



รายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์

โครงการ ผลกระทบและกลไกของปรากฏการณ์  
Madden-Julian Oscillation (MJO) และปรากฏการณ์  
ที่แปรผันภายในฤดูกาลต่อปริมาณฝนในคาบสมุทรอินโดจีน

โดย ปัทมา สิงห์รักษ์ และคณะ

ธันวาคม 2558

รายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์

โครงการ ผลกระทบและกลไกของปรากฏการณ์  
Madden-Julian Oscillation (MJO) และปรากฏการณ์  
ที่แปรผันภายในฤดูการต่อปริมาณฝนในคาบสมุทรอินโดจีน

คณะผู้วิจัย	สังกัด
1. ปัทมา สิงห์รักษ์	จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย
2. จริญญา เลาทเลิศชัย	กรมอุตุนิยมวิทยา
3. กรรวิ สิทธิชีวภาค	กรมอุตุนิยมวิทยา
4. สุกัญญาณี ยะวิญชาญ	กรมอุตุนิยมวิทยา

สนับสนุนโดยสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย (สกว.)  
(ความเห็นในรายงานนี้เป็นของผู้วิจัย สกว. ไม่จำเป็นต้องเห็นด้วยเสมอไป)

## บทคัดย่อ

รหัสโครงการ: RDG5530006

ชื่อโครงการ: ผลกระทบและกลไกของปรากฏการณ์ Madden-Julian Oscillation (MJO) และปรากฏการณ์ที่แปรผันภายในฤดูกาลต่อปริมาณฝนในคาบสมุทรอินโดจีน

ชื่อนักวิจัย: ปัทมา สิงห์รักษ์<sup>1</sup>, จรูญ เลหาเลิศชัย<sup>2</sup>, กรรวิ ลีทธิชีวะภาค<sup>2</sup>, สุกันยาณี ยะวิญญาญ<sup>2</sup>  
<sup>1</sup> คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย  
<sup>2</sup> กรมอุตุนิยมวิทยา

email address: [patama.s@chula.ac.th](mailto:patama.s@chula.ac.th)

ระยะเวลาโครงการ: มีนาคม 2555 – มิถุนายน 2557

การศึกษานี้มีวัตถุประสงค์เพื่อศึกษาผลกระทบและกลไกของปรากฏการณ์ Madden-Julian Oscillation (MJO) และปรากฏการณ์ที่แปรผันภายในฤดูกาลที่ส่งผลต่อความแปรปรวนของปริมาณฝนเหนือคาบสมุทรอินโดจีน เนื่องจากปรากฏการณ์ดังกล่าวเป็นรูปแบบความแปรปรวนภายในฤดูกาลที่สำคัญของแถบเขตร้อน ทำการศึกษาโดยใช้ข้อมูล outgoing longwave radiation และปริมาณฝนรายวันจากชุดข้อมูล TRMM GPCP และ APHRDITE ร่วมกับชุดข้อมูลความเร็วลมและความกดอากาศของ NCEP/NCAR Reanalysis จากการศึกษาวิเคราะห์ด้วยวิธี composite analysis พบว่าความผิดปกติของฝนบริเวณคาบสมุทรอินโดจีนมีความสัมพันธ์กับพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO โดยขณะที่ MJO อยู่ในเฟสที่ศูนย์กลางของกลุ่มเมฆฝนเคลื่อนที่ผ่านคาบสมุทรอินโดจีน ปริมาณฝนมีค่าเพิ่มขึ้นมากกว่าปกติประมาณ 20 เปอร์เซ็นต์ ในทางตรงกันข้ามเมื่อเฟสที่ศูนย์กลางความกดอากาศสูงอยู่เหนือคาบสมุทรอินโดจีน ปริมาณฝนมีค่าน้อยกว่าปกติ เนื่องจากเป็นสภาวะที่ไม่เหมาะสมต่อการก่อตัวของเมฆ การศึกษาของปรากฏการณ์ MJO พบว่าก่อนที่จะเกิดการก่อตัวของกลุ่มเมฆฝนขนาดใหญ่ ได้เกิดการพัดสอบเข้าของลมที่บรรยากาศชั้นล่าง เป็นเหตุให้เกิดการก่อตัวของเมฆฝนได้ดี อย่างไรก็ตามการวิเคราะห์ composite analysis และ Fourier power spectrum ชี้ให้เห็นว่าความแปรปรวนของปริมาณฝนที่เชื่อมโยงกับปรากฏการณ์ MJO เหนือคาบสมุทรอินโดจีนมีรูปแบบที่ไม่เด่นชัดเท่ากับความแปรปรวนของปริมาณฝนเหนือทะเลบริเวณอ่าวเบงกอลและทะเลจีนใต้ ซึ่งพบรูปแบบการเคลื่อนที่ไปทางตะวันออกของกลุ่มเมฆฝนอย่างชัดเจน อันเป็นลักษณะเด่นของปรากฏการณ์ MJO อีกทั้งสเปกตรัมของความผิดปกติของฝนในบริเวณดังกล่าวยังแสดงคาบเวลา 30-60 วันที่ชัดเจน ขณะที่สเปกตรัมของความผิดปกติของฝนเหนือพื้นที่ภายในคาบสมุทรอินโดจีนมีคาบเวลาระยะสั้น (3-5 วัน) ที่เด่นชัด ทั้งนี้อาจเป็นผลมาจากอิทธิพลของปฏิสัมพันธ์ระหว่างบรรยากาศกับพื้นแผ่นดินเป็นปัจจัยสำคัญในการก่อเกิดเมฆฝนบนแผ่นดินมากกว่า ทำให้อิทธิพลของปรากฏการณ์ MJO ต่อความแปรปรวนของฝนในพื้นที่ภายในคาบสมุทรอินโดจีนไม่เด่นชัด ยกเว้นพื้นที่บางบริเวณที่อยู่ใกล้กับทะเล เช่น ภาคตะวันตก ภาคใต้ และภาคตะวันออกของประเทศไทย ที่ความแปรปรวนของฝนแสดงความเชื่อมโยงกับปรากฏการณ์ MJO ซึ่งสำหรับพื้นที่เหล่านี้น่าจะได้รับประโยชน์จากการติดตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO สำหรับการคาดการณ์ลักษณะอากาศในระยะกลาง

คำหลัก: Madden-Julian Oscillation (MJO), ปริมาณฝน, คาบสมุทรอินโดจีน

## Abstract

**Project Code:** RDG5530006

**Project Title:** Impacts and mechanisms of the Madden-Julian Oscillation (MJO) and intraseasonal oscillation on rainfall variability in the Indochina Peninsular

**Investigators:** Singhruck, P. <sup>1</sup>, Laohalertchai, C. <sup>2</sup>, Sitthichivapak, K. <sup>2</sup>, Yavinchan, S. <sup>2</sup>  
<sup>1</sup> Faculty of Science, Chulalongkorn University  
<sup>2</sup> Thailand Meteorological Department

**email address:** [patama.s@chula.ac.th](mailto:patama.s@chula.ac.th)

**Project Duration:** March 2012 – June 2014

This study investigates the impacts and mechanisms of the Madden-Julian Oscillation (MJO) and the boreal summer intraseasonal oscillation (BSISO) on modulation of rainfall variability over the Indochina peninsular. The MJO and BSISO are the most prominent modes of intraseasonal variability in the tropic. Outgoing longwave radiation and rainfall estimates from TRMM, GPCP, and APHRODITE datasets together with winds and mean sea level pressure from NCEP/NCAR Reanalysis were used to diagnose the impacts and mechanisms. Composite analysis of rainfall anomaly showed significant modulation by the MJO. During MJO active phases the rainfall anomalies increased by twenty percent while during MJO suppressed phases the rainfall anomalies reduced. Anomalous low level winds prior to the active phases enhanced convergence of moisture in the boundary layer leading to increases in convection. However variability of rainfall anomalies over land showed less clear association with the MJO compared with that over the Bay of Bengal and the South China Sea which showed coherent eastward propagation patterns. Fourier power spectrum analysis of rainfall anomalies exhibited significant spectral peaks at short timescales (3-5 days) over land areas while over the ocean rainfall anomaly spectra showed additional peaks at longer timescales (30-60 days) which are coincided with the MJO timescales. Interactions with land surface and topography might be responsible for less coherent patterns of MJO-associated rainfall over land area. However in some areas, especially areas adjacent to the sea such as the western Thailand, the southern Thailand and the eastern Thailand, rainfall anomaly showed significant peak at 30-60 days, and hence monitoring the evolution of the MJO might be useful for medium range forecast in these areas.

**Keywords:** Madden-Julian Oscillation (MJO), intraseasonal variability, rainfall

## กิตติกรรมประกาศ

โครงการวิจัยนี้ได้รับทุนอุดหนุนการวิจัยจากสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย (สกว.) คณะผู้วิจัยขอขอบคุณผู้ทรงคุณวุฒิที่ให้ข้อคิดเห็นที่เป็นประโยชน์ ทั้งในระหว่างการดำเนินการวิจัย และต่อร่างรายงานฉบับสมบูรณ์ กรมอุตุฯ กรมอุตุนิยมวิทยาที่ให้การสนับสนุนข้อมูล คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย ที่อำนวยความสะดวกด้านต่างๆในการทำวิจัย นางสาวณัฐธิดา จันทศิริ และ นางสาวพิภัทรา แซ่ชิน ผู้ช่วยวิจัย

# สารบัญเรื่อง

	หน้า
บทคัดย่อ.....	iii
Abstract.....	iv
กิตติกรรมประกาศ.....	v
สารบัญเรื่อง.....	vi
สารบัญตาราง.....	vii
สารบัญรูป.....	viii
บทที่ 1 บทนำ.....	1
1.1 ที่มาและความสำคัญ.....	1
1.2 วัตถุประสงค์.....	2
บทที่ 2 ทบทวนเอกสารงานวิจัย.....	3
2.1 ความแปรปรวนของปริมาณฝนในประเทศไทย.....	3
2.2 ปรากฏการณ์ Madden-Julian Oscillation (MJO).....	5
2.3 แบบจำลองเชิงตัวเลข (numerical model).....	18
บทที่ 3 วิธีการดำเนินการศึกษาวิจัย.....	20
3.1 ข้อมูล.....	20
3.2 วิธีการวิเคราะห์ข้อมูล.....	22
3.3 การจำลองสภาพอากาศด้วยแบบจำลอง Weather Research and Forecasting (WRF) .....	27
บทที่ 4 ผลการศึกษาวิจัย.....	28
4.1 ความแปรปรวนของปริมาณฝนที่สัมพันธ์กับปรากฏการณ์ MJO.....	28
4.2 การวิเคราะห์ความแปรปรวนในคาบเวลาภายในฤดูกาล.....	48
4.3 การจำลองสภาพอากาศด้วยแบบจำลอง WRF.....	60
บทที่ 5 อภิปรายผลการวิจัยและบทสรุป.....	76
5.1 ความแปรปรวนของปริมาณฝนที่สัมพันธ์กับปรากฏการณ์ MJO.....	76
5.2 แนวทางการนำผลงานวิจัยไปใช้ประโยชน์.....	78
บรรณานุกรม.....	79
ภาคผนวก.....	83

## สารบัญตาราง

ตารางที่	หน้า
2.1 convective parameterization scheme ในแบบจำลองสภาพอากาศและ ภูมิอากาศ .....	19
3.1 จำนวนวันในแต่ละเฟสแบ่งตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO (ค.ศ. 1979– 2013).....	23
3.2 จำนวนวันในแต่ละเฟสแบ่งตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO (ค.ศ. 1998– 2013).....	24

## สารบัญรูป

รูปที่		หน้า
2.1	(บน) แผนที่แสดงบริเวณที่หาค่าสเปกตรัมของฝน EIO-Equatorial Indian Ocean, BoB-Bay of Bengal, CI-central India, GP-Gangetic Plains, WG-Western Ghats, CMD-Cambodia (ล่าง) สเปกตรัมของฝนในฤดูร้อนของซีกโลกเหนือ ที่คาบเวลาต่างๆ จากชุดข้อมูล GPCP ในช่วงปี ค.ศ. 1980-2005 ที่มา: Hoyos and Webster (2007) .....	4
2.2	แผนภาพแสดงมรสุมฤดูร้อนเอเชียประกอบด้วย 3 บริเวณ ได้แก่ อินเดีย (ISM) เอเชียตะวันออกเฉียง (EASM) และแปซิฟิกตะวันตก (WNPSM) และรูปแบบความผันแปรของปริมาณฝนภายในฤดูกาลที่สำคัญ 2 รูปแบบ คือ BSIO เป็นรูปแบบที่เคลื่อนที่จากตะวันตกไปตะวันออกและตะวันออกเฉียงเหนือ และ 12-24 day mode ซึ่งเป็นรูปแบบที่เคลื่อนที่จากตะวันออกไปตะวันตกและมีคาบเวลา 12-24 วัน ที่มา: Lin et al. (2008) .....	5
2.3	แผนภาพตามแนวลองจิจูด บริเวณเส้นศูนย์สูตร กับความสูงจากผิวพื้นถึงระดับบนของชั้นบรรยากาศโทรโปสเฟียร์ แสดงการเปลี่ยนแปลงในเชิงพื้นที่และเวลาของตัวแปรทางอุตุนิยมวิทยาตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ Madden-Julian Oscillation (MJO) ที่มา: Madden and Julian (1972) .....	8
2.4	ค่าเฉลี่ยของ outgoing longwave radiation (OLR, แลบสี) และลม (ลูกศร) ที่ระดับ 850 hPa ที่ผิดไปจากค่าปกติ (anomaly) ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ Madden-Julian Oscillation (MJO) จาก phase 1 ถึง phase 8 ในช่วงฤดูหนาวของซีกโลกเหนือ (เดือนธันวาคม มกราคม และกุมภาพันธ์) ระหว่างปี ค.ศ. 1974-2010 ที่มา: Wheeler and McBride (2012).....	9
2.5	พัฒนาการของ convection และ relative vorticity ที่ระดับ 850 hPa ที่มีคาบเวลา ระหว่าง 30 ถึง 60 วัน แสดงด้วยค่า regression ของค่าที่ผิดปกติของ outgoing longwave radiation และ relative vorticity ของลมที่ระดับ 850 hPa ที่ระยะเวลา ตั้งแต่เริ่มต้นจนถึงสิ้นสุดปรากฏการณ์ Boreal Intraseasonal Oscillation (BSISO) ในช่วงฤดูร้อนของซีกโลกเหนือ (เดือนมิถุนายน กรกฎาคม สิงหาคม และกันยายน) ระหว่างปี ค.ศ. 1979-1998 ที่มา: Goswami (2012) .....	10
2.6	แผนภาพตามแนวละติจูด กับความกดอากาศในชั้นบรรยากาศโทรโปสเฟียร์ แสดงการเปลี่ยนแปลงในเชิงพื้นที่และเวลาของปริมาณน้ำในอากาศ (liquid water content, LWC หน่วย $mg/m^3$ ) ที่ตรวจวัดด้วยดาวเทียม CloudSat ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ Boreal Summer Intraseasonal Oscillation (BSISO) ในช่วงปี ค.ศ. 2006-2008 ที่มา: Jiang et al. (2011a).....	11
2.7	แผนภาพตามแนวลองจิจูด กับความกดอากาศในชั้นบรรยากาศโทรโปสเฟียร์ แสดงการเปลี่ยนแปลงในเชิงพื้นที่และเวลาของอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิ diabatic heating (หน่วย K/day) ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ Madden-Julian Oscillation (MJO) อุณหภูมิเป็นค่าเฉลี่ยในพื้นที่ $10^{\circ}S-10^{\circ}N$ จากชุดข้อมูล ERA-Interim ที่มา: Jiang et al. (2011b) .....	12

รูปที่	หน้า
2.8 (ซ้าย) Hovmoller diagram ของค่าผิดปกติ (anomaly) ของ outgoing longwave radiation (OLR) เฉลี่ยบริเวณ 10°S–10°N สำหรับปรากฏการณ์ MJO ที่เกิดแบบต่อเนื่องกัน และ (ขวา) สำหรับปรากฏการณ์ MJO ที่เกิดขึ้นใหม่ เส้นเท่าของ OLR anomaly มีค่าเส้นละ 2.5 W m <sup>-2</sup> เส้นที่บแทนค่าบวก เส้นประแทนค่าลบ ที่มา: Matthews (2008).....	13
2.9 อนุกรมเวลาของค่าดัชนี RMM1 <sup>2</sup> + RMM2 <sup>2</sup> ซึ่งแสดง variance ของปรากฏการณ์ MJO ที่มา: Wheeler and Hendon (2004).....	13
2.10 แผนภาพแสดง Frictional convergence instability (FCI) mode ของปรากฏการณ์ MJO บริเวณ K-Low และ R-Low ในแนวระนาบ แทนตำแหน่งของบริเวณความกดอากาศต่ำของ Kelvin wave และ Rossby wave ตามลำดับ ลูกศรแสดงทิศทางของลม ส่วนในแนวตั้ง แสดงบริเวณที่เกิด convergence เนื่องจาก wave ซึ่งเกิดตรงกับบริเวณ convection ขณะที่ด้านตะวันออกของกลุ่มเมฆฝนบริเวณตำแหน่ง K-Low เกิด convergence เนื่องจากลมในแนวเหนือใต้ ที่มา: Wang (2012) .....	14
2.11 กรอบแนวคิดที่แสดงให้เห็นปัจจัยและกระบวนการที่ควบคุมการเกิดและการพัฒนาของปรากฏการณ์ MJO และ BSISO กระบวนการที่เป็นหัวใจคือ convective interaction with dynamics (CID) (กรอบสีอ่อน) ที่มา: Wang (2012) .....	15
2.12 ผลกระทบของปรากฏการณ์ MJO (บน) ในฤดูหนาวของซีกโลกเหนือ (ล่าง) ในฤดูร้อนของซีกโลกเหนือ ที่มา: Laing and Evans (2011) .....	17
2.13 แผนผังแสดงกระบวนการที่ convective parameterization ทำการประมาณค่า.....	19
3.1 ค่าดัชนี RMM1 RMM2 บน phase space ที่มา: Wheeler and Hendon (2004)	22
3.2 ขอบเขตของพื้นที่สำหรับการวิเคราะห์ข้อมูลอนุกรมเวลาในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (a) Northern Andaman Sea (14°–18°N, 93°–99°E) (b) Thailand (14°–18°N, 99°–105°E) (c) Indochina (14°–18°N, 105°–111°E) (d) Gulf of Thailand (6°–12°N, 99°–105°E) (e) Southern Thailand (4°–8°N, 99°–105°E) .....	26
3.3 ขอบเขตของพื้นที่ Southern Thailand (4°–8°N, 99°–105°E) สำหรับการวิเคราะห์ข้อมูลอนุกรมเวลาในฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ.....	26
4.1 ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของ OLR (W m <sup>-2</sup> ) ระหว่างปี ค.ศ. 1979–2013 ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO .....	30
4.2 ปริมาณฝนเฉลี่ยรายวัน (mm d <sup>-1</sup> ) (a) ฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ เดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม (b) ฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ เดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน จากชุดข้อมูล TRMM ปี ค.ศ. 1998–2013.....	31
4.3 ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของ OLR (W m <sup>-2</sup> ) ระหว่างเดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม ปี ค.ศ. 1979–2013 ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO.....	32
4.4 ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของปริมาณฝนจากชุดข้อมูล GPCP (mm d <sup>-1</sup> ) ระหว่างเดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม ปี ค.ศ. 1998–2013 ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO.....	33

รูปที่	หน้า
4.5 ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของปริมาณฝนจากชุดข้อมูล TRMM ( $\text{mm d}^{-1}$ ) ระหว่างเดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม ปี ค.ศ. 1998–2013 ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO.....	34
4.6 ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของปริมาณฝนจากชุดข้อมูล APHRODITE ( $\text{mm d}^{-1}$ ) ระหว่างเดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม ปี ค.ศ. 1998–2007 ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO.....	35
4.7 ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของ OLR ( $\text{W m}^{-2}$ ) ระหว่างเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน ปี ค.ศ. 1979–2013 ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO .....	36
4.8 ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของปริมาณฝนจากชุดข้อมูล GPCP ( $\text{mm d}^{-1}$ ) ระหว่างเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน ปี ค.ศ. 1998–2013 ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO.....	37
4.9 ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของปริมาณฝนจากชุดข้อมูล TRMM ( $\text{mm d}^{-1}$ ) ระหว่างเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน ปี ค.ศ. 1998–2013 ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO.....	38
4.10 ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของปริมาณฝนจากชุดข้อมูล APHRODITE ( $\text{mm d}^{-1}$ ) ระหว่างเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน ปี ค.ศ. 1998–2007 ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO.....	39
4.11 ค่าเฉลี่ยของความเร็วและทิศทางลมที่ระดับ 850 hPa ( $\text{m s}^{-1}$ ) และ 200 hPa ( $\text{m s}^{-1}$ ) เดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม (บน) เดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน (ล่าง).....	40
4.12 ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของ OLR ( $\text{W m}^{-2}$ ) และเวกเตอร์ลมที่ระดับ 850 hPa ( $\text{m s}^{-1}$ ) ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ระหว่างเดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม ปี ค.ศ. 1979–2013 .....	42
4.13 ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของ OLR ( $\text{W m}^{-2}$ ) และเวกเตอร์ลมที่ระดับ 200 hPa ( $\text{m s}^{-1}$ ) ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ระหว่างเดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม ปี ค.ศ. 1979–2013.....	43
4.14 ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของความกดอากาศที่ระดับน้ำทะเลปานกลาง mean sea level pressure (hPa) ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ระหว่างเดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม ปี ค.ศ. 1979–2013 .....	44
4.15 ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของ OLR ( $\text{W m}^{-2}$ ) และเวกเตอร์ลมที่ระดับ 850 hPa ( $\text{m s}^{-1}$ ) ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ระหว่างเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน ปี ค.ศ. 1979–2013 .....	45
4.16 ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของ OLR ( $\text{W m}^{-2}$ ) และเวกเตอร์ลมที่ระดับ 200 hPa ( $\text{m s}^{-1}$ ) ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ระหว่างเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน ปี ค.ศ. 1979–2013 .....	46
4.17 ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของความกดอากาศที่ระดับน้ำทะเลปานกลาง mean sea level pressure (hPa) ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ระหว่างเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน ปี ค.ศ. 1979–2013.....	47

รูปที่	หน้า
4.18 Power Spectrum ของปริมาณฝนในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (เดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม) จากชุดข้อมูล TRMM (ปี ค.ศ. 2001–2010) (เส้นสีดำ) เส้นสีน้ำเงินคือ 95% confidence interval เส้นสีแดงคือ Power Spectrum ของอนุกรม AR-1 (autoregressive) (a) Northern Andaman Sea (b) Thailand (c) Indochina (d) Gulf of Thailand .....	49
4.19 Power Spectrum ของปริมาณฝนในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ((เดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม) จากชุดข้อมูล TRMM (ปี ค.ศ. 2001–2010) (เส้นสีดำ) เส้นสีน้ำเงินคือ 95% confidence interval เส้นสีแดงคือ Power Spectrum ของอนุกรม AR-1 (autoregressive) (a) Bay of Bengal (b) South China Sea .....	49
4.20 Power Spectrum (เส้นสีดำ) ของปริมาณฝนจากชุดข้อมูล TRMM (ปี ค.ศ. 2001–2010) พื้นที่ Southern Thailand (เส้นสีดำ) เส้นสีน้ำเงินคือ 95% confidence interval เส้นสีแดงคือ Power Spectrum ของอนุกรม AR-1 (autoregressive) (a) ฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (เดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม) และ (b) ฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ (เดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน) .....	50
4.21 Power Spectrum ในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (เดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม) ของ (ซ้าย) ปริมาณฝนจากชุดข้อมูล TRMM (ปี ค.ศ. 2001–2010) และ (ขวา) OLR (ปี ค.ศ. 1979–2010) เส้นสีดำคือ Power spectrum เส้นสีน้ำเงินคือ 95% confidence interval เส้นสีแดงคือ Power Spectrum ของอนุกรม AR-1 (autoregressive) (a) และ (b) Thailand (c) และ (d) Bay of Bengal (e) และ (f) South China Sea.....	51
4.22 แผนที่แสดงตำแหน่งกริดขนาด $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ที่มี Power Spectrum ของปริมาณฝนจากชุดข้อมูล TRMM ในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ เดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคมปีค.ศ. 2001–2010 ในช่วง 30–60 วันมากกว่า 95% confidence interval (กากบาทสีแดง) และตัวอย่างของ Power Spectrum ที่ตำแหน่งกริดต่างๆ.....	53
4.23 แผนที่แสดงตำแหน่งกริดขนาด $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ที่มี Power Spectrum ของปริมาณฝนจากชุดข้อมูล TRMM ในฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ เดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายนปีค.ศ.2001–2010 ในช่วง 30–60 วันมากกว่า 95% confidence interval (กากบาทสีแดง) และตัวอย่างของ Power Spectrum ที่ตำแหน่งกริดต่างๆ.....	54
4.24 (a) ความแปรปรวน (variance) ภายในฤดูกาลของปริมาณฝนเฉลี่ยรายวัน ( $\text{mm day}^{-1}$ ) <sup>2</sup> จากชุดข้อมูล TRMM (ปี ค.ศ. 2001–2010) ในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (เดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม) (b) ความแปรปรวนในคาบเวลา 20–100 วัน ( $\text{mm day}^{-1}$ ) <sup>2</sup> (c) เปอร์เซ็นต์ความแปรปรวนในคาบเวลา 20–100 วันต่อความแปรปรวนภายในฤดูกาล .....	56
4.25 (a) ความแปรปรวนภายในฤดูกาลของปริมาณฝนเฉลี่ยรายวัน variance ( $\text{mm day}^{-1}$ ) <sup>2</sup> จากชุดข้อมูล TRMM (ปี ค.ศ. 2001–2010) ในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (เดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม) (b) ความแปรปรวนในคาบเวลา 30–60 วัน ( $\text{mm day}^{-1}$ ) <sup>2</sup> (c) เปอร์เซ็นต์ความแปรปรวนในคาบเวลา 30–60 วันต่อความแปรปรวนภายในฤดูกาล.....	57

รูปที่	หน้า
4.26 (a) ความแปรปรวนภายในฤดูกาลของปริมาณฝนเฉลี่ยรายวัน variance $(\text{mm day}^{-1})^2$ จากชุดข้อมูล TRMM (ปี ค.ศ. 2001–2010) ในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (เดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม) (b) ความแปรปรวนในคาบเวลา 10–20 วัน $(\text{mm day}^{-1})^2$ (c) เปอร์เซ็นต์ความแปรปรวนในคาบเวลา 10–20 วันต่อความแปรปรวนภายในฤดูกาล .....	58
4.27 (a) ความแปรปรวนภายในฤดูกาลของปริมาณฝนเฉลี่ยรายวัน variance $(\text{mm day}^{-1})^2$ จากชุดข้อมูล TRMM (ปี ค.ศ. 2001–2010) ในฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ (เดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน) (b) เปอร์เซ็นต์ความแปรปรวนในคาบเวลา 10–20 วันต่อความแปรปรวนภายในฤดูกาล (c) เปอร์เซ็นต์ความแปรปรวนในคาบเวลา 30–60 วันต่อความแปรปรวนภายในฤดูกาล.....	59
4.28 ความเร็วลมที่ระดับ 850 hPa วันที่ 3 พฤษภาคม ค.ศ. 2002 จากข้อมูล NCEP/NCAR Reanalysis (บน) และผลจากการจำลองด้วยแบบจำลอง WRF (ล่าง) ซึ่งใช้ Betts-Millers-Janjic scheme (ซ้าย) Grell-Devenyi scheme (กลาง) และ Kain-Fritsch scheme (ขวา).....	61
4.29 ความเร็วลมที่ระดับ 200 hPa วันที่ 3 พฤษภาคม ค.ศ. 2002 จากข้อมูล NCEP/NCAR Reanalysis (บน) และผลจากการจำลองด้วยแบบจำลอง WRF (ล่าง) ซึ่งใช้ Betts-Millers-Janjic scheme (ซ้าย) Grell-Devenyi scheme (กลาง) และ Kain-Fritsch scheme (ขวา).....	62
4.30 ดัชนี Realtime Multivariate MJO (RMM) index แสดงพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ในช่วงเดือนเมษายน (สีแดง) เดือนพฤษภาคม (สีเขียว) และเดือนมิถุนายน (สีน้ำเงิน) ค.ศ. 2005 ที่มา: Bureau of Meteorology, Australia.....	63
4.31 ปริมาณฝนเฉลี่ยต่อวัน ในวันที่ 3 พฤษภาคม ค.ศ. 2005 ปรากฏการณ์ MJO มีพัฒนาการอยู่ใน phase ที่ 2 จากชุดข้อมูลดาวเทียม TRMM (บนซ้าย) และผลการจำลองด้วยแบบจำลอง WRF ซึ่งใช้ Cumulus Parameterization แบบ Betts-Millers-Janjic scheme (บนขวา) Grell-Devenyi scheme (ล่างซ้าย) และ Kain-Fritsch scheme (ล่างขวา) .....	65
4.32 ปริมาณฝนเฉลี่ยต่อวัน ในวันที่ 8 พฤษภาคม ค.ศ. 2005 ปรากฏการณ์ MJO มีพัฒนาการอยู่ใน phase ที่ 4 จากชุดข้อมูลดาวเทียม TRMM (บนซ้าย) และผลการจำลองด้วยแบบจำลอง WRF ซึ่งใช้ Cumulus Parameterization แบบ Betts-Millers-Janjic scheme (บนขวา) Grell-Devenyi scheme (ล่างซ้าย) และ Kain-Fritsch scheme (ล่างขวา) .....	66
4.33 ปริมาณฝนเฉลี่ยต่อวัน ในวันที่ 12 พฤษภาคม ค.ศ. 2005 ปรากฏการณ์ MJO มีพัฒนาการอยู่ใน phase ที่ 6 จากชุดข้อมูลดาวเทียม TRMM (บนซ้าย) และผลการจำลองด้วยแบบจำลอง WRF ซึ่งใช้ Cumulus Parameterization แบบ Betts-Millers-Janjic scheme (บนขวา) Grell-Devenyi scheme (ล่างซ้าย) และ Kain-Fritsch scheme (ล่างขวา).....	67

รูปที่	หน้า
4.34 ปริมาณฝนเฉลี่ยต่อวัน ในวันที่ 19 พฤษภาคม ค.ศ. 2005 ปรากฏการณ์ MJO มีพัฒนาการอยู่ใน phase ที่ 8 จากชุดข้อมูลดาวเทียม TRMM (บนซ้าย) และผลการจำลองด้วยแบบจำลอง WRF ซึ่งใช้ Cumulus Parameterization แบบ Betts-Millers-Janjic scheme (บนขวา) Grell-Devenyi scheme (ล่างซ้าย) และ Kain-Fritsch scheme (ล่างขวา).....	68
4.35 ปริมาณฝนรายสัปดาห์จากสถานีตรวจอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยา ในเดือนเมษายน ถึงเดือนพฤษภาคม ค.ศ. 2005 .....	69
4.36 ดัชนี Realtime Multivariate MJO (RMM) index แสดงพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ในช่วงเดือนเมษายน (สีแดง) เดือนพฤษภาคม (สีเขียว) และเดือนมิถุนายน (สีน้ำเงิน) ค.ศ. 2002 ที่มา: Bureau of Meteorology, Australia .....	71
4.37 ปริมาณฝนรายสัปดาห์จากสถานีตรวจอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยา ในเดือนพฤษภาคม ค.ศ. 2002 .....	71
4.38 ดัชนี Realtime Multivariate MJO (RMM) index แสดงพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ในช่วงเดือนเมษายน (สีแดง) เดือนพฤษภาคม (สีเขียว) และเดือนมิถุนายน (สีน้ำเงิน) ค.ศ. 2009 ที่มา: Bureau of Meteorology, Australia .....	72
4.39 ปริมาณฝนรายสัปดาห์จากสถานีตรวจอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยา ในเดือนเมษายน ค.ศ. 2009 .....	72
4.40 ปริมาณฝนเฉลี่ยต่อวัน ในวันที่ 14 เมษายน ค.ศ. 2009 ปรากฏการณ์ MJO มีพัฒนาการอยู่ใน phase ที่ 3 จากชุดข้อมูลดาวเทียม TRMM (บน) และผลการจำลองด้วยแบบจำลอง WRF ซึ่งใช้ Cumulus Parameterization แบบ Betts-Millers-Janjic scheme (ล่างซ้าย) Grell-Devenyi scheme (ล่างกลาง) และ Kain-Fritsch scheme (ล่างขวา) .....	74
4.41 ปริมาณฝนเฉลี่ยต่อวัน ในวันที่ 19 เมษายน ค.ศ. 2009 ปรากฏการณ์ MJO มีพัฒนาการอยู่ใน phase ที่ 5 จากชุดข้อมูลดาวเทียม TRMM (บน) และผลการจำลองด้วยแบบจำลอง WRF ซึ่งใช้ Cumulus Parameterization แบบ Betts-Millers-Janjic scheme (ล่างซ้าย) Grell-Devenyi scheme (ล่างกลาง) และ Kain-Fritsch scheme (ล่างขวา) .....	75

# บทที่ 1

## บทนำ

### 1.1 ที่มาและความสำคัญ

ความแปรปรวนของสภาพอากาศเกิดขึ้นจากหลายสาเหตุและมีหลายระดับความรุนแรง ทั้งที่เป็นปรากฏการณ์ที่มีลักษณะการเกิดเป็นครั้งคราว และที่มีลักษณะเป็นวัฏจักร ที่มีคาบเวลาตั้งแต่หลายวันไปจนถึงหลายปี นอกจากนี้ยังพบว่าปรากฏการณ์ต่างๆเหล่านี้มีปฏิสัมพันธ์กันทั้งในเชิงเสริมกันและหักล้างกัน (Meehl et al., 2001) ดังนั้นในการประเมินความเสี่ยงจากความแปรปรวนสภาพภูมิอากาศ นอกจากพิจารณาผลกระทบที่อาจเกิดขึ้นจากปรากฏการณ์ที่มีอิทธิพลสูง เช่น ระบบลมมรสุม และปรากฏการณ์เอนโซ่ (El Nino-Southern Oscillation, ENSO) แล้ว ยังต้องพิจารณาปรากฏการณ์อื่นๆที่อาจมีปฏิสัมพันธ์กันประกอบด้วย

ปริมาณฝนในประเทศไทยมีการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลซึ่งได้รับอิทธิพลหลักจากลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ในระหว่างเดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม และลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือระหว่างเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน ภูมิภาคที่ได้รับฝนมากในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ได้แก่ ภาคเหนือ ภาคตะวันตก ภาคตะวันออก ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ภาคกลางและภาคใต้ฝั่งตะวันตก ส่วนภาคใต้ฝั่งตะวันออกได้รับฝนมากในฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ นอกจากความแปรปรวนของปริมาณฝนที่มีคาบตามฤดูกาลแล้วยังมีความแปรปรวนภายในฤดูกาล (intraseasonal variability, ISV) ซึ่งมีคาบเวลาสั้นกว่าฤดูกาลเกิดขึ้นอีกด้วย สำหรับความแปรปรวนที่มีคาบเวลา 30-60 วัน และเคลื่อนที่จากตะวันตกไปตะวันออกนั้น เป็นลักษณะเด่นของปรากฏการณ์ Madden-Julian Oscillation (MJO) (Madden and Julian, 1971, 1972) ซึ่งมักเกิดขึ้นบ่อยในฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ แต่หากเกิดขึ้นในช่วงมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ หรือมรสุมเอเชียฤดูร้อน จะเรียกว่า Boreal Summer Intraseasonal Oscillation (BSIO, BSISO) (Lin et al., 2008)

ปรากฏการณ์ MJO มีลักษณะสำคัญคือการก่อตัวอย่างเป็นระบบของกลุ่มเมฆฝนเป็นบริเวณกว้างหลายพันตารางกิโลเมตรเหนือแถบเขตร้อนของมหาสมุทรอินเดีย จัดเป็น MJO convective (wet) phase สลับกับบริเวณความกดอากาศสูง อากาศจมตัว ซึ่งทำให้มีเมฆฝนน้อยกว่าปกติ ในบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตก จัดเป็น MJO suppressed (dry) phase ลักษณะคู่ตรงข้ามดังกล่าวมีการเคลื่อนตัวไปพร้อมๆกันทางทิศตะวันออก จนบริเวณกลุ่มเมฆฝนเคลื่อนไปถึงบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตกแล้วจึงสลายตัว ใช้เวลาทั้งสิ้นประมาณ 30 ถึง 60 วัน (Madden and Julian, 1972; Zhang, 2005) ปรากฏการณ์ MJO ก่อให้เกิดความแปรปรวนของปริมาณฝนตลอดจนการไหลเวียนของกระแสลมในบริเวณที่เคลื่อนผ่าน และเป็นปรากฏการณ์ที่สำคัญที่สุดที่ก่อให้เกิดความแปรปรวนของปริมาณฝนภายในฤดูกาล (Zhang, 2005, 2013) ตัวอย่างของอิทธิพลของปรากฏการณ์ MJO ได้แก่ วันเริ่มฤดูมรสุม (monsoon onset) ในอินเดียและออสเตรเลียตอนเหนือ มักเกิดในช่วงที่กลุ่มเมฆฝนของ MJO เคลื่อนผ่าน (Wheeler and Hendon, 2004) เช่นเดียวกับในทะเลจีนใต้ ซึ่งมีการสำรวจในปี ค.ศ. 1998 พบว่าวันเริ่มฤดูมรสุมเกิดขึ้นหลังจากที่กลุ่มเมฆฝนของ MJO เคลื่อนผ่าน (Straub et al., 2006) ในทางตรงกันข้ามการทิ้งช่วงของฝนในฤดูมรสุม (monsoon break) มักเกิดในช่วงที่ความกดอากาศสูงของ MJO เคลื่อนผ่าน (Pai et al., 2011) นอกจากนี้ MJO ยังก่อให้เกิดสภาวะชี้ดสุด (extreme event) ของปริมาณฝน โดย Wheeler et al.

(2008) พบแนวโน้มการเกิดฝนตกหนักในเขตออสเตรเลียตอนเหนือเพิ่มขึ้นสามเท่าในช่วงที่กลุ่มเมฆฝนของ MJO หรือ wet phase MJO เคลื่อนผ่าน เมื่อเทียบกับช่วงที่เป็นบริเวณอากาศจมตัวของ MJO หรือ dry phase MJO เคลื่อนผ่าน

ความแปรปรวนของปริมาณฝนภายในฤดูกาลที่สำคัญอีกรูปแบบหนึ่งคือ ความแปรปรวนที่มีคาบเวลา 12-24 วัน ซึ่งมีการก่อตัวในมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตก แล้วเคลื่อนที่จากทิศตะวันออกไปทางทิศตะวันตก (westward intraseasonal oscillation) ผ่านคาบสมุทรอินโดจีนต่อไปยังมหาสมุทรอินเดีย (Hoyos and Webster, 2007; Yokoi et al. 2007; Lin et al., 2008)

การศึกษากลไกที่ควบคุมความแปรปรวนของปริมาณฝนที่เชื่อมโยงกับปรากฏการณ์ MJO พบว่ามีการเปลี่ยนแปลงทิศทางของกระแสลมทั้งในบรรยากาศชั้นล่างและชั้นบนในช่วงที่เกิดปรากฏการณ์ (Zhang, 2005) นำมาซึ่งความแปรปรวนของปริมาณไอน้ำในอากาศ (Li, 2014) ขณะที่กลไกที่ควบคุมความแปรปรวนในคาบเวลา 12-24 วัน ยังไม่มีความชัดเจน การศึกษากลไกที่ควบคุมความแปรปรวน มีวิธีการศึกษา 2 แบบ ได้แก่ การวิเคราะห์ทางสถิติจากข้อมูลตรวจวัด (diagnostic) และการใช้แบบจำลองเชิงตัวเลข (numerical model) ซึ่งมีความซับซ้อนแตกต่างกัน

สำหรับแบบจำลองสภาพอากาศที่มีความละเอียดเชิงพื้นที่สูง เช่น แบบจำลอง Weather Research and Forecasting Model (WRF) นั้น ได้มีการนำมาประยุกต์ใช้สำหรับการศึกษาระบบลมมรสุมเอเชียใต้ (Taraphdar et al., 2010) ตลอดจนปรากฏการณ์ MJO ที่ทำให้เกิดฝนตกหนักในทวีปอเมริกาเหนือ (Jones and Carvalho, 2014) และเหตุการณ์ฝนตกหนักในภาคใต้ของประเทศไทย (Yavinchan et al., 2011) ในการทำแบบจำลองเชิงตัวเลขนั้น เนื่องจากแบบจำลองไม่สามารถคำนวณกระบวนการที่เกิดขึ้นในพื้นที่ขนาดเล็กกว่าหน่วยคำนวณ (grid) ได้ จึงจำเป็นต้องมีการประมาณการ (parameterization) กระบวนการสำคัญๆที่เกิดขึ้นในพื้นที่ขนาดเล็กกว่าหน่วยคำนวณ เช่น กระบวนการเกิดเมฆฝน (convective parameterization) ซึ่งมีหลายรูปแบบ ดังนั้นการทดสอบความเหมาะสมของวิธีการประมาณการจึงมีความสำคัญต่อความสำเร็จในการจำลองเหตุการณ์การเกิดฝน

## 1.2 วัตถุประสงค์

1) เพื่อระบุระดับความแปรปรวนของปริมาณฝนภายในฤดูกาลของคาบสมุทรอินโดจีนที่เชื่อมโยงกับปรากฏการณ์ MJO และปรากฏการณ์ที่แปรผันภายในฤดูกาล และขอบเขตพื้นที่ที่ได้รับผลกระทบ

2) เพื่ออธิบายกลไกของความเชื่อมโยงระหว่างปริมาณฝนในคาบสมุทรอินโดจีนกับปรากฏการณ์ MJO และปรากฏการณ์ที่แปรผันภายในฤดูกาล

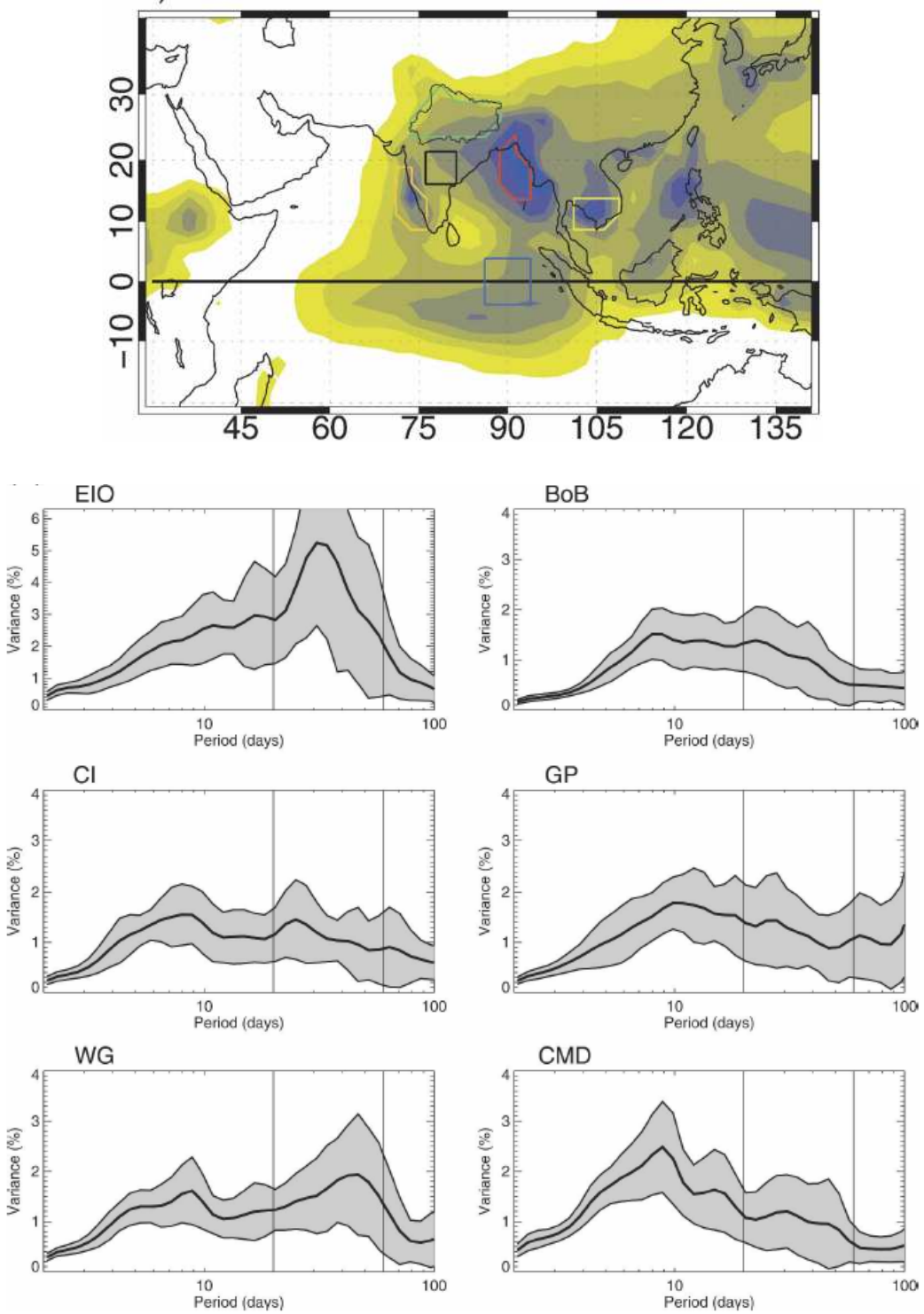
3) เพื่อทดสอบแบบจำลองเชิงตัวเลขที่สามารถจำลองปรากฏการณ์ MJO และปรากฏการณ์ที่แปรผันภายในฤดูกาลได้

## บทที่ 2 ทบทวนเอกสารงานวิจัย

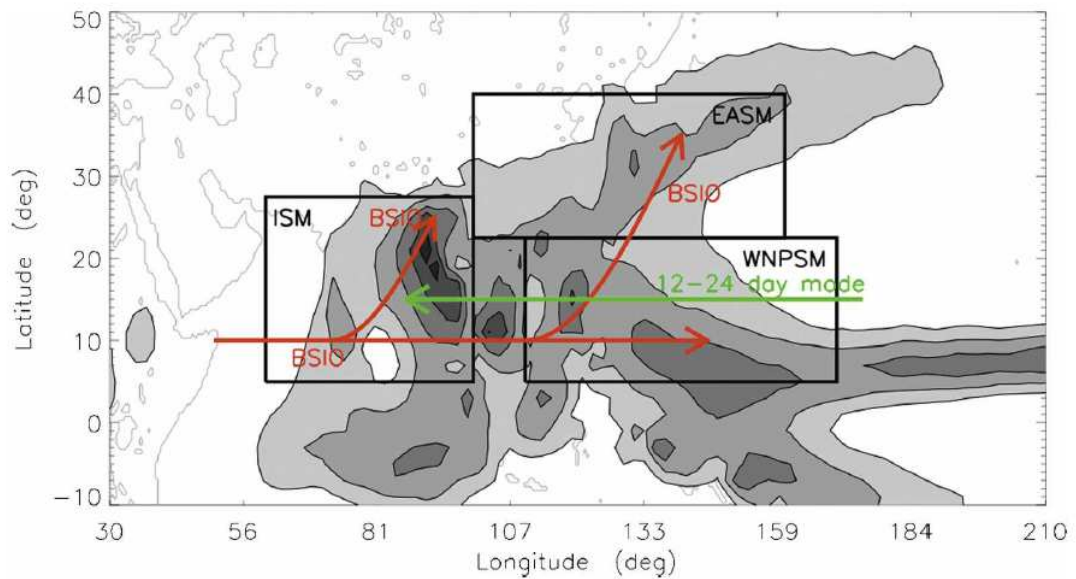
### 2.1 ความแปรปรวนของปริมาณฝนในประเทศไทยและภูมิภาคอินโดจีน

ประเทศไทยตั้งอยู่บริเวณคาบสมุทรอินโดจีน ลักษณะภูมิอากาศอยู่ภายใต้อิทธิพลของระบบลมมรสุมเอเชีย-ออสเตรเลีย ความแปรปรวนของปริมาณฝนมีการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาล โดยระหว่างเดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม ได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ทำให้ภาคเหนือ ภาคตะวันออกเฉียงเหนือ ภาคกลางและภาคใต้ฝั่งตะวันตก มีปริมาณฝนมากในฤดูกาลนี้ ขณะที่ช่วงเวลาระหว่างเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน ได้รับอิทธิพลจากลมมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ ทำให้ภาคใต้ฝั่งตะวันออกมีปริมาณฝนมากในฤดูนี้ นอกจากความแปรปรวนของปริมาณฝนที่มีความแปรปรวนตามฤดูกาลแล้วยังมีความแปรปรวนระหว่างปี (interannual variability) ซึ่งมีคาบเวลายาวนานกว่าฤดูกาลด้วย ปรากฏการณ์ที่มีคาบเวลายาวนานกว่าหนึ่งปี และส่งผลต่อความแปรปรวนของปริมาณฝนในคาบสมุทรอินโดจีนและประเทศไทย ได้แก่ เอนโซ (ENSO, El Nino-Southern Oscillation) และอินเดียนไดโพล (Indian Ocean Dipole, IOD) การศึกษาของ Singhrattna et al. (2005) พบว่าปริมาณฝนในช่วงเดือนสิงหาคมถึงตุลาคมบริเวณตอนกลางของประเทศไทยมีความสัมพันธ์แบบผกผันกับอุณหภูมิผิวน้ำทะเลบริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันออก โดยอุณหภูมิผิวน้ำทะเลที่สูงกว่าปกติในช่วงสภาวะเอลนีโญ (El Nino) ทำให้บริเวณอากาศจมตัว (subsidence) ของ Walker circulation เปลี่ยนตำแหน่งมาอยู่เหนือภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้และแปซิฟิกตะวันตก ทำให้เกิดสภาวะแห้งแล้งกว่าปกติ ซึ่งเป็นไปในทางเดียวกับที่ Juneng and Tangang (2005) พบรูปแบบความแปรปรวนระหว่างปีของปริมาณฝนในภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้มีความสัมพันธ์กับปรากฏการณ์เอนโซ นอกจากนี้ Bridhikitti (2013) พบว่านอกจากปรากฏการณ์เอนโซแล้ว ปรากฏการณ์ Indian Ocean Dipole ส่งผลต่อความแปรปรวนระหว่างปีของปริมาณฝนในประเทศไทยด้วย

นอกจากความแปรปรวนระหว่างฤดูกาลและระหว่างปีแล้ว ปริมาณฝนในคาบสมุทรอินโดจีนรวมทั้งบริเวณอื่นๆที่ได้รับอิทธิพลของมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ยังมีความแปรปรวนภายในฤดูกาล (intraseasonal variability, ISV) ซึ่งมีคาบเวลาสั้นกว่าฤดูกาลด้วยดังในรูปที่ 2.1 ซึ่งแสดงสเปกตรัมของฝนที่คาบเวลาภายในฤดูกาล จะเห็นได้ว่าในหลายๆบริเวณมีความแปรปรวนในช่วง 30-60 วันอย่างเด่นชัด โดยเฉพาะบริเวณมหาสมุทรอินเดียบริเวณใกล้เส้นศูนย์สูตร ปรากฏการณ์ที่มีคาบเวลาสั้นกว่าฤดูกาลที่มีความสำคัญในเขตรมรสุมเอเชีย ได้แก่ ปรากฏการณ์ Madden-Julian Oscillation (MJO) ปรากฏการณ์ Boreal summer intraseasonal oscillation (BSIO, BSISO) และรูปแบบความแปรปรวนที่มีคาบเวลา 12-24 วัน (12-24 day mode) (Lin et al., 2008)



รูปที่ 2.1 (บน) แผนที่แสดงบริเวณที่หาค่าสเปกตรัมของฝน EIO-Equatorial Indian Ocean, BoB-Bay of Bengal, CI-central India, GP-Gangetic Plains, WG-Western Ghats, CMD-Cambodia (ล่าง) สเปกตรัมของฝนในฤดูร้อนของซีกโลกเหนือ ที่คาบเวลาต่างๆ จากชุดข้อมูล GPCP ในช่วงปี ค.ศ. 1980–2005 เส้นทึบบนและล่างแสดงค่าส่วนเบี่ยงเบนมาตรฐาน  $\pm 1$  ที่มา: Hoyos and Webster (2007)



**รูปที่ 2.2** แผนภาพแสดงมรสุมฤดูร้อนเอเชียประกอบด้วย 3 บริเวณ ได้แก่ อินเดีย (ISM) เอเชียตะวันออกเฉียง (EASM) และแปซิฟิกตะวันตก (WNPSM) และรูปแบบความผันแปรของปริมาณฝนภายในฤดูกาลที่สำคัญ 2 รูปแบบ คือ BSI0 เป็นรูปแบบที่เคลื่อนที่จากตะวันตกไปตะวันออกและตะวันออกเฉียงเหนือ และ 12-24 day mode ซึ่งเป็นรูปแบบที่เคลื่อนที่จากตะวันออกไปตะวันตก และมีคาบเวลา 12-24 วัน เส้นเท่าแสดงค่าเฉลี่ยปริมาณฝนในมรสุมฤดูร้อนระหว่างเดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคมจากชุดข้อมูล GPCP เส้นเท่าเส้นแรกเริ่มที่  $4 \text{ mm day}^{-1}$  เส้นถัดไปมีค่าเพิ่มขึ้น  $2 \text{ mm day}^{-1}$  ที่มา: Lin et al. (2008)

## 2.2 ปรากฏการณ์ Madden-Julian Oscillation (MJO)

ปรากฏการณ์ Madden-Julian Oscillation (MJO) เป็นรูปแบบความแปรปรวนของลักษณะอากาศบริเวณเขตร้อนเหนือมหาสมุทรอินเดียและแปซิฟิกตะวันตก ที่มีคาบเวลาประมาณ 30-60 วัน รายงานครั้งแรกโดย Madden and Julian (1971, 1972) การศึกษาเกี่ยวกับปรากฏการณ์ MJO นับแต่นั้นมาแสดงให้เห็นถึงความสำคัญและความเชื่อมโยงของปรากฏการณ์ MJO กับความแปรปรวนของปริมาณฝนและตัวแปรทางอุตุนิยมวิทยาอื่นๆ (Zhang 2005; Lau and Waliser, 2012; Zhang, 2013) จึงนับเป็นปรากฏการณ์ที่สำคัญที่สุดของความแปรปรวนภายในฤดูกาล (intraseasonal variability, ISV)

## 2.2.1 ลักษณะเด่นของปรากฏการณ์ MJO

ปรากฏการณ์ MJO มีรูปแบบของการก่อตัวของกลุ่มเมฆฝนที่เกิดจากการพาความร้อน (convection) เป็นบริเวณกว้าง สลับกับบริเวณอากาศจมตัว (subsidence) เกิดขึ้นเหนือบริเวณเขตร้อนของมหาสมุทรอินเดียและมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตก บริเวณคู่ตรงข้ามของเมฆฝน (convective dipole) ดังกล่าว จะเคลื่อนที่ไปทางทิศตะวันออก ก่อนจะสลายตัวบริเวณเส้นแบ่งเขตวันสากล จากลักษณะคู่ตรงข้ามของเมฆฝนดังกล่าว จึงมักเรียกบริเวณกลุ่มเมฆฝนว่า MJO convective (wet) phase และบริเวณอากาศจมตัวซึ่งทำให้การเกิดเมฆเนื่องจากการพาความร้อนเกิดได้น้อยกว่าปกติ เรียกว่า MJO suppressed (dry) phase ทั้งสองบริเวณครอบคลุมระยะทาง ประมาณ 12,000–20,000 กิโลเมตร (Zhang, 2005) รูปที่ 2.3 เป็นแผนภาพแสดงพัฒนาการของลักษณะคู่ตรงข้ามของเมฆฝน พร้อมทั้งบริเวณอากาศยกตัวและอากาศจมตัว การก่อตัวเป็นบริเวณกว้างของกลุ่มเมฆฝนดังกล่าว ยังส่งผลทำให้เกิดความผิดปกติของการไหลเวียนของอากาศในชั้นบรรยากาศโทรโปสเฟียร์ เนื่องจากการคายพลังงานความร้อนในกระบวนการเปลี่ยนสถานะของไอน้ำที่ลอยสูงขึ้นจนถึงระดับที่สามารถควบแน่นเป็นเมฆ ความร้อนที่เกิดขึ้นนี้ทำให้เกิดลมพัดสอบเข้าหาบริเวณอากาศยกตัวในระดับล่างของชั้นบรรยากาศ (convergence) และลมที่พัดออกจากบริเวณยอดเมฆในบรรยากาศระดับบน (divergence) และเกิดการจมตัวทางด้านตะวันออกและตะวันตกของบริเวณกลุ่มเมฆฝน โดยรูปแบบดังกล่าวจะเคลื่อนที่ไปทางทิศตะวันออก ก่อนที่กลุ่มเมฆฝนจะสลายตัวบริเวณเส้นแบ่งเขตวันสากล เนื่องจากทางด้านทิศตะวันออกของบริเวณดังกล่าว มีสถานะที่ไม่เหมาะสมต่อการเกิด convection กล่าวคืออุณหภูมิผิวน้ำทะเลต่ำ แต่ลมในระดับบนยังสามารถเคลื่อนที่รอบโลกในรูปแบบของคลื่นบริเวณเส้นศูนย์สูตร (equatorial waves) ได้ ดังนั้นปรากฏการณ์ MJO จึงมีลักษณะของคลื่นในชั้นบรรยากาศที่เกิดร่วมกับการเกิดเมฆ (convectively coupled equatorial waves, CCEW) (Serra et al., 2014)

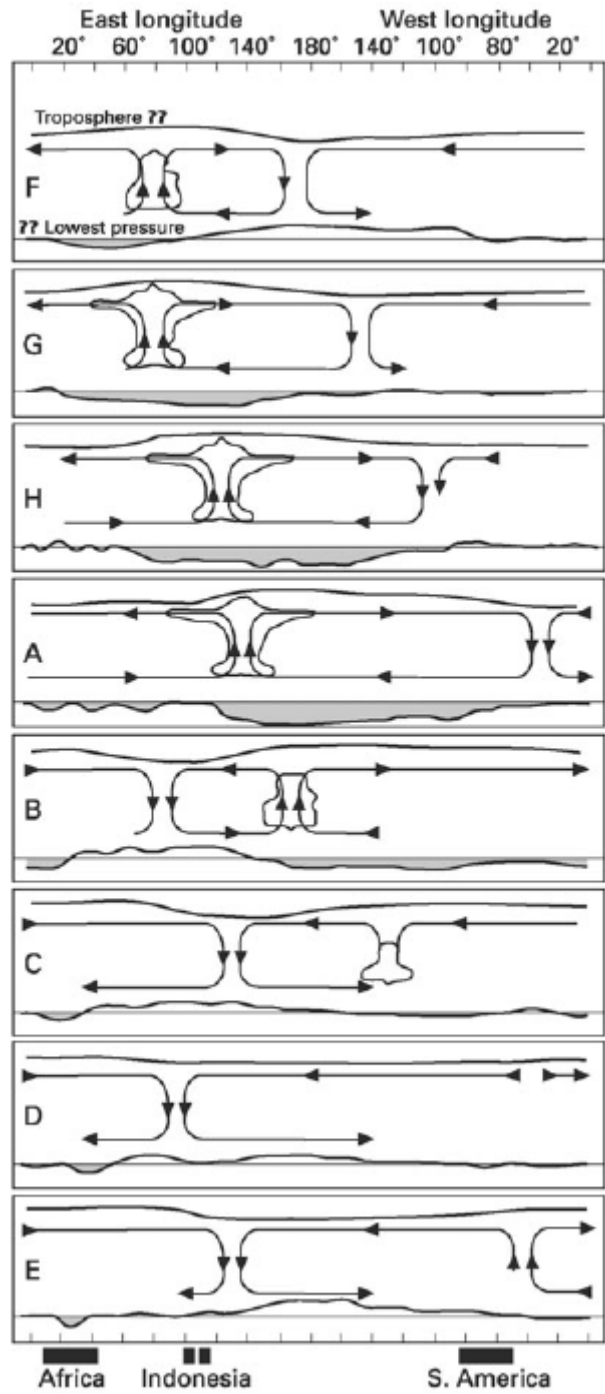
รูปที่ 2.4 แสดงการเปลี่ยนแปลงในเชิงพื้นที่ของกลุ่มเมฆฝน ซึ่งบ่งชี้ด้วยค่า outgoing longwave radiation (OLR) และลมที่ระดับล่างของชั้นบรรยากาศโทรโปสเฟียร์ (850 hPa) ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ในช่วงฤดูหนาวของซีกโลกเหนือ (เดือนธันวาคมถึงเดือนกุมภาพันธ์) ค่า OLR เป็นค่ารังสีความร้อนที่แผ่ไปจากพื้นผิวโลกที่ตรวจวัดได้ด้วยดาวเทียม มักใช้ค่า OLR เป็นค่าบ่งชี้บริเวณที่มีการก่อตัวของเมฆฝนที่เกิดจากการลอยตัวเนื่องจากความร้อนหรือ convective cloud โดยบริเวณที่มีการก่อตัวของกลุ่มเมฆฝน จะมีค่า OLR ต่ำกว่าปกติ ส่วนบริเวณที่ไม่เกิดเมฆ จะมีค่า OLR สูงกว่าปกติ จากรูปจะเห็นได้ว่าเกิดบริเวณ MJO wet phase (OLR มีค่าต่ำกว่าปกติ) จะเกิดสลับกับบริเวณอากาศจมตัว MJO dry phase (OLR มีค่าสูงกว่าปกติ) ลักษณะคู่ตรงข้ามของเมฆฝนทั้งสองบริเวณจะเคลื่อนที่ไปทางทิศตะวันออก จากมหาสมุทรอินเดีย ผ่านหมู่เกาะอินโดนีเซีย ไปยังมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตก การก่อตัวของกลุ่มเมฆฝนดังกล่าวยังทำให้เกิดสภาพลมที่ผิดจากปกติ โดยทางด้านทิศตะวันออกของกลุ่มเมฆฝน จะเป็นลมตะวันออก และทางด้านตะวันตกของกลุ่มเมฆฝน จะเป็นลมตะวันตก ซึ่งรูปแบบของลมดังกล่าวทำให้เกิดการพัดเข้าหากัน (convergence) ก่อให้เกิดการยกตัวของอากาศได้ดียิ่งขึ้น

รูปที่ 2.5 แสดงการเปลี่ยนแปลงในเชิงพื้นที่ของกลุ่มเมฆฝนและลมในช่วงหน้าร้อนของซีกโลกเหนือ (เดือนมิถุนายนถึงเดือนกันยายน) ความแปรปรวนของกลุ่มเมฆฝนและลมยังมีรูปแบบของการเคลื่อนที่ไปทางทิศตะวันออกเช่นเดียวกับในช่วงหน้าหนาว แต่จะมีการเคลื่อนที่ขึ้นไปทางเหนือ

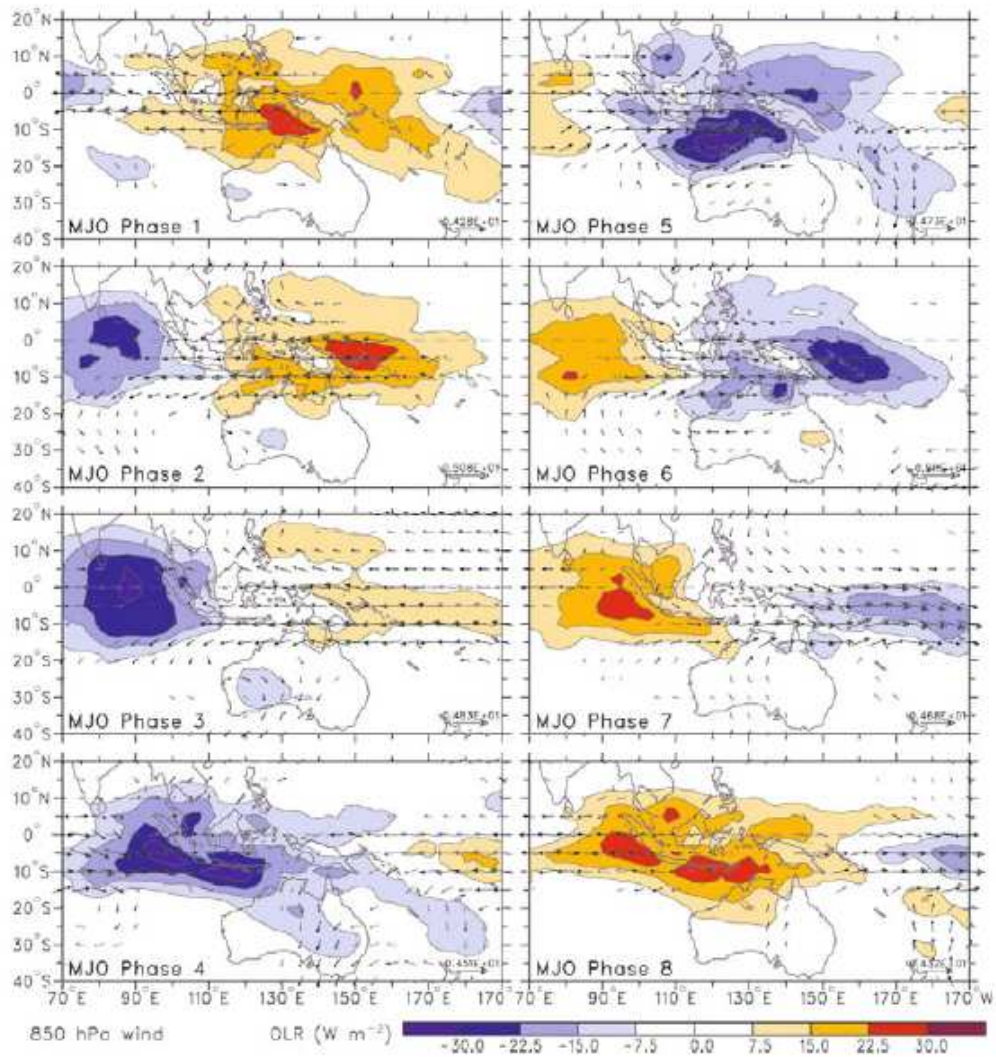
ร่วมด้วย ทำให้นักวิจัยบางส่วน เรียกปรากฏการณ์ในฤดูร้อนว่า Boreal Summer Intraseasonal Oscillation (BSIO, BSISO) เพื่อแสดงความแตกต่างของรูปแบบการเคลื่อนที่จากปรากฏการณ์ MJO

ข้อมูลจากดาวเทียม CloudSat (รูปที่ 2.6) แสดงความเปลี่ยนแปลงของปริมาณน้ำในเมฆ (cloud liquid water content) ในช่วงวัฏจักรของปรากฏการณ์ Boreal Summer Intraseasonal Oscillation (BSISO) โดยในขณะที่ BSISO เคลื่อนที่ขึ้นไปทางเหนือในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ปริมาณ cloud liquid water content ทางด้านทิศเหนือของบริเวณที่มีฝนสูงสุด มีค่าเพิ่มขึ้น ชี้ให้เห็นว่ากระบวนการที่ทำให้เกิดการรวมตัวของความชื้นในอากาศเป็นปัจจัยสำคัญที่ส่งผลต่อการเคลื่อนที่ไปทางเหนือของ BSISO (Jiang et al., 2011a) นอกจากนี้ประเภทของเมฆก็มีการเปลี่ยนแปลงตามวัฏจักรของ BSISO โดยในช่วงเริ่มต้นของปรากฏการณ์ มักเป็นเมฆชั้นต่ำ (shallow cloud) ขณะที่บริเวณศูนย์กลางของ BSISO เป็นเมฆฝนยกตัวแนวตั้ง (deep convection cloud) (Jiang et al., 2011a) นอกจากนี้ข้อมูลปริมาณความร้อน diabatic heating จากชุดข้อมูล ERA-Interim (รูปที่ 2.7) และจากดาวเทียม Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) ซึ่งแสดงการเปลี่ยนแปลงความร้อนในชั้นบรรยากาศตามวัฏจักรของปรากฏการณ์ MJO แสดงให้เห็นว่า diabatic heating มีค่าสูงสุดบริเวณระดับกลางของชั้นบรรยากาศ (ประมาณ 500 hPa) และมีเฟสตรงกับบริเวณที่มีฝนสูงสุด ขณะที่ชั้นบรรยากาศด้านบน (สูงกว่า 500 hPa) มีปริมาณความร้อนสูงขึ้น หลังจากบริเวณศูนย์กลางฝนเคลื่อนที่ผ่านไปแล้ว ชี้ให้เห็นว่าความร้อนเนื่องจากการแผ่รังสี radiative heating มีความสำคัญต่อพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO (Jiang et al., 2011b)

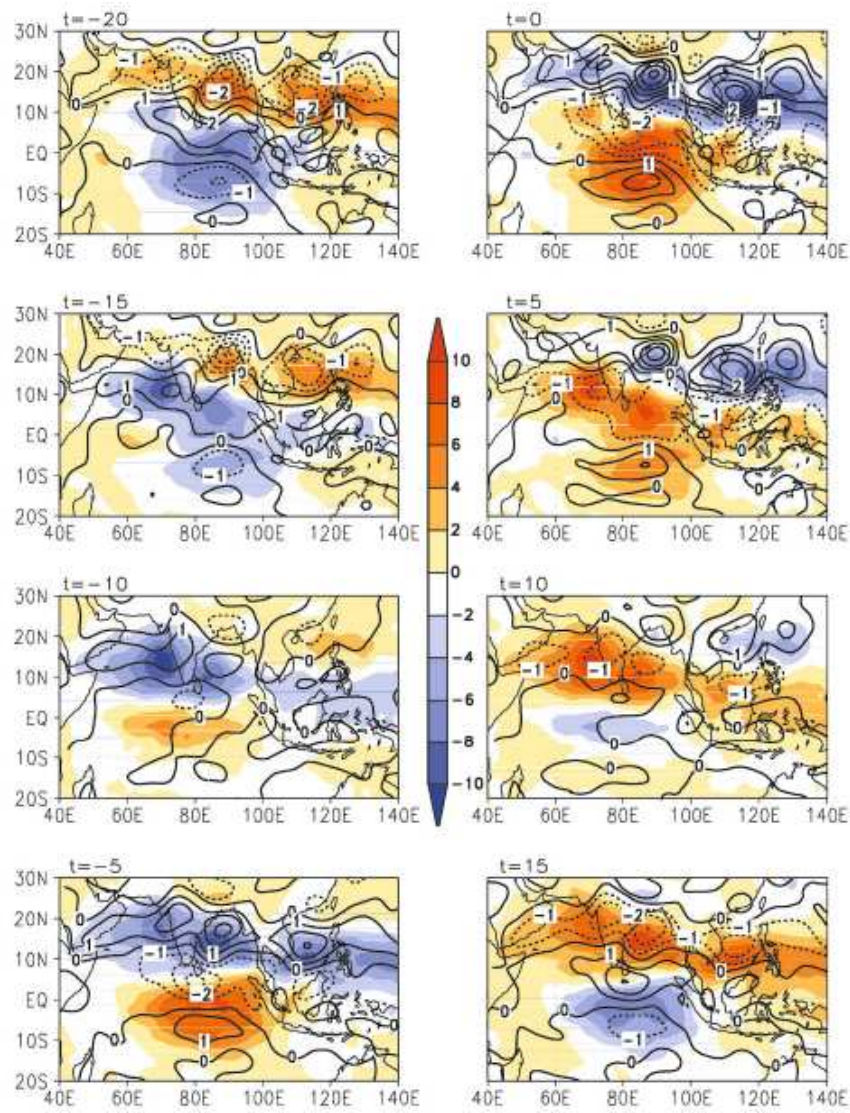
จากชื่อของ MJO ซึ่งมีคำว่า oscillation อาจทำให้เข้าใจไปว่า MJO เป็นปรากฏการณ์ที่เกิดขึ้นเป็นวัฏจักรที่มีคาบเวลา 30 ถึง 60 ตลอดเวลา อย่างไรก็ตาม MJO อาจเกิดขึ้นไม่ต่อเนื่องกัน และอาจเริ่มต้นจากสภาวะที่ยังไม่มี MJO เหตุการณ์เก่าอยู่ก่อนแล้วก็ได้ Matthews (2008) ศึกษาสถิติของ MJO ในระหว่างปี ค.ศ. 1974–2005 พบว่าในจำนวนเหตุการณ์ทั้งหมด ร้อยละ 60 เป็น MJO ที่พัฒนาต่อเนื่องมาจากปรากฏการณ์ MJO ที่เกิดขึ้นก่อนหน้า ขณะที่ร้อยละ 40 เป็น MJO ที่พัฒนาขึ้นใหม่ (รูปที่ 2.8) นอกจากนี้ความถี่ของปรากฏการณ์ MJO ยังมีความแปรปรวนภายในปี และระหว่างปีด้วย การศึกษาของ Wheeler and Hendon (2004) พบว่าจำนวนปรากฏการณ์ MJO มีความแปรผันระหว่างปี เช่น ในปี ค.ศ. 2003 มี MJO เกิดขึ้น 3 ครั้ง ขณะที่ ปี ค.ศ. 2010 ไม่มี MJO เลย เป็นต้น (รูปที่ 2.9)



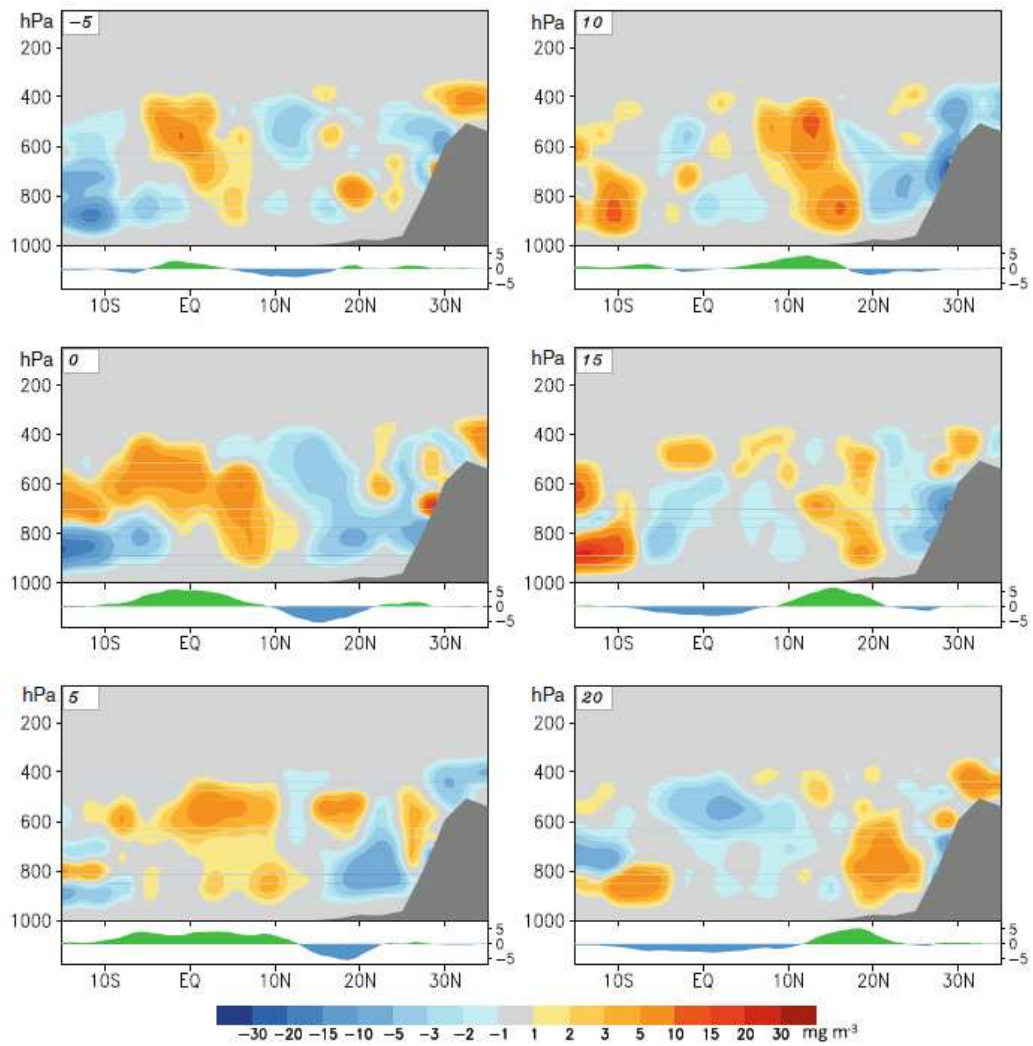
รูปที่ 2.3 แผนภาพตามแนวลองจิจูด บริเวณเส้นศูนย์สูตร กับความสูงจากผิวพื้นถึงระดับบนของชั้นบรรยากาศโทรโปสเฟียร์ แสดงการเปลี่ยนแปลงในเชิงพื้นที่และเวลาของตัวแปรทางอุตุนิยมวิทยาตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ Madden-Julian Oscillation (MJO) สัญลักษณ์ก้อนเมฆแทนศูนย์กลางของกลุ่มเมฆฝน ลูกศรแสดงทิศทางลมในแนวตะวันตกตะวันออกที่ระดับบนและระดับล่างของชั้นบรรยากาศโทรโปสเฟียร์ เส้นโค้งด้านล่างแสดงการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศที่ระดับผิวพื้น เส้นโค้งด้านบนแสดงการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศที่ระดับบนของชั้นโทรโปสเฟียร์ ที่มา: Madden and Julian (1972)



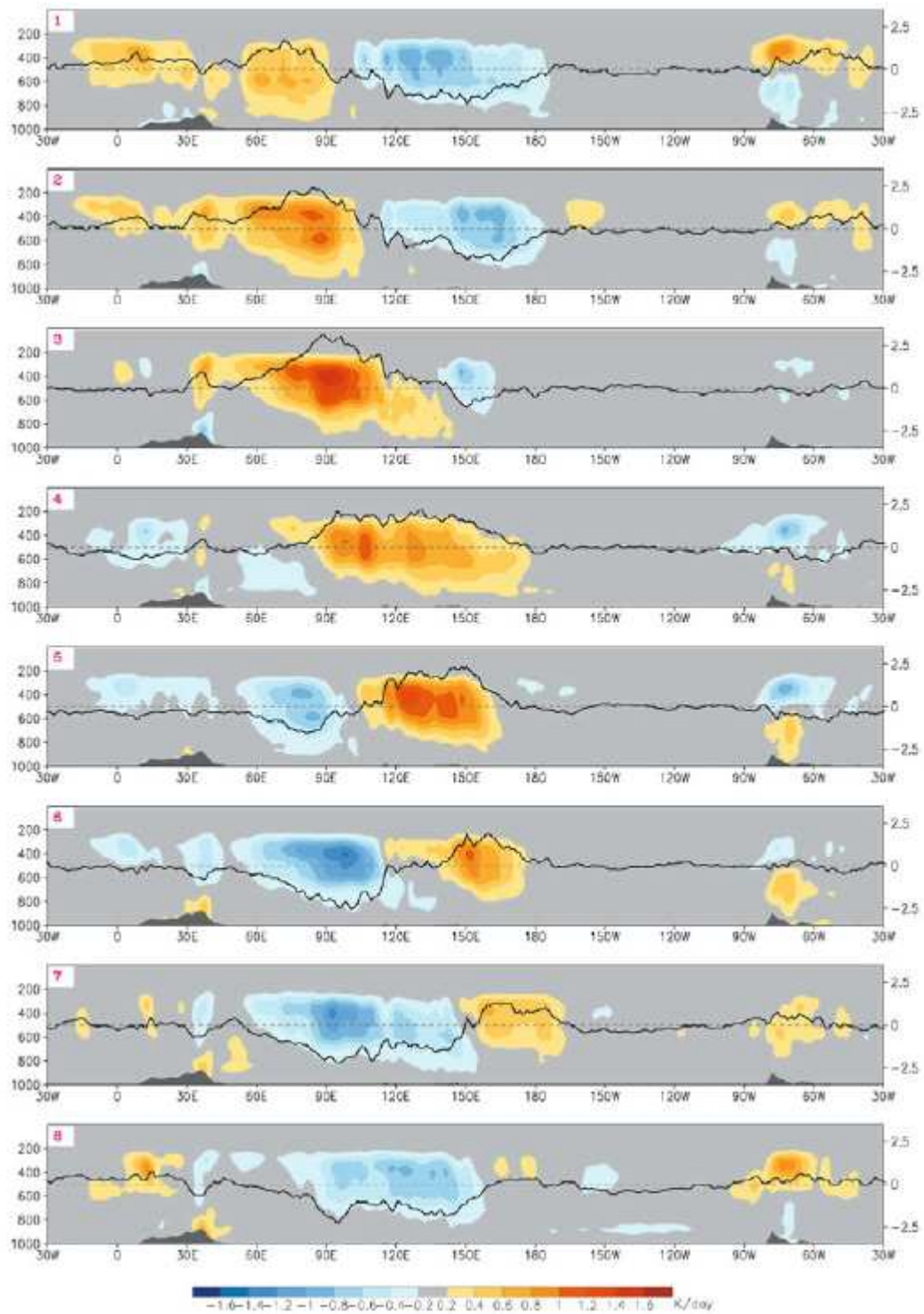
รูปที่ 2.4 ค่าเฉลี่ยของ outgoing longwave radiation (OLR, แอมบลิ) และลม (ลูกศร) ที่ระดับ 850 hPa ที่ผิดไปจากค่าปกติ (anomaly) ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ Madden-Julian Oscillation (MJO) จาก phase 1 ถึง phase 8 ในช่วงฤดูหนาวของซีกโลกเหนือ (เดือนธันวาคม มกราคม และ กุมภาพันธ์) ระหว่างปี ค.ศ. 1974–2010 ที่มา: Wheeler and McBride (2012)



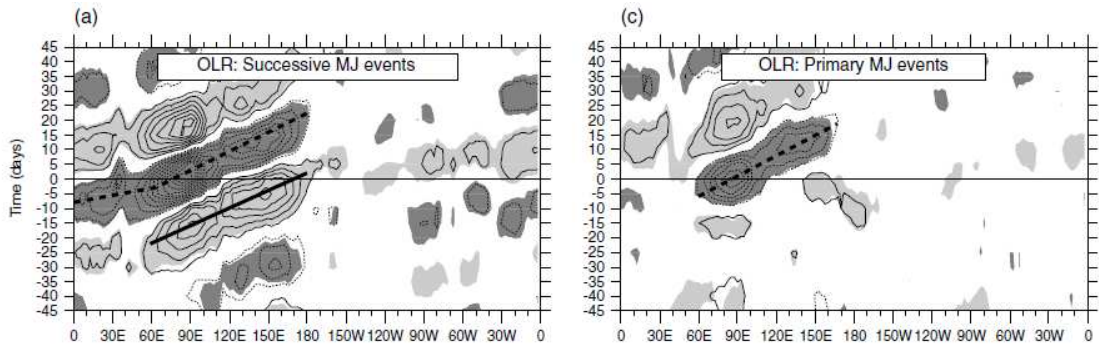
รูปที่ 2.5 พัฒนาการของ convection และ relative vorticity ที่ระดับ 850 hPa ที่มีคาบเวลา ระหว่าง 30 ถึง 60 วัน แสดงด้วยค่า regression ของค่าที่ผิดปกติของ outgoing longwave radiation (OLR, แถบสี) และ relative vorticity ของลมที่ระดับ 850 hPa (เส้นเท่า เส้นทึบแสดงค่าบวก เส้นประแสดงค่าลบ) เมื่อเทียบกับอนุกรมเวลาของค่าเฉลี่ยของความเร็วลม บริเวณ 85°E–90°E และ 5°N–10°N ที่ระยะเวลาตั้งแต่เริ่มต้นจนถึงสิ้นสุดปรากฏการณ์ Boreal Intraseasonal Oscillation (BSISO) ในช่วงฤดูร้อนของซีกโลกเหนือ (เดือนมิถุนายน กรกฎาคม สิงหาคม และ กันยายน) ระหว่างปี ค.ศ. 1979–1998 ที่มา: Goswami (2012)



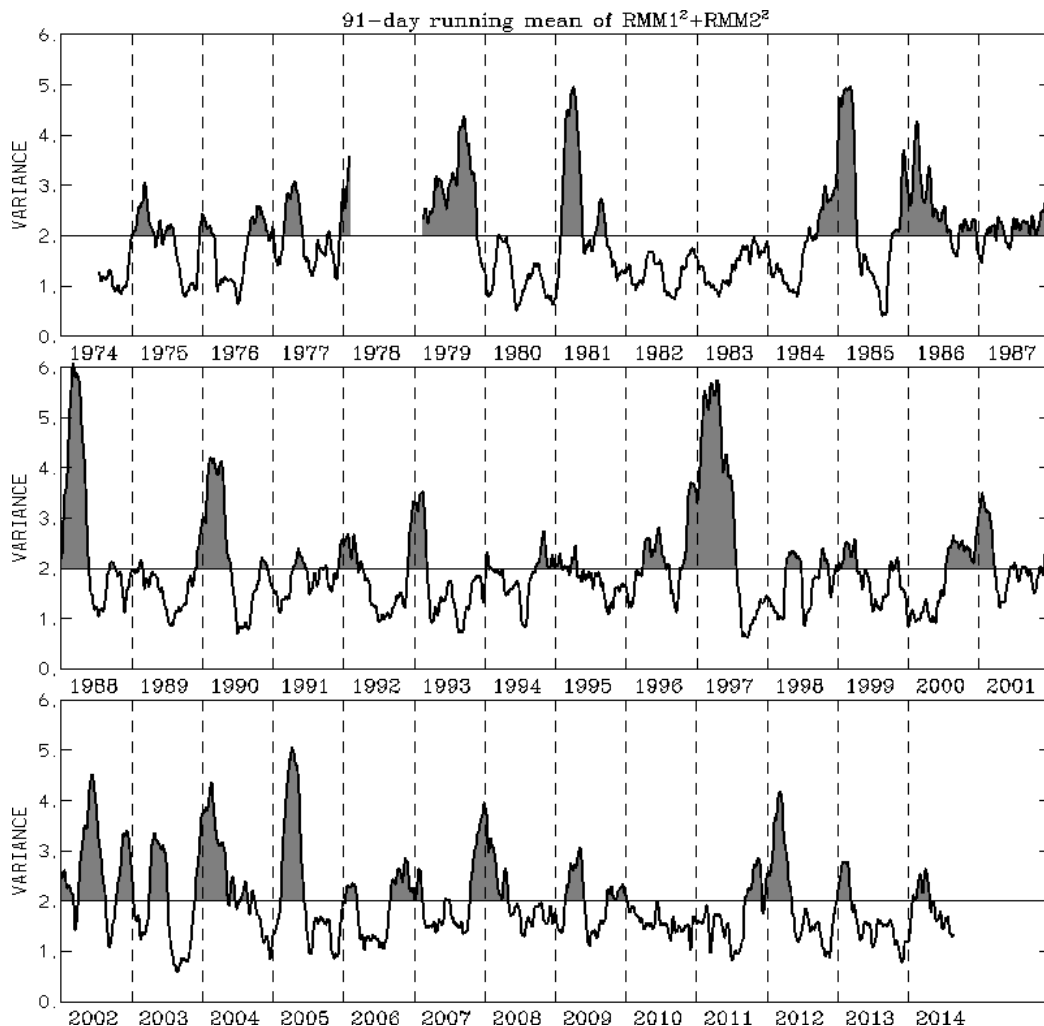
**รูปที่ 2.6** แผนภาพตามแนวละติจูด กับความกดอากาศในชั้นบรรยากาศโทรโปสเฟียร์ แสดงการเปลี่ยนแปลงในเชิงพื้นที่และเวลาของปริมาณน้ำในอากาศ (liquid water content, LWC หน่วย  $\text{mg/m}^3$ ) ที่ตรวจวัดด้วยดาวเทียม CloudSat ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ Boreal Summer Intraseasonal Oscillation (BSISO) ในช่วงปี ค.ศ. 2006-2008 ด้านล่างของแต่ละภาพแสดงปริมาณฝน ทั้งปริมาณน้ำในเมฆและปริมาณฝนเป็นค่าเฉลี่ยในพื้นที่  $80^\circ\text{--}95^\circ\text{E}$  ที่มา: Jiang et al. (2011a)



รูปที่ 2.7 แผนภาพตามแนวลองจิจูด กับความกดอากาศในชั้นบรรยากาศโทรโปสเฟียร์ แสดงการเปลี่ยนแปลงในเชิงพื้นที่และเวลาของอัตราการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิ diabatic heating (หน่วย K/day) ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ Madden-Julian Oscillation (MJO) อุณหภูมิเป็นค่าเฉลี่ยในพื้นที่  $10^{\circ}\text{S}$ – $10^{\circ}\text{N}$  จากชุดข้อมูล ERA-Interim ที่มา: Jiang et al. (2011b)



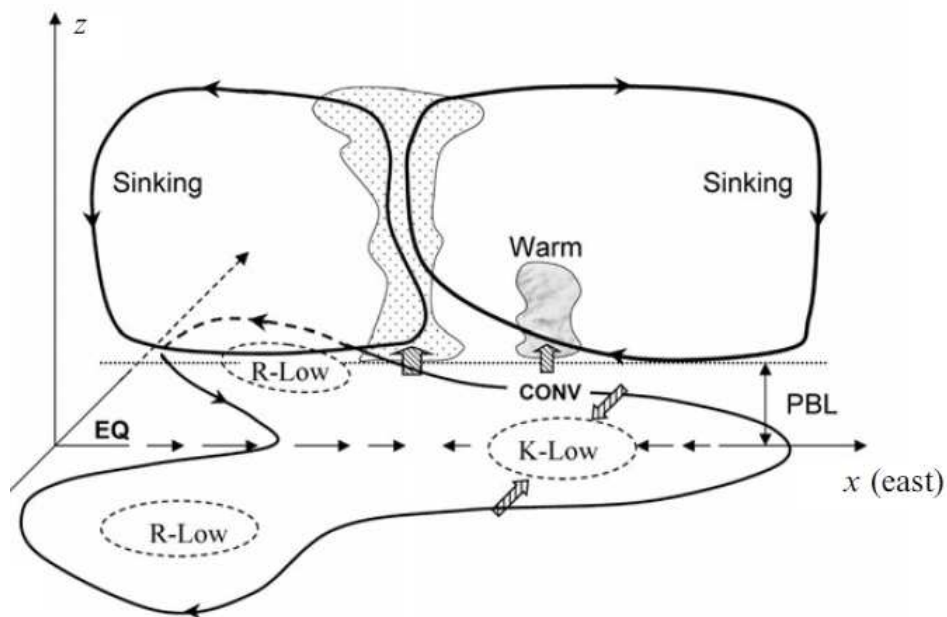
รูปที่ 2.8 (ซ้าย) Hovmoller diagram ของค่าผิดปกติ (anomaly) ของ outgoing longwave radiation (OLR) เฉลี่ยบริเวณ  $10^{\circ}\text{S}$ – $10^{\circ}\text{N}$  สำหรับปรากฏการณ์ MJO ที่เกิดแบบต่อเนื่องกัน และ (ขวา) สำหรับปรากฏการณ์ MJO ที่เกิดขึ้นใหม่ เส้นเท่าของ OLR anomaly มีค่าเส้นละ  $2.5 \text{ Wm}^{-2}$  เส้นทึบแทนค่าบวก เส้นประแทนค่าลบ ที่มา: Matthews (2008)



รูปที่ 2.9 อนุกรมเวลาของค่าดัชนี  $\text{RMM1}^2 + \text{RMM2}^2$  ซึ่งแสดง variance ของปรากฏการณ์ MJO ที่มา: Wheeler and Hendon (2004)

## 2.2.2 กลไกของการเกิดและการพัฒนาของปรากฏการณ์ MJO

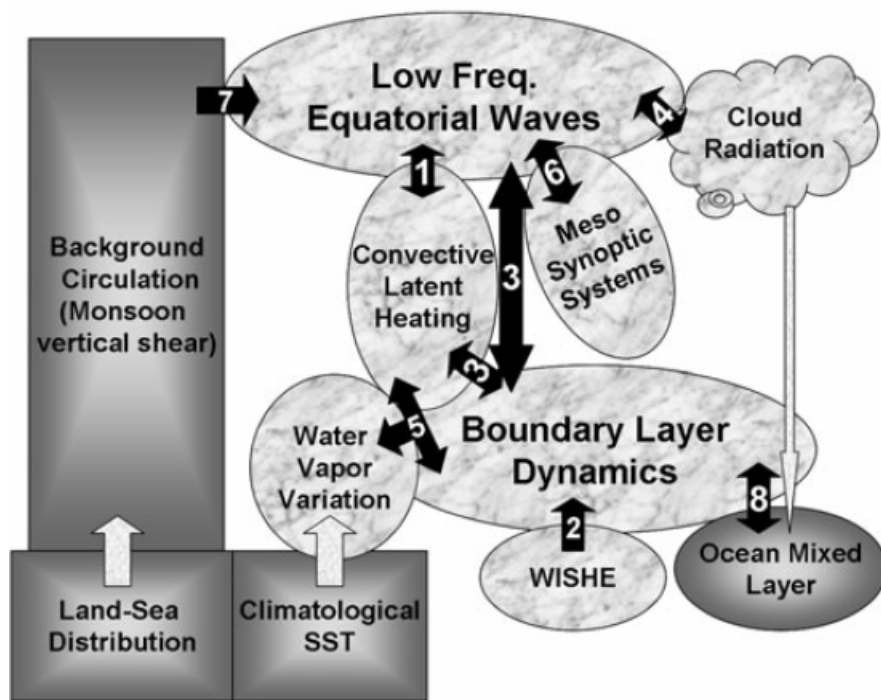
ลักษณะเด่นของปรากฏการณ์ MJO คือการรวมตัวของกลุ่มเมฆฝนที่เคลื่อนที่จากมหาสมุทรอินเดียตะวันตกไปยังมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตก ด้วยความเร็วประมาณ 5 เมตรต่อวินาที (Zhang, 2005) จากลักษณะดังกล่าวชี้ให้เห็นว่ากระบวนการที่มีความสำคัญต่อ MJO คือ กระบวนการเกิดเมฆเนื่องจากการพาความร้อน (convective process) และคลื่นยาวในบรรยากาศ (large-scale atmospheric wave) โดยการเคลื่อนที่ไปทางตะวันออกชี้ให้เห็นถึงลักษณะที่เกิดจาก Kelvin wave แต่ความเร็วของ MJO ช้ากว่าความเร็วของ Kelvin wave เนื่องจากแรงเสียดทานที่เกิดขึ้นจากความร้อนที่เกิดขึ้นในกระบวนการของเมฆยกตัว (Rui and Wang, 1990) รูปแบบการเคลื่อนที่ของ MJO ประกอบด้วย equatorial Kelvin wave แสดงออกด้วยบริเวณความกดอากาศต่ำเหนือเส้นศูนย์สูตร และ equatorial Rossby waves แสดงออกด้วยบริเวณความกดอากาศต่ำด้านเหนือและใต้ของเส้นศูนย์สูตรและการไหลเวียนของลมแบบ cyclone (รูปที่ 2.10) ลมที่เกิดจาก equatorial Kelvin wave และ equatorial Rossby waves ทำให้เกิดการพัดสอบเข้าหากันของลมที่ระดับล่างของชั้นบรรยากาศ (wind convergence) นำมาสู่การรวมตัวของความชื้น ส่งเสริมให้เกิดเมฆยกตัวได้ดี และทิศทางลมในระดับบรรยากาศชั้นบนจะตรงข้ามกับในบรรยากาศชั้นล่าง (Wang, 2012) บริเวณที่อากาศจมตัวตรงกับ dry phase ของ MJO



**รูปที่ 2.10** แผนภาพแสดง Frictional convergence instability (FCI) mode ของปรากฏการณ์ MJO บริเวณ K-Low และ R-Low ในแนวระนาบ แทนตำแหน่งของบริเวณความกดอากาศต่ำของ Kelvin wave และ Rossby wave ตามลำดับ ลูกศรแสดงทิศทางของลม ส่วนในแนวตั้ง แสดงบริเวณที่เกิด convergence เนื่องจาก wave ซึ่งเกิดตรงกับบริเวณ convection ขณะที่ด้านตะวันออกของกลุ่มเมฆฝนบริเวณตำแหน่ง K-Low เกิด convergence เนื่องจากลมในแนวเหนือใต้ ที่มา: Wang (2012)

Wang (2012) ได้รวบรวมกระบวนการที่มีความสำคัญต่อพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO และ BSISO ดังในรูปที่ 2.11 หัวใจสำคัญคือกระบวนการเกิดเมฆและกระบวนการทางไดนามิกส์ convective interaction with dynamics (CID) ประกอบด้วย (ก) ความร้อนเนื่องจากการเปลี่ยน

สถานะของไอน้ำในกระบวนการของเมฆยกตัว convective heating (ข) คลื่นคาบยาวในบรรยากาศ ประกอบด้วย equatorial Kelvin wave และ equatorial Rossby waves (ค) กระบวนการบริเวณ ขอบล่างของบรรยากาศ boundary layer ที่ทำให้เกิดลมพัดสอบเข้าหากัน (ง) การแลกเปลี่ยนความร้อนและโมเมนตัมบริเวณขอบล่างของชั้นบรรยากาศ ซึ่งเกิดจากลม (wind induced surface heat exchange, WISHE) (จ) กระบวนการป้อนกลับที่เกิดจากความชื้นในกระบวนการ convection กับ ลม (ฉ) การถ่ายเทโมเมนตัมและความร้อน กระบวนการทั้งหมดนี้ร่วมกันทำให้เกิดการรวมกลุ่มของความชื้นเป็นบริเวณกว้าง ซึ่งเป็นตัวสำคัญในกระบวนการเกิดเมฆ convection นอกจากนี้ยังมี กระบวนการอื่นที่ส่งผลต่อ MJO ได้แก่ cloud radiation, อิทธิพลของกระบวนการแลกเปลี่ยน ระหว่างผิวน้ำทะเลกับบรรยากาศ air-sea interaction และอิทธิพลของลมมรสุมในกรณีของ BSISO



รูปที่ 2.11 กรอบแนวคิดที่แสดงให้เห็นปัจจัยและกระบวนการที่ควบคุมการเกิดและการพัฒนาของปรากฏการณ์ MJO และ BSISO กระบวนการที่เป็นหัวใจคือ convective interaction with dynamics (CID) (กรอบสีอ่อน) ที่มา: Wang (2012)

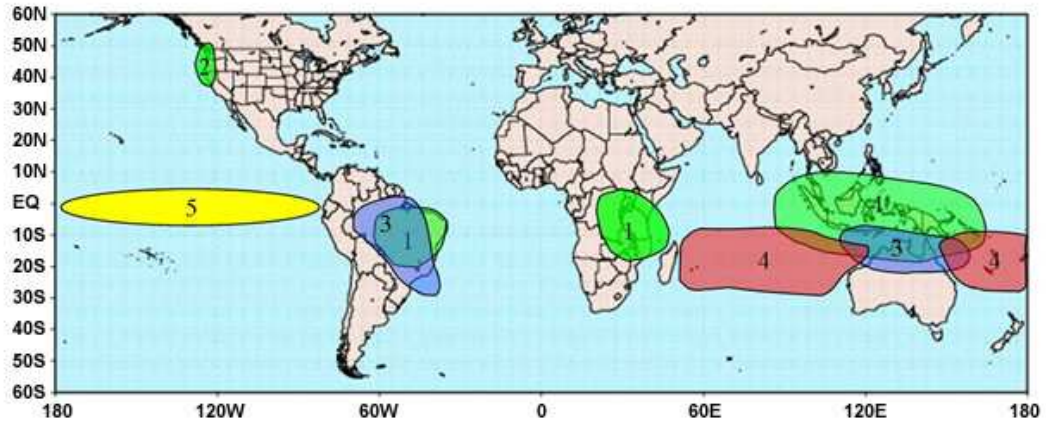
### 2.2.3 ผลกระทบของปรากฏการณ์ MJO

ปรากฏการณ์ MJO ก่อให้เกิดความแปรปรวนของปริมาณฝนตลอดจนการไหลเวียนของกระแสลมในบริเวณที่เคลื่อนผ่าน ผลกระทบของปรากฏการณ์ MJO มีความแตกต่างกันระหว่างฤดูกาล ดังแสดงในรูปที่ 2.12 ตัวอย่างของอิทธิพลของปรากฏการณ์ MJO เช่น วันเริ่มต้นฤดูมรสุม (monsoon onset) ในอินเดียและออสเตรเลียตอนเหนือมักเกิดในช่วงที่กลุ่มเมฆฝนของ MJO เคลื่อนผ่าน (Wheeler and Hendon, 2004) เช่นเดียวกับในทะเลจีนใต้ ซึ่งมีการสำรวจในปี ค.ศ. 1998 พบว่าวันเริ่มฤดูมรสุมเกิดขึ้นหลังจากที่กลุ่มเมฆฝนของ MJO เคลื่อนผ่าน (Straub et al., 2006) ในทางตรงกันข้ามการทิ้งช่วงของฝนในฤดูมรสุม (monsoon break) มักเกิดในช่วงที่ความกดอากาศสูงของ MJO เคลื่อนผ่าน (Pai et al., 2011) นอกจากนี้ MJO ยังก่อให้เกิดสภาวะซีดสุดของปริมาณฝน โดย Wheeler et al. (2008) พบแนวโน้มการเกิดฝนตกหนักในเขตออสเตรเลียตอนเหนือเพิ่มขึ้นสามเท่าในช่วงที่ MJO กลุ่มเมฆฝนหรือ wet phase เคลื่อนผ่านเมื่อเทียบกับช่วง MJO ที่เป็นบริเวณอากาศจมตัวหรือ dry phase เคลื่อนผ่าน

### 2.2.4 การพยากรณ์ปรากฏการณ์ MJO

เนื่องจากปรากฏการณ์ MJO เป็นปรากฏการณ์ที่มีรูปแบบพัฒนาการค่อนข้างเป็นแบบแผน ดังนั้นจึงมีความเป็นไปได้ที่จะนำมาใช้ในการพยากรณ์ล่วงหน้าในระยะตั้งแต่ 2–3 สัปดาห์ (Waliser et al., 2003) การพยากรณ์ปรากฏการณ์ MJO มีวิธีการหลักๆ อยู่สองวิธี คือ วิธีการทางสถิติ (เช่น Love et al., 2008; Love and Matthews, 2009) และการใช้แบบจำลองเชิงไดนามิกส์ การศึกษาผลการจำลองจากแบบจำลองคู่ควบบรรยากาศและมหาสมุทรที่เข้าร่วมในโครงการ Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5) พบว่าความสำเร็จในการจำลองปรากฏการณ์ MJO ขึ้นอยู่กับความสามารถของแบบจำลอง ในการจำลองการเพิ่มขึ้นของปริมาณความชื้นสัมพัทธ์ในบรรยากาศระดับล่าง ซึ่งเป็นปัจจัยที่สำคัญในการเปลี่ยนแปลงสภาวะจากฝนน้อยไปสู่ฝนมาก (Kim et al., 2014b) การศึกษาระบบพยากรณ์อากาศที่อยู่บนพื้นฐานการใช้แบบจำลองคู่ควบ 2 ระบบ ได้แก่ ECMWF VarEPS และ NCEP CFSv2 ชี้ให้เห็นว่าระบบทั้งสองมีความสามารถในการพยากรณ์ MJO ได้ล่วงหน้า 3 ถึง 4 สัปดาห์ โดยค่า correlation coefficient มีค่ามากกว่า 0.5 โดยการพยากรณ์จะมีความถูกต้องมากขึ้นหากเริ่มต้นจากสถานะที่ MJO มีกำลังแรงโดยไม่ขึ้นกับเฟสของ MJO (Kim et al., 2014a)

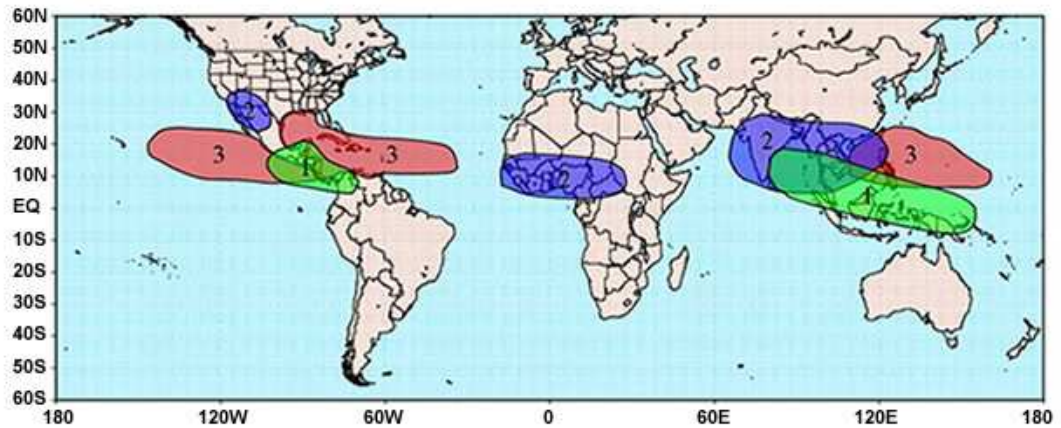
### MJO Impacts during Boreal Winter



- 1 - Alternating wet/dry conditions
- 2 - Tropical moisture plume to higher latitudes
- 3 - Modulation of monsoon systems
- 4 - Modulation of tropical cyclone activity
- 5 - Modulation of ENSO through oceanic Kelvin waves

NOAA / CPC / NCEP / NWS

### MJO Impacts during Boreal Summer



- 1 - Alternating wet/dry conditions
- 2 - Modulation of the monsoon
- 3 - Modulation of tropical cyclone activity

NOAA / CPC / NCEP / NWS

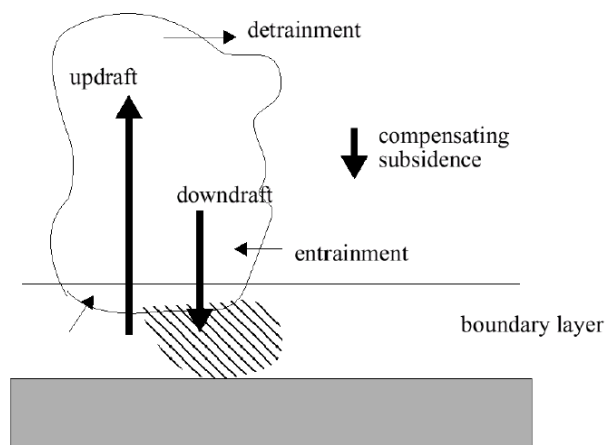
รูปที่ 2.12 ผลกระทบของปรากฏการณ์ MJO (บน) ในฤดูหนาวของซีกโลกเหนือ (ล่าง) ในฤดูร้อนของซีกโลกเหนือ ที่มา: Laing and Evans (2011)

### 2.3 แบบจำลองเชิงตัวเลข (numerical model)

แบบจำลองสภาพอากาศ (weather forecasting model) สามารถนำมาใช้ศึกษาปรากฏการณ์ MJO ได้ โดยแบบจำลองอากาศที่มีความละเอียดเชิงพื้นที่สูง เช่น แบบจำลอง Weather Research and Forecasting Model (WRF) นั้น ได้มีการนำมาใช้สำหรับการศึกษาระบบลมมรสุมเอเชียใต้ (Taraphdar et al., 2010) ตลอดจนปรากฏการณ์ MJO ที่ทำให้เกิดฝนตกหนักในทวีปอเมริกาเหนือ (Jones and Carvalho, 2014) และเหตุการณ์ฝนตกหนักในภาคใต้ของประเทศไทย (Yavinchan et al., 2011) นอกจากนี้ยังมีการใช้แบบจำลอง Regional Climate Model (RegCM) ในการจำลองปรากฏการณ์ MJO และแนวปะทะอากาศบริเวณทะเลจีนใต้ในช่วงเริ่มต้นฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (Tong et al., 2009)

ในการทำแบบจำลองเชิงตัวเลขนั้น เนื่องจากแบบจำลองไม่สามารถคำนวณกระบวนการที่เกิดขึ้นในพื้นที่ขนาดเล็กกว่าหน่วยคำนวณ (grid) ได้ จึงจำเป็นต้องมีการประมาณค่า (parameterization) กระบวนการที่เกิดขึ้นในสเกลขนาดเล็กกว่าหน่วยคำนวณ (sub-grid scale processes) ด้วยตัวแปรที่โมเดลคำนวณได้โดยตรง เช่น อุณหภูมิ ปริมาณความชื้นในอากาศ ความเสถียรของชั้นบรรยากาศ เป็นต้น กระบวนการที่ต้องมีการประมาณค่า ได้แก่ กระบวนการภายในเมฆ (cloud microphysics parameterization) กระบวนการเกิดเมฆฝน (convective parameterization) กระบวนการบริเวณขอบเขต (planetary boundary layer and turbulence parameterization) กระบวนการเกี่ยวกับรังสี (radiation parameterization) เป็นต้น โดยเฉพาะอย่างยิ่ง convective parameterization ในกระบวนการเกิดเมฆฝน (deep convective clouds) และเมฆชั้นล่าง (shallow clouds) ส่งผลต่อการจำลอง Hadley cell และ Walker cell และปรากฏการณ์ ENSO (Stensrud, 2007)

หลักการสำคัญของ convective parameterization คือ การประมาณค่าพลังงานศักย์ที่สามารถทำให้เกิดเมฆยกตัว (convective available potential energy, CAPE) และค่าพลังงานที่ใช้ในการยกมวลอากาศจนถึงระดับที่เกิดเมฆยกตัว (convective inhibition, CIN) ทั้งสองตัวแปรมีความสำคัญต่อการเกิด convection เพราะในสถานะที่มีค่า CAPE สูง แต่หากค่า CIN สูงด้วย convection อาจไม่สามารถเกิดขึ้นได้ เนื่องจากต้องการพลังงานสูงมากในการยกมวลอากาศจนถึงระดับที่สามารถลอยตัวขึ้นได้เอง (level of free convection, LFC) (รูปที่ 2.13) การจัดกลุ่ม convective parameterization อาจแบ่งได้เป็น 2 กลุ่ม ตามรูปแบบของพลังงานที่ใช้ในการควบคุมการเกิด convection ว่าเกิดที่ระดับบนหรือระดับล่างของชั้นบรรยากาศ คือ deep-layer control scheme กับ low-level control scheme หรืออาจจัดกลุ่มตามกระบวนการที่สำคัญในการเกิด convection แบ่งได้เป็น 2 กลุ่มคือ แบบที่เกิดจากการรวมตัวกันของความชื้นหรือ moisture convergence กับแบบที่เกิดจากสถานะไม่เสถียรของบรรยากาศหรือ instability ดังสรุปในตารางที่ 2.1



รูปที่ 2.13 แผนผังแสดงกระบวนการที่ convective parameterization ทำการประมาณค่า

ตารางที่ 2.1 convective parameterization scheme ในแบบจำลองสภาพอากาศและภูมิอากาศ

Scheme	Model	Type of scheme			Reference
Arakawa-Schubert	RegCM	CAPE adjustment (static)	deep-layer control	instability control	Arakawa and Schubert (1974)
Simplified Kuo	RegCM	CAPE adjustment (static)	deep-layer control	moisture control	Kuo (1965), Anthes et al. (1987)
Tiedtke	RegCM	mass flux (dynamic)	low-level control	moisture control	Tiedtke (1989)
Emanuel	RegCM	mass flux (dynamic)	low-level control	instability control	Emanuel (1991), Emanuel and Zivkovic Rothman (1999)
Grell	RegCM	CAPE adjustment (static)	deep-layer control	instability control	Grell (1993)
Grell-Devenyi	WRF	mass flux (dynamic)	deep-layer control	instability control	Grell and Devenyi (2002)
Betts- Miller-Janjic	WRF	CAPE adjustment (static)	deep-layer control	moisture control	Betts and Miller (1986), Janjic (1994)
Kain-Fritsch	WRF	mass flux (dynamic)	low-level control	instability control	Kain and Fritsch (1990), Kain (2004)

## บทที่ 3 วิธีการดำเนินการวิจัย

### 3.1 ชุดข้อมูล

ชุดข้อมูลปริมาณฝนและตัวแปรทางอุตุนิยมวิทยาที่ใช้ในการวิจัย ประกอบด้วย

#### 3.1.1 ปริมาณฝน

เนื่องจากปรากฏการณ์ MJO มีลักษณะเด่นคือ การรวมตัวอย่างเป็นระบบของกลุ่มเมฆฝนเป็นบริเวณกว้าง (20 - 2,000 กิโลเมตร) ในขณะที่ปริมาณฝนจากสถานีตรวจอากาศบริเวณใดๆ มักเป็นผลเนื่องมาจากเมฆฝนที่มีขนาดเล็ก (1 - 10 กิโลเมตร) ประกอบกับปัจจัยเฉพาะพื้นที่ เช่น ลักษณะภูมิประเทศ เป็นต้น ในการศึกษาวิจัยครั้งนี้จึงใช้ข้อมูลปริมาณฝนที่ได้จากการตรวจวัดด้วยดาวเทียมซึ่งให้ข้อมูลปริมาณฝนที่ครอบคลุมบริเวณกว้าง ประกอบกับค่า outgoing longwave radiation (OLR) ซึ่งเป็นดัชนีที่บ่งชี้การก่อตัวของเมฆฝน

ก. Outgoing Longwave Radiation (OLR) จากการตรวจวัดด้วยดาวเทียม NOAA (Liebmann and Smith, 1996) เป็นค่าที่แสดงการก่อตัวของกลุ่มเมฆฝนเป็นบริเวณกว้างได้ดีและใช้ในการศึกษาปรากฏการณ์ MJO อย่างแพร่หลาย ทั้งนี้เพราะ OLR เป็นค่ารังสีอินฟราเรดที่ตรวจวัดได้จากภายนอกชั้นบรรยากาศของโลก ค่า OLR ต่ำแสดงถึงรังสีที่แผ่ออกไปมาจากบริเวณยอดเมฆที่ก่อตัวสูงขึ้นไปในชั้นบรรยากาศ ค่า OLR สูงแสดงถึงรังสีที่แผ่ออกไปมาจากบริเวณใกล้ผิวพื้น ทำให้อุณหภูมิที่บริเวณนั้นไม่มีเมฆปกคลุม ข้อมูล OLR เป็นข้อมูลแบบกริดความละเอียด  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  เป็นค่าเฉลี่ยรายวัน เข้าถึงได้จากเว็บไซต์ <http://www.esrl.noaa.gov/psd> ของ NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA ใช้ข้อมูลสำหรับการวิเคราะห์ตั้งแต่เดือนมกราคม ค.ศ.1979 ถึงเดือนธันวาคม ค.ศ. 2013 ระยะเวลา 35 ปี

ข. ปริมาณฝนรายวันจาก Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM) ชุดข้อมูล 3B42 เวอร์ชัน 7 (Huffman et al., 2007) เป็นค่าที่ได้จากการรวมข้อมูลจากการตรวจวัดด้วยดาวเทียมแบบ passive microwave radiometers หลายนดวง ได้แก่ TRMM Microwave Imager (TMI), Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR), Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSM/I), Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU) ประกอบกับการตรวจวัดด้วยดาวเทียมแบบ infrared radiometers จากดาวเทียมชุด GMS Series และ METEOSAT Series รวมกับข้อมูลจากสถานีตรวจอากาศภาคพื้นดิน ข้อมูลเป็นแบบกริดความละเอียด  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  เข้าถึงได้จากเว็บไซต์ <http://mirador.gsfc.nasa.gov> ของ NASA Goddard Earth Sciences Data and Information Service Center, USA ใช้ข้อมูลสำหรับการวิเคราะห์ตั้งแต่เดือนมกราคม ค.ศ.1998 ถึงเดือนธันวาคม ค.ศ. 2013 ระยะเวลา 16 ปี

ค. ปริมาณฝนรายวันจาก Global Precipitation Climatology Project (GPCP) 1 Degree Daily Combination (Huffman et al., 2001) เวอร์ชัน 1.2 เป็นค่าที่ได้จากการรวมข้อมูลจากการตรวจวัดด้วยดาวเทียมแบบ passive microwave radiometers จาก Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSM/I) และการตรวจวัดด้วยดาวเทียมแบบ infrared radiometers จากดาวเทียม Geosynchronous-orbit และดาวเทียมแบบ low-earth orbit ได้แก่ TIROS Operational Vertical Sounder (TOVS) และ Atmospheric Infrared Sounder (AIRS)

ข้อมูลเป็นแบบ กริดความละเอียด  $1^\circ \times 1^\circ$  เข้าถึงได้จากเว็บไซต์ <http://precip.gsfc.nasa.gov> ของ NASA Goddard Space Flight Center, USA ใช้ข้อมูลสำหรับการวิเคราะห์ตั้งแต่เดือนมกราคม ค.ศ.1998 ถึงเดือนธันวาคม ค.ศ. 2013 ระยะเวลา 16 ปี

ง. ปริมาณฝนรายวันจากชุดข้อมูล Asian Precipitation—Highly Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation of Water Resources (APHRODITE) (Yatagai et al., 2012) เวอร์ชัน V1101 ได้มาจากการรวบรวมข้อมูลปริมาณฝนจากสถานีตรวจวัดของหน่วยงานทางอุตุนิยมวิทยา-อุทกวิทยาของประเทศต่างๆในเอเชีย ผ่านการประมวลผลเป็นข้อมูลแบบกริดความละเอียด  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  เข้าถึงได้จากเว็บไซต์ <http://www.chikyu.ac.jp/precip/index.html> ของ Research Institute for Humanity and Nature ประเทศญี่ปุ่น ใช้ข้อมูลสำหรับการวิเคราะห์ตั้งแต่เดือนมกราคม ค.ศ.1998 ถึงเดือนธันวาคม ค.ศ. 2007 ระยะเวลา 10 ปี

### 3.1.2 ตัวแปรทางอุตุนิยมวิทยา

ปรากฏการณ์ MJO และปรากฏการณ์ที่แปรผันภายในฤดูกาลมีความเชื่อมโยงกับความผันแปรของปริมาณฝน ผ่านกลไกทางพลศาสตร์ที่ส่งเสริมหรือขัดขวางการก่อตัวของเมฆฝนด้วยกระบวนการพาความร้อน (convection) ซึ่งแสดงออกผ่านตัวแปรอุตุนิยมวิทยาหลายตัวแปร เช่น ความกดอากาศ ความเร็วลมที่ระดับต่างๆ การยกตัวของมวลอากาศ และปริมาณความชื้นในอากาศ เป็นต้น ตัวแปรเหล่านี้ได้มาจากรวมข้อมูล NCEP/NCAR Reanalysis 1 (Kalnay et al., 1996) เข้าถึงได้จากเว็บไซต์ <http://www.esrl.noaa.gov/psd> ของ NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA เป็นข้อมูลแบบกริดความละเอียด  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  เป็นค่าเฉลี่ยรายวัน ใช้ข้อมูลสำหรับการวิเคราะห์ตั้งแต่เดือนมกราคม ค.ศ.1979 ถึงเดือนธันวาคม ค.ศ. 2013 ระยะเวลา 35 ปี

ตัวแปรที่ใช้ประกอบด้วย

ก. ความเร็วลมที่ระดับ 850 hPa

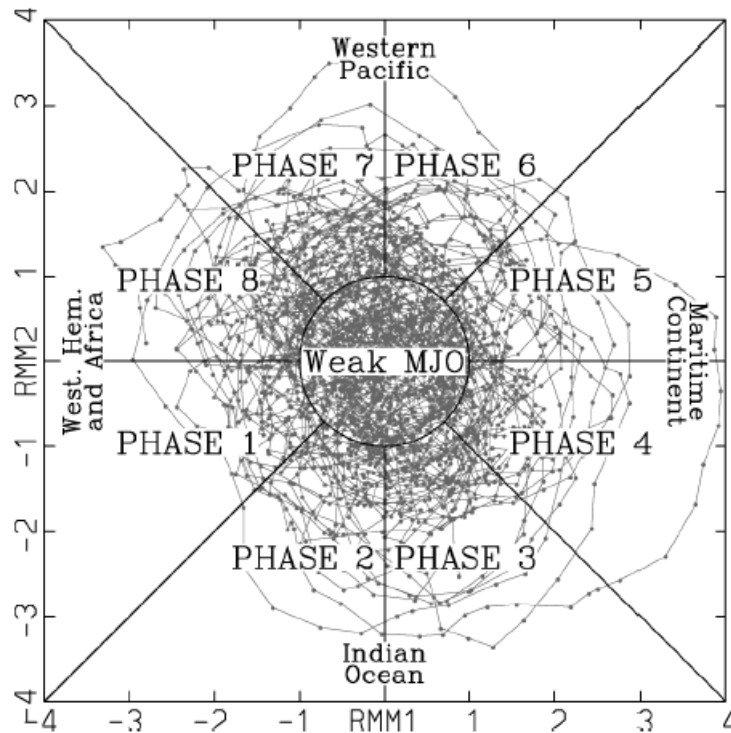
ข. ความเร็วลมที่ระดับ 200 hPa

ค. ความกดอากาศที่ระดับน้ำทะเลปานกลาง (Mean sea level pressure)

### 3.1.3 ดัชนีบ่งชี้การเกิดปรากฏการณ์ MJO

ใช้ดัชนี All-season real-time multivariate MJO index (RMM index) ของ Wheeler and Hendon (2004) เป็นดัชนีที่ใช้ในการศึกษาปรากฏการณ์ MJO อย่างแพร่หลาย เข้าถึงได้จากเว็บไซต์ <http://www.cawcr.gov.au/staff/mwheeler/maproom/RMM/> ได้มาจากการวิเคราะห์ด้วยวิธี Empirical Orthogonal Function (EOF) ของค่า OLR และค่าความเร็วลมในแนวตะวันออก-ตะวันตกที่ระดับ 850 hPa และระดับ 200 hPa ค่า principal component (PC) ตัวที่หนึ่งและสองที่ได้จากการวิเคราะห์ก็คือค่าดัชนี RMM1 และ RMM2 ซึ่งจะแปรผันตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ค่าขนาดของเวกเตอร์  $\sqrt{RMM1^2 + RMM2^2} \geq 1$  แสดงว่าเป็นช่วงที่เกิดปรากฏการณ์ MJO หากค่าขนาดของเวกเตอร์  $\sqrt{RMM1^2 + RMM2^2} < 1$  แสดงว่าเป็นช่วงที่ไม่เกิดปรากฏการณ์ MJO ตำแหน่งของค่าดัชนี RMM1 และ RMM2 บน phase space แทนด้วยเฟส (phase) หนึ่งถึงแปด แทนตำแหน่งของจุดศูนย์กลางของกลุ่มเมฆฝนใน phase space ตั้งแต่เริ่มก่อตัวในมหาสมุทรอินเดียในเฟสที่ 1 แล้วเคลื่อนที่ไปทางทิศตะวันออก จนกระทั่งสลายตัวลงบริเวณ

มหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตกบริเวณเส้นแบ่งเขตวันสากลในเฟสที่ 8 ดังรูปที่ 3.1 ใช้ข้อมูลดัชนี RMM สำหรับการวิเคราะห์ตั้งแต่เดือนมกราคม ค.ศ.1979 ถึงเดือนธันวาคม ค.ศ. 2013 ระยะเวลา 35 ปี



รูปที่ 3.1 ค่าดัชนี RMM1 และ RMM2 บน phase space ที่มา : Wheeler and Hendon (2004)

### 3.2 วิธีการวิเคราะห์ข้อมูล

#### 3.2.1 Composite analysis

อิทธิพลของปรากฏการณ์ MJO ต่อความแปรปรวนของปริมาณฝนภายในฤดูกาล สามารถวิเคราะห์ได้จากค่าเฉลี่ยของความผิดปกติของปริมาณฝน เช่นเดียวกับกลไกของการเกิดปรากฏการณ์ MJO สามารถวิเคราะห์ได้จากค่าเฉลี่ยของความผิดปกติของตัวแปรทางอุตุนิยมวิทยาตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO มีขั้นตอนการวิเคราะห์ ดังนี้

1) เนื่องจากงานวิจัยนี้มีวัตถุประสงค์เพื่อศึกษาความผันแปรภายในฤดูกาล จึงต้องขจัดอิทธิพลของการเปลี่ยนแปลงตามฤดูกาลออกไปก่อน วัฏจักรรอบปี (seasonal cycle) ได้จากการหาค่าเฉลี่ยจากระยะเวลาทั้งหมดของแต่ละชุดข้อมูลของค่ารายวัน (mean daily average) จากนั้นใช้การวิเคราะห์ฮาร์มอนิก (Harmonic analysis) ของอนุกรมเวลาจำนวน 4 องค์กรประกอบเพื่อหาค่าวัฏจักรรอบปีที่ได้มีความต่อเนื่องยิ่งขึ้น โดยใช้ Fast Fourier Transform กับข้อมูลอนุกรมเวลา จากนั้นจึงสร้างวงจรรอบปี จากผลรวมของค่าเฉลี่ย ฮาร์มอนิกที่หนึ่ง (หนึ่งรอบต่อปี) ฮาร์มอนิกที่สอง (สองรอบต่อปี) ฮาร์มอนิกที่สาม (สามรอบต่อปี) และฮาร์มอนิกที่สี่ (สี่รอบต่อปี) ของอนุกรมเวลา

$$y_t = \bar{y} + \sum_{k=1}^{n/2} \left\{ C_k \cos \left[ \frac{2\pi kt}{n} - \phi_k \right] \right\}, \quad (1)$$

- โดยที่  $y_t$  คือ อนุกรมเวลาของวงจรรอบปี  
 $k$  คือ ลำดับที่ของฮาร์มอนิก  
 $C_k$  คือ แอมพลิจูดของฮาร์มอนิกที่  $k$   
 $\phi_k$  คือ เฟสของฮาร์มอนิกที่  $k$   
 $n$  คือ ความยาวของอนุกรมเวลา

ค่าที่เหลือหลังจากการหักลบวัฏจักรรอบปีออกไป เรียกว่าความผิดปกติ (anomaly) ของตัวแปร

2) เนื่องจากปรากฏการณ์ MJO จัดเป็นความแปรปรวนภายในฤดูกาล มีความถี่อยู่ในช่วงเวลาประมาณ 30 - 60 วัน ดังนั้นเพื่อให้ค่าความผิดปกติที่ได้จากขั้นตอนแรกมีความถี่อยู่เฉพาะในช่วงดังกล่าวเท่านั้น จึงนำอนุกรมเวลาของความผิดปกติ (anomaly) ที่ได้มาผ่านตัวกรองความถี่ช่วงกว้าง (band pass filter) แบบ 20-80 วัน Lanczos filter ค่าความผิดปกติที่ได้จะมีความถี่เฉพาะภายในฤดูกาลเท่านั้น

3) ศึกษาการเปลี่ยนแปลงของตัวแปรต่างๆ ตามสถานะของปรากฏการณ์ MJO โดยการใช้วิเคราะห์ composite analysis คือ การหาค่าเฉลี่ยค่าความผิดปกติของตัวแปรต่างๆ แบ่งตามวัฏจักรของ MJO ซึ่งกำหนดโดย RMM index ออกเป็น 8 เฟส รวมกับเฟสที่ไม่เกิดปรากฏการณ์ MJO ด้วยเป็น 9 เฟส และแบ่งการวิเคราะห์ composite ออกเป็น 2 ช่วงตามฤดูมรสุม เนื่องจากพื้นที่ในภูมิภาคอินโดจีนได้รับอิทธิพลจากฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ช่วงเดือนพฤษภาคมถึงตุลาคม และมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือช่วงเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน และสถานะทางอุทกนิยมนิเวศวิทยา โดยเฉลี่ยในช่วงเวลาทั้งสองมีความแตกต่างกัน ตารางที่ 3.1 และ 3.2 แสดงจำนวนวันตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ซึ่งแสดงโดยตำแหน่งของศูนย์กลางกลุ่มเมฆฝน หรือเฟส (phase) ของปรากฏการณ์ MJO และจำนวนวันที่ปรากฏการณ์ MJO มีกำลังอ่อน (weak MJO) ซึ่งมีประมาณ 40 เปอร์เซ็นต์ของระยะเวลาทั้งหมด

ตารางที่ 3.1 จำนวนวันในแต่ละเฟสแบ่งตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ปี ค.ศ. 1979-2013

เฟส ที่	ตำแหน่งของศูนย์กลางกลุ่ม เมฆฝนตามพัฒนาการของ ปรากฏการณ์ MJO	พฤษภาคม – ตุลาคม		พฤศจิกายน – เมษายน	
		วัน	ร้อยละ	วัน	ร้อยละ
1	มหาสมุทรอินเดียตะวันตก	649	10.1	415	6.5
2	มหาสมุทรอินเดียตอนกลาง	532	8.3	477	7.5
3	มหาสมุทรอินเดียตะวันออก	333	5.2	586	9.2
4	หมู่เกาะอินโดนีเซียตะวันตก	383	5.9	519	8.2
5	หมู่เกาะอินโดนีเซียตะวันออก	554	8.6	463	7.3
6	มหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตก	491	7.6	524	8.3
7	มหาสมุทรแปซิฟิกกลาง	371	5.7	591	9.3
8	มหาสมุทรแปซิฟิกตะวันออก	418	6.5	462	7.3
	MJO มีกำลังอ่อน	2709	42.1	2307	36.4
	รวม	6440	100.0	6344	100.0

ตารางที่ 3.2 จำนวนวันในแต่ละเฟสแบ่งตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ปี ค.ศ. 1998-2013

เฟส ที่	ตำแหน่งของศูนย์กลางกลุ่ม เมฆฝนตามพัฒนาการของ ปรากฏการณ์ MJO	พฤษภาคม – ตุลาคม		พฤศจิกายน – เมษายน	
		วัน	ร้อยละ	วัน	ร้อยละ
1	มหาสมุทรอินเดียตะวันตก	334	11.3	156	5.4
2	มหาสมุทรอินเดียตอนกลาง	271	9.2	208	7.2
3	มหาสมุทรอินเดียตะวันออก	135	4.6	265	9.2
4	หมู่เกาะอินโดนีเซียตะวันตก	181	6.1	226	7.8
5	หมู่เกาะอินโดนีเซียตะวันออก	245	8.3	236	8.1
6	มหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตก	202	6.9	259	8.9
7	มหาสมุทรแปซิฟิกกลาง	167	5.7	236	8.1
8	มหาสมุทรแปซิฟิกตะวันออก	231	7.8	191	6.6
	MJO มีกำลังอ่อน	1178	40.0	1123	38.7
	รวม	2944	100.0	2900	100.0

4) ทดสอบค่าเฉลี่ยค่าความผิดปกติของตัวแปรต่างๆ แบ่งตามวัฏจักรของ MJO ที่ได้ว่ามีค่าแตกต่างจากศูนย์อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติ ด้วยการทดสอบแบบ Student's *t* test ที่ระดับนัยสำคัญ 5% ( $\alpha = 0.05$ )

$$t = \frac{\left| \sum_{ph} A/N \right|}{\sigma \sqrt{\frac{1}{N}}} > 1.96 \quad (2)$$

- เมื่อ A คือ ค่าความผิดปกติของแต่ละระยะ  
 N คือ จำนวนวันในแต่ละระยะ  
 $\sigma$  คือ ความแปรปรวนของค่าความผิดปกติ

### 3.2.2 การวิเคราะห์สเปกตรัมของข้อมูล

วิเคราะห์ความแปรปรวนที่คาบเวลาต่างๆของอนุกรมเวลาของความผิดปกติ (anomaly) ของตัวแปร โดยการวิเคราะห์ Fourier power spectrum โดยการแปลงอนุกรมเวลาด้วย Fast Fourier Transform (FFT) ผลลัพธ์ที่ได้จะแสดงในรูปของการกระจายของ power หรือ ค่าแอมพลิจูดของ FFT ยกกำลังสอง คู่กับความถี่ ซึ่งเป็นฟังก์ชันของความถี่แบบ log-scale (แกน x) ซึ่งจะชี้ให้เห็นว่าที่ความถี่ใด (หรือคาบเวลาใด) มีความแปรปรวนของข้อมูลมากหรือน้อยเท่าไร โดยทำการเปรียบเทียบกับนัยสำคัญทางสถิติของ spectral peak ที่ได้ กับ null hypothesis ซึ่งคือค่า spectrum ที่ได้จากอนุกรมเวลาแบบ red noise หรือ autoregressive model (AR-1)

### 3.2.3 การวิเคราะห์สัดส่วนของความแปรปรวนภายในฤดูกาลที่คาบเวลาต่างๆ

วิเคราะห์ค่าความแปรปรวน (variance) ของอนุกรมเวลาของค่าความผิดปกติ (anomaly time series) ที่ผ่านการกรองความถี่ด้วยตัวกรองความถี่แบบช่วงกว้างชนิด Lanczos bandpass filter เฉพาะคาบเวลาที่น่าสนใจ เช่น 10-20 วัน 30-60 วัน และ 20-100 วัน เปรียบเทียบกับค่าความแปรปรวนของค่าความผิดปกติภายในฤดูกาลทั้งหมด ตัวอย่างเช่น

$$\% \text{ Var}_{30-60\text{d}/\text{ISV}} = \frac{\text{Variance}_{30-60\text{d}}}{\text{Variance}_{\text{ISV}}} \times 100 \quad (3)$$

เมื่อ  $\% \text{ Var}_{30-60\text{d}/\text{ISV}}$  คือ เปอร์เซ็นต์ความแปรปรวนในคาบเวลา 30-60 วันต่อความแปรปรวนภายในฤดูกาล

$\text{Var}_{30-60\text{d}}$  คือ ค่าความแปรปรวนของอนุกรมเวลาของค่าความผิดปกติที่ผ่านการกรองความถี่ด้วยตัวกรองความถี่แบบช่วงกว้างที่คาบเวลา 30-60 วัน

$\text{Var}_{\text{ISV}}$  คือ ค่าความแปรปรวนของอนุกรมเวลาของค่าความผิดปกติภายในฤดูกาลทั้งหมด

ในการศึกษานี้ได้แบ่งขอบเขตของพื้นที่สำหรับการวิเคราะห์ข้อมูลอนุกรมเวลาในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ เป็น 4 บริเวณ (รูปที่ 3.2) ได้แก่

(a) Northern Andaman Sea ( $14^{\circ}$ – $18^{\circ}$ N,  $93^{\circ}$ – $99^{\circ}$ E)

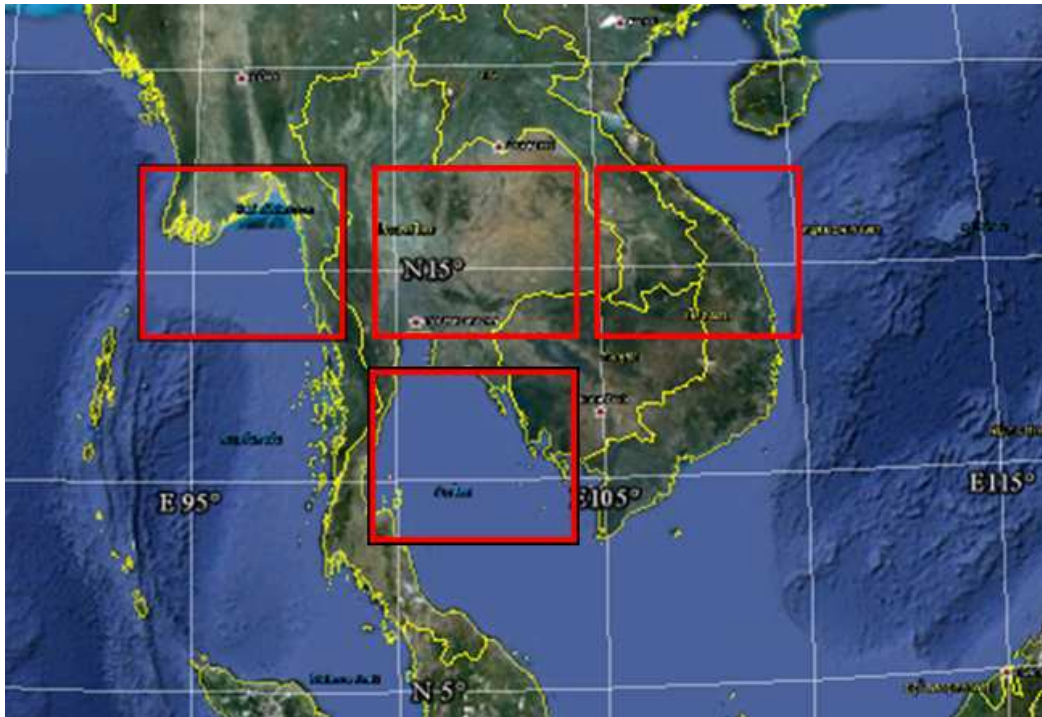
(b) Thailand ( $14^{\circ}$ – $18^{\circ}$ N,  $99^{\circ}$ – $105^{\circ}$ E)

(c) Indochina ( $14^{\circ}$ – $18^{\circ}$ N,  $105^{\circ}$ – $111^{\circ}$ E)

(d) Gulf of Thailand ( $6^{\circ}$ – $12^{\circ}$ N,  $99^{\circ}$ – $105^{\circ}$ E)

และพื้นที่สำหรับการวิเคราะห์ข้อมูลอนุกรมเวลาในฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ 1 บริเวณ (รูปที่ 3.3) ได้แก่

(e) Southern Thailand ( $4^{\circ}$ – $8^{\circ}$ N,  $99^{\circ}$ – $105^{\circ}$ E)



รูปที่ 3.2 ขอบเขตของพื้นที่สำหรับการวิเคราะห์ข้อมูลอนุกรมเวลาในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้  
 (a) Northern Andaman Sea ( $14^{\circ}$ – $18^{\circ}$ N,  $93^{\circ}$ – $99^{\circ}$ E) (b) Thailand ( $14^{\circ}$ – $18^{\circ}$ N,  $99^{\circ}$ – $105^{\circ}$ E)  
 (c) Indochina ( $14^{\circ}$ – $18^{\circ}$ N,  $105^{\circ}$ – $111^{\circ}$ E) (d) Gulf of Thailand ( $6^{\circ}$ – $12^{\circ}$ N,  $99^{\circ}$ – $105^{\circ}$ E)  
 (e) Southern Thailand ( $4^{\circ}$ – $8^{\circ}$ N,  $99^{\circ}$ – $105^{\circ}$ E)



รูปที่ 3.3 ขอบเขตของพื้นที่ Southern Thailand ( $4^{\circ}$ – $8^{\circ}$ N,  $99^{\circ}$ – $105^{\circ}$ E) สำหรับการวิเคราะห์ข้อมูลอนุกรมเวลาในฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ

### 3.3 การจำลองสภาพอากาศด้วยแบบจำลอง Weather Research and Forecasting (WRF)

แบบจำลองสภาพอากาศ WRF model (Skamarock, 2008) เป็นแบบจำลองสำหรับใช้พยากรณ์อากาศและจำลองสภาพอากาศเพื่อการวิจัย พัฒนาโดยความร่วมมือจากหลายหน่วยงานในสหรัฐอเมริกา ได้แก่ Mesoscale and Microscale Meteorology Division แห่ง National Center for Atmospheric Research (NCAR) ร่วมกับ National Center for Environmental Prediction (NCEP) และ Earth System Research Laboratory แห่ง National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) หน่วยงาน Air Force Weather Agency และ Naval Research Laboratory แห่ง Department of Defense หน่วยงาน Center for Analysis and Prediction of Storms แห่งมหาวิทยาลัย University of Oklahoma หน่วยงาน Federal Aviation Administration และนักวิจัยจากหลายมหาวิทยาลัย จากการร่วมมือดังกล่าวทำให้แบบจำลองได้รับการพัฒนาให้จำลองสภาพอากาศได้อย่างหลากหลาย รวมทั้งปรากฏการณ์ที่มีคาบการเปลี่ยนแปลงภายในฤดูกาลด้วย

การจำลองปรากฏการณ์ MJO ในการศึกษาครั้งนี้ได้กำหนดให้แบบจำลอง WRF มีขนาดกริด 45 กิโลเมตร และมีจำนวนชั้นในแนวตั้ง 28 ชั้น ค่าเริ่มต้นและค่าขอบเขตเปิดนำมาจาก NCEP FNL (Final) Operational Model Global Tropospheric Analyses ซึ่งมีขนาดกริด  $1^\circ$  ในการจำลอง กำหนดให้ใช้ Cumulus Parameterization เนื่องจากกริดที่ใช้มีขนาดใหญ่กว่า 5 กิโลเมตร ทำให้ไม่สามารถจำลองการเปลี่ยนแปลงในระดับสเกลเล็กๆ เช่น กระบวนการเกิดเมฆยกตัวจากความร้อน (convection) ได้ จึงต้องมีการคำนวณการเปลี่ยนแปลงที่เกิดขึ้นจากกระบวนการนี้ เรียกว่า parameterization ในศึกษานี้เลือกใช้ scheme ที่แตกต่างกัน 3 แบบ ได้แก่

- 1) Betts-Millers-Janjic scheme (Betts and Miller, 1986; Janjic, 1994)
- 2) Grell-Devenyi scheme (Grell and Devenyi, 2002)
- 3) Kain-Fritsch scheme (Kain, 2004)

จากนั้นทำการเปรียบเทียบผลการจำลองกับข้อมูลปริมาณฝนรายวันจากดาวเทียม TRMM เพื่อเลือก cumulus parameterization scheme ที่เหมาะสมกับการจำลองฝนบริเวณคาบสมุทรอินโดจีน

## บทที่ 4 ผลการวิจัย

### 4.1 ความแปรปรวนของปริมาณฝนที่สัมพันธ์กับปรากฏการณ์ MJO

การวิเคราะห์ความแปรปรวนของปริมาณฝนภายในฤดูกาลของประเทศไทยที่เกิดเนื่องจากปรากฏการณ์ Madden-Julian Oscillation (MJO) เริ่มต้นจากการวิเคราะห์ค่าเฉลี่ยตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO (MJO composite analysis) ของค่าผิดปกติ (anomaly) ของ OLR (Outgoing longwave radiation) หรือค่าการแผ่รังสีคลื่นยาวของโลก หากมีค่าน้อยหมายความว่ารังสีแผ่กลับมาจากพื้นผิวที่มีอุณหภูมิต่ำ จึงนิยมใช้เป็นค่าที่บ่งชี้บริเวณที่มีการก่อตัวของเมฆฝนที่เกิดจากการพาความร้อน (convection) โดยค่าผิดปกติที่เป็นค่าลบแสดงถึงกลุ่มเมฆฝนมีปริมาณมากกว่าปกติ และค่าผิดปกติที่เป็นค่าบวกแสดงถึงกลุ่มเมฆฝนมีปริมาณน้อยกว่าปกติ (รูปที่ 4.1) จากข้อมูล OLR ระหว่างปี ค.ศ. 1979–2013 พบว่าในช่วง MJO เฟส (phase) ที่ 1 และ 2 บริเวณศูนย์กลางกลุ่มเมฆฝนอยู่ทางมหาสมุทรอินเดียตะวันตก ขณะที่บริเวณอ่าวเบงกอล ประเทศไทย คาบสมุทรอินโดจีน และมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตก มีกลุ่มเมฆฝนน้อยกว่าปกติ เฟสที่ 3, 4, 5 และ 6 บริเวณศูนย์กลางกลุ่มเมฆฝนเคลื่อนตัวเข้าปกคลุมอ่าวเบงกอล ทะเลจีนใต้ และมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตกตามลำดับ เฟสที่ 7 และ 8 บริเวณอ่าวเบงกอล ทะเลจีนใต้ และมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตกถูกแทนที่ด้วยสภาวะที่มีกลุ่มเมฆฝนน้อยกว่าปกติ นอกจากนี้ยังพบว่าค่าความผิดปกติของ OLR ทั้งที่เป็นค่าบวกและค่าลบเหนือบริเวณมหาสมุทรและทะเล มีค่าสูงกว่าค่าความผิดปกติของ OLR เหนือแผ่นดิน งานวิจัยที่ผ่านมาพบรูปแบบและพื้นที่ที่ MJO มักเคลื่อนที่ผ่าน มีความแตกต่างกันระหว่างฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้และฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ ประกอบกับปริมาณฝนบนคาบสมุทรอินโดจีนในแต่ละพื้นที่มีวัฏจักรรอบปี (annual cycle) ที่แตกต่างกันระหว่างฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้และฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ (รูปที่ 4.2) ดังนั้นในขั้นตอนต่อไปจะทำการวิเคราะห์แยกตามฤดูกาล

#### 4.1.1 ฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้

รูปที่ 4.3 แสดงค่าเฉลี่ยของความผิดปกติของ OLR ระหว่างเดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO จะเห็นได้ว่าเมื่อจำแนกตามฤดูกาลแล้วพบว่าบริเวณกลุ่มเมฆฝนที่มีความแปรปรวนเชื่อมโยงกับปรากฏการณ์ MJO ในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ส่วนใหญ่อยู่เหนือเส้นศูนย์สูตร และมีขอบเขตจำกัดลงเมื่อเทียบกับรูปที่ 4.1 นอกจากนี้ยังพบว่าค่าความผิดปกติของ OLR มีรูปแบบการเคลื่อนที่ไปทางเหนือพร้อมกับที่เคลื่อนที่ไปทางตะวันออก และพบว่าค่าความผิดปกติทั้งที่เป็นค่าบวกและค่าลบ เหนือบริเวณมหาสมุทรและทะเล มีค่าสูงกว่าค่าความผิดปกติเหนือแผ่นดินเช่นเดียวกับในรูปที่ 4.1

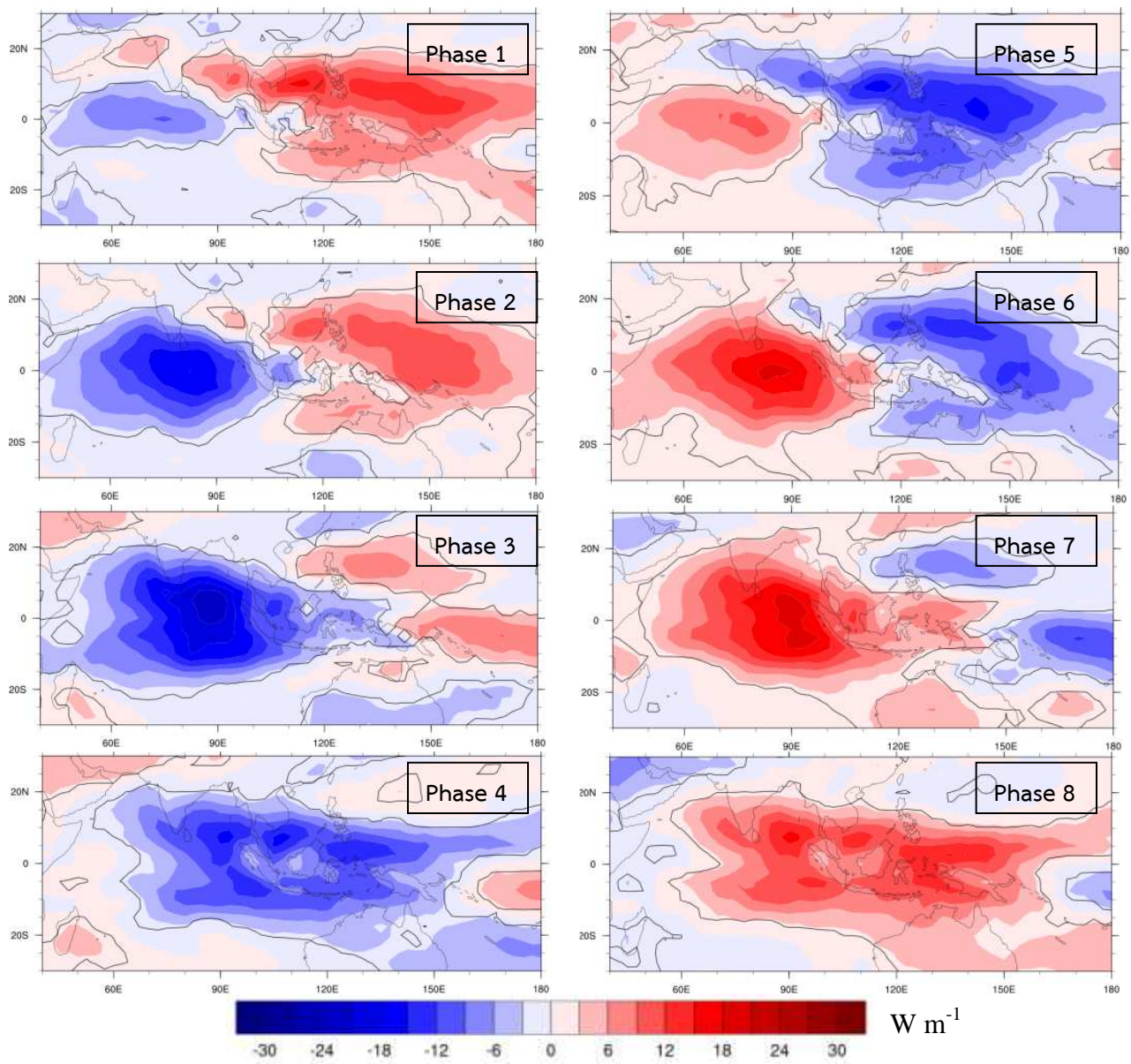
รูปที่ 4.4 ถึงรูปที่ 4.6 แสดงค่าเฉลี่ยของความผิดปกติของปริมาณฝนระหว่างเดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO จากชุดข้อมูล GPCP ปี ค.ศ. 1998–2013 (รูปที่ 4.4) ชุดข้อมูล TRMM ปี ค.ศ. 1998–2013 (รูปที่ 4.5) และชุดข้อมูล APHRODITE ปี ค.ศ. 1998–2007 (รูปที่ 4.6) โดยชุดข้อมูล GPCP และ TRMM เป็นข้อมูลจากดาวเทียม แต่ TRMM มีรายละเอียดเชิงพื้นที่สูงกว่า GPCP ขณะที่ชุดข้อมูล APHRODITE ได้มาจากข้อมูลสถานีตรวจวัดจึงมีข้อมูลปริมาณฝนเฉพาะบริเวณแผ่นดิน พบว่าความแปรปรวนของปริมาณฝน

ที่เชื่อมโยงกับปรากฏการณ์ MJO มีรูปแบบเช่นเดียวกับที่พบในค่าความความผิดปกติของ OLR และเมื่อเปรียบเทียบระหว่างชุดข้อมูลปริมาณฝนด้วยกัน พบว่ามีรูปแบบคล้ายคลึงกัน แต่สิ่งที่มีความแตกต่างจากค่า OLR อย่างเห็นได้ชัดคือ ค่าความปกติของปริมาณฝนที่มีความแตกต่างจากศูนย์อย่างมีนัยสำคัญ จะพบอยู่เฉพาะเหนือบริเวณมหาสมุทรและทะเล ขณะที่เหนือคาบสมุทรอินโดจีนกลับไม่มีนัยสำคัญทางสถิติ ถึงแม้ว่าในพื้นที่ดังกล่าวจะพบค่าความผิดปกติของ OLR ที่มีความเชื่อมโยงกับปรากฏการณ์ MJO ก็ตาม แต่มีข้อยกเว้นสำหรับบางบริเวณซึ่งมักเป็นพื้นที่ที่อยู่ใกล้ชายฝั่งทะเลที่ยังปรากฏว่ามีค่าความผิดปกติของปริมาณฝนที่เชื่อมโยงกับปรากฏการณ์ MJO เช่น ชายฝั่งทะเลของประเทศเมียนมาร์และด้านตะวันตกของประเทศไทยชายฝั่งทะเลด้านภาคตะวันออกของประเทศไทย และชายฝั่งทะเลของประเทศกัมพูชา และชายฝั่งทะเลของประเทศเวียดนาม เป็นต้น โดยความผิดปกติของปริมาณฝนในแต่ละเฟสที่มีนัยสำคัญทางสถิติ มีค่าประมาณ 3-4 มิลลิเมตรต่อวัน ดังปรากฏในชุดข้อมูล GPCP TRMM และ APHRODITE (รูปที่ 4.4 - 4.6) คิดเป็น 20 เปอร์เซ็นต์ของปริมาณฝนเฉลี่ยตามฤดูกาลของพื้นที่นั้นๆ (รูปที่ 4.2)

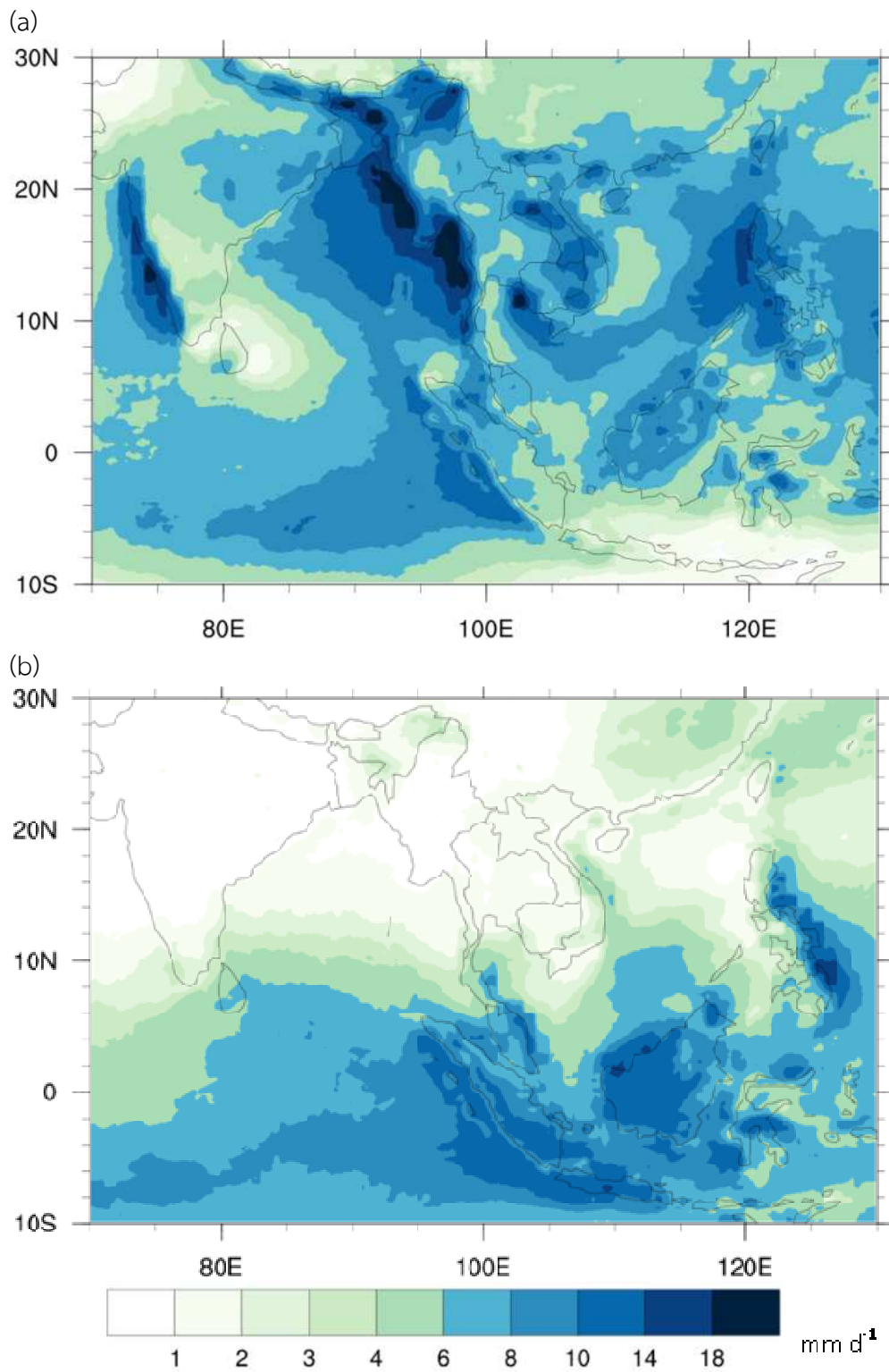
#### 4.1.2 ฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ

การวิเคราะห์ composite analysis ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ของค่าความผิดปกติของ OLR ระหว่างเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน (รูปที่ 4.7) พบว่าในฤดูกาลนี้ บริเวณกลุ่มเมฆฝนที่มีความแปรปรวนเชื่อมโยงกับปรากฏการณ์ MJO ในฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ ส่วนใหญ่มีจุดศูนย์กลางอยู่บริเวณใกล้เส้นศูนย์สูตร โดยกลุ่มเมฆฝนมีรูปแบบการเคลื่อนตัวไปทางตะวันออกเท่านั้น แตกต่างจากในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ที่พบรูปแบบการเคลื่อนที่ขึ้นไปทางเหนือด้วย สำหรับค่าความผิดปกติของ OLR เหนือบริเวณมหาสมุทรและทะเลมีค่าสูงกว่าค่าความผิดปกติเหนือแผ่นดินเช่นเดียวกับในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้

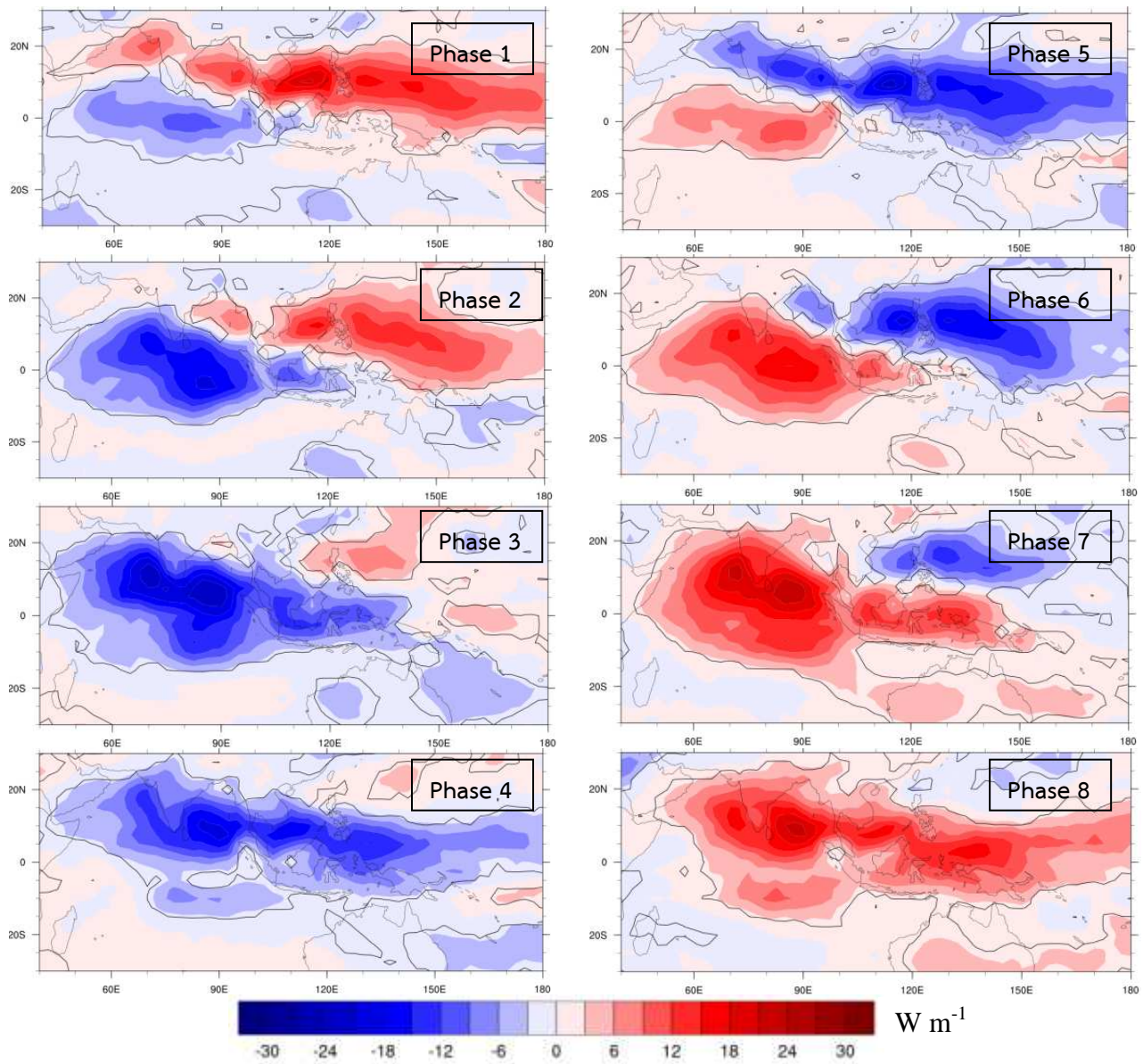
รูปที่ 4.8 ถึงรูปที่ 4.10 แสดงค่าเฉลี่ยของความผิดปกติของปริมาณฝนระหว่างเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO จากชุดข้อมูล GPCP ปี ค.ศ. 1998-2013 (รูปที่ 4.8) ชุดข้อมูล TRMM ปี ค.ศ. 1998-2013 (รูปที่ 4.9) และชุดข้อมูล APHRODITE ปี ค.ศ. 1998-2007 (รูปที่ 4.10) พบว่ารูปแบบความแปรปรวนของปริมาณฝนที่เชื่อมโยงกับปรากฏการณ์ MJO มีรูปแบบเดียวกับที่พบในค่าความความผิดปกติของ OLR และเมื่อเปรียบเทียบระหว่างชุดข้อมูลปริมาณฝนด้วยกัน พบว่ามีรูปแบบคล้ายคลึงกัน อย่างไรก็ตามจะพบว่าค่าความผิดปกติของปริมาณฝนที่มีค่าความแตกต่างอย่างมีนัยสำคัญ จะอยู่เหนือบริเวณมหาสมุทรและทะเล



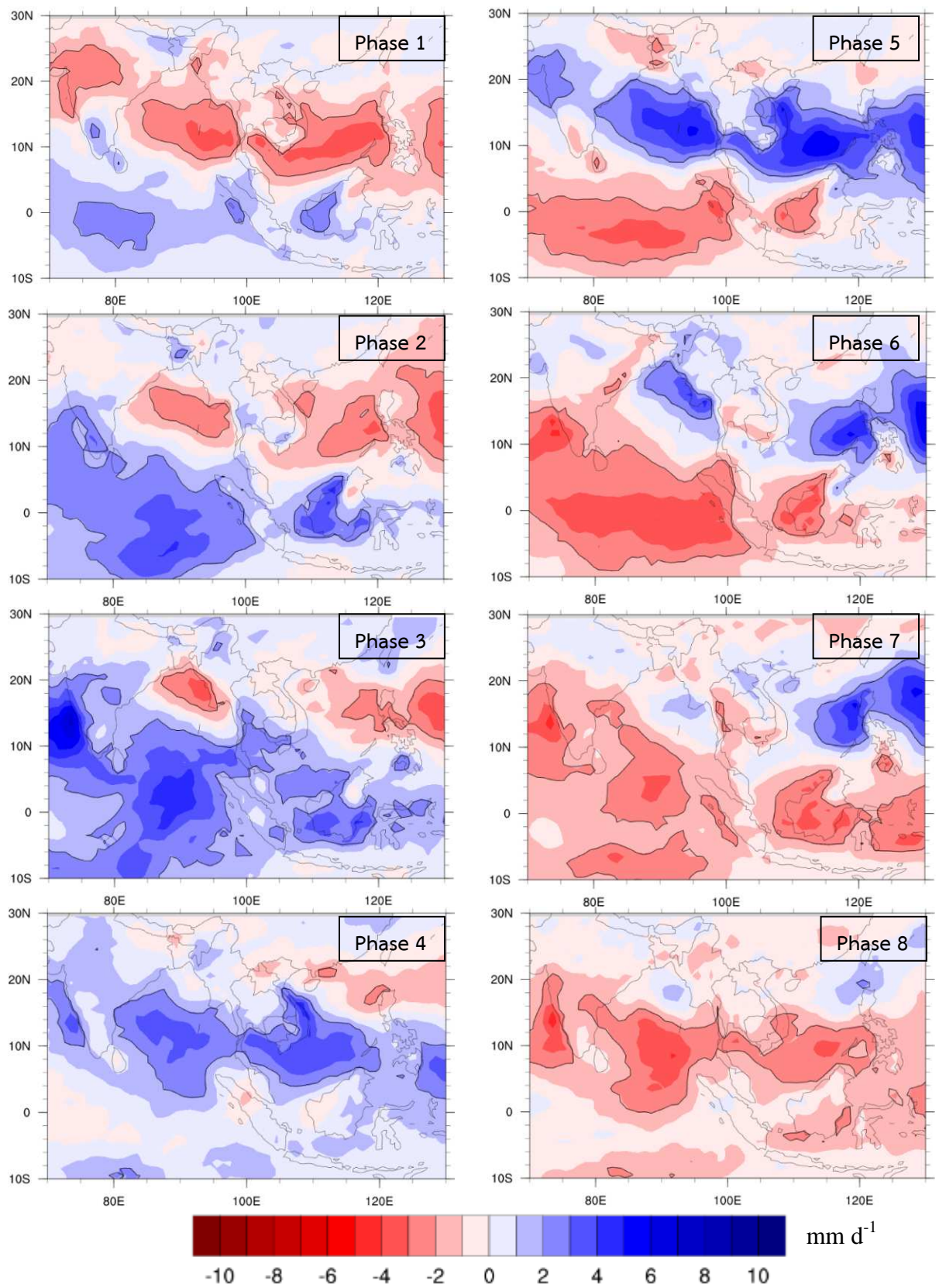
รูปที่ 4.1 ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของ OLR ( $W m^{-2}$ ) ระหว่างปี ค.ศ. 1979–2013 ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO เส้นทึบสีดำล้อมรอบบริเวณที่ค่าเฉลี่ยของความผิดปกติมีค่าแตกต่างจากศูนย์อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติ ( $\alpha = 0.05$ )



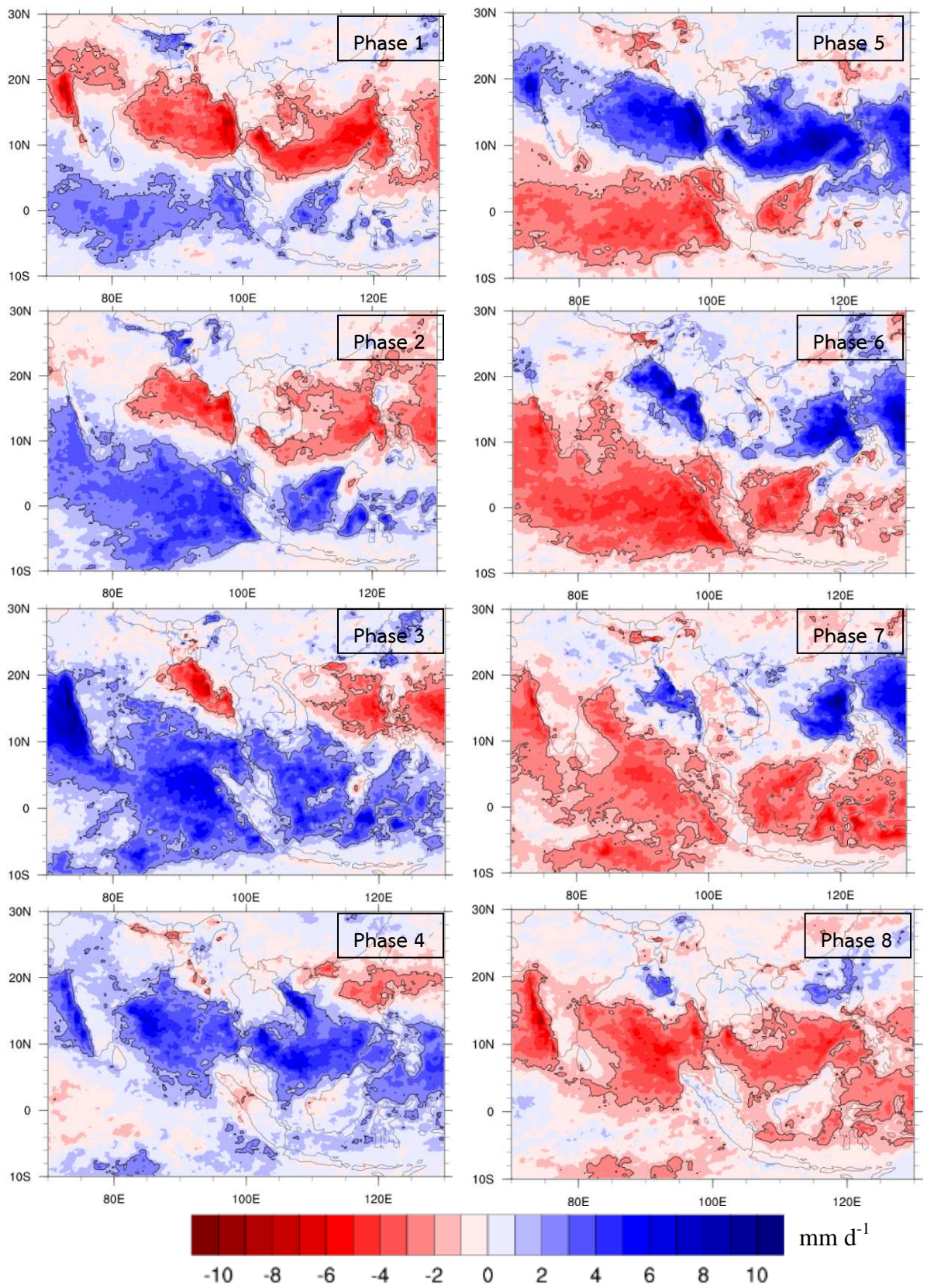
รูปที่ 4.2 ปริมาณฝนเฉลี่ยรายวัน ( $\text{mm d}^{-1}$ ) (a) ฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ เดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม (b) ฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ เดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน จากชุดข้อมูล TRMM ปี ค.ศ. 1998–2013



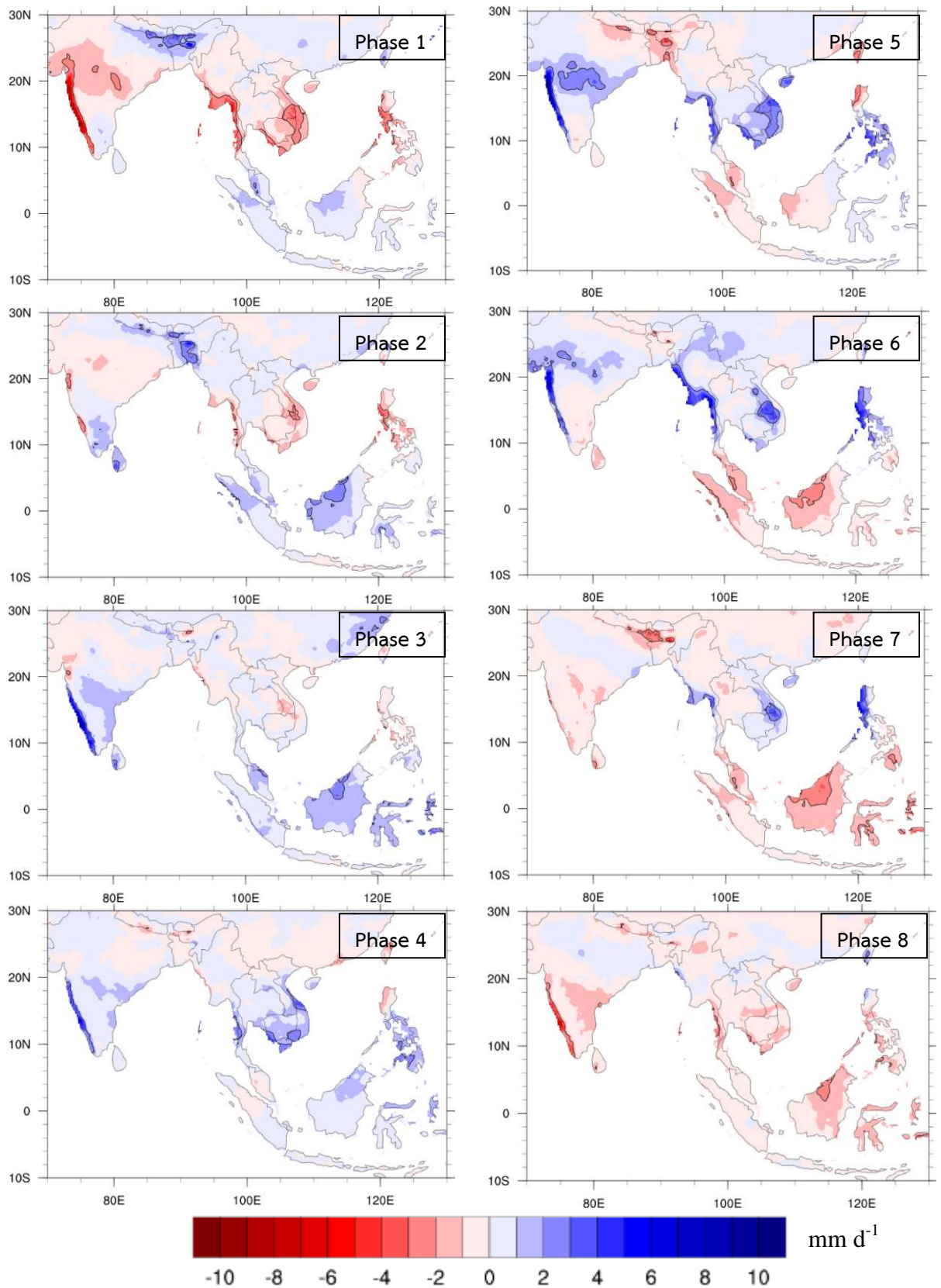
รูปที่ 4.3 ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของ OLR ( $W m^{-2}$ ) ระหว่างเดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม ปี ค.ศ. 1979–2013 ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO เส้นที่บสีด้าล้อมรอบบริเวณที่ค่าเฉลี่ยของความผิดปกติมีค่าแตกต่างจากศูนย์อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติ ( $\alpha = 0.05$ )



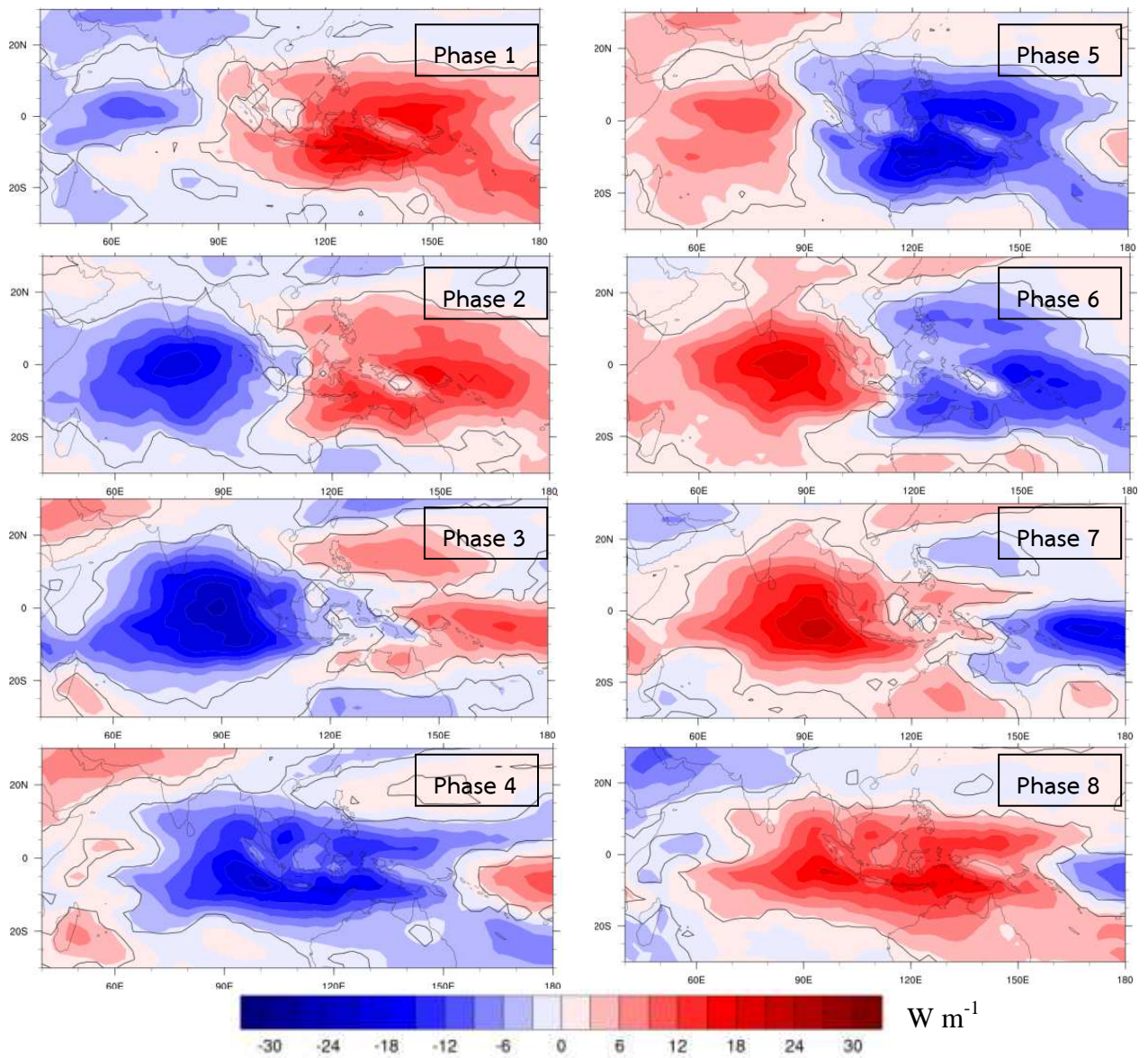
**รูปที่ 4.4** ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของปริมาณฝนจากชุดข้อมูล GPCP ( $\text{mm d}^{-1}$ ) ระหว่างเดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม ปี ค.ศ. 1998–2013 ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO เส้นทึบสีดำล้อมรอบบริเวณที่ค่าเฉลี่ยของความผิดปกติมีค่าแตกต่างจากศูนย์อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติ ( $\alpha = 0.05$ )



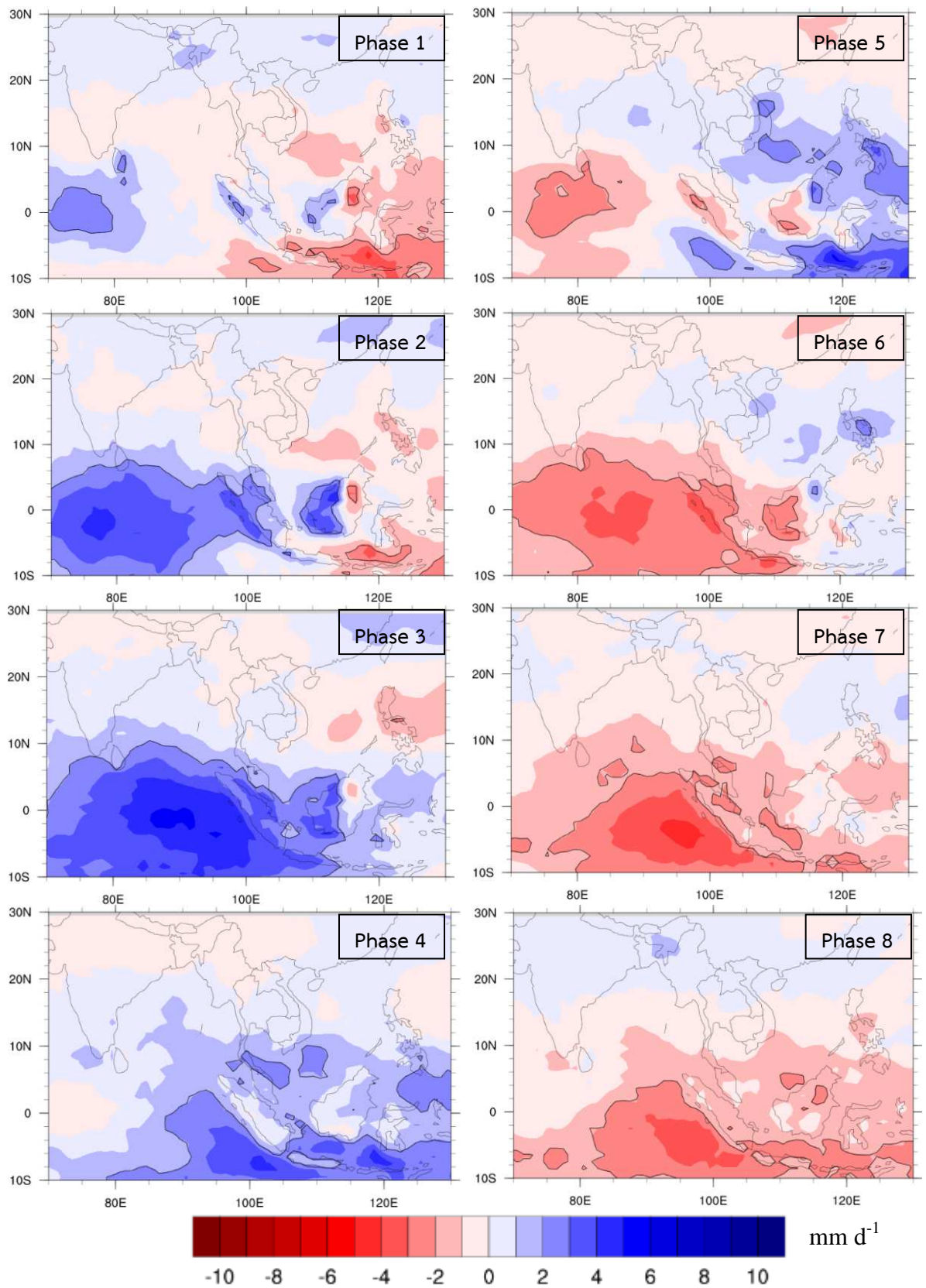
รูปที่ 4.5 ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของปริมาณฝนจากชุดข้อมูล TRMM ( $\text{mm d}^{-1}$ ) ระหว่างเดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม ปี ค.ศ. 1998–2013 ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO เส้นทึบสีดำล้อมรอบบริเวณที่ค่าเฉลี่ยของความผิดปกติมีค่าแตกต่างจากศูนย์อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติ ( $\alpha = 0.05$ )



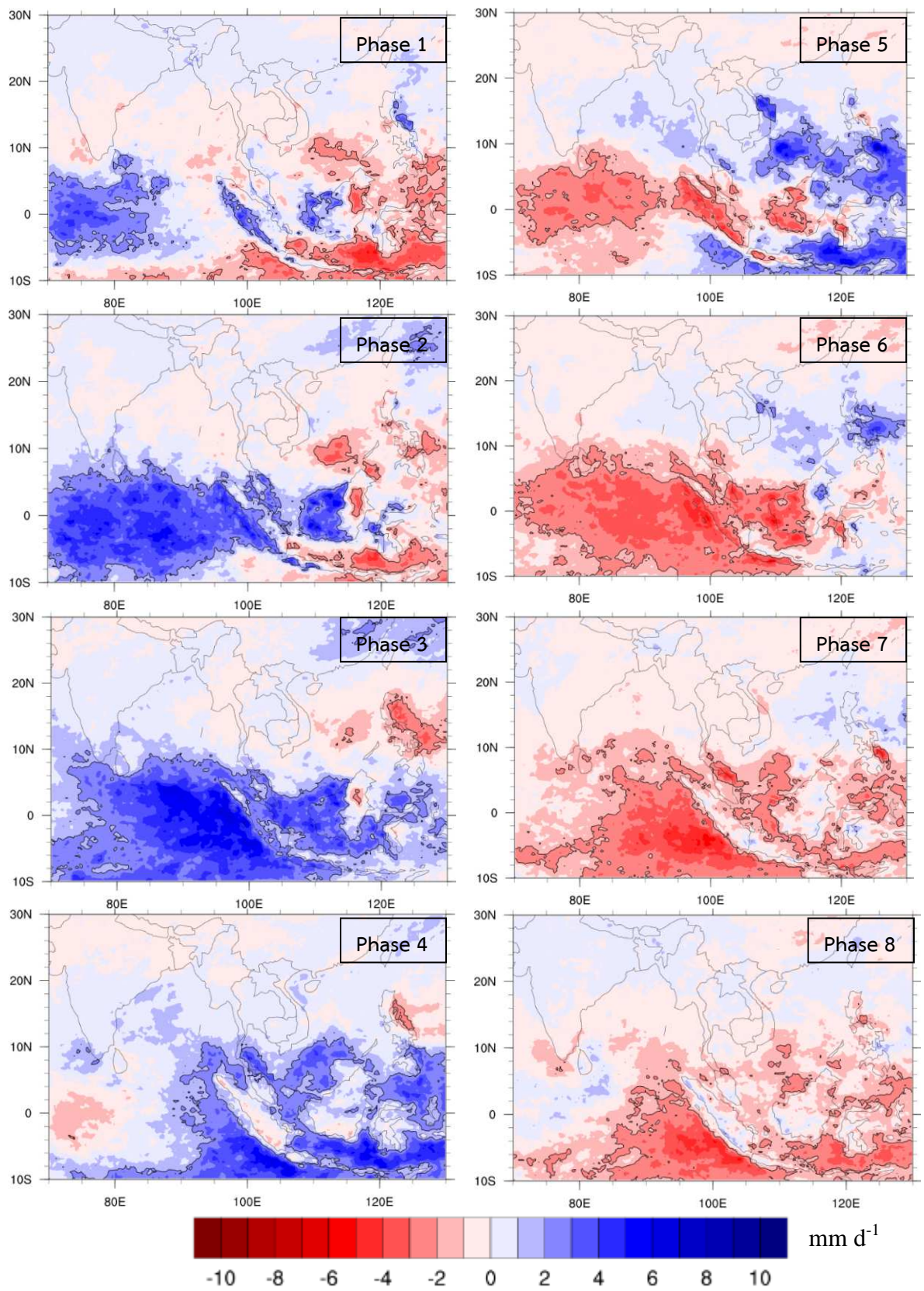
รูปที่ 4.6 ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของปริมาณฝนจากชุดข้อมูล APHRODITE ( $\text{mm d}^{-1}$ ) ระหว่างเดือน พฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม ปี ค.ศ. 1998–2007 ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO เส้นที่บสีด้าล้อมรอบบริเวณ ที่ค่าเฉลี่ยของความผิดปกติมีค่าแตกต่างจากศูนย์อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติ ( $\alpha = 0.05$ )



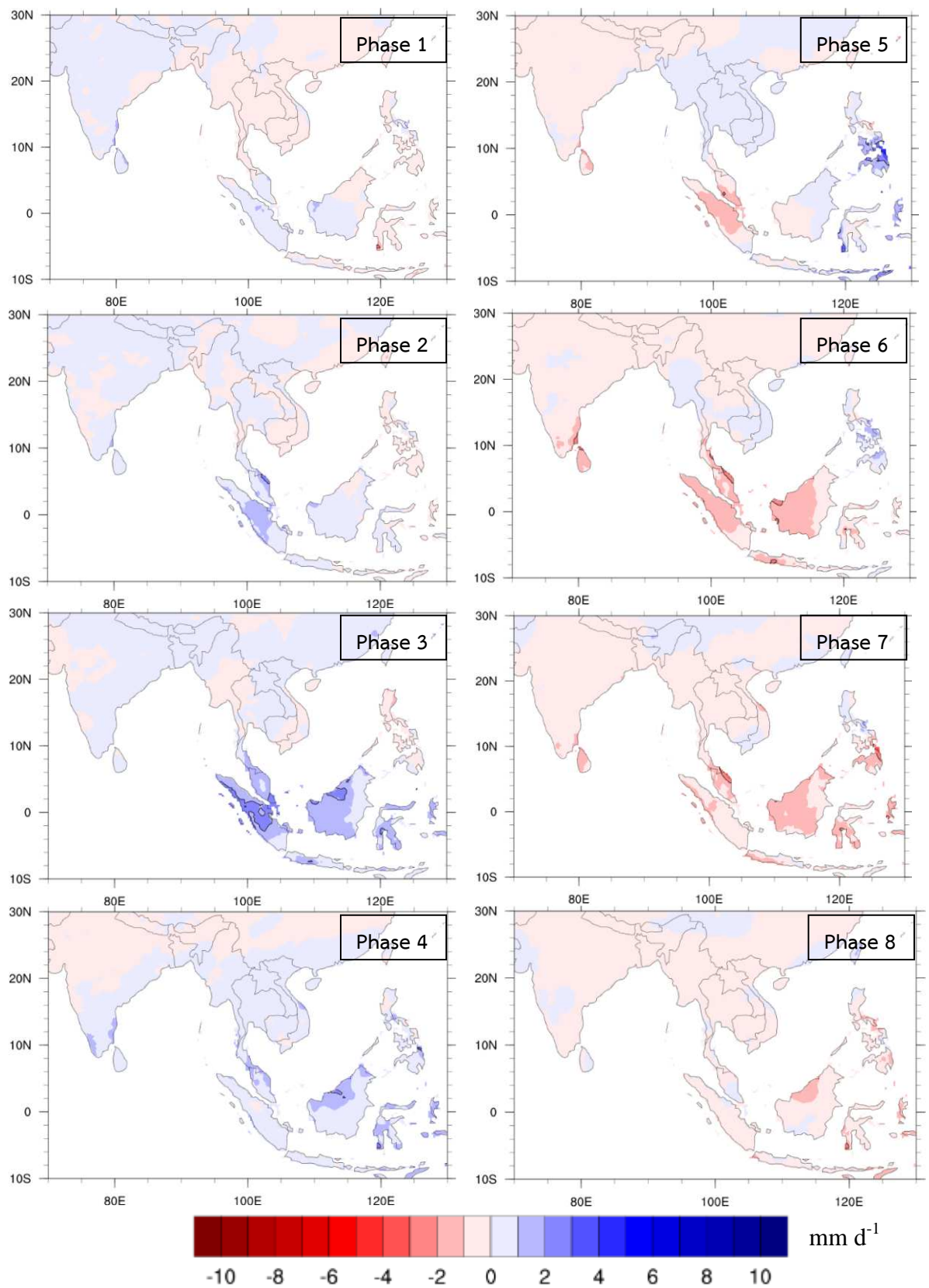
รูปที่ 4.7 ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของ OLR ( $W m^{-2}$ ) ระหว่างเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน ปี ค.ศ. 1979–2013 ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO เส้นทึบสีดำล้อมรอบบริเวณที่ค่าเฉลี่ยของความผิดปกติมีค่าแตกต่างจากศูนย์อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติ ( $\alpha = 0.05$ )



รูปที่ 4.8 ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของปริมาณฝนจากชุดข้อมูล GPCP ( $\text{mm d}^{-1}$ ) ระหว่างเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน ปี ค.ศ. 1998–2013 ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO เส้นทึบสีดำล้อมรอบบริเวณที่ค่าเฉลี่ยของความผิดปกติมีค่าแตกต่างจากศูนย์อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติ ( $\alpha = 0.05$ )



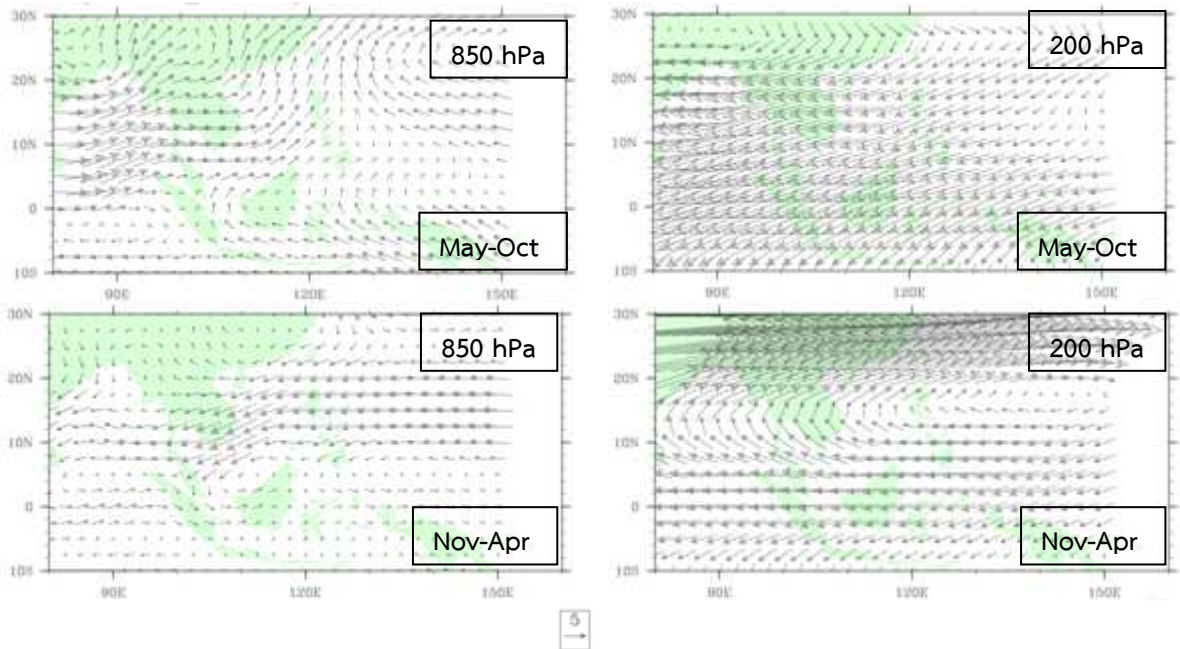
รูปที่ 4.9 ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของปริมาณฝนจากชุดข้อมูล TRMM ( $\text{mm d}^{-1}$ ) ระหว่างเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน ปี ค.ศ. 1998–2013 ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO เส้นที่บดสีล้อมรอบบริเวณที่ค่าเฉลี่ยของความผิดปกติมีค่าแตกต่างจากศูนย์อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติ ( $\alpha = 0.05$ )



รูปที่ 4.10 ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของปริมาณฝนจากชุดข้อมูล APHRODITE ( $\text{mm d}^{-1}$ ) ระหว่างเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน ปี ค.ศ. 1998–2007 ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO เส้นที่บสีด้าล้อมรอบบริเวณที่ค่าเฉลี่ยของความผิดปกติมีค่าแตกต่างจากศูนย์อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติ ( $\alpha = 0.05$ )

### 4.1.3 กลไกของปรากฏการณ์ MJO

การศึกษากลไกของปรากฏการณ์ MJO ทำได้โดยการวิเคราะห์ตัวแปรทางอุณหพลศาสตร์ที่มีการเปลี่ยนแปลงไป ในขณะที่กลุ่มเมฆฝนของ MJO เคลื่อนที่จากทิศตะวันตกไปทิศตะวันออกตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ซึ่งในกระบวนการก่อตัวของกลุ่มเมฆนั้นจะมีความร้อนที่เกิดขึ้นเนื่องจากการเปลี่ยนสถานะจากไอน้ำเป็นน้ำ ความร้อนนี้ส่งผลต่อการเปลี่ยนแปลงของลมทั้งในระดับบนและล่างของชั้นบรรยากาศโทรโปสเฟียร์ ซึ่งโดยปกติลมในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ระหว่างเดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม ที่ระดับล่างของชั้นบรรยากาศ (850 hPa) เป็นลมตะวันตก ความเร็วประมาณ  $5-8 \text{ m s}^{-1}$  และที่ระดับบนของชั้นบรรยากาศ (200 hPa) เป็นลมตะวันออก (รูปที่ 4.11) ขณะที่ในฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ ระหว่างเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน ลมจะเปลี่ยนทิศทาง โดยที่ระดับล่างเป็นลมตะวันออก และที่ระดับบนเป็นลมตะวันตก



รูปที่ 4.11 ค่าเฉลี่ยของความเร็วและทิศทางของลมที่ระดับ 850 hPa ( $\text{m s}^{-1}$ ) และ 200 hPa ( $\text{m s}^{-1}$ ) ระหว่างเดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม (บน) และเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน (ล่าง)

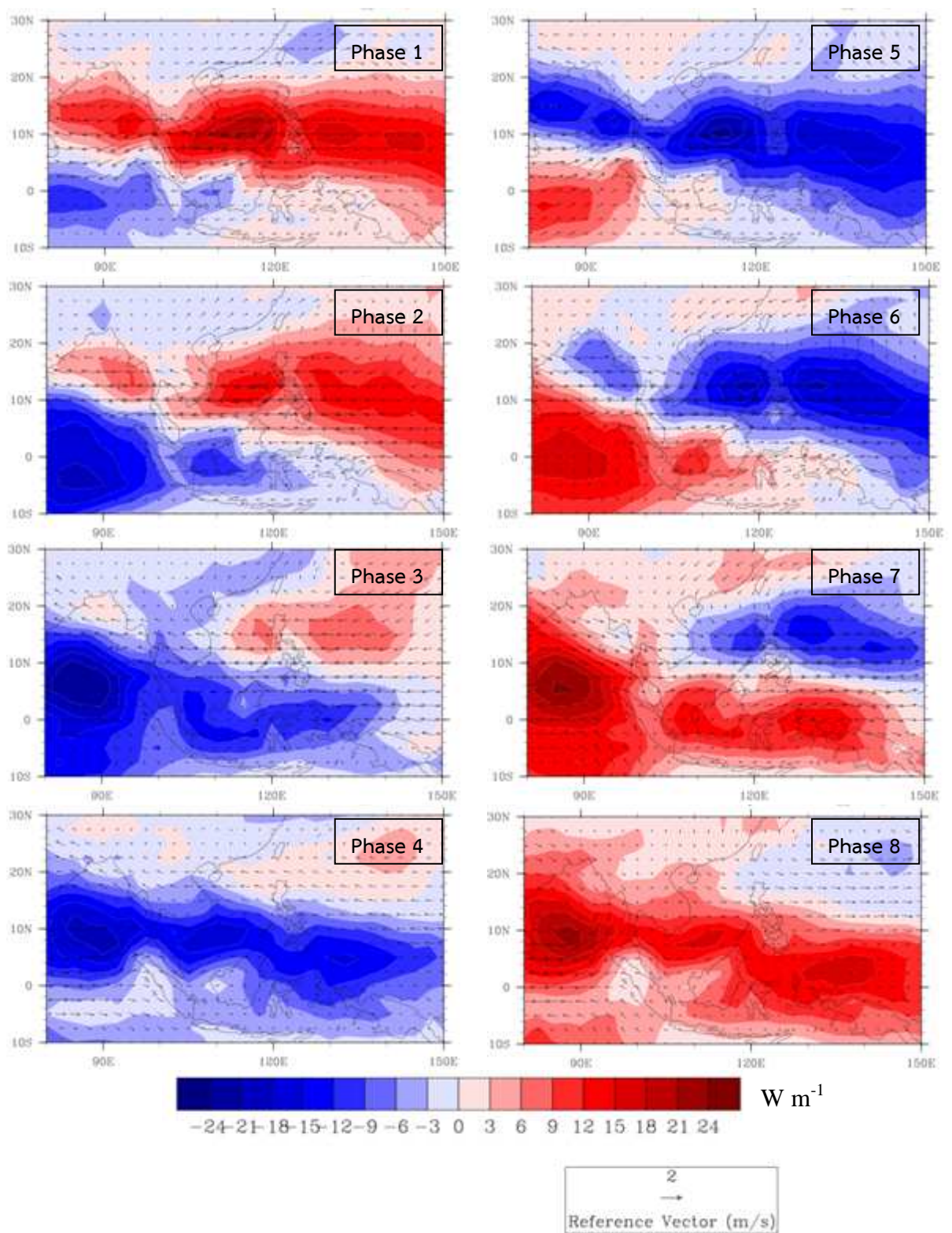
รูปที่ 4.12 แสดงค่าความผิดปกติของความเร็วลมที่ระดับล่างของชั้นโทรโปสเฟียร์ (850 hPa) ที่สัมพันธ์กับปรากฏการณ์ MJO ระหว่างฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ โดยในเฟสที่ 8, 1 และ 2 ซึ่งเป็นช่วงที่บริเวณอ่าวเบงกอล ประเทศไทย คาบสมุทรมินโดจีน และมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตก มีกลุ่มเมฆฝนน้อยกว่าปกติปกคลุมอยู่นั้น พบลมจากทิศตะวันออก ความเร็วประมาณ  $1-2 \text{ m s}^{-1}$  และเมื่อบริเวณศูนย์กลางกลุ่มเมฆเคลื่อนตัวเข้าปกคลุมอ่าวเบงกอล ทะเลจีนใต้ และฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิกในเฟสที่ 3, 4, 5 และ 6 นั้น พบว่าลมที่ผิดปกติมีการเปลี่ยนทิศทางเป็นลมที่พัดจากทิศตะวันตก ความเร็วประมาณ  $1-2 \text{ m s}^{-1}$  หรือประมาณหนึ่งในสี่ของความเร็วลมเฉลี่ย ในเฟสที่ 7 ซึ่งมีศูนย์กลางของกลุ่มเมฆฝนอยู่บริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตก จะเห็นค่าความผิดปกติของลมบริเวณศูนย์กลางเมฆฝนเป็นลมตะวันตก ขณะที่บริเวณศูนย์กลางของอากาศจมตัวจะอยู่บริเวณมหาสมุทรอินเดียตะวันออก และพบลมที่ผิดปกติเป็นลมตะวันออก โดยที่ค่าความผิดปกติของลมที่

ระดับ 200 hPa ซึ่งเป็นด้านบนของชั้นโทรโปสเฟียร์ (รูปที่ 4.13) จะมีทิศทางตรงกันข้ามกับค่าความผิดปกติของลมที่ระดับ 850 hPa โดยลมที่ระดับบนมีความเร็วสูงกว่าลมที่ระดับล่างของชั้นโทรโปสเฟียร์ประมาณเกือบ 2 เท่า การที่ลมที่ระดับล่างและบนของชั้นบนโทรโปสเฟียร์มีทิศทางตรงกันข้ามกันนั้น แสดงให้เห็นลักษณะของการพัดสอบเข้าหากัน (convergence) ของลมในชั้นล่าง โดยทางด้านตะวันออกของศูนย์กลางเมฆฝน จะเป็นลมตะวันออก (รูปที่ 4.12 เฟส 3) และด้านตะวันตกของศูนย์กลางเมฆฝน จะเป็นลมตะวันตก (รูปที่ 4.12 เฟส 6) การพัดสอบเข้าหากันนี้นำไปสู่การลอยตัวสูงขึ้นของมวลอากาศ (convection) และการแผ่ออกจากบริเวณศูนย์กลางเมฆฝน (divergence) ในด้านบนของชั้นโทรโปสเฟียร์ ดังแสดงโดยทางด้านตะวันออกของศูนย์กลางเมฆฝน จะเป็นลมตะวันตก (รูปที่ 4.13 เฟส 3) และด้านตะวันตกของศูนย์กลางเมฆฝน จะเป็นลมตะวันออก (รูปที่ 4.13 เฟส 6)

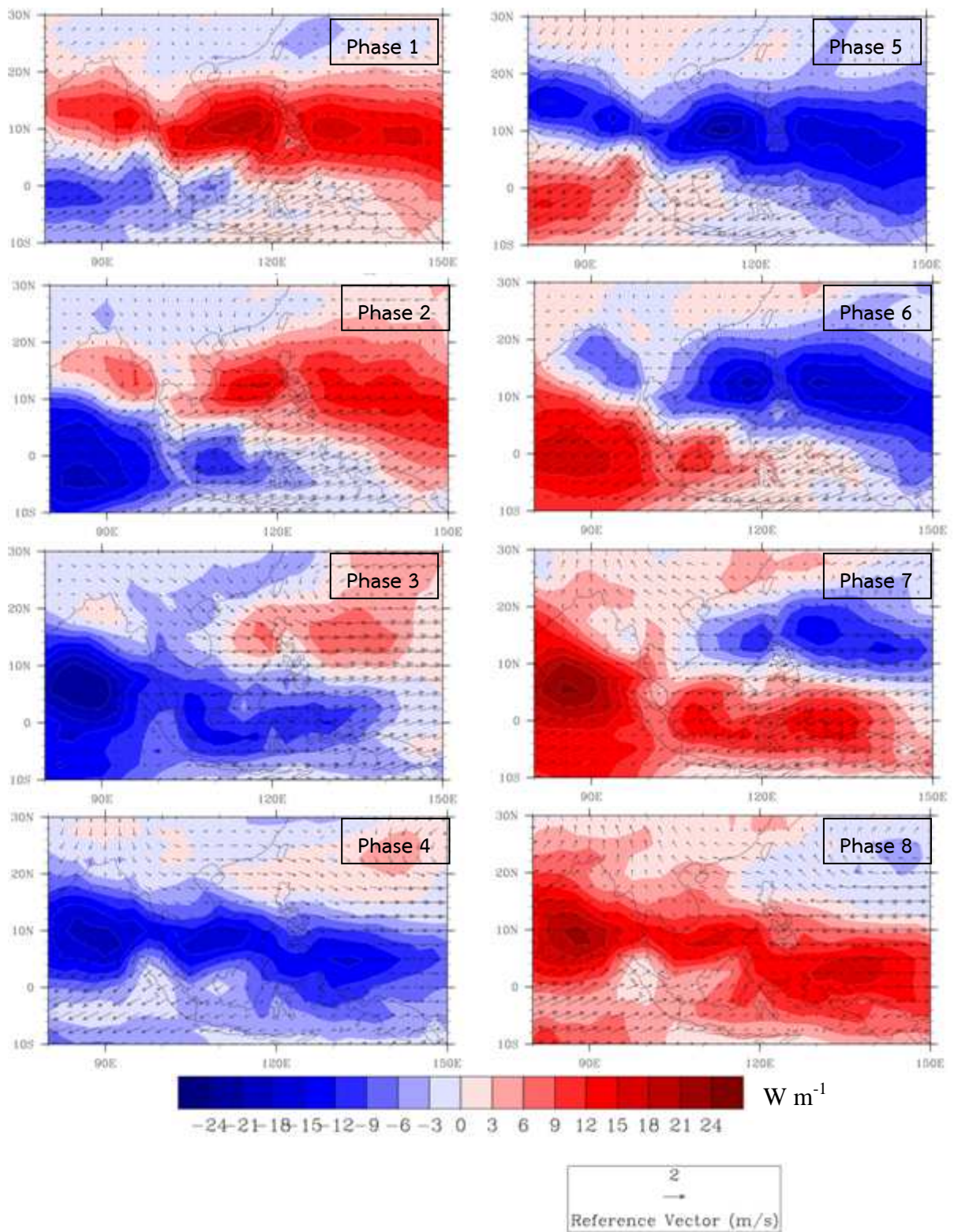
นอกจากนี้ความกดอากาศที่ระดับน้ำทะเลปานกลางยังแสดงการเปลี่ยนแปลงตามวัฏจักรของ MJO (รูปที่ 4.14) โดยในเฟสที่ 7, 8, 1 และ 2 ซึ่งบริเวณอ่าวเบงกอล ประเทศไทย คาบสมุทรอินโดจีนและมหาสมุทรแปซิฟิกถูกปกคลุม ด้วยกลุ่มเมฆฝนที่น้อยกว่าปกติ หรือเป็นบริเวณอากาศจมน้ำนั้น ค่าความผิดปกติของความกดอากาศมีค่าสูงขึ้น ขณะที่ในเฟสที่ 3, 4, 5 และ 6 ซึ่งบริเวณศูนย์กลางของกลุ่มเมฆฝนเคลื่อนที่เข้าปกคลุมคาบสมุทรอินโดจีนแล้วนั้น ความผิดปกติของความกดอากาศมีค่าลดลง ซึ่งเป็นไปในทางเดียวกับแนวโน้มการยกตัวของมวลอากาศในเฟสนี้ และบริเวณที่ความกดอากาศมีการเปลี่ยนแปลงก็สอดคล้องกับบริเวณที่มีความเปลี่ยนแปลงของกลุ่มเมฆฝน

ส่วนในฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ รูปที่ 4.15 ถึง 4.17 แสดงการเปลี่ยนแปลงของค่าความผิดปกติของลมที่ระดับล่าง (850 hPa) ลมที่ระดับบน (200 hPa) และความกดอากาศที่ระดับน้ำทะเลปานกลางตามลำดับ ในส่วนของลม พบรูปแบบคล้ายคลึงกับที่พบในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ กล่าวคือในระดับล่าง ทางด้านตะวันออกของกลุ่มเมฆฝนเป็นลมตะวันออก (รูปที่ 4.15 เฟส 2 และ 3) และทางด้านตะวันตกของกลุ่มเมฆฝนเป็นลมตะวันตก (รูปที่ 4.15 เฟส 6 และ 7) ขณะที่ลมที่ระดับบน (รูปที่ 4.16) จะมีทิศทางตรงกันข้ามกับที่ระดับล่าง ส่วนความกดอากาศ (รูปที่ 4.17) มีความเปลี่ยนแปลงที่สัมพันธ์กับตำแหน่งของศูนย์กลางเมฆฝน โดยในเฟสที่ 3 บริเวณความกดอากาศต่ำอยู่เหนือมหาสมุทรอินเดียฝั่งตะวันออก และเมื่อเปรียบเทียบกับในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ จะเห็นว่าในฤดูนี้บริเวณที่มีความแปรปรวนของความกดอากาศที่สัมพันธ์กับปรากฏการณ์ MJO จะอยู่บริเวณใกล้หรือใต้เส้นศูนย์สูตร

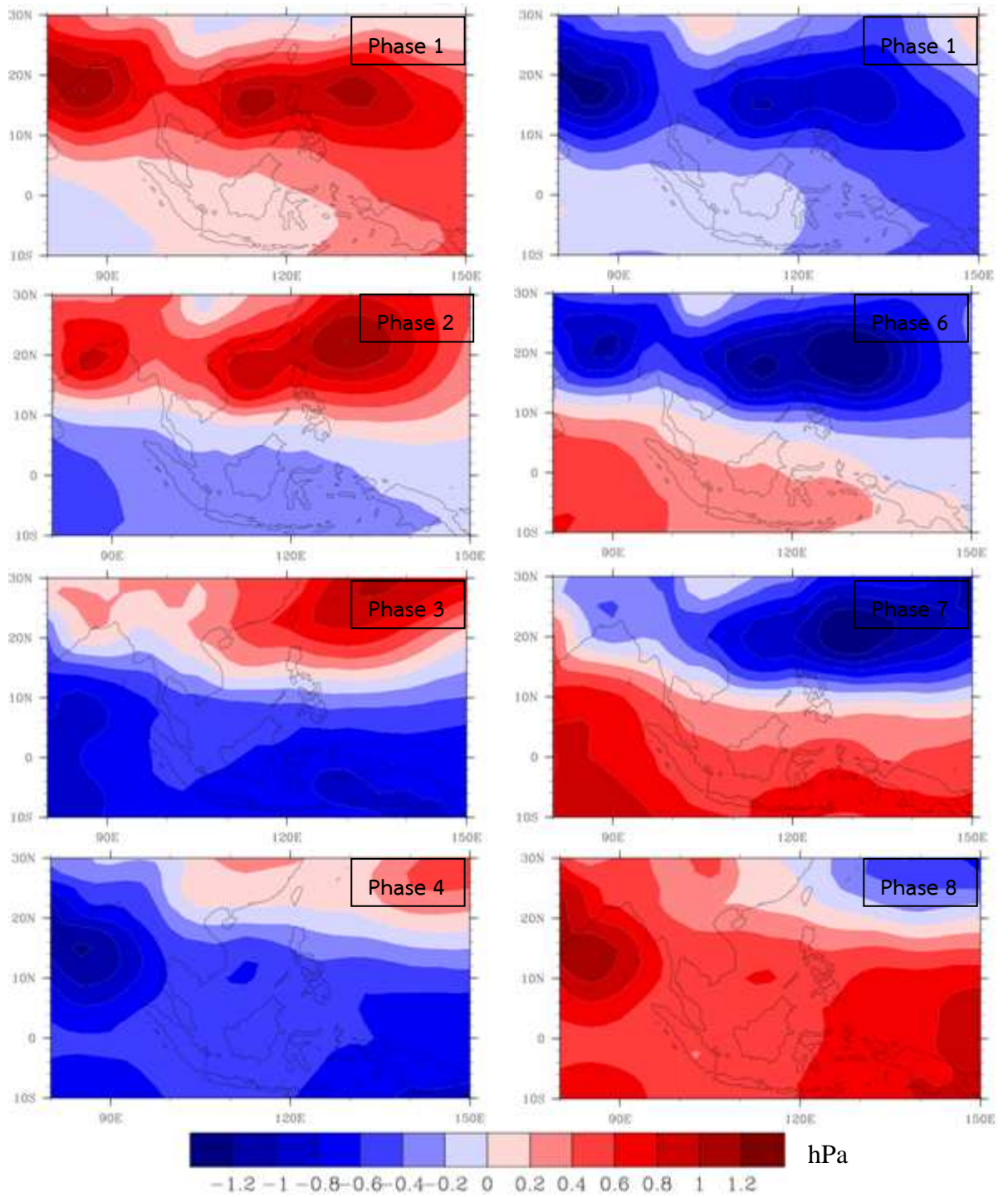
จากข้อมูลลมและความกดอากาศแสดงให้เห็นว่ากลไกที่ทำให้เกิดการรวมตัวของกลุ่มเมฆฝนนั้นมีความเกี่ยวข้องกับการพัดสอบเข้าหากันของลมในระดับล่างของชั้นบรรยากาศ และการพัดออกจากรันของลมในระดับบนของชั้นบรรยากาศ



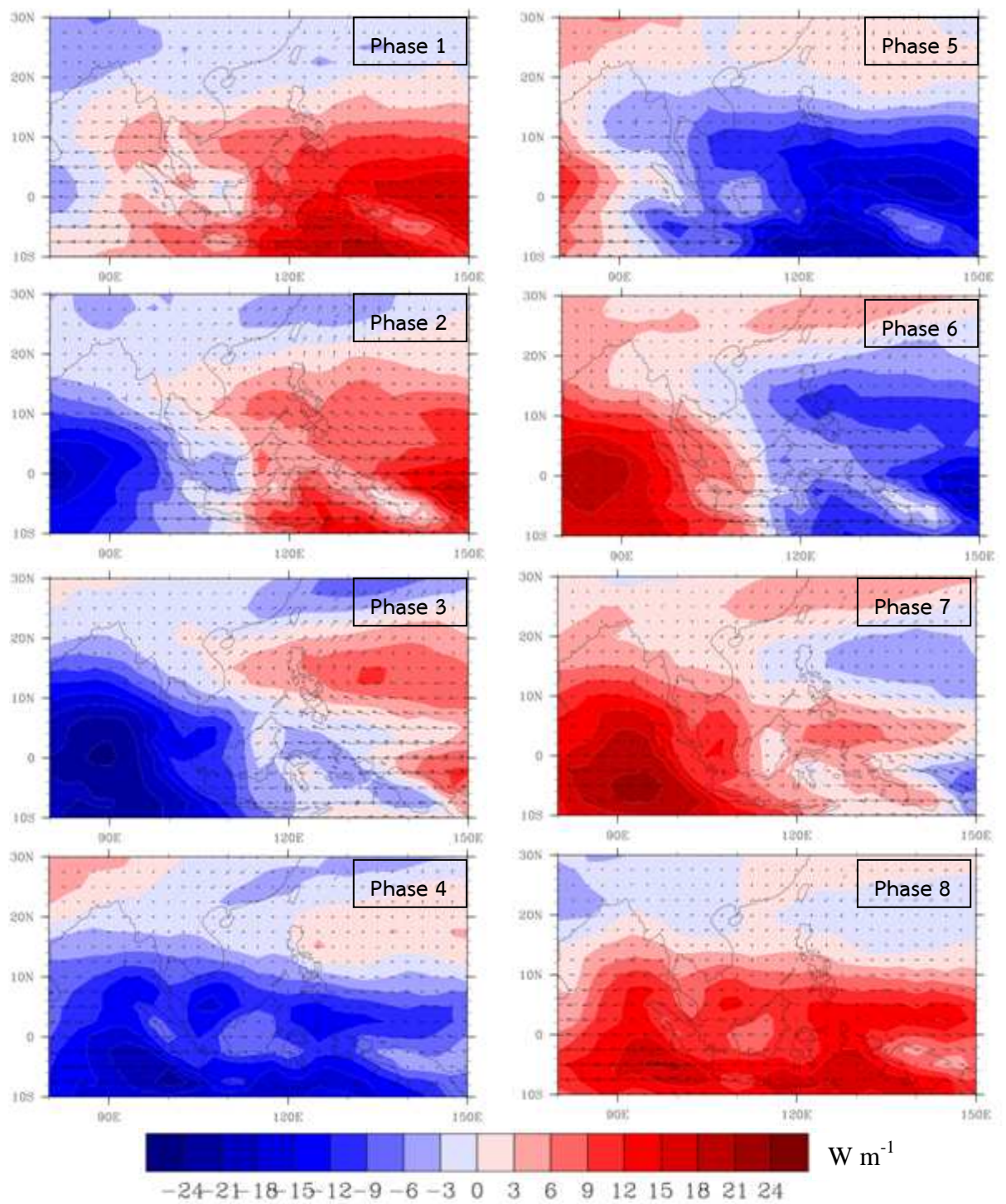
รูปที่ 4.12 ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของ OLR ( $W m^{-2}$ ) และเวกเตอร์ลมที่ระดับ 850 hPa ( $m s^{-1}$ ) ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ระหว่างเดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม ปี ค.ศ. 1979-2013



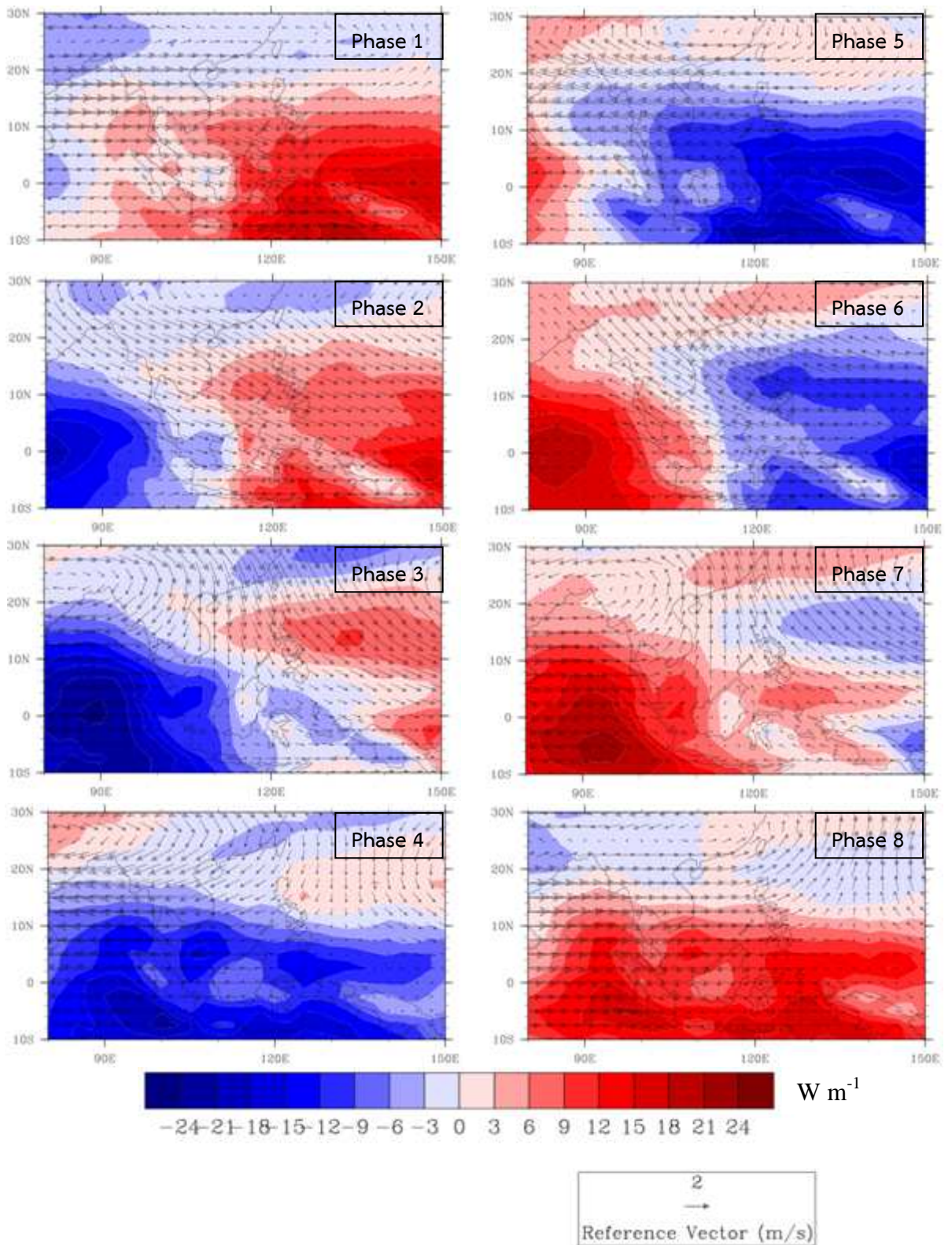
รูปที่ 4.13 ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของ OLR ( $W m^{-2}$ ) และเวกเตอร์ลมที่ระดับ 200 hPa ( $m s^{-1}$ ) ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ระหว่างเดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม ปี ค.ศ. 1979-2013



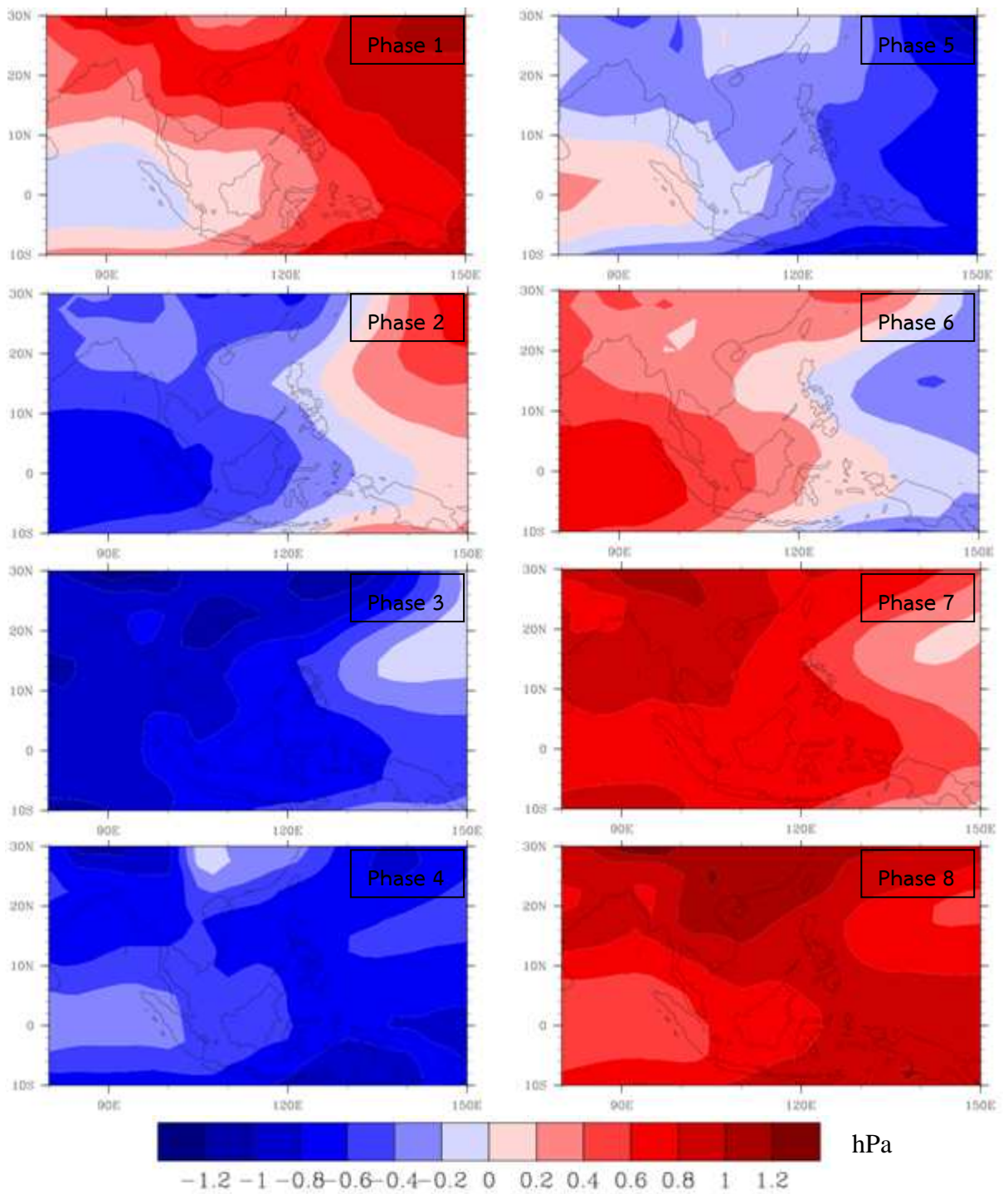
รูปที่ 4.14 ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของความกดอากาศที่ระดับน้ำทะเลปานกลาง mean sea level pressure (hPa) ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ระหว่างเดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม ปี ค.ศ. 1979–2013



รูปที่ 4.15 ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของ OLR ( $W m^{-2}$ ) และเวกเตอร์ลมที่ระดับ 850 hPa ( $m s^{-1}$ ) ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ระหว่างเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน ปี ค.ศ. 1979-2013



รูปที่ 4.16 ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของ OLR ( $W m^{-2}$ ) และเวกเตอร์ลมที่ระดับ 200 hPa ( $m s^{-1}$ ) ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ระหว่างเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน ปี ค.ศ. 1979–2013



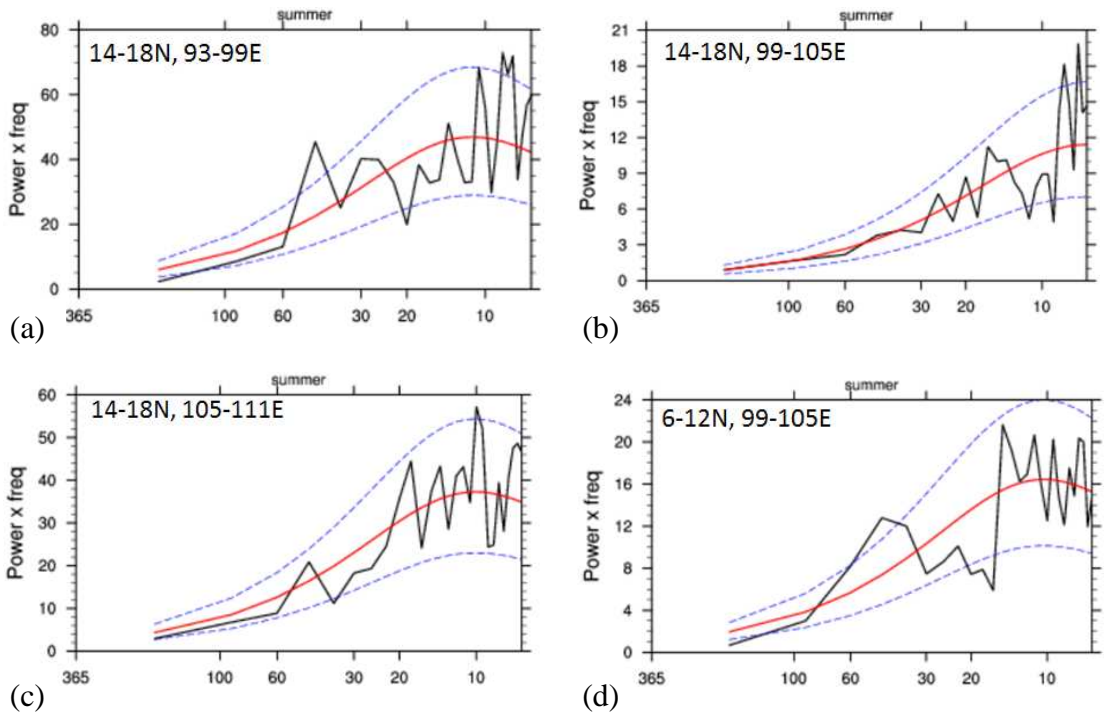
รูปที่ 4.17 ค่าเฉลี่ยของค่าความผิดปกติของความกดอากาศที่ระดับน้ำทะเลปานกลาง mean sea level pressure (hPa) ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ระหว่างเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน ปี ค.ศ. 1979–2013

## 4.2 การวิเคราะห์ความแปรปรวนในคาบเวลาภายในฤดูกาล

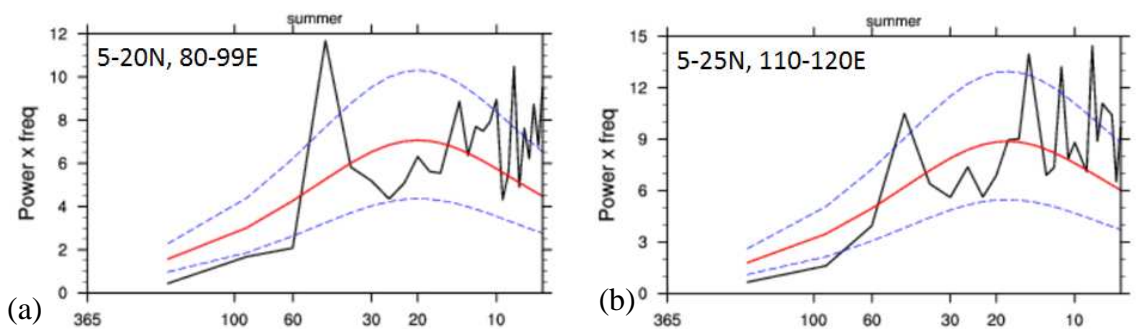
### 4.2.1 Power spectrum ของปริมาณฝน

Power Spectrum ของปริมาณฝนในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (เดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม) จากชุดข้อมูล TRMM ระยะเวลา 10 ปี (ปี ค.ศ. 2001–2010) (รูปที่ 4.18) แสดงให้เห็นว่าพื้นที่ทะเลอันดามันตอนเหนือ (Northern Andaman Sea,  $14^{\circ}$ – $18^{\circ}$ N,  $93^{\circ}$ – $99^{\circ}$ E) มีความแปรปรวนของปริมาณฝนสูงในคาบเวลาที่สำคัญ 2 คาบ คือ ระยะเวลาสั้น (3–5 วัน) และระยะกลาง (30–60 วัน) โดยสเปกตรัมที่วิเคราะห์ได้มีนัยสำคัญทางสถิติที่ระดับความเชื่อมั่น 95% นอกจากนี้ยังมีคาบเวลาภายในฤดูกาลอีกช่วงคือ 10–20 วัน แต่ยังไม่เด่นชัดนัก ขณะที่พื้นที่ประเทศไทยที่อยู่ภายในแผ่นดิน (Thailand,  $14^{\circ}$ – $18^{\circ}$ N,  $99^{\circ}$ – $105^{\circ}$ E) และคาบสมุทรอินโดจีน (Indochina,  $14^{\circ}$ – $18^{\circ}$ N,  $105^{\circ}$ – $111^{\circ}$ E) มีคาบเวลาที่เด่นชัดคือ ความแปรปรวนระยะสั้น (3–5 วัน) แต่ที่คาบเวลา 30–60 วันกลับไม่มีความสำคัญ ส่วนพื้นที่อ่าวไทยรวมทั้งภาคตะวันออก (Gulf of Thailand,  $6^{\circ}$ – $12^{\circ}$ N,  $99^{\circ}$ – $105^{\circ}$ E) มีความแปรปรวนในระยะ 30–60 วันที่มีความโดดเด่นมากกว่าที่คาบเวลาอื่นๆ

เมื่อเปรียบเทียบ power spectrum ของปริมาณฝนในคาบสมุทรอินโดจีน กับพื้นที่อื่นๆ ได้แก่ มหาสมุทรอินเดีย บริเวณอ่าวเบงกอล (Bay of Bengal,  $5^{\circ}$ – $20^{\circ}$ N,  $80^{\circ}$ – $99^{\circ}$ E) และทะเลจีนใต้ (South China Sea,  $5^{\circ}$ – $25^{\circ}$ N,  $110^{\circ}$ – $120^{\circ}$ E) (รูปที่ 4.19) ซึ่งทั้งสองพื้นที่เป็นบริเวณทะเลและมหาสมุทร พบว่าสเปกตรัมของฝนเหนือบริเวณทั้งสองมีคาบเวลาที่โดดเด่นชัดเจนกว่าฝนเหนือพื้นที่บนแผ่นดิน โดยที่ฝนบริเวณอ่าวเบงกอลมีความแปรปรวนที่เด่นชัดในคาบเวลา 30–60 วัน ซึ่งเป็นคาบเวลาในช่วงเดียวกับของปรากฏการณ์ MJO ซึ่งจัดเป็นปรากฏการณ์ที่สำคัญและเกิดขึ้นบ่อยในมหาสมุทรอินเดีย นอกจากนี้ยังมีความแปรปรวนของฝนในช่วงระยะสั้น 3–5 วัน ลักษณะเช่นนี้คล้ายคลึงกับสเปกตรัมของฝนเหนือพื้นที่ทะเลอันดามันตอนเหนือ (Northern Andaman ซึ่งรวมพื้นที่บนแผ่นดินบริเวณประเทศพม่าด้วย) สำหรับบริเวณทะเลจีนใต้ (South China Sea) ฝนมีคาบเวลาที่สำคัญ 3 คาบ คือ ระยะเวลาสั้น 3–5 วัน มีความโดดเด่นที่สุด ตามมาด้วยที่ระยะ 10–20 วัน และที่ระยะกลาง 30–60 วัน ลักษณะเช่นนี้แสดงให้เห็นว่าบริเวณทะเลจีนใต้มีปรากฏการณ์ระยะสั้นจำนวนมาก ทั้งนี้เนื่องจากเป็นบริเวณที่มีพายุหมุนเขตร้อนเคลื่อนเข้ามาจากมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตกบ่อยครั้ง และมีปรากฏการณ์ที่มีคาบเวลาประมาณ 10–30 วันเด่นชัด ดังที่มีรายงานไว้ เช่น Hoyos and Webster (2007) Yokoi et al. (2007) และ Lin et al. (2008) ซึ่งปรากฏการณ์ดังกล่าวมีลักษณะการเคลื่อนตัวจากทิศตะวันออกไปยังทิศตะวันตก เรียกว่า westward 12–24 day mode และอิทธิพลของปรากฏการณ์นี้จะส่งผลต่อความแปรปรวนของฝนบริเวณชายฝั่งตะวันออกของคาบสมุทรอินโดจีน ดังที่ปรากฏในสเปกตรัมของพื้นที่ทะเลจีนใต้ (Indochina) ซึ่งมีความแปรปรวนในคาบเวลา 10–20 วันที่โดดเด่นขึ้นมา กล่าวได้ว่าพื้นที่ที่อยู่บนแผ่นดินมีลักษณะที่สำคัญร่วมกันคือมีความแปรปรวนของฝนในระยะสั้น (3–5 วัน) ที่เด่นชัดมาก ขณะที่อิทธิพลของปรากฏการณ์ที่มีขอบเขตพื้นที่ขนาดใหญ่ เช่น ปรากฏการณ์ MJO (หรือ eastward 30–60 day mode) และ westward 12–24 day mode ลดความสำคัญลงไป

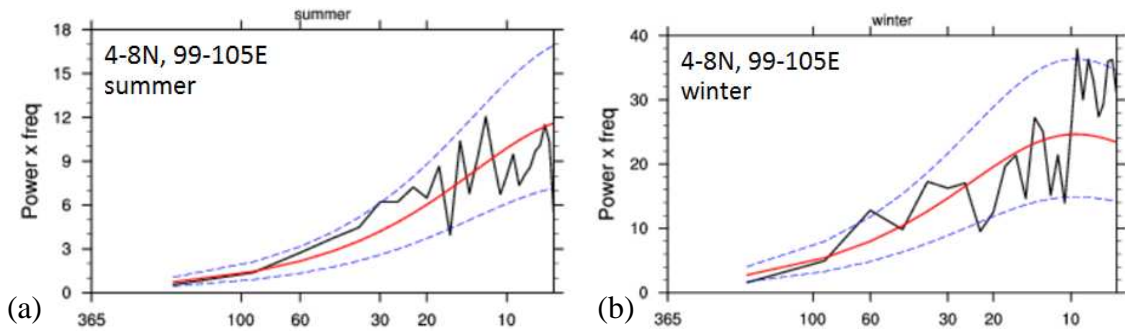


**รูปที่ 4.18** Power Spectrum ของปริมาณฝนในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (เดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม) จากชุดข้อมูล TRMM (ปี ค.ศ. 2001–2010) (เส้นสีดำ) เส้นสีน้ำเงินคือช่วงความเชื่อมั่น 95% เส้นสีแดงคือ Power Spectrum ของอนุกรม AR-1 (autoregressive) (a) Northern Andaman Sea ( $14^{\circ}$ – $18^{\circ}$ N,  $93^{\circ}$ – $99^{\circ}$ E) (b) Thailand ( $14^{\circ}$ – $18^{\circ}$ N,  $99^{\circ}$ – $105^{\circ}$ E) (c) Indochina ( $14^{\circ}$ – $18^{\circ}$ N,  $105^{\circ}$ – $111^{\circ}$ E) (d) Gulf of Thailand ( $6^{\circ}$ – $12^{\circ}$ N,  $99^{\circ}$ – $105^{\circ}$ E)



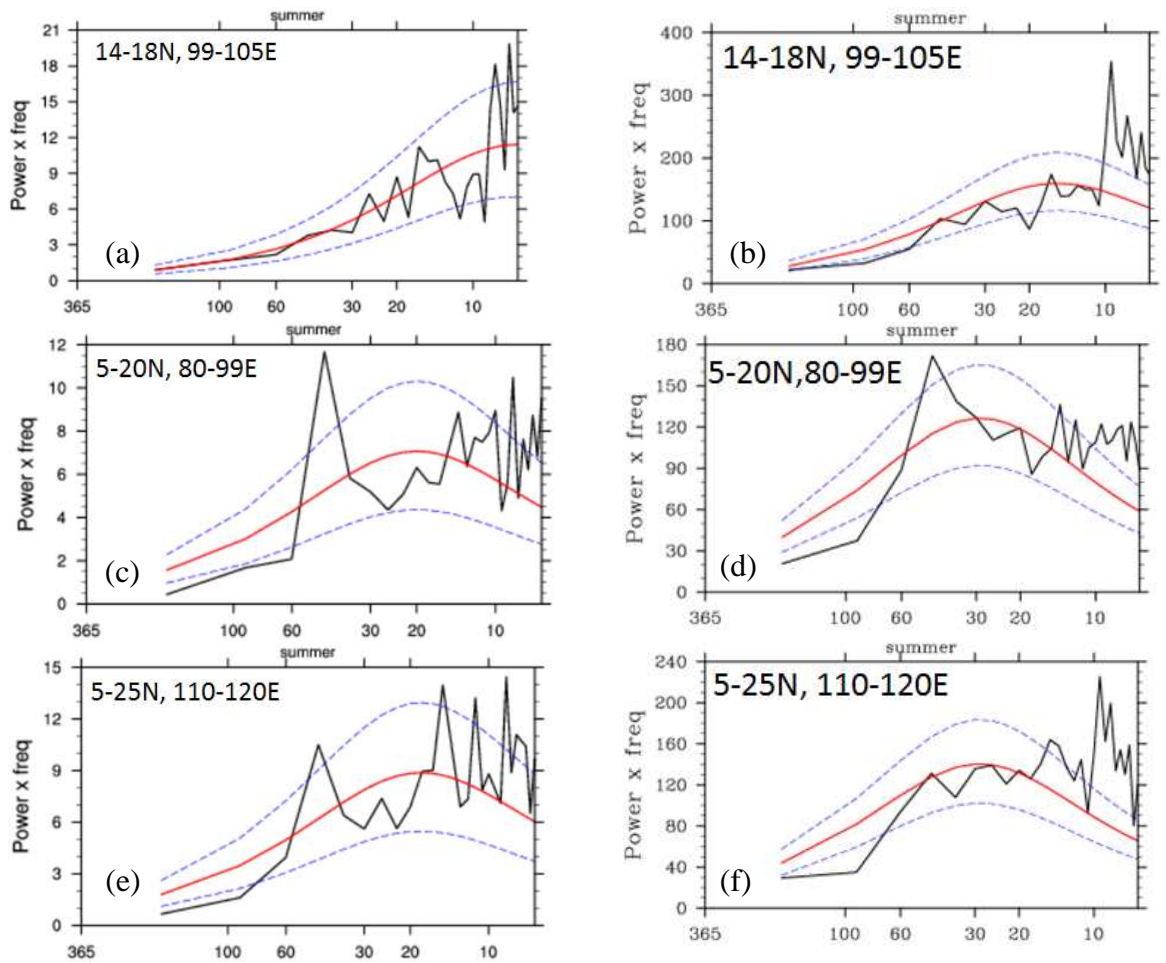
**รูปที่ 4.19** Power Spectrum ของปริมาณฝนในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ ((เดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม) จากชุดข้อมูล TRMM (ปี ค.ศ. 2001–2010) (เส้นสีดำ) เส้นสีน้ำเงินคือ 95% confidence interval เส้นสีแดงคือ Power Spectrum ของอนุกรม AR-1 (autoregressive) (a) Bay of Bengal ( $5^{\circ}$ – $20^{\circ}$ N,  $80^{\circ}$ – $99^{\circ}$ E) (b) South China Sea ( $5^{\circ}$ – $25^{\circ}$ N,  $110^{\circ}$ – $120^{\circ}$ E)

สำหรับพื้นที่ภาคใต้ของประเทศไทย (Southern Thailand,  $4^{\circ}$ – $8^{\circ}$ N,  $99^{\circ}$ – $105^{\circ}$ E) ได้ทำการวิเคราะห์สเปกตรัมทั้งสองฤดู (รูปที่ 4.20) พบว่าในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้นั้นไม่มีความแปรปรวนของฝนภายในฤดูกาลที่มีคาบเวลาชัดเจน ขณะที่ในฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ ความแปรปรวนของฝนมีคาบเวลาที่ชัดเจนในช่วงระยะสั้น (3–5 วัน) และระยะกลาง (ประมาณ 60 วัน)



**รูปที่ 4.20** Power Spectrum (เส้นสีดำ) ของปริมาณฝนจากชุดข้อมูล TRMM (ปี ค.ศ. 2001–2010) พื้นที่ Southern Thailand ( $4^{\circ}$ – $8^{\circ}$ N,  $99^{\circ}$ – $105^{\circ}$ E) (a) ฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้นั้น (เดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม) และ (b) ฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ (เดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน) เส้นสีน้ำเงินคือ 95% confidence interval เส้นสีแดงคือ Power Spectrum ของอนุกรม AR-1 (autoregressive)

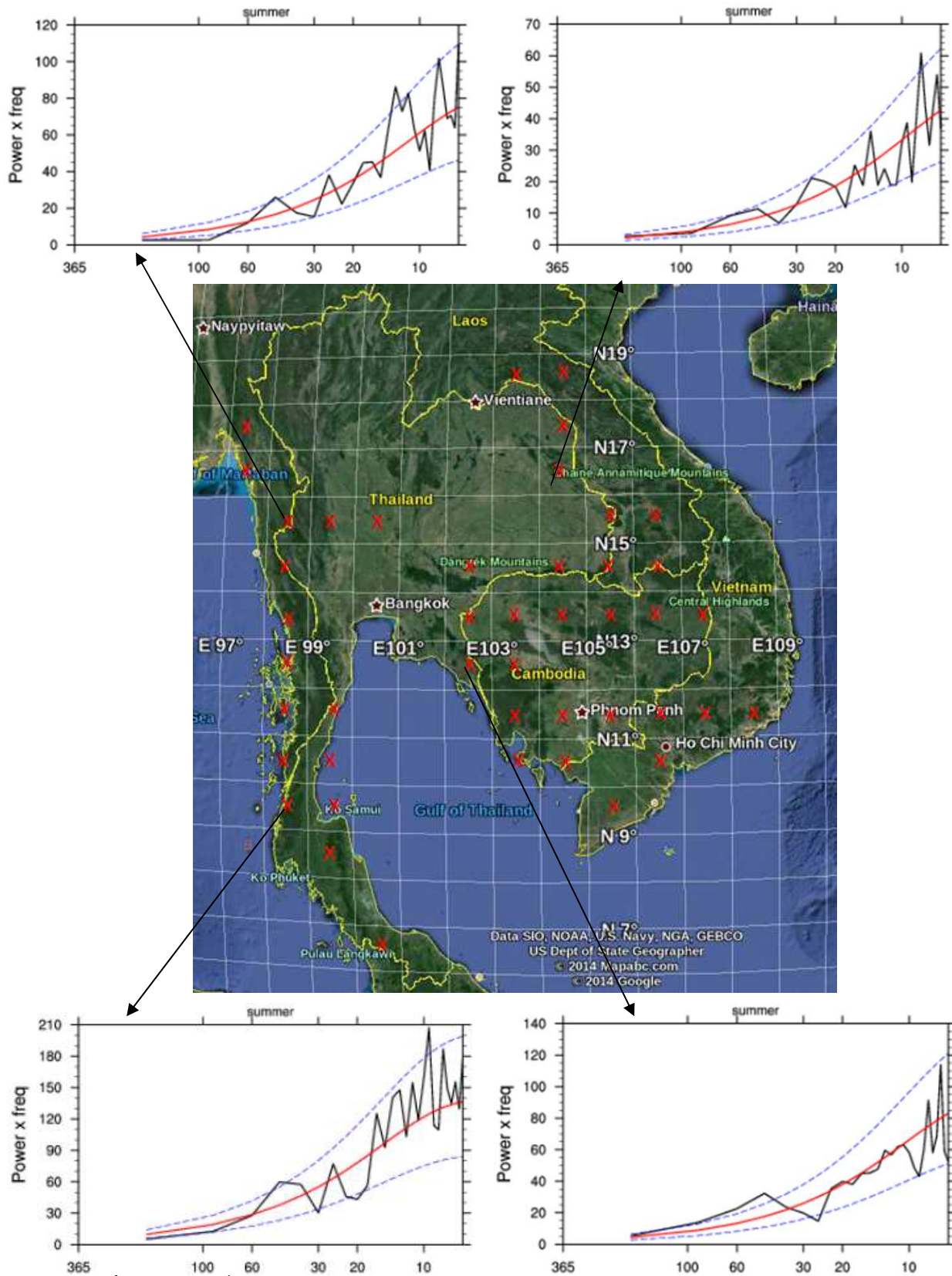
นอกจากนี้ยังได้ทดสอบความยาวของอนุกรมเวลาที่นำมาวิเคราะห์ Power Spectrum ว่ามีผลต่อการวิเคราะห์หรือไม่ โดยการเปรียบเทียบสเปกตรัมของข้อมูล 2 ชุด ได้แก่ ค่าความผิดปกติ (anomaly) ของปริมาณฝนจากชุดข้อมูล TRMM (ปี ค.ศ. 2001–2010) และค่าความผิดปกติ (anomaly) ของชุดข้อมูล OLR (ปี ค.ศ. 1979–2010) ซึ่งมีระยะเวลายาวกว่าข้อมูล TRMM ประมาณ 3 เท่า (รูปที่ 4.21) ในพื้นที่ 3 บริเวณ ได้แก่ ประเทศไทย (Thailand,  $14^{\circ}$ – $18^{\circ}$ N,  $99^{\circ}$ – $105^{\circ}$ E) อ่าวเบงกอล (Bay of Bengal,  $5^{\circ}$ – $20^{\circ}$ N,  $80^{\circ}$ – $99^{\circ}$ E) และทะเลจีนใต้ (South China Sea,  $5^{\circ}$ – $25^{\circ}$ N,  $110^{\circ}$ – $120^{\circ}$ E) พบว่าบริเวณประเทศไทยซึ่งเป็นพื้นที่บนแผ่นดิน ชุดข้อมูล OLR ย้ำให้เห็นว่าความแปรปรวนที่สำคัญเป็นความแปรปรวนระยะสั้น (3–5 วัน) ดังที่ชุดข้อมูลปริมาณฝน TRMM ได้แสดงไว้เช่นกัน ขณะที่ระยะเวลาอื่นๆไม่มีความโดดเด่นเลย สำหรับพื้นที่อ่าวเบงกอล ลักษณะของสเปกตรัมของข้อมูล OLR แสดงรูปแบบคล้ายคลึงกับสเปกตรัมของปริมาณฝนจากชุดข้อมูล TRMM นั่นคือ มีความแปรปรวนที่สำคัญอยู่ในช่วงระยะกลาง (30–60 วัน) ซึ่งเป็นคาบที่ตรงกับปรากฏการณ์ MJO และในช่วงระยะสั้น (3–5 วัน) ขณะที่บริเวณทะเลจีนใต้ สเปกตรัมของข้อมูล OLR มีรูปแบบใกล้เคียงกับสเปกตรัมของปริมาณฝนจากชุดข้อมูล TRMM ซึ่งแสดงให้เห็นว่ามีความแปรปรวนสำคัญอยู่ในช่วงระยะสั้น (3–5 วัน) เท่านั้น ส่วนคาบเวลาที่น่าจะมีความสำคัญอีกช่วงหนึ่งคือช่วง 10–20 วัน แต่แตกต่างกันที่ข้อมูลปริมาณฝนมีความแปรปรวนในช่วง 30–60 วันด้วย



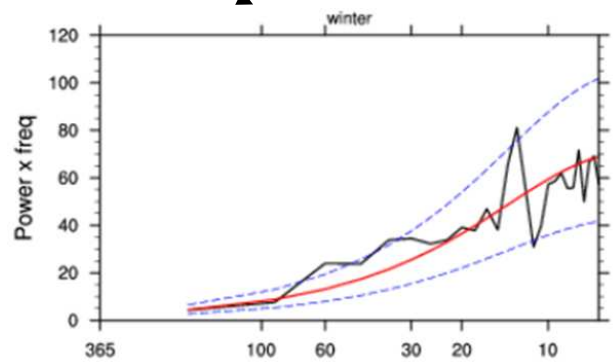
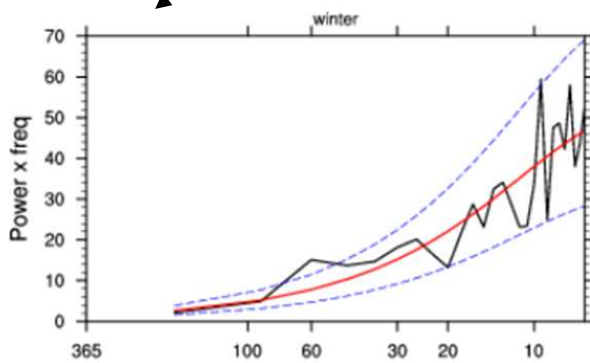
รูปที่ 4.21 Power Spectrum ในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (เดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม) ของ (ซ้าย) ปริมาณฝนจากชุดข้อมูล TRMM (ปี ค.ศ. 2001–2010) และ (ขวา) OLR (ปี ค.ศ. 1979–2010) เส้นสีดำคือ Power spectrum เส้นสีน้ำเงินคือช่วงความเชื่อมั่น 95% เส้นสีแดงคือ Power Spectrum ของอนุกรม AR-1 (autoregressive) (a) และ (b) Thailand ( $14^{\circ}$ – $18^{\circ}$ N,  $99^{\circ}$ – $105^{\circ}$ E) (c) และ (d) Bay of Bengal ( $5^{\circ}$ – $20^{\circ}$ N,  $80^{\circ}$ – $99^{\circ}$ E) (e) และ (f) South China Sea ( $5^{\circ}$ – $25^{\circ}$ N,  $110^{\circ}$ – $120^{\circ}$ E)

จากผลการศึกษา Power spectrum ของค่าความผิดปกติของปริมาณฝนจากชุดข้อมูล TRMM ในตอนก่อนหน้านี้นี้ แสดงให้เห็นว่าบางบริเวณของประเทศไทย พบความแปรปรวนที่สำคัญอยู่ในช่วงระยะกลาง (30–60 วัน) ซึ่งเป็นคาบที่ตรงกับปรากฏการณ์ MJO จึงได้ทำการวิเคราะห์ Power spectrum ของค่าความผิดปกติของปริมาณฝนเป็นรายกริดขนาด  $1^\circ \times 1^\circ$  แบ่งการวิเคราะห์ตามฤดูกาล โดยในช่วงฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ เดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม (รูปที่ 4.22) พบว่าบริเวณที่ความผิดปกติของปริมาณฝนซึ่งมีคาบช่วง 30-60 วัน ที่มีนัยสำคัญทางสถิติ ได้แก่ ภาคใต้ตอนบน (บริเวณจังหวัดประจวบคีรีขันธ์ ชุมพร ระนอง สุราษฎร์ธานี) ภาคใต้ตอนล่าง (จังหวัดสงขลา) ทางตะวันตกของประเทศ (จังหวัดกาญจนบุรี อุทัยธานี) ภาคตะวันออก (จังหวัดจันทบุรี ตราด) ภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนบน (จังหวัดนครพนม มุกดาหาร) ภาคตะวันออกเฉียงเหนือตอนล่าง (จังหวัดอุบลราชธานี ศรีสะเกษ นครราชสีมา) อย่างไรก็ตามจากตัวอย่างของสเปกตรัมของบริเวณต่างๆเหล่านี้ จะเห็นได้ว่าความแปรปรวนประกอบไปด้วยคาบเวลาที่สำคัญหลายคาบโดยเฉพาะที่ระยะสั้น นอกจากนี้ในบริเวณคาบสมุทรอินโดจีนยังพบว่าบริเวณที่มีคาบเวลาช่วง 30-60 วันที่มีนัยสำคัญทางสถิติ ได้แก่ ประเทศเมียนมาร์ โดยเฉพาะพื้นที่ที่ติดกับทะเลอันดามัน พื้นที่ส่วนใหญ่ของประเทศกัมพูชา ยกเว้นบริเวณตอนกลางของประเทศ พื้นที่ด้านตะวันตกของประเทศลาว และพื้นที่ด้านใต้ของประเทศเวียดนาม ซึ่งเมื่อเปรียบเทียบกับผลการวิเคราะห์ composite analysis ในหัวข้อที่ 4.1 จะเห็นได้ว่าพื้นที่เหล่านี้เป็นบริเวณที่พบว่าความผิดปกติของปริมาณฝนที่เชื่อมโยงกับพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO มีนัยสำคัญทางสถิติด้วยเช่นกัน (รูปที่ 4.5 และรูปที่ 4.6)

สำหรับในช่วงฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ เดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน (รูปที่ 4.23) พบว่าบริเวณที่ความผิดปกติของปริมาณฝนซึ่งมีคาบช่วง 30-60 วัน ที่มีนัยสำคัญทางสถิติ ได้แก่ ภาคใต้โดยเฉพาะทางตอนล่าง (จังหวัดระนอง พังงา ภูเก็ต ตรัง สุราษฎร์ธานี นครศรีธรรมราช สงขลา ปัตตานี นราธิวาส) ซึ่งเมื่อเปรียบเทียบกับผลการวิเคราะห์ composite analysis ในหัวข้อที่ 4.1 จะเห็นได้ว่าพื้นที่เหล่านี้เป็นบริเวณที่พบว่าความผิดปกติของปริมาณฝนที่เชื่อมโยงกับพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO มีนัยสำคัญทางสถิติด้วยเช่นกัน (รูปที่ 4.9)



รูปที่ 4.22 แผนที่แสดงตำแหน่งกริดขนาด  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  ที่มี Power Spectrum ของปริมาณฝนจากชุดข้อมูล TRMM ในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ เดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคมปีค.ศ. 2001-2010 ในช่วง 30-60 วันมากกว่า 95% confidence interval (กากบาทสีแดง) และตัวอย่างของ Power Spectrum ที่ตำแหน่งกริดต่างๆ



รูปที่ 4.23 แผนที่แสดงตำแหน่งกริดขนาด  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  ที่มี Power Spectrum ของปริมาณฝนจากชุดข้อมูล TRMM ในฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ เดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายนปีค.ศ.2001-2010 ในช่วง 30-60 วันมากกว่าช่วงความเชื่อมั่น 95% (กากบาทสีแดง) และตัวอย่างของ Power Spectrum ที่ตำแหน่งกริดต่างๆ

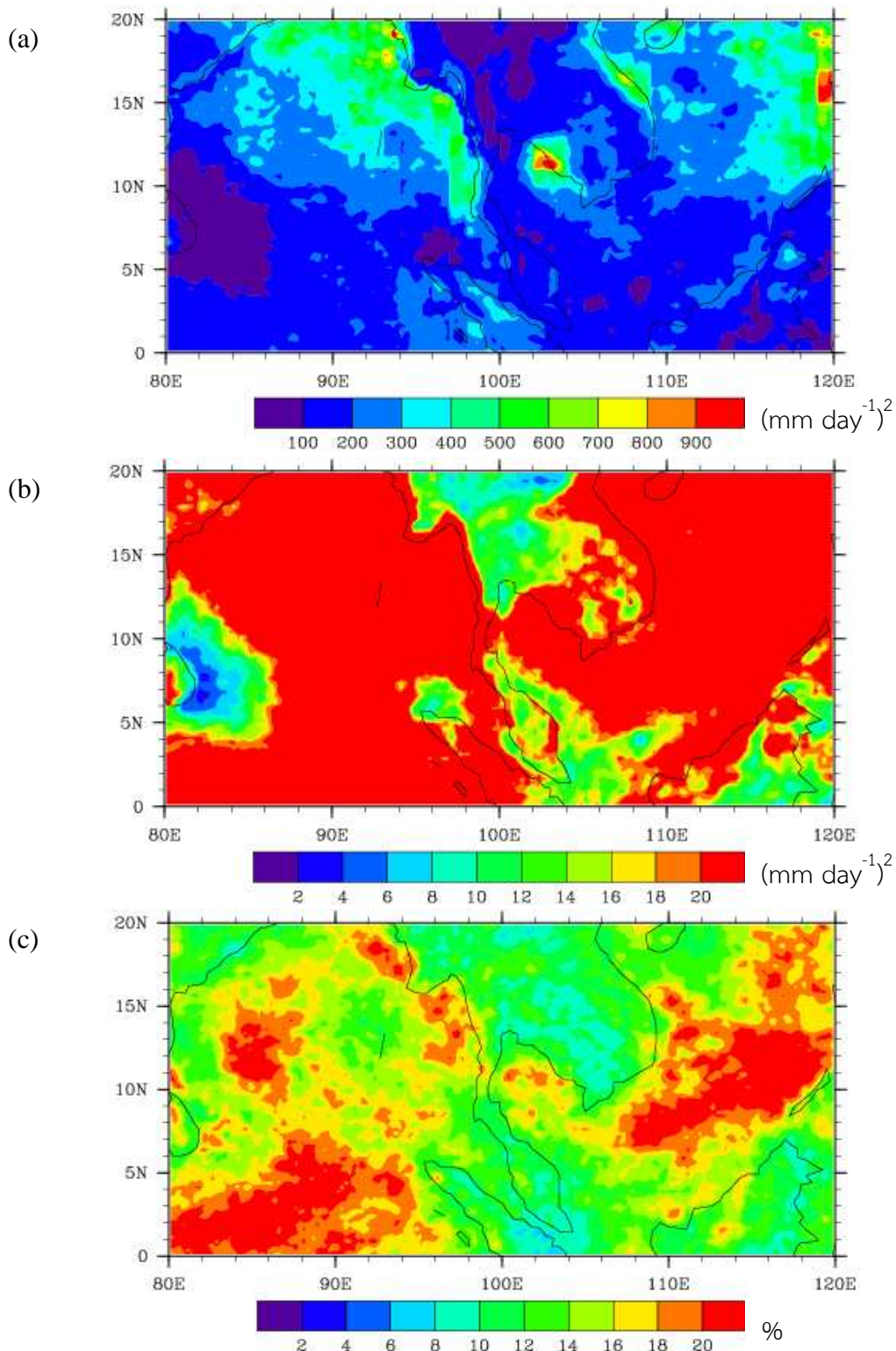
#### 4.2.2 การวิเคราะห์สัดส่วนของความแปรปรวนภายในฤดูกาลที่คาบเวลาต่างๆ

ผลการศึกษาในตอนต้นที่ 4.2.1 แสดงให้เห็นว่าความแปรปรวนภายในฤดูกาลมีหลายคาบเวลา ในขั้นตอนนี้จึงทำการวิเคราะห์สัดส่วนของความแปรปรวนเฉพาะคาบเวลาที่สำคัญว่าคิดเป็นสัดส่วนเท่าไรเมื่อเทียบกับความแปรปรวนภายในฤดูกาลทั้งหมด รูปที่ 4.24 (a) แสดงค่าความแปรปรวนภายในฤดูกาลในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (เดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม) ของพื้นที่บริเวณอ่าวเบงกอล คาบสมุทรอินโดจีน และทะเลจีนใต้ ( $0^{\circ}$ – $20^{\circ}$ N,  $80^{\circ}$ – $120^{\circ}$ E) จะเห็นได้ว่าพื้นที่บริเวณด้านตะวันออกของอ่าวเบงกอลและทะเลจีนใต้ มีค่าความแปรปรวนภายในฤดูกาลสูงกว่าพื้นที่ภายในแผ่นดินประมาณ 3 เท่า และค่าความแปรปรวนในคาบเวลา 20–100 วัน ในอ่าวเบงกอลและทะเลจีนใต้ คิดเป็น 20% ของความแปรปรวนภายในฤดูกาลทั้งหมด (รูปที่ 4.24 (c)) ขณะที่บนแผ่นดินค่าความแปรปรวนในคาบเวลา 20–100 วัน คิดเป็น 10% ของความแปรปรวนภายในฤดูกาลทั้งหมด

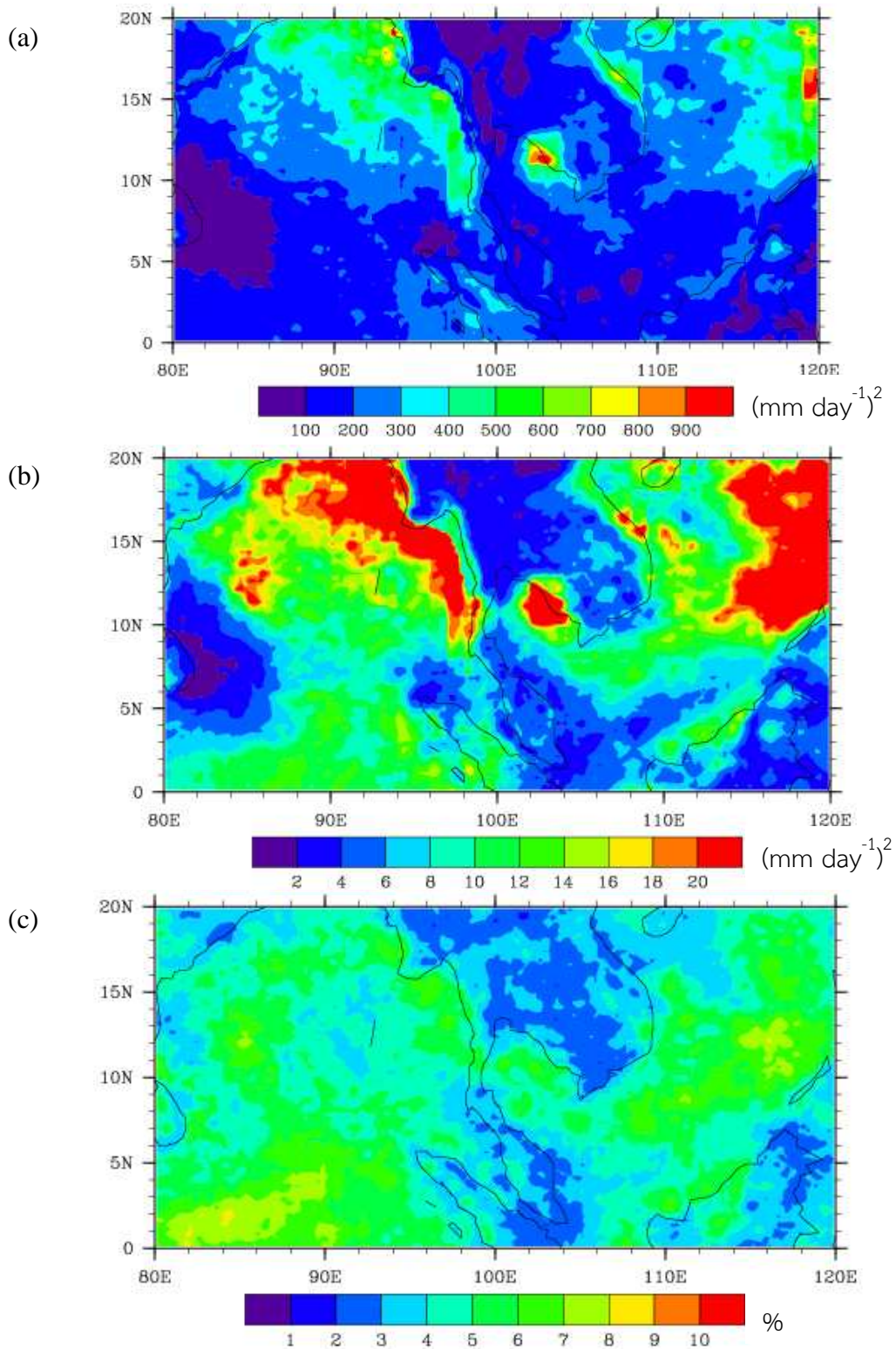
หากวิเคราะห์เฉพาะคาบเวลาที่ปรากฏการณ์ MJO มีลักษณะเด่น ได้แก่ ความแปรปรวนในคาบเวลา 30–60 วัน (รูปที่ 4.25) จะเห็นได้ว่าบริเวณที่ความแปรปรวนของฝนมีลักษณะเด่นในช่วงเวลาดังกล่าว ได้แก่ อ่าวเบงกอล และทะเลจีนใต้ คิดเป็น 8 เปอร์เซ็นต์ของความแปรปรวนในฤดูกาลทั้งหมด ขณะที่พื้นที่ภายในแผ่นดินมีสัดส่วนลดลงเหลือประมาณ 4 เปอร์เซ็นต์ของความแปรปรวนในฤดูกาลทั้งหมด

ขณะที่คาบเวลาที่ปรากฏการณ์ westward intraseasonal oscillation (westward ISO) มีลักษณะเด่น ได้แก่ ความแปรปรวนในคาบเวลา 10–20 วัน (รูปที่ 4.25) จะเห็นได้ว่าบริเวณที่ความแปรปรวนของฝนมีลักษณะเด่นในช่วงเวลาดังกล่าว ได้แก่ อ่าวเบงกอลและทะเลจีนใต้ คิดเป็น 16 เปอร์เซ็นต์ของความแปรปรวนในฤดูกาลทั้งหมด ขณะที่พื้นที่ภายในแผ่นดินมีสัดส่วนลดลงเหลือประมาณ 8 เปอร์เซ็นต์ของความแปรปรวนในฤดูกาลทั้งหมด

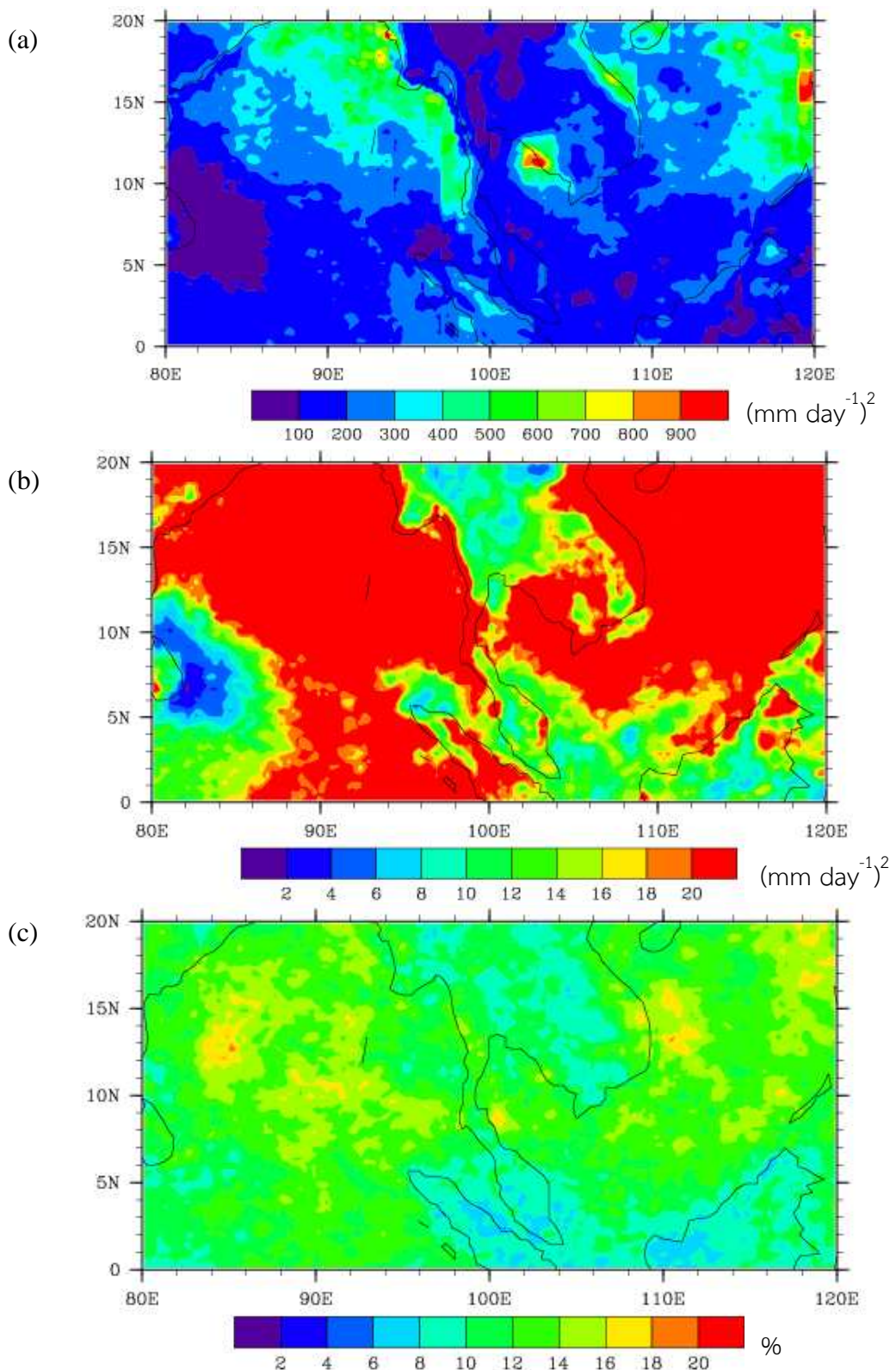
ส่วนในฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ (เดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน) เฉพาะบริเวณด้านตะวันออกของคาบสมุทรมลายู รวมทั้งภาคใต้ฝั่งตะวันออกของประเทศไทย และเกาะบอร์เนียวเท่านั้นที่มีค่าความแปรปรวนสูง (รูปที่ 4.27 (a)) โดยที่ความแปรปรวนในคาบเวลา 10–20 วัน คิดเป็น 16 เปอร์เซ็นต์ของความแปรปรวนภายในฤดูกาล ขณะที่ความแปรปรวนในคาบเวลา 30–60 วัน คิดเป็น 8 เปอร์เซ็นต์ของความแปรปรวนภายในฤดูกาล



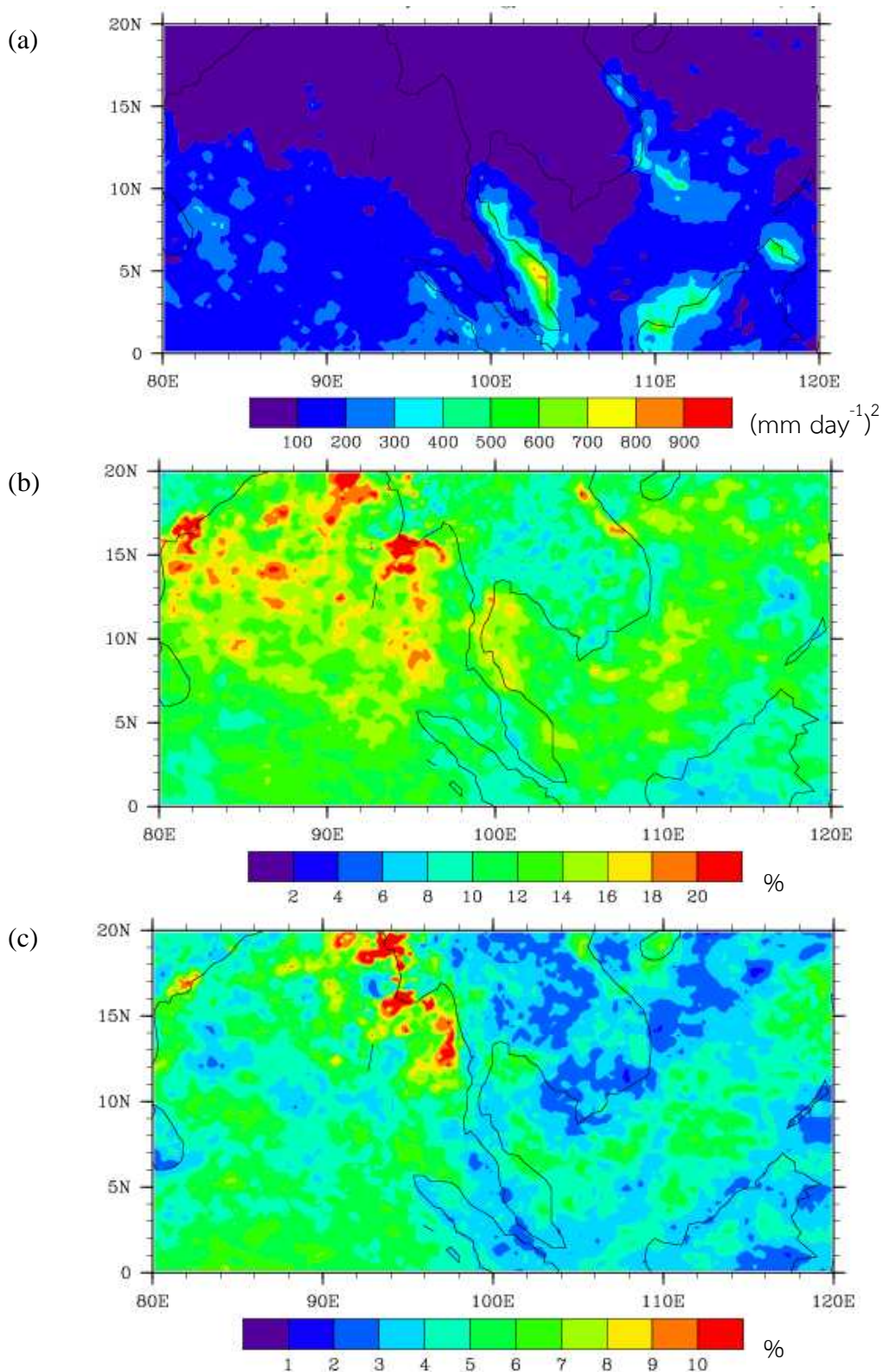
รูปที่ 4.24 (a) ความแปรปรวน (variance) ภายในฤดูกาลของปริมาณฝนเฉลี่ยรายวัน  $(\text{mm day}^{-1})^2$  จากชุดข้อมูล TRMM (ปี ค.ศ. 2001–2010) ในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (เดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม) (b) ความแปรปรวนในคาบเวลา 20–100 วัน  $(\text{mm day}^{-1})^2$  (c) เปอร์เซ็นต์ความแปรปรวนในคาบเวลา 20–100 วันต่อความแปรปรวนภายในฤดูกาล



รูปที่ 4.25 (a) ความแปรปรวนภายในฤดูกาลของปริมาณฝนเฉลี่ยรายวัน variance  $(\text{mm day}^{-1})^2$  จากชุดข้อมูล TRMM (ปี ค.ศ. 2001–2010) ในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (เดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม) (b) ความแปรปรวนในคาบเวลา 30–60 วัน  $(\text{mm day}^{-1})^2$  (c) เปอร์เซ็นต์ความแปรปรวนในคาบเวลา 30–60 วันต่อความแปรปรวนภายในฤดูกาล



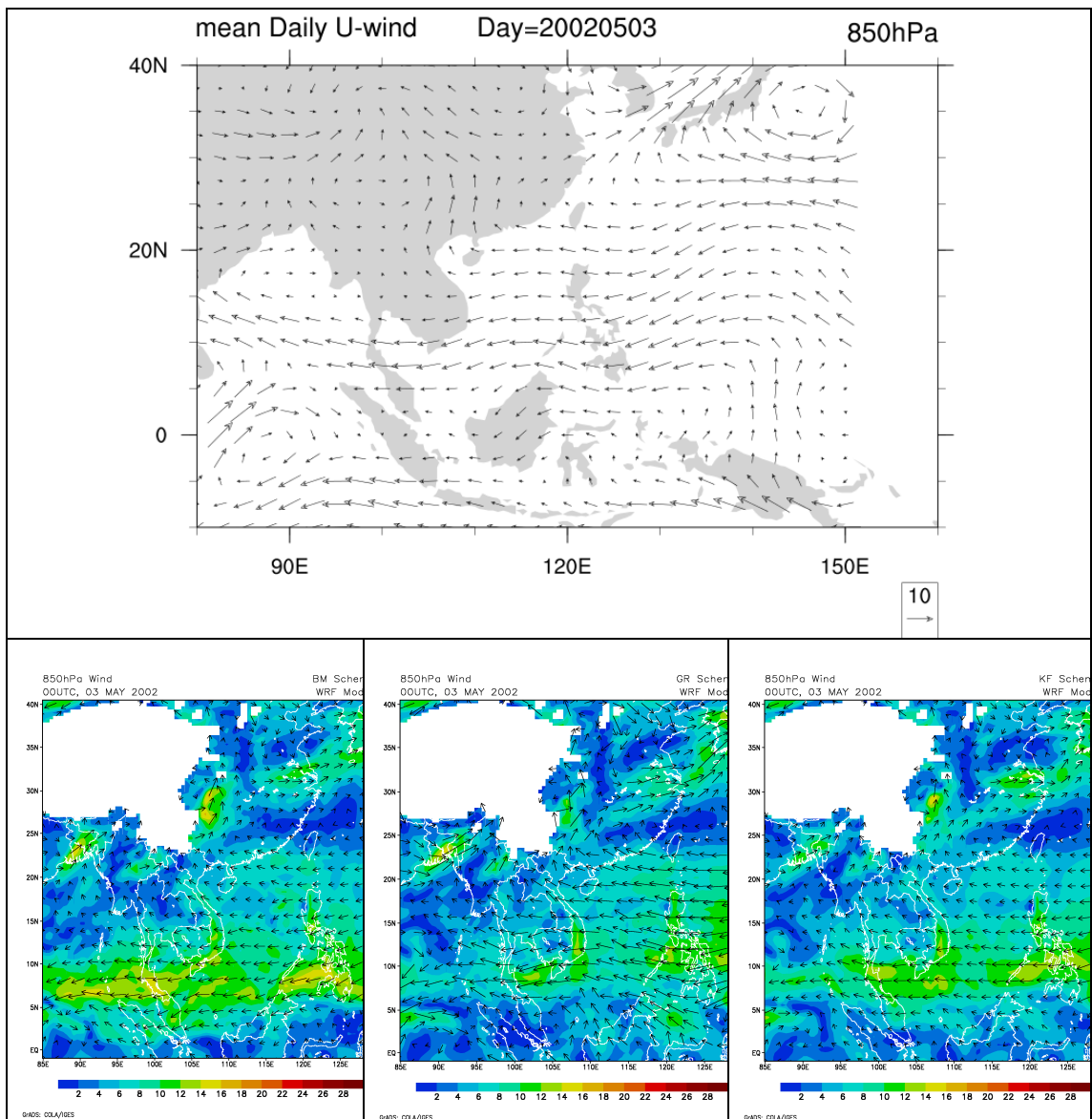
รูปที่ 4.26 (a) ความแปรปรวนภายในฤดูกาลของปริมาณฝนเฉลี่ยรายวัน variance ( $\text{mm day}^{-1}$ )<sup>2</sup> จากชุดข้อมูล TRMM (ปี ค.ศ. 2001–2010) ในฤดูมรสุมตะวันตกเฉียงใต้ (เดือนพฤษภาคมถึงเดือนตุลาคม) (b) ความแปรปรวนในคาบเวลา 10–20 วัน ( $\text{mm day}^{-1}$ )<sup>2</sup> (c) เปอร์เซนต์ความแปรปรวนในคาบเวลา 10–20 วันต่อความแปรปรวนภายในฤดูกาล



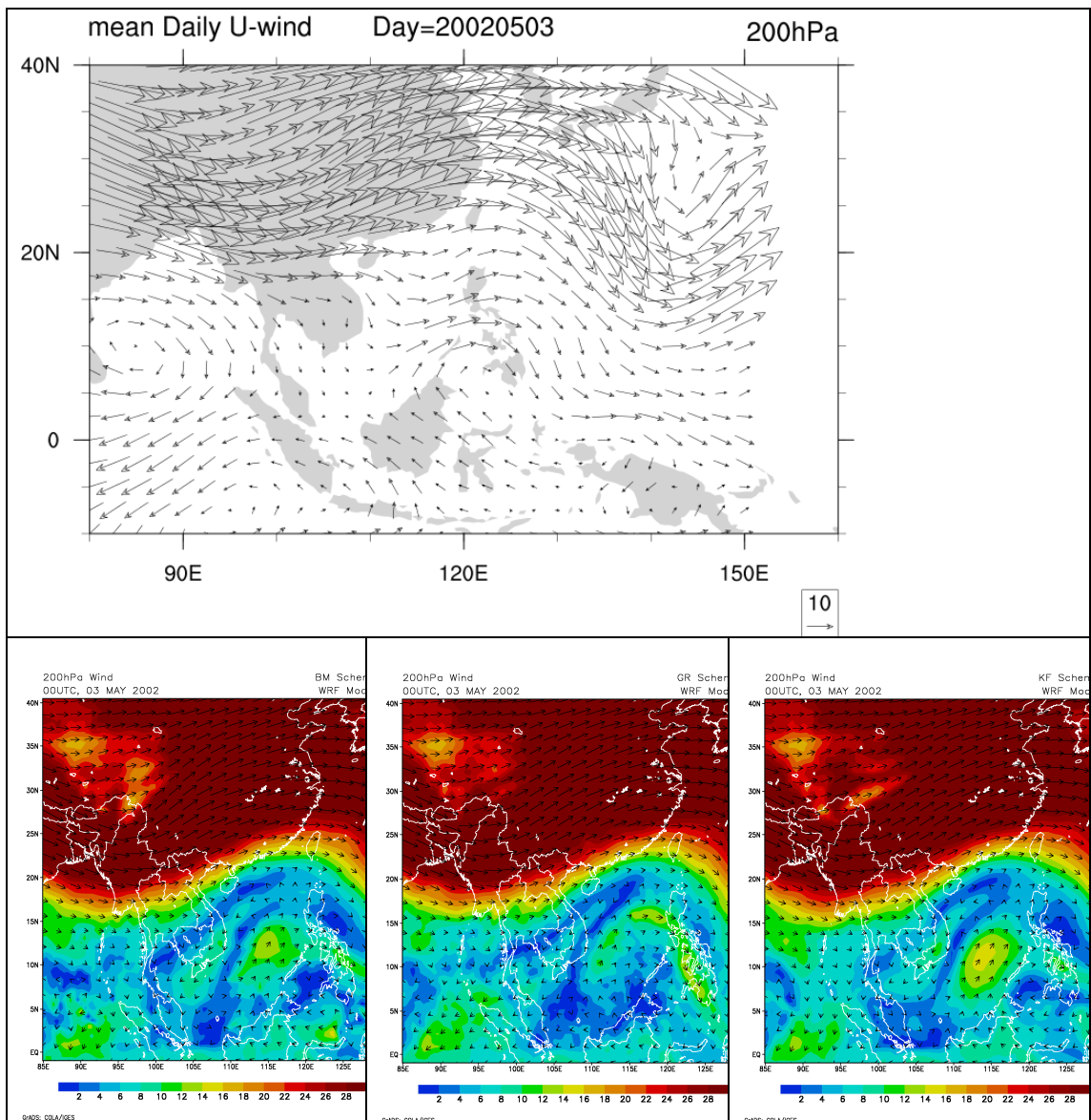
รูปที่ 4.27 (a) ความแปรปรวนภายในฤดูกาลของปริมาณฝนเฉลี่ยรายวัน variance  $(\text{mm day}^{-1})^2$  จากชุดข้อมูล TRMM (ปี ค.ศ. 2001–2010) ในฤดูมรสุมตะวันออกเฉียงเหนือ (เดือนพฤศจิกายนถึงเดือนเมษายน) (b) เปอร์เซ็นต์ความแปรปรวนในคาบเวลา 10–20 วันต่อความแปรปรวนภายในฤดูกาล (c) เปอร์เซ็นต์ความแปรปรวนในคาบเวลา 30–60 วันต่อความแปรปรวนภายในฤดูกาล

### 4.3 การจำลองสภาพอากาศด้วยแบบจำลอง

ทำการจำลองลักษณะอากาศด้วยแบบจำลอง WRF โดยใช้ cumulus parameterization scheme 3 แบบ ได้แก่ Betts-Millers-Janjic scheme, Grell-Devenyi scheme และ Kain-Fritsch scheme แล้วทำการเปรียบเทียบข้อมูลลมที่ระดับ 850 hPa กับข้อมูลลมจาก NCEP/NCAR Reanalysis โดยเลือกวันในช่วงที่เกิดปรากฏการณ์ MJO (รูปที่ 4.28) พบว่าผลจากการจำลองด้วยแบบจำลอง WRF มีรูปแบบการไหลเวียนของลมที่คล้ายคลึงกับข้อมูล NCEP/NCAR Reanalysis โดยบริเวณละติจูด  $5-20^{\circ}\text{N}$  เป็นลมตะวันออก ส่วนบริเวณละติจูด  $25-40^{\circ}\text{N}$  เป็นลมตะวันตก โดยที่ Betts-Millers-Janjic scheme และ Kain-Fritsch scheme ให้ขนาดของความเร็วลมใกล้เคียงกับข้อมูลของ NCEP/NCAR Reanalysis ขณะที่ Grell-Devenyi scheme ให้ขนาดของความเร็วลมบริเวณคาบสมุทรอินโดจีนสูงกว่าทั้งสอง scheme และสูงกว่าข้อมูล NCEP/NCAR Reanalysis ด้วยส่วนการเปรียบเทียบข้อมูลลมที่ระดับ 200 hPa (รูปที่ 4.29) พบว่าผลการจำลองการไหลเวียนลมด้วยแบบจำลอง WRF โดยใช้ cumulus parameterization scheme ทั้ง 3 แบบ มีลักษณะที่ใกล้เคียงกับข้อมูลของ NCEP/NCAR Reanalysis ทั้งขนาดและทิศทาง โดยบริเวณละติจูด  $15-40^{\circ}\text{N}$  เป็นลมตะวันตกที่มีความเร็วสูง มีชื่อเรียกว่า subtropical jet stream



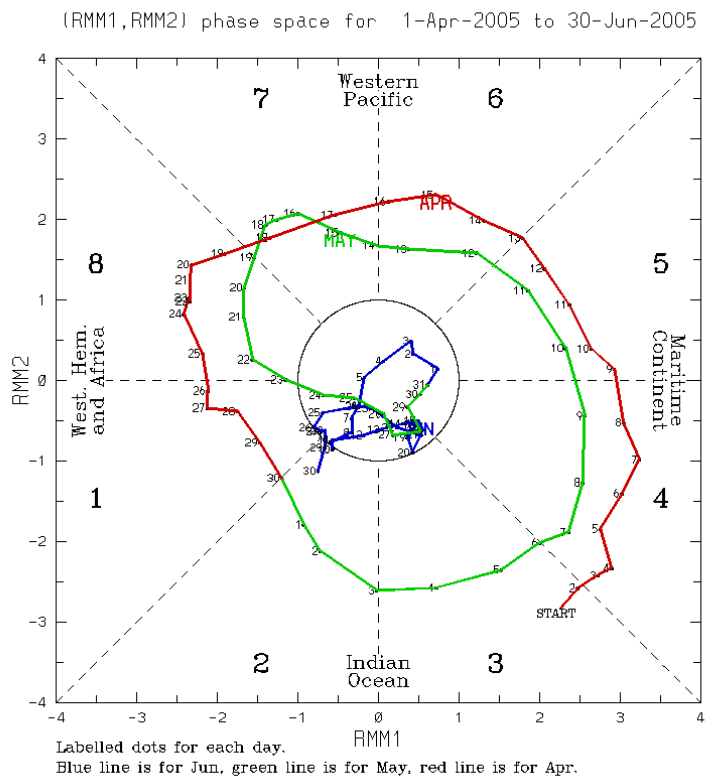
รูปที่ 4.28 ความเร็วลมที่ระดับ 850 hPa วันที่ 3 พฤษภาคม ค.ศ. 2002 จากข้อมูล NCEP/NCAR Reanalysis (บน) และผลจากการจำลองด้วยแบบจำลอง WRF (ล่าง) ซึ่งใช้ Betts-Millers-Janjic scheme (ซ้าย) Grell-Devenyi scheme (กลาง) และ Kain-Fritsch scheme (ขวา)



รูปที่ 4.29 ความเร็วลมที่ระดับ 200 hPa วันที่ 3 พฤษภาคม ค.ศ. 2002 จากข้อมูล NCEP/NCAR Reanalysis (บน) และผลจากการจำลองด้วยแบบจำลอง WRF (ล่าง) ซึ่งใช้ Betts-Millers-Janjic scheme (ซ้าย) Grell-Devenyi scheme (กลาง) และ Kain-Fritsch scheme (ขวา)

#### 4.3.1 กรณีศึกษาปรากฏการณ์ MJO ค.ศ. 2005

ในเดือนเมษายนถึงพฤษภาคม ปี ค.ศ. 2005 มีปรากฏการณ์ MJO เกิดขึ้นติดต่อกัน 2 ครั้ง ดังแสดงโดยดัชนี RMM 1 และ RMM 2 (รูปที่ 4.30) โดยขนาดของ  $\sqrt{RMM1^2 + RMM2^2}$  มีค่ามากกว่า 1 อย่างเด่นชัด แสดงให้เห็นว่าปรากฏการณ์ MJO มีกำลังแรงตั้งแต่ต้นเดือนเมษายนไปจนถึงประมาณปลายเดือนพฤษภาคม เริ่มจากต้นเดือนเมษายน MJO อยู่ในเฟส (phase) ที่ 4 หมายความว่าตำแหน่งศูนย์กลางของกลุ่มเมฆฝนจากการพาความร้อน (convection) อยู่บริเวณ Maritime Continent (หมู่เกาะบริเวณเส้นศูนย์สูตรของประเทศอินโดนีเซียและมาเลเซีย) ต่อมาประมาณกลางเดือน (วันที่ 15) MJO อยู่ใน phase ที่ 6 หมายความว่าตำแหน่งศูนย์กลางของกลุ่มเมฆฝนยกตัวได้เคลื่อนที่ไปทางตะวันออกเข้าสู่บริเวณมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตก ในช่วงปลายเดือนเมษายน (วันที่ 25) MJO อยู่ใน phase ที่ 8 หมายความว่าตำแหน่งศูนย์กลางของกลุ่มเมฆฝนได้ก่อตัวขึ้นใหม่ทางด้านมหาสมุทรอินเดียตะวันตกและบริเวณทวีปแอฟริกา แล้วจึงเคลื่อนที่ไปทางตะวันออก ในช่วงต้นเดือนพฤษภาคม (วันที่ 3) MJO อยู่ใน phase ที่ 2 หมายความว่าตำแหน่งศูนย์กลางของกลุ่มเมฆฝนอยู่เหนือมหาสมุทรอินเดีย และเคลื่อนที่ไปทางตะวันออกในช่วงกลางเดือนพฤษภาคม จนอ่อนกำลังลง ตั้งแต่วันที่ 24 พฤษภาคมไปจนถึงเดือนมิถุนายน ซึ่งแสดงด้วยขนาดของ  $\sqrt{RMM1^2 + RMM2^2}$  น้อยกว่า 1

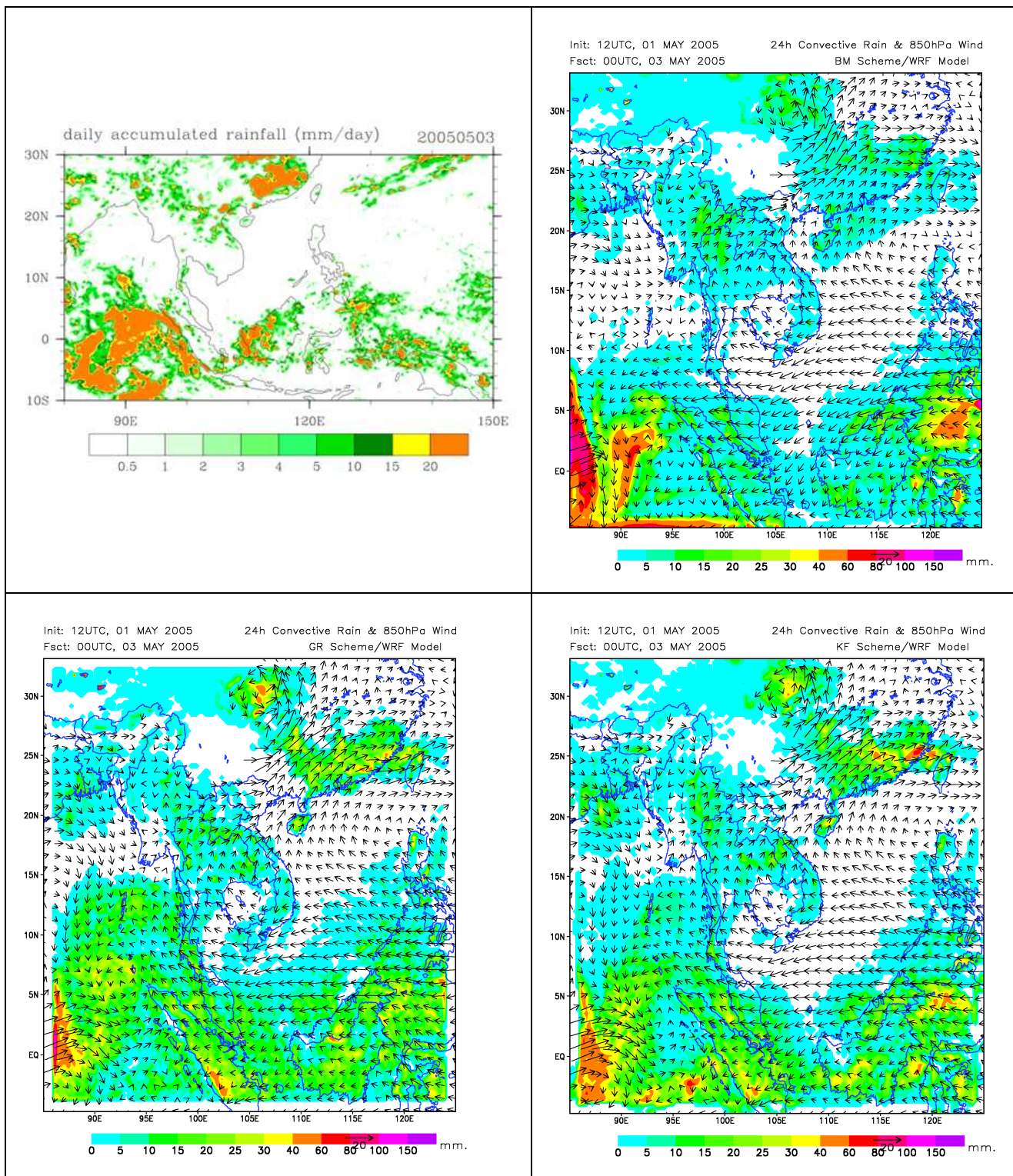


(C) Copyright Commonwealth of Australia 2013. Bureau of Meteorology

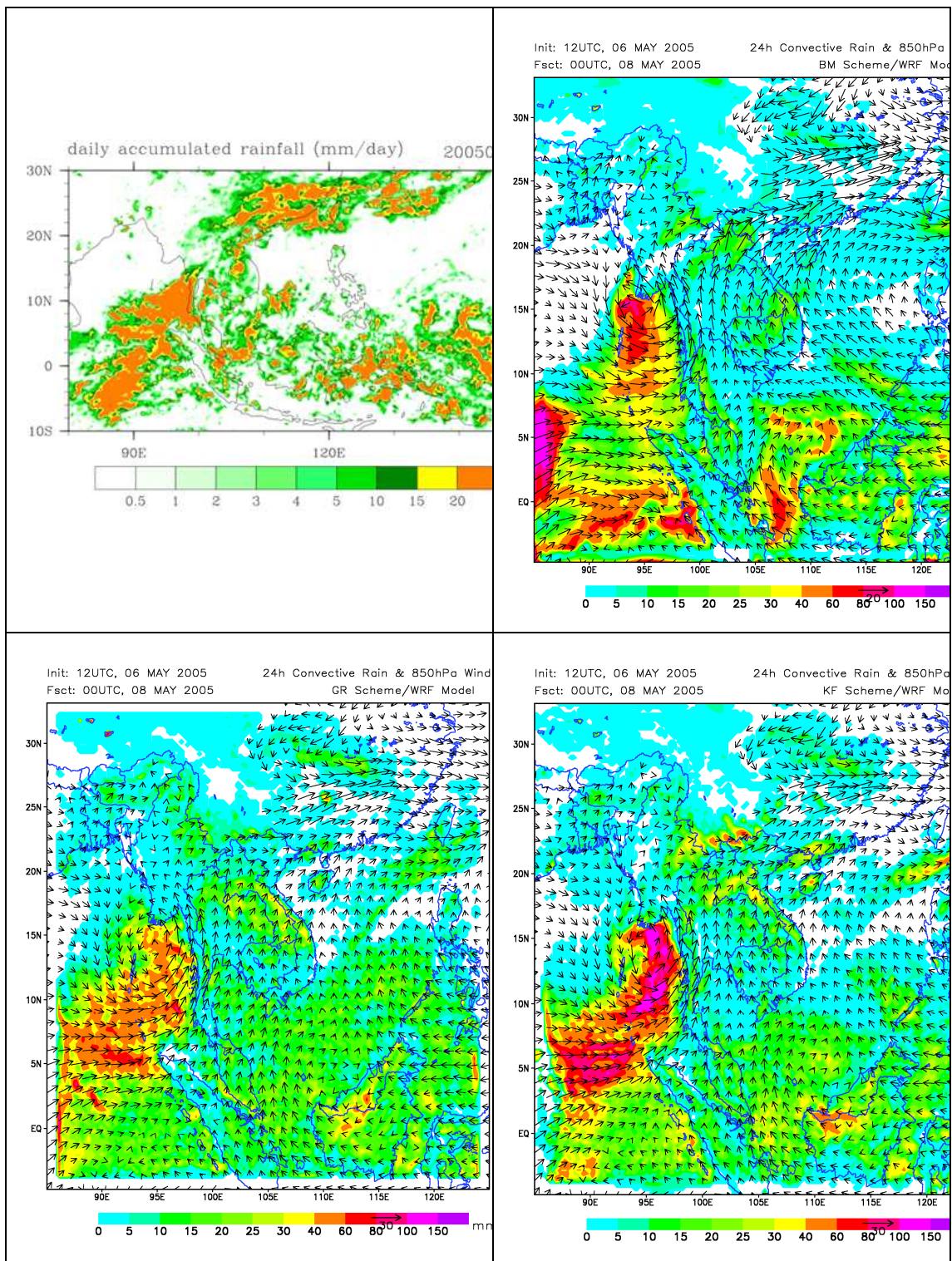
รูปที่ 4.30 ดัชนี Realtime Multivariate MJO (RMM) index แสดงพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ในช่วงเดือนเมษายน (สีแดง) เดือนพฤษภาคม (สีเขียว) และเดือนมิถุนายน (สีน้ำเงิน) ค.ศ. 2005 ที่มา: Bureau of Meteorology, Australia

ในการจำลองปรากฏการณ์ MJO ด้วยแบบจำลอง WRF ได้เลือกจำลองเหตุการณ์ตั้งแต่ต้นเดือนพฤษภาคมเป็นต้นไป ครอบคลุม MJO phase 2 ถึง MJO phase 8 ตามลำดับ (รูปที่ 4.31 ถึงรูปที่ 4.34) โดยที่ MJO phase 2 แสดงบริเวณศูนย์กลางฝนอยู่ทางทิศตะวันตกของเกาะสุมาตรา ประเทศอินโดนีเซีย ขณะที่บริเวณคาบสมุทรอินโดจีนมีฝนเพียงเล็กน้อยในระยะนี้ (รูปที่ 4.31) การจำลองลักษณะอากาศด้วยแบบจำลอง WRF ซึ่งใช้ cumulus parameterization scheme ที่แตกต่างกัน 3 แบบ พบว่าให้รูปแบบของฝนที่แตกต่างกันบ้างเล็กน้อย โดยที่ Betts-Millers-Janjic scheme ให้ปริมาณฝนที่สูงกว่า Grell-Devenyi scheme และ Kain-Fritsch scheme ในระยะต่อมาเมื่อ MJO พัฒนาเข้าสู่ phase ที่ 4 บริเวณศูนย์กลางฝนได้เคลื่อนเข้าสู่คาบสมุทรอินโดจีนและ Maritime Continent (รูปที่ 4.32) ผลการจำลองด้วยแบบจำลอง WRF ให้รูปแบบของฝนที่ใกล้เคียงกัน แต่แตกต่างกันที่ปริมาณฝนสูงสุด โดย Kain-Fritsch scheme ให้ปริมาณฝนต่อวันสูงที่สุดเมื่อเปรียบเทียบกับทั้งสามวิธี ต่อมาเมื่อ MJO พัฒนาเข้าสู่ phase ที่ 6 บริเวณศูนย์กลางฝนได้เคลื่อนที่ออกจาก Maritime Continent ไปยัง ฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิก (รูปที่ 4.33) โดยในวันนี้ Betts-Millers-Janjic scheme ให้ปริมาณฝนที่สูงที่สุด ต่อมาเมื่อ MJO พัฒนาเข้าสู่ phase ที่ 8 บริเวณศูนย์กลางฝนได้เคลื่อนที่ออกจากมหาสมุทรแปซิฟิกตะวันตก (รูปที่ 4.34) ขณะที่บริเวณคาบสมุทรอินโดจีนและ Maritime continent อยู่ในสภาวะที่เป็น dry phase ทำให้การเกิดเมฆฝนยกตัว เกิดได้น้อยกว่าเมื่อเทียบกับ wet phase หรือ phase ที่ 4 อย่างไรก็ตามบริเวณคาบสมุทรอินโดจีนยังมีฝนเกิดขึ้น แต่มีปริมาณน้อยกว่าเมื่อเทียบกับ wet phase ในวันนี้ Betts-Millers-Janjic scheme ให้ปริมาณฝนที่สูงที่สุด และลมมีกำลังแรงกว่าเมื่อเปรียบเทียบกับ scheme อื่นๆ

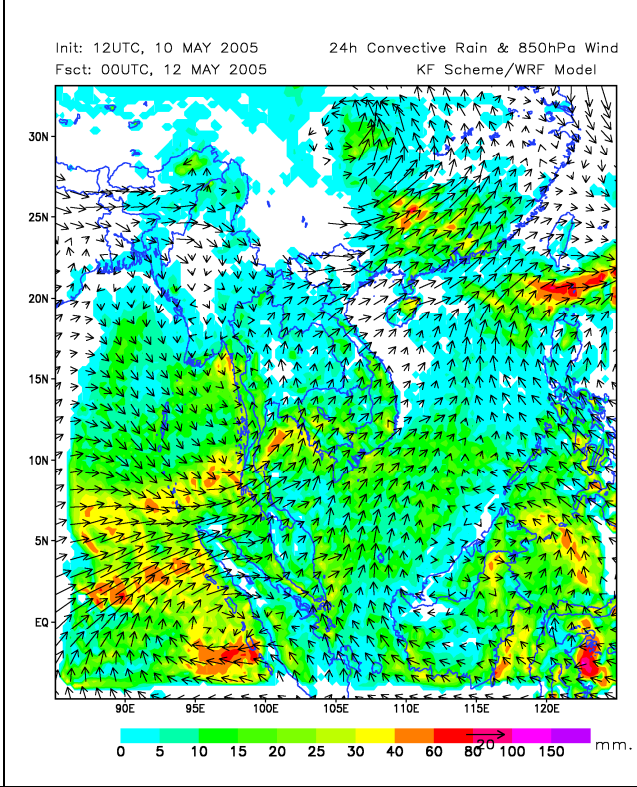
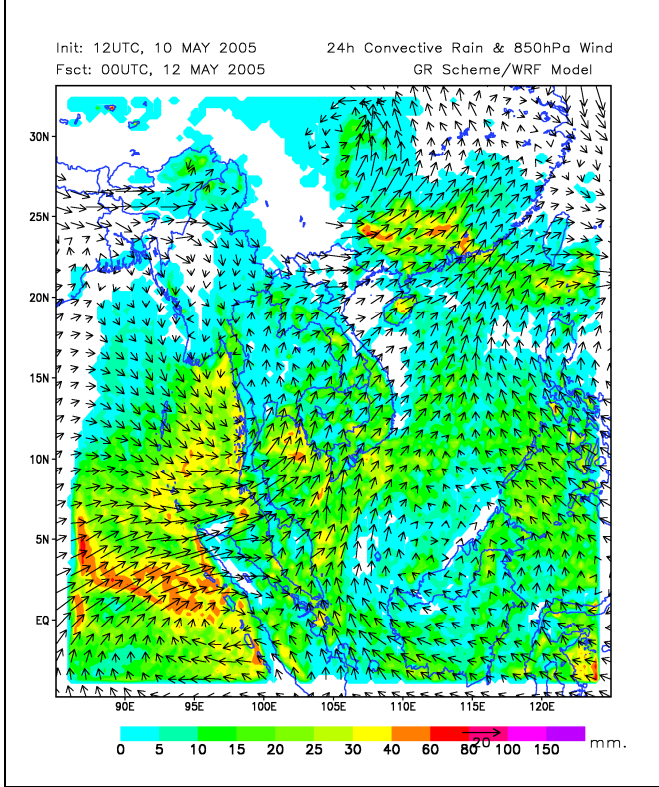
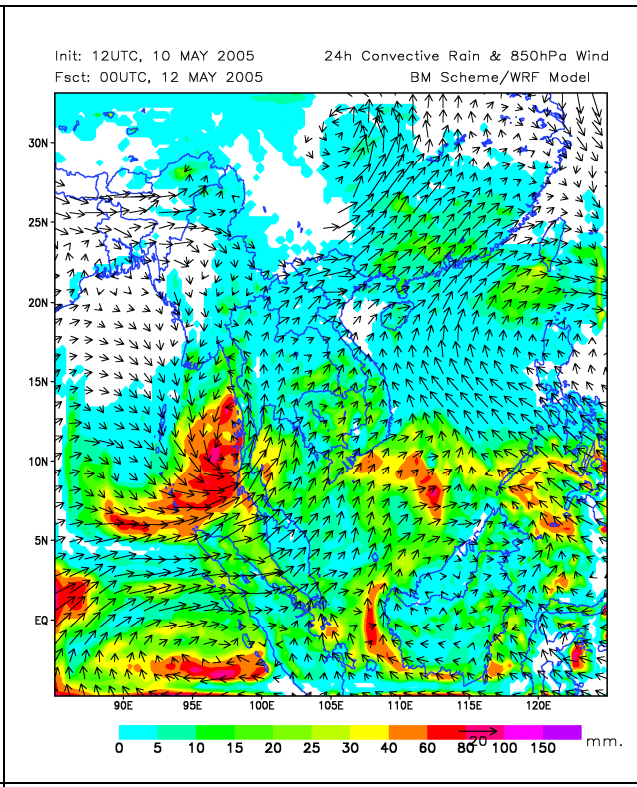
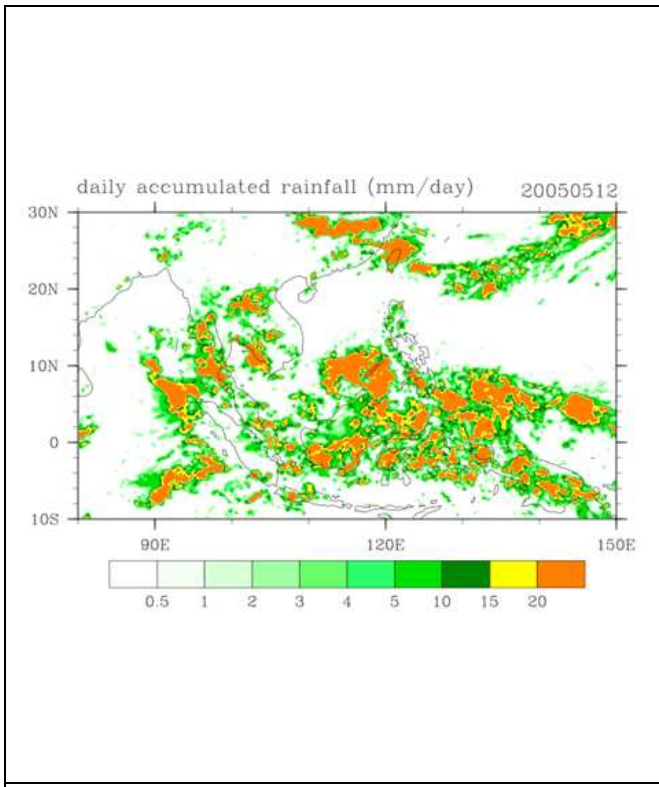
นอกจากนี้ได้ทำการเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณฝนรวมรายสัปดาห์จากสถานีตรวจอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยา ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ตั้งแต่เดือนเมษายนถึงเดือนพฤษภาคม ค.ศ. 2005 (รูปที่ 4.35) พบว่ามีรูปแบบการเปลี่ยนแปลงของฝนรวมรายสัปดาห์ไม่สัมพันธ์กับพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO โดยในช่วงวันที่ 4-10 เมษายน และ 11-17 เมษายน ตรงกับ MJO phase 4, 5 และ 6 ซึ่งโดยทั่วไปแล้วใน phase นี้ จะมีศูนย์กลางฝนอยู่บริเวณ Maritime Continent และคาบสมุทรอินโดจีน กลับพบว่ามีฝนเพียงเล็กน้อย ต่อมาในช่วงวันที่ 16-24 เมษายน และ 25-30 เมษายน ตรงกับ MJO phase 7, 8 และ 1 ซึ่งโดยทั่วไปแล้วใน phase นี้ บริเวณ Maritime Continent และคาบสมุทรอินโดจีนจะอยู่ในช่วง dry phase การเกิด convection ลดลง พบว่ามีปริมาณฝนเล็กน้อยทั่วทั้งประเทศ ในวันที่ 2-8 พฤษภาคม และ 9-15 พฤษภาคม ตรงกับ MJO phase 2, 3, 4 และ 5, 6 ตามลำดับนั้น พบว่ามีฝนทั่วไปทั้งประเทศ ขณะที่ในวันที่ 16-22 พฤษภาคม และ 23-29 พฤษภาคม ตรงกับ MJO phase 7, 8 และ MJO มีกำลังอ่อนตามลำดับนั้น กลับพบว่ามีปริมาณฝนทั่วไปมีค่าเพิ่มขึ้น



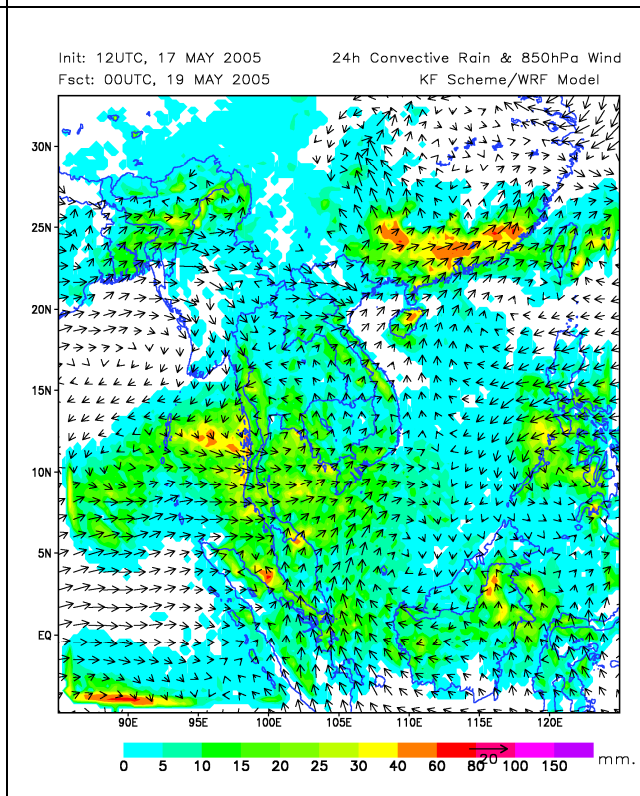
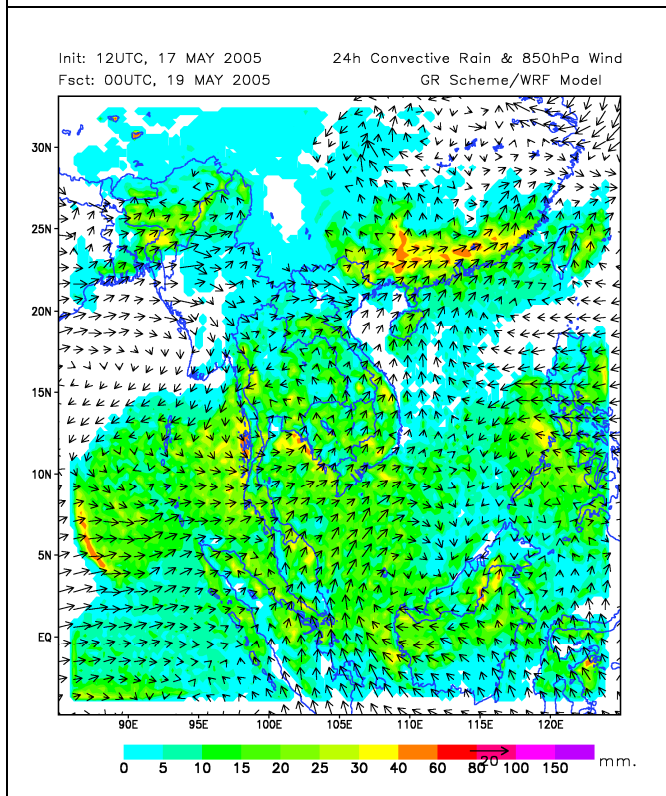
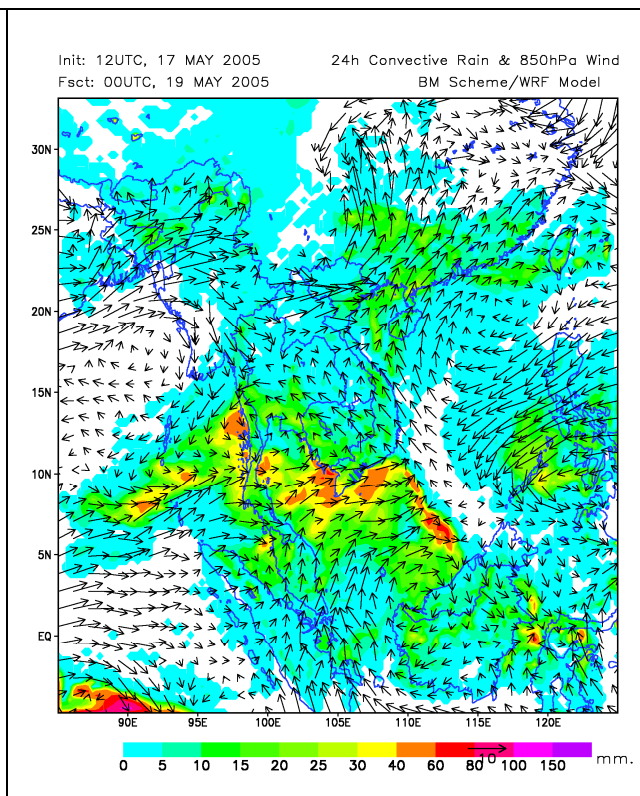
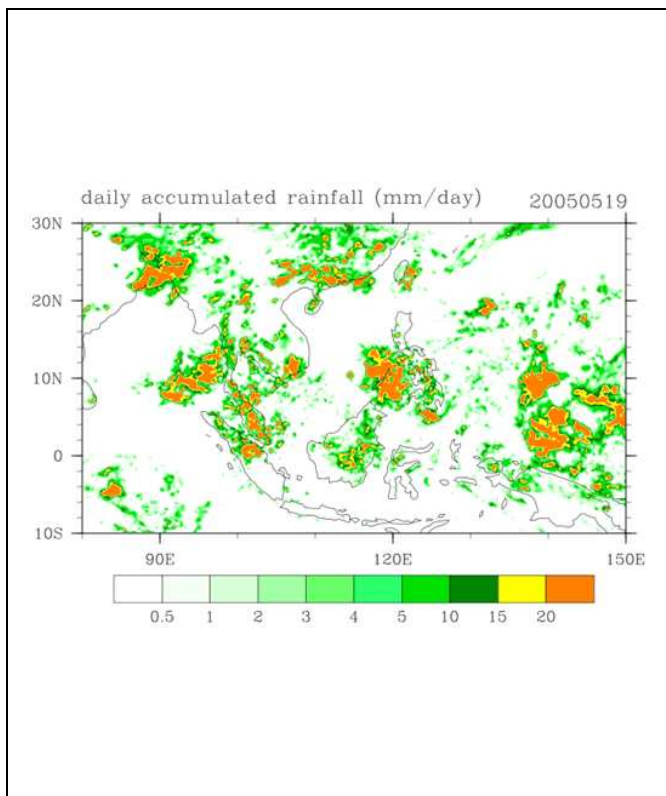
รูปที่ 4.31 ปริมาณฝนเฉลี่ยต่อวัน ในวันที่ 3 พฤษภาคม ค.ศ. 2005 ปรากฏการณ์ MJO มีพัฒนาการอยู่ใน phase ที่ 2 จากชุดข้อมูลดาวเทียม TRMM (บนซ้าย) และผลการจำลองด้วยแบบจำลอง WRF ซึ่งใช้ Cumulus Parameterization แบบ Betts-Millers-Janjic scheme (บนขวา) Grell-Devenyi scheme (ล่างซ้าย) และ Kain-Fritsch scheme (ล่างขวา)



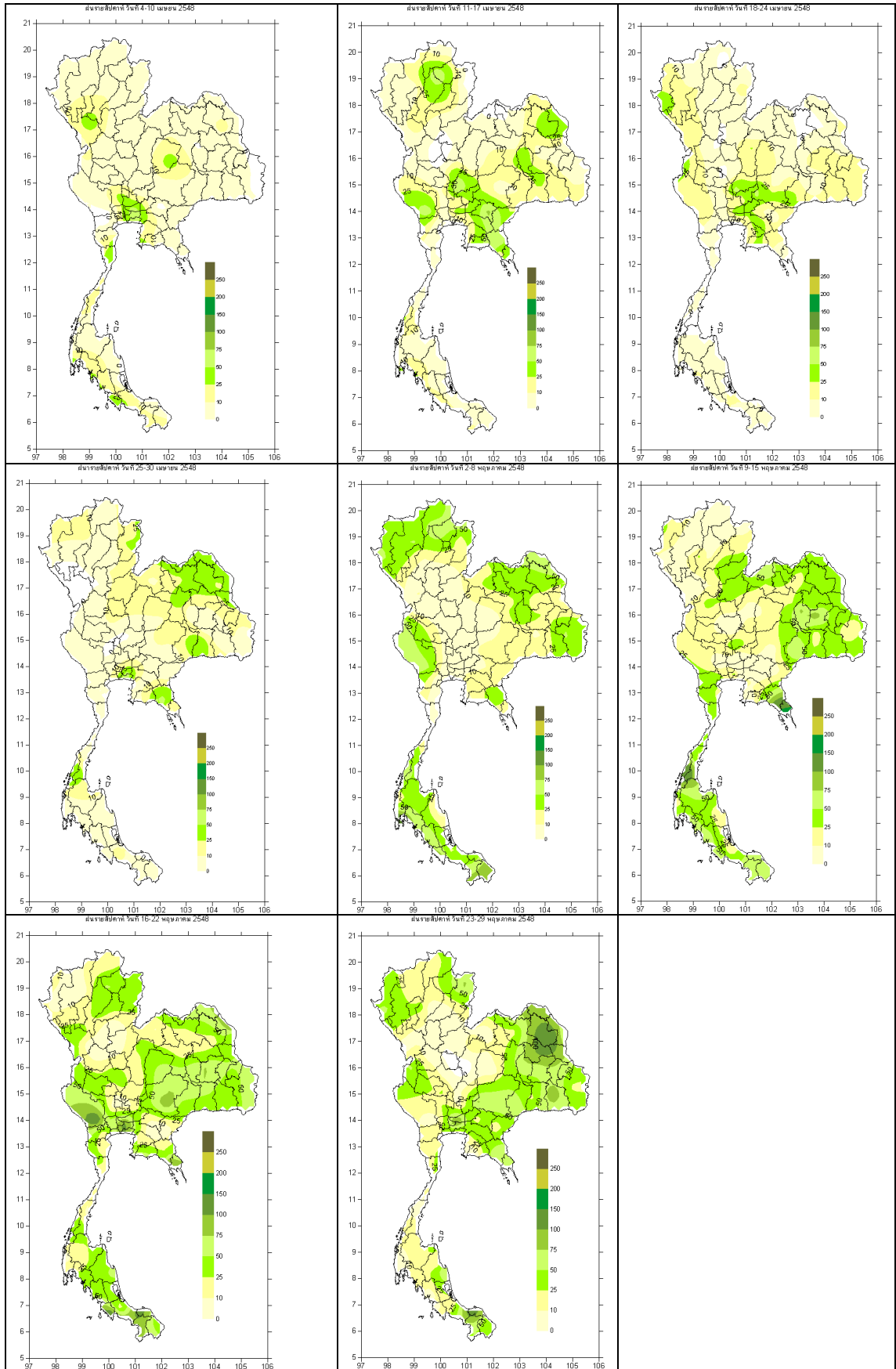
รูปที่ 4.32 ปริมาณฝนเฉลี่ยต่อวัน ในวันที่ 8 พฤษภาคม ค.ศ. 2005 ปรากฏการณ์ MJO มีพัฒนาการอยู่ใน phase ที่ 4 จากชุดข้อมูลดาวเทียม TRMM (บนซ้าย) และผลการจำลองด้วยแบบจำลอง WRF ซึ่งใช้ Cumulus Parameterization แบบ Betts-Millers-Janjic scheme (บนขวา) Grell-Devenyi scheme (ล่างซ้าย) และ Kain-Fritsch scheme (ล่างขวา)



รูปที่ 4.33 ปริมาณฝนเฉลี่ยต่อวัน ในวันที่ 12 พฤษภาคม ค.ศ. 2005 ปραกฏการณ์ MJO มีพัฒนาการอยู่ใน phase ที่ 6 จากชุดข้อมูลดาวเทียม TRMM (บนซ้าย) และผลการจำลองด้วยแบบจำลอง WRF ซึ่งใช้ Cumulus Parameterization แบบ Betts-Millers-Janjic scheme (บนขวา) Grell-Devenyi scheme (ล่างซ้าย) และ Kain-Fritsch scheme (ล่างขวา)



รูปที่ 4.34 ปริมาณฝนเฉลี่ยต่อวัน ในวันที่ 19 พฤษภาคม ค.ศ. 2005 ปรากฏการณ์ MJO มีพัฒนาการอยู่ใน phase ที่ 8 จากชุดข้อมูลดาวเทียม TRMM (บนซ้าย) และผลการจำลองด้วยแบบจำลอง WRF ซึ่งใช้ Cumulus Parameterization แบบ Betts-Millers-Janjic scheme (บนขวา) Grell-Devenyi scheme (ล่างซ้าย) และ Kain-Fritsch scheme (ล่างขวา)



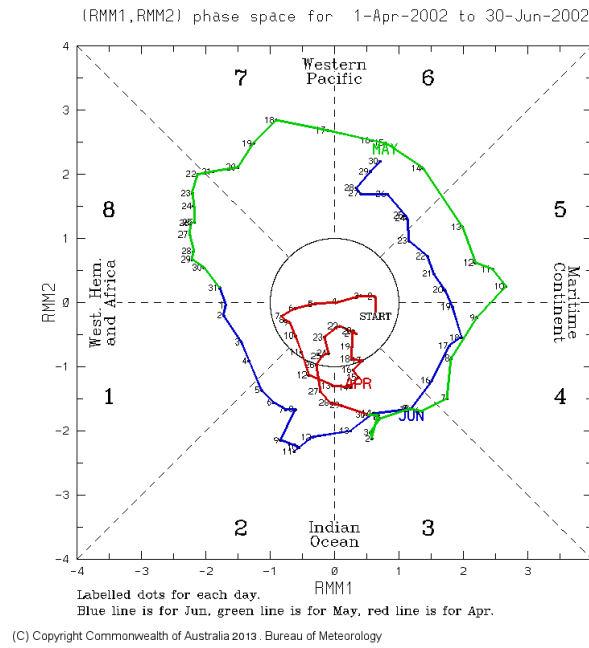
รูปที่ 4.35 ปริมาณฝนรายสัปดาห์จากสถานีตรวจอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยา ในเดือนเมษายนถึงเดือนพฤษภาคม ค.ศ. 2005

#### 4.3.2 กรณีศึกษาปรากฏการณ์ MJO ค.ศ. 2002

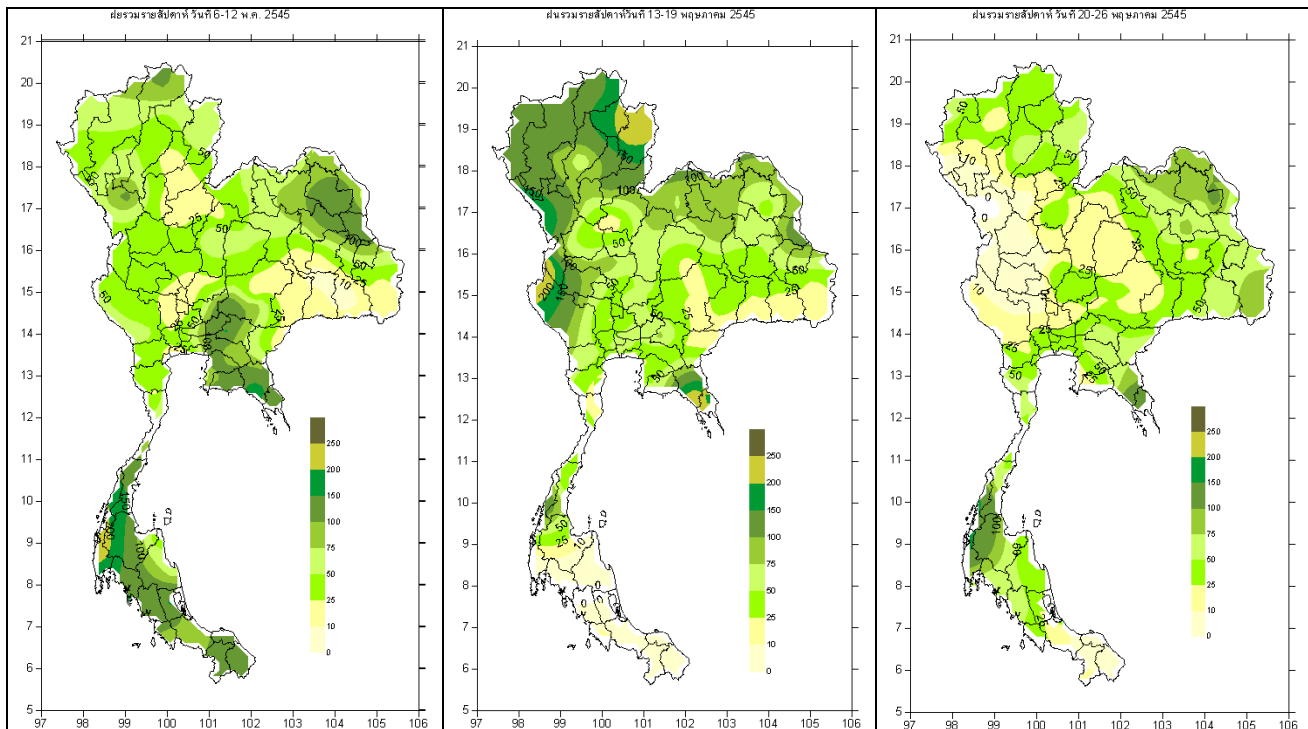
ในเดือนพฤษภาคมและมิถุนายน ค.ศ. 2002 มีปรากฏการณ์ MJO เกิดขึ้นต่อเนื่องกัน 2 ครั้ง ซึ่งแสดงได้ด้วยดัชนี RMM 1 และ RMM 2 (รูปที่ 4.36) โดยขนาดของ  $\sqrt{RMM1^2 + RMM2^2}$  มากกว่า 1 แสดงให้เห็นว่าปรากฏการณ์ MJO มีกำลังแรงตั้งแต่ต้นเดือนพฤษภาคม โดยในช่วงวันที่ 6–12 พฤษภาคม MJO อยู่ใน phase ที่ 4 และ 5 วันที่ 13–19 พฤษภาคม MJO อยู่ใน phase ที่ 6 และ 7 วันที่ 20–26 พฤษภาคม MJO อยู่ใน phase ที่ 8 การเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณฝนรวมรายสัปดาห์จากสถานีตรวจอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยา ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ในเดือนพฤษภาคม ค.ศ. 2002 (รูปที่ 4.37) พบว่ามีรูปแบบการเปลี่ยนแปลงของฝนรวมรายสัปดาห์สัมพันธ์กับพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO โดยในช่วงที่ MJO อยู่ใน phase ที่ 4, 5, 6 และ 7 ปริมาณฝนรวมมีค่าสูงทั่วประเทศ ขณะที่ใน phase ที่ 8 ปริมาณฝนรวมมีค่าอยู่ในเกณฑ์ปกติ

#### 4.3.3 กรณีศึกษาปรากฏการณ์ MJO ค.ศ. 2009

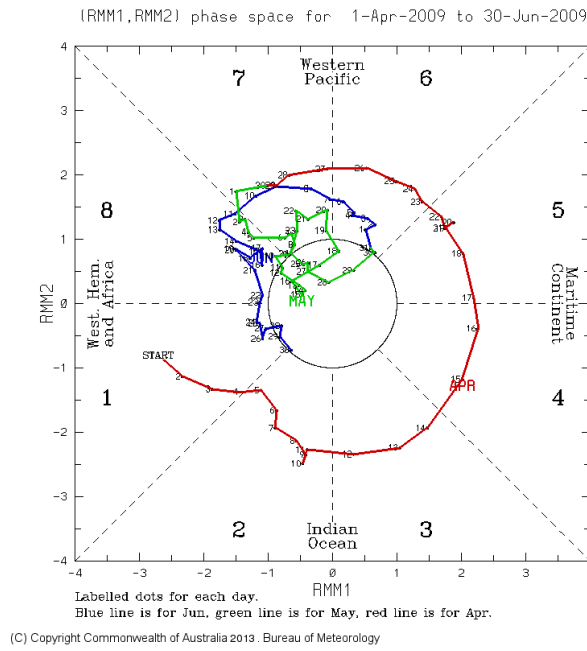
ในเดือนเมษายน ค.ศ. 2009 มีปรากฏการณ์ MJO เกิดขึ้นต่อเนื่องกัน 2 ครั้ง ซึ่งแสดงได้ด้วยดัชนี RMM 1 และ RMM 2 (รูปที่ 4.38) โดยขนาดของ  $\sqrt{RMM1^2 + RMM2^2}$  มากกว่า 1 แสดงให้เห็นว่าปรากฏการณ์ MJO มีกำลังแรงตั้งแต่ต้นเดือนเมษายน โดยในช่วงวันที่ 6–12 เมษายน MJO อยู่ใน phase ที่ 2 และ 3 วันที่ 13–19 เมษายน MJO อยู่ใน phase ที่ 4 และ 5 วันที่ 20–26 เมษายน MJO อยู่ใน phase ที่ 6 การเปรียบเทียบข้อมูลปริมาณฝนรวมรายสัปดาห์จากสถานีตรวจอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยา ตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ในเดือนพฤษภาคม ค.ศ. 2009 (รูปที่ 4.39) พบว่ามีรูปแบบการเปลี่ยนแปลงของฝนรวมรายสัปดาห์ที่ไม่สัมพันธ์กับพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO โดยในช่วงที่ MJO อยู่ใน phase ที่ 2 และ 3 ปริมาณฝนรวมมีค่าสูงทั่วประเทศ แต่ใน phase ที่ 4, 5 กลับมีปริมาณฝนรวมต่ำ ซึ่งโดยทั่วไปแล้วในระยะนี้ของพัฒนาการ MJO จะเกิดเมฆ convection ได้ดี ต่อมาใน phase ที่ 6 ปริมาณฝนโดยรวมกับสูงขึ้น เป็นไปตามพัฒนาการของ MJO ในระยะนี้



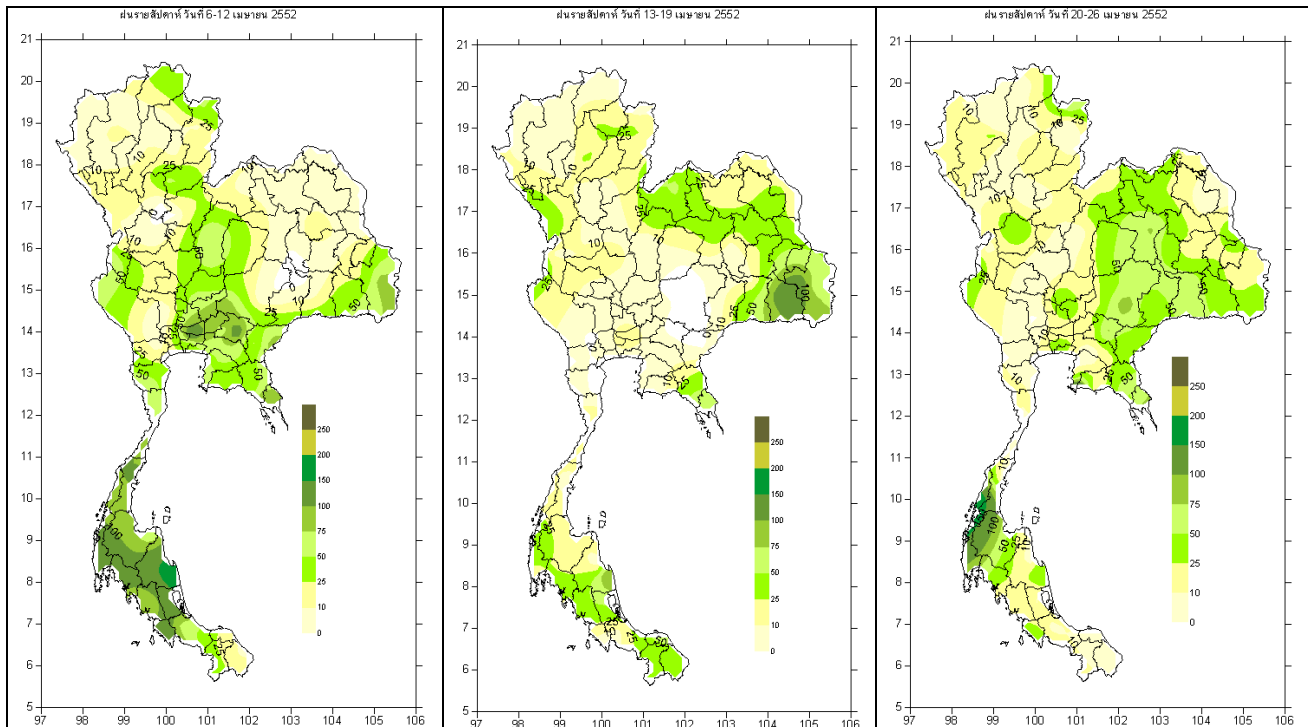
รูปที่ 4.36 ดัชนี Realtime Multivariate MJO (RMM) index แสดงพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ในช่วงเดือนเมษายน (สีแดง) เดือนพฤษภาคม (สีเขียว) และเดือนมิถุนายน (สีน้ำเงิน) ค.ศ. 2002 ที่มา: Bureau of Meteorology, Australia



รูปที่ 4.37 ปริมาณฝนรายสัปดาห์จากสถานีตรวจอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยา ในเดือนพฤษภาคม ค.ศ. 2002

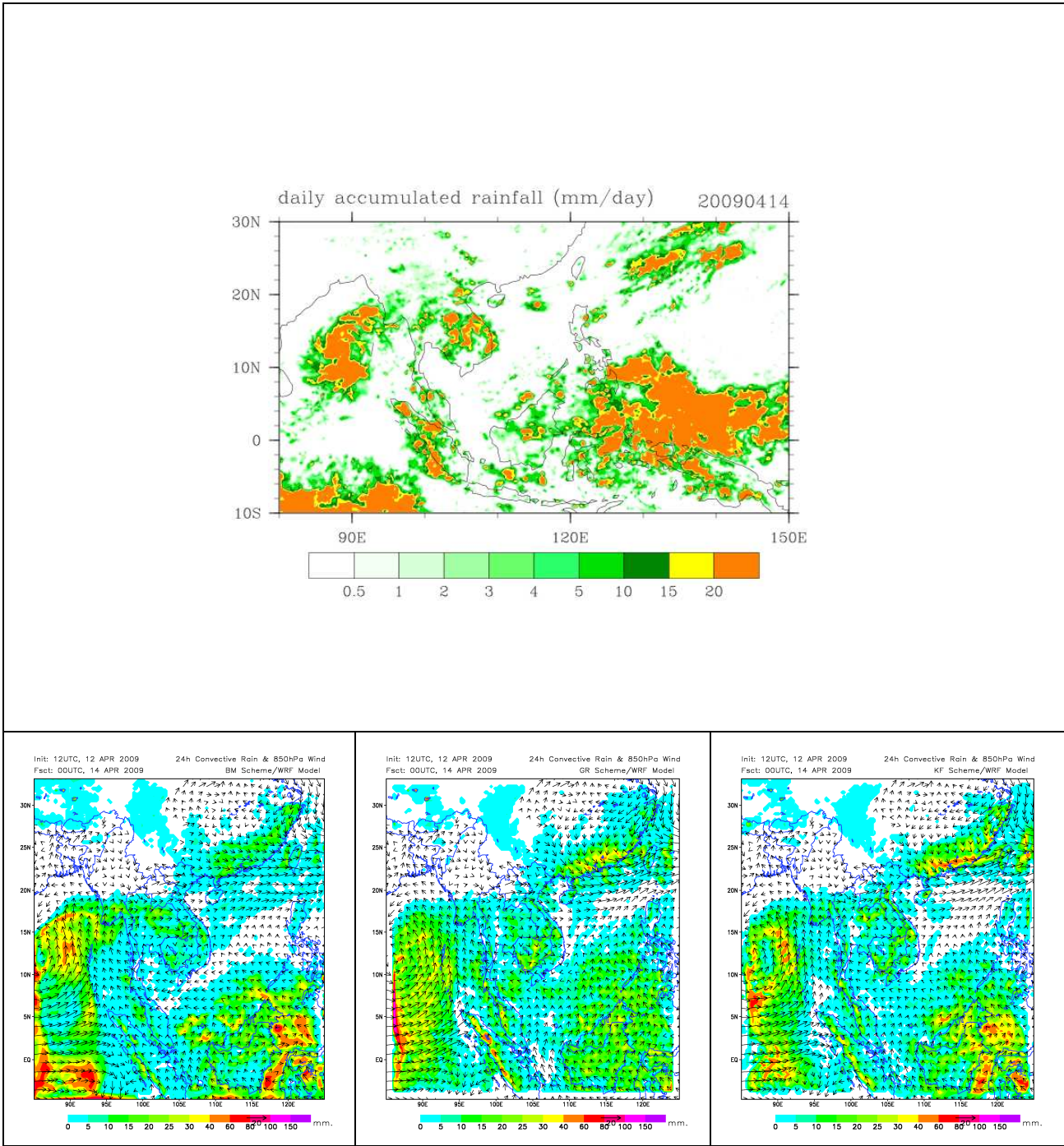


รูปที่ 4.38 ดัชนี Realtime Multivariate MJO (RMM) index แสดงพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ในช่วงเดือนเมษายน (สีแดง) เดือนพฤษภาคม (สีเขียว) และเดือนมิถุนายน (สีน้ำเงิน) ค.ศ. 2009 ที่มา: Bureau of Meteorology, Australia

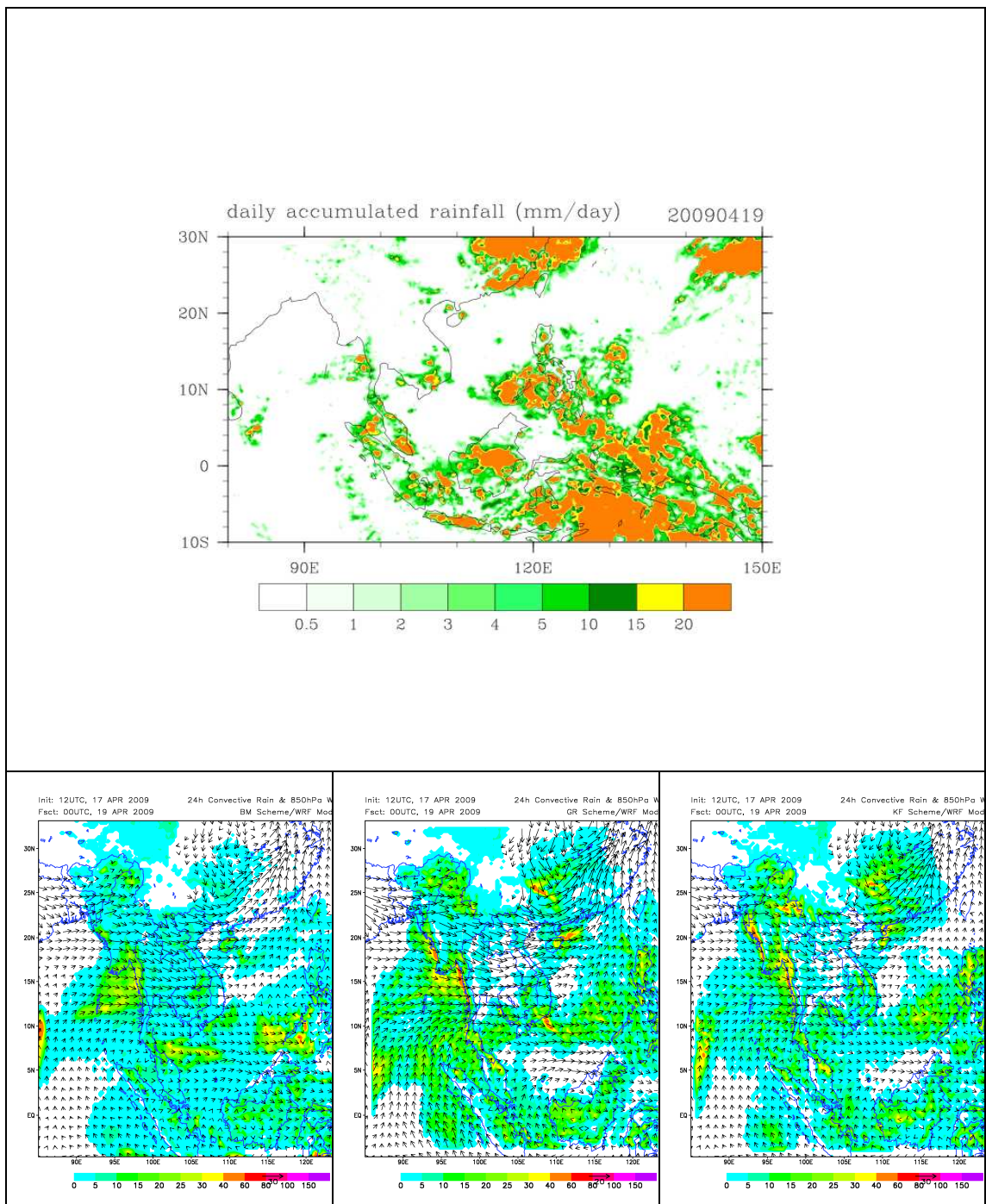


รูปที่ 4.39 ปริมาณฝนรายสัปดาห์จากสถานีตรวจอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยา ในเดือนเมษายน ค.ศ. 2009

การจำลองสภาพอากาศในช่วงเดือนเมษายน ค.ศ. 2009 ด้วยแบบจำลอง WRF ในวันที่ 14 เมษายน ตรงกับ MJO phase ที่ 3 พบกลุ่มเมฆฝนทางทิศตะวันออกของมหาสมุทรอินเดีย (รูปที่ 4.40) โดยแบบจำลอง WRF ที่ใช้ cumulus parameterization scheme 3 แบบ ได้แก่ Betts-Millers-Janjic scheme, Grell-Devenyi scheme และ Kain-Fritsch scheme พบว่าให้รูปแบบของฝนที่เหมือนกันโดยมีความแตกต่างบ้างเล็กน้อยตรงบริเวณที่เกิดฝนสูงสุด ในวันที่ 19 เมษายน ตรงกับ MJO phase ที่ 5 พบกลุ่มเมฆฝนเคลื่อนที่ไปทางทิศตะวันออกลงสู่ด้านตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิก (รูปที่ 4.41) โดยแบบจำลอง WRF ที่ใช้ cumulus parameterization scheme ทั้ง 3 แบบ ให้รูปแบบของฝนคล้ายคลึงกัน โดยที่ Kain-Fritsch scheme ให้ค่าที่ใกล้เคียงกับข้อมูลฝนจากดาวเทียม TRMM มากที่สุด นอกจากนี้ยังพบลักษณะเด่นคือมีลมตะวันตกเคลื่อนเข้าหาตำแหน่งศูนย์กลางฝนบริเวณฝั่งตะวันตกของมหาสมุทรแปซิฟิกด้วย



รูปที่ 4.40 ปริมาณฝนเฉลี่ยต่อวัน ในวันที่ 14 เมษายน ค.ศ. 2009 ปรากฏการณ์ MJO มีพัฒนาการอยู่ใน phase ที่ 3 จากชุดข้อมูลดาวเทียม TRMM (บน) และผลการจำลองด้วยแบบจำลอง WRF ซึ่งใช้ Cumulus Parameterization แบบ Betts-Millers-Janjic scheme (ล่างซ้าย) Grell-Devenyi scheme (ล่างกลาง) และ Kain-Fritsch scheme (ล่างขวา)



รูปที่ 4.41 ปริมาณฝนเฉลี่ยต่อวัน ในวันที่ 19 เมษายน ค.ศ. 2009 ปรากฏการณ์ MJO มีพัฒนาการ อยู่ใน phase ที่ 5 จากชุดข้อมูลดาวเทียม TRMM (บน) และผลการจำลองด้วยแบบจำลอง WRF ซึ่ง ใช้ Cumulus Parameterization แบบ Betts-Millers-Janjic scheme (ล่างซ้าย) Grell-Devenyi scheme (ล่างกลาง) และ Kain-Fritsch scheme (ล่างขวา)

## บทที่ 5 อภิปรายผลการวิจัยและบทสรุป

### 5.1 ความแปรปรวนของปริมาณฝนที่สัมพันธ์กับปรากฏการณ์ MJO

การวิเคราะห์ความแปรปรวนของปริมาณฝนภายในฤดูกาลของประเทศไทยและคาบสมุทรอินโดจีน ที่มีความสัมพันธ์กับพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO พบว่าเมื่อ MJO อยู่ในเฟสที่ 3, 4, 5 และ 6 ซึ่งตรงกับช่วงที่บริเวณกลุ่มเมฆฝนของ MJO เคลื่อนผ่านบริเวณมหาสมุทรอินเดียตะวันออก คาบสมุทรอินโดจีน และทะเลจีนใต้ ปริมาณฝนในบริเวณดังกล่าวมีค่าสูงกว่าปกติ ในทางตรงกันข้าม เมื่อ MJO อยู่ในเฟสที่ 7, 8, 1 และ 2 ซึ่งตรงกับช่วงที่บริเวณอากาศจมตัวของ MJO เคลื่อนผ่านบริเวณมหาสมุทรอินเดียตะวันออก คาบสมุทรอินโดจีน และทะเลจีนใต้ ปริมาณฝนในบริเวณดังกล่าวมีค่าน้อยกว่าปกติ ซึ่งลักษณะดังกล่าวมีรายงานไว้ในการศึกษา MJO ที่ผ่านมา (เช่น Wheeler and Hendon, 2004; Zhang, 2005, 2013) แต่สิ่งที่การศึกษานี้ชี้ให้เห็นคือ ความแตกต่างของความผิดปกติของฝนที่เชื่อมโยงกับพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ระหว่างบริเวณเหนือแผ่นดินกับเหนือมหาสมุทรและทะเล ดังแสดงให้เห็นในการวิเคราะห์ composite analysis ของความผิดปกติของปริมาณฝนจากชุดข้อมูลต่างๆ ทั้งที่เป็นข้อมูลจากดาวเทียม (ชุดข้อมูล TRMM และชุดข้อมูล GPCP) และข้อมูลจากสถานีวัด (ชุดข้อมูล APHRODITE) ชี้ตรงกันว่า ความผิดปกติของฝนเหนือบริเวณที่เป็นมหาสมุทรมีความเชื่อมโยงกับ MJO อย่างเด่นชัด ในขณะที่ความผิดปกติของฝนเหนือบริเวณแผ่นดินมีความเชื่อมโยงกับ MJO เฉพาะพื้นที่ที่อยู่ในแนวการเคลื่อนผ่านของปรากฏการณ์ MJO และอยู่ด้านที่ได้รับอิทธิพลจากลมที่พัดมาจากทะเล ได้แก่ ชายฝั่งทะเลอันดามันของประเทศไทย กอไต้ของประเทศไทย ภาคตะวันออกของประเทศไทยที่ต่อเนื่องกับประเทศกัมพูชา และภาคใต้ของประเทศไทย เป็นบริเวณที่ความผิดปกติของฝนมีความเชื่อมโยงกับปรากฏการณ์ MJO อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติ โดยมีค่าเฉลี่ยของความผิดปกติของฝนประมาณ 3 ถึง 4 มิลลิเมตรต่อวัน คิดเป็น 20 เปอร์เซ็นต์ของปริมาณฝนเฉลี่ยตามฤดูกาลในพื้นที่ดังกล่าว ขณะที่ตอนในของแผ่นดินซึ่งได้แก่พื้นที่ส่วนใหญ่ของประเทศไทย พบว่าความแปรปรวนของฝนที่เชื่อมโยงกับ MJO ไม่มีนัยสำคัญทางสถิติ และเมื่อทำการวิเคราะห์ Fourier power spectrum ของอนุกรมเวลาของปริมาณฝนบริเวณต่างๆ พบว่าพื้นที่ตอนในของแผ่นดินมีความแปรปรวนของปริมาณฝนในช่วงระยะสั้น (3-5 วัน) เป็นคาบเวลาสำคัญ ขณะที่คาบเวลาอื่น ๆ ไม่มีนัยสำคัญทางสถิติ เมื่อเปรียบเทียบกับพื้นที่เหนือมหาสมุทรและทะเล โดยเฉพาะบริเวณมหาสมุทรอินเดียและทะเลอันดามัน พบว่านอกจากคาบเวลาระยะสั้นแล้ว ความแปรปรวนของฝนยังแสดงคาบเวลาระยะกลาง (30-60 วัน) อย่างมีนัยสำคัญทางสถิติด้วย ซึ่งคาบเวลาดังกล่าวตรงกับคาบเวลาของปรากฏการณ์ MJO ซึ่งเคลื่อนที่ผ่านบริเวณดังกล่าว ส่วนพื้นที่บนคาบสมุทรอินโดจีนนั้น พบว่าพื้นที่ที่มีสเปกตรัมของฝนที่แสดงคาบเวลาในช่วง 30-60 วันที่มีนัยสำคัญทางสถิติ นอกเหนือจากคาบในช่วงระยะสั้น (3-5 วัน) จะเป็นพื้นที่ที่อยู่ใกล้กับทะเล ได้แก่ ชายฝั่งประเทศเมียนมาร์ ภาคใต้ของประเทศไทย ภาคตะวันออกของประเทศไทยและประเทศกัมพูชา และภาคใต้ของประเทศไทย และบางส่วนของประเทศลาว คล้ายคลึงกับการศึกษาของ Hoyos and Webster (2007) ที่พบสเปกตรัมของฝนบริเวณประเทศกัมพูชามีคาบเด่นในช่วงระยะสั้นและรองมาคือระยะกลาง และการศึกษาของ Lin et al. (2008) ที่แสดงให้เห็นว่าบริเวณคาบสมุทรอินโดจีน มีความแปรปรวนระยะกลางที่สำคัญ ส่วนผลการวิเคราะห์

ในเชิงพื้นที่ของสัดส่วนของความแปรปรวนภายในฤดูกาลที่คาบเวลาต่างๆ แสดงให้เห็นว่าความแปรปรวนของปริมาณฝนบนคาบสมุทรอินโดจีน มีค่าต่ำกว่าความแปรปรวนของฝนเหนือบริเวณมหาสมุทร นอกจากนี้รูปแบบความแปรปรวนของฝนบนแผ่นดินมีคาบเวลาเด่นชัดในช่วงระยะสั้น (3-5 วัน) ขณะที่คาบเวลาอื่นๆ ที่ตรงกับปรากฏการณ์การเปลี่ยนแปลงของระบบอุทุนิยมวิทยาเขตร้อนที่สำคัญ ได้แก่ ปรากฏการณ์ MJO (30-60 วัน) และปรากฏการณ์ westward Intraseasonal Oscillation (10-20 วัน) กลับไม่พบความโดดเด่น ในขณะที่บริเวณมหาสมุทร เช่น บริเวณอ่าวเบงกอล มีคาบเวลาของความแปรปรวนที่เด่นชัดในช่วง 30-60 วัน ซึ่งตรงกับปรากฏการณ์ MJO ซึ่งเกิดขึ้นบ่อยครั้งในมหาสมุทรอินเดีย จากนั้นจึงเคลื่อนที่ไปทางตะวันออก ผ่านคาบสมุทรอินโดจีนและทะเลจีนใต้ ในขณะที่บริเวณทะเลจีนใต้มีความแปรปรวนที่คาบเวลาที่เด่นชัดในช่วง 10-20 วัน ตรงกับปรากฏการณ์ westward Intraseasonal Oscillation นอกจากนี้การวิเคราะห์สัดส่วนความแปรปรวนของฝนเหนือพื้นที่คาบสมุทรอินโดจีนยังชี้ให้เห็นว่าเปอร์เซ็นต์ความแปรปรวนที่คาบเวลา 10-20 วัน และ 30-60 วัน มีค่าต่ำกว่าค่าดังกล่าวบริเวณเหนือมหาสมุทรประมาณ 2 เท่า จากผลการวิเคราะห์ดังกล่าวแสดงให้เห็นว่า การคาดการณ์ความแปรปรวนของฝนบนคาบสมุทรอินโดจีนโดยอาศัยความเชื่อมโยงกับปรากฏการณ์ในระดับภูมิภาค เช่น ปรากฏการณ์ MJO และ ISO อาจเป็นไปได้ยาก ยกเว้นพื้นที่ที่ได้รับอิทธิพลจากปรากฏการณ์ดังกล่าว ซึ่งได้แก่พื้นที่บริเวณชายฝั่งทะเลบางบริเวณดังที่ได้กล่าวไปแล้ว

การศึกษากลไกของปรากฏการณ์ MJO พบว่าก่อนที่จะเกิดการก่อตัวของกลุ่มเมฆฝนขนาดใหญ่ จะพบความผิดปกติของลมทั้งในบรรยากาศระดับล่างและระดับบน โดยที่บรรยากาศระดับล่างเกิดการพัดเข้าหากันของลมจากทางด้านตะวันออกและตะวันตก และที่บรรยากาศระดับบนเกิดการพัดออกจากกันของลมทางด้านตะวันออกและตะวันตกของศูนย์กลางเมฆฝน ลักษณะเช่นนี้ส่งเสริมให้เกิดการลอยตัวเนื่องจากการพาความร้อนของมวลอากาศได้ดี และเมื่อเกิดเหนือทะเลอากาศที่มีความชื้นสูง ก็จะทำให้เกิดการก่อตัวของเมฆได้ดีขึ้น ซึ่งกระบวนการดังกล่าวได้มีรายงานไว้ในการศึกษา MJO ที่ผ่านมา (Zhang, 2005; Li, 2014)

การจำลองกรณีศึกษาของปรากฏการณ์ MJO ด้วยแบบจำลอง WRF ด้วยการใส่ Cumulus Parameterization scheme ที่แตกต่างกัน 3 แบบ ได้แก่ Betts-Millers-Janjic scheme, Grell-Devenyi scheme และ Kain-Fritsch scheme พบว่าให้รูปแบบของฝนที่เหมือนกัน โดยมีความแตกต่างบ้างเล็กน้อยตรงบริเวณที่เกิดฝนสูงสุด Betts-Millers-Janjic scheme ให้ปริมาณฝนที่สูงที่สุด รองลงมาคือ Kain-Fritsch scheme ส่วน Grell-Devenyi scheme โดยส่วนใหญ่จะให้ปริมาณฝนต่ำกว่าที่ตรวจวัดด้วยดาวเทียม TRMM ขณะที่ Betts-Millers-Janjic scheme และ Kain-Fritsch scheme ให้ขนาดของความเร็วลมใกล้เคียงกับข้อมูลของ Reanalysis มากกว่า Grell-Devenyi scheme นอกจากนี้ได้มีการทดสอบการพยากรณ์ฝนย้อนหลังเป็นรายสัปดาห์โดยใช้พัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO เป็นตัวบ่งชี้ พบว่าโดยภาพรวมปริมาณฝนในคาบสมุทรอินโดจีนในรายสัปดาห์มีความสัมพันธ์กับพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO บ้าง แต่ขณะเดียวกันก็มีปรากฏการณ์ระยะสั้นอื่นๆ ที่ส่งผลต่อการเกิดฝนมากกว่า ทำให้ไม่สามารถใช้พัฒนาการของ MJO เพียงปัจจัยเดียวเป็นตัวบ่งชี้ได้

## 5.2 แนวทางการนำผลการวิจัยไปใช้ประโยชน์

ผลการวิจัยนี้สามารถนำไปใช้ประโยชน์ในเรื่องการคาดการณ์ความผิดปกติของปริมาณฝนในช่วงระยะกลาง (รายสัปดาห์หรือรายปักษ์) ได้ โดยการติดตามพัฒนาการของปรากฏการณ์ MJO ร่วมกับการพยากรณ์ในทางอุทุนิยมโดยวิธีปกติ โดยพื้นที่ในประเทศไทยที่ความแปรปรวนของปริมาณฝนมีแนวโน้มความเชื่อมโยงกับปรากฏการณ์ MJO ได้แก่ บริเวณชายฝั่งทะเลภาคใต้และภาคตะวันออกเฉียงเหนือ และบางส่วนของภาคตะวันออกเฉียงเหนือ

## บรรณานุกรม

- Anthes, R. A., E.-Y. Hsie, and Y.-H. Kuo (1987) Description of the Penn State/NCAR mesoscale model version 4 (MM4). NCAR Technical Note, NCAR/TN-282+STR.
- Arakawa, A. and W.H. Schubert (1974) Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. *Journal of Atmospheric Science*, **31**, 674–701.
- Betts, A. K. and M. J. Miller (1986) A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, and arctic air-mass data sets. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **112**, 693–709.
- Bridhikitti, A. (2013) Connections of ENSO/IOD and aerosols with Thai rainfall anomalies and associated implications for local rainfall forecasts. *International Journal of Climatology*, **33**, 2836–2845.
- Emanuel, K. A. (1991) A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. *Journal of Atmospheric Science*, **48**, 2313–2335.
- Emanuel, K. A. and Zivkovic-Rothman, M. (1999) Development and evaluation of a convection scheme for use in climate model. *Journal of Atmospheric Science*, **56**, 1766–1782.
- Goswami, B. N. (2012) South Asian monsoon. In *Intraseasonal variability in the atmosphere-ocean climate system*. Lau, W. K. M., and D. Waliser (eds.) Berlin: Springer-Verlag.
- Grell, G. A. (1993) Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Monthly Weather Review*, **121**, 764–787.
- Grell, G. A. and D. Devenyi (2002) A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophysical Research Letter*, **29**(14), 1463. DOI: 10.1029/2002GL015311.
- Hoyos, C. D., and P. J. Webster (2007) The role of intraseasonal variability in the nature of Asian Monsoon precipitation. *Journal of Climate*, **20**, 4402–4424.
- Huffman, G. J., R. F. Adler, D. T. Bolvin, G. Gu, E. J. Nelkin, K. P. Bowman, Y. Hong, E. F. Stocker and D. B. Wolff (2007) The TRMM multi-satellite precipitation analysis: Quasi-global, multi-year, combined-sensor precipitation estimates at fine scale. *Journal of Hydrometeorology*, **8**, 38–55.
- Huffman, G. J., R. F. Adler, M. Morrissey, D. T. Bolvin, S. Curtis, R. Joyce, B. McGavock, and J. Susskind (2001) Global Precipitation at One-Degree Daily Resolution from Multi-Satellite Observations. *Journal of Hydrometeorology*, **2**, 36–50.
- Janjic, Z. I. (1994) The step-mountain eta coordinate model: Further development of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Monthly Weather Review*, **122**, 927–945.

- Jiang, X., D. E. Waliser, J.-L. Li, and C. Woods (2011a) Vertical cloud structures of the boreal summer intraseasonal variability based on CloudSat observations and ERA-interim reanalysis. *Climate Dynamics*, **36**, 2219–2232.
- Jiang, X., D. E. Waliser, W. S. Olson, W.-K. Tao, T. S. L'Ecuyer, K.-F. Li, Y. L. Yung, S. Shige, S. Lang, and Y. N. Takayabu (2011b) Vertical diabatic heating structure of the MJO: intercomparison between recent reanalyses and TRMM estimates. *Monthly Weather Review*, **39**, 3208–3223.
- Jones, C., and L. M. V. Carvalho (2014) Sensitivity to Madden–Julian Oscillation variations on heavy precipitation over the contiguous United States. *Atmospheric Research*, **147-148**, 10–26.
- Juneng, L., and F. T. Tangag (2005) Evolution of ENSO-related rainfall anomalies in Southeast Asia region and its relationship with atmosphere-ocean variations in Indo-Pacific sector. *Climate Dynamics*, **25**, 337–350.
- Kain, J. S. and J. M. Fritsch (1990) A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *Journal of Atmospheric Science*, **47**, 2784–2802.
- Kain, J. S. (2004) The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. *Journal of Applied Meteorology*, **43**, 170-181.
- Kalnay ,E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne, D. Joseph (1996) The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 437-470.
- Kim, H.-M., P. J. Webster, V. E. Toma, and D. Kim (2014a) Predictability and Prediction Skill of the MJO in Two Operational Forecasting Systems. *Journal of Climate*, **27**, 5364–5378 .
- Kim, D., P. Xavier, E. Maloney, M. Wheeler, D. Waliser, K. Sperber, H. Hendon, C. Zhang, R. Neale, Y.-T. Hwang, and H. Liu (2014b) Process-oriented MJO simulation diagnostic: Moisture sensitivity of simulated convection. *Journal of Climate*, **27**, 5379-5395.
- Kuo, H.-L. (1965) On the formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *Journal of Atmospheric Science*, **22**, 40–63 .
- Lau, W. K. M., and D. Waliser (eds.) (2012) *Intraseasonal variability in the atmosphere-ocean climate system*. 2<sup>nd</sup> ed. Berlin: Springer-Verlag.
- Laing, A. and J.-L. Evans (2011) Introduction to tropical meteorology: A comprehensive outline & print textbook. 2<sup>nd</sup> ed. University Corporation for

- Atmospheric Research [Internet]. [cited 1 Sep 2014] Available from: [http://www.meted.ucar.edu/tropical/textbook\\_2nd\\_edition/print.htm](http://www.meted.ucar.edu/tropical/textbook_2nd_edition/print.htm)
- Li, T. (2014) Recent advance in understanding the dynamics of the Madden-Julian Oscillation. *Journal of Meteorological Research*, **28**, 1–33.
- Liebmann, B. and C. A. Smith. (1996) Description of a Complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 1275–1277.
- Lin, J.-L., K. M. Weickman, G. N. Kiladis, B. E. Mapes, S. D. Schubert, M. J. Suarez, J. T. Bacmeister, and M.-I. Lee (2008) Subseasonal variability associated with Asian summer monsoon simulated by 14 IPCC AR4 coupled GCMs. *Journal of Climate*, **21**, 4541–4567.
- Love, B. S. and A. J. Matthews (2009) Real-time localised forecasting of the Madden-Julian Oscillation using neural network models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **135**, 1471-1483.
- Love, B. S., A. J. Matthews, and G. J. Janacek (2008) Real-Time Extraction of the Madden-Julian Oscillation Using Empirical Mode Decomposition and Statistical Forecasting with a VARMA Model. *Journal of Climate*, **21**, 5318–5335.
- Madden, R. A., and P. R. Julian (1971) Description of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *Journal of Atmospheric Sciences*, **28**, 702–708.
- Madden, R. A., and P. R. Julian (1972) Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 period. *Journal of Atmospheric Sciences*, **29**, 1109–1123.
- Matthews, A. J. (2008) Primary and successive events in the Madden-Julian Oscillation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **134**, 439–453.
- Meehl, G. A., R. Lukas, G. N. Kiladis, K. M. Weickmann, A. J. Matthews, and M. H. Wheeler (2001) A conceptual framework for time and space scale interactions in the climate system. *Climate Dynamics*, **17**, 753–775.
- Monier, E., B. C. Weare, W. I. Gustafson Jr. (2010) The Madden-Julian oscillation wind-convection coupling and the role of moisture processes in the MM5 model. *Climate Dynamics*, **35**, 435–447.
- Pai, D. S., J. Bhate, O. P. Sreejith, and H. R. Hatwar (2011) Impact of MJO on the intraseasonal variation of summer monsoon rainfall over India. *Climate Dynamics*, **36**, 41–55.
- Press, W. H., B. P. Flannery, S. A. Teukolsky, and W. T. Vetterling, (1992) Power spectrum estimation using the FFT. In *Numerical recipes in C: The art of scientific computing*. Cambridge University Press: Cambridge, 2nd edition.
- Rui, H., and B. Wang (1990) Development characteristics and dynamic structure of tropical intraseasonal convection anomalies. *Journal of Atmospheric Science*, **47**, 357–379.

- Sato, T. (2013) Mechanism of Orographic Precipitation around the Meghalaya Plateau Associated with Intraseasonal Oscillation and the Diurnal Cycle. *Monthly Weather Review*, **141**, 2451–2466.
- Serra, Y. L., X. Jiang, B. Tian, J. Amador-Astua, E. D. Maloney, and G. N. Kiladis (2014) Tropical intraseasonal modes of the atmosphere. *Annual Review of Environment and Resources*, **39**, 1–27.
- Singhrattna, N., B. Rajagopalan, K. K. Kumar and M. Clark (2005) Interannual and interdecadal variability of Thailand summer monsoon season. *Journal of Climate*, **18**, 1697–1708.
- Skarmarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G. Duda, X.-Y. Huang, W. Wang and J. G. Powers (2008) A description of the advanced research WRF version 3. NCAR Technical Note. National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA. 125 pp.
- Straub, K. H., G. N. Kiladis, and P. E. Ciesielski (2006) The role of equatorial waves in the onset of the South China Sea summer monsoon and the demise of El Nino during 1998. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, **42**, 219–238.
- Stredsrud, D. J. (2007) *Parameterization schemes: Keys to understanding numerical weather prediction models*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Taraphdar, S., P. Mukhopadhyay, and B. N. Goswami (2010) Predictability of Indian summer monsoon weather during active and break phases using a high resolution regional model. *Geophysical Research Letters*, **37**, L21812, doi: 10.1029/2010GL044969.
- Tiedtke, M. (1989) A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Monthly Weather Review*, **117**, 1779–1800.
- Tong, H., J. C. Chan, and W. Zhou (2009) The role of MJO and mid-latitude fronts in the South China Sea summer monsoon onset. *Climate Dynamic*, **33**, 827–841.
- Waliser, D. E., K. M. Lau, W. Stern, and C. Jones (2003) Potential predictability of the Madden-Julian Oscillation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **84**, 33–50.
- Wang, B. (2012) Theories. In *Intraseasonal variability in the atmosphere-ocean climate system*. Lau, W. K. M., and D. Waliser (eds.) Berlin: Springer-Verlag.
- Wheeler, M. C., and H. H. Hendon (2004) An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Monthly Weather Review*, **113**, 941–961.
- Wheeler, M.C., and J. L. McBride (2012) Australian monsoon. In *Intraseasonal variability in the atmosphere-ocean climate system*. Lau, W. K. M., and D. Waliser (eds.) Berlin: Springer-Verlag.

- Wheeler, M. C., H. H. Hendon, S. Clelland, H. Meinke, and A. Donald (2008) Impacts of the Madden-Julian Oscillation on Australian rainfall and circulation. *Journal of Climate*, **22**, 1482–1498.
- Yatakai, A., K. Kamiguchi, O. Arakawa, A. Hamada, N. Yasutomi, and A. Kitoh (2012) APHRODITE: Constructing a Long-Term Daily Gridded Precipitation Dataset for Asia Based on a Dense Network of Rain Gauge. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **93**, 1401–1415.
- Yavinchan, S., R. H. B. Exell, and D. Sukawat (2011) Convective Parameterization in a Model for the Prediction of Heavy Rain in Southern Thailand. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **89**, 201–224.
- Yokoi, S., T. Satomura, and J. Matsumoto (2007) Climatological Characteristics of the Intraseasonal variation of precipitation over the Indochina Peninsula. *Journal of Climate*, **20**, 5301–5315.
- Zhang, C. (2005) Madden-Julian Oscillation. *Reviews of Geophysics*, **43**, 2003RG.
- Zhang, C. (2013) Madden-Julian Oscillation: Bridging weather and climate. *Bulletin of American Meteorological Society*, **94**, 1849–1870.

ภาคผนวก

ผลการดำเนินงานของโครงการตามแผนงานโดยสรุป

กิจกรรม (ตามแผน)	ผลการดำเนินงาน	ผลสำเร็จ (%)
1. รวบรวมข้อมูลปริมาณฝนรายวันจากชุดข้อมูลดาวเทียม TRMM ชุดข้อมูล GPCP และตัวแปรทางอุตุนิยมวิทยา ได้แก่ ลมที่ระดับความสูงต่างๆ ความกดอากาศ	1. ได้ข้อมูลปริมาณฝนและตัวแปรอุตุนิยมวิทยาที่มีรายละเอียดเชิงพื้นที่สูงเพื่อใช้ในการวิเคราะห์เชิงสถิติ	100%
2. วิเคราะห์ Fourier power spectrum ของข้อมูลต่างๆ	2. ได้ระดับความแปรปรวนของปริมาณฝนภายในฤดูกาลของคาบสมุทรอินโดจีน	100%
3. วิเคราะห์ composite analysis ของข้อมูลฝนและข้อมูลอุตุนิยมวิทยาที่ผ่านการฟิลเตอร์ให้เหลือเฉพาะความถี่ที่ตรงกับปรากฏการณ์ MJO และปรากฏการณ์ที่แปรผันภายในฤดูกาล	3. ได้ขอบเขตพื้นที่ที่ได้รับผลกระทบจากปรากฏการณ์ Madden Julian Oscillation (MJO) รวมทั้งกลไกความเชื่อมโยงระหว่างปริมาณฝนกับปรากฏการณ์ MJO	100%
4. ติดตั้งแบบจำลองเชิงตัวเลขเพื่อการพยากรณ์อากาศ WRF (Weather Research and Forecasting model)	4. ได้แบบจำลองเชิงตัวเลขที่พร้อมสำหรับการดำเนินการ พยากรณ์อากาศที่เหมาะสมต่อการจำลองความแปรปรวนของปริมาณฝน	100%
5. ทดสอบพารามิเตอร์ต่างๆ ในโมเดล ได้แก่ cumulus and physics parameterization schemes	5. ได้แบบจำลองเพื่อการพยากรณ์อากาศและพารามิเตอร์ที่เหมาะสมต่อการจำลองความแปรปรวนของปริมาณฝน	100%
6. จำลองกรณีศึกษาของปรากฏการณ์ MJO และปรากฏการณ์ที่แปรผันภายในฤดูกาล	6. ได้กรณีศึกษาความเชื่อมโยงระหว่างความผิดปกติของฝนกับปรากฏการณ์ MJO	100%
7. นักวิจัยไทย 2 คน เดินทางไปทำวิจัยระยะสั้นที่จีน (5 วัน) เพื่อแลกเปลี่ยนในประเด็นอิทธิพลของปรากฏการณ์ MJO ต่อความแปรปรวนของฝนบริเวณเขตร้อนและเขตละติจูดกลาง	7. ได้แลกเปลี่ยนข้อมูลปริมาณฝนและวิธีวิจัยที่เกี่ยวข้องกับอิทธิพลของปรากฏการณ์ MJO ต่อความแปรปรวนของฝนบริเวณเขตร้อนและเขตละติจูดกลาง	100%
8. นักวิจัยจีน 2 คน เดินทางมาประเทศไทย เพื่อทำวิจัยระยะสั้น (5 วัน) เพื่อแลกเปลี่ยนในประเด็นอิทธิพลของปรากฏการณ์ MJO ต่อความแปรปรวนของฝนบริเวณเขตร้อนและเขตละติจูดกลาง	8. ได้แลกเปลี่ยนข้อมูลปริมาณฝนและวิธีวิจัยที่เกี่ยวข้องกับอิทธิพลของปรากฏการณ์ MJO ต่อความแปรปรวนของฝนบริเวณเขตร้อนและเขตละติจูดกลาง	100%
9. นักวิจัยไทย 2 คน เดินทางไปทำวิจัยระยะสั้นที่จีน (5 วัน) เพื่อแลกเปลี่ยนในประเด็นการขยายขีดความสามารถในการพยากรณ์อากาศล่วงหน้า (extended range forecast) 10-20 วัน	9. ไม่ได้ดำเนินการ เนื่องจากนักวิจัยจีนไม่ได้รับการสนับสนุน	-
10. นักวิจัยจีน 2 คน เดินทางมาประเทศไทย เพื่อทำวิจัยระยะสั้น (5 วัน) เพื่อแลกเปลี่ยนในประเด็นการขยายขีดความสามารถในการพยากรณ์อากาศล่วงหน้า (extended range forecast) 10-20 วัน	10. ไม่ได้ดำเนินการ เนื่องจากนักวิจัยจีนไม่ได้รับการสนับสนุน	-

## การเผยแพร่ผลงาน

การนำเสนอแบบโปสเตอร์ในการประชุม 17<sup>th</sup> Ocean Science Meeting 2014 ระหว่างวันที่ 23-28 กุมภาพันธ์ พ.ศ.2557 ณ เมืองโฮโนลูลู รัฐฮาวาย ประเทศสหรัฐอเมริกา

### ***IMPACTS AND MECHANISMS OF THE MJO AND THE BOREAL SUMMER INTRASEASONAL OSCILLATION ON RAINFALL VARIABILITY OVER THE INDOCHINA PENINSULAR***

#### **Authors**

**Singhruck, P.**, Chulalongkorn University, Thailand, [patama.s@chula.ac.th](mailto:patama.s@chula.ac.th)

Laohalertchai, C., Thai Meteorological Department, Thailand

Sitthichivapak, K., Thai Meteorological Department, Thailand

Yavinchan, S., Thai Meteorological Department, Thailand

#### **Abstract**

The Madden-Julian Oscillation (MJO) and the boreal summer intraseasonal oscillation (BSISO) are the most prominent intraseasonal variability in the tropics. Using TRMM rainfall estimates together with station rainfall from Thai Meteorological Department and NCEP/NCAR Reanalysis data, impacts and mechanisms of the MJO and BSISO on rainfall variability over the Indochina peninsular were investigated. Composite analysis of weekly rainfall probability showed significant modulation by the MJO and BSISO. During active phases the probability of upper tercile rainfall increased compared to that during suppressed phases. Anomalous low level winds prior to the active phases enhanced convergence of moisture in the boundary layer leading to increases in convection. However variability of rainfall over land showed less clear eastward propagation patterns compared to that over the Bay of Bengal and the South China Sea. Interactions with land surface and topography were partly responsible for less coherent patterns. The combined effect of the MJO/BSISO and the ENSO were also examined. During the generally dry condition of the ENSO warm phase, the arrival of MJO/BSISO active phases enhanced rainfall probability over Indochina.