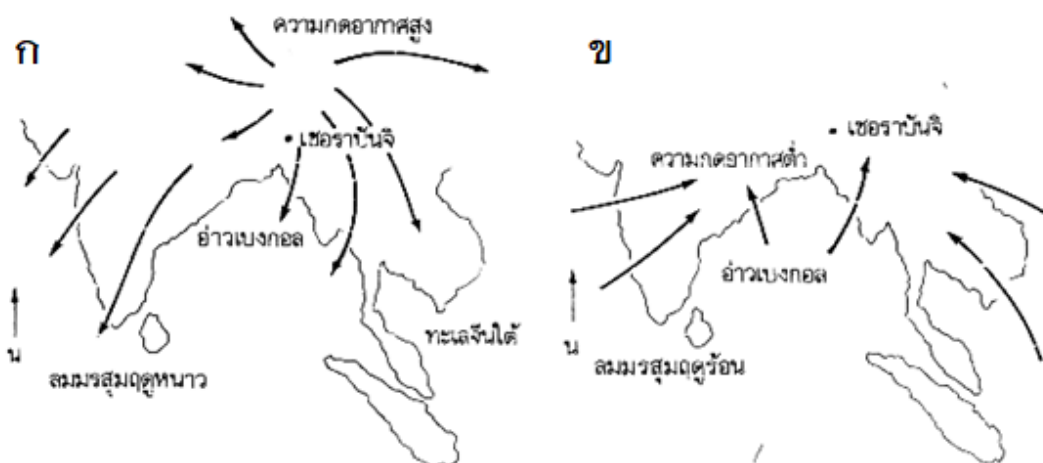
3.5 ลมมรสุม

ลมมรสุม (Monsoon) มาจากคำในภาษาอาหรับว่า Mousim แปลว่า ฤดู ดังนั้นลมมรสุมจึงหมายถึง ลมที่พัดเปลี่ยนทิศทางการเปลี่ยนฤดูคือ ฤดูร้อนจะพัดในทิศทางหนึ่ง และจะพัดเปลี่ยนทิศทางการตรงกันข้ามในฤดูหนาว ครั้งแรกใช้เรียกลมนี้ในบริเวณทะเลอาหรับ ซึ่งพัดอยู่ในทิศทางตะวันออกเฉียงเหนือเป็นระยะเวลา 6 เดือน และพัดอยู่ในทิศทางตะวันตกเฉียงใต้เป็นระยะเวลา 6 เดือน แต่อยู่ในส่วนอื่น ๆ ของโลก ลมมรสุมที่เห็นชัดเจนที่สุดคือ ลมมรสุมที่เกิดขึ้นในเอเชียตะวันออกเฉียง และเอเชียใต้

ลักษณะการเกิดลมมรสุม เป็นทำนองเดียวกับการเกิดลมบกลมทะเล ในฤดูหนาวอากาศภายในภาคพื้นทวีปเย็นกว่าอากาศในมหาสมุทรที่อยู่ใกล้เคียง ทำให้ภาคพื้นทวีปบริเวณไซบีเรียเป็นเขตความกดอากาศสูง ส่วนบริเวณมหาสมุทรอินเดียเป็นเขตความกดอากาศต่ำ อากาศเหนือมหาสมุทรอินเดียซึ่งมีอุณหภูมิสูงกว่าบริเวณไซบีเรียจะลอยตัวสูงขึ้น และอากาศบริเวณไซบีเรียจะไหลเข้าไปแทนที่ในทิศทางตามเข็มนาฬิกาแสดงดังภาพ 19 ก อากาศที่ไหลออกจากบริเวณความกดอากาศสูงไซบีเรียเป็นอากาศที่ไหลจมนลง และทิศทางลมจะเบนไปทางขวากลายเป็นลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือผ่านเข้าไปยังเอเชียตะวันออกเฉียงและเอเชียใต้ โดยทั่วไปมีลักษณะอากาศดี และเป็นฤดูที่มีอากาศแห้ง ดังนั้นลมมรสุมฤดูหนาวลักษณะท้องฟ้าแจ่มใส เป็นลมที่พัดจากฝั่งออกสู่ทะเล

ในฤดูร้อนลมจะพัดเปลี่ยนในทิศทางตรงกันข้าม อากาศภาคพื้นทวีปอุ่นกว่าพื้นน้ำ ซึ่งทำให้ภาคพื้นทวีปเป็นเขตความกดอากาศต่ำ พื้นน้ำเป็นเขตความกดอากาศสูง เกิดลมพัดจากพื้นน้ำที่เป็นเขตความกดอากาศสูงเข้าสู่พื้นดินที่เป็นเขตความกดอากาศต่ำ ในทิศทวนเข็มนาฬิกา กลายเป็นมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ลมที่พัดจากพื้นน้ำเข้ามา นำเอาความชื้นมาด้วยเป็นลมที่พัดจากทะเลเข้าหาฝั่งแสดงดังภาพ 19 ข

มรสุมที่มีกำลังแรงจัดที่สุด เกิดขึ้นในบริเวณเอเชียตะวันออกเฉียง และเอเชียใต้ เอเชียตะวันออกเฉียงใต้แก่ ประเทศสาธารณรัฐประชาชนจีน ไต้หวัน ญี่ปุ่น และสาธารณรัฐประชาธิปไตยประชาชนเกาหลี ลมมรสุมที่เกิดในเอเชียตะวันออกเฉียงจะแตกต่างจากเอเชียใต้คือ ในเอเชียตะวันออกเฉียง ลมมรสุมฤดูหนาวมีกำลังแรงกว่า และมีทิศทางที่คงที่กว่ามรสุมฤดูร้อน



ภาพ 19 ลมมรสุมฤดูหนาวและลมมรสุมฤดูร้อน

ที่มา: <http://www.marine.tmd.go.th/thai/windhtml/windhtml.html>

ความเร็วลมตามชายฝั่งในเดือนมกราคม จะมีมากกว่าเดือนกรกฎาคมหลายเท่า ส่วนลมมรสุมในเอเชียใต้ รวมทั้งประเทศอินเดีย ปากีสถาน และประเทศในเอเชียตะวันออกเฉียงใต้ ลมมรสุมฤดูหนาวไม่สามารถแผ่เข้าไปถึงดินแดนเหล่านี้ได้ เพราะมีเทือกเขาหิมาลัยขวางกั้นอยู่ ดังนั้นเอเชียใต้จึงได้รับมรสุมโดยตรงเฉพาะในช่วงฤดูร้อนเท่านั้น และลมจะมีกำลังแรงในฤดูร้อน แม้แต่ในมหาสมุทร คือฤดูร้อนลมมีความเร็วเฉลี่ย 20 กิโลเมตรต่อชั่วโมง ส่วนฤดูหนาวลมมีกำลังอ่อน มีความเร็วน้อยกว่า 10 กิโลเมตรต่อชั่วโมง บริเวณที่มีฝนตกหนักเนื่องจากได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมฤดูร้อนคือ เมืองเซอราร้านจิ ทางภาคตะวันออกเฉียงของประเทศอินเดีย มีปริมาณฝนตกในแต่ละปี ประมาณ 10,800 มิลลิเมตร ส่วนใหญ่จะมีฝนตกในช่วงเดือนเมษายนถึงตุลาคม ฝนที่ตกมีประโยชน์ทางด้านเกษตร ทำให้พืชผลเจริญเติบโต เนื่องจากบริเวณที่มีฝนอากาศแห้ง แต่ฝนที่ตกลงมามีข้อเสีย เนื่องจากช่วงเวลาที่ฝนตกจะมีความไม่แน่นอนรวมทั้งความแรงของฝน สำหรับประเทศไทยได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมทั้งสองฤดู คือ ในช่วงฤดูฝนประมาณต้นเดือนพฤษภาคมจนถึงเดือนต้นเดือนตุลาคม ได้รับลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ และต่อมาเป็นช่วงฤดูหนาว ประมาณปลายเดือนตุลาคมจนถึงปลายเดือนกุมภาพันธ์ ลมจะเปลี่ยนทิศเป็นลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ

นอกจากลมมรสุมที่เกิดขึ้นทวีปเอเชียแล้ว ยังมีลมมรสุมที่เกิดขึ้นบริเวณส่วนอื่นของโลก เช่น ทางภาคเหนือของประเทศออสเตรเลีย เมื่อลมมรสุมพัดข้ามศูนย์สูตรจะเปลี่ยนทิศทางเป็นลมมรสุมตะวันตกเฉียงเหนือพัดเข้าสู่ทางภาคเหนือของประเทศออสเตรเลีย ซึ่งมีแนวเขตลมค้าเบียดตัวเข้าหากันพาดผ่านอยู่ เป็นแนวแบ่งเขตระหว่างลมค้าตะวันออกเฉียงเหนือของซีกโลกเหนือกับลมค้าตะวันตกเฉียงใต้ของซีกโลกใต้ รวมทั้งมีลมมรสุมเกิดขึ้นในอ่าวกินีของแอฟริกาตะวันตก บางส่วนของทวีปอเมริกาเหนือ และบางส่วนของทวีปอเมริกาใต้

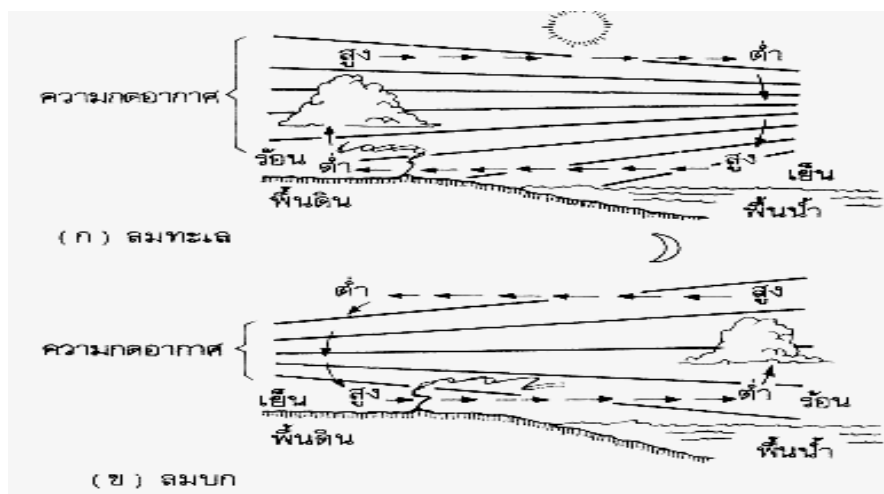
3.6 ลมท้องถิ่น

ลมท้องถิ่น เป็นลมที่เกิดขึ้นภายในท้องถิ่น เนื่องจากอิทธิพลของภูมิประเทศและความเปลี่ยนแปลงของความกดอากาศ ลมท้องถิ่นแบ่งแยกออกเป็นประเภทใหญ่ ๆ ดังนี้

3.6.1 ลมบกและลมทะเล เป็นลมที่เกิดจากความแตกต่างอุณหภูมิของอากาศหรือพื้นดินและพื้นน้ำ เป็นลมที่พัดประจำวัน

ลมทะเล (Sea Breeze) เกิดขึ้นในฤดูร้อนตามชายฝั่งทะเล ในเวลากลางวันเมื่อพื้นดินได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์จะมีอุณหภูมิสูงกว่าพื้นน้ำ และอากาศเหนือพื้นดินเมื่อได้รับความร้อนจะขยายตัวลอยขึ้นสู่เบื้องบน อากาศเหนือพื้นน้ำซึ่งเย็นกว่าจะไหลเข้าไปแทนที่ เกิดลมจากทะเลพัดเข้าหาฝั่งมีระยะทางไกลถึง 16 – 48 กิโลเมตร และความแรงของลมจะลดลงเมื่อเข้าถึงฝั่งแสดงดังภาพ 20 ก ลมทะเล มีความสำคัญต่ออุณหภูมิของอากาศในบริเวณชายฝั่ง ทำให้อุณหภูมิของอากาศลดลง เช่น ก่อนที่ลมจะพัดเข้าไป พื้นดินมีอุณหภูมิ 30 องศาเซลเซียส แต่เมื่อลมพัดผ่านเข้าไปทำให้อุณหภูมิลดลงเป็น 22 องศาเซลเซียส ในช่วงบ่าย

ลมบก (Land Breeze) เกิดขึ้นในเวลากลางคืน เมื่อพื้นดินคายความร้อนโดยการแผ่รังสีออก จะคายความร้อนออกได้เร็วกว่าพื้นน้ำ ทำให้มีอุณหภูมิต่ำกว่าพื้นน้ำ อากาศเหนือพื้นน้ำซึ่งร้อนกว่าพื้นดินจะลอยตัวขึ้นสู่เบื้องบน อากาศเหนือพื้นดินซึ่งเย็นกว่าจะไหลเข้าไปแทนที่ เกิดเป็นลมพัดจากฝั่งไปสู่ทะเล ลมบก ซึ่งลมบกจะมีความแรงของลมอ่อนกว่าลมทะเล จึงไม่สามารถพัดเข้าสู่ทะเลได้ระยะทางไกลเหมือนลมทะเล โดยลมบกสามารถพัดเข้าสู่ทะเลมีระยะทางเพียง 8-10 กิโลเมตร เท่านั้นแสดงดังภาพ 20 ข

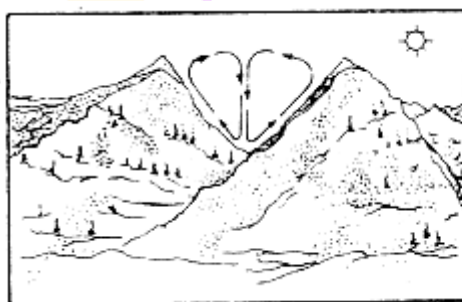


ภาพ 20 ลมทะเลและลมบก

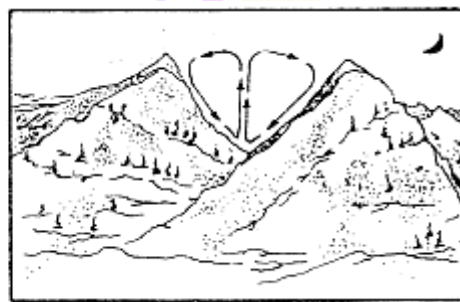
ที่มา: <http://www.marine.tmd.go.th/thai/windhtml/windhtml.html>

3.6.2 ลมภูเขาและลมหุบเขา เป็นลมประจำวันเช่นเดียวกับลมบกและลมทะเล

ลมหุบเขา (Valley Breeze) เกิดขึ้นในเวลากลางวัน อากาศตามภูเขาและลาดเขาร้อน เพราะได้รับความร้อนจากดวงอาทิตย์เต็มที่ ส่วนอากาศที่หุบเขาเบื้องล่างมีความเย็นกว่าจึงไหลเข้าแทนที่ ทำให้มีลมเย็นจากหุบเขาเบื้องล่างพัดไปตามลาดเขาขึ้นสู่เบื้องบน เรียกว่าลมหุบเขาแสดงดังภาพ 21 ก



(ก) ลมหุบเขา

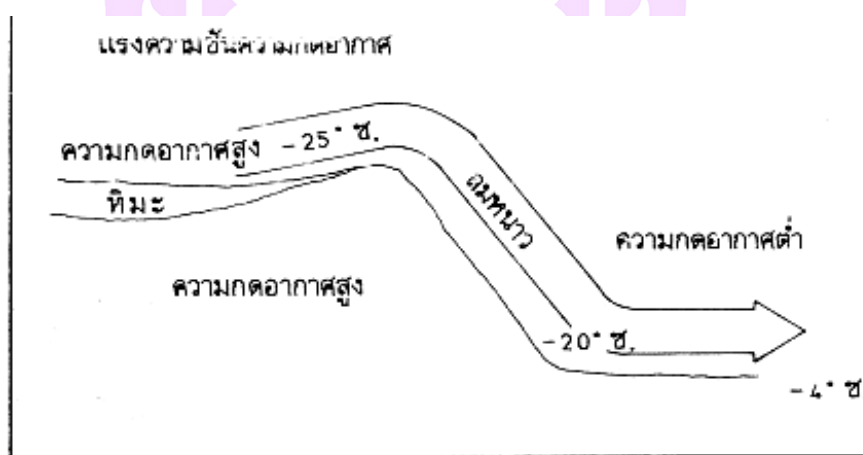


(ข) ลมภูเขา

ภาพ 21 ลมหุบเขาและลมภูเขา

ที่มา: <http://www.marine.tmd.go.th/thai/windhtml/windhtml.html>

3.6.3 ลมพัดลงลาดเขา (Katabatic Wind) เป็นลมที่พัดอยู่ตามลาดเขาลงสู่หุบเขาเบื้องล่าง ลมนี้มีลักษณะคล้ายกับลมภูเขา แต่มีกำลังแรงกว่า สาเหตุการเกิดเนื่องจากลมเย็นและมีน้ำหนักมากเคลื่อนที่จากที่สูงลงสู่ที่ต่ำภายใต้แรงดึงดูดของโลก ส่วนใหญ่เกิดขึ้นในช่วงเวลากลางคืน เมื่อพื้นดินคายความร้อนออก ในฤดูหนาวบริเวณที่ราบสูงภายในทวีปมีหิมะทับถมกันอยู่ อากาศเหนือพื้นดินเย็นลงมาก ทำให้เป็นเขตความกดอากาศสูง แสดงดังภาพ 22 ตามขอบที่ราบสูงแรงความชันความกดอากาศมีความแรงพอที่จะทำให้อากาศหนาวจากที่สูงไหลลงสู่ที่ต่ำได้ บางครั้งจึงเรียกว่าลมไหล (Drainage Wind) ลมนี้มีชื่อแตกต่างกันไปตามท้องถิ่นต่าง ๆ เช่น ลมโบรา (Bora) เป็นลมหนาวและแห้ง มีต้นกำเนิดมาจากลมหนาวในสหภาพโซเวียต (ปี พ.ศ. 2534 เปลี่ยนชื่อเป็นเครื่องจักรภพอิสระ) พัดข้ามภูเขาเข้าสู่ชายฝั่งทะเลเอเดรียติกของประเทศยูโกสลาเวีย จากทิศตะวันออกเฉียงเหนือในฤดูหนาว เกิดขึ้นได้ทั้งเวลากลางวันและกลางคืน แต่จะเกิดขึ้นบ่อยและลมมีกำลังแรงจัดในเวลากลางคืนและสมมิสทราล (Mistras) เป็นลมหนาวและแห้งเช่นเดียวกับลมโบรา แต่มีความเร็วลมน้อยกว่า พัดจากภูเขาตะวันตกลงสู่หุบเขาโรนทางตอนใต้ของประเทศฝรั่งเศส

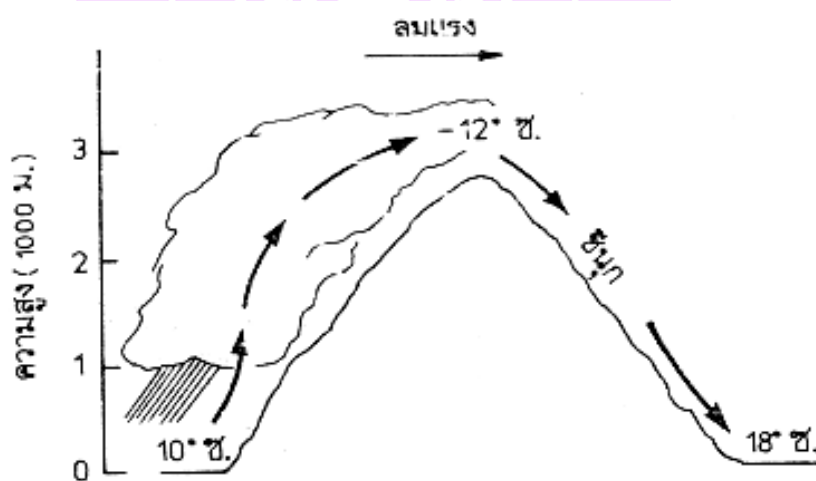


ภาพ 22 ลมพัดลงลาดเขา

ที่มา: <http://www.marine.tmd.go.th/thai/windhtml/windhtml.html>

3.6.4 ลมชินุก (Chinook) เป็นลมที่เกิดขึ้นทางด้านหลังเขา มีลักษณะเป็นลมร้อนและแห้ง ความแรงลมอยู่ในขั้นปานกลางถึงแรงจัด การเคลื่อนที่ของลมเป็นผลจากความกดอากาศแตกต่างกันทางด้านตรงข้ามของภูเขา ภูเขาด้านที่ได้รับลมจะมีความกดอากาศมากและอากาศ

จะถูกบังคับให้ลอยสูงขึ้นสู่ยอดเขา ซึ่งจะขยายตัวและพัดลงสู่เบื้องล่างทางด้านหลังเขา ขณะที่อากาศลอยต่ำลง อุณหภูมิจะค่อย ๆ เพิ่มสูงขึ้นตามอัตราการเปลี่ยนอุณหภูมิอะเดียแบติก จึงเป็นลมร้อนและแห้ง ลมร้อนและแห้งที่พัดลงไทางด้านหลังเขาทางตะวันออกของเทือกเขารอกกี เรียกว่าลมซินุก บริเวณที่เกิดลมเป็นบริเวณแคบ ๆ มีความกว้างเพียง 2-3 ร้อยกิโลเมตร เท่านั้น และแผ่ขยายจากทางตะวันออกเฉียงเหนือของมลรัฐนิวเม็กซิโก สหรัฐอเมริกา ไปทางเหนือเข้าสู่แคนาดา ลมซินุกเกิดขึ้นเมื่อลมตะวันตกชั้นบนที่มีกำลังแรงพัดข้ามแนวเทือกเขาเหนือได้ คือ เทือกเขารอกกี และ เทือกเขาแคสเกต อากาศทางด้านเขาที่ได้รับลมถูกบังคับให้ลอยขึ้น อุณหภูมิลดต่ำลง แต่เมื่อลอยต่ำลงไปยังอีกด้านของเขา อากาศจะถูกบีบ ทำให้มีอุณหภูมิสูงขึ้น แสดงดังภาพ 23 ถ้ามลที่มีลักษณะอย่างเดียวกับลมซินุก แต่พัดไปตามลาดเขาของภูเขาแอลป์ในยุโรป เรียกว่า ลมเฟห์น (Foehn) และถ้าเกิดในประเทศอาร์เจนตินา เรียกว่าลมซอนดา (Zonda)



ภาพ 23 ลมซินุก

ที่มา: <http://www.marine.tmd.go.th/thai/windhtml/windhtml.html>

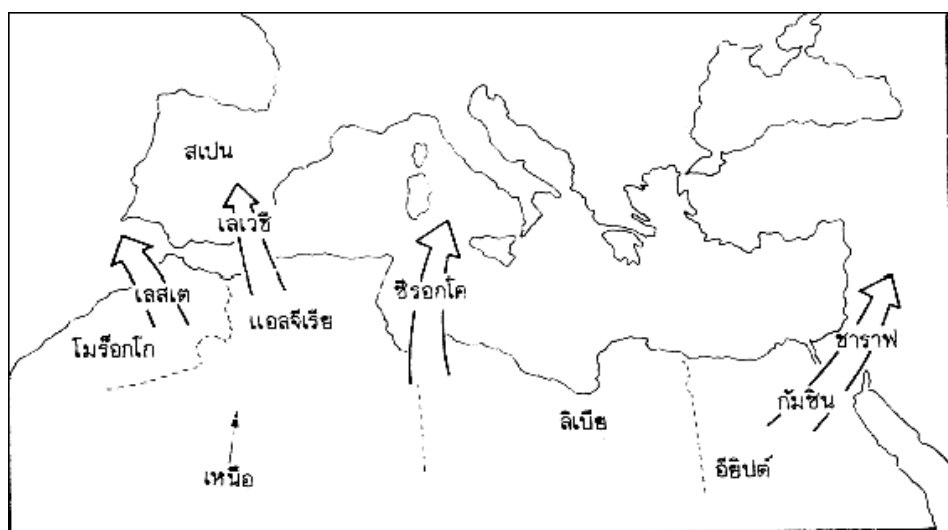
3.6.5 ลมซานตาแอนนา (Santa Anna) เป็นลมร้อนและแห้งพัดจากทางตะวันออก หรือตะวันออกเฉียงเหนือ เข้าสู่ภาคใต้มลรัฐแคลิฟอร์เนีย จะพัดผ่านบริเวณทะเลทรายและภูเขา จึงกลายเป็นลมร้อนและแห้ง ลมนี้เกิดขึ้นในเขตความกดอากาศสูงบริเวณแกรตเบซิน และเมื่อพัดผ่านบริเวณใดจะก่อให้เกิด ความเสียหายแก่พืชผลบริเวณนั้น โดยเฉพาะในฤดูใบไม้ผลิ เมื่อต้นไม้ติดผลอ่อนและบริเวณที่มีลมพัดผ่านจะมีอุณหภูมิสูงขึ้น เช่น เมื่อลมนี้พัดเข้าสู่ภาคใต้มลรัฐแคลิฟอร์เนีย ทำให้อุณหภูมิสูงกว่าบริเวณที่ไม่มี ลมนี้พัดผ่าน

ลมที่มีลักษณะอย่างเดียวกับลมซานตาแอนนาคือ ลมเนอร์เทอร์ แคลิฟอร์เนีย (Norther California) เป็นลมที่ทำให้บริเวณหุบเขาภาคกลางตอนเหนือในเขตมลรัฐแคลิฟอร์เนีย มีอุณหภูมิร้อนจัด ตัวอย่างเช่น ลมนี้ได้เกิดในเดือนสิงหาคม 2521 เมื่อความกดอากาศสูงก่อตัวบริเวณเทือกเขาด้านเหนือ เนื่องจากเป็นลมฝ่ายเหนือฤดูร้อน ลมฝ่ายเหนือจะช่วยทำให้อากาศเย็นลง แต่ไม่กรณีของเมืองเรดบลัฟฟ์ ในมลรัฐแคลิฟอร์เนีย เมื่อลมนี้พัดลงมายังภูเขา อากาศจะถูกบีบทำให้มีอุณหภูมิสูงขึ้น ที่เมืองเรดบลัฟฟ์ มีอุณหภูมิสูงถึง 48 องศาเซลเซียส อยู่ถึง 2 วัน ซึ่งแทบไม่น่าเชื่อเลยว่าเมืองเรดบลัฟฟ์ ที่ตั้งอยู่ประมาณละติจูดเดียวกับเมืองฟิลาเดลเฟียทางภาคตะวันออกของสหรัฐอเมริกา แต่มีอุณหภูมิสูงกว่ามาก

3.6.6 ลมทะเลทราย (Desert Winds) เป็นลมท้องถิ่นเกิดขึ้นในบริเวณทะเลทราย เวลาเกิดจะมาพร้อมกับพายุฝุ่นหรือพายุทราย คือ ลมฮาบบ (Haboob) มาจากคำ Hebbec ในภาษาอาหรับแปลว่า ลม ลมฮาบบ เวลาเกิดจะหอบเอาฝุ่นทรายมาด้วย บริเวณที่เกิดได้แก่ประเทศซูดานในทวีปแอฟริกา เฉลี่ยจะเกิดประมาณปีละ 24 ครั้ง และบริเวณทะเลทราย ทางตะวันตกเฉียงใต้ของสหรัฐอเมริกา โดยเฉพาะทางภาคใต้ของมลรัฐแอริโซนา

นอกจากนี้ยังมีลมทะเลทรายประเภทอื่น ๆ ที่เกิดขึ้นทางด้านเหนือของทวีปแอฟริกา ลมเหล่านี้มีต้นกำเนิดจากบริเวณทะเลทรายสะฮารา และมีชื่อเรียกแตกต่างกันตามบริเวณที่ลมพัดผ่าน ปกติลมที่พัดผ่านทางเหนือของทวีปแอฟริกา เป็นลมที่มาจากทางเหนือ อย่างไรก็ตามเมื่อมีพายุเกิดขึ้นอาจจะพัดมาทางตะวันตกของทวีปแอฟริกา หรือมาทางใต้ของประเทศสเปน ก็ได้ แสดงดังภาพ 14 เช่น ลมเลสตี (Leste) เป็นลมร้อนและแห้ง พัดมาจากทางตะวันออกหรือตะวันออกเฉียงใต้จะพาฝุ่นทรายมาด้วย พัดอยู่ในประเทศมอริสโก และพัดลงสู่มหาสมุทรแอตแลนติก และเมื่อลมนี้พัดข้ามทะเลเมดิเตอร์เรเนียน และพัดเข้าสู่ทางใต้ของประเทศสเปนจะมีชื่อเรียกว่า เลเวชี (Leveche) ลักษณะลมนี้จะยังคงเป็นลมร้อนและแห้ง เนื่องจากพัดผ่านน้ำน่านน้ำเป็นช่วงสั้น ๆ ส่วนบริเวณศูนย์กลางความกดอากาศต่ำแถบทะเลเมดิเตอร์เรเนียน มีลมพัดจากทางใต้หรือตะวันออกเฉียงใต้เป็นลมร้อนและแห้ง มีต้นกำเนิดจากทะเลทรายสะฮารา และพัดข้ามตอนเหนือของทวีปแอฟริกา ในบางครั้งลมจะพัดเอาฝุ่นจากทะเลทรายมาด้วยคือ ลมซีรอกโค (Serocco) ลมนี้เมื่อพัดข้ามทะเลเมดิเตอร์เรเนียนจะเก็บความชื้น และเมื่อพัดมาถึงเกาะซิซิลี และภาคใต้ของประเทศอิตาลี จะยังคงเป็นลมร้อน แต่ความชุ่มชื้นมีมากขึ้น ลมพายุที่เกิดขึ้นไกลไปทางตะวันออกคือ ลมกัมซิน (Khumsin) เป็นลมร้อนและแห้งพัดมาจากทางใต้นำเอาฝุ่นทรายมาด้วย เป็นลมที่พัดอยู่ในประเทศอียิปต์ ทะเลแดง และ ซาอุดีอาระเบีย และเมื่อพัดเข้าสู่ประเทศอิสราเอลมีชื่อเรียกว่า ลมซาราว (Sharav) ลมที่กล่าวมาข้างต้นนี้เป็นลมร้อนและแห้ง ทำให้บริเวณที่มีลมเหล่านี้พัดผ่านมี

อุณหภูมิสูงถึง 50 องศาเซลเซียส และมีความชื้นสัมพัทธ์ต่ำ โดยมีน้อยกว่าร้อยละ 10 ลมพายุเหล่านี้ในแถบทะเลเมดิเตอร์เรเนียนมักไม่ค่อยเกิดในฤดูร้อน แต่จะเกิดในฤดูใบไม้ผลิ หรือฤดูใบไม้ร่วง



ภาพ 24 ลมท้องถิ่นที่เกิดขึ้นทางเหนือของทวีปแอฟริกา

ที่มา: <http://www.marine.tmd.go.th/thai/windhtml/windhtml.html>

3.6.7 ลมตะเภาและลมว่าว เป็นลมท้องถิ่นในประเทศไทย โดยลมตะเภาเป็นที่พัดจากทิศใต้ไปยังทิศเหนือคือ พัดจากอ่าวไทยเข้าสู่ภาคกลางตอนล่าง พัดในช่วงเดือนกุมภาพันธ์ถึงเดือนเมษายน ซึ่งเป็นช่วงที่ลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ จะเปลี่ยนเป็นลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ เป็นลมที่นำความชื้นมาสู่ภาคกลางตอนล่าง ในสมัยโบราณลมนี้ จะช่วยพัดเรือสำเภาซึ่งเข้ามาค้าขายให้แล่นไปตามลำน้ำเจ้าพระยา และพัดในช่วงที่ลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ จะเปลี่ยนเป็นลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ หรืออาจจะเรียกว่าลมข้าวเบา เพราะพัดในช่วงที่ข้าวกำลังออกรวง

การตรวจวัดข้อมูล

การตรวจวัดข้อมูลอุตุนิยมวิทยาและพิชอากาศในประเทศไทยมีการตรวจวัดอยู่ประมาณ 3 แบบ คือ 1. การตรวจวัดภาคพื้นดินโดยสถานีตรวจวัดที่ประจำอยู่ในที่ต่าง ๆ ทั่วประเทศ 2. การตรวจวัดอากาศชั้นบน 3. การตรวจวัดโดยใช้ดาวเทียม และ เรดาร์ เรียกว่าการตรวจวัดโดยเครื่องมือตรวจอากาศแบบพิเศษ

1. การตรวจวัดภาคพื้นดิน

ในสถานีตรวจวัดอากาศภาคพื้นดินแต่ละสถานีจะมีสนามอุตุนิยมวิทยา ซึ่งเป็นที่สำหรับตรวจวัดอากาศผิวพื้น โดยเครื่องมือต่าง ๆ เหล่านี้จะตรวจวัดสภาพอุตุนิยมวิทยาตามเวลาที่ได้กำหนดไว้ในแต่ละวัน ซึ่งจะมีเวลาหลักของการตรวจวัด คือ เวลา 0000Z (07.00 น.) และเวลา 1200Z (19.00 น.) โดยในระหว่างเวลาหลักเหล่านี้ อาจมีการตรวจวัดเพิ่มเติมได้ตามที่กำหนดไว้เพื่อความเหมาะสม

สถานีตรวจอากาศทุกแห่งทั่วประเทศจะมีเครื่องมือที่ใช้วัดองค์ประกอบเหล่านี้ ติดตั้งอยู่ในสนามอุตุนิยมวิทยา ซึ่งเป็นสนามหญ้าตัดสั้น อยู่กลางแจ้ง มีขนาดอย่างน้อยคือกว้าง 6 เมตร และยาว 9 เมตร อยู่ห่างจากสิ่งปลูกสร้างอย่างน้อย 2 เท่าของความสูงของสิ่งปลูกสร้าง ทุกสถานีต้องอ่านค่าต่าง ๆ จากเครื่องมือวัดพร้อมกันทุก ๆ 3 ชั่วโมง และต้องเป็นเวลาตรงกันทั่วโลก โดยเริ่มอ่านครั้งแรก เวลา 07.00 น. ของแต่ละวัน แล้วรวบรวมข้อมูล ที่อ่านได้ส่งไปยังศูนย์กลางเพื่อวิเคราะห์สภาพอากาศและพยากรณ์อากาศต่อไป โดยภายในสนามตรวจวัด 1 สนามจะมีการตรวจวัดอยู่ 11 พารามิเตอร์ ได้แก่ ความกดของบรรยากาศมีหน่วยเป็น มิลลิบาร์ (millibars), อุณหภูมิของอากาศ ดินในความลึกระดับต่าง ๆ และน้ำ มีหน่วยเป็น องศาเซลเซียส ($^{\circ}\text{C}$) ความเร็วลมผิวพื้น และชั้นบน มีหน่วยเป็น น็อต (knots) ทิศทางลม มีหน่วยเป็นองศา (degrees) ความชื้นสัมพัทธ์ของอากาศ มีหน่วยเป็นเปอร์เซ็นต์ (%) หยาดน้ำฟ้า มีหน่วยเป็น มิลลิเมตร (millimeters) การระเหยของน้ำ มีหน่วยเป็น มิลลิเมตร (millimeters) ปริมาณรังสี มีหน่วยเป็น mw / cm^2 หรือ $\text{cal. Cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$ ความยาวนานของแสงแดด มีหน่วยเป็น ชั่วโมง ทิศนวิสัย มีหน่วยเป็น เมตร หรือ กิโลเมตร ความสูงของฐานเมฆ มีหน่วยเป็น เมตร หรือ ฟุต (กรมอุตุนิยมวิทยา, 2559)

2. การตรวจวัดอากาศชั้นบน

การตรวจอากาศชั้นบน การเปลี่ยนแปลงของลักษณะอากาศสัมพันธ์กับการเปลี่ยนแปลงขององค์ประกอบทางลม พ้าอากาศที่อยู่เหนือผิวพื้นของโลกด้วย โดยเฉพาะในชั้นโทรโพสเฟียร์ ข้อมูลทางอุตุนิยมวิทยาที่ตรวจวัด เพื่อใช้ในการพยากรณ์อากาศ ได้แก่ อุณหภูมิ ความกดอากาศ ความเร็วลมและความชื้นสัมพัทธ์ของอากาศในระดับต่าง ๆ เครื่องมือในการตรวจวัดข้อมูลเหล่านี้ในกรมอุตุนิยมวิทยามีใช้อยู่ 2 แบบ

แบบที่ 1 คือ เครื่องวิทยุหึ่งอากาศ (radiosonde) ใช้สำหรับตรวจอากาศในระดับสูง เป็นเครื่องส่งคลื่นวิทยุที่มีอุปกรณ์ขนาดเล็ก (sensor) สำหรับวัดค่าต่าง ๆ ที่ต้องการจะวัด มีการทำงานด้วยใช้แบตเตอรี่ขนาดเล็ก เวลาใช้งานจะผูกติดกับบอลลูนบรรจุก๊าซไฮโดรเจน โดยบอลลูนจะพาเครื่องวิทยุหึ่งอากาศขึ้นไปยังระดับสูง ๆ แล้วเครื่องวิทยุหึ่งอากาศจะส่งคลื่นวิทยุมายังเครื่องรับที่พื้นดิน ซึ่งจะแปลความหมายของคลื่นวิทยุนั้นเป็นค่าของความกดอากาศ อุณหภูมิ และความชื้นสัมพัทธ์ในระดับต่าง ๆ ได้ และประกอบกับการใช้เครื่องมือคอยจับทิศทางเคลื่อนที่ของลูกโป่งทุก ๆ นาที ก็จะคำนวณหาทิศทางและความเร็วของลมในระดับต่าง ๆ ได้ด้วย ข้อมูลเหล่านี้เป็นประโยชน์ต่อการพยากรณ์อากาศอย่างมาก การตรวจวัดนี้ทำได้ถึงระดับสูง 30 กิโลเมตร

แสดงดังภาพ 25



ภาพ 25 บอลลูนบรรจุก๊าซไฮโดรเจน

ที่มา: กรมอุตุนิยมวิทยา, 2559

แบบที่ 2 คือ ไฟล์อตบอลลูน (pilot balloon) หรือบอลลูนนำ ใช้อากาศชั้นบน ได้เฉพาะทิศทางและความเร็วลม โดยใช้กล้องวัดมุม (theodolite) ซึ่งเป็นกล้องที่มีลักษณะคล้ายกับกล้องสำรวจแผนที่ กล้องวัดมุมนี้ สามารถวัดมุมตามแนวนอน และแนวตั้งของลูกโป่งที่กำลังลอยอยู่เพื่อนำไปคำนวณหาตำแหน่งและความเร็วของ ลูกบอลลูน ทำให้รู้ทิศทางและความเร็วลมของอากาศชั้นบน แต่ความสูงจะมากหรือน้อยขึ้นอยู่กับลักษณะอากาศ ถ้าอากาศแจ่มใส ก็สามารถตรวจได้สูงมาก ๆ ใช้เวลาในการตรวจอาจถึง 1 ชั่วโมง แต่ถ้ามีลักษณะ

อากาศไม่ดีเช่นมีฟ้าผ่าลวชั้นหรือแห้ง หรือมีเมฆต่ำมากก็ไม่สามารถตรวจวัดได้ ข้อมูลจากการตรวจวัด จะถูกส่งไปรวมรวมและวิเคราะห์ เพื่อพยากรณ์อากาศต่อไป แสดงดังภาพ 26



ภาพ 26 บอลลูนนำ

ที่มา: กรมอุตุนิยมวิทยา, 2559

2.1 การตรวจวัดโดยเครื่องมือตรวจอากาศแบบพิเศษ

เป็นเครื่องมือที่ใช้สำหรับตรวจวัดปรากฏการณ์หรือลักษณะอากาศที่เกิดขึ้น เพื่อช่วยเสริมในการวิเคราะห์พยากรณ์อากาศ เครื่องมือตรวจอากาศพิเศษเหล่านี้มีหลายอย่าง อาทิ เรดาร์ตรวจอากาศ ดาวเทียมอุตุนิยมวิทยา และเครื่องมือสำหรับตรวจวัดความสูงของคลื่น แสดงภาพถ่ายดาวเทียมแบบต่าง ๆ VI, IR ภาพแสดงตรวจฝนด้วย Radar

2.2 การตรวจวัดด้วยเรดาร์ตรวจอากาศภาคพื้นดิน

เรดาร์ (Radar) เป็นคำที่ย่อมาจากคำในภาษาอังกฤษว่า Radio Detection And Ranging หมายถึงการใช้คลื่นวิทยุในการค้นหาตำแหน่งรวมถึงทั้งทิศทางและระยะทางของเป้าหมายที่ต้องการค้นหาเรียกว่าเป้า (target) ซึ่งในที่นี้คำว่าเป้าจะหมายถึงเป้าในทางอุตุนิยมวิทยาเท่านั้น ซึ่งเป็นปรากฏการณ์เกี่ยวกับสภาพอากาศต่าง ๆ ที่สามารถสะท้อนคลื่นของเรดาร์ได้ เช่น ฝน ฝนฟ้าคะนอง พายุ ลูกเห็บ หิมะ เมฆ และในกรณีของเรดาร์ที่ทันสมัย

อย่างดอปเปอ์เรดาร์ (Doppler Radar) นั้น สามารถตรวจวัดทิศทางและความเร็วลมได้ด้วย ในบางครั้งอาจจะมีบางสิ่งที่ไม่ใช่เป้าในทางอุตุนิยมวิทยาสะท้อนคลื่นเรดาร์กลับมาด้วย เช่น ฝูงนก หรือฝูงแมลงที่มีจำนวนมากหรือภาพของพื้นดินซึ่งเกิดจากการสะท้อนของคลื่นที่ผิวดิน ในกรณีเช่นนี้เจ้าหน้าที่ผู้ตรวจต้องใช้เวลาในการแยกแยะว่าภาพใดเป็นหรือไม่เป็นเป้า ในทางอุตุนิยมวิทยา (กรมอุตุนิยมวิทยา, 2559)

Radio acoustic sounding system (RASS) เป็นระบบสำหรับวัดอัตราการสูญเสียบรรยากาศโดยใช้การสะท้อนกลับของคลื่นวิทยุจากด้านหน้าคลื่นอะคูสติกเพื่อวัดความเร็วของเสียงที่ระดับความสูงต่าง ๆ เหนือพื้นดิน การตรวจวัดคลื่นสะท้อนนี้เกิดจากการบีบอัดและการเปลี่ยนแปลงของอากาศโดยคลื่นเสียงเปลี่ยนคุณสมบัติอิเล็กทรอนิกส์ทำให้เกิดการสะท้อน บางส่วนของสัญญาณเรดาร์ที่ส่งมา จากความเร็วของเสียงอุณหภูมิจากอากาศ ช่วงความสูงสูงสุดของระบบ RASS ที่สามารถตรวจวัดได้ดีคือ 750 เมตรแม้ว่าจะมีการรายงานการสังเกตถึง 1.2 กม. ในอากาศชั้น (Wikipedia, 2018) ชนิดของเครื่องเรดาร์ตรวจอากาศ ดอปเปอ์เรดาร์ (Doppler radar) มี 3 ชนิด ดังนี้

2.2.1 เรดาร์ตรวจอากาศ X-band เป็นเรดาร์ขนาดเล็ก มีรัศมีตรวจวัด 100 ก.ม. และรัศมีหวังผล 60 ก.ม. เหมาะสำหรับใช้ตรวจวัดฝนกำลังอ่อนถึงกำลังปานกลางหรือสภาพอากาศ เฉพาะพื้นที่ขนาดเล็ก เนื่องจากเป็นเรดาร์ขนาดเล็ก จึงมีความยาวคลื่นสั้น เมื่อกระทบเป้า จะมีการสูญเสียพลังงานเนื่องจากเป้ามีย่านจำนวนมากทำให้เป้าที่ตรวจได้จากจอร์เรดาร์มีขนาด และรูปร่างผิดจากความเป็นจริงไปมาก

2.2.2 เรดาร์ตรวจอากาศ C-band เป็นเรดาร์ขนาดปานกลาง มีรัศมีทำการ 450 ก.ม. และรัศมีหวังผล 230 ก.ม. เหมาะสำหรับใช้ตรวจวัดฝนกำลังปานกลางถึงกำลังแรง หรือสภาพอากาศเฉพาะพื้นที่ที่ไม่ใหญ่มากนัก เนื่องจากเป็นเรดาร์ขนาดปานกลางเมื่อกระทบเป้า จะมีการสูญเสียพลังงานเนื่องจากเป้าบางพอสมควรทำให้เป้าที่ตรวจได้จากจอร์เรดาร์ มีขนาดและรูปร่างผิดจากความเป็นจริงไปบ้าง มีราคาแพงกว่าและค่าบำรุงรักษามากกว่าเรดาร์ X-band

2.2.3 เรดาร์ตรวจอากาศ S-band เป็นเรดาร์ขนาดใหญ่ มีรัศมีทำการ 550 ก.ม. และรัศมีหวังผล 230 ก.ม. เหมาะสำหรับใช้ตรวจวัดฝนกำลังแรงถึงกำลังแรงมาก เนื่องจากเป็นเรดาร์ ขนาดใหญ่เมื่อกระทบเป้าจะไม่มีการสูญเสียพลังงานเนื่องจากการกระทบเป้าเลย ทำให้เป้าที่ตรวจได้จากจอร์เรดาร์มีขนาดและรูปร่างผิดจากความเป็นจริงน้อยมากหรือไม่ผิดเลย เป็นเรดาร์ ที่มีประสิทธิภาพมากที่สุด มีราคาแพงกว่า และค่าบำรุงรักษามากกว่าเรดาร์ C-band และ X-band (กรมอุตุนิยมวิทยา, 2559) เรดาร์ทั้ง 3 ชนิด มีคุณลักษณะการตรวจวัดดังต่อไปนี้

ตาราง 9 คุณลักษณะการตรวจวัด

| ชนิดของเรดาร์ | ความยาวคลื่น (ซ.ม) | ความถี่ (เมกะเฮิรซ์) |
|---------------|--------------------|----------------------|
| X-band | 3 | 10,000 |
| C-band | 5 | 6,000 |
| S-band | 10 | 3,000 |

ที่มา: กรมอุตุนิยมวิทยา, 2559

ความสัมพันธ์ของความแรงระหว่างค่าสัญญาณสะท้อนกลับกับเป้าหมายอุตุนิยมวิทยา

20 dBZ = ฝนกำลังอ่อนมากแทบจะวัดปริมาณฝนไม่ได้

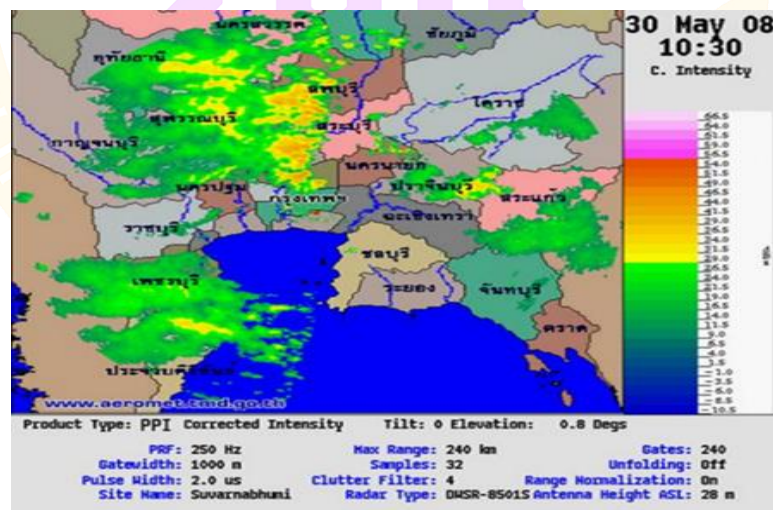
30 dBZ = ฝนกำลังอ่อน (ประมาณ 3 มม./ชม.)

40 dBZ = ฝนกำลังปานกลาง (ประมาณ 12 มม./ชม.)

50 dBZ = ฝนกำลังแรง (ประมาณ 50 มม./ชม.)

55 dBZ = ฝนกำลังแรงมาก (ประมาณ 100 มม./ชม.)

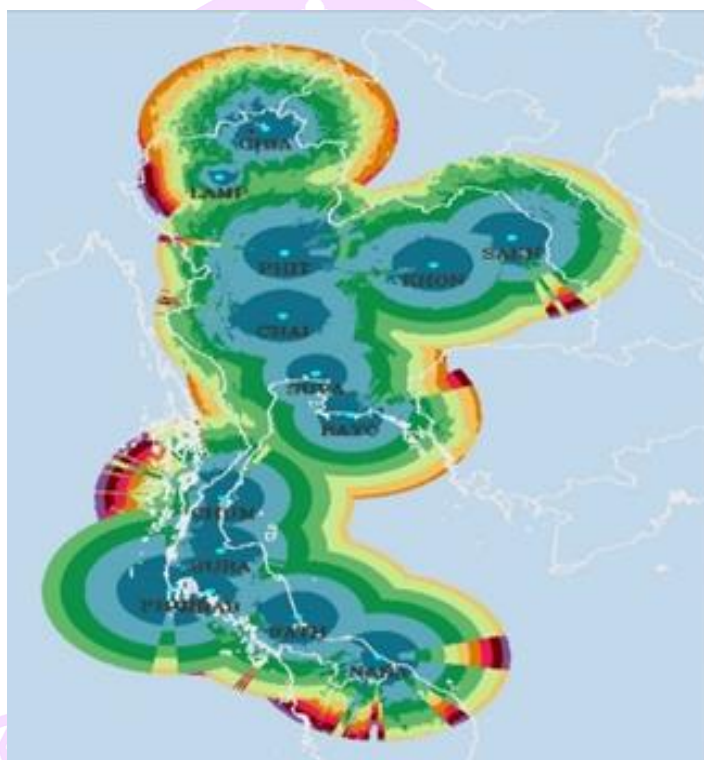
ในบริเวณที่ตรวจพบความแรงสูงกว่า 55 dBZ มีความเป็นไปได้ที่จะตรวจพบลูกเห็บ ตัวอย่างผลการตรวจวัดจากเรดาร์ของประเทศไทยแสดงดังภาพ 27



ภาพ 27 ตัวอย่างผลการตรวจวัดด้วยเรดาร์ในประเทศไทย

ที่มา: กรมอุตุนิยมวิทยา, 2559

ข้อมูลตรวจวัดสภาพอากาศด้วยเรดาร์ตรวจอากาศภาคพื้นดิน เป็นข้อมูลที่มีความละเอียดทั้งในเชิงพื้นที่และเวลา ความถี่การตรวจวัดสามารถเข้าถึงได้อย่างรวดเร็ว จึงเหมาะสมกับการใช้แบบ Real-time กรมอุตุนิยมวิทยาได้มีการตรวจสภาพอากาศโดยใช้เรดาร์ตรวจอากาศโดยมีเรดาร์ตรวจอากาศทั้งสิ้น 23 สถานี ตัวอย่างที่ตั้งสถานีเรดาร์ตรวจอากาศและรัศมีทำการจำนวนทั้ง 14 สถานี ครอบคลุมพื้นที่ประเทศไทยแสดงในภาพ 28



ภาพ 28 ตัวอย่างที่ตั้งสถานีเรดาร์ตรวจอากาศและรัศมีทำการจำนวนทั้ง 14 สถานี

ที่มา: กรมอุตุนิยมวิทยา, 2559

สมการเรดาร์คือ สมการที่แสดงความสัมพันธ์ของพลังงานที่สะท้อนกลับ (Radar backscattering signal) กับ คุณสมบัติทางกายภาพของอนุภาค Hydrometeor ในบรรยากาศ (ภักดี, 2549) เมื่อลำคลื่นสัญญาณพัลส์เรดาร์ที่ส่งออกไปกระทบกับสิ่งกีดขวาง เช่น กลุ่มเมฆฝน จะเกิดสัญญาณสะท้อนกลับมายังจานสายอากาศ ซึ่งอาจทำให้สัญญาณสะท้อนมีค่าความถี่เปลี่ยนแปลงไป และเกิดการลดทอนของสัญญาณเนื่องจากกระยะทาง และการดูดซับของไอน้ำ/เม็ดน้ำ ในบรรยากาศ โดยปกติเรดาร์ตรวจอากาศจะใช้งานสายอากาศแบบพาราโบลาเพื่อชี้ทิศของสัญญาณ

ให้มีความแรงของลำคลื่นแบบแคบ (Narrow Beam) โดยที่จานสายอากาศจะมีค่าอัตราขยายสัญญาณ ขึ้นกับค่าความถี่ที่มีการใช้งาน และขนาดของจานสายอากาศเอง สมการเรดาร์สามารถแสดงได้ดังนี้ (Rinehart, 2004)

$$P_r = \left[\frac{\pi^3}{1024c \ln 2} \right] [P_t f^2 \tau G^2 \phi \theta L_m L_r] \left[\frac{|K|^2 Z L_a}{R^2} \right] \quad (5)$$

↑ ↑ ↑
[ค่าคงที่] [คุณสมบัติของเรดาร์] [เป้าหมาย]

โดยที่ P_r , P_t คือ กำลังส่งของพัลส์เรดาร์ และกำลังรับเฉลี่ยของคลื่นสะท้อน (kW)

τ คือ ความกว้างของพัลส์เรดาร์ (วินาที)

c คือ ค่าความเร็วของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าในบรรยากาศ ค่าประมาณ 3×10^8 เมตรต่อวินาที

G คือ ค่าอัตราขยายของจานสายอากาศ ไม่มีหน่วย

θ, ϕ คือ ค่าความกว้างของลำคลื่นพัลส์เรดาร์ในแนวระนาบ แนวตั้งตามลำดับ (เรเดียน)

f คือ ความถี่คลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า (GHz)

Z คือ ค่าความเข้มของปริมาณน้ำฝน (mm^6/m^3)

R คือ ระยะทางระหว่างเรดาร์กับเป้าหมาย (m)

$|K|^2$ คือ ค่าขนาดไดโพลเล็กทริกเชิงซ้อนของสารใด ๆ สำหรับน้ำจะมีค่าเท่ากับ 0.93

L_m คือ การสูญเสียเนื่องจากระบบไมโครเวฟ

L_r คือ การสูญเสียเนื่องจากเครื่องรับ

L_a คือ การสูญเสียเนื่องจากการเคลื่อนที่ในบรรยากาศของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าหรือสามารถเขียนอยู่ในรูปของลอการิทึมได้ดังนี้

$$10 \log Z = 10 \log P_r + 20 \log R - C \quad (6)$$

เรียก $10 \log Z$ ว่าค่าความเข้มของปริมาณน้ำฝน ในรูปของ dBz และ C คือค่าคงที่ของเรดาร์

การวัดความแรงของฝนด้วยเรดาร์ตรวจอากาศ การตรวจวัดฝนโดยเรดาร์ อุตุนิยมวิทยาทำได้โดยการวัดความระดับกำลังงานของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่สะท้อนกลับ (Backscattering signal) มายังเครื่องรับสัญญาณเรดาร์ หลังจากที่คลื่นดังกล่าวกระทบกับเม็ดน้ำ ค่าระดับกำลังงานของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่รับได้จากเครื่องรับสัญญาณเรดาร์ (P_r) จะถูกแปลงมาเป็นค่าการสะท้อนกลับของเรดาร์ (Z) ดังสมการ (6) ค่าการสะท้อนกลับของเรดาร์ (Z) จะแสดงในหน่วย mm^6/m^3 โดยจะขึ้นอยู่กับจำนวนและการกระจายตัวของเม็ดน้ำ ภายในปริมาตรของบรรยากาศหนึ่งหน่วยที่สำรวจ โดยมีความสัมพันธ์ดังแสดงในสมการ (7)

$$Z = \frac{\sum_i D_i^6}{V} \quad (7)$$

เมื่อ D = เส้นผ่านศูนย์กลางของเม็ดน้ำ (mm)

V = ปริมาตรของบรรยากาศที่สำรวจ (m^3)

จากหลักการเบื้องต้น ถ้าเม็ดน้ำมีขนาดใหญ่และมีจำนวนมากต่อหนึ่งหน่วยปริมาตรของอากาศจะให้ค่าพลังงานสะท้อนมาก ถ้ามีน้อยก็จะมีค่าสะท้อนกลับน้อย ซึ่งแสดงผลในรูปของค่า Reflectivity factor (Z) เนื่องจากค่า Z จะมีการแปรผันค่าในช่วงกว้างเช่นเดียวกับค่าของกำลังงานของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า ดังนั้นจึงนิยมแสดงค่าของ Z ในรูปแบบลอการิทึม (Logarithm) หรือ Decibels (dBZ) เพื่อให้ง่ายต่อความเข้าใจดังนี้ (Rinehart, 2004)

$$dBZ = 10 \log_{10} \frac{Z_e}{1mm^6 \cdot m^{-3}} \quad (8)$$

โดยที่ Z_e = Equivalent Reflectivity (mm^6/m^3)

Marshall and Palmer (1948) เสนอความสัมพันธ์ระหว่างการแพร่กระจายของจำนวนเม็ดฝนต่อขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางเม็ดฝนดังสมการที่ (9)

$$N_D = N_0 e^{-\Lambda D} \quad (9)$$

เมื่อ D = เส้นผ่านศูนย์กลางของเม็ดฝน

N_D = จำนวนเม็ดฝนที่มีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางระหว่าง D และ $D + dD$ ภายในปริมาตรหนึ่งหน่วย

N_0 = ค่าคงที่

$$\Lambda = 41 \times R^{-0.21} \text{ cm}^{-1} \quad (10)$$

เมื่อ R = ความเข้มฝน

ดังนั้นข้อมูลการสะท้อนกลับของเรดาร์สามารถแสดงได้ในเทอมของ

$$Z = \int_0^{\infty} N_0 e^{-\Lambda D} D^6 dD \quad (11)$$

จากสมการต่าง ๆ ข้างต้นจะเห็นว่าความเข้มฝนสามารถคำนวณได้ถ้าทราบจำนวน, ปริมาตร และ ความเร็วในการตกของเม็ดฝนที่อยู่ในปริมาตรหนึ่งหน่วย ดังนั้น

$$R = \int_0^{\infty} N_0 e^{-\Lambda D} \frac{4}{3} \pi \left(\frac{D}{2}\right)^3 v(d) dD \quad (12)$$

เมื่อ $V(D)$ = ความเร็วในการตกของเม็ดฝน (Terminal Velocity)

ความเร็วในการตกของเม็ดฝนในอากาศที่นิ่งจะขึ้นอยู่กับขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางของเม็ดฝน ทำให้สามารถใช้สมการยกกำลัง (Power Law) ในการคำนวณหาค่า $V(D)$ สามารถ

ประมาณได้ ดังนั้นสมการยกกำลังของความสัมพันธ์ระหว่างการสะท้อนกลับของเรดาร์ (Z) และความเข้มฝน (R), (Z - R relationship) สามารถเขียนได้ดังสมการที่ (13) (Doviak, 1993)

$$Z = aR^b \quad (13)$$

โดยที่ Z คือ ค่าสัญญาณการสะท้อนกลับจากคลื่นเรดาร์ มีหน่วยเป็น mm^6/m^3

R คือ ความเข้มฝนมีหน่วยเป็น มิลลิเมตรต่อชั่วโมง (mm/hr)

a และ b คือ ค่าคงที่

โดยที่ค่า a และ ค่า b เป็นค่าที่ขึ้นอยู่กับกระจายของขนาดเม็ดน้ำ (Drop size distribution) ซึ่งจะเปลี่ยนแปลงไปตามลักษณะของฝน พื้นที่และช่วงเวลา และตัวแปรอื่น ๆ เช่น ชนิดการตกของฝน (ฝนจากเมฆชนิดต่าง ๆ) ตำแหน่งที่เกิดฝน (ลักษณะทางภูมิศาสตร์, บริเวณทะเล, บริเวณภาคพื้นทวีป) และช่วงเวลาต่าง ๆ ของปี (ฤดูกาลต่าง ๆ) ในทางปฏิบัติจะนิยมใช้ค่า a และ b เป็นค่าคงที่สำหรับแต่ละสถานีเรดาร์หรือใช้ค่าเดียวกันภายในพื้นที่ลักษณะใกล้เคียงกัน หรืออาจปรับแก้ตามลักษณะฝนที่เกิดขึ้น

2.3 การตรวจวัดด้วยดาวเทียมอุตุนิยมวิทยา

ดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาเป็นดาวเทียมที่ให้ข้อมูลเกี่ยวกับสภาพภูมิอากาศโดยใช้หลักการการปลดปล่อยพลังงาน (Emission) การดูดซับ (Absorption) และการสะท้อนกลับ (Reflection) ของคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าที่ความยาวคลื่นหรือความถี่ต่าง ๆ จากสิ่งกีดขวางที่สนใจในอากาศ ดาวเทียมอุตุนิยมวิทยาสามารถตรวจวัดข้อมูลอากาศในที่ที่เข้าถึงได้ยากและในมหาสมุทรได้ ดังนั้นจึงเป็นแหล่งข้อมูลสำคัญสำหรับพื้นที่ที่ไม่สามารถตรวจวัดได้ด้วยเครื่องตรวจวัดน้ำฝน และสถานีเรดาร์ตรวจอากาศภาคพื้นดิน

แบบจำลองคณิตศาสตร์ทางอุตุนิยมวิทยา

แบบจำลองอุตุนิยมวิทยา 3 มิติ ระดับ Mesoscale (3-D Mesoscale Meteorological Model) เป็นแบบจำลองสภาพทางอุตุนิยมวิทยาแบบ Prognostic model ที่คำนวณพารามิเตอร์ทางอุตุนิยมวิทยาในแต่ละพื้นที่โดยใช้ชุดสมการกระบวนการทางฟิสิกส์บรรยากาศ ทั้งนี้แบบจำลอง Mesoscale สามารถคำนวณที่ความละเอียดกริดตามแนวราบตั้งแต่ไม่กี่กิโลเมตรจนถึงหลายร้อยกิโลเมตร และสเกลตามแนวตั้งตั้งแต่หลักสิบเมตรจนถึงระดับความสูงของโทรโปสเฟียร์ แบบจำลองจึงช่วยเสริมการตรวจวัด โดยเฉพาะอย่างยิ่งค่าตรวจวัดตามแนวตั้งซึ่งมีการตรวจวัดน้อยมาก แบบจำลอง Mesoscale เป็นแบบจำลองที่สามารถนำมาใช้งานได้ในพื้นที่ Complex terrain (พื้นที่ที่มีการเปลี่ยนแปลงลักษณะพื้นที่ ได้แก่การเปลี่ยนแปลงภูมิประเทศ เช่น ภูเขา, ทะเล และการเปลี่ยนแปลงการใช้ประโยชน์ที่ดิน เช่น พื้นที่ป่า พื้นที่เกษตรกรรม และ พื้นที่เมือง เป็นต้น)

จึงเหมาะสมในการนำมาใช้งานในเขตภาคเหนือประเทศไทยที่เป็นพื้นที่มีภูเขา สลับซับซ้อน แบบจำลองทางอุตุนิยมวิทยาในระดับ Mesoscale โดยทั่วไปประกอบด้วยชุดสมการหลัก ได้แก่ Conservation of mass, conservation of heat, conservation of motion, conservation of water และ conservation of other gaseous and aerosol materials นอกจากนี้แบบจำลองยังประกอบด้วย พารามิเตอร์อีกจำนวนมากที่สามารถเลือกให้เหมาะสมกับพื้นที่ที่นำไปใช้งาน และเป็นพารามิเตอร์ เสริมสำหรับกระบวนการที่มีขนาดเล็กกว่าขนาดกริด กระบวนการต่าง ๆ ในบรรยากาศ ได้แก่ turbulent diffusion, solar and terrestrial radiation, moist processes including the formation and interaction of clouds and precipitating liquid and ice hydrometeors, kinematic effects of terrain, cumulus convection, and sensible and latent heat exchange between the atmosphere and the surface, which consists of multiple soil layers, vegetation, snow cover, canopy air, และ surface water

ตัวอย่างชุดสมการหลักของแบบจำลองทางคณิตศาสตร์ทางอุตุนิยมวิทยาแสดงดังชุดสมการต่อไปนี้

Equations of motion:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} + fv + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (14)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} - fu + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (15)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -u \frac{\partial w}{\partial x} - v \frac{\partial w}{\partial y} - w \frac{\partial w}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial z} - \frac{g\theta'_v}{\theta_0} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (16)$$

Thermodynamic equation:

$$\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} - v \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} - w \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} \right) + \left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} \right)_{rad} \quad (17)$$

Water species mixing ratio continuity equation:

$$\frac{\partial r_n}{\partial t} = -u \frac{\partial r_n}{\partial x} - v \frac{\partial r_n}{\partial y} - w \frac{\partial r_n}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial z} \right) \quad (18)$$

Mass continuity equation:

$$\frac{\partial \pi'}{\partial t} = -\frac{R\pi_0}{c_v \rho_0 \theta_0} \left(\frac{\partial \rho_0 \theta_0 u}{\partial x} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 v}{\partial y} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 w}{\partial z} \right) \quad (19)$$

โดยที่ u = East–West wind component

v = North–South wind component

w = Vertical wind component

f = Coriolis parameter

K_m = Eddy viscosity coefficient for momentum

K_h = Eddy viscosity coefficient for heat and moisture

θ_{il} = Ice-liquid water potential temperature

r_n = Water mixing ratio species of total water, rain, pristine crystals, aggregates, and snow

ρ = Density

rad = Subscript denoting tendency from radiation parameterization

g = Gravity constant

r_t = Total water mixing ratio

r_v = Water vapor mixing ratio

π = Total Exner function

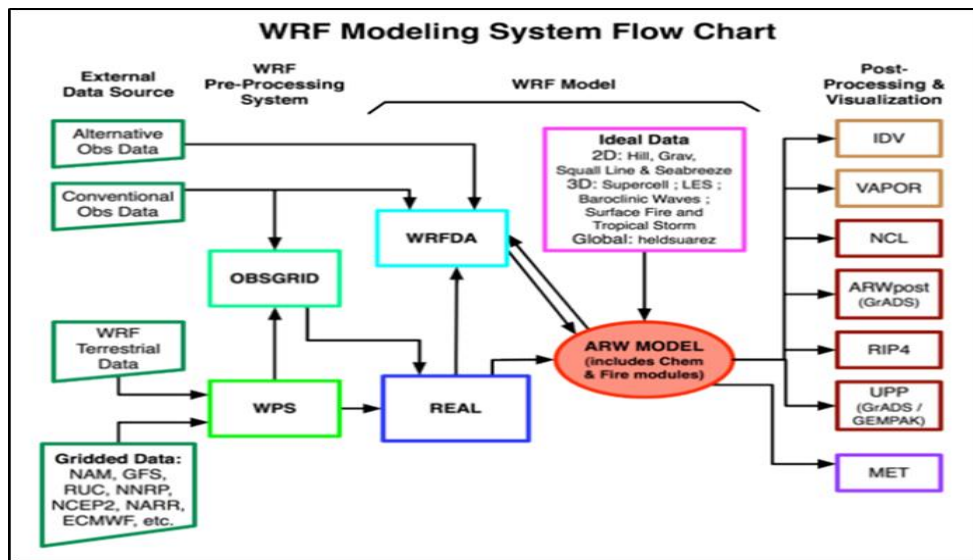
π' = Perturbation Exner function

θ_v = Virtual potential temperature

1. แบบจำลอง Weather Research and Forecasting (WRF)

แบบจำลอง WRF ได้รับการพัฒนาขึ้นเพื่อให้เป็นทั้งแบบจำลองสำหรับการวิจัยและแบบจำลองเพื่อใช้ปฏิบัติงานจริงด้านพยากรณ์อากาศ แบบจำลอง WRF เหมาะสำหรับการประมวลแบบจำลองที่มีรายละเอียดสูงตั้งแต่ 1 – 10 กม หรือมากกว่า แบบจำลองนี้มีความสามารถทั้งในการพยากรณ์อากาศเฉพาะพื้นที่ ไปจนถึงการพยากรณ์อากาศในระดับทวีป และเป็นแบบจำลองของบรรยากาศที่มีความทันสมัยมากที่สุดแบบจำลองหนึ่ง โดยได้มีการนำแบบจำลองนี้ไปใช้อย่างกว้างขวางทั่วโลก ทั้งเพื่อการวิจัยและการปฏิบัติงานจริง รวมถึงการใช้พยากรณ์อากาศของประเทศไทย

สำหรับโครงสร้างของแบบจำลอง WRF หลัก ๆ มีอยู่ 4 ส่วน คือ ส่วนแรกการเตรียมข้อมูลนำเข้า (External Data Source) ซึ่งเป็นการเตรียมข้อมูลไฟล์ภูมิประเทศ (Topography) และไฟล์อุตุนิยมวิทยา (Meteorology) ในช่วงเวลาที่เรากำลังต้องการทำการจำลองสภาพอากาศ จากนั้นส่วนที่สอง (Pre-Processing System) เป็นขั้นตอนการป้อนข้อมูลเริ่มต้นให้กับแบบจำลอง โดยใช้โปรแกรม WRF Preprocessing System (WPS) จะทำการผสมผสานไฟล์ ภูมิประเทศและไฟล์ข้อมูลอุตุนิยมวิทยาที่เตรียมมาเข้าด้วยกันจะได้ไฟล์ที่เตรียมพร้อมสำหรับประมวลผลในขั้นตอนที่สาม (WRF-ARW Model) และเมื่อสำเร็จจะได้ไฟล์ข้อมูลที่เป็นผลจากการประมวลผลของแบบจำลอง WRF ซึ่งสามารถนำมาแสดงผลในขั้นตอนสุดท้ายด้วยโปรแกรมแสดงผลกราฟฟิกหลายโปรแกรมด้วยกัน เช่น NCAR, GrADS, IDV เป็นต้น แสดงดังภาพ 29



ภาพ 29 โครงสร้างการทำงานของแบบจำลอง

ที่มา: WRF, 2017

Data assimilation

Data assimilation (DA) เป็นเทคนิคที่จะใช้ร่วมกับ NWP (Numerical weather prediction) และการคำนวณข้อผิดพลาดทางสถิติ โดยมีการปรับปรุง วิเคราะห์ มลพิษ บรรยากาศ มหาสมุทร และอื่น ๆ โดยสถานะต่าง ๆ จะแปรผันให้เข้าใกล้ผลตรวจวัดจริงไปเรื่อย ๆ ซึ่งความแตกต่างระหว่างการวิเคราะห์และการตรวจวัดจะถูกปรับปรุงให้มีความใกล้เคียงกับข้อมูลจริงมากขึ้น เทคนิค DA จะใช้ numerical forecast model ในการปรับข้อมูล จะสามารถรวมข้อมูลระหว่างผลตรวจวัดกับข้อมูลในการจำลองสภาพอนุกรมวิธานเพื่อประเมินสถานะของระบบทางกายภาพในการจำลองในสถานะการณ์ต่าง ๆ ทำให้ได้ผลที่สอดคล้องกับผลตรวจวัดจริงมากยิ่งขึ้น (WRFDA, 2017) โดยทั่วไป DA จะถูกใช้ในการพยากรณ์อุตุนิยมวิทยาเพื่อทำให้เงื่อนไขในการเริ่มต้นพยากรณ์ถูกต้องมากขึ้น (Lynch, 2002) นอกจากนี้ DA ยังสามารถใช้ในการพยากรณ์ได้ดีที่สุดเท่าที่เคยมีมาในการจำลองระดับชั้นบรรยากาศ (Compo, Whitaker และ Sardeshmukh, 2006; Simmons และคณะ, 2005) หลักที่สำคัญของเทคนิค DA มีอยู่ 3 อย่างด้วยกันคือ 1. การเตรียมข้อมูลตรวจวัดโดยโปรแกรม Observation Preprocessor (OBSPROC) 2. การปรับข้อมูลโดยวิธีการในเทคนิค Data assimilation ซึ่งในงานวิจัยนี้จะใช้วิธีที่เรียกว่า 3D-VAR และ 3. การเตรียมข้อมูล Background Error ซึ่งจะใช้ตามกรมอุตุนิยมวิทยา คือ CV3

1. Observation Preprocessor (OBSPROC)

เป็นโปรแกรมที่ใช้ในการเตรียมข้อมูลจากสถานีตรวจวัดต่าง ๆ ที่จะนำมาใช้ในเทคนิค Data assimilation ข้อมูลตรวจวัดที่สามารถนำเข้ามาได้มีทั้งหมด 18 ประเภทได้แก่ SYNOP, SHIPS, METAR, TEMP, AIREP, PILOT, AMDAR, PROFL, SATOB, SATEM, SSMT1, SSMT2, SSMI, GPSPW/ GPSZD, GPSRF, QSCAT และ BOGUS เป็นต้น (WRFDA, 2017) บทบาทของโปรแกรม OBSPROC มีดังต่อไปนี้

- 1.1 ลบ observations ที่อยู่นอกช่วงเวลาและนอกโดเมน (แนวนอนและบนสุด)
- 1.2 Re-order และผสานรายงานข้อมูลซ้ำกัน (เวลาและสถานี) ในแต่ละสถานี
- 1.3 ตรวจสอบความสอดคล้องในแนวตั้งและความน่าเชื่อถือสำหรับ observations หลายระดับความสูง
- 1.4 กำหนดข้อผิดพลาดใน observations ตามไฟล์ข้อผิดพลาดที่ระบุไว้ล่วงหน้า (pre-specified error file)
- 1.5 เขียนไฟล์ observations ที่จะใช้ใน WRF-Var ให้อยู่ในรูปแบบ ASCII หรือ BUFR โดยนำไฟล์ข้อมูลที่มีรูปแบบกลาง (LITTLE_R) มาใส่และเขียนข้อมูลขึ้นมาใหม่

2. 3D-VAR

3D-VAR เป็นวิธีการหนึ่งในการใช้เทคนิค DA ซึ่งจะทำการปรับปรุงข้อมูลระหว่างผลตรวจวัดที่ได้จากโปรแกรม OBSPROC กับข้อมูลจากโมเดลจำลอง โดยจะทำการปรับค่าให้เข้าใกล้กับข้อมูลจากผลตรวจวัดมากที่สุดโดยมี Cost function เข้ามาใช้ในการคำนวณ

$$J(x) = \frac{1}{2} (x - xb)^T B^{-1} (x - xb) + \frac{1}{2} (Y_0 - \mathcal{H}(x))^T R^{-1} (Y_0 - \mathcal{H}(x)) \quad (20)$$

เมื่อ Minimum $J(x) \rightarrow \nabla_x J(x_a) = 0$

x_a = Analysis field, xb : Background field

Y_0 = Observations, \mathcal{H} : non-linear/linear observation operator

R = Observation error covariance matrix

B = Background error covariance matrix (BEC)

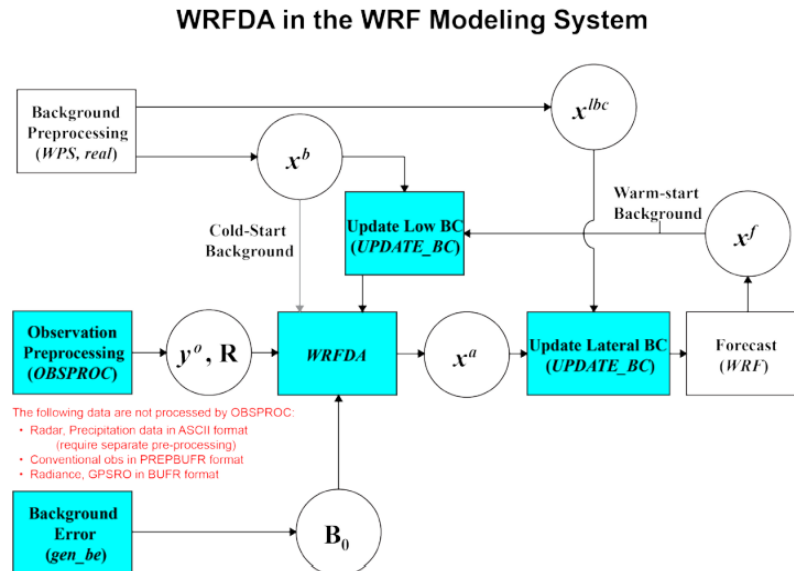
มีวิธีการในการใช้เทคนิค DA อยู่ทั้งหมด 4 วิธีการ คือ EnKF (Kalman filter formulas), 3D-Var (3-Dimensional Variational Analysis), 3D-Var Hybrid, 4D-Var (4-Dimensional Variational Analysis) ซึ่งส่วนใหญ่จะนิยมใช้เทคนิค 3D-Var และ 4D-Var (WRFDA, 2017) ซึ่งมีข้อดีและข้อเสียดังตาราง 10

ตาราง 10 ตารางเปรียบเทียบข้อดีและข้อเสียของเทคนิค Data assimilation

| | ข้อดี | ข้อเสีย |
|---------------|--|---|
| 3D-Var | งบประมาณต่ำ และใช้ในการปฏิบัติงานพยากรอากาศ | ค่าสถิติข้อผิดพลาดรวมเกิดขึ้น มีประสิทธิภาพที่จำกัด |
| 4D-Var | สามารถใช้ observations ณ ช่วงเวลาที่เจาะจงได้ ข้อผิดพลาดรวมจะถูกทำให้กลมกลืน การวิเคราะห์ทางพลศาสตร์และฟิสิกส์มีความสมดุล ชัดเจน และถูกต้อง วิเคราะห์ได้หลาย observation พร้อมกัน สามารถใช้เกณฑ์การประมาณได้หลายแบบพร้อมกัน สามารถใช้ observations ทั้งหมดจากสถานีที่มีการรายงานข้อมูลตลอดเวลาได้ (ความละเอียดสูง) และการแสดงผลดีกว่า 3D-Var | ใช้งบประมาณสูง การทำ 4D-Var ในรูปแบบของ hot start run เป็นการยากที่จะใช้คอมพิวเตอร์ในปัจจุบันทำ ต้องการ TL/AD models ซึ่งเป็นการยากที่จะทำ ข้อมูลใหม่ ๆ เสมอ |
| EnKF | ง่ายต่อการออกแบบ ไม่มีการข้ามหรือลดขนาดสิ่งจำเป็น สามารถประเมินข้อผิดพลาดรวมได้ ช่วยให้สามารถดูประวัติข้อผิดพลาดในการพยากรณ์ได้อย่างสมบูรณ์ สามารถใช้ model ได้เต็มรูปแบบรวมทั้งใช้ non-differentiable และ stochastic terms ประมาณการข้อผิดพลาดได้โดยชัดเจน และสามารถใช้ได้ในการพยากรณ์ทุกรูปแบบ | ใช้งบประมาณสูง วิเคราะห์ที่หนึ่ง observation ต่อหนึ่งเวลานั้น ๆ ในแต่ละครั้งค่าใช้จ่ายจะยิ่งเพิ่มขึ้น สามารถใช้เกณฑ์การประมาณได้จำกัด และค่าเฉลี่ยและความแปรปรวนจากตัวอย่างขนาดเล็กโดยสมมติว่ามีการกระจายแบบ Gaussian distributions ยังอยู่ในการทดลอง (อาจเทียบหรือดีกว่า 3D-Var ได้เล็กน้อย) |
| Hybrid | สามารถหาค่า Error of the day จาก 3D-Var หรือ 4D-Var ได้ ใช้งานง่าย | ยังอยู่ในช่วงทดลอง งบประมาณค่อนข้างสูง |

ที่มา: Meteorological Information Center, CWB, Taiwan (2017)

3. โครงสร้างของเทคนิค Data assimilation



ภาพ 30 โครงสร้างการทำงานของเทคนิค Data assimilation

หมายเหตุ: เมื่อ x^b คือ ผลจากการเตรียมข้อมูลพื้นฐานด้วยโปรแกรม WPS/real.exe output.
 x^{lbc} คือ ขอบเขตของพื้นที่ศึกษาเตรียมข้อมูลด้วยโปรแกรม WPS/real.exe output.
 x^a คือ ผลวิเคราะห์จาก WRFDA data assimilation system.
 x^f คือ ผลจากการจำลองครั้งแรกของ WRF model เรียกว่า forecast output
 y^o คือ ผลของการประมวลผลข้อมูลของผลการตรวจวัด โดยโปรแกรม OBSPROC.
 B^0 คือ background error statistic จาก generic BE data (CV3) or gen_be.
 R คือ observational และ representative error statistics.

ที่มา: WRF, 2017

งานวิจัยที่เกี่ยวข้อง

การศึกษาวิจัยเกี่ยวกับเทคนิค Data assimilation นั้นมีอยู่หลายประเภทในต่างประเทศ ทั้งการศึกษาด้านสภาพอากาศ ด้านการแพร่กระจายมลพิษ และการศึกษาเพื่อดูประสิทธิภาพของการจำลองโดยใช้ข้อมูลตรวจวัดต่าง ๆ ในประเทศเกาหลีใต้มีการศึกษาการแพร่กระจาย

ของไอโซนในพื้นที่ที่เป็นภูเขาเพื่อปรับปรุงคุณภาพการจำลองของลมทะเลที่ส่งผลกระทบต่อ การแพร่กระจายก๊าซไอโซนผลที่ได้จากการเปรียบเทียบกับข้อมูลตรวจวัดโดยใช้เทคนิค Data assimilation ด้วยวิธี Three-Dimensional Variational (3D-Var) เมื่อเปรียบเทียบผลโดยนำผลการจำลองที่ได้มา เปรียบกับผลการตรวจวัดของสถานีตรวจวัดผลการจำลองระหว่างไม่มีการใช้เทคนิค DA กับ มีการใช้ เทคนิค DA ปรากฏว่าการจำลองสภาพอากาศที่มีเทคนิค DA มีความแม่นยำและใกล้เคียงกับผล ตรวจวัดจริงมากกว่าโดยมีค่าความเร็วลมที่ความแม่นยำมากขึ้น 30% และทิศทางลมที่มีข้อผิดพลาด ลดลง กว่า 37% (Park, Lee and Lee, 2014)

ในเมืองเอเทนประเทศกรีซได้มีการใช้เทคนิค DA มาเปรียบเทียบกับผลตรวจวัด ในพื้นที่ในการจำลองเกี่ยวกับอุณหภูมิในเขตตัวเมืองโดยใช้ค่าสถิติมาเปรียบเทียบได้แก่ MBE (Mean Bias Error, RMSE (Root Mean Square Error), IOA (Index Of Agreement), HR (Heart Rate) และค่า R (Rate Error) โดยผลที่ได้จากการเปรียบเทียบคือ 0.23°C, 1.33°C, 0.93°C, 0.85°C และ 0.96°C ตามลำดับซึ่ง ถือว่าอยู่ในเกณฑ์ที่ดีมีความใกล้เคียงกับผลตรวจวัดอย่างเห็นได้ชัด (Giannaros และคณะ, 2013)

นอกจากการจำลองสภาพอากาศแล้วการใช้เทคนิค DA เพื่อปรับปรุงคุณภาพของการ จำลองยังทำได้ในการจำลองปริมาณน้ำฝนสถานการณ์ฝนตกหนัก การก่อตัวและทิศทางของพายุ ยังสามารถให้ผลที่ดีกว่าการจำลองแบบไม่ใช้เทคนิค DA อีกด้วย ที่อ่าวเบงกอร์ได้มีการจำลอง การก่อตัวและทิศทางของพายุในเดือนตุลาคมปี 2013 โดยใช้เทคนิค DA เปรียบเทียบกับการจำลอง แบบปกติ ผลที่ได้จากการจำลองโดยใช้เทคนิค DA มีค่าของ Track error ที่ลดน้อยลงกว่าการจำลอง แบบปกติอย่างเห็นได้ชัด (Hima Bindu และคณะ, 2016)

มีการศึกษาเพื่อดูประสิทธิภาพของการจำลองด้วยเทคนิค DA โดยใช้วิธี 3D-Var ที่บริเวณพื้นที่กักเก็บน้ำBrue ทางตะวันตกเฉียงใต้ของประเทศอังกฤษเพื่อใช้งานทางอุทกวิทยา โดยมี การแบ่งการทดลองออกเป็น 5 การทดลอง ได้แก่ 1. Data assimilation กับข้อมูลตรวจวัดภาคพื้นดิน และเบื้องสูงจาก NCAR 2. Data assimilation กับข้อมูลเรดาร์ 3. Data assimilation กับข้อมูลเรดาร์ที่มี การปรับค่ากับข้อมูลตรวจวัดจริงจาก rain gauge 4. Data assimilation กับข้อมูลที่มีการผสมรวม ระหว่างข้อมูลจาก NCAR กับ เรดาร์ 5. Data assimilation กับข้อมูลที่มีการผสมรวมระหว่างข้อมูล NCAR กับ เรดาร์ที่มีการปรับค่ากับ rain gauge และมีการจำลอง WRF model แบบปกติเพื่อดู ประสิทธิภาพคู่กันไปด้วยการทดลองทั้งหมดเปรียบเทียบกับข้อมูลตรวจวัดจริงของฝน ผลการ ทดสอบประสิทธิภาพพบว่า การทดลองที่ 4. Data assimilation กับข้อมูลที่มีการผสมรวมระหว่าง ข้อมูลจาก NCAR กับ เรดาร์ มีผลการจำลองที่ใกล้เคียงกับผลตรวจวัดจริงมากที่สุด มีความคลาด เคลื่อนเพียง 12% ในขณะที่การจำลอง WRF model มีความคลาดเคลื่อนถึง 99% ในโดเมนที่ 3 (Dom03) (Liu, Bray และHan, 2013)

มีการจำลองที่คล้ายกันเพื่อที่จะทดสอบศักยภาพในการจำลองฝนตกหนัก โดยใช้เทคนิค DA ด้วยข้อมูลตรวจวัดจากหลายข้อมูล โดยแบ่งการทดลองออกเป็น 4 การทดลอง

1. จำลองโดยไม่มีการใช้เทคนิค data assimilation
2. Data assimilation ด้วยข้อมูลตรวจวัดจากภาคพื้นดินและเบื้องสูงภายในพื้นที่
3. Data assimilation ด้วยข้อมูลตรวจวัดจากเรดาร์
- และ 4. Data assimilation ด้วยข้อมูลที่ผสมระหว่างข้อมูลตรวจวัดภาคพื้นดินกับเบื้องสูงภายในพื้นที่ และข้อมูลตรวจวัดจากเรดาร์ ผลปรากฏว่า การทดลองที่มีการใช้เทคนิค DA ทั้งหมดมีศักยภาพสูงกว่าการทดลองที่ไม่ได้ใช้เทคนิค DA และผลที่ดีที่สุดเมื่อเทียบกันแล้วคือการทดลองที่ 2. Data assimilation ด้วยข้อมูลตรวจวัดจากภาคพื้นดินและเบื้องสูงภายในพื้นที่ (Maiello และคณะ, 2014)

มีการศึกษาที่เน้นดูถึงประสิทธิภาพในการใช้ข้อมูลเรดาร์เข้ามาทำการ DA โดยเปรียบเทียบระหว่าง Data assimilation ด้วยข้อมูลจากเรดาร์เพียงอย่างเดียวกับ Data assimilation ด้วยข้อมูลตรวจวัดภาคพื้นดินผสมกับข้อมูลเรดาร์ ผลที่ได้สรุปว่า Data assimilation ด้วยข้อมูลผสมระหว่างข้อมูลตรวจวัดภาคพื้นดินกับข้อมูลเรดาร์ ให้ผลการปรับปรุงที่แม่นยำกว่าในการพยากรณ์รายชั่วโมง (Sokol, 2011)

นอกจากนี้ยังมีการศึกษาที่ศึกษาเพื่อดูถึงศักยภาพของการจำลองปริมาณฝนในระยะสั้น โดยเทียบระหว่างการจำลองที่ไม่มีการใช้เทคนิค Data assimilation กับการจำลองที่มีการใช้เทคนิค Data assimilation ด้วยข้อมูลจากเรดาร์ ผลการทดลองพบว่าในการจำลองที่มีการใช้เทคนิค Data assimilation ด้วยข้อมูลจากเรดาร์ ให้ผลที่ดีกว่าทั้งในด้านของค่าสถิติและปริมาณฝนของการจำลองที่ให้ค่าที่ใกล้เคียงกับผลตรวจวัดว่าการจำลองที่ไม่มีการใช้เทคนิค Data assimilation (Moser, 2014)

วิจัยที่มีความน่าสนใจซึ่งศึกษาเกี่ยวกับการจำลองการเคลื่อนตัวของมรสุมอินเดีย โดยแบ่งออกเป็น 4 การทดลอง

1. การจำลองโดยไม่มี Data assimilation
2. Data assimilation ด้วยข้อมูล National Centers for Environmental Prediction (NCEP)
3. Data assimilation ด้วยข้อมูล Global Telecommunication System (GTS)
4. Data assimilation ด้วยข้อมูลผสมระหว่าง NCEP กับ GTS

ซึ่งผลของการทดลองที่ได้เมื่อนำมาเปรียบเทียบโดยใช้ค่าสถิติ BIAS scores (BSs) และค่า equitable threat scores (ETs) พบว่าในค่า ETs การทดลองที่ 4. Data assimilation ด้วยข้อมูลผสมระหว่าง NCEP กับ GTS ให้ผลที่ดีกว่าในทุกๆ การทดลองแล้วมีค่าที่ใกล้เคียงกว่าและในค่าสถิติ BIAS การทดลองที่ 3. Data assimilation ด้วยข้อมูล Global Telecommunication System (GTS) ให้ผลที่ดีกว่าในทุกๆ การทดลองแล้วมีค่าที่ใกล้เคียงกว่า (Kumar, 2014)

บทที่ 3

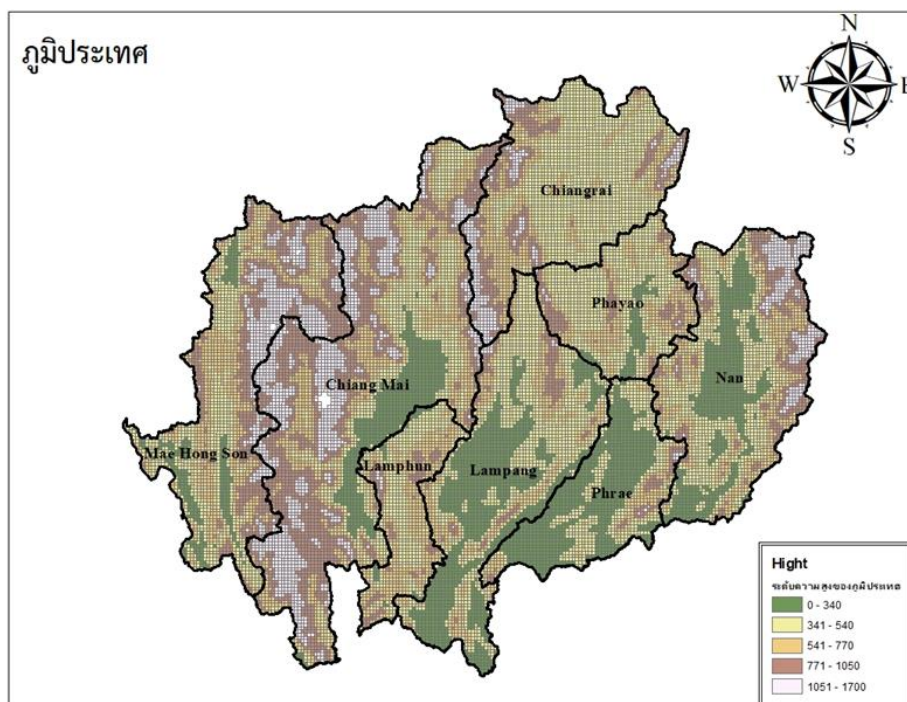
วิธีดำเนินการวิจัย

งานวิจัยนี้ศึกษาเพื่อพัฒนาการจำลองสภาพอุตุนิยมวิทยาในช่วงฝนตกหนักของ WRF model โดยใช้เทคนิค Data assimilation ให้มีคุณภาพในการจำลองมีความถูกต้องและแม่นยำมากยิ่งขึ้น โดยการนำเข้าข้อมูลตรวจวัดต่าง ๆ เช่น ข้อมูลตรวจวัดภาคพื้นดิน ข้อมูลตรวจวัดเบื้องสูง ข้อมูลตรวจวัดจากเรดาร์ และจากกรมอุตุนิยมวิทยาและแหล่งข้อมูลอื่นที่น่าเชื่อถือ เพื่อนำเข้าไปปรับปรุงผลการจำลองโดยเทคนิค Data assimilation ใน WRF model เพื่อให้สามารถนำข้อมูลผลการจำลองไปใช้ในการพยากรณ์สภาพอุตุนิยมวิทยาในช่วงฝนตกหนัก เพื่อนำไปวิเคราะห์คาดการณ์ฝนที่จะเกิดขึ้น และการเตรียมการป้องกันแก้ไขภัยพิบัติทางด้านอุทกภัยได้อย่างมีประสิทธิภาพ และเป็นต้นแบบในการนำไปใช้ในการจำลองโดยเทคนิค Data assimilation ในพื้นที่ภาคเหนือตอนบนและประเทศไทย

การคัดเลือกกรณีศึกษา

1. พื้นที่ศึกษา

พื้นที่ภาคเหนือตอนบนเป็นพื้นที่ต้นน้ำที่สำคัญและเป็นพื้นที่ต้นเหตุที่จะส่งผลกระทบต่อเมืองไปยังหลายจังหวัดในพื้นที่ภาคเหนือตอนล่างและภาคกลางหากเกิดภัยพิบัติด้านอุทกภัย และเนื่องจากในปี 2554 มีเหตุการณ์น้ำท่วมครั้งใหญ่ขึ้นพื้นที่ภาคเหนือตอนบนมีลักษณะภูมิประเทศส่วนใหญ่เป็นภูเขาสลับซับซ้อน และจากการตรวจสอบข้อมูลตรวจวัด มีข้อมูลตรวจวัดสมบูรณ์ และมีสถานีตรวจวัดทั้งหมด 63 สถานีสำหรับเปรียบเทียบข้อมูลฝน และ ข้อมูลตรวจวัดสมบูรณ์ มีสถานีตรวจวัดทั้งหมด 12 สถานีสำหรับเปรียบเทียบข้อมูลสภาพอุตุนิยมวิทยา การศึกษานี้ จึงได้เลือกเขตพื้นที่ภาคเหนือตอนบนขอบเขตแสดงในภาพ 31



ภาพ 31 แผนที่ขอบเขตพื้นที่ศึกษา ภูมิประเทศ และสถานีตรวจวัดฝนพื้นที่ภาคเหนือ
ตอนบน

2. ช่วงเวลาที่จะศึกษา

ทำการวิเคราะห์ข้อมูลปริมาณฝนปี 2560 โดยการนำข้อมูลฝนจากสถานีตรวจวัดกรมอุตุนิยมวิทยาและข้อมูลตรวจวัดจากเรดาร์ ในแต่ละเดือนและในแต่ละวันมาเรียงกันเพื่อคัดเลือกกรณีศึกษา โดยการคัดเลือกกรณีศึกษาจะใช้เกณฑ์ปริมาณฝนของกรมอุตุนิยมวิทยา ซึ่งแบ่งเกณฑ์ฝนออกเป็นฝนรายวัน การคัดเลือกกรณีศึกษาจะมุ่งเน้นวันที่มีฝนตกหนักถึงตกหนักมาก ซึ่งเกณฑ์ฝนดังกล่าวเป็นปริมาณฝนที่ทำให้ภาคเหนือตอนบนเกิดน้ำท่วมเป็นส่วนใหญ่ เกณฑ์ปริมาณฝน (มิลลิเมตรต่อวัน)

2.1 ฝนเล็กน้อย (Light Rain) ฝนตกมีปริมาณตั้งแต่ 0.1 มิลลิเมตร ถึง 10 มิลลิเมตร

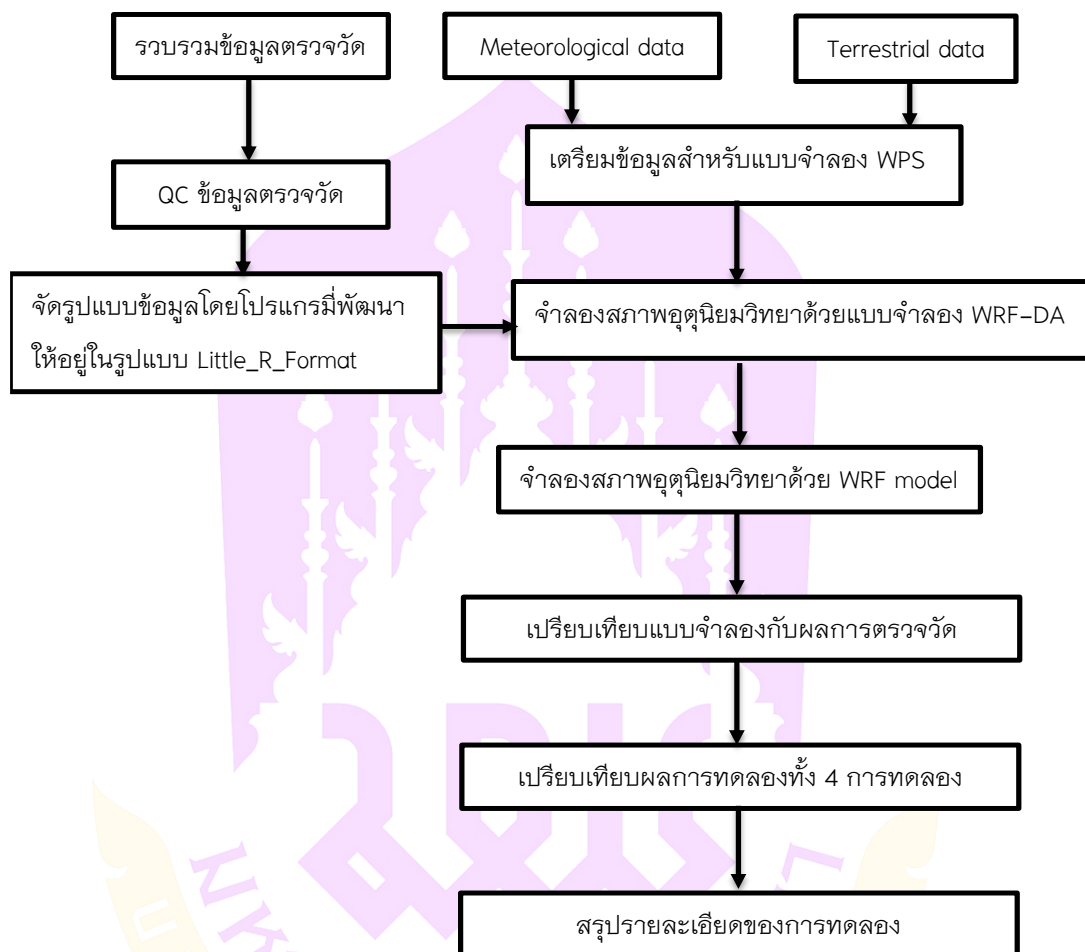
2.2 ฝนปานกลาง (Moderate Rain) ฝนตกมีปริมาณตั้งแต่ 10.1 มิลลิเมตร ถึง 35 มิลลิเมตร

2.3 ฝนหนัก (Heavy Rain) ฝนตกมีปริมาณตั้งแต่ 35.1 มิลลิเมตร ถึง 90.0 มิลลิเมตร

2.4 ฝนหนักมาก (Very Heavy Rain) ฝนตกมีปริมาณตั้งแต่ 90.1 มิลลิเมตร ขึ้นไป

การจำลองพยากรณ์ฝนด้วยเทคนิค Data assimilation

1. ขั้นตอนการศึกษา



ภาพ 32 แผนผังขั้นตอนการศึกษา

งานวิจัยนี้ทำการศึกษาและพัฒนา การจำลองฝนตกหนักและขั้นตอนในการศึกษา แสดงในภาพ 32 มีรายละเอียดดังต่อไปนี้

- 1.1 จัดหาข้อมูลตรวจวัดจากเรดาร์ ข้อมูลตรวจวัดภาคพื้นดิน และข้อมูลตรวจวัดเบื้องสูง
- 1.2 ตรวจสอบ ควบคุมคุณภาพข้อมูลตรวจวัดต่าง ๆ ที่มีทำการ QC ข้อมูลตรวจวัดจากเรดาร์ โดยใช้โปรแกรมที่ถูกพัฒนาขึ้นจากทางกรมอุตุนิยมวิทยาได้หวัน (Bureau, 2017)
- 1.3 วิเคราะห์ข้อมูลตรวจวัดเพื่อเลือกกรณีศึกษาช่วงที่มีเหตุการณ์ฝนตกหนัก
- 1.4 ติดตั้งและทดลองใช้แบบจำลองอุตุนิยมวิทยา WRF model และ WRFDA (Data assimilation)

1.5 แปลงข้อมูลตรวจวัดจากเรดาร์ ข้อมูลตรวจวัดภาคพื้นดิน และข้อมูลตรวจวัดเบื้องสูง ให้อยู่ในรูปแบบสำหรับนำเข้าแบบจำลอง WRF-DA model ในรูปแบบ Little_R_Format

1.6 จำลองช่วงกรณีศึกษาที่เลือก แบ่งตามกรณีศึกษาที่ได้ออกแบบไว้

1.7 ประเมินความถูกต้องให้เหมาะสมกับการจำลองในพื้นที่ภาคเหนือตอนบน โดย การประเมินความถูกต้องใช้ทั้งการเปรียบเทียบโดยรูปภาพ กราฟ(Graphical comparison) และค่าพารามิเตอร์ทางสถิติ

1.8 วิเคราะห์ผลการจำลองและความคลาดเคลื่อนของการจำลองในแต่ละกรณีศึกษา

1.9 สรุปผลการศึกษาและเขียนรายงาน

2. กรณีศึกษา

ได้มีการออกแบบกรณีศึกษาออกเป็น 4 การทดลอง เพื่อเปรียบเทียบผลของการจำลอง โดยใช้เทคนิค Data assimilation ว่าการจำลองด้วยข้อมูลตรวจวัดชนิดใดให้ผลออกมาที่มีความถูกต้องและแม่นยำมากที่สุด โดยมีรายละเอียดดังนี้

2.1 จำลอง WRF model โดยไม่มีการใช้เทคนิค Data assimilation (Normal)

2.2 Data assimilation ด้วยข้อมูลผลตรวจวัดภาคพื้นดินและข้อมูลตรวจวัดเบื้องสูง (DA1)

2.3 Data assimilation ด้วยข้อมูลผลตรวจวัดจาก เรดาร์ (DA2)

2.4 Data assimilation ด้วยข้อมูลผลตรวจวัดที่มีการรวมกันของข้อมูลตรวจวัดภาคพื้นดินและข้อมูลตรวจวัดเบื้องสูง และ เรดาร์ (DA3)

3. ข้อมูลนำเข้าสำหรับ WRF model และ Data assimilation

3.1 ข้อมูล GFS นำเข้าจาก NCEP GFS 0.25 Degree Global Forecast Grids Historical Archive เว็บไซต์ <https://rda.ucar.edu/datasets/ds084.1/index.html> ข้อมูล NCEP GFS (ds084.1) มีความละเอียดกริดข้อมูล 0.25 องศา

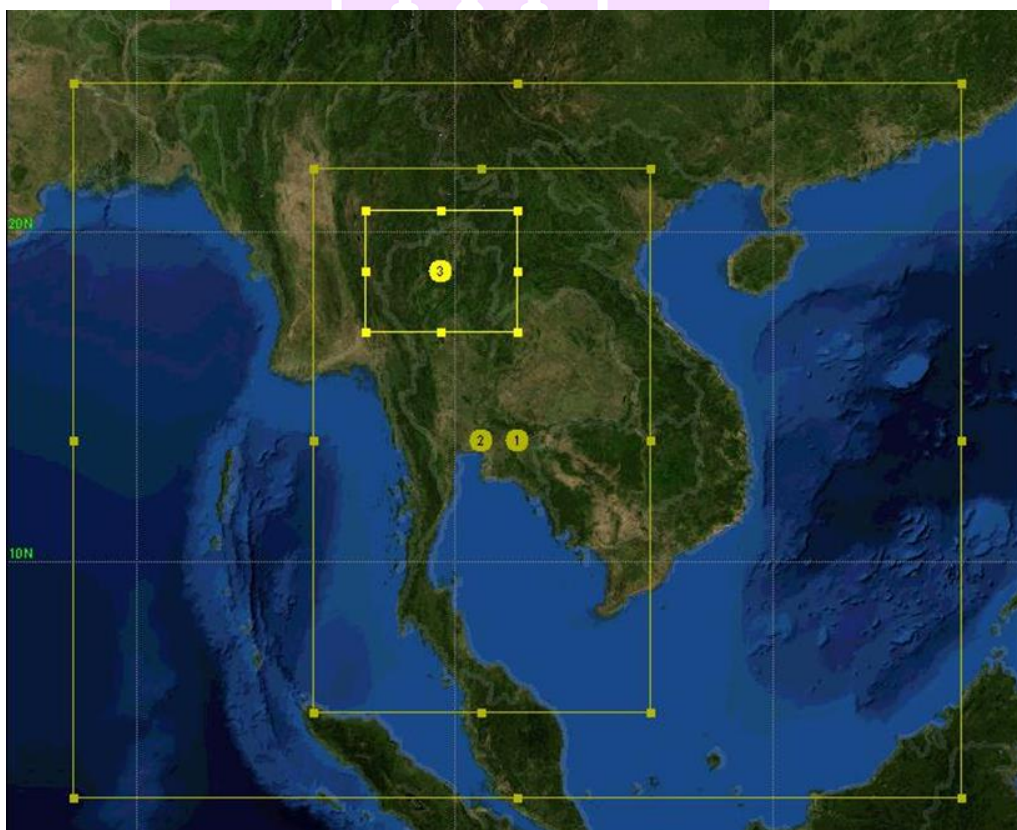
3.2 ข้อมูล NCAR มีจำนวน 2 ชุดข้อมูล คือ NCEP ADP Operational Global Surface Observations (ds351.0) และ Upper Air Observations (ds353.4) เป็นข้อมูลตรวจวัดที่รวบรวมจากทั่วโลกมีทั้งข้อมูลตรวจวัดภาคพื้นดินซึ่งจะรายงานผลทุก 3 ชั่วโมง และข้อมูลตรวจวัดจากเบื้องสูงซึ่งจะรายงานผลทุก 6 ชั่วโมง พารามิเตอร์ที่มีการตรวจวัดได้แก่ pressure, geopotential height, temperature, dew point depression, wind direction และ speed ชุดข้อมูลทั้ง 2 นั้นจะต้องทำการปรับรูปแบบการจัดเรียงของข้อมูลให้อยู่ในรูปแบบที่เหมาะสมก่อนที่จะนำเข้าสู่โมเดลจำลอง (รูปแบบ LITTLE_R)

3.3 ข้อมูลเรดาร์ ในภาคเหนือตอนบนมี 2 สถานี สถานีเรดาร์ที่ใช้ในการวิจัยนี้คือ สถานีเรดาร์อมก๋อย อ.อมก๋อย จ.เชียงใหม่ พารามิเตอร์ที่ตรวจวัด ได้แก่ ฝน ฝนฟ้าคะนอง พายุ ลูกเห็บ หิมะ เมฆ อุณหภูมิ ทิศทางและความเร็วลม จะทำการขอข้อมูลไปยังกรมฝนหลวงและการบิน

เกษตรและเตรียมข้อมูลโดยการแปลงชุดข้อมูลให้อยู่ในรูปแบบที่สามารถนำเข้าแบบจำลองได้ โดยโปรแกรม Pre Proc_Radar (รูปแบบ LITTLE_R)

4. การตั้งค่าแบบจำลอง WRF

การศึกษานี้ออกแบบขอบเขตพื้นที่จำลองและความละเอียดกริด โดเมนภายนอก (D01) จำลองมีความละเอียดเท่ากับ 18 km² โดเมนภายใน (D02) มีความละเอียดขนาด 6 km² โดเมนภายใน (D03) มีความละเอียดขนาด 2 km² รายละเอียดแสดงดังภาพ 33 รายละเอียดการตั้งค่า Physical parameters ที่เลือกใช้ได้แสดงในตาราง 11 ซึ่งได้ประยุกต์ใช้จาก กรมอุตุนิยมวิทยาประเทศไทย (กรมอุตุนิยมวิทยา, 2559) และกรมอุตุนิยมวิทยาประเทศไต้หวัน (Bureau, 2017)



ภาพ 33 ภาพแสดงการตั้งค่าขอบเขตพื้นที่จำลอง

ตาราง 11 รายละเอียดการตั้งค่า Physical parameters

| Parameters | Option |
|----------------------------------|--|
| PBL Physics | YSU [Hong, Noh and Dudhia (2006, MWR)] |
| Microphysics | WSM6 [Hong and Lim (2006, JKMS)] |
| Cumulus Parameterization | Kain–Fritsch [Kain (2004, JAM)] |
| Radiation Physics(ra_sw_physics) | RRTMG [Iacono et al. (2008, JGR)] |
| Radiation Physics(ra_lw_physics) | RRTMG [Iacono et al. (2008, JGR)] |

การประเมินความถูกต้องของแบบจำลอง

การประเมินความถูกต้องของการพยากรณ์ สภาพอุตุนิยมวิทยาและฝน จากแบบจำลองทำการเปรียบเทียบทั้งข้อมูลตรวจวัดสภาพอุตุนิยมวิทยาและฝนภาคพื้นดินจำนวน 63 สถานี เปรียบเทียบกับข้อมูลดาวเทียม นอกจากนี้ยังเปรียบเทียบกับผลการจำลอง Reanalysis dataset GDAS ที่มีการนำข้อมูลตรวจวัดมาปรับแล้วด้วย โดยทำการประเมินเปรียบเทียบกับชุดข้อมูลต่าง ๆ โดยการจะใช้กราฟ รูปภาพเปรียบเทียบ และค่าทางสถิติในการประเมินความถูกต้องเทียบกับข้อมูลการตรวจวัด ซึ่งค่าสถิติที่ใช้มีรายละเอียดดังนี้

ค่าสถิติที่ใช้เปรียบเทียบฝน

Root mean square error (RMSE)

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum(model - Obs)^2}{n}} \quad (21)$$

Bias

$$BIAS = 1/n \sum_{i=1}^n (model - Obs.) \quad (22)$$

Threat score (Critical Success Index)

$$TS = \frac{a}{a + b + c} = \frac{hits}{forecasted \text{ or } observed \text{ events}} \quad (23)$$

Probability of Detection (POD)

$$POD = \frac{a}{a + C} = \frac{hits}{Observed \text{ event}} \quad (24)$$

False Alarm Rate (FAR) indexes

$$FAR = \frac{b}{a + b} = \frac{false}{forecasted \text{ event}} \quad (25)$$

ข้อมูลตรวจวัดจากดาวเทียม Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMap) เป็นดาวเทียมที่มีความละเอียดในการตรวจวัด 0.1 องศา ตรวจวัดฝนทุก 1 ชั่วโมง ข้อมูลจาก <https://sharaku.eorc.jaxa.jp/GSMaP/> ข้อมูล Global Data Assimilation System (GDAS) เป็นข้อมูลที่มีการทำ Data Assimilation มาแล้วมีความละเอียด 0.25 องศา นำมาเป็นข้อมูลนำเข้าโมเดลจำลอง WRF เพื่อเป็นข้อมูลพื้นฐานในการเปรียบเทียบข้อมูลจาก National Centers for Environmental Prediction <https://rda.ucar.edu/datasets/ds083.3>

ค่าสถิติที่ใช้เปรียบเทียบสภาพอุตุนิยมวิทยา

Mean Normalized Bias:

$$MNB = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{(M_i - O_i)}{O_i} \quad (25)$$

Mean Normalized Gross Error:

$$MNE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left| \frac{M_i - O_i}{O_i} \right| \quad (26)$$

Mean Fractional Bias:

$$MFB = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{(M_i - O_i)}{\left[\frac{(M_i + O_i)}{2} \right]} \quad (27)$$

Mean Fractional Gross Error:

$$MFE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{|M_i - O_i|}{\left[\frac{(M_i + O_i)}{2} \right]} \quad (28)$$

Index of agreement:

$$IOA = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (M_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N (|M_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \quad (29)$$

Factor of two:

$$FA2 = \frac{N_{[0.5,2]}}{N} \quad (30)$$

โดยที่ M_i = ค่าจากแบบจำลอง

\bar{M} = ค่าเฉลี่ยจากแบบจำลอง

N = จำนวนข้อมูลทั้งหมด

O_i = ค่าจากการตรวจวัด

\bar{O} = ค่าเฉลี่ยจากการตรวจวัด

บทที่ 4

ผลการวิจัย

การศึกษา ผลของ data assimilation ด้วยข้อมูลตรวจวัดจากเรดาร์ในการจำลองสภาพอุตุนิยมวิทยาช่วงฝนตกหนักบริเวณภาคเหนือตอนบนของประเทศไทย มีวัตถุประสงค์ เพื่อปรับปรุงคุณภาพของการจำลองสภาพอุตุนิยมวิทยาในพื้นที่ภาคเหนือตอนบนประเทศไทยด้วยวิธีการ Data assimilation ด้วยข้อมูลตรวจวัดจากเรดาร์ และเพื่อศึกษาผลของการใช้ชุดข้อมูลตรวจวัดจาก Surface & Upper air และ Radar ในการจำลองสภาพอุตุนิยมวิทยาในพื้นที่ภาคเหนือตอนบนประเทศไทยด้วยวิธีการ Data assimilation โดยมีขอบเขตของการศึกษาคือ การพยากรณ์เหตุการณ์สภาพอุตุนิยมวิทยาและฝนตกหนักในภาคเหนือตอนบนโดยใช้ข้อมูลตรวจวัดจาก ภาคพื้น เบื้องสูง และเรดาร์ ด้วยวิธีการ Data assimilation โดยใช้ แบบจำลอง Weather Research and Forecasting (WRF) model version 3.4.1 จำลองกรณีศึกษาเหตุการณ์ฝนตกหนัก วันที่ 17 – 20 กรกฎาคม พ.ศ. 2560 ด้วยข้อมูลนำเข้า NCEP GFS 0.25 Degree Global Forecast Grids Historical Archive โดยมีการทดลองทั้งหมด 4 การทดลอง ดังต่อไปนี้

Normal คือ จำลอง WRF model โดยไม่มีการใช้เทคนิค Data assimilation

DA1 คือ Data assimilation ด้วยข้อมูลผลตรวจวัดภาคพื้นดินและข้อมูลตรวจวัดเบื้องสูง

DA2 คือ Data assimilation ด้วยข้อมูลผลตรวจวัดจาก เรดาร์

DA3 คือ Data assimilation ด้วยข้อมูลผลตรวจวัดที่มีการรวมกันของข้อมูลตรวจวัดภาคพื้นดินและข้อมูลตรวจวัดเบื้องสูง และ เรดาร์

การเลือกกรณีศึกษา

ในการศึกษานี้ได้เลือกช่วงเวลาที่มิได้รับผลกระทบจากปรากฏการณ์รุนแรงทางสภาพอากาศจากความแปรปรวนอุณหภูมิพื้นผิวน้ำทะเลในมหาสมุทรแปซิฟิก ซึ่งมีหลายการศึกษาพบว่า มีผลต่อการเปลี่ยนแปลงปริมาณฝนในประเทศไทย โดยพิจารณาจากค่าดัชนี Oceanic Niño Index (ONI) จาก National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA, 2017) และเลือกเป็นปีที่มีเหตุการณ์เกิดขึ้นใหม่ที่สุด จากภาพ 10 ปี 2013 เป็นปีที่ไม่ได้รับผลกระทบจากปรากฏการณ์ Cold & Warm Episodes แต่เนื่องจากข้อมูล GFS 0.25° ที่จะนำมาใช้ใน WRF model ไม่มีข้อมูลที่เก่ากว่าปี 2015 จึงได้เลือกปี 2017 ซึ่งได้รับผลกระทบเพียงเล็กน้อยในปลายปี แสดงดังภาพ 34

| Year | DJF | JFM | FMA | MAM | AMJ | MJJ | JJA | JAS | ASO | SON | OND | NDJ |
|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 2000 | -1.7 | -1.4 | -1.1 | -0.8 | -0.7 | -0.6 | -0.6 | -0.5 | -0.5 | -0.6 | -0.7 | -0.7 |
| 2001 | -0.7 | -0.5 | -0.4 | -0.3 | -0.3 | -0.1 | -0.1 | -0.1 | -0.2 | -0.3 | -0.3 | -0.3 |
| 2002 | -0.1 | 0.0 | 0.1 | 0.2 | 0.4 | 0.7 | 0.8 | 0.9 | 1.0 | 1.2 | 1.3 | 1.1 |
| 2003 | 0.9 | 0.6 | 0.4 | 0.0 | -0.3 | -0.2 | 0.1 | 0.2 | 0.3 | 0.3 | 0.4 | 0.4 |
| 2004 | 0.4 | 0.3 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.3 | 0.5 | 0.6 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 |
| 2005 | 0.6 | 0.6 | 0.4 | 0.4 | 0.3 | 0.1 | -0.1 | -0.1 | -0.1 | -0.3 | -0.6 | -0.8 |
| 2006 | -0.8 | -0.7 | -0.5 | -0.3 | 0.0 | 0.0 | 0.1 | 0.3 | 0.5 | 0.7 | 0.9 | 0.9 |
| 2007 | 0.7 | 0.3 | 0.0 | -0.2 | -0.3 | -0.4 | -0.5 | -0.8 | -1.1 | -1.4 | -1.5 | -1.6 |
| 2008 | -1.6 | -1.4 | -1.2 | -0.9 | -0.8 | -0.5 | -0.4 | -0.3 | -0.3 | -0.4 | -0.6 | -0.7 |
| 2009 | -0.8 | -0.7 | -0.5 | -0.2 | 0.1 | 0.4 | 0.5 | 0.5 | 0.7 | 1.0 | 1.3 | 1.6 |
| Year | DJF | JFM | FMA | MAM | AMJ | MJJ | JJA | JAS | ASO | SON | OND | NDJ |
| 2010 | 1.5 | 1.3 | 0.9 | 0.4 | -0.1 | -0.6 | -1.0 | -1.4 | -1.6 | -1.7 | -1.7 | -1.6 |
| 2011 | -1.4 | -1.1 | -0.8 | -0.6 | -0.5 | -0.4 | -0.5 | -0.7 | -0.9 | -1.1 | -1.1 | -1.0 |
| 2012 | -0.8 | -0.6 | -0.5 | -0.4 | -0.2 | 0.1 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.2 | 0.0 | -0.2 |
| 2013 | -0.4 | -0.3 | -0.2 | -0.2 | -0.3 | -0.3 | -0.4 | -0.4 | -0.3 | -0.2 | -0.2 | -0.3 |
| 2014 | -0.4 | -0.4 | -0.2 | 0.1 | 0.3 | 0.2 | 0.1 | 0.0 | 0.2 | 0.4 | 0.6 | 0.7 |
| 2015 | 0.6 | 0.6 | 0.6 | 0.8 | 1.0 | 1.2 | 1.5 | 1.8 | 2.1 | 2.4 | 2.5 | 2.6 |
| 2016 | 2.5 | 2.2 | 1.7 | 1.0 | 0.5 | 0.0 | -0.3 | -0.6 | -0.7 | -0.7 | -0.7 | -0.6 |
| 2017 | -0.3 | -0.1 | 0.1 | 0.3 | 0.4 | 0.4 | 0.2 | -0.1 | -0.4 | -0.7 | -0.9 | -1.0 |
| 2018 | -0.9 | -0.8 | -0.6 | -0.4 | | | | | | | | |

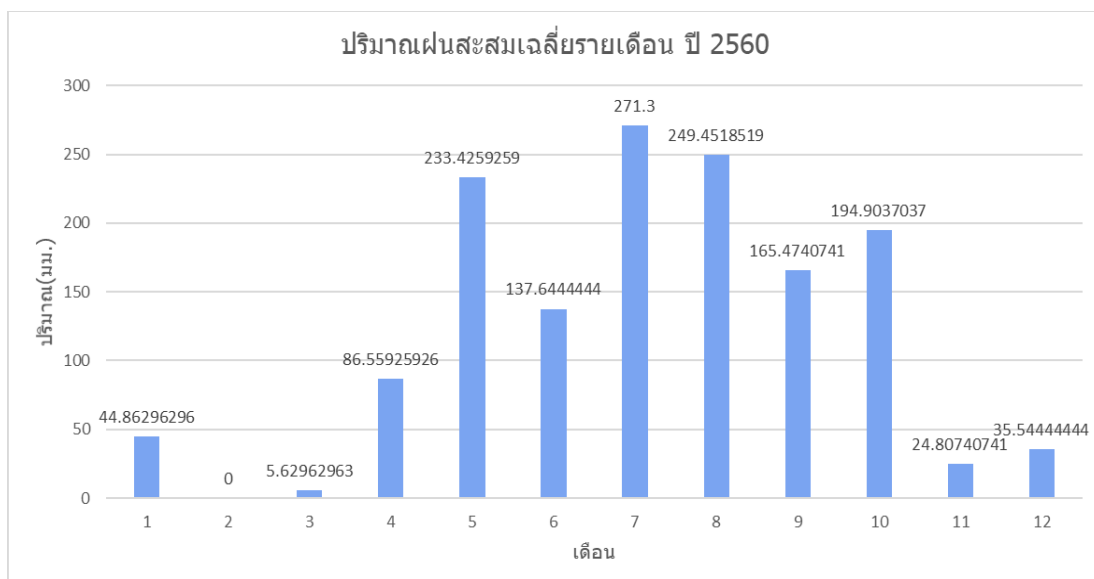
ภาพ 34 Oceanic Niño Index (ONI) ย้อนหลัง 18 ปี

หมายเหตุ: Warm (สีแดง) and cold (สีน้ำเงิน) $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ จาก Oceanic Niño Index (ONI)

ที่มา: http://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php

ต่อมาได้นำปริมาณฝนสะสมรายเดือนของ ปี 2017 มาวิเคราะห์โดยเลือกเดือนที่มีปริมาณฝนสะสมรายเดือนสูงที่สุด นั่นคือเดือน กรกฎาคม แสดงดังภาพ 35 ซึ่งได้เกิดเหตุการณ์ฝนตกหนักขึ้น 2 เหตุการณ์ภายในเดือน คือ พายุดีเปรสชัน ตาลัส (Talus) ช่วงวันที่ 15-20 ก.ค.ส่งผลกระทบต่อประเทศไทยในช่วงกลางเดือน ทำให้เกิดฝนตกหนัก และน้ำท่วมในหลายพื้นที่ โดยเฉพาะทางตอนบนของภาคเหนือ บริเวณจังหวัดเชียงราย พะเยา แพร่ น่าน เป็นต้น รวมถึงบางพื้นที่ของภาคตะวันออกเฉียงเหนือ และ พายุไซร่อน เซินกา (SONCA) 24-31 ก.ค. ส่งผลทำให้เกิดฝนตกหนักต่อเนื่องในหลายพื้นที่ โดยเฉพาะภาคตะวันออกเฉียงเหนือและบางพื้นที่ของภาคเหนือ โดยอิทธิพลของพายุเริ่มส่งผลทำให้เกิดฝนตกหนักบริเวณด้านตะวันออกตอนล่างของภาคตะวันออกเฉียงเหนือ เกิดอุทกภัยและน้ำไหลหลากท่วมขังในพื้นที่ 44 จังหวัดประกอบด้วย ภาคเหนือ 13 จังหวัด

ได้แก่ จังหวัดเพชรบูรณ์ น่าน กำแพงเพชร เชียงราย เชียงใหม่ พิจิตร อุตรดิตถ์ พะเยา พิษณุโลก
แพร่ แม่ฮ่องสอน ลำปาง สุโขทัย



ภาพ 35 ปริมาณฝนสะสมเฉลี่ยรายเดือน ข้อมูลตรวจวัดสถานีภาคพื้นดินทั้งหมด 63
สถานี ปี พ.ศ. 2560

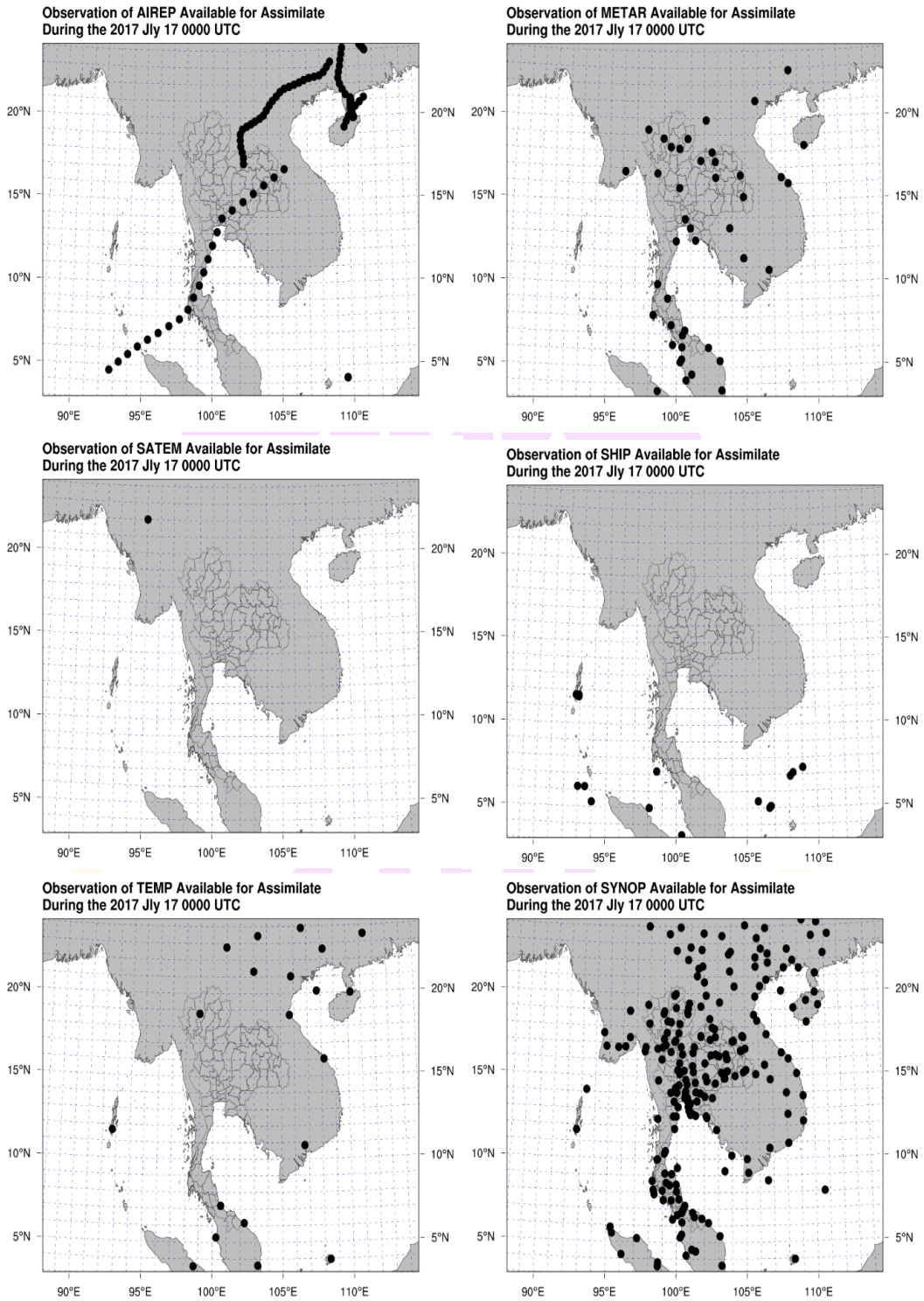
การศึกษานี้ใช้ Weather Research and Forecasting model (WRF model) version 3.8.1 ในการพยากรณ์ พื้นที่ศึกษาครอบคลุมภาคเหนือตอนบน 8 จังหวัดได้แก่ จังหวัดเชียงราย เชียงใหม่ พะเยาแพร่ น่าน ลำปาง ลำพูน และแม่ฮ่องสอน โดยมีข้อมูลนำเข้าจาก National Centers for Environmental Prediction(NCEP) Global Forecast Grids Historical Archive (GFS) ความละเอียด 0.25 องศา เพื่อคาดการณ์สภาพอุตุนิยมวิทยาและปริมาณฝนสะสมในภาคเหนือตอนบนตั้งแต่วันที่ 17-20 ก.ค. 2017 ช่วงที่มีฝนตกหนัก ซึ่งเริ่มจำลองตั้งแต่วันที่ 16 ก.ค. 2017 เวลา 0.00 น. (UTC) จนถึงวันที่ 21 ก.ค. 2017 เวลา 0.00 น. (UTC) มีระยะเวลา Spin up 17 ชั่วโมง

ข้อมูลสภาพอุตุนิยมวิทยาเริ่มต้น (Initial condition)

แบบจำลองอุตุนิยมวิทยา Weather Research and Forecasting (WRF) ที่ใช้ในการพยากรณ์นั้นจำเป็นต้องมีชุดข้อมูลนำเข้าเพื่อเป็นข้อมูลสภาพอุตุนิยมวิทยาเริ่มต้น (Initial condition (IC)) สำหรับการจำลอง โดยในการศึกษานี้ได้ใช้ข้อมูล IC ชุดข้อมูล NCEP GFS 0.25 Degree Global Forecast Grids Historical Archive (ds084.1) ข้อมูลจาก National Center for Atmospheric Research

(NCAR) งานวิจัยนี้ศึกษาการทำ DA โดยนำข้อมูลตรวจวัดทั้งชุดข้อมูลตรวจวัดภาคพื้นดิน การตรวจวัดเบื้องสูง และ การตรวจวัดด้วยเรดาร์ นำมาทำ DA เพื่อปรับค่า IC ให้มีความถูกต้อง สอดคล้องกับสภาพอุตุนิยมวิทยาของพื้นที่ เพื่อให้การพยากรณ์ฝนมีความถูกต้องแม่นยำมากขึ้น ผลการเตรียม IC จากการทำ DA แต่ละชุดข้อมูลตรวจวัดได้ผลดังต่อไปนี้

1. NCEP ADP Global Upper Air and Surface Weather Observations (PREPBUFR format ds337.0) ชุดข้อมูล NCEP ADP Global Upper Air and Surface Weather Observations เป็นข้อมูลตรวจวัดภาคพื้นดิน และ เบื้องสูง โดยรวมข้อมูลมาจากหลายสถานีดังต่อไปนี้ SYNOP (surface synoptic observations), METAR (METeorological Aerodrome Reports), SHIP, BUOY, BOGUS, TEMP, AMDAR (Aircraft Meteorological Data Relay), AIREP (Aircraft Reports), TAMDAR (Tropospheric Airborne Meteorological Data Reporting), PILOT, SATEM, SATOB, GPSPW , GPSZD, GPSRF, GPSEP, SSMT1, SSMT2, TOVS (TIROS Operational Vertical Sounder), QSCAT (NASA QuikSCAT), PROFL และ AIRSR ข้อมูลทั้งหมด 443 สถานี มีพิกัดของจุดตรวจวัดแสดงในภาพ 36 พารามิเตอร์ที่ทำการ DA คือ ความดันบรรยากาศ (PRES) ความเร็วลม (SPEED) ทิศทางลม (DIR) ระดับความสูง (HEIGHT) อุณหภูมิ (TEMP) อุณหภูมิจุดน้ำค้าง(DEW PT) ความชื้น(HUMID) แสดงดังภาพ 37



ภาพ 36 ภาพแสดงพิกัดจุดตรวจวัดของชุดข้อมูล NCEP ADP Global Upper Air and Surface Weather Observations

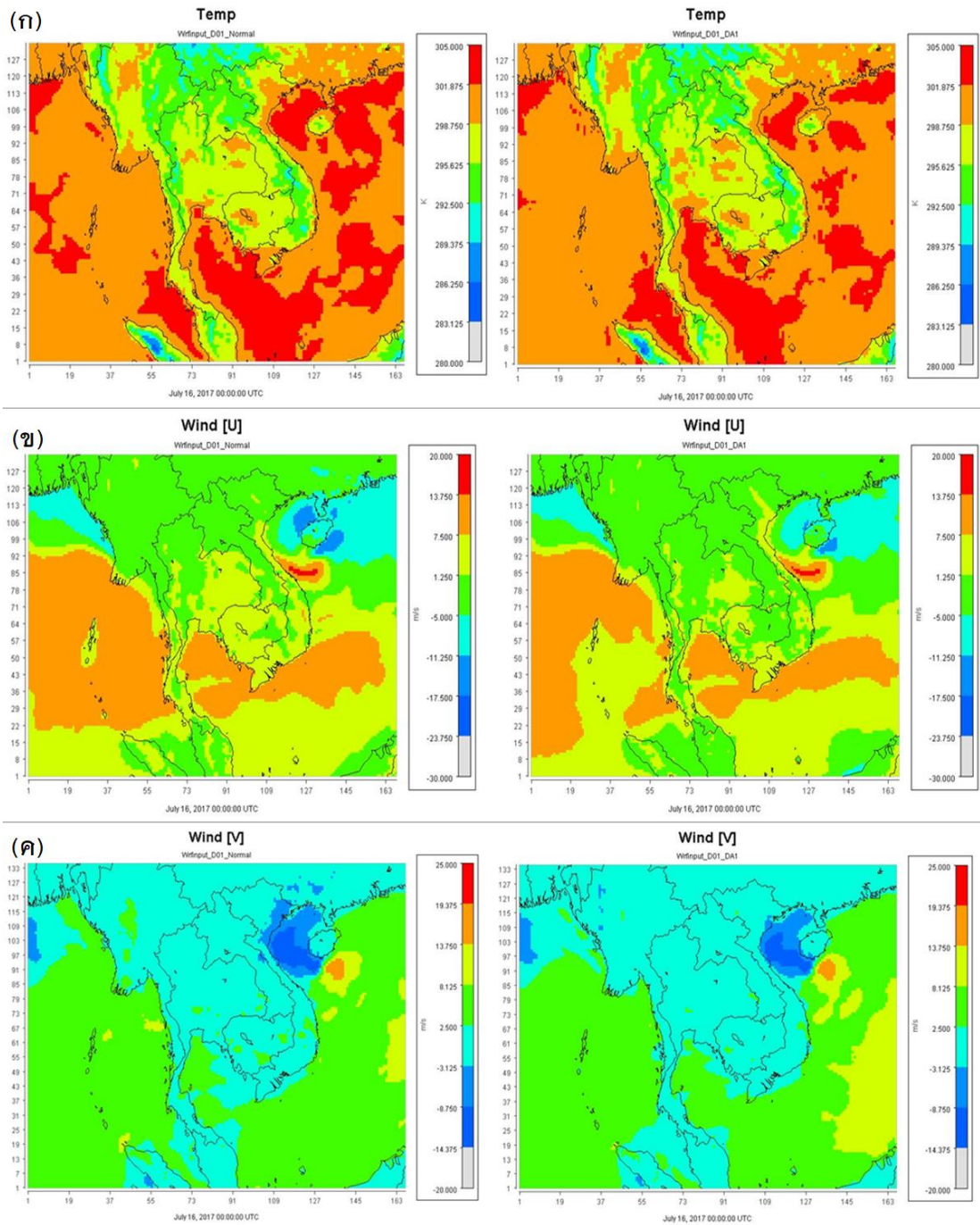
```

Applications ▾ Places ▾ Terminal ▾ en ▾ Mon 11:10 [ ] [ ] [ ]
indyman@localhost:/home/indyman/WRFDA_W/OBS
File Edit View Search Terminal Help
PTAL = 443, MISS. =-888888.,
SYNOP = 234, METAR = 48, SHIP = 19, BUOY = 1, BOGUS = 0, TEMP = 22,
AMDAR = 0, AIREP = 118, TAMDAR= 0, PILOT = 0, SATEM = 1, SATOB = 0,
GPSPW = 0, GPSZD = 0, GPSRF = 0, GPSEP = 0, SSMT1 = 0, SSMT2 = 0,
TOVS = 0, QSCAT = 0, PROFL = 0, AIRSR = 0, OTHER = 0,
PHIC = 13.74, XLONC = 101.93, TRUE1 = 0.00, TRUE2 = 0.00, XIM11 = 1.00, XJM11 = 1.00,
base_temp= 290.00, base_lapse= 50.00, PTOF = 5000., base_pres=100000., base_tropo_pres= 20000., base_strat_temp= 215.,
IXC = 167, JXC = 134, IPROJ = 3, IDD = 1, MAXNES= 1,
NESTIX= 167,
NESTJX= 134,
NUMC = 1,
DIS = 16.00,
NESTI = 1,
NESTJ = 1,
INFO = PLATFORM, DATE, NAME, LEVELS, LATITUDE, LONGITUDE, ELEVATION, ID.
SRFC = SLP, PW (DATA,QC,ERROR).
EACH = PRES, SPEED, DIR, HEIGHT, TEMP, DEW PT, HUMID (DATA,QC,ERROR)*LEVELS.
INFO_FMT = (A12,1X,A19,1X,A40,1X,I6,3(F12.3,11X),6X,A40)
SRFC_FMT = (F12.3,I4,F7.2,F12.3,I4,F7.3)
EACH_FMT = (3(F12.3,I4,F7.2),11X,3(F12.3,I4,F7.2),11X,3(F12.3,I4,F7.2))
#-----#
FM-97 AIREP 2017-07-16_21:26:00 CMB-FGGE 1 17.230 102.230 -888888.000
CNFPQK
-888888.000 -88 200.00 -888888.000 -88 0.200
23841.479 0 200.00 10.000 0 3.60 40.000 0 3.60 10668.000 0 14.41 235.150 0 1.00 -888888.000 -11 1.00
-888888.000 -11 10.00
FM-97 AIREP 2017-07-16_21:29:00 CMB-FGGE 1 17.500 102.230 -888888.000
CNFPQK
-888888.000 -88 200.00 -888888.000 -88 0.200
23841.479 0 200.00 19.000 0 3.60 44.000 0 3.60 10668.000 0 14.41 236.150 0 1.00 -888888.000 -11 1.00
-888888.000 -11 10.00
FM-97 AIREP 2017-07-16_21:32:00 CMB-FGGE 1 17.930 102.130 -888888.000
CNFPQK
-888888.000 -88 200.00 -888888.000 -88 0.200

```

ภาพ 37 ภาพแสดงข้อมูลในชุดข้อมูล NCEP ADP Global Upper Air and Surface Weather Observations

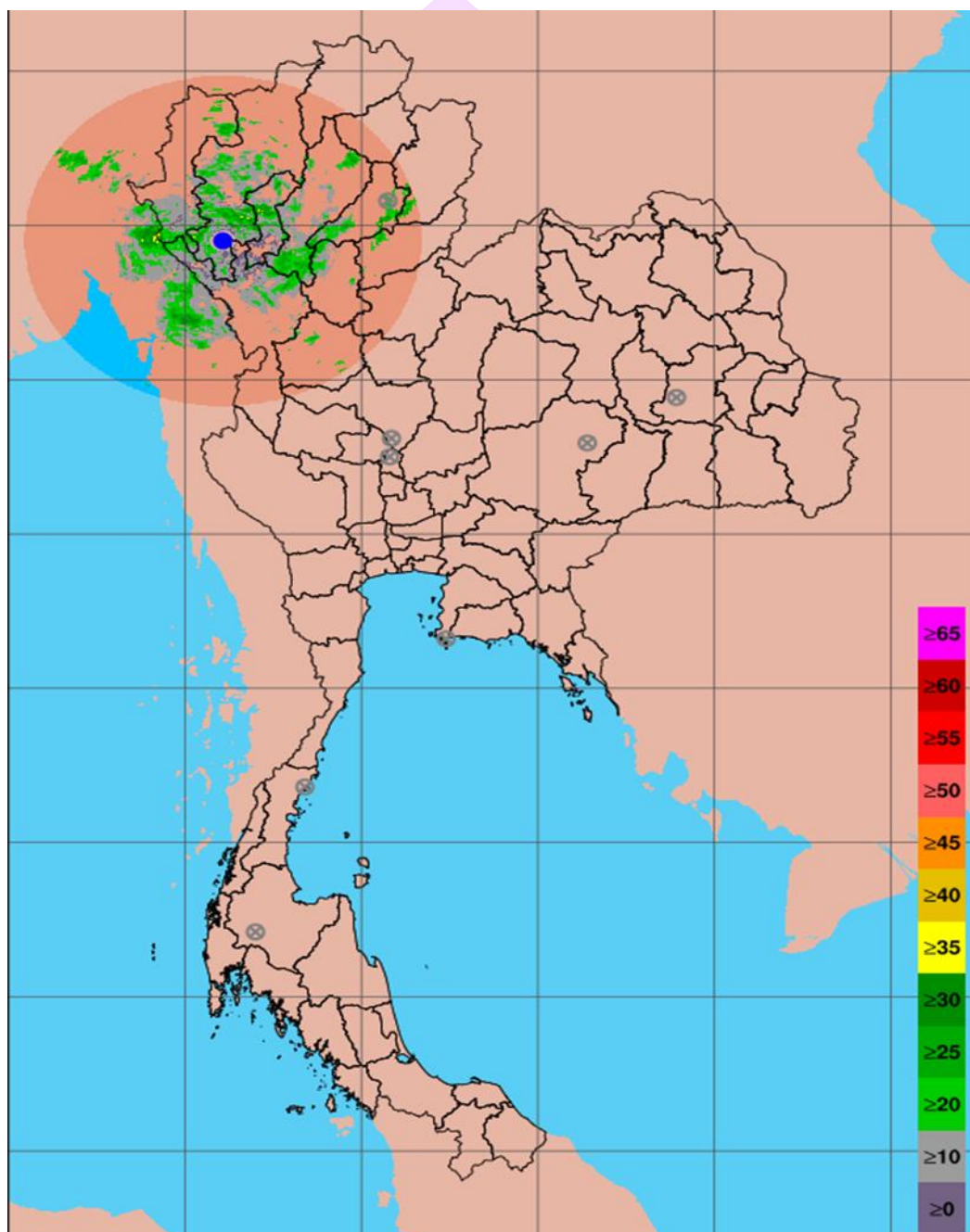
การทำ DA ด้วยชุดข้อมูล NCEP ADP Global Upper Air and Surface Weather Observations มีผลในการปรับ IC ค่าอุณหภูมิ ลมในแนวนอนต่อทิศตะวันออก(U) และลมในแนวนอนต่อทิศเหนือ(V) ซึ่งเป็นพารามิเตอร์ที่ได้มีการ DA พบว่าหลังทำ DA มีค่าเปลี่ยนแปลงดังภาพ 38



ภาพ 38 การเปรียบเทียบก่อนและหลังการทำ DA ด้วยชุดข้อมูลตรวจวัดภาคพื้นดิน
 (ก) ตรวจวัดเบื้องสูงตัวแปรอุณหภูมิ (ข) ลมในแนวนอนต่อทิศตะวันออก U
 และ (ค) ลมในแนวนอนต่อทิศเหนือ V ของการทดลอง DA1

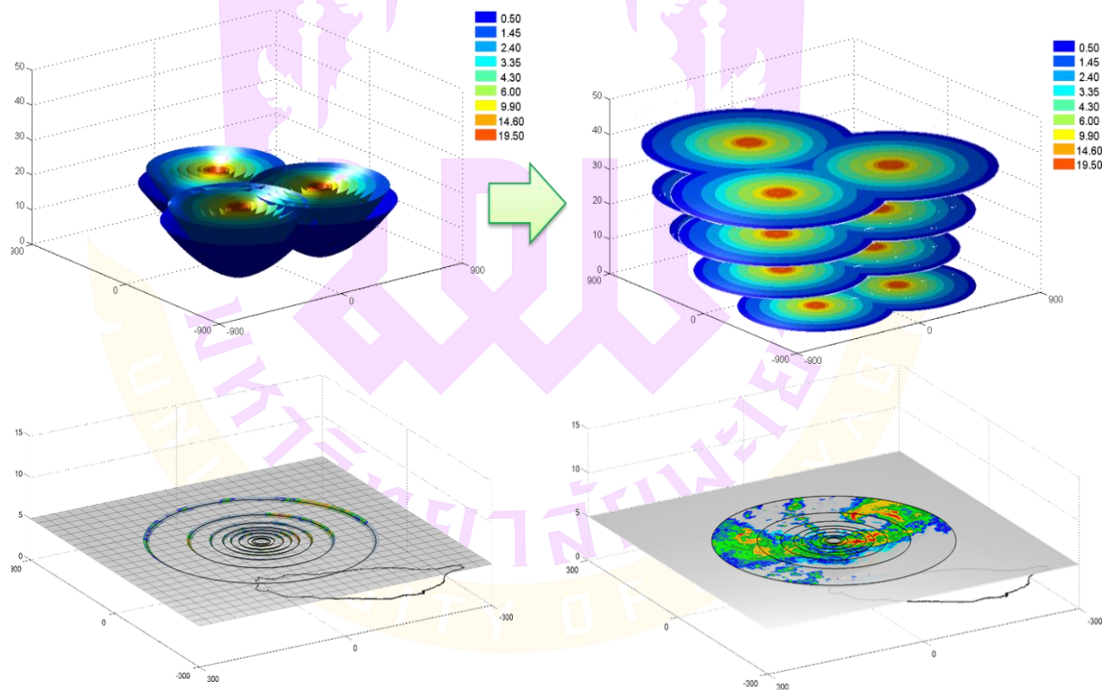
2. Radar Omkoi

ชุดข้อมูล Radar Omkoi เป็นข้อมูลที่ได้จากการตรวจวัดด้วยเรดาร์ตรวจอากาศปฏิบัติการฝนหลวง อ.อมก๋อย จ.เชียงใหม่ มีรัศมีตรวจวัด 240 ก.ม.(กรมฝนหลวงและการบินเกษตร, 2560) ซึ่งแสดงดังภาพ 39



ภาพ 39 รัศมีตรวจวัดของเรดาร์ตรวจอากาศปฏิบัติการฝนหลวง อ.อมก๋อย จ.เชียงใหม่

หลังจากที่เรดาร์ได้ทำการตรวจวัดข้อมูลออกมาแล้วจะได้ผลตรวจวัดเป็นค่าการสะท้อนของคลื่นตรวจวัดเรดาร์ ในการแปลงข้อมูลตรวจวัดนี้ได้ออกมาโดยใช้โปรแกรมที่ออกแบบโดยกรมอุตุนิยมวิทยาประเทศไต้หวัน โดยมีค่า Z-R relationships (radar reflectivity to rain rate) คือ $Z = 32.5R^{1.65}$ (Chantraket, Detyothin และ Suknarin, 2016) ซึ่งเป็นสมการที่ใช้ในการแปลงค่าการสะท้อนของเรดาร์ (radar reflectivity) ให้เป็นค่าอัตราฝน (rain rate) หรือเรียกว่า อัตราน้ำฝนผสม (rainwater mixing ratio) ด้วยโปรแกรม NCL ที่ทางกรมอุตุนิยมวิทยาไต้หวันได้เขียนขึ้นมา และใช้โปรแกรม MOSAIC 2D เพื่อทำการคัดกรองข้อมูลที่ผิดปกติ (QC) จากนั้นจึงทำการเปลี่ยนระบบพิกัดของข้อมูลจาก PPI (Plan Position Indicator) เป็น CAPPI (constant altitude PPI) โดยใช้หลักการ Adaptive Barnes interpolation scheme (Askelson, Aubagnac และ Straka, 2000) ด้วยโปรแกรม MOSAIC 3D แสดงดังภาพ 40 เมื่อได้ข้อมูลมาแล้วจะใช้โปรแกรม PRE_PROC_RADAR เพื่อช่วยในการแปลงรูปแบบของชุดข้อมูล (Format) ให้สามารถนำข้อมูลเข้าแบบจำลองโดยการ DA ได้ (Little_R format) ตัวอย่างชุดข้อมูลได้แสดงดังภาพ 41



ภาพ 40 การแปลงระบบพิกัดและรวมข้อมูลเรดาร์ด้วยโปรแกรม 3D MOSAIC

```

ob201707180000.radar - Notepad
File Edit Format View Help
TOTAL NUMBER = 1
#-----#
RADAR      MOSAIC  120.0   25.00   0.00  2017-07-18_00:00:00  150  48
#-----#

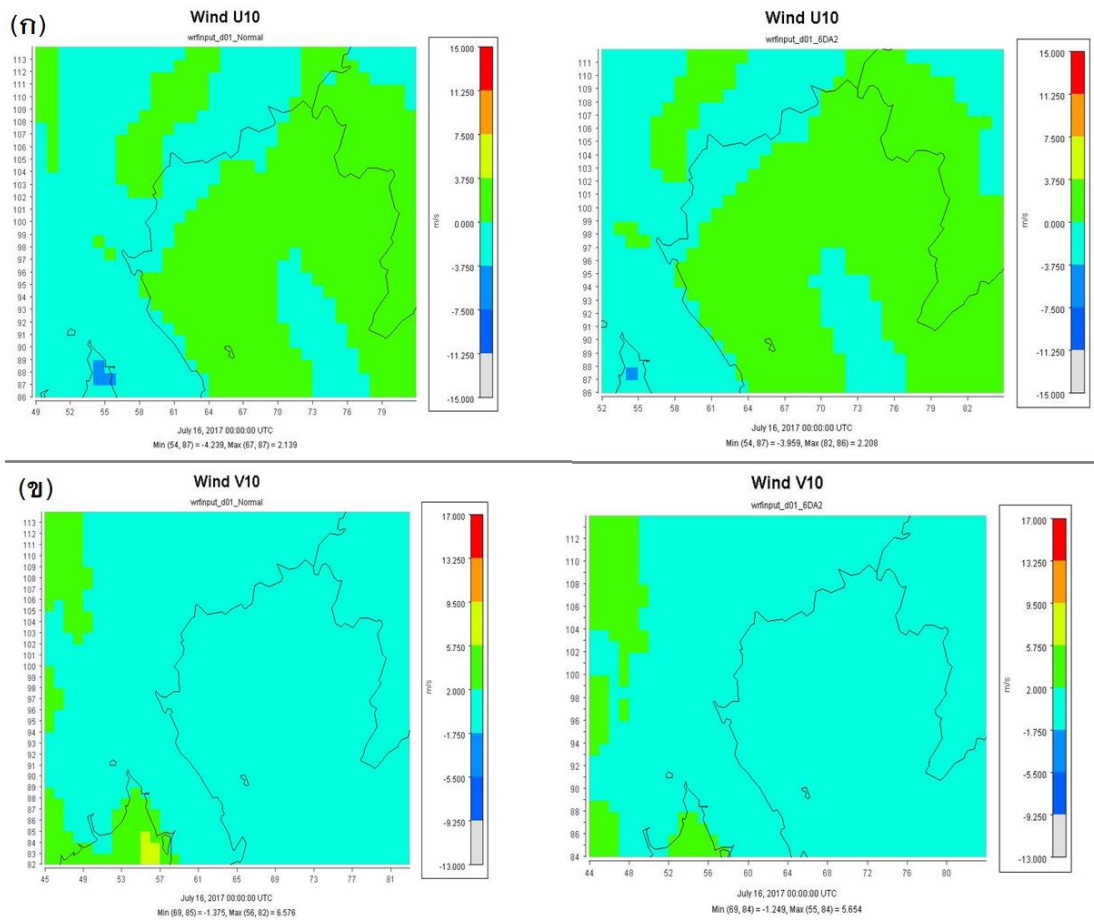
FM-128 RADAR  2017-07-18_00:00:00  16.476  98.177  0.0  23
2500.0 -888888.000 -88 -888888.000  25.100  0  2.000
2750.0 -888888.000 -88 -888888.000  25.100  0  2.000
3000.0 -888888.000 -88 -888888.000  25.100  0  2.000
3250.0 -888888.000 -88 -888888.000  25.100  0  2.000
3500.0 -888888.000 -88 -888888.000  25.100  0  2.000
3750.0 -888888.000 -88 -888888.000  25.100  0  2.000
4000.0 -888888.000 -88 -888888.000  25.100  0  2.000
4250.0 -888888.000 -88 -888888.000  25.000  0  2.000
4500.0 -888888.000 -88 -888888.000  25.000  0  2.000
4750.0 -888888.000 -88 -888888.000  24.900  0  2.000
5000.0 -888888.000 -88 -888888.000  24.700  0  2.000
5250.0 -888888.000 -88 -888888.000  24.600  0  2.000
5500.0 -888888.000 -88 -888888.000  24.400  0  2.000
5750.0 -888888.000 -88 -888888.000  24.300  0  2.000
6000.0 -888888.000 -88 -888888.000  24.200  0  2.000
6250.0 -888888.000 -88 -888888.000  24.200  0  2.000
6500.0 -888888.000 -88 -888888.000  24.100  0  2.000
6750.0 -888888.000 -88 -888888.000  24.100  0  2.000
7000.0 -888888.000 -88 -888888.000  24.100  0  2.000
7250.0 -888888.000 -88 -888888.000  24.100  0  2.000
7500.0 -888888.000 -88 -888888.000  24.100  0  2.000
7750.0 -888888.000 -88 -888888.000  24.100  0  2.000
8000.0 -888888.000 -88 -888888.000  24.100  0  2.000

FM-128 RADAR  2017-07-18_00:00:00  16.636  97.843  0.0  22
2500.0 -888888.000 -88 -888888.000  21.700  0  2.000
2750.0 -888888.000 -88 -888888.000  21.700  0  2.000
3000.0 -888888.000 -88 -888888.000  21.700  0  2.000
3250.0 -888888.000 -88 -888888.000  21.700  0  2.000
3500.0 -888888.000 -88 -888888.000  21.700  0  2.000
3750.0 -888888.000 -88 -888888.000  21.600  0  2.000
4000.0 -888888.000 -88 -888888.000  21.600  0  2.000
4250.0 -888888.000 -88 -888888.000  21.500  0  2.000
4500.0 -888888.000 -88 -888888.000  21.400  0  2.000
4750.0 -888888.000 -88 -888888.000  21.300  0  2.000
5000.0 -888888.000 -88 -888888.000  21.100  0  2.000
Ln 1, Col 1  100%  Unix (LF)  UTF-8

```

ภาพ 41 ตัวอย่างชุดข้อมูลเรดาร์ที่ผ่านการทำ PRE_PROC_RADAR

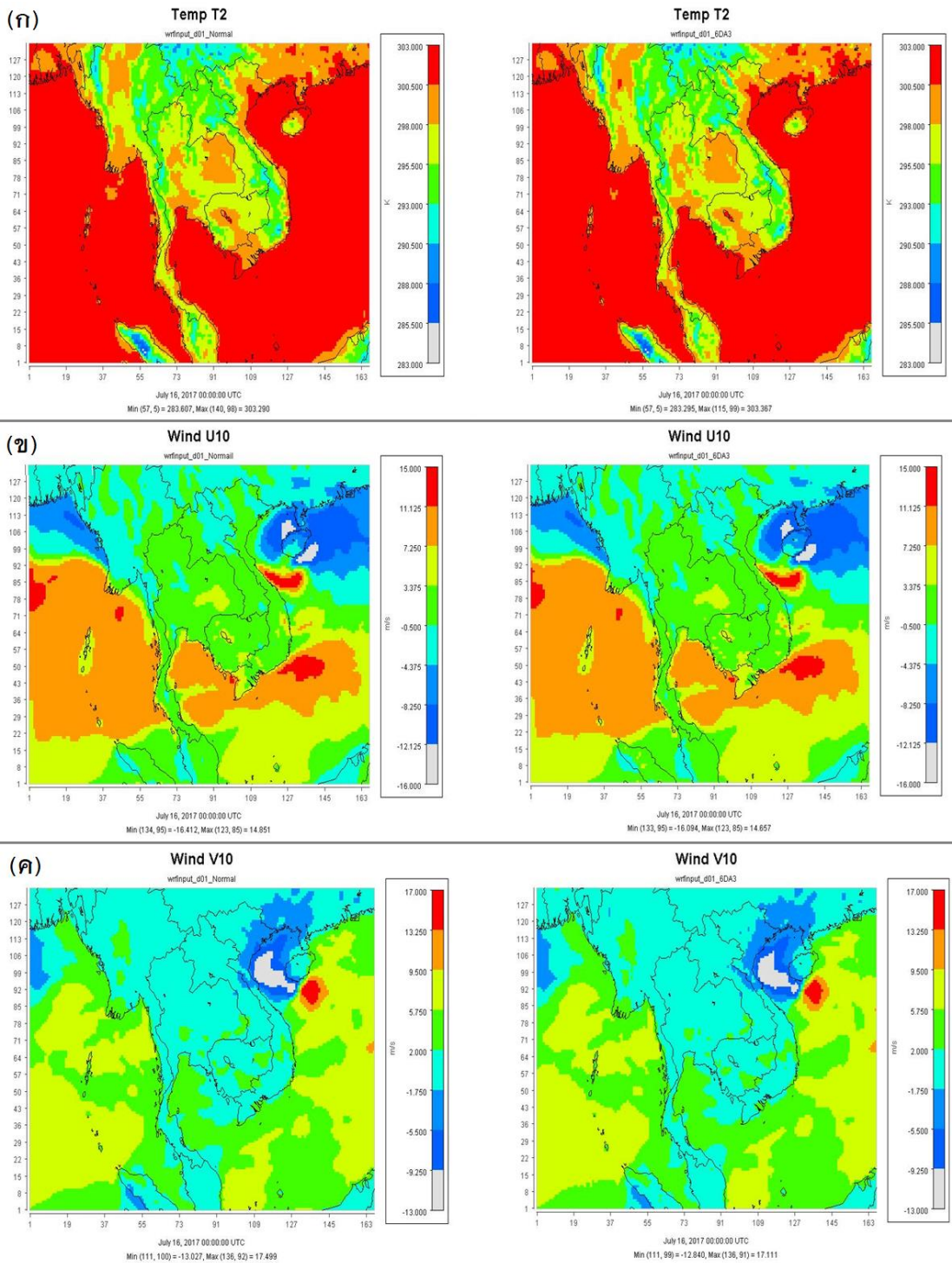
ผลการทำ DA ด้วยข้อมูลเรดาร์รวมก็เลยแสดงดังตัวอย่างในภาพ 42 จะเห็นได้ว่าการเปลี่ยนแปลงลมในแนวนอนต่อทิศตะวันออก U 10 และ ลมในแนวนอนต่อทิศเหนือ V 10 บริเวณในรัศมีตรวจวัดเรดาร์บริเวณภาคเหนือตอนบน



ภาพ 42 การเปรียบเทียบก่อนและหลังการทำ DA ด้วยข้อมูลเรดาร์อมกอย ของการทดลอง DA2 (ก) ตัวแปรลมในแนวนอนต่อทิศตะวันออก U10 และ (ข) ลมในแนวนอนต่อทิศเหนือ V10

3. Combine data

Combine data เป็นข้อมูลที่มีการผสมผสานกันของข้อมูลระหว่างข้อมูล NCEP ADP Global Upper Air and Surface Weather Observations (PREPBUFR format ds337.0) และ ข้อมูล Radar Omkoi ผลการทำ DA ด้วยชุดข้อมูล Combine data แสดงดังภาพ 43



ภาพ 43 การเปรียบเทียบก่อนและหลังการทำ DA ด้วยชุดข้อมูล Combine data (ก) ตัวแปรอุณหภูมิ T2 (ข) ลมในแนวนอนต่อทิศตะวันออก U10 และ (ค) ลมในแนวนอนต่อทิศเหนือ V10 ของการทดลอง DA3

การประเมินความถูกต้องในการจำลองฝนด้วยการทำ Data assimilation

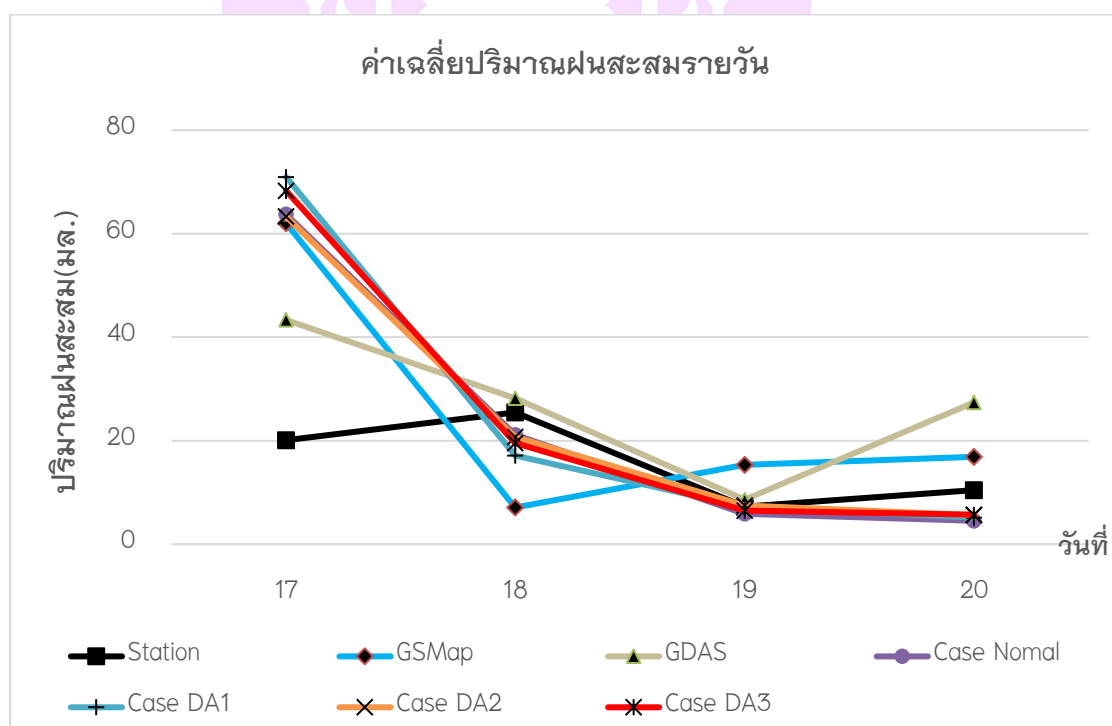
ผลการเปรียบเทียบค่าเฉลี่ยปริมาณฝนสะสมรายวันจากการจำลอง DA แต่ละรูปแบบเปรียบเทียบกับข้อมูลตรวจวัดทั้งจากสถานีตรวจวัดภาคพื้นดินและข้อมูลดาวเทียม แสดงดังภาพ 44 และได้ทำการเปรียบเทียบโดยใช้ค่าสถิติพื้นฐานได้แก่ RMSE Mean bias และค่าเฉลี่ย แสดงดังตาราง 12 โดยใช้ค่าตรวจวัดจากสถานีตรวจวัดฝนจากกรมอุตุนิยมวิทยา (Station) (กรมอุตุนิยมวิทยา, 2559) และค่าตรวจวัดจากดาวเทียม GSmap 0.1 Degree (GSmap) นอกจากนี้เนื่องจากข้อมูลตรวจวัดที่มีปริมาณจำกัดไม่ครอบคลุม การศึกษานี้จึงได้เปรียบเทียบกับชุดข้อมูล NCEP GDAS/FNL 0.25 Degree Global Tropospheric Analyses and Forecast Grids (ds0 8 3 .3) จาก National Center for Atmospheric Research (NCAR) ซึ่งเป็นการจำลองสภาพอุตุนิยมวิทยาในอดีตที่มีการเตรียมข้อมูล IC/BC โดยทำ DA ด้วยข้อมูลตรวจวัด ผลการเปรียบเทียบปริมาณฝนสะสมรายวันแสดงดังตาราง 13

ตาราง 12 ตารางแสดงค่าสถิติประเมินผลการจำลองฝนในแต่ละรูปแบบ DA

| Case | Day | RMSE | Mean bias |
|--------|-----|-------|-----------|
| Normal | 17 | 66.66 | 43.63 |
| | 18 | 36.01 | -4.32 |
| | 19 | 15.43 | -1.38 |
| | 20 | 14.58 | -5.92 |
| DA1 | 17 | 81.05 | 50.85 |
| | 18 | 35.00 | -8.34 |
| | 19 | 12.87 | -0.07 |
| | 20 | 14.66 | -5.30 |
| DA2 | 17 | 79.58 | 49.93 |
| | 18 | 37.45 | -5.52 |
| | 19 | 15.66 | -1.06 |
| | 20 | 15.71 | -6.80 |
| DA3 | 17 | 68.48 | 45.67 |
| | 18 | 36.78 | -3.16 |
| | 19 | 14.56 | -0.50 |
| | 20 | 15.74 | -5.43 |

ตาราง 13 ตารางแสดงการเปรียบเทียบค่าเฉลี่ยปริมาณฝนสะสมรายวันของการจำลอง
ฝนแต่ละรูปแบบ DA

| Case | Day | | | |
|---------|---------|---------|---------|---------|
| | 17/7/17 | 18/7/17 | 19/7/17 | 20/7/17 |
| Station | 20.13 | 25.47 | 7.26 | 10.45 |
| GSMmap | 62.04 | 7.09 | 15.31 | 16.87 |
| GDAS | 43.33 | 28.19 | 8.61 | 27.38 |
| Normal | 63.76 | 21.15 | 5.88 | 4.52 |
| DA1 | 70.98 | 17.13 | 7.19 | 5.14 |
| DA2 | 63.31 | 20.72 | 7.50 | 5.61 |
| DA3 | 68.31 | 19.56 | 6.48 | 5.71 |



ภาพ 44 กราฟค่าเฉลี่ยของปริมาณฝนสะสมรายวันของแต่ละรูปแบบ DA

จากตาราง 12 สังเกตได้ว่าค่า RMSE และ MB ของแต่ละการทดลองนั้นไม่แตกต่างกันอย่างมีนัยสำคัญและจากกราฟค่าเฉลี่ยของปริมาณฝนสะสมรายวันในวันที่ 17 ซึ่งเป็นวันแรกในการพยากรณ์ค่าเฉลี่ยปริมาณฝนสะสมจากการทดลองทั้งหมดมีความใกล้เคียงกับผลตรวจวัดจากดาวเทียม GSmap แต่มีค่าสูงกว่าผลตรวจวัด Station ส่วนในวันที่ 18 19 และ 20 นั้นค่าเฉลี่ยการทดลองมีค่าใกล้เคียงกับผลตรวจวัด Station เนื่องจากค่าเฉลี่ยปริมาณฝนสะสมจากการทดลองทั้งหมดมีค่าใกล้เคียงกันมากเส้นกราฟของการทดลองจึงเกาะกลุ่มกันและเมื่อสังเกตในตาราง 13 ค่าเฉลี่ยของปริมาณฝนสะสมนั้นไม่มีความแตกต่างกันให้เห็นอย่างชัดเจน ซึ่งสรุปได้ว่าจากตารางแสดงค่าสถิติ RMSE MB และค่าเฉลี่ย ตาราง 12 และ ตารางแสดงการเปรียบเทียบค่าเฉลี่ยปริมาณฝนสะสมรายวัน ตาราง 13 นั้นค่าสถิติมีความใกล้เคียงกันแบบเกาะกันเป็นกลุ่มจนไม่สามารถสรุปได้ว่าการทดลองไหนมีค่าที่ดีกว่ากัน

ความคลาดเคลื่อนของผลการจำลอง

ในด้านของความแม่นยำของผลการจำลองนั้นได้มีการเปรียบเทียบโดยการนำสมการทางสถิติ ได้แก่ Probability of Detection (POD) , False Alarm Rate (FAR) indexes และ Threat score (Critical Success Index) (Liu, Bray และ Han, 2013; Maiello และคณะ, 2009) เข้ามาร่วมประเมินความถูกต้องแม่นยำของแต่ละการทดลองโดยจะทำการเปรียบเทียบแต่ละการทดลองกับผลตรวจวัดจริงจากสถานีตรวจวัดฝนของกรมอุตุนิยมวิทยาซึ่งแสดงดังตาราง 14

ตาราง 14 ตารางเปรียบเทียบค่าสถิติเพื่อทดสอบความแม่นยำในการจำลอง

| Case | Day | POD | FAR | TS |
|--------|-----|--------|--------|--------|
| Normal | 17 | 1.0000 | 0.1905 | 0.8095 |
| | 18 | 1.0000 | 0.1587 | 0.8413 |
| | 19 | 0.9524 | 0.3333 | 0.6452 |
| | 20 | 0.8431 | 0.2037 | 0.6935 |
| DA1 | 17 | 1.0000 | 0.1905 | 0.8095 |
| | 18 | 1.0000 | 0.1452 | 0.8548 |
| | 19 | 0.9048 | 0.3448 | 0.6129 |
| | 20 | 0.8627 | 0.2000 | 0.7097 |
| DA2 | 17 | 1.0000 | 0.1905 | 0.8095 |
| | 18 | 1.0000 | 0.1587 | 0.8413 |

ตาราง 14 (ต่อ)

| Case | D/M/Y | POD | FAR | TS |
|------|-------|--------|--------|--------|
| | 19 | 0.9048 | 0.3333 | 0.6230 |
| | 20 | 0.8431 | 0.1887 | 0.7049 |
| DA3 | 17 | 1.0000 | 0.1905 | 0.8095 |
| | 18 | 1.0000 | 0.1587 | 0.8413 |
| | 19 | 0.9524 | 0.3220 | 0.6557 |
| | 20 | 0.9804 | 0.1803 | 0.8065 |

จากค่าสถิติในตาราง 14 จะเห็นได้ว่าวันที่ 17 และ 18 ช่วงแรกในการจำลองค่าสถิติที่เหมือนกันในทุกการทดลอง ในส่วนของวันที่ 19 และ 20 นั้น มีความแตกต่างของค่าสถิติที่ออกมา ค่า POD คือสัดส่วนระหว่างจำนวนข้อมูลที่แบบจำลองพบฝนตรงกับสถานีตรวจวัดพบฝนต่อ จำนวนข้อมูลที่สถานีตรวจวัดพบฝนทั้งหมด การทดลองที่มีค่าดีที่สุดคือ DA3 มีค่าเท่ากับ 0.9524 และ 0.9804 ตามลำดับ ค่า FAR คือสัดส่วนระหว่างจำนวนข้อมูลที่แบบจำลองพบฝนแต่สถานีตรวจวัดไม่พบฝน ต่อ จำนวนข้อมูลที่แบบจำลองพบฝนทั้งหมด การทดลองที่มีค่าดีที่สุดคือ DA3 มีค่าเท่ากับ 0.3220 และ 0.1803 ตามลำดับ ค่า TS คือสัดส่วนระหว่างจำนวนข้อมูลที่แบบจำลองพบฝนตรงกับสถานีตรวจวัดพบฝน ต่อจำนวนข้อมูลที่พบฝนทั้งหมด การทดลองที่มีค่าดีที่สุดคือ DA3 มีค่าเท่ากับ 0.6557 และ 0.8065 ตามลำดับ จากการเปรียบเทียบค่าสถิติความแม่นยำสามารถสรุปได้ว่าการทดลองที่ 4 DA3 เป็นตัวแทนที่ดีที่สุดในการทดลองพยากรณ์ตกหนักทั้งหมดในการศึกษาในครั้งนี้

สภาพอุตุนิยมวิทยาภาคพื้นดิน

พารามิเตอร์ที่มีความเกี่ยวข้องกับฝนนั้นที่ได้ทำการ Data assimilation ในการทดลองนี้และมีผลตรวจวัดจากสถานีตรวจวัดสภาพอุตุนิยมวิทยาเพื่อเปรียบเทียบผลได้แก่ ทิศทางลม(Wind direction / WD) ความเร็วลม(Wind speed / WS) อุณหภูมิ(Temp) และความชื้นสัมพัทธ์(Relative humidity / RH) โดยดึงผลจากแต่ละการทดลองนำมาเปรียบเทียบกับผลตรวจวัดจากสถานีตรวจวัดสภาพอุตุนิยมวิทยาจากกรมควบคุมมลพิษในภาคเหนือตอนบนทั้งหมด 12 สถานี นำมาเปรียบเทียบโดยกราฟและสมการทางสถิติได้แก่ MEAN, SD, Mean Normalized Bias (MNB), Mean Normalized Gross Error (MNE), Mean Fractional Bias (MFB), Mean Fractional Gross Error (MFE), Index of agreement (IOA) และ Factor of two (FAC2)

ในส่วนของคุณภาพอากาศ ความเร็วลม WS อุณหภูมิ Temp และ ความชื้นสัมพัทธ์ RH นั้นได้ใช้สมการทางสถิติมาคำนวณเปรียบเทียบแสดงในตาราง 15, 16 และ 17 ตามลำดับ ในพารามิเตอร์ความเร็วลม WS พบว่าการทดลองที่ 4 DA3 มีค่า MEAN วันที่ 17 ถึง 20 คือ 1.89, 2.68, 2.32 และ 1.53 ตามลำดับใกล้เคียงกับผลตรวจวัดจากสถานีมากที่สุดซึ่ง MEAN ของผลตรวจวัดวันที่ 17 ถึง 20 คือ 0.64, 1.00, 0.78 และ 0.62 ตามลำดับ ในการเปรียบเทียบประสิทธิภาพของแต่ละการทดลองพบว่า การทดลองที่ 4 DA3 มีค่าสถิติที่ดีที่สุดเช่นกันโดยมีค่าสถิติ IOA ของวันที่ 17 ถึง 20 คือ 0.48, 0.49, 0.38 และ 0.35 ตามลำดับ และค่า FAC2 ของวันที่ 17 ถึง 20 คือ 0.27, 0.41, 0.56 และ 0.43 ตามลำดับ (ตาราง 15) แสดงให้เห็นว่าการ DA โดยใช้ข้อมูลผสมระหว่างข้อมูลผลตรวจวัดภาคพื้นดินและข้อมูลตรวจวัดเบื้องสูง และ ข้อมูลตรวจวัดจากเรดาร์ มีประสิทธิภาพทำให้การจำลองที่ดีกว่าการทดลองอื่น ๆ ซึ่งสอดคล้องกับงานวิจัย (Arthur J. Eiserloh, 2014; Askelson, Aubagnac และ Straka, 2000; Liu, Bray และ Han, 2013) ซึ่งได้สรุปว่าการใช้ข้อมูลเรดาร์มา DA ผสมกับข้อมูลอื่นจะทำให้ประสิทธิภาพในการจำลองดีขึ้น

ในพารามิเตอร์อุณหภูมิ Temp พบว่าการทดลองที่ 4 DA3 MEAN วันที่ 17 ถึง 20 คือ 23.65, 24.97, 26.69 และ 26.69 ตามลำดับ ใกล้เคียงกับผลตรวจวัดจากสถานีมากที่สุดซึ่ง MEAN ของผลตรวจวัดวันที่ 17 ถึง 20 คือ 22.63, 24.70, 26.08 และ 26.08 ตามลำดับ ในการเปรียบเทียบประสิทธิภาพของแต่ละการทดลองพบว่า การทดลองที่ 4 DA3 มีค่าสถิติที่ดีที่สุดเช่นกันโดยมีค่าสถิติ IOA ของวันที่ 17 ถึง 20 คือ 0.46, 0.64, 0.66 และ 0.59 ตามลำดับ และค่า FAC2 ของวันที่ 17 ถึง 20 คือ 0.91, 0.99, 1.00 และ 1.00 ตามลำดับ แสดงดังตาราง 16

ในพารามิเตอร์ความชื้นสัมพัทธ์ พบว่าการทดลองที่ 4 DA3 มีค่า MEAN วันที่ 17 ถึง 20 คือ 82.48, 82.79, 77.55 และ 75.80 ตามลำดับ ใกล้เคียงกับผลตรวจวัดจากสถานีมากที่สุดซึ่ง MEAN ของผลตรวจวัดวันที่ 17 ถึง 20 คือ 85.71, 90.56, 86.44 และ 90.42 ตามลำดับ ในการเปรียบเทียบประสิทธิภาพของแต่ละการทดลองพบว่า การทดลองที่ 4 DA3 มีค่าสถิติที่ดีที่สุดเช่นกันโดยมีค่าสถิติ IOA ของวันที่ 17 ถึง 20 คือ 0.48, 0.55, 0.51 และ 0.48 ตามลำดับ และค่า FAC2 ของวันที่ 17 ถึง 20 คือ 0.91, 0.99, 1.00 และ 1.00 ตามลำดับ แสดงดังตาราง 17

ตาราง 15 ตารางเปรียบเทียบค่าสถิติความเร็วลม

| Wind Speed | Day | IOA | MNB | MNE | MFB | MFE | FAC2 | SD | MEAN | SD OBS. | MEAN OBS. |
|------------|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|---------|-----------|
| Normal | 17 | 0.24 | 7.18 | 7.20 | 1.41 | 1.44 | 0.06 | 2.11 | 3.82 | 0.67 | 0.64 |
| | 18 | 0.25 | 8.44 | 8.45 | 1.28 | 1.30 | 0.10 | 2.13 | 4.67 | 0.85 | 1.00 |
| | 19 | 0.19 | 7.42 | 7.42 | 1.33 | 1.34 | 0.09 | 1.84 | 3.80 | 0.60 | 0.78 |
| | 20 | 0.15 | 7.01 | 7.03 | 1.27 | 1.29 | 0.12 | 1.44 | 3.02 | 0.46 | 0.62 |
| DA1 | 17 | 0.36 | 6.60 | 6.61 | 1.39 | 1.41 | 0.09 | 2.03 | 3.64 | | |
| | 18 | 0.37 | 7.52 | 7.53 | 1.25 | 1.26 | 0.24 | 2.00 | 4.43 | | |
| | 19 | 0.28 | 7.80 | 7.80 | 1.35 | 1.35 | 0.28 | 1.80 | 3.08 | | |
| | 20 | 0.25 | 6.95 | 6.96 | 1.28 | 1.29 | 0.21 | 1.46 | 2.60 | | |
| DA2 | 17 | 0.45 | 7.27 | 7.28 | 1.43 | 1.44 | 0.20 | 2.15 | 2.93 | | |
| | 18 | 0.46 | 8.19 | 8.20 | 1.27 | 1.29 | 0.32 | 2.10 | 3.58 | | |
| | 19 | 0.35 | 7.39 | 7.39 | 1.33 | 1.33 | 0.38 | 1.85 | 2.83 | | |
| | 20 | 0.33 | 7.12 | 7.14 | 1.27 | 1.30 | 0.39 | 1.48 | 2.03 | | |
| DA3 | 17 | 0.48 | 7.02 | 7.03 | 1.43 | 1.43 | 0.27 | 2.08 | 1.89 | | |
| | 18 | 0.49 | 8.26 | 8.27 | 1.28 | 1.29 | 0.41 | 2.07 | 2.68 | | |
| | 19 | 0.38 | 7.65 | 7.65 | 1.34 | 1.34 | 0.56 | 1.82 | 2.32 | | |
| | 20 | 0.35 | 6.88 | 6.90 | 1.26 | 1.28 | 0.43 | 1.41 | 1.53 | | |

หมายเหตุ: OBS. = สถานีตรวจวัดสภาพอุตุนิยมวิทยา

ตาราง 16 ตารางเปรียบเทียบค่าสถิติอุณหภูมิ

| Temp | Day | IOA | MNB | MNE | MFB | MFE | FAC2 | SD | MEAN | SD OBS. | MEAN OBS. |
|--------|-----|------|------|------|------|------|------|------|-------|---------|-----------|
| Normal | 17 | 0.37 | 7.02 | 7.03 | 1.43 | 1.43 | 0.46 | 1.75 | 26.04 | 7.20 | 22.63 |
| | 18 | 0.55 | 8.26 | 8.27 | 1.28 | 1.29 | 0.41 | 2.07 | 25.88 | 3.41 | 24.70 |
| | 19 | 0.48 | 7.65 | 7.65 | 1.34 | 1.34 | 0.86 | 2.53 | 26.77 | 2.55 | 26.08 |
| | 20 | 0.45 | 6.88 | 6.90 | 1.26 | 1.28 | 0.83 | 2.53 | 26.77 | 2.55 | 26.08 |
| DA1 | 17 | 0.43 | 0.06 | 0.07 | 0.23 | 0.24 | 0.71 | 1.94 | 25.20 | | |
| | 18 | 0.60 | 0.04 | 0.06 | 0.05 | 0.08 | 0.67 | 2.00 | 25.80 | | |
| | 19 | 0.58 | 0.03 | 0.06 | 0.02 | 0.06 | 1.00 | 2.60 | 26.69 | | |
| | 20 | 0.55 | 0.07 | 0.08 | 0.07 | 0.08 | 1.00 | 2.60 | 26.69 | | |

ตาราง 16 (ต่อ)

| Temp | Day | IOA | MNB | MNE | MFB | MFE | FAC2 | SD | MEAN |
|------|-----|------|------|------|------|------|------|------|-------|
| DA2 | 17 | 0.45 | 0.05 | 0.07 | 0.22 | 0.24 | 0.85 | 1.79 | 24.67 |
| | 18 | 0.62 | 0.04 | 0.07 | 0.06 | 0.08 | 0.95 | 2.08 | 25.04 |
| | 19 | 0.60 | 0.03 | 0.06 | 0.02 | 0.06 | 1.00 | 2.45 | 26.73 |
| | 20 | 0.57 | 0.06 | 0.08 | 0.06 | 0.08 | 1.00 | 2.45 | 26.73 |
| DA3 | 17 | 0.46 | 0.05 | 0.07 | 0.22 | 0.24 | 0.91 | 1.80 | 23.65 |
| | 18 | 0.64 | 0.04 | 0.07 | 0.06 | 0.08 | 0.99 | 2.09 | 24.97 |
| | 19 | 0.66 | 0.03 | 0.07 | 0.02 | 0.07 | 1.00 | 2.59 | 26.69 |
| | 20 | 0.59 | 0.06 | 0.08 | 0.06 | 0.08 | 1.00 | 2.59 | 26.69 |

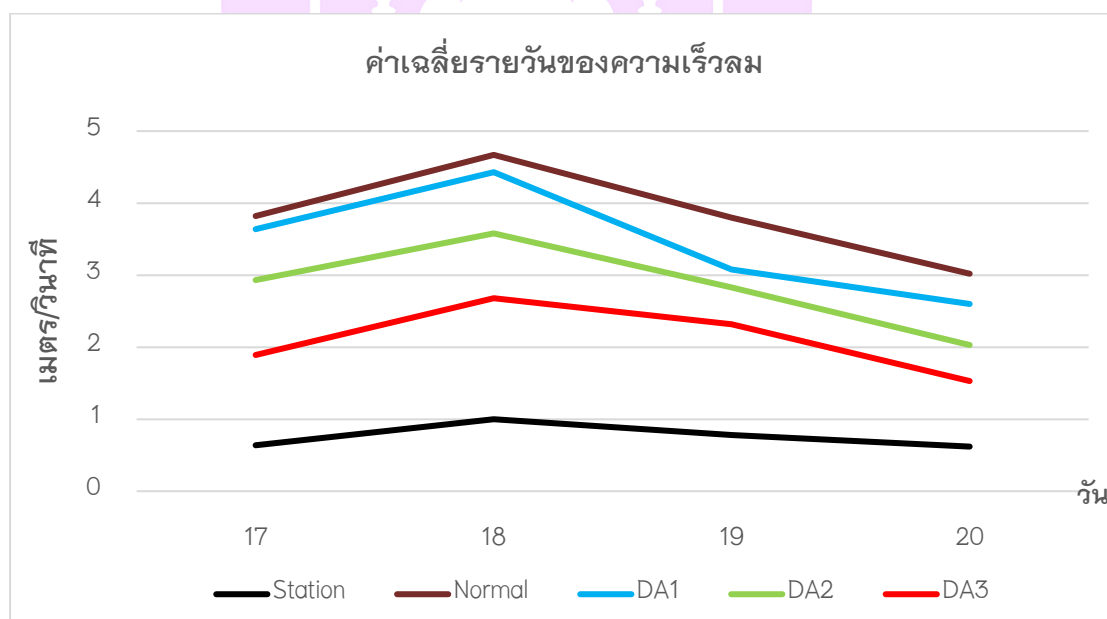
หมายเหตุ: OBS. = สถานีตรวจวัดสภาพอุตุณิยมวิทยา

ตาราง 17 ตารางเปรียบเทียบค่าสถิติความชื้นสัมพัทธ์

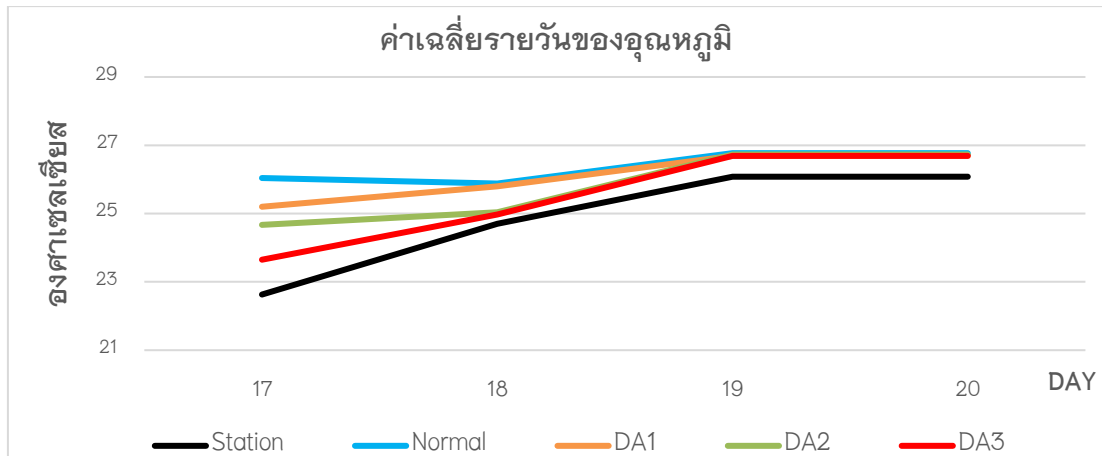
| RH | Day | IOA | MNB | MNE | MFB | MFE | FAC2 | SD | MEAN | SD | MEAN |
|--------|-----|------|-------|------|-------|------|------|-------|-------|-------|-------|
| | | | | | | | | | | OBS. | OBS. |
| Normal | 17 | 0.30 | -0.11 | 0.11 | 0.06 | 0.30 | 0.91 | 9.94 | 82.48 | 28.02 | 85.71 |
| | 18 | 0.42 | -0.09 | 0.11 | -0.08 | 0.14 | 0.99 | 8.72 | 82.79 | 13.61 | 90.56 |
| | 19 | 0.47 | -0.10 | 0.13 | -0.11 | 0.14 | 1.00 | 11.78 | 77.55 | 12.38 | 86.44 |
| | 20 | 0.31 | -0.16 | 0.17 | -0.18 | 0.20 | 1.00 | 10.68 | 75.80 | 11.06 | 90.42 |
| DA1 | 17 | 0.47 | -0.12 | 0.12 | 0.05 | 0.32 | 0.91 | 10.71 | 83.69 | | |
| | 18 | 0.52 | -0.09 | 0.11 | -0.08 | 0.14 | 0.99 | 8.61 | 84.76 | | |
| | 19 | 0.49 | -0.09 | 0.13 | -0.11 | 0.14 | 1.00 | 12.32 | 79.90 | | |
| | 20 | 0.42 | -0.16 | 0.17 | -0.18 | 0.20 | 1.00 | 10.10 | 77.52 | | |
| DA2 | 17 | 0.47 | -0.12 | 0.12 | 0.05 | 0.31 | 0.91 | 9.99 | 83.85 | | |
| | 18 | 0.53 | -0.08 | 0.11 | -0.07 | 0.14 | 0.99 | 8.79 | 85.34 | | |
| | 19 | 0.50 | -0.09 | 0.12 | -0.10 | 0.13 | 1.00 | 11.37 | 81.96 | | |
| | 20 | 0.45 | -0.15 | 0.16 | -0.16 | 0.19 | 1.00 | 10.09 | 79.80 | | |
| DA3 | 17 | 0.48 | -0.11 | 0.12 | 0.06 | 0.31 | 0.91 | 10.10 | 84.98 | | |
| | 18 | 0.55 | -0.09 | 0.11 | -0.08 | 0.14 | 0.99 | 8.68 | 87.45 | | |
| | 19 | 0.51 | -0.09 | 0.13 | -0.10 | 0.14 | 1.00 | 12.14 | 82.13 | | |
| | 20 | 0.48 | -0.15 | 0.16 | -0.16 | 0.18 | 1.00 | 10.79 | 82.02 | | |

หมายเหตุ: OBS. = สถานีตรวจวัดสภาพอุตุณิยมวิทยา

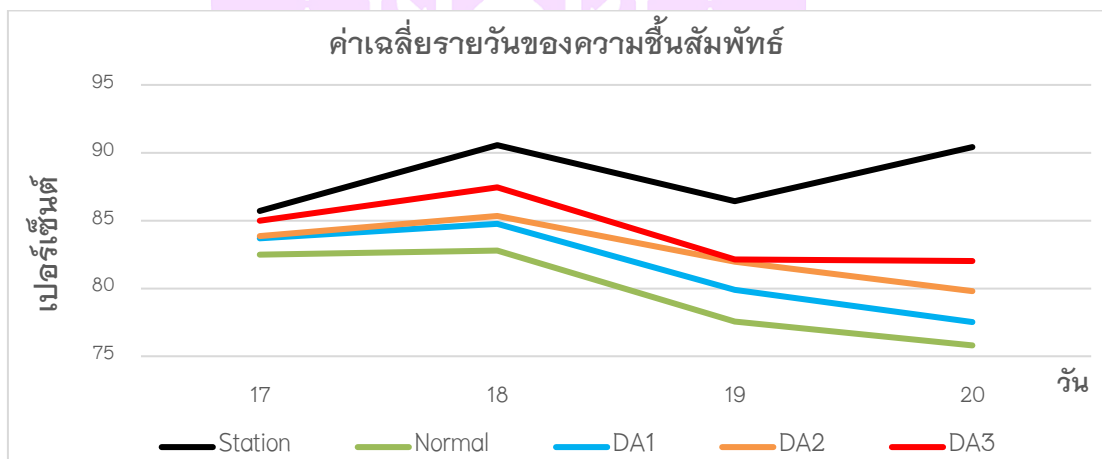
ในการเปรียบเทียบโดยการใช้สถิติมาคำนวณสามารถสรุปได้ว่าการทดลอง DA3 มีประสิทธิภาพในการจำลองมากที่สุดและเพื่อแสดงการเปรียบเทียบเชิงรูปภาพให้สามารถเห็นถึงความแตกต่างจึงนำค่าเฉลี่ยรายวันของการทดลองมาเทียบกับค่าตรวจวัดจากสถานีตรวจวัดสภาพอุตุนิยมหาวิทยาลัยจากกรมควบคุมมลพิษทั้งหมด 12 สถานี พบว่าพารามิเตอร์ความเร็วลม การทดลองที่มีประสิทธิภาพดีที่สุดคือการทดลองที่ 4 DA3 ซึ่งลักษณะเส้นกราฟมีความใกล้เคียงกับสถานีตรวจวัดมากที่สุดและมีแนวโน้มไปในทิศทางเดียวกัน แสดงดังภาพ 45 พารามิเตอร์ อุณหภูมิ การทดลองที่มีประสิทธิภาพดีที่สุดคือการทดลองที่ 4 DA3 ซึ่งลักษณะของเส้นกราฟมีความใกล้เคียงกับสถานีตรวจวัดมากที่สุดและมีแนวโน้มไปในทิศทางเดียวกันแสดงดังภาพ 46 พารามิเตอร์ ความชื้นสัมพัทธ์ การทดลองที่มีประสิทธิภาพดีที่สุดคือการทดลองที่ 4 DA3 ซึ่งลักษณะของเส้นกราฟมีความใกล้เคียงกับสถานีตรวจวัดมากที่สุดและมีแนวโน้มไปในทิศทางเดียวกันแสดงดังภาพ 47



ภาพ 45 กราฟแสดงค่าเฉลี่ยรายวันของความเร็วลม

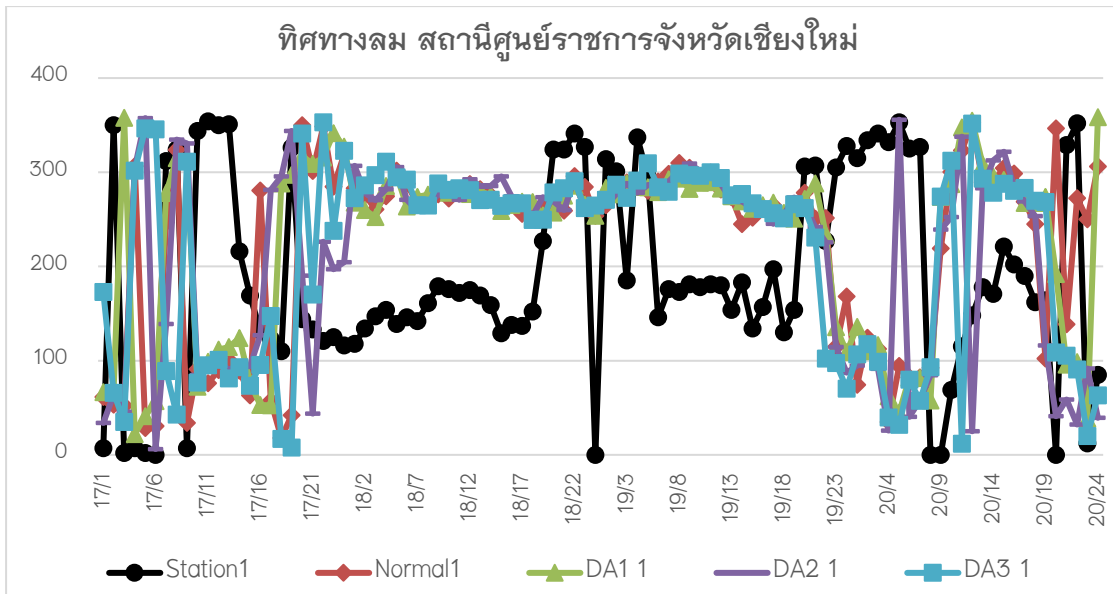


ภาพ 46 กราฟแสดงค่าเฉลี่ยรายวันของอุณหภูมิ

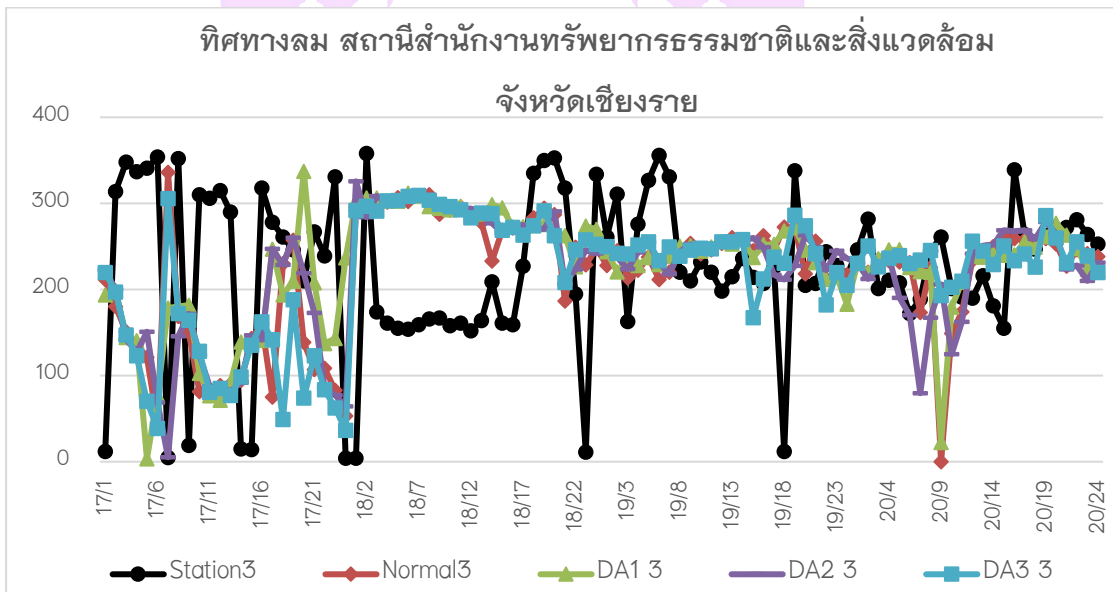


ภาพ 47 กราฟแสดงค่าเฉลี่ยรายวันของความชื้นสัมพัทธ์

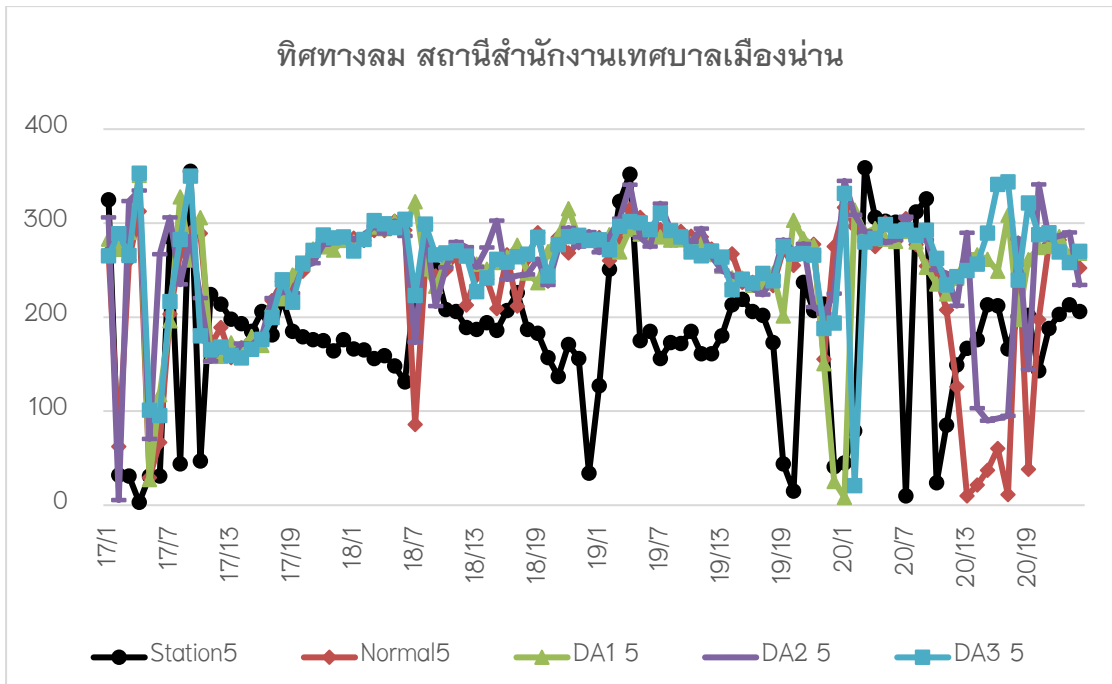
ในการเปรียบเทียบพารามิเตอร์ทิศทางลมได้ใช้กราฟเพื่อเปรียบเทียบ แสดงดังภาพ 48 49 50 และ 51 ตามลำดับการทดลอง โดยเปรียบเทียบกราฟรายชั่วโมงของแต่ละสถานีตรวจวัดสภาพ อุตุนิยมวิทยา 12 สถานี พบว่าทิศทางลมในแต่ละการทดลองมีความแตกต่างกันเพียงเล็กน้อยแต่ผลการจำลองมีทิศทางที่ใกล้เคียงกับผลตรวจวัดจากสถานีในทุกการทดลอง โดยได้เลือกสถานีที่ 1 สถานีศูนย์ราชการจังหวัดเชียงใหม่ สถานีที่ 3 สถานีสำนักงานทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อม จังหวัดเชียงราย สถานีที่ 5 สถานีสำนักงานเทศบาลเมืองน่าน และสถานีที่ 10 สถานีการประปาส่วนภูมิภาคแม่เมาะ ทั้งหมด 4 สถานีเป็นตัวแทนแสดงแทนกราฟทั้งหมด 12 กราฟ



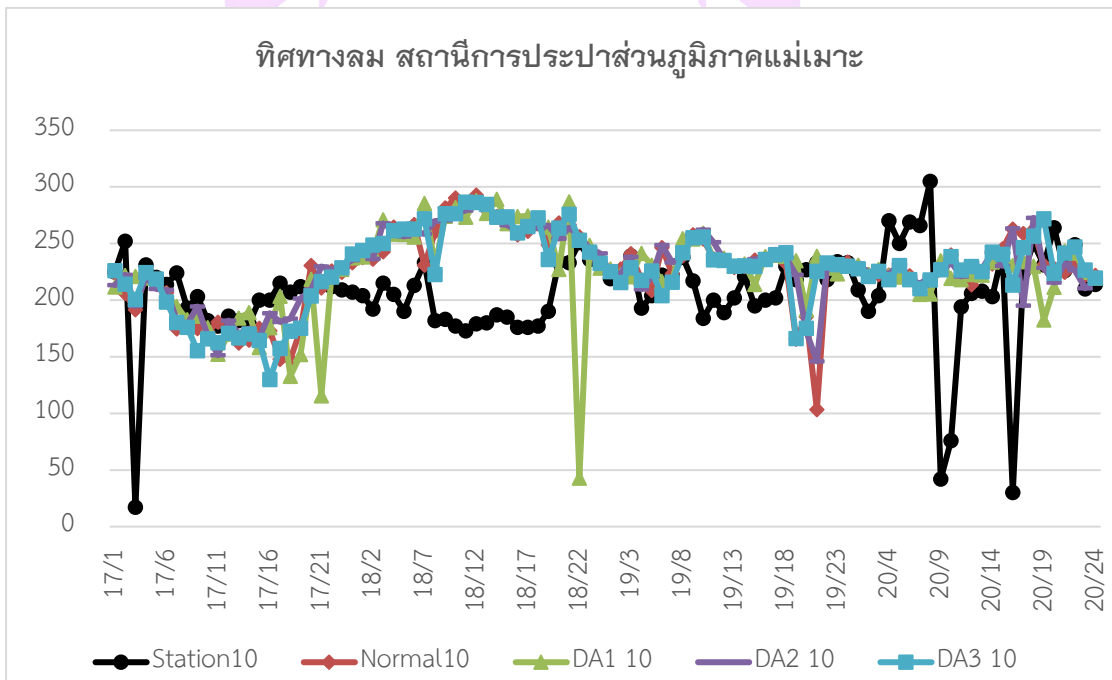
ภาพ 48 กราฟเปรียบเทียบทิศทางการลมสถานีศูนย์ราชการจังหวัดเชียงใหม่



ภาพ 49 กราฟเปรียบเทียบทิศทางการลม สถานีสำนักงานทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อมจังหวัดเชียงราย



ภาพ 50 กราฟเปรียบเทียบทิศทางลม สถานีสำนักงานเทศบาลเมืองน่าน

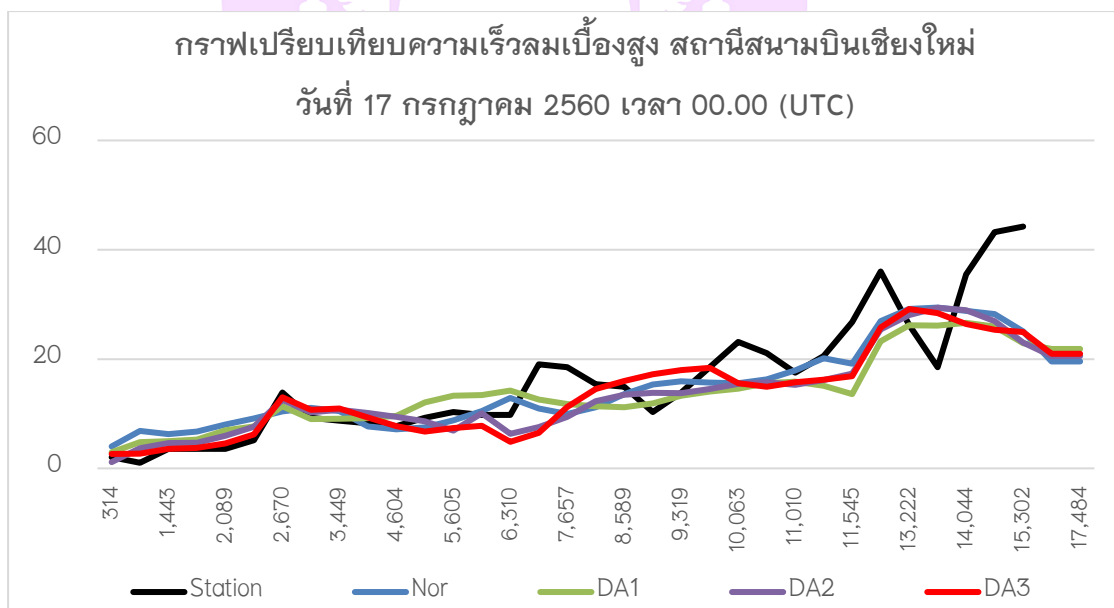


ภาพ 51 กราฟเปรียบเทียบทิศทางลม สถานีการประปาส่วนภูมิภาคแม่เมาะ

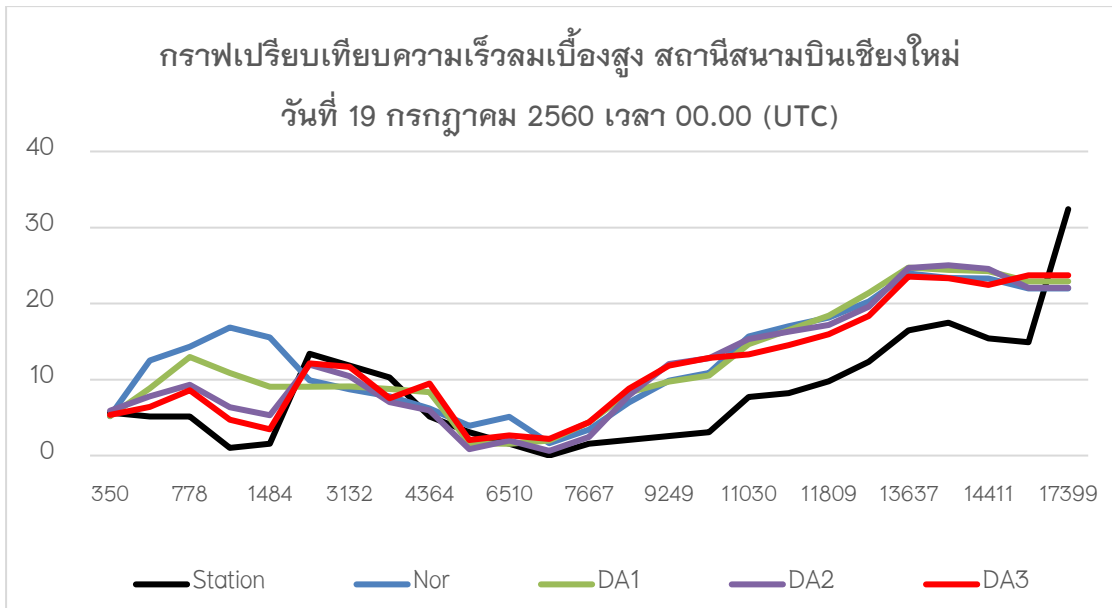
สภาพอุตุนิยมวิทยาเบื้องสูง

สภาพอุตุนิยมวิทยาเบื้องสูงมีอิทธิพลต่อการเกิดฝนโดยตรง เมื่อสภาพอุตุนิยมวิทยาในพื้นที่หนึ่งเปลี่ยนจะทำให้การเกิดฝนในพื้นที่นั้นเปลี่ยนตามส่งผลกันเป็นลูกโซ่ เช่น เมื่ออุณหภูมิเปลี่ยนไปทำให้ความดันอากาศเปลี่ยนตามถึง ณ จุดหนึ่งทำให้อุณหภูมิในอากาศบริเวณนั้นควบแน่นกลายเป็นหยาดน้ำฟ้าทำให้เกิดฝนตก

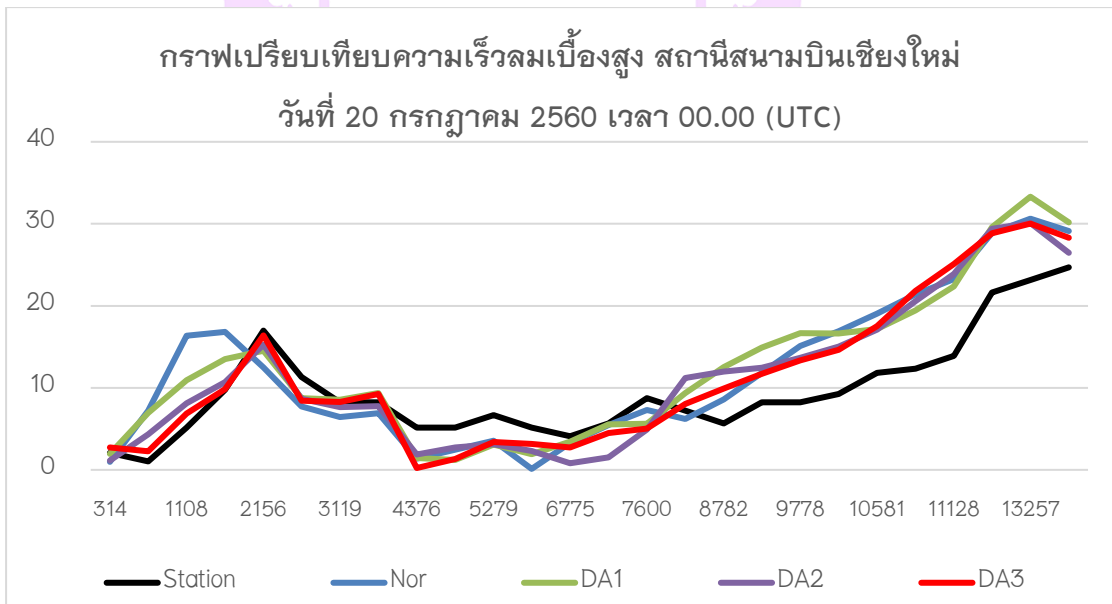
ในการเปรียบเทียบสภาพอุตุนิยมวิทยาเบื้องสูงจะทำการเปรียบเทียบพารามิเตอร์ ความเร็วลม ทิศทางลม และ อุณหภูมิ ระหว่างผลตรวจวัดจากสถานีตรวจวัดอากาศชั้นบน สถานีตรวจวัด สนามบินเชียงใหม่ และ อมก้อย กับผลการจำลองทั้ง 4 การทดลองในระดับความสูงต่าง ๆ ความเร็วลมแสดงในภาพ 52 ถึง 56 พบพบว่า ช่วงความสูงประมาณ 300 ถึง 5000 เมตร มีผลการจำลองที่ใกล้เคียงกับผลตรวจวัดเบื้องสูง โดยการทดลองที่ 4 (DA3) ให้ค่าผลการจำลองใกล้เคียงกับผลตรวจวัดที่สุด ช่วงความสูงตั้งแต่ 5001 เมตรขึ้นไปผลการจำลองจะห่างออกจากผลตรวจวัดเรื่อย ๆ แต่มีแนวโน้มไปในทิศทางเดียวกันกับผลตรวจวัด



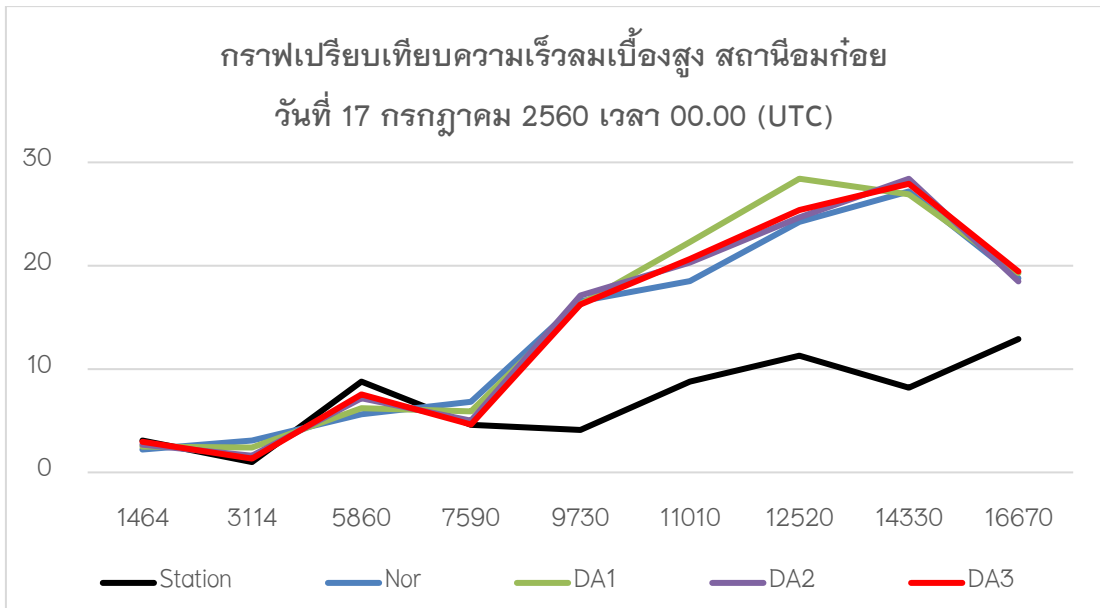
ภาพ 52 กราฟเปรียบเทียบความเร็วลมเบื้องสูง สถานีสนามบินเชียงใหม่ วันที่ 17 กรกฎาคม 2560 เวลา 00.00 (UTC)



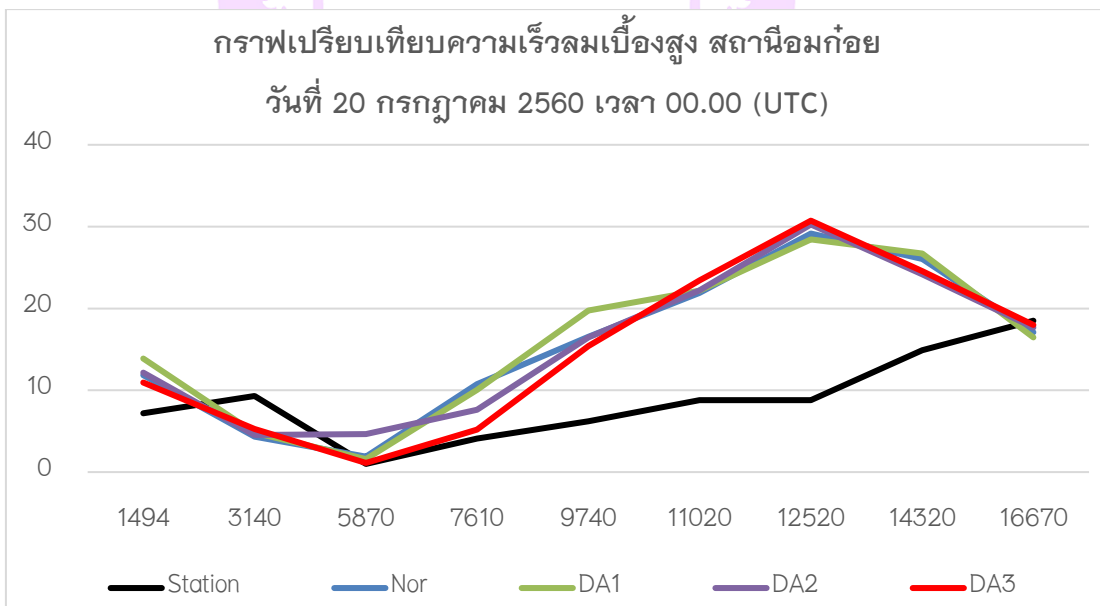
ภาพ 53 กราฟเปรียบเทียบความเร็วลมเบื้องต้น สถานีสนามบินเชียงใหม่ วันที่ 19 กรกฎาคม 2560 เวลา 00.00 (UTC)



ภาพ 54 กราฟเปรียบเทียบความเร็วลมเบื้องต้น สถานีสนามบินเชียงใหม่ วันที่ 20 กรกฎาคม 2560 เวลา 00.00 (UTC)

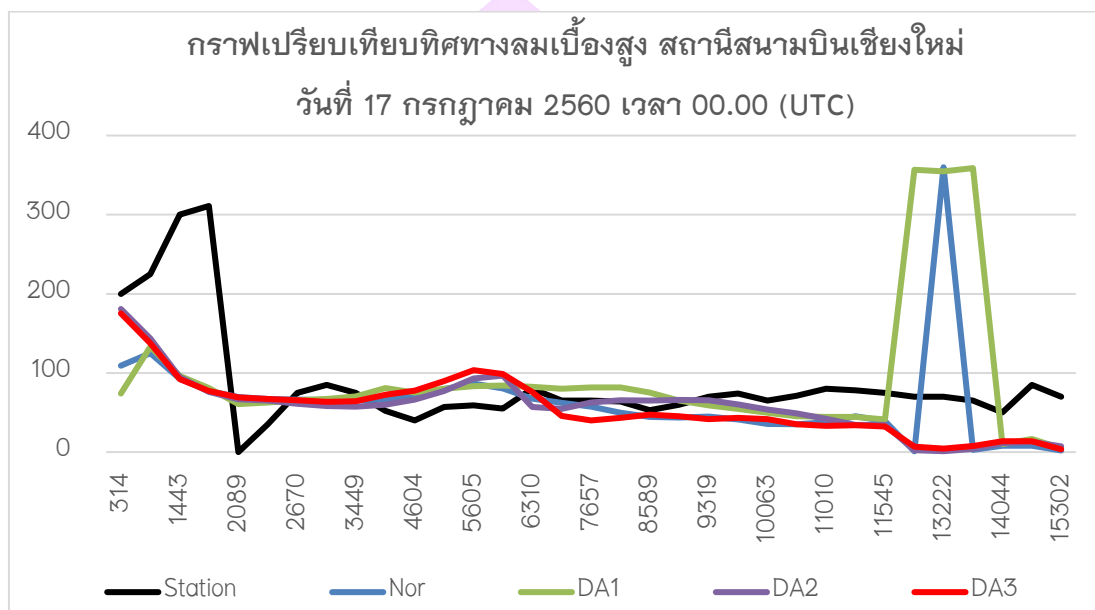


ภาพ 55 กราฟเปรียบเทียบความเร็วลมเบื้องต้นสูง สถานีอมก๋อย* วันที่ 17 กรกฎาคม 2560 เวลา 00.00 (UTC)

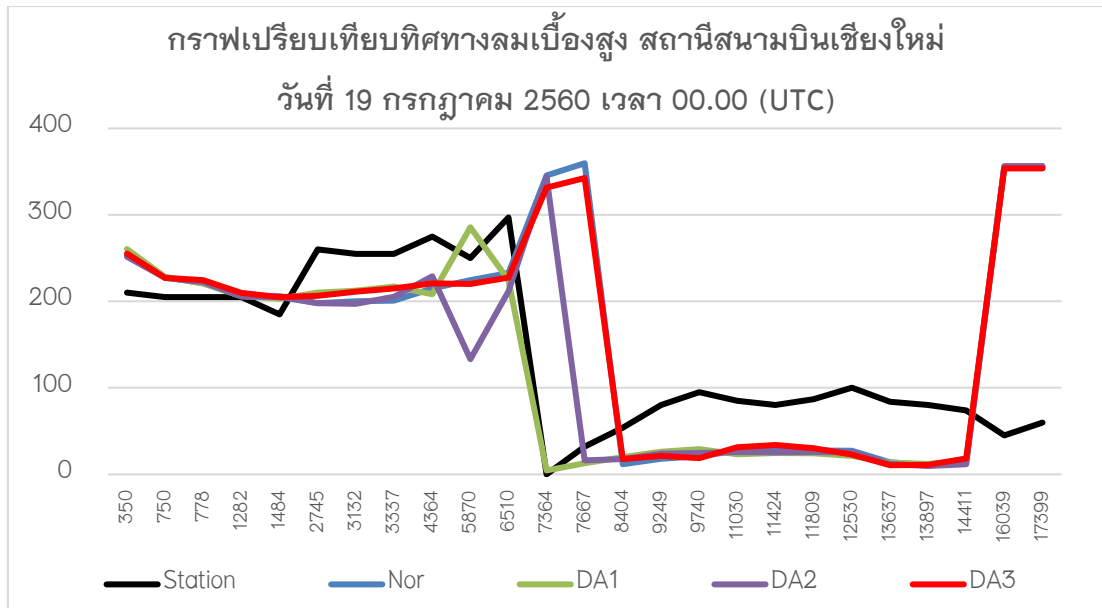


ภาพ 56 กราฟเปรียบเทียบความเร็วลมเบื้องต้นสูง สถานีอมก๋อย* วันที่ 20 กรกฎาคม 2560 เวลา 00.00 (UTC)

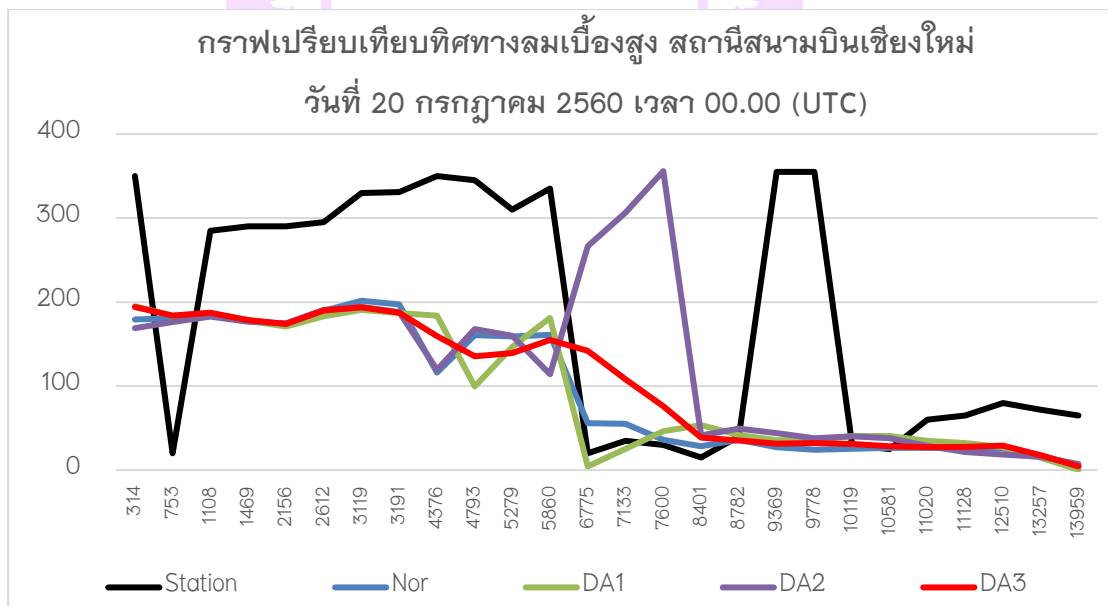
ทิศทางลมแสดงในภาพ 57 ถึง 61 พบว่า มีผลการจำลองที่ใกล้เคียงกับผลตรวจวัดเบื้องต้น โดยผลจำลองของการทดลองทั้ง 4 ให้ค่าจำลองที่เกาะกลุ่มกันจนไม่สามารถเปรียบเทียบผลการทดลองที่ให้ผลดีที่สุดได้ ในทุกช่วงความสูง แต่ผลการจำลองทั้งหมดมีแนวโน้มไปในทิศทางเดียวกันกับผลตรวจวัด



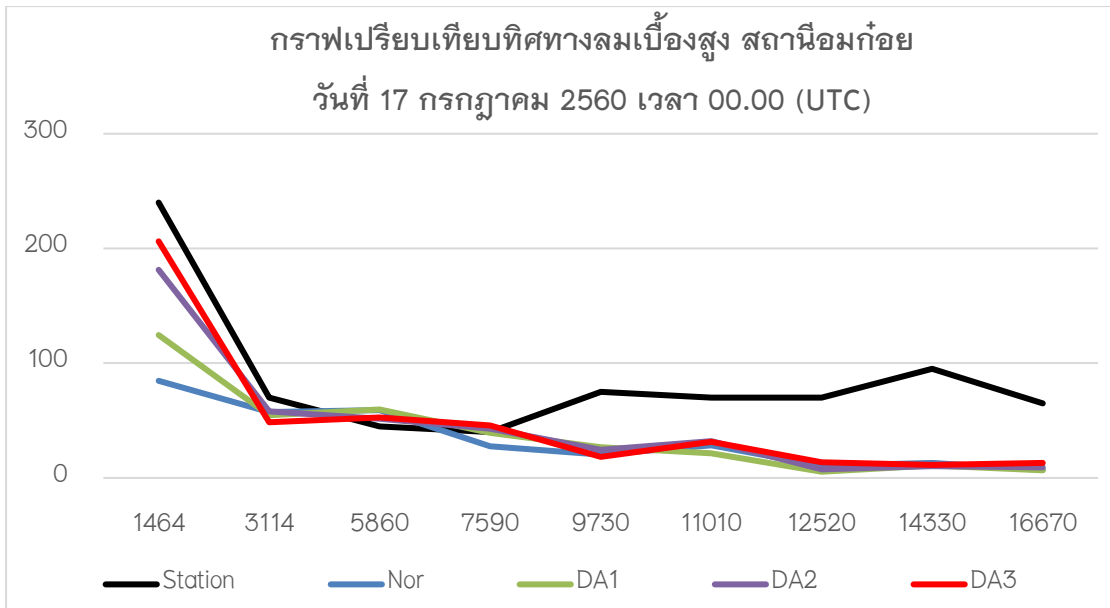
ภาพ 57 กราฟเปรียบเทียบทิศทางลมเบื้องต้น สถานีสนามบินเชียงใหม่ วันที่ 17 กรกฎาคม 2560 เวลา 00.00 (UTC)



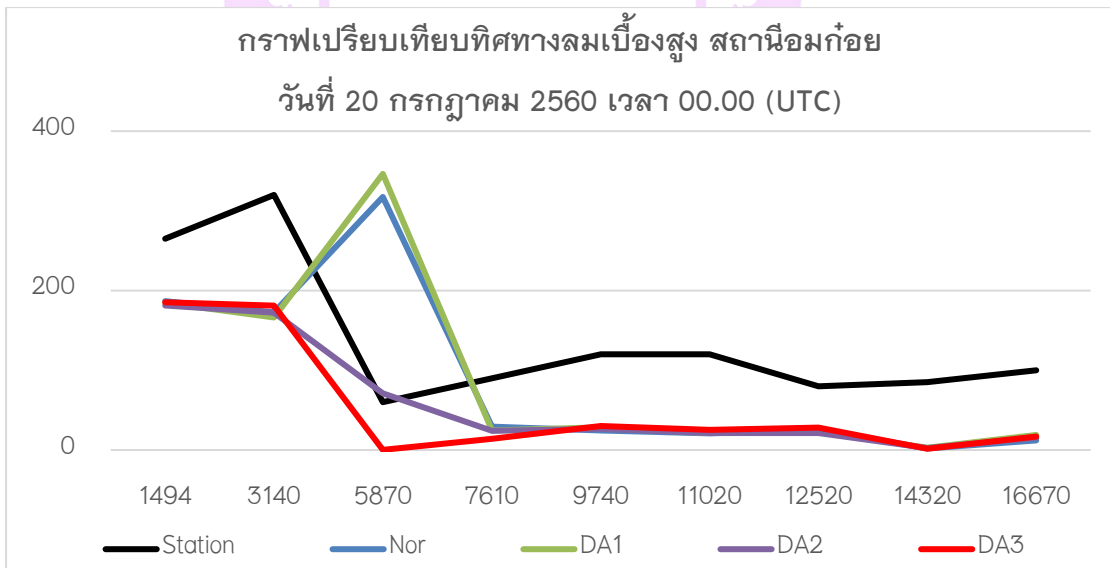
ภาพ 58 กราฟเปรียบเทียบทิศทางลมเบื้องต้นสูง สถานีสนามบินเชียงใหม่ วันที่ 19 กรกฎาคม 2560 เวลา 00.00 (UTC)



ภาพ 59 กราฟเปรียบเทียบทิศทางลมเบื้องต้นสูง สถานีสนามบินเชียงใหม่ วันที่ 20 กรกฎาคม 2560 เวลา 00.00 (UTC)



ภาพ 60 กราฟเปรียบเทียบทิศทางลมเบื้องสูง สถานีอ้อมก้อย วันที่ 17 กรกฎาคม 2560 เวลา 00.00 (UTC)



ภาพ 61 กราฟเปรียบเทียบทิศทางลมเบื้องสูง สถานีอ้อมก้อย วันที่ 20 กรกฎาคม 2560 เวลา 00.00 (UTC)

ในการประเมินความถูกต้องทางด้านสถิติในการจำลองสภาพอุตุนิยมหาวิทยาลัยเบ็องสูงได้ใช้สถิติ Mean Normalized Bias (MNB), Mean Normalized Gross Error (MNE), Mean Fractional Bias (MFB) และ Mean Fractional Gross Error (MFE) เข้ามาเปรียบเทียบระหว่างผลของโมเดลจำลองกับผลตรวจวัดเบ็องสูงจากสถานีตรวจวัดเบ็องสูงสนามบินเชียงใหม่ และ สถานีตรวจวัดเบ็องสูง อำเภออมก๋อย จังหวัดเชียงใหม่ เปรียบเทียบรายสถานีและตามระดับความสูง เพื่อตรวจสอบดูความสอดคล้องของค่าผลจำลองกับผลตรวจวัดเบ็องสูงและตรวจสอบค่าความผิดพลาดของผลจำลองว่ามีค่าความผิดพลาดจากผลตรวจวัดเบ็องสูงมากหรือน้อยเพียงใด จากผลสถิติพบว่าในพิกัดสถานีตรวจวัดสนามบินเชียงใหม่การทดลองที่ 4 DA3 พารามิเตอร์ความเร็วลม (Wind Speed) มีค่าสถิติดีที่สุด ในค่า MNB และ MNE เท่ากับ 0.31 และ 0.55 ตามลำดับ แสดงดังตาราง 18 ผลการศึกษาพบ DA3 สามารถจำลองได้ดีกว่ากรณีอื่นที่ระดับความสูงช่วง 300 เมตรถึง 3000 เมตร ทั้งนี้เนื่องจากเป็นชั้นที่มีการตรวจวัดด้วยเรดาร์จึงมีการปรับค่าเริ่มต้นของแบบจำลองให้มีค่าถูกต้องมากขึ้น อย่างไรก็ตามการที่ค่าสถิติมีความแตกต่างกันน้อยในแต่ละการทดลอง เนื่องจากในช่วงความสูงตั้งแต่ 3000 เมตรขึ้นไปผลจำลองของโมเดลมีค่าห่างจากผลตรวจวัดจากสถานีมากขึ้นเรื่อย ๆ ตามระดับความสูง และจำนวนชั้นที่ต่ำกว่าความสูงระดับ 3,000 เมตรมีจำนวนน้อย จึงอาจส่งผลให้ผลของสถิติที่ออกมา มีค่าแตกต่างกันเพียงเล็กน้อย ซึ่งแตกต่างกับพิกัดสถานีตรวจวัดอมก๋อยที่มีจำนวนชั้นตรวจวัดที่น้อยกว่าสถานีสนามบินเชียงใหม่ประกอบด้วยช่วงความสูง 1,464 เมตร ถึง 7,590 เมตรพารามิเตอร์ความเร็วลม(Wind Speed) ให้ค่าผลจำลองที่ใกล้เคียงกับผลตรวจวัดและจำนวนชั้นที่ค่าผลจำลองห่างจากผลตรวจวัดมีจำนวนพอ ๆ กันกับชั้นที่ให้ผลดี ทำให้ค่าสถิติที่ได้เห็นถึงความแตกต่างของแต่ละการทดลองชัดเจน ซึ่งการทดลองที่ 4 DA3 ให้ผลสถิติดีที่สุดทุกค่าสถิติ คือ MNB เท่ากับ 0.85 MNE เท่ากับ 0.93 MFB เท่ากับ 0.27 และ MFE เท่ากับ 0.39 แสดงดังตาราง 19 จึงสรุปว่าผลการจำลองของการทดลองที่ 4 DA3 ทั้ง 2 สถานีมีผลการจำลองเบ็องสูงดีที่สุด ส่วนในพารามิเตอร์ทิศทางลมผลการจำลอง ณ พิกัดจุดตรวจวัดทั้งสองสถานีให้ผลค่าสถิติใกล้เคียงกัน อย่างไรก็ตามเมื่อพิจารณาเปรียบเทียบจากรูปกราฟภาพที่ 60 – 61 พบว่าที่สถานีอมก๋อยกรณี DA3 และ DA2 ที่มีการนำเข้าสู่ข้อมูลจากเรดาร์ พบว่าที่ระดับต่ำกว่า 7,000 เมตรเหนือพื้นดิน ทิศทางลมจากแบบจำลองมีค่าใกล้เคียงค่าตรวจวัดมากขึ้น

ตาราง 18 ตารางแสดงค่าสถิติพิกัดสถานีตรวจวัดสนามบินเชียงใหม่

| พิกัดสถานีตรวจวัด สนามบิน เชียงใหม่ | Wind Direction | | | | Wind Speed | | | |
|--|----------------|------|------|------|------------|-------|-------|-------------|
| | Normal | DA1 | DA2 | DA3 | Normal | DA1 | DA2 | DA3 |
| Mean Normalized Bias | 0.59 | 0.59 | 0.67 | 0.70 | 0.73 | 0.55 | 0.34 | <u>0.31</u> |
| Mean Normalized Gross Error | 0.59 | 0.59 | 0.67 | 0.70 | 0.98 | 0.79 | 0.64 | <u>0.55</u> |
| Mean Fractional Bias | 0.62 | 1.51 | 1.33 | 1.85 | 0.18 | -0.01 | -0.07 | -0.06 |
| Mean Fractional Gross Error | 0.62 | 1.51 | 1.33 | 1.85 | 0.50 | 0.46 | 0.45 | 0.45 |

ตาราง 19 ตารางแสดงค่าสถิติพิกัดสถานีตรวจวัดอมก๋อย เชียงใหม่

| พิกัดสถานีตรวจวัด อมก๋อย เชียงใหม่ | Wind Direction | | | | Wind Speed | | | |
|---------------------------------------|----------------|------|------|------|------------|------|------|-------------|
| | Normal | DA1 | DA2 | DA3 | Normal | DA1 | DA2 | DA3 |
| Mean Normalized Bias | 0.70 | 0.66 | 0.57 | 0.62 | 1.04 | 1.06 | 1.10 | <u>0.85</u> |
| Mean Normalized Gross Error | 0.70 | 0.66 | 0.57 | 0.62 | 1.18 | 1.18 | 1.20 | <u>0.93</u> |
| Mean Fractional Bias | 1.01 | 4.63 | 4.43 | 4.84 | 0.52 | 0.33 | 0.33 | <u>0.27</u> |
| Mean Fractional Gross Error | 1.01 | 4.63 | 4.43 | 4.84 | 0.69 | 0.53 | 0.50 | <u>0.39</u> |

บทที่ 5

สรุปผลการวิจัย

จากการศึกษาผลของการจำลองฝนด้วย DA โดยข้อมูลตรวจวัดภาคพื้นดิน ข้อมูลตรวจวัด
เบื้องสูงและข้อมูลตรวจวัดจากเรดาร์ ซึ่งแบ่งการทดลองออกเป็น 4 การทดลองได้แก่

จำลอง WRF model โดยไม่มีการใช้เทคนิค Data assimilation (Normal)

Data assimilation ด้วยข้อมูลผลตรวจวัดภาคพื้นดินและข้อมูลตรวจวัดเบื้องสูง (DA1)

Data assimilation ด้วยข้อมูลผลตรวจวัดจาก เรดาร์ (DA2)

Data assimilation ด้วยข้อมูลผลตรวจวัดที่มีการรวมกันของข้อมูลตรวจวัดภาคพื้นดินและ
ข้อมูลตรวจวัดเบื้องสูง และ เรดาร์ (DA3)

หลังจาก DA พบว่ามีการเปลี่ยนแปลงของข้อมูลใน ข้อมูลสภาพอุตุนิยมวิทยาเริ่มต้น (IC)
โดยในการทดลองที่ 2 DA1 ได้ทำการ DA พารามิเตอร์ ความดันบรรยากาศ(PRES) ความเร็วลม
(SPEED) ทิศทางลม(DIR) ระดับความสูง(HEIGHT) อุณหภูมิ(TEMP) อุณหภูมิจุดน้ำค้าง(DEW PT)
และความชื้น(HUMID) การทดลองที่ 3 DA2 ทำการ DA พารามิเตอร์ลมในแนวนอนต่อทิศตะวันออก
U 10 และ ลมในแนวนอนต่อทิศเหนือ V 10 และการทดลองที่ 4 DA3 ทำการ DA พารามิเตอร์ที่ผสม
รวมระหว่าง DA1 และ DA2

ในการประเมินความถูกต้องในการจำลองฝนได้นำกราฟเปรียบเทียบค่าเฉลี่ยปริมาณฝน
สะสมรายวัน ค่าสถิติพื้นฐานได้แก่ RMSE Mean bias และค่าเฉลี่ย มาเปรียบเทียบผลของการจำลอง
ฝนในแต่ละการทดลองเทียบกับผลตรวจวัดจากสถานีตรวจวัดฝนจากกรมอุตุนิยมวิทยา (Station)
และค่าตรวจวัดจากดาวเทียม GSmap 0.1 Degree (GSmap) นอกจากนี้เนื่องจากข้อมูลตรวจวัด
ที่มีปริมาณจำกัดไม่ครอบคลุม การศึกษานี้จึงได้เปรียบเทียบกับชุดข้อมูล NCEP GDAS/FNL 0.25
Degree Global Tropospheric Analyses and Forecast Grids (ds0 8 3 .3) จาก National Center for
Atmospheric Research (NCAR) ซึ่งเป็นการจำลองสภาพอุตุนิยมวิทยาในอดีตที่มีการเตรียมข้อมูล
IC/BC โดยทำ DA ด้วยข้อมูลตรวจวัด พบว่าค่า RMSE และ MB ของแต่ละการทดลองนั้นไม่แตกต่างกัน
อย่างมีนัยสำคัญและจากกราฟค่าเฉลี่ยของปริมาณฝนสะสมรายวัน ค่าเฉลี่ยปริมาณฝนสะสม
จากการทดลองทั้งหมดมีค่าใกล้เคียงกันมากเส้นกราฟของการทดลองจึงเกาะกลุ่มกันจนไม่สามารถ
สรุปได้ว่าการทดลองไหนมีค่าที่ดีกว่ากัน

ในด้านของความแม่นยำของผลการจำลองนั้นได้มีการเปรียบเทียบโดยการนำสมการทาง
สถิติได้แก่ Probability of Detection (POD) , False Alarm Rate (FAR) indexes และ Threat score (Critical

Success Index) (Liu, Bray และ Han, 2013; Maiello และคณะ, 2009) เข้ามาร่วมประเมินความถูกต้องแม่นยำของแต่ละการทดลองโดยจะทำการเปรียบเทียบแต่ละการทดลองกับผลตรวจวัดจริงจากสถานีตรวจวัดฝนของกรมอุตุนิยมวิทยา พบว่าวันที่ 17 และ 18 ช่วงแรกในการจำลองค่าสถิติที่เหมือนกันในทุกการทดลอง ในส่วนของวันที่ 19 และ 20 นั้นค่า POD มีค่าดีที่สุดคือการทดลองที่ 4 DA3 มีค่าเท่ากับ 0.9524 และ 0.9804 ตามลำดับ ค่า FAR การทดลองที่มีค่าดีที่สุดคือการทดลองที่ 4 DA3 มีค่าเท่ากับ 0.3220 และ 0.1803 ตามลำดับ ค่า TS การทดลองที่มีค่าดีที่สุดคือการทดลองที่ 4 DA3 มีค่าเท่ากับ 0.6557 และ 0.8065 ตามลำดับ จากการเปรียบเทียบค่าสถิติความแม่นยำสามารถสรุปได้ว่าการทดลองที่ 4 DA3 เป็นตัวแทนที่ดีที่สุดในการทดลองพยากรณ์ฝนตกหนักทั้งหมดในการศึกษาในครั้งนี้

สภาพอุตุนิยมวิทยาภาคพื้นดินในการเปรียบเทียบพารามิเตอร์พารามิเตอร์ความเร็วลม WS พบว่าการทดลองที่ 4 DA3 มีผลค่าสถิติและเส้นกราฟที่ใกล้เคียงกับผลตรวจวัดจากสถานีมากที่สุด ในพารามิเตอร์อุณหภูมิ Temp พบว่าการทดลองที่ 4 DA3 มีผลค่าสถิติและเส้นกราฟที่ใกล้เคียงกับผลตรวจวัดจากสถานีมากที่สุด ในพารามิเตอร์ความชื้นสัมพัทธ์ พบว่าการทดลองที่ 4 DA3 มีผลค่าสถิติและเส้นกราฟที่ใกล้เคียงกับผลตรวจวัดจากสถานีมากที่สุด ทิศทางลมได้ใช้กราฟเพื่อเปรียบเทียบ พบว่าทิศทางลมในแต่ละการทดลองมีความแตกต่างกันเพียงเล็กน้อยแต่ผลการจำลองมีทิศทางที่ใกล้เคียงกับผลตรวจวัดจากสถานีในทุกการทดลอง

สภาพอุตุนิยมวิทยาเบื้องสูง พารามิเตอร์ ความเร็วลม จากการเปรียบเทียบโดยใช้กราฟ พบว่าในช่วงความสูงประมาณ 300 ถึง 5,000 เมตร มีผลการจำลองที่ใกล้เคียงกับผลตรวจวัดเบื้องสูง โดยการทดลองที่ 4 (DA3) ให้ค่าผลการจำลองใกล้เคียงกับผลตรวจวัดที่สุด ช่วงความสูงตั้งแต่ 5001 เมตรขึ้นไปผลการจำลองจะให้ค่าที่ห่างจากผลตรวจวัด แต่มีแนวโน้มไปในทิศทางเดียวกันกับผลตรวจวัด พารามิเตอร์ ทิศทางลม ให้ผลการจำลองที่ใกล้เคียงกับผลตรวจวัดเบื้องสูง โดยผลจำลองของการทดลองทั้ง 4 ให้ค่าการจำลองที่เกาะกลุ่มกันจนไม่สามารถเปรียบเทียบหาการทดลองที่ให้ผลดีที่สุดได้ ในทุกช่วงความสูง แต่ผลการจำลองทั้งหมดมีแนวโน้มไปในทิศทางเดียวกันกับผลตรวจวัด ในด้านการเปรียบเทียบโดยใช้ค่าสถิติ Mean Normalized Bias (MNB), Mean Normalized Gross Error (MNE), Mean Fractional Bias (MFB) และ Mean Fractional Gross Error (MFE) เข้ามาเปรียบเทียบรายสถานีและตามระดับความสูง เพื่อตรวจสอบดูค่าความห่างของค่าผลจำลองกับผลตรวจวัดเบื้องสูงและตรวจสอบค่าความผิดพลาดของผลจำลองว่ามีค่าความผิดพลาดจากผลตรวจวัดเบื้องสูงมากหรือน้อยเพียงใด พบว่าในพารามิเตอร์ความเร็วลม (Wind Speed) การทดลองที่ 4 DA3 มีค่าสถิติดีที่สุด จึงสามารถสรุปได้ว่าผลการจำลองของการทดลองที่ 4 DA3 ทั้ง 2 สถานี มีค่าความห่างจากผลตรวจวัดน้อยที่สุด และมีค่าความผิดพลาดของผลจำลองน้อยที่สุด

และในพารามิเตอร์ทิศทางการลมนผลการจำลอง ณ พิกัดจุดตรวจวัดทั้งสองสถานีให้ผลสถิติที่ดีที่สุดแตกต่างกันจึงไม่สามารถสรุปได้ว่าการทดลองไหนให้ผลการจำลองดีกว่ากัน

ข้อเสนอแนะในการวิจัยครั้งต่อไป

การศึกษานี้นำเข้าข้อมูลเรดาร์เฉพาะอุณหภูมิจึงและ ลม การศึกษาครั้งต่อไปควรนำเข้าข้อมูลปริมาณน้ำในบรรยากาศจากเรดาร์ และในขั้นตอนการ DA ได้ใช้ Background Error (BE) Option CV3 ซึ่งเป็น Option เดิมที่ถูกต้องมาพร้อมกับ DA อยู่แล้ว โดยตัว BE จะมีหน้าที่เป็นค่าสถิติที่ใช้สำหรับคัดกรองข้อมูลที่ผิดปกติหรือข้อมูลที่ผิดพลาดจากการทำ DA และปรับค่าในกริดอื่น ๆ ให้สมดุลกับค่าที่มีการปรับโดยข้อมูลตรวจวัด ซึ่ง Option CV3 นี้ถูกสร้างขึ้นเพื่อใช้ในการ DA ระดับความละเอียดต่ำและถูกสร้างขึ้นจากข้อมูลการจำลองระดับโลก อาจจะทำให้การ DA ในการทดลองนี้ซึ่งเป็นการจำลองในภาคเหนือตอนบนของประเทศไทยมีผลออกมาไม่ได้คล้ายกับผลตรวจวัดจริงที่ได้จากสถานีตรวจวัดฝนมากหนัก ซึ่งในการทดลองครั้งต่อไปแนะนำให้ทำการสร้าง BE ใช้ในการทดลองเอง โดยใช้ Option CV7 ตัว BE Option CV7 ที่สร้างขึ้นมานั้นจะสามารถให้ค่าการ DA ที่ดีกว่าการใช้ BE Option CV3 (Bureau, 2017; Descombes และคณะ, 2015)

การศึกษานี้ได้ทำการ DA เพื่อนำเข้าข้อมูลตรวจวัดเป็นจำนวน 1 ครั้งคือเวลา 00.00 UTC ของวันที่เริ่มการจำลอง 16 กรกฎาคม 2560 จำลองเป็นเวลา 4 วันเนื่องจากข้อจำกัดทางด้านข้อมูลตรวจวัดจึงอาจจะทำให้ผลการจำลองฝนเทียบกับผลตรวจวัดแล้วไม่ดีเท่าที่ควร ในการศึกษาครั้งต่อไปควรมีการทำ DA ทุก 6 หรือ 12 ชั่วโมง เพื่อปรับข้อมูล IC และ BC ผลการจำลองอาจมีผลที่ดีขึ้น (Liu, Bray และ Han, 2013; Tian และคณะ, 2017)

การเปรียบเทียบการทดลองในการศึกษา อาจมีการเพิ่มเติมตัวเลือกอื่นที่มีความหลากหลาย เพื่อประสิทธิภาพที่ดีที่สุดของการทำ DA ด้วยข้อมูลต่าง ๆ รวมไปถึงการเลือกใช้ CV และการปรับเปลี่ยนการตั้งค่าในโมเดลการจำลอง หรือแม้แต่การปรับความละเอียดในการจำลองให้ละเอียดขึ้น

บรรณานุกรม

- Arthur J. Eiserloh, J. (2014). **WRF–Model Data Assimilation Studies of Landfalling Atmospheric Rivers and Orographic Precipitation Over Northern California.** Master thesis, M.Sc., San Jose State University, California.
- Askelson, M. A., Aubagnac, J.–P. และ Straka, J. M. (2000). An Adaptation of the Barnes Filter Applied to the Objective Analysis of Radar Data. **Monthly Weather Review**, 128(9), 3050–3082.
- Astronomy, L. m. o. E. S. a. (2562). สืบค้นเมื่อ 08 สิงหาคม 2562, จาก <http://www.lesa.biz/earth/atmosphere>
- C.W. Bureau, **Weather Research and Forecasting.** Retrieved August 10 2019, from <https://www.cwb.gov.tw/eng/>
- Chantraket, P., Detyothin, C. and Suknarin, A. (2016). Radar Reflectivity Derived Rain–storm Characteristics over Northern Thailand. **EnvironmentAsia**, 6(2), 24–33.
- Compo, G. P., Whitaker, J. S. and Sardeshmukh, P. D. (2006). Feasibility of a 100–Year Reanalysis Using Only Surface Pressure Data. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 87(2), 175–190.
- Descombes, G., Auligné, T., Vandenberghe, F., Barker, D. และ Barre, J. (2015). Generalized background error covariance matrix model (GEN_BE v2. 0). **Geoscientific Model Development**, 8(3), 56–68.
- Giannaros, T. M., Melas, D., Daglis, I. A., Keramitsoglou, I. and Kourtidis, K. (2013). Numerical study of the urban heat island over Athens (Greece) with the WRF model. **Atmospheric Environment**, 73, 103–111.
- Hima Bindu, H., Venkat Ratnam, M., Yesubabu, V., Narayana Rao, T., Kesarkar, A. and Naidu, C. V. (2016). Characteristics of cyclone generated gravity waves observed using assimilated WRF model simulations over Bay of Bengal. **Atmospheric Research**, 180, 178–188.
- Kumar, P. (2014). Impact of assimilation of INSAT–3D retrieved atmospheric motion vectors on short–range forecast of summer monsoon 2014 over the South Asian region.

Theor Appl Climatol, 128(3–4), 575–586

- Liu, J., Bray, M. and Han, D. (2013). A study on WRF radar data assimilation for hydrological rainfall prediction. **Hydrology and Earth System Sciences**, 17(8), 3095.
- Lynch, P. (2002). Weather forecasting From woolly art to solid science. **International Geophysics**, 83, 106–119.
- Maiello, I., Ferretti, R., Gentile, S., Montopoli, M., Picciotti, E., Giuliani, G. et al. (2009). Impact of radar data assimilation on WRF simulations of the Aniene flood. **Atmos. Meas. Tech.**, 7, 2919–2935.
- Maiello, I., Ferretti, R., Gentile, S., Montopoli, M., Picciotti, E., Marzano, F. และคณะ. (2014). Impact of radar data assimilation for the simulation of a heavy rainfall case in central Italy using WRF–3DVAR. **Atmospheric Measurement Techniques**, 7(9), 2919–2935.
- Moser, B. (2014). **The impact of radar data assimilation on warm season rainfall forecasts for use in hydrologic models: examples from extreme rain events in Iowa**. Master thesis, M.Sc., Iowa State University, Iowa.
- NOAA. (2017). **Cold & Warm Episodes by Season**. Retrieved May 5 2018, from https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php
- Park, S.-Y., Lee, S.-H. and Lee, H. W. (2014). Assimilation of wind profiler observations and its impact on three-dimensional transport of ozone over the Southeast Korean Peninsula. **Atmospheric Environment**, 99, 660–672.
- Simmons, A., Hortal, M., Kelly, G., McNally, A., Untch, A. and Uppala, S. (2005). ECMWF Analyses and Forecasts of Stratospheric Winter Polar Vortex Breakup: September 2002 in the Southern Hemisphere and Related Events. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 62(3), 668–689.
- Sokol, Z. (2011). Assimilation of extrapolated radar reflectivity into a NWP model and its impact on a precipitation forecast at high resolution. **Atmospheric Research**, 100(2), 201–212.
- Tian, J., Liu, J., Yan, D., Li, C., Chu, Z. และ Yu, F. (2017). An assimilation test of Doppler radar reflectivity and radial velocity from different height layers in improving the WRF

rainfall forecasts. **Atmospheric Research**, 198, 132–144.

Wikipedia. (2018). **Radio acoustic sounding system**. Retrieved March 25 2020, from https://en.wikipedia.org/wiki/Radio_acoustic_sounding_system

WRFDA. (2017). **User's Guide version 3.8.1**. Retrieved March 5 2018, from http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/wrfda/Docs/user_guide_V3.8.1/

กรมฝนหลวงและการบินเกษตร. (2560). **ข้อมูลตรวจวัดจากเรดาร์**. สืบค้นเมื่อ 05 พฤษภาคม 2560, จาก <https://www.royalrain.go.th/royalrain/Home.aspx>

กรมอุตุนิยมวิทยา. (2559). **สภาพอุตุนิยมวิทยา**. สืบค้นเมื่อ 10 พฤษภาคม 2561, จาก <http://www.tmd.go.th/info/info.php?FileID=64>

ศูนย์เตือนภัยพิบัติแห่งชาติ. (2554). **รายงานสถานการณ์ภาวะภัยพิบัติ**. สืบค้นเมื่อ 10 พฤษภาคม 2561 จาก <http://www.ndwc.go.th/web/index.php>

ศูนย์การเรียนรู้วิทยาศาสตร์โลกและดาราศาสตร์. (2559). **บรรยากาศ (Atmosphere)**. สืบค้นเมื่อ 10 พฤษภาคม 2561 จาก <http://www.lesa.biz/earth/atmosphere>



ประวัติผู้วิจัย

| | |
|-------------------|---|
| ชื่อ-สกุล | จักรกฤษณ์ แจขจัด |
| วัน เดือน ปี เกิด | 6 เมษายน 2535 |
| สถานที่เกิด | เชียงราย |
| วุฒิการศึกษา | พ.ศ. 2557 วทบ. (สาขารณสุขศาสตร์), มหาวิทยาลัยพะเยา, พะเยา |
| ที่อยู่ปัจจุบัน | 113/1 หมู่ 1 ถ.พหลโยธิน ต.ริมกก อ.เมืองเชียงราย จ.เชียงราย 57100 |
| ผลงานตีพิมพ์ | จักรกฤษณ์ แจขจัด, สุกฤษฏี เกิดแสง และ สิทธิชัย พิมพ์ศรี (ผู้บรรยาย). (24-25 พฤษภาคม 2561). การพยากรณ์ฝนความละเอียดสูงช่วงอายุดีเปรสชันต่ำในเขตภาคเหนือตอนบนของประเทศไทย ในการประชุมวิชาการสิ่งแวดล้อมแห่งชาติครั้งที่ 17 หน้า (69). ยุทธธานี: สมาคมวิศวกรรมสิ่งแวดล้อมแห่งประเทศไทย |

